



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۸، شماره ۷۱، پاییز ۱۴۰۳

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 شهیدبهبشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهبشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهبشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهبشتی

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 شهیدبهبشتی

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: پاییز ۱۴۰۳

چاپ: توس

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

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

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

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

نوشتر 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.

ویژگی‌های محیطی و ریزرخساره‌های نهشته‌های کربناته غنی از نومولیتید: یک مطالعه موردی از سازند جهرم در شمال غرب بندرعباس

جهانبخش دانشیان^{۱*}، سوگند غفوری^۲، سید علی معلمی^۳ و الهام اسدی مهماندوستی^۴

۱. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۳. عضو هیات علمی شرکت ملی نفت، مدیریت اکتشاف

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۱۶

چکیده

سازند جهرم با سن ائوسن پسین و ضخامت ۳۴۴/۴۲ متر در برش زیرزمینی سوور در شمال غرب بندرعباس مطالعه شد. این سازند دارای فراوانی و تنوع بالای نومولیتیدها است که در سراسر برش مشاهده می‌شوند. بررسی مورفولوژی نومولیتیدها نشان داد که این گروه از فرامینیفرها نسبت به عوامل محیطی مانند شدت نور و شرایط هیدرودینامیکی واکنش نشان داده و تغییراتی در اندازه، ضخامت و شکل پوسته خود نشان می‌دهند. بنابراین، مطالعه ویژگی‌های پوسته آن‌ها به تفسیر محیط رسوبی کمک می‌کند. بررسی مقاطع نازک منجر به شناسایی پنج ریزرخساره شامل پکستون حاوی فرامینیفر با پوسته پورسلانوز، پکستون حاوی پلویید و بیوکلاست، پکستون-گرینستون حاوی میلیولید، وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست و *Nummulites*، و پکستون حاوی نومولیتید شد. این ریزرخساره‌ها در محیط‌های لاگون، پشته‌های سدی، دریای محدود شده و دریای باز در رمپ داخلی نهشته شده‌اند. بر اساس داده‌های حاصل، محیط رسوبی سازند جهرم یک رمپ هموکلینال تفسیر شده است.

بررسی مورفولوژی پوسته نومولیتیدها نشان داد که آن‌ها در ریزرخساره پکستون حاوی نومولیتید (دریای باز) بیشترین فراوانی را دارند. فرم‌های عدسی‌شکل و مسطح نشان‌دهنده بخش‌های عمیق دریای باز با شوری نرمال هستند. همچنین، *Nummulites* با کشیدگی کمتر و به صورت عدسی متورم تا عدسی‌شکل همراه با برخی بیوکلاست‌ها در محیط دریای باز محدود دیده می‌شود. در مقابل، نومولیتیدهای دارای ضخامت بیشتر و پوسته متورم با پراکندگی بسیار کم در محیط‌های عمیق‌تر لاگون حضور دارند. در نهایت، وجود فرامینیفرهای بدون منفذ و عدم حضور نومولیتیدها نشان‌دهنده لاگون‌های با شوری بالا و بیانگر نوسانات شوری در محیط است.

واژه‌های کلیدی: ائوسن بالایی، سازند جهرم، شمال غرب بندرعباس، فرامینیفر، محیط رسوبی.

مقدمه

نومولیتی نشان دادند، بنک‌ها بیشتر حاصل تجمع فرم A با مورفولوژی تخم‌مرغی شکل و ستر است و میزان پایین تخلخل درون اسکلتی، آن‌ها را نشانه شرایط انرژی متوسط تا بالای محیط هنگام نهشته شدن دانستند. از جمله مطالعات دیگر که توالی‌های کربناته ائوسن را با توجه به تجمعات نومولیتی مورد بررسی قرار داده می‌توان به افقه و همکاران (۱۳۹۷) اشاره کرد. با بررسی توالی‌های کربناته غنی از نومولیتید دریای کم‌عمق ائوسن در برش‌های خان گازان و خداگن، هفت ریز رخساره کربناته متعلق به بخش میانی رمپ کربناته، نشان‌دهنده ته‌نشست در شرایط انرژی بالا در پهنه نوری هستند را معرفی کرد. تجمعات نومولیتی موجود بیانگر رفتار هیدرودینامیکی پوخته آن‌ها تحت تاثیر انرژی دانستند. پلژ و همکاران (Pleš *et al.*, 2020) در پژوهشی با تجزیه و تحلیل نهشته‌های نومولیت دار ائوسن میانی اهمیت آن‌ها را در مطالعات محیطی نشان دادند. این امر منجر به چشم‌انداز جدیدی در خصوص نهشته‌های نومولیت دار نتوتیس مرکزی شد. سیناپور و صیرفیان (Sinapour and Seyrafian, 2021) محیط رسوبی و ریز رخساره‌های سازند جهرم را در چاه‌های شماره ۱۱ و ۱۲ در شمال بندرعباس مورد بررسی قرار داد و نه ریز رخساره اصلی و هشت ریز رخساره فرعی را که در شلف باز نهشته شده است، شناسایی کردند، آن‌ها با انجام تطابق این چاه‌ها با پنج برش در جنوب و جنوب غرب ایران محیط رسوبی سازند جهرم را از نوع کم‌عمق تا نیمه عمیق معرفی کردند. بگتاش (Bagtash, 2024) ریز رخساره‌ها و محیط دیرینه نهشته‌های غنی از *Nummullites* ائوسن پسین و میوسن پیشین سه چاه را در سازند جهرم و آسماری مورد بررسی قرار داده و سه توالی رسوبی در سازند جهرم و یک توالی در سازند آسماری مشخص کرد. این توالی‌ها نشان می‌دهد شکل‌گیری آن‌ها تحت تاثیر تغییرات سطح آب دریا و زمین‌ساخت‌های ناحیه‌ای مانند بالآمدگی و فرونشست می‌باشد. نومولیتیدها از آنجا که به دلیل همزیستی با جلبک‌های همراه به‌خوبی شرایط محیط دیرینه را در مشخصه‌های شکل شناسی و رفتارهای هیدرودینامیکی خود نشان می‌دهند

سازند جهرم در ناحیه بندرعباس یک واحد کربناته محسوب می‌شود. این سازند به‌طور هم‌شیب بر روی سازندهای گورپی و پابده قرار داشته و در بالا نیز به‌صورت هم‌شیب با ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومرای قرمز رنگ سازند رازک و کربنات‌های سازند آسماری پوشیده شده است (فخاری، ۱۳۷۴؛ Zohdi, 2013). این سازند در ناحیه مورد مطالعه دارای سن ائوسن بالایی است. از آنجا که سازند جهرم از جمله مهم‌ترین مخازن گازی و نفتی در حوضه زاگرس است (مطیعی، ۱۳۷۲) تجزیه و تحلیل نهشته‌های کربناته موجود به‌منظور پیش‌بینی محیط‌های رسوبی و همچنین ویژگی‌های مخزنی مفید می‌باشد. درک نوع و ویژگی‌های این محیط‌ها برای اکتشاف نفت و گاز و ایجاد واحدهای مخزنی جدید ضروری است (Ni, 2020; Khitab *et al.*, 2016; Santantonio *et al.*, 2013; Kenter *et al.*, 2005). در پلتفرم‌های کربناته، از پالئوسن تا ائوسن زیرین فرامینیفرهای بنتیک شروع به گسترش کرده‌اند (Scheibner, 2005). نومولیتیدها در این زمان، از اجزا اصلی تشکیل‌دهنده رسوبات هستند (Rasser *et al.*, 2005). که از تجمعشان در کف دریا‌های کم‌عمق و گرمسیری نواحی تتیس، آهک‌های نومولیتیک به وجود آمدند (Racay, 2001). به‌طوری‌که رسوبات آب‌های کم‌عمق ائوسن در اصل با سنگ‌آهک‌های غنی از نومولیت شناخته می‌شوند (Seddighi *et al.*, 2015).

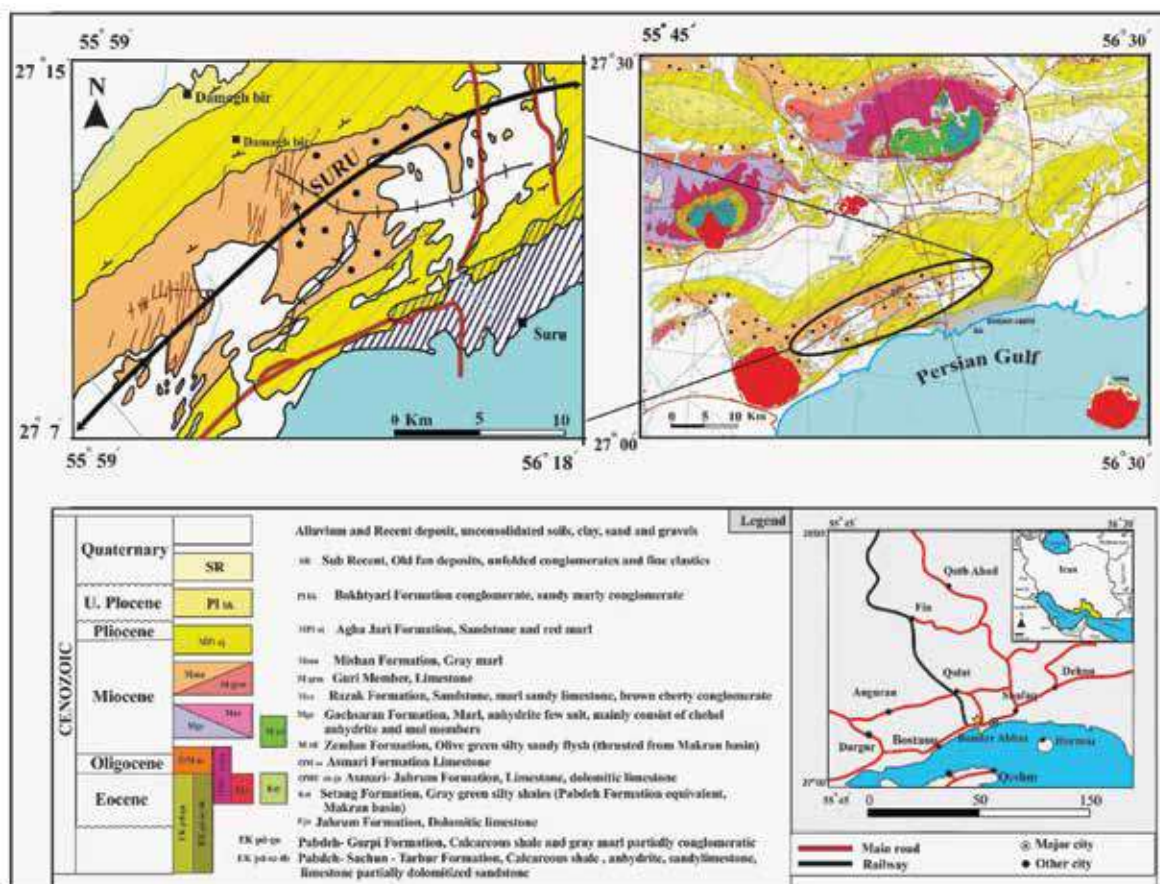
دانشیان و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهشی با مطالعه برش چینه‌شناسی تنگ‌عبدی واقع در یال جنوبی تاقدیس احمدی در منطقه فارس ساحلی، به بررسی سازندهای جهرم، آسماری و رازک پرداختند. در این مطالعه، سن سازند سازند جهرم ائوسن پسین تعیین شد. همچنین، این تحقیق منجر به شناسایی چهار کمر بند رخساره‌ای در محیط‌های جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز و شناسایی چهار سکانس رسوبی و مرزهای سکانشی شد. هادی و همکاران (Hadi *et al.*, 2016) با مطالعه کامل ریز رخساره‌ها و فابریک زیستی تجمعات نومولیتی در غرب البرز و با محاسبات داده‌های بیومتریک تجمعات

بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندرعباس در (شکل ۱) این نهشته‌ها با سن ائوسن میانی و پسین (فخاری، ۱۳۷۴) در گستره مورد مطالعه رخنمون سطحی ندارد. در عوض، نهشته‌های میوسن میانی و بالایی و پلیوسن (سازند میشان حاوی مارن‌های خاکستری و آجاجاری حاوی ماسه‌سنگ و مارن قرمز) و همچنین آبرفت‌های کواترنری رخنمون دارند (فخاری، ۱۳۷۴). گستره مورد مطالعه در منتهی‌الیه زاگرس چین‌خورده قرار دارد و از ویژگی‌های عمومی این واحد رسوبی-ساختاری پیروی می‌کند. این ناحیه گستره‌ای از هینترلند بندرعباس است و در جنوب زاگرس قرار دارد. حد شرقی آن گسل زندان-میناب و حد جنوبی آن حد جبهه چین‌های زاگرس است که از درون خلیج فارس عبور می‌کند. حد شمالی آن، خطواره‌ای است که از حوالی بندر نخیلو آغاز و به تراست زاگرس منتهی می‌شود. در طول ائوسن بالایی (پریابونین) در گستره مورد مطالعه رسوبات آهکی چهارم

(Hohenegger et al., 2000; Hallock et al., 1986; Hallock, 1981, 1979). و به دلیل اینکه حجم قابل توجهی از ذخایر هیدروکربوری در جهان در نهشته‌های نومولیت‌های ائوسن قرار دارند (Racey, 2001) دارای اهمیت هستند. این پژوهش نیز به منظور بررسی محیط رسوبی دیرینه و درک ارتباط ویژگی‌ها، شرایط رسوب‌گذاری و محیط رسوبی و محتویات زیستی به‌ویژه نومولیت‌ها انجام شده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

موقعیت برش زیرزمینی سوورو از جاده بندرعباس به بستانو و شمال غرب بندرعباس قابل دسترسی است. این برش دارای مختصات جغرافیایی 56° طول شرقی و $27^{\circ} 13'$ عرض شمالی می‌باشد و در تقادیس سوورو در منتهی‌الیه غربی بندرعباس و در ۱۲ کیلومتری شمال غرب بندرعباس در جنوب ایران واقع است (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۸؛ نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه، اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندرعباس، (فخاری، ۱۳۷۴)

با ضخامت ۳۴۴/۴۲ متر به صورت تدریجی بر روی سازند پابده نهشته می‌شود. این رسوبات به طور پیوسته با سازند آسماری پوشیده می‌شوند.

روش مطالعه

در این مطالعه، ۲۹۵ مقطع نازک مربوط به ۳۴۴/۴۲ متر از توالی‌های ائوسن بالایی برش زیرزمینی سوورو در شمال غرب بندرعباس جهت تفکیک ریز رخساره‌ها و ویژگی‌های محیطی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. ریز رخساره‌ها بر اساس کمیت و نوع دانه‌های تشکیل دهنده، سیمان و ماتریکس، تفکیک و سنگ‌های آهکی به روش دانهام (Dunham, 1962) نام‌گذاری شدند. برای نام‌گذاری ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی از فلوگل (Flügel, 2010) استفاده شد. جهت نشان دادن نحوه پراکندگی ریز رخساره‌ها از نمودار مستطیلی و نحوه توزیع آلوکم‌ها و فرامینیفرها به صورت جداگانه در نمودار دایره‌ای نشان داده شد (شکل ۲). شکل پوسته نومولیتیدها در این پژوهش برحسب نسبت قطر بر ضخامت بر مبنای ریزی (Racey, 1995) تعریف شد. همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، حداکثر قطر پوسته برحسب میلی‌متر در امتداد محور x و حداکثر ضخامت پوسته در امتداد محور y رسم شده است. در این نمودار مناطق خاصی به طور دلخواه انتخاب شده‌اند تا اشکال تقریبی پوسته را نشان دهند.

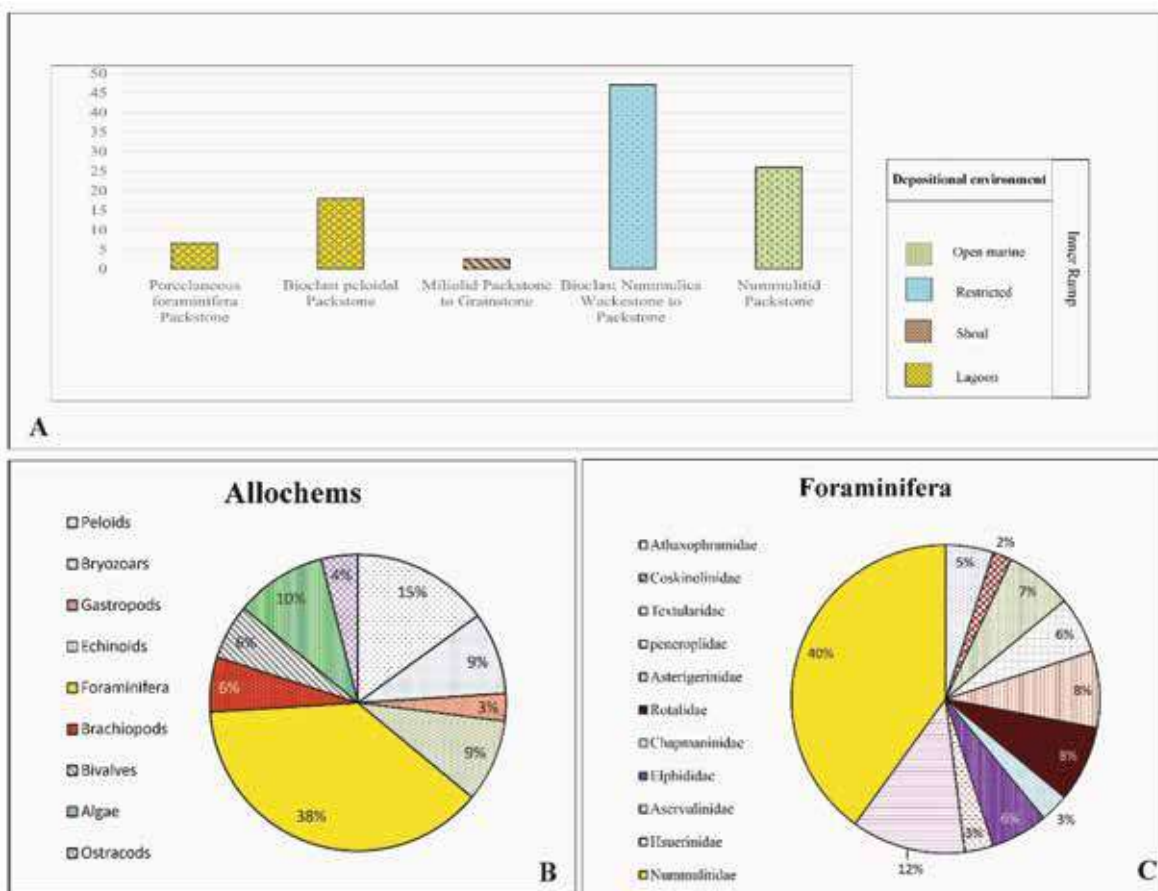
بحث

در پژوهش حاضر ۲۹۵ مقطع نازک به منظور بررسی محیط دیرینه نهشته‌های کربناته سازند جهرم در گستره تاقدیس سوورو با توجه به ریز رخساره‌ها و نحوه توزیع نومولیتیدهای موجود مطالعه شد. همان‌طور که در شکل ۲ نشان داده شده در میان آلوکم‌ها گاستروپودها با سه درصد کمترین فراوانی را دارند. این موجودات در محیط‌های دریایی تا خشکی حضور دارند (Flügel, 2010) و در مقاطع نازک مورد مطالعه تنها در کم‌عمق‌ترین بخش از محیط لاگون در ریز رخساره پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز دیده می‌شوند. از طرفی دیگر بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان داد، فرامینیفرها با فراوانی ۴۰ درصد فراوان‌ترین آلوکم و

نومولیتیدها با ۳۸ درصد فراوانی، فرامینیفرای غالب در این محیط هستند. نومولیتیدهای موجود در این برش زیرزمینی در زمان پریابونین فراوانی و تنوع بالایی دارند (شکل ۳) به طوری که در تمامی محیط‌های مربوط به دریای باز، دریای باز محدود شده، همچنین به ندرت در لاگون غیر محصور در انرژی کم تا متوسط دیده می‌شوند ولی *Heterostegina* که در مقاطع میکروسکوپی مورد مطالعه تنها به فرم کشیده وجود دارند به طور انحصار، فقط در رخساره‌های عمق‌تر با انرژی کم تا متوسط حضور دارند. از طرفی دیگر هم‌زمان با کم عمق‌تر شدن محیط، فراوانی و تنوع نومولیتیدها کاهش می‌یابد و در محیط لاگونی این فرم حضور نداشته یا به ندرت دیده می‌شوند. با مطالعه مقاطع نازک مربوط به این برش زیرزمینی چهار گونه، *Nummulites striatus*، *Nummulites fabianii*، *Nummulites hormoensis* و *Heterostegina* spp از خانواده نومولیتیدها شناسایی شد (شکل ۷). همان‌طور که در شکل ۳ نشان داده شده است چگونگی شکل پوسته *Nummulites* بر مبنای قطر بر ضخامت (D:T) محاسبه و با نمودار رسم شده توسط ریزی (Racey, 1995) تطبیق داده شد. اعداد به دست آمده برای این فرامینیفرها در محیط مورد مطالعه به طور عمده در امتداد خطوط $D:T=1:1$ و $D:T=1.5:1$ و $D:T=2.5:1$ می‌باشند و نشان دهنده فرم کم‌وبیش گلبولی، عدسی متورم و عدسی در *Nummulites* موجود در این محیط است (شکل ۳). نومولیتیدها در زمان ائوسن به طور گسترده در گستره لاگون کم‌عمق تا قسمت‌های عمیق دریایی گسترش داشته‌اند (Ayyat, 2023؛ هادی و همکاران، ۱۳۹۴). این گروه از فرامینیفرها به دلیل رفتار هیدرودینامیکی که دارند برای توصیف شرایط محیطی استفاده می‌شوند (Jorjy, 2004; Beavington-Penney and Racey, 2004; Arni, 1965) با توجه به غالب بودن این فرامینیفرها تفسیر محیط دیرینه نهشته‌های سازند جهرم بر اساس شناسایی ریز رخساره‌ها و با مطالعه ویژگی‌های مورفولوژیکی و بوم‌شناختی نومولیتیدها در تاقدیس سوورو انجام پذیرفت. مطالعه نومولیتیدها در این گستره نشان داد، شکل پوسته این فرامینیفرها با عمق رابطه داشته به صورتی

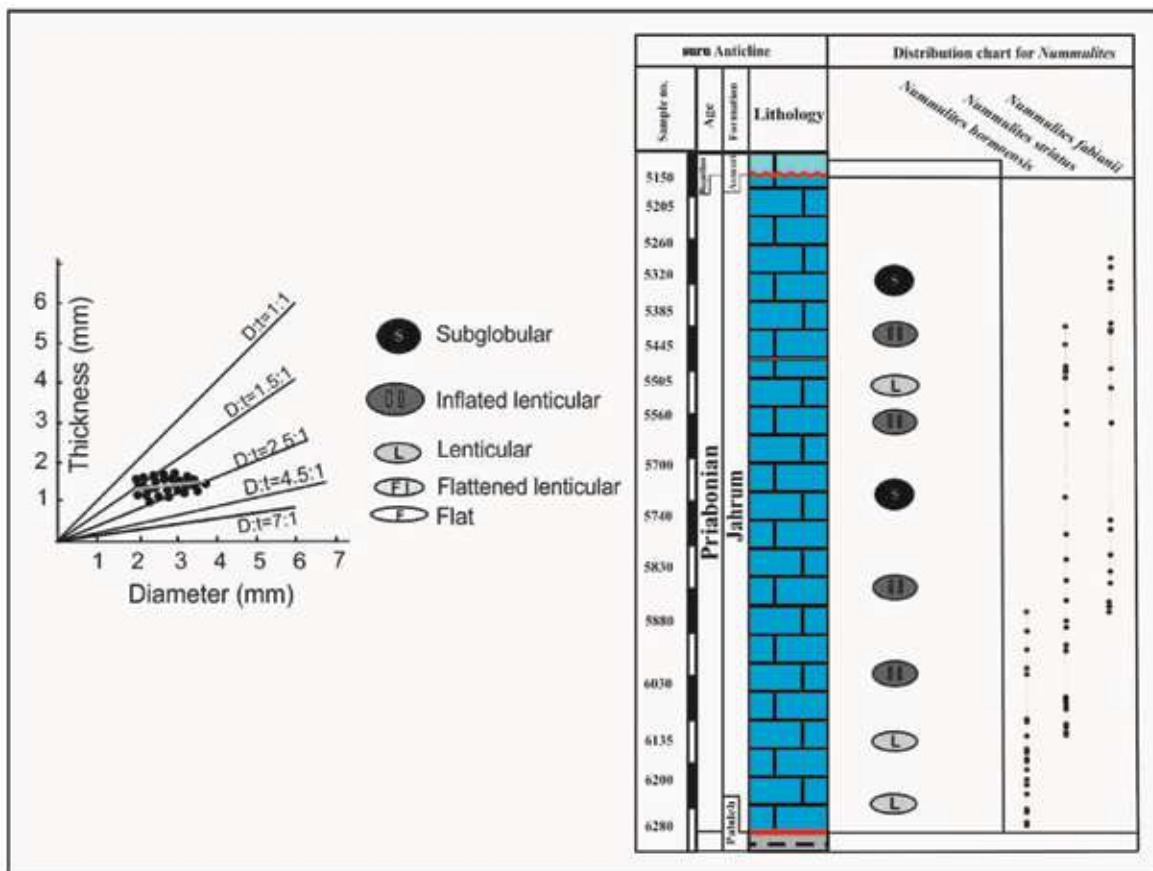
غالب ریز رخساره‌ها، پکستونی است (شکل ۳). همان‌گونه که در شکل ۶ نشان داده شده، طبق این مطالعات پنج ریز رخساره پکستون حاوی فرامینیفر با پوسته پورسلانوز، پکستون حاوی پلویید و بیوکلاست، پکستون-گرینستون حاوی میلیولید، وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست و *Nummulites* و پکستون حاوی نومولیتید شناسایی شد و در چهار محیط لاگون^۱ پشته‌های ماسه‌ای^۲ دریای محصور شده^۳ و دریای باز^۴ نهشته شده است. بر این اساس برای سازند ذکر شده یک رمپ هموکلینال پیشنهاد شد. در ابتدا ویژگی‌های ریز رخساره‌های شناسایی شده ذکر می‌شود و به شرح زیر می‌باشد.

که فرم‌های با پوسته متورم و ضخیم در مناطق کم‌عمق‌تر گاهی همراه با فونای لاگونی دیده شده و با عمیق‌تر شدن محیط پوسته آن‌ها حالت کشیده‌تری پیدا می‌کند در نتیجه در گستره دریای باز در رمپ داخلی بیشترین فراوانی را دارند. در این گستره محیط به‌طور کلی در حال کم‌عمق شدن است و وجود نومولیتیدها با پوسته کشیده در ابتدا و نبود نومولیتیدها و غالب بودن فرامینیفر با پوسته پورسلانوز در اواخر برش نشان‌دهنده این روند است. از طرفی دیگر بررسی مقاطع نازک نشان داد، آلوکم‌های اصلی این محیط شامل فرامینیفر، بریوزوا، اکینوید، دوکفه‌ای، براکیوپود، استراکد، گاستروپود، جلبک و پلوییدها هستند و بافت



شکل ۲. (A) نمای آماری نحوه پراکندگی ریز رخساره‌ها، (B) نمودار دایره‌ای نحوه توزیع آلوکم‌ها، (C) نمودار دایره‌ای نحوه توزیع فرامینیفرهای موجود در برش زیرزمینی سورو

1. Lagoon
2. Sand shoal
3. Restricted marine
4. Open marine



شکل ۳. تنوع در شکل پوسته *Nummulites* در برش زیرزمینی سورو شکل پوسته مطابق با رسی (Racey (1995) رسم شده و محل قرارگیری *Nummulites* به صورت شماتیک نشان داده شده است

گروه L: ریز رخساره‌های پهنه لاگونی

L1: پکستون حاوی فرامینیفر با پوسته پورسلانوز

در محیط‌های فوق شور میلیولیدها فراوانی زیادی دارند (Flügel, 2010; Mossadegh et al. 2009) و افزایش فراوانی میلیولیدها نشان‌دهنده شرایط محیطی کم‌عمق و غنی از مواد غذایی است، زیرا میلیولیدها ترجیح می‌دهند در آب‌های با آشفتگی پایین و بستر نرم زندگی کنند. به‌طور معمول این مورد مشخصه محیط لاگونی است (Geel, 2000). پنیوپلیدها موجودات اپی فیتی هستند و مشخص‌کننده لاگون محدود شده با شوری بالا هستند (Romero et al., 2002) (شکل ۵). این فرامینیفرها در محیط‌های گرمسیری تا معتدل کم‌عمق زندگی می‌کنند (Consorti et al., 2020). با توجه به ویژگی‌های ذکر شده این ریز رخساره با ریز رخساره استاندارد RMF20 فلوگل (Flügel, 2010) مطابقت دارد.

بافت این ریز رخساره پکستون است و فرامینیفرها با پوسته پورسلانوز فراوان‌ترین آلومک در این ریز رخساره می‌باشد. از لحاظ سنگ‌شناسی به‌طور عمده از سنگ آهکی است و آلومک‌هایی مانند گاستروپود، پلویید و فرامینیفرهای پورسلانوز نظیر میلیولید، پنیوپلید و دانه‌های کوارتز تخریبی وجود دارد. این ریز رخساره نومولیتیدها حضور ندارند (شکل ۴-الف).

تفسیر

وجود فرامینیفرها با پوسته پورسلانوز مانند پنیوپلید و میلیولید در این برش و نبود فرامینیفرها با پوسته هیالین و سایر موجودات مربوط به دریای باز و فراوانی کم روزن‌داران با پوسته آگلوتینه آهکی نشان‌دهنده شوری بالای آب در لاگون محصور است (Ayyat, 2022; Flügel, 2010).

L2: پکستون حاوی پلویید و بیوکلاست^۱

عناصر اصلی این ریز رخساره از پلویید، فرامینیفرا با پوسته پورسلانوز، روتالیدها، تکستولاریدها و قطعات اسکلتی و اسکلتی شامل جلبک و استراکد، دوکفه‌ای، براکیوپود و نیز قطعات کوارتز و اکسید آهن که در یک زمینه میکرایتی به صورت کم‌وبیش فشرده و نزدیک به هم قرار دارند، تشکیل شده است (شکل ۴-ب). در این ریز رخساره به‌ندرت *Nummulites* با پوسته به نسبت گلبولی (شکل ۶) دیده می‌شوند.

تفسیر

در این ریز رخساره وجود فرامینیفرهای پورسلانوز شاخص محیط‌های یوفوتیک، شفاف و کم‌عمق (Brandano *et al.*, 2006) مانند میلیولیدها، Orbitolites، و روتالیدها با پوسته هیالین و متورم و ضخیم و همچنین حضور گاستروپودها و ذرات کوارتز که نشان‌دهنده گردش محدود آب در محیط لاگون هستند (Özgen-Erdem and Koç-Tasgin, 2020) را می‌توان به محیط لاگون به‌طرف ساحل تفسیر کرد (شکل ۵). در این ریز رخساره گاهی *Nummulites* با پوسته گلبولی شکل دیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۵). مورفولوژی پوسته آن‌ها مشخصه میزان نور کافی و عمق کم‌وبیش کمتر محیط می‌باشد (Beavington-Penney, 2002) و دیواره ضخیم و خردشدگی اندک آن‌ها نشان‌دهنده انرژی کم تا متوسط محیط است (Hadi *et al.*, 2016). از آنجاکه حضور هم‌زمان فرامینیفرا با پوسته پورسلانوز در کنار فرامینیفرا با پوسته هیالین نشان‌دهنده لاگون غیر محصور می‌باشد (Moallemi *et al.*, 2014) این ریز رخساره با ریز رخساره استاندارد RMF20 فلوگل (Flügel, 2010) مطابقت دارد و در قسمت عمیق‌تر لاگون نسبت به ریز رخساره قبلی قرار دارد.

گروه Sh: ریز رخساره‌های محیط پشته‌های ماسه‌ای

Sh: پکستون-گرینستون حاوی میلیولید^۲

این ریز رخساره با حدود پنج درصد فراوانی، کمترین فراوانی را در برش زیرزمینی مورد مطالعه دارد (شکل ۲). عناصر اصلی این ریز رخساره را میلیولیدها شامل *Pyrgo*

Spiroloculina, *Triloculina*, *Quinqueloculina* به همراه میکرایت و سیمان اسپاری ریزبلور تشکیل داده است. در این ریز رخساره همچنین قطعات کوارتز به صورت پراکنده دیده می‌شود (شکل ۴-پ).

تفسیر

بافت گرینستون تا پکستون با میلیولید که به صورت غالب حضور دارد، رسوب‌گذاری در محیط پشته ماسه‌ای و انرژی بالای محیط را نشان داده است (Flügel, 2010). جورشدگی و گردشدگی بالا شاید مربوط به افزایش انرژی هیدرودینامیک است (Abyat *et al.*, 2019; Flügel, 2010) و می‌توان نشان‌دهنده تشکیل این ریز رخساره در پشته‌های ماسه‌ای باشد. این رخساره با ریز رخساره استاندارد RMF27 فلوگل (Flügel, 2010) مطابقت دارد.

گروه R و O: ریز رخساره دریای محصور شده و دریای باز R: وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست و *Nummulites*^۳

این ریز رخساره با حدود ۴۵ درصد بیشترین فراوانی را در برش زیرزمینی مورد مطالعه دارد (شکل ۲). اجزای اصلی این ریز رخساره را *Nummulites* تشکیل می‌دهند و دارای پوسته هیالین و عدسی متورم و عدسی شکل می‌باشند. از اجزای دیگر این ریز رخساره که فراوانی قابل توجهی دارند می‌توان به جلبک قرمز، خرده‌های استراکد، اکینویید، بریوزوا، براکیوپود، دوکفه‌ای و دانه‌های ذرات کوارتز تخریبی با اندازه کوچک در حد سیلت، دولومیت، گلوکونیت و پلویید اشاره کرد (شکل ۴-ج و د).

