



پژوهشکده علوم پایه کاربردی

سال ۱۴، شماره ۵۵، پاییز ۱۳۹۹

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

در حال تغییر

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 سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسیه اسماعیلی

ویراستارها:

دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعث

تاریخ انتشار: پاییز ۱۳۹۹

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 جهاد دانشگاهی، 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 تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترس است:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

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

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

بررسی پارامترهای هندسی و کینماتیکی تاقدیس سرکان، لرستان، غرب ایران

رضا علی‌پور^۱، امیرحسین صدر^{۲*}، سمیرا شه‌مرادی^۲ و عارف شمس‌زاده^۳

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران
۲. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا همدان، ایران
۳. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۷/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۰۱

چکیده

تاقدیس سرکان در پهنه رسوبی-ساختاری لرستان و در کمربند چین‌خورده رانده زاگرس قرار دارد. هندسه و کینماتیک چین‌ها در این پهنه توسط گسل‌های راندگی و سطوح جدایشی کنترل می‌شود. سازندهای رخنمون یافته در این تاقدیس، سازندهای کرتاسه بالایی و سنوزوئیک هستند. در این پژوهش، با استفاده از تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌ای، رسم چهار نیمرخ ساختاری و محاسبه پارامترهای هندسی، به بررسی هندسه و تحلیل سبک دگرریختی تاقدیس و نقش سطوح جدایشی بر سبک چین‌خوردگی آن پرداخته شده است. ساختار این تاقدیس تحت تاثیر دو سطح جدایش قرار می‌گیرد که سازند فلیشی امیران به‌عنوان سطح جدایش بالایی و سازند شیلی گرو به‌عنوان سطح جدایش میانی است. ضخامت زیاد سطح جدایش بالایی باعث جابجایی به سمت جنوب‌غرب محور تاقدیس سطحی نسبت به تاقدیس عمقی شده است. پارامترهای هندسی و نیمرخ‌های ساختاری تاقدیس سرکان نشان‌دهنده نامتقارن و استوانه‌ای بودن این تاقدیس است و از لحاظ فشردگی و نسبت ابعادی به ترتیب در رده، باز تا ملایم و پهن قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: پارامتر هندسی، تاقدیس، سرکان، زاگرس، لرستان.

مقدمه

کمربند کوهزایی زاگرس در بخش میانی رشته‌کوه‌های آلپ-همالیا قرار گرفته و از جنوب‌شرق گسل آناتولی در ترکیه تا خطواره عمان با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق امتداد دارد (Falcon, 1969; Takin, 1972; Haynes, 1974; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Golonka, 2004; Agard et al., 2005; McQuarrie and Van Hinsbergen, 2013). وجود سطوح جدایشی متعدد و گسلش راندگی هندسه کمربند کوهزایی زاگرس را در این کمربند پیچیده کرده است (McQuarrie, 2004). چین‌خوردگی و چین‌خوردگی‌های مرتبط با گسل را در این کمربند پیچیده چین‌جدایشی (Ramsay and Huber, 1987; Homza and Wallace, 1995; Poblet and McClay, 1996) از انواع رایج چین‌خوردگی‌های مرتبط با گسل هستند. همواره تجزیه و تحلیل هندسی این چین‌خوردگی‌ها منجر به ارائه مدل‌های هندسی متفاوت می‌شود (Suppe, 1985; Marret and Bentham, 1997; Tamagawa et al., 1998; Wallace and Homza, 2004).

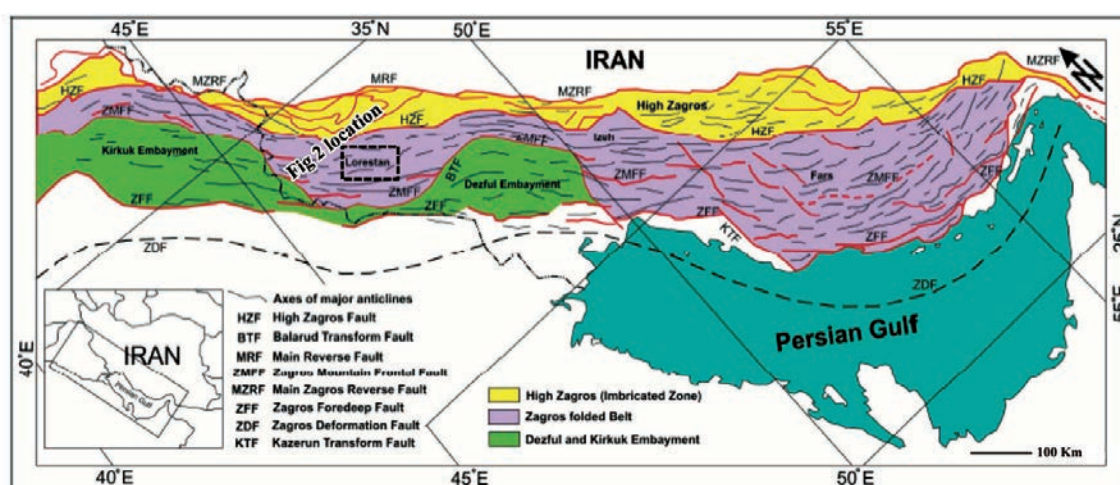
کمربند کوهزایی زاگرس در بخش میانی رشته‌کوه‌های آلپ-همالیا قرار گرفته و از جنوب‌شرق گسل آناتولی در ترکیه تا خطواره عمان با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق امتداد دارد (Falcon, 1969; Takin, 1972; Haynes, 1974; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Golonka, 2004; Agard et al., 2005; McQuarrie and Van Hinsbergen, 2013). وجود سطوح جدایشی متعدد و گسلش راندگی هندسه

* نویسنده مرتبط: sadr_struct@yahoo.com

تغییر کرده و باعث ایجاد سبک‌های ساختاری متفاوت شده است.

تاقدیس سرکان یکی از ساختارهای مهم ناحیه مرکزی لرستان با طولی معادل ۱۹ و عرض ۴/۵ کیلومتر است که با روند شمال غرب-جنوب شرق در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان پلدختر قرار می‌گیرد. تاقدیس‌های سلطان و سرگلان با روندی مشابه و به ترتیب در بخش جنوبی و شمالی تاقدیس سرکان قرار گرفته‌اند.

کمرند چین‌خورده رانده زاگرس و حوضه پیش‌بوم یکی از قدیمی‌ترین و غنی‌ترین ایالت‌های هیدروکربنی هستند که در دگربرختی آن زمین‌ساخت، فرسایش و رسوب‌گذاری به‌طور مستقیم درگیر است (Salvini and Storti, 2002). پیشانی تغییرشکلی این کمرند در ایران یک هندسه نامنظم در سطح دارد و با دو سالینت فارس و لرستان در دو سمت فروافتادگی دزفول شده است (Farzipour et al., 2009a) (شکل ۱). در بخش مرکزی لرستان به دلیل تغییر جانبی و طولی سطوح جدایشی در بخش‌های مختلف، ویژگی‌های فیزیکی لایه‌ها



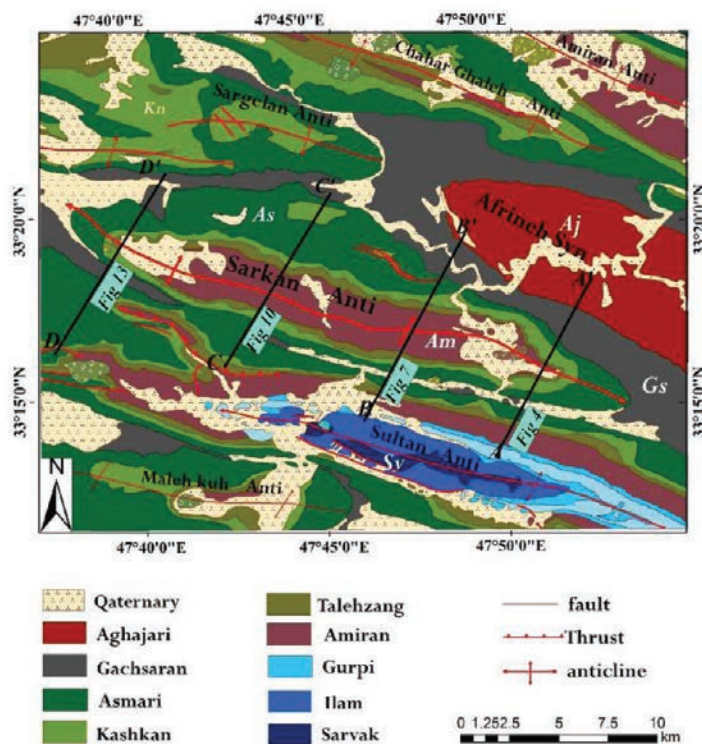
شکل ۱. نقشه جایگاه ساختاری و زیرپهنه‌های زمین‌ساختی کمرند چین‌خورده رانده زاگرس در جنوب غرب ایران و شمال شرق عراق و موقعیت گسل‌ها و تاقدیس‌های اصلی در حوضه پیش‌بوم کمرند زاگرس (Pirouz et al., 2011). چهارگوش سیاه رنگ موقعیت شکل ۲ را نشان می‌دهد

در ۳۵ میلیون سال پیش در اثر کافت ورق عربی و زیرراندگی آن به زیر ورق ایران شکل می‌گیرد (Stocklin, 1968; Dewey et al., 1973; Berberian and King, 1981; Koop and Stoneley, 1982; Ziegler and Stampfli, 2001; Blanc et al., 2003; McClay et al., 2004; Mouthereau et al, 2012). این کمرند بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و رخساره‌ای و نیز سبک ساختاری توسط گسل‌های بزرگ مقیاسی از جمله راندگی اصلی زاگرس، گسل زاگرس مرتفع و گسل پیشانی کوهستان در راستای موازی با خط زمین‌درز زاگرس توسط پژوهشگران بسیاری به پهنه‌های مختلفی تقسیم شده است (Berberian, 1995; Falcon, 1969; Alavi, 2007; Mohajjel and Fergusson, 2014). این کمرند از شمال غرب به سمت جنوب شرق به

رخنمون سطحی تاقدیس سرکان را سازندهای گچساران، آسماری، کشکان، تله‌زنگ و امیران تشکیل می‌دهند. واضح نبودن هندسه ساختارهای عمقی و پیچیدگی ساختارهای سطحی، انجام مطالعات ساختاری را در منطقه مورد مطالعه دارای اهمیت می‌سازد. بنابراین این پژوهش به بررسی ساختاری تاقدیس سرکان در پهنه رسوبی-ساختاری لرستان با استفاده از رسم نیمرخ‌های عرضی ساختاری و محاسبه پارامترهای هندسی، الگوی چین‌خورده‌گی این تاقدیس و تاثیر سطوح جدایشی بر سبک چین‌خورده‌گی آن پرداخته است (شکل ۲).

جایگاه ساختاری و چینه‌شناسی

کوهزاد زاگرس یک کوهزاد برخوردی و بخشی از کمرند آلپ-همیالیا است که در نتیجه برخورد ورق عربی با اوراسیا



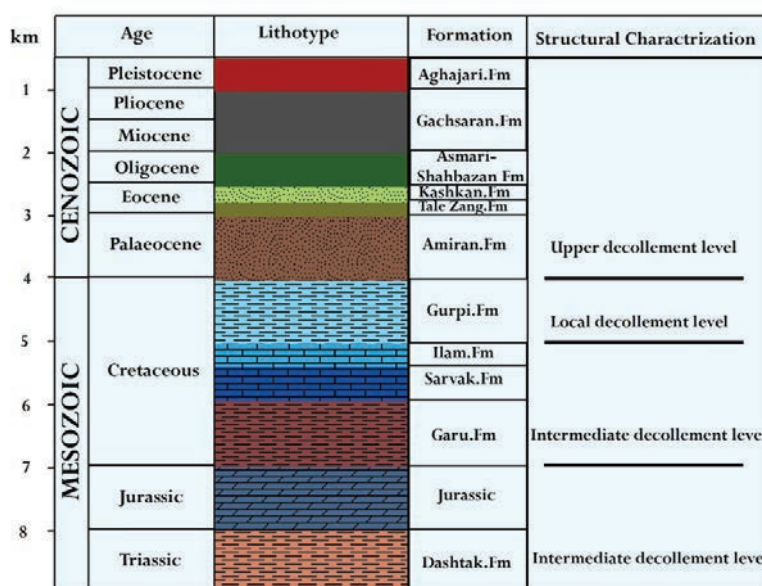
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (Takin et al., 1970) که در آن محل تاقدیس‌ها و همچنین موقعیت چهار نیمرخ عرضی 'AA' تا 'DD' مشخص شده است

با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، ثبت برداشت‌های صحرایی روی نقشه‌های پایه و رسم چهار نیمرخ عرضی و محاسبه پارامترهای هندسی تاقدیس سرکان صورت می‌گیرد. در واقع با استفاده از این اطلاعات به تحلیل سبک چین‌خوردگی و وضعیت هندسی ساختارهای موجود در این تاقدیس پرداخته شده است. نیمرخ‌های عرضی در راستای عمود بر روند تاقدیس رسم شده و در نهایت از این نیمرخ‌های عرضی برای بررسی تغییرات هندسی ساختمان تاقدیس و پیش‌بینی وضعیت آن در بخش‌های عمیق‌تر و تعیین سبک چین‌خوردگی استفاده شده است. همچنین در نیمرخ‌های عرضی برای تعیین میزان کوتاه‌شدگی افق‌های خاصی مثل سازند سروک به حالت پیش از دگرریختی بازگردانده شده و محاسبات مربوط به کوتاه‌شدگی انجام می‌گیرد. در واقع در این مطالعه سازند سروک به‌عنوان یک سازند مقاوم جهت بررسی پارامترهای هندسی انتخاب و راس این سازند به‌صورت یک خط در نظر گرفته شده و به حالت پیش از دگرشکلی بازگردانده شده است.

سه زیرپهنه لرستان، فروافتادگی دزفول و فارس تقسیم‌بندی شده است که گسل بالارود جداکننده حد جنوب‌شرقی ناحیه لرستان از فروافتادگی دزفول است (Hessami et al., 2003; Blanc et al., 2001). همچنین ناحیه لرستان از سوی غرب و شمال غرب توسط گسل خانقین از فروافتادگی کرکوک جدا شده و از جنوب‌غربی و شمال‌شرقی به ترتیب با گسل‌های پیشانی کوهستان و زاگرس مرتفع محدود شده است (شکل ۱). سازندهای منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید براساس اطلاعات چاه‌های حفاری شده و مطالعات پیشین (مطیعی، ۱۳۷۴ و James and Wynd, 1965) در شکل ۳ نشان داده شده است.

روش مطالعه

در این مطالعه به‌منظور بررسی سبک ساختاری، تحلیل چین‌خوردگی و معرفی سطوح جدایشی عامل دگرریختی، از ترکیب داده‌های سطحی و نقشه‌های زمین‌شناسی برای رسم نیمرخ‌های ساختاری استفاده شده است. گردآوری اطلاعات



شکل ۳. ستون چین‌شناسی سازندهای مزوزویک و سنوزویک در بخش مرکزی زیرپهنه لرستان که سطوح جدایشی و ضخامت رخساره‌های رسوبی را نشان می‌دهد

بحث

به‌طور کلی، تاقدیس سرکان که در شمال تاقدیس‌های سلطان و ماله‌کوه و جنوب تاقدیس سرگلان قرار می‌گیرد، دارای یال‌هایی با شیب متفاوت است به‌طوری‌که یال جلویی (یال جنوبی) تاقدیس نسبت به یال پشتی پرسیب‌تر است و در بخش‌های میانی یال جلویی، شیب لایه‌ها در سطح به‌صورت برگشته می‌باشد. در این مطالعه با رسم نیمرخ‌های ساختاری عمود بر روند تاقدیس و اندازه‌گیری پارامترهای هندسی مربوط به سطح چین‌خورده و رسم نمودارهای استریوگرافیک، پارامترهای هندسی مثل زاویه بین‌یالی، زاویه چین‌خوردگی و نسبت ابعادی محاسبه شده است. بدین منظور برای مطالعه و بررسی تغییرات هندسی و ساختاری تاقدیس سرکان، چهار نیمرخ ساختاری AA' تا DD' از سمت جنوب‌غرب به شمال‌شرق کم‌وبیش در جهت عمود بر ساختار رسم شده است (شکل ۲). در زیر به توضیح هر کدام از این نیمرخ‌ها پرداخته شده است.

نیمرخ AA'

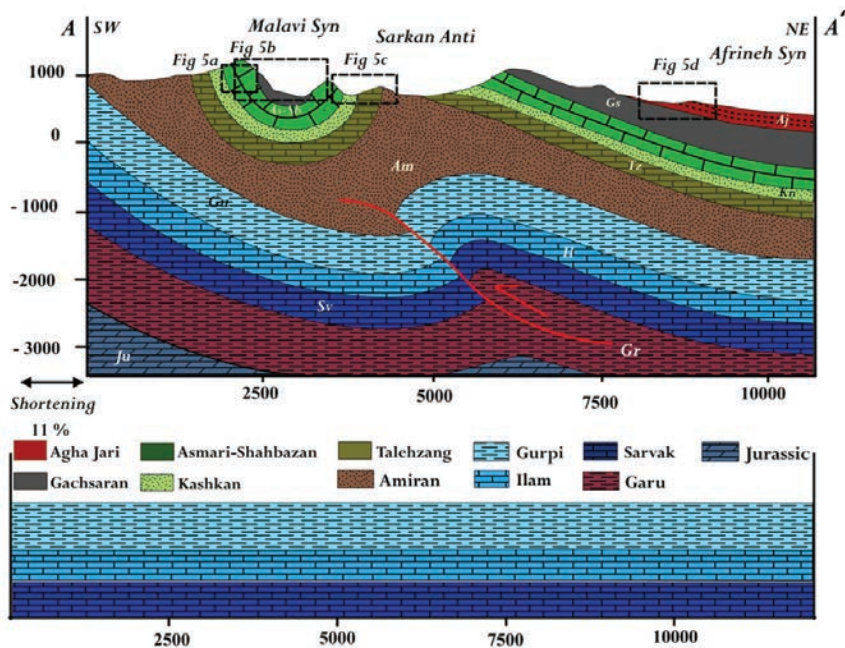
نیمرخ AA' با طول کم‌وبیش ۱۱ کیلومتر (شکل ۴)، عمود بر امتداد تاقدیس سرکان و ناودیس ملاوی، در نزدیکی پلانژ جنوب‌شرقی تاقدیس رسم شده است (شکل ۲) که در بخش

با توجه به اهمیت چین‌خوردگی جدایشی در کمربندهای چین‌خورده-رانده مثل زاگرس، نمودارهای مختلفی برای تحلیل هندسی و جنبشی این چین‌ها ارائه شده است. در این نمودارها با استفاده از اندازه‌گیری پارامترهای هندسی چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی، بالآمدگی محاسبه می‌شود (Poblet and McClay, 1996). در این مطالعه، پارامترهای متعددی برای محاسبه کوتاه‌شدگی تاقدیس سرکان اندازه‌گیری شده است که شامل طول یال جلویی، طول یال پشتی، شیب یال جلویی، شیب یال پشتی و نسبت RL است. سپس مقدار کوتاه‌شدگی به‌دست‌آمده براساس طول یال پشتی نرمالیزه شده و مقدار کوتاه‌شدگی واقعی در هر نیمرخ ساختاری محاسبه شده است. مقدار کوتاه‌شدگی واقعی و نسبت RL نیز از رابطه‌های زیر محاسبه شده است:

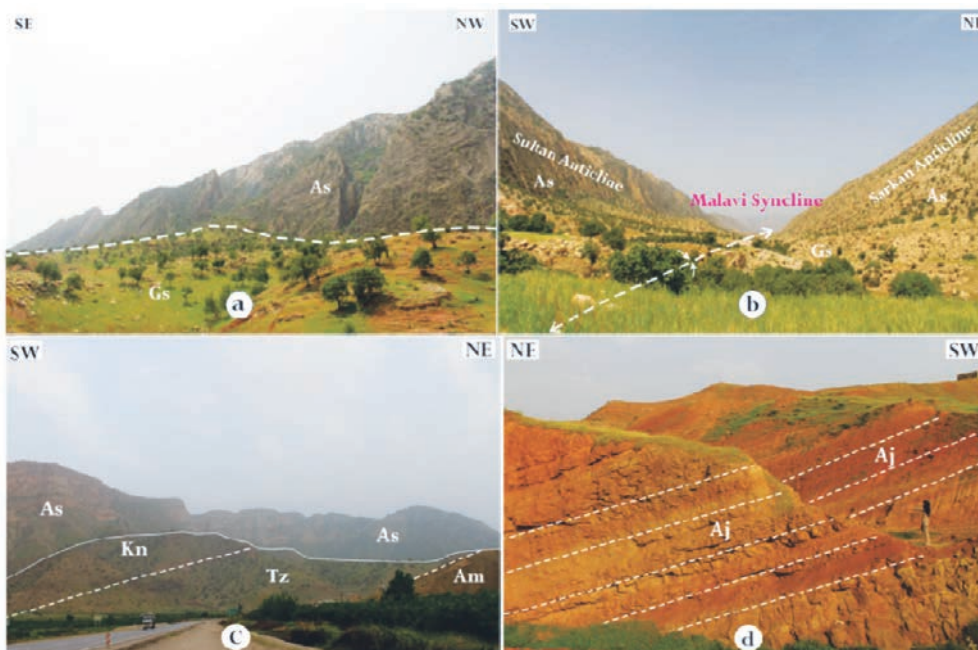
$$RL = \sin(vf/vb) \quad S = (\text{Calculated Shortening } Lb)/10$$

در واقع مقدار کوتاه‌شدگی واقعی، با جایگزینی کوتاه‌شدگی‌هایی که از نمودارها به‌دست‌آمده در رابطه بالا محاسبه می‌شود. اگر این مقدار کوتاه‌شدگی با میزان کوتاه‌شدگی که از بازگرداندن نیمرخ‌های ساختاری به‌دست‌آمده مطابقت داشته باشد در این صورت هندسه چین بر مدل منطبق است.

جنوب آن ناودیس تنگ و فشرده ملاوی (شکل ۵) و به سمت شمال، ناودیس بزرگ و باز افرینه با رخنمون سازند آغاچاری به طور گسترده قرار دارد (شکل ۵). در امتداد این نیمرخ



شکل ۴. نیمرخ ساختاری AA' که عمود بر روند تاقدیس سرکان رسم شده است و در این نیمرخ تاقدیس سرکان به صورت چین جدایشی نامتقارن مشاهده می شود. راندگی عمقی با ریشه در سازند شیلی گرو به عنوان سطح جدایش پایینی به سمت بالا منتشر شده و در سازند امیران (سطح جدایش بالایی) حالت هموار پیدا کرده است. محور تاقدیس سطحی (سیاه رنگ) نسبت به تاقدیس عمقی (قرمز رنگ) به سمت جنوب غرب جابجا شده است. چهارگوش های سیاه رنگ محل شکل های بعدی را نشان می دهد



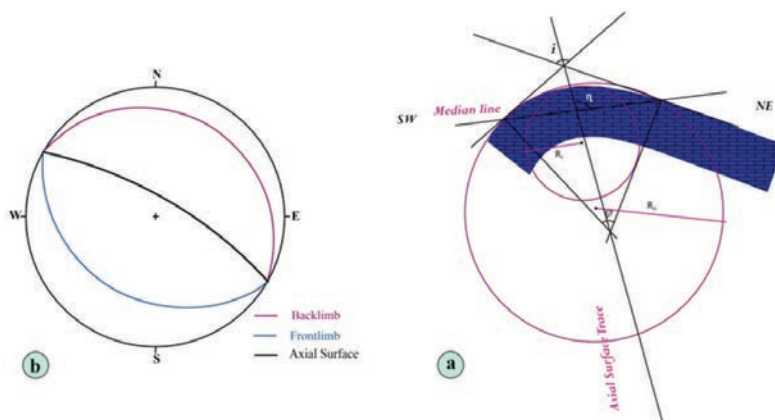
شکل ۵. تصویرهای صحرایی در امتداد نیمرخ عرضی AA' (a) یال شمالی تاقدیس سلطان که سازندهای آسماری و گچساران در آن رخنمون دارد، (b) ناودیس تنگ ملاوی شکل گرفته بین دو تاقدیس سرکان و سلطان، (c) رخنمون سازندهای امیران، تلهزنگ، کشکان و آسماری واقع در یال جنوبی تاقدیس سرکان، (d) لایه بندی مارن های سازند آغاچاری در یال جنوب غربی ناودیس باز و بزرگ افرینه

ملاوی می‌باشد. همچنین مقدار کوتاه‌شدگی محاسبه شده برای این نیمرخ ۱۱ درصد و موقعیت محوری ۱۲۰ و شیب سطح محوری ۰۳۰/۸۲ (شیب/جهت شیب) است (شکل ۶).

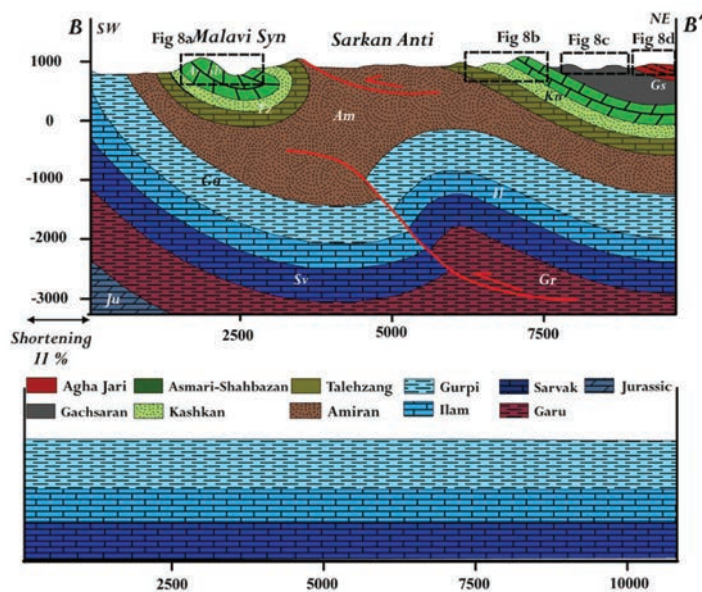
نیمرخ BB'

نیمرخ ساختاری BB' با طول کم‌وبیش ۱۰ کیلومتر، روند شمال شرقی-جنوب غربی، در فاصله کم‌وبیش پنج کیلومتری نیمرخ AA' و عمود بر امتداد تاقدیس سرکان رسم شده است (شکل ۲). عملکرد راندگی سطحی با ریشه در سازند امیران باعث شده که تاقدیس سطحی سرکان در امتداد این نیمرخ همان طوری که در شکل‌های ۷ و ۸ نشان داده شده در سطح به‌طور کامل برگشته باشد.

عملکرد این سطح جدایشی باعث جابجایی محور تاقدیس سطحی به سمت جنوب غرب نسبت به محور تاقدیس عمقی شده است. سازند آغا جاری به‌عنوان جوان‌ترین واحد چینه‌شناسی در بخش‌هایی از ناودیس افرینه رخنمون دارد و سازند امیران نیز به‌عنوان قدیمی‌ترین سازند، در محور تاقدیس رخنمون پیدا کرده است. راندگی یال جلویی در این تاقدیس از سازند گرو منشا گرفته و توالی‌های بالایی را قطع کرده و در سطح جدایش بالایی (سازند امیران) حالت هموار پیدا کرده است. در واقع این سطح جدایش بالایی مانع انتشار زیاد دگرشکلی به سطح شده است. سازند امیران به دلیل مقاوم نبودن ضخامت یکسانی در سراسر تاقدیس ندارد و بیشترین ضخامت در مسیر این نیمرخ در زیر ناودیس



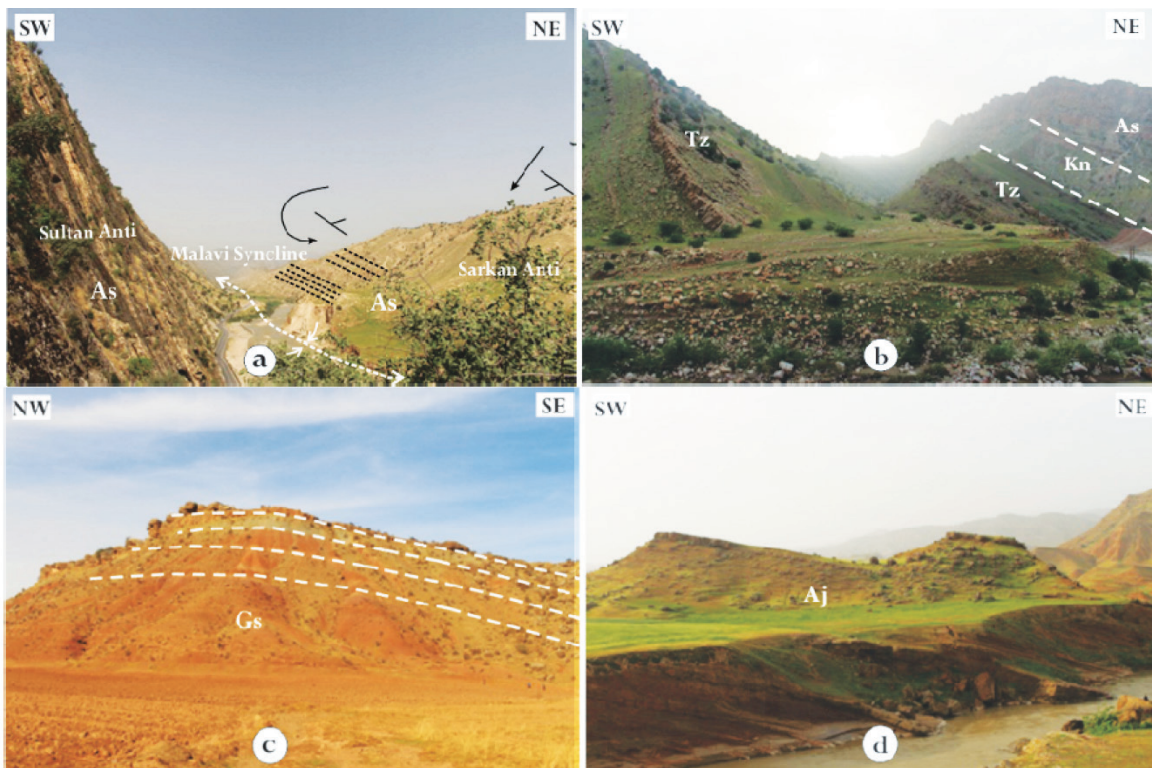
شکل ۶. (a) پارامترهای هندسی محاسبه شده بر روی سازند سرکان در امتداد نیمرخ عرضی AA', (b) تصویر استریوگرام تاقدیس سرکان



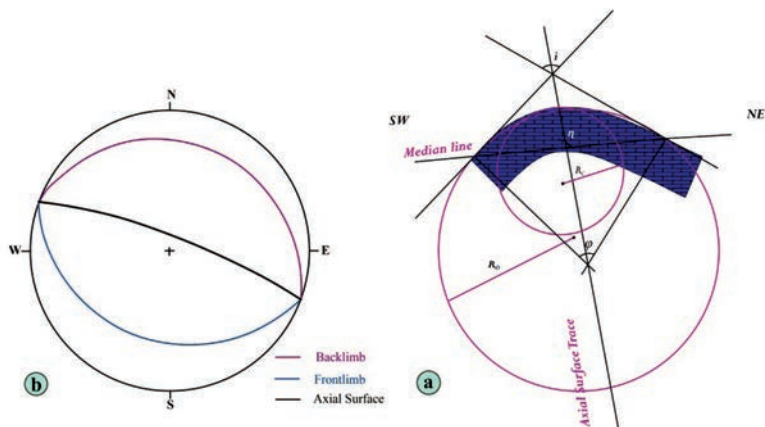
شکل ۷. نیمرخ ساختاری BB' از تاقدیس سرکان که یک راندگی عمقی از سازند گرو منشا گرفته و باعث دگرپختی شده است. راندگی کم عمق بالایی با ریشه در سطح جدایش بالایی (سازند امیران) باعث برگشتگی یال جنوبی تاقدیس و همچنین افزایش ضخامت سازند امیران در ناودیس مجاور شده است. چهارگوش‌های سیاه‌رنگ محل شکل‌های بعدی را نشان می‌دهد

جنوب غرب نسبت به محور تاقدیس عمقی دیده می شود. مقدار کوتاه شدگی محاسبه شده از این نیمرخ نیز ۱۱ درصد می باشد و راندگی اصلی عمقی با ریشه در سازند گرو باعث دگرشکلی در تاقدیس شده است. در راستای این نیمرخ، موقعیت محوری تاقدیس ۱۱۰ و شیب سطح محوری آن ۰۳۰/۸۴ (شیب/جهت شیب) است (شکل ۹).

رخنمون بیشتر تاقدیس را سازند امیران که در واقع قدیمی ترین سازند رخنمون یافته تاقدیس است، تشکیل می دهد و بیشترین ضخامت این سازند در امتداد این نیمرخ در ناودیس حاشیه ای جنوبی (ناودیس ملاوی) می باشد. ضخامت زیاد سازند امیران در امتداد این نیمرخ بر هندسه سطحی تاقدیس سرکان اثر گذاشته است و مشابه نیمرخ قبلی، جابجایی محور تاقدیس سطحی به سمت



شکل ۸. تصاویر صحرایی واقع در امتداد نیمرخ BB'، (a) ناودیس تنگ ملاوی بین دو تاقدیس سرکان و سلطان با رخنمون سطحی سازند آسماری، که برگشته بودن یال جنوبی تاقدیس سرکان با پیکان سیاه رنگ مشخص شده است، (b) توالی از رخنمون سازندهای تله زنگ، کشکان و آسماری در یال شمالی تاقدیس سرکان، (c) سازند شکل پذیر گچساران در یال شمالی تاقدیس سرکان (ناودیس افرینه)، (d) لایه های جوان سازند آغاچاری در یال جنوبی ناودیس افرینه

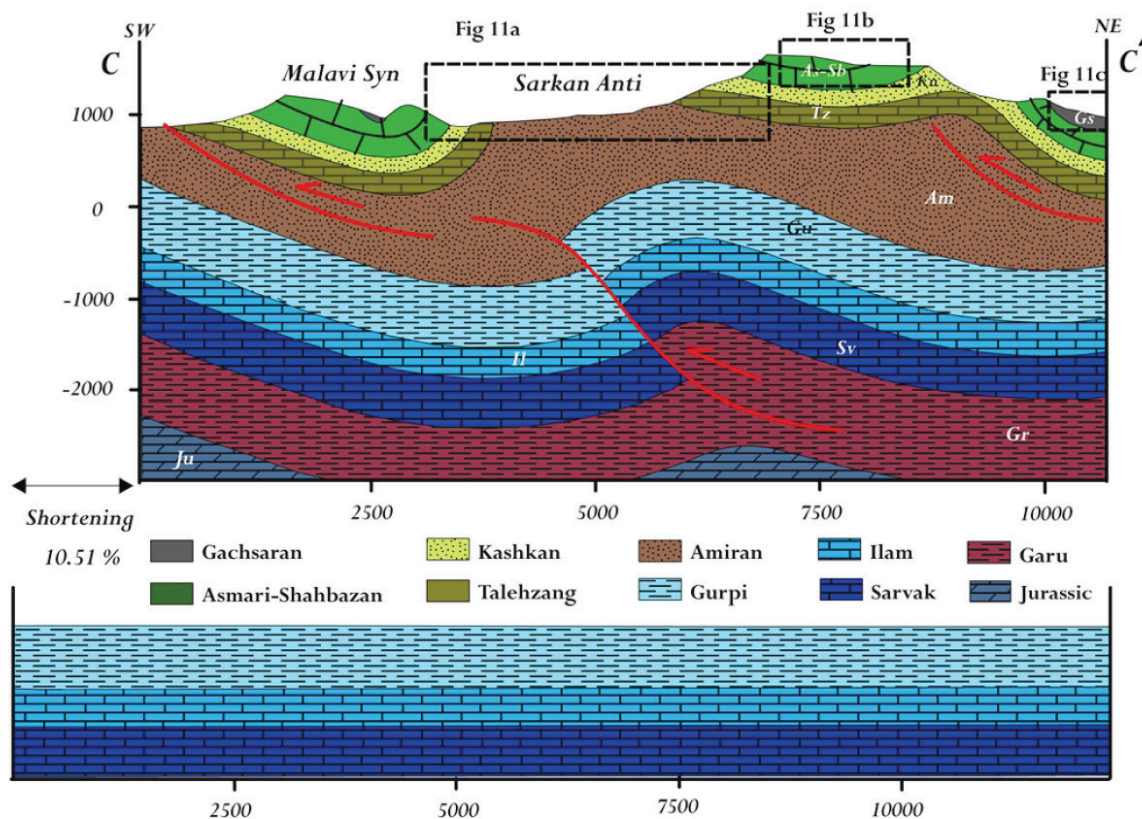


شکل ۹. (a) پارامترهای هندسی محاسبه شده برای تاقدیس سرکان در نیمرخ عرضی BB'، (b) تصویر استریوگرام تاقدیس سرکان

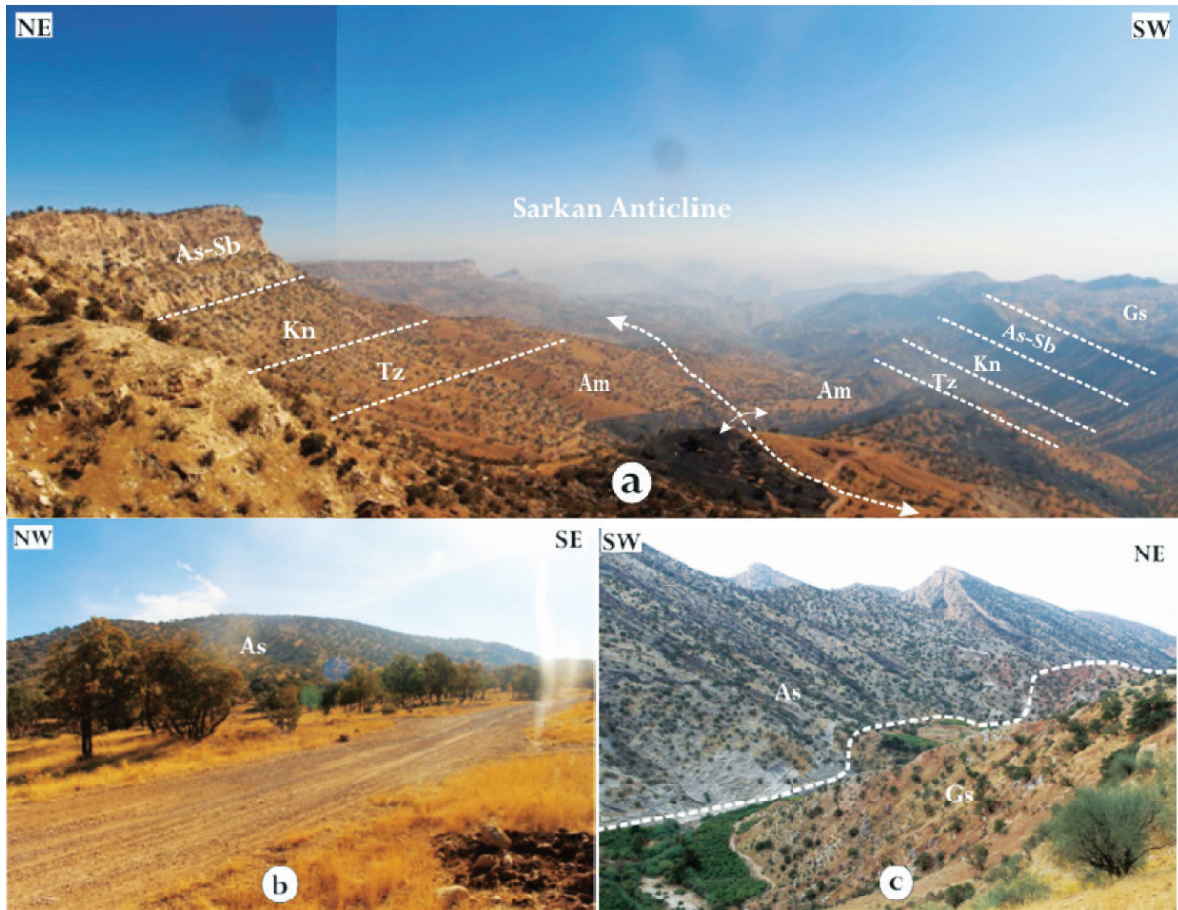
نیمرخ CC'

را در امتداد این نیمرخ نشان می‌دهند. تاقدیس عمقی در امتداد این نیمرخ در عمق کمتری نسبت به سطح قرار گرفته و نسبت به تاقدیس سطحی جابجایی دارد. راندگی عمیق و راندگی کم‌عمق بالایی با ریشه در سطوح جدایشی باعث دگرشکلی توالی‌ها شده است. همچنین مقدار کوتاه‌شدگی محاسبه شده در راستای این نیمرخ حدود ۱۰ درصد می‌باشد (شکل ۱۰). در راستای این نیمرخ، موقعیت محوری ۱۲۵ و شیب سطح محوری آن ۰۳۰/۸۲ (شیب/جهت شیب) است (شکل ۱۲).

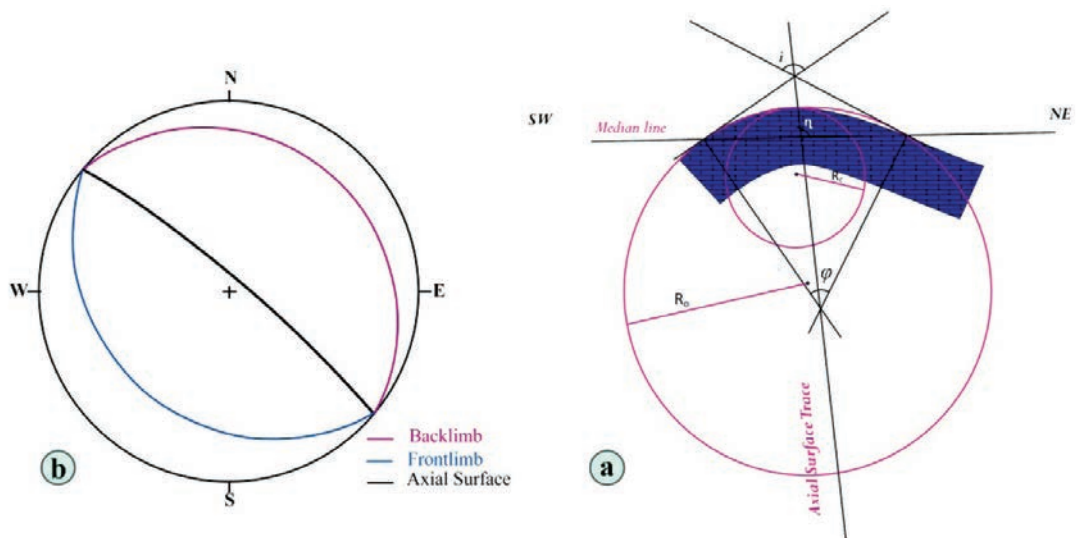
نیمرخ CC' (شکل ۱۰) با طول کم‌وبیش ۱۰ کیلومتر، در فاصله کم‌وبیش شش کیلومتری نیمرخ BB' عمود بر امتداد و در بخش‌های میانی تاقدیس سرکان رسم شده است (شکل ۲). تاقدیس سطحی سرکان در امتداد این نیمرخ به صورت عادی و در واقع یال جنوبی پرشیب دارد. در هسته تاقدیس توالی کاملی از سازندهای گچساران، آسماری-شهبازان، کشکان، تله‌زنگ و امیران در رخنمون سطحی مشاهده می‌شود (شکل ۱۱). سازند امیران بیشترین رخنمون بخش محوری چین و همچنین سازند آسماری رخنمون سطحی یال‌ها



شکل ۱۰. نیمرخ ساختاری CC' که عمود بر روند تاقدیس سرکان رسم شده است و در این نیمرخ تاقدیس سطحی سرکان به صورت عادی و نامتقارن است. جابجایی راندگی عمقی و راندگی‌های سطحی به ریشه در سازند امیران باعث دگرریختی تاقدیس شده است. جابجایی محور تاقدیس سطحی نسبت به تاقدیس عمقی در این نیمرخ نیز دیده می‌شود. چهارگوش‌های سیاه‌رنگ محل شکل‌های بعدی را نشان می‌دهد



شکل ۱۱. تصویرهای صحرایی واقع در امتداد نیمرخ 'CC' (a)، توالی کامل و منظم از سازندهای رخنمون یافته در محل محور تاقدیس سرکان که از قدیم به جدید شامل: سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان، آسماری-شهبازان و گچساران، (b) یال شمالی تاقدیس سرکان با رخنمون سازند آسماری، (c) رخنمون سازندهای آسماری و گچساران در ناودیس شکل گرفته در یال شمال شرقی تاقدیس

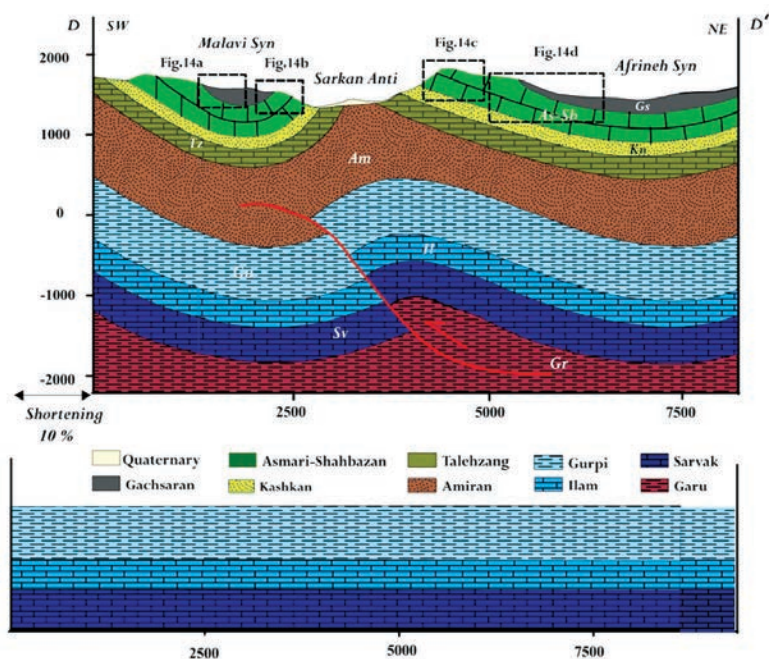


شکل ۱۲. (a) پارامترهای هندسی محاسبه شده برای تاقدیس سرکان در سازند سروک در نیمرخ عرضی 'CC'، (b) تصویر استریوگرام تاقدیس سرکان

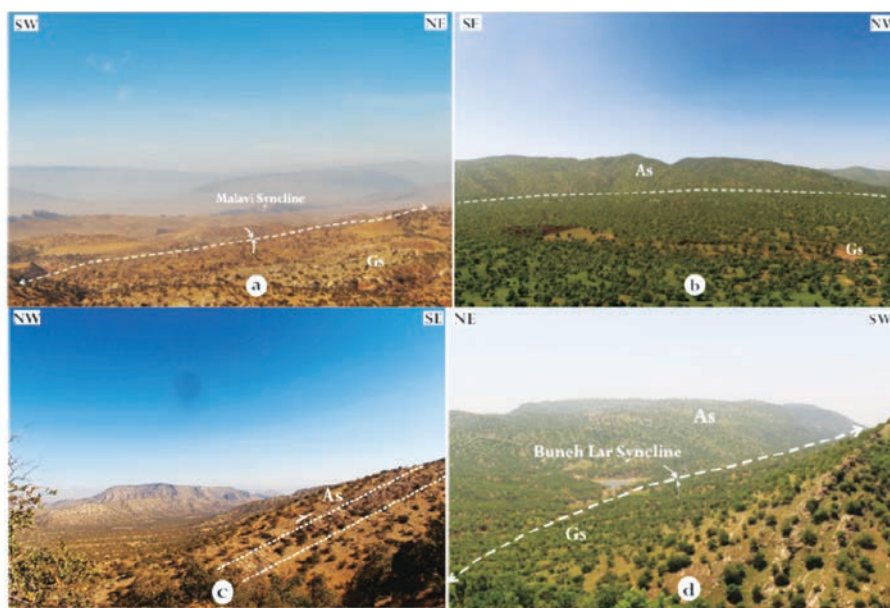
تاقدیس سرکان رسم شده است (شکل ۱۳). تاقدیس سطحی سرکان در مسیر این نیمرخ نیز به صورت عادی و در بخش جنوب غرب آن ناودیس ملاوی و در سمت شمال شرق آن ناودیس تنگ بنیه لار قرار می گیرد (شکل ۱۴).

نیمرخ DD'

این نیمرخ ساختاری با طول تقریبی ۱۰ کیلومتر، در فاصله کم و بیش شش کیلومتری شمال غرب نیمرخ CC' (شکل ۲)، عمود بر امتداد و در نزدیکی پلانژ شمال غربی



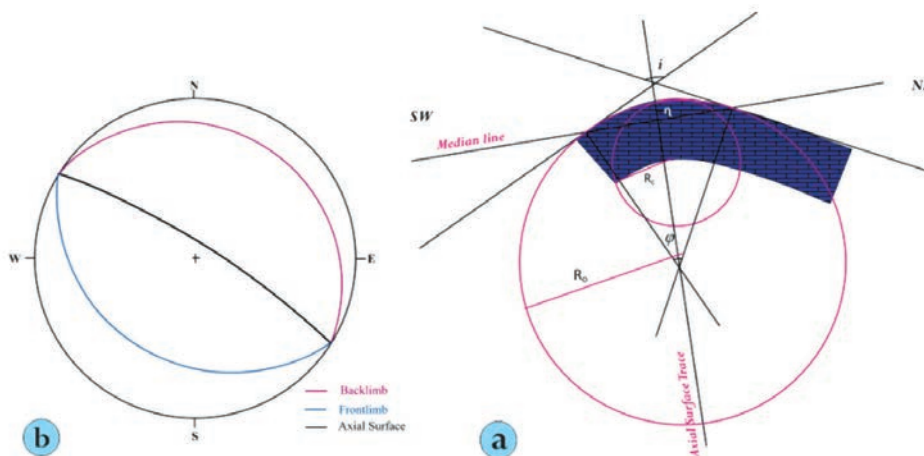
شکل ۱۳. نیمرخ ساختاری DD' که عمود بر روند تاقدیس سرکان رسم شده است. در این نیمرخ ساختاری تاقدیس سطحی سرکان به صورت عادی و نامتقارن با یال جنوبی پرشیب است. راندگی عمقی در سطح جداپیش گرو در یال جنوبی تاقدیس به سمت بالا منتشر شده و باعث دگرریختی شده است. چهارگوش‌های سیاه رنگ محل شکل‌های بعدی را نشان می‌دهد



شکل ۱۴. تصاویر صحرایی واقع در امتداد نیمرخ DD' (a)، ناودیس ملاوی با رخنمون سازند گچساران، (b) یال جنوبی تاقدیس سرکان که سازندهای آسماری و گچساران بر روی آن مشخص شده، (c) یال شمالی تاقدیس سرکان با رخنمون سازند آسماری، (d) ناودیس تنگ بنیه لار واقع شده بین دو تاقدیس سرکان و سرگلان

است و مقدار کوتاه‌شدگی محاسبه شده برای این نیمرخ حدود ۱۰ درصد می‌باشد. در راستای این نیمرخ موقعیت محوری تاقدیس ۱۲۵ و شیب سطح محوری آن ۳۰/۸۲ (شیب/جهت شیب) است (شکل ۱۵).

رخنمون سطحی تاقدیس سرکان در راستای این نیمرخ را بیشتر سازند آهکی آسماری و سازند شکل‌پذیر گچساران تشکیل می‌دهد (شکل ۱۴). جابجایی محور تاقدیس سطحی نسبت به تاقدیس عمقی در این نیمرخ نیز قابل مشاهده



شکل ۱۵. (a) پارامترهای هندسی محاسبه شده برای تاقدیس سرکان در سازند سروک در نیمرخ عرضی DD'، (b) تصویر استریوگرام تاقدیس سرکان

تفسیر نیمرخ‌ها

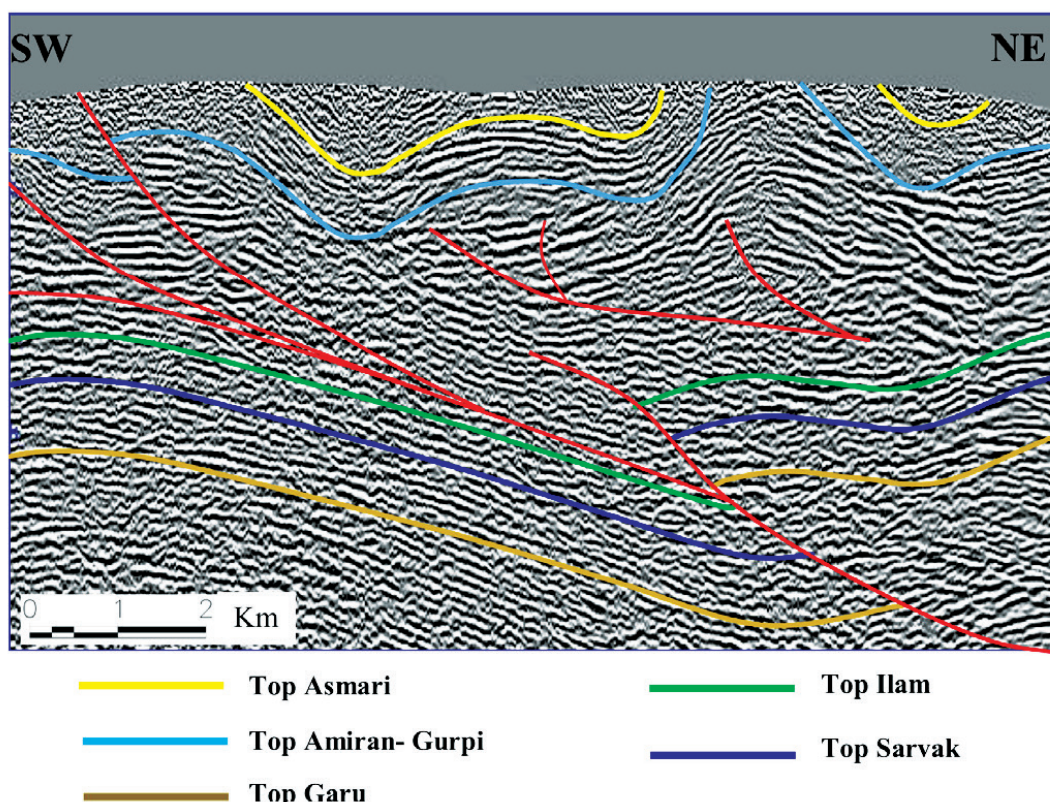
می‌باشند (Farzipour-Saein et al., 2009a). در منطقه مورد مطالعه نیز با توجه به نیمرخ‌های ساختاری و تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌ای دوبعدی، دو سطح جدایش اصلی باعث دگرشکلی در ساختارهای چین‌خورده شده است. سازند گرو به‌عنوان سطح جدایش زیرین و سازند امیران به‌عنوان سطح جدایش بالایی عمل کرده است که در اثر عملکرد سطح جدایش بالایی ناهماهنگی در محور چین‌خوردگی عمیق و سطحی دیده می‌شود.

به‌طور کلی تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌ای نبود هماهنگی بین ساختارهای سطحی و عمقی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد (شمس‌زاده و همکاران، ۱۳۹۶ (شکل ۱۶)). در واقع با تفسیر این نیمرخ‌های لرزه‌ای، چهار نیمرخ عرضی ساختاری عمود بر روند چین‌خوردگی رسم و تحلیل‌های ساختاری مربوطه انجام می‌گیرد. اندازه‌گیری این پارامترهای هندسی در یک سطح چین‌خورده و رسم نمودارهای استریوگرافیک مربوطه کمک زیادی به تشخیص هندسه ساختاری تاقدیس سرکان می‌کند. بنابراین، در این مطالعه از سازند سروک به‌عنوان شاخص جهت محاسبه پارامترهای هندسی در

مطالعات آزمایشگاهی مختلف تأثیر سطوح جدایشی بر رفتار مکانیکی لایه‌ها حین چین‌خوردگی و به‌ویژه تغییر طول موج و دامنه چین‌خوردگی را نشان می‌دهد (Hudleston and Lan, 1993; Ramsay, 1967; Tanner, 1989). در چین‌خوردگی‌های ناحیه لرستان تغییرات قائم و جانبی در سبک ساختاری نشان می‌دهد که چینه‌شناسی مکانیکی نقش مهمی در کنترل هندسه ساختارها دارد (Blanc et al., 2003; Homke et al., 2004; Koyi et al., 2004; Sherkati and Letouzey, 2004; Sepehr et al., 2006; Sherkati et al., 2006; Farzipour-Saein et al., 2009a; Verges et al., 2011). بنابراین نقش چینه‌شناسی مکانیکی و تغییرات سنگ‌شناسی (تغییرات جانبی رخساره) باعث تشکیل سطوح جدایش متعددی شده است که هندسه چین‌خوردگی را کنترل می‌کنند. این سطوح جدایشی در ناحیه لرستان بیشتر مربوط به رسوبات شیلی پالئوزویک، تبخیری‌های تریاس و ژوراسیک و رسوبات کرتاسه بالایی-پالئوسن پایینی

بنابراین از نوع نیمه‌گردشده می‌باشد و برای نیمرخ‌های CC' و DD' مقدار $0/2 < b < 0/4$ است که نیمه‌زاویه‌دار است. همچنین مقادیر به‌دست‌آمده از نسبت ابعادی و لگاریتم آن برای همه نیمرخ‌های گستره، مقادیر $0/1 \leq p < 0/25$ و $-0/6 < \log p \leq -1$ است. بنابراین از نوع پهن یا عریض می‌باشند. زاویه بین‌یالی در بخش‌های مختلف تاقدیس از ۱۰۵ تا ۱۲۷ درجه متغیر است و مقدار کوتاه‌شدگی بین ۱۰ تا ۱۱ درصد متغیر است.

چهار نیمرخ ساختاری تاقدیس سرکان استفاده شده است (جدول ۱). براساس این داده‌ها، تاقدیس سرکان تاقدیسی غیراستوانه‌ای می‌باشد. همچنین مقادیر عددی به‌دست‌آمده برای زاویه بین‌یالی و زاویه چین‌خوردگی نشان می‌دهد که این تاقدیس از نظر فشردگی در نیمرخ‌های AA' ، BB' و CC' از نوع چین‌های باز و در نیمرخ DD' از نوع چین‌های ملایم است. همچنین محاسبه‌کنندگی چین برای نیمرخ‌های AA' و BB' نشان می‌دهد که مقدار $0/4 < b < 0/8$ است.



شکل ۱۶. نیمرخ لرزه‌ای دوبعدی تفسیر شده در منطقه مورد مطالعه که تغییرات هندسه چین‌خوردگی و ضخامت سازندهای نامقاوم را نشان می‌دهد (شمس‌زاده و همکاران، ۱۳۹۶)

است. در واقع حالت ۱ با ثابت بودن شیب یال‌ها، و وارد شدن مواد در حال رشد به درون چین‌های جدایشی تعریف می‌شود، یعنی مکانیزم چین‌های خودشکل را نشان می‌دهد و در حالت‌های ۲ و ۳ که بایستی هنگام رشد چین یال‌ها بچرخند، مکانیزم غیرخودشکل است. البته در کمربند‌های چین‌خورده رانده پیش‌بوم، حالت ۳ بهترین هماهنگی را با چین‌های جدایشی در طبیعت دارد (Hardy and Poblet, 1995; Poblet and McClay, 1996).

مدل جنبشی تکامل چین‌های جدایشی توسط پژوهشگران زیادی (Hozma and Wallace, 1995; Jamison, 1987; Poblet and McClay, 1996) بررسی شده است. در مدل ارائه شده توسط Poblet and McClay (۱۹۹۶) سه حالت اصلی از چین‌خوردگی جدایشی مطرح شده است. در حالت ۱، شیب یال ثابت و طول یال متغیر، در حالت ۲، شیب یال متفاوت و طول یال ثابت و در حالت ۳ شیب یال و طول یال هر دو متفاوت در نظر گرفته شده

جدول ۱. پارامترهای محاسبه شده بر روی نیمرخ‌های عرضی رسم شده از تاقدیس سرکان

نام برش				مشخصات و پارامترهای هندسی تاقدیس سرکان
DD'	CC'	BB'	AA'	
۵۲	۶۱	۷۸	۷۹	زاویه چین خوردگی (ϕ)
ملایم	باز	باز	باز	فشردگی (T)
۲۰	۳۰	۴۳	۲۰	
۱۴۹	۲۰۰	۲۰۶	۱۳۲	نسبت ابعادی (p)
پهن	پهن	پهن	پهن	
۶۵	۶۸	۶۷	۴۵	
۱۶۷	۱۸۳	۱۴۸	۱۰۲	کندی چین (b)
۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۴۵	۰/۴۴	
نیمه زاویه دار	نیمه زاویه دار	نیمه گرد	نیمه گرد	
۱۹	۲۰	۲۴	۲۰	شیب یال پشتی (Vb)
۳۵	۳۲	۳۶	۳۶	شیب یال جلویی (Vf)
۷۹	۱۱۵	۱۲۳	۷۱	طول یال پشتی (Lb)
۷۶	۹۵	۱۰۰	۶۷	طول یال جلویی (Lf)
۱/۸	۱/۵۵	۱/۴۴	۱/۷۲	$RI = \sin Vf / Vb$
۱۰/۵۶	۱۰/۳۲	۱۰/۹۷	۱۰/۳۷	درصد کوتاه شدگی محاسبه شده از روی نمودار
۱۱/۳۶	۱۰/۵۱	۱۱/۷۴	۱۱/۰۶	درصد کوتاه شدگی محاسبه شده از روی نیمرخ

نتیجه گیری

رده نیمه زاویه دار را نشان می دهد. شیب یال جلویی در تمام نیمرخ ها از یال پشتی بیشتر است و طول یال جلویی در چهار نیمرخ بررسی شده کمتر از یال پشتی است که این بررسی ها نامتقارنی چین را تایید می کند. با توجه به الگوهایی مطرح شده برای چین های مرتبط با گسل و همچنین تجزیه و تحلیل پارامترهای هندسی و بررسی نیمرخ های ساختاری می توان به این نتیجه رسید که تاقدیس سرکان از نوع چین های جدایشی است و ساختار این تاقدیس تحت تاثیر دو سطح جدایش قرار می گیرد. سطوح جدایشی شامل سازند فلیشی امیران به عنوان سطح جدایش بالایی و سازند شیلی گرو نیز به عنوان سطح جدایش میانی معرفی می شود که نقش مهمی در دگرشکلی منطقه مورد مطالعه ایفا می کنند. عملکرد سطح جدایش بالایی حین دگرشکلی پیش رونده باعث شده است که محور تاقدیس سطحی نسبت به محور تاقدیس عمقی به سمت جنوب غرب جابجا شده باشد.

با توجه به مشاهدات صحرایی و اندازه گیری پارامترهای هندسی بر روی چهار نیمرخ ساختاری رسم شده عمود بر روند تاقدیس سرکان، این تاقدیس یک چین نامتقارن و استوانه ای است. در نیمرخ های جنوب شرقی و مرکزی (AA' , BB' , CC') تاقدیس به علت اینکه زاویه چین خوردگی مابین گستره ۶۰ تا ۱۱۰ می باشد، از لحاظ فشردگی، چین در منطقه مورد مطالعه از نوع باز می باشد و در نیمرخ ساختاری شمال غربی که در گستره صفر تا ۶۰ قرار گرفته چین از نوع ملایم تشخیص داده شده است. نسبت ابعادی در تمام نیمرخ ها در یک گستره نزدیک به هم بوده و در بررسی های انجام شده در گستره ۰/۲۵ تا ۰/۶۳ قرار گرفته که در گروه چین پهن قرار داده شده است. اندازه گیری پارامتر کندی چین در نیمرخ های ساختاری جنوب شرقی و مرکزی (AA' , BB') تاقدیس در گستره ۰/۴ تا ۰/۸ قرار گرفته و نشان می دهد که چین خوردگی از نوع نیمه گرد است و در نیمرخ های مرکزی و شمال غربی (CC' , DD') در گستره ۰/۲ تا ۰/۴ قرار گرفته و

منابع

- placements illustrated by the Zagros Range. Geological Society, London, Special Publications, 3, 1, 9-21.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. and Koyi, H., 2009a. Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold Thrust Belt, Iran. *Journal of the Geological Society*, 166, 1101-1115.
 - Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. and Koyi, H., 2009b. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold and thrust belt. *Iran. Journal of Petroleum Geology*, 32, 1, 5-19.
 - Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 1, 235-273.
 - Hardy, S. and Poblet, J., 1995. The velocity description of deformation. Paper 2: sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folds. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 2, 165-176.
 - Haynes, S.J. and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 5, 739-744.
 - Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H. and Shabanian, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society*, 158, 6, 969-981.
 - Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emaami, H. and Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 3, 397-410.
 - Homza, T.X. and Wallace, W.K., 1995. Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths. *Shems Zadeh, E., Alouy, A., and Wolynski, M. and Tokli Yirki, M., 1396. Sikk Chini Khordgi and Pichidgi Hai Sakhari Dar Ziriyehi Lurstan Markazi (Matala Murdi Yiki Az Miyadin Nefi Nahiyeh). Mahname Elmi-Troyiji Aktashaf u Tolid Nef u Gaz, 144, 48-53.*
 - مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۵۴۰.
 - Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401-41.
 - Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
 - Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307, 1064-1095.
 - Berberian, M., 1995. Master Blind thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
 - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
 - Blanc, E. P., Allen, M. B., Inger, S. and Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of the Geological Society*, 160, 3, 401-412.
 - Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
 - Falcon, N.L., 1969. Problems of the relationship between surface structure and deep dis-

- Journal of Structural Geology, 17, 575-588.
- Hudleston, P.J. and Lan, L., 1993. Information from fold shapes. Journal of Structural Geology, 15, 3, 253-264.
 - James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG Bulletin, 49, 12, 2182-2245.
 - Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. Journal of Structural Geology, 9, 207-219.
 - Koop, W.J. and Stoneley, R., 1982. Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 05, 149-168.
 - Koyi, H. A., Sans, M. and Bahroudi, A., 2004. Modelling the deformation front of fold-thrust belts containing multiple weak horizons. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 45, 101-103.
 - Marrett, R. and Bentham, P.A., 1997. Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds. Journal of Structural Geology, 19, 3-4, 243-248.
 - McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, M. and Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. Marine and Petroleum Geology, 21, 857-877.
 - McQuarrie, N. and Van Hinsbergen, D.J., 2013. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. Geology, 41, 3, 315-318.
 - McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of Structural Geology, 26, 3, 519-535.
 - Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to cenozoic tectonics of the zagros orogen in northwestern Iran. International Geology Review, 56, 3, 263-287.
 - Mouthereau, F., Lacombe, O. and Verges, J., 2012. Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. Tectonophysics, 532, 27-60.
 - Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A. and Azhdari, A., 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system. Geological Magazine, 148, 5-6, 838-853.
 - Poblet, J.A. and McClay, K.R., 1996. Geometry and kinematics of single layer detachment folds. AAPG Bulletin, 80, 1085-1109.
 - Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill Companies, 568.
 - Ramsay, J.G., and Huber, M.I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology, 2. Academic Press, 697.
 - Salvini, F. and Storti, F., 2002. Three-dimensional architecture of growth strata associated to fault-bend, fault-propagation, and decollement anticlines in non-erosional environments. Sedimentary Geology, 146, 1, 57-73.
 - Seppehr, M., Cosgrove, J.W. and Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. Tectonophysics, 427, 265-281.
 - Sherhati, S. and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and Petroleum Geology, 21, 535-554.
 - Sherhati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lomotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. Tectonics, 25, 1-27.
 - Stocklin, J., 1968. Structural history and

- tectonics of Iran: A review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.
- Suppe, J., 1985. Principles of Structural Geology. Englewood Cliffs New Jersey, Prentice Hall, 537.
 - Takin, M., Akbari, Y. and Macleod, J.H., 1970. Pul-e Dukhtar Geological Compilation Map 1: 100,000 (Sheet 20812 E). National Iranian Oil Company (NIOC).
 - Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235, 147-150.
 - Tamagawa, T., Matsuoka, T. and Tamura, Y., 1998. Geometrical shape of fault-bend folding with simple shear deformation in the thrust sheet (in Japanese). Geoinformatics (Joho Chishitsu, Osaka), 9, 3-11.
 - Tanner, P.G., 1989. The flexural-slip mechanism. Journal of Structural Geology, 11, 6, 635-655.
 - Verges, J., Saura, E., Casciello, E., Fernandez, M., Villasenor, A., Jimenez-Munt, I. and Garcia-Castellanos, D., 2011. Crustalscale cross-sections across the NW Zagros belt: Implications for the Arabian margin reconstruction. Geological Magazine, 148, 739-761.
 - Wallace, W. K. and Homza, T.X., 2004. Detachment folds versus fault-propagation folds and their truncation by thrust faults. In: McClay, K.R. (ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, memoir, 82, 324-355.
 - Ziegler, P.A. and Stampfli, G.M., 2001. Late Paleozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. In: Cassinis, R. (Ed.), the Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy) Regional Reports and General Correlations, Ed. 25. Annali Museo Civico Science Naturali, Brescia, 17-34.

رخساره‌ها و مدل رسوب‌گذاری سازند آواری چلکن، جنوب قائم‌شهر، پلیوسن

هوشنگ مهربانی^{۱*}، عبدالحسین امینی^۲، وحید توکلی^۳، مرتضی فرخی^۴ و سید محمد زمانزاده^۵

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

۲. استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۳. دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۴. کارشناسی ارشد، شرکت نفت خزر

۵. دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۴/۱۹

چکیده

سازند چلکن در زمان پلیوسن زیرین و میانی تشکیل شده و در برش جوارم (جنوب شهرستان قائم‌شهر) دارای ماهیت آواری است. این سازند از سه مجموعه کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گلسنگی تشکیل شده است که در بیشتر بخش‌ها در توالی‌های ریزشونده به سمت بالا مرتب شده‌اند. ماهیت ریزشونده به بالای توالی‌های رسوبی و ویژگی‌های رسوب‌شناسی و ساختارهای رسوبی نشان می‌دهد سازند چلکن در یک محیط رودخانه‌ای تشکیل شده است. رخساره‌های کنگلومرایی بیشتر ماهیت دانه‌پشتیبان، رخساره‌های ماسه‌سنگی ماهیت آرنایتی (کوارتز آرنایت و لیتیک آرنایت) و رخساره‌های گلسنگی ماهیت آواری-کربناتی دارند. با توجه به ساخت‌های موجود، جهت جریان‌های قدیمی رو به شمال است.

واژه‌های کلیدی: سازند چلکن رخساره‌ها، مدل رسوبی، پلیوسن.

مقدمه

چلکن به سن پلیوسن زیرین-میانی در دامنه‌های شمالی البرز (Brunet et al., 2003) زمینه مساعدی برای مطالعه این سازند فراهم کرده است. با توجه به تاریخچه استخراج نفت از این سازند در کشورهای هم‌جوار ایران، مانند آذربایجان، قزاقستان و ترکمنستان (Smith-Rouch, 2006) و وجود رخنمون‌های مناسب در ایران، بررسی دقیق سنگ‌شناسی الزامی به نظر می‌رسد. بر این اساس، مشخصات دقیق سنگ‌شناسی سازند چلکن در رخنمون‌های دامنه‌ی شمالی البرز مورد بررسی قرار گرفته است. به دلیل شباهت زمین‌شناسی دامنه شمالی البرز با بخش‌های جنوبی حوضه خزر، اعتقاد بر این است که نتایج

بررسی محیط‌های رسوبی دیرینه، به کمک تطبیق ویژگی‌های مشخص رسوبی و پتروگرافی محیط‌های امروزی صورت می‌گیرد. در کل، محیط‌های رسوبی را بر اساس دواصل بازسازی می‌کنند که شامل قانون رخساره‌ای والتر و رخساره‌های همراه می‌باشد (Walther, 1894). برای تجزیه و تحلیل دقیق شرایط محیطی در یک مجموعه آواری، اطلاع از مشخصات سنگ‌شناسی، ساخت‌های رسوبی، فرم هندسی، الگوی جریان‌های قدیمی، ضمامت فسیلی و ماهیت سطوح محدودکننده چینه‌ها ضروری است (Selley, 1985). رخنمون‌های مناسب از سازند

* نویسنده مرتبط: Houshangmehrabani@ut.ac.ir

زمین‌شناسی و موقعیت منطقه

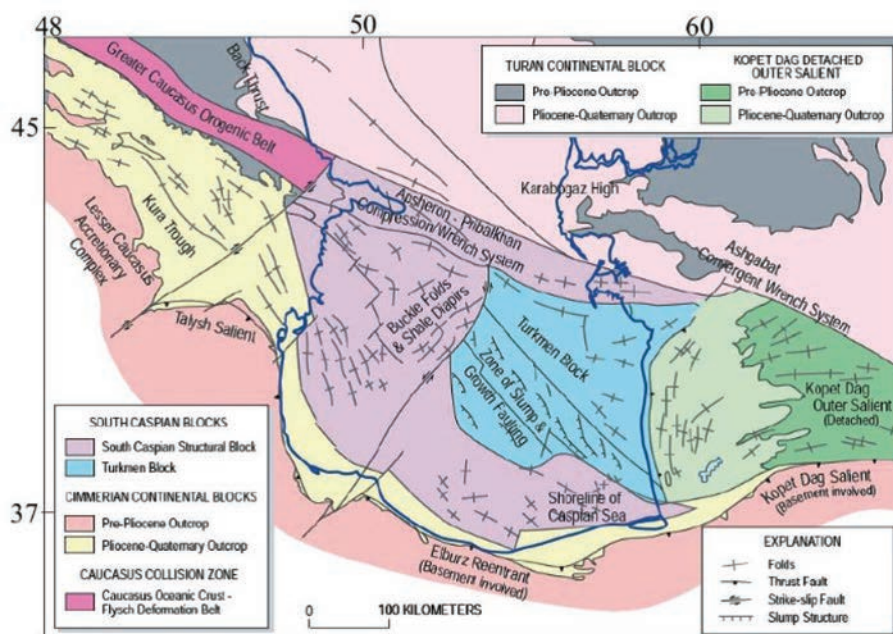
در پلیوسن زیرین با ادامه حرکات کوهزایی آلپی و بالا آمدن سرزمین قفقاز، ارتباط دریای خزر با دریای آزوف و سیاه قطع و به‌عنوان یک دریاچه مستقل پدیدار شده است (Rogel, 1998). در نخستین مرحله فاز میانی کوهزایی آلپی در شمال البرز در میوسن پایینی، پاراتتیس از تتیس جدا شده و حرکات فشارشی پالتوسن در البرز و حرکت گسل خزر، سبب بالا آمدن البرز شد. سپس در زمان نفوژن بین رسوبات پلیوسن (چلکن) و رسوبات میوسن، چین‌خوردگی اتفاق افتاده است که باعث ایجاد تاقدیس و ناودیس‌های باریک با محور شرقی-غربی شده است. همچنین حاصل فرسایش این برپایی البرز، تشکیل رسوبات کنگلومرایی چلکن درون ناودیس‌های به وجود آمده می‌باشد (Mousavi Rouhbakhsh, 1999).

دریای مازندران مثال خوبی برای تغییرات کوتاه و بلندمدت سطح آب در زمان پلیستوسن می‌باشد (Mansimov and Aliyev, 1994). بخش ساحلی دریای خزر به‌وسیله کوه‌های تالش ورشته کوه‌های البرز که از سنگ‌های دگرگونی، آتشفشانی و رسوبی (پالتوزوییک تا سنوزوییک) تشکیل شده‌اند، محاصره شده است (Kazancia, et al. 2004). گستره مورد مطالعه در بخش مرکزی رشته کوه البرز قرار دارد (شکل ۱).

به‌دست‌آمده از بررسی رخنمون‌های مذکور قابل استفاده در مطالعات زیرسطحی است.

یکی از اهداف مهم در مطالعه مشخصات سنگ‌شناسی و رسوب‌شناسی سازندها، تشخیص مدل رسوب‌گذاری می‌باشد. این سازند آواری، با وجود اهمیتی که در سیستم نفتی خزر دارد کمتر مورد مطالعات سنگ‌شناسی دقیق قرار گرفته است. با توجه به اینکه نهشته‌های سازند مخزنی چلکن در مازندران رخنمون دارند و پتانسیل سنگ مخزنی-گازی مناسبی را در زیرزمین ایجاد کرده‌اند، انجام مطالعات دقیق سنگ‌شناسی این رسوبات در رخنمون می‌تواند به شناخت اجزای تشکیل‌دهنده سنگ و تاثیر آن‌ها در خصوصیات مخزنی سازند چلکن کمک کند.

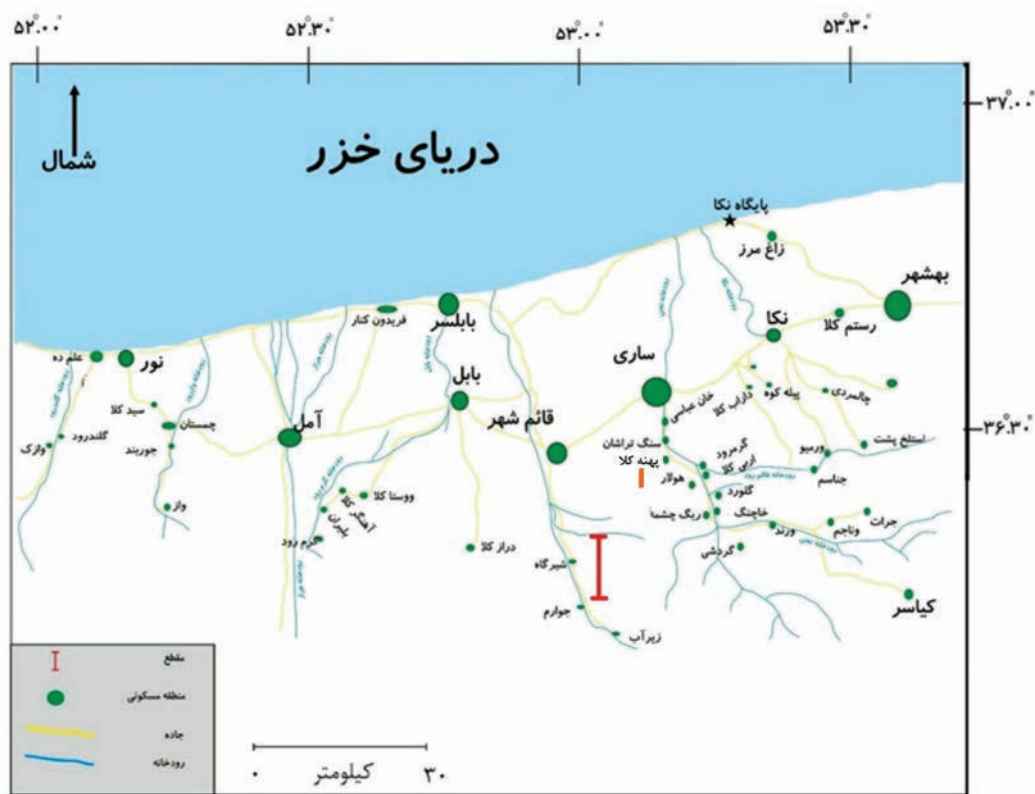
نبود مغزه مناسب از داده‌های زیر سطحی و محدود بودن نمونه‌های در دسترس از سازندهای مستعد مخزن و منشأ، مشکلاتی را در فهم مشخصات سنگ‌شناسی و پارامترهای پتروفیزیکی آن‌ها ایجاد کرده است. لذا در این مقاله سعی بر آن است که بر اساس رخساره‌های تعریف شده در مطالعات رخنمون، محیط رسوبی دیرینه سازند چلکن در برش جوارم از رخنمون‌های حاشیه شمالی البرز مرکزی مشخص شود. برای تکمیل مطالعات رسوب‌شناسی، بخشی از توالی این سازند نیز در منطقه پهنا کلا مورد بررسی اجمالی قرار گرفت.



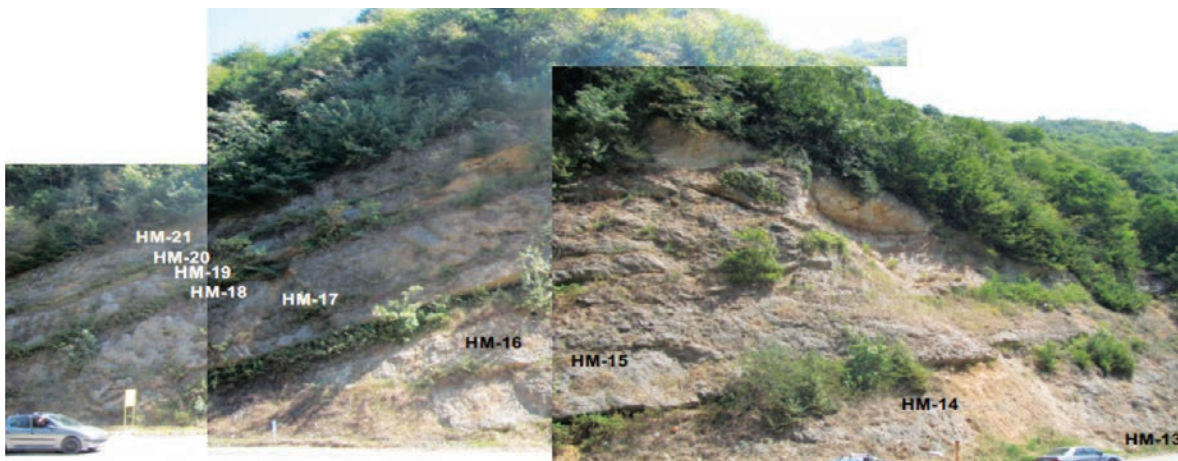
شکل ۱. پدیده‌های ساختاری محصورکننده حوضه جنوبی دریای خزر (نقل از Smith-Rouch, 2006)

در برش جوارم، سازند چلکن با سن پلیوسن آغازی و میانی در هسته ناودیس جوارم و در دو طرف سطح محوری گسترش دارد. در یال جنوبی این ناودیس، رخنمون‌های بهتری برای مطالعه وجود دارد. مختصات جغرافیایی ابتدای برش $36^{\circ}15'07''$ شمالی و $52^{\circ}54'07''$ شرقی می‌باشد. امتداد عمومی طبقات به صورت شرقی-غربی و دارای شیبی معادل ۲۰ تا ۲۲ درجه به سمت شمال می‌باشد (شکل ۳).

با توجه به بررسی‌های صحرائی که در استان مازندران به عمل آمد و از لحاظ پوشش گیاهی منطقه و راه‌های دسترسی به بخش‌های مختلف سازند و کامل‌تر بودن توالی لایه‌ها، برش جوارم در جنوب شهر قائم‌شهر (در کنار جاده قائم‌شهر به زیرآب) مناسب‌ترین محل برای بررسی و مطالعه توالی رسوبی سازند چلکن تشخیص داده شد (شکل ۲).



شکل ۲. مختصات جغرافیایی و راه‌های دستیابی به برش‌های مورد مطالعه (جوارم و پهنه کلا)



شکل ۳. نمای کلی سازند چلکن در برش جوارم، شیب طبقات به سمت شمال می‌باشد (جهت نگاه، شرق)

روش مطالعه

برای بررسی مشخصات سنگ‌شناسی سازند با توجه به ماهیت رخساره‌های سازندی سازند، از روش‌های متعددی استفاده شده است. برای رخساره‌های دانه‌درشت (کنگلومرها) توصیف کاملی از قلوها (شامل جنس، اندازه، شکل و فابریک) و زمینه آن‌ها (زمینه ماسه‌سنگی یا گلی مختلط) صورت گرفته است. به دلیل محدودیت تهیه مقطع نازک از کنگلومرها تمام قلوهای سازند جهت مطالعات صحرایی نمونه‌برداری شده‌اند. زمینه ماسه‌سنگی یا گل‌سنگی نیز به‌طور جداگانه نمونه‌برداری شده است. بر این اساس از یک‌لایه کنگلومرایی در یک محل تعداد متفاوتی (گاه هفت تا ۱۲ نمونه) تهیه شده که در روی شکل با یک شماره (مثلاً HM-17) مشخص شده است (شکل ۴).

