



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 شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر اصغر کهن‌دل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

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

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: پاییز ۱۴۰۳

چاپ: توس

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: 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 ریزرخساره 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 پوسته 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 ریزرخساره 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 دارد 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).

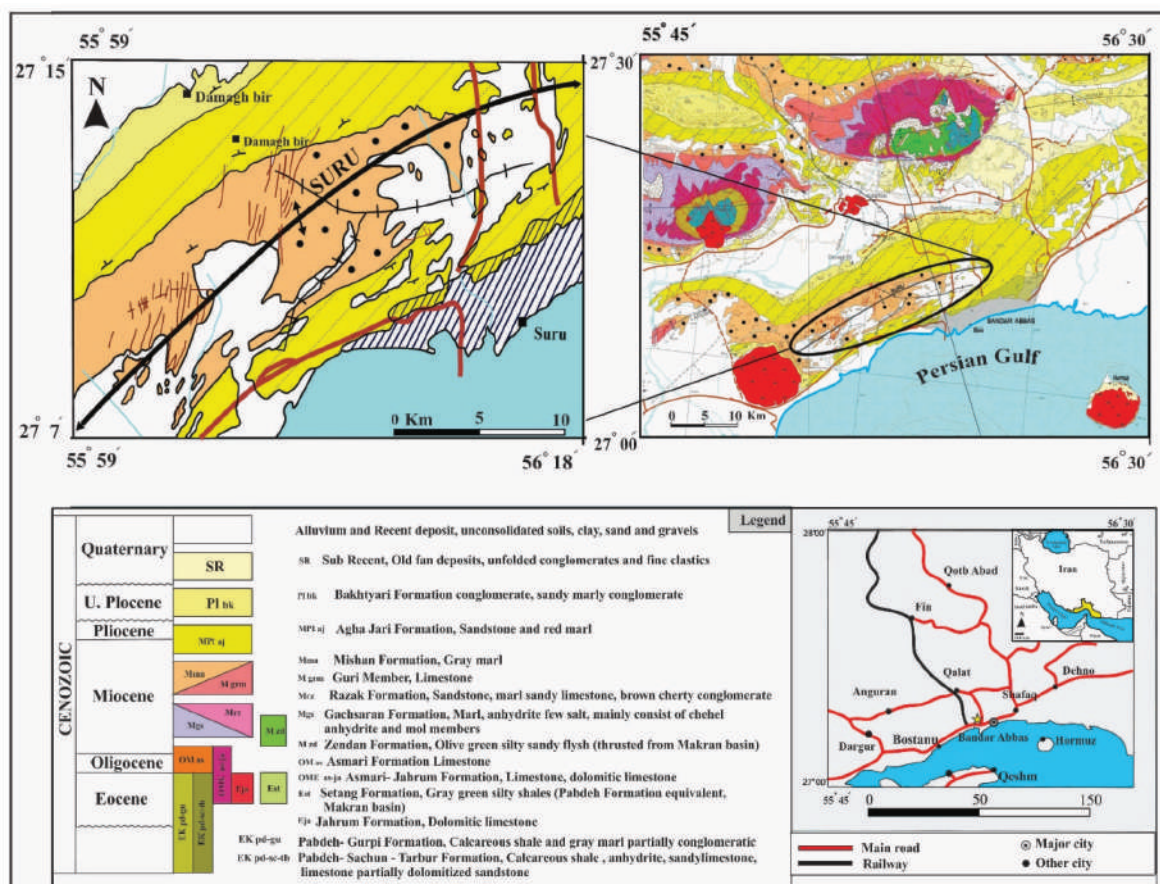
دانشیان و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهشی با مطالعه برش چینه‌شناسی تنگ‌عبدی واقع در یال جنوبی تاقدیس احمدی در منطقه فارس ساحلی، به بررسی سازندهای جهرم، آسماری و رازک پرداختند. در این مطالعه، سن سازند سازند جهرم ائوسن پسین تعیین شد. همچنین، این تحقیق منجر به شناسایی چهار کمر بند رخساره‌ای در محیط‌های جزرومدی، 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 آغاچاری 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 تراسست 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. برای نشان دادن نحوه پراکندگی ریز رخساره‌ها از نمودار مستطیلی و نحوه توزیع آلوکم‌ها و فرامینیفرا 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.

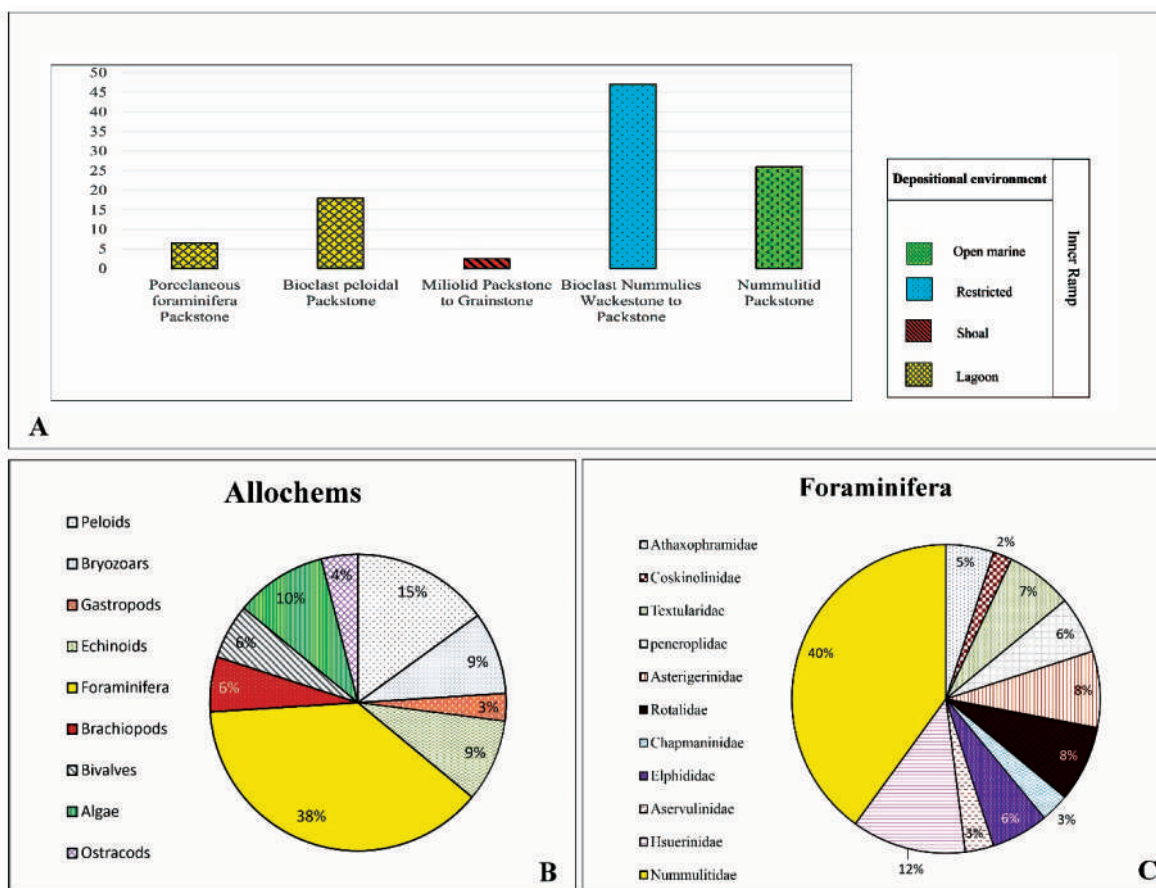
بحث

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 فرامینیفراهای پورسلانوز دیده می‌شوند. از طرفی دیگر بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان داد، فرامینیفرا 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 عمیق‌تر 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 فرامینیفرا 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 گلوبولی، 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 بخش‌های عمیق دریایی گسترش داشته‌اند (Ayyat, 2023؛ هادی و همکاران، ۱۳۹۴). این گروه از فرامینیفرا 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 فرامینیفرا 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 فرامینیفرا با عمق رابطه دارد به صورتی

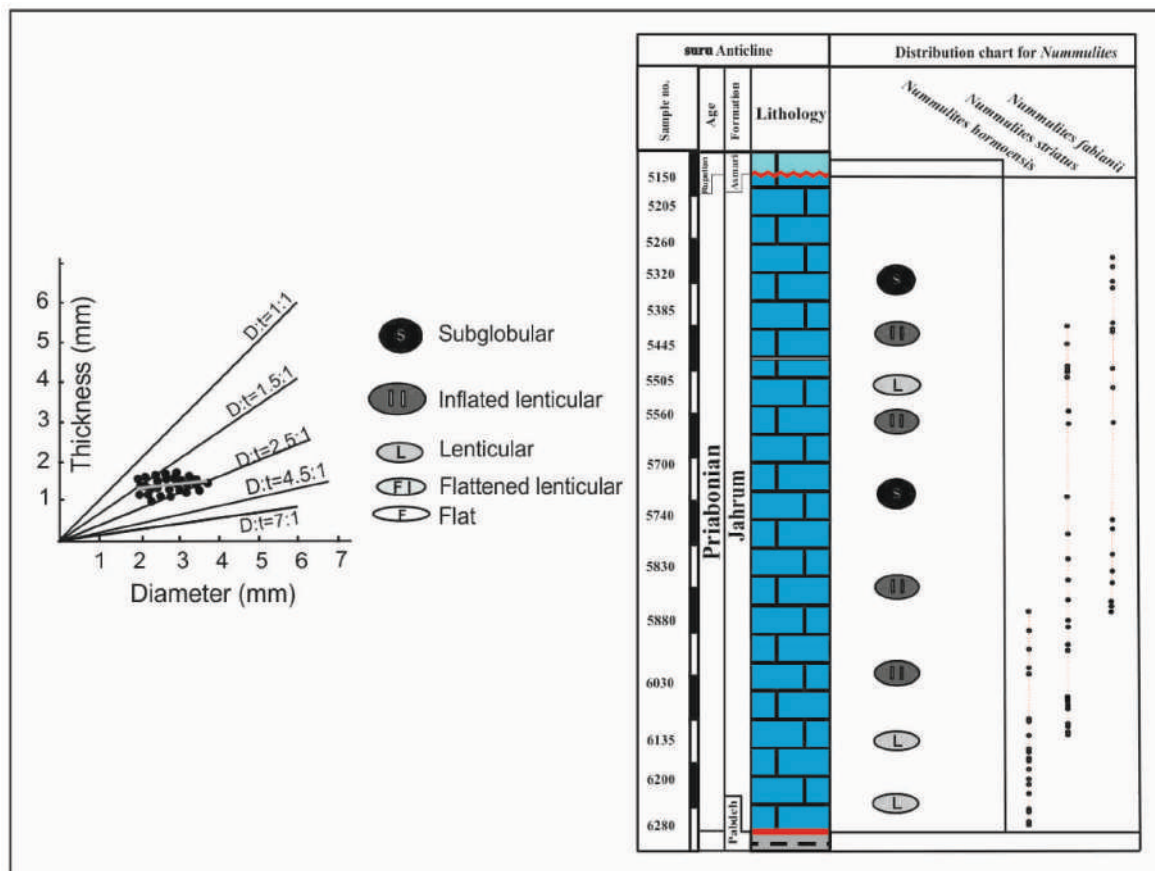
غالب ریز رخساره‌ها، پکستونی است (شکل ۳). همان‌گونه که در شکل ۶ نشان داده شده، طبق این مطالعات پنج ریز رخساره پکستون حاوی فرامینیفر با پوسته پورسلانوز، پکستون حاوی پلویید و بیوکلاست، پکستون-گرینستون حاوی میلیولید، وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست و *Nummulites* و پکستون حاوی نومولیتید شناسایی شد و در چهار 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، بریزوا، 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). پنیولیدها 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 آلوکم در این ریز رخساره می‌باشد. از لحاظ سنگ‌شناسی به‌طور عمده از سنگ آهکی است و آلوکم‌هایی مانند گاستروپود، پلویید و فرامینیفرهای پورسلانوز نظیر میلیولید، پنیولید و دانه‌های کوارتز تخریبی وجود دارد. این ریز رخساره نومولیتیدها حضور ندارند (شکل ۴-الف).