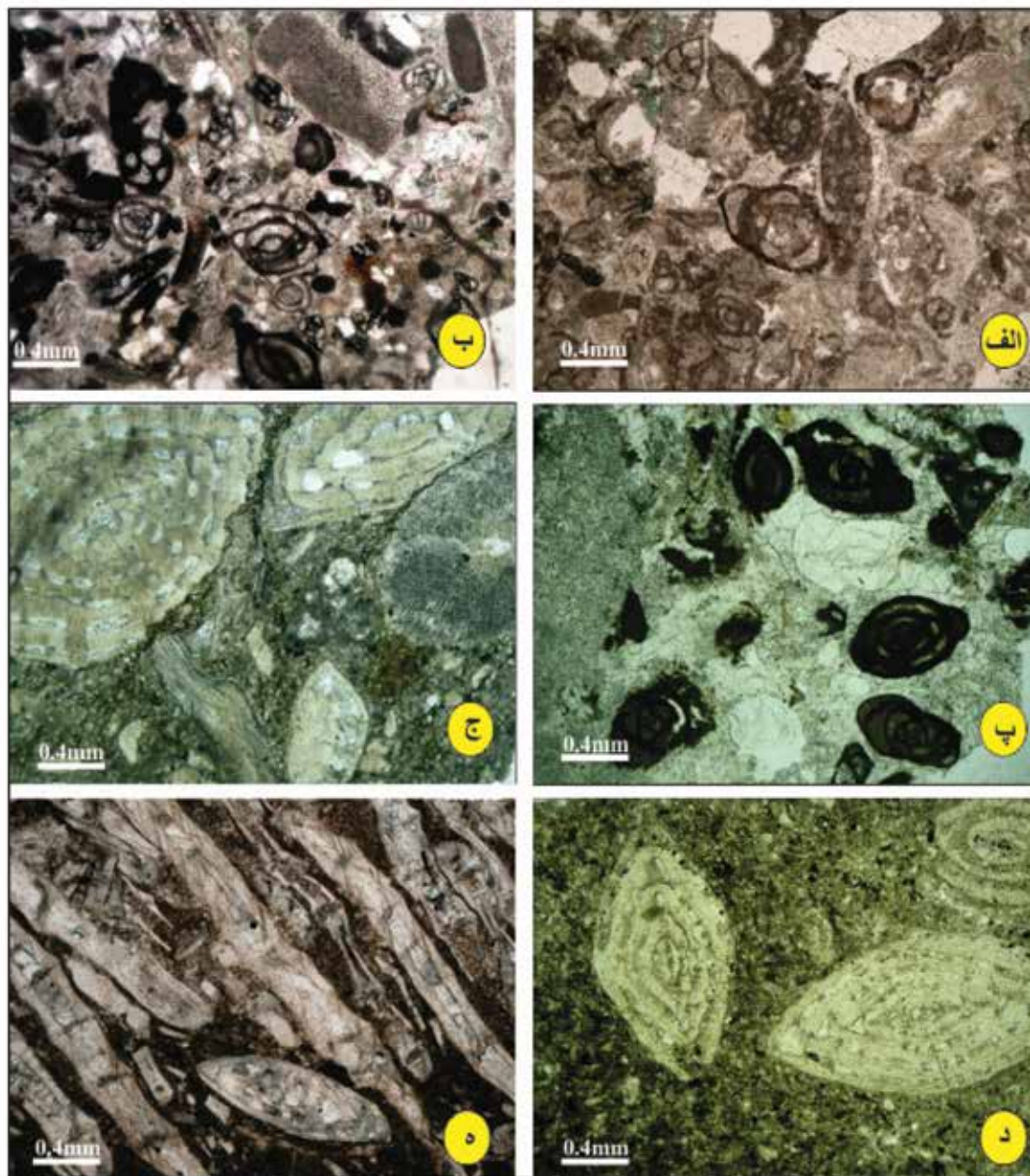
تفسیر

نومولیتیدها دارای دیواره شفاف و هیالین هستند. برای محافظت از خود در مقابل اشعه UV دیواره ضخیم و متورم تولید می‌کنند و یا اینکه در آب‌های به نسبت عمیق زندگی می‌کنند (Boudagher-Fadel, 2008; Beavington-Penney and Racey, 2004). بریوزوئرها و اکینوییدها نیز موجوداتی هستند که به‌طور عمده به شوری حساس می‌باشد و به‌طور معمول شرایط مساعد

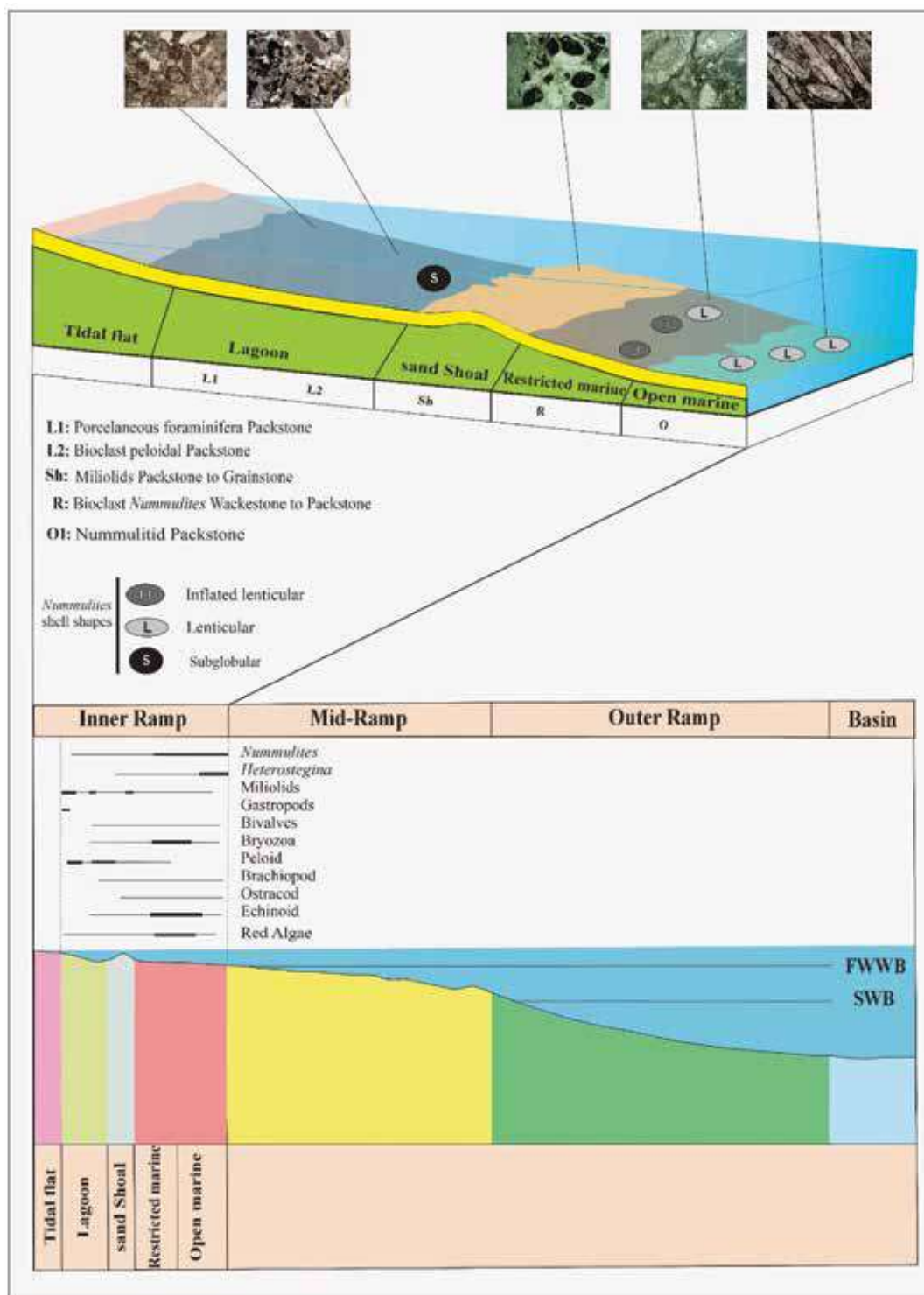
1. Bioclast Peloidal Packstone
2. Miliolids packstone to Grainstone
3. Bioclast Nummulites Wackestone to Packstone

نومولیتیدها در این ریز رخساره حالت عدسی متورم تا عدسی دارند (شکل‌های ۲ و ۵) و حجم اصلی آلوکم‌ها را شامل می‌شود و با توجه به اینکه فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسلانوز حضور ندارند، این رخساره با ریز رخساره استاندارد RMF13 فلوگل (Flügel, 2010) در دریای محصورشده

برای حفظ آن‌ها محیط دریای باز است. (Aurell et al., 2010; Flügel, 2010; Sanders and Hofling, 2000). اجتماع این موجودات به همراه هم نشان‌دهنده استقرار آب‌وهوای گرمسیری تا نیمه گرمسیری در محیط است (Ayyat, 2022; Mohammadi, 2020). از آنجایی‌که



شکل ۴. ریز رخساره‌های موجود در نهشته‌های برش زیرزمینی سورو، الف) پکستون حاوی فرامینیفرا با پوسته پورسلانوز، مقطع شماره ۵۱۶۵، ب) پکستون حاوی پلویید و بیوکلاست، مقطع شماره ۵۱۹۵، پ) پکستون-گرینستون حاوی میلیولید، مقطع شماره ۵۱۵۰، ج) وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست و *Nummulites*، مقطع شماره ۵۴۰۰، د) وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست و *Nummulites*، مقطع شماره ۶۰۹۰، ه) پکستون حاوی نومولیتید، مقطع شماره ۶۲۵۵



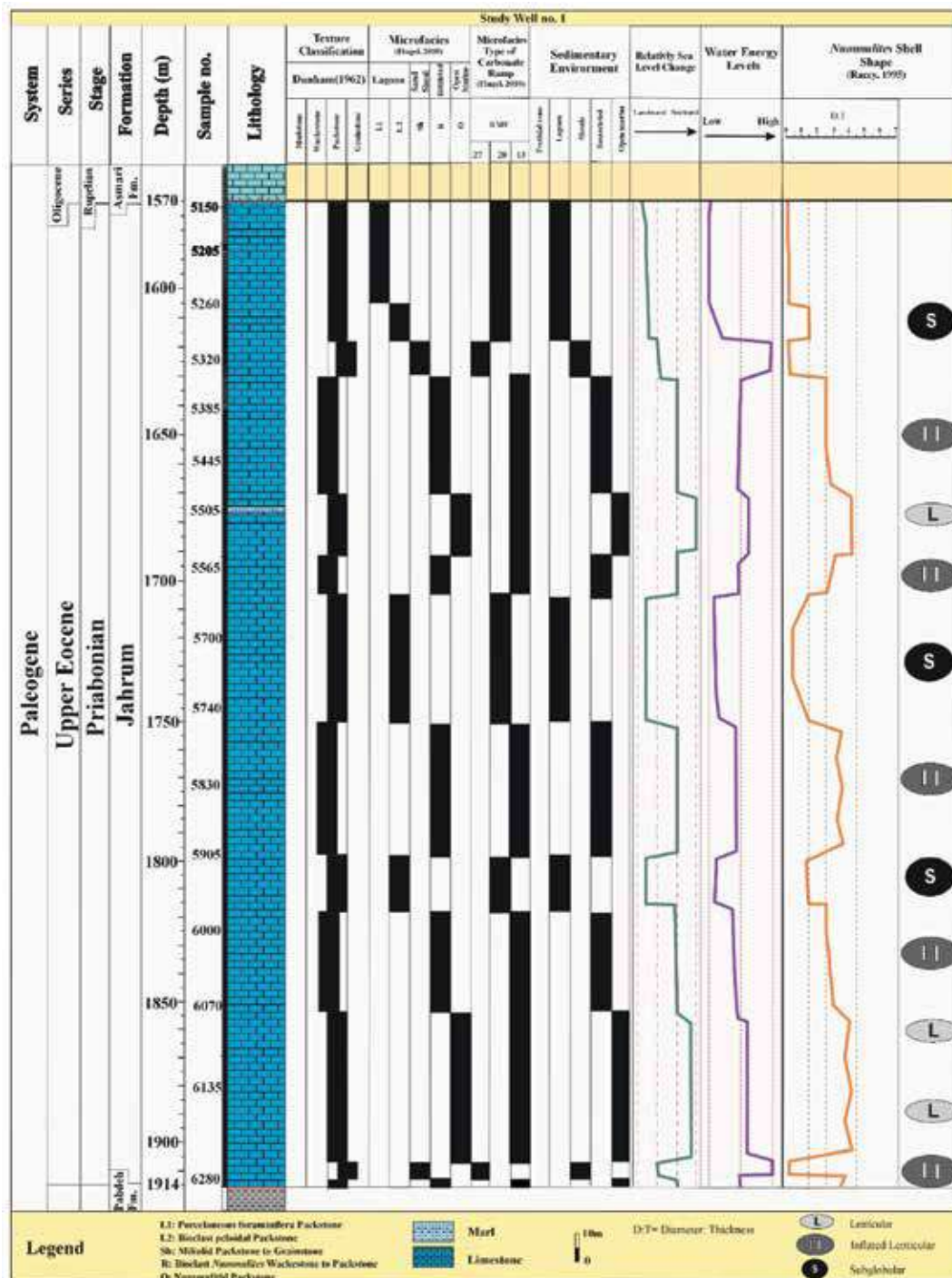
شکل ۵. جایگاه ریز رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای در سازند جهرم

مطابقت دارد. همچنین وجود آلوکم‌های بزرگ و فراوان در یک زمینه میکرایتی نشان‌دهنده انرژی پایین (حسین زاده و همکاران، ۱۳۹۴) است. بافت پکستون تا وکستون این ریز رخساره نشان‌دهنده انرژی محیطی می‌باشد که بخشی از گل را از محیط خارج کرده است (Wilson, 1975). این شرایط می‌تواند نشان‌دهنده انرژی کم تا متوسط در محیط دریای محصور شده باشد.

ویژگی‌های محیطی و ریزرخساره‌ای نهشته‌های کربناته غنی از نومولیتید...

O: پکستون حاوی نومولیتید^۱

عناصر اصلی این ریز رخساره را *Heterostegina* و *Nummulites*. با پوسته عدسی (شکل ۶) به همراه گلوکونیت و ذرات پراکنده کوارتز در حد سیلت تشکیل داده‌اند و در یک زمینه میکرایتی فشرده و نزدیک به هم قرار دارند. از دیگر آلوکم‌های موجود می‌توان به خرده‌های اکینوئید و به‌ندرت بریوزوئر و جلبک قرمز اشاره کرد (شکل ۴-۵).



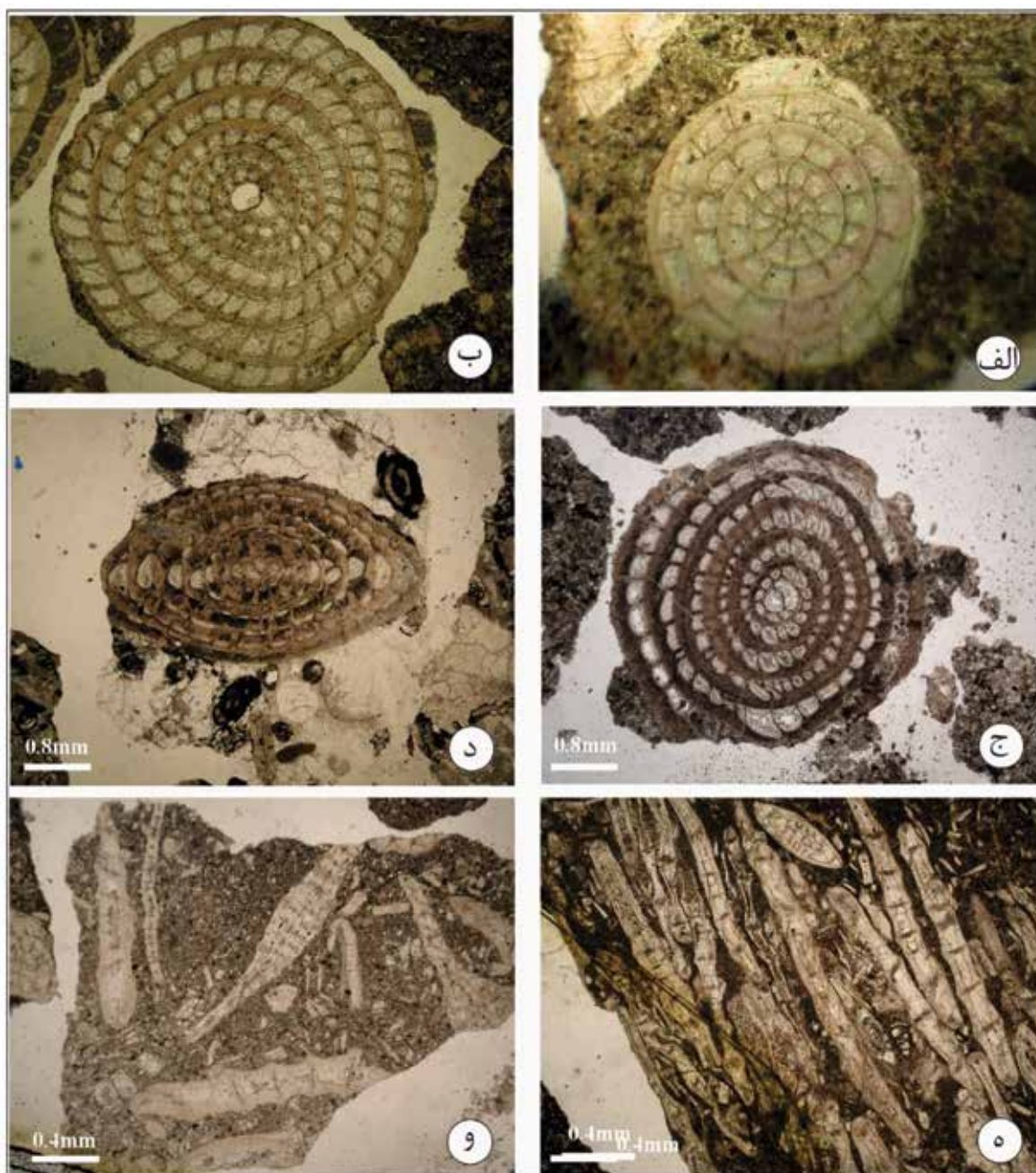
شکل ۶. نمودار نوسانات سطح آب دریا و تغییرات انرژی دریا، شکل پوسته *Nummulites* ها، محیط‌های رسوبی و ریزخساره‌های تعیین شده سازند جهرم در برش زیرزمینی سورو

1. Nummulitid Packstone

تفسیر

که در یک زمینه میکرایتی فشرده و نزدیک به هم قرار دارند و نظر بر اینکه شکل آن‌ها به‌طور مشخص در ارتباط با نوع محیط رسوبی است، فرم‌های درشت و کشیده مربوط به بخش‌های دور از ساحل و آب‌های عمیق‌تر و محیط با انرژی کم و منطبق بر حد پایینی کمر بند، گستره زون نورانی و نشان‌دهنده افزایش در میزان رسوب‌گذاری است (Beavigton-Penny and Racey, 2004). این رخساره

نومولیتیدها محیط با انرژی پایین آب و به دور از نور و با شوری نرمال را برای زندگی انتخاب می‌کنند (Abd-Elhameed *et al.*, ۱۳۹۲؛ قنبرلو و همکاران ۱۳۹۶؛ ۲۰۲۳؛ Martín-Martín *et al.*, ۲۰۲۱؛ Hohenegger *et al.*, ۲۰۰۰). با توجه به حضور نومولیتیدهای کشیده‌تر نسبت به ریز رخساره قبلی (شکل ۵)



شکل ۷. الف) *Nummulites hormoensis*، ب) *Nummulites striatus*، ج و د) *Nummulites fabianii*، ه) *Heterostegina* spp. و و) *Spiroclypeus carpaticus* و *Heterostegina* spp.

زیادی دارند و شرایط محیطی را در مورفولوژی پوسته خود منعکس می‌کنند. آغاز رسوب‌گذاری نهشته‌ها با حضور نومولیتیدهایی با پوسته عدسی همراه است که نشان‌دهنده قسمت‌های عمیق دریای باز است. با کم‌عمق‌تر شدن محیط، پوسته متورم و سترتر شده و میزان کشیدگی کاهش می‌یابد. در پشته‌های سدی، تنها میلیولیدها در بافت پکستون تا گرینستون حضور دارند. در ادامه، در محیط لاگونی، گاهی *Nummulites* با پوسته متورم و ستر، همراه با فرامینیفرهای دارای پوسته پورسلانوز دیده می‌شوند. در انتهای سازند، فرامینیفرهای بدون منفذ و نبود نومولیتیدها، نشان‌دهنده یک محیط لاگونی کم‌عمق است. الگوی تغییرات محیطی نشان‌دهنده یک روند پس‌روی در طول سازند چهارم است. این سازند در پهنه رمپ داخلی^۱ نهشته شده و به دلیل نبود شواهد محیط‌های جزر و مدی، از آب خارج نشده است.

تحلیل انرژی محیطی نیز نشان داد که کمترین انرژی در لاگون محصور (حاوی فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز) و بیشترین انرژی در پشته‌های سدی (حاوی میلیولیدها در بافت پکستون تا گرینستون) دیده می‌شود. همچنین، بررسی مورفولوژی پوسته نومولیتیدها نشان داد که در محیط لاگون، *Nummulites* دارای پوسته متورم بوده و به‌ندرت حضور دارند، درحالی‌که در دریای محدود شده و دریای باز، فراوان بوده و با کاهش انرژی، پوسته آن‌ها مسطح، کشیده‌تر و کم‌ضخامت‌تر می‌شود.

منابع

- افقه، م.، احمدی، و. و غفاری، م.، ۱۳۹۷. محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی توالی‌های کربناته ائوسن در ناحیه جنوب کرمان، (بلوک لوت): با تأکید بر اهمیت تجمعات نومولیتی (یا پشته‌های نومولیتی). نشریه علمی-پژوهشی رخساره‌های رسوبی، ۱۱ (۲)، ۲۷۲-۲۸۷.
- بختیاری، س.، ۱۳۸۸. اطلس راه‌های ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۳۱۴.
- حسین‌زاده، م.، معلمی، ع. و دانشیان، ج.، ۱۳۹۴. چینه نگاری سنگی، ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی

مربوط به دریای باز می‌باشد و با ریز رخساره استاندارد RMF13 فلوگل (Flügel, 2010) مطابقت دارد. در برخی نمونه‌ها در کنار نومولیتیدها خرده‌های اکینوئیدها دیده می‌شوند. حضور عناصری مانند اکینوئیدها با توجه به اینکه اکینوئیدها موجوداتی حساس به شوری هستند (Flügel, 2010) و حضور هم‌زمان آن‌ها نشان‌دهنده محیط دریای نرمال است. به همراه فرامینیفرهای با پوسته هیالین نظیر نومولیتیدها رسوب‌گذاری در محیط دریای باز با انرژی کم تا زیاد را نشان می‌دهد؛ (Ayyat, 2022; Geel, 2000). همان‌طور که در شکل ۶ دیده می‌شود *Heterostegina* کشیده در ابتدای برش زیرزمینی فراوان هستند. این نومولیتیدهای مسطح و پهن (هم‌زیست زاد) در عمیق‌ترین بخش‌های پهنه تا مرز زیرین ناحیه نوری زیست می‌کنند (Romero et al., 2002). حضور هم‌زمان آن‌ها با *Nummulites* عدسی شکل که دارای بیشترین کشیدگی در این برش هستند نشان‌دهنده عمیق‌تر بودن پهنه نسبت به ریز رخساره قبلی است (شکل ۴).

نتیجه‌گیری

سازند چهارم در برش زیرزمینی سورو دارای ضخامت ۳۴۴/۴۲ متر بوده و از سنگ‌آهک تشکیل شده است. در این پژوهش، محیط رسوبی و تغییرات مورفولوژیکی نومولیتیدها در پاسخ به تغییرات پارامترهای محیطی بررسی شد. مطالعه ۲۹۵ مقطع نازک و مقایسه ریزرخساره‌ها با رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel, 2010) منجر به شناسایی پنج ریزرخساره شد:

پکستون حاوی فرامینیفر با پوسته پورسلانوز، پکستون حاوی پلویید و بیوکلاست، پکستون-گرینستون حاوی میلیولید، وکستون-پکستون حاوی *Nummulites* و پکستون حاوی نومولیتید، این ریزرخساره‌ها در محیط‌های لاگون، پشته‌های سدی، دریای محدود شده و دریای باز نهشته شده‌اند. فراوان‌ترین ریزرخساره، وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست و *Nummulites* متعلق به دریای محدود شده است.

نومولیتیدها در این برش زیرزمینی تنوع و فراوانی

1. Inner ramp

Géologiques et Minières, 32: 7-20.

- Aurell, M., Bádenas, B., Ipas, J. and Ramajo, J., 2010. Sedimentary evolution of an Upper Jurassic epeiric carbonate ramp, Iberian Basin, NE Spain. Geological Society, London, Special Publications, 329(1): 89-111.

- Ayyat., A. M. E, 2023. Sedimentological characteristics and genetic pathways of the nummulithoclast facies within the Middle Eocene rocks of Egypt. Arabian Journal of Geosciences, 16(12): 639.

- Ayyat, A.M.E., 2022. Paleoenvironmental reconstruction, paleoecology and sequence stratigraphy of some Nummulites buildups in Egypt. Carbonates Evaporites 37: 60.

- Bagtash, R.F., 2024. Facies analysis, palaeodepositional environment and sequence stratigraphic framework of the Jahrum and Asmari formations, Fars Province, Zagros Basin, SW Iran. Stratigraphy and Sedimentology Researches, 39(4): 37-52.

- Beavington-Penney, S.J., 2002. Characterisation of selected Eocene Nummulites accumulations., Unpublished Ph.D. Dissertation, University of Wales, Cardiff, 374.

- Beavigton-Penny, S. J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant Nummulites and other larger bentic foraminifera, applications in palaeoenvironmental analisis. Earth-Science Reviews, 67: 219-265.

- Brandano, M., Frezza, N., Tomassetti, L. and Caffaro, M., 2009b. Heterozoan carbonate in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the Lower coralline limestone Formation (Upper Oligocene, Malta). Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology, 272: 1-10.

- BouDagher-Fadel, M. K., 2008. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 21: 1-544.

سازند جهرم غرب و شمال غرب بندرعباس در جنوب ایران. پژوهش نفت، ۲۵ (۸۲)، ۱۰۳-۱۱۷.

- خطیبی مهر، م.، آدابی، م. ح.، موسوی تسوج، م. ر.، وزیری مقدم. و صادقی، ع.، ۱۳۹۲. میکروفاسیس، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند جهرم در کوه گچ، در جنوب شرقی شهر لار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷ (۲۶)، ۹۷-۱۱۸.

- دانشیان، ج.، یعقوبی، م. و طهماسبی سروسستانی، ع.، ۱۳۹۷. چینه‌نگاری سکansı نهشته‌های الیگو-میوسن در یال جنوبی تاقدیس احمدی (تنگ عبدی)، جنوب شرق شیراز. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲ (۴۶)، ۱۳۹۷.

- فخاری، م.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش بندرعباس، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، مدیریت اکتشاف.

- قنبرلو، ح.، ربیعی وزیری، ح.، خیری، ه.، احمدی طاهری، م. و شهدادی، ع.، ۱۳۹۶. ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند شهبازان در چاه شماره ۳ میدان نفتی قلعه نار، جنوب غرب لرستان ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند شهبازان در چاه شماره ۳ میدان نفتی قلعه نار، جنوب غرب لرستان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱ (۴۱)، ۶۳-۷۸.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین، ۵۳۶.

- هادی، م.، مصدق، ح. و عباسی، ن.، ۱۳۹۴. تجمعات روزن‌داران کف زی بزرگ و تفسیر محیطی رسوبات ائوسن در کوه‌های سلطانیه (البرز غربی). انجمن دیرینه‌شناسی ایران، ۳ (۲)، ۲۴۴-۲۵۶.

- Abd-Elhameed, S., Mahmoud, A.A. and Salama, Y., 2023. Late Paleocene-Early Eocene larger foraminifera from the Galala Plateaus, North Eastern Desert, Egypt: biostratigraphic, paleoenvironmental and paleoecological implications. Carbonates Evaporites, 38: 84.

- Abyat, Y., Abyat, A. and Abyat, A., 2019. Microfacies and depositional environment of Asmari formation in the Zeloi oil field, Zagros basin, south-west Iran. Carbonates Evaporites, 34: 1583-1593.

- Arni, P., 1965. L évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. Mémoires du Bureau de Recherches

- Consorti, L., Schlagintweit, F. and Rashidi, K., 2020. Three shell types in *Mardinella daviesi* indicate the evolution of a paratrimorphic life cycle among late Paleocene soritid benthic foraminifera. *Acta Palaeontologica Polonica*, 65(3): 641-648.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture in W. E. Ham, ed., *Classification of carbonate rocks*, AAPG. Memoir, 1: 108-121.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 984.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphy sequences in carbonate platform and slope deposit empirical models based on microfacies analysis of Paleocene deposit in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Hadi, M., Mosadegh, H. and Abbassi, N., 2016. Microfacies and biofabric of nummulite accumulations (Bank) from the Eocene deposits of Western Alborz (NW Iran). *Journal of African Earth Sciences*, 124: 216-233.
- Hallock, P., 1979. Trends in test shape with depth in large, symbiont-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 9: 61-69.
- Hallock, P., 1981. Production of carbonate sediments by selected large benthic foraminifera on two Pacific coral reefs. *Journal of Sedimentary Research*, 51: (2) 467-474.
- Hallock, P., Forward, L.B. and Hansen, H.J., 1986. Influence of environment on the test shape of *Amphistegina*. *Journal of Foraminiferal Research*, 16: 224-231.
- Hohenegger, J., Yordanova, E. and Hatta, A., 2000. Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera). *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 3-28.
- Jorry, S.J., 2004. The Eocene Nummulites carbonates (Central Tunisia and NE Libya): sedimentology, depositional environments, and application to oil reservoirs. University of Geneva, 226.
- Khattab, M.A., Radwan A.E., El Anbaawy, M.I., Mansour, M.H. and El Tehiwy, A.A., 2023. Three dimensional structural modelling of structurally complex hydrocarbon reservoir in October Oil Field, Gulf of Suez, Egypt. *Geological Journal*, 58, 11, 4146-64.
- Kenter, J.A.M., Harris, P.M. and Porta, G.D., 2005. Steep microbial bound stone dominated platform margins: examples and implications. *Sedimentary Geology*, 178: 5-30.
- Martín-Martín, M., Guerrero, F., Tosquella, J. and Tramontana M., 2021. Middle Eocene carbonate platforms of the westernmost tethys. *Sedimentary Geology*, 415:105861.
- Moallemi, S.A., Daneshian, J. and Hosseinzadeh, M., 2014. Lithostratigraphy, Microfacies Investigation and Paleoenvironmental Reconstruction of the Jahrum Formation in the West and North of the Bandar Abbas Area, South Iran, *Advances in Environmental Biology*, 8, 4, 963-974.
- Mohammadi, E., 2020. Sedimentary facies and depositional environments of the Oligocene-early Miocene marine Qom formation, Central Iran Back-Arc Basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway), *Carbonates and Evaporites*, 35: 1-29.
- Mossadegh, Z., Haig, D., Allan, T., Adabi, M. and Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272:17-36.
- Ni, X., Shen, A., Chen, Y., Guan, B., Yu, G., Yan, W., Xiong, R. and Li, W., Huang, L., 2016. Comprehensive insight of the Cambrian carbonate platform types as well as margin segmentation characteristics' exploration in Tarim Basin. *Natural Gas Geoscience*, 1:73-84.
- Özgen-Erdem, N. and Koç-Taşgin, C.,

2020. Microfacies and Depositional Environment of the Ilerdian Carbonates in the North-Western Tosya (SE Kastamonu) Region, Northern Turkey. *Journal of the Geological Society of India*, 93: 704-712.
- Pleş, G., Kovacs, S-A., Bindu-Haitonic, R. and Silye, R., 2020. Microfacies analysis and diagenetic features of the Eocene nummulitic accumulations from northwestern Transylvanian Basin (Romania). *Facies*, 66 (3): 1-20.
 - Racey, A., 1995. Lithostratigraphy and larger foraminiferal (Nummulitid) biostratigraphy of the Tertiary of northern Oman. *Micropaleontology*, 41 (Suppl.), 1-123.
 - Racey, A., 2001. A review of Eocene nummulite accumulations: Structure, formation and reservoir potential. *Journal of Petroleum Geology*, 24: 79-100.
 - Rasser, M. W., Scheibner, C. and Mutti, M., 2005. A Paleoenvironmental standard section for early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51: 2017-232.
 - Romero, J., Caus, E. and Rosella, J., 2002. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179 (1): 43-56.
 - Sanders, D. and Höfling, R., 2000. Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 137: 127-146.
 - Santantonio, M., Scrocca, D. and Lipparini L., 2013. The Ombrina-Rospo Plateau (Apulian platform): evolution of a carbonate platform and its margins during the Jurassic and Cretaceous. *Marine and Petroleum Geology*, 42:4-29.
 - Seddighi, M., Briguglio, A., Hohenegger, J. and Papazzoni, C.A., 2015. New results on the hydrodynamic behaviour of fossil Nummulites tests from two nummulite banks from the Bartonian and Priabonian of northern Italy. *Bollettino della Societa paleontologica italiana. Societa paleontologica italiana*, 54(2): 103-115.
 - Scheibner, C., Speijer, R.P. and Marzouk, A.M., 2005. Larger foraminiferal turnover during the Paleocene/Eocene Thermal Maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. *Geology*, 33: 493-496.
 - Sinapour, M. and Seyrafian, A., 2021. Microfacies and sedimentary environment of the Jahrum Formation, south-central Zagros basin. *Carbonates Evaporites*, 36:1-19.
 - Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in Geologic History. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471.
 - Zohdi, A., Mousavi-Harami, R., Moallemi, S. A., Mahboubi, A. and Immenhauser, A., 2013. Evolution, paleoecology and sequence architecture of an Eocene carbonate ramp, south-east Zagros Basin, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 18, 4, 49-80.

تعیین خاستگاه و روند تکامل سیال‌های کانه‌زا براساس بررسی میانبارهای سیال در گستره مجیدآباد (شمال شرق اهر-شمال غرب ایران)

حانیه بابائی^۱، سید غفور علوی^{۲*} و وارطان سیمونز^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۱۲

چکیده

گستره مجیدآباد در شمال غرب ایران، استان آذربایجان شرقی و در ۳۲ کیلومتری شمال شرق اهر واقع شده است. این گستره از لحاظ تقسیم‌بندی ساختاری-تکتونیکی ایران، در حوضه البرز-آذربایجان قرار دارد و بخشی از انتهای شمال غربی قوس ماگمایی ارومیه-دختر است. واحدهای تشکیل‌دهنده گستره شامل سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن با ترکیب آندزیتی، تراکی‌آندزیت تا تراکی‌بازالتی و توده‌های نفوذی الیگوسن با ترکیب مونزودیوریتی و گابرویی می‌باشند. در اثر فرآیندهای گرمایی شکل گرفته از توده نفوذی مونزودیوریتی در واحدهای رسوبی-آتشفشانی ائوسن، دگرسانی‌های گسترده‌ای در این گستره رخ داده است. کانه‌زایی به شکل پراکنده و رگه-رگچه‌ای می‌باشد که در دو مرحله جداگانه درون‌زاد و برون‌زاد رخ داده است. کانه‌های درون‌زاد شامل پیریت و کالکوپیریت هستند که با کانه‌های برون‌زاد کالکوسیت، کولیت، دیژنیت، هماتیت، لیمونیت و مالاکیت همراهی می‌شوند. در بررسی میانبارهای سیال پنج نوع میانبار سیال مشاهده می‌شود که شامل تک‌فاز مایع، تک‌فاز بخار، دو فاز غنی از مایع، دو فاز غنی از بخار و چندفازی حاوی فاز جامد در رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار می‌باشند. براساس نتایج ریزدماسنجی، دمای همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال بررسی شده به ترتیب ۱۴۲ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد و چهار تا ۵۳ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد. لیگندهای موثر در حمل و نقل فلزات از نوع کلریدی و سولفیدی بوده و پدیده جوشش، سرد شدن و رقیق‌شدگی با سیال‌های جوی عامل اصلی ته‌نشست عناصر فلزی و رخداد کانی‌سازی در گستره مجیدآباد است. بر این اساس، کانی‌سازی در گستره مجیدآباد در شرایط اپی‌ترمال و شاید وابسته به یک سامانه پورفیری صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: اپی‌ترمال، پورفیری، سیال درگیر، کانی‌زایی، مجیدآباد.

* نویسنده مرتبط: ghafour_alavi@tabrizu.ac.ir

مقدمه

استفاده از میانبارهای سیال به عنوان ابزاری در بررسی خاستگاه کانسارها به‌ویژه در ۵۰ سال اخیر بسیار متداول بوده است. میانبارهای سیال نمونه‌های واقعی از سیال‌هایی هستند که طی تشکیل کانی‌ها و کانه‌های مختلف، همراه با آنها به دام افتاده‌اند و از این رو برای شناسایی فرآیندهای زمین‌شناسی گذشته بسیار مهم هستند. عامل اصلی در تشکیل میانبارهای سیال، بی‌نظمی سطوح بلوری هنگام تشکیل آنهاست، به‌طوری‌که در ناهمواری‌های میکروسکوپی سطوح بلوری، بخشی از سیال کانه‌زا جا گرفته و سپس با رشد سطح بعدی، فضاهای کوچک پوشیده می‌شوند و سیال‌ها در این حفره‌ها حبس شده و سرانجام میانبارهای سیال به وجود می‌آیند. البته، شکل‌های متفاوتی از میانبارهای سیال وجود دارد که در این میان، انواع اولیه که هم‌زمان با تشکیل کانی به دام افتاده‌اند بسیار مهم بوده و بیانگر شرایط تشکیل توده‌های معدنی هستند (Randive et al., 2014). بر این اساس، سیالات درگیر به دام افتاده در رگه‌ها و رگچه‌های گرمایی می‌توانند علاوه بر ماهیت و خواص فیزیکوشیمیایی این سیالات، وضعیت سیالات کانه‌ساز و چگونگی تشکیل کانه را مشخص سازند (Wilkinson, 2001). ریزدماسنجی سیالات درگیر به‌طور بالقوه می‌تواند به عنوان شاخص محیط فیزیکوشیمیایی کانی‌سازی مس عمل کند (Zarasvandi et al., 2014). پژوهش‌های بسیاری پیرامون میانبارهای سیال رگه‌های کوارتز در پهنه‌های کانه‌سازی شده به‌ویژه طلا، به‌منظور آگاهی از خاستگاه و ویژگی‌های کانه‌زایی در سراسر جهان انجام شده است (Kant et al., 2011; Chi and Guha, 2012; Moncada and Bodnar, 2012; Tun et al., 2014; Hajalilou and Aghazadeh, 2016; Shimizu, 2018؛ رادمرد و همکاران، ۱۳۹۶).

گستره مجیدآباد در حوضه ارسباران قرار دارد. کمربند فلزایی ارسباران در شمال غربی ایران واقع بوده و شامل گستره‌هایی از جمله اهر، کلیبر، ورزقان، سیه‌رود و بخش‌هایی از شمال و غرب مشکین‌شهر است. برخی زمین‌شناسان این کمربند را ادامه قفقاز کوچک در نظر می‌گیرند که با روند شمال غرب-جنوب شرق وارد ایران می‌شود

(Innocenti et al., 1982). عده‌ای آن را بخشی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر در نظر می‌گیرند (Hezarkhani, 2006) و عده‌ای دیگر آن را کمربند ماگمایی مجزا در نظر می‌گیرند که از البرز تا شمال شرق ترکیه کشیده شده است (Dercourt et al., 2010; Alavi, 2007; Dilek et al., 2010). این کمربند دارای برون‌زدهای گسترده‌ای از رسوبات فلیشی پالئوسن و سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی ائوسن تا میوسن است. ماگماتیسم سنوزوئیک که از ائوسن آغاز می‌شود بیشتر آتشفشانی بوده و اغلب ماهیت اسیدی و حد واسط دارند. از ائوسن بالایی تا میوسن، فعالیت آذرین بیشتر به شکل توده‌های نفوذی بروز می‌کند که با کانی‌سازی و دگرسانی گسترده‌ای همراه است (Jamali et al., 2010). بخش‌های وسیعی از سنگ‌های ماگمایی به‌ویژه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری آن دگرسان شده‌اند (Ghorbani, 2013). توالی سنگ‌های مطالعه شده در این پهنه شامل دو بازه اصلی الیگوسن پسین و میوسن پیشین است (Jamali and Mehrabi, 2015). در این کمربند کانه‌زایی‌هایی از جمله مس، مولیبدن، طلا، آهن، سرب، روی، آرسنیک، آنتیموان و جیوه به‌صورت ذخایر پورفیری، اسکارنی و رگه‌ای قابل پی‌جویی است (Simmonds et al., 2015; Simmonds and Moazzen, 2015). از مطالعات اخیر روی ذخایر این پهنه می‌توان به ذخایر پورفیری مس-مولیبدن سونگون (Calagari, 2004)، مس-مولیبدن هفت‌چشمه (محمدی و برنا، ۱۳۸۵؛ زرناب اکتشاف، ۱۳۸۶) و برخی از ذخایر اپی‌ترمال مانند زایلیک-صفيخانلو (Ebrahimi et al., 2011)، شرف‌آباد و مسجد داغی (Alirezaei et al., 2008) اشاره کرد. در این پژوهش سعی شده است که با استفاده از ریزدماسنجی میانبارهای سیال دما، شوری، چگالی، خواص فیزیکوشیمیایی سیال و نوع ذخیره احتمالی بررسی شود.