به‌طور کلی تعداد ۱۵ نمونه از ماسه سنگ‌های آواری (لایه کنگلومرایی و لایه ماسه‌سنگی)، ۲۳ نمونه از قطعات کربناته (لایه کنگلومرایی)، سه نمونه از زمینه ماسه‌سنگی داخل لایه کنگلومرایی و هشت نمونه از گل‌سنگ برداشت شده است (جدول ۱). نمونه‌های آواری بر اساس روش پتی جان (Pettijohn, 1975 and Pettijohn et al, 1987) و نمونه‌های کربناته بر اساس روش دانه‌مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Dunham, 1962).

روش مطالعه نمونه‌های گل‌سنگ برداشت شده از سازند چلکن مطابق نمونه‌های سخت نمی‌باشد. در این بخش برای بررسی جنس ذرات تشکیل‌دهنده از روش‌های آزمایشگاهی مانند کلسیمتری به روش حجمی برنارد (Muller and Gatsner, 1971) (برای اندازه‌گیری میزان کربنات کلسیم)، روش انحلال کانی‌های تبخیری (برای اندازه‌گیری میزان مواد تبخیری درون نمونه) و روش پراش پرتو ایکس (XRD) برای شناسایی ذرات تشکیل‌دهنده نمونه استفاده شده است (آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی).

جدول ۱. درصد تنوع نمونه‌های برداشت شده برش جوارم

نمونه مقطع نازک	تعداد مقطع	درصد حضور
ماسه سنگ‌آواری	۱۵	۳۱
قطعات کربناته	۲۳	۴۷
زمینه ماسه‌سنگی	۳	۶
گل‌سنگ	۸	۱۶

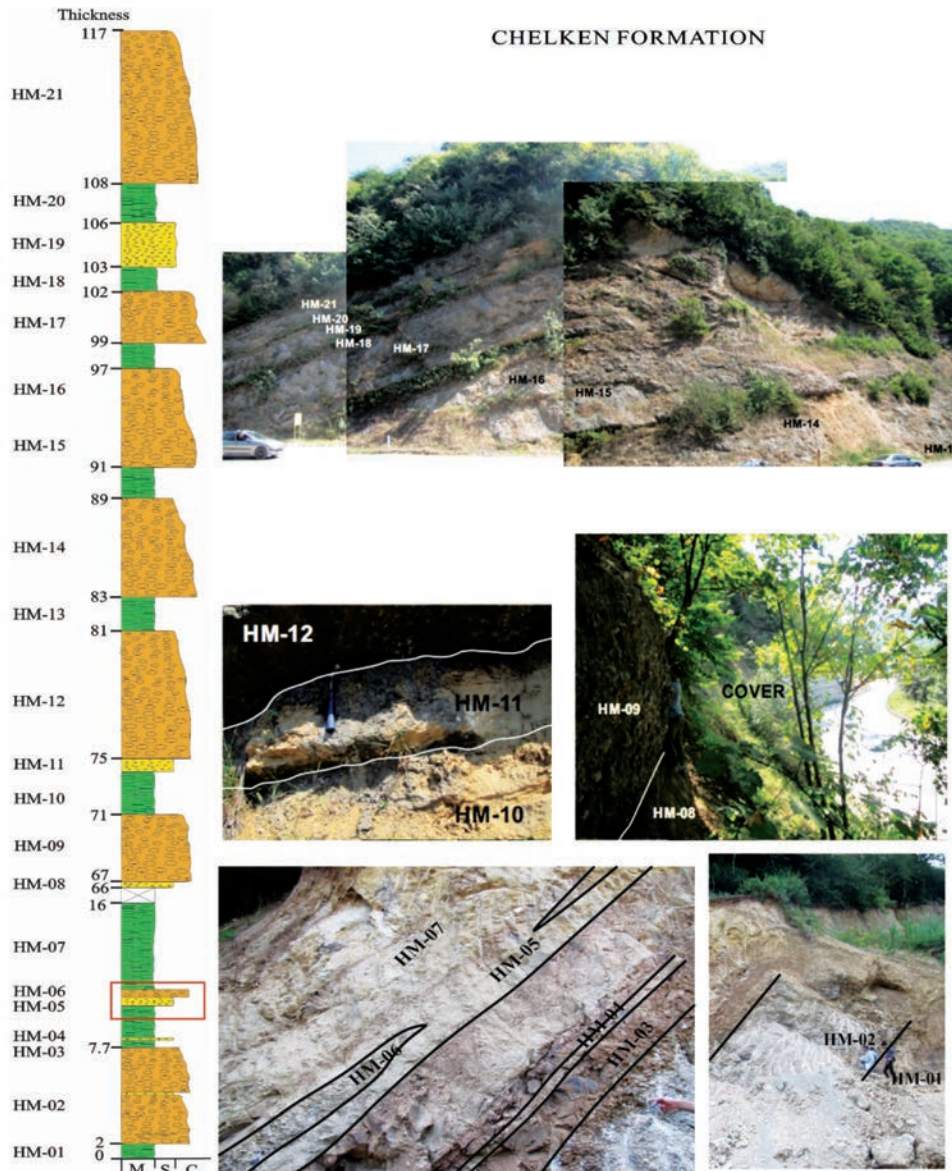
رخساره‌ها

در برش جوارم حدود ۷۰ متر از سازند چلکن مورد مطالعه و نمونه‌برداری قرار گرفت. از بررسی مقاطع مورد مطالعه چنین برمی‌آید، که سازند موردنظر از تعداد معینی از رخساره‌ها با تناوب چرخه‌ای در ستون‌های چینه‌شناسی تشکیل شده است. در این بخش ابتدا ضمن معرفی و تفکیک آن‌ها، ویژگی‌های پتروگرافی هر رخساره نیز بیان شده و سپس وضعیت هر چرخه از نظر توالی‌های رسوبی و ارتباط آنها با یکدیگر بیان خواهد شد. در ستون‌های چینه‌شناسی جنوب قائم‌شهر هیچ‌گونه تکرار شدگی و یا قطع‌شدگی توسط فرآیندهایی نظیر گسل خوردگی و یا نفوذ رخساره‌های آذرآواری دیده نشد. بخشی از این توالی به علت پوشش گیاهی زیاد و نبودن بیرون‌زدگی قابل بررسی نبود (شکل ۴). برش پهنه کلا به علت کامل نبودن توالی مورد مطالعه دقیق قرار نگرفت (شکل ۵).

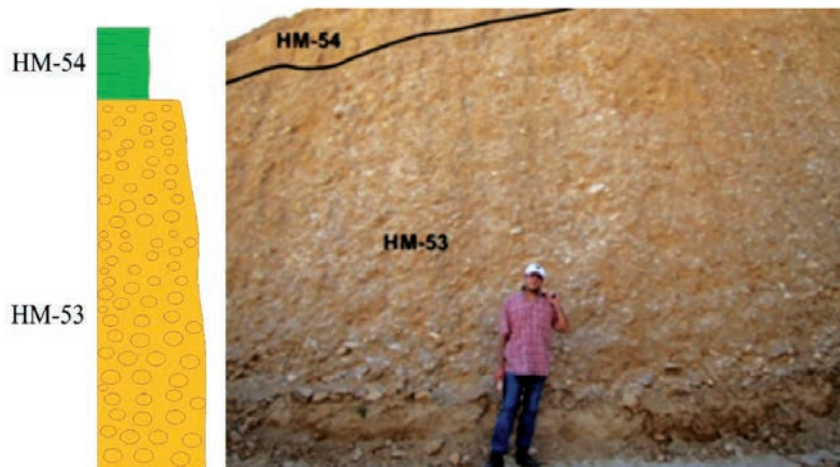
بررسی‌ها نشان داد که تغییرات رخساره‌ای در منطقه جوارم، در قالب سه رخساره که به‌صورت چرخه‌ای می‌باشند انجام گرفته است. چرخه‌ها بیشتر از رسوبات دانه‌درشت در زیر و رسوبات دانه‌ریز در بالا تشکیل می‌شوند.

رخساره دانه‌درشت کنگلومرا

این رخساره بر اساس ضخامت لایه‌ها از کل مجموعه دارای فراوانی ۶۲ درصد است و توسط رخساره‌های ماسه‌سنگی و گل‌سنگی محصور شده است. اجزای سازنده به‌طور کلی شامل کنگلومرای قهوه‌ای و خاکستری، بسیار سخت، مقاوم، پلی میکتیک با قطعاتی از جنس ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک‌های قدیمی و ریز شونده به سمت بالا می‌باشند (شکل‌های ۶ و ۷). پراکندگی قلوهای موجود در بخش‌های کنگلومرایی بسیار متفاوت است. مجموع طبقات کنگلومرایی که کل برش جوارم را تشکیل می‌دهد، از دانه‌های به هم چسبیده هم بعد تا کشیده، به طول دو تا ۲۵ سانتی‌متر و عرض سه تا ۱۰ سانتی‌متر تشکیل یافته‌اند. مشخصات آزمایشگاهی نمونه‌های برداشت شده از بخش کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و گل‌سنگی سازند چلکن (برش جوارم) در جدول ۲ آمده است.



شکل ۴. کامل ترین برش سازند چلکن (برش جوارم در جنوب قائم شهر). این توالی بیشتر شامل لایه های کنکومرایی ریز شونده به بالا هستند، کادر قرمز ریز شونده به بالا می باشد (HM: Houshang-Mazandaran)

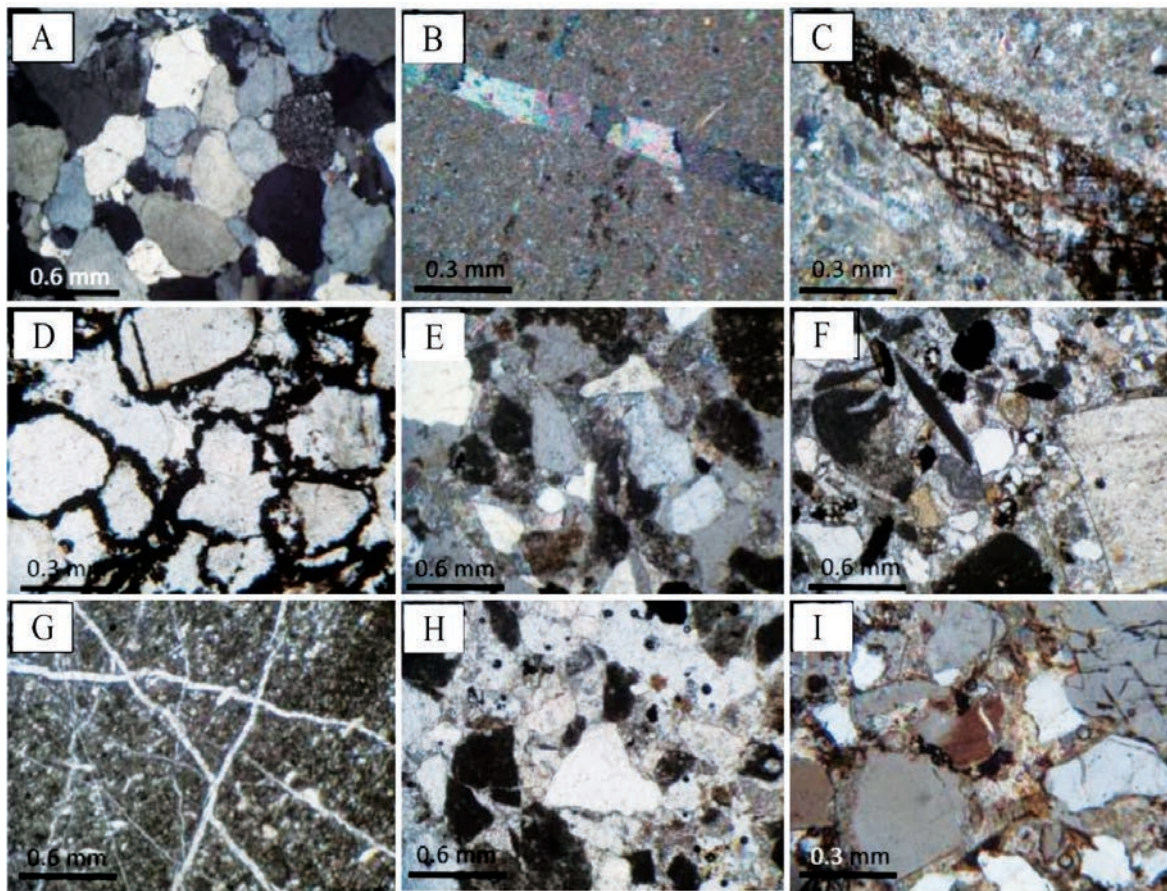


شکل ۵. برش پهنه کلا سازند چلکن در جنوب ساری (جهت نگاه، غرب)

این رخساره شامل قطعات کوارتز آرانیت، ساب لیت آرانیت، اکینودرم و استراکود می‌باشند. زمینه کنگلومرا شامل آرکوز، ساب آرکوز، آرکوز و کربناته (میکروفاسیس‌های بایوکلست وکستون تا پکستون، گرین استون و پکستون) می‌باشد. بایوکلست‌های پکستون شامل قطعات اسکلت دوکفه‌ای‌ها، است که قطعات زمینه حاصل خرد شدن و فرسایش قطعات درست کنگلومرا است.

جدول ۲. مشخصات نمونه‌های برداشت شده از برش جوارم

شماره	رخساره	مطالعات آزمایشگاهی	شماره	رخساره	مطالعات آزمایشگاهی
HM-12	Conglomerate	وکستون برشی شده تا: HM-12A: پکستون			ساب آرکوز HM-21D
HM-11	Sandstone	مخلوط دانه‌ریز: HM-11B: فیل آرانیت: HM-11A:	HM-21	Conglomerate	زمینه ماسه‌سنگی: HM-21C: بایوکلست پکستون: HM-21B:
HM-10	Mudstone	مادستون کرم‌رنگ			بایوکلست الیید گرینستون: HM-21A:
HM-09	Conglomerate	بایوکلست وکستون: HM-09C: ساب آرکوز: HM-09B:	HM-20	Mudstone	مادستون: HM-20:
		بایو گرینستون: HM-09A:	HM-18	Sandstone	CaCO ₃ =67.9%:HM-18-Evaporate = 2%
			HM-18	Mudstone	CaCO ₃ =5.4% : HM-18-Evaporate = 4.5%
HM-08	Sandstone	زمینه و مخلوط: HM-08A: زمینه و مخلوط: HM-08Down:			بایوکلست پکستون: HM-17G: زمینه ماسه‌سنگی: HM-17F:
HM-07	Mudstone	HM-07: CaCO ₃ =12.5%-Evaporate = 2%			آرکوز: HM-17E: زمینه ماسه‌سنگی: HM-17D:
HM-06	Conglomerate	آهک دولومیتی شده: HM-06D: بایوکلست مادستون: HM-06C: بایو کلست وکستون: HM-06B: پکستون	HM-17	Conglomerate	زمینه ماسه سنگی: HM-17C: تاپ کوارتزیت-آهک چرتی: HM-17B: خمیره ماسه‌سنگی: HM-17A:
		ساب لیت آرانیت: HM-06A:			
HM-05	Sandstone	سنگ تخریبی مخلوط: HM-05A:	HM-16	Conglomerate	کوارتز آرانیت دارای دولومیت: HM-16B: آهن دار: HM-16A: وکستون:
HM-04	Sandstone	سنگ مارنی: HM-04A:			بایوکلست پکستون با: HM-15C: خرده‌های براکیوپود:
HM-03	Mudstone	HM-03: CaCO ₃ =5.4% -Evaporate = 1%	HM-15		مخلوط بایو کلست پکستون: HM-15B: گرینستون:
HM-02	Conglomerate	زمینه بین قطعات: HM-02G: ساب آرکوز: HM-02F: بایوکلست وکستون: HM-02E: وکستون: HM-02D: کلسیت کریستالین شده: HM-02C: بایوکلست پکستون: HM-02B:			بایوکلست وکستون: HM-15A:
		ساب لیت آرانیت: HM-02A:			پکستون-بایوتوریشن فراوان: HM-14D:
HM-01	Mudstone	HM-01B:CaCO ₃ =40.2%-Evaporate=2%: HM-01A:CaCO ₃ =17.9%-Evaporate=2%	HM-14	Conglomerate	بایوکلست پکستون: HM-14C: ساب آرکوز: HM-14A:
			HM-13	Mudstone	CaCO ₃ =41.1%:HM-13-Evaporate = 1.5%:
					فیل آرانیت: HM-12E: ساب آرکوز: HM-12D:
			HM-12	Conglomerate	بایوکلست پکستون دارای: HM-12C: نومولیت و فرامینیفر: HM-12B: بایوکلست وکستون پکستون:



شکل ۶. بافت و دیاگرام قطعات سازنده و زمینه رخساره کنگلومرا و بافت رخساره ماسه‌سنگی، (A) ماسه‌سنگ دانه پشته‌باز به همراه سیمان سیلیسی رشد اضافی هم‌محور (نمونه HM-02A، کنگلومرا، نور پلاریزه)، (B) بایوکلست مادستون (نمونه HM-06C، کنگلومرا، نور پلاریزه)، (C) وکستون، دولومیتی شدن (نمونه HM-16A، نور پلاریزه)، (D) ماسه‌سنگ دارای سیمان اکسید آهن (نمونه HM-09B، نور طبیعی)، (E) زمینه کنگلومرا (نمونه HM-02G، نور پلاریزه)، (F) زمینه دارای سیمان اکسید آهن (نمونه HM-17F، نور طبیعی)، (G) شکستگی داخل نمونه HM-12B در اثر فشردگی که دوباره پر شده است (نور طبیعی)، (H) شکستگی داخل قطعات درون زمینه (نمونه شماره HM-02G، نور طبیعی)، (I) انحلال و خوردگی دانه‌های کوارتز در زمینه (نمونه HM-53B، نور پلاریزه)

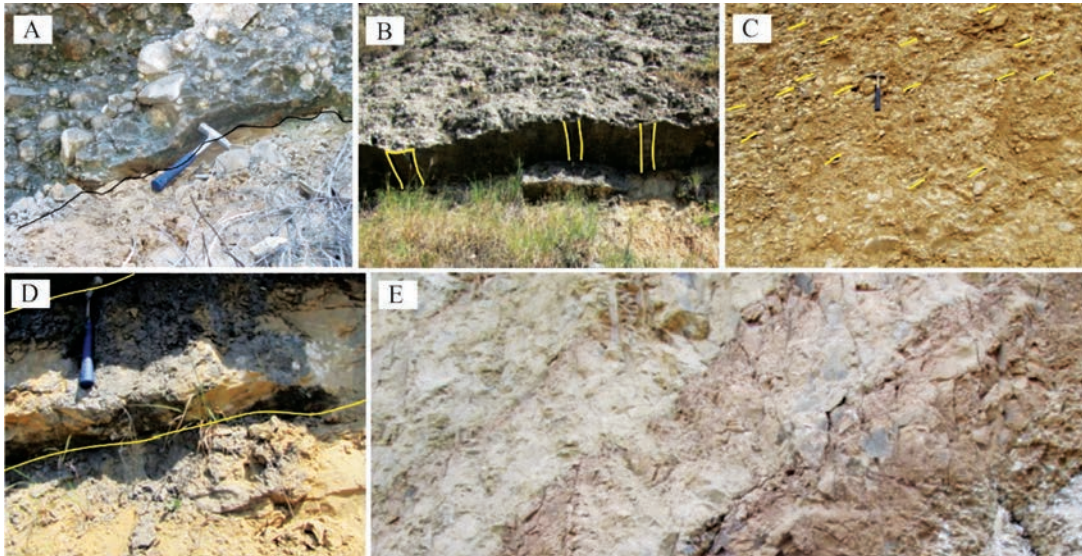
رخساره ماسه‌سنگی

ماسه‌سنگ‌ها با ضخامت چهار سانتی‌متر تا ۲/۵ متر در طول برش پراکنده‌اند و در مجموع شش درصد کل برش را تشکیل می‌دهند. این رخساره کمترین میزان را در بین دیگر رخساره‌ها به خود اختصاص داده است. اندازه دانه‌ها در حد ماسه ریز تا متوسط می‌باشد. ساخت واضحی در این رخساره دیده نشد (شکل D-۷). ضخامت این بخش در حدود ۲۰ تا ۵۰ سانتی‌متر و دارای قاعده فرسایشی می‌باشد. این ماسه‌ها در اصل یکدست بوده و فاقد ریز شونددگی به بالا هستند. این رخساره متشکل از ذرات کوارتز، فلدسپات و دارای

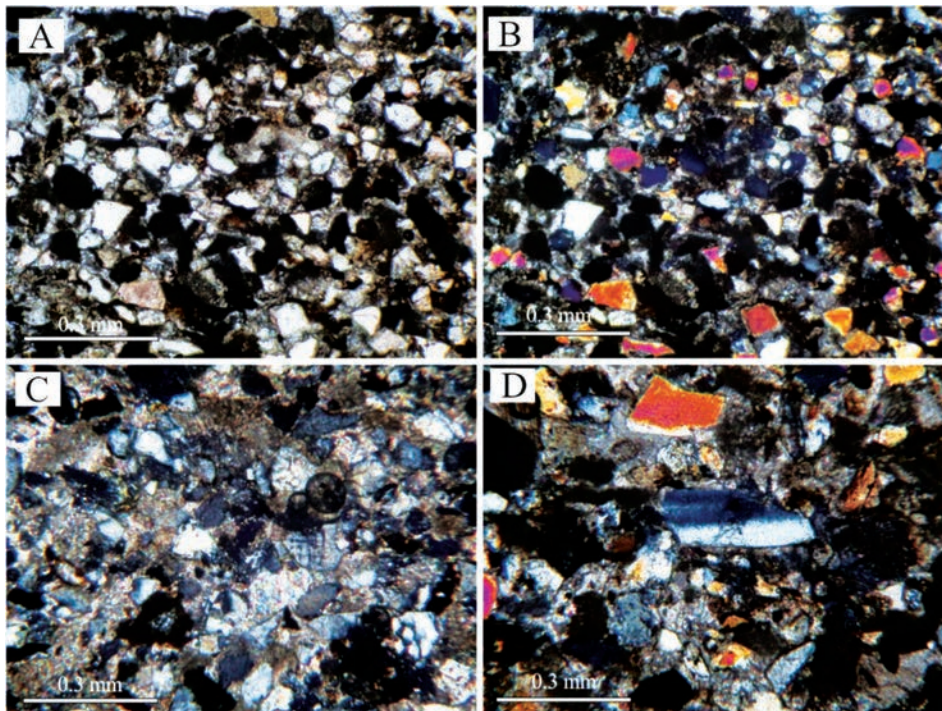
این واحدها گاهی بدون فاصله (وجود رخساره گل یا ماسه) بر روی همدیگر نیز ظاهر می‌شوند. بخش زیرین این رخساره روی یک سطح فرسایشی قرار گرفته است (شکل A-۷). همچنین از ساخت‌های موجود می‌توان دانه‌بندی تدریجی، قالب ناودانی (شکل B-۷) و ساخت ایمبریکیشن خفیف (شکل C-۷) را نام برد. جنس قلوه‌سنگ‌های تشکیل‌دهنده رخساره متفاوت و از ماسه‌سنگ لالون تا آهک در آن یافت می‌شود. اندازه قلوه‌ها در حد پیل و بولدر و دانه‌ها عموماً گردشگی خوبی را نشان می‌دهند. جورشدگی رخساره متوسط تا خوب می‌باشد.

توصیف ماکروسکوپی و میکروسکوپی ارائه شده قلوه‌های ماسه‌سنگی، برای رخساره ماسه‌سنگی همراه افق‌های کنگلومرایی قابل تعمیم است.

سیمان سیلیسی و کربناتی می‌باشد (شکل ۸). نمونه‌های رخساره ماسه‌سنگی دارای ماهیتی مشابه نمونه‌های زمینه ماسه‌سنگی داخل رخساره کنگلومرایی می‌باشد با این تفاوت که ذرات این رخساره بسیار دانه‌ریزتر هستند. بر این اساس



شکل ۷. تصاویر صحرایی و ساخت‌های رسوبی برش جوارم، اندازه قلوه‌سنگ‌ها از پیل تا بولدر می‌باشد، (A) سطح فرسایش بین لایه کنگلومرایی و لایه گل‌سنگی (برش جوارم)، (B) ساخت گاترکست^۱ موجود در رخساره کنگلومرا (برش جوارم)، (C) ساخت ایمبریکیشن خفیف (برش په‌نه‌کلا)، (D) رخساره ماسه‌سنگی (برش جوارم)، (E) اختلاف رنگ درون رخساره گلی (برش جوارم)



شکل ۸. A و B) نمونه شماره HM-11A، فیل‌آرنایت، دانه‌های کوارتز به همراه لیتیک‌های کربناته و دگرگونی (A-نور طبیعی، B-نور پلاریزه)، (C) نمونه شماره HM-05، ماسه، دانه‌های کوارتز در زمینه سیمان کلسیتی و کربنات (نور پلاریزه)، (D) نمونه شماره HM-11A، نمونه ماسه‌ای، دارای قطعات کوارتز و لیتیک کربناته در زمینه سیمان کلسیتی (نور پلاریزه، مقطع کمی ضخیم است)

1. Gutter cast

جدول ۳. درصد کانی‌های تبخیری و کربناته در برش جوارم سازند چلکن

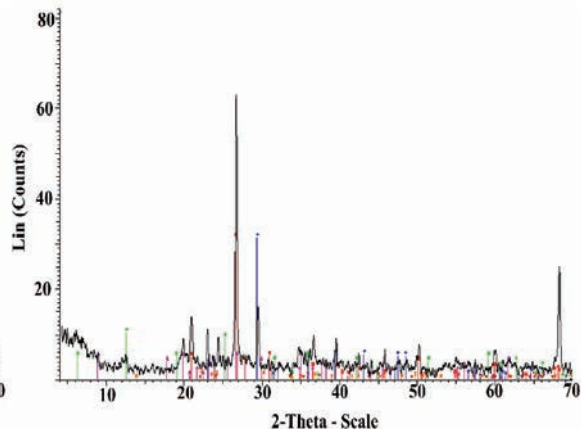
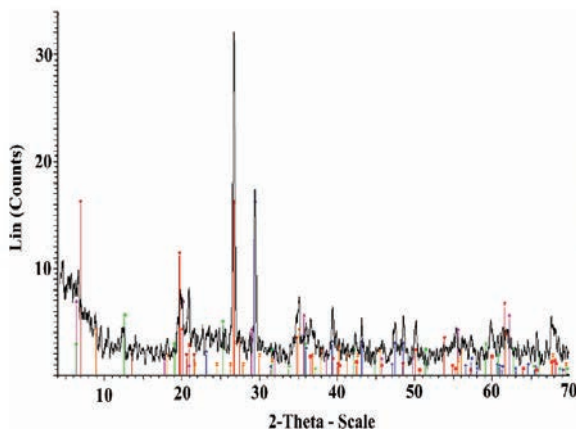
شماره نمونه	درصد تبخیری	درصد کربنات
HM-07	۲	۱۲/۵
HM-04	۱/۵	۳۷/۹
HM-03	۱	۵/۴
HM-01B	۲	۴۰/۲
HM-01A	۲	۱۷/۹

بر اساس نمودارهای به دست آمده و اطلاعات آزمایشگاهی انجام شده از آزمایش XRD، کانی‌های کوارتز و کلسیت در نمونه‌ها غالب می‌باشند (شکل ۹) که به علت همراهی با کنگلومرای متشکل از قلوه‌های ماسه‌سنگی و آهکی منطقی می‌باشد.

کوارتز در گلسنگ‌ها بیشتر در اندازه سیلت بوده، هرچند دانه‌های درشت‌تر در اندازه ماسه نیز در بخش‌هایی که لایه گلی به ماسه‌سنگ تبدیل می‌شوند، یافت می‌شود. فلدسپات‌ها نیز به دلیل پایداری مکانیکی و شیمیایی کمتر نسبت به کوارتز، به مقدار کمتری در گلسنگ‌ها یافت می‌شوند و همچنین ترکیبات دیگری مانند کلسیت و دولومیت نیز در نمونه‌های گل بررسی شده وجود داشت.

رخساره گلی

این رخساره، در بین رخساره‌ها، فراوانی متوسطی (حدود ۳۲ درصد) را به خود اختصاص داده است. واحدها ترکیبی از سیلت و رس می‌باشند و ضخامت آنها متغیر است (کم و بیش از ۴۰ سانتی‌متر تا پنج متر). رنگ این رخساره به علت تغییر در میزان کربنات و شاید ماده آلی (در این تحقیق، ماده آلی مورد بررسی و ارزیابی قرار نگرفته است) بین قهوه‌ای و کرم روشن متغیر می‌باشد (شکل ۷-E). رنگ یک گل در واقع تابعی از کانی‌شناسی و ژئوشیمی آن است. مقدار مواد آلی، پیریت و حالت اکسیداسیون آهن از عوامل اصلی کنترل‌کننده رنگ‌ها می‌باشد (Tucker, 1991). با افزایش مقدار مواد آلی و پیریت، تغییر رنگ به سمت خاکستری و حتی تیره شدن پیش می‌رود و وجود اکسید آهن سه‌ظرفیتی باعث قرمز رنگ شدن گل‌سنگ‌ها می‌شود (Tucker, 1991). این رخساره متشکل از لامینه‌های موازی، گسترش جانبی زیاد (تا چند کیلومتر) و همچنین شکل هندسی صفحه‌ای می‌باشد. در بین این واحدها ماسه‌های ورقه‌ای دانه ریز تا متوسط دیده می‌شود. جدول ۳ درصد کانی‌های تبخیری و کربناته در برش جوارم را نشان می‌دهد.



شماره نمونه	ذرات تشکیل‌دهنده
HM-07	Quartz – Calcite – Clay Mineral – Dolomite – Feldspar
HM-01A	Quartz – Calcite – Clay Mineral

شکل ۹. نمودار آنالیز پراش اشعه ایکس نمونه شماره HM-01A (چپ)، نمودار آنالیز XRD نمونه شماره HM-07 (راست)

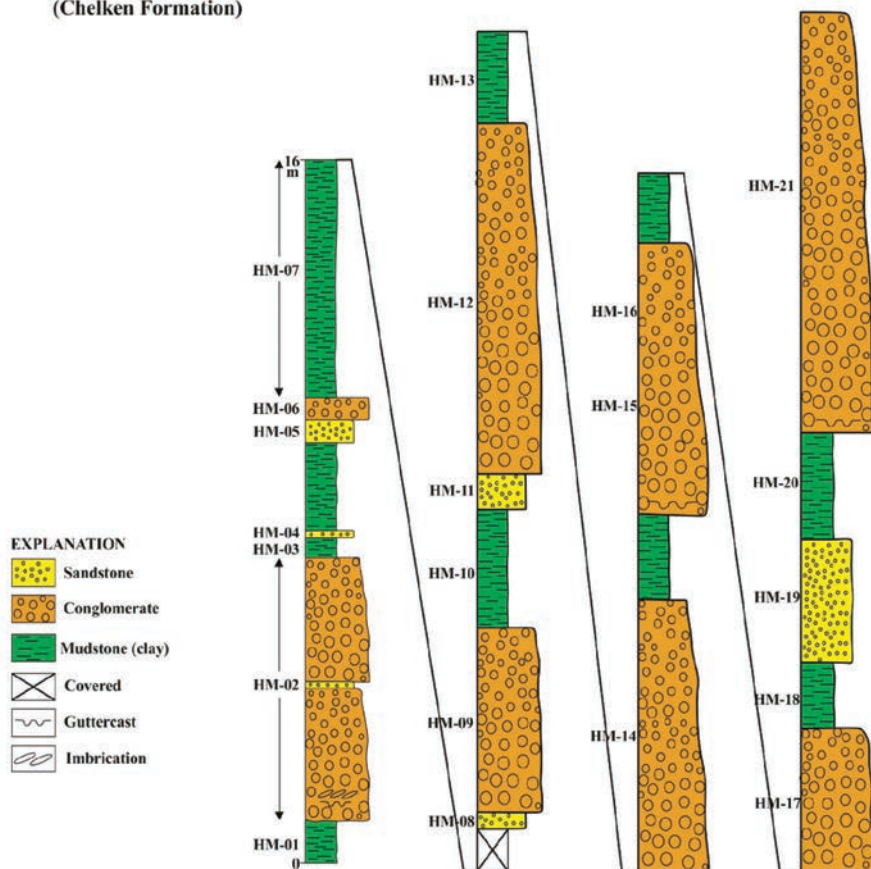
بحث

ماهیت چرخه‌ای رخساره‌ها

بر اساس مشاهدات صحرایی، به‌طور کلی مطابق شکل ۱۰ است. در هر چرخه، یک روند کلی ریز شونده به بالا مشاهده می‌شود. این چرخه می‌تواند در محیط‌های رودخانه‌ای بین کانال و دشت سیلابی تکرار شود.

برش اندازه‌گیری شده در جنوب قائم‌شهر (جوآرم) از تکرار چرخه‌های رسوبی تشکیل می‌شود. ترتیب قرارگیری چرخه‌ها

(Chelken Formation)



شکل ۱۰. تکرار و توالی‌های ریز شونده به بالا در برش جوآرم

مدل رسوب‌گذاری

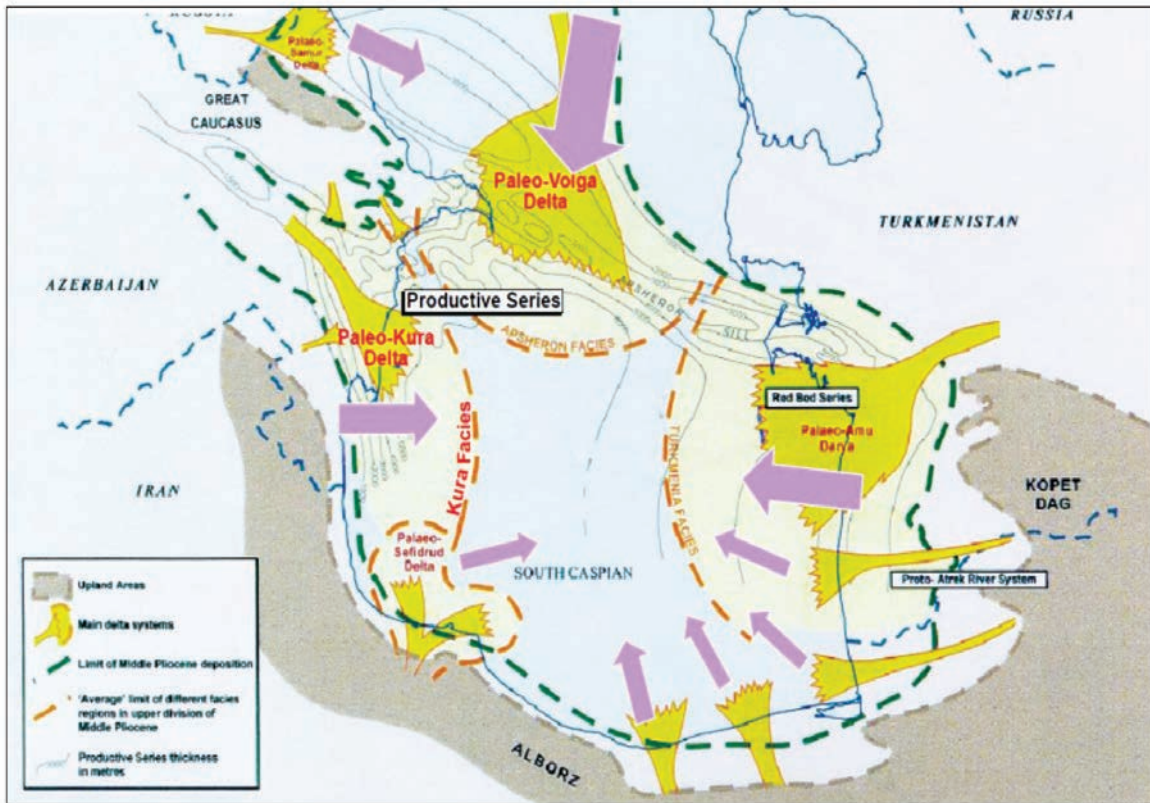
رودخانه‌ای می‌باشد. لایه‌های ماسه‌سنگی می‌توانند نشان‌دهنده خاک‌ریزهای طبیعی و یا کرواس اسپیلی^۱ باشند که از طریق رسوب‌گذاری در زمان سیلاب‌ها و جریان‌های کشتی یک‌طرفه به وجود آمده‌اند (Reading and Levell, 1996). در این لایه‌ها ساختی دیده نشد ولی بر اساس ویژگی‌های رسوب‌شناسی و رخساره‌های همراه، زیر محیط کرواس اسپیلی محتمل‌تر می‌باشد.

رخساره‌های گل‌سنگی نیز نشان‌دهنده دشت سیلابی این رودخانه می‌باشند. دشت سیلابی در زمان رسوب‌گذاری،

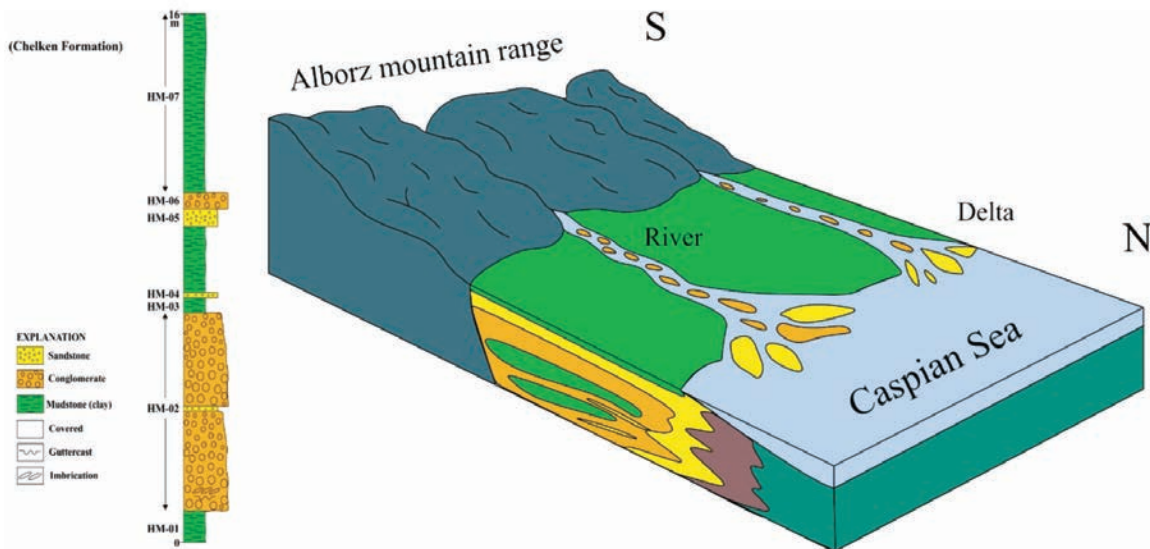
این رسوبات به فرم توده‌ای می‌باشند و هر دوره نشان‌دهنده یک دوره سیلاب است که مقدار زیادی رسوبات دانه‌درشت را از طریق رودخانه‌ها به منطقه وارد کرده‌اند. به صورتی که منشاء رسوبات نزدیک خاستگاه اصلی خود هستند. ترکیب سنگ‌شناسی اصلی این سازند بیشتر متشکل از کنگلومرا با اجزای ماسه‌سنگی و آهکی می‌باشد. در لایه‌لای این کنگلومرا، گل‌سنگ و لایه‌های ماسه‌سنگی دانه‌ریز نیز دیده می‌شود. با توجه به مشخصات رسوب‌شناسی این رخساره، از قبیل اندازه ذرات تشکیل‌دهنده، سنگ‌شناسی، ساخت‌های موجود و رخساره‌های همراه، نشان‌دهنده ماهیت کانال

1. Crevasse splay

بارها تحت تاثیر سیلاب‌های حاصل از بالا آمدن آب رودخانه کادر قرمز رنگ).
 قرار می‌گیرد که سبب فرسایش و حمل مجدد رسوبات در نهایت به نظر می‌رسد این رسوبات در نواحی نزدیک به دریا، بیشتر از نوع رودخانه‌ای باشند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).



شکل ۱۱. نقشه جغرافیای دیرینه محیط رسوب‌گذاری زمان پلیوس دریای خزر (Javadova and Zenina, 2018)



شکل ۱۲. مدل رسوب‌گذاری رودخانه‌های زمان پلیوس در منطقه مازندران به همراه بخشی از برش جوارم

نتیجه‌گیری

به‌طور معمول رسوبات دشت سیلابی باید انطباق بسیار خوبی با رخساره‌های همراه خود داشته باشند. در این آزمایش میزان کربنات کلسیم موجود در لایه‌های گلی انطباق خوبی را با رخساره کنگلومرای همراه خود نشان دادند، به‌طوری‌که با افزایش میزان قلوه‌های کربنات در لایه‌های کنگلومرای، میزان کربنات کلسیم در لایه‌های گلی نیز افزایش پیدا می‌کند.

وجود رخساره کنگلومرای در منطقه، نبود فسیل‌های دریایی و تایید حضور اکسید آهن در مطالعات پتروگرافی، مرز فرسایشی رخساره کنگلومرای با رخساره گل‌سنگی نشان می‌دهد که این رسوبات در محیط قاره‌ای تشکیل شده‌اند. ساخت‌های رسوبی موجود در رخساره کنگلومرا مانند قالب ناودانی و ساخت ایمبریکیشن، نشان‌دهنده جریان یافتن و حمل قلوه‌های کنگلومرا، توسط عاملی مانند آب می‌باشند. اندازه بزرگ قلوه‌های موجود در رخساره کنگلومرا نشان‌دهنده انرژی بسیار بالای جریان مانند سیلاب می‌باشد. کم‌وبیش تمام ساخت‌های موجود در یک امتداد مشخص جهت یافتگی دارند که جهت جریان رودخانه را نشان می‌دهند (شکل ۷). افزایش میزان کربنات کلسیم نمونه‌های گل در توالی‌ها به سمت بالا، مطابقت بسیار خوبی با افزایش قلوه‌های آهکی در رخساره‌های کنگلومرای همراه با خود را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده متاثر بودن این رخساره (رخساره گل‌سنگ) از رخساره همراه خود (رخساره کنگلومرا) می‌باشد و می‌تواند نشان‌دهنده دشت سیلابی حوضه رسوب‌گذاری رودخانه باشد.

منابع

- In: Ham (ed) Classification of Carbonate Rocks. Memoir 1, American Association of Petroleum Geologists, 108-121.
- Gibiling, M.R. and Bird, 1994. Late Carboniferous cyclothems alluvial Paleovalleys in the Sydney Basin, Nova Scotia. Geological Society of America Bulletin, 106. 105-117.
 - Javadova, A. and Zenina, M., 2018. The Quaternary deposits of the South Caspian and the adjacent areas on ostracod fauna; 5th International Paleontological Congress, 9-12, France.
 - Kazancia, N., Gulbabazadehc, T., Suzanne A.G. Leroy, S.A. and Ozden Ileri, O., 2004. Sedimentary and environmental characteristics of the Gilan-Mazenderan plain, northern Iran: influence of long-and short-term Caspian water level fluctuations on geomorphology. Journal of Marine Systems 46, 1-4, 145-168.
 - Mansimov, M. and Aliyev, A., 1994. Reasons of Caspian Sea level fluctuations and predictions for future. Azerbaijan International. A1, 2-3, 48-49.
 - Mousavi Rouhbakhsh S.M., 1999. Study and investigation of Chelken and miosen (from Gorgan to Alamdeh) Formations. Internal report of KEPCO.
 - Muller, G. and Gatsner, M., 1971. Chemical analysis. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 10, 466-469.
 - Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks, 3rd ed. Harper and Row, New York, 628.
 - Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York, 553.
 - Reading, H.G. and Levell, B.K., 1996. Control on the sedimentary rock record. In: Reading, H.G. (Eds.), 1996, Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, 3rd Ed., Blackwell Sciences, 688.
 - Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. and Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling. Sedimentary Geology, 156, 119-148.
 - Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture.

- Rogel, F., 1998. Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie A für Mineralogie und Petrographie, Geologie und Paläontologie, Anthropologie und Prähistorie*, 279-310.
- Selley, R., 1985. *Ancient Sedimentary Environments*, Cornell University Press, Ithaca, N.Y., Third Edition, 332.
- Smith-Rouch, L.S., 2006. Oligocene-Miocene Maykop/Diatom total petroleum system of the South Caspian basin province, Azerbaijan, Iran, and Turkmenistan: U.S. Geological Survey Bulletin 6607-I, 61.
- Tucker, M.E., 1991. Sequence Stratigraphy of Carbonate Evaporite Basins, Models and Application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society*, 148, 1019-1036.
- Walther, J., 1894. *Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft, Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer Organischen Einschlüsse von Johannes Walther*, G. Fischer, 1053.

ارتباطسنجی کانه‌زایی مس و ساختارها در منطقه علی‌آباد-دره زرشک با استفاده از داده‌های زیرسطحی ژئوتکنیکی و ژئوشیمیایی

مه‌دی رضانی^۱، حجت‌اله صفری^۲، غلامحسین شمعانیان^۳ و همایون صفایی^۴

۱. دانش‌آموخته دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان
۲. دانشیار تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان
۳. دانشیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان
۴. دانشیار تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۶/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۹/۱۱

چکیده

برای ارتباطسنجی بین کانه‌زایی مس پورفیری و سیستم‌های گسلی، کانسارهای پورفیری علی‌آباد و پورفیری-اسکارن دره زرشک در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر انتخاب شدند. در این پژوهش سعی شد این ارتباط با استفاده از داده‌های سطحی و زیرسطحی (اطلاعات حاصل از حفاری‌های صورت گرفته در قالب اطلاعات ژئوتکنیکی و میزان عیار مس) در محل کانسارهای علی‌آباد و دره زرشک، روشن شود. نتایج این مطالعات نشان داد که کمربندهای گسلی که از طریق بررسی معیار میزان کیفیت سنگ (RQD) به دست آمده انطباق به نسبت خوبی با گسل‌هایی که از طریق مطالعات سطحی و روش‌های سنجش از دور به دست آمده‌اند، دارند. همچنین در طول این پهنه‌های گسلیده عیار کانه‌زایی مس بالاتر می‌باشد، به این ترتیب، ارتباط کانه‌زایی و گسلش در منطقه اثبات می‌شود.

واژه‌های کلیدی: ارتباطسنجی، کانه‌زایی مس، کانسارهای علی‌آباد-دره زرشک، معیار میزان کیفیت سنگ.

مقدمه

این ساختارها می‌توانند به‌عنوان مجرای برای صعود ماگما عمل کرده و مکان‌های کششی برای جایگیری کم‌عمق توده‌های پورفیری فراهم آورند (Tosdal and Richards, 2001; Richards, 2003; Hezarkhani, 2006). گمان می‌رود؛ کانه‌زایی مس پورفیری به‌طور وسیع در محیط‌های کم‌تنش تشکیل شود (Kloppenburger et al., 2010). به این ترتیب، شکستگی‌های بزرگ مقیاس (ناحیه‌ای) می‌توانند باعث ایجاد کمربندهایی با نفوذپذیری

بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که کانسارهای مهم مس پورفیری (نظیر سایر کانسارهای پورفیری)، در تقاطع سیستم‌های گسلی واقع شده‌اند و به همین دلیل سال‌های زیادی است که نظریه کنترل ساختاری کانسارهای مس پورفیری مطرح شده است (Sillitoe and Perril, 2005; Ghorbani, 2003; Richards, 2003). نقش ساختارهای ناحیه‌ای در تمرکز سیستم‌های نوع پورفیری ساده می‌باشد، به‌گونه‌ای که

* نویسنده مرتبط: h.safari@gu.ac.ir; safari.ho@gmail.com

بر اکتشاف ذخایر زیرزمینی در زمین‌شناسی مهندسی و هیدروژئولوژی نیز به کار گرفته می‌شود. در این پژوهش سعی شد با استفاده از اطلاعات مربوط به گمانه‌های حفر شده در گستره معادن علی‌آباد و دره زرشک به بررسی ساختارهای زیرسطحی در این معادن پرداخته و در نهایت، به بررسی نقش گسل‌ها در شکل‌گیری کانسارهای مس پورفیری و اسکارنی علی‌آباد و دره زرشک در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر با استفاده از برداشت‌های سطحی و داده‌های زیرسطحی خواهیم پرداخت.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

کانسارهای علی‌آباد و دره زرشک در ۶۰ کیلومتری جنوب غرب یزد با طول جغرافیایی $45^{\circ} 53'$ تا $57^{\circ} 53'$ و عرض جغرافیایی $31^{\circ} 31'$ تا $31^{\circ} 43'$ قرار دارند (شکل ۱). کانسار علی‌آباد با حدود دو کیلومتر مربع وسعت، در نزدیکی روستای علی‌آباد دامک واقع در مسیر جاده تفت-ابرقوه قرار گرفته است. کانسار دره زرشک نیز در حوالی روستای دره زرشک واقع شده است و از این رو این معدن را دره زرشک نام نهاده‌اند.

روش مطالعه

برای بررسی ساختارهای سطحی ابتدا از تکنیک‌های دورسنجی با استفاده از داده‌های سنجنده ETM⁺ ماهواره Landsat8 (در محیط نرم افزار Envi 4.8) استفاده شد. پس از شناسایی اولیه ساختارهای گستره با انجام مطالعات میدانی نقشه ساختاری گستره مورد مطالعه، نهایی شد. در این پژوهش سعی شده است برای تدقیق برداشت‌های ساختاری سطحی از اطلاعات مربوط به گمانه‌ها (بخصوص از پارامتر شاخص کیفیت توده سنگ (RQD)) استفاده شود. در ادامه این پارامتر توصیف شده است. روش‌های مورد استفاده در این بخش به شرح ذیل می‌باشد:

الف- تعریف شاخص کیفیت توده سنگ (RQD)

شاخص کیفی توده سنگ را دیری در سال ۱۹۶۳ (Deere, 1963) برای کمی کردن خصوصیات کیفی سنگ ارائه کرد (Deere and Deere, 1988). این شاخص تنها بر اساس میزان شکستگی توده سنگ پایه‌ریزی شده است

بالا شده و شرایط را برای جایگیری توده‌های نفوذی و تشکیل نهشته‌های مس فراهم آورند. شکستگی‌های استوک‌ورک مهم‌ترین کنترل‌کننده‌های ساختاری در نهشته‌های مس پورفیری به حساب می‌آیند (USGS, 2008).

شکستگی‌ها عوارضی پیوسته و از نظر ساختاری آنیزوتروپ در پوسته بالایی زمین هستند (Caine et al., 1996). نواحی گسلیده از نظر مکانیکی بخشی از سامانه‌های شکستگی محسوب می‌شوند. در نواحی گسلیده، چگالی شکستگی‌ها در مرکز گستره گسلش بیشتر است. بر پایه مطالعات ساختاری صورت گرفته، پهنه‌های گسلیده وضعیت سنگ‌ها را در امتداد گسل تغییر می‌دهند (Chester and Logan, 1987; Chester et al., 1993). به‌طورمعمول اطلاعات محدودی که به‌وسیله مطالعات میدانی به دست می‌آید برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی سطحی به کار می‌رود و کاربردی برای مدل‌سازی دقیق سیستم‌های گسلی به‌صورت سه بعدی ندارد (Escuder Viruetea et al., 2003). همچنین شناسایی روندهای گسلی با استفاده از مطالعات سطحی در مواقعی که رخنمون‌ها به‌صورت پیوسته وجود ندارند و یا توسط آبرفت‌ها و واحدهای نابرجا پوشیده شده‌اند کار دشواری است. در مناطقی که اطلاعات دقیق و صحیحی از روند سامانه‌های گسلی موجود نباشد، نمی‌توان اطلاعات مناسبی در مورد مسائلی همچون نفوذپذیری، تخلخل و ذخایر معدنی به دست آورد (Asghari and Madani, 2011). به‌این ترتیب، در زمان مواجهه با محدودیت‌های یاد شده، می‌توان از داده‌های ژئوتکنیکی بهره‌جست (Madani and Asghari, 2012). شاخص کیفیت توده سنگ (RQD) یک پارامتر موثر در توصیف وضعیت درزه‌ها و شکستگی‌ها در توده سنگ محسوب می‌شود. با استفاده از RQD محاسبه شده در مغزه‌های حاصل از حفاری گمانه‌ها می‌توان وضعیت گسل‌ها و شکستگی‌ها را به‌صورت سه‌بعدی بازسازی کرد.

حفاری، مهم‌ترین روش اکتشاف ذخایر معدنی می‌باشد. عملیات مختلفی که برای حفر یک گمانه استوانه‌ای شکل در زمین انجام می‌گیرد، موسوم به گمانه‌زنی یا حفاری می‌باشد که امتداد گمانه‌ها کم‌وبیش قائم است. طول گمانه می‌تواند از چند سانتیمتر تا چند کیلومتر تغییر کند. این روش علاوه



شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه مورد مطالعه (سازمان نقشه‌برداری کشور، ۱۳۷۵)

شکستگی‌ها و درزه‌ها می‌توانند ما را به شناسایی روندهای گسلش رهنمون کند.

ب- تعیین روندهای گسلش با استفاده از شاخص کیفی توده سنگ

در این پژوهش از اطلاعات گمانه‌های اکتشافی حفر شده توسط شرکت ملی صنایع مس در معادن مس علی‌آباد و دره زرشک استفاده شد. این داده‌ها از سطح زمین تا انتهای عمق حفاری شده برای هر گمانه به صورت مجزا در عمق‌های مختلف در نرم‌افزار RockWorks 16 وارد شد. برای این کار، در اعماق مختلف در گستره معادن مورد مطالعه، میزان RQD با روش^۱ (IDW) درون‌یابی شد. در این روش ارزش هر نقطه مجهول از طریق ارزش داده‌های نقطه معلومی که در مجاورت نقطه مجهول مورد نظر قرار دارد، تعیین می‌شود. برای درون‌یابی به روش IDW باید داده نقطه‌ای داشت. در ادامه، جهت بررسی عمقی وضعیت معیار RQD اقدام به تهیه مقاطع عرضی شد و بر اساس آن نیم‌رخ‌هایی رسم شد. باید به این حقیقت توجه کرد که کم بودن میزان RQD نشان از وجود پهنه‌های شکستگی داشته و به وسیله آن می‌توان به مناطق گسلیده در عمق پی برد. به این ترتیب، در گستره‌هایی که میزان RQD کمتر باشد، می‌توان آثار گسلش را در آن جستجو کرد. با توجه به الگوی میزان RQD در اعماق مختلف، روندهای اصلی گسلش شناسایی و با ساختارهای برداشت شده سطحی مقایسه شد.

و درباره استقامت و ابعاد هندسی و یا خصوصیات سطوح ناپیوستگی هیچ‌گونه اطلاعاتی ارائه نمی‌دهد. مبنای محاسبه شاخص RQD اندازه‌گیری طول قطعات مغزه به دست آمده برای یک دور حفاری است. به عبارت دیگر RQD درصد اصلاح شده بازیابی مغزه است که به عنوان نسبت مجموع طول مغزه‌های با طول بیش از ۱۰ سانتی‌متر در امتداد محور مغزه به طول کل هر دور حفاری تعریف می‌شود. این شاخص توسط رابطه زیر تعیین می‌شود (Wang et al., 2014).

$$RQD = \frac{\sum L \geq 10 \text{ cm}}{L} \times 100$$

که در آن L طول کل هر دور حفاری می‌باشد. انجمن بین‌المللی مکانیک سنگ برای تعیین RQD، حداقل اندازه مغزه را NX (۵۴/۷ میلی‌متر) پیشنهاد کرده است که توسط مغزه‌گیر دوجداره با استفاده از یک سرمته الماسی، حفاری شده باشد. از آنجا که سنگ‌های رسی (آرژیلیتی) مانند شیل‌ها در مجاورت هوا، رطوبت از دست داده و ترک می‌خورند و فاصله بین سطوح ناپیوستگی آن‌ها تغییر می‌کند، لازم است بی‌درنگ بعد از تهیه مغزه حفاری به تعیین RQD پرداخت. هنگام محاسبه طول مغزه، لازم است از تمام شکستگی‌های مصنوعی چشم‌پوشی کرد. همچنین هر چه سرعت حفاری کمتر باشد، مقدار RQD با دقت بالاتری تعیین می‌شود. با توجه به توضیحات ارائه شده، RQD به میزان چشمگیری متأثر از ساختار زمین است. گسل‌ها عامل اصلی ایجاد شکستگی‌ها و ناپیوستگی‌ها محسوب می‌شوند. الگوی

1. Inverse Distance Weighted

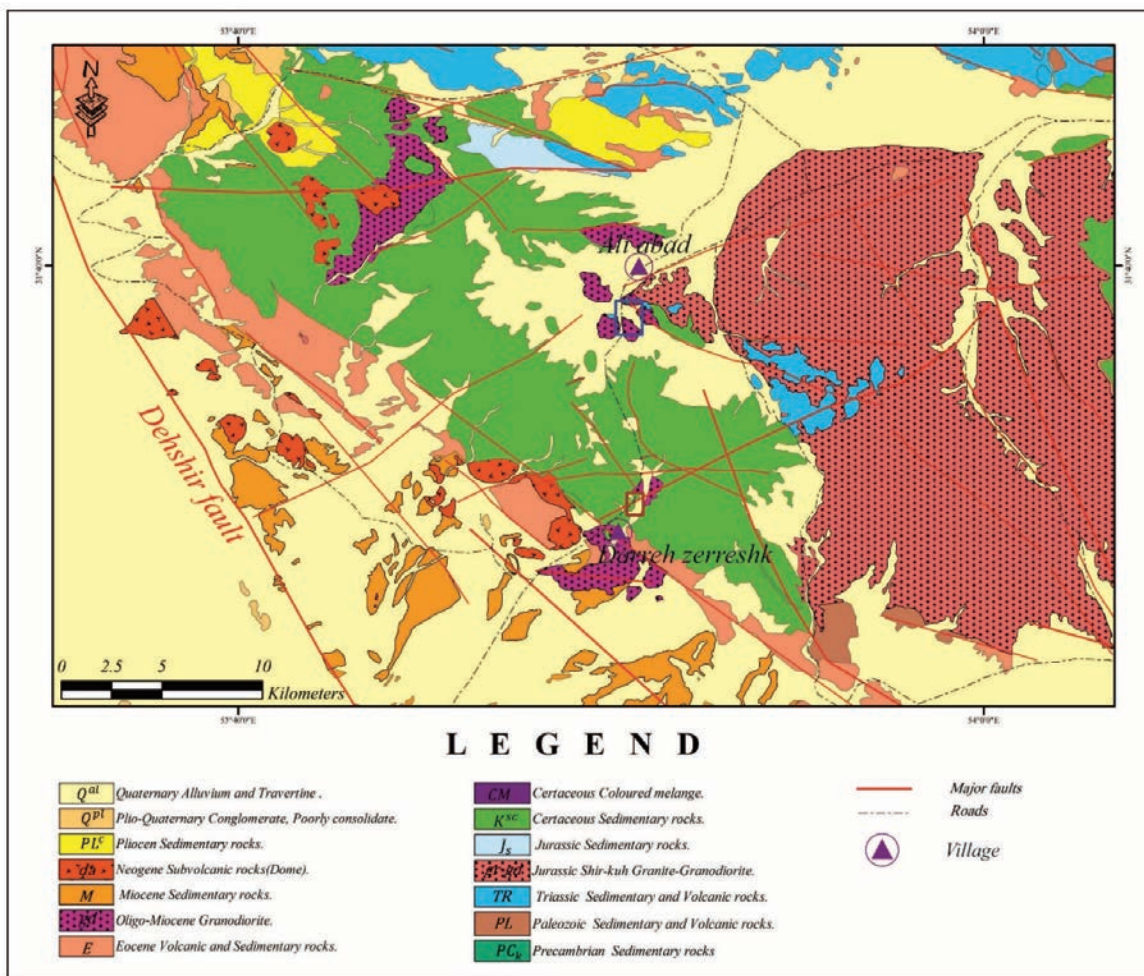
دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت) با سن ائوسن-لیگوسن تا میوسن نفوذ کرده‌اند. شکل‌گیری این کمربند ناشی از فرورانش صفحه عربستان به زیر خرد قاره ایران در حد فاصل ژوراسیک پسین تا میوسن بوده است (Mohajjel et al., 2003; Stocklin, 1984; Alavi, 1994; Berberian and King, 1981).

منطقه مورد مطالعه در بخش میانی کمربند ماگمایی (آتشفشانی-نفوذی) ارومیه-دختر قرار گرفته است. گستره مورد نظر در مجاورت بلوک شرقی گسل اصلی دهشیر با سازوکار حرکتی راست‌الغزراست برقرار گرفته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های آذرین این کمربند در منطقه مورد مطالعه شامل توده باتولیتی شیرکوه می‌باشد که در سازند شمشک تزریق شده است و به وسیله سازند سنگستان پوشیده شده است (Sheibi and Esmacili, 2010) (شکل ۲).

پس از انجام مطالعات ساختاری در گمانه‌های موجود، با توجه به فاصله گمانه‌ها از ساختارهای اصلی استنباط شده، تعدادی از گمانه‌ها برای بررسی عیار کانی مس در عمق‌های مختلف انتخاب شدند. سپس، نقشه‌های سطوح هم‌پتانسیل از میزان عیار مس در عمق‌های مختلف (با استفاده از نرم‌افزار RockWorks16) تهیه شد. برای این کار، در اعماق مختلف در گستره معادن مورد مطالعه، میزان عیار مس با روش (IDW) درون‌یابی شد.

زمین‌شناسی منطقه

کمربند ماگمایی ارومیه-دختر با طول تقریبی ۱۶۰۰ کیلومتر از آذربایجان در شمال غرب ایران تا شمال بندرعباس در جنوب ایران کشیده شده است. سنگ‌های آذرین این پهنه شامل سنگ‌های آذر-آواری فلسیک تا مافیک به سن کرتاسه تا ائوسن می‌باشند که درون آنها توده‌های گرانیتوئیدی (شامل



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

سازند سنگستان توسط واحدهای آهکی سازند تفت با سن بarmین-آپتین پوشیده شده است. سنگ‌های آذرآوری ائوسن (به‌طور عمده توف‌های ریولیتی) در شمال تا شمال شرق گستره رخنمون یافته‌اند. در توالی‌های مزوزویک-پالئوسن سنگ‌های گرانیتی با سن الیگوسن (۲۶ میلیون سال) و مجموعه‌های گرانیتوئیدی با سن میوسن (۱۷-۱۲ میلیون سال) نفوذ کرده‌اند (Zarasvandi et al., 2004). در داخل این توده‌های نفوذی کانی‌زایی مس پورفیری رخ داده است. همچنین نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی در داخل سنگ‌های آهکی گستره موجب کانی‌زایی مس و آهن نوع اسکارن شده است (Zarasvandi et al., 2005). در گستره کانی‌زایی فراگیرترین دگرسانی در رخنمون‌ها و مغزه‌های حفاری دگرسانی پتاسیک است. در بخش غربی گستره دگرسانی فیلیک به چشم می‌خورد که بر روی دگرسانی پتاسیک و پروپلیتیک ترانهاده شده است.

بررسی سطحی گسل‌های ناحیه‌ای

بررسی راستا و سازکار این گسل‌ها نشان می‌دهد که به‌طور کلی گسل‌های اصلی گستره مورد مطالعه را از این لحاظ می‌توان به سه دسته اصلی تقسیم کرد (شکل ۳):

- گسل‌هایی با راستای شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق با سازکار راستالغز راستبر (مثل گسل دهشیر)
- گسل‌هایی با راستای شمال غرب-جنوب شرق با سازکار معکوس با مقداری مولفه راستالغز راستبر (نظیر گسل بافت) که به‌طور عمده مرزهای جنوبی و شمالی گستره مورد مطالعه را تشکیل داده‌اند.
- گسل‌های با راستای غرب، شمال غرب-شرق، جنوب شرق با سازکار راستالغز چپ‌بر با مقداری مولفه نرمال (نظیر گسل‌های علی‌آباد و دره زرشک)، این گسل‌ها جدیدترین نسل گسل‌های گستره مورد مطالعه محسوب شده و تمامی ساختارهای منطقه را قطع کرده‌اند.

مهم‌ترین خصوصیات گسل‌های مذکور بر اساس شواهد و اندازه‌گیری‌های صحرائی به شرح ذیل می‌باشند:

الف- گسل دهشیر: گسل دهشیر با راستای

این توده باتولیتی خصوصیات گرانیت‌های نوع S-type را داشته و از انواع به‌شدت غنی از آلومین محسوب می‌شود (Sheibi and Esmaeili, 2010). همچنین سنگ‌های آذر-آواری فلسیک تا مافیک به سن کرتاسه تا ائوسن نیز در منطقه مشاهده می‌شوند که می‌تواند مربوط به کمان ماگمایی حاصل از فرورانش بوده باشد. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی دارای ترکیب کالک آلکالین (بیشتر از نوع I-type) می‌باشند (Zahedi et al., 2014). درون این رخنمون‌های سنگی، توده‌های گرانیتوئیدی (شامل دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت) نوع I-type با ترکیب کالک آلکالین به سن الیگوسن تا میوسن نفوذ کرده‌اند (Zarasvandi, 2004). با آغاز فرایند برخورد صفحه عربی به ریز قاره ایران در گستره زمانی ائوسن-الیگوسن، پدیده جدایش کمربند بنیوفا و غوطه‌ور شدن آن رخ داده است. پی‌آیند این پدیده، بالا رفتن گرادیان حرارتی و نفوذ توده‌های آذرین بوده است (Mohajjel et al., 2003; Moritz et al., 2006; Agard et al., 2011).

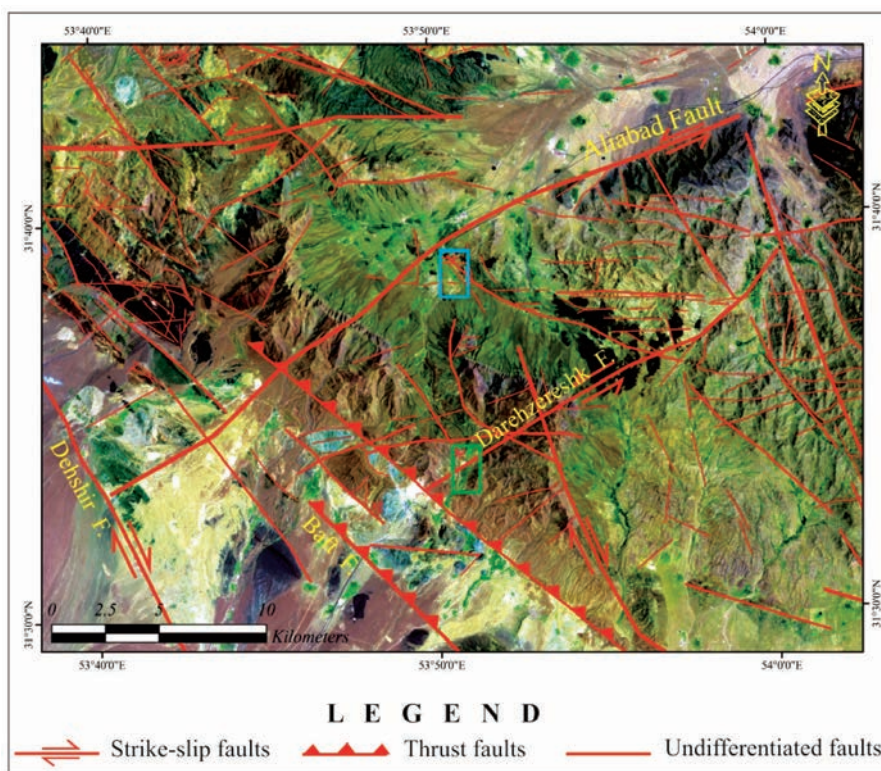
کانسارهای مهم منطقه

الف- کانسار علی‌آباد: قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در گستره علی‌آباد سازند سنگستان به سن ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین می‌باشد که از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده است. این واحدها در بخش شمالی و جنوبی گستره توسط توف‌های ریولیتی تا ریوداسیتی و لاواها پوشیده شده‌اند. داخل سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی یاد شده توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی با سن میوسن نفوذ کرده است. کانی‌زایی مس در استوک‌های گرانیتوئیدی به سن حدود ۱۵ میلیون سال رخ داده است. دگرسانی فیلیک، فراگیرترین دگرسانی در گستره این کانسار می‌باشد. دگرسانی پتاسیک در بخش‌های سطحی این کانسار قابل مشاهده نیست و دگرسانی آرژلیک (کوارتز+ کائولینیت+ مونت‌موریونیت+ سرسیت) در بخش‌های شمالی آن گزارش شده است (Zarasvandi, 2004).

کانسار دره زرشک: از نظر چینه‌شناسی در بخش شرقی و غربی این کانسار واحدهای سازند سنگستان به سن ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین رخنمون یافته است. این سازند از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل شده است.

(Moshrefi et al., 2005). با توجه به اینکه سایر راستاهای گسلش در منطقه، گسل دهشیر و سایر گسله‌هایی با این راستا مثل گسل مهریز را بریده و جابجا کرده‌اند، می‌توان استنباط کرد که این گسل‌ها، قدیمی‌ترین نسل گسل‌های منطقه باشند. گسل دهشیر مرز غربی ساختار شکل گرفته در منطقه را تشکیل داده و مهم‌ترین گسل گستره مورد مطالعه محسوب می‌شود و به نظر می‌رسد که مهم‌ترین نقش را در فرگشت ساختاری این منطقه ایفا کرده است.

۱۵۰-۰ N و طولی حدود ۳۸۰ کیلومتر، دارای عرض کمربند گسلش دو تا سه کیلومتر می‌باشد (شکل ۳). سازوکار این گسل راستالغز راستبر است و در حدود 65 ± 15 جابجایی راستبر در کمان آتشفشانی ارومیه-دختر ایجاد کرده است (Walker and Jackson, 2004 و Meyer et al., 2006). نرخ لغزش بر روی گسل دهشیر $1/2 \pm 0/3$ میلی‌متر در سال تخمین زده شده است (Le Dortz et al., 2011) و برخی سن فعالیت این گسل را کرتاسه بالایی عنوان کرده‌اند (Tabaei et al. 2016; Maghsudi et al. 2012;)



شکل ۳. تصویر ماهواره‌ای زمینگان و اصلاح‌شده منطقه مورد مطالعه به همراه گسل‌های اصلی استخراج‌شده، موقعیت معادن علی‌آباد و دره زرشک به صورت مستطیل نمایش داده شده است

(شکل ۴-۴A). با توجه به اینکه این گسل تمامی ساختارهای منطقه را قطع کرده است، می‌توان آن را جوان‌ترین مرحله گسلش منطقه مرتبط دانست. به نظر می‌رسد که این گسل نقش بسیار مهمی در شکل‌گیری کانسار مس علی‌آباد داشته است.
 پ- گسل دره زرشک: گسل دره زرشک با راستای تقریبی $60-70$ N حدود ۶۰ کیلومتر طول دارد و به تقریب موازی گسل علی‌آباد از جنوب شرق شهر تفت آغاز و تا

ب- گسل علی‌آباد: گسل علی‌آباد با راستای تقریبی $60-70$ N دارای سازوکار راستالغز چپ بر با کمی مولفه نرمال است و نام آن از روستای علی‌آباد گرفته شده است (شکل ۳). این گسل حداقل ۷۰ کیلومتر طول دارد و عرض زون گسلش آن بیش از دو کیلومتر است و از جنوب شهرستان یزد تا شمال غرب روستای دهشیر ادامه دارد. گسل علی‌آباد به طور عمده واحدهای آهکی کرتاسه و توده‌های نفوذی شیرکوه (با سن ژوراسیک) و نفوذی‌های میوسن را متاثر ساخته است

شده است و با راستای تقریبی ۱۲۵-۱۱۵ N و طولی حدود ۸۵ کیلومتر از شمال روستای دهشیر (با نام گسل بافت) تا روستای نیر ادامه یافته است. این گسل مرز جنوبی ساختار شکل گرفته در منطقه را رقم زده است و با شیبی حدود ۷۰ درجه رو به شمال شرق دارای پهنه گسلیده‌ای با عرض بیش از چهار کیلومتر می‌باشد (شکل ۳). سازوکار این گسل با توجه به شواهد صحرایی، گسلش معکوس با مقداری مولفه راستالغز راستبر است (شکل ۴-C). این گسل نیز واحدهایی با کرتاسه و اتوسن را متاثر ساخته و به همین دلیل می‌توان نتیجه گرفت که باید جوان‌تر از اتوسن (و جوان‌تر از گسل‌های نسل قبل) باشد.

روستای حسن‌آباد ادامه می‌یابد (شکل ۳). این گسل با طولی حدود ۶۰ کیلومتر و امتداد تقریبی ۶۰-۷۰ N در جنوب شرق گسل علی‌آباد و کم و بیش به موازات آن کشیده شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی (شکل ۴-B) سازوکار این گسل راستالغز چپ‌بر با مقداری مولفه نرمال می‌باشد. گسل دره زرشک نیز همچون گسل علی‌آباد، به‌طور عمده واحدهای آهکی کرتاسه و توده‌های نفوذی شیرکوه (با سن ژوراسیک) و نفوذی‌های میوسن را متاثر ساخته است. با توجه به اینکه این گسل تمامی ساختارهای مسیر خود را بریده و به‌طور چپ‌بر جابجا کرده است؛ می‌توان نتیجه گرفت که این گسل نیز از نظر سنی جوان‌تر از سایر گسل‌های منطقه باشند.

ث- گسل بافت: گسل بافت از گسل دهشیر منشعب



شکل ۴. شواهد صحرایی از پهنه‌های گسلی اصلی منطقه مورد مطالعه، (A) گسل علی‌آباد، (B) گسل دره زرشک، (C) گسل بافت

بررسی سطحی ساختارها در مقیاس کانسارهای مورد مطالعه

مهم‌ترین گسل در این منطقه، گسل کانسار علی‌آباد با راستای شمال شرق-جنوب غرب است که به موازات گسل علی‌آباد و در جنوب آن قرار می‌گیرد. این گسل در بخش غربی گستره توده‌های نفوذی گرانیتی دگرسان شده را متاثر ساخته است و ادامه شرقی آن در زیر آبرفت‌های جوان ناپدید می‌شود. بر پایه شواهد صحرایی سازوکار این گسل‌ها راستالغز چپ‌بر با مولفه نرمال می‌باشد. در سطح گسل علی‌آباد می‌توان آثار دگرسانی را مشاهده کرد. شواهد گواه نقش بسیار مهم گسل علی‌آباد در شکل‌گیری کانسار علی‌آباد است.

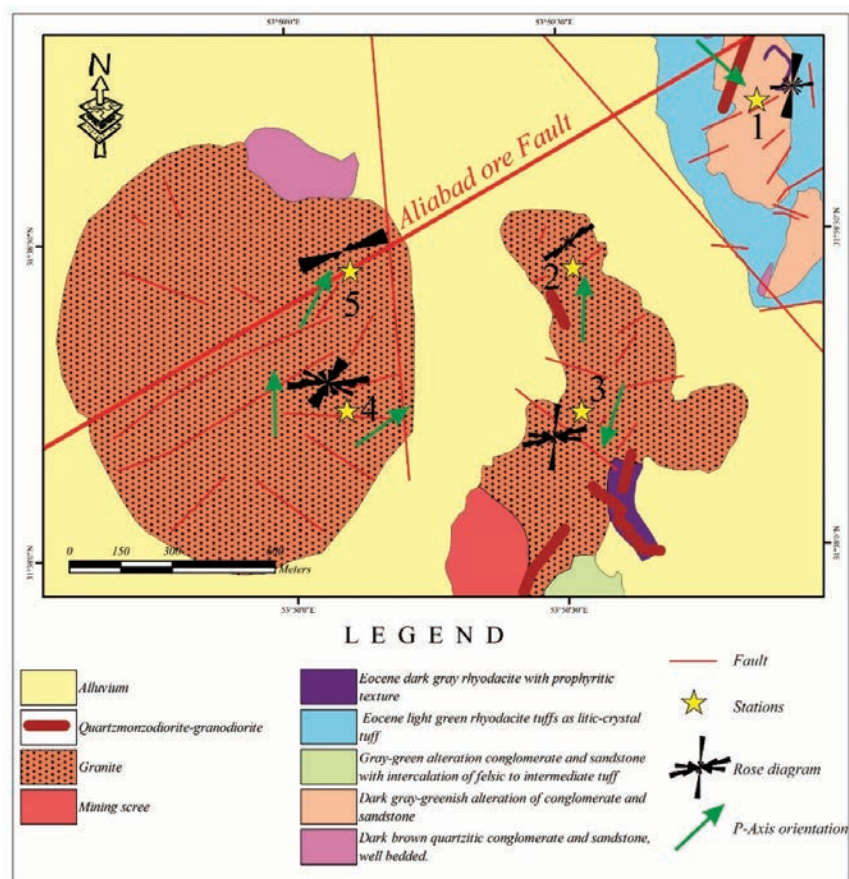
ب- ساختارها در گستره کانسار دره زرشک: در گستره کانسار دره زرشک نیز ساختارهای سطحی در چهار ایستگاه مجزا (گسل‌ها و درزه‌ها) برداشت شد. در شکل ۶ نقشه زمین‌شناسی گستره کانسار دره زرشک نمایش داده شده است. دو راستای اصلی شمال، شمال شرق-جنوب، جنوب

به‌منظور بررسی وضعیت گسل‌ها و درزه‌ها، برداشت‌های سطحی این عناصر ساختاری در مقیاس کانسار، در هریک از کانسارهای علی‌آباد و دره زرشک انجام شد که نتایج آن به تفکیک هر کانسار در ادامه ارائه شده است.

الف- ساختارها در گستره کانسار مس علی‌آباد: در این پژوهش ساختارهای موجود در گستره کانسار مس علی‌آباد در پنج ایستگاه برداشت شد. در شکل ۵ نقشه زمین‌شناسی گستره کانسار علی‌آباد و همچنین نتایج برداشت‌ها و تحلیل‌های ساختاری ارائه شده است. در نقشه مذکور دو دسته گسله اصلی قابل مشاهده است راستای تقریبی سامانه گسلی دسته اول به تقریب شمالی-جنوبی است. سازوکار این گسل‌ها راستالغز راستبر است. راستای تقریبی دسته دوم گسل‌ها شرق، شمال شرق-غرب، جنوب غربی است.

شمال شرق-غرب، جنوب غربی دارای سازوکار راستالغز چپ‌بر هستند و شواهدی همچون وجود پله‌های کانی در سطح برخی از آنها نیز این مهم را تایید می‌کند. در سطح این نوع از گسلش می‌توان آثار دگرسانی را به‌وضوح مشاهده کرد (شکل ۴-B). گسل دره زرشک نقش ویژه‌ای را در پیدایش کانسار دره زرشک ایفا کرده است.

غرب و شرق، شمال شرق-غرب، جنوب غرب در این نمودار برای ساختارهای برداشت شده مشهود است. راستای این گسل‌ها با گسل دره زرشک که مهم‌ترین گسل در گستره مورد مطالعه محسوب می‌شود، هم‌خوانی دارد. به عبارتی می‌توان این گسل‌ها را رده دوم گسلش در طول پهنه گسلیده گسل دره زرشک محسوب کرد. دسته گسل‌های با راستای شرق،



شکل ۵. نقشه زمین‌شناسی کانسار علی‌آباد (Zarasvandi et al., 2005) با اصلاحات و افزودن اطلاعات ساختاری، به موقعیت ایستگاه‌ها، نمودارهای گل‌سرخ و جهت‌گیری محورهای فشارش توجه شود

بررسی ساختارهای زیرسطحی (ژئوتکنیکی) در محل معادن

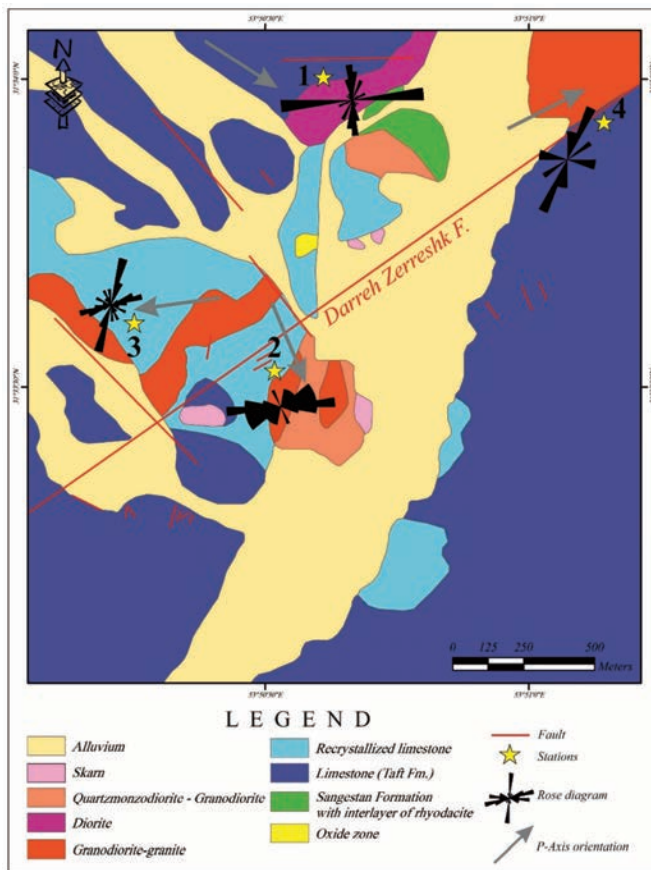
گمانه‌ها ۱۰۰ الی ۲۰۰ متر عمق دارند و پس از رسوبات عهد حاضر به‌طور عمده از توده‌های نفوذی عبور کرده‌اند.

الف-۲- کانسار دره زرشک: در این کانسار به‌منظور انجام مطالعات زیرسطحی از اطلاعات ۶۲ گمانه اکتشافی حفر شده در گستره کانسار استفاده شد. موقعیت گمانه‌های اکتشافی حفر شده در کانسار علی‌آباد در نمایش داده شده است (شکل ۷-B).

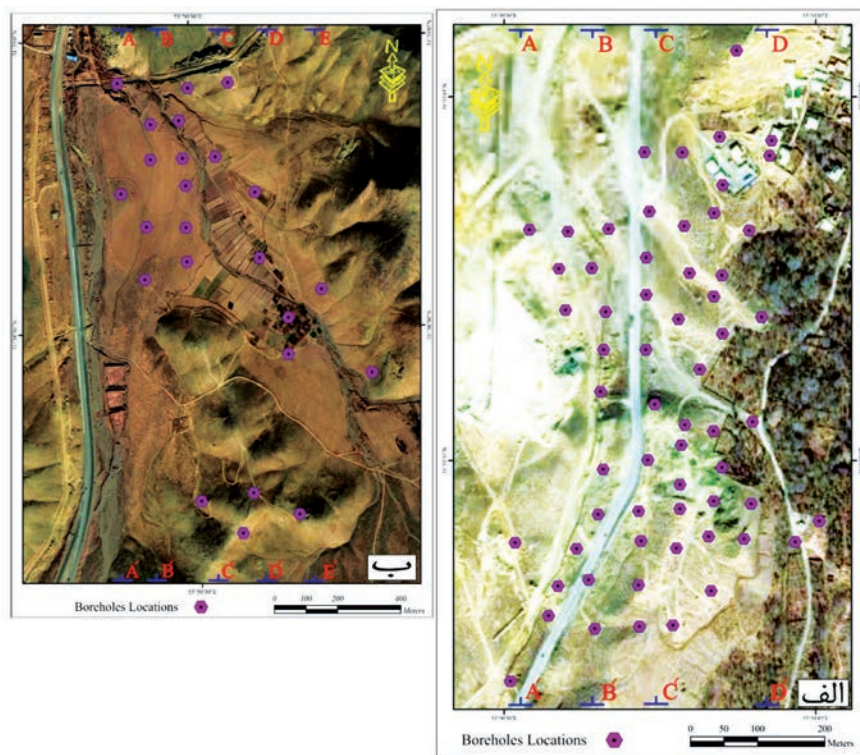
در این بخش نتایج حاصل از بررسی ساختارها با استفاده از داده‌های زیرسطحی ارائه شده است.