تفسیر

وجود فرامینیفرها با پوسته پورسلانوز مانند پنیولید 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 به طرف 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 بخش 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).

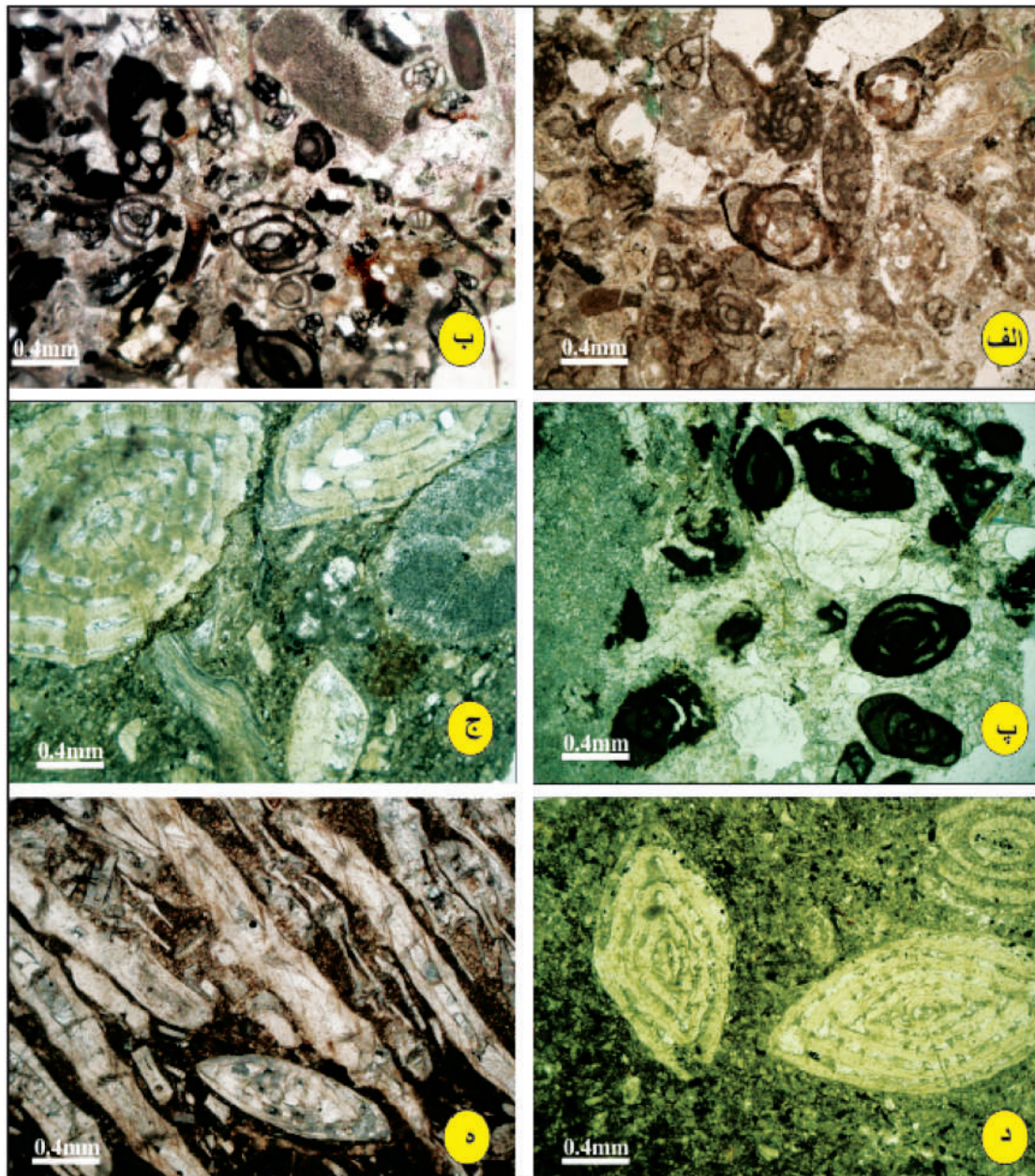
تفسیر

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 به طور عمده به شوری حساس می‌باشد و به طور معمول شرایط مساعد

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

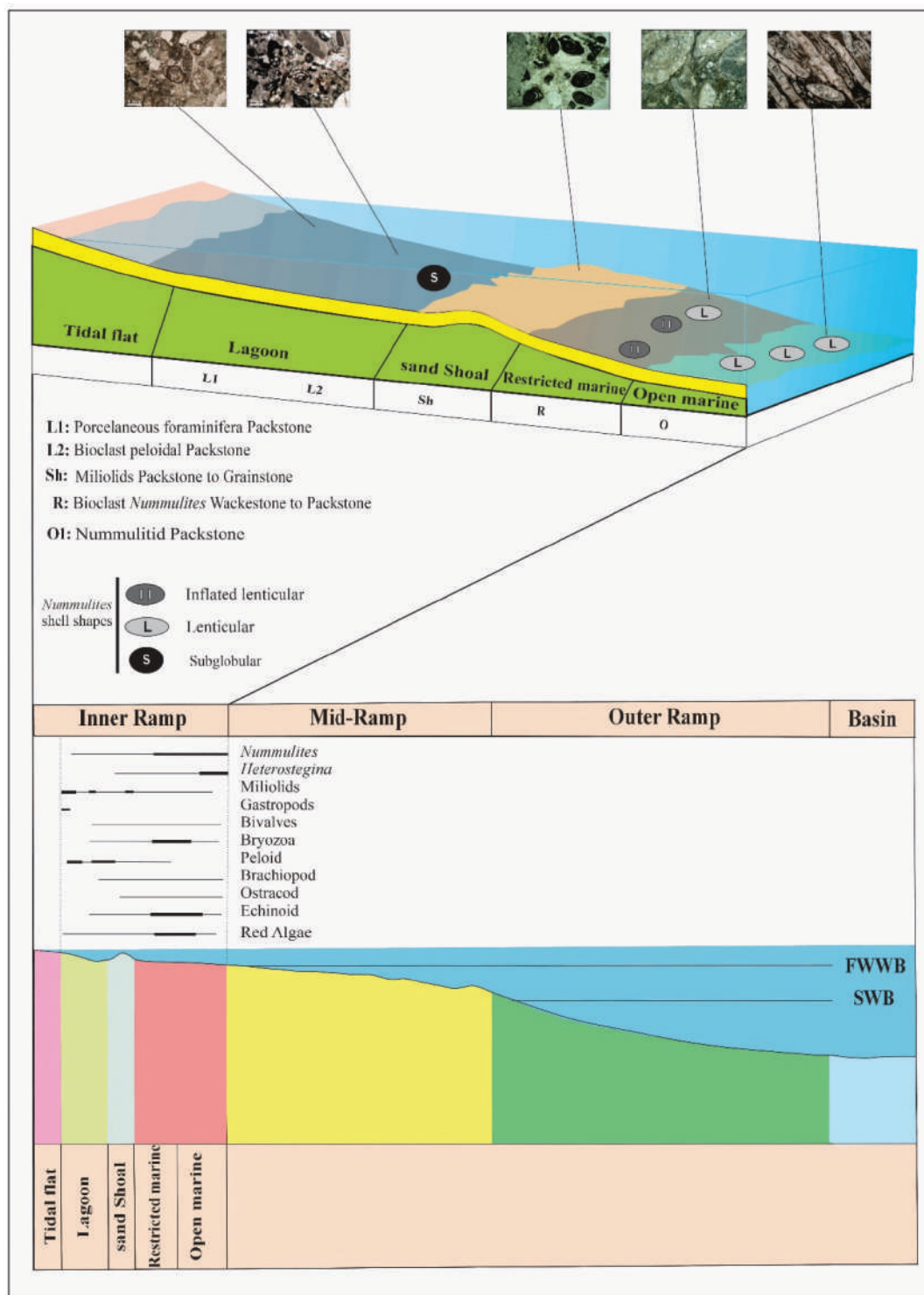
نومولیتیدها در این ریز رخساره حالت عدسی متورم تا عدسی دارند (شکل‌های ۲ و ۵) و حجم اصلی آلوکم‌ها را شامل می‌شود و با توجه به اینکه فرامینیفراهای بنتیک با پوسته پورسلانوز حضور ندارند، این رخساره با ریز رخساره استاندارد RMF13 فلوگل (Flügel, 2010) در دریای محصورشده^۱

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 پلوئید 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