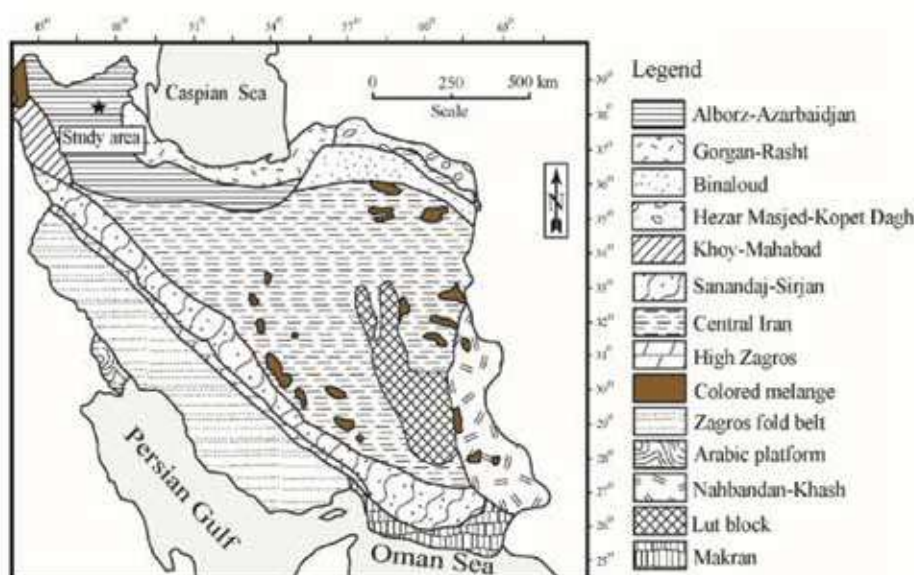
روش مطالعه

بررسی‌ها در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفت. در بخش صحرایی، به‌منظور ارزیابی کلی و بررسی

زمین‌شناسی

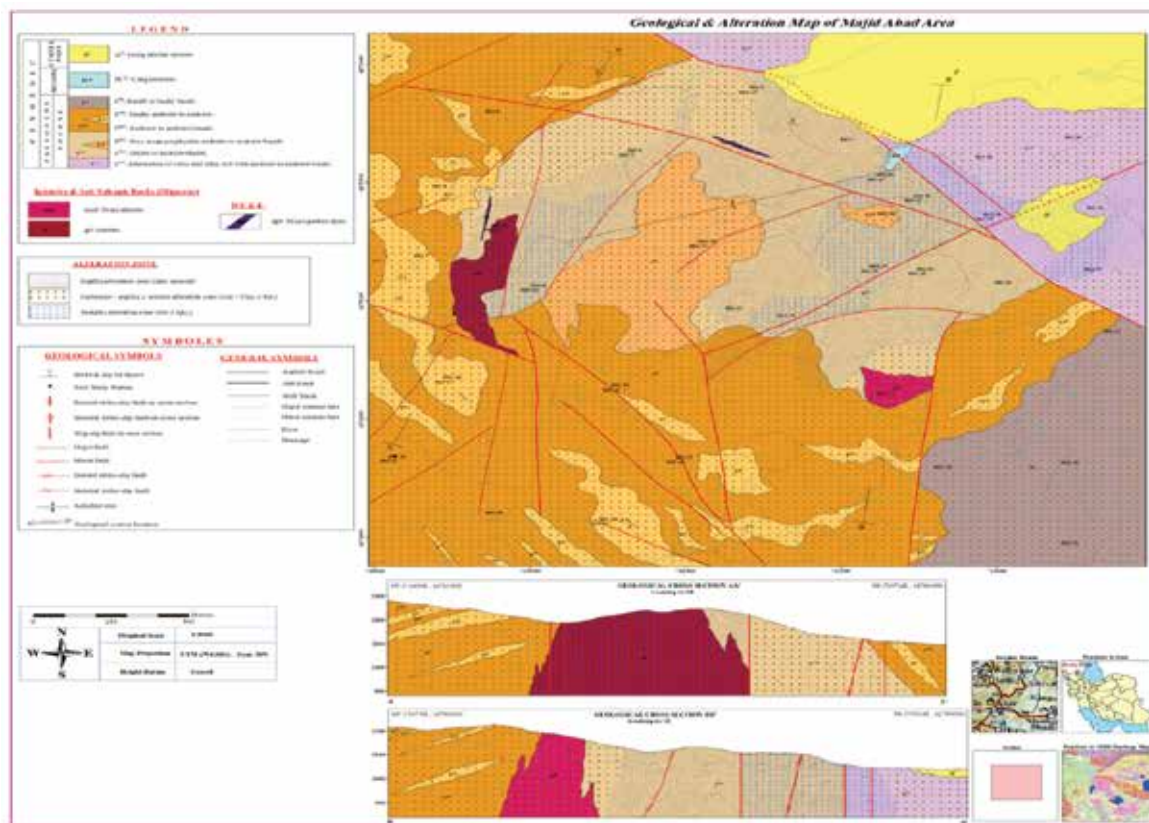
گستره مورد مطالعه به مساحت ۵/۶ کیلومتر مربع، به مختصات جغرافیایی $39^{\circ} 24' 47''$ تا $25^{\circ} 26' 47''$ طول شرقی و $19^{\circ} 35' 38''$ الی $29^{\circ} 36' 38''$ عرض شمالی، در ۳۲ کیلومتری شمال شرق شهرستان اهر در استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع شده است. این گستره بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختمانی ایران (Nabavi, 1976) در پهنه البرز-آذربایجان قرار دارد (شکل ۱). واحدهای سنگی آتشفشانی-آذرآواری تفکیک شده در گستره مجیدآباد به ترتیب سنی از قدیم به جدید عبارتند از: تناوب ویتریک-لیتیک توف با گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی (Evta)، گدازه داسیت تا آندزیت-داسیت (Edan)، گدازه‌های آندزیتی و آندزیت-بازالتی مگاپورفیری تیره‌رنگ (Eab1)، گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت-بازالتی (Eab2)، گدازه‌های آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی (Etan) و گدازه‌های بازالت تا تراکی‌بازالت (Eba) متعلق به ائوسن. واحدهای سنگ‌های آذرین نفوذی و ساب‌ولکانیک نیز عبارتند از: گابرو (gb)، مونزودیوریت (mzd) و دایک‌های میکروگابرویی (dgb) به سن الیگوسن (شکل ۲).

واحدهای سنگی گستره و بررسی روابط واحدها و نمونه‌برداری از آنها از گستره بازدید به عمل آمد. ۱۵ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده از سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی برای بررسی سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی و ۲۰ مقطع صیقلی از نمونه‌های برداشت شده از گمانه‌های اکتشافی که در آنها کانه‌زایی سولفیدی وجود داشت، به منظور بررسی کانه‌زایی و تعیین توالی پاراژنتیکی تهیه شد و در دانشگاه تبریز مورد بررسی قرار گرفت. برای مطالعه میانبارهای سیال، تعداد شش مقطع دوبر صیقلی از رگچه‌های کوارتزی حاوی کانی‌سازی از سه گمانه با عمق‌های مختلف (گمانه اول عمق ۶۳ و ۱۹۱ متری، گمانه دوم عمق ۲۰۱ و ۲۲۹ متری و گمانه سوم عمق ۲۵۹ و ۳۰۸ متری) تهیه شد. در مجموع ۶۶ میانبار سیال از نمونه‌های برداشت شده از گمانه‌ها مورد ریزدماسنجی قرار گرفت. این عملیات توسط استیج لینکام مدل THMS600 نصب شده بر روی میکروسکوپ الیمپوس مدل BX51، با بازه حرارتی $+60^{\circ}$ تا -190° درجه سانتی‌گراد در دانشگاه پیام نور تبریز صورت گرفت. برای تنظیم استیج در حالت گرمایش از پودر نیترا سدیم با دمای ذوب 307° درجه سانتی‌گراد و در حالت سرمایش از ازلت مایع با نقطه انجماد -95° درجه سانتی‌گراد استفاده شد. خطای دستگاه در حالت گرمایش $\pm 1^{\circ}$ درجه سانتی‌گراد و در حالت سرمایش $\pm 2^{\circ}$ درجه سانتی‌گراد بوده است.



شکل ۱. موقعیت گستره مورد بررسی در نقشه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختمانی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)

تعیین خاستگاه و روند تکامل سیال‌های کانه‌زا براساس بررسی میانبارهای سیال در گستره مجیدآباد ...



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ مجیدآباد برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر (مهدوی و امینی‌فضل، ۱۳۶۸) و کلیبر (مهرپرتو و ناظر، ۱۳۷۸)

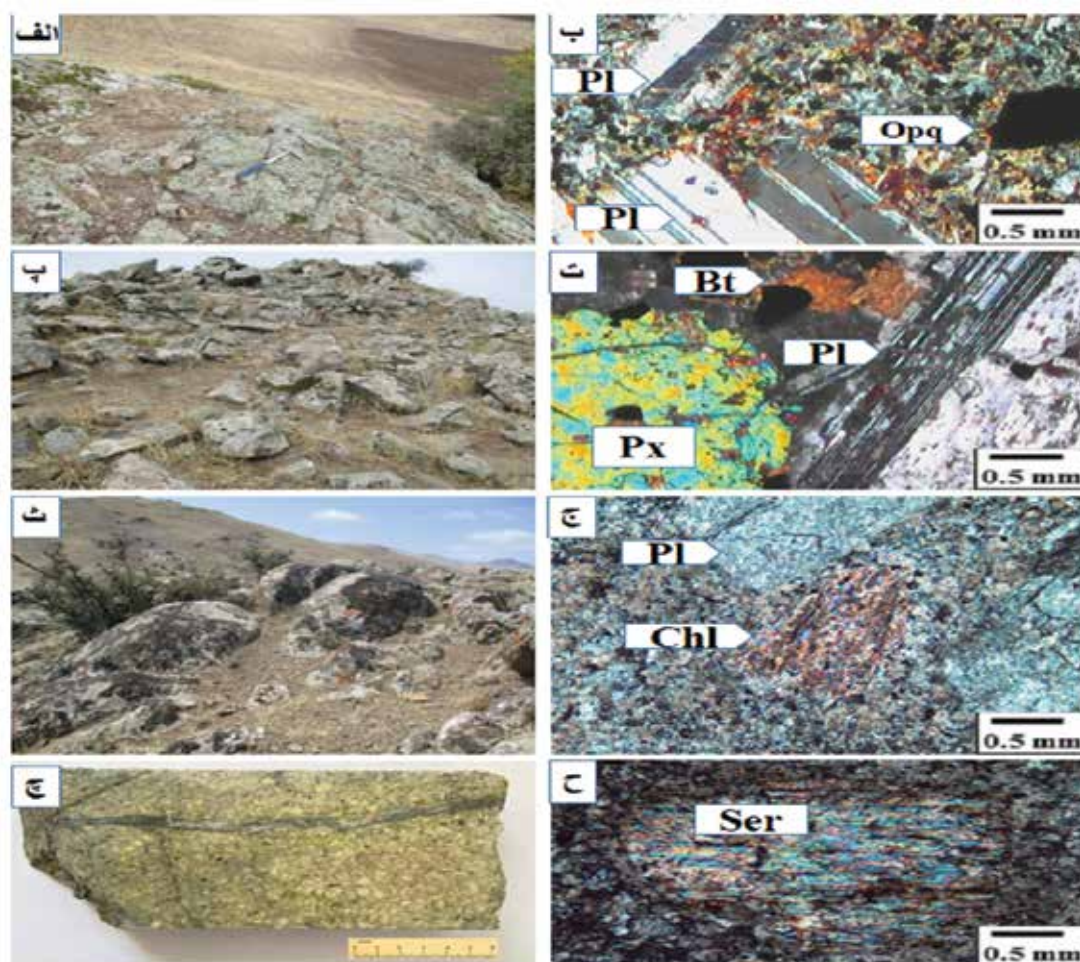
سنگ‌نگاری

رنگ این مجموعه در بازدهی‌های صحرایی و نمونه دستی، خاکستری متوسط تا خاکستری روشن است. مهم‌ترین سنگ‌های میزبان گستره مطالعاتی، سنگ‌های آندزیتی-بازالتی هستند که براساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۳-ب). توده نفوذی گابرویی در غرب گستره واقع شده و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد (شکل ۳-ث). توده نفوذی مونزودیوریتی در شرق گستره واقع شده و دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار آکالن همراه با کانی‌های ثانویه کلریت (شکل ۳-ج) و سرپیسیت (شکل ۳-ح) می‌باشد.

کانه‌زایی

شواهد صحرایی و بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که نفوذ توده‌های مونزودیوریتی و گابرویی الیگوسن در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن همراه با عملکرد گسل‌ها در شکل‌گیری کانی‌سازی موثر بوده است. با توجه به نتایج

در گستره مجیدآباد گسل‌ها و شکستگی‌هایی وجود دارند که واحدهای آتشفشانی آندزیتی-بازالتی ائوسن (شکل ۳-الف) و توده‌های نفوذی را قطع کرده‌اند و محل مناسبی برای تزریق محلول‌های گرمابی به وجود آورده‌اند. عبور سیال‌های گرمابی در راستای شکستگی‌ها و گسل‌ها، افزون بر گسترش دگرسانی، موجب نهشته شدن کانه‌های فلزی در این گستره شده است. از برجسته‌ترین سیماهای زمین‌شناسی اقتصادی گستره مجیدآباد می‌توان به نفوذ توده‌های آذرین درونی گابرویی (شکل ۳-پ) و مونزودیوریتی (شکل ۳-ث) به درون تشکیلات آندزیتی-بازالتی و گسترش یک سامانه دگرسانی گسترده اشاره کرد. سامانه دگرسانی یاد شده از پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی تشکیل شده است. از نظر ریخت‌شناسی، توده‌های نفوذی، ارتفاعات متوسط تا خشن گستره را تشکیل می‌دهند.



شکل ۳. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از واحدهای سنگی گستره مورد مطالعه، (الف) نمایی از رخنمون واحد آندزیتی-بازالتی، (ب) پلاژیوکلازهای درشت‌بلور به همراه کانی‌های ایک در زمینه دانه‌ریز متشکل از پلاژیوکلاز در واحدهای آندزیتی-بازالتی، (پ) نمایی از رخنمون واحد گابرویی، (ت) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن در واحد گابرویی، (ث) نمایی از رخنمون واحد مونزودیوریتی، (ج) بلورهای دگرسان پلاژیوکلاز و تشکیل کانی ثانویه کلریت در متن توده مونزودیوریتی، (چ) نمونه دستی از گمانه‌های حفاری مربوط به واحد مونزودیوریتی (عمق ۲۲۹ متری)، و تشکیل کانی ثانویه سریسیت در توده مونزودیوریتی. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010) می‌باشند

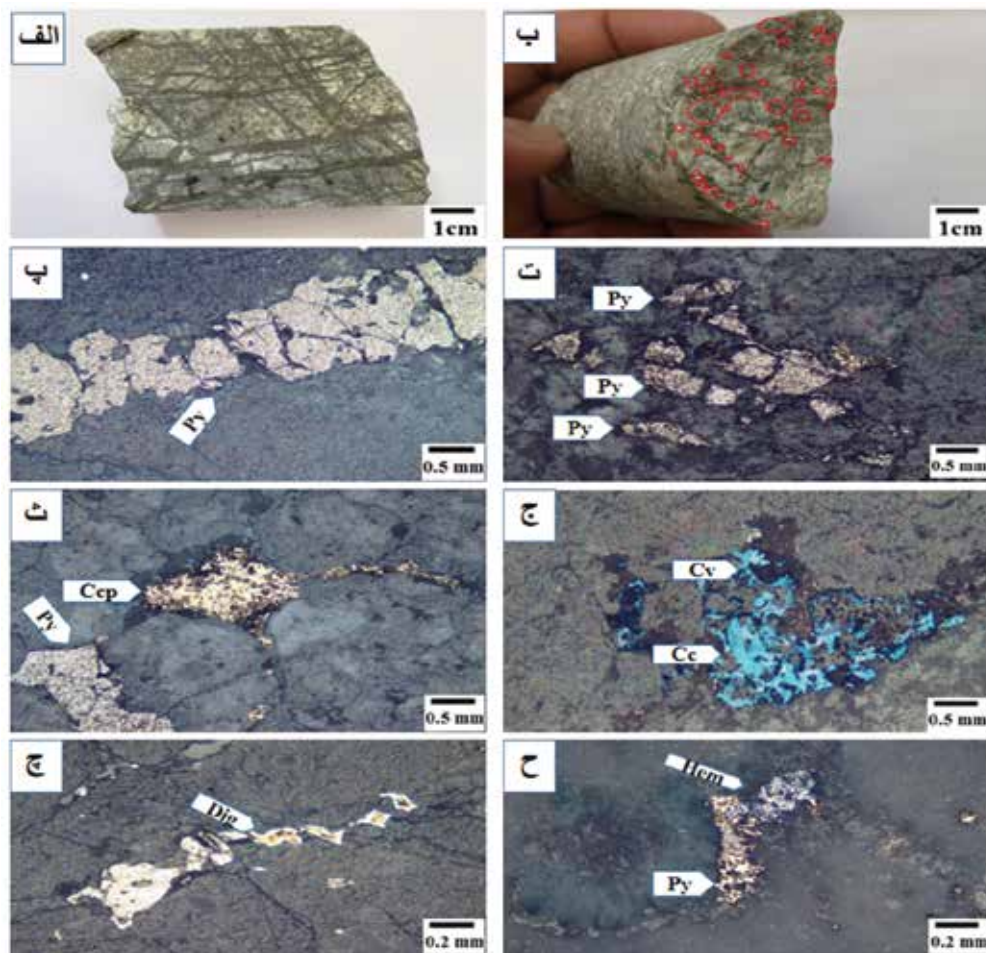
رگچه‌های کوارتزی در این گستره توسط واحد مونزودیوریتی میزبانی می‌گردند. کانه‌زایی در گستره در دو مرحله درون‌زاد و برون‌زاد رخ داده است. در مرحله درون‌زاد، فعالیت محلول‌های گرمابی سبب تشکیل رگه-رگچه‌های کوارتزی، گسترش پهنه‌های دگرسانی و کانی‌سازی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) شده است (شکل ۵-پ‌وت‌و). در مرحله برون‌زاد، واکنش سیال‌های جوی فرورواکانی‌های سولفیدی اولیه سبب تشکیل کانی‌های ثانویه مانند سولفیدهای ثانویه مس (کالکوسیت، کوولیت و دیجنیت) (شکل ۵-ج، چ)، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) (شکل ۵-ح) و کربنات مس (مالاکیت) شده است.

سنگ‌نگاری انجام شده بر مقاطع صیقلی تهیه شده از نمونه‌هایی از کانسنگ، توالی تشکیل کانه‌ها در رگه‌های سیلیسی دربردارنده کانه‌های سولفیدی در گستره مجیدآباد را می‌توان به صورت شکل ۴ در نظر گرفت. کانه‌زایی در گستره مجیدآباد به صورت رگه-رگچه‌ای (شکل ۵-الف) و پراکنده (شکل ۵-ب) به همراه رگه‌های سیلیسی در واحد نفوذی میزبان صورت گرفته است. کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای در گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها رخ داده است و در آن کانی‌های سولفیدی و سیلیس در اثر نهشت مستقیم از سیال‌های گرمابی کانه‌زا تشکیل شده‌اند و کانه‌های سولفیدی حدود هشت تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. رگه-

تعیین خاستگاه و روند تکامل سیال‌های کانه‌زا براساس بررسی میانبارهای سیال در گستره مجیدآباد...

Mineral	Hypogene mineralization stage	Supergene mineralization stage
Quartz	████████████████████	
Pyrite	████████████████████	
Chalcopyrite	████████████████████	
Calcite	████████████████████	
Chalcocite		████████████████████
Covellite		████████████████████
Digenite		████████████████████
Hematite		████████████████████
Limonite		████████████████████
Goethite		████████████████████
Jarosite		████████████████████
Malachite		████████████████████

شکل ۴. توالی پاراژنتیکی تشکیل کانی‌ها در گستره مجیدآباد



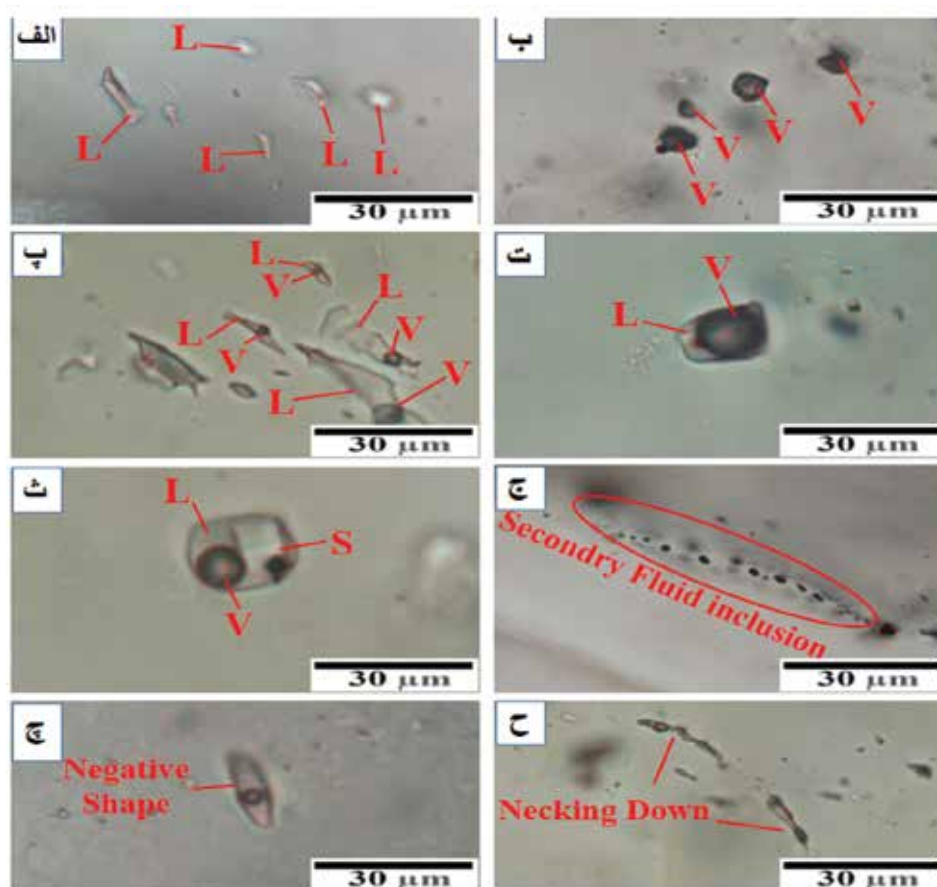
شکل ۵. تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کانی‌سازی در گستره مجیدآباد، (الف) نمونه دستی از کانی‌زایی سولفیدی پیریت و کالکوپیریت در ارتباط با رگچه‌های استوکورکی کوارتز (عمق ۲۵۹ متری)، (ب) نمونه دستی از کانی‌زایی سولفیدی پیریت و کالکوپیریت به صورت افشان و پراکنده در توده مونزودیوریتی (عمق ۶۳ متری)، (پ) تشکیل پیریت به صورت رگه‌ای در امتداد رگه‌های استوکورکی کوارتز، (ت) تشکیل پیریت به صورت منفرد و پراکنده، (ث) بلورهای بی‌شکل پیریت به همراه کالکوپیریت، (ج) تشکیل کانی‌های ثانویه مس (کالکوسیت و کوولیت حاصل از دگرسانی کالکوپیریت)، (چ) تبدیل کالکوپیریت از حاشیه به کانی ثانویه دیجنیت، (ح) تشکیل کانی هماتیت از دگرسانی پیریت. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans 2010) می‌باشند

میانبارهای سیال

سنگ‌نگاری میانبارهای سیال

شده‌اند، به نسبت کمیاب هستند. اندازه این میانبارها بین پنج تا ۱۰ میکرون متغیر است. این میانبارها به صورت منفرد یافت می‌شوند و از نظر شکل اغلب نامنظم هستند (شکل ۶-الف). میانبارهای سیال تک‌فاز گازی تنها از فاز بخار (V) تشکیل شده‌اند و به رنگ تیره هستند. این میانبارها با فراوانی به نسبت زیاد و به صورت انباشتی، دنباله‌ای و منفرد در نمونه‌ها دیده می‌شوند. اندازه آنها از چهار تا هفت میکرون متغیر است. این میانبارها به شکل‌های کروی، بیضی و نامنظم دیده می‌شوند (شکل ۶-ب). میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (L+V) از یک فاز مایع و یک حباب بخار تشکیل شده‌اند و طی اندازه‌گیری‌های گرمایشی به فاز مایع همگن می‌شوند. حجم فاز بخار در این میانبارها

میانبارهای سیال در گستره کانی‌سازی مجیدآباد بر روی نمونه‌هایی از رگه-رگچه‌های کوارتزی حاوی کانه‌زایی سولفیدی که نمایانگر نهشت مستقیم کانه‌ها از سیال کانه‌زا هستند، بررسی شدند. این نمونه‌ها شیری رنگ و دربردارنده تعداد زیادی میانبار سیال کوچک هستند. براساس فازهای موجود در میانبارهای سیال در دمای اتاق (Roedder, Sheppard and Harris, 1984, 1985)، پنج نوع میانبار سیال شامل تک‌فاز مایع (L)، تک‌فاز غنی از گاز (V)، دو فاز غنی از گاز (V+L)، دو فاز غنی از مایع (L+V) و میانبارهای سه‌فازی (L+V+S) قابل تشخیص هستند. میانبارهای سیال تک‌فاز مایع که تنها از فاز مایع (L) تشکیل



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از انواع میانبارهای سیال موجود در رگه-رگچه‌های کوارتزی گستره مجیدآباد، الف) میانبارهای سیال تک‌فاز گاز (V)، ب) میانبارهای سیال تک‌فاز مایع (L)، پ) میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (L+V)، ت) میانبار سیال دوفازی غنی از گاز (V+L)، ث) میانبار سیال سه‌فازی (L+V+S)، ج) میانبارهای سیال ثانویه، چ) میانبار سیال با شکل منفی بلورین کوارتز، ح) میانبارهای سیالی که دچار دم‌پریدگی شده‌اند

هالیت به صورت مربعی شکل و بی‌رنگ و کانی‌های کدر به رنگ قرمز تا قهوه‌ای (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) و سیاه رنگ (پیریت و کالکوپیریت) می‌باشند. حضور هالیت در میانبارهای سیال بررسی شده بیانگر شوری بالای سیال‌های کانی‌ساز در زمان تشکیل رگه-رگچه‌های کوارتزی است که یون کلر لازم برای تشکیل کمپلکس‌های حمل‌کننده فلزات را فراهم می‌کنند. در برخی از میانبارهای سیال اولیه و ثانویه (شکل ۶-ج) شکل منفی بلور (شکل ۶-چ) و پدیده دم‌بریدگی (شکل ۶-ح) مشاهده می‌شود که نشانگر تاثیر تنش‌های تکتونیکی در گستره پس از کانی‌سازی است.

میکروترمومتری میانبارهای سیال

در مجموع ۶۶ میانبار سیال (ردیف یک تا ۱۷ مربوط به گمانه اول، ردیف ۱۸ تا ۳۶ مربوط به گمانه دوم و ردیف ۳۷ تا ۶۶ مربوط به گمانه سوم) مورد اندازه‌گیری ریزدماسنجی قرار گرفتند که شامل ۳۹ میانبار سیال از نوع دوفازی غنی از مایع (L+V)، ۱۹ میانبار از نوع دوفازی غنی از گاز (V+L) و هشت میانبار از نوع سه‌فازی (L+V+S) می‌باشند (جدول ۱).

۱۰ تا ۳۰ درصد حجم میانبار است. اندازه این میانبارها از پنج تا ۲۵ میکرون متغیر است. این میانبارها دارای شکل‌های نامنظم، کروی، بیضوی و تخت هستند و فراوانی به نسبت زیادی در نمونه‌ها دارند. میانبارهای دوفازی غنی از مایع اغلب به صورت منفرد و کمتر انباشتی دیده می‌شوند (شکل ۶-پ). میانبارهای سیال دوفازی غنی از گاز (V+L) با فراوانی کمتری نسبت به میانبارهای دوفازی غنی از مایع (L+V) در نمونه‌ها قابل تشخیص هستند. حجم فاز بخار در این میانبارها حدود ۸۰ تا ۹۵ درصد حجم میانبار است. اندازه این میانبارها از پنج تا ۱۵ میکرون متغیر است. این میانبارها بیشتر به شکل‌های نامنظم و منفرد دیده می‌شوند (شکل ۶-ت). همراهی میانبارهای سیال تک‌فاز گازی با میانبارهای سیال دوفازی غنی از گاز و غنی از مایع نشان‌دهنده وقوع جوشش سیال در سامانه‌های پورفیری است (White and Hedenquist, 1995; Simmons et al., 2005). میانبارهای سیال سه‌فازی (L+V+S) به نسبت کمیاب بوده و ابعاد آنها کمتر از ۱۵ میکرون می‌باشد. فاز نوزاد آنها اغلب هالیت (شکل ۶-ث) و کانی کدر است.

جدول ۱. نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال در رگه-رگچه‌های کوارتزی گستره مجیدآباد

شوری	دما	نوع میانبار سیال	شوری	دما	نوع میانبار سیال
۸	۲۴۴	L+V	۸	۱۶۵	L+V
۷	۲۶۸	L+V	۲۱	۳۴۷	L+V
۱۱	۲۸۵	L+V	۱۱	۲۰۸	L+V
۱۱	۲۷۵	L+V	۹	۲۲۵	L+V
۶	۲۳۷	L+V	۳۸	۳۵۹	L+V
۸	۲۱۷	L+V	۴۶	۴۰۵	L+V
۱۴	۳۶۲	L+V	۳۵	۳۳۱	L+V
۱۶	۴۱۰	V+L	۱۶	۳۰۶	L+V
۱۳	۵۳۰	V+L	۱۵	۳۹۲	V+L
۱۵	۵۳۶	V+L	۱۳	۴۱۱	V+L
۳۸	۴۰۲	L+V	۱۸	۲۸۴	V+L
۴۷	۴۵۳	L+V	۲۰	۳۱۲	V+L
۵۱	۴۶۹	L+V	۱۶	۲۷۲	V+L
۱۳	۲۸۸	L+V	۱۲	۲۳۸	V+L
۱۲	۳۰۵	L+V	۱۷	۲۹۹	V+L
۱۱	۳۳۳	L+V	۱۵	۳۴۱	V+L
۴۶	۴۱۹	L+V	۴۲	۳۸۳	L+V+S

ادامه جدول ۱.

شوری	دما	نوع میانبار سیال	شوری	دما	نوع میانبار سیال
۱۴	۳۰۳	L+V	۷	۲۱۸	L+V
۱۷	۳۵۵	L+V	۹	۲۷۹	L+V
۲۱	۵۶۷	V+L	۵	۲۳۶	L+V
۱۵	۳۹۵	L+V	۶	۱۵۰	L+V
۱۵	۳۸۹	L+V	۱۷	۳۸۸	V+L
۱۷	۴۱۰	L+V	۲۰	۴۰۲	V+L
۴	۱۴۲	L+V	۱۶	۴۲۰	V+L
۵	۱۹۲	L+V	۱۸	۳۶۶	V+L
۴	۲۰۳	L+V	۱۵	۳۱۹	V+L
۷	۲۹۵	L+V	۲۲	۴۴۶	V+L
۳۴	۳۴۸	L+V+S	۴۵	۴۸۱	L+V+S
۵۳	۴۴۶	L+V+S	۳۸	۴۳۰	L+V+S
۴۹	۴۲۱	L+V+S	۴۳	۴۹۵	L+V+S
۱۳	۳۶۶	L+V	۵	۱۹۱	L+V
۱۹	۴۰۹	V+L	۶	۲۱۳	L+V
۴۶	۵۱۱	L+V+S	۸	۲۵۱	L+V

دما، شوری و چگالی سیالات درگیر

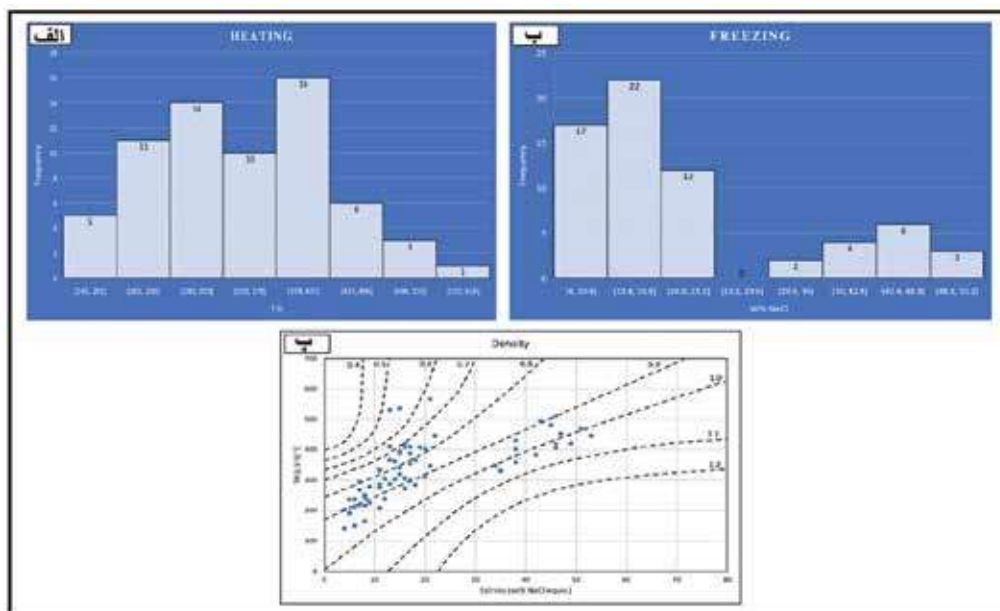
نوع دوفازی غنی از گاز (V+L) با درجه پرشدگی کمتر از ۵۰ درصد و چگالی‌های بالا مربوط به میانبارهای سیال از نوع سه‌فازی از نوع (L+V+S) با شوری بالا می‌باشند.

خاستگاه و روند تکامل سیال

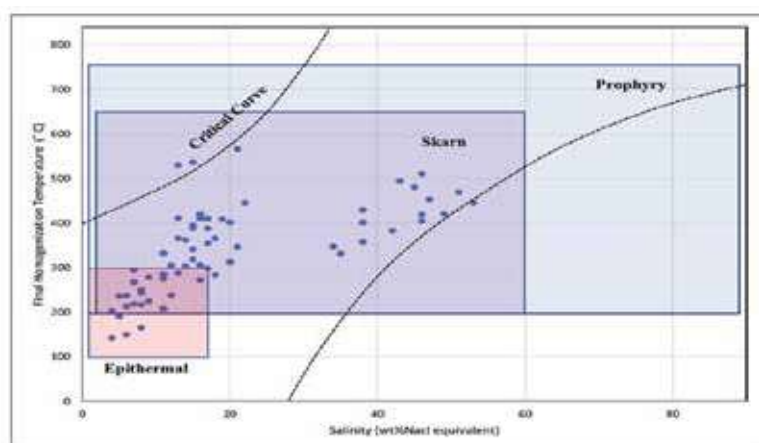
براساس داده‌های میانبارهای سیال، در نمودار دمای همگن شدن-شوری (شکل ۸ و ۹)، الگوی کلی کانی‌سازی در این گستره با سیستم‌های پورفیری مطابقت دارد و تعدادی از نمونه‌ها هم در گستره کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند. لیگندهای موثر در حمل و نقل فلزات از نوع کلریدی و سولفیدی بوده و پدیده جوشش، سرد شدن و رقیق‌شدگی با سیال‌های جوی عامل اصلی تهنشست عناصر فلزی و رخداد کانی‌سازی در گستره مجیدآباد است (شکل ۹). سیال مسئول کانی‌سازی در گستره مجیدآباد سیالی مرکب بوده که از آمیختگی آب‌های ماگمایی با آب‌های دگرگونی و دریایی تشکیل شده است (شکل ۱۰). چنین فرآیندی در بسیاری از کانسارهای گرمایی در ارتباط با سامانه‌های پورفیری دیده می‌شود (لاجوئی کلاکی و همکاران، ۱۴۰۰؛ رحیمی و همکاران، ۱۴۰۱؛ امینی و معانی‌جو، ۱۴۰۲).

داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال نشان می‌دهد که کانی‌سازی در گستره مجیدآباد در گستره دمایی ۱۴۲ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد و با بیشترین فراوانی در دمای ۳۷۸ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است. دو قله حرارتی در بازه ۲۶۰ تا ۳۱۹ و ۳۷۸ تا ۴۳۷ درجه سانتی‌گراد در میانبارهای سیال دیده می‌شود (شکل ۷-الف)، که بازه اول مربوط به فاز کانی‌سازی اپی‌ترمال حرارت بالا و فاز دوم مربوط به فاز کانی‌سازی پورفیری در این گستره است. کانی‌سازی در گستره مجیدآباد با سیال‌هایی با شوری پایین تا به نسبت بالا (چهار تا ۵۳ درصد وزنی معادل نمک طعام) رخ داده است. دو قله شوری در بازه ۱۰/۴ تا ۱۶/۸ و ۴۲/۴ تا ۴۸/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام در میانبارهای سیال مشاهده می‌شوند (شکل ۷-ب). گستره شوری میانبارهای سیال، حضور دو نوع سیال طی کانی‌سازی را نشان می‌دهد: یکی با شوری بالا (بیش از ۲۰ درصد وزنی معادل NaCl) و دیگری با شوری به نسبت پایین (کمتر از ۲۰ درصد وزنی معادل NaCl). براساس نمودار چگالی (شکل ۷-پ)، گستره چگالی میانبارهای سیال بین ۰/۵۵ تا ۱/۰۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب می‌باشد. چگالی‌های پایین مربوط به میانبارهای سیال از

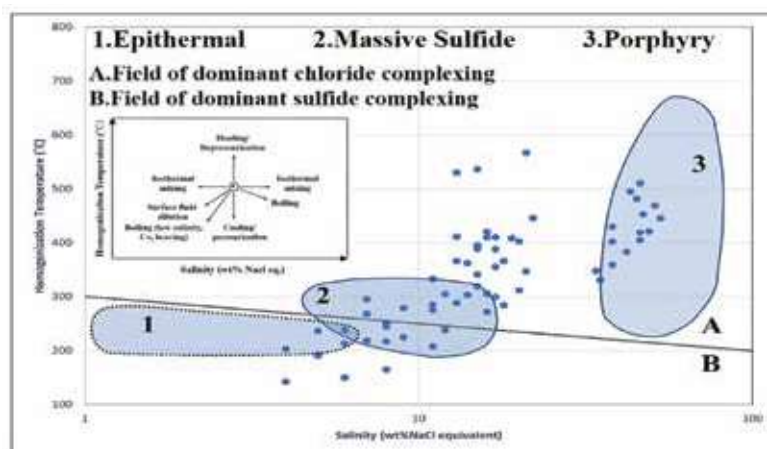
تعیین خاستگاه و روند تکامل سیال‌های کان‌ها را براساس بررسی میان‌بارهای سیال در گستره مجیدآباد...



