



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۶، شماره ۶۴، زمستان ۱۴۰۱

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سردبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر داخلی: دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: زمستان ۱۴۰۱

چاپ: توس

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳-۴، ۲۹۹۰۲۵۹۴

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل 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.

الگوی تشکیل کانسار مس دوچپله، شرق میامی؛ بر پایه شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی

محبوبه ظفرزاده^۱، فردین موسیوند^{۲*}، رمضان رضوانی اومالی^۳ و امیر مهدوی^۴

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. دانشیار زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳. دانشیار زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۴. استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۴/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۰۸

چکیده

کانسار مس دوچپله در ۷۲ کیلومتری شرق شاهرود، ۱۵ کیلومتری شرق شهر میامی و در کمربند آتشفشانی شمال ایران مرکزی واقع شده است. توالی چینه‌شناسی پهنه دربرگیرنده کانه‌زایی، حجم قابل توجهی از نهشته‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن می‌باشد و توسط نهشته‌های نتوژن و کواترن به‌طور محلی پوشیده می‌شود. کانه‌زایی در امتداد گسل و شکستگی‌های با روند غالب NW-SE در داخل سنگ‌های بازالتی به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی رخ داده است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده کانسنگ شامل کانی‌های اولیه مس خالص و هماتیت و کانی‌های ثانویه کوپریت، مالاکیت، گوتیت و هماتیت و کانی‌های باطله شامل کلسیت، زئولیت و آنالسیم می‌باشد. دگرسانی‌های موجود در سنگ میزبان شامل کلریتی، کربناتی و زئولیتی می‌باشد. بررسی ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، بیشترین میزان مس و نقره در کانسار دوچپله به ترتیب برابر ۱/۹ درصد و چهار گرم در تن می‌باشد. براساس پژوهش‌های صحرایی، کانی‌شناسی و دگرسانی، کانی‌سازی مس در ناحیه دوچپله، در طی دیاژنز و دگرگونی تدفینی و به‌طور عمده در طی مرحله کوهزایی و چین‌خوردگی، در اثر ورود سیالات داغ کانه‌ساز در امتداد شکستگی‌های عمود بر روند محوری چین‌ها رخ داده است. کانسار مس دوچپله از نظر محیط زمین‌ساختی تشکیل، سنگ میزبان، بافت و ساخت، کانی‌شناسی، دگرسانی، کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی و محتوای فلزی، بیشترین شباهت را با کانسارهای مس بازالتی یا تیپ میشیگان نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: بالآمدگی، تیپ میشیگان، دوچپله، کوهزایی، میامی.

مقدمه

واقع شده است. این ناحیه از نظر زمین‌شناسی در کمربند آتشفشانی شمال ایران مرکزی قرار دارد. دسترسی به ناحیه از جاده شاهرود-میامی-عباس‌آباد میسر است (شکل ۱). در ناحیه شرق شاهرود و میامی اندیس‌ها و کانسارهای متعددی از مس در داخل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-

گستره کانه دار دوچپله در استان سمنان در ۷۲ کیلومتری شرق شاهرود، ۱۵ کیلومتری شرق شهر میامی و در مختصات جغرافیایی "۴۶° ۰۱' ۵۶" تا "۲۵° ۵۶' ۵۵" طول شرقی و "۹° ۲۳' ۳۶" تا "۵۷° ۲۳' ۳۶" عرض شمالی

* نویسنده مرتبط: mousivand@shahroodut.ac.ir

بحث

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

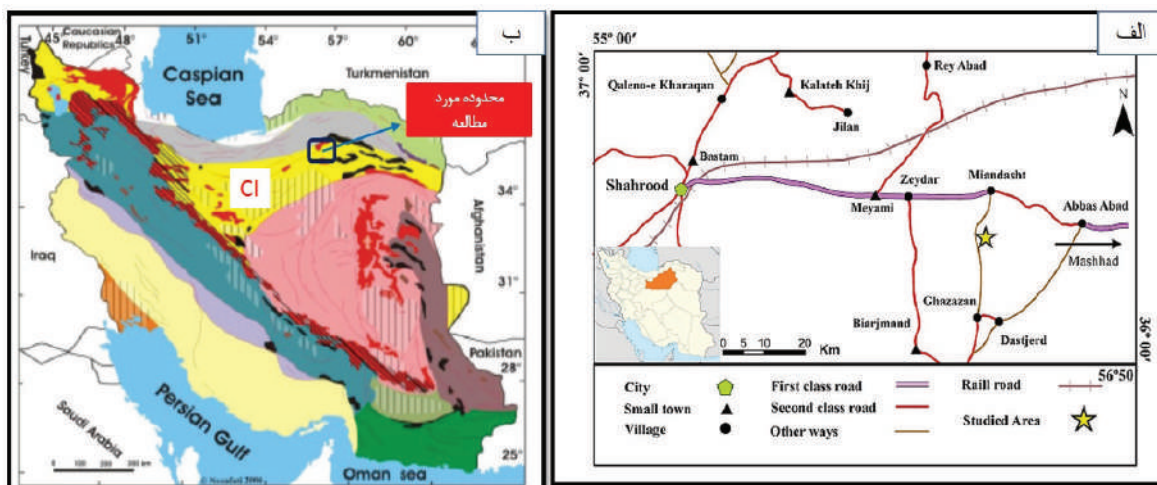
ناحیه مورد مطالعه در منتهی‌الیه شمال شرق ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی و همکاران، ۱۳۷۱) جای دارد. این گستره کانه دار در شرق و جنوب شرق شاهرود واقع شده و بخشی از شمال پهنه زمین ساختی ایران مرکزی (شکل ۱) و زیرپهنه سبزووار محسوب می‌شود و در آن توالی فیولیتهی شمال سبزووار به سن کرتاسه بالایی و توالی‌های آتشفشانی-رسوبی آئوسن گسترش زیادی دارند. این پهنه از نظر زمین‌ساخت، ناحیه‌ای فعال است و در کمربند کوهزایی آلپ-همالیایا قرار دارد. اوج فعالیت‌های ماگمایی در این گستره در بازه زمانی آئوسن گزارش شده است. ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی کرتاسه‌ی پسین و سنوزوئیک (آئوسن) نشان‌دهنده موقعیت تکتونیکی حاشیه قاره برای این ناحیه است (Takini, 1972; Berberian and Berberian, 1981; Sengor, 1984; Mohajel and Fergusson, 2000; Azizi and Jahangiri, 2008).

از لحاظ چینه‌شناسی، عمده برون‌زدهای موجود در این ناحیه شامل توالی آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی آئوسن بالایی می‌باشد و به‌صورت ساختار ناودیس به نام ناودیس دوچپله در ناحیه رخنمون دارند (شکل ۲). قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در ناحیه معدنی مربوط واحد شیل آهکی Jmt به سن ژوراسیک است و آهک‌های اوربیتولین‌دار

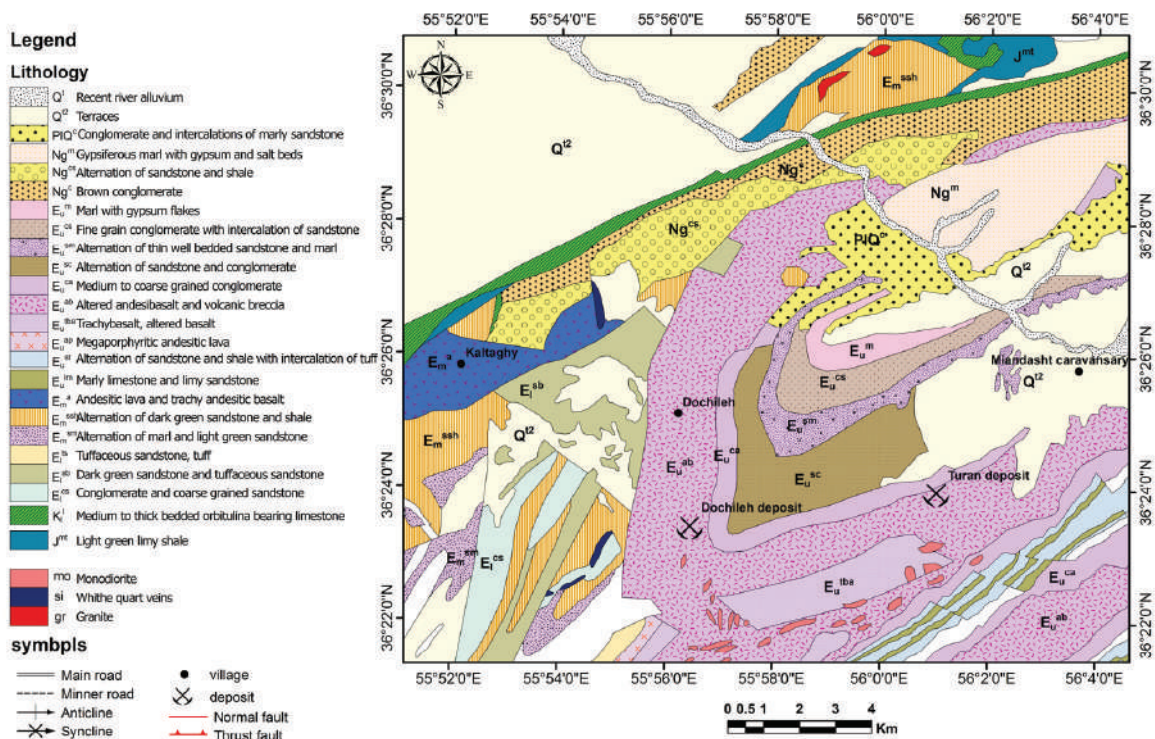
رسوبی آئوسن مثل کانسارهای عباس‌آباد، گریک و گورخان، نرتلویی و استغانی، دوچپله و توران (طائفی و همکاران، ۱۳۹۲، ۱۳۹۳؛ صالحی و همکاران، ۱۳۹۴؛ ظفرزاده، ۱۳۹۷؛ ظفرزاده و همکاران، ۱۳۹۶) رخ داده است و آثار شدادی و سرباره‌های ذوب قدیمی گسترده در این ناحیه دیده می‌شود. هدف از این مقاله بررسی زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی در کانسار دوچپله می‌باشد. نتایج این تحقیق می‌تواند به‌عنوان کلید اکتشافی برای کشف ذخایر جدید در گستره شرق شاهرود مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

در این پژوهش بعد از بررسی و برداشت‌های صحرایی، پژوهش‌های پتروگرافی بر روی بیش از ۵۰ مقطع نازک، نازک-صیقلی و صیقلی برای شناخت بافت، ساخت و کانی‌شناسی مواد معدنی و سنگ‌های میزبان و نیز مطالعه پهنه‌های دگرسانی صورت گرفت. سپس، تعداد ۱۴ نمونه به‌منظور تعیین میزان عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت پژوهش‌های مواد معدنی زرآما و نیز تعداد چهار نمونه به روش پراش پرتوایکس به‌منظور شناسایی دقیق دگرسانی‌های ناحیه در آزمایشگاه شرکت تحقیقاتی کانساران بینالود آنالیز شد و سپس نتایج تمام پژوهش‌ها برای تشخیص الگوی رخداد کانه‌زایی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.



شکل ۱. الف) نقشه راه‌های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه، ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری ایران مرکزی (CI) (آقاباتی، ۱۳۸۳)

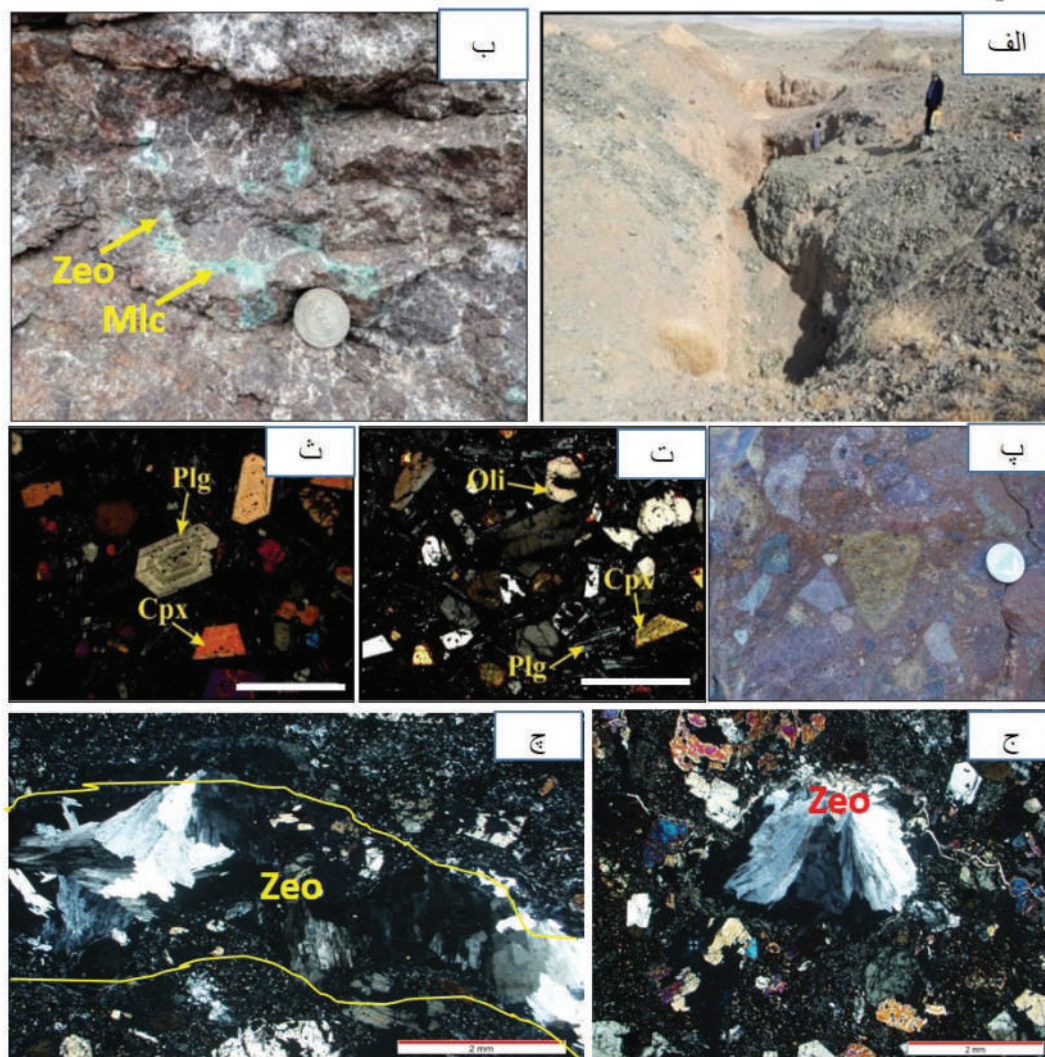


شکل ۲. نقشه زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه با تغییرات از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی و همکاران، ۱۳۷۱)

به صورت درشت بلورهای خود شکل و با ماکل پلی سنتتیک مشاهده می شوند و در برخی موارد به کانی های کلسیت و سریسیت دگرسان شده اند. پیدایش پهنه بندی در کانی های سنگ آذرین به علت برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور است و این پهنه بندی همگی در پلاژیوکلازها معمول تر است. همواره این حالت نشانه آهسته تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور می باشد (Shelly, 1993). واحدهای آتشفشانی ائوسن سنگ میزبان کانی سازی می باشند. کانهزایی اکثرآ در بازالت های قهوه ای و سبز رنگ با بافت غالب پورفیریتیک رخ داده است (شکل ۳). این سنگ ها حاوی فنوکریست های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوپزیت) و الیوین است و هماتیت، و کانی های اپیک همراه با آن دیده می شود. کانی های ثانویه ناشی از دگرگونی تدفینی و دگرسانی نیز نظیر کلسیت و زئولیت و آنالسیم هستند که درز و شکاف و حفرات موجود در بازالت (امیگدال یا بازالت بادامکی) را پر کرده اند (شکل ۳). ایدنگزیتی شدن یکی از محصولات دگرسانی الیوین می باشد که یک شبه کانی قرمز رنگ حاوی اکسید آهن سه ظرفیتی است.

Kll کرتاسه پایینی به صورت ناپیوستگی بر روی آن قرار دارد. پس از آن واحدهای رسوبی-آتشفشانی ائوسن قرار دارد و بیشترین رخنمون سنگی ناحیه را تشکیل می دهد. کانسار دوچپله درون واحدهای ائوسن بالایی تشکیل شده است که در ادامه توصیف واحدهای اصلی آنها ارائه می شود. واحد E_u^{ab}: گسترش قابل توجهی دارد و یک آندزیت بازالت قهوه ای و سبزرنگ با بافت پورفیریتیک با زمینه میکروولیتیک با پورفیرهای پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت) و کلینوپیروکسن است و در بعضی موارد به یک برش با ترکیب آندزیتی تبدیل می شود. ضخامت واحد حدود ۱۳۵۰ متر است.

واحد گدازه (بازالت): در مشاهدات صحرایی با ریخت شناسی برجسته و تیره رنگ به همراه واحدهای آذرآواری دیده می شوند. این واحدهای سنگی در سطح تازه به رنگ خاکستری تیره و گاهی متمایل به قرمز قهوه ای تا سبز می باشند (شکل ۳). در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت پورفیری و میکروولیتی پورفیری هستند که نشان دهنده سرد شدن ماگما در دو مرحله می باشد. پلاژیوکلازها



شکل ۳. الف) نمایی از کارگاه شماره ۱ دوچپله در سنگ‌های بازالتی، ب) نمای نزدیک از سنگ میزبان بازالتی حاوی رگچه‌های زئولیتی (Zeo) آغشته به مالاکیت (Mlc)، پ) آگلومرا، ت، ث) تصاویر میکروسکوپی از بازالت‌های میزبان کانهازایی شامل پهنه‌بندی در پلاژیوکلاز و جانشینی کانی‌های اوپک به جای پیروکسن، ج) پرشدگی حفره توسط زئولیت، چ) رگچه زئولیتی داخل بازالت (مقیاس خطی در تصاویر برابر ۲ میلی‌متر است)

کانهازایی

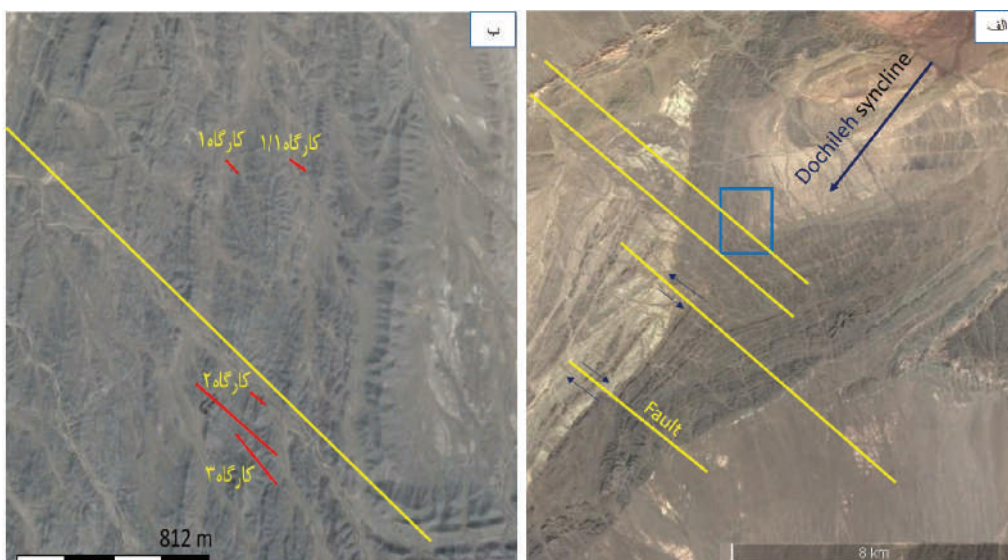
در گستره معدنی دوچپله، سنگ‌های توالی میزبان کانهازایی به سه بخش گدازه، آذرآواری و رسوبی تقسیم می‌شوند و مجموعه گدازه‌های بازالتی میزبان کانهازایی می‌باشند که بخش اعظم رخنمون ناحیه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). فعالیت‌های معدنکاری شدادی و جدیدتر به صورت کارگاه‌های دنباله‌رو زیرزمینی در داخل سنگ‌های بازالتی دیده می‌شوند (شکل ۳). با توجه به پژوهش‌های صحرایی و آزمایشگاهی کانی‌سازی به‌طور

واحد‌های آذرآواری (توف و آگلومرا): توف‌ها در نمونه دستی به رنگ روشن متمایل به زرد و گاهی در اثر سیالات جوی به رنگ متمایل به قرمز دیده می‌شوند (شکل ۳). توف‌های ناحیه حاوی قطعات سنگی، کریستال، و شیشه می‌باشند و ترکیب سنگ شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر است. آگلومرا سنگی است که از به هم پیوستن قطعات گرد شده آذرآواری با ابعادی بیش از ۶۴ میلی‌متر که توسط یک ماتریکس از قطعات آذرین ریزبلور به هم متصل شده است، تشکیل شده‌اند (شکل ۳).

واحد E_{II}^{ab} با ترکیب آندزی بازالت و برش ولکانیکی است. آثار عملیات اکتشافی در منطقه دوچپله، محدود به حفر گمانه‌ها و حفر ترانشه‌هایی است که در سال‌های اخیر انجام شده‌اند، هرچند که کارگاه‌های قدیمی شدادی متعددی در ناحیه دوچپله دیده می‌شوند. طول ترانشه‌ها از ۴ تا ۵۰ متر و عرض آنها از ۱ تا ۲/۵ متر متغیر است. عیار مس در رگه‌های کانه دار از ۰/۶ تا ۵/۱۱ درصد متغیر است.

عمده به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی در داخل واحدهای گدازه و منطبق با امتداد گسل‌ها با روند غالب NW-SE و درزه و شکستگی‌های مربوطه در ناودیس دوچپله تشکیل شده است (شکل ۴).

بر پایه همین پژوهش‌ها کانه‌های اصلی تشکیل دهنده کانسار به دو صورت اولیه مس خالص و ثانویه کوپریت و مالاکیت می‌باشد. مس طبیعی همراه زئولیت، کلریت و کلسیت تشکیل شده است. سنگ میزبان کانه‌زایی در ناحیه



شکل ۴. الف) موقعیت ناحیه دوچپله (مستطیل) و گسل‌های ناحیه‌ای در ناودیس دوچپله، ب) موقعیت گسل اصلی (زرد) و گسل‌های کانه دار (قرمز) و کارگاه‌های معدنی قدیمی در ناحیه دوچپله

دگرسانی

بارز این دگرسانی، تغییر رنگ متمایل به رنگ سبز سنگ‌ها است. در اثر این دگرسانی در واحدهای رخنمون یافته، کانی‌های فرومنیزین (الیوین و پیروکسن) به کانی کلریت دگرسان شده‌اند.

دگرسانی کربناتی: کربناتی شدن یک دگرسانی معمول برای تشکیل انواع کانی‌های کربناته است و رایج‌ترین آنها در ناحیه مورد مطالعه کلسیت می‌باشد. تشکیل کلسیت در گستره‌ی دمایی وسیع صورت می‌گیرد و در سنگ‌هایی با تخلخل و نفوذپذیری کم که در حضور سیالات غنی از CO_2 جانشین کانی‌های کلسیم‌دار (مانند پلاژیوکلاز کلسیم‌دار، زئولیت و اپیدوت) و شیشه‌های آتشفشانی می‌شود. کربناتی شدن در این ناحیه عمدتاً با وجود رگه-رگچه‌های کلسیت در امتداد شکستگی‌ها و همراه با ماده معدنی

میزان دگرسانی در توالی آتشفشانی-رسوبی محدوده مورد مطالعه کم است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی مجموعه دگرسانی‌ها در ناحیه مورد مطالعه عبارتند از: ۱) دگرسانی کلریتی، ۲) دگرسانی کربناتی، ۳) دگرسانی آنالسیم-زئولیتی، ۴) دگرسانی هماتیته (شکل ۵). پهنه‌بندی دگرسانی بیشتر بدین صورت است که از مرکز رگه کانه‌دار به سمت اطراف به ترتیب دگرسانی‌های زیر مشاهده می‌شود: الف) دگرسانی زئولیتی-کربناتی کانه‌دار، ب) دگرسانی کلریتی و ج) دگرسانی هماتیته.

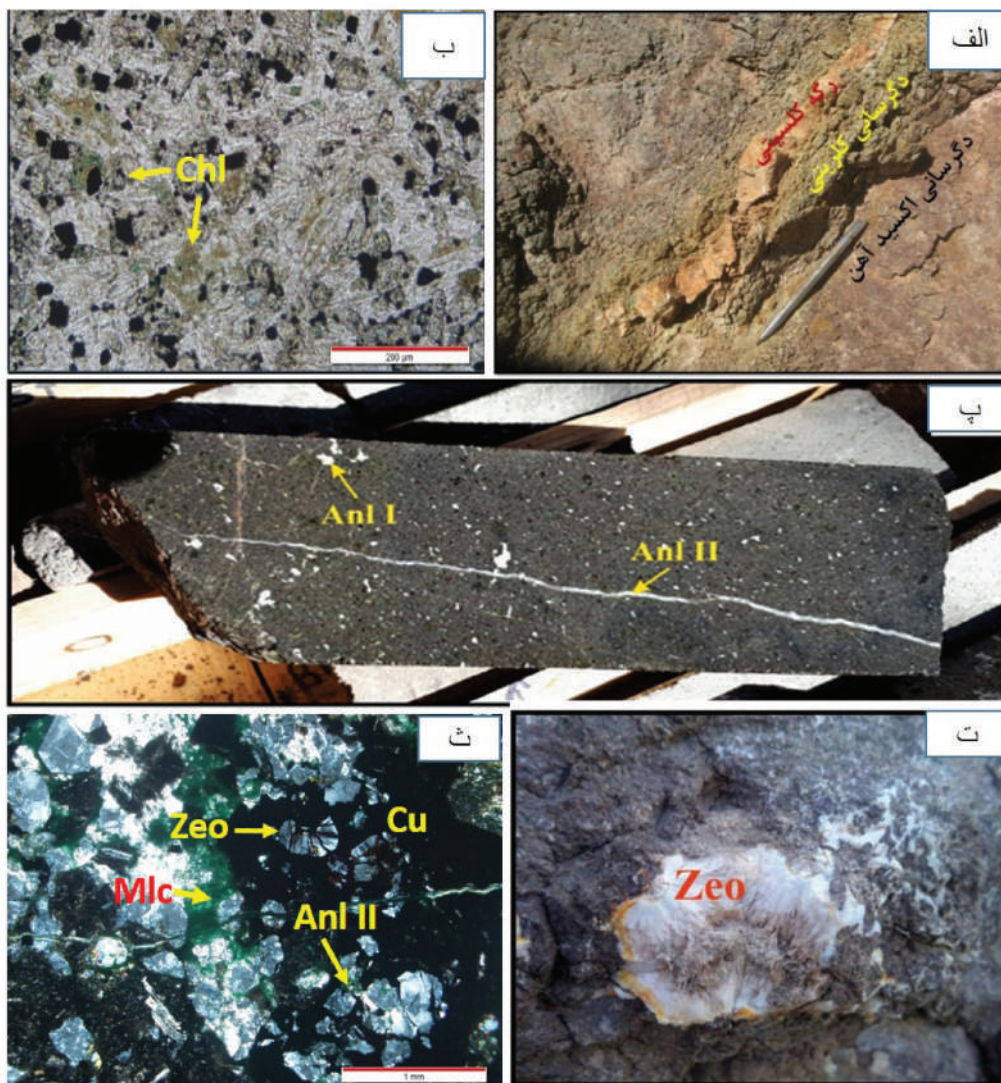
دگرسانی کلریتی: در بعضی از قسمت‌های کانسار، هاله کلریتی در درون سنگ‌های بازالت میزبان دیده می‌شود، که معرف دگرسانی کلریتی می‌باشد (شکل ۵). از ویژگی‌های

وجود داشته و اثری از کانه‌زایی در آن‌ها مشاهده نمی‌شود و اغلب به صورت بادامک‌ها مشاهده می‌شوند، ولی در نوع دوم آثار کانه‌زایی قابل تشخیص است و بیشتر به صورت رگه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۵).

دگرسانی هماتیتی: هماتیت نسل اول و دوم محصول دگرسانی مگنتیت و کانی‌های مافیک در اثر برخورد سیال کانه‌ساز مس‌دار بوده که همواره به صورت تیغه‌ای و شکل‌دار است. هماتیت نسل سوم به همراه گوتیت و لیمونیت محصول هوازدگی کانی‌های مافیک و مگنتیت هستند که بی‌شکل بوده و بیشتر در بخش‌های سطحی دیده می‌شوند.

مشاهده می‌شود (شکل ۵) که به‌ندرت حاوی کالکوپیریت اولیه، کالکوسیت ثانویه و مالاکیت هستند.

دگرسانی آنالسیم-ژئولیتی: این دگرسانی زیر مجموعه‌ای از دگرسانی پروپیلیتیک است و کانی‌های شاخص در آن عبارتند از مورونیت، کلینوپتیولیت، لامونتیت، هیولاندیت و آنالسیم می‌باشد. این دگرسانی در ناحیه مورد مطالعه در سنگ‌ها به‌وفور مشاهده می‌شود (شکل ۵) و در آنالیز پراش پرتو ایکس نیز کانی آنالسیم مشخص شده است. در ناحیه مورد مطالعه دو نسل از کانی‌های کلسیتی و آنالسیم-ژئولیتی وجود دارد، نوع اول از ابتدا در سنگ میزبان بازالتی

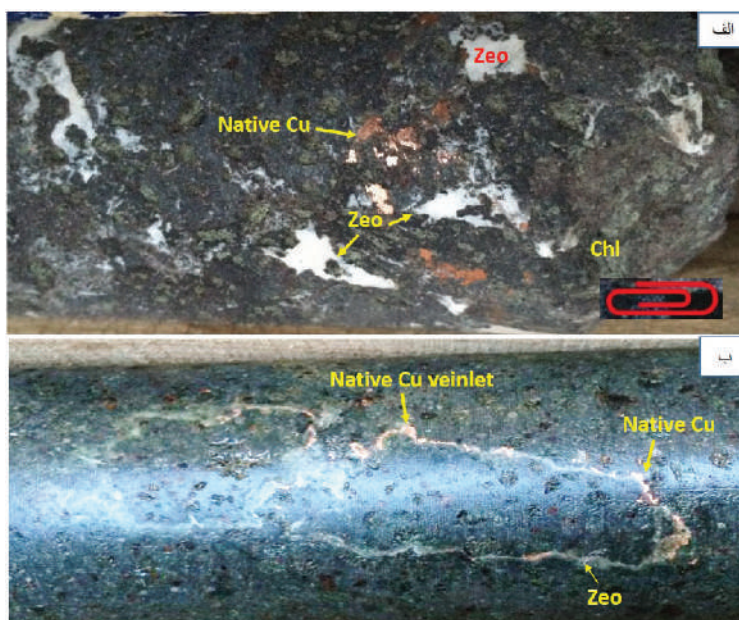


شکل ۵. الف) دگرسانی‌های کلریتی و اکسید آهن (هماتیتی) در اطراف رگه کلسیتی کانه‌دار، ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کلریتی در سنگ بازالتی میزبان، پ) دگرسانی ژئولیتی که حاوی دونسل ژئولیت (آنالسیم) می‌باشد، ت) ژئولیت در بازالتهای میزبان، ث) تصویر میکروسکوپی از آنالسیم و ژئولیت همراه مس طبیعی

پژوهش‌های کانی‌شناسی و بافت و ساخت

رگه‌های کلسیتی حاوی مقادیر ناچیزی کالکوپریت اولیه و کالکوسیت ثانویه و مالاکیت نیز مشاهده می‌شود که در مقایسه با کانه‌زایی مس طبیعی فراوانی ناچیزی دارند. همچنین کانی‌های باطله عبارتند از کلسیت، زئولیت و آنالسیم و کلریت. مس خالص با رنگ مسی تا دارچینی در سه سینه‌کار به صورت کانی‌سازی اصلی و اولیه مشاهده می‌شود. در مقطع میکروسکوپی، مس طبیعی به صورت لکه‌های بی‌شکلی دیده می‌شود و از حاشیه توسط کوپریت جانشین شده است (شکل ۷).

به منظور انجام مطالعات بیان شده، از ماده‌ی معدنی و سنگ‌های میزبان، تعداد ۳۲ مقطع نازک و پنج مقطع نازک صیقلی تهیه شده است. در مطالعات کانی‌شناسی، به منظور تشخیص برخی کانی‌ها، تعداد چهار نمونه به روش پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس پژوهش‌ها میکروسکوپی کانی‌های تشکیل دهنده کانسار شامل کانی اولیه مس خالص، مگنتیت و هماتیت، کانی‌های ثانویه کوپریت، مالاکیت، گوتیت، هماتیت و لیمونیت است (شکل ۶). قابل ذکر است که به صورت موضعی گاهی



شکل ۶. تصاویری از کانه‌ها و بافت و ساخت ماده معدنی در ناحیه مورد مطالعه، الف) به صورت بافت دانه پراکنده و پرکنند فضای خالی و ب) بافت رگچه‌ای که حاوی کانی‌های مس طبیعی (Cu)، زئولیت (Zeo) و کلریت (Chl) می‌باشد

قابل مشاهده است و بر اساس روابط هم‌رشدی کانی مگنتیت با سایر کانی‌های سنگ‌ساز موجود در سنگ‌های آتشفشانی به نظر می‌رسد این کانی به صورت اولیه ماگمایی در طی ولکانیسم تشکیل شده است و ارتباطی با کانه‌زایی ندارد، اما در نتیجه اکسیداسیون ناشی از کانه‌زایی و نیز هوازدگی بعدی به هماتیت و گوتیت تبدیل شده است (شکل ۷). کوپریت در نمونه دستی به صورت قهوه‌ای مایل به قرمز، قرمز، خاکستری سربی تا سیاه مشاهده می‌شود. در مقطع میکروسکوپی، کوپریت به صورت بی‌شکل دارای ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای و شکافه پرن می‌باشد (شکل ۷).

بر اساس بررسی‌های مقاطع میکروسکوپی به نظر می‌رسد دو عامل سبب احیا مس خالص و ته‌نشست آن شده است: الف) مس خالص که در اثر واکنش سیال کانه‌ساز مس‌دار با مگنتیت احیا شده و در نتیجه مگنتیت به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۷) و حتی گاهی مس طبیعی در شکاف مگنتیت مشاهده می‌شود و ب) کانی مافیک مثل پیروکسن به خاطر داشتن آهن فرو سبب احیا مس به صورت مس خالص شده است.

مگنتیت در کانسار دوچپله در مقیاس نمونه دستی مشاهده نشده اما در نمونه‌های XRD و مقاطع میکروسکوپی

ژئوشیمی پهنه‌های کانهدار

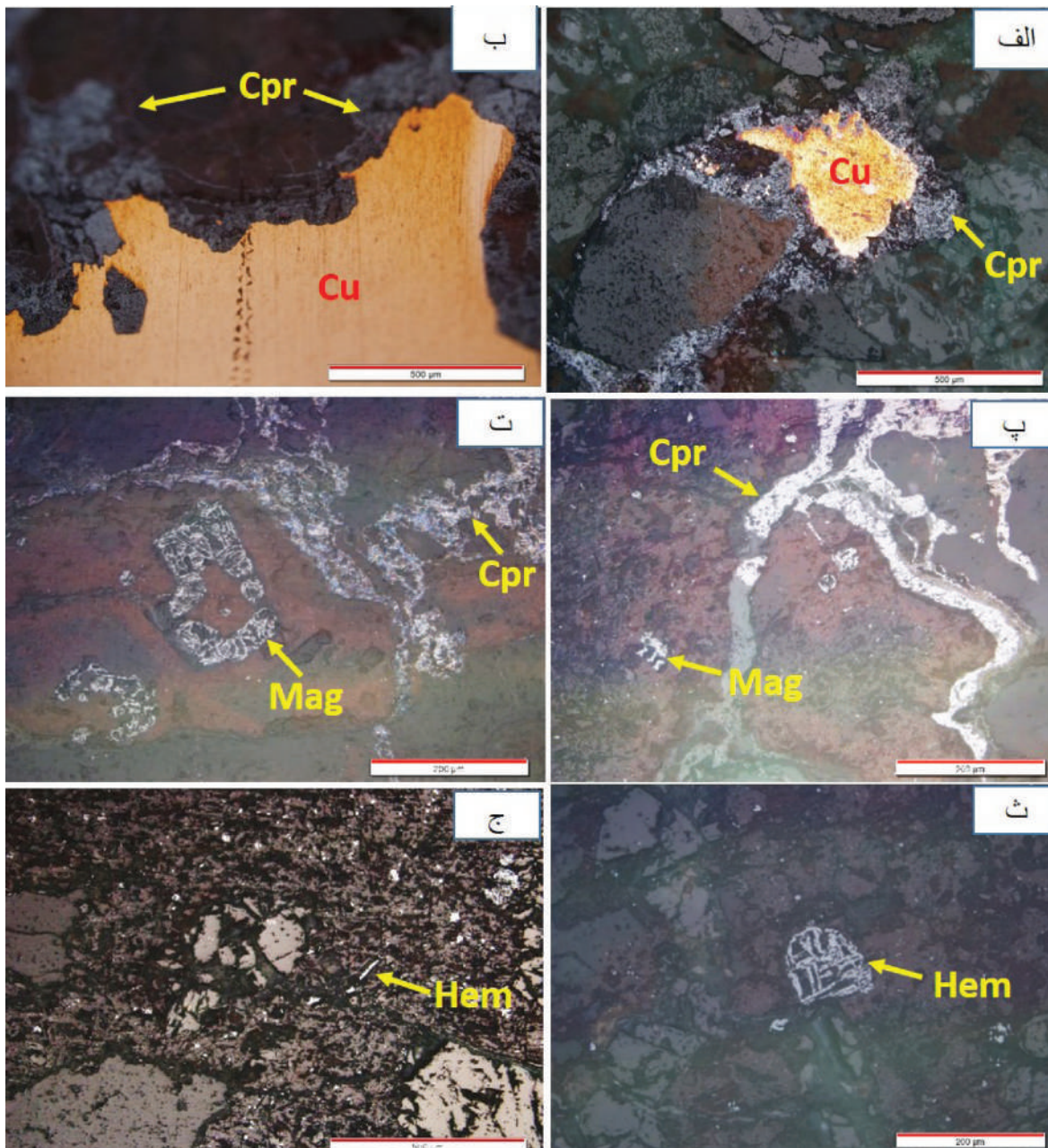
برای تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی و استفاده از نتایج آن‌ها برای تعبیر و تفسیر ژئوشیمیایی تغییرات عناصر در سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی و کانسنگ مس و تعیین الگوی رخداد کانسار، تعداد ۱۴ نمونه از بخش‌های مختلف ناحیه مورد مطالعه انتخاب و برای تجزیه به روش ICP-MS به آزمایشگاه زرآما ارسال شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای عناصر کمیاب و نادر خاکی به صورت قسمت در میلیون می‌باشد. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد تغییرات عناصر در رگه کانهدار، پهنه دگرسانی و سنگ میزبان کمتر دگرسان و تازه کارگاه‌های مختلف در کانسار دوچپله مشابه می‌باشد، بنابراین، در این مقاله به‌عنوان نمونه، تنها نمودارهای تغییرات عناصر در کارگاه ۱ دوچپله در شکل ۹ نشان داده شده است. براساس داده‌های ژئوشیمیایی، ارزشمندترین عناصر موجود در کانهدار دوچپله، مس و نقره هستند. میزان مس در کانسار دوچپله به ۱/۹ درصد می‌رسد. بیشترین میزان نقره در کانسار دوچپله برابر چهار گرم در تن می‌باشد. بیشترین میزان نقره (۴ppm) در کارگاه ۱ دوچپله مربوط به پهنه دگرسانی اطراف رگه کربناتی کانهدار است (شکل ۹). در این کارگاه بیشترین میزان عناصر مس و سرب نیز به ترتیب برابر ۱۹۱۳۵ و چهار گرم در تن است و مربوط به پهنه دگرسانی هستند (شکل ۹).

بررسی این نمودارها نشان می‌دهد، عناصر نقره، مس و سرب در پهنه دگرسان و اطراف رگه کربناتی غنی‌شدگی دارند درحالی‌که عناصر دیگر شامل روی، کبالت، آهن و منگنز در پهنه دگرسان تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). به نظر می‌رسد عناصر مس، نقره و سرب توسط سیال کانهدار به سنگ بازالتی میزبان افزوده شده و در پهنه دگرسانی نهشته شده‌اند اما سایر عناصر شسته شده و بنابراین نسبت به سنگ میزبان تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). براساس بارنز (Barnes, 1979) غنی‌شدگی مس، نقره و سرب در پهنه دگرسانی می‌تواند به دلیل تحرک کمتر این عناصر نسبت به عناصر تهی‌شده مثل روی و منگنز باشد.

برخی از نمونه‌ها و مقاطع کوپریت جانشین مس طبیعی شده است. مالاکیت در نمونه دستی به رنگ سبز و در مقاطع صیقلی به رنگ سبز با انعکاس کم، آنیزوتروپی و انعکاس داخلی قوی به‌صورت ثانویه با بافت رگه-رگچه‌ای، شکافه پرکن و پراکنده می‌باشد.

کلسیت، زئولیت و آنالسیم از جمله کانی‌های باطله و محصول دگرسانی موجود در کانسار مس دوچپله می‌باشند، که بیشتر به‌صورت حفره‌پرکن دیده شده است. آنالسیم از زیرگروه خانواده زئولیت‌ها است. این کانی در نمونه دستی به رنگ سفید، زرد و دارای جلای شیشه‌ای است. زئولیت‌ها بیشتر به‌صورت شعاعی مشاهده شده است. شواهد نشان‌دهنده دو نوع از این کانی‌ها است، به‌طوری‌که گروه اول در متن سنگ میزبان به‌صورت بادامک‌ها دیده می‌شود، درحالی‌که گروه دوم به‌صورت پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه‌ای هم‌زمان با کانهدار با وجود آمده است.

مهم‌ترین ساخت‌ها و بافت‌های مشاهده شده در کانسار دوچپله عبارتند از رگه و رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و جانشینی. بافت رگه-رگچه‌ای از جمله بافت‌های مشاهده شده در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد. کانی‌هایی که به‌صورت رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شوند شامل مس، کوپریت، مالاکیت و کانی‌های باطله مثل کلسیت و زئولیت است که در امتداد درزه و شکاف‌ها تشکیل شده‌اند. محلول‌های گرمایی هنگام عبور از مجرای گسل‌ها، درز و شکاف‌ها و یا فضای بین قطعات سنگ‌های آذرآواری، در فضاهای خالی و حفرات مواد خود را برجای می‌گذارند و بافت پرکننده فضای خالی را تشکیل می‌دهند. این نوع بافت در کانسار مس دوچپله به‌وفور یافت می‌شود که کانی‌هایی از قبیل مس طبیعی و کوپریت و مالاکیت درز و شکاف‌ها و همچنین فضاهای خالی بین ذرات سنگ میزبان کانهدار را پر کرده است. در کانسار مس دوچپله مگنتیت و کانی‌های فرومنیزین به هماتیت، گوتیت و لیمونیت تبدیل شده است. در نمونه دستی و میکروسکوپی کوپریت جانشین مس طبیعی شده است (شکل ۷). توالی پاراژنزی کانی‌ها، و بافت و ساخت ماده معدنی در کانسار مس دوچپله در شکل ۸ نشان داده شده است.



شکل ۷. الف، ب) تصاویر میکروسکوپی از مس طبیعی (Cu) که توسط کوپریت (Cpr) جانشین شده است، پ، ت) تصویر مگنتیت (Mt) در محل کانه‌زایی مس طبیعی که به کوپریت تبدیل شده است. ث) تبدیل شدن کامل مگنتیت به هماتیت (Hem)، ج) تیغه هماتیته شکل گرفته در محل کانه‌زایی

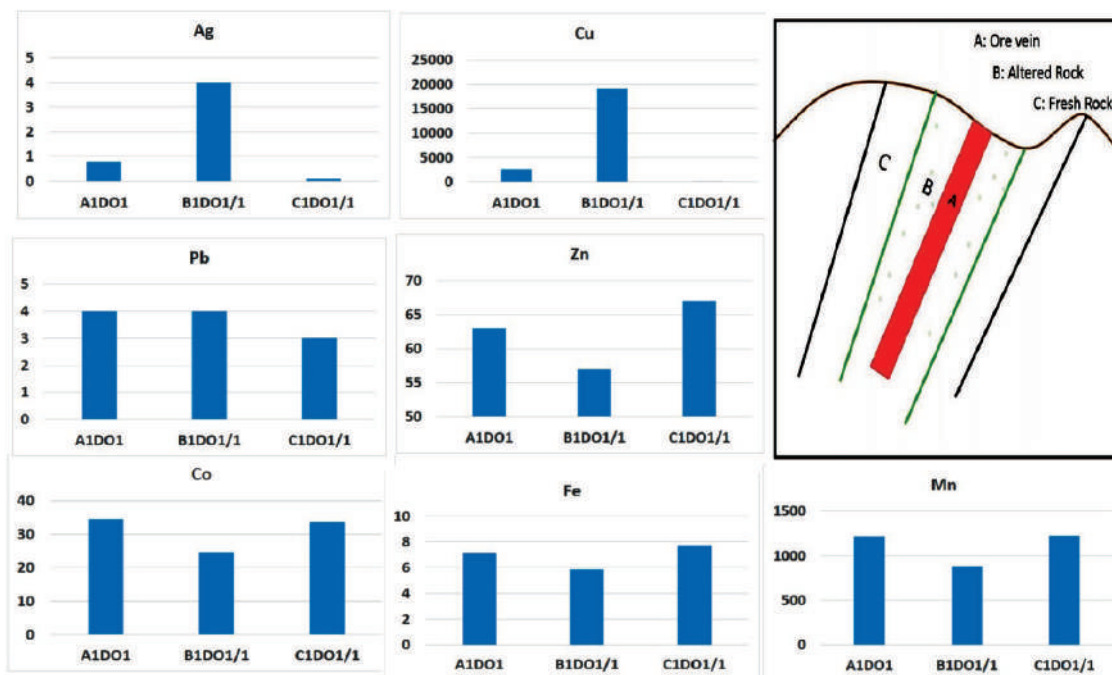
الگوی تشکیل و تیپ کانه‌زایی

ایجاد رژیم کششی در بخش‌های شمالی پهنه ایران مرکزی و تشکیل حوضه‌های فروافتاده وسیع و نسبتاً عمیق شده است. در این حوضه‌ها فوران‌های مکرر آتشفشانی با ماهیت بازالتی و آندزیت بازالتی صورت می‌گیرد، که میزبان کانه‌زایی عنصر مس می‌باشند. به اعتقاد قاسمی و رضایی (Ghasemi and Rezaei, 2015) و ابراهیمی و پادیار (۱۳۹۴)، محیط

براساس مطالعات و مشاهدات صحرائی، شواهد زمین‌ساخت، مشاهدات کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، مراحل زیر را می‌توان برای تحولات زمین‌شناسی کانه‌زایی مس در ناحیه در نظر گرفت: الف) فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در ائوسن باعث

Stages Minerals		Pre-mineralization (volcanism)	Hypogene mineralization		Supergene/ weathering
			Diagenesis / Burial metamorphism	Orogeny/uplift	
Ore minerals	Magnetite	██████████		██████████	
	Native copper		██████████	██████████	
	Hematite		██████████	██████████	██████████
	Chalcopyrite			██████████	
	Cuprite			██████████	██████████
	Chalcocite			██████████	██████████
	Malachite				██████████
Goethite				██████████	
Alteration minerals	Zeolite		██████████	██████████	
	Calcite		██████████	██████████	
	Chlorite		██████████	██████████	
	Quartz		██████████	██████████	
Textures and structures	Vein-veinlets			██████████	
	Disseminated		██████████	██████████	
	Open space fillings		██████████	██████████	
	Replacement			██████████	██████████
	Colloform				██████████

شکل ۸. توالی پاراژنری کانی‌ها، بافت و ساخت ماده معدنی در کانسارهای مس دوچپله



شکل ۹. نمودارهای تغییرات عناصر در رگه کانه دار (A)، پهنه دگرسانی (B) و سنگ میزبان کمتر دگرسان و تازه (C) در کارگاه ۱ دوچپله (میزان آهن برحسب درصد وزنی و میزان بقیه عناصر برحسب ppm می‌باشد)

شده است. قابل ذکر است که کانه‌زایی مس خالص در ناحیه میشیگان آمریکا نیز در مرحله فشارشی رخ داده است (Bornhorst et al., 1988). کانه‌زایی مس در ناحیه دوچپله نیز در مرحله فشارشی و چین و گسل خوردگی رخ داده است. ت) نهایتاً در مرحله اکسیداسیون، واکنش‌های هوازدگی شیمیایی سبب تبدیل مس طبیعی به کانی‌های ثانویه کوپریت و مالاکیت و مجموعه کانی‌های اکسیدی می‌شوند.

به‌طور کلی، با توجه به گسترش ژئولیت در ناحیه و همراهی آن با کانه‌زایی، قطعاً دیاژنز و دگرگونی تدفینی در کانه‌زایی نقش داشته و از طرف دیگر با توجه به گسترش کانه‌زایی در پهنه‌های گسلی قطع کننده چین خوردگی‌ها به نظر می‌رسد بخش مهمی از کانه‌زایی در حین و مراحل پایانی کوهزایی رخ داده باشد.

با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی و مقایسه کانسار مس دوچپله با انواع تیپ‌های کانسارهای مس، این کانسارها با سه تیپ دارای شباهت‌های قابل تأمل هستند: ۱) ذخایر نوع میشیگان، ۲) ذخایر نوع آتشفشانی- لایه‌های سرخ و ۳) ذخایر نوع مانتو. ذخایر مس نوع آتشفشانی- لایه‌های سرخ و مانتو همواره غنی از سولفید هستند (Carrillo-Rosua et al., 2014; Kirkham, 1996). اما ذخایر مس میشیگان غنی از مس طبیعی می‌باشند. کانه‌زایی مس دوچپله به علت کانی‌شناسی ساده متشکل از مس طبیعی و برخی ویژگی‌های دیگر مثل سنگ‌های میزبان و همراه، بیشترین شباهت را با نوع میشیگان یا کویناوی (Brown, 2006; Bornhorst and Mathur, 2017) نشان می‌دهند (جدول ۱).

کانه‌زایی‌های مس با میزبان آتشفشانی با سن‌های گوناگون در ایران و جهان وجود دارد و ویژگی‌های کانه‌زایی مس دوچپله با برخی از آنها مقایسه شده است (جدول ۲). در ایران بسیاری از این کانسارها در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخ داده‌اند. البته کانسارهای مس با میزبان آتشفشانی در ایران اغلب غنی از سولفید و از نوع مانتو هستند مثل کانسارهای مس عباس‌آباد شاهرود (صالحی و همکاران،

تکتونیکی تشکیل توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در ناحیه عباس‌آباد-داورزن، از نوع کمان آتشفشانی حاشیه قاره است، که ادامه آن به سمت غرب، توالی میزبان کانسار مس دوچپله را شامل می‌شود، ب) در مرحله دیاژنز و دگرگونی تدفینی، آب‌های فسیل گرم شده و در هنگام مهاجرت به افق‌های بالاتر، با بازالت‌های توالی میزبان واکنش داده و ژئولیت‌های نسل اول به همراه کلسیت به‌خصوص به‌صورت پرکننده حفره‌های بادامکی شکل می‌گیرد. در این مرحله شاید کانه‌زایی مس به‌صورت کم عیار همراه ژئولیت نسل اول رخ داده است. پ) در مرحله بالآمدگی و چین خوردگی (کوهزایی) در منطقه، سیالات شور و اکسیدان حوضه‌ای گرم شده و سپس با ایجاد گسل‌ها و شکستگی‌های ناشی از ادامه فعالیت‌های تکتونیکی، شرایط لازم برای رسیدن سیالات به قسمت‌های بالاتر توالی فراهم می‌شود. البته غیر از سیالات حوضه‌ای شاید آب‌های جوی پایین‌رونده گرم شده نیز در کانه‌زایی می‌توانند نقش داشته باشند (Brown, 2006). سیالات شور سرشار از کلر با چرخش درون پهنه‌های گسلی و برشی، مس، نقره، روی، سرب و برخی فلزات دیگر را به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی از سنگ‌های مسیر و به‌ویژه سنگ‌های بازالتی شسته و با حرکت به سمت بالا در داخل فضا‌های گسلی با روند غالب NW-SE ته‌نشست نموده است. تمرکز عمده عنصر مس و کانه‌زایی به‌صورت رگه-رگچه‌ای و حفره‌پرکن همراه با دگرسانی عمده کلریتی، کلسیتی و ژئولیتی (نسل دوم) بوده است. عامل احیاء مس در سیال کانه‌ساز، کانی‌های مگنتیت و کانی‌های مافیک مثل پیروکسن موجود در سنگ‌های آتشفشانی است. در واقع سیال کانه‌ساز مس‌دار با برخورد با سنگ‌های آتشفشانی، کانی‌های مافیک و مگنتیت را اکسید کرده، که نتیجه آن احیاء مس به‌صورت خالص بوده است. دلیل اصلی نبود تشکیل کانی‌های سولفیدی، کمبود گوگرد در مکان ته‌نشست می‌باشد. به اعتقاد بورنهورست و لانکتون (Bornhorst and Lankton, 2009) کمبود گوگرد ناشی از گازدایی گوگرد گدازه‌ها در زمان نهشته شدن بوده است. اکسیداسیون آهن فرو در کانی‌های مافیک و به‌ویژه مگنتیت طبق فرمول $Fe_3O_4 + CuCl = Cu^0 + Fe_2O_3$ موجب رخداد مس طبیعی و گسترش دگرسانی هماتیستی

۱۳۹۴) و مس آبگاره (مه‌آبادی و فردوست، ۱۳۹۸). علاوه بر دوچپله تعداد کمی از آنها از جمله گورخان، دارهند، قبله بولاغ و دهنه (بهزادی، ۱۳۷۳؛ طائفی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Nezafati et al., 2006؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۸) غنی از مس خالص و از نوع میشیگان هستند. قابل ذکر است کانه‌زایی مس خالص به صورت تیپ میشیگان در اثر تدفین برخی کانسارهای سولفیدی نیز رخ داده است مثل کانسار گرماب پایین (طاشی و همکاران، ۱۳۹۵) و سه بندون (حمادی پور بارنجی و همکاران، ۱۴۰۱). ذخایر مس خالص خیلی کم و به ندرت تشکیل می‌شوند زیرا محلول‌های فقیر از گوگرد غیرمعمول هستند (Wang et al., 2008). براساس تقسیم‌بندی Cornwall (1936)، انواع کانه‌زایی مس

خاص که در محیط‌های مختلف تشکیل شده‌اند عبارتند از: ۱) مس در گدازه‌های آتشفشانی بازالتی، ۲) مس در توده‌های نفوذی مافیک نیمه عمیق، ۳) مس در توده‌های نفوذی اولترامافیک، ۴) مس در سنگ‌های رسوبی تخریبی، ۵) مس در کانسنگ‌های پهنه غنی شده یا سوپرژن بر روی کانسارهای سولفیدی و ۶) مس در باتلاق‌های جدید.

براساس مطالعات انجام شده بر روی ناحیه مطالعاتی و حضور مس طبیعی و نیز ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و سنگ میزبان، و دگرسانی‌های ژئولیتی، کربناتی و کلریتی، کانی‌سازی در کانسار دوچپله بیشترین شباهت را با کانی‌سازی مس نوع با میزبان گدازه‌های آتشفشانی بازالتی نشان می‌دهد.

جدول ۱. مقایسه برخی ویژگی‌های کانسار دوچپله با کانسارهای نوع مانتو، آتشفشانی-لایه‌های سرخ و میشیگان

ویژگی کانسار	کانسار دوچپله	مانتو	مس آتشفشانی-لایه‌های سرخ	میشیگان
موقعیت جغرافیایی	ایران (شرق شاهرود)	شیلی و آمریکای لاتین	مونت الکساندر (کانادا)	میشیگان (جزیره کوبناو ایالات متحده)
محیط تکتونیکی	کمان حاشیه قاره‌ای	کمان حاشیه قاره‌ای	بازالت‌های کمانی	ریفت درون قاره‌ای
سری ماگمایی	کالک‌آلکان	کالک‌آلکان	کالک‌آلکان	سری تولنییتی
سنگ میزبان و همراه	گدازه با ترکیب بازالت، آندزیت-بازالت	آندزیت و بازالت	بازالت‌های اسپیلیتی شده	بازالت آمیگدالوبیدال با میان‌لایه‌های کنگلومرایی
سن	ائوسن	ژوراسیک	سیلورین	پالئوزویک
کانی‌شناسی	مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت	مالاکیت، کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت، کوپریت، کریزوکولا و مس طبیعی	بورنیت، مس طبیعی، کالکوپیریت، دیژنیت، کالکوسیت، کولیت و مالاکیت	مس طبیعی، دیژنیت و کولیت، کوپریت، مالاکیت، کاکوسیت، نقره طبیعی، دیژنیت
باطله	کلسیت، ژئولیت، آنالسیم، کلریت و هماتیت	کلریت، آلبیت، کوارتز و اپیدوت	کلسیت، کوارتز، هماتیت و کلریت	کلسیت، اپیدوت، کلریت و هماتیت
دگرسانی	کلریتی، کربناتی، آنالسیم-ژئولیتی و اکسید آهن	سیلیسی، کلسیتی، آلبیتی و پروپیلیتی	کلریتی، آلبیتی و هماتیتی	اپیدوت به پومپلیت و کلریت
ساخت و بافت	پرکننده فضاهای خالی، رگه‌رگچه‌ای و جانشینینی	رگه‌ای و پرکننده فضای خالی	رگه‌ای و پرکننده فضای خالی	افشان و پرکننده فضای خالی
عوامل کنترل‌کننده	گسل و درز و شکستگی	لایه‌بندی و شکستگی	گسل	گسل و شکستگی
مرجع	تحقیق حاضر	Sillitoe, 2010	Cabral and Beaudoin, 2007	Woodruff et al., 2020

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های کانسار دوچپله با برخی کانسارهای مشابه مس با میزبان آتشفشانی در ایران و دنیا

موقعیت جغرافیایی	مس دوچپله (ایران)	ایالت‌های یونان و گوئیژو چین (Guizhou)	مونته الکساندریکب. آپالاشین کانادا	شبه جزیره کویناوی در شمال میشیگان	اندیس معدنی مس دارهند	اندیس معدنی مس قبله بولاغ
سن	اٹوسن	پرمین پسین	سیلورین	پالئوزویک	سنوزویک	سنوزویک
سنگ میزبان و همراه	گدازه واحد آذرآوری با ترکیب بازالت، آندزیت-بازالت	سنگ‌های بیتومین سلیسی، برش‌های ولکانیکی و گدازه‌های حفره‌دار	بازالت	واحدهای شیل، سیلتستون قاعده‌ای، برش، بازالت‌ها	بازالت آمیگدال	بازالت آمیگدال
کانی‌شناسی	مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت	مس طبیعی، اکسیدهای مس با مقادیر کمی کالکوسیت	کالکوسیت، مس طبیعی، بورنیت، یارویت (Cu ₉ S)	مس طبیعی، پیریت، دانه‌ریز و هماتیت	مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت، تنوریت و اندکی پیریت	مس طبیعی، تنوریت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت، پیریت
دگرسانی	کلریتی، کربناتی، آنالسیم-ژئولیتی و اکسید آهن	کلریتی، کربناتی، سلیسی، ژئولیتی و بیتومینی شدن	هماتیتی، کلریتی، کربناتی و کلسیتی	اپیدوت به پومپلیت و کلریت	-	-
ساخت و بافت ماده معدنی	پرکننده فضاهای خالی، رگه‌رگچه‌ای و جانشینی	مس‌های طبیعی رگه‌ای، دانه‌ای و ورقه‌ای شکل، تنوریت‌های آغشته شده و کالکوسیت‌های عدسی‌شکل	رگه و رگچه‌ای	رگه‌های مس خالص استراتاباند و استراتاتی فرم	رگه‌ای	دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی
منابع	تحقیق حاضر	Bing-Quana et al., 2007	Dresser, 1936	Bornhorst et al., 1988; Brown, 2006; Bornhorst and Mathur, 2017	Nezafati et al., 2006	بهزادی (۱۳۷۳)

نتیجه‌گیری

که عناصر نقره، مس و سرب در پهنه دگرسان و اطراف رگه کربناتی غنی‌شدگی دارند درحالی‌که عناصر دیگر شامل روی، کبالت، آهن و منگنز در پهنه دگرسان تهی‌شدگی نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد عناصر مس، نقره و سرب توسط سیال کانه‌ساز همراه دگرسانی در سنگ میزبان بازالتی نهشته شده‌اند، اما سایر عناصر توسط سیال از سنگ شسته شده و دور شده و بنابراین نسبت به سنگ میزبان تهی‌شدگی نشان می‌دهند. براساس پژوهش‌های صحرایی، کانی‌شناسی و دگرسانی، کانی‌سازی مس در ناحیه دوچپله طی مرحله دیاژنز و دگرگونی تدفینی و به‌طور عمده در طی مرحله کوهزایی و چین‌خوردگی و در امتداد شکستگی‌های عمود بر چین‌خوردگی‌ها رخ داده است. از نظر محیط زمین‌ساختی، سنگ دربرگیرنده، کانی‌شناسی، دگرسانی، کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی و محتوای فلزی، کانسار مس دوچپله شباهت زیادی با کانسارهای مس بازالتی یا تیپ میشیگان دارد.

کانه‌زایی مس در کانسار دوچپله به‌طور غالب در امتداد گسل و شکستگی‌های با روند غالب NW-SE در داخل سنگ‌های بازالتی به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی رخ داده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده ماده معدنی شامل کانی‌های اولیه مس خالص و هماتیت و کانی‌های ثانویه کوپریت، مالاکیت، گوتیت و هماتیت است و کانی‌های باطله شامل کلسیت، ژئولیت و آنالسیم می‌باشند. دگرسانی‌های موجود در سنگ میزبان شامل کلریتی، کربناتی، و ژئولیتی می‌باشد. اکسیداسیون کانی‌های مافیک مثل پیروکسن و همچنین کانی مگنتیت عامل احیا مس و گسترش دگرسانی هماتیتی است. بررسی ژئوشیمی پهنه‌های کانه‌دار نشان داد، میزان مس در کانسار دوچپله به ۱/۹ درصد می‌رسد. بیشترین میزان نقره در کانسار دوچپله برابر چهار گرم در تن می‌باشد. بررسی این نمودارها نشان می‌دهد

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله، بدین‌وسیله از آقای مهندس بیاری به خاطر در اختیار دادن برخی از مغزه‌های حفاری معدن مس دوچپله تقدیر و تشکر می‌کنند.

منابع

- ابراهیمی، س. و پادیار، ف.، ۱۳۹۴. پترولوژی و جایگاه تکتونوماگمایی کانسار مس دوچپله، شمال شرق شاهرود. هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دامغان. ۱۲.
- آقاناتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ ص.
- امینی، م.، قلمقاش، ج. و مهرپرتو، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ میامی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به شماره ۷۱۶۲.
- بهزادی، م.، ۱۳۷۳. بررسی زمین‌شناسی اقتصادی اندیس مس قبله بولاغ واقع در منطقه طارم سفلی-استان زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهیدبهشتی، ۲۰۰.
- حمای پور بارنجی، ب.، تاج‌الدین، ح.، موحدنیا، م.، ۱۴۰۱. زمین‌شناسی، ساخت و بافت، میان بارهای سیال و الگوی تشکیل کانه‌زایی مس طبیعی تیپ میشیگان در کانسار سه بندون، شمال شرق ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۶، ۶۱، ۱۵-۳۲.
- صالحی، ل.، رساء، ا.، علیرضایی، س.، کاظمی مهرنیا، ا.، ۱۳۹۴. کانسار مس معدن بزرگ با میزبان آتشفشانی، نمونه‌ای از کانسارهای مس نوع مانتو، خاور شاهرود. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۹۸، ۹۳ تا ۱۰۴.
- طاشی، م.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵. الگوی رخداد کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس-نقره گرماب پایین، جنوب شرق شاهرود. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۰، ۸۹-۱۰۵.
- طائفی، ن.، صادقیان، م. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۲. کانی‌شناسی، ساخت و بافت و الگوی رخداد کانه‌زایی مس نرتلویی و استغانی در جنوب شرق شاهرود، سی و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۲۱.
- طائفی، ن.، موسیوند، ف. و صادقیان، م.، ۱۳۹۳. کانی‌شناسی و ژئوشیمی و الگوی رخداد کانه‌زایی مس در منطقه گریگ و گورخان، جنوب شرق شاهرود. ششمین همایش زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه زاهدان، ۱۵.
- ظفرزاده، م.، ۱۳۹۷. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس دوچپله، شرق میامی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۱۰.
- ظفرزاده، م.، موسیوند، ف. و رضائی اومالی، ر.، ۱۳۹۶. الگوی رخداد کانه‌زایی مس توران، شرق میامی، بر مبنای پژوهش‌های ساخت و بافت و کانی‌شناسی مواد معدنی. کنفرانس ملی مهندسی مواد، متالورژی و معدن ایران، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۴۰.
- مهابادی، م. و فردوست، ف.، ۱۳۹۸. بررسی رخداد کانه‌زایی در کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان: براساس شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۱، ۶۵-۸۰.
- محمدی، م.، نباتیان، ق.، هنرمند، م. و ابراهیمی، م.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی و خاستگاه کانه‌زایی مس در کانسار دهنه، شمال خاور زنجان. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۳ (۲۲)، ۱۱، ۴۹۷-۵۲۴.
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45, 178-190.
- Barnes, H.L., 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Second ed. Wiley, New-York, 797.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution* (H.K. Gupta and F.M. Delany, Eds), 5-32. American Geophysical Union and Geological Society of America, Washington.
- Bing-Quana, Z., Yao-Guo, H., Zheng-Weia, Z., Xue-Jun, C., Tong-Mo, D., Guang-Hao, C., Jian-Hua, P., Yong-Ge, S., De-Han, L., and Xiang-Yang, C., 2007. Geochemistry and geochronology of native copper mineralization re-

- lated to the Emeishan flood basalts, Yunnan Province, China. *Ore Geology Reviews*, 32(1):366-380.
- Bornhorst, T. and Lankton, D., 2009. *Copper Mining: A Billion Years of Geologic and Human History*. Published report.
 - Bornhorst, T.J. and Mathur, R., 2017. Copper Isotope Constraints on the Genesis of the Keweenaw Peninsula Native Copper District, Michigan, USA. *Minerals*, 7, 185.
 - Bornhorst, T.J., Paces, J.B., Grant, N.K., Obradovich, J.D., and Huber, N.K., 1988. Age of native copper mineralization, Keweenaw Peninsula, Michigan. *Economic Geology*, 83, 619-625.
 - Brown, A.C., 2006. Genesis of native copper lodes in the Keweenaw district, northern Michigan: A hybrid evolved meteoric and metamorphogenic model. *Economic Geology*, 101, 1437-1444.
 - Cabral, A.R., and Beaudoin, G., 2007. Volcanic red-bed copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada. *Mineralium Deposita*, 42, 901-912.
 - Carrillo-Rosúa, J., Boyce, A.D., Morales-Ruano, S., Morata, D., Roberts, S., Munizaga, F., and Moreno-Rodríguez, V., 2014. Extremely negative and inhomogeneous sulfur isotope signatures in Cretaceous Chilean manto-type Cu-(Ag) deposits, Coastal Range of central Chile. *Ore Geology Reviews*, 56, 13-24.
 - Cornwall, H.R., 1936. A summary of ideas on the origin of native copper deposits. *Economic Geology*, 51 (7) 615-631.
 - Dresser, J.A., 1936. Annual report of the Quebec Bureau of Mines. Part D: Mount Alexander map area.
 - Ghasemi, H., and Rezaei-Kahkhaei, M., 2015. Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene volcanic (DAEV) rocks, NE Iran". *Mineralogy and Petrology* 109, 235-252.
 - Kirkham, R., 1996. Volcanic redbed copper. *Geology of Canadian mineral deposit types*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, 8, 241-252.
 - Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late-Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.
 - Nezafati, N., Momenzadeh, M. and Pernicka, E., 2006. Darhand copper occurrence: an example of Michigan-type native copper deposits in central Iran, *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, 165-167.
 - Sengor, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the Tectonics of Eurasia. *Geological society of America, Special*, 195.
 - Shelly, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman and Hall, London, 405.
 - Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3-41.
 - Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235, 147-150.
 - Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Wan, Y.S., Li, C.F., Zi, F., Jian, Z.Q., Qiu, H.N., Chu, Z.Y., Zhao, Z.H. and Dong, Y.H., 2008. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 473-490.
 - Woodruff, L.G., Schulz K.J., Nicholson S.W. and Dicken, C.L., 2020. Mineral deposits of the Mesoproterozoic Midcontinent Rift system in the Lake Superior region-A space and time classification. *Ore Geology Reviews*, 126, 103716.

