

فهرست

- ارزیابی نهشته‌های منسوب به سازند گورپی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی واقع در جنوب غرب بروجن، استان چهارمحال و بختیاری
سعیده سنماری و فریبا فروغی ۱
- تحلیل ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی و شرایط محیطی سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس
جواد امرائی، بیمن رضائی، عبدالحسین امینی، سید محمد زمانزاده و وحید توکلی ۱۵
- تحلیل رژیم تنش در مخزن هیدروکربوری و پایداری دیواره چاه در میدان شاه دیز، حوضه خزر پروانه علیزاده سعید، محمد حسنپور صدقی، علی کدخدائی و ملک محمد گیتی ۲۳
- زمین‌شناسی، کانی‌سازی و مغناطیس‌سنجی کانسار آهن استاج-جنوب مشهد
سیده معصومه عیادی‌راد، محمدرضا حیدریان شهری، سید احمد منظهری و علی عسکری ۴۳
- تعیین منشأ سیال کانه‌ساز در کانسار روی و سرب گل‌زرد، الیکودرز با استفاده از مطالعات زمین‌شیمیایی و میان‌بارهای سیال
علیرضا زراسوندی، منا صامتی، زهرا فریدونی، محسن رضایی و هاشم باقری ۵۷
- زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانه‌زایی آهن در توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک کانسار داش‌آغل، شمال شرق بوکان، پهنه سهندج-سیرجان
سجاد مغفوری، مهدی موحندتیا و محمدرضا حسین‌زاده ۷۵
- کاربرد مدل EPM در ارزیابی فرسایش خاک (مطالعه موردی، حوضه شازند، سد ساوه)
علی محمد رجایی، عادل یآوری و حمیدرضا سلوکی ۸۹
- بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه زبرین در برش قومنجان، جنوب غرب قائن خوربه زارعی، سید ناصر رئیس‌السادات، مریم مرتضوی مهریزی و محسن بردی مقدم ۹۹

Contents

- Determining the deposits attributed to the Gurpi Formation based on the calcareous nannofossil located in SW Borojen, Chahar-Mahal and Bakhtiari provinces
Senemari, S. and Foroughi, F. 121
- Microfacies and petrofacies analysis, diagenetic characteristics and environmental condition of the Faraghan Formation in the central part of the Persian Gulf
Amraei, J., Rezaei, P., Amini, A.B., Zamanzadeh, S.M. and Tavakoli, V. 122
- Analysis of stress regime in Shah Deniz oilfields and wellbore stability, in south Caspian Sea basin
Alizadeh Saeid, P., Hassanpour Sedghi, M., Kadkhodaie, A. and Gity, M.M. 123
- Geology, mineralization and magnetic survey of Staj iron deposit – ore south west of Mashhad
Ebadirad, S.M., Hajdarian Shahri, M.R., Mazaheri, S.A. and Askari, A. 124
- Determining the source of mineralizing fluid in Gol-e-Zard Zn-Pb deposit, Aligudarz using geochemical and fluid inclusion studies
Zarasvandi, A.R., Sameti, M., Freydouni, Z., Rezaei, M. and Bagheri, H. 125
- Geology, geochemistry and genesis of the iron mineralization in Jurassic volcano-sedimentary sequence of the Dash Aghol deposit, Northeast of Bukan, Sanandaj-Sirjan zone
Maghfouri, S., Movahadnia, M. and Hosseinzadeh, M.R. 126
- Application of EPM model in soil erosion evaluation (Case study, Shazand watershed-Saveh Dam)
Rajabi, A.M., Yavari, A. and Soloki, H.R. 127
- Microfacies and sedimentary environment of Lower Cretaceous deposits in Qumenjan section, south west of Qayen
Zarei, H., Raisossadat, S.N., Mortazavi Mehrizi, M. and Yazdi Moghadam, M. 128



سال ۱۳، شماره ۵۰، تابستان 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 ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، 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 سیدکاظم 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: تابستان 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.

ارزیابی نهشته‌های منسوب به سازند گورپی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی واقع در جنوب غرب بروجن، استان چهار محال و بختیاری

سعیده سنماری^(*) و فریبا فروغی^۲

۱. دانشیار دانشکده فنی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۳/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۶/۲۴

چکیده

نانوفسیل‌های آهکی از گروه‌های فسیلی مفید در تعیین سن نسبی نهشته‌های کرتاسه هستند. در این مطالعه ۴۴۵ متر از ضخامت سازند گورپی واقع در ناودیس کوه سبز در جنوب غرب بروجن بر اساس نانوفسیل‌های آهکی مورد بررسی قرار گرفت. بررسی نانوفسیل‌های آهکی در این نهشته‌ها منجر به تشخیص ۲۰ جنس و ۳۷ گونه شد. در این مطالعه، بر اساس پراکندگی شاخص‌های نانوفسیلی، هفت زون زیستی تعیین شد که شامل زون‌های زیر می‌باشد: *Calculites obscurus Zone (CC17/late Santonian-early Campanian)*, *Aspidolithus parvus Zone (CC18/ early Campanian)*, *Calculites ovalis Zone (CC19/late Early Campanian)*, *Ceratolithoides aculeus Zone (CC20/late Early Campanian)*, *Quadrum ssinghii Zone (CC21/ early Late Campanian)*, *Quadrum trifidum Zone (CC22/late Late Campanian)*, *Tranolithus phacelosus Zone (CC23/latest Campanian-early Maastrichtian)* که با بخش فوقانی زون NC17 تا زون NC20 و زون زیستی UC17-UC13 مطابقت دارد. براین اساس سن محدوده مورد مطالعه از اواخر سانتونین پسین/کامپانین پیشین تا اواخر کامپانین پسین/ماستریشین پیشین پیشنهاد می‌شود. مطالعه سازند گورپی در برش ناودیس کوه سبز نشان می‌دهد رسوب‌گذاری این سازند در اواخر سانتونین پسین/کامپانین پیشین آغاز شده و تا اواخر کامپانین پسین/ماستریشین پیشین ادامه داشته است. سپس با کاهش عمق حوضه رسوبی نهشته‌های متعلق به سازند تاربور به صورت تدریجی بر روی سازند گورپی گذاشته شده است.

واژه‌های کلیدی: نانوفسیل‌های آهکی، زون زیستی، زاگرس، گورپی، تاربور.

مقدمه

تشکیل این پهنه نتیجه برخورد صفحات عربی و اوراسیا است که از لحاظ زمین‌شناسی از ارتفاعات جنوبی ترکیه شروع و پس از گذر از غرب و جنوب غرب ایران با روند شمال غرب-جنوب شرق، به گسل میناب منتهی می‌شود (Alavi, 2004). این زون در همه جا ویژگی‌های

حوضه رسوبی زاگرس از جمله مهم‌ترین پهنه‌های رسوبی ایران و جهان است که توالی‌های رسوبی ضخیمی در طی دوران دوم در آن نهشته شده است (مطیعی، ۱۳۸۲).

* نویسنده مرتبط: senemari2004@yahoo.com

نانوفسیل‌های آهکی در برش ناودیس کوه سبیز واقع در جنوب غرب بروجن است که به تعیین سن نسبی برش مورد مطالعه و تطابق با زون‌بندی‌های استاندارد جهانی می‌پردازد.

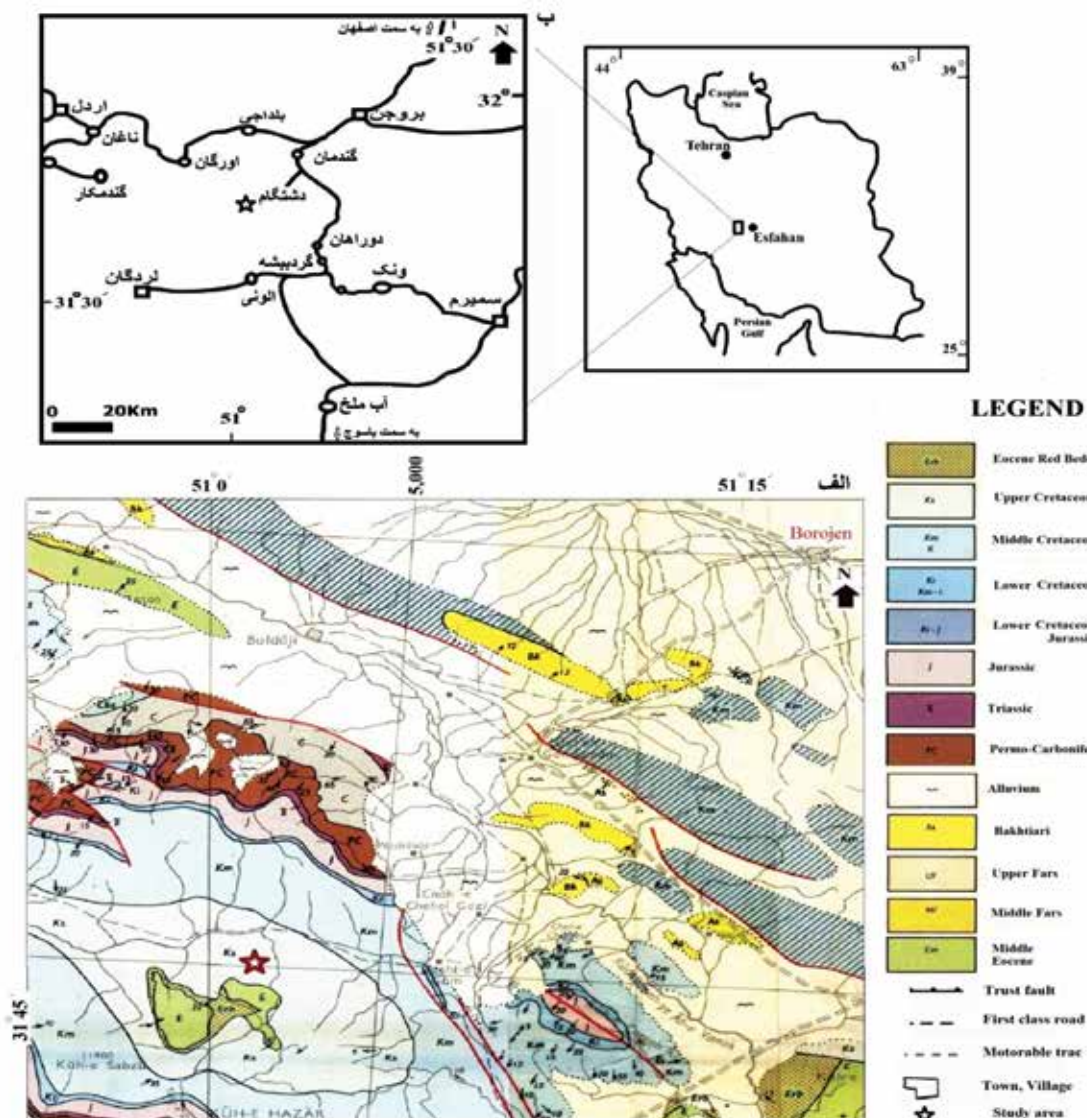
موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در پهنه زاگرس مرتفع و رورانده، بین عرض‌های جغرافیایی شمالی ۴۵' ۳۱° تا ۳۲' ۰۰° درجه و طول‌های جغرافیایی شرقی ۵۱' ۰۰° تا ۵۱' ۱۵° و در حدود ۳۶ کیلومتری جنوب غرب شهرستان بروجن از استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد. جهت دسترسی به برش مورد مطالعه می‌توان در مسیر ارتباطی بروجن به لردگان قرار گرفت، در این مسیر ابتدا به روستای گندمان و سپس در مسیر جنوب غربی به روستای دشتگام می‌رسیم. برش مورد مطالعه در ناودیس کوه سبیز در نزدیکی روستای دشتگام قرار دارد (شکل ۱). این برش دارای ضخامت ۴۴۵ متر است که از نظر سنگ‌شناسی از مارن و سنگ آهک مارنی تشکیل شده است. سازند گورپی با ناپیوستگی فرسایشی بر روی آهک‌های سازند سروک قرار دارد و در راس به نهشته‌های آهکی سازند تاربور می‌رسد.

روش مطالعه

در این تحقیق برای انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و تعیین سن نسبی، نمونه‌هایی از نهشته‌های سازند گورپی به همراه نمونه‌های برداشت شده از بخش فوقانی سازند سروک و بخش تحتانی سازند تاربور به منظور مشخص نمودن مرزهای تحتانی و فوقانی برداشت شد. نمونه‌ها بعد از انتقال به آزمایشگاه با روش اسمیراسلاید آماده‌سازی (Bown and Young, 1998) و سپس توسط میکروسکوپ پلاریزان با بزرگنمایی ۱۰۰۰ در نور پلاریزه (XPL) و معمولی (PPL) تحت مطالعه قرار گرفتند. مطالعه اسلایدها بر اساس منابعی همچون Perch-Nielsen (1985) و Burnett (1998) صورت گرفته است. برای تعیین سن نسبی دقیق توالی، زون‌های زیستی تعیین شده در این مطالعه با زون‌های زیستی معرفی شده توسط Roth (1977)، Sissingh (1977) و Burnett (1998) مقایسه شده است.

زمین‌شناسی و ساختاری یکسانی ندارد لذا به ایالت‌های زمین‌شناسی مختلف فارس، ایذه، لرستان، خوزستان (فروافتادگی دزفول) تقسیم می‌شود. ناحیه مورد مطالعه نیز بخشی از پهنه زمین‌ساختی زاگرس مرتفع و رورانده در زیر زون سمیرم است (Authemayou et al., 2005). در زیر زون سمیرم به سبب فعالیت‌های گسلی و به تبع آن جابجایی بلوک‌های کف منطقه، تفاوت‌های رخساره‌ای بیشتری نسبت به سایر نقاط زاگرس دیده می‌شود (حسن‌پور و همکاران، ۱۳۸۷). به طوری که نتیجه این فعالیت‌ها تشکیل رخساره‌های متنوع از نهشته‌های کرتاسه شامل سازندهای سروک، گورپی و تاربور بر روی یکدیگر در جنوب غرب بروجن در برش ناودیس کوه سبیز است. در این زیر زون از جمله مهم‌ترین نهشته‌های رسوبی دوران مزوزوئیک، بخصوص در زمان کرتاسه بالایی، سازند گورپی است که گسترش زیادی در جنوب غرب ایران دارد (آقنابتی، ۱۳۸۵). بررسی این سازند از لحاظ اقتصادی با توجه به پتانسیل آن که به عنوان سنگ منشأ نفت مطرح می‌باشد از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. برش الگوی سازند گورپی که بخشی از رسوبات نهشته شده در زمان پیشروی دریای عمیق کرتاسه در حوضه رسوبی زاگرس است در تنگ پابده در جنوب باختر دامنه کوه پابده قرار دارد که از لحاظ سنگ‌شناسی از رسوبات مارن، شیل و آهک مارنی تشکیل گردیده است. از کارهای انجام شده بر روی این سازند می‌توان به تحقیقات انجام شده توسط Zahiri, Jalali (1971), James and Wynd (1965) (1982)، هم‌تی‌نسب (Vaziri-Moghaddam (2002)، (۱۳۸۷)، وزیری‌مقدم و همکاران (۱۳۹۲)، پرن‌دآور و همکاران (۱۳۹۲)، فریدون‌پور و همکاران (۱۳۹۳)، Hadavi, Bahrami (2009)، Bahrami and Ezadi (2007)، Bahrami and Parvanehnezhad Shirazi (2010)، Senemari and Sohrabi Molla Usefi (2012)، Beiranvand et al. (2013)، Najafpour and Mahanipour (2015)، Mahanipour and Najafpour (2016)، Beiranvand and Ghasemi-Nejad (2013) اشاره نمود. تحقیق حاضر که به منظور مطالعه چینه‌نگاری زیستی مورد بررسی قرار گرفت، اولین تحقیق بر روی نهشته‌های گورپی بر مبنای



شکل ۱. الف) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بروجن برگرفته شده از نقشه (British Petroleum Company, 1981)، ب) موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در جنوب غرب شهرستان بروجن، روستای دشتگام و راه‌های ارتباطی (برگرفته شده از وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹ با کمی تغییرات)

الگوی چینه نگاری زیستی در برش ناودیس کوه سبز

کمک می‌کند. در واقع الگوی تکاملی نانوپلانکتون‌های آهکی در تحقیقات مختلفی همچون تطابق لایه‌های رسوبی، چینه نگاری زیستی نهشته‌های دریایی و مطالعات مختلف دیرینه در مناطق مختلف دنیا اهمیت فراوان دارد (Perch-Nielsen, 1985; Bralower et al., 1995; Burnett, 1998; Lees, 2002; Bralower, 2005; Watkins and Self-Trail, 2005). زون‌بندی‌های اولیه بر مبنای گونه‌های مختلف نانوفسیل‌های آهکی توسط افراد مختلفی

نانوپلانکتون‌های آهکی از مهم‌ترین تولیدکنندگان محیط‌های اقیانوسی هستند که تحت کنترل عوامل زیست-محیطی نظیر درجه حرارت، تمرکز مواد غذایی و عمق زیست می‌کنند. صفحات کلسیتی تولید شده توسط آنها، از اجزای اصلی رسوبات محیط‌های اقیانوسی دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک است که در اعماق کمتر از عمق موازنه کربنات کلسیم نهشته و باقی مانده‌اند. ویژگی شناوری این گروه فسیلی به سودمندی آنها در مطالعات چینه‌نگاری زیستی

A. cymbiformis تا ظهور گونه *A. parvus* ادامه دارد. سن این زون، اواخر سانتونین پسین/کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۲ متر است. مهم‌ترین تجمعات فسیلی همراه شناسایی شده در این زون شامل گونه‌های *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Calculites obscures*, *Calculites ovalis*, *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Microrhabdulus decoratus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Micula concava*, *Eiffellithus gorkae*, *Lithastrinus grillii*, *Microrhabdulus belgicus*, *Marthasterites furcatus*, *Micula staurophora*, *Micula decussata*, *Quadrum gothicum*, *Quadrum gartneri*, *Rhagodiscus angustus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Tranolithus phacelosus*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta* است.

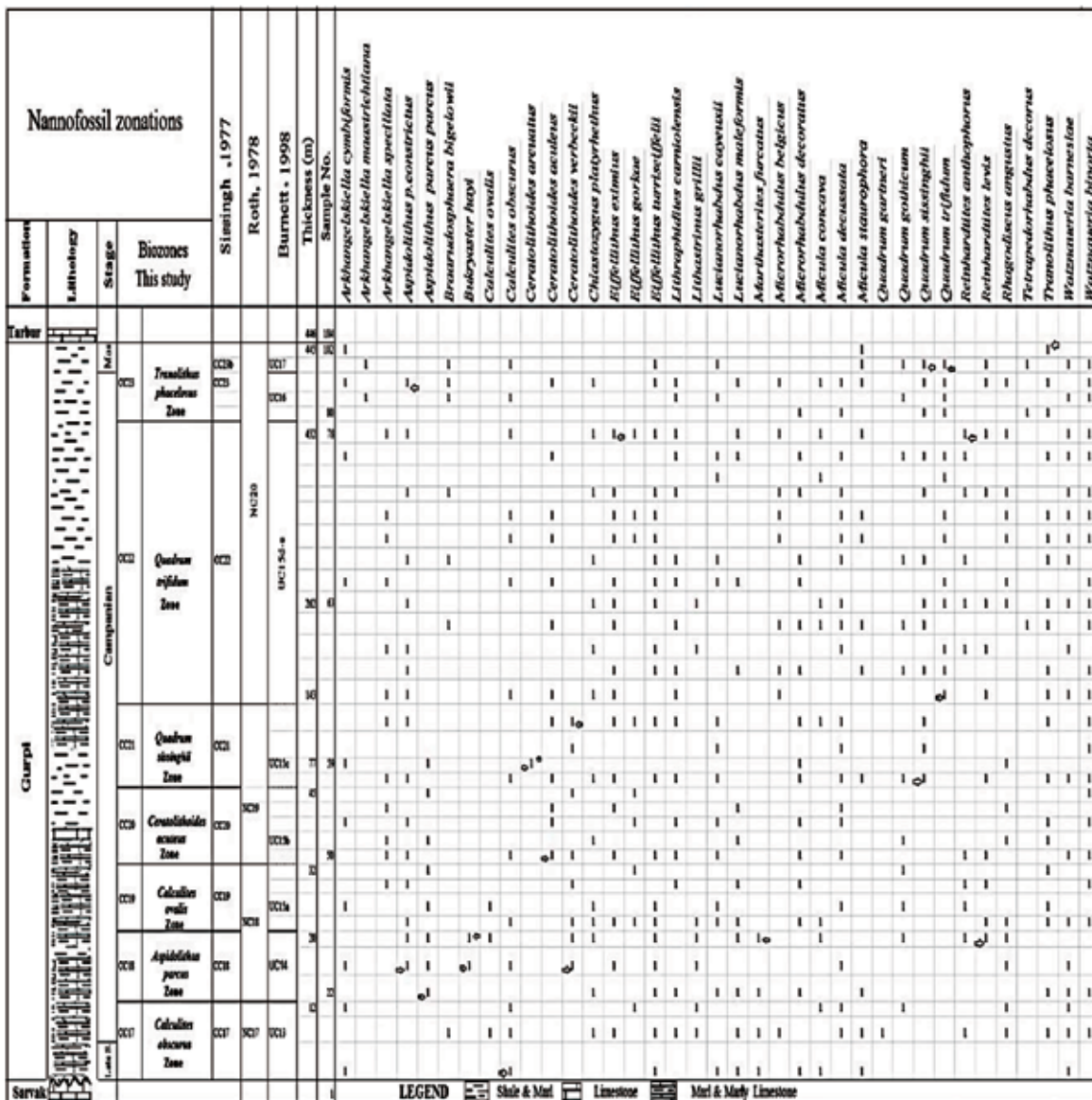
Zone CC18 (UC14 /NC18)

این زون بر اساس تعریف ارائه شده توسط Sissingh (1977) از ظهور گونه *Aspidolithus parvus* تا آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* ادامه دارد. در برش کوه سبیز، حادثه زیستی ظهور گونه *A. parvus parvus* و سپس آخرین حضور گونه *M. furcatus* بیانگر وجود *Aspidolithus parvus* Zone است. زون CC18 با بخش تحتانی زون NC18 از زون‌بندی (Roth 1978) و زون UC14 از زون‌بندی (Burnett 1998) مطابقت دارد. شروع زون UC14 به وسیله اولین حضور گونه *A. parvus parvus* و مرز فوقانی این زون توسط آخرین حضور *Bukryaster hayi* مشخص می‌گردد. سن این زون، کامپانین پیشین و ضخامت آن ۸ متر است. مهم‌ترین فسیل‌های همراه شناسایی شده در این زون شامل گونه‌های *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta*, *Micula staurophora*, *Microrhabdulus decoratus*,

Manivit (1971), Worsley (1971), Thierstein (1978), Roth (1978), Sissingh (1977) و سیس توسط Perch-Nielsen (1985) و Burnett (1998) ارائه شده است. در این راستا در تحقیق حاضر، به منظور شناسایی گونه‌ها و انجام مطالعات چینه‌نگاری زیستی از مراجع گوناگونی همچون Perch-Nielsen (1985) و Burnett (1998) و برای زون‌بندی، از زون‌بندی‌های استاندارد جهانی (Roth 1978), Sissingh (1977) و Burnett (1998) استفاده شده است. اختصارات بکار برده شده در این مطالعه شامل حروف CC (کوکولیت کرتاسه) از زون‌بندی UC (کرتاسه فوقانی) از زون‌بندی (Burnett 1998) و NC (نانوفسیل کرتاسه) از زون‌بندی (Roth 1978) است (شکل ۲). با شناسایی اجزای تشکیل‌دهنده نانوفسیل‌های آهکی در نهشته‌های رسوبی حوضه مورد نظر، ضمن تشخیص ۳۷ گونه از این گروه فسیلی، زون‌های زیستی CC17 تا CC23 بر اساس زون‌بندی استاندارد جهانی (Sissingh 1977)، زون‌های زیستی NC17 تا NC20 از زون‌بندی (Roth 1978) و زون‌های UC13 تا UC17 از زون‌بندی (Burnett 1998) شناسایی گردید. لازم به ذکر است که گونه‌های شناسایی شده دارای ساختار کامل با حفظ شدگی خوب و با نواحی مرکزی مشخص، بدون خوردگی، یا حتی بدون رشد ثانوی هستند. تصاویر برخی از گونه‌های شاخص در پللیت ارائه شده است. زون‌های زیستی تعیین شده از قاعده به سمت راس سازند گورپی به شرح ذیل معرفی می‌شوند:

Zone CC17 (UC13 /NC17)

این زون بر اساس تعریف ارائه شده توسط Sissingh (1977) از ظهور گونه *Calculites obscures* تا ظهور گونه *Aspidolithus parvus* ادامه دارد. در برش ناودیس کوه سبیز، حادثه زیستی ظهور گونه‌های *Arkhangelskiella cymbiformis* و *Calculites obscures* در قاعده و ابتدای سازند گورپی و سپس ظهور گونه *Aspidolithus parvus* در متر ۱۲ ثبت شد. زون CC17 با بخش فوقانی زون NC17 از زون‌بندی (Roth 1978) و زون UC13 از زون‌بندی (Burnett 1998) مطابقت دارد. زون UC13 از ظهور گونه



شکل ۲. چینه نگاری زیستی سازند گورپی در برش ناودیس کوه سبز واقع در جنوب غرب بروجن

Zone CC19 (UC15a^{TP}/NC18)

این زون در برش کوه سبز از آخرین حضور گونه *M. furcatus* تا ظهور گونه *Ceratolithoides aculeus* ادامه دارد. حادثه زیستی اولین حضور گونه *C. aculeus* بعد از آخرین حضور گونه *M. furcatus* بیانگر وجود Perch-Nielsen مطابق مرجع Sissingh (1977) و زون بندی (1985) است. زون CC19 با بخش فوقانی زون NC18 از زون بندی (1978) Roth و زیرزون UC15a^{TP} از زون بندی (1998) Burnett مطابقت دارد. زون UC15 که خود شامل چند زیرزون است از

Eiffellithus eximius, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Marthasterites furcatus*, *Micula concava*, *Micula decussata*, *Quadrum gothicum*, *Reinhardtites anthophorus*, *Rhagodiscus angustus*, *Tranolithus phacelus*, *Lithastrinus grillii*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Bukryaster hayi*, *Calculites ovalis*, *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Aspidolithus parvus constrictus* (*Broinsonia parca constricta*), *Ceratolithoides verbeekii*, *Reinhardtites levis* است.

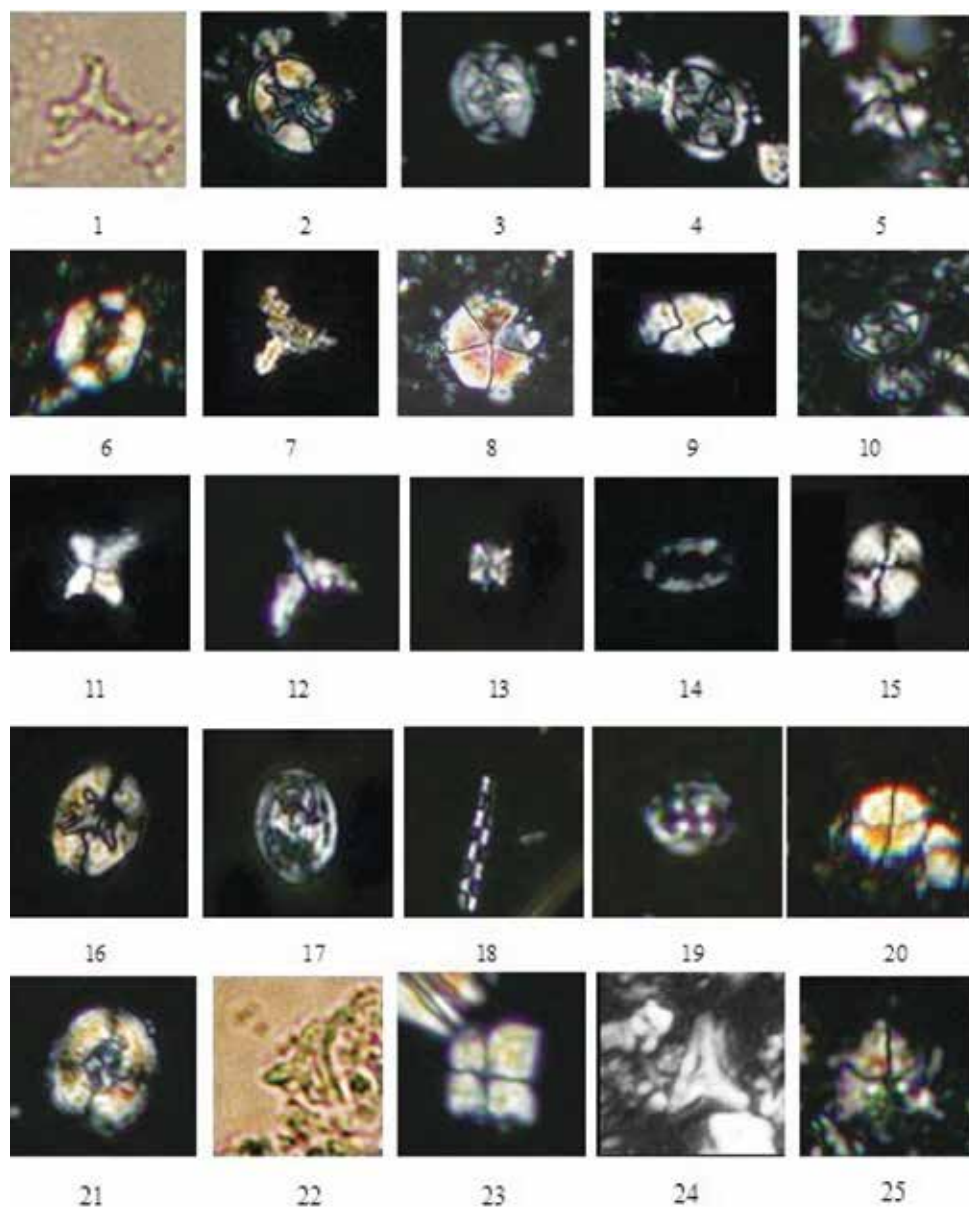


Plate1: All figures light micrographs $\times 1000$, the taxa considered in the present figure are referenced in Perch-Nielsen (1985); 1. *Marthasterites furcatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre (1959), 2. *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, 3. *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh in Sissingh, 1977, 4. *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina (1959), 5. *Bukryaster hayi* (Bukry, 1969) Prins and Sissingh in Sissingh, 1977, 6. *Aspidolithus parvus parvus* (Stradner, 1963) Noel (1969), 7. *Quadrum trifidum* (Stradner in Stradner and Papp, 1961) Prins and Perch-Nielsen in Manivit et al., (1977), 8. *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud 1935) Deflandre 1947, 9. *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins and Sissingh in Sissingh (1977), 10. *Eiffellithus gorkae* Reinhardt (1965), (X2000), 11. *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen (1984b), 12. *Ceratolithoides arcuatus* Prins and Sissingh in Sissingh (1977), 13. *Micula decussata* Vekshina, 1959, 14. *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt (1971), (X 2000), 15. *Watznaueria barnesae* (Black in Black and Barnes, 1959) Perch-Nielsen (1968), 16. *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt (1965), (X1250), 17. *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968), 18. *Microrhabdulus decoratus* Deflandre (1959), 19. *Tranolithus phacelosus* Stover (1966), 20. *Calculites ovalis* (Stradner, 1963) Prins and Sissingh in Sissingh (1977), (X 2000). 21. *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner et al., 1980) Perch-Nielsen (1984a), 22. *Ceratolithoides verbeekii* Perch-Nielsen (1979a), 23. *Quadrum gothicum* (Deflandre, 1959) Prins and Perch-Nielsen in Manivit et al. (1977), 24. *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins and Sissingh in Sissingh (1977), 25. *Lithastrinus grillii* Stradner (1962), (X1500)

Eiffellithus turriseiffelii, *Eiffellithus gorkae*, *Tranolithus phacelosus*, *Rhagodiscus angustus*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula decussata*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Quadrum gothicum*, *Reinhardtites levis*, *Reinhardtites anthophorus*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta*, *Ceratolithoides aculeus* است.

Zone CC21(UC15c^{TP}/NC19)

محدوده این زون در برش مورد مطالعه بر اساس ظهور گونه *Q. sissinghii* تا ظهور گونه شاخص *Quadrum trifidum* معرفی می‌شود. طبق تعریف (Sissingh 1977)، زون *Quadrum sissinghii* Zone بر اساس ظهور گونه *Ceratolithoides arcuatus* به سه بخش تقسیم می‌شود (Perch-Nielsen, 1985). زون CC21 در برش کوه سبز با زون NC19 از زون‌بندی (Roth 1978) و زیرزون UC15c^{TP} از زون‌بندی (Burnett 1998) مطابقت دارد. سن زون اواخر کامپانین پیشین-ابتدای کامپانین پسین است. ضخامت آن ۹۸ متر و مهم‌ترین فسیل‌های همراه شناسایی شده گونه‌های *Arkhangelskiella specillata*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Calculites obscurus*, *Ceratolithoides arcuatus*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Tranolithus phacelosus*, *Rhagodiscus angustus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula concava*, *Micula decussata*, *Micula staurophora*, *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus gorkae*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Reinhardtites levis*, *Quadrum sissinghii*, *Quadrum gothicum*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta*, *Arkhangelskiella cymbiformis* است. گونه *Ceratolithoides aculeus* هر چند که در نهشته‌های کامپانین برش کوه سبز مشاهده می‌شود اما بیشترین فراوانی آن به سمت

آخرین حضور گونه *Bukryaster hayi* تا آخرین حضور گونه *Eiffellithus eximius* ادامه دارد. زیرزون‌های زون UC15 از زون‌بندی (Burnett 1998) معادل زون‌های CC19, CC20, CC21, CC22 از زون‌بندی (Sissingh 1977) در این مطالعه است. سن این زون، اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۲ متر است. برخی از مهم‌ترین فسیل‌های همراه شناسایی شده شامل *Chiastozygus platyrhethus*, *Arkhangelskiella specillata*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Calculites obscurus*, *Calculites ovalis*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus gorkae*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Tranolithus phacelosus*, *Quadrum gothicum*, *Reinhardtites anthophorus*, *Reinhardtites levis*, *Rhagodiscus angustus*, *Lithastrinus grillii*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Micula concava*, *Micula decussata*, *Microrhabdulus decoratus*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta* است.

Zone CC20(UC15b^{TP}/NC19)

زون زیستی *Ceratolithoides aculeus* Zone بر اساس تعریف ارائه شده توسط (Sissingh 1977) از ظهور گونه *C. aculeus* تا ظهور گونه (*U. sissinghii*) *Q. sissinghii* ادامه دارد. در برش کوه سبز نیز این زون بر اساس اولین حضور یا ظهور گونه‌های *C. aculeus* تا *Q. sissinghii* شناسایی گردید. زون CC20 با زون NC19 از زون‌بندی (Roth 1978) و زیرزون UC15b^{TP} از زون‌بندی (Burnett 1998) مطابقت دارد. سن این زون زیستی اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۳ متر است. برخی از فسیل‌های همراه در این زون شامل گونه‌های *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Calculites obscurus*, *Eiffellithus eximius*,

CC23 با بخش بالایی زون NC20 از زون‌بندی Roth (1978) و زون‌های UC16 و UC17 از زون‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. زون UC16 از آخرین حضور گونه E. eximius تا آخرین حضور گونه *A. parvus constrictus* و زون UC17 از آخرین حضور گونه *A. parvus constrictus* تا آخرین حضور گونه‌های *Q. trifidum* و *Tranolithus orionatus* ادامه دارد. زون UC17 با زیر زون CC23b مطابقت دارد. سن زون *Tranolithus phacelosus* Zone اواخر کامپانین پسین-ماستریشتین پیشین (latest Campanian-early Maastrichtian) است. ضخامت این زون ۱۳ متر و مهم‌ترین فسیل‌های همراه در این زون گونه‌های *Chiastozygus platyrhethus*, *Tetrapedorhabdus decorus*, *Tranolithus phacelosus*, *Rhagodiscus angustus*, *Microrhabdulus belgicus*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula decussata*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lithraphidites carniolensis*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Eiffellithus gorkae*, *Calculites obscurus*, *Quadrum gothicum*, *Quadrum sissinghii*, *Quadrum trifidum*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Braarudosphaera biglowii*, *Watznaueria biporta*, *Watznaueria barnesiae*, *Arkhangelskiella maastrichtiana*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula concava*, *Micula staurophora*, *Ceratolithoides aculeus*, *Reinhardtites levis* می‌باشد.

بحث

حوادث زیستی در برش کوه سبز بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی

در برش مورد مطالعه، از اولین نمونه برداشت شده از سازند آهکی سروک، گونه‌ای متعلق به گروه نانوفسیل‌های آهکی ثبت نگردید. از این رو، اولین رویداد زیستی متعلق به این گروه فسیلی در برش ناودیس کوه سبز، مشاهده و ثبت حضور گونه‌های *Arkhangelskiella*

بخش‌های فوقانی برش یعنی در کامپانین پسین تا شروع ماستریشتین می‌باشد. طبق نظر Perch-Nielsen (1985) گونه *A. cymbiformis* از لحاظ اندازه بزرگ‌تر و دارای دیواره‌ای ضخیم است که با گونه *Arkhangelskiella specillata* که دارای اندازه کوچک‌تر و نیز وجود حالت آسیاب بادی در مرکز است، فرق می‌کند.

Zone CC22 (UC15d-e^{TP}/NC20)

در برش مورد مطالعه، این زون از ظهور گونه *Q. trifidum* تا آخرین حضور گونه *anthophorus* معرفی می‌شود. زون CC22 با بخش تحتانی زون NC20 از زون‌بندی Roth (1978) و زیرزون‌های UC15d^{TP} و UC15e^{TP} از زون‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. سن *Quadrum trifidum* Zone اواخر کامپانین پسین است. ضخامت این زون ۲۸۹ متر و مهم‌ترین فسیل‌های همراه شناسایی شده گونه‌های *Chiastozygus platyrhethus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Arkhangelskiella specillata*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Braarudosphaera biglowii*, *Calculites obscurus*, *Eiffellithus gorkae*, *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Tranolithus phacelosus*, *Tetrapedorhabdus decorus*, *Rhagodiscus angustus*, *Microrhabdulus belgicus*, *Micula staurophora*, *Micula concava*, *Micula decussata*, *Quadrum sissinghii*, *Quadrum gothicum*, *Quadrum trifidum*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lithastrinus grillii*, *Reinhardtites anthophorus*, *Reinhardtites levis*, *Watznaueria barnesiae*, *Watznaueria biporta*, *Ceratolithoides aculeus* است.

Zone CC23 (UC16^{TP}-UC17^{TP}/NC20)

شناسایی این زون در برش مورد مطالعه بر اساس آخرین حضور گونه *R. anthophorus* تا آخرین حضور گونه شاخص *Tranolithus phacelosus* صورت گرفت. زون

است. در نهایت نیز از نمونه‌های برداشت شده از قاعده سازند تاربور، گونه‌ای که متعلق به نانوفسیل آهکی باشد ثبت نگردید.

بررسی شرایط حوضه رسوبی بر اساس اطلاعات مختلف

در تحقیق حاضر با استفاده از نحوه پراکندگی گونه‌ها و انجام مطالعات چینه‌نگاری زیستی می‌توان به وضعیت آب و هوایی و شرایط عمق گذشته حوضه در زمان رسوب‌گذاری سازند پی برد. همان‌طور که می‌دانیم عوامل و فاکتورهای متعددی فعالیت‌های حیاتی کولیتوفر را تحت تاثیر خود قرار می‌دهند عواملی همچون درجه حرارت، شوری، عمق و مقدار مواد غذایی وارد شده به حوضه، از جمله این فاکتورها هستند. در این میان، فاکتور درجه حرارت از جمله مهم‌ترین عوامل موثر در نحوه پراکندگی و فراوانی نانوپلانکتون‌ها است. به‌نحوی که در درجه حرارت‌های پایین محیطی که در عرض‌های جغرافیایی بالا حاکم است با میزان پایین فراوانی و حتی تنوع کم آنها روبرو هستیم درحالی که در عرض‌های جغرافیایی پایین که آب و هوای گرم بر آن حاکم است با انواع متفاوت و متنوعی از گونه‌های فسیلی که به فراوانی گسترش یافته‌اند مواجه می‌شویم. مطالعه بر روی وضعیت آب و هوایی گذشته توسط افراد مختلفی مانند Huber and Watkins 1992; Watkins et al. (1996), Campbell et al. (2004), Huber et al. (2002), Tantawy (2002), Erba (2004), Shamrock and Watkins (2009), Thibault and Gardin (2007, 2010), انجام شده است. در این مطالعات بیشترین مقدار تجمع نانوفسیل‌ها در عرض‌های جغرافیایی ۴۵ درجه شمالی، جنوبی و خط استوا منطبق است. در برش مورد مطالعه حضور و فراوانی گونه‌های مختلفی که شاخص آب و هوای گرم در حوضه تپیس هستند نظیر *Rhagodiscus angustus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula decussata*, *Watznaueria barnesia*, *Quadrum sissinghii*, *Ceratolithoides aculeus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Quadrum trifidum*,

Calculites obscurus و *cymbiformis* در لایه‌های مربوط به بخش قاعده‌ای سازند گورپی و سپس حضور گونه *Aspidolithus parvus parvus/Broinsonia parca parca* در بخش فوقانی از زون زیستی CC17 است. این حوادث زیستی با بخش فوقانی زون NC17 از تقسیم‌بندی Roth (1978) و زون UC13 از تقسیم‌بندی (1998) Burnett که سن اواخر سانتونین پسین/کامپانین پیشین را نشان می‌دهند، مطابقت دارد. به‌عبارتی دیگر اولین حضور گونه *A. parvus parvus* در لایه‌های مربوط به متر ۱۳ پایان زون زیستی CC17 یا شروع زون زیستی CC18 از تقسیم‌بندی (1985) Perch-Nielsen را بیان می‌کند. حادثه زیستی بعدی که در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شود، آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* است که حد بالایی زون CC18 را نشان می‌دهد. همچنین ظهور گونه‌های *Aspidolithus parvus constrictus*, *Bukryaster hayi*, *Ceratolithoides verbeekii*, و نیز آخرین حضور گونه *Bukryaster hayi* از حوادث زیستی مهم بعدی در برش کوه سبز است. حادثه زیستی ظهور گونه *Ceratolithoides aculeus* در انتهای زون CC19 در متر ۳۳ حدود ۳۳ حادثه زیستی دیگر قابل مشاهده در برش سبز کوه است. متعاقباً حوادث زیستی، ظهور گونه *Quadrum sissinghii/Uniplanarius sissinghii* در متر ۴۶ (شاخص شروع زون CC21)، ظهور گونه *Ceratolithoides arcuatus* در متر ۷۷ (شاخص زیرزون CC21b)، ظهور گونه *Uniplanarius trifidum/Quadrum trifidum* در متر ۱۴۳ (بیانگر شروع زون CC22)، آخرین حضور گونه *Lithastrinus grillii* در متر ۲۶۲، آخرین حضور گونه‌های *Reinhardtites anthophorus* و *Eiffellithus eximius* به ترتیب در متر ۴۳۲ و ۴۳۳ که معرف بخش فوقانی زون CC22 و شاخص شروع زون CC23 به سن اواخر کامپانین پسین از برش مورد مطالعه است. آخرین حضور گونه‌های *A. parvus constrictus*, *Q. trifidum* و در نهایت *Tranolithus phacelosus* بیانگر آخرین حوادث زیستی رخ داده در بخش فوقانی زون CC23 به سن اواخر کامپانین پسین-ابتدای ماسترشتین پیشین در سازند گورپی

(۱۳۷۵) و حسن‌پور و همکاران (۱۳۸۷) باشد. همچنین بر اساس مطالعات انجام شده توسط وزیری‌مقدم و همکاران (۱۳۸۵) که بر روی چینه‌نگاری زیستی فرامینیفرهای پلانکتونیک سازند گورپی در منطقه مورد مطالعه و نیز برش نمونه انجام گرفت، زون‌های زیستی ارائه شده برای این سازند، غالباً زون‌های محدوده سنی کامپانین پیشین تا ماستریشتین پیشین (*Globotruncanita elevata*), *Globotruncanita ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita aegyptica*, *Gansserina gansseri* است که با بازه زمانی زون‌های ارائه شده در این تحقیق همخوانی دارد (شکل ۳).

Stage	Sub Stage	وزیری مقدم و همکاران (1385)		This study
m.y.		Lali Area	Sabzeh-Kuh	Kuh-e Sabz
Maastrichtian	71.3	Abathomphales mayaroensis		Not Zone
		Gansserina gansseri		
Campanian	Late	Globotruncanita aegyptica		Zone CC23
		Globotruncanita stuarti	Globotruncanita stuarti	Zone CC22
	early middle	Globotruncanita calcarata	Globotruncanita calcarata	
	Late	Globotruncanita ventricosa	Globotruncanita ventricosa	Zone CC21
	early	Globotruncanita elevata	Globotruncanita elevata	Zone CC20
	Middle			Zone CC19 Zone CC18 Zone CC17
83.5	Early			

شکل ۳. مقایسه تقریبی حدود زون‌های زیستی ارائه شده توسط وزیری مقدم و همکاران (۱۳۸۵) با زون‌های زیستی ارائه شده در منطقه مورد مطالعه بر اساس نانوفسیل‌های آهکی

نتیجه‌گیری

بررسی نانوفسیل‌های آهکی در برش کوه سبز منجر به شناسایی ۳۷ گونه از ۲۰ جنس از نانوفسیل‌های آهکی با حفظ شدگی خوب گردید. بر اساس گونه‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه، زون‌های زیستی *Calculites* *obscurus* Zone (CC17) تا *Tranolithus phacelosus*

وجود شرایط آب و هوایی گرم در زمان تهنشینی حوضه باشد (Thierstein, 1976, 1981; Perch-Nielsen, 1985; Huber and Watkins, 1992; Watkins et al., 1996; Lees, 2002; Herrle, 2003; Tantawy, 2002; Friedrich and Meier, 2006; Thibault and Gardin, 2007; Linnert and Mutterlose, 2009; Thibault and Gardin, 2010; Linnert et al., 2011). در میان گونه‌های ذکر شده گونه‌هایی نظیر *Micula decussata*, *Watznaueria barnesiae* بیانگر عمق حوضه رسوبی نیز می‌باشد. طبق نظر Bukry (1973) فراوانی گونه *W. barnesiae* با عمق نسبت عکس دارد و طبق نظر Thierstein (1976) فراوانی گونه *M. decussata* با عمق نسبت مستقیم دارد. در برش مورد مطالعه در قاعده سازند گورپی و رسوبات متعلق به کامپانین پیشین، با فراوانی گونه *W. barnesiae* روبرو هستیم و هر چه به نهشته‌های اواخر کامپانین پسین یعنی زون CC22 می‌رسیم از فراوانی گونه مذکور کاسته می‌شود. سپس به تدریج از زون CC22 به سمت انتهای زون CC23 یا راس سازند، تعداد گونه *W. barnesiae* مجدداً افزایش می‌یابد. مطالعه بر روی گونه *M. decussata* در برش مورد نظر نشان می‌دهد که تعداد این گونه در بخش قاعده‌ای برش کم و هر چه به سمت بالای برش یعنی زون CC22 می‌رسیم تعداد آن افزایش یافته و مجدداً به سمت راس برش یعنی در پایان زون CC23 با کاهش فراوانی این گونه روبرو هستیم. بنابراین در برش مورد مطالعه به سمت راس سازند به فراوانی گونه *W. barnesiae* افزوده شده که این خود می‌تواند بیانگر کاهش عمق حوضه رسوبی به سمت بالای برش باشد. اما در مقابل، در این بخش از راس سازند، از فراوانی گونه *M. decussata* کاسته می‌شود. بررسی حضور گونه‌های متعلق به نانوفسیل‌های آهکی در برش مورد مطالعه بیانگر وجود آب و هوای گرم و حاکم بودن آن بر حوضه رسوبی از یکسو و نیز تغییر عمق حوضه رسوبی در زمان نهشته شدن رسوبات از سوی دیگر باشد. تغییر عمق حوضه رسوبی بر این اساس می‌تواند تأییدی دیگر بر ذکر وجود فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه در بازه زمانی تعیین شده، توسط قریب

- شمال، ۱۰۱.
- حسن پور، ر.، یساقی، ع. و صفایی، ه.، ۱۳۸۷. خاستگاه ورقه‌های راندگی شهرکرد براساس تحلیل شرایط دگرشکلی. مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز، ۵۵۲-۵۵۷.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران، ۵۵۶.
- وزیري مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریارى گرائی، س.، طاهری، ع. و خزاعی، ا.ر.، ۱۳۸۹. معرفی رسوبات آواری کربناته و آواری قرمز رنگ ماستریشتین در ناحیه زاگرس مرتفع (سمیرم-اردل). مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۶، ۱، ۱۰۳-۱۱۷.
- وزیري مقدم، ح.، کاملی، ا.، قیامی، م. و طاهری، ع.، ۱۳۸۵. مقایسه چین‌نگاری زیستی سازند گورپی در مقطع تیپ (شمال غرب مسجدسلیمان) و سبزه کوه (جنوب غرب بروجن). نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، ۶، ۳-۴، ۸۰۳-۸۲۶.
- وزیري مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریارى گرائی، س.، خزاعی، ا.ر. و طاهری، ع.، ۱۳۹۲. زیست‌چینه نگاری و بوم‌شناسی دیرینه نهشته‌های ماستریشتین (سازندهای تاربور و گورپی) در ناحیه گردبیشه (جنوب بروجن). فصلنامه علوم زمین، ۲۲، ۸۷، ۱۴۳-۱۶۲.
- همتی‌نسب، م.، قاسمی‌نژاد، ا. و درویش‌زاده، ب.، ۱۳۸۷. تعیین عمق دیرینه سازند گورپی بر مبنای فرامینیفیرهای پلانکتونیک و بنتیک، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴، ۱، ۱۵۷-۱۷۳.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its profore-land evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20.
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzad, Z. and Abbassi, M., 2005. Role of the Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust-belt (Iran). *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 539-545.
- Bahrami, M., 2009. Microfacies and Sedimentary Environments of Gurpi and Pabdeh For- Zone (CC23) از زون‌بندی (Sissingh (1977)، زون‌های زیستی NC17 تا NC20 از زون‌بندی (Roth (1978) و زون‌های زیستی UC13 تا UC17 از زون‌بندی Burnett (1998) مشخص شد. بر این اساس سن محدود مورده مطالعه از اواخر سانتونین پسین/کامپانین پیشین تا اواخر کامپانین پسین/ابتدای ماستریشتین پیشین پیشنهاد می‌شود. همچنین حضور گونه‌های معرف آب و هوای گرم مانند *Rhagodiscus angustus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula decussata*, *Watznaueria barnesiae*, *Quadrum sissinghii*, *Ceratolithoides aculeus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Quadrum trifidum* که از شاخص‌های عرض‌های جغرافیایی پایین در حوضه تتیس هستند موید شرایط گرم حاکم بر برش مورد مطالعه در زمان رسوب‌گذاری سازند گورپی در این بخش از ایران در جنوب غرب بروجن است. از سویی دیگر، بر اساس افزایش فراوانی گونه *W. barnesiae* و کاهش گونه *M. decussata* که از شاخص‌های عمق حوضه رسوبی هستند می‌توان به کاهش عمق حوضه در زمان نهشتگی سازند گورپی در این بخش از حوضه رسوبی زاگرس پی برد.
- ## منابع
- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- پرن‌آور، م.، ماهانی پور، ا.، آقاناتی، ع. و حسینی، ا.، ۱۳۹۲. بیواستراتیگرافی نانوفسیل‌های آهکی در بخش بالایی سازند گورپی بخش ابتدایی سازند پابده (شیل ارغوانی) در یال شمال شرقی تاقدیس کوه گورپی. فصلنامه علوم زمین، ۸۹، ۱۸۷-۱۹۸.
- فریدونپور، م.، وزیري مقدم، ح.، غبیشاوی، ع. و طاهری، ع.، ۱۳۹۳. چینه نگاری سازند گورپی در برش تاقدیس کوه سیاه و مقایسه آن با برش‌های تنگ بوالفارس و تاقدیس آغار. رخساره‌های رسوبی، ۷، ۱، ۸۳-۱۰۶.
- قریب، ف.، ۱۳۷۵. بررسی سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سازندهای گورپی، امیران و تاربور منطقه سمیرم بخشی از ورقه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ کوه دنا و سمیرم، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی-واحد تهران

mations in Southwest of Iran. *American Journal of Applied Science*, 6,7, 1295-1300.

- Bahrami, M. and Parvanehnezhad Shirazi, M., 2010. Microfacies and sedimentary environments of Gurpi and Pabdeh Formations and the type of Mesozoic-Cenozoic boundary in Fars province, Iran. *Journal of Applied Geology*, 5, 4, 330-335.

- Beiranvand, B., Ghasemi-Nejad, E. and Kamali, M.R., 2013. Palynomorphs response to sea-level fluctuations: a case study from Late Cretaceous-Paleocene, Gurpi Formation, SW Iran. *Geopersia*, 3, 1, 11-24.

- Beiranvand, B. and Ghasemi-Nejad, E., 2013. High resolution planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation, K/Pg boundary of the Izeh Zone, SW Iran. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 16 1, 5-26.

- Bown, P.R. and Young, J.R., 1998. Techniques; In: Bown, P.R., (Eds.), *Calcareous Nanofossil Biostratigraphy*: Chapman and Hall, London, 16-28.

- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. and Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. and Hardenbol, J., (Eds.), *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM Special Publication, 54, 65-79.

- Bralower, T.J., 2005. Data report: Paleocene-Early Oligocene calcareous nanofossil biostratigraphy, ODP Leg 198 Sites 1209, 1210, and 1211 (Shatsky Rise, Pacific Ocean). In: Bralower, T.J., Premoli Silva, I. and Malone, M.J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 198, 1-15.

- British Petroleum Company. 1981. BP sta-

tistical review of world energy. London: British Petroleum Company.

- Bukry, D., 1973. Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 16, 653-711.

- Burnett, J. A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Eds.), *Calcareous Nanofossil Biostratigraphy*, British Micropalaeontological Society Publication Series. Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher, London, 132-165.

- Campbell, R.J., Howe, R.W. and Rexilius, J.P., 2004. Middle Campanian-lower most Maastrichtian nanofossil and foraminiferal biostratigraphy of the northwestern Australian margin. *Cretaceous Research*, 25, 827-864.

- Erba, E., 2004. Calcareous nanofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52, 85-106.

- Friedrich, O. and Meier, S., 2006. Suitability of stable oxygen and carbon isotopes of calcareous dinoflagellate cysts for paleoclimatic studies: Evidence from the Campanian-Maastrichtian cooling phase. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239, 456-469.

- Hadavi, F. and Ezadi, M., 2007. Biostratigraphy of the Gurpi Formation in Dare-Shahr section (Zagros basin): The First MAPG International Convention Conference and Exhibition, 28-31.

- Herrle, J. O., 2003. Reconstructing nutrient dynamics of mid-Cretaceous oceans: evidence from calcareous nanofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France). *Marine Micropaleontology*, 47, 307-321.

- Huber, B.T. and Watkins, D.K., 1992. Biogeography of Campanian-Maastrichtian calcareous plankton in the region of the Southern Ocean:

- Paleogeographic and Paleoclimatic implications. In: Kennett, J.P. and Warnke, D.A. (Eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*. American Geophysical Union, Antarctic Research Series 56, Washington, 31-60.
- Huber, B.T., Norris, R.D. and MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30, 123-126.
 - Jalali, M.R., 1971. Stratigraphy of Zagros basin: National Iranian Oil Company, Exploration and Production Division Report no.1249 and 1072, 34-36.
 - 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.
 - Linnert, C. and Mutterlose, J., 2009. Evidence of increasing surface water oligotrophy during the Campanian-Maastrichtian boundary interval: Calcareous nannofossils from DSDP Hole 390A (Black Nose). *Marine Micropaleontology*, 73, 26-36.
 - Linnert, C., Mutterlose, J. and Herrle, J.O., 2011. Late Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) calcareous nannofossils from Goban Spur (DSDP Sites 549, 551): Implications for the palaeoceanography of the proto North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299, 507-528.
 - Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research*, 23, 537-634.
 - Mahanipour, A. and Najafpour, A., 2016. Calcareous nannofossil assemblages of the Late Campanian-Early Maastrichtian from Gurpi Formation (Dezful embayment, SW Iran): Evidence of a climate cooling event. *Geopersia*, 6, 1, 129-148.
 - Manivit, H., 1971. *Les nannofossiles calcaires du Crétacé français (Aptien-Maastrichtien): essai de biozonation appuyée sur les stratotypes*. PhD thesis, Université de Paris, 187.
 - Najafpour, A. and Mahanipour, A., 2015. Calcareous nannofossil biostratigraphy of Late Campanian-Early Maastrichtian sediments in southwest Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 6037-6046. doi:10.1007/s12517-014-1644-z.
 - Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., et al. (Eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 329-426.
 - Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 44, 731-760.
 - Senemari, S. and Sohrabi Molla Usefi, M., 2012. Evaluation of Cretaceous-Paleogene boundary based on calcareous nannofossils in section of Pol Dokhtar, Lorestan, southwestern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 3615-3621.
 - Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton: *Geologie En Mijnbouw*, 56, 37-65.
 - Shamrock, J. L. and Watkins, D. K., 2009. Evolution of the Cretaceous calcareous nannofossil genus *Eiffellithus* and its biostratigraphic significance. *Cretaceous Research*, 30, 1083-1102.
 - Tantawy, A.A.A.M., 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy and palaeoecology of the Cretaceous-Tertiary transition in the central eastern desert of Egypt. *Marine Micropaleontology*, 47, 323-356.

- Thibault, N. and Gardin, S., 2007. The late Maastrichtian nannofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP Hole 525A. *Marine Micropaleontology*, 65, 163-184.
- Thibault, N. and Gardin, S., 2010. The calcareous nannofossil response to the end-Cretaceous warm event in the Tropical Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291, 239-252.
- Thierstein, H.R., 1976. Mesozoic calcareous nanoplankton Biostratigraphy of Marine Sediments. *Marine Micropaleontology*, 1, 325-362.
- Thierstein, H.R., 1981. Late Cretaceous nanoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary. In: Warme, J.E., Douglas, R.G. and Winterer, E.L. (Eds.), *The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress*. SEPM Special Publication, 32, 355-394.
- Vaziri-Moghaddam, H., 2002. Biostratigraphic study of the Ilam and Gurpi Formations based on planktonic foraminifera in SE of Shiraz (Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 13, 4, 339-356.
- Watkins, D.K., Wise Jr, .S.W., Pospichal, J.J. and Crux, J., 1996. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Southern Ocean. In: Moguelevsky, A. and Whatley, R. (Eds.), *Microfossils and oceanic environments*. University of Wales, Aberystwyth Press, 55-381.
- Watkins, D.K. and Self-Trail, J.M., 2005. Calcareous nannofossil evidence for the existence of the Gulf Stream during the late Maastrichtian. *Paleoceanography*, 20, PA3006, doi:10.1029/2004PA001121.
- Worsley, T.R., 1971. Calcareous nannofossil zonation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments from the Western Atlantic. *Proceeding of the second Planktonic Conference Roma*, 2, 1301-1322.
- Zahiri A.H., 1982. Maastrichtian microplankton of well Abteymur-1 S.W. Iran: NIOC, Exploration Division Technology Note No. 226, Unpublished.

تحلیل ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی و شرایط محیطی سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس

جواد امرائی^۱، پیمان رضائی^{۲*}، عبدالحسین امینی^۳، سید محمد زمانزاده^۴ و وحید توکلی^۵

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان

۳. استاد دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۴. دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

۵. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۵/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۸/۳۰

چکیده

حضور سازند آواری فراقان (پرمین پیشین، ساکمارین) در رخنمون‌های متعدد در زاگرس و برخی چاه‌های حفاری شده در خلیج فارس از وجود یک سیستم آواری گسترده در شمال شرقی ورقه عربی حکایت دارد. مرز زیرین این سازند با سازند ماسه‌سنگی زاکین (دونین) ناپیوسته و مرز بالایی آن با سازند دالان (پرمین) به صورت تدریجی است. در این مطالعه سازند فراقان در یکی از چاه‌های بخش مرکزی خلیج فارس و بر اساس مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌حفاری مورد بررسی قرار گرفته است. سازند فراقان در منطقه مورد بررسی، شامل پتروفاسیس‌های کوارتزآرنایت، سیلتستون ماسه‌ای و رس‌سنگ ماسه‌ای و ریزرخساره‌های گل‌سنگ آهکی، وکستون بایوکلستی و پکستون بایوکلستی است. بر اساس مشخصات رسوب‌شناسی یک محیط ساحل خطی شامل زیرمحیط‌های دشت سیلابی، ساحلی و دور از ساحل برای این سازند تعیین شده است. عوارض اصلی دیاژنتیکی در این سازند شامل فشردگی، انحلال، سیمانی شدن، نوشکلی، سریسیتی شدن و دولومیتی شدن است. ناهمگنی در ترکیب سنگ‌شناسی و تنوع شرایط محیطی و عوارض دیاژنتیکی شرایط مساعدی برای مطالعه ذخیره هیدروکربور در این سازند ایجاد کرده است.

واژه‌های کلیدی: پالئوزوئیک، تحلیل رخساره‌ای، سازند فراقان، شرایط محیطی، خلیج فارس.

مقدمه

نهشته‌های آواری پالئوزوئیک زاگرس نخستین بار در کوه فراقان (Mollazal, 1965; Nicol and Kheradpir, 1972; Szabo, 1977) و کوه گهکم (Szabo, 1977) مورد بررسی قرار گرفتند و کمیته ملی چینه‌شناسی ایران نام فراقان را برای این نهشته‌ها انتخاب کرد. بررسی‌های پالینولوژی،
سن پرمین زیرین (ساکمارین) را برای این سازند مشخص کرده‌است (Ghavidel Syooki, 1986, 1988, 1990, 1997a, 1999, 2003). این سازند در بخش‌های مختلفی از ایران نظیر اشترانکوه، زردکوه، چالیشه، کوه دینار، کوه گهکم، کوه سورمه، کوه فراقان و کوه سیاه دارای رخنمون است و علاوه بر این، سازند فراقان در حفاری‌های صورت

* نویسنده مرتبط: P.rezaee@hormozgan.ac.ir

گرفته در میادین سلمان، گلشن و پارس جنوبی و چاه‌های کبیرکوه یک، کوه سیاه یک و دارنگ یک شناسایی شده است (قوبدل سیوکی، ۱۳۷۷). با توجه به استخراج گاز و نفت سبک در سازندهای معادل فراقان در کشورهای حاشیه جنوبی خلیج فارس و اثبات وجود هیدروکربور در سازند فراقان در میادین سلمان، گلشن و کیش (گزارش‌های داخلی شرکت نفت و گاز پارس) این سازند در مرکز توجه کارهای اکتشافی در میادین واقع در خلیج فارس قرار گرفته است.

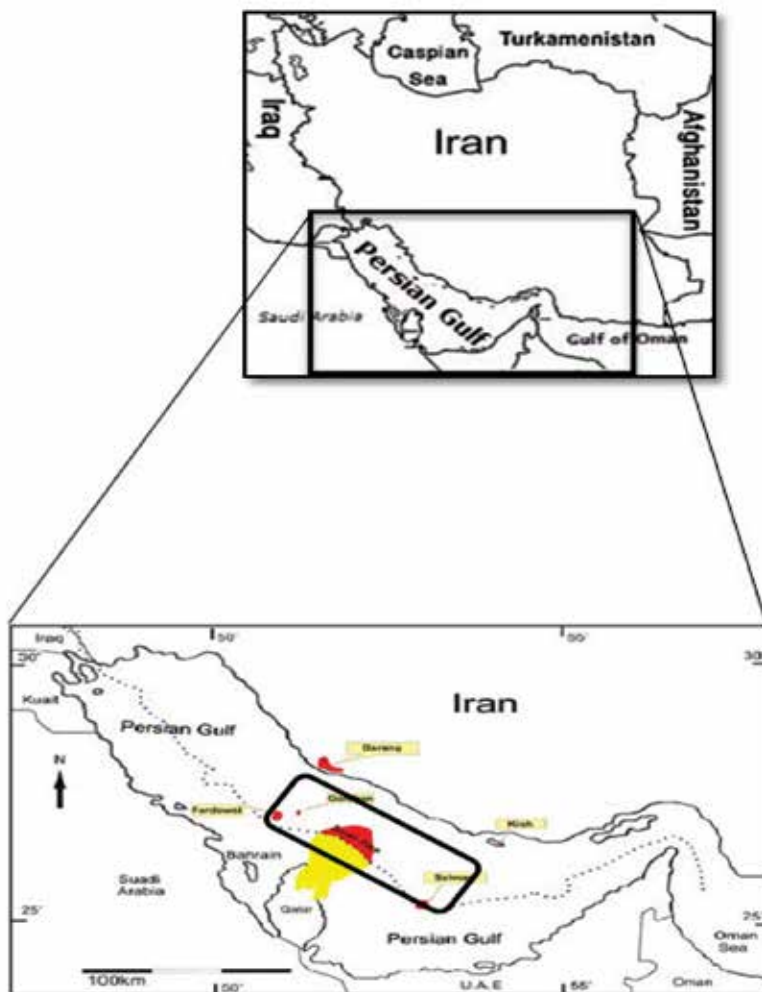
بررسی رخساره‌ای، بازسازی شرایط محیطی و شناسایی پدیده‌های دیاژنتی نقش اساسی در مطالعات اکتشافی دارند به‌گونه‌ای که مطالعه دیاژنز در سنگ‌های رسوبی، مبنای سرشت نمایی مخازن نفت و گاز است که به‌نوبه خود برای ایجاد شبیه‌سازی پیشگویی جریان سیال در مخزن ضروری است. (Curtis, 1983) دیاژنز و نوع رخساره‌های رسوبی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده تولید هیدروکربن در بسیاری از مخازن است (Taghavi et al., 2006; Lucia, 2007; Moore et al., 2013; Ahr, W. M., 2008) و کیفیت مخزنی در واقع محصول واکنش بین ویژگی‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی است (Ronchi et al., 2010). این عوامل شامل ترکیب و منشأ ذرات چارچوب، آب و هوای دیرینه و محیط رسوبی است (McKay et al., 1995). مطالعات صورت گرفته نشان داده است که فرآیندهای دیاژنتی در سازند فراقان نقش کنترل‌کننده بر کیفیت مخزنی آن داشته است، (Zamanzadeh et al., 2011).

علیرغم مطالعات متعدد بر روی رخنمون‌های سازند فراقان، زمانزاده (۱۳۸۷)، زلیخایی (۱۳۹۳) و (Ghavidel, 1986, 1988, 1997a, 1997b, 1999, 2003, Syooki) مطالعات اندکی بر روی مشخصات سنگ‌شناسی و بازسازی شرایط ته‌نشینی آن در برش‌های زیرسطحی صورت گرفته است (برای مثال مهدی‌نیا و موسوی حرمی، ۱۳۸۸، برخی گزارشات داخلی شرکت نفت و گاز پارس). در کشورهای جنوب خلیج فارس مطالعات مختلفی در خصوص کیفیت مخزنی و فرآیندهای دیاژنتی سازند عنیزه (معادل سازند فراقان در جنوب خلیج فارس) (Macdonald et al., 2010)، شناسایی و تشخیص نهشته‌های بادی از رودخانه‌ای

این سازند در عربستان با استفاده از لاگ‌های چاه‌پیمایی (AI-Dajani et al., 2000)، مطالعه عوامل کنترل‌کننده تبدیل اسمکتیت به ایلیت و نقش آن در کیفیت مخزنی ماسه‌سنگ عنیزه در میدان نعیم (Al-Ramazan, 2014) و استفاده از روش‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی برای پیش‌بینی منشأ آب سازندی مخزن عنیزه (Birkle et al., 2013) انجام شده است. در این مطالعه داده‌های مربوط به سازند فراقان برای اولین بار در بخش مرکزی خلیج فارس (شکل ۱) مورد بررسی قرار گرفته است که از این جنبه دارای اهمیت فراوانی می‌باشد. مطالعه حاضر بر مشخصات سنگ‌شناسی، نوع رخساره‌ها، دیاژنز و شرایط محیطی این سازند متمرکز است. از سویی دیگر جایگاه چینه‌شناسی سازند فراقان (شکل ۲) در زیر سازندهای کنگان و دالان، به‌عنوان سنگ مخزن بزرگ‌ترین ذخیره‌گازی خاورمیانه و در بالای سازندهای شیلی سیاهو و سرچاهان به‌عنوان سنگ منشأ هیدروکربورهای مخازن کنگان و دالان (Kamali and Rezaee, 2003)، اهمیت انجام این بررسی را دوچندان می‌کند. هدف اصلی این مطالعه شناسایی رخساره‌ها، بازسازی شرایط محیطی و بررسی عوامل دیاژنتیک موثر بر این سازند می‌باشد که برای ارزیابی استعداد مخزنی کاربرد دارد.