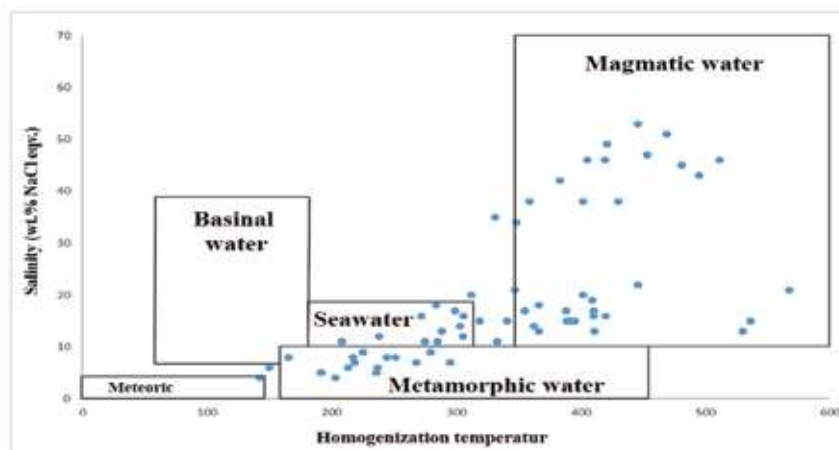
شکل ۷. الف) دمای همگن‌شدن، ب) شوری، پ) چگالی میان‌بارهای سیال در رگه-رگچه‌های کوارتزی گستره مجیدآباد



شکل ۸. نمودار دمای همگن‌شدگی-شوری در کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001)



شکل ۹. نمودار دمای همگن‌شدگی-شوری میان‌بارهای سیال برای تعیین نوع کمپلکس‌های حمل‌کننده فلزات و موقعیت آنها در کانسارهای مختلف (Pirajno, 2009)



شکل ۱۰. نمودار دمای همگن‌شدگی-شوری برای تعیین خاستگاه سیال‌های کانه‌ساز در گستره مجیدآباد (Kesler, 2005)

نتیجه‌گیری

گستره دمایی ۱۴۲ تا ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد و دارای چگالی ۵۵/۰ تا ۱/۰۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب صورت گرفته است. ریزدماسنجی میانبارهای سیال نشان داد که کمپلکس‌های کلریدی و سولفیدی نقش مهمی در حمل فلزات کانسنجی داشته‌اند و فرآیندهای جوشش و رقیق‌شدگی از عوامل موثر در نهشت کانی‌های کانسنجی بوده‌اند. سیال مسئول کانی‌سازی در گستره مجیدآباد سیالی مرکب بوده که از آمیختگی آب‌های ماگمایی با آب‌های دگرگونی و دریایی تشکیل شده است. چنین فرآیندی در بسیاری از کنسارهای گرمابی در ارتباط با سامانه‌های پورفیری دیده می‌شود. این داده‌ها در نمودارهای دمای همگن‌شدگی-شوری، هم‌پوشانی بسیاری با قلمرو کنسارهای اپی‌ترمال تا پورفیری دارند.

منابع

- امینی، ل. و معانی‌جو، م.، ۱۴۰۲. بررسی رخداد جوشش بر مبنای شواهد کانی‌شناسی، بافتی و میان‌بارهای سیال در کنسارهای اپی‌ترمال: مطالعه موردی کنسار چاه مراد، سیستان و بلوچستان، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳، ۲۰-۱.

- رادمرد، ک.، زمانیان، ح.، حسین زاده، م. ر. و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۶. بررسی کانی‌سازی، زمین‌شیمی و میانبارهای سیال در رگه‌های کوارتز در ذخیره طلای مزرعه شادی (شمال شرق تبریز). مجله بلورشناسی و

شواهد صحرایی و بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که نفوذ توده‌های مونزودیوریتی و گابروبی در سنگ‌های آتشفشانی همراه با عملکرد گسل‌ها در شکل‌گیری کانی‌سازی موثر بوده است. کانه‌زایی در گستره مجیدآباد به‌صورت پراکنده و رگه-رگچه‌ای در گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها رخ داده است و در آن کانی‌های سولفیدی و سیلیس در اثر نهشت مستقیم از سیال‌های گرمابی کانه‌زا تشکیل شده‌اند. با بررسی کانه‌ها در مقاطع صیقلی و نازک‌صیقلی، کانه‌زایی به انواع درون‌زاد و برون‌زاد قابل جدا کردن است. کانه‌های درون‌زاد شامل پیریت و کالکوپریت هستند که در اثر غنی‌شدگی‌های ثانویه، کانی‌های برون‌زاد کالکوسیت، کوولیت، همتایت، لیمونیت، گوتیت و مالاکیت تشکیل شده‌اند. اغلب میانبارهای سیال مورد بررسی، دوفازی غنی از مایع (L+V) بوده و میانبارهای سیال دوفازی غنی از گاز (V+L) با فراوانی کمتری نسبت به میانبارهای دوفازی غنی از مایع (L+V) در نمونه‌ها قابل تشخیص هستند. میانبارهای سیال تک‌فاز گازی و مایع به‌صورت منفرد، پراکنده و دنباله‌دار در بلورهای کوارتز مشاهده می‌شوند. در برخی از میانبارهای سیال فاز نوزاد هالیت مشاهده می‌شود که دلیل بر بالا بودن شوری در سیال است. کانی‌سازی در گستره مجیدآباد توسط سیال‌هایی با شوری پایین تا به نسبت بالا (چهار تا ۵۳ درصد وزنی معادل نمک طعام)، در

2, 529-538.

- Dercourt, J.E, Zonenshain, LP, Ricou, LE, Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C. and Pechersky, D.H., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.

- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 52(4-6), 536-578.

- Ebrahimi, S., Alirezaei, S. and Pan, Y., 2011. Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 350(1), 133-147.

- Ghorbani, M., 2013. A summary of geology of Iran, In *The Economic Geology of Iran*, Springer, Dordrecht, 45-64.

- Hajalilou B. and Aghazadeh M., 2016. Fluid Inclusion Studies on Quartz Veinlets at the Ali Javad Porphyry Copper (Gold) Deposit, Arasbaran, Northwestern Iran. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 4 (06), 80-91.

- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3), 326-340.

- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. and Villari, L., 1982. Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, 223-240.

- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B., 2010. Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-

کانی‌شناسی ایران، ۲۵، ۸۴۴-۸۲۳.

- رحیمی، ن.، نیرومند، ش.، لطفی، م. و رحیمی شهید، م.، ۱۴۰۲. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و مطالعه میانبارهای سیال در کانسار مس-مولیبدن پورفیری جانجا، پهنه زمین‌درز سیستان، جنوب خاور ایران. *فصلنامه علمی علوم زمین*، ۳۲، ۳۰-۱۳.

- زرناب اکتشاف (مهندسين مشاور)، ۱۳۸۶. مطالعات زمین‌شناسی و دگرسانی در منطقه هفت‌چشمه. شرکت ملی صنایع مس ایران.

- لاجوئی کلای، م.س.، اکبریور، ا.، تارانتولا، ا.، حسن‌پور، ش.، محمدی، ب. و پشتکوهی، ک.، ۱۴۰۰. سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی، لیتوژئوشیمی و مطالعات میانبارهای سیال در کانسار طلا-مس قشلاق میل، شمال باختر ساوه، ایران. *فصلنامه علمی علوم زمین*، ۳۱، ۲۱۲-۱۹۹.

- محمدی، م. و برنا، ب.، ۱۳۸۵. گزارش زمین‌شناسی و حفاری در منطقه مسجد داغی. شرکت ملی صنایع مس ایران.

- مهدوی، م.ا. و امینی‌فضل، ا.، ۱۳۶۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- مهرپرتو، م.خ. و ناظر، ن.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیر. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۱۰.

- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of science*, 307(9), 1064-1095.

- Alirezaei, S., Ebrahimi, S. and Pan, Y., 2008. Fluid inclusion characteristics of epithermal precious metal deposits in the Arasbaran metallogenic zone, Northwestern Iran [extended abs.], *ACROFI-II, India*, 1-4.

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

- Chi, G. and Guha, J., 2011. Microstructural analysis of a subhorizontal gold-quartz vein deposit at Donalda, Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for hydrodynamic regime and fluid-structural relationship. *Geoscience Frontiers*,

- Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review*, 52(4-6), 608-630.
- Jamali, H. and Mehrabi, B., 2015. Relationships between arc maturity and Cu-MO-Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt. *Ore Geology Review*, 31, 123-138.
 - Kant, W., Warmada, I.W., Idrus, A., Setijadji, L.D. and Watanabe, K., 2012. Fluid inclusion study of the polymetallic epithermal quartz veins at Soripesa prospect area, Sumbawa island Indonesia. *Asian Applied Geology*, 4(2), 77-89.
 - Kesler, S.E., 2005. Ore forming fluids. *Elements*, 1, 13-18.
 - Moncada, D. and Bodnar, R. J., 2012. Gangue mineral textures and fluid inclusion characteristics of the Santa Margarita Vein in the Guanajuato Mining District, Mexico. *Central European Journal of Geosciences*, 4(2), 300-309.
 - Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer Science, New York, 1273.
 - Randive, K.R., Hari, K.R., Dora, M.L., Malpe, D.B. and Bhondwe, A.A., 2014. Study of fluid inclusion: methods, techniques and applications. *Geological Magazine*, 29, 19-28.
 - Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, 12, 644.
 - Sheppard, S. M. and Harris, C., 1985. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension Island lavas and granites: variation with crystal fractionation and interaction with sea water. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 74-81.
 - Shimizu, T., 2018. Fluid Inclusion Studies of Comb Quartz and Stibnite at the Hishikari Au-Ag Epithermal Deposit, Japan. *Resource Geology*, 68(3), 326-335.
 - Simmonds, V., Calagari, A.A. and Kyser, K., 2015. Fluid inclusion and stable isotope studies of the Kighal porphyry Cu-Mo prospect, East-Azarbaidjan, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 473-453.
 - Simmonds, V. and Moazzen, M., 2015. Re-Os dating of molybdenites from Oligocene Cu-Mo-Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): Implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan, and Iran. *International Geology Review*, 57, 290-304.
 - Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology*, 100, 485-522.
 - Tun, M.M., Warmada, I.W., Idrus, A., Harijoko, A., Verdiansyah, O. and Watanabe, K., 2014. Fluid inclusion studies of the epithermal quartz veins from Sualan prospect, west Java, Indonesia. *Journal of SE Asian Applied Geology*, 6, 62-67.
 - White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 23(1), 9-13.
 - Whitney, D.W. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.
 - Zarasvandi, A., Zaheri, N., Pourkaseb, H., Chrachi, A. and Bagheri, H., 2014. Geochemistry and fluid inclusion micro thermometry of the Farsesh barite deposit, Iran. *Geologos*, 20, 201-214.

شبیه‌سازی جریان سیلاب در پایین دست سد کرخه و ارایه راهکارهای کنترل آن با نگاهی بر جایگاه زمین‌شناسی حوضه آبخیز

نورالدین بازگیر^۱، علی‌محمد آخوندعلی^{۲*} و کاظم حمادی^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه هیدرولوژی و منابع آب، دانشکده آب و محیط‌زیست، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲. استاد، گروه هیدرولوژی و منابع آب، دانشکده آب و محیط‌زیست، دانشگاه شهید چمران اهواز

۳. دکترای مدیریت منابع آب، مدیر مطالعات پایه منابع آب سازمان آب و برق خوزستان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۱۶

چکیده

حوضه آبریز کرخه با وسعت بیش از ۵۰ هزار کیلومترمربع در غرب کشور واقع است. با این همه وجود سدهای مخزنی بالادست بخصوص سد مخزنی بزرگ کرخه، دشت‌ها و شهرهای پایین‌دست آن هنوز از مخاطرات سیل در امان نیست. با توجه به جایگاه زمین‌شناسی حوضه آبریز رود کرخه، در بارش‌های شدید بیش از ۷۰ درصد مساحت حوضه آبریز پتانسیل تولید سیلاب دارد. هدف پژوهش جاری شبیه‌سازی جریان سیلاب توسط مدل یک-دو بعدی و استفاده از کانال‌های سیلاب بر و حوضچه‌های ذخیره‌ای برای انحراف و ذخیره بخشی از سیلاب به‌طوری‌که خسارات پایین‌دست را در حد قابل قبول تقلیل دهد. به‌منظور مدل‌سازی هیدرولیک جریان در شرایط سیلابی از مدل MIKE FLOOD استفاده شد. این مدل توانایی شبیه‌سازی جریان‌های پیچیده در رودخانه و سیلاب‌دشت‌ها را به‌صورت هیدرودینامیکی دارد. داده‌های هیدرولوژیکی و هندسی مورد نیاز مدل آماده‌سازی شد؛ همچنین دبی‌های سیلابی ۵۰۰ تا ۲۵۰۰ مترمکعب بر ثانیه با تداوم ۱۱ روزه و حجم معادل ۴۷۵ تا ۲۳۷۶ میلیون مترمکعب طی پنج سناریو به‌عنوان مرز بالادست به مدل برای شبیه‌سازی معرفی شد. نتایج پژوهش نشان داد که از میان گزینه‌های مورد بررسی، حوضچه و سیلاب‌بر "شاکریه" در تمامی سیلاب‌های بزرگ رودخانه کرخه فعال است و از نظر حجم نگهداشت ۵۰ درصد از کل حجم ذخیره پیشنهادی کل سامانه را تامین می‌کند. همچنین این حوضچه در نهایت به تالاب هورالعظیم منتهی می‌شود و علاوه بر کمک به تامین نیاز زیست‌محیطی تالاب، مکان مناسبی برای نگهداشت و ذخیره حجم قابل توجه سیلاب نیز می‌باشد. این گستره به‌عنوان موثرترین (اولویت اول) محل حوضچه تاخیری از نظر حجم ذخیره و مستعد بودن شرایط توپوگرافی تعیین شد.

واژه‌های کلیدی: حوضه آبریز کرخه، سیلاب، زمین‌شناسی، شبیه‌سازی دوبعدی.

مقدمه

جلگه خوزستان به دلیل وجود رودخانه‌های بزرگ از دیر باز تاکنون به شدت تحت تأثیر سیلاب‌های آن‌ها قرار دارد و همواره برای ساکنان آن خسارات و ضررهای مالی بسیاری به همراه داشته است. رودخانه کرخه به عنوان یکی از مهم‌ترین و پرآب‌ترین رودخانه‌های کشور به حساب می‌آید که علیرغم وجود سدهای مخزنی سیمره و کرخه، پایین‌دست آن هنوز از مخاطرات سیل در امان نیست. زمین‌شناسی بر بروز بسیاری از ویژگی‌های هیدرولوژیکی یک گستره از جمله فرسایش‌پذیری، تولید رسوب، نفوذپذیری و سیلاب خیزی موثر است. حسین‌خانی (۱۳۹۲) با بررسی وضعیت زمین‌شناسی و تکتونیک حوضه آبریز سد شهریار در جنوب آذربایجان شرقی، و تلفیق لایه‌های مذکور با سایر لایه‌های اطلاعاتی به بررسی وضعیت فرسایش با مدل EPM پرداخت. نتایج این پژوهش نشان داد که مناطق فرسایش‌پذیر همبستگی بالایی با وضعیت لیتولوژی گستره دارد. حسین زاده و اسماعیلی (۱۳۹۷) با بررسی هم‌زمان ویژگی‌های ساختارهای زمین‌شناسی و شبیه‌سازی سیلاب، به بررسی و مدل‌سازی فرسایش کناره‌ای رودخانه با استفاده از مدل BSTEM در حوضه آبریز لایچ رود در استان مازندران پرداختند. رجبی و همکاران (۱۳۹۸) با بهره‌گیری از امکانات GIS و سنجش از دور و مدل EPM، لایه‌های زمین‌شناسی، خاکشناسی، کاربری اراضی و قابلیت فرسایش‌پذیری، را به واسطه روابط ریاضی تلفیق کرده و قابلیت رسوب‌دهی حوضه آبریز شازند در استان اراک را بررسی کردند. مهم‌ترین عوامل زمین‌شناسی موثر بر سیل‌خیزی شامل خصوصیات سنگ‌شناسی حوضه آبخیز، میزان [درجه] گسل [خوردگی]، درز و شکاف و شکستگی در حوضه، تراکم آبراهه‌ها و نفوذپذیری واحدهای سنگ‌شناسی است (Barr, 2002). به‌طور کلی در صورت ثابت بودن سایر شرایط، در سنگ‌های نفوذپذیر مانند سنگ‌های آهکی، بارندگی بیشتر نفوذ می‌کند، رواناب کمتری تولید شده و مناطق پوشیده از این سنگ‌ها سیل‌خیزی کمتری را دارا هستند. در سنگ‌های نفوذناپذیر مانند مارن‌ها بیشتر بارش به رواناب سطحی تبدیل می‌شود و مناطق پوشیده از این

سنگ‌ها سیل‌خیزی بیشتری را دارا هستند (فیض‌نیا و همکاران، ۱۳۹۴).

روش‌های انجام شده در مدیریت سیلاب و تأثیر هر یک در کاهش خسارات، از یک روش واحد تبعیت نکرده و وابسته به شرایط ویژه و خصوصیات فیزیکی هر حوضه می‌تواند متفاوت باشد. وجود یا احداث حوضچه‌های ذخیره‌ای و تأخیری طبیعی یا مصنوعی می‌تواند به کاهش دبی اوج سیلاب منجر شوند اما در موارد نامناسب، ممکن است وضعیت سیلاب یک حوضه را تشدید کند (احمدی شرف و تجربی، ۱۳۹۳). چمن‌پیرا و همکاران (۱۳۹۴) طی مطالعه‌ای ارزیابی تأثیر حوضچه‌های ذخیره آب بر تغییرات حوضه و کاهش سیلاب و سیل‌خیزی حوضه آبخیز دادآباد را بررسی کردند و نتایج نشان داد عملیات انجام شده اثرگذار می‌باشند. قبادی و همکاران (۱۳۹۷) مدیریت سیلاب شهری با احداث حوضچه‌های ذخیره‌ای برای گستره شهری مشهد را مورد بررسی قرار داده‌اند. حوضچه‌های ذخیره‌ای می‌تواند به منظور کاهش دبی پیک و افزایش زمان رخداد پیک سیلاب مورد استفاده قرار گیرد. با احداث مخزن دبی پیک خروجی حوضه از ۱۸/۵ مترمکعب در ثانیه برای دوره بازگشت ۲۵ سال به ۱۳/۴ مترمکعب در ثانیه تقلیل پیدا کرده و کاهش ۲۸ درصد را نشان داد. پژوهشی توسط شریفی سیستانی و صنعی (۱۳۹۷) در مورد تأثیر استفاده از حوضچه‌های تأخیری بر کاهش دبی پیک سیلاب در حوضه آبریز شهری کال سرافرازان در مشهد صورت گرفت. نتایج تحقیق نشان داد با استفاده از حوضچه تأخیری دبی پیک سیلاب در حوضه آبریز سرافرازان به نسبت گذشته ۳۲ درصد کاهش یافته است. مرور منابع فوق نشان می‌دهد حوضچه‌های ذخیره‌ای و تأخیری در کشور بیش‌تر برای مقاصد کنترل و مدیریت سیلاب شهری استفاده شده است. مبنای مدیریت سیلاب در رودخانه‌ها و سیلاب دشت‌ها توسط معمارزاده (۱۳۹۸) با هدف اصلی، مرور گام‌های اساسی برای مدیریت سیلاب و ریسک ناشی از آن بر مبنای استانداردهای موجود در کشور در این زمینه صورت پذیرفته است. تاکنون مطالعات زیادی در خصوص

فروردین ۱۳۹۸ با سیلاب‌های تاریخی پرداخته است. نتایج پژوهش نشان داد سد کرخه میانگین سری دبی‌های اوج سیلاب را به میزان ۷۹ درصد کاهش داد. سیل فروردین ۱۳۹۸ بدون اثر سدهای سیمره و کرخه با دبی حداکثر روزانه ۶۹۴۰ و دبی لحظه‌ای بالغ بر ۸۳۴۹ مترمکعب بر ثانیه مرتبه اول سیلاب‌ها را جابجا و به خود اختصاص داد. با اضافه شدن این داده به پارامترهای آماری، گشتاورها، تابع توزیع و مقادیر دوره بازگشت سیل تغییر یافت. براساس نظر لبادی (Labadi, 2004)، باوجود این که مدل‌های بهینه‌سازی به‌خوبی رشد و توسعه‌یافته‌اند اما باز هم اکثر برنامه‌ریزی‌های مخزن و مطالعات بهره‌برداری بر اساس مدل‌های شبیه‌سازی صورت می‌گرفت. چالش اصلی در توسعه بهره‌برداری بهینه از مخازن تقابل با پیچیدگی‌های معمول سیستم و از جمله نبود قطعیت در مورد جریان‌های ورودی و قیمت انرژی تولید شده در آینده می‌باشد. علاوه بر پیچیدگی‌های فوق در طراحی و مدیریت منابع آب، پارامترهای اجتماعی و زیست‌محیطی مدام در حال تغییر هستند. در پژوهشی که توسط تقیان (۱۳۹۶) انجام شده است، به بررسی و توسعه یک مدل آبدی برای سیستم منابع آب سه مخزن در حوضه آبریز زهره در جنوب غرب ایران پرداخته شده است. گستره آزادسازی مطمئن می‌تواند از صفر تا ۱۰۰ درصد دبی امن رودخانه را در بر گیرد. در صورتی که خروجی سد از حد مطمئن خارج شود و از خروجی مطلوب تفاوت داشته باشد، هزینه‌ها به‌صورت نمایی افزایش می‌یابند (کارآموز و همکاران، ۱۳۸۵). میزان جریان خروجی سد مخزن کرخه توسط تابع خسارات ایجاد شده شبیه‌سازی و نتایج آن حاکی از این است، در مراحل ابتدایی انحراف از دبی ایمن رودخانه میزان خسارت نسبی به ۴۰ درصد کل خسارت رسید. این امر به دلیل امکانات محدوده درون سیستم در تخلیه سیلاب می‌باشد. ۵۰ درصد خسارات سیلاب مربوط به دبی خروجی متوسط ۹۷۷ متر مکعب در ثانیه می‌باشد. دبی‌های خروجی حدود ۱۳۵۰ و ۱۷۰۰ متر مکعب در ثانیه باعث ایجاد ۶۰ و ۷۰ درصد خسارت شد و بالاخره ۸۵ درصد خسارات نسبی در دبی ۲۱۰۰ متر مکعب در ثانیه اتفاق می‌افتد (حمادی و نوذریان، ۱۴۰۰). دوره بازگشت

سیلاب از منظرهای مختلف در حوضه کرخه انجام شده است و از میان آن‌ها می‌توان به مطالعات محمدپور و همکاران (۱۳۸۷) اشاره کرد. این پژوهشگران تاثیر احداث سد مخزنی کرخه بر میزان خطرپذیری اراضی پایین دست سد را مطالعه و نشان دادند احداث این سد باعث شده تا ریسک خطر سیلاب‌هایی با دوره بازگشت پنج تا ۲۵ ساله به‌صورت قابل ملاحظه‌ای کاهش پیدا کند. ابریشمچی و همکاران (Abrishamchi et. al., 2011)، یک مدل بهینه‌سازی چندمنظوره را برای در نظر گرفتن تعارض‌های بین کنترل سیلاب و تولید انرژی برقابی در سامانه‌های دربرگیرنده مخازن چندمنظوره و سازه‌های کنترل سیلاب ارائه دادند. آن‌ها در مطالعه خود به بررسی سیستم مخزن کرخه پرداختند. نتایج، نشان از یک تناقض بین اهداف مختلف مخزن داشته و درستی این تناقض‌ها با منحنی مصالحه نشان داده شد. رودخانه‌ها مهم‌ترین و اساسی‌ترین منبع تأمین آب برای مصارف مختلف جوامع انسانی و زیستی هستند، بنابراین مطالعه وضعیت تاریخی آن‌ها برای برنامه‌ریزی منابع آب، ساخت سازه‌های هیدرولیکی و تأمین آب همواره لازم و یک ضرورت مهندسی است (Azarang et. al., 2015). "رژیم جریان" معیار مناسبی برای مطالعه و ارزیابی بهتر رفتار رودخانه و درک آن است. تعیین ابعاد سازه‌های آبی نیازمند محاسبه دبی طراحی از مطالعات هیدرولوژی می‌باشد. بنابراین برآورد دبی سیلاب با دوره‌های بازگشت مناسب آن سازه از اهم اهداف طرح‌ها می‌باشد (رجائی، ۱۴۰۲). بختیاری و جهانناب (۱۴۰۱) با به‌کارگیری الگوریتم شبکه عصبی مصنوعی و توابع تحلیلی GIS، به مدل‌سازی مکانی سیلاب در حوضه آبریز رود کن در استان تهران پرداخت. حمیدی مچک‌پشتی و همکاران (Hamidi Machekposhti et. al., 2016 and 2017) سیلاب کرخه را با استفاده از مدل‌های آماری بررسی کردند و نتیجه گرفتند، مدل آماری آریمای تجزیه و تحلیل سیلاب حوضه کرخه بسیار مناسب می‌باشد. بررسی سیلاب‌های تاریخی و کنونی به برنامه‌ریزی و مدیریت سیلاب کمک شایانی می‌کند. حمادی و ذاکری حسینی (۱۳۹۸) به بررسی وضعیت تاریخی پدیده سیلاب به لحاظ دبی اوج، دوره بازگشت، حجم و مقایسه واقعه سیل

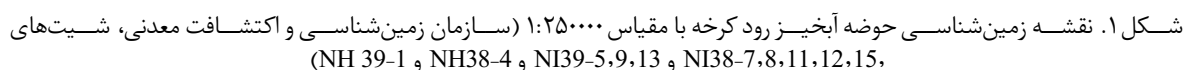
روش مطالعه

جایگاه زمین‌شناسی و پتانسیل سیل‌خیزی در حوضه آبریز رود کرخه

حوضه آبریز درجه دو رودخانه کرخه با کد ۲۲ و مساحت ۵۱۶۴۳ کیلومتر مربع (دستورالعمل و ضوابط تقسیم‌بندی و کدگذاری حوضه‌های آبریز و محدوده‌های مطالعاتی در سطح کشور، ۱۳۹۱)، در حوضه درجه یک خلیج فارس و دریای عمان قرار داشته و شامل بیش از نیمی از استان‌های لرستان و کرمانشاه و بخش‌هایی از استان‌های کردستان، همدان، ایلام و خوزستان است. از نظر زمین‌شناسی این حوضه دربرگیرنده بخشی از زون دگرگونی سنج‌سیرجان و زون زاگرس (مرتفع، چین‌خورده و دشت خوزستان) است. واحدهای زمین‌شناسی گستره، تنوعی از انواع لیتولوژی از پرمین تا عهد حاضر را شامل می‌شوند. حدود سه درصد از گستره حوضه آبریز کرخه شامل انواع واحدهای آذرین نفوذی و آتشفشانی است. شش درصد گستره نیز از واحدهای دگرگونی تشکیل شده است و ۹۱ درصد گستره از انواع واحدهای رسوبی تشکیل شده است. در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی حوضه آبریز رود کرخه ارائه شده است. بر اساس وضعیت نفوذپذیری، ژئومورفولوژی، لیتولوژی و فرسایش‌پذیری، پتانسیل سیل‌خیزی واحدهای زمین‌شناسی بر اساس تشخیص کارشناسی استخراج و در جدول ۱ ارائه شده است. نظر کارشناسی بر مبنای مشاهدات صحرایی، جنس لایه‌ها، پوشش سطح زمین و شیب واحدها شکل گرفت. بر این اساس حدود ۷۳ درصد حوضه آبخیز دارای پتانسیل سیل‌خیزی بالا می‌باشد. واحدهای شیلی، مارنی، دگرگونی، آذرین، آبرفتی و واحدهای لیتولوژیک سخت فاقد شکستگی (مثل آهک‌های توده‌ای) در این کلاس قرار دارند. واحدهای ماسه سنگی، کنگلومرای و بعضی از آهک‌ها در کلاس سیل‌خیزی متوسط (۱۱ درصد مساحت حوضه) قرار دارد. سایر واحدها به دلیل نفوذپذیری بالا در کلاس پتانسیل کم سیل‌خیزی (۱۶ درصد مساحت حوضه آبریز) قرار دارد. رودخانه کرخه پس از ورود به دشت‌های استان خوزستان از حاشیه یا درون شهرهای زیادی عبور کرده و در

تراز سطح آب در اثر شرایط نا ایستایی و نیاز به بهنگام سازی استراتژی‌های طراحی سازه‌ها توسط موندال و دانیل (Mondal and Daniel, 2018) به صورت مفصل مورد بحث قرار گرفت. بررسی رویکردهای پیش‌بینی چندانگانه برای برآورد دبی اوج شکست سد توسط موگن و همکاران (Moglen et. al., 2018) مورد بررسی قرار گرفت. هیدرولوژی فرکانس (تحلیل فراوانی) سیل با داده‌های محدود برای حوضه آبریز رودخانه وزر آلمان توسط مک کالوم و بیگلی (McCollum and Beighley, 2019) مورد مطالعه قرار گرفت. این پژوهش چالش‌ها و راه حل‌های برآورد دبی سیلاب منطقه‌ای از تعداد محدودی از ایستگاه‌های هیدرومتری و آمار با طول دوره‌های مختلف را بررسی کردند. البته قبل از آن اسمیت و همکاران (Smith et. al., 2016) برای اقلیم و زیرحوضه‌های رودخانه وزر، به صورت مختلف تابع توزیع مقادیر حدی گسترش یافته را برازش کردند. لیو و همکاران (Liu et. al., 2020) توسط مدل BTOPMC واقعه سیلاب حوضه آبریز رودخانه فوجی ژاپن را مورد شبیه‌سازی و حساسیت پارامترهای آن را بهینه کردند. کارلو بررتو و همکاران (Carvalho Barreto et. al., 2020) تحلیل قابلیت پیچیده جریان رودخانه سائو فرانسیسکو و را در بالادست و پایین دست سدها و مخازن و اثرات آن‌ها را به طور مفصل مطالعه نموده‌اند. ییلماز و همکاران (Yilmaz et. al., 2020) روند حداکثر دبی جریان سالانه رودخانه‌های مختلف ترکیه را بر اساس تئوری انتقال مویک مطالعه کردند. نتایج نشان داد روند نزولی در سری زمانی حداکثر دبی جریان سالانه وجود داشته و این روند منفی نیز از نظر آماری در سطح پنج درصد معنی‌دار است. هدف از پژوهش جاری بررسی تاثیر زمین‌شناسی بر سیلاب خیزی حوضه آبریز رود کرخه، شبیه‌سازی جریان سیلاب توسط مدل دو بعدی، استفاده از کانال‌های سیلاب بر و حوضچه‌های ذخیره‌ای برای انحراف بخشی از سیلاب به عنوان ذخیره و نیز کنترل و تنظیم بخش دیگر جریان برای کاهش دبی اوج به طوری که خسارات پایین دست را در حد قابل قبول تقلیل دهد، می‌باشد.

نهایت در چندین شاخه وارد تالاب هورالعظیم می‌شود. سد کرخه یکی از بزرگ‌ترین سدهای خاکی دنیا و بزرگ‌ترین سد خاکی ایران و خاورمیانه است و بر روی رودخانه کرخه در ۲۲ کیلومتری شمال غربی شهرستان اندیمشک در استان خوزستان ساخته شده است. از اهداف اولیه سد بیان شده می‌توان به تأمین و تنظیم آب برای آبیاری بیش از ۳۲۰ هزار هکتار از اراضی پایین‌دست، دشت‌های پای پل (اوان، اریض، دوسالقی و باغه) و همچنین دشت‌های حمیدیه،



۱:۲۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰) و بازه‌های شناسایی شده دارای پتانسیل انحراف سیل، مورد تحلیل قرار گرفت. در هر حال گام‌های متدولوژی پژوهش حاضر مطابق زیر خلاصه می‌شوند:

در مرحله اول، اطلاعات جریان رودخانه کرخه، مقاطع عرضی، نقشه‌ها، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای در گستره مورد بررسی جمع‌آوری شد. در مرحله دوم اطلاعات جمع‌آوری شده به‌خصوص آمار ایستگاه‌های هیدرومتری بازه مورد مطالعه از قبیل آبدهی و سیلاب، پردازش عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، مقاطع عرضی رودخانه و پروفیل طولی آن مورد بررسی و تحلیل مقدماتی قرار گرفت. مرحله سوم به تهیه و ساخت مدل شامل بررسی منابع خطا در مدل‌سازی، کالیبراسیون صحت سنجی مدل و مقایسه نتایج مدل با تصاویر ماهواره‌ای موجود در زمان‌های سیلابی اختصاص یافت. در مرحله چهارم به اجرای مدل و استخراج نتایج شامل مشخصات هیدرولیکی رودخانه و بازه‌های بحرانی از جنبه پخش سیلاب به ازاء مقادیر مختلف جریان و باز اجرای مدل برای گزینه‌های کنترل سیلاب (کانال‌های سیلاب‌بر) در بازه‌های دارای پتانسیل انحراف جریان و استخراج نتایج بر اساس جریان سیلابی مورد نظر پرداخته شد. در بخش پایانی مراحل پژوهش استخراج گزینه‌های نهایی کنترل سیلاب از جنبه مکان یا مکان‌های انحراف جریان سیلاب و مقادیر هدایت شده آن و ارائه راهکارهای لازم مد نظر قرار گرفت. بازه تحت تاثیر سیل، رودخانه کرخه سفلی حدفاصل سد تا تالاب هورالعظیم به طول بالغ بر ۳۵۵ کیلومتر (با احتساب شاخه‌های فرعی منتهی به تالاب) می‌باشد، در این گستره شهرهایی همچون شوش، الوان، حمیدیه، سوسنگرد، بستان و رفیع و نیز ده‌ها روستا متأثر از سیلاب کرخه هستند، همین موضوع، اهمیت ایجاد تمهیدات برای مدیریت و کنترل سیلاب را در بازه یاد شده، ایجاب می‌کند. داده‌های هیدرولوژیکی و هندسی مورد نیاز مدل‌سازی شامل داده‌های دبی حداکثر لحظه‌ای سیل، هیدروگراف‌های سیلاب، نقشه‌ها و گستره سیلاب فروردین ۱۳۹۸، مقاطع عرضی رودخانه (تعداد ۲۹۶ مقطع عرضی) و نقشه‌های توپوگرافی سیلاب‌دشت‌ها و دشت‌های مجاور از سازمان آب و برق خوزستان دریافت و در پژوهش

مترمکعب (بعد از رسوب‌گذاری) می‌باشد. این سد دبی اوج و حجم سیلاب را کاهش و در زمان سیل و رسیدن آن به پایین دست تأخیر ایجاد می‌کند. سد مخزنی مورد بحث دارای ضوابط بهره‌برداری خاص در شرایط سیلاب است (گزارشات مهندسین مشاور مه‌اب قدس و سازآب اهواز طی سال‌های ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۶). اهمیت پخش سیل در سیلاب دشت‌های پیرامون آن بخصوص در پایین دست سد مخزنی کرخه منجر به انتخاب این گستره یعنی حد فاصل سد مخزنی کرخه تا تالاب هورالعظیم به‌عنوان میدان پژوهش شد.

در این پژوهش به‌منظور مدل‌سازی هیدرولیک جریان در شرایط سیلابی از مدل MIKE FLOOD استفاده شد. این مدل یک مدل ترکیبی است که با ارتباط و پیوند دو مدل MIKE 11 و MIKE 21، توانایی شبیه‌سازی جریان‌های پیچیده در رودخانه و سیلاب‌دشت‌ها را به‌صورت هیدرودینامیکی دارد. در مدل ریاضی MIKE FLOOD، کانال رودخانه به‌صورت یک بعدی و سیلاب دشت به‌صورت دو بعدی شبیه‌سازی می‌شود. در این مدل، ارتباط بین دو زیرمدل به لحاظ هیدرودینامیک، فقط به‌صورت چشمه‌های جریان در معادله پیوستگی هر یک از دو مدل برقرار است. در نتیجه، یک سری از نقاط شبکه مدل یک‌بعدی به یک سری از نقاط شبکه در مدل دو بعدی وابسته می‌شوند. در این شرایط، در صورتی که تراز آب در هر یک از مدل‌ها بر دیگری غلبه کند، ظرفیت تبادل جریان بین دو مدل ایجاد می‌شود. حال این جریان، بسته به نوع ارتباط مورد نظر، به‌صورت یک چشمه به مدل گیرنده ارسال و به‌صورت چاه از مدل فرستنده کسر می‌شود. شرایط کار با مدل به‌گونه‌ای است که در ابتدا وضعیت سیلاب و پخش آن در بازه مورد مطالعه مورد پژوهش و بررسی قرار گرفت سپس مقایسه‌ای نیز با تصاویر ماهواره‌ای سیلاب‌های رودخانه کرخه در بازه مورد مطالعه برای تدقیق مدل ریاضی و شناسایی بازه‌های دارای پتانسیل هدایت و انحراف سیل و ... صورت گرفت.