زمین‌شناسی، کانه‌زایی و مطالعه سیالات درگیر در کانسار طلای لخشک، جنوب غرب کمربند زمین‌درز سیستان

نسیم حیدریان دهکردی^۱، شجاع‌الدین نیرومند^(۲)، حسینعلی تاج‌الدین^۲ و رضا نوزعیم^۴

۱. استادیار، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران
۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس
۴. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۵/۳۱

چکیده

کانسار لخشک در ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان و در بخش جنوب‌غربی کمربند زمین‌درز سیستان واقع شده است. اصلی‌ترین رخنمون‌های گستره لخشک تناوبی از شیست‌ها شامل کالک‌شیست و کوارتز شیست با سن ائوسن هستند. این سنگ‌ها در حد رخساره شیست سبزه دگرگون شده و توسط توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و دایک‌های داسیتی-ریولیتی با سن الیگوسن قطع شده‌اند. کنترل‌کننده‌ی کانی‌سازی طلا-آنتیموان در کانسار لخشک ساختاری است و توسط گسل و کمربند برشی دگرسان با راستای شمال شرق-جنوب غرب، که در همبری توده گرانیتوئیدی و واحد کالک‌شیست رخ داده است، کنترل می‌شود. بالاترین عیار طلا (۳/۵ گرم در تن) با شدیدترین دگرسانی‌های سیلیسی و سولفیدی رخ داده در بخش‌های داخلی کمربند برشی لخشک همراه با دگرشکلی شکل‌پذیر و شکنا (درز، شکستگی و رگه-رگچه) مرتبط است. کانی‌شناسی کانسنگ ساده و شامل پیریت، پیریت آرسنیک‌دار، استینیت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، پیروتیت، اسفالریت، طلا، الکتروم، گوتیت و استیبیکونیت است. مطالعه سیالات درگیر بر روی کوارتزهای کانسنگ‌های طلادار، نشان‌دهنده دمای همگن شدن در رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی همراه با کانه‌زایی بین ۲۰۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد با درجه شوری هشت تا ۱۳ درصد وزنی معادل نمک طعام است که با فرایند اختلاط و رقیق‌شدگی سازگار است. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و مطالعه سیالات درگیر، کانسار طلای لخشک در گروه کانسارهای تیپ کوهزایی قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی سیلیسی-سولفیدی، کانسار طلای لخشک، کمربند برشی شکنا-شکل‌پذیر، مطالعات سیالات درگیر.

مقدمه

تولید طلای جهان را به خود اختصاص داده‌اند. موقعیت شکل‌گیری این تیپ از کانسارها بیشتر در کمربندهای کوهزایی-دگرگونی و موقعیت فرورانش حاشیه قاره‌ای است (Goldfarb and Santosh, 2014; Groves et al., 2005).

بر اساس نظرات گرووز و گلدفارب (Groves and Goldfarb, 2003)، کانسارهای طلای کوهزایی، یکی از مهم‌ترین کانسارهای طلا هستند و بیش از نیمی از

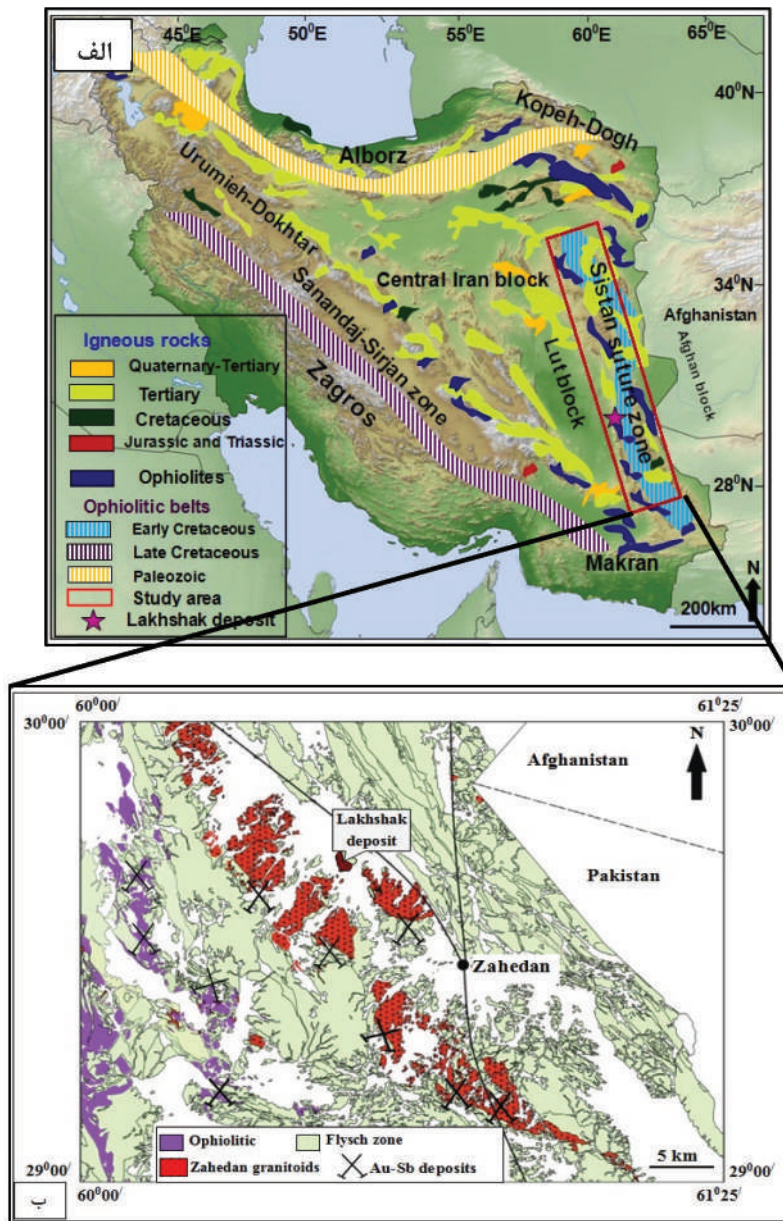
* نویسنده مرتبط: niroomand@ut.ac.ir

ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی این کانسار می‌تواند برای اکتشاف این نوع از کانسارهای طلا در بخش‌هایی از جنوب غرب کمربند زمین‌درز سیستان، که شرایط زمین‌شناسی مشابهی دارند، مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل مشاهدات زمین‌شناسی و برداشت نمونه از کمربندهای دگرسان و کانسنگی در گستره کانسار است. در این مرحله بالغ بر ۷۸ نمونه سنگی از رخنمون‌ها و ترانشه‌ها برداشت شده است. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی، پس از بررسی‌های مقدماتی، از میان نمونه‌های برداشتی، تعداد ۲۲ مقطع نازک، ۲۶ مقطع نازک-صیقلی و نه مقطع دو بر صیقلی تهیه و به لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت، بافت و سیالات درگیر مطالعه شدند. به منظور مطالعات زمین‌شیمی کانسار، از کمربندهای کانسنگی رخنمون یافته در امتداد ترانشه‌ها ۱۰ نمونه برداشت شد. نمونه‌های برداشت شده با استفاده از روش Fire Assay (برای طلا) و ICP-OES (برای سایر عناصر) در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز شدند. همچنین به منظور شناسایی نوع و شیمی کانه‌های موجود در کانسنگ‌های طلا دار، ۱۱ نمونه حاوی کانه‌های سولفیدی و طلا انتخاب و در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران، توسط دستگاه الکترون میکروپروب مدل EPMA Cameca SX-100، ساخت کشور فرانسه آنالیز و مطالعه شدند. مطالعات پتروگرافی و میکروترمومتری سیالات درگیر در کانسار لخشک به صورت هم‌زمان در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران و آزمایشگاه میکروترمومتری دانشگاه تهران انجام شد. در هر دو آزمایشگاه نمونه‌ها با استفاده از صفحه گرمایش-سرمایش مدل Linkam (THMS600)، نصب شده بر روی میکروسکوپ نوری Zeiss، مطالعه شدند. دستگاه‌های مورد استفاده، به دو کنترل گر سرمایش (LNP)، گرمایش (TP94)، مخزن آب برای خنک‌سازی دستگاه و مخزن ازت برای پمپ نیتروژن، مجهز هستند. دامنه دمایی

این تیپ از کانسارها از نوع اپی‌ژنتیک است و کنترل‌کننده آنها عوامل ساختاری از جمله گسل، چین و پهنه برشی است (Pitcairn, 2021). کمربند زمین‌درز سیستان یکی از کمربندهای متالوژنیکی جوان و مهم واقع در جنوب شرق ایران و بین دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان است (شکل ۱-الف) (Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Tirrul et al., 1983; Camp and Griffis, 1982) و میزبان بسیاری از کانسارهای فلزات پایه و طلا-آنتیموان است. این کمربند از نظر زمین‌شناسی، ساختاری و ژئودینامیکی، منطبق بر حاشیه فرورانش قاره‌ای است و می‌تواند پتانسیل میزبانی کانسارهای طلای تیپ کوهزایی را دارا باشد (Heydariyan, 2022; Dehkordi et al., 2022). بر خلاف پهنه سنج-سیرجان که کانسارهای تیپ کوهزایی متعددی در آن شناسایی و گزارش شده است، در کمربند زمین‌درز سیستان پژوهش‌چندانی در این خصوص انجام نشده است. بنابراین تاکنون کانسارهای طلای تیپ کوهزایی در این کمربند گزارش نشده است. کمربند زمین‌درز سیستان میزبان کانسارهای مهم آنتیموان و طلا-آنتیموان از جمله کانسار سفیدابه (الیاسپور و همکاران، ۱۳۸۹)، بائوت (مجددی مقدم و همکاران، ۱۴۰۰)، سفیدسنگ و درگیابان (بومری و همکاران ۱۳۹۷)، شورچاه و توزگی (مرادی، ۱۳۹۱) و کانسار لخشک (نیرومند، ۱۳۹۷؛ تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۹۶؛ مظلوم و همکاران، ۱۳۹۶) است (شکل ۱-ب). کانسار لخشک واقع در جنوب غرب کمربند زمین‌درز سیستان، یکی از کانسارهای مهم طلا-آنتیموان است (شکل ۱) و بر اساس شواهد موجود می‌تواند مستعد کانه‌زایی طلای تیپ کوهزایی باشد. مظلوم و همکاران در سال ۱۳۹۶، کانسار لخشک را از نوع تیپ اپی‌ترمال معرفی کردند. نیرومند در سال ۱۳۹۷، با توجه به شواهد موجود، احتمال حضور طلا را به صورت تیپ کوهزایی در گستره کانسار لخشک مطرح کرد. در این پژوهش، با توجه به نظرات متناقض و ابهامات موجود در خصوص ژنز و مکانیسم کانه‌زایی در این کانسار، ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌شناسی، سیالات درگیر و در نهایت تیپ و خاستگاه کانه‌زایی کانسار لخشک مورد بررسی قرار گرفتند. مطالعه



شکل ۱. الف) موقعیت قرارگیری کمرندهای افیولیتی و کمرند زمین درز سیستان در جنوب شرق ایران، ب) موقعیت جغرافیایی کانسارهای مهم آنتیموان و طلا-آنتیموان در کمرند زمین درز سیستان. موقعیت قرارگیری کانسار لخشک با ستاره مشخص شده است (Biabangard et al., 2019; Stampfli et al., 2002)

زمین‌شناسی

کانسار لخشک بخشی از برگه ۱:۲۵۰/۰۰۰ زاهدان است و به لحاظ ساختاری در بخش جنوب غربی کمرند زمین درز سیستان، ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان و در هفت کیلومتری غرب روستای لخشک در استان سیستان و بلوچستان و شهر زاهدان واقع شده است (شکل ۱). رخنمون‌های سنگی گستره کانسار، مجموعه‌ای از شیست‌ها

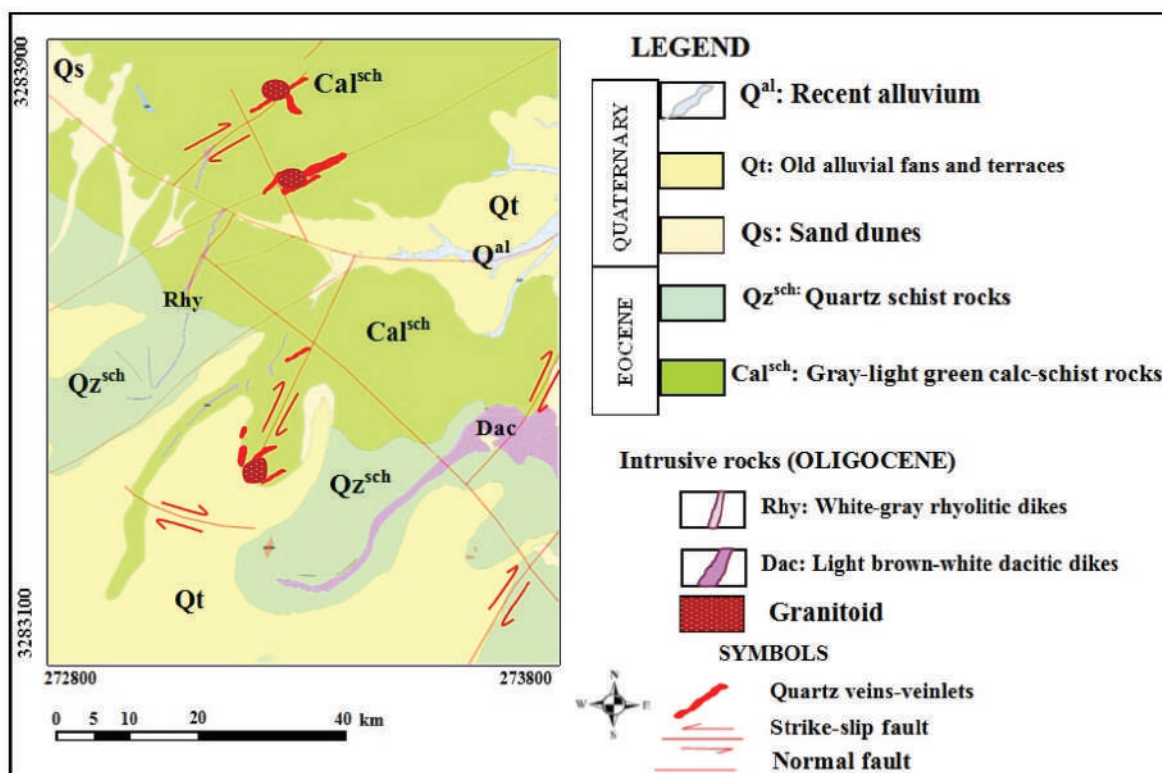
دستگاه‌ها ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد و دقت آنها ± 1 درجه سانتی‌گراد است. کالبره شدن دستگاه‌ها با سیالات درگیر مصنوعی CO_2 در دمای ذوب حدود ۵۶/۶- درجه سانتی‌گراد و دمای همگن شدن نقطه بحرانی حدود ۳۷۴ درجه سانتی‌گراد (برای H_2O)، انجام شد. در این مطالعات، برای جلوگیری از ترکیدن میانبارها، ابتدا فرایند سرمایش و سپس گرمایش انجام شد.

ساختارهای شکل‌پذیر مرتبط با فاز دگرشکلی می‌باشد. جوان‌ترین فاز دگرشکلی در گستره مورد مطالعه، دگرشکلی مرحله سوم است. ساختارهای ایجاد شده توسط این مرحله اغلب شکنا است و با تشکیل گسل، درز و شکستگی همراه است. بر اساس شواهد موجود، ساختارهای شکنا مرتبط با دگرشکلی مرحله سوم در پهنه مورد مطالعه، برای نهشت و تمرکز طلا از اهمیت بیشتری در مقایسه با مراحل قبلی برخوردار هستند. کمربند اصلی کانی‌سازی طلا در گستره کانسار لخشک، منطبق بر یک کمربند گسلی و کمربند برشی دگرشکل و دگرسان شده با ابعاد کمتر از ۵۰۰ متر با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب با شیب عمومی کمتر از ۵۰ درجه به سمت شمال‌غرب است (Heydarian Dehkordi et al., 2022). به‌طور خلاصه زمین‌شناسی واحدهای سنگی در گستره کانسار لخشک به شرح زیر می‌باشد:

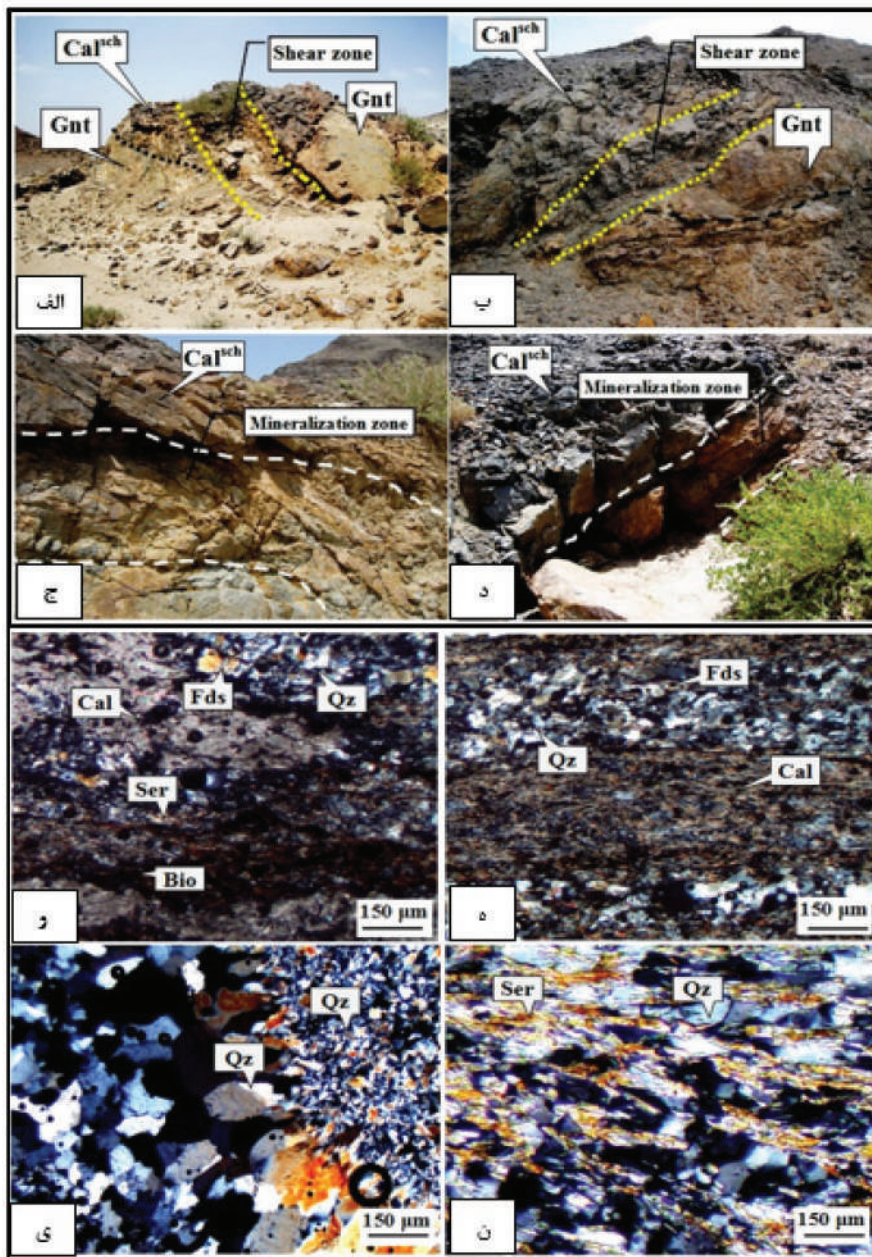
واحد کالک‌شیشیت (Cal^{sch}) (ائوسن)

واحد کالک‌شیشیت (Cal^{sch}) بیشترین گسترش را در گستره لخشک دارد (شکل ۲). در همبری این واحد با توده گرانیتوئیدی، کمربند گسلی-برشی رخ داده است.

با ترکیب سنگ‌شناختی کالک‌شیشیت و کوارتز شیشیت مربوط به ائوسن هستند و در حد رخساره شیشیت سبز دگرگون شده و توسط توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و دایک‌های با ترکیب ریولیتی و داسیتی مربوط به الیگوسن قطع شده‌اند (Tirrul et al., 1983). به‌طور کلی، بر اساس توالی ساختارها نسبت به یکدیگر، سه مرحله دگرشکلی در گستره لخشک قابل مشاهده است. دگرشکلی مرحله اول هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای رخ داده است و نتیجه آن ایجاد برگوارگی نسل اول (S1) و شکل‌گیری رگه‌های موازی است. مهم‌ترین مرحله دگرشکلی در گستره لخشک، مرحله دوم است. در طی این مرحله عمده‌ترین تغییرات ساختاری شامل توسعه و گسترش برگوارگی (S2) و خطوارگی کششی در واحدهای سنگی پهنه رخ داده است. به دنبال افزایش دگرشکلی ناشی از فاز دوم در گستره، علاوه بر چین‌خوردگی مجدد چین‌ها، رگه‌های کوارتزی کانه‌دار نیز هم‌روند با چین‌ها، چین‌خورده و در برخی موارد گسلیده شده‌اند. این مسأله بیانگر افزایش تنش و شدت دگرشکلی حاکم در گستره لخشک است. بر این اساس، می‌توان بیان داشت، میزان کانه‌زایی طلا در پهنه لخشک،



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ از گستره کانسار لخشک (برگرفته از نقشه تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۹۶، با کمی تغییرات)



شکل ۳. الف، ب، ج و د) رخنمون واحد کالک‌شایست که کانسنگ دربردارنده کانه‌زایی طلا-آنتیموان در گستره لخشک است و نمایی از کمربند گسلی-برشی میزبان کانه‌زایی طلا که در همبری واحد کالک‌شایستی و توده گرانیتوئیدی رخ داده است. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL)) از واحد کالک‌شایست در گستره لخشک، و، ه) در مقاطع میکروسکوپی نوارهای روشن شامل کوارتز به همراه فلدسپات در تناوب با نوارهای تیره بیوتیت و سرپیسیت قابل مشاهده هستند، ی) ریز شدگی بلورهای کوارتز و ز) ساختار میکا ماهی در کانی سرپیسیت قابل مشاهده است. Bio: بیوتیت؛ Cal: کربنات؛ Fds: فلدسپات؛ Qz: کوارتز و Ser: سرپیسیت (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از مقاله Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است)

دگرسان شده از کمربند برشی در واحد کالک‌شایست و یا در همبری توده‌های گرانیتوئیدی با این واحد رخنمون دارند (شکل ۳-الف و ب). شواهد دگرشکلی پیشرونده از جمله برگوارگی، تفکیک کانی‌های تیره و روشن و ایجاد لایه‌بندی تفریقی یا ساختار نواری در رخنمون‌ها و مغزه‌های

این واحد میزبان اصلی کانه‌زایی طلا-آنتیموان است و درجات مختلفی از دگرشکلی را متحمل شده است. بخش‌های پرعیار کانسنگ که با کانه‌زایی طلا-آنتیموان همراه هستند، مربوط به رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی می‌باشند. بخش‌های بیشتر دگرشکل و

نتیجه فعالیت ماگمایی حاصل از فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک افغان است (Fotoohi Rad et al., 2005). توده نفوذی بیان شده دارای امتداد شمال شرق-جنوب غرب است و به شکل دوکی و کشیده در واحدهای شیستی پهنه مورد مطالعه به‌ویژه در کالک‌شیست‌ها نفوذ کرده و در برخی از بخش‌ها با واحد کالک‌شیست همبندی نشان می‌دهد (شکل ۴-الف). کنترل‌کننده کانه‌زایی در گستره لخشک ساختاری است و توسط کمربند برشی و گسل کنترل می‌شود (حیدریان دهکردی و همکاران، ۱۳۹۸). بر مبنای مطالعات سنگ‌شناسی، توده نفوذی متشکل از پلاژیوکلاز، فلدسپات، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت است و در گستره گرانودیوریت قرار دارد (شکل ۴-ب). عمده‌ترین کانی‌های فرعی مشاهده شده در این توده اسفن و اکسیدهای آهن هستند. بر اساس مقاطع میکروسکوپی، توده گرانیتوئیدی دارای بافت گرانولار-میکروگرانولار است و بیانگر جایگیری توده نفوذی در عمق کم است. در این توده، پلاژیوکلاز به شکل فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل، فراوان‌ترین کانی سنگ‌ساز است و بافت صفحه‌شطرنجی، ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد را نشان می‌دهد (شکل ۴-ب، ج و د). پلاژیوکلازها در برخی از مقاطع به سریسیت و کلریت تبدیل شده‌اند و سریسیت فراوان‌ترین کانی ثانویه است (شکل ۴-ب و د). کلریت نیز در برخی از مقاطع در نتیجه دگرسان شدن آمفیبول و بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تشکیل شده است (شکل ۴-د). مهم‌ترین کانی مافیک در توده گرانیتوئیدی نیز آمفیبول و بیشتر به شکل اکتینولیت است (شکل ۴-ب، ج، د، و).

دایک‌ها (الیگوسن)

دایک‌های گستره با سن الیگوسن و ترکیب ریولیتی و داسیتی در مجموعه کالک‌شیست و کوارتز شیست در گستره لخشک تزریق شده‌اند (Tirrul et al., 1983) (شکل ۲). بر مبنای مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، در دایک‌های پهنه لخشک برگراری ناشی از عملکرد کمربند برشی مشاهده نشد. بر این اساس می‌توان گفت که نفوذ دایک‌های ریولیتی-داسیتی هم‌زمان با تکتونیک نیست و بعد از رخداد

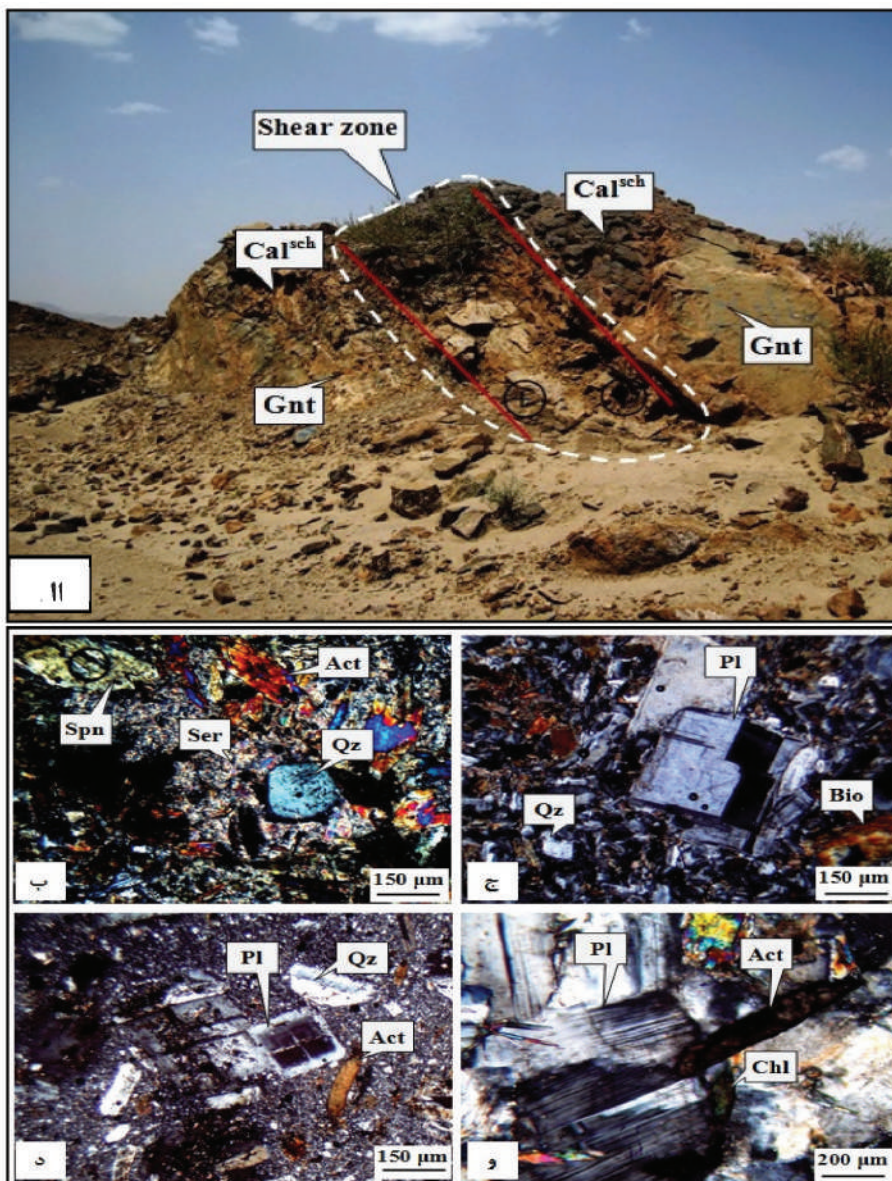
حفری واحدهای کالک‌شیستی گستره دیده می‌شوند (شکل ۳-الف، ب، ج). در طی فازهای دگرشکلی مرحله دوم، نوارهای تیره و روشن چین‌خورده‌اند (شکل ۳-د). در مقاطع میکروسکوپی نوارهای روشن شامل کوارتز به همراه فلدسپات در تناوب با نوارهای تیره بیوتیت و سریسیت می‌باشند (شکل ۳-و، ه) که کانی‌های اصلی از کوارتز، فلدسپات، سریسیت، آمفیبول (عمدتاً از نوع بلورهای کشیده اکتینولیت)، کلریت، بیوتیت و کربنات تشکیل شده است. کوارتز در این واحد کانی اصلی است و در اثر عملکرد کمربند برشی و دگرشکلی در گستره، خاموشی موجی، تبلور مجدد دینامیکی، رشد در سایه و آتنشی و ریز شدگی را نشان می‌دهد (شکل ۳-ی). کانی‌های میکایی از جمله سریسیت نیز ساختارهای میکا ماهی را نمایش دادند (شکل ۳-ن).

واحد کوارتز شیست (Qzsch) (اوسن)

رخنمون واحد کوارتز شیست بیشتر در جنوب و غرب گستره مورد مطالعه گسترش دارد. در رخنمون‌های این واحد مشابه واحد کالک‌شیستی، آثار تورق و برگراری ناشی از جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های به‌شدت دگرشکل شده به‌خوبی قابل مشاهده است. بر مبنای مطالعات میکروسکوپی، واحد کوارتز شیست بیشتر شامل سریسیت، کوارتز-کلریت و کوارتز-مسکویت است و کوارتز بیشتر به‌صورت پورفیروکلاست دیده می‌شود. کوارتز در این واحد از نظر حجمی، سازنده اصلی است و تناوب نوارهای روشن متشکل از کوارتز و فلدسپات و نوارهای تیره متشکل از میکا و سریسیت در نمونه‌های میکروسکوپی قابل مشاهده است. در این واحد نیز مشابه واحد کالک‌شیست، کوارتز خاموشی موجی و ریز شدگی را نشان می‌دهد.

توده نفوذی گرانیتوئیدی (Gnt) (الیگوسن)

رخنمون توده‌های گرانیتوئیدی مربوط به گرانیته زاهدان به سن الیگوسن بیشتر در همبندی واحدهای کالک‌شیستی در گستره لخشک گسترش دارند (شکل ۲). بر مبنای موقعیت ژئودینامیکی، زمین‌شناسی و شواهد صحرایی گستره لخشک، می‌توان گفت شکل‌گیری توده گرانیتوئیدی



شکل ۴. الف) تصویر دورنما از کمربند گسلی و برشی با روند شمال شرق-جنوب غرب در همبری توده‌های گرانیتوئیدی و واحد کالک‌شپست در گستره لخشک (دید به سمت جنوب غرب)، ب، ج، د، و) تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL)) از توده نفوذی گرانیتوئیدی در گستره لخشک، ب) بر مبنای کانی‌های تشکیل‌دهنده، توده نفوذی در گستره‌ی گرانودیوریت قرار دارد، ج، د، و) در مقاطع میکروسکوپی، پلاژیوکلاز به شکل فنوکریست‌های شکل دار تا نیمه شکل، بافت صفحه شطرنجی، ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسیاد نشان می‌دهند، ب، و) برخی از پلاژیوکلازها به سریسیت و کلریت تبدیل شده‌اند و سریسیت فراوان‌ترین کانی ثانویه است، د، و) مهم‌ترین کانی مافیک در توده گرانیتوئیدی آمفیبول و بیشتر به شکل اکتینولیت است، و) کلریت در برخی از مقاطع در نتیجه دگرسان شدن آمفیبول و بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تشکیل شده است. Act: اکتینولیت؛ Bio: بیوتیت؛ Cal: کربنات؛ Chl: کلریت؛ Fds: فلدسپات؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Qz: کوارتز، Ser: سریسیت و Spn: اسفن (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از مقاله Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است)

هستند. دایک‌های بیان شده در نمونه‌های میکروسکوپی، بافت گرانولار نشان داده و بیشتر از پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده‌اند. رخنمون دایک داسیتی (Dac) با رنگ خاکستری بیشتر در بخش شرقی گستره مورد مطالعه گسترش یافته است (شکل ۲). این دایک با روند NE-SW

کانه‌زایی طلا رخ داده است. دایک‌های ریولیتی (Rhy) با روند NE-SW و ضخامت کمتر از ۱/۵ متر، در بخش‌های شمال، غرب و مرکز گستره مورد مطالعه گسترش یافته‌اند (شکل ۲). در نمونه‌های صحرایی و دستی، دایک‌های ریولیتی دانه‌ریز تا متوسط دارای رنگ خاکستری تا سبز

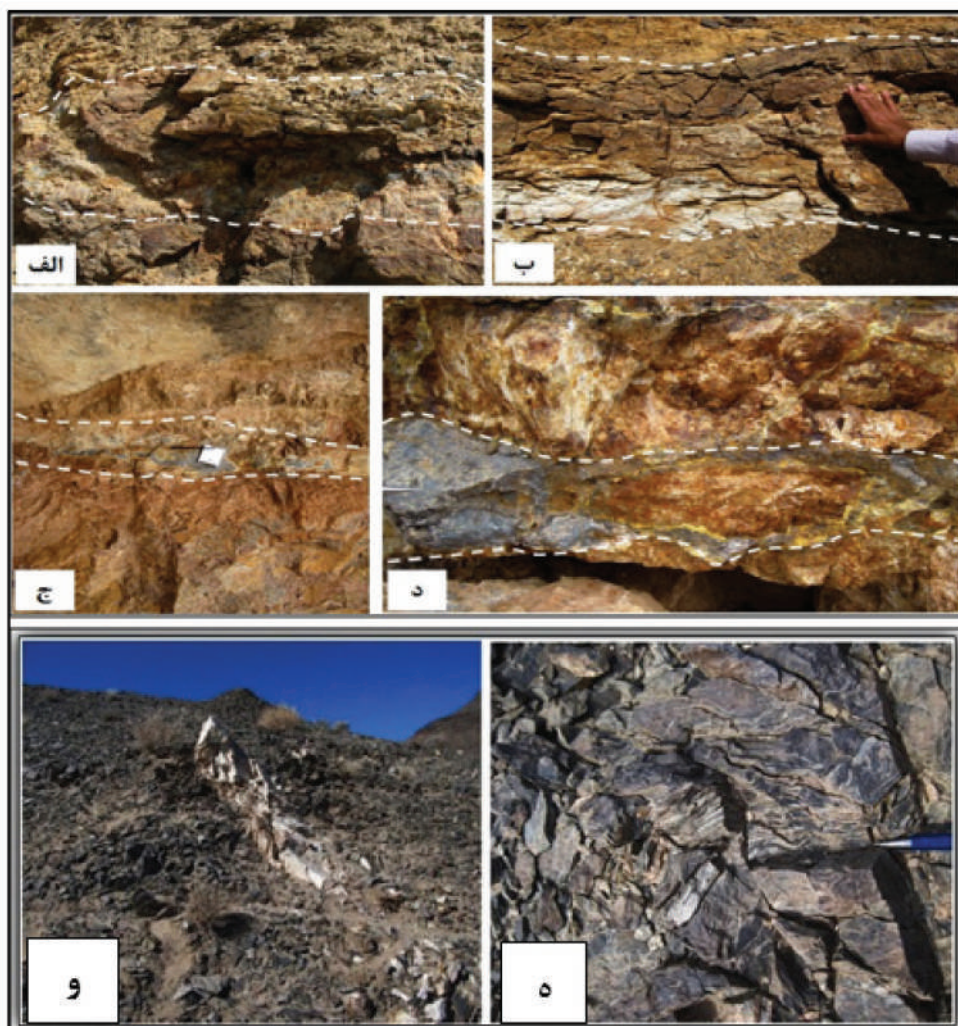
تولید مواد معدنی ایران در سال ۱۳۹۶، میانگین عیار طلا در ترانشه‌های حفر شده کانسار لخشک با ذخیره ۵۸۳۳ تن، را حدود ۳/۵ گرم در تن و میزان ذخیره آنتیموان با عیار متوسط ۱/۲۵ درصد را حدود ۸۰۱۷ تن ارزیابی کرد. مطالعه نتایج آنالیز نمونه‌های کانسنگی بیانگر آن است، علاوه بر طلا و آنتیموان، نقره (تا ۳۵۰ گرم در تن) و روی (تا ۲۳۳۲ گرم در تن) در کانسنگ‌های طلا دار کانسار لخشک، ناهنجاری نشان می‌دهند (تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۹۶). در گستره کانسار لخشک، لیتولوژی غالب نمونه‌های سنگ میزبان از نوع کالک‌شایست است که با توجه به درجه پایین شدت دگرگونی (در حد رخساره شایست سبز)، به شدت دگرشکل شده و بیشتر فابریک‌های شکل‌پذیر را نشان می‌دهند. کمر بند اصلی کانه‌زایی طلا در گستره لخشک بر یک کمر بند برشی دگرسان و دگرشکل با راستای شمال شرق-جنوب غرب و شیب عمومی کمتر از ۵۰ درجه به سمت شمال غرب منطبق است. این کمر بند برشی در همبری واحد کالک‌شایست و توده گرانیتوئیدی رخ داده است و میزبان بخش قابل توجهی از کانه‌زایی طلا و آنتیموان در کانسار لخشک است. بر این اساس، می‌توان بیان داشت، کانه‌زایی طلا در کانسار لخشک توسط این کمر بند برشی کنترل شده است. اگرچه واحد کالک‌شایست دگرسان و دگرشکل حجم قابل توجهی از کانسنگ طلا را در گستره لخشک در بر دارد، اما بخشی از کانه‌زایی طلا (به میزان کمتر) نیز در توده نفوذی گرانیتوئیدی رخ داده است (حیدریان دهکردی و همکاران، ۱۴۰۰). مهم‌ترین ساخت و بافت کانسنگ‌های طلا دار در گستره لخشک و در بخش‌های داخلی کمر بند برشی، از نوع شکل‌پذیر و به شکل رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی در واحد کالک‌شایست و توده گرانیتوئیدی رخ داده است. بر مبنای مطالعه ترانشه‌ها و نتایج آنالیز نمونه‌ها، کانه‌زایی در گستره لخشک به صورت رگه و رگچه‌ای و تناوبی از نوارهای کم‌عیار (تا ۰/۵ گرم در تن) مربوط به بخش‌های خارجی و پر عیار (تا ۳/۵ گرم در تن) مربوط به بخش‌های داخلی کمر بند برشی است.

و ضخامت یک تا ۱۰ متر در گستره رخنمون دارد. دایک داسیتی دارای بافت گرانولار است و فنوکریست‌های کوارتز و پلاژیوکلاز در ماتریکسی غنی از فلدسپات، بیوتیت/سریسیت، کوارتز و مقدار جزئی هورنبلند دیده می‌شوند.

بحث

کانه‌سازی

تمرکز و رخداد کانه‌زایی در گستره لخشک به صورت رگه و رگچه‌ای است. در گستره مورد مطالعه، رگه‌ها به دو تیپ شامل رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی کانه دار حاصل از دگرسانی و رگه‌های کوارتزی فاقد کانه‌زایی حاصل از دگرگونی تقسیم شدند. رگه و رگچه‌های کانه دار با روند شمال شرق-جنوب غرب، به صورت گسسته گسسته با حداکثر گسترش در حد ۱۰۰ متر در گستره مورد مطالعه گسترش دارند (شکل ۵-الف و د). رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی بیشتر در بخش‌های داخلی کمر بند برشی و گسلی و یا در مجاورت آنها گسترش قابل توجهی دارند. این نوع از رگه و رگچه‌ها در اصل سیلیسی است و متشکل از کوارتز همراه با مقادیر فرعی فلدسپات، بیوتیت-سریسیت و سولفید هستند. در گستره مورد مطالعه، بیشترین مقادیر کانه‌زایی طلا و سولفیدهای همراه، در رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی رخ داده است. به بیان دیگر، شدت دگرشکلی رابطه مستقیمی با رگه‌های بیان شده و عیار طلا داشته و کانه‌زایی اصلی طلا و سولفیدهای همراه در کانسار لخشک مرتبط با این گروه از رگه‌ها می‌باشند. با توجه به شواهد موجود، مقدار طلا در این گروه از رگه‌ها، از بخش‌های خارجی کمر بند برشی لخشک با شدت دگرشکلی کم، به سمت بخش‌های داخلی کمر بند برشی با درجه بالای دگرشکلی، افزایشی از ۰/۵ گرم در تن به ۳/۵ گرم در تن را نشان می‌دهد. رگه و رگچه‌های کوارتزی فاقد کانه‌زایی محصول دگرگونی ناحیه‌ای است و جایگیری آن‌ها عمدتاً در بخش‌های اتساعی رخ داده است (شکل ۵-و، ه). این رگه‌ها تأخیری و فاقد کانه‌زایی است و از نظر کانه‌شناسی شامل کوارتز، کربنات، سریسیت-بیوتیت، همراه با مقادیر جزئی کانه‌های سولفیدی هستند. تهیه و



شکل ۵. الف، د) رخنمونی از رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار در واحد کالک‌شپیست و توده گرانیتوئیدی در گستره لخشک، و، ه) رخنمونی از رگه و رگچه‌های فاقد کانه‌زایی در گستره مورد مطالعه

دگرسانی

شکل بافت دانه پراکنده، پرکننده فضاهای خالی و هم‌روند با برگوارگی‌ها قابل مشاهده هستند. فابریک‌های شکل‌پذیر در کمر بند برشی لخشک، فضاها و موقعیت مناسبی را برای رخداد تبلور کانی کوارتز از سیال اشباع از سیلیس فراهم کرده است. دگرسانی سیلیسی همراه با شکل‌گیری بلورهای کوارتز و به صورت رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی سفید رنگ در واحدهای میزبان کانه‌زایی رخ داده است. کوارتز در گستره لخشک به صورت سه نسل شامل کوارتز قبل از دگرشکلی، کوارتز فاز اول گرمابی و کوارتز فاز گرمابی تأخیری همراه با سولفید می‌باشد.

از مهم‌ترین دگرسانی‌ها در گستره کانسار لخشک می‌توان به دگرسانی سولفیدی، سریسیتی، سیلیسی و کربناتی اشاره کرد. در گستره مورد مطالعه، دگرسانی سولفیدی و سیلیسی همراه با کمر بند کانه‌دار در بخش‌های مرکزی کمر بند برشی رخ داده‌اند. دگرسانی سولفیدی بیشتر به صورت رخداد کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت، پیریت آرسنیک‌دار، استینیت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، پیروتیت و اسفالریت مشاهده شد. در بین کانه‌های سولفیدی پیریت با فراوانی بیشتر به شکل سه نسل شامل پیریت‌های شکل‌دار با اندازه درشت، پیریت نیمه‌شکل با اندازه متوسط و پیریت نیمه‌شکل تا بی‌شکل به صورت رگه-رگچه‌ای قابل مشاهده هستند. سولفیدها به

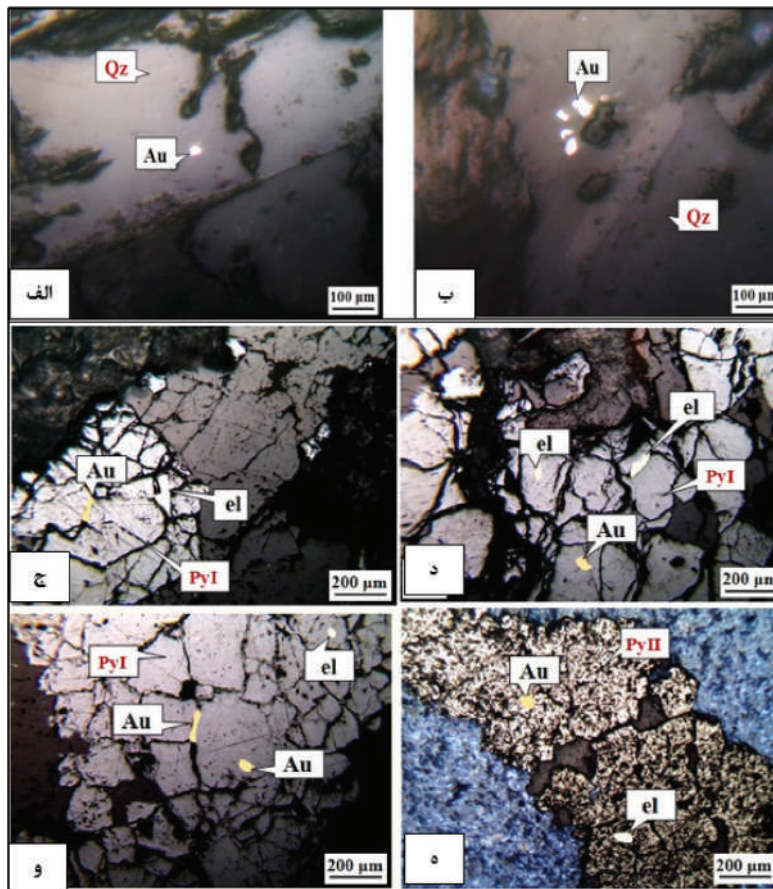
ساخت، بافت و کانی‌شناسی

اصلی‌ترین ساخت و بافت کانسنگ‌های طلا دار، شکل پذیر می‌باشند و با فابریک‌های غالب شکنا به صورت رخداد رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی در واحدهای میزبان دگرشکل و دگرسان شده میزبان رخ داده‌اند. براساس مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری نمونه‌های کانسنگی، کانی‌های فلزی موجود در کانسار ساده است و شامل پیریت، پیریت آرسنیک‌دار، استیبنیت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، پیروتیت، اسفالریت، الکتروم و طلا است. بر اساس شواهد و مطالعات کانه‌نگاری و مشاهدات بافتی، طلا بیشتر در همراهی با کانه‌های سولفیدی قابل مشاهده است. در این پژوهش برای تعیین مقادیر نقره در طلا (الکتروم) و تعیین نسبت طلا به نقره، شناسایی نوع و شیمی کانه‌های سولفیدی میزبان طلا و نیز شناسایی نحوه توزیع طلا در این کانه‌ها، مطالعات الکترون میکروپروب بر روی نمونه‌های کانسار لخشک انجام شد. بالاترین عیار طلا و نقره در کانسنگ‌های طلا دار کانسار لخشک، به ترتیب ۳/۵ و ۱/۵ گرم در تن و با نسبت متوسط طلا به نقره حدود دو اندازه‌گیری شده است. این همبستگی مثبت میان طلا و نقره، شاید به دلیل همراهی این دو فلز به فرم الکتروم است. پیریت به‌عنوان فراوان‌ترین کانه سولفیدی، معمولاً تا پنج درصد از حجم کانسنگ و بیش از ۹۰ درصد محتوای کانه‌های سولفیدی را تشکیل داده است. پیریت‌ها با توجه به فضای تشکیل، به صورت بی‌شکل تا خود شکل و گاه به صورت کشیده و طویل مشاهده شدند. استیبنیت معمول‌ترین کانه آنتیموان دار است و بیشتر در کمربندهای برشی و سنگ میزبان‌های دگرگونی (درجات پایین دگرگونی ناحیه‌ای و در حد رخساره شیبست سبز) شکل می‌گیرد. استیبنیت یکی از مهم‌ترین کانه‌های سولفیدی آنتیموان در کمربندهای کانه‌دار کانسار لخشک است و در مقیاس رخنمون بیشتر به شکل رگه و رگچه‌ها هم‌روند با برگوارگی، همراه با پیریت در واحدهای میزبان کانه‌زایی و کمربندهای دگرسان رخنمون دارد. بافت غالب در استیبنیت‌ها از نوع شکافه پر کن و شعاعی است. کالکوپیریت از دیگر کانه‌های سولفیدی در واحدهای میزبان کانه‌زایی و کمربندهای کانه‌دار کانسار لخشک است. این کانه به صورت بلورهای ریز

تا متوسط، در اندازه‌های ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون به شکل هم‌رشد با پیریت و یا به صورت ادخال در آن قابل مشاهده است. پیروتیت با بلورهای نیمه‌شکل تا بی‌شکل، با اندازه‌های بین ۱۰ تا ۲۰۰ میکرون، به صورت هم‌رشد با پیریت و کالکوپیریت و یا به صورت ادخال در پیریت در مقاطع میکروسکوپی کانسار لخشک مشاهده شد. آرسنوپیریت با ابعاد بین ۲۰ تا ۲۰۰ میکرون، از دیگر کانه‌های سولفیدی در کانسار لخشک است. این کانه بیشتر به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل دانه پراکنده، هم‌رشد و یا به صورت ادخال در پیریت رخ داده است. کانه اسفالریت با اندازه‌های ۲۰ تا ۲۰۰ میکرون، بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل، در مقاطع میکروسکوپی لخشک دیده شد. بر مبنای روابط بافتی و مینرالوگرافی، اسفالریت به صورت هم‌رشد و هم‌زمان با پیریت تشکیل شده است. طلا و الکتروم به سه فرم آزاد در زمینه کوارتز، ادخال (میانبار) در پیریت و رگه-رگچه‌ای و قطع کننده کانه میزبان (بیشتر پیریت) مشاهده شدند (شکل ۶). بر اساس مطالعات میکروسکوپی و بر مبنای نتایج الکترون میکروپروب، طلا به فرم الکتروم در کانسنگ‌های طلا دار به‌ویژه در کالک‌شیبست‌ها در زمینه‌ای از کوارتز و به فرم ادخال و رگه-رگچه‌ای قطع کننده در پیریت رخ داده است. با توجه به کانی‌شناسی ساده در کانسار لخشک می‌توان بیان داشت که مشابه اکثر کانسارهای تیپ کوهزایی، سیال کانه‌ساز از نوع سولفید پایین است و ماهیت خنثی تا قلیایی داشته است. بر اساس رابطه بین دگرسانی، دگرشکلی و کانه‌زایی، توالی پاراژنزی در گستره لخشک شامل دو مرحله اصلی گرمایی و هوازدگی در نظر می‌گیرند (جدول ۱). فاز گرمایی (دگرسانی) به صورت هم‌زمان با دگرسانی واحدهای کالک‌شیبست و توده گرانیتوئیدی اتفاق افتاده است. این فاز بر اساس گسترش رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی هم‌روند با برگوارگی گستره لخشک قابل تشخیص است.

مطالعه سیالات درگیر

به‌منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی و روند تحول سیالات کانه‌ساز، از کانسنگ‌های کوارتزی کانسار لخشک، نه مقطع دوبر صیقل تهیه شد و مورد مطالعات پتروگرافی و ریز دماسنجی قرار گرفت. مطالعات سیالات درگیر بر روی



شکل ۶. الف، ب) تصاویر میکروسکوپی (نور انعکاسی) از ذرات طلا (Au) به فرم آزاد و دانه پراکنده در کوارتز، ج، د، و، ه) تصاویر میکروسکوپی (نور انعکاسی) از طلا (Au) و الکتروم (el) در کانسنگ‌های طلا دار کانسار لخشک که به دو صورت ادخال در پیریت و رگه-رگچه‌های قطع کننده پیریت رخ داده‌اند

جدول ۱. توالی پاراژنزی و مراحل تشکیل کانه‌ها، کانی‌ها و بافت ماده معدنی در کانسار لخشک

Minerals	Pre-deformation	Hydrothermal			Weathering
		Stage I	Stage II	Stage III	
Pyrite	Type I Type III Type III	████	████	
Stibnite		████		
Chalcopyrite		████		
Arsenopyrite		████		
Pyrrhotite		████		
Sphalerite		████		
Gold		████		
Electrum		████		
Goethite					████
Stibiconite					████
Sericite/illite and muscovite		████		
Calcite and Ankerite		████		
Quartz	Type I Type II Type III	████	████	
Feldspar		████		
Textures	Disseminated Brecciated Vein and veinlet type	████	

فاز اصلی فاز فرعی

درگیر تیپ III و پارامترهای (T_{hCO_2}) دمای همگن شدن CO_2 ، (T_{mCO_2}) دمای ذوب CO_2 و (T_{mclath}) دمای ذوب کلاتریت برای سیالات درگیر تیپ IV اندازه‌گیری شدند. نتایج مطالعات میکروترمومتری در جدول ۲، به صورت خلاصه ارائه شده است.

سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع یا سیالات دو فاز آبگین، با شکل‌های مستطیلی، کشیده، تخم‌مرغی و تا حدودی نامنظم، با ابعادی در گستره بین پنج تا ۱۷ میکرون در رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی دیده شدند. سیالات درگیر تیپ III، بر اساس وجود یک حباب بخار در یک فاز مایع غالب است و حدود ۷۰ تا ۹۰ درصد حجم میانبار را دارد. ۱۰ تا ۳۰ درصد باقی مانده حجم این تیپ را فاز بخار تشکیل داده است. سیالات درگیر تیپ IV (سیالات سه فاز کربنی-آبگین)، در شرایط دمای اتاق، به صورت سه فاز، با اندازه‌های بین چهار تا ۱۹ میکرون و به شکل تخم‌مرغی و نامنظم در رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی طلا دار و کوارتز میزبان در کانسار لخشک رخ داده‌اند. این سیالات درگیر دارای CO_2 است و نشان‌دهنده غنی بودن سیال اولیه از CO_2 است. سیالات درگیر تیپ IV، متشکل از دو فاز CO_2 مایع (L_{CO_2}) و H_2O مایع (L_{H_2O}) غیرقابل امتزاج و یک حباب بخار (V_{CO_2}) هستند. در این تیپ، حباب بخار حدود ۳۰ درصد حجم کل میانبار را در بر دارد. فاز مایع (L_{CO_2}) CO_2 ، اطراف حباب گاز (V_{CO_2}) و فاز مایع (L_{H_2O}) H_2O نزدیک به دیواره حفره تمرکز یافته است. بر اساس نظر سیبسون (Sibson, 2004)، علت تمرکز CO_2 در حاشیه فاز گازی، تبدیل آن به CO_2 مایع است.

کانی کوارتز، که به لحاظ روابط بافتی هم رشد و هم‌زمان با کانه‌های سولفیدی و طلا تشکیل شده است، انجام شد. سیالات درگیر موجود در نمونه‌های کوارتز کانسار لخشک به سه شکل اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب و به صورت بی‌شکل، کروی و تخم‌مرغی شکل، باریک و کشیده مشاهده شدند. سیالات بی‌شکل، کروی و تخم‌مرغی شکل فراوان‌ترین سیالات درگیر در کانسار لخشک هستند. در این مطالعه برای اطمینان از درست بودن نتایج به دست آمده، تمامی اندازه‌گیری‌ها بر روی سیالات درگیر اولیه انجام شد. بر مبنای مطالعات پتروگرافی، اندازه سیالات درگیر مطالعه شده در کانسار لخشک نیز در بازه بین چهار تا ۱۹ میکرون است (جدول ۲). سیالات درگیر اولیه موجود در کوارتز شکل‌دهنده کانسنگ‌های طلا دار در گستره کانسار لخشک به چهار تیپ شامل سیالات درگیر تک فاز گازی (V) (تیپ I)، سیالات درگیر تک فاز مایع (L) (تیپ II)، سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع (آبگین) (LV) (تیپ III) و سیالات سه فاز غنی از CO_2 (کربنی-آبگین) ($L_{CO_2}+L_{H_2O}+V_{CO_2}$) (تیپ IV) تقسیم شدند. در این پژوهش فقط سیالات درگیر تیپ III و IV به لحاظ اندازه و اولیه بودن مورد مطالعه میکروترمومتری قرار گرفتند. مطالعات میکروترمومتری شامل سه روش سرمایش، گرمایش (هیتینگ) و طیف‌سنجی رامان (رامان اسپکترومتری) است. در کانسار لخشک، این مطالعات بر روی ۹۶ سیال درگیر اولیه از تیپ‌های III و IV انجام شد. لازم به ذکر است که هر دو تیپ سیالات بیان شده، در رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی طلا دار و هم‌روند با برگواگی‌های گستره لخشک دیده شدند. در مطالعات میکروترمومتری، پارامترهایی از جمله آخرین دمای ذوب یخ (T_{mice}) و دمای همگن شدن کل (T_h) برای سیالات

جدول ۲. خلاصه نتایج مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر دو فاز تیپ III و سه فاز تیپ IV در کانی کوارتز کانسار لخشک

Incl.type	Size (μm)	Salinity (%NaCl)	Th ($^{\circ}C$)	T_{mCO_2} ($^{\circ}C$)	T_{hCO_2} ($^{\circ}C$)	T_{mclath} ($^{\circ}C$)	T_{mice} ($^{\circ}C$)
Type III (LV)	۵-۱۷	۹-۱۱	۲۰۰-۲۸۰	-	-	-	-۷ تا -۴
Type IV ($L_{CO_2}+L_{H_2O}+V_{CO_2}$)	۴-۱۹	۸-۱۳	۳۰۰-۳۳۰	-۵۶/۸ تا -۵۸/۸	۱۶/۲ تا ۶/۱	۴/۶ تا ۱/۳	-

نتایج مطالعات میکروترمومتری

بر اساس نتایج مطالعات میکروترمومتری بر روی سیالات درگیر غنی از مایع (LV)، دمای همگن شدن در گستره بین ۲۰۰ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد با فراوانی مشخص در دمای ۲۷۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است. دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{mice}) در گستره ۴- تا ۷- درجه سانتی‌گراد با فراوانی مشخص در ۶- درجه سانتی‌گراد است و نشان‌دهنده درجه شوری در گستره بین نه تا ۱۱ درصد وزنی نمک طعام است. لازم به ذکر است که در این تیپ از سیالات درگیر، فاز دختر مشاهده نشد. دمای همگن شدن میانبارهای سیال تیپ IV کانسار لخشک در گستره بین ۳۰۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد با فراوانی مشخص در دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است و به‌عنوان حداقل دمای سیال کانه‌دار در کانسار لخشک محسوب می‌شود. بر اساس نتایج مطالعات میکروترمومتری بر روی سیالات درگیر غنی از CO_2 ، دمای ذوب (T_{mCO_2}) در گستره بین ۵۶/۸- تا ۵۸/۸- درجه سانتی‌گراد است. در سیالات غنی از دی‌اکسید کربن کانسار لخشک، همگن شدن فاز کربنی به فاز مایع (T_{mCO_2}) در بازه دمایی بین ۶/۱ تا ۱۶/۲ درجه سانتی‌گراد (با میانگین ۱۱/۱۵)، رخ داده است (جدول ۲). دمای ذوب کلاتریت (T_{mclath}) در این تیپ از سیالات درگیر در گستره بین ۱/۳ تا ۴/۶ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد (جدول ۲). شوری در سیالات درگیر غنی از CO_2 ، بر مبنای دمای ذوب کلاتریت در بازه بین ۸ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام اندازه‌گیری شد.

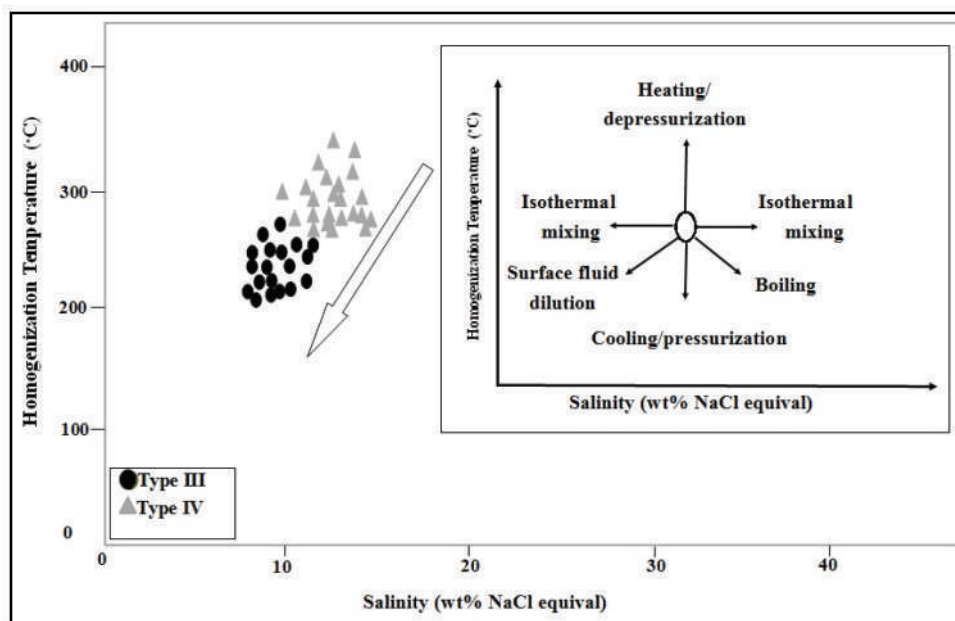
پارامترهای اساسی در نهشت و تمرکز کانسنگ‌های طلا‌دار کانسار لخشک

بر اساس نظر گلدفارب و همکاران (Goldfarb et al., 2014)، به‌دنبال تغییر شرایط فیزیکی-شیمیایی سیالات کانه‌ساز در طی رخداد پدیده‌هایی از جمله اختلاط سیالات، جوشش، جدایش فازی، سرد شدن و رقیق شدن، تبلور کانه‌ها رخ می‌دهد. بر این اساس، در بسیاری از کانسارها به‌ویژه در کانسارهای کوهزایی و مرتبط با کمربندهای برشی، اختلاط و جدایش فازی پارامترهای مهمی در تمرکز ماده معدنی و شکل‌گیری کانسار هستند.

به علت فراوانی بالای میانبارهای سیال LV و فراوانی کم میانبارهای غنی از گاز و با توجه به همگن شدن تمام میانبارهای سیال به فاز مایع، می‌توان گفت که در سیالات طلا‌دار کانسار لخشک فرایند اختلاط رخ داده است. در نمودار شکل ۷، روند تحول سیالات کانه‌ساز در کانسنگ‌های طلا‌دار کانسار لخشک ارائه شده است. نمودار تغییرات دمای همگن شدن/شوری، روندی از اختلاط یک سیال با دما-شوری پایین (سیال با منشأ جوی)، با یک سیال گرمابی با شوری-دمای متوسط-بالا (سیال با منشأ دگرگونی و CO_2 دار) را نشان می‌دهد. بر اساس نمودار شکل ۷، همچنین می‌توان گفت که علاوه بر اختلاط، فرایند رقیق‌شدگی نیز رخ داده است. بر این اساس، سیالات با منشأ جوی می‌توانند به‌عنوان سیال رقیق‌کننده باشند و در محل تمرکز و ته‌نشست کانسنگ‌های طلا‌دار کانسار لخشک، علاوه بر اختلاط با سیالات گرمابی کانه‌دار دگرگون‌زاد CO_2 دار، سبب رقیق‌شدگی و ته‌نشست سیالات کانه دار در گستره لخشک شده باشند. از سوی دیگر، با توجه به گستره بازه دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال، می‌توان گفت که به دنبال رخداد فرایند اختلاط بین سیال جوی و سیال دگرگونی، به علت اختلاط یک سیال دمایی پایین با یک سیال دما متوسط-بالا، پدیده سرد شدن تدریجی سیال کانه‌دار و کاهش درجه حرارت نیز رخ داده است. بر این اساس، سردشدگی از دیگر عوامل اساسی در ته‌نشست سیال طلا‌دار است و سبب تمرکز و نهشته شدن کانسنگ طلا‌دار کانسار لخشک شده است. بر اساس مطالعات میکروترمومتری، فرایند کاهش دمای همگن شدن سیالات درگیر در کانسار لخشک از دمای ۳۳۰ درجه به ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، همراه با افزایش چگالی سیال رخ داده است. بر اساس نتایج حاصل با توجه به همگن شدن اغلب سیالات درگیر به فاز مایع و همچنین موقعیت کانسار لخشک در کمربند برشی، می‌توان گفت پدیده جدایش فازی نیز رخ داده است. بر این اساس، می‌توان بیان داشت، فرایند جدا شدن یک فاز بخار (چگالی پایین)، از یک سیال فوق بحرانی همگن شده به فاز مایع (چگالی بالا)، در کانسار لخشک منجر به بالا رفتن چگالی فاز سیال باقیمانده شده است.

سانتی‌گراد با گستره چگالی سیال کانه‌دار بین 0.76 gr/cm^3 تا 0.96 و عمق کانه‌زایی حدود هفت کیلومتر است. بر اساس مطالعات سیالات درگیر متشکل از $\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$ و نبود فاز دختر در سیالات درگیر دوفازی، می‌توان گفت، کانسار لخشک در شرایط رخساره شیست سبز با عمق به دام افتادن سیالات با منشأ دگرگونی در گستره بین عمق پنج تا ۱۰ کیلومتری (هفت کیلومتری) و رژیم تکتونیکی شکن-شکل‌پذیر رخ داده است.

همچنین با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، جدایش فازی در گستره لخشک به دنبال کاهش فشار و کاهش دما رخ داده است. بر این اساس، فرایند اختلاط سیال، رقیق‌شدگی، سرد شدن تدریجی و جدایش فازی، پارامترهای اساسی در نهشت و تمرکز کانسنگ‌های طلا دار در کانسار لخشک می‌باشند. به‌طور کلی، بر مبنای مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر کانسار لخشک، دمای همگن شدن در رگه و رگچه‌های کوارتز-سولفیدی همراه با کانه‌زایی بین ۲۰۰ تا ۳۳۰ درجه



شکل ۷. نمودار روند تغییرات دمای همگن شدن و شوری سیالات درگیر تیپ III و IV در کانسار لخشک. روندها بیانگر رخداد رقیق‌شدگی و اختلاط در زمان تحول سیالات گرمابی در کانسار لخشک است (After Wilkinson, 2001)

نتیجه‌گیری

در ارتباط با کمر بند برشی به‌شدت دگرشکل و دگرسان شده است. کانسنگ طلا در همراهی با دگرشکلی‌های غالب شکل‌پذیر ایجاد شده در اثر عملکرد کمر بند برشی در گرانیتوئید میزبان، تشکیل شده است. دگرسانی‌های گرمابی شامل سیلیسی، کربناتی، سربستی و سولفیدی، کانسنگ‌های طلا را همراهی می‌کنند. از طرف دیگر کانه‌زایی طلا و دگرسانی‌های گرمابی همراه با آن، ارتباط مستقیمی با شدت دگرشکلی سنگ‌های میزبان نشان می‌دهند، به‌طوری‌که در بخش‌های مرکزی کمر بند برشی، که به‌شدت دگرشکل شده و به‌خوبی فابریک‌های شکل‌پذیر را نشان

کمر بند زمین درز سیستان، به لحاظ موقعیت ژئودینامیکی و قرار داشتن در حاشیه قاره‌ای، پتانسیل بالایی در میزبانی ذخایر طلای کوهزایی دارا است. با توجه به ویژگی‌های شاخص زمین‌شناسی و کانی‌سازی از جمله جایگاه زمین‌ساختی، عملکرد کمر بند برشی در کنترل کانی‌سازی، ساخت، بافت، پاراژنز کانی‌شناسی، ویژگی‌های دما و شوری میانبراهای سیال، کانسار طلای لخشک بیشترین شباهت را با ذخایر تیپ کوهزایی نشان می‌دهد. مجموع مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی نشان داد، کانسنگ طلا دار در کانسار لخشک مشابه با اغلب کانسارهای طلای کوهزایی

زمین‌شناسی ساختاری ایران، دانشگاه تهران، ۱۲.

- مجددی مقدم، ح.، بومری، م. و بیابانگرد، ح.، ۱۴۰۰. پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان در لخشک، شمال غرب زاهدان، جنوب شرق ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵، ۵۷، ۸۷-۱۰۶.

- مرادی، ر.، ۱۳۹۱. سبک و منشأ کانی‌زایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب شرق زاهدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ۱۵۸.

- مظلوم، غ.، فردوست، ف. و کهرآزهی، م.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان لخشک، شمال غرب زاهدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۴.