الف- وضعیت برداشت اطلاعات

الف-۱- کانسار علی‌آباد: برای مطالعات زیرسطحی در کانسار علی‌آباد از اطلاعات RQD استخراج شده از ۲۳ گمانه حفاری شده در رقوم ارتفاعی ۲۳۰۰ تا ۲۳۷۰ متر، در گستره کانسار مذکور استفاده شد (شکل ۷-A). این



شکل ۶. نقشه زمین‌شناسی کانسار دره زرشک (Zarasvandi et al., 2005) با اصلاحات و افزودن اطلاعات ساختاری، به موقعیت ایستگاه‌ها، نمودارهای گل‌سرخ و جهت‌گیری محورهای فشارش توجه شود

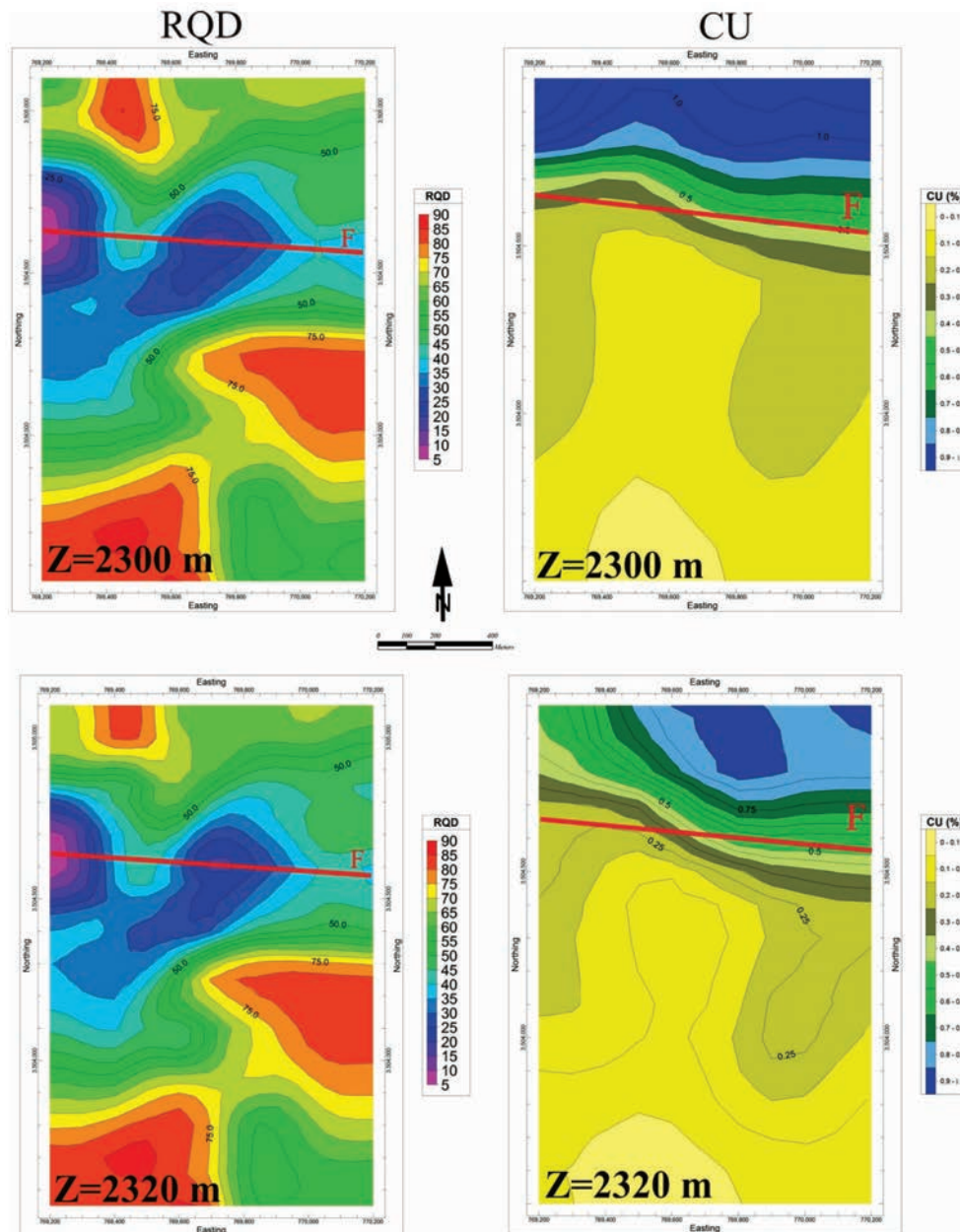


شکل ۷. موقعیت گمانه‌های اکتشافی، (A) کانسار علی‌آباد، (B) کانسار دره زرشک

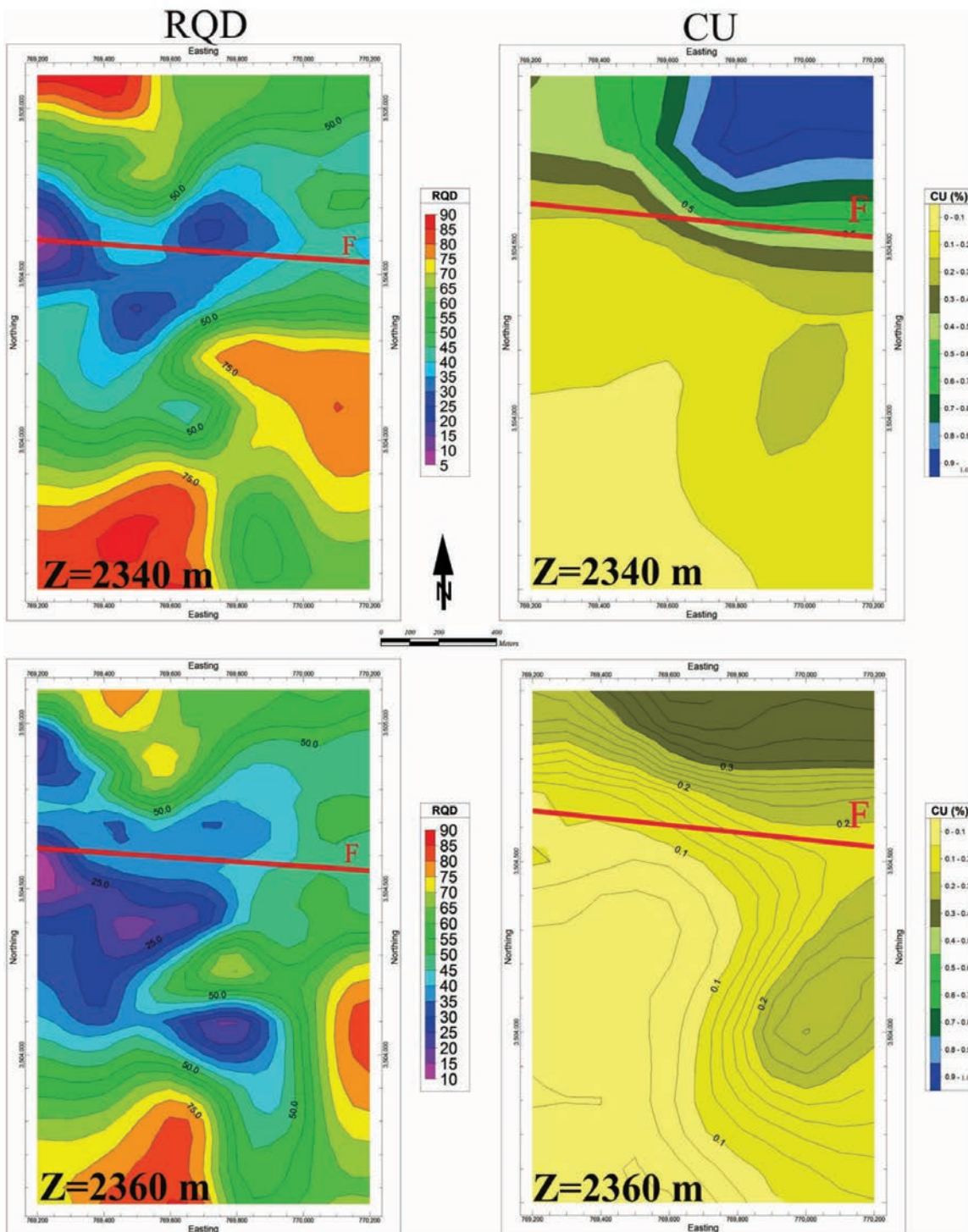
ب- نتایج بررسی شکستگی‌های زیرسطحی

ب-۱- کانسار علی‌آباد: نقشه میزان RQD درون‌یابی شده در گستره کانسار علی‌آباد در عمق‌های مختلف (اشکال ۸ و ۹) حاکی از وجود الگوی به نسبت منظم میزان RQD در عمق‌های مختلف است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که در راستای شرقی-غربی یک کاهش میزان RQD در گستره وجود دارد. این افت میزان RQD می‌تواند مرتبط با یک گسل با راستای شرقی-غربی باشد. با توجه به برداشتهای ساختاری این گسل ادامه شرقی گسل کانسار

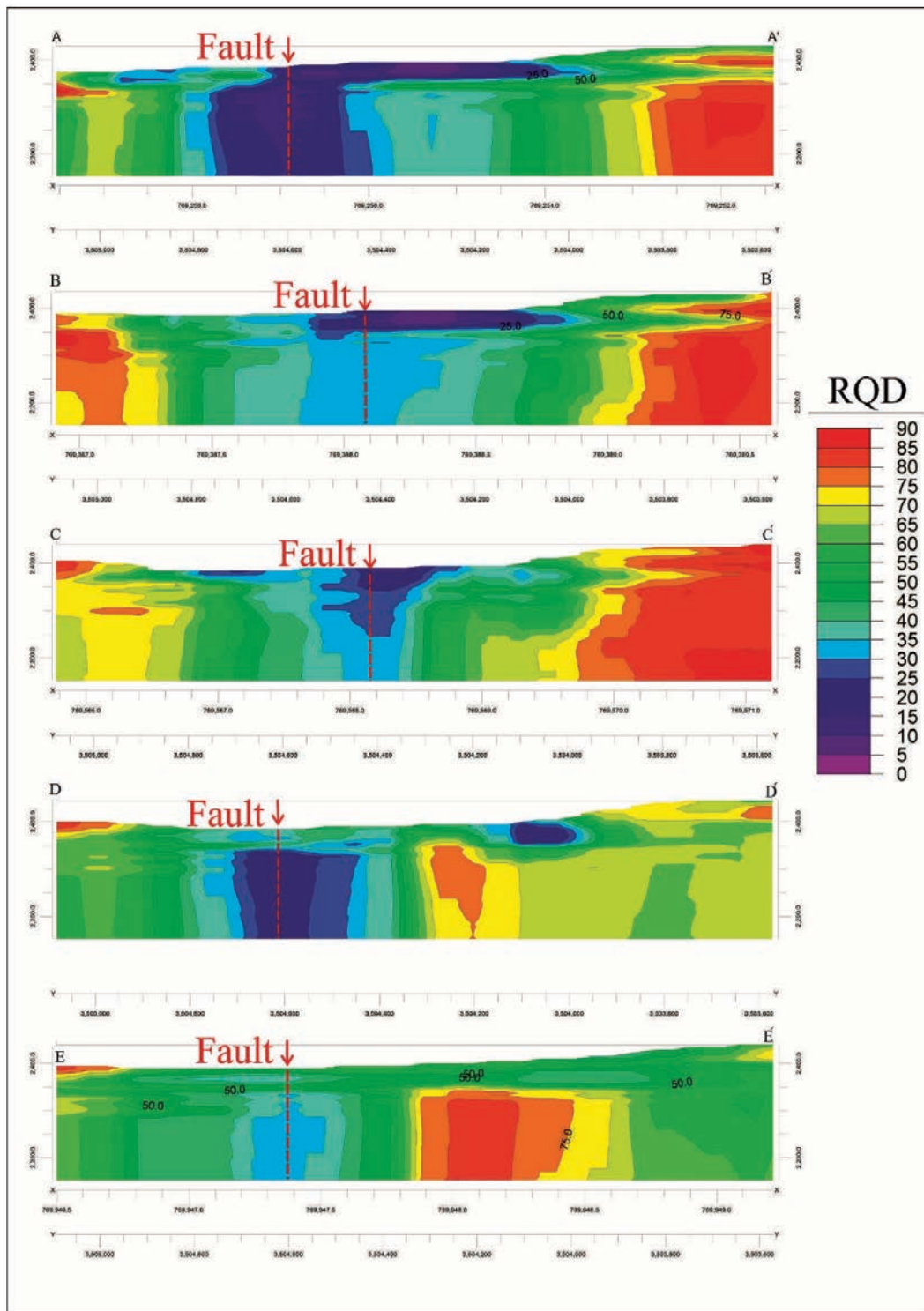
علی‌آباد است که توسط رسوب‌های جوان پوشانده شده و در سطح زمین قابل مشاهده نیست. نیمرخ‌های تهیه شده از این سطوح هم‌پتانسیل (شکل ۱۰) نیز گسل یادشده را به نمایش می‌گذارد. این گسل یک پهنه خرد شده را تا عمق چند صدمتر ایجاد کرده است. تاثیر این گسل به سمت شرق گستره کمتر شده و شاید خاتمه می‌یابد. شکل‌های ۸ تا ۱۳ اعداد UTM بزرگتر نشده‌اند. راهنمای شکل‌های سمت راست کوچک و راهنمای شکل ۱۳ بسیار بزرگ است و مقیاس ندارد



شکل ۸. نقشه سطوح هم‌پتانسیل مقدار RQD و عیار مس در عمق‌های مختلف در گستره کانسار علی‌آباد، اثر گسل بر محل تغییرات RQD در اعماق ۲۳۰۰ و ۲۳۲۰ متر به‌درستی مشهود است به تغییرات عیار مس در پیرامون گسل نیز توجه شود



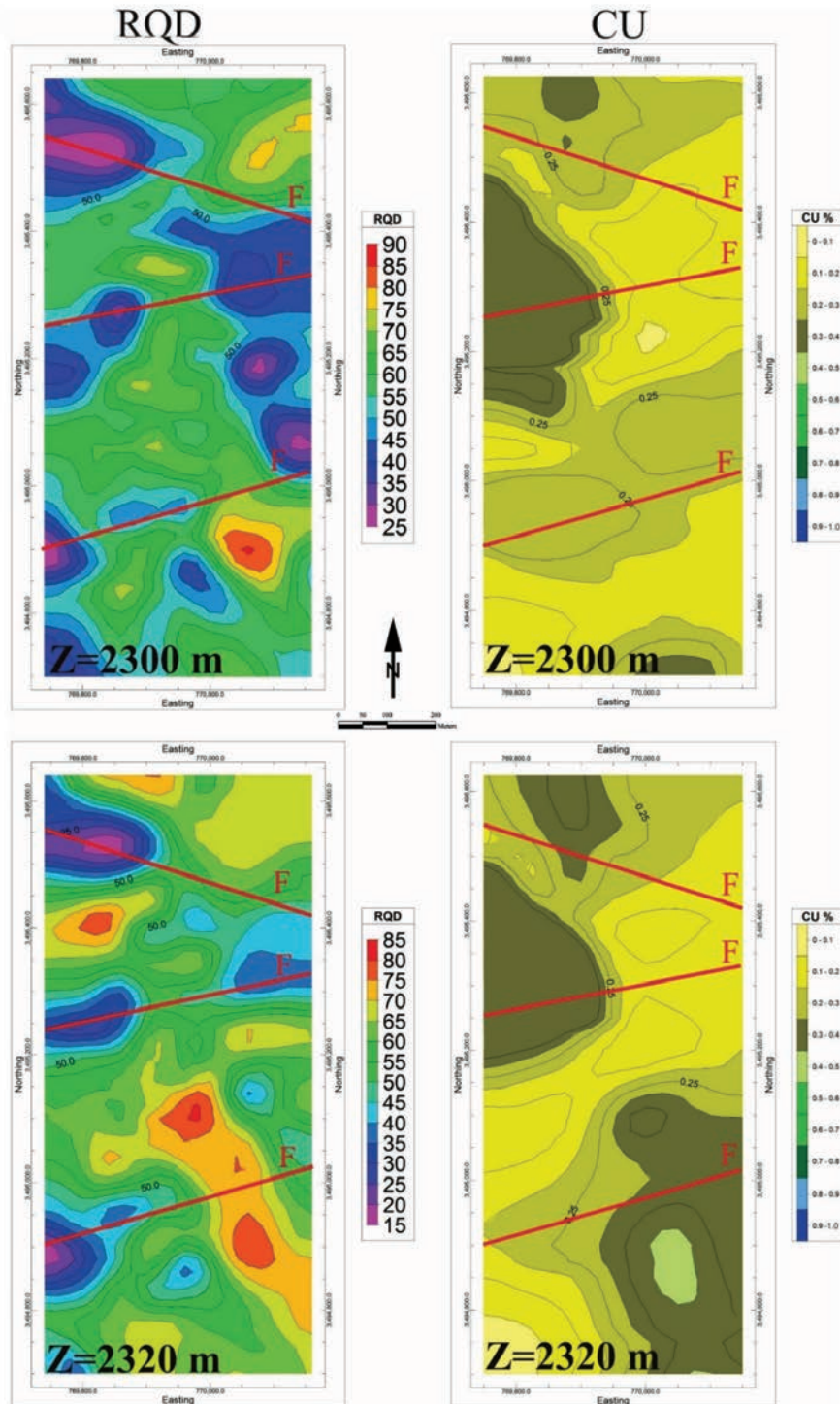
شکل ۹. نقشه سطوح هم‌پتانسیل مقدار RQD و عیار مس در عمق‌های مختلف در گستره کانسار علی‌آباد، اثر گسل بر محل تغییرات RQD در اعماق ۲۳۴۰ و ۲۳۶۰ متر به درستی مشهود است به تغییرات عیار مس در پیرامون گسل نیز توجه شود



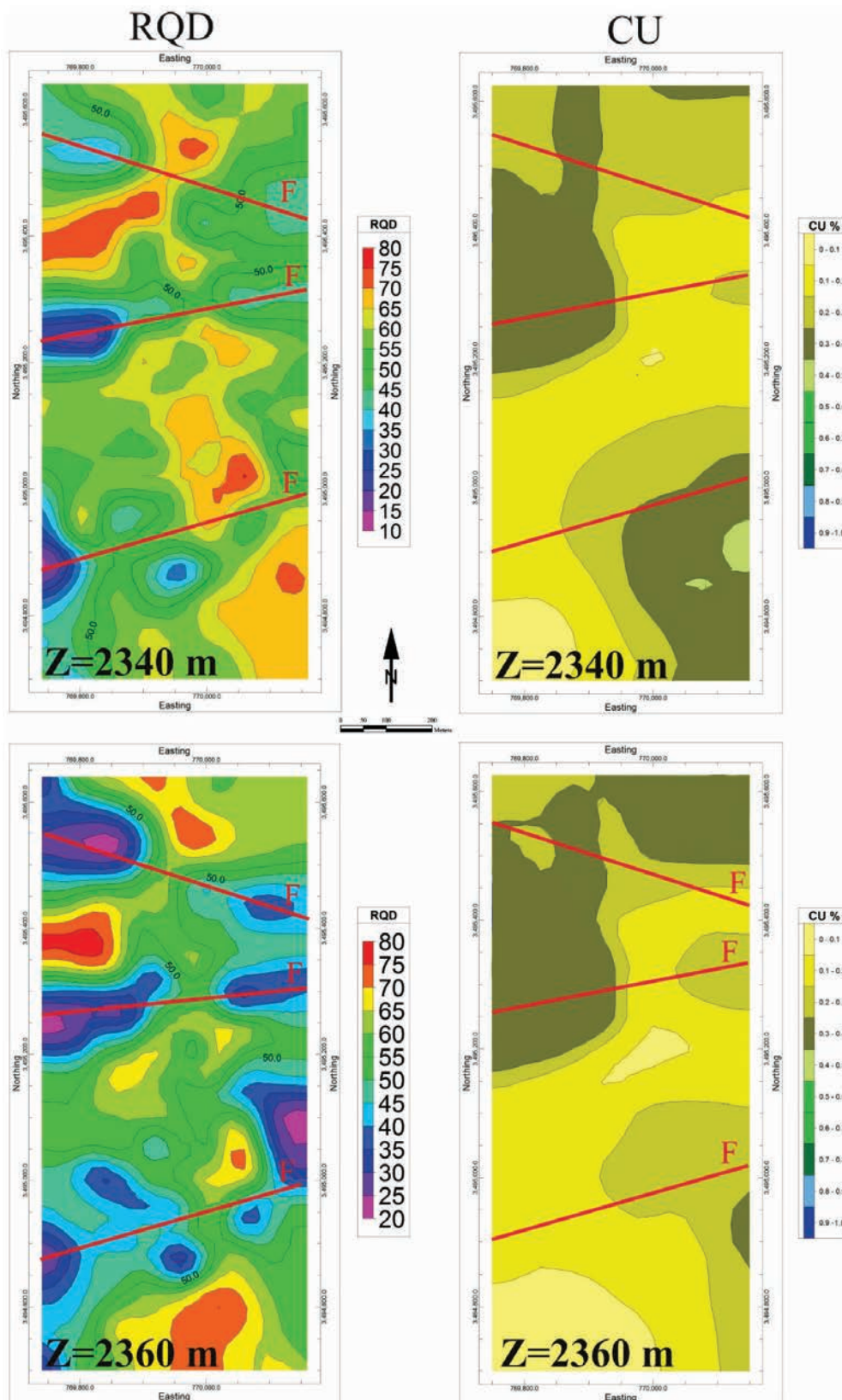
شکل ۱۰. نیمرخ‌های وضعیت RQD در عمق در گستره کانسار علی‌آباد، محل مقاطع در شکل ۷-A مشخص شده‌اند

ب- کانسار دره زرشک: همان‌گونه که اشاره شد کانه‌زایی در کانسار دره زرشک از دو تیپ پورفیری و اسکارن تشکیل شده است. به همین دلیل وضعیت ساختاری در این کانسار پیچیده‌تر است و شناخت کنترل‌کننده‌های ساختاری نیز با ابهام بیشتری روبرو خواهد بود. نقشه میزان RQD درون‌یابی شده در گستره کانسار دره زرشک در عمق‌های مختلف (شکل‌های ۱۱ و ۱۲) حاکی از وجود الگویی به نسبت نامنظم از میزان RQD در عمق‌های مختلف است. نتایج این

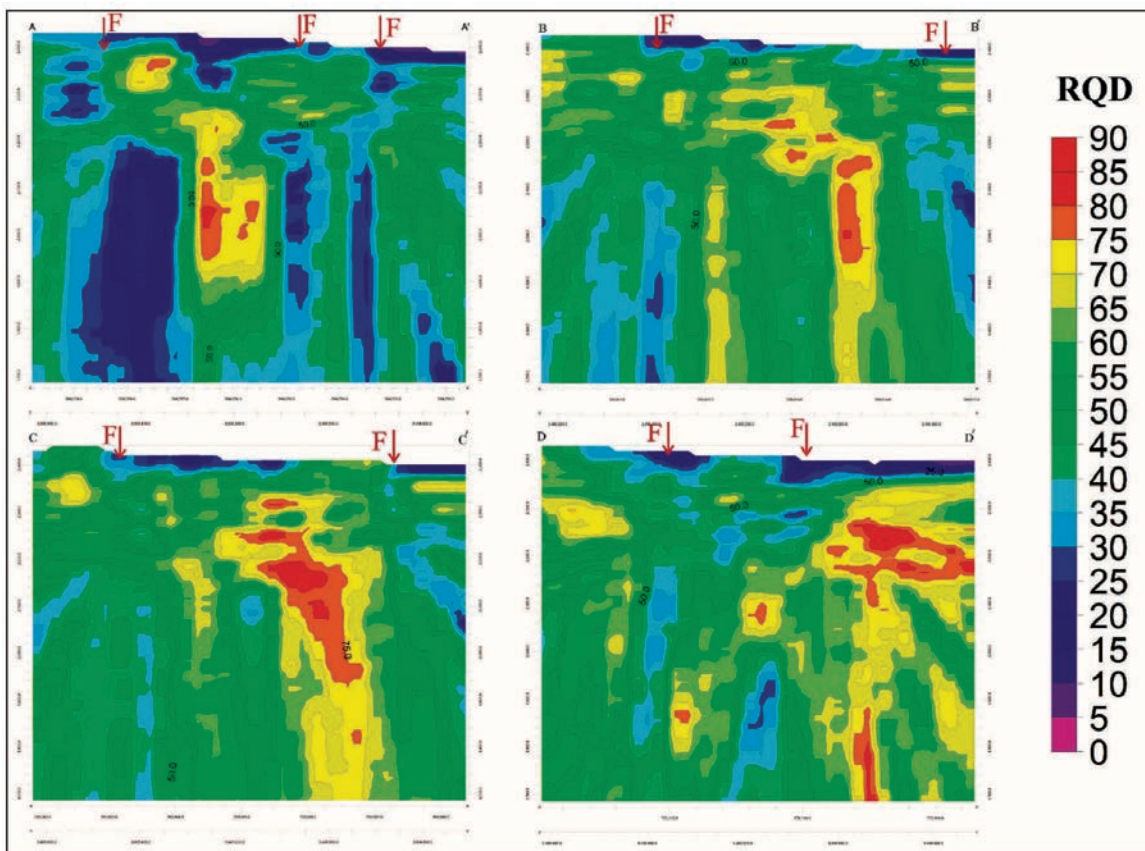
پژوهش نشان می‌دهد که در راستاهای مختلف مانند: شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی حداقل در سه مورد کاهش میزان RQD در گستره وجود دارد. این افت میزان RQD می‌تواند مرتبط با گسل‌هایی با راستاهای ذکر شده باشد. نیمرخ‌های تهیه شده از این سطوح هم‌پتانسیل (شکل ۱۳) نیز نشان می‌دهند که پهنه‌های گسلی برخی از این ساختارها در عمق بیشتر می‌شود. این گسل‌ها را می‌توان گسل‌های رده دوم (R' و R) گسل دره زرشک در نظر گرفت.



شکل ۱۱. نقشه سطوح هم‌پتانسیل مقدار RQD و عیار مس در عمق‌های مختلف در گستره کانسار دره زرشک، اثر گسل بر محل تغییرات RQD در اعماق ۲۳۰۰ و ۲۳۲۰ متر به درستی مشهود است به تغییرات عیار مس در پیرامون گسل نیز توجه شود



شکل ۱۲. نقشه سطوح هم پتانسیل مقدار RQD عیار مس در عمق‌های مختلف در گستره کانسار دره زرشک، اثر گسل بر محل تغییرات RQD در اعماق ۲۳۴۰ و ۲۳۶۰ متر به درستی مشهود است به تغییرات عیار مس در پیرامون گسل نیز توجه شود



شکل ۱۳. نیمرخ‌های وضعیت RQD در عمق در گستره کانسار دره زرشک، محل مقاطع در شکل ۷-۸ مشخص شده‌اند

می‌یابد. وضعیت گسلی که از طریق تحلیل وضعیت RQD گستره به دست آمد نیز در شکل‌های ۸ و ۹ نمایش داده شده است. نکته قابل توجه همخوانی موقعیت گسل با روند کانی‌زایی در گستره کانسار است. این مسئله نقش گسل‌ها را در شکل‌گیری کانسار علی‌آباد نمایان می‌سازد.

ب- کانسار دره زرشک: در کانسار دره زرشک از نتایج تجزیه ژئوشیمیایی مغزه‌های اخذ شده از ۱۸ گمانه جهت تهیه نقشه سطوح هم‌پتانسیل از عیار مس در عمق‌های مختلف استفاده شد. این گمانه‌ها به‌طور میانگین بین ۳۰۰ الی ۶۰۰ متر عمق داشته و در واحدهای آهکی اسکارنی و توده‌های نفوذی عبور کرده‌اند. همان‌گونه که از شکل‌های ۱۱ و ۱۲ می‌توان استنباط کرد، وضعیت عیار مس در عمق‌های مختلف الگوهای نامنظمی را به نمایش می‌گذارد. در عمق‌های کمتر در بخش‌های شمال شرقی و جنوب غربی گستره بیشترین میزان عیار مشاهده می‌شود. با افزایش عمق از میزان عیار بخش‌های جنوب شرقی کاسته می‌شود. به

بررسی عیار مس با استفاده از داده‌های زیرسطحی

پس از انجام مطالعات ساختاری در گمانه‌های موجود، با توجه به فاصله گمانه‌ها از ساختارهای اصلی استنباط شده، تعدادی از گمانه‌ها برای بررسی عیار کانی مس در عمق‌های مختلف انتخاب شدند. سپس، نقشه‌های سطوح هم‌پتانسیل از میزان عیار مس در عمق‌های مختلف (با استفاده از نرم‌افزار RockWorks 16) تهیه شد. برای این کار، در اعماق مختلف در گستره معادن مورد مطالعه، میزان عیار مس با روش (IDW) درون‌یابی شد. نتایج به‌دست‌آمده به تفکیک معادن مورد مطالعه در ادامه آورده شده است.

الف- کانسار علی‌آباد: در کانسار علی‌آباد از نتایج تجزیه ژئوشیمیایی مغزه ۱۲ گمانه برای مدل‌سازی وضعیت عیار مس در عمق‌های مختلف استفاده شد. بخشی از نتایج به‌دست‌آمده در شکل ۱۲ نمایش داده شده است. وضعیت کانه‌زایی در گستره کانسار به سمت شمال گستره افزایش

عبارتی می‌توان این‌گونه استنباط کرد که با توجه به اینکه کانی‌زایی تیپ اسکارن در نزدیکی محل تماس توده نفوذی با واحدهای کربناته رخ می‌دهد. از این‌رو الگوی عیار مس در این نوع معادن متأثر از هندسه توده نفوذی هستند.

بحث

نتایج بررسی‌های زیرسطحی در دو کانسار علی‌آباد و دره زرشک نشان می‌دهد که:

- کانسار علی‌آباد: با استفاده از داده‌های مربوط به شاخص RQD مغزه‌های حفاری در کانسار علی‌آباد مشخص شد که یک پهنه گسلی سبب کاهش میزان RQD شده است. این گسل که در مطالعات صحرایی نیز آثار آن مشاهده شده، به تقریب شرقی-غربی بوده و به سمت شرق گستره، پهنه خرد شده متأثر از آن کاهش می‌یابد. این گسل به موازات و در جنوب گسل علی‌آباد قرار گرفته است. نکته قابل توجه اینکه میزان عیار کانی مس نیز به سمت شمال گستره کانسار افزایش می‌یابد. به عبارت دیگر، کانی‌زایی در نزدیکی گسل مذکور به شکل معناداری افزایش یافته است. در برداشت ساختاری صورت گرفته نیز از نظر سازوکار و راستا دو دسته گسل شناسایی شد. این دو دسته عبارتند از گسل‌های با راستای تقریبی شمال-جنوبی که سازوکار راستالغز راستبر دارند و گسل‌های با راستای شرقی-غربی که سازوکار راستالغز چپبر دارند. با توجه به اینکه دسته دوم گسل‌ها تمامی واحدها و ساختارهای منطقه را متأثر ساخته‌اند نسل جدیدتر گسلش در منطقه هستند. کانی‌زایی نیز در امتداد این نسل از گسلش رخ داده است. به نظر می‌رسد این دسته از گسل‌ها ابتدا به صورت کششی عمل کرده و یک محیط مساعد برای تزریق توده‌های نفوذی فراهم کرده‌اند. پس از آن با توجه به تغییر میدان تنش دچار تغییر در سازوکار خود شده‌اند.

- کانسار دره زرشک: بر اساس برداشت‌های ساختاری صورت گرفته در گستره کانسار دره زرشک، غالب گسل‌های برداشت شده دارای راستای شرق، شمال

شرق-غرب، جنوب غربی هستند. در مطالعات زیرسطحی نیز این روندهای ساختاری را تا حدودی می‌توان تشخیص داد. طبق نتایج مطالعات زیرسطحی از میزان پهنه خردشدگی گسل‌ها به سمت شرق کاسته می‌شود. البته در این کانسار الگوی شکستگی‌ها نسبت به کانسار علی‌آباد نامنظم‌تر است که دلیل آن با نوع کانه‌زایی در این کانسار (پورفیری-اسکارن) مرتبط است. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های سطحی به دست آمده نشان می‌دهد که میزان عیار کانی مس در بخش غربی آن بیشتر است. در نتایج عیارسنجی زیرسطحی نمی‌توان الگوی مشخصی برای کانی‌زایی مس یافت. این مهم نشان می‌دهد که روندهای کانی‌زایی در معادن نوع اسکارن تبعیت کمتری از روندهای ساختاری دارد. در معادن نوع اسکارن هندسه توده نفوذی الگوی کانی‌زایی را مشخص می‌کند.

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که با استفاده از داده‌های زیرسطحی (معیار RQD از مغزه‌های حفاری) می‌توان در شناسایی گسل‌ها در معادن بهره برد. به‌ویژه در معادنی که به دلیل پوشش سطحی (آبرفت، گیاهان و غیره) امکان مشاهده و شناسایی دقیق ساختارها وجود ندارد. کارآمدی این روش در این پژوهش به اثبات رسید. نکته قابل توجه اینکه شناسایی روندهای گسلش در معادن مس پورفیری (مانند معدن علی‌آباد) کمک شایان توجهی در شناسایی روندهای کانی‌زایی می‌کند. به عنوان مثال در کانسار علی‌آباد با استفاده از داده‌های مربوط به شاخص RQD مشخص شد که یک پهنه گسلی سبب کاهش میزان RQD شده و در طول آن میزان عیار کانه‌زایی مس نیز به سمت شمال گستره کانسار افزایش می‌یابد. همچنین از این داده‌ها می‌توان برای اصلاح نقشه‌های زمین‌شناسی، پی‌جویی کانسار، طراحی الگوی استخراج کانسار و غیره استفاده کرد.

- در معادن نوع اسکارن، نمی‌توان ارتباط واضح و مشخصی بین کانی‌زایی و ساختارها یافت. با این وجود نقش گسل‌ها در ایجاد فضای مناسب برای نفوذ توده‌ها

- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure, *Geology*, 24, 1025-1028.
- Chester, F.M. and Logan, J.M., 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punch-bowl Fault, California, *Journal of Structural Geology*, 9, 621-634.
- Chester, F.M., Evans, J.P. and Biegel, R.L., 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault, *Journal of Geophysics Research*, 98, 771-786.
- Deere, D.U. and Deere, D.W., 1988. The RQD index in practice, proceedings symposium on Rock Classification Purposes, ASTM Special Technical Publication, 984, 91-101.
- Deere, D.U., 1963. Technical description of rock cores for engineering purposes, *Rock Mechanics Engineering Geology*, 42, 397-441.
- Escuder Viruetea, J., Carbonell, R., Martí, D. and Pérez-Estau, A., 2003. 3D stochastic modeling and simulation of fault zones in the Albalá granitic pluton, SW Iberian Variscan Massif, *Journal of Structural Geology*, 25, 1487-1506.
- Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran. Mineral Deposits and Natural Resources, Springer Science Business Media Dordrecht, 581.
- Hezarkhani, A., 2006. Hydrothermal evolution of the Sarcheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: evidence from fluid inclusions, *Journal of Asian Earth Sciences*, 28, 4-6, 409-422.
- Kloppenburg, A., Grocott J. and Hutchinson D., 2010. Structural Setting and Synplutonic Fault Kinematic of Cordilleran Cu-Au-Mo Porphyry Mineralization System, Bingham Mining District, Utah. *Economic Geology*, 105, 743-761.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sebrier, M., Braucher, R., Nazari, H., Benedetti, L., Fattahi,

در مجاورت واحدهای آهکی بسیار مهم است. در کانسار دره زرشک همان گونه که داده‌های زیرسطحی نشان دادند گسل‌های با راستای تقریبی شرق، شمال شرق-غرب، جنوب غرب جدیدترین نسل گسلش هستند و نقش مهمی را در شکل‌گیری این کانسار ایفا کرده‌اند. این مهم خود نقش گسل دره زرشک را در فرگشت ساختاری و کانی‌زایی این کانسار آشکار می‌سازد.

پیشنهادها

با توجه به احتمال ادامه فرایند کانی‌زایی به موازات گسل علی‌آباد به سمت غرب پیشنهاد می‌شود در مطالعات تکمیلی ذخیره این کانسار، گمانه‌هایی در راستای گسل کانسار علی‌آباد در بخش شرقی توده نفوذی طراحی شود.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت مالی شرکت ملی صنایع مس انجام گرفت. از امور اکتشافات شرکت ملی مس ایران به‌ویژه جناب مهندس بابک بابائی، جناب مهندس حسین تقی زاده و جناب مهندس کامبیز خراسانی بابت فراهم کردن شرایط مساعد برای انجام این پژوهش سپاسگزاریم.

منابع

- سازمان نقشه‌برداری کشور، ۱۳۷۵. نقشه راه‌های ایران، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰
- Agard, P., Omrani, J. and Jolivet, L., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geological Magazine*, 148, 5-6, 692-725.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Asghari, O. and Madani N., 2011. A new approach for the geological risk evaluation of coal resources through a geostatistical simulation, *Arabian Journal of Geosciences*, 7, 2, 839-839.
- Berberian, M. and King G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and Tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-25.

- M., Bourles, D., Foroutan, M., Siame, L., Rashidi, A. and Bateman, M.D., 2011. Dating inset terraces and offset fans along the Dehshir Fault (Iran) combining cosmogenic and OSL methods, *Geophysical Journal International*, 185, 1147-1174.
- Madani, M. and Asghari, O., 2012. Fault detection in 3D by sequential Gaussian simulation of Rock Quality Designation (RQD), *Arabian Journal of Geosciences*, DOI: 10.1007/s12517-012-0633-3.
 - Maghsoudi, M., Ghorashi, M. and Nezampour, M. R., 2012. Structural evidence of changes in tectonic regime from compressional stresses to compression-shear stress in southeast of the Gavkhuni (Khushab region), *Journal of the Earth*, 24, 197-212.
 - Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. and Agard, P., 2006. Evidence of quaternary activity along the Dehshir Fault, *Geophysical Journal International*, 164, 192-201.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahanadi, M. R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, eastern Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412
 - Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B. S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, eastern Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogeny, *Economic Geology*, 101, 1497-1524.
 - Moshrefifar, M.R., Alavi, A. and Mohajjel, M., 2005. Separation of Paleostresses phases on heterogeneous fault-slip data in the central part of Dehshir fault, *Journal of Earth Science*, 69, 64-73.
 - Richards, J.P., 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation, *Economic Geology*, 98, 1515-1533.
 - Sheibi, M. and Esmaili, D., 2010. Petrological and Geochemical evidences of Restite in Shirkuh Anatectic Granites, SW of Yazd, Iranian Crystallography and Mineralogy Journal, 18,1, 135-146.
 - Tabaei, M., Mehdizadeh, R. and Esmaili, M., 2016. Stratigraphical evidences of the Qom-Zefreh fault system activity. Central Iran, *Journal of Tethys*, 4 ,1, 018-026.
 - Tosdal, R.M. and Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu \pm Mo \pm Au deposits, *Society of Economic Geology*, 14, 157-181.
 - USGS., 2008. Preliminary model of porphyry Cu deposits, United States Geological Survey Report 2008-1321,62.
 - Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.
 - Wang, H., Xu, W., Shao, J. and Skoczylas, F., 2014. The gas permeability properties of low-permeability rock in the process of triaxial compression test, *Materials Letters*, 116, 386-388.
 - Zahedi, A., Boomeri, M., Nakashima, K., Mackizadeh, A., Ban, M. and Lentz, D., 2014. Geochemical characteristics, origin, and evolution of ore-forming fluids of the Khut Copper Skarn Deposit, West of Yazd in Central Iran, *Journal of Resource Geology*, 64,3,209-232.
 - Zarasvandi, A.R., 2004. Geology and genesis of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad copper deposits, Southwest of Yazd, based on fluid inclusion and isotope studies, Shiraz University, Iran, PhD Thesis, 280.
 - Zarasvandi, A.R., Liaghat, S. and Zanetilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran, *International Geology Review*, 47, 620-664.

بررسی شاخص یخ‌زدگی-آب‌شدگی مصالح شن و ماسه در محیط‌های مختلف در منطقه دیره در استان کرمانشاه

کازم بهرامی^۱، سید محمود فاطمی عقدا^{۲*}، علی نورزاد^۳ و مهدی تلخابلو^۴

۱. دکتری زمین‌شناسی مهندسی، گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی
۲. استاد زمین‌شناسی مهندسی، گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی
۳. دانشیار گروه مهندسی ژئوتکنیک و حمل و نقل، دانشکده مهندسی عمران، آب و محیط‌زیست، دانشگاه شهید بهشتی
۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۴/۱۹

چکیده

با توجه به تأثیری که محیط‌های زمین‌شناسی تجمع سنگ‌دانه‌های طبیعی می‌تواند در میزان افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی سنگ‌دانه‌ها داشته باشد، در این پژوهش، ارتباط محیط‌های زمین‌شناسی و میزان افت وزنی سنگ‌دانه‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. محل‌های نمونه‌برداری شامل دو واریزه، ۱۲ مخروط‌افکنه و سه بستر رودخانه‌ای بوده و از هر محل دو نمونه برداشته شده است. لیتولوژی حوضه بالادست برای همه نمونه‌ها یکسان و شامل آهک آسماری است.

نمونه‌های برداشت شده به آزمایشگاه منتقل و میزان افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی مطابق با استاندارد TEX-432-A به دست آمد. همچنین درصد سنگ‌دانه‌های دارای درزه از طریق بررسی‌های چشمی اندازه‌گیری شد. نتایج به‌دست آمده از این تحقیق نشان می‌دهد که محیط‌های واریزه‌ای بیشترین میزان افت وزنی (۱۴ درصد برای اندازه ۱۹-۱۶ mm) و محیط‌های رودخانه‌ای کمترین میزان افت وزنی (کمتر از یک درصد برای اندازه ۴/۷۵-۲/۳۶ mm) را دارند. مخروط‌افکنه‌ها نیز حالتی حد واسطه این دو را دارند. با افزایش مساحت حوضه بالادست از ۲۵ تا ۳۰۹ هکتار و افزایش طول آبراهه اصلی از یک تا بیش از سه کیلومتر میزان افت وزنی کاهش می‌یابد. مهم‌ترین علت این اختلاف میزان افت وزنی شدت درزه‌داری سنگ‌دانه‌ها و تخلخل ناشی از هوازدگی بیشتر در محیط‌های واریزه‌ای است که به ترتیب در محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و رودخانه‌ای کمتر می‌شود. اندازه سنگ‌دانه‌ها نیز بر روی میزان افت وزنی تأثیرگذار است به طوری که با افزایش اندازه، میزان افت وزنی افزایش می‌یابد. ارتباط اندازه ذرات با میزان افت وزنی متأثر از محیط‌های زمین‌شناسی است. در محیط‌های واریزه‌ای و مخروط‌افکنه‌های با حوضه بالادست کوچک اختلاف افت وزنی سنگ‌دانه‌های درشت و ریز بیشتر است و در بسترهای رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌های با حوضه بالادست بزرگ اختلاف افت وزنی سنگ‌دانه‌های درشت و ریز کمتر است. در واقع در بسترهای رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌های دارای حوضه بالادستی بزرگ اثر اندازه ذرات در میزان افت وزنی کاهش یا از بین می‌رود.

واژه‌های کلیدی: مخروط‌افکنه، محیط‌های زمین‌شناسی، سنگ‌دانه، یخ‌زدگی-آب‌شدگی.

مقدمه

رسوبی، فرایندهای یخزدگی-آبشستگی اثر شدیدتری بر روی آن‌ها دارند (Wang et al., 2016). درزه‌ها نیز اثر زیادی در تخریب ناشی از یخزدگی-آبشستگی سنگ‌دانه‌ها دارند (Washburn, 1979; Matsuoka, 1990; Yavuz et al., 2006). در واقع فرایند تخریب ناشی یخزدگی-آبشستگی سنگ‌ها و سنگ‌دانه‌ها به صورت توسعه و بزرگ شدن درزه‌های از قبل موجود است و در امتداد ریزترک‌های موجود، سنگ‌دانه‌ها گسیخته می‌شوند (Washburn, 1979; Kang et al., 2014). علاوه بر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، محیط زمین‌شناسی که سنگ‌دانه‌ها در آن تجمع پیدا کرده‌اند بر روی مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر یخزدگی-آبشستگی اثرگذار است.

رودخانه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها و واریزه‌ها از مهم‌ترین محل‌های تجمع سنگ‌دانه‌ها هستند. شدت و نوع فرایندهای زمین‌شناسی اثرگذار در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف متفاوت است. فرایندهای زمین‌شناسی از جمله هوازگی و انتقال ذرات می‌توانند باعث تغییراتی در سنگدانه‌های طبیعی و به دنبال آن مقاومت در برابر یخزدگی-آبشستگی آن‌ها شدند. هوازگی شیمیایی سنگ‌ها معمولاً باعث ایجاد کانی‌ها و بخش‌های سست‌تر از سنگ اصلی و مادر می‌شود. انتقال ذرات توسط جریان آب باعث سایش سنگ‌دانه‌ها به هم‌دیگر می‌شود و بخش‌های ضعیف و سست را حذف می‌کند (Neville and Brooks, 2010). همچنین سنگ‌دانه‌ها به علت برخورد با یکدیگر و با بستر رودخانه از محل ریزترک‌ها شکسته می‌شوند و در حین فرایند انتقال میزان ریزترک‌های موجود در آن‌ها کاهش می‌یابد. بنابراین هوازگی و انتقال ذرات اثری متضاد در مقاومت در برابر یخزدگی-آبشستگی سنگ‌دانه‌ها دارند. این دو فرایند در محیط‌های زمین‌شناسی و مخروط‌افکنه‌های مختلف، شدت اثر متفاوتی دارند. در محیط‌های رودخانه‌ای به علت اثر مداوم انتقال ذرات، بخش‌های هوازده و ضعیف سنگ‌دانه از بین می‌رود، همچنین سنگ‌دانه‌ها به علت برخورد به هم‌دیگر از محل سطوح ضعیف درزه و ناپیوستگی شکسته می‌شوند و در طول فرایند حمل، میزان درزه‌داری

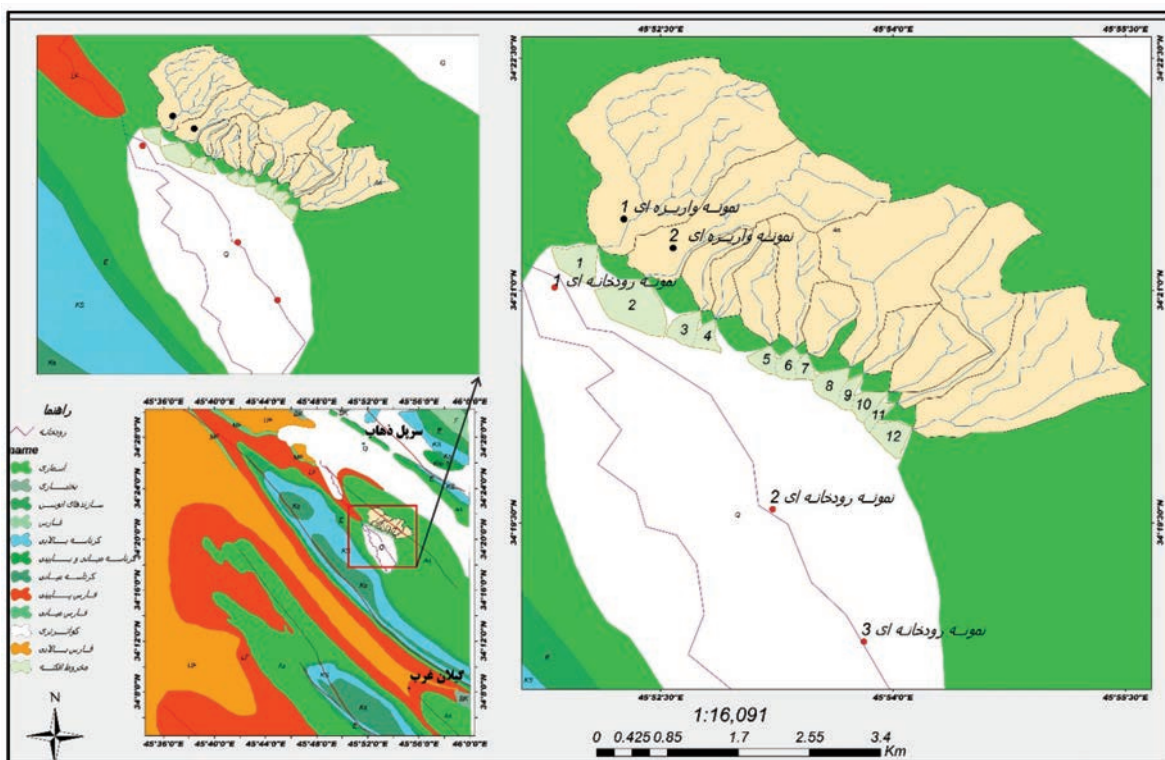
مقاومت در برابر سیکل‌های یخزدگی-آبشستگی یکی از ویژگی‌های مهمی است که در به‌کارگیری سنگ‌دانه‌ها در مناطق سردسیر و در معرض آب باید مورد توجه قرار گیرد. در چنین محیط‌هایی دوام و پایداری بتن متأثر از مقاومت سنگ‌دانه در برابر یخزدگی-آبشستگی است (Smith and Collis, 2001; Piasta et al., 2016). استفاده از سنگ‌دانه‌های ضعیف در ملات‌های مقاوم منجر به تخریب بتن در اثر یخزدگی-آبشستگی خواهد شد (ACI 221R-96, 2001; ACI 201.2R-08, 2008). تخریب سنگ‌دانه‌های مرطوب به علت انبساط ناشی از چرخه‌های یخزدگی-آبشستگی یکی از عوامل مهم در هوازگی سنگ‌ها و سنگ‌دانه‌ها در مناطق سردسیر است (Seto, 2010; Kang et al., 2013; Kang et al., 2014). تخریب سنگ‌ها و سنگ‌دانه‌ها به علت فرایند یخزدگی-آبشستگی عمدتاً به صورت ایجاد و توسعه ترک‌ها انجام می‌شود (Kang et al., 2013; Matsuoka, 1990). استفاده از سنگ‌دانه‌های ضعیف در مقابل یخزدگی-آبشستگی عمدتاً باعث ایجاد ترک‌هایی در بتن می‌شود که به آن ترک‌های D شکل می‌گویند (Yang and Chen, 2004; Neville and Brooks, 2010). اندازه فضا‌های خالی بر روی مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر یخزدگی-آبشستگی اثرگذار است. فضا‌های خالی خیلی بزرگ و خیلی کوچک تخریب ناشی از یخزدگی را کاهش می‌دهند. فضا‌های خالی کوچک به علت کاهش نفوذپذیری سنگ‌دانه باعث کاهش تخریب ناشی یخزدگی-آبشستگی می‌شوند و فضا‌های خالی بزرگ نیز به‌طور کامل اشباع نمی‌شوند و شدت تخریب ناشی از یخزدگی-آبشستگی را کاهش می‌دهند. حفره‌ها با اندازه 0/1 تا پنج میکرون بیشترین میزان تخریب در سنگ‌دانه‌ها را ایجاد می‌کنند (Alexander and Mindess, 2005). مقاومت در برابر یخزدگی تحت تأثیر ویژگی‌های مختلفی از جمله ترکیب سنگ‌شناسی، تخلخل، میزان جذب آب، مقاومت، شدت هوازگی قرار می‌گیرد (Smith and Collis, 2001; Mindess et al., 2003; Alexander and Mindess, 2005). به علت تخلخل و ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های

و فرسایش سازند آسماری در ارتفاعات می‌باشد. به صورت بسیار محدود و جزئی برونزدهایی از سازند گچساران در اطراف منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود که بیشتر به علت ضخامت کم، انحلال‌پذیری و فرسایش‌پذیری بسیار بالا، رخنمون‌ها بسیار ناچیز است. منطقه از نظر آب و هوایی دارای زمستان‌هایی ملایم و تابستان‌های گرم است. با این وجود به علت قرارگیری این منطقه در حدفاصل رشته کوه زاگرس و بیابان‌های عراق تفاوت دمای شب و روز بسیار زیاد است. در طول شب به علت وزش باد از مناطق سرد کوهستانی دما به شدت کاهش می‌یابد. تعداد روزهای یخبندان در ایستگاه هواشناسی شهر سرپل ذهاب که کمترین فاصله را با محل نمونه‌برداری دارد، در دوره آماری سال ۶۶ تا ۷۷، ۲۱ روز است که می‌تواند باعث تخریب سنگ‌دانه‌ها به علت فرایند یخ‌زدگی-آب‌شدگی شود (Karimi et al., 2005)؛ شرکت خدمات مهندسی جهاد سازندگی استان کرمانشاه، ۱۳۷۹). شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

آن‌ها کاهش می‌یابد. در محیط‌های واریزه‌ای میزان حمل ذرات کم‌تر است. در این حالت ریزترک‌ها درون سنگ‌ها و سنگ‌دانه‌ها باقی می‌مانند. مخروط‌افکنه‌ها نیز بیشتر حالتی حدواسط بین محیط‌های رودخانه‌ای و واریزه‌ای قرار دارند. فرایند انتقال ذرات و شدت انرژی جریان در مخروط‌افکنه‌ها متأثر از ویژگی‌های مورفومتری حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها مثل مساحت، شیب و طول مسیر جریان اصلی حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها است. هدف این پژوهش، بررسی مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر سیکل‌های یخ‌زدگی-آب‌شدگی در محیط‌های مختلف واریزه‌ای، مخروط‌افکنه‌ای و رودخانه‌ای است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخش شمال غربی حوضه دیره واقع در حدفاصل بین شهرهای گیلان‌غرب و سرپل ذهاب است. پوشش اصلی این منطقه از نظر چینه‌شناسی از سازند آسماری و رسوبات آبرفتی کواترنر تشکیل شده است. مناطق کوهستانی متشکل از سازند آسماری و مناطق پست و ناودیدی از رسوبات کواترنری است که حاصل هوازدگی



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه و محل‌های نمونه‌برداری (شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۳).

این منطقه از نظر تقسیم‌بندی‌های زمین‌ساختی جزو زاگرس چین‌خورده است. مجموعه بسیار زیاد و منظمی از سیستم‌های شکستگی و گسل در این منطقه بخصوص در ارتفاعات دیده می‌شود. این منطقه از نظر تکتونیکی فعال است و شواهد تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی در الگوی شبکه‌های زهکشی و هندسه مخروط‌افکنه‌ها دیده می‌شود (Bahrami, 2013). منطقه مورد مطالعه از نظر ژئومورفولوژیکی متشکل از واحدهای کوهستان، واریزه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها، دشت‌های سیلابی و رودخانه است. واحد کوهستان متشکل از سازند آسماری است و منشاء رسوبات موجود در واریزه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها، دشت‌های سیلابی و رودخانه‌ای است. در حد فاصل کوهستان و دشت، مخروط‌افکنه‌ها بخش اصلی پوشش منطقه را تشکیل می‌دهند. حوضه بالادست تمامی مخروط‌افکنه‌ها از سازند آسماری است و رسوبات موجود در تمامی مخروط‌افکنه‌ها مورد مطالعه از سازند آسماری منشاء گرفته است. این موضوع توسط مطالعات و بازدیدهای دقیق میدانی نیز مورد بررسی قرار گرفته است. برای بررسی ارتباط بین مساحت حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها با ویژگی‌های مخروط‌افکنه‌ها باید شرایط سنگ‌شناسی را مشابه هم در نظر گرفت و اثرات سنگ‌شناسی در تفاوت ویژگی‌های سنگ‌دانه‌ها را حذف کرد. در این راستا انتخاب مخروط‌افکنه‌ها به‌گونه‌ای صورت گرفته که حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی مشابه هم باشند.

روش مطالعه

با توجه به اثری که ویژگی‌های سنگ‌شناسی در مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر یخ‌زدگی-آب‌شدگی دارند اولین قدم در این تحقیق یافتن محیط‌های واریزه‌ای، مخروط‌افکنه و رودخانه‌ای است که تا حد امکان دارای ویژگی‌های سنگ‌شناسی مشابهی باشند. بدین منظور ابتدا با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی، محدوده بین شهرهای گیلان غرب و سرپل ذهاب مورد بررسی قرار گرفت. منطقه شمال غرب حوضه دیره در حد فاصل بین گیلان غرب-سرپل ذهاب به علت گسترش خیلی زیاد

سازند آسماری و داشتن شرایط سنگ‌شناسی مشابه، انتخاب شد. با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای محیط‌های مختلف انتخاب شد و برای کنترل سنگ‌شناسی یکسان بازدیدهای میدانی دقیقی از حوضه بالادست محل‌های انتخاب شده انجام شد. در نهایت ۱۲ مخروط‌افکنه، دو واریزه و سه محل در امتداد رودخانه دیره برای نمونه‌برداری انتخاب شد. محل تغذیه رسوب در همه این محیط‌ها سازند آسماری است. محیط‌های مختلف در امتداد یا حاشیه یکدیگر واقع شده‌اند و تفاوت سنگ‌شناسی محل تغذیه رسوبات در آن‌ها بسیار کم و ناچیز است. بعد از انتخاب محیط‌های مختلف از طریق مطالعات میدانی نیز جنس سنگ‌دانه‌های تجمع یافته در هر محیط نیز مورد بررسی قرار گرفت. رسوبات تجمع یافته در همه محیط‌های انتخاب شده دارای ترکیب آهکی و از سازند آسماری است. با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های توپوگرافی مساحت، شیب و طول مسیر آبراهه اصلی در ۱۲ مخروط‌افکنه مختلف به دست آمد. نمونه‌برداری از وسط نیم‌رخ طولی مخروط‌افکنه‌ها، از بخش پایین واریزه‌ها و حاشیه رودخانه دیره انجام شد. به‌منظور حذف اثرات احتمالی فعالیت‌های انسانی بر روی سنگ‌دانه‌های سطحی نمونه‌برداری بعد از برداشتن و حذف ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متر از سطح رسوبات تجمع یافته در مخروط‌افکنه‌ها انجام شده است. به‌منظور افزایش دقت نتایج آزمایش یخ‌زدگی-آب‌شدگی از هر محل دو نمونه برداشت شده و آزمایش یخ‌زدگی-آب‌شدگی بر روی هر دو نمونه مطابق با استاندارد TEX-432-A (۲۰۱۴) صورت گرفت. میانگین دو نتیجه به‌دست آمده به‌عنوان میزان افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی در نظر گرفته شد. همچنین درزه‌داری سنگ‌دانه‌ها نیز مورد بررسی قرار گرفت و درصد سنگ‌دانه‌های دارای درزه از طریق بررسی‌های چشمی برای ۱۵۰ سنگ‌دانه با اندازه ۲۵-۳۷/۵، ۲۵-۱۹، ۱۶-۱۲/۵ میلی‌متر (هر اندازه ۵۰ سنگ‌دانه) به‌دست آمد. نتایج آزمایش‌های به‌دست آمده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و روابط بین مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر یخ‌زدگی-آب‌شدگی

نیز در میزان افت وزنی سنگ‌دانه‌ها بررسی شده است. ابتدا با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و بازبیده‌های میدانی محدوده بالادست مخروط‌افکنه‌ها و مشخصات کانال‌های جریان مشخص شد. سپس مساحت، شیب و طول آبراهه اصلی حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها اندازه‌گیری شد. جدول ۱ مساحت، شیب و طول آبراهه اصلی حوضه بالادست ۱۲ مخروط‌افکنه مورد مطالعه در این پژوهش را نشان می‌دهد.

با محیط‌های زمین‌شناسی مختلف و ویژگی‌های مورفومتری حوضه‌های بالادست مخروط‌افکنه به‌دست آمد. در تجزیه و تحلیل نتایج از روابط بین درزه‌داری با محیط‌های مختلف و میزان افت وزنی سنگ‌دانه‌ها نیز استفاده شد.

بحث

در این پژوهش علاوه بر بررسی ارتباط محیط‌های مختلف با میزان افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی تأثیر ویژگی‌های مورفومتری حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها

جدول ۱. مشخصات حوضه بالادستی مخروط‌افکنه‌ها

ردیف	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
مساحت (هکتار)	۳۰۹	۱۷۶	۲۵	۲۷	۴۰	۵۹	۲۹	۱۷۰	۳۳	۳۴	۱۳۲	۲۰۶
طول مسیر جریان اصلی (متر)	۳۳۶۶	۱۸۵۵	۱۱۶۷	۱۱۴۳	۱۳۱۴	۱۴۸۴	۹۵۱	۲۵۶۹	۹۴۶	۱۲۲۳	۲۸۰۳	۲۵۳۱
شیب (درصد)	۴/۳۶	۳/۳۷	۳/۳۹	۹/۴۳	۲/۳۸	۷/۴۹	۲/۴۳	۴/۴۱	۴/۵۵	۶/۴۵	۱/۳۳	۳/۴۴

مطالعات سنگ‌شناسی

داده شد. جدول ۲ نتایج این بررسی‌ها را نشان می‌دهد. برای انجام مطالعات میکروسکوپی ۱۰ محل انتخاب و از هر محل ۱۵ مقطع نازک تهیه شد. نتایج بررسی‌های به‌عمل آمده در جدول ۳ ارائه شده است.

مطالعات سنگ‌شناسی در دو سطح ماکروسکوپی و میکروسکوپی انجام شد. برای انجام مطالعات ماکروسکوپی از هر محیط ۵۰ سنگ‌دانه در اندازه دو تا سه اینچ برداشت شده و با استفاده از مشخصات ظاهری نوع سنگ تشخیص

جدول ۲. نتایج مطالعات ماکروسکوپی سنگ‌شناسی نمونه‌های برداشت شده

نوع سنگ			نوع محیط	نوع سنگ			نوع محیط
مارن (%)	آهک مارنی (%)	آهک (%)		مارن (%)	آهک مارنی (%)	آهک (%)	
۹۰	۸	۲	رأس مخروط افکنه شماره ۹	۸۶	۸	۶	رأس مخروط افکنه شماره ۱
۹۰	۶	۴	رأس مخروط افکنه شماره ۱۰	۹۰	۸	۲	وسط مخروط افکنه شماره ۱
۸۸	۸	۴	رأس مخروط افکنه شماره ۱۱	۸۸	۸	۴	رأس مخروط افکنه شماره ۲
۸۸	۱۰	۲	رأس مخروط افکنه شماره ۱۲	۹۲	۶	۲	وسط مخروط افکنه شماره ۲
۸۴	۱۰	۶	واریزه شماره ۱	۸۸	۸	۴	رأس مخروط افکنه شماره ۳
۸۴	۸	۸	واریزه شماره ۲	۹۰	۶	۴	رأس مخروط افکنه شماره ۴
۹۶	۴	۰	رودخانه شماره ۱	۸۸	۱۰	۲	رأس مخروط افکنه شماره ۵
۹۴	۶	۰	رودخانه شماره ۲	۹۰	۶	۴	رأس مخروط افکنه شماره ۶
۹۴	۴	۲	رودخانه شماره ۳	۹۲	۶	۲	رأس مخروط افکنه شماره ۷
				۸۶	۸	۶	رأس مخروط افکنه شماره ۸

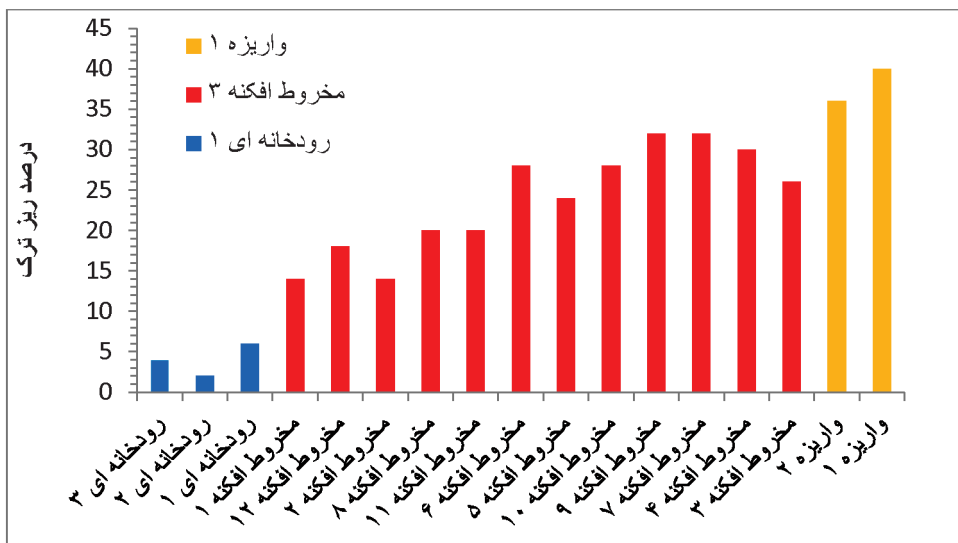
جدول ۳. جنس سنگ در مقاطع نازک تهیه شده از محیط‌های مختلف

تعداد کل مقاطع	نوع محیط	نوع سنگ			
		آهک‌های دولومیتی شده (تعداد مقاطع)	مادستون	وکستون	پکستون
۱۵	رأس مخروط افکنه شماره ۱	۳	۱		۳
۱۵	وسط مخروط افکنه شماره ۱	۳			۳
۱۵	رأس مخروط افکنه شماره ۲	۲		۱	۳
۱۵	وسط مخروط افکنه شماره ۲	۲	۱		۳
۱۵	رأس مخروط افکنه شماره ۷	۳			۴
۱۵	رأس مخروط افکنه شماره ۸	۳		۱	۲
۱۵	واریزه شماره ۱	۲	۲	۱	۲
۱۵	واریزه شماره ۲	۲	۲	۱	۲
۱۵	رودخانه شماره ۱	۳			۳
۱۵	رودخانه شماره ۲	۲			۴

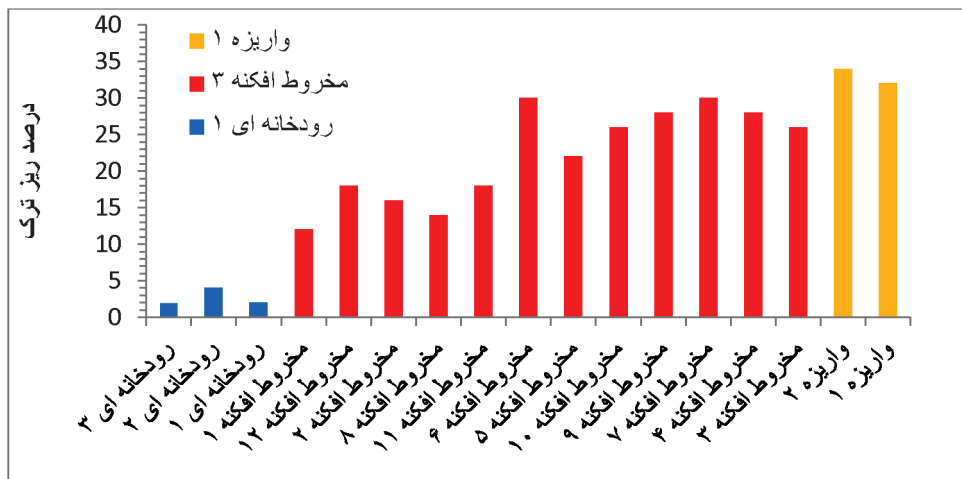
درزه و ترک

درزه‌ها و ناپیوستگی‌های بسیار ریزی که درون سنگ‌دانه‌ها وجود دارند از جمله مهم‌ترین نقاط ضعف سنگ‌دانه‌ها هستند. درزه‌ها و ناپیوستگی‌ها می‌توانند اولیه یا ثانویه باشند. لایه‌بندی و ساختارهای رسوبی از جمله ناپیوستگی‌های اولیه هستند و تکتونیک، یخزدگی-آب‌شدگی و تنش‌های حرارتی از جمله مهم‌ترین عوامل ایجاد ناپیوستگی‌های ثانویه هستند. تأثیر این عوامل بستگی به شرایط اقلیمی و زمین‌شناسی مناطق و حتی جنس سنگ‌ها متفاوت است. در مناطق فعال زمین‌ساختی، نیروهای تکتونیک مهم‌ترین عامل ایجاد ترک در سنگ‌ها هستند. به نظر می‌رسد تأثیر تکتونیک در ایجاد درزه در سنگ‌های شکننده شدیدتر باشد. منطقه مورد مطالعه به علت شرایط دمایی و رطوبت بالا پتانسیل بسیار کمی در ایجاد درزه‌های ناشی از یخزدگی و تغییرات حرارتی دارد و به نظر می‌رسد با توجه به فعال بودن زمین‌ساختی منطقه، تکتونیک نقش مهمی در تشکیل درزه‌های موجود در سنگ‌ها و سنگ‌دانه‌ها داشته است. سنگ‌ها در محل درزه‌ها بسیار ضعیف بوده و طی فرایند یخزدگی به سهولت در امتداد آن گسیخته می‌شوند (Litvan, 1973; smith and collis, 2001). پارامترهای دیگری چون اندازه فضاهای خالی، درجه اشباع‌شدگی سنگ‌دانه‌ها، اندازه سنگ‌دانه‌ها و مقاومت کششی سنگ‌دانه‌ها می‌تواند در شدت تخریب ناشی از یخزدگی مؤثر باشد (Litvan, 1973; Janssen, D.J.).

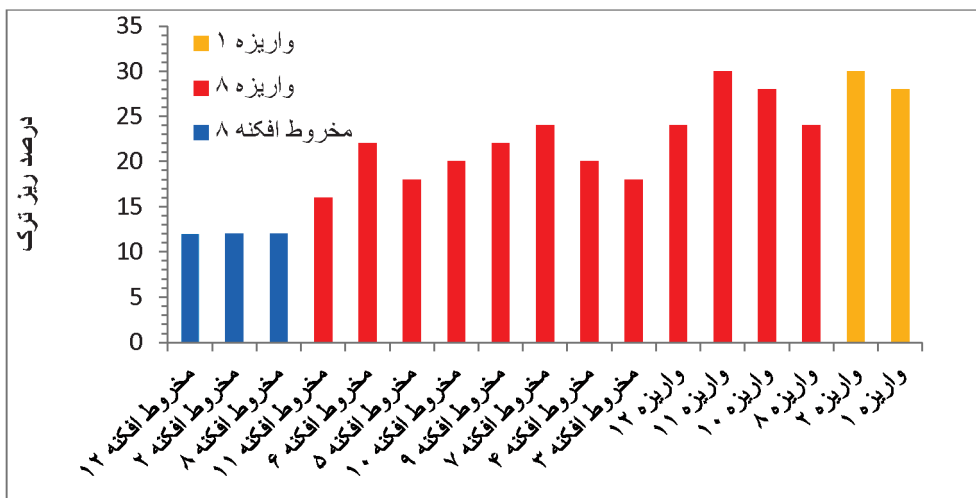
به‌منظور بررسی درزه‌داری سنگ‌دانه‌ها ابتدا از محیط‌های رودخانه‌ای، مخروط‌افکنه‌ای و واریزه‌های مورد مطالعه نمونه‌برداری برای سه اندازه مختلف ۲۵-۳۷/۵، ۱۹-۲۵ و ۱۲/۵-۱۶ میلی‌متر صورت گرفته است. محل‌های برداشت نمونه شامل سه محل در طول مسیر رودخانه دیره، دو واریزه و ۱۲ مخروط‌افکنه است. نمونه‌های برداشت شده شامل ۱۵۰ سنگ‌دانه برای هر سه اندازه مختلف (هر اندازه ۵۰ سنگ‌دانه) است. نحوه برداشت نمونه‌ها بعد از الک کردن به روش چهار بخش کردن و به‌صورت تصادفی بوده است. بررسی ریزترک‌های موجود در سنگ‌ها از روش‌های چشمی یا میکروسکوپ الکترونی امکان‌پذیر است (Schedl et al., 1986; Montoto et al., 1994). در این تحقیق بررسی درزه‌داری سنگ‌دانه‌ها با چشم غیرمسلح بوده و بر اساس تعداد سنگ‌دانه‌های دارای درزه از کل سنگ‌دانه‌ها انجام شده است. شکل‌های ۲ تا ۶ نتایج به‌دست‌آمده برای ریزترک‌های موجود در سنگ‌دانه و ارتباط آن با محیط‌های مختلف و ویژگی‌های ریخت‌شناسی حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها را نشان می‌دهد. نتایج به‌دست‌آمده در شکل‌های ۲ تا ۶ نشان می‌دهد که بیشترین میزان ریزترک در محیط‌های واریزه‌ای و کمترین درصد سنگ‌دانه‌های دارای درزه در محیط‌های رودخانه‌ای



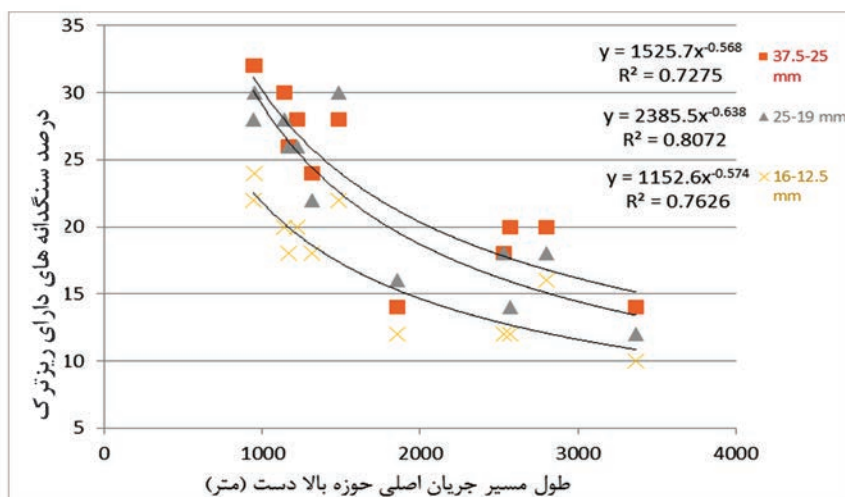
شکل ۲. ارتباط درصد ریزتک با محیط‌های تجمع سنگ‌دانه در گستره مورد مطالعه برای ذرات ۳۷/۵-۲۵ m



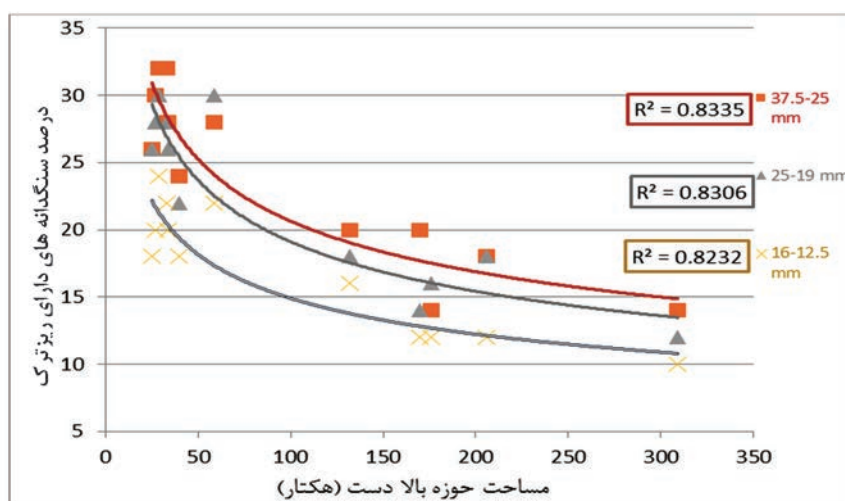
شکل ۳. ارتباط درصد ریزتک با محیط‌های تجمع سنگ‌دانه در گستره مورد مطالعه برای ذرات ۲۵-۱۹ mm



شکل ۴. ارتباط درصد ریزتک با محیط‌های تجمع سنگ‌دانه در گستره مورد مطالعه برای ذرات ۱۶-۱۲/۵ mm



شکل ۵. ارتباط درصد سنگدانه‌های دارای ریزترک با طول مسیر جریان اصلی حوزه بالا دست مخروط‌افکنه‌ها



شکل ۶. ارتباط بین مساحت حوزه بالا دست مخروط‌افکنه‌ها و اندازه سنگدانه‌ها با درصد سنگدانه‌های دارای درزه

شرایط محیطی است. فرایندهای محیطی از قبیل تغییرات حرارت، تر و خشک شدن و انجماد و ذوب آب سنگدانه‌ها از جمله عوامل مخرب سنگدانه‌ها هستند. انجماد و ذوب آب سنگدانه‌ها در محیط‌های سردسیر و پروژه‌هایی که در معرض آب هستند عامل بسیار مهمی در تخریب آن‌ها می‌باشد (Ruedrich et al., 2011; Wang et al., 2016). سنگ‌های آهکی نیز به علت ترکیب کانی‌شناسی و وجود ساختارهای متخلخل تأثیر بیشتری از فرایندهای یخزدگی-آب‌شدگی می‌پذیرند (Wang et al., 2016).

فرایند یخزدگی-آب‌شدگی سنگدانه‌ها به چند طریق منجر به تخریب آن‌ها می‌شود. افزایش حجم آب درون فضاهای خالی می‌تواند باعث افزایش حجم و ایجاد تنش

به دست آمده است. مخروط‌افکنه‌ها حالتی حد واسط بین محیط‌های رودخانه‌ای و واریزه‌ای هستند و متأثر از مساحت و طول مسیر جریان حوزه بالا دست مخروط‌افکنه‌ها هستند. با افزایش مساحت و طول مسیر جریان حوزه بالا دست مخروط‌افکنه‌ها میزان سنگدانه‌های دارای درزه کاهش می‌یابد. اندازه سنگدانه‌ها نیز ارتباط کاملاً مشخصی با درصد سنگدانه‌های درزه دارد و با کاهش اندازه ذرات درصد سنگدانه‌های درزه دار کاهش می‌یابد.

یخزدگی-آب‌شدگی

یکی از ویژگی‌های مهمی که در استفاده سنگدانه‌ها باید مورد توجه قرار گیرد دوام و پایداری آن‌ها در برابر

اندازه فضاهای خالی، درجه اشباع‌شدگی سنگ‌دانه‌ها، اندازه سنگ‌دانه‌ها و شکل فضاهای خالی می‌تواند در شدت تخریب ناشی از یخ‌زدگی مؤثر باشد (Litvan, 1973; Alexander and Mindess, 2005). تکرار زیاد چرخه انجماد و ذوب آب منفذی درون سنگ‌ها باعث توسعه و ایجاد ترک درون آن‌ها می‌شود (Park et al., 2015). در شکل ۷ نمونه‌هایی از آن نشان داده شده است.

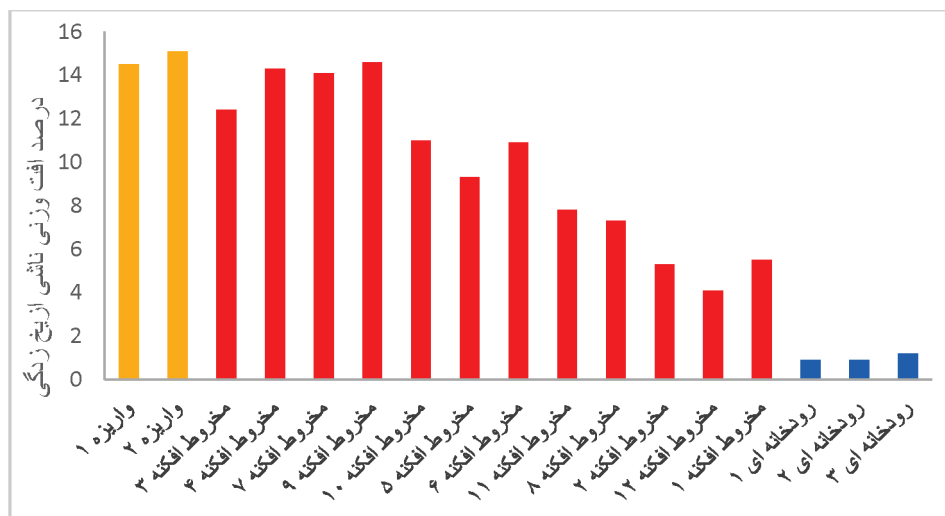
داخلی درون سنگ شود. درزه‌ها و تخلخل نیز تأثیر بسیار زیادی در تخریب ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی سنگ‌دانه‌ها دارند (Alexander and Mindess, 2005; Washburn, 1979; Matsuoka, 1990). در واقع سنگ‌ها در محل درزه‌ها بسیار ضعیف می‌باشند و طی فرایند یخ‌زدگی به سهولت در امتداد آن گسیخته می‌شوند (Litvan, 1973). شکل ۷ نمونه‌هایی که از تخریب سنگ‌دانه‌ها در این پژوهش مشاهده شده، را نشان می‌دهد. پارامترهای دیگری چون



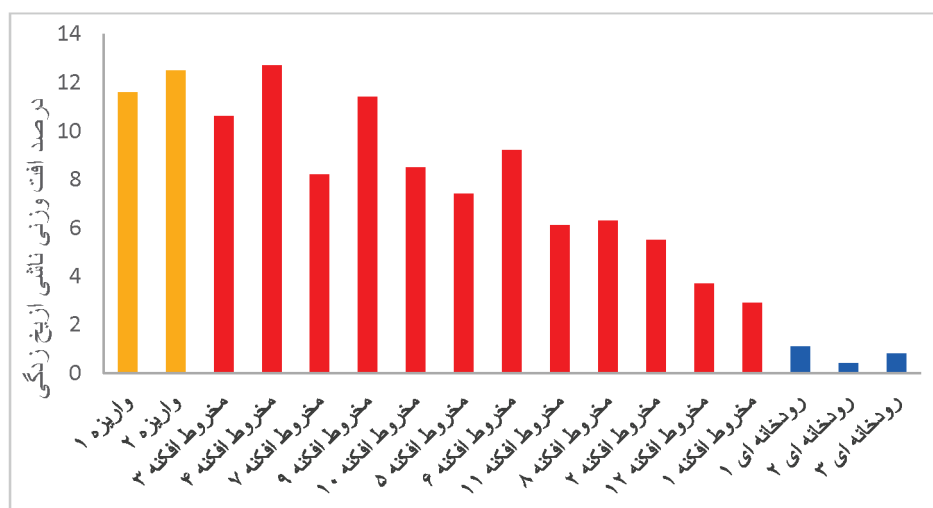
شکل ۷. نمونه‌هایی از تخریب سنگ‌دانه‌ها به علت سیکل‌های یخ‌زدگی-آب‌شدگی

همان‌طور که در بخش‌های قبل شرح داده شد سنگ‌دانه‌های تجمع یافته در محیط‌های متفاوت به علت اثر فرایندهای زمین‌شناسی مختلف، شدت درزه‌داری متفاوتی نیز دارند. بنابراین این تفاوت‌ها می‌تواند بر روی میزان افت وزنی ناشی از یخزدگی-آبشستگی سنگ‌دانه‌ها تأثیرگذار باشد. به‌منظور بررسی این موضوع،

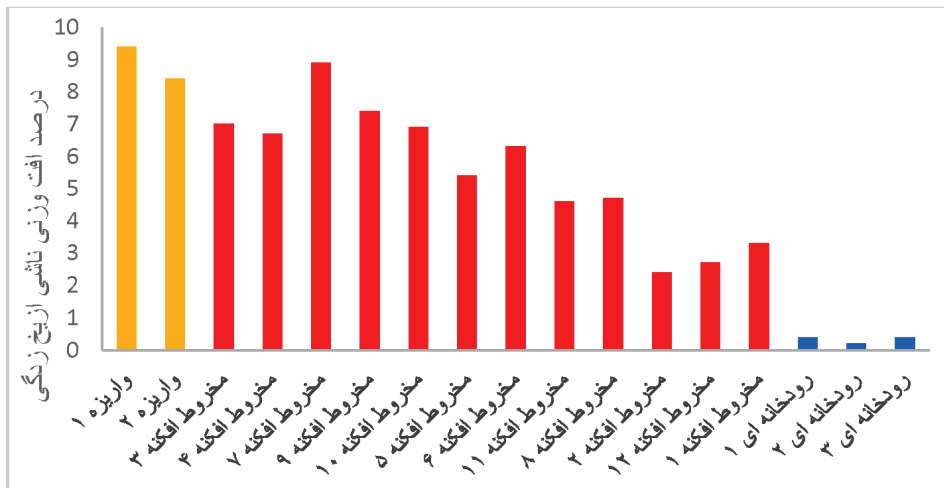
۱۰ سیکل آزمایش یخزدگی-آبشستگی مطابق با استاندارد TEX-432-A (۲۰۱۴) بر روی نمونه‌های برداشت شده از ۱۲ مخروط‌افکنه، دو واریزه و سه رودخانه انجام شده است. شکل‌های ۸ تا ۱۲ ارتباط بین افت وزنی ناشی از یخزدگی برای اندازه‌های مختلف سنگ‌دانه‌ها در محیط‌ها و مخروط‌افکنه‌های مختلف را نشان می‌دهد.