1. Restricted marine



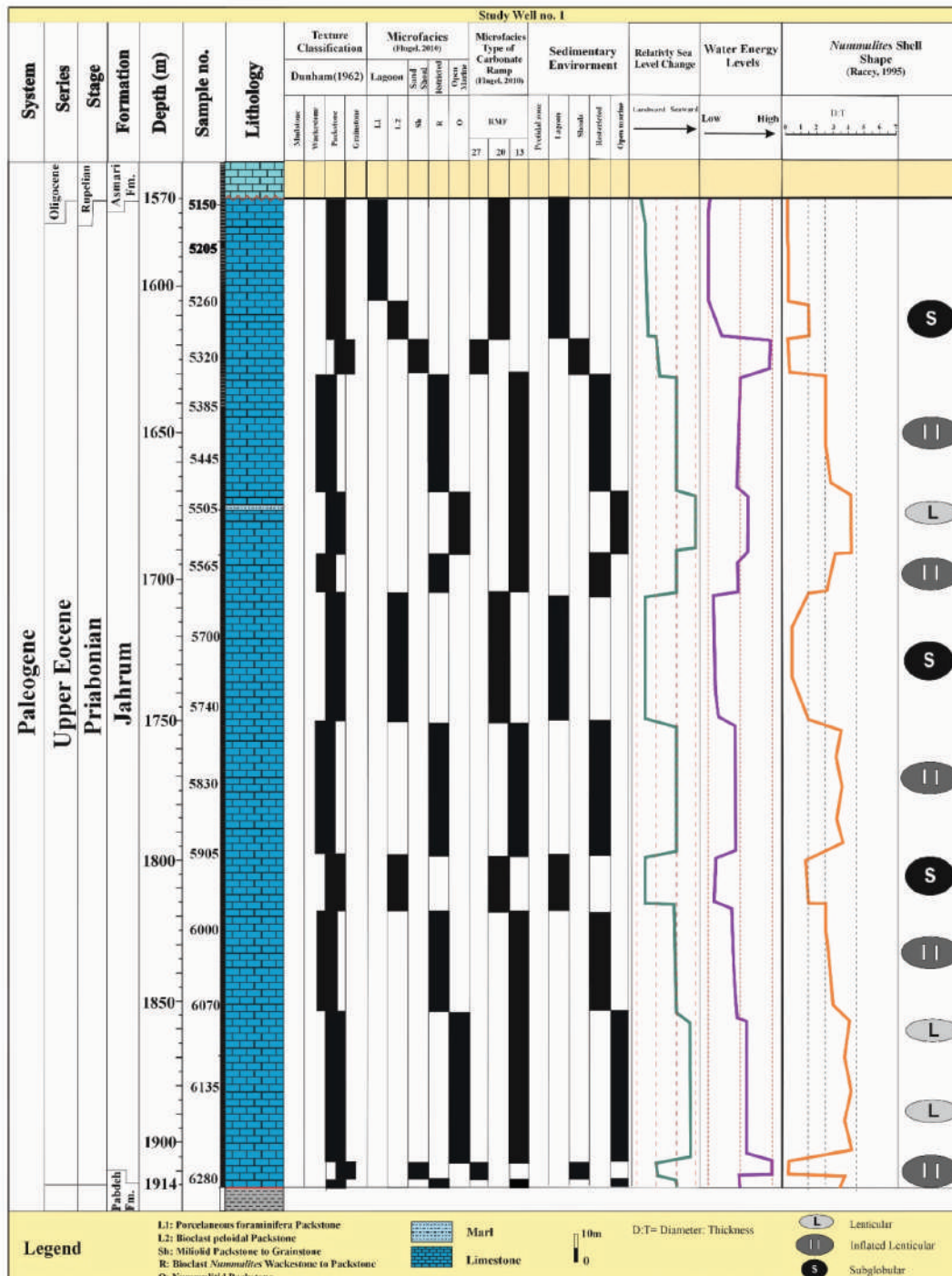
شکل ۵. جایگاه ریز رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای در سازند جهرم

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.

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).



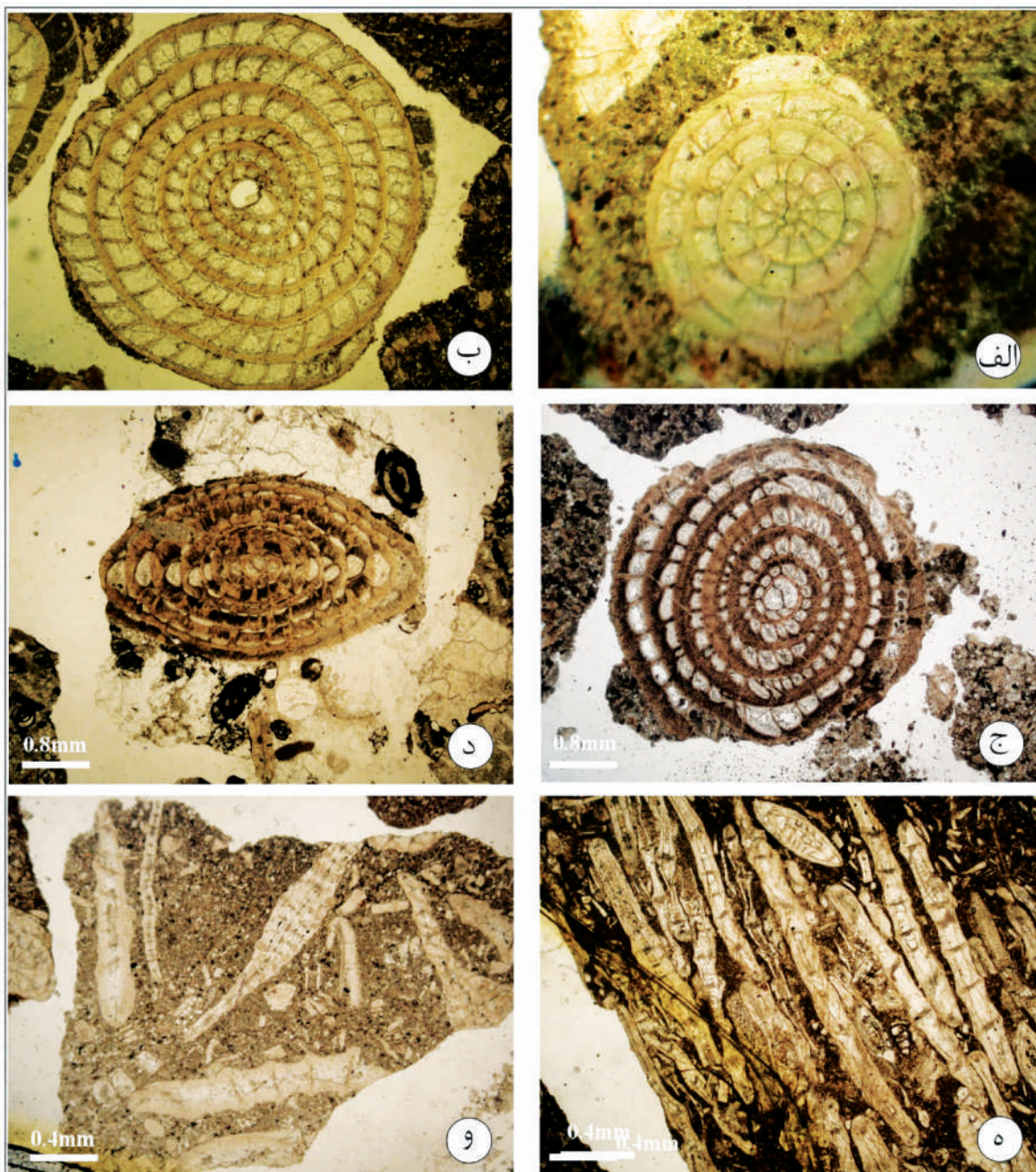
شکل ۶. نمودار نوسانات سطح آب دریا و تغییرات انرژی دریا، شکل پوسته *Nummulites* ها، محیط‌های رسوبی و ریز رخساره‌های تعیین شده سازند جهرم در برش زیرزمینی سورو

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 کمربند، 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*

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 است 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 می‌باشد 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

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.
- Jorjy, 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 Hoseinzadeh, 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 است 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.

مقدمه

با روند شمال غرب-جنوب شرق در ایران ادامه دارد (Innocenti et al., 1982). عده‌ای آن را بخشی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر در نظر می‌گیرند (Hezarkhani, 2006) و عده‌ای دیگر آن را کمر بند ماگمایی مجزا در نظر می‌گیرند که از البرز تا شمال شرق ترکیه کشیده شده است (Dercourt et al., 1986; Alavi, 2007; Dilek et al., 2010). این کمر بند 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 است و اغلب ماهیت اسیدی و حد واسط دارد. 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 et al., 2015). در این کمر بند 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 زایلک-صفیخانلو (Ebrahimi et al., 2011)، شرف‌آباد و مسجد داغی (Alirezai 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

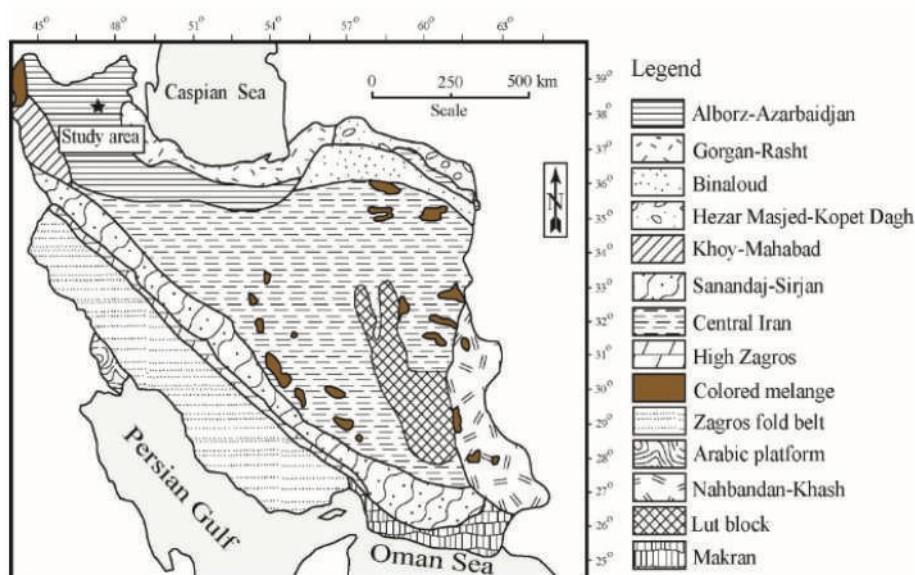
استفاده از میانبارهای سیال به‌عنوان ابزاری در بررسی خاستگاه کانسارها به‌ویژه در ۵۰ سال اخیر بسیار متداول بوده است. میانبارهای سیال نمونه‌های واقعی از سیال‌هایی هستند که طی تشکیل کانی‌ها و کانه‌های مختلف، همراه با آنها به دام افتاده‌اند و از این رو برای شناسایی فرآیندهای زمین‌شناسی گذشته بسیار مهم هستند. 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، فضاها را کوچک پوشیده می‌گردند و سیال‌ها در این حفره‌ها حبس می‌شوند 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 می‌باشند 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 به‌عنوان 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 (Chi and Guha, 2011; Kant et al., 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. کمر بند فلزایی ارسباران در شمال غربی ایران واقع می‌باشد و شامل گستره‌هایی از جمله اهر، کلیبر، ورزقان، سیه‌رود و بخش‌هایی از شمال و غرب مشکین‌شهر است. برخی زمین‌شناسان این کمر بند را ادامه قفقاز کوچک در نظر می‌گیرند که