پس از آن روش‌های کنترل سیلاب در رودخانه با رویکرد استفاده از سیلاب‌دشت رودخانه برای ایجاد حوضچه‌های تأخیری برای انحراف سیلاب از طریق کانال‌های آب برحسب اطلاعات و نقشه‌های توپوگرافی موجود (نقشه‌های با مقیاس

جدول ۱. ویژگی‌های لیتولوژیک و پتانسیل سیل‌خیزی واحدهای زمین‌شناسی گستره طرح

پتانسیل سیل‌خیزی	مساحت- km^2	سن	کد	لیتولوژی	گروه
زیاد	۲۰۵۹۷	کواترنری	Qft2	تراس‌های کم ارتفاع و نهشته‌های رودخانه‌ای جوان	گروه فارس: ژئیس و مارن گچساران، مارن میشان و مارن و ماسه‌سنگ
زیاد	۷۳۷	کواترنری	Qft1	تراس‌های مرتفع و نهشته‌های رودخانه‌ای قدیمی	
کم	۱۲۴	پلیوسن-کواترنری	PIQc	کنگلومرا و ماسه‌سنگ مخروط افکنه‌ای عهد حاضر	
متوسط	۱۱۰۲	پلیوسن	PIbk	سازند بختیاری: کنگلومرا	
متوسط	۵۰۶	پلیوسن	Plc	ماسه‌سنگ و کنگلومرای پلی میکتیک	
زیاد	۲۲۸۵	میوسن	MuPlaj	سازند آجاجاری: ماسه‌سنگ و مارن	
زیاد	۱۶۰۷	میوسن	Mmn	سازند میشان: مارن و آهک مارنی	
زیاد	۲۳۸۵	میوسن	Mgs	سازند گچساران: مارن و ژئیس	
زیاد	۴۷	میوسن	MPIfgp	سازند آجاجاری: ژئیس و مارن گچساران، مارن میشان و مارن و ماسه‌سنگ	
کم	۱۷۴۹	میوسن	OMas	سازند آسماری: آهک	
کم	۳۸۷۴	ائوسن-میوسن	EMas-sb	آهک‌های تفکیک نشده آسماری و شهبازان	
متوسط	۳۶	اولیگومیوسن	OMq	سازند قم: آهک، مارن، ماسه‌سنگ	
متوسط	۴۰۸	اولیگومیوسن	OMql	آهک ریفی توده‌ای تا ضخیم لایه	
زیاد	۷۶	اولیگومیوسن	OMrb	لایه‌های سرخ کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن و ژئیس	
متوسط	۶۲	ائوسن	El	آهک نومولیتی	گروه بنگستان: شیل کژدمی، آهک سروک، شیل و آهک سورگاه و آهک ایلام
زیاد	۲۵	ائوسن	E	سنگ‌های تفکیک نشده ائوسن	
زیاد	۱۱۸۵	ائوسن	Ekn	شیل کندوان: آهک آرژیلیتی و شیل آهکی	
متوسط	۱۵	ائوسن میانی	E2c	کنگلومرا و ماسه‌سنگ	
زیاد	۹۵	ائوسن زیرین	E1f	شیل سیلتی، ماسه‌سنگ، مارن، آهک ماسه‌ای و کنگلومرا	
کم	۵۸۶	پالئوسن-ائوسن	PeEtz	سازند تله زنگ: آهک توده‌ای فسیل دار	
زیاد	۱۵۸	پالئوسن-ائوسن	PeEf	فلش‌های توریدیتی: ماسه‌سنگ و مادستون آهکی	
زیاد	۲۲۶۷	کرتاسه-پالئوسن	KPeam	سازند امیران: فلش (سیلتستون، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و آهک)	
زیاد	۷۳۶	کرتاسه	Kgu	سازند گورپی: مارن و شیل	
زیاد	۱۶۷۰	کرتاسه بالایی	KEpd-gu	سازند کژدمی: آهک فسیل دار تیره	
زیاد	۳۳۲	کرتاسه بالایی	Kussh	شیل سندنچ، شیست و فیلیت	
زیاد	۳۵	کرتاسه بالایی	Kur	شیل و چرت رادیولاریتی	
کم	۱۸۳۹	کرتاسه	Kbgp	گروه بنگستان: شیل کژدمی، آهک سروک، شیل و آهک سورگاه و آهک ایلام	
متوسط	۱۴	کرتاسه	K1c	ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز	گروه بنگستان: شیل کژدمی، آهک سروک، شیل و آهک سورگاه و آهک ایلام
کم	۳۹	کرتاسه زیرین	Ktzt	سازند تیزکوه: آهک اوربیتولین دار ضخیم لایه و توده‌ای	
متوسط	۱۴	کرتاسه زیرین	K1m	آهک و ماسه‌سنگ و مارن ژئیبسی	
متوسط	۱۸۵۸	کرتاسه زیرین	Klsol	آهک اوربیتولین دار ضخیم لایه	
متوسط	۴۵۴	ژوراسیک-کرتاسه	JKbl	آهک الیتی ضخیم لایه	
متوسط	۶۸	ژوراسیک	Jss	ماسه‌سنگ	
متوسط	۱۳۸۴	تریاس-کرتاسه	TRKubl	آهک بیستون	
زیاد	۱۴۶۷	تریاس-کرتاسه	TRKurl	رادیولاریت‌های نبریز و کرمان: چرت رادیولاریت و آهک پلاژیک	
زیاد	۱۹	پرمن	Pd	سازند دورورد: ماسه‌سنگ و شیل قرمز و آهک ماسه‌ای	
متوسط	۱۱۰	تریاس-کرتاسه	TRJlr	آهک با میان لایه شیل رادیولاریتی و چرت	

ادامه جدول ۱.

پتانسیل سیل‌خیزی	مساحت- km^2	سن	کد	لیتولوژی	کد
زیاد	۱۲۰	اولیگو میوسن	Ogb	گابرو	سنگ ولکانیک
زیاد	۳۷	ائوسن میانی	Ebv	سنگ‌های ولکانیکی بازالتی	
زیاد	۴۰۷	کرتاسه-پالئوسن	KPegr-di	سنگ‌های نفوذی (گرانیت و گرانودیوریت)	
زیاد	۳۴	کرتاسه بالایی	Kav	آندزیت ولکانیکی	
زیاد	۱۶۷	کرتاسه بالایی	db	دیپایاز	
زیاد	۱۹۸	کرتاسه زیرین	K1a.bv	سنگ ولکانیکی بازالتی و آندزیتی	
زیاد	۳۴	ژوراسیک-کرتاسه	gb	گابرو لایه‌ای	
زیاد	۱۰	ژوراسیک بالایی	Judi	دیوریت ژوراسیک بالایی	
زیاد	۳۹	ژوراسیک بالایی	JUdv	ریولیت و ریوداسیت ولکانیکی	
زیاد	۵۲	تریاس-کرتاسه	sr	سریانتینیت	
زیاد	۲۷۷	تریاس-کرتاسه	pd	پریدوتیت: هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت و وبستریت	
زیاد	۳۰	ژوراسیک	Jdvt	توف ولکانیکی ریولیتی و ریوداسیتی	
زیاد	۳۱۵	ژوراسیک	Javt	توف ولکانیکی آندزیتی	
زیاد	۹۷	ژوراسیک-کرتاسه	JKI	آهک کریستالی و کالک شست	
زیاد	۱	تریاس-کرتاسه	TRuJm	زون انتقال: فیلیت با میان لایه آهک کریستالی و افق ولکانیکی اسیدی	اسکارن: میکا هورنفلس، کوردیوریت هورنفلس، آندالوزیت، سیلیمانیت
زیاد	۸۲۶	تریاس-کرتاسه	TRJm	متاولکانیک، فیلیت، اسلیت و متاآهک	
زیاد	۵۰۶	ژوراسیک	h	اسکارن: میکا هورنفلس، کوردیوریت هورنفلس، آندالوزیت، سیلیمانیت هورنفلس	
زیاد	۲۰۰۳	ژوراسیک	Jph	فیلیت همدان: فیلیت، اسلیت و متا سندستون	

خروجی سد مخزنی کرخه بین ۶۵۰ تا ۲۵۰۰ مترمکعب بر ثانیه تغییر می‌کند اما در دوره بازگشت ۱۰۰۰۰ توان استهلاک سیل توسط مخزن به شدت کاهش می‌یابد. بر همین مبنا و تجارب کارشناسی نگارنده نسبت به تدوین پنج سناریو برای مرز بالادست مدل اقدام شد این سناریوها شامل دبی سیلابی ماندگار ۵۰۰، ۱۵۰۰، ۲۰۰۰ و ۲۵۰۰ متر مکعب بر ثانیه با حجمی معادل ۴۷۵، ۹۵۰، ۱۴۲۶، ۱۹۰۱ و ۲۳۷۶ میلیون مترمکعب طی تداوم ۱۱ روز می‌باشند.

بحث

بررسی وضعیت زمین‌شناسی حوضه آبریز رود کرخه نشان می‌دهد در بارش‌هایی با شدت بالا و تداوم کم و همچنین در رویدادهای طوفانی، حوضه آبخیز کرخه پتانسیل بالایی در تولید رواناب (سیلاب) دارد. در حوضه آبریز رودخانه کرخه، سیلاب‌ها حاصل تاثیر جبهه هوای اقیانوس اطلس شمالی و مدیترانه است و در زمستان و اوایل بهار ریزش

حاضر استفاده شد. بحث کالیبراسیون مدل هیدرولیکی در مطالعات پیشین گستره مورد مطالعه به خوبی دنبال و انجام شده است (مهندسين مشاور سازآب اهواز، ۱۳۹۶). مطالعات اساسی و مهم در این زمینه توسط سازمان آب و برق خوزستان انجام شد و در قالب این مطالعات، ضرایب زبری بازه‌های مختلف رودخانه کرخه و سایر انشعابات سامانه تعیین شده است. در این میان رخداد سیلاب فروردین ۱۳۹۸ تجربه خوبی به شمار می‌آید. ویژگی‌های این سیلاب و دوره بازگشت آن پیش از این توسط حمادی و ذاکری حسینی (۱۳۹۸) و حمادی و نوذریان (۱۴۰۰) انجام شده است. اضافه می‌شود خلاصه ضرایب زبری اعمال شده در مطالعات پیشین رودخانه کرخه و اخیر در جدول ۲ منعکس شده است. در پژوهش حاضر از نتایج کالیبراسیون مطالعات سازمان آب و برق خوزستان (۱۳۹۸) با اصلاحات جزئی در بخش دشت‌های سیلابی استفاده شد. مطابق مطالعات ذکر شده، سیلاب با دوره‌های بازگشت مختلف دو تا ۱۰۰۰ ساله

جدول ۲. مقادیر زبری رودخانه کرخه و انشعابات آن حاصل از کالیبراسیون مدل (مهندسين مشاور سازآب اهواز، ۱۳۹۶)

شاخه رودخانه	فاصله از بالادست (متر)	مطالعات قبلی	مطالعات حاضر
کرخه	۰	۰/۰۴۸	۰/۰۵۸
کرخه	۱۰۱۷۱۷	۰/۰۴۸	۰/۰۵۸
کرخه	۱۰۱۷۱۸	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵
کرخه	۲۵۴۱۲۰	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵
هوفل	۰	۰/۰۱۷	۰/۰۱۷
هوفل	۳۳۵۹۰	۰/۰۱۷	۰/۰۱۷
سابله	۰	۰/۰۱۴	۰/۰۱۷
سابله	۱۷۲۸۸	۰/۰۱۴	۰/۰۱۷
نیسان	۰	۰/۰۲۴	۰/۰۲۴
نیسان	۳۶۰۵۳	۰/۰۲۴	۰/۰۲۴
سایر بازه‌ها		۰/۰۱۷	۰/۰۱۷
دشت‌های سیلابی	-	-	۰/۱۰

منجر به خروجی بیش از دبی ایمن رودخانه در پایین دست از سوم فروردین تا آخر اردیبهشت ۱۳۹۸ شد. طی این بازه زمانی ۶۰ روزه حدود شش میلیارد متر مکعب معادل دبی متوسط ۱۱۶۸ متر مکعب در ثانیه از سد خارج شد. اضافه می‌شود که دبی حداکثر خروجی در روز هفدهم فروردین ۱۳۹۸ و به میزان ۲۴۹۲ متر مکعب در ثانیه رخ داد. همان‌گونه که اشاره شد در این بازه زمانی دبی خروجی سد از دبی ایمن رودخانه کرخه در پایین دست بیشتر است و باعث ایجاد خسارت شد.

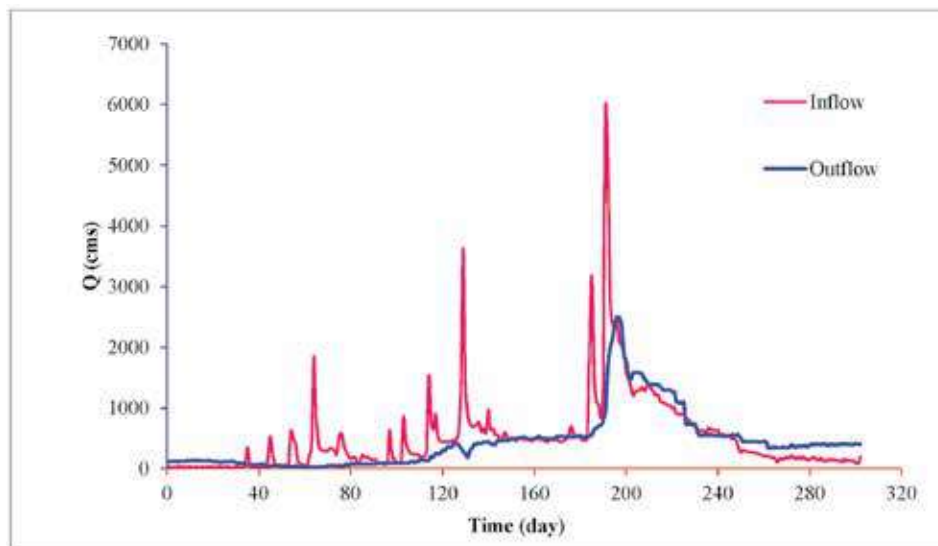
به‌منظور کاهش خسارات با بررسی سیلاب‌های بزرگ رودخانه کرخه و با استفاده از مدل ریاضی تدقیق شده، محل‌های دارای پتانسیل نگهداشت سیلاب خروجی از رودخانه کرخه شناسایی و جانمایی شد. با توجه به توپوگرافی گستره و تراز جریان خروجی از محل‌های فوق، حجم حوضچه‌های تاخیری مطابق جدول ۳ برآورد شد. بر این اساس با توجه به این‌که در همه سیلاب‌های با دبی بالای ۱۵۰۰ مترمکعب بر ثانیه در رودخانه کرخه، جریان سیلابی از گستره شاکریه (بین حمیدیه و سوسنگرد) وارد سیلاب دشت شده و به‌موازات پخش می‌شود، این گستره به‌عنوان موثرترین (اولویت اول) محل حوضچه تاخیری از نظر حجم ذخیره و مستعد بودن شرایط توپوگرافی تعیین شد (شکل ۳).

نتایج جدول فوق نشان می‌دهد، تعیین مکان‌های دارای پتانسیل برای ذخیره حجم سیلابی در سیلاب‌دشت‌ها، حجم

می‌کند. از مشخصه این ریزش‌های جوی، شدت متوسط و تداوم زیاد است و نتیجه آن هیدروگراف سیلاب با دامنه زیاد می‌باشد. در مواقعی که رگبارهای بهاره با ذوب برف همراه می‌شود، سیلاب‌ها دارای اوج زیاد خواهند بود. به‌طورکلی رودخانه‌های حوضه کرخه، سیل خیز است و شیب بالای سرشاخه‌ها در بخش‌های شمالی و غربی حوضه و تغییر شیب ناگهانی در بخش‌های جنوبی مانند دشت اوان و ورودی سد کرخه، باعث شده سیلاب‌های به وقوع پیوسته بسیار بزرگ باشد. سال آبی ۱۳۹۷-۹۸ برای رودخانه کرخه یک سال پرآب و سیلابی است (در حالت جریان طبیعی رتبه اول به لحاظ حجم و دبی اوج سیلاب را به خود اختصاص می‌دهد) و برخلاف وجود سدهای مخزنی بزرگ سیمره و کرخه در سیلاب فروردین ماه سال ۱۳۹۸ با افزایش خروجی سد مخزنی کرخه و شکست سیل‌بندها، جریان به سیلاب‌دشت و گستره‌های سیل انتقال و وارد شد. شکل ۲ هیدروگراف ورودی و خروجی به سد مخزنی کرخه از ابتدای سال آبی ۱۳۹۷-۹۸ یعنی از اول مهر ماه ۱۳۹۷ تا آخر تیر ماه ۱۳۹۸ به مدت ۳۰۳ روز را نشان می‌دهد. میزان خروجی در این دوره زمانی به‌طور متوسط ۴۴۵ متر مکعب بر ثانیه و معادل حجم ۱۱/۷ میلیارد متر مکعب می‌باشد.

در این سال آبی از آذر ماه تا اردیبهشت ماه سیلاب‌های متعددی وارد سد مخزنی کرخه شده و بزرگ‌ترین و آخرین آن‌ها در فروردین ماه ۱۳۹۸ رخ داد. سیل فروردین به‌ناچار

شبیه‌سازی جریان سیلاب در پایین دست سد کرخه و ارایه راهکارهای کنترل آن با نگاهی...



شکل ۲. هیدروگراف جریان روزانه ورودی و خروجی مخزن سد کرخه از مهر ماه ۱۳۹۷ تا تیر ماه ۱۳۹۸

جدول ۳. مشخصات هندسی حوضچه‌های تأخیری مستخرج از شبیه‌سازی جریان سیلاب

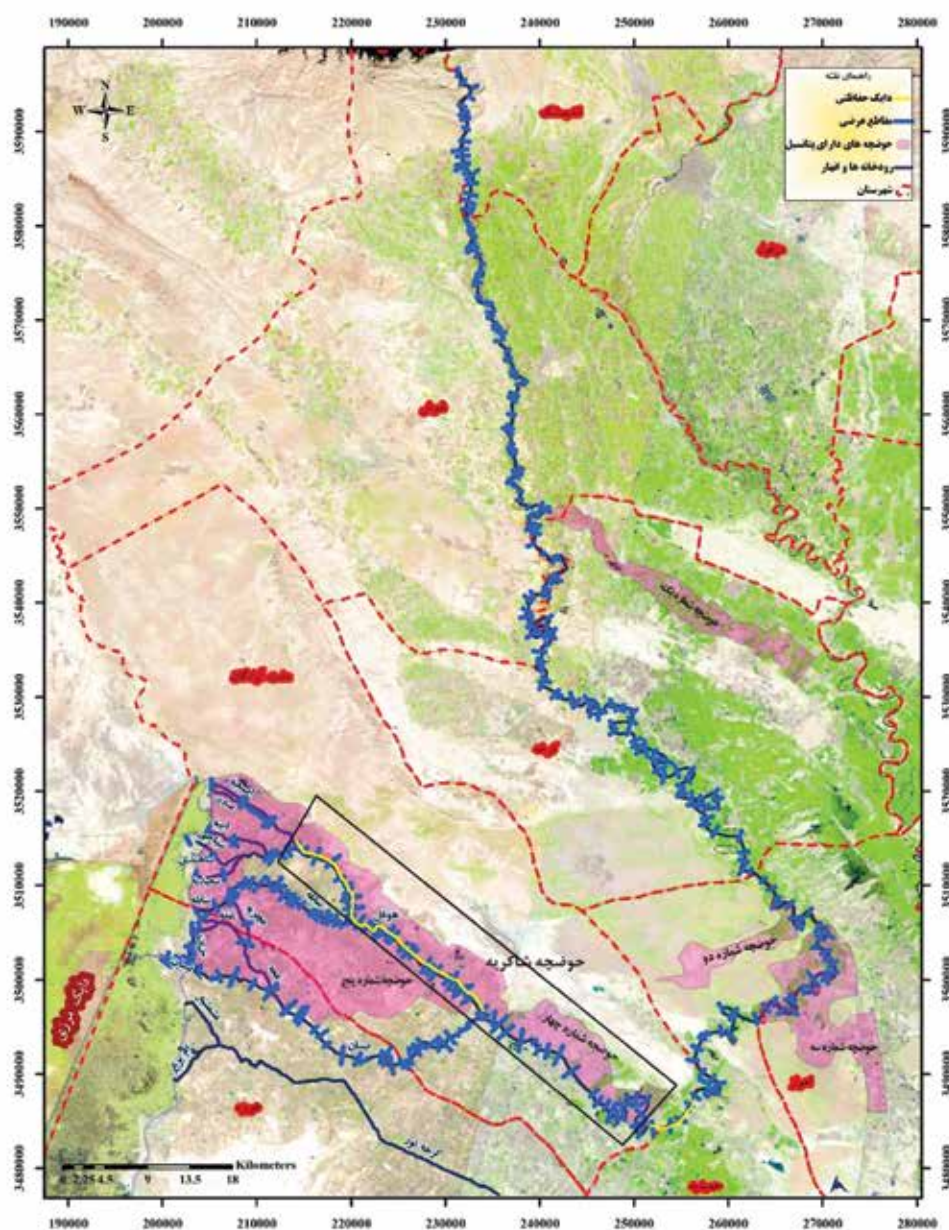
شماره حوضه حوضچه	نام منطقه	مساحت- km^2	عمق جریان-m	حجم ذخیره-mcm
I	شاوور	۸۷/۲	۰/۳	۲۶/۲
II	خسرج	۳۲/۹	۱/۱	۳۶/۲
III	الهانی	۱۱۵/۰	۰/۸	۹۲/۰
IV	شاکریه	۲۵۹/۸	۱/۵	۳۸۹/۸
V	غرب سوسنگرد	۲۳۶/۲	۱/۰	۲۳۶/۲
جمع		۷۳۱	۱/۱	۷۸۰

نگهداشت شاکریه به‌عنوان گزینه نهایی، لازم است نقاط در معرض خطر پخش سیل در بالادست و پایین دست این کانال با احداث و تقویت دایک از پخش سیلاب محافظت شوند. شهرهای حمیدیه، سوسنگرد و بستان همواره در معرض خطر سیلاب‌های رودخانه کرخه هستند. همان‌گونه که پیش از این بحث شد، گزینه برتر حوضچه نگهداشت در گستره شاکریه قرار دارد. این گستره در پایین دست حمیدیه و در امتداد سوسنگرد و بستان قرار دارد. با مجموعه اقدامات مدیریتی شامل احداث دایک‌های حفاظتی در بازه‌های فاقد خاکریز یا دایک و یا تقویت و افزایش ارتفاع دایک‌های موجود و تعیین حوضچه تأخیری شاکریه، شهرهای در معرض خطر حفظ و سیلاب به‌طور ایمن به تالاب منتقل می‌شوند.

کاهش خسارات جانی و مالی سیلاب عبوری از مراکز جمعیتی از مهم‌ترین اهداف مدیریت سیلاب است. حفاظت شهر حمیدیه از سیلاب‌های رودخانه کرخه که به‌موازات

سیلاب رسیده به پایین دست رودخانه کرخه را به میزان ۳۳ درصد کاهش می‌دهند. احداث و نگهداری حوضچه‌های چندگانه، هزینه‌های سنگینی به همراه دارد. تملک اراضی کشاورزی و حتی مسکونی به‌منظور تامین وسعت و عمق حوضچه‌های تأخیری در زمان سیلاب بسیار بالا است. از میان گزینه‌های مورد بررسی، شاکریه در تمامی سیلاب‌های بزرگ رودخانه کرخه فعال است و از نظر حجم نگهداشت ۵۰ درصد از کل حجم ذخیره پیشنهادی را تامین می‌کند. همچنین این حوضچه در نهایت به تالاب هورالعظیم منتهی می‌شود و علاوه بر اینکه به تامین نیاز زیست‌محیطی تالاب کمک شایان می‌نماید، مکان مناسبی برای نگهداشت و ذخیره حجم قابل توجه سیلاب نیز می‌باشد.

خلاصه‌ای از نتایج حداکثر رقوم سطح آب حاصل سامانه کرخه حاصل از شبیه‌سازی مدل هیدرولیک برای سناریوهای مختلف در جدول ۴ منعکس شده است. با تعیین حوضچه



شکل ۳. موقعیت مقاطع عرضی، حوضچه‌های نگهداشت سیلاب و دایک‌های حفاظتی. دایک‌های پیشنهادی در گستره حمیدیه به طول شش کیلومتر و به موازات جاده سوسنگرد تا تالاب هورالعظیم به طول ۳۰ کیلومتر

۱۹ متر از سطح آزاد دریا است. ساحل چپ و راست رودخانه در مقطعی دارای دایک هستند؛ پیشنهاد می‌شود با توجه به تراز جریان در این بازه و در نظر گرفتن سطح آزاد آب، تراز دایک‌های موجود به میزان ۱/۲ متر در هر دو سمت افزایش ارتفاع داشته باشد. با خروج جریان از طریق حوضچه شاکریه و حرکت جریان به موازات رودخانه به سمت تالاب

رودخانه توسعه یافته است، همواره مورد توجه است. با در نظر گرفتن تجربیات رخ داده‌های گذشته سیل در رودخانه و با فرض حوضچه شاکریه به عنوان گزینه نگهداشت و تخفیف سیلاب در پایین دست رودخانه، لازم است مصون ماندن شهر از خطر سیلاب با احداث و تقویت دایک‌های موجود تضمین شود. تراز جریان در شرایط مورد مطالعه (دبی ۲۵۰۰ مترمکعب بر ثانیه) در گستره بیان شده به طور متوسط برابر

هورالعظیم و ظرفیت پایین رودخانه هوفل و شاخه‌های انتهایی کرخه، ضرورت دارد به منظور محافظت روستاهای حاشیه رودخانه و جلوگیری از آب‌گرفتگی جاده سوسنگرد-بستان، از شهر سوسنگرد تا بستان به طول ۳۰ کیلومتر دایک‌های موجود ترمیم و افزایش ارتفاع داشته باشند و در نواحی فاقد دایک، خاکریز و سیل بند با ارتفاع مناسب ایجاد

شد. مطابق شبیه‌سازی تراز جریان در ابتدای هوفل حاضر از ۱۴/۴ شروع و به حدود ۹/۵ متر از سطح آزاد دریا در بستان می‌رسد. پیشنهاد می‌شود متناسب با شیب رودخانه، دایک مورد نظر به ارتفاع ۱/۵ متر بالاتر از تراز رودخانه از سوسنگرد تا بستان احداث شود.

جدول ۴. حداکثر رقوم سطح آب رودخانه کرخه و شاخه‌های آن در سناریوهای مختلف (متر از سطح دریا)

نام مقطع	موقعیت	کیلومتر	سناریوی ۱	سناریوی ۲	سناریوی ۳	سناریوی ۴	سناریوی ۵
k-1	پای پل	۷/۴۲۸	۱۰۷/۳۴	۱۰۸/۵۱	۱۰۹/۳۸	۱۱۰/۰۸	۱۱۰/۶۹
k141	عبدالخان	۱۱۴/۳۳۸	۳۲/۴	۳۴/۱۲	۳۵/۲۸	۳۶/۰۱	۳۶/۵۱
k182	خسرج	۱۶۴/۸۴۴	۲۵/۶۱	۲۷/۳۱	۲۸/۱۲	۲۸/۰۶	۲۸/۹۳
k230	حمیدیه	۲۱۷/۸۸۰	۱۵/۷۸	۱۷/۶۸	۱۸/۶۱	۱۹/۲۳	۱۹/۶۷
k257	سوسنگرد	۲۵۳/۱۶۳	۱۲/۳۹	۱۴/۰۴	۱۴/۲۹	۱۴/۳۴	۱۴/۴۲

سپاسگزاری

از سازمان آب و برق خوزستان به دلیل همکاری در اختیار قرار دادن داده و اطلاعات و حمایت از پژوهش حاضر قدردانی می‌شود.

منابع

- چمن پیرا، غ.، روغنی، م.، ویسکرمی، ا. و پیامی، ک.، ۱۳۹۴. ارزیابی تأثیر حوضچه‌های ذخیره آب در کنترل سیلاب حوزه آبخیز داد آباد لرستان، سومین کنفرانس ملی مدیریت و مهندسی سیلاب با رویکرد سیلاب‌های شهری، تهران، ۹.
- حسین زاده، م. و اسماعیلی، ر.، ۱۳۹۷. برآورد فرسایش کناره‌ای رودخانه با استفاده از مدل BSTEM. فصلنامه زمین‌شناسی ایران. ۴۵. ۵۳-۷۰.
- حسین‌خانی، ح.، ۱۳۹۲. ارزیابی خطر فرسایش و پتانسیل رسوبدهی حوضه آبریز سد شهریار میانه با استفاده از تکنیک‌های GIS و مدل EPM. فصلنامه زمین‌شناسی ایران. ۲۶. ۹۶-۸۷.
- حمادی، ک. و ذاکری حسینی، ف.، ۱۳۹۸. تحلیل وضعیت سیلاب‌های تاریخی رودخانه کرخه در استان خوزستان با تأکید بر واقعه سیل فرودین ۱۳۹۸، کنفرانس ملی "سیلاب ۹۷-۹۸، اگر تکرار شود" اهواز، ۹.
- حمادی، ک. و نوذریان، ل.، ۱۴۰۰. ارزیابی سیاست‌های بهره‌برداری سد مخزنی کرخه توسط یک تابع خسارات نسبی طی سیلاب تاریخی فرودین ۱۳۹۸. هشتمین کنفرانس جامع مدیریت و مهندسی سیلاب، تهران، ۱۲.
- احمدی شرف، ا. و تجریشی، م.، ۱۳۹۳. جانمایی حوضچه‌های ذخیره با استفاده از مدل شبیه‌ساز SWMM و تصمیم‌گیری چند معیاره مکانی. نشریه آب و فاضلاب، ۲۵، ۶، ۹۴، ۵۷-۶۶.
- امور نظام فنی معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رئیس‌جمهور، ۱۳۹۱. دستور العمل و ضوابط تقسیم‌بندی و کدگذاری حوضه‌های آبریز و محدوده‌های مطالعاتی در سطح کشور. شرکت مدیریت منابع ایران. ۶.
- بختیاری، م. و جهانتاب، ز.، ۱۴۰۱. مدلسازی مکانی سیلاب با استفاده از الگوریتم شبکه عصبی مصنوعی و توابع تحلیلی GIS. پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. ۱۹۴-۱۷۷، ۴۹.
- تقیان، م.، ۱۳۹۶. برآورد آبدهی مطمئن در سیستم‌های منابع آب با استفاده از بهینه‌سازی خطی. مجله علوم و مهندسی آبیاری، مجله علمی-پژوهشی، ۴۰، ۱، ۸۲-۷۳.

- اراضی پایین دست و حریم قانونی رودخانه. مجله علوم و صنایع کشاورزی ویژه آب و خاک، ۲۲، ۱، ۷۹-۹۶.
- معمارزاده، ر.، ۱۳۹۸. مبانئ مدیریت سیلاب در رودخانه‌ها و سیلاب‌دشت‌ها. هجدهمین کنفرانس هیدرولیک ایران، تهران، ۹.
- مهندسین مشاور ساز آب اهواز، کارفرما سازمان آب و برق خوزستان، ۱۳۹۶. مطالعات پهنه‌بندی سیلاب رودخانه کرخه از سد کرخه تا تالاب هورالعظیم، ۴۲۹.
- Abrishamchi, A., Dashti M. and Tajrishy M., 2011. Development of a multi-reservoir flood control optimization model; Application to the Karkheh river basin, Iran. World Environmental and Water Resources Congress, Palm Springs, California, United States. 3048-3056.
- Azarang, F., Telvari, A., Sedghi, H. and Shafai Bajestan, M., 2015. Large dam effects on flow regime (case study: Karkheh river, downstream of reservoir dam). International Journal Available at www.cibtech.org/sp.ed/jls/2015/03/jls.htm. 5 (S3). 1970-1984.
- Barr, T., 2002. Application of tools for hydraulic power plant presentation. 105-Upper Gotvand Hydroelectric Power Project Feasibility Study. Reservoir Operation Flood, 14.
- Carvalho Barreto, I.D., Stosic, T., Filho, M.C., Delrieux, C. P., Singh, V. and Stosic, B., 2020. Complexity Analyses of Sao Francisco River Streamflow: Influence of Dams and Reservoirs. American Society of Civil Engineers. J. Hydrol. Eng., 25(10): 05020036. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001996.
- Hamidi Machekposhti, K., Sedghi, H., Telvari, A. and Babazade, H., 2016. Determination of Suitable Probability Distribution for Annual Discharges Estimation (Case Study: Karkheh River at Iran) International Journal of Probability and Statistics 2016, 5(3): 73-81.
- Hamidi Machekposhti, K., Sedghi, H., Telvari, A. and Babazade, H., 2017. Flood Analysis in Karkheh River Basin using Stochastic Model. 3, 9, 794-808.
- رجایی، ف.، ۱۴۰۲. مقایسه روش‌های مختلف برآورد سیلاب به منظور طراحی ابعاد کانال (مطالعه موردی: شهرک صنعتی علویجه در حوزه آبخیز زاینده‌رود). پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۲(۱)، ۲۶۰-۲۷۳. doi: ۲۰۲۳/۳۷۷۸۴۹/۱۳۹۷.gmpj/۱۰/۲۲۰۳۴
- رجبی، ع.، یآوری، ع. و سلوکی، ح.، ۱۳۹۸. کاربرد مدل EPM در ارزیابی فرسایش خاک (مطالعه موردی، حوزه شازند). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۰، ۸۹-۹۸.
- سازمان زمین‌شناسی. نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰. شیت‌های NI۳۸-۱۲۰۱۵، NI۳۸-۱۱۰۷۰۸، NI۳۹-۵۰۹۰۱۳ و NH۳۸-۴ NH۳۹-۱.
- شرکت مهندسی مشاور مه‌آب قدس، ۱۳۸۱. دستورالعمل بهره‌برداری و نگهداری سد کرخه، ۱۴۲.
- شرکت مهندسی مشاور مه‌آب قدس، ۱۳۸۱. مطالعات بهنگام سازی مرحله سوم سد کرخه، ۳۸۲.
- شرکت مهندسی مشاور مه‌آب قدس، ۱۳۸۳. طرح بهینه‌سازی تخصیص منابع آب کرخه، ۲۵۳.
- شریفی سیستانی، ع. و صنعی، ا.، ۱۳۹۷. ارزیابی استفاده از حوضچه‌های تأخیری جهت کاهش دبی پیک سیلاب در حوضه آبریز شهری کال سرفرازان. سومین کنفرانس بین‌المللی عمران، معماری و طراحی شهری، تبریز، ۱۱.
- فیض‌نیا، س.، موسویان، م.، عبدالهیان‌دهکردی، ز. و ابراهیمی درچه، خ.، ۱۳۹۴. بررسی اثر زمین‌شناسی بر سیل‌خیزی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز جوتقان واقع در شهرکرد). مجله منابع طبیعی ایران، مرتع و آبخیزداری، ۶۹، ۴، ۱۳۹۵. ۱۰۱۷۷-۱۰۲۹.
- قبادی، ف.، خدانشناس، س. و مساعدی، ا.، ۱۳۹۷. مدیریت سیلاب شهری با احداث حوضچه‌های ذخیره‌ای (مطالعه موردی: منطقه ۱۰ شهرداری مشهد). اولین همایش ملی راهبردهای مدیریت منابع آب و چالش‌های زیست‌محیطی، ساری، ۱۰.
- کارآموز، م.، احمدی، آ. و نظیف، س.، ۱۳۸۵. چالش‌ها و فرصت‌های بکارگیری مدل‌های بهره‌برداری بهینه از سیستم‌های منابع آب. اولین همایش منطقه‌ای بهره‌برداری بهینه از منابع آب حوضه‌های کارون و زاینده‌رود شهرکرد. دانشگاه شهرکرد، ۱۶.
- محمدپور، م.، بهنیا، ع.، آخوند علی، ع. و تلوری، ع.، ۱۳۸۷. تأثیر سد مخزنی کرخه بر میزان خطرپذیری

- Labadi, J. W., 2004. Optimal Operation of Multi Reservoir Systems: State-of-the-art Review, *Journal of Water Planning and Management*. 130(2). 93-111.
- Liu, L., Zhou, L., Li, X., Chen, T. and Ao, T., 2020. Screening and Optimizing the Sensitive Parameters of BTOPMC Model Based on UQ-PyL Software: Case Study of a Flood Event in the Fuji River Basin, Japan. *American Society of Civil Engineers. Journal of Hydrologic Engineering*. 25, 9 . DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001970.
- McCollum, J. and Beighley, E., 2019. Flood Frequency Hydrology with Limited Data for the Weser River Basin, Germany, *American Society of Civil Engineers. Journal of Hydrologic Engineering*. , 24(3): 05019002.
- Moglen, G. E., Hood, K. and Hromadka, T.V., 2018. Examination of Multiple Predictive Approaches for Estimating Dam Breach Peak Discharges. *American Society of Civil Engineers, Journal of Hydrologic Engineering*. , 24(2): 04018065.
- Mondal, A. and Daniel, D., 2018. Return Levels under Nonstationarity: The Need to Update Infrastructure Design Strategies. *American Society of Civil Engineers*. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001738. 43-52.
- Smith, A., Sampson, C. and Bates, P., 2015. Regional flood frequency analysis at the global scale.
- *Water Resources Research*. 51 (1): 539-553. <https://doi.org/10.1002/2014WR015814>.
- Yilmaz, M., Tosunoglu, F. and Kaplan, N.H., 2020. Evaluation of Trends and Dominant Modes in Maximum Flows in Turkey Using Discrete and Additive Wavelet Transforms. *American Society of Civil Engineers. Journal of Hydrologic Engineering*. , 25(11): 05020037 . DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0002000.