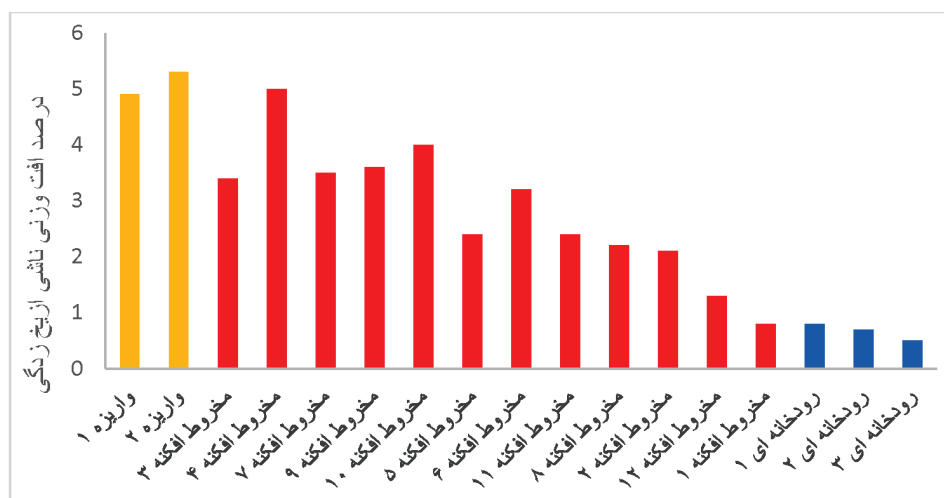
شکل ۸. ارتباط محیط‌های زمین‌شناسی با میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی سنگ‌دانه‌های با اندازه ۱۶-۱۹ mm



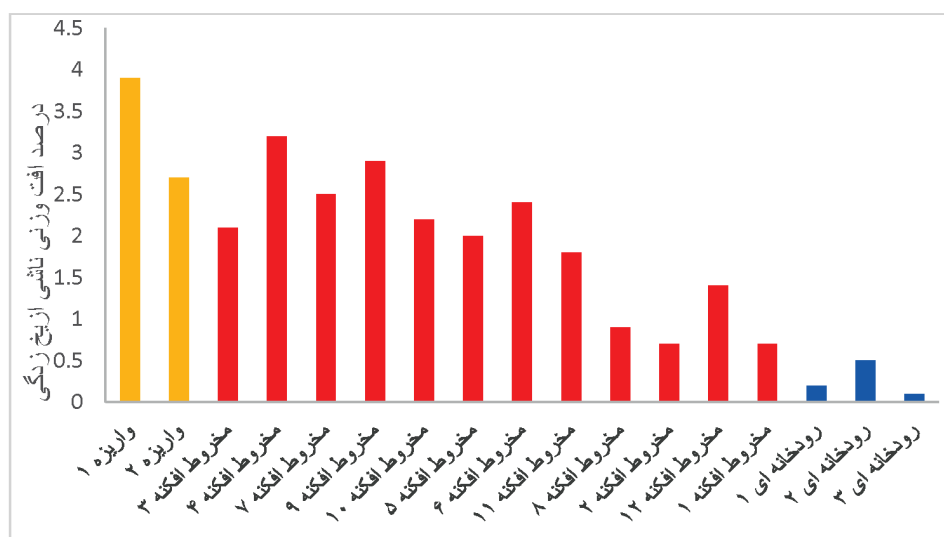
شکل ۹. ارتباط محیط‌های زمین‌شناسی با میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی سنگ‌دانه‌های با اندازه ۱۶-۱۲/۵ mm



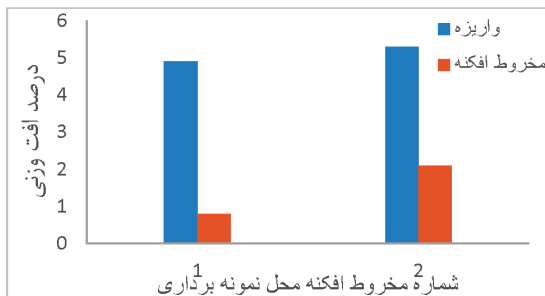
شکل ۱۰. ارتباط محیط‌های زمین‌شناسی با میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخ‌زدگی-آب‌شدگی سنگ‌دانه‌های با اندازه ۹/۵-۱۲/۵ mm



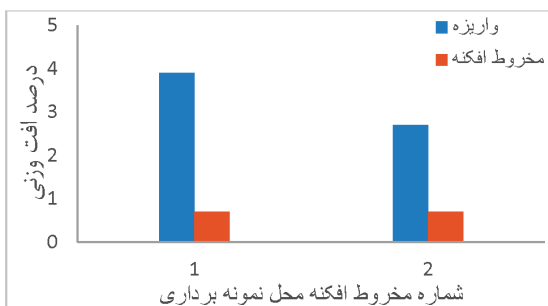
شکل ۱۱. ارتباط محیط‌های زمین‌شناسی مختلف با میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخ‌زدگی-آب‌شدگی سنگ‌دانه‌های با اندازه ۹/۵-۴/۷۵ mm



شکل ۱۲. ارتباط محیط‌های زمین‌شناسی مختلف با میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخ‌زدگی-آب‌شدگی سنگ‌دانه‌های با اندازه ۴/۷۵-۲/۳۶ mm



شکل ۱۶. اختلاف بین میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی سنگدانه‌های تجمع یافته در مخروط‌افکنه‌ها و واریزه‌های واقع در حوضه بالادست آن (۹/۵-۴/۷۵ mm)



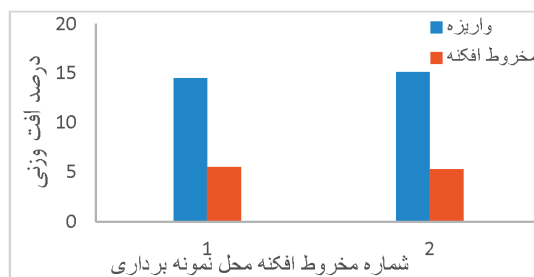
شکل ۱۷. اختلاف بین میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی سنگدانه‌های تجمع یافته در مخروط‌افکنه‌ها و واریزه‌های واقع در حوضه بالادست آن (۴/۷۵-۲/۳۶ mm)

همان‌طور که از این نتایج مشخص است میزان افت وزنی ناشی از یخزدگی-آبشستگی برای سنگدانه‌های با اندازه متفاوت در مخروط‌افکنه‌ها کمتر از واریزه‌ها است.

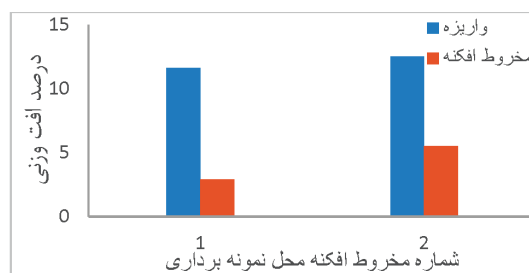
در بررسی علت تغییرات ایجاد شده باید به فرایندهای زمین‌شناسی حاکم بر این محیط‌ها توجه داشت. در محیط‌های رودخانه‌ای فرایند انتقال ذرات باعث برخورد ذرات به همدیگر شده و سنگدانه‌ها در امتداد ریزترک‌ها و ضعیف‌ترین سطوح موجود در سنگدانه‌ها شکسته می‌شوند. این فرایند باعث حذف و از بین رفتن سطوح ضعیف درون سنگدانه‌ها می‌شود. این تغییرات در قسمت‌های بالاتر و در شکل‌های ۲ تا ۶ نشان داده شده است. بنابراین با توجه تأثیری که فرایندهای زمین‌شناسی در محیط‌های مختلف بر روی میزان ریزترک‌های موجود در سنگدانه‌ها دارند و اختلافی که در درصد ریزترک‌های موجود در سنگدانه‌ها در محیط‌های مختلف وجود دارد، می‌توان گفت فرایندهای حاکم بر محیط‌های زمین‌شناسی از طریق تأثیری که بر درزه‌داری سنگدانه‌ها دارند، میزان افت وزنی ناشی از

نتایج ارائه شده نشان می‌دهد میزان افت وزنی به دست آمده در محیط‌های مختلف متفاوت است. بیشترین افت وزنی در محیط‌های واریزه‌ای دیده می‌شود و کمترین افت وزنی مربوط به محیط‌های رودخانه‌ای است. افت وزنی ناشی از یخزدگی در سنگدانه‌های برداشت شده از مخروط‌افکنه نیز بیشتر حد واسط بین واریزه‌ها و رودخانه قرار دارد.

دو واریزه‌ای که برای نمونه‌برداری انتخاب شده‌اند در حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌های شماره ۱ و ۲ قرار دارند. شکل‌های ۱۳ تا ۱۷ اختلاف میزان افت وزنی ناشی از یخزدگی-آبشستگی در هر مخروط‌افکنه با واریزه‌های واقع در حوضه بالادست آن مخروط‌افکنه را نشان می‌دهد. این نتایج به صورت مقایسه میزان افت وزنی در دو محیط برای اندازه‌های مختلف است.



شکل ۱۳. اختلاف بین میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی سنگدانه‌های تجمع یافته در مخروط‌افکنه‌ها و واریزه‌های واقع در حوضه بالادست آن (۱۶-۱۹ mm)

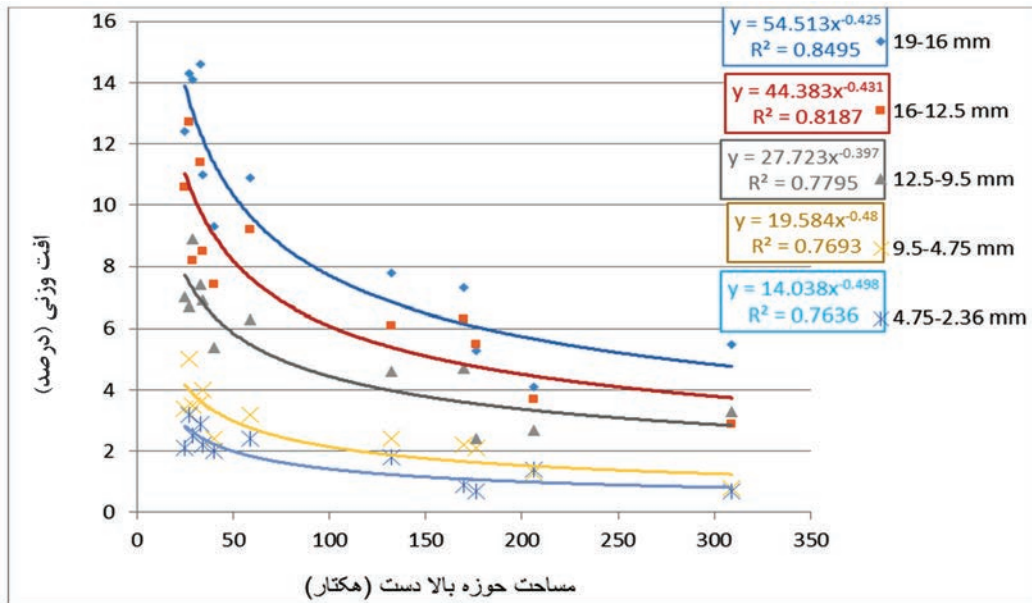


شکل ۱۴. اختلاف بین میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی سنگدانه‌های تجمع یافته در مخروط‌افکنه‌ها و واریزه‌های واقع در حوضه بالادست آن (۱۶-۱۲/۵ mm)

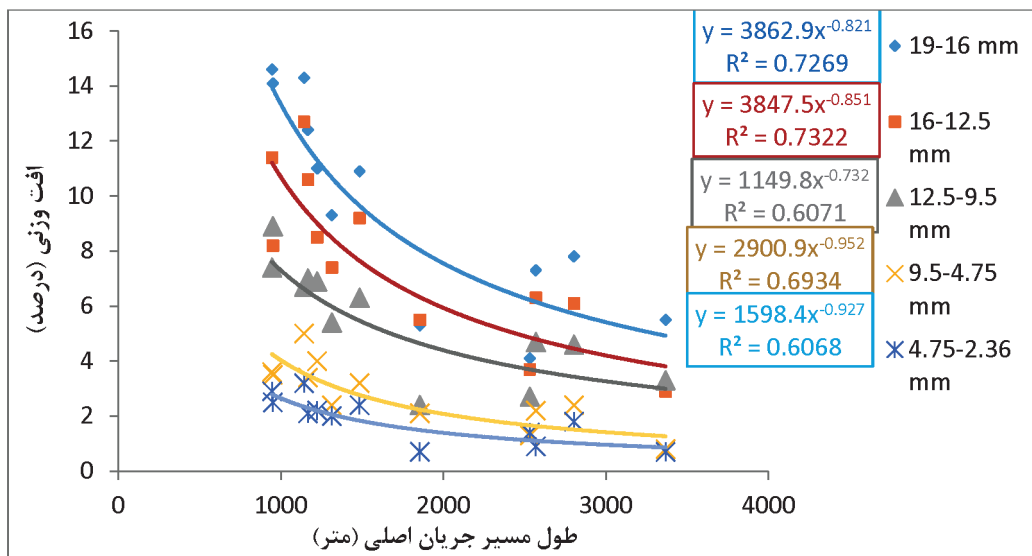


شکل ۱۵. اختلاف بین میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی سنگدانه‌های تجمع یافته در مخروط‌افکنه‌ها و واریزه‌های واقع در حوضه بالادست آن (۱۲/۵-۹/۵ mm)

یخزدگی-آبشستگی در سنگدانه‌ها را کنترل می‌کنند. بنابراین ویژگی‌های مورفومتری حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌های مختلف نیز دارای ویژگی‌های مورفومتری متفاوتی هستند. ویژگی‌هایی مثل مساحت حوضه بالادست، طول مسیر جریان و شیب حوضه بالادست می‌توانند بر روی میزان و سرعت جریان‌های ایجاد شده در مخروط‌افکنه‌ها و در نهایت فرایند انتقال و هوازدگی سنگدانه‌ها تأثیرگذار باشند. بنابراین ویژگی‌های مورفومتری حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها می‌تواند بر روی مقاومت سنگدانه‌ها در برابر فرایند یخزدگی-آبشستگی تأثیرگذار باشد. در شکل‌های ۱۸ و ۱۹ ارتباط ویژگی‌های مورفومتری مخروط‌افکنه‌ها با میزان افت وزنی سنگدانه‌ها در برابر سیکل‌های یخزدگی-آبشستگی نشان داده شده است.



شکل ۱۸. ارتباط بین میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل آزمایش یخزدگی-آبشستگی سنگدانه‌ها با مساحت حوضه بالادستی و تغذیه‌کننده مخروط‌افکنه‌ها

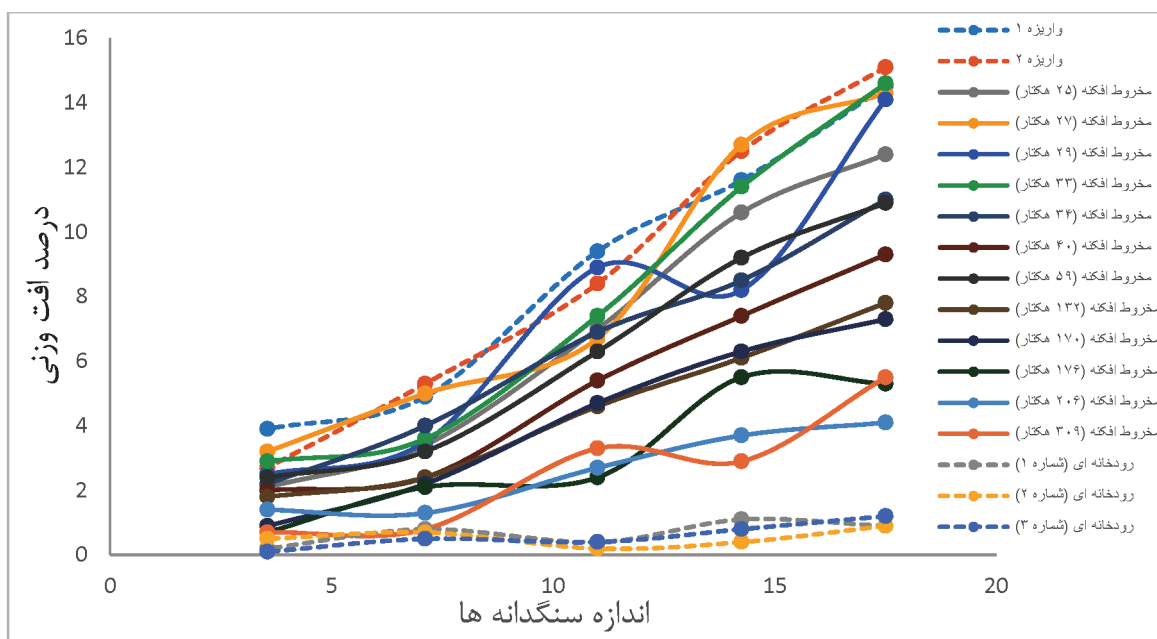


شکل ۱۹. ارتباط بین میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل آزمایش یخزدگی-آبشستگی سنگدانه‌ها با طول آبراهه اصلی حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها

سایش شده و بیشتر حذف می‌شوند. افزایش طول مسیر انتقال ذرات نیز اثری مشابه مساحت حوضه بالادست در ویژگی‌های سنگ‌دانه‌ها ایجاد می‌کند.

در شرایط یکسان می‌توان گفت که هر چقدر اندازه سنگ‌دانه‌ها بزرگ‌تر می‌شود امکان حضور ریزترک و ناپیوستگی در سنگ‌دانه‌ها بیشتر می‌شود. با توجه به اثری که ریزترک‌ها در مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر یخزدگی-آبشستگی دارند اندازه سنگ‌دانه‌ها می‌تواند بر روی شدت افت وزنی ناشی از یخزدگی-آبشستگی اثرگذار باشد. در شکل ۲۰ اثر اندازه سنگ‌دانه‌های برداشت شده از محیط‌ها و مخروط‌افکنه‌های مختلف بر روی میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی نشان داده شده است.

نتایج ارائه شده نشان می‌دهد که با افزایش مساحت حوضه بالادست یا تغذیه‌کننده مخروط‌افکنه‌ها میزان تخریب ناشی از یخزدگی کاهش می‌یابد. این موضوع می‌تواند با افزایش انرژی جریان و حذف ریزترک‌ها و سنگ‌دانه‌های ضعیف در مخروط‌افکنه‌ها باشد. در واقع با افزایش مساحت حوضه بالادست، میزان جریان آب و سیل خروجی از کوهستان افزایش می‌یابد. افزایش شدت و انرژی جریان باعث برخورد شدیدتر سنگ‌دانه‌ها به یکدیگر و به بستر خود شده و باعث شکسته شدن سنگ‌دانه‌ها از محل ترک‌های موجود می‌شود. بنابراین با افزایش انرژی جریان میزان ترک‌های موجود در سنگ‌دانه‌ها کاهش می‌یابد. علاوه بر این سنگ‌دانه‌های سست و ضعیف در جریان شدید و پرانرژی‌تر، بیشتر دچار



شکل ۲۰. تأثیر اندازه ذرات بر میزان افت وزنی ناشی از ۱۰ سیکل یخزدگی-آبشستگی در محیط‌های مختلف

تفاوت میزان درزه و ترک‌های موجود در سنگ‌دانه‌ها که با چشم غیرمسلح شمارش شده‌اند را نشان می‌دهد. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که با افزایش اندازه ذرات مقاومت آن‌ها در برابر یخزدگی کاهش می‌یابد اما شدت کاهش مقاومت متأثر از محیطی است که سنگ‌دانه‌ها در آن تشکیل شده‌اند. با افزایش مساحت حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها اختلاف درزه‌داری سنگ‌دانه‌های درشت با ریز کاهش می‌یابد بنابراین اثر ریزترک‌ها در مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر یخزدگی کمتر می‌شود. از طرفی نسبت سطح به حجم در سنگ‌دانه

در زمینه تأثیر اندازه سنگ‌دانه‌ها بر مقاومت آن‌ها در برابر یخزدگی مطالعات محدودی انجام شده است که نشان می‌دهد با افزایش اندازه سنگ‌دانه‌ها آسیب‌پذیری سنگ‌دانه‌ها در برابر یخزدگی بیشتر می‌شود (Mac Innis and Lau, 1973; Litvan, 1973). این اختلاف را می‌توان در ارتباط با تفاوت در میزان درزه‌های موجود در سنگ دانست. با توجه به اینکه سنگ‌دانه‌های ریزتر از شکستن سنگ‌دانه‌های درشت‌تر حاصل می‌شوند میزان درزه و ترک در آن‌ها کمتر از سنگ‌دانه‌های درشت است. نتایج ارائه شده در شکل ۵

زیادی بر روی مقاومت در برابر فرایند یخ‌زدگی-آب‌شدگی دارد.

مخروط‌افکنه‌ها نیز شرایطی حد واسط بین واریزه‌ها و رودخانه‌ها را دارند و میزان افت وزنی سنگ‌دانه‌ها متأثر از ویژگی‌های مورفومتری حوضه بالادست است. مساحت، شیب و طول مسیر آبراهه اصلی در میزان افت وزنی سنگ‌دانه‌های تجمع یافته در مخروط‌افکنه‌ها تأثیرگذار است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد با افزایش مساحت و طول آبراهه اصلی، میزان افت وزنی سنگ‌دانه‌ها کاهش می‌یابد و با افزایش شیب، میزان افت وزنی سنگ‌دانه‌ها افزایش می‌یابد. این تغییرات از بیش از ۱۴ درصد برای مخروط‌افکنه‌های با حوضه بالادست کوچک (مساحت ۳۳ هکتار و طول آبراهه اصلی کمتر از یک کیلومتر) و اندازه حوضه بالادست بزرگ (مساحت ۳۰۹ هکتار و طول آبراهه اصلی بیش از سه کیلومتر) و اندازه ۲/۳۶-۴/۷۵ میلی‌متر مشاهده شده است.

اندازه سنگ‌دانه‌ها نیز در میزان افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی تأثیرگذار است. عموماً سنگ‌دانه‌های درشت‌تر افت وزنی بیشتری نسبت به سنگ‌دانه‌های ریزتر دارند. ارتباط اندازه سنگ‌دانه‌ها با میزان افت وزنی نیز متأثر از محیط‌های زمین‌شناسی مختلف است به‌گونه‌ای که بیشترین میزان اختلاف افت وزنی در سنگ‌دانه‌های درشت و ریز، مربوط به واریزه‌ها است و کمترین میزان اختلاف مربوط به محیط‌های رودخانه‌ای است. در واقع در محیط‌های رودخانه‌ای میزان افت وزنی ذرات درشت و ریز نزدیک به هم بوده و اثر اندازه در میزان افت وزنی کم‌تر می‌شود. مخروط‌افکنه نیز شرایطی حد واسط را دارند و تأثیر اندازه ذرات با افزایش وسعت و طول آبراهه اصلی حوضه بالادست کمتر می‌شود.

منابع

- شرکت خدمات مهندسی جهاد سازندگی استان کرمانشاه، ۱۳۷۹. گزارش هوا و اقلیم حوضه آبخیز پشت تنگ.
- شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۳. نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ورقه قصر شیرین.

درشت‌تر کمتر است.

به‌طور کلی می‌توان گفت که با افزایش مساحت حوضه بالادست مخروط‌افکنه‌ها اختلاف درصد ریزترک‌ها در سنگ‌دانه‌های درشت و ریز کمتر می‌شود که این امر به‌نوبه خود باعث کاهش اختلاف مقدار افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی در سنگ‌دانه‌های درشت و ریز می‌شود. نتایج به‌دست‌آمده برای واریزه‌ها و رودخانه نیز به تأیید این مدعا کمک می‌کند. در محیط‌های رودخانه‌ای که میزان ریزترک و اختلاف درصد ریزترک در سنگ‌دانه‌های درشت و ریز بسیار کمتر است، کمترین میزان اختلاف افت وزنی در سنگ‌دانه‌های ریز و درشت دیده می‌شود. بیشترین اختلاف در افت وزنی سنگ‌دانه‌های درشت و ریز در محیط‌های واریزه‌ای است که اختلاف شدیدتری نیز در میزان ریزترک در سنگ‌دانه‌های درشت و ریز دارند.

نتیجه‌گیری

یافتن سنگ‌دانه‌های طبیعی با دوام و مقاوم در برابر یخ‌زدگی می‌تواند تأثیر بسیار زیادی در توسعه پایدار و دوام سازه‌های بتنی و آسفالتی در مناطق سردسیر داشته باشد. در این پژوهش ارتباط بین محیط‌های زمین‌شناسی و مقاومت سنگ‌دانه‌ها در برابر فرایند یخ‌زدگی-آب‌شدگی مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که جدای از اثرات سنگ‌شناسی در مقاومت سنگ‌دانه‌ها، محیط‌های زمین‌شناسی محل تجمع سنگ‌دانه‌ها نیز در مقاومت آن‌ها در برابر سیکل‌های یخ‌زدگی آب‌شدگی تأثیرگذارند. بیشترین افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی در سنگ‌دانه‌های واریزه‌ای (۱۵ درصد برای سنگ‌دانه‌های ۱۹-۱۶ میلی‌متر) و کمترین میزان افت وزنی در سنگ‌دانه‌های رودخانه‌ای (حدود یک درصد برای همه اندازه‌های مورد بررسی) مشاهده شده است. در واقع در محیط‌های واریزه‌ای به علت هوازدگی بیشتر و میزان انتقال کمتر، سنگ‌دانه‌ها دارای قشر هوازده و درصد ریزترک بیشتری هستند که به‌شدت بر روی میزان افت وزنی ناشی از یخ‌زدگی-آب‌شدگی سنگ‌دانه‌ها اثرگذار است. در محیط‌ها رودخانه‌ای به علت فرایند طولانی حمل‌ونقل و سایش، میزان ریزترک در آن‌ها بسیار کم است که تأثیر بسیار

- ACI 201.2R-08., 2008. Guide to durable concrete.
- ACI 221R-96., 2001. Guide for use of normal weight and heavy weight aggregates in concrete.
- Alexander, M. and Mindess, S., 2005. Aggregate in Concrete. Taylor and Francis, 435.
- Bahrami, S., 2013. Tectonic controls on the morphometry of alluvial fans around Danek-hoshk anticline, Zagros, Iran. *Geomorphology*, 180-181, 217-230.
- Janssen, D.J. and Snyder, M.B., 1994. Resistance of Concrete to Freezing and Thawing. Report SHRP-C-391. Strategic Highway Research Program, Washington, DC, 201.
- Kang, Y.S., Liu, Q.S. and Huang S.B., 2013. A fully coupled thermo-hydro-mechanical model for rock mass under freezing/thawing condition, *Cold Regions Science and Technology*, 95, 19-26.
- Kang, Y.S, Liu, Q.S, Liu, X. and Huang, S.B., 2014. Theoretical and numerical studies of crack initiation and propagation in rock masses under freezing pressure and far-field stress. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 6, 466-476.
- Karimi, H., Raeisi, E. and Bakalowicz, M., 2005. Characterising the main karst aquifers of the Alvand basin, Northwest of Zagros, Iran, by a hydrogeochemical approach. *Hydrogeology Journal*, 13, 787-799.
- Litvan, G.G., 1973. Pore structure and frost susceptibility of building materials, Research Paper No. 584, Division of Building Research, National Research Council of Canada, Ottawa, 17-30.
- Mac Innis, C and Lau, E.C., 1971. Maximum aggregate size effect on frost resistance of concrete, *Journal of American Concrete Institute*, 68, 16, 144-149.
- Matsuoka, N., 1990. Mechanisms of rock breakdown by frost action: an experimental approach. *Cold Regions Science and Technology*, 17, 253-270.
- Mindess, S., Young, J.F. and Darwin, D., 2003. *Concrete*. New Jersey: Pearson Prentice Hall, 644.
- Montoto, M., Rodríguez-Rey, A., Menéndez, B., Martínez-Nistal, A., Ruiz de Argandona, V.G., Suárez del Río, L.M. and Calleja L., 1994. Microfractography of El Berrocal granite. In: Maravic, H., Smellie, J. (Eds.). *Proceedings of an international workshop Nuclear Science and Technology*, 353-358.
- Neville, A.M. and Brooks, J.J., 2010. *Concrete Technology*. Prentice Hall. 456.
- Park, J., Hyun, C.U. and Park, H.D., 2015. Changes in microstructure and physical properties of rocks caused by artificial freeze-thaw action. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74, 555-565.
- Ruedrich, J., Kirchner, D., and Siegesmund, S., 2011. Physical weathering of building stones induced by freeze-thaw action: a laboratory long-term study. *Environmental Earth Sciences*, 63, 1573-1586.
- Schedl, A., Kronenberg A.K. and Tullis J., 1986. Deformation microstructures of Barre granite, an optical SEM and TEM study, *Tectonophysics* 122, 149-164.
- Seto, M., 2010. Freeze-thaw cycles on rock surfaces below the timberline in a montane zone: field measurements in Kobugahara, Northern Ashio Mountains, Central Japan. *Catena*, 82 (3), 218-26.
- Smith, M.R. and Collis, L., 2001. *Aggregates: Sand, gravel and crushed rock aggregates for construction purposes (third edition)*. The Geo-

logical Society London. 339.

- TEX-432-A., 2014. Test procedure for coarse aggregate freeze-thaw test. Texas Department of Transportation.

- Wang, P., Xu, J., Liu, S., Liu, S. and Wang, H., 2016. A prediction model for the dynamic mechanical degradation of sedimentary rock after a long-term freeze-thaw weathering: Considering the strain-rate effect, *Cold Regions Science and Technology*, 131, 16-23.

- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environ-*

ments. Edward Arnold, London, 406.

- Yang, Z.J. and Chen, J.F., 2004. Fully automatic modelling of cohesive discrete crack propagation in concrete beams using local arc-length methods. *International Journal of Solids and Structures*, 41, 3-4, 801-26.

- Yavuz, H., Altindag, R., Sarac, S., Ugur, I. and Sengun, N., 2006. Estimating the index properties of deteriorated carbonate rocks due to freeze-thaw and thermal shock weathering. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43, 767-775.

جایگاه تکتونوماگمایی دیا بازها و جریان‌های بازالتی افیولیت شمال مکران، جنوب شرقی ایران

عزیزالله تاجور^۱، محمدمهدی خطیب^{۲*} و محمدحسین زرین‌کوب^۲

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

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

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۰/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۲۸

چکیده

افیولیت شمال مکران در جنوب شرقی ایران، به‌عنوان بخشی از افیولیت‌های تتیس، در حدفاصل بلوک‌های قاره‌ای لوت و باجکان-دورکان قرار دارد. از جمله سنگ‌های تشکیل‌دهنده این توالی افیولیتی، دیا بازها و جریان‌های بازالتی هستند که بیشترین برونزد را در شرق منطقه دارند. شواهد ساختاری، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی بیانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها در جایگاه‌های زمین‌ساختی متفاوت است. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، دیا بازها و بازالت‌ها در دو گروه جای می‌گیرند: در یک گروه، دیا بازها و جریان‌های بازالتی با ترکیب تولیتی قرار دارند که ویژگی‌های شبیه به پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) را به نمایش می‌گذارند. گروه دوم شامل جریان‌های بازالتی تا داسیتی با ترکیب کالک‌آلکان است که ویژگی‌های کمان‌های آتشفشانی را به نمایش گذاشته و نشانه‌های محیط‌های فرورانش در آنها دیده می‌شود. دو رخداد ماگمایی منجر به تشکیل این دو گروه از سنگ‌ها شده است: (۱) ماگماتیسم نوع MORB حاصل از کشش و بازشدگی بین دو بلوک قاره‌ای که منجر به شکل‌گیری دیا بازها و بازالت‌های تولیتی در کرتاسه پیشین شده است. غنی‌شدگی این سنگ‌ها نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و مقادیر پایین La/Yb و به نسبت بالای U/Th نمایانگر تاثیر ترکیبات قاره‌ای در مذاب به وجود آورنده آنها است. (۲) ماگماتیسم مرتبط با فرورانش که گدازه‌های بازالتی، آندزیتی و داسیتی دارای ویژگی‌های کالک‌آلکان را در کرتاسه پسین برجای گذاشته است. غنی‌شدگی LREE و LILE، ناهنجاری منفی Nb و Ta، نسبت بالای Pb/Ce و مقدار تمرکز اندک TiO₂ در این سنگ‌ها، نمایانگر تاثیر ورقه فرورانشی در ترکیب آنها است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت شمال مکران، تولیت، جریان‌های بازالتی، دیا باز، کالک‌آلکان.

مقدمه

(et al., 2009). بر این اساس، حداقل دو نوع از حرکات زمین‌ساختی را می‌توان در این مجموعه‌ها شناسایی کرد: بازشدگی و زایش سنگ‌کره اقیانوسی در یک رژیم کششی و بسته شدن و جایگیری افیولیت‌ها در یک رژیم فشارشی (Almalki et al., 2016). با وجود پیچیدگی در ویژگی‌های زمین‌شناسی افیولیت‌ها، داده‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های خروجی همراه این مجموعه‌ها

مجموعه‌های افیولیتی به‌عنوان بقایای پوسته اقیانوسی تعبیر می‌شوند که پس از زوال، بر روی لبه قاره‌ها فرارنده شده‌اند (Dewey and Bird, 1971). این‌ها معرف قطعاتی از سنگ‌کره اقیانوسی هستند که از زمان تشکیل تا فرارنده شدن، سرنوشت زمین‌ساختی، ماگمایی و پساماگمایی متفاوت را تجربه کرده‌اند (Nicolas, 1989; Cawood).

* نویسنده مرتبط: mkhatib@birjand.ac.ir

اگر چه پژوهشگران علوم زمین هر کدام به‌گونه‌ای در مطالعه رخدادهای منطقه مکران سهیم بوده‌اند، باین وجود، تا به حال پژوهشی در مورد جایگاه زمین‌ساختی و تکامل ماگمایی افیولیت شمال مکران با تمرکز بر واحدهای خروجی این توالی افیولیتی صورت نپذیرفته است. بنابراین در پژوهش پیش رو، با انتخاب دایک‌های دیابازی، دیابازها و جریان‌های بازالتی این توالی افیولیتی و با استفاده از مشاهدات صحرایی، شواهد ساختاری، مطالعات سنگ‌نگاری و داده‌های آزمایشگاهی به ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی و تکامل ماگمایی افیولیت شمال مکران پرداخته شده است.

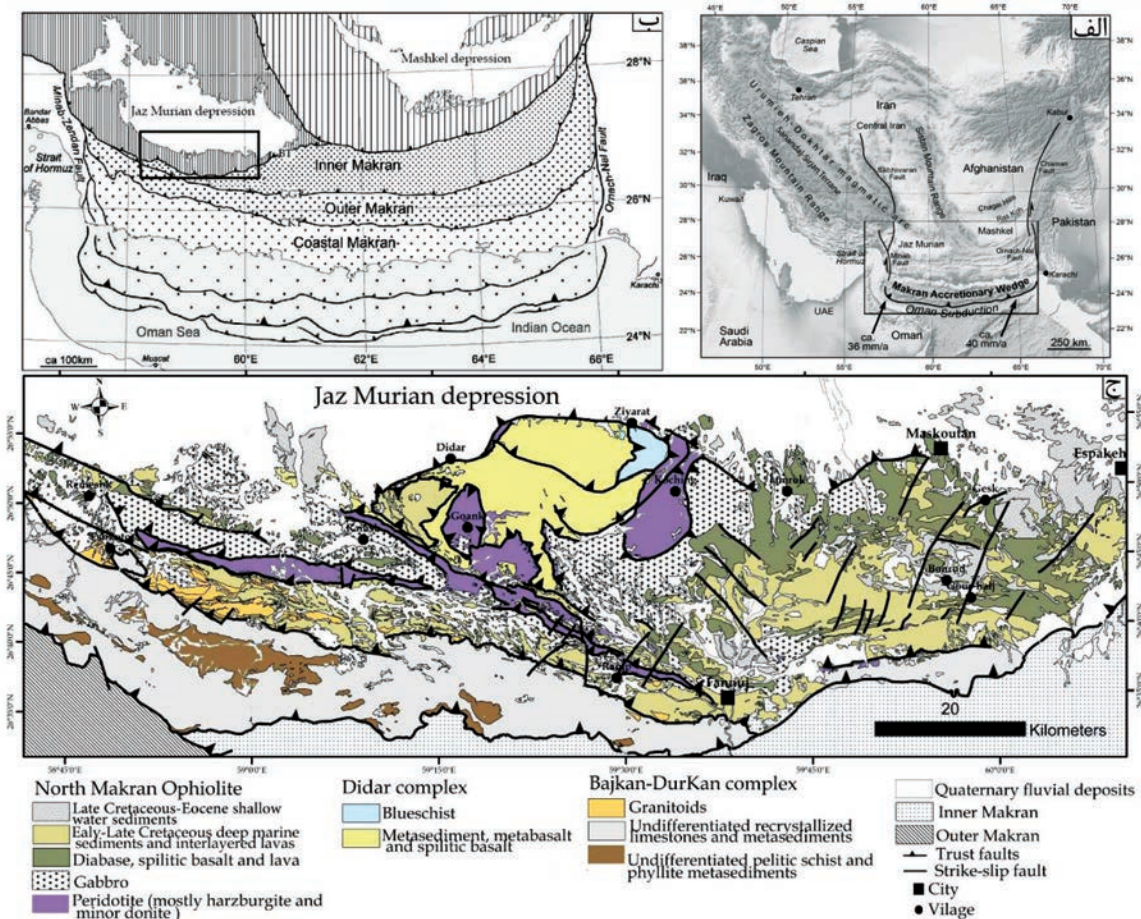
جایگاه زمین‌ساختی و روابط صحرایی

مجموعه افیولیت‌های مکران در شمال منشور برافزایشی مکران قرار دارند (شکل ۱-الف، ب). منشور برافزایشی مکران از چهار واحد تکتونواستراتیگرافی اصلی تشکیل شده که به‌وسیله راندگی‌های بزرگ از هم جدا می‌شوند (شکل ۱-ب)؛ این واحدها از جنوب به شمال عبارتند از: مکران ساحلی، مکران بیرونی، مکرانی درونی و مکران شمالی (Dolati, 2010; Haghypour et al., 2012). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، افیولیت شمال مکران واقع در مکران شمالی است (شکل ۱-الف و ب). مکران شمالی با روند شرقی-غربی تا شمال غرب-جنوب شرق از شمال به‌وسیله فروافتادگی جازموریان محدود شده، از سمت جنوب به‌وسیله گسل راندگی بشاگرد از مکران درونی جدا می‌شود، در سمت شرق، برونزد سنگ‌های تشکیل‌دهنده افیولیت شمال مکران رفته‌رفته کاهش پیدا کرده و به‌صورت تدریجی به نهشته‌های فلیشی با روند شمالی-جنوبی شرق ایران می‌پیوندد (McCall et al., 1985) و در سمت غرب-شمال غرب نیز این مجموعه افیولیتی با نهشته‌های کواترنر پوشیده شده و در ادامه با افیولیت‌های کهنوج در ارتباط است. این منطقه حاوی قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مکران بوده و از سه واحد تکتونواستراتیگرافی اصلی تشکیل شده است (Dolati, 2010) (شکل ۱-ج: ۱) مجموعه دگرگونی دیدار شامل جریان‌های بازالتی، گدازه‌های بالشی، سیلت، مادستون و رسوباتی که متحمل دگرگونی درجه پایین تا خیلی

برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی آنها اهمیت ویژه‌ای دارند (Donnelly et al., 2004). از این‌رو، در سال‌های اخیر پژوهشگران مختلف برای تعیین تاریخچه‌ی تحولی افیولیت‌ها و تشخیص محیط شکل‌گیری آنها، بررسی‌های خود را روی این واحدهای خروجی متمرکز کرده‌اند (Saccani et al., 2011; Bagci et al., 2008; Slovenec et al., 2001). این مطالعات سبب شده تا نحوه شکل‌گیری، تکامل و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی شناخته شده‌ای مانند عمان و ترودوس نیز دستخوش تغییرات شوند (Akizawa et al., 2012; Osozawa et al., 2012; MacLeod et al., 2013). از جمله مناطقی که در آن بقایای ناشی از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی به‌خوبی حفظ شده و توالی به نسبت کاملی از سنگ‌کره اقیانوسی را در خود جای داده است، افیولیت شمال مکران در جنوب شرقی ایران است. این توالی افیولیتی ادامه کمربندی است که از شرق اروپا آغاز شده و در سرتاسر منطقه مدیترانه، آسیای میانه و شرق آسیا گسترش دارند و به افیولیت‌های نوع تتیسی معروف هستند (Moghadam and Stern, 2011; Dilek and Furnes, 2014). اندک مطالعات صورت گرفته بر روی افیولیت شمال مکران به‌وسیله سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران بوده که منجر به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ شده است (Eftekhar-Nezhad et al., 1979; McCall et al., 1985). اخیر در این منطقه بر روی شرایط تشکیل لائوسونیت‌ها در مجموعه سنگ‌های دگرگونی (Hunziker et al., 2017) و مطالعه زمین‌شیمی پدیدتیت‌های افیولیت شمال مکران (Moslempour et al., 2017) انجام می‌گیرد. برخی پژوهشگران (McCall et al., 1985)، (Stöcklin, 1968) و (Berberian and King, 1981) بر این باورند افیولیت شمال مکران در یک حوضه کششی بین خرده قاره ایران مرکزی در سمت شمال و مجموعه باجکان-دورکان در جنوب تشکیل شده است. به باور برخی دیگر از پژوهشگران (Farhoudi and McCall, 1997)؛ (Sengör, 1990) and (Karig, 1997)، افیولیت شمال مکران در حوضه پشت کمان ماگمایی در یک حاشیه قاره‌ای پرتکاپو شکل می‌گیرد.

۲) افیولیت شمال مکران، یک توالی کامل افیولیتی شامل توده‌های الترامافیک که چندین توده نفوذی مافیک در آنها نفوذ کرده و کل این مجموعه به‌وسیله گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های ژرف دریایی پوشیده می‌شوند (McCall et al., 1985)، و ۳) مجموعه باجکان-دورکان که در بخش شمالی از سنگ‌های آذرین درونی حد واسط تا اسیدی تشکیل شده و در بخش جنوبی آن بیشتر سنگ‌آهک‌های تجدید تبلور یافته به همراه واحدهای دگرگونی تفکیک نشده حضور دارند.

پایین شده و عدسی‌هایی از شیست آبی در آن دیده می‌شود (McCall et al., 1985). (Eftekhari-Nezhad et al., 1979) Dolati و (2010) بر اساس مجموعه فسیلی سن این سنگ‌ها را کرتاسه پسین برآورد کرده‌اند. (Hunziker et al., 2017) شرایط دما و فشار شیست‌های آبی این مجموعه را مطالعه کرده و بر این باورند لائوسونیت‌های موجود در این سنگ‌ها در یک دگرگونی پس‌رونده در شرایط دمایی بین ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۹ تا ۱۴ کیلوبار تشکیل شده‌اند،



شکل ۱. الف) تصویر ماهواره‌ای ایران و منطقه مکران که موقعیت منشور برافزایشی مکران در آن آشکار است، میزان همگرایی ورقه‌ی عربی و اوراسیا بر اساس (DeMets et al., 2010) آورده شده است، ب) نقشه ساده شده منشور برافزایشی مکران (Haghipour et al., 2012). در الف و ب منطقه مورد مطالعه به‌وسیله چهارگوش نشان داده شده است، ج) نقشه زمین‌شناسی افیولیت شمال مکران (برگرفته و تصحیح شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اسپکه (Aghanabati et al., 1987)، فنوج (Arshadi et al., 1987)، رامک (Morgan et al., 1987a) و رمشک (Morgan et al., 1987b))

و ۳) پوسته بالایی که شامل دیابازها و دایک‌های دیابازی، بازالت‌های بالشی، غیربالشی و اسپیلیتی، گدازه‌های آتشفشانی به همراه پوشش رسوبی آنها است. روند عمومی ساختارها و واحدهای سنگی منطقه WNW-ESE است

به‌طورکلی افیولیت شمال مکران را می‌توان به سه بخش تقسیم‌بندی کرد: ۱) سنگ‌های الترامافیک گوشته بالایی شامل هارزبورژیت، دونیت و اندکی لرزولیت، ۲) پوسته زیرین که از گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ تشکیل شده است،

یکپارچه افیولیت شمال مکران تهیه شد (شکل ۱-ج). پس از نمونه‌برداری، تعداد ۳۰ مقطع نازک میکروسکوپی از دیابازها و بازالت‌های منطقه تهیه و مورد مطالعه دقیق سنگ‌نگاری قرار گرفت. پس از مطالعات سنگ‌نگاری، تعداد پنج نمونه دیاباز و هفت نمونه بازالت که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند، برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر جزئی و عناصر نادر خاکی انتخاب شد. تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر جزئی و نادر خاکی به روش ICP-MS در شرکت مطالعات مواد معدنی زرآرما صورت گرفته است. بررسی و پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Icpet، GCDKit و Minpet انجام شده است.

بحث

سنگ‌نگاری

دیابازها

دیابازها به‌عنوان پایین‌ترین بخش پوسته بالایی در افیولیت شمال مکران شناخته می‌شوند. این سنگ‌ها که ویژگی سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی را به نمایش گذاشته، بر روی گابروهای ایزوتروپ قرار گرفته و به‌وسیله گدازه‌های آتشفشانی، جریان‌های بازالتی و یا نهشته‌های پلاژیک پوشیده می‌شوند (شکل ۲-الف). همچنین میان لایه‌های رادیولاریتی و شیل‌های ارغوانی در برخی مناطق همراه دیابازها دیده می‌شوند. این نهشته‌ها نمایانگر ژرفای به نسبت زیاد حوضه اقیانوسی در هنگام ته‌نشست آنها بوده و سن آنها کرتاسه پیشین است (Dolati, 2010). افزون بر شکل نیمه‌نفوذی دیابازها، آنها به‌صورت دسته دایک‌هایی در واحدهای رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی افیولیت شمال مکران نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف). این دسته دایک‌ها روند E-W تا NW-SE داشته و ستبرای آنها از چند سانتی‌متر تا پیرامون ۱۰ متر اندازه‌گیری شده است. دایک‌های دیابازی و دیابازها بیشترین برونزد را در شرق افیولیت شمال مکران بین فنوج، اسپکه و جامرغ دارند (شکل ۱-ج). در این منطقه ستبرای بسیار زیادی از دیابازها به همراه گدازه‌های آتشفشانی و بازالت‌های اسپلیتی به‌صورت درهم‌ریخته برونزد دارند. در جنوب جامرغ ستبرای بیش از ۲۰۰ متری از این سنگ‌ها وجود دارد. در این

(شکل ۱-ج). بیشترین ساختارهای موجود در افیولیت شمال مکران گسل‌های راندگی با روند WNW-ESE و شیب به سمت NNE هستند که در نتیجه عملکرد آنها، واحدهای سنگی در جهت SSW رانده شده‌اند. شیب بیشتر گسل‌های راندگی اندازه‌گیری شده در این منطقه بین ۲۰ تا ۳۵ درجه بوده و مرز اغلب واحدهای سنگی به‌وسیله این گسل‌ها آشکار شده است (شکل ۱-ج). به‌گونه‌ای که واحدهای دگرگونی مجموعه دیدار بر روی افیولیت‌ها رانده شده و مجموعه افیولیتی نیز به نوبه خود با جابه‌جایی در جهت SSW در امتداد گسل راندگی درانار بر روی واحدهای رسوبی و گرانیتوئیدی مجموعه باجکان-دورکان رانده شده است. در جنوبی‌ترین بخش‌های منطقه نیز در امتداد گسل بزرگ بشاگرد کل این مجموعه در حال رانده شدن بر روی منشور برافزایشی مکران (مکران درونی) می‌باشد (شکل ۱-ب و ج). عملکرد گسل‌های راست‌الغز بیشتر در شرق منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. گسل‌های راست‌الغز چپ‌گرد با روند چپ‌به‌راست N-S تا NNE-SSW در شرقی‌ترین بخش‌های افیولیت شمال مکران پدید آمده‌اند (شکل ۱-ج). ارتباط واحدهای سنگی با یکدیگر و نحوه‌ی عملکرد و جابه‌جایی این گسل‌ها نشان می‌دهد از گسل‌های راندگی در منطقه جوان‌تر هستند. گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد حضور چندانی در منطقه نداشته و تنها شاهد عملکرد تعداد اندکی از آنها با روند NW-SE در شمال و شمال شرق فنوج هستیم (شکل ۱-ج). چندین نسل از دایک‌های مختلف نیز در مجموعه افیولیت ملانژ شمال مکران حضور دارند. اندازه‌گیری شیب و امتداد این دایک‌ها نشان می‌دهد روند عمومی آنها E-W تا WNW-ESE بوده و شیب آنها نزدیک به قائم است.

روش مطالعه

در طی عملیات صحرایی در منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی مختلف شناسایی و از آنها نمونه‌برداری انجام گرفت. عناصر ساختاری (مانند انواع گسل‌ها، چین‌خوردگی، دایک‌ها و سایر روندهای ساختاری) و ویژگی‌های هندسی-جنبشی مربوط به هر کدام از آنها برداشت شد. نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه (شامل اسپکه، فنوج، رامک و رمشک) با یکدیگر تلفیق و پس از تصحیح، نقشه زمین‌شناسی

بیشتر سیاه رنگ بوده و به همراه دیابازها بیشترین برونزد را در شرق منطقه دارا هستند، هر چند برونزدهای کوچکی از این سنگ‌ها در غرب منطقه و در شرق رمشک نیز وجود دارند. جریان‌های بازالتی دارای آنکلاوهای کوچکی از دیاباز و در برخی نقاط سنگ‌آهک‌های تجدید تبلور یافته هستند. در سطح بالایی جریان‌های بازالتی، گدازه‌های بالشی وجود دارند که خود به وسیله سنگ‌آهک‌های تجدید تبلور یافته پوشیده می‌شوند. در بسیاری از نقاط جریان‌های بازالتی و دیابازها به صورت درهم‌ریخته همراه با نهشته‌های ژرف دریایی به سن کرتاسه پیشین دیده می‌شوند (Dolati, 2010, McCall et al., 1985). بازالت‌ها دارای حفره‌هایی هستند که در نتیجه انحلال حاصل شده و به وسیله کلسیت پر شده است (شکل ۲-ج). در برخی نقاط جریان‌های بازالتی به صورت پیوسته دیابازها و گابروها و در اندک نقاطی هارزبورژیت‌ها را می‌پوشانند. بر این اساس و ارتباط این واحدها با یکدیگر نشان می‌دهد، در بیشتر بخش‌های منطقه مورد مطالعه جریان‌های بازالتی و بازالت‌های بالشی جوان‌ترین واحد آذرین افیولیت شمال مکران محسوب می‌شوند. در مقاطع نازک، پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰٪)، کلینوپیروکسن (۲۰-۳۰٪) و کانی‌های اوپیک (مگنتیت و ایلمینیت) (۱۰-۲۰٪) سازندگان اصلی بازالت‌ها به شمار می‌روند (شکل ۲-ه، و). کانی‌های حاصل از دگرسانی شامل اکتینولیت، کلریت و کلسیت نیز در بیشتر مقاطع یافت می‌شوند. درشت‌بلورهای (پنج تا هشت میلی‌متر) نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز ماکل دوقلویی به نمایش می‌گذارند (شکل ۲-ه). هر چند به دلیل فرایند اسپیلیتی شدن، این درشت‌بلورها به همراه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به آلبیت و سرپسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۲-ه). رگه‌های کوارتز و کلسیت و حفره‌های پر شده از ژئولیت، پره‌نیت و کلسیت نیز در برخی مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۲-و). بافت چیره در بازالت‌ها، افیتیک و ساب افیتیک بوده و نسبت به دیابازها دانه‌ریزتر هستند که در برخی مقاطع به پورفیری نزدیک می‌شود (شکل ۲-ه). گدازه‌های بالشی بیشتر دارای بافت افریک هستند، باین حال، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز نیز حضور دارند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازهای دانه‌ریز ($< 2\text{mm}$) زمینه را تشکیل می‌دهند. افزون بر پلاژیوکلاز،

منطقه، دایک‌های دیابازی به صورت ورقه‌ای در زیر بازالت‌ها قرار می‌گیرند، در صورتی که در سایر مناطق دیابازها به صورت توده‌های نیمه‌آتشفشانی برونزد دارند. همچنین برونزدهایی از دیاباز در غرب منطقه در دو طرف نوار اولترامافیک فنوج-رمشک دیده می‌شود (شکل ۱-ج). در این منطقه دایک‌های دیابازی با ستبرای پنج تا ۱۰ متر به صورت نفوذی‌های نیمه‌آتشفشانی به درون گابروها نفوذ کرده‌اند. در مرز تماس بین گابروها و دیابازها، بلورهای درشت پلاژیوکلاز دیده می‌شوند که به سمت دیابازها اندازه آنها به تدریج کاهش پیدا می‌کند. این دایک‌ها سرانجام به وسیله گدازه‌های آتشفشانی و بازالت‌ها پوشیده می‌شوند. مرز بین دیابازها و بازالت‌ها به دلیل در هم تنیدگی آنها در اغلب موارد نامشخص و غیرقابل تشخیص است. در مقاطع نازک، دیابازها حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰٪) به اندازه نزدیک به پنج میلی‌متر در زمینه‌ای از کانی‌های دانه‌ریز هستند (شکل ۲-د). بلورهای کلینوپیروکسن (۳۰-۴۰٪) نیز جزو کانی‌های اصلی تشکیل دهنده دیابازها محسوب می‌شوند. افزون بر این‌ها، ایلمینیت و مگنتیت (۳-۵٪) مهم‌ترین کانی‌های اوپیک در این سنگ‌ها هستند. بافت چیره در دیابازها از نوع افیتیک است، هر چند بافت‌های پوئی‌کلیتیک و اینترسرتال نیز معمول هستند (شکل ۲-د). دگرسانی در دیابازها معمول بوده و در نتیجه آن آمفیبول جانشین کلینوپیروکسن شده و پلاژیوکلاز به وسیله کلریت و اپیدوت جایگزین شده است. برخی پلاژیوکلازها نیز به سرپسیت تجزیه شده‌اند.

بازالت‌ها

گدازه‌های بازالتی در افیولیت شمال مکران به دو صورت جریان‌های بازالتی اسپیلیتی شده و گدازه‌های بازالتی وجود دارند، هر چند بازالت‌های بالشی نیز در منطقه حضور دارند (شکل ۲-ب). جریان‌های بازالتی اسپیلیتی شده فراوان‌ترین نوع گدازه در منطقه به شمار می‌رود و در بیشتر نقاط به صورت میان لایه و یا لایه‌های کم ستبرا در بین سنگ‌آهک‌های پلاژیک، چرت‌ها و رادیولاریت‌ها دیده می‌شوند که دچار تبلور دوباره نیز شده‌اند. این نهشته‌ها نمایانگر ژرفای تشکیل بیش از ۲۰۰ متر بر روی پوسته اقیانوسی هستند. جریان‌های بازالتی

بلورهای کوچک کلینوپیروکسن، مگنتیت و شیشه‌های تبلور یافته به‌وفور در زمینه دیده می‌شوند (شکل ۲-و). در برخی نمونه‌ها کلینوپیروکسن به‌طور کامل دگرسان شده و به‌وسیله



شکل ۲. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی دیابازها و بازالت‌های افیولیت شمال مکران، الف) دایک‌های دیابازی و دیابازها به‌وسیله نهشته‌های پلاژیک کرتاسه پیشین پوشیده شده‌اند، ب) تصویر بازالت‌های بالشی، ج) حفره‌های انحلالی شکل گرفته در بازالت‌ها، د) تصویر میکروسکوپی دیابازهای مکران، درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از کانی‌های دانه‌ریز مشهود است، ه) درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه سریسیت در بازالت‌های مکران، و) رگه‌های ثانویه کلسیت به همراه زئولیت در بازالت‌های مکران. تصاویر میکروسکوپی در نور متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند. (نشانه‌های اختصاری برگرفته شده از Withney and Evans (2010) عبارتند از: پلاژیوکلاز(pl)، هورنبلند (hbl)، کلینوپیروکسن (cpx)، مگنتیت (mag)، ایلمنیت (ilm)، سریسیت (ser)، زئولیت (zeo) و کلسیت (ca)).

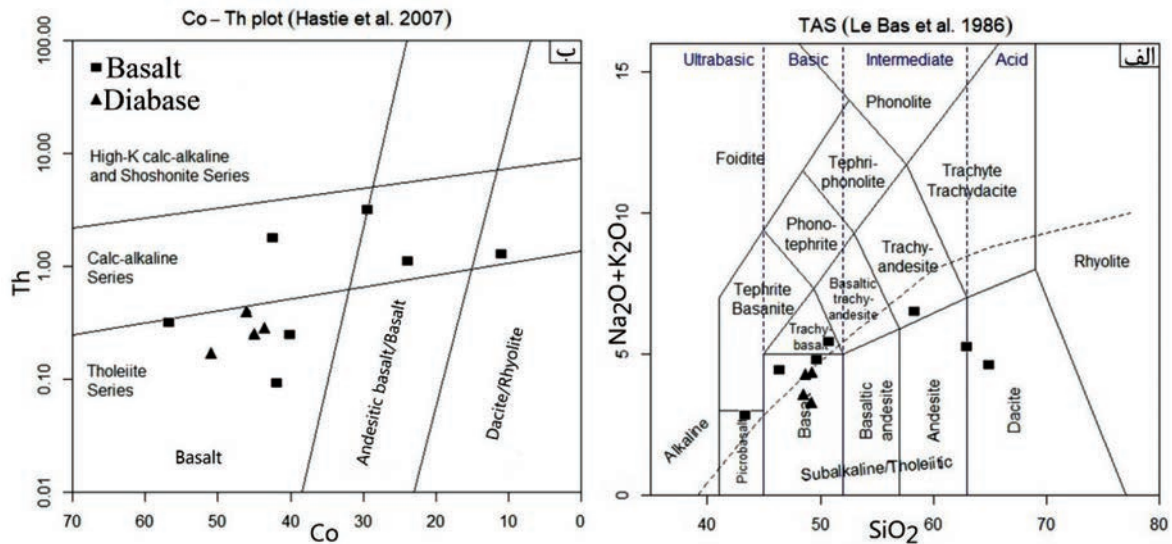
زمین‌شیمی

مکران در گستره سری تولییتی و تعدادی دیگر از بازالت‌های مورد مطالعه در گستره سری آلکانل قرار می‌گیرد. برای تفکیک بهتر نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودار عناصر جزئی (Hastie et al., 2007) نیز استفاده شده است (شکل ۳-ب). در این نمودار که بر اساس Th در مقابل Co رسم شده، نمونه‌های مورد مطالعه به دو گروه سری تولییتی و کالک‌آلکانل تفکیک شده‌اند. همان‌طور که در نمودار نیز نشان داده شده است، تمامی نمونه‌های دیاباز و تعدادی از نمونه‌های بازالت در گستره سری تولییتی جای می‌گیرد، ولی نمونه‌های بازالتی که در نمودار مجموع آلکانل-سیلیس (TAS) بالاتر از خط تقسیم تولییتی و آلکانل و در گستره آلکانل جانمایی شده بودند، ترکیب کالک‌آلکانل نشان می‌دهند.

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی دیابازها و بازالت‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. برای رده‌بندی نمونه‌های دیاباز و بازالت مورد مطالعه از نمودار مجموع آلکانل-سیلیس (Le Bas et al., 1986) (TAS) استفاده شده است. با توجه به این نمودار، ترکیب سنگ‌شناسی دیابازهای مورد مطالعه در گستره بازالتی قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف). اما در مورد گدازه‌های بازالتی مکران دو ترکیب متفاوت رو می‌توان تشخیص داد، به‌طوری‌که ترکیب برخی از نمونه‌ها در گستره بازالت قرار گرفته، گروه دیگر دارای ترکیب آندزیت-بازالت، آندزیت و داسیت هستند. افزون بر این، در این نمودار می‌توان قلمروهای تولییتی (یا ساب‌آلکانل) و آلکانل را از یکدیگر جدا کرد. همان‌طور که در این نمودار آشکار است، دیابازها و تعدادی از بازالت‌های

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی دیابازها و گدازه‌های بازالتی افیولیت شمال مکران، تجزیه اکسید عناصر اصلی به روش XRF بوده و برحسب درصد، و بقیه عناصر به روش ICP-MS و بر حسب ppm آورده شده است

Oxide/Rock type	دیاباز				بازالت							
SiO ₂	۴۹/۰۴	۴۷/۹۱	۴۷/۵۲	۴۸/۱۲	۵۸/۱۳	۵۸/۲۸	۴۵/۰۳	۶۱/۰۶	۴۹/۲۱	۴۰/۷۲	۴۳/۷	
TiO ₂	۱/۴۷	۱/۴۹	۱/۶۷	۲/۲	۱/۰۳	۰/۵۱	۰/۷۶	۱/۰۴	۲/۰۲	۱/۲۳	۱/۶۳	
Al ₂ O ₃	۱۵/۶۵	۱۵/۵۳	۱۵/۱۹	۱۴/۲۲	۱۱/۲۵	۱۰/۱۲	۱۴/۲۲	۱۰/۲۷	۱۴/۰۸	۱۶/۳۸	۱۵/۰۱	
FeO _t	۱۱/۱۲	۱۲/۱۴	۱۱/۵۳	۱۳/۱۴	۹/۹۷	۴/۵۹	۶/۹۷	۶/۷۱	۹/۷۱	۱۰/۱۳	۱۰/۵۳	
MnO	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۲	۰/۱۸	۰/۳۸	۰/۱۹	۰/۲۸	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱۱	
MgO	۷/۰۸	۶/۵۵	۷/۰۷	۶/۲۹	۴/۷۱	۲/۳۸	۳/۷۷	۲/۲۶	۵/۱۳	۲/۷۹	۳/۳۱	
CaO	۱۱/۸۴	۱۰/۳۵	۱۱/۱۴	۹/۰۱	۷/۲۱	۱۱/۳۱	۱۵/۱۳	۸/۱۲	۱۱/۰۷	۱۹/۴۶	۱۵/۶۳	
Na ₂ O	۳/۱۶	۳/۷۳	۳/۰۹	۳/۶	۵/۶	۴/۷	۳/۵۷	۴/۳۲	۴/۶۳	۲/۶	۳/۸۱	
K ₂ O	۰/۰۹	۰/۳۷	۰/۲۸	۰/۵۵	۰/۸۳	۰/۱۶	۰/۷۶	۰/۰۲	۰/۶۸	۰/۰۲	۰/۳۴	
P ₂ O ₅	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۹	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۲	
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	
NiO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	
LOI	۰/۷۹	۱/۵۲	۲/۳۴	۲/۴۹	۰/۸۵	۷/۵۳	۹/۶۳	۶/۱۵	۳/۷۱	۶/۵۱	۶/۰۸	
TOTAL	۱۰۰/۶	۹۹/۹۸	۱۰۰/۲	۱۰۰	۱۰۰/۲	۹۹/۸۶	۱۰۰/۳	۱۰۰/۳	۱۰۰/۶	۱۰۰/۲	۱۰۰/۴	
XMg	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۱	
Sc	۳۰/۳۹	۳۶/۹	۴۱/۰۲	۳۹/۷۳	۲۹/۱۴	۱۵/۷۲	۲۱/۴	۱۳/۲۹	۴۳/۳۴	۴۱/۶۱	۲۸/۱۳	
Ti	۹۴۴۱	۹۰۲۰	۱۰۰۱۴	۱۲۷۴۰	۱۳۱۷۱	۱۴۷۴۱	۴۵۵۶	۱۰۲۸۲	۱۱۶۰۱	۷۳۷۱	۹۷۷۰	
Ni	۱۰۶/۱	۹۳/۲	۸۶/۲	۶۰/۰۱	۱۰۸/۱۲	۶۰/۷	۶۰/۲	۸۶	۸۰	۷۰/۱۳	۴۶۹	
Cr	۲۸۱	۲۰۷	۲۲۵	۱۳۴	۸۵/۱۸	۲۸/۹۷	۷۱	۳۳	۷۹/۵	۳۰۰	۴۰۶	
V	۲۶۲/۶	۲۴۸/۶	۲۶۵	۳۳۸/۴	۲۰۱	۱۶۸/۷	۲۰۳/۳	۱۲۸/۸	۳۰۳/۱	۲۹۶/۱	۲۴۹/۷	
Co	۵۱/۰۲	۴۵/۱	۴۶	۴۳/۷۲	۴۲/۶	۲۴/۴	۲۹/۷	۱۱/۲	۴۰/۸	۴۲/۰۲	۵۷/۰۱	
Cu	۷۰/۲	۷۱/۲	۷۰/۶	۱۲/۳	۲۱/۲	۴۴/۶	۶۰/۱	۲/۸	۴۰/۳	۱۰۱	۸۲/۷۹	
Zn	۲۰/۵	۹۷/۱	۸۹/۰۲	۲۰/۰۲	۶۴/۵	۴۸/۶	۷۲/۷	۷۹/۷۳	۸۴/۲۸	۵۸/۹۷	۸۶/۴	
Cs	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۷	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۱	
Rb	۲/۲۳	۳/۰۹	۲/۲	۲/۰۱	۶/۲۵	۳/۳۵	۱/۳۲	۴/۳۲	۱/۸۱	۲/۰۱	۱/۷۶	
Ba	۷۰	۷۵/۶۸	۷۶/۷	۶۸/۳۵	۶/۱۲	۵۴/۷۱	۵۳/۹	۵۵/۳۹	۴۴/۰۴	۵۸/۷۶	۶۳/۱۵	
Th	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۴	۰/۲۷	۱/۸۱	۱/۱۴	۳/۱۹	۱/۴	۰/۲۵	۰/۱	۰/۴	
U	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۸	۰/۳۵	۱/۰۲	۰/۵۱	۰/۳۴	۰/۶	۰/۲۲	
Nb	۵/۶۴	۶/۶۲	۳/۷۸	۵/۶۱	۳/۸۶	۱/۸۶	۴/۹۱	۲/۸۴	۲/۵۵	۲/۱۱	۵/۱۱	
Ta	۰/۳۱	۰/۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۳	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۳۴	
La	۷/۱۶	۸/۷۸	۵/۹۷	۹/۶۲	۱۳/۱۱	۵/۹۸	۱۱/۴۲	۱۵/۱۳	۵/۱۱	۴/۵۵	۷/۴۵	
Ce	۲۱/۴۶	۲۵/۸۹	۱۷/۱۴	۲۵/۷۴	۳۱/۵۱	۳۳/۰۲	۲۴/۴۵	۳۴/۵۲	۱۵/۷۲	۱۱/۵	۱۷/۸۱	
Pb	۰/۱۱	۰/۴۳	۰/۵۲	۰/۱۳	۱/۱۵	۰/۹۵	۳/۰۴	۱/۳۹	۲/۹۸	۲/۰۱	۲/۷۳	
Pr	۲/۱۸	۲/۳۴	۳	۲/۴۱	۴/۲۲	۳/۶۷	۳/۰۷	۳/۹۴	۲/۳۷	۲/۰۴	۲/۴۱	
Sr	۲۴۵	۲۹۶	۲۸۱/۵	۲۲۲/۳	۳۳۱/۱۱	۳۷۶/۰۱	۲۰۳/۷	۲۹۶/۳	۱۵۰/۸	۱۰۰	۱۱۲	
Nd	۱۰/۶	۱۱/۶۲	۱۲/۷۸	۱۱/۶۱	۱۱/۸۳	۱۰/۱۸	۱۳/۳۸	۱۲/۳۱	۱۳/۴۲	۱۰/۵۹	۱۱/۴۴	
Zr	۹/۴۷	۱۰/۵۴	۹/۶۲	۸/۲۴	۶/۰۲	۲	۳/۲۶	۴/۴۶	۴/۴	۳/۳۲	۳/۲۹	
Hf	۲/۱۸	۱/۵۳	۱/۹۸	۰/۴۲	۲/۷	۲/۸	۲/۹۴	۳/۰۹	۲/۰۵	۲/۸۱	۲/۴	
Sm	۳/۸	۲/۹۲	۳/۰۲	۳/۱۴	۴/۶۵	۴/۱۴	۲/۳۲	۳/۹۶	۳/۱۲	۲/۴۴	۲/۶۷	
Eu	۱/۲۷	۱/۴۲	۱/۴۲	۱/۴	۱/۵۱	۱/۵۷	۰/۸۵	۱/۳۶	۱/۵۵	۱/۴۶	۱/۲۴	
Gd	۴/۶۴	۴/۸۱	۵/۵۲	۵/۲۵	۴/۲۱	۲/۱۸	۲/۹۶	۳/۴۴	۵/۶۱	۴/۱	۳/۷	
Tb	۰/۷۸	۰/۸	۰/۹	۰/۹۵	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۵۶	۰/۷۸	۰/۵۶	۰/۶۴	
Dy	۵/۳۵	۵/۵۳	۵/۶۱	۵/۹۲	۲/۶۲	۲/۰۲	۲/۹۶	۳/۵۱	۶/۰۴	۴/۳۴	۳/۷۹	
Y	۳۴/۰۴	۲۶/۰۷	۲۹/۲۹	۳۴/۷۲	۳۸/۱۵	۹/۷۲	۱۵/۵۸	۴۷/۱۸	۳/۱۶	۲۳/۷	۲۰/۰۲	
Ho	۰/۶۷	۱/۱۲	۱/۰۱	۰/۷۹	۱/۴۶	۰/۳۲	۰/۵۷	۱/۳۵	۱/۰۴	۰/۷۳	۰/۷۳	
Er	۳/۰۳	۳/۰۷	۳/۱	۳/۸۵	۱/۳۹	۱/۰۲	۱/۶	۱/۱۲	۳/۴۸	۲/۶۹	۲/۳۱	
Tm	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۵۲	۰/۵	۰/۵۶	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۶۱	۰/۴۷	۰/۳۶	۰/۲۹	
Yb	۲/۶۱	۲/۶۵	۳/۰۱	۳/۷۲	۴/۱۷	۱/۰۲	۱/۷۸	۴/۲	۳/۱۲	۱/۵۹	۲/۱۱	
Lu	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۵	۰/۵۳	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۲	۰/۱۲	۰/۴۱	۰/۳۶	۰/۳	



شکل ۳. الف) رده‌بندی سنگ‌های بازالتی و دیابازهای مکران بر اساس نمودار مجموع آلکالی-سیلیس (TAS) (Le Bas et al. 1986)، ب) نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی بازالت‌ها و دیابازهای مکران بر اساس نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)

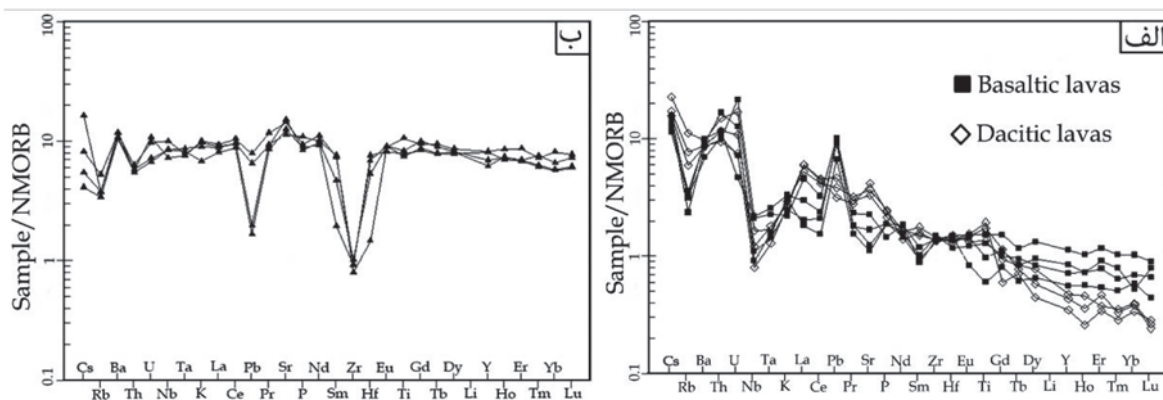
HREE به نمایش می‌گذارند (شکل ۴-الف). اما با بررسی دقیق‌تر درمی‌یابیم این بازالت‌ها با یکدیگر متفاوت هستند. برخی از نمونه‌های بازالتی که در نمودار مجموع آلکالی-سیلیس در گستره تولییتی قرار گرفته بودند، روند مشابه با دیابازهای مورد مطالعه به نمایش می‌گذارند. در این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در مقایسه با نوع دوم بازالت‌ها از شدت کمتری برخوردار است. افزون بر این، نوع اول بازالت‌ها مشابه دیابازها فاقد ناهنجاری Eu هستند. در این نوع بازالت‌ها ناهنجاری مثبت U و Pb نیز دیده می‌شود. الگوی بهنجار شده N-MORB این بازالت‌ها نمایانگر غنی‌شدگی آنها نسبت به LILE و تهی‌شدگی نسبت به Sm, Rb و Nb است. از طرف دیگر، نمونه‌های بازالتی که در نمودار مجموع آلکالی-سیلیس دارای ترکیب آندزیت-بازالت، آندزیت و داسیت هستند، الگوی HREE، LREE و ناهنجاری‌های اندک متفاوتی را به نمایش می‌گذارند. در این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی بیشتری از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. الگوی بهنجار شده N-MORB این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی نسبت به LILE و تهی‌شدگی نسبت

برای بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی و عناصر ردیاب از نمودارهای بهنجار شده با میانگین بازالت‌های عادی پشته‌های میان‌اقیانوسی (N-MORB) (Sun and Mc Donough, 1989) استفاده شده است (شکل ۴-الف و ب). الگوی عناصر ردیاب بهنجار شده با میانگین N-MORB در دیابازها به صورت مسطح بوده و روند افزایشی نامحسوسی از $LREE^2$ به سمت $HREE^3$ به نمایش می‌گذارد (شکل ۴-ب). نبود ناهنجاری Eu در دیابازها نمایانگر نقش اندک پلاژیوکلاز در تبلور این سنگ‌ها است. دیابازهای مکران نسبت به عناصر سنگ دوست یون بزرگ $^4(LILE)$ مانند Sr, Cs, Ba اندکی غنی‌شدگی نشان داده و ناهنجاری منفی Zr و Nb به نمایش می‌گذارند. همچنین ناهنجاری منفی Pb و ناهنجاری مثبت Sr و Ti در دیابازهای مکران آشکار است. این الگو نشان می‌دهد دیابازهای مورد مطالعه نسبت به عناصر دارای قدرت میدان بالا $^5(HFSE)$ فاقد تغییرات محسوسی هستند (شکل ۴-ب). غنی‌شدگی عناصر $LILE$ مانند U, Ba و Nb نسبت به عناصر HFSE در دیابازهای مورد مطالعه نشان می‌دهد افزون بر سازندگان گوشته بالایی، مواد پوسته‌ای نیز در ترکیب آنها تاثیرگذار بوده‌اند.

بررسی الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با میانگین N-MORB در گدازه‌های بازالتی شمال مکران نشان می‌دهد این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی LREE نسبت به

1. Normal Mid-Oceanic Ridge Basalt (N-MORB)
2. Light Rare Earth Elements
3. Heavy Rare Earth Elements
4. Large-Ion Lithophile Elements (LILE)
5. High Field Strength Elements (HFSE)

به Ta, Ho و Nb به نمایش می‌گذارند، ضمن اینکه در یک نمونه ناهنجاری منفی Eu دیده می‌شود. همچنین این نوع بازالت‌ها فاقد ناهنجاری مثبت Pb و دارای ناهنجاری منفی Sr هستند.



شکل ۴. الف) الگوی چند عنصری بهنجار شده با میانگین بازالت‌های عادی پشته‌های میان اقیانوسی در بازالت‌های مکران، ب) الگوی چند عنصری بهنجار شده با میانگین بازالت‌های عادی پشته‌های میان اقیانوسی در نمونه‌های دیاباز مکران. هر دو الگو بر اساس تهیه شده است (Sun and Mc Donough, 1989)

مطالعه که دارای ترکیب کالک‌آلکان هستند، در گستره محیط‌های مرتبط با فرورانش جانمایی شده‌اند. در این نمودار، نسبت Th/Yb شاخص بسیار مناسبی برای تمایز نمونه‌های مرتبط با پهنه‌های فرورانش از سایر پهنه‌ها است. به طوری که افزایش این نسبت سبب قرارگیری نمونه‌ها در مکانی بالاتر از روند گوشته‌ای شده و نمایانگر اضافه شدن فاز سیال حاصل از ورقه فرورانشی به ماگما‌های ایجاد شده در یک منطقه همگرا است.

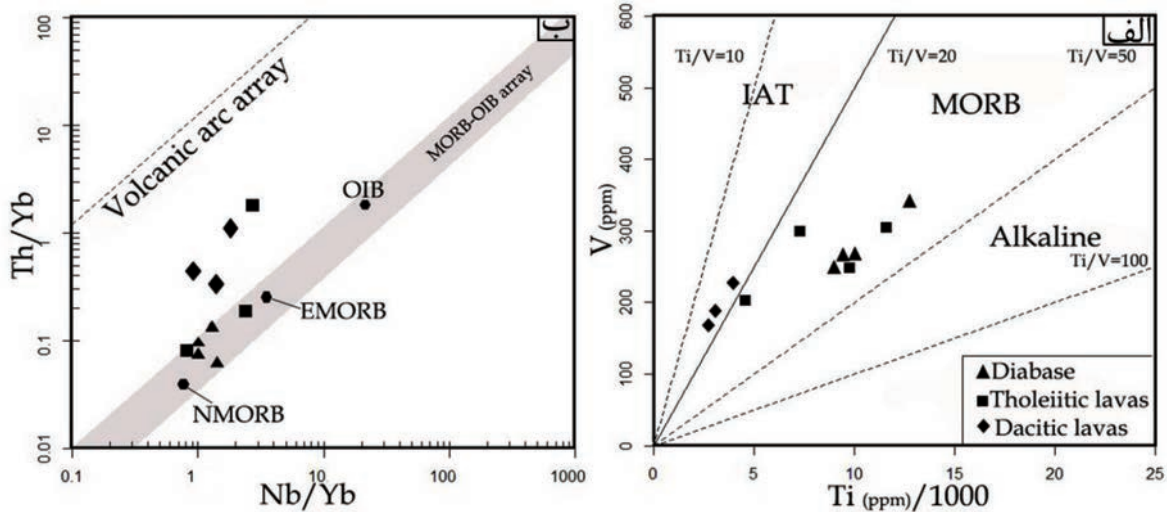
همان‌طور که در نمودارهای شکل ۵ نیز نشان داده شد، دو نوع گدازه‌های بازالتی متفاوت همراه با افیولیت شمال مکران شناسایی شد. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این دو نوع گدازه نشان‌دهنده دو نوع محیط زمین‌ساختی متفاوت و نمایانگر دو رخداد ماگمایی در این منطقه است. ضمن اینکه بررسی نهشته‌های رسوبی پوشاننده یا همراه با این دو نوع گدازه که به وسیله Dolati (2010) بر اساس مجموعه‌های فسیلی آنها تعیین سن شده، نشان می‌دهد گدازه‌های مورد مطالعه در دو زمان متفاوت تشکیل شده‌اند. بنابراین دو رخداد ماگمایی در دو رژیم زمین‌ساختی متفاوت در منطقه مورد مطالعه به وقوع پیوسته است.

محیط زمین‌ساختی دیابازها و بازالت‌ها

برای تعیین محیط زمین‌ساختی دیابازها و بازالت‌های مورد مطالعه از نمودارهای جداکننده محیط‌های زمین‌ساختی استفاده شده است. (Shervais 1982) با مطالعه رفتار عناصر Ti و V در پشته‌های میان اقیانوسی و محیط‌های فرورانش دریافت که مقایسه فراوانی این دو عنصر به عنوان عامل موثر جداکننده بازالت‌ها در رژیم‌های مختلف زمین‌ساختی، می‌تواند در تشخیص جایگاه تکتونوماگمایی مجموعه‌های افیولیتی مهم باشد. وی بر این باور است ضریب جدایش V بین مذاب و جامد با تغییر فوگاسیته اکسیژن تغییر می‌کند؛ به طوری که افزایش این ضریب با افزایش فوگاسیته اکسیژن دلالت بر تاثیر ورقه فرورانشی بر روی ترکیب بازالت‌ها دارد (Shervais, 1982). همان‌طور که در نمودار شکل ۵ نیز نشان داده شده است، دیابازها و گدازه‌های بازالتی تولییتی مورد مطالعه که دارای غلظت‌های بالاتری از Ti و V هستند، در گستره MORB^۱ قرار می‌گیرد. از طرفی بازالت‌های دارای ترکیب بازالتی تا داسیتی بوده و دارای غلظت‌های پایینی از Ti و V هستند، در گستره IAT^۲ واقع شده‌اند.