زمین‌شناسی

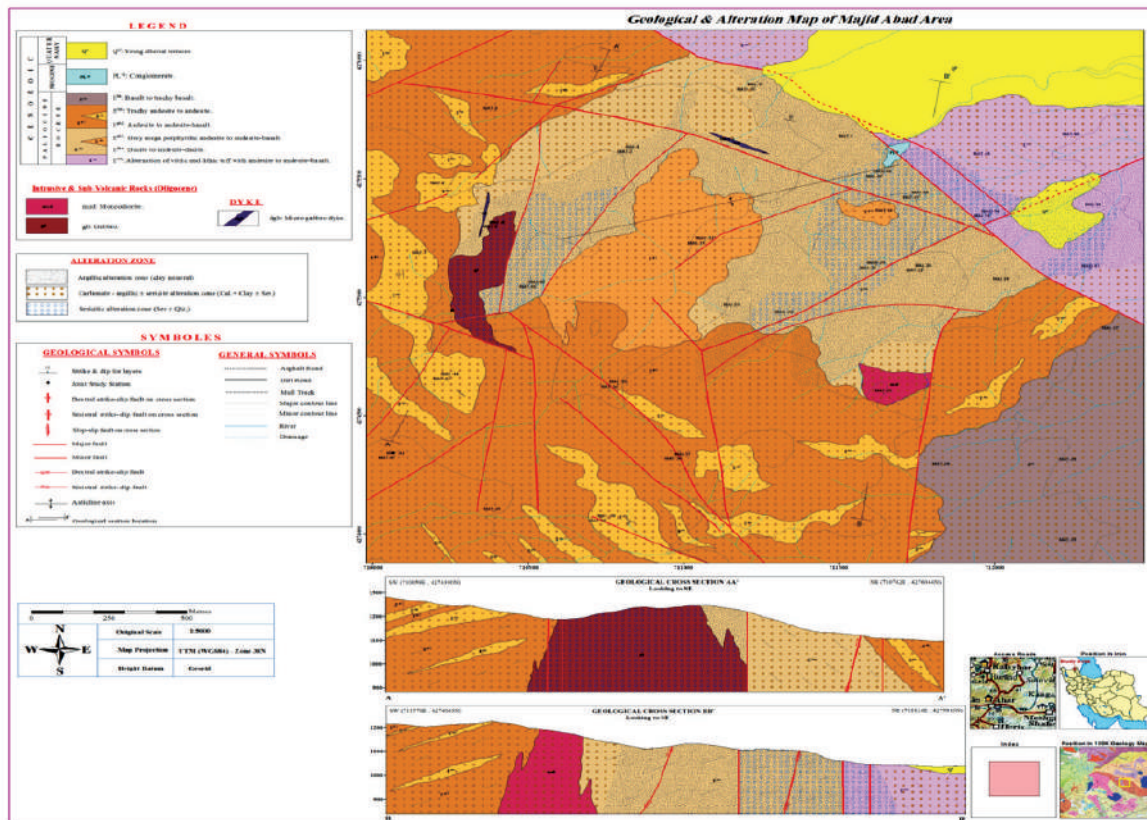
گستره مورد مطالعه به مساحت ۵/۶ کیلومتر مربع، به مختصات جغرافیایی $39^{\circ} 24' 47''$ تا $25^{\circ} 26' 47''$ طول شرقی و $19^{\circ} 35' 38''$ الی $29^{\circ} 36' 38''$ عرض شمالی، در ۳۲ کیلومتری شمال شرق شهرستان اهر در استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع شده است. این گستره بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری 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 $+600^{\circ}\text{C}$ تا -190°C درجه سانتی‌گراد در دانشگاه پیام نور تبریز صورت گرفت. برای تنظیم استیج در حالت گرمایش از پودر نیترا سدیم با دمای ذوب 307°C درجه سانتی‌گراد و در حالت سرمایش از ازت مایع با نقطه انجماد -95°C درجه سانتی‌گراد استفاده شد. خطای دستگاه در حالت گرمایش $\pm 1^{\circ}\text{C}$ درجه سانتی‌گراد و در حالت سرمایش $\pm 2^{\circ}\text{C}$ درجه سانتی‌گراد بوده است.



شکل ۱. موقعیت گستره مورد بررسی در نقشه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری 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)

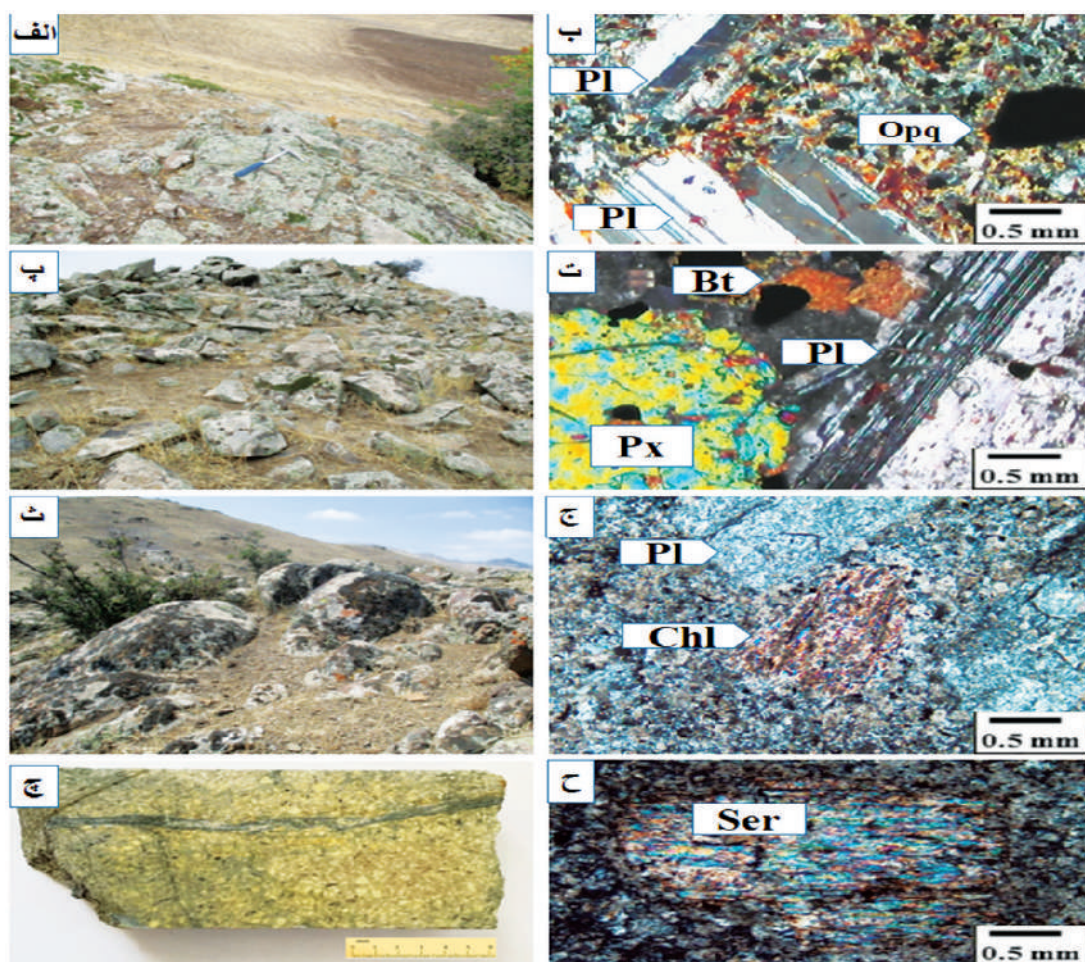
سنگ‌نگاری

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 آلکالن همراه با کانی‌های ثانویه کلریت (شکل ۳-ج) و سرپسیت (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 گرمایی به وجود آورده‌اند. عبور سیال‌های گرمایی 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 اپک 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