موقعیت زمین‌شناسی

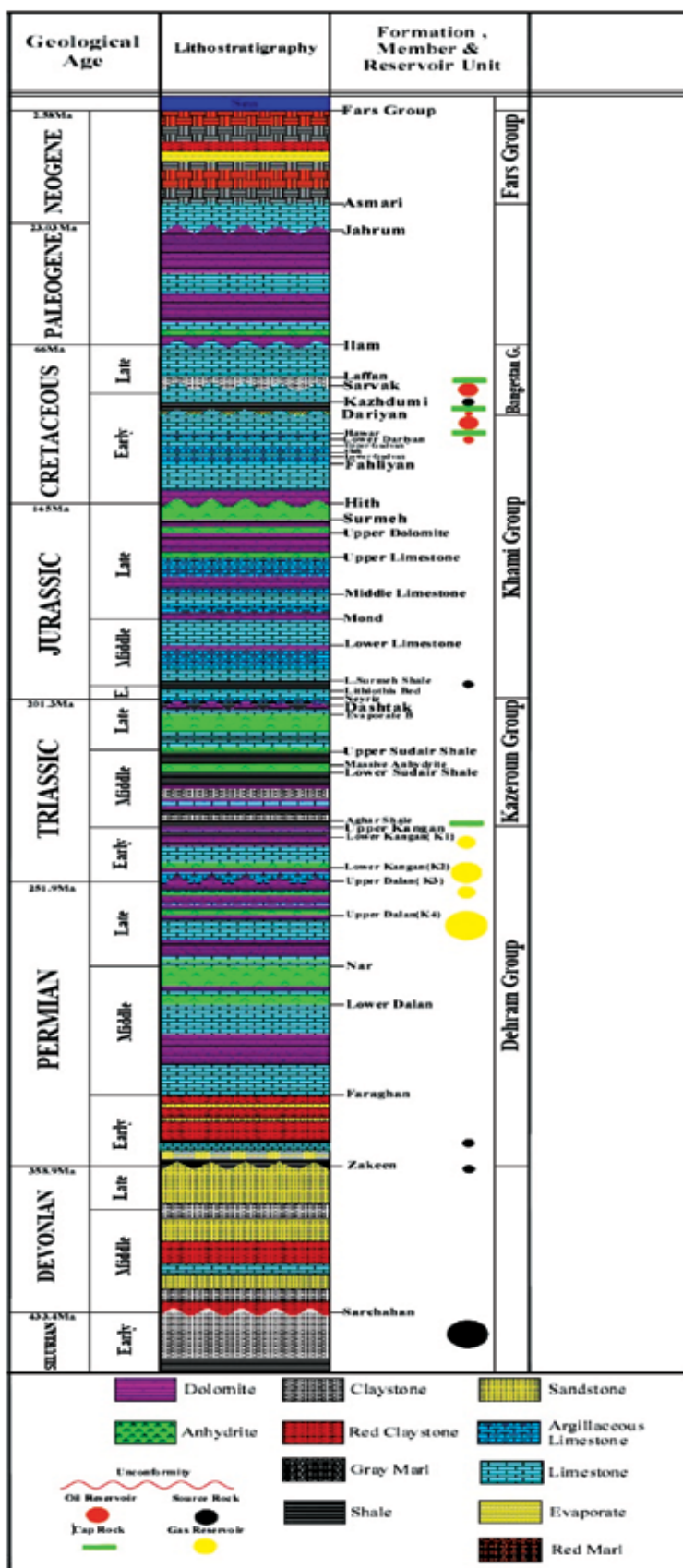
پالئوژئوئیک پایانی دوره‌ای از آرایش مجدد در صفحات زمین‌ساختی بود (شکل ۳) کوهزایی هرسینین منجر به یکپارچگی گندوانا و اورازیا به‌صورت ابرقاره پانگه آ شد. صفحات آدریا و آپولیا که جدا بودند به‌صورت یک قاره کوچک به هم پیوستند که در نقشه‌های پرمین زیرین و بعد از آن به‌عنوان آدریا خوانده می‌شود. بازشدگی اقیانوس نفوتتیس در امتداد حاشیه شرقی گندوانا از عربستان تا استرالیا (ایران، افغانستان مرکزی، قره‌قوروم، کیانگ تانگ) پهنه‌های سیمین را به وجود آورد. این پهنه‌ها از سمت دیرینه عرض‌های جنوبی در گندوانا در عرض اقیانوس تتیس به سمت شمال در زمان پرمین زیرین و سپس به دیرینه عرض‌های نزدیک خط استوا تا زمان تقریباً پرمین میانی تا تریاس زیرین مهاجرت کردند (برای مثال مراجعه شود به Sengor, 1979; Dercourt et al., 1993; Besse et al.,



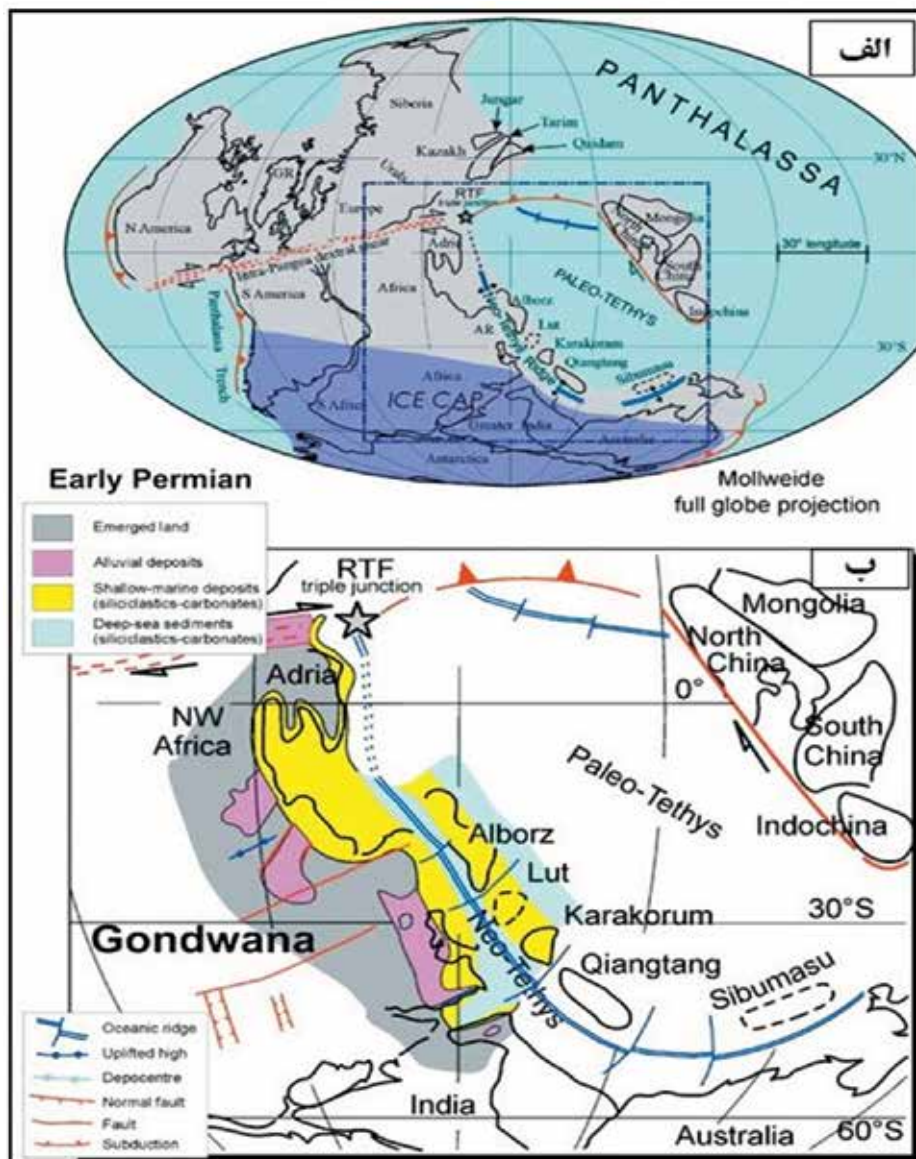
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (گزارش داخلی شرکت نفت و گاز پارس ۱۳۹۶)

پرمین نشانگر سه‌چرخه بزرگ رسوبی هستند که هر چرخه با رخساره‌های آواری پیشرونده آغاز و با افزایش ژرفا، ردیف‌های کربناتی آهکی-دولومیتی تشکیل و در نهایت با نهشته‌های آواری پسرونده پایان می‌گیرد (آقا نباتی، ۱۳۸۷). در گذشته این سازند را به پرموکربونifer یا دونین نسبت می‌دادند اما مطالعه پالینومورف‌ها نشان داد این نهشته‌ها معرف ساکمارین (پرمین پیشین) هستند (Ghavidel, 1988). ترکیب سنگ‌شناسی سازند فراقان در چاه مورد مطالعه بیشتر شامل ماسه‌سنگ، سیلتستون و رس‌سنگ است (شکل ۳) که در بالا و پایین مقداری کربنات نیز دارد. سازند فراقان با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی نهشته‌های به سن دونین (سازند زاکین) قرار دارد و مرز بالایی سازند فراقان با نهشته‌های کربنات سازند دالان تدریجی است (قوبدل سیوکی، ۱۳۶۹).

در (1998; Metcalfe, 2002; Muttoni et al., 2009a) زمان پرمین بازشدگی نئوتتیس به‌طور بخشی، هم‌زمان با یک حرکت راستگرد لورازیا نسبت به گندوانا است صورت گرفته است (Muttoni et al., 2003, 2004). در زمان کربنیفر پسین و پرمین پیشین، با آرام گرفتن رخداد زمین‌ساختی هرسی‌نین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده به‌گونه‌ای که بسیاری از فرابوم‌های قدیمی از جمله زاگرس با دریای کم‌ژرفا و پیشرونده پرمین پوشیده شدند به‌گونه‌ای که با پیشروی دریا بر روی صفحه عربی، ابتدا سازند کم‌عمق و آواری فراقان نه‌نشین شده و با ادامه پیشروی و افزایش عمق آب، رمپ کربنات بر روی صفحه عربی تشکیل و سازندهای دالان و کنگان ایجاد شده است. بنابراین، سنگ‌های پرمین را می‌توان روی رسوبات قدیمی‌تر مشاهده کرد. نهشته‌های



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی بخش مرکزی خلیج فارس (گزارش داخلی شرکت نفت و گاز پارس، ۱۳۹۶)



شکل ۳. الف) نقشه جغرافیای دیرینه در پرمین زیرین، ب) محیط‌های رسوب‌گذاری اصلی در حاشیه جنوبی پالتوتیس طی زمان پرمین زیرین (حدود ۲۹۰ میلیون سال قبل) با اندکی تغییر از (Cocks and Torsvik, 2002)

روش مطالعه

بر اساس تغییرات لیتولوژی قابل تشخیص در نمونه دستی تعداد ۸۵ مقطع نازک از افق‌های ماسه‌سنگی و کربناته تهیه گردید که با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان استاندارد (مدل Nikon Eclipse LV100POL) مورد مطالعه قرار گرفتند. برای شناسایی مشخصات بافتی و کانی‌شناختی سیلتستون‌ها، تعداد ۱۷ مقطع نازک از این بخش‌ها نیز تهیه و مورد بررسی قرار گرفته است. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده سنگ، از جداول مقایسه‌ای استاندارد (Bacelle and Bosellini, 1965) و برای

در این پژوهش، سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس با استفاده از داده‌های خرده حفاری مورد مطالعه قرار گرفته است. در ابتدا خرده‌های حفاری به‌طور کامل شستشو و بخش‌های غیرسازندی نظیر خرده‌های فلزات و ذرات گل حفاری جدا گردید سپس مشخصات ماکروسکوپی نمونه‌ها مانند لیتولوژی عوارض سطحی و رنگ توسط بینوکولار (مدل MEIJI-EMZ) مورد مطالعه قرار گرفته و ستون سنگ‌شناسی آن رسم شده است (شکل ۴-الف).

ذرات در این پتروفاسیس، از ریز تا خیلی درشت تغییر می‌کند و انواع درشت، گردشده‌گی خوبی دارند، این پتروفاسیس دارای جورشدگی متوسط تا خوب است (شکل ۴-ب). در حاشیه برخی دانه‌ها بقایایی از پوشش نازک رسی (سرسیت) قابل مشاهده است (شکل ۴-پ). در حاشیه برخی دیگر از دانه‌های کوارتز، لکه‌هایی از سیمان سیلیسی هم‌محور وجود دارد (شکل ۴-ت). لیکن گستردگی این سیمان در حدی نبوده است که باعث اتصال ذرات به یکدیگر شود.

مطالعات پرتو ایکس بر روی نمونه‌هایی از این رخساره وجود کلسیت و سیدریت به همراه کوارتز را نشان می‌دهد (شکل ۴-ث). بر این اساس به نظر می‌رسد که سیمان اصلی این رخساره کربناته (کلسیت و سیدریت) بوده است که دچار انحلال و نهایتاً از دست رفتن انسجام ماسه‌سنگ شده است. این نتیجه با مشاهده سیمان سیدریتی و کلسیتی در نمونه‌های تهیه شده از رخنمون‌های این سازند (Zamanzadeh et al., 2009) تایید می‌شود.

به دلیل ماهیت سست و ناپیوسته بیشتر ذرات این پتروفاسیس، فرآیندهای دیاژنتزی به‌طور کامل قابل مطالعه نبود. با این وجود آثار محدودی از فشردگی، سیمانی شدن و سرسیتی‌شدن در آن‌ها قابل مشاهده است. در ذرات سست و جدا از هم به‌راحتی نمی‌توان در خصوص فشردگی ذرات اظهار نظر کرد (شکل ۴-ب). ولی در برخی از ذرات، حاشیه‌های تورفتگی (مرز مقعر) قابل مشاهده است که می‌تواند ناشی از انحلال فشاری ذراتی باشد که در تماس با هم بوده‌اند (شکل ۴-ب، پ). در ماسه‌های ریز و متوسط، دانه‌ها نیمه گرد بوده و حاشیه‌های ناهموار آنها ممکن است نشانگر شکل ابتدایی آنها در هنگام ته‌نشینی یا تغییر شکل در انحلال فشاری طی تدفین باشد. با توجه به وجود حاشیه‌های رسی سرسیتی شده، این امکان وجود دارد که ذرات ماسه در خمیره رسی شناور بوده‌اند و به همین دلیل اثرات انحلال فشاری را نشان نمی‌دهند. در این پتروفاسیس، سیلیس در مواردی محدود، به‌صورت سیمان هم‌محور روی دانه‌های کوارتز دیده می‌شود. میزان سیمان‌شدگی در حدی نیست که باعث سنگ‌شدگی کامل رسوبات میزبان شود (شکل ۴-ت). کانی‌های رسی به‌صورت پوششی در اطراف

نام‌گذاری پتروفاسیس‌های آواری از طبقه‌بندی پتی جان و همکاران (Pettijohn et al., 1975) و به ندرت فولک (Folk, 1974) و برای نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته از روش دانهام (Dunham, 1962) استفاده شده است. برای بررسی ترکیب کانی‌شناختی رخساره‌های دانه‌ریز و نوع کانی‌های رسی موجود در آنها نمایندگانی از این رخساره‌ها (۱۰ نمونه) مورد آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) با دستگاه فیلیپس مدل Philips (PW1800) توسط شرکت کانساران بینالود قرار گرفته است و نگارها توسط نرم‌افزار Expert تفسیر شده است. برای مطالعه مشخصات بافتی، ریخت‌شناسی و روابط فضایی بین بلورهای کربنات و شناسایی کانی رسی نمایندگانی از رخساره‌های موجود (۱۲ نمونه) با میکروسکوپ الکترونی روبشی (مدل VEGA\TESCAN-LMU) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. بازسازی شرایط محیطی رخساره‌ها با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی و تلفیق نتایج حاصل از روش‌های مذکور عملی شده است.

بحث

بیشتر ماسه‌سنگ‌های توالی مورد مطالعه به دلیل نداشتن سیمان یا سیمان کم، سست بوده و به‌صورت ماسه‌های منفصل به‌دست آمده‌اند. مقاطع نازک تهیه شده از این ماسه‌سنگ‌ها با روش اشباع‌سازی صورت گرفته است (Lewis and McConchie 1994). در رخساره‌های آواری دانه‌ریز و کربناته به دلیل گسترش سیمان امکان بررسی فابریک نیز میسر شده است. به دلیل ماهیت متفاوت رخساره‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه در سه بخش آواری‌های دانه متوسط (ماسه‌سنگ‌ها)، آواری‌های دانه‌ریز و کربنات‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند.

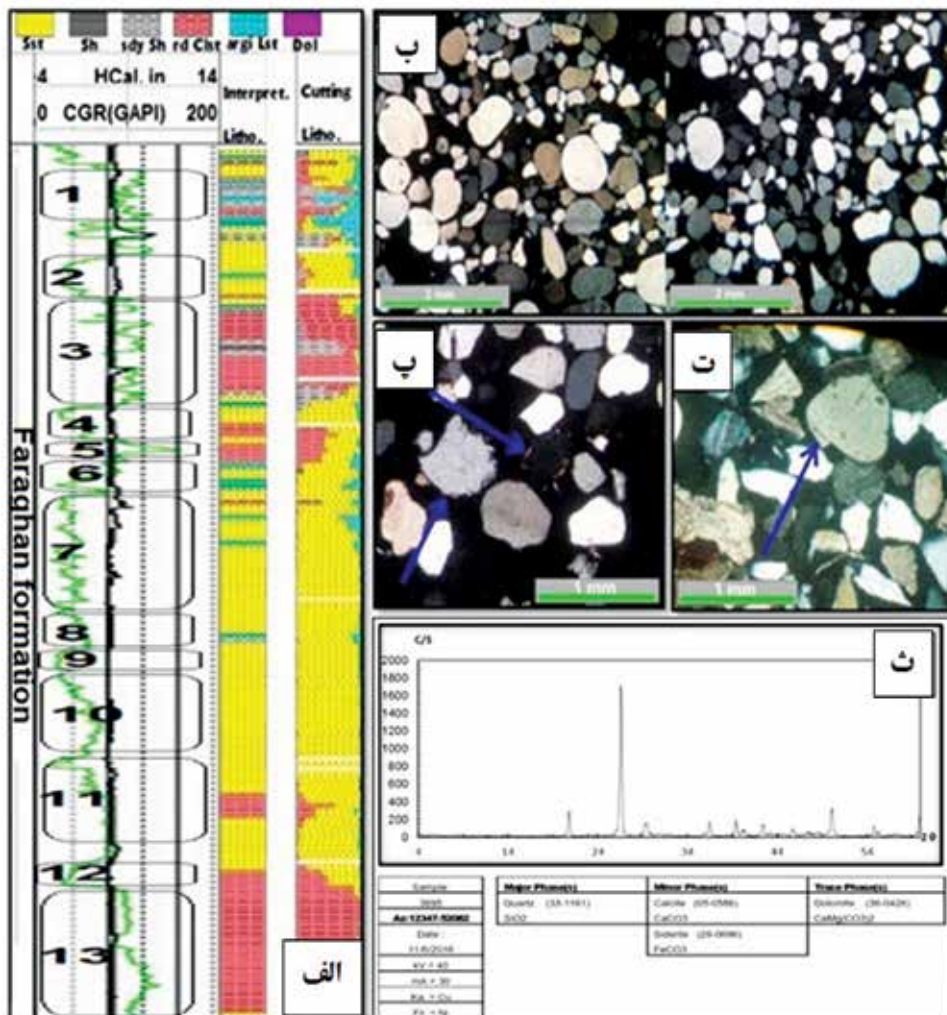
رخساره‌ها

در مطالعات میکروسکوپ پلاریزان تعداد سه پتروفاسیس F1، F2 و F3 و سه ریزرخساره کربناته F4، F5 و F6 به شرح زیر شناسایی شد.

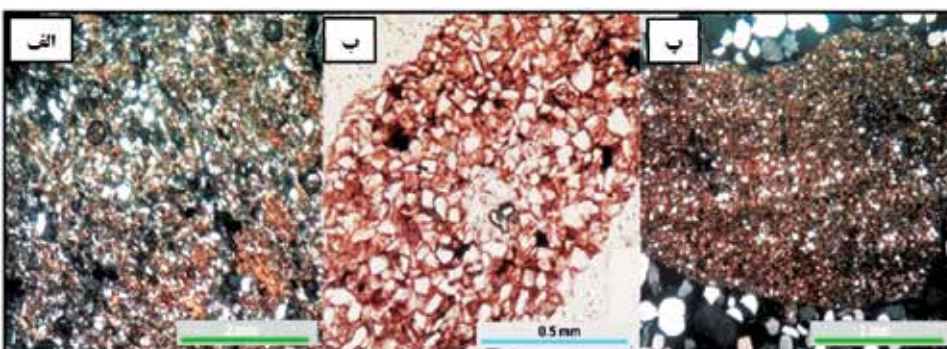
پتروفاسیس (F1)، کوارتز آرنایت

در مطالعات میکروسکوپی با توجه به فراوانی ذرات کوارتز می‌توان آن را در خانواده کوارتز آرنایت رده‌بندی کرد. اندازه

برخی دانه‌های آواری حضور دارند که طی تدفین تغییر یافته و سریسیتی شده‌اند. این کانی‌ها به صورت خمیره اولیه در بین ذرات کوارتز تنه‌نشین شده و در نهایت به صورت پوششی نازک در اطراف برخی دانه‌ها باقی مانده است (شکل ۴-پ). خوردگی حاشیه برخی ذرات کوارتزی نیز می‌تواند بیانگر پدیده انحلال باشد (شکل‌های ۴-ب، پ و ت).



شکل ۴. الف) ستون سنگ‌شناسی سازند فراقان در چاه مورد مطالعه، ب) تصویر میکروسکوپی کوارتزآرنایت، اندازه ذرات از ریز تا درشت متغیر است و دانه‌درشت‌ها گردش‌گی خوبی دارند (نور پلاریزه)، پ) تصویر میکروسکوپی کوارتزآرنایت که پوشش نازک کانی‌های رسی تغییر یافته در اطراف برخی دانه‌ها را نشان می‌دهد (نور پلاریزه)، ت) تصویر میکروسکوپی سیمان سیلیسی هم‌محور در قسمت زیرین ذره کوارتز (نور پلاریزه)، ث) نمونه‌ای از آنالیز پراش پرتو ایکس در پتروفاسیس کوارتز آرنایت که دارای کوارتز به همراه سیمان‌های کلسیت و سیدریت است



شکل ۵. تصویر میکروسکوپی از پتروفاسیس سیلتستون ماسه‌ای با برتری ذرات کوارتز که فضای بین آنها را کانی‌های رسی پر کرده است (الف و پ در نور پلاریزه)

پتروفاسیس (F2)، سیلتستون ماسه‌ای

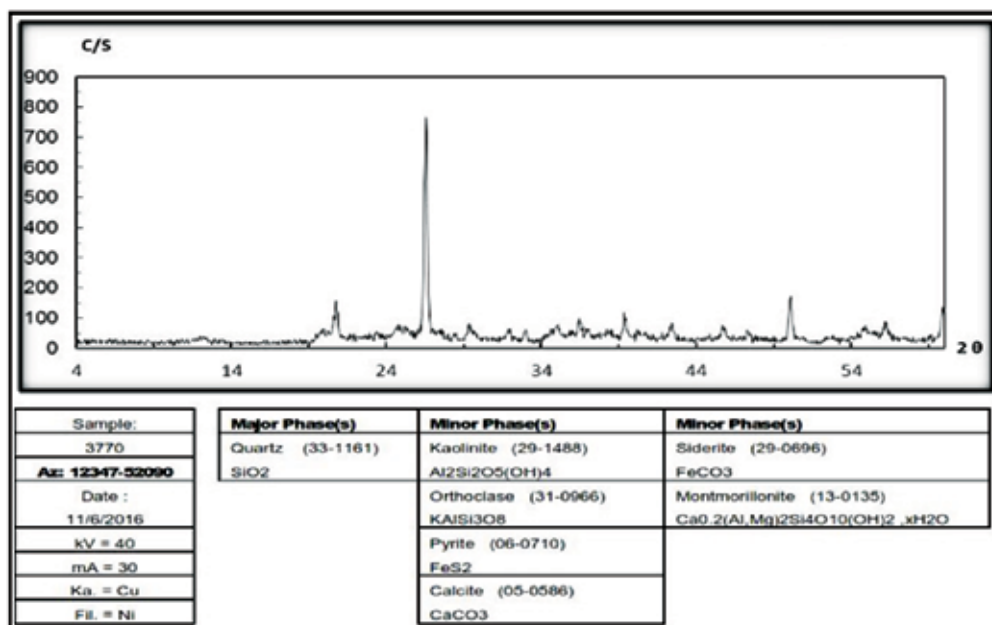
این پتروفاسیس به صورت سیلتستون است که دارای ذرات پراکنده ماسه است و از لحاظ ترکیب شامل کوارتز و اندکی فلدسپار و رس می‌باشد. دانه‌های سازنده چارچوب در این پتروفاسیس زاویه‌دار هستند که دچار تراکم شده‌اند و فضای اندک بین آن‌ها به وسیله رس‌ها پر شده است (شکل ۵). زمینه در این پتروفاسیس به دو صورت حاوی اکسید آهن قرمز رنگ (شکل ۵-ب) و فاقد اکسید آهن که تیره رنگ است دیده می‌شود (شکل ۵-الف و پ). آنالیزهای پراش پرتو ایکس نشان می‌دهد که از نظر ترکیب کانی‌شناسی این رخساره از کانی کوارتز و اندکی فلدسپار، کلسیت و سیدریت تشکیل شده است. کانی‌های رسی در این پتروفاسیس بیشتر از نوع کائولینیت با مقادیر کمتری مونت‌موریلونیت است (شکل ۶). در این پتروفاسیس در مواردی که میزان خمیره در آن کم است دانه‌ها درهم‌فرورفته و فشردگی را نشان می‌دهند (شکل ۴-پ). همچنین به دلیل ریزدانه بودن و حضور دانه‌ها

همچنین به دلیل ریزدانه بودن و حضور فراوان کانی‌های رسی، نفوذپذیری خیلی کمی دارد که سیالات سیمان ساز نتوانسته به خوبی در لایه‌های ماسه‌سنگی بین آن‌ها جریان داشته باشد. سیلیس مورد نیاز برای

همین مقدار کم سیمان می‌تواند از انحلال دانه‌های کوارتز در اثر انحلال فشاری (شکل ۴-ت) تامین شده باشد (Worden and Morad, 2000). علاوه بر سیمان سیلیسی، سیمان اکسید آهن نیز در سیلتستون ماسه‌ای حضور دارد (شکل ۵) که باعث رنگ قرمز تا قهوه‌ای آنها شده است، این سیمان معرف محیط اکسیدان سطحی یا نزدیک سطح می‌باشد. از دیگر سیمان‌ها که در این پتروفاسیس به صورت اندک وجود دارد سیمان کربنات (کلسیت و سیدریت) است (شکل ۶)، گسترش اینها محدود به شکاف‌های میکروسکوپی حاشیه قطعات سیلتستون می‌شود. با توجه به میزان بالای رس در اینها و آغشتگی به اکسید آهن، می‌توان گفت در اثر فرآیند از دست دادن آب، این شکاف‌های میکروسکوپی در سطح آنها گسترش یافته است که بعداً در طی دیاژنز اولیه و دفنی با سیمان کربناته پر شده است (شکل ۴-ث).

پتروفاسیس (F3)، رس سنگ ماسه‌ای

این پتروفاسیس به صورت رس سنگ است که شامل مجموعه‌ای از کانی‌های رسی است و دارای کربنات، کوارتز و فلدسپار در اندازه رس می‌باشد. کانی‌های رسی آن معمولاً طی دیاژنز به انواع پایدارتر همچون ایلیت و سپس کلریت و سریسیت تبدیل شده‌اند (Worden and Burley, 2003). این پتروفاسیس به دلیل تفاوت محتوی اکسید آهن،



شکل ۶. آنالیز پراش پرتو ایکس مربوط به پتروفاسیس سیلتستون ماسه‌ای که نشان‌دهنده حضور کانی کائولینیت به صورت جزئی است

شرایط مناسب زمانی و دمایی در اعماق، باعث تشکیل دولومیت تدفینی با سطوح بلوری خودشکل به صورت ثانویه شده است.

ریزخساره (F4)، گلسنگ آهکی

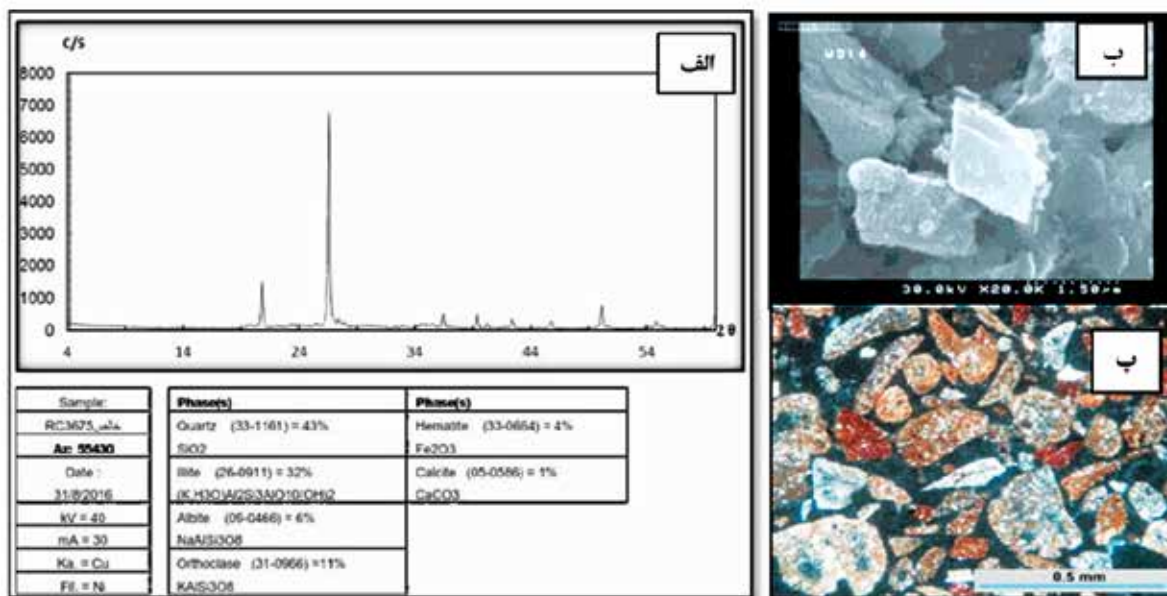
ریزخساره گلسنگ آهکی به صورت فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد که طی تدفین تبلور مجدد یافته و درشت بلورتر شده است. گاه این گلسنگ‌ها طی تبلور مجدد به دولومیت ریزبلور تبدیل شده‌اند. با توجه به این که کربنات‌ها با لایه‌های آواری ریزدانه موجود در این توالی‌ها به صورت بین لایه‌ای هستند، طی تبدیل کانی‌های رسی به ایلیت، منیزیم (Mg) حاصل از این تغییرات می‌توانسته سهم مهمی در تامین منیزیم مورد نیاز برای دولومیتی شدن گل‌های کربناته ایفا کند (Moor, 1989). بخش عمده ریزخساره‌های کربناته را گلسنگ آهکی تشکیل داده است (شکل ۸).

از لحاظ دیاژنزی، در این ریزخساره دولومیتی‌شدن ثانویه (شکل‌های ۸ و ۱۱) رخ داده است و سیمان کربناته، عموماً به صورت دولومیت درشت‌بلور به صورت پیرکننده فضاهای باقی‌مانده بین‌دانه‌ای وجود دارد. این ویژگی در محیط‌های دفنی عمیق روی می‌دهد (Mattes and

رنگ‌های متفاوتی دارد. در مواردی که سنگ اکسید آهن سه‌ظرفیتی باشد رنگ آن قرمز تا قهوه‌ای و با وجود آهن دو ظرفیتی دارای رنگ خاکستری است (شکل ۷-پ). در این پتروفاسیس، سیمان اکسید آهن نیز حضور دارد (شکل ۴). ذرات در اندازه ماسه و سیلت به صورت پراکنده در رس دیده می‌شوند. بر اساس نتایج حاصل از آنالیزهای پراش پرتو ایکس، کانی رسی ایلیت در آن غالب است (شکل ۷-الف). همچنین بلورهای دولومیت در این پتروفاسیس دیده می‌شود (شکل ۷-ب).

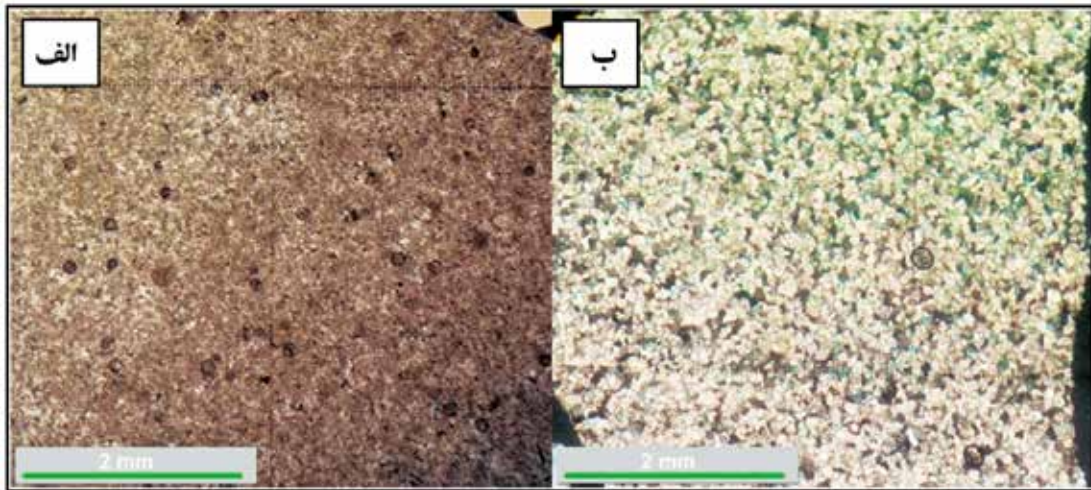
به دلیل حضور فراوان کانی‌های رسی، نفوذپذیری کمی دارند و سیالات سیمان ساز نتوانسته به خوبی جریان داشته باشد. سیلیس لازم برای همین سیمان اندک، می‌تواند حاصل انحلال دانه‌های کوارتز در اثر انحلال فشاری (شکل ۴-ت) باشد (Worden and Morad, 2000).

دولومیتی‌شدن در پتروفاسیس رس‌سنگ ماسه‌ای (شکل ۷) دیده شد. در برخی اعماق به صورت دولومیت بلوری و خودشکل ثانویه دیده می‌شود که این موضوع، با توجه به فراوانی رس‌ها در سازند فراقان، تغییر رس‌ها (تبدیل اسمکتیت به ایلیت) در طی تدفین که با آزادسازی منیزیم (Friedman, 1965) و دولومیتی‌شدن قابل توجه است.

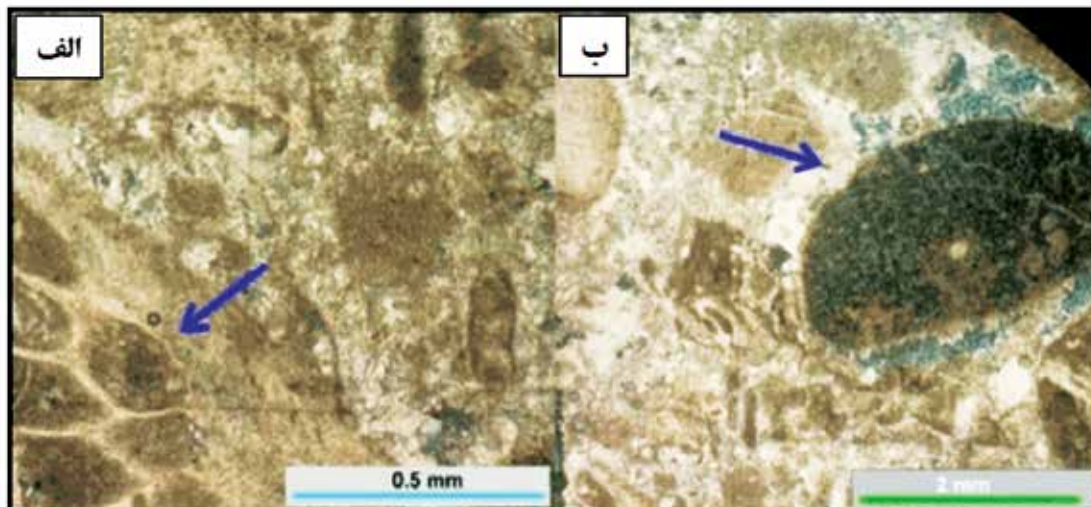


شکل ۷. الف) آنالیز پراش پرتو ایکس از پتروفاسیس رس‌سنگ ماسه‌ای که نشان‌دهنده غلبه کانی ایلیت می‌باشد، ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) از پتروفاسیس رس‌سنگ ماسه‌ای که حضور بلورهای خودشکل دولومیت در آن را نشان می‌دهد، پ) تصویر میکروسکوپی از پتروفاسیس رس‌سنگ ماسه‌ای که حاوی کانی‌های رسی با رنگ اکسید آهن تزریق شده در بین ذرات است (نور پلاریزه)

بر اکیپودها و جلبک‌ها می‌باشد. (Mountjoy, 1980; McHargue and Price, 1982).
 دیگر پدیده دیاژنتزی که در این ریزرخساره قابل مشاهده است،
 نوشکلی است، این فرآیند به صورت افزایشی یا کاهششی است
 (Flugel, 2010). نوشکلی، به صورت تغییر اندازه بلورها
 بدون تغییر در ترکیب است که در این ریزرخساره (شکل ۸)
 رخ داده است و گل کربناته اولیه زمینه طی دیاژنتز به بلورهای
 درشت‌تر و روشن‌تر تبلور یافته است.
ریزرخساره (F5)، وکستون بایوکلستی
 در این ریزرخساره فرعی، بایوکلست‌ها در زمینه گل آهکی
 به صورت شناور دیده می‌شوند (شکل ۹). این بایوکلست‌ها
 شامل قالب صدف‌های شکسته شده دوکفه‌ای‌ها، پوسته
 پوسیده دوکفه‌ای‌ها و جلبک‌ها می‌باشد.
 پوسته دوکفه‌ای‌ها عموماً انحلال یافته و فضای
 باقی‌مانده بعدها به وسیله سیمان کربناته پر شده است.
 بنابراین ساختار پوسته آنها به کلی تخریب شده ولی در
 خرده‌های مربوط به جلبک‌ها، ساختمان حفظ شده است
 (شکل ۹). در ریزرخساره‌های کربناته با توجه به تغییر
 نکردن شکل بایوکلست‌ها می‌توان گفت فشردگی قابل توجه
 نمی‌باشد (شکل ۹). دیگر پدیده دیاژنتزی، نوشکلی است که
 به صورت تغییر اندازه بلورها بدون تغییر در ترکیب است که
 در ریزرخساره وکستون بایوکلستی (شکل ۹) قابل مشاهده
 است.



شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی دولومیت ریزبلور در ریزرخساره گل‌سنگ آهکی و ب) آثار تبلور مجدد در آن (نور پلاریزه)

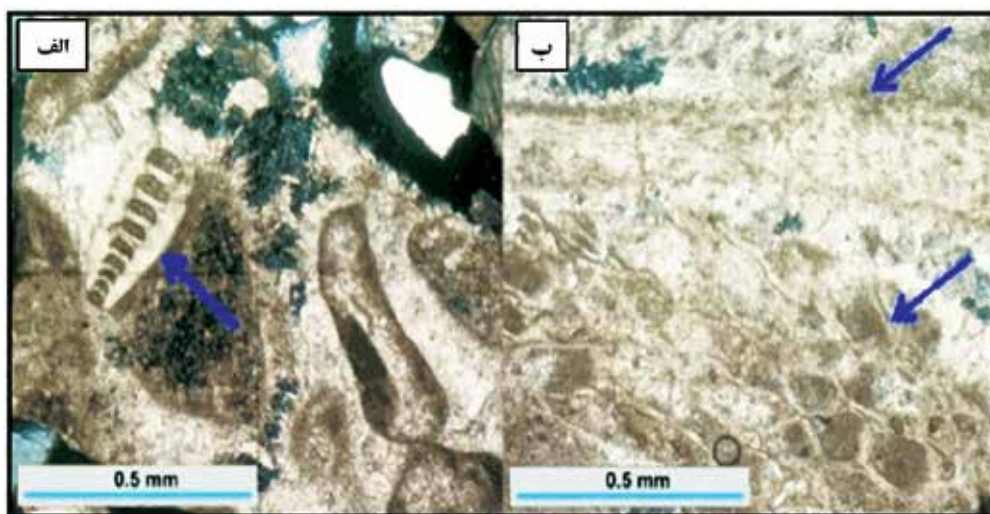


شکل ۹. تصویر میکروسکوپی از الف) ریزرخساره وکستون بایوکلستی که قطعه جلبکی و ب) قالب داخلی دوکفه‌ای را نشان می‌دهد (نور پلاریزه)

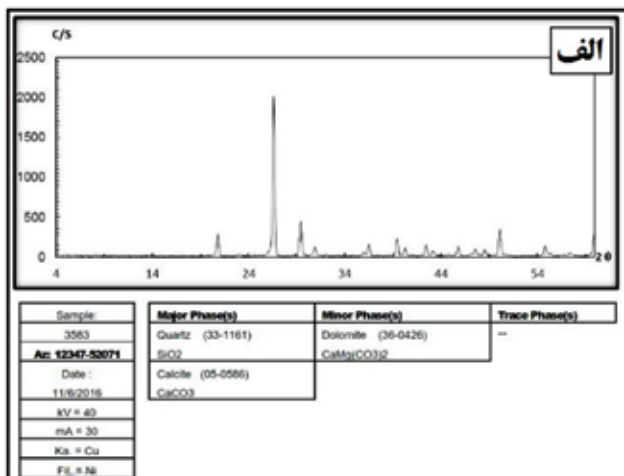
ریزرخساره (F6)، پکستون بایوکلستی

کربناته آثار انحلال قابل مشاهده است که بیشتر آنها توسط کلسیت یا دولومیت ثانویه پر شده‌اند. عدم گستردگی انحلال می‌تواند ناشی از جریان کم سیالات حلال به دلیل حضور ذرات فراوان رسی در زمینه کربنات‌ها باشد (شکل ۱۰). پدیده دیاژنزی دیگری که در این سنگ‌ها رخ داده است نوشکلی است (شکل ۱۰). همچنین، قطعات (براکیوپود) طی تدفین به دلیل ترکیب ناپایدار آراگونیتی انحلال یافته و به کلسیت کم منیزیم (LMC) پایدارتر تبدیل شده است در این حالت قالب آنها باقی می‌ماند که بیشتر با سیمان پر می‌شود (شکل ۱۰-ب).

این ریزرخساره نیز به صورت فرعی وجود دارد و شامل بایوکلست‌های صدف دوکفه‌ای، پوسته برآکیوپود، فرامینیفرها و جلبک‌ها در زمینه گل کربناته است و چارچوب اصلی سنگ را بایوکلست‌ها می‌سازند و گل آهکی به عنوان زمینه حضور دارد (شکل ۱۰). نتایج حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس بر روی نمونه‌هایی از این سنگ‌های کربناته حاکی از حضور کلسیت به مقدار بالا و دولومیت به میزان کمتر می‌باشد (شکل ۱۱). در این ریزرخساره با توجه به تغییر نکردن شکل بایوکلست‌ها می‌توان گفت فشردگی قابل توجه نمی‌باشد (شکل ۱۰). در برخی قطعات و زمینه سنگ‌های



شکل ۱۰. تصویر میکروسکوپی از الف) ریزرخساره پکستون بایوکلستی که دارای پوسته فرامینیفیر و ب) جلبک بزرگ (پیکان پایین) است. پوسته برآکیوپود (پیکان بالا) با کلسیت پایدار (LMC) جانشین شده است (نور پلاریزه)



شکل ۱۱. الف) آنالیز پراش پرتو ایکس نمونه‌ای از ریزرخساره گل‌سنگ کربناته که نشان‌دهنده حضور کوارتز به همراه کلسیت و دولومیت در آن می‌باشد. ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی روشی از بلور دولومیت خودشکل در ریزرخساره گل‌سنگ کربناته

دیاژنز

کانی‌های رسی طی ائوژنز با افزایش عمق تدفین تبلور بیشتری پیدا کرده‌اند و به کانی‌های رسی با نظم بیشتر چون ایلیت و اسمکتیت و سپس کلریت و در نهایت سریسیت تبدیل می‌شوند (Worden and Burley, 2003). این تبدیل کانی‌های رسی طی دیاژنز (مرحله مزوژنز) به عنوان یکی از منشأهای تامین سیلیس برای سیمان سیلیسی (Worden and Morad, 2000) و منیزیم برای دولومیتی شدن در نظر گرفته شده است (Friedman, 1965).

تکه‌هایی از سیمان سیلیسی هم‌محور بر روی برخی دانه‌های کوارتز مشاهده شده است (شکل ۴-ت). سیمان سیلیسی عموماً در اعماق تدفین زیاد ($< 2/5$ کیلومتر) و طی مرحله مزوژنز شکل می‌گیرد (Worden and Morad, 2000). بر اساس توضیحات و تفسیرهای فوق، توالی پاراژنتی برای پتروفاسیس‌های آواری (شکل ۱۲) و ریزرخساره‌های کربناته (شکل ۱۳) سازند فراقان ارائه شده است.

مجموعه‌های رخساره‌ای و محیط رسوبی

با توجه به اینکه در این مطالعه از خرده‌های حفاری و مقاطع نازک تهیه شده از آنها استفاده شده است محدودیت‌هایی جهت تعیین محیط رسوبی مانند نبود مغزه و عدم مشاهده ساخت‌های رسوبی وجود دارد با این حال، تعیین محیط رسوبی با اطلاعات خرده حفاری و لاگ‌گاما انجام شده است.

مجموعه رخساره‌ای مربوط به زیر محیط دشت سیلابی (Flood plain)

این مجموعه رخساره‌ای از رس سنگ قرمز و مقداری ماسه‌سنگ تشکیل شده است که ریز بودن اغلب ذرات و رنگ قرمز نشان دهنده محیطی کم انرژی، اکسیدان می‌باشد (Tucker, 2001) که در مواقع سیلابی و طوفان، ماسه از دریا به این محیط دشت سیلابی وارد شده است. با توجه به همراهی این رخساره با مقداری ماسه‌سنگ که از پتروفاسیس کوارتز آرنایت است، این مجموعه رخساره‌ای در شکل ۴ می‌تواند شامل بخش‌های ۳، ۵، ۱۱ و ۱۳ در لاگ گاما سازند فراقان باشد. مجموعه رخساره‌ای فوق می‌تواند در زیر محیط دشت سیلابی در نواحی که رودخانه‌های فصلی یا دائمی جریان داشته‌اند، رسوب‌گذاری کند.

همان‌گونه که در توصیف رخساره‌ها آمده است مهم‌ترین پدیده‌های دیاژنتی در سازند فراقان در چاه مورد مطالعه شامل فشردگی، سیمانی‌شدن، سرسیتی‌شدن، انحلال، تبلور مجدد، دولومیتی‌شدن و نوشکلی است. طبق مشاهدات و تفسیر پدیده‌های دیاژنتی می‌توان توالی پاراژنتی را در این سازند تحت عناوین فرآیندهای ائوژنتی، مزوژنتی و تلوزنتی به شرح زیر تبیین کرد. در ابتدا به منظور درک صحیح از فرآیندها و محصولات دیاژنتی نیاز است که ترتیب و عمق رخداد آنها شناسایی شود.

فرآیند فشردگی از زمان ته‌نشین شدن رسوب شروع و با افزایش عمق تدفین بر مقدار آن افزوده شده‌است. در ماسه‌سنگ‌ها در اندک مواردی که سیمان وجود دارد و ذرات با هم در تماس بوده‌اند، فشردگی قابل مشاهده است. انحلال در رخساره‌های کوارتز آرنایت، وکستون بایوکستی و پکستون بایوکستی (شکل‌های ۴، ۹ و ۱۰) دیده می‌شود. انحلال بستگی به میزان جریان آب و شیمی آن دارد، این فرآیند بعد از ته‌نشینی رسوبات شروع و تا مرحله تلوزنز نیز ادامه دارد. که در بخش‌های کربناته به دلیل انحلال بیشتر، به سهولت قابل شناسایی است.

سیمان اکسید آهن موجود در برخی سیلتستون‌های ماسه‌ای مربوط به مرحله ته‌نشین شدن رسوب می‌باشد (ائوژنز) و در واقع نشانگر محیط رسوبی اکسیدان می‌باشد زیرا اگر این فرآیند مرتبط با مرحله تلوزنز و بالا آمدن بعد از تدفین باشد باید در همه شیل‌ها قابل مشاهده باشد (شکل‌های ۵ و ۶).

در ریزرخساره‌های آهکی، قطعات فسیلی ناپایدار طی تدفین تغییر یافته و با دولومیت یا کربنات پایدار (LMC) جانشین شده است (شکل‌های ۹ و ۱۰). در مواردی نیز پوسته دوکفه‌ای‌ها، که پایداری کمتری نسبت به براکیوپودها دارند طی ائوژنز به کلی حل شده و فضای خالی توسط سیمان کربناته پر شده است. با توجه به اینکه فضای خالی تا زمان پر شدن متحمل فشردگی نشده، می‌توان گفت که هم انحلال و هم پرشدگی طی ائوژنز رخ داده است. گل‌های آهکی طی مزوژنز تبلور مجدد یافته و درشت بلورتر (نوشکل) شده‌اند یا به میکرو دولومیت (جانشینی) تبدیل شده‌اند.

تلوزنز (Telogenesis)	مزوزنز (Mesogenesis)	انوزنز (Eogenesis)	محصولات دیاژنز
	—————	—————	فردگی
-----	-----	-----	اتحلال
	—————		دولومیتی شدن
	-----		سیمان سیلیسی
		-----	سیمان اکسید آهن
	—————		سربیتی شدن

شکل ۱۲. توالی پارازنز فرآیندهای اصلی دیاژنزی پتروفاسیس‌های آواری سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس

تلوزنز (Telogenesis)	مزوزنز (Mesogenesis)	انوزنز (Eogenesis)	محصولات دیاژنز
-----	-----	-----	اتحلال
	—————		دولومیتی شدن
		—————	جائشی
	-----		نوشکی
	-----		سیمان دولومیتی
	—————		سیمان کلسیتی

شکل ۱۳. توالی پارازنز فرآیندهای اصلی دیاژنزی ریزرخساره‌های کربناته سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس

مجموعه رخساره‌ای مربوط به زیر محیط ساحلی (Shoreface)

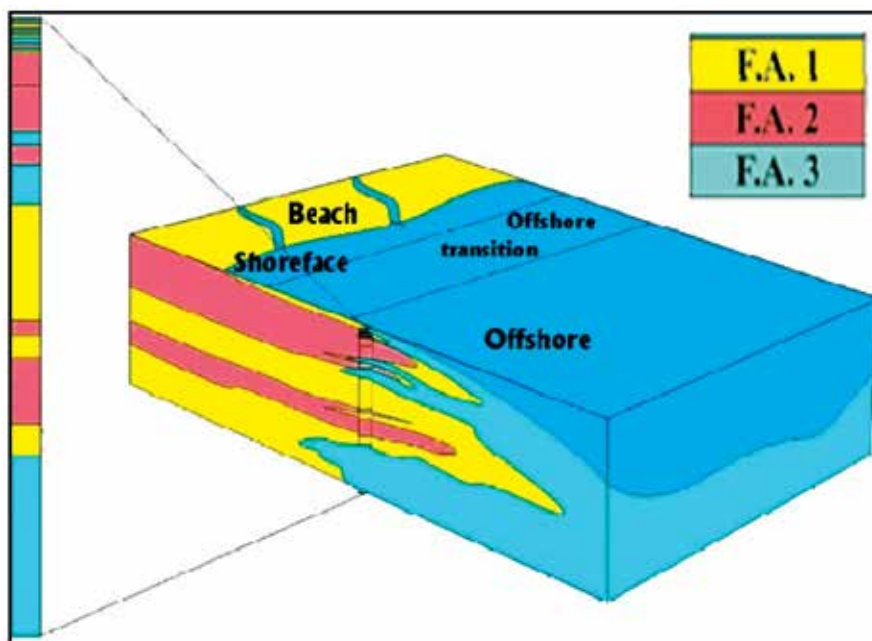
است. این مجموعه رخساره‌ای در شکل ۴ می‌تواند شامل بخش‌های ۲، ۴، ۷، و ۱۲ در لاگ گاما سازند فراقان باشد. همچنین حضور مقادیر ناچیز از ذرات آواری دانه‌ریز دارای ماسه‌سنگ که بیانگر انرژی بالای محیط است زیر محیط ساحلی پیشنهاد شد.

این مجموعه رخساره‌ای شامل سیلتستون ماسه‌ای و ماسه‌سنگ کوارتز آرنایت است. با توجه به حضور و غلبه پتروفاسیس کوارتز آرنایت با بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بالا که بیانگر انرژی بالای محیط رسوب‌گذاری این رخساره

مجموعه رخساره‌ای مربوط به زیر محیط دور از ساحل (Offshore)

این مجموعه رخساره‌ای از گلسنگ کربنات، رس‌سنگ، سیلتستون و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. گلسنگ کربناته نشان‌دهنده محیطی عمیق و دورتر از ساحل یا دارای گردش جریان پایین می‌باشد طوری که ورود آواری‌های دانه درشت به حداقل رسیده است. بخش‌های کربناته دارای قطعات فسیل‌های دریایی مانند براکیوپود و جلبک‌ها است. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته درخصوص قطعات فسیلی، حضور ذرات رس تیره و مقادیر اندک ماسه، این نهشته‌ها عمیق‌ترین رخساره‌های سازند فراقان هستند که می‌تواند در محدوده دور از ساحل رسوب‌گذاری کرده باشد. این مجموعه رخساره‌ای در شکل ۴ می‌تواند شامل بخش‌های ۱، ۸ و ۱۰ در لاگ گاما سازند فراقان باشد.

شایان ذکر است که در برخی بخش‌های لاگ گاما در سازند فراقان می‌توان تبدیل تدریجی دشت سیلابی به ساحلی (بخش ۶) و دور از ساحل به ساحل (بخش ۱۰) را مشاهده کرد. با توجه به مجموع شواهد رخساره‌ای، همراهی رخساره‌ها، وجود قطعات فسیلی دریایی مانند براکیوپود و دوکفه‌ای و پدیده‌های دیاژنتزی، محیط رسوبی ساحل خطی (Linear shoreface) شامل زیرمحیط‌های (دشت سیلابی، ساحلی و دور از ساحل) برای سازند فراقان پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۴). این محیط ساحلی خطی در انتهای پرمین پسین به دلیل بالآمدن آب دریا به یک رمپ کربناته کم عمق تبدیل شد که ته‌نشست‌های ستبر کربناته سازند دالان بر روی آن تشکیل شده است (Insalaco et al., Zeigler, 2001, Sharland, 2001).
2006، امیربهادر و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۱۴. الگوی پیشنهادی برای سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس (F.A.1 رخساره ساحلی، F.A.2 رخساره دشت سیلابی و F.A.3 رخساره دور از ساحل)

نتیجه‌گیری

ریزرخساره‌های کربناته در بخش پایین سازند فراقان شناسایی شد. فرآیندهای دیاژنتزی بیانگر حضور سازند فراقان در دو مرحله ائوزنز، و مزوزنز می‌باشد ولی علائمی از مرحله تلوزنز مشاهده نشد. در پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایتی غالباً

سازند فراقان شامل پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایت، سیلتستون ماسه‌ای، رس‌سنگ ماسه‌ای و ریزرخساره‌های گلسنگ آهکی، وکستون بایوکلستی و پکستون بایوکلستی است که برای اولین بار در بخش مرکزی خلیج فارس

پالئوزوئیک بالایی در حوضه زاگرس و معرفی سازند زاکین در کوه فراقون، فصلنامه علمی علوم زمین، سال هفتم، ۷۳-۵۴.

- گزارش داخلی شرکت نفت و گاز پارس (منتشر نشده)، ۱۳۹۶. ۳۵۵.

- مهدی‌نیا، م.، و موسوی حرمی س.ر.، ۱۳۸۸. پتروگرافی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های پرمین پیشین (سازند فراقان) در میدان گلشن در خلیج فارس. رسوب و سنگ رسوبی، ۲، ۶، ۱۱-۱.

- Ahr, W. M., 2008. Geology of carbonate reservoir, John Wiley and Sons, Chichester, 296.

- Al-Dajani, A.F., Burns, D. and Toksoz, N.M., 2000. Aeolian and Fluvial depositional systems discrimination in wireline logs: Unayzah Formation, central Saudi Arabia, GeoFrontier, 3, 25-43.

- Al-Ramadan, K., 2014. Illitization of Smectite in Sandstones: The Permian Unayzah Reservoir, Saudi Arabia, Arabian Journal for Science and Engineering, 39, 407-412

- Baccelle, L. and Bosellini, A., 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. Annali dell'Universita di Ferrara Nuova serial, Sezione IX, Scienze geologiche e paleontologiche 4, 117-53.

- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L. and Saidi, A., 1998. Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: Constrains on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangea: Geophysical Journal International, 135, 77-92.

- Birkle, P., Jenden, P.D. and Al-Dubaisi, J.M., 2013. Origin of formation water from the Unayzah and Khuff petroleum reservoirs, Saudi Arabia, Procedia Earth and Planetary Science 7, 77-80.

ناپوسته، فقط آثاری از فشردگی، سیمانی‌شدن سیلیسی و اکسید آهن و سریسیتی‌شدن قابل مشاهده است ولی در سایر رخساره‌های فرآیندهای دیازنزی جانشینی، نوشکلی، انحلال و دولومیتی‌شدن رخ داده است. با توجه به تشکیل سیمان‌های رسی (کلریتی و سریسیتی) می‌توان بیشترین تدفین این سنگ‌ها را تا عمق‌های بیشتر از سه کیلومتر تخمین زد.

مجموع شواهد بیانگر تهنشینی این سازند در محیط ساحل خطی با زیرمحیط‌های دشت سیلابی، کم‌عمق ساحلی و عمیق‌تر دور از ساحل می‌باشد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از واحد پژوهش و توسعه شرکت نفت و گاز پارس به خاطر فراهم آوردن امکانات این مطالعه و همچنین دانشگاه هرمزگان به خاطر همکاری علمی و راهنمایی‌های مفید کمال قدردانی را دارند.

منابع

- آقا نباتی، س.ع.، ۱۳۸۷. فرهنگ چینه‌شناسی ایران، جلد دوم (دونین-پرمین)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۱۲۹۷-۶۶۰.

- امیربهدار، ل.، رحیم‌پور بناب، ح.، و آراین، م.، ۱۳۹۲. بررسی تغییرات سطح نسبی آب دریا بر اساس تحولات رخساره‌های پرمین پایانی، مثالی از عضو دالان بالایی در میدان پارس جنوبی، علوم زمین، ۹۵، ۲۷۴-۲۶۳.

- زلیخایی، ی.، ۱۳۹۳. مقایسه خاستگاه سازندهای زاکین و فراقان در پسرکرانه بندرعباس به منظور استفاده از نتایج در تجزیه و تحلیل شرایط محیطی آنها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد.

- زمان‌زاده، س.م.، ۱۳۸۷. مشخصات سنگ‌شناسی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای زاکین و فراقان در مقطع تیپ، شمال بندرعباس. رساله دکترا.

- قویدل سیوکی، م.، ۱۳۶۹. مطالعه اکریتارک‌ها و کیتونوزوآهای سازندهای میلا، ایلک، زردکوه و فراقان در ناحیه زردکوه و انطباق آنها با سکانس پالئوزوئیک ناحیه چالیشه و دارنگ، مجموعه مقالات سمپوزیوم دیاپیریسم با نگرشی ویژه به ایران (جلد اول)، ۲۱۸-۱۴۱.

- قویدل سیوکی، م.، ۱۳۷۷. بررسی رسوب‌های

- Cocks, L. M. R. and Torsvik, T. K., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: A faunal and palaeomagnetic review: *Journal of the Geological Society*, 159, 631-644.
- Curtis, C.D., 1983. Geochemistry of porosity enhancement and reduction on clastic sediments. In: *Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe* (Ed. J. Brooks). Special Publication of Geological Society of London, 12, 113-125.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. and Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps*: Paris, Gauthier-Villars, 307.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rock according to depositional texture, *AAPG Memoir* 1, 108-121.
- Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Second Edition, Springer-Verlog, Berlin, 1006.
- Folk, R. L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*: Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182.
- Friedman, G. M., 1965. Terminology of crystallization texture and fabrics in sedimentary rocks, *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 643-655.
- Ghavidel Syooki, M., 1986. Palynological Study and Age Determination of Faraghan Formation in Kuh-e Gahkum Region at Southeast of Iran: *Journal of Science, Iran*, 1-2, 11-28.
- Ghavidel Syooki, M., 1988. Palynological study and age determination of Faraghan Formation in Kuh-e-Gahkum region at southeast of Iran, *Journal of Science, Iran*, 15, 1 and 2, 11-28.
- Ghavidel Syooki, M., 1990. The encountered acritarchs and chitinozoan from Mila, Il-ebeyk, Zardkuh formations in Tang-ellebeyk at Zard-kuh region and their correlation with Paleozoic sequence in Chali-Sheh area in Zagros Basin of Iran. Symposium on Diapirism with Special Reference to Iran, Geological Survey of Iran 1, 141-218.
- Ghavidel Syooki, M., 1997. Palynostratigraphy and paleogeography of Early Permian strata in the Zagros Basin, Southeast-southwest Iran. *Journal Science Islamic Republic Iran* 8, 243-261.
- Ghavidel Syooki, M., 1999. Investigation on the Upper Paleozoic Strata in Tang-e-Zakeen and Introducing Zakeen Formation, Kuh-e-Faraghan Zagros Basin, Southern Iran: Geological Survey of Iran, *Geoscience Quarterly Journal*, 29-30, 54-73.
- Ghavidel Syooki, M., 2003. Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 127, 241-268.
- Insalaco E., Virgone A., Courme B., Gaillet J., Kamali M., Moallemi A., Lotfpout M. and Monibi S., 2006. "Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars," Iran: Depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *Geo-Arabia*, 11, 75-176.
- Kamali, M. R. and Rezaee, M. R., 2003. Burial history reconstruction, and thermal modeling at Kuh-e Mond, SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 26, 4, 415-46.
- Lewis D. W. and McConchie, D., 1994. *Practical Sedimentology*. 2nd Ed., IX+ NewYork, London, Champton and Hall, 123.
- Lucia, F. J., 2007. *Carbonate reservoir characterization*, Second edition, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 236.
- MacDonald, R., Hardman, D., Sprague, R., Meridji, Y., Mudjiono, W., Galford, J., Ro-

- urke, M., Dix, M. and Kelton, M., 2010. Using elemental geochemistry to improve sandstone reservoir characterization: a case study from the Unayzah interval of Saudi Arabia, SPWLA 51st Annual Logging Symposium, 19-23, 2010.
- Mattes, B.W. and Montjoy, E.W., 1980. Burial Dolomitization of Upper Devonian Mittle buildup, Jasper National Park, Alberta, in: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and. Ethington, R.L. eds., Concepts and Models of Dolomitization. SEPM Special. Publication, 28, 250-297.
 - McHargue, T.R. and Price, R.C., 1982. Dolomite from Clay in Argillaceous or Shale Associated Marine Carbonates: Journal of Sedimentary Petrology, 52, 873-880.
 - Mckay, J.L., Longstaffe, F.J. and Plint, A.G., 1995. Early Diagenesis and Its Relationship to Depositional Environment and Relative Sea-Level Fluctuations (Upper Cretaceous Marshybank Formation, Alberta and British Columbia): Sedimentology, 42, 161-190.
 - Metcalfe, I., 2002. Tectonic history of the SE Asian-Australian region: Advances in Geology, 34, 29-48.
 - Mollazal, Y., 1965. The geology of the Kuh-e Neyse and adjoining area. Report, 1098.
 - Moor, C. H., 1989. Carbonate diagenesis and porosity. Elsevier, Development in Sedimentology 46, 338.
 - Moore, C. H. and Wade, W. J., 2013. Carbonate reservoir: porosity, evolution and diagenesis in a sequences stratigraphic framework: Second edition, Elsevier, 369.
 - Muttoni, G., Kent, D. V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N. and Gaetani, M., 2003. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A': Earth and Planetary Science Letters, 215, 379-394.
 - Muttoni, G., Kent, D. V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N. and Gaetani, M., 2004. Erratum to "Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'": Earth and Planetary Science Letters, 218, 539-540.
 - Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M. and Berra, F., 2009a. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic, in M.-F. Brunet, M. Wilmsen, and J. W. Granath, eds., South Caspian to Central Iran Basins: GSL Special Publications 312, 7-29.
 - Nicol, G.A. and Kheradpir, A., 1972. Interoffice Memo. (Unpub).
 - Pettijohn, F. J. Seever, R. and Potter, P. E., 1975. Sand and Sandstone, 2nd ed., Springer Verlag-New Yourk, 328.
 - Ronchi, P., Ortenzi, A., Borromeo, O., Claps, M., Zempolich, W. G., 2010. Depositional setting and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the late Viséan-Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan). American Association of Petroleum Geologist, 94, 9, 1313-1348.
 - Sengör, A. M. C., 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications: Nature, 279, 590-593.
 - Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and M. D. Simmons, 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. GeoArabia Special Publication 2, GulfPetroLink, Bahrain, 371, with 3 charts.
 - Szabo, F., 1977. Permian Triassic stratigraphy, Zagros Basin, southwest Iran, Report 1261.
 - Szabo, F., Rask and Khosravi, S., 1977. Permian and Triassic Stratigraphy, Zagros Basin

(Unpublished report).

- Taghavi, A. A., Mark, A. and Emadi, M. A., 2006. Sequence Stratigraphically controlled diagenesis govern reservoir quality in the carbonate Dehloran Field, Southwest, Iran, *Petroleum Geoscience*, 12, 115-126.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications, 260.
- Worden, R.H. and Morad, S., 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R.H. and Morad, S, (Eds), *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, 1-20.
- Zamanzadeh, S. M., Mirzaei, S., Sardar Abadi, M. and Poosti, M., 2011. Diagenetic factors controlling reservoir quality in the Faraghan Fm. *Energy Exploration and Exploitation*, 29, 109-128.
- Zamanzadeh, S. M., Amini A. H. and Rahimpour Bonab, H., 2009. Eogenetic dolomite cementation in Lower Permian reservoir sandstones, southern Zagros, Iran, *Geology Journal*, 44, 501-525.
- Zeigler, M. A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrence. *Geo-Arabia*, 6, 3, 445-504.