در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008) دیابازها و نمونه‌های بازالت تولییتی در گستره NMORB^۳ و EMORB^۴ قرار می‌گیرد. اما تعدادی از بازالت‌های مورد

1. Mid-Oceanic Ridge Basalt (MORB)
2. Island Arc Tholeiite (IAT)
3. Normal Mid-Oceanic Ridge Basalt (NMORB)
4. Enriched Mid-Oceanic Ridge Basalts (EMORB)



شکل ۵. جایگاه زمین‌ساختی دیابازها و بازالت‌های مکران، الف) بر اساس نمودار عناصر Ti و V (Shervais, 1982)، ب) بر اساس نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008). در هر دو نمودار دیابازها و بازالت‌های تولییتی در گستره MORB و نمونه‌های بازالتی تا داسیتی در قلمروی بالاتر از روند گوشته‌ای یعنی در گستره مرتبط با پهنه‌های فرورانش جانمایی شده‌اند

سنگی زیر این نهشته‌های رسوبی قدیمی‌تر از کرتاسه پسین هستند؛ از این‌رو دیابازها و گدازه‌های تولییتی مکران شمالی قبل از کرتاسه پسین شکل می‌گیرد. غنی‌شدگی دیابازها و این نوع گدازه‌ها نسبت به LREE نشان‌دهنده تأثیر قابل توجه سنگ‌کره قاره‌ای در ماگمای به وجود آورنده‌ی آنهاست و مقادیر پایین La/Yb و به نسبت بالای U/Th نمایانگر نبود تأثیر ترکیبات فرورانش در مذاب پدیدآورنده این سنگ‌هاست. بنابراین به نظر می‌رسد این سنگ‌ها در نتیجه بازشدگی سنگ‌کره قاره‌ای و پس از نازک‌شدگی آن شکل می‌گیرد. این رخداد ماگمایی در یک محیط کششی بر روی لبه جنوبی اوراسیا به وقوع پیوسته است. در نتیجه بازشدگی و نازک‌شدگی سنگ‌کره قاره‌ای، گوشته به سمت بالا حرکت کرده و در نتیجه کاهش فشار، ذوب صورت می‌گیرد؛ مواد مذاب به سمت بالا حرکت کرده و توده‌های بزرگی را به وجود آورده‌اند که منجر به شکل‌گیری افیولیت شمال مکران تا کرتاسه پیشین شده است. این رخداد ماگمایی سبب شده تا بازالت‌های تولییتی به‌طور پیوسته بر روی دیابازها قرار گیرند. گروه دوم گدازه‌های بازالتی دارای ترکیب بازالت، آندزیت و داسیت هستند. نهشته‌های رسوبی همراه با این نوع گدازه‌ها سنگ‌آهک‌های نریتیکی و کم‌عمق کرتاسه پسین هستند (Dolati, 2010). ناپیوستگی نهشته‌های کرتاسه پسین نشان می‌دهد در این زمان شرایط محیط کم‌ژرفا

دسته اول گدازه‌های بازالتی با ویژگی‌های مشابه با دیابازها هستند که به همراه آنها بخش بالایی پوسته اقیانوسی در افیولیت شمال مکران را تشکیل داده‌اند. مرز بالایی دیابازها با گدازه‌های پوشاننده آنها در بسیاری از مناطق قابل شناسایی است، ضمن اینکه در بخش‌های زیرین، دیابازها گابروهای ایزوتروپ را می‌پوشانند. البته در برخی نقاط، دایک‌های دیابازی بر روی گابروها قرار گرفته و خود به‌وسیله جریان‌های بازالتی پوشانده می‌شوند. این‌گونه مرزهای تماس بدون تغییر به همراه برونزدهای گسترده گدازه‌های بالشی و غیربالشی نمایانگر یک فعالیت ماگمایی پیوسته در یک مرکز گسترشی است که توانسته یک توالی به نسبت کامل افیولیتی را در شمال مکران پدید آورد. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این نوع بازالت‌ها همپوشانی نزدیکی با دیابازها داشته و نمودار الگوی چند عنصری بهنجار شده با میانگین N-MORB آنها دارای روند خطی و مشابه یکدیگر است. نتایج تجزیه شیمیایی این نوع گدازه‌ها و دیابازها، نمایانگر ویژگی‌های ماگماتیسم تولییتی بوده و در یک محیط MORB تشکیل شده‌اند. ضمن اینکه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه، نشان‌دهنده منشاء مشترک مذاب به وجود آورنده‌ی آنهاست. نهشته‌های پلاژیکی و همی‌پلاژیکی پوشاننده این نوع گدازه‌ها نمایانگر محیط دریایی به نسبت ژرف بوده و به‌وسیله Dolati (2010) بارومین تعیین سن شده‌اند. بنابراین مجموعه واحدهای

حاکم بوده و در نتیجه آن فرسایش سنگ‌های آذرین در منطقه رخ داده است. وجود درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها (در مقایسه با نوع قبلی) ممکن است به دلیل فشار بالا در ماگمای به وجود آورنده آنها باشد. این گدازه‌ها دارای ناهنجاری مثبت Sr بوده و در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Th (Pearce, 2008) در گستره کمان آتشفشانی قرار می‌گیرد. نسبت بالای Pb/Ce، غنی‌شدگی در LREE و LILE، ناهنجاری منفی Nb و Ta و مقدار تمرکز اندک TiO₂ نمایانگر تاثیر مثبت ورقه فرورانشی در ترکیب گدازه‌های این رخداد ماگمایی است (Noll et al., 1996). ضمن اینکه ویژگی‌های کالک‌آلکان این نوع گدازه‌ها و غلظت بالای Si آنها تداعی‌کننده ماگماتیسم کالک‌آلکان است که در بالای یک منطقه فرورانش تشکیل می‌شوند (Grove and Kinzler, 1986). تغییر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این نوع گدازه‌ها و تغییر در نوع نهشته‌های همراه حاکی از تغییر محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری آنها نسبت به گدازه‌های تولئیتی و دیابازهای مورد مطالعه دارد. این تغییرات می‌تواند به دلیل آغاز فرورانش به سمت شمال سنگ‌کره اقیانوسی عمان به زیر اوراسیا باشد که به باور بیشتر پژوهشگران در کرتاسه پسین آغاز شده است (Babaie et al., 2001, Berberian and King, 1981). تاثیر این فرورانش منجر به تغییر ترکیب گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه از تولئیتی به سمت کالک‌آلکان شده است.

منابع

- Aghanabati, A., Mahdavi, M. A. and Arshadi, S., 1987. Geological map of Espakeh, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Akizawa, N., Arai, S. and Tamura, A., 2012. Behavior of MORB magmas at uppermost mantle beneath a fast-spreading axis: an example from Wadi Fizeh of the northern Oman ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 601-625.
- Almalki, K.A., Betts, P.G. and Ailleres, L., 2016. Incipient seafloor spreading segments: Insights from the Red Sea. *Geophysical Research Letters*, 43, 2709-2715.
- Arshadi, S., Mahdavi, M.A. and Eftekhari-Nezhad, J., 1987. Geological map of Fannuj, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.

نتیجه‌گیری
افیولیت شمال مکران بخشی از برجای مانده‌های سنگ‌کره اقیانوسی است که در نتیجه باز شدن یک حوضه کششی بین دو بلوک قاره‌ای و گسترش آن به یک باریکه اقیانوسی درون قاره‌ای به‌عنوان شاخه‌ای از ابراقیانوس نئوتتیس تشکیل شده است. خرده قاره ایران مرکزی (بلوک لوت) در سمت شمال-شمال شرق و خرده قاره باجکان-دورکان، در جنوب-جنوب غرب این باریکه اقیانوسی قرار داشته‌اند. نحوه پراکندگی واحدهای سنگی، ویژگی‌های هندسی ساختارها، ساختارهای اولیه ماگمایی و روند عمومی دایک‌ها نمایانگر راستای کشش NNE-SSW در حین شکل‌گیری و تکامل این باریکه اقیانوسی است. ضمن اینکه تکرار واحدهای سنگی این مجموعه افیولیتی

- Babaie, H.A., Ghazi, A.M., Babaei, A., La Tour, T.E. and Hassanipak, A.A., 2001. Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19, 61-76.
- Bagci, U., Parlak, O. and Hock, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of divers' magma generations forming the crustal units of the Kizildag ophiolite, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 43-47.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleo-geography and tectonic evolution of Iran-Reply: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1764-1766.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D. and Windley, B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history. In: Cawood PA, Kröner A (eds) *Earth accretionary systems in space and time*. *Journal of the Geological Society of London*, 318, 1-36.
- DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1, 1-80.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1971. Origin and emplacement of ophiolite Suite-Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3179.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10, 93-100.
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran: [Ph.D. thesis]. Swiss Institute of Technology, 370.
- Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H. and Spiegelman, M., 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 347-366.
- Eftekhari-Nezhad, J., Arshadi, S., Mahdavi, M.A., Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1979. Fannuj Quadrangle Map 1:250'000. Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran.
- Farhoudi, G. and Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, 5, 664-668.
- Grove, T.L. and Kinzler, R.J., 1986. Petrogenesis of andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 417-454.
- Haghypour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W. and Faridi, M., 2012. Rate of crustal shortening and non-Coulomb behavior of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 187-198.
- Hastie, A.R., Keer, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Moulas, E., Reusser, E. and Omrani, J., 2017. Formation and preservation of fresh lawsonite: Geothermobarometry of the North Makran Blueschists, southeast Iran. *Metamorphic Geology*, 7, 1-25.
- Le Bas, M.J., Lemaître, R.W., Streckeis, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 3, 745-750.
- McCall, G.J.H. and Kidd, R.G.W., 1982. The Makran, southeastern Iran; the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Jeremy, K. L. (ed.) *Trench-Fore-arc geology; sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. Conference, London, United Kingdom, Geological Society of London, 387-397.

- McCall, G.J.H., Eftekhari-Nezhad, J., Samimi-Namin, M. and Arshadi, S., 1985. Explanatory text of the Fannuj quadrangle map 1:250,000. In: McCall, G.J.H. (Ed.). Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15, 517-531.
- MacLeod, C.J., Lissenberg, C.J. and Bibby, L.E., 2013. "Moist MORB" axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. *Geology*, 41, 459-462.
- Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2011. Late Cretaceous fore-arc ophiolites of Iran. *Island Arc*, 20, 1-4.
- Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1987(a). Geological map of Ramak, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1987(b). Geological map of Remeshk, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Moslempour, M.E., Khalatbari Jafari, M., Morishita, T. and Biabangard, H., 2017. Petrogenesis of mantle peridotites from the South of Jazmourian, Makran accretionary prism, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 9, 1-16.
- Nicolas, A., 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 750.
- Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 587-611.
- Osozawa, S., Shinjo, R., Lo, C.H., Jahn, B.M., Hoang, N., Sasaki, M., Ishikawa, K., Kano, H., Hoshi, H., Xenophontos, C. and Wakabayashi, J., 2012. Geochemistry and geochronology of the Troodos ophiolite: An SSZ ophiolite generated by subduction initiation and an extended episode of ridge subduction? *Lithosphere*, 4, 497-510.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.
- Saccani, E., Nicolae, L. and Tassinari, R., 2001. Tectono-magmatic setting of the Jurassic ophiolites from the south Apuseni Mountains (Romania): Petrological and geochemical evidence. *Ofioliti*, 26,1, 9-22.
- Sengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Paleozoic Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geology and Tectonics of the Oman Region*, 49, 797-831.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Slovenec, D., Lugovic, B., Meyer, H.P. and Garapic, G.S., 2011. A tectono-magmatic correlation of basaltic rocks from ophiolite mélanges at the north-eastern tip of the Sava-Vardar suture zone (northern Croatia) constrained by geochemistry and petrology. *Ofioliti*, 36, 77-100.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42,1, 313-345.
- Withney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

زمین‌شناسی و کانه‌زایی طلا در محدوده غرب کسنزان، جنوب سقز، استان کردستان

شجاع‌الدین نیرومندا^۱، حسینعلی تاج‌الدین^۲ و سبا حقیری قزوینی^۳

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

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۰۱

چکیده

محدوده طلای غرب کسنزان در ۱۴ کیلومتری جنوب سقز واقع است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در این گستره، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده متعلق به پرکامبرین و کرتاسه شامل شیست، فیلیت و مرمر می‌باشند که توسط توده‌های گرانیتوئیدی قطع شده‌اند. میزبان اصلی کانی‌سازی طلا، یک توده کوارتز سینیتی می‌باشد، که در راستای یک پهنه بُرشی با راستای شمال غرب-جنوب شرق نفوذ کرده است. کانسنگ‌های طلا دار، بخش‌های به‌شدت دگرشکل و دگرسان شده از توده کوارتز سینیتی هستند که واجد فابریک‌های میلوئیتی-اولترامیلونیتی بوده و با مجموعه‌ای از دگرسانی‌های سیلیسی، سرسیتی، کربناتی و سولفیدی همراه هستند. کانی‌شناسی کانسنگ ساده و شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، آرسنوپیریت، مگنتیت، طلا و ترکیبات هیدروکسیدی آهن می‌باشد. طلا در اندازه‌های کوچک‌تر از ۴۰ میکرون، به‌صورت آزاد در کوارتز و نیز به‌صورت میان‌بار در پیریت مشاهده شده است. مطالعات میان‌بارهای سیال بر روی کوارتزهای کانسنگ‌های طلا دار، بیانگر دمای همگن‌شدگی سیالات کانه‌ساز در بازه ۱۳۷/۴ تا ۲۴۰/۵ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱/۱۶ تا ۱۲/۰۶ درصد وزنی معادل نمک طعام است. مقایسه ویژگی‌های مطالعه شده در محدوده طلای غرب کسنزان با ویژگی‌های شاخص کانسارهای طلا، نشان می‌دهد که این کانسار از نظر ویژگی‌های زمین‌شناختی و کانی‌سازی بیش‌ترین شباهت را با ذخایر طلای تیپ کوهزایی داراست.

واژه‌های کلیدی: طلای تیپ کوهزایی، میان‌بارهای سیال، کسنزان، سقز.

مقدمه

موقعیت‌های مرتبط با کمربندهای چین‌خورده و کوهزایی است که در حاشیه فعال قاره‌ای رخ می‌دهند (Groves et al., 1998, 2003; Goldfarb et al., 2005; Goldfarb and Groves, 2015). در ایران، با توجه به موقعیت ژئودینامیکی پهنه دگرگونی سهند-سیرجان و قرار داشتن آن در موقعیت رسوبات برهم افزاینده حاشیه قاره‌ای فعال

کانسارهای طلای کوهزایی، یکی از مهم‌ترین انواع ذخایر طلا در کمربندهای دگرگونی می‌باشند که در پی فرآیندهای کوهزایی تشکیل شده و بیش از نیمی از طلای تولیدی جهان را به خود اختصاص داده‌اند. از جمله محیط‌های زمین‌شناسی مستعد این تیپ از کانی‌سازی،

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

دو بر صیقلی تهیه و به لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت، بافت و میان‌بارهای سیال مطالعه شدند. به‌منظور مطالعات زمین‌شیمی طلا و عناصر کمیاب، هفت نمونه از رخنمون‌های کانسنگی و زون‌های دگرسانی مربوط به توده کوارتز سینیتی بزرگ‌تر (شکل ۲)، برداشت و پس از آماده‌سازی، به آزمایشگاه شرکت MET SOLVE کانادا ارسال و به روش ICP-MS آنالیز شدند. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه میان‌بار سیال مدل Linkam THMSG600 متصل به میکروسکوپ ZEISS و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شده است. دامنه حرارتی دستگاه، ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت ± 0.6 درجه است که با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت ± 0.2 درجه سانتی‌گراد و با ماده استاندارد n-Hexane با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد. میزان شوری به‌صورت معادل درصد وزنی نمک طعام (wt. % NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ ($T_{m,ice}$) با استفاده از فرمول ارائه‌شده توسط Hall et al. (1988) و مقایسه با روش Sterner et al. (1988) محاسبه شده است.

زمین‌شناسی

کانسار طلای کسنزان، در شمال غرب پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان (Mohajjel et al., 2003) و در جنوب غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ ورقه سقز (حریری و فرجندی، ۱۳۸۲) قرار دارد. رخنمون‌های سنگی گستره کانسار، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده با ترکیب سنگ‌شناختی کلریت شیست، گنایس و متاریولیت منسوب به پرکامبرین (واحد PC^{sch}) و فیلیت همراه با میان‌لایه‌های مرمری با سن کرتاسه (واحد K^{ph}) را شامل می‌شود (شکل ۱). در این مجموعه نفوذی‌های گرانیتوئیدی با سن بعد از کرتاسه تزریق شده‌اند. واحدهای رخنمون یافته در گستره، چندین فاز دگرشکلی از جمله چین‌خوردگی، میلونیتی شدن مرتبط با عملکرد پهنه بُرشی و گسلش را نشان می‌دهند. کمربند اصلی کانی سازی طلا در محدوده

(Sheikholeslami, 2002)؛ مقصودی و همکاران، ۱۳۸۴)، این پهنه موقعیت مناسبی را برای تشکیل ذخایر طلای تیپ کوهزایی فراهم آورده است.

مطالعات اکتشافی که در دو دهه اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در شمال غرب پهنه سنندج-سیرجان به انجام رسیده است، به اکتشاف ۱۰ ذخیره طلا در محدوده سقز-پیرانشهر منجر شده است که از آن میان، می‌توان به کانسارهای طلای کوهزایی کرویان (حیدری، ۱۳۸۳)، قلقله (علی‌یاری، ۱۳۸۵؛ Aliyari et al., 2009)، قبغلوچه (نصرت‌پور، ۱۳۸۶؛ تاج‌الدین، ۱۳۹۰) و خراپه (نیرومند، ۱۳۸۹ و Niroumand et al., 2011) اشاره داشت.

محدوده طلای غرب کسنزان، در ۱۴ کیلومتری جنوب سقز و ۱/۵ کیلومتری غرب روستای کسنزان واقع شده است (شکل ۱) و یکی از ذخایر طلای شناسایی شده در شمال غرب پهنه سنندج-سیرجان است که در راستای عملیات اکتشافی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور شناسایی و معرفی شده است (تاج‌الدین، ۱۳۸۷). در پژوهش حاضر، ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرشکلی، دگرسانی، کانی‌شناسی و میان‌بارهای سیال در این ذخیره مطالعه شده و با توجه به ویژگی‌های مذکور، تیپ کانه‌زایی و خاستگاه آن تعیین شده است. بدیهی است که مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی این کانسار می‌تواند برای اکتشاف این تیپ از ذخایر طلا در بخش‌هایی از شمال غرب پهنه سنندج-سیرجان، که شرایط زمین‌شناسی مشابهی دارند، مورد استفاده قرار گیرد.

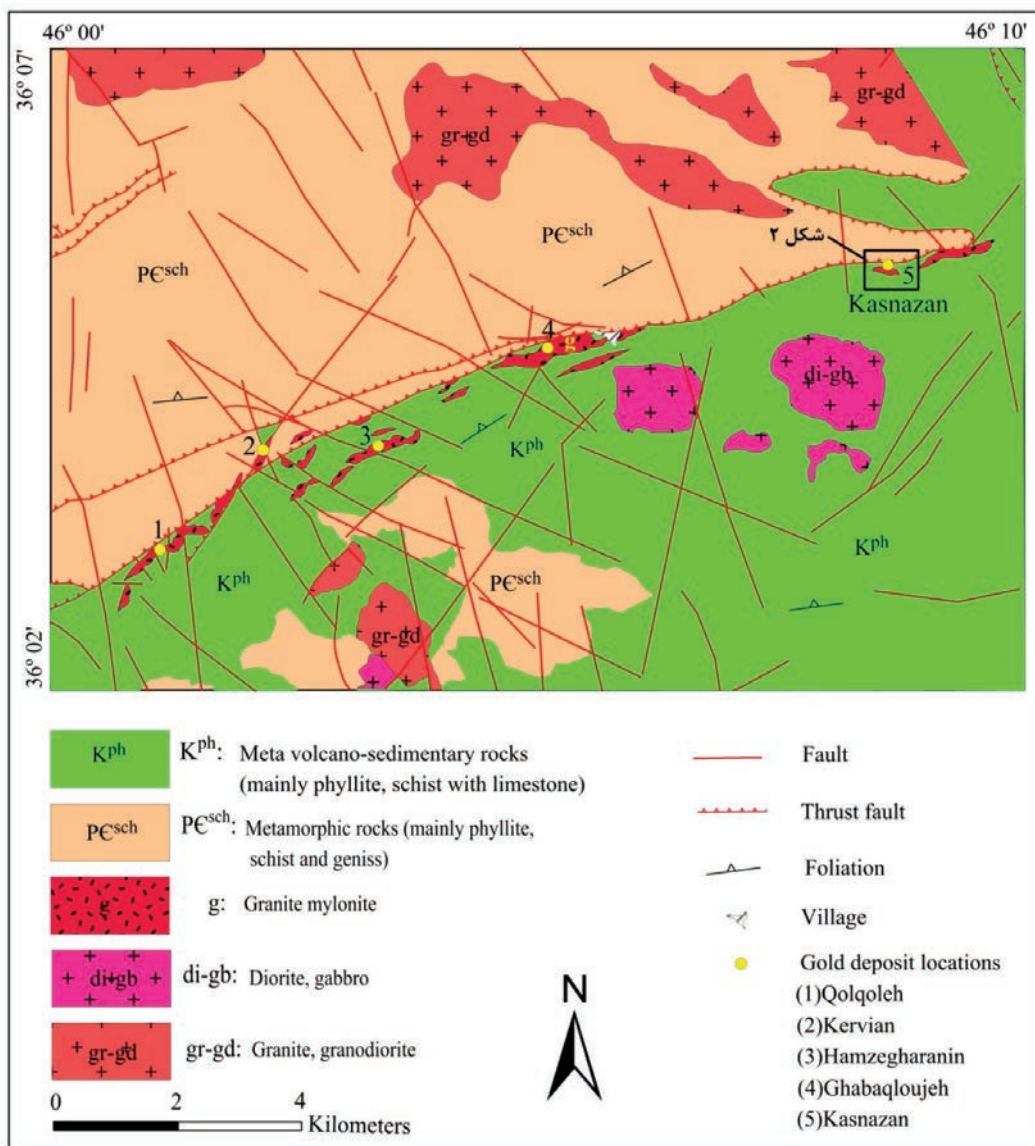
روش مطالعه

این پژوهش در دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. مطالعات صحرایی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی (با مقیاس ۱:۵۰۰۰) و برداشت نمونه از پهنه‌های دگرسانی و کانسنگی در محدوده غرب کسنزان می‌باشد. در این مرحله بالغ بر ۴۰ نمونه از رخنمون‌های سنگی و زون‌های دگرسانی و کانسنگی برداشت و به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال شد. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی، پس از بررسی‌های مقدماتی، از میان نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۰ مقطع نازک، هشت مقطع نازک-صیقلی و چهار مقطع

لایه‌هایی از میکاشیست و متاآندزیت می‌باشد که با یک مرز تراسیتی بر روی ترادف‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه قرار گرفته است. روند عمومی برگوارگی کلریت شیست‌های گستره، شمال‌شرق-جنوب‌غرب (N40-70E) با شیب ۲۵ تا ۵۰ درجه به سوی شمال‌غرب می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این واحد به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز (اولیگوکلاز-آندزین سدیک) و کوارتزهای هم‌رشد با بافت موزاییکی، کلریت، سرسیت، کربنات و مقادیر ناچیزی بیوتیت است که در مجموع از جهت‌یافتگی عمومی برگوارگی دگرگونی تبعیت می‌کنند.

غرب کسنزان، منطبق بر یک پهنه بُرشی دگرسان شده با راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق (N55-75E) و شیب عمومی ۲۵ تا ۴۰ درجه به سمت شمال‌شرق می‌باشد (شکل ۲). توده‌های گرانیتوئیدی دوکی شکل، که در امتداد این پهنه نفوذ کرده و به‌دنبال آن به‌شدت دگرشکل و دگرسان شده‌اند، میزبان اصلی کانسنگ‌های طلا بوده و حجم اصلی ذخیره را دربر دارد. به‌طور خلاصه زمین‌شناسی واحدهای سنگی در محدوده غرب کسنزان به شرح زیر می‌باشد (شکل ۲):

- واحد Pe^{sch} : این واحد با رنگ سبزی تیره و برگوارگی واضح در شمال گستره گسترش دارد. سنگ‌شناسی واحد Pesch بیشتر از کلریت شیست همراه با میان



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره طلای غرب کسنزان در پهنه بُرشی قلقله-کسنزان (تاج‌الدین، ۱۳۹۰)

(شکل ۲). ترکیب نفوذی‌های مذکور، که میزبان اصلی کانسنگ‌های طلا می‌باشند، کوارتز سینیت است و در مقیاس رخنمون و نمونه دستی به صورت متورق و در مقیاس میکروسکوپی با فابریک میلونیتی دیده می‌شوند (شکل ۳).

شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، حاکی از آن است که نفوذی‌های مذکور هم‌زمان با فعالیت پهنه برشی میزبان تزریق شده و در حین جایگیری و پس از آن به شدت دگرشکل و دگرسان شده‌اند. تاج‌الدین (۱۳۹۰) فعالیت‌های ماگمایی رخ داده در گستره کانی‌سازی‌های طلای جنوب-جنوب غرب سقز (از جمله گستره مورد مطالعه) را به پالئوسن و به صورت هم‌زمان با تکتونیک نسبت داده است.

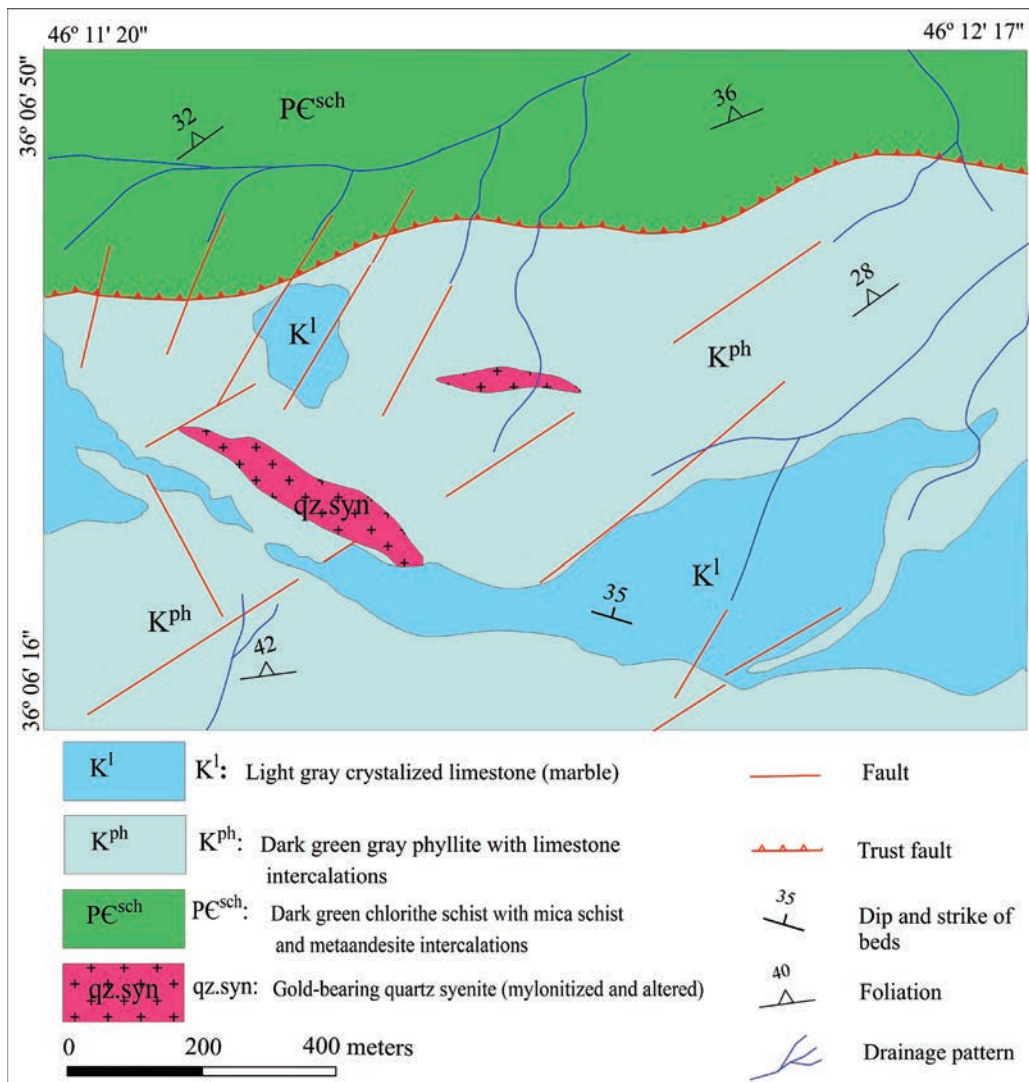
حاشیه‌های گرانیتوئیدهای مذکور، به شدت دگرشکل و دگرسان است و علاوه بر رخداد فابریک‌های میلونیتی و اولترامیلونیتی، با دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی، سولفیدی و سرسیتی همراه می‌باشند. در این مطالعه، هفت نمونه از بخش‌های کمتر دگرشکل و دگرسان شده توده گرانیتوئیدی جهت مطالعات سنگ‌شناسی برداشت شد. اغلب نمونه‌ها، دارای ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز سینیت می‌باشند و در اثر عملکرد پهنه برشی کم‌وبیش دگرشکل شده‌اند (شکل ۳).

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های اصلی و سازنده کوارتز سینیت‌ها را بلورهای فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل می‌دهند. بافت اولیه سنگ، گرانولار است که در اثر عملکرد فرایندهای دگرشکلی بافت کاتاکلاستیک و فابریک میلونیتی نشان می‌دهند (شکل‌های ۳-د و ه). آلکالی‌فلدسپارها از نوع میکروکلین هستند که گاه با بافت‌های پرتیتی و کمتر آنتی پرتیتی همراه هستند. دگرشکلی میلونیتی، علاوه بر گسترش خردشدگی و ایجاد بافت کاتاکلاستیک و تبلور مجدد دینامیکی در بلورها، جایجایی ماکلی و نیز خمیدگی (kinkband) در ماکل‌های پلاژیوکلاز را منجر شده است. کوارتزها اغلب تبلور مجدد یافته و با بافت هم‌رشد و خاموشی موجی دیده می‌شوند.

- واحد K^{ph} : این واحد با رنگ خاکستری تیره و جلای درخشان میزبان اصلی توده‌های گرانیتوئیدی می‌باشد. سنگ مادر واحد K^{ph} ، توالی‌های ضخیمی از شیل‌های سیلتي، شیل‌های کربن‌دار، تناوب شیل و آهک، لایه‌های ضخیم آهکی و آهک دولومیتی خاکستری رنگ هستند که در اثر دگرگونی ناحیه‌ای، به فیلیت با درون لایه‌هایی از آهک دگرگون شده (مرمر) تبدیل شده‌اند. فیلیت‌ها میزبان رگه‌های کوارتزی دگرگون‌زاد در ضخامت چند میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر می‌باشند که فاقد کانه فلزی بوده و به صورت عدسی‌های موازی با برگوارگی مشاهده می‌شوند. بخش‌های فیلیتی همیشه از کانی‌های کوارتز، فلدسپات و میکا تشکیل شده و برگوارگی به نسبت مشخصی به موازات سطح محوری چین‌های منطقه، با امتداد شمال شرق-جنوب غرب و شیبی به سمت شمال غرب را نشان می‌دهند. کانی‌های تشکیل‌دهنده برونزدهای فیلیتی شامل کوارتز، فلدسپات، کلریت، موسکویت-سرسیت، بیوتیت و مواد آلی می‌باشند.

- واحد K^1 : این واحد به صورت درون لایه‌هایی در داخل واحد فیلیتی (K^{ph}) مشاهده می‌شوند. میان لایه‌های مذکور، با رنگ ظاهری خاکستری روشن تا کرم، بیشتر از آهک‌های بلورین متوسط تا ضخیم لایه و توده‌ای تشکیل شده‌اند و همراه با فیلیت‌های دربردارنده، در مقیاس‌های مختلف چین‌خورده و تاقدیس و ناودیس‌هایی را تشکیل می‌دهند که سطوح محوری آنها به موازات برگوارگی غالب منطقه است. حریری و فرجندی (۱۳۸۲)، برپایه فسیل‌های شناسایی شده در میان لایه‌های آهکی مذکور، که در خارج از گستره مورد مطالعه درجه‌های کمتری از دگرگونی را تحمل کرده‌اند، سن آبتین-آلبین را برای این واحدهای K^{ph} و K^{ph} پیشنهاد کرده‌اند.

- گرانیتوئیدهای میلونیتی (gmm): در محدوده غرب کسنزان، دو توده گرانیتوئیدی دوکی شکل با طول‌های حدود ۲۰۰ و ۴۰۰ متر در واحد فیلیتی (K^{ph}) نفوذ کرده‌اند



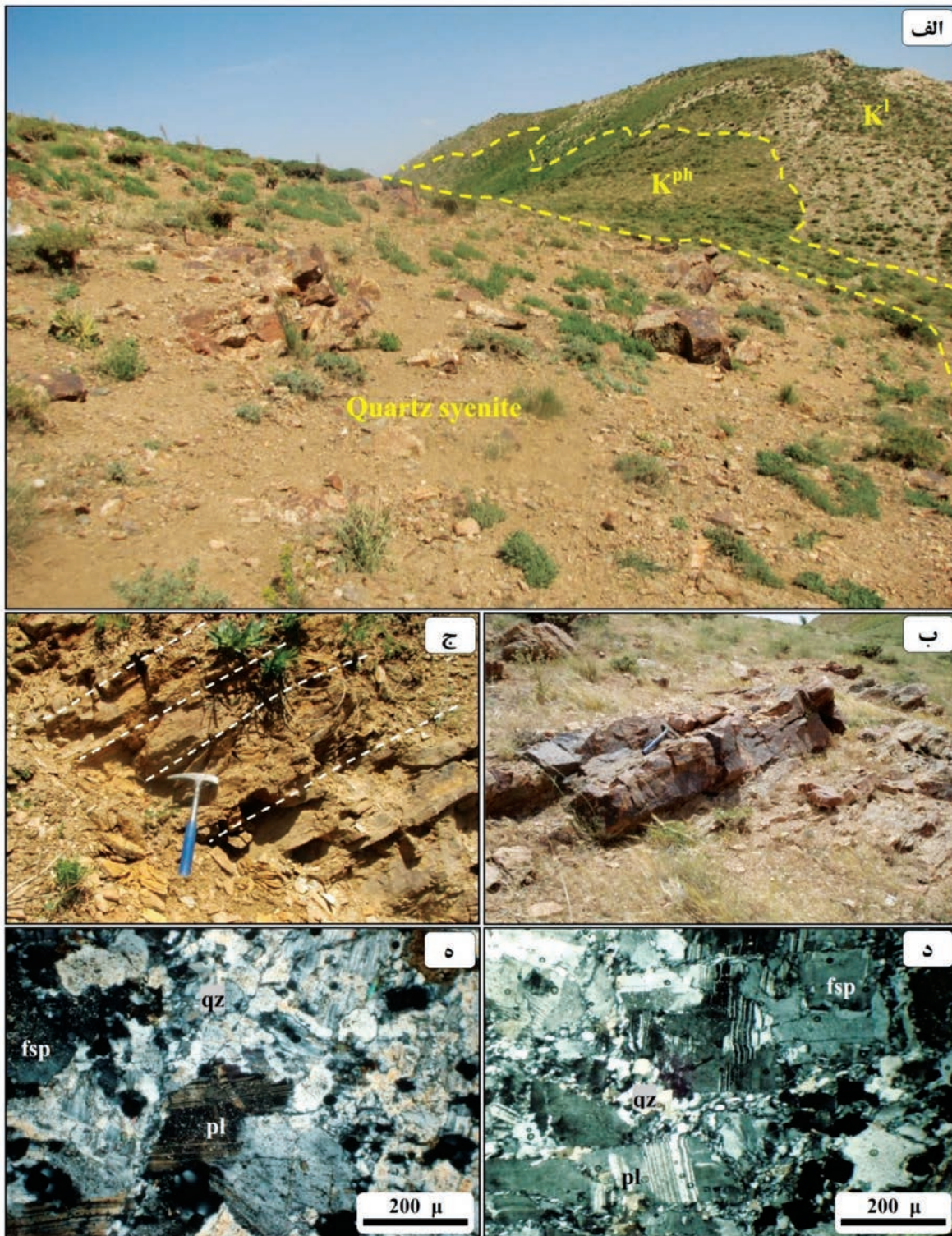
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی غرب گستره کسنزان. توده گرانیتوئیدی اصلی، با راستای شمال غرب، جنوب شرق در واحد K^{ph} تزییق شده است (تاج‌الدین، ۱۳۹۰)

بحث

کانی‌سازی

بالایی را در همراهی با کانسنگ‌های طلا دار نشان می‌دهند. حجم و عیار کانی‌سازی طلا در گستره غرب کسنزان، به واسطه ساختارهای میزبان کانه‌زایی و شیوه دگرشکلی کنترل می‌شود. در سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان کانسنگ، تجمع کانه‌های فلزی، که به صورت رگه و رگچه‌های کوارتز-کربنات-سولفید رخداد دارند، در ساختارهای میلونیتی تا اولترامیلونیتی به شدت دگرسان شده تمرکز یافته است (شکل ۴). کانسنگ‌های طلا دار، بیشتر با دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی، سولفیدی و سرسیتی همراه هستند.

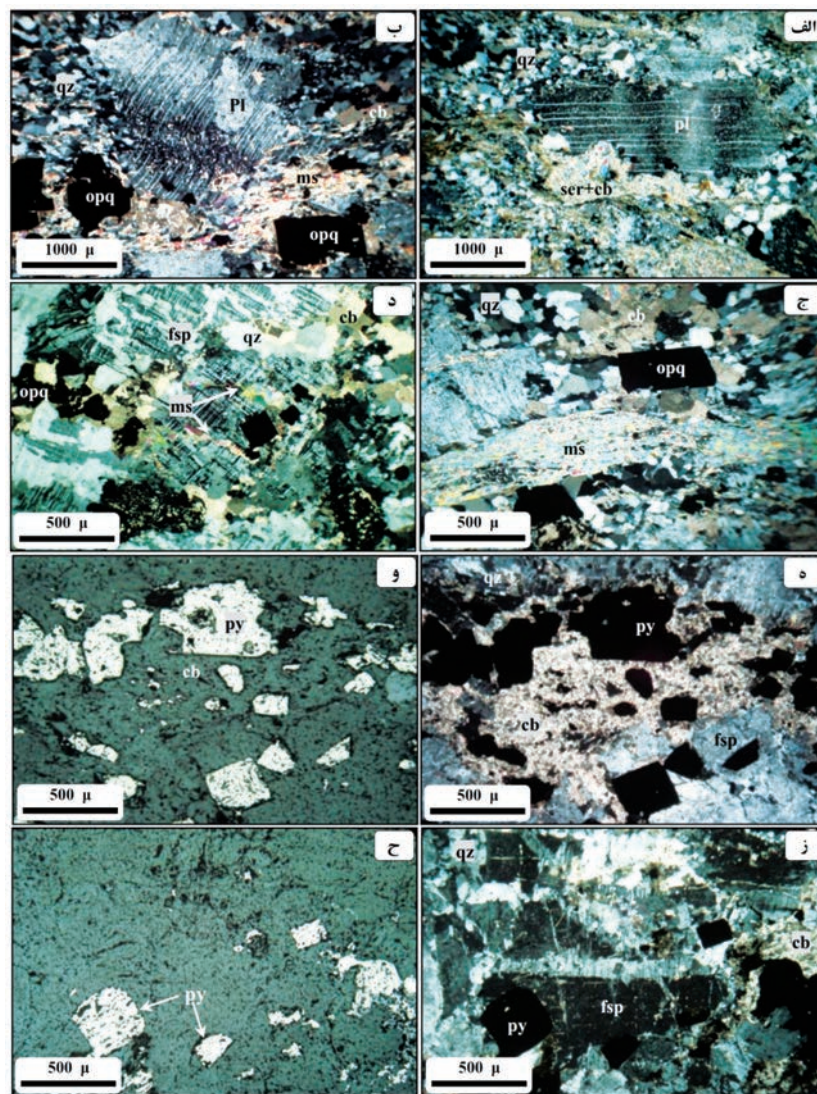
در این مطالعه، براساس نتایج آنالیز هشت نمونه کانسنگی برداشت شده از برونزدهای دگرشکل و دگرسان شده توده کوارتز سینیتی در غرب کسنزان (جدول ۱)، بیشینه مقدار طلا و نقره در کانسنگ‌های طلا دار به ترتیب $2/7$ و $1/3$ گرم در تن اندازه‌گیری شده و نسبت طلا به نقره، $1/3$ محاسبه شده است. نتایج آنالیز نمونه‌های کانسنگی حاکی از آن است که علاوه بر طلا و نقره، عناصر سرب (تا 473 گرم در تن)، روی (تا 135 گرم در تن)، مس (تا 301 گرم در تن) و آرسنیک (تا 112 گرم در تن) ناهنجار می‌باشند و تمرکزهای به نسبت



شکل ۳. موقعیت زمین‌شناسی و پتروگرافی توده گرانیتوئیدی میزبان کانی‌سازی طلا در محدوده غرب کسنزان، الف) توده کوارتز سینیتی در داخل واحد فیلیتی (K^{ph}) که دربردارنده یک میان‌لایه آهکی (K^l) است، نفوذ کرده است، ب، ج) نمای نزدیک‌تر از برونزدهای کوارتز سینیتی، که به‌شدت میلونیتی و دگرسان بوده و با برگوارگی میلونیتی همراه شده‌اند، د، ه) تصاویر میکروسکوپی از توده کوارتز سینیتی، که فابریک‌های دگرشکلی از جمله تبلور مجدد دینامیکی در بلورهای کوارتز و جابجایی ماکلی و نیز خمیدگی در پلاژیوکلازها را نشان می‌دهد. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL) برداشت شدند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است. (fsp: فلدسپار، pl: پلاژیوکلاز و qz: کوارتز)

جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه‌های برداشت شده از کانسنگ‌های طلا دار در غرب کسنزان. فراوانی عناصر برحسب گرم در تن (ppm) است

شماره نمونه	Ag	As	Au	Bi	Cu	Hg	Mo	Pb	Sb	Sn	Te	W	Zn
K-1	۱.۱۶	۸۰.۸۰	۰.۱۲	۰.۶۵	۹۵.۱۰	۰.۱۲	۱۲.۸۲	۴۷۲.۸۰	۳.۱۰	۰.۵۰	۰.۰۶	۰.۴۹	۱۳۵.۰۰
K-4	۰.۱۳	۶.۵۰	۰.۳۰	۰.۲۱	۳۷.۶۰	۰.۰۶	۲۰.۵۷	۱۷.۸۰	۰.۳۱	۰.۳۰	۰.۰۸	۰.۳۵	۳۵.۰۰
K-8	۰.۲۸	۶۵.۶۰	۰.۲۳	۰.۲۹	۶۱.۰۰	۰.۰۵	۵.۶۱	۱۸۰.۶۰	۲.۶۳	۰.۶۰	۰.۰۳	۰.۱۸	۱۰۷.۰۰
K-10	۰.۸۱	۱۱۲.۰۰	۲.۷۱	۰.۹۰	۱۵.۷۵	۰.۳۰	۱۱.۲۰	۸۵.۰۰	۱۲.۰۰	۰.۳۲	۰.۱۲	۰.۱۸	۶۲.۰۰
K-13	۰.۶۱	۳۲.۸۰	۲.۵۶	۰.۸۳	۲۰.۴۰	۰.۰۴	۱۰.۸۳	۶۱.۰۰	۰.۶۴	۰.۳۰	۰.۱۰	۰.۱۵	۵۴.۰۰
K-14	۱.۲۹	۱۰۴.۷۰	۰.۱۲	۱.۲۳	۱۴.۱۰	۰.۳۱	۵.۱۷	۸۵.۵۰	۱۵.۳۱	۰.۹۰	۰.۰۸	۱.۱۵	۶۸.۰۰
K-16	۰.۵۲	۱۰۸.۵۰	۰.۲۱	۱.۲۵	۳۰.۱۲۰	۰.۳۳	۵.۳۰	۹۲.۳۰	۱۶.۳۲	۰.۹۴	۰.۰۸	۱.۱۶	۹۸.۰۰
K-17	۰.۲۰	۸۱.۲۰	۰.۱۶	۰.۸۹	۲۵۶.۳۰	۰.۲۱	۴.۷۶	۷۶.۰۰	۹.۶۳	۰.۴۰	۰.۶۰	۰.۱۲	۴۶.۰۰



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های کانسنگی طلا دار، که از بخش‌های به شدت دگرشکل و دگرسان شده توده کوارتز سینیتی برداشت شده‌اند، الف تا د) سنگ‌ها به شدت دگرشکل بوده و فضاهای ایجاد شده در اثر میلوئیتی و خرد شدن کانی‌ها، توسط کوارتز، کربنات، سرسیت-موسکویت و کانی‌های تیره پر شده است. در شکل‌های الف، ب علاوه بر خردشدگی، فابریک خمیدگی در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود، (ه) فضاهای حاصل از خردشدگی میلوئیتی سنگ، توسط کربنات، کوارتز و پیریت پر شده‌اند، (و) همان تصویر (ه) در نور انعکاسی، (ز) فضای ریز رگچه‌های قطع کننده فلدسپارها توسط کربنات، فلدسپار و پیریت پر شده‌اند، (ح) همان تصویر (ز) در نور انعکاسی. تصاویر میکروسکوپی، به جز و، ح در نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL) برداشت شدند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans 2010) اقتباس شده است. cb: کربنات، fsp: فلدسپار، ms: موسکویت، pl: پلاژیوکلاز، opq: کانی‌های کدر، py: پیریت، qz: کوارتز و ser: سرسیت

دگرسانی

توده کوارتز سینیت میلونیتی میزبان کانه‌سازی طلا، به‌واسطهٔ رخداد فابریک‌های میلونیتی-اولترامیلونیتی و نیز تغییر رنگ ظاهری حاصل از عملکرد سیالات گرمایی، که به دگرسانی سنگ‌ها منجر شده است، از سنگ‌های فیلیتی میزبان کانی‌سازی متمایز است. دگرسانی‌های رخ داده در گستره کانسار انواع سیلیسی، کربناتی، سولفیدی و سرسیتی را شامل می‌شود. مقایسهٔ نتایج آنالیز طلا و پتروگرافی نمونه‌های کانسنگی نشان می‌دهد که مقادیر بالاتر طلا (بیش از ۰/۱ گرم در تن) با بخش‌های دگرشکل و دگرسان شده از پهنهٔ بُرشی، که کم‌وبیش با مقادیر قابل توجهی از کانی‌های کوارتز، کربنات و کانه‌های سولفیدی همراه هستند، در ارتباط است (شکل‌های ۴ و ۵).

دگرسانی سیلیسی اصلی‌ترین نوع دگرسانی در کانسنگ‌های طلا دار محدوده جنوب کسنزان می‌باشد که به‌صورت رگه و رگچه‌های سیلیسی سولفیددار سفید رنگ در گرانتیوئیدهای میزبان رخ داده است. این دگرسانی در بخش‌های حاشیه‌ای توده میزبان کانی‌سازی، متحمل دگرشکلی شدیدتری شده‌اند (میلونیت-اولترامیلونیت)، از شدت بیشتر برخوردار است. کوارتزها و دیگر محصولات دگرسانی در فضاهای حاصل از میلونیتی شدن سنگ میزبان تمرکز دارند. کوارتزها میزبان بیشترین ذرات طلا می‌باشند. دگرسانی کربناتی به‌صورت رخداد کانی‌های کربناتی (بیشتر آنکریت) و در همراهی با کوارتز، سرسیت، سولفیدها (و بیوتیت) تشکیل شده است.

سرسیت و بیوتیت به‌عنوان محصولات فرعی دگرسانی (با فراوانی کمتر از پنج درصد)، کانی‌های اصلی دگرسانی را همراهی کرده‌اند. سرسیت به‌صورت کانی‌های ورقه‌ای شکل پراکنده در متن سنگ و در سیمای عمومی‌تر به‌صورت رشته‌های طویل و تاب‌دار در همراهی با سایر کانی‌های دگرسانی مشاهده شده است. همچنین سرسیت در مقادیر کم، به‌صورت محصول دگرسانی پورفیروکلاست‌های فلدسپاری مشاهده شده است. بیوتیت نیز در مقادیر خیلی کم و به‌صورت رشته‌های کوتاه در همراهی با کانی‌های دگرسانی سولفیددار، رخداد دارد.

دگرسانی سولفیدی، به‌صورت رخداد کانی‌های سولفیدی

(پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن) مشاهده شده است. سولفیدها کم‌وبیش یک تا سه درصد از حجم کانسنگ را تشکیل داده و با افزایش شدت دگرشکلی و شدت دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی و سرسیتی، بر مقدار سولفیدها نیز افزوده می‌شود (شکل ۵). تعدادی از ذرات طلا در پیریت‌ها مشاهده شده‌اند.

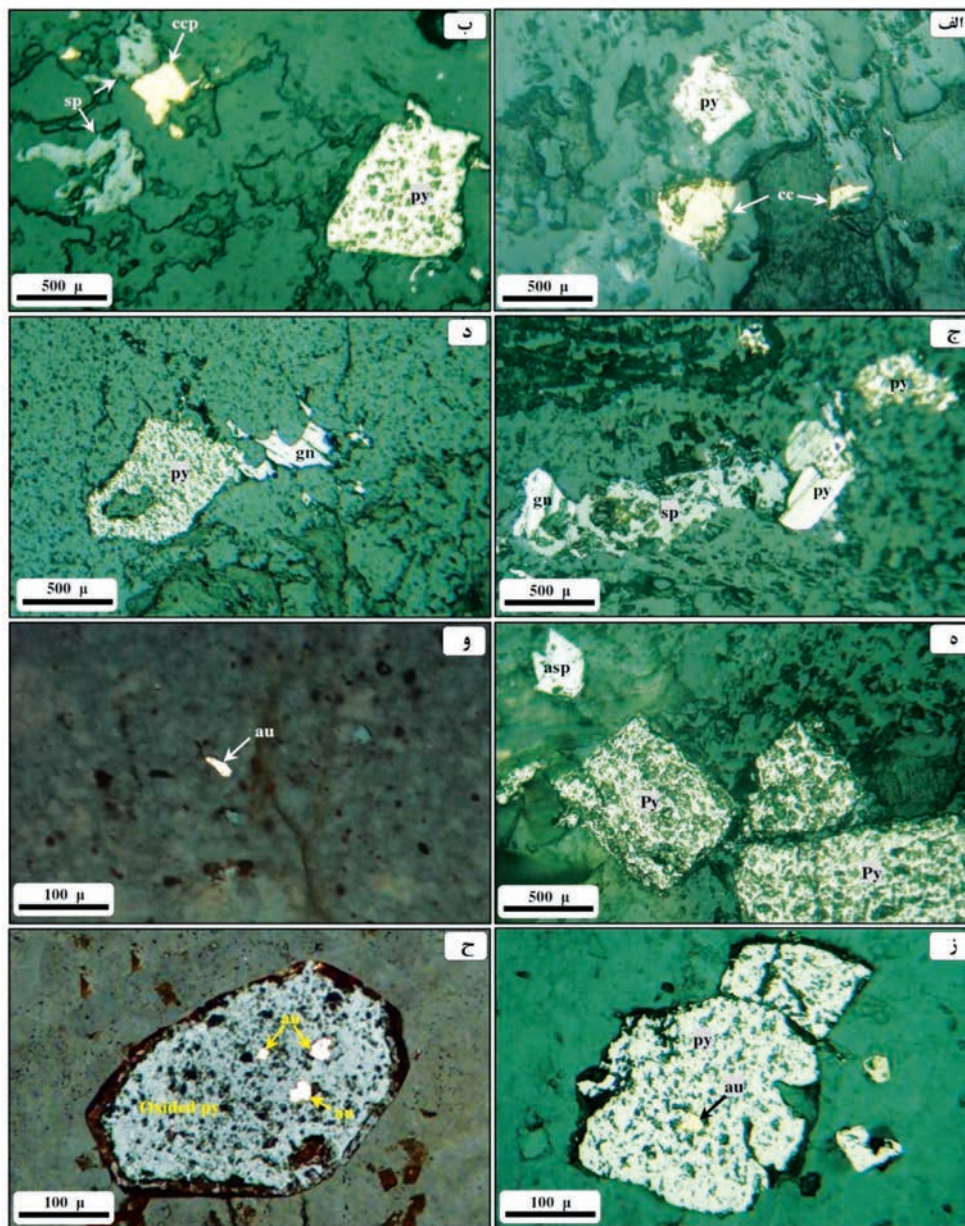
ساخت، بافت و کانی‌شناسی

اصلی‌ترین ساخت و بافت‌های کانسنگ‌های طلا دار محدوده غرب کسنزان، میلونیتی و اولترامیلونیتی می‌باشد (شکل ۴) که به‌صورت رخداد رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی در ضخامت‌های کمتر از پنج میلی‌متری در توده کوارتز سینیتی رخ داده‌اند. براساس مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری نمونه‌های کانسنگی، کانی‌های فلزی موجود در کانسار ساده بوده و شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، آرسنوپیریت، مگنتیت، طلا و ترکیبات هیدروکسیدی آهن می‌باشند.

پیریت به‌عنوان فراوان‌ترین کانهٔ سولفیدی، کم‌وبیش کمتر از پنج درصد از حجم کانسنگ و بیش از ۹۰ درصد محتوای کانه‌های سولفیدی را تشکیل داده است (شکل ۵). پیریت‌ها به تبعیت از فضای تشکیل، بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا خود شکل و در اندازه‌های کوچک‌تر از ۱۰ میکرون تا سه میلی‌متر مشاهده شده‌اند. براساس روابط بافتی، پیریت‌ها بیشتر در ریز رگچه‌های قطع‌کننده کانسنگ و در همراهی با کانی‌های کوارتز، کربنات، فلدسپار، سرسیت-موسکویت (و بیوتیت) تشکیل شده‌اند (شکل ۵). پیریت‌ها با سایر کانه‌های سولفیدی و طلا هم‌رشد بوده و گاه حاوی میان‌بارهایی از طلا می‌باشند (شکل‌های ۵-ز، ح). کالکوپیریت با فراوانی کم و به‌صورت کانی‌های بی‌شکل با اندازه‌های کوچک‌تر از ۵۰۰ میکرون در کانسنگ پراکنده است (شکل‌های ۵-الف، ب). بیش‌تر کالکوپیریت‌ها هم‌رشد با پیریت‌ها می‌باشند و هم‌زمان با سایر کانه‌های سولفیدی تشکیل شده‌اند (شکل ۵-الف). گالن و اسفالریت در اندازه‌های کوچک‌تر از ۴۰۰ میکرون و با فراوانی کم در کانسنگ حضور دارند. با توجه به روابط بافتی، این کانه‌ها اغلب به‌صورت هم‌زمان با پیریت‌ها و کانی‌های دگرسانی گرمایی تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۵-ج، د). ذرات پراکنده

درصد، به صورت ریزبلورهای کشیده و تیغه‌ای شکل همروند با برگوارگی‌های میلونیتی در مقاطع مشاهده شده‌اند. هوازگی سبب اکسایش کانه‌های سولفیدی (بیشتر پیریت) و تشکیل ترکیبات هیدروکسیدی آهن شده است. با توجه به روابط بافتی و کانی‌شناسی نمونه‌های کانسنگی توالی پاراژنزی کانی‌ها در کانسار طلای کسنزان در شکل ۶ رسم شده است.

آرسنوپیریت، در تعداد انگشت شمار و در اندازه‌های کوچک‌تر از ۳۵۰ میکرون در کانسنگ مشاهده شده‌اند (شکل ۵-ه). مگنتیت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و در اندازه‌های کوچک‌تر از یک میلی‌متر و در همراهی با کانه‌های سولفیدی مشاهده شدند. بلورهای مگنتیت کم‌وبیش مارتیتی شده‌اند. اکسیدهای تیتان با فراوانی حدود یک

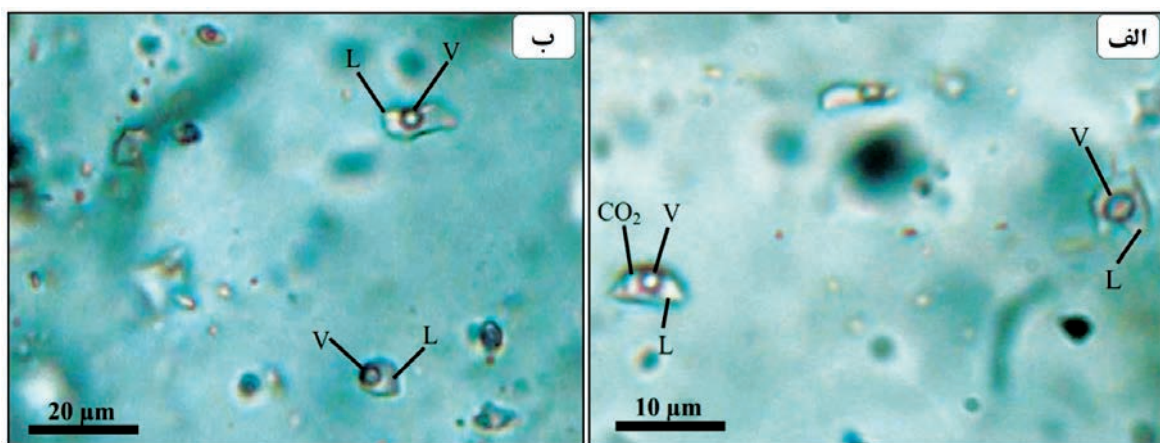


شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی (نور انعکاسی) از تنوع و روابط بافتی کانی‌های فلزی در کانسنگ‌های طلای غرب کسنزان، الف) پیریت‌های خودشکل تا نیمه شکل دار، به‌عنوان اصلی‌ترین کانه سولفیدی، در همراهی با کالکوپیریت، ب) پیریت در همراهی با کالکوپیریت و اسفالریت، ج) هم‌رشدی اسفالریت، پیریت و گالن، د) هم‌رشدی پیریت و گالن، ه) همراهی پیریت و آرسنوپیریت، و) ذره طلا در زمینه‌ای از کوارتز، ز) ذره طلا به صورت میان‌بار در پیریت، ح) ذرات طلا به صورت میان‌بار در پیریت‌هایی که به ترکیبات هیدروکسیدی آهن تبدیل شده‌اند، مشاهده می‌شوند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است. asp: آرسنوپیریت، au: طلا، ccp: کالکوپیریت، gn: گالن، py: پیریت، sp: اسفالریت

گاز (L+L(CO₂)+V) می‌باشند. گستره ذوب (T_m CO₂) در این نوع از میان‌بارها، از ۵۸/۰- تا ۵۸/۵- درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است. گستره ذوب T_{m-Clath} نیز یک تا ۷/۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در این مطالعه، دمای همگن‌شدگی بخار CO₂ به فاز مایع از ۱۷/۴ تا ۲۷/۳ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. دمای همگن شدن کلیه فازها به فاز یکنواخت گازی در گستره ۳۰۷ تا ۳۹۷ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و شوری این نوع از میان‌بارها از ۵/۵ تا ۱۴/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد (جدول ۲).

در گستره ۱۳۷/۴ تا ۲۴۰/۵ درجه سانتی‌گراد رخ داده است (شکل ۸-الف). گستره ذوب آخرین قطعه یخ (T_{m-ice}) از ۸/۳- تا ۰/۷- درجه سانتی‌گراد ثبت شد که معادل شوری ۱/۱۶ تا ۱۲/۰۶ (با میانگین ۴/۹۳) معادل درصد وزنی NaCl می‌باشند (جدول ۲ و شکل ۸-ب).

در این مطالعه، تعداد هشت میان‌بار سیال CO₂ دار با اندازه‌های شش تا ۱۰ میکرون، که در کوارتزشا حضور داشتند نیز مورد مطالعه قرار گرفتند. میان‌بارهای مذکور، با شکل نامنظم و از نوع دو فاز مایع غیرقابل آمیختن به همراه حباب



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی (دمای اتاق و نور عبوری با نیکول‌های موازی) از میان‌بارهای سیال اولیه دو فاز غنی از مایع (LV) موجود در کوارتزشای کانسنگ طلا دار محدوده غرب کسنزان. L: فاز مایع و V: فاز بخار

جدول ۲. خلاصه داده‌های مطالعات ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال اولیه دو فاز نوع LV و LV_{hh} در کانی کوارتز کانسار کسنزان

Incl. type	Size (μm)	T _e (°C)	T _{m-ice} (°C)	T _{m-Clath} (°C)	T _h (°C)	Salinity (wt. % NaCl equiv.)
LV (n=۷۴)	۱۸-۵	-۳۰ تا -۲۱/۲	-۸/۳ تا -۰/۷	-	۲۴۰/۵ تا ۱۳۷/۴ (۱۸۴/۵)	(۴/۹۳) ۱۲/۰۶ تا ۱/۱۶
L+L(CO ₂)+V (n=۸)	۱۰-۶	-۵۸/۵ تا -۵۸/۰	-	۷/۱ تا ۱	۳۹۷-۳۰۷	۱۴/۴-۵/۵

اعداد داخل پرانتز مبین بیشترین فراوانی است. T_e = دمای اولین نقطه ذوب یخ، T_{m-ice} = دمای ذوب آخرین قطعه یخ، T_{m-Clath} = دمای انحلال کلاتریت، T_h = دمای همگن‌شدن

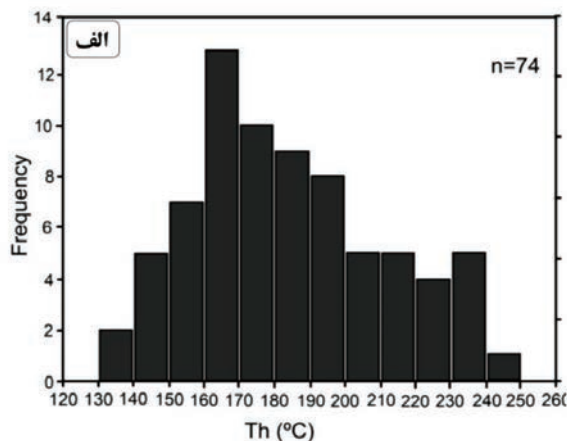
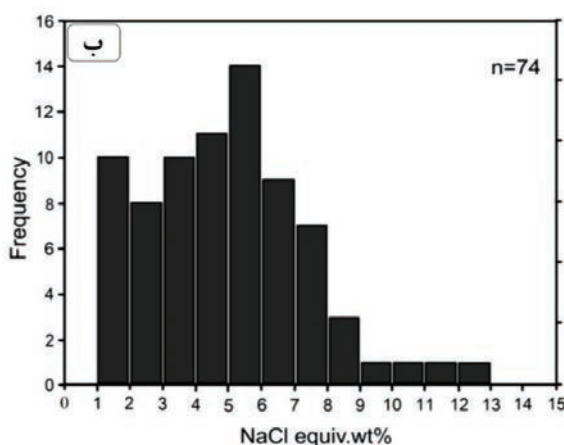
(Valenza et al., 2000).

در شکل ۹ و براساس نمودار تغییرات دمای همگن‌شدن در برابر شوری، روند تحول سیال کانه‌ساز در کانسنگ‌های طلا دار غرب کسنزان آورده شده است. این نمودار روندی از اختلاط یک سیال گرمایی با دمای متوسط و شوری متوسط را با سیال دیگر با شوری و دمای پایین‌تر نشان می‌دهد که می‌تواند با ترکیبی از فرایندهای رقیق‌شدگی و اختلاط سازگار باشد (Wilkinson, 2001). سیال رقیق‌کننده

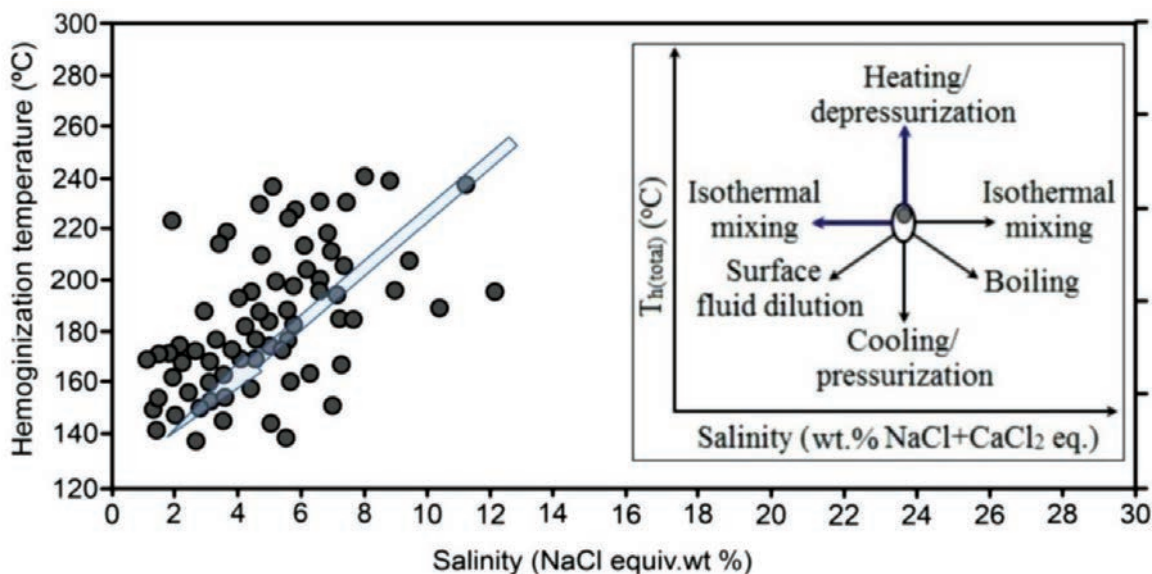
نمودار شوری برای میان‌بارهای سیال اولیه غنی از مایع (تیپ L+V) برای کانی‌سازی طلای غرب کسنزان در شکل ۸-ب نشان داده شده است. گستره اولین نقطه ذوب یخ یا اوتکتیک (T_e) در برخی سیالات تا ۳۰- درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است که نشان می‌دهد، سیال کانه‌ساز فقط به صورت یک شوراب NaCl نمی‌باشد، بلکه ممکن است علاوه بر کلرید سدیم حاوی نمک‌های دیگری از جمله منیزیم، پتاسیم، کلسیم، آهن و منگنز نیز می‌باشد

داده‌های میان‌بارهای سیال در محدوده غرب کسنزان نشان‌دهنده سیالاتی با شوری پایین و دمای متوسط هستند و مقایسه نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در کانسار طلای غرب کسنزان، با ویژگی سیالات کانه‌ساز توصیف شده برای کانسارهای نوع کوهزایی (Wilkinson, 2001) قابل مقایسه است و به لحاظ عمق تشکیل با موقعیت کانسارهای طلای مزوزونال (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005) منطبق می‌باشد.

می‌تواند آب‌های با منشأ جوی بوده باشد که در محل نهشت کانسنگ‌های طلا، با سیالات کانه‌دار دگرگون‌زاد غنی از CO_2 اختلاط کرده و موجب رقیق‌شدگی و نهشت سیالات کانه‌دار شده است. همچنین با توجه به نمودار ژرفا-دما (Hass, 1971) و براساس بیشینه دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال، کمینه ژرفای کانه‌زایی در محدوده غرب کسنزان حدود ۶/۴ کیلومتر (فشار معادل یک کیلو بار) زیر سطح ایستابی قدیمی می‌باشد.



شکل ۸. الف) نمودار دماهای همگن شدن به فراوانی میان‌بارهای سیال، ب) نمودار درجه شوری به فراوانی میان‌بارهای سیال در کانی‌های کوارتزی موجود در کانسنگ طلا در محدوده غرب کسنزان



شکل ۹. نمودار دوتایی دمای همگن شدن نهایی در مقابل شوری برای داده‌های میان‌بارهای سیال در محدوده غرب کسنزان. روندها نشان‌دهنده فرآیند آمیختگی و رقیق‌شدگی حین تحول سیال گرمایی می‌باشد. نمودار شماتیک داخلی بیانگر روندهای معمول میان‌بارهای سیال در فضای شوری-دما می‌باشد. شوری-دما می‌تواند ناشی از فرآیندهای مختلف تحول سیال (Wilkinson, 2001) می‌باشد

دگرشکلی و دگرسانی رخ داده در کانسنگ‌ها بیشتر بوده است، مقدار طلائی بالاتری را نشان داده است.

سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از دانشگاه تهران به خاطر حمایت‌های مالی و از مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به جهت آنالیز زمین‌شیمیایی نمونه‌ها و نیز مطالعه میان‌باره‌های سیال تشکر نمایند.

منابع

- تاج‌الدین، ح.، ۱۳۹۰. عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی طلا در سنگ‌های دگرگون‌شده منطقه سقز-سردشت، شمال غرب پهنه دگرگونه سندنجد-سیرجان. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۴۳.
- تاج‌الدین، ح.، ۱۳۸۷. اکتشاف و معرفی کانه‌زایی طلا در جنوب روستای قیغلوچه (قیغلوچه جنوبی، جنوب غرب سقز، استان کردستان). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۵.
- حریری، ع. و فرجندی، ف.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حیدری، س. م.، ۱۳۸۳. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و فابریک کانه‌زایی طلا در پهنه برشی خمیری منطقه کرویان (جنوب غربی سقز، استان کردستان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۱۸.
- علی‌یاری، ف.، ۱۳۸۵. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و فابریک کانه‌زایی طلا در پهنه‌های برشی قلقله، جنوب غرب سقز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۷۰.
- مقصودی، ع.، رحمانی، م. و رشیدی، ب.، ۱۳۸۴. کانسارها و نشانه‌های معدنی طلا در ایران. نشر آراین زمین، ۳۸۸.
- نصرت پور، ه.، ۱۳۸۶. مطالعه کانه‌زایی طلا در پهنه برشی قیغلوچه (جنوب غربی سقز، کردستان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۰.
- نیرومند، ش.، ۱۳۸۹. بررسی‌های زمین‌شناختی، کانی‌شناختی، زمین‌شیمیایی و ژنز ذخیره معدنی طلائی خراپه-زیتون‌جیان (استان آذربایجان غربی-شمال شرق پیرانشهر). رساله دکتری، دانشگاه شیراز، ۳۶۰.

نتیجه‌گیری

پهنه سندنجد-سیرجان، به‌لحاظ موقعیت ژئودینامیکی و قرار داشتن در حاشیه قاره پتانسیل بالایی در میزبانی ذخایر طلائی کوهزایی از جمله مجموعه معادن طلائی موته و ذخایر طلا در گستره سقز-پیرانشهر را داراست. با توجه به موقعیت تکتونیکی و ماهیت سنگ میزبان، ساخت، بافت، کانی‌شناسی، نوع دگرسانی‌ها و نیز ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و پاراژنز عنصری کانسنگ، کانی‌سازی طلا در محدوده غرب کسنزان بیش‌ترین شباهت را با ذخایر تیپ کوهزایی نشان می‌دهد. بررسی داده‌های میان‌بار سیال بیانگر آن است که سیالات کانی‌سازی در این کانسار، مشابه با اغلب کانسارهای طلائی کوهزایی، سیالاتی داغ با دمای ۱۳۷/۴ تا ۲۴۰/۵ (با میانگین ۱۸۴/۵) درجه سانتی‌گراد و شوری ۱/۱۶ تا ۱۲/۰۶ (با میانگین ۴/۹۳) درصد وزنی معادل NaCl، همراه با فازهای مایع و گازی CO₂ می‌باشند. روند تحول سیال کانه‌ساز در کانسنگ‌های طلادار غرب کسنزان، ترکیبی از فرآیندهای رقیق‌شدگی و اختلاط را نشان می‌دهد که در طی آن یک سیال گرمایی با دما و شوری متوسط (با منشاء دگرگونی) با سیال دیگر با شوری و دمای پایین‌تر (با منشاء جوی) اختلاط یافته است.

مجموع مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی نشان می‌دهد که کانسنگ‌های طلادار در محدوده غرب کسنزان مشابه با اغلب کانسارهای طلائی کوهزایی در ارتباط با پهنه برشی به‌شدت دگرشکل شده و دگرسان شده رخ داده است. کانه‌زایی طلا در واحد کوارتز سینیت که در پهنه برشی تزریق شده، رخ داده است. کانسنگ طلا در همراهی با دگرشکلی‌های میلیونیتی و اولترامیلونیتی که اثر عملکرد پهنه برشی بر روی توده کوارتز سینیتی میزبان نقش بسته، تشکیل شده است. دگرسانی‌های گرمایی شامل سیلیسی، کربناتی، سرسیتی و سولفیدی کانسنگ‌ها طلا را همراهی می‌کنند. مطالعات ریزساختاری و پتروگرافی نمونه‌های کانسنگی در بخش‌های مختلف زون‌های کانه‌دار نشان می‌دهد که بالاترین عیار طلا با ظهور فابریک‌های میلونیت-اولترامیلونیتی، که به‌شدت دگرسان شده و حاوی مقادیر قابل توجهی کانه‌های سولفیدی هستند، منطبق است. در این رابطه، هرچه شدت

- Aliyari, F., Rastad, E., Mohajjel, M. and Arehart, G.B., 2009. Geology and geochemistry of D-O-C isotope systematics of the Qolqoleh gold deposit, Northwestern Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 36, 306-1314.
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dube, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R. and Gosselin, P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology*. 100th Anniversary, 407-450.
- Goldfarb, R.J. and Groves, D.I., 2015. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2-26.
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short, Course*, 31.1-198.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F. and Hart, C.J.R., 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research and exploration significance. *Economic Geology*, 98, 1-29.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. and Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13, 7-27.
- Hall, D.L., Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83, 197-202.
- Hass, J.L., Jr., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66, 940-946.
- 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.
- Niromand, Sh., Goldfarb, R.J., Moore, F., Mohajjel, M. and Marsh, E.E., 2011. The Kharapeh orogenic gold deposit: Geological, structural, and geochemical controls on epizonal ore formation in west Azerbaijan province, northwest Iran. *Mineralium Deposita*, 46, 409-428.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 664.
- Sheikholeslami, M.R., 2002. Evolution structurale et métamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central: les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan). The'se, université de Brest, 194.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 223.
- Sterner, S.M., Hall, D.L. and Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions: V. solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vaporsaturated conditions. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 52,5, 989-1005.
- Valenza, K., Moritz, R., Mouttaqi, A., Fontignie, D. and Sharp, Z., 2000. Vein and karst barite deposits in the western Jebilet of Morocco: fluid inclusion and isotope (S, O, Sr) evidence for regional fluid mixing related to central Atlantic Rifting. *Economic Geology*, 95,3, 587-606.
- 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 inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.

تحلیل زمانی-مکانی محیط رسوبی نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه بجنستان (شمال بلوک لوت)

زهرا رضازاده^۱، عباس صادقی^{۲*}، محبوبه حسینی برزی^۳ و احمدرضا خزاعی^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
۲. استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
۳. دانشیار گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۱/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۴/۰۹

چکیده

در این پژوهش میکروفاسیس، محیط رسوبی و مدل رسوبی نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه بجنستان در چهار برش چاقول، شهرک صنعتی، مزار و بهاباد مورد مطالعه و تحلیل قرار گرفت. این نهشته‌ها در برش‌های متفاوت با ضخامت‌های متفاوت رخنمون پیدا کرده است. بر اساس بافت رسوبی، شواهد پتروگرافی و فونای موجود در این نهشته‌ها شش میکروفاسیس کربناته متعلق به سه کمر بند رخساره‌ای لاگون، سد و دریای باز کم‌عمق واقع در رمپ داخلی شناسایی شد. مقایسه میکروفاسیس‌ها و کمر بندهای رخساره‌ای برش‌های مختلف، روند افزایش ملایم و تدریجی عمق را برای سنومانین و افزایش محسوسی را در سانتونین-کامپانین پیشین نسبت به سنومانین نشان می‌دهند. همچنین عمق نهشت این رسوبات در دو برش چاقول و شهرک صنعتی کم‌عمق‌تر و کم‌وبیش مشابه بوده و به نسبت دو برش مزار و بهاباد عمق بیشتری را نشان می‌دهند. بر این اساس امتداد خط ساحل کم‌وبیش شرق، شمال شرق-غرب، جنوب غرب پیشنهاد می‌شود. ماسه‌ای شدن برخی رخساره‌ها نیز می‌تواند حاکی از فعالیت‌های زمین‌ساختی در امتداد گسل‌های پی‌سنگی منطقه باشد.

واژه‌های کلیدی: میکروفاسیس، کرتاسه بالایی، سنومانین، سانتونین-کامپانین پیشین، بجنستان.

مقدمه

و مرز جنوبی آن به فرونشست جازموریان محصور شده است (آقانیاتی، ۱۳۸۵).

مناطق وسیعی از بلوک لوت توسط سنگ‌های ولکانیکی پالئوژن، نئوژن و کواترنری و درصد کمی توسط سنگ‌های رسوبی در برگرفته شده‌اند (Assadi and Kolahdani, 2014; Saadat and Stern, 2016). با این وجود بیشترین درصد رخنمون‌های رسوبی منطقه بجنستان مربوط به مزوزوئیک و بیشتر کرتاسه هستند که پورلیتی (۱۳۸۱)

منطقه بجنستان در حاشیه‌ی شمالی بلوک لوت واقع شده است. بلوک لوت، با طول حدود ۹۰۰ کیلومتر، شرقی‌ترین بخش خردقاره‌ی ایران مرکزی است. مرز شرقی آن با گسل نهبندان و حوضه‌ی فلیشی شرق ایران و مرز غربی آن با گسل نایبند و بلوک طبس مشخص می‌شود. در روی نقشه‌ی زمین‌ساخت ایران (Stoklin and Nabavi, 1973) مرز شمالی این بلوک به فروافتادگی جنوب کاشمر

* نویسنده مرتبط: a-sadeghi@sbu.ac.ir

آن‌ها را به کرتاسه پایینی و عاشوری و همکاران (۱۳۸۶) به کرتاسه بالایی نسبت داده‌اند.

بر خلاف نهشته‌های کرتاسه زیرین که دارای شرایط کم‌وبیش یکسان رسوبی است، حوضه‌های رسوبی کرتاسه بالایی از یکدیگر جدا و دارای شرایط خاص خود بوده‌اند. در نتیجه نهشته‌های کرتاسه بالایی ویژگی‌های رخساره‌ای یکسانی ندارند. از این رو واحدهای سنگ چینه‌ای کرتاسه بالایی ایران، به جز زاگرس و کپه داغ، نام‌گذاری نشده‌اند و یا نام‌های محلی دارند. تکرار حرکات زمین ساختی مرتبط با رخدادهای قابل قیاس با چرخه ساب هرسی نین سبب ایجاد وقفه‌های رسوبی و چرخه‌های فرسایشی درون‌سازندی در نهشته‌های کرتاسه بالایی ایران شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

نهشته‌های رسوبی کرتاسه بالایی در منطقه بجنستان شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک، سنگ‌آهک ماسه‌ای، مارن و آهک‌های ضخیم لایه هستند که در نقشه زمین‌شناسی منطقه توسط پورلطیفی (۱۳۸۱) به صورت دو واحد K_m و K_L (کرتاسه زیرین) و توسط عاشوری و همکاران (۱۳۸۶) در قالب سه واحد K_1 ، K_2 و K_3 (کرتاسه بالایی) معرفی شده‌اند.

ضخامت نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه بجنستان به طور کامل متغیر است، به طوری که در شمال شرق بجنستان و برش چاچول ۱۸۲ متر، شمال بجنستان و برش شهرک صنعتی ۷۷ متر، جنوب غرب بجنستان و برش مزار ۶۰/۶ متر و در برش بهاباد ۱۵۲/۴۸ متر از آن رخنمون شده است. فصل مشترک این رسوبات با رسوبات قدیمی‌تر به صورت هم‌شیب و مرز بالای آن فرسایشی است.

تغییرات شدید رخساره‌ای، نبود مطالعات جامع، نبود نام‌گذاری در قالب واحدهای لیتواستراتیگرافی رسمی و نیز ابهام در تاریخچه و روند تکامل محیط‌های کرتاسه بالایی در منطقه مورد نظر، اهمیت مطالعات محیط رسوبی دیرینه را برای این نهشته‌ها دوچندان کرده است. در همین راستا چهار برش چاچول، بهاباد، مزار و شهرک صنعتی در منطقه بجنستان با هدف شناسایی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی برای مطالعه و مقایسه جانبی آن‌ها با یکدیگر انتخاب شد تا گامی برای رسم جغرافیای دیرینه کرتاسه پسین در منطقه

مورد مطالعه برداشته شود. در واقع هدف از انجام این پژوهش بررسی تغییرات رخساره‌ای حاصل از تغییرات عمق، ورود رسوبات سیلیسی آواری در مکان و زمان و رسیدن به مدل رسوبی مناسب این نهشته‌ها در منطقه مورد نظر می‌باشد.

موقعیت جغرافیایی

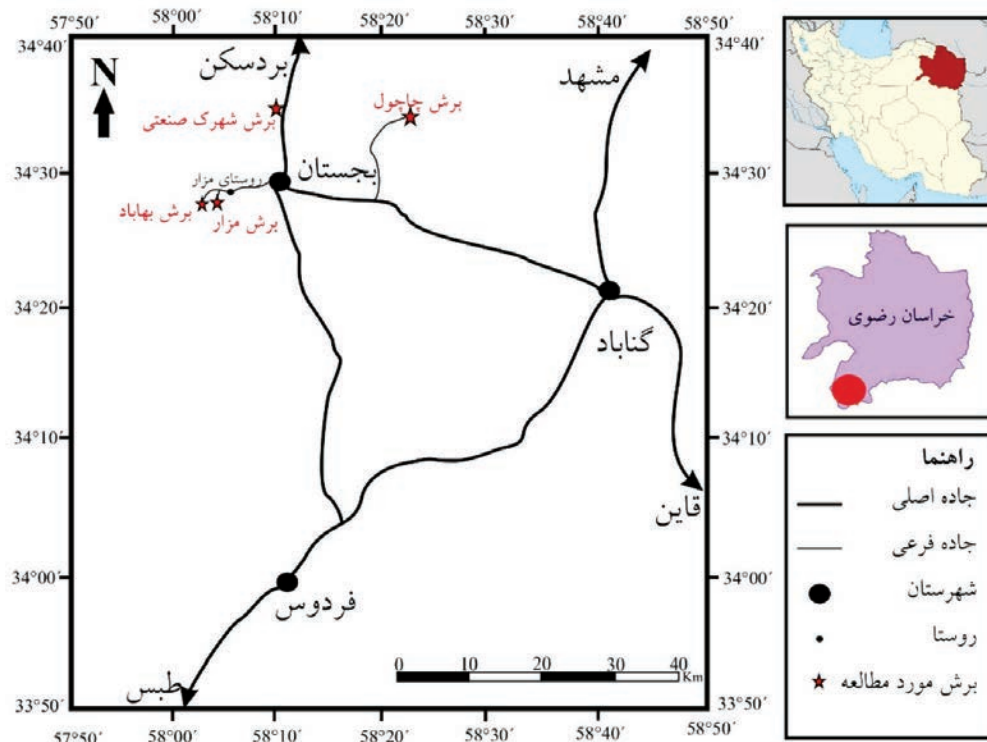
- برش‌های مورد مطالعه در جنوب غرب استان خراسان رضوی و در گستره شهرستان بجنستان واقع شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲). راه‌های دسترسی و مختصات جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشند:

- برش چاچول: این برش در شمال شرق شهرستان بجنستان و کوه چاچول واقع شده است. در کیلومتر ۱۸ جاده بجنستان-گناباد، در سمت چپ جاده، جاده فرعی و خاکی خارفیروزی قرار دارد که به کوه چاچول منتهی می‌شود. این برش در گستره نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بجنستان (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) واقع شده است. مختصات جغرافیایی قاعده این برش $34^{\circ} 34' 58''$ عرض شمالی و $58^{\circ} 23' 19''$ طول شرقی می‌باشد (شکل‌های ۱ و ۲).

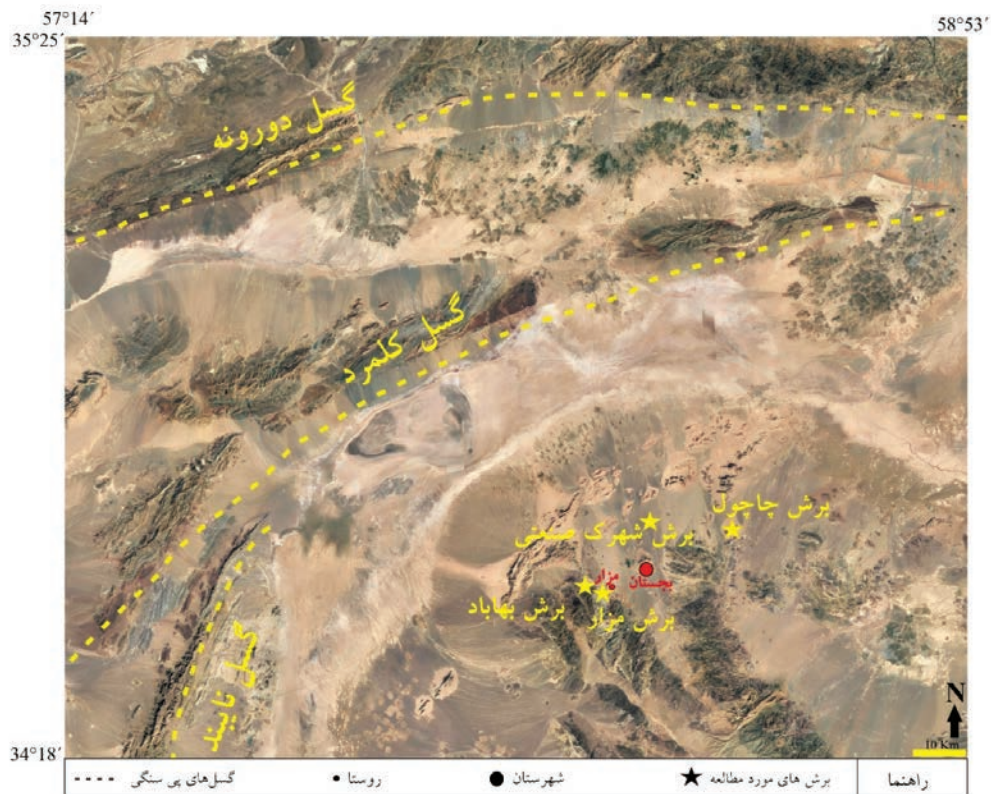
- برش شهرک صنعتی: این برش در کیلومتر پنج جاده بجنستان-بردسکن و در نزدیکی شهرک صنعتی شهرستان بجنستان در گستره نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بجنستان قرار دارد. مختصات جغرافیایی قاعده این برش $34^{\circ} 35' 53''$ عرض شمالی و $58^{\circ} 12' 23''$ طول شرقی می‌باشد (شکل‌های ۱ و ۲).