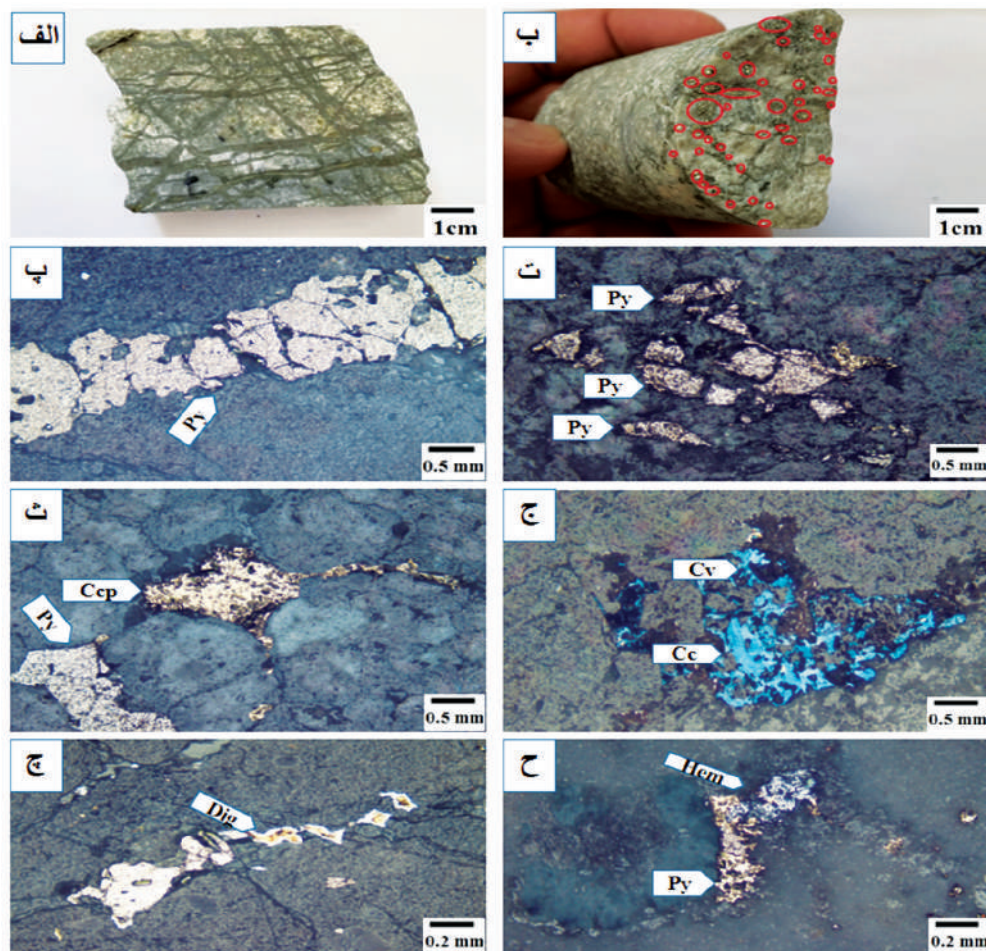
رگچه‌های کوارتزی در این گستره توسط واحد مونزودیوریتی میزبانی می‌شوند. کانه‌زایی در گستره در دو مرحله درون‌زاد و برون‌زاد رخ داده است. در مرحله درون‌زاد، فعالیت محلول‌های گرمابی سبب تشکیل رگه-رگچه‌های کوارتزی، گسترش پهنه‌های دگرسانی و کانی‌سازی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) شده است (شکل ۵-پ‌و‌ت‌و‌ث). در مرحله برون‌زاد، واکنش سیال‌های جوی فروروا کانی‌های 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



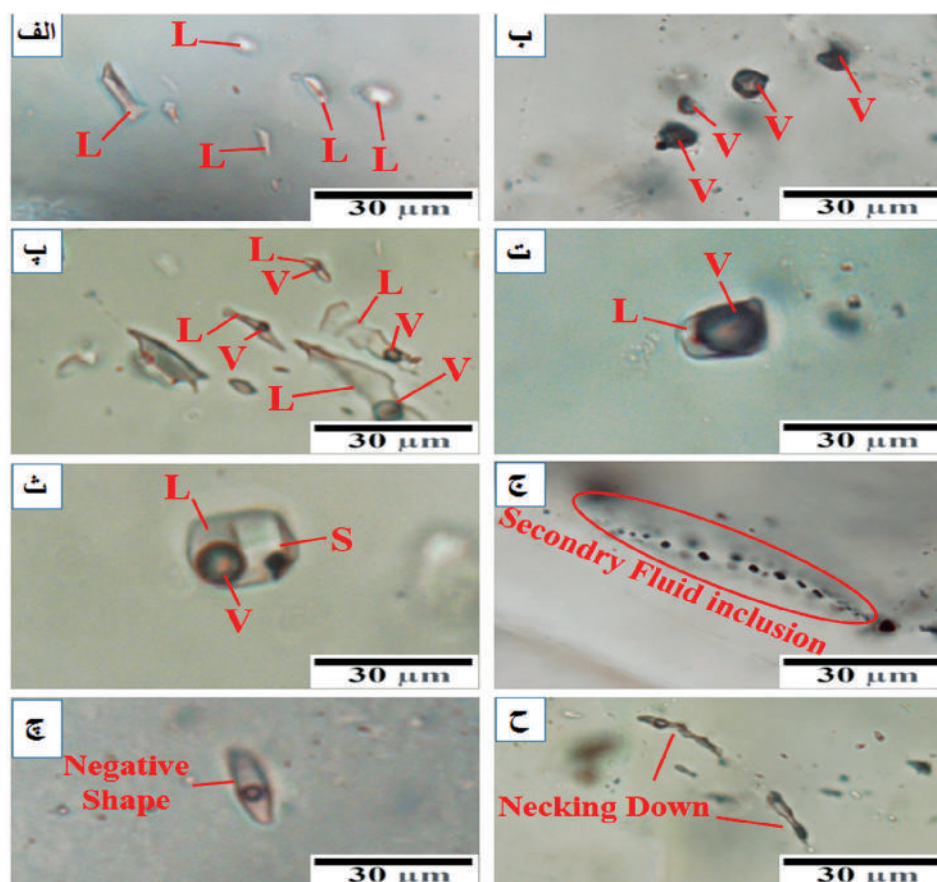
شکل ۵. تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کانی‌سازی در گستره مجیدآباد، (الف) نمونه دستی از کانی‌زایی سولفیدی پیریت و کالکوپیریت در ارتباط با رگچه‌های استوکورکی کوارتز (عمق ۲۵۹ متری)، (ب) نمونه دستی از کانی‌زایی سولفیدی پیریت و کالکوپیریت به صورت افشان و پراکنده در توده مونزودیوریتی (عمق ۶۳ متری)، (پ) 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. علایم 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، بیضوی 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

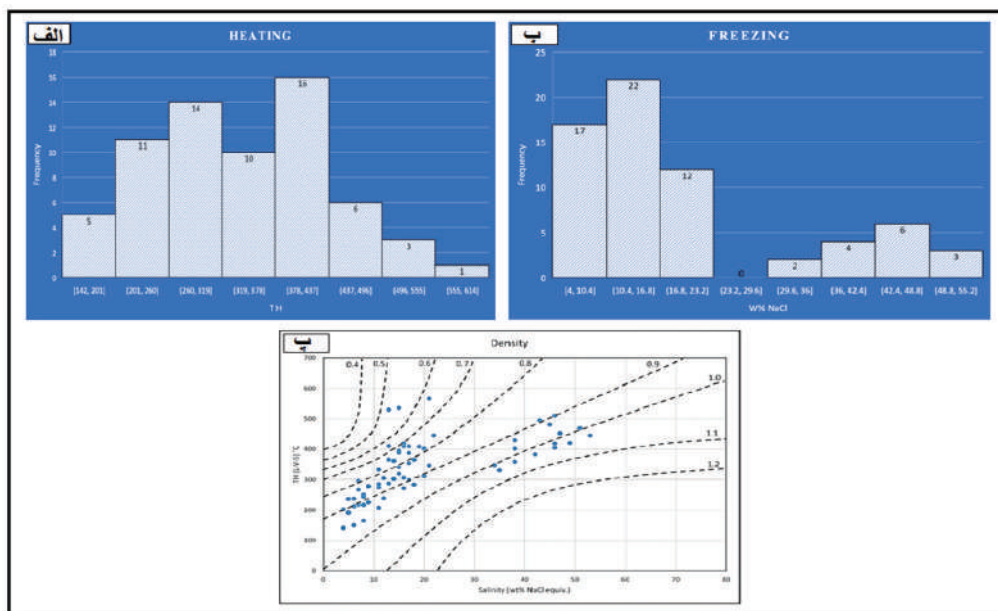
نوع دوفازی غنی از گاز (V+L) با درجه پرشدگی کمتر از ۵۰ درصد و چگالی‌های بالا مربوط به میانبارهای سیال از نوع سه‌فازی از نوع (L+V+S) با شوری بالا می‌باشند.

خاستگاه و روند تکامل سیال

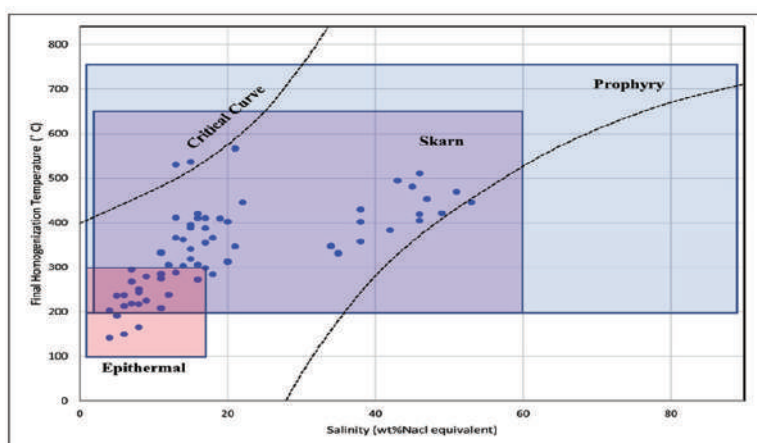
براساس داده‌های میانبارهای سیال، در نمودار دمای همگن‌شدن-شوری (شکل ۸ و ۹)، الگوی کلی کانی‌سازی در این گستره با سیستم‌های پورفیری مطابقت دارد و تعدادی از نمونه‌ها هم در گستره کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند. لیگندهای موثر در حمل و نقل فلزات از نوع کلریدی و سولفیدی بوده و پدیده جوشش، سرد شدن و رقیق‌شدگی 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

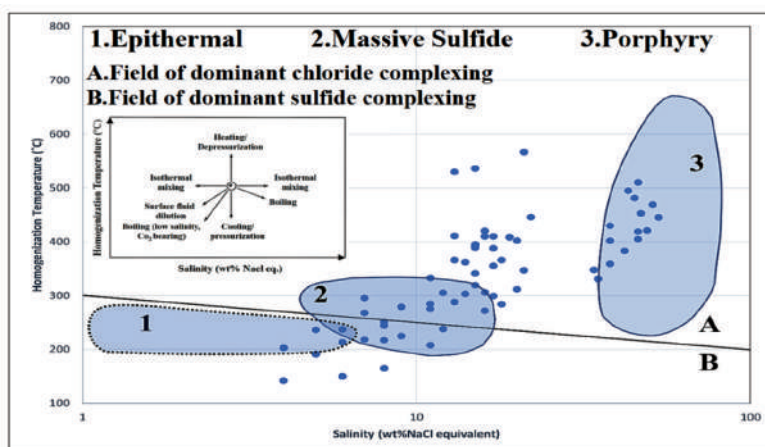
تعیین خاستگاه و روند تکامل سیال‌های کانه‌زا براساس بررسی میانبارهای سیال در گستره مجیدآباد...