- نیرومند، ش.، تاج‌الدین، ح.ع. و حقیری قزوینی، س.، ۱۳۹۹. زمین‌شناسی و کانه‌زایی طلا در محدوده غرب کسنزان، جنوب سقز، استان کردستان فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۵، ۱۴.

- نیرومند، ش.، ۱۳۹۷. گزارش بررسی زمین‌شناسی و شواهد ساختاری کانسار لخشک در کمربند زمین‌درز سیستان. ۶۸.

- Biabangard, H., Moridi, A.A. and Irani, Z., 2019. Dikes Deformation in Lakhshak Pluton: Microscopic Evidence from the Northeast of Zاهدان, Southeastern Iran. *Geotectonics*, 53, 271-279.

- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran. *Lithos*, 15, 221-239.

- Fotoohi Rad, GH., Kurzawa, T. and Bröcker, M., 2005. Cretaceous high-pressure metamorphism and Low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran. DOI: 10.1016/j.jseas.2017.07.051. 332-344.

- Goldfarb, R.J. and Santosh, M., 2014. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique? *Geoscience Frontiers*, 5, 139-153.

- Goldfarb, R.J., Taylor, R.D., Collins, G.S., Goryachev, N.A. and Orlandini, O.F., 2014. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondwana Research*, 25,

می‌دهند، سیالات گرمایی در حجم وسیع‌تری عملکرد داشته و پس از آن به شدت دگرسان و حجم و عیار کانی‌سازی طلا بالاتر است. مطالعات ریزساختاری و پتروگرافی نمونه‌های کانسنگی در بخش‌های مختلف کمربندهای کانه‌دار نشان داد و بالاترین عیار طلا با ظهور فابریک‌های شکل‌پذیر، که به شدت دگرسان شده و حاوی مقادیر قابل توجهی کانه‌های سولفیدی هستند، منطبق است. بیشینه مقادیر طلا و نقره در کانسنگ‌های طلا‌دار کانسار لخشک به ترتیب ۳/۵ و ۱/۵ گرم در تن و با نسبت متوسط طلا به نقره حدود دو اندازه‌گیری شده است. این همبستگی مثبت میان طلا و نقره، شاید به دلیل همراهی این دو فلز به فرم الکتروم است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران به خاطر پشتیبانی و حمایت‌های مالی برای انجام مطالعات ژئوفیزیکی تشکر کنند.

منابع

- الیاس‌پور، ن.، ۱۳۸۹. مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی و کانی‌زایی فلزی در پهنه سفیدابه، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان. ۲۴۶.

- بومری، م.، مجددی‌مقدم، ح. و بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۷. سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان طلا در پهنه سفیدسنگ و درگیابان. فصلنامه پترولوژی، ۹، ۳۵، ۱۹۳-۲۱۶.

- تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۹۶. گزارش نهایی عملیات اکتشاف تکمیلی کانسار آنتیموان لخشک (استان سیستان و بلوچستان). ۲۳۵.

- حیدریان دهکردی، ن.، نیرومند، ش.، تاج‌الدین، ح.ع.، ادیب، ش. و میرزایی، س.، ۱۴۰۰. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و پتانسیل‌سنجی کانسار لخشک، کمربند زمین‌درز سیستان بر مبنای مطالعات ژئوفیزیکی (IP/RS). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵، ۵۸، ۲۵-۳۹.

- حیدریان دهکردی، ن.، نیرومند، ش.، تاج‌الدین، ح.ع. و نوزعی‌م، ر.، ۱۳۹۸. بررسی عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی در کانسار طلای لخشک (کمربند زمین‌درز سیستان). هفتمین همایش ملی زمین‌ساخت و

48-102.

- Groves, D. and Goldfarb, 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. and Condie, K.C. and Goldfarb, R.J., 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100, 203-224.

- Heydarian Dehkordi, N., Niroomand, S., Tajeddin, H.A. and Nozaem, R., 2022. Integrated geophysical study of the Lakhshak gold-antimony deposit in the Sistan suture zone, southeastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09628-9>. 1-12.

- Pitcairn, I., Leventis, N. and Beaudoin, G., 2021. A meta-sedimentary source of gold in Archean orogenic gold deposits. *Geological Society of American*. <https://doi.org/10.1130/G48587.1>. 862-866.

- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding

the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100, 31-59.

- Sibson, R.H., 2004. Control on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralization. *Journal of Structural Geology*, 26, 1127-1136.

- Stampfli, G.M., Raumer, J.F. and Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. In Catalán, M.; Hatcher, R.D., Jr.; Arenas, R.; et al. *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper. <https://doi:10.1130/0-8137-2364-7.263>. 46, 263-280

- Tirrul, R., Bell, I.R. and Griffis, R.J., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 9, 134-150.

- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.

- Whitney, D. and Evans, B.D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 1, 185-187.

ثبت جهانی رویداد بی‌هوازی اقیانوسی در کربنات‌های سازند داریان در شمال زاگرس مرتفع، کوه زرگران (گدوان)

مظاهر یابوری^(۱)، مهدی یزدی^۲، هرمز قلاوند^۲ و محمدحسین آدابی^۴

۱. کارشناس ارشد تفسیر اطلاعات لرزه‌ای، شرکت ملی نفت ایران

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

۳. مدیر نظارت بر تولید نفت و گاز، شرکت ملی نفت ایران

۴. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۲۵

چکیده

ثبت رویداد بی‌هوازی اقیانوسی a1 و زمان ثبت این رویداد در کربنات‌های کم‌ژرفای سازند داریان در برش کوه زرگران (گدوان) در شرق شیراز، بر اساس ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، ریزرخساره‌ها و داده‌های فسیلی مورد مطالعه قرار گرفت. در این برش ستبرای سازند داریان ۲۸۷ متر اندازه‌گیری و ۱۹۱ نمونه برداشت شده است. توالی رسوبی سازند داریان بر اساس داده‌های صحرایی در قاعده با آهک‌های خاکستری ضخیم‌لایه تا توده‌ای همراه با اربیتولیناها و رودیست‌ها آغاز می‌شود و در بخش‌های بالاتر شامل آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم‌لایه است و فراوانی فرامینیفراهای بنتیک از جمله اربیتولیناها افزایش می‌یابد. در برش ذکر شده بر پایه مطالعه حجره جنینی اربیتولیناها، سن بخش زیرین این سازند بارمین پسین-آپسین پیشین تعیین شده و آغاز تشکیل نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی است. منحنی‌های ایزوتوپ کربن بین منحنی‌های C3 تا C6 در کربنات‌های قاعده سازند داریان آشفتگی‌هایی را نشان می‌دهد. این تغییرات و هم‌چنین ظهور رخساره Lithocodium-Bacinella در این بخش از سازند وجود رویداد بی‌هوازی اقیانوسی را تایید می‌کند. رویداد بی‌هوازی اقیانوسی بیانگر گرم‌شدگی محیط و شرایط گلخانه‌ای است. در این برش که با تجمع فراوان رودیست‌ها همراه شده می‌تواند تاییدی بر شرایط آب و هوایی این رویداد باشد.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ کربن، رویداد بی‌هوازی اقیانوسی، زرگران (گدوان)، کرتاسه.

مقدمه

کرتاسه است و به‌عنوان نقطه عطفی در شرایط محیط دیرینه اقیانوسی شناخته می‌شود (Leckie et al., 2002). در آپسین پیشین این رویداد با تغییرات شاخصی از ایزوتوپ کربن ۱۳ همراه است و اختلالات مشخصی را در چرخه جهانی کربن در کربنات‌های تولید شده در محیط پلاژیک و هم‌چنین در

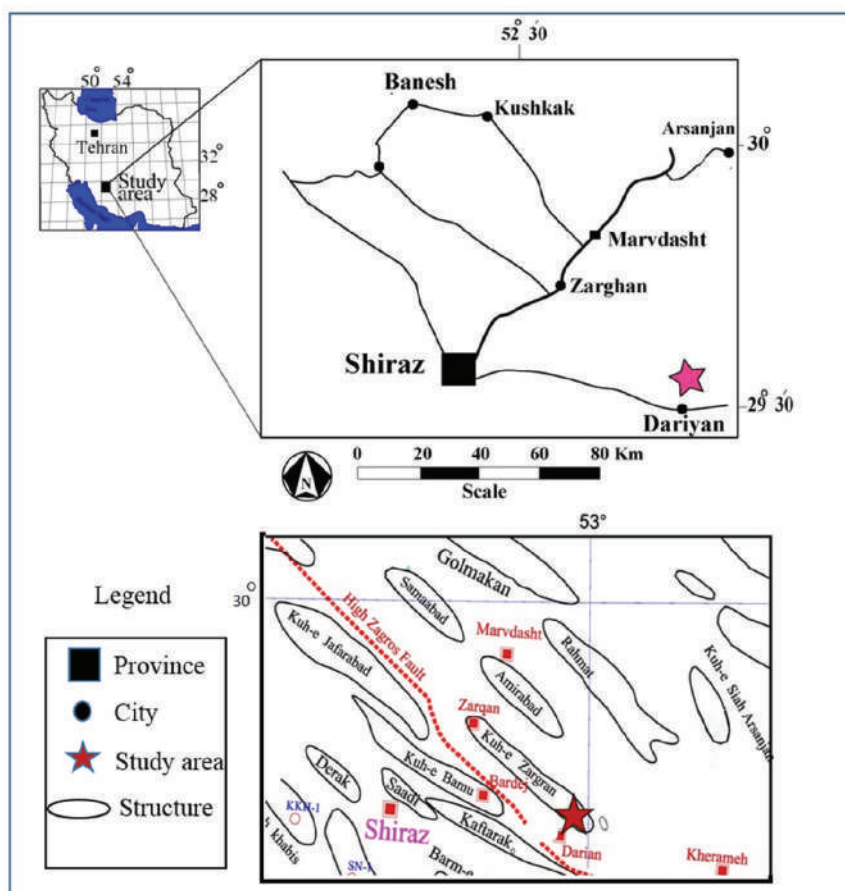
رویدادهای بی‌هوازی اقیانوسی نهشته‌هایی را که دارای نرخ کربن آلی بالا و تغییرات بیولوژیکی قابل ملاحظه است، شامل می‌شود (e.g: Naderi et al., 2016; Leckie et al., 2002; Schlanger and Jenkens, 1976). رویداد بی‌هوازی اقیانوسی^۱ اولین رویداد بی‌هوازی اقیانوسی در

آپسین-آلبین معرفی شد (Kent, Slinger and Tomas, 1951) ولی با پژوهش‌های بعدی این واحد سنگ چینه‌ای سازند داریان نام گرفت. در ناحیه خوزستان تفکیک سازند داریان از واحدهای زیرین امکان‌پذیر نیست و با عنوان گروه خامی نام برده می‌شود (James and Wynd, 1965). هدف از این مطالعه سنجش ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن و بررسی نهشته بی‌هوازی اقیانوسی سازند داریان در شمال گسل زاگرس مرتفع در برش کوه زرگران است (شکل ۱). سنجش ایزوتوپ کربن و اکسیژن وضعیت تغییرات ایزوتوپی را در طول سازند داریان به صورت منحنی‌هایی نشان می‌دهد. منحنی‌های تغییرات ایزوتوپی با داده‌های زیست چینه‌نگاری ادغام شده و اطلاعات دقیقی از نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی ناحیه مورد مطالعه می‌دهد. همچنین این ناحیه با نواحی از رسوبات کرتاسه پیشین در حوضه تتیس مقایسه شده است.

محیط کم‌ژرفا نشان می‌دهد، به طوری که یک پیک مشخص منفی و دو پیک مثبت در طی این رویداد دیده می‌شود (van Breugel et al., 2007; Menegatti et al., 1998). بر اساس تقسیم‌بندی منحنی ایزوتوپی، آشفتگی ایزوتوپی در رویدادهای بی‌هوازی بین چرخه‌های C3 و C6 واقع می‌شود. در این رخداد اغلب با افزایش دی‌اکسید کربن حاصل از آتش‌فشان همراه است که منجر به گرم‌شدگی موقتی کره زمین و افزایش رطوبت گشته است.

یکی از خصوصیات مهم رویداد بی‌هوازی تغییرات گسترده در مجموعه زیستی اعم از فراوانی و شکل آن‌ها می‌باشد همچنین آغاز سریع و پایان کوتاه مدت این رویداد (شاید نیم تا یک میلیون سال) از ویژگی‌های کلیدی آن است. (Ezampannah et al., 2013; Yavari et al., 2015; موسوی‌زاده، ۱۳۹۲؛ Ezampanah et al., 2013; Yavari et al., 2015).

سازند داریان در گذشته با عنوان آهک اربیتولین‌دار

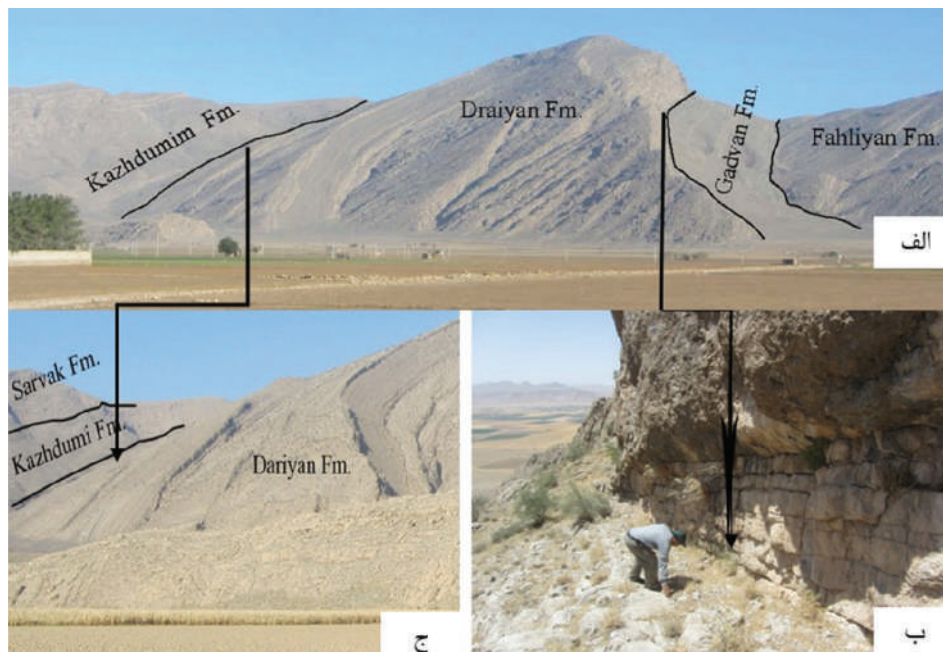


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی (برگرفته از مدیریت اکتشاف نفت، ۱۳۹۷) برش داریان در کوه زرگران (ستاره قرمز)

چینه‌شناسی

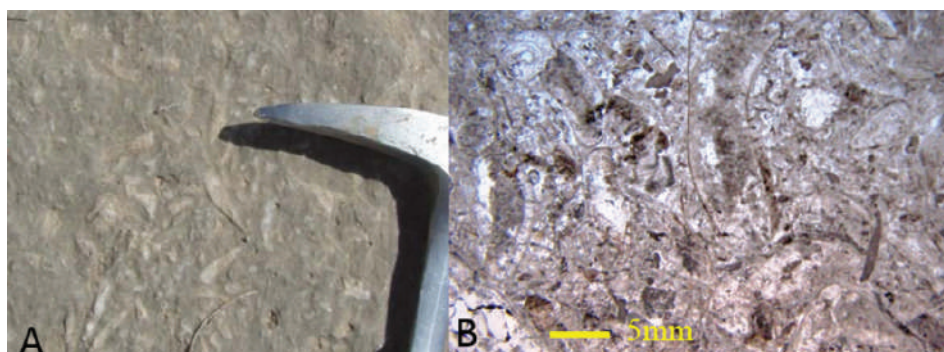
بخش عمده تقسیم می‌شود واحد اول ۸۵ متر است و شامل آهک‌های خاکستری ضخیم لایه تا خیلی ضخیم دارای خرده‌های پوسته گاستروپود، دوکفه‌ای و خارپوست و فرامینیفر بنتیک از جمله اربیتولیناها است. به علت توده‌ای بودن، لایه‌بندی به‌وضوح در آن‌ها قابل تشخیص نیست.

در برش مورد مطالعه ستبرای سازند داریان ۲۸۷ متر تعیین شده است. در برش ذکر شده مرز پایینی سازند داریان با مارن‌ها و سنگ آهک‌های نازک لایه سازند گدوان و مرز بالایی آن با شیل‌های سازند کژدمی هم‌شیب و ناپیوسته است (شکل ۲). توالی رسوبی سازند داریان در برش کوه گدوان بر اساس سنگ‌شناسی و مشاهدات صحرایی به سه



شکل ۲. الف) نمای کلی سازند داریان و ارتباط آن با سازندهای گدوان و کژدمی (دید به سمت شمال غرب)، ب) مرز سازند داریان با سازند گدوان از نمای نزدیک، ج) مرز سازند داریان با سازند کژدمی از نمای نزدیک. در برش کوه گدوان مرز زیرین با سازند گدوان و مرز بالایی با سازند کژدمی هم‌شیب هستند

در همان بخش‌های پایینی سازند داریان، رودیست‌های کوچک در اندازه حدود دو تا پنج سانتی‌متر وجود دارند و جزو رودیست‌های اولیه و ابتدایی محسوب می‌شوند (شکل ۳)، و می‌تواند بیانگر شرایط گرم اقلیمی و محیط رسوبی سدی باشد.



شکل ۳. رودیست‌های بخش پایینی سازند داریان در برش کوه گدوان، (A) رودیست‌ها در لایه، (B) تصویر میکروسکوپی رودیست

ذکر شده طی عملیات صحرایی اندازه‌گیری شده و به صورت سیستماتیک (به‌طور متوسط با فواصل ۱/۵ متر) نمونه‌برداری و تعداد ۱۹۱ نمونه برداشت شده است. در آزمایشگاه از هر نمونه یک مقطع نازک تهیه شد. پس از مطالعه، مقاطع نازک نمونه‌هایی که دارای اربیتولین‌های فراوان هستند دوباره از هر نمونه ۲ تا ۴ مقطع در جهات مختلف، به‌منظور مطالعه حجره جنینی تهیه شد. با مطالعه مجموعه فسیلی شامل جلبک‌ها و فرامینفرهای بنتیک، گستره فسیل‌ها، مشخص و با استفاده از مجموعه فسیلی شناسایی شده، سن بخش‌های مختلف سازند داریان در حد اشکوب تعیین شد. علاوه بر پژوهش‌های فسیلی، ریز رخساره‌ها مورد شناسایی قرار گرفت. همچنین نمونه‌هایی که اغلب بافت مدستونی و وکستونی داشته‌اند و کمتر در تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی قرار دارند برای آنالیز ایزوتوپی انتخاب و به کشور انگلیس ارسال شد. ۴۱ نمونه برای بررسی تغییرات آشفته‌گی‌های ایزوتوپ کربن انتخاب و مورد آنالیز قرار گرفت. پس از آنالیز نمونه‌ها، نتایج آنها در کنار ستون چینه‌شناسی رسم، و روند تغییرات منحنی ایزوتوپی مشخص شد. با استفاده از انحرافات و مسیرهای شاخص نمودار ایزوتوپی کربن، وجود فسیل‌های معین، تراکم آنها و همچنین سن توالی‌های رسوبی، گستره رویداد بی‌هوازی اقیانوسی تعیین شد.

رخساره‌ها

بررسی رخساره‌ها برای مطالعه رویداد بی‌هوازی روند تغییرات رخساره‌ای و مجموعه‌های زیستی را در توالی نشان

بر روی آهک‌های رودیستی، توالی از آهک‌های توده‌ای با آشفته‌گی زیستی قرار می‌گیرند (شکل ۴) و دارای خرده‌های رودیستی و پلوئیدی می‌باشند. این حالت بیانگر ژرفای کم حوضه در ناحیه است. ضخامت این آهک‌ها ۲۲ متر است. واحد دوم ۱۱۴ متر است و شامل آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم‌لایه است. فرامینفرهای بنتیک از جمله اربیتولین‌های مخروطی در آن‌ها مشاهده می‌شود. جلبک‌ها نیز در این مجموعه به‌تدریج ظاهر می‌شوند اما فراوانی آن‌ها در لایه‌های مختلف متفاوت است. در برخی از لایه‌های آن خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای و گاستروپود وجود دارند و اندازه آن‌ها حدود سه تا چهار میلی‌متر است. در لایه‌های میانی این بخش مقدار اکسید آهن و آشفته‌گی‌های زیستی افزایش می‌یابد. واحد سوم که تناوبی از آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه و مارن‌های آهکی نازک لایه است (شکل ۲) ضخامتی حدود ۸۸ متر دارد. یکی از فراوان‌ترین دانه‌های اسکلتی موجود در این واحد اربیتولین‌ها هستند، به دو صورت مخروطی و کشیده وجود دارند و اندازه آن‌ها حدود دو میلی‌متر است. در بخش‌هایی که مقدار رس زیادتر می‌شود واحدهای سنگی به سمت آهک‌های مارنی و مارن‌های آهکی تغییر کرده و آهک‌های مارنی حالت نودولار پیدا می‌کند.

روش مطالعه

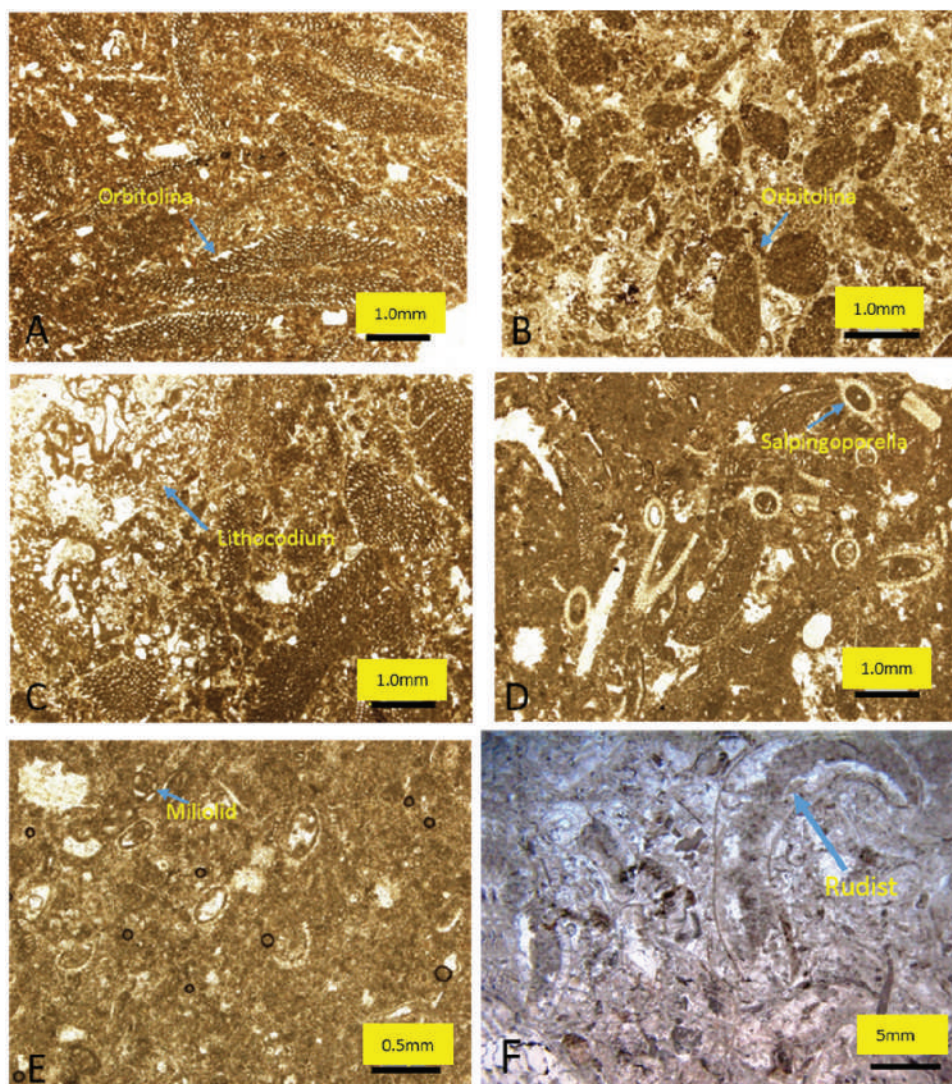
این پژوهش بر اساس داده‌های فسیل‌شناسی، ریزرخساره‌ها و ایزوتوپ کربن و اکسیژن از برش کوه زرگران (گدوان) در حوضه زاگرس مرتفع حاصل شده است. برش



شکل ۴. آشفته‌گی زیستی در بخش پایینی داریان در برش کوه گدوان، الف) نمای دور (دید به سمت غرب)، ب) نمای نزدیک

الف- کمربند رخساره‌ای دریای باز کم ژرفا (رمپ میانی) - رخساره اربیتولینا پکستون عناصر اصلی این رخساره شامل اربیتولیناهای صفحه‌ای شکل و کشیده هستند (شکل A-۵). عناصر فرعی این رخساره شامل خرده‌های دوکفه‌ای می‌باشند. فراوانی این رخساره در سنگ‌آهک‌های بخش بالایی سازند داریان برش کوه گدوان دیده می‌شود. حضور اربیتولین‌های کشیده بیانگر شرایط محیط دریایی باز و شرایط نرمال آب‌های آزاد است (Schroeder et al., 2010). فرامینیفرهای بزرگ و پهن با دیواره صدف نازک، در محیط‌هایی با انرژی پایین، شدت نور و مواد غذایی کمتر حضور دارند (Adabi et al., 2015).

می‌دهد. فرامینیفرهای بنتیک که از اجزاء اسکلتی غالب در رخساره‌های مورد مطالعه هستند، شامل اربیتولین‌های مخروطی، اربیتولین‌های کشیده و پهن و میلیولیدها هستند. در رسوبات مورد مطالعه جلبک‌های سبز دارای بیشترین تنوع در جنس و گونه می‌باشند. جلبک‌های سبز به خاطر ارزش پالئو اکولوژیکی آن‌ها به‌عنوان عناصر کلیدی در تفسیر کربنات‌های دریایی کم ژرفا محسوب می‌شوند (Flugel, 2010). بر پایه رخساره‌های موجود سه کمربند رخساره‌ای شناسایی که شامل الف- کمربند رخساره‌ای دریای باز کم ژرفا (رمپ میانی) ب- کمربند رخساره‌ای سدی ج- کمربند رخساره‌ای لاگون (رمپ داخلی) است.



شکل ۵. رخساره‌های موجود در برش گدوان، (A) اربیتولینا پکستون که از اربیتولیناهای کشیده تشکیل شده است، (B) اربیتولینا پکستون- گرینستون، (C) لیتوکودیوم اربیتولینا پکستون، (D) سالپینگوپورلا اربیتولینا پکستون، (E) سالپینگوپورلا وکستون، (F) رودیست گرینستون

ب- کمربند رخساره‌ای لاگون (رمپ داخلی)

- رخساره اربیتولینا پکستون-گرینستون

عناصر اصلی این رخساره را به ترتیب اهمیت اربیتولین‌های مخروطی شکل تشکیل می‌دهند (شکل-B, C, D, ۵). اجزای فرعی این رخساره شامل خرده‌های دوکفه‌ای، جلبک سبز (لیتوکودیوم و سالپینگوپورلا) و فرامینیفرهای بنتیک از جمله میلیولید می‌باشد. آلوکم‌ها در زمینه میکرایتی تا میکرو اسپارایتی شناورند. حضور اجزای اسکلتی نظیر اربیتولین‌های مخروطی، جلبک‌های سبز و میلیولید نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط‌های کم‌ژرفا و با چرخش محدود آب است. نوع آلوکم‌های تشکیل‌دهنده این سنگ نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در محیط کم‌ژرفای لاگونی است (Flugel, 2010). در بعضی از رخساره‌ها جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلا و لیتوکودیوم حجم زیادی از سنگ را تشکیل دهند و نام سنگ به سالپینگوپورلا اربیتولینا پکستون و لیتوکودیوم اربیتولینا پکستون تغییر می‌کند (شکل‌های C, D, ۵). فراوانی اربیتولین‌های مخروطی شکل توأم با جلبک‌های سبز و فرامینیفرهای بنتیک از جمله تکستولاریدها و میلیولیدها را می‌توان دلیلی بر کم‌ژرفا بودن شرایط حوضه دانست (Jamalian and Adabi, 2014; Schroeder et al., 2010).

سالپینگوپورلا و کستون

اجزای اصلی این رخساره را جلبک‌های سبز سالپینگوپورلا تشکیل می‌دهند (شکل E-۵). عناصر فرعی این رخساره خرده‌های دوکفه‌ای و فرامینیفرهای بنتیک (به‌ویژه تکستولاریده و میلیولید) است. زمینه بین عناصر توسط میکرایت پر شده است. محیط تشکیل این رخساره با توجه به نوع آلوکم‌ها و بافت آن محیط کم‌ژرفا لاگونی است (Flugel, 2010). فراوانی بالای جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلا در مجموعه رخساره‌ای لاگونی شرایط کم‌ژرفا و چرخش محدود آب را در زمان تشکیل این مجموعه رخساره نشان می‌دهد. (Bachman and Hirsch, 2006)

- رودیست گرینستون

این رخساره از رودیست‌های کوچکی تشکیل شده است

که حدود دو تا پنج سانتی‌متر است و تا حدودی عناصر رودیستی در اثر عوامل دیاژنتیکی کریستالیزه شده‌اند (شکل F-۵). این رخساره در بخش پایینی سازند داریان در برش گدوان دیده می‌شود. این رخساره‌ها معمولاً در بخش سدی تشکیل می‌شوند و بیانگر شرایط دریایی کم‌ژرفا، انرژی بالا و شرایط آب و هوایی گرم است.

فرایندهای دیاژنتیکی

ایزوتوپ اکسیژن و کربن یکی از ابزارهایی است که می‌توان ماهیت و تاریخچه دیاژنتیکی موثر بر کربنات‌ها را بعد از عمل رسوب‌گذاری مشخص کرد (Godet et al., 2016). معمولاً کربنات‌ها در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف تشکیل می‌شوند و این محیط‌ها را می‌توان حاصل تغییرات شیمیایی ترکیب آب‌ها دانست. سنگ‌های کربنات‌های که دارای ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن سنگین هستند کمتر در اثر دگرسانی قرار دارند و بیانگر محیط‌های دریایی هستند (آدابی، ۱۳۹۰). در محیط‌های متوریک ایزوتوپ کربن ۱۳ به‌طور قابل ملاحظه‌ای سبک می‌شود (موسوی‌زاده، ۱۳۹۲؛ آدابی، ۱۳۹۰) ولی در دیاژنز تدفینی تغییرات نسبتاً زیادی در مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و تغییرات کمتری در مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ مشاهده می‌شود (Nelson and Smith, 1996). عمده تغییرات ایزوتوپی اکسیژن در برش گدوان بخصوص در بخش‌های پایینی بین ۵/۵- تا ۷/۵- است. روند تغییرات ایزوتوپی اکسیژن بیانگر واکنش آب و سنگ در یک محیط متوریک تدفینی است (Godet et al., 2016).

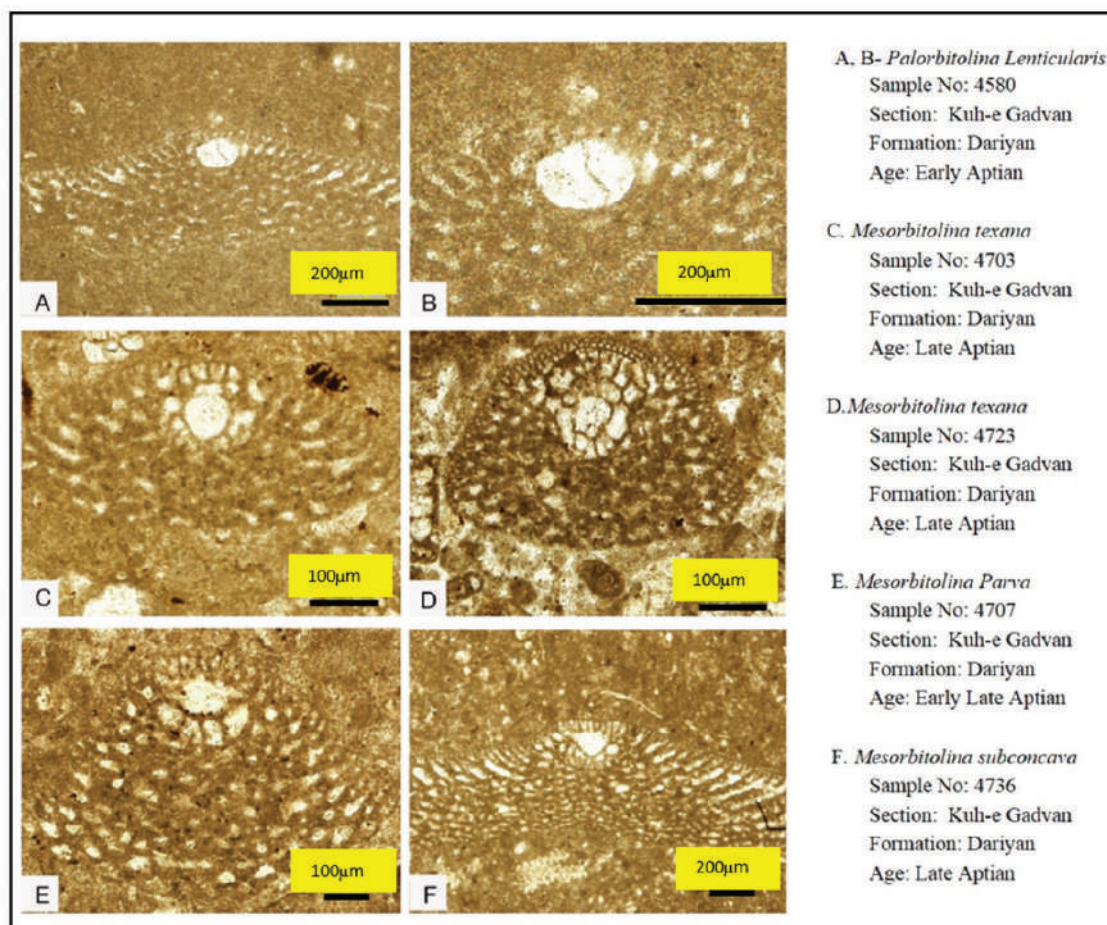
بحث

در بعضی از حوضه‌ها، نهشته‌های رویداد بی‌هوازی اقیانوسی، ارتباط تولید کربنات قطع نمی‌شود و اختلالی در تولید کربنات ایجاد نمی‌شود. پژوهشی که در مصر و عمان بر روی توالی‌های کرتاسه (Immenhauser et al., 2005) و در ایران روی توالی‌های کم‌ژرفای کرتاسه پیشین خلیج فارس انجام شده است (Naderi et al., 2016) هیچ‌گونه قطع‌شدگی در تولید کربنات در این رویداد دیده نمی‌شود. رویداد بی‌هوازی اقیانوسی علاوه بر آنکه در نهشته‌های پلاژیک وجود دارد (e.g: Bralower et al., 1994; Coccioni et al., 1994)

زمانی، کرونولوژی و روندهای تکاملی اربیتولیناها را می‌توان با توجه به مورفولوژی ظاهری و ساختمان داخلی پوسته مشخص کرد (Schroder et al., 2010). روندهای تکاملی که در شکل ظاهری اربیتولیناها در ناحیه مورد مطالعه به ترتیب قابل مشاهده‌اند عبارتند از، بزرگ شدن پوسته و افزایش زاویه راسی، روندهای عمده تکاملی در ساختمان داخلی نیز شامل بزرگ شدن تدریجی مگالوسفریک، جایگزینی حجره جنینی از بخش خارج مرکز به بخش مرکزی در راس پوسته، است (Schroder et al., 2010). در طی تکامل فیلوژنی معمولاً اندازه و شکل بیرونی پوسته‌ها افزایش می‌یابد اما این موضوع به صورت پایدار نیست و می‌تواند در اثر شرایط و فاکتورهای اکولوژیکی نیز قرار بگیرد (Schroder, 1962, 1975). گونه‌های مختلف اربیتولیناها در ناحیه مورد مطالعه در این پژوهش با سیر تکاملی اربیتولیناها (Schroder et al., 2010) مقایسه و شناسایی شد (شکل ۶).

(Jenkeyns, 1980; al., 1987). در نهشته‌های همی‌پلاژیک و یا حتی نهشته‌های کم‌ژرفای دریای باز نیز مشاهده می‌شود (Naderi et al., 2016) و وجود شیل‌های تیره و یا مواد آلی بالا دلیل عمده وجود آن نیست. در توالی‌های کم‌ژرفای پلاتفرمی در یک مرحله پلاتفرم کربناته غرق می‌شود و با بخش اصلی رویداد بی‌هوازی اقیانوسی منطبق می‌شود و تا چهار میلیون سال طول می‌کشد (Follmi et al., 2006) و در شمال و جنوب غرب حاشیه تئیس به اثبات رسیده است. این موارد با آشفتگی‌هایی در چرخه ایزوتوپ کربن ۱۳ همراه است و با پیک‌های مثبت و منفی در منحنی نیز قابل شناسایی است (e.g: Moosavizadeh et al., 2014; Erba, 2004; Menegatti et al., 1998).

در برش کوه زرگران پژوهش‌های آزمایشگاهی شامل مطالعه میکرو فسیل‌ها از جمله حجره جنینی اربیتولیناها، جلبک‌ها و ایزوتوپ کربن و اکسیژن انجام شده است. توالی



شکل ۶. اربیتولینا‌های موجود در سازند داریان کوه زرگران (گدوان) که بر پایه حجره جنینی نام‌گذاری شده‌اند

این لایه‌های آهکی اربیتولینا دار جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلا، لیتوکودیوم و باسینلا ظاهر می‌شوند و سپس دوباره گونه‌های دیگری از اربیتولیناها (شکل‌های C, D, E, F-۶) ظاهر می‌شوند و بر اساس آنها بایوزون بندی شده‌اند (شکل ۷).

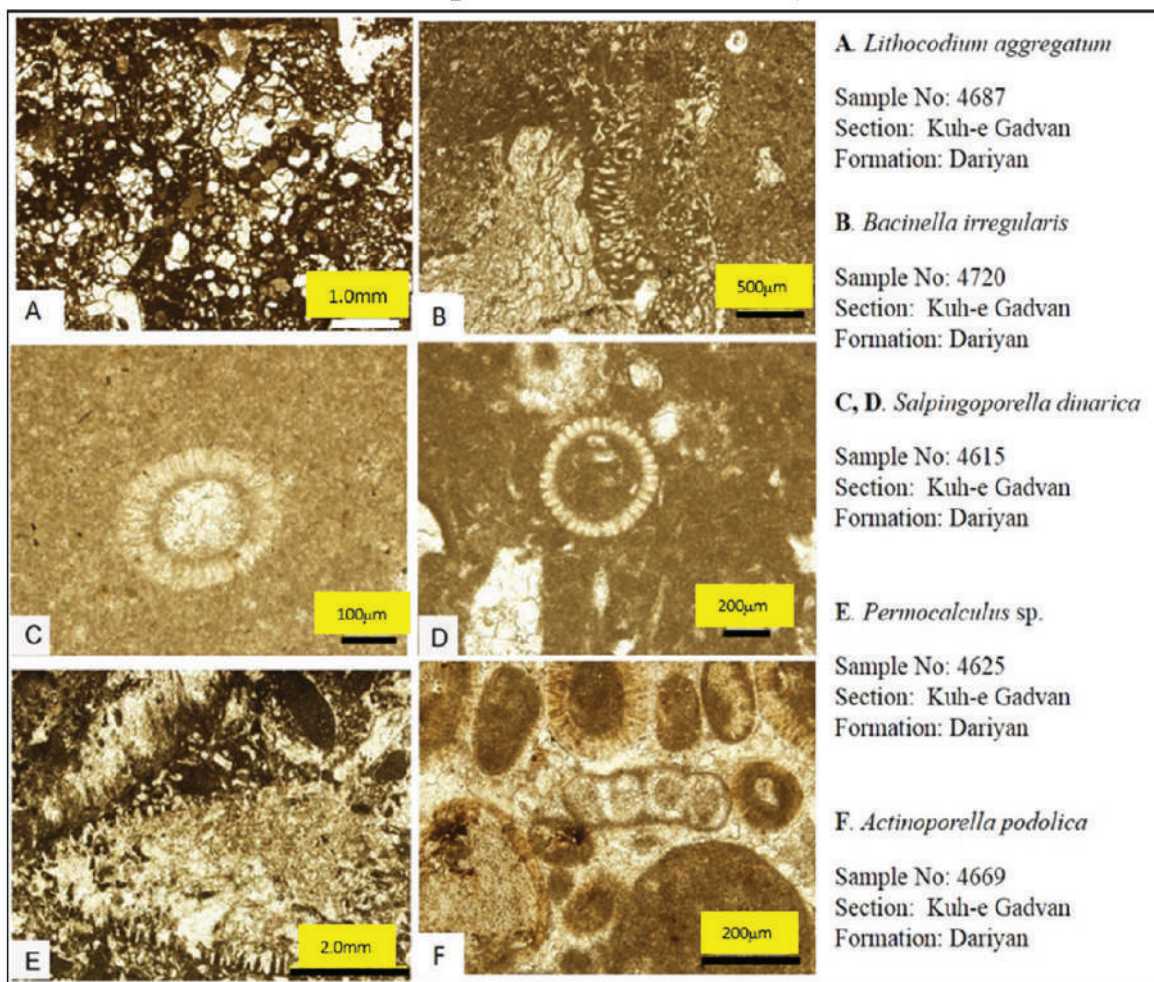
بخش زیرین سازند داریان در ناحیه مورد مطالعه به سبب وجود گونه میکروفسیل *Palorbitolina lenticularis* (شکل‌های A, B-۶)، بایوزون *Palorbitolina lenticularis* taxon range Zone تعیین شده است که سن بارمین پسین-آپسین پیشین را مشخص می‌کند (Velic, 2007; Schroeder et al., 2010). بر روی

The figure is a detailed stratigraphic column of the Darian Formation. It shows the following biostratigraphic zones from bottom to top: *Palorbitolina lenticularis* Zone (blue), *Preachrysalidina infracretacea-Salpingoporella dinarica* Ass. Zone (yellow), *Mesorbitolina texana* Zone (pink), and *Mesorbitolina subconcaua* Zone (purple). The lithology is indicated by patterns: Limestone (brick pattern), Argillaceous Limestone (grid pattern), and Shale (dotted pattern). The column is labeled with sample numbers from 4560 to 4765. A legend at the bottom identifies the zones and lithologies. A scale bar indicates 10m.

شکل ۷. بایوزوناسیون سازند داریان در برش کوه گدوان

بخش‌های بالایی نهشته‌های بی‌هوازی سازند داریان در برش کوه زرگران (گدوان) است. در این رخساره، بیشتر گونه‌های *Lithocodium aggregatum* و *Bacinella irregularis* در مجموعه‌ای از گل شناورند (شکل A-B). در این توالی‌ها جنس‌های دیگری از جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلاها (A-C, D)، پرموکالکولوس (شکل E) و اکتینوپورلا (شکل F) مشاهده می‌شود.

تجمع *Palorbitolina lenticularis* و لیتوکودیوم و باسینلا بیانگر شدت اکولوژیکی قابل ملاحظه در پلاتنفرم کربناته است و حداقل ۱/۲ میلیون سال طول می‌کشد (Amodio and Wiessert, 2017). رخساره Lithocodium-Bacinella در توالی‌های کم‌ژرفا کربناته می‌تواند یکی از نشانه‌های شاخص وجود شرایط بی‌هوازی اقیانوسی باشد. رخساره Lithocodium-Bacinella Wackstone-Packstone یکی از رخساره‌های غالب در



شکل ۸. جلبک‌های سبز موجود در نهشته‌های بی‌هوازی سازند داریان در کوه زرگران (گدوان)

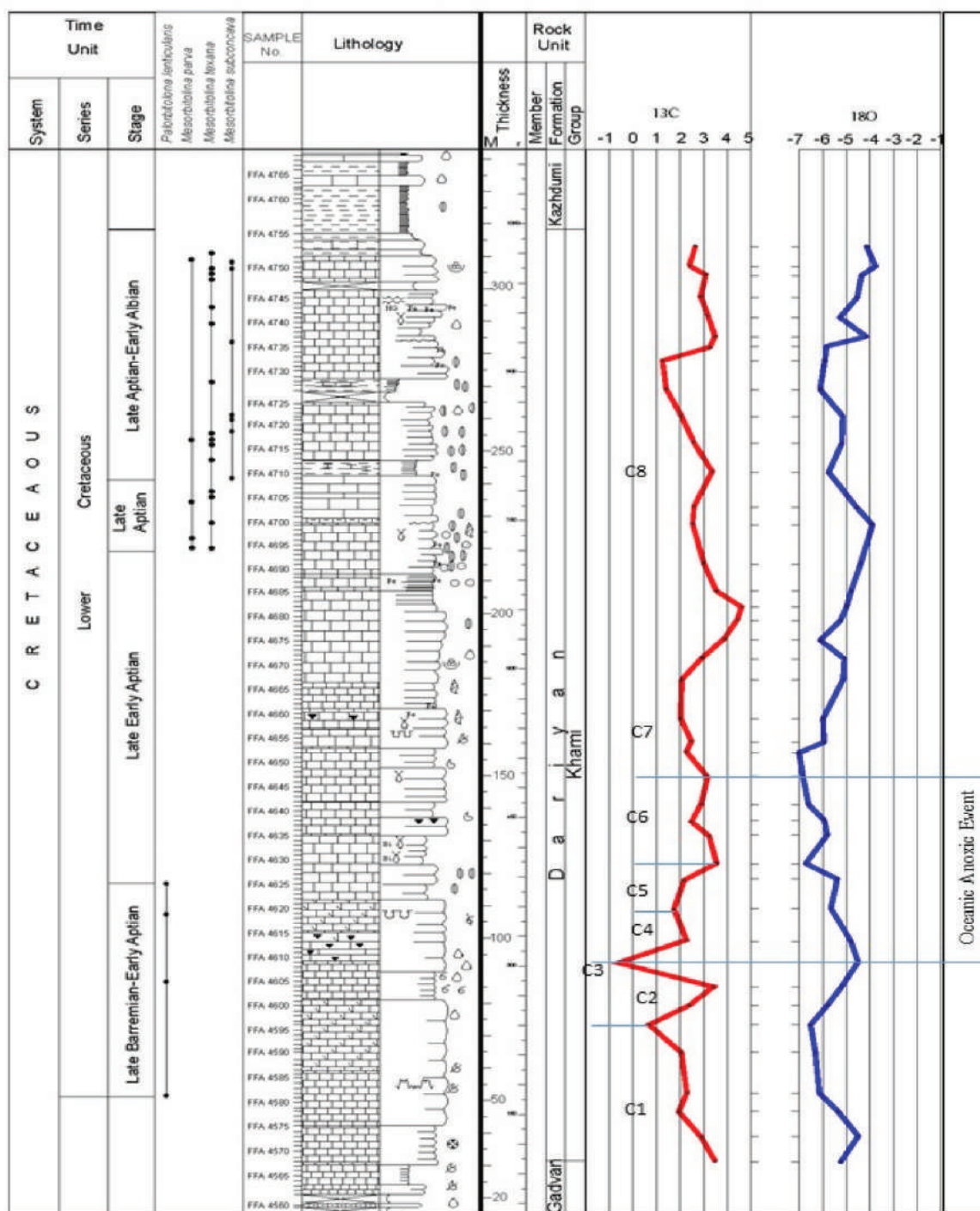
قابل ملاحظه‌ای در عمق و هم‌چنین در شرایط تولید کربناته ایجاد نمی‌شود (Immenhauser et al., 2005; Naderi et al., 2016). وجود رخساره‌های پکستونی L-B همراه با اربیتولیناها بیانگر شرایط لاگونی (Immenhauser et al., 2005; Naderi et al., 2016) است. آشفستگی‌های چرخه

در اکثر نهشته‌های کربناته کم‌ژرفا، رخساره Lithocodium-Bacinella (L-B) که در زمان آپسین پیشین واقع شده شاید منطبق بر زمان تشکیل OAE1 است (Huck et al., 2010; Ramiel et al., 2010). در مناطق پلاتنفرمی معمولاً در نهشته‌های بی‌هوازی تغییرات

ثبت جهانی رویداد بی‌هوازی اقیانوسی در کربنات‌های سازند داریان ...

کربن از C3 تا C6 وجود نهشته‌های بی‌هوازی را در توالی‌ها نشان می‌دهد. بر اساس نمودارهای اکسیژن و کربن (شکل ۹) منحنی C3 سنگین شدن قابل ملاحظه کربن ۱۳ را نشان می‌دهد ولی بعد از آن افزایش کربن و کاهش ناگهانی

Kuh- Zarghan Section



شکل ۹. نهشته بی‌هوازی اقیانوسی و تقسیمات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در سازند داریان در کوه زرگران (گدوان)

اکسیژن ۱۶ وارد اقیانوس‌ها می‌شود و مقدار اکسیژن ۱۸ کاهش پیدا می‌کند بنابراین تغییرات ایزوتوپی اکسیژن بیانگر دوره‌های افزایش دما (گرم شدگی) و کاهش دما (سرد شدگی) در مقیاس جهانی در کره زمین است که در نتیجه آن بالاآمدگی یا افت سطح آب دریا را می‌توان با این تغییرات مشخص کرد (Maurer et al., 2010). بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در جدول ۱ و شکل ۹ در برش کوه زرگران (گدوان) نشان می‌دهد بعد از منحنی C3 و تا منحنی C6 مقدار وزنی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در زمان آپسین پیشین کاهش یافته است. در واقع گرم شدن هوا در آپسین پیشین منجر به ذوب شدن حجم عظیمی از یخچال‌های قطبی شده است و آب‌های حاوی ایزوتوپ اکسیژن ۱۶ وارد حوضه اقیانوسی شده‌اند (Frakes et al., 1992). بنابراین شرایط تشکیل نهشته‌های بی‌هوازی شرایط آب و هوایی گرم و گلخانه‌ای می‌باشد (Najjaro et al., 2011; Erbacher, 1996). سنگین شدن مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در بخش بالایی سازند داریان در برش کوه زرگران (گدوان) بیانگر سردشدگی هوا و گسترش پوشش‌های یخی در زمان تشکیل رسوبات آپسین پسین است. (Maurer et al., 2010).

دمای دیرینه سیال (عمق کم تدفین) بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در زمان رسوب‌گذاری ۲۸/۴۱ درجه سانتی‌گراد و دمای دیاژنتیکی سازند داریان در برش کوه گدوان بر پایه سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸/۴۶ درجه سانتی‌گراد محاسبه می‌شود. با توجه به دمای دیرینه محیط رسوبی به‌دست‌آمده از محاسبه ایزوتوپی (۲۸/۴۱) درجه سانتی‌گراد) بیانگر تشکیل کربنات‌های ناحیه مورد مطالعه در مناطق حاره‌ای و در عرض‌های جغرافیایی صفر تا ۳۰ درجه شمالی می‌باشد (Rao, 1996).

علاوه بر نمودارهای ایزوپی کربن و اکسیژن، فراوانی ناگهانی رودیست‌ها (شکل ۳) در قاعده سازند داریان و نهشته‌های بی‌هوازی بیانگر تغییرات اقلیمی و گرم شدن هوا است (Sanders and Pons, 1999). در اثر این شرایط آب و هوایی فرسایش قاره‌ای انجام شده و جریان‌های بالارونده نیز افزایش یافته و در نتیجه باعث یوتروفیکاسیون محیط‌های

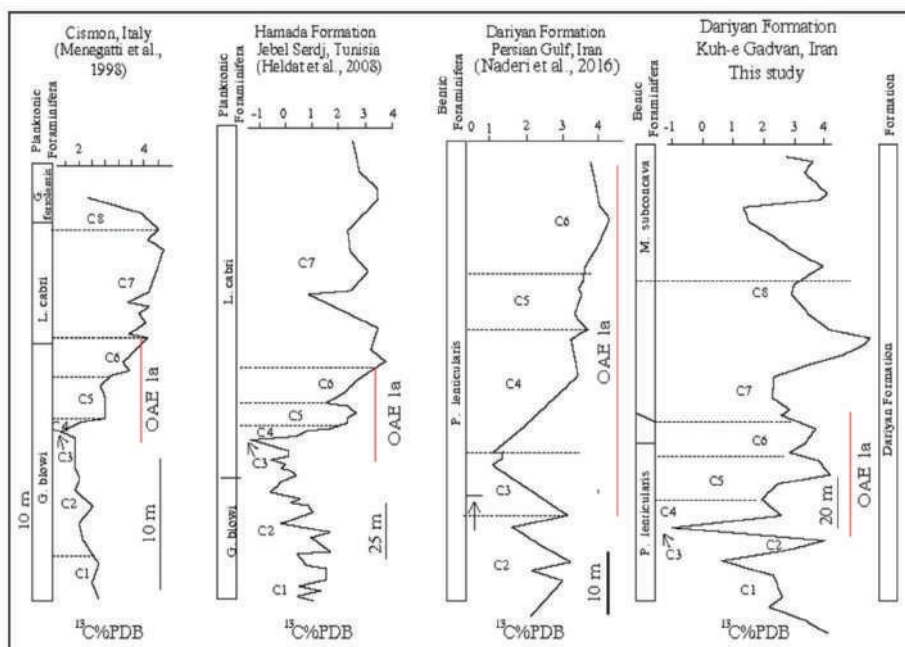
در مناطقی از جمله سازند داریان در خلیج فارس (Naderi et al., 2016) و نهشته‌های حاشیه خلیج فارس در سازند Qishn (Immenhauser et al., 2005) رخساره L-B در بخش‌های انتهایی نهشته‌های بی‌هوازی در بخش‌های C5 و C6 (Menegatti et al., 1998) ایزوتوپ کربن قرار می‌گیرد. در برش کوه زرگران (گدوان) رخساره L-B شاید در بخش‌های انتهایی نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی در بخش C6 واقع می‌شود و شاید از نظر زمانی و مکانی ظهور این رخساره در توالی‌های مورد مطالعه با رخساره‌های سازند داریان در خلیج فارس و حاشیه خلیج فارس قابل انطباق است. رویدادهای زیستی و محیطی که در حوضه تتیس اتفاق افتاده است به‌صورت هم‌زمانی نمی‌باشد. نوع واکنش مجموعه زیستی به آشفتگی‌های چرخه کربن در زمان OAE1a و قبل از آن به عرض‌های جغرافیایی قدیمه، جغرافیای دیرینه، عمق دیرینه و الگوهای آب و هوایی بستگی دارد (Amodio and Weissert, 2017). سبک‌ترین بخش نهشته‌های بی‌هوازی در ناحیه مورد مطالعه حدود ۶۰ متر ولی در بخش مرکزی خلیج فارس بین ۱۷ تا ۲۵ متر تعیین شده است (Naderi et al., 2016).

در بخش پایینی سازند داریان در ناحیه ذکر شده روند سبک شدن ایزوتوپ کربن را نشان می‌دهد به‌طوری‌که بیشترین کاهش مقدار ایزوتوپ کربن در C3 در شکل ۹ در بخش پایینی سازند داریان قابل مشاهده است پس از آن به‌طور نسبی مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ تا C7 افزایش پیدا می‌کند (شکل ۹). با توجه به پژوهش‌های متعدد در نواحی مختلف دنیا (Moosavizadeh et al., 2014; Heldt et al., 1998; Menegatti et al., 2008) در نهشته‌های بی‌هوازی پیک کمترین مقدار کربن در آپسین پیشین در نمودار ایزوتوپ کربن تحت عنوان C3 نامیده می‌شود (Menegatti et al., 1998) و پس از آن ایزوتوپ کربن تا C7 به‌طور کلی سنگین‌تر می‌شود که این مطلب با نمودار ایزوتوپی در کوه زرگران (گدوان) (شکل ۹) کاملاً هم‌خوانی دارد و قابل مقایسه است.

مقدار ایزوتوپ اکسیژن نسبت به دمای محیط حساس است و در اثر گرم شدن هوا و ذوب شدن یخچال‌ها، ایزوتوپ

جدول ۱. مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ ($\delta^{13}\text{C}$) و اکسیژن ۱۸ ($\delta^{18}\text{O}$) از نمونه‌های برش کوه زرگران (گدوان)

Number	Sample No.	Thickness(m)	$\delta^{13}\text{C}$	SD 13C	$\delta^{18}\text{O}$	SD 18O
1	4568	32	3.49	0.018	-5.28	0.019
2	4573	38	2.91	0.013	-4.84	0.013
3	4578	47	1.96	0.011	-5.36	0.017
4	4582	52.5	2.33	0.009	-6.16	0.007
5	4590	65	2.06	0.006	-6.31	0.008
6	4596	73	0.76	0.014	-6.52	0.016
7	4600	79	2.38	0.007	-5.81	0.009
8	4604	85	3.43	0.017	-5.21	0.018
9	4609	93	-0.63	0.008	-4.54	0.011
10	4613	98	2.25	0.009	-4.81	0.005
11	4620	108	1.79	0.005	-5.65	0.014
12	4626	117	2.21	0.011	-5.39	0.015
13	4629	123	3.56	0.018	-6.71	0.019
14	4635	131.5	3.24	0.015	-5.86	0.016
15	4638	136	2.54	0.009	-5.94	0.007
16	4641	141	2.91	0.007	-6.63	0.005
17	4647	149	3.22	0.016	-6.85	0.014
18	4652	157	2.31	0.011	-7.01	0.012
19	4654	160	2.45	0.012	-5.95	0.016
20	4659	167	2.06	0.009	-5.98	0.012
21	4667	179	2.12	0.007	-5.17	0.008
22	4671	186	2.93	0.004	-5.09	0.007
23	4675	193	3.81	0.008	-6.11	0.005
24	4679	198	4.43	0.013	-5.25	0.014
25	4682	202	4.86	0.015	-5.02	0.014
26	4685	207	3.62	0.011	-4.83	0.013
27	4691	215	3.04	0.014	-4.39	0.011
28	4700	227	2.64	0.008	-3.91	0.006
29	4703	233	2.69	0.007	-4.55	0.008
30	4710	243	3.35	0.009	-5.76	0.006
31	4716	252.5	2.63	0.011	-5.22	0.014
32	4722	261	2.11	0.013	-5.17	0.012
33	4726	268	1.41	0.011	-6.12	0.011
34	4732	277	1.32	0.012	-5.93	0.015
35	4735	283	3.31	0.007	-4.85	0.009
36	4737	286	3.56	0.009	-4.15	0.006
37	4741	291.5	3.24	0.006	-5.27	0.008
38	4745	297	2.91	0.014	-4.55	0.013
39	4748	304	3.16	0.014	-4.36	0.012
40	4750	307	2.44	0.009	-3.76	0.007
41	4753	313	2.73	0.012	-4.16	0.011



شکل ۱۰. نهشته بی‌هوازی اقیانوسی در نهشته‌های کم‌زرفای سازند داریان در کوه زرگران (گدوان) (سمت راست) و تقسیمات C3 تا C7 و مقایسه آن‌ها با نهشته‌های بی‌هوازی سایر نقاط حوضه تنیس (از چپ به راست): ایتالیا (Menegatti et al., 1998)، تونس (Heldt et al., 2008) و ایران، خلیج فارس (Naderi et al., 2016)

رویداد بی‌هوازی اقیانوسی a1 را نشان می‌دهد و در گستره C5 و C6 واقع می‌شود. وجود رودیست‌ها و ایزوتوپ‌های سبک اکسیژن در بخش زیرین سازند داریان که در تطابق با توالی نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی است، می‌تواند بیانگر گرم‌شدگی هوا و اثرات گلخانه‌ای باشد. وجود اریبتولین‌های کشیده و جلبک‌ها در بخش‌های بالاتر آن نشان‌دهنده رسوب‌گذاری بخش پایینی سازند داریان در محیط رمپ میانی تا رمپ داخلی است. توده‌ای بودن نهشته‌های سازند داریان و وجود جلبک‌ها، بالان بودن نرخ رسوب‌گذاری کربناته و حجم کم مواد غذایی را نشان می‌دهد.

سپاسگزاری

این پژوهش به همت و کوشش شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف و دانشگاه اصفهان انجام شده است. از آقای دکتر عباس صادقی برای کمک در شناسایی فرامینیفرها تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آریز زمین، چاپ دوم، ۴۵۱.
- عظام پناه، ی.، ۱۳۹۰، بایواسراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند گرو در برش سطحی کوزران (شمال غرب کرمانشاه) و چاه نفت-۱ (جنوب کرمانشاه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶۴.
- موسوی زاده، م. ع.، ۱۳۹۲، تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند داریان (کرتاسه پایینی) در زون ساختاری زاگرس (فارس داخلی)، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه مشهد، ۲۵۱.
- مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۹۷. نقشه رینگ‌های ساختمان‌های زمین‌شناسی زاگرس.
- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2015. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (Sw Iran): Carbonate and Evaporites, v. 31, 69-85.
- Amodio, S. and Weissert, H., 2017. Palaeoenvironment and palaeoecology before and at the onset of Oceanic Anoxic Event (OAE) 1a: Re-

دریابی شده و همچنین اختلالاتی در تولید کربنات ایجاد کرده است (Follmi et al., 2006; Weissert and Erba, 2004; Jones and Jekyns, 2001). در ناحیه مورد مطالعه در بخش‌های بالایی نهشته‌های رودیست‌دار، دولومیت‌ها به‌صورت بین لایه‌ای ظاهر می‌شوند و می‌تواند نشان‌دهنده اختلالاتی در تولید کربنات‌ها باشد.

با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از الگوهای منحنی ثبت شده از ایزوتوپ‌های کربن در ناحیه مورد مطالعه و مقایسه آن با نواحی دارای نهشته‌های بی‌هوازی در حوضه تتیس (شکل ۱۰)، بخش پایینی سازند داریان در کوه زرگران (گدوان) که منطبق بر زمان وقوع رویداد بی‌هوازی اقیانوسی است، شرایط نهشته‌های بی‌هوازی را نشان می‌دهد. در شکل ۶ نهشته بی‌هوازی سازند داریان در برش مورد مطالعه از نظر تغییرات و آشفتگی چرخه ایزوتوپ کربن با بخش‌هایی از رسوبات پلاژیک حوضه تتیس از جمله برش Cismon ایتالیا (Menegatti et al., 1998)، تونس (Heldt et al., 2008) و نهشته‌های کم‌ژرفای پلاتفرمی خلیج فارس (Naderi et al., 2016) مقایسه شد.

نتیجه‌گیری

رویداد جهانی بی‌هوازی اقیانوسی 1a در کربنات‌های کم‌ژرفای پلاتفرمی در حوضه‌های ایران کمتر مطالعه شده است. مطالعه این رویداد در سازند داریان حوضه شمال فارس با بررسی‌های کامل ایزوتوپی و چینه‌شناسی انجام شده است. وجود این پدیده را با توجه به تغییرات آشفتگی ایزوتوپ کربن و تغییرات رخساره‌ها به اثبات می‌رساند. آشفتگی‌های ایزوتوپ کربن در این برش در گستره C3 تا C6 مشاهده شده و با سایر حوضه‌های تتیس از جمله ایران (خلیج فارس) مقایسه شد. فسیل شاخص *Paleorbitonia lenticularis* که سن بارمین پسین و آپسین پیشین را برای بخش پایینی داریان مشخص می‌کند. از نظر چینه‌شناسی مطابق با نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی 1a می‌باشد. همچنین وجود رخساره *Lithocodium-Bacinella* در بخش‌های بالاتر سازند داریان در برش مورد مطالعه که سن احتمالی آپسین پیشین را مشخص می‌کند آخرین مراحل

constructions from Central Tethyan archives. *Paleogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 479, 71-89.

- Bachmann, M. and Hirsch F., 2006. Lower Cretaceous platform of the eastern Levant (Galilee and Golan heights), stratigraphy and second order sea level change: *Cretaceous Research*, 27, 487-512.

- Bralower, T. J., Arthur, M. A., Leckie, R.M., Sliter, W. V., Allard, D. and Schlanger, S. O., 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late Barremian to early Aptian Palaios, 9, 335-369.

- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, F.C. and Moretti, E., 1987. Descrizione di un livello guida "Radiolaritic-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino Umbro-Marchigiano. *dupr Bollettin Societa Geologia Italia*, 106, 183-192

- Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic anoxic events. *Marine Micropalaeontology*, 52, 85-106.

- Erbacher, J., Thurow, J., and Littke, R., 1996. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations. A new approach to identify sea level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24, 499-502.

- Ezampanah, Y., Sadeghi, A., Jamali, A.M. and Adabi, M.H., 2013. Biostratigraphy of the Garau Formation (Berriasian?-lower Cenomanian) in central part of Lurestan zone, northwest of Zagros Iran. *Cretaceous Research*, 46, 101-113.

- Flugel, E., 2010. *Microfacies analysis of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*: Springer Verlag, Berlin, 984.

- Godet, A., Durllet, C., Spangenberg, E., Follmi b, B., 2016. Estimating the impact of early diagenesis on isotope records in shallow-marine carbonates: A case study from the Urgonian Platform in western Swiss Jura. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 454, 125-138.

- Heldt, M., Bachman, M., Lehmann J., 2008. Microfacies, biostratigraphy and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north-central Tunisia, influence of the OAE 1a on the southern Tethyan margin. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 261, 246-260.

- Immenhauser, A., Hillgärtner, H. and Van Bentum, E., 2005. Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to Oceanic Anoxic Event 1a. *Sedimentology*, 52, 77-99.

- Jamalian, M. and Adabi, M.H., 2014. Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of lower Cretaceous carbonates Fahl-iyani Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran): *Carbonate and Evaporites*, 30, 77-98.

- James G. A. and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphy nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 2182-2245.

- Jenkeyns, H. C., 1980. Cretaceous anoxic events from continents to oceans: *Journal of Geological Society of London*, 137, 171-188.

- Jenkeyns, H., 2018. Transient cooling episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Events with special reference to OAE 1a (Early Aptian). *Philosophical Transactions of the Royal Society A. Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 376. Iss.2130.

- Jenkeyns, H.C., 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate: *Zeology Geology and Palaeontology*, 27, 943-949.

- Jones, C. E. and Jenkeyns, H. C., 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous: *American Journal of Science*, 301, 112-149.

- Kent, Slinger and Thomas, 1951. Stratigraphical exploitation surveys in Southwest Persia:

- Third World Petroleum congress, 1, 141-161.
- Leckie, R. M., Browler, T., J. and Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and planktonic evolution, Biotic response to tectonic forcing during the Mid-Cretaceous: paleoceanography, 17, 13-29.
 - Maurer, F., K. Al-Mehsin, B.J. Pierson, G.P. Eberli, G. Warrlich, D. Drysdale and H.J. Droste, 2010. Facies characteristics and architecture of Upper Aptian Shu'aiba clinoforms in Abu Dhabi. In F.S.P. van Buchem, M.I. Al-Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds.). Barremian - Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate. GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, 2, 445-468.
 - Menegatti, AP., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. and Caron, M., 1998. High resolution $\delta^{13}C$ stratigraphy through the early Aptian "Livello Selli" of the Aptian Tethys. Palaeoceanography, 13, 530-545.
 - Moosavizadeh, M. A., Mahboobi, A., Mousavi-Harami, R. and Kavooosi, M.A. 2014. Early Aptian anoxic event (OAE) 1a in northeastern Arabian plate setting, an example from Dariyan Formation in Zagros fold-thrust belt, SE Iran: Arabian Journal of Geosciences, 7, 4745-4756.
 - Naderi, M., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Tavakoli, V., 2016, A record of global change: OAE 1a in Dariyan shallow-water platform carbonates, southern Tethys, Persian Gulf, Iran: facies, 62, DOI 10.1007/s10347-016-0476-6.
 - Najarro, M., Rosales, I. and Martín-Chivilet, J., 2011. Major palaeoenvironmental perturbation in an early Aptian carbonate platform, prelude of the Oceanic Anoxic Event 1a?. Sedimentary Geology. 235, 50-71.
 - Rao, C. P., 1996. Modern Carbonates. Tropical Temperate and Polar, Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Carbonates, Hobart, 206.
 - Sanders, D. and Pons, J.M., 1999. Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology, and models of development. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 148 (4), 249-284.
 - Schlanger, S. O. and Jenkenys, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events, causes and consequences: geologie en mijnbouw, 55, 179-184.
 - Schroeder, R., Van Buchem, F.S.P., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A. and Granier, B., 2010. Revised Orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. In F.S.P. Van Buchem, M.I. Al-Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds.), Barremian - Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate: GeoArabia special publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, 1, 49-96.
 - Sinclair, H.D., Sayer, Z.R. and Tucker, M.E. 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: The Eocene succession of the French ALPS. In: Wright V.P. and Burchette T.P. (eds), Carbonate ramps: Special Publications, Geological Society of London, 149, 205-227.
 - van Breugel, Y., Schouten, S., Tsikos, H., Erba, E., Price, G.D. and Sinninghe Damsté, S., 2007. Synchronous negative carbon isotope shifts in marine and terrestrial biomarkers at the onset of the early Aptian oceanic anoxic event 1a: Evidence for the release of ^{13}C -depleted carbon into the atmosphere: Palaeoceanography 22, p. 10.1029/2006PA001341.
 - Velic, I., 2007. Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe): Geologia Croatica 60/1. 1-113.