- برش مزار: این برش در دو کیلومتری جنوب غرب شهرستان بجنستان و جنوب غرب روستای مزار انتخاب شده است و در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فردوس قرار دارد. مختصات جغرافیایی قاعده این برش $34^{\circ} 28' 21''$ عرض شمالی و $58^{\circ} 07' 12''$ طول شرقی می‌باشد (شکل‌های ۱ و ۲).

- برش بهاباد: برش بهاباد در شش کیلومتری جنوب غرب شهرستان بجنستان و جنوب غرب روستای مزار واقع شده است. این برش در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فردوس قرار دارد. مختصات جغرافیایی قاعده این برش $34^{\circ} 28' 57''$ عرض شمالی و $58^{\circ} 06' 07''$ طول شرقی



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه (موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۱۳۹۸)



شکل ۲. عکس ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و موقعیت برش‌های مورد مطالعه

می‌باشد (شکل‌های ۱ و ۲).

روش مطالعه

در مرحله نخست، برش‌های فوق در گستره مورد مطالعه انتخاب و مورد مطالعات صحرایی قرار گرفتند. نمونه‌برداری بر اساس تغییرات لیتولوژیکی و رخساره‌ای در جهت عمود بر امتداد لایه‌ها صورت گرفت. در این پژوهش تعداد ۳۰۲ مقطع نازک از مجموع ۴۱۸ متر ضخامت رسوبات کرتاسه بالایی تهیه شد که ۱۱۶ نمونه به برش بهاباد، ۷۴ نمونه به برش چاچول، ۶۲ نمونه به برش مزار و ۳۸ نمونه به برش شهرک صنعتی تعلق دارد.

همچنین نام‌گذاری سنگ‌های آهکی به روش (Dunham, 1962) صورت گرفت. رخساره‌های برش‌های مورد مطالعه با کمربند رخساره‌ای و میکروفاسیس‌های (Flugel, 2010) و لیتوفاسیس‌ها با تقسیم‌بندی (Miall, 2000) مورد مقایسه قرار گرفتند. رنگ‌آمیزی مقاطع نازک به روش (Dickson, 1965) توسط محلول آلیزاین قرمز و فروسیانید پتاسیم برای تفکیک انواع کانی‌های کربناته در آزمایشگاه دانشگاه شهید بهشتی انجام شد. در پایان مدل رسوبی منطقه مورد مطالعه رسم شد.

میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی

این پژوهش به منظور شناسایی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه بجنستان انجام شده است. مطالعه مقاطع نازک نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی برش‌های مورد مطالعه منجر به شناسایی شش میکروفاسیس کربناته شده است که مربوط به سه کمربند رخساره‌ای لاگون، سد واقع در رمپ داخلی و دریای باز کم‌عمق هستند.

علاوه بر بررسی نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه، با توجه به وجود یک واحد آذرآواری در دو برش بهاباد و چاچول و ارزش این واحد در تطابق بین ستون‌ها، بر آن شدیم تا در ابتدا به شرح مختصر مشاهدات مربوط به این واحد و نهشته‌های روی این واحد توفی و همچنین ماسه‌سنگ‌های زیر آن پرداخته شود و سپس میکروفاسیس‌های کربناته معرفی شوند.

واحدهای لیتولوژیکی و لیتوفاسیس‌های غیرکربناته

A1: کنگلومرا- ماسه‌سنگ

نهشته‌های کرتاسه بالایی در دو برش بهاباد و چاچول با یک واحد کنگلومرا- ماسه‌سنگ آغاز می‌شوند که با توجه به ضخامت کم کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌ها (برش چاچول سه متر و برش بهاباد در مجموع ۷/۵ متر)، آن‌ها را در یک لیتوفاسیس معرفی می‌کنیم. در دو برش‌های دیگر به دلیل پوشیده بودن قاعده برش، این واحد قابل بررسی نمی‌باشد. این واحد دارای تناوبی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ است. کنگلومرای این واحد قرمز تا ارغوانی‌رنگ و ضخیم لایه، از لحاظ فابریک اغلب اورتوکنگلومرا (گاهی پاراکنگلومرا)، همراه با ساختارهای کانالی در قاعده، دانه پشتیبان، توده‌ای و دارای کد رخساره‌ای Gcm است (شکل ۳-۱). این کنگلومرا دارای قطعاتی در اندازه‌های متفاوت (بین ۲۰ سانتی‌متر تا یک سانتی‌متر) با گردشگی خوب، جورشدگی به نسبت ضعیف و از لحاظ جنس، پلی‌میکتیک است. قلوها بیشتر از جنس ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک هستند. سیمان این کنگلومرا بیشتر کربناته (کلسیت و دولومیت آهن‌دار) است. اطراف قلوها را اکسید آهن می‌پوشاند. لایه‌های ماسه‌سنگی همراه این کنگلومراها در واحد موردنظر نیز قرمز تا ارغوانی رنگ و اندازه آن‌ها متوسط تا خیلی ریزدانه هستند. این ماسه‌سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی به صورت متوسط تا نازک لایه با ساختارهای کانالی و لایه‌بندی مورب عدسی (کد رخساره‌ای St و Sh) دیده می‌شوند (شکل ۳-۲). با توجه به مطالعه مقاطع نازک تهیه شده، ماسه‌سنگ‌های ذکر شده از نوع لیتارنایت تا ساب‌لیتارنایت متوسط تا خوب جور شده و نیمه‌زاویه‌دار تا گرد شده هستند. (شکل‌های ۳-۱، ۳-۲، ۳-۳). درصد فلدسپات در این ماسه‌سنگ‌ها پایین است و لیتیک‌ها بیشتر از نوع چرتی، شیلی و چرت‌های دگرگون شده هستند. لیتیک‌های رسوبی در حال متلاشی شدن هم دیده می‌شود که سنگ مادر رسوبی- دگرگونی حاصل از فرسایش کوهزایی و چرخه مجدد رسوبی را تداعی می‌کنند. سیمان در این ماسه‌سنگ‌ها کربناته و از جنس کلسیت و دولومیت است که در بعضی نقاط در اطراف دانه‌ها خوردگی ایجاد کرده است. ماسه‌سنگ‌های ذکر شده دارای حدود ۱۰ درصد زمینه

قابل مشاهده است. وجود میان لایه‌های ظریف ژپیس و درصد جزئی قطعات فسیلی به صورت شکسته شده، می‌تواند به عنوان شاخص محیط سوپراتایدال تا اینترتایدال در نظر گرفته شود. این رخساره در برش‌های بهاباد، شهرک صنعتی و چاچول مشاهده شد. در برش شهرک صنعتی و چاچول، وجود شیل آهکی ژپیس دار در این واحد می‌تواند تاییدی بر آن باشد که محیط رسوبی رسوبات برش شهرک صنعتی و چاچول نسبت به برش بهاباد به خشکی نزدیک‌تر هستند.

A4: مارن حاوی دوکفه‌ای

این واحد شامل مارن خاکستری روشن تا نخودی رنگ با سطح تازه خاکستری رنگ و لامیناسیون مشخص (کد رخساره‌ای FI) است (شکل ۳-۱). این مارن حاوی فسیل فراوان شامل دوکفه‌ای کوچک، استراکد، قطعات رودیست، براکیوپودا و خارپوست می‌باشد. این فاسیس در دو برش بهاباد و چاچول دیده می‌شود. در برش چاچول ضخامت این واحد و فراوانی دوکفه‌ای‌ها بیشتر است. در برش بهاباد ضخامت این نهشته‌ها کمتر و دارای میان لایه‌های آهکی و فراوانی بیشتر خارپوست‌ها و براکیوپودا نسبت به برش چاچول می‌باشد. این واحد با توجه به واحدهای آهکی موجود در آن و محتوی ماکروفسیلی به دو سمت سد یعنی لاگون و دریای باز کم عمق نسبت داده شده است. در برش بهاباد با توجه به وجود میان لایه‌های آهکی متعلق به دریای باز کم عمق و کانال جزر و مدی و همچنین فسیل فراوان خارپوست و رودیست این واحد به دریای باز کم عمق و در برش چاچول این واحد با توجه به مجاورت با واحدهای شیلی-ماسه‌ای ژپیس دار، افزایش فاحش محتوی دوکفه‌ای و کاهش چشمگیر خارپوست و رودیست به محیط لاگون نسبت داده شدند.

میکروفاسیس‌های کربناته

B1: وکستون/مادستون میلیولیدار سیلتی

در این میکروفاسیس قطعات فسیلی ۳۰-۱۰ درصد مقطع نازک را تشکیل می‌دهند که اغلب فرامینیفیرهای بنتیک و به خصوص میلیولیدها، مقدار کمی استراکدها و جلبک‌ها هستند. فضای داخلی بعضی از فسیل‌ها با اکسید آهن پر

هستند. با این حال با توجه به شواهد واضح از متلاشی شدن دانه‌های خرده‌سنگی رسوبی و نیز جورشدگی و گردشدگی به نسبت خوب دانه‌ها به نظر می‌رسد که منشا زمینه در این ماسه‌سنگ‌ها کم‌وبیش دیاژنزی بوده و بلوغ بافتی آن‌ها قبل از دیاژنز مچور تا ساب‌مچور ارزیابی می‌شود. با توجه به مشاهده کانال، رنگ قرمز نهشته‌ها، جورشدگی و گردشدگی به نسبت خوب ماسه‌سنگ‌ها و فابریک دانه‌پشتیبان کنگلومراها این نهشته‌ها به محیط قاره‌ای رودخانه‌ای تا حدواسط نسبت داده می‌شوند (Nichols, 2009).

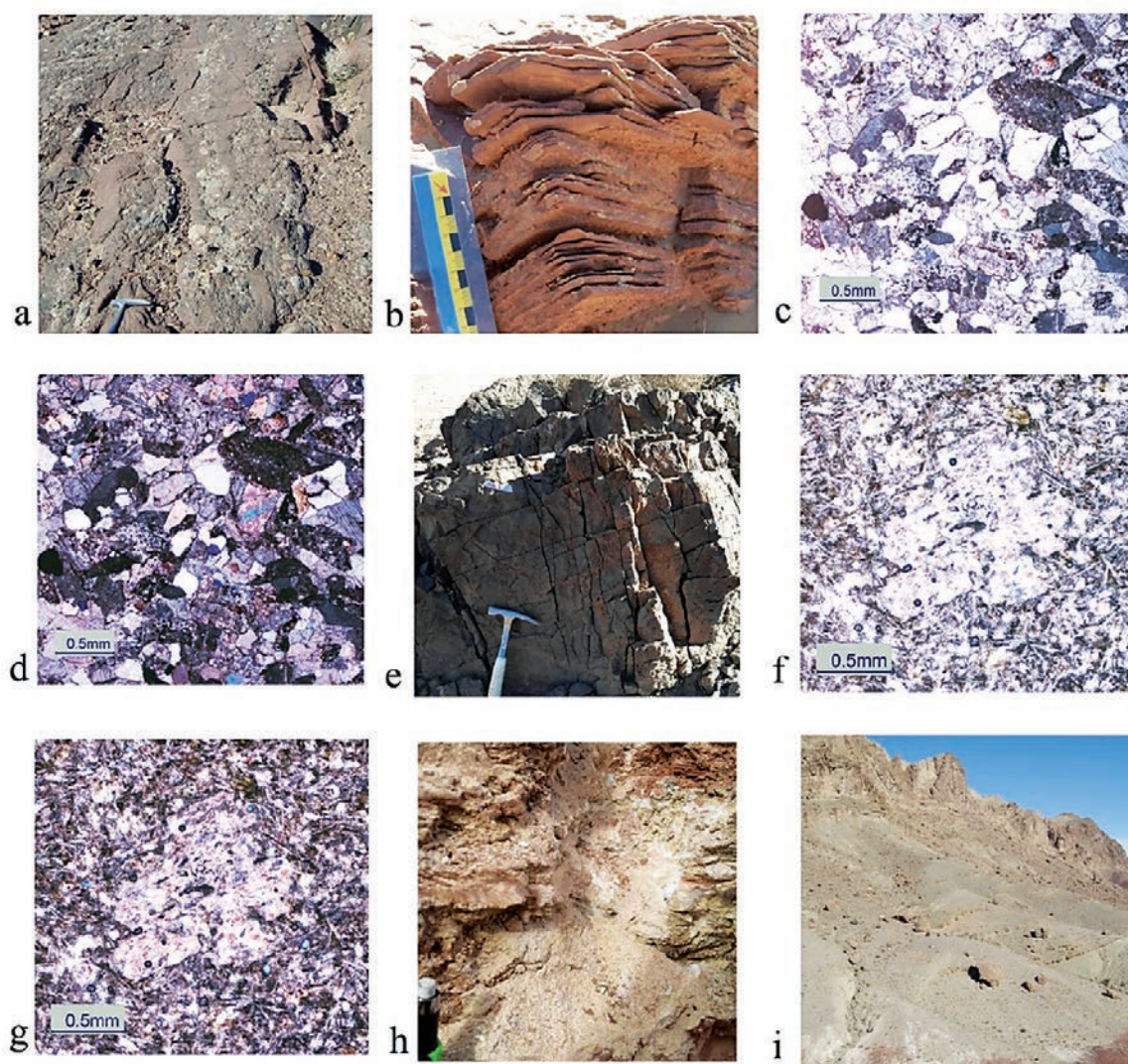
A2: آذرآواری‌ها

این واحد شامل توف ضخیم لایه و متراکم با سطح هوازده سبزه تا خاکستری تیره و سطح شکست تازه سبز تیره تا دودی رنگ است (شکل ۳-۲). لایه بندی این توف‌ها موازی لایه‌های بالا و پایین آن‌ها است و گسترش جانبی خوبی دارند. این نمونه‌ها بر اساس مطالعه مقاطع نازک با فراوانی شیشه در زمینه و همچنین وجود بلورهای اتومورف تا اتومورف شکسته شده فلدسپات (شکل ۳-۳ f و g) کریستال ویتریک توف نام‌گذاری می‌شوند (Tucker, 2001). با توجه به موقعیت چینه‌شناسی در برش‌های چاچول و بهاباد و تعداد اندک و شکسته شده قطعات فسیلی، این واحد در محیط دریایی نهشته شده است.

واحدهای A4 و A3 جز رخساره‌های مخلوط هستند ولی با توجه به این‌که، تفکیک این واحدها بر اساس ویژگی‌های صحرایی انجام شده است، به جای معرفی در بخش میکروفاسیس در این بخش توصیف می‌شوند.

A3: مارن ژپیس دار

این واحد از مارن‌های صورتی تا قرمز رنگ با میان لایه‌های ظریف ژپیس (کد رخساره‌ای E) تا سیلتستون (کد رخساره‌ای FI) و شیل‌های آهکی ژپیس دار متغیر هستند (شکل ۳-۴). قطعات سیلیسی در سیلتستون‌ها بیشتر کوارتز بوده و دانه‌های کربناته این نمونه‌ها با توجه به رنگ آمیزی مقاطع نازک اغلب کلسیت و مقدار کمتری دولومیت و دولومیت آهن‌دار هستند. این رخساره دارای درصد بالای پیریت است. سیمان کربناته به صورت کلسیت و دولومیت



شکل ۳. لیتوفاسیس‌ها و پتروفاسیس‌های غیر کربناته، (a) کنگلومرا دانه پشتیبان و توده‌ای (کد رخساره‌ای Gcm)، واحد A1، (b) ماسه‌سنگ (کد رخساره‌ای Sh) واحد A1، (c,d) ماسه‌سنگ لیتارنایت واحد A1 در نور معمولی (c) و پلاریزه (d,e) واحد آذراوری A2، (f,g) کریستال ویتربیک توف واحد A2 در نور معمولی (f) و پلاریزه (g)، (h) واحد A3، مارن ژئپس‌دار (کد رخساره‌ای FI)، (i) واحد A4، مارن خاکستری حاوی فسیل دوکفه‌ای (کد رخساره‌ای FI)

۳۰ درصد و اینتراکلاست‌ها ۱۰ درصد و پلوتیدها کمتر از ۱۰ درصد این میکروفاسیس را تشکیل می‌دهند. در این میکروفاسیس تنوع فرامینیفرهای بنتیک زیاد است و فراوانی قطعات رودیستی کم می‌شود. فضای داخلی بعضی از فسیل‌ها با اکسید آهن پر شده است. در این میکروفاسیس کمتر از پنج درصد ماسه‌های کوارتزی به صورت مونوکریستالین با خاموشی مستقیم وجود دارد. در بعضی بخش‌ها (اغلب به دلیل نئومورفسم) این میکروفاسیس به گرینستون نزدیک می‌شود (شکل ۴-b). این میکروفاسیس در هر چهار برش

شده است. ۱۵-۱۰ درصد مقطع نازک را کوارتز با اندازه‌ی کمتر از ۰/۰۵ میلی‌متر، مونوکریستالین و با خاموشی مستقیم در برمی‌گیرد (شکل ۴-a). این میکروفاسیس در برش شهرک صنعتی و بهاباد وجود دارد. در برش شهرک صنعتی درصد کوارتز و قطعات فسیلی بیشتر است. این میکروفاسیس متعلق به RMF 17 و کمر بند رخساره‌ای لاگون است (شکل ۶).

B2: وکستون/پکستون بایوکلاست، اینتراکلاست‌دار
 قطعات فسیلی که اغلب شامل فرامینیفرهای بنتیک و مقدار کمتری جلبک، استراکد و قطعات رودیستی هستند،

هستند و ۳۰ درصد مقطع را دربرمی‌گیرند. اینتراکلاست‌ها ۱۰ درصد این میکروفاسیس را تشکیل می‌دهند. کمتر از پنج درصد میکریت در زمینه سنگ وجود دارد و مابقی مقطع را سیمان اسپاری تشکیل می‌دهد (شکل ۴-۴). این میکروفاسیس در سه برش مزار، شهرک صنعتی و چاچول وجود دارد. در برش شهرک صنعتی درصد سیمان اسپاری بیشتر و قطعات فسیلی کمتر است. این میکروفاسیس متعلق به RMF 27 و کمربند رخساره‌ای بخش جلویی سد^۲ واقع در رمپ داخلی است.

B6: وکستون/پکستون بایوکلاست‌دار ماسه‌ای

در این میکروفاسیس قطعات فسیلی شامل فرامینفرهای بنتیک، استراکدها، قطعات رودیستی، جلبک سبز، قطعات اکینوئید، بریوزوئر و سرپولا هستند و ۳۵-۱۰ درصد این میکروفاسیس را تشکیل می‌دهند. کمتر از پنج درصد پلوئید و پنج درصد سیمان اسپاری دیده می‌شود. ماسه‌های کوارتزی به صورت مونوکریستالین با خاموشی مستقیم ۱۵-۱۰ درصد وجود دارند (شکل ۴-۴). این میکروفاسیس در هر چهار برش مورد مطالعه وجود دارد و متعلق به RMF 18 و کمربند رخساره‌ای دریای باز کم عمق تا کانال جزر و مدی است.

بحث

با توجه به این که نهشته‌های مورد مطالعه متعلق به بخش‌های کم عمق و نزدیک به ساحل پلت فرم کربناته هستند و رخساره‌های عمیق دریای باز مشاهده نشده‌اند نمی‌توان شواهدی مانند وارپزه کربناته یا سد حاشیه‌ای^۴ را بررسی کرد بنابراین علی‌رغم وجود شواهد قطعی محیط رمپ، با توجه به وجود میکروفاسیس گرینستون ائید، پلوئید و بایوکلاست‌دار در دو برش چاچول و شهرک صنعتی، بهترین محیط پیشنهادی برای نهشته شدن میکروفاسیس‌های مورد مطالعه، محیط رمپ کربناته می‌باشد. با توجه به موارد فوق و میکروفاسیس‌های شناسایی شده، تمام میکروفاسیس‌های کربناته منطقه مورد پژوهش به رمپ داخلی نسبت داده شدند

وجود دارد. در برش شهرک صنعتی پدیده نئومورفیسیم شدت بیشتری دارد. این میکروفاسیس متعلق به RMF 26 و کمربند رخساره‌ای بخش پشتی سد^۱ واقع در رمپ داخلی است (شکل ۶).

B3: گرینستون ائید، پلوئید و بایوکلاست‌دار

در این میکروفاسیس ائیدها به صورت Micritic ooids و Half-moon ooids هستند و ۴۰-۳۰ درصد مقطع نازک را در برمی‌گیرند. هسته اغلب ائیدها را میلیولیدها تشکیل می‌دهند. پلوئیدها ۲۰ درصد و اینتراکلاست‌ها پنج درصد مقطع را در برمی‌گیرند. در این میکروفاسیس ۱۰-۵ درصد ذرات را قطعات فسیلی تشکیل می‌دهند که شامل فرامینفرهای بنتیک (بیشتر میلیولیدها) و جلبک‌ها می‌شوند و اغلب به صورت کورتوئید وجود دارند (شکل ۴-۴). این میکروفاسیس در دو برش چاچول و شهرک صنعتی وجود دارد. در برش شهرک صنعتی ائیدها فراوانی بیشتری دارند و از نظر اندازه از ائیدهای برش چاچول کمی بزرگتر هستند. ائیدها در مکان‌های با عملکرد شدید و مداوم امواج و جریانات تشکیل می‌شوند (آدابی، ۱۳۹۰). این میکروفاسیس متعلق به RMF 29 و کمربند رخساره‌ای سد^۲ واقع در رمپ داخلی است.

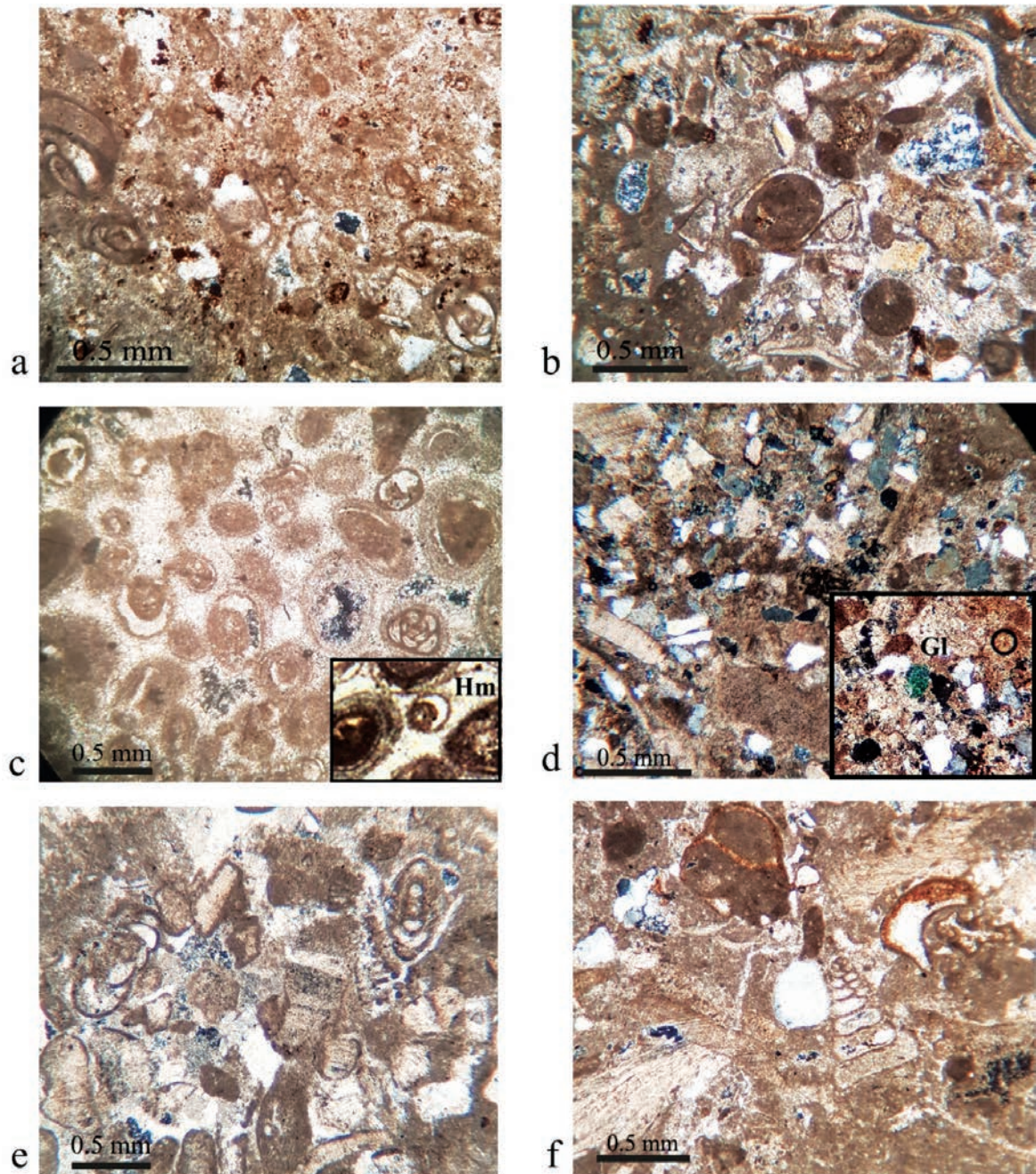
B4: وکستون بایوکلاست‌دار ماسه‌ای گلوکونیت‌دار

در این میکروفاسیس قطعات فسیلی اغلب شامل قطعات رودیستی، فرامینفرهای بنتیک، جلبک، خرده‌های حمل شده بریوزوئر و استراکد هستند که ۲۰-۱۰ درصد این میکروفاسیس را دربرمی‌گیرند. پلوئیدها هم پنج درصد این میکروفاسیس را تشکیل می‌دهند. ذرات آواری در حد ماسه که بیشتر کوارتز هستند، ۴۵-۳۰ درصد نمونه را فرا می‌گیرند. در این میکروفاسیس مقدار بیش از یک درصد گلاکونیت نیز مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴). این میکروفاسیس در دو برش مزار و بهاباد وجود دارد و متعلق به RMF 18 و کمربند رخساره‌ای کانال جزر و مدی تا دریای باز کم عمق است (Hegab et al., 2016; Bansal et al., 2019).

B5: گرینستون بایوکلاست و اینتراکلاست‌دار

قطعات فسیلی در این میکروفاسیس اغلب شامل قطعات رودیستی به صورت کورتوئید، فرامینفرهای بنتیک و جلبک‌ها

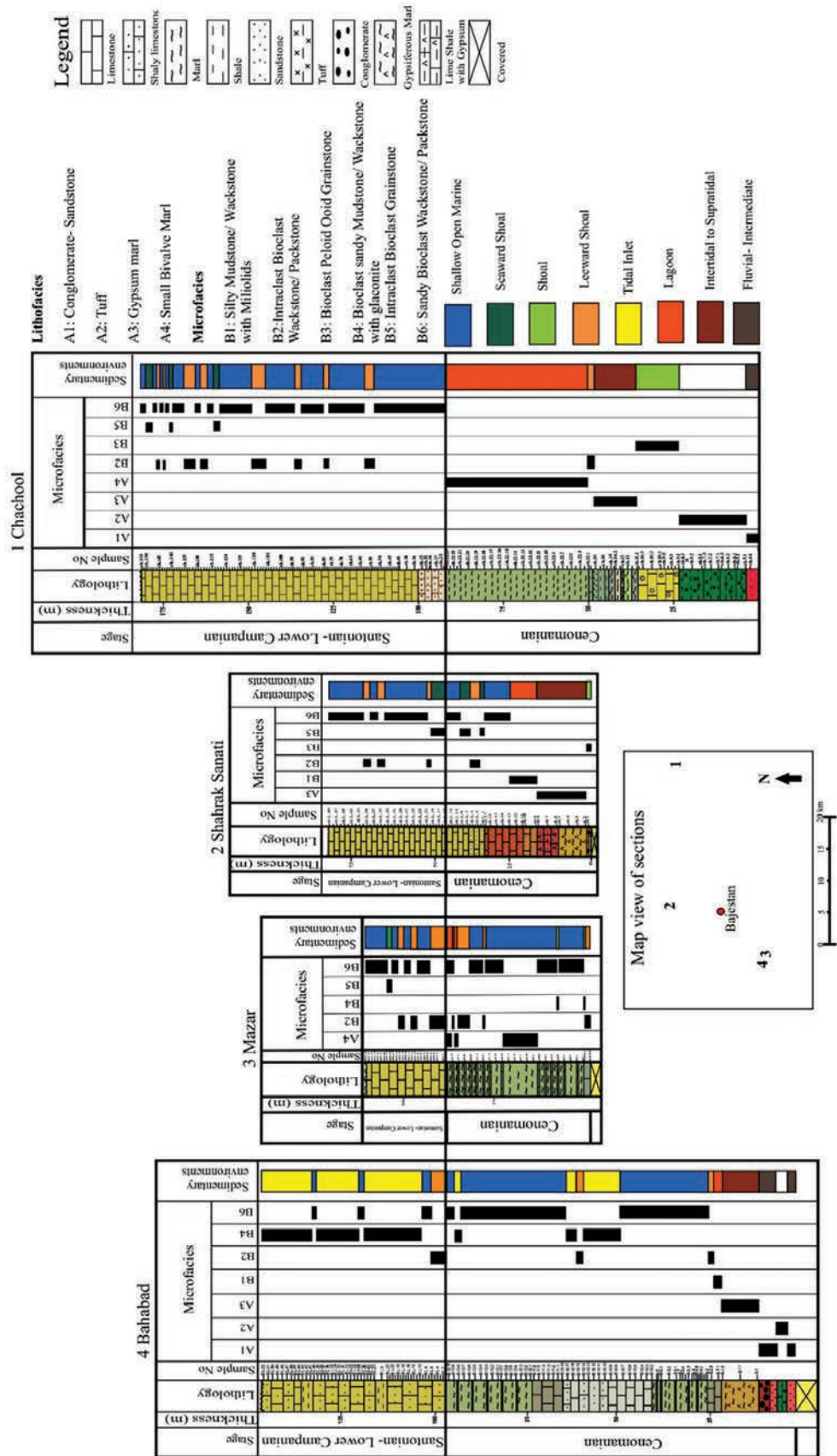
1. Leeward shoal
2. Shoal
3. Seaward shoal
4. Platform- margin reefs



شکل ۴. میکروفاسیس‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه، (a) وکستون/مادستون میلیولیدار سیلتی (B1)، (b) وکستون/پکستون بایوکلاست، اینتراکلاست‌دار (B2)، (c) گرینستون ائید، پلوئید و بایوکلاست‌دار، Hm (Half-moon ooid)، (B3)، (d) وکستون بایوکلاست‌دار ماسه‌ای گلوکونیت‌دار (B4)، Gl (گلوکونیت)، (e) گرینستون بایوکلاست و اینتراکلاست‌دار (B5)، (f) B4: وکستون/پکستون بایوکلاست‌دار ماسه‌ای (B6)

شد. در برش بهاباد نهشته‌های سیلیسی آواری پس از لایه‌های آذرآواری با ضخامت کم هنوز ادامه دارند و با رخساره سوپراتایدال (مارن ژئیس‌دار) دنبال می‌شوند و در ادامه به آهک‌های بخش‌های مختلف رمپ داخلی کربناته تبدیل می‌شود (شکل ۵).

(شکل ۶). (Hosseini et al., 2017) نیز در نگاه کلی به محیط رسوبی برش چاچول، محیط رمپ کربناته را برای این نهشته‌ها پیشنهاد کردند. در دو برش چاچول و بهاباد در قاعده برش‌ها، نهشته‌های سیلیسی آواری (ماسه‌سنگ کنگلومرای) و نیز توفی مشاهده



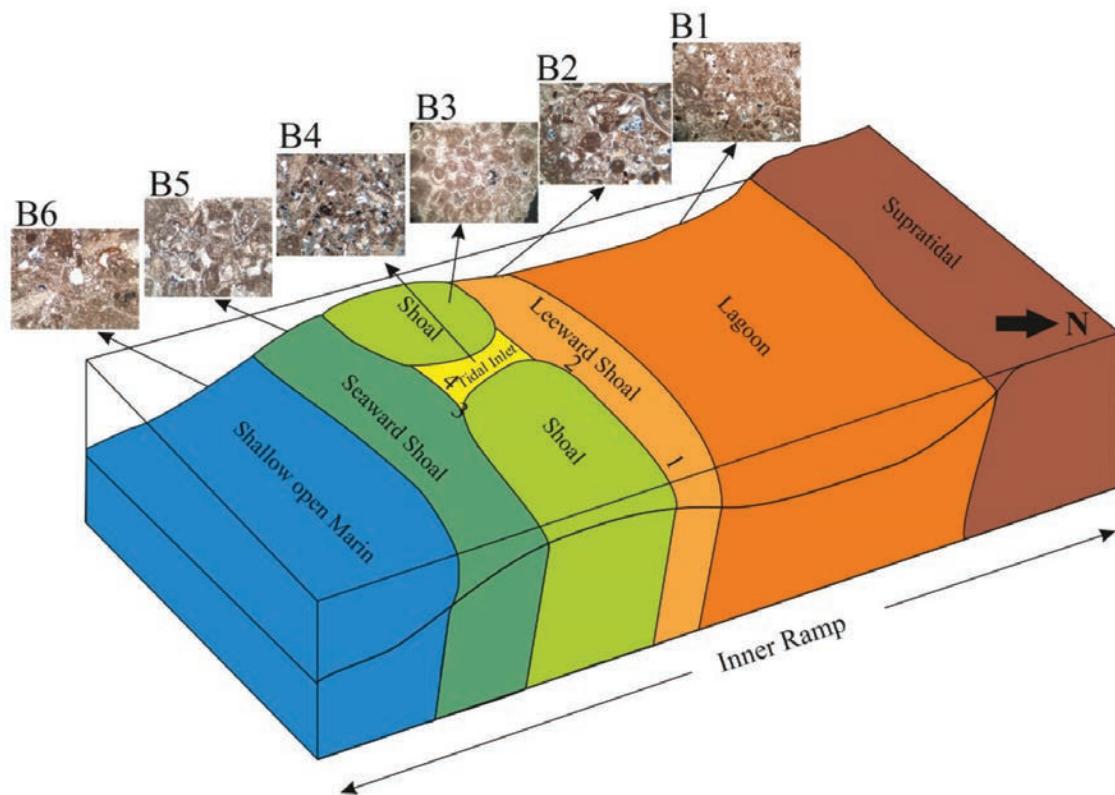
شکل ۵. ستون چینه‌شناسی، میکروفاسیس و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش‌های مورد مطالعه

مختلف رمپ داخلی دنبال می‌شوند (شکل ۵). در برش چاچول بر روی نهشته‌های سیلیسی آواری قاعده برش، واحد توفی قرار دارد. این واحد با میکروفاسیس‌های سد، سوپراتایدال و لاگون دنبال می‌شوند (شکل ۵). به‌طور کلی در هر چهار برش در بخش پایینی نهشته‌ها (سنومانین) یک روند افزایش ملایم عمق دیده می‌شود. دو برش بهاباد و برش مزار کم‌وبیش عمق مشابهی دارند و نسبت به برش‌های شهرک صنعتی و چاچول عمق بیشتری را نشان می‌دهند. دو برش اخیر با شرایط عمق مشابه در امتداد خط ساحل که کم‌وبیش شرقی- غربی (شرق، شمال شرق- غرب، جنوب غرب) است، قرار دارند (شکل ۶). بعد از سانتونین یک‌نواختی در رخساره‌ها دیده می‌شود که البته نسبت به سنومانین عمیق‌تر و بیشتر مرتبط با دریای باز کم‌عمق هستند. علی‌رغم نزدیکی دو برش بهاباد و مزار و با توجه به تفاوت فاحش لیتولوژی برش بهاباد (در صد بالای ماسه) به‌خصوص بعد از سانتونین، موقعیت نزدیک به کانال جزر و مدی برای این برش پیشنهاد می‌شود.

با توجه به ماسه‌ای شدن بسیاری از رخساره‌های کریناته در بدنه اصلی نهشته‌های کریناته کرتاسه در منطقه بجستان، به نظر می‌رسد که فعالیت‌های زمین‌ساختی مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی در ورود آواری‌ها به حوضه دخیل بوده‌اند. همچنین با توجه به این که نهشت ماسه‌سنگ‌ها در برش بهاباد پس از رسوب‌گذاری واحد آذراواری هنوز اندکی ادامه دارد و نیز نزدیکی این برش به گسل‌های پی‌سنگی منطقه (به‌خصوص گسل نایبند و محل تلاقی گسل نایبند و گسل کل‌مرد)، فعالیت این گسل‌ها به‌عنوان کنترل‌کننده اصلی ورود رسوب آواری به حوضه تایید می‌شود (شکل ۲).

در برش مزار قاعده برش در زیر رسوبات دشت از نظر پنهان است اما در ادامه واحد مارنی با میان‌لایه‌های آهکی وجود دارد که بیشتر این واحد به‌جز ضخامت کم مارن بخش انتهایی که متعلق به لاگون می‌باشد به محیط سد و دریای باز کم‌عمق تعلق دارند (شکل ۵).

در برش شهرک صنعتی هم قاعده برش در زیر رسوبات دشت مدفون است و شروع برش با آهک‌های اولیتی است که با مارن ژیبس‌دار (سوپراتایدال) و سپس آهک‌های بخش‌های



شکل ۶. مدل رسوبی منطقه مورد مطالعه، (۱) برش چاچول، (۲) برش شهرک صنعتی، (۳) برش مزار، (۴) برش بهاباد

نتیجه‌گیری

- در قاعده نهشته‌های کرتاسه بالایی منطقه بجنستان واحدهای سیلیسی آواری، آذرآواری، مارن ژئوپس‌دار بیرون‌زدگی دارند که واحد سیلیسی آواری (واحد کنگلومرا- ماسه‌سنگ) به محیط رودخانه‌ای تا حد واسط و واحد مارن ژئوپس‌دار به محیط سوپرتاییدال- اینترتاییدال تعلق دارد. واحد آذرآواری با توجه به موقعیت چینه‌شناسی در برش‌های چاچول و بهاباد و تعداد اندک و شکسته شده قطعات فسیلی، در محیط دریایی نهشته شده است.

- واحد مارن حاوی دوکفه‌ای در دو برش بهاباد و چاچول دیده می‌شود. در برش بهاباد با توجه به میان لایه‌های آهکی متعلق به دریای باز کم‌عمق و کانال جزر و مدی، درصد بالای رودیست و خارپوست و میزان کمتر دوکفه‌ای به دریای باز کم‌عمق و در برش چاچول با توجه به مجاورت با واحدهای شیلی-ماسه‌ای ژئوپس‌دار و افزایش چشمگیر دوکفه‌ای و کاهش خارپوست به لاگون نسبت داده شدند.

- نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه شامل شش میکروفاسیس کربناته مربوط به سه کمربند رخساره‌ای لاگون، سد و دریای باز کم‌عمق واقع در رمپ داخلی هستند.

- رخساره‌های مرتبط با محیط سدی در چهار زیر محیط پشت سد، سد، جلوی سد و کانال جزر و مدی تشکیل شده‌اند.

- توالی رسوبات سنومانین در برش‌های مورد مطالعه روند عمیق شونده ملایم و تدریجی را نشان می‌دهند.

- توالی رسوبات سنومانین در دو برش بهاباد و مزار نسبت به دو برش شهرک صنعتی و چاچول از عمق بیشتری برخوردار بودند.

- برش بهاباد به‌خصوص در زمان بعد از سانتونین، با توجه به وجود درصد قابل ملاحظه ماسه در اکثر لایه‌های سنگ‌آهک، موقعیت نزدیک‌تری نسبت به کانال جزر و مدی داشته است.

- برش چاچول و برش شهرک صنعتی در کرتاسه بالایی در

- امتداد خط ساحلی شرق-شمال شرق و غرب- جنوب غرب قرار داشتند.
- در منطقه بجنستان، دریای سانتونین عمق بیشتری نسبت به دریای سنومانین داشته است.
- وجود درصد بیشتر ماسه در بدنه اصلی نهشته‌های کربناته در برش بهاباد، مرتبط با نزدیکی بیشتر این برش به گسل‌های پی‌سنگی منطقه (به‌خصوص گسل نایبند و محل تلاقی گسل نایبند و گسل کلمرد) می‌باشد (شکل ۲).

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آرین زمین، ۵۰۳.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶.
- پورلطیفی، ع.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰: فردوس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- عاشوری، ع.، کریم‌پور، م. ح. و سعادت، س.، ۱۳۸۶. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰: بجنستان.
- موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۱۳۹۸. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰: راه‌های ایران.

- Assadi, S. and Kolahdani, S., 2014. Tectono- magmatic evolution of Lut Block eastern Iran, A model for spatial localization of porphyry Cu mineralization. *Journal of Novel Applied Sciences*, 3, 9, 1058-1069.

- Bansal, U., Baneryee, S., Pande, K. and Ruidas, D. K., 2019, Unusual seawater composition of Late Cretaceous Tethys imprinted in glauconite of Narmada basin, Central India. Published online by Cambridge University, 233- 247.

- Dickson, J. A. D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205, 587.

- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture.

- In: Classification of Carbonate Rocks. Journal of American Association Petroleum Geology, 1, 121.
- Flugel, E., 2010. Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretational Application. Springer- Verlag, 976.
 - Hegab, O. A., Serry, M. A., Anan. T. I. and El- Wahed, A. G., 2016. Facies analysis, Glauconite distribution and sequence stratigraphy of the Middle Eocene Qarara Formation, El- Minya area, Egypt. Egyptian Journal of Basic and Applied, 3, 1, 71- 87.
 - Hosseini, S. H., Vahidinia, M., Najafi, M. and Mousavi Harami, S. R., 2017. Biostratigraphy, depositional environment and sequence stratigraphy of Late Cretaceous clastic-evaporite-carbonate deposits, east of Central Iran, Bajestan, Journal of Himalayan Earth Sciences, 50, 1A, 41- 56
 - Miall, A. D., 2000. Principle of Sedimentary Basin Analysis, third edition, Springer- Verlag, 319.
 - Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy, Blackwell Publishing, 432.
 - Saadat, S. and Stern, C., 2016. Distribution and geochemical variations among paleogene volcanic rocks from the north-central Lut block, Eastern Iran, Iranian Journal of Earth Sciences, 8, 1-24.
 - Stoklin, J. and Nabavi, M. H., 1973. Tectonic Map of Iran 1: 2500000. Geological Survey of Iran.
 - Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rock. Blackwell Science, 262.

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در ناحیه معدنی سرب-نقره (روی-مس-باریت) راونج، شمال دلیجان

مجید قاسمی سیانی^(۱) و فاطمه عیسی‌آبادی^(۲)

۱. استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی
۲. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۱۶

چکیده

کانی‌سازی سرب-نقره راونج در شمال دلیجان در سنگ میزبان رسوبی تشکیل شده است. این سیستم کانه‌زایی توسط گسل‌های عادی کنترل شده و کانه‌زایی به صورت توده‌ای، لامینه، کلوفرم، پرکننده فضای خالی، برشی شدن، کارستی شدن و رگه-رگچه‌های هیدروترمال متشکل از گالن، اسفالریت، کانی‌های گروه فهلور، پیریت، کالکوپیریت، دولومیت، کلسیت، آنکریت، باریت و کوارتز رخ داده است. کانه‌زایی سولفیدی در دو افق کانه‌زایی شامل افق کانسنگی توده‌ای-برشی با میزبان کربناته توده‌ای کرتاسه بالایی (Km2) و افق کانسنگی سولفید لایه‌ای در واحد شیلی (Ks2) میانی و آهک نازک لایه پایینی (Km1) به صورت سین‌ژنتیک تا اپی‌ژنتیک رخ داده است. دولومیتی‌شدن مهمترین دگرسانی در ارتباط با کانه‌زایی بوده و در نزدیکی گسل‌های عادی رخ داده و شامل دولومیت‌های دیاژنزی و دولومیت‌های هیدروترمالی است. دولومیت‌های هیدروترمالی غنی از آهن هستند و آنکریت تشکیل شده نشان می‌دهد که سیال هیدروترمال کانه‌زا، غنی از آهن هستند. شیمی گالن و اسفالریت مرحله دوم نشان داد که این کانی‌ها تمایل به قطب دارای تتراهدریت-تانانتیت هستند که منطبق بر ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در مطالعات میکروسکوپی است. مقدار بالای کادمیم در اسفالریت و مقدار کم آن در گالن و حضور کانی آکانتیت، نشان دهنده پایین بودن دمای سیال تشکیل دهنده کانه‌زایی است. طبق شواهد کانی‌شناسی، شیمی کانه‌ها، بافت‌ها و ساخت‌های کانسنگ و مطالعات ساختاری و تلفیق این نتایج با داده‌های ژئوشیمی، سیالات درگیر و ژئوشیمی ایزوتوپی، کانی‌سازی راونج را می‌توان در رده کانسارهای سرب و نقره نوع ایرلندی در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: دولومیت‌زایی، راونج، سین‌ژنتیک-اپی‌ژنتیک، شیمی کانی.

مقدمه

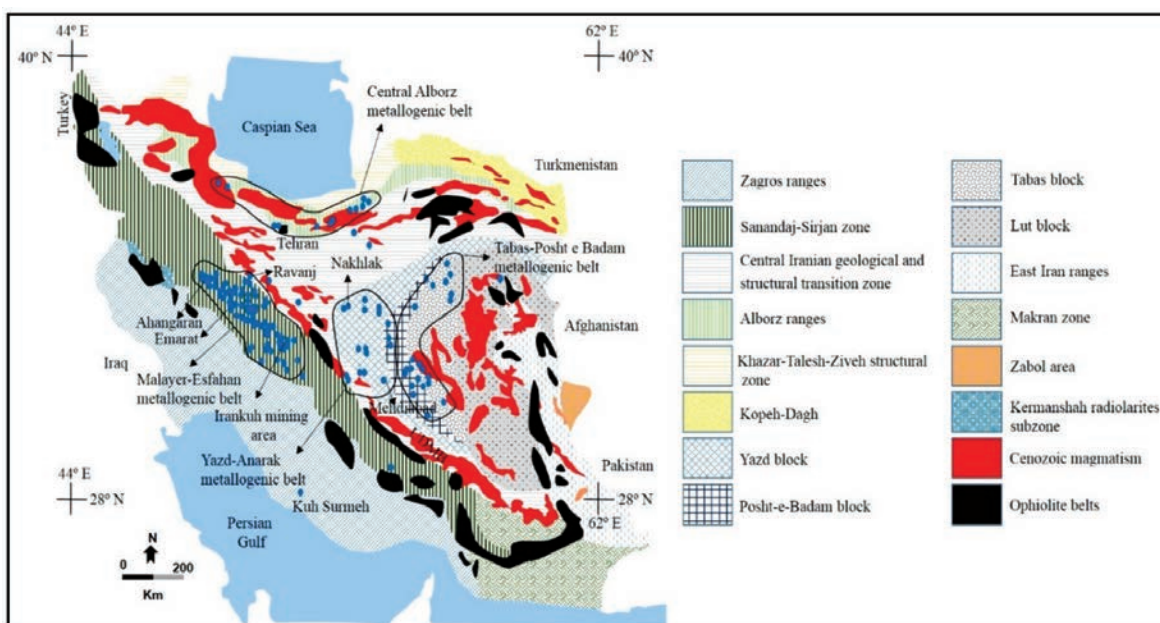
کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته با بیش از ۲۸۵ ذخیره معدنی در سراسر ایران گسترش دارند (Rajabi et al., 2012). شکل ۱ پراکندگی کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته را نشان داده که کانسار سرب و روی مهدی‌آباد با بیش از ۲۱ میلیون تن ذخیره، به عنوان

بزرگترین کانسار MVT جهان در رده جهانی (Leach et al., 2005)، مهمترین کانسار سرب و روی با میزبان کربناته است (Rajabi et al., 2012). در مورد ژنز کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته توافق بین زمین‌شناسان وجود ندارد و در سال‌های اخیر برخی از کانسارهای سرب و روی از نوع

* نویسنده مرتبط: majid4225@yahoo.com

است، در حالی که علی‌آبادی (۱۳۷۹) و Nejadhadad et al. (2016) مدل کانسارهای MVT را برای کانی‌سازی راونج به صورت اپی‌ژنتیک بیان می‌کنند که از تحرک سیالات فسیلی و جوی و حمل دوباره فلزات از رسوبات کم‌عیار و نهشته‌شدن دوباره در رسوبات کربناته تشکیل شده است. عیسی‌آبادی (۱۳۹۳)، کانی‌سازی در راونج را از نوع دیپلوژنتیک معرفی کرده و آن را در رده کانسارهای سرب و نقره تیپ ایرلندی قرار داده است. شیمی کانی‌های سولفیدی و کربناته برای تعیین ژنز کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته از اهمیت بالایی برخوردار بوده و با توجه به اینکه شیمی کانی‌های سولفیدی و کربناته و کانی‌سازی نقره در کانسار راونج مورد مطالعه قرار نگرفته، در این پژوهش، ابتدا کانی‌سازی و دگرسانی در کانسار راونج را شرح داده و در ادامه با استفاده از نتایج شیمی کانی‌ها، نقش دولومیتی‌شدن در کانسار راونج مورد بررسی قرار گرفته و در انتها با استفاده از تلفیق نتایج این پژوهش با نتایج سیالات درگیر و کانی‌شناسی (Nejadhadad et al., 2016) و مطالعات رخساره کانی‌سازی، ژئوشیمی و کانی‌سازی (مدبری، ۱۳۷۴ و عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳)، در مورد ژنز کانی‌سازی بحث شده است.

سدکس (برای مثال Momenzadeh, 1976) و یا از نوع MVT معرفی شده است (Ghazban et al. 1994; Ehya et al. 2010). کانسار سرب-نقره (روی-مس-باریت) راونج با ذخیره بالغ بر چهار میلیون تن، در ۳۰ کیلومتری شمال شرقی دلیجان و در کمربند ماگمایی ارومیه دختر، نزدیک به کمربند سنج-سیرجان و در کمربند کانه‌زایی ملایر-اصفهان واقع شده است (شکل ۱). کانی‌سازی در هفت بخش مختلف رخ داده (شکل ۲) و از کانی‌های فلزی سولفیدی و کانی‌های کربناته (کلسیت و دولومیت)، کوارتز و باریت با فراوانی متغیر در بخش‌های مختلف کانسار تشکیل شده است (عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳). با توجه به اهمیت کانی‌سازی نقره در راونج، مطالعاتی بر روی رخساره‌های رسوبی، کانی‌شناسی و ژنز کانه‌زایی انجام شده، که از مهمترین آنها، می‌توان به مطالعات مدبری (۱۳۷۴)، علی‌آبادی (۱۳۷۹)، عیسی‌آبادی (۱۳۹۳) و Nejadhadad et al. (2016) اشاره کرد. مدبری (۱۳۷۴) مدل تشکیل نوع سدکس را برای کانسار راونج ارائه کرده و منشأ فلزات را آتشفشان‌های دور دست و یا از هوازدگی قاره‌ای دانسته که در اثر واکنش با گوگرد احیایی در رخساره‌های کربناته محیط‌های جزرومدی تشکیل شده و فرایندهای رسوبی-دیاژنتیکی را عامل اصلی کانه‌زایی دانسته



شکل ۱. پراکندگی کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته را نشان داده است (بر اساس Rajabi et al., 2012 با تغییرات). کمربندهای ساختاری ایران بر اساس آقناباتی ۱۳۸۵ و کمربندهای افیولیتی ایران بر اساس Ghazi et al. (2004) با تغییرات جزئی است. کانسار راونج در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و در کمربند کانه‌زایی ملایر-اصفهان واقع شده است

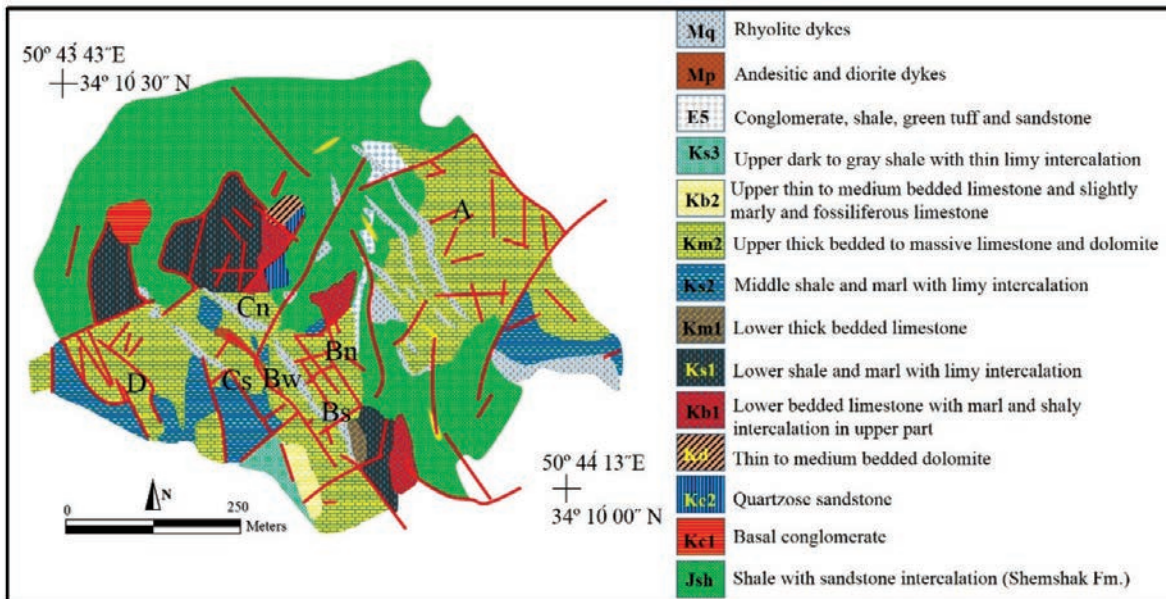
زمین‌شناسی منطقه معدنی راونج

چینه‌شناسی منطقه معدنی راونج به‌طور عمده متشکل از سنگ‌های رسوبی کربناته-شیلی-مارنی کرتاسه است که بر روی واحدهای شیلی دگرگون شده‌ی ژوراسیک قرار گرفته و توسط واحدهای رسوبی ائوسن پوشیده شده است (مدبری، ۱۳۷۴). واحدهای آذرین میوسن به‌صورت دایک‌هایی با ترکیب اسیدی تا حدواسط در منطقه رخمون دارند (شکل ۲). واحدهای شیلی ژوراسیک (Jsh)، قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی در منطقه را تشکیل داده که حاوی میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی غنی از کوارتز و مقادیری سیلتستون است. واحدهای کرتاسه زیرین با کنگلومرای قاعده‌ای (Kc1) و سپس ماسه‌سنگ کوارتزی (Kc2) و دولومیت‌های نازک لایه تا متوسط لایه (Kd) شروع می‌شود. گذر کنگلومرا به ماسه‌سنگ و سپس به دولومیت به صورت تدریجی مشاهده می‌شود. بر روی واحد ماسه‌سنگی، واحد دولومیتی تشکیل شده که از پایین به بالا از مقدار ماسه کاسته و بر مقدار دولومیت افزوده شده است. واحد دولومیتی با یک مرز ناگهانی به واحدهای نازک لایه آهکی با میان‌لایه‌های مارن و شیل (Kb1) در بخش‌های بالایی خود تبدیل می‌شود. فسیل‌های رودیست و اربیتولینا در این واحد آهکی مشاهده شده است. بر روی واحد آهکی زیرین، چینه‌شناسی غالب شیل با میان‌لایه‌های مارنی و آهکی (Ks1) قرار می‌گیرد. آهک‌های زیرین ضخیم لایه غنی از فسیل اربیتولینا (Km1) با ضخامت متوسط ۴۰ متر بر روی لایه‌های شیلی زیرین و در بخشی از بخش‌ها مستقیم بر روی واحد Kb1 قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف). بر روی واحد آهکی ضخیم لایه، واحدهای شیلی میانی (Ks2) و آهکی توده‌ای ضخیم لایه بالایی (Km2) تشکیل شده که این دو واحد به‌عنوان میزبان اصلی کانه‌زایی در کانسار راونج شناخته می‌شوند (شکل ۳-ب). دولومیتی‌شدن و کارستی‌شدن در واحدهای کربناته مشاهده شده که نقش مهمی در کانی‌سازی سولفیدی در کانسار راونج دارند (شکل ۳-ج، د). چینه‌شناسی ستون بالایی کرتاسه متشکل از واحد آهکی نازک لایه پرفسیل (Kb2) و شیل‌های سیاه تا خاکستری بالایی (Ks3) همراه با میان‌لایه‌های آهکی است. واحدهای ائوسن با تماس گسلی در کنار واحدهای کرتاسه قرار می‌گیرد که اولین نهشته‌های

ائوسن متشکل از کنگلومرای قاعده‌ای ماسه‌سنگ، واحدهای توف سبز و شیل است. واحدهای آذرین میوسن نیز به صورت دایک‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی با ترکیب اسیدی ریولیت تا حدواسط آندزیتی و دیوریتی بوده که در اطراف کمربندهای کانی‌سازی به‌خصوص در واحد آهک‌های ضخیم لایه کانی‌سازی شده (Km2) رخمون دارند (شکل ۳-ب). دو سیستم گسل عادی شمال‌غرب-جنوب‌شرق و شمال‌شرق-جنوب‌غرب بیشترین فراوانی سیستم‌های گسلی در منطقه راونج هستند که شرایط کششی را ایجاد کرده‌اند و ماده‌معدنی در فضای ایجاد شده از کشش تشکیل شده است (شکل ۳-ه). سیستم گسلی عادی شمال‌شرق-جنوب‌غرب با شیب کم و بیش ۶۰ درجه به سمت جنوب‌شرق نقش مهمتری در کانی‌سازی ایفا کرده و کم و بیش در پیت‌های معدنی، این گسل مشاهده شده است (شکل ۳-و). گسل‌های راندگی، گسل‌های کم و بیش قائم با جابجایی راستگرد و گسل‌های شرقی-غربی موجب جابجایی ماده معدنی در منطقه معدنی راونج شده و نقشی در کانه‌زایی ندارند.

روش مطالعه

به‌منظور مطالعات مینرالوگرافی، شیمی و دگرسانی کانه‌ها، تعداد ۳۸ مقطع صیقلی و نازک‌صیقلی از نمونه‌های برداشت شده تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان زایس مدل AxioPlan2 در دانشگاه خوارزمی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور تفکیک دولومیت از کلسیت، تعداد ۱۰ مقطع نازک تهیه و توسط محلول آلیزارین قرمز و پتاسیم فروسیانید با اسید (۱/۵ درصد) و نسبت سه به دو ترکیب شده و در بوته‌های مخصوص رنگ‌آمیزی شد. مطالعات تکمیلی تر به‌روش EPMA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه الکترون مایکروپروب مدل CAMECA SX 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانو آمپر و با قطر اشعه یک تا پنج میکرون انجام شد. همچنین تعداد ۱۰ نمونه از فازهای کانه‌زایی و کمربندهای دگرسان به‌منظور مطالعات تکمیلی کانی‌شناسی و شناسایی پهنه‌های دولومیتی‌شدن مورد مطالعه پراش سنجی اشعه ایکس (XRD) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران قرار گرفت.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی راونج همراه با موقعیت هفت کمر بند کانی‌سازی شده را نشان می‌دهد (بر اساس مدبری، ۱۳۷۴ با تغییرات جزئی)

کانه‌زایی، ساخت و بافت و دگرسانی

سولفیدی پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدريت و تنانتیت و کانی‌های کربناته کلسیت و دولومیت همراه با آنکریت، باریت، کوارتز و کانی‌های ثانویه حاصل از فرایند سوپرژن است. دو افق کانسنگی در راونج تشخیص داده شده که شامل افق اصلی در واحد کربناته آهک توده‌ای (Km2) است که به صورت ساخت و بافت‌های توده‌ای، برشی و جاننشینی، پرکننده فضای خالی و رگه و رگچه‌ای بوده و دارای بخش عمده کانی‌سازی است. ورود سیالات گرمایی مرتبط با کان‌زایی باعث گسترش دگرسانی سیلیسی شدن و کربناتی شدن در این افق شده است. افق دوم کانسنگی در واحد شیلی (Ks2) و آهک نازک لایه (Km1) با گسترش کمتری رخ داده و به رخساره کانسنگ سولفید لایه‌ای موسوم بوده و حاوی کان‌زایی گالن و پیریت با مقادیر کمتر اسفالریت به صورت لایه‌ای، کلوفرم و پراکنده است.

ساخت و بافت برشی که در اطراف گسل‌های کنترل کننده کان‌زایی دارای شدت بیشتری هستند، به عنوان یکی از مهمترین بافت و ساخت‌های کان‌زایی در افق کانسنگی اول محسوب می‌شود (شکل ۳-ح). در ساخت برشی قطعات کلسیت و دولومیت‌های درشت‌بلور تا متوسط بلور

کان‌زایی در راونج بیشتر در سنگ میزبان آهک توده‌ای (Km2) و به مقدار کمتر در واحد شیلی (Ks2) و آهک نازک لایه (Km1) به صورت سین‌ژنتیک تا اپی‌ژنتیک در هفت بلوک مجزا با نام‌های A، nB، Bs، Cn، Cs، Cw و D تشکیل شده است (شکل ۲). کان‌زایی اغلب با دولومیتی شدن و وجود اکسید و هیدرواکسیدهای آهن-منگنز در دولومیت (آنکریتی شدن دولومیت) (شکل ۳-ز) و همچنین برشی شدن در امتداد گسل‌های عادی سنگ‌آهک همراه شده است (شکل ۳-ح). بافت‌های توده‌ای، لامینه، کلوفرم، پرکننده فضای خالی، برشی شدن، کارستی شدن و رگه-رگچه‌های هیدروترمال پایانی از مهمترین سیمماهای کان‌زایی در راونج هستند. رگه‌های هیدروترمال بعدی که همراه با دولومیتی شدن بوده نیز بستر مناسبی برای کانی‌سازی در راونج محسوب می‌شود (شکل ۳-ط). کمربندی در راونج مشاهده می‌شود، به طوری که در بخش‌های جنوبی کانی‌سازی اسفالریت و پیریت مشاهده شده و به سمت مناطق شمالی مقدار سرب و به‌خودی خود باریت افزایش نشان می‌دهد. در بیشتر مواقع کانسنگ سرب و باریت با یکدیگر مشاهده می‌شود (شکل ۳-ی). کان‌زایی در راونج متشکل از کانی‌های

این رگه-رگچه‌ها بخش‌های برشی و توده‌ای افق کانسنگ اول را قطع می‌کند و به عنوان مرحله بعد از کانه‌زایی اصلی شناخته می‌شوند.

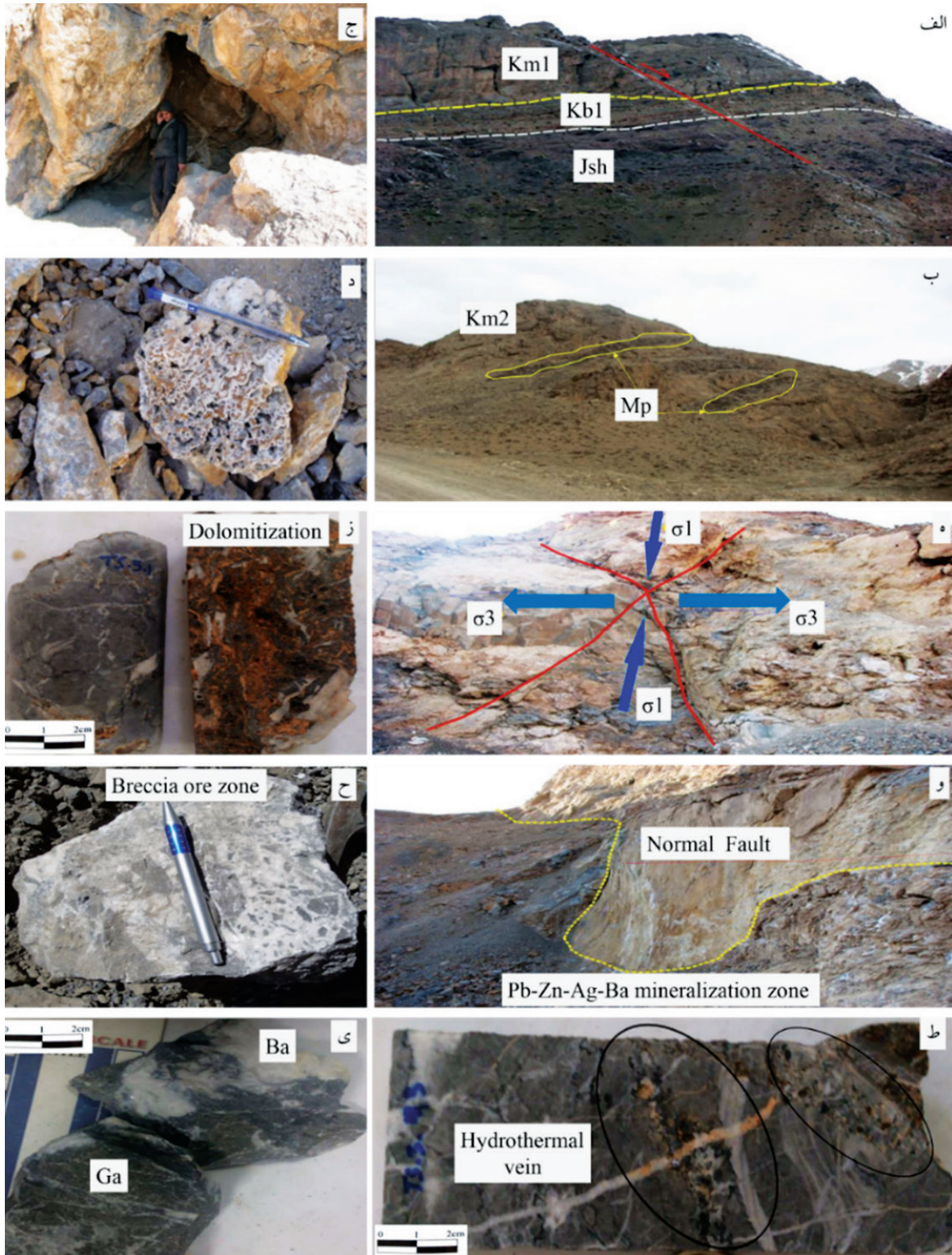
سیلیسی شدن و کربناتی شدن، دگرسانی‌های شاخص در ارتباط با کانی‌زایی راونج هستند. سیلیسی شدن به صورت بلورهای کوارتز ریز بلور تا متوسط بلور مشاهده می‌شود. دگرسانی کربناتی شدن متشکل از کلسیتی شدن و دولومیتی شدن بوده، به طوری که کلسیتی شدن از مرحله آغازین کانه‌زایی به صورت بلورهای میکرایتی تا میکرواسپارایتی به شکل جانشینی در فسیل‌های سنگ‌آهک نازک لایه و به صورت پرکننده حفرات تشکیل شده است. کلسیتی شدن در فاز اصلی کانه‌زایی بیشترین گسترش را داشته که به صورت بلورهای اسپارایتی درشت بلور قابل مشاهده هستند. کلسیتی شدن در رگه-رگچه‌های پس از کانه‌زایی نیز به صورت بلورهای ریزبلور تا متوسط بلور مشاهده شده است. دولومیتی شدن نیز در تمامی مراحل کانه‌زایی مشاهده شده و دولومیت‌های نسل اول به صورت ریزبلور در مرحله دیاژنز تشکیل شده و دولومیت‌های گرمایی نیز به دو نسل، یکی همراه با ساخت برشی-جانشینی و دیگری همراه با رگه-رگچه‌های بعد از کانه‌زایی تشکیل شده است.

کانی‌شناسی و توالی پاراژنزی

گالن: گالن مهمترین و فراوانترین کانی سولفیدی در راونج بوده و دارای چند نسل است. گالن نسل اول (Gn I) به صورت بلورهای پراکنده، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و ابعاد ۰/۰۵ تا ۰/۵ میلی متر (شکل ۴-الف) همراه با پیریت فرامبوئیدال (Py I) و پراکنده (Py II) در زمینه آهک میکرایتی تا میکرواسپارایتی (Cal I) و بلورهای دولومیت ریزبلور دیاژنزی (Dd) تشکیل شده است. گالن‌های نسل اول حاوی ادخال‌هایی از اسفالریت (Sp I) و کالکوپیریت (Ccp I) و فاقد ادخال‌هایی از کانی‌های سولفوسالتی گروه فهلور است. گالن نسل دوم (GnII) به صورت بلورهای درشت تا ابعاد یک سانتی متر بوده و خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند که از مشخصات آن‌ها وجود ادخال‌های فراوان اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت و کانی‌های سولفوسالتی هستند (شکل ۴-ب، ج).

به صورت زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده در زمینه دیده شده که سولفیدهای فلزی (گالن، اسفالریت و پیریت) به صورت جانشینی در قطعات آهکی تا توده‌ای و پراکنده در زمینه برش و مرز قطعات برشی تشکیل شده‌اند. در ساخت برش، پدیده جانشینی معمول بوده و به عنوان ساخت و بافت برشی و جانشینی در راونج اهمیت زیادی دارد. دومین ساخت و بافت مهم در کانسار راونج، ساخت و بافت توده‌ای بوده که بیشتر متشکل از کانی‌سازی توده‌ای باریت همراه با گالن در بخش بالایی افق کانسنگی اول و در بالای ساخت و بافت برشی جانشینی مشاهده شده و اغلب با یکدیگر هستند و در این پژوهش به عنوان کانسنگ توده‌ای-برشی شناخته شده است (شکل ۳-ی). سولفیدهای این بخش درشت بلور بوده که به دلیل جانشین شدن کانی‌های سولفیدی به جای کانی‌های سولفیدی تشکیل شده در مراحل قبل است که به فرآیند پالایش زونی معروف بوده و در بسیاری از کانسارهای سرب و روی سدکس و ایرلندی گزارش شده است (Goodfellow and Lydon, 2007a).

ساخت و بافت لامینه-پراکنده بیشتر در افق کانسنگی دوم مشاهده شده و به صورت سولفیدهای دانه پراکنده، لامینه و کلوفرم در متن سنگ‌آهک نازک لایه و شیلی تشکیل شده است. بخش لامینه از پیریت‌های فرامبوئیدال همراه با هم‌رشدی‌های گالن و اسفالریت تشکیل شده و نیز حاوی مواد آلی در خود هستند که شاید به عنوان کنترل‌کننده کانه‌زایی سولفیدی هستند و ارتباط مستقیمی با آنها و همچنین گسل‌های عای هم‌زمان با رسوب‌گذاری دارند. پیریت‌های فرامبوئیدال در طی مرحله پاراژنزی به پیریت‌های نیمه‌شکل‌دار و سپس پیریت‌های شکل‌دار تبدیل می‌شوند و به طور کلی، سولفیدهای این مرحله توسط سولفیدهای مراحل بعدی جانشین می‌شوند. رگه-رگچه‌های کلسیتی-دولومیتی حاوی سولفید به عنوان آخرین ساخت و بافت‌های کانه‌زایی در افق کانسنگی دوم قابل مشاهده هستند. این رگه و رگچه‌ها در اثر انحلال و کارستی شدن کربنات‌ها تشکیل شده و دارای ضخامت از چند میلی متر تا چند سانتی متر هستند (شکل ۳-ط). کانی‌شناسی سولفیدی بیشتر متشکل از گالن و پیریت است که باریت نیز آنها را همراهی می‌کند.



شکل ۳. الف) آهک ضخیم لایه زیرین (Km1) بر روی آهک شیلی (Kbl) و واحدهای شیلی ژوراسیک (Jsh)، ب) نفوذ دایک‌های حدواسط در واحد آهکی توده‌ای ضخیم لایه میزبان کانی‌سازی (Km2)، ج، د) کارستی‌شدن در واحد آهکی و کانه‌زایی سولفیدی در ارتباط با آن، ه) ساختارهای کششی در منطقه که موجب کانی‌سازی شده است، و) گسل نرمال که در امتداد کمربند کانی‌سازی مشاهده شده و در ارتباط با کانه‌زایی است و آیینه گسل به خوبی مشاهده می‌شود، ز، ح) کانه‌زایی در ارتباط با دولومیتی‌شدن و برشی‌شدن را نشان داده است، ط) رگه‌های هیدروترمال کانی‌سازی شده همراه با دولومیت هیدروترمال، ی) کانی‌سازی باریت (Ba) و گالن (Ga) در منطقه راونج

پراکنده در ساخت و بافت‌های رگه-رگچه‌ای همراه با بلورهای گالن نسل سوم (Gn III) تشکیل شده است (شکل ۴-ز).

کالکوپیریت: کالکوپیریت دارای فراوانی کم بوده و اغلب به صورت ادخال در گالن و اسفالریت نسل اول و دوم مشاهده شده است (شکل ۴-ب، ج). حضور ادخال‌های گالن و اسفالریت در کالکوپیریت، نشان‌دهنده تشکیل همزمان این کانی‌های سولفیدی است. کالکوپیریت در اثر دگرسانی سوپرژن به کوولیت و ملاکیت تبدیل شده است. ادخال‌هایی از کانی‌های سولفوسالتی در کالکوپیریت ادخال در گالن مشاهده شده است.

کانی‌های گروه فهلور: در راونج، کانی‌های گروه فهلور به صورت ادخال در گالن و اسفالریت نسل دوم با فراوانی زیاد مشاهده شده است (شکل ۴-ح، ط). در برخی از موارد کانی‌های گروه فهلور به دور اسفالریت تشکیل شده است. ادخال‌هایی از کالکوپیریت در کانی‌های گروه فهلور مشاهده شده است. در بخش شیمی کانه‌ها، ترکیب کانی‌های گروه فهلور مورد بررسی قرار می‌گیرد.

کلسیت: کلسیت به شکل میکرایتی تا میکرواسپارایتی (Cal I) در مراحل اولیه کانی‌سازی (شکل ۵-الف) تا کلسیت به عنوان سیمان برشی و درشت‌بلورهای (Cal II) همراه با دولومیت هیدروترمال (Dh I) و کانی‌سازی گالن و باریت (شکل ۵-ب) و در نهایت درشت‌بلورهای (Cal III) همراه با باریت، گالن و دولومیت در رگه-رگچه‌های مراحل پایانی کانی‌سازی مشاهده شده است (شکل ۵-ج).

دولومیت: دست کم سه نسل دولومیت در راونج تشخیص داده شده است. دولومیت‌های نسل اول از لحاظ اندازه، ریزبلور و دانه شکری بوده و جانشین سنگ میزبان میکرایتی تا میکرواسپارایتی شده است. همراهی این دولومیت‌ها با کلسیت سنگ میزبان در مراحل ابتدایی کانه‌زایی شکل گرفته و شاید منشأ دیاژنزی داشته و به همین منظور به دولومیت‌های دیاژنزی (Dd) مرسوم هستند (شکل ۵-د). بخش عمده دولومیت، از نوع دولومیت‌های گرمایی هستند که در مراحل بعدی کانه‌زایی شکل گرفته‌اند و در دو نسل قابل تشخیص هستند. نخست بلورهای دولومیت گرمایی نسل اول (Dh I) که با ابعاد درشت تا متوسط بلور دیده می‌شوند و همراه با بخش برشی جاننشینی و به

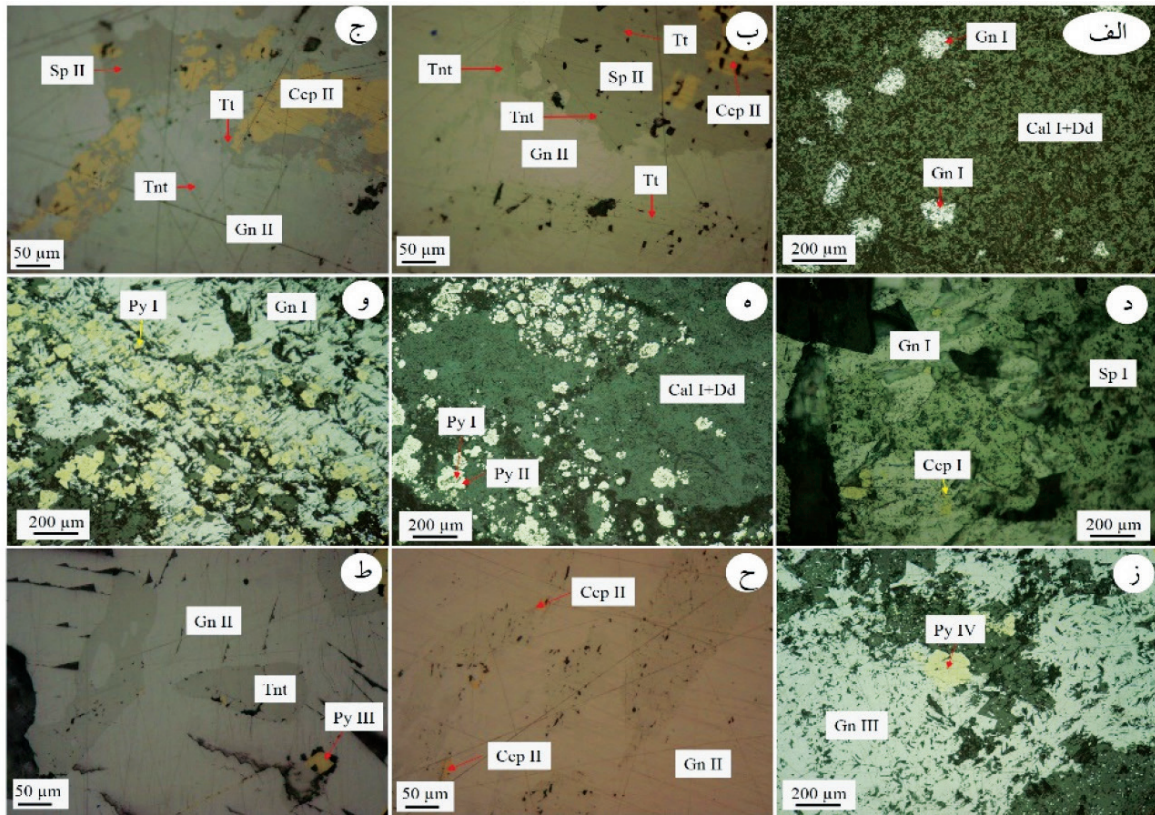
نسل سوم گالن (Gn III) به صورت پرکننده فضای خالی و فاقد ادخال تشکیل شده است.

اسفالریت: در کانسار راونج فراوانی اسفالریت کمتر از گالن بوده و در نمونه‌های دستی اسفالریت به سختی مشاهده می‌شود. اسفالریت (Sp I) به صورت هم‌رشدی و ادخال با گالن نسل اول (Gn I) و هم‌رشدی و ادخال (Sp II) در گالن نسل دوم (Gn II) مشاهده شده است (شکل ۴-د). فراوانی اسفالریت نسل دوم بیشتر بوده و اغلب همراه با کالکوپیریت و کانی‌های گروه فهلور مشاهده می‌شوند (شکل ۴-ب، ج). حضور ادخال اسفالریت در گالن و همچنین تشکیل گالن در حاشیه‌های اسفالریت نشان می‌دهد که گالن و اسفالریت به صورت همزمان تشکیل شده‌اند. همچنین ادخال‌های کالکوپیریت (Ccp II) در اسفالریت (Sp II) نیز نشان از همزمانی و هم‌رشدی این دو کانه دارد.

پیریت: پیریت به عنوان فراوانترین کانی سولفیدی آهن در راونج بوده و در چهار نسل قابل تشخیص است. نخست پیریت‌های فرامبوئیدال (Py I) بوده که در بخش‌های زیرین در واحد کم عیار شیلی (Ks2) و آهک نازک لایه (Km1) به صورت پراکنده تشکیل شده است. پیریت‌های فرامبوئیدال دارای ابعاد ۱۰ تا ۳۰ میکرونی هستند و توسط پیریت‌های نسل دوم (Py II) در برگرفته می‌شوند (شکل ۴-ه). پیریت‌های فرامبوئیدال به صورت پرکننده فضای خالی بین بلورهای کلسیت و در مواردی پرکننده میکروفسیل‌های واحد آهک نازک لایه تشکیل شده که نشان‌دهنده رسوبی بودن و تشکیل در دماهای کم (Reed and Wallace, 2001) و نقش باکتری‌های بیوژنیک در تشکیل آن است (Love, 1962; Mavrogenes et al., 1992). پیریت‌های نسل دوم از به هم پیوستن پیریت‌های نسل اول تشکیل شده و دارای ابعادی بین ۰/۰۵ تا ۰/۲۵ میلی متر هستند و با گالن (Gn I) همراه شده و به صورت لامینه مشاهده می‌شوند (شکل ۴-و). فراوانترین پیریت (Py III) همراه با گالن (Gn II) مشاهده شده و دارای ابعاد بزرگتری هستند. ادخال‌هایی از پیریت در گالن و همچنین ادخال‌های گالن در پیریت مشاهده شده که همزمانی تشکیل این کانی‌ها را می‌رساند. آخرین نسل از بلورهای پیریت (Py IV) به صورت بلورهای

که فاز نهایی کانی‌سازی را تشکیل می‌دهند و همراه با ماده معدنی نیز هستند، به عنوان نسل دوم دولومیت هیدروترمالی شناخته می‌شوند (Dh II). این دولومیت‌های هیدروترمالی نیز غنی از آهن و منگنز هستند و آنکریتی شده‌اند (شکل ۵-ج).