تحلیل جنبش شناختی بودین‌های نامتقارن گستره دورود، غرب پهنه سنج-سیرجان

سمیه دریکوند^(۱)

۱. استادیار زمین‌شناسی (تکتونیک)، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۰۳

چکیده

داده‌های ساختاری از بودین‌های نامتقارن و سنگ‌های گرنیت-میلونیتی در ناحیه دورود، شاخص‌های خوبی برای تخمین کمی واتنش نهایی، عدد تاوایی (Wk) و در نهایت تحلیل جنبش شناختی الگوی دگرشکلی گستره مورد مطالعه می‌باشند. این گستره بخشی از پهنه سنج-سیرجان است و در کمربند کوهزایی زاگرس واقع شده است. انواع بودین‌های نامتقارن دومینو و نوار برشی در لایه‌های کوارتزی دگرشکل شده مرتبط با گرانیات میلونیت، میکا شیسست و سنگ‌آهک ایجاد شده‌اند. بودین‌های نوار برشی با چرخش به عقب و بودین‌های دومینو با چرخش رو به جلو، هر دو جهت برشی راست‌گرد را نشان می‌دهند. پورفایروکلاست‌های غلافی موجود در گرانیات-میلونیت‌ها نیز جهت برشی راست‌گرد را تایید می‌کنند. عدد تاوایی جنبش شناختی (Wm) با استفاده از روش‌های توزیع هذلولی بودین نامتقارن و الگوهای فابریک محور C کوارتز برآورد شدند. Wm محاسبه شده از روش‌های توزیع هذلولی بودین نامتقارن و الگوهای فابریک محور C کوارتز، ترکیبی از ۳۰ درصد تا ۴۸ درصد مولفه برش ساده و ۵۲ درصد تا ۷۰ درصد مولفه برش محض را نشان می‌دهند. نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهند بودین‌های نامتقارن روش مناسبی برای تخمین عدد تاوایی می‌باشند. این تحلیل‌های کمی نشان‌دهنده دگرشکلی برشی عمومی توسعه‌یافته در امتداد کمربند دگرگونی سنج-سیرجان است که در رژیم جریان ترافشارشی همراه با کوتاه شدگی عمود بر مرز ناحیه برشی به وجود آمده است.

واژه‌های کلیدی: برش عمومی، بودین، تاوایی، جریان ترافشارشی، کمربند کوهزایی زاگرس.

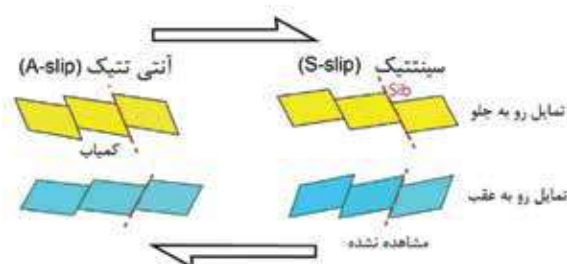
مقدمه

در اثر کوتاه شدگی و تغییر شکل ترافشارشی قرار می‌گیرند (Tikoff and Teyssier, 1994) و منجر به شکل‌گیری کمربند کوهزایی گسترده‌ای می‌شود. بردار انتقال تکتونیکی یک پارامتر موثر برای تعیین هندسه و جنبش‌شناسی تغییر شکل است. رژیم ترافشارشی در هر دو پهنه‌های برشی

هنه‌های برشی ترافشارشی از ویژگی‌های تغییر شکل رایج در بسیاری از مناطق تکتونیکی هستند و بخش قابل‌توجهی از واتنش را در مرزهای صفحه همگرای مورب، در خود جای می‌دهند. در طول همگرایی مورب، صفحات لیتوسفری

* نویسنده مرتبط: derikvand.so@lu.ac.ir

(2003, Passchier and الف) بودین‌های کشیده شده، (ب) بودین‌های برشی، (ج) بودین‌های تکه شده، (د) بودین‌های کشیدگی و (ی) بودین‌های دومینو. (Hanmer 1986) دو رده جنبش شناختی را برای بودین‌ها معرفی کرد: (۱) بودین‌های متقارن، که لغزش را روی سطوح بین بودین تجربه نمی‌کنند، و (۲) بودین‌های نامتقارن، با لغزش روی سطوح بین بودین، که با توجه به جهت برش اصلی می‌توانند سین‌تیک^۱ یا آنتی‌تیک^۲ باشند (Johnson, 2009). بودین‌های نامتقارن نوار برشی و دومینو به‌عنوان یک نشانگر جنبش شناختی با چرخش رو به جلو یا عقب تشکیل می‌شوند (شکل ۱). چرخش بلوک‌های بودین نامتقارن در سنگ‌های دگرشکل شده پلاستیک برای استنباط درجه غیر هم‌محوری و تاوایی استفاده می‌شود (Goscombe and Passchier, 2003). بودین‌های نامتقارن در گستره مطالعاتی فراوان هستند و می‌توانند به‌عنوان یک ابزار مهم برای تحلیل جنبش شناختی عدد تاوایی استفاده شوند. این مطالعات به زمین‌شناسان درک بهتری از نوع و شدت رفتار دگرشکی در گستره مورد مطالعه خواهد داد. این پژوهش به‌منظور بررسی و توصیف عناصر ساختاری و فابریک‌ها، تحلیل هندسی بودین‌های نامتقارن با تمایل رو به جلو و تمایل رو به عقب و تحلیل جنبش شناختی بودین‌های نامتقارن و فابریک محور c کوارتز به‌منظور تخمین عدد تاوایی صورت می‌گیرد. همچنین این مطالعه به ارزیابی پدیده بخش‌بندی رژیم واتنش در گستره مورد مطالعه می‌پردازد.



شکل ۱. شکل‌های شوماتیک دوبعدی چهار دسته از بودین‌های نامتقارن. لغزش سین‌تیک و لغزش آنتی‌تیک با تمایل رو به جلو یا عقب. لغزش سین‌تیک بودین با تمایل رو به جلو هرگز مشاهده نمی‌شود. لغزش آنتی‌تیک بودین با تمایل رو به عقب نادر است (Goscombe and Passchier, 2003)

1. S-slip
2. A-slip

الاستیک و پلاستیک عمل می‌کند، به‌طوری‌که صفحات همگرایی با یک حرکت زاویه‌ای به‌طرف مرزهایشان گسل و پهنه‌های برشی را در پاسخ به فرایندهای تکتونیکی به وجود می‌آورند (Jones et al., 2004). ترافشارش با ترکیبی از حرکت امتدادلغز و کوتاه شدگی عمود بر آن که به‌طور هم‌زمان رخ می‌دهند، در تشکیل خصوصیات ساختاری عمل می‌کند (Fossen et al., 1994; Carreras et al., 2013). سیستم‌های ترافشارش در بخش‌های مختلف کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس ثبت شده‌اند (e.g. Mohajjel et al., 2003; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Shafiei Bafti and Mohajjel, 2015; Derikvand, 2022; ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۹۸). پهنه‌های برشی و ساختارهای مرتبط با رخنمون‌های دگرگونی، تاریخچه تغییر شکل و جنبش‌شناسی را در سطح میکروسکوپی و موزوسکوپی ثبت می‌کنند. در دو دهه گذشته، مطالعات متعددی بر تخمین کمی جنبش شناختی تاوایی در سنگ‌های تغییر شکل یافته با استفاده از معیارهای تاوایی متمرکز شده‌اند (Xypolias 2010; Law 2010; Sarkarinejad and Derikvand 2017). در کوهزایی زاگرس، سنگ‌های دگرگونی سنندج-سیرجان در پس بوم پهنه برخوردی زاگرس با ضخامت حدود ۲۰۰ کیلومتر نمایان شده‌اند. تحلیل کمی جنبش شناختی تاوایی و الگوی واتنش پوسته بالایی و میانی در کمربند کوهزایی زاگرس هدف تحقیق اخیر است. گستره مورد مطالعه در کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان با رخنمون‌هایی که حاوی ویژگی‌های ساختاری قابل تشخیص مانند بودین‌های نامتقارن هستند و می‌توانند برای ارزیابی پارامترهای جنبش شناختی مورد استفاده قرار گیرند. ساختارهای بودین موضوع تحقیقات گسترده‌ای از زمین‌شناسان ساختاری هستند (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۹۸; Ramsay, 1967; Hanmer and Passchier, 1991; Swanson, 1992; Goscombe et al., 2004; Warren, 2008; Derikvand et al., 2023) و اطلاعات پژوهشی مهمی از خصوصیات مکان‌های قدیمی مختلف را می‌توان از این مطالعات بازیابی کرد. بر اساس هندسه بودین‌ها، پنج نوع بودین توصیف شد (Goscombe

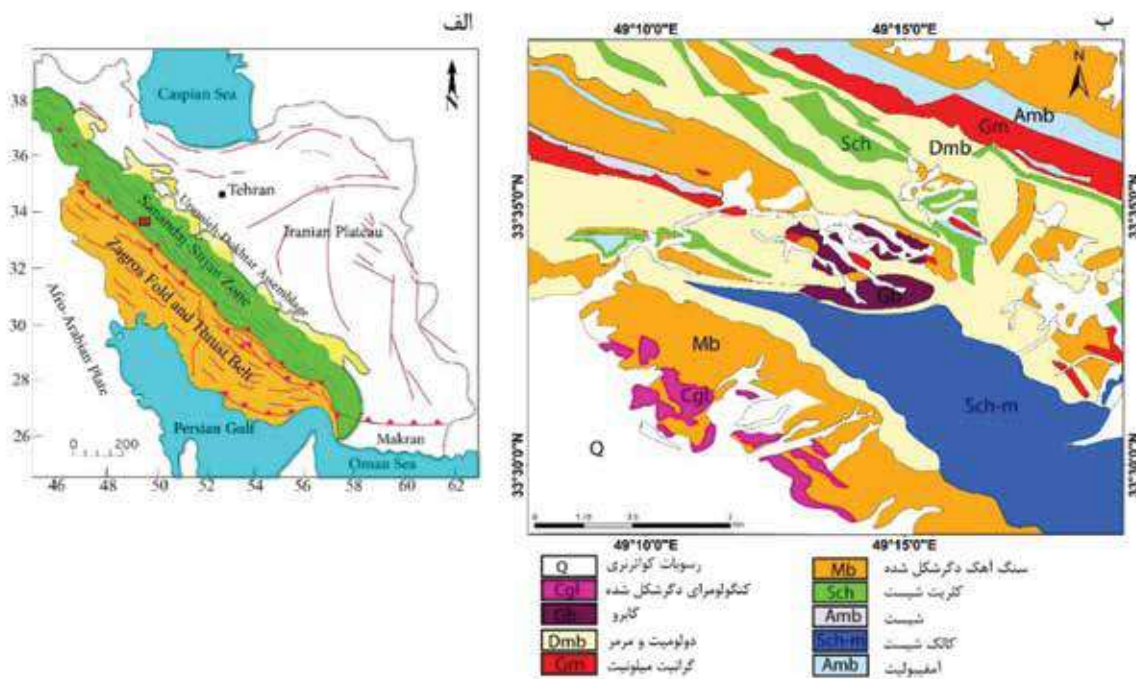
خصوصیات زمین‌شناسی و تکتونیکی

(Alavi, 1994): کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس، پهنه سهندج-سیرجان و مجموعه ارومیه-دختر (شکل ۲-الف). پهنه سهندج-سیرجان با روند شمال غرب-جنوب شرق سنگ‌های دگرگونی از درجه پایین تا درجه بالا را در برمی‌گیرد. گستره مورد مطالعه در بخش پس بوم کمربند کوهزایی زاگرس و در پهنه سهندج-سیرجان، در نزدیکی دورود واقع در شمال شرق استان لرستان واقع شده است. نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی گستره مورد مطالعه اصلاح شده و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده است (شکل ۲-ب). سنگ‌های دگرگونی شامل گرانیت میلونیت، آمفیبولیت، کالک‌شیست، دولومیت و سنگ‌آهک، کلریت شیست، سنگ‌آهک‌های دگرشکل شده، کنگلومرای دگرشکل شده هستند.

به‌طور کلی ساختارها به سه فاز تغییر شکل نسبت داده می‌شوند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). چندین نسل از ساختارها طی سه مرحله تغییر شکل ایجاد شدند. چین‌های بودینی شده، بودین‌های چین‌خورده، چین‌های هماهنگ و ناهماهنگ رایج هستند. الگوهای تداخلی چین‌خوردگی‌های مکرر در سنگ‌آهک‌های دولومیتی و کالک شیست‌ها مشاهده می‌شود. از ساختارهای دگرشکی

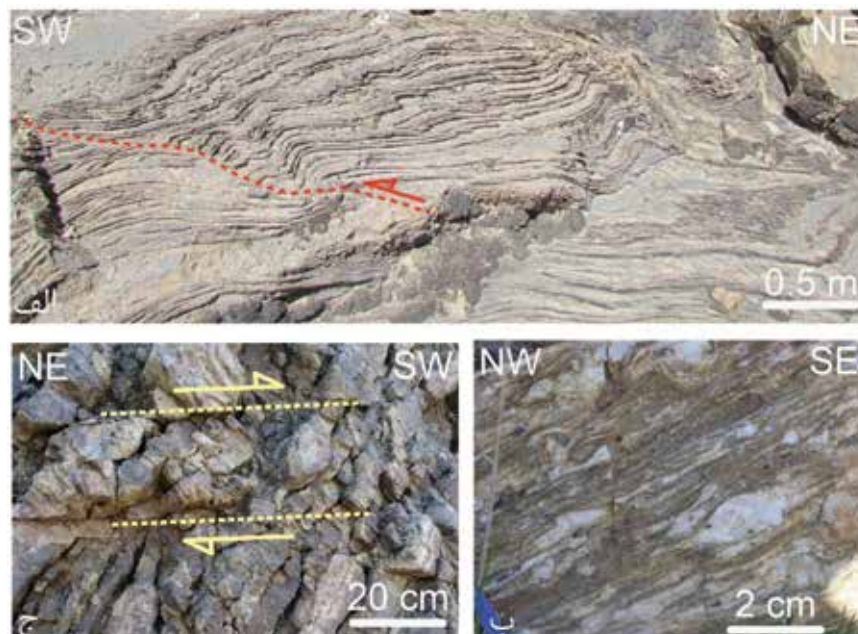
رخمون‌های سنگ‌های دگرشکل شده در گستره دورود در غرب ایران واقع شده‌اند. این ناحیه بخشی از کمربند دگرگونی سهندج-سیرجان است و در کمربند کوهزایی زاگرس قرار دارد (شکل ۲). کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از کوهزایی برخوردی آلپ-همالیا است (Ricou, 1971; Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981). این کمربند کوهزایی پیچیده با روند شمال غربی-جنوب شرقی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر تا جنوب ایران گسترش دارد (Stöcklin, 1968). کمربند کوهزایی زاگرس نتیجه بسته شدن نئوتتیس به‌طور عمده به دلیل فروانش پوسته اقیانوسی در امتداد یک پهنه فروانشی با شیب به سمت شمال شرق، به زیر ایران مرکزی و متعاقب آن برخورد بین قاره آفریقا-عربی و خرد قاره ایران در کرتاسه می‌باشد (Alavi, 1994; Mohajjel and Fergusson, 2000). داده‌های ژئوفیزیکی اخیر نشان می‌دهد، همگرایی امروزه با نرخ 2 ± 22 میلی‌متر در سال ادامه دارد (Vernant et al., 2004).

کمربند کوهزایی زاگرس به سه پهنه تغییرشکل یافته موازی اصلی، از جنوب غربی تا شمال شرقی تقسیم شده است



شکل ۲. الف) تقسیم‌بندی ساختاری کمربند کوهزایی زاگرس در غرب ایران. موقعیت گستره مورد مطالعه با یک مستطیل قرمز رنگ نشان داده شده است. ب) نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

این گستره می‌توان سیستم‌های راندگی فلسی، چین‌های مرتبط با گسل خوردگی (شکل ۳-الف)، پورفیروکلاست‌های غلافی (شکل ۳-ب) و ساختار دوپلکس (شکل ۳-ج) را نام برد. ساختارهای اصلی به‌طور عمده در راستای شمال غربی-جنوب شرقی واقع شده‌اند.



شکل ۳. الف) چین‌خوردگی مرتبط با گسل خوردگی. خط هاشور قرمز رنگ موقعیت گسل را نشان می‌دهد، ب) پورفیروکلاست‌های غلافی در سنگ‌های گرانیتی-میلونیتی، ج) ساختار دوپلکس

روش‌های مطالعه

بیضی واتنش نهایی و صفحه XY هستند. تحلیل الگوهای محور c کوارتز با استفاده از یک میکروسکوپ پلاریزان مجهز به دستگاه یونیورسال پنج محوره لیتز^۱ انجام شد. به‌طور متوسط ۳۵۴ دانه کوارتز تبلور مجدد در سه نمونه جهت یافته سنگ‌های گرانیتی-میلونیتی اندازه‌گیری شد.

تاریخچه دگرشکلی

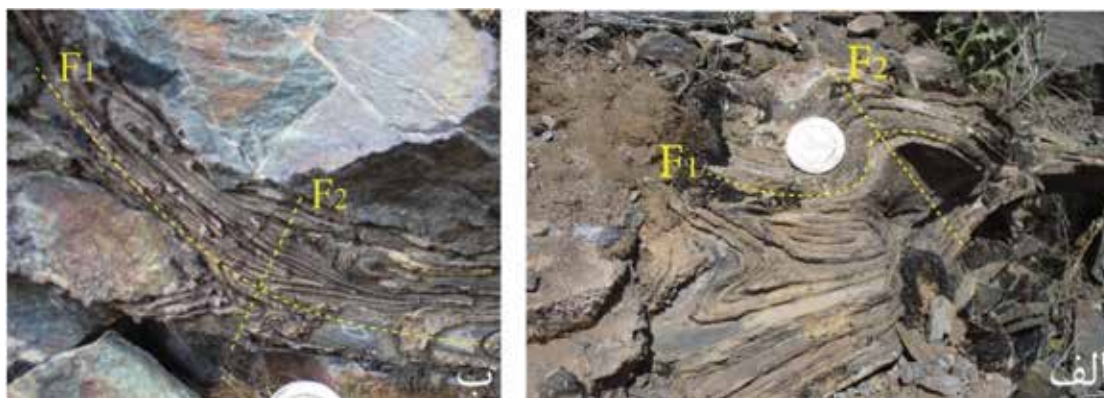
بخش پس بوم کمربند کوهزایی زاگرس سه مرحله تغییر شکل را پشت سر نهاده است و به‌صورت D1، D2 و D3 تعریف شده‌اند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). تعیین سن با استفاده از روش سن سنجی $^{40}_{Ar}/^{39}_{Ar}$ بر روی دانه‌های بیوتیت در گنیس 119.95 ± 0.88 و 112.58 ± 0.66 میلیون سال در نظر گرفته شده است که مربوط به برخورد بین صفحات آفری-عربی و ایران در طول

در این پژوهش بر اساس مشاهدات میدانی و داده‌های ساختاری، تحلیل ویژگی‌های هندسی بودین‌ها، الگوی محور c کوارتز، واتنش نهایی و عدد جنبش شناختی تاوایی در ناحیه دورود انجام شده است. برای تحلیل هندسه بودین‌های با چرخش رو به عقب و جلو، پارامترهای هندسی ۷۸ بودین دومینو و ۸۲ بودین باند برشی اندازه‌گیری شد. در تحلیل واتنش نهایی، هر دو نسبت ابعاد و زاویه ϕ در سه مقطع نازک برای حدود ۷۵ دانه فلدسپار دگرشکل یافته از گرانیت میلونیت‌ها اندازه‌گیری شد. با استفاده از نرم‌افزار اکسل (Chew, 2003) Rf/Φ نمودارهای Rf/Φ رسم شدند. برای رسم الگوی محور c کوارتز، سه نمونه جهت‌دار از سنگ‌های گرانیتی-میلونیتی جمع‌آوری شد (شکل ۲). نمونه‌های جهت‌دار و مقاطع نازک عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی (صفحه XZ) تهیه شدند. خطوارگی‌های کشیدگی و صفحات برگوارگی به ترتیب نشان‌دهنده محور X

1. Leitz 5-axis universal stage

چین خوردگی های مکرر

بسیاری از چین خوردگی های مزوسکوپی بر روی سنگ آهک دولومیتی و کالک شایست در گستره مورد مطالعه به خوبی توسعه یافته اند. چین خوردگی های مکرر، الگوهای تداخلی نوع یک، دو و سه را تشکیل می دهند (Ramsay, 1967). این الگوهای تداخلی منجر به روی هم قرار گرفتن چین های نسل یک و دو می شود. شکل (۴-الف و ب) به ترتیب چین خوردگی های مکرر با الگوی تداخلی نوع دو و سه را نشان می دهد که در اثر چین خوردگی سطح محوری F2 بر روی سطح محوری F1 قرار دارد. چاپ شدن دگرشکلی D3 بر روی دگرشکلی های D1 و D2 منجر به دگرشکلی های پیچیده ای می شود.



شکل ۴. نمونه هایی از الگوی چین خوردگی مکرر در سنگ آهک دولومیتی، الف) چین خوردگی مکرر نوع ۲، ب) چین خوردگی مکرر نوع ۳. اثر سطح محوری را نشان می دهد

بودین های دومینو

شبه به پورفیروکلاست های غلافی هستند (Passchier and Simpson, 1986; Goldstein, 1988). بودین های نوار برشی مشابه با کلیواژهای نوار برشی (نوع C') هستند (Goldstein, 1988; Swanson, 1992). سطح بین بودین (Sib) یک سطح مجزا است و در برخی موارد به صورت یک پهنه برشی شکل پذیر گسترده تر ادامه می یابد، بودین ها را جابجا می کند و بودین های کشیده شده^۱ نامتقارن ایجاد می کند. نمونه هایی از بودین های نوار برشی در شکل (۵-الف، ب، ج و ر) نشان داده شده اند.

بودین های دومینو توسط (Etchecopar, 1977) نام گذاری شدند و شامل الف) بودین های کششی^۱ نامتقارن نوع یک (Hanmer, 1986) و ب) بودین های شکستگی کششی یا هندسه های چرخشی رو به جلوی عمود بر رگه های کششی (Swanson, 1992, 1999) هستند. نمونه هایی از بودین های دومینو در شکل (۵-س، ط و ع) نشان داده شده اند.

بودین های نوار برشی

بودین های نوار برشی در گستره مورد مطالعه نامتقارن هستند و با ظاهر لوزوی گرد شده تا عدسی شکل،

1. Pull-apart boudins
2. Drawn boudin

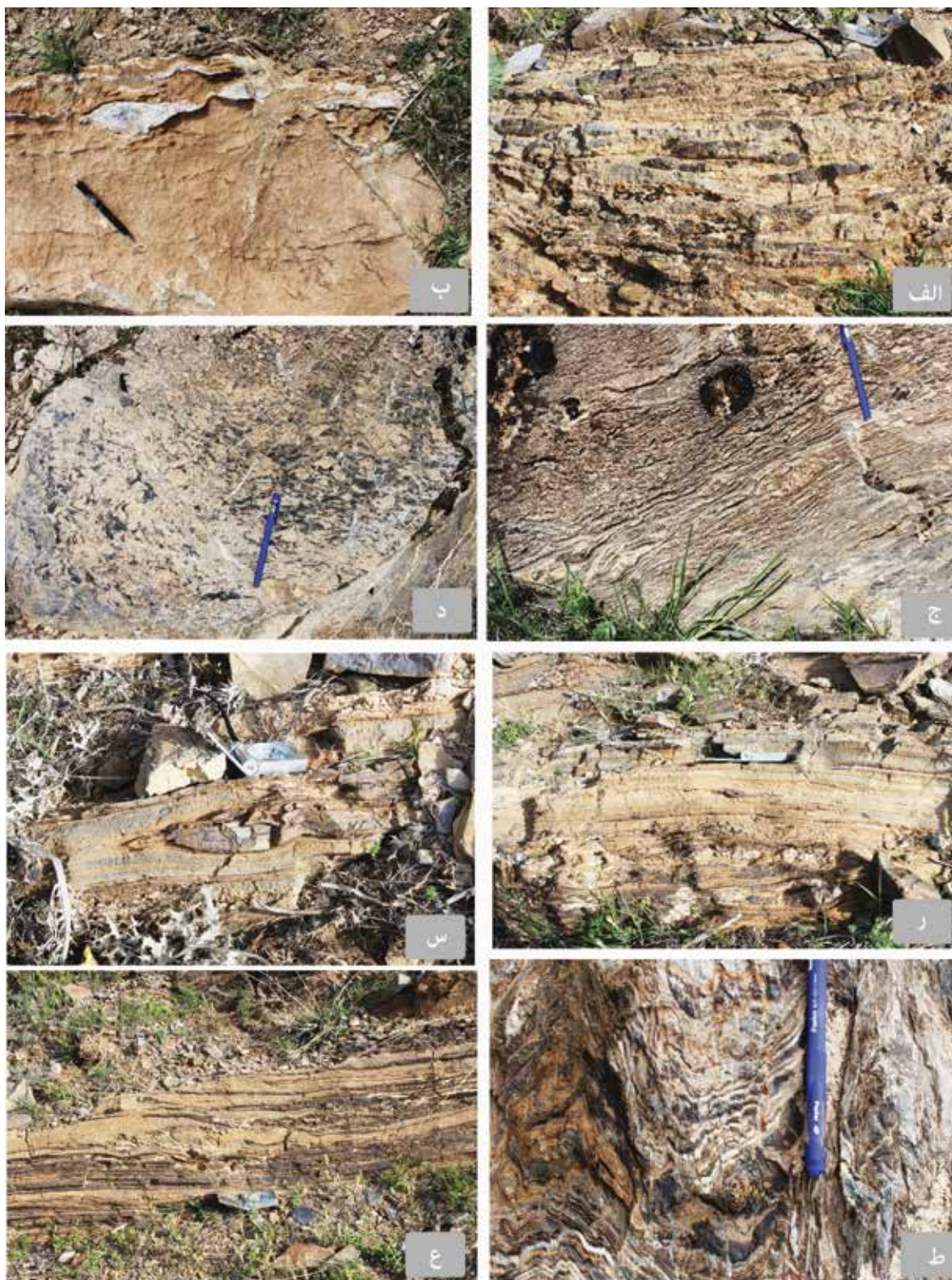
ساختارهای بودین بازسازی شده

برخی از رشته بودین‌ها شواهدی از ادامه دگرشکلی بلوک‌های بودین، پس از تکه تکه شدن نشان می‌دهند (Hanmer and Passchier, 1991). این بودین‌های اصلاح شده را می‌توان به بودین‌های بازسازی شده و بودین‌های متوالی طبقه‌بندی کرد (Goscomb et al., 2004). بودین‌های بازسازی شده در زمانی مشخص، پس از طولیل شدگی اولیه و در معرض فاز دوم کوتاه شدگی که تقریباً موازی با لایه‌بندی است، ایجاد می‌شوند. در گستره مورد مطالعه بودین‌های قبل از چین‌خوردگی می‌توانند در مرحله اولیه تغییر شکل ایجاد شده و در مراحل نهایی به وسیله کوتاه شدگی و برش خوردگی حاصل از همگرایی مرحله نهایی دگرشکل شوند (شکل ۵-ب). در این گستره بودین‌های با نسبت ابعاد بالا چین‌خورده‌اند. نواحی گردن بودین در برخی از لولاهای چین (شکل ۵-ط) نشان‌دهنده کوتاه شدگی بعدی لایه‌های بودیناژ شده است. به عبارت دیگر، چین‌خوردگی یک لایه بودیناژ شده به‌طور معمول باید شامل برهم‌نهی دگرشکلی‌های جداگانه، با یک دوره طولانی کشیدگی موازی لایه و به دنبال آن یک دوره کوتاه شدگی موازی با لایه باشد (Sengupta, 1983).

پارامترهای هندسی بودین‌ها

ساختارهای بودین در این ناحیه بر اساس مطالعات میدانی و خصوصیات الگوهای هندسی و جنبش شناختی مشخص طبقه‌بندی می‌شوند. ما مطالعه خود را در درجه اول به دو عضو انتهایی بودین‌های نامتقارن در شرایط دوبعدی که دارای تقارن مونوکلینیک هستند محدود می‌کنیم. همه بودین‌ها در یک مقطع عرضی، عمود بر محور بودین اندازه‌گیری شدند. برش راستگرد در سراسر این ناحیه، بر اساس پورفیروکلاست‌های غلافی شناسایی شد (Passchier and Simpson, 1986; Hanmer and Passchier, 1991; Goscombe et al., 2004). بودین‌های دومینو و نوار برشی از مقیاس رخنمون تا میکروسکوپی نامتقارن هستند. ویژگی‌های هندسه بودین توسط بسیاری از محققان بر اساس مطالعات تجربی و عددی توصیف شده است (Hanmer, 1986; Goldstein, 1988).

Mandal and Khan, 1991; Goscomb and Passchier, 2003). در این مطالعه هندسه بودین‌ها در صحرا یا از طریق عکس طبقه‌بندی و تعیین می‌شوند. اندازه‌گیری از عکس‌ها همانند اندازه‌گیری‌های میدانی دقیق انجام شده‌اند. اختلاف بین میانگین اندازه‌گیری‌ها از رخنمون و عکس از همان ساختار برای پارامترهای زاویه‌ای حدود $\pm 1^\circ$ درجه و برای پارامترهای طولی یک الی دو سانتی‌متر است. در این مطالعه ما از مجموعه‌های نام‌گذاری پارامترهای هندسی استفاده کردیم (Rodrigues et al., 2016). این پارامترها Sib, Se, Lb, Le, L, W, θ , α و θ' را می‌توان در مقاطع عمود بر گردن بودین در بلوک‌های بودین شده منفرد مشاهده کرد (شکل ۶). پهنه بین بودین را می‌توان به عنوان سطح بین بودین در هر نوع بودین مشخص کرد. Sib یک سطح مایل مشخص است و با سطح بودین مطابقت دارد. در طول بودین، Sib‌ها به صورت جانبی جابجا شده‌اند و به موازات سطح همپوشانی (Se) در لبه بودین خم می‌شوند (برگوارگی، شکل ۶). این سطح مانند گسلی است که دو بخش انتهایی بودین را به سمت بیرون (سطح اصلی ساختار بودین در تماس با سنگ میزبان) قطع می‌کند. خط Lb جهت محور طولیل بودین و ناحیه گردن را نشان می‌دهد (شکل ۶). محور میانی (Y) بیضی واتنش نهایی با Lb موازی است. Lb و Sib می‌توانند مایل یا عمود بر محور طولیل (Le) و خطواره کشیدگی باشند. N عرض فاصله بین بودین‌هاست و عمود بر Sib اندازه‌گیری می‌شود. D جابجایی جانبی بین بودین‌هاست و عمود بر Sib نرمال اندازه‌گیری می‌شود. L و W به ترتیب طول و عرض بودین‌های منفرد هستند. L و W به ترتیب موازی و عمود بر Sb (سطح اصلی بلوک بودین در تماس با سنگ میزبان) اندازه‌گیری می‌شوند. سه پارامتر زاویه‌ای شامل θ (زاویه بین Sb و Sib)، α (چرخش نسبی بلوک یا زاویه حاده بین Se و Sb) و θ' (زاویه حاده بین Se و Sib) در صفحه مقطع عرضی محاسبه شد (Goscombe et al., 2004). صفحه مقطع عرضی عمود بر Lb و Se است. صفحه مقطع عرضی عمود بر Lb و Se است. بودین‌های S-slip با Sib رو به عقب دارای مقادیر θ و N/L کمتری نسبت به بودین‌های A-slip با Sib رو به جلو هستند.

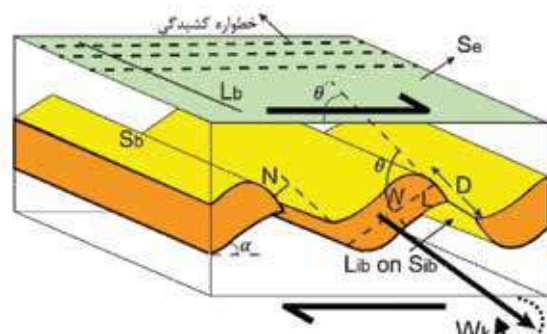


شکل ۵. تصاویر بودین‌های نامتقارن در گستره دورود، پهنه سهند-سیرجان. جهت برش در تمامی تصاویر راستگرد است. الف، ب و ج) بودین‌های نوار برشی، د) بودین‌های بازسازی شده همراه با چین‌خوردگی، ر) رشته بودین‌های نوار برشی، س) دومینو بودین، ط) دومینو بودین‌های چین‌خورده، ع) رشته دومینو بودین. این ساختارها در سنگ‌های آهکی-دولومیتی و کوارتزی شکل گرفتند

است (Goscombe and Passchier, 2003; Rodrigues and Pamplona, 2018). نمودار شکل (۷-الف) ارتباط بین چرخش نسبی بلوک‌های بودین (α) و شکل بلوک‌های بودین (θ) را برای ساختارهای نامتقارن که به موازات برگواگی تشکیل شده‌اند نشان می‌دهد. مقدار θ برای بودین نوار برشی کمتر از دومینو است. با توجه به ارتباط مستقیم بین θ و α ، هرچه θ بالاتر باشد، چرخش بلوک‌ها آسان‌تر است. با توجه به همبستگی بین θ و L/W ، بودین‌های نوار برشی در محدوده L/W بالا و θ پایین پراکنده هستند، درحالی‌که این نسبت‌ها در بودین‌های دومینو برعکس هستند (شکل ۷-ب). ارتباط بین نسبت محوری و چرخش نسبی بلوک‌های بودین را می‌توان از نمودار α و L/W به دست آورد. همان‌طور که در نمودار شکل (۷-ج) نشان داده شده است، نسبت محوری (L/W) بودین‌های نوار برشی بیشتر از انواع دومینو است. مقدار میانگین چرخش نسبی بلوک‌های بودین (α) برای بودین‌های دومینو بیشتر از بودین‌های باند برشی است. در بودین‌های دومینو با نسبت محوری پایین، چرخش (α) به خود بلوک محدود می‌شود و در بودین‌های نوار برشی، α با افزایش نسبت محوری افزایش می‌یابد. با توجه به نمودار شکل (۷-د) و ارزیابی ارتباط بین کشش نرمالایز شده (M/L) و اتساع Sib نرمالایز شده (N/L)، مقدار N/L در بودین‌های دومینو بالا است و باعث پر شدن رگه‌ها می‌شود. مقدار M/L در بودین نواربرشی بیشتر از بقیه است و منجر به جدا شدن کامل بلوک‌های بودین مجاور می‌شود. شکل (۷-ر) ارتباط بین θ و مقدار نرمالایز شده جابجایی روی سطح میانی بودین‌ها (D/W) را نشان می‌دهد. بودین‌های نوار برشی با تغییرات بالای D/W و θ کمتر، جابجایی بیشتری را تجربه کرده‌اند، درحالی‌که این مقدار در بودین‌های دومینو کم است.

عدد تاوایی جنبش شناختی

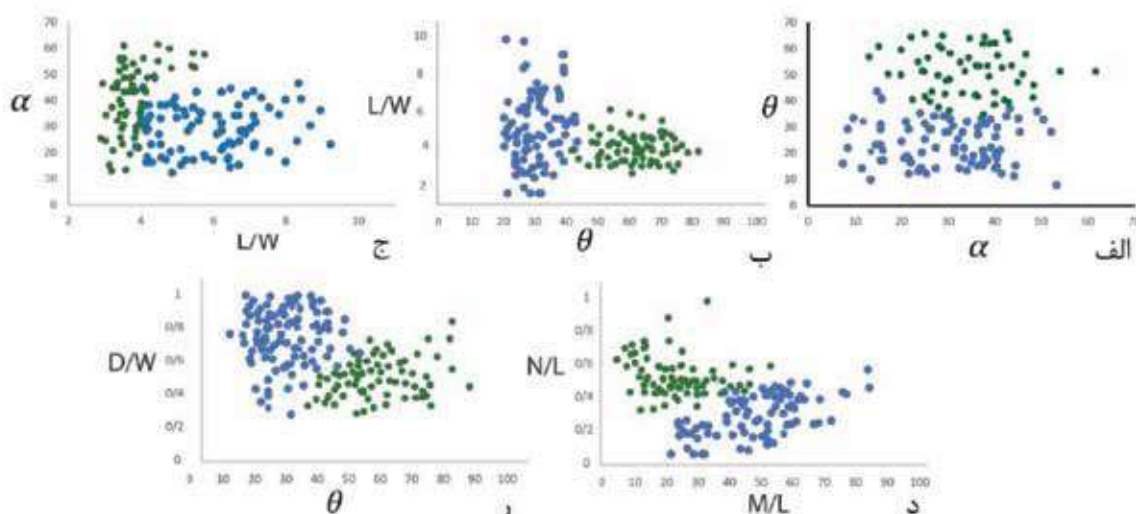
در طی چند دهه اخیر، روش‌های مختلفی برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی در سنگ‌های دگرشکل شده در طبیعت ارائه شده است. سیستم‌های پورفیروکلاست، فابریک‌های کریستالوگرافی، مجموعه‌های دگرشکل شده



شکل ۶. نام‌گذاری و نمادهای مورد استفاده برای عناصر ساختاری بودین نامتقارن و پارامترهای هندسی (Goscombe and Passchier, 2003). خط اتصال بین بلوک بودین و سنگ میزبان و همچنین سطح بیرونی بودین است. Sib سطح بین بودین است. Lb جهت محور طولی بودین است. محور میانی (Y) بیضی واتنش نهایی با Lb موازی است. L و W به ترتیب طول و عرض بودین‌های منفرد هستند. D جابجایی جانبی بین بودین هاست و عمود بر Sib اندازه‌گیری می‌شود. N مقدار اتساع Sib (عرض فاصله بین بودین) است و عمود بر Sib اندازه‌گیری می‌شود. θ زاویه بین Sb و Sib است. α چرخش بلوک نسبی یا زاویه حاده بین Sb و Se است. θ' زاویه حاده بین Se و Sib است. Wk یک بردار تاوایی است. جهت برشی محض راستگرد است (اصلاح شده پس از (Rodrigues and Pamplona, 2018)).