- Weissert, H. and Erba, E., 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of Geological Society, London*, 161, 1-8.

- Yavari, M., Yazdi, M., Gahalavand, H. and Adabi, M.H., 2015. Planktonic foraminifera of the Dariyan Formation and implications of Oceanic Anoxic Event 1a. *Geopersia*. 5(2), 125-137.

تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} با استفاده از شیمی زیرکن در دایک‌های پگماتیتهی ملایر-بروجرد-شازند، پهنه سنج-سیرجان

مجید قاسمی سیانی^(۱)

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

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۸/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۱

چکیده

پلوتون‌های گرانیتوئیدی در پهنه سنج-سیرجان میزبان دایک‌های پگماتیتهی متعددی هستند. این پژوهش بر روی مطالعه شیمی کانی زیرکن در دایک‌های پگماتیتهی گستره ملایر، بروجرد و شازند به منظور ارزیابی دمای تبلور زیرکن، فوگاسیته اکسیژن و نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} و همچنین تعیین ضریب توزیع عناصر نادر خاکی، عناصر اورانیوم، توریوم، تالیوم، نیوبیم و ایتریوم متمرکز شده است. نمودارهای متمایزکننده گرانیتوئیدها از جمله Th در برابر Y و Yb/Sm در برابر Y و Nb، نشان داد، زیرکن‌های مورد مطالعه در گستره سنگ‌های سینیت پگماتیته قرار دارند. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل نشان داد، بلورهای زیرکن غنی‌شدگی نسبت HREE به LREE دارند. شیمی زیرکن نشان داد، دایک‌های پگماتیتهی ملایر و شازند دارای مقادیر Hf کمتر و تغییرات کمتر در REE نسبت به زیرکن‌های دایک پگماتیته بروجرد هستند که نشان‌دهنده نقش فرایندهای هیدروترمالی بعدی در تشکیل زیرکن‌های بروجرد است. دمای تبلور، فوگاسیته اکسیژن و نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} از دایک پگماتیتهی ملایر به شازند و در نهایت بروجرد کاهش یافته است. شرایط احیایی ماگماتیسم، مقدار Th/U کمتر از یک و مقدار Y/Ho بالای ۲۰ نشان می‌دهد، بنابراین این پگماتیته‌ها از لحاظ کانی‌سازی عقیم هستند.

واژه‌های کلیدی: شیمی زیرکن، دایک‌های پگماتیتهی، ضریب توزیع، عناصر نادر خاکی، فوگاسیته اکسیژن، پهنه سنج-سیرجان.

مقدمه

(Harrison et al., 2007). همچنین با توجه به آنومالی‌های Eu و Ce و محتوی عنصر تیتانیوم در زیرکن، می‌توان به ترتیب اطلاعاتی در مورد فوگاسیته اکسیژن سنگ مادر و دمای تبلور زیرکن به‌دست آورد (Hofmann et al., 2014; Trail et al., 2012; Trail et al., 2011; Harrison et al., 2007; Ferry and Watson, 2007; Watson

زیرکن به دلیل پایداری بالا در برابر هوازدگی، دارای مقادیر اورانیوم و توریوم همساز، و حاوی عناصر نادر خاکی بالا و دمای تشکیل بالا است و می‌تواند در پژوهش‌های پتروژنز، ژئوشیمی و سن‌سنجی سنگ‌های آذرین مفید باشد (Cabral and Zeh, 2015; Zeh et al., 2010)

* نویسنده مرتبط: majid4225@yahoo.com

(Sepahi et al., 2020, 2018). پگماتیت‌های مورد مطالعه در این تحقیق در حدفاصل بروجرد، ملایر و شازند به صورت دایک‌هایی از چند متر تا چند صد متر طول و چند متر عرض با روند غالب شمال غربی-جنوب شرقی در سنگ‌های میزبان گرانیتوئیدی (بیشتر گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت) و دگرگونی (شیست و هورنفلس) رخنمون دارند (شکل ۱). رگه‌های پگماتیته با میزبان آذرین دارای بافت پگماتوئیدی، گرافیکی و درشت‌بلور است و متشکل از کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار، موسکویت و تورمالین است. دایک‌های پگماتیته با میزبان هورنفلسی و شیستی کانی‌شناسی مشابه با دایک‌های با میزبان گرانیتوئیدی دارد با این تفاوت که دارای مقادیر بیشتر موسکویت و مقدار کمتر تورمالین و همچنین دارای گارنت است. کانی‌هایی مثل بیوتیت، گارنت، زیرکن و کانی‌های اوپک با فراوانی جزئی همراه با کانی‌های حاصل از دگرسانی (سریسیت و کانی‌های رسی) دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده دایک‌های پگماتیته هستند (برای توضیحات بیشتر به Ghasemi Siani et al., 2021 مراجعه شود). زیرکن با ابعاد کمتر از ۲۰۰ میکرون در دایک‌های پگماتیته بیشتر در مرز بین بلورهای فلدسپار و کوارتز و ادخال در بلورهای فلدسپار مشاهده شده است (شکل ۲-الف و ب). تصاویر کاتودولومینسانس زیرکن نشان داد که اکثر بلورهای زیرکن در این دایک‌های پگماتیته به صورت بلورهای منشوری و شکسته تا بلورهای خودشکل با ابعادی بین ۴۰۰ تا ۵۰۰ میکرون هستند (شکل ۲-ج). نسبت طول به عرض آنها یک به یک تا پنج به یک متغیر است. زیرکن به صورت بلورهای هموزن (هم تیره و هم روشن) و در مواردی دارای مرکز تیره و حاشیه روشن و یا بالعکس است. بخش‌های روشن‌تر غنی از اورانیوم، تورنیوم و عناصر نادر خاکی است (Nasdala et al., 2010; Corfu et al., 2003).

روش مطالعه

مقاطع نازک تهیه شده از دایک‌های مورد مطالعه در دانشگاه خوارزمی تهران با میکروسکوپ نوری دو منظوره عبوری-انعکاسی زایس مدل Axioplan 2 به منظور شناسایی زیرکن مورد مطالعه قرار گرفت. بعد از پژوهش‌های میکروسکوپی تعداد سه نمونه انتخاب و برای جدایش زیرکن

(et al., 2006). زیرکن‌های هیدروترمالی از نوع ماگمایی و دگرگونی با استفاده از نمودارهای عناصر نادر خاکی از هم قابل تشخیص هستند؛ (Belousova et al., 2006; Hoskin, 2005; Pettke et al., 2005; Hoskin and Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2002). از طرف دیگر، تفسیر توزیع عناصر نادر خاکی در کانی زیرکن/سنگ کل کاربرد مهمی در منشأ سنگ، پتروژنز و تشخیص گرانیت‌های بارور دارد (Nardi et al., 2013). این ضریب‌ها توزیع بین عناصر جزئی/مذاب به صورت تجربی محاسبه شده است. نتایج نشان داده ضریب‌ها به دما بستگی دارد و ضریب توزیع از ۱۰ در دمای ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد به ۷۰۰ در دمای ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد رسیده است (Rubatto and Hermann, 2007). با این حال هنوز هم ضریب توزیع عناصر نادر خاکی در کانی زیرکن/سنگ می‌تواند در تعیین منشأ و پژوهش‌های متالوژنی سنگ‌های آذرین کاربرد داشته باشد (Nardi et al., 2013).

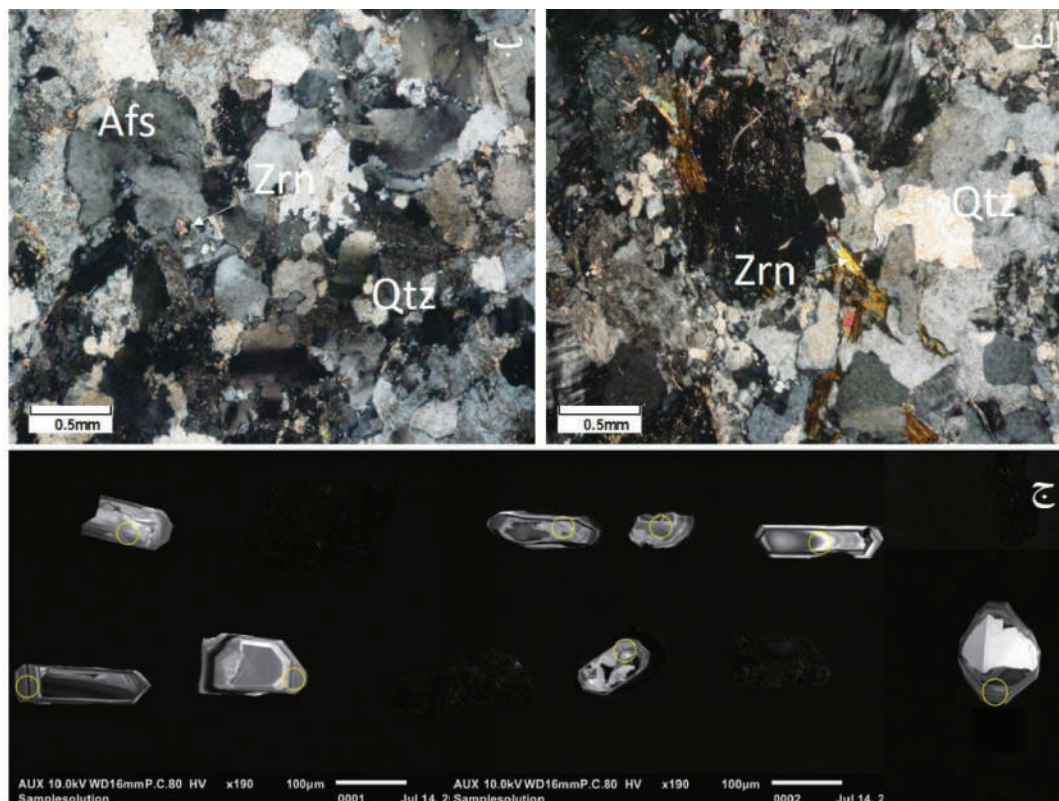
دایک‌های پگماتیته متعددی با سنگ میزبان دگرگونی و آذرین در پهنه بین ملایر-بروجرد-شازند با امتداد شمال‌باختری-جنوب‌خاوری رخنمون دارند. کانی‌شناسی، شیمی‌کانه‌ها، سن-سنجی، پتروژنز و ژئودینامیک و ژئوشیمی این دایک‌ها به طور جامع مورد مطالعه قرار گرفت (Ghasemi Siani et al., 2021). در این تحقیق دما و فوگاسیته اکسیژن دایک‌های پگماتیته با استفاده از آنومالی Ce و مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} و Ti در زیرکن، مورد محاسبه قرار گرفت. همچنین با استفاده از ضرایب توزیع زیرکن/سنگ کل عناصر نادر خاکی، اورانیوم، تورنیوم، نیوبیم، تالیوم و ایتربیم در دایک‌های پگماتیته ملایر-بروجرد-شازند در پهنه سندنجد-سیرجان، ضمن تفسیر، به مقایسه آنها با گرانیتوئیدهای بارور پرداخته شده است.

دایک‌های پگماتیته

پهنه دگرگونی سندنجد-سیرجان محل رخنمون گرانیتوئیدهای S-type هم‌زمان با برخورد به سن مزوزوئیک فوقانی تا اوایل سنوزوئیک است که به دنبال بسته‌شدن نئوتتیس جایگزین شده و این گرانیتوئیدها اغلب حاوی رگه‌های پگماتیته است؛ (Ghasemi Siani et al., 2021)



شکل ۱. تصویر صحرایی از یک دایک پگماتیسی در سمت راست و بخشی از آن دایک در سمت چپ که نشان می‌دهد بلورهای کوارتز، فلدسپار و تورمالین مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده آن است



شکل ۲. الف) بلور زیرکن (Zrn) با اندازه ۲۰۰ میکرون در دایک‌های پگماتیسی بروجرد، ب) زیرکن در دایک‌های پگماتیسی ملایر که ادخال در آلکالی فلدسپار (Afs) در مرز با بلورهای کوارتز (Qtz) است، ج) تصاویر کاتودولومینسانس از بلورهای زیرکن انتخابی در دایک‌های مورد مطالعه. دایره‌های زرد رنگ نشان‌دهنده نقطه تجزیه شیمی هستند

با پلات کردن $\ln Di$ در برابر $(r_i - r_0)^2$ ($r_i/3 + r_0/6$) یک ارتباط خطی بین سری‌های کاتیونی هم‌والانس سه ظرفیتی و چهار ظرفیتی به دست می‌آید. با توجه به مشخص بودن شعاع یونی Ce^{4+} و Ce^{3+} ، ضریب توزیع این گونه‌ها نیز به وسیله درون‌یابی به دست می‌آید. از آنجایی که Ce به دو صورت Ce^{3+} و Ce^{4+} وجود دارد، مقدار D_{Ce} zircon/rock بین این دو ضریب توزیع قرار می‌گیرد (Ballard et al., 2002) و با استفاده از معادله ۱ و ۲، می‌توان فوگاسیته اکسیژن را به دست آورد (Smythe and Brennan, 2016). شعاع یونی برای عناصر نادر خاکی، Hf، Th و U از Shannon (1976) گرفت.

دمای تشکیل زیرکن نیز از معادله ۳ محاسبه شده است (Ferry and Watson, 2007).

$$\ln \left[\frac{x_{Ce^{4+}}^{melt}}{x_{Ce^{3+}}^{melt}} \right] = 1/4 \ln fO_2 + 13136 (\pm 591)/T - 2.064 (\pm 0.011) NBO/T - 8.878 (\pm 0.112) \cdot xH_2O - 8.955 (\pm 0.091) \quad (2)$$

که در آن دما برحسب درجه کلوین هستند و بر اساس مقدار تیتانیوم در زیرکن طبق معادله ۳ به دست می‌آید. NBO/T برابر سهم اکسیژن غیر اتصال به کاتیون‌های چهار ظرفیتی هماهنگ (Virgo et al., 1988) است و بر اساس پایه بدون آب محاسبه می‌شود. xH_2O نیز مقدار مول آب در مذاب و سنگ کل را نشان داده است.

$$\log(T_{zircon}) = (5.711 \pm 0.072) - 4800 \pm 86/T - \log aSiO_2 + \log aTiO_2 \quad (3)$$

که در اینجا، T_{zircon} برابر محتوی تیتانیوم در زیرکن و T برابر دمای تشکیل بر اساس درجه کلوین هستند.

نتایج

الگوهای عناصر نادر خاکی به کندی در زیرکن نشان داد، مقادیر HREE غنی‌شدگی شدید و مقادیر LREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بر همین اساس مقادیر به‌دست‌آمده برای (Lu)N در دایک‌های پگماتیتهی ملایر، بروجد و شازند به ترتیب در بازه ۵۸۴۳ تا ۳۷۸۲۱، ۱۰۵۷ تا ۸۴۴۷۴ و ۶۹۶۳ تا ۱۴۰۴۵ برابر کندیتهی (داده‌های

1. XRF

اقدام شد. زیرکن‌های جداشده به دانشگاه علوم زمین یوهان در چین ارسال شد و تصاویر کاتودولومینسانس توسط کاتودولومینسانس مدل BII CLF-2 که به میکروسکوپ نوری مدل زایس متصل هستند و با شرایط ۱۵ کیلوولت و ۳۰۰ آمپر با قطر بیم ۳۰ میکرون تهیه شدند. تجزیه بلورهای زیرکن با استفاده از GeolasPro laser ablation system انجام شده و متشکل از COMPexPro 102 ArF excimer laser با طول موج ۱۹۳ نانومتر و بیشینه انرژی ۲۰۰ میلی‌ژول و یک MicroLas optical System است. قطر تجزیه نقاط انتخاب شده بر روی بلورهای زیرکن برابر ۳۲ میکرون با فرکانس پنج هرتز است و با استفاده از دستگاه Agilent 7700e ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. شیشه NIST610 برای کالیبره کردن نتایج شیمی زیرکن استفاده شده است. نتایج شیمی زیرکن در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین سه نمونه انتخاب شده توسط روش فلوئورسانس اشعه ایکس^۱ برای عناصر اصلی و عناصر منتخب همراه با عناصر نادر خاکی توسط روش ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۲).

با استفاده از ترکیب سنگ کل و تمرکز عناصر نادر خاکی و عناصر فرعی در زیرکن، مقدار $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ می‌تواند محاسبه شود. تخمین برای $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ و $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ بر اساس روش (Ballard et al., 2002) به دست می‌آید. در این روش ضریب توزیع برای عناصر نادر خاکی سه ظرفیتی و سری‌های چهار ظرفیتی مثل Hf، Th و U به ترتیب برای به دست آوردن $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ و $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ استفاده شد. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل برای یک کاتیون i در ارتباط با انرژی شبکه کرنشی تولید شده توسط جانشین شدن یک عنصر با شعاع یونی (r_i) متفاوت از مقدار بهینه برای (r_0) است که مبین فرمول زیر است (Blundy and Wood, 1984):

$$\ln D_i = \ln D_0 - 4\pi EN_A / RT (r_i/3 + r_0/6) (r_i - r_0)^2 \quad (1)$$

که در اینجا D_0 معادل ضریب توزیع کرنشی، E برابر مدول یانگ، N_A برابر عدد آووگادرو، R نسبت گازی ثابت و T معادل دما هستند.

تا ۱۴۴/۴) مقادیر بالاتری را نشان داده است و شاید در ارتباط با تحولات ماگمایی (تفریق بیشتر) در این دایک‌ها است (Nardi et al., 2013). مقدار Hf در دایک‌های پگماتیتهی شازند (۲۶۲۷ تا ۲۷۸۱۷ گرم در تن) کم‌وبیش مشابه دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۲۳۶۷ تا ۳۴۳۶۸ گرم در تن) است که کم‌وبیش برابر با مقدار در زیرکن‌های ماگمایی اولیه است (Wang et al., 2010). این مقدار در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد (۳۶۸۸۱ تا ۱۲۵۱۰۴ گرم در تن) نشان‌دهنده این است، زیرکن‌های بروجرد در اثر فعالیت‌های ماگمایی نهایی و یا نقش دگرسانی هیدروترمالی در آنها است (Wang et al., 2010; Claiborne et al., 2006).

نتایج ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در جدول ۳ ارائه شده است. نتایج ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل نشان داد، HREE دارای بیشترین تمرکز در زیرکن هستند. تمرکز بالای HREE در زیرکن در نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده با کندریت نیز تأیید شده است (Ghasemi Siani et al., 2021). عناصر LREE کمترین ضریب توزیع را دارند و به‌خصوص La که بین صفر تا سه برابر این مقدار در سنگ کل است (جدول ۳). به‌جز یک نمونه در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد که ضریب توزیع La به ۶۰/۷۵ رسیده، به دلیل وجود ادخال‌هایی از کانی‌های دیگر (شاید آپاتیت) در زیرکن و همچنین نقش فعالیت‌های هیدروترمالی در این زیرکن‌ها است که در بالا به آن اشاره شد (El-Bialy and Ali, 2013). غنی‌شدگی غیرعادی در برخی از عناصر نادر خاکی (مثل La, Ce, Nb) و عناصری مانند فسفر و تیتانیوم به دلیل ادخال‌هایی احتمالی مانند آپاتیت، مونازیت و روتیل در زیرکن است (El-Bialy and Ali, 2013). اورانیوم نسبت به تورپیوم با توجه به شعاع و بار یونی ترجیح بیشتری برای قرار گرفتن در ساختار کانی زیرکن دارد، بنابراین ضریب توزیع اورانیوم در زیرکن بیشتر از تورپیوم است. نسبت‌های ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در برابر شعاع یونی عناصر در شکل‌های ۳ تا ۵ ارائه شده است. همانطور که از شکل‌ها مشخص است از LREE به سمت HREE، ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل به دلیل ترجیح

کندریت بر اساس (Sun and McDonough, 1989) است و نشان‌دهنده غنی‌شدگی شدید HREE است. مقادیر (La/Yb)_N در دایک‌های پگماتیتهی ملایر، بروجرد و شازند کمتر از ۰/۱ و در بیشتر نمونه‌ها صفر است و نشان‌دهنده تهی‌شدگی شدید از LREE است (جدول ۱). دایک‌های پگماتیتهی دارای آنومالی منفی Eu با مقادیر ۰/۰۳ تا ۰/۲۸ (ملایر)، ۰/۰۲ تا ۰/۶۵ (بروجرد) و ۰/۰۸ تا ۰/۶۱ (شازند) و آنومالی مثبت Ce با مقادیر یک تا ۳۸ (ملایر) و ۳۰ و ۱۴۹ (شازند) هستند. درحالی‌که نمونه‌های بروجرد دارای آنومالی منفی تا مثبت سریم هستند (۰/۵۲ تا ۱/۹۲). مقادیر Th/U در نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از ۰/۷۵ است که نشان‌دهنده ماگمایی بودن زیرکن‌ها است (Corfu et al., 2003). مقادیر Nb و Ta دارای بیشترین مقدار در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد به ترتیب با مقادیر سه تا ۲۰۸۴ و ۶۵ تا ۳۰۸ گرم در تن هستند، این مقادیر در دایک‌های پگماتیتهی شازند کمترین مقدار چهار تا هفت و دو تا ۱۹ گرم در تن را دارند. مقادیر بالای Nb و Ta در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد شاید در ارتباط با ادخال‌هایی از کانی‌های حاوی این عناصر در داخل زیرکن است. دایک‌های پگماتیتهی ملایر دارای مقادیر دو تا ۶۵ برای Nb و یک تا ۲۷ گرم در تن برای Ta هستند (جدول ۱). باین‌حال، مقادیر Nb/Ta در دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۱/۲۷ تا ۲/۸۸)، دایک‌های پگماتیتهی شازند (۰/۳۷ تا ۲/۳۸) و دایک‌های پگماتیت بروجرد (۰/۰۵ تا ۶/۷۵) کمتر از این مقادیر در کندریت (مقدار ۱۷/۵) است (Linnen and Keppler, 1997). مقادیر Y/Ho برای دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۲۷/۶۱ تا ۲۹/۲۴)، بروجرد (۲۵/۷۲ تا ۴۱/۱۴) و شازند (۲۷/۲۸ تا ۳۰/۶۱) به‌جز دایک‌های پگماتیتهی بروجرد همگی در گستره کندریت قرار دارند (گستره کندریت ۲۵ تا ۳۲ است) (Bau, 1996). مقادیر بالاتر Y/Ho در گرانیتهای حاوی قلع نیز گزارش شده است (Nardi et al., 2013) و می‌تواند شباهت نمونه‌های دایک‌های پگماتیتهی بروجرد با گرانیتهای نوع احیایی را نشان دهد. مقادیر Nb/Ce در دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۰/۰۸ تا ۰/۶۹) و شازند (۰/۰۵ تا ۰/۶۷) در یک گستره مشابه قرار دارند، این مقدار در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد (۱/۷۲)

بیشتر قرار گرفتن HREE در ساختار زیرکن افزایش نشان داده است. دایک‌های پگماتیته ملایر و شازند دارای ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل متناسب با سنگ میزبان خود هستند و بیشتر نشان‌دهنده این است، عناصر نادر خاکی تجزیه شده بیشتر در ساختار زیرکن هستند تا ادخال کانی‌های دیگر در زیرکن. از طرف دیگر، ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در

دایک‌های پگماتیته بروجرد از نظم خوبی برخوردار نیست و به‌خصوص در دو نقطه اندازه‌گیری شده دارای افزایش بار LREE هستند و نشان‌دهنده تجزیه احتمالی ادخال کانی‌های دیگر (شاید آپاتیت) و نقش فرایندهای هیدروترمالی در تشکیل این زیرکن‌ها است (Hoskin, 2005).

جدول ۱. نتایج شیمی زیرکن در دایک‌های پگماتیته که با روش LA-ICPMS مورد تجزیه قرار گرفته است

Samples	۱۲-۰۱	۱۲-۰۲	۱۲-۰۳	۱۲-۰۴	۱۲-۰۵	۱۲-۰۶	۱۲-۰۷	۱۲-۰۸	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲
	Malayer pegmatite dikes						Boroujerd			
Elements										
P (ppm)	۱۶۵۶/۵۲	۱۶۰۶/۸۸	۱۴۴۵/۶۸	۲۸۰۲۳/۵۹	۱۴۹۳/۴۱	۱۳۸۳/۸۱	۴۸۰۴/۰۴	۲۸۷۱/۲۷	۱۷۱۳/۶۲	۲۱۰۹۵/۱۲
Ti	۱۷/۰۰	۱۰/۹۴	۲۲/۵۷	۵۱/۰۴	۲۶/۶۵	۱۴/۹۳	۱۵/۱۶	۱۹/۸۱	۱/۰۰	۸/۸۴
Y	۲۲۸۷/۶۰	۴۶۵۴/۰۸	۳۶۳۱/۰۹	۱۷۵۲۶/۲۸	۷۸۸۷/۰۷	۵۹۳۹/۴۴	۱۴۷۹۷/۷۷	۳۹۶۴/۱۶	۹۹۸/۷۲	۲۱۹۶۸/۹۸
Nb	۹/۱۳	۳۶/۰۷	۱۳/۰۹	۴/۶۰	۱۷/۹۰	۶۵/۹۳	۱۷/۲۹	۲/۱۱	۳/۶۴	۸۹/۴۴
La	۱۱/۱۴	۶/۸۴	۰/۰۳	۱۰/۰۶	۲/۷۸	۰/۹۴	۸/۹۸	۰/۰۲	۰/۰۳	۱۱/۵۵
Ce	۴۶/۰۸	۷۱/۹۰	۲۵/۲۹	۵۶/۲۵	۵۷/۲۷	۱۱۳/۶۸	۱۳۷/۰۵	۳/۰۵	۰/۱۵	۵۲/۱۰
Pr	۳/۸۲	۲/۶۰	۰/۳۵	۱۸/۲۲	۱/۵۴	۰/۷۴	۴/۳۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۱۶/۹۶
Nd	۱۸/۲۰	۱۶/۰۵	۷/۲۶	۱۹۱/۲۹	۱۵/۲۸	۷/۷۰	۳۸/۷۹	۱/۷۱	۰/۱۸	۱۵۸/۲۵
Sm	۹/۲۲	۱۴/۲۷	۱۴/۳۲	۲۰۵/۰۰	۲۵/۹۲	۱۴/۸۳	۵۵/۷۹	۵/۱۴	۱/۳۵	۳۹۰/۹۹
Eu	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۴۸	۳/۸۲	۲/۱۲	۱/۴۴	۱۱/۹۷	۰/۵۵	۰/۰۰	۵/۱۳
Gd	۴۶/۶۶	۸۷/۳۱	۸۰/۲۵	۶۰۷/۶۸	۱۵۲/۰۷	۱۰۱/۹۴	۳۰۴/۵۱	۴۱/۶۰	۹/۴۲	۱۰۷۸/۵۸
Tb	۱۵/۴۵	۳۱/۸۸	۲۸/۴۳	۱۷۴/۲۳	۵۴/۶۶	۳۶/۵۶	۱۱۰/۴۶	۱۹/۷۸	۸/۳۰	۴۵۶/۶۲
Dy	۲۰۴/۴۵	۴۱۳/۹۰	۳۳۶/۵۴	۱۸۳۲/۷۴	۶۸۵/۸۴	۵۰۲/۳۰	۱۳۵۵/۱۳	۳۰۹/۷۳	۹۸/۲۲	۳۵۷۵/۴۶
Ho	۸۰/۲۱	۱۶۳/۲۹	۱۳۱/۵۰	۶۳۰/۲۸	۲۷۰/۴۲	۲۰۶/۹۸	۵۲۴/۴۶	۱۳۵/۵۷	۲۴/۶۸	۶۵۳/۲۴
Er	۳۵۹/۷۹	۷۴۹/۳۶	۵۷۶/۷۶	۲۵۲۲/۸۴	۱۲۴۴/۵۷	۹۶۶/۵۷	۲۳۵۶/۲۵	۶۹۵/۸۸	۱۰۴/۱۵	۱۸۸۳/۷۰
Tm	۸۰/۳۶	۱۶۳/۴۵	۱۲۳/۰۸	۴۸۵/۰۲	۲۷۲/۳۵	۲۱۹/۷۲	۵۱۵/۲۸	۱۸۴/۴۷	۳۷/۰۹	۴۳۱/۸۲
Yb	۷۶۲/۴۵	۱۵۵۲/۸۲	۱۱۴۹/۳۱	۴۱۸۱/۲۳	۲۵۷۹/۹۵	۲۱۵۶/۳۱	۵۰۰۲/۶۹	۲۰۵۲/۶۱	۵۱۹/۲۲	۴۱۱۲/۰۸
Lu	۱۴۸/۴۳	۲۹۲/۴۵	۲۱۷/۰۷	۷۱۵/۰۳	۴۸۷/۶۹	۴۱۰/۶۱	۹۶۰/۶۶	۴۲۶/۵۱	۹۴/۰۷	۵۶۵/۸۵
Hf	۳۰۸۳۰/۰۰	۳۴۳۶۸/۸۷	۲۹۵۵۵/۸۰	۲۶۸۷۲/۵۰	۲۴۰۷۲/۹۳	۳۱۱۲۶/۵۸	۲۳۶۷۰/۶۰	۳۲۵۰۳/۶۱	۱۲۵۱۰۴/۳۰	۵۰۶۱۲/۵۶
Ta	۵/۱۱	۱۷/۸۳	۶/۳۷	۲/۶۲	۷/۵۵	۲۷/۰۶	۶/۰۱	۱/۶۶	۶۹/۰۶	۷۲/۹۸
Th	۴۶۹/۹۲	۲۰۴۱/۲۵	۱۰۵۴/۱۳	۶۴۷/۳۴	۱۴۹۲/۳۹	۲۵۹۸/۰۶	۳۰۱۰/۵۸	۵۷/۹۳	۳۰/۰۵	۸۷۱/۳۳
U	۹۶۲/۴۰	۳۴۰۰/۰۰	۱۶۵۹/۱۷	۱۴۷۳/۶۳	۲۰۰۱/۵۳	۴۷۲۸/۶۹	۳۹۹۷/۴۳	۸۶۰/۹۸	۶۸۸۵/۳۰	۵۴۳۷۴/۱۹
Eu*	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۲۸	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۲
Ce*	۱/۷۱	۴/۱۲	۶۴/۱۹	۱/۰۱	۶/۴۹	۳۲/۸۴	۵/۳۰	۳۸/۷۵	۱/۹۲	۰/۹۰
Th/U	۰/۴۹	۰/۶۰	۰/۶۴	۰/۴۴	۰/۷۵	۰/۵۵	۰/۷۵	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۲
(Lu)N	۵۸۴۳/۸۰	۱۱۵۱۳/۹۴	۸۵۴۶/۲۲	۲۸۱۵۰/۹۰	۱۹۲۰۰/۵۸	۱۶۱۶۵/۷۰	۳۷۸۲۱/۴۲	۱۶۷۹۱/۷۶	۳۷۰۳/۹۳	۲۲۲۷۷/۸۲
(La/Yb)N	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Nb/Ta	۱/۷۹	۲/۰۲	۲/۰۵	۱/۷۶	۲/۳۷	۲/۴۴	۲/۸۸	۱/۲۷	۰/۰۵	۱/۲۳
Y/Ho	۲۸/۵۲	۲۸/۵۰	۲۷/۶۱	۲۷/۸۱	۲۹/۱۷	۲۸/۷۰	۲۸/۲۲	۲۹/۲۴	۴۰/۴۶	۳۳/۶۳
Nb/Ce	۰/۲۰	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۰۸	۰/۳۱	۰/۵۸	۰/۱۳	۰/۶۹	۲۳/۱۱	۱/۷۲

ادامه جدول ۱.

Samples	۱-۰۳	۱-۰۴	۱-۰۱	۱-۰۲	۱۱-۰۱	۱۱-۰۲	۱۱-۰۳	۱۱-۰۳
Elements	Boroujerd pegmatite dikes				Shazand pegmatite dikes			
P (ppm)	۱۶۰۰/۰۴	۱۸۳۷۵/۱۰	۲۶۱۱۶/۸۹	۱۰۲۹۹/۹۸	۱۴۸۲/۵۲	۱۰۸۲/۹۹	۱۴۶۰/۵۶	۵۴۵/۴۹
Ti	۳۴/۲۴	۱۵/۰۴	۵۴۱/۶۳	۷۱/۵۹	۲۸/۱۱	۴۱/۳۱	۲۱/۱۴	۱۰/۹۹
Y	۲۰۰۷/۲۴	۳۰۳۱۶/۶۲	۲۷۴۱۲/۴۹	۱۴۰۱۲/۰۰	۵۶۸۰/۲۲	۳۰۲۸/۸۸	۵۱۵۵/۴۶	۳۳۷۴/۸۲
Nb	۵۶/۲۱	۶۹/۴۳	۲۰۸۴/۱۶	۲۲۰/۸۲	۵/۰۶	۷/۱۲	۴/۵۱	۵/۴۰
La	۰/۳۶	۶/۴۳	۲۲۹/۶۲	۸/۲۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳
Ce	۰/۳۸	۲۲/۸۵	۳۷۲/۷۵	۳۶/۳۳	۲۲/۷۷	۱۰/۶۴	۲۰/۰۴	۱۰۰/۴۴
Pr	۰/۰۴	۶/۱۸	۱۳۱/۵۶	۶/۴۴	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۸۸
Nd	۱/۲۰	۳۸/۸۹	۷۴۷/۱۴	۴۷/۹۷	۴/۱۹	۵/۵۵	۳/۷۱	۱۴/۱۸
Sm	۴/۳۰	۱۹۴/۷۹	۵۸۴/۳۷	۱۳۶/۷۳	۱۳/۵۸	۱۳/۵۲	۱۰/۹۴	۲۱/۰۶
Eu	۰/۱۵	۴/۷۶	۱۷۷/۱۲	۲۲/۲۸	۲/۴۸	۰/۷۷	۲/۹۱	۸/۹۵
Gd	۵۳/۶۲	۱۲۲۱/۷۵	۱۱۸۰/۸۶	۵۹۹/۷۴	۱۰/۱۸۵	۶۸/۶۰	۸۶/۱۵	۹۵/۸۵
Tb	۳۹/۸۸	۷۴۰/۱۹	۴۸۸/۳۶	۳۳۱/۳۴	۳۷/۵۹	۲۴/۱۲	۳۳/۶۹	۲۷/۵۶
Dy	۳۴۳/۴۴	۵۹۰۶/۵۳	۴۵۲۴/۸۷	۲۷۵۳/۸۸	۵۱۰/۰۰	۲۹۳/۲۵	۴۵۳/۰۳	۳۰۵/۹۸
Ho	۴۸/۷۶	۸۲۵/۸۹	۱۰۶۵/۸۶	۴۲۶/۳۱	۲۰۸/۰۴	۱۰۸/۲۹	۱۸۸/۹۶	۱۱۰/۲۵
Er	۱۱۳/۴۲	۱۶۹۰/۶۴	۴۱۱۴/۵۲	۱۰۲۴/۳۴	۹۵۸/۷۷	۴۷۷/۰۷	۸۵۹/۴۹	۴۹۷/۴۹
Tm	۲۲/۲۳	۲۷۸/۲۵	۱۱۶۱/۵۷	۱۹۲/۴۵	۲۰۸/۹۰	۹۸/۶۷	۱۸۹/۹۷	۱۱۳/۰۳
Yb	۲۰۹/۵۴	۲۰۵۵/۶۵	۱۳۰۲۸/۷۳	۱۴۹۸/۷۴	۱۹۴۵/۵۰	۹۴۳/۹۲	۱۷۸۸/۱۵	۱۱۶۲/۸۵
Lu	۲۶/۸۶	۱۸۸/۹۱	۲۱۴۵/۶۴	۱۶۰/۴۸	۳۵۶/۷۶	۱۷۶/۸۷	۳۳۱/۳۱	۲۴۳/۸۶
Hf	۱۱۷۷۴۸/۸۰	۵۸۸۵۱/۴۳	۳۶۸۸۱/۵۵	۷۹۵۶۹/۰۰	۲۶۵۸۶/۴۵	۲۷۸۱۷/۶۷	۲۶۲۷۵/۰۴	۲۶۶۲۲/۲۲
Ta	۶۵/۷۴	۶۶/۲۳	۳۰۸/۷۴	۲۰۸/۲۱	۲/۴۴	۱۹/۲۹	۲/۰۴	۲/۲۷
Th	۵۱/۰۷	۴۷۶/۶۳	۵۵۰/۷۳	۳۲۲۰/۷۰	۱۰۷/۲۵	۳۵۲/۶۵	۸۰/۶۳	۱۴۹۳/۱۸
U	۱۰۸۵۸/۲۹	۹۹۱۵۸/۵۰	۴۵۰۵۷/۵۲	۲۴۶۵۸/۴۷	۲۰۱/۱۴	۶۷۰/۱۸	۱۷۰/۴۵	۱۴۳۳/۴۴
Eu*	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۶۵	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۰۸	۰/۲۹	۰/۶۱
Ce*	۰/۷۳	۰/۸۸	۰/۵۲	۱/۲۱	۹۵/۳۵	۳۰/۰۸	—	۱۴۹/۸۱
Th/U	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۴۷	۱/۰۴
(Lu)N	۱۰۵۷/۶۱	۷۴۳۷/۶۱	۸۴۴۷۴/۳۹	۶۳۱۸/۳۱	۱۴۰۴۵/۶۲	۶۹۶۳/۳۹	۱۳۰۴۳/۷۸	۹۶۰۰/۶۳
(La/Yb)N	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Nb/Ta	۸۵/۰	۱/۰۵	۶/۷۵	۱/۰۶	۲/۰۷	۰/۳۷	۲/۲۲	۲/۳۸
Y/Ho	۴۱/۱۶	۳۶/۷۱	۲۵/۷۲	۳۲/۸۷	۲۷/۳۰	۲۷/۹۷	۲۷/۲۸	۳۰/۶۱
Nb/Ce	۱۴۴/۱۴	۳/۰۴	۵/۵۹	۶/۰۸	۰/۲۲	۰/۶۷	۰/۲۳	۰/۰۵

جدول ۲. نتایج شیمی سنگ کل در دایک‌های پگماتیته. شماره ۱۰ (بروجرد)، شماره ۱۱ (شازند) و شماره ۱۲ (ملایر)

Samples	۱۰	۱۱	۱۲
SiO ₂ wt. %	۷۷/۵۶	۷۳/۲۶	۷۳/۱۳
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳
Al ₂ O ₃	۱۳/۳۷	۱۲/۲۴	۱۳/۴۷
FeOT	۱/۰۹	۱/۵۵	۰/۸۹
MnO	۰/۰۱	۰/۱۴	۰/۰۱
MgO	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۰
CaO	۰/۳۳	۰/۸۷	۰/۶۴
Na ₂ O	۲/۳۵	۲/۳۰	۴/۷۶

تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} با استفاده از شیمی زیرکن ...

ادامه جدول ۲.

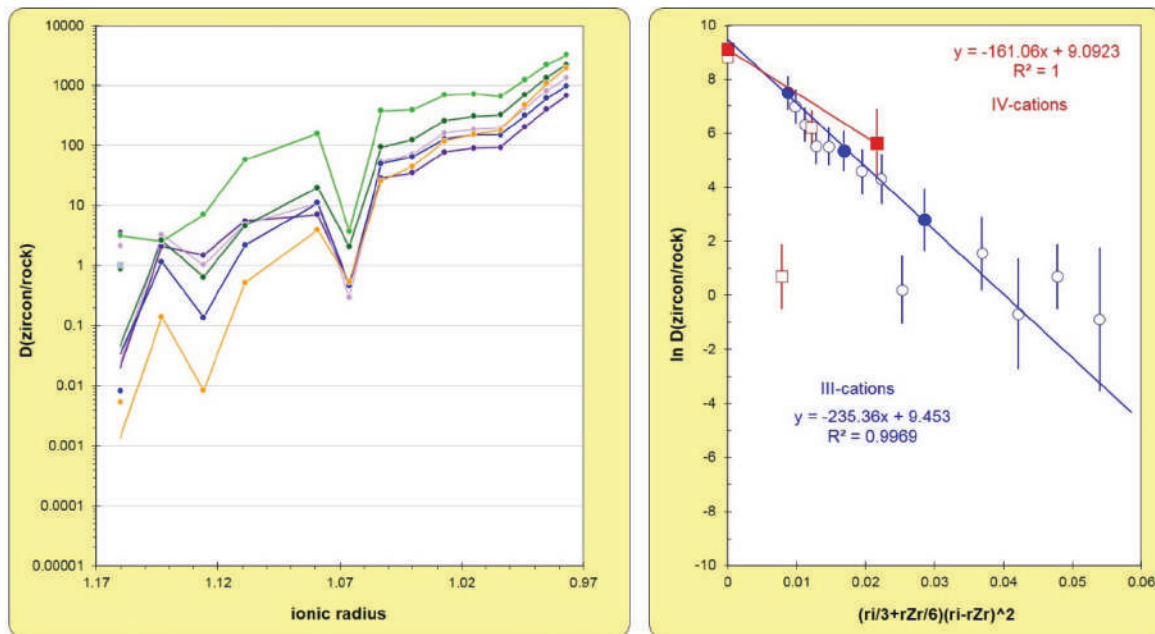
Samples	۱۰	۱۱	۱۲
K ₂ O	۴/۱۷	۶/۶۲	۴/۰۵
P ₂ P5	۰/۲۸	۰/۱۶	۰/۴۲
La (ppm)	۳/۷۸	۳/۰۱	۳/۲
Ce	۱۶/۶۲	۲۲/۰۰	۲۱/۸۷
Pr	۳/۲۵	۲/۷۳	۲/۵۵
Nd	۳/۰۰	۳/۸۰	۳/۳۰
Sm	۱/۲۵	۱/۳۵	۱/۳۰
Eu	۱/۱۰	۰/۹۶	۱/۰۲
Gd	۱/۲۰	۱/۰۶	۱/۶۱
Tb	۰/۷۲	۰/۴۵	۰/۴۴
Dy	۴/۳۰	۲/۵۶	۲/۶۳
Ho	۱/۱۰	۰/۹۵	۰/۸۸
Er	۲/۲۵	۲/۹۳	۳/۸۵
Tm	۰/۲۸	۰/۴۳	۰/۳۹
Yb	۱/۴۲	۲/۰۰	۱/۹
Lu	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۲
Hf	۵/۰۰	۴/۸۲	۴/۴۰
Th	۴/۰۰	۵/۶۵	۳/۳۰
U	۴/۱۰	۴/۶۰	۴/۱۰
Zr	۵۸/۰۰	۵۲/۱۸	۵۵/۹۹

جدول ۳. نتایج ضریب‌های توزیع زیرکن/سنگ کل (عناصر نادر خاکی و برخی از عناصر کمیاب) برای دایک‌های پگماتیته بروجرده، ملایر و شازند

Samples	۱۲-۰۱	۱۲-۰۲	۱۲-۰۳	۱۲-۰۴	۱۲-۰۵	۱۲-۰۶	۱۲-۰۷	۱۲-۰۸	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲	
Elements	Malayer pegmatite dikes							Boroujerd			
La	۳/۴۸	۲/۱۴	۰/۰۱	۳/۱۴	۰/۸۷	۰/۲۹	۲/۸۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۳/۰۶	
Ce	۲/۱۱	۳/۲۹	۱/۱۶	۲/۵۷	۲/۶۲	۵/۲۰	۶/۲۷	۰/۱۴	۰/۰۱	۳/۱۴	
Pr	۱/۵۰	۱/۰۲	۰/۱۴	۷/۱۴	۰/۶۴	۰/۲۹	۱/۷۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۵/۲۲	
Nd	۵/۵۲	۴/۸۶	۲/۲۰	۵۷/۹۷	۴/۶۳	۲/۳۳	۱۱/۷۵	۰/۵۲	۰/۰۶	۵۲/۷۵	
Sm	۷/۰۹	۱۰/۹۸	۱۱/۰۲	۱۵۷/۷۰	۱۹/۹۴	۱۱/۴۱	۴۲/۹۲	۳/۹۶	۱/۰۹	۳۱۲/۷۹	
Eu	۰/۴۹	۰/۲۹	۰/۴۷	۳/۷۴	۲/۰۸	۱/۴۲	۱۱/۷۳	۰/۵۴	۰/۰۹	۴/۶۷	
Gd	۲۸/۹۸	۵۴/۲۳	۴۹/۸۴	۳۷۷/۴۴	۹۴/۴۶	۶۳/۳۲	۸۹/۱۴	۲۵/۸۴	۷/۸۶	۸۹۸/۸۲	
Tb	۳۵/۱۲	۷۲/۴۵	۶۴/۶۱	۳۹۵/۹۷	۱۲۴/۲۳	۸۳/۱۰	۲۵۱/۰۴	۴۴/۹۵	۱۱/۵۳	۶۳۴/۲۱	
Dy	۷۷/۷۴	۱۶۱/۶۸	۱۲۷/۹۶	۸۹۶/۸۶	۲۶۰/۷۸	۱۹۰/۹۹	۵۱۵/۲۶	۱۱۷/۷۷	۲۲/۸۴	۱۰۸۳/۴۷	
Ho	۹۱/۱۵	۱۸۵/۵۶	۱۴۹/۴۳	۷۱۶/۲۳	۳۰۷/۳۰	۲۳۵/۲۱	۵۹۵/۹۷	۱۵۴/۰۵	۱۹/۴۴	۵۱۴/۳۶	
Er	۹۳/۴۵	۱۹۴/۶۴	۱۴۹/۸۱	۶۵۵/۲۸	۳۲۳/۲۷	۲۵۱/۰۶	۶۱۲/۰۱	۱۸۰/۷۵	۴۶/۲۹	۸۳۷/۲۰	
Tm	۲۰۶/۰۶	۴۱۹/۱۱	۳۱۵/۵۹	۱۲۴۳/۶۵	۶۹۸/۳۳	۵۶۳/۳۹	۱۳۲۱/۲۳	۴۳۷/۰۰	۱۳۲/۴۹	۱۵۴۲/۲۲	
Yb	۴۰/۲۹	۸۱۷/۲۸	۶۰۴/۹۰	۲۲۰/۶۵	۱۳۵۷/۸۷	۱۱۳۴/۹۰	۲۶۳۳/۰۰	۱۰۸۰/۳۲	۳۶۵/۶۵	۲۸۹۵/۸۳	
Lu	۶۷۴/۶۹	۱۳۲۹/۳۴	۹۸۶/۷۰	۳۲۵۰/۱۵	۲۲۱۶/۷۹	۱۸۶۶/۴۰	۴۳۶۶/۶۵	۱۹۳۸/۶۸	۳۴۸/۴۴	۲۰۹۵/۷۶	
Hf	۷۰۰۶/۸۲	۷۸۱۱/۱۱	۶۷۱۷/۲۳	۶۱۰۷/۳۹	۵۴۷۱/۱۲	۷۰۷۴/۲۲	۵۳۷۹/۶۸	۷۳۸۷/۱۸	۲۵۰۲۰/۸۶	۱۰۱۲۲/۵۱	
Zr	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	
U	۲۳۴/۷۳	۸۲۹/۲۷	۴۰۴/۶۷	۳۵۹/۴۲	۴۸۸/۱۸	۱۱۵۳/۳۴	۹۷۴/۹۸	۲۱۰/۰۰	۱۷۲۱/۳۳	۱۳۵۹۳/۵۵	
Th	۱۴۲/۴۰	۶۱۸/۵۶	۳۱۹/۴۳	۱۹۶/۱۶	۴۵۲/۲۴	۷۸۷/۲۹	۹۱۲/۳۰	۱۷/۵۶	۱۷/۲۷	۱۸/۲۵	

ادامه جدول ۳.

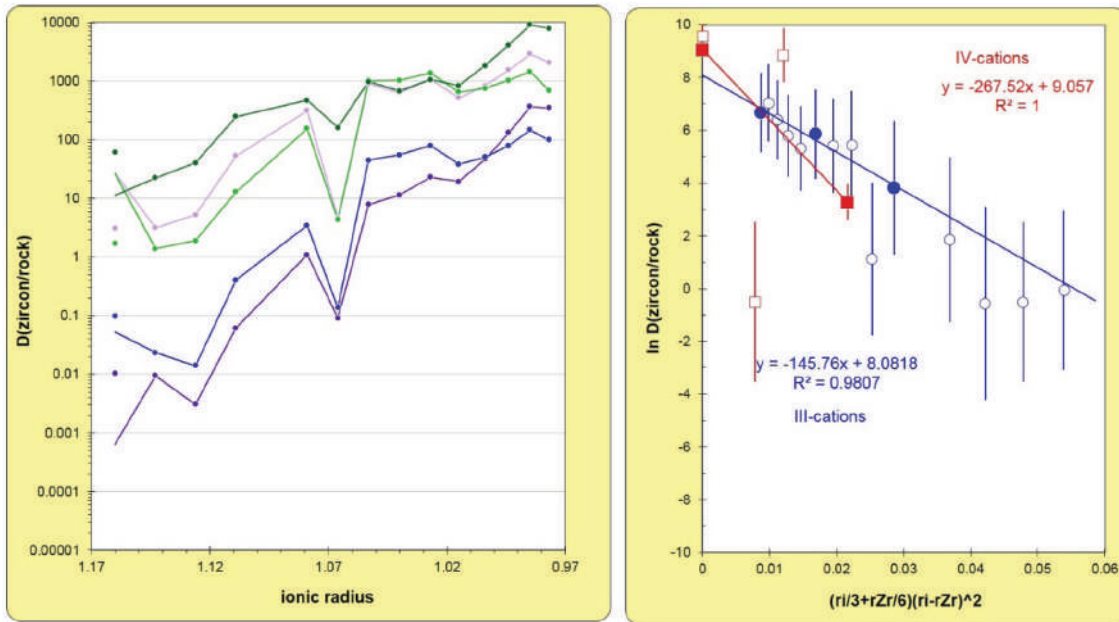
Samples	۱۰-۰۳	۱۰-۰۴	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲	۱۱-۰۱	۱۱-۰۲	۱۱-۰۳	۱۱-۰۳
Elements	Boroujerd pegmatite dikes				Shazand pegmatite dikes			
La	۰/۱۰	۱/۷۰	۶۰/۷۵	۲/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Ce	۰/۰۲	۱/۳۸	۲۲/۴۳	۲/۱۹	۱/۰۳	۰/۴۸	۰/۹۱	۴/۵۷
Pr	۰/۰۱	۱/۹۰	۴۰/۴۸	۱/۹۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۳۲
Nd	۰/۴۰	۱۲/۹۶	۲۴۹/۰۵	۱۵/۹۹	۱/۱۰	۱/۴۶	۰/۹۸	۳/۷۳
Sm	۳/۴۴	۱۵۵/۸۴	۴۶۷/۵۰	۱۰۹/۳۹	۱۰/۰۶	۱۰/۰۲	۸/۱۰	۱۵/۶۰
Eu	۰/۱۴	۴/۳۳	۱۶۱/۰۳	۲۰/۲۶	۲/۵۹	۰/۸۱	۳/۰۴	۹/۳۲
Gd	۴۴/۶۹	۱۰۱۸/۱۳	۹۸۴/۰۵	۴۹۹/۷۹	۹۶/۰۹	۶۴/۷۲	۸۱/۲۷	۹۰/۴۳
Tb	۵۵/۴۰	۱۰۲۸/۰۴	۶۷۸/۲۸	۴۶۰/۲۰	۸۳/۵۲	۵۳/۶۰	۷۴/۸۷	۶۱/۲۵
Dy	۷۹/۸۷	۱۳۷۳/۶۱	۱۰۵۲/۳۰	۶۴۰/۴۴	۲۹۹/۲۲	۱۳۳/۹۱	۱۶۷/۹۷	۱۱۹/۵۲
Ho	۳۸/۴۰	۶۵۰/۳۱	۸۳۹/۲۶	۳۳۵/۶۸	۲۱۸/۹۹	۱۱۳/۹۸	۱۹۸/۹۰	۱۱۶/۹۵
Er	۵۱/۴۱	۷۵۱/۴۰	۱۸۲۸/۶۸	۴۵۵/۲۷	۲۴۳/۹۶	۱۲۱/۳۹	۲۱۸/۷۰	۱۲۶/۵۹
Tm	۷۹/۷۵	۱۰۲۵/۹۰	۴۱۴۸/۴۸	۶۸۷/۳۵	۴۸۵/۸۱	۲۲۹/۴۷	۴۴۱/۷۸	۲۶۲/۸۶
Yb	۱۴۷/۵۷	۱۴۴۷/۶۴	۹۱۷۵/۱۶	۱۰۵۵/۴۵	۹۷۲/۷۵	۴۷۱/۹۶	۸۹۴/۰۷	۵۸۱/۴۳
Lu	۹۹/۴۹	۶۹۹/۶۹	۷۹۴۶/۸۵	۵۹۴/۳۹	۱۷۸۳/۷۹	۸۸۴/۳۵	۱۶۵۶/۵۶	۱۲۱۹/۲۸
Hf	۲۳۵۴۹/۷۷	۱۱۷۷۰/۲۹	۷۳۷۶/۳۱	۱۵۹۱۳/۸۰	۵۵۱۵/۸۶	۵۷۷۱/۳۰	۵۴۵۱/۲۵	۵۵۲۳/۲۸
Zr	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	۹۵۳۵/۳۶	۹۵۳۵/۳۶	۹۵۳۵/۳۶	۹۵۳۵/۳۶
U	۲۷۱۴/۵۷	۲۴۷۸۹/۶۳	۱۱۲۶۴/۳۸	۶۱۶۴/۶۲	۴۳/۷۳	۱۴۵/۶۹	۳۷/۰۵	۳۱۱/۶۲
Th	۱۶/۴۴	۱۶/۵۶	۷۷/۱۹	۵۲/۰۵	۱۸/۹۸	۶۲/۴۲	۱۴/۲۷	۲۶۴/۲۸



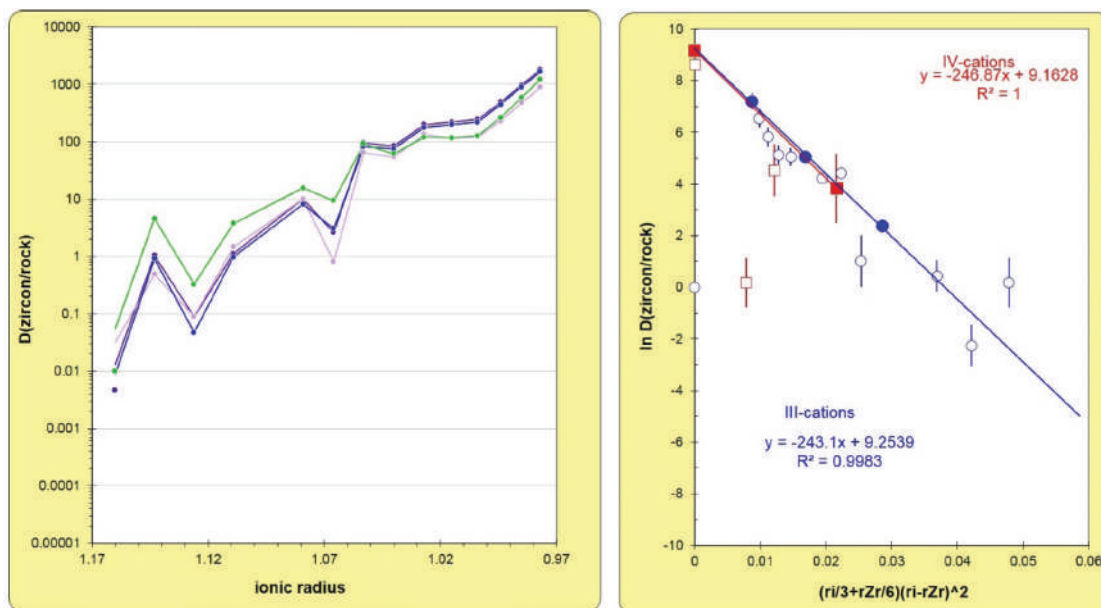
شکل ۳. نمودار ضریب توزیع $D(\text{zircon}/\text{rock})$ در برابر شعاع یونی (نمودار سمت چپ)، نمودار لگاریتم طبیعی $(\ln D(\text{zircon}/\text{rock}))$ در برابر پارامتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} (نمودار سمت راست) در نمونه دایک پگماتیته ملایر

1. Lattice-strain parameter

تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} با استفاده از شیمی زیرکن ...



شکل ۴. نمودار ضریب توزیع $D(zircon/rock)$ در برابر شعاع یونی (نمودار سمت چپ)، نمودار لگاریتم طبیعی $(\ln D(zircon/rock))$ در برابر پارامتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} (نمودار سمت راست) در نمونه دایک پگماتیتهی بروجرد



شکل ۵. نمودار ضریب توزیع $D(zircon/rock)$ در برابر شعاع یونی (نمودار سمت چپ)، نمودار لگاریتم طبیعی $(\ln D(zircon/rock))$ در برابر پارامتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} (نمودار سمت راست) در نمونه دایک پگماتیتهی شازند

بحث

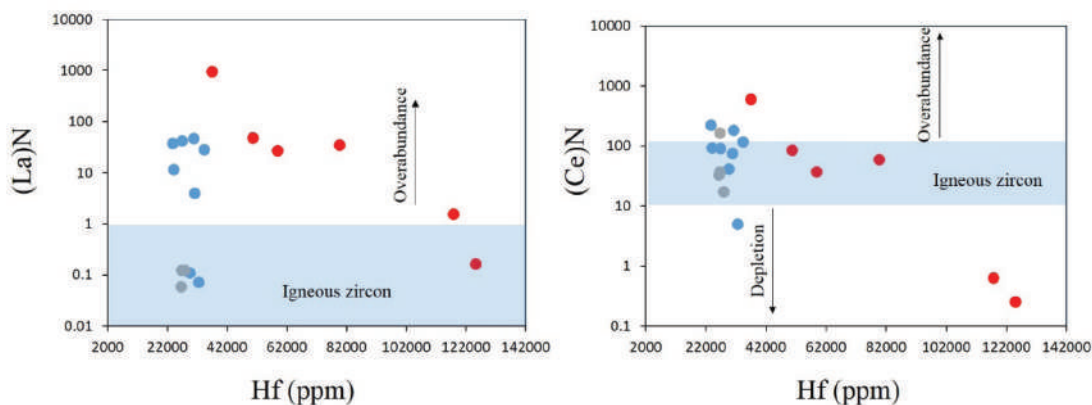
دیگر است. شیمی زیرکن نشان داد، مقادیر هافنیم در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد بیشتر از دو ناحیه دیگر است. با در نظر گرفتن این موضوع، می‌توان مقادیر بالای هافنیم و نبود سازگاری توزیع عناصر نادر خاکی بین زیرکن و سنگ کل در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد را به فرایندهای هیدروترمالی

همان‌طور که جدول و نمودارهای ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل نشان داد، عناصر HREE تمایل بیشتری برای قرار گرفتن در شبکه ساختاری زیرکن در هر سه ناحیه دارند، با این تفاوت که سازگاری این ضریب توزیع بین زیرکن و سنگ کل در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد کمتر از دو ناحیه

به طور کامل مشهود است و این نبود سازگاری در نمونه‌های ملایر کمتر مشاهده شده است (شکل ۳)، در حالی که نمونه‌های شازند به طور کامل سازگار هستند و نشان دهنده زیرکن‌های ماگمایی اولیه است. تأثیر فرایندهای هیدروترمالی در نمونه‌های بروجرد بسیار بیشتر است.

مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} در نمونه‌های زیرکن مطالعه شده در جدول ۴ ارائه شده است (Ballard et al., 2002). این مقادیر در زیرکن دایک پگماتیتهی ملایر برابر $7/64$ تا $31/78$ با حذف مقادیر غیرعادی بیشینه و کمینه، در دایک پگماتیتهی شازند برابر $2/83$ تا $21/25$ و در دایک پگماتیتهی بروجرد برابر $0/14$ تا $1/55$ است. این مقادیر نشان می‌دهد، مقدار Ce^{4+}/Ce^{3+} از دایک‌های پگماتیتهی ملایر به سمت شازند و در نهایت بروجرد کم شده است. مقدار Ce^{4+} در زیرکن‌های متبلور شده از ماگمای اولیه بیشتر وارد ساختمان زیرکن می‌شود (Krauskopf, 1979) و بنابراین محتوی پایین Ce^{4+}/Ce^{3+} در دایک پگماتیتهی بروجرد را می‌توان متبلور شدن دایک در مراحل پایانی تفریق ماگمایی در نظر گرفت. با افزایش تفریق ماگمایی و به دنبال آن فرایندهای هیدروترمالی باعث فقدان آنومالی مثبت Ce نیز در زیرکن پگماتیتهی بروجرد شده است. مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} در زیرکن نشان دهنده فوگاسیته اکسیژن در زمان تشکیل زیرکن است (Trail et al., 2011, 2012). با کاهش مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} از دایک پگماتیتهی ملایر به سمت شازند و در نهایت بروجرد با کاهش فوگاسیته اکسیژن و FMQA همراه شده است (جدول ۴).

و تشکیل ادخال‌هایی از کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی (شاید آپاتیت و مونازیت) نسبت داد (Zhong et al., 2018; Nardi et al., 2013; Wang et al., 2010; Claiborne et al., 2006). با در نظر گرفتن دمای تشکیل زیرکن (جدول ۴)، می‌توان گفت که زیرکن‌های دایک پگماتیتهی ملایر در دمای ۷۵۴ تا ۹۲۵ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده که دمای کم‌وبیش یکسان با دمای تشکیل زیرکن‌های دایک پگماتیتهی شازند است که دمای ۷۵۴ تا ۸۹۹ درجه سانتی‌گراد دارد. دو دمای محاسبه شده برای دایک‌های پگماتیتهی بروجرد دماهای بسیار بالایی را نشان داده است (۹۷۱ و ۱۳۳۹ درجه سانتی‌گراد) که به دلیل ادخال روتیل در زیرکن‌های تجزیه شده و مقادیر بالای تیتانیوم (به ترتیب ۷۱ و ۵۴۱ گرم در تن تیتانیوم) در ساختار این زیرکن‌ها است. از طرفی تغییرات محتوی REE در زیرکن‌های ماگمایی متأثر از فرایندهای هیدروترمالی بیشتر از زیرکن‌های ماگمایی اولیه است (Nardi et al., 2013; Wang et al., 2010). این موضوع در مورد دایک پگماتیتهی بروجرد با مقادیر هافنیم بالاتر و REE بالاتر صدق می‌کند. برای بررسی غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های زیرکن از نمودارهای $N(Ce)$ و $N(La)$ در برابر محتوی هافنیم به گرم در تن استفاده شد (El-Bialy and Ali, 2013). این نمودارها نشان داد که غنی‌شدگی و در مواردی تهی‌شدگی LREE در نمونه‌های دایک‌های پگماتیتهی ناحیه بروجرد و ملایر وجود دارد (شکل ۶). این غنی‌شدگی در نمونه‌های بروجرد نمود بیشتری دارد، چراکه نبود سازگاری عناصر بین زیرکن/سنگ کل در نمودار شکل ۴



شکل ۶. نمودارهای $(La)N$ و $(Ce)N$ در برابر محتوی هافنیم به گرم در تن (El-Bialy and Ali, 2013) برای نشان دادن مقادیر بالای LREE در نمونه‌های زیرکن مطالعه شده را نشان داده است. دایره قرمز (بروجرد)، دایره آبی (ملایر) و دایره طوسی (شازند) را نشان داده است

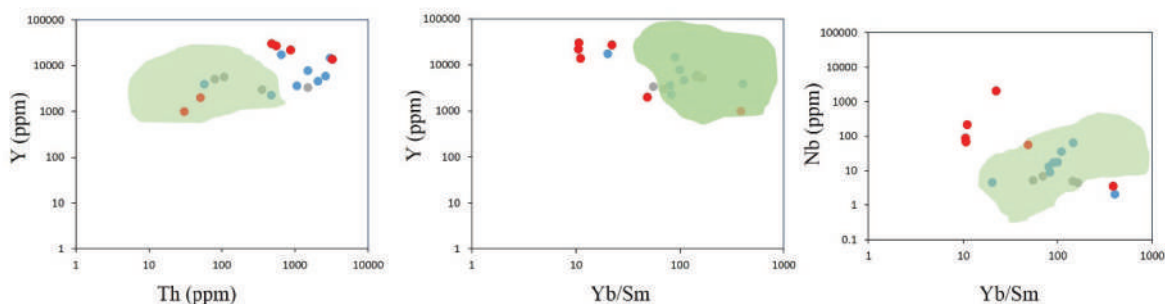
تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} با استفاده از شیمی زیرکن ...

جدول ۴. نتایج محاسبات پارامترهای دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن، مقادیر $(Ce/Ce^{*})D$ و Ce^{4+}/Ce^{3+}

Samples	Malayer pegmatite dikes								Boroujerd
	۱۲-۰۱	۱۲-۰۲	۱۲-۰۳	۱۲-۰۴	۱۲-۰۵	۱۲-۰۶	۱۲-۰۷	۱۲-۰۸	
T(C)-Ti	۷۹۸/۱۲	۷۵۴/۲۱	۸۲۸/۴۱	۹۲۵/۹۴	۸۴۶/۹۷	۷۸۴/۸۱	۷۸۶/۴۱	۸۱۴/۲۵	۵۶۷/۶۳
Ce^{4+}/Ce^{3+}	۲۵/۳۳	۳۱/۷۸	۷/۶۴	-۰/۶۸	۱۲/۳۷	۶۶/۴۱	۱۲/۷۱	۱۴/۳۴	۱/۵۵
$(Ce/Ce^{*})D$	۳/۲۰	۵/۴۳	۲/۹۷	۰/۱۵	۳/۷۶	۱۷/۴۹	۳/۵۲	۳/۴۵	۱/۵۳
$\log fO_2 [T(C)-Ti]$	-۲۱/۲۳	-۲۱/۳۲	-۲۰/۱۷	-۲۶/۶۰	-۱۸/۵۰	-۱۵/۴۶	-۲۱/۴۱	-۲۰/۲۲	-۳۷/۳۳
$\Delta FMQ [T(C)-Ti]$	-۶/۸۸	-۵/۹۸	-۶/۴۶	-۱۵/۷۴	-۵/۱۷	-۰/۸۲	-۶/۸۰	-۶/۲۲	-۱۶/۵۹
Sample	۱۰-۰۲	۱۰-۰۳	۱۰-۰۴	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲	۱۱-۰۱	۱۱-۰۲	۱۱-۰۳	۱۱-۰۳
Parameter	Boroujerd pegmatite dikes					Shazand pegmatite dikes			
T(C)-Ti	۷۳۴/۳۱	۸۷۶/۱۶	۷۸۵/۶۱	۱۳۳۹/۰۵	۹۷۱/۶۳	۸۵۳/۰۴	۸۹۹/۰۳	۸۲۱/۲۶	۷۵۴/۶۷
Ce^{4+}/Ce^{3+}	-۰/۹۴	-۰/۸۵	-۰/۹۷	-۰/۱۴	-۰/۹۱	۱۵/۱۴	۲/۸۳	۱۹/۲۴	۲۱/۲۵
$(Ce/Ce^{*})D$	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۴۰	۰/۱۷	۵/۴۵	۱/۴۷	۵/۸۹	۵/۶۸
$\log fO_2 [T(C)-Ti]$	-۳۷/۳۵	-۳۰/۳۰	-۳۵/۱۵	-۱۲/۷۴	-۲۵/۴۸	-۱۶/۸۶	-۱۹/۹۶	-۱۷/۹۰	-۲۱/۱۳
$\Delta FMQ [T(C)-Ti]$	-۲۱/۵۳	-۱۷/۵۳	-۲۰/۵۳	-۶/۲۱	-۱۴/۳۸	-۳/۶۵	-۷/۶۲	-۴/۰۵	-۵/۷۹

ناحیه نیاز به بررسی‌های بیشتری دارد. اگرچه گرانیتوئیدهای بارور دارای مقادیر Th/U بالای یک و مقادیر Y/Ho کمتر از ۲۰ هستند (Nardi et al., 2013)، این نسبت‌ها برای زیرکن‌های مورد مطالعه به ترتیب کمتر از یک و بالاتر از ۲۰ است و نشان‌دهنده عقیم بودن دایک‌های پگماتیته در مناطق مورد بررسی است. نمونه‌های مورد بررسی در گستره و یا نزدیک به گستره سینیت پگماتیته‌های معرفی شده توسط (Belousova et al., 2002) قرار دارند، هرچند که برخی از نمونه‌های بروجرد و ملایر به دلیل تأثیر فعالیت‌های هیدروترمالی تمایل به خارج از گستره دارند (شکل ۷).