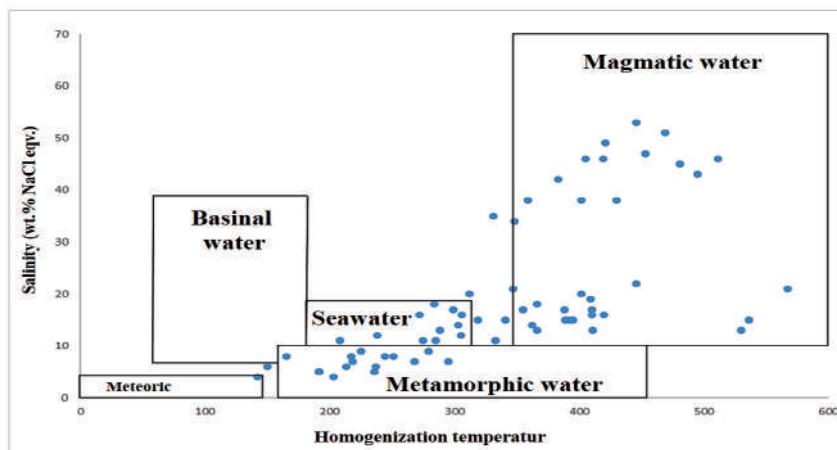
شکل ۷. الف) دمای همگن شدن، ب) شوری، پ) چگالی میانبارهای سیال در رگه-رگچه‌های کوارتزی گستره مجیدآباد



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 گرمایی 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 گرمایی 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 کالکوپیریت هستند که در اثر غنی‌شدگی‌های ثانویه، کانی‌های برون‌زاد کالکوسیت، کولیت، 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, L.P., Ricou, L.E., 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 Guajajuato 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 آبریز

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

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

روش‌های انجام شده در مدیریت سیلاب و تاثیر هر یک در کاهش خسارات، از یک روش واحد تبعیت نمی‌کند و وابسته به شرایط ویژه و خصوصیات فیزیکی هر حوضه می‌تواند متفاوت باشد. وجود یا ساخت 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 آبریز دادآباد را بررسی کردند. 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 به‌منظور کاهش دبی پیک و افزایش زمان رخداد پیک سیلاب مورد استفاده قرار گیرد. با ساخت 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 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 کنترل و مدیریت سیلاب شهری استفاده شده است. مبانی 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 سیلاب از منظرهای مختلف در حوضه کرخه

جلگه خوزستان به دلیل وجود رودخانه‌های بزرگ از دیر باز تاکنون به‌شدت تحت تأثیر سیلاب‌های آن‌ها قرار دارد و همواره برای ساکنان آن خسارات و ضررهای مالی بسیاری به همراه داشته است. رودخانه کرخه به‌عنوان 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 سیلاب‌خیزی 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 به‌واسطه روابط ریاضی تلفیق کرده و قابلیت رسوب‌دهی حوضه آبریز شازند در استان اراک را بررسی کردند. مهم‌ترین عوامل زمین‌شناسی موثر بر سیل‌خیزی شامل ویژگی‌های سنگ‌شناسی حوضه آبریز، 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

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 این‌که 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 مخزنی 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 صورتی‌که 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 مخزنی 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 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 تراز سطح آب در اثر شرایط نا ایستایی و نیاز به بهنگام

انجام شده است. از میان آن‌ها می‌توان به مطالعات محمدپور و همکاران (۱۳۸۷) اشاره کرد. این پژوهشگران تاثیر ساخت سد مخزنی کرخه بر میزان خطرپذیری اراضی پایین دست سد را مطالعه و نشان دادند ساخت 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 جهانتاب (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 آریمما برای 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 فروردین ۱۳۹۸ با سیلاب‌های

روش مطالعه

جایگاه زمین‌شناسی و پتانسیل سیل‌خیزی در حوضه آبریز رود کرخه

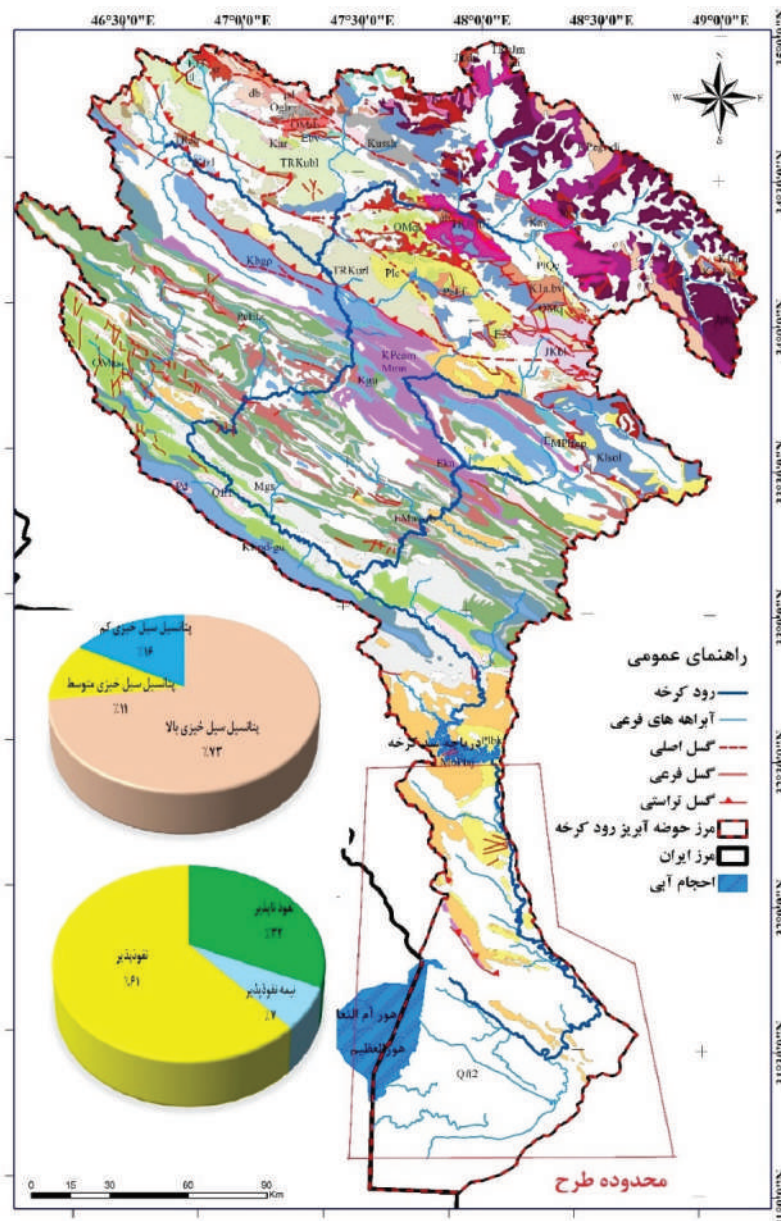
حوضه آبریز درجه دو رودخانه کرخه با کد ۲۲ و مساحت ۵۱۶۴۳ کیلومتر مربع (دستورالعمل و ضوابط تقسیم‌بندی و کدگذاری حوضه‌های آبریز و محدوده‌های مطالعاتی در سطح کشور، ۱۳۹۱)، در حوضه درجه یک خلیج فارس و دریای عمان قرار دارد و شامل بیش از نیمی از استان‌های لرستان و کرمانشاه و بخش‌هایی از استان‌های کردستان، همدان، ایلام و خوزستان است. از نظر زمین‌شناسی این حوضه دربرگیرنده بخشی از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان و پهنه 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 آبریز دارای پتانسیل سیل‌خیزی بالا می‌باشد. واحدهای شیلی، مارنی، دگرگونی، آذرین، آبرفتی و واحدهای لیتولوژیک سخت فاقد شکستگی (مثل آهک‌های توده‌ای) در این رده 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 رده 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 می‌کند و

سازی استراتژی‌های طراحی سازه‌ها توسط موندال و دانیل (Mondal and Daniel, 2018) به صورت مفصل مورد بحث قرار گرفت. بررسی رویکردهای پیش‌بینی چنگانه برای برآورد دبی اوج شکست سد توسط موگلن 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 مک‌کالوم 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 براساس تئوری انتقال موجک 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 سیلاب‌خیزی 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.

راهنمای زمین شناسی

واحد‌های رسوبی

- Q12, تراش های کام ارتفاع
 Q11, تراش های برتق
 Q10, لوبور و ماسه سنگ مخروطی افکنی
 P18, کنکوپورای بی متیک
 P16, ماسه سنگ و کنکوپورای بی متیک
 Mu14, ماسه سنگ و مارن آتافوری
 Ar10, مارن و آهنک زارنی مکت
 Mg8, مارن و آریس هجدارن
 Mf10, گروه های سرخ روسی
 CM8, آهنک آسمانی
 L15, آهنک آسمانی
 L14, آهنک آسمانی
 CM4, سازند مرق
 CM3, آهنک ریگی
 CM1b, لایه های سرخ روسی
 L1, آهنک بونینی
 F1, سنگ های آهنک شده روسی
 F1b, شیل کندون
 F2, کنکوپور و ماسه سنگ
 L11, واحد آریس روسی
 F12a, آهنک زنگ
 F12b, فلیش ماسه سنگ و ماسه سنگ
 KP6a, فلیش امیران
 K6b, مارن و شیل گورپی
 KP4d-gu, گزینی (آهنک)
 K4b, شیل سنج
 K1, شیل و چرت رادیولایز
 K12p, گروه بکسان (سنگ آهنک و شیل)
 K1c, ماسه سنگ و کنکوپورای فرم
 K12l, آهنک تیره گز
 K1m, مارن، ماسه سنگ و آهنک
 K1a, آهنک اوریسولای دار
 K1b, آهنک آتاف
 J1, ماسه سنگ
 YK1Kuh1, آهنک بیسول
 YK1Kur1, رادیولایزهای تریز و کرمان
 Pd, سازند دورود
 YK1J1, آهنک یا میان لایه شیل و چرت
- ### واحد های آذرین
- Q10b, گابرو
 H1b, سنگ های وولکانیکی بازالتی
 K12C1-3, سنگ های نفوذی
 K1c, آذریت و وولکانیکی
 dh, دیپایز
 K12b1, سنگ وولکانیکی بازالتی و آذریتی
 Q10a, گابرو لایه ای
 J1d1, دیوریت (اورسنگ بالای)
 J1d2, زبولوت و ریوداسیت وولکانیکی
 sr, سربولیت
 p1, پیرسولیت
 J1d1, لوف وولکانیکی ریودیتی
 J1b1, لوف وولکانیکی آذریتی
- ### واحد های دگرگونی
- K1J1, آهنک کربناتی و کاتک شیت
 YK1m1, زون اتصال
 YK1jvm, متاکاتک و ماسه آهنک
 T1, اسکارن
 J1b1, فلیش همدان