مقدار کمتر همراه با باریت و گالن توده‌ای دیده می‌شوند (شکل ۵-ه، و). این دولومیت‌ها به دلیل آزاد شدن آهن از سیالات گرمایی و یا اکسیداسیون به رنگ قهوه‌ای دیده شده و آنکریتی شده‌اند. رگه-رگچه‌های دولومیت-کلسیت متوسط تا درشت‌بلور



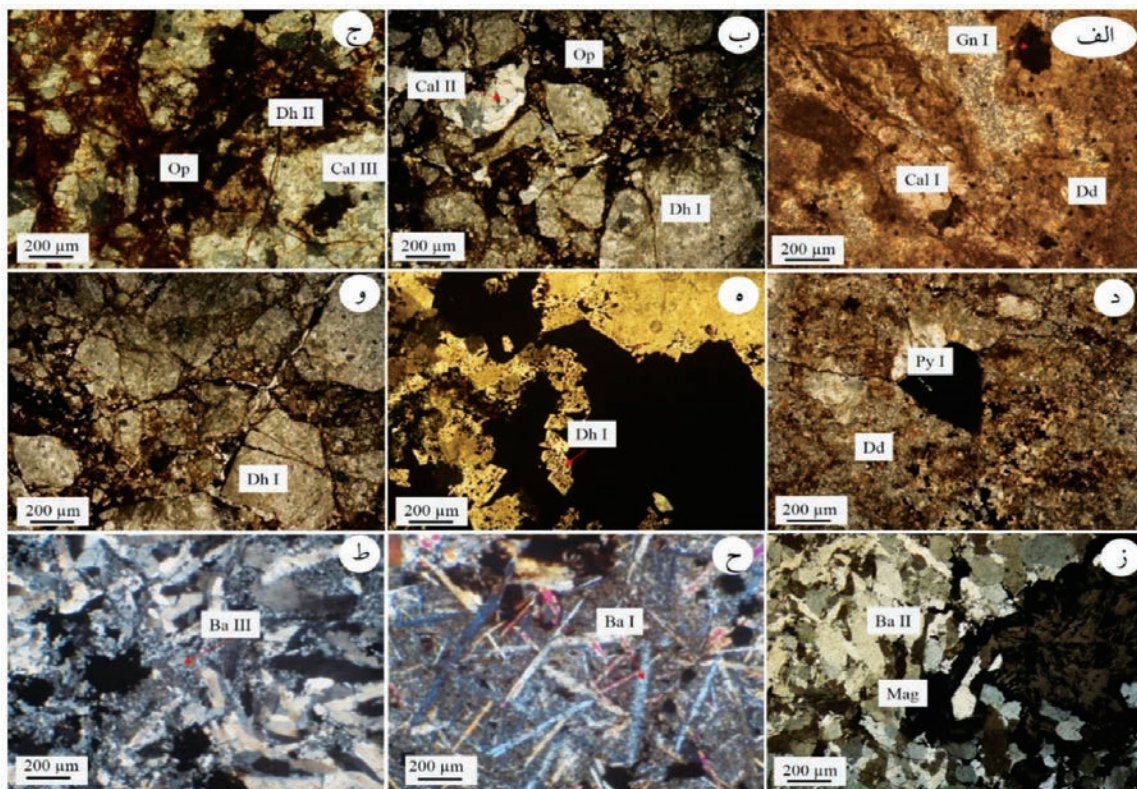
شکل ۴. الف) گالن نسل اول (Gn I) به صورت پراکنده، ب) ج) ادخال‌های کالکوپیریت (Ccp II)، اسفالریت (Sp II) و کانی‌های گروه فهلور در گالن (Gn II) و همچنین ادخال تتراهدریت-تنانتیت در اسفالریت نسل دوم (Sp II)، د) همراهی اسفالریت، گالن و کالکوپیریت نسل اول، ه) پیریت‌های فرامبوئیدال نسل اول (Py I) که توسط پیریت‌های نسل دوم (Py II) جانشین شده است، و) لامیناسیون تشکیل شده با کانی‌سازی پیریت و گالن در مرحله اول کانی‌سازی، ز) پیریت نسل چهارم (Py IV) همراه با گالن نسل سوم در مرحله پایانی کانی‌سازی، ح، ط) ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در گالن نسل دوم (Gn II). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney and Evans (2010)

می‌توان رخداد‌های کانه‌زایی در کانسار را به دو مرحله اصلی سین‌ژنتیک-دیازنتیک و اپی‌ژنتیک تقسیم کرد که مرحله اپی‌ژنتیک دارای دو زیرمرحله با توجه به نسل‌های مختلف کانی‌ها و ساخت و بافت‌های تشخیص داده شده است (شکل ۶). کانی‌های نسل اول به صورت ریزبلور بوده و در مرحله سین‌ژنتیک-دیازنتیک و در کانسنگ سولفیدی با ساخت و بافت لامینه-دانه پراکنده تشکیل شده و کانی‌های نسل بعدی از جانشین شدن کانی‌های نسل اول در مرحله اپی‌ژنتیک حاصل شده‌اند و درشت‌بلورتر هستند. شروع رسوب‌گذاری با تشکیل آهک‌های میکرایتی،

باریت: باریت در راونج بیشتر همراه با کانی‌سازی گالن است. بخش عمده باریت به صورت بلورهای منشوری و تیغه‌ای همراه (Ba II) با کانی‌سازی بافت توده‌ای باریت-گالن تشکیل شده است (شکل ۵-ز). همچنین باریت نسل اول (Ba I) همراه با آغاز دیازنز و کانی‌سازی گالن به صورت بلورهای طویل و منشوری تشکیل شده که پیریت‌های فرامبوئیدال و گالن در فضاهای بین منشورهای باریت تشکیل شده‌اند (شکل ۵-ح). باریت‌های تیغه‌ای همراه با باریت‌های ریزبلور در رگه-رگچه‌های پایانی (Ba III) قابل تشخیص است (شکل ۵-ط). با توجه به نسل‌های مختلف کانی‌های فلزی و باطله،

مرحله ساخت و بافت برشی-توده‌ای و رگه-رگچه‌های پایانی قابل تقسیم است. این مرحله با برشی شدن سنگ میزبان در اثر سیالات هیدروترمالی، کلسیت‌های نسل دوم همراه با دولومیت‌های رومبوندری هیدروترمالی نسل اول به عنوان قطعات برشی و سیمان برشی تشکیل شده و کانی‌سازی پیریت-گالن-اسفالریت-کالکوپیریت-کانی‌های گروه فهلور در آن تشکیل شده است. در ادامه سیستم کانی‌سازی شده از اسفالریت، کالکوپیریت و کانی‌های گروه فهلور فقیر شده و باریت و گالن افزایش نشان می‌دهد. آخرین فاز کانی‌سازی نیز رگه-رگچه‌های کلسیت-دولومیت هستند که کانی‌سازی مراحل قبلی را قطع کرده و حاوی مواد معدنی گالن و باریت نیز هستند. فرایندهای سوپرژن ثانویه نیز در اثر اکسایش کانسنگ سولفیدی اولیه رخ داده و کانی‌های سوپرژن را در بخش‌های سطحی کانسار ایجاد کرده است.

کوارتزهای ریزبلور و جلبک‌های فراوان و لامیناسیون رسوبی مشخص شده و با آغاز دیاژنز، باریت نسل اول به صورت بلورهای منشوری تشکیل شده است. همزمان با دیاژنز، دولومیت دیاژنزی و میکرواسپارایت نیز شکل گرفته و در ادامه کانی‌سازی پیریت فرامبوئیدال نسل اول و گالن نسل اول ریزبلور به صورت پراکنده و لامیناسیون‌های پیریت-گالن تشکیل شده‌اند. فعالیت‌های بیوژنیک و وجود مواد آلی باعث تشکیل سولفیدهای ریزدانه در این مرحله شده است. در ادامه دیاژنز و در مراحل نهایی مرحله سین‌ژنتیک-دیاژنتیک، پیریت‌های فرامبوئیدال (Py I) متبلور شده و از حالت گویچه‌ای به صورت بلوری و شکل‌دار تجمعی با ابعاد بین ۰/۰۵ تا ۰/۲۵ میلی‌متر (Py II) تبدیل می‌شوند و اندازه آنها درشت‌تر می‌شود و گالن و اسفالریت نسل اول را همراهی می‌کنند. مرحله دوم کانی‌سازی، مرحله اپی‌ژنتیک بوده که به ترتیب باتوجه به ساخت و بافت‌های کانسنگ به دو زیر



شکل ۵. الف) کلسیت‌های میکرایتی تا میکرواسپارایتی نسل اول (Cal I) همراه با دولومیت دیاژنزی (Dd)، ب) کلسیت‌های درشت‌بلور نسل دوم (Cal II) همراه با دولومیت هیدروترمال نسل اول (Dh I) در کانسنگ برشی، ج) کلسیت نسل سوم (Dh II) و دولومیت‌های هیدروترمالی نسل دوم (Dh II) در رگه و رگچه‌های پایانی، د) دولومیت‌های دیاژنزی (Dd) در مرحله اول کانه‌زایی، ه) و) دولومیت‌های هیدروترمالی نسل اول که به صورت رومبوندری و درشت‌بلور در کانسنگ برشی-توده‌ای تشکیل شده است، ز) باریت‌های تیغه‌ای نسل دوم (Ba II) همراه با کانی‌سازی گالن در کانسنگ توده‌ای، ح) باریت‌های سوزنی نسل اول (Ba I) در مرحله دیاژنزی، ط) باریت‌های ریزبلور همراه با باریت‌های تیغه‌ای نسل سوم (Ba III) در مرحله رگه-رگچه‌های پایانی کانی‌سازی. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney and Evans (2010)

شیمی‌کانی‌ها

حالی که در دماهای بالاتر از ۱۷۳ درجه سانتی‌گراد کان‌ی آرژنتیت حاکم است (Cook and Ciobanu, 2004). برای تفکیک تتراهدریت و تنانتیت، می‌توان از نمودارهای دوتایی و سه‌تایی عنصری $Sb/(Sb+As)$ و $Zn/(Fe+Zn)$ در مقابل مقادیر Ag در واحد فرمول کان‌ی (apfu) (Cook et al., 1998) و نمودار نسبت‌های عنصری $As/(Sb+As)$ و $Zn/(Fe+Zn)$ (Sack et al., 2002) استفاده کرد (شکل ۹). این نمودارها نشان می‌دهد که کان‌ی‌های سری تتراهدریت و تنانتیت در کان‌ی‌سازی راونج رخ داده‌اند.

Mineral	Syngenetic-Diagenetic		Epigenetic		Supergene Alteration
	Py I	Py II	Breccia-Massive Py III	Veins Py IV	
Pyrite	Py I	Py II	Py III	Py IV	
Galena	Gn I		Gn II	Gn III	
Sphalerite	Sp I		Sp II		
Chalcocopyrite	Ccp I		Ccp II		
Fahlore group minerals					
Dolomite	Dd		Dh I	Dh II	
Calcite	Cal I		Cal II	Cal III	
Barite	Ba I		Ba II	Ba III	
Quartz					
Ankerite					
Bitumen					
Covellite					
Goethite					
Cerussite					
Anglesite					
Smithsonite					
Malachite					
Alteration: Silicic					
Carbonate					

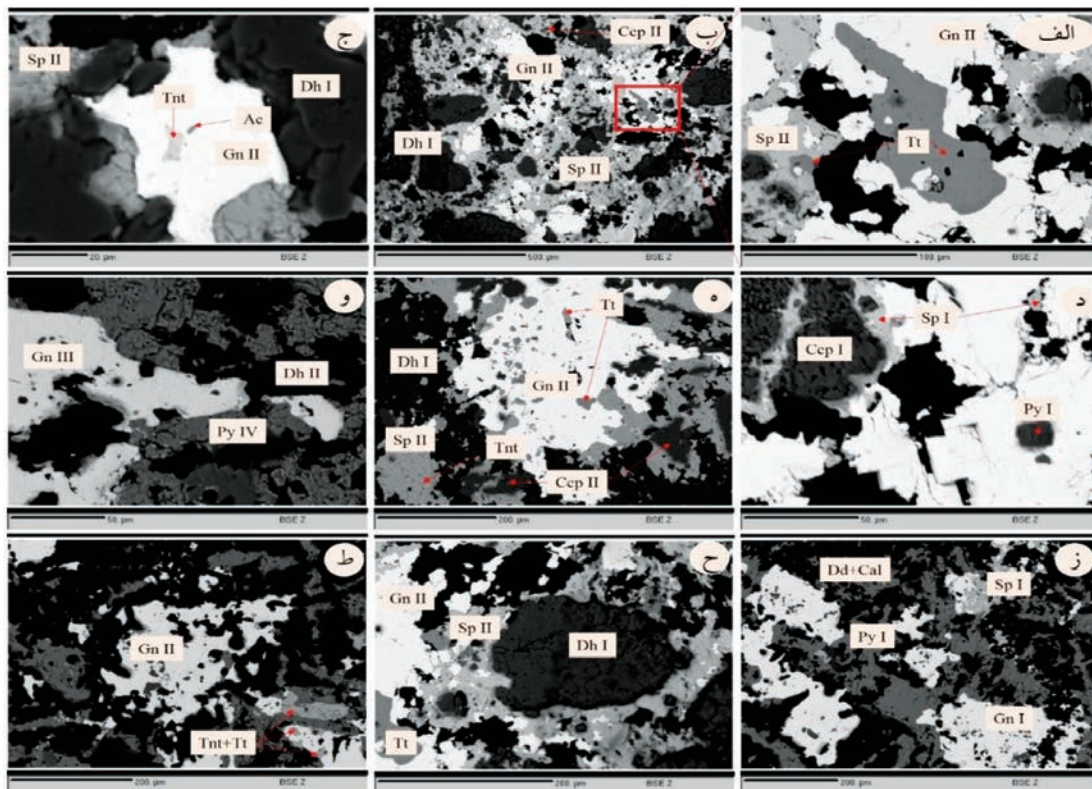
شکل ۶. توالی پاراژنتیکی کان‌های فلزی، کان‌های باطله و دگرسانی‌های مرتبط با کان‌های در ناحیه معدنی راونج

اسفالریت: اسفالریت با فرمول شیمیایی $(Zn, Fe)S$ می‌تواند عناصری مثل $Fe, Cd, Mn, Ce, S, Hg, Pb$ را در شبکه بلوری خود به صورت عناصر کمیاب Sn, In و Tl را در شبکه بلوری خود به صورت عناصر کمیاب جانشین روی داشته باشد (Frenze et al., 2016; Ye et al., 2011). مقدار Cd در اسفالریت‌های نسل دوم (۱۲۰۰ تا ۱۰۰۰۰ و میانگین ۴۵۰۰ گرم در تن) بیشتر از نسل اول (۹۰۰ تا ۶۰۰۰ با میانگین ۳۰۰۰ گرم در تن) است (جدول ۱). مقدار Cd در کانسارهای رسوبی سرب و روی با افزایش دما کاهش می‌یابد (Schwartz, 2000)، به طوری که در کانسارهای MVT که کانسارهای دما پایین محسوب می‌شوند دارای

گالن و کان‌ی‌های گروه فهلور: گالن طی توالی پاراژنتزی در سه نسل مختلف تشکیل شده است (شکل ۶). گالن‌های نسل دوم حاوی اذخالی‌های فراوانی از کان‌ی‌های گروه فهلور، کالکوپیریت و اسفالریت هستند (شکل ۷). میزان نقره در گالن نسل اول برابر ۱۰۰ تا ۲۱۰ گرم در تن (با میانگین ۱۲۰ گرم در تن) و مقدار آن در گالن نسل سوم برابر ۲۰۰ تا ۳۱۰ گرم در تن (با میانگین ۲۶۰ گرم در تن) است. گالن نسل اول به ترتیب دارای میانگین ۱۵۰، ۲۱۰ و ۱۰۰ گرم در تن برای عناصر مس، آهن و کادمیوم و این مقادیر برای گالن نسل سوم به ترتیب برابر ۱۱۰، ۴۹۰ گرم در تن و کمتر از حد تشخیص است. مقدار آنتیموان در گالن‌های نسل سوم (با میانگین ۱۱۰ گرم در تن) بیشتر از نسل اول (کمتر از حد تشخیص) بوده که احتمال دارد در گالن نسل سوم نیز اذخالی‌های کان‌ی‌های گروه فهلور وجود داشته باشد، هرچند که در مطالعات میکروسکوپی مشاهده نشد. بیشترین مقدار عناصر آنتیموان، مس و آرسنیک مربوط به گالن‌های نسل دوم بوده که به ترتیب دارای مقادیر میانگین ۵۴۵ گرم در تن، ۱۰۰ گرم در تن و ۱۲۰ گرم در تن است که اذخالی‌های کان‌ی‌های گروه فهلور در آنها نیز همین موضوع را تایید می‌کند. شکل ۸ الف (Pfaff et al., 2011) ترکیب شیمیایی عناصر مختلف را در گالن نشان می‌دهد که می‌توان استنباط کرد که کان‌ی‌های گالن نسل سوم و اول نزدیک به قطب گالن و گالن نسل دوم در زیر خط سیاه که نشان دهنده جانشینی $2Pb^{2+}=Ag^{+}+(Sb, As)^{3+}$ و افزایش مقدار نقره است، قرار می‌گیرند. این نمودار همراه با همبستگی مثبت سرب با نقره (عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳) و مطالعات میکروسکوپی و میکروسکوپ الکترونی روبشی در این پژوهش نشان‌دهنده کان‌ی‌های تتراهدریت و تنانتیت در گالن است. در این نمودار ترکیب کان‌ی‌های گروه فهلور نیز برای مقایسه آورده شده که همگی در قطب کان‌ی‌های سولفوسالتی قرار می‌گیرند. نتایج جدول ۱ ترکیب یک کان‌ی را نشان می‌دهد که غنی از نقره بوده و نزدیک به ترکیب شیمیایی آکانتیت است که یک فرم از کان‌ی نقره با سیستم مونوکلینیک است که در کانسارهای سرب و روی رسوبی با دمای پایین‌تر از ۱۷۳ درجه سانتی‌گراد معمول بوده، در

کرده است (شکل ۴-ب و شکل ۷). شکل ۸-ب تغییرات شیمیایی را در اسفالریت‌های مورد مطالعه در کانی‌سازی راونج نشان داده که این نمودار بر اساس تغییرات شیمیایی عناصر $Ag+Sb+Cu+Ag$ در برابر $Fe+Zn+Mn+Cd+S$ در واحد فرمول کانی (apfu) است (Pfaff et al., 2011). در این نمودار، خط سیاه نشان دهنده کانی‌های بین سری محلول جامد تتراهدریت-تنانتیت (کانی‌های گروه فهلور) و اسفالریت است. همانطور که در شکل مشخص است، اسفالریت‌های نسل دوم در راونج به سمت قطب دارای تتراهدریت-تنانتیت تمایل نشان می‌دهند و همگی نتایج در امتداد خط و نزدیک به آن قرار می‌گیرد و نشان دهنده ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در اسفالریت نسل دوم هستند. ژئوشیمی کانسنگ نیز نشان داده که بین اسفالریت و عناصر نقره، آنتیموان، آرسنیک و مس همبستگی مثبتی وجود دارد که تأیید کننده این مطلب است (عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳).

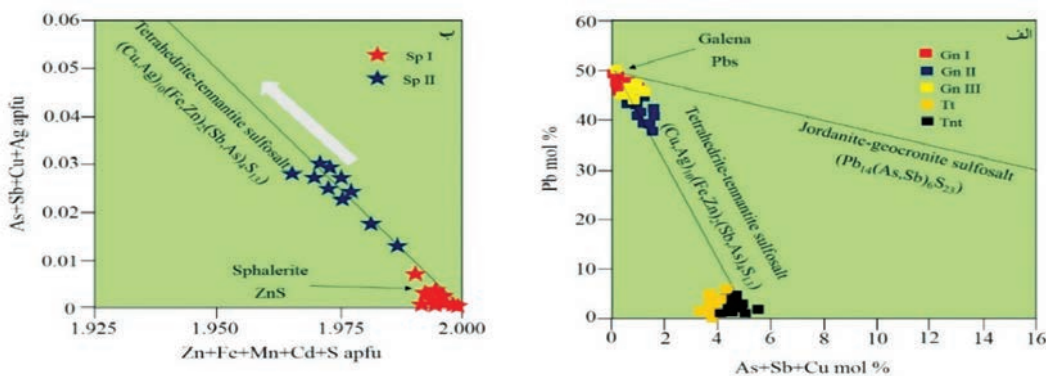
بالاترین مقدار (بیشتر از ۲۳۰۰ گرم در تن) و در کانسارهای SEDEX دارای مقدار Cd کمتری نسبت به کانسارهای MVT (کمتر از ۲۰۰۰ گرم در تن) و کمترین مقدار در کانسارهای VMS (کمتر از ۱۵۰۰ گرم در تن) هستند. مقادیر کادمیم در کانسار راونج (با میانگین ۳۰۰۰ و ۴۵۰۰ گرم در تن) به ترتیب برای اسفالریت نسل اول و دوم، کم و بیش مشابه با کانسارهای MVT است. مقدار Fe در اسفالریت نیز تابعی از دما است (Craig and Scott, 1974) و با افزایش دما مقدار آهن در اسفالریت نیز افزایش نشان می‌دهد. مقدار آهن به ترتیب در اسفالریت‌های نسل اول و دوم برابر ۱۵۰۰ تا ۲۱۰۰۰ و ۱۰۰۰ تا ۹۰۰۰ گرم در تن است. مقادیر مس، آنتیموان و آرسنیک در اسفالریت‌های نسل دوم بیشتر از اسفالریت‌های نسل اول بوده که به دلیل کانی‌سازی کالکوپیریت و همچنین کانی‌های گروه فهلور همراه با اسفالریت در این مرحله بوده، که مطالعات میکروسکوپی نیز وجود این ادخال‌ها را تأیید



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپ الکترونی بازگشتی BSE از کانی‌سازی راونج را نشان داده است: الف، ب) کانی‌سازی گالن (Gn II) همراه با اسفالریت (Sp II) که حاوی ادخال‌های تتراهدریت و تنانتیت هستند، ج) ادخال کانی‌های اکانتیت (Ac) و تنانتیت (Tnt) در گالن همراه با دولومیت‌های هیدروترمالی (Dh I)، د) ادخال‌های پیریت (Py I) همراه با اسفالریت (Sp I) و کالکوپیریت (Ccp I) در گالن، ه) ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در گالن، و) گالن همراه با پیریت و دولومیت‌های هیدروترمالی مرحله رگه-رگچه‌های پایانی کانی‌سازی، ز) گالن همراه با پیریت و اسفالریت با ساخت لایه‌ای در مرحله دیاژنزی، ح، ط) کانی‌های گروه فهلور همراه با دولومیت هیدروترمالی با کانی‌سازی سرب و نقره در مرحله اپی‌ژنتیک. نشان‌های اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney and Evans (2010)

جدول ۱. خلاصه نتایج الکترون میکروپروب از کانی‌های گالن، اسفالریت و کانی‌های گروه فهلور در کانسار راونج. اعداد داخل پرانتز تعداد نقطه تجزیه شیمیایی است. nd به معنی مقادیر کمتر از حد تشخیص است

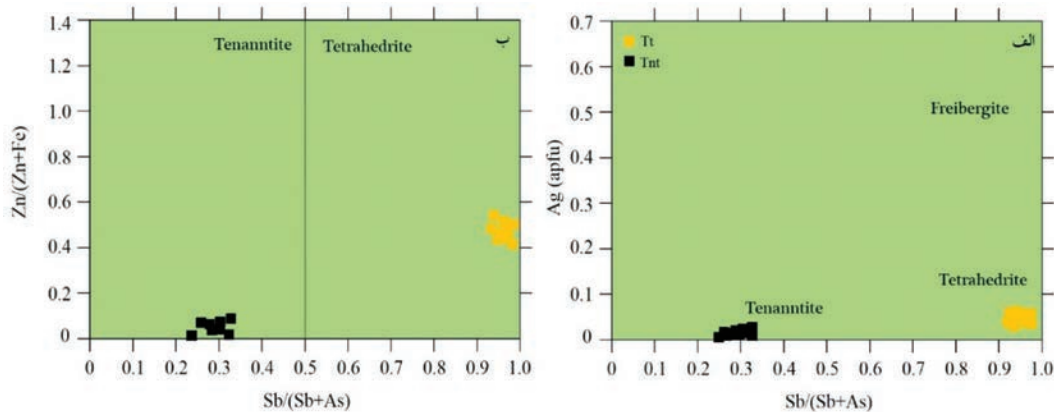
Minerals		S wt. %	Fe ppm	Cu ppm	Zn wt. %	As ppm	Ag ppm	Cd ppm	Pb wt. %	Sb ppm
Galena I (8)	Min	۱۳/۱	۱۸۰	nd	nd	nd	۱۰۰	nd	۸۶/۱	nd
	Ave	۱۳/۴	۲۱۰	۱۵۰	nd	۱۰۲	۱۲۰	۱۰۰	۸۶/۳	nd
	Max	۱۳/۷	۲۸۰	۳۰۰	nd	۱۶۵	۲۱۰	۱۱۰	۸۷/۸	nd
Galena II (10)	Min	۱۳/۰	۲۰۰	nd	nd	nd	۴۹۰	nd	۸۵/۸	۱۸۰
	Ave	۱۳/۶	۲۸۵	۱۰۰	nd	۱۲۰	۶۱۰	۱۰۵	۸۶/۱	۵۴۵
	Max	۱۳/۳	۵۰۰	۱۱۰	nd	۱۹۰	۱۲۰۰	۲۰۰	۸۷/۴	۸۸۰
Galena III (8)	Min	۱۳/۳	۳۸۰	nd	nd	nd	۲۰۰	nd	۸۶/۰	nd
	Ave	۱۳/۶	۴۹۰	۱۱۰	nd	۱۲۰	۲۶۰	nd	۸۶/۴	۱۱۰
	Max	۱۴/۲	۶۱۰	۲۵۰	nd	۱۴۰	۳۱۰	nd	۸۶/۸	۱۷۰
Sphalerite I (10)	Min	۳۳/۴	۱۵۰۰	nd	۶۳/۹	nd	nd	۹۰۰	nd	nd
	Ave	۳۳/۶	۶۰۰۰	۱۵۰	۶۴/۳	۱۰۶	nd	۳۰۰۰	nd	۱۲۵
	Max	۳۳/۸	۲۱۰۰۰	۴۰۰	۶۴/۶	۱۲۰	nd	۶۰۰۰	nd	۱۵۰
Sphalerite II (10)	Min	۳۳/۱	۱۰۰۰	۵۰۰	۶۲/۹	۱۲۰۰	nd	۱۲۰۰	nd	۷۵۰
	Ave	۳۳/۳	۲۰۰۰	۱۶۰۰	۶۳/۵	۴۰۰۰	۳۵۰	۴۵۰۰	nd	۱۰۰۰
	Max	۳۳/۵	۹۰۰۰	۷۰۰۰	۶۴/۱	۶۰۰۰	۲۰۰۰	۱۰۰۰۰	nd	۵۰۰۰
Tetrahedrite (10)	Min	۲۳/۴	۱۰۰۰۰	۳۰۰۰۰	۱/۲	۴۰۰۰	۴۰۰۰۰	۱۰۰۰	۰/۰۷	۲۵۰۰۰۰
	Ave	۲۴/۱	۱۸۰۰۰	۳۴۰۰۰۰	۱/۶	۵۰۰۰	۸۵۰۰۰	۱۲۰۰	۰/۰۹	۲۸۵۰۰۰
	Max	۲۴/۳	۳۰۰۰۰	۳۸۰۰۰۰	۲/۲	۸۰۰۰	۱۵۰۰۰۰	۱۵۰۰	۰/۱۱	۳۱۰۰۰۰
Tennantite (10)	Min	۲۵/۵	۱۵۰۰۰	۴۰۰۰۰۰	۰	۱۲۰۰۰۰	۵۰۰۰	nd	۰/۰۱	۵۵۰۰۰۰
	Ave	۲۶/۴	۲۵۰۰۰	۴۵۰۰۰۰	۰/۱	۱۸۰۰۰۰	۱۰۰۰۰	nd	۰/۰۲	۶۰۰۰۰۰
	Max	۲۷/۰	۴۵۰۰۰	۴۸۰۰۰۰	۰/۸	۲۲۰۰۰۰	۱۳۰۰۰	nd	۰/۰۶	۶۵۰۰۰۰
Acanthite (1)		۱۲/۷	۱۳۰۰	۵۰۰	۰/۱	۲۸۰	۸۷۰۰۰۰	۱۵۰	nd	nd



شکل ۸. الف) ترکیب گالن‌های نسل اول، دوم و سوم را نشان می‌دهد که گالن‌های نسل دوم با ادخال کانی‌های گروه فهلور تمایل به جهت خط تتراهدریت-تنانتیت نشان می‌دهند، ب) ترکیب اسفالریت‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد که اسفالریت‌های نسل دوم در امتداد جهت خط کانی‌های تتراهدریت-تنانتیت قرار می‌گیرند (Pfaff et al., 2011)

دولومیت: مقادیر آهن و منگنز در انواع کانی‌های کربناته در کانسارهای رسوبی، نقش فرایندهای رسوبی و یا گرمایی را در تشکیل کانی‌های کربناته تعیین می‌کند (Davies and Smith, 2006). محتوی CaCO_3 و MgCO_3 به ترتیب برای دولومیت‌های دیاژنزی (Dd) و دولومیت‌های هیدروترمالی (Dh I و Dh II) برابر $۵۶/۵۰$ تا $۵۸/۸۰$ ، $۴۸/۴۰$ تا $۵۰/۸۰$ و $۴۸/۴۰$ تا $۵۳/۰۰$ درصد وزنی و برای کلسیت نسل دوم نیز برابر $۹۸/۲۰$ تا $۹۸/۶۰$ درصد وزنی است (جدول ۲). برای غنی هستند. تمرکز SrCO_3 در دولومیت‌های دیاژنزی

تفکیک دولومیت‌های راونج از نمودارهای مقادیر عناصر Fe ، Mn و CaO در برابر آهن در برابر منگنز استفاده شده است (شکل ۱۰). مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های هیدروترمالی نسبت به دولومیت‌های دیاژنزی بیشتر است. طبق اعتقاد (Pearce et al., 2013)، دولومیت‌های دریایی از آهن و منگنز فقیر و دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط گرمایی و احیایی از آهن و منگنز



شکل ۹. برای تفکیک و شناسایی کانی‌های گروه فهلور از نمودارهای الف) نمودار دوتایی نسبت عنصری $Sb/(Sb+As)$ در مقابل مقادیر $Zn/(Zn+Fe)$ در واحد فرمول کانی (Cook et al., 1998)، ب) نمودار دوتایی نسبت عنصری $Sb/(Sb+As)$ در مقابل مقادیر Ag استفاده شده است (Sack et al., 2005)

دولومیت، اهمیت بسزایی در تشخیص زمان تشکیل و نیز تعیین ارتباط کانه‌زایی با نوع رخساره دولومیتی دارد که در آن تشکیل شده است (Turner, 2011; Grandia et al., 2016; Rddad and Bouhleb, 2016). فرآیندهای دیاژنزی و گرمایی از مهم‌ترین عوامل دولومیتی شدن در حوضه رسوبی گرمایی به شمار می‌روند (Lee and Wilkinson, 2002; Wilkinson, 2003). پراکندگی کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته (Rajabi et al., 2012 and 2013) نشان می‌دهد که پهنه سنندج-سیرجان مهم‌ترین کمربندهای ساختاری ایران برای کانی‌سازی سرب و روی با میزبان کربناته است. کانی‌سازی راونج نیز در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر نزدیک به پهنه سنندج-سیرجان واقع شده و فعالیت‌های تکتونیک فشارشی طی فاز کوهزایی آلپی کرتاسه بالایی-پالئوسن منجر به تشکیل ضخامت عظیمی از سنگ‌های کربنات کرتاسه زیرین و ایجاد یک تله‌سنگی-ساختاری مناسب برای به دام افتادن سیال گرمایی کانه‌ساز در کانی‌سازی راونج و کانی‌سازی‌های پهنه سنندج-سیرجان شده است. مطالعات پتروگرافی و شیمی دولومیت در کانسار راونج، حضور سه تیپ دولومیت را طی توالی پاراژنتیکی نشان داد که متشکل از دولومیت‌های دیاژنزی و دولومیت‌های گرمایی (هیدروترمالی) است. دولومیت‌های گرمایی حاوی مقادیر بالایی از آهن و منگنز هستند، درحالی‌که دولومیت‌های دیاژنزی از استرانسیوم و باریم غنی‌شدگی نشان می‌دهند. دولومیتی شدن در کانسار راونج می‌تواند سنگ میزبان

(۳۰ تا ۵۰ درصد وزنی) بیشتر از دولومیت‌های هیدروترمالی Dh I و Dh II (کمتر از حد تشخیص تا ۳۰ درصد وزنی) است. تمرکز $BaCO_3$ در دولومیت‌های دیاژنزی (۲۰ تا ۸۰ درصد وزنی) بیشتر از دولومیت‌های هیدروترمالی Dh I و Dh II (به ترتیب برابر کمتر از حد تشخیص تا ۴۰ و ۱۰ تا ۲۰ درصد وزنی) است. ترکیب کانی‌های کربناته و جدایش دولومیت‌های هیدروترمالی از دیاژنزی در نمودار مثلثی $FeCO_3/MnCO_3$ - $Fe-Ca/Mg-Mn$ و نمودار مثلثی $MgCO_3-CaCO_3$ (شکل ۱۱؛ Pfaff et al., 2011) برای کانی‌های کربناته ارائه شده است. نمودار شکل ۱۱-الف نشان می‌دهد دولومیت‌های گرمایی از آهن و منگنز بیشتری برخوردار هستند و از بین دولومیت‌های گرمایی، دولومیت‌های گرمایی Dh I، مقادیر بیشتری آهن و منگنز دارد. در نمودار شکل ۱۱ ب نیز دولومیت‌های هیدروترمالی بیشتر در امتداد جهت یک واقع شده که به دلیل افزایش مقدار آهن و منگنز (آنکریتی شدن دولومیت‌ها) است و دولومیت‌های دیاژنزی و کلسیت‌های نسل دوم در امتداد و نزدیک به روند خطی کلسیت-دولومیت (جهت امتداد ۲) واقع شده‌اند.

بحث

ارتباط دولومیتی شدن و کانه‌زایی

دولومیتی شدن در کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته معمول می‌باشد و به‌عنوان میزبان کانه‌زایی است. در کانه‌زایی راونج نیز دولومیتی شدن در ارتباط با کانی‌سازی رخ داده و بر همین اساس، مطالعه میکروسکوپی و رخساره‌ای

نیز کانی‌های رسی همراه با میکرایت‌ها رسوب کرده و شاید سیال آزاد شده طی دیاژنز باعث شده منیزیم را با خود حمل کرده و دولومیت‌های ریزدانه دانه شکری همراه با مرحله سین‌ژنتیک-دیاژنتیک تشکیل شود. شبیه به این فرایند را Wilkinson, (2003) در حوضه ایرلندی شرح داده است. در مرحله ایپی‌ژنتیک و رگه-رگچه‌های نهایی کانه‌زایی، دولومیت‌های هیدروترمالی در ارتباط با ساختارهای برشی و رگه-رگچه‌ای تشکیل شده که سیال مسئول دولومیتی‌شدن غنی از آهن و منگنز است. این دولومیت‌ها نیز باعث شده تخلخل سنگ میزبان افزایش پیدا کند و به عبارتی زمینه را برای کانی‌سازی سولفیدی فراهم کند. دولومیتی‌شدن در اطراف کمربندها و گسل‌های عادی در ارتباط با کانی‌سازی سولفیدی رخ داده و ارتباط نزدیک با کانی‌سازی سولفیدی به‌خصوص سرب دارند و بر همین اساس آنها را می‌توان با منشأ گرمابی دانست. دولومیت‌های هیدروترمالی و نقش آنها در فراهم کردن زمینه در کانی‌سازی حوضه ایرلندی توسط Wilkinson et al., (2005) پیش‌تر گزارش شده است.

کربناتی را برای کانی‌سازی سولفیدی آماده کند و برای همین در بخش‌هایی که کانی‌سازی سولفیدی مشاهده شده، بیشترین مقدار دولومیتی‌شدن رخ داده است. دولومیت‌های دیاژنزی می‌تواند در هر مرحله از دیاژنز پس از رسوبگذاری تا تدفین در اعماق تشکیل شود. به‌نظر می‌رسد رسوب‌گذاری همزمان با فعالیت‌های گسل‌های نرمال در ارتباط با کانه‌زایی، باعث رسوب آهک‌های میکرایتی و کانی‌های رسی در نواحی اطراف کانی‌سازی سین‌ژنتیک شده باشد. بر همین اساس است که آهک میکرایتی تا میکرواسپارایتی در این مرحله تشکیل شده است. همزمان با رسوب‌گذاری و پس از آن در حین دیاژنزی که در ناحیه راونج رخ داده، دولومیت دیاژنزی تشکیل شده است. منشأ منیزیم برای تشکیل دولومیت می‌تواند متفاوت باشد. به نظر Sternbach and Friedman (1984)، منیزیم لازم برای دولومیتی‌شدن از تبدیل کانی‌های رسی به‌خصوص مونت‌موریونیت و تغییر ساختاری آن فراهم شده و منیزیم آزاد شده باعث دولومیت‌زایی دیاژنزی شده است. در راونج

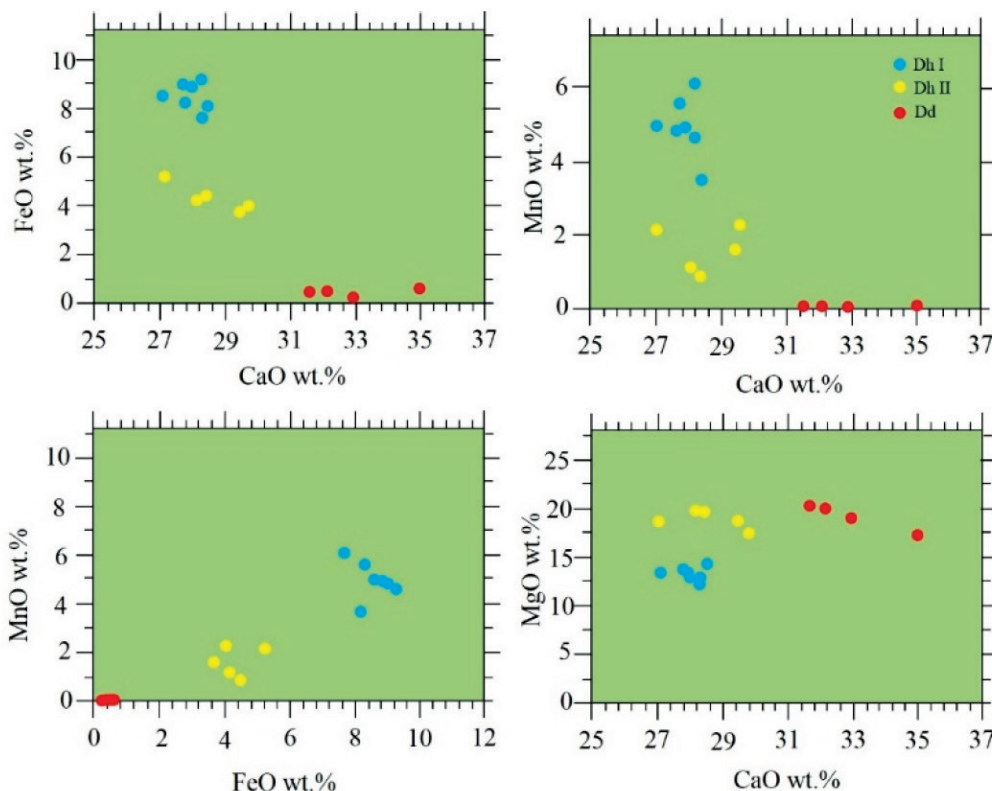
جدول ۲. نتایج الکترون میکروپروب از کانی‌های دولومیت و کلسیت در کانسار راونج. مقادیر بر اساس درصد وزنی است. nd به معنی مقادیر کمتر از حد تشخیص است

Minerals	CaO	MgO	FeO	MnO	BaO	SrO	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	BaCO ₃	SrCO ₃	Total
Dd	۳۲/۱۵	۲۰/۱۷	۰/۵۱	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۲۱	۵۷/۴۰	۴۲/۲۰	۰/۸۰	nd	۰/۲۰	۰/۳۰	۱۰۰/۹۰
Dd	۳۵/۰۰	۱۷/۱۵	۰/۶۳	۰/۰۳	۰/۴۷	۰/۳۲	۶۲/۵۰	۳۶/۳۰	۱/۰۰	nd	۰/۶۰	۰/۵۰	۱۰۰/۹۰
Dd	۳۱/۶۴	۲۰/۳۴	۰/۴۲	nd	۰/۳۸	۰/۲۷	۵۶/۵۰	۴۲/۶۰	۰/۷۰	nd	۰/۵۰	۰/۴۰	۱۰۰/۶۰
Dd	۳۲/۹۴	۱۹/۱۰	۰/۲۴	۰/۰۵	۰/۶۵	۰/۳۱	۵۸/۸۰	۴۰/۰۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۰/۸۰	۰/۴۰	۱۰۰/۵۰
Cal II	۵۵/۱۱	۰/۴۱	۰/۱۸	nd	۰/۱۱	۰/۰۱	۹۸/۴۰	۰/۹۰	۰/۳۰	nd	۰/۱۰	nd	۹۹/۷۰
Cal II	۵۵/۲۴	۰/۳۵	۰/۱۲	۰/۰۱	nd	۰/۰۳	۹۸/۶۰	۰/۷۰	۰/۲۰	nd	nd	nd	۹۹/۶۰
Cal II	۵۵/۰۰	۰/۶۲	۰/۱۷	nd	۰/۰۱	۰/۰۴	۹۸/۲۰	۱/۳۰	۰/۳۰	nd	nd	۰/۱۰	۹۹/۸۰
Dh I	۲۸/۴۷	۱۴/۱۵	۸/۱۰	۳/۵۴	۰/۱۵	۰/۱۰	۵۰/۸۰	۲۹/۶۰	۱۳/۱۰	۵/۷۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۹۹/۵۰
Dh I	۲۸/۳۰	۱۲/۸۴	۹/۲۱	۴/۶۲	۰/۰۲	۰/۰۷	۵۰/۵۰	۲۶/۹۰	۱۴/۹۰	۷/۵۰	nd	۰/۱۰	۹۹/۸۰
Dh I	۲۷/۱۰	۱۳/۲۱	۸/۵۴	۵/۰۰	nd	nd	۴۸/۴۰	۲۷/۶۰	۱۳/۸۰	۸/۱۰	nd	nd	۹۷/۹۰
Dh I	۲۸/۳۰	۱۲/۴۲	۷/۶۲	۶/۱۰	۰/۰۶	۰/۲۰	۵۰/۵۰	۲۶/۰۰	۱۲/۳۰	۹/۹۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۹۷/۰۰
Dh I	۲۷/۸۱	۱۳/۴۶	۸/۲۰	۵/۶۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۴۹/۶۰	۲۸/۲۰	۱۳/۲۰	۹/۱۰	nd	۰/۱۰	۱۰۰/۳۰
Dh I	۲۸/۰۰	۱۲/۹۱	۸/۸۴	۴/۸۹	۰/۱۲	۰/۱۱	۵۰/۰۰	۲۷/۰۰	۱۴/۳۰	۷/۹۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۹۹/۵۰
Dh I	۲۷/۷۴	۱۳/۶۰	۸/۹۷	۴/۸۴	۰/۲۸	۰/۰۸	۴۹/۵۰	۲۸/۵۰	۱۴/۵۰	۷/۸۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۱۰۰/۷۰
Dh II	۲۸/۴۱	۱۹/۵۴	۴/۴۶	۰/۸۹	۰/۱۱	۰/۰۴	۵۰/۷۰	۴۰/۹۰	۷/۲۰	۱/۴۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۱۰۰/۴۰
Dh II	۲۷/۱۰	۱۸/۶۲	۵/۲۱	۲/۱۴	۰/۰۷	۰/۱۸	۴۸/۴۰	۳۹/۰۰	۸/۴۰	۳/۶۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۹۹/۵۰
Dh II	۲۸/۱۷	۱۹/۹۱	۴/۲۰	۱/۱۰	۰/۱۶	nd	۵۰/۳۰	۴۱/۷۰	۶/۸۰	۱/۸۰	۰/۲۰	nd	۱۰۰/۷۰
Dh II	۲۹/۴۹	۱۸/۸۰	۳/۶۷	۱/۵۴	۰/۰۵	۰/۱۶	۵۲/۶۰	۳۹/۳۰	۵/۹۰	۲/۵۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۱۰۰/۷۰
Dh II	۲۹/۷۱	۱۷/۲۱	۴/۰۰	۲/۲۰	۰/۱۲	۰/۱۵	۵۳/۰۰	۳۶/۰۰	۶/۵۰	۳/۶۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۹۹/۴۰

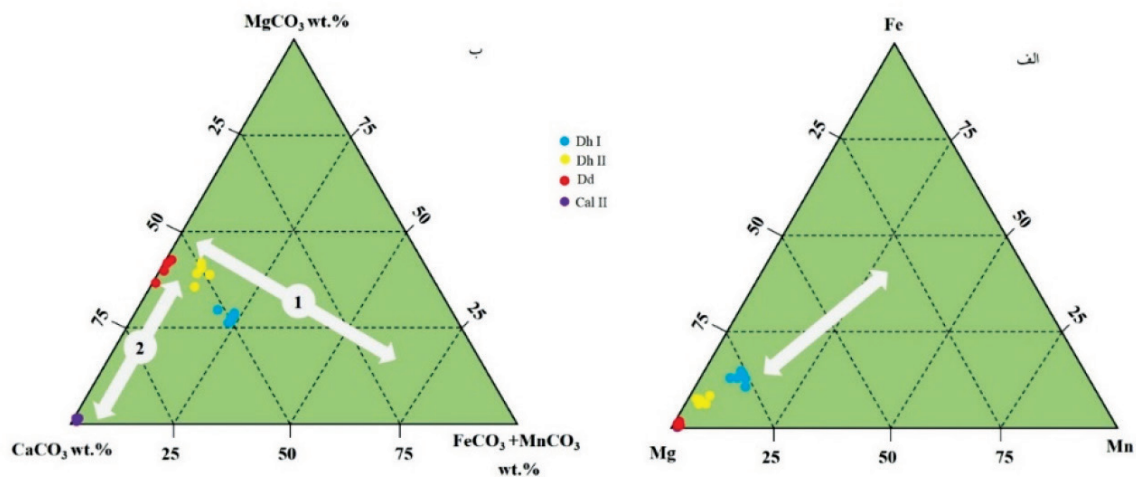
تعیین ژنز کانه‌زایی

دو رده کانسارهای نوع برون‌دمی-رسوبی یا نوع SEDEX و کانسارهای نوع MVT تقسیم کرده که در این رده‌بندی کانسارهای نوع ایرلندی به عنوان کانسارهای نوع جانشینی زیرسطحی با میزبان کربناته معرفی شده و در رده کانسارهای SEDEX جای می‌گیرد. از طرف دیگر، Leach et al. (2010)، کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی، را بر پایه ویژگی‌های توصیفی و بدون در نظر گرفتن ویژگی‌های ژنتیکی به دو گروه کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان آواری (SEDEX) و کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته یا نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) تقسیم کرده است. کانسارهای SEDEX به همه کانسارهای سرب و روی با میزبان شیلی، ماسه‌سنگی، سیلتستونی و یا جانشینی‌های کربناته درون توالی تخریبی گفته می‌شود. کانسارهای MVT، کانسارهایی هستند که در سکوه‌های کربناته تشکیل می‌شوند، در این رده‌بندی کانسارهای نوع ایرلندی در رده کانسارهای MVT قرار می‌گیرد.

در این بخش سعی شده تا با استفاده از نتایج این پژوهش و تلفیق آن با نتایج کارهای قبلی انجام شده (مدبری، ۱۳۷۴؛ علی‌آبادی، ۱۳۷۹؛ عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳؛ Nejadhadad et al., 2016 and 2017)، ژنز کانه‌زایی در ناحیه معدنی سرب-روی-نقره-باریت راونج مورد بررسی قرار گیرد. به طور کلی سازوکار تشکیل همه کانسارهای سرب و روی رسوبی مشابه یکدیگر است و تفکیک و رده‌بندی این ذخایر پیچیده می‌باشد (Everett et al., 2003). شواهد آب و هوای دیرینه کانسارهای با میزبان رسوبی بیانگر عرض جغرافیایی پائین در زمان شکل‌گیری است که تخییر بیشتر صورت گرفته و این تخییر عامل افزایش شوری آب‌های دریایی بوده که در واحدهای رسوبی به دام افتاده‌اند و توانایی این آب‌ها را برای انحلال و حرکت فلزات افزایش داده است (Banks et al., 2002; Walshao et al., 2006). بر همین اساس، Wilkinson (2014) کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی را بر پایه ویژگی‌های شاخص کانساری و ژنتیکی به



شکل ۱۰. نمودارهای دوتایی عناصر FeO، MgO، MnO و نمودار دوتایی MnO در برابر FeO برای تفکیک انواع دولومیت‌های مورد مطالعه نشان داده شده است



شکل ۱۱. الف) نمودار مثلثی Fe-Ca/Mg-Mn و ب) نمودار مثلثی $\text{FeCO}_3/\text{MnCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-CaCO}_3$ برای کانی‌های کربناته که نشان می‌دهد دولومیت‌های هیدروترمال نسل اول و دوم غنی از آهن و منگنز هستند. امتداد جهت ۱ نشان‌دهنده افزایش مقدار آهن و منگنز (آنکریتی شدن دولومیت) و امتداد ۲ نشان‌دهنده روند خطی کلسیت-دولومیت است

شواهدی از کانی‌سازی سین‌ژنتیک نشان می‌دهد و کانه‌زایی راونج در رده کانسارهای سدکس و یا ایرلندی قرار می‌گیرد تا نوع MVT. حضور پیریت‌های فرامبوئیدال و کانه‌زایی همراه با ماده آلی به دلیل همزمانی کانه‌زایی و رسوبگذاری و دیازنز در مرحله اول کانه‌زایی است (برای مثال به Reed et al., 2004 مراجعه شود). این در حالی است که Nejadhadad et al., (2016)، سولفیدهای ریزبلور در مرحله اول را حاصل سیال فوق اشباع از گوگرد دانسته است. منشأ گوگرد در کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته از منابعی نظیر افق‌های تبخیری، آب دریا، مواد آلی و سنگ‌های آذرین تامین می‌شود (Leavitt et al., 2013). در بخش زمین‌شناسی مشاهده شد که افق تبخیری خاصی در اطراف بلوک‌های کانه‌زایی مشاهده نشده و فعالیت‌های آذرین نیز بعد از کانه‌زایی رخ داده و نقشی در کانه‌زایی نداشته‌اند، هرچند که مدبری (۱۳۷۴) کانی‌سازی راونج را سدکس معرفی کرده و نقش فعالیت‌های آذرین در کانه‌زایی را مورد بحث قرار داده است. مطالعات ایزوتوپ پایدار گوگرد نشان داد که منشأ گوگرد برای کانی‌سازی سولفیدی (۲۷- تا ۱۱- پرمیل)، بیورژنیک و برای کانی‌سازی باریت (۲۰+ پرمیل) از نوع سولفات آب دریا است (Nejadhadad et al., 2016). بر همین اساس نقش فعالیت‌های بیورژنیک و احیاء سولفات توسط آن‌ها می‌تواند برای کانی‌سازی

کانی‌سازی در ناحیه راونج نیز در سنگ میزبان کربناتی تشکیل شده و ویژگی‌های آن با کانسارهای ایرلندی، SEDEX و MVT قابل مقایسه است. رخداد کانه‌زایی در راونج در مجاورت و در ارتباط با گسل‌های عادی بوده که این ویژگی هم در کانسارهای MVT (Velasco et al., 2003; Strobele et al., 2015; de Oliveira et al., 2019) و کانسارهای سدکس (Goodfellow and Kerr, 2013; Lydon, 2007a; Wilkinson, 2014; Yesares et al., 2019; Elliott et al., 2019) گزارش شده با این تفاوت که در کانسارهای SEDEX و ایرلندی، کانه‌زایی همزمان با رسوبگذاری رخ داده (سین‌ژنتیک تا دیازنتیک آغازین)، در حالی که در کانسارهای MVT کانه‌زایی هم می‌تواند همزمان با رسوبگذاری (مثل کانسارهای Wiesloch و Reocin و Grandia et al., 2003; Strobele et al., 2015; Velasco et al., 2003) و هم بعد از فعالیت گسل‌های عادی (با فاصله چندین میلیون سال) رخ دهد (Leach et al., 2012; Billstrom et al., 2010). در کانی‌سازی راونج در مرحله اول کانه‌زایی ساختارهای رسوبی-دیاژنتیکی مشاهده شده و حضور پیریت‌های فرامبوئیدال، لامینه‌های رسوبی و افق کانسنگی لامینه‌ای و محدود بودن کانه‌زایی در اطراف گسل‌های نرمال در هفت بلوک کانه‌زایی شده،

جانشینی در مرحله اپی ژنتیک مشاهده شده است. از جمله شواهد این آمیختگی حضور باریت بوده و بدیهی است که حضور سولفات و باریت نمی‌توانند توسط یک سیال منتقل شوند (Wilkinson et al., 2005). حضور سیالات متفاوت و تشکیل باریت و گالن توسط Nejadhadad et al., 2016 گزارش شده، هرچند که راونج را مشابه با کانسارهای MVT در حوضه Viburnum Trend آمریکا معرفی کرده‌اند. در کانسارهای نوع ایرلندی، دگرسانی کربناتی و سیلیسی، مهم‌ترین نوع دگرسانی همراه با کانه‌زایی است (Hitzman et al., 2002; Wilkinson, 2003; Wilkinson, 2014) که در ناحیه راونج نیز این نوع دگرسانی‌ها گسترش فراوان و همراهی نزدیکی با کانه‌زایی دارند.

تمامی شواهد کانی‌شناسی بحث شده نشان می‌دهد که ژنز و رده‌بندی کانسار راونج پیچیده بوده، چراکه Nejadhadad et al., (2016)، کانی‌سازی را در رده کانسارهای MVT و مدبری (۱۳۷۴)، آن را در رده کانسارهای سدکس قرار داده است. (Rajabi et al., 2012) به فرایندهای سین ژنتیک و اپی ژنتیک در راونج اشاره می‌کند. اگرچه کانسارهای نوع ایرلندی در رده‌بندی (Leach et al., 2010) در رده کانسارهای MVT و در رده بندی (Wilkinson, 2014) در رده کانسارهای سدکس قرار می‌گیرد، ولی ویژگی‌های کانی‌شناسی مختص به خود را دارد که متمایز از دو نوع دیگر است. خصوصیات کانی‌سازی راونج مثل بخش‌های چینه‌سان و سین ژنتیک بودن، پیریت‌های فرامیوئیدال، وجود مواد آلی، حضور باریت فراوان، کانی‌سازی نقره قابل توجه، همزمانی با گسل‌های عادی و کانه‌زایی محدود به این گسل‌ها، کانسنگ برشی-توده‌ای اپی ژنتیک، حضور دولومیت‌های دیاژنزی و گرمابی، ذخیره کم راونج (یک میلیون تن) و مقدار سرب بالاتر نسبت به روی همگی نشان می‌دهد که کانی‌سازی در راونج از نوع ایرلندی بوده و خصوصیات شبیه به کانسار سیلورماینز دارد (برای مثال مراجعه شود به Kyne, 2005; Wilkinson and Boyes, 2019). بر همین اساس است که در مطالعات قبلی راونج را در رده کانسارهای MVT و SEDEX قرار داده‌اند و اشاره‌ای به ایرلندی نداشته‌اند.

در راونج قابل قبول باشد که پیش از این نیز توسط (Machel et al., 2001) و (Jia et al., 2015) گزارش شده است. در مرحله اول کانه‌زایی، وجود مواد آلی همراه با کانی‌های سولفیدی تأیید شده است که سیال غنی از سولفات پس از واکنش با مواد آلی و فعالیت‌های بیوژنیک، گوگرد به صورت احیایی H_2S تبدیل شده و با سیال حاوی فلزات واکنش داده و ماده معدنی ته‌نشین پیدا می‌کند. عناصر سرب، روی، مس و نقره شاید توسط کمپلکس‌های کلریدی به منطقه کانی‌سازی حمل شده، چراکه شوری بالای سیالات درگیر (تا ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام؛ Nejadhadad et al., 2016) این مطلب را تأیید می‌کند. دمای تشکیل ذخایر سرب و روی با میزبان کربناته پایین بوده و در کانسارهای سدکس و ایرلندی (بالای ۲۰۰ درجه سانتیگراد) بیشتر از کانسارهای MVT (کمتر از ۱۵۰ درجه سانتیگراد) است (Wilkinson, 2014). سیالات درگیر دمای ۱۶۰ تا ۱۶۵ درجه سانتیگراد را برای کانی‌سازی راونج نشان داده (Nejadhadad et al., 2016)، این دما کمی بالاتر از دماهای گزارش شده در کانسارهای MVT است. وجود آکانتیت در کانی‌سازی راونج نشان دهنده دماهای کمتر از ۱۷۳ درجه سانتیگراد است. همچنین مقادیر کادمیم در اسفالریت نیز تابع دما بوده و مقادیر کادمیم در کانسار راونج (با میانگین ۳۰۰۰ و ۴۵۰۰ گرم در تن به ترتیب برای اسفالریت نسل اول و دوم)، کم و بیش مشابه با کانسارهای MVT است. حضور باریت فراوان همراه با سولفوسالت‌های تتراهدریت و تنانتیت و مقادیر نقره بالا در کانی‌سازی راونج قابل توجه بوده و باعث شده که کانی‌سازی راونج در رده کانسارهای MVT قرار داده نشود، چراکه در کانسارهای MVT باریت و تتراهدریت یا وجود ندارند و یا دارای مقادیر بسیار کم هستند (Leach et al., 2005; Bouabdellah et al., 2012). در کانسارهای ایرلندی که در امتداد گسل‌های عادی تشکیل می‌شوند و بافت‌های برشی و جانشینی گسترده تشکیل می‌شود، باریت در اثر اختلاط سیالات متفاوت به فراوانی تشکیل شده و سولفوسالت‌های متنوعی نیز به صورت ادخال در کانی‌های سولفیدی تشکیل می‌شود (Wilkinson, 2014). بافت‌های برشی-توده‌ای-

نتیجه‌گیری

کانسار سرب-نقره راونج در شمال دلیجان در سنگ میزبان کربناته و شیلی به صورت توده‌ای، لامینه، کلوفرم، پرکننده فضای خالی، برشی شدن، کارستی شدن و رگه-رگچه‌های هیدروترمال تشکیل شده است. در این پژوهش کانی‌شناسی و شیمی کانه‌ها مورد بررسی قرار گرفت که با تلفیق نتایج بدست آمده با مطالعات قبلی نتایج زیر بدست آمد:

کانه‌زایی سولفیدی در کانسار سرب-نقره راونج در دو افق کانسنگی توده‌ای-برشی (میزبان کربناته (Km2)) و افق کانسنگی لایه‌ای (واحد شیلی (Ks2)) میانی و آهک نازک لایه پایینی (Km1)) به صورت سین‌ژنتیک تا اپی‌ژنتیک تشکیل شده است.

سیلیسی شدن و کربناتی شدن، دگرسانی‌های شاخص در ارتباط با کانی‌زایی راونج هستند که دولومیت‌های دیاژنزی و دولومیت‌های هیدروترمالی تشکیل شده در دگرسانی کربناتی ارتباط ژنتیکی نزدیکی با کانی‌سازی گالن، اسفالریت، کانی‌های گروه فلهور (تتراهدریت-تانیت)، پیریت، کالکوپیریت، دولومیت، کلسیت، آنکریت، باریت و کوارتز در مجاورت گسل‌های عادی دارند.

منشأ گوگرد برای کانی‌سازی سولفیدی (۲۷- تا ۱۱- پرمیل)، بیوژنیک و برای کانی‌سازی باریت (۲۰+ پرمیل) از نوع سولفات آب دریایی است.

اگرچه دمای تشکیل کانی‌سازی بر اساس مطالعات سیالات درگیر ۱۶۰ تا ۱۶۵ درجه سانتیگراد و بر اساس شیمی کانه اسفالریت (مقادیر کادمیم در آن) و حضور آکانتیت نشان می‌دهد که کانی‌سازی راونج مشابه با کانسارهای MVT است، اما ژنز و رده‌بندی کانسار راونج پیچیده بوده و شواهدی از جمله وجود هر دو نوع کانی‌سازی سین‌ژنتیک و اپی‌ژنتیک، تشکیل پیریت‌های فرامبوئیدال، وجود مواد آلی، حضور باریت فراوان، مقدار بالای کانی‌سازی نقره، ارتباط ژنتیکی (مکانی و زمانی) کانی‌سازی با گسل‌های عادی، حضور دولومیت‌های دیاژنزی و گرمایی، ذخیره کم راونج (یک میلیون تن) و مقدار سرب بالاتر نسبت به روی نشان می‌دهد که کانی‌سازی در راونج از نوع ایرلندی بوده و خصوصیتی شبیه به کانسار سیلورمایز دارد.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶.
- مدبری، س.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی، آنالیز رخساره، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار سرب و نقره راونج، ایران مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۸۴.
- عیسی‌آبادی، ف.، ۱۳۹۳. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار سرب و نقره راونج دلیجان و تعیین موقعیت چینه‌شناختی کانه‌زایی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ۱۵۱.
- علی‌آبادی، م.آ.، ۱۳۷۹. مطالعات ژئوشیمی و کانی‌شناسی و ژنز کانسار سرب و نقره راونج، دلیجان، ایران مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۴۶.
- Banks, D.A., Boyce, A.J. and Samson, I.M., 2002. Constraints on the origins of fluids forming Irish Zn-Pb-Ba deposits: Evidence from the composition of fluid inclusions. *Economic Geology*, 97, 471-480.
- Billström, K., Broman, C., Schneider, J., Pratt, W. and Skogsmo, G., 2012. Zn-Pb Ores of Mississippi Valley Type in the Lycksele-Storuman District, Northern Sweden: A Possible Rift-Related Cambrian Mineralisation Event, *Minerals*, 2, 169-207.
- Bouabdellah, M., Sangster, D.F., Leach, D.L., Brown, A.C., Johnson, C.A. and Emsbo, P., 2012. Genesis of the touissit-bou beker Mississippi valley-type district (Morocco-Algeria) and its relationship to the Africa-Europe collision. *Economic Geology*, 107, 117-146.
- Cook, N.J. and Ciobanu, C.L., 2004. Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts, Romania: paragenesis and genetic significance. *Mineralogy Magazine*, 68, 301-321.
- Cook, N.J., Spry, P.G. and Vokes, F.M., 1998. Mineralogy and textural relationships among sulphosalts and related minerals in

- the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway. *Mineralium Deposita*, 34, 35- 56.
- Craig, J.R. and Scott, S.D., 1974. Sulfide Phase Equilibria, in *Sulfide Mineralogy: Short Course Notes*, P.H. Ribbe, Ed., Mineralogical Society of America, Washington, DC, 1, Chap. 5, 1-109.
 - Davies, G.R. and Smith L.B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bulletin*, 90, 1641-1690.
 - de Oliveira, S.B., Leach, D.L., Juliani, C., Monteiro, L.V.S. and Johnson, C.A., 2019. The Zn-Pb Mineralization of Florida Canyon, an Evaporite-Related Mississippi Valley-Type Deposit in the Bongara District, Northern Peru. *Economic Geology*, 114, 1621-1647
 - Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37, 186-194.
 - Elliott, H.A.L., Gernon, T.M., Roberts, S., Boyce, A.J. and Hewson, C., 2019. Diaterms act as fluid condition for Zn-Pb mineralization in the SW Irish ore field. *Economic Geology*, 114, 117-125.
 - Everett, C.E., Rye, D.M. and Ellam, R.M., 2003. Source or sink? An assessment of the role of the Old Red Sandstone in the genesis of the Irish Zn-Pb deposits. *Economic Geology*, 98, 31-50.
 - Frenze, M., Hirsch, T. and Gutzmer, J., 2016. Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type A meta-analysis. *Ore Geology Reviews*, 76, 52-78.
 - Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Iran Kouh district, Esfahan area, west-Central Iran. *Economic Geology*, 89, 1262-1278.
 - Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J. and Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics*, 393, 175-196.
 - Goodfellow, W.D. and Lydon, J.W., 2007a. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 163-183.
 - Grandia, F., Cardellach, E., Canals, A. and Banks, D. A., 2003. Geochemistry of the fluids related to epigenetic carbonate-hosted Zn-Pb deposits in the Maestrat basin, eastern Spain: fluid inclusion and isotope (Cl, C, O, S, Sr) evidence. *Economic Geology*, 98, 933-954.
 - Hitzman, M.W., Redmond, P.B. and Beaty, D.W., 2002. The carbonate-hosted Lish-teen Zn-Pb-Ag deposit. County Tipperary, Ireland, 97, 1627-1655.
 - Jia, L., Cai, C., Yang, H., Li, H., Wang, T., Zhang, B., Jiang, L. and Tao, X., 2015. Thermochemical and bacterial sulfate reduction in the Cambrian and Lower Ordovician carbonates in the Tazhong Area, Tarim Basin, NW China: evidence from fluid inclusions, C, S, and Sr isotopic data. *Geofluids*, 15, 421-437.
 - Kerr, N., 2013. Geology of the Stonepark Zn-Pb prospects, County Limerick, Ireland. M.Sc. thesis, University of Colorado, 131.
 - Kyne, R., Torremans, K., Güiven, J., Doyle, R. and Walsh, J., 2019. 3-D Modeling

of the Lisheen and Silvermines deposits, County Tipperary, Ireland: Insights into structural controls on the formation of Irish Zn-Pb deposits. *Economic Geology*, 114(1), 93-116.

- Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, 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.

- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005. Sediment hosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Economic Geology*, 100th Anniversary, 561-607.

- Leavitt, W. D., Halevy, I., Bradley, A. S. and Johnston, D. T., 2013. Influence of sulfate reduction rates on the Phanerozoic sulfur isotope record. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, 11244-11249.

- Lee, M.J. and Wilkinson, J.J., 2002. Cementation, hydrothermal alteration, and Zn-Pb mineralization of carbonate breccias in the Irish midlands: textural evidence from the Cooleen zone, near Silvermines, county Tipperary. *Economic Geology*, 97, 653-662.

- Love, L.G., 1962. Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer and marl slate. *Economic Geology*, 57, 350-366.

- Machel, H.G., 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new insights. *Sedimentary Geology*, 140, 143-175.

- Mavrogenes, J.A., Hagni, R.D. and Dingess, P.R., 1992. Mineralogy, paragenesis, and mineral zoning of the West Fork mine, Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Economic Geology*, 87, 113-124.

- Momenzadeh, M., 1976. Stratabound lead-zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sed-

iments in the Malayer-Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis [Unpublished Ph.D. thesis]: Heidelberg, University of Heidelberg, 300.

- Nejadhadad, M., Taghipour, B. and Karimzadeh Somarin, A., 2017. The Use of Univariate and Multivariate Analyses in the Geochemical Exploration, Ravanj Lead Mine, Delijan, Iran, *Minerals*, 7, 212-228.

- Nejadhadad, M., Taghipour, B., Zaravandi, A., and Karimzadeh Somarin, A., 2016. Geological, geochemical, and fluid inclusion evidences for the origin of the Ravanj Pb-Ba-Ag deposit, north of Delijan city, Markazi Province, Iran, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25 (2), 179-200.

- Pearce, M.A., Timms, N.E., Hough, R.M. and Cleverley, J.S., 2013. Reaction mechanism for the replacement of calcite by dolomite and siderite: implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralization. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 166, 995-1009.

- Pfaff, K.p., Hildebrandt, L., Leach, D., Jacob, D.E. and Markl, G., 2011. Formation of the Wiesloch Mississippi Valley-type Zn-Pb-Ag deposit in the extensional setting of the Upper Rhinegraben, SW Germany. *Mineralium Deposita*, 45, 647-666.

- Rajabi, A., Rastad, E. and Cant, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: Geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54, 1649-1672.

- Rajabi, A., Rastad, E. and Cant, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences. An International Geoscience Journal of Geological Society of Australia*, 60, 197-216.

- Rddad, L. and Bouhleb, S., 2016. The Bou Dahar Jurassic carbonate-hosted Pb-Zn-Ba deposits (Oriental High Atlas, Morocco): Fluid-inclusion and C-O-S-Pb isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 72, 1072-1087.
- Reed, C.P. and Wallace, M.W., 2001. Diagenetic evidence for an epigenetic origin of the Courtbrown Zn-Pb deposit, Ireland: *Mineralium Deposita*, 36, 428-441.
- Reed, C.P. and Wallace, M.W., 2004. Zn-Pb mineralisation in the Silvermines district, Ireland: a product of burial diagenesis, *Mineralium Deposita*, 39, 87-102.
- Sack, R. O., Kuehner S. M. and Hardy, L. S., 2002. Retrograde Ag-enrichment in fahlores from the Coeur d'Alene mining district, Idaho, USA. *Mineralogy Magazine*, 66, 215-229.
- Sack, R.O., Fredericks, R., Hardy, L.S. and Ebel, D.S., 2005. Origin of high-Ag fahlores from the Galena Mine, Wallace, Idaho, U.S.A. *American Mineralogist*, 90, 1000-1007.
- Schwartz, M., 2000, Cadmium in Zinc Deposits: Economic Geology of a Polluting Element. *Economic Geology Review*, 42, 445-469.
- Sternbach, C.A. and Friedman G, M., 1984. Ferroan carbonates formed at depth require prograde well-log correction: Hunton Group, deep Anadarko Basin (Upper Ordovician to lower Devonian) of Oklahoma and Texas: *Transaction of Southwest section. American Association of Petrology and Geology*, 68, 167-171.
- Ströbele, F., Hildebrandt, L. H., Baumann, A., Pernicka, E. and Markl, G., 2015. Pb isotope data of Roman and medieval objects from Wiesloch near Heidelberg, Germany. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 7, 465-472.
- Turner, E., 2011. Structural and stratigraphic controls on carbonate-hosted base metal mineralization in the mesoproterozoic Borden basin (Nanisivik district), Nunavut. *Economic Geology*, 106, 1197-1223.
- Velasco, F., Herrero. J.M., Yusta. I., Alonso. J.A., Seebold. I. and Leach. D., 2003. Geology and geochemistry of the Reocin zinc-lead deposit, Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. *Economic Geology*, 98, 1371-1396.
- Walshaw, R.D., Menuge, J.F. and Tyrrell, S., 2006. Metal sources of the Navan carbonate-hosted base metal deposit, Ireland: Nd and Sr isotope evidence for deep hydrothermal convection. *Mineralium Deposita*, 41, 803-819.
- Whitney, D.L., and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Wilkinson, J.J., 2003. On diagenesis, dolomitization and mineralization in the Irish Zn-Pb orefield. *Mineralium Deposita*, 38, 968-983.
- Wilkinson, J.J., 2014. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. *Treatise on Geochemistry 2nd edition*, 219-249.
- Wilkinson, J., Eyre. S. and Boyce, A., 2005. Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: Evidence from mineralogy, chemistry, and isotopic composition of sulfides at the Lisheen mine. *Economic Geology*, 100, 63-86.
- Ye, L., Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Liu, Y.P., Zhang, Q., Gao, W., Yang, Y.L. and Danyushevsky, L.V., 2011. Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: a LA-ICPMS study. *Ore Geology Review*, 39, 188-217.
- Yesares, L., Drummond, D.A., Hollis, S.P., Doran, A.L., Menuge, J. F., Boyes, A.J., Blakeman, R.J. and Ashton, J.H., 2019. Coupling mineralogy, textures, stable and radiogenic isotopes in identifying ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits. *Minerals*, 9, 335, <https://doi.org/10.3390/min9060335>.

تکامل هیدروشیمیایی و کاهش کیفیت آب رودخانه گرگانرود

مجتبی قره محمودلو^(۱)، نادر جندقی^۱ و مریم صیادی^۲

۱. استادیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبدکاووس
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آبخیزداری، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبدکاووس

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۲۸

چکیده

در این پژوهش، تکامل هیدروشیمیایی و کاهش کیفیت آب رودخانه گرگانرود در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری از حاشیه شمالی ارتفاعات البرز تا دریای خزر بررسی شد. بدین منظور از نتایج آنالیز ۱۱ پارامتر فیزیکوشیمیایی مربوط به چهار ایستگاه هیدرومتری در طی یک دوره آماری ده ساله استفاده شد. برای بررسی تکامل هیدروشیمیایی رودخانه از نمودارهای گیبس، استیف، پایپر، دوروف و همچنین پنج شاخص اشباع مربوط به کانی‌های کربناته، سولفات و کلروره استفاده شد. همچنین تغییرات کیفی آب در بخش‌های شرب (با استفاده از نمودار شولر)، کشاورزی (با استفاده از نمودار ویلکوکس) و صنعت (با استفاده از شاخص‌های خوردگی) در طول مسیر رودخانه گرگانرود بررسی شد. برای تجزیه واریانس داده‌ها از آزمون F و در نهایت از آنالیز خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی برای تعیین تعداد عوامل تأثیرگذار بر هیدروشیمی آب استفاده شد. نتایج نشان داد که واکنش آب-سنگ، تبخیر و نفوذ آب شور دریای خزر از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده شیمی آب رودخانه هستند. همچنین تیپ غالب آب رودخانه گرگانرود در حاشیه ارتفاعات بیکربناته می‌باشد و با ورود به دشت، تمایل به رسیدن به بلوغ کامل یعنی تیپ کلروره سدیک دارد. در تمامی ایستگاه‌ها آب رودخانه نسبت به کلسیت و دولومیت فوق اشباع، اما نسبت به انیدریت، ژپس و هالیت تحت اشباع می‌باشند. اگرچه در جهت جریان بر میزان اشباع کانی‌های تبخیری افزوده می‌شود، کیفیت آب برای شرب و کشاورزی در حاشیه ارتفاعات مناسب و با ورود به دشت و در ادامه مسیر به سمت دریای خزر بشدت کاهش می‌یابد. نتایج تمامی شاخص‌های کیفی در بخش صنعت نشان از افزایش خاصیت رسوب‌گذاری آب در طول مسیر رودخانه دارد. براساس نتایج آنالیز آماری، بیشترین تغییرات مربوط به پارامترهای فیزیکوشیمیایی بین ایستگاه لزوره در حاشیه ارتفاعات و ایستگاه قزاقلی واقع در قسمت میانی دشت دیده می‌شود و بعد از آن تا خروجی گرگانرود تغییرات فاحش و معنیداری بین پارامترهای کیفی آب مشاهده نشد.

واژه‌های کلیدی: تکامل هیدروشیمیایی، کیفیت آب، اندیس اشباع، طبقه‌بندی کیفی آب، رودخانه گرگانرود.

مقدمه

یکی از مهم‌ترین عوامل دستیابی به توسعه پایدار می‌باشد. بهره‌برداری از آب رودخانه‌ها مستلزم شناخت کمی و به‌ویژه کیفی آب رودخانه‌ها می‌باشد (Shen et al., 2014). اگرچه آب‌های سطحی از دیرباز توسط بشر قابل

رودخانه‌ها یکی از مهم‌ترین منابع آبی هر کشور در زمینه‌های کشاورزی، صنعتی، اقتصادی، آشامیدنی، ترابری و تفریحی هستند. همچنین سلامت و کیفیت آب آن‌ها

* نویسنده مرتبط: m.g.mahmoodlu@gmail.com

(2018) در پژوهشی به ارزیابی هیدروشیمیایی آب ناشی از یخچال‌ها، دریاچه‌ها و آبراهه‌های منطقه داگو در شرق فلات تبت پرداختند. براساس این پژوهش، کلسیم و بی‌کربنات به‌ترتیب بیشترین کاتیون و آنیون در نمونه‌های آبی بودند. نمودار پایپر رسم شده برای منابع آبی نشان از تیپ غالب بی‌کربنات کلسیک در کل نمونه‌های منطقه دارد. نتایج این تحقیق همچنین نشان داد که میزان کل مواد جامد محلول در آب یخچال‌ها کمترین ولی در نهرها و رودخانه‌ها به بیشترین مقدار خود می‌رسد. در پژوهشی Wu et al., (2018) با اندازه‌گیری ۱۵ پارامتر فیزیکوشیمیایی و میکروبی در چهار فصل متفاوت به ارزیابی کیفیت آب رودخانه‌های تغذیه‌کننده دریاچه تایو^۱ (در چین) پرداختند. بدین منظور شاخص WQI^۲ برای تمام رودخانه‌ها در یک دوره یک ساله محاسبه کردند. میانگین شاخص محاسبه شده در دوره مورد مطالعه برابر ۵۵/۳۹ به دست آمد که این مقدار نشان از کیفیت متوسط آب دارد. نتایج این پژوهش نشان داد که بالاترین میانگین شاخص WQI در فصل پاییز و کمترین مقدار آن مربوط به فصل زمستان می‌باشد. Laxmankumar et al., (2019) در پژوهشی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آب‌های زیرزمینی ناحیه‌ای را در ایالت تلانگانا^۳ هند با تاکید به آلودگی فلوراید مطالعه کردند. نتایج این پژوهش نشان داد واکنش آب-سنگ و تبخیر از مهم‌ترین فرآیندهای کنترل‌کننده شیمی آب زیرزمینی می‌باشند اگرچه فرآیندهای ژئوشیمیایی نظیر هوازدگی، تبادل یونی و فعالیت‌های انسانی نیز در تغییر شیمی آب زیرزمینی نقش دارند. همچنین نتایج این پژوهش نشان داد که میزان غلظت فلوراید در آب زیرزمینی در فصول قبل موسمی بیش از میزان استاندارد بهداشت جهانی است. حوضه آبریز گرگانرود با جهت شرقی-غربی در جنوب شرقی دریاچه‌ی خزر قرار دارد. این حوضه در دامنه‌های شمالی البرز واقع شده و آب حاصل از بارش‌ها و سامانه‌ی زهکشی خود را به دریای خزر می‌ریزد. آب رودخانه گرگانرود با توجه به مسیر طولانی‌اش تا رسیدن به دریای خزر، در بخش‌هایی از مسیر خود در معرض شدید انواع آلودگی‌ها

بهربرداری مستقیم بوده اما این منابع به‌راحتی توسط عوامل انسانی (نظیر فاضلاب‌های خانگی و صنعتی و زه‌آب‌های کشاورزی) و طبیعی (نظیر بارش، سازندهای زمین‌شناسی، نفوذ آب‌شور و ...) آلوده می‌شوند. کاهش کیفیت آب‌های جاری مانند رودخانه‌ها و نهرها یکی از نگرانی‌های حال حاضر جامعه بشری می‌باشد (Nwankwoala and Udom., 2017; Mishra et al., 2016; Xu et al., 2011). بنابراین انجام یکسری مطالعات جامع مبنی بر تعیین عوامل مؤثر در تغییر ترکیبات هیدروشیمیایی و همچنین پایش کیفی آب آنها در طول مسیر حرکت‌شان می‌تواند کمک شایانی به شناسایی منابع آلاینده و در ادامه مدیریت ورود آلاینده‌ها به داخل رودخانه‌ها کند.

بررسی تکامل هیدروشیمیایی منابع آبی می‌تواند اطلاعات مفیدی در زمینه تأثیر سازندهای تغذیه‌کننده و دربرگیرنده منابع آبی، مسیر جریان آب و نواحی تبخیر در اختیار قرار دهد. علاوه براین، توجه به کیفیت مطلوب فیزیکوشیمیایی و میکروبی آب در راستای نوع استفاده در بخش شرب، کشاورزی، صنعت و رهاسازی در محیط‌زیست ضروری به نظر می‌رسد. در برخی از مناطق، کنترل غلظت برخی آلاینده‌ها جهت تأمین سلامتی مردم لازم است که این‌گونه اقدامات شامل انجام آزمایش‌های فیزیکوشیمیایی و میکروبی بر روی منابع تأمین آب می‌باشند (Arpine and Gayane, 2016). تاکنون مطالعات بسیاری در زمینه بررسی هیدروشیمیایی و کیفی آب‌های سطحی و زیرزمینی انجام شده است که ادامه به برخی از این پژوهش‌ها اشاره می‌شود. Batsaikhan et al., (2017) در پژوهشی به بررسی تأثیر فعالیت‌های معدنی بر روی کیفیت آب رودخانه‌ای در شمال مغولستان پرداختند. نتایج آنها نشان داد که، کیفیت آب رودخانه متأثر از انحلال مواد معدنی کربناته، فرآیندهای مختلف فرسایشی و فعالیت‌های انسانی مانند دامداری، کشاورزی و معدن‌کاوی می‌باشد. در تحقیقی (Islam et al., 2017) کیفیت آب زیرزمینی منطقه‌ای را در بنگلادش بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که تیپ کلی آب منطقه مورد مطالعه شور بوده همچنین براساس نمودار گیبس، بارش عامل اصلی کنترل‌کننده شیمی آب می‌باشد. Zhao et al.,

1. Taiho

2. Water Quality Index

3. Telangana

تحلیل خوشه‌بندی سلسله مراتبی برای تعیین عوامل تاثیر گذار در ترکیب شیمیایی آب رودخانه گرگانود در هر ایستگاه می‌باشد.

موقعیت منطقه مورد مطالعه

حوضه آبخیز گرگانود با مساحت تقریبی آن ۱۰۶۰۰ کیلومتر مربع از جنوب مشرف به رشته کوه البرز شرقی، از شرق به کوه‌های آلاداغ و گلی داغ، از شمال به حوضه آبخیز اترک و از غرب به دریای خزر و حوضه آبخیز قره‌سو محدود می‌شود. طول رودخانه اصلی آن با نام گرگانود بیش از ۲۵۰ کیلومتر است که در امتداد عمومی شرقی-غربی جریان دارد و از جنوب شرق دریای خزر به این دریا می‌پیوندد. مهم‌ترین سرشاخه‌های آن دوغ، زاو، اوغان، چهل‌چای، زرین‌گل، رامیان، نوده، رودبار و محمدآباد است. براساس روش دومارتن، این حوضه به دلیل گستردگی دارای اقلیم متنوعی شامل خشک، نیمه‌خشک، معتدل مدیترانه‌ای، نیمه مرطوب و مرطوب است و میانگین بارندگی در این حوضه از ۲۸۷ میلی‌متر در تیل‌آباد تا ۹۵۳ میلی‌متر در پس پشته متغیر (زیر حوضه چهل‌چای) می‌باشد (روحانی و همکاران، ۱۳۹۴).

در این پژوهش، گستره مورد مطالعه بخشی از رودخانه گرگانود بطول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر از ایستگاه هیدرومتری لزوره در زیرحوضه چهل‌چای شروع و تا ایستگاه هیدرومتری بصیرآباد در نزدیکی دریای خزر امتداد دارد (شکل ۱).

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

در حوضه آبخیز گرگانود، به لحاظ زمانی، گستره وسیعی از سازندهای زمین‌شناسی از پالئوزوئیک تا عهد رخنمون دارد. به‌طور کلی مجموعه شیست‌ها و سنگ آهک‌های ژوراسیک و سنگ آهک‌های کرتاسه پایانی از مهم‌ترین واحدهای سنگ چینه‌ای در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۱-ب). در این میان سازندهای لار و مزدوران با سن ژوراسیک بالایی بیشترین رخنمون را در منطقه مورد مطالعه دارند. واحدهای سنگ چینه‌ای سنوزوئیک دارای گسترش محدودی در این منطقه است که در این میان نهشته‌های نفوژن شامل: شیل، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا دارای

قرار دارد. این آلودگی‌ها در اثر دو عامل مهم طبیعی (زمین‌شناسی) و انسانی می‌باشد. در اثر فرسایش خاک توسط آب، با هر بارندگی مقدار بسیار زیادی از خاک زمین‌های اطراف شسته شده و به همراه جریان‌های آبی وارد رودخانه می‌شود. به طوری که رودخانه در فصول سیلابی و پرآب، بشدت گل‌آلود و دارای کدورت بالاست. همچنین وجود سازندهای تبخیری به همراه رسوبات مارنی در زیرحوضه دوغ و برخی دیگر از زیرحوضه‌ها بشدت شوری آب را بالا برده و در نتیجه کیفیت آب این رودخانه کاهش می‌دهد. در حدود ۳۹ درصد از کل مساحت حوضه آبخیز گرگانود را اراضی زراعی تشکیل می‌دهند که همه ساله انواع محصولات زراعی در آن کشت و برداشت می‌شوند. فعالیت‌های کشاورزی به همراه، مصرف انواع سموم دفع آفات نباتی و کودهای شیمیایی و آلی، باعث شده تا سالانه مقادیر زیادی از این مواد آبخوبی شده و وارد رودخانه گرگانود شوند. علاوه بر این، ظهور شهرها و آبادی‌های فراوان در مجاورت این رودخانه و ورود فاضلاب‌های شهری و روستایی بدون هیچ نوع تصفیه‌ای به داخل آن باعث کاهش شدید کیفیت آب از سرچشمه تا به دریای خزر شده است. در نتیجه ورود حجم بالایی از آلاینده‌های فیزیکی شیمیایی و میکروبی به رودخانه گرگانود به یکی از بزرگ‌ترین مسائل مهم زیست محیطی این رودخانه مهم شمالی کشور تبدیل شده است. از این رو بررسی روند تغییرات هیدروشیمیایی و کیفی آب رودخانه گرگانود (به‌عنوان یکی از مهم‌ترین رودخانه‌های استان گلستان) در طول مسیرش قبل از رسیدن به دریای خزر می‌تواند اطلاعات مفیدی به تحقیق سازمان‌های ذینفع ارائه دهد.