فوگاسیته پایین اکسیژن در زیرکن‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد، پگماتیته‌های مورد مطالعه از لحاظ توان کانی‌سازی ضعیف هستند و تأییدکننده پژوهش‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها است (Ghasemi Siani et al., 2021). البته کانی‌سازی‌هایی همراه با گرانیتوئیدهای احیایی از جمله قلع و تنگستن تشکیل می‌شود، لیکن بایستی زیرکن موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان دایک‌های پگماتیته در مناطق بروجرد، شازند و ملایر مورد بررسی قرار گیرد. این موضوع از آنجایی دارای اهمیت است که شواهدی از کانی‌سازی قلع و تنگستن همراه با گرانیتوئید شازند گزارش شده است و این



شکل ۷. قرار گرفتن نمونه‌های پگماتیته مورد مطالعه در گستره و یا نزدیک به گستره زیرکن در سینیت پگماتیته (کادر سبز رنگ) (Belousova et al., 2002). دایره قرمز (بروجرد)، دایره آبی (ملایر) و دایره طوسی (شازند) را نشان داده است

نتیجه‌گیری

در نوع کانی‌سازی‌های همراه مفید واقع شود. این تحقیق پیش‌درآمدی بر مطالعه پگماتیته‌های پهنه سنندج-سیرجان بر اساس نتایج شیمی زیرکن است. هرچند که بایستی

بررسی گرانیتوئیدهای پهنه سنندج-سیرجان از لحاظ کانی‌سازی دارای اهمیت است و مقایسه آنها با گرانیتوئیدهای ائوسن-میوسن در کمربند ماگمایی ارومیه دختر می‌تواند

zircon without detritus: a result of 496 Ma-old fluid-rock interaction during the gold-lode formation of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *Lithos*, 212-215, 415-427.

- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Walker, B.A., Wooden, J.L., Mazdab, F.K. and Bea, F., 2006. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineralogy Magazine* 70, 517-543.

- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. and Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (Eds). *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469-500.

- El-Bialy, M. Z. and Ali, K. A., 2013. Zircon Trace Element Geochemical Constraints on the Evolution of the Ediacaran (600-614 Ma) Post-Collisional Dokhan Volcanics and Younger Granites of SE Sinai, NE Arabian-Nubian Shield. *Chemical Geology*, 360/361, 54-73.

- Ferry, J.M. and Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154, 429-437.

- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Bayat, S., Neubauer, F. and Cao, Sh., 2021. Geochronology, geochemistry and mineral chemistry of Malayer-Boroujerd-Shazand pegmatite dikes, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *International Journal of Earth Sciences*. Doi: 10.1007/s00531-021-02009-9.

- Harrison, T.M., Watson, E.B. and Aikman, A.B., 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology*, 35, 635-638.

- Hofmann, A.E., Baker, M.B. and Eiler, J.M., 2014. Sub-micron-scale trace element distributions in natural zircons of known provenance: implications for Ti-in-zircon thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 168, 1057.

پژوهش‌های شیمی زیرکن در پلوتون‌های گرانیتوئیدی پهنه سندنج-سیرجان انجام شود. نتایج این تحقیق نشان داد که ضریب توزیع عناصر نادر خاکی و عناصر جزئی در زیرکن به سنگ کل با کاهش دما کاهش یافته و سازگاری این ضریب توزیع بین زیرکن و سنگ کل در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد و بعد از آن ملایر به دلیل نقش فرایندهای هیدروترمالی و غنی‌شدگی و تهی‌شدگی LREE کمتر شده است. زیرکن در دایک‌های پگماتیتهی مورد مطالعه در گستره سنگ‌های پگماتیتهی قرار دارد و با توجه به مقادیر Th/U و Y/Ho و فوگاسیته پایین اکسیژن در آنها، می‌توان آنها را از نوع پگماتیتهای عقیم دانست.

منابع

- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323-333.

- Ballard, J.R., Palin, M.J. and Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 144, 347-364.

- Belousova, E.A., Griffin, W.L. and O'Reilly, S.Y., 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, 47, 329-353.

- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.I.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-622.

- Blundy, J.D. and Wood, B.J., 1994. Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372, 452-454.

- Cabral, A.R. and Zeh, A., 2015. Detrital

- Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 637-648.
- Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27-62.
- Krauskopf, K.B., 1979. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York. 721p.
- Linnen, R.L. and Keppler, H., 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the earth's crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 213-227.
- Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Müller, I.F., Fontana, E., Jarvis, K. and Lamarão, C., 2013. Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, 335, 1-7.
- Nasdala, L., Hanchar, J.M., Rhede, D., Kennedy, A.K. and Váczi, T., 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: an example from Bancroft, Ontario. *Chemical Geology*, 269, 290-300.
- Pettke, T., Audetat, A., Schaltegger, U. and Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized mole granite (NSW, Australia)-part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry. *Chemical Geology*, 220, 191-213.
- Rubatto, D. and Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*, 241, 38-61.
- Schaltegger, U., 2007. Hydrothermal zircon. *Elements*, 3, 51.
- Sepahi, A.A., Salami, S., Lentz, D.R., McFarlane, C. and Maanijou, M., 2018. Petrography, geochemistry, and U-Pb geochronology of pegmatites and aplites associated with the Alvand intrusive complex in the Hamedan region, Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen (Iran). *International Journal of Earth Science*, 107(3), 1059-1096.
- Sepahi, A.A., Vahidpour, H., Lentz, D.R., McFarlane, C.R., Maanijou, M., Salami, S., Miri, M., Mansouri, M. and Mohammadi, R., 2020. Rare sapphire-bearing syenitoid pegmatites and associated granitoids of the Hamedan region, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: analysis of petrology, lithogeochemistry and zircon geochronology/trace element geochemistry. *Geological Magazine*, 157(9), 1499-1525. Doi: 10.1017/S0016 75682 00000 23.
- Shannon, R.D., 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of inter-atomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica Section B: Structural Science, Crystal Engineering and Materials* 32, 751-767.
- Smythe, D.J. and Brenan, J.M., 2016. Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon-melt partitioning of cerium. *Earth and Planetary Science Letters* 453, 260-266.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.
- Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D., 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97, 70-87.
- Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D., 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480, 79-82.
- Virgo, D., Mysen, B.O. and Kushiro, I.,

1980. Anionic constitution of 1-atmosphere silicate melts: implications for the structure of igneous melts. *Science* 20, 1371-1373.
- Wang, X., Griffin, W.L. and Chen, J., 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal* 44, 65-72.
 - Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433.
 - Zeh, A., Gerdes, A., Will, T.M. and Frimmel, H.E., 2010. Hafnium isotope homogenization during metamorphic zircon growth in amphibolite-facies rocks: examples from the Shackleton Range (Antarctica). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 4740-4758.

تاثیر برداشت از چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق بر روی افت سطح ایستابی و پارامترهای کیفی آب‌زیرزمینی در دشت‌گرگان

مریم پاکدل^۱، مجتبی قره محمودلو^(۲)، نادر جندقی^۲، ابوالحسن فتح‌آبادی^۲ و یعقوب نیک قوجق^۳

۱. کارشناسی ارشد علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبدکاووس

۲. استادیار گروه مهندسی آب و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبدکاووس

۳. کارشناس شرکت آب منطقه‌ای گلستان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۵/۰۵

چکیده

پژوهش حاضر به منظور بررسی تاثیر افزایش بی‌رویه حفر چاه‌های آب و در پی آن برداشت بیش از توان تجدیدشوندگی آبخوان دشت‌گرگان بر روی افت سطح آب زیرزمینی و برخی پارامترهای کیفی آب در یک دوره مشخص ۳۰ ساله انجام شد. بدین منظور روند تغییرات بارندگی، حفر چاه‌ها، نوسانات سطح آب، و همچنین برخی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در دوره مورد مطالعه بررسی شد. برای بررسی وجود اختلاف آماری بین پارامترهای کمی و کیفی از آزمون تجزیه واریانس داده‌ها استفاده شد. تغییرات سالانه حفر چاه‌های مجاز و غیرمجاز استان نشان از یک روند افزایشی در تعداد چاه‌های حفر شده در دشت‌گرگان و در پی آن افزایش حجم آب برداشت‌شده از اوایل دهه ۶۰ دارد. نتایج بررسی‌های آماری، نمودار میله‌ای تغییرات سالانه سطح آب‌زیرزمینی چاه‌های عمیق و نیمه عمیق و همچنین هیدروگراف‌های معرف آبخوان‌های عمیق و نیمه عمیق مورد مطالعه نشان از افت سطح آب زیرزمینی در هر دو آبخوان نیمه عمیق و عمیق در بازه زمانی مورد مطالعه دارد. با توجه به ثابت بودن میزان متوسط بارندگی سالانه در دوره آماری مورد مطالعه، حفر چاه‌های کم‌عمق و عمیق و در پی آن برداشت بی‌رویه از آبخوان‌های عمیق و نیمه عمیق محتمل‌ترین عامل اصلی در افت سطح آب‌های زیرزمینی در دشت مورد مطالعه می‌باشد. براساس نتایج آماری بین اکثر پارامترهای فیزیکوشیمیایی چاه‌های نیمه‌عمیق و عمیق در دو دوره قدیم و جدید اختلاف معنی‌داری مشاهده شد. اگرچه این تغییرات در چاه‌های نیمه عمیق بیشتر از چاه‌های عمیق می‌باشد. همچنین دو پارامتر Na و Cl که از عوامل اصلی شوری آب می‌باشند بیشترین تغییرات را دارند. نمودارهای هیدروژئوشیمیایی مربوط به آبخوان‌های دشت نشان از افزایش مواد جامد محلول و همچنین تغییر تیپ و رخساره‌های هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی در دوره جدید دارد. اگرچه روند تغییرات در آبخوان کم‌عمق شدیدتر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آب‌زیرزمینی، بارندگی، چاه‌های نیمه‌عمیق و عمیق، دشت‌گرگان، هیدروژئوشیمی.

مقدمه

استفاده بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی با حفر چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق در اواخر دهه پنجاه و اوایل دهه ۶۰ در دشت‌گرگان روند فزاینده‌ای به خود گرفت. پس از حفر چاه‌های

نیمه‌عمیق و پایین رفتن سطح آب آبخوان‌ها، کشاورزان ناچار به حفر چاه‌های عمیق‌تر شدند که این موضوع علاوه بر بالا بردن هزینه اقتصادی کشاورزان و تهدید حیات آبی قنات‌ها، هزینه‌های غیرقابل جبرانی بر محیط‌زیست پهنه

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

داشته‌است (نیک قوجق، ۱۳۹۵).

بررسی‌ها نشان داد که افت سطح آب در سفره‌های آب زیرزمینی سبب افزایش شوری در آنها می‌شود. زیرا با کم شدن ذخیره آب‌شیرین در این سفره‌ها، آب شور از منابع مختلف به داخل آنها و همچنین چاه‌های بهره‌برداری نفوذ می‌کند (Bagheri, et al., 2019; Xiao et al., 2021). در این شرایط اگر برداشت از آب‌های زیرزمینی در دشت گرگان با رویه نامناسب کنونی همچنان ادامه داشته باشد به یقین آب چاه‌ها، خود به عاملی برای تسریع در تبدیل بیابانی شدن زمین‌های کشاورزی و مراتع دارد.

تاکنون پژوهش زیادی در مورد عوامل موثر بر کاهش سطح ایستابی و عواقب ناشی از آن در ایران و دیگر نقاط دنیا انجام شده‌است. با توجه به ماهیت پژوهش حاضر، برخی از مرتبط‌ترین پژوهش‌هایی که در مورد برداشت از آب‌های زیرزمینی انجام شده‌اند، به صورت مختصر مورد بررسی قرار می‌گیرد. عباس‌نژاد و شاهی‌دشت (۱۳۹۲) در پژوهشی به بررسی آسیب‌پذیری دشت سیرجان با توجه به برداشت بی‌رویه از سفره آب‌زیرزمینی پهنه پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد، برداشت بیش از حد از سفره آب‌زیرزمینی دشت مورد مطالعه موجب کاهش ذخیره آبی سفره و در پی آن کاهش کیفیت آب، افزایش اجباری عمق چاه‌ها، خشک‌شدن منابع آبی، نشست زمین و خشک‌شدن برخی از مزارع و باغات شده‌است. چوپانی و دمی‌زاده (۱۳۹۳) در پژوهشی به بررسی پیامدهای ناشی از افت سطح آب‌زیرزمینی در دشت میناب استان هرمزگان در یک دوره بیلان ۱۰ ساله پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد، برداشت بیش از حد از آب‌زیرزمینی دشت مورد مطالعه علاوه بر کاهش حجم ذخایر آبی موجب پیشروی آب شور دریا در بخش جنوبی دشت، نشست زمین و ایجاد درز و شکاف و چاله در سطح زمین شده‌است. زارعی و بهرامی (۱۳۹۵) به بررسی تغییرات کمی و کیفی آب‌زیرزمینی دشت فسا- فارس در یک بازه زمانی ۵ ساله پرداختند. نتایج این پژوهش نشان از وجود روند نزولی در سطح آب‌زیرزمینی و در پی آن کاهش کیفیت آب می‌باشد. برداشت بی‌رویه و غیراصولی از سفره آب‌زیرزمینی در دشت فسا به همراه خشک‌سالی‌های

اخیر، عامل اصلی این تغییر است. در پژوهشی کاردان مقدم و بنی‌حبيب (۱۳۹۶) به بررسی اثرات زیست‌محیطی هجوم جبهه‌های آب‌شور به آبخوان‌های کویری در یک دوره ۵ ساله پرداختند. برداشت بی‌رویه و بیلان منفی آبخوان سبب افزایش بالادگی آب‌شور از لایه‌های زیرین آبخوان سرایان در استان خراسان جنوبی شده‌است. این موضوع سبب افزایش مواد جامد محلول در آبخوان شیرین مورد مطالعه شده‌است. همچنین در پژوهشی پوفار و همکاران (Pophare et al., 2014) نقش برداشت بیش از حد از آب‌زیرزمینی حوضه‌ای در کشور هند را بر روی کیفیت آب‌زیرزمینی آن بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد، در حدود ۵۶ درصد از چاه‌ها، یک رابطه مثبت بین افت سطح ایستابی و افزایش میزان هدایت الکتریکی وجود دارد. النیما (Al-Naim 2014) در تحقیقی تاثیر پمپاژ بیش از حد را بر روی سطح آب‌زیرزمینی و شوری آب در پهنه هایل عربستان سعودی را در یک دوره ۱۲ ساله مطالعه کردند. نتایج این تحقیق نشان داد، میزان افت و شورش‌دگی در آبخوان آزاد به مراتب بیشتر از آبخوان محبوس می‌باشد. رایبر و همکاران (Rainer et al., 2017) به بررسی تاثیرات طولانی‌مدت مدیریت استخراج آب‌های زیرزمینی عمیق بر سطح ایستابی در شمال آلمان در سال‌های ۱۹۷۷ تا ۲۰۰۶ پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد، برداشت بیش از حد از آب‌زیرزمینی باعث افت شدید سطح آب‌زیرزمینی در سفره‌های سطحی شد. اگرچه به دلیل محدودیت در میزان استخراج آب‌های زیرزمینی و تغییر در میزان استفاده از ظرفیت چاه‌های فردی از سال ۲۰۰۶ به بعد سطح آب‌های زیرزمینی دوباره در پهنه افزایش یافته‌است. در تحقیقی تورکامانیتومبرکی و همکاران (Torkamanitombeki et al., 2018) به بررسی تغییر شاخص‌های شیمیایی آب‌زیرزمینی به دلیل افت سطح ایستابی در دشت میناب ایران پرداختند. نتایج این پژوهش نیز نشان داد، سطح آب‌زیرزمینی دشت مورد مطالعه افت داشته است و این موضوع بر روی کیفیت آب‌زیرزمینی اثر منفی داشته‌است. شرفی و همکاران (Sherif et al., 2021) در پژوهشی تغییرات مکانی و زمانی ذخیره آب زیرزمینی و شوری را در آبخوان کواترنری امارات متحده عربی را مطالعه

(جهانشاهی نوکنده، ۱۳۹۴). این دشت دارای آب و هوای نیمه‌خشک است و در شمال شرقی ایران واقع شده است (عباسی‌مقدم، ۱۳۹۷). این دشت دارای ۵ حوضه آبریز اصلی شامل حوضه‌های آبریز شرق خلیج گرگان، نکارودعلیا، قره‌سو، گرگانرود، اترک‌سفلی می‌باشد (نیک‌قوجق، ۱۳۹۵). گستره مورد مطالعه در این پژوهش بخشی از دشت گرگان شامل حوضه‌های آبخیز گرگانرود، قره‌سو و خلیج می‌باشد (شکل ۱).

بررسی خطوط هم‌باران در گستره دشت گرگان نشان می‌دهد، در بخش‌های جنوبی آن بارندگی متوسط سالانه حدود ۶۰۰ میلی‌متر است و هر چه به سمت شمال حرکت کنیم از مقدار بارندگی کاسته شده به طوری که در نزدیک مرز ترکمنستان به زیر ۴۰۰ میلی‌متر در سال می‌رسد. هم‌چنین در بررسی خطوط هم‌دمای سالانه مشخص شد، در بخش‌های جنوبی دشت گرگان متوسط دمای سالانه حدود ۱۶ درجه‌سانتی‌گراد است و به سمت شمال دشت بر مقدار دما افزوده می‌شود به طوری که در نزدیک مرز ترکمنستان به بالای ۱۸ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. اقلیم دشت گرگان براساس روش دومارتن از نیمه‌خشک در شرق تا مرطوب در بخش‌های غربی پهنا مورد مطالعه متغیر می‌باشد.

کردند. نتایج این تحقیق نشان داد به دست آمده نشان داد، حجم منابع آب زیرزمینی شیرین در سفره کواترنر بشدت کاهش یافته‌است و بخش عمده‌ای از این منابع آب شیرین زیرزمینی تخلیه شده با آب شور جایگزین شد.

به‌طورکلی اهداف اصلی این پژوهش عبارتند از: (۱) بررسی روند تغییرات بارندگی در دوره آماری مورد مطالعه، (۲) بررسی تغییرات سالانه حفر چاه‌های نیمه‌عمیق و عمیق مجاز به‌همراه حجم آب‌برداشتی، (۳) بررسی نوسانات سطح ایستابی و پی‌زومتری به همراه تغییرات هیدروگراف معرف دشت برای دو آبخوان نیمه‌عمیق و عمیق، (۴) بررسی تغییرات برخی پارامترهای فیزیکوشیمیایی در هر دو آبخوان نیمه‌عمیق و عمیق در دوره آماری مورد مطالعه و (۵) استفاده از آزمون تجزیه واریانس داده‌ها برای بررسی وجود اختلاف آماری بین پارامترهای فیزیکوشیمیایی و نوسانات سطح آب

روش مطالعه

هوا و اقلیم پهنا مورد مطالعه

دشت گرگان با وسعتی در حدود ۴۷۲۷ کیلومترمربع و گستره جغرافیایی ۵۴° تا ۵۶° طول شرقی و ۳۶° ۳۰' تا ۳۸° ۱۵' عرض شمالی در استان گلستان واقع شده‌است

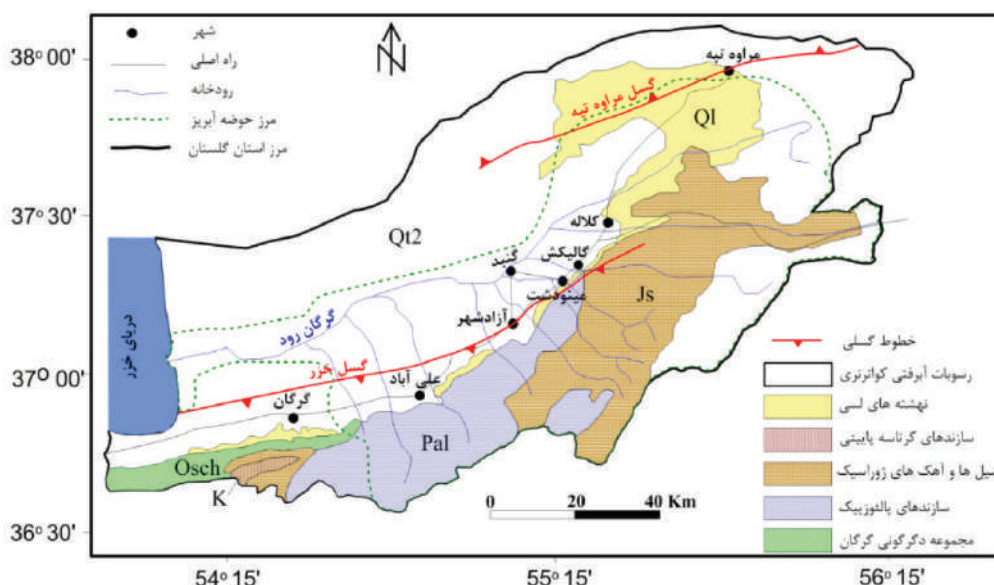


شکل ۱. نقشه موقعیت گستره مورد مطالعه در دشت گرگان و استان گلستان

زمین‌شناسی پهنه مورد مطالعه

مهم‌ترین نهشته‌های دشت از قدیم به جدید عبارتند از سازند آچه‌گیل، نهشته‌های مارنی پلیستوسن پیشین، لس‌ها، نهشته‌های گرگان‌رود، نهشته‌های تبخیری، نهشته‌های برخان‌ها و نهشته‌های آبرفتی دریاچه‌ای هستند. ویژگی‌های رسوب‌شناسی و چینه‌نگاشتی این واحدها نشان می‌دهد فرسایش و نهشته‌گذاری در دشت‌گرگان حاصل اندرکنش فرآیندهای رودخانه‌ای دریایی، دریاچه‌ای و بادی است و با تغییرات اقلیمی، فرایندهای زمین‌ساختی و تغییرات تراز دریای کاسپین کنترل شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۶). در پهنه مورد مطالعه، سامانه گسلی کاسپین را می‌توان به‌عنوان راندگی‌هایی با شیب رو به جنوب در نظر گرفت. عملکرد این سامانه گسل، به‌طور محلی شیست‌های گرگان را در برابر نهشته‌های کواترنری قرار می‌دهد (روستایی و همکاران، ۱۳۹۴؛ آق‌انابای و تورانی، ۱۳۹۷).

دشت مورد مطالعه از رسوبات ماسه‌ای و سیلتی غیرمترکم و سخت‌نشده پوشیده شده است (شکل ۲). این رسوبات بیشتر لسی و مربوط به دوران چهارم زمین‌شناسی، با ضخامت به نسبت زیاد در پهنه دشت و پای ارتفاعات جنوبی و شرقی نهشته شده‌اند. اگرچه درباره منشأ اولیه و طرز رسوب‌گذاری آن‌ها اختلاف نظر وجود دارد ولی همه بر این عقیده‌اند که عناصر تشکیل‌دهنده آن‌ها از ارتفاعات البرز سرچشمه می‌گیرد و بارها در جهات مختلف تغییر مکان داده‌اند. ارتفاعات جنوب پهنه مورد مطالعه را تاقدیس‌ها و ناودیس‌هایی از حوضه البرز شرقی با رسوبات مربوط به پالئوزوئیک و مزوزوئیک به مقدار کم تشکیل می‌دهند. سازندهای آهکی و ماسه‌سنگی خوش‌بیلاق، مبارک، درود، روته، الیکا، لار و دلیچای و شمشک از اهمیت و رخنمون بیشتری برخوردار هستند (حمیدی و همکاران، ۱۴۰۰).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

جنس و نوع آبخوان‌ها در پهنه مورد مطالعه

و سفره سطحی مناطق چند سفره‌ای) و آبخوان عمقی (تحت فشار) تقسیم می‌شوند. سفره سطحی (آزاد) بیشتر در گستره میانی پهنه مورد مطالعه، از شمال جاده اصلی گرگان-مشهد به سمت بخش مرکزی و نهایتاً مرزهای شمالی استان گسترش دارد. نتایج حاصل از عملیات ژئوفیزیکی و مقاطع

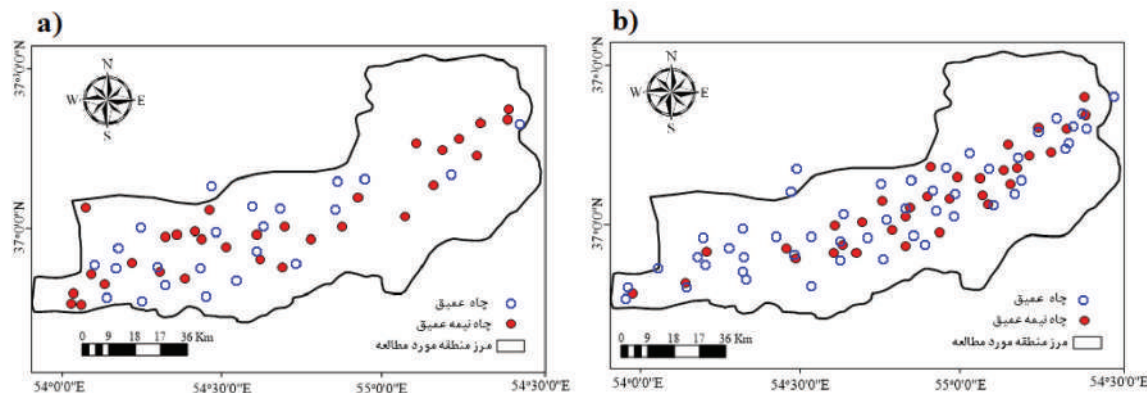
براساس نتایج حاصل از کاوش‌های ژئوفیزیکی، برش زمین‌شناسی چاه‌های اکتشافی و مشاهده‌ای، گسترش مخروط افکنه‌ها و رفتار چاه‌های مشاهده‌ای کم‌عمق و پیژومترهای عمیق، آبخوان‌های آبرفتی گستره مورد مطالعه به آبخوان آزاد (شامل بخش‌های تک سفره حاشیه ارتفاعات

ابتدا با توجه به طولانی مدت بودن دوره مورد مطالعه (۳۰ ساله) و همچنین حجم بالای داده‌های مربوط به بارندگی سالانه، سطح آب‌زیرزمینی و پارامترهای فیزیکوشیمیایی، این دوره ۳۰ ساله برای بررسی بارندگی سالانه و تغییرات سطح آب‌زیرزمینی به دو دوره ۱۵ سال قدیم و ۱۵ سال جدید تقسیم‌بندی شد. اما برای پارامترهای فیزیکوشیمیایی به دلیل نبود پیوستگی داده‌ها در برخی از چاه‌ها، دو دوره پنج سال اول و پنج سال آخر دوره منظور شد. سپس به منظور مقایسه و تعیین اختلاف معنی‌داری بین تغییرات بارندگی سالانه، سطح آب‌زیرزمینی و پارامترهای فیزیکوشیمیایی در دوره آماری مورد بررسی (دوره‌های قدیم و دوره جدید) از آزمون T زوجی در محیط نرم‌افزار مینی‌تب استفاده و تجزیه واریانس داده‌ها انجام شد. قبل از انجام آزمون T زوجی فرض نرمال بودن داده‌ها با استفاده از آزمون اندرسون-دارلینگ بررسی شد. در آزمون T زوجی چنانچه مقدار p-value محاسبه شده توسط نرم‌افزار بزرگ‌تر و یا مساوی ۰/۰۵ شود، با احتمال ۹۵ درصد فرض H_0 یعنی نبود وجود اختلاف معنی‌دار بین میانگین تیمارهای مورد بررسی پذیرفته و فرض H_1 رد می‌شود. اما چنانچه مقدار p-value محاسبه شده کوچک‌تر از ۰/۰۵ شود، با احتمال ۹۵ درصد فرض H_0 رد و فرض H_1 یعنی وجود اختلاف معنی‌دار بین میانگین تیمارهای مورد بررسی پذیرفته می‌شود (شیرازی، ۱۳۹۵).

زمین‌شناسی چاه‌ها نشان می‌دهد که این سفره همگی از رس، سیلت و کمی ماسه به صورت لایه‌های کم نفوذ با جریان تأخیری و یا بین لایه‌هایی از رسوبات دانه‌درشت تشکیل شده است. بخش تک سفره‌ای آبخوان آزاد در محل گسترش رسوبات مخروط افکنه‌ای و در حاشیه ارتفاعات جنوبی تشکیل شده و شامل رسوبات دانه درشت‌تر نسبت به مناطق شمالی دشت است و از قابلیت نفوذپذیری و انتقال نسبتاً بالایی برخوردار می‌باشد. آبخوان عمقی (تحت فشار) نیز با توجه به نتایج پژوهش ژئوفیزیکی از مقاومت بالاتری برخوردار است و بر اساس مقاطع زمین‌شناسی چاه‌ها از رسوبات شن و ماسه ریز تا دانه درشت و گاهی قلوه‌سنگ تشکیل شده است. در بین آنها نیز میان لایه‌هایی از رس، سیلت و ماسه نرم به‌عنوان لایه‌های کم نفوذ و نشتی وجود دارد.

انتخاب و معرفی چاه‌های کمی و کیفی و روش آماری

در این تحقیق با توجه به آمار موجود و نحوه پراکندگی چاه‌ها در دشت مورد مطالعه تعداد ۳۱ حلقه چاه نیمه‌عمیق و ۲۴ حلقه چاه عمیق برای بررسی تغییرات سطح آب زیرزمینی انتخاب شد. اما برای بررسی تغییرات پارامترهای کیفی تعداد ۳۳ حلقه چاه نیمه‌عمیق و ۴۸ حلقه چاه عمیق با توجه به آمار موجود و نحوه پراکندگی آن‌ها در دشت مورد مطالعه انتخاب شدند (شکل ۳).



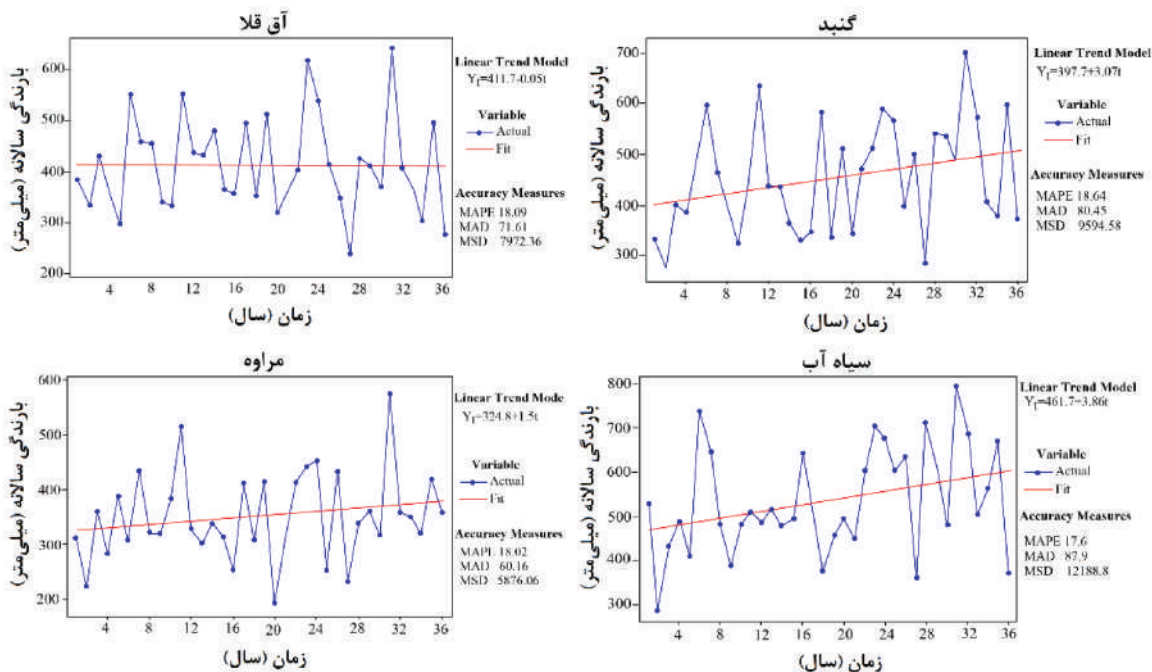
شکل ۳. (a) پراکندگی چاه‌های نیمه‌عمیق و (b) عمیق کمی و کیفی در گستره مورد مطالعه

بحث

تغییرات سالانه بارش سالیانه

افزایشی جزئی می‌باشد (به جز ایستگاه هواشناسی آق قلا). هم‌چنین مقادیر بارندگی ایستگاه‌های منتخب در دو دوره ۱۵ ساله قدیم و جدید با استفاده از آزمون T بررسی شد. براساس جدول ۱ مقادیر p-value آزمون T بین مقادیر بارندگی سالانه ۱۵ ساله دوره قدیم و جدید در ایستگاه‌های هواشناسی منتخب (به جز ایستگاه سیاه‌آب) بزرگ‌تر از ۰/۰۵ محاسبه شده است. بنابراین فرض H_0 یا نبود وجود اختلاف معنی‌دار بین دو دوره مورد بررسی پذیرفته و فرض H_1 یا وجود اختلاف معنی‌دار رد می‌شود.

به‌منظور بررسی روند مقادیر بارندگی سالانه در دشت‌گران به‌عنوان یکی از عامل‌های اصلی در نوسانات سطح آب زیرزمینی از آمار هشت ایستگاه هواشناسی مراوه‌تپه، تمر، گنبد، سیاه‌آب، قلعه‌جیق، غفارحاجی، آق قلا و هاشم‌آباد در یک دوره آماری ۳۰ ساله (۱۳۶۶-۱۳۶۷) تا (۱۳۹۵-۱۳۹۶) استفاده‌شد. با توجه به شکل ۴ مقادیر بارندگی متوسط سالانه در چهار ایستگاه‌های هواشناسی انتخابی در دوره مورد بررسی فاقد روند است و یا دارای روند



شکل ۴. بررسی روند مقادیر بارندگی سالانه در دشت‌گران مربوط به چهار ایستگاه هواشناسی انتخابی مراوه‌تپه، گنبد، سیاه‌آب و آق قلا در یک دوره آماری ۳۰ ساله (۱۳۶۶-۱۳۹۶)

جدول ۱. مقادیر p-value آزمون T بین مقادیر بارندگی ۱۵ ساله سالانه دوره قدیم و جدید

نام ایستگاه	هاشم‌آباد	آق قلا	غفارحاجی	قلعه جیق	سیاه‌آب	گنبد	تمر	مراوه‌تپه
p-value	۰/۴۳۲	۰/۹۶۴	۰/۵۰۶	۰/۴۴۳	۰/۰۰۸	۰/۰۶۲	۰/۴۵۸	۰/۲۷۴

تغییرات سالانه حفر چاه‌های کم‌عمق و عمیق مجاز و غیرمجاز

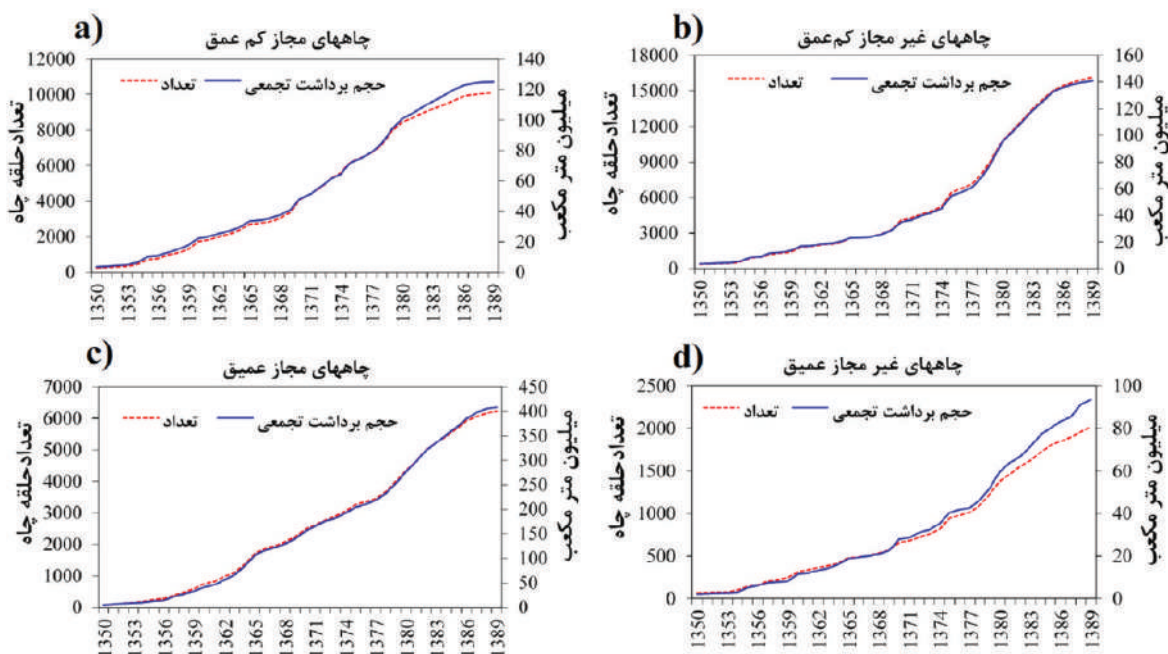
مجاز و غیرمجاز استان در یک بازه ۴۰ ساله بررسی شد (نیک‌فوجق، ۱۳۹۵). نتایج این بررسی نشان از یک روند افزایشی تعداد چاه‌های حفر شده و در پی آن حجم آب برداشت‌شده در این دوره دارد (شکل ۵). اگر چه تعداد

در این پژوهش باتوجه به آخرین آمار موجود در شرکت آب پهنه‌ای تغییرات سالانه حفر چاه‌های کم‌عمق و عمیق

سال ۱۳۷۸ در میزان حفر این چاه‌های عمیق مجاز وجود دارد. اگرچه این روند از سال ۱۳۷۸ تا سال ۱۳۸۶ افزایش چشمگیری داشته‌است و پس از آن روند حفر این‌گونه چاه‌ها از شتاب کمتری برخوردار می‌باشد (شکل c-۵). همچنین بررسی روند تغییرات در حفر سالانه چاه‌های عمیق غیرمجاز در استان نشان می‌دهد، یک روند افزایشی تا سال ۱۳۸۰ در میزان حفر این‌گونه چاه‌ها وجود داشته‌است و در بین سال‌های ۱۳۵۰ تا ۱۳۷۸ تعداد این چاه‌ها در حدود ۱۰۰۰ حلقه چاه در دشت مورد مطالعه می‌باشد (نیک‌قوجق، ۱۳۹۵). بعد از این سال تا به امروز روند حفر چاه‌ها شتاب بیشتری داشته‌است (شکل d-۵).

چاه‌های کم‌عمق غیرمجاز حفر شده به همراه حجم آب برداشت شده توسط آن‌ها در این دوره ۴۰ ساله به مراتب بیشتر از چاه‌های کم‌عمق مجاز است (شکل b و a-۵). نتایج هم‌چنین نشان داد، از سال ۱۳۷۲ تا سال ۱۳۸۵ حفر چاه‌های غیرمجاز از شتاب چشم‌گیری برخوردار است. این روند در چاه‌های مجاز کم‌عمق نیز دیده می‌شود. در هر دو نوع چاه، میزان حفر چاه‌های جدید و همچنین برداشت آب از آنها از سال ۱۳۸۵ به بعد در پی سخت‌گیری‌های شرکت آب پهنه‌ای گلستان از شتاب کمتری برخوردار می‌باشد (شکل b و a-۵).

مشابه چاه‌های کم‌عمق مجاز، یک روند نسبتاً ملایم تا



شکل ۵. تغییرات سالانه حفر چاه‌های کم‌عمق و عمیق مجاز و غیرمجاز به همراه حجم آب برداشت‌شده در دشت گرگان

تغییرات سطح آب‌زیرزمینی چاه‌های نیمه‌عمیق و عمیق

شده‌است. این موضوع بیانگر آن است، سطح آب‌زیرزمینی در ۷۰/۴ درصد از چاه‌های مورد بررسی در دوره قبل از سال ۱۳۸۱ نسبت به دوره بعد از آن اختلاف معنی‌داری داشته‌است. در مقابل در نه چاه (۲۹/۶ درصد) مقادیر p-value آزمون T زوجی بیشتر از ۰/۰۵ می‌باشد. از این رو در ۲۹/۶ درصد از چاه‌های نیمه‌عمیق گستره مورد مطالعه، تغییرات سطح آب‌زیرزمینی در دوره قبل و بعد از سال ۱۳۸۱

خلاصه نتایج آماری آزمون T زوجی را بین تغییرات سطح آب‌زیرزمینی چاه‌های نیمه‌عمیق در دو دوره ۱۵ ساله قدیم (۱۳۶۷-۱۳۸۱) و جدید (۱۳۹۶-۱۳۸۲) در جدول ۲ ارائه شده‌است. براین اساس، از ۲۷ حلقه چاه نیمه‌عمیق (شکل a-۳) مورد بررسی مقادیر p-value آزمون T زوجی برای ۱۹ چاه (معادل ۷۰/۴ درصد) کمتر از ۰/۰۵ محاسبه

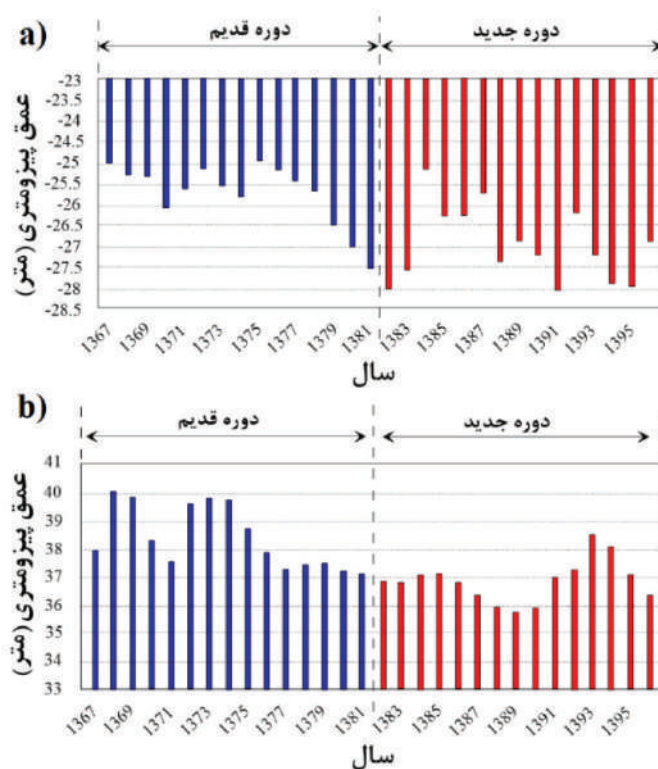
اختلاف معنی داری وجود ندارد. تمامی چاه‌های بیان شده بر روی مخروط افکنه (بین جبهه کوهستان و دشت) واقع شده‌اند. این مطلب می‌تواند به دلیل تغذیه خوب آبخوان توسط جبهه کوهستان (در بخش جنوبی دشت) باشد که بیشتر متشکل از تشکیلات آهکی مربوط به سازندهای لار و مزدوران هستند.

شکل ۶ نمودار میله‌ای تغییرات سالانه سطح آب‌ریزمینی را در دو دوره قبل و بعد از سال ۱۳۸۱ در دو چاه نیمه عمیق نیازآباد و ایمرمحمدقلی نشان می‌دهد. براساس شکل ۶ در

هر دو چاه نیازآباد و ایمرمحمدقلی در دوره بعد از سال ۱۳۸۱ نسبت به دوره قبل آن با کاهش معنی دار سطح آب‌ریزمینی و روند منفی مواجه هستند. دلیل آن با توجه به تغییرات نسبتاً ثابت اقلیمی، حفر چاه‌های غیرمجاز، برداشت بی‌رویه از منابع آب‌ریزمینی و تغییر در الگوی کشت (پنبه به شالی و گندم) می‌باشد. این شرایط تقریباً در سایر چاه‌های نیمه عمیق مورد بررسی واقع در دشت گرگان با اندکی تغییر اتفاق افتاده است.

جدول ۲. مقادیر p-value آزمون T زوجی بین تغییرات سطح آب‌ریزمینی چاه‌های نیمه عمیق و عمیق در دو دوره قدیم (۱۳۶۷-۱۳۸۱) و جدید (۱۳۹۶-۱۳۸۲)

نوع چاه	شماره	نام چاه	P-value	شماره	نام چاه	P-value
نیمه عمیق	۱	گمیشان	۰/۰۰۳	۱۵	کم عمق مارون کلاته	۰/۰۱۷
	۲	نیازآباد	۰/۰۰۰	۱۶	خان‌ببین	۰/۰۹۰
	۳	شمال‌النگ	۰/۲۴۸	۱۷	کوچک‌خرطوم	۰/۶۹۳
	۴	قره‌تپه بزرگ	۰/۰۰۰	۱۸	جنگل‌دلند	۰/۲۵۱
	۵	تخشی‌محله	۰/۵۲۸	۱۹	قراول‌تپه	۰/۰۶۷
	۶	صحنه‌سفلی	۰/۰۰۱	۲۰	نظام‌آباد	۰/۰۱۷
	۷	انجیراب	۰/۶۴۰	۲۱	اداره آب گنبد	۰/۰۰۱
	۸	جنوب دوگونچی	۰/۰۴۴	۲۲	ایمرمحمدقلی	۰/۰۰۰
	۹	روبروی کفابی‌پور	۰/۰۱۰	۲۳	قوینلی	۰/۰۰۷
	۱۰	شمال آق‌قلا	۰/۰۰۶	۲۴	سارچه‌کر	۰/۰۰۰
	۱۱	اوجاتوپ	۰/۰۰۰	۲۵	امان‌خواجه	۰/۰۰۳
	۱۲	عطاآباد	۰/۰۰۰	۲۶	کنگور	۰/۰۲۹
	۱۳	میان‌آباد	۰/۰۲۵	۲۷	آشوربای	۰/۵۳۴
	۱۴	جنگل‌قرق	۰/۰۰۰	---	---	---
عمیق	۱	سیجوال	۰/۰۰۱	۱۳	اوجاتوپ	۰/۰۰۰
	۲	جنوب‌النگ	۰/۰۰۲	۱۴	دودانگه	۰/۰۴۲
	۳	آق‌امام	۰/۰۰۰	۱۵	چین‌سبلی	۰/۰۴۳
	۴	خوجه‌لر	۰/۱۱۲	۱۶	گوزن‌فارس	۰/۳۶۷
	۵	کتوک	۰/۰۰۱	۱۷	شفتالوباغ	۰/۰۲۳
	۶	شموشک	۰/۰۳۵	۱۸	خیوه‌لی	۰/۰۴۱
	۷	للدوین	۰/۰۰۰	۱۹	فاضل‌آباد	۰/۵۳۷
	۸	لمسک	۰/۰۰۰	۲۰	کوچک‌استاجیق	۰/۰۰۰
	۹	کماسی	۰/۰۳۸	۲۱	قوچ‌مراد	۰/۰۰۶
	۱۰	ناهارخوران	۰/۰۱۲	۲۲	سلاخ‌نوری	۰/۶۹۲
	۱۱	شمال دیوار اسکندر	۰/۰۰۱	۲۳	دشت‌حلقه	۰/۰۰۰
۱۲	قانقرمه	۰/۰۰۰	۲۴	باینال	۰/۰۰۱	



شکل ۶. نمودار میله‌ای تغییرات سالانه سطح آب‌زیرزمینی در دو دوره قدیم (۱۳۷۶-۱۳۸۱) و جدید (۱۳۸۲-۱۳۹۶) در دو چاه نیمه‌عمیق، (a) نیازآباد و (b) ایمرمحمدقلی

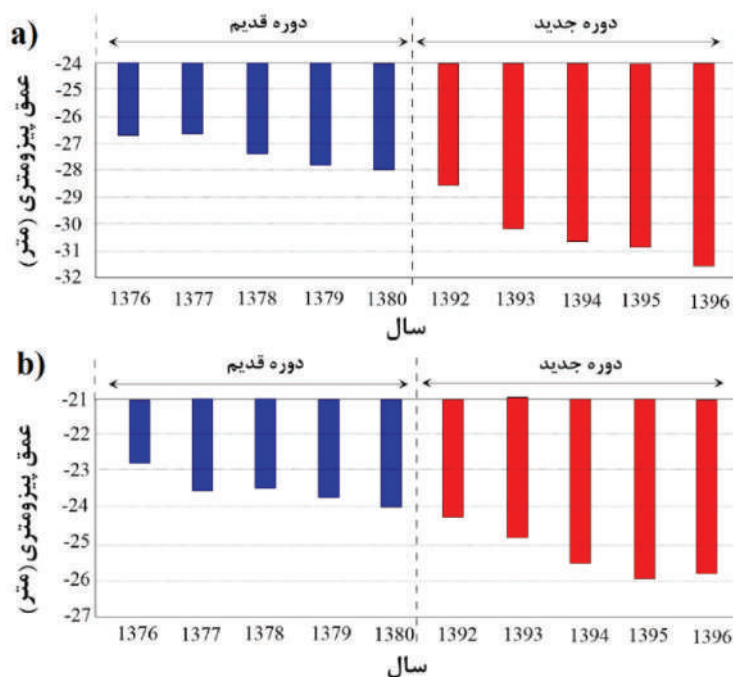
نشان می‌دهد. مطابق شکل ۷ در هر دو چاه عمیق سیجوال و کتوک مانند چاه‌های نیمه‌عمیق در دوره جدید نسبت به دوره قدیم با کاهش معنی‌دار سطح آب‌زیرزمینی و روند منفی مواجه هستند و این شرایط تقریباً در سایر چاه‌های عمیق مورد بررسی واقع در دشت‌گران با اندکی تغییر اتفاق افتاده‌است.

بررسی وضعیت آبخوان‌های کم‌عمق و عمیق استان

به‌منظور بررسی وضعیت آبخوان کم‌عمق استان، ابتدا نمودار تغییرات بارش استان در دوره مورد نظر تهیه شد. سپس تغییرات تراز آب‌زیرزمینی در آبخوان کم‌عمق استان بر روی نمودار ذکر شده، رسم شد. برای سهولت نمایش و مقایسه، تغییرات تراز آب‌زیرزمینی نیز برحسب میلی‌متر نسبت به تراز شاخص ۲۵ متری مطرح شد (شکل ۸-ا). نتایج این بررسی نشان داد، به‌جز بخش ابتدایی نمودار بیان شده یعنی سال‌های ۷۱-۷۰ تا ۷۶-۷۵ که روند تغییرات بارندگی و تغییرات آبخوان با یکدیگر هم‌خوانی ندارند در بقیه دوره مورد مطالعه همبستگی نسبتاً خوبی بین نوسانات

خلاصه نتایج آماری آزمون T زوجی بین تغییرات سطح آب‌زیرزمینی چاه‌های عمیق در دو دوره ۱۵ ساله قدیم (۱۳۸۱-۱۳۶۷) و جدید (۱۳۸۲-۱۳۹۶) در جدول ۲ ارائه شده‌است. نتایج نشان داد، از ۲۴ حلقه چاه عمیق مورد بررسی مقادیر p-value آزمون T زوجی برای ۲۰ چاه (معادل ۸۳/۳ درصد) کمتر از ۰/۰۵ محاسبه شده‌است. این موضوع بیانگر آن است با احتمال ۹۵ درصد در ۸۳/۳ درصد از چاه‌های عمیق مورد بررسی تغییرات سطح آب‌زیرزمینی در دوره قدیم نسبت به دوره جدید اختلاف معنی‌داری داشته است. در این بررسی هم‌چنین مشخص شد در چهار چاه خوجه‌لر، گوزن‌فارس، فاضل‌آباد و سلاخ‌نوری مقادیر p-value آزمون T زوجی بیشتر از ۰/۰۵ محاسبه شده‌است. این موضوع نشان می‌دهد با احتمال ۹۵ درصد سطح آب‌زیرزمینی در ۱۶/۶ درصد از چاه‌های مورد بررسی در دوره قدیم نسبت به دوره جدید اختلاف معنی‌داری وجود داشته‌است.

شکل ۷ نمودار میله‌ای تغییرات سالانه سطح آب‌زیرزمینی را در دو دوره قدیم و جدید برای ۲ چاه عمیق سیجوال و کتوک



شکل ۷. نمودار میله‌ای تغییرات سالانه سطح آب‌زیرزمینی در دو دوره قدیم (۱۳۶۷-۱۳۸۰) و جدید (۱۳۹۲-۱۳۹۶) در دو چاه عمیق، (a) سیجوال و (b) کتوک

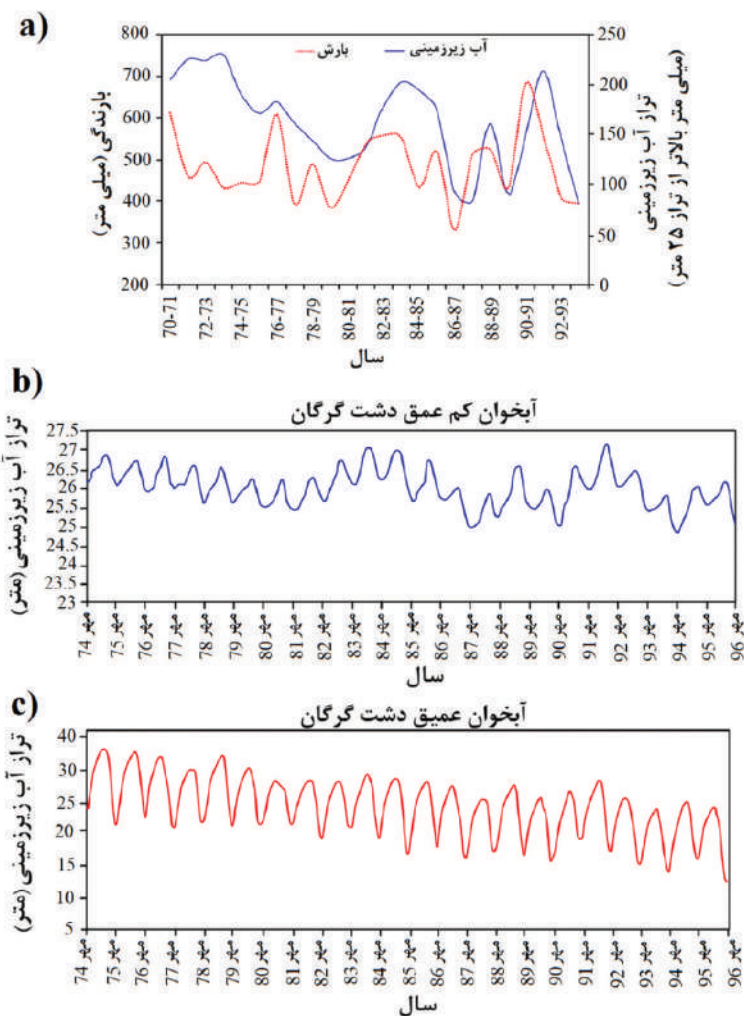
کم عمق، هیدروگراف معرف دشت آبخوان عمیق نیز دارای روند نزولی می‌باشد (شکل c-۸). اگرچه شیب کلی گراف و مقدار افت آب در این آبخوان نسبت به آبخوان نیمه عمیق بیشتر می‌باشد. از آنجایی که نحوه تغذیه این آبخوان و میزان آن کمتر از آبخوان آزاد یا نیمه عمیق می‌باشد این مورد بدیهی به نظر می‌رسد. البته میزان افت واقعی در این آبخوان می‌تواند بیش از مقدار اندازه‌گیری شده باشد اما به دلیل دانه ریز بودن و تراکم پذیری لایه‌های آبدار تشکیل دهنده آبخوان عمیق محاسبه افت واقعی مشکل می‌باشد.

بررسی پارامترهای کیفی چاه‌های نیمه عمیق

جدول ۳ مقادیر p-value آزمون T زوجی را برای مقایسه اختلاف معنی‌داری خصوصیات فیزیکوشیمیایی برای ۱۰ حلقه چاه نیمه عمیق واقع در دشت گرگان در دو دوره پنج ساله قدیم و جدید نشان می‌دهد. مطابق جدول ۳ مشخص شد که هفت فاکتور کیفی EC ، SO_4 ، Mg ، Ca ، Na ، Cl ، بیشترین تفاوت معنی‌داری را در دوره جدید نسبت به دوره قدیم در چاه‌های نیمه عمیق داشته‌اند به طوری که در ۵۰ درصد چاه‌های مورد بررسی تفاوت معنی‌داری ملاحظه شد.

بارندگی سالانه و تغییرات سالانه تراز آب‌زیرزمینی وجود دارد. به طوری که با افزایش میزان بارندگی سالانه تراز آب‌زیرزمینی نیز افزایش یافته است. اگرچه تغییرات سطح تراز آب‌زیرزمینی به لحاظ زمانی کمی متفاوت است و شروع آن با تاخیر همراه می‌باشد. این مورد با توجه به سرعت کم نفوذ آب‌های سطحی ناشی از بارش‌های سالیانه و در پی آن تغذیه سفره کم عمق آب‌زیرزمینی بدیهی به نظر می‌رسد.

نمودار تغییرات سطح آب در زمان. مربوط به بخش آبخوان کم عمق (شکل b-۸) نشان داد، سطح آب زیرزمینی از سال آبی ۱۳۷۴ تا سال ۱۳۹۶ دارای شیب ملایم نزولی است. اگرچه در برخی دوره‌ها مانند سال‌های ۸۲ تا ۸۶ و همچنین سال‌های ۸۸ تا ۹۲ روند صعودی داشته است. این مورد ناشی از افزایش میزان بارندگی و در پی آن افزایش میزان نفوذ آب به داخل لایه آبدار نیمه عمیق می‌باشد. لازم به توضیح است که در ماه‌های تر سال روند صعودی و در ماه‌های خشک سال روند نزولی داشته است. در کل شیب نزولی این گراف ناشی از برداشت از آب زیرزمینی توسط چاه‌های مجاز و غیرمجاز برای مصرف‌های مختلف می‌باشد. همانند هیدروگراف معرف دشت مربوط به بخش آبخوان



شکل ۸. نمودار تغییرات تراز آب زیرزمینی در آبخوان کم عمق استان و تغییرات بارش استان به همراه، (b) هیدروگراف معرف آبخوان کم عمق و (c) آبخوان عمیق

جدول ۳. مقادیر p-value آزمون T زوجی برای مقایسه اختلاف معنی داری خصوصیات فیزیکوشیمیایی چاه‌های نیمه عمیق و عمیق واقع در دشت گرگان در دو دوره قدیم و جدید

Ca	Mg	Na	K	SO ₄	HCO ₃	Cl	pH	TDS	EC	TH	%Na	نام چاه	نوع چاه
۰/۰۷۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۲۷۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۹۳	۰/۶۶۸	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۲۱	کارخانه آرد رضایی	چاه عمیق
۰/۱۹۸	۰/۰۹۸	۰/۳۲۲	۰/۴۰۶	۰/۳۷۴	۰/۴۶۴	۰/۱۴۰	۰/۹۷۵	۰/۱۵۷	۰/۱۱۷	۰/۱۱۷	۰/۵۹۵	مریم آباد	
۰/۰۰۲	۰/۰۰۹	۰/۰۴۷	۰/۰۱۳	۰/۰۰۶	۰/۷۱۲	۰/۰۰۳	۰/۳۵۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۲۱	بهلکه داشلی	
۰/۶۴۰	۰/۴۵۵	۰/۴۴۷	۰/۳۵۸	۰/۴۴۰	۰/۴۶۶	۰/۴۷۲	۰/۴۱۱	۰/۰۰۵	۰/۰۱۲	۰/۴۹۱	۰/۳۴۶	نوده کتول	
۰	۰/۰۲۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۹۲۷	۰/۲۰۳	۰/۳۲۹	۰/۰۹۴	۰/۰۱۱	۰/۰۰۷	۰/۴۶۲	کوچک خرطوم	
۰/۰۴۸	۰/۰۲۳	۰/۵۸۵	۰/۲۵۲	۰/۴۲۹	۰/۳۸۷	۰/۰۳۵	۰/۷۳۰	۰/۱۲۳	۰/۱۰۸	۰/۰۲۹	۰/۳۳۱	غرب خرلر	
۰/۰۲۷	۰/۹۶۳	۰/۱۵۸	۰/۶۷۲	۰/۰۰۵	۰/۲۴۴	۰/۰۱۴۸	۰/۷۱۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۹۶۲	کلورامیان	
۰/۰۰۶	۰/۰۱۴	۰/۰۴۸	۰/۰۴۵	۰/۰۰۲	۰/۷۴۹	۰	۰/۱۵۸	۰/۰۷۸	۰/۱۱۲	۰/۶۰۱	۰/۰۲۶	حاجیلرقلعه	
۰/۴۷۹	۰/۰۵۹	۰/۲۶۹	۰/۸۴۱	۰/۷۸۷	۰/۰۳۸	۰/۵۶۸	۰/۰۸۹	۰/۱۴۶	۰/۱۷۱	۰/۱۰۴	۰/۸۸۶	بازگیر	
۰/۵۷۷	۰/۴۶۳	۰/۰۴۷	۰/۰۲۸	۰/۷۳۵	۰/۵۶۹	۰/۰۱۴	۰/۸۵۶	۰/۷۰۴	۰/۴۰۴	۰/۸۲۹	۰/۲۲۹	دهنه	

ادامه جدول ۳.

Ca	Mg	Na	K	SO ₄	HCO ₃	Cl	pH	TDS	EC	TH	%Na	نام چاه	نوع چاه
۰/۱۰۴	۰/۲۰۸	۰/۰۰۹	۰/۵۹۲	۰	۰/۱۰۸	۰/۰۳۲	۰/۷۱۹	۰/۰۳۴	۰/۰۶۳	۰/۶۵۳	۰/۰۴۱	بندرگز	
۰/۱۲۰	۰/۰۷۹	۰	۰/۵۳۵	۰/۰۳۹۴	۰/۳۸۷	۰/۰۲۶	۰/۰۴۱	۰/۴۸۷	۰/۴۵۷	۰/۱۰۳	۰/۰۰۱	گامیشلی نزار	
۰/۲۹۱	۰/۰۲۶	۰/۴۱۶	۰/۰۰۲	۰/۰۱۱	۰/۰۰۷	۰/۰۴۸	۰/۹۳۲	۰/۳۸۹	۰/۲۴۳	۰/۰۸۶	۰/۰۰۳	دوست محمدیان	
۰/۵۴۶	۰/۱۰۹	۰/۰۴۳	۰/۰۸۱	۰/۰۲۱	۰/۹۸۶	۰/۰۲۶	۰/۱۳۶	۰/۲۶۱	۰/۰۹۲	۰/۱۲۸	۰/۱۹۱	نومل	
۰/۴۶۲	۰/۸۷۹	۰/۰۰۷	۰/۲۳۷	۰/۰۴۹	۰/۰۲۷	۰/۰۱۴	۰/۰۳۶	۰	۰	۰/۷۲۶	۰	حیدرآباد	
۰/۲۰۸	۰/۴۱۷	۰/۰۹۵	۰/۰۳۲	۰/۳۸۲	۰/۰۰۶	۰/۰۰۲	۰/۱۰۴	۰	۰/۰۰۱	۰/۲۵۴	۰/۱۲۷	کرد	
۰/۰۱۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹	۰/۰۷۷	۰/۰۸۸	۰/۰۰۴	۰/۴۸۶	۰/۷۳۸	۰/۵۷۳	۰/۲۴۰	۰/۰۰۲	۰	زرین گل شرکت نفت	۴
۰/۰۲۳	۰/۹۵۶	۰/۳۰۰	۰	۰	۰/۲۰۱	۰/۰۰۱	۰/۷۴۷	۰/۰۰۱	۰/۰۲۰	۰/۳۱۰	۰/۳۳۴	کوچک خرطوم	
۰/۰۰۲	۰/۴۳۲	۰/۰۴۸	۰/۱۶۱	۰/۰۶۸	۰/۰۳۲	۰/۰۳۴	۰/۳۵۲	۰/۰۹۳	۰/۰۴۸	۰/۰۷۴	۰/۸۷۰	سلاخ نوری	
۰/۰۴۹	۰/۲۶۸	۰/۰۰۳	۰/۰۲۱	۰/۳۲۲	۰/۰۴۶	۰/۱۰۴	۰/۱۱۰	۰/۸۲۰	۰/۹۱۲	۰/۰۸۱	۰/۰۲۳	آزادشهر	
۰/۰۰۳	۰/۲۸۲	۰/۸۴۴	۰/۴۹۵	۰/۳۲۵	۰/۰۴۶	۰/۰۴۰	۰/۲۶۰	۱/۸۰	۰/۰۴۰	۰/۰۰۷	۰/۰۴۴	ارتق مخنوم	
۰/۰۱۵	۰/۰۸۹	۰/۰۴۱	۰/۲۷۱	۰/۰۰۲	۰/۱۹۵	۰/۰۲۸	۰/۳۵۶	۰/۰۱۰	۰/۰۰۳	۰/۰۲۳	۱/۴۳۰	ایمر محمدقلی	
۰/۱۱۷	۰/۶۱۶	۰/۰۲۵	۰/۴۶۲	۰/۰۰۳	۰/۰۴۸	۰/۳۱۷	۰/۳۵۵	۰/۰۲۴	۰/۰۱۲	۰/۱۷۱	۰/۱۳۳	کلاله	

در حالی که چاه بهلکه داشلی در بخش‌های میانی دشت واقع شده است. به طور کلی بررسی نتایج آماری نشان داد. تغییرات خصوصیات فیزیکوشیمیایی چاه‌های نیمه عمیق در دشت گرگان کم و بیش مشابه با چاه‌های عمیق اتفاق افتاده و در دوره جدید نسبت به دوره قدیم تغییرات قابل ملاحظه است. کاهش حجم ذخیره آب شیرین آبخوان‌های دشت گرگان، کاهش تغذیه آبخوان‌های دشت توسط رودخانه‌ها و آب‌های سطحی و احتمال نفوذ آب شور و لب شور لایه‌های زیرین به داخل سفره‌های سطحی به دلیل برداشت بیش از حد از سفره‌های آزاد و عمیق دشت را می‌توان از مهم‌ترین عوامل در وجود اختلاف در دوره‌های جدید و قدیم دانست. جدول ۳ مقادیر p-value آزمون T زوجی را برای مقایسه اختلاف معنی‌داری خصوصیات فیزیکوشیمیایی برای ۱۳ حلقه چاه عمیق واقع در دشت گرگان در دو دوره قدیم و جدید نشان می‌دهد. مطابق جدول ۳ مشخص شد که سه فاکتور کیفی Na، Cl و HCO₃ بیشترین تفاوت معنی‌داری را در دوره جدید نسبت به دوره قدیم در چاه‌های عمیق داشته‌اند به طوری که از ۱۳ چاه عمیق مورد بررسی برای سه فاکتور کیفی Na، Cl و HCO₃ به ترتیب در ۱۰، ۹ و ۸ چاه تفاوت معنی‌داری مشاهده شد. این مورد می‌تواند ناشی از اختلاط بین آب این سفره با سفره عمیق شور باشد. بعد از سه فاکتور فوق، بیشترین تغییرات معنی‌داری سه

در چاه‌های عمیق نیز مانند چاه‌های نیمه عمیق دو فاکتور Cl و Na بیشترین تغییرات معنی‌داری را داشته‌اند. هم‌چنین مشخص شد فاکتور pH کم‌ترین تغییرات معنی‌داری را داشته به طوری که برای هیچ‌کدام از چاه‌های نیمه عمیق در دو دوره مورد بررسی تفاوت معنی‌داری مشاهده نشد. در بررسی چاه‌های عمیق نیز مشخص شد، pH کمترین تغییرات آماری را داشته است. در این بررسی هم‌چنین مشخص شد بیشترین تغییرات در خصوصیات فیزیکوشیمیایی چاه‌های نیمه عمیق در دشت گرگان در چاه بهلکه داشلی اتفاق افتاده است. به گونه‌ای که از بین ۱۲ فاکتور کیفی مورد بررسی ۱۰ فاکتور در دوره جدید نسبت به دوره قدیم تفاوت معنی‌داری داشته‌است. کمترین تغییرات در خصوصیات فیزیکوشیمیایی چاه‌های نیمه عمیق در دشت گرگان نیز در دو چاه مریم‌آباد و بازگیر اتفاق افتاده است به طوری که از بین ۱۲ فاکتور کیفی مورد بررسی در چاه مریم‌آباد هیچ تفاوت آماری مشاهده نشد و در چاه بازگیر تنها فاکتور HCO₃ در دوره جدید نسبت به دوره قدیم تفاوت معنی‌داری مشاهده شد. دلیل این موضوع می‌تواند به طور مستقیم مرتبط با موقعیت این چاه‌ها در دشت گرگان باشد. لازم به توضیح است که چاه‌های مریم‌آباد و بازگیر در نیمه جنوبی دشت گرگان و در حد فاصل کوهستان و دشت بر روی مخروط افکنه واقع شده‌اند

در حالی که چاه‌هایی که دور از ارتفاعات و میانه‌های دشت قرار دارد (مانند چاه شماره ۱۱) بیشترین تغییرات را از خود نشان می‌دهند. به‌طور کلی نوسانات چاه‌های عمیق نسبت به یون کلر، برخلاف چاه‌های نیمه‌عمیق، کمتر می‌باشد. اگرچه در برخی از چاه‌ها نظیر چاه شماره ۸ و ۴۸ غلظت یون کلر در دوره مورد مطالعه روند افزایشی داشته‌است. از مهم‌ترین دلایل تغییرات نسبتاً کم یون کلر در دشت مورد مطالعه می‌توان محبوس بودن سفره و نبود ارتباط آن سفره کم‌عمق اشاره کرد. هم‌چنین مکان تغذیه این سفره به‌احتمال فراوان در حاشیه ارتفاعات می‌باشد.