۳۵

۱:۲۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰) و بازه‌های شناسایی شده دارای پتانسیل انحراف سیل، مورد تحلیل قرار گرفت. در هر حال گام‌های روش‌شناسی 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، واسنجی 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 حاضر

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 (بخش‌های 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: ژبیس و مارن گچساران، مارن میشان و مارن و ماسه‌سنگ آجاجری
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 آجاجری: ماسه‌سنگ و مارن	
زیاد	۱۶۰۷	میوسن	Mmn	سازند میشان: مارن و آهک مارنی	
زیاد	۲۳۸۵	میوسن	Mgs	سازند گچساران: مارن و ژبیس	
زیاد	۴۷	میوسن	MPIfgp	گروه فارس: ژبیس و مارن گچساران، مارن میشان و مارن و ماسه‌سنگ آجاجری	
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 ژبیس	
متوسط	۶۲	ائوسن	El	آهک نومولیتی	
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	Elf	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	گروه بنگستان
متوسط	۱۴	کرتاسه	K1c	ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز	
کم	۳۹	کرتاسه زیرین	Ktzt	سازند تیزکوه: آهک اوربیتولین دار ضخیم لایه و توده‌ای	
متوسط	۱۴	کرتاسه زیرین	K1m	آهک و ماسه‌سنگ و مارن ژبیزی	
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 نیریز 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 سیل خیزی	مساحت- km^2	سن	کد	لیتولوژی	نوع سیلاب
زیاد	۱۲۰	اولیگو میوسن	Ogb	گابرو	سیلاب گابرو
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	سیلاب اسکارن
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

استفاده شد. بحث واسنجی 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 واسنجی 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 واسنجی 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

به‌ناچار 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 خسارت شد.

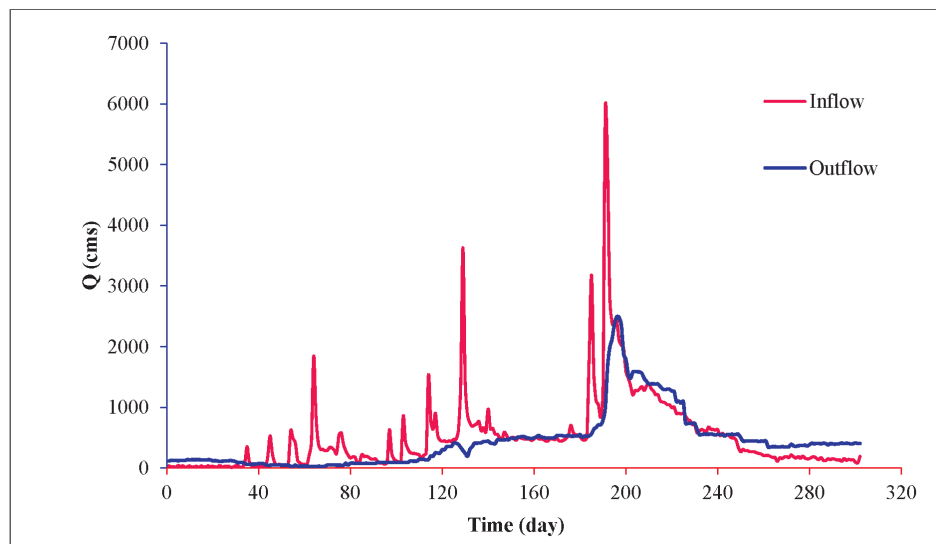
به‌منظور کاهش خسارات با بررسی سیلاب‌های بزرگ رودخانه کرخه و با استفاده از مدل ریاضی تدقیق شده، محل‌های دارای پتانسیل نگهداشت سیلاب خروجی از رودخانه کرخه شناسایی و جانمایی شد. با توجه به توپوگرافی گستره و تراز جریان خروجی از محل‌های فوق، حجم حوضچه‌های تأخیری مطابق جدول ۳ برآورد شد. بر این اساس با توجه 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 تأخیری 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 است. بزرگ‌ترین و آخرین آن‌ها در فروردین ماه ۱۳۹۸ رخ داد. سیل فروردین

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

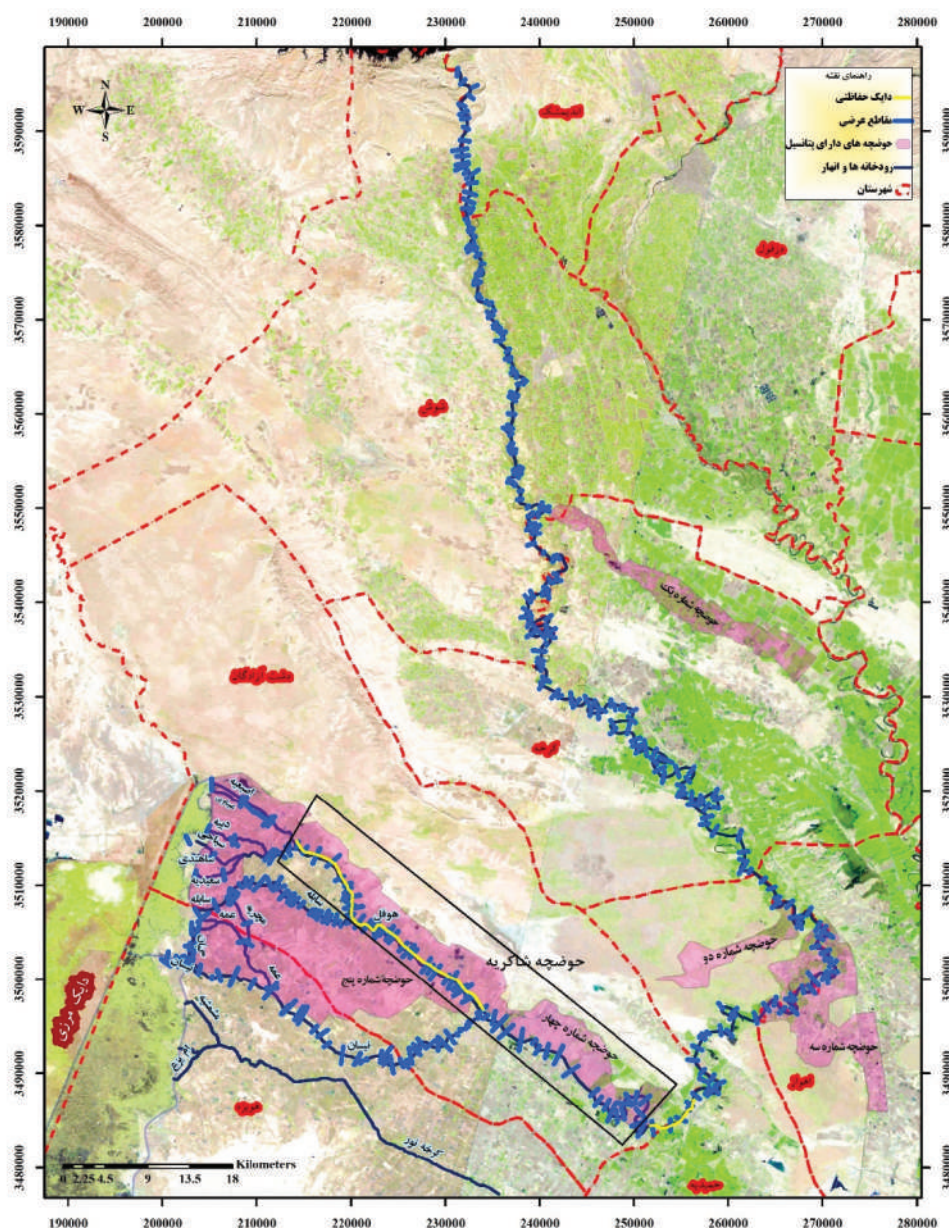
شماره حوضه حوضچه	نام منطقه	مساحت- km^2	عمق جریان-m	حجم ذخیره-mcm
I	شاوور	۸۷/۲	۰/۳	۲۶/۲
II	خسرچ	۳۲/۹	۱/۱	۳۶/۲
III	الهانی	۱۱۵/۰	۰/۸	۹۲/۰
IV	شاکریه	۲۵۹/۸	۱/۵	۳۸۹/۸
V	غرب سوسنگرد	۲۳۶/۲	۱/۰	۲۳۶/۲
جمع		۷۳۱	۱/۱	۷۸۰

نگهداشت شاکریه به‌عنوان گزینه نهایی، لازم است نقاط در معرض خطر پخش سیل در بالادست و پایین دست این کانال با ساخت 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 ساخت 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. ساخت 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 می‌کند، 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، حوضچه های نگهداشت سیلاب و دایک های حفاظتی. دایک های 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 می شود با توجه به تراز جریان در این بازه و در نظر گرفتن سطح آزاد آب، تراز دایک های 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 داده های 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 ساخت و تقویت دایک های 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 تابستان 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 تابستان ساخته 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 پیامنی، 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. مبنای 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 به‌منظور 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 سازند). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۰، ۸۹-۹۸.
- سازمان زمین‌شناسی. نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰. شیت‌های NI۳۸-۱۵، ۱۱، ۷، ۸، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و NI۳۹-۱۳، ۹، ۱۰ و NH۳۸-۴ و 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 جوققان واقع در شهرکرد). مجله منابع طبیعی ایران، مرتع و آبخیزداری، ۴، ۶۹، 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. پورفیروکلاست‌های 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 در بسیاری از مناطق تکتونیکی هستند و بخش قابل توجهی از واتنش را در مرزهای صفحه همگرای مورب، در خود جای می‌دهند. در طول همگرایی مورب، صفحات لیتوسفری