تحلیل رژیم تنش در مخزن هیدروکربوری و پایداری دیواره چاه در میدان شاه دنیز، حوضه خزر

پروانه عزیززاده سعید^۱، محمد حسنپور صدقی^(۲)، علی کدخدائی^۳ و ملک محمد گیتی^۴

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۴. مدیر پتروفیزیک شرکت نفت خزر

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۷/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۱۶

چکیده

ناپایداری دیواره چاه یکی از مشکلات اساسی در عملیات حفاری چاه‌های نفت و گاز است. تحلیل و پیش‌بینی ناپایداری دیواره چاه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از موارد دارای اهمیت در ناپایداری مشخص کردن رژیم تنش و اندازه‌گیری مقدار تنش‌ها می‌باشد. این مطالعه در یکی از میدان‌های حوضه خزر جنوبی در ایران انجام شده است. رژیم تنش فشارشی در میدان مورد مطالعه با توجه به مشاهدات تکتونیکی بزرگ مقیاس و نشانه‌های تنش ناحیه‌ای شناسایی شده است. با داده‌های صوتی و چگالی و فشار منفذی پیش‌بینی شده از روش ایتون (Eaton)، بزرگی تنش‌های برجا محاسبه شده است. این مطالعه تاثیر شیب و آزیموت را روی ناپایداری چاه در رژیم گسلی فشارشی ارائه می‌دهد. در این مطالعه برای محاسبه پایداری در آزیموت و شیب‌های مختلف از معیار گسیختگی اصلاح شده لید (Lade) استفاده شده است. مطالعه پایداری در این میدان توسط نرم‌افزار STABview انجام شده است. نتایج نشان می‌دهد که پایداری در امتداد آزیموت تنش افقی حداکثر (NE-SW) مشکلات کمتری نسبت به سایر جهت‌ها دارد. در یک مسیر نزدیک به جهت تنش افقی حداقل، چاه قائم بیشترین پایداری را دارد، اما در جهت نزدیک به جهت تنش افقی حداکثر چاه افقی بهترین گزینه می‌باشد.

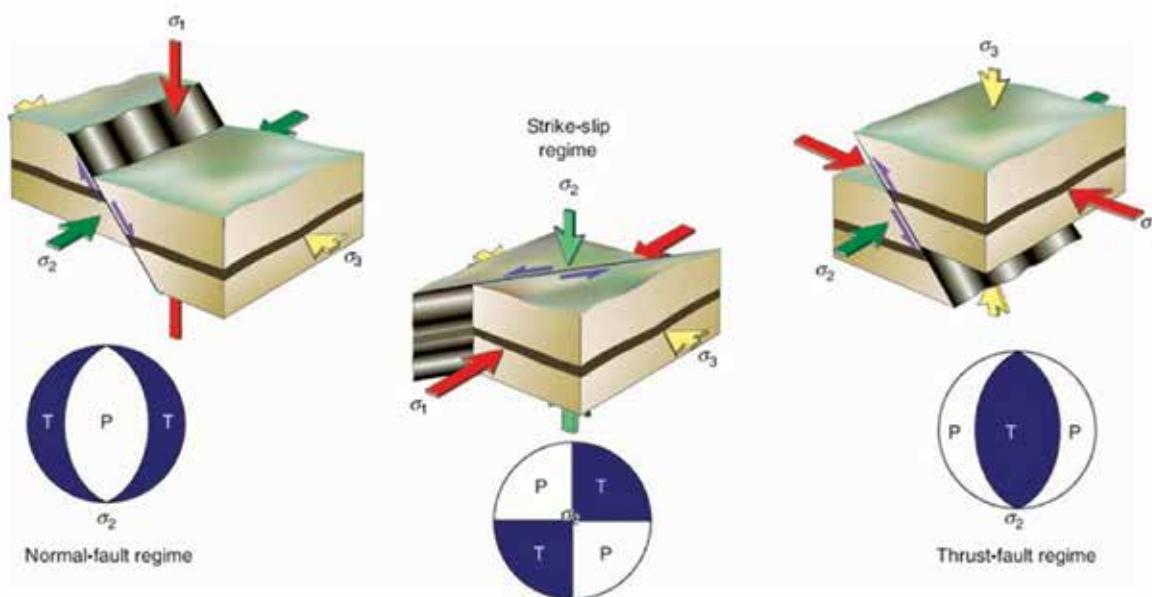
واژه‌های کلیدی: پایداری دیواره چاه، تنش‌های برجا، چاه‌های نفت و گاز، رژیم تنش، ژئومکانیک.

مقدمه

آگاهی از خصوصیات کامل تنسور تنش‌های برجا، نیازمند تعیین بزرگی و جهت سه مؤلفه‌ی تنش‌های اصلی است، که از بزرگ به کوچک به‌عنوان σ_1 ، σ_2 و σ_3 نشان داده می‌شود. در محیطی با سطح برجستگی‌های ملایم، فرض کلی بر این است که سطح زمین هموار و افقی است. در چنین موردی، جهت یکی از تنش‌های اصلی تقریباً عمودی است. این تنش قائم برجا، توسط σ_p نشان داده می‌شود که

به دلیل اینکه ناپایداری دیواره چاه از مشکلات اساسی در عملیات حفاری چاه‌های نفت و گاز می‌باشد در بسیاری از میدان‌های نفتی برای کاهش هزینه‌ها و افزایش تولید و بازدهی بیشتر مخازن نفت و همچنین کاهش مشکلات حفاری به مطالعات پایداری و تعیین مسیر بهینه حفاری نیاز می‌باشد (Zare et al., 2010).

* نویسنده مرتبط: hassanpour_mhd@tabrizu.ac.ir



شکل ۱. ارتباط بین جهت‌گیری تنش‌های اصلی (رژیم‌های تنش) و رژیم‌های تکتونیکی بر اساس اندرسون ۱۹۵۱ و استریونت‌های نشان‌دهنده بخش‌های فشاری (P) و کششی (T) (Fossen, 2010)

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در حوضه جنوبی دریای خزر قرار گرفته است، حوضه جنوبی دریای خزر شامل بخش‌های جنوبی دریای خزر و مناطق خشکی شرق آذربایجان، غرب ترکمنستان و شمال ایران است. تقریباً ۴۵ درصد آن در آذربایجان، ۳۵ درصد آن در ترکمنستان و ۲۰ درصد در ایران قرار دارد. دریای خزر یکی از مناطق مهم منابع نفتی و تأمین‌کننده عمده نفت و گاز می‌باشد و مطالعات پایداری دیواره‌ها، در این منطقه ضروری می‌باشد (Fowler et al., 2000).

مرز جدایش حاشیه باختری و جنوبی فرونشست خزر جنوبی با کوه‌های تالش توسط گسل معکوس خزر کنترل می‌شود. عملکرد این گسل، باعث فراخاست رسوبات دامنه شمالی البرز شده به‌گونه‌ای که رسوبات پالئوزوئیک دامنه شمالی البرز در کنار رسوبات کواترنر ساحل جنوبی خزر است. گفتنی است که فشارش پلیوسن-پلیستوسن و عملکرد گسل‌های راندگی سبب شده که در حال حاضر نهشته‌های میوسن دریای خزر، در ارتفاع ۲۰۰۰ متری و نهشته‌های پلیوسن در ارتفاع ۱۰۰۰ متر باشند. بررسی ویژگی‌های لرزه زمین‌ساختی خزر جنوبی نشان‌دهنده چیرگی رژیم زمین

از وزن سنگ‌های پوشاننده، رسوبات و سیالات موجود در آنها نتیجه می‌شود. با توجه به ماهیت عمود بر هم بودن تنش‌های اصلی، دو تنش اصلی دیگر در سطح افقی خواهد بود. این تنش‌های اصلی توسط σ_{Hmin} و σ_{Hmax} به ترتیب برای بیشترین و کمترین تنش برجا نشان داده می‌شود (McLellan and Hawkes, 2001) (شکل ۱).

امروزه تنش‌های برج و کاربرد ژئومکانیک برای تعیین تنش‌ها، در صنایع نفتی دنیا بسیار مورد توجه قرار گرفته است به‌طوری‌که بسیاری از شرکت‌های بزرگ نفتی دنیا در زمینه مطالعات مخازن نفتی به سراغ این مباحث رفته و آن را مورد توجه قرار داده‌اند. اصولاً مطالعه تنش‌های برج می‌تواند تاثیر بسیار مهمی در تحلیل پایداری چاه، تعیین و بررسی شکستگی‌ها داشته باشد.

با تحلیل تنش‌ها و ارائه مدل ژئومکانیکی و در نهایت بررسی پایداری دیواره چاه در هر سازند می‌توان با انتخاب مناسب و بهینه پارامترهای حفاری نظیر آزمون، زاویه انحراف و وزن گل حفاری علاوه بر کاهش هزینه‌های حفاری چاه‌های آبی، از مخاطرات احتمالی نظیر مچالگی و یا برش لوله جداری در طول عمر یک چاه نیز تا حد زیادی جلوگیری کرد.

بهرده به شدت توسط گسل معکوس در یال غربی، چین خورده است. با این حال، تراست عمیق و گسل معکوس در سری لایه‌های بهره‌ده به نظر نمی‌رسد به طور مستقیم به هم وصل باشند و گسل‌ها همچنان در طول سازند آپشرون و سازندهای کواترنری به گسترش ادامه داده است (Fowler et al., 2000).

روش مطالعه

مدل ژئومکانیکی، نمایشی عددی از وضعیت تنش‌های برجا و خواص مکانیک سنگ برای یک ستون چینه‌شناسی در میدان می‌باشد. بررسی ژئومکانیکی مخازن هیدروکربوری نقش بسیار مهمی در ارزیابی و توسعه میادین نفت و گاز ایفا می‌کند. در بسیاری از مناطق، چگونگی و محل حفاری چاه‌ها با توجه به عمق سازند مخزنی و تنش روباره، چالشی بسیار جدی را پیش روی متخصصان صنعت نفت قرار می‌دهد. مشکلات و مسائل فراوانی در مسیر طولانی تولید نفت از درون مخزن تا سطح زمین وجود دارد که بخش عمده‌ای از آن‌ها زائیده شرایط نامتعادل فیزیکی-مکانیکی سازندها است. امروزه ژئومکانیک نفت به دانشی کلیدی برای تحلیل و فائق آمدن به این گونه مشکلات تبدیل شده است.

ژئومکانیک، اساساً دانشی میان‌رشته‌ای، در مورد مکانیک سنگ، زمین‌شناسی ساختمانی و مهندسی نفت است که به بررسی و تحلیل رفتار زمین در برابر تنش‌ها می‌پردازد. این تنش‌ها ممکن است تنش‌های طبیعی درون زمین یا تنش‌های القا شده توسط انسان در عملیات مختلف، از جمله حفاری باشد. مدل ژئومکانیکی در حالت کلی خواص الاستیسیته دینامیک سازند را به خواص الاستیسیته استاتیک معادل آن مرتبط ساخته که این خواص الاستیسیته استاتیک برای تعیین مقاومت سازند و تنش‌های برجای زمین به کار می‌روند. مدل ژئومکانیکی از پروفایل‌های عمقی شامل پارامترهای الاستیک یا الاستو-پلاستیک، مقاومت سنگ، تنش‌های برجای زمین، فشار منفذی و جهت تنش‌های برجای زمین تشکیل شده است. پارامترهای الاستیک سنگ به دو روش دینامیکی و

ساختی فشاری بر ناحیه است (آقناباتی، ۱۳۸۹). بررسی ساختار پوسته و لرزه‌زمین‌ساخت حوضه خزر جنوبی و کوه‌های طالش با استفاده از داده‌های محلی و دور لرزه‌ها نشان‌دهنده ضخامت پوسته در حدود ۴۰ کیلومتری نزدیک ساحل و وجود دو خطواره لرزه‌زا در امتدادهای شمالی-جنوبی در بخش باختری حوضه خزر جنوبی و لنکران با رژیم فشاری می‌باشد (مرتضی‌نژاد، ۱۳۹۲).

بیشتر مخازن نفتی شمال ایران در نهشته‌های پلیوسن-کواترن حاشیه دریای خزر تشکیل شده‌اند به همین دلیل، این انباشته‌ها ارزش اقتصادی دارند. جدا از میدان‌های نفتی خزر شمالی و خزر میانی، خزر جنوبی یکی از منابع اصلی اکتشاف و تولید نفت و گاز دریای خزر است. در خزر جنوبی، سنگ مخزن اصلی بهره‌ده به سن پلیوسن زیرین-میانی است. سنگ مخزن فرعی آن نهشته‌های ماسه‌ای سازند آپشرون به سن کواترن پیشین می‌باشد (Javanshir et al., 2015).

گسل‌های حاشیه‌ای در حوضه خزر هنوز هم به شدت فعال‌اند زیرا بسیاری از زلزله‌های گیلان و مازندران در نتیجه جابجایی‌ها و فعالیت این گسل‌ها به وجود آمده‌اند. مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیک نشان می‌دهد که گسل‌ها از نوع معکوس و تا حدی رو رانده‌اند (Devlin et al., 1999).

مطالعات لرزه‌نگاری انجام شده نشان می‌دهد که در منطقه خزر جنوبی تاق‌دیس‌ها و ناودیس‌های بزرگ و کوچک متعددی با ابعاد چند کیلومتر وجود دارند که نتیجه ادامه چین‌خوردگی آلپین بوده که در رسوبات تخریبی از قبیل کنگلومرا، ماسه سنگ و رس تخریبی دوران سوم به وجود آمده است که در منطقه گسترش زیادی دارند. به‌طور کلی از اواخر پالئوژن در منطقه خاور حوضه خزر نفوذ گل‌فشان‌ها به طرف بالا و همچنین پدیده دی‌آپیریسیم در شیل‌ها فعال بوده که تا امروز نیز این فعالیت ادامه دارد و برآمدگی بسیاری در نقاط مختلف این منطقه را شامل می‌شود. این برآمدگی‌ها را به خوبی می‌توان بر روی مقاطع لرزه‌نگاری ملاحظه کرد (Fowler et al., 2000).

ویژگی‌های اصلی ساختاری میدان مورد مطالعه ساختار بسته‌ای است که به چهار جهت شیب‌دار می‌باشد و محور اصلی آن شمال غرب-جنوب شرق است. سری لایه‌های

برای اندازه‌گیری این پارامترها نیاز به داده‌های لاگ چگالی و لاگ‌های صوتی فشاری و برشی می‌باشد و سپس این داده‌ها توسط نرم‌افزار ژئولاگ^۸ در جهت کاهش نویزهای این نمودارها و در نتیجه دستیابی به داده‌های قابل اعتماد نویزگیری شده است و سپس محاسبات انجام شده است. نسبت پواسون یکی از پارامترهای مهم در برآورد بزرگای تنش می‌باشد. سرعت‌ها به صورت کیلومتر در ثانیه است و نتایج بدون واحد می‌باشد.

$$v = 0.5 \frac{V_p - 2V_s}{(V_p - V_s)} \quad (1)$$

مدول یانگ یکی از پارامترهای مورد نیاز در تحلیل‌های ژئومکانیکی است و طبق تعریف نسبت تنش قائم به کرنش قائم می‌باشد. در این مطالعه مقدار این پارامتر از رابطه (۲) به دست آمده است. در این رابطه: ρ_b : چگالی برحسب گرم بر سانتیمتر مکعب و E : مدول یانگ برحسب پوند بر اینچ مربع و $10^{10} \times 1.34$: فاکتور تبدیل مدول، به واحد psi (پوند بر اینچ مربع) می‌باشد.

$$E = \left(\frac{\rho_b}{\Delta t_s} \right) \left(\frac{r(\Delta t_s) - r(\Delta t_p)}{\Delta t_s - \Delta t_p} \right) \times 1.34 \times 10^{10} \quad (2)$$

برای محاسبه مدول برشی از رابطه (۳) با استفاده از داده‌های لاگ چگالی برحسب گرم بر سانتی‌متر مکعب و داده‌های زمان گذر موج برشی برحسب میکروثانیه بر فوت تعیین می‌شود.

$$G = \left(\frac{RHOB}{\Delta t_s} \right) \times 1.34 \times 10^{10} \quad (3)$$

در رابطه (۴)، K مدول بالک استاتیکی برحسب پوند بر اینچ مربع و $10^{10} \times 1.34$: فاکتور تبدیل مدول، به واحد psi (پوند بر اینچ مربع) می‌باشد.

$$K_{(psi)} = \rho_b \left(\left(\frac{1}{\Delta t_p} \right) - \left(\frac{r}{r \Delta t_s} \right) \right) \times 1.34 \times 10^{10} \quad (4)$$

برای محاسبه مقاومت فشاری تک‌محوره توسط

استاتیکی قابل اندازه‌گیری هستند. در روش دینامیکی، با اندازه‌گیری سرعت عبور امواج تراکمی (V_p) و برشی (V_s) در شرایط برجا و یا آزمایشگاه، ویژگی‌های الاستیک دینامیکی سنگ به دست می‌آیند. در روش استاتیکی نیز با انجام آزمایش‌های تخریبی مانند مقاومت فشاری تک‌محوری و یا سه محوری بر روی مغزه سنگ، پارامترهای مقاومتی و الاستیک استاتیکی اندازه‌گیری می‌شوند. روش‌های استاتیکی نتایج واقع بینانه‌تری نسبت به روش‌های دینامیکی می‌دهند، اما هزینه انجام آن بیش‌تر است و اندازه‌گیری آن به نقاط دارای مغزه سنگی محدود می‌شود. متأسفانه پارامترهای دینامیکی و استاتیکی با یک دیگر برابر نیستند و معمولاً پارامترهای دینامیکی از پارامترهای استاتیکی متناظر خود بزرگ‌تر هستند. به‌منظور اندازه‌گیری پیوسته ویژگی‌های مکانیک سنگ در طول چاه، ایجاد روابط تجربی بین پارامترهای دینامیکی و استاتیکی ضروری به نظر می‌رسد.

خواص الاستیسته سنگ‌ها که رابطه بین تنش و کرنش را در محدوده تغییر شکل‌های برگشت‌پذیر سنگ نشان می‌دهد متشکل از ضرایب الاستیک می‌باشد. تاکنون روش‌های متنوعی برای تخمین پارامترهای مکانیکی در یک مخزن نفتی معرفی شده‌اند که دامنه‌ای از روش تجربی تا روش‌های هوشمند را شامل می‌شوند که در این مطالعه از فرمول‌های تجربی برای برآورد پارامترهای ژئومکانیکی استفاده شده است.

پارامترهای مورد نیاز برای انجام یک تحلیل زمین مکانیکی جهت بررسی پایداری دیواره چاه را می‌توان در دودسته تقسیم‌بندی کرد:

دسته اول پارامترهای مربوط به سازند بوده که شامل نسبت پواسون^۱ و مدول‌های الاستیسیته (مدول یانگ^۲، مدول برشی^۳ و مدول حجمی^۴)، مقاومت فشاری تک‌محوره^۵ و ضریب بایوت^۶ و همچنین فشار منفذی^۷ می‌باشند. معادلات در روابط (۱) تا (۶) نشان داده شده است. دسته دوم پارامترهای مربوط به تنش منطقه است که شامل مقدار و جهت تنش‌های عمودی و تنش‌های افقی ماکزیمم و مینیمم معادلات در روابط (۷) و (۸) نشان داده شده است (Tixier et al., 1975).

1. Poisson's ratio
2. Young's modulus
3. Shear modulus
4. Bulk modulus
5. Unconfined compressive strength
6. Biot ratio
7. Pore pressure
8. Geolog

مشخص که در این فرمول توسط زوباک ارائه شده است (Zoback, 2007)، چگالی آب می‌باشد و Z_w عمق آب و ρ_w دانسیته آب است که این مقدار برای دریای خزر 1 g/cm^2 فرض شده است.

$$Sv = \rho_w g z_w + \int_{z_w}^z \rho(z) g dz \approx \rho_w g z_w + \rho(z - Z_w) \quad (7)$$

تعیین بزرگی تنش افقی حداکثر σ_H بر پایه تئوری پوروالاستیسیته محاسبه شده است. در این معادله که توسط زوباک (Zoback, 2007) ارائه شده است v : ضریب پواسون و a : ثابت بایوت و E : مدول یانگ و ϵ_x, ϵ_y : کرنش به ترتیب در جهت تنش افقی حداقل و حداکثر و P_p : فشار منفذی می‌باشد. برای محاسبه تنش افقی حداقل، از میانگین تنش عمودی و تنش افقی حداکثر استفاده شده است (شکل ۲).

$$\sigma_H = \frac{v}{1-v} \sigma_v - \frac{v}{1-v} \alpha P_p + \alpha P_p + \frac{E}{1-v^2} \epsilon_x + \frac{vE}{1-v^2} \epsilon_y \quad (8)$$

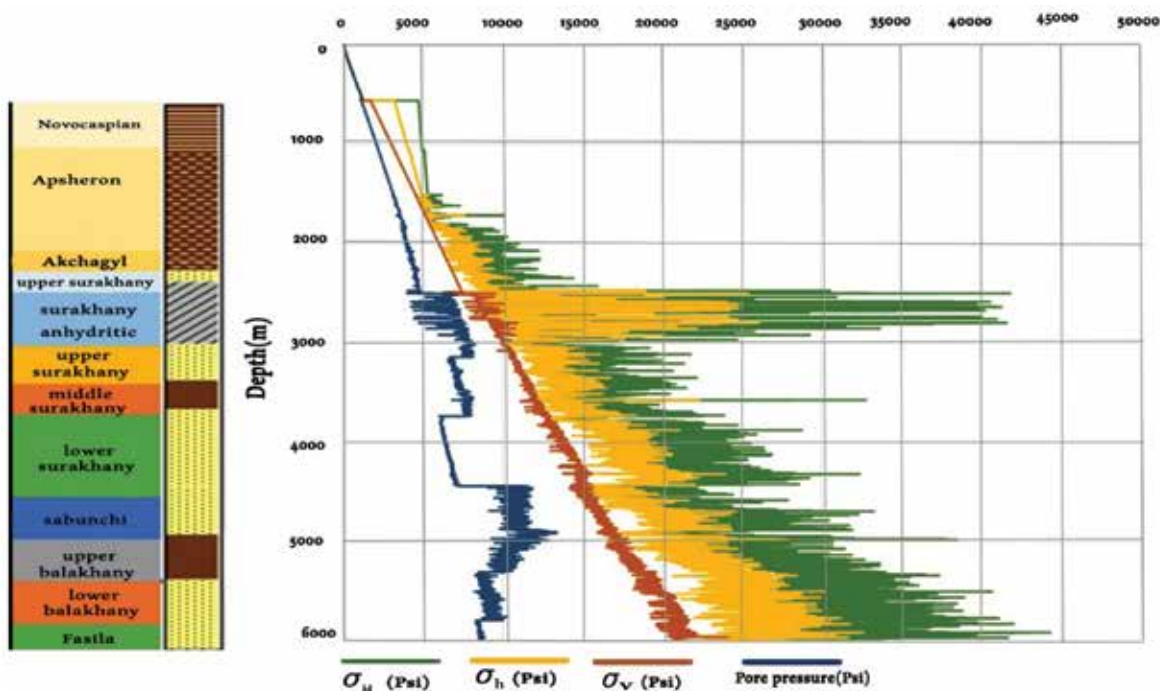
معادله (۵) که توسط ترکان و همکاران ارائه شده است (Tercan et al., 2005) و مناسب‌ترین معادله جهت محاسبه این پارامتر در میدان مورد مطالعاتی ما از نظر جنس سازندها می‌باشد، استفاده شده است.

$$UCS = 7.1912 V_p + 26.258 \quad (5)$$

فشار منفذی مورد نظر توسط معادله ایتون (Eaton, 1975) مورد محاسبه قرار گرفته است. در این معادله P_{pg} گرادیان فشار منفذی سازند، S_g گرادیان فشار روباره، P_{ng} گرادیان فشار منفذی هیدرواستاتیک (که معمولاً برابر با 0.45 psi/ft می‌باشد)، Δt زمان گذر موج صوتی از داده‌های لاگ صوتی ($\mu\text{s/ft}$)، Z عمق برحسب فوت و توان ثابت x در مطالعات ایتون ۳ قرار داده می‌شود ولی با توجه به مخازن مورد مطالعه نیاز به اصلاح دارد. سپس توسط داده‌های تست فشار منفذی سازند MDT کالیبره شده است.

$$P_{pg} = S_g - (S_g - P_{ng}) \left(\frac{62 + 134e^{-0.011Z}}{\Delta t} \right)^x \quad (6)$$

تنش عمودی عبارت است از فشار وارد آمده از سوی وزن طبقات و سیالات بالایی بر سازند در عمق



شکل ۲. مقایسه بزرگی تنش‌های عمودی، افقی حداکثر و حداقل برحسب psi (پوند بر اینچ مربع) نسبت به عمق برحسب متر مربوط به چاه مورد مطالعه می‌باشد

1. Poroelastic theory

بحث

تنش‌های مؤثر بر میدان نفتی مورد مطالعه

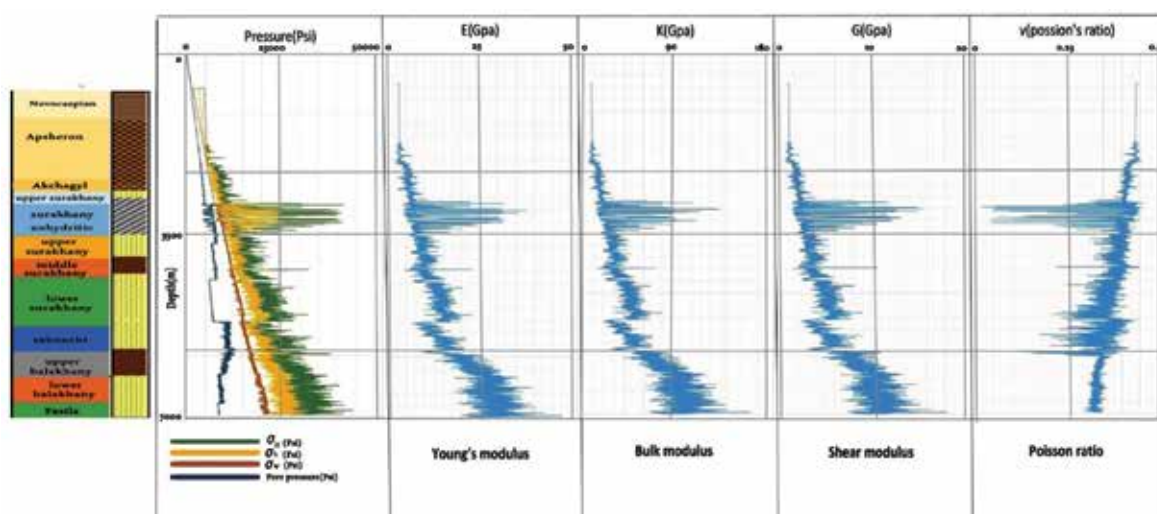
میدان نفتی مورد مطالعه که در جنوب حوضه دریای خزر قرار دارد به دلیل وجود گل‌فشان‌های فراوان در این میدان بسیار مورد توجه محققان قرار گرفته است و از روی نتایج مطالعات این محققان و با توجه به پروژه‌ی استرس جهانی، امتداد تنش افقی ماکزیمم به صورت شمال شرقی- جنوب غربی و با آزیموت N30E قرار گرفته است (Bonini et al., 2010) (Fowler et al., 2000) (2012).

مدل ژئومکانیکی ارائه شده برای چاه مورد نظر

مدل ژئومکانیکی، نمایشی عددی از وضعیت تنش‌های برجا و فشار منفذی و خواص مکانیک سنگ شامل مدول‌های الاستیک برای یک ستون چینه‌شناسی در میدان مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۳).

با توجه به مدل ژئومکانیکی ارائه شده مشخص است که در سازند انیدریتی سوراخانی مقادیر مدول برشی، مدول یانگ و مدول بالک بیشترین مقدار است و مقدار تنش‌ها در این واحد چینه‌ای تاثیر بیشتری روی ناپایداری چاه خواهد داشت. همین‌طور با افزایش عمق، مقدار تنش‌ها

افزایش می‌یابد و ناپایداری تحت تاثیر این افزایش قرار می‌گیرد. با استفاده از این نمودار می‌توان قسمت‌هایی که دارای فشار منفذی بالایی نسبت به سایر مناطق است را که شامل سازند ماسه‌ای شیلی عمیق صابونچی می‌باشد را مشخص کرد، که در این سازند فشار گسیختگی دارای مقادیر بیشتری است. بنابراین در صورت استفاده از یک نوع گل حفاری، حفاری در این قسمت ناپایداری بیشتری نسبت به سایر نواحی خواهد داشت. سازندهای تبخیری خاصیت شکل‌پذیری بالایی با افزایش تنش‌های اعمالی دارد و در سازندهای نمکی مانند سازند سوراخانی انیدریتی در عمق ۲۵۰۰ تا ۳۱۰۰ متری، حالت تنش بسیار پیچیده و متغیر است. و این سازندها با تاثیر تنش برجا در منطقه می‌تواند در درازمدت رفتار ویسکوپلاستیک و خزشی از خود نشان دهد. این بدان معنا است که با وارد شدن یک مقدار خاص تنش به سازندهای تبخیری، به دلیل عدم توانایی در نگهداری و برقرار داشتن تنش‌های انحرافی درون خود، حالت تنش در آن کاملاً هیدرواستاتیک یا نزدیک به آن می‌شود. در نمک، مقدار تنش افقی تقریباً با وزن روباره برابر است. از این رو از واژه تحت تعادل در حفاری سازندهای نمکی مثل سازند سوراخانی انیدریتی استفاده می‌شود.

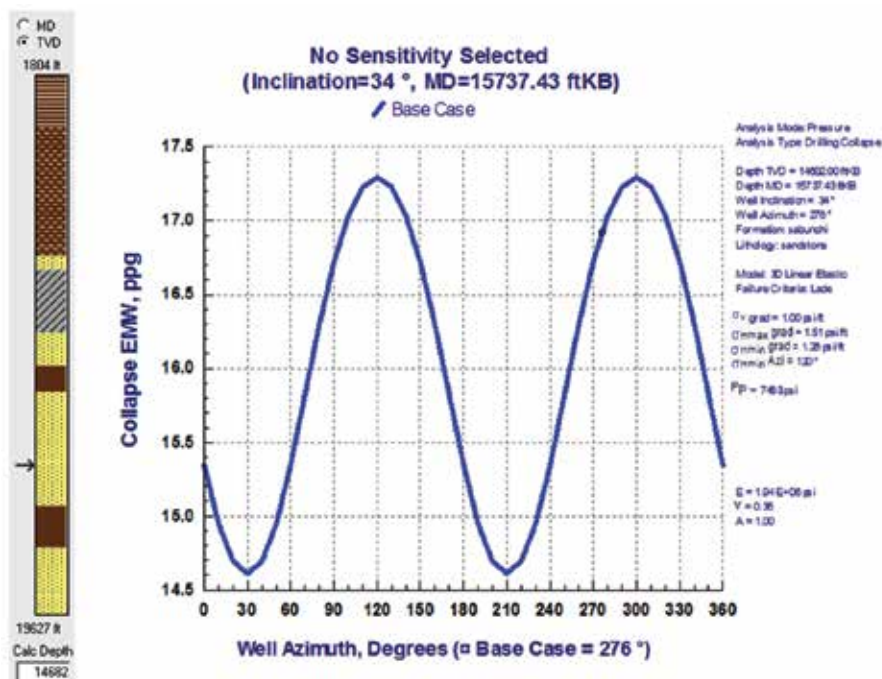


شکل ۳. مدل ژئومکانیکی نمایشی عددی از وضعیت تنش‌های برجا و خواص مکانیک سنگ مربوط به چاه مورد نظر می‌باشد، که ستون اول مربوط به داده‌های نسبت پواسون در عمق‌های مختلف چاه حفر شده برحسب متر، ستون دوم مربوط به داده‌های مدول برشی برحسب گیگاپاسکال، ستون سوم مربوط به داده‌های مدول بالک برحسب گیگاپاسکال، ستون چهارم مربوط به داده‌های مدول یانگ و ستون پنجم مربوط به داده‌های تنش که در شکل (۲) ارائه شده است، نشان می‌دهد

تعیین جهت آزیموت^۱ برای حفاری پایدار

درجه کمترین فشار فروریختگی را نشان می‌دهد. بنابراین حفاری در این امتداد می‌تواند پایدارترین شرایط را برای دیواره تامین کند (شکل ۴). با توجه به شکل نمودار عمودی مقدار فشار فروریختگی و نمودار افقی آزیموت‌های مختلف برای حفاری را نشان می‌دهد که در آزیموت‌های ۳۰ و ۲۱۰ درجه مقدار فشار فروریختگی نسبت به سایر نواحی کمترین مقدار می‌باشد که نشان می‌دهد در این آزیموت‌ها پایداری دیواره چاه بیشترین مقدار نسبت به سایر نواحی می‌باشد.

آزیموت حفاری برای امتدادهای متفاوت نسبت به جهت شمال (صفر درجه)، بر اساس جهت‌گیری تنش‌های افقی ماکزیمم و مینیمم سنجیده شده و مقدار فشار فروریختگی چاه^۲ را در آزیموت‌های مختلف بر اساس ppg (پوند بر گالن)، نشان می‌دهند. بنابراین بر اساس این نمودارها و با توجه به اینکه رژیم تنش حاکم بر منطقه از نوع فشارشی است، پایدارترین جهت حفاری در جهت آزیموت‌های ۳۰ و ۲۱۰



شکل ۴. فشار فروریختگی چاه برای آزیموت‌های متفاوت حفاری، برحسب پوند بر گالن در سازند صابونچی نشان‌دهنده پایداری بیشتر چاه در آزیموت‌های ۳۰ و ۲۱۰ درجه

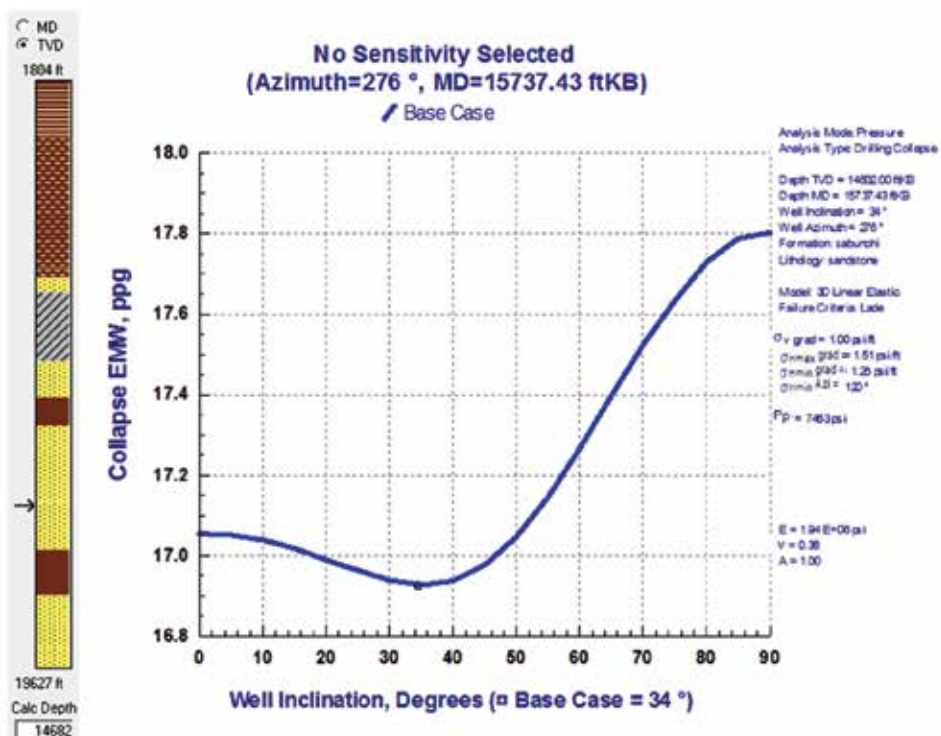
حاصل می‌شود. در یک سیستم تنش‌شی فشارشی، زاویه انحراف بهینه چاه بسته به مسیر حفاری، بین یک چاه افقی و یک چاه عمودی در حال تغییر است. در یک مسیر نزدیک به جهت تنش افقی حداقل ($\alpha=90^\circ$) چاه قائم بیشترین پایداری را دارد. اما در جهت نزدیک به جهت تنش افقی حداکثر ($\alpha=0^\circ$) چاه افقی بهترین گزینه می‌باشد. در این حالت مسیر حفاری موازی با تنش بر جای اصلی حداکثر (σ_H) می‌باشد.

تعیین زاویه انحراف^۳ برای حفاری پایدار

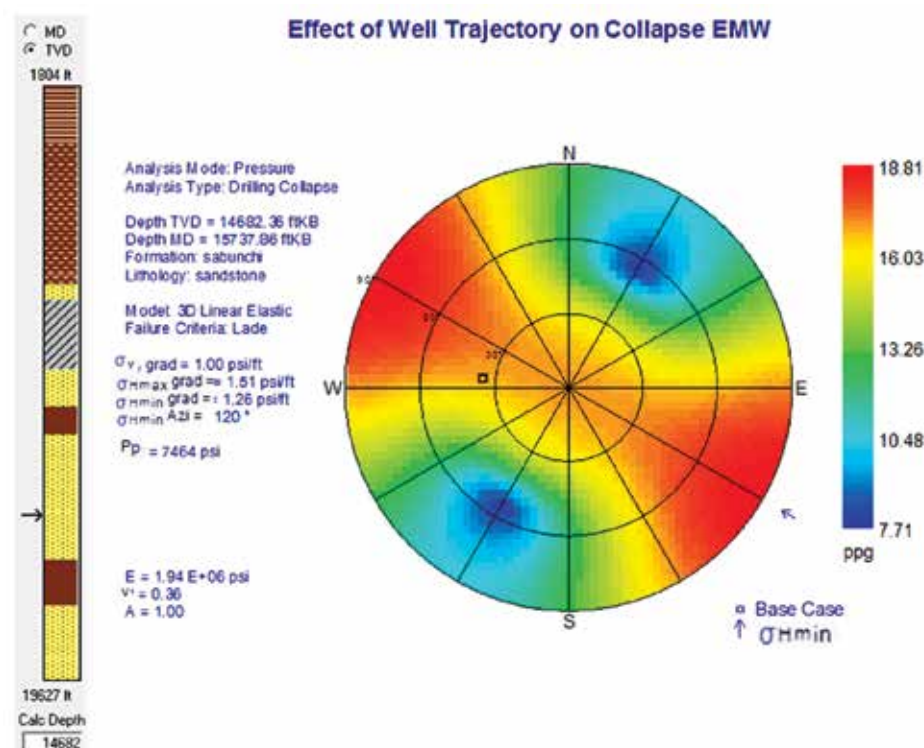
چاه‌ها در حالت معمولی به صورت قائم در نظر گرفته می‌شوند، بنابراین زاویه انحراف صفر درجه نشان‌دهنده چاه قائم و زاویه انحراف ۹۰ درجه نشان‌دهنده چاه افقی می‌باشد. فشار فروریختگی چاه را به عنوان تابعی از زاویه انحراف نشان می‌دهد (شکل ۵). این نمودار فشار وزن گل معادل برحسب پوند بر گالن بیان می‌شود. با توجه به نمودارها، چاه‌های عمودی پایدار است و تقریباً در چاه‌هایی با انحراف‌های ۳۰ و ۴۰ درجه چاه دارای کمترین فشار فروریختگی است و در زوایای انحراف ۹۰ درجه بیشترین مقدار فشار گسیختگی

1. Azimuth
2. Collapse pressure
3. Inclination

تحلیل رژیم تنش در مخزن هیدروکربوری و پایداری دیواره چاه ...



شکل ۵. فشار فروریختگی چاه برای زوایای متفاوت انحراف برحسب پوند بر گالن در سازند صابونچی نشان دهنده بیشترین فشار فروریختگی و در نتیجه ناپایداری در چاه‌های افقی نسبت به چاه‌های قائم می‌باشد



شکل ۶. نمودار قطبی فشار فروریختگی برحسب پوند بر گالن در سازند صابونچی، کمترین فشار فروریختگی در آزیموت شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد که موقعیت چاه حفاری با علامت مشخص شده است. جهت تنش افقی حداقل با علامت فلش در امتداد شمال غرب-جنوب شرق نشان داده شده است. با توجه به این نمودار قطبی در یک مسیر نزدیک به جهت تنش افقی حداقل ($\alpha=90^\circ$) چاه قائم بیشترین پایداری را دارد. اما در جهت نزدیک به جهت تنش افقی حداکثر ($\alpha=0^\circ$) چاه افقی بهترین گزینه می‌باشد

قرار می‌گیرد که نسبتاً اختلاف تمرکز تنش کمتری دارد در مقایسه با چاهی که در راستای تنش افقی حداقل انحراف یابد که تحت تاثیر دو تنش عمودی (σ_3) و تنش افقی حداکثر (σ_1) قرار می‌گیرد که بیشترین اختلاف تمرکز تنش در اطراف چاه را داشته و چاه از پایداری حداقل برخوردار می‌باشد. بنابراین بهینه‌ترین مسیر در آزمون تنش افقی حداکثر و زاویه انحراف افقی تر خواهد بود و ناپایدارترین حالت در مسیر تنش افقی حداقل و با زاویه انحراف کمتر یعنی عمودتر خواهد بود. با توجه به نتایج محاسبات پایداری و آزمون تنش‌ها در میدان مورد مطالعه، ایمن‌ترین مسیر حفاری در امتداد شمال شرقی-جنوب غربی و به صورت دقیق‌تر در امتداد N30E، در این میدان مشخص شده است.

سپاسگزاری

این تحقیق با همکاری و پشتیبانی شرکت نفت خزر انجام شده است.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶.
- مرتضی نژاد، غ.ر.، عزیز زنجانی، آ.، قدس، ع.ر. و ثبوتی، ف.، ۱۳۹۲. علوم زمین، تابستان ۹۲، سال بیست و دوم، ۸۸/۲، ۳۸-۴۷.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Oliver and Boyd, 2nd Edition, Edinburgh, 133147.
- Bonini, M., 2012. Mud volcanoes: Indicators of stress orientation and tectonic controls. Earth-Science Reviews 115, 121-152.
- Bonini, M. and Mazzarini, F., 2010. Mud volcanoes as potential indicators of regional stress and pressurized layer depth. Tectonophysics.
- Devlin, W., Cogswell, J., Gaskins, G., Isaksen, G., Pitcher, D., Puls, D., Stanley, K. and Wall, G., 1999. South Caspian Basin: young, cool, and full of promise. Geological Society of

بررسی پایداری چاه در میل و آزمون‌های مختلف توسط نمودارهای قطبی

در مطالعه پایداری باید مشخص شود تا چه میزان، چاه می‌تواند نسبت به زاویه قائم انحراف داشته باشد و اصولاً در چه زاویه‌ای پایداری بیشتر است. برای این منظور می‌توان از استریونت‌های نیمکره پایینی جهت تحلیل پایداری دیواره چاه بهره برد. نمودار قطبی برای نمایش کنترهای رنگی از داده‌های فشار و اندازه‌گیری خطر در مسیرهای مختلف چاه و همچنین برای نمایش تصاویر استریوگرافیک بکار می‌رود. مرکز نمودار نشان‌دهنده چاهی با شیب و آزمون صفر درجه است و از مرکز به اطراف دایره‌ها نشان‌دهنده تغییرات در شیب است (شکل ۶) که هر دایره نشان‌دهنده شیب ۳۰ درجه است. در بخش بالای نمودار، شمال با علامت N مشخص شده است و هر خطوط شعاعی نشان‌دهنده تغییرات در آزمون در حدود ۳۰ درجه است. بهینه‌ترین مسیر برای پایداری با توجه به مقدار و فشار فروریختگی برحسب پوند بر گالن نشان داده شده است که در نمودارها نقطه‌ای که دارای بیشترین مقدار فشار باشد ناپایدارترین نقطه می‌باشد یعنی برای پایدار ماندن چاه وزن گل بیشتری نیاز است. در چاه مورد مطالعه که رژیم تنش فشارشی حاکم است بهینه‌ترین مسیر در آزمون تنش افقی حداکثر و زاویه انحراف افقی تر خواهد بود و ناپایدارترین حالت در مسیر تنش افقی حداقل و با زاویه انحراف کمتر یعنی عمودتر خواهد بود.

نتیجه‌گیری

محاسبه مقادیر تنش برجا در میدان مورد مطالعه نشان می‌دهد که با توجه به مدل گسلی اندرسون، رژیم تنش حاکم بر منطقه، رژیم تنش فشارشی می‌باشد ($\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$) که در رژیم تکتونیک فعال فشارشی، آنچه در میدان مورد مطالعه حاکم است، چنانچه مسیر چاه عمودی باشد تحت تاثیر تنش افقی حداکثر (σ_1) و تنش افقی حداقل (σ_2) قرار می‌گیرد که این دو تنش ناهمگنی تمرکز کمتری در اطراف چاه را ایجاد کرده و پایداری نسبی دارد. در مورد چاه‌های افقی، چاهی که در راستای تنش افقی حداکثر انحراف یابد تحت تاثیر دو تنش عمودی (σ_3) و تنش افقی حداقل (σ_2)

- America Today, 9,7, 1-9.
- Eaton, B.A., 1975. The equation for geopressure prediction from well logs. Society of Petroleum Engineers of AIME. Paper SPE, 5544.
 - Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, 77.
 - Fowler, S.R., Mildenhall, J., Zalova, S., Riley, G., Elsley, G., Desplanques, A. and Guliyev, F., 2000. Mud volcanoes and structural development on Shah Deniz. Journal of Petroleum Science and Engineering, 189-206.
 - Javanshir, Rashid J., Riley, Gregory W., Duppenbecker, Stephan J. and Abdullayev, N., 2015. Validation of lateral fluid flow in an overpressured sand-shale. Marine and Petroleum Geology, 593-610.
 - Mclellan, P.J. and Hawkes, C.D., 2001. Borehole Stability Analysis for Underbalanced Drilling. Journal of Canadian Petroleum Technology, 40, 5, 31-38.
 - Tercan, A.E., Unver, B., Tiryaki, B. and Özbilgin, D., 2005. A study of relationships among mechanical, index and petrographic properties of some sandstones using canonical correlation analysis, (in Turkish). Mining, 44, 3-14.
 - Tixier, M.P., Loveless, G.W. and Anderson, R.A., 1975. Estimation of Formation Strength from the Mechanical Properties Log, SPE4532.
 - Zare, M.R., Shadizadeh, S.R. and Habibi, B., 2010. Mechanical Stability Analysis of Directional Wells: A Case Study in Ahwaz. The 34th Annual SPE International Conference and Exhibition. Tinapa-Calabar, Nigeria.
 - Zoback, M.D., 2007. Reservoir Geomechanics, Cambridge University Press, 449.

زمین‌شناسی، کانی‌سازی و مغناطیس‌سنجی کانسار آهن استاج-جنوب مشهد

سیده معصومه عبادی‌راد^۱، محمدرضا حیدریان شهری^{۲*}، سید احمد مظاهری^۳ و علی عسکری^۴

۱. کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۴. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۱/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۳/۲۲

چکیده

کانی‌سازی آهن استاج در ۴۰ کیلومتری جنوب شهر مشهد قرار دارد. واحدهای سنگی منطقه شامل ماسه‌سنگ و کوارتزیت کامبرین، آهک‌های دونین، میکاشیست سیلورین و گابرو دیوریت می‌باشد. کانه‌زایی آهن هماتیتی درون سنگ میزبان: شیست و آهک و به مقدار محدودی در واحد کوارتزیت قرار دارد. کانه‌زایی طی دو مرحله هیپوژن (شامل کانی‌های اولیه هماتیت، پیریت، مگنتیت) و اکسیدان (شامل کانی‌های گوتیت، هماتیت و لیمونیت) انجام شده است. برداشت‌های مغناطیس‌سنجی زمینی بر روی رخنمون اصلی کانی‌سازی هماتیتی به‌منظور بررسی عمقی کانی‌سازی مگنتیت انجام شد. نقشه‌های مغناطیسی ناهنجاری‌های A و B را در محل کانی‌سازی اصلی و ناهنجاری‌های C، D و E را در روی توده نفوذی دارد. کانی‌سازی کوچکی در امتداد گسل تقریباً شرقی-غربی رخنمون دارد که با ناهنجاری‌های C، D، E و هم‌مکان است. پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های سطحی توده نفوذی و میزبان کوارتزیتی (به ترتیب $SI \times 10^{-5} 42$ و $SI \times 10^{-5} 10$) پایین است، در نتیجه منبع ایجادکننده ناهنجاری‌ها در محل کانی‌سازی اصلی (با پذیرفتاری $SI \times 10^{-5} 8-9392$) احتمالاً مگنتیت و در محل توده نفوذی یا مگنتیت و یا توده نفوذی با پذیرفتاری بالاتر در عمق است که تایید آن نیاز به حفاری دارد.

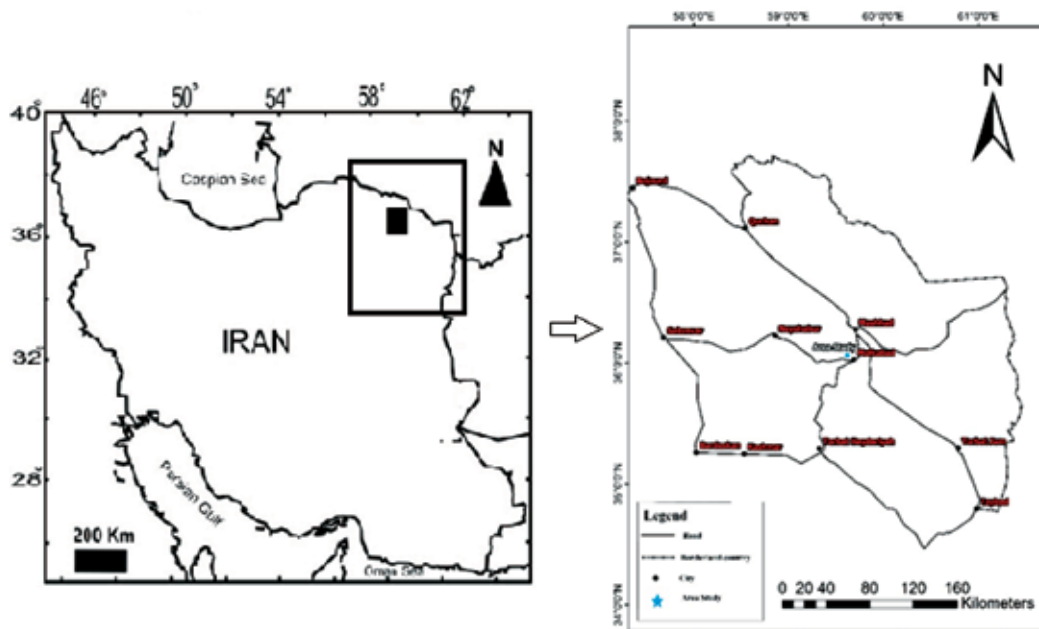
واژه‌های کلیدی: کانی‌سازی، گوتیت، مگنتیت، هیدروترمال، ناهنجاری.

مقدمه

زمین‌شناسی ایران، این محدوده در زون ایران مرکزی و در واحد ژئوتکتونیک بلوک بینالود قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). راه دسترسی به محدوده از طریق جاده آسفالته مشهد-باغچه تا شهر ملک‌آباد و از آنجا به سمت شمال تا شمال غرب به سمت روستای استاج می‌باشد (شکل ۱).

کانی‌سازی آهن استاج در استان خراسان رضوی، حدود ۴۰ کیلومتری جنوب مشهد، شهر ملک‌آباد-شمال غرب روستای استاج و در گستره‌ای بین $32^{\circ} 32' 41''$ و 59° و $28^{\circ} 21' 57''$ طول جغرافیایی و $36^{\circ} 02' 43''$ و $36^{\circ} 02' 17''$ عرض جغرافیایی واقع شده است. در تقسیم‌بندی

* نویسنده مرتبط: Ma_ebadirad@outlook.com



شکل ۱. تصویر راه دسترسی به گستره مورد مطالعه

کانساران بینالود آنالیز شد. پس از برداشت مغناطیس‌سنجی زمینی با دستگاه مغناطیس‌سنج از نوع پروتون چرخشی مدل ENVI با دقت ۰/۱ گاما و ساخت شرکت سینترکس کانادا، نقشه‌های ژئوفیزیکی لازم با استفاده از نرم‌افزار Geosoft تهیه شد. بر پایه تطابق نقشه‌های به‌دست‌آمده با نقشه زمین‌شناسی و اندازه‌گیری‌های پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای زمین‌شناسی، ناهنجاری‌های حاصله مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفت.

زمین‌شناسی گستره مطالعاتی

گستره اکتشافی کانسار آهن استاج از نظر منطقه‌ای در جنوب شرق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (طاهری و قائمی، ۱۹۹۴) و بخش جنوبی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ (مجیدی و علوی تهرانی، ۱۳۶۵) مشهود قرار دارد. از نظر محلی واحدهای لیتولوژیکی از قدیم به جدید شامل: کوارتزیت و ماسه‌سنگ (کامبرین)، میکاشیست (سیلورین)، دولومیت (دونین) و توده نفوذی گابرو دیوریت می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). در ادامه به تشریح هرکدام از این واحدهای سنگی پرداخته می‌شود:

واحد کوارتزیتی: در مشاهدات صحرایی کوارتزیت منطقه به رنگ سفید تا خاکستری رخنمون دارد که در سطح تحت

اکتشاف مستقیم کانی‌های مغناطیسی طبیعی مخصوصاً مگنتیت، کشف امتدادهای ساختمانی و روندهای گسلی و تعیین موقعیت ذخایر پنهان همراه، شکل و گسترش آنها از اهداف به‌کارگیری روش‌های مغناطیس‌سنجی می‌باشد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۴) و (Ford, et al., 2004). در محدوده استاج برای اولین بار برداشت‌های مغناطیس‌سنجی زمینی روی رخنمون اصلی کانی‌سازی هماتیت با هدف بررسی عمقی کانی‌سازی مگنتیت صورت پذیرفت.

هدف از نگارش این مقاله، تهیه نقشه دقیق زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰ و ۱:۲۰۰۰، کانی‌سازی با مقیاس ۱:۲۰۰۰، برداشت مغناطیس‌سنجی زمینی با مقیاس ۱:۲۰۰۰ جهت اکتشاف احتمالی مگنتیت که در سطح رخنمون ندارد و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی بر اساس اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی و اطلاعات زمین‌شناسی و کانی‌سازی است.

روش مطالعه

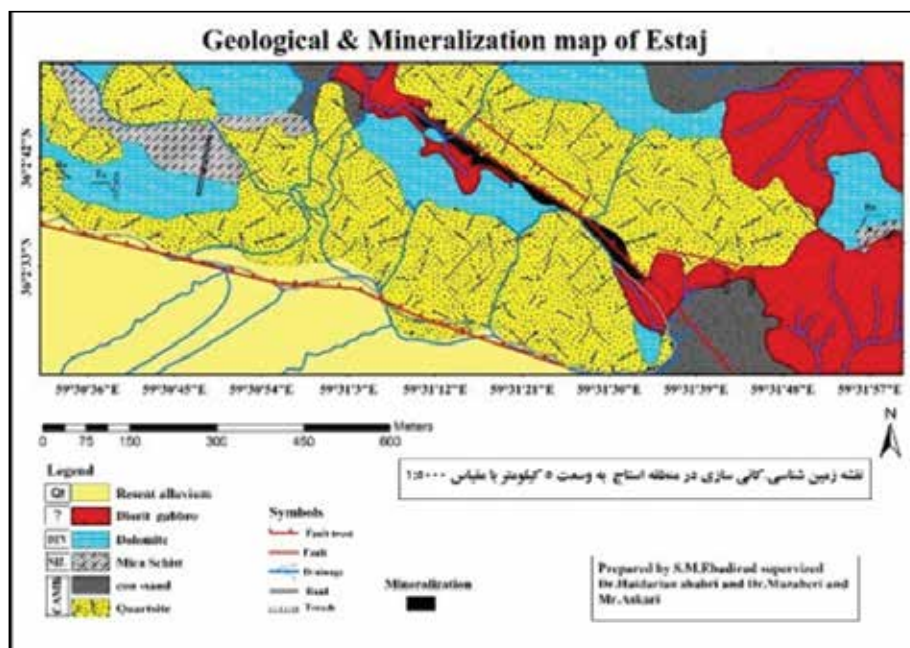
پس از بررسی‌های صحرایی و برداشت نمونه، مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌سازی به ترتیب روی ۳۶ عدد مقطع نازک و ۱۰ عدد بلوک صیقلی انجام شد. ۴ نمونه از کانسنگ هماتیته در امتداد زون اصلی کانی‌سازی با هدف تعیین نقاط دارای بیشترین مقدار آهن برداشت و در آزمایشگاه

خرده‌سنگ چرتی (کوارتز ریزبلور؛ ۴۰-۳۵ درصد) و کانی‌های فرعی تورمالین، میکا و زیرکان (کمتر از ۵ درصد) با سیمان سیلیسی و هماتیتی می‌باشد (شکل ۳-ب). در این واحد گاهی کوارتز پلی کریستالین بارگه‌های کوارتز ثانویه نیز قابل رویت است.

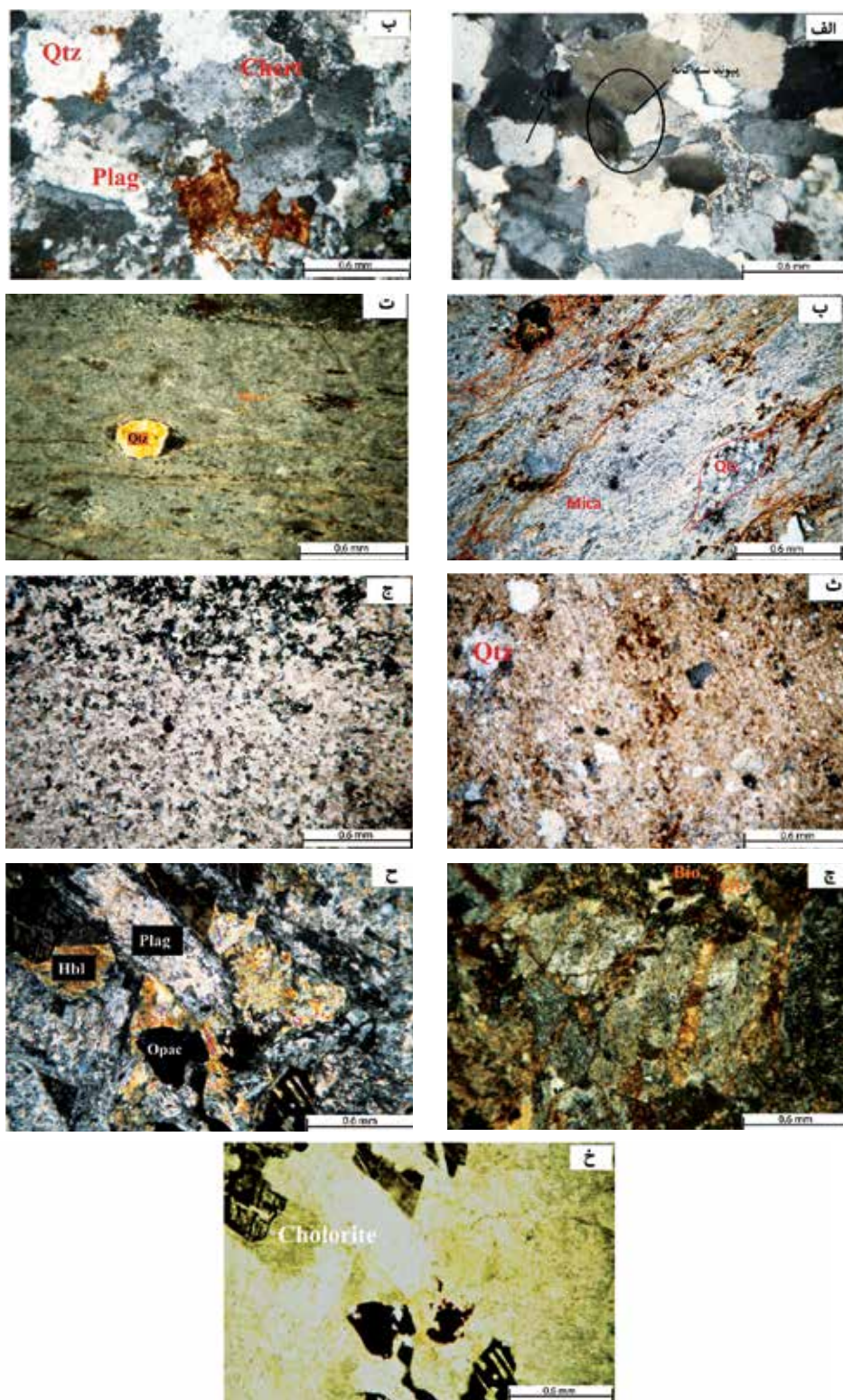
میکاشیست: میکاشیست‌ها در شرق و غرب محدوده مشاهده می‌شوند به طوری که در شرق وسعت بزرگ‌تری را نسبت به غرب به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۲). میکاشیست‌های محدوده مطالعاتی در مشاهدات صحرایی به خوبی تورق‌پذیری و طبقه‌بندی خود را حفظ کرده است. این واحد در نمونه میکروسکوپی تا حدودی جهت یافتگی و شیستوزیته از خود نشان می‌دهد. در مقاطع میکروسکوپی پورفیرو بلاست‌های کوارتز با ابعاد تقریبی ۰/۴ mm و فراوانی بین ۵ تا ۱۰ درصد، فاقد جهت یافتگی در زمینه‌ای از کانی‌های جهت یافته میکا دیده می‌شوند. کانی‌های اکسید آهنی (هماتیت) روی کانه‌های میکایی دیده می‌شوند (شکل ۳-پ). کوارتز یکی از کانی‌های تشکیل‌دهنده میکاشیست‌ها است که دچار تبلور مجدد شده است. در نمونه‌های مطالعه شده مشاهده می‌شود که در بعضی بخش‌ها مرز دانه‌های کوارتز مضرسی است که گاهاً دانه‌های کوارتز پلی کریستالین به شکل عدسی دیده می‌شود (شکل ۳-ت).

شرایط اکسیدان به شدت رنگ قهوه‌ای تا سیاه به خود گرفته است. واحد کوارتزیتی وسیع‌ترین واحد لیتولوژیکی منطقه است که در مرکز، شمال و غرب گستره گسترش وسیعی دارد (شکل ۲). این واحد در بعضی مناطق به صورت برش جلوه‌گر می‌شود که حاکی از نکتونیک حاکم بر منطقه می‌باشد. کوارتزیت دارای بیش از ۹۵ درصد بلورهای ایدئوبلاست و ساب ایدئوبلاست کوارتز با ابعاد حدود ۰/۴ mm است. در جرات دگرگونی بالا، بر اثر تبلور دوباره بافت سنگ موزاییکی شده است. در این شرایط دانه‌های کوارتز دارای پیوندگاه سه‌گانه هستند که معمولاً زاویه تماس آن‌ها با یکدیگر ۱۲۰ درجه را نشان می‌دهند. این پیوندگاه‌های سه‌گانه نشانه تبلور مجدد می‌باشد (شکل ۳-الف). پیوندگاه‌های سه‌گانه و تشکیل مرز بین دانه‌های کوارتز به صورت خط مستقیم می‌تواند دلیلی بر سرد شدن آرام باشد (Shelley, 1993).

واحد ماسه‌سنگی: واحد ماسه‌سنگی در بخش جنوب شرقی و در بخش شمال غربی محدوده گسترش دارد (شکل ۲)، در بعضی از نمونه‌ها این واحد به صورت میکروکنگلومرای دانه‌ریز تا ماسه‌سنگ دیده می‌شود، در مقاطع میکروسکوپی واحد ماسه‌سنگی دارای کانی‌های اصلی کوارتز آنهیدرال (۴۰-۳۵ درصد) با ابعاد حدود ۰/۴ mm و فلدسپات (۲۰-۱۵ درصد) با ابعاد حدود ۰/۶ mm و



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی-کانی‌سازی منطقه کانی‌سازی استاج



شکل ۳. الف) پیوندگاه سه‌گانه بین دانه‌های کوارتز (واحد کوارتزیتی) - (XPL)، ب) واحد ماسه‌سنجی (XPL)، پ) پورفیروبلاست‌های کوارتز در زمینه‌ای از کانی‌های میکایی (واحد میکاشیست) - (XPL)، ت) کوارتز تبلور مجدد یافته در زمینه‌ای از کانی‌های میکایی (واحد میکاشیست) - (XPL)، ث) آهک ماسه‌سنجی (XPL)، ج) آهک دولومیتی (XPL)، چ) گابرو دیوریت دارای بلورهای کوارتز و بیوتیت (XPL)، ح) گابرو دیوریت دارای کانی‌های هورنبلند، کوارتز و اوپیک (XPL)، خ) توده نفوذی که در آن هورنبلند به کلریت آتره شده است (PPL). علائم اختصاری به‌کاررفته در تصاویر عبارتند از: Qtz = کوارتز، Plag = پلاژیوکلاز، Hbl = هورنبلند، Bio = بیوتیت، Opac = اوپیک، Chlorit = کلریت علائم اختصاری به‌کاررفته عبارتند از: Qtz = کوارتز، Plag = پلاژیوکلاز، Mica = مسکوویت و بیوتیت

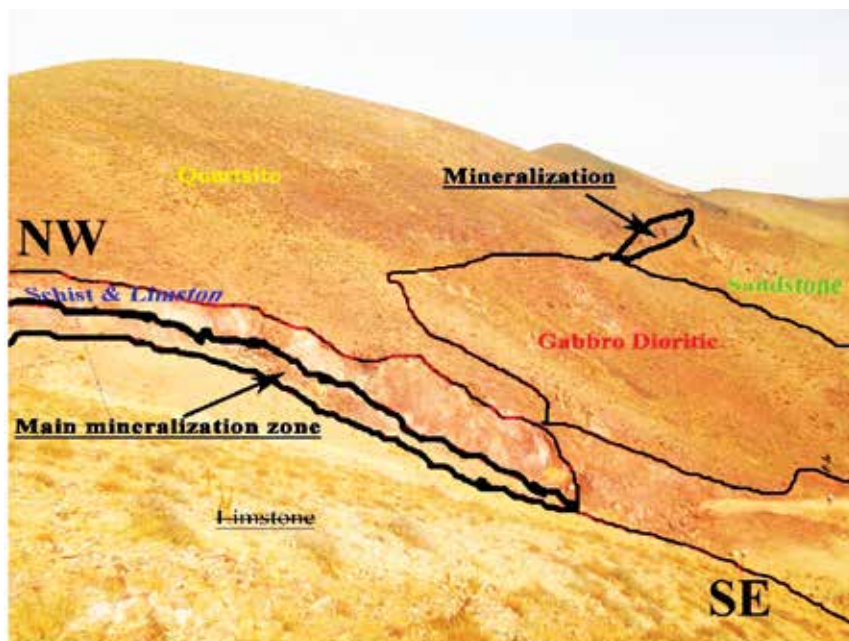
۵ تا ۸ درصد در سنگ دیده می‌شود. هورنبلند به میزان تقریباً ۷ تا ۱۰ درصد در سنگ وجود داشته که به بیوتیت تبدیل شده است و از روی رخ هورنبلندی قابل تشخیص است (شکل ۳-ج و ح). آلتراسیون پروپیلیتیک در اثر تبدیل بلورهای هورنبلند به کلریت در متن سنگ بیشترین میزان آلتراسیون را به خود اختصاص می‌دهد. پیروکسن در حدود ۵ درصد در توده نفوذی دیده می‌شود (شکل ۳-خ).

کانی‌سازی

کانی‌سازی آهن هماتیته در گستره مورد مطالعه در امتداد یک گسل تراستی که واحدهای آهک-آهک دولومیتی و میکا شیست را در مجاورت واحد کوارتزیت قرار داده است به صورت منقطع در سطح زمین رخمون پیدا کرده است. کانی‌سازی اصلی منطقه دارای روندی شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشد که از خط گسله تراستی در گستره پیروی می‌کند (شکل ۴). کانی‌سازی‌های کوچکی از آهن هماتیته در بخش غربی گستره روی واحدهای آهکی و شیستی و در بخش شرقی روی همین واحدها در مجاورت با توده نفوذی دیده می‌شود. در بخش‌های کمربالای زون کانی‌سازی تناوبی از سنگ‌های شیست و آهک به عنوان سنگ میزبان تشخیص داده شد.