از آنجایی که یون کلر یکی از آنیون‌های موثر در تغییر میزان هدایت الکتریکی (EC) می‌باشد در این پژوهش ارتباط بین این دو پارامتر بررسی شد (شکل a-۱۰). نتایج این بررسی نشان از ارتباط مستقیم و نسبتاً خطی بین این دو پارامتر دارد. اگرچه این رابطه در چاه‌های عمیق خطی‌تر به نظر می‌رسد.

تغییرات میزان هدایت الکتریکی در چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق

با توجه به ارتباط مستقیم بین میزان هدایت الکتریکی و یون کلراید، نوسانات میزان EC در چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق تا حدودی مشابه میزان غلظت یون کلراید می‌باشد. همان‌طور که انتظار می‌رفت مقدار این پارامتر در اکثر چاه‌های نیمه‌عمیق در حال افزایش می‌باشد. اگرچه این روند افزایشی به‌دلیل تغذیه آبخوان نیمه‌عمیق توسط جبهه آب‌شیرین زیرزمینی ناشی از ارتفاعات کمتر می‌باشد و در برخی از چاه‌ها نظیر چاه شماره ۳۳ خطی به‌نظر می‌رسد (شکل ۱۰).

همانند چاه‌های نیمه‌عمیق، در چاه‌های عمیق نیز میزان EC در دوره مورد بررسی در حال افزایش می‌باشد. اگرچه در برخی از چاه‌های عمیق مانند چاه شماره ۲۱ این تغییرات خیلی محسوس نیست. روند نزولی هیدروگراف‌های مربوط به سفره‌های کم‌عمق و عمیق و در پی آن کاهش ذخیره آب شیرین در آنها، موجب برهم خوردن تعادل هیدرواستاتیک بین آب شیرین در بالا و آب‌شور و یا لب‌شور ناشی از لایه‌های پایینی در زیر شده‌است و نتیجه آن نفوذ

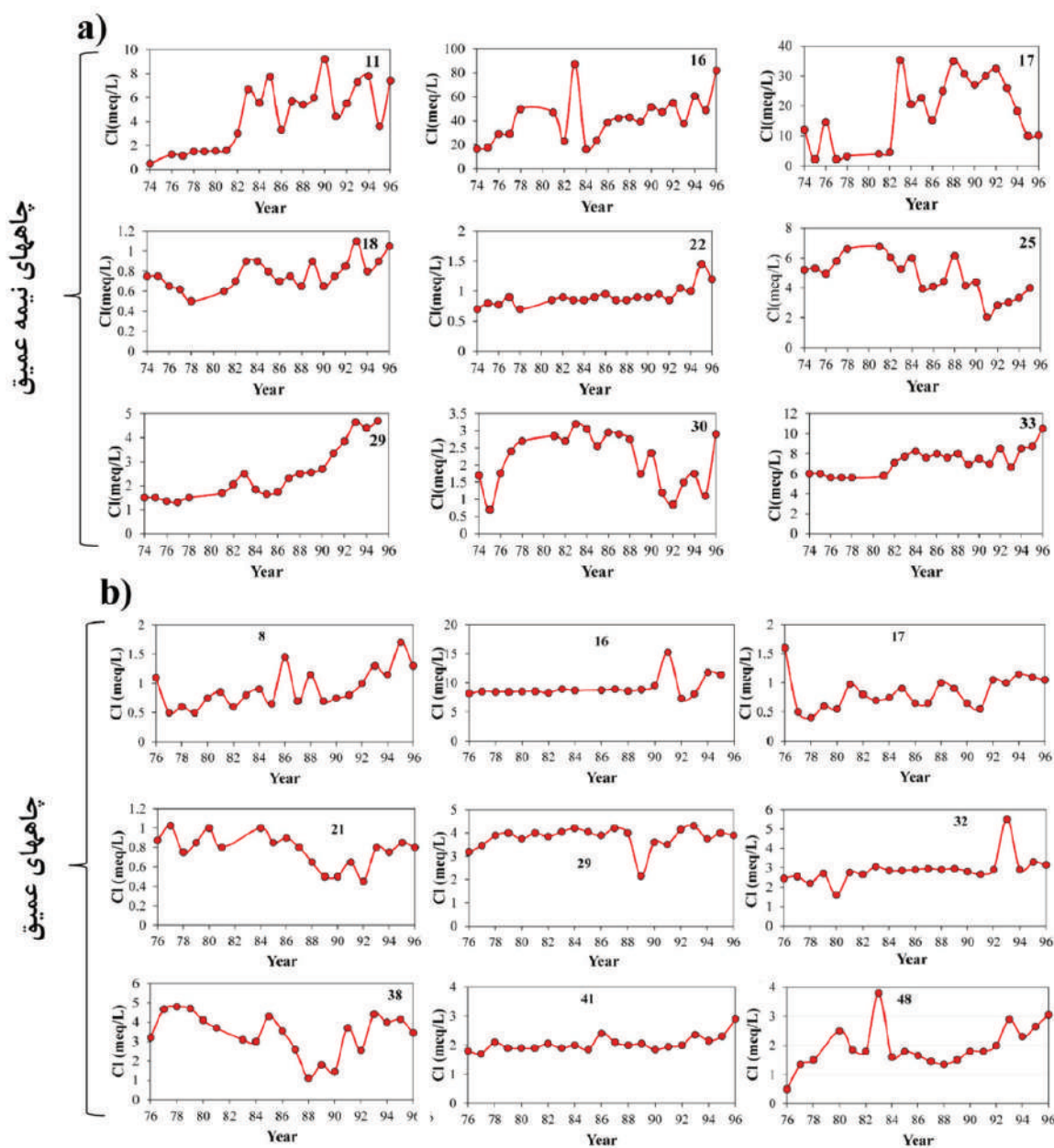
فاکتور کیفی SO_4 ، EC و Na می‌باشد به‌گونه‌ای که برای هر کدام از آنها، در هفت چاه از ۱۳ چاه عمیق مورد بررسی تفاوت معنی‌داری مشاهده شد. هم‌چنین مشخص شد دو فاکتور Mg و pH کمترین تغییرات معنی‌داری را داشته‌اند به‌طوری‌که برای هر کدام از آنها تنها در یک چاه در دو دوره مورد بررسی تفاوت معنی‌داری مشاهده شد.

در این بررسی هم‌چنین مشخص شد بیشترین تغییرات آماری در خصوصیات فیزیکوشیمیایی چاه‌های عمیق در دشت‌گران در دو چاه حیدرآباد و ایمرمحمدقلی اتفاق افتاده است. از بین ۱۲ فاکتور کیفی مورد بررسی به‌ترتیب ۸ و ۷ فاکتور در دوره جدید نسبت به دوره قدیم تفاوت معنی‌داری مشاهده شده‌است. کمترین تغییرات در خصوصیات فیزیکوشیمیایی چاه‌های عمیق در دشت‌گران نیز در دو چاه نومل (سه فاکتور) و گامیشلی‌نزار (چهار فاکتور) اتفاق افتاده‌است. به‌طور کلی بررسی نتایج آماری نشان داد که تغییرات خصوصیات فیزیکوشیمیایی چاه‌های عمیق در دشت‌گران در دوره جدید نسبت به دوره قدیم قابل‌ملاحظه است و دلیل آن می‌تواند مرتبط با کاهش تغذیه سفره آب‌زیرزمینی و ارتباط این سفره با سفره‌های بالا و پایین خود باشد.

تغییرات میزان کلر در چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق

در این پژوهش تغییرات غلظت یون کلر به‌عنوان آنیون معرف شوری در آب‌زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۹). بدین‌منظور یکسری چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق در دشت که پراکنندگی مناسبی در سطح دشت داشته باشند انتخاب شدند.

تغییرات میزان غلظت یون کلر در برخی از چاه‌های نیمه‌عمیق نشان از افزایش غلظت این یون در بیشتر چاه‌ها در دوره مورد مطالعه دارد. این موضوع با توجه به افت سطح آب‌زیرزمینی در این نوع چاه‌ها بدیهی به‌نظر می‌رسد. اگرچه در چاه‌های مجاور ارتفاعات به‌دلیل تغذیه آبخوان مورد مطالعه توسط جبهه آب‌شیرین زیرزمینی ناشی از ارتفاعات، غلظت یون کلر کمتر در اثر افت آب‌زیرزمینی قرار دارد (شکل ۹).



شکل ۹. تغییرات میزان کلر در برخی از چاه‌ها، (a) نیمه عمیق و (b) عمیق

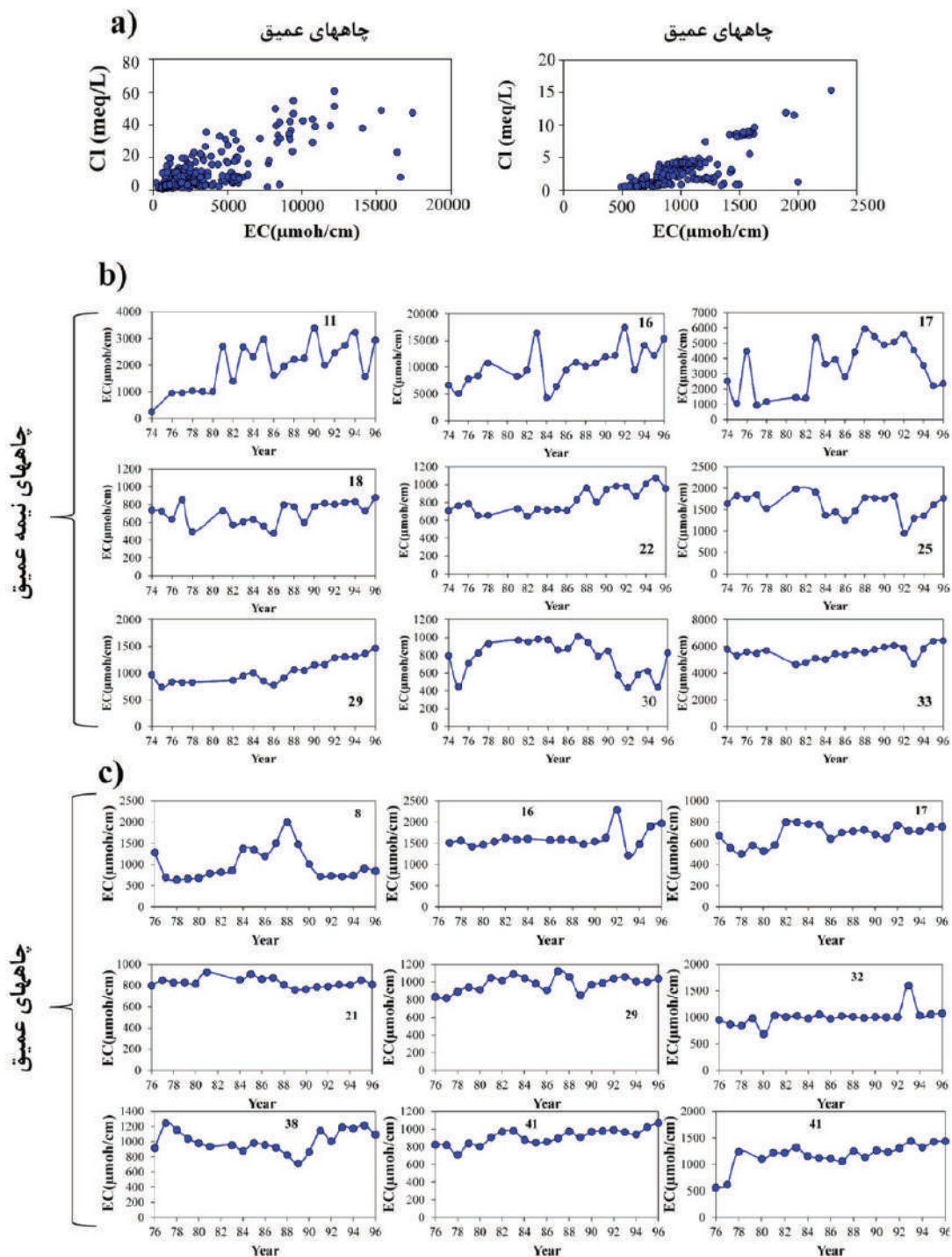
(شکل ۱۱)، محدوده وسیعی از تیپ آب زیرزمینی در هر دو دوره ۷۶-۸۰ و ۹۲-۹۶ مشاهده می‌شود. تنوع تیپ آب در دشت مورد مطالعه با توجه به پراکندگی چاه‌ها و فاصله آن‌ها از حاشیه ارتفاعات بدیهی به نظر می‌رسد.

با توجه به نمودار استیف چاه‌ها مورد بررسی، کاتیون منیزیم و آنیون بی‌کربنات یون‌های غالب آب زیرزمینی در دشت مورد مطالعه می‌باشد. این موضوع نشان از گستردگی تشکیلات کربناته شاید از نوع دولومیتی در پهنه می‌باشد. علاوه بر این، مقایسه نمودارهای استیف چاه‌های نیمه عمیق

آب شور به داخل سفره‌های آب شیرین است. این موضوع می‌تواند بی‌گمان دلیل برای افزایش میزان EC در چاه‌های عمیق و نیمه عمیق باشد.

تیپ و رخساره آب چاه‌های عمیق و نیمه عمیق

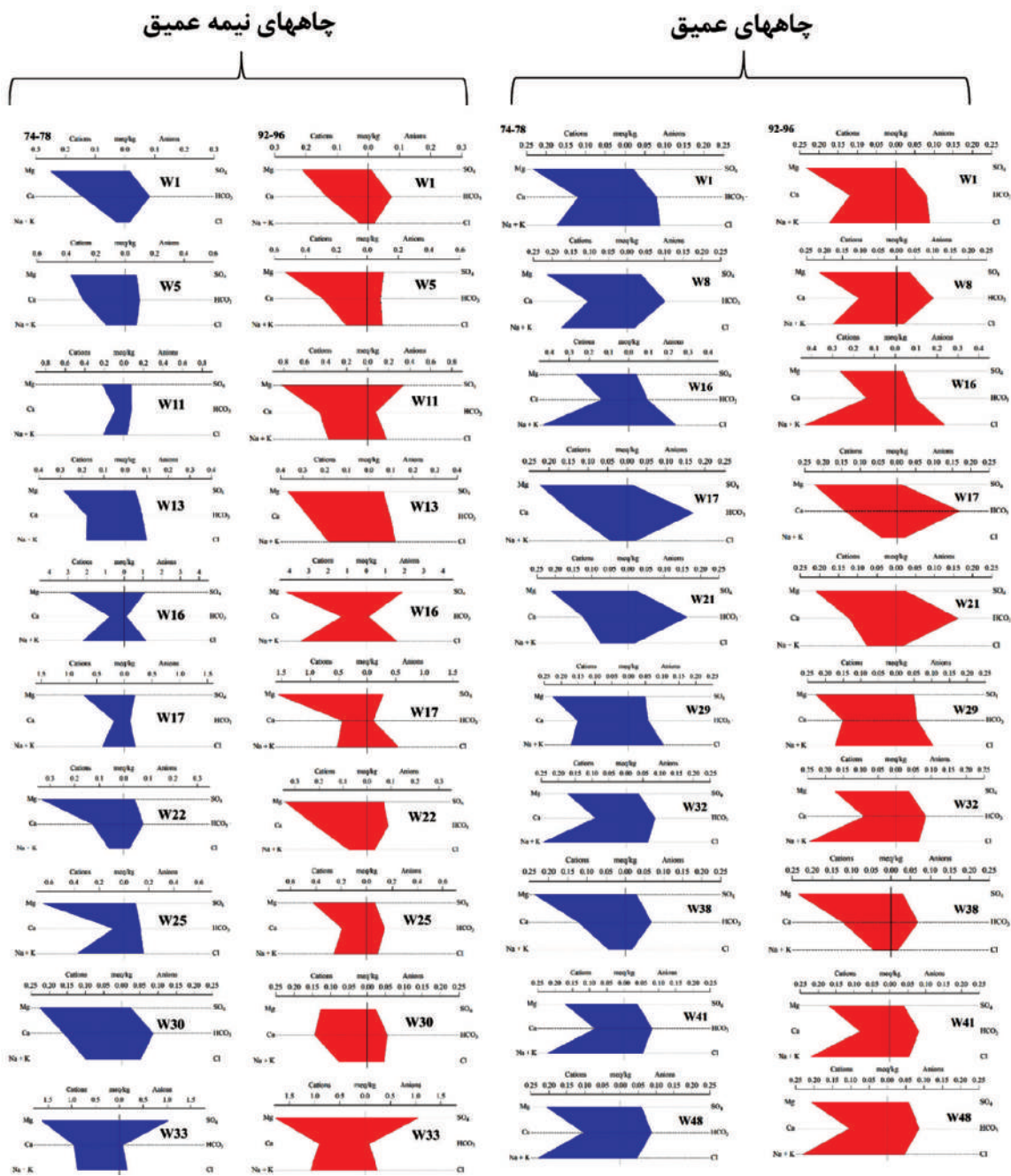
به منظور بررسی کیفیت هیدروژئوشیمی آب چاه‌های عمیق و نیمه عمیق از نمودارهای استیف و پایپر استفاده شد. بر اساس نمودارهای استیف چاه‌های کم عمق انتخابی



شکل ۱۰. ارتباط بین یون کلر و میزان EC و تغییرات میزان EC در برخی از چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق

در دو دوره ۸۰-۷۶ و ۹۶-۹۲ نشان از افزایش مواد جامد محلول در دوره جدید دارد (جدول ۴). علاوه بر این در برخی از چاه‌ها مانند چاه شماره ۱۱ تیپ آب از بی‌کربنات منیزیک به سولفات منیزیک تغییر می‌کند. این مورد نشان از بدتر شدن کیفیت آب در این پهنه از دشت دارد. همچنین با توجه به نمودار استیف چاه‌های عمیق (شکل ۱۱)،

در حدود ۶۰ درصد از چاه‌های مورد بررسی که بیشتر در میانه‌های درشت واقع شده‌اند میزان کل جامدات محلول افزایش یافته‌است. بیشترین تغییرات در چاه‌های ۱۱، ۱۶ و ۱۷ می‌باشد.



شکل ۱۱. نمودار استیف چاه‌های نیمه عمیق و عمیق دشت مورد مطالعه

به‌طورکلی رخساره‌های هیدروشیمیایی آب‌زیرزمینی معین‌کننده توده‌های آبی با ماهیت ژئوشیمی متفاوت می‌باشند. اساس طبقه‌بندی رخساره‌ها مقادیر کاتیون‌ها و آنیون‌های عمده (برحسب میلی‌اکی‌والان برلیتر) آب‌زیرزمینی می‌باشد (قره‌محمودلو و همکاران، ۱۳۹۹). در این تحقیق برای تعیین رخساره‌های هیدروشیمیایی از نمودار پایپر در دو دوره ۷۶-۸۰ و ۹۲-۹۶ استفاده شد (شکل a و b-۱۲).

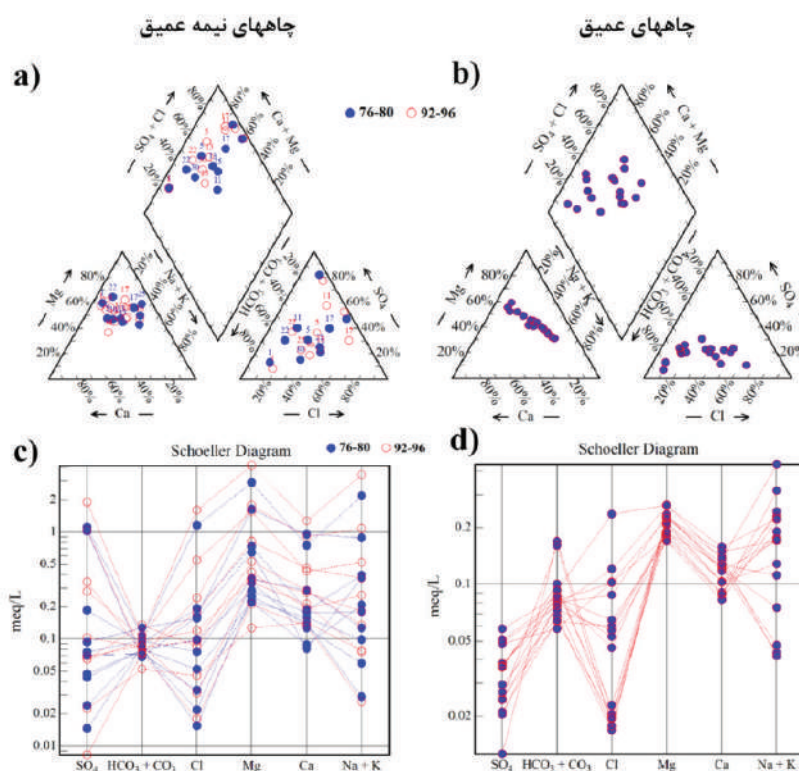
منشا واحدی را برای آب‌زیرزمینی عمیق دشت نمی‌توان در نظر داشت. همچنین برخلاف چاه‌های نیمه عمیق، تغییرات چندانی در شکل و اندازه چاه‌های عمیق در هر دو دوره ۷۶-۸۰ و ۹۲-۹۶ دیده نشده است. میزان کل جامدات محلول تنها در ۴۰ درصد از چاه‌ها عمیق افزایش داشته است. اگرچه این افزایش در چاه‌های عمیق نسبت به چاه‌های نیمه عمیق ناچیز است.

جدول ۴. تغییرات تیپ آب زیرزمینی به همراه کل جامدات محلول در چاه‌ها انتخابی در دو دوره جدید (۸۰-۷۶) و قدیم (۹۶-۹۲)

چاه‌های عمیق				چاه‌های نیمه عمیق			
ΔTDS	جدید	دوره قدیم	شماره چاه	ΔTDS	دوره جدید	دوره قدیم	شماره چاه
-۱۴۱/۵	Mg-Cl	Mg-Cl	۱	-۷۹/۹	Mg-HCO ₃	Mg-HCO ₃	۱
-۱۰	Mg-HCO ₃	Mg-HCO ₃	۸	+۶۷/۱	Mg-SO ₄	Mg-HCO ₃	۵
+۱۴۲/۲	Na-Cl	Na-Cl	۱۶	+۱۰۸۷/۲	Mg-SO ₄	Mg-HCO ₃	۱۱
-۹۲/۲	Mg-HCO ₃	Mg-HCO ₃	۱۷	+۱۳۱/۶	Mg-Cl	Mg-Cl	۱۳
-۵۹/۵	Mg-HCO ₃	Mg-HCO ₃	۲۱	+۱۷۰۶/۲	Mg-Cl	Mg-Cl	۱۶
+۳۹/۵	Mg-Cl	Mg-Cl	۲۹	+۹۶۶/۶	Mg-Cl	Mg-Cl	۱۷
+۱۳/۱	Na-HCO ₃	Na-HCO ₃	۳۲	+۱۵۶	Mg-HCO ₃	Mg-HCO ₃	۲۲
-۷۸/۸	Mg-HCO ₃	Mg-HCO ₃	۳۸	-۲۲۹/۸	Mg-Cl	Mg-HCO ₃	۲۵
-۸۲/۸	Na-HCO ₃	Na-HCO ₃	۴۱	-۱۱۱	Ca-HCO ₃	Mg-HCO ₃	۳۰
+۱۶۸/۵	Na-HCO ₃	Na-HCO ₃	۴۸	-۶۹/۶	Mg-Cl	Mg-Cl	۳۳

ΔTDS: میزان تغییرات کل جامدات محلول (TDS) در دو دوره قدیم و جدید، علامت منفی (-) بیانگر کاهش و علامت مثبت (+) بیانگر افزایش میزان TDS در دو دوره می‌باشد.

بر اساس نمودار پایپر رخساره هیدروشیمیائی در هر دو دوره و برای هر دو چاه نیمه عمیق و عمیق از نوع شیرین و ترکیبی می‌باشند. همانند نمودارهای استیف، رخساره‌های مربوط به چاه‌های نیمه عمیق در دوره قدیم (۸۰-۷۶) و جدید (۹۶-۹۲) تغییرات قابل ملاحظه‌ای از خود نشان می‌دهند (شکل a-۱۲). این تغییرات به سمت رخساره‌های ترکیبی و شور مزه می‌باشند. اما در چاه‌های عمیق تقریباً تمامی رخساره‌های قدیم در دوره جدید نیز تکرار شده‌اند و تغییر خاصی در آن‌ها دیده نمی‌شود. همانند چاه‌های نیمه عمیق این چاه‌ها نیز تمایل به رسیدن به رخساره‌های شور مزه را دارند. اگرچه مسیری را که چاه‌های عمیق برای رسیدن به رخساره‌های شور مزه دارند مسیر کوتاه‌تری می‌باشد.



شکل ۱۲. نمودارهای پایپر و شولر چاه‌ها، (a و c) نیمه عمیق، (b و d) عمیق دشت مورد مطالعه

نمودار شولر چاه‌های عمیق و نیمه عمیق

بر اساس نمودار شولر چاه‌های نیمه عمیق و عمیق دشت مورد مطالعه (شکل d و c-12) در بخش شرب در رده خوب تا قابل قبول می‌باشد. اگرچه برای قضاوت بهتر در مورد قابل شرب بودن آب‌های زیرزمینی دشت مورد مطالعه می‌بایست پارامترهای شیمیایی بیشتری (مانند نیترات، فلورید و ...) 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. همان‌طور که انتظار می‌رفت تغییرات کیفی آب در چاه‌های نیمه عمیق نسبت به چاه‌های عمیق به طور کامل مشهود می‌باشد.

نتیجه‌گیری

تحقیق حاضر به منظور بررسی تاثیر برداشت از چاه‌های عمیق و نیمه عمیق بر روی افت سطح ایستابی و برخی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی دشت گرگان انجام شد. روند تغییرات بارندگی سالانه ایستگاه‌های هواشناسی منتخب در گستره دشت گرگان نشان داد، بارندگی متوسط سالانه در اکثر ایستگاه‌های هواشناسی در دوره مورد بررسی فاقد روند و یا دارای روند افزایشی جزئی است. نتایج این پژوهش با نتایج عربی جوانمرد و جعفری (۱۳۹۵) مطابقت دارد.

بررسی تغییرات سالانه حفر چاه‌های کم عمق و عمیق مجاز و غیرمجاز استان نشان از یک روند افزایشی در تعداد چاه‌های حفر شده در دشت گرگان و در پی آن افزایش حجم آب برداشت شده از اوایل دهه ۶۰ دارد. این موضوع با پژوهش مهری و همکاران (۱۳۹۴)، قانلی و آگاه (۱۳۹۷) و Sherif et al. (2021) همسو می‌باشد. اگرچه تعداد چاه‌های کم عمق غیرمجاز حفر شده هم‌چنین حجم آب برداشت شده توسط آن‌ها در این دوره ۳۰ ساله به مراتب بیشتر از چاه‌های کم عمق مجاز است. با توجه به ثابت بودن میزان متوسط بارندگی سالانه در دشت مورد مطالعه، حفر چاه‌های کم عمق و عمیق مجاز و غیرمجاز و در پی آن برداشت بی‌رویه از آبخوان‌های عمیق و نیمه عمیق را می‌توان عامل اصلی افت سطح آب‌های زیرزمینی در دشت مورد مطالعه دانست. براساس مقادیر p-value آزمون T زوجی، بین اکثر

پارامترهای فیزیکی-شیمیایی چاه‌های نیمه عمیق و عمیق در دو دوره قدیم و جدید اختلاف معنی‌داری مشاهده شد. اگرچه این تغییرات در چاه‌های نیمه عمیق بیشتر از چاه‌های عمیق می‌باشد. هم‌چنین دو پارامتر Cl و Na که عامل اصلی شوری می‌باشد بیشترین تغییرات و پارامتر pH کمترین تغییرات آماری را در این دو دوره داشته است.

بررسی روند تغییرات برخی از پارامترهای شیمیایی (نظیر EC و کلر) و هم‌چنین نمودارهای هیدروژئوشیمیایی مربوط به آبخوان‌های دشت نشان از افزایش مواد جامد محلول و هم‌چنین تغییر تیپ و رخساره‌های هیدروشیمیایی آب زیرزمینی در دوره جدید دارد. اگرچه روند تغییرات در آبخوان کم عمق شدیدتر می‌باشد. نتایج این تحقیق با پژوهش اکرامی و همکاران (۱۳۹۰)، چوبین و همکاران (۱۳۹۱)، صمدی و همکاران (۱۳۹۴)، دانشور و همکاران (۲۰۱۳) و Sherif et al. (2021) مطابقت دارد.

باتوجه به اینکه زنگ خطر نشست زمین و هم‌چنین شور شدن آب‌های زیرزمینی در دشت گرگان به صدا در آمده است مجموعه فعالیت‌هایی مانند نبود صدور مجوز حفر چاه جدید برای اهداف مختلف در دشت مطالعه، اجرای دقیق طرح تعادل بخشی توسط شرکت آب منطقه‌ای گلستان و اداره جهاد کشاورزی استان و تدوین برنامه‌های ویژه برای فرهنگ سازی استفاده از آب به خصوص توسط کشاورزان و آشنایی آن‌ها با خطرات ناشی از افت سطح آب زیرزمینی (مانند نشست زمین، شور شدن آب زیرزمینی و ...) می‌تواند کمک شایانی به حفظ و در صورت امکان بهبود وضعیت کنونی آبخوان‌های دشت گرگان کند.

منابع

- آق اتابا، م. و تورانی، م.، ۱۳۹۷. لرزه زمین ساخت غرب استان گلستان، شرق ناحیه خزر جنوبی، فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۲(۴۵)، ۷۱-۸۵.
- اکرامی، م.، شریفی، ذ.، ملکی نژاد، ح. و اختصاصی، م. ر.، ۱۳۹۰. بررسی روند تغییرات کیفی و کمی منابع آب زیرزمینی دشت یزد-اردکان در دهه ۸۸-۱۳۷۹. نشریه طلوع بهداشت، ۱۰(۳۳)، ۸۲-۹۱.
- جهانشاهی نوکنده، ن. و کرمی، غ.، ۱۳۹۴.

۱۳۹۹. تکامل هیدروشیمیایی و کاهش کیفیت آب رودخانه گرگانرود. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۵(۴۴)، ۱۴۵-۱۲۹.
- کردان مقدم، ح. و بنی‌حبیب، ا.، ۱۳۹۶. بررسی اثرات زیست‌محیطی هجوم جبهه‌های آب‌شور به آبخوان‌های کویری (مطالعه موردی: استان خراسان جنوبی-آبخوان سرایان). نشریه آب‌و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۳۱(۳)، ۶۷۳-۶۸۸.
- عباسی مقدم، ح. ر.، ۱۳۹۷. اثر فیلتراسیون بستر رودخانه دوغ در کیفیت آب چاه فلمن کلاله. دانشگاه گنبدکاووس، پایان‌نامه ارشد. ۸۹.
- عباس‌نژاد، ا. و شاهی‌دشت، ع.، ۱۳۹۲. بررسی آسیب‌پذیری دشت‌سیرجان با توجه به برداشتی‌رویه از سفره آب‌زیرزمینی منطقه. فصلنامه جغرافیا و آمایش شهری-منطقه‌ای، ۷، ۸۵-۹۶.
- عربی‌جوانمرد، ز. و جعفری، ه.، ۱۳۹۵. بررسی نوسانات سطح‌ایستابی در آبخوان الشتر، بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۱۶ تا ۱۸ شهریور ماه. دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران. تهران.
- مهری س.، آل شیخ، ع. ا. و جووادزاده، ز. ا.، ۱۳۹۴. بررسی روند تغییرات کیفی و سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه. نشریه اکوهیدرولوژی، ۲(۴)، ۳۹۵-۴۰۴.
- نیک‌قوجق، ی.، ۱۳۹۵. گزارش بررسی وضعیت آبخوان‌های استان گلستان، شرکت سهامی آب منطقه‌ای استان گلستان. ۱۶.
- Al-Naim, A.A., 2014. Effect of excess pumping on groundwater salinity and water level in Hail region of Saudi Arabia. Research Journal of Environmental Toxicology, 8(3), 124-135.
- Bagheri, R., Nosrati, A., Jafari, H., Eggenkamp, H.G.M. and Mozafari, M., 2019. Overexploitation hazards and salinization risks in crucial declining aquifers, chemo-isotopic approaches. Journal of Hazardous Materials, 369, 150-163.
- Daneshvar Vousoughi, F., Dinpashoh, Y., Aalami, M.T. and Jhahharia, D., 2013. Trend analysis of groundwater using non-parametric شناسایی نقاط بحرانی آب‌زیرزمینی در آبخوان دشت‌گرگان و ارائه راهکارهای رفع این بحران. دومین کنفرانس بین‌المللی محیط‌زیست و منابع طبیعی، شیراز. ۶.
- چوبین، ب. و ملکیان، آ.، ۱۳۹۲. رابطه بین تغییر سطح آب‌زیرزمینی و روند شور شدن آن (بررسی موردی: دشت‌آسپاس-استان فارس). مجله مدیریت بیابان، ۱(۱)، ۱۳-۲۶.
- چوپانی، س. و دمی‌زاده، م.، ۱۳۹۳. بررسی پیامدهای ناشی از افت سطح آب‌زیرزمینی در دشت‌میناب. نخستین همایش منطقه‌ای دریا، توسعه و منابع آب مناطق ساحلی خلیج فارس. ۲۰ اسفند، جهاد دانشگاهی هرمزگان، بندرعباس. ۱۱.
- حمیدی، ر.، صفری، ح. و روستایی، م.، ۱۴۰۰. بررسی عوامل ساختاری و غیرساختاری موثر بر فرونشست دشت گرگان-آق‌قلا-علی‌آباد با تلفیق نتایج روش تداخل‌سنجی تفاضلی راداری و اطلاعات زیرسطحی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵(۶۰)، ۵۷-۴۳.
- روستائی، م.، روستائی، م.، زمانی، ب. و نعمتی، م.، ۱۳۹۴. بررسی وضعیت تنش نو زمین ساختی و ارائه مدل کینماتیکی در دشت‌گرگان، شمال خاوری ایران. نشریه علوم زمینی، ۲۵(۹۸)، ۳۸۴-۳۷۵.
- زارعی، ع. و بهرامی، م.، ۱۳۹۵. بررسی تغییرات کمی و کیفی آب‌زیرزمینی دشت‌فسا-فارس (سال‌های ۱۳۸۷ الی ۱۳۹۲). نشریه مهندسی آبیاری و آب، ۶(۴)، ۱۱۳-۱۰۳.
- شیرازی، ا.، ۱۳۹۵. آموزش جامع نرم‌افزار آماری Minitab 16. انتشارات نوروزی، ۳۰۵.
- صمدی، ر.، رضایی، ح. و بهمنش، ج.، ۱۳۹۴. بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت ارومیه). نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۲(۴)، ۸۴-۶۷.
- قاسمی، م.، محمدخانی، ح. و یداله‌ی، ع.، ۱۳۸۶. چینه‌شناسی و زمین‌شناسی کواترنری دشت‌هیرکان (دشت‌گرگان). بیست و ششمین گردهمایی علوم‌زمین، وزارت صنایع و معادن تهران. ۶.
- قائدی، س. و آگاه، س.، ۱۳۹۷. ارزیابی تاثیر عوامل طبیعی و انسانی بر تراز آب‌های زیرزمینی شهرستان داراب. مجله مخاطرات محیط طبیعی، ۷(۱۶)، ۱۶۰-۱۴۵.
- قره‌محمودلو، م.، جندقی، ن. و صیادی، م.

- methods. *Journal of Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 27(3), 547-559.
- Pophare, A.M., Lamsoge, B.R., Katpatal, Y.B. and Nawale, V.P., 2014. Impact of over-exploitation on groundwater quality: A case study from WR-2 Watershed, India. *Journal of Earth System Science*, 123(7), 1541-1566.
 - Rainer, H., Zimmermann, I. and Fleige, H., 2017. Longtime effects of deep groundwater extraction management on water table levels in surface aquifers. *Journal of soils and sediments*, 17(1), 133-143.
 - Sherif, M., Sefelnasr, A., Ebraheem, A.A., Al Mulla, M., Alzaabi, M. and Alghafli, K., 2021. Spatial and Temporal Changes of Groundwater Storage in the Quaternary Aquifer, UAE. *Water*, 13(6), 864.
 - Torkamanitombeki, H., Rahnamarad, J. and Saadatkhah, N., 2018. Groundwater chemical indices changed due to water-level decline, Minab Plain, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 77(7), 1-10.
 - Xiao, H., Tang, Y., Li, H., Zhang, L., Ngo-Duc, T., Chen, D. and Tang, Q., 2021. Salt-water intrusion into groundwater systems in the Mekong Delta and links to global change. *Advances in Climate Change Research*, 12(3), 342-352.

برآورد منحنی دانه‌بندی رسوبات درشت‌دانه سطحی با استفاده از سیستم تصویربرداری طراحی شده

امیرحسین طبعی^۱، علی کرمی خانیکی^(۲)، علی‌اکبر بیدختی^۳ و کامران لاری^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه فیزیک دریا، دانشکده منابع طبیعی و محیط‌زیست، واحد علوم و تحقیقات،

دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲. دانشیار، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، سازمان جهادکشاورزی ایران

۳. استاد، دانشکده ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

۴. استادیار، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۰۹

چکیده

شناخت رسوبات از مباحث پایه در مهندسی سواحل و رودخانه می‌باشد. یکی از پارامترهای شناسایی رسوبات، دانه‌بندی آنها است. برای تعیین دانه‌بندی، همواره از روش‌های سنتی همانند الک کردن رسوبات استفاده می‌شود، که دقیق، اما زمان‌بر است. پردازش تصاویر این قابلیت را فراهم می‌سازند که با استفاده از کوچک‌ترین واحد تصویر دیجیتال (پیکسل)، به جداسازی و ردیابی اهداف (دانه‌های رسوبی) در تصاویر پرداخت. در این مقاله سیستمی به‌صورت یکپارچه برای تصویربرداری از رسوبات میدانی درشت‌دانه و ارائه منحنی دانه‌بندی از آن ساخته و مورد آزمایش قرار می‌گیرد. پردازش و آنالیز رسوبات با نرم‌افزار ImageJ انجام و مقایسه نتایج با نتایج روش الک، برای صحت‌سنجی انجام شد. نمونه‌های تصاویر از رسوبات شنی و ماسه‌ای، آزمایشگاهی و طبیعی برداشت شد. یافته‌ها نشان می‌دهد توزیع به‌دست‌آمده از تصاویر رسوبات سطحی درشت‌دانه (بزرگ‌تر از یک میلی‌متر) و یکنواختی، همبستگی خوبی با توزیع به‌دست‌آمده از روش الک دارد و زمان را حداقل به یک‌دهم و هزینه کل را پایین می‌آورد.

واژه‌های کلیدی: آنالیز رسوبات، پردازش تصاویر، سیستم تصویربرداری، منحنی دانه‌بندی، نرم‌افزار ImageJ.

مقدمه

تهیه نقشه بستر رودخانه و فرآیندهای ساحلی و فراساحلی می‌باشد. یک متغیر کلیدی برای رسم و توصیف واحدهای ژئومورفیک رودخانه، توزیع اندازه دانه‌های رسوبی بستر و الگوی تغییر آن در طول زمان است (et al., 2018) (Marchetti). از شاخصه‌های کلیدی مدل‌سازی دینامیک رسوب رودخانه، منحنی درجه‌بندی دانه‌ها می‌باشد، زیرا

رسوبات در تمام کرانه‌های ساحلی و تمام مسیرهای رودخانه‌ای وجود دارند. هر ساله میلیون‌ها تن خاک به دلیل خطرات طبیعی و فعالیت‌های انسانی تخریب می‌شود (رجبی و همکاران، ۱۳۹۸). اهمیت دانه‌بندی رسوبات در هیدرودینامیک جریان، انتقال رسوبات، مدل‌سازی،

* نویسنده مرتبط: karamikhaniki@gmail.com

برداری برای مرزبندی دانه‌ها را بررسی کردند. Sime در سال ۲۰۰۳ (Sime, 2003) از آنالیز تصاویر برای تعیین توزیع اندازه دانه‌ها در رودخانه با بستر شنی و شناسایی مرزبندی دانه‌ها از دو روش مختلف استفاده کرد. پاپانیکولاتو و همکاران (Papanicolaou et al., 2004) به تحلیل و توزیع اندازه دانه‌بندی رسوبات سطحی ساحلی با استفاده از نرم‌افزار *IGOR Pro* پرداختند. روبین در سال ۲۰۰۴ (Rubin, 2004) از رسوبات میدانی تصویربرداری و از خودهمبستگی^۳ میان پیکسل‌ها در تصویر دیجیتال برای اندازه‌گیری میانگین دانه‌بندی سطح مقطع استفاده کرد. گراهام و همکاران (Graham et al., 2005) در مجموعه‌ای از مقالات، به مطالعه و اندازه‌گیری رسوبات درشت‌دانه و بررسی روش‌های پردازش آنها پرداختند. آنها به این نتیجه رسیدند که مقیاس تصویر باید به‌گونه‌ای باشد که کوچک‌ترین دانه مورد مطالعه دارای محور بزرگ‌تر از ۲۳ پیکسل باشد. آنها دو رویکرد، بر اساس ویژگی‌های سراسری (برحسب شدت نور) و بر اساس ویژگی‌های همسایگی (ذرات دانه‌ها) را گسترش دادند. روبین و همکاران در سال ۲۰۰۷ (Rubin et al., 2007) ابزارهایی را که در زمینه تصویربرداری از رسوبات در سواحل و زیر آب کاربرد دارند ساختند. اشنایدر و هارب (Schneider and Harb, 2009) به مطالعه و پردازش تصاویر دانه‌های رسوبی بستر رودخانه با نرم‌افزار *ImageTool* و مقایسه نتایج آن با روش *ImageTool* پرداختند. پراساد و همکاران (Prasad et al., 2011) با بررسی و تعیین شکل دانه‌های ماسه از تصاویر موفق به شناسایی ۲۱ شکل مختلف برای دانه شدند. تورلی و همکاران (Turley et al., 2016) به تعیین رسوبات ریز در رودخانه با استفاده از تجزیه و تحلیل تصویر دیجیتال پرداختند و دو رویکرد جدید مبتنی بر تحلیل تصویر غیرخودکار را ارائه کردند. برای این کار از نرم‌افزارهای *Adobe Photoshop* و *Elements* و *Pixlr* استفاده شد. پورینتون و بوهاگن (Bookhagen and Purinton, 2019) روشی را برای اندازه‌گیری و شمارش سنگ‌ریزه‌ها در بستر رودخانه شنی

ناهمواری کانال و حرکت اولیه رسوب را مشخص می‌کند (Lang et al., 2020). دانه‌ها در شکل، ترکیب (نوع و فراوانی)، جهت یافتگی^۱، فشردگی^۲ و اندازه متغیر هستند (Sukhtankar, 2008). تجزیه و تحلیل دانه‌ها نسبت اندازه دانه‌ها در نمونه معین را مشخص می‌کند و هدف آن به دست آوردن توزیع فراوانی و محاسبه آماری است (USGS, 2001).

در بررسی محیط رسوبی توالی‌های مختلف می‌توان از ابزارهای متنوعی استفاده کرد، تا به شرایط و ویژگی‌های حوضه‌های رسوبی پی برد (عباسی و همکاران، ۱۳۹۵). تصاویر به ابزاری کارآمد برای انجام سریع تجزیه و تحلیل رسوبات نامحلول تبدیل شده است (Bosnic et al., 2012). استفاده از نرم‌افزارهای پردازش تصاویر، روشی جایگزین برای تجزیه و تحلیل توزیع اندازه دانه‌ها بر اساس تصاویر می‌باشد (Ghalib, 1999). روش‌های دیگری از جمله امواج صوتی (Kim et al., 2004) و امواج لیزر (Di Stefano et al., 2010) برای مشخص کردن ویژگی‌های رسوبات نیز در حال توسعه است. همچنین فناوری‌های سنجش از دور و ترکیب تصاویر ماهواره هم روشی جدید، برای نقشه‌برداری از دانه‌ها ارائه می‌کند (Marchettiet al., 2018).

در مطالعه دانه‌بندی رسوبات به کمک تصاویر دو رویکرد کلی وجود دارد، اولی شامل روش‌هایی است که از تقسیم جزء و شمارش پیکسل‌ها استفاده می‌شود، که در آن اندازه و توزیع دانه‌بندی تعیین می‌شود و روش دوم روش‌های آماری بر اساس بافت تصاویر است و مبتنی بر الگوهای خاص می‌باشد که در تصاویر تکرار می‌شود (Shin, 2004). متداول‌ترین روش طبقه‌بندی تصویر را می‌توان روش آماری حداکثر احتمال و کمترین فاصله، نام برد (ماهوش محمدی و هزارخانی، ۱۳۹۹). انتخاب تکنیک‌ها تا حدودی به اندازه دانه بستگی دارد، تکنیک باید دقیق، ارزان، سریع و طیف وسیعی از اندازه دانه‌ها را پوشش دهد (Bankole et al., 2019).

مک ایوان و همکاران (McEwan et al., 2000) به مطالعه ترکیب دانه‌بندی رسوبات سطحی از طریق تجزیه و تحلیل تصاویر پرداختند و الگوریتم‌های تشخیص لبه

1. Orientation
2. Packing
3. Autocorrelation

و یا محیط هر دانه
مرحله ۴: خروجی گرافیکی و استخراج توزیع اندازه
دانه‌ها (نمودار دانه‌بندی)

پارامترهای تاثیر گذار در این چهار مرحله بستگی به:
۱- نوع و محاسبه قدرت تفکیک دوربین، ۲- تکنیک و
سیستم سخت‌افزاری عکس‌برداری، ۳- برنامه نرم‌افزاری
دارد.

در عکس‌برداری از رسوبات محاسبه قدرت تفکیک
دوربین و فاصله مناسب دوربین تا هدف از جمله پارامترهای
بسیار مهم در به دست آوردن نتایج قابل قبول می‌باشد
(Rice and Church, 1996).

در استفاده از نرم‌افزارها درستی نتایج شامل: ۱- اندازه
اشیاء^۲، ۲- میزان تفکیک و ملموسی اشیاء، ۳- درستی
تقریبی زمینه^۳ و تفکیک آن از پیش‌زمینه^۴، ۴- روش آنالیز و
محاسبات می‌شود.

انتخاب عوامل مناسب و درست، مثل فیلترها و بقیه
موارد در استفاده از نرم‌افزارهای پردازش و آنالیز تصاویر،
ترکیبی از علم و هنر است (West and Cameron, 2006).
در جدول ۱ تقسیم‌بندی مقیاس اندازه دانه‌های رسوبی
نشان داده شده است.

روش مطالعه

در این تحقیق برای تعیین دانه‌بندی رسوبات، سیستمی
سخت‌افزاری طراحی و ساخته شد.

نمونه‌های رسوبات برای بررسی در سه حالت کلی در نظر
گرفت. حالت اول دانه‌هایی که در تست مدل‌های هیدرولیکی
کاربرد دارد و اندازه‌های مشخص دارند. حالت دوم نمونه‌های
میدانی که کدگذاری و به آزمایشگاه منتقل شدند. حالت
سوم استفاده از سیستم سخت‌افزاری در محیط‌های میدانی
و انتقال برخی نمونه‌ها به صورت تصادفی^۵ به آزمایشگاه برای
صحت‌سنجی داده‌ها که آزمایش الک در مورد آنها، بررسی
شده است.

از طریق تصاویر ارائه و الگوریتمی خاص را برای محاسبات
تعریف کردند. آنها برای تهیه تصاویر دوربین را روی دکلی پنج
متری نصب کردند.

باید در نظر داشت در عکس‌برداری دیجیتال چندین
موضوع روی کیفیت تصاویر موثر هستند و مهم‌ترین آنها
تعداد پیکسل‌ها، سنسور داخلی، لنز و قدرت پردازش
درونی دوربین است (Davis, 2010). اساس عکاسی به
نور و سپس به ضبط و کنترل نور بستگی دارد. پردازش
تصویر عبارت است از هر نوع پردازش سیگنالی که ورودی
آن یک تصویر و خروجی آن می‌تواند تصویر و یا مجموعه‌ای از
متغیرها باشد (Gonzalez and Woods, 2008).

پردازش تصاویر در حالت کلی شامل: ۱- دریافت تصویر
ورودی، ۲- پیش‌پردازش تصاویر، ۳- پردازش تصاویر،
۴- آنالیز تصویر می‌باشد. این مراحل به‌طور جزئی‌تر شامل:
۱- تبدیل هندسی تصاویر، همانند تغییر اندازه و چرخش،
۲- تبدیل رنگی تصاویر، ۳- ترکیب و تجزیه تصاویر،
۴- فشردن سازی تصاویر، ۵- قطعه‌بندی تصاویر،
۶- تفاضل تصاویر، ۷- میانگین‌گیری تصاویر و غیره است
(Gonzalez et al., 2009).

پردازش تصویر در رسوبات، شامل تولید تصویر سیاه
و سفید است و در آن هر دانه رسوب به‌وسیله یک مرز
مشخص نشان داده شود. این همواره یک فرآیند دومرحله‌ای
است، اولین مرحله تقسیم‌بندی کلی از دانه‌ها است، اما
قادر به تولید نواحی یکتا برای هر دانه نیست. در مرحله
دوم با استفاده از مرزبندی بین دانه‌ها تصویر باینری تکمیل
و گستره هر دانه به‌صورت مجزا مشخص می‌شود. در
آخر اندازه دانه‌ها به‌وسیله روش تحلیل مناسب استخراج
می‌شود. مرزبندی مفهومی در تجزیه و تحلیل تصویر است و
شامل ویژگی پیرامون یک پیکسل و همسایگی آن می‌باشد
(Sonka et al., 2015).

تبدیل یک تصویر از رسوبات به منحنی دانه‌بندی، شامل
چهار مرحله اساسی زیر است:

مرحله ۱: عکس‌برداری از نمونه رسوب

مرحله ۲: تشخیص مرزبندی دانه‌های رسوبی

مرحله ۳: آنالیز تصویر و نسبت طول به عرض و مساحت

1. Binary
2. Objects
3. Background
4. Foreground
5. Random

جدول ۱. مقیاس اندازه رسوبات (Blott and Pye, 2001)

Grain size		Descriptive terminology		
phi	mm/ μ m	Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program
			Very large boulders	
-11	2048 mm		Large boulders	Very large
-10	1024	Cobbles	Medium boulders	Large
-9	512		Small boulders	Medium
-8	256		Large cobbles	Small
-7	128		Small cobbles	Very small
-6	64			
			Very coarse pebbles	Very coarse
-5	32	Pebbles	Coarse pebbles	Coarse
-4	16		Medium pebbles	Medium
-3	8		Fine pebbles	Fine
-2	4			
-1	2	Granules	Very fine pebbles	Very fine
		Very coarse sand	Very coarse sand	Very coarse
0	1		Coarse sand	Coarse
1	500 μ m		Medium sand	Medium
2	250		Fine sand	Fine
3	125		Very fine sand	Very fine
4	63			
			Very coarse silt	Very coarse
5	31	Silt	Coarse silt	Coarse
6	16		Medium silt	Medium
7	8		Fine silt	Fine
8	4		Very fine silt	Very fine
9	2	Clay	Clay	Clay

سیستم سخت‌افزاری تهیه تصاویر

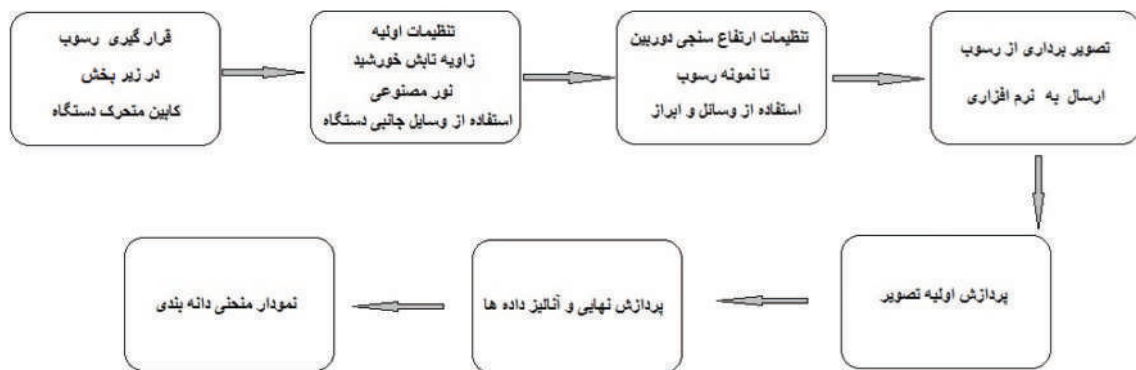
بدنه سیستم سخت‌افزاری از شاسی آلومینیومی با قابلیت حرکت و متشکل از سه طبقه است. در بالاترین طبقه، کلیدهای کنترلی برای ارتفاع سنجی و هدایت کلیه بخش‌های دیگر و کامپیوتر متصل به سیستم قرار دارد. در طبقه میانی باتری‌ها، برد الکترونیکی، موتور حرکتی کابین متحرک و اجزاء جانبی و متصل به آن و در طبقه پایین ابزار و وسایل جانبی می‌باشد. سیستم دارای بخش متحرکی است و کابین و اجزاء روی آن شامل دوربین، سنسورها و نور مصنوعی بر روی آن قرار دارد. یک سنسور اولتراسونیک، ارتفاع سنجی تعیین فاصله لنز دوربین تا سطح رسوب را در هر مرحله انجام می‌دهد.

تکنیک‌های اتوماتیک آنالیز دانه‌های رسوبی باید: (۱) ساده، سریع و کاربردی باشند. (۲) نشان‌دهنده توزیع دانه‌بندی با دقت و قابل مقایسه با روش‌های سنتی باشد. (۳) در سرتاسر طیف دانه‌های رسوبی کاربردی باشد (Graham et al., 2005).

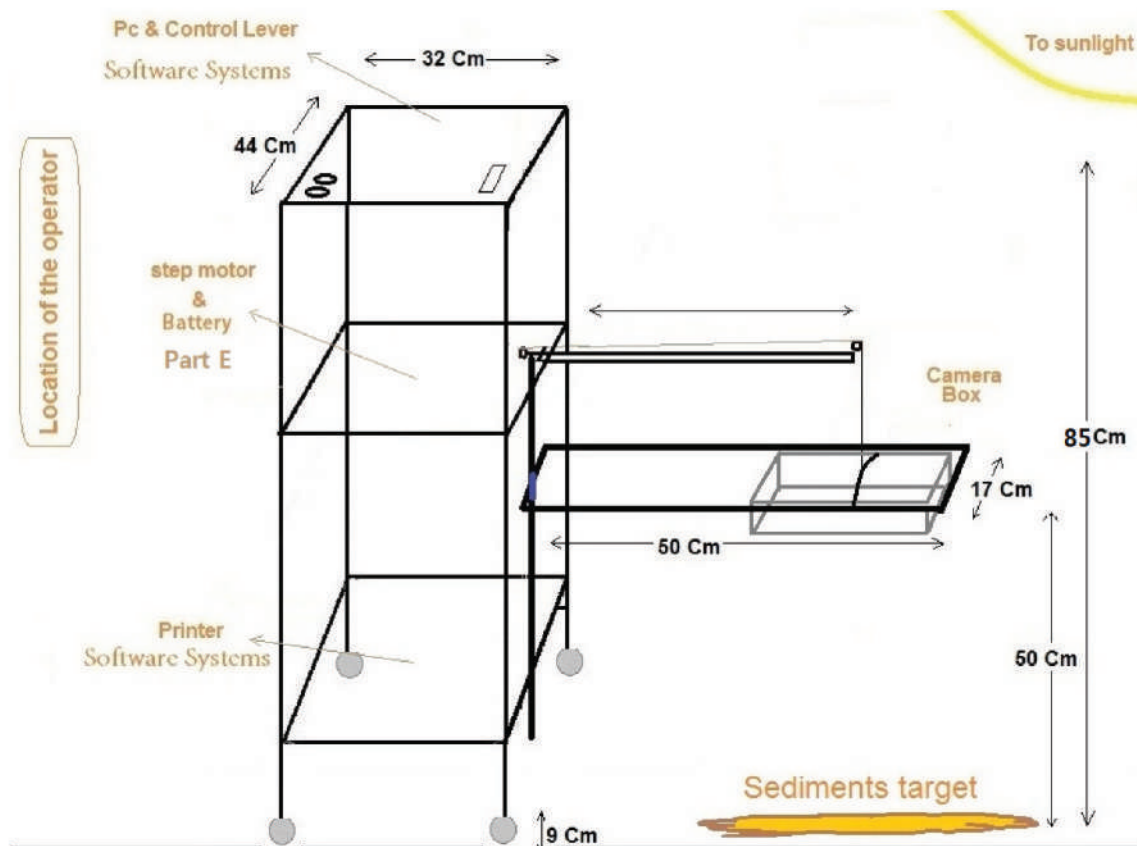
هدف از ساخت سیستم سخت‌افزاری مجموعه‌ای به صورت یکپارچه است، تا در پژوهش‌های میدانی، در محل و با سرعت، بدون انتقال دانه‌ها به آزمایشگاه، منحنی دانه‌بندی سطحی رسوبات برآورد شود. که شامل تصویربرداری صحیح از دانه‌ها و در مرحله بعد پردازش و آنالیز دانه‌های رسوبی توسط اپراتور، در نرم‌افزار متصل به آن می‌باشد.

نمونه رسوب در زیر لنز دوربین قرار می‌گیرد و به کمک کلیدهای کنترلی بخش متحرک به بالای نمونه هدایت و در چند فاصله مشخص و تعیین شده بسته به اندازه رسوبات تصویربرداری و به نرم‌افزار منتقل شده و با پردازش و آنالیز و انجام محاسبات منحنی دانه‌بندی برآورد می‌شود.

در شکل ۱ نمودار بلوکی مراحل کلی روند کار، شکل ۲ نقشه ساخت، جدول ۲ قطعات اصلی و ویژگی‌های سیستم تصویربرداری و آنالیز تصاویر و در شکل ۳ تصویر آن نشان داده شده است.



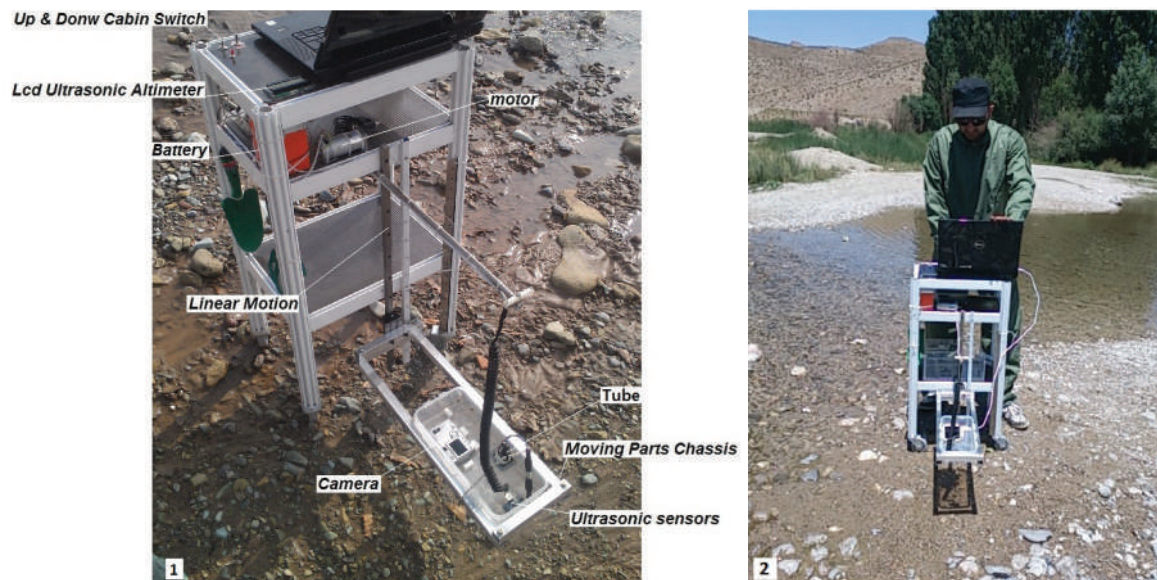
شکل ۱. نمودار بلوکی روند کار سیستم تصویربرداری و آنالیز تصاویر



شکل ۲. نقشه کلی ساخت سیستم تصویربرداری

جدول ۲. برخی مشخصات سیستم تصویربرداری و آنالیز تصاویر

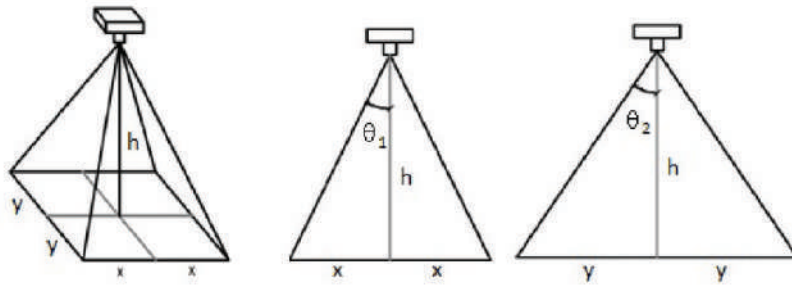
مشخصات و ویژگی‌های	Parts of the system	اجزاء و قطعات دستگاه
Aluminum , (85*44*32) Cm	The main chassis	جنس بدنه (شاسی اصلی)
12volt DC 4.7 Amp for motor & 4.8 volt 1.5 Amp for	Batteries	باتری‌ها
Ultrasonic sensors		
12 volt Dc 100rpm	Gearbox and motor	موتور و گیربکس
Mobil phone Htc (6.3Megapixels)	Camera	دوربین‌ها قابل نصب
Canon Digital IXUS 510 Hs (10.1Mega Pixels)		
A6 (16Mega Pixels) Mobil phone		
Model: SRF05	Ultrasonic sensors	سنسور التراسونیک
Voltage: 5volt		
Current consumption: 2 m amp		
Altimetry: 2-450 CM		
Angle sensor: 15 Degree		
Accuracy: 2mm		
Model: Avr Language planning: C	Microcontroller	میکروکنترلر
Image j	Software	نرم‌افزار
Galvanized Diagonal: 1mm	Wire	سیم بالا کشنده بخش متحرک
plastic diagonal: 9Cm	Wheel chassis	چرخ‌های شاسی
(50*17) Cm Aluminum	Moving parts chassis	شاسی متحرک
Plastic (13.5*18*5)Cm	Cabin	کابین
65Cm No :15 Galvanized	motion Linear	لینیر
Galvanized & plastic (4.5*6) Cm	Block	ارابه یا جعبه قرقره



شکل ۱.۳ (۱) سیستم تصویربرداری از رسوبات در محیط طبیعی و معرفی برخی قطعات آن، (۲) نمایش کلی و قرارگیری اپراتور در نمونه‌برداری تصویری از دانه‌های رسوبی حاشیه رودخانه

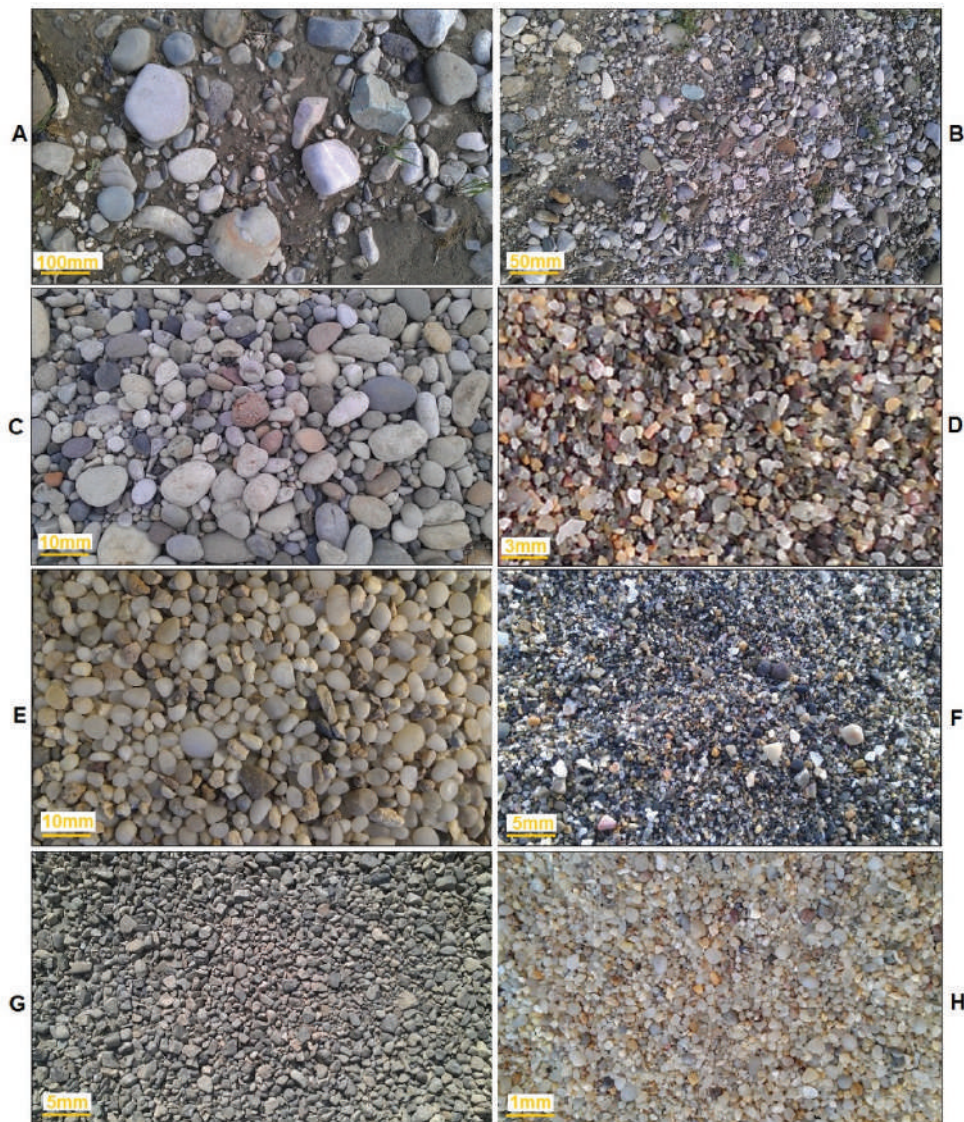
مساحت ناحیه تصویربرداری در زیر لنز دوربین مطابق عکس‌برداری توسط دوربین (برحسب mm) و A مساحت شکل ۴ است. دوربین عمود به سطح رسوبات می‌باشد. ناحیه تصویربرداری شده می‌باشد. ارتفاع دوربین از زمین، x و y نصف طول و عرض کادر

$$\tan \theta_1 = \frac{x}{h} \quad , \quad \tan \theta_2 = \frac{-y}{h} \quad , \quad A = 2x \times 2y$$



شکل ۴. مساحت چهارچوب سطح تصویربرداری و نمای جانبی آن

در شکل ۵، نمونه‌ها از تصاویر برداشت شده از دانه‌های شکل، گردی، جهت یافتگی و رنگ‌بندی در آنها مشاهده رسوبی در فواصل مختلف می‌باشد و طیف وسیعی از اندازه، می‌شود.



شکل ۵. نمونه‌هایی از تصاویر رسوبات با اندازه‌های مختلف دانه‌بندی، شکل، گردی، جهت‌گیری و رنگ‌بندی

نمونه‌برداری از دانه‌های رسوبی بستر

در مجموع بیش از ۵۰ نمونه رسوب سطحی با دانه‌بندی مشخص و نامشخص طبیعی در دسته‌بندی شن و ماسه مورد بررسی قرار گرفت. عکس‌برداری‌ها در شرایط نور طبیعی و با سیستم تصویربرداری ارائه شده انجام شد. از هر نمونه رسوب بسته به شرایط در فواصل پنج و ۱۰ و ۲۰ و ۵۰ سانتیمتری عکس‌برداری شد. در هر فاصله سه بار عکس‌برداری تکرار و به نرم‌افزار منتقل و منحنی دانه‌بندی از روش پردازش و آنالیز استخراج شد.