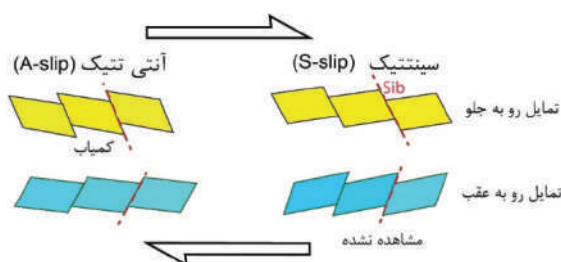
هسته‌های برشی ترافشارشی از ویژگی‌های تغییر شکل رایج

در بسیاری از مناطق تکتونیکی هستند و بخش قابل توجهی از واتنش را در مرزهای صفحه همگرای مورب، در خود جای می‌دهند. در طول همگرایی مورب، صفحات لیتوسفری

در بسیاری از مناطق تکتونیکی هستند و بخش قابل توجهی 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 ویژگی‌های ساختاری عمل می‌کند (Fossen et al., 1994; Carreras et al., 2013). سیستم‌های ترافشارش در بخش‌های مختلف کمربند دگرگونی سندنچ-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 مزوسکوپی 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 سندنچ-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 سندنچ-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 ویژگی‌های مکان‌های قدیمی مختلف را می‌توان از این مطالعات بازیابی کرد. بر اساس هندسه بودین‌ها، پنج نوع بودین توصیف شد (Goscombe

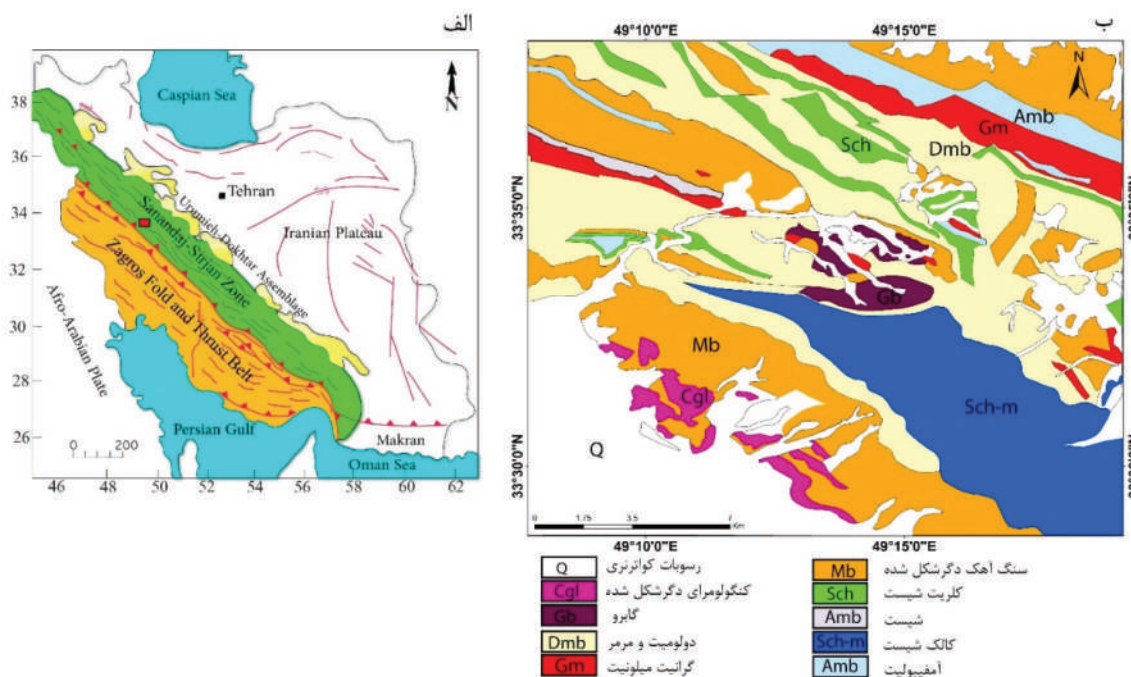
ویژگی‌های زمین‌شناسی و تکتونیکی

(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

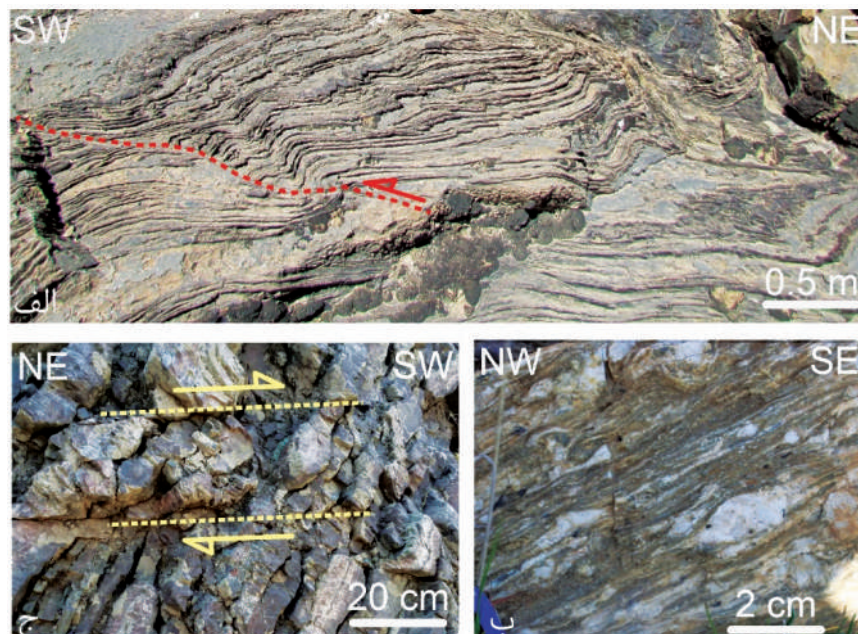
رخمون‌های سنگ‌های دگرشکل شده در گستره دورود در غرب ایران واقع شده‌اند. این ناحیه بخشی از کمربند دگرگونی سهندج-سیرجان است و در کمربند کوهزایی زاگرس قرار دارد (شکل ۲). کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از کوهزایی برخوردی آلپ-همالیا است (Ricou, 1971; Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981). این کمربند کوهزایی 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 22 ± 2 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

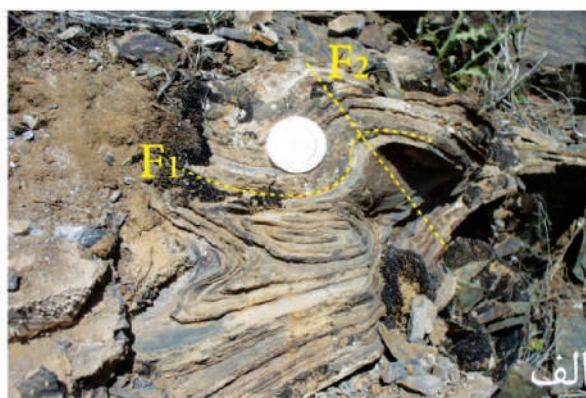
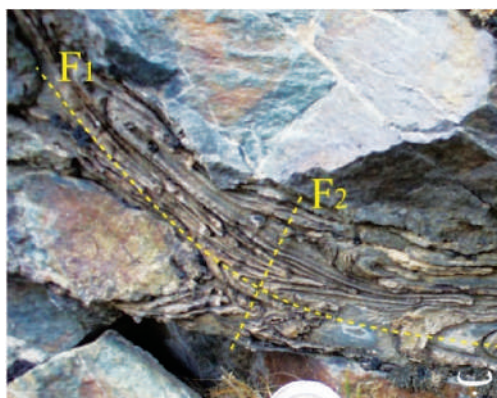
بخش پس بوم کمربند کوهزایی زاگرس سه مرحله تغییر شکل را پشت سر نهاده است و به‌صورت D1، D2 و D3 تعریف شده‌اند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). تعیین سن با استفاده از روش سن سنجی $^{40}_{Ar}/^{39}_{Ar}$ بر روی دانه‌های بیوتیت در گنیس 119.95 ± 0.88 و 112.58 ± 0.66 میلیون سال در نظر گرفته شده است که مربوط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

در این پژوهش بر اساس مشاهدات میدانی و داده‌های ساختاری، تحلیل ویژگی‌های هندسی بودن‌ها، الگوی محور C کوارتز، واتنش نهایی و عدد جنبش شناختی تاوایی در ناحیه دورود انجام شده است. برای تحلیل هندسه بودن‌های با چرخش رو به عقب و جلو، پارامترهای هندسی ۷۸ بودن دومینو و ۸۲ بودن 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. F۱، F۲ اثر سطح محوری را نشان می دهد

دگرشکلی D1 می باشد (Sarkarinejad et al., 2009). سن سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی هورنبلندهای آمفیبولیت سن های 89.09 ± 1.34 میلیون سال و 90.18 ± 1.88 میلیون سال را نشان می دهد و مرتبط با دگرشکلی D2 می باشد (Sarkarinejad et al., 2009). فاز دگرشکلی D2 با فرارانش افیولیت ها بر روی صفحه قاره ای همراه است. بیروزی زدگی های سفره های میلونیته به وسیله پهنه های برشی درگیر با پی سنگ، چین خوردگی های مرتبط با گسل خوردگی و تشکیل باندهای برشی S/C در کلیوآزهای کنگره ای توسط فاز نهایی D3 رخ داده اند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017).

بودین های دومینو

شبه به پورفیروکلاست های غلافی هستند (Passchier and Simpson, 1986; Goldstein, 1988). بودین های نوار برشی مشابه با کلیوآزهای 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 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 لوزی 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 به‌وسیله 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. این مطالعه خود را در درجه اول به دو عضو انتهایی بودین‌های نامتقارن در شرایط دوبعدی که دارای تقارن مونوکلینیک هستند محدود کرده است. 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 از مجموعه‌های نام‌گذاری پارامترهای هندسی استفاده شده است (Rodrigues et al., 2016). این پارامترها (Sib, Se, Lb, Le, W, L, 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 به‌عنوان 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 به‌صورت جانبی جابجا شده‌اند و به‌موازات 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 Sib و Sb)، α (چرخش نسبی بلوک یا زاویه حاده بین Se و Sb) و θ' (زاویه حاده بین Sib و Se) 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 Sib با A-slip رو به جلو هستند.