واحد آهکی و آهک دولومیتی: گسترش این واحد در گستره مطالعاتی به طور عمده در بخش مرکزی، شمال غرب و شرق گستره است (شکل ۲)، که در آن گاهی رگه‌های ثانویه کوارتز دیده می‌شود. این واحد به شکل رخمون‌های بزرگ در مشاهدات صحرایی و گاهی به همراه لایه‌هایی از شیست مشاهده می‌شود. دانه‌های کوارتز با ابعاد تقریبی ۰/۲ mm و فراوانی بین ۳۰-۲۵ درصد در زمینه‌ی آهکی سنگ پراکنده شده‌اند (شکل ۳-ث و ج).

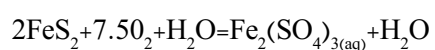
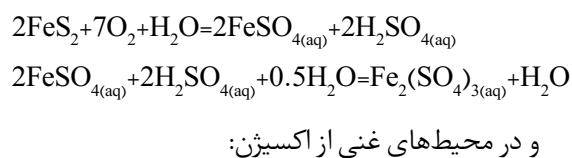
توده نفوذی گابرو دیوریت: این توده در بخش جنوبی زون کانی‌سازی مشاهده می‌شود. علاوه بر آن توده مذکور در جنوب شرق گستره همراه با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و در شمال غربی بدون آن رخمون دارد (شکل ۲). با بافت گرانولار (بیوتیت گابرو، پیروکسن هورنبلند گابرو و پیروکسن بیوتیت گابرو) در واحدهای رسوبی نفوذ کرده است. پلاژیوکلازها در ابعاد ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر و فراوانی ۶۵-۶۰ درصد به صورت ذرات طویل و کشیده و بدون جهت‌یابی مشخصی در متن سنگ پراکنده شده‌اند. در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز به سریسیت تبدیل شده‌اند ولی از روی باقی‌مانده آن و ماکل پلی سنتتیک به راحتی قابل تشخیص است. کوارتزهای اولیه در این سنگ با ابعاد کمتر از ۰/۲ میلی‌متر و فراوانی ۵-۳ درصد وجود دارند. کانی اوپک به صورت پراکنده در حد بین



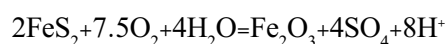
شکل ۴. رخمون صحرایی واحد اصلی کانی‌سازی و موقعیت آن نسبت به واحدهای سنگی مشخص شده و گسل تراستی استاج

محلول‌های حاوی سولفید، فراهم شدن محیط احیایی و جایگیری آن در پهنه گسله در مرحله دوم کانه‌زایی شرایط برای تشکیل مقدار کمی پیریت و مگنتیت فراهم شده است. پیریت موجود در محیط با قرار گرفتن در شرایط زون اکسیدان به صورت آثار باقی‌مانده همراه با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن دیده می‌شود (شکل ۵-ب). ابعاد بلوری این کانی بین ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر متغیر است و فراوانی آن حدود ۵ درصد می‌باشد. در اثر فرآیند اکسیداسیون پیریت به اکسید آهن (هماتیت ثانویه) تبدیل شده است.

بالآمدگی سنگ‌ها به علت فرسایش و تکتونیک منطقه باعث می‌شود تا سطح آب‌های زیرزمینی افت کرده و زون‌های سولفیدی بخش زیرین در معرض واکنش با محلول‌های هوازه‌کننده اکسیدان قرار گیرد (Chvez, 2000). اکسیداسیون سولفیدهای آهن باعث تشکیل اکسیدهای آهن و اسیدسولفوریک می‌شود. پیریت در این فرآیند نقش مهمی را ایفا می‌کند و در محیطی که اکسیژن به‌عنوان اکسیدکننده عمل کند، طبق واکنش‌های زیر اکسید می‌شود (Guilbert and Park, 1997):



در چنین محیط‌هایی حتی پیریت می‌تواند به‌طور مستقیم طبق واکنش زیر به هماتیت تبدیل شود.



حال با توجه به این نکته که سنگ میزبان سولفیدها در مرحله هیپوزن در منطقه سنگ‌های کربناته و شیبستی است، می‌توان گفت PH محلول‌های حاوی اسیدسولفوریک و یون آهن در طی برخورد با این سنگ‌ها بالا رفته و سبب نهشته شدن اکسید آهن شده است.

بافت جاننشینی جزء بافت‌های ثانویه بوده و معمولاً در امتداد شکستگی‌ها، حاشیه دانه‌ها و کلیواژها رخ می‌دهد. این بافت به شکل‌های متفاوتی از جمله بافت جاننشینی باقیمانده و سودومورف قابل مشاهده‌اند (Romdoher, 1980).

کانه‌زایی آهن در منطقه استاج طی دو مرحله هیپوزن (شامل کانی‌های اولیه هماتیت، پیریت، مگنتیت) و اکسیدان (شامل کانی‌های گوتیت، هماتیت و لیمونیت) انجام شده است. کانی‌هایی نظیر کوارتز، باریت و کربنات به‌صورت باطله همراه با کانی‌های مذکور در کانسنگ‌ها حضور دارند.

هماتیت: فراوان‌ترین کانه تشکیل‌دهنده (حدود ۸۰ درصد) کانی‌سازی آهن استاج است. هماتیت به دو صورت کانسنگ‌های نرم و سخت در نمونه دستی مشاهده می‌شود. هماتیت گاه‌ها در کانسنگ‌های نرم به همراه کانه گوتیت دیده می‌شود. کانه هماتیت تحت شرایط فوق اکسیدان به‌صورت اولیه و سپس با ورود دوباره محلول گرمایی دارای سولفید و ایجاد محیط احیایی به‌صورت ثانویه از کانه پیریت به مقدار محدود تشکیل شده است (شکل ۵-الف).

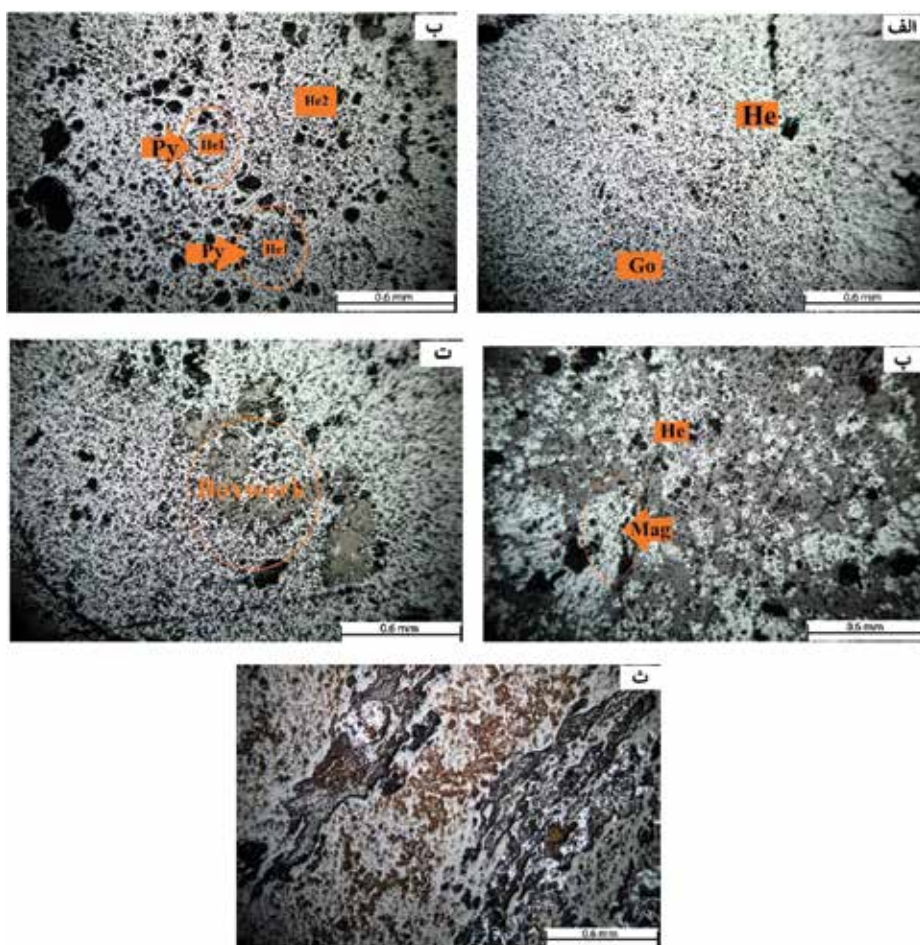
در تشکیل کانی‌سازی آهن استاج محلول‌های هیدروترمالی کانه دار که در طی تبلور و تفریق توده نفوذی حاصل شده‌اند، پس از خروج از توده و ادامه حرکت خود به سمت بالا با آب‌های زیرزمینی مخلوط شده و با ورود به سنگ میزبان کربناته و شیبستی با آن وارد واکنش شده است و باعث ته‌نشست اکسیدهای آهن (هماتیت به‌صورت اولیه) شده‌اند. تغییر شرایط فیزیکی محیط حمل و نقل از جمله افت دما در اثر مخلوط شدن با آب‌های زیرزمینی و ورود به سنگ‌های کربناتی و شیبستی سردتر و کاهش فشار و انبساط در اثر وارد شدن سیال به منطقه گسل خورده و برشی سنگ میزبان و از همه مهم‌تر افزایش PH در اثر مصرف H^+ باعث ناپایداری کمپلکس حامل آهن شده و ته‌نشست اکسید آهن را سبب شده است (شهاب پور، ۱۳۸۷).

گوتیت: ۱۵ تا ۲۰ درصد از کانی‌های زون اکسیدان به گوتیت اختصاص دارد (شکل ۵-الف).

پیریت: در مشاهدات صحرایی و در نمونه دستی آثاری از این کانی‌سازی دیده نمی‌شود. در مقاطع صیقلی تهیه شده از بخش‌های مختلف کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه قالب‌هایی از پیریت به‌صورت باقی‌مانده در کانی‌سازی هماتیت دیده شد. این کانی تنها سولفید منطقه می‌باشد. به نظر می‌رسد که بعد از تشکیل هماتیت اولیه یک‌فاز کانی‌سازی دیگر از هماتیت به‌صورت ثانویه صورت گرفته است. با ورود

تقریباً یکسان می‌باشد (شهاب پور، ۱۳۸۷).
 لیمنیت: این کانی با فراوانی بین ۲۵ تا ۳۰ درصد در
 زمینه کانسنگ‌های لیمنیتی-هماتیتی حضور دارد.
 وجود بافت جعبه‌ای که یک بافت ثانویه و اکسایشی
 است نشان‌دهنده آب شویی در مرحله اکسیداسیون
 کانی سولفیدی است و شامل حفرات خالی با دیواره‌ای از
 اکسیدهای آهن همراه یا بدون حضور باقی‌مانده سولفیدها
 می‌باشد (شکل ۵-ت).
 علاوه بر بافت‌های مذکور در مقاطع صیقلی تهیه شده
 بافتی شبیه بافت جریان‌ی دیده شده است که می‌تواند دال
 بر حرکت جریان‌ی سیال گرمابی تشکیل‌دهنده کانسار باشد
 (شکل ۵-ث).

باقی‌مانده قالب‌های پیریت در کانی‌سازی هماتیت نوعی بافت
 جاننشینی باقی‌مانده در نظر گرفته می‌شود (شکل ۵-ب).
 بافت اسکلتال که به بافت بقایای اصلی سنگ معروف است
 نیز یک بافت جاننشینی است که با توجه به حضور آن در
 توده معدنی هماتیت می‌توان به حضور سولفیدهای آهن در
 مرحله دوم کانه‌زایی هماتیت اشاره کرد.
 مگنتیت: میزان این کانی نسبت به کانی‌های دیگر کمتر
 است. فراوانی مگنتیت در محله‌ای کانی‌سازی حدود ۱ تا ۲
 درصد و در ابعاد بلوری بسیار ریز در بین کانی‌های هماتیتی
 دیده می‌شود (شکل ۵-پ). طبق نمودار فوگاسیته اکسیژن
 به دلیل حضور Fe^{2+} در ترکیب شیمیایی مگنتیت این کانی
 در فوگاسیته اکسیژن کمتری نسبت به هماتیت از خود
 پایداری نشان می‌دهد درحالی‌که دمای تشکیل هر دو کانی



شکل ۵. الف) هماتیت به همراه گوتیت در کانسنگ آهن، ب) باقی‌مانده پیریت که از داخل به هماتیت تبدیل شده است و قالب آن باقی‌مانده است (بافت باقی‌مانده)، اطراف آن را هماتیت‌های اولیه فراگرفته است، پ) هماتیت اولیه به همراه مگنتیت تشکیل شده در فاز دوم کانی‌سازی، ت) بافت جعبه‌ای، ث) بافت جریان‌ی شکل. علائم اختصاری به کاررفته در تصاویر: He: هماتیت، Go: گوتیت، He1: هماتیت اولیه، He2: هماتیت ثانویه، Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Boxwork: جعبه‌ای

نحوه تشکیل کانی‌سازی آهن استاج

کربناتی و شیستی سردتر و کاهش فشار و انبساط در اثر وارد شدن سیال به منطقه گسل خورده و برشی سنگ میزبان و از همه مهم‌تر افزایش PH در اثر مصرف H^+ باعث ناپایداری کمپلکس‌های حامل یون آهن شده و ته‌نشست کانسنگ اکسیدی و سولفیدی را سبب شده است. مهم‌ترین تغییر شیمیایی سیال عبارت است از خنثی شدن در اثر برخورد با کلسیت که در این حالت کمپلکس‌های حامل ناپایدار شده است و محموله خود را به صورت کانسنگ اکسیدی بر جای می‌گذارند (Brookins, 1988). توالی پارائنز مینزالی کانی‌سازی آهن استاج در شکل ۶ نشان داده شده است.

در کانی‌سازی آهن استاج، محلول‌های هیدروترمالی کانه دار در طی تبلور و تفریق توده نفوذی حاصل شده‌اند. محلول‌های هیدروترمالی پس از خروج توده نفوذی و ادامه حرکت خود به سمت بالا با آب‌های زیرزمینی مخلوط شده و با ورود به سنگ میزبان کربناته و شیستی با آن وارد واکنش شده است و باعث تشکیل اکسیدهای آهن (هماتیت به صورت اولیه) در شرایط فوق اکسیدان شده‌اند. تغییر شرایط فیزیکی محیط حمل‌ونقل از جمله افت دما در اثر مخلوط شدن با آب‌های زیرزمینی و ورود به سنگ‌های

Mineral phase	Hypogene	Oxidized
Hematite		
Magnetite		
Pyrite		
Goethite		
Limonite		

شکل ۶. توالی پارائنتیکی کانی‌های حاصل از فرآیندهای دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه کانی‌سازی استاج. ضخامت علائم مستطیلی حاکی از میزان فراوانی آنها می‌باشد

توجه به رخنمون رگه و گسترش طولی آن تعداد ۱۷ پروفیل با فواصل ۸۰-۵۰ متر به طول‌های بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر و فواصل ایستگاهی بین ۲/۵ تا ۵ متر و در مجموع در ۵۴۰ نقطه شدت کل میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شد. به منظور بررسی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌های منطقه و ارتباط آن با کانی‌سازی، پذیرفتاری مغناطیسی بر روی واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره مورد مطالعه صورت پذیرفت. با هدف تصحیح روزانه از روش Loop در اندازه‌گیری‌های مغناطیس‌سنجی زمینی استفاده شد. نقشه‌های Image، انتقال به قطب، گرادیان عمودی و فراسو از داده‌های مغناطیسی بدون تصحیح میدان اصلی تهیه شد. همان‌گونه که در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی (شکل ۹) مشخص می‌شود ناهنجاری‌های اصلی با عمق بیشتر در راستای شمال غرب-جنوب شرق واقع شده‌اند.

اکتشافات مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه

به کارگیری روش‌های ژئوفیزیکی مانند مغناطیس‌سنجی، طیف‌سنجی پرتو گاما و گرانی‌سنجی اطلاعات مهمی را در جهت شناسایی و پی‌جویی مواد معدنی در عمق و انتخاب محل‌های مناسب برای اکتشاف در اختیار قرار می‌دهد (Richardson et al., 2002). مغناطیس‌سنجی، قدیمی‌ترین و گسترده‌ترین روش مورد استفاده در اکتشافات ژئوفیزیکی است که برای تعیین محل کانسارهای پنهان به کار می‌رود (Nabighian et al., 2005). همراهی احتمالی مگنتیت با هماتیت و پایین بودن پذیرفتاری مغناطیسی توده نفوذی و واحدهای رسوبی میزبان مغناطیس‌سنجی را روش ایده‌آل برای آشکارسازی احتمالی مگنتیت در عمق می‌کند. به منظور برداشت داده‌های مغناطیس‌سنجی، شبکه‌ای عمود بر رگه کانی‌سازی در منطقه پیاده شد. با

پذیرفتاری مغناطیسی

ایلمنتی قرار می‌گیرد و نقشی در ناهنجاری مغناطیسی مشاهده شده نخواهد داشت.

بر اساس بررسی‌های حاصل از پذیرفتاری مغناطیسی (جدول ۱) مشخص شد نمونه‌های کانی‌سازی که دارای پذیرفتاری مغناطیسی بالاتر ($10^{-5} \times 1931$) هستند نیز هم‌راستای (شمال غرب-جنوب شرق) هم‌مکان با ناهنجاری‌های مغناطیسی در نقشه RTP قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰). به عبارت دیگر نمونه‌های کانی‌سازی با پذیرفتاری بالا منطبق بر ناهنجاری‌های مغناطیسی با راستای شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد.

جدول ۱. پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای لیتولوژیکی و کانی‌سازی

نام واحد سنگی	آهک	ماسه‌سنگ	گابرو دیوریت	کانی‌سازی آهن	شیست	کوارتزیت
پذیرفتاری مغناطیسی $\times SI^{-5}$	۰	۰	۴۲	۲۹۳۹-۸	۰	۰

D و E امتداد شرقی-غربی دارند (شکل ۹). به دلیل میل مغناطیسی در نقشه شدت کل میدان ناهنجاری‌ها روی منبع ایجادکننده آن واقع نشده و بایستی نقشه انتقال به قطب (RTP) تهیه شود. با استفاده از این عمل می‌توان میدان مغناطیسی را از یک عرض مغناطیسی جایی که میدان شیب‌دار است به قطب مغناطیس که میدان عمودی است انتقال داد. در این حالت ناهنجاری به‌طور عمودی بر روی منبع ایجادکننده خود قرار می‌گیرد (Guun et al., 1997). با اعمال میل مغناطیسی در گستره مورد مطالعه ($4/06$ درجه) نقشه انتقال به قطب تهیه شد (شکل ۱۰-الف).

انطباق نقشه RTP و زمین‌شناسی

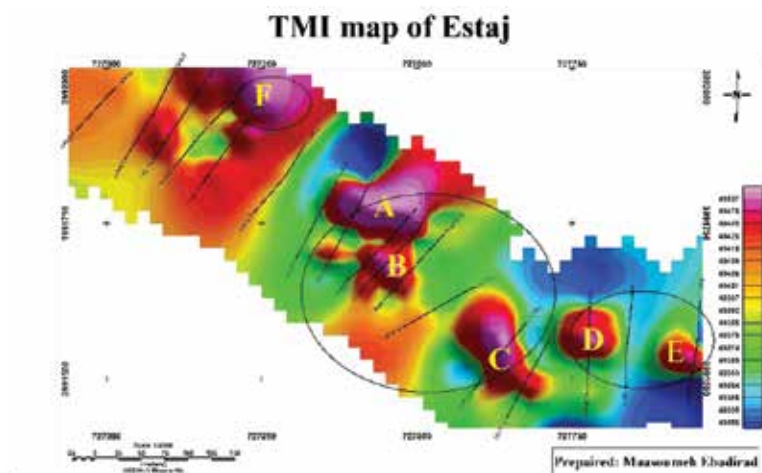
با توجه به اهمیت زیاد مغناطیس‌سنجی در پاسخ به مگنتیت مخصوصا در جایی که رخنمون وجود ندارد، سعی شد که نقشه زمین‌شناسی و نقشه مغناطیسی انتقال یافته به قطب به‌طور دقیق با یکدیگر مقایسه شود. جهت تطبیق آسان تر ناهنجاری‌های قابل رویت در نقشه RTP نام‌گذاری شد (شکل ۱۰، الف).

مقایسه دو نقشه RTP و TMI نشان می‌دهد که ناهنجاری‌ها (A, B, C, D, E) کمی به سمت

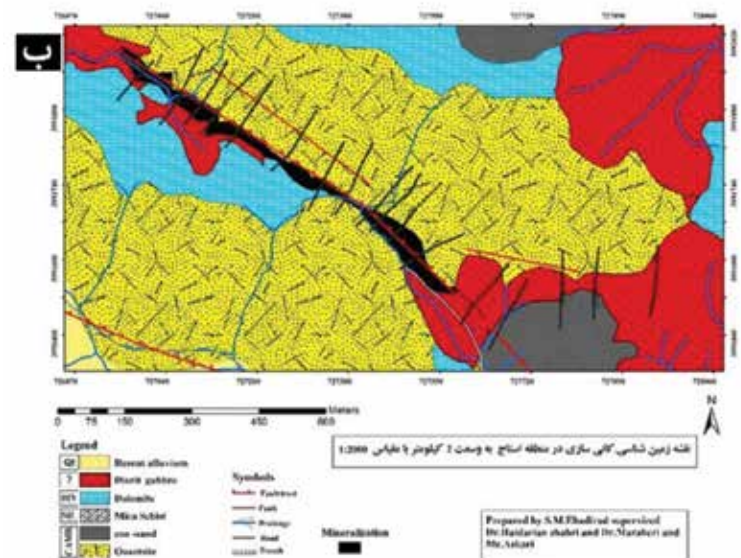
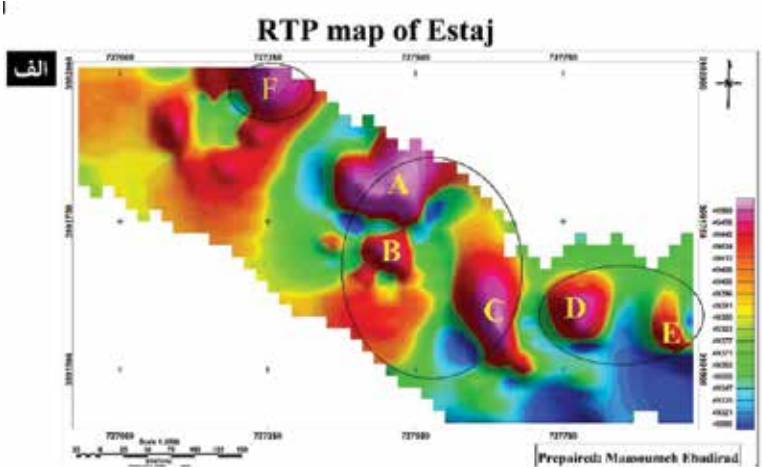
بر اساس ترکیب کانی‌شناختی در روی زمین تفکیک گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت امکان‌پذیر نمی‌باشد. با استفاده از دستگاه پذیرفتاری سنج تفکیک دو سری امکان‌پذیر است. ایشیهارا (۱۹۷۷) گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت را بر اساس عدد پذیرفتاری مغناطیسی تفکیک نمود. مقدار پذیرفتاری سنگ‌های سری مگنتیت بیش از $SI^{-5} \times 300$ است و سری ایلمنیت کمتر از این مقدار است. از آنجاکه مقدار پذیرفتاری توده نفوذی گابرو دیوریت منطقه مورد مطالعه کمتر از $SI^{-5} \times 42$ می‌باشد، بنابراین گابرو دیوریت در سری گرانیتوئیدهای

نقشه شدت کل میدان مغناطیس (TMI)

برای تفسیر داده‌های مغناطیسی هوایی و زمینی باید این اطلاعات را به شکل‌های مختلف نمایش داد. در این مطالعه برای تفسیر داده‌های مغناطیسی از نرم‌افزار Geosoft استفاده شده است. یکی از راه‌های ارائه داده‌های مغناطیسی، نقشه شدت کل میدان مغناطیسی است. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی یک تجسم کلی از داده‌های مغناطیسی فراهم کرده و برای تفسیر کلی استفاده می‌شود (حیدریان شهری، ۱۳۸۵) و (Liu and Mackey, 1998) و (Urquhart, 2007). به‌منظور نشان دادن بهتر شکل و موقعیت بی‌هنجاری‌ها از نقشه‌های شدت کل میدان مغناطیسی رنگی استفاده می‌شود. نقشه‌های رنگی شکل بی‌هنجاری را به‌خوبی نشان داده و می‌توان برای مقایسه وسعت ناهنجاری‌ها از آنها استفاده کرد. در نقشه رنگی، هر شدت با یک رنگ مشخص می‌شود و معمولا شدت‌های پایین با رنگ آبی و شدت بالا با رنگ قرمز نمایش داده می‌شود (Jaques et al., 1997) (شکل ۹). در نقشه شدت کل مغناطیسی مشخص شد که ناهنجاری‌های A, B, C و F امتداد شمال غرب-جنوب شرق داشته و ناهنجاری‌های



شکل ۹. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی (TMI)



شکل ۱۰. الف) نقشه برگردان به قطب (RTP)، ب) نقشه زمین‌شناسی هم مقیاس با نقشه شدت کل میدان مغناطیسی و نقشه انتقال یافته به قطب

بالا (شمال محدوده) جایجا شده است. ناهنجاری‌های A, C, D و E در نقشه RTP وسعت بیشتری را نسبت به نقشه TMI به خود اختصاص داده است در صورتی که وسعت ناهنجاری‌های B و F در نقشه RTP نسبت به TMI کمتر شده است. مقایسه دو نقشه RTP (شکل ۱۰-الف) و زمین‌شناسی (شکل ۱۰-ب) نشان می‌دهد که محل ناهنجاری‌های A و B در راستای گسل اصلی و ناهنجاری‌های C, D و E در راستای گسل فرعی که محل جایگیری توده نفوذی نیز می‌باشد منطبق است و این می‌رساند که گسل محل مناسبی برای محلول کانی‌ساز خارج شده از توده نفوذی بوده است. ناهنجاری F مشاهده شده در نقشه RTP به دلیل اینکه کاملاً در محدوده برداشت داده‌های ژئوفیزیک نمی‌باشد واقعی به نظر نمی‌رسد ولی بخشی از آن بر واحد کوارتزیتی منطبق است. در مجموع ناهنجاری‌ها امتداد کلی شمال غرب-جنوب شرق و همان امتداد رگه کانی‌سازی را که در سطح رخنمون دارد به خوبی تایید می‌کند. همچنین ناهنجاری‌ها وسعتی بیش از رخنمون سطحی کانی‌سازی دارند که تایید کننده گسترش رگه در عمق است.

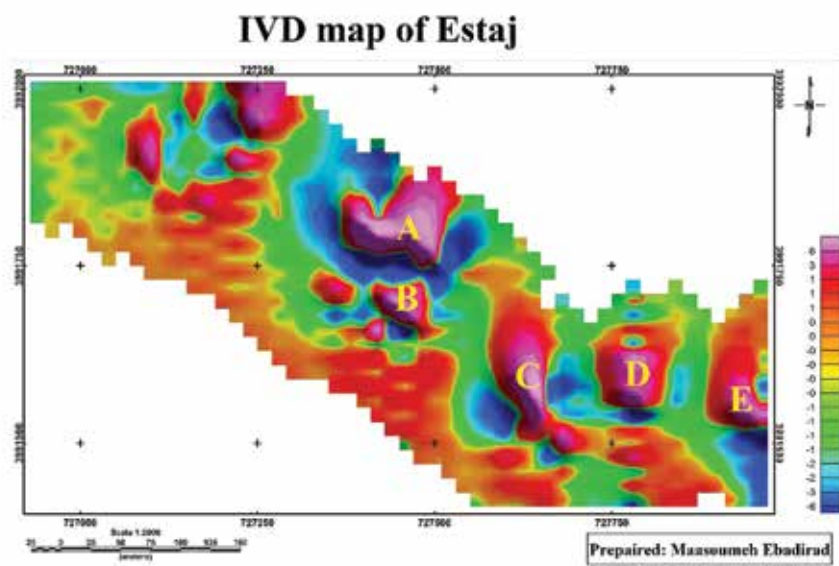
نقشه‌های فراسو

این فیلتر اثر منابع محلی و کم‌عمق را تضعیف و منابع عمیق را تقویت می‌کند (Gunn, 1997). در نقشه فراسوی ۲۰ متر ناهنجاری‌های A, B, C و D دیده می‌شود و ناهنجاری E حذف شده است (شکل ۱۲-الف). ناهنجاری‌های A و B منطبق بر زون کانی‌سازی اصلی منطقه و تا حدودی واحد کوارتزیتی و ناهنجاری‌های C, D و E منطبق بر واحد توده نفوذی گابروی دیوریتی می‌باشد. رخنمون کوچکی از کانی‌سازی آهن در امتداد خط گسله با روند تقریبی شرقی-غربی در بخش بالایی توده نفوذی گابروی دیوریتی قرار دارد (به دلیل مقیاس نقشه قابلیت نمایش وجود نداشت) (شکل ۳). ناهنجاری‌های C, D و E در واقع در امتداد این خط گسله قرار دارند (شکل ۱۰-ب).

بالا (شمال محدوده) جایجا شده است. ناهنجاری‌های A, C, D و E در نقشه RTP وسعت بیشتری را نسبت به نقشه TMI به خود اختصاص داده است در صورتی که وسعت ناهنجاری‌های B و F در نقشه RTP نسبت به TMI کمتر شده است. مقایسه دو نقشه RTP (شکل ۱۰-الف) و زمین‌شناسی (شکل ۱۰-ب) نشان می‌دهد که محل ناهنجاری‌های A و B در راستای گسل اصلی و ناهنجاری‌های C, D و E در راستای گسل فرعی که محل جایگیری توده نفوذی نیز می‌باشد منطبق است و این می‌رساند که گسل محل مناسبی برای محلول کانی‌ساز خارج شده از توده نفوذی بوده است. ناهنجاری F مشاهده شده در نقشه RTP به دلیل اینکه کاملاً در محدوده برداشت داده‌های ژئوفیزیک نمی‌باشد واقعی به نظر نمی‌رسد ولی بخشی از آن بر واحد کوارتزیتی منطبق است. در مجموع ناهنجاری‌ها امتداد کلی شمال غرب-جنوب شرق و همان امتداد رگه کانی‌سازی را که در سطح رخنمون دارد به خوبی تایید می‌کند. همچنین ناهنجاری‌ها وسعتی بیش از رخنمون سطحی کانی‌سازی دارند که تایید کننده گسترش رگه در عمق است.

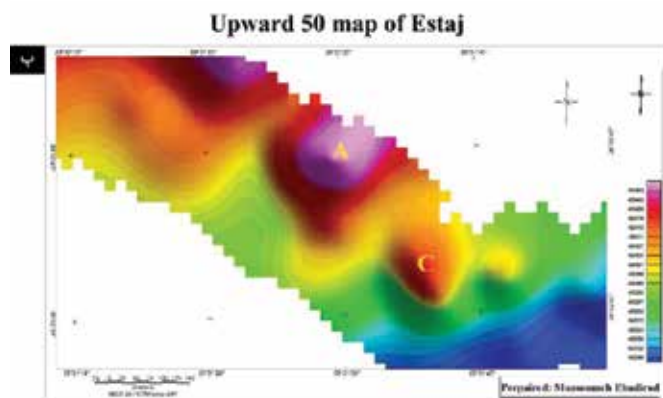
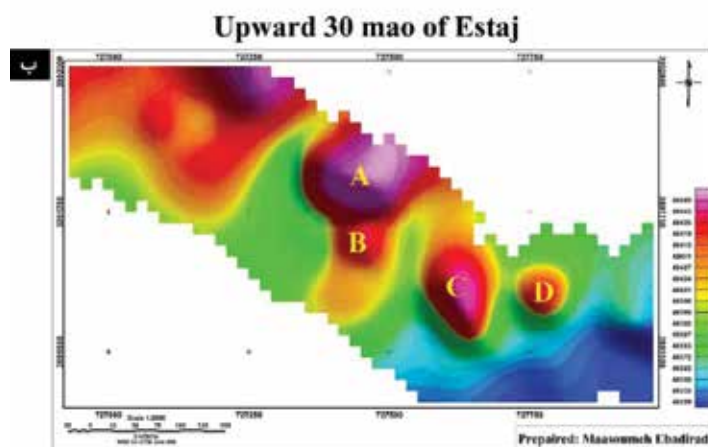
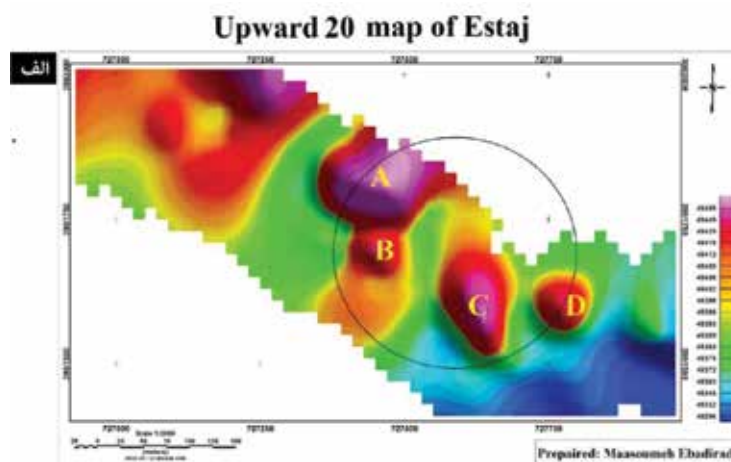
نقشه مشتق اول قائم (IVD)

مشتق اول قائم (گرادیان اول عمودی) اثر آنومالی‌های عمیق با فرکانس پایین را تضعیف کرده و ناهنجاری‌های منابع کم‌عمق با فرکانس بالا را تقویت می‌کند (Gunn et al., 1997).



شکل ۱۱. نقشه گرادیان عمودی

از آنجایی که واحد کوارتزیتی دارای پذیرفتاری $SI \times 10^{-5}$ می‌باشد بنابراین ممکن است منبع ناهنجاری‌های A و B کانی‌سازی در عمق باشد. ناهنجاری‌های C، D و E در نقشه زمین‌شناسی منطبق بر واحد توده نفوذی گابروی دیوریتی دارای پذیرفتاری پایین ($SI \times 10^{-5}$) است. بنابراین دو احتمال وجود دارد: یا منبع ایجادکننده ناهنجاری‌های C، D و E کانی‌سازی مگنتیت در عمق می‌باشد و یا توده نفوذی در عمق پذیرفتاری بالا دارد و در سطح آتره شده است. در نقشه فراسوی ۳۰ متر وسعت آنومالی B و D کم شده است (شکل ۱۲-ب). در ارتفاع ۵۰ متر ناهنجاری‌های شماره B و D کمتر می‌شود درحالی‌که ناهنجاری‌های C تقریباً به‌طور کامل باقی مانده است (شکل ۱۲-پ).



شکل ۱۲. الف) نقشه فراسوی ۲۰ متر از سطح کانی‌سازی، ب) نقشه فراسوی ۳۰ متر از سطح کانی‌سازی، پ) نقشه فراسوی ۵۰ متر از سطح کانی‌سازی

نتیجه‌گیری

مناسب برای محلول کانی‌ساز خارج شده از توده نفوذی را فراهم آورده است. ناهنجاری‌ها از نظر امتداد و عرض گستره بزرگ‌تری را نسبت به کانی‌سازی در برمی‌گیرد. بنابراین احتمال می‌رود کانی‌سازی در عمق گسترش بیشتری نسبت به سطح داشته باشد.

منابع

- آقا نباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- حیدریان شهری، م. ر.، ۱۳۸۵. مبانی اکتشافات ژئوفیزیک، چاپ دانشگاه فردوسی مشهد، ۷۵۰.
- شهاب‌پور، ج.، ۱۳۸۷. زمین‌شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳.
- طاهری، ج. و قائمی، ف.، ۱۹۹۴. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشهد.
- کریم‌پور، م. ح.، ملک‌زاده شفارودی، آ. و حیدریان شهری، م.، ۱۳۸۴. اکتشاف ذخایر معدنی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۶.
- مجیدی، ب. و علوی تهرانی، ن.، ۱۳۶۵. نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشهد.
- Brookins, D. G., 1988. Eh-Ph diagram for Geochemistry, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 176.
- Chavez, W. X., 2000. Supergene oxidation of copper deposit: zoning and distribution of copper oxide minerals. Social Economic Geology News, 141, 10-21.
- Cooper G.R. and Cowan D.R., 2004. Filtering using variable order vertical derivative Computer and Geosciences., 2004. 455-459.
- Ford, K., Keating, P. and Thomas, M. D., Overview of geophysical signature Associated with Canadian or Deposits, Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario, K1-A0ES 2004.
- Clark D.A., 1997, Magnetic petro physics

بر اساس شواهد صحرائی که حاکی از تشکیل پهنه کانی‌سازی هم امتداد با گسل و توده نفوذی است، ژنز کانی‌سازی آهن استاج هیدروترمال تشخیص داده شد. علاوه بر این باقی‌مانده‌های پیریت و وجود بافت جعبه‌ای که یک بافت ثانویه و اکسایشی است می‌تواند دلیلی دیگر جهت تایید ژنز هیدروترمال کانسار باشد. کانی‌سازی اصلی قابل مشاهده در سطح مربوط به کانه هماتیت می‌باشد. هماتیت طی دو فاز کانی‌سازی اولیه در شرایط فوق اکسیدان و ثانویه در مرحله اکسیدان در اثر تبدیل پیریت به هماتیت تشکیل شده است. کانی‌های هماتیت، پیریت، مگنتیت به‌عنوان کانی‌های زون هیپوزن و در مرحله دوم کانی‌های هماتیت، گوتیت و لیمونیت به‌عنوان کانی‌های زون سوپرزون تشخیص داده شد. ناهنجاری‌های مغناطیسی A و B در نقشه RTP با توده کانی‌سازی اصلی هماتیته در بخش مرکزی نقشه زمین‌شناسی مطابقت دارد. بنابراین با توجه به پذیرفتاری پایین سنگ‌های میزبان (شیست و آهک) و همچنین مقدار ناچیز مگنتیت در سطح ممکن است منبع ناهنجاری‌ها مربوط به کانی‌سازی مگنتیت در عمق باشد. ناهنجاری‌های C، D و E در بخش جنوب شرقی نقشه RTP منطبق بر واحد توده نفوذی گابروی دیوریتی با پذیرفتاری پایین (42×10^{-5} SI) در نقشه زمین‌شناسی است. بنابراین احتمالاً یا منبع ایجادکننده ناهنجاری C، D و E کانی‌سازی مگنتیت در عمق می‌باشد و یا توده نفوذی در عمق پذیرفتاری بالا داشته و در سطح آلتزه شده است. چهار ناهنجاری A، B، C و D در نقشه‌های ادامه به سمت بالای (۲۰ و ۳۰ متر) مشاهده می‌شود. از بین ناهنجاری‌های مذکور فقط دو ناهنجاری A و C در نقشه ادامه به سمت بالای ۵۰ متر تقریباً به‌طور کامل قابل رویت می‌باشد. بنابراین منبع ایجادکننده ناهنجاری‌های A و C نسبت به سایر ناهنجاری‌ها عمیق‌تر بوده و در اولویت حفاری قرار می‌گیرند.

ناهنجاری‌های نشان داده شده در نقشه RTP همان روند گسل اصلی و فرعی را دارد که به ترتیب رگه کانی‌سازی اصلی در منطقه (شمال غربی-جنوب شرقی) و رگه کانی‌سازی فرعی (تقریباً شرقی-غربی) دارد. گسل‌ها محیط

and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 2, 83.

- Guilbert, J.M. and Park, Jr. C. F., 1997. The Geology of Ore Deposits, Freeman and company, New York, 985.

- Gunn P. J and Dentith M.C., 1997. "Magnetic responses associated with mineral deposits": AGSO. Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 2, 145-158.

- Guun, P.J., Madment, D., and Miligan, P.R, 1997, Interpretation of aeromagnetic data in area of limited outcrop: AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 2, 175-185.

- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology Japan 27, 243-300.

- Jaques, A.L., Wellman, P. Whitaker, A. and Wyborn, D., 1997. High-resolution geophysics in modern geological mapping. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 159-173

- Liu, S. and Macky, T., 1998. Using images in a geological interpretation if magnetic data: AGSO Research Newsletter 28.

- Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., Lafehr, T. R., Li, Y., Peirce, J.w., Phillips, J. D. and Ruder, M. E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. Geophysics, 70, 33-61.

- Ramdhor, P., 1980. The ore minerals and their intergrowth, Pergamon Press, 1267.

- Shelley, D., 1993. Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope, Chapman and Hall, New York, 445.

- Richardson, L.M., Wynne, Ph. and Hone, I., 2002. Geophysical Data Sets Over Continental Australia. Preview (ASEG), 100, 48-54.

- Shervais J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letter, 59, 101-118.

- Urquhart, W. E. S., 2007. Geophysical Airborne Survey Complication and Interpretation: www.geoxplo.com.

تعیین منشا سیال کانه‌ساز در کانسار روی و سرب گل‌زرد، الیگودرز با استفاده از مطالعات زمین شیمیایی و میان‌بارهای سیال

علیرضا زراسوندی^(۱*)، منا صامتی^۲، زهرا فریدونی^۳، محسن رضایی^۴ و هاشم باقری^۵

۱. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۵. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۶/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۸/۳۰

چکیده

کانسار روی و سرب گل‌زرد در شمال شرق شهرستان الیگودرز (استان لرستان)، در فیلیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های تریاس بالایی-ژوراسیک در زون ساختاری سنندج سیرجان رخنمون دارد. کانه‌زایی در این کانسار شامل اسفالریت، گالن و کالکوپریت است که عمدتاً در امتداد رگه‌های کوارتزی قرار گرفته‌اند. دو افق کانه‌زا، فیلیت‌های با کانه‌زایی بالا و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده با کانه‌زایی اندک می‌باشند. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد که گالن، اسفالریت و کالکوپریت کانه‌های فلزی و کوارتز نیز مهم‌ترین کانی باطله در کانسار مورد مطالعه می‌باشد. شواهد نشان می‌دهد کانه‌زایی در کانسار گل‌زرد، همزاد و دیرزاد می‌باشد. بارزترین الگوی ساختاری در منطقه، کانه‌زایی چینه‌کران است. هدف از انجام این مطالعه، تعیین نوع و ویژگی‌های سیال کانه‌ساز در تفکیک افق‌های کانه‌زا بعلاوه تعیین منشا سیال کانه‌ساز در کانسار گل‌زرد می‌باشد. غنی‌شدگی LREE، (La/Lu میانگین ۴/۸) و بی‌هنجاری مثبت Eu (میانگین ۱/۶۷) شرایط کاهشی و سیال گرمایی را نشان می‌دهد. داده‌های میانبار سیال دمای همگن‌شدگی °C ۱۹۹/۵-۱۳۹، شوری (wt./equ. NaCl) ۳۰/۳۸-۵/۲۱ و چگالی (gr/cm³) ۰/۹-۱/۱ را در کانسار نشان می‌دهد. بررسی سیر تکاملی سیال، نشان‌دهنده اختلاط هم‌دمای سیالات در حین کانه‌زایی است که شامل اختلاط سیالات گرمایی با آب دریا و همچنین آب جوی می‌باشد. می‌توان گفت، خروج سیال گرمایی از عمق، ورود به محیط دریایی و کاهش دما در اثر اختلاط با آب دریا، بالآمدن تا نزدیک سطح آب دریا، ورود به رسوبات دریایی و چرخش در فضاها خالی این رسوبات و سپس، آبشویی فلزات از رسوبات و تهنشست آن‌ها در امتداد فضاها خالی و رگه‌های کوارتزی صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: اختلاط هم‌دما، کانسار گل‌زرد، کانه‌زایی چینه‌کران، میان‌بارهای سیال.

مقدمه

گسل‌ها، شکستگی‌ها و سنگ‌های متخلخل به شمار می‌آیند. محلول در مسیر حرکت، عناصر دارای ارزش اقتصادی را از سنگ‌های اطراف شسته و پس از حمل، در مکان مناسب

کانسارها به‌عنوان بی‌هنجاری‌های غیرمعمول در سطح زمین واضح‌ترین شواهد مسیر حرکت محلول از طریق

* نویسنده مرتبط: Zarasvandi_a@scu.ac.ir

اصفهان شناخته‌شده‌اند که از دیدگاه زایشی، دارای منشأ نوع سدکس در بخش باختری این کمربند و نوع دره می‌سی سی پی بیشتر در بخش خاوری هستند (قربانی، ۱۳۸۱؛ شهاب پور، ۱۳۸۵). کانسار گل‌زرد یکی از کانسارهای روی و سرب رخنمون یافته در بخش میانی زون سنندج-سیرجان می‌باشد. کانه‌زایی روی و سرب در این کانسار به صورت رگه‌ای و عدسی‌های هم‌شیب با لایه‌بندی و در امتداد رگه‌های کوارتز جانشین شده، صورت پذیرفته است. کانه‌زایی در این کانسار اغلب به صورت رگه‌ای، پرکننده فضای خالی در امتداد برخی گسل‌ها و درزه‌های کشتی و هم‌چنین عدسی‌ها و دانه‌های پراکنده می‌باشد. با توجه به رخداد بخش عمده کانه‌زایی به خصوص گالن در امتداد رگه‌های کوارتزی، می‌توان گفت کانه‌زایی در این کانسار وابستگی شدیدی به رگه‌های کوارتزی دارد. همچنین، ساختار چینه‌کران در منطقه مورد مطالعه منعکس‌کننده‌ی هم‌زمان زاد بودن کانه‌زایی با سنگ میزبان است و ساختارهایی نظیر کانه‌زایی رگه‌ای در امتداد رگه‌های کوارتزی و نیز کانه‌زایی‌های پرکننده فضای خالی نشان‌دهنده کانه‌زایی پس از زایش (دیرزاد) در این کانسار است. به‌طور کلی، کانه‌زایی در دو افق مجزا و با اختلاف چشمگیر در میزان عناصر اصلی مشاهده می‌شود که شامل افق فیلیتی با میزان بالای روی و سرب و افق ماسه‌سنگی با مقادیر بسیار پایین روی و سرب می‌باشد. هدف اصلی از انجام مطالعه پیش‌رو انجام مطالعات حرارت‌سنجی بر روی میان بارهای سیال جهت تعیین شرایط فیزیکی و شیمیایی سیال، در تفکیک دو افق کانه‌دار و هم‌چنین منشأ سیال گرمایی کانه‌ساز می‌باشد.

زمین‌شناسی

کوهزایی زاگرس به‌عنوان بخشی از سلسله کوه‌های آلپ-همالیایا، کمربند کوهزایی نامتقارن فعال می‌باشد که با زاویه میل دوطرفه و با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ تا ۳۰۰ متر، مشخص می‌شود (Alavi, 1994). این کمربند کوهزایی محصول همگرایی بین صفحات اوراسیا و آفریقا-عربی می‌باشد، کوهزایی زاگرس از اواخر کرتاسه شروع، در ائوسن ادامه و در میوسن (نئوژن) برخورد صورت پذیرفته

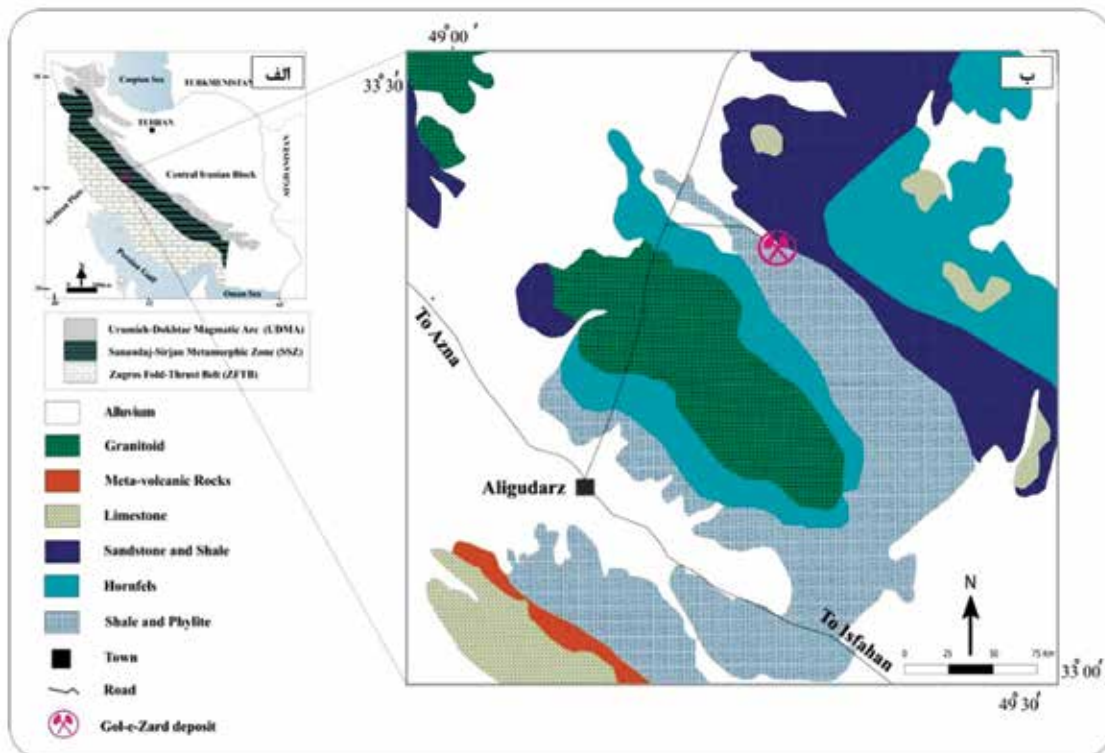
بر جای می‌گذارد (Wilkinson, 2001). به‌طور کلی، کانسارها توسط طیف وسیعی از فرآیندهای زمین‌شناسی شامل فشار و حرارت بالا (شرایط ماگمایی) تا شرایط حاکم بر سطح زمین (کانسارهای آبرفتی) تشکیل می‌شوند (شهاب پور، ۱۳۸۵). بر همین اساس سیالات مختلفی سبب نهشته شدن عناصر کانسار ساز می‌شوند، منشأ سیالات درگیر نیز ممکن است سیالات ماگمایی، سیالات جوی و یا سایر سیالات کانه‌ساز باشد (Kesler, 2005). میان بارهای سیال به‌عنوان ابزاری قدرتمند در تعیین شرایط حاکم بر نهشت و هم‌چنین نوع سیال دخیل در کانه‌زایی تلقی می‌شوند (احیا، ۱۳۸۸). سیالات درگیر همچنین در زمینه زایش کانسنگ، از اهمیت به خصوصی برخوردار می‌باشند و نقش بارزتری در درک فعلی ما از حمل و ترسیب کانسنگ‌ها بازی می‌کنند (Roedder, 1979a). میان بارهای سیال ضمن تبلور کانی یا پس از تبلور آن در امتداد زون‌های رشد بلوری یا درون هر نقصی که طی رشد یک بلور ایجاد گردد، به دام می‌افتند. این میان بارها قادر به ارائه اطلاعات مستقیمی از شرایط فیزیکی و شیمیایی سیال سازنده مانند فشار (P)، دما (T)، حجم (V) و ترکیب شیمیایی (X) می‌باشند (Wilkinson, 2001). ضمن اینکه، میان بارهای سیال حاوی اطلاعات مهمی از سامانه‌های گرمایی موجود در منطقه هستند (Kesler, 2005)، بنابراین دستیابی به شرایط PTVX، نیازمند تجزیه‌های مختلف و اندازه‌گیری‌های دقیق و هدفمند بر روی میان بارهای سیال به دام افتاده درون کانی شفاف موجود در کانسار می‌باشد (شهاب پور، ۱۳۸۵). ایران به لحاظ کانه‌زایی سرب و روی دارای پتانسیل بالایی است، بیش از ۶۰۰ معدن، کانسار و رخداد معدنی سرب و روی در پهنه ایران زمین شناخته‌شده است (قربانی، ۱۳۸۱). به دلیل قرارگیری بیش‌ترین ذخایر سرب و روی ایران در زون سنندج-سیرجان، این زون مهم‌ترین میزبان کانه‌زایی سرب و روی در ایران به شمار می‌رود. کانسارها و نشانه‌های معدنی سرب و روی چینه‌کران محدود به سنگ‌های آهک دولومیتی، شیلی و ماسه‌سنگی کرتاسه و توالی‌های رسوبی کهن‌تر از کرتاسه پیشین در پهنه سنندج-سیرجان در محور ملایر-

گرانیت تا گرانیتوئید با سن ژوراسیک میانی می‌باشد (Esna-Ashari et al., 2012). دگرگونی مجاورتی با نفوذ توده گرانیتوئیدی الیگودرز در رسوبات تریاس بالایی-ژوراسیک، سبب ایجاد هورنفلس‌های تیره‌رنگ در منطقه شده است. شواهدی نظیر ماسه‌سنگ‌های برشی شده، در محدوده مورد مطالعه حاکی از اعمال فشار در طی دگرگونی می‌باشد. رسوبات آبرفتی عهد حاضر جوان‌ترین رسوبات بروزند یافته در منطقه هستند. این رسوبات شامل پادگانه‌های آبرفتی قدیم و جدید، رسوبات مخروط افکنه‌ای، کنگلومرای و رودخانه‌ای می‌باشند (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). دورنمای منطقه معدنی مورد مطالعه و واحدهای سنگی رخنمون یافته، نشان داده شده است (شکل ۲).

روش مطالعه

پس از انجام مطالعات دقیق صحرایی در منطقه مورد مطالعه و نمونه‌برداری از سنگ میزبان، کانه‌های فلزی و رگه‌های کوارتزی، بررسی‌های سنگ‌شناسی جهت تعیین رخنمون‌های کانه‌زایی در منطقه مورد نظر انجام پذیرفت. به‌منظور حصول بهترین نتایج از میان نمونه‌های برداشت‌شده تعداد پنج نمونه، جهت مطالعات کانی‌شناسی و هفت نمونه جهت مطالعات کانه‌نگاری انتخاب شدند. نمونه‌های منتخب از رخنمون‌های کانه‌دار و فاقد کانه‌زایی، دارای کمترین شکستگی و فاقد دگرسانی می‌باشند. نمونه‌های انتخاب‌شده جهت تهیه مقطع نازک (برای سنگ میزبان) و صیقلی (برای نمونه‌های کانه‌دار) به شرکت کانساران بینالود در تهران ارسال شدند. مقاطع نازک با استفاده از میکروسکوپ‌های نور پلاریزان در دو نور PPL و XPL و مقاطع صیقلی در نور انعکاسی مورد مطالعه قرار گرفتند. به‌منظور انجام مطالعات میکروسکوپی و ریز دماسنجی بر روی میان بارهای سیال، چهار مقطع دو بر صیقلی به ضخامت یک میلی‌متر از کانی کوارتز تهیه شد. پس از بررسی‌های پتروگرافی و تعیین شکل و ویژگی‌های زایشی میان بارهای سیال، نمونه‌ها جهت مطالعات ریز دماسنجی توسط دستگاه Linkam مدل THM600، با کنترل حرارتی TMS-94 و سردکننده LNP نصب‌شده بر روی میکروسکوپ Zeiss، در آزمایشگاه میانبار

است (Alavi, 1994؛ احیا، ۱۳۸۸). کمر بند کوهزایی-فلز زائی زاگرس ترکیبی از سه زون تکتونیکی با روند شمال غرب-جنوب شرق است که شامل: زون چین‌خورده-رورانده زاگرس در سمت جنوب غرب، زون سنندج-سیرجان در وسط و کمان ارومیه-دختر در سمت شمال غرب می‌باشد. کوهزایی زاگرس حاصل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است (Alavi, 2007). کانسار روی و سرب گل زرد در بخش غربی کشور، استان لرستان، در فاصله ۱۲ کیلومتری شمال شرقی شهرستان الیگودرز و در مسیر الیگودرز به خمین قرار دارد. این کانسار به طول جغرافیایی "۲۵ ۴۶' ۴۹° شرقی و عرض جغرافیایی "۴۰ ۲۶' ۳۳° شمالی در کمر بند اصفهان-ملایر، بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان واقع شده است (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). پهنه سنندج-سیرجان به‌عنوان پهنه به‌هم‌ریخته و دگرگون‌شده در حد رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت شناخته‌شده است (Davoudian et al., 2008). پهنه دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان با روند شمال باختر-جنوب خاور به‌صورت نواری باریک به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ کیلومتر از شهرهای ارومیه و سنندج در شمال باختر تا شهرهای اسفندقه و سیرجان در جنوب خاور ادامه دارد و در میان مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر و کمر بند رورانده-چین‌خورده زاگرس جای گرفته است (شکل ۱-الف) (Alavi, 2004; Mohajjel et al., 2003). این پهنه همچنین یکی از مناطق مهم کانه‌زایی سرب و روی در ایران است. موقعیت واحدهای ساختاری اصلی ایران، جایگاه پهنه سنندج-سیرجان و منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است (شکل ۱-الف). رسوبات مربوط به زمان تریاس بالایی ژوراسیک قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در کانسار گل زرد هستند. این واحدهای سنگی در منطقه شامل توالی یکنواختی از فیلیت، کوارتز فیلیت و اسلیت متناوب با ماسه‌سنگ‌های ناخالص دگرگون‌شده با رنگ خاکستری است که دچار چین‌خوردگی و به‌هم‌ریختگی شده‌اند. رخنمون‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در شکل (۱-ب) مشاهده می‌شود که بیانگر رخنمون کانسار گل زرد در فیلیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده است. توده گرانیتوئیدی در شمال الیگودرز دارای ترکیبی از



شکل ۱. الف) موقعیت واحدهای ساختاری اصلی ایران (اقتباس از Zarasvandi et al., 2008) بر اساس داده‌های (Alavi, 2004) و موقعیت قرارگیری کانسار موردنظر در ایران، ب) واحدهای سنگی برونزد یافته در محدوده معدنی کانسار روی و سرب گل‌زرد (با تغییرات از سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱)



شکل ۲. دورنمای محدوده معدنی کانسار گل‌زرد و واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، واحد سنگی کرتاسه در ستیغ کوه‌ها واقع شده است. دید به سمت شمال شرقی می‌باشد

حد ۹۰ تا ۱۱۰ میکرون می‌باشد. ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده ژوراسیک دارای کمترین کانه‌زایی رگه‌ای در امتداد کوارتزهای جانشینی می‌باشد. مطالعات کانی‌شناسی، نشان‌دهنده بافت موزاییکی برای این گروه از رگه‌ها می‌باشد، بنابراین در اثر سیلیسی شدن سنگ میزبان در حین عبور محلول کانه‌دار از میان سنگ میزبان به جا گذاشته شده‌اند (Ansdel et al., 1989). بالاترین میزان فراوانی رگه‌های کوارتزی را، رگه‌های همراه با گالن به خود اختصاص داده‌اند که در فیلیت و اسلیت‌های تریاس قرار گرفته‌اند. این کوارتزها اغلب درشت‌دانه هستند و در درزه‌های کششی قرار گرفته‌اند (فرهادی نژاد، ۱۳۷۷). در امتداد این دسته از رگه‌ها معمولاً اسفالریت هم به چشم می‌خورد. از آن جا که کانسار روی و سرب گل زرد به صورت مشخص از نوع کانسارهای Zn-Pb-Cu-Ag می‌باشد. در این کانسار Zn فاز غالب کانه‌زایی شناخته شده است و به شکل اسفالریت که رایج‌ترین کانی اقتصادی حاوی روی می‌باشد، ظاهر شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی انجام شده، نشان می‌دهد که اسفالریت به صورت دانه پراکنده، لامینه و پرکننده فضای خالی نهشته شده است. کالکوپیریت و اسفالریت به ندرت در امتداد رگه‌های کوارتزی قرار گرفته‌اند. لازم به ذکر است که گالن در امتداد تمامی کوارتزهای رگه‌ای به جز رگه‌های عقیم مشاهده می‌شود. جدول (۱) ویژگی‌های رگه‌های کوارتزی را در کانسار گل‌زرد نشان می‌دهد. کانی‌شناسی کانسار روی و سرب گل زرد مانند سایر کانسارهای روی و سرب رسوبی شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و ندرتاً دارای پیریت به عنوان کانه‌های فلزی می‌باشد، همچنین کانی کوارتز مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی باطله در کانسار مورد مطالعه است. همان‌طور که ذکر شد، رگه‌های کوارتزی عقیم و فاقد کانه‌زایی در افق ماسه‌سنگی در محدوده معدنی دیده شد (شکل ۳-الف). وجود باقی‌مانده‌های کربناتی در سنگ میزبان و در کنار کانه‌های فلزی نشان‌دهنده جانشینی سنگ میزبان به وسیله این کانی‌ها است (شکل ۳-ب). کانه‌ها عمدتاً به صورت شکافه‌پرکن در امتداد رگه‌های

سیال دانشگاه اصفهان مورد مطالعه قرار گرفتند. به منظور سنجش غلظت عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی افق‌های کانه‌سازی در کانسار روی و سرب گل زرد، نمونه‌های کانه سنگ میزبان و رگه کوارتزی جهت تجزیه شیمیایی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمایی جفتیده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه ACME کانادا فرستاده شد. حد آشکارسازی در روش تجزیه‌ای به کاررفته، برای عناصر کمیاب ppm ۰/۵ تا ۰/۱ و برای عناصر نادر خاکی بین ppm ۰/۱ تا ۰/۰۵ می‌باشد.

پترولوژی و پتروگرافی

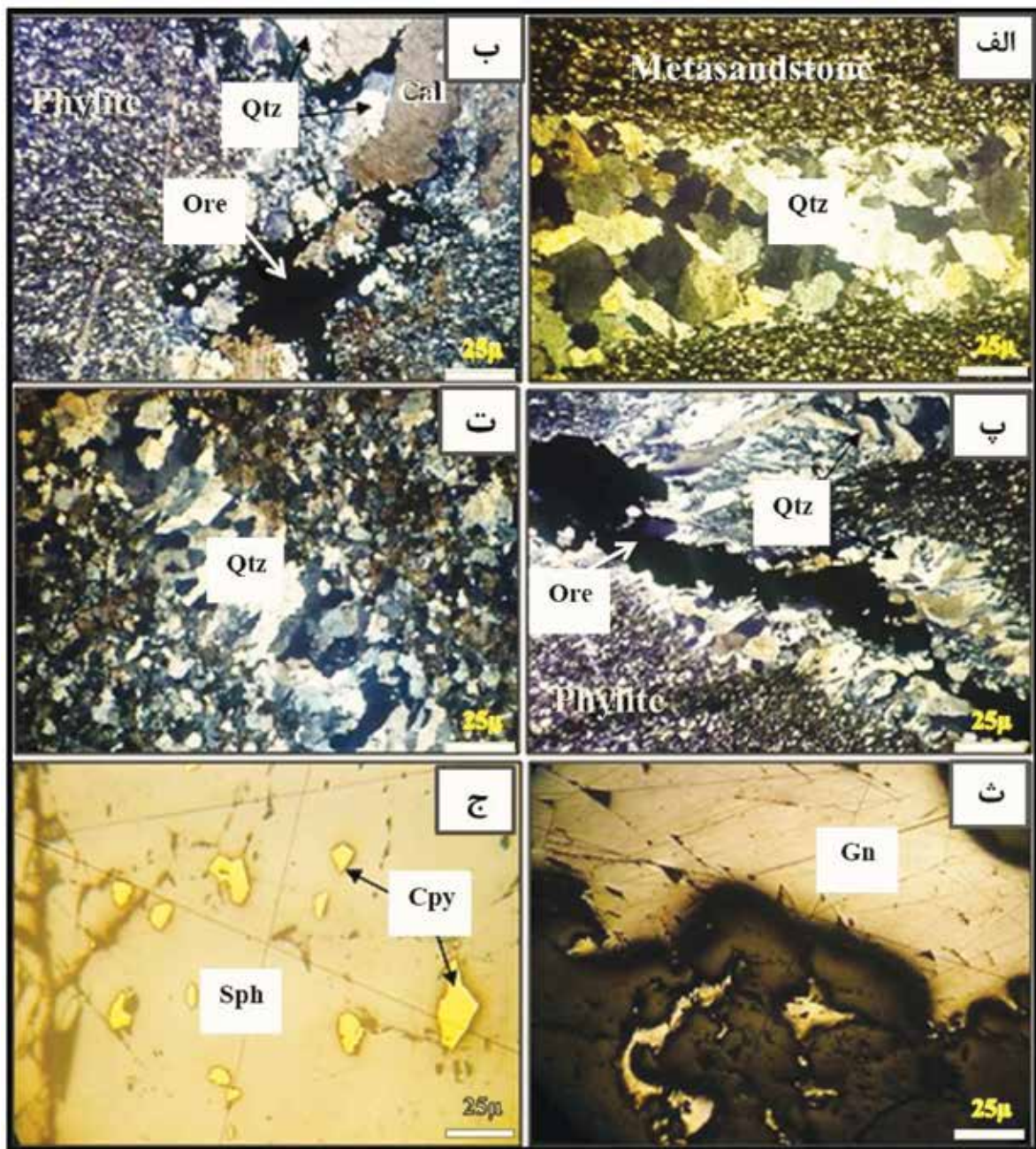
بررسی‌های سنگ‌شناسی در محدوده معدنی گل‌زرد حاکی از وجود دو افق کانه‌دار در این محدوده است. نخست، افق فیلیتی-اسلیتی می‌باشد که با رگه‌ها و عدسی‌های فراوان کوارتز همراه است. در این افق کانه‌دار لایه‌ها از جنس فیلیت و اسلیت می‌باشند. رنگ آن‌ها در برخی موارد کمی مایل به تیره است، لایه‌های آن دارای ضخامتی بین ۱۰ تا ۵۰ سانتی‌متر می‌باشند. توالی کانیایی این افق شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت است. گالن به صورت رگه □ رگچه‌ای و اسفالریت به صورت عدسی‌های متوسط تا درشت در سنگ میزبان فیلیتی قرار گرفته‌اند. پیریت و کالکوپیریت نیز به شکل دانه‌های پراکنده در سنگ میزبان و به میزان بسیار کم‌تر از کانه‌های سرب و روی یافت می‌شود. رگه‌های کوارتزی در این افق به وفور قابل مشاهده است، که اغلب در درزه‌های کششی جای گرفته‌اند و گالن به وفور در امتداد رگه‌های کوارتزی قابل مشاهده است، این مطالعات حاکی از وابستگی عمیق کانه‌زایی در کانسار گل‌زرد با رگه‌های کوارتزی می‌باشد. دومین افق، افق ماسه‌سنگ دگرگون همراه با کوارتزهای بسیار دانه‌ریز است. افق ماسه‌سنگی کانه‌زایی اندکی از سرب و روی را نشان می‌دهد. توالی کانیایی شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت است که از این میان دانه‌های پراکنده کالکوپیریت نسبتاً متوسط تا درشت‌دانه می‌باشد، سایر کانه‌ها به صورت دانه‌ریز در سنگ میزبان پراکنده هستند. لازم به ذکر است، سنگ میزبان ماسه‌سنگی نیز دارای دانه‌بندی بسیار ریز در

گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت است. مرحله بعدی در واقع فاز دگرگونی، چین‌خوردگی و دگرشکلی سنگ میزبان و کانه است که در این میان طی فرآیندهای دگرسانی کانی‌هایی مانند مالاکیت و آزوریت نیز شکل گرفته‌اند، به‌احتمال زیاد بافت شکافه‌پرکن و رگه‌ای کانه‌ها مختص به این مرحله از تشکیل کانسار سرب و روی گل‌زرد می‌باشد. در کل می‌توان ذکر کرد، در کانسار روی و سرب گل‌زرد، افق اصلی کانه‌زایی فیلیت و اسلیت‌های تریاس می‌باشد و ماسه‌سنگ‌ها اغلب فاقد کانه‌زایی چشم‌گیر می‌باشند. کانه‌زایی در افق فیلیتی گالن رگه‌ای و عدسی‌های اسفالریت با اندازه‌های مختلف دیده می‌شود. مطالعات کانی‌شناسی و توالی پاراژنتیکی در کانسار روی و سرب گل‌زرد نشان می‌دهد که اسفالریت و گالن (کانه‌های اصلی) و کالکوپیریت (کانه فرعی) می‌باشند. پیریت در محدوده معدنی گل‌زرد به‌صورت دانه‌های خود شکل و با فراوانی بسیار پایین به چشم می‌خورد. از آن‌جا که این کانی فاز سولفیدی قدیمی است، بنابراین در اثر تزریق دیگر سولفیدها در حین کانه‌زایی شکسته شده و پراکنده شده است (احیا، ۱۳۸۸). با توجه به وجود ادخال‌هایی از سنگ میزبان این رگه‌ها در اثر پر کردن فضاهای خالی به وجود آمده‌اند. شواهد ذکرشده همگی مبنی بر حضور سامانه گرمابی در منطقه و عبور سیال گرمابی از میان سنگ میزبان می‌باشد (شهاب‌پور، ۱۳۸۵).