عملیات نرم‌افزاری

تصاویر نمونه‌ها با دوربین‌هایی با رزولوشن واقعی ((Pixel)) (۶/۳۷ (Megapixel)) * ۳۲۶۴ * ۱۹۵۲ و ((Pixel)) (۱۵/۹۲ (Megapixel)) * ۴۶۰۸ * ۳۴۵۶ (و ((Pixel)) (۴۸ (Megapixel)) * ۸۰۰۰ * ۶۰۰۰) مگاپیکسل به وسیله سیستم تصویربرداری عکس‌برداری شد و به نرم‌افزار متصل به آن منتقل شد. ویرایش ابتدایی و عملیات اصلی پردازش و آنالیز و استخراج داده‌های اولیه، شامل تعیین مساحت و تعداد تک تک دانه‌های درون تصویر با نرم‌افزار ImageJ (نسخه ۱/۵۳e) و محاسبات نهایی و رسم نمودار در نرم‌افزار Excel انجام شد و ضریب‌های تصحیح فاصله در محاسبات نهایی اعمال شد (برای سریع‌تر شدن عملیات پردازش توسط اپراتور در نرم‌افزار، به جای استفاده از خط کش مقیاس در کنار هر تصویر و پیدا کردن مقیاس تصاویر، برای فواصل تعریف شده، بسته به مشخصات کانونی دوربین‌های مورد استفاده، ضریب‌ها به صورت تجربی استخراج شد تا در زمان آنالیز از آنها برای تعیین مقیاس و همچنین تبدیل واحد استفاده شود).

تبدیل واحد و طول قطر میانگین هر دانه با استفاده از معادله زیر برای رسم توزیع دانه‌بندی مشخص شد.

$$D_{(mm)} = \sqrt{\frac{S_{\alpha}}{\pi}} \times 2 \times 0.2645 \times \alpha \quad (1 \text{ معادله})$$

در این فرمول، $D_{(mm)}$ قطر دانه، S_{α} مساحت دانه برحسب پیکسل مربع، $\pi=3.14159$ ، عدد ۰/۲۶۴۵ تبدیل طول پیکسلی به طول میلی‌متری، α ضریب تصحیح فاصله

دوربین با سطح رسوبات است.

در خروجی نتایج اولیه از نرم‌افزار پردازش و آنالیز، محیط و مساحت هر دانه به دست می‌آید و با توجه به شکل بی‌نظم دانه‌های رسوبی و فرض کروی بودن دانه‌ها و بحث کرویّت و گردش‌دگی^۲ آنها، محاسبه قطر دانه‌ها از روی مساحت‌ها و تبدیل آنها به قطر متوسط (قطر معادل)، به جای استفاده از قطر بزرگ و کوچکی هر دانه، به علت پوشش بهتر و نتایج واقعی‌تر نسبت به میانگین‌گیری قطری استفاده شد. برای تبدیل مساحت به قطر متوسط، مساحت هر دانه برآورد و قطر میانگین تعیین و مقیاس پیکسل به مقیاس طول فیزیکی تبدیل و در نهایت با توجه به تعداد دانه‌های شمارش شده توسط نرم‌افزار، میزان فراوانی قطر دانه‌ها در کل دانه‌ها محاسبه و نمودار منحنی دانه‌بندی رسم شد. در آنالیز نمونه، دانه‌ها با قطر کوچک‌تر یا بزرگ‌تر از حد، بسته به نوع و اندازه، برای بهبود نتایج، از محاسبات خارج شد.

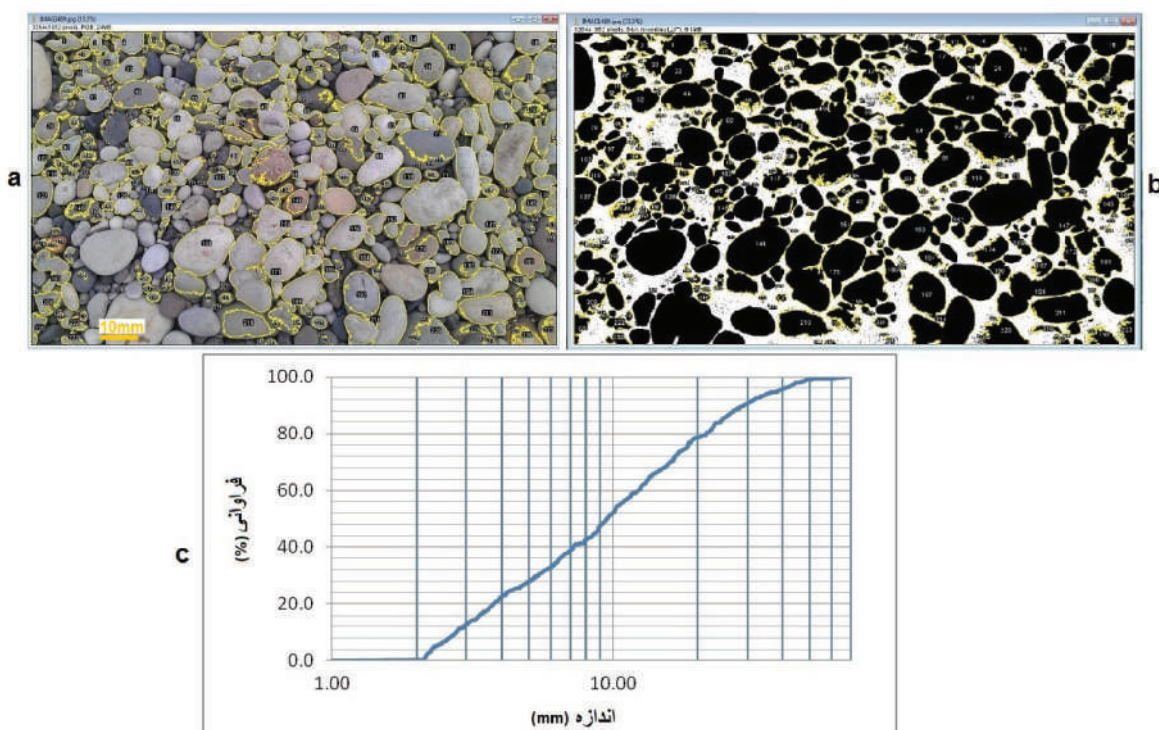
به‌طور خلاصه برای پردازش و آنالیز دانه‌های رسوبی از تصویر پس از برداشت تصویر مناسب از دانه‌های رسوبی در سیستم تصویربرداری و انتقال به نرم‌افزار متصل به آن، مراحل زیر انجام شد:

- تنظیمات اولیه تصویر (فاصله و یا مقیاس، چرخش، برش، کاهش سایه‌ها و تصحیح تصاویر و غیره)
- افزایش و یا کاهش کنتراست در صورت لزوم
- تبدیل تصویر رنگی به خاکستری^۳، (8bit)
- تبدیل تصویر خاکستری به سیاه و سفید (که در آن رنگ مشکی نمایانگر دانه‌ها و سفید زمینه تصویر است)
- اعمال فیلترها (فیلتر Median، فیلتر unsharp mask و ...)
- کاهش نویز^۴
- خالی و پر کردن برخی فضاها مورد نظر^۵
- اعمال تابع آبخیز^۶ (مرز مورفولوژی)
- آنالیز دانه‌های رسوبی شامل، تنظیمات اندازه‌گیری

1. Sphericity
2. Roundness
3. Grayscale
4. Despeckle
5. Fill Holes
6. Watershed

- انتقال نتایج اولیه به نرم افزار اکسل و محاسبات نهایی
 - در صورت داشتن معادل آنالیز دانه بندی دانه ها به روش الک، رسم آن و مقایسه دو نمودار با یکدیگر
 در شکل ۶ دانه های رسوبی و نمایش مرز بندی در دو حالت عادی و باینری و منحنی دانه بندی آنها و در شکل ۷ خلاصه ای از روند مراحل تعیین توزیع اندازه دانه ها نشان داده شده است.

در set measurements، تنظیم و اجرای Analyze particles (غیرال عددی هر دانه و به دست آوردن مساحت، قطر، محیط، مرکز جرم و غیره هر دانه و کل دانه های درون تصویر)، استخراج جدول ها، شکل مرز بندی نهایی دانه های شمارش شده (رسم بیضی معادل (منطبق) هر دانه در تصویر)، تعیین نوار مقیاس، ذخیره کد برنامه اجرا شده، رسم نقشه سطحی^۱



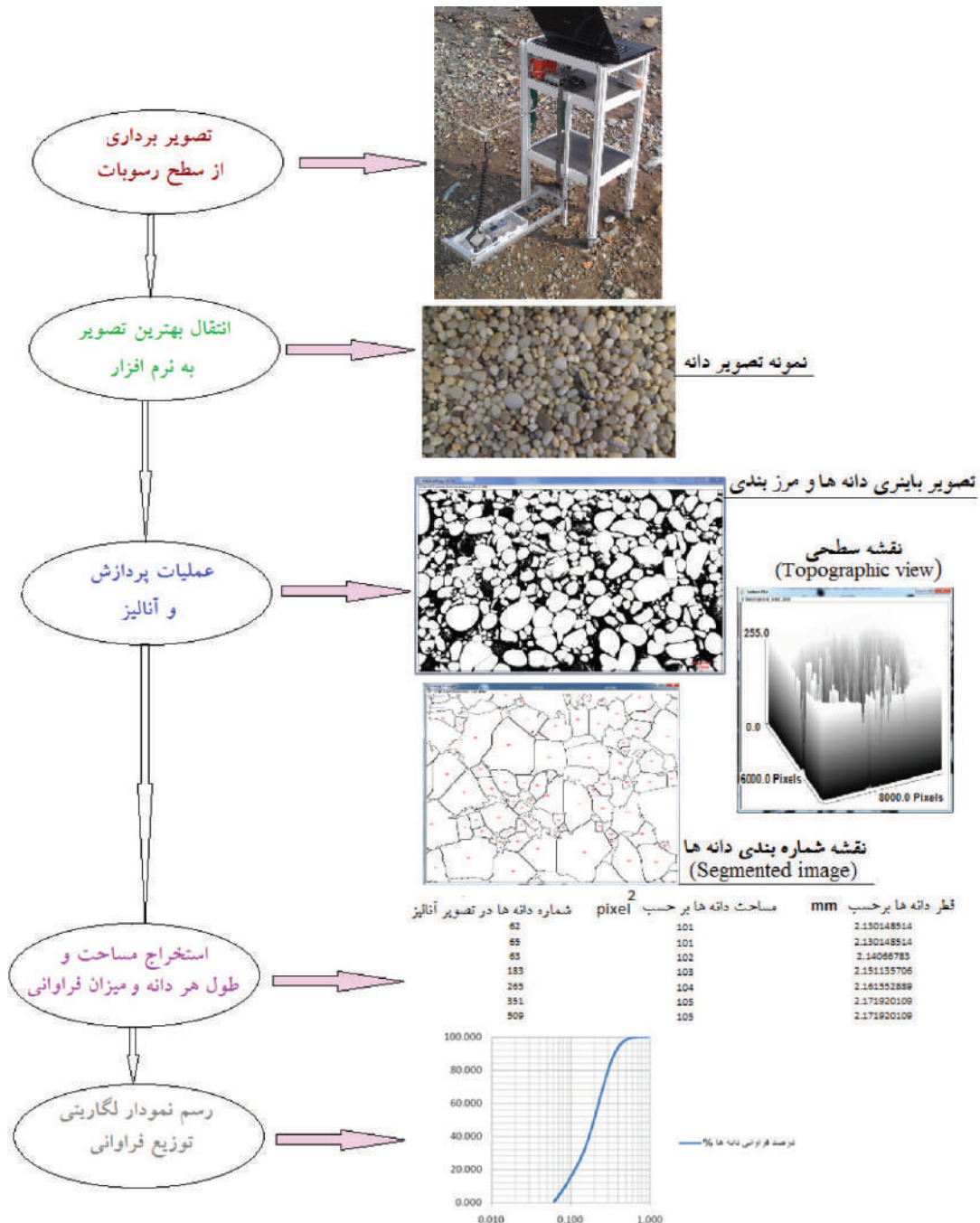
شکل ۶. a و b) رسوبات درشت دانه رودخانه ای در حالت عادی و باینری مرز بندی شده و c) نمودار منحنی دانه بندی

کوچک تر موجب ایجاد نبود تشخیص صحیح اندازه ها و مشکلات در نرم افزار پردازش می شود. در مراحل آزمایش بسیاری از تصاویر برای آنالیز اندازه دانه ها مناسب نبودند چون در آنها شناسایی دانه های فردی امکان پذیر نبود و به دلیل اندازه در مقایسه با وضوح و روشنایی دانه ها به هم گره می خوردند.

اعمال تنظیمات نرم افزار برای هر گروه از رسوبات (شامل فاصله عکس برداری تا میانگین سطح، زاویه تابش یکسان و عمود نور در همه جهات سطح و نبود ایجاد سایه و ... در نرم افزار (و سخت افزار)) ضروری می باشد.

در مواردی که تصاویر طیف وسیعی از دانه بندی را شامل می شود، نرم افزار مشکلاتی را در تشخیص سنگ ریزه ها رسوبی خواهد داشت. اگر خطای ناشی از پردازش تصویر را بتوان نادیده گرفت، برهمکنش بین دانه ها باعث کوچک تر دیده شدن، همپوشانی و تخریب برخی از دانه ها می شود (Stähly et al., 2017). اگر ترکیب دانه ها دارای تنوع زیادی در اندازه و شکل باشد، این اثرات تقویت می شود. شرایط نوری مختلف و تغییرات آن در محیط طبیعی، سایه ها، چسبیدگی دانه ها، رنگ بندی های مختلف، محدودیت کادر تصویر برداری و رسم مرز مورفولوژی در زمان پردازش و شکسته شدن سنگ های بزرگ تر به

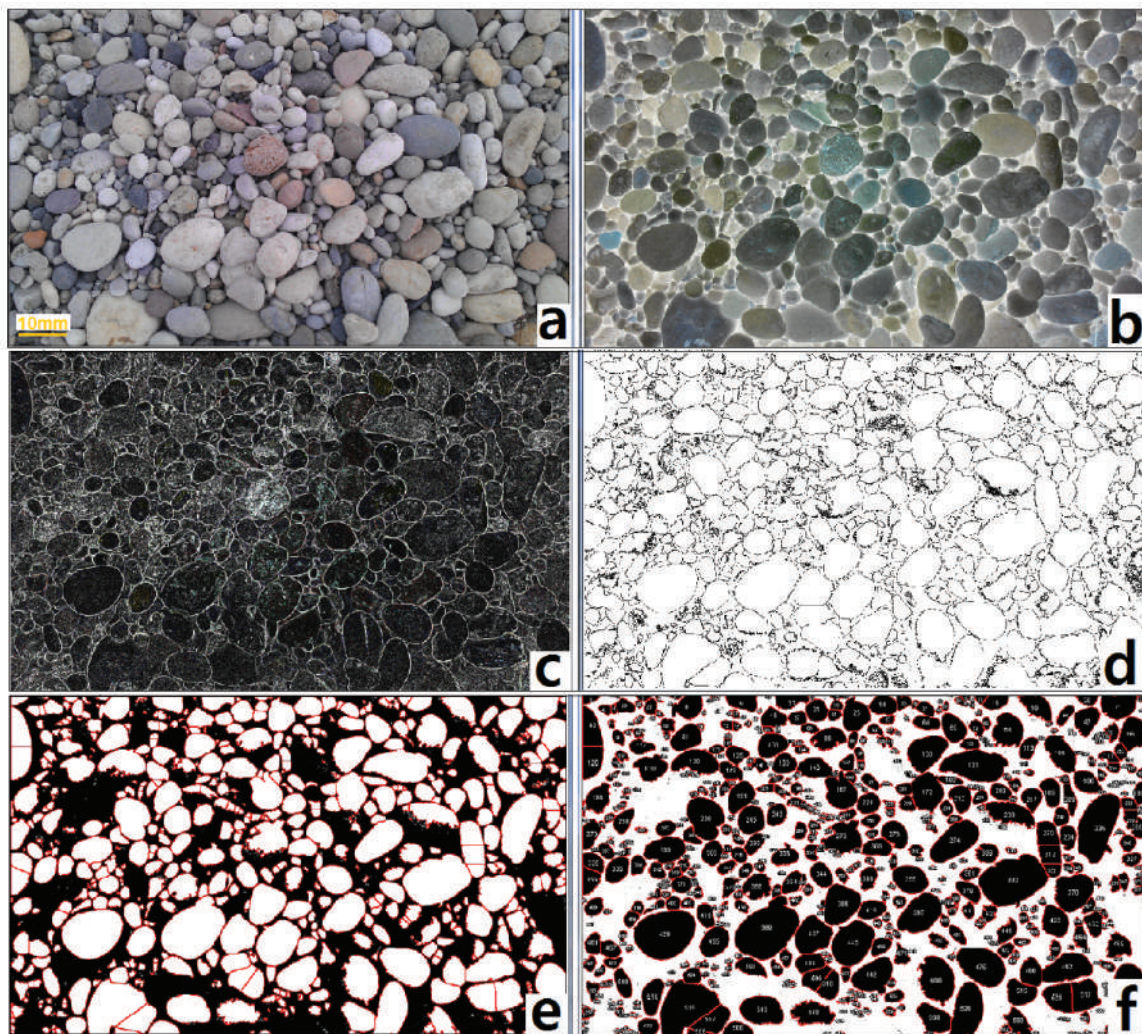
1. Topographic view



شکل ۷. روند کلی مراحل تعیین توزیع دانه‌بندی رسوبات سطحی از تصاویر

نسبی خطای دو نمودار ۲۳/۹٪ است. ضریب همبستگی مقادیر نظیر محورهای افقی دو روش (اندازه دانه‌ها) برابر ۰/۹۲۲۱ است که نشان‌دهنده همبستگی خوب (روند افزایشی و کاهش‌ی نزدیک و همسان نسبت به هم) نمودارهای رسم شده روش پردازش و الک دانه‌های رسوبی می‌باشد.

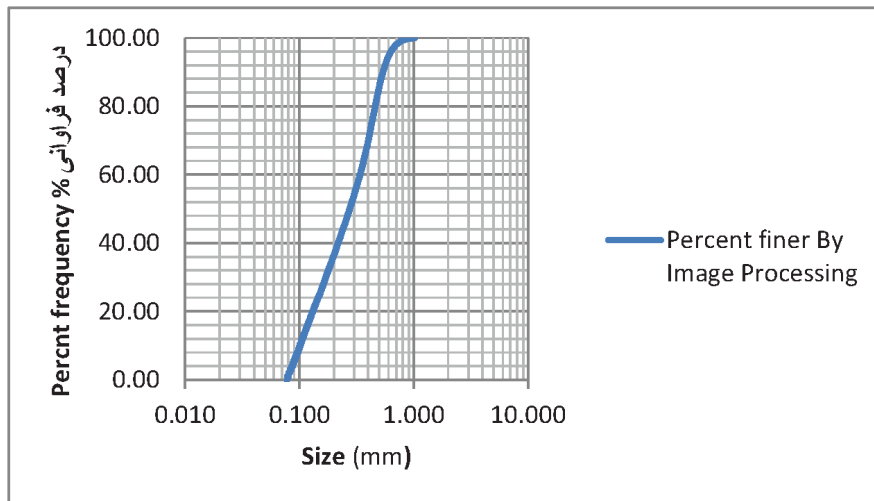
در شکل ۸ مراحل پردازش تا مرحله بیضی‌های منطبق شده، مرزبندی و شماره‌گذاری هر دانه را نشان می‌دهد. شکل ۹ نمونه‌ای از تصویر رسوب و در شکل‌های ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴ رسم در صد فراوانی به روش پردازش تصاویر، الک و مقایسه نتایج آنها برای نمونه شکل ۹ نشان داده شده است. خطای مطلق ۰/۱۶۷، خطای نسبی ۰/۲۳۹ و درصد



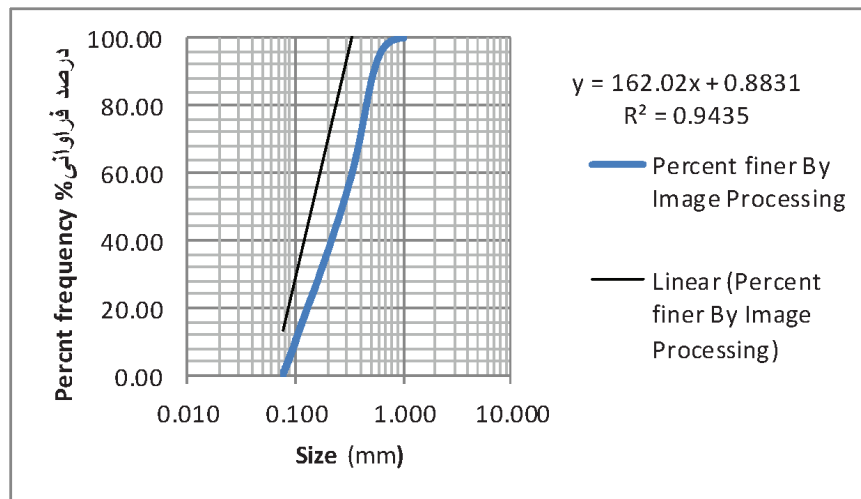
شکل ۸. مراحل پردازش دانه‌های رسوبی، تصویر a نمونه‌ای از رسوبات، تصاویر b, c, d, e, f مراحل پردازش دانه‌ها شامل جدا کردن پس‌زمینه (تفریق پس‌زمینه)، مرزبندی، شماره‌گذاری و آنالیز دانه است



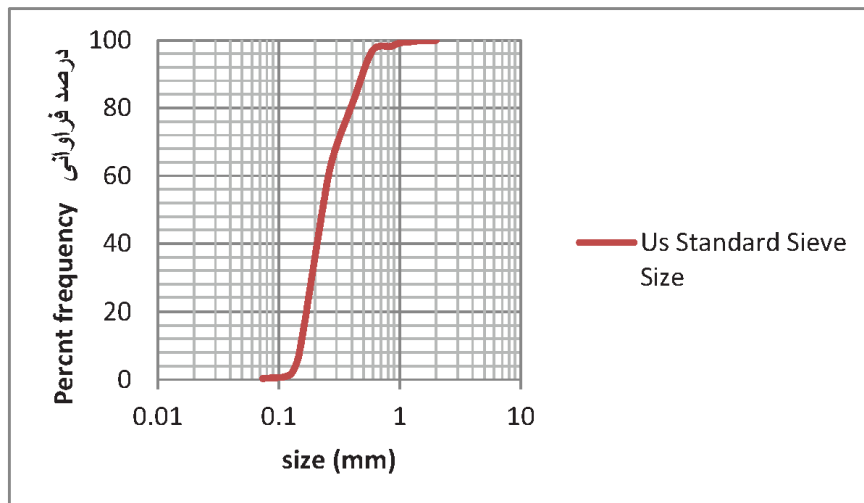
شکل ۹. نمونه تصویر دانه‌های رسوبی ساحلی که در فاصله پنج سانتیمتری با سیستم تصویربرداری، عکس‌برداری شده



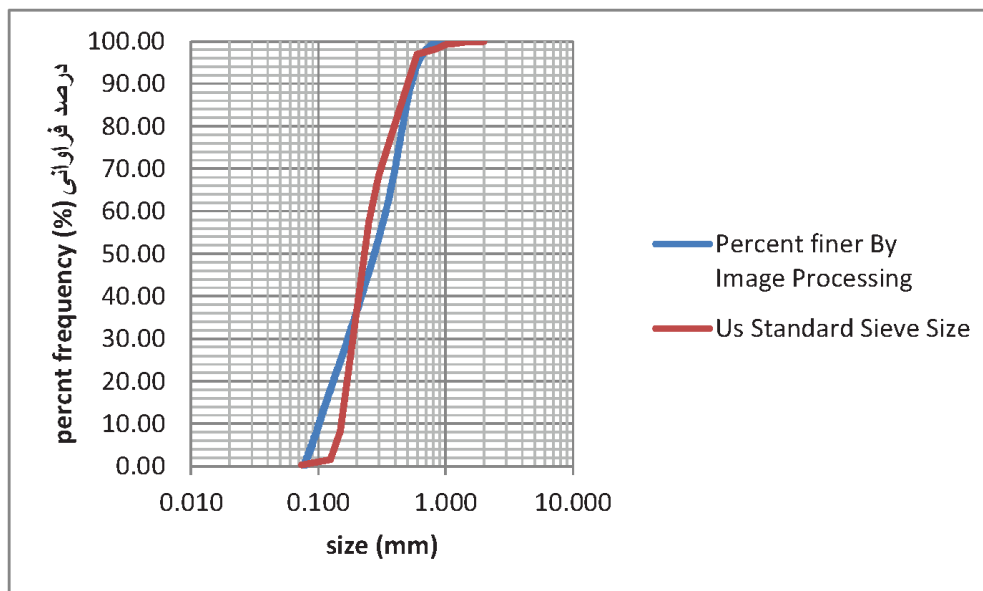
شکل ۹. درصد فراوانی (منحنی دانه‌بندی)، به روش پردازش تصاویر، نمونه رسوب شکل ۹



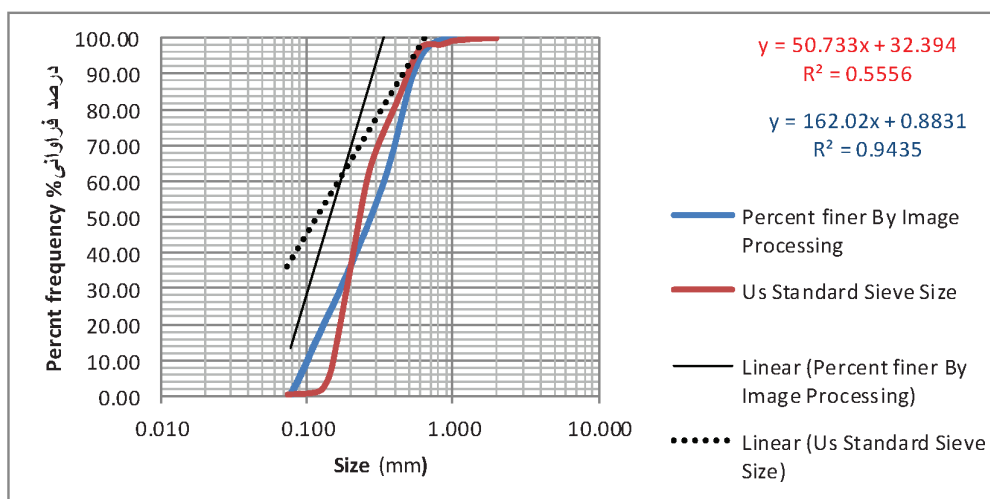
شکل ۱۰. درصد فراوانی (منحنی دانه‌بندی)، به روش پردازش تصاویر، نمونه رسوب شکل ۹، به همراه معادله رگرسیون خطی و ضریب رگرسیون (R-Squared)



شکل ۱۱. درصد فراوانی (منحنی دانه‌بندی) نمونه رسوب ساحلی شکل ۹ به روش الک کردن رسوبات



شکل ۱۳. مقایسه دو نمودار (درصد فراوانی) از روش پردازش تصاویر و الک، نمونه رسوب شکل ۹



شکل ۱۴. مقایسه دو نمودار (درصد فراوانی) از روش پردازش تصاویر و الک، نمونه رسوب شکل ۹، به همراه معادله رگرسیون خطی و ضریب شاخص (R-Squared) هر دو نمودار

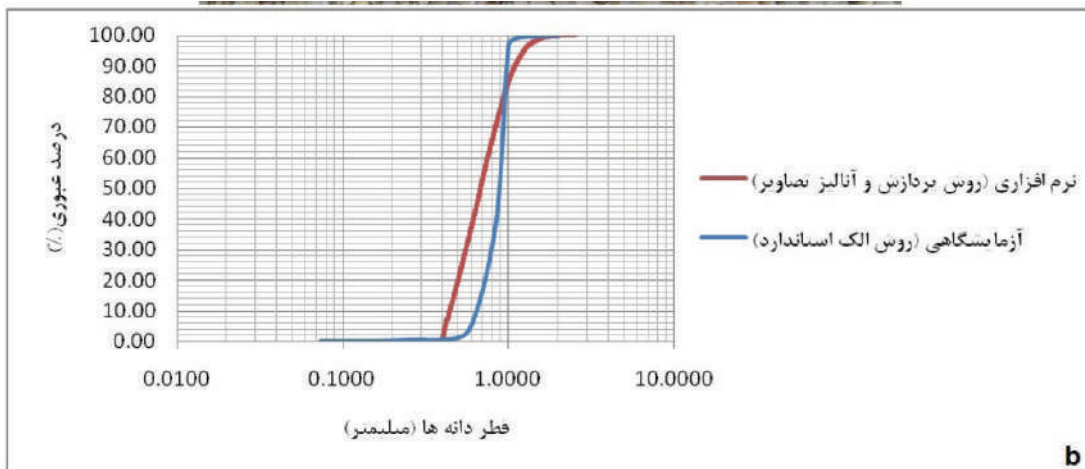
مقایسه میان روش پردازش تصاویر و الک

و روش پردازش تصاویر تعداد دانه‌ها-فرکانس^۲ را محاسبه می‌کند. نتیجه روش پردازش تصاویر یک توزیع دانه‌بندی تعداد-فرکانس در قطر یا مساحت-فرکانس می‌باشد. در شکل‌های ۱۵ تا ۱۸ نمونه‌هایی از دانه‌های رسوبی سطحی طبیعی و مقایسه نمودار دانه‌بندی آنها با روش الک برای لایه سطحی دانه‌ها نشان داده شده است.

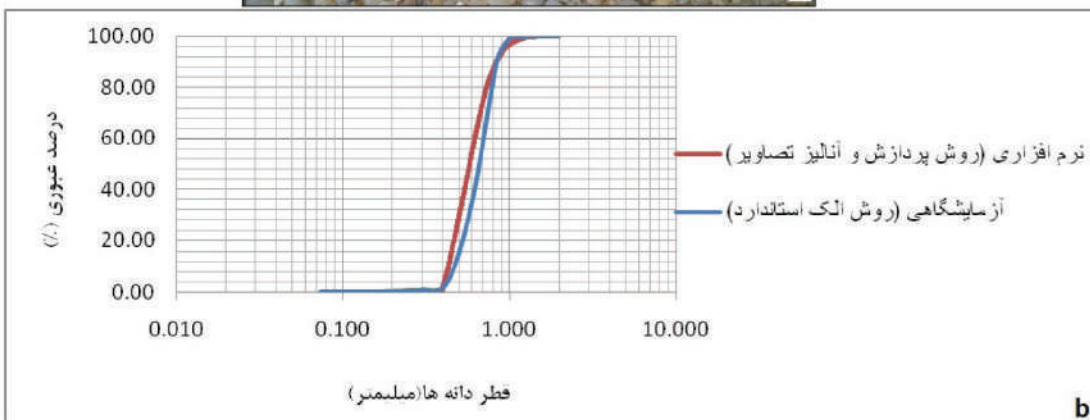
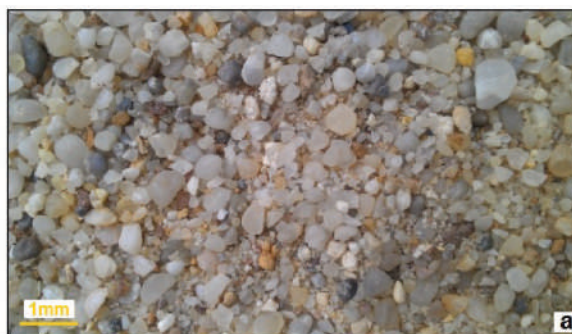
در روش الک، دانه‌های رسوبی از زیرمجموعه‌های مختلف کل حجم رسوب موجود در بستره، اندازه‌گیری می‌شود ولی برخلاف آن در روش پردازش، لایه بالایی و سطحی رسوب عکس‌برداری و اندازه‌گیری می‌شود (و خطای حاصل از شکل واقعی دانه‌ها را باعث می‌شود). نمونه در روش الک از یک نقطه برداشته ولی در روش پردازش از یک سطح انجام می‌شود. روش الک منحنی‌های جرم-فرکانس^۱

1. Mass-frequency
2. Number-frequency

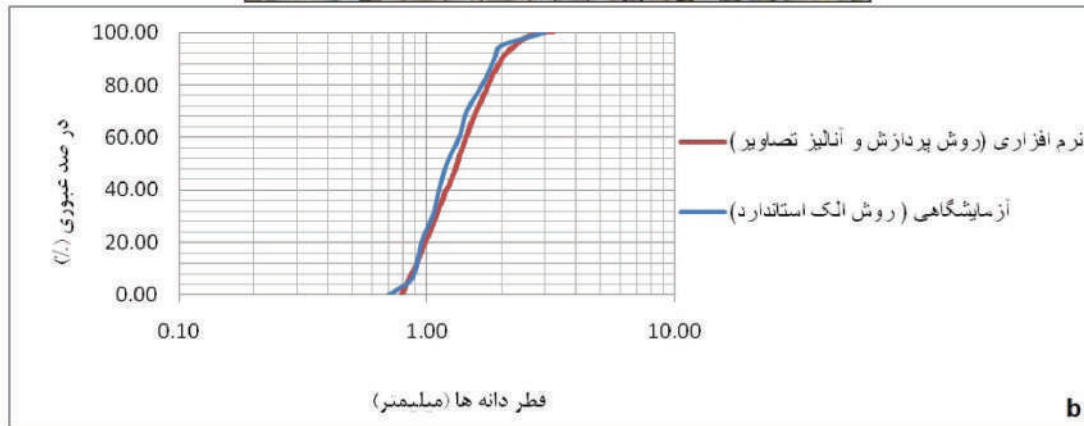
برآورد منحنی دانه‌بندی رسوبات درشت‌دانه سطحی با استفاده ...



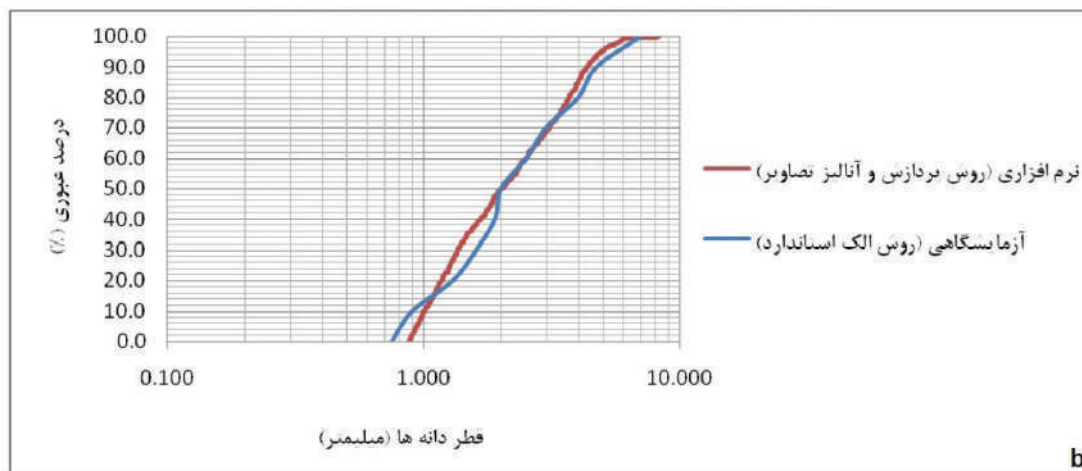
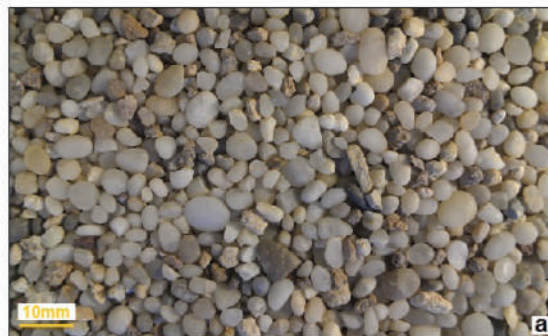
شکل ۱۵. (a) نمونه‌ای از دانه‌های رسوبی (b) نمودار توزیع دانه‌بندی از روش پردازش و مقایسه با روش الک



شکل ۱۶. (a) نمونه‌ای از دانه‌های رسوبی ساحلی (b) مقایسه نمودار توزیع دانه‌بندی از روش پردازش با روش الک



شکل ۱۷. (a) نمونه‌ای از دانه‌های رسوبی و (b) نمودار توزیع دانه‌بندی از روش پردازش و مقایسه با روش الک



شکل ۱۸. (a) نمونه‌ای از دانه‌های رسوبی و (b) نمودار توزیع دانه‌بندی از روش پردازش و مقایسه با روش الک

بحث

تشخیص افزایش و همبستگی نتایج روش پردازش و الگ کاهش دارد. بررسی نتایج نشان می‌دهد، که مقدار خطا در تعیین دانه‌بندی نمونه‌ها در حدود ۲۵ درصد است.

در کل خطاهای مرتبط با پردازش تصاویر برای به دست آوردن اندازه دانه‌بندی را می‌توان به سه نوع تفکیک کرد: (۱) خطاهایی که مرتبط با توانایی پردازش تصویر و روش‌های تحلیل تشخیص دقیق نواحی منحصربه‌فرد و اندازه‌گیری آنها در یک تصویر هستند و با اندازه واقعی دانه‌های ارتباط دارند. (۲) ایجاد انحنای پیچیدگی فضایی، به دلیل سطح سه‌بعدی رسوب که به‌صورت تصویر دوبعدی در صفحه با استفاده از لنز تشدید می‌شود. (۳) خطای فابریک در رویکردهای عکاسی، زیرا ساختار سه‌بعدی پیچیده یک رسوب به معنی همپوشانی دانه‌ها است و تا حدودی سبب پنهان شدن یکی از دیگری می‌شود و کجی دانه‌ها نسبت به صفحه تصویر، سبب بروز خطای فابریک می‌شود.

نتیجه‌گیری

مقایسه روش پردازش تصاویر با روش‌های الگ با استفاده از داده‌های رسوب میدانی منجر به نتایج زیر می‌شود:

۱. کیفیت نتایج بستگی به شکل دانه، گردی و جهت‌گیری، شرایط نوری، محدودیت سطح قرارگیری رسوبات، مشخصات دوربین، نرم‌افزار و روش پردازش و آنالیز تصاویر دارد.
۲. زمان در روش پردازش در مجموعه نمونه‌ها، به حداقل یک‌دهم روش الگ و هزینه آزمایش‌ها نیز پایین‌تر است. زمان پردازش و تحلیل تصویر برای اپراتور کارآزموده بسته به نوع تصویر، حدود ۱۰ تا ۱۵ دقیقه می‌باشد. یک اپراتور می‌تواند پردازش حدود ۴۰ نمونه را در هر روز انجام دهد (از آنجا که چند روز زمان برای یادگیری لازم است فقط برای تعداد زیاد نمونه‌ها این روش سودمند می‌باشد). مزایای این روش، سرعت بالا، هزینه کمتر و برآورد منحنی دانه‌بندی در محل نمونه‌ها بدون انتقال به آزمایشگاه می‌باشد.
۳. با توجه به نتایج بهتر در رسوبات رودخانه‌ای، روش پردازش تصاویر برای اندازه دانه‌های شن و ماسه (درشت‌دانه) و تهیه نقشه سطحی دانه‌بندی (نقشه

در این تحقیق تصویربرداری از دانه‌های رسوبی به‌منظور تعیین منحنی دانه‌بندی رسوبات سطحی درشت‌دانه انجام شد. نتایج نشان می‌دهد، مقایسه روش پردازش برای نمونه‌های شن و ماسه با شماره الگ ۱۸ تا ۱ یعنی رسوباتی با اندازه دانه‌بندی ۱ تا ۲۵/۵ میلی‌متر (و بزرگ‌تر) با روش الگ دارای همبستگی قابل قبول می‌باشد.

دو مسئله اساسی در تعیین توزیع دانه‌بندی به روش پردازش تصاویر وجود دارد اولی ناشی از طبیعت رسوب در زمان عکس‌برداری می‌باشد، سطح دانه‌های رسوبی بزرگ‌تر خشک‌شوندگی سریع‌تری نسبت به دانه‌های ریزتر که در شکاف‌ها قرار دارند نشان می‌دهد. اگر رسوب ریز روی سنگ‌های بزرگ‌تر قرار گیرند یا اگر سنگ‌های بزرگ‌تر دارای ترکیب‌های جهت‌گیری پیچیده باشند نرم‌افزار اغلب قادر به تشخیص دانه‌ها به‌صورت انفرادی نیست. مسئله دوم اینکه نرم‌افزار دانه‌های تکی را در برخی مواقع خرد و یا متصل به دانه‌های دیگر می‌کند و دانه بزرگ‌تری در نظر می‌گیرد. برای مثال در مورد پوشش گیاهی در میان دانه‌ها، بخش‌های خیس و سایه‌ها، می‌تواند باعث چنین مشکلی شوند و ارزیابی بیش از حد یا کمتر رخ دهد.

باید در نظر داشت در روش پردازش تصاویر حجم دانه‌ها در نظر نمی‌گیرد، درحالی‌که حجم آنها در نتایج الگ تأثیر دارد و دانه‌ها با استفاده از محورهای واقعی آنها اندازه‌گیری می‌شوند. رسوبات در محیط طبیعی با بارندگی و یا برابر عوامل دیگر به‌گونه‌ای که بر روی بیشترین سطح خود باشند قرار می‌گیرند و دراصل دانه‌های درشت در بالا و دانه‌های ریز در پایین باشند. همه اینها باعث اختلاف در نتایج روش پردازش تصاویر و روش الگ می‌شود.

درکل روش پردازش برای دانه‌بندی نزدیک به هم (انحراف معیار از میانگین کم)، اندازه کم و بیش یکنواخت، رسوبات درشت‌دانه سطحی در محیط طبیعی خوب عمل می‌کند. ولی در رسوبات با دانه‌بندی متنوع مشکلاتی ایجاد می‌شود و تخمین بیشتر از حد واقعی بخش ریز توزیع دانه‌بندی را به دنبال دارد. در نمونه‌های پردازش شده از رسوبات، زمانی که اندازه رسوبات کمتر از یک میلی‌متر می‌شود خطای

grainsize variability. *Jornadas de Engenharia Hidrográfica*, 275-278.

- Davis, H., 2010. *Creative Close-ups: Digital Photography Tips and Techniques*. Wiley publishing, ISBN: 978-0-470-52712-2, 14-120

- Di Stefano, C., Ferro, V. and Mirabile, S., 2010. Comparison between grain-size analyses using laser diffraction and sedimentation methods. *Bio Systems Engineering*, 106.

- Gonzalez, R. C., Woods, R. E. and Eddins S.L., 2009. *Digital Image Processing Using MATLAB*. Gatesmark publishing; 2nd edition, ISBN13:0.9820854.0.0, 100-122.

- Gonzalez, R. C. and Woods, R. E., 2008. *Digital Image Processing*. (Third Edition), Prentice-Hall, ISBN: 978-0-13-168728-8, 98-130.

- Graham, D. J., Rice, S. P. and Reid, I., 2005. A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. *Water Resources Research*, 41, W07020.

- Graham, D. J., Rice, S. P. and Reid, I., 2005. Automated Sizing of coarse-grained sediments: Image-processing procedures. *Mathematical Geology*, 37, 1-28.

- Ghalib, A., 1999. Soil Particle Size Distribution by Mosaic Imaging and Watershed Analysis. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 13, S. 80-87.

- Harb, G. and Schneider, J., 2009. Application of two Automated Grain Sizing Approaches and Comparison with Traditional Methods. 33rd IAHR Congress: Water Engineering for a Sustainable Environment.

- Kim, G. Y., Richardson, M. D., Bibee, D. L., Kim, D. Ch., Wilkens, R. H., Shin, S. R. and Song, S. T., 2004. Sediment type's determination using acoustic techniques in the Northeastern Gulf of Mexico. *Geosciences Journal*, 8, 1, 95-103.

- Lang, N., Irmiger, A., Rozniak, A., Hunziker, R., Wegner, J. and Schindler, K., 2020. GRAINet: Mapping grain size distributions in

دانه‌بندی بستر رودخانه) مناسب‌تر است.

۴. سیستم تصویربرداری ساخته شده، مشکل نمونه‌برداری تصویری در عملیات میدانی را بر طرف و باعث افزایش دقت و کاهش زمان می‌شود.

سیاسگزاری

بدین‌وسیله از همکاری پژوهش‌کننده حفاظت خاک و آبخیزداری بخش سواحل و سازمان پژوهش‌های صنعتی ایران سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- رجیبی، ع. م.، یآوری، ع. و سلوکی، ح. ر.، ۱۳۹۸. کاربرد مدل EPM در ارزیابی فرسایش خاک (مطالعه موردی، حوضه سازند، سد ساوه). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳، ۵۰، ۸۹-۹۸.

- عباسی، ن. الف.، سیوکی، م. ق.، یوسفی، م. و نویدی ایزد، ن.، ۱۳۹۵. اثر رخساره کروزیانا از نهشته‌های سازند نایبند (تریاس پسین) در برش پروده، جنوب باختری طبس، خاور ایران مرکزی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۳۸، ۱-۱۵.

- ماهوش محمدی، ن.، هزارخانی، الف.، ۱۳۹۹. مقایسه روش‌های طبقه‌بندی ماشین بردار پشتیبان و حداکثر احتمال برای تفکیک واحدهای دگرسانی منطقه تخت‌گنبد سیرجان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۵۳، ۳۱-۴۳.

- Bankole, S.A., Buckman, J., Stow, D. and Lever, H., 2019. Grain-size analysis of mud rocks: A new semi-automated method from SEM images. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 174, 244-256.

- Blott, S. J. and Pye, K., 2001. Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms Earth Surface Process, Landforms*, 26, 1237-1248 (2001) DOI: 10.1002/esp. 261.

- Bosnic, I., Sousa, H., Cascalho, J. P., Taborda, R., Ribeiro, M. and Lira, M., C., 2012. New insights into image analysis applied to beach

river beds from UAV images with convolutional neural networks. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, (EGU).

- Marchetti, G., Bizzi, S., Belletti, B., Carbonneau, P. and Castelletti, A., 2018. Orbital grain size mapping from Sentinel 2 images. *Geophysical Research Abstracts*, 20, EGU2018-13642.

- McEwan, I. K., Sheen, T. M., Cunningham, G. J. and Allen, A. R., 2000. Estimating the size composition of sediment surfaces through image analysis. *Engrs Water and Mar. Engng, Journals Department, Institution of Civil Engineers*, 12069, 189-195.

- Papanicolaou, Th. and Strom, K., 2004. Grain Size Analysis of Beach Sediment in Rich Passage Washington. A Report prepared for Pacific International Engineering.

- Prasad Shrestha, B., Poudel, L., Thapa, Bh. and Kumar Shrestha, N., 2011. Sediment Shape Characterization Using Digital Image Processing. The 12th Annual Conference of Thai Society of Agricultural Engineering, Thailand.

- Purinton, B. and Bookhagen, B., 2019. Introducing Pebble Counts: A grain-sizing tool for photo surveys of dynamic gravel-bed rivers. Manuscript under Review for journal *Earth Surface Dynamics*, CC BY 4.0 License.

- Rice, S. P. and Church, M., 1996. Grain-size sorting within river bars in relation to downstream _ning along a wandering channel. *Sedimentology*, 57 (1), 232-251.

- Rubin, D. M., Chezar, H., Harney, J. N., Topping, D. J., Melis, T. S. and Sherwood, Ch. R., 2007. Underwater microscope for measuring spatial and temporal changes in bed-sediment grain size. *Sedimentary Geology* 202, 402-408.

- Rubin, D. M., 2004. A Simple Autocor-

relation Algorithm For Determining Grain Size From Digital Images of Sediment. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 1, 160-165.

- Shin, S., 2004. Wavelet Analysis of Soil Mass Images for Particle Size Determination. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 19-27.

- Sime, L. C., 2003. Information on Grain Size in Gravel-Bed Rivers by Automated Image Analysis. *Journal of Sedimentary Research* 73, 630-636.

- Sonka, M., Hlavac, V. and Boyle, R., 2015. *Image Processing, Analysis, and Machine Vision*. Fourth Edition, Publisher, Global Engineering: Timothy L. Anderson, ISBN-13: 978-1-133-59360-7, 105-181

- Stähly, S., Friedrich, H. and Detert, M., 2017. Size Ratio of Fluvial Grains' Intermediate Axes Assessed By Image Processing and Square-Hole Sieving. *Journal Hydraulic Engineering*, 143(6).

- Sukhtankar, R.K., 2008. *Applied Sedimentology*. CBS Publishers, ISBN: 81-239-1052-5.

- Turley, M. D., Bilotta, G. S., Arbociute, G., CHadd, R. P., Extence, C. A. and Brazier, R. E., 2016. Quantifying Submerged Deposited Fine Sediments in Rivers and Streams Using Digital Image Analysis. *River Research and Applications*, DOI: 10.1002/rra.3073.

- USGS, 2001. USGS east-coast sediment analysis; procedures, database, and geo referenced displays. U.S Geological Survey (USGS), 21-35.

- West, J. L. and Cameron, I. D., 2006. Using the medical image processing package ImageJ for Astronomy. *The Journal of the Royal Astronomical Society of Canada*, 242-247.

تکامل ساختاری ناحیه جنوب نطنز و نقش آن در توزیع و تمرکز کانه‌زایی سرب-روی

فیروزه شواخی^۱، سعید معدنی پور^{۲(*)}، میثم تدین^۴، ابراهیم راستاد^۳ و محمدجعفر کوپایی^۱

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

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

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

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۰۸

چکیده

ناحیه مورد مطالعه از لحاظ ساختاری در حاشیه غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی در پایانه جنوب غربی سامانه گسلی قم-زفره واقع شده است. تحلیل ساختاری ناحیه جنوب نطنز، نشان‌دهنده آن است، گسل‌های راندگی اولیه با روند عمومی شرقی-غربی تا شمال غربی-جنوب شرقی همچون گسل فسخود واقع در حاشیه غربی ایران مرکزی، به‌طور عمده مجموعه واحدهای رسوبی قدیمی پرمین-تریاس (سازندهای جمال و شتری) را بر روی واحدهای جوان‌تر (کرتاسه بالائی) است و در ادامه بیشتر توسط گسل‌های امتدادلغز با روندهای شمالی-جنوبی و شمال شرقی-جنوب غربی قطع و جابجا شده‌اند. بر مبنای مشاهدات صحرایی و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی، ذخایر سرب-روی و باریت در ناحیه جنوب نطنز به دو صورت کانی‌زایی‌های در واحدهای کربناته پرمین و تریاس (کانسار چنگرزه)، که در راستای گسل‌های راندگی و گسل‌های امتدادلغز با مولفه نرمال متأخر قطع‌کننده گسل‌های راندگی تمرکز یافته‌اند. همچنین کانی‌زایی‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری سنگ میزبان در اثر فعالیت گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری بیشتر دارای مؤلفه کششی، در کانسار یزدان و پیناوند صورت گرفت و در ادامه توسط گسل‌های امتدادلغز با مولفه نرمال جوان جابه‌جا شده‌اند. کانه‌زایی در واحدهای پرمین-تریاس در بازه زمانی پس از کرتاسه پایانی و به‌طور عمده سنوزویک پایانی و در طی زمین‌ساخت ترفشارشی راست‌گرد حاکم بر ناحیه می‌باشد، در حالی که کانه‌زایی هم‌زمان با رسوب‌گذاری در بازه زمانی کرتاسه زیرین-میانی هم‌زمان با رژیم زمین‌ساختی کششی حاکم بر ناحیه شکل می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، کانه‌زایی سرب و روی، گسل فسخود، گسل قم-زفره، همزاد و غیرهمزاد.

مقدمه

در دوره‌های مختلفی از زمان زمین‌شناسی تشکیل شده‌اند در ایران گزارش شده است. از این میان در حدود ۲۸۵ مورد در سنگ‌های کربناته و مابقی در سنگ‌های تخریبی، سیرجان (Momenzadeh, 1976 Rastad, 1981)، ایران

تاکنون بیش از ۳۰۰ کانسار روی-سرب با میزبان رسوبی در ایران گزارش شده است. از این میان در حدود ۲۸۵ مورد در سنگ‌های کربناته و مابقی در سنگ‌های تخریبی،

* نویسنده مرتبط: Madanipour.saeed@modares.ac.ir

نرمال و راندگی جوان تر قطع شده است. این مجموعه‌های امتدادی جوان بیشتر رده‌های جوان تر از سامانه گسلی قم زفره می‌باشند (شوخی و همکاران، ۱۳۹۹). توزیع کانسارهای سرب و روی در این ناحیه به نظر بیشتر در ارتباط با ساختارهای گسلی اصلی است و توزیع آنها توسط گسل‌ها کنترل شده است. با پژوهش‌های ساختاری دقیق انجام شده و تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای موجود در پایانه جنوب غربی سامانه گسلی قم-زفره به بررسی روابط ساختاری پرداخته و با توجه به ویژگی‌های کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته و ارتباط نزدیک آن‌ها با ساختارها، به شناسایی این سامانه‌های گسلی و ارتباط آنها با سامانه گسلی قم-زفره و همچنین نقش آنها در توزیع کانسارهای فسخود، چنگرزه، پیناوند و یزدان توجه شده است. همچنین از نظر الگوی زمانی نیز با توجه به نقش ساختارها در توزیع کانه‌زایی و همچنین شناسایی توالی زمانی تکامل ساختاری ناحیه، الگوی توزیع کانه‌زایی نیز نتیجه‌گیری شده است.

موقعیت زمین‌شناسی ناحیه جنوب نطنز

این ناحیه در گوشه جنوب شرقی نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان (زاهدی و عمیدی، ۱۳۷۰)، در بخش‌های از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طرق (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۱) و ۱/۱۰۰۰۰۰ اردستان (رادفر، ۱۳۷۸) و در گوشه شمال شرقی نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ اصفهان (زاهدی و همکاران، ۱۹۸۷) واقع است. به منظور بررسی‌های دقیق ساختاری، نقشه زمین‌شناسی-ساختاری ناحیه تهیه و در آن اطلاعات جزئی‌تر ساختاری ناحیه ارائه شده است (شکل ۲).

واحدهای سنگی رخنمون یافته در ناحیه از قدیم به جدید عبارت از واحدهای سنگی پرمین (سازند جمال) که شامل آهک-دولومیت‌های زرد و خاکستری است. واحدهای سنگی تریاس که از دولومیت‌های ستر لایه سازند شتری و توالی‌های آواری سازند نایبند تشکیل یافته است. بر روی آنها واحدهای سنگی ژوراسیک (لیاس) منتسب به سازند شمشک که حاوی شیل‌های زیتونی

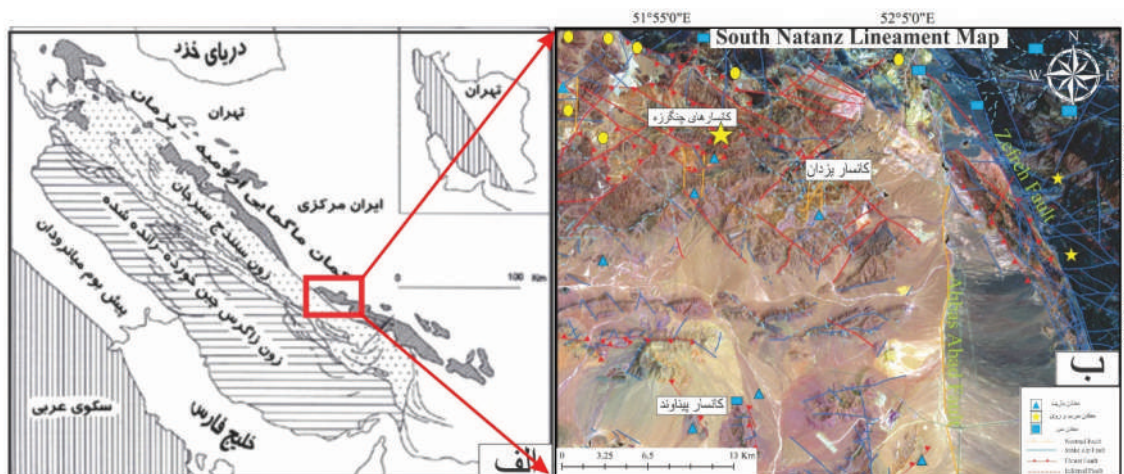
مرکزی (Rajabi et al., 2012a) و البرز (Bazargani et al., 2010 and 2011) قرار دارند. رده‌بندی‌های مختلفی برای کانسارهای سرب-روی با میزبان رسوبی ارائه شده است؛ ولی جدیدترین رده‌بندی برای این کانسار توسط Leach et al., (2010) و Wilkinson (2014) ارائه شده است. Wilkerson (2014) کانسار سرب-روی را بر پایه ویژگی‌های شاخص کانساری و ژنتیکی به دو گروه کلی تقسیم کرده است: ۱) کانسارهای نوع بروندمی-رسوبی یا نوع سدکس؛ ۲) کانسارهای MVT^۱. در این رده‌بندی کانسارهای نوع Irish^۲ به‌عنوان کانسارهای نوع جانیشینی زیرسطحی^۳ معرفی شده و در رده کانسارهای سدکس قرار می‌گیرند.

پهنه ساختاری ایران مرکزی بزرگترین و پیچیده‌ترین واحد زمین‌شناسی ایران است که حد شمالی آن توسط ارتفاعات البرز، حد غربی آن توسط پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان محدود شده و حد شرقی آن با بلوک لوت چندان مشخص نیست (Stocklin, 1974). این پهنه همراه با پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر با روند شمال غربی-جنوب شرقی، توسط گسل‌هایی با روند شمال-شمال غربی مانند سیستم‌های گسلی دهشیر، قم-زفره، بیدهند و جنوب ساوه با سازوکار امتدادلغز راست‌بر بریده و جابه‌جاشده است (Alavi, 1991) (شکل ۱). گسل قم-زفره با مؤلفه غالب راستالغز راست‌بر به‌عنوان یکی مهم‌ترین ساختارهای پهنه ایران مرکزی دارای تاریخچه پیچیده‌ای از فعالیت‌های جنبشی می‌باشد (Beygi et al., 2016; Tabaei et al., 2016; Jamali et al., 2008; Safaei et al., 2008). این گسل با جابجایی‌های خود در دگرشکلی نهشته‌های پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر و نهشته‌های سنوزوئیک نقش اساسی داشته و با ادامه فعالیت خود آنها را بریده و به میزان زیادی جابجا کرده است. این گسل از چندین پاره گسلی تشکیل شده است و به‌صورت پله‌ای نسبت به هم واقع شده‌اند (Mohajjel and Porouhan, 2003). پژوهش‌های ساختاری انجام شده در ناحیه جنوب نطنز نشان‌دهنده الگوی گسترش سامانه گسلی است و در آن گسل‌های راندگی قدیمی توسط مجموعه‌های امتدادلغز با مولفه‌های

1. Mississippi Valley-type

2. Irish-type

3. Sub-sea floor

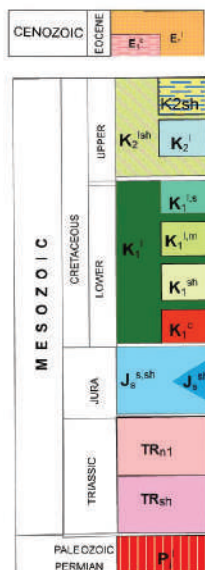
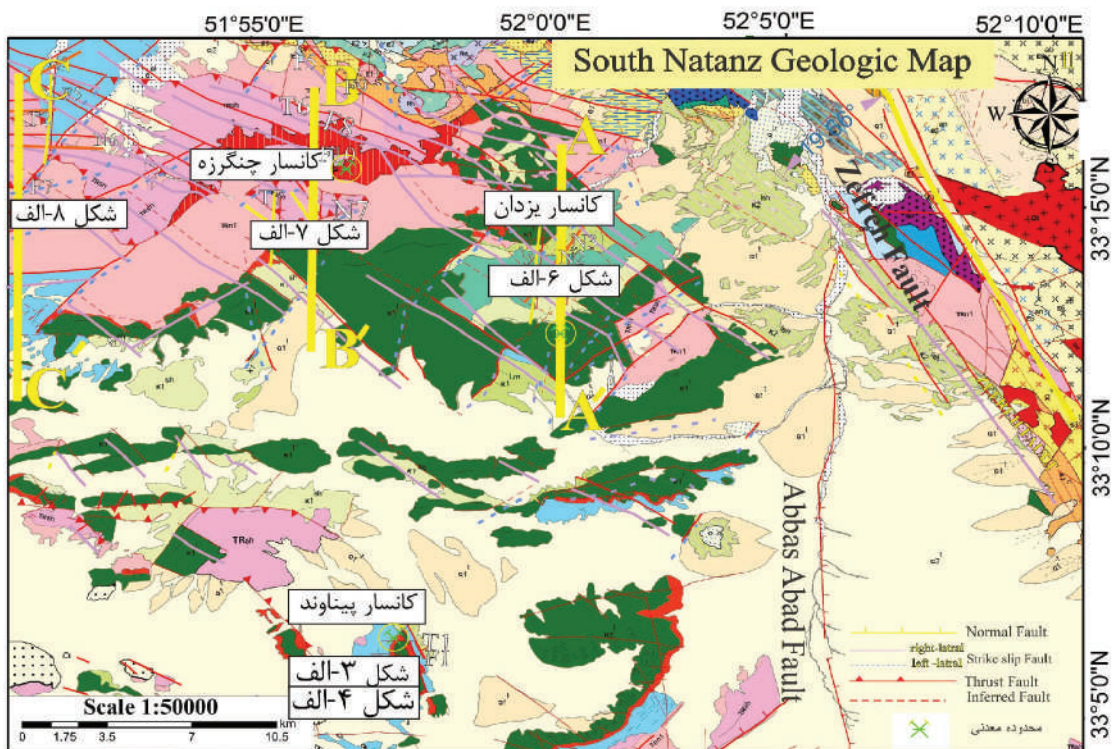


شکل ۱. الف) پهنه‌های ساختاری گستره برخوردی عربی-اوراسیا (مجل و سه‌سند، ۱۳۷۸)، ب) تصویر ماهواره لندست از موقعیت ناحیه و موقعیت خطواره‌های گسلی و توزیع ذخایر معدنی در ناحیه جنوب نطنز

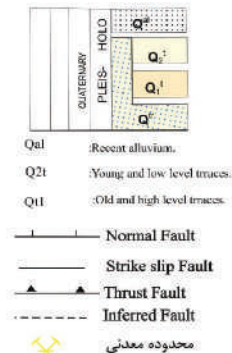
شده است (رادفر، ۱۳۷۸). طی برخورد نهایی ورقه‌های عربی و اوراسیا در الیگوسن-میوسن، واحدهای ولکانیکی و تخریبی و تهنشست‌های الیگوسن به شکل یک کنگلومرا و ماسه‌سنگ قاعده‌ای تظاهر پیدا کرده است. ماسه‌سنگ قاعده‌ای به صورت ناپیوستگی زاویه‌دار روی واحدهای قدیمی‌تر یا به‌طور گسله در کنار آن دیده می‌شود. تأثیر فاز فرعی مربوط به آلیی نهایی (فاز پاساندین) در اواخر پلیوسن و اوایل کواترنری موجب چین خوردگی رسوبات پلیوسن و دگرشیبی در قاعده کواترنری شده و ناحیه شکل نهایی و امروزی خود را به دست آورده است (رادفر، ۱۳۷۸). این فاز تغییرشکلی در بیشتر مناطق پهنه برخوردی عربی-اوراسیا از نوع ترفشارشی راست‌بر است و سامانه‌های گسلی امتدادلغز با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق پهنه ایران مرکزی-ارومیه‌دختر در نتیجه این فاز تغییرشکلی فعال و یا مجدداً فعال شده‌اند و از آن جمله می‌توان به سامانه گسلی قم-زفره اشاره کرد. در طی برداشت‌های انجام شده در ناحیه جنوب نطنز، (برش‌های ساختاری فسخود، چنگرزه و طرق شکل ۳)، واحدهای سنگی بر اساس ویژگی‌های لیتولوژی شناسایی شد و گستره زمانی آنها از پریمین تا کواترنر می‌باشد. واحدهای سنگی ناحیه نسبت به سن آن از قدیم به جدید دارای بخش‌های زیر است:

خاکستری تیره با بین لایه‌های ماسه‌سنگی می‌باشد، قرار دارد. همچنین واحدهای سنگی کرتاسه زیرین از سه بخش لایه‌های ضخیم کنگلومرای و ماسه‌سنگی قرمز رنگ که با توالی‌های آهکی اربیتولین‌دار و دولومیتی دنبال می‌شود تشکیل می‌یابد و واحدهای کرتاسه بالایی که شامل آهک‌های مارنی پلاژیک، مارن‌های آهکی با بین لایه‌هایی از آهک و آهک ماسه‌ای است بر روی واحدهای سنگی کرتاسه زیرین قرار می‌گیرند. واحدهای سنگی پالئوسن در این ناحیه وجود ندارد و واحدهای سنگی ائوسن به صورت دگرشیب بر روی واحدهای تریاس قرار دارد. این الگو نشان‌دهنده آن است که در بازه زمانی کرتاسه تا ائوسن زیرین این ناحیه به صورت مرتفع است و رسوب‌گذاری در آن صورت نگرفت. این دگرشیبی نشانگر حرکات شدید فاز کوهزایی دیگری در ناحیه می‌باشد که هم‌زمان در بیشتر نقاط ایران نیز مؤثر می‌باشد (رادفر، ۱۳۷۸). این ناپیوستگی نشان‌دهنده تغییرشکل‌های منتقل شده از گستره فرورانش نئوتتیس به بخش‌های داخلی ایران مرکزی در زمان کرتاسه بالایی است. بی‌درنگ بعد از فاز فشارشی کرتاسه بالایی که ناپیوستگی این واحدها و واحدهای ائوسن را ایجاد کرده، ناحیه همانند سایر نقاط فلات ایران متأثر از کشش ناحیه‌ای در زمان انتهای پالئوسن و ائوسن شده و در طی آن واحدهای ولکانیکی و ولکانی کلاسیک ائوسن تشکیل

تکامل ساختاری ناحیه جنوب نطنز و نقش آن در توزیع و تمرکز ...



- E1c :Grey to red conglomerate, sandstone, nummulitic sandy limestone and siltstone.
- E1l :Light green tuffaceous nummulitic.
- K2sh :Grey-green to yellow marl with intercalation of limestone.
- K2l :Thin bedded crystalline limestone.
- K2lsh :Grey to Yellow cream inceramaceous bearing limestone, silty mail and sandy limestone.
- K1lm :Alternation of Orbitolina limestone and marl.
- K1ls :Coarse grained limestone and sandy limestone.
- K1sh :Calcareous shale with ammonite.
- K1l :Orbitolina limestone, sandy limestone, marl and shale.
- K1c :Red conglomerate, sandstone, calcareous sandstone and dolomite.
- Jss.sh :Dark grey shale and sandstone with intercalation of limestone.(SHEMSHAK F.)
- Jssh :Dark grey shale.
- TRn1 :Black shale, quartzitic sandstone, limestone and dolomite. (NAIBAND F.)
- TRsh :Yellowish dolomite.
- Pjl :Dark grey limestone, dolomitic limestone, dolomite and sandstone. (JAMAL F.)



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ناحیه جنوب نطنز به همراه موقعیت برش‌های ساختاری از نقاط مختلف شامل، برش ساختاری فسخود (AA)، برش ساختاری چنگرزه (BB)، برش ساختاری طرق (CC). تغییر شکل یافته از نقشه‌های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰ (زاهدی و عمیدی، ۱۳۷۰؛ رادفر، ۱۳۷۸؛ زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۱)

مزوزوئیک

واحد تریاس این پهنه قابل مقایسه با سازند شتری و نایبند می‌باشد. این واحدها در ناحیه طرق، چنگرزه و فسخود دیده شده‌اند. ستبرای این واحدها در نواحی مختلف متفاوت است. واحد ژوراسیک شامل مجموعه متناوبی از شیل‌های

پالئوزوئیک

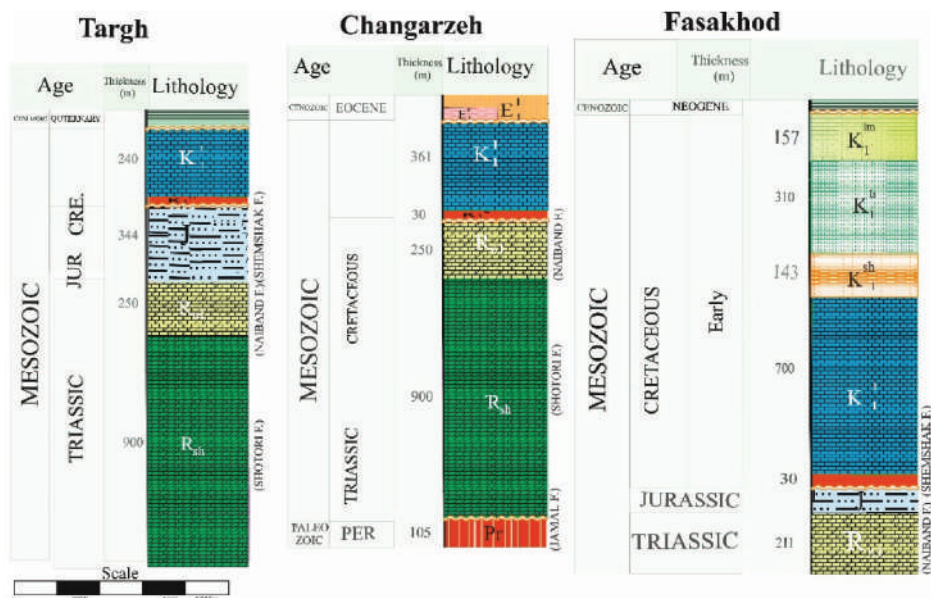
واحد پرمین شامل توالی سنگ‌های آهکی تیره، سنگ‌آهک دولومیتی، دولومیت و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. ستبرای این واحد در جاهای مختلف بین ۲۰ تا ۵۰ متر متغیر است. در ناحیه فسخود و طرق این واحد دیده نشده است.