اهداف کلی این پژوهش به ترتیب: (۱) بررسی هیدروشیمیایی آب رودخانه گرگانود با استفاده از نمودارهای استیف، پایپر، دوروف و گیس، شاخص رول^۱ و همچنین برخی از شاخص‌های اشیاع مربوط به کانی‌ها در طول مسیر رودخانه از حاشیه شمالی ارتفاعات خزر تا دریای خزر، (۲) بررسی تغییرات کیفی آب رودخانه گرگانود به لحاظ شرب، کشاورزی و صنعت در طول مسیر آن، (۳) استفاده از آزمون F جهت تجزیه واریانس و آزمون گیمز-هاول جهت بررسی اختلاف آماری بین تیمارها، (۴) استفاده از آنالیز

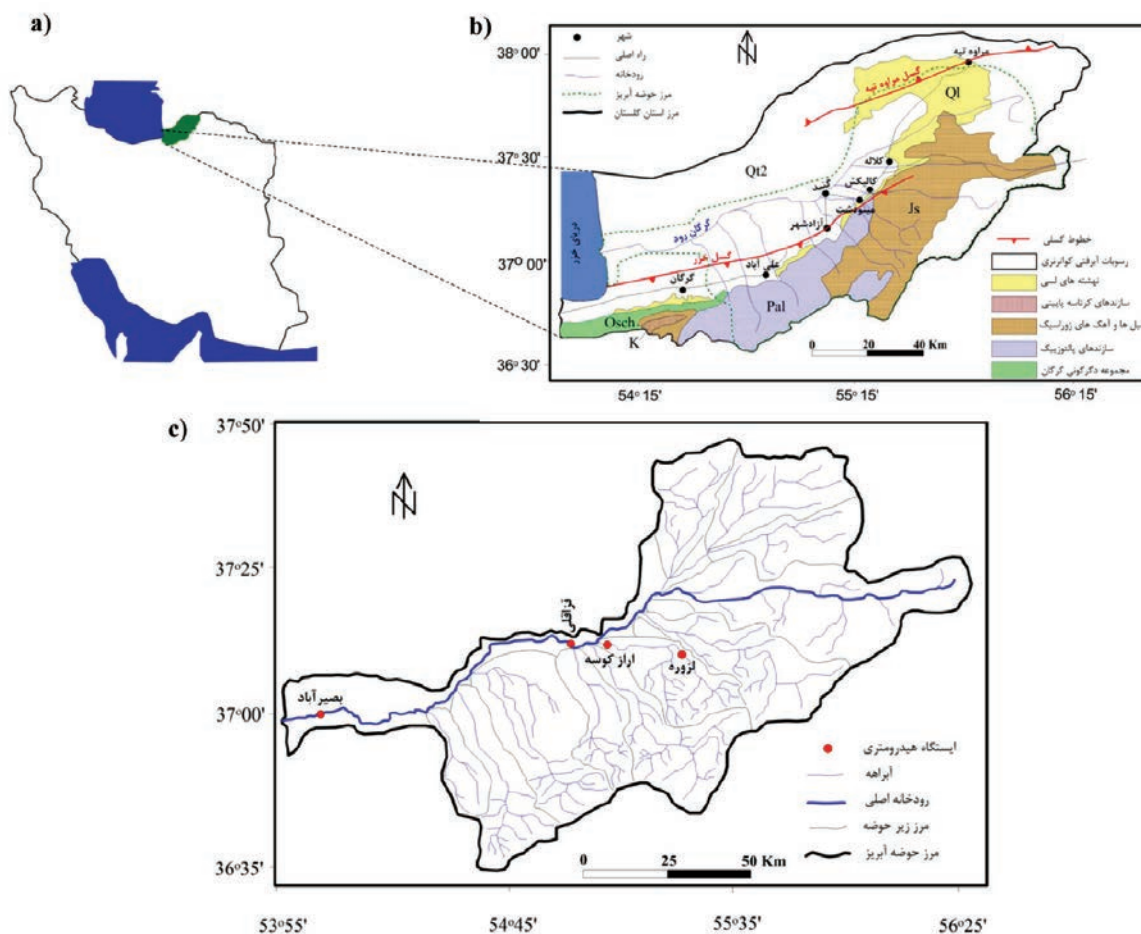
1. Revelle index

تقریبی ۱۰۰ کیلومتر استفاده شد. بدین منظور از آنالیز نتایج پارامترهای فیزیکوشیمیایی (شامل: Ca، Mg، Na، K، HCO₃، Cl، SO₄، TDS، pH، EC و دما) مربوط به دو ایستگاه هیدرومتری لزوره، ارازکوسه (واقع در زیرحوضه چهل چای) و دو ایستگاه هیدرومتری قزاقلی و بصیرآباد بر روی شاخه اصلی گرگانرود در طی سال‌های ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۳ استفاده شد. زیرحوضه چهل چای یکی از زیرحوضه‌های اصلی گرگانرود است که کم‌وبیش در تمامی فصول سال پرآب بوده و در نتیجه دارای داده‌های کیفی کاملی نسبت به سایر زیرحوضه‌ها می‌باشد. اگرچه بررسی‌های اولیه نشان داد که کم‌وبیش در تمامی زیرحوضه‌های گرگانرود قبل از رسیدن به رودخانه اصلی به لحاظ پارامترهای کیفی وضعیت مشابهی دارند.

بیشترین گسترش سطحی است. به‌طور کلی این حوضه بیشتر از رسوبات آبرفتی ماسه‌ای، سیلتی غیرمترکم و سخت نشده کواترنری تشکیل شده است که از دامنه ارتفاعات تا نواحی پست دشت‌ها گسترش یافته‌اند و با دور شدن از ارتفاعات، دانه ریزتر می‌شوند (روستایی و همکاران، ۱۳۹۳). به لحاظ ساختاری مهم‌ترین گسل‌های فعال منطقه که دارای پیشینه لرزه‌خیزی هستند، گسل‌های کاسپین، شمال البرز، آشخانه، تکل کوه، کپه‌داغ و مراوه‌تپه می‌باشند. در این میان گسل‌های لرزه‌ای کاسپین و شمال البرز نهشته‌های کواترنری را قطع کرده‌اند (Jackson, 2001).

روش مطالعه

به‌منظور بررسی تغییرات کیفی آب در طول رودخانه گرگانرود از اطلاعات مربوط به چهار ایستگاه هیدرومتری (لزوره، ارازکوسه، قزاقلی و بصیرآباد) در یک فاصله مکانی



شکل (a). موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان گلستان و کشور، (b) به‌همراه نقشه زمین‌شناسی، (c) حوضه آبریز گرگانرود

آزمون‌های آماری

تجزیه واریانس داده‌ها: تجزیه واریانس داده‌ها یکی از ابزارهای پرکاربرد در آزمون فرض و تحقیقات آماری است. در این روش سعی بر این است که اختلاف بین چند جامعه آماری ارزیابی و مورد بررسی قرار گیرد. جهت تجزیه واریانس داده‌ها از آزمون F در محیط نرم‌افزار مینی‌تب استفاده و تجزیه واریانس داده‌ها در قالب طرح به‌طور کامل تصادفی انجام شد. قبل از انجام آزمون F فرض نرمال بودن داده‌ها با استفاده از آزمون اندرسون-دارلینگ^۱ و فرض یکسان بودن واریانس‌ها با استفاده از آزمون بارتلت^۲ بررسی شد.

تحلیل خوشه‌ای: تحلیل خوشه‌ای یک عنوان کلی برای گروهی از روش‌های ریاضی است که برای تعیین شباهت نسبی بین افراد در یک مجموعه و همچنین به‌منظور نشان دادن همگنی در ویژگی‌های اندازه‌گیری شده آنها بکار می‌رود. در این تکنیک مجموعه‌ای از متغیرها در داخل خوشه‌های همگن قرار می‌گیرند. خوشه‌بندی متراکم سلسله مراتبی، رایج‌ترین روش تحلیل خوشه‌ای است که ارتباطات همسان ذاتی را بین هر کدام از نمونه‌ها و نیز بین همه داده‌ها فراهم می‌کند و به‌طور معمول با یک نمودار درختی نشان داده می‌شود. نمودار درختی خلاصه‌ای از فرآیندهای خوشه‌بندی، تصویر خوشه‌ها و مجاورت آن‌ها را به همراه کاهش قابل توجه ابعاد داده‌های اولیه ارائه می‌دهد (Liu et al., 2018). در این پژوهش، از تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی و روش نزدیک‌ترین همسایه استفاده شد.

بحث

تغییرات پارامترهای فیزیکوشیمیایی

املاح موجود در منابع آبی نقش اصلی را در تعیین کیفیت آب ایفا می‌کنند. از این رو با بررسی مقدار و تغییرات غلظت این املاح و با استفاده از روش‌های مختلف می‌توان عوامل مؤثر بر کیفیت آب‌ها (نظیر تأثیر ساختارهای زمین‌شناسی، شرایط اقلیمی، پیشروی، نفوذ و اختلاط آب‌های مختلف، واکنش بین آب-محیط (سنگ یا خاک) و فرایندهای ژئوشیمیایی) مشخص کرد. در جدول ۲ مقادیر آماری مربوط به پارامترهای

نمونه‌های آب از تمامی ایستگاه‌ها به‌صورت ماهانه توسط شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان جمع‌آوری و پارامترهای فیزیکوشیمیایی در آزمایشگاه شیمی آب این شرکت اندازه‌گیری شده‌است. تمامی نتایج آنالیز پارامترهای مذکور استفاده شده در این پژوهش از شرکت آب منطقه‌ای استان گلستان جمع‌آوری شد. سپس متوسط سالیانه پارامترها محاسبه شده است.

در این پژوهش، جهت بررسی وجود اختلاف آماری بین پارامترهای فیزیکوشیمیایی ایستگاه‌ها از آزمون تجزیه واریانس داده‌ها استفاده شد. ابتدا دو فرض نرمال بودن داده‌ها و یکسان بودن واریانس‌ها بررسی شد. سپس تجزیه واریانس داده‌ها در قالب طرح به‌طور کامل تصادفی و با استفاده از آزمون F انجام شد. جهت بررسی اختلاف آماری بین تیمارهای مورد بررسی از آزمون گیمز-هاول استفاده شد. در این تحقیق برای بررسی تکامل هیدروشیمیایی رودخانه گرگانرود در ایستگاه‌های مورد مطالعه ابتدا تیپ و رخساره هیدروشیمیایی آب با استفاده از نمودارهای استیف، پایپر و دوروف توسط نرم‌افزار AqQa تعیین شد. برای تعیین عوامل مؤثر در کنترل ترکیب شیمیایی آب از نمودار گیبس و برخی از نسبت‌های یونی در طول مسیر جریان استفاده شد. سپس به‌منظور پیش‌بینی و احتمال رسوب و یا انحلال برخی از کانی‌ها در مسیر حرکت رودخانه شاخص‌های اشباع شش کانی مهم کلسیت، دولومیت، هالیت و ژپس با استفاده از نرم‌افزار AquaChem محاسبه شد. در نهایت برای تعیین تعداد عوامل تأثیرگذار بر هیدروشیمی آب ایستگاه‌های مورد مطالعه از آنالیز تحلیل خوشه‌بندی سلسله مراتبی استفاده شدند. برای رسم نقشه و آنالیزهای آماری از نرم‌افزارهای Surfer و SPSS استفاده شد.

برای تعیین تغییرات کیفیت آب رودخانه گرگانرود در طول مسیر تا دریای خزر به‌ترتیب از نمودارهای شولر و ویلکوکس برای طبقه‌بندی آب در بخش‌های شرب و کشاورزی استفاده شد. همچنین از شاخص‌های کیفی لانتزلیه، رایزنر، پوکوریوس و لارسون اسکلد نیز برای بررسی آب رودخانه گرگانرود در بخش صنعت استفاده شد. شاخص‌های مذکور با استفاده از نرم‌افزار AquaChem محاسبه شدند (جدول ۱).

1. Anderson-Darling test

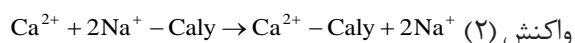
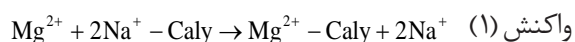
2. Bartlett test

جدول ۱. شاخص‌های کیفی استفاده شده جهت طبقه‌بندی آب رودخانه گرگانرود در بخش‌های کشاورزی و صنعت

کاربری	شاخص	رابطه	طبقه‌بندی کیفی	منبع
کشاورزی	نسبت جذب سدیم (SAR)	$SAR = Na^+ / \left(\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2} \right)^{\frac{1}{2}}$	S1= SAR<10 (عالی) S2 >10 <18 (خوب) S2 >18 <26 (متوسط) S2= SAR >26 (نامناسب)	(Wilcox, L.V. 1955), (Kumar et al., 2007), (Subramani et al., 2005)
	هدایت الکتریکی (EC ^v)	$EC (\mu_s / Cm) = \frac{TDS_{PPM}}{(0.63 \sim 0.7)}$	C1= EC<250 (عالی) C2<750 <250 (خوب) C3 <2250 =EC>750 (متوسط) C4= EC >2250 (نامناسب)	(Wilcox, L.V. 1955), (Kumar et al., 2007), (Subramani et al., 2005)
	لانژیه (LSI ^v)	LSI = pH - pH _s	LSI > 0 (تمایل به ترسیب CaCO ₃) LSI = 0 (عدم خوردگی و رسوب گذاری) LSI < 0 (تمایل به انحلال CaCO ₃)	(نبی‌زاده نودهی و همکاران، ۱۳۹۵)، (You et al., 2001) (Clesceri, 2005)
	رایزر (RSI ^v)	RSI = 2(pH _s) - pH	RSI < 6 (رسوب‌گذار) RSI > 6 < 7 (خنثی) RSI > 7 (خورنده)	(آذری و همکاران، ۱۳۹۴) (نبی‌زاده نودهی و همکاران، ۱۳۹۵) (Shelden and Pukorius, 1984).
صنعت	پوسته‌گذاری پوکوریوس (PSI ^v)	PSI = 2(pH _s) - pH _{eq}	PSI < 6 (رسوب‌گذار) PSI > 6 (خورنده)	(آذری و همکاران، ۱۳۹۴)، (بدیعی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۴) (Shelden and Pukorius, 1984)
	لارسون-اسکلد (LSI ^v)	$LSI = \frac{Cl^- + SO_4^{2-}}{HCO_3^- + CO_3^{2-}}$	LSI < 0.8 (تشکیل فیلم محافظ بدون دخالت یون‌های Cl ⁻ و SO ₄ ²⁻) LSI < 1.2 > 0.8 (تشکیل فیلم محافظ با دخالت یون‌های Cl ⁻ و SO ₄ ²⁻) LSI > 1.2 (بروز خوردگی ناحیه‌ای)	(بدیعی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۴) (Larson and Skold, 1958)

pH_s، همان pH اشباع آب از کلسیت یا کربنات کلسیم می‌باشد، pH_{eq} مقدار pH در نقطه تعادل کربنات کلسیم می‌باشد

نهایی فاضلاب‌های شهری و زه‌آب‌های کشاورزی هستند. از آنجایی که میزان کاتیون سدیم از آنیون کلراید بیشتر می‌باشد منشأ سدیم می‌تواند، غیر از انحلال هالیت، شاید از تبادل یونی طبیعی کانی آلبیت^۲ باشد. به بیان دیگر، فرآیند تبادل کاتیونی و جانشینی یون‌های دو ظرفیتی مانند منیزیم و کلسیم موجود در منابع آبی با سدیم موجود در رس‌ها که گسترش خوبی در پهنه دشت دارند، سبب آزاد شدن این یون در آب شده است (قره‌محمودلو و همکاران، ۱۳۹۷).



1. Sodium adsorption ratio
2. Electrical conductivity
3. Langelier saturation index
4. Ryzner saturation index
5. Puckorius scaling index
6. Larson-skold index
7. Albite (NaAlSi₃O₈)

کیفی نمونه‌های آب مربوط به ایستگاه‌های مورد مطالعه در سال‌های ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۳ ارائه شده است. مقادیر ارائه شده در جدول ۲، میانگین کل دوره آماری برای هر یک از پارامترها می‌باشد. با توجه به نتایج جدول ۲ میانگین پارامترهای فیزیکوشیمیایی اصلی آب در ایستگاه لزوره واقع در بالادست حوضه به نسبت کم و به سمت ایستگاه بصیرآباد در نزدیکی دریای خزر در حال افزایش می‌باشد. به طوری که غلظت کاتیون سدیم و آنیون کلراید به عنوان یون‌های شاخص شوری در ایستگاه پایین دست حوضه (بصیرآباد) به مراتب بیشتر از غلظت این دو یون در ایستگاه بالادست حوضه (لزوره) می‌باشد. علت آن می‌تواند به دلیل ورود فاضلاب‌های شهری، زه‌آب‌های کشاورزی، پیشروی آب شور دریای خزر به داخل رودخانه به دلیل شیب کم توپوگرافی و فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم در حوضه آبریز باشد. با توجه به نبود سیستم تصفیه فاضلاب در دشت گرگان، رودخانه‌ها مقصد

جدول ۲. نتایج پارامترهای فیزیکوشیمیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه در سال‌ها از ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۳ (غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها برحسب TDS، EC، mg/l، $\mu\text{mho/cm}$ و برحسب $^{\circ}\text{C}$)

Station	Statistical	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	SO ₄	Cl	TDS	EC	pH	Temp
لزوره	Average	۲/۶	۲/۳	۲/۱	۰/۰۵	۳/۷	۱/۳	۲/۱	۴۳۶/۷	۶۸۱/۲	۷/۸	۱۷/۳
	Min	۲/۱	۱/۸	۱/۶	۰/۰۴	۳/۲	۰/۸۵	۱/۷	۳۷۴/۴	۵۹۳/۲	۷/۶	۱۰/۹
	Max	۳	۲/۹	۲/۹	۰/۰۷	۴/۲	۱/۸	۲/۸	۵۰۷/۹	۸۰۰	۸/۱	۲۳/۸
	STDEV	۰/۲۴	۰/۳۲	۰/۴۵	۰/۰۱	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۴۵	۴۶/۷	۷۴/۴	۰/۱۸	۰/۷
	VAR	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۲۰	۰	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۲۰	۲۱۸۴/۱	۵۵۳۸/۶	۰/۰۳	۰/۰۴
ارازکوسه	Average	۴	۴/۴	۸/۰۲	۰/۰۸	۵/۰۵	۴/۵	۶/۹	۹۷۴/۹	۱۵۷۴/۸	۷/۸	۱۷/۸۸
	Min	۲/۵	۳/۲	۵/۲	۰/۰۷	۴/۱	۲/۴	۴/۴	۷۰۵/۸	۱۱۰۳	۷/۶	۱۰/۷۵
	Max	۵/۹	۶/۷	۱۱/۵	۰/۱۱	۶/۹	۷	۹/۹	۱۳۸۱/۳	۲۱۷۰/۳	۸	۲۵/۰۳
	STDEV	۰/۹۱	۰/۹۲	۲	۰/۰۱	۰/۷۱	۱/۳	۱/۶	۱۹۵	۳۱۰/۸	۰/۱۳	۰/۷۵
	VAR	۰/۸	۰/۸	۳/۸	۰	۰/۵	۱/۷	۲/۷	۳۸۰۳۶/۱	۹۶۶۱۵	۰/۰۲	۰/۰۴۲
قزاقلی	Average	۶	۷/۹	۱۶/۹	۰/۱۳	۵	۱۰/۵	۱۵/۳	۱۷۹۹/۱	۲۹۴۰/۵	۷/۸	۱۷/۶۲
	Min	۳/۴	۳/۹	۵/۸	۰/۰۸	۴/۱	۳/۸	۵/۲	۸۱۳/۷	۱۳۱۵/۷	۷/۷	۱۰/۵۵
	Max	۹/۴	۱۳/۴	۳۴/۷	۰/۲۹	۶/۳	۲۲/۷	۲۸/۹	۳۳۰۵/۵	۵۳۵۵	۷/۹	۲۴/۶۹
	STDEV	۲/۲	۳۳	۸/۴	۰/۰۶	۰/۷	۵/۶	۷/۲	۷۴۶/۲	۱۲۳۲/۴	۰/۰۶	۰/۷۱
	VAR	۴/۶	۸/۹	۷۰/۱	۰	۰/۵	۳۱/۶	۵۲/۵	۵۵۶۸۶۴	۱۵۱۸۸۳۱	۰	۰/۰۳۸
بصیرآباد	Average	۹/۸	۱۸/۳	۳۴/۸	۰/۱	۴/۸	۲۵/۳	۳۳	۳۶۸۲	۵۸۴۸/۵	۷/۸	۱۶/۲۵
	Min	۵/۷	۸/۱	۱۰/۸	۰/۱	۴/۳	۱۰/۷	۹/۶	۱۳۳۷/۷	۲۳۵۵/۱	۷/۶	۹/۶۹
	Max	۱۹/۶	۳۹/۱	۷۰/۴	۰/۲	۵/۹	۵۸/۳	۶۵/۸	۶۹۷/۱	۱۱۷۴۷/۵	۸	۲۲/۸۱
	STDEV	۴/۴	۱۰/۳	۲۰/۸	۰	۰/۵	۱۴/۵	۲۱	۲۰۰/۹	۳۱۲۰/۳	۰/۱	۲/۲
	VAR	۱۹/۳	۱۰۵/۹	۴۳۳	۰	۰/۲	۲۰۹/۷	۴۳۹	۴۰۰۷۶۵۷	۹۷۳۶۰۵۰	۰	۰/۱۳

آب به سمت دریای خزر میزان EC بطور قابل ملاحظه‌ای افزایش یافته است که این مورد نیز نشان‌دهنده افزایش غلظت یون‌های محلول در آب می‌باشد. پارامتر pH در تمام نمونه‌های آب نیز در محدوده قلیایی می‌باشد.

مکانیسم کنترل‌کننده شیمی آب ایستگاه‌های مورد مطالعه

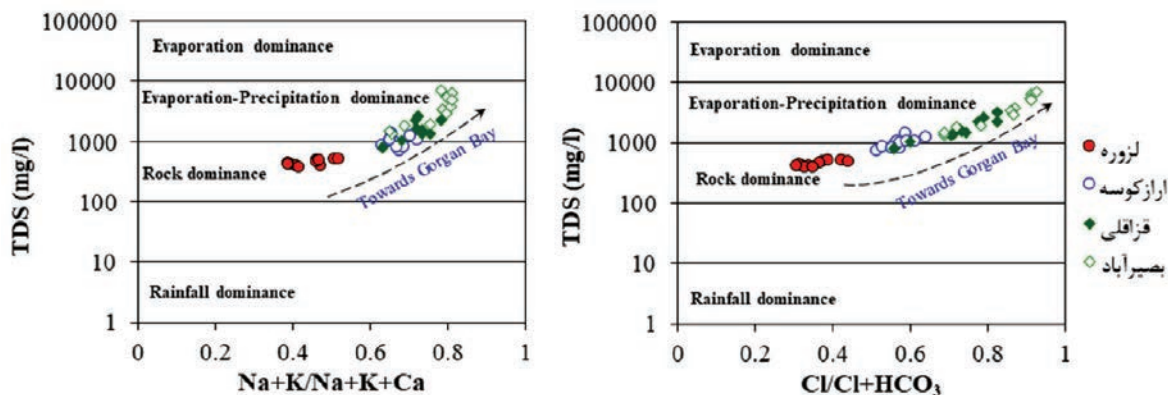
گیبیس مدلی را برای بررسی مکانیسم‌های کنترل‌کننده شیمی آب‌های سطحی و شناخت تکامل آنها، بر مبنای پارامترهای TDS، $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ و $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ با استفاده از جمع‌آوری و آنالیز نمونه‌های نقاط مختلف دنیا ارائه کرد. نمودارهای گیبیس در بسیاری از موارد جهت تعیین تأثیر فرآیندهای مؤثر نظیر بارش، تبخیر و هوازدگی سنگ بستر بر ترکیب شیمیایی آب‌های سطحی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Gibbs, 1970).

براساس تجمع، توزیع و جهت یافتگی نمونه‌ها بر روی نمودار گیبیس (شکل ۲)، با توجه به نمودار هوازدگی شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها، تبخیر و تا حدودی هجوم

کاهش میزان کلسیم در نمونه‌های آبی می‌تواند به دلیل تبادل یونی مذکور یا رسوب کلسیت باشد که احتمال مورد دوم را می‌توان در بخش مربوط به اندیس‌های اشباع بررسی کرد. بررسی میزان سولفات نسبت به بی‌کربنات در آب ایستگاه‌های مورد مطالعه می‌تواند نشان‌دهنده نوع آب در ایستگاه‌ها می‌باشد. با توجه به اینکه میزان بی‌کربنات نسبت به سولفات در آب ایستگاه‌های لزوره و ارازکوسه بیشتر باشد نشان‌دهنده نوع بی‌کربنات آب می‌باشد. درحالی‌که با نزدیک شدن به دریای خزر، به دلیل پیشروی آب‌شور، آبشویی کودها و سموم کشاورزی و ورود فاضلاب‌های خانگی به منابع آبی میزان سولفات نسبت به بی‌کربنات افزایش یافته و نوع آب از بی‌کربنات به سولفات تغییر می‌یابد. کمترین میزان TDS نمونه‌ها در ایستگاه لزوره در حدود ۳۷۴ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد که این پارامتر در ایستگاه بصیرآباد به بیشترین مقدار خود (۶۹۷۱ میلی‌گرم بر لیتر) می‌رسد. با توجه به میزان غلظت بالای منیزیم نسبت به کلسیم می‌توان دریافت که سختی نمونه‌های آب بیشتر تحت تأثیر کاتیون منیزیم می‌باشد. همچنین با توجه به نزدیک شدن جریان

تبخیر و رسوب گذاری برخی از املاح غالب می شوند. البته با توجه به عبور این رودخانه از زمین های کشاورزی و حاشیه برخی از شهرها و آبادی های مهم استان گلستان، نباید نقش پساب های شهری و کشاورزی را در افزایش میزان پارامترهای فیزیکوشیمیایی آب رودخانه نادیده گرفت.

آب شور دریای خزر به داخل رودخانه گرگانرود، عوامل اصلی کنترل کننده شیمی آب رودخانه می باشند. به طور کلی در ایستگاه لزوره عامل اصلی کنترل کننده شیمی آب، واکنش آب-سنگ می باشد. در حالی که در راستای حرکت آب رودخانه گرگانرود به سمت دریای خزر و احتمال پیشروی آب شور در ایستگاه بصیرآباد، عواملی نظیر نفوذ آب شور،



شکل ۲. نمودار گیبس رودخانه گرگانرود در ایستگاه های مورد مطالعه

تیپ و رخساره آب ایستگاه های مورد مطالعه

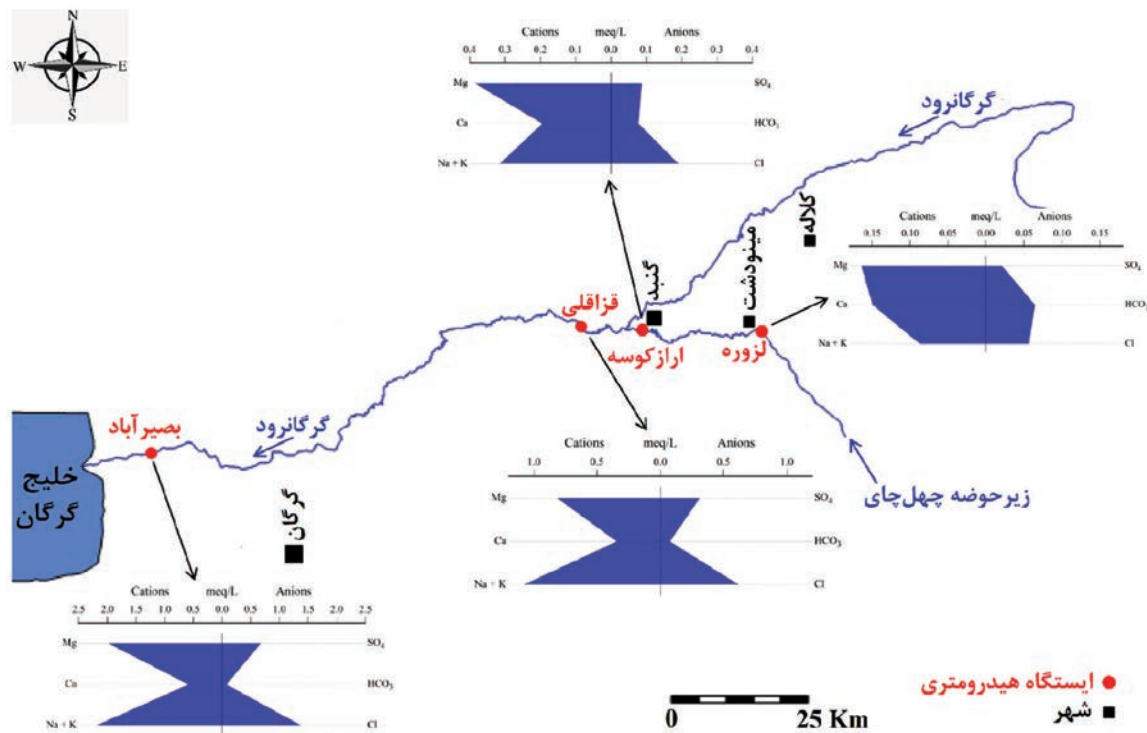
(Mays, 2005). در اصل کیفیت آب در رخساره ترکیبی، نسبت به رخساره شیرین پایین تر است و از نظر سختی جزو آب های سخت و مقدار بی کربنات آن مشابه با آب های شیرین می باشد. در این آب ها غلظت کلرید نسبت به آب های شور مزه مقدار کلرید افزایش قابل توجهی دارد. همچنین از سختی بالایی (بیش از ۶۰۰ میلی گرم بر لیتر برحسب بی کربنات کلسیم) برخوردار هستند. به طور کلی روند تغییرات نمونه ها در نمودار پایپر نشان از تکامل سریع هیدروژئوشیمیایی نمونه های آب رودخانه گرگانرود دارد.

برای تفسیر بهتر تیپ و تکامل هیدروژئوشیمیایی آب ایستگاه های مورد مطالعه از نمودار دوروف استفاده شده است (شکل ۴-ب). با توجه به بخش مربع شکل نمودار دروو، آب پس از گذر از تیپ بی کربناته تمایل به رسیدن به بلوغ کامل یعنی تیپ کلروره سدیک دارد. بخش های مثلثی شکل این نمودار نیز این نکته را تایید می کنند. میزان TDS

بررسی تیپ و رخساره نمونه های آبی از متداول ترین روش های مطالعه هیدروشیمیایی منابع آبی است. نمودار استیف یکی از روش های سریع تعیین تیپ آب می باشد. با رسم نمودار استیف علاوه بر تشخیص سریع تیپ آب، با توجه به اندازه و شباهت نواحی رسم شده در نمودار، می توان به منشأ نمونه های آبی پی برد. نمودارهای استیف ایستگاه های واقع در طول رودخانه گرگانرود در شکل ۳ نشان داده شده است. براین اساس تیپ غالب آب رودخانه گرگانرود در ایستگاه بالادست (لزوره) بی کربنات منیزیک می باشد، که در جهت جریان با غالب شدن آنیون کلرید و کاتیون سدیم به کلرید سدیک تغییر می کند.

به طور کلی رخساره های هیدروشیمیایی منابع آبی، تعیین کننده توده های آبی با ماهیت ژئوشیمی متفاوت اند (Laxmankumar et al., 2019). براساس تجمع نمونه ها در نمودار پایپر (شکل ۴-ا)، رخساره آب رودخانه گرگانرود در بالادست از رخساره ترکیبی^۱ در ایستگاه لزوره تا رخساره لب شور^۲ در نزدیکی دریای خزر متغیر می باشد (Todd and

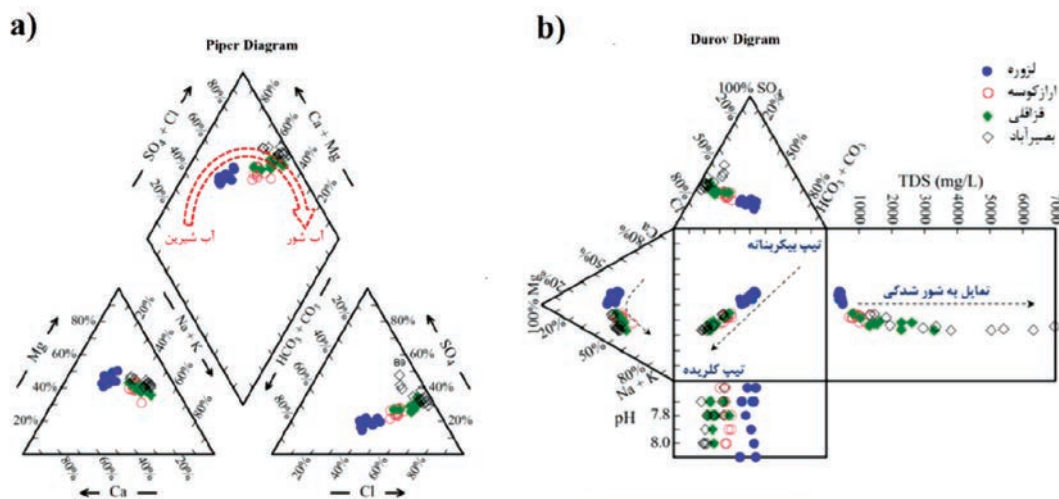
1. Blended
2. Brackish



شکل ۳. روند تغییرات تیپ آب (نمودار استیف) در ایستگاه‌های مورد مطالعه بر روی رودخانه گرگانود

به قلیایی شدن را از خودشان نشان می‌دهد. که این نتایج با توجه به افزایش میزان املاح و شورشدن آب رودخانه در مسیر حرکت به سمت دریای خزر بدیهی است. به‌طورکلی در این نمودار دو جهت مجزا برای تکامل هیدروژئوشیمیایی نمونه‌های آب وجود دارد. اگرچه چرخه تکامل کاتیونی نسبت به چرخه تکامل آنیونی تبعیت بیشتری از سیکل کلی تکامل هیدروژئوشیمیایی در طول مسیر حرکت جریان آب رودخانه گرگانود از خود نشان می‌دهد.

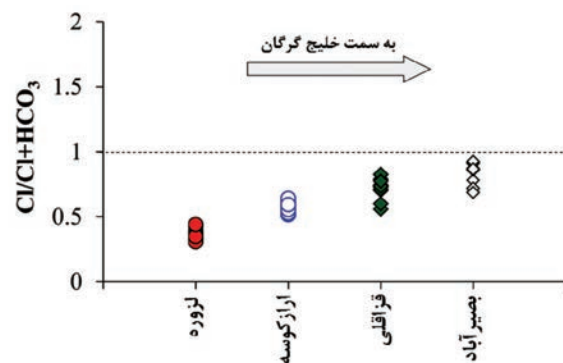
نمونه‌های آبی در جهت حرکت جریان آب از ایستگاه لزوره به سمت ایستگاه بصیرآباد روند افزایشی از خود نشان می‌دهند. این نکته نشان‌دهنده افزایش غلظت یون‌های موجود در آب و در نهایت شورشدگی آب رودخانه در مسیر جریان آب می‌باشد. به‌طوری‌که میزان TDS از حدود ۵۰۰ میلی‌گرم بر لیتر (رخساره شیرین) تا در حدود ۷۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر (رخساره شور مزه) تغییر می‌کند. میزان pH نمونه‌های آب ایستگاه‌های مورد مطالعه نیز روند صعودی داشته و تمایل



شکل ۴. نمودارهای (a) پایپر، (b) دوروف رودخانه گرگانود در ایستگاه‌های مورد مطالعه

تعیین منشأ املاح و رسوبات با استفاده از روش شاخص رول

شاخص رول بر پایه نسبت غلظت یون کلر به مجموع یون‌های بی‌کربنات و کربنات استوار است. یون‌های بی‌کربنات و کربنات به‌طور معمول فراوان‌ترین یون‌های موجود در آب‌های سطحی و زیرزمینی هستند و در آب دریا به مقدار جزئی وجود دارند، در مقابل یون کلر در آب‌های شور و یا آب دریا بیش از یون‌های دیگر می‌باشد. این اندیس معیار مناسبی برای ارزیابی و تشخیص آلودگی آب به‌وسیله آب دریا یا آب‌های شور فسیلی است (Hounslow, 1995; Faryabi et al., 2010). با توجه به شکل ۵، مقدار این شاخص در تمام ایستگاه‌های مورد مطالعه کمتر از یک می‌باشد. چرا که کلیتاً به‌علاوه بالا بودن یون کلر در آب رودخانه، هنوز غلظت یون بی‌کربنات در آب قابل ملاحظه می‌باشد. با توجه به حرکت جریان آب به سمت دریای خزر میزان این اندیس رو به افزایش و نزدیک به یک می‌باشد. از جمله عوامل مهم در افزایش میزان شاخص رول می‌تواند به نفوذ آب‌ها شور دریا در رودخانه گرگانود، فاضلاب‌های شهری و زه‌آب‌های کشاورزی به داخل آب رودخانه گرگانود اشاره کرد.



شکل ۵. نمودار شاخص رول رودخانه گرگانود در ایستگاه‌های مورد مطالعه

شاخص اشباع (SI)

محاسبه شاخص اشباع کانی‌های مختلف به‌منظور توصیف تکامل شیمیایی آب صورت می‌گیرد (Hounslow, 1995). شاخص اشباع‌شدگی به‌صورت رابطه زیر بیان می‌شود:

$$SI = \log \frac{IAP}{K_f} \quad \text{معادله ۱}$$

در رابطه بالا IAP میزان فعالیت کانی مورد نظر و K_f ثابت انحلال‌پذیری است.

اگر مقدار SI برابر صفر باشد، آب به‌طور دقیق فوق اشباع خواهد بود. در صورت مثبت بودن SI، آب نسبت به کانی موردنظر فوق اشباع خواهد و تمایل به ته‌نشینی آن کانی را دارد. در صورتی که مقدار SI منفی باشد آب نسبت به کانی مورد نظر تحت اشباع بوده و تمایل به انحلال آن کانی را دارد (Parkhursts and Appelo, 1999).

با توجه به شکل ۶ میزان شاخص‌های اشباع دولومیت و کلسیت در نمونه‌ها مثبت می‌باشد. از این رو امکان پدیده رسوب‌گذاری کانی‌های مذکور در آب رودخانه گرگانود وجود دارد. به‌طور کلی میزان شاخص اشباع دولومیت نسبت به دو کانی کربناته دیگر بیشتر می‌باشد که علت آن وجود کانی‌های دولومیتی در تشکیلات منطقه می‌باشد. در مقابل مقادیر شاخص‌های اشباع ژپیس، هالیت و انیدریت نسبت به آب رودخانه گرگانود در کل مسیر تحت اشباع است (شکل ۶). علت این اثر فراوانی به نسبت پایین کانی‌های سولفات و کلروره در سازندهای منطقه می‌باشد. با توجه به شکل ۶ میزان شاخص‌های اشباع ژپیس، هالیت و انیدریت از ایستگاه لزوره به سمت دریای خزر افزایش پیدا کرده و به میزان تعادل نزدیک‌تر می‌شود. این اثر با افزایش میزان غلظت برخی از یون‌ها نظیر کلراید، سولفات، سدیم که در بالا بحث شد همخوانی دارد. افزایش یون‌های مذکور می‌تواند به دلیل فعالیت‌های کشاورزی، فاضلاب‌های خانگی و نزدیک شدن جریان آب به آب‌شور دریا (مصوب رودخانه گرگانود) باشد.



شکل ۶. نمودار میزان شاخص‌های اشباع رودخانه گرگانود در ایستگاه‌های مورد مطالعه

(Kumar et al., 2007). یک روش سریع برای ارزیابی هم‌زمان هر دو شاخص استفاده از نمودار ویلکوکس می‌باشد. با توجه به نمودار ویلکوکس (شکل ۷-ب)، تمام نمونه‌های آب در ایستگاه‌های قزاقلی و آراز کوسه در گروه S1 قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده وضعیت مناسب آب از نظر جذب سدیم و کیفیت مناسب آب برای کشاورزی می‌باشد. همچنین نیمی دیگر از نمونه‌های آب در ایستگاه‌های قزاقلی و آراز کوسه در گروه S2 قرار می‌گیرد که دارای خطر قلیابیت متوسط بوده و جهت کشاورزی مناسب است. در حالی که تمام نمونه‌های آب ایستگاه بصیرآباد در گروه S3 قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده خطر قلیابیت زیاد بوده و قلیابیت خاک را به حد زیان‌آوری می‌رساند. براساس شکل ۷-ب، آب ایستگاه لزوره در رده C_2S_1 ، ایستگاه‌های قزاقلی و آراز کوسه در رده‌های C_4S_2 ، C_3S_2 ، C_3S_1 و ایستگاه بصیرآباد در رده C_4S_3 قرار می‌گیرد. با توجه به دلایل ذکر شده در بخش هیدروشیمی مبنی بر تکامل سریع هیدروشیمیایی آب، بدتر شدن کیفیت آب در بخش کشاورزی در ایستگاه پایین دست (بصیرآباد)، بدیهی به نظر می‌رسد.

کیفیت آب صنعت

در اصل برای بررسی کیفیت آب در بخش صنعت، دو ویژگی خوردگی و رسوب‌گذاری مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. این دو ویژگی را می‌توان توسط شاخص‌های فراوانی نظیر لانژلیه (LSI)، رایزنر (RSI)، پوکوریوس (PSI) و لارسون-اسکلد (L-SI) محاسبه کرد. در این پژوهش مقادیر شاخص‌های مذکور آب در بخش صنعت برای رودخانه گرگانود محاسبه شده و نتایج آنها در جدول ۳ ارائه شده است. با توجه به نتایج شاخص لانژلیه، آب در بالادست (ایستگاه لزوره) خورنده بوده و با حرکت جریان آب به سمت دریای خزر از خاصیت خوردگی آن کاسته و تمایل به رسوب‌گذاری دارد. نتایج شاخص رایزنر بیانگر این است که، آب در ایستگاه لزوره خورنده بوده و قابلیت انحلال کربنات کلسیم را دارد و با حرکت جریان آب رودخانه گرگانود به سمت پایین دست (ایستگاه بصیرآباد) کیفیت آب به سمت رسوب‌گذاری میل می‌کند. میانگین شاخص پوکوریوس

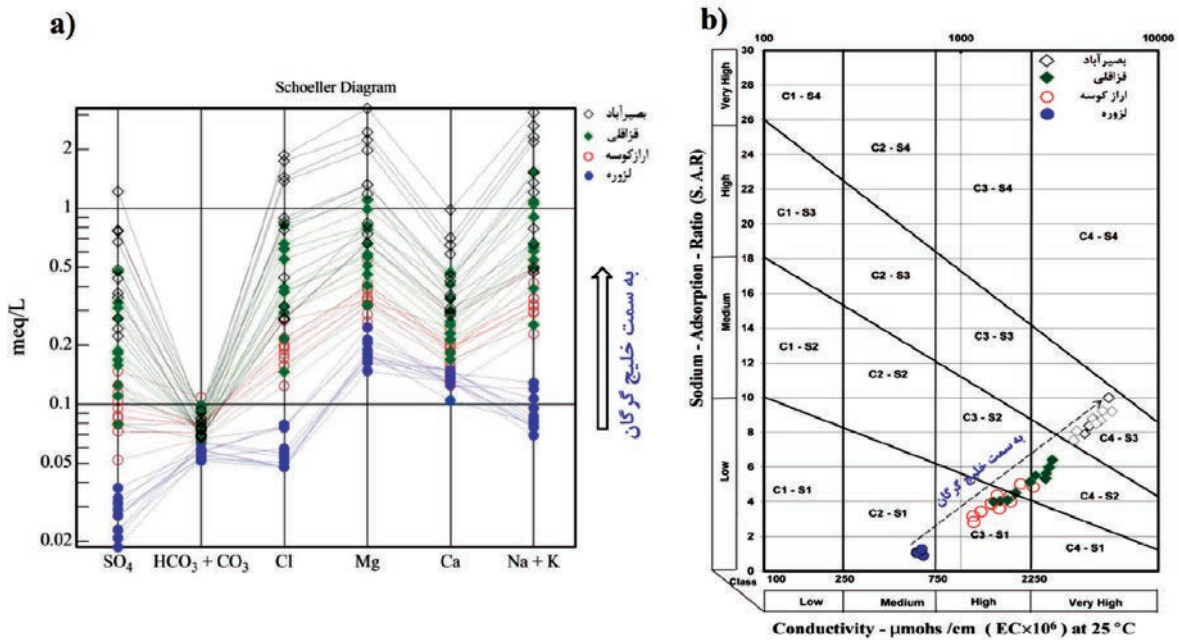
کیفیت آب

کیفیت آب شرب

نمودار شولر یکی از مهم‌ترین طبقه‌بندی‌ها برای بررسی کیفیت آب از نظر شرب می‌باشد. این نمودار بر پایه غلظت یون‌های اصلی سدیم، کلر، سولفات، کلسیم، منیزیم استوار است و برای نمایش اختلاف شیمیایی نمونه‌ها در یک نمودار به کار می‌رود. براساس نمودار شولر کیفیت آب‌ها از نظر شرب به شش گروه شامل خوب، قابل قبول، متوسط، نامناسب، بطور کامل نامناسب و غیرقابل شرب تقسیم می‌شوند (Furkansener and Baba, 2019). با توجه به نمودار شولر، کیفیت آب ایستگاه‌های مورد مطالعه در گروه خوب (ایستگاه لزوره)، قابل قبول (ایستگاه آراز کوسه) و نامناسب (ایستگاه قزاقلی و بصیرآباد) قرار می‌گیرد (شکل ۷-ا). این در حالی است که میزان غلظت یون‌های موجود در آب بخصوص منیزیم و سدیم با توجه به حرکت جریان آب از ایستگاه لزوره به سمت ایستگاه بصیرآباد افزایش می‌یابد. این موضوع نشان‌دهنده پیشروی آب‌شور دریا و افزایش فعالیت‌های کشاورزی می‌باشد. اما برای قضاوت بهتر در مورد قابل شرب بودن آب ایستگاه‌های مورد مطالعه می‌بایست پارامترهای شیمیایی بیشتری (نظیر نترات، فلورید) به همراه پارامترهای میکروبی بررسی شود. زیرا نمی‌توان تنها با داشتن غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی یک منبع آبی، در مورد قابلیت شرب آن تصمیم‌گیری کرد.

کیفیت آب آبیاری

به‌طور کلی کیفیت آب برای آبیاری به نسبت یون سدیم به یون‌های دو ظرفیتی کلسیم و منیزیم (نسبت جذب سدیم) و همچنین مقدار کل نمک محلول یا هدایت الکتریکی در آب بستگی دارد (Pazand et al., 2018). نسبت جذب سدیم (SAR) به‌عنوان یک شاخص موثر در ارزیابی خطر بالقوه سدیم در محلول در حال تعادل با فاز جامد خاک و همچنین خطر قلیابیت شدن خاک است (Subramani et al., 2005). هدایت الکتریکی (EC) یکی از مهم‌ترین پارامترها در تعیین کیفیت آب برای کشاورزی است که می‌تواند بر رشد گیاه، عملکرد و کیفیت محصولات زراعی تاثیر گذار باشد



شکل ۷. نمودارهای (a) شولر، (b) ویلکوکس رودخانه گرگانود در ایستگاه‌های مورد مطالعه

کل‌سیم، سرعت خوردگی را کاهش دهند. در این بین تأثیر میزان TDS در رسوب‌گذاری از دیگر عوامل ایجاد رسوب بیشتر می‌باشد. با توجه به افزایش میزان TDS از ایستگاه لزوره به سمت دریای خزر احتمال رسوب‌گذاری بدیپی به نظر می‌رسد. رسوب‌گذاری در بستر لوله‌های انتقال آب به‌عنوان عامل منفی در کاهش سطح مقطع عمل می‌کند. به‌طور کلی خاصیت آب در ایستگاه‌های مورد مطالعه خورنده می‌باشد اما با توجه به مسیر حرکت آب رودخانه گرگانود از خاصیت خورندگی آن کاسته می‌شود.

در طول دوره آماری مورد مطالعه نیز همانند شاخص‌های رایزنر و لانزلیه، در بالادست (ایستگاه لزوره) خورنده بوده و با توجه به مسیر حرکت آب به سمت دریای خزر (آب‌شور) از خاصیت خورندگی آن کاسته می‌شود. با توجه به نتایج شاخص لارسون-اسکلد، کلراید و سولفات موجود در آب ایستگاه لزوره ممکن است با تشکیل لایه‌های طبیعی مواجه شوند. اما میزان این شاخص در سایر ایستگاه‌ها نشان‌دهنده خورندگی می‌باشد. یون‌هایی مثل کربنات، قادرند با تشکیل رسوب کربنات

جدول ۳. نتایج شاخص‌های لانزلیه، رایزنر، پوکوریوس و لارسون-اسکلد در آب ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	L-SI	PSI	RSI	LSI
لزوره	۰/۹۳	۱۳/۱۵	۱۰/۷۵	-۱/۴۹
ارزکوسه	۲/۲۷	۱۲/۳۹	۱۰/۱۸	-۱/۲
قزاقلی	۵/۱۵	۱۲/۰۹	۹/۸۷	-۱/۰۴
بصیرآباد	۱۲/۲۴	۱۱/۸۱	۹/۵۷	-۰/۸۹

دارای نوسانات جزئی بوده و اختلاف آماری در ایستگاه‌های مختلف مشاهده نشد. در سایر پارامترهای مورد بررسی با توجه به اینکه مقدار P-value آزمون F کوچکتر از ۰/۰۵ محاسبه شده، نشان می‌دهد که اختلاف آماری بین حداقل دو ایستگاه از چهار ایستگاه مورد بررسی وجود دارد.

آنالیزی آماری

تجزیه و تحلیل آماری پارامترهای فیزیکوشیمیایی

مطابق با جدول ۴ مقدار P-value آزمون F برای پارامتر pH کمتر از ۰/۹۸۹ محاسبه شده که نشان می‌دهد تغییرات این پارامتر در طول مسیر گرگانود از سرشاخه تا مصب

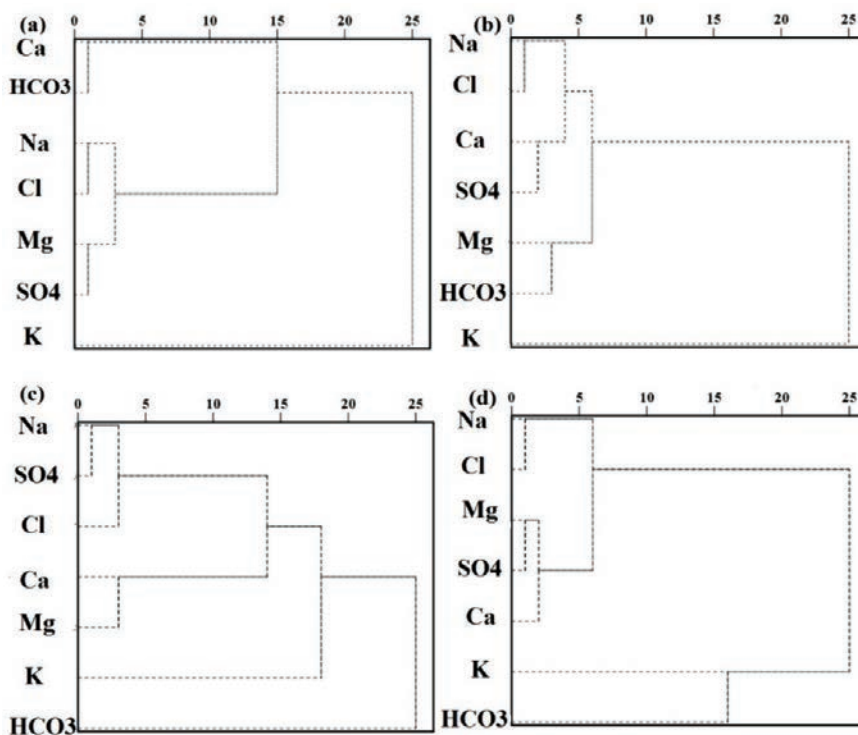
ایجاد اختلاف آماری بین اکثر پارامترهای مورد بررسی شده است در حالی که کمترین تغییرات در بخش انتهایی حوزه آبریز گرگانود مابین ایستگاه‌های بصیرآباد و قزاقلی مشاهده شد. از ایستگاه قزاقلی که در بخش میانی حوزه آبریز گرگانود واقع شده تا خروجی گرگانود در نزدیکی ایستگاه بصیرآباد تغییرات فاحش و معنی‌داری بین پارامترهای کیفی مورد بررسی مشاهده نشد.

پارامترهای Mg و SO_4 بیشترین تغییرات را از سرشاخه تا مصب دارا بوده به طوری که بین مقادیر آنها در تمام ایستگاه‌ها اختلاف آماری مشاهده شد. پارامترهای Na، Cl، TDS و EC نیز دارای تغییرات زیاد بوده و بین مقادیر آنها در تمام ایستگاه‌ها (به جز بصیرآباد-قزاقلی) اختلاف آماری مشاهده شد. همچنین نتایج این بررسی نشان داد بیشترین تغییرات کیفی آب در دو ایستگاه متوالی در بخش سرشاخه گرگانود مابین ایستگاه‌های لزوره و ارازکوسه به وقوع پیوسته و باعث

جدول ۴. نتایج آزمون F و گیمز-هاول پارامترهای کیفی آب در ایستگاه‌های مورد مطالعه

پارامتر	P-value آزمون F	نتایج آزمون گیمز-هاول					
		لزوره-قزاقلی	بصیرآباد-قزاقلی	بصیرآباد-لزوره	ارازکوسه-قزاقلی	ارازکوسه-لزوره	ارازکوسه-بصیرآباد
Ca	۰/۰۰۰	*	---	*	---	*	*
Mg	۰/۰۰۰	*	*	*	*	*	*
Na	۰/۰۰۰	*	---	*	*	*	*
K	۰/۰۰۰	*	---	*	---	*	*
HCO ₃	۰/۰۰۰	*	---	*	---	*	---
SO ₄	۰/۰۰۰	*	*	*	*	*	*
Cl	۰/۰۰۰	*	---	*	*	*	*
TDS	۰/۰۰۰	*	---	*	*	*	*
EC	۰/۰۰۰	*	---	*	*	*	*
pH	۰/۹۸۹	---	---	---	---	---	---

* وجود اختلاف معنی‌دار بین دو تیمار مورد بررسی --- نبود اختلاف معنی‌دار بین دو تیمار مورد بررسی



شکل ۸. دندوگرام آنالیز خوشه‌ای عناصر اصلی در ایستگاه‌های (a) لزوره، (b) ارازکوسه، (c) قزاقلی، (d) بصیرآباد

تحلیل خوشه‌های

برای خوشه‌بندی عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب ایستگاه‌های مورد مطالعه از روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی استفاده شد، تعداد داده‌های آماری مورد استفاده برای رسم این دندوگرام ۱۰ مورد می‌باشد که هر یک از این نمونه‌ها برابر با میانگین سالیانه پارامترهای مورد مطالعه می‌باشد. نتایج این بررسی به صورت گرافیکی در شکل ۸ نشان داده شده است. براساس دندوگرام رسم شده در ایستگاه لزوره (شکل ۸-a) و شباهت پارامترها به دو خوشه کلی تقسیم می‌شوند. خوشه اول شامل کلسیم و بی‌کربنات است که این دو یون بیشترین شباهت را در بین پارامترها دارند. خوشه دوم شامل یون‌های سدیم، کلراید، منیزیم و سولفات می‌باشد که همه از یون‌های مربوط به کانی‌های تبخیری تشکیل شده‌است. با توجه به غالب بودن سازندهای کربناته در حوضه مورد مطالعه، خوشه اول را می‌توان به انحلال تشکیلات آهکی موجود در منطقه مربوط دانست. درحالی‌که یون‌های موجود در خوشه دوم را می‌توان به انحلال سازندهای تبخیری، مارن و رسی مربوط دانست.

به‌طورکلی، براساس شباهت بین پارامترهای شیمیایی اصلی، دو خوشه در ایستگاه آرازکوسه قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۸-b). خوشه اول به دلیل ماهیت یون‌های آن، ناشی از انحلال سازندهای گچی-نمکی و رسی و شاید ورود پساب‌های تصفیه نشده شهری، روستایی و کشاورزی به داخل رودخانه گرگانرود می‌باشد. این خوشه را می‌توان به دلیل شباهت بالای یون‌های سدیم-کلراید و سولفات-کلسیم می‌توان به دو زیر خوشه تقسیم نمود. اما خوشه دوم با توجه به همبستگی بالای بین یون‌های بیکربنات و منیزیم ناشی از انحلال سنگ‌های آهکی-دولومیتی است که از پراکندگی به نسبت بالایی در بخش‌های بالادست حوضه مورد مطالعه برخوردار هستند.

با توجه به میزان شباهت بین عناصر اصلی در ایستگاه قزاقلی و شکل دندوگرام این ایستگاه، ترکیبی بودن رخساره آب به درستی مشهود است (شکل ۸-c). اگرچه با توجه به شباهت بالای بین یون‌های تبخیری در این دندوگرام و فراوانی به نسبت کم یون بیکربنات، شور

شدن آب رودخانه گرگانرود به دلیل نفوذ آب‌شور دریا و ورود پساب‌های تصفیه نشده شهری، روستایی و کشاورزی به داخل آن محتمل به نظر می‌رسد. براساس دندوگرام ایستگاه بصیرآباد، عوامل مؤثر بر ترکیب شیمیایی آب در این ایستگاه مشابه ایستگاه قزاقلی است و به دو خوشه تقسیم‌بندی می‌شود. در خوشه اول همبستگی بالایی بین سدیم-کلراید و کلسیم-سولفات دیده می‌شود که بیانگر انحلال کانی‌های هالیت و ژیپس در آب است (شکل ۸-d). منشأ خوشه اول را می‌توان به پیشروی آب‌شور دریا مربوط دانست. در خوشه دوم پتاسیم و بی‌کربنات شباهت به نسبت بالایی از خود نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر جهت بررسی تکامل هیدروشیمیایی و کاهش کیفیت آب رودخانه گرگانرود به‌عنوان یکی از مهم‌ترین رودخانه‌های استان گلستان انجام شد. تغییرات میانگین غلظت یون‌های اصلی آب رودخانه گرگانرود نشان از افزایش مقادیر آنها به‌خصوص غالب شدن آنیون کلراید و کاتیون سدیم در طول مسیر جریان به سمت دریای خزر دارد. در کل دشت گرگان با توجه به نبود سیستم تصفیه فاضلاب، رودخانه‌ها مقصد نهایی فاضلاب‌های شهری و زه‌آب‌های کشاورزی هستند. از آنجایی‌که یون‌های سدیم و کلر از ترکیبات اصلی فاضلاب‌های شهری هستند بنابراین افزایش آنها در طول مسیر رودخانه بدیهی به نظر می‌رسد. علاوه بر این شیب سطح توپوگرافی در پهنه وسیعی از دشت بسیار پایین و در برخی نقاط دشت منفی می‌باشد. این مورد در سیل فرودین ۱۳۹۸ بسیار مشهود بود به‌طوری‌که مانع از زهکشی آب‌های سطحی و رواناب‌ها به سمت دریای خزر شد. بنابراین شرایط توپوگرافی منطقه امکان نفوذ آب از دریای خزر گرگان به داخل رودخانه گرگانرود را می‌دهد. از دیگر دلایل افزایش غلظت یون‌های سدیم و کلر نفوذ آب‌شور دریای خزر به داخل رودخانه گرگانرود می‌باشد. وجود برخی از ماهیان و موجودات کف‌زی (نظیر بنتوزها) شورپسند در بخش‌های انتهایی رودخانه دلیلی بر این ادعا می‌باشد.

همچنین بیشترین تغییرات هیدروشیمیایی آب در بخش سرشاخه گرگانرود مابین ایستگاه‌های لزوره (ایستگاه خروجی

سمت دریای خزر از خاصیت خوردگی آن کاسته می‌شود. با توجه به نتایج این پژوهش، عبور رودخانه گرگانود از زمین‌های کشاورزی و حاشیه برخی از شهرها و آبادی‌های مهم استان گلستان و در پی آن ورود فاضلاب‌های شهری، زه آب‌های کشاورزی به رودخانه، رسوبات سیلتی-رسی غیر متراکم در دشت و همچنین پیشروی آب شور دریای خزر به داخل رودخانه به دلیل شیب کم توپوگرافی از عوامل مهم تکامل هیدروشیمیایی و کاهش کیفیت آب رودخانه گرگانود می‌باشد. اگرچه بیشترین تغییرات در هر دو بخش هیدروشیمیایی و کیفی را می‌توان زمانی مشاهده کرد که رودخانه گرگانود جبهه کوهستان را ترک می‌کند و وارد دشت گرگان می‌شود.

منابع

- آذری، ع.، ناظمی، س.، کاکاوندی، ب. و رستگار، ا. ۱۳۹۴. بررسی پتانسیل خوردگی و رسوب‌گذاری منابع آب شرب شهر شاهرود با استفاده از شاخص‌های پایداری در سال ۱۳۹۲، مجله دانشگاه علوم پزشکی سبزوار، ۲۲، ۶، ۹۴۴-۹۵۴.
- بدیعی‌نژاد، ا.، حیدری، م. ر. و فرزادکیا، م. ۱۳۹۴. بررسی پتانسیل خوردگی و رسوب‌گذاری شبکه توزیع آب آشامیدنی جنوب شهر شیراز. مجله ره‌آورد سلامت دانشکده بهداشت دانشگاه علوم پزشکی ایران. ۱۰۱، ۵۱-۶۰.
- روحانی، ح.، زکی، ا.، کاشانی، م. و فتح‌آبادی، ا. ۱۳۹۴. ارزیابی پایداری تغییرات کیفیت شیمیایی آب سطحی در رودخانه گرگانود. مجله اکوهیدرولوژی، ۲، ۲، ۱۲۹-۱۴۰.
- روستائی، م.، آقاناتابی، م.، رقیمی، م.، نعمتی، م. و رحیمی‌چاکدل، ع. ۱۳۹۳. بررسی زمین‌ساخت فعال دامنه شمالی البرز خاوری با استفاده از نشانه‌های زمین ریختی در حوضه آبریز گرگان رود. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. ۲۹، ۴، ۴۳-۵۶.
- قره‌محمودلو، م.، حشمت‌پور، ع.، جندقی، ن.، زارع، ع. و مهرابی، ح. ۱۳۹۷. بررسی هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی آبخوان دشت سیدان-فاروق، استان فارس. مجله اکوهیدرولوژی، ۵، ۴، ۱۲۴۱-۱۲۵۳.
- نبی‌زاده نودهی، ر.، مصداقی‌نیا، ع.، ناصری، س.، هادی، م.، سلیمانی، ح. و بهمنی، پ. ۱۳۹۵. تحلیل تمایل

کوهستان) و ارازکوسه (اولین ایستگاه واقع در دشت) به وقوع پیوسته است. در مقابل از ایستگاه قزاقلی که در بخش میانی حوزه آبریز گرگانود واقع شده تا خروجی گرگانود در نزدیکی ایستگاه بصیرآباد تغییرات فاحش و معنی‌داری بین پارامترهای کیفی مورد بررسی مشاهده نشد.

براساس نتایج هیدروشیمیایی واکنش آب-سنگ عامل اصلی کنترل‌کننده شیمی آب در بخش بالادست حوضه (ایستگاه لزوره) می‌باشد. درحالی‌که در جهت حرکت آب رودخانه گرگانود به سمت دریای خزر عواملی نظیر تبخیر، رسوب‌گذاری و نفوذ آب‌شور نیز نقش دارند. از این رو تیپ غالب آب این رودخانه در ایستگاه بالادست (لزوره) بی‌کربنات منیزیک می‌باشد. با توجه به نزدیکی ایستگاه لزوره به سرچشمه و همچنین فراوانی سنگ‌های کربناته به‌خصوص دولومیتی بدیهی به نظر می‌رسد. اما به تدریج با غالب شدن آنیون کلرید و کاتیون سدیم در جهت جریان به کلروره سدیک تغییر می‌کند.

تجمع نمونه‌ها در دو نمودار پایپر و دروو نیز نشان از تمایل آب رودخانه گرگانود برای رسیدن به بلوغ کامل یعنی تیپ کلروره سدیک دارد. به‌طورکلی روند تغییرات نمونه‌ها در نمودارهای پایپر و دروو نشان از تکامل سریع هیدروژئوشیمیایی نمونه‌های آب رودخانه گرگانود در مسیر حرکت به سمت دریای خزر دارد.

تاثیر تکامل هیدروشیمیایی را به‌راحتی می‌توان در بخش تغییر کیفیت آب رودخانه گرگانود از بالادست حوضه تا دریای خزر مشاهده نمود. به‌طوری‌که کیفیت آب برای شرب براساس نمودار شولر، از خوب تا نامناسب تغییر می‌کند. این نتایج با تغییرات میزان غلظت یون‌های اصلی آب همخوانی کامل دارد. همچنین براساس نمودار ویلکوکس آب ایستگاه لزوره برای استفاده در بخش کشاورزی کم‌وبیش مناسب می‌باشد، اما در طول جریان با افزایش غلظت یون سدیم و پارامتر شوری به تدریج غیرقابل استفاده در بخش کشاورزی می‌شود. براساس نتایج حاصل از شاخص‌های استفاده شده در بخش صنعت (لانژلیه، رایزنر، پوکوریوس و لارسون-اسکلد) آب در ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای خاصیت خورنده می‌باشد اما در طول مسیر حرکت آب رودخانه گرگانود به

posure and Health, 9,1, 27-41.

- Jackson, J., 2001. Living with earthquakes: know your faults. *Journal of Earthquake Engineering*, 5, 1, 5-123

- Kumar, M., Kumari, K., Ramanathan, A.L. and Saxena, R., 2007. A comparative evaluation of groundwater suitability for irrigation and drinking purposes in two intensively cultivated districts of Punjab, India. *Journal of Environmental Geology*, 53, 553-574.

- Larson, T.E. and Skold, R.V., 1958. Laboratory Studies Relating Mineral Quality of Water to Corrosion of Steel and Cast Iron, Illinois State Water Survey, Champaign, IL. ill. ISWS C-71, 43-46

- Laxmankumar, D., Satyanarayana, E., Dhakate, R. and Saxena, P.R., 2019. Hydrogeochemical characteristics with respect to fluoride contamination in groundwater of Maheshwaramandal, RR district, Telangana state, India. *Groundwater for Sustainable Development*, 8, 474-483.

- Liu, S., Ryu, D., Webb, J.A., Lintern, A., Waters, D., Guo, D. and Western, A.W., 2018. Characterisation of spatial variability in water quality in the Great Barrier Reef catchments using multivariate statistical analysis. *Marine Pollution Bulletin*, 137, 137-151.

- Mishra, B.K., Regmi, R.K., Masago, Y., Fukushi, K., Kumar, P. and Saraswat, C., 2017. Assessment of Bagmati river pollution in Kathmandu Valley: Scenario-based modeling and analysis for sustainable urban development. *Sustainability of Water Quality and Ecology*, 9, 67-77.

- Nwankwoala, H.O. and Udom, G.J., 2011. Hydrochemical facies and ionic ratios of groundwater in Port Harcourt, Southern Nigeria. *Research Journal of Chemical Sciences*, 1, 3, 87-

خورندگی در سیستم تامین آب با استفاده از شاخص‌های کیفی و شاخص کمی پتانسیل ترسیب کربنات کلسیم. فصلنامه سلامت و محیط زیست، ۹، ۴، ۴۷۰-۴۵۷.

- Arpine, H. and Gayane, S., 2016. Determination of background concentrations of hydrochemical parameters and water quality assessment in the Akhuryan River Basin (Armenia). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 94, 2-9.

- Batsaikhan, B., Kwon, J.S., Kim, K.H., Lee, Y.J., Lee, J.H., Badarch, M. and Yun, S.T., 2017. Hydrochemical evaluation of the influences of mining activities on river water chemistry in central northern Mongolia. *Environmental Science and Pollution Research*, 24, 2, 2019-2034.

- Clesceri, L.S., 2005. Standard method for the examination of water and wastewater. American Public Health Association, 15, 3635-42.

- Faryabi, M., Kalantari, N. and Negarestani, A., 2010. Evaluation of factors influencing groundwater chemical quality using statistical and hydrochemical methods in Jiroft Plain. *Scientific Quaternary Journal, Geosciences*, 20, 77, 115-120.

- Furkansener, M. and Baba, A., 2019. Geochemical and hydrogeochemical characteristics and evolution of Kozaklı geothermal fluids, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Geothermics*, 80, 69-77.

- Gibbs, R. J. 1970. Mechanisms controlling world water chemistry, *Science* 17, 1088-1090.

- Hounslow, A., 1995. *Water Quality Data: analysis and interpretation*. 1st Edition. CRC Press. 146.

- Islam, M.A., Zahid, A., Rahman, M.M., Rahman, M.S., Islam, M.J., Akter, Y., Shammi, M., Bodrud-Doza, M. and Roy, B., 2017. Investigation of groundwater quality and its suitability for drinking and agricultural use in the south central part of the coastal region in Bangladesh. Ex-

101.

- Parkhurst, D. and Appelo, C., 1999. PHREEQC for Windows version 1.4.07, A hydrogeochemical transport model. U.S, Geological Survey Software.
- Pazand, K., Khosravi, D., Ghaderi, M.R. and Rezvanzadeh, M.R., 2018. Identification of the hydrogeochemical processes and assessment of groundwater in a semi-arid region using major ion chemistry: A case study of Ardestan basin in central Iran. *Journal of Groundwater for Sustainable Development*, 6, 245-254.
- Strauss, S.D. and Puckorius, P.R., 1984. Cooling-water treatment for control of scaling, fouling, corrosion. *Power*, 128, 6, S1-S24.
- Shen, Y., Oki, T., Kanae, S., Hanasaki, N., Utsumi, N. and Kiguchi, M., 2014. Projection of future world water resources under SRES scenarios: an integrated assessment. *Hydrological Sciences Journal*, 59, 1775-1793.
- Subbarao, C., Subbarao N.V. and Chandu S. N., 1996. Characterization of groundwater contamination using factor analysis. *Environmental Geology*, 28, 4, 175-180.
- Subramani, T., Elango, L. and Damodarasamy, S.R., 2005. Groundwater quality and its suitability for drinking and agricultural use in Chithar River Basin, Tamil Nadu, India. *Journal of Environmental Geology*, 47, 1099-1110.
- Todd, D. and Mays, L., 2005. *Ground Water Hydrology*. Wiley, USA. 652.
- Wilcox, L.V. 1955. *Classification and Use of Irrigation Waters*. U.S. Department of Agriculture. Circ, Washington, DC, US, 969.
- Wu, Z., Wang, X., Chen, Y., Cai, Y. and Deng, J., 2018. Assessing river water quality using water quality index in Lake Taihu Basin, China. *Science of the Total Environment*, 612, 914-922.
- Xu, H., Zheng, H., Chen, X., Ren, Y. and Ouyang, Z., 2016. Relationships between river water quality and landscape factors in Haihe River Basin, China: Implications for environmental management. *Chinese Geographical Science*, 26, 197-207.
- You, S.H., Tseng, D.H. and Guo, G.L., 2001. A case study on the wastewater reclamation and reuse in the semiconductor industry Resources. *Conservation and Recycling Journal*, 32, 1, 73-81.
- Zhao, G., Li, W., Li, F., Zhang, F. and Liu, G., 2018. Hydrochemistry of waters in snowpacks, lakes and streams of Mt. Dagu, eastern of Tibet Plateau. *Science of the Total Environment*, 610, 641-650.

The study of geometrical and kinematical parameters of the Sarkan anticline, Lurestan, West Zagros

Alipoor, R¹., Sadr, A.M¹., Shahmoradi, S². and Shamszadeh, A.³

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2. MSc. in Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

3. PhD. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Received: 09 October 2019

Accepted: 21 January 2020

Abstract

The Sarkan anticline is located in the Lurestan sedimentary-structural zone and in the Zagros fold and thrust belt. Geometry and kinematic of the fold in this zone are controlled by thrust faults and detachment levels. The exposed formations in this anticline include the upper Cretaceous and Cenozoic formations. In this research, geometry and deformational style analysis of the anticline and the role of the detachment levels on folding style are investigated using drawing four structural cross-sections, interpretation of the seismic profiles and calculation of geometric parameters. The structure of this anticline is affected by two detachment horizons, which comprises the Amiran flysch, and the shaley Garu formations as the upper and middle detachment levels, respectively. The high thickness of the upper detachment level caused southwestward displacement of the surface anticline axis with respect to the deep anticline axis. The study of geometrical parameters and structural cross-sections of the Sarkan anticline represent that this structure is an asymmetric and noncylindrical anticline. From tightness and dimensional ratio view, it is ranked in the open to gentle and wide category, respectively.

Keywords: Geometrical parameter, Anticline, Sarkan, Zagros, Lurestan.

Facies and depositional model of the siliciclastic Chelken Formation, South Ghaemshahr city, Pliocene

Mehrabi, H.¹, Amini, A.², Tavakoli, V.³, Farokhi, M.⁴ and Zamanzadeh, S. M.⁵

1. MSc. Academic Center for Education, Culture and Research (ACECR)

2. Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran

3. Associate Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran

4. MSc. Khazar exploration and Production Company

5. Associate Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran

Received: 10 April 2019

Accepted: 10 July 2019

Abstract

Chelken Formation (Lower and Middle Pliocene) which represents a siliciclastic nature in Javarom Section (south of the Ghaemshahr city) was studied. This formation comprises three sets of conglomerate, sandstone and mudstone, which are usually arranged in fining upward sequences. According to the nature of fining upward sedimentary sequences, sedimentological characteristics and structural features, it is proposed that the Chelken Formation was deposited in a fluvial environment. Conglomeratic facies are mainly clast-supported, sandstone facies are represented by quartz arenite and lithic arenites and mudstone facies are carbonate-clastic in nature. According to the paleocurrents analyses, a north and northeastward direction is proposed for the paleocurrents deposition of this formation.

Keywords: Chelken formation, Facies, Depositional model, Pliocene.

Determining the relationship between copper mineralization and structures in Ali abad- Darreh Zereshk area, using subsurface geotechnical and geochemical data

Ramazani, M.¹, Safari, H.², Shamanian, Gh.³ and Safaei, H.⁴

1. Ph.D. in Tectonics, Geology Department, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

2. Associate Professor in Tectonics, Geology Department, Faculty of Sciences, Golestan University

3. Associate Professor in Economic Geology, Geology Department, Faculty of Sciences, Golestan University

4. Associate Professor in Tectonics, Geology Department, Faculty of Sciences, Isfahan University, Isfahan

Received: 03 September 2019

Accepted: 02 December 2019

Abstract

In order to find the relationship between porphyry copper depositions with faulting systems, the Aliabad porphyry and Darre Zereshk Porphyry- Skarn ores were selected as a case studies in Uramia- Dokhtar Magmatic Belt,. In this research, discovering this correlation procedure was performed by using surface and subsurface data (i.e. drilling data as geotechnical and Cu-percentage data) from Aliabad and Darre Zereshk mine districts. The results show that RQD criteria extracted from fault zones have a good correlation with surface faults which are identified by field investigations and Remote Sensing techniques. Also, the copper enriched was observed along fault zones and therefore, the relationship between porphyry copper deposits and fault zones is approved.

Keywords: Relationship, Cu Mineralization, Aliabad-Darre Zereshk Ores, RQD.

The assessment of freezing-thawing index of aggregates in various environments of Northwest Direh catchment, Kermenshah Province

Bahrami, K^{1.}, Fatemi Aghda, S.M^{2.}, Noorzad, A^{3.} and Talkhablou, M.⁴

1. PhD. Applied Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University

2. Professor, Applied Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University

3. Associate Professor, Geotechnics Department, Water and Environmental Engineering Faculty, Shahid Beheshti University

4. Assistant Professor, Applied Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University

Received: 10 April 2019

Accepted: 10 July 2019

Abstract

Considering the effects of geological environments of natural aggregates accumulation on the weight loss rate of aggregates resulted from freezing-thawing, the relationship between geological environments and the weight loss rate of aggregates has been investigated in this study. The lithology of upstream catchment was the same (thick Asmari limestone) for all aggregates samples. Samples were gathered from 2 taluses, 12 fans and 3 river beds. Samples were transferred to laboratory and then the weight loss rate (in accordance with tex-432- A standard) and the jointing intensity were measured. Based on the results, colluvial environments (taluses) have the highest weight loss rate (14% for size of 16-19 mm) and river environments have the lowest weight loss rate (less than 1% for size of 2.36-4.75 mm). The aggregates of alluvial fans have the intermediate amount compared to two previous environments. In alluvial fan aggregates, the weight loss rate decreases when the area and length of main stream of catchments increases. Also, aggregates size affects the weight loss rate so that increase in the size of aggregate causes the rise in weight loss. Relationship between aggregate size and weight loss rate is affected by geological environments. The difference of weight loss between fine and coarse aggregates is high in talus environments as well as alluvial fans with small catchments, while it is less in river beds and fans with large catchments. In fact, the size effect of aggregate on weight loss decreases or eliminated in river beds and fans.

Keywords: Alluvial fan, Geological environments, Aggregate, Freezing-Thawing.

Tectono-magmatic setting of diabase and basalt flows in north Makran ophiolite, southeast of Iran

Tajvar, A.¹, Khatib, M.M.² and Zarrinkoub, M.H.²

1. PhD. Student of Tectonic, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand

2. Professor of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand

Received: 15 January 2020

Accepted: 18 March 2020

Abstract

The north Makran ophiolite in southeast of Iran, as a part of Tethyan ophiolites, is located between Lut and Bajkan-Durkan continental blocks. Among the rocks of this ophiolite sequence, diabase and basalt flows are present more abundant in the outcrops in the eastern part of the studied north Makran ophiolite. Structural, petrographic and geochemical evidences suggest distinct geodynamic setting for the formation of these rocks. Based on geochemical characteristics, diabase and basalts fall into two groups: In the first group, tholeiitic diabase and basalt flows represent MORB-like affinity, and the second group include calc-alkaline basaltic to dacitic lavas with arc environment and supra-subduction affinities. These two lava types represent two major magmatic events: 1) MORB-type magmatism resulted from Early Cretaceous rifting/opening between two continental blocks and resulted in the formation of tholeiitic diabase and basalt. LREE enrichment, low La/Yb and relatively high U/Th ratios suggest continental influence in their melt source, and 2) subduction-related magmatism, that formed calc-alkaline basaltic, andesitic and dacitic lavas in Late Cretaceous. LILE, LREE enrichment, Nb and Ta negative anomaly, low TiO₂ concentrations and relatively high Ce/Pb ratio document subduction influence in their composition.

Keywords: North Makran ophiolite, Tholeiite, Basalt flows, Diabase, Calc-alkaline.

Geology and gold mineralization in the west of Kasnazan, south of Saqqez, Kurdistan province

Niroomand, S¹., Tajeddin, H. A². and Haghiri Qazvini, S.³

1. Assistant Professor, Department of Geology, Tehran University, Tehran

2. Assistant Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran

3. MSc. In Economic Geology, Department of Geology, Tehran University, Tehran

Received: 02 December 2019

Accepted: 21 January 2020

Abstract

West of Kasnazan gold prospect is located 14 km south of Saqqez. The rocks in the area predominantly consist of Precambrian and Cretaceous volcanosedimentary sequences of schist, phyllite and marble which are intruded by granitoid bodies. The main gold reservoir in the deposit is hosted inside a quartz syenite body that is intruded along a northwest-southeast shear zone. The high-grade gold ores belong to highly deformed mylonitic and ultramylonitic quartz syenite rocks which are associated with quartz, sericite-muscovite, carbonite and sulfide alteration minerals. Ore mineral assemblages of the deposit are simple and consist of pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite, magnetite, gold and iron hydroxide minerals. Gold grains with less than 40 microns in size have been found as intergrowth with quartz and also in the form of inclusions in pyrites. Fluid inclusion studies indicate homogenization temperatures between 137.4 and 240.5°C and salinity between 1.16 to 12.06 wt% NaCl eq. This study indicates that main characteristics of the geology and mineralization of the area are similar to orogenic type gold deposits.

Keywords: Orogenic gold, Fluid inclusion, Kasnazan, Saqqez.

Temporal- spatial analysis of sedimentary environments of the Upper Cretaceous carbonate deposits in the Bajestan area (North of Lut Block)

Rezazadeh, Z.¹, Sadeghi, A.², Hooseni- Barzi, M.³ and Khazaei, A. M.⁴

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

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

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

4. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand

Received: 20 March 2020

Accepted: 29 June 2020

Abstract

In this study, microfacies, sedimentary environment and sedimentary model of the Upper Cretaceous carbonate deposits in the Bajestan region were studied and analyzed in four sections Chachool, Shahrak Sanati, Mazar and Bahabad. These deposits are exposed in different sections with different thicknesses. Based on sedimentary texture, petrographic and biotic evidences, 6 carbonate microfacies belonging to three facies belts of lagoon, shoal and shallow open marine located on the inner ramp were identified in these deposits. Comparison of microfacies and facies zones of different sections show a slight and gradual increase in the depth of Cenomanian and a significant increase in Santonian- Early Campanian relative to Cenomanian. Furthermore, the depth of these sediments in Chachool and Shahrak Sanati sections is almost similar and shallower than the others, while Mazar and Bahabad sections represent deeper environment. Accordingly, the approximate coastline trend seems to be east, northeast-west, southwest. However, the presence of different amounts of siliciclastic sand in some facies could be related to the tectonic activity along the basement faults in the area.

Keywords: Microfacies, Upper Cretaceous, Cenomanian, Santonian- Early Campanian, Bajestan.

Mineralogy and mineral chemistry of Pb- Ag- (Zn-Cu-Ba) Ravanj mining district, North of Delijan

Ghasemi Siani, M.¹ and Isaabadi, F.²

1. Assistant Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University

2. MSc., Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran

Received: 30 October 2019

Accepted: 31 January 2020

Abstract

The Ravanj ore deposit in the North of Delijan formed in the sedimentary host rocks. This ore mineralization system is controlled by normal faults, and mineralization occurs as massive, laminate, open space fillings, breccia and hydrothermal vein/veinlets ore bodies consisting of galena, sphalerite, fahlore group minerals, pyrite, chalcopryrite, dolomite, calcite, ankerite, barite, and quartz. Sulfide ore mineralization occurred within two mineralization horizons consisting of the massive-breccia ore horizon hosted by massive upper limestone (Km2) and layered sulfide ore horizon in middle shale (Ks2) and lower thin bedded limestone (Km1) as syn-sedimentary to epigenetic mineralization. Dolomitization is the main alteration related to mineralization and occurs adjacent to normal fault and consists of diagenetic and two hydrothermal dolomites. Hydrothermal dolomites are rich in iron. The ankerite shows that the ore hydrothermal fluid was Fe-rich. Chemistry of galena II and sphalerite II show that these minerals have a tendency to tetrahedrite-tennantite side which are consistent with presence of fahlore mineral inclusions in the microscopic studies. High Cd content in sphalerite and the presence of acanthite show that fluid mineralization had low temperature. According to the evidence such as mineralogy, mineral chemistry, ore texture and structures, and structural studies and combining these results with geochemistry, fluid inclusion and isotope geochemistry, the Ravanj ore deposit can be considered as an Irish-type Zn- Pb deposit.

Keywords: Dolomitization, Ravanj, Syngentic- epigenetic, Mineral chemistry.

Hydrochemical evaluation and qualitative deterioration assessment of Gorganrud River

Ghareh Mahmoodlu, M.¹, Jandaghi, N.¹ and Sayadi, M.²

1. Assistant Professor, Department of Watershed and Rangeland Management, Gonbad Kavous University

2. MSc., Department Watershed Management, Gonbad Kavous University, Gonbad, Iran

Received: 02 December 2019

Accepted: 18 March 2020

Abstract

In this study, the hydrochemical evolution and qualitative deterioration of Gorganrud River water were investigated in a distance of approximately 100 km from the northern margin of the Alborz highlands to Gorgan Gulf. For this purpose, the analyses results of eleven physicochemical parameters related to four hydrometric stations over a ten-year statistical period were used. Gibbs, Stiff, Piper, Durov diagrams as well as five saturation indices for carbonate, sulfate and chloride minerals were used to study the hydrochemical evolution of the river. Water quality changes from drinking (using Schoeller Diagram), agricultural (using Wilcox Diagram), industrial and (using corrosion indices) along the Gorganrud River were also investigated. In this study, F test and hierarchical cluster analysis were used to analyze the variance of data and the number of factors affecting water hydrochemistry, respectively. The results showed that rock-water reaction, evaporation, and Gorgan Gulf saline water intrusion are the most important factors controlling the river water chemistry. Also, the dominant water type of Gorganrud River at the highlands margin is bicarbonate and as it enters the plain, it tends to reach full maturity (i.e. the type of sodium chloride). At all stations, river water is supersaturated with respect to calcite and dolomite but it is under saturated with respect to anhydrite, gypsum and halite. However, evaporite minerals saturation increases in the flow direction. The quality of water for drinking and agriculture is suitable at the margins of highlands and it decreases sharply as enters the plain and pathes into the Gorgan Gulf. According to the statistical analysis results, the most changes in physicochemical parameters are obtained between the Lazoure Station at the highlands margin and the Qazaghli Station in the middle part of the plain and after that no significant changes were observed between the quality parameters until Gorganroud outlet.

Keywords: Hydrochemical evolution, Water quality, Saturation index, Water quality classification, Gorganroud river.



Vol. 14, No. 55, Autumn 2020

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Changing

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:

Dr. Hatefi, R. and Esmaili, E.

Editors:

Dr. Nasser, H.R. and Faezi, N.

Designer:

Ansari, A.

Published: Autumn 2020

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>