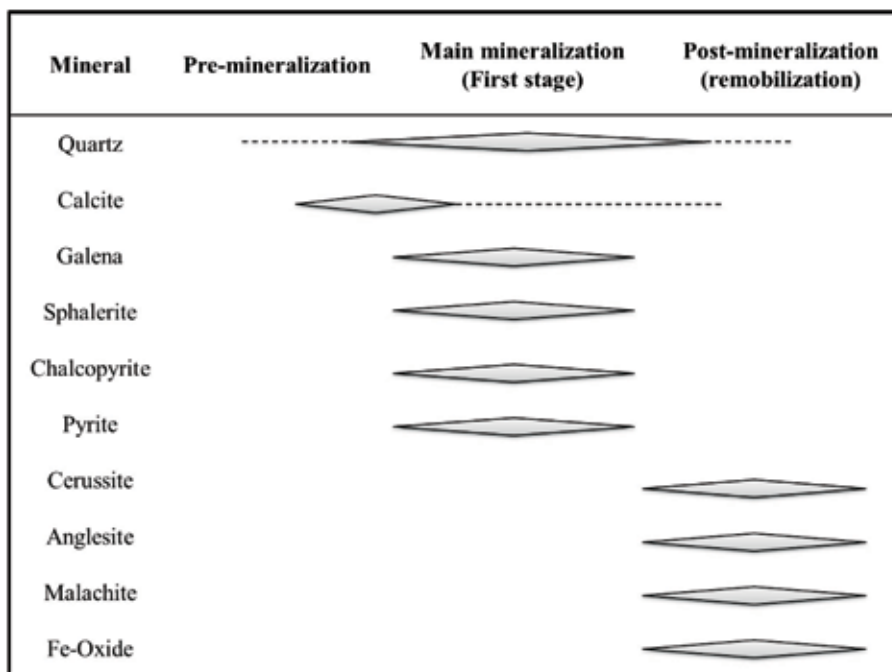
کوارتزی یا پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان هستند (شکل ۳-پ). سیلیسی شدن مهم‌ترین دگرسانی رخ‌داده در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۳-ت). در کانسار گل‌زرد گالن به لحاظ فراوانی پس از اسفالریت و در رتبه دوم قرار می‌گیرد. همان‌طور که اشاره شد، عمده کانه‌زایی گالن در امتداد رگه‌های کوارتز با بافت جاننشینی رخ‌داده است. این نوع قرارگیری بیانگر حضور گالن به‌صورت ثانویه می‌باشد. گالن‌های دارای بافت پرکننده فضای خالی، حضور اولیه و هم‌زمان با رسوب‌گذاری را در کانسار گل‌زرد اثبات می‌کند. شکل (۳-ث) نمونه‌ای از گالن را نشان می‌دهد که در امتداد رگه کوارتز واقع شده است. مس فاز فرعی کانه‌زایی در کانسار روی و سرب گل‌زرد می‌باشد و کالکوپیریت عمده‌ترین کانی حاوی عنصر مس در منطقه مورد مطالعه است. کالکوپیریت به شکل دانه‌ای بی‌شکل در متن سنگ میزبان دیده می‌شود. دانه‌های کالکوپیریت به‌صورت ادخال در اسفالریت حضور دارد که بیانگر هم‌رشدی کالکوپیریت با اسفالریت است (شکل ۳-ج). توالی کانیایی کانسار سرب و روی گل‌زرد در (شکل ۴) آمده است. این توالی به سه بخش تقسیم‌شده است که شامل مرحله قبل از کانه‌زایی، مرحله اصلی کانه‌زایی و مرحله پس از کانه‌زایی می‌باشد. مرحله قبل از کانه‌زایی شامل تهنشست سنگ میزبان شیلی و ماسه‌سنگی به همراه کانی‌های کوارتز و کلسیت است. مرحله اصلی کانه‌زایی شامل تشکیل کانه‌های اصلی نظیر

جدول ۱. مشخصات رگه‌های کوارتزی مشاهده‌شده در کانسار روی و سرب گل‌زرد

رگه	نوع کانه‌زایی	ویژگی
V-A	کوارتزهای فاقد کانه‌زایی	سنگ میزبان ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، دانه‌های نسبتاً متوسط، بافت موزائیکی، دارای قطر ۱-۰/۵ سانتی‌متر
V-B-1	گالن کانه‌زایی اصلی، اسفالریت کانه‌زایی فرعی	سنگ میزبان فیلیت و اسلیت، کوارتزهای درشت‌دانه، گالن به شکل رگه-رگچه، دانه‌های پراکنده اسفالریت، دارای قطر ۱-۱/۵ سانتی‌متر
V-B-2	اسفالریت کانه‌زایی اصلی، گالن کانه‌زایی فرعی	سنگ میزبان فیلیت و اسلیت، کوارتزهای درشت‌دانه، اسفالریت به شکل عدسی، گالن به شکل رگچه‌ای، دارای قطر ۱-۱/۵ سانتی‌متر
V-C	اسفالریت و کالکوپیریت	سنگ میزبان ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، کوارتزهای دانه‌ریز، دانه‌های درشت کالکوپیریت فراوان‌تر از اسفالریت می‌باشد، دارای قطر ۱/۵-۲ سانتی



شکل ۳. مقاطع نازک و صیقلی از سنگ میزبان، کانه و رگه‌های کوارتزی در کانسار روی و سرب گل زرد، الف) رگه کوارتزی جانشین شده در ماسه‌سنگ دگرگون شده که رگه فاقد کانه‌زایی است (نور XPL)، ب) کانه فلزی با بافت پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان افق فیلیتی (نور XPL)، پ) بافت رگه‌ای کانه در امتداد رگه کوارتز جانشین شده در سنگ میزبان فیلیتی (نور XPL)، ت) رگه کوارتزی حاصل سلیسی شدن سنگ میزبان (نور XPL)، ث) گالن پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان (نور انعکاسی)، ج) ادخال‌های کالکوپیریت در اسفالریت در اثر هم‌رشدی این دو کانه فلزی (نور انعکاسی)، ماسه‌سنگ دگرگون شده = (Metasandstone)، کانه فلزی = (Ore)، فیلیت = (Phylite)، کوارتز = (Qtz)، گالن = (Gn)، کالکوپیریت = (Cpy)، اسفالریت = (Sph) (Whitney and Evans, 2010)



شکل ۴. توالی پاراژنزی در کانسار سرب و روی گل‌زرد

مطالعات زمین‌شیمی

عناصر کمیاب

اصلی در ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده به مقدار قابل توجهی کمتر از غلظت آن‌ها در فیلیت می‌باشد. در واقع به غیر از مس، بقیه عناصر در فیلیت، غلظت بالاتری دارند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت این عناصر پس از چرخش سیال گرمایی در رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی، در محیط کم‌عمق دریایی ته‌نشین شده‌اند (Ma et al., 2004). جدول (۲) بیانگر غلظت عناصر کانه‌ساز در سنگ میزبان، کانه‌ها و کوارتزها می‌باشد. به نظر می‌رسد فلزات در اثر ورود سیال گرمایی به محیط رسوبات نهشته شده در محیط دریایی آبشویی شده و هم‌زمان با تبلور کوارتزها به صورت رگه‌ای در شکاف‌ها و فضاهای خالی ته‌نشین شده‌اند.

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب در جدول (۲) نشان داده شده است. کانسار سرب و روی گل‌زرد دارای کانه‌زایی نوع Zn-Pb-Cu-Ag می‌باشد، بدین معنی که میزان کانه‌زایی روی از سرب بیشتر است. سرب و روی با غلظت‌های بیشتر از ۱۰۰۰۰ ppm فاز اصلی کانه‌زایی محسوب می‌شود. مس نیز با میانگین غلظت ۳۵۰۰ ppm فاز فرعی کانه‌زایی است و همچنین نقره با میانگین غلظت ۲۳ ppm به‌عنوان محصول فرعی در این کانسار مطرح می‌باشد. مطابق جدول (۲)، روی و سرب به‌عنوان عناصر کانه‌ساز

جدول ۲. غلظت عناصر کمیاب (ppm) در کانسار روی و سرب گل‌زرد (سنگ میزبان، کانه و رگه کوارتز)

Sample	Type	Au	Ag	Cu	Zn	Pb
GI-3	Phylite	1/12	0/236	0/210	0/10000	0/10000
GO-13	Meta-sandstone	2/6	7/1	7/1416	0/513	8/585
GO-16	Sphalerite	5/118	5/23	7/97	0/10000	0/10000
GO-2	Galena	0/116	3/5	1/1834	2/68	7/2707
GO-20	Quartz	0/556	2/74	4/479	4752	0/10000
GO-6	Chalcopyrite	0/1756	0/100	0/10000	0/10000	1553

عناصر نادر خاکی

این کانسار از LREE است. نسبت Ce/Ce^* نشان‌دهنده آنومالی Ce می‌باشد که بی‌هنجاری مثبت در Ce بیانگر محیط اکسیدان و دریایی است (Davis et al., 1998). مقدار Ce از برون‌یابی Ce بر اساس غلظت La و Pr استفاده می‌شود، در این پژوهش به منظور محاسبه بی‌هنجاری Ce از فرمول $Ce/Ce^* = Ce_n / (La_n \times Pr_n)^{1/2}$ استفاده شد. مقادیر بی‌هنجاری Ce برای کانسار سرب و روی گل‌زرد در جدول (۳) نشان داده شده است. مطابق با داده‌های این جدول مقادیر بی‌هنجاری از ۰/۰۱ تا ۱/۱۶ متغیر هستند. عدم یکنواختی بی‌هنجاری Ce در کانسار سرب و روی گل‌زرد نشان‌دهنده تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی در محیط کانه‌زایی است. به این معنی که محیط کانه‌زایی صرفاً اکسیدان نبوده است و علاوه بر آب دریا، سیالات دیگری نیز در کانه‌زایی کانسار گل‌زرد نقش داشته‌اند (Jiang et al., 2006). تغییر در شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط نهشت، سبب نوسان جذب Ce در کانه‌های سولفیدی موجود، شده است. بی‌هنجاری در عنصر Eu توسط نسبت Eu/Eu^* سنجیده می‌شود، جهت محاسبه میزان بی‌هنجاری Eu از فرمول

عناصر نادر خاکی به علت تغییرات تدریجی در شعاع یونی و افزایش تدریجی عدد اتمی می‌توانند شاخص موثری جهت تشخیص فرآیندهای موثر در کانه‌زایی محسوب شوند (Ye et al., 2011). توزیع REE‌ها در کانی‌های ته‌نشست شده، محصول مرکبی از تفکیک REE در حین فروشست از سنگ منبع، مهاجرت سیال به محل ته‌نشست کانی و تفکیک در حین ته‌نشست کانی می‌باشد. ماهیت تفکیک توسط شرایط فیزیکی و شیمیایی خاصی که در حین این مراحل حکم‌فرما است، تعیین می‌شود (Ehya, 2012). جهت بررسی عناصر نادر خاکی در یک کانسار می‌بایست این عناصر نسبت به یک مرجع به هنجار شوند. نتایج آنالیز زمین‌شیمی برای عناصر نادر خاکی در جدول (۳) نشان داده شده است. با توجه به تشابه سیالات گرمایی با ترکیبات جبهه، از مقادیر کندریت که خود نشان‌دهنده ترکیب جبهه اولیه می‌باشد، جهت به هنجار سازی داده‌های عناصر نادر خاکی استفاده شده است. با توجه به داده‌های جدول (۳) مقادیر La/Lu بزرگ‌تر از یک می‌باشد که بیان‌کننده غنی‌شدگی

جدول ۳. غلظت عناصر نادر خاکی (ppm) در کانسار سرب و روی گل‌زرد

نمونه‌ها عناصر	GI-3	GO-13	GO-16	GO-2	GO-20	GO-24
La	۳۴/۹	۲۹/۷	۰/۶	۷/۶	۵/۰	۳/۱
Ce	۷۲/۱	۶۳/۲	۱/۱	۱۴/۴	۷/۷	۵/۵
Pr	۷/۴۹	۸/۶۸	۰/۱۲	۱/۵۲	۰/۷۹	۰/۵۳
Nd	۲۸/۸	۲۵/۸	۰/۵	۵/۹	۳/۴	۲/۰
Sm	۴/۶۶	۴/۸۰	۰/۰۸	۱/۲۶	۰/۵۱	۰/۳۲
Eu	۱/۰۲	۱/۲۲	۰/۰۲	۰/۳۵	۰/۱۸	۰/۱۰
Gd	۳/۸۵	۴/۰۹	۰/۰۷	۱/۲۲	۰/۵۶	۰/۳۸
Tb	۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۰۵
Dy	۳/۷۶	۴/۰۰	۰/۰۶	۰/۷۹	۰/۳۹	۰/۳۰
Ho	۰/۸۱	۰/۷۳	۰/۰۲	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۰۷
Y	۱۹/۴۰	۲۰/۳۰	۰/۳۵	۴/۳۰	۱/۸۰	۱/۶۵
Er	۲/۱۰	۲/۲۶	۰/۰۴	۰/۴۳	۰/۱۸	۰/۱۵
Tm	۰/۲۹	۰/۳۶	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۳
Yb	۲/۲۲	۱/۸۶	۰/۰۶	۰/۴۰	۰/۱۸	۰/۱۵
Lu	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳
la/ lu	۱/۱۶	۰/۹۳	۰/۶۸	۱/۲۳	۱/۶۱	۱/۲۵
Ce/Ce*	۱/۰۲۸	۰/۱۸۰	۱/۱۶۱	۱/۰۱۸	۰/۸۶۳	۰/۰۰۱
Eu/Eu*	۱/۱۳	۱/۲۹	۱/۸۸	۱/۰۶	۱/۹۴	۲/۷۵

شد (Kesler, 2005). مطالعه انجام شده بر روی کوارتزهای رگه‌ای جانشین شده در سنگ میزبان صورت پذیرفته است. میان بارهای سیال به لحاظ زایشی یا بر اساس زمان به دام افتادن، به سه نوع اولیه (P)، ثانویه (S) و ثانویه دروغین (PS) تقسیم می‌شوند (Wilkinson, 2001)، میان بارهای سیال اولیه در ضمن رشد بلور به دام می‌افتند و به صورت مجزا، درشت در زمینه کانی شفاف پراکنده شده‌اند، میان بارهای سیال ثانویه در ارتباط با شکستگی‌های ایجاد شده در کانی می‌باشند، بنابراین در محل شکستگی‌ها به صورت خطی قرار می‌گیرند و میان بارهای ثانویه دروغین ضمن تبلور بخش‌های خارجی بلور به مرکز آن راه می‌یابند و کاملاً ریز و خطی هستند (Pirajno, 2009; Wilkinson, 2001).

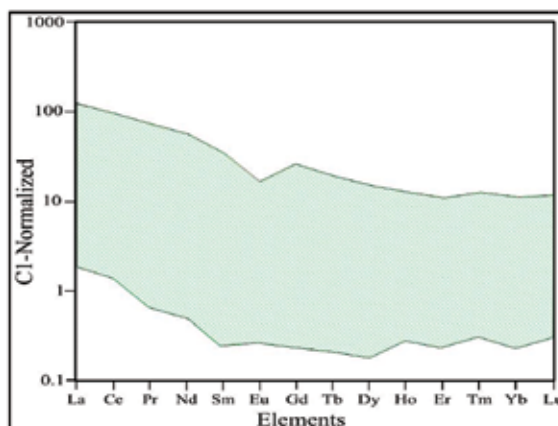
پتروگرافی میان بارهای سیال

با توجه به تقسیم‌بندی انواع میان بارهای سیال به لحاظ زایشی یا بر اساس زمان به دام افتادن، پراکندگی میان بارهای سیال در بلورهای کوارتز مورد مطالعه بسیار مشهود است، بنابراین میان بارهای سیال در کانسار روی و سرب گل‌زرد از نوع اولیه (P) می‌باشند. میان بارهای سیال کوارتزهای کانه‌دار (عمدتاً گالن) و بدون کانه مورد مطالعه‌ی میکروسکوپی قرار گرفتند، طبق بررسی‌های پتروگرافی این میان بارها از نوع دوفازی مایع-بخار می‌باشند که در طی عمل گرمایش به فاز مایع همگن شده‌اند. میان بارهای سیال اغلب دارای شکل منظم بیضی می‌باشند و اندازه‌ی آن‌ها به طور متوسط بین ۲-۷ میکرومتر می‌باشد (شکل ۶). شکل سیالات درگیر تا حدودی به وسیله ساختمان بلوری کانسنگ میزبان کنترل می‌شود. سیالات درگیر ممکن است، شکل کامل بلور منفی را به خود بگیرند و یا کاملاً شکل نامنظم داشته باشند (Shelton and McMenamy, 2004).

میکروترمومتری میان بارهای سیال

مطالعات سیالات درگیر جهت درک عمیق‌تر روند تکاملی سیال کانه‌دار و تعیین عوامل فیزیکی و شیمیایی، به خصوص فشار و دما (P-T) در کانسار گل‌زرد مورد استفاده قرار گرفتند. نتایج به دست آمده در جدول (۴) ارائه شده است. TH دمای همگن‌شدگی سیال کانه‌ساز است که در منطقه

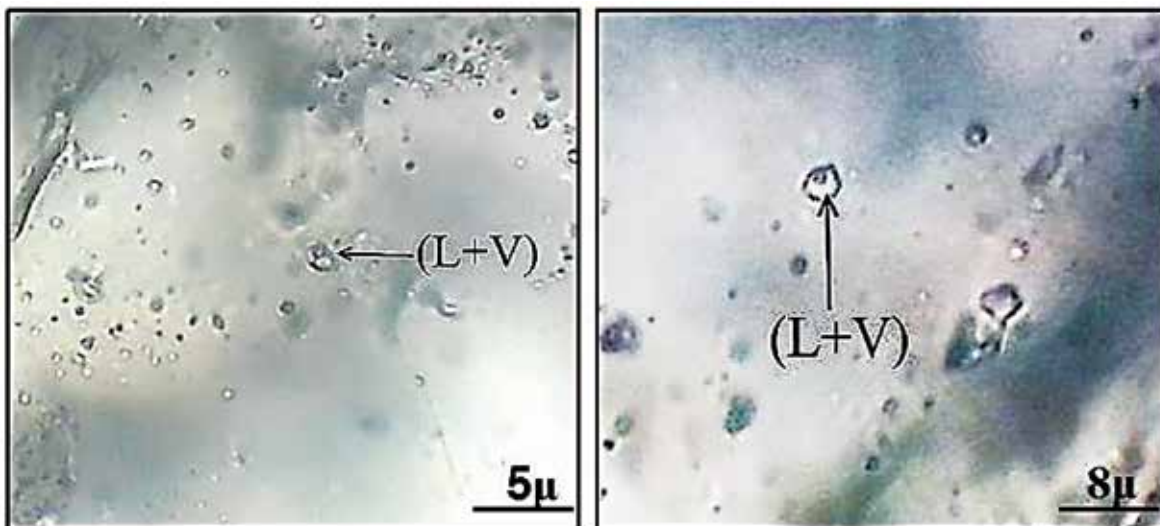
آنومالی $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{2/1}$ استفاده می‌شود، آنومالی مثبت در میزان Eu نیز، نشان‌دهنده محیط کاهش‌ی در حین کانه‌زایی است (Davis et al., 2011; Bonsall et al., 1998). از طرفی در محیط کاهش‌ی، جذب REE در کانی‌های ته‌نشین شده به صورت مستقیم در سطح کانی و بدون حضور لیگاند‌های شیمیایی صورت می‌گیرد. بی‌هنجاری مثبت Eu و محیط کاهش‌ی، نشان‌دهنده حضور سیال گرمایی در محیط کانه‌زایی می‌باشد (Davis et al., 1998). مقادیر آنومالی Eu برای نمونه‌های کانه‌دار منطقه مورد مطالعه در جدول (۳) نشان داده شده است. آنومالی Eu در کانسار گل‌زرد از بی‌هنجاری منفی با مقادیر نظیر (۰/۰۲) تا مقادیر بی‌هنجاری مثبت مانند (۱/۲۲) متغیر است. براساس این داده‌ها، اغلب نمونه‌ها دارای بی‌هنجاری مثبت در Eu می‌باشند که تایید کننده شرایط کاهش‌ی در حین کانه‌زایی و همچنین تأثیر فرآیندهای گرمایی در حین کانه‌زایی در محدوده معدنی گل‌زرد است. ضمن اینکه بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در عناصر Eu و Ce به طور هم‌زمان می‌تواند بیانگر حضور هم‌زمان دو نوع سیال کانه‌زا باشد (Ma et al., 2004). شکل (۵) نشان‌دهنده محدوده مقادیر عناصر نادر خاکی در کانسار گل‌زرد است.



شکل ۵. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در کانسار گل‌زرد

مطالعات میان بارهای سیال

توجه به میان بارهای سیال به دام افتاده در رگه‌های گرمایی، به عنوان یک راه مستقیم برای اظهار نظر بیشتر نسبت به گذشته درباره ماهیت این سیالات کانی‌ساز و فرآیندهایی که به وسیله آن‌ها کانسارها تشکیل شده‌اند، تشخیص داده



شکل ۶. میان بارهای سیال در کانی کوآرتز، میان بارهای دوفازی غنی از مایع

مورد مطالعه بین ۱۳۹ تا ۱۹۹/۵ درجه سانتی گراد می باشد. از آن جا که تصحیح فشار بر روی دماهای به دست آمده صورت نگرفته است، این دماها می توانند در حکم دمای تشکیل کانی باشند (Wilkinson, 2001). TLM نیز دمای ذوب آخرین قطعه یخ است که در کانسار گل زرد دامنه تغییرات ۳- تا ۱۰/۵- درجه سانتی گراد را نشان می دهد (جدول ۴).

با توجه به T_{LM} ، میزان شوری با استفاده از فرمول Bodnar and Vityk (1994) قابل محاسبه است.

$$wt\%equ.NaCl = 1.76958\theta - 4.2384 \times 10^{-2} \theta^2 + 5.2778 \times 10^{-4} \theta^3 + 0.028$$

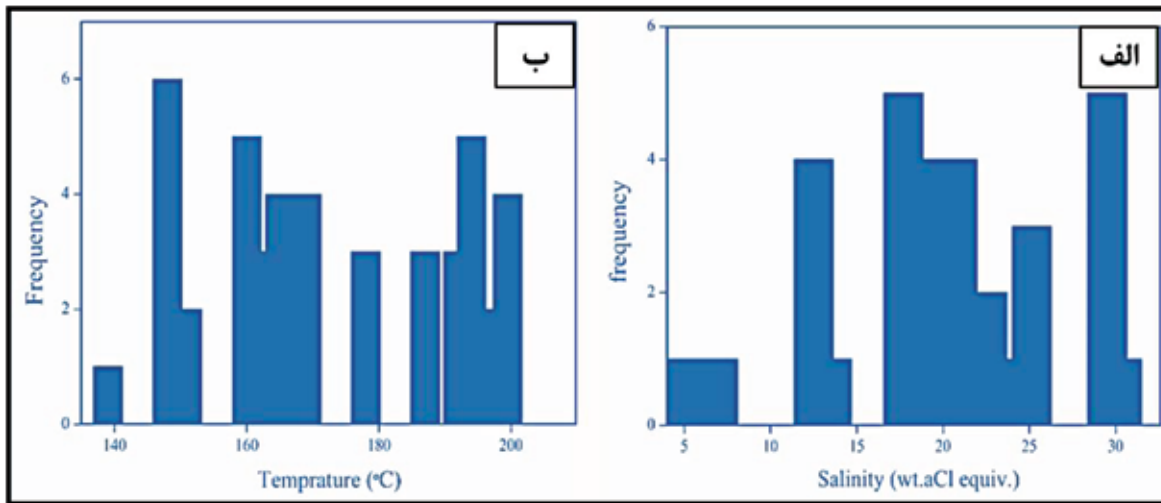
در فرمول بالا θ برابر است با درجه حرارت ذوب آخرین قطعه یخ بر حسب درجه سانتی گراد.

جدول ۴. داده های میان بارهای سیال کانسار روی و سرب گل زرد، دمای ذوب آخرین قطعه یخ (TLM)، دمای همگن شدن (TH) و میزان شوری (wt/equ.NaCl)

نمونه	کانی	تعداد	اندازه (μm)	نوع همگن شدگی میانبار سیال	TLM ($^{\circ}C$)	TH ($^{\circ}C$)	شوری (wt % NaCl equiv)
GO-4	Quartz	4	7	L+V→L	-۱۰/۵	۱۶۵	۱۸/۵۸
GO-4	Quartz	2	7	L+V→L	-۱۳	۱۵۱	۲۲/۵۵
GO-4	Quartz	5	10	L+V→L	-۱۰/۲	۱۴۸	۱۷/۷۱
GO-4	Quartz	2	10	L+V→L	-	۱۶۴	-
GO-4	Quartz	3	5	L+V→L	-	۱۴۵	-
GI-2	Quartz	2	10	L+V→L	-۱۰/۵	۱۹۴	۱۸/۲۲
GI-2	Quartz	1	10	L+V→L	-۷/۸	۱۹۹	۱۳/۵۴
GI-2	Quartz	3	10	L+V→L	-	۱۷۸/۵	-
GI-2	Quartz	3	5	L+V→L	-	۱۹۷	-
GI-2	Quartz	4	5	L+V→L	-۷/۲	۱۹۹/۵	۱۲/۵
GI-2	Quartz	2	7	L+V→L	-	۱۹۲	-
GO-2	Quartz	3	10	L+V→L	-۱۷	۱۶۴	۲۹/۵۱
GO-2	Quartz	1	10	L+V→L	-۱۶	۱۶۰	۱۷/۷۸
GO-2	Quartz	1	10	L+V→L	-۳	۱۴۸	۵/۲۱
GO-2	Quartz	4	8	L+V→L	-	۱۶۰	-
GO-2	Quartz	3	8	L+V→L	-۱۷	۱۶۳	۲۰/۵۱
GO-2	Quartz	1	5	L+V→L	-۱۷/۵	۱۶۵	۳۰/۳۸
GI-3	Quartz	1	7	L+V→L	-۱۴/۲	۱۹۸	۲۴/۷
GI-3	Quartz	4	8	L+V→L	-۱۲	۱۶۹	۲۰/۳۸
GI-3	Quartz	1	10	L+V→L	-۴	۱۳۹	۶/۹۵
GI-3	Quartz	4	10	L+V→L	-	۱۶۸	-
GI-3	Quartz	3	5	L+V→L	-۱۴/۵	۱۸۷	۲۵/۱۲

می‌دهد. باوجوداینکه به لحاظ آماری تعداد میان بارهای سیال مطالعه شده کم است، اما در نمودار شوری معادل نمونه‌ها سه قله فراوانی در ۱۱، ۱۷ و ۲۹ درصد وزنی دیده می‌شود، بنابراین سیالی با شوری کم تا متوسط و سیالی با شوری بالا، قابل تشخیص است (شکل ۷).

شوری و درجه حرارت از مهم‌ترین ویژگی‌های یک سیال هستند که سبب ایجاد تمایز بین سیالات مختلف کانه‌زا می‌باشد (Kesler, 2005). بدین صورت شوری به‌دست‌آمده برای نمونه‌های مورد مطالعه در کانسار روی و سرب گل‌زرد محدوده‌ای بین ۵/۲۱ تا ۳۰/۳۸ (wt%equ.NaCl) و به‌طور میانگین ۱۷/۸ (wt%equ.NaCl) را به خود اختصاص



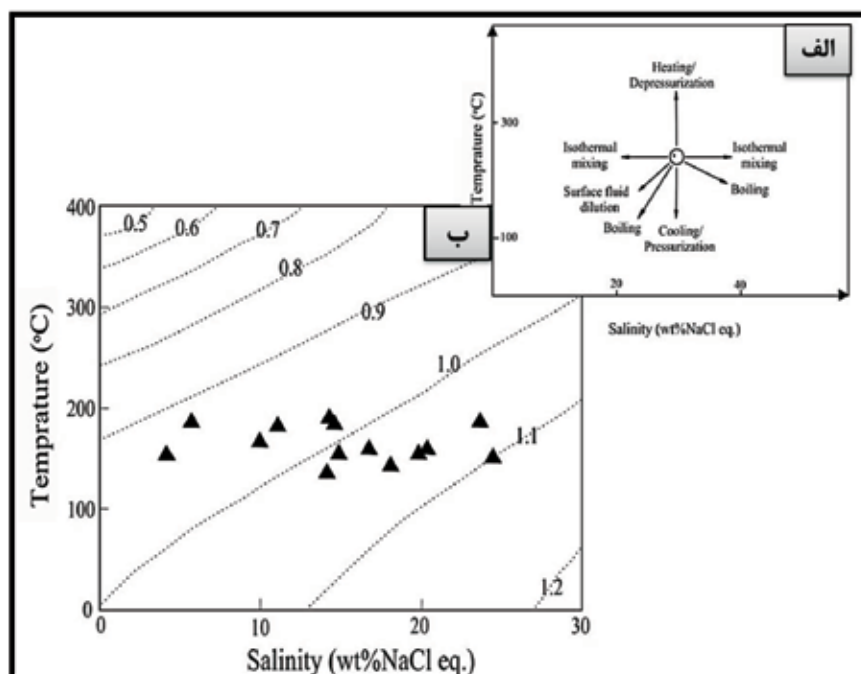
شکل ۷. نمودار فراوانی میان بارهای سیال. الف) میزان شوری برحسب درصد وزنی معادل NaCl، ب) دمای همگن شدن TH

مخلوط شده است که چگالی آن کمتر از چگالی آب دریا می‌باشد (Canet et al., 2003). داده‌های میانبارسیال به‌دست‌آمده از گستره معدنی گل‌زرد مخلوط شدن دو نوع سیال مختلف شامل سیالات ماگمایی با آب دریا یا آب‌های جوی است. دمای همگن شدن در کانسار گل‌زرد طیف وسیعی را به خود اختصاص نداده است، بنابراین وجود نسل‌های مختلف سیال محتمل نمی‌باشد (Orgun et al., 2005). عدم هم‌زیستی دو فاز سیال (غنی از H₂O و غنی از CO₂) حاکی از عدم جوشش سیال در حین کانه‌زایی است (Canet et al., 2003). خروج سیال گرمایی از درون معابر تغذیه‌کننده و ورود آن به محیطی دریایی که احتمالاً مخلوطی از آب دریا و سیالات جوی است، سرد شدن سیال گرمایی را به همراه دارد و مانع جوشش سیال کانه‌زا می‌شود (Bouabdellah et al., 2009). از میان انواع مختلف کانسارهای روی و سرب فقط نوع VMS در اثر جوشش سیال به وجود می‌آید (Canet et al., 2003). خروج سیال گرمایی از کانال‌های عبوری و ورود به محیطی

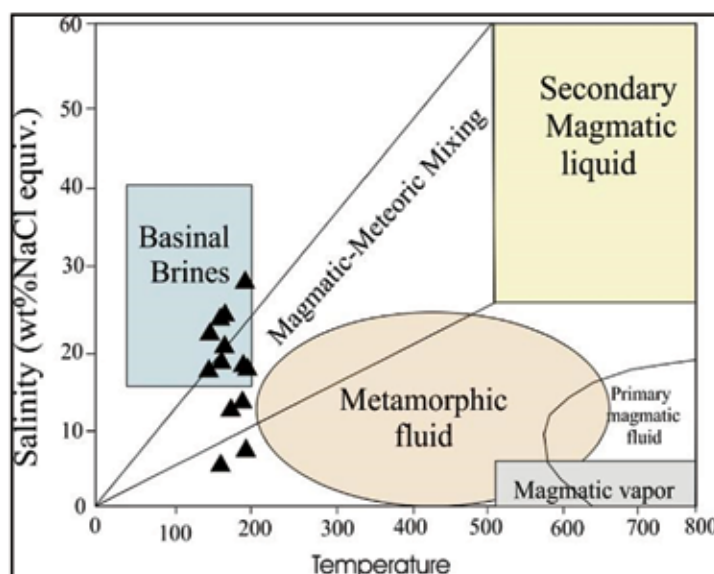
به باور Wilkinson (2001) می‌توان با ترکیب شوری و دمای همگن‌شدگی، چگالی سیال را به‌دست آورد. بدین منظور نمودار شوری-دمای همگن‌شدگی برای داده‌های میانبار سیال ترسیم گردید و چگالی میان بارهای سیال بین ۰/۹ تا ۱/۱ تعیین شد (شکل ۸-الف). نمودار (Wilkinson 2001)، تغییرات چگالی در ارتباط با سیر تحول سیال کانسنگ‌ساز را نشان می‌دهد. روند تکامل سیال گرمایی در کانسار روی و سرب گل‌زرد در محدوده اختلاط هم‌دمای قرار می‌گیرد (۸-ب). شوری کم سیال نیز بیان‌کننده اختلاط سیال کانه‌ساز با سیالات دیگر از جمله آب‌های جوی و آب دریا می‌باشد (Kelley et al., 2004). مشخصات کانی‌شناسی و بافتی، مانند رگه‌های جان‌شینی و کانه‌زایی رگه‌ای بیانگر حضور سامانه گرمایی در منطقه است (Bouabdellah et al., 2009). بنابراین اختلاط سیالات امری بدیهی است زیرا یک سامانه گرمایی با دمای بین ۵۰-۵۰۰°C مخلوطی از چند منبع سیال مختلف است که از میان همه این منابع، سیالات و آب‌های جوی محتمل‌تر می‌باشند. از آنجاکه شوری سیال پایین است، سیال گرمایی با سیالی

پایین در عمق ۲۰۰ متری (شکل ۱۰-الف) و فشار کمتر از ۵۰ bar (شکل ۱۰-ب) در محیط دریایی می‌باشد که سبب شست‌وشوی عناصر کانه‌ساز از رسوبات تریاس بالایی-ژوراسیک شده و در نهایت در اثر عملکرد کمپلکس‌های آنیونی تهنشست فلزات صورت گرفته است (باقری و همکاران، ۱۳۹۰).

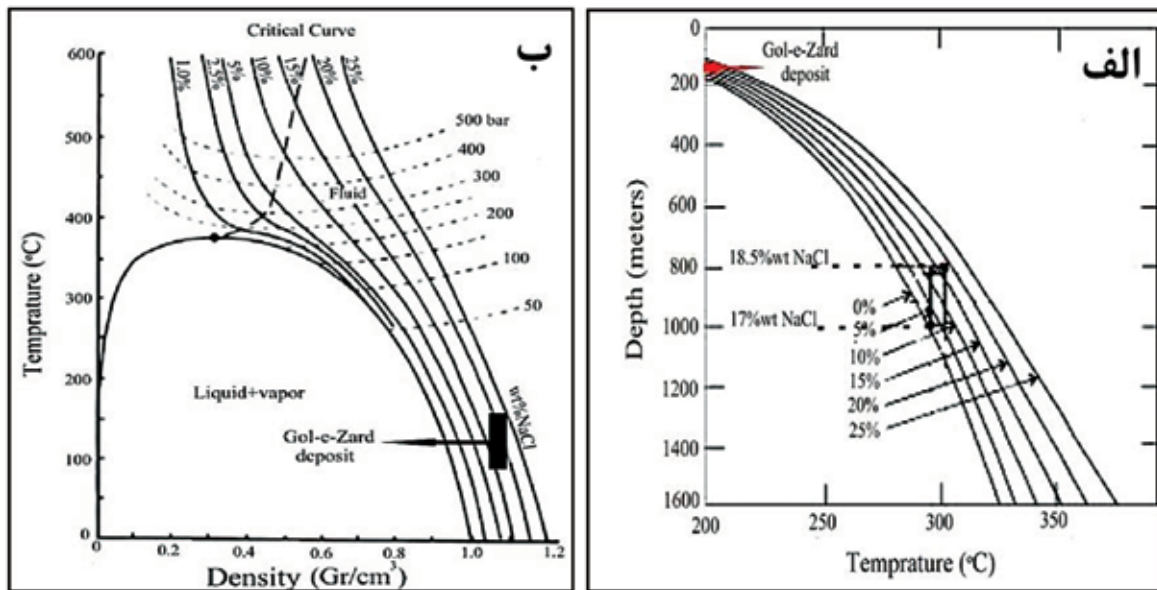
دریایی باعث تشکیل کانسارهای روی و سرب رسوبی-بروندمی (SEDEX) می‌شود که بر اثر متضاد شدن سیال گرمایی در حوضه‌های کافتی^۱ روی می‌دهد (Pirajno, 2009). میان بارهای سیال به‌دست‌آمده از کانسار روی و سرب گل زرد، در گستره کانسارهای رسوبی-بروندمی قرار دارد شکل (۹). شواهد نشان‌دهنده ورود سیال گرمایی سبک (چگالی کم) و با شوری



شکل ۸. الف) روند تکاملی سیال. ب) چگالی سیال در کانسار روی و سرب گل زرد (برگرفته از Wilkinson, 2001)



شکل ۹. نمودار دمای همگن شدن (°C) در مقابل شوری (wt./equ. NaCl) برای کوارتزهای رگه‌های مختلف در کانسار گل زرد که نشان‌دهنده انواع سیالات مختلف است (Orgun et al., 2005)



شکل ۱۰. الف) تعیین عمق کانه‌زایی در کانسار روی و سرب گل‌زرد (Orgun et al., 2005)، ب) تعیین فشار کانه‌زایی در کانسار روی و سرب گل‌زرد (Wilkinson, 2001)

نوع SEDEX دارد. شکل (۱۱) بیانگر محدوده دما و شوری در کانسارهای مختلف و مقایسه آن‌ها با ویژگی‌های سیال کانه‌ساز کانسار گل‌زرد می‌باشد، این شکل نیز تایید می‌کند که SEDEX محتمل‌ترین نوع کانه‌زایی در کانسار سرب و روی گل‌زرد است. همچنین بررسی ویژگی‌های میان بارهای سیال در کانسار گل‌زرد بیان می‌کند که خصوصیات همه میان‌بارهای سیال مشابه هم هستند. از آن‌جا که روند پراکندگی عناصر نادر خاکی در منطقه بی‌هنجاری مثبت در Eu و بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی Ce را در محیط کانه‌زایی نشان می‌دهد، لذا وجود محیط‌های اکسیداسیون و کاهش در منطقه در حین کانه‌زایی، محتمل است (Ehya, 2012). کاهش بودن از ویژگی‌های سیال گرمایی و اکسیدان بودن ویژگی آب دریا است (Davis et al., 1998). با توجه به آن چه ذکر شد، بی‌هنجاری Ce نشان‌دهنده حضور آب دریا در محیط کانه‌زایی است و پس از آن بی‌هنجاری Eu بیان‌کننده وجود فرآیندهای گرمایی در حین کانه‌زایی است. بنابراین می‌توان گفت، سیال گرمایی ابتدا به محیط دریایی وارد شده و پس از مخلوط شدن با آب دریا، از میان خلل و فرج رسوبات نهشته شده در دریا حرکت کرده است. این

1. Anguran
2. Palatue tibetan

مقایسه کانسار گل‌زرد با سایر کانسارهای سرب و روی

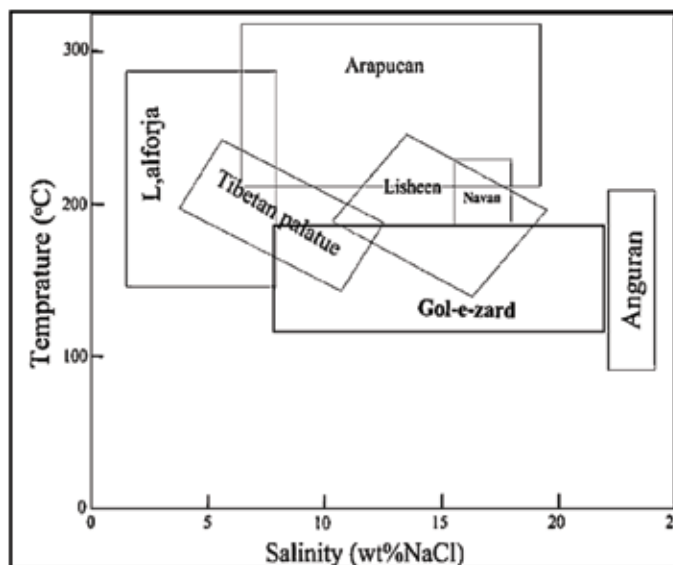
کانسارهای روی و سرب رسوبی به سه گروه عمده نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، رسوبی-بروندمی (SEDEX) و نوع سنگ میزبان ماسه‌سنگی (SST) تقسیم می‌شوند (Leach et al., 2010). جدول (۵) تفاوت‌های عمده میان این کانسارها را با محوریت ویژگی‌های سیال کانه‌ساز نشان می‌دهد. همچنین داده‌های میان‌بارسیال حاصل از کانسار روی و سرب گل‌زرد با انواع دیگر کانسارهای روی و سرب مقایسه شده است. براساس این مقایسه، در کانسار گل‌زرد شوری سیالات کانه‌ساز مشخصاً از نوع MVT تیپ انگوران^۱، کمتر می‌باشد. محدوده دمایی کانسار گل‌زرد از سایر کانسارهای مقایسه شده کمتر است که مربوط به اختلاط سیالات است. ویژگی سیال کانه‌دار در کانسار گل‌زرد تا حدودی شبیه به کانساری^۲ در چین می‌باشد (He et al., 2009) که جز کانسارهای دارای سنگ میزبان رسوبی است. داده‌های ارائه‌شده در جدول (۵) مقایسه بین کانسار سرب و روی گل‌زرد با انواع مختلف کانسارهای سرب و روی را نشان می‌دهد. بر اساس این مقایسه، کانسار روی و سرب گل‌زرد بیشترین شباهت را به کانسارهای

امر کانه‌زایی هم‌زمان با رسوب‌گذاری در محیط دریایی را به همراه داشته است (Pirajno (2009), Ma et al., 2004). پدیده اختلاط را در تشکیل کانسار بسیار مهم می‌دانند، زیرا سیال حاوی فلز و سیال حاوی سولفید (در صورتی که کانه‌زایی سولفیدی باشد) به صورت جداگانه حمل شده و پس از اختلاط، ترکیبات فلزی ته‌نشین می‌شوند. عناصر کانه‌ساز (فلزات)، به صورت کاتیونی هستند و جهت حمل و نقل به کمپلکس‌های آمیونی نیاز دارند (Kessler, 2005). این کمپلکس‌ها، کلریدی یا سولفیدی می‌باشند (باقری و همکاران، ۱۳۹۰)، که کمپلکس‌های سولفیدی آمیون‌های غالب در حمل و نهشت عناصر کانه‌ساز کانسار روی و سرب گل زرد هستند (Pirajno, 2009). شکل (۱۱) نشان‌دهنده اختلاط سیالات ماگمایی، جوی و شوراب‌های حوضه‌ای می‌باشد.

جدول ۵. ویژگی‌های مختلف کانسارهای روی و سرب رسوبی و مقایسه آن‌ها با کانسار گل زرد

نوع کانسار	نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)	رسوبی-بروندمی (SEDEX)	نوع سنگ میزبان ماسه‌سنگی (SST)	کانسار گل زرد
جایگاه تکتونیکی	سکانس‌های کربناته در حوضه‌های رسوبی درون‌قاره‌ای	حاشیه کافت‌های قاره‌ای	تکتونیک پایدار (محیط درون‌قاره‌ای)	زون دگرگونی سنجندج-سیرجان
سنگ میزبان	سنگ‌های کربناتی و دولومیتی	شیل‌های کربناته، مارن و آرنایت	ماسه‌سنگ غنی از کوارتز	فیلبیت و اسلیت (افق اصلی کانه‌زایی)
کانه‌زایی غالب	Pb, Zn و فقیر از Cu	Pb, Zn و غنی از Cu	Pb, Zn (Pb>Zn)	Pb, Zn (Zn>Pb) مقادیر قابل توجه Cu
بافت و ساخت کانه‌زایی	رگه‌ای و توده‌ای اندازه متغیر دانه‌ها	سولفیدهای با لامیناسیون باریک	انتشاری	سولفیدهای رگه‌ای باریک در امتداد کوارتزهای رگه‌ای
ویژگی درجه حرارت (°C)	۲۰۰-۵۰ (میانگین ۱۲۰)	۲۰۰-۵۰ °C	بیش از ۳۵۰ °C	میانگین ۱۸۰ °C
میانبار شوری سیال (wt/equ.NaCl)	۱۰-۳۰ (wt/equ.NaCl)	۱۰-۳۰ (wt/equ.NaCl)	—	۲۳ (wt/equ.NaCl)
نوع سیال	شورابه‌های رسوبی	سیالات گرمایی واردشده در محیط دریایی	آب‌های دریایی کم‌عمق	سیال گرمایی

داده‌های جدول فوق بر اساس شهاب‌پور (۱۳۸۵)، Leach et al (2010)، He et al (2009)، زمانیان و اسداللهی (۱۳۸۹) به دست آمده است



شکل ۱۱. مقایسه داده‌های میانبار سیال کانسار روی و سرب گل زرد با انواع مختلف کانسارهای روی و سرب، Arapucan نهشته گرمایی (Orgun et al., 2005)، Lisheen نوع دره می‌سی‌سی‌پی و Navan نوع ایرلندی، بر اساس (Wilkinson, 2001)، L, alforja نهشته گرمایی با سنگ میزبان رسوبی (Canet et al., 2003) و Tibetan Plateau نوع سنگ میزبان رسوبی (He et al., 2009)

نتیجه‌گیری

۱. مشاهدات صحرایی ساختار چینه‌کران برای کانه‌زایی و وابستگی کانه‌زایی به رگه‌های کوارتزی را نشان می‌دهد. همچنین کانه‌زایی در امتداد گسل و شکستگی‌ها نیز قابل مشاهده است.
۲. دو افق کانه‌زایی فیلیتی و ماسه‌سنگی در کانسار مورد مطالعه رویت شد که افق ماسه‌سنگی عمدتاً فاقد کانه‌زایی چشمگیر است.
۳. ساختار رگه‌ای کانه‌ها در امتداد رگه‌های کوارتزی و بافت شکافه‌پرکن در کانی‌های فلزی کانسار روی و سرب گل‌زرد بیانگر عبور سیال گرمایی از میان رسوبات و جای‌گذاری کانه‌ها بوده است.
۴. در مطالعات کانی‌شناسی، بافت دانه پراکنده اسفالریت قابل مشاهده است که بیانگر محیط کانه‌زایی رسوبی و کانه‌زایی هم‌زمان زایش در کانسار مورد مطالعه می‌باشد. همچنین بافت‌های رگه‌ای در کانی کوارتز و کانه‌های فلزی نشان‌دهنده کانه‌زایی پس از زایش است.
۵. آنالیز زمین‌شیمیایی انجام‌شده، نشان‌دهنده بالاتر بودن میزان عنصر روی نسبت به سرب است و همچنین عنصر مس به‌عنوان فاز فرعی کانه‌زایی شناخته می‌شود.
۶. شواهدی همچون غنی‌شدگی از LREE و بی‌هنجاری‌های مثبت Eu نشان‌دهنده محیط کاهشی در حین کانه‌زایی است. بی‌هنجاری Ce در برخی از نمونه‌ها دلالت بر محیط اکسیدان و نوسان جذب Ce در حین کانه‌زایی در کانی‌های سازنده است.
۷. دمای پایین سیال کانه دار به دلیل وارد شدن به محیط دریایی و اختلاط با آب دریا می‌باشد. این سیال با عبور از میان رسوبات نهشته شده دارای روی و سرب، سبب تنه‌پشت این عناصر و تشکیل کانسار شده است.
۸. ساختار چینه‌کران، شواهد بافتی، مطالعات زمین‌شیمیایی و سیال‌درگیر همگی بیان‌کننده این هستند که کانسار سرب و روی گل‌زرد از نوع SEDEX می‌باشد.
۹. مطالعات میان‌بارسیال دمای هم‌گن‌شدن سیال را

میانگین $169/3^{\circ}\text{C}$ و شوری $17/8 \text{ wt}/\text{equ. NaCl}$ تخمین زده است، این داده‌ها بیانگر اختلاط سیالات در محیط کانه‌زایی (دریایی) و هم‌چنین بیانگر گستره کانه‌زایی رسوبی-بروندمی برای کانسار گل‌زرد هستند. ۱۰. کمپلکس‌های سولفیدی آنیون‌های غالب در حمل فلزات در کانسار روی و سرب گل‌زرد می‌باشند. ۱۱. ورود سیال گرمایی به محیط دریایی و اختلاط با آب دریا، سبب کاهش دمای آن شده، سپس با عبور از میان رسوبات نهشته شده حاوی روی و سرب، تنه‌پشت این عناصر و تشکیل کانسار صورت گرفته است.

منابع

- احیا، ف.، ۱۳۸۸. ژئوشیمی و منشا کانسارهای روی و سرب عمارت و باباقله، جنوب اراک. پایان‌نامه دکتری. دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران. ۱۷۸.
- باقری، ه.، پاکزاد، ح. و تیموری اصل، ف.، ۱۳۹۰. بررسی منشأ فلزات و سیالات کانه‌زا در کانسار سرب و روی ایرانکوه. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۴، ۸۳-۱۰۲.
- زمانیان، ح. و اسداللهی، ب.، ۱۳۸۹. ذخایر صفحه‌ای و تکتونیک فلزی. جلد اول. انتشارات دانشگاه لرستان. خرم‌آباد.
- سهیلی، م.، جعفری م. و عبداللهی م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ناحیه الیگودرز. سازمان زمین‌شناسی ایران.
- شهاب پور، ج.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی اقتصادی. انتشارات شهید باهنر کرمان. کرمان. ۵۳۰.
- فرهادی نژاد، ط.، ۱۳۷۷. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژنز کانسار روی و سرب گل‌زرد شمال الیگودرز. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس تهران. ۱۴۰.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱. زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات آریز، ۵۵۰.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: newdata and interpretations. Tectonophysics, 229 (x), 211-238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of

- the Zagros fold-thrust belt of Iran and its pro fore-land evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20.
- Alavi, M., 2007. Structure of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran. *American Journal of Science*, 307, 1064-1095.
 - Ansdel, M.K., Nesbit, E.B. and Longstaff J.F., 1989. A Fluid Inclusion and Stable Isotope Study of the Tom Ba-Pb-Zn Deposit, Yukon Territory, Canada. *Economic Geology*, 84, 841-856.
 - Bodnar, R. j. and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of micro thermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In *fluid inclusions in Minerals, Methods and Applications*. Virginia Technology Blacksburg.
 - Bonsall, T. A., Spry, P. G., Voudouris, P., S. Seymour, K., Tombros, S. and Melfos, V., 2011. the geochemistry of carbonate-replacement Pb-Zn-Ag mineralization in the Lavrion district, Attica, Greece: Fluid inclusion, stable isotope, and rare earth element studies, *Economic Geology*, 106, 619-651.
 - Bouabdellah, M., Beaudoin, G., Leach, D., Grandia, F. and Cardellach, E., 2009. Genesis of the Assif El Mal Zn-Pb (Cu, Ag) vein deposit. An extension-related Mesozoic vein system in the High Atlas of Morocco. Structural, mineralogical, and geochemical evidence. *Mineral Deposita*, 44, 689-704.
 - Canet, C., Alfonso, P., Melgarejo, J.C. and Fallick, A.E. 2003. Origin of the mineralizing fluids from the Carboniferous sedex deposits of L'Alforja (SW Catalonian Coastal Ranges, Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 79, 513-517.
 - Davis, J.F., Prevec, S.A., Whitehead, R.E. and Jackson, S.E., 1998. Variations in REE and Sr-isotope chemistry of carbonate gangue, Castellanos Zn-Pb deposit Cuba, *Chemical Geology*, 144, 99-119.
 - Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 92, 393-413.
 - Ehya, F., 2012, Variation of mineralizing fluids and fractionation of REE during the emplacement of the vein-type fluorite deposit at Bozijan, Markazi Province, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 93-106.
 - Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Vlizade, M.V. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and Zircon U-Pb geochronology of Aligudarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 11-22.
 - He, L., Song, Y., Chen, K., Hou, Z., Yu, F., Yang, Z., Wei, J., Li, Z. and Liu, Y., 2009. Thrust-controlled, sediment-hosted, Himalayan Zn-Pb-Cu-Ag deposits in the Lanping foreland fold belt, eastern margin of Tibetan Plateau. *Ore Geology Reviews*, 36, 106-132.
 - Jiang, S.Y., Chen, Q.Y., Ling, H.F., Yang, J.H., Feng, H.Z. and Ni, P., 2006. Trace and rare earth element geochemistry and Pb-Pb dating of black shales and intercalated Ni-Mo-PGE-Au sulfide ores in Lower Cambrian strata, Yangtze Platform, South China, *Mineral Deposita*, 41, 453-467.
 - Kelley, K., Dumoulin, J.A. and Jennings S., 2004. The Anarraaq Zn-Pb-Ag and Barite Deposit, Northern Alaska: Evidence for Replacement of Carbonate by Barite and Sulfides. *Economic Geology*, 99, 1577-1591.
 - Kesler, E.S., 2005. Ore-Forming Fluids. *Elements*, 1, 13-18.
 - Leach, D.L., Bradely, D.C., Hutson, D.,

- Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D. and Gardoll, S.J., 2010. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History, *Economic Geology*, 105, 593-625.
- Ma, G., Beaudoin, G., Qi, S. and Li, Y., 2004. Geology and geochemistry of the Changba SEDEX Pb-Zn deposit, Qinling orogenic belt, China. *Mineralium Deposita*, 39, 380-395.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahan-di, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
 - Orgun, Y., Gultekin, A.H. and Onal, A., 2005. Geology, mineralogy and fluid inclusion data from the Arapucan Pb-Zn-Cu-Ag deposit, Canakkale, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 629-642.
 - Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer. New York. 1273.
 - Roedder, E., 1979a. "Fluid inclusions as samples of ore fluids" In H.L. Barenes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd edn. Wiley Interscience. New York. 684-738.
 - Shelton, L.K. and McMenamy, A.T., 2004. "Deciphering the complex fluid history of a greenstone-hosted gold deposits: fluid inclusion and stable isotope studies of the giant mine", Yellowknife, Northwest Territories. Canada, *Economic Geology*, 99, 1643-1663.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95,1, 185-187.
 - Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.
 - Ye, L., Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Yiping, L., Qian, Z., Tiegeng, L., Wei, G., Yulong, Y. and Danyushevskiy, L., 2011. Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: A LA-ICPMS study, *Ore Geology Reviews*, 39, 188-217.
 - Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E.J.M. and Alizadeh, B., 2008. Karst bauxite occurrence in the Zagros Mountain Belt, Iran, *Ore Geology Reviews*, 34, 521-532.

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانه‌زایی آهن در توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک کانسار داش‌آغل، شمال شرق بوکان، پهنه سندرچ-سیرجان

سجاد مغفوری^(*)، مهدی موحدنیا^۲ و محمدرضا حسین‌زاده^۳

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۲. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
۳. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۶/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۱۶

چکیده

کانه‌زایی آهن در کانسار داش‌آغل در شمال شرق شهرستان بوکان، در توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک رخ داده است. سنگ میزبان کانه‌زایی در این کانسار ماسه‌سنگ و توف‌های کربناته می‌باشند. با توجه به ژئومتری و ساخت و بافت ماده معدنی، دو تیپ کانه‌زایی در منطقه قابل تشخیص است. کانه‌زایی تیپ اولیه که کانه‌زایی اصلی، اولیه و عمده در منطقه می‌باشد و هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان است. ماده معدنی در این نوع کانه‌زایی با بافت‌های توده‌ای، لامینه، دانه‌پراکنده همراه با سیلیس، توف و آهک می‌باشد. کانی‌شناسی کانسنگ شامل هماتیت، مگنتیت، لیمونیت و گوتیت بوده و به‌صورت پراکنده کانی پیریت نیز مشاهده شده است. کانی‌های گانگ از جمله کوارتز، کلسیت، کلریت و فلدسپار ماده معدنی را همراهی می‌کند. کانه‌زایی نوع دوم، شامل مجموعه‌ای از رگه‌های ثانویه و قطع‌کننده لایه‌بندی سنگ میزبان می‌باشد که در راستای گسل‌های نرمال تشکیل شده بافت ماده معدنی شامل برشی و رگه-رگچه‌ای است. با توجه به مجموع ویژگی‌های شاخص کانه‌زایی در کانسار داش‌آغل از قبیل جایگاه خاص چینه‌ای، ژئومتری ماده معدنی، بافت، توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانسار آهن داش‌آغل یک نهشته چینه‌سان، با میزبان ماسه‌سنگ-توف کربناتی هست که در توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک و در یک حوضه کم‌عمق تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: چینه‌سان، ماسه‌سنگ و توف‌های کربناتی، ژوراسیک، کانسار آهن داش‌آغل، بوکان.

مقدمه

فلزی و غیرفلزی مهمی شناسایی شده‌اند که از جمله آن‌ها می‌توان به کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد غنی از طلا و باریکا در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی زیردریایی دگرگون شده متعلق به کرتاسه تشکیل شده است، اشاره کرد (تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین کانسارهای آهن در منطقه شمال غرب همدان (کانسارهای بابا علی (همه‌کسی)، اندیس چنار

گستره مورد مطالعه در فاصله ۱۳ کیلومتری شمال شرقی بوکان و ۱۹ کیلومتری غرب شاهین‌دژ در حاشیه شمالی پهنه پرتکاپوی سندرچ-سیرجان و در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده (Mohajjel et al., 2003) واقع شده است (شکل ۱). در پهنه سندرچ-سیرجان شمالی تاکنون ذخایر

* نویسنده مرتبط: S.Maghfour@modares.ac.ir

منطقه مورد مطالعه همراه با نمونه‌برداری از کانسنگ‌های آهن و سنگ‌های کمربالا و کمریابین در طول و عرض نهشته هست. پس از بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی با انتخاب و تجزیه ۱۰ نمونه از کانسنگ‌های آهن به روش‌های XRF, ICP-MS XRD توسط شرکت فولادگستر برای تعیین فازهای کانیاپی و عنصری واحدهای سنگی و معدنی انتخاب و در شرکت کانساران بینالود آنالیز شدند. برای مطالعه کانی‌شناسی و کانه‌های آهن، تعداد ۴۵ مقطع نازک و نازک-صیقلی از کانه‌های آهن و سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی و از واحدهای سنگی موجود تهیه شد.

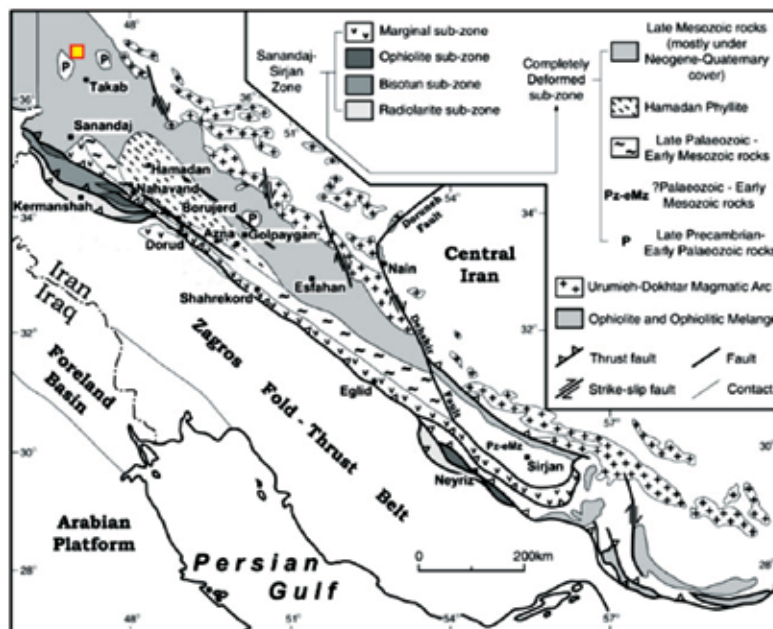
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

گستره مورد مطالعه در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میان‌دوآب (خداپنده، ۱۳۸۳) و ۱:۲۵۰۰۰۰ مهاباد (افتخارنژاد، ۱۳۵۳) واقع شده است. قدیمی‌ترین واحد سنگی دارای رخنمون در گستره، شامل واحدهای دولومیتی، شیلی، ماسه‌سنگی سازند میلا می‌باشد که در بخش بالایی دولومیت‌ها، ضخامت حدود ۲۰۰ متر، سنگ آهک‌های اسپاری بنفش رنگ نازک لایه به همراه کمی شیل‌های اسلیتی قرار دارند. سازندهای پرمین، با مرز دگرشیب، سازند میلا را می‌پوشاند.

علیا و میمنت آباد (توکلی، ۱۳۸۳) و نهشته‌های زغال‌سنگ در منطقه بیکلو میان‌دوآب در واحدهای ژوراسیک گزارش شده است (ثیاب قدسی، ۱۳۸۹). کانسار آهن داش‌آغل، از مهم‌ترین کانسارهای آهن می‌باشد که در طی سال‌های اخیر در بخش شمالی پهنه سندرچ-سیرجان اکتشاف شده است. در این منطقه کانه‌زایی آهن در سنگ میزبان ماسه‌سنگی و توف‌های کربناتی ژوراسیک با ژئومتری هم‌روند با لایه‌بندی رخ داده که هدف این مقاله، بررسی جایگاه چینه‌ای، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، بافت و ساخت و تعیین الگوی تشکیل کانی‌زایی آهن در کانسار داش‌آغل، می‌باشد.

روش مطالعه

مطالعه نهشته آهن داش‌آغل، در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. مطالعات صحرایی شامل بررسی شکل هندسی ماده معدنی و نقش فرآیندهای زمین‌ساختی در ریخت‌شناسی نهشته، تغییرات ساخت و بافت انواع مختلف سنگی حاضر، نحوه ارتباط نهشته با سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی آهن، تهیه پروفیل (مقطع) زمین‌شناسی به صورت عمود بر روند لایه‌بندی، تهیه ستون چینه‌شناسی از منطقه معدنی داش‌آغل بر اساس برش‌های زمین‌شناسی تهیه‌شده و نهایتاً تهیه نقشه زمین‌شناسی از



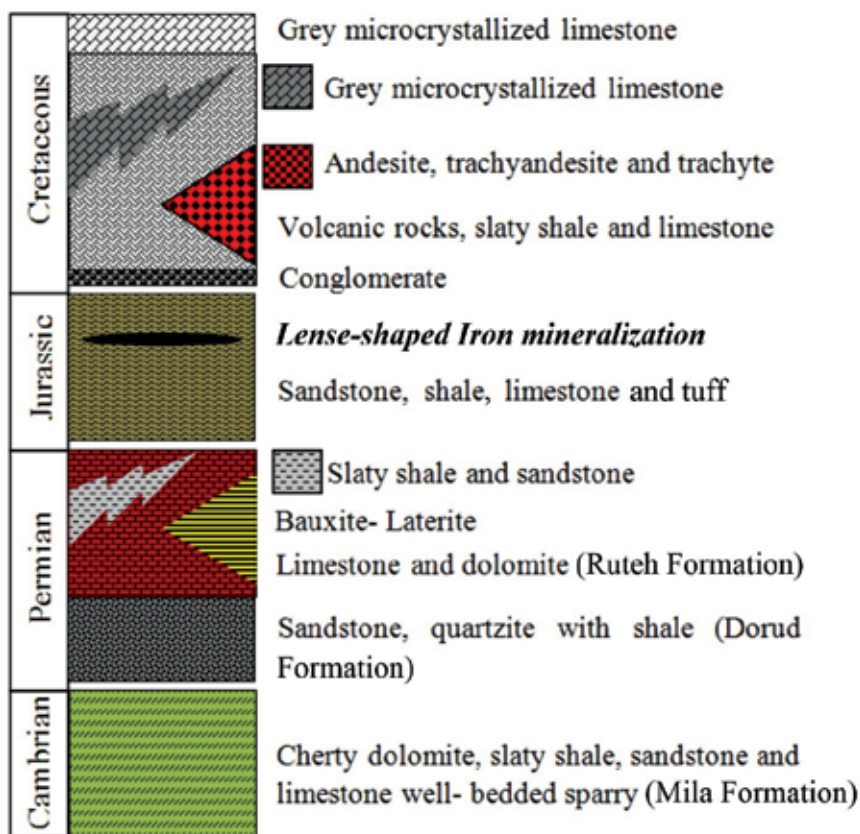
شکل ۱. موقعیت کانسار داش‌آغل در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده (Completely deformed sub-zone) از زیر پهنه‌های تکتونیکی پهنه سندرچ-سیرجان (Mohajjel et al., 2003). موقعیت منطقه مورد مطالعه با علامت مربع زرد نشان داده شده است

ترکیب آواری-کربناته و آتشفشانی-رسوبی بوده و دارای میان لایه‌هایی از آهک‌های میکروکریستالین و گدازه‌های آندزیتی تا تراکیتی می‌باشد (شکل ۲). در گستره مورد مطالعه انباشته‌های کرتاسه گسترش قابل توجهی دارند که براساس فسیل‌های یافت شده، بیشتر سن کرتاسه‌پیشین تا پسین را نشان می‌دهند.

نظر به اینکه سنگ‌های درونگیر ذخیره آهن داش‌آغل سنگ‌های تخریبی و توف‌های کربناتی ژوراسیک است (شکل‌های ۳ و ۴)، لذا ویژگی‌های این واحدهای سنگی بیشتر مورد بررسی قرار گرفته است.

واحدهای سنگی پرمین در منطقه شامل سازندهای درود و روته می‌باشد (شکل ۲). سازند درود با ضخامتی حدود ۱۵۰-۲۰۰ متر، متشکل از ماسه سنگ، شیل و کوارتزیت است که به سمت بالا به تدریج به سازند روته تبدیل می‌شود. سازند روته شامل تناوبی از دولومیت و سنگ آهک است که در بخش زیرین و میانی آن افق‌های لاتریتی-بوکسیتی وجود دارد. در بعضی از بخش‌ها سازند روته دارای تغییر رخساره جانبی به شیل‌های سیلتی و ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۲).

واحدهای مربوط به زمان ژوراسیک از نظر رخساره از تنوع زیادی برخوردار هستند. بخش بزرگ این واحدها دارای



شکل ۲. ستون چین‌شناسی شماتیک و ساده شده از واحدهای سنگی موجود در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میان‌دوآب (خدابنده، ۱۳۸۳) و موقعیت کانه‌زایی عدسی شکل در مجموعه آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک و نهشته‌های بوکسیتی-لاتریتی بین آهک‌ها و دولومیت‌های پرمین

شیمیایی، دارای دامنه گسترده‌ای است که عمدتاً به انواع خرده‌سنگ‌های موجود در آن وابسته است (Tucker, 2001). این واحد سنگی که در منطقه معدنی داش‌آغل در بخش کمربین کانسار دیده می‌شود به صورت هم‌رند و هم‌شیب با دیگر واحدهای سنگی در منطقه رخنمون دارد. ترکیب خرده سنگ‌ها شامل چرت، فلدسپار آلکالن،

همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی کانسار داش‌آغل نشان داده شده است (شکل ۳)، سنگ میزبان کانه‌زایی آهن شامل ماسه‌سنگ و توف کربناتی می‌باشد.