کربناتی است و در ناحیه طرق، چنگرزه با ستبرای کمتر اما در ناحیه فسخود با ستبرای بیشتر دیده شده‌اند.

سنوزوئیک

بیشتر شامل واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن، که در ناحیه چنگرزه برونزد این واحدها دیده شد.

خاکستری تا تیره‌رنگ، ماسه‌سنگ دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و سیلتستون همراه با میان لایه‌های آهکی و شیلی، با ستبرایی که در نواحی مختلف متفاوت است، می‌باشد. این واحدها در ناحیه طرق با ستبرای حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر و در ناحیه فسخود با ستبرای کمتری دیده شده‌اند. واحدهای کرتاسه شامل ردیفی از سنگ‌های آواری و



Field Description

- Q : Old and high level terraces & Recent alluvium.
- Pr : Grey conglomerate, Marl and Sandstone.
- E_{1c} : Grey to red conglomerate, Nummulitic sandy limestone and Silstone.
- E_{1l} : Light green Tuffaceous nummulitic limestone.
- K_{1im} : Alternation of Orbitolina limestone and marl.
- K_{1k} : Limestone and Sandy limestone.
- K_{1l} : Orbitolina limestone, Sandy limestone, Marl and shale.
- K_{1c} : Calcareous shale with ammonite.
- K₁ : Red Conglomerate, Sandstone, Calcareous sandstone and Dolomite.
- J : Dark grey Shale sandstone with intercalation of limestone. (SHEMESHAK F.)
- R_{nl} : Black shale, quartzitic sandstone, Limestone and Dolomite. (NAIBAND F.)
- R_{sh} : Yellowish dolomite. (SHOTORI F.)
- Pr : Dark gray limestone, Dolomitic limestone, Dolomite and Sandstone. (JAMAL F.)

~~~~~ Unconformity

شکل ۳. ستون‌های چینه‌شناسی تهیه‌شده در سه ناحیه (طرق، چنگرزه، فسخود) در جنوب نطنز که در راستای آنها برش ساختاری نیز تهیه شده است

### روش مطالعه

ناحیه انتخاب و ساختارهای اصلی شامل خطواره‌های گسلی ناحیه تهیه و سپس با استفاده از برداشت‌های دقیق ساختاری در طی برداشت‌های صحرایی خصوصیات هندسی و جنبشی این ساختارها بررسی شده است. در ادامه با رسم مقاطع عرضی زمین‌شناسی و تحلیل این داده‌ها (مجموعه‌ای از گسل‌های راندگی و امتداد لغز متأخر در گستره که در

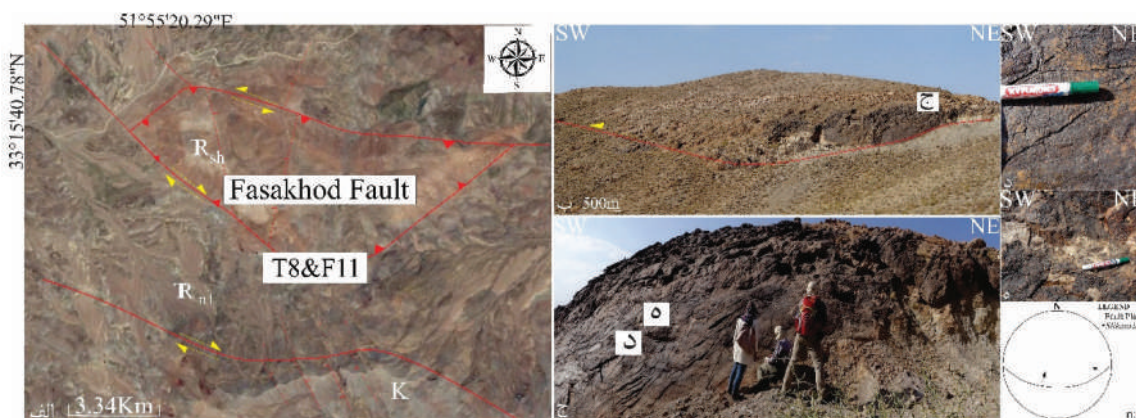
در این پژوهش‌ها تهیه نقشه خطواره‌ها و ساختارهای ناحیه با استفاده از تصاویر ماهواره لندست با کیفیت بالا و تبدیل آنها به نقشه پایه زمین‌شناسی در تلفیق با داده‌های صحرایی صورت گرفت. سه برش ساختاری در ناحیه جنوب نطنز به منظور تهیه مقطع عرضی عمود بر روند ساختاری

از گسل‌ها با مؤلفه غالب معکوس با روند عمده شرقی-غربی تا شمال شرقی-جنوب غربی که به‌طور مجموعه واحدهای قدیمی پرمین-تریاس را بر روی واحدهای جوان‌تر رانده‌اند و به‌عنوان سامانه گسلی فسخود معرفی شده‌است و سپس توسط مجموعه گسل‌های امتدادلغز با روندهایی همسو و مزدوج با گسل قم-زفره قطع و جابجا شده‌اند می‌باشند. خصوصیات هندسی و جنبشی یکی از گسل‌های سامانه گسلی فسخود، گسل T8 با مشخصات ۵۰/۱۸۰ و ریک خش‌لغزش ۵۰° درجه و با سازوکار معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌بر می‌باشد (شکل ۴) که به‌موازات گسل امتدادلغز F11 می‌باشد (شواخی و همکاران، ۱۳۹۹) (جدول ۱).

تلفیق با مشاهدات چینه‌شناسی است) منجر به ارائه مدل تکامل ساختاری ناحیه شد. شواهد ساختاری برداشت شده از پهنه‌های گسلی بیشتر شامل خش‌لغز، چین‌های کشیده و فابریک S-C می‌باشد. در ادامه به ارائه ساختارهای موثر در گستره معدنی (کانسارهای چنگرزه، پیناوند، یزدان) که همگی در ناحیه جنوب نطنز واقع شده‌است به تفصیل پرداخته می‌شود و در نهایت به بررسی ویژگی‌های ساختاری کانسارها شامل گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌ها و ارتباط ماده معدنی با این ساختارها پرداخته شد.

### ساختارهای ناحیه جنوب نطنز گسل‌های راندگی فسخود

ساختارهای اصلی ناحیه جنوب نطنز شامل مجموعه‌ای



شکل ۴. الف) تصویر ماهواره‌ای Google earth از موقعیت گسل فسخود، ب) نمای دور از سطح گسل فسخود T8، ج) نمای نزدیک از موقعیت صفحه گسل T8، د) نمایی از موقعیت خش‌لغز بر روی صفحه گسل T8، ه) نمایی از موقعیت خش‌لغز بر روی صفحه گسل T8

جدول ۱. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل‌های معکوس و راندگی برداشت شده ناحیه جنوب نطنز

| نام ساختار | موقعیت سطح گسل | نوع ساختار به کار رفته برای تحلیل | ریک  | سوی حرکت فرادیواره | سازوکار گسل                          |
|------------|----------------|-----------------------------------|------|--------------------|--------------------------------------|
| T1         | ۵۷/۲۴۵         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۷۰°  | شمال               | معکوس با مؤلفه کوچک راستالغز راست‌بر |
| T2         | ۴۵/۲۱۵         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۱۴۰° | شرق                | معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌بر      |
| T3         | ۷۰/۳۲۵         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۹۰°  | جنوب               | معکوس محض                            |
| T4         | ۷۰/۱۷۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۹۰°  | شمال               | معکوس محض                            |
| T5         | ۸۰/۲۰۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۶۰°  | شرق                | معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌بر        |
| T6         | ۶۰/۰۰۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۶۰°  | غرب                | معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌بر        |
| T7         | ۷۵/۲۴۵         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۶۰°  | شرق                | معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌بر        |
| T8         | ۵۵/۱۸۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۵۰°  | شمال شرق           | معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌بر      |

### گسل‌های امتدادلغز ناحیه جنوب نطنز

اندازه‌گیری صحرایی و تحلیل استریوگرافی گسل‌هایی همسو و ناهمسو با گسل زفره را نشان می‌دهد که باعث قطع و جابه‌جایی واحدهای ژوراسیک و کرتاسه شده است. در مجاورت روستای پیناوند، گسل F1 با موقعیت ۷۰/۲۴۰ با ریک ۱۰° درجه، راستای لغزش فرادیواره به سمت شمال شرق و سازوکار راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس را نشان می‌دهد (شکل ۵). این گسل هم‌راستا با سامانه گسلی قم-زفره است (جدول ۲).

در ناحیه مورد مطالعه مجموعه‌ای از گسل‌های امتدادلغز با روندهایی همسو و مزدوج با سامانه گسلی قم-زفره (شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب) که باعث قطع و جابه‌جایی گسل‌های راندگی با روند عمده شرق-غرب تا شمال شرق-جنوب غربی شده‌اند دیده می‌شود (جدول ۲) اندازه‌گیری صحرایی و تحلیل استریوگرافی گسل F1 در مجاورت کانسار پیناوند که در شکل ۲ نشان داده شده است، شواهد ساختاری در دو سوی این گسل بیانگر سازوکار راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس است.



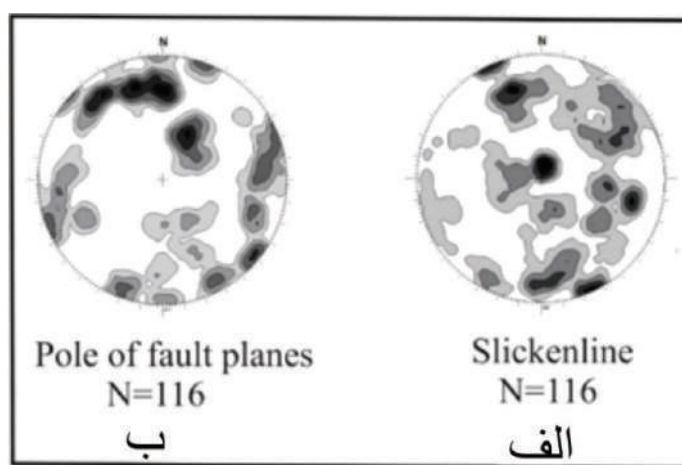
شکل ۴. الف) تصویر ماهواره‌ای Google earth از موقعیت گسل F1، ب) پهنه گسلی F1 که در امتداد آن واحدهای ژوراسیک و کرتاسه زیرین مجاورت واحدهای کرتاسه بالایی قرار گرفت، ج) نمایی از موقعیت خشلغز و صفحه گسلی، د) نمایش تحلیل کینماتیکی با توجه به برداشت‌های میدانی روی استریونت که نشانگر موقعیت سطح گسل F1، با سازوکار راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس است

جدول ۲. خصوصیات هندسی-جنبشی برخی از گسل‌های امتدادلغز ناحیه جنوب نطنز

| نام ساختار | موقعیت سطح گسل | نوع ساختار به کاررفته برای تحلیل  | ریک  | سوی حرکت فرادیواره | سازوکار گسل                           |
|------------|----------------|-----------------------------------|------|--------------------|---------------------------------------|
| F1         | ۷۰/۲۴۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۱۰°  | شمال شرق           | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس |
| F2         | ۵۵/۱۶۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۲۰°  | شمال شرق           | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس |
| F3         | ۸۰/۲۵۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۲۰°  | جنوب شرق           | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس |
| F4         | ۸۰/۳۰۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۱۵۰° | شمال غرب           | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس |
| F5         | ۸۵/۲۰۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۲۵°  | جنوب شرق           | راستالغز چپ‌بر با مؤلفه شییبی نرمال   |
| F6         | ۷۰/۲۱۵         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۲۳°  | شمال شرق           | راستالغز چپ‌بر با مؤلفه شییبی نرمال   |
| F7         | ۴۰/۱۱۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۴۲°  | شمال غرب           | راستالغز چپ‌بر با مؤلفه شییبی معکوس   |
| F8         | ۶۰/۲۹۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۳۰°  | جنوب غرب           | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی نرمال |
| F9         | ۸۰/۲۷۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۱۵۰° | جنوب               | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس |
| F10        | ۷۰/۱۴۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۲۰°  | شمال شرق           | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس |
| F11        | ۵۵/۱۸۰         | پله‌های گسلی و خطوط لغزشی سطح گسل | ۱۰°  | شمال غرب           | راستالغز راست‌بر با مؤلفه شییبی معکوس |



توزیع موقعیت خش‌لغز کل گسل‌های برداشت‌شده در ناحیه مورد مطالعه بیانگر این موضوع است، این پهنه در درجه اول به‌طور گسترده گسل‌های امتدادلغز بر روی آن اثر گذاشته و در درجه بعد توسط گسل‌های با مولفه غالب معکوس که دارای امتداد شرقی-غربی، شمال شرقی- جنوب غربی و تا حدودی شمال غربی-جنوب شرقی دچار راندگی شده‌اند. در درجه سوم به‌صورت اقلیت گسل‌هایی با سازکار غالب نرمال با امتدادهای شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی پهنه را دچار کشش کرده‌اند (شکل ۶).



شکل ۶. الف) توزیع موقعیت خش‌لغز کل گسل‌های برداشت‌شده در پهنه که نشان‌دهنده کینماتیک عمده امتدادلغز، نرمال و معکوس در ناحیه مورد مطالعه است، ب) توزیع قطب صفحات گسلی برداشت‌شده در پهنه مورد مطالعه که تجمع غالب گسل‌های با روند شرقی-غربی تا شمال شرقی-جنوب غربی را در پهنه نشان می‌دهد

### گسل‌های نرمال ناحیه جنوب نطنز

جنبشی آنها در سه برش ساختاری ارایه شد. در برش ساختاری فسخود (AA') شکل ۷، مجموعه گسلی چند نکته اصلی وجود دارد: مجموعه گسل راندگی (T) که واحدهای قدیمی را در سطح رخنمون می‌دهد، این سامانه راندگی در ادامه توسط مجموعه گسل‌های امتدادلغز (F) با مولفه نرمال و نرمال (N) با مولفه امتدادلغز قطع و جابه‌جا شده‌اند. با توجه به شواهد کانی‌زایی به‌موازات لایه‌بندی در واحدهای کرتاسه که توسط گسل‌های راندگی جابه‌جا شده، گسل‌های نرمال با مؤلفه امتدادلغز این واحدهای کرتاسه را قطع و جابه‌جا کرده و تمرکز ماده معدنی (باریت) به‌صورت ثانویه در امتداد آنها دیده می‌شود. در این برش ناپیوستگی، بین کرتاسه زیرین و واحدهای قدیمی مشاهده می‌شود.

در برش (BB') مربوط به برش ساختاری چنگرزه شکل ۸، مجموعه گسل راندگی (T) که در این برش که به‌طور عمده تغییرشکل‌هایی را در واحدهای قدیمی پرمو-تریاس

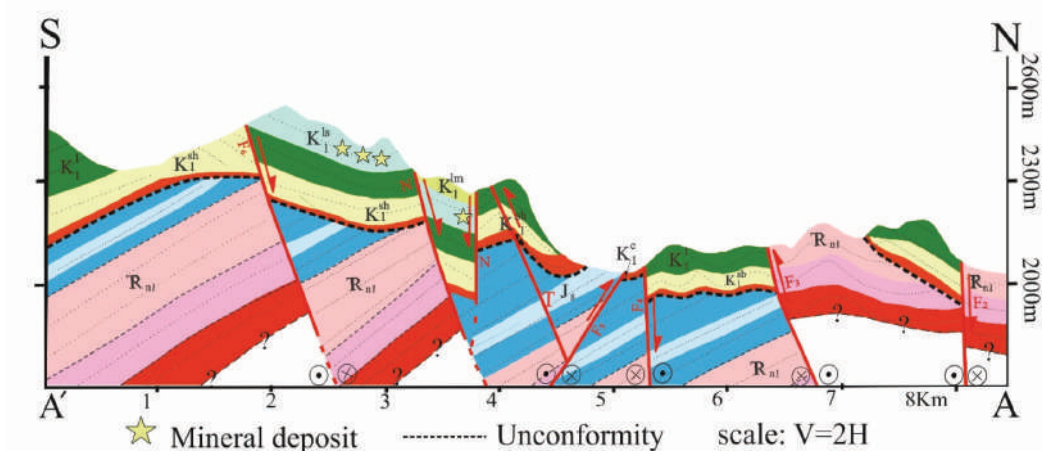
نحوه تشکیل کانسار و الگوی زمین‌ساختی حاکم در این ناحیه در بازه زمانی کرتاسه زیرین می‌تواند نشان‌دهنده کشش و گسلش نرمال هم‌زمان با ته‌نشست واحدهای تخریبی کربناته کرتاسه زیرین در ناحیه باشد. در گستره جنوب نطنز، در برش ساختاری چنگرزه و برش ساختاری فسخود شواهدی از قطع و جابه‌جایی این گسل‌های نرمال با مولفه امتدادلغز مشاهده شد. در ناحیه مورد مطالعه اغلب به‌صورت وجود گسل‌هایی با سازکار غالب نرمال با امتدادهای شمالی-جنوبی، شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی است.

برداشت‌ها منجر به تهیه نقشه زمین‌شناسی ساختاری (شکل ۲) که موقعیت برش‌های ساختاری در سه ناحیه برای پیمایش، (برش ساختاری فسخود (AA') شکل ۷، (BB') مربوط به برش ساختاری چنگرزه شکل ۸، (CC') مربوط به برش ساختاری طرق شکل ۹)، متمرکز و داده‌ها در گسل‌های مختلف برداشت شده و اطلاعات هندسی و

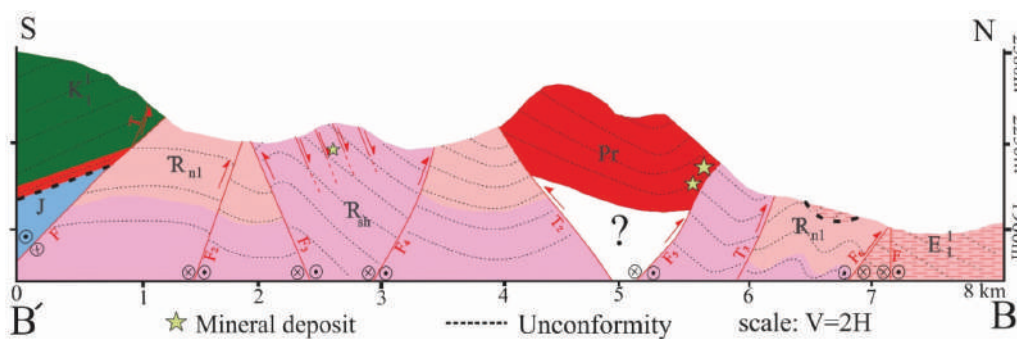


ایجاد کرده و این واحدها را بر روی واحدهای جوان تر رانده‌اند، این سامانه راندگی در ادامه توسط مجموعه گسل‌های امتدادلغز (F) با مولفه نرمال و نرمال (N) با مولفه امتدادلغز قطع و جابه‌جا شده‌اند. کانی‌زایی در امتداد گسل‌های قطع کننده گسل راندگی قابل مشاهده است و در این برش، ناپیوستگی بین کرتاسه زیرین و واحدهای قدیمی مشاهده می‌شود.

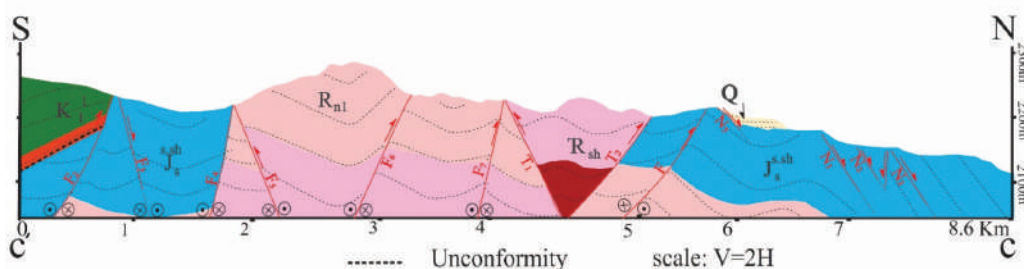
در برش (CC') مربوط به ساختاری ناحیه طرق قدیمی مشاهده می‌شود.



شکل ۷. برش ساختاری-معدنی ناحیه فسخود (AA')، موقعیت برش و راهنمای زمین‌شناسی در شکل ۲ نشان داده شده است



شکل ۸. برش ساختاری-معدنی ناحیه چنگرزه (BB')، موقعیت برش و راهنمای زمین‌شناسی در شکل ۲ نشان داده شده است



شکل ۹. برش ساختاری ناحیه طرق (CC')، موقعیت برش و راهنمای زمین‌شناسی در شکل ۲ نشان داده شده است

## الگوی ساختاری و ویژگی‌های کانه‌زایی در پهنه‌های معدنی جنوب نطنز

با توجه به شواهد مشاهده شده از هندسه و کینماتیک ساختارهای موجود در ناحیه جنوب نطنز، با استفاده از پژوهش‌ها پیشین بر روی سامانه گسل قم-زفره، به بررسی شواهد و ویژگی‌های کانه‌زایی می‌پردازیم. در ناحیه جنوب نطنز، ذخایر سرب-روی (چنگرزه و میلاندر) مشاهده می‌شود. بررسی‌های اولیه حاکی از توزیع این ذخایر در ارتباط با گسل‌های اصلی و فرعی موجود می‌باشد.

### کانسار چنگرزه

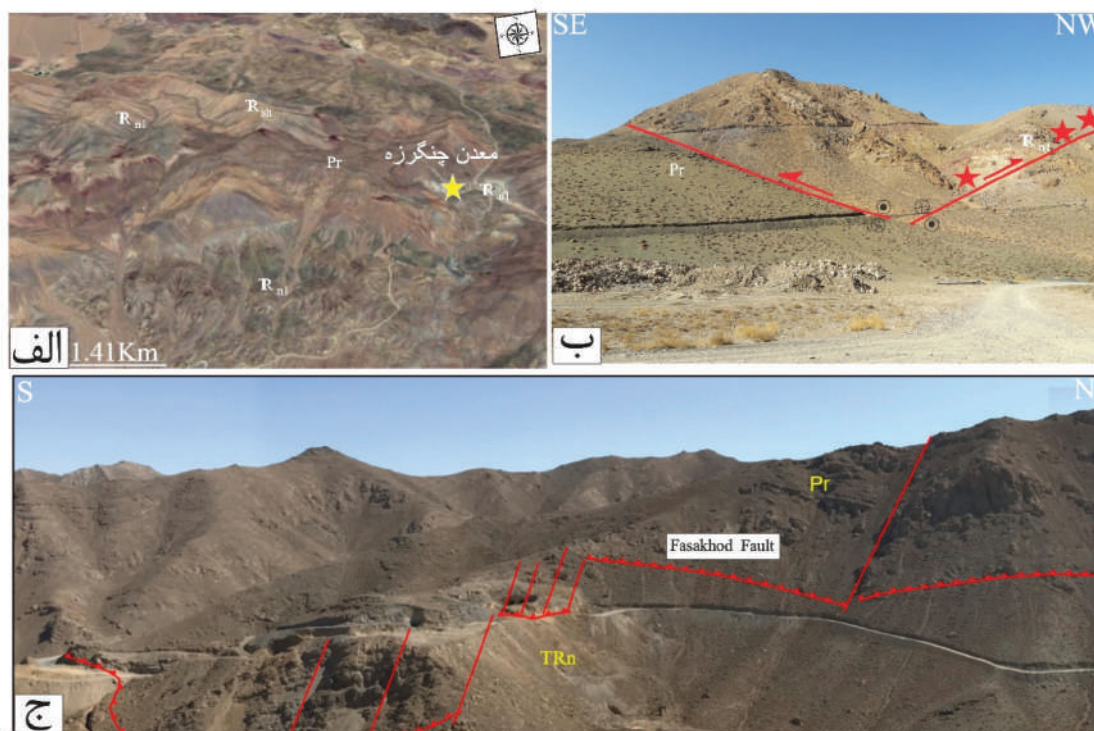
#### هندسه و کینماتیک ساختاری در گستره کانسار چنگرزه

موقعیت کانسارهای چنگرزه در ناحیه جنوب نطنز، در شکل ۲ نمایش داده شده است. کانسار چنگرزه شامل گسل‌های راندگی اولیه با روند عمومی شرقی-غربی تا شمال غربی-جنوب شرقی همچون سامانه گسلی فسخود که به‌طور

عمده مجموعه واحدهای رسوبی قدیمی پرمین-تریاس (سازندهای جمال، نایبند و شتری) را بر روی واحدهای جوان‌تر رانده‌اند. این مجموعه گسل‌های راندگی در ادامه توسط گسل‌های امتدادلغز با روندهای شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب قطع و جابجا شده‌اند (شکل ۱۳). در راستای گسل‌های امتدادلغز قطع کننده گسل راندگی کانه‌زایی قابل مشاهده است.

### الگوی کانه‌زایی در کانسار چنگرزه

ارتباط کانه‌زایی گسل فسخود با گسل‌های امتدادلغز قطع کننده آن در شکل ۱۰ نشان داده شده است. در بخش شرقی کانسار چنگرزه، شواهدی از رانده‌شدگی واحدهای کربناته پرمین بر روی واحدهای آواری نایبند و تشکیل و تمرکز کانه‌زایی در امتداد گسل‌های نرمال امتدادلغز مشاهده می‌شود. کانه‌زایی و ارتباط آن با ساختارهای گسلی در کانسارهای چنگرزه، تمرکز کانی‌زایی باریت، به‌صورت غیرهمزاد در راستای گسل‌های راندگی است (جعفرکوپائی، ۱۳۹۸).



شکل ۱۰. الف) تصویر ماهواره‌ای Google earth از معدن چنگرزه که نشان‌دهنده راندگی سازند آهکی پرمین بر روی سازند نایبند است، ب) نمای دور از ساختار گل‌سرخي مثبت، ستاره قرمز رنگ نشان‌دهنده تمرکز کانی‌زایی باریت را به‌صورت غیرهمزاد در راستای گسل‌های راندگی است، ج) کانه‌زایی و ارتباط آن با ساختارهای گسلی در کانسارهای چنگرزه، نمای از کانه‌زایی و ارتباط آن با گسل فسخود و گسل‌های امتدادلغز قطع کننده آن در بخش شرقی کانسار چنگرزه که واحدهای کربناته پرمین بر روی واحدهای آواری نایبند رانده شده و کانه‌زایی در امتداد گسل‌های نرمال امتدادلغز تشکیل و تمرکز یافته است، (جعفرکوپائی، ۱۳۹۸)

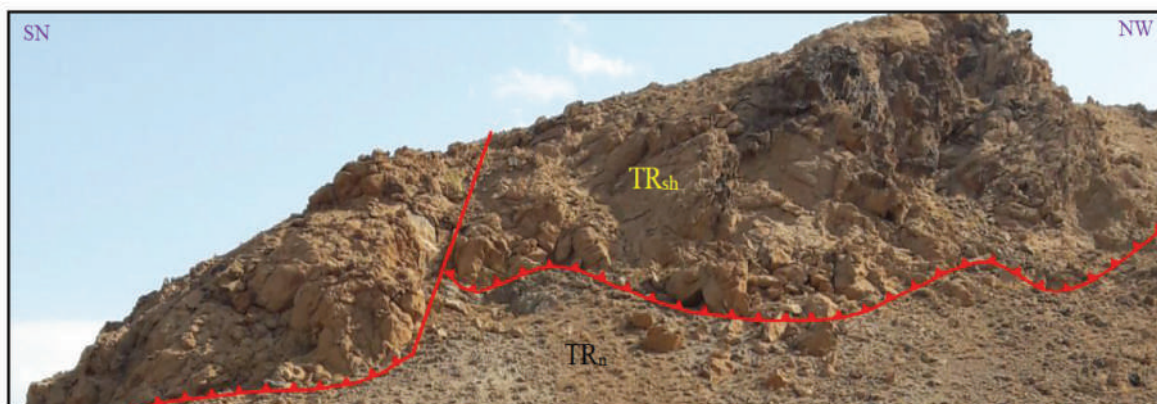
## کانسار میلاندر

صفحه راندگی، ناحیه به شدت تحت تأثیر تبلور دوباره قرار گرفت و به صورت دولومیت‌های درشت تبلور با شکستگی فراوان دیده می‌شود. عامل کانه‌زایی در معدن میلاندر نیز مشابه معدن چنگرزه در کمربندهای گسلی امتدادلغز و نرمال در واحدهای کربناته به شدت خرد شده و پرشیبی می‌باشد و بر روی واحدهای شیلی و آواری سازند نایبند با سن جوان‌تر رانده شده‌اند. در این کانسار در نتیجه عملکرد یک گسل معکوس شاهد رانده شدن واحدهای کربناته سازند شتری به روی واحدهای آواری سازند نایبند می‌باشد. کانه‌زایی در امتداد مجموعه گسل‌های امتدادلغز و نرمال قطع کننده گسل راندگی رخ داده است (شکل ۱۱). با توجه به شواهد صحرایی می‌توان گفت در مجموع فضاهای ایجاد شده توسط گسل‌های امتدادلغز با مولفه نرمال و نرمال با مولفه امتدادلغز و نیز خوردشدگی‌های وسیع بخش‌های کربناته، شرایط مناسب را برای جایگیری کانه‌زایی فراهم آورده است.

هندسه و کینماتیک ساختاری در گستره کانسار میلاندر کانسار میلاندر شامل گسل‌های تراستی با روند شمال غرب-جنوب شرق که سبب رانده شدن واحدهای کربناته سازند شتری به روی واحدهای آواری سازند نایبند می‌باشد. موقعیت گسل تراستی و گسل نرمال با مولفه امتدادلغز و امتدادلغز با مولفه نرمال در کانسار میلاندر (جعفرکوپائی، ۱۳۹۸) در ناحیه جنوب نطنز، که در شکل ۲ نمایش داده شده است.

## الگوی کانه‌زایی در کانسار میلاندر

در کانسار میلاندر نیز این گسل‌های راندگی با روند شمال غرب-جنوب شرق واحدهای دولومیتی سازند شتری را به صورت راندگی بر روی واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی سازند نایبند قرار داده است (شکل ۱۱). دولومیت‌های بالای



شکل ۹. نمای از گسل راندگی و گسل نرمال با مولفه امتدادلغز و امتدادلغز با مولفه نرمال قطع کننده گسل راندگی در کانسار میلاندر (جعفرکوپائی، ۱۳۹۸)

## کانسار یزدان

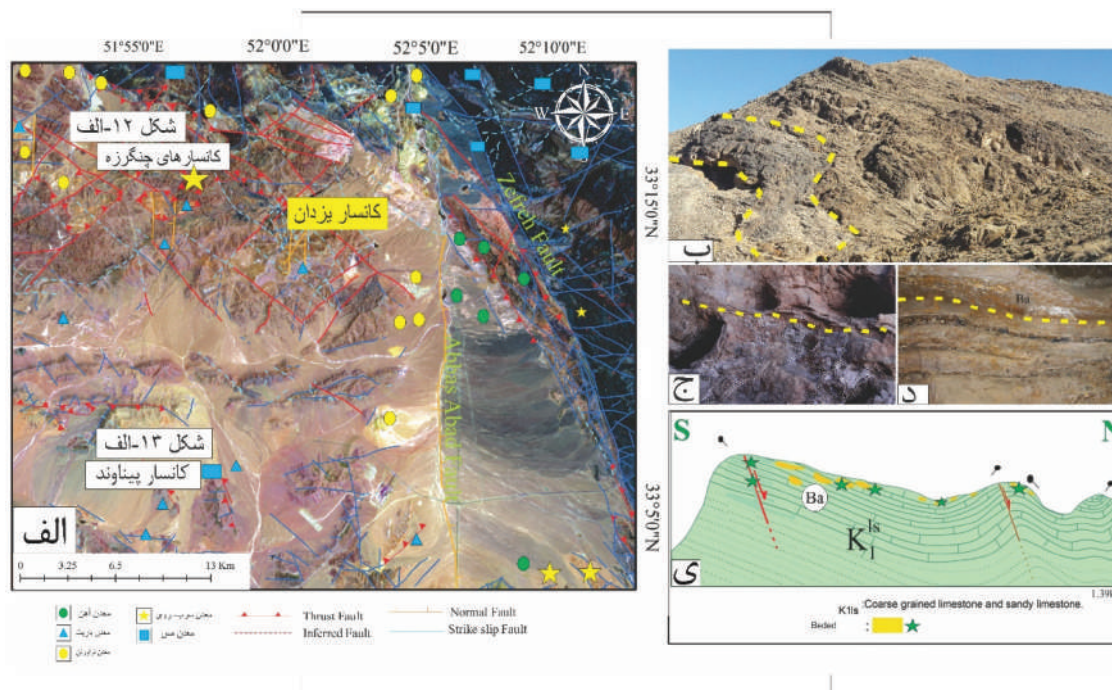
در این کانسار کانی‌زایی به موازات لایه‌بندی در واحدهای کرتاسه زیرین به صورت همزاد رخ داده است (جعفرکوپائی، ۱۳۹۸) که به صورت شماتیک در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در این گستره به‌طور عمده کانه‌زایی به صورت چینه‌سان است. نحوه تشکیل کانسار و الگوی زمین‌ساختی حاکم در این ناحیه در بازه زمانی کرتاسه زیرین تحت تکتونیک کششی فعال می‌باشد و می‌تواند نشان‌دهنده کشش و گسلش نرمال هم‌زمان با تهنشست واحدهای آواری-کربناته کرتاسه زیرین در ناحیه باشد.

هندسه و کینماتیک ساختاری در گستره کانسار یزدان اندازه‌گیری صحرایی و تحلیل استریوگرافی موقعیت گسل‌های نرمال در مجاورت روستای فسخود با سازوکار نرمال و مؤلفه راستالغز راست‌بر اندازه‌گیری شده است سبب جابه‌جایی با مؤلفه غالب نرمال واحدهای کرتاسه شده است.

## الگوی کانه‌زایی در کانسار یزدان

موقعیت کانسار یزدان در شکل ۲ نشان داده شده است.





شکل ۱۲. الف) تصویر ماهواره لندست از موقعیت کانسارهای یزدان، پیناوند و چنگرزه در بین معادن ناحیه جنوب نطنز، ب) نمای از هندسه صفحه‌ای شکل افق معدنی کانسار یزدان که همراه با سنگ میزبان خود چین خورده است (دید عکس به سمت شمال شرق) (جعفرکوپایی، ۱۳۹۸)، ج) تصویری از بخش تغذیه‌کننده (جعفرکوپایی، ۱۳۹۸)، د) نمای از بخش کانسنگ لایه‌ای که هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان است (جعفرکوپایی، ۱۳۹۸)، ی) طرح شماتیک از روند کانه‌زایی کانسار یزدان بر اساس پیمایش صحرایی. (ستاره سبزرنگ نشان‌دهنده کانی‌زایی به‌صورت هم‌روند در واحدهای کرتاسه زیرین است)

زفره هستند. روند عمومی گسل‌های این ناحیه NE-SW و N-S است. ۲- شاید ساختارهای کششی نرمال هم‌زمان با رسوب‌گذاری؛ کانسار یزدان، که سنگ میزبان آنها آواری-کربناته کرتاسه زیرین و کانه‌زایی در آنها هم‌زمان با سنگ میزبان است. در این کانسارها، شاید کنترل‌کننده ساختمانی گسل‌های نرمال هم‌زمان با رسوب‌گذاری است. روند تقریبی این گسل‌ها N-S است مانند گسل‌های N3 و N4 که در شکل ۵ که در برش ساختمانی-معدنی ناحیه فسخود (AA') نمایش داده شده است. ممکن است این دسته از کانسارها، توسط ساختارهای بعدی مانند گسل‌های راندگی یا نرمال امتدادلغز فعال شده و دوباره تمرکز ماده معدنی، در امتداد این ساختارها صورت گیرد. به‌نظر می‌رسد عناصر ساختمانی موجود در ناحیه کنترل‌کننده توزیع کانه‌زایی سرب-روی در ناحیه باشد. عملکرد سامانه گسلی در طی تاریخچه تکاملی خود بعد از کرتاسه تا عهد حاضر ساختارهای قدیمی‌تر را قطع و جابجا کرده است. پس از برداشت‌های انجام شده صحرایی در گستره جنوب شرقی گسل زفره و رسم برش‌های

سنگ میزبان کانسارهای یزدان، آواری-کربناته کرتاسه تحتانی است، که کانه‌زایی در آنها شاید در ارتباط با گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری است. این کانسارها پس از تشکیل در سنوزوئیک بر اثر گسل‌های نرمال امتدادلغز قرار دارند و در نتیجه در امتداد گسل‌ها کانه‌زایی تمرکز یافته است.

## بحث

### موقعیت ساختارها در ارتباط با کانه‌زایی در پهنه جنوب نطنز

سازوکار گسل‌های ناحیه جنوب نطنز وجود دو دسته ساختار را نشان می‌دهد، ۱- ساختارهای راندگی و نرمال امتدادلغز کنترل‌کننده کانه‌زایی؛ در کانسارهای چنگرزه و میلاندر که سنگ میزبان آنها بیشتر تریاس و پرمین است، کانه‌زایی بعد از سنگ میزبان و به‌صورت غیرهمزاد است (جعفری، ۱۳۹۸). کنترل‌کننده ساختمانی، در این کانسارها گسل‌های راندگی و گسل‌های امتدادلغز بیشتر دارای مؤلفه نرمال می‌باشند و گسل‌های راندگی را جابجا کرده‌اند و خود این گسل‌های امتدادلغز رده‌هایی از حرکت سامانه گسلی قم-



پوشیده شده‌اند که در آن شواهدی از کانه‌زایی همزاد با میزبان آواری-کربناتی<sup>۱</sup> مشاهده می‌شود (جعفرکوهپایی، ۱۳۹۸) و در سایر بخش‌های ایران مرکزی و در پهنه سنج سیرجان نیز محیط زمین‌ساختی کشتی انجام شده است (Mohajjel et al, 2003) (شکل ۱۳-ج). فاز تغییرشکلی کرتاسه پایانی، به صورت فشردگی هستند و ادامه چین‌خوردگی و راندگی واحدهای قدیمی‌تر و همچنین واحدهای جوان‌تر از کرتاسه‌زیرین را برداشته‌اند. شواهدی از کانی‌زایی غیرهمزاد با میزبان کربناتی<sup>۲</sup> (MVT) (جعفرکوهپایی، ۱۳۹۸) در راستای گسل‌های راندگی قابل رؤیت (معدن چنگرزه شکل ۱۲-الف) است. در این مرحله بارگذاری ناشی از راندگی در حدی است که به کانه‌زایی ناشی از راندگی در راستای پهنه راندگی و در واحدهای پرمین-تریاس منجر شده است (شکل ۱۳-د). در طی ائوسن ناحیه، متحمل کشش ناحیه‌ای شده است (رادفر، ۱۳۷۸). ولی شواهدی از این فاز تغییرشکلی در ناحیه جنوب نطنز دیده نمی‌شود. به دنبال مشاهده شواهدی از راندگی واحدهای قدیمی‌تر از سنوزوئیک بر روی واحدهای جوان سنوزوئیک و حتی کواترنری می‌توان گفت تغییرشکل فشارشی ناحیه، در بازه زمانی سنوزوئیک پایانی تا پلیوسن همچنان ادامه دارد. این موضوع بیانگر این است، پهنه جنوب نطنز در درجه اول به طور عمده توسط چین‌خوردگی‌ها و گسل‌های راندگی متأثر شده‌اند و در درجه بعد توسط گسل‌هایی با حرکت امتدادلغز که دارای امتدادهای شمالی-جنوبی، شمال شرقی-جنوب غربی هستند دچار تغییرشکل شده است و در درجه سوم به صورت اقلیت گسل‌هایی با سازوکار غالب نرمال با امتدادهای شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی ناحیه را تحت تأثیر قرار داده و باعث شده است شواهدی از تمرکز دوباره کانی‌زایی‌هایی اولیه در راستای گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال دیده شود (شکل ۱۳-ی).

گسل‌های راندگی کنترل‌کننده ژنز و توزیع مجدد بخش عمده‌ای از ذخایر سرب و روی این بخش از ایران مرکزی شده است. گسل‌های متأخر امتدادلغز مرتبط با رده‌های جوان‌تر

عرضی عمود بر روند ساختارها مشخص شد، مجموعه‌ای از گسل‌های راندگی که به طور عمده تغییرشکل‌هایی را در واحدهای قدیمی پرمین-تریاس ایجاد کرده و این واحدها را بر روی واحدهای جوان‌تر حتی تا پلیوسن-کواترنری رانده‌اند. بنابراین این سامانه راندگی از نظر سنی پس از کرتاسه و جوان‌تر می‌باشند. این سامانه راندگی در ادامه توسط مجموعه گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال و نرمال با مؤلفه امتدادلغز قطع و جابه‌جا شده‌اند.

### کانه‌زایی در ارتباط با مدل تکاملی ساختاری پهنه جنوب نطنز

تحلیل ساختاری ناحیه جنوب نطنز، نشان‌دهنده آن است، گسل‌های راندگی اولیه با روند عمومی شرقی-غربی تا شمال غربی-جنوب شرقی به طور عمده مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی قدیمی پرمین-تریاس (سازندهای جمال-نابند و شتری) را بر روی واحدهای جوان‌تر کرتاسه زیرین، حتی تا پلیوسن-کواترنری رانده است. این مجموعه گسل‌های راندگی در ادامه توسط گسل‌های امتدادلغز با روندهای شمالی-جنوبی و شمال شرقی-جنوب غربی قطع و جابه‌جا شده‌اند. این مجموعه‌های امتدادلغز جوان‌تر، به‌ویژه جوان‌تر از ائوسن، در ارتباط با فعالیت‌های راستالغز گسل زفره هستند و رده‌های پایین‌تر منشعب شده از پهنه اصلی این گسل می‌باشند. ترا فشارش راست‌بر در امتداد سامانه گسلی قم-زفره و تشکیل سیستم گسل‌های امتدادلغز جوان‌تر در ناحیه جنوب نطنز، قطع و جابه‌جایی چین‌خوردگی‌ها و راندگی‌های قدیمی‌تر در شکل ۱۳ الف تا ی نشان داده شده است.

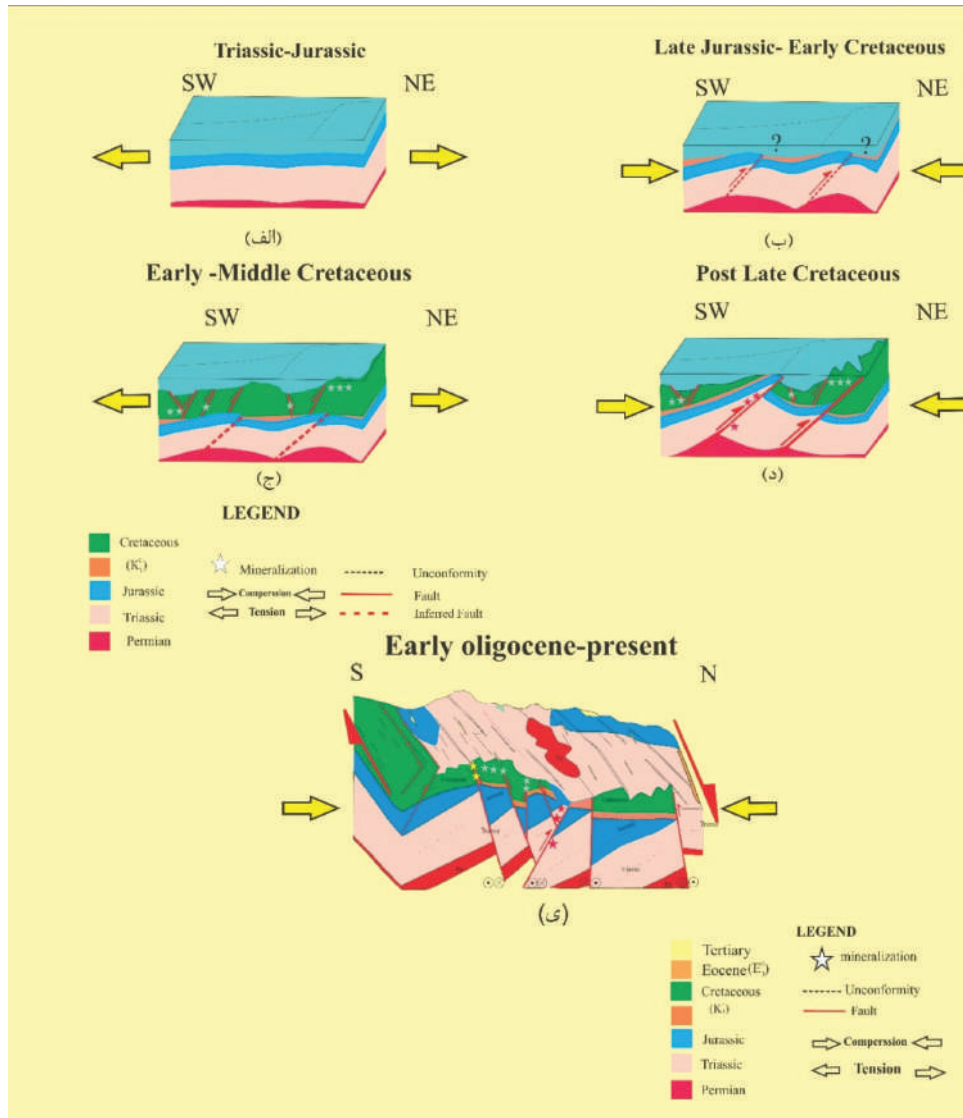
با توجه به شواهد چینه‌شناسی و وضعیت زمان ناپیوستگی‌های مشاهده شده در ناحیه جنوب نطنز، اثراتی از چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی احتمالی در بازه زمانی قبل از کرتاسه‌زیرین دیده می‌شود (شکل ۱۳، الف و ب) که در طی آن واحدهای پرمین-تریاس-ژوراسیک و قدیمی‌تر دچار چین‌خوردگی و کوتاه‌شدگی شده‌اند، در این زمان اگرچه گسلش راندگی هم به احتمال در ادامه چین‌خوردگی وجود داشته ولی شاید به دلیل جابه‌جایی کم و بارگذاری راندگی کم در پهنه گسلی کانه‌زایی انجام نشده است. در ادامه این واحدهای چین‌خورده توسط واحدهای کرتاسه‌زیرین

1. Sedex-Like

2. Mississippi Valley-type

فعالیت گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری، بیشتر دارای مولفه کششی، صورت گرفت (کانسارهای یزدان) و در ادامه توسط گسل‌های نرمال جوان جابجا شده‌اند. کانه‌زایی‌های با سنگ میزبان با سن پرمین-تریاس (مانند کانسارهای چنگرزه) از نوع دره می‌سی‌سی‌پی و کانه‌زایی‌هایی با سنگ میزبان آواری-کربناتی کرتاسه زیرین (مانند کانسار یزدان) از نوع Sedex-Like در نظر گرفت.

گسل زفره، این مجموعه‌های راندگی و کانی‌سازی‌های همراه آنها را تحت تأثیر قرار داده و در توزیع مجدد آنها نقش داشته‌اند. در این گستره به‌طور عمده کانه‌زایی در واحدهای سنگی پرمین-تریاس رخ داده که بیشتر در ارتباط با گسل‌های راندگی و امتدادلغز متأخر است و واحدهای پرمین-تریاس را بر روی واحدهای جوان‌تر قرار داده است. کانه‌زایی‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری سنگ میزبان در اثر



شکل ۱۳. الگوی شماتیک از تکامل ساختاری پهنه جنوب نطنز و ارتباط آنها با کانه‌زایی‌های سرب و روی، (الف) ته‌نشست واحدهای ژوراسیک و قبل از ژوراسیک در پهنه جنوب نطنز، (ب) چین‌خوردگی و گسل خوردگی احتمالی واحدهای ژوراسیک در پهنه جنوب نطنز و پوشیده شدن چین‌خوردگی‌های قدیمی توسط واحدهای کرتاسه زیرین به‌صورت ناپیوستگی، (ج) کرتاسه آغازین و کانی‌زایی هم‌زمان (پوشیده شدن چین‌خوردگی‌های قدیمی توسط واحدهای کرتاسه زیرین به‌صورت ناپیوستگی)، (د) بعد از کرتاسه پایانی و کانی‌زایی غیرهم‌زمان در راستای گسل‌های راندگی (کانی‌زایی ابتدا به‌صورت هم‌زمان با رسوب‌گذاری است و در ادامه توسط گسل‌های نرمال امتدادلغز جابجا شده است)، (ه) ترافشارش راست‌بر در امتداد سامانه گسلی قم-زفره و تشکیل سیستم گسل‌های امتدادلغز جوان‌تر در پهنه جنوب نطنز و تمرکز دوباره کانی‌زایی در راستای گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال را نشان می‌دهد. ستاره سبز رنگ نشان‌دهنده کانی‌زایی هم‌زمان در واحدهای کرتاسه پایینی و ستاره‌های زرد رنگ برای نمایش تمرکز کانی‌زایی در راستای گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال می‌باشد

## نتیجه‌گیری

از تقابل ترافشارش راستگرد بر راندگی‌های قدیمی‌تر در ایران مرکزی، علوم زمین، ۳۰، ۱۱۸، ۲۶۸-۲۵۵.

- محجل، م. سهندی، م. ر.، ۱۳۷۸. تکامل تکتونیکی پهنه سندنجد-سیرجان در نیمه شمال غربی و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن، علوم زمین، ۳۱-۳۲، ۴۹-۲۸.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Survey of Iran, 103, 983-992.

- Bazargani-Guilani, K., Faramarzi, M. and Nekouvaght Tak, M. A., 2010. Multistage dolomitization in the cretaceous carbonates of the east Shahmirzad area, north Semnan, central Alborz, Iran. Carbonates Evaporites, 25, 177-191.

- Bazargani-Guilani, K., Nekouvaght Tak, M. A. and Faramarzi, M., 2011. Pb-Zn deposits in Cretaceous carbonate host rocks, northeast Shahmirzad, central Alborz, Iran. Australian Journal of Earth Science, 58, 297-307.

- Beygi, S., Nadimi, A., Safaei, H., Nahodilova, R., Vrana, S., Pertoldova, J., Gadas, P., Skal, R., Jonasova, S. and Zak, K., 2016. Tectonic history of seismogenic fault structures in Central Iran. Journal of Geosciences, 61, 127-144.

- Jamali, F., Hessami Azar, Kh. and Qoreshi, M., 2008. Scientific Quaterly Journal of Geosciences, 68, 182.

- 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.

- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21, 397-412

- Mohajjel, M. and Porouhan, N., 2003. Geometry and Kinematics of the Qom-Zefreh Fault System and its Significance in Transpression Tec-

مجموعه‌ای از گسل‌های راندگی در گستره جنوب شرقی گسل زفره دیده می‌شود. به‌طور عمده تغییرشکل‌هایی را در واحدهای قدیمی پرمین-تریاس تا قبل از کرتاسه زیرین ایجاد کرده‌اند. این سامانه گسلی راندگی و نرمال‌های امتدادلغز بعدی آنها کنترل‌کننده ژنز و توزیع دوباره بخش عمده‌ای از ذخایر سرب و روی، در این بخش از ایران مرکزی شده است. این مجموعه گسل‌های راندگی در ادامه توسط گسل‌های امتدادلغز با روندهای شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب قطع و جابه‌جا شده‌اند. کنترل‌کننده ساختمانی به ترتیب گسل‌های راندگی اند و با گسل‌های امتدادلغز با مؤلفه نرمال قطع شده‌اند. در این گستره به‌طور عمده کانه‌زایی در واحدهای سنگی پرمین-تریاس قرار دارد و در وهله اول بیشتر در ارتباط با گسل‌های راندگی و امتدادلغز متأخر است و واحدهای پرمین-تریاس را بر روی واحدهای جوان‌تر قرار داده است و در ادامه توسط گسل راندگی جابه‌جا شده است البته در کانسار یزدان کانی‌زائی به موازات لایه‌بندی در واحدهای کرتاسه زیرین به‌صورت همزاد از نوع Sedex-Like رخ داده است (جعفرکوپائی، ۱۳۹۸).

## منابع

- رادفر، ج.، ۱۳۷۸. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- زاهدی، م. و رحمتی، م.، ۱۳۸۱. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ طوق، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- زاهدی، م. و عمیدی، س.، ۱۳۷۰. شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کاشان، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۷۷، ۹۸.

- زاهدی، م.، صمدیان، م.، طاووسیان، ش. و عمیدی، م.، ۱۹۷۸. نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی اصفهان، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

- جعفرکوپائی، م.، ۱۳۹۸. ژئوشیمی، ژنز و تیپ کانی‌زایی سرب و روی (باریت) در کانسارهای فسخود و گردنه شیر در جنوب غرب اردستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۲-۲۰۹، ۵۰-۲۱۰.

- شواخی زواره، ف.، معدنی‌پور، س. و راستاد، ا.، ۱۳۹۹. الگوی تکامل ساختاری ناحیه جنوب نطنز شاهدهی

tonics. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 56, 72, GSI, Iran.

- Momenzadeh, M., 1976. Stratabound lead-zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayar-Isfahan district (west central Iran). Ph.D. thesis. Univ. Heidelberg, 300.

- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012a. Metallogeny of Cretaceous carbonate hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. International Geology Review, 54:14, 1649-1672.

- Rastad, E., 1981. Geological, mineralogical, and facies investigations on the Lower Cretaceous stratabound Zn-Pb-(Ba-Cu) deposits of the IranKouh Mountain Range, Esfahan, west Central Iran. Ph.D. thesis, University of Heidelberg, 334.

- Safaei, H., Taheri, A. and Vaziri Moghadam, H., 2008. Structural analysis and evolution of the Kashan fault (Qom-Zefreh Fault), Central Iran. Journal of Applied Science, 8, 1426-1434.

- Stocklin, J., 1974. Possible Ancient Continental Margins in Iran. The Geology of Continental Margins, 6, 873-887.

- Tabaei, M., Mehdizadeh, R. and Esmaeili, M., 2016. Stratigraphical evidence of the Qom-Zefreh Fault system activity, Central Iran. Journal of Tethys, 4, 18-26.

- Wilkinson, J. J., 2014. Sediment-Hosted Zinc-Lead Mineralization: Processes and Perspectives, Treatise on Geochemistry 2nd Edition, 219-249.



# Genesis of Dochileh copper deposit, east of Mayamey; based on geological, mineralogical and geochemical constraints

Zafarzadeh, M.<sup>1</sup>, Mousivand, F.<sup>2</sup>, Ramezani O'Malley, R.<sup>3</sup> and Mahdavi, A.<sup>4</sup>

1. M.Sc. Graduate in Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

2. Associate Professor in Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

3. Associate Professor in Structural Geology and tectonics, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

4. Assistant Professor in Economic Geology, Department of Geology, University of Birjand

Received: 25 June 2022

Accepted: 30 October 2022

## Abstract

Dochileh copper deposit is located 72 km east of Shahrood, 15 km east of Mayamey, in North Central Iran volcanic belt. The stratigraphic sequence of the region comprises a considerable amount of volcanic and volcanic-sedimentary deposits of Eocene. these deposits are locally covered by Neogen and Quaternary deposits. The volcanic rocks hosting mineralization are composed of different rocks including basalt, andesite basalt and trachy andesitebasalt rocks that often contain plagioclase and clinopyroxene phenocrysts. The copper mineralization mostly occurred along the faults and fractures with the dominant trend of NW-SE in the basaltic rocks as vein-veinlets and open space fillings. Ore minerals including primary native copper and hematite, and secondary minerals such as malachite, goethite, hematite. gangue minerals such as calcite, zeolite and analcime. The wallrock alterations in the host rocks include chloritic, carbonatic, analcime-zeolite and iron oxide. The oxidation of mafic minerals such as pyroxene and magnetite were responsible for copper reduction and hematitic alteration. Geochemical investigation indicates that amounts of Cu and Ag are up to 5.11 wt% and 7.8 ppm, respectively. According to field studies, mineralogy and alteration, the Duchileh copper deposit appears to be formed during diagenesis and burial metamorphism, and dominantly during the orogeny and uplift processes, due to enterance of hot ore fluids along the fractures and faults perpendicular to the fold axis. The Duchileh deposit have a large resemblance to the basaltic copper or Michigan-type copper deposits in terms of tectonic setting, host rock, mineralogy, metal content, alteration and ore controls.

**Keywords:** Uplift, Michigan-type, Dochileh, Orogeny, Mayamey.

# Geology, mineralization and fluid inclusion studies of the Lakhshak gold deposit, southwest Sistan suture zone

Heydarian Dehkordi, N.<sup>1</sup>, Niroomand, S.<sup>2</sup>, Tajeddin, H.A.<sup>3</sup> and Nozaem, R.<sup>4</sup>

1. Assistant Professor of Academic Center for Education, Culture and Research, Institute of Applied Sciences, ACECR

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

3. Assistant Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran

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

Received: 24 April 2022

Accepted: 22 August 2022

## Abstract

Lakhshak deposit is located 28 km northwest of Zahedan and southwestern of Sistan suture zone. The main outcrops in the study area are Eocene schists consisting of calc-schist and quartz schist. These rocks metamorphosed under greenschist facies grade and were intruded by Oligocene rhyolitic and dacitic dikes and granitoid. The gold-antimony mineralization is structurally controlled by a NE–SW fault zone and shear zone, and hydrothermal alterations were mainly occurred in the contact zones of granitoid and calc-schist units. The high-grade gold mineralization (3.5 g/t) is spatially related to the intense sulfidation and silicification hydrothermal alteration zones in the inner parts of the zone as well as ductile-brittle (microfractures, fine veins/veinlets) deformation. The ore mineralogy is simple and includes pyrite, arsenical pyrite, stibnite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, sphalerite, gold, electrum, goethite, and stibiconite. The study of fluid inclusions on gold ores quartz shows the homogenization temperature in quartz-sulfide veins/veinlets with mineralization between 200 to 330 °C with a salinity of 8 to 13 wt.% NaCl equiv., which is compatible with the mixing and dilution process. Based on the results of geology, mineralogy, and fluid inclusion studies, gold mineralization in Lakhshak gold deposit is of orogenic type.

**Keywords:** Silicified-sulfide alteration, Lakhshak gold deposit, Ductile-brittle shear zone, Fluid inclusions studies.

# Global record of oceanic anoxic event in the carbonates of the Daryian Formation in the northern High Zagros, Zargran mountain (Gadvan)

Yavari, M.<sup>1</sup>, Yazdi, M.<sup>2</sup>, Ghalavand, H.<sup>3</sup> and Adabi, M.H.<sup>4</sup>

1. Seismic Data Interpreter, National Iranian Oil Company
2. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Isfahan University
3. Ph.D., Oil and Gas production Supervisor Manager, National Iranian Oil Company
4. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Beheshti University

Received: 3 April 2022

Accepted: 16 July 2022

## Abstract

The recording of oceanic anoxic event al record and the time of this event in the shallow carbonates of the Dariyan Formation in Zargran mountain (Gadvan) section in the east of Shiraz, was studied based on carbon and oxygen isotopes, microfacies and fossil data. In this section, thickness of the Dariyan Formation is 287 m and 191 samples were taken. Based on field data, the sedimentary sequence of this formation, , begins at the base with thick-layered to massive gray limestones containing orbitolinas and rudists, and in the upper parts it includes medium to thick-layered gray limestones including abundant benthic foraminifera, such as orbitolinas. In the mentioned section, based on the study of the embryonic cells of orbitolinas, a late Barmian-early Aptian age was determined for the lower part of this unit, which is the beginning of the formation of anoxic oceanic deposits. The carbon isotope curves between the C3 and C6 curves in the carbonates at the base of the Daryian Formation show disturbances. These changes and the appearance of the Lithocodium-Bacinella facies in this part of the formation confirm the existence of an oceanic anoxic event. The oceanic anoxic event indicates warming of the environment and greenhouse conditions, which was accompanied by abundant rudists in this section and can be a confirmation for the weather conditions of this event.

**Keywords:** Carbon isotope, Oceanic anoxic event, Zargran (Gadvan), Cretaceous.

# Determination of formation temperature, oxygen fugacity and $Ce^{4+}/Ce^{3+}$ ratio with using zircon chemistry in the pegmatitic dikes of Malayer-Boroujerd-Shazand, Sanandaj-Sirjan zone

Ghasemi Siani, M.<sup>1</sup>

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

Received: 30 October 2022

Accepted: 31 January 2023

## Abstract

The Granitoid plutons in the Sanandaj-Sirjan zone host numerous pegmatitic dikes. This study is focused on mineral chemistry of zircons in the pegmatite dikes in the Malayer, Boroujerd and Shazand district to evaluate zircon crystallization temperature, oxygen fugacity and  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  ratio and also zircon/rock partition coefficients of REEs and U, Th, Ta, Nb and Y. Trace element discrimination diagrams such as Th versus Y and Yb/Sm versus Y and Nb, indicated studied zircons were located in the syenite pegmatite field. Zircon/rock partition coefficients indicate that zircon granis are enriched in the HREE than LREE. Zircon chemistry show that zircon in the Shazand and Malayer pegmatite dikes have more Hf and less REE distribution than zircons in the Boroujerd pegmatite dikes. Consequently, it indicates the role of latter hydrothermal process in the formation of Boroujerd zircons. Crystallization temperature, oxygen fugacity and  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  ratios decrease from Malayer to Shazand and finally Boroujerd pegmatite dikes. Reduced condition of magmatism, Th/U contents below 1 and Y/Ho content higher than 20 indicate that these pegmatities are barren.

**Keywords:** Zircon chemistry, Pegmatitic dikes, Partition coefficient, REEs, Oxygen fugacity, Sanandaj-Sirjan zone.



# Extraction effect of deep and semi-deep wells on water table decline and groundwater quality parameters in Gorgan Plain

Pakdeli, M.<sup>1</sup>, G. Mahmoodlu, M.<sup>2</sup>, Jandaghi, N.<sup>2</sup>, Fathabadi, A.<sup>2</sup> and Nick Ghojogh, Y.<sup>3</sup>

1. M.Sc. in Watershed Management, Gonbad Kavous University, Gonbad, Iran

2. Assistant Professor, Department of water Engineering and Watershed, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Gonbad Kavous University

3. Regional Water Company of Golestan

Received: 24 April 2022

Accepted: 27 July 2022

## Abstract

The present study was conducted to investigate the effect of increasing uncontrolled drilling of water wells and subsequent extraction of renewable capacity of Gorgan plain aquifer on the decrease in groundwater level and some water quality parameters in a specific period of 30 years. For this purpose, the trend of rainfall changes, drilling wells, groundwater level fluctuations, as well as some physicochemical parameters were investigated in the studied period. Data analysis of variance was used to investigate the statistical differences between quantitative and qualitative parameters. The annual changes in drilling of authorized and illegal wells in the province shows an increasing trend in the number of wells drilled in the Gorgan plain, followed by an increase in the volume of water extracted since the early 1980s. The results of statistical studies, histograms of annual changes in groundwater level of deep and semi-deep wells as well as hydrographs of deep and semi-deep aquifers studied show a reduction in groundwater level in both semi-deep and deep aquifers in the study period. Since the average annual rainfall in the study period is almost constant, the drilling of shallow and deep wells followed by uncontrolled abstraction of deep and semi-deep aquifers is the most likely major factor in the decline of groundwater levels in the study plain. Based on the statistical results, a significant difference was observed between most of the physicochemical parameters of semi-deep and deep wells in the old and new periods. However, these changes are greater in semi-deep wells than the deep ones. Also, the two parameters Cl and Na, which are the main factors of water salinity, show the greatest changes. Hydrogeochemical diagrams of plain aquifers show an increase in soluble solids as well as changes in the type and hydrochemical facies of groundwater in the new period. However, the trend of changes in the shallow aquifer is more intense.

**Keywords:** Groundwater, Rainfall, Semi-deep and deep wells, Gorgan plain, Hydrogeochemistry.

## Estimation of grain size curve of surface coarse sediments using imaging system designed

**Tabee, A.H.<sup>1</sup>, Karami-Khaniki, A.<sup>2</sup>, Bidokhti, A.A.<sup>3</sup> and Lari, K.<sup>4</sup>**

1. Ph.D. student, Department Of Physical Oceanography, Faculty Of Natural Resources and Environment , Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2. Associate Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, Tehran, Iran

3. Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

4. Associate Professor, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 4 April 2021

Accepted: 30 May 2021

### Abstract

Sediment recognition is one of the basic topics in coastal and river engineering. One of the parameters of sediment identification is their grain size. To determine the grain size, traditional methods such as sieving the sediments are usually used, which is accurate but time consuming. Image processing provides the ability to isolate and track targets (sediment grains) in images using the smallest unit of a digital image (pixel).

In this paper, a one-piece system for imaging coarse-grained field sediments and presenting a granulation curve is constructed and tested, in which sediment processing and analysis is performed with ImageJ software and the results are compared by sieving method and was validated.

Image samples were taken from laboratory and natural sand and sand sediments. The results show that the distribution obtained from the images of coarse (larger than one millimeter) and uniform surface sediments has a good correlation with the distribution obtained from the sieve analysis and reduces the time to at least one tenth and the total cost.

**Keywords:** Sediment analysis , Image processing, Imaging system, Granulation curve, ImageJ software.

# Structural evolution of the southern Natanz region and its role in the distribution and concentration of Pb-Zn mineralization

Shavvakhi, F.<sup>1</sup>, Madanipour, S.<sup>2</sup>, Tadayon, M.<sup>4</sup>, Rastad, E.<sup>3</sup> and Kupaei, M.<sup>1</sup>

1. M.Sc. Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran Iran

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran Iran

3. Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran Iran

4. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Department of Geology, Isfahan University, Isfahan Iran

Received: 3 April 2021

Accepted: 29 June 2021

## Abstract

The studied area is structurally located in the western part of the Central Iranian structural zone at the southwestern termination of the Qom-Zefreh Fault. Our structural data represent the older generation of E-W to NW-SE trending thrust faults that juxtapose Permian- Triassic (Nayband and Shotori Formations) over younger rock units. Most of the thrust faults have been crossed cut with the younger generation of the strike-slip fault system. Major thrust faulting of the area occurred during post Late Cretaceous time. The final post Oligocene strike slip faulting related to the activation of the Qom- Zefreh fault overprinted and crossed cut older structural features. Our economic geological studies in the south Natanz area represent syngenic strati bond or Sedex-Like type Pb-Zn epigenetic occurrence of these deposits in Permian-Triassic carbonates and barite developed in the Lower Cretaceous carbonate and clastics. The ore deposit development in Permian-Triassic Carbonates have occurred along thrust faults and then redistributed along strike slip faults with normal component. Therefore, genetically, stratiform deposits developed in the Lower Cretaceous carbonates and clastics (Yazdan and Pinavand Ore deposit) occurred in a regional early Cretaceous extensional regime. However, epigenetic deposits developed in Permian-Triassic carbonates (Changarzeh deposit) were generated during the regional post Late Cretaceous compressional regime and redistributed during post Oligocene strike slip deformation.

**Keywords:** Central Iran, Pb-Zn Mineralization, Fasakhod Fault, Qom-Zefreh Fault, Syngenic and Epigenetic.

Vol. 16, No. 63, Winter 2023

**License Holder:**

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

**Editorial Director:**

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

**Editor in Chief:**

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

**Assistant Editor:**

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

**Editorial Board:**

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

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

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

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

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

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

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

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

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

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

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

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

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

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

**Executive Director:** Esmaili, E.

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

**Designer:** Ansari, A.

**Published:** Winter 2023

**Print:** Toos

**Print address:** No. 22, 16 Azar Avenue, Keshavariz Boulevard, Tehran, Iran

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

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

**E-mail:** zaminshenasiiran@yahoo.com

**Website Journal:** Journal.rias.ac.ir

**Website:** www.rias.ac.ir



Research Institute of Applied Sciences  
(ACECR)



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

**This journal is indexed in the following sites:**

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