تحلیل هندسی بودین‌ها

در گستره مورد مطالعه ساختار بودین به فراوانی در مقیاس متوسط مشاهده شده است. دو عضو انتهایی بودین نامتقارن را به صورت دوبعدی و در صفحات عمود بر محور بودین، با تقارن مونوکلینیک مطالعه کردیم. توصیف جنبش شناختی بودین‌های نامتقارن مستلزم اطلاعاتی در مورد جهت لغزش روی سطح جدایش شده بودین‌ها است. لایه‌های کوارتزی و آهکی با مقاومت بالا شرایط مناسبی برای ایجاد این ساختار در سنگ میزبان فیلونیتی و شیبستی گستره مورد مطالعه دارند. بودین‌های نامتقارن را می‌توان به عنوان شاخص‌های جنبش شناختی استفاده کرد (Hanmer, 1986). در این مطالعه ما هر دو بودین‌های دومینو و بودین نوار برشی را اندازه‌گیری کردیم. تشکیل بودین‌های نامتقارن رو به جلو یا عقب به نسبت ابعاد بودین اولیه L/W ، زاویه بین لایه و بردارهای ویژه کششی جریان، پارامترهای جریان و رئولوژی بستگی دارد (Passchier and Druguet, 2002). رسم نمودارها برای نمایش داده‌های اندازه‌گیری شده و ایجاد یک ارتباط قابل قبول بین پارامترهای بودین و نوع لغزش



شکل ۷. نمودارهای ارتباط بین پارامترهای هندسی بودین‌ها، الف) چرخش بلوک (α) در مقابل شکل بلوک بودین (θ)، ب) شکل بلوک بودین (θ) در مقابل نسبت ابعاد (L/W)، ج) نسبت ابعاد (L/W) در مقابل چرخش بلوک (α)، د) کشش نرمالایز شده (M/L) در مقابل اتساع نرمالایز شده (N/L)، ر) شکل بلوک بودین (θ) در مقابل مقدار جابجایی نرمالایز شده در سطح میانی بودین (D/W). دایره‌های آبی و سبز رنگ به ترتیب موقعیت بودین‌های نوار برشی و بودین‌های دومینو را نشان می‌دهند

در سنگ‌های دگرشکل یافته، تاوایی جریان با تغییر زمان و موقعیت تغییر می‌کند (Tikoff and Fossen, 1995). در اثر چنین شرایطی، با فرض تغییر شکل در حالت پایدار تاوایی سنگ‌های دگرشکل یافته را می‌توان با میانگین عدد تاوایی (W_m) تخمین زد. در شرایط حالت پایدار، W_k و W_m (Passchier, 1988) برابر در نظر می‌گیرند. مشکل فرض تغییر شکل حالت پایدار (Passchier and Trouw, 2005) با استفاده از کمیت W_m که نشان‌دهنده مقدار میانگین W_k در طول زمان و مکان است (Passchier, 1988) رفع شود.

توزیع هذلولی بودین‌های نامتقارن

در روش توزیع هذلولی (Simpson and De Paor, 1993, 1997) از موقعیت پورفیروکلاست برای اندازه‌گیری عدد تاوایی جنبش شناختی استفاده می‌شود. این روش امکان تحلیل ساده و سریع W_m را با استفاده از جهت یافتگی نهایی پورفیروکلاست‌های صلب و دگرشکل شده و سایر شاخص‌های جنبش شناختی از جمله بودین‌های نامتقارن فراهم می‌کند. در گستره مورد مطالعه برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی از جهت یافتگی نهایی بودین‌های دگرشکل یافته صلب و نامتقارن استفاده

رگه‌های کششی، دایک‌ها و چین‌های کششی و جهت‌گیری محورهای واتنش نهایی با توجه به مرزهای پهنه برشی روش‌هایی هستند که به‌طور معمول برای تعیین کمیت تاوایی استفاده می‌شوند (Passchier, 1987; Wallis, 1992; Simpson and DePaor, 1993; Tikoff and Fossen, 1995; Gomez-Rivas et al., 2007).

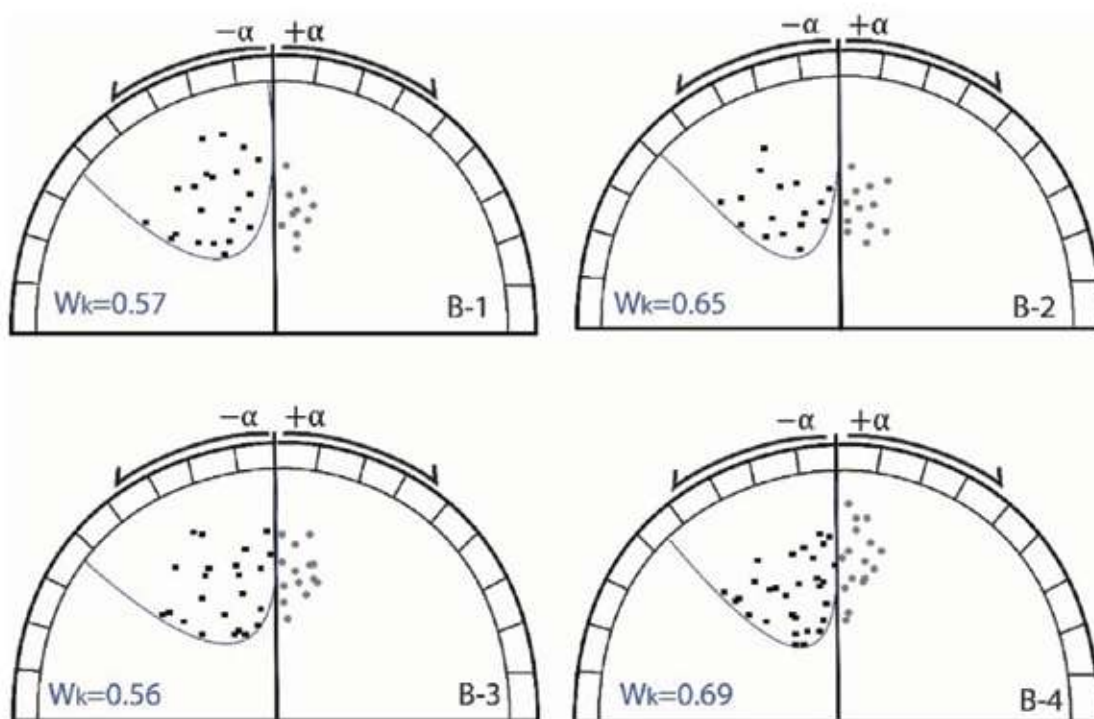
تحلیل تاوایی بر اساس جریان‌های دوبعدی با هندسه مونوکلینیک یا ارتورومبیک با بردار تاوایی کم‌وبیش موازی با محور Y بیضی واتنش است. در همه روش‌ها برای تخمین W_k جریان را در حالت همگن و پایدار فرض می‌کنند. یکی دیگر از محدودیت‌های تحلیل تاوایی دوبعدی، فرض دگرشکلی واتنش صفحه‌ای است (Tikoff and Fossen, 1995; Xypolias, 2010). W_k در مقیاسی بین صفر و یک اندازه‌گیری می‌شود. مقدار صفر برش محض و یک برش ساده را نشان می‌دهد. مقیاس W_k خطی نیست، اما می‌توان آن را با در نظر گرفتن درصد تغییر شکل ناشی از برش ساده به مقیاس خطی تبدیل کرد (Forte and Bailey, 2007). در جریان لحظه‌ای و $W_k = 0.71$ ، مولفه‌های برش محض و ساده به‌طور مساوی به وقوع می‌پیوندند (Law et al., 2004).

مولفه برش ساده است و جهت یافتگی بردار ویژه دیگر (کوتاه شدگی) به توزیع برش محض بستگی دارد. یکی از یال‌های این هذلولی به‌عنوان مجانبی با برگوارگی میلونیتی انتخاب می‌شود، با این فرض که تقریباً موازی با آپوفیز جریان کششی است، درحالی‌که یال دیگر هذلولی برای رسم جهت آپوفیز مورد، هذلولی باید با مرز بین نقاط مربوط به داده‌های بودین نامتقارن با چرخش به جلو و چرخش به عقب تعریف شود. بنابراین، کسینوس زاویه بازشدگی، v ، هذلولی به‌دست‌آمده مقدار W_k را نشان می‌دهد (Bobyarchick, 1986):

$$W_k = \cos(v) \quad (1)$$

میانگین عدد تاوایی جنبش شناختی اندازه‌گیری شده از چهار رخنمون بین $0/56$ تا $0/69$ است و نشان می‌دهد در گستره مورد مطالعه یک برش عمومی ($0 < W_k < 1$) غالب است (شکل ۸).

شده است. این بودین‌ها در فاز اول دگرشکلی در لایه‌های کوارتزیتی مناسب تشکیل شده و فاز دوم دگرشکلی را تجربه کردند. تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی به روش توزیع هذلولی بر این فرض استوار است که جهت یافتگی محور طویل بودین‌های نامتقارن با تمایل رو به عقب در میان زاویه حاده بین بردارهای ویژه جریان، جهت یافتگی بردار ویژه ناپایدار را مشخص می‌کند (Forte and Bailey, 2007). بردار ویژه پایدار موازی با برگوارگی فرض شده است (Simpson and DePaor, 1997). نسبت محوری (R) بودین‌ها و زاویه (α) بین محور بلند بودین (L ، شکل ۶) و مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در صفحه XZ و عمود بر محور بودین اندازه‌گیری شد. زاویه α و مقادیر R در یک شبکه هذلولی رسم شدند (De Paor, 1988). هذلولی نشان‌دهنده زاویه حاده بین جهت یافتگی‌های بردار ویژه است، طوری که یک بردار ویژه به‌موازات صفحه جریان



شکل ۸. نیمی از شبکه توزیع هذلولی داده‌های جنبش شناختی تاوایی از چهار رخنمون بودین در گستره دورود. زاویه بین محور طویل بودین و برگوارگی (α) است، با مقادیر α مثبت نشان‌دهنده تمایل رو به جلو و مقادیر α منفی نشان‌دهنده تمایل رو به عقب بودین‌های نامتقارن است. نسبت‌های محوری (R) بودین‌های نوار برشی و دومینو نیز اندازه‌گیری می‌شوند. هر دو مقدار α و R بر روی یک استریونت هذلولی رسم می‌شوند (De Paor, 1988). نمادهای مربعی شکل نشان‌دهنده بودین‌های نوار برشی رو به عقب هستند و نمادهای دایره‌ای شکل بودین‌های دومینو رو به جلو را نشان می‌دهند

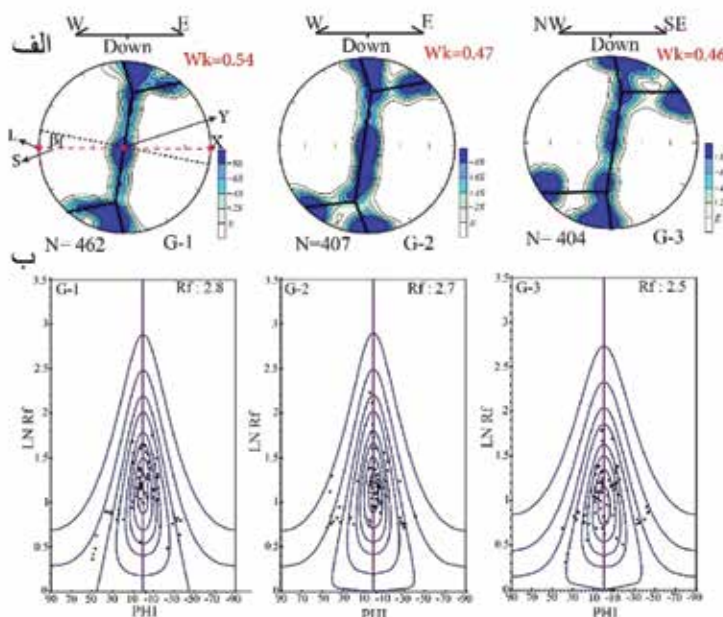
فابریک محور c کوارتز

زاویه β بین عمود بر بخش گیردل مرکزی فابریک محور c کوارتز و برگوارگی (شکل ۹-الف) و R_{XZ} (نسبت واتنش نهایی در صفحه XZ)، W_m را می‌توان از طریق رابطه زیر (Xypolias, 2009) به دست آورد:

$$W_m = \cos \left[\tan^{-1} \left(\frac{1 - R_{XZ} \tan^2 \beta}{(1 + R_{XZ}) \tan \beta} \right) \right] \quad (2)$$

با استفاده از روش Rf/ϕ (Ramsay, 1967) در صفحه XZ و بر روی نشانگرهای بیضی شکل دانه‌های فلدسپار موجود در گرانیت میلونیت‌های دگرشکل شده گستره مورد مطالعه برآورد شد. نسبت واتنش محاسبه شده در صفحه XZ بین ۲/۸ و ۲/۵ می‌باشد (شکل ۹-ب). بر اساس رابطه ۲، عدد تاوایی جنبش شناختی محاسبه شده در نمونه‌های G1، G2 و G3 به ترتیب ۰/۵۴، ۰/۴۷ و ۰/۴۶ محاسبه شده است. تخمین W_m به تغییرات کوچک در زوایای به دست آمده β حساس هستند (Grasemann et al., 1999; Law et al., 2004). زاویه β با حداقل خطای $\pm 2^\circ$ درجه تعیین می‌شود، زیرا بخش گیردل مرکزی به‌طور کامل مستقیم نیست (Platt and Behrmann, 1986; Xypolias, 2010).

تغییر شکل درون کریستالی کوارتز با ایجاد الگوی جهت یافتگی ترجیحی محور c (LPO) کوارتز نقش مهمی در تحلیل هندسی و جنبش شناختی جریان دارد (Passchier and Trouw, 2005). نمونه‌های جهت‌دار گرانیت میلونیت در گستره دورود جمع‌آوری شد و مقاطع نازک عمود بر برگوارگی و موازی با خطواره کششی تهیه شد. فابریک‌های محور c کوارتز گرانیت میلونیت در طول تغییر شکل D1 شروع به توسعه کردند. با این حال، تبلور مجدد دینامیکی کوارتز در طول برهم نهی دگرشکلی دوم ادامه یافت و بنابراین ریزساختارهای ثبت شده بیشتر D2 را منعکس می‌کنند. الگوهای LPO محور c کوارتز از این نمونه‌ها در شکل ۹ نشان داده شده است. همه این الگوها کمربندهای متقاطع Type-I را به‌صورت مورب نسبت به برگوارگی و خطواره‌گی نشان می‌دهند و همه الگوهای LPO عدم تقارن نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جهت برشی غیرهم محور راست‌گرد می‌باشد. در طول برش عمومی، اسکلت گیردل مرکزی فابریک محور c کوارتز عمود بر صفحه برش در نظر می‌گیرند (Sullivan and Law, 2007). با دانستن



شکل ۹. الف) تصویر استریوگرافی الگوهای محور c کوارتز، از گرانیت میلونیت. فواصل کنتور: ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۷ و ۸ برابر توزیع یکنواخت. N = تعداد دانه‌های اندازه‌گیری شده در هر نمونه. در تمام این تصاویر، برگوارگی (S) عمودی است و خطواره‌گی (L) در امتداد برگوارگی افقی است. X و Y به ترتیب محور بزرگ و متوسط بیضی واتنش را نشان می‌دهند، ب) تخمین پارامترهای واتنش نهایی Rf از روش Rf/Φ برای مجموعه مشابهی از دانه‌های فلدسپار

بحث

در گستره مورد مطالعه لایه‌های کوارتزی و سنگ‌های میلونیتی درجه متوسط تا بالا مشاهده شده است. این سنگ‌ها در طول یک رژیم ترا فشارشی مایل بین شمال گندوانا و جنوب اوراسیا تحت سه فاز تغییر شکل (D_1 ، D_2 و D_3) قرار دارند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). بخش‌بندی واتنش در گرانیست میلونیت‌ها و ساختارهای بودین نامتقارن شامل جابجایی‌های شیب‌لغز و امتداد لغز هم‌زمان در سیستم راندگی شکل‌پذیر است که در طول یک سیستم ترا فشارش راستگرد ایجاد شده است. ساختارهای نامتقارن با جهت برشی راستگرد، ترکیب هم‌زمان حرکت برش ساده و کوتاه شدگی عمود بر آن و تغییرات سیستماتیک در مقادیر عدد تاوایی جنبش‌شناختی و واتنش نهایی همگی بیانگر رژیم ترا فشارش راستگرد در گستره مورد مطالعه می‌باشد. بودین‌های نوار برشی و دومینو در گستره مورد مطالعه به فراوانی یافت می‌شوند. بودین‌های نوار برشی لغزش سین‌تیک نشان می‌دهند. آنها تمایل رو به عقب و چرخش آنتی‌تیک نسبت به جهت برش نشان می‌دهند. بودین‌های دومینو با لغزش آنتی‌تیک شکل گرفتند و تمایل رو به جلو نشان می‌دهند. وقتی نسبت ابعاد بودین‌ها بزرگ باشد، بلوک‌های بودین به‌طور جداگانه چین می‌خورند و تا زمانی که فاصله بین بلوک‌های بودین زیاد باشد، کوتاه شدگی آنها را به هم نزدیک می‌کند. شواهد ساختاری گستره مورد مطالعه (بودین‌های نامتقارن و پورفایروکلاست‌های غلافی کوارتز و فلدسپات) نشانگر جهت برش راستگرد می‌باشند.

هر دو روش توزیع هذلولی بودین‌های نامتقارن و محور c کوارتز دلالت بر بخش بزرگی از تغییر شکل شکل‌پذیر در امتداد مناطق برشی دارند. در روش توزیع هذلولی بودین‌های نامتقارن در چهار رخنمون، Wk در محدوده $0/56$ تا $0/69$ (شکل ۶) محاسبه شد. Wk در روش فابریک‌های محور c کوارتز $0/46$ تا $0/54$ اندازه‌گیری شده است (شکل ۷). نتایج هر دو روش حاکی از همپوشانی در گستره مقادیر Wm است (Xypolias, 2010). مقادیر Wm به‌دست‌آمده نشان می‌دهد، برش در این ناحیه در شرایط برش عمومی با تاثیر

بالای مولفه برش ساده رخ داده است. نتایج به‌دست‌آمده تغییر شکل فضایی را نشان می‌دهد و تاریخچه تغییر شکل حالت ناپایدار را ثبت می‌کند (Xypolias 2009, 2010). دلیل کم شدن سیستماتیک تخمین‌های تاوایی با استفاده از کلاست‌ها، روان‌کاری می‌باشد به‌طور معمول، در ارتباط با زمینه-کلاست رخ می‌دهد (Johnson, 2009). فابریک محور c کوارتز نشان‌دهنده واتنش لحظه‌ای نهایی می‌باشد (Xypolias, 2009)، بنابراین، Wm برآورد شده اطلاعاتی از تاریخچه واتنش پیش‌رونده ارائه نمی‌دهد، بلکه معیار آخرین واتنش لحظه‌ای است. در مقابل، Wm تخمین زده شده با روش توزیع هوزلولی میانگین عدد تاوایی برش پیش‌رونده را ارائه می‌دهد (Tiwari et al., 2020). با توجه به اینکه هر دو روش کم‌وبیش نتایج یکسانی را نشان می‌دهند، آخرین واتنش لحظه‌ای برابر با میانگین تاوایی برش پیش‌رونده در گستره مورد مطالعه است.

میانگین عدد تاوایی جنبش شناختی (Wm) بر اساس دو روش به‌طور تقریبی $0/56$ برآورد شد. این نتیجه به‌خوبی با کارهای قبلی در این زمینه بر اساس روش‌های مختلف مطابقت دارد (Sarakarinejad and Derikvand, 2017). برای تخمین درصد برش ساده و برش محض با استفاده از Wk از رابطه استفاده شد (Bailey et al., 2004). تغییر شکل‌های با مولفه برش محض غالب^۱ دارای مقادیر $Wk > 0/3$ هستند که منطبق بر مولفه برشی ساده کمتر از ۲۰ درصد است. تغییر شکل‌های با مولفه برش ساده غالب^۲ دارای مقادیر $Wk < 0/95$ هستند که منطبق بر ۸۰ درصد مولفه برشی ساده است. تغییر شکل‌های برشی عمومی دارای مقادیر Wk بین $0/3$ و $0/95$ هستند. نتایج ما نشان می‌دهد که گستره مورد مطالعه تحت دگرشکلی ترا فشارشی با ۵۲ درصد تا ۷۰ درصد مولفه برش محض و ۴۸ درصد تا ۳۰ درصد مولفه برش ساده قرار گرفتند. مطالعات آینده می‌توانند بر روش‌های تحلیل داده‌های پراش الکترون‌های بازگشتی (EBSD) متمرکز شوند تا بتوانند اطلاعات دقیق‌تر

1. Pure-shear dominated
2. Simple-shear dominated

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-38.
- Bailey, C.M., Francis, B.E. and Fahreny, E.E., 2004. Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA. Geological Society London, Special Publication, 224, 249-264.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 210-65.
- Bobyarchick, A.R., 1986. The eigenvalues of steady flow in Mohr space. *Tectonophysics* 122 (1-2), 35-51.
- Chew, D.M., 2003. An excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/Φ technique. *Computers and Geosciences*, 29, 795-799.
- Carreras, J., Cosgrove, J.W. and Druguet, E., 2013. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, 50.
- Derikvand, S., 2022. Strain pattern and vorticity analysis in the transpressional Kaman-dan area within the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 158, 104595.
- Derikvand, S., Shoorangiz, M., Dehsar-vi, L. H. and Sarkarinejad, K. 2023. Kinematic analyses of the asymmetric boudins in the Tutak area within the Zagros hinterland fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 247, 105597
- De Paor, D.G., 1988. Rf/o strain analysis using an orientation net. *J. Struct. Geol.* 10 (4), 323-333.
- Etchecopar, A., 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystal-line aggregate. *Tectonophysics*, 39, 121-139.
- Forte, A.M. and Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic dis-

و معتبرتری در خصوص ویژگی‌های مختلف تغییر شکل، مانند عدد تاوایی جنبش شناختی و دمای تغییر شکل به‌دست‌آمده آورند.

نتیجه‌گیری

بررسی الگوی واکنش و ماهیت دگرشکلی با استفاده از جهت‌یافتگی محور c کوارتز (LPO)، واکنش نهایی و تحلیل تاوایی در ناحیه دورود، واقع در پهنه سنج-سیرجان در غرب ایران انجام شده است. دگرشکلی حاصل از سه فاز دگرشکلی ساختارهای مختلفی از قبیل چین‌خوردگی‌های مکرر، بودین‌ها، برگوارگی و خطوارگی‌ها را ایجاد کرده است. این ساختارها برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی و جهت برش استفاده شده‌اند. بودین‌های نامتقارن در لایه‌های کوارتزی که در میان شیست‌ها، سنگ‌آهک‌ها و میلویت‌ها قرار دارند، ایجاد شده‌اند. این بودین‌ها در دو گروه دومینو بودین‌ها و بودین‌های نوار برشی قرار می‌گیرند. گیردل‌های نامتقارن فابریک‌های محور c کوارتز، بودین‌های نامتقارن و انواع پورفیروکلاست‌ها نشان‌دهنده برش راستگرد (از بالا به سمت جنوب شرق) می‌باشد. مقایسه نتایج اعداد تاوایی جنبش شناختی محاسبه شده از روش‌های فابریک محور c کوارتز (۰/۵۴-۰/۴۶) و توزیع هذلولی (۰/۵۶-۰/۶۹) نشان می‌دهد، تطابق خوبی میان این روش‌ها وجود دارد. بنابراین، بودین‌های نامتقارن را می‌توان به‌طور قابل اعتماد برای تخمین Wm یک گستره تغییر شکل یافته استفاده کرد. Wm در گستره‌ای از ۰/۴۶-۰/۶۹ تغییر می‌کند و نشان‌دهنده یک رژیم برشی عمومی با مولفه برشی ساده در حدود ۳۰-۴۸ درصد است.

منابع

- ایزدی‌کیان، ل.، پیری، ن.، اکبری، م.ج. و مولایی، م.، ۱۳۹۸. بررسی زمین‌ساخت فعال گسل‌های تلخاب و توزلوگل و نقش آنها در شکل‌گیری تالاب میقان، اراک. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۸، ۱-۱۰.
- شیخ‌الاسلامی، م.ر.، ۱۳۹۸. تحلیل دو بعدی واکنش پایدار در مرمهرهای بودین دار ناحیه خلیج با استفاده از دایره مور، جنوب مشهد. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۹، ۶۳-۷۵.

- tribution method of kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 29, 983-1001.
- Fossen, H., Tikoff, B. and Teyssier, C., 1994. Strain modeling of transpressional and transensional deformation. *Norsk geologisk tidsskrift*, 74, 134-145.
 - Goldstein, A.G., 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 10, 707-715.
 - Gomez-Rivas, E., Bons, P.D., Grier, A., Carreras, J., Druguet, E. and Evans, L., 2007. Strain and vorticity analysis using smallscale faults associated drag folds. *Journal of Structural Geology*, 29, 1882-1899.
 - Goscombe, B. and Passchier, C.W., 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators an assessment from field data. *Journal of Structural Geology*, 25, 575-589.
 - Goscombe, B., Passchier, C.W. and Hand, M., 2004. Boudinage classification: end member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26, 739-763.
 - Grasemann, B., Fritz, H. and Vannay, J.C., 1999. Quantitative kinematic flow analysis from the main central thrust zone (NWHimalaya, India): implications for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges. *Journal of Structural Geology*, 21, 837-853.
 - Hanmer, S., 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of structural geology*, 8 (2), 111-122.
 - Hanmer, S. and Passchier, C., 1991. Shear-Sense Indicators: A Review. *Geological Survey of Canada, Paper 90-17*, 72.
 - Johnson, S.E., 2009. Porphyroblast rotation and strain localization: debate settled! *Geology*, 37, 663-666.
 - Law, R.D., 2010. Moine thrust zone mylonites at the Stack of Glencoul: II. results of vorticity analyses and their tectonic significance. In: Law, R.D., Butler, R.W.H., Holdsworth, R.E., Krabbendam, M., and Strachan, R.A. (eds.), *Continental Tectonics and Mountain Building: The Legacy of Peach and Horne*. Geological Society of London, Special Publications, 335, 579-602.
 - Law, R.D., Searle, M.P. and Simpson, R.L.O., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan slab, Everest, Tibet. *Journal of the Geological Society of London*, 161, 305-320.
 - Mandal, N. and Khan, D., 1991. Rotation, offset and separation of oblique-fracture (rhombic) boudins: theory and experiments under layer-normal compression. *Journal of Structural Geology*, 13, 349-356.
 - 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.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahanadi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 21, 397-412.
 - Passchier, C.W., 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 9, 679-690.
 - Passchier, C.W., 1988. Analysis of deformation paths in shear zones. *Geologisches Rundschau*, 77, 309-318.
 - Passchier, C.W. and Druguet, E., 2002. Numerical modeling of asymmetric boudinage. *Journal of Structural Geology*, 24, 1789-1803.
 - Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 831-843.
 - Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 366.
 - Platt, J.P. and Behrmann, J.H., 1986.

- Structures and fabrics in a crustal scale shear zone, Betic Cordilleras, S.E. Spain. *Journal of Structural Geology*, 8, 15-34.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568.
 - Ricou, L.E., 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XIII, 327-350.
 - Rodrigues, B.C., Peternell, M., Moura, A., Schwindinger, M. and Pamplona, J., 2016. PT path development derived from shearband boudin microstructure. *Journal of Structural Geology*, 90, 95-110.
 - Rodrigues, B.C. and Pamplona, J., 2018. Boudinage and shearband boudins: A meso to micro-scale tool in structural analysis. *Journal of Structural Geology*, 114, 280-287.
 - Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30, 116-136.
 - Sarkarinejad, K. and Derikvand, S., 2017. Structural and kinematic analyses of the basement window within the hinterland fold-and-thrust belt of the Zagros orogen, Iran. *Geological Magazine* 154 (5), 983-1000.
 - Sarkarinejad, K., Godin, L. and Faghih, A., 2009. Kinematic vorticity flow analysis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology related to inclined extrusion of the HP-LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. *Journal of Structural Geology*, 31, 691-706.
 - Shafiei Bafti, S. and Mohajjel, M., 2015. Structural evidence for slip partitioning and inclined dextral transpression along the SE Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 587-601.
 - Sengupta, S., 1983. Folding of boudinaged layers. *Journal of Structural Geology*, 5, 197-210.
 - Simpson, C. and De Paor, D.G., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15, 1-20.
 - Simpson, C. and De Paor, D.G., 1997. Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from Scandinavian Caledonides. In: Sengupta, S. (ed.), *Evolution of Geological Structures in Micro to Macro Scales*. Chapman and Hall, London, 169-184.
 - Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
 - Sullivan, W. A., and Law, R. D. 2007. Deformation path partitioning within the transpressional White Mountain shear zone, California and Nevada. *Journal of Structural Geology*, 29(4), 583-599.
 - Swanson, M.T., 1992. Late Acadian-Alleghenian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area coastal Maine. *Journal of Structural Geology*, 14, 323-341.
 - Swanson, M.T., 1999. Kinematic indicators for regional dextral shear along the Norumbega fault system in the Casco Bay area, coastal Maine. *Geological Society of America, Special Paper*, 331, 1-24.
 - Tikoff, B. and Fossen, H., 1995. The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 17, 1771-1784.
 - Tikoff, B. and Teyssier, C., 1994. Strain modelling of displacement field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, 1575-1588.
 - Tiwari, S.K., Beniast, A. and Biswal, T.K., 2020. Variation in vorticity of flow during exhumation of lower crustal rocks (Neoproterozoic Ambaji granulite, NW India). *Journal Structural Geology*, 130, 103912.

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *International Journal of Geophysics*, 157, 381-398.
- Wallis, S.R., 1992. Vorticity analysis in metachert from Sanbagawa Belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 14, 271-280.
- Warren, L.M., 2008. A giant subducting sausage. *Nature Geoscience*, 1, 154-155.
- Xypolias, P., 2009. Some new aspects of kinematic vorticity analysis in naturally deformed quartzites. *Journal of Structural Geology*, 31, 3-10.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications. *Journal of Structural Geology*, 32, 2072-2092.

تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند جهرم در میدان نفتی گلخاری، جنوب غربی ایران

بهزاد سعیدی رضوی^(۱) و سعیده سنماری^(۲)

۱. استادیار، گروه پژوهشی ساختمانی و معدنی، پژوهشکده فناوری و مهندسی، پژوهشگاه استاندارد، کرج، ایران

۲. دانشیار، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، گروه معدن، قزوین، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۰۳

چکیده

سازند جهرم یکی از سازندهای مخزنی مهم در حوضه زاگرس است. این سازند در یکی از چاه‌های میدان نفتی گل خاری به ضخامت ۳۳۰ متر به‌منظور شناسایی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی مورد مطالعه قرار گرفت. در این تحقیق، بر اساس مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، هشت ریزرخساره شناسایی شد و در چهار کمربند رخصاره‌ای شامل نواحی جزرومدی (کم‌عمق)، لاگون، سد و دریای باز (عمیق) گسترش یافته‌اند. این ریز رخصاره‌ها شامل موارد زیر است: ۱- مادستون، ۲- فرامینفر بنتیک بایوکلستیک وکستون، ۳- فرامینفر بنتیک پکستون، ۴- ردالگال فلوئستون، ۵- نومولیت آسیلینا وکستون-پکستون، ۶- دیسکوسیکیلینا وکستون-پکستون، ۷- فرامینفرا (بنتیک-پلانکتون) وکستون-پکستون ۸- فرامینفرا پلانکتون مادستون-وکستون می‌باشند. تمام ریزرخساره‌ها در محیط پلاتفرم کربناته از نوع رمپ داخلی، میانی و خارجی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ایران، ریزرخساره، رمپ کربناته، سازند جهرم، میدان نفتی.

مقدمه

این سازند در برش نمونه (تنگ آب، یال شمالی کوه جهرم) به ضخامت ۴۶۷ متر با لیتولوژی^۵ آهک دولومیتی به رنگ خاکستری-زرد و دولومیت دانه شکری به رنگ خاکستری-نخودی برونزد دارد و بر روی سازند ساچون و یا به‌طور محلی بر روی سازندهای کشکان، تاربر و پابده قرار دارد

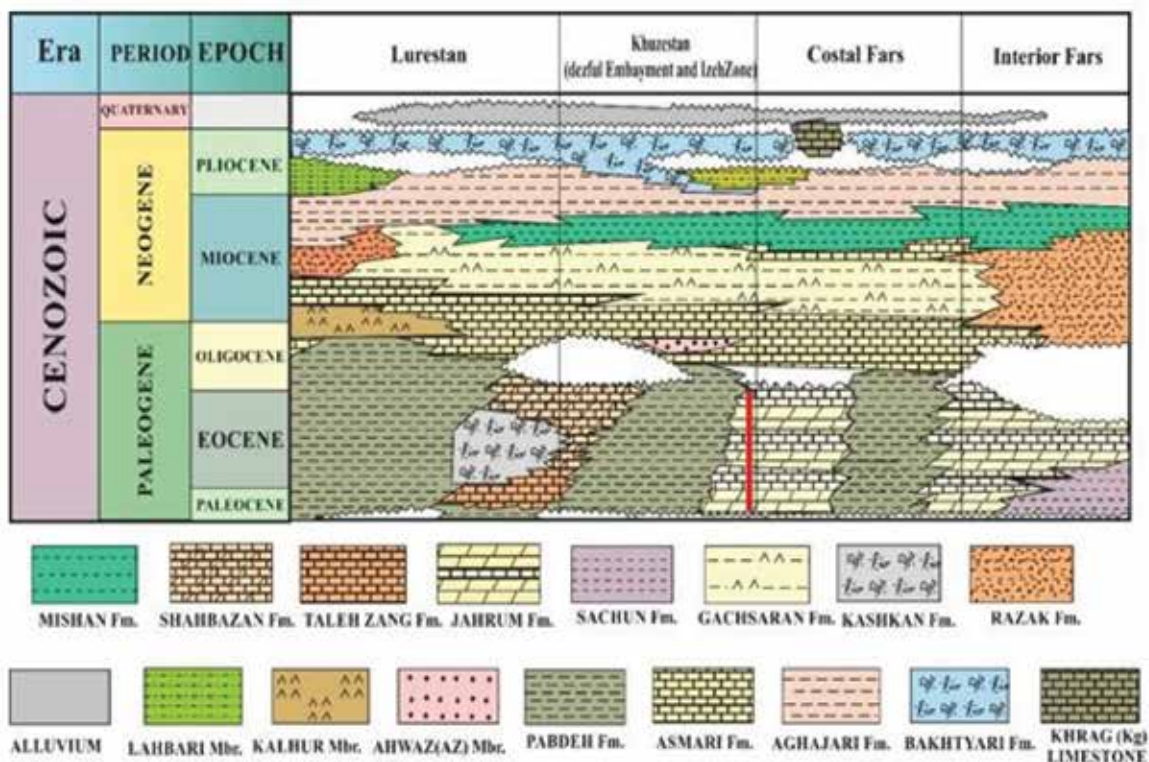
میدان نفتی گل خاری در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول قرار دارد. ساختار کلی این ناحیه با گسل‌های پی‌سنگی ارتباط داشته و چین‌خوردگی کمتری نسبت به مناطق هم‌جوار دارد (Berberian, 1995). سازند^۱ جهرم، به سن پالئوسن^۲-ائوسن^۳، توالی کم‌عمق کربناته دریایی است و در حوضه زاگرس نهشته شده است (شکل ۱). سازند جهرم در اثر فعالیت کوهزایی پیرینه^۴ در اواخر ائوسن میانی، به‌صورت پلاتفرم برجسته از آب خارج شد (آقنابتی، ۱۳۸۵).

1. Formation
2. Paleocene
3. Eocene
4. Pyrene
5. Lithology

(آقابات، ۱۳۸۵). در برش نمونه، مرز بالایی سازند جهرم با آهک‌های سازند آسماری به صورت ناپیوستگی فرسایشی است (Saeedi Razavi and Senemari, 2023) به طوری که این مرز در زیر آهک‌های ضخیم و کنگلومرای حاوی ترکیبات آهنی قرار دارد (James and Wynd, 1965). در این رابطه، برای اولین بار جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) زیست چینه نگاری سازند جهرم را در برش نمونه منتشر و سپس محققین دیگر نظیر آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967)، کلانتاری (Kalantari, 1980)، رهقی (Rahaghi, 1980)، خسرو تهرانی و همکاران (۱۳۸۴)، نور محمدی (۱۳۸۶)، خطیبی مهر و معلمی (۱۳۸۸)، خطیبی مهر و همکاران، (۱۳۹۲)، دانشیان، و همکاران (۱۳۹۷)، شرفی و همکاران (۱۴۰۱)، نفریه و همکاران (۱۳۸۸)، وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰)، بابازاده و پازوکی (Babazadeh and Pazooki, 2015) به طور پراکنده آن را از نظر سنگ چینه نگاری، محیط رسوبی و ریز رخساره‌ها مورد ارزیابی قرار دادند. هدف از این مطالعه شناسایی انواع ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند جهرم به منظور بررسی چگونگی نهشتگی و فرایند رسوب گذاری (لیتو فاسیس^۱، میکرو فاسیس^۲) در یکی از چاه‌های میدان نفتی گل خاری است تا بتوانیم در پژوهش‌های آتی با سایر برش‌های این سازند تطابق لازم را انجام داده و پالئو جئوگرافی^۳ مناطق مختلف را مورد بازسازی قرار دهیم (شکل ۱).