بخش عمده ماسه‌سنگ‌های موجود در منطقه داش‌آغل دارای ترکیب آرکوزی تا لیتارنابیتی می‌باشند. لیتارنابیت از نظر ترکیب، هم در رابطه با نوع دانه و هم ترکیب

ویژگی‌های اصلی دو نوع کانه‌زایی هم‌روند با لایه‌بندی و کانه‌زایی رگه‌ای ثانویه، پرداخته شده است:

الف- کانه‌زایی هم‌روند با لایه‌بندی (عدسی شکل)

کانه‌زایی هم‌روند با لایه‌بندی، که بخش اصلی و عمده کانه‌زایی را در کانسار داش‌آغل تشکیل می‌دهد، شامل ساخت‌های لایه‌ای، عدسی و لامینه است (شکل ۵). از ویژگی‌های این تیپ کانه‌زایی، هم‌روندی و هم‌شیب بودن آن با سنگ میزبان و تناوب آن با میان لایه‌های ماسه‌سنگ و توف است (شکل ۵). عدسی‌های چرتی غنی از آهن در آهک‌های کمربالای کانسار داش‌آغل نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۵ پ، ت) که این عدسی‌های چرتی نشان‌دهنده فوران سیالات هیدروترمالی داغ آهن و سیلیس‌دار هم‌زمان با ته‌نشست لایه‌های کربناتی و توفی می‌باشد (Crerar, ۱۹۸۲). از دیگر شواهد اولیه و هم‌زمان بودن ته‌نشست کانسار با دیگر واحدهای سنگی می‌توان به وجود مرز تدریجی بین لایه‌های پریکار و کم‌عیار آهن در کانسار داش‌آغل اشاره کرد. وجود کلریت فراوان به همراه سیلیس می‌تواند نشان‌دهنده وجود فعالیت آتشفشانی احتمالی باشد که منشأ این مواد محسوب می‌شود. همراهی ماده معدنی با این کانی‌ها می‌تواند نشان‌دهنده منشأ مشترکی برای آهن و کانی‌های همراه آن‌ها باشد.

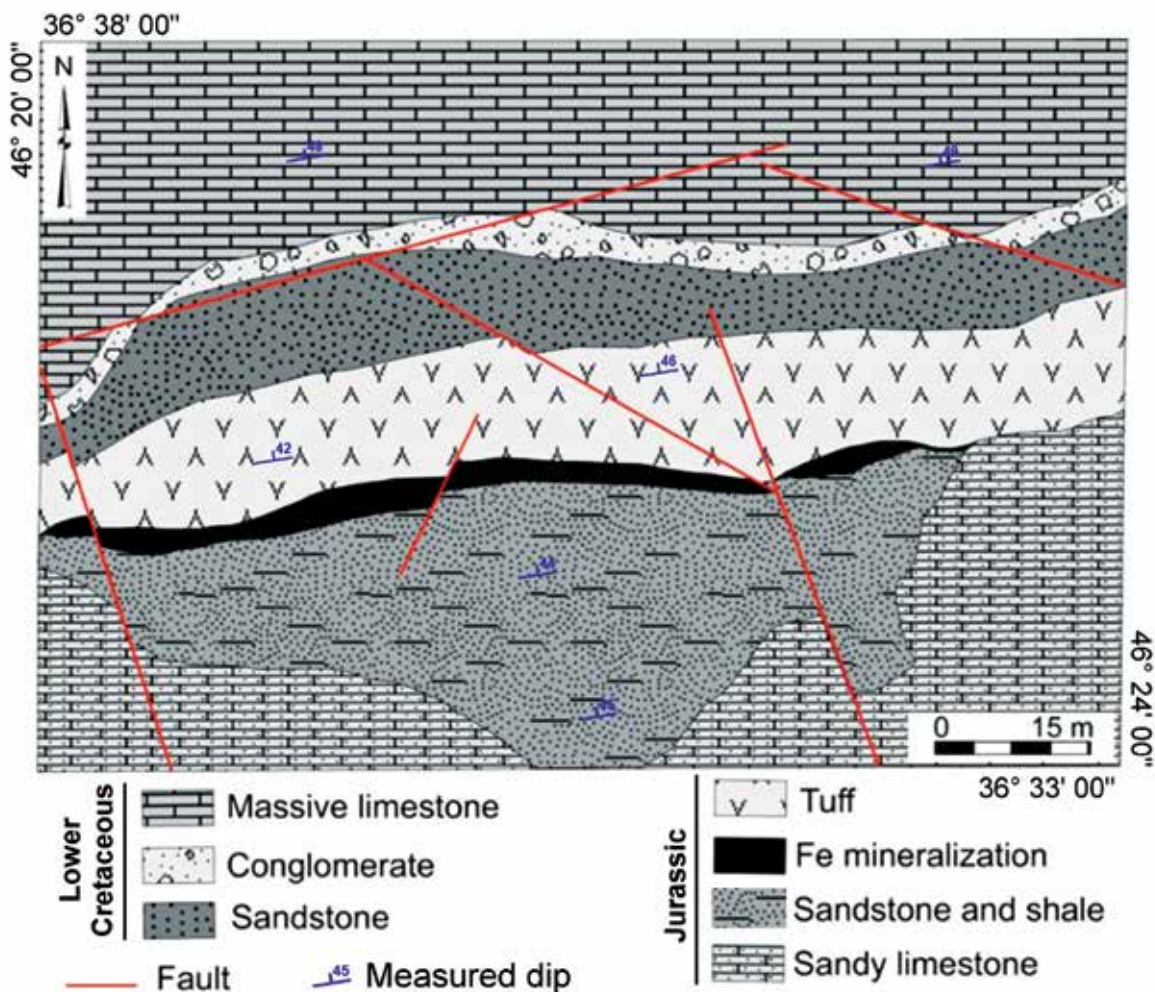
ب- کانه‌زایی در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها (رگه-رگچه‌ای)

این تیپ کانه‌زایی در کانسار داش‌آغل، به صورت رگه-رگچه‌ای و در مجاورت گسل‌ها و شکستگی‌های سنگ میزبان رخ داده است. برخلاف کانه‌زایی نوع اول، لایه‌بندی سنگ میزبان توسط این رگه-رگچه‌ها قطع می‌شود. به نظر می‌رسد در اثر تحرک مجدد ماده معدنی اولیه هم‌روند با لایه‌بندی و تمرکز آن در شکستگی‌های کمربالای افق ماده معدنی (شکل ۶)، کانه‌زایی نوع دوم تشکیل شده است. در این نوع از کانه‌زایی سنگ‌ها به شدت خرد شده و بافت رگه-رگچه‌ای، برشی و کاتاکلاستیکی در کانسنگ‌ها ایجاد شده است. برخلاف گسل‌های کانه‌دار، گسل‌هایی که عدسی اولیه را قطع نکرده‌اند فاقد کانی‌زایی آهن می‌باشند.

کلریت و پلاژیوکلاز می‌باشند که توسط سیمانی از گوتیت و هماتیت به هم متصل شده‌اند (شکل ۷). توف‌های کربناتی تنها واحد پیروکلاستیکی موجود در منطقه مورد مطالعه می‌باشند که در کمربالای افق ماده معدنی به صورت هم‌روند با سایر واحدهای رسوبی با ضخامت‌های متغیری نهشته شده‌اند. به علت پوشیده شدن با رسوبات عهد حاضر، این واحد ولکانیکی بسیار کمی در سطح زمین داشته و عمدتاً در گمانه‌های حفاری شده در کمربالای افق معدنی و در سینه کار استخراجی معدن قابل مشاهده است که از نازک لایه‌های توفی با میان لایه‌هایی از توف برش تشکیل شده است (شکل ۴). این واحد دارای رنگ سبز کم‌رنگ و به طور عمده متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز و کلریت است و ترکیب آن بازیک تا حدواسط می‌باشد. این واحد ولکانیکی نشان از ته‌نشست و تمرکز واحدهای آتشفشانی-رسوبی در یک محیط زیردریایی است که افق کانه‌دار آهن و رسوبات ساحلی یعنی ماسه‌سنگ‌ها و رسوبات کربناتی هم‌زمان با هم در یک محیط کشتی تشکیل شده‌اند.

کانه‌زایی آهن

کانسار داش‌آغل یکی از ذخایر بزرگ آهن در منطقه مورد مطالعه است. ماده معدنی به صورت عدسی شکل با ابعاد ۷۰ تا ۱۰۰ متر و ضخامت ۲ تا ۴ متر دیده می‌شود (شکل ۳). امتداد توده معدنی شرقی-غربی تا شمال شرقی-جنوب غربی بوده و شیب آن ۴۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال تا شمال غرب است (شکل ۳). عیار متوسط اکسید آهن در مجموع رخنمون‌های این کانسار، به صورت میانگین بین ۵۵ تا ۶۴ درصد برآورد شده است. علاوه بر عدسی اصلی ماده معدنی، عدسی‌های کوچک‌تری با همان روند در سطح زمین رخنمون دارند. ماسه‌سنگ‌های آرکوزی، که به صورت دانه پراکنده دارای کانه‌های آهن می‌باشد کم‌پایین ماده معدنی را تشکیل می‌دهد. مجموعه توف‌های کربناته نیز در کمربالای افق ماده معدنی قرار می‌گیرند. لازم به ذکر بخشی از ماده معدنی در کانسار داش‌آغل، به صورت ثانویه در پهنه‌های گسلی و شکستگی‌ها تمرکز یافته است؛ که در ادامه به بررسی



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی کانسار آهن داش‌آغل، افق کانه‌دار بین ماسه‌سنگ‌ها و توف‌های کربناتی قرار دارد

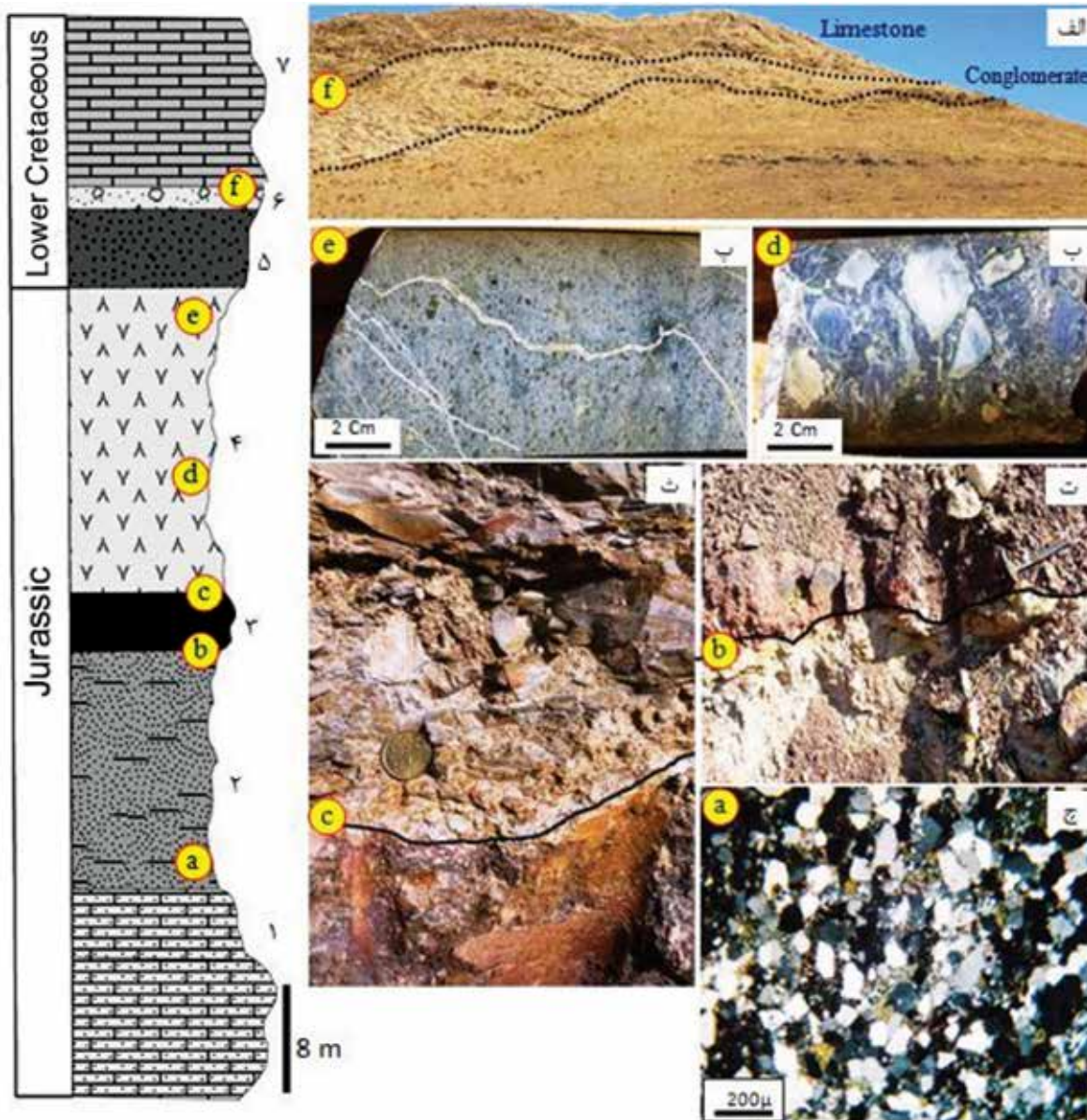
کانی‌شناسی و ساخت و بافت

است. محصولات عمده هوازدگی در کانی‌های آهن موجود در منطقه، ایجاد اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مانند هماتیت، گوتیت و لیمونیت می‌باشد. ساخت و بافت‌های اصلی موجود در کانسنگ آهن کانسار داش‌آغل شامل لایه‌ای، دانه‌پراکنده و پرکننده فضای خالی می‌باشند که در ادامه مورد بررسی قرار گرفته است:

ساخت لایه‌ای

یکی از ساخت‌هایی که شرایط رسوبی اولیه تشکیل می‌شود، بافت لایه‌ای و لامینه است. این لایه‌ها عمدتاً شامل هماتیت و به مقدار کمتر از مگنتیت هستند. در مقیاس رخنمون این لایه‌ها هم‌روند با لایه‌بندی است و عمدتاً در بخش‌های کم‌عیار ماده معدنی و در بخش بالایی عدسی کانه‌دار دیده می‌شوند.

کانه‌های تشکیل‌دهنده کانسار داش‌آغل در مقاطع میکروسکوپی شامل هماتیت، مگنتیت، پیریت، لیمونیت و گوتیت می‌باشند که همراه کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت، کلریت و آلکالی فلدسپار مشاهده می‌شوند (شکل ۷). اصلی‌ترین کانه موجود در مقاطع میکروسکوپی کانسار آهن داش‌آغل هماتیت می‌باشد و با مقادیر اندکی مگنتیت همراهی می‌شود. بلورهای مگنتیت به صورت بافت دانه‌ای قابل مشاهده می‌باشد که در برخی نقاط به‌طور پراکنده و یا به صورت اجتماعی از چند بلور در کنار هم در متن سنگ میزبان تشکیل شده است (شکل ۷). پیریت در این ذخیره در نمونه دستی مشاهده نمی‌شود و فقط در بررسی مقاطع میکروسکوپی به میزان اندک قابل رویت

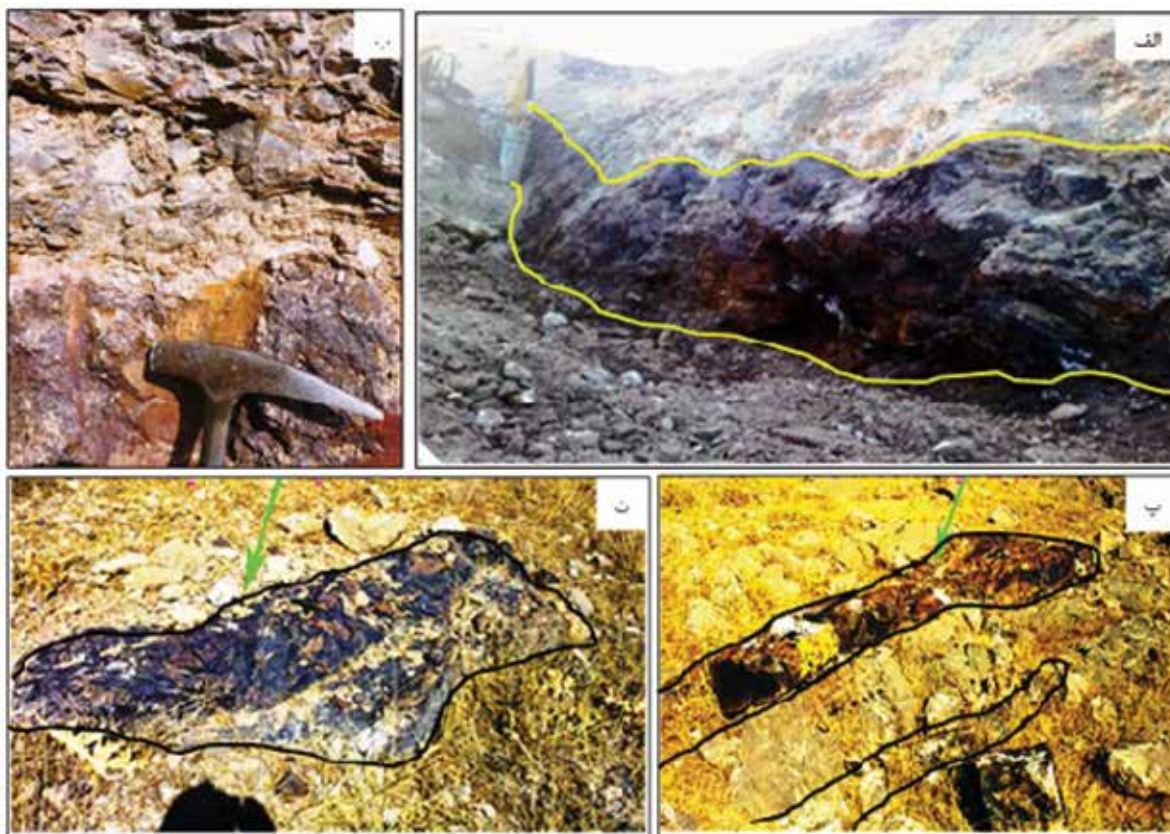


شکل ۴. ستون چینه‌شناسی کانسار آهن داش‌آغل بر اساس نقشه زمین‌شناسی و تصاویر مربوط به هر واحد سنگی با علامت لاتین نشان داده شده است، (۱- آهک ماسه‌ای، ۲- ماسه‌سنگ با میان لایه‌ای از شیل، ۳- افق کانه‌دار داش‌آغل، ۴- توف‌های کربناتی، ۵- ماسه‌سنگ، ۶- کنگلومرا، ۷- آهک توده‌ای). الف) تصویری از رخنمون آهک‌های کرتاسه که در شمال کانسار آهن داش‌آغل بر روی کنگلومرای ماسه‌ای قرار دارد. ب) نمونه دستی از توف‌های ریزدانه که در قسمت‌های بالایی واحد پیروکلاستیکی دیده می‌شود، پ) نمونه دستی از توف‌های کربناتی که دارای بافت برشی است، ت) تصویر رخنمون افق کانه‌دار با توف‌های کربناتی که با علامت c نشان داده شده است، ث) تصویر از رخنمون واحد کانه‌دار با ماسه‌سنگ‌های کم‌ریز که با علامت b نشان داده شده است، ج) تصویر میکروسکوپی از ماسه‌سنگ‌های کم‌ریز که به صورت دانه پراکنده دارای کانی‌های اپاک می‌باشد

ساخت دانه پراکنده

بافت دانه پراکنده از جمله بافت‌های مهمی است که شواهد زایشی بسیار ارزشمندی در اختیار می‌گذارد. اولین نتیجه حضور مواد معدنی در این شکل، نهشت اولیه ماده معدنی در حین رسوب‌گذاری همراه با ذرات تشکیل دهنده

سنگ می‌باشد. این بافت به‌طور گسترده در ماسه‌سنگ‌های کم‌ریز دیده می‌شود که همراه با سایر ذرات تشکیل دهنده این سنگ تخریبی ته‌نشست یافته است (شکل ۸).



شکل ۵. الف) کانی‌زایی هم‌روند با لایه‌بندی، که بخش عمده ماده معدنی آهن را در کانسار داش‌آغل شامل می‌شود، ب) تصویر رخنمونی از لایه کانه‌دار که به‌صورت هم‌روند و هم‌شیب توسط توف‌های کربناتی پوشیده می‌شود، پ) تناوب لایه‌های آهن غنی از سیلیس با لایه‌های کربناتی، ت) عدسی آهن در بین لایه‌های کربناتی

ساخت پرکننده فضای خالی

در بخش‌های گوناگون کانسار بین ۶۰/۸۷ تا ۸۱/۰۸ درصد تغییر می‌کند و میانگین آن در نمونه‌های تجزیه‌شده، ۷۳/۲۰ درصد است. در میان اکسیدهای عناصر اصلی باطله، سیلیس بیشترین فراوانی را دارد و میانگین آن ۲۲/۲۱ درصد می‌باشد. سیلیس بیشتر به شکل کانی کوارتز حضور دارد (جدول ۱).

از نسبت Si/Al می‌توان به‌عنوان ابزار ساده‌ای برای تشخیص نهشته‌های گرمایی، آبراد و خاکراد و شناسایی منبع تأمین‌کننده مواد این نهشته‌ها استفاده کرد (Choi and Hariya, 1992; Nicholson, 1992; Bonatti, 1975). کانسارهای هیدروترمال عموماً در ارتباط نزدیک با ژل‌های سیلیسی آهن‌دار (ferrigenous) شکل می‌گیرند که به‌وسیله فرآیندهای فورانی زیردریایی و تخلیه فلز در داخل رسوبات دریایی تشکیل می‌شوند (Roy, 1992). به‌همین جهت، درصد وزنی Si در برابر Al معرف درصد

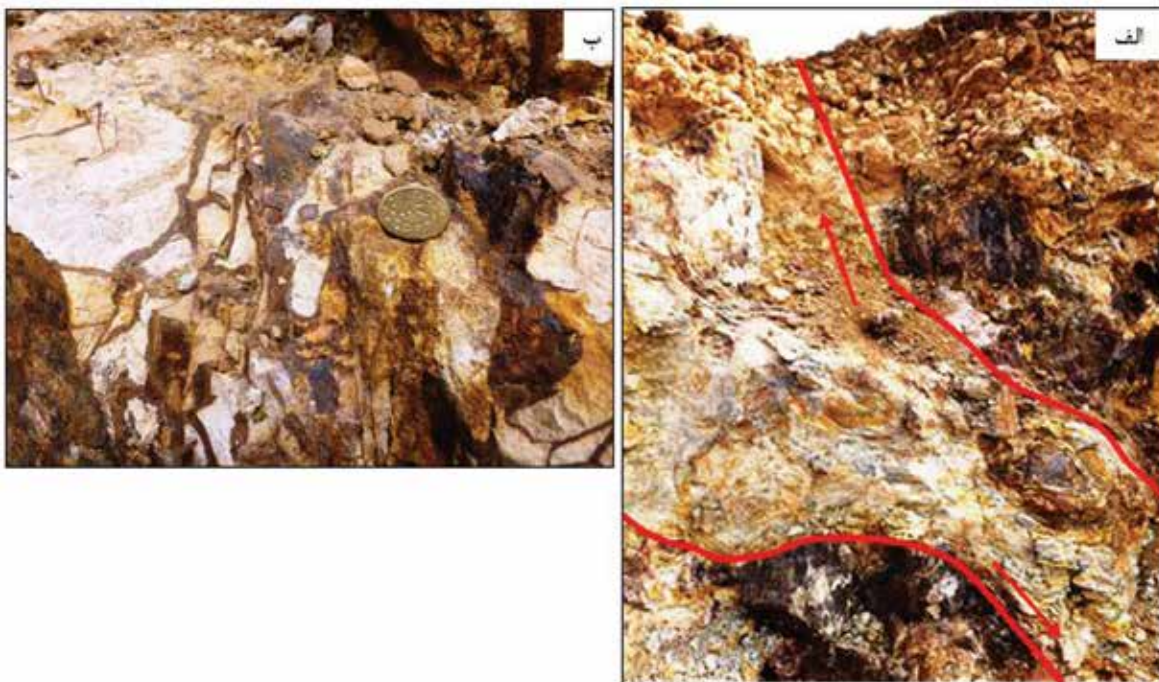
همان‌گونه که اشاره شده، ساخت پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه‌ای در کانسار داش‌آغل، عمدتاً در پهنه‌های گسل و شکستگی‌های کمربالای افق ماده معدنی تشکیل شده است (شکل ۷). این بافت نشان می‌دهد که آهن هم‌زمان با سنگ میزبان تشکیل نشده، بلکه در اثر فعالیت تکتونیک در درز و شکاف‌های حاصل از تکتونیک شکل گرفته است (شکل ۶).

مطالعات ژئوشیمیایی

به‌منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماده معدنی، ۱۰ نمونه از کانسنگ آهن کانسار داش‌آغل مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج داده‌های آن‌ها در جدول ۱ نشان داده شده است. با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی کانسنگ‌ها، سعی شده است تا محیط تشکیل کانسار مورد بررسی قرار گیرد. در میان اکسیدهای اصلی، Fe_2O_3 بیشترین مقدار را داشته است؛ به‌طوری‌که مقدار میانگین آن

جهت تفکیک کانسارهای هیدروترمال، رسوبی-دریایی و کانسارهای حاصل از آب‌های شیرین (fresh water) به‌کار برده شد. وی غنی‌شدگی در مجموعه عناصر As, Ba, Cu, Li, Mo, Pb, Sb, Sr, V, Zn را نشانه کانسارهای هیدروترمال دانسته و همچنین معتقد است که این کانسارها از عناصر Ni و Co تهی شده‌اند. نمونه‌های مربوط به کانسار داش‌آغل، با توجه به نمودار (شکل ۹) از عناصر Ni, Cu, Mo, Zn, Pb غنی‌شده، اما از عناصر Ni و Co تهی شده‌اند و در محدوده کانسارهای هیدروترمال قرار می‌گیرند.

بالای SiO_2 در طی فعالیت‌های اگزالاتیو می‌باشد. درحالی‌که، در کانسارهای با منشأ تخریبی، Al نسبت به Si از درصد بالاتری برخوردار است که این امر ناشی از تجزیه و تخریب فلدسپارها در طی حمل و نقل از خشکی به حوضه رسوبی می‌باشد. (Holtstam 2001) بر این باور است که اگر نهشته‌های هیدروترمالی با ذرات تخریبی (کانی‌های رسی) مخلوط شوند، ممکن است نسبت Si/Al کمتر شود. در کانسار مورد مطالعه میانگین نسبت Si/Al در محدوده کانسارهای با منشأ هیدروترمال قرار می‌گیرند (شکل ۹). نمودار دوتایی (As + Cu + Mo + Pb + V + Zn) در برابر (Co + Ni) اولین بار توسط (Nicholson 1992)

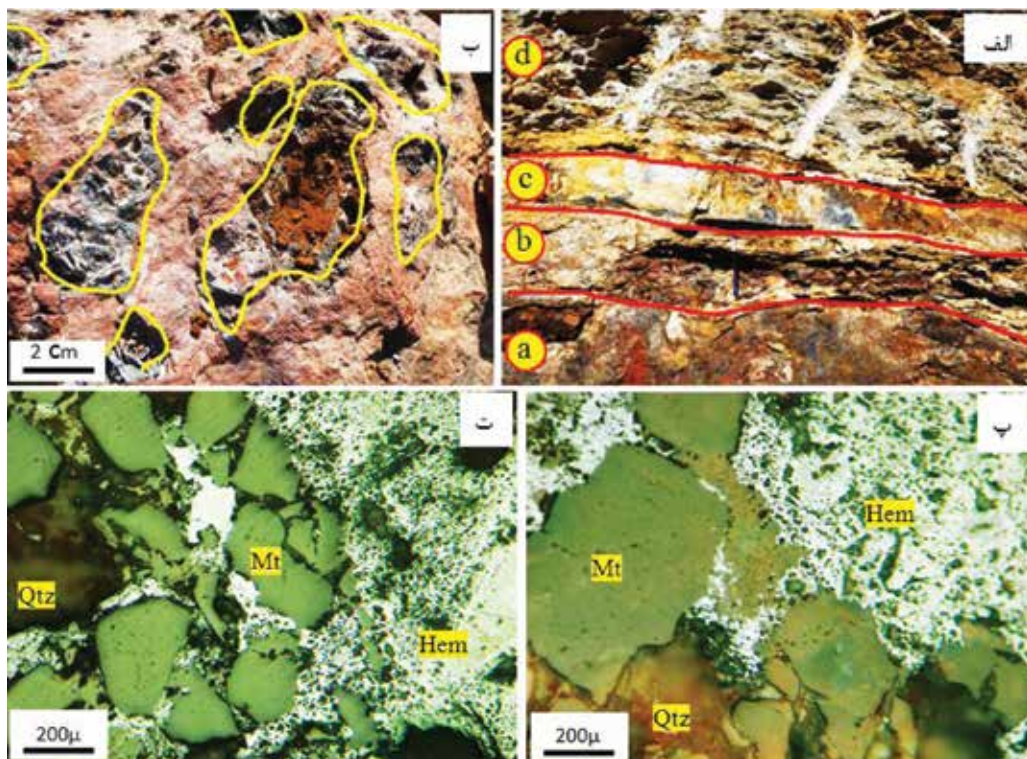


شکل ۶. الف) تصویر کانی‌زایی آهن در مناطق گسلی، گسل‌های نرمالی که در منطقه وجود دارند باعث جابه‌جایی واحد کانه‌دار و تمرکز آن در مناطق گسلی شده است (دید به سمت شمال شرق)، ب) نمایی نزدیک از کانی‌زایی رگه-رگچه‌ای در کانسار آهن داش‌آغل

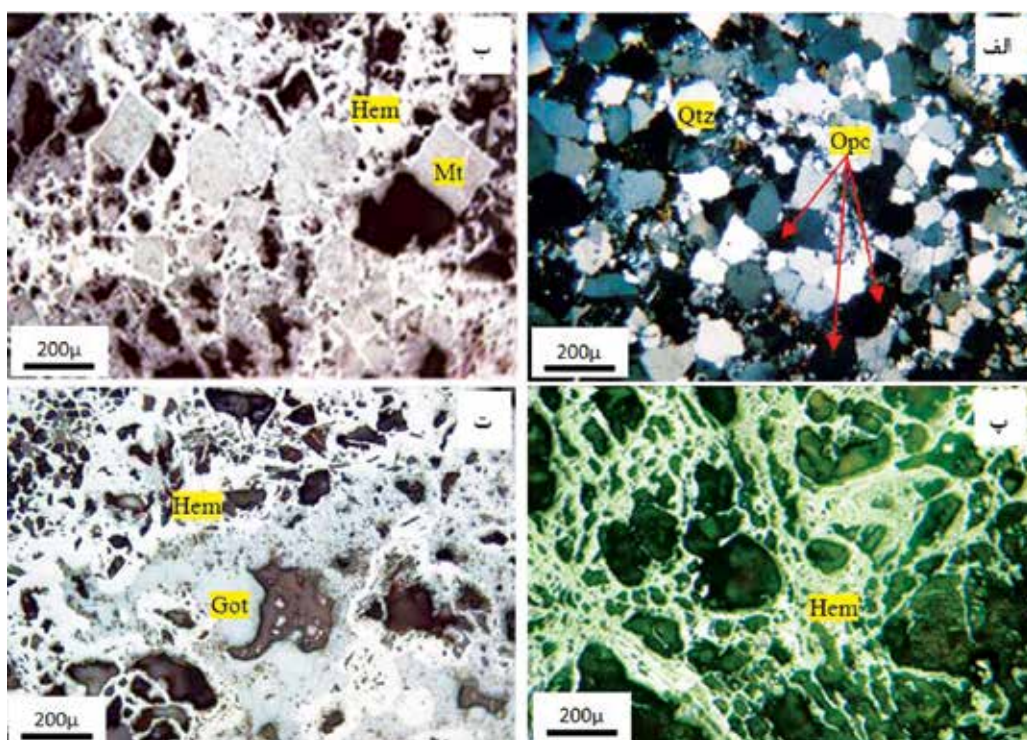
الگوی تشکیل و مراحل تکوین و تکامل کانسار

سنگ‌های میزبان و واحدهای کم‌پایین و کمربالا، وفور ماده معدنی به‌صورت پراکنده در این سنگ‌های میزبان، مرز تدریجی عدسی‌های معدنی با سنگ درون‌گیر، حضور میان لایه‌هایی از واحدهای توف و لایه‌های چرتی اگزالاتیو در سنگ میزبان کریناته، نشان می‌دهند که ماده معدنی هم‌زمان با سنگ درون‌گیر به‌صورت برون‌دمی تشکیل شده و در مراحل بعد، به مقدار اندک، تحت تأثیر سیالات جوی،

هرچند تاکنون مطالعات علمی دقیقی در زمینه تشکیل این کانسار صورت نگرفته است اما اخیراً مرادی و همکاران (۱۳۹۱)، کانه‌زایی آهن در کانسار داش‌آغل را از نوع لاتریتی معرفی کرده‌اند؛ اما با توجه به شواهدی مانند هم‌شکلی و همخوانی عدسی ماده معدنی با



شکل ۷. الف) بافت پرکننده فضای خالی، ب) بافت لایه‌ای در کانسار آهن داش‌آغل، ا) افق کانه‌دار اصلی، ب) توف‌های آغشته به آهن، c) لایه آهن‌دار، d) توف‌های کربناتی کمربالا، پ) تصویر میکروسکوپی از بلورهای مگنتیت و هماتیت، ت) تصویر میکروسکوپی از بلورهای مگنتیت که طی فرآیند مارتیتی شدن در حال تبدیل به هماتیت می‌باشند



شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی از بلورهای خودشکل مگنتیت که طی فرآیند مارتیتی شدن از حاشیه در حال تبدیل به هماتیت هستند، ب) ماسه‌سنگ‌های کمربالین که به صورت دانه‌پراکنده دارای کانی‌های اوپک می‌باشند، پ) حضور کانی‌های گوتیت و هماتیت حاصل از هوازدگی در کنار یکدیگر، ت) بافت تیغه‌ای و شبکه‌ای از کانی هماتیت

ب) مرحله کانی‌زایی بروندمی و فعالیت‌های ولکانیسم
 در این مرحله میزان فعالیت‌های بروندمی افزایش یافته و پالس اصلی سیالات کانه‌دار، وارد محیط دریایی گشته و به تبع آن، افق ماده معدنی آهن در این مرحله به صورت هم‌روند و هم‌شیب با سایر واحدهای سنگی ته‌نشست یافته است (شکل ۱۰ ب). در چنین شرایطی آهن دو ظرفیتی از طریق ولکانیسم و بروندمش وارد حوضه رسوبی شده است. در بخش‌هایی از محیط ته‌نشست کانسار، به دلیل ایجاد شرایط احیایی محلی، آهن توانسته با گوگرد ترکیب شده و پیریت را بسازد. اما در بخش‌های کم‌عمق‌تر به دلیل پایین بودن مقدار گوگرد، آهن به صورت هیدروکسید رسوب کرده است به طوری که کانی‌های هیدروکسید آهن به صورت لایه‌ای با هم تشکیل شده‌اند. یکی از شواهد مهم بروندمش در این مرحله وجود توف‌های کربناتی کمربالا و عدسی‌های چرتی در بخش‌های کمربالای عدسی معدنی می‌باشد (شکل ۱۱ پ).

در پهنه‌های گسلی و خرد شده، تمرکز پیدا کرده است. لازم به ذکر است که لطفی و همکاران (۱۳۹۲) کانسار آهن داش‌آغل را از نوع کانسارهای رسوبی-هیدروترمال معرفی کرده‌اند.

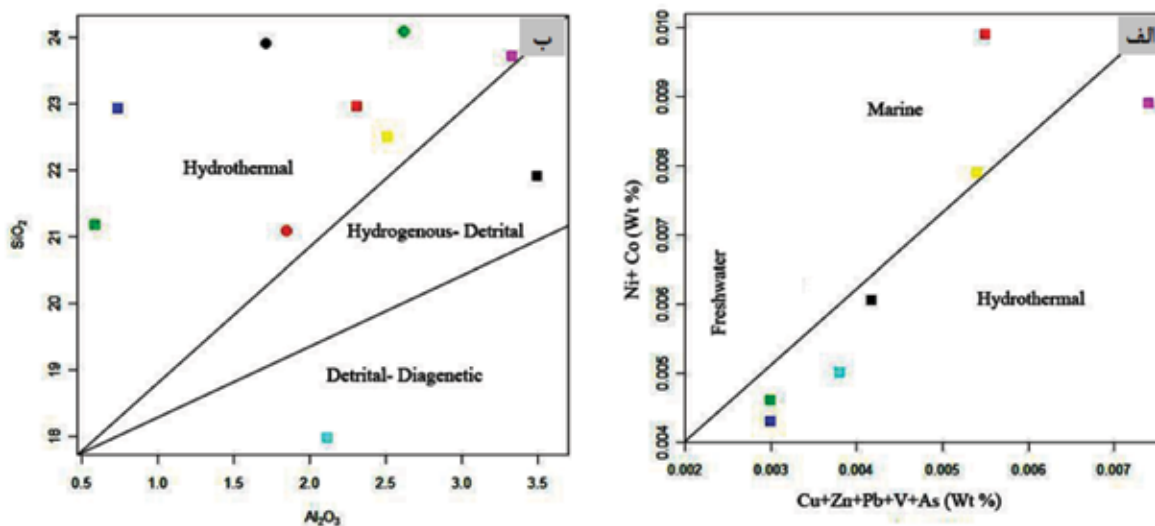
با توجه به مطالعات زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، کانه‌نگاری و ژئوشیمیایی، الگوی تشکیل و تکوین کانه‌زایی آهن در کانسار داش‌آغل به صورت زیر می‌باشد (شکل ۱۰):

الف) مرحله هم‌زمان با رسوب‌گذاری

در مرحله نخست کانه‌زایی، با آغاز فرآیندهای بروندمی و ولکانیسم زیر دریایی، کانه‌زایی در سنگ‌های تخریبی کمرپایین افق اصلی ماده معدنی تشکیل شده است؛ اما با توجه به پایین بودن نرخ بروندمش ماده معدنی غیراقتصادی و عیار پایین آهن، با بافت دانه‌پراکنده در کمرپایین افق اصلی، شکل گرفته است (شکل ۱۱ الف).

جدول ۱. اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی اندازه‌گیری شده در کانسار آهن داش‌آغل

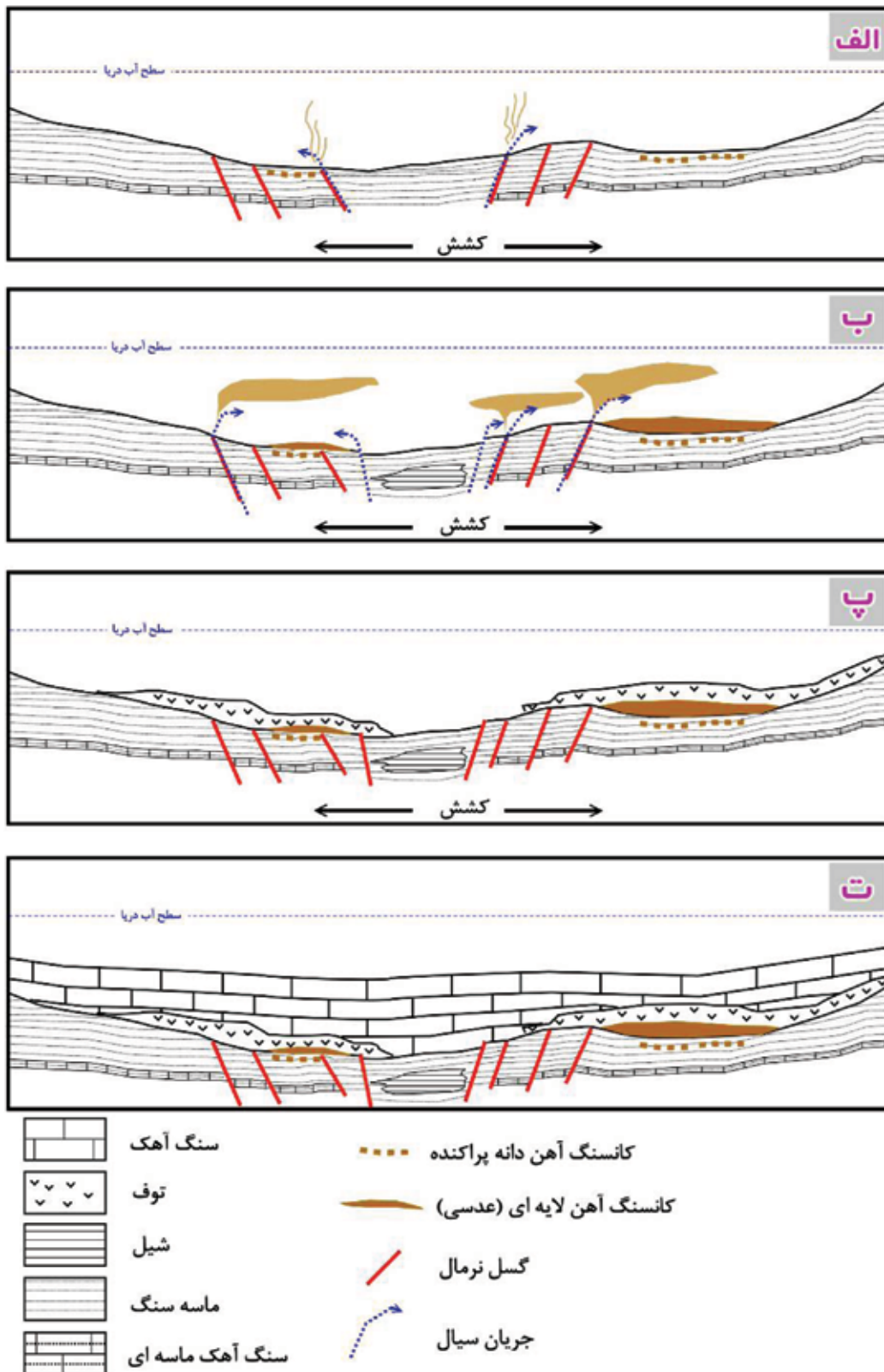
Sample	Da1	D-Fe-III	D-Fe-1	D-Fe.3	D-Fe.5	D-Fe.6	D-Fe.11	1258	d.a	9766
SiO ₂ (%)	۲۱/۹	۲۲/۹۶	۲۱/۱۷	۲۲/۹۲	۱۷/۹۷	۲۳/۷	۲۲/۴۹	۲۳/۸۹	۲۱/۰۷	۲۴/۰۷
Al ₂ O ₃ (%)	۳/۵	۲/۳۱	۰/۵۰	۰/۷۴	۲/۱۲	۳/۳۳	۲/۵۱	۱/۷۱	۱/۸۵	۲/۶۲
Fe ₂ O ₃ (%)	۶۴/۲۳	۷۰/۷۰	۶۴/۲۹	۷۰/۳۳	۷۴/۰۸	۶۰/۸۷	۶۸/۷۵	۶۸/۴۶	۷۳/۰۸	۶۹/۰۸
CaO (%)	۶/۲۶	۲	۱۰/۲۵	۵/۰۰	۵/۱۳	۲/۳۸	۴/۷۷	۴/۱۴	۱/۸۶	۲/۰۱
Na ₂ O (%)	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	.	.
K ₂ O (%)	۰/۲۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO (%)	۰/۷۵	۰/۲۵	۰/۳۸	۰/۱۰	۰/۲۳	۰/۶۰	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۵
TiO ₂ (%)	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸
MnO (%)	۱/۰۲	۰/۲۹	۰/۹۸	۰/۴۵	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۷۳	۰/۵۷	۰/۷۳
P ₂ O ₅ (%)	۰/۵۷	۱/۰۶	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۶۶	۰/۳۵	۰/۷۹
SO ₃ (%)	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	.	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۰۵	۰/۲۱
Cl (ppm)	۶۰	۲۲۲	۱۷۷	۶۸	۱۰۸	۶۹	۷۷			
Ba (ppm)	۱۳۰	۱۱۹	۳۹۸	۱۴۶	۱۱۵	۱۷۱	۱۴۸			
Sr (ppm)	۵۵	۸	۳۹	۴	۱	۳	۲			
Cu (ppm)	۱	۳	۵	۲	۲	۱	۱			
Zn (ppm)	۳۱	۵۱	۱۹	۲۷	۳۳	۵۸	۴۸			
Pb (ppm)	۳	۱	۴	۱	۳	۱۴	۴			
Ni (ppm)	۶۳	۹۹	۴۶	۴۳	۵۰	۸۹	۷۹			
Cr (ppm)	۵۳	۴۸	۱۷	۱۵	۳۴	۷۹	۸۳			
V (ppm)	۲۰۸	۱۶۵	۱۰۲							
Ce (ppm)	۴	۲	۳							
La (ppm)	۲	۱	۱							
W (ppm)	۱	۱	۱							
Zr (ppm)	۳۲	۲	۷							
Y (ppm)	۲	۱	۳							
Rb (ppm)	۱۷	۱۷	۱۵							
Co (ppm)	۳	۱	۱							
As (ppm)	۳۳۳	۱۰۵	۲۰۷							
U (ppm)	۱	۱	۱							
Th (ppm)	۴	۸	۲							



شکل ۹. الف) نمودار دوتایی عناصر کمیاب (Nicholson, 1992) که بیشتر نمونه‌ها در بخش کانسارهای هیدروترمال قرار گرفته‌اند، ب) نمودار دوتایی SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Choi and Hariya, 1992) و موقعیت نمونه‌های مربوط به کانسار آهن داش‌آغل و خاستگاه آن‌ها

		Mieralization Sequence		
		Syn- sedimentary	Exhalative mineralization	Supergene
Minerals	Quartze	████████████████████	████████████████████	
	Feldespare	████████████████████		
	Chlorite		████████████████████	
	Calcite	████████████████████	████████████████████	
	Rock fragmente	████████████████████		
	Magnetite		████████████████████	
	Hematite		████████████████████	████████████████████
	Goethite			████████████████████
	Limonite			████████████████████
	Pyrite		████████████████████	
Textures	Layered	████████████████████	████████████████████	
	dissiminated	████████████████████	████████████████████	
	Open space filling		████████████████████	████████████████████
	Box work		████████████████████	████████████████████
	Granular		████████████████████	
	Residual			████████████████████
	Martitization			████████████████████

شکل ۱۰. توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌ها و بافت و ساخت کانه‌ها در کانسار آهن داش‌آغل



شکل ۱۱. طرح کلی مراحل اصلی تشکیل کانسار آهن داش‌آغل، الف) رسوب‌گذاری واحد ماسه‌سنگی و هم‌زمان با آن تشکیل کانه‌زایی دانه‌پراکنده در این واحد در اثر فعالیت‌های برون‌دیمی ضعیف حاصل از کشش، ب) تشکیل عدسی‌های کانه‌دار پرعیار در اثر شدت زیاد فرآیندهای برون‌دیمی، پ) فعالیت ولکانیسم و رسوب‌گذاری واحد توفی به‌عنوان کمربالای ماده معدنی، ت) افزایش عمق حوضه رسوبی و نه‌نشست واحد آهکی

پهنه دگرگونه سندنجان-سیرجان: بر اساس مطالعه ساخت، بافت و میکروترمومتری سیالات درگیر، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۲، ۱، ۹۷-۱۲۱.

- توکلی، ح. ۱۳۸۳. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال غرب همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۶.

- ثیاب قدسی، ع. ۱۳۸۹. مطالعه شیل‌های زغالدار منطقه بیکلو شاهین دژ، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین ارومیه.

- خدابنده، ع. ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میان‌دوآب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. - عابدینی، ع.، کلاگری، ع.، حاج علیلو، ب. و جهانگیری، ا. ۱۳۸۷. مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی عناصر خاکی کمیاب (REE) در نهشته بوکسیتی پرمو-تریاس شمال خاوری بوکان، شمال‌باختری ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۶، ۳، ۴۵۹-۴۷۲.

- عابدینی، ع. و کلاگری، ع. ۱۳۸۹. ژئوشیمی کانسنگ‌های بوکسیتی-لاتریتی جوانمرد، شمال خاور بوکان، استان آذربایجان غربی، فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، ۴، ۱۵، ۲۹-۳۸.

- لطفی، ن.، حاج علیلو، ب. و علوی، غ. ۱۳۹۲. بررسی پتروگرافی و میکروترمومتری میانبارهای سیال کانسار آهن داش-آغل، شرق شهرستان بوکان، پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران دانشگاه فردوسی مشهد.

- فرهادی، ر. ۱۳۷۴. مطالعه زمین‌شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره‌ای و ژنز کانسار آهن منگنزدار شمس‌آباد، اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس، ۱۲۸.

- مرادی، ش.، عابدینی، ع. و علیزاده، ا. ۱۳۹۱. زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی افق لاتریت رسی داش‌آغل، شرق بوکان، استان آذربایجان غربی، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران دانشگاه بیرجند.

- Bonatti, E., 1975. Metallogenesis at oceanic spreading centers. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 3, 401-431.

ج) مرحله هوازگی سوپرژن

در این مرحله عملکرد فرآیندهای هوازگی موجب تشکیل کانی‌های ثانویه شده است، به طوری که طی فرآیند اکسیداسیون در بخش‌های کم‌عمق و سطحی کانسار، کانی‌هایی از جمله همتایت (مارتیت)، گوتیت و لیمونیت تشکیل شده‌اند. همچنین تحت تأثیر سیالات جوی، کانه‌های ثانویه در پهنه‌های گسلی و خرد شده، تمرکز یافته‌اند. به‌طور کلی فرآیندهای تشکیل آهن داش‌آغل در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به تمامی داده‌های زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، ژئومتری (عدسی هم‌روند با لایه‌بندی)، ساخت و بافت ماده معدنی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانه‌زایی آهن در کانسار داش‌آغل، این کانسار را می‌توان در رده کانسارهای آتشفشانی-رسوبی قرار داد. نکته جالب توجه اینکه در پهنه‌ی سندنجان-سیرجان علاوه بر ذخیره داش‌آغل، معدن آهن منگنزدار شمس‌آباد در جنوب اراک، در سنگ‌های کربناته با سن کرتاسه رخ داده است. فرهادی (۱۳۷۴) تشکیل کانسار شمس‌آباد را نیز در سه مرحله رسوب‌گذاری، دیاژنز و دگرشکلی و از نوع آتشفشانی-رسوبی معرفی کرده است. نظر به اینکه کانسار آهن داش‌آغل به‌صورت عدسی هم‌روند با لایه‌بندی در داخل توف‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک تشکیل شده و این توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک در سایر بخش‌های پهنه سندنجان-سیرجان نیز گزارش شده، لذا این نوع از کانه‌زایی نمی‌تواند صرفاً محدود به منطقه مورد مطالعه باشد. بنابراین در مناطقی با زمین‌شناسی مشابه، امکان اکتشاف کانسارهای مشابه دور از انتظار نخواهد بود.

منابع

- افتخارنژاد، ج. ۱۳۵۳. گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ مهاباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۸.

- تاج‌الدین، ح.، راستاد، ا.، یعقوب‌پور، م. و محجل، م. ۱۳۸۹. مراحل تشکیل و تکوین کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، شمال باختر

- Choi, J.H. and Hariya, Y., 1992. Geochemistry and depositinal environment of Mn oxide deposits in the Tokoro belt, northeastern Hokkaido, Japan, *Economic Geology*, 87, 1265-1274.
- Crerar, D.A., 1982. Mangani Ferou Cherts of the Franciscan assemblage: In *General geology, ancient and modern analogues, and implication for hydrothermal convection at ocean spreading centers*, *Economic Geology*, 77, 519-540.
- Holtstam, D., 2001. W and V mineralization in Longban-type Fe-Mn deposits: Epigenetic or syngenetic? *GFF*, 123, 29-33.
- Mohajjel, M., Fergussen, C.L. and Sahan-di, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
- Nicholson, K., 1992. Genetic type of manganese oxide deposits in Scotland: Indicators of paleo-ocean-spreading rate and a Devonian geochemical mobility boundary. *Economic Geology*, 87, 1301-1309.
- Ramdohr, P., 1980. *The ore minerals and their intergrowth*, Elsevier, 1192.
- Roy, S., 1992. Environments and processes of manganese deposition. *Economic Geology*, 87, 1218-1236.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks*, Second edition, 272.
- Force, E.R. and Cannon, W.F., 1988. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. *Economic Geology*, 83, 93-117.

کاربرد مدل EPM در ارزیابی فرسایش خاک (مطالعه موردی، حوضه شازند، سد ساوه)

علی محمد رجبی^(*)، عادل یآوری^۲ و حمیدرضا سلوکی^۲

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی مهندسی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران
۲. دانش‌آموخته گروه عمران، دانشکده فنی، مهندسی، دانشگاه قم، قم
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۲۳

چکیده

در این مقاله با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی با دقت 10×10 متر، حوضه آبریز شازند شبیه‌سازی و پارامترهای مختلف مورد نیاز به صورت لایه‌های رقومی در محیط ArcGIS تعریف شده است. سپس با استفاده از مدل EPM نقشه پهنه‌بندی فرسایش این حوضه در محدوده سد ساوه تهیه و میزان تولید رسوب سالیانه آن برآورد شده است. در ادامه، خروجی حاصل از مدل با روش هیدرومتری مقایسه شده است. بر اساس نتایج حاصل از مدل EPM، میزان تولید رسوب سالیانه در ایستگاه‌های پل دوآب، بازنه، توره و شازند به ترتیب برابر با $288103/81$ ، $18963/83$ ، $43079/2$ و $20583/76$ و مطابق با روش هیدرومتری به ترتیب معادل با $335285/42$ ، $23937/42$ ، $36459/09$ و $42781/69$ تن در سال پیش‌بینی می‌شود. مقایسه نتایج حاصل از مدل EPM با روش هیدرومتری در ایستگاه‌های پل دوآب، توره، شازند و بازنه به ترتیب ۸۶، ۸۲، ۴۸ و ۷۹ درصد هم‌خوانی نشان می‌دهد. ارزیابی‌ها نشان می‌دهد که مدل EPM در برآورد حداکثر رسوب سالیانه از دقت قابل قبولی برخوردار است.

واژه‌های کلیدی: فرسایش، سیستم اطلاعات جغرافیایی، مدل EPM، حوضه شازند، حداکثر رسوب سالیانه.

مقدمه

خاک به‌عنوان یکی از عوامل اصلی جهت تامین نیازهای اساسی در نظر گرفته می‌شود اما متأسفانه هر ساله میلیون‌ها تن خاک به دلیل خطرات طبیعی و فعالیت‌های انسانی در سراسر جهان تخریب می‌شود (Zhang et al., 2015) و فرسایش آبی مسئول بیش از ۵۶ درصد از حجم این رسوبات است (Elirehema, 2001). فرسایش خاک میلیون‌ها تن رسوب را از طریق زهکش‌ها به مخازن و دریاچه‌ها انتقال

داده و سبب آسیب به سدها می‌شود و با تأثیر بر کیفیت آب هزینه‌های اقتصادی بالایی را تحمیل می‌کند. همچنین، عمق موثر ریشه و مواد مغذی را کاهش داده و باعث عدم یکنواختی توزیع آب در ناحیه ریشه می‌شود و به‌تبع آن کیفیت خاک کاهش یافته و منجر به از بین رفتن خاک حاصلخیز فوقانی می‌شود. اخیراً برنامه‌های سنجش از دور (RS) و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (GIS) توسعه یافته است.

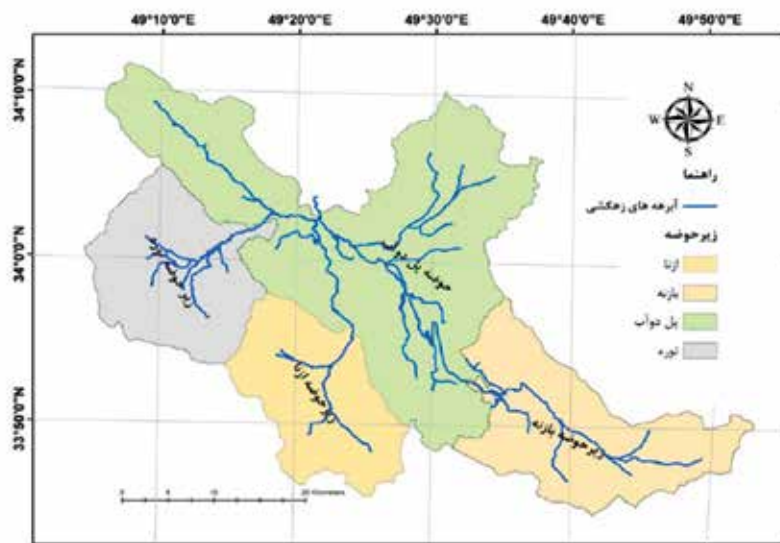
* نویسنده مرتبط: amrajabi@ut.ac.ir

رسوب تا حد بالایی افزایش یافته است. از جمله این روابط می‌توان به روش‌های USLE، MPSIAC، EPM اشاره کرد (Sahin et al., 2002). (Tangestani 2006). مقدار فرسایش و رسوب را با مدل‌های MPSIAC و EPM برای تولید نقشه فرسایش در زیر حوضه افراز در حوضه رودخانه قره‌آغاج، محاسبه کرد و نتیجه گرفت که در این حوضه، مدل MPSIAC در مقایسه با مدل EPM دارای نتیجه بهتری است. (Hui et al., 2010). سطح فرسایش در لیائو را با استفاده از مدل USLE و همچنین با استفاده از روش سنجش از دور ارزیابی کردند. آنها میانگین مقدار رسوب را ۱/۳ میلیون تن تعیین کردند که ۲۰٪ بیشتر از میزان مشاهده شده بود. (Zhang et al., 2015). مناطق شمال غربی چین را در یک دوره ۲۶ ساله با استفاده از مدل EPM و به کمک تصاویر ماهواره‌ای مطالعه کرده‌اند. به‌عنوان مثال برای به دست آوردن میزان فرسایش و رسوب‌زایی در زیرحوضه سزار از مدل‌های تجربی EPM و MPSIAC و دانش فازی کمک گرفته شد (خدابخش و همکاران، ۱۳۸۸). در رابطه با تعیین میزان فرسایش و تولید رسوب، تحقیقاتی مشابهی با استفاده از مدل‌های EPM و MPSIAC و با کمک فناوری GIS و RS در حوضه‌های مختلف انجام شده است (راستگو و همکاران، ۱۳۸۵؛ قضاوی و همکاران، ۱۳۹۱؛ محسنی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Rastgoo؛ Modallaldoust، 2007 et al.، 2006). (Ghahreman et al.). در این مقاله در نظر است تا با استفاده از مدل EPM رسوب خروجی از حوضه شازند در گستره سد ساده برآورد شود.

گستره مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه حوضه آبریز شازند یکی از زیر حوضه‌های سد ساوه است و در محدوده "۱۸/۳۵ ۴۹° ۰۴' تا "۱۶/۵۴ ۴۹° ۵۲' طول شرقی و "۱۸/۸۹ ۴۴° ۳۳' تا "۸/۴۴ ۳۴° ۱۳' عرض جغرافیایی قرار دارد. حوضه مورد مطالعه شامل شهرهای اراک، ازنا و شازند است و مساحتی معادل ۱۷۲۱/۲۱ کیلومترمربع را شامل می‌شود. این حوضه یکی از زیرحوضه‌های بزرگ سد ساوه می‌باشد و به علت وقوع بارندگی‌های بیشتری که در این زیرحوضه نسبت به سایر

این سیستم‌ها به‌طور قابل توجهی در زمینه‌های مختلف از جمله توسعه و برنامه‌ریزی مدیریت منابع و مطالعات علمی و پروژه‌ها در جهان توسعه یافته است (Wang et al., 2003). (Byrne et al., 2017). در دهه‌های گذشته سنجش از دور جهت برنامه‌های مختلف، از جمله، تبیین ساختار شهری، پوشش گیاهی و استخراج آب، ویژگی‌های زمین‌شناسی و غیره به‌طور گسترده‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد (Peijun et al., 2014). کاربرد سنجش از دور و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی در فرسایش زمین روزبه‌روز افزایش یافته است و ارزیابی فرسایش خاک با استفاده از این تکنولوژی‌ها مقرون به‌صرفه‌تر بوده و در برخی موارد، دقت بیشتری نسبت به روش‌های سنتی دارد. لذا؛ این تکنولوژی در سراسر جهان به‌عنوان یک ابزار پیشرفته برای ارزیابی و کنترل منابع آب و خاک مورد استفاده قرار گرفته است. چنانچه آمار و اطلاعات کافی در زمینه فرسایش خاک و تولید رسوب ناشی از آن وجود داشته باشد، محاسبه حجم کل رسوب‌دهی سالانه با به‌کارگیری روش‌های آماری متداول امکان‌پذیر خواهد بود، ولی به دلیل نبود این داده‌ها (در اکثر مواقع) و یا عدم دقت آنها در حوضه‌های آبریز به‌ویژه در کشور ایران، تنها می‌توان از روابط تجربی استفاده کرد. روش‌های تجربی، عددی و آزمایشگاهی متعددی به‌منظور تخمین بار رسوبات حوضه آبریز گسترش یافته است (Manoj Kumar and Debjyoti, 2010). برای اولین بار روش‌های تجربی برای بررسی اثر فعالیت‌های کشاورزی توسعه یافت. از اولین این مدل‌ها، معادله جهانی خسارت خاک (Universal Soil Loss Equation؛ USLE) است (Smith 1978؛ Prasannakumar et al., 2011). میانگین نرخ فرسایش طولانی مدت سالیانه را بر روی یک سطح شیب‌دار، بر اساس عواملی همچون، الگوی بارندگی، مشخصات خاک، توپوگرافی، پوشش سطح زمین و فعالیت‌های مدیریتی ارزیابی کرد. مدل USLE، با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی و سنجش از دور، فرسایش ورقه‌ای و شیاری را در حوضه‌های آبریز، برآورد می‌کند. امروزه با پیشرفت تکنولوژی و به‌کارگیری این سیستم‌ها، دقت مدل‌های تجربی در برآورد میزان فرسایش و تولید



شکل ۱. حوضه شازند و زیرحوضه‌های آن

تعیین مرز کاری حوضه

مرز حوضه، زیرحوضه‌های مورد مطالعه و مسیرهای زهکشی از الحاقیه ArcHydro و با استفاده از دو لایه شبکه زهکشی و DEM به دست آمده است. به این منظور ابتدا باید شبکه آبراهه‌ها را به نقشه DEM تحمیل کرد. این مرحله منجر به تعیین مسیر صحیح جریان آب شده و مبنایی برای فرآیندهای بعدی است. سپس سایر مشخصات حوضه از جمله مرز حوضه، جهت جریان، جریان تجمعی آبراهه‌ها، خطوط اصلی زهکشی حوضه و پروفیل طولی رودخانه‌ها به دست می‌آید.

معرفی مدل EPM

این مدل در سال ۱۹۵۲ میلادی برای بررسی شدت فرسایش خاک کشور یوگسلاوی سابق، در موسسه Jaroslav cerni مورد استفاده قرار گرفت و موجب ابداع یک روش طبقه‌بندی به نام M.Q.C.E (Method of Quantitative Classification of Erosion) شد. سپس روشی برای محاسبه میزان فرسایش نیز به دست آمد و مدلی به نام مدل EPM نام‌گذاری شد (احمدی، ۱۳۷۹). مدل EPM روش پیشرفته طبقه‌بندی کمی فرسایش M.Q.C.E است (احمدی، ۱۳۷۹).

زیرحوضه‌های سد ساوه دارد، مطالعه فرسایش و تولید رسوب در این گستره از اهمیت بیشتری برخوردار است.

شیب متوسط حوضه در گستره مورد مطالعه ۱۰/۵۸ درصد و چهار رودخانه مهم به نام‌های شرا، شازند، نهرمیان و بازنه به ترتیب دارای طول ۴۱/۷، ۲۹/۷، ۲۹/۱ و ۴۵ کیلومتر در این محدوده در جریان هستند. شکل ۱ حوضه و زیرحوضه‌های گستره مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

روش تحقیق

به‌منظور انجام این مطالعه ابتدا نقشه‌های مدل رقومی ارتفاعی (DEM)، با دقت ۱۰ متر، و شیب فایل‌های منطقه از سازمان نقشه‌برداری کشور؛ نقشه‌های زمین‌شناسی، خاک‌شناسی، پوشش گیاهی، کاربری اراضی و وضعیت فرسایش منطقه از اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری استان مرکزی؛ آمار ایستگاه‌های هیدرومتری و باران‌سنجی از سازمان آب منطقه‌ای استان مرکزی و آمار ایستگاه‌های سینوپتیک از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد، سپس داده‌ها وارد محیط ArcMap 10.2 و ENVI 5.1 شد و تجزیه و تحلیل‌های جانبی در نرم‌افزار Excel و SMADA انجام گرفت. سپس بر اساس مدل EPM، پهنه‌بندی فرسایش و برآورد مقدار رسوب سالیانه در محیط نرم‌افزار ArcMap انجام شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

ضریب فرسایش و I شیب متوسط حوضه برحسب درصد می‌باشد. با توجه به رابطه (۱) برای تعیین ضریب شدت فرسایش (Z)، می‌بایست ضرایب حساسیت خاک به فرسایش (Y)، فرسایش (f)، کاربری زمین (Xa) و شیب متوسط حوضه (I) به دست آید. در این مطالعه با استفاده از نقشه DEM شیب حوضه در مناطق مختلف به دست آمده است. نقشه شیب حوضه (شکل ۲) در گستره مورد مطالعه و جدول (۱) مقادیر حداکثر، حداقل و متوسط مقدار شیب را نشان می‌دهد.

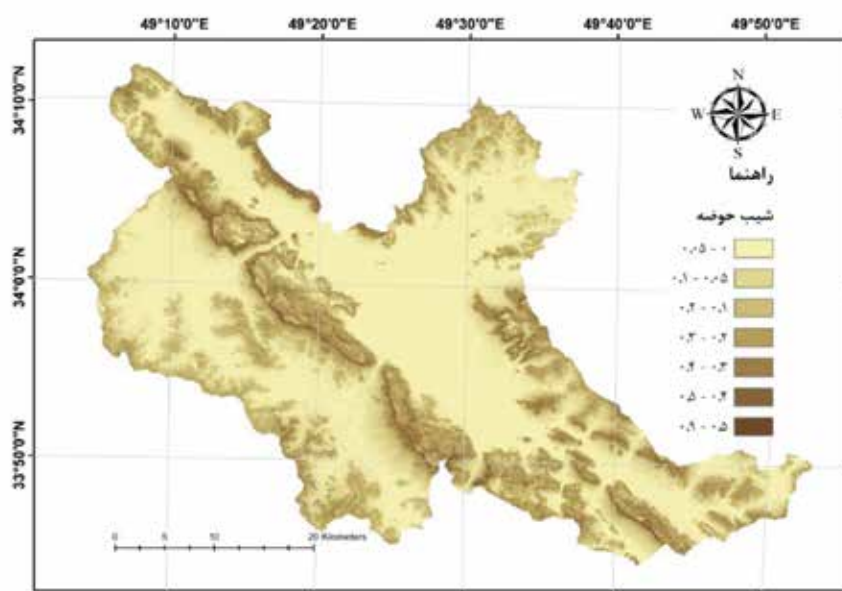
در این مدل عوامل موثر در فرسایش خاک شامل وضعیت توپوگرافی، سنگ‌شناسی، خاک و نحوه استفاده از اراضی و عوامل اقلیمی می‌باشند.

تعیین شدت فرسایش

در این روش شدت فرسایش از رابطه (۱) محاسبه می‌شود:

$$Z = Xa \cdot Y \cdot (f+I)^{0.5} \quad (1)$$

که در این رابطه، Z؛ ضریب شدت فرسایش، Xa؛ ضریب کاربری زمین، Y؛ ضریب حساسیت خاک به فرسایش، f؛



شکل ۲. نقشه شیب حوضه برای مدل EPM در حوضه سازند سد ساوه

جدول ۱. مقادیر شیب در زیرحوضه‌های سازند سد ساوه

پارامتر آماری	پل دوآب	توره	ازنا	بازنه
حداقل شیب	۰	۰	۰	۰
شیب متوسط	۱۰/۵۸	۸/۸۳	۱۱/۱۲	۱۳/۱۹
حداکثر شیب	۸۹/۵۲	۷۵/۲۸	۷۷/۳۷	۷۷/۱۳

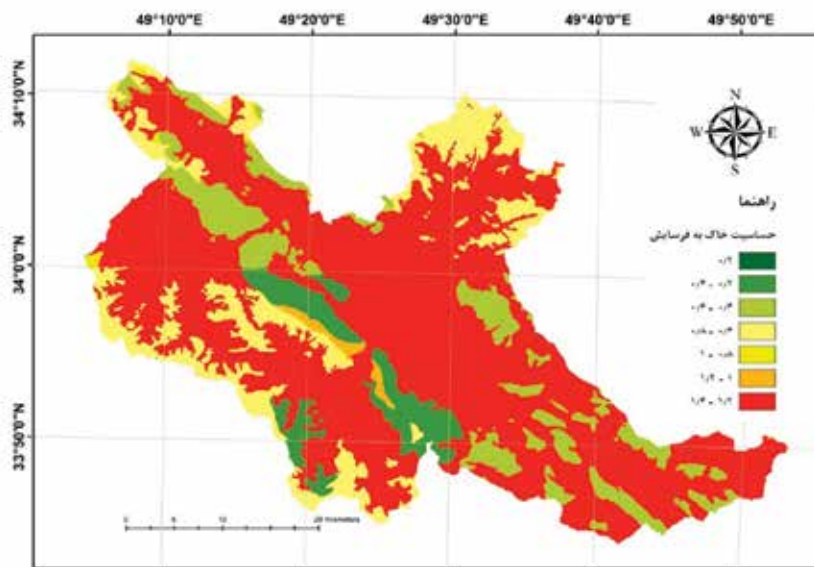
ضریب حساسیت خاک به فرسایش (Y)

رتبه‌بندی شدند (جدول ۲) و بر اساس مشاهدات صحرایی و تجربیات کارشناس زمین‌شناسی در طرح ملی فرسایش استان مرکزی کد حساسیت (عددی بین ۰-۱۰) دریافت کردند (شکل ۳).

برای به دست آوردن این لایه لازم است تا مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و خاک‌شناسی انجام گیرد. لایه‌های خاک موجود در کل حوضه سد ساوه با توجه به گروه هیدرولوژی خاک و سازند زمین‌شناسی نسبت به فرسایش

جدول ۲. حساسیت سازندهای خاک‌شناسی سد ساوه نسبت به فرسایش در مدل EPM

کد حساسیت	گروه هیدرولوژی	سازند خاک‌شناسی	سازند زمین‌شناسی
۴	C	شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	شیل و ماسه سنگ ژوراسیک
۲	D	رسی لومی شنی نیمه عمیق، شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	اسلیت آهکی
۳	C	شنی کم عمق، شنی لومی کم عمق	اسلیت و سنگ آهک
۴	B	شنی لومی نیمه عمیق، رسی لومی عمیق، شنی عمیق	پادگانه‌های آبرفتی جوان
۶	B	رسی لومی شنی نیمه عمیق	پادگانه‌های آبرفتی قدیمی
۱	C	شنی کم عمق، شنی لومی کم عمق	سنگ آهک
۲	C	شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	سنگ آهک اوربتولین دار
۶	D	شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	سنگ آهک اوربتولین دار
۲	C	شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	سنگ آهک خاکستری
۱	D	شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	سنگ آهک دولومیتی
۲	D	شنی کم عمق، شنی لومی کم عمق، رسی لومی شنی نیمه عمیق	سنگ آهک مارنی سبز
۴	D	شنی لومی کم عمق	شیل-اسلیت-شیبست
۵	D	شنی کم عمق، شنی لومی کم عمق	شیل-دولومیت ماسه‌ای
۳	C	شنی لومی کم عمق	فیلیت
۱	C	شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	گرانیت و گرانودیوریت
۴	D	شنی کم عمق	مارن خاکستری و سنگ آهک
۶	D	شنی کم عمق، شنی لومی کم عمق	مارن مابین لایه‌های آهک
۷	D	شنی لومی کم عمق، شنی کم عمق	مارن و شیل کرتاسه میانی

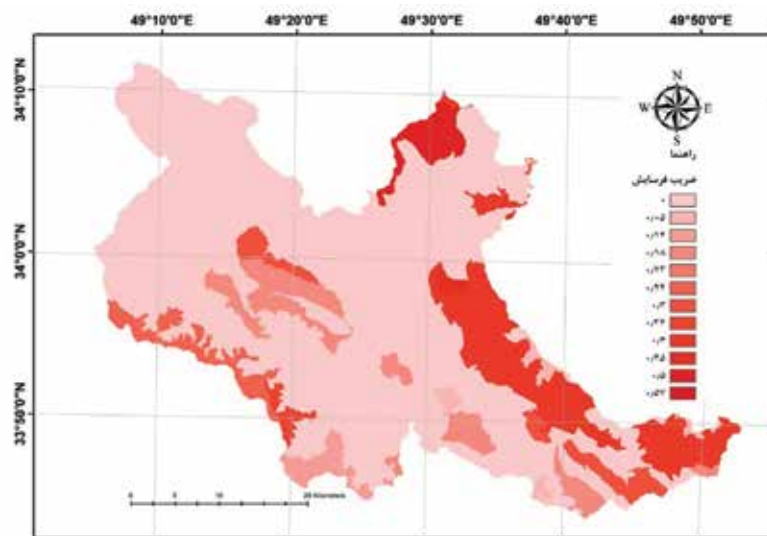


شکل ۳. نقشه امتیاز حساسیت خاک به فرسایش مدل EPM در حوضه سازند سد ساوه

ضریب فرسایش (f)

دست آوردن این لایه از روش BLM شده است. دامنه نمرات روش BLM بین ۰ تا ۱۰۰ می‌باشد. این اعداد برای کاربرد در مدل EPM، بین ۰ تا ۱۰ نرمالیزه می‌شوند (سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری، ۱۳۸۳).

برای به دست آوردن این ضریب بهترین روش تهیه نقشه ژئومرفولوژی منطقه است. لایه ضریب فرسایش در مدل EPM، وضعیت منطقه نسبت به حالت‌های مختلف فرسایش (خندقی، شیباری و ...) را نشان می‌دهد (شکل ۴). برای به



شکل ۴. نقشه ضریب فرسایش مدل EPM در حوضه سازند سدساوه

مورد مطالعه نشان داده شده است (شکل ۵).

ضریب استفاده از زمین (Xa)

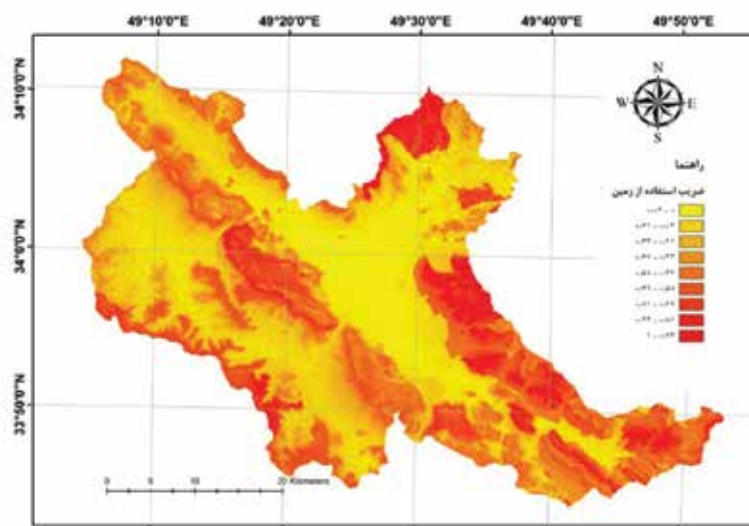
$$Xa = (f + I^{0.5})$$

(۲)

برای به دست آوردن این عامل از رابطه (۲) استفاده شده است. در این رابطه از لایه‌های ضریب فرسایش (f) و شیب متوسط حوضه (i) استفاده شده است. این لایه در گستره با قرار دادن چهار لایه Xa، f، I و Y در رابطه (۱)؛ شدت فرسایش خاک به دست آمده است (جدول ۳).

جدول ۳. شدت فرسایش در زیرحوضه‌های سازند سد ساوه

پارمتر آماری	پل دوآب	توره	ازنا	بازنه
حداقل	۰	۰	۰	۰
میانگین	۰/۱۹۹۴	۰/۱۴۵	۰/۰۶۸۹	۰/۰۶۲۹
حداکثر	۱/۳۹۹	۱/۳۹۹	۱/۳۹۹	۱/۳۹۹
طبقه‌بندی کیفی شدت فرسایش	کم	خیلی کم	خیلی کم	خیلی کم



شکل ۵. نقشه ضریب استفاده از زمین در مدل EPM

دبی رسوب ویژه (GSP)

از طرف دیگر، ضریب رسوب‌دهی مطابق رابطه (۶) به دست می‌آید و در آن پارامترهای طول حوضه آبخیز (L)، طول محیط حوضه آبخیز (P) و اختلاف ارتفاع حوضه (D) برحسب کیلومتر دخالت دارد.

$$R_u = \frac{4 \times (P \times D)^{0.5}}{L + 10} \quad (6)$$

در این مطالعه، برای به دست آوردن طول حوضه (L) از الحاقیه ArcHydro و برای به دست آوردن محیط حوضه از ابزارهای محیط ArcMap استفاده شده است. بر این اساس طولانی‌ترین آبراهه اصلی و محیط حوضه محاسبه شده است. اختلاف ارتفاعات حوضه (Z) با استفاده از نقشه DEM به دست می‌آید. با قرار دادن پارامترهای به دست آمده در رابطه (۱۱)، درجه رسوب‌دهی هر یک از زیرحوضه‌های در گستره مورد مطالعه به دست می‌آید.

برای به دست آوردن رسوب سالیانه حوضه باید مقدار رسوب ویژه سالیانه را در مساحت هر زیر حوضه ضرب کرد (شکل ۶). بر این اساس رسوب رودخانه‌های حوضه شازند با استفاده از روش EPM تعیین خواهد شد (جدول ۴).

دبی رسوب ویژه (GSP) عبارت از مقدار رسوباتی است که رودخانه جابه‌جا می‌کند و واحد آن برحسب مترمکعب در سال در کیلومترمربع می‌باشد. مقدار این عامل از رابطه (۳) به دست می‌آید و برای محاسبه آن نیاز است تا پارامترهای فرسایش ویژه برحسب مترمکعب در کیلومترمربع (W_{sp}) و ضریب رسوب‌دهی (R_u) حوضه به دست آید. پس از محاسبه دبی رسوب ویژه با ضرب کردن این عامل در مساحت حوضه مقدار رسوبات سالیانه خروجی حوضه به دست می‌آید.

$$G_{sp} = W_{sp} \cdot R_u \quad (3)$$

فرسایش ویژه حوضه طبق رابطه (۴) به دست می‌آید، به این منظور لازم است تا نقشه پهنه‌بندی مقدار متوسط بارندگی سالیانه (H) برحسب میلی‌متر و ضریب درجه دما (T) به ازای نقاط ارتفاعی مختلف (Z) به دست آید.

$$W_{sp} = T \cdot H \cdot Z^{1.5} \cdot \pi \quad (4)$$

T ضریب درجه دما مطابق معادله (۵) به دست می‌آید:

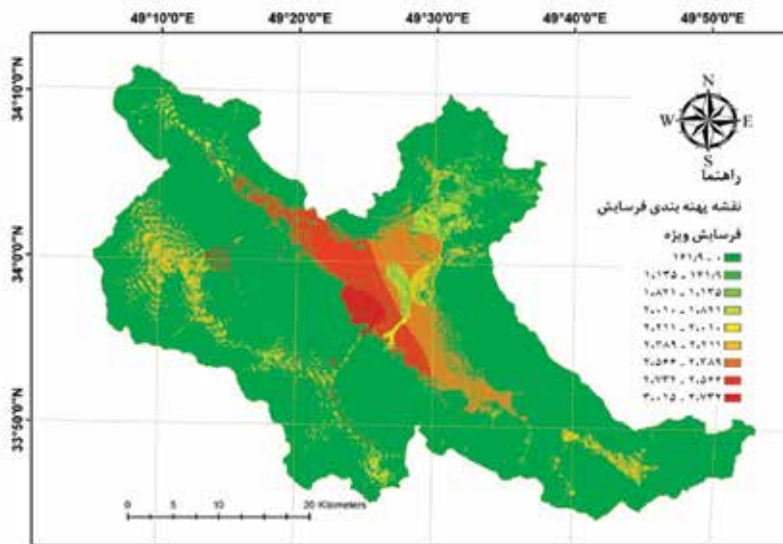
$$T = [(t/10) + 0.1]^{0.5} \quad (5)$$

در معادله‌ی بالا، t، میانگین دمای سالیانه برحسب سانتی

گراد می‌باشد.

جدول ۴. دبی رسوب سالیانه رودخانه‌های حوضه شازند بر اساس مدل EPM برحسب تن در سال

رودخانه شزاء	رودخانه شازند	رودخانه نهرمیان	رودخانه بازنه
۲۸۸۱۰۳/۸۱	۲۰۵۸۳/۷۶	۴۳۰۷۹/۲	۱۸۹۶۳/۸۳



شکل ۶. نقشه فرسایش ویژه (WSP) مدل EPM در حوضه شازند سد ساوه

برآورد رسوب رودخانه با استفاده

از روش هیدرومتری

(علیزاده، ۱۳۹۱). در این مطالعه به منظور تعیین دبی متوسط رسوب در منطقه مورد بررسی ابتدا منحنی همبستگی دبی آب و دبی رسوب بر اساس نتایج حاصل از نمونه‌برداری‌ها رسم شده است. سپس مناسب‌ترین معادله سنج رسوب، (جدول ۵) متناسب با منحنی‌های سنج یک خطی و حد وسط در چهار ایستگاه هیدرومتری حوضه شازند مورد استفاده قرار گرفت (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۱).

به منظور محاسبه دبی رسوب و یا مقدار مواد معلق که در درازمدت (مثلاً یک سال) از رودخانه عبور می‌کند، از روش‌های گوناگونی استفاده می‌شود. روش ترسیمی منحنی تداوم مواد رسوبی ساده‌ترین و درعین حال عملی‌ترین روشی است که در پروژه‌های کوچک آبی می‌توان از آن استفاده کرد

جدول ۵. معادلات سنج رسوب سالیانه در هر یک از ایستگاه‌های مطالعاتی (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۱)

نوع منحنی سنج	یک خطی	حد وسط
ایستگاه هیدرومتری	R^2	R^2
پل دوآب	$Q_s = ۸۴۷/۷ Q_w^{۰.۳۱}$	معادله سنج
ازنا (شازند)	$Q_s = ۳۸۳/۱۱ Q_w^{۰.۴۷/۱}$	$Q_s = ۸۵۳/۱۶ Q_w^{۰.۳۳/۱}$
توره (نهرمیان)	$Q_s = ۷۴۹/۷ Q_w^{۰.۴۶/۱}$	$Q_s = ۷۴۸/۱۸ Q_w^{۰.۸/۱}$
بازنه	$Q_s = ۳۲۸/۷ Q_w^{۰.۳۸/۱}$	$Q_s = ۹۴۲/۱۴ Q_w^{۰.۳/۱}$
		$Q_s = ۳۰۱/۸ Q_w^{۰.۳/۱}$

حداکثر رسوب سالیانه رودخانه‌های مورد نظر در ایستگاه‌های هیدرومتری برآورد شد (جدول ۶).

در ادامه، منحنی تداوم سالیانه آب رودخانه با استفاده از دبی‌های موجود رسم شده و با توجه به مقدار دبی ماهانه حاصل از ایستگاه‌های هیدرومتری و معادلات سنج،

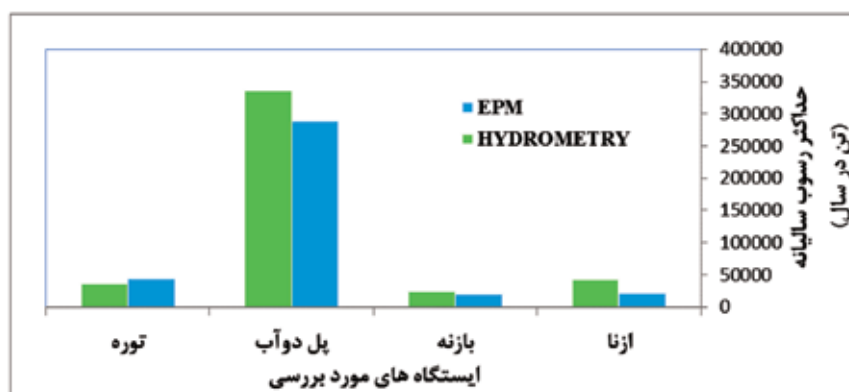
جدول ۶. حداکثر رسوب سالیانه ایستگاه‌های هیدرومتری حوضه شازند سد ساوه برحسب تن در سال

حوضه پل دوآب (سال ۱۳۸۱)	حوضه ازنا (سال ۱۳۸۴)	حوضه توره (سال ۱۳۸۱)	حوضه بازنه (سال ۱۳۸۱)
۳۳۵۲۸۵/۴۲	۴۲۷۸۱/۶۸۹	۳۶۴۵۹/۰۹	۲۳۹۳۷/۴۱۸

مقایسه مدل EPM و روش هیدرومتری

و ۴۲۷۸۱/۶۹ تن در سال پیش‌بینی می‌شود. مقایسه این داده‌ها نشان می‌دهد روش‌های مورد بررسی به ترتیب ۸۶، ۸۲، ۴۸ و ۷۹ درصد هم‌خوانی نشان می‌دهد. مقادیر حداکثر رسوب سالیانه با استفاده از دو روش EPM و هیدرومتری مقایسه شده‌اند (شکل ۷).

نتایج حاصل از مدل EPM در ایستگاه‌های پل دوآب، بازنه، توره و شازند به ترتیب برابر با ۲۸۸۱۰۳/۸۱، ۱۸۹۶۳/۸۳، ۴۳۰۷۹/۲ و ۲۰۵۸۳/۷۶ در روش هیدرومتری به ترتیب معادل با ۳۳۵۲۸۵/۴۲، ۲۳۹۳۷/۴۲، ۳۶۴۵۹/۰۹



شکل ۷. مقایسه مدل EPM و روش هیدرومتری در برآورد حداکثر رسوب سالیانه

نتیجه‌گیری

با توجه به این‌که فرسایش خاک یک منطقه به عوامل متعددی بستگی دارد و مانند بسیاری از پدیده‌ها نمی‌توان بر اساس معادله‌ای مطلق و به روش‌های عددی تجزیه و تحلیل کرد، لذا استفاده از روابط تجربی غیرقابل اجتناب است. همچنین از آنجاکه در مدل‌های جعبه سیاه، اتفاقات درون مدل را نمی‌توان تشخیص داد، لذا این‌گونه مدل‌ها برای برآورد رسوب توصیه نمی‌شوند. لذا در حال حاضر تنها مدل‌های تجربی قادر به پهنه‌بندی فرسایش هستند و این نکته باعث برتری کامل مدل‌های تجربی بر سایر مدل‌ها شده است. در این مطالعه به منظور بررسی میزان فرسایش و برآورد مقدار رسوب در حوضه آبریز شازند در محدوده سد ساوه، پس از امتیازدهی و تلفیق عوامل موثر به صورت لایه‌های رقومی در محیط نرم‌افزار ArcGIS 10.2، با استفاده از مدل تجربی EPM نقشه میزان فرسایش حوضه موردنظر تهیه شد. مقایسه نتایج ایستگاه‌های هیدرومتری با مدل EPM نشان‌دهنده هم‌خوانی ۷۴ درصدی رسوب خروجی این دو مدل است. همچنین مقایسه پهنه‌بندی فرسایش به روش EPM با تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد در مناطقی کوهستانی، برخلاف پهنه‌های کشاورزی (در محدوده شهر ازنا)، به دلیل وجود سازندهای با مقاومت بالا شدت فرسایش کمی دارند. هم‌چنین شدت فرسایش در مناطق مسکونی و شهرک‌های صنعتی در شرایط متوسطی قرار دارد. مناطقی که در دامنه کوه‌ها (عمدتاً در زیرحوضه بازنه و توره) قرار دارند، دارای شدت فرسایش متوسط می‌باشند.

سپاسگزاری

از سازمان نقشه‌برداری کشور به جهت همکاری در تهیه اطلاعات تشکر می‌شود.

منابع

- احمدی، ح.، ۱۳۷۹. ژئومورفولوژی کاربردی (فرسایش آبی). جلد اول. انتشارات دانشگاه تهران، ۶۸۸.
- علیزاده، ا.، ۱۳۹۱. اصول هیدرولوژی کاربردی. انتشارات دانشگاه امام رضا (ع)، ۹۴۲.
- خدابخش، س.، محمدی، ا.، رفیعی، ب. و Byrne, D., Horsburgh, K., Zachry, B. and Cipollini, P., 2017. Using remotely sensed data to modify wind forcing in operational storm surge forecasting. *Nat Hazards*. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2964-6>.
- Elirehema, Y., 2001. Soil water erosion modeling in selected watersheds in Southern Spain. IFA, ITC, Enschede.
- Hui, L., Xiaoling, C., Jae Lim, K., Xiaobin, C. and Sagon, M., 2010. Assessment of soil erosion and sediment yield in Liao watershed, بزرگزاده، ع.، ۱۳۸۸. مقایسه برآورد میزان فرسایش و رسوب‌زایی در زیرحوضه سزار (حوضه آبریز سد ساوه) با استفاده از مدل‌های تجربی ای‌پی‌ام و ام‌پسیاک با کمک دانش فازی، زمین‌شناسی (فصل‌نامه انجمن زمین‌شناسی ایران)، ۱۲، ۵۱-۶۱.
- بهرامی، ع.، مردیان، م. و دلاوری کامیاب، ا.، ۱۳۹۱. تعیین مناسب‌ترین معادلات سنجه رسوب سالانه در ایستگاه هیدرومتری حوضه آبخیز پل دوآب شازند، سومین همایش ملی مقابله با بیابان‌زایی و توسعه پایدار تالاب‌های کویری ایران (اراک).
- سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری کشور، ۱۳۸۳. وزارت جهاد کشاورزی. طرح ملی مطالعات فرسایش استان مرکزی.
- راستگو، س.، قهرمان، ب.، ثنائی‌نژاد، ح.، داوری، ک. و خداشناس، س.، ر.، ۱۳۸۵. برآورد فرسایش رسوب حوضه آبخیز تنگ‌کنشت با مدل‌های تجربی -MPSI AC و EPM به کمک GIS، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۰۴-۹۱.
- قضاوی، ر.، ولی، ع.، مقامی، ی.، عبدی، ژ. و شرفی، س.، ۱۳۹۱. مقایسه مدل‌های EPM، MPSIAC و PSIAC در برآورد فرسایش و رسوب با استفاده از GIS، مجله جغرافیا و توسعه، ۱۲۶، ۲۷-۱۱۷.
- محسنی، ب.، قدوسی، ج.، احمدی، ح. و طهماسبی، ر.، ۱۳۹۰. ارزیابی دقت و کارایی مدل‌های EPM، MPSIAC، ژئومورفولوژی و هیدروفیزیکی در برآورد فرسایش و رسوب، مجله جغرافیا و توسعه، ۲۲، ۱۰۷-۱۲۷.

- Jiangxi Province, China, using USLE, GIS, and RS. *Earth Science*, 21, 941-953.
- Manoj Kumar, J. and Debjyoti, D., 2010. Estimation of sediment yield and areas of soil erosion and deposition for watershed prioritization using GIS and remote sensing. *Water Resource Management*, 24, 2091-2112.
 - Modallaldoust, S., 2007. Estimation of sediment and erosion with use of MPSIAC and EPM models in GIS environment. Degree Msc University of Mazandaran, 95.
 - Peijun, D., Pei, L., Junshi, X., Li, F., Si-cong, L., Kun, T. and Liang, C., 2014. Remote sensing image interpretation for urban environment analysis. methods, system and examples. *Remote Sensing*, 6, 9458-9474.
 - Prasannakumar, V., Vijith, H., Geetha, N. and Shiny, R., 2011. Regional scale erosion assessment of a sub-tropical highland segment in the Western Ghats of Kerala, South India. *Water Resource Management*, 25, 3715.
 - Rastgoo Ghahreman, S., Senayeenejad, H., Daavari, K. and Khodashenas, S., 2006. Estimating soil erosion and sediment yield in Tang Konasht watershed with MPSIAC, EPM and GIS. *Agriculture and Natural Resources Journal*, 91-104.
 - Şahin, Ş. and Kurum, E., 2002. Erosion risk analysis by GIS in environmental impact assessments: a case study-Seyhan Köprü Dam construction. *Journal of Environmental Management*, 66, 3, 239-247.
 - Tangestani, M. H., 2006. Comparison of EPM and PSIAC models in GIS for erosion and sediment yield assessment in a semi-arid environment: Afzar Catchment, Fars Province, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 585-597.
 - Wang, G., Gertner, G., Fang, S. and Anderson, A.B., 2003. Mapping multiple variables for predicting soil loss by geostatistical methods with TM images and a slope map. *Photogram Engineering Remote Sensing*, 69, 889-898.
 - Wischmeier, W., H. and Smith, D., D., 1978. Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning. Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning Agriculture handbook, 537, Washington DC.
 - Zhang, W., Zhou, J., Feng, G., Weindorf, D.C., Hu, G. and Shen, J., 2015. Characteristics of water erosion and conservation practice in arid regions of Central Asia: Xinjiang Province, China as an example. *International Soil and Water Conservation Research*, 97-111.

بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه زیرین در برش قومنجان، جنوب غرب قائن

حوریه زارعی^۱، سید ناصر رئیس‌السادات^{۲*}، مریم مرتضوی مهریزی^۳ و محسن یزدی مقدم^۴

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴. مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۲۲

چکیده

به منظور مطالعه نهشته‌های کرتاسه زیرین، برش قومنجان در جنوب غرب قائن انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نهشته‌های کرتاسه زیرین در این برش، تغییر تدریجی در موقعیت رسوب‌گذاری از یک محیط رسوبی رودخانه‌ای (محیط قاره‌ای) به یک پلتفرم مخلوط سیلیسی آواری-کربناته نوع رمپ (محیط دریایی) را نشان می‌دهد. نهشته‌های قاره‌ای برش مورد مطالعه شامل مجموعه رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی است که در یک سیستم رودخانه‌ای بریده با بستر گراولی و نزدیک به منشأ بر جای گذاشته شده‌اند. مجموعه رخساره‌های آواری و کربناته دریایی توالی رسوبی مورد مطالعه، در سه کمربند پهنه جزر و مدی، لاگون و پشته و در موقعیت‌های رمپ داخلی و میانی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ریزرخساره، محیط رسوبی، کرتاسه زیرین، قائن.

مقدمه

که در حاشیه شرقی بلوک لوت رخنمون دارند. اولین مطالعات صورت گرفته بر روی این منطقه توسط Fauvelet and Eftekharneshad (1990) به انجام رسیده است. Raisossadat and Skelton (2005)، احراری (۱۳۸۸)، خزاعی و همکاران (۱۳۸۹)، بابازاده و همکاران (۱۳۸۹)، اسدی (۱۳۹۲)، زارعی و همکاران (۱۳۹۳) و شریفی و همکاران (۱۳۹۳)، (Motamedalshariati et al., 2016) و (Sharifi et al., 2016) از جمله افرادی هستند که بر روی بایواستراتیگرافی، جغرافیای دیرینه و پالئواکولوژی این منطقه مطالعه کرده‌اند. به منظور بررسی آنالیز رخساره‌ای

آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین عنوانی غیررسمی است که به طور مشترک در ایران مرکزی و شرق ایران در مورد آهک‌های حاوی اربیتولین که در بعضی نقاط با مارن همراه است، بکار برده می‌شود. بررسی این نهشته‌ها در نقاط مختلف ایران نشان می‌دهد که ردیف‌های رسوبی آپتین-سنومانین غالباً از طبقات آواری و کربناته تشکیل شده و بخش بزرگ آن رسوبات بایوژنیکی هستند که بر روی سکوه‌های کربناته گسترده و عریض نهشته شده‌اند. نهشته‌های کرتاسه پیشین به طور گسترده متشکل از واحدهای متنوع سنگی می‌باشند

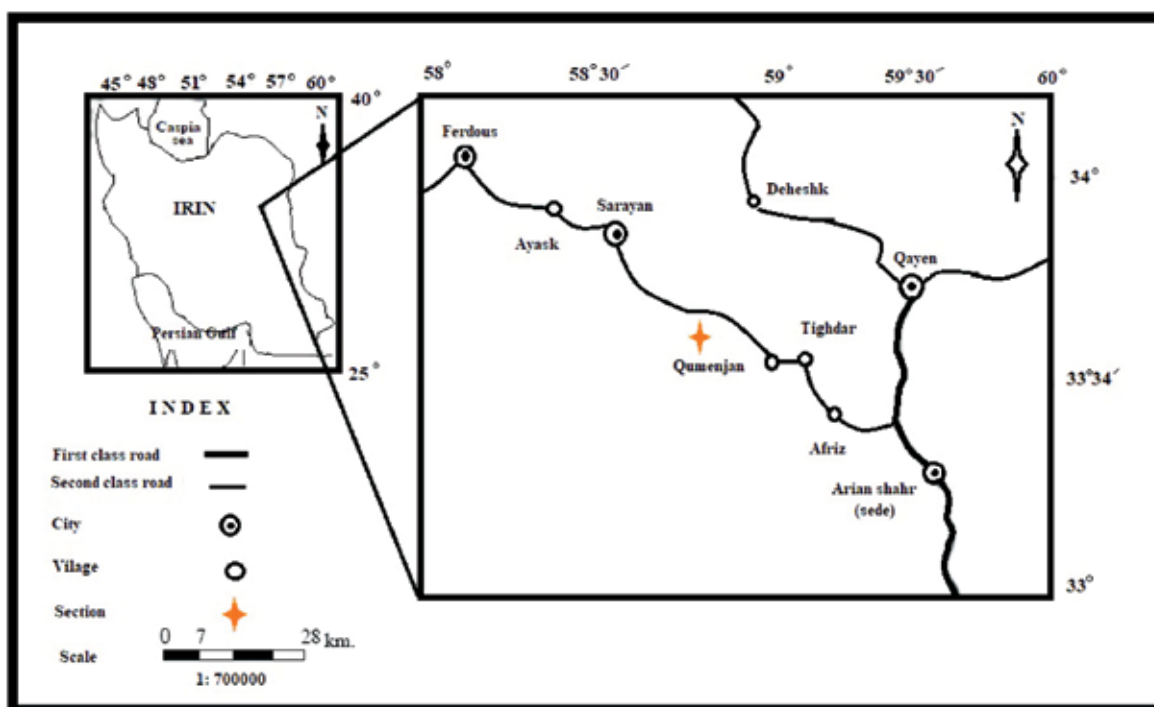
* نویسنده مرتبط: snraeisosadat@birjand.ac.ir

بررسی‌های آزمایشگاهی، به دو دسته رخساره‌های سیلیسی آواری و کربناته تفکیک شده‌اند. توصیف رخساره‌های سیلیسی آواری در صحرا بر اساس ویژگی‌های بافتی و ساختمان‌های رسوبی و بر مبنای کدهای رخساره‌ای ارائه شده توسط مایال (Miall, 2006) صورت گرفته است. تعیین درصد اجزای سنگ‌های آواری و کربناته به کمک چارت‌های مقایسه‌ای (Flügel, 2010) انجام شده است. نام‌گذاری نمونه‌های ماسه سنگی بر مبنای طبقه‌بندی ترکیبی فولک (Folk, 1980) و نام‌گذاری نمونه‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی‌های دانهام و امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971; Dunham, 1962) صورت گرفته است.

و بازسازی شرایط رسوب‌گذاری نهشته‌های کرتاسه ی پیشین، برش قومنجان واقع در نزدیکی روستای قومنجان و ۱۳۷ کیلومتری جنوب غرب قائن با مختصات جغرافیایی ۳۳° ۳۳' ۳۹" عرض شمالی و ۵۸° ۵۱' ۰۳" طول شرقی انتخاب شده است (شکل ۱).

روش مطالعه

در این مطالعه پتروگرافی و توصیف رخساره‌ای توالی رسوبی کرتاسه زیرین در برش قومنجان واقع در جنوب غرب قائن، به‌منظور بررسی شرایط رسوب‌گذاری مورد بررسی قرار گرفته است. به دلیل انجام بررسی‌های آزمایشگاهی، تعداد ۷۰ مقطع نازک میکروسکوپی از حدود ۱۲۰ نمونه سنگی تهیه شده است. رخساره‌های شناسایی شده بر اساس مشاهدات صحرایی و



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش قومنجان (برگرفته از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۹۶)

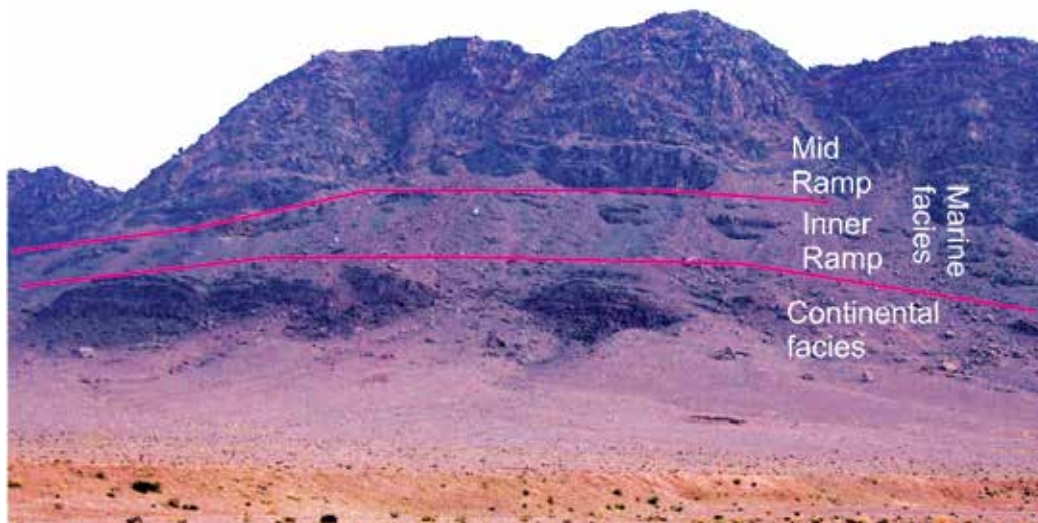
توالی مورد مطالعه با ۱۶۴ متر ضخامت را می‌توان در دو بخش کنگلومرای-ماسه سنگی در بخش زیرین و کربناته فوقانی بررسی کرد. واحدهای آغازگر طبقات آواری شامل ردیف‌های کنگلومرای هتروژن است که به‌طور تدریجی توسط تناوبی از ماسه‌سنگ نازک لایه تا متوسط لایه و کنگلومرا جایگزین می‌شود. واحدهای کربناته با چهره صخره ساز به‌طور هم‌شیب

زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

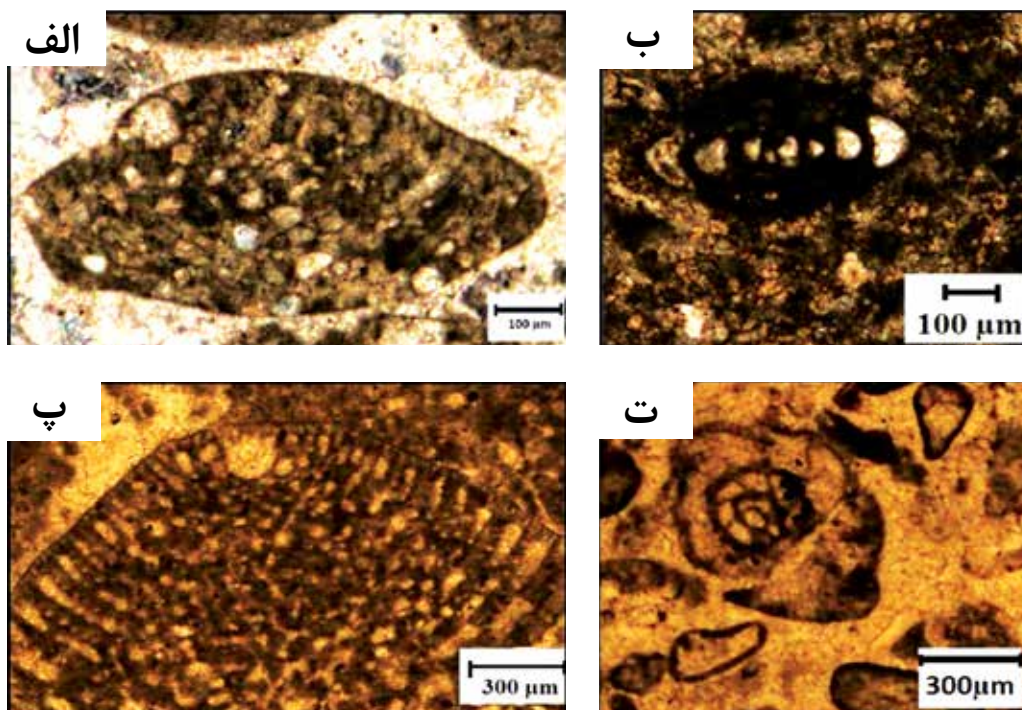
نهشته‌های کرتاسه تحتانی در برش مورد بررسی از دو بخش آواری و کربناته تشکیل شده‌اند، که با امتدادی شرقی-غربی گسترش دارند. مرز تحتانی این توالی شامل لایه‌های شیلی سبز رنگ با میان لایه‌های سیلتی است که این بخش در محل اندازه‌گیری با رسوبات آبرفتی پوشیده شده است.

و تدریجی بر روی طبقات آواری نهشته شده‌اند. شروع واحدهای کربناته با آهک‌های اربیتولین دار و رودیست دار به رنگ خاکستری و توده‌ای است. با تغییر تدریجی رخساره‌ای به آهک‌های توده‌ای و ضخیم لایه با رنگ خاکستری روشن تا کرم رنگ حاوی قطعات رودیست، اربیتولین، گاستروپود، مرجان و جلبک تبدیل می‌شود. مرز بالایی فرسایش یافته است

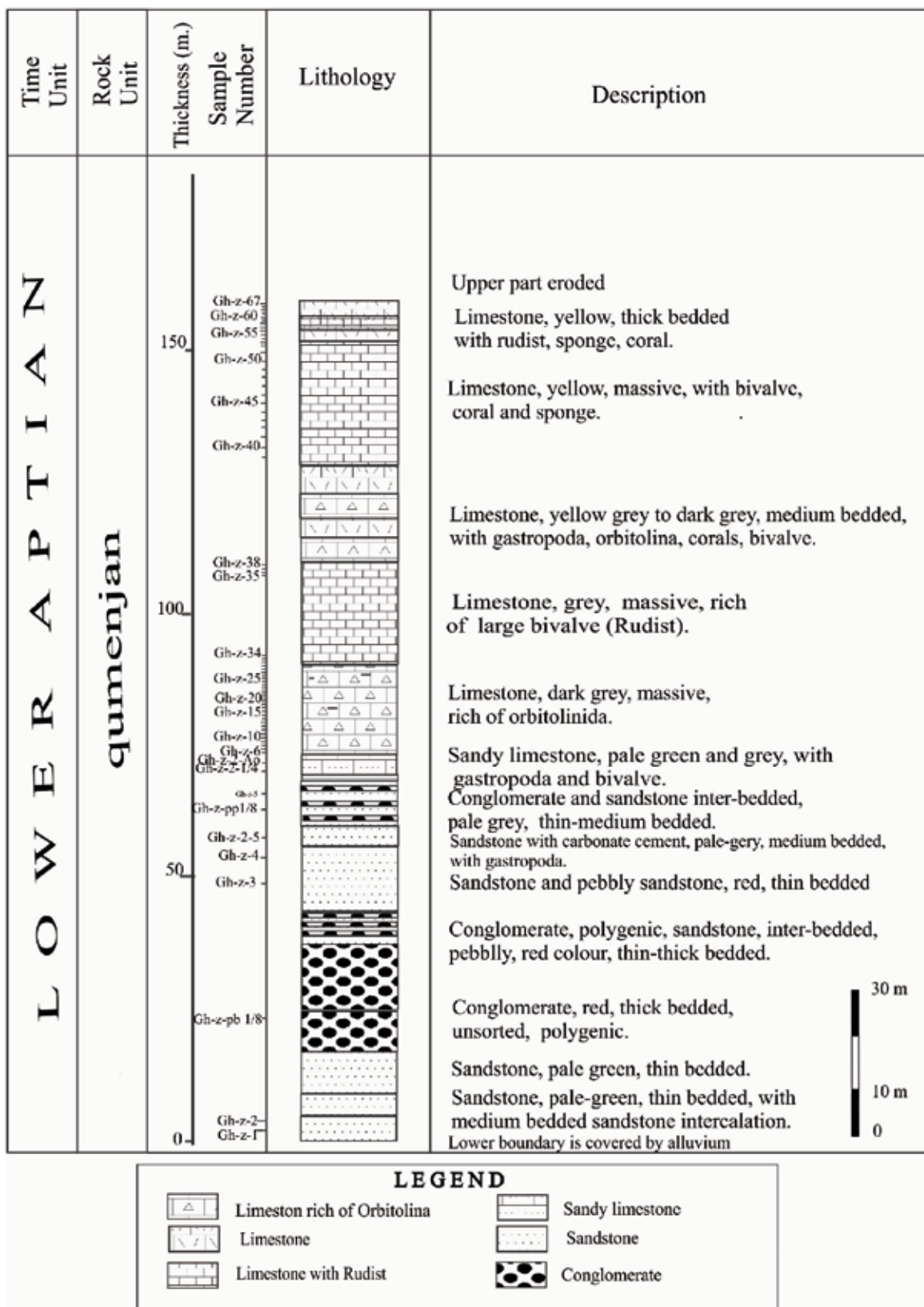
(شکل ۲). در برش مورد بررسی جنس‌های *Palorbitolinooides* cf. *orbiculata* (Zhang), *Praeorbitolina cormyi* Schroeder, *Nautiloculina* sp., *Marsonella* sp., *Nezzazata* sp., *Charentia* sp. شناسایی شده‌اند (شکل ۳). با توجه به شناسایی انجام شده، برای این برش سن آپتین (پیشین) پیشنهاد می‌شود (شکل ۴).



شکل ۲. نمایی کلی برش مورد مطالعه و موقعیت رخساره‌های مورد مطالعه، نگاه به سمت غرب



شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از فسیل‌ها الف) *Praeorbitolina cormyi*، ب) *Nautiloculina* sp.، پ) *Palorbitolinooides* cf. *orbiculata*، ت) *Charentia* sp.



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

رخساره‌های رسوبی

مطالعه تفصیلی صحرایی و آزمایشگاهی نهشته‌های کرتاسه زیرین برش قومنجان، تغییر تدریجی در موقعیت رسوب‌گذاری از محیط رسوبی قاره‌ای (محیط رودخانه‌ای) به محیط رسوبی دریایی (پلتفرم مخلوط سیلیسی آواری- کربناته از نوع رمپ) را نشان می‌دهد (جدول ۱). در نهشته‌های رودخانه‌ای برش قومنجان دو مجموعه رخساره‌های کنگلومرایی (شامل رخساره‌های سنگی Gmm, Gcm, Gh) و ماسه‌سنگی (شامل رخساره‌های سنگی Sm, Sh, Sp, St, Sr) شناسایی شده است که به صورت چرخه‌های به سمت بالا ریزشونده قابل مشاهده‌اند. توصیف و تفسیر رخساره‌های سنگی فوق بر اساس طبقه‌بندی (Miall, 2006) صورت گرفته است. نهشته‌های دریایی نیز شامل مجموعه‌ای از رخساره‌های آواری و کربناته است که برای تعیین ریز رخساره‌های کربناته از روش (Flügel, 2010) بهره گرفته شده است.

مجموعه رخساره‌های رودخانه‌ای

در نهشته‌های کرتاسه زیرین برش قومنجان تناوبی از رخساره‌های سنگی سیلیسی آواری متوسط تا درشت‌دانه مشاهده شده است که از نظر تغییرات عمودی رخساره‌ای به صورت چرخه‌های به سمت بالا ریزشونده مرتب شده‌اند. در این مجموعه رخساره‌ای، حدود هشت رخساره سنگی کنگلومرایی و ماسه‌سنگی شناسایی شده که هر یک بر اساس ویژگی‌های بافتی و ساختمان‌های رسوبی موجود شناسایی، توصیف و تفسیر شده‌اند. ویژگی‌های هر یک از رخساره‌های سنگی فوق (به‌ویژه ساختارهای رسوبی) اطلاعاتی را در مورد نوع فرآیند رسوب‌گذاری و شرایط هیدرولوژیکی جریان در اختیار قرار می‌دهد (جدول ۱).

مجموعه رخساره‌های کنگلومرایی

این مجموعه رخساره‌ای شامل سه رخساره سنگی کنگلومرای دانه پشتیبان توده‌ای (Clast-supported Massive Gravel: Gcmf)، کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای (Matrix-supported Massive Gravel: Gmm) و کنگلومرای دانه پشتیبان دارای چینه‌بندی افقی (Horizontally stratified Clast-supported Gravel: Gh) است.

رخساره کنگلومرای دانه پشتیبان توده‌ای (Gcmf)

توصیف: در این مطالعه، به منظور تمایز رخساره‌های کنگلومرای دانه پشتیبان توده‌ای در دو محیط رودخانه‌ای و دریایی، از حروف اختصاری f برای رخساره Gcm رودخانه‌ای و t برای رخساره سنگی Gcm دریایی استفاده شده است. فراوان‌ترین رخساره کنگلومرایی شناسایی شده در برش مورد مطالعه است. این رخساره سنگی فاقد چینه‌بندی و دارای بافت توده‌ای است که به صورت بین لایه همراه با رخساره ماسه‌سنگ توده‌ای (رخساره سنگی Sm) قابل مشاهده است (شکل ۵-الف). این واحد کنگلومرای پلی میکتیک غنی از قطعه و قرمز رنگ است و اندازه قطعات آن از ۲ تا ۵۰ سانتی‌متر (به‌طور متوسط ۱۵/۵ سانتی‌متر) در تغییر می‌باشد. ماتریکس این کنگلومرا از رسوبات در اندازه ماسه متوسط تا درشت تشکیل شده است و هیچ‌گونه جهت یافتگی یا ایمبریکاسیونی در قطعات این کنگلومرا مشاهده نشده است. جنس قطعات تشکیل‌دهنده این واحد کنگلومرایی از خرده‌سنگ‌های رسوبی به‌ویژه خرده‌های کربناته و ماسه‌سنگی است. جورشدگی قطعات متوسط تا ضعیف بوده و اکثر قطعات نیمه گردشده تا گردشده‌اند. سطح تماس زیرین این رخساره سنگی تخریبی (شکل ۵-الف) و شکل هندسی آن به صورت عدسی تا ورقه‌ای شکل است. قطعات شنی درشت‌تر بیشتر در قاعده این رخساره مشاهده می‌شوند.

تفسیر: فقدان چینه‌بندی و فراوانی قطعات نسبت به ماتریکس نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره توسط جریان‌های آشفتته با بار رسوبی بالا است. وجود چنین جریان‌های آشفتته و سریع با تنش برشی بالا می‌تواند منجر به تشکیل سطح زیرین تخریبی یا فرسایشی در قاعده این رخساره سنگی شده باشد. وجود قطعات پبلی درشت‌تر در قاعده این رخساره سنگی نیز حاکی از بر جای گذاشته شدن این قطعات توسط جریان‌های پرنرژی‌تر و در نواحی نزدیک به منشأ است. نبود وجود ایمبریکاسیون در قطعات این رخساره کنگلومرایی نیز نشان‌دهنده وجود جریان‌های سریع با بار رسوبی زیاد است (برای مثال، Kosunal et al., 2009; Basu et al., 2014; Ghosh, 2014).

رخساره کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای (Gmm)

توصیف: این رخساره سنگی شامل قطعات شنی در حد گرانول تا کابل (بین ۲ میلی‌متر تا ۵ سانتی‌متر) است که اغلب آنها حالت نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشده داشته و از جورشدگی متوسط تا ضعیف برخوردارند (شکل ۵-ب). در این کنگلومرای پلی میکتیک توده‌ای اکثر قطعات را خرده‌های رسوبی ماسه‌سنگی، کربناته و ولکانیکی تشکیل می‌دهند و ماتریکس بین قطعات توسط رسوبات در اندازه ماسه پر شده است. شکل هندسی این رخساره سنگی پهن و گسترده است و سطح زیرین آن به صورت مشخص می‌باشد. در برخی نقاط طبقه‌بندی تدریجی نرمال در این رخساره سنگی مشاهده شده است. این رخساره کنگلومرای در بخش بالای لایه به صورت تدریجی به رخساره ماسه سنگی Sm تبدیل می‌شود. هیچ‌گونه ایمبریکاسیونی در قطعات این کنگلومرا مشاهده نشده است.

تفسیر: نبود ساختمان رسوبی و طبیعت توده‌ای این رخساره سنگی همراه با فراوانی ماتریکس نسبت به قطعات کنگلومرا نشان‌دهنده رسوب‌گذاری از جریان‌های خرده‌دار با تمرکز یا غلظت رسوب بالا است. قاعده فرسایشی مشخص، فقدان ساختمان رسوبی و جورشدگی ضعیف قطعات، وجود دانه‌بندی تدریجی در برخی نقاط و فقدان ایمبریکاسیون در قطعات این رخساره کنگلومرای مؤید فاصله کوتاه حمل و نقل و رسوب‌گذاری از جریان‌های با ویسکوزیته بالا است (برای مثال، Miall, 2006; Foix et al., 2013).

رخساره کنگلومرای دانه پشتیبان دارای چینه‌بندی افقی (Gh)

توصیف: قطعات تشکیل‌دهنده این کنگلومرا نیمه گردشده تا گردشده بوده و از جورشدگی متوسطی برخوردارند (شکل ۵-پ). در این رخساره سنگی اندازه قطعات بین ۱ تا ۱۸/۵ سانتی‌متر (به‌طور متوسط ۱۰ سانتی‌متر) متغیر است. جنس قطعات این رخساره کنگلومرای اغلب ماسه‌سنگی بوده و انواع خرده‌های کربناته و ولکانیکی نیز با فراوانی کمتر در این رخساره سنگی قابل مشاهده است. ماتریکس

این کنگلومرا از رسوبات در اندازه ماسه تشکیل شده است و ساختمان رسوبی آن لایه‌بندی افقی است. شکل هندسی این واحد کنگلومرای عدسی شکل تا پهن است و تماس این رخساره با طبقات فوقانی و تحتانی به صورت مشخص می‌باشد. از جمله رخساره‌های سنگی همراه با این رخساره می‌توان به رخساره ماسه‌سنگی دارای طبقه‌بندی مورب مسطح (رخساره سنگی Sp) و ماسه‌سنگ دارای لایه‌بندی افقی (رخساره سنگی Sh) اشاره کرد.

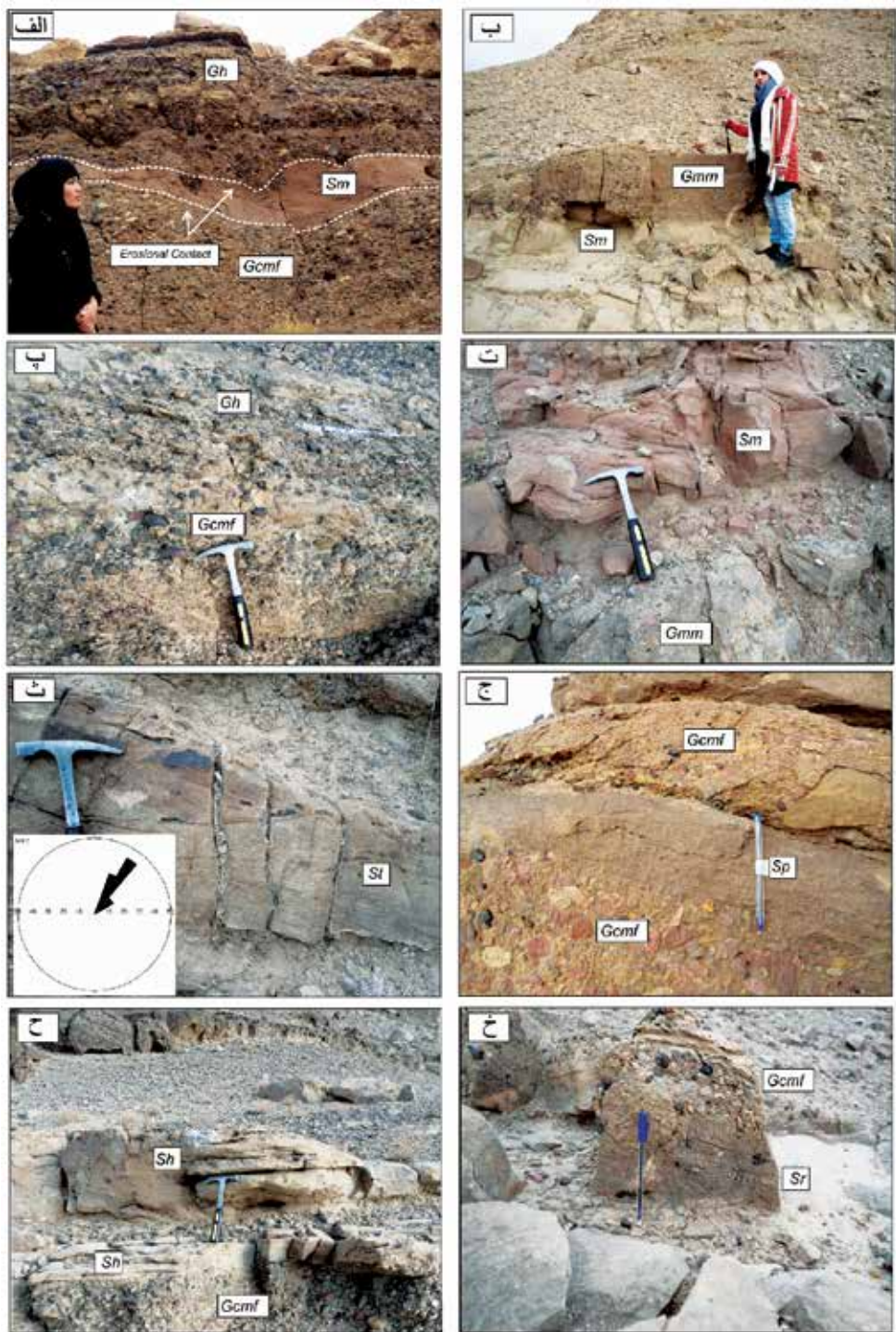
تفسیر: اختصاصات بافتی، ساختمان رسوبی و فابریک دانه پشتیبان این رخساره سنگی مؤید رسوب‌گذاری این رخساره توسط جریان‌های آبی کششی پرانرژی و با تمرکز بالای رسوب است که رسوب‌گذاری تحت شرایط فروکش جریان رخ داده است (به صورت رسوبات پرکننده کانال). علاوه بر برافزایی عمودی رسوبات، تأمین رسوب بالا باعث برافزایی جانبی رسوبات گراولی و تشکیل لایه‌بندی افقی در این رسوبات شده است (برای مثال، Miall, 2006; Ghosh, 2014).

مجموعه رخساره‌های ماسه‌سنگی

این مجموعه رخساره‌ای از پنج رخساره ماسه‌سنگی شامل ماسه‌سنگ توده‌ای (Massive Sandstone: Sm)، ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی مورب مسطح (Planar cross-bedded Sandstone: Sp)، ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی مورب عدسی شکل (Trough Cross-bedded Sandstone: St)، ماسه‌سنگ دارای لایه‌بندی افقی (Horizontally bedded Sandstone: Sh) و ماسه‌سنگ دارای لامیناسیون مورب ریبلی (Ripple Cross-laminated sandstone: Sr) تشکیل شده است.

رخساره ماسه‌سنگ توده‌ای (Sm)

توصیف: این رخساره سنگی اغلب به صورت توده‌ای تا ضخیم لایه و فاقد هرگونه ساختمان رسوبی می‌باشد (شکل ۵-ت). اندازه ذرات ماسه در این طبقات از ماسه متوسط تا درشت در تغییر است. مرز تحتانی این واحد با واحدهای زیرین گاه به صورت مشخص و گاه به صورت تدریجی است و شکل هندسی این رخساره سنگی ورقه‌ای تا عدسی شکل است.



شکل ۵. تصاویر صحرایی از رخساره‌های سنگی آواری شناسایی شده در برش مورد مطالعه. الف) رخساره کنگلومرای Gcmf با قاعده فرسایشی (فلش‌های سفید) و همراه با رخساره‌های Sm و Gh، ب) رخساره سنگی Gmm، پ) رخساره سنگی Gh همراه با رخساره Gcmf، ت) رخساره ماسه‌سنگی Sm، ث) رخساره ماسه‌سنگی St، ج) رخساره سنگی Sp، ح) رخساره سنگی Sh همراه با رخساره کنگلومرای Gcmf، خ) رخساره سنگی Sr.

تفسیر: وجود شواهدی چون فقدان ساختمان رسوبی در این رخساره سنگی احتمالاً مؤید نهشته شدن این طبقات توسط جریان‌های گراویده‌ای و یا نرخ رسوب‌گذاری سریع در شرایطی مشابه با فروکش جریان‌های سیلابی است (برای مثال، Miall, 2006; Ghazi and Mountney, 2009).

رخساره ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی مورب عدسی شکل (St)

توصیف: این رخساره سنگی شامل ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز تا دانه‌درشت با جورشدگی متوسط تا ضعیف و دارای طبقه‌بندی مورب عدسی می‌باشد که معمولاً همراه با رخساره‌های سنگی Sp و Sh مشاهده می‌شود (شکل ۵-ث). ضخامت هر سری طبقه‌بندی مورب عدسی شکل بین ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر است. شکل هندسی این طبقات به صورت عدسی تا ورقه‌ای شکل است. آنالیز جهت جریان دیرینه بر اساس این ساختارهای رسوبی حاکی از وجود جریان‌های یونی مدال و از جنوب غرب به سمت شمال شرق ناحیه مورد مطالعه است (شکل ۵-ث). تماس تحتانی و فوقانی این رخساره در برخی نقاط تدریجی و در برخی مناطق به صورت مشخص است.

تفسیر: جورشدگی متوسط تا ضعیف، شکل هندسی عدسی شکل طبقات و جهت‌یابی یونی مدال طبقات مورب عدسی نشان‌دهنده وجود اشکال لایه‌ای رودخانه‌ای است (برای مثال، Miall, 2006; Ghazi and Mountney, 2009). این رخساره سنگی در شرایط رژیم جریان‌یابی پایین و در اثر مهاجرت دون‌ها و مگاریپل‌های سه‌بعدی با خط الرأس سینوسی تشکیل شده است (برای مثال، Gani and Alam, 2004; Lee and Chough, 2006; Therrien, 2006; Ghosh et al., 2006).

رخساره ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی مورب مسطح (Sp)

توصیف: این رخساره شامل ماسه‌سنگ‌های متوسط تا درشت‌دانه با جورشدگی متوسط تا ضعیف است که به صورت دسته‌های تابولار یا مسطح با ضخامت بیش از ۱۰ سانتی‌متر و دارای طبقه‌بندی مورب مسطح مرتب شده‌اند (شکل ۵-ج). از جمله رخساره‌های سنگی همراه با این رخساره می‌توان به رخساره‌های Gmm, St, Sh اشاره کرد. شکل هندسی این طبقات غالباً عدسی شکل است و در برخی موارد تماس زیرین یا فوقانی آنها با رخساره‌های سنگی ذکر شده به صورت پهن و مشخص می‌باشد. ضخامت دسته طبقات مورب مسطح در این رخساره با کاهش اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد.

تفسیر: رخساره Sp احتمالاً در اثر مهاجرت دون‌ها یا مگاریپل‌های دوبعدی با خط‌الرأس مستقیم ایجاد شده است که تحت شرایط رژیم جریان‌یابی پایین برجای گذاشته شده‌اند. شکل هندسی طبقات مورب و تغییرات اندازه دانه‌ها نشان می‌دهد که تشکیل این رخساره توسط فرآیندهای مؤثر در بخش‌های پایینی و میانی رژیم جریان‌یابی صورت گرفته است، جایی که رسوب‌گذاری در طی دوره‌های با سطح آب پایین یا فروکش جریان در کانال‌ها رخ داده است (برای مثال، Miall, 2006; Gazi and Mountney, 2009; Tewari et al., 2012).

رخساره ماسه‌سنگ دارای لایه‌بندی افقی (Sh)

توصیف: این رخساره شامل ماسه‌سنگ‌های متوسط تا درشت‌دانه با لایه‌بندی افقی است که در توالی عمودی همراه با رخساره‌های Gmm, St, Sp, Sr مشاهده شده است (شکل ۵-ح). شکل هندسی این طبقات ماسه‌سنگی به صورت ورقه‌ای و مسطح است. تماس فوقانی و تحتانی این رخساره با رخساره‌های همراه گاه به صورت تدریجی و گاه به صورت مشخص است.

تفسیر: این رخساره به صورت طبقات مسطح تحت شرایط رژیم جریان‌یابی پایین برجای گذاشته شده است. اندازه متوسط تا درشت‌دانه‌های ماسه در این رخساره سنگی و نبود ساختار جدایش خطی در سطح لایه مؤید رسوب‌گذاری این نهشته‌ها تحت شرایط رژیم جریان‌یابی پایین است (برای مثال، Miall, 2006; Ghazi and Mountney, 2009).

رخساره ماسه‌سنگ دارای لامیناسیون مورب ریپلی (Sr)

توصیف: رخساره سنگی Sr شامل ماسه‌سنگ‌های متوسط تا ریزدانه است که در بخش فوقانی چرخه‌های به سمت بالا ریزشونده قرار گرفته و با تماس فرسایشی توسط رخساره سنگی Gcmf پوشیده می‌شود (شکل ۵-خ). شکل هندسی این رخساره به صورت ورقه‌هایی با ضخامت ۱۵ تا ۳۰ سانتی‌متر است که به طور جانبی و به صورت گوه‌ای شکل به رخساره Sh تبدیل می‌شود. این رخساره دارای لامیناسیون‌های مورب ریپلی است.

تفسیر: وجود ریپل مارک‌های نامتقارن و لامیناسیون‌های

شیب زیاد، نرخ تأمین رسوب بالا و سرعت و انرژی بالای جریان نیاز است (برای مثال، Miall, 2006). شکل هندسی این عنصر ساختاری در برخی نقاط عدسی شکل و ورقه‌ای و در برخی نقاط پهن و گسترده است و به صورت بین لایه با عناصر ساختاری GB و SB مشاهده می‌شود.

عنصر GB (اشکال لایه‌ای و سدهای شنی)

این عنصر ساختاری شامل رخساره سنگی Gh است که به فرم عدسی شکل تا ورقه‌ای و به صورت بین لایه با عنصر ساختاری SB مشاهده می‌شود. این عنصر معمولاً نهشته‌های باقیمانده در کف کانال را شکل می‌دهد که دارای مرز تحتانی فرسایشی است. شکل هندسی عدسی شکل این عنصر نیز می‌تواند نشان‌دهنده رسوب‌گذاری به صورت بقایای کف کانال باشد.

عنصر SB (اشکال لایه‌ای ماسه‌ای)

این عنصر فراوان‌ترین عنصر شناخته شده در توالی رسوبی مورد مطالعه است. این عنصر شامل رخساره‌های ماسه‌سنگی Sm, St, Sp, Sh, Sr می‌باشد که به صورت توده‌های ماسه‌سنگی عدسی، مسطح یا گوه‌ای شکل قابل مشاهده‌اند. این رخساره‌های سنگی به صورت چرخه‌های به سمت بالا ریزشونده مشاهده شده‌اند که اندازه دانه‌های ماسه به تدریج به سمت بالا کاهش یافته و ضخامت سری‌های طبقات مورب نیز در رخساره‌های Sp و St کاهش به سمت بالا در هر چرخه را نشان می‌دهند. روند یونی مدال داده‌های آنالیز جریان دیرینه همراه با پراکندگی کم این داده‌ها، فقدان اشکال لایه‌ای بزرگ مقیاس با برافزایی جانبی و روند به سمت بالا ریزشونده در این رخساره‌ها نشان‌دهنده این است که عنصر SB توسط کانال‌های رودخانه‌ای بریده بریده نهشته شده است.

مجموعه رخساره‌های دریایی

بر اساس مشاهدات صحرائی، اختصاصات سنگ‌شناسی، ساختارهای رسوبی، بافت، شکل هندسی رخساره‌ها، وضعیت رخساره‌ها در جهت قائم و گسترش جانبی آنها و تنوع خرده‌های اسکلتی و غیر اسکلتی، رخساره‌های آواری - کربناته دریایی برش مورد مطالعه (جدول ۱)، به ترتیب از سمت خشکی به سمت دریا، در سه کمربند رخساره‌ای پهنه

مورب ریپلی نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره تحت تأثیر جریان‌های کششی زیرآب می‌باشد (برای مثال، Miall, 2006). رخساره سنگی Sr ممکن است در اثر مهاجرت به سمت پایین دست مجموعه‌های ریپلی نامتقارن با خط‌الرأس پیچیده در شرایط رژیم جریان‌های پایین شکل بگیرد. این رخساره سنگی رسوب‌گذاری آرام در کانال‌های غیرفعال را به صورت رسوبات پرکننده نیز ثبت می‌کند. بنابراین، رخساره سنگی Sr در بخش‌های فوقانی اشکال لایه‌ای و سدهای درون کانال یافت می‌شود (برای مثال، Higgs et al., 2012).

عناصر ساختاری سیستم رودخانه‌ای

در نهشته‌های آواری رودخانه‌ای توالی رسوبی کرتاسه زیرین برش قومنگان، بر اساس ویژگی‌های نظیر بافت رسوب، ساختمان‌های رسوبی، شکل هندسی و تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌های تعداد چهار عنصر ساختاری شناسایی شده است.

عنصر CH (رسوبات پرکننده کانال)

عنصر رسوبات پرکننده کانال در رخساره‌های سنگی مورد مطالعه توسط واحدهای با قاعده فرسایشی شناسایی می‌شود که رسوبات دانه ریزتر زیرین را قطع می‌کنند. قاعده کانال به صورت سطح فرسایشی یا تخریبی مقعر به سمت بالا است. پرشدگی عنصر کانال توسط نهشته‌های کنگلومرای و ماسه‌سنگی (رخساره‌های سنگی Gh, Sm, St, Sp, Sh, Sr) صورت گرفته است. سطح تخریبی قاعده کانال شروع چرخه‌های به سمت بالا ریزشونده رودخانه‌ای در توالی مورد مطالعه را نشان می‌دهد که هر سیکل نشانگر کاهش انرژی جریان به سمت بالا یا فروکش جریان سیلابی است. برافزایی عمودی و جانبی رسوبات در اثر تغییرات انرژی جریان و مهاجرت جانبی کانال باعث گسترش رسوبات این عنصر ساختاری می‌شود.