میدان نفتی گلخاری از میدان‌های نفتی ایران واقع در استان بوشهر و در فاصله ۲۰ کیلومتری از شمال شرقی بندر گناوه، در ۷۰ کیلومتری شمال غربی بندر بوشهر قرار دارد. میدان نفتی گلخاری دارای ابعادی به طول ۴۲ کیلومتر و

میدان نفتی گلخاری از میدان‌های نفتی ایران واقع در استان بوشهر و در فاصله ۲۰ کیلومتری از شمال شرقی بندر گناوه، در ۷۰ کیلومتری شمال غربی بندر بوشهر قرار دارد. میدان نفتی گلخاری دارای ابعادی به طول ۴۲ کیلومتر و

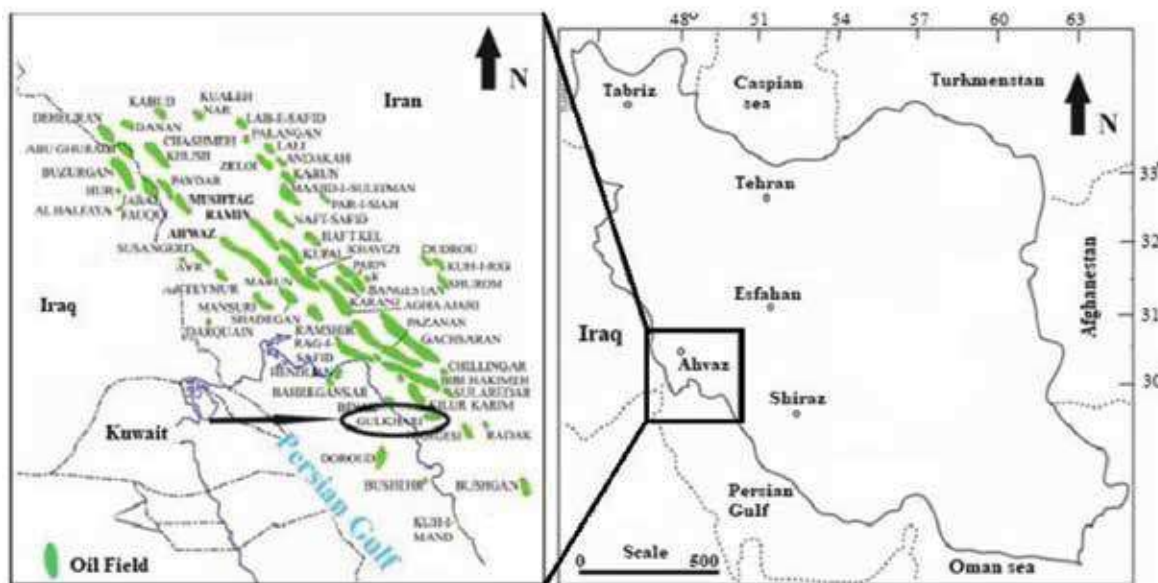


شکل ۱. گسترش سنگ چینه‌ای دوران سنوزوئیک^۴ حوضه زاگرس در زون‌های فارس، لرستان و خوزستان (James and wynd, 1965). موقعیت سازند جهرم در شکل با خط قرمز مشخص شده است

1. Lithofacies
2. Microfacies
3. Paleogeography
4. Cenozoic

به علت حضور بیشتر میادین نفتی ایران دارای اهمیت زیادی است. از طرفی تجزیه و تحلیل ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند جهرم می‌تواند منجر به پی‌جویی‌ها و اکتشافات آتی این هیدروکربور ارزشمند شود.

عرض متوسط شش کیلومتر است و در حوضه زاگرس و زیر حوضه فارس ساحلی قرار دارد. این میدان در مجاورت میدانهای نفتی نرگسی، کیلور کریم و بینک قرار دارد (شکل ۲). این ناحیه که یکی از زیر بخش‌های زاگرس چین خورده است،



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی میدان نفتی گل خاری، جنوب غرب ایران (شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۵)

روش مطالعه

ریز رخساره‌های جزرومدی، لاگون و دریای باز نهشته شده‌اند. این ریز رخساره‌ها به ترتیب از گستره جزرومدی به سوی مناطق عمیق دریای باز، به شرح زیر می‌باشند (شکل‌های ۳ و ۴):

ریز رخساره‌های جزرومدی

مادستون^۲

در این ریز رخساره زمینه میکرایتی، بافت مادستون و نبود فسیل شاخص مشاهده می‌شود. آثار هوازدگی، سیمان اسپارایتی^۳ و فرم‌های شکستگی استیلولیتی^۴ دیده می‌شود. همچنین در بعضی بخش‌ها، فابریک چشم پرنده‌ای وجود دارد (شکل ۳-ا).

فقدان فسیل در این ریز رخساره نشانه چرخش محدود

چاه مورد مطالعه در ۷۰ کیلومتری شمال غرب بندر بوشهر و در میدان نفتی گل خاری قرار دارد. در این مطالعه به منظور شناسایی انواع ریز رخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی سازند جهرم، مطالعاتی طی دو مرحله صورت گرفت. مرحله اول شامل تهیه ۱۶۲ برش نازک از مغزه‌های حاصل از حفاری و مرحله دوم شامل مطالعات آزمایشگاهی بر روی این مقاطع است. مطالعات آزمایشگاهی مقاطع میکروسکوپی تهیه شده، از قبیل شناسایی آلومک‌ها، ارتوکم‌ها و تهیه عکس و اسلاید توسط میکروسکوپ دو چشمی و پلاریزان انجام شد. برای توصیف و نام‌گذاری ریز رخساره‌ها نیز از روش دانهام (Dunham, 1962)، بوکستون و پدلی (Boxtton and Pedly, 1989) و فلوگل (Flugel, 2004) استفاده شد.

ریز رخساره‌ها

ریز رخساره‌های شناسایی شده سازند جهرم در چاه مورد مطالعه از میدان نفتی گل خاری، در کمربندهای

1. Hydrocarbon
2. Mudstone
3. Sparite
4. Stylolite

ریز رخساره‌های سدی

ردآلگال^{۱۳} فلوتستون^{۱۴}

آلوکم‌های اصلی در این ریز رخساره شامل جلبک‌های قرمز است و اغلب به صورت فلوتستون مشاهده می‌شود. اسکلت و چارچوب سنگ کربناته را جلبک قرمز تشکیل می‌دهد. آلوکم‌های فرعی شامل دیسکوسیکیلینا، آسیلینا، تکستولاریا، نومولیت، دوکفه‌ای و مرجان به صورت پراکنده هستند. فضای درون اسکلت جلبک‌های قرمز در بیشتر افق‌ها توسط میکرایت و در بعضی افق‌ها با اسپارایت کلسیتی پر شده است (شکل ۳-د).

وجود فرامینیفرهایی با پوسته متورم و ضخیم مانند دیسکوسیکیلینا و نومولیت همراه با جلبک قرمز معرف محیط کم عمق است (Hallock, 1983). از پدیده‌های دیاژنزی در این ریز رخساره می‌توان به آثار استیلولیتی اشاره کرد. این ریز رخساره معرف محیط پارانرژی ریف کومه‌ای پراکنده، کمر بند ریز رخساره‌ای شماره پنج ویلسون (Wilson, 1975)، کمر بند ریز رخساره‌ای شماره پنج فلوگل (Flugel, 2004) و ریز رخساره استاندارد شماره ۱۲ بوکستون و پدلی (Boxtton and Pedly, 1989) است.

ریز رخساره‌های دریای باز

نومولیت آسیلینا و کستون-پکستون

آلوکم‌های اصلی این ریز رخساره شامل اپرکولینا، آسیلینا، نومولیت و آلوکم‌های فرعی روتالیا، جلبک قرمز، دیسکوسیکیلینا است و در زمینه میکرایتی قرار دارند (شکل ۳-ه).

در این ریز رخساره نولولیت‌های با پوسته ضخیم و

آب نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (Al-Sharhan and Kendall, 2003) و با توجه به حضور فابریک چشم پرنده‌ای، این ریز رخساره متعلق به محیط لیتورال^۱ یا ساحلی و گستره بالای جزرومدی است (Shinn, 1983).

ریز رخساره‌های لاگون^۲

فرامینیفر بنتیک بایوکلاستیک^۳ و کستون^۴

آلوکم‌های اصلی در این ریز رخساره شامل فرامینیفرهایی^۵ با دیواره بدون منفذ مانند میلیولید^۶، آئولولینا و رافیدیونینا است و همچنین شامل دوکفه‌ای و جلبک سبز می‌باشد. این ریز رخساره زمینه میکرایتی^۷ دارد (شکل ۳-ب).

فون‌های زیستی در این ریز رخساره تا حدودی کم است. در برخی افق‌ها پلویید مشاهده می‌شود. حضور انواع میلیولید بیانگر محیط کم عمق لاگونی در گستره فوتیک یا نوری است (Geel, 2000). با توجه به وجود فرامینیفرهایی بدون منفذ و فقدان فرامینیفرهایی منفذدار در این ریز رخساره می‌توان نتیجه گرفت که این ریز رخساره، متعلق به محیط لاگون محصور در رمپ داخلی است و (Embry, A. F. and Klován, E. J., 1971, Romero et al., 2004).

فرامینیفر بنتیک^۸ پکستون^۹

آلوکم‌های اصلی در این ریز رخساره شامل فرامینیفرهایی با دیواره بدون منفذ مانند آئولولینا، میلیولید، نومولیت، اربیتولیتس، و آلوکم‌های فرعی شامل نومولیت‌های کوچک هستند. آلوکم‌هایی نظیر، اینتراکلاست و جلبک قرمز به مقدار کم نیز در زمینه میکرایتی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-ج).

همراهی آئولولین با اربیتولیتس نشان دهنده محیط به نسبت آشفته و کم عمق است (Reiss and Hottinger, 1984). اربیتولیتس نیز در محیط‌های پشت ریف که فاقد مواد تخریبی هستند هم دیده می‌شود (Geel, 2000). حضور فرم‌های پورسلانوز^{۱۰} و هیالین^{۱۱} نیز نشان دهنده محیط لاگون نیمه محصور است. همراهی انواع نومولیت با روزن بران شاخص محیط لاگون و وجود جلبک قرمز نیز معرف وجود سدی کم ارتفاع در مدل رمپ کربناته است (Hottinger, 1997; Geel, 2000; Pomar, 2001; Cosovic et al., 2004).

1. Lithoral
2. Lagoon
3. Bioclast
4. Wackestone
5. Foraminifera
6. Miliolidae
7. Micrite
8. Bentice
9. Packstone
10. Porcelaineous
11. Hyaline
12. Red Algae
13. Float stone

می‌دهند (شکل ۳-h).

حضور فراوان در زمینه، فرامینفرهای پلانکتونیک، وجود کانی درجای گلوکونیت و فقدان جلبک‌های قرمز آهکی و فرامینفرهای بنتیک، نشان‌دهنده نهشته شدن این ریزرخساره را در محیطی آرام، زیر سطح اساس امواج طوفانی و شرایط دریایی باز (رخساره حوضه و محیط بسیار عمیق) نشان می‌دهد (Geel, 2000; Cosovic et al., 2004).

بحث

تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند چهرم در میدان نفتی مورد مطالعه

بر اساس مطالعه حاضر، ریزرخساره‌های شناسایی شده در چهار کمر بند رخساره‌ای شامل ناحیه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز ته‌نشست شده‌اند. اولین ریزرخساره که در پهنه جزر و مدی یا لیتورال واقع است از نظر فونا بسیار فقیر است و در بخش‌هایی از آن فابریک چشم پرنده‌ای مشاهده می‌شود. در این ریزرخساره آلوک‌ها بیشتر از فرامینفرهای بدون منفذ می‌باشد. به تدریج با توجه به وجود فرامینفرهای بدون منفذ از قبیل آلئولینا و میلیولید و بایوکلاست‌های آن و فقدان فرامینفرهای منفذدار در یک زمینه میکرایتی، محیط آب‌های کم‌عمق با شوری بالا در محیط لاگونی مشخص می‌شود و با توجه به آن می‌توان نتیجه گرفت که ریزرخساره متوالی بعدی متعلق به یک محیط لاگونی محصور در رمپ^۳ داخلی است (Hottinger, 1983; Garrison and Fishcher, 1969; Flugel, 2004). در لاگون^۴ محصور (نسبت به لاگون نیمه محصور) می‌توان به شوری بالا، تنوع فونای کم، کمبود اکسیژن محلول در آب (نسبت به محیط لاگون نیمه محصور)، انرژی پایین و فراوانی مواد مغذی که شرایط مناسبی برای فرامینفرهای بدون منفذ ایجاد می‌نماید، اشاره کرد (Murray, 1991). فرامینفرهای کف زی منفذ دار و بدون منفذ شامل میلیولیدها، آلئولین‌ها و اربیتولیتس هستند که در آب‌های کم‌عمق در محیط لاگونی به نسبت و تا حدودی آشفته

درشت نشان‌دهنده بخش کم‌عمق در ابتدای محیط شیب قاره است و نومولیت‌های با پوسته‌های نازک و کشیده با اندازه متوسط تا بزرگی در بخش‌های عمیق‌تر محیط شیب قاره است (Hallock, 1983). نومولیت‌ها در بخش میانی تا اعماق بیشتر گستره نوری می‌باشد و با توجه به اینکه در این ریزرخساره درصد نومولیت، آسیلینا و اپرکولینا نسبت به دیسکوسیکیلینا بیشتر است، می‌توان نتیجه گرفت و این ریزرخساره در بخش کم‌عمق‌تر دریای باز، در ابتدای شیب قاره قرار دارد (Reiss, 2001).

دیسکوسیکیلینا و کستون-پکستون

آلوک‌های اصلی این ریزرخساره شامل دیسکوسیکیلینا و آلوک‌های فرعی اپرکولینا، آسیلینا، نومولیت روتالیا، جلبک قرمز و فرامینفرهای پلانکتون است و در زمینه میکرایتی قرار دارند (شکل ۳-f).

با توجه به اینکه در این ریزرخساره درصد دیسکوسیکیلیناها نسبت به نومولیت‌ها، آسیلیناها و اپرکولیناها بیشتر است و محل زندگی دیسکوسیکیلیناها در حد زیرین زون^۱ نوری است، می‌توان نتیجه گرفت و این ریزرخساره در بخش عمیق‌تر دریای باز، در انتهای سراسیب قاره قرار دارد (Romero et al., 2004).

فرامینفر (بنتیک-پلانکتون^۲) و کستون-پکستون

آلوک‌های اصلی این ریزرخساره فرامینفرهای بنتیک منفذدار، همراه با فرامینفرهای پلانکتون می‌باشد. این ریزرخساره زمینه میکرایتی دارد (شکل ۳-g).

وجود فرامینفرهای بنتیک منفذدار، همراه با فرامینفرهای پلانکتون و از طرف دیگر نبود فونای بیوکلاستی در یک زمینه میکرایتی، نشانگر رمپ میانی تا خارجی است. از آلوک‌های فرعی زیستی می‌توان به اکیئوید اشاره کرد (Wilson, 1975; Geel, 2000; Flugel, 1982; and 2004).

فرامینفر پلانکتون مادستون-و کستون

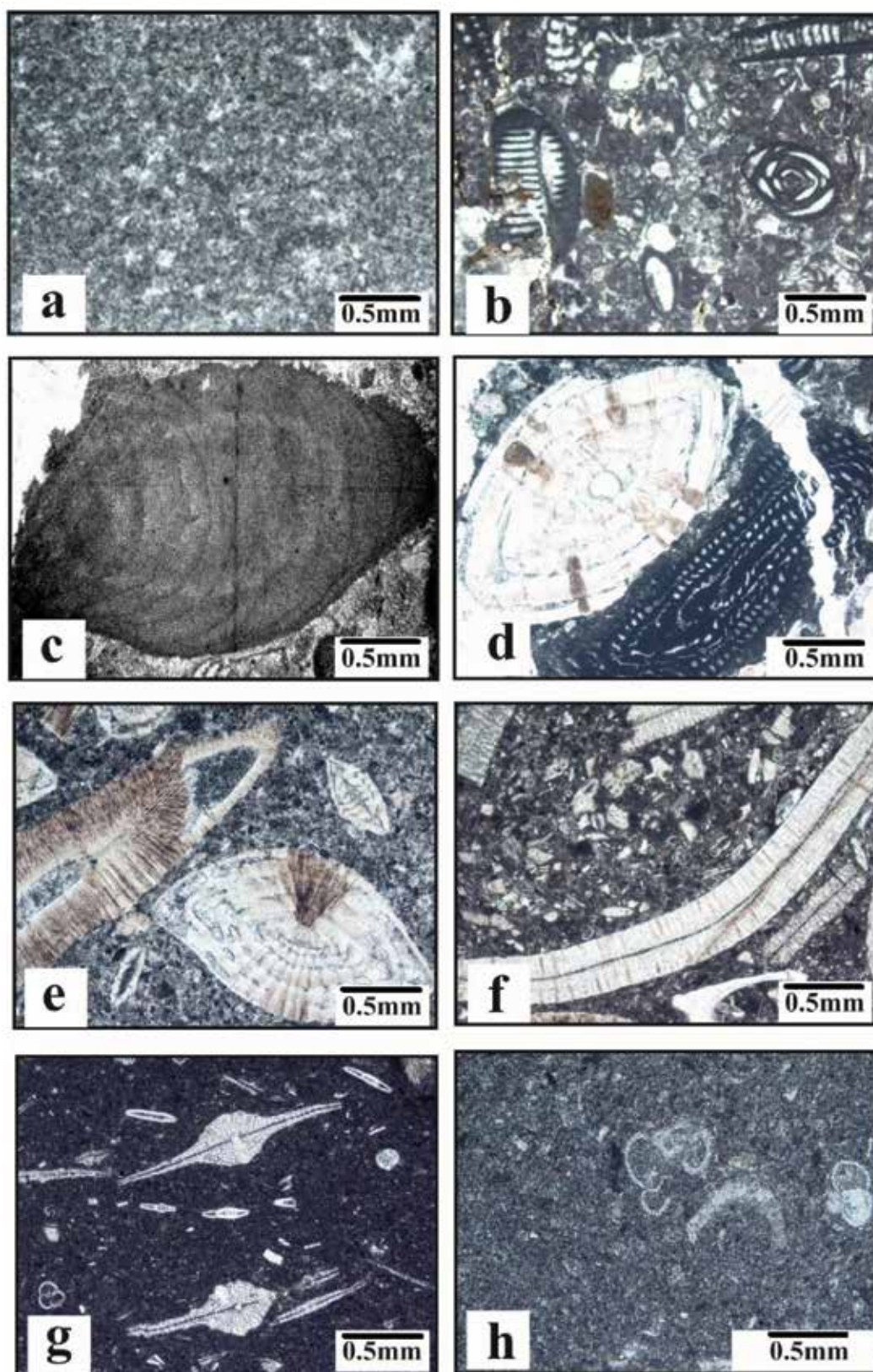
این ریز رخساره دارای زمینه میکرایتی ریزدانه است که فرامینفرهای پلانکتون در آن پراکنده‌اند. اجزاء فرعی آن را بیوکلاست‌های کوچک حاصل از همین فرامینفرها تشکیل

1. Zone

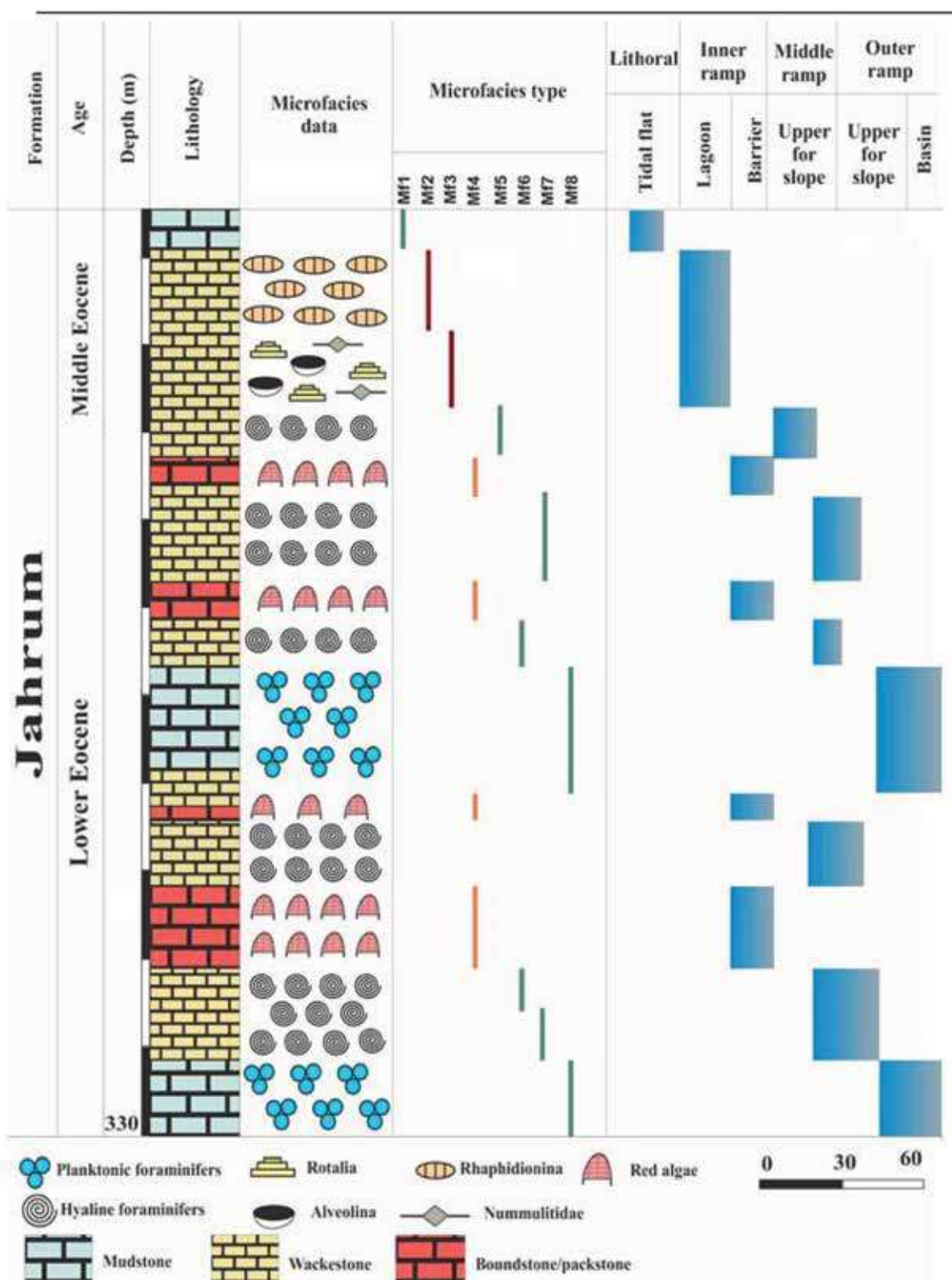
2. Plankton

3. Ramp

4. Lagoone



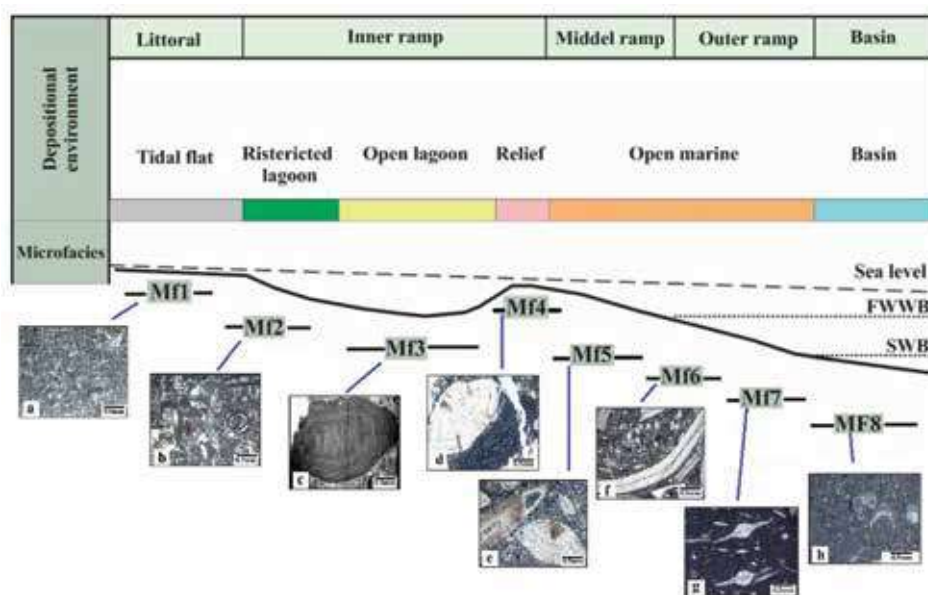
شکل ۳. ریز رخساره‌های سازند مورد مطالعه، (a) مادستون، (b) فرامینفرای بنتیک بایوکلاستیک (بدون منفذ) و کستون، (c) فرامینفرای بنتیک (منفذدار-بدون منفذ) پکستون، (d) ردآلگال فلوئستون، (e) نومولیت آسیلینا و کستون-پکستون، (f) دیسکوسیکیلینا و کستون-پکستون، (g) فرامینفرا (بنتیک-پلانکتون) و کستون-پکستون (h) فرامینفرای پلانکتون مادستون-و کستون



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی در سازند چهارم در چاه مورد مطالعه

دریای باز فرامینیفراهای پلانکتون نیز مشاهده می‌شوند. (Bevington-Penney and Racey, 2004) (Cosovic et al., 2004). در بررسی‌های انجام شده بر روی میکروفاسیس‌ها در ابتدای شیب قاره در رمپ میانی مقادیر نومولیت، آسیلینا و اپرکولینا نسبت به دیسکوسیکیلینا بیشتر و برعکس، تعداد دیسکوسیکیلینا نسبت به نومولیت، آسیلینا و اپرکولینا در بخش عمیق‌تر رمپ میانی افزایش می‌یابد. وجود فونای نومولیت، اپرکولینا، آسیلینا و دیسکوسیکیلینا با پوسته ستر و فرم گلبولی بیانگر بخش کم‌عمق در ابتدای شیب قاره با نور بیشتر و انرژی بالا است (Mf5)، اما اشکالی با پوسته‌های نازک و کشیده با اندازه بزرگ‌تر (Mf6) در بخش‌های عمیق‌تر و در شرایط کم انرژی از لحاظ ویژگی‌های هیدرودینامیکی و کاهش نفوذ نور، مانند انتهای محیط شیب قاره مشاهده می‌شوند. (Hallock, 1983; Racey, 2001; Bevington-Penney and Racey, 2004). در بخش‌های عمیق‌تر رمپ خارجی فرامینیفراهای پلانکتون حضور دارند. فرامینیفراهای با پوسته ضخیم و فرم گلبولی که در سطح بالایی از انرژی و نور زیاد زیست می‌کنند، در ابتدای شیب قاره وجود داشته و با افزایش عمق در شیب قاره، فرامینیفراهای با فرم‌های تخت و پوسته‌هایی نازک افزایش یافته و چون عمق افزایش و نور کاهش یافته است دارای همزیستی جلبکی (با جلبک قرمز) می‌باشند

زیست می‌کنند. همچنین حضور نومولیت و جلبک قرمز بیانگر محیط لاگون نیمه محصور و وجود سدی با ارتفاع بسیار کم در رمپ کربناته است (Buxton and Pedly, 1989; Hottinger, 1997). به تدریج در محیط لاگون نیمه محصور تنوع گونه‌ای (فرامینیفرای بنتیک منفذدار و بدون منفذ) افزایش یافته و انرژی هیدرودینامیکی حوضه بالا رفته و به همین دلیل مواد مغذی ورودی به حوضه بیشتر و بنابراین شوری کمتر و اکسیژن محلول فراوان‌تر می‌شود، از این رو ریز رخساره فرامینیفرای بنتیک (منفذدار-بدون منفذ) پکستون معرفی می‌شود. به سمت اعماق پایین‌تر حوضه رسوبی، ریز رخساره ردآلگال فلوتستون تعیین می‌شود و این ریز رخساره بیشتر از جلبک‌های قرمز همراه با فونای نومولیت و دیسکوسیکیلینا با فراوانی کمتر مشاهده می‌شود. رخساره مورد نظر بیانگر محیط کم‌عمق می‌باشد (Buxton and Pedly, 1989). حضور جلبک‌ها و مرجان‌های چسبیده معرف محیط‌های حاره‌ای و غیر حاره‌ای است و به سمت بالای بستر خود، برجستگی ایجاد می‌کنند. این جلبک‌ها همراه با مرجان‌ها و نومولیت‌های عدسی شکل در ریف‌های پراکنده نهشته می‌شوند (Hottinger, 1997). در دریای باز نیز فرامینیفراهای منفذدار از قبیل نومولیت، اپرکولینا، آسیلینا و دیسکوسیکیلینا به همراه مقداری جلبک قرمز مشاهده می‌شود و رفته رفته به سمت بخش‌های عمیق‌تر



شکل ۵. مدل رسوبی رمپ کربناته سازند چهرم در چاه مورد مطالعه

منفذ در محیط لاگون) محصور و نیمه محصور)، بیانگر نوع لاگون است. علاوه بر این، دلیل حضور هر دو نوع فرامینیفر در کنار هم، در لاگون نیمه محصور به جهت وجود ریف‌های پراکنده و کم ارتفاع در محیط رسوبی است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت و این نوع لاگون با آب‌های آزاد در ارتباط است.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۹۸.
- خسروتهرانی، خ.، افقه، م. و محمدی، و.، ۱۳۸۴. مطالعه میکروبیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند جهرم در شمال و جنوب شرق شیراز. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی دانشگاه آزاد زاهدان، ۱، ۱۲۱.
- خطیبی مهر، م. و معلمی، س. ع.، ۱۳۸۸. مقایسه تاریخچه رسوب‌گذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای روزن‌داران بنتیک. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹، ۸۷-۱۰۲.
- خطیبی مهر، م.، آدابی، م.، موسوی طسوج، م.، وزیری مقدم، ح. و صادقی، ع.، ۱۳۹۲. میکروفاسیس، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند جهرم در کوه گچ، در جنوب شرقی شهر لار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷، ۲۶-۹۷-۱۱۸.
- دانشیان، ج.، یعقوبی، م.، طهماسبی سروسستانی، ع.، ۱۳۹۷. چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های الیگو-میوسن در یال جنوبی تاق‌دیس احمدی (تنگ عبدی)، جنوب شرق شیراز. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲، ۴۶، ۹۳-۱۲۰.
- شرفی، م.، موسوی، ن.، ۱۴۰۱. سنگ‌شناسی و زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های معادل لایه‌های فرام-دیاتومه بر اساس نانو فسیل‌های آهکی در دشت گرگان: اشاره‌ای بر تکامل و جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی خزر جنوبی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۶، ۶۳، ۲۹-۴۱.
- شرکت ملی نفت ایران، موقعیت جغرافیایی میدان‌های نفتی ایران. ۱۹۷۵.
- نفریه، ا.، وزیری مقدم، ح. و طاهری، ع.، ۱۳۸۸. زیست‌چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند جهرم در یال شمالی تاق‌دیس کوه گچ، ناحیه لار. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۵، ۴، ۱۱-۱۹.
- نورمحمدی، ز.، ۱۹۴۶. مطالعه بیواستراتیگرافی

(Hallock, 1983). در محیط رمپ میانی تا خارجی (Mf7, Mf8) نیز همراهی فرامینیفرهای بنتیک منفذدار با فرامینیفرهای پلانکتونیک مشاهده می‌شود؛ (Geel, 2000; Flugel, 2004). در محیط رمپ میانی نیز زمینه میکرایتی، حضور فرامینیفرهای پلانکتون و نبود حضور فرامینیفرهای بنتیک (Mf8) نشان‌دهنده محیطی آرام در بخش‌های عمیق زون نوری و سپس به تدریج محیط بسیار عمیق است (Wilson, 1975; Flugel, 1982 and 2004).

نتیجه‌گیری

در نهشته‌های سازند جهرم در چاه مورد مطالعه در میدان نفتی گل خاری با ضخامت ۳۳۰ متر، هشت ریزرخساره شناسایی شد. ریزرخساره‌های شناسایی شده در این چاه متعلق به چهار کمربند رخساره‌ای شامل پهنه جذر و مدی، لاگون، سد و دریای باز می‌باشد و شامل: ۱- مادستون، ۲- فرامینیفر بنتیک (بدون منفذ) بایوکلاستیک و کستون، ۳- فرامینیفر (منفذدار-بدون منفذ) بنتیک پکستون، ۴- ردآلگال فلوستون، ۵- نومولیت آسیلینا و کستون-پکستون، ۶- دیسکوسیکیلینا و کستون-پکستون، ۸- فرامینیفر (بنتیک-پلانکتون) و کستون-پکستون ۹- فرامینیفر پلانکتونیک مادستون-و کستون می‌باشد. براساس این ریزرخساره‌ها و نحوه گسترش آنها رمپ کربناته برای رسوب‌گذاری این سازند پیشنهاد می‌شود. نبود حضور قابل توجه موجودات تولیدکننده گراول (یا موجودات اسکلت ساز) مانند مرجان‌های ریف ساز و همچنین وجود ریف کومه‌ای، معرف مدل رمپ کربناته از محیط کم‌عمق تا محیط عمیق است که شامل محیط لیتورال (پهنه جزرومدی)، رمپ داخلی (لاگون محصور و لاگون نیمه محصور)، رمپ میانی (ابتدای دریای باز)، رمپ خارجی (انتهای دریای باز و حوضه) می‌باشد. در این رابطه، عواملی همچون عمق و میزان مواد مغذی باعث توزیع ریزرخساره‌های فوق‌الذکر و پراکندگی فسیل‌ها در رمپ کربناته است. تعداد نومولیت‌ها، آسیلینا، اپرکولینا نسبت به دیسکوسیکیلینا نشان‌دهنده عمق محیط رسوب‌گذاری در دریای باز است و همچنین حضور فرامینیفرهای منفذدار در کنار فرامینیفرهای بدون

doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_238

- Embry, A. F. and Klovan, E. J., 1971. Absolute water depth limits of the late Devonian paleoecological zones *Geologische Rundschau*, 61, 672-686. DOI: 10.1007/BF01896340.
- Flugel, E., 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Berlin: Springer-Verlag, 633.
- Flugel, E., 2004. *Microfacies of carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*, Springer, Berlin, 433.
- Garrison, E. and Fischer, A.G., 1969. Deep-Water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic: In G. M. Frideman(Editor), *Depositional Environments in Carbonate Rocks*. SEMP Social Economic Plaeont Mineral Special, 14, 25-56.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models base on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 155, 211-238. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00117-0)
- Hallock, P., 1983. Larger foraminifera as depth indicators in carbonat depositional environments. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 167, 477-478.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. Utrecht. *Micropaleontology. Ontology Bulletin*, 30, 239-253.
- Hottinger, L., 1997. Shalow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulleint de la Societ Geologique de France*, 168, 491-505.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965-Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreememt Area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 2182-2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Kalantari, A., 1980. Tertiary Faunal As-

و میکروفاسیس رسوبات ائوسن (سازند چهرم) در جنوب شرق شیراز در ناحیه تنگ آب. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۱۶.

- Adams, T. D. and Bourgeois, E., 1967. Asmari biostratigraphy. *IOOC*. 1074, 37.
- Alsharhan, A. S. and Kendall, C. G. SC., 2003. Holocene coastal carbonate and evaporite of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61, 191-243. Doi: 10.1016/S0012-8252(02)00110-1
- Babazadeh, S. A. and Pazooki, Sh., 2015. Microfacies analysis and depositional environment of Jahrom Formation from Do Kuhak region in Fars area, South Iran. *Disaster Advances*, 8 (3), 21-28.
- Berberian, M., 1995. Master Blind Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics Journal*, 241, 193-224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C).
- Bevington-Penney, S. J. and Racey, A., 2004. Ecology of extanr nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in paleo environmental analysis *Earth Science Reviews*, 67, 219-265.
- Buxton, M. W. N. and Pedley, H. M., 1989. A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society, London*, 146, 746-748. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.146.5.0746>
- Cosovic, V., Drobne, K. and Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene Foraminifera limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50, 61-75. <https://doi.org/10.1007/s10347-004-0006-9>.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in: W. E. Ham, (Editor). *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1, 108-121. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_238

- semblage of Qum-Kashan, Sabzevar and Jahrum areas (Geological Laboratories Publication No.8). National Iranian Oil Company, Tehran. 126.
- Murray, J. W., 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera: Longman Scientific and Technical, Harlo Buxton, M. W. N., Pedley, H. M., 1989. Short paper: a standardised model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological society (London)*, 146, 746-748.
 - Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: Evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 249-272. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00375-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00375-3)
 - Racey, A., 2001. A review of Eocene nummulites accumulation: structure, formation and reservoir potential. *Journal of petroleum geology*, 24, 79-100. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2001.tb00662.x>
 - Rahaghi, A., 1980. Tertiary faunal assemblage of Qom-Kashan, Sabzevar and Jahrum area. Tehran, National Iranian Oil Company, 8, 126-138.
 - Reiss, Z. and Hottinger, L., 1984. The Gulf of Aqaba, ecological micropaleontology: *Ecol. Stud.* 50, 1-354.
 - Reiss, D., 2001. Untersuchungen zur Morphologie des Nirgal Vallis, Mars, Master's thesis, 94, Georg-August-University Göttingen, Göttingen, Germany.
 - Romero, J. E., Caus, J. E. and Rosell, J., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in Palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67, 219-265.
 - Saeedi Razavi, B. and Senemari, S., 2023. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Asmari Formation in North Western of Charam, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.30495/ijes.2023.1957939.1757>
 - Shinn, E., 1983. Tidal flats, in Scholle, P.A., Bebout, D. G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 33, 171-210.
 - Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. and Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, Palaeoenvironmental and depositional and depositional sequence. *Revista Mexicana de ciencias Geológicas*, 27(1), 56-71.
 - Wilson, J. L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471.