عنصر SG (جریان گراویده‌ای رسوب)

این عنصر ساختاری شامل رخساره‌های سنگی Gcmf و Gmm است و توسط جریان‌های رسوبی خرده‌دار و یا جریان‌های ثقلی با انرژی و تمرکز بالای رسوب نهشته شده است. برای ایجاد چنین جریان خرده‌داری وجود نواحی با

جدول ۱. انواع رخساره‌های قاره‌ای و دریایی شناسایی شده در برش کرتاسه زیرین برش قومنجان و نحوه تشکیل آنها

کد رخساره‌ای	رخساره	ساختمان رسوبی	تفسیر	محیط رسوب‌گذاری
Gmm	کنگلومرای ماتریکس پشتیبان توده‌ای	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری از جریان‌های با ویسکوزیته بالا	برای سیستم رودخانه‌ای بریده با ستر گراولی
Gcmf	کنگلومرای دانه پشتیبان توده‌ای	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری قطعات از جریان‌های با آشفتگی کم و ویسکوزیته بالا (جریان‌های خرده‌دار)	
Gh	کنگلومرای دانه پشتیبان دارای چینه‌بندی افقی	چینه‌بندی افقی	به شکل رسوبات باقیمانده در کف کانال	
Sm	ماسه‌سنگ توده‌ای	طبقه‌بندی توده‌ای	توسط جریان‌های گراویته‌ای و یا رسوب‌گذاری سریع طی فروکش سیلاب	
Sh	ماسه‌سنگ دارای لایه‌بندی افقی	لایه‌بندی افقی	به صورت تشکیل طبقات مسطح در رژیم جریان‌ی پایین	
Sp	ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی مورب مسطح	طبقه‌بندی مورب مسطح	در اثر مهاجرت دون‌ها یا مگاریپل‌های دوبعدی با خط‌الرأس مستقیم	
St	ماسه‌سنگ دارای طبقه‌بندی مورب عدسی	طبقه‌بندی مورب عدسی شکل	در اثر مهاجرت دون‌ها و مگاریپل‌های سه بعدی با خط‌الرأس سینوسی	
Sr	ماسه‌سنگ دارای لامیناسیون مورب ریپلی	لامیناسیون مورب ریپلی	در اثر مهاجرت مجموعه‌های ریپلی نامتقارن در رژیم جریان‌ی پایین	
Fl	شیل-سیلتستون لامینه تناوب ماسه‌سنگ دارای	لامیناسیون افقی	رسوب‌گذاری در محدوده بین جزر و مدی	
Sh/Fl	لامیناسیون افقی و سیلتستون لامینه	لامیناسیون افقی	رسوب‌گذاری در محدوده بین جزر و مدی	
Gcmt	کنگلومرای دانه پشتیبان توده‌ای	طبقه‌بندی توده‌ای	در اثر فرسایش و کنده‌شدگی جزر و مدی در کانال‌های منطقه زیر جزر و مدی	
Sl	ماسه‌سنگ دارای لامیناسیون مورب با زاویه کم	لامیناسیون مورب با زاویه کم و گاهی طبقه‌بندی مورب درهم	رسوب‌گذاری در منطقه زیر جزر و مدی	
MF۱	پکستون بایوکلستی	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری در منطقه زیر جزر و مدی و در شرایط پرانرژی	
MF۲	پکستون آنکوئیدی	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری در شرایط لاگونی و آرام رمپ داخلی	
MF۳	وکستون بایوکلستی	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری در محیط لاگونی نیمه محصور و کاملاً کم انرژی	
MF۴	پکستون بایوکلستی اربیتولین‌دار	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری در بخش‌هایی از لاگون با چرخش آب آزاد و شرایط انرژی متوسط	
MF۵	پکستون-گرینستون اینتراکلستی بایوکلست دار	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری در پشته بایوکلستی پرانرژی و در بالای سطح اثر امواج در هوای آرام (FWWB) و در رمپ میانی	
MF۶	گرینستون بایوکلستی اربیتولین‌دار	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری در پشته بایوکلستی پرانرژی و در محدوده رمپ میانی	
MF۷	باندستون مرجانی	طبقه‌بندی توده‌ای	بر اثر رشد برجای مرجان‌ها در محدوده پشته بایوکلستی در رمپ میانی	
MF۸	باندستون رودیستی	طبقه‌بندی توده‌ای	تشکیل ریف‌های رودیستی کومه‌ای در لبه رمپ میانی	
MF۹	پکستون بایوکلستی	طبقه‌بندی توده‌ای	رسوب‌گذاری در بخش جلویی پشته بایوکلستی و رو به دریای باز	

بافتور مخلوط سیلیسی آواری-کرتاسه از نوع رمپ تک‌شیب

روشن و دارای لامیناسیون افقی است. آثار فسیلی و فسیل موجودات دریایی در این رخساره یافت نشده است.

تفسیر: ماسه‌سنگ‌های لامینه در تناوب رخساره‌ای Sh/FI احتمالاً در منطقه جلوی ساحل و در منطقه بالای بین جزر و مدی نهشته شده‌اند. پیدایش لامیناسیون افقی، جورشدگی خوب ماسه‌سنگ‌ها و تداوم جانبی طبقات سنگی همگی به‌عنوان شواهد یک موقعیت ساحلی در نظر گرفته می‌شوند (برای مثال، El-Azabi and El-Araby, 2007). رخساره سیلتستونی همراه با واحدهای ماسه‌سنگی فوق به‌عنوان نهشته‌های منطقه جلوی ساحل در نظر گرفته شده‌اند که احتمالاً در بخش پایینی منطقه بین جزر و مدی نهشته شده‌اند نهشته‌های سیلتستون لامینه همراه با طبقات ماسه‌سنگی را متعلق به محیط‌های بین جزر و مدی می‌داند. به‌عبارت‌دیگر، ته‌نشست ذرات دانه‌ریز زمانی که میزان انرژی محیط کم بوده، صورت گرفته که در نهایت باعث تشکیل لامیناسیون افقی در این طبقات شده است (برای مثال، Makhlof, 2000; Chen et al., 2010).

رخساره کنگلومرای دانه‌پشتیان توده‌ای (Gcmt)

توصیف: رخساره سنگی Gcmt شامل طبقات کنگلومرای درون‌سازندگی الیگومیکتیک است که دارای شکل هندسی عدسی شکل و قاعده فرسایشی است (شکل ۶-پ). تماس تحتانی این رخساره با رخساره سنگی Sh به‌صورت تخریبی و مشخص است. اجزا تشکیل‌دهنده این کنگلومرا را قطعات ماسه‌سنگی گردشده و تقریباً هم‌اندازه تشکیل می‌دهند که توسط ماتریکس ماسه‌ای به یکدیگر متصل شده‌اند. اکثر قطعات این کنگلومرا گردشده است و از جورشدگی خوبی برخوردارند. هیچ‌گونه ساختمان رسوبی در این طبقات کنگلومرای مشاهده نشده است.

تفسیر: فرسایش و کنده‌شدگی‌های جزر و مدی که بیشتر در کف کانال‌های جزر و مدی و در منطقه پایین جزر و مدی رخ می‌دهد، می‌تواند باعث تشکیل این رخساره کنگلومرای در قاعده کانال جزر و مدی شود (برای مثال، موسوی حرمی، ۱۳۸۶). علاوه بر این، ریزش‌های ساحلی و فرسایش لبه کانال جزر و مدی نیز ممکن است باعث تشکیل این رخساره شود (برای مثال، Richard and Datrymple, 2012).

جزر و مدی، لاگون و پشته برجای گذاشته شده‌اند.

(۱) کمر بند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی

چهار رخساره‌آواری و یک رخساره کربناته دریایی توالی رسوبی مورد مطالعه در این کمر بند رخساره‌ای جای می‌گیرند که به ترتیب از سمت خشکی به دریا به شرح هر یک پرداخته می‌شود.

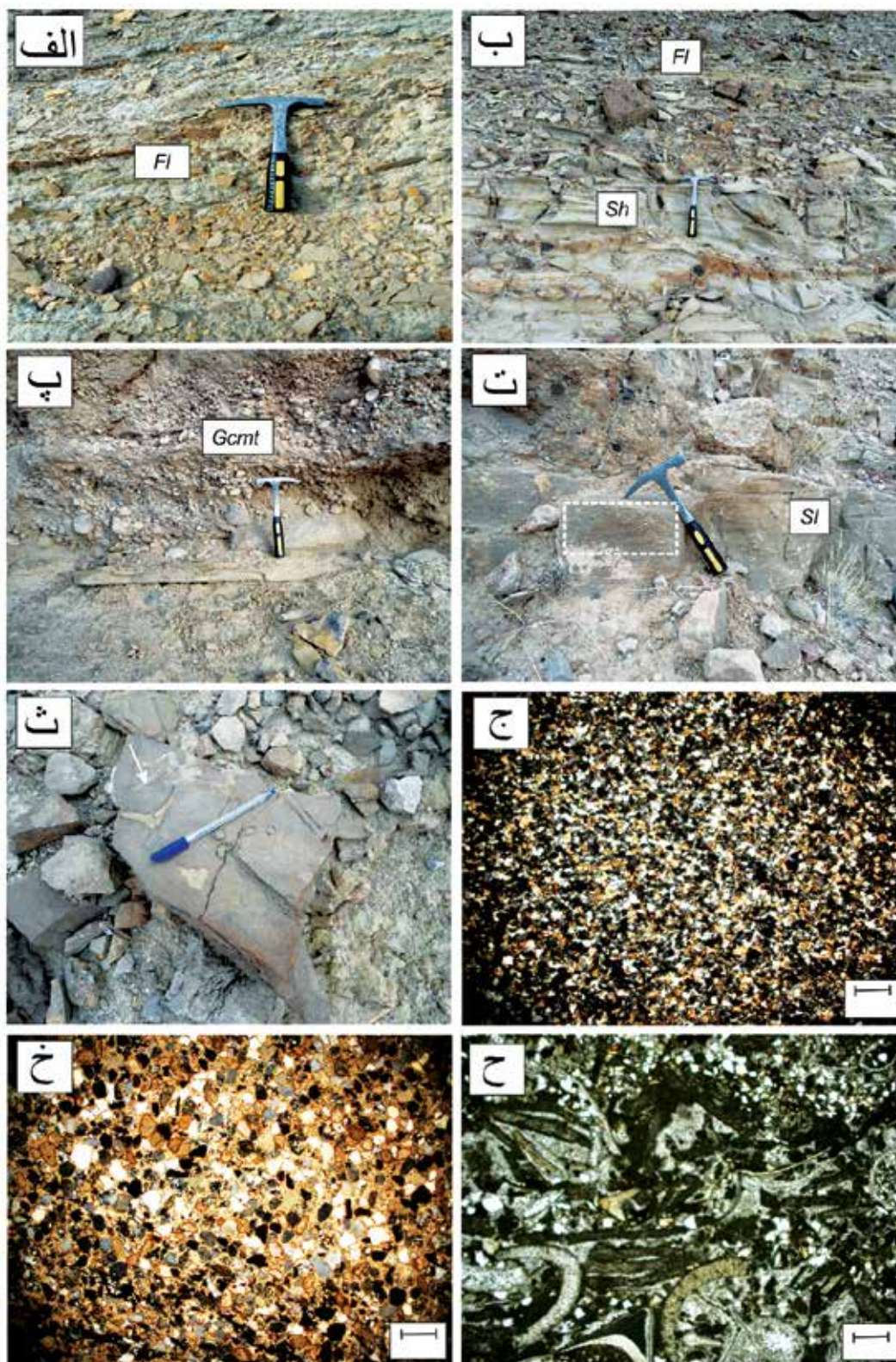
رخساره شیلی-سیلتستونی لامینه‌ای (Laminated silt and mud: FI)

توصیف: این رخساره شامل تناوب شییل و سیلتستون‌هایی به رنگ سبز روشن تا خاکستری است که در قاعده برش مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۶-الف). شکل هندسی این طبقات ورقه‌ای است و لامیناسیون افقی به‌خوبی در این رخساره ملاحظه می‌شود. هیچ‌گونه بقایای فسیلی و آثار فسیلی در این رخساره سنگی یافت نشده است. رخساره Sh به‌صورت بین لایه‌ای با این رخساره مشاهده شده است.

تفسیر: وجود تناوب‌های شیلی-سیلتستونی با لامیناسیون موازی و رنگ سبز تا خاکستری از ویژگی‌های نهشته‌های منطقه بالای جزر و مدی است (برای مثال، Zamanzadeh et al., 2009). نبود خرده‌های اسکلتی و آثار آشفستگی زیستی نیز نشان‌دهنده نبود شرایط مناسب برای زندگی موجودات می‌باشد که چنین شرایطی در محیط‌های بالای جزر و مدی وجود دارد (برای مثال، Yechieli and Wood, 2003).

تناوب رخساره‌های ماسه‌سنگی دارای لامیناسیون افقی و سیلتستون لامینه‌ای (Sh/FI)

توصیف: در این تناوب رخساره‌ای، رخساره Sh به‌صورت طبقات ماسه‌سنگی نازک لایه با لامیناسیون افقی و به رنگ سبز روشن مشاهده شده است (شکل ۶-ب). رخساره Sh از نظر ترکیب شامل ماسه‌سنگ‌های لیتارنایتی است (شکل ۶-ج) که اجزا تشکیل‌دهنده‌ی آن را کوارتز، فلدسپات، خرده‌سنگ، کانی‌های اپک و سیمان کربناته تشکیل می‌دهند. این اجزا اغلب نیمه گردشده تا گرد شده است و از جورشدگی نسبتاً خوبی برخوردارند. هیچ‌گونه بقایای فسیلی، آثار آشفستگی زیستی و آثار فسیلی در این رخساره یافت نشده است. رخساره FI شامل لایه‌های سیلتستونی به رنگ سبز



شکل ۶. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی (XPL) رخساره‌های آواری و کربناته پهنه جزر و مدی. الف) رخساره شیل-سیلتستون لامینه (Fl)، ب) تناوب ماسه‌سنگ با لامیناسیون افقی و سیلتستون لامینه (Sh/Fl)، پ) کنگلومرای دانه پشتیبان توده‌ای (Gcmt)، ت) ماسه‌سنگ دارای لامیناسیون مورب با زاویه کم (Sl)، ط) طبقه‌بندی مورب درهم نیز در مستطیل سفید مشخص شده است، ث) اثر فسیل تالاسینوئیدس در رخساره سنگی (Sl)، ج) تصویر پتروگرافی از ماسه‌سنگ‌های لیتارنایتی رخساره Sh، ح) تصویر میکروسکوپی از ماسه‌سنگ‌های لیتارنایتی رخساره سنگی Sl، خ) ریزرخساره MF1، پکستون بایوکلستی

مشاهده می‌شوند. فراوان‌ترین آلوکم اسکلتی در این طبقات را گاستروپودها تشکیل می‌دهند. علاوه بر این، خرده‌های جلبک و دوکفه‌ای با فراوانی ۵ درصد، ذرات کوارتز تا ۳۰ درصد و خرده‌های رسوبی و ولکانیکی تا ۱۰ درصد در این رخساره مشاهده شده‌اند (شکل ۶-خ).

تفسیر: شکل هندسی عدسی شکل این واحدهای رسوبی و وجود بافت پکستونی همراه با گاستروپود و دوکفه‌ای فراوان می‌تواند نشان‌دهنده عمق کم حوضه رسوبی در زمان رسوب‌گذاری این رسوبات باشد (Messadi et al., 2016). همچنین، حضور ذرات آواری فراوان در کنار اجزا اسکلتی کربناته در این رخساره خود مؤید رسوب‌گذاری در شرایط پراثرژی و نزدیک به ساحل همراه با تغییرات شدید در میزان انرژی محیط است (برای مثال، حسینی و همکاران، ۱۳۹۵).

کمبرند رخساره‌ای لاگون

سه ریز رخساره کربناته پکستون آنکوئیدی، وکستون بایوکلستی و پکستون بایوکلستی اربیتولین‌دار در این کمربند رخساره‌ای قرار می‌گیرند که در ادامه به شرح هر یک پرداخته می‌شود.

ریز رخساره پکستون آنکوئیدی (Oncoidal) (Packstone: MF2)

توصیف: این ریز رخساره از آنکوئید (۴۰ درصد)، اینتراکلت (۱۰ درصد)، پلوئید (۱۰ درصد) و فرامینیفراهای بنتیک (اربتولین، فرامینیفراهای با حجرات تک ردیفی و دوردیفی و میلیولیده) (۸ درصد) تشکیل شده که در زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-الف). در بین فرامینیفراهای بنتیک فوق میلیولیده‌ها از فراوانی بیشتری برخوردارند. آنکوئیدها نیز اغلب با تشکیل غلاف‌های جلبکی به دور قطعات دوکفه‌ای و اربیتولین تشکیل شده‌اند.

تفسیر: وجود غلاف جلبکی در اطراف خرده‌های اسکلتی و آنکوئیدهای با اشکال متحدالمرکز در این ریز رخساره مؤید محیط رسوب‌گذاری آرام و در قسمت‌های داخلی پلتفرم کربناته است (برای مثال، Boggs, 2009; Colombie, 2014 et al.). فقدان موجودات دریایی نرمال، وجود فرامینیفراهای بنتیک نظیر میلیولیده و وجود پلوئید همراه با

رخساره ماسه‌سنگ دارای لامیناسیون مورب با زاویه کم (Low Angle Cross-) (laminated Sandstone: SI)

توصیف: این رخساره سنگی در صحرا به صورت طبقات ماسه‌سنگی سبز تا خاکستری، متوسط تا نازک لایه و در برخی نقاط همراه با رخساره Gcmt مشاهده شده است (شکل ۶-ت). از جمله ساختمان‌های رسوبی که در این طبقات مشاهده شده می‌توان به لامیناسیون مورب با زاویه کم و در برخی نقاط به طور جانبی، به لایه‌بندی مورب در هم اشاره کرد (شکل ۶-ت). علاوه بر این، اثر فسیل تالاسینوئیدس نیز در این رخساره یافت شده است (شکل ۶-ث). رخساره ماسه‌سنگی فوق از نظر ترکیب لیتارنایتی است (شکل ۶-ج) و از اجزایی چون کوارتز، خرده‌سنگ‌های رسوبی و ولکانیکی، فلدسپات‌های پتاسیم و گلاکونیت تشکیل شده است. ذرات این رخساره در حد ماسه‌ی ریز تا درشت بوده و اغلب به صورت نیمه گردشده و با جورشدگی خوب می‌باشند.

تفسیر: ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در این رخساره ماسه‌سنگی شامل لامیناسیون مورب با زاویه کم و لایه‌بندی مورب در هم از جمله ساختمان‌های رسوبی شاخص محیط‌های جزر و مدی هستند (برای مثال، Richard and Datrymple, 2012). اثر فسیل تالاسینوئیدس که در این طبقات ماسه‌سنگی مشاهده شده است معمولا حاصل فعالیت تغذیه‌ای- حفاری جانوران سخت‌پوست است (برای مثال، Miller and Knox, 1985). پمپرتون (Pemberton et al., 2001) اثر فسیل فوق را مرتبط با مناطق حاشیه ساحلی به‌ویژه حاشیه پایینی ساحل همراه با نرخ رسوب‌گذاری بالا می‌داند. به‌طور کلی، وجود این اثر فسیل در رخساره فوق و همراهی آن با رخساره‌های پهنه جزر و مدی نشان‌دهنده نهشته شدن این رخساره در مناطق کم‌عمق و پراثرژی زیر جزر و مدی است.

ریز رخساره پکستون بایوکلستی (Bioclastic Packstone: MF1)

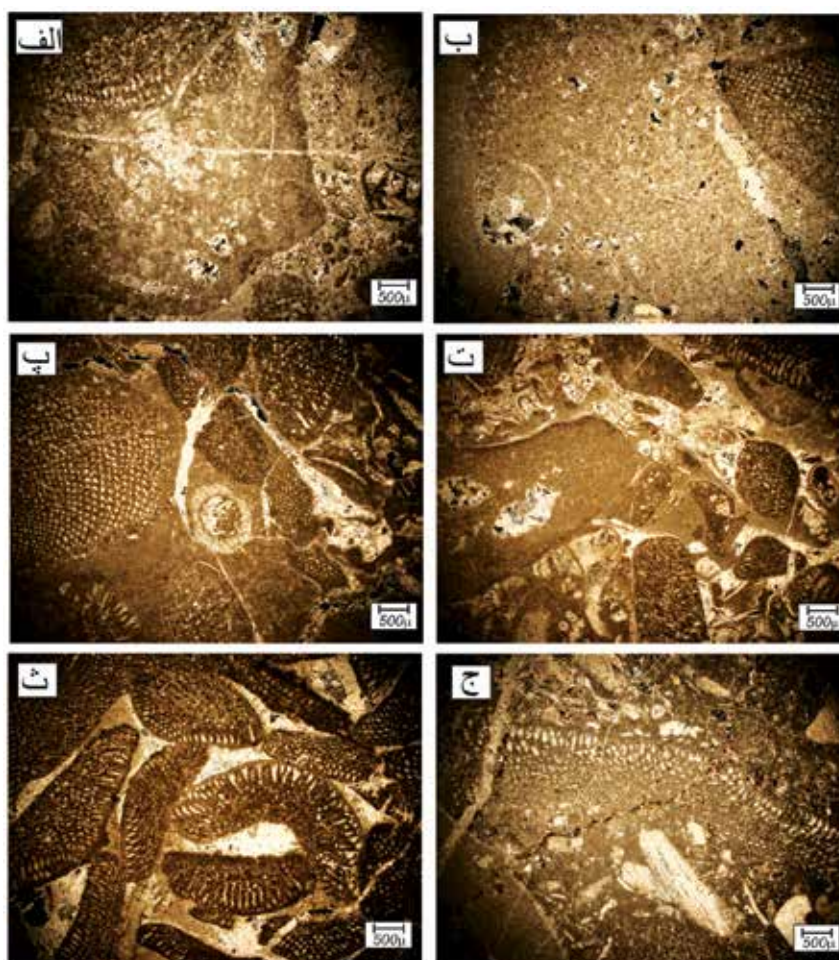
توصیف: طبقات آهکی مربوط به این ریز رخساره در صحرا به صورت واحدهای عدسی شکل به رنگ سبز روشن و خاکستری رخنمون دارند و همراه با رخساره سنگی SI

اغلب این خرده‌ها میکرایتی شده‌اند. تفسیر: فراوانی گل آهکی یا میکرایت در این ریزرخساره نشان‌دهنده محیط رسوب‌گذاری آرام و کم انرژی است (Messadi et al., 2016). وجود اربیتولین‌هایی با اشکال کشیده و دیسکی شکل در این ریزرخساره نیز از دیگر ویژگی‌هایی است که رسوب‌گذاری این رخساره در محیط لاگون را محرز می‌کند (برای مثال، Pittet et al., 2002؛ Adachi et al., 2004). بسیاری از آلوکم‌ها با درجات مختلف میکرایتی شده‌اند که بیانگر کم انرژی بودن محیط رسوب‌گذاری است و آثار شکستگی و خردشدگی در این دانه‌ها و حضور تعدادی اربیتولین مخروطی شکل در این ریزرخساره بیانگر حمل آلوکم‌ها توسط امواج و طوفان‌ها به این بخش است (برای مثال، Flugel, 2010).

بافت گلی مؤید رسوب‌گذاری این نهشته‌ها در شرایط لاگونی است (برای مثال، Husinec and Sokac, 2006; Sousa et al., 2009; Adabi et al., 2010; Asadi Mehmandosti et al., 2013; Colombie et al., 2014).

ریز رخساره وکستون بایوکلستی (Bioclastic Wackestone: MF3)

توصیف: در این ریزرخساره مقادیر کمی بایوکلست در زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند. آلوکم‌ها شامل قطعات خرده شده دوکفه‌ای (۵ درصد)، گاستروپود (۲ درصد)، استراکد (۱ درصد)، میلیولیده (کمتر از ۱ درصد) و اربیتولین‌های کشیده و دیسکی و تعدادی مخروطی شکل (۵ درصد) است (شکل ۷-ب). در این ریزرخساره درصد فراوانی دانه‌های اسکلتی خردشده نسبت به فسیل‌های سالم بیشتر است و



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی (نور XPL) از ریزرخساره‌های کم‌رنده‌های رخساره‌های لاگون و پشته. الف) ریزرخساره پکستون آنکوئیدی (MF2). ب) ریزرخساره وکستون بایوکلستی (MF3). پ) ریزرخساره پکستون بایوکلستی اربیتولین‌دار (MF4). ت) ریزرخساره پکستون-گرینستون اینتراکلستی بایوکلست‌دار (MF5). ث) ریزرخساره گرینستون بایوکلستی اربیتولین‌دار (MF6). ج) ریزرخساره پکستون بایوکلستی (MF9)

قطعات اینتراکلیست و دانه‌های پلوئید اغلب گرد شده‌اند. اگرچه منشأ پلوئیدها کاملاً مشخص نیست ولی با توجه به حضور گاستروپودها و دوکفه‌ای‌ها ممکن است بخشی از آنها منشأ دفعب داشته باشند. در برخی نمونه‌های اربیتولین نیز حجرات توسط دانه‌های کوارتز پر شده‌اند.

تفسیر: بافت دانه پشتیبان و مقادیر ناچیز میکرایت در این ریز رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط پارانرژی و در بالای سطح اثر امواج در هوای آرام (FWWB) است. فراوانی بالای اینتراکلیست‌های گردشده در این رخساره نیز مؤید انرژی بالای محیط رسوب‌گذاری است (برای مثال، Sousa et al., 2009; Flugel, 2010). اغلب اربیتولین‌های مشاهده شده مخروطی شکل‌اند که این مورفولوژی نشانگر شرایط پارانرژی در زمان رسوب‌گذاری این ریز رخساره است. با توجه به ویژگی‌های فوق به نظر می‌رسد که این ریز رخساره در محیط پشته بایوکلستی پارانرژی بر جای گذاشته شده است.

ریز رخساره گرینستون بایوکلستی *Orbitolina Bioclastic* دار (Grainstone: MF6)

توصیف: این ریز رخساره متشکل از ۵۰ درصد اربیتولین، ۱۰ درصد اینتراکلیست، ۲ درصد جلبک سبز، ۳ درصد براکیوپود، ۶ درصد پوسته دوکفه‌ای و کمتر از ۲ درصد کوارتز می‌باشد (شکل ۷-ث). در اطراف برخی اربیتولین‌ها پوشش‌های میکرایتی یا جلبکی دیده می‌شود. با این وجود، اکثر اربیتولین‌ها فاقد پوشش میکرایتی هستند. در این ریز رخساره اینتراکلیست‌ها گرد شده‌اند. اکثر اربیتولین‌ها مخروطی شکل‌اند ولی تعدادی از انواع کشیده و آگلوتینه همراه با پوشش میکرایتی نیز در این ریز رخساره مشاهده شده‌اند.

تفسیر: با توجه به بافت این رخساره که دانه پشتیبان است و درصد بالای سیمان‌های دریایی که معمولاً در محیط‌های با انرژی بالا تشکیل می‌شوند، این ریز رخساره نیز در محیط پشته بایوکلستی تجمع یافته است که معمولاً این پشته‌ها به موازات خط ساحلی و در حاشیه رمپ بر جای گذاشته می‌شوند (Flugel, 2010). فراوانی بالای اربیتولین‌های مخروطی شکل و وجود اینتراکلیست‌های گردشده تأییدکننده شرایط رسوب‌گذاری پارانرژی است.

ریز رخساره پکستون بایوکلستی *Orbitolina Bioclastic* دار (Packstone: MF4)

توصیف: آلوکم‌های تشکیل‌دهنده این ریز رخساره به‌طور میانگین شامل اربیتولین (۱۰ تا ۳۰ درصد)، گاستروپود (۴ درصد)، دوکفه‌ای (۴ درصد)، براکیوپود (۳ درصد)، جلبک سبز (۳ درصد)، مرجان (۱ درصد)، استراکد (۱ درصد)، پلوئید (۱۵ درصد)، اینتراکلیست (۵ درصد) و ذرات آواری کوارتز (کمتر از ۲ درصد) است که در زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-پ). تفسیر: بافت پکستونی این ریز رخساره همراه با حضور فرامینیفیرهای بنتیکی چون اربیتولین، جلبک سبز، دوکفه‌ای، گاستروپود و موجودات دریایی باز نظیر براکیوپود نشانگر رسوب‌گذاری این ریز رخساره در محیط لاگون با چرخش آب آزاد همراه با شرایط انرژی متوسط است (برای مثال، Wanas, 2008). علاوه بر این، حضور فسیل‌های دریایی نرمال همراه با فونای لاگونی و اینتراکلیست در این ریز رخساره نیز نشان‌دهنده نهشته شدن این رخساره در بخش‌های انتهایی لاگون رو به دریا است.

کمبرند رخساره‌ای پشته

در این کمربند رخساره‌ای ۵ ریز رخساره کربناته پکستون-گرینستون اینتراکلیستی بایوکلست دار، گرینستون بایوکلستی اربیتولین دار، باندستون مرجانی، باندستون رودیستی و پکستون بایوکلستی شناسایی شده‌اند که در ادامه به توصیف و شرح هر یک پرداخته شده است.

ریز رخساره پکستون-گرینستون اینتراکلیستی *Bioclast Intraclastic* دار (Packstone-Grainstone: MF5)

توصیف: این ریز رخساره حاوی ۱۷ درصد اینتراکلیست، ۸ درصد اربیتولین، ۵ درصد دوکفه‌ای، ۲ درصد گاستروپود، ۳ درصد پلوئید، ۶ درصد جلبک، ۱ درصد مرجان و پوسته اکینودرم است (شکل ۷-ت). در برخی نمونه‌ها و در فضای بین دانه‌ها فراوانی میکرایت نسبت به اسپارایت بیشتر و در بعضی بالعکس است. پوشش‌های میکرایتی در اطراف اکثر خرده‌های فسیلی و قطعات اینتراکلیست مشاهده می‌شود.

اثر رشد برجای مجموعه‌های مرجانی شکل گرفته است.

ریز رخساره باندستون رودیستی (Rudist) (Boundstone: MF8)

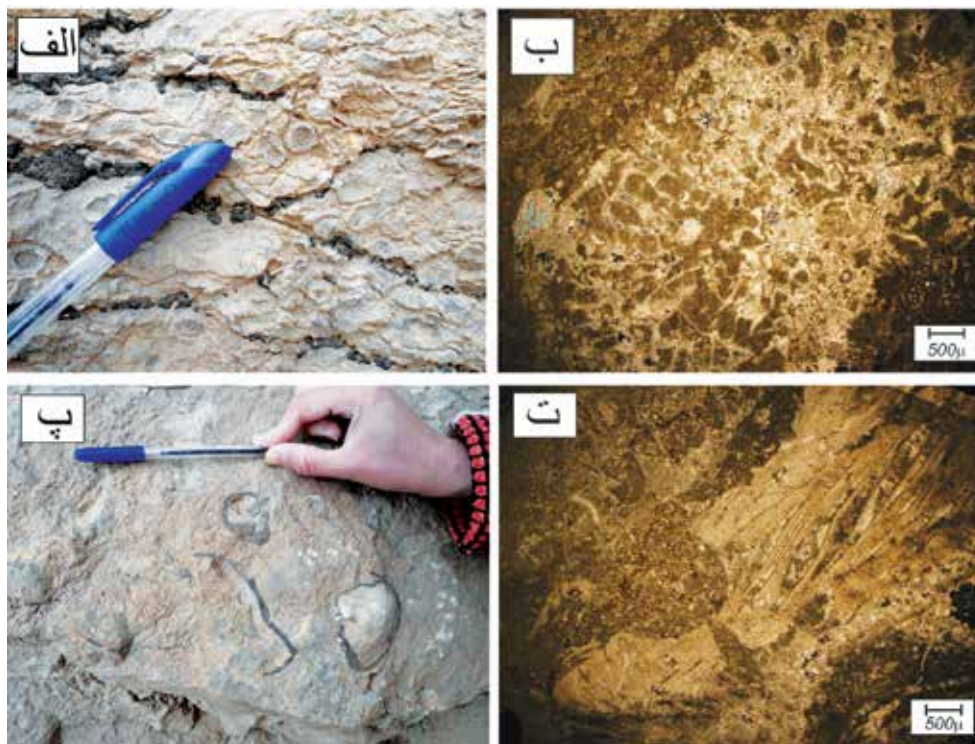
توصیف: این رخساره در صحرا به صورت واحدهای آهکی به رنگ خاکستری تیره و توده‌ای رخنمون دارد (شکل ۸-پ). این ریز رخساره دارای فابریک دانه پشتیبان بوده و جزء اصلی سازنده آن رودیست‌های با اشکال خوابیده هستند (شکل ۸-ت). علاوه بر رودیست، مرجان، گاستروپود و جلبک از دیگر اجزای سازنده‌ی این ریز رخساره هستند. این ریز رخساره معادل بافلستون رودیستی (Rudist Bafflestone) در طبقه‌بندی امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) است.

تفسیر: از آنجایی که رودیست‌ها معمولاً ساختارهای ریفی گسترده را ایجاد نمی‌کنند و به صورت توده‌های با برجستگی کم و تکه‌تکه (کومه‌ای) در لبه پلتفرم نهشته می‌شوند، به نظر می‌رسد ریز رخساره باندستون رودیستی گسترش جانبی زیادی نداشته و به صورت پشته بایوکلاستی تشکیل شده است (برای مثال، Han et al., 2016).

ریز رخساره باندستون مرجانی (Coral) (Boundstone: MF7)

توصیف: شامل آهک‌های متوسط لایه مرجانی با شکل هندسی عدسی شکل است که به طور جانبی محدود و به لایه‌های آهکی اربیتولین دار ضخیم لایه و پهن تبدیل می‌شود (شکل ۸-الف، ب). آلوکم غالب این ریز رخساره مرجان‌های اسکلاکتین با اشکال تروکوئیدی و اندازه بیش از ۲ میلی‌متر است. این ریز رخساره معادل فلوتستون مرجانی (Coral Floatstone) در طبقه‌بندی امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) می‌باشد.

تفسیر: حضور مرجان‌های منفرد اسکلاکتین در این ریز رخساره نشان دهنده وجود شرایط مساعد اکولوژیکی همراه با مواد غذایی کم و شرایط الیگوتروفیک است. مرجان‌های تروکوئیدی معمولاً بسترهای زیست سخت را برای زندگی انتخاب می‌کنند (گراوند و امیر حسنخانی، ۱۳۹۲). وجود این ریز رخساره باندستونی در توالی مورد مطالعه نشان دهنده وجود ریف‌های کومه‌ای و پراکنده در حاشیه پلتفرم کربناته است که بر



شکل ۸. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی (نور XPL) از ریز رخساره‌های کمر بند رخساره‌ای پشته. الف) تصویر صحرایی رخساره باندستون مرجانی، ب) ریز رخساره باندستون مرجانی (MF7)، پ) تصویر صحرایی از رخساره باندستون رودیستی، ت) ریز رخساره باندستون رودیستی (MF8)

عناصر ساختاری شناسایی شده، وجود چرخه‌های به سمت بالا ریزشونده متوالی، شکل هندسی عدسی، ورقه‌ای و گوه‌ای شکل رخساره‌های سنگی، قاعده فرسایشی هر چرخه، وجود طبقات کنگلومرای و ماسه‌سنگی ضخیم و نبود رسوبات دانه‌ریز دشت سیلابی و رنگ قرمز رسوبات که مؤید شرایط اکسیدان محیط رسوب‌گذاری است، مدل رسوبی سیستم رودخانه‌ای با پیچش کم (رودخانه بریده بریده با بستر شنی در نزدیک منشأ) برای این نهشته‌های آواری پیشنهاد می‌شود (شکل ۹).

نهشته‌های دریایی کرتاسه زیرین در منطقه مذکور شامل توالی رسوبی است که از میان لایه‌های کربناته و آواری تشکیل شده است. بررسی رخساره‌های رسوبی و تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ای در توالی رسوبی مورد مطالعه نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری این رخساره‌ها در یک پلتفرم کربناته نوع رمپ که دارای رسوبات مخلوط کربناته-سیلیسی آواری است، صورت گرفته است (شکل ۹). مجموعه رخساره‌های دریایی معرفی شده در این مطالعه در دو بخش این پلتفرم کربناته که شامل بخش‌های رمپ داخلی و رمپ میانی است، بر جای گذاشته شده‌اند. رخساره‌های مذکور در سه کمربند رخساره‌ای نهشته شده‌اند که شامل دو کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی و لاگون در رمپ داخلی و کمربند رخساره‌ای پشته در موقعیت رمپ میانی است. در این پلتفرم رمپ مخلوط کربناته-سیلیسی آواری، رسوب‌گذاری اجزای کربناته و آواری احتمالاً با یکدیگر انجام شده اما برخی رخساره‌ها به جایگاه خاصی در پلتفرم محدود شده‌اند. در توالی رسوبی مورد مطالعه، رسوبات سیلیسی آواری به کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی محدود شده و رخساره‌های کربناته در کمربندهای رخساره‌ای لاگون و پشته نهشته شده‌اند. تأمین رسوبات سیلیسی آواری به این حوضه مخلوط در طی پایین بودن سطح نسبی آب دریا و زهکشی رودخانه‌ها از مناطق مرتفع‌تر خشکی‌های مجاور پلتفرم فوق صورت گرفته است. از آنجایی که رخساره‌های ریفی قابل ملاحظه در این توالی یافت نشده است به نظر می‌رسد که پشته‌های بایوکلستی مسئول ایجاد برجستگی حاشیه‌ای در لبه رمپ ذکر شده بوده‌اند و رخساره‌های باندستون مرجانی

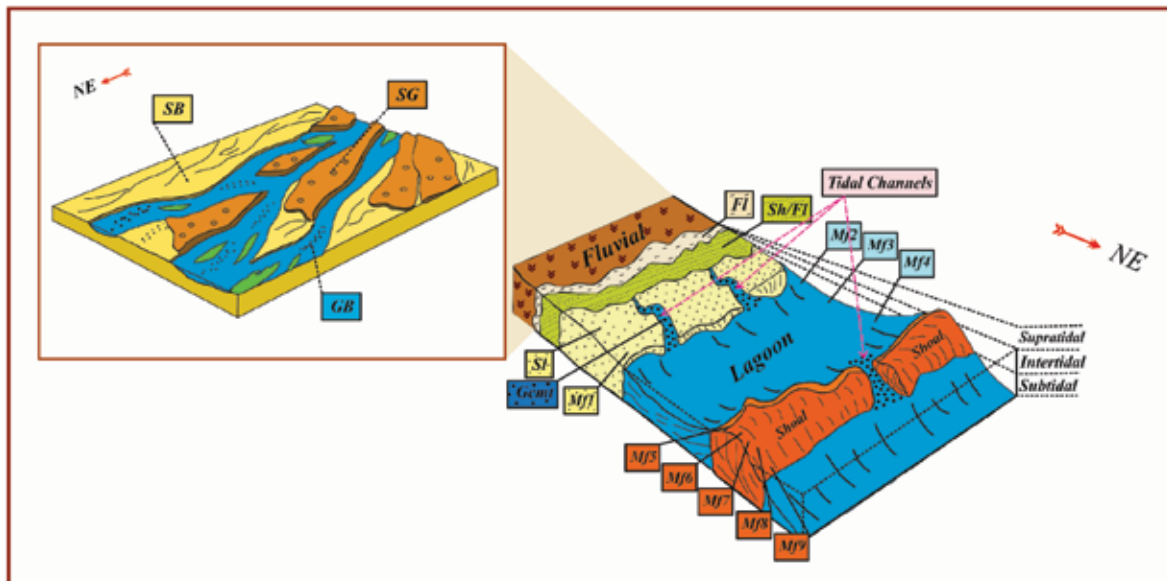
ریز رخساره پکستون بایوکلستی (Bioclastic Packstone: MF9)

توصیف: خرده‌های اسکلتی آلوکم غالب در این ریز رخساره‌اند که شامل خرده‌های دوکفه‌ای غالباً رودیست‌ها (۱۵ درصد)، گاستروپود (۱ درصد)، میلیولیده (کمتر از ۱ درصد)، براکیوپود (۵ درصد)، اربیتولین (۵ درصد)، جلبک (۲/۵ درصد)، بریوزوآ (کمتر از ۱ درصد)، استراکد (کمتر از ۱ درصد) و پلوتید (۸ درصد) است که در زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند (شکل ۷-ج).

تفسیر: با توجه به بافت دانه پشتیبان این ریز رخساره، مقدار کم میکرایت در زمینه و فراوانی دانه‌های اسکلتی نظیر رودیست‌ها و براکیوپودها در این رخساره به نظر می‌رسد که این رسوبات در بخش جلویی پشته بایوکلستی (رو به دریای باز) نهشته شده باشند (برای مثال، Flugel, 2010).

محیط رسوب‌گذاری

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، در توالی رسوبی مورد مطالعه تناوبی از رسوبات قاره‌ای رودخانه‌ای و نهشته‌های دریایی مشاهده می‌شود که هر یک دارای اختصاصات مربوط به خود می‌باشند (شکل ۹). نهشته‌های رودخانه‌ای کرتاسه زیرین در ناحیه مورد مطالعه شامل رسوبات پرکننده کانال می‌باشند. مجموعه رسوبات پرکننده کانال شامل رخساره‌های کنگلومرای (Gcmf, Gmm, Gh) و رخساره‌های ماسه‌سنگی (Sm, St, Sp, Sh, Sr) می‌باشند. رخساره‌های سنگی Gcmf و Gmm توسط جریان‌های رسوبی خرده‌دار یا جریان‌های گراویته‌ای با انرژی بالا تشکیل شده‌اند (برای مثال، Koykka, 2011). وجود ساخت توده‌ای در این رسوبات از مشخصات معمول نهشته‌های رودخانه‌ای بریده بریده با بستر گراولی است. رخساره کنگلومرای Gh به فرم رسوبات باقیمانده در کف کانال بر جای گذاشته شده است. رخساره‌های ماسه‌سنگی نیز توسط جریان‌های آبی کشتی با تمرکز رسوب بالا، رسوب‌گذاری در رژیم‌های جریانی پایین و مهاجرت اشکال لایه‌ای دوبعدی و سه‌بعدی نهشته شده‌اند (برای مثال، Miall, 2006; Tewari et al., 2012). با توجه به تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌های سنگی،



شکل ۹. مدل رسوبی پیشنهادی برای نهشته‌های کرتاسه ی تحتانی در برش قومنجان

(Zhang), *Praeorbitolina cornyi* Schroeder, *Nautiloculina* sp., *Marsonella* sp., *Nezzazata* sp., *Charentia* sp., شناسایی شده سن آپتین (پیشین) برای این توالی رسوبی پیشنهاد می‌شود. بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ای در توالی رسوبی برش قومنجان مؤید تغییر شرایط رسوب گذاری از محیط رسوبی قاره‌ای به محیط دریایی است. نهشته‌های قاره‌ای مذکور متشکل از رخساره‌های کنگلومرای و ماسه‌سنگی است که با توجه به اختصاصات بافتی، ساختمان‌های رسوبی، ضخامت و شکل هندسی لایه‌های رسوبی، نوع تماس زیرین و فوقانی لایه‌ها، رنگ رسوبات، وجود چرخه‌های به سمت بالا ریزشونده باقاعده فرسایشی و الگوی یونی مدال جهت جریان دیرینه به نظر می‌رسد که در سیستم رودخانه‌ای بریده بریده با بستر شنی و در نزدیک منشأ بر جای گذاشته شده‌اند. نهشته‌های دریایی این برش نیز ترکیبی از رخساره‌های آواری و کربناته می‌باشند که با توجه به اختصاصات ذکر شده در یک پلتفرم مخلوط سیلیسی آواری- کربناته از نوع رمپ نهشته شده‌اند. این رسوبات در دو موقعیت رمپ درونی (شامل کمر بند رخساره‌های جزر و مد و لاگون) و میانی (شامل پشته) برجای گذاشته شده‌اند. توالی مورد مطالعه یک پیشروی سطح تراز دریا را در طی آپتین پیشین در شرق لوت نشان می‌دهد. این پیشروی می‌تواند با

و رودیستی به صورت ریف‌های کومه‌ای در برخی نواحی وجود داشته‌اند. تغییر تدریجی جانبی رخساره‌های نواحی کم‌عمق به رخساره‌های عمیق‌تر، گسترش پهنه جزر و مدی، عدم حضور لغزش‌ها، برش‌ها (تالوس‌ها یا واریزه‌ها)، جریان‌های خرده‌دار و توربیدایت‌ها (که نشان‌دهنده حمل مجدد رسوبات هم‌زمان با رسوب‌گذاری هستند) در رخساره‌های این توالی مؤید وجود پلتفرم مخلوط سیلیسی آواری- کربناته از نوع رمپ تک‌شیب است که شامل زیر محیط‌های رمپ داخلی و میانی است (برای مثال، Sousa et al., 2009; Flugel, 2010; Asadi Mehmandosti et al., 2013; Messadi et al., 2016).

نتیجه‌گیری

نهشته‌های کرتاسه پیشین در برش قومنجان (با ضخامت ۱۶۴ متر)، متشکل از واحدهای متنوع سنگی می‌باشند که در حاشیه شرقی بلوک لوت رخنمون دارند. این توالی از دو واحد آواری در پایین و کربناته در بالا تشکیل شده است. واحد آواری با لایه‌های از کنگلومرا شروع می‌شود و به ماسه‌سنگ‌های سبز و خاکستری ارغوانی دانه‌ریز ختم می‌شود. واحد کربناته بیشتر از سنگ‌آهک‌های غنی از فسیل در پایین تشکیل شده که به طرف بالا از فراوانی فسیل‌ها کاسته می‌شود. در برش مورد بررسی جنس‌های *Palorbitolinoides* cf. *orbiculata*

محیط رسوب گذاری نهشته‌های آواری کرتاسه پیشین در برش کرچ، جنوب غرب قائن. سی و سومین گردهمایی علوم زمین، اسفندماه، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران. - گراوند، ر. و امیرحسینخانی، ف.، ۱۳۹۲. پالئواکولوژی مرجان‌های منفرد کرتاسه‌ی بالایی در منطقه کرمانشاه. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۸۱-۸۸.

- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghobeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of lower cretaceous Carbonate (Fahliyan Formation), south-west of Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 148-160.

- Adachi, N., Ezaki, Y. and Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the ned-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164, 161-178.

- Asadi mehmandusti, E., Adabi, M.H. and Wood, D., 2013. Microfacies and geochemistry of the middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology*, 293, 9-20.

- Boggs, S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Cambridge University, 612.

- Buckner, I.I. and Sasaran, E., 2005. Relation between algae and environment: an early Cretaceous case study, Trasc au Mountains, Romania. *Facies*, 51, 274-286.

- Chen, H.W., Lee, T.Y. and Wu, L.C., 2010. High-resolution sequence stratigraphic analysis of late Quaternary deposits of the Changhua Plain in the frontal arc-continental collision belt of Central Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 192-213.

- Colombié, C., Aurell, M., Gotz, A.E., Bertholon, S. and Boussaha, M., 2014. Feature and duration of metre-scale sequences in a storm-dominated carbonate ramp setting (Kimmeridg-

تشکیل اقیانوس سیستان در شرق ایران مرتبط باشد.

منابع

- احراری، ف.، ۱۳۸۸. میکرواستراتیگرافی ساب بلوک قومنجان در بلوک غرب از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش قائنات. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور بیرجند، ۱۱۸.

- اسدی، ا.، ۱۳۹۲. چینه نگاری زیستی و محیط دیرینه نهشته‌های کرتاسه زیرین بر اساس اربیتولین‌ها در برش نیمبلوک (شمال غرب قاین) شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۱۸.

- اطلس راه‌های ایران، ۱۳۹۶. موسسه گیتاشناسی، ۳۱۱.

- بابازاده، س.ا.، رئیس السادات، س.ن. و احراری، ف.، ۱۳۸۸. کاربرد فرامینیفرهای کرتاسه در بازسازی محیط رسوبی ناحیه قومنجان حاشیه شرقی بلوک لوت. چهارمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی، دانشگاه آزاد شیراز.

- بابازاده، س.ا.، رئیس السادات، س.ن. و احراری، ف.، ۱۳۸۹. بایواستراتیگرافی و بررسی روند تکاملی اربیتولین‌ها در توالی سری‌های رسوبی کرتاسه در حاشیه شرقی بلوک لوت، جنوب غرب قائن. فصلنامه رخساره‌های رسوبی، ۱۰-۱.

- حسینی، س.ح.، وحیدی نیا، م.، نجفی، م. و موسوی حرمی، س.ر.، ۱۳۹۵، بایواستراتیگرافی، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی نهشته‌های آواری-کربناته کرتاسه زیرین، شرق ایران مرکزی، دیهوک. نشریه علوم زمین خوارزمی، ۱۵۷-۱۸۰.

- خزاعی، ا.، رئیس السادات، س.ن. و اسدی، ش.، ۱۳۸۹. دوکفه‌ای‌های رودیست (خانواده رکوتینیده) در رسوبات کرتاسه پیشین جنوب غرب قائن، شرق ایران؛ مطالعه دیرینه زیست جغرافیای آنها. رخساره‌های رسوبی، سال سوم، ۲، ۵۲-۶۷.

- زارعی، ح.، رئیس السادات، س.ن.، مرتضوی مهریزی، س.م.، یزدی مقدم، م.، ۱۳۹۳. پالئواکولوژی نهشته‌های کرتاسه تحتانی در برش قومنجان، جنوب غرب قائن؛ بر اساس نسبت فرامینیفرهای بنتیک، هشتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی، ۱۸۹.

- شریفی، ج.، مرتضوی، م.، رئیس السادات، س.ن. و معتمدالشریعتی، م.، ۱۳۹۳. رخساره‌های سنگی و

- ian, northeastern Spain. *Sedimentary Geology*, 312, 94-108.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate rock according to depositional texture, in: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1, 108- 121.
 - El-Azabi, M. and EL-Arabi, A.M., 2007. Depositional framework and sequence stratigraphic aspects of the Coniacian-Santonian mixed siliclastic/carbonate Matulla sediments in Nezzazat and Ekma blocks, Gulf of Suez, Egypt. *Journal African Earth Sciences*, 47, 179-202.
 - Embry, A.F., and Klovan, E.J., 1971. Absolute water depth limits of late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau*, 61 (2), 672-686.
 - Fauvelet, E. and Eftekhari-nezhad, J., 1990. Explanation Text of the Qayen Quadrangle Map 1:250,000, Geological Quadrangle, No. K7. Report. 21, 317.
 - Flugel, E., 2010. *Microfacies Analysis of Carbonate rocks, Analyses, Interpretation and Application*, Springer-Verlag, Berlin, 1005.
 - Folk, R., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 182.
 - Foix, N., Paredes, M.I. and Giacosa, R.E., 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 294, 342- 355.
 - Gani, R. M. and Alam, M. M., 2004. Fluvial facies architecture in small scale river system in the Upper Dupi Tila Formation, northeast Bengal basin, Bangladesh. *Journal Asian Earth Sciences*, 24, 225-236.
 - Ghazi, S. and Mountney, N.P., 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221, 99-126.
 - Ghosh, P., Sarkar, S. and Maulik, P., 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India: *Sedimentary Geology*, 191, 3- 36.
 - Ghosh, S., 2014. Palaeogeographic significance of ferruginous gravel lithofacies in the Ajaydamodar interfluvial, West Bengal, India. *International Journal of Geology*, 4, 81- 100.
 - Koykka, J., 2011. Precambrian alluvial fan and braidplain sedimentation patterns: Example from the Mesoproterozoic Rjukan Rift Basin, southern Norway. *Sedimentary Geology*, 234, 89- 108.
 - Higgs, K.E., King, P. R., Raine, J.I., Sykes, R., Browne, G.H., Crouch, E. and Baur, J. R., 2012. Sequence stratigraphy and controls on reservoir sandstone distribution in an Eocene marginal marine-coastal plain Fairway, Taranaki Basin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology*, 30,2, 175-192.
 - Husinec, A. and Sokac, B., 2006. Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia). *Cretaceous Research*, 27, 418-441.
 - Kosunal, E., Poisson, A., Ciner, A., Wernli, R. and Monod, O., 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene Catallar Basin, southwestern Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 466-479.
 - Lee, H.S. and Chough, S.K., 2006. Lithostratigraphy and depositional environments

- of the Pyeongan Supergroup (Carboniferous-Permian) in the Taebaek area, mid-east Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 3-4, 339-352.
- Makhlof, I.M., 2000. Sedimentology of mixed siliciclastic-carbonate tidal deposits of the Dardur Formation, Dead Sea area, Jordan. *Journal of Dirasat*, 27/2, 215-225.
 - Messadi, A.M., Mardassi, B., Quali, J. A. and Tourir, J., 2016. Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of upper Paleocene evaporate-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, 118, 205-230.
 - Miall, A. D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin. 582.
 - Miller, M. F. and Knox, L. W. 1985. Biogenic structures and depositional environments of the Lower Pennsylvanian coal bearing sequence, northern Cumberland Plateau, U.S.A. In: H. A. Curran (ed.), *Biogenic structures their use in interpreting depositional environments*, Society of Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 35, 67-93.
 - Motamedalshariati, M., Raisossadat, S. N., Moloudi, D. and Mortazavi, M. 2016. Foraminifera biozonation and morphogroups from Nimbolook section, east margin of Lut block, Iran. *Arabian Journal of Geoscience*, 9, 720 (1-11), DOI 10.1007/s12517-016-2709-y.
 - Pemberton, G.S., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., Robbins, D. and Sinclair, I.K., 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Geological Association of Canada Short Course, 15, 1-25.
 - Pittet, B., van Buchem, F.S.P., Hillgrtner, R.H., Gritsch, P. J. and Droste, H.J., 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian- Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49, 555-581.
 - Raisossadat S. N. and Skelton, P. W., 2005. First record of rudist fauna from the Qayen area, eastern Iran. 7th International Symposium on the Cretaceous (5-9 September 2005), Neuchâtel, Scientific Program and Abstracts, 177-178.
 - Richard, A.D. and Dalrymple, R.W., 2012. *Principles of Tidal Sedimentology*, Springer, 638.
 - Simmons, M.D., Whittaker, J.E. and Jones, R.W., 2000. Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East - A revision of the F.R.S. Henson and Associates Collection. In M.B. Hart, M.A. Kaminski and C.W. Smart (Eds.), *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, 7, 411-437.
 - Sharifi, J., Raisossadat, S. N., Mortazavi, M. and Motamedalshariati, M., 2016. Albian and Cenomanian ammonites of the eastern margin of the Lut block (East Iran). *Carens de Géologie-Notebooks on Geology*, 16 ,25, 591-613.
 - Sousa, S.H.M., Rossetti, D., Fairchild, T.R., Burone, L., Mahiques, M.M. and Tibana, P., 2009. Microfacies and sequence stratigraphy of the Amapá Formation, Late Paleocene to Early Eocene, Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280, 440- 455.
 - Tewari, R. C., Hota, R. N. and Maejima, W., 2012. Fluvial architecture of Early Permian Barakar rocks of Korba Gondwana basin, eastern central India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 52,

43-52.

- Therrien, F., 2006. Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sânpetru Formation (Late Cretaceous, Romania); Post-orogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology*, 192, 183- 205.

- Wanas, H.A., 2008. Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: Facies analysis and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 52, 125-138.

- Yechieli, Y. and Wood, W.W., 2003. Hydrogeologic process in saline system: Playas, Sabkhas and saline lakes. *Earth Science Reviews*, 58, 343-365.

- Zamanzadeh, S.M., Amini, A.H. and Ghavidel-Syooki, M., 2009. Sequence stratigraphic controls on early-diagenetic carbonate cementation of shallow marine clastic sediments (the Devonian Zakeen Formation), southern Zagros, Iran. *Association of Korean Geoscience Societies*, 13, 1, 31-57.

Determining the deposits attributed to the Gurpi Formation based on the calcareous nannofossil located in SW Borojen, Chahar-Mahal and Bakhtiyari provinces

Senemari, S.¹ and Foroughi, F.²

1. Associate Professor, Faculty of Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin

2. Assistant Professor, School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Tehran

Received: 10 June 2018

Accepted: 15 September 2018

Abstract

Calcareous nannofossils are useful in determining the relative age of the Cretaceous strata. In this study, the Gurpi Formation with a thickness of 445 m at the Kuh-e Sabz syncline located in southwest of Borojen city is investigated based on the calcareous nannofossils. As a result of this study, 20 genera and 37 species of calcareous nannofossil were identified. Based on distribution of these index calcareous nannofossils, seven bio-zones were recognized including: *Calculites obscurus* Zone (CC17/late Santonian-early Campanian), *Aspidolithus parvus* Zone (CC18/early Campanian), *Calculites ovalis* Zone (CC19/late Early Campanian), *Ceratolithoides aculeus* Zone (CC20/late Early Campanian),

Quadrum sissinghii Zone (CC21/early Late Campanian), *Quadrum trifidum* Zone (CC22/late Late Campanian) and *Tranolithus phacelosus* Zone (CC23/latest Campanian–early Maastrichtian), that corresponding to upper part of NC17 - NC20 and UC13-UC17. Based on the identified zones, the age of the studied intervals is Late Santonian/Early Campanian to latest Campanian/early Maastrichtian. The study of the Gurpi Formation in the Kuh-e Sabz syncline, shows that the sedimentation began at the Late Santonian/Early Campanian time and continued up to the latest Campanian/early Maastrichtian. Then, with a sudden drop in the depth of sedimentary basin, the Tarbur Formation gradually deposited on the top of the Gurpi Formation.

Keywords: Calcareous nannofossils, Bio-zone, Zagros, Gurpi, Tarbur.

Microfacies and petrofacies analysis, diagenetic characteristics and environmental condition of the Faraghan Formation in the central part of the Persian Gulf

Amraei, J.¹, Rezaei, P.², Amini, A.B.³, Zamanzadeh, S.M.⁴ and Tavakoli, V.⁵

1. Ph.D. Student of Geology (sedimentology and sedimentary rocks), University of Hormozgan, Bandar Abas, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abas, Iran

3. Professor, School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

4. Associate Professor, Department of Physical Geography, University of Tehran, Tehran, Iran

5. Associate Professor, School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 7 August 2018

Accepted: 21 November 2018

Abstract

Clastic deposits of the Faraghan Formation (Late Permian, Sakmarian) are present in different outcrops in the Zagros area and some wells in the Persian Gulf Basin. The presence of these clastics represents the existence of an extended clastic system on the north-east of the Arabian plate. The Faraghan Formation unconformably overlies Zakeen sandstone (Devonian) and grades upward into Dalan carbonate (Upper Permian). To study the Faraghan Formation some thin sections were prepared from cuttings of some wells in the central part of the Persian Gulf and then they were studied. Results show of this study that the Faraghan Formation consists of quartz arenite, sandy siltstone and sandy claystone petrofacies and carbonate mudstone, bioclast wackestone and bioclast packstone microfacies. Based on sedimentary characteristics and spatial relationships between the petrofacies, this formation was deposited on a linear shoreface environment (floodplain, shoreface and offshore sub-environments). Main diagenetic processes consist of compaction, dissolution, cementation, neomorphism, sericitization and dolomitization. Heterogeneity of the Faraghan Formation lithology and variety of environmental conditions and diagenetic features make this formation a good candidate for hydrocarbon reservoir studies.

Keywords: Paleozoic, Facies analysis, Faraghan Formation, Environmental condition, Persian Gulf.

Analysis of stress regime in Shah Deniz oilfields and wellbore stability, in south Caspian Sea basin

Alizadeh Saeid, P.¹, Hassanpour Sedghi, M.², Kadkhodaie, A.³ and Gity, M.M.⁴

1. Graduate student, Natural Science Faculty, University of Tabriz

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

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

4. Head of petrophysic, Khazar Exploration and Production Company (kepc)

Received: 17 October 2018

Accepted: 5 February 2019

Abstract

Wellbore instability is one of the main problems during drilling of oil and gas wells. Analyzing and wellbore instability prediction is important. In-situ stress measurement and stress regime are important for stability studies. This study was carried out in one of the oilfields in the south Caspian basin in Iran. The compressional stress regime in the studied field was determined based on regional stress indicators and larg scale tectonic observations. This study presented the effect of borehole inclination and azimuth on borehole stability under reverse fault regimes. The magnitude of stresses was determined from measured sonic velocities, density log and predicted pore pressure utilizing the Eaton method. In this study, the modified Lade model have been utilized to perform stability calculation for different inclinations and azimuths. In this study, to perform stability calculation with the use of STABview software is presented. It is shown that drilling wells parallel to maximum in-situ horizontal stress (NE-SW) causes less stability problems. The results of this study could help in the mitigation and/ or prevention of wellbore stability issues in this oilfield.

Keywords: Wellbore stability, In situ stress, Oil and gas wells, Stress regime, Geomechanics.

Geology, mineralization and magnetic survey of Staj iron deposit – ore south west of Mashhad

Ebadirad, S.M.¹, Haidarian Shahri, M.R.², Mazaheri, S.A.³ and Askari, A.⁴

1. M. Sc. Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

4. Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 10 April 2018

Accepted: 12 June 2018

Abstract

Estaj iron deposit (EID) is located 40 km south of Mashhad. Rock units in the area include sandstone and quartzite (Cambrian), limestone (Devonian), micaschist (Silurian) and gabbro diorite. Hematite iron mineralization occurred in the schist and limestone host rocks and sporadically in quartzite. Mineralization accomplished in two stages, of hypogene (including primary minerals of hematite, pyrite, and magnetite) and oxidized (including minerals, of goethite, hematite and limonite). Ground magnetic survey over main outcrop of hematite iron mineralization was carried out to investigate magnetite mineralization at depth. Magnetic maps show anomalies A and B over the main mineralization and C, D and E over the intrusive body. Small amount of mineralization is roughly cropped out along a fault with an east-west trend, coinciding with the anomalies C, D and E. Magnetic susceptibility of surface samples of intrusive body and host quartzite (42×10^{-5} SI and 0×10^{-5} SI respectively) is low. Consequently the main source of anomalies at the location of main mineralization (with suseptibility of $8-2939 \times 10^{-5}$ SI) is probably magnetite. In the location of intrusive body the source is either magnetite or the intrusive, body which has higher magnetite suseptibility at depth. The latter point should be verified by drilling.

Keywords: Mineralization, Goethite, Magnetite, Hydrothermal, Anomalies.

Determining the source of mineralizing fluid in Gol-e-Zard Zn-Pb deposit, Aligudarz using geochemical and fluid inclusion studies

Zarasvandi, A.R.¹, Sameti, M.², Fereydouni, Z.³, Rezaei, M.⁴ and Bagheri, H.⁵

1. Professor of Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Department of Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz (SCU), Ahvaz, Iran

2. Ph. D. Student of Economic Geology, Faculty of Sciences, Department of Geology, Lorestan University, Khorram-Abad, Iran

3. Ph. D. Student of Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Department of Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz (SCU), Ahvaz, Iran

4. Assistant Professor of Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Department of Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz (SCU), Ahvaz, Iran

5. Associated Professor of Economic Geology, Faculty of Sciences, Department of Geology, Isfahan University, Isfahan, Iran

Received: 17 September 2018

Accepted: 21 November 2018

Abstract

The Gol-e-Zard Zn-Pb deposit is located in northeastern of the Aligudarz region (Lorestan province). This deposit is exposed in phyllite and meta-of upper Triassic-Jurassic of the Sanandaj-Sirjan Zone. The mineralization includes sphalerite, galena and chalcopyrite, which are mainly along quartz veins. Two mineralized horizons are phyllite with high mineralization and meta-sandstone with low mineralization. The mineralogical studies show that galena, sphalerite and chalcopyrite are metallic ores and quartz is also the most abundant gang mineral in the studied deposit. The evidence indicate that the mineralization of the Gol-e-Zard deposit is syngeneic and epigenetic. The most significant structural pattern is the stratabound mineralization in the region. The aim of this study is to determine the type and characteristics the mineralizing fluid in the discriminating of mineralized horizons, besides the determining of source of the fluid in the Gol-e-Zard deposit. LREE enrichments (La/Lu average 4.8) and positive Eu anomalies (average 1.2) indicate the anoxic condition and hydrothermal fluids. Fluid inclusion data shows homogenization temperatures of 139-199.5°C, salinity 5.21-30.38 wt% NaCl and density 0.9-1.1 gr/cm^3 in this deposit. Investigation of evolution path of the fluids shows isothermal mixing of fluids during mineralization that comprises the mixing of magmatic water with sea water and also meteoric water. Thus, the mineralization can be summarized as: expulsion of the hydrothermal fluids from the depth, entering into sea water and reducing the temperature of hydrothermal fluids due to mixing with sea water, ascending to the sea level, moving through sediments and circulating in void spaces of and then the leaching of metals from sediments and deposited along the void space and quartz veins.

Keywords: Isothermal mixing, The Gol-e-Zard deposit, Stratabound mineralization, Fluid inclusion.

Geology, geochemistry and genesis of the iron mineralization in Jurassic volcano-sedimentary sequence of the Dash Aghol deposit, Northeast of Bukan, Sanandaj-Sirjan zone

Maghfouri, S.¹, Movahadnia, M.¹ and Hosseinzadeh, M.R.²

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

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

Received: 19 September 2018

Accepted: 5 February 2019

Abstract

The Dash Aghol iron deposit is located in the northeast of Bukan city and is hosted by Jurassic volcano-sedimentary sequence. The main host rock of the Dash Aghol deposit includes sandstone, limy tuff and limestone. Based on geometry of ore body, two different types of mineralization were distinguished in Dash Aghol deposit: lenticular primary mineralization which occurred as parallel and concordant with layering of the host rocks. Ore textures of this type include massive, laminated and disseminated forms existing in sandstone, limy tuff and limestone. Second type, includes supergene vein-veinlet and open space filling mineralization which is associated with faults and related brecciated zones and were occurred in hanging wall rocks of the primary ore lense. According to the stratigraphy, ore body form, texture, paragenetic sequences, ore bearing chert-carbonate-tuff facies and mineralogy, the iron mialization in Dash Aghol deposit is stratiform tuff carbonate-sandstone host rocks deposits, in rolcano-sedimentary sequence of Jurassic, which were precipitated in shallow marine environment.

Keywords: Stratiform, Sandstone- Limey tuff, Jurassic, Dash Aghol iron ore, Bukan.

Application of EPM model in soil erosion evaluation (Case study, Shazand watershed-Saveh Dam)

Rajabi, A.M.¹, Yavari, A.² and Soloki, H.R.³

1. Assistant Professor, Engineering Geology Department, Faculty of Sciences, University of Tehran

2. Civil Engineering Department, Faculty of Technical, University of Qom

3. Assistant Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

Received: 28 October 2018

Accepted: 12 February 2019

Abstract

In this paper, the Shazand catchment area have been simulated using the geographical information system (GIS) with an accuracy of 10×10 meters and various parameters required in the form of digital layers in the ArcGIS environment. Then, using the EPM model, the erosion zoning map of this basin located around the Saveh dam was prepared and its annual precipitation rate was estimated. In the following, the output of the model was compared with the hydrometric method. According to the results of EPM model, sediment yield from stations of Poledoab, Bazaneh, Toureh and Shazand using EPM model are 288103.81, 18963.83, 43079.2 and 20583.76 respectively, whereas hydrometric method shows values 335285.42, 23937.42, 36459.09 and 42781.69 ton per year, respectively. Also comparison of EPM model with hydrometric method shows a good correlation. Results show accuracy of 86%, 82%, 48% and 79% for Poledoab, Toureh, Shazand and Bazaneh stations, respectively. Assessments show that EPM model with acceptable accuracy provides good results in order to predict the mximum annual sediment yield.

Keywords: Erosion, Geographic informations system, EPM, model Shazand watershed, Maximum annual sediment.

Microfacies and sedimentary environment of Lower Cretaceous deposits in Qumenjan section, south west of Qayen

Zarei, H.¹, Raisossadat, S.N.², Mortazavi Mehrizi, M.³ and Yazdi Moghadam, M.⁴

1. M.Sc. Deptment of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Professor, Deptment of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

3. Assistant Professor, Deptment of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

4. Ph.D. National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Tehran, Iran

Received: 2 December 2018

Accepted: 13 March 2019

Abstract

In order to study the Lower Cretaceous deposits, Qumenjan section has been selected and measured. Field and lab studies of the Lower Cretaceous deposits in this section reveal a gradual change of the depositional setting, from a fluvial depositional system (continental environment) to a mixed siliciclastic- carbonate ramp (marine environment). The continental deposits of the studied section include conglomerate and sandstone lithofacies that are deposited in a proximal gravel- bed braided river. In the studied sedimentary sequence, the marine siliciclastic- carbonate facies associations are formed in three tidal flat, lagoon and shoal facies belt in the inner and mid ramp setting.

Keywords: Microfacies, Sedimentary environment, Lower Cretaceous, Qayen.



Vol. 13, No. 50, Summer 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: Summer 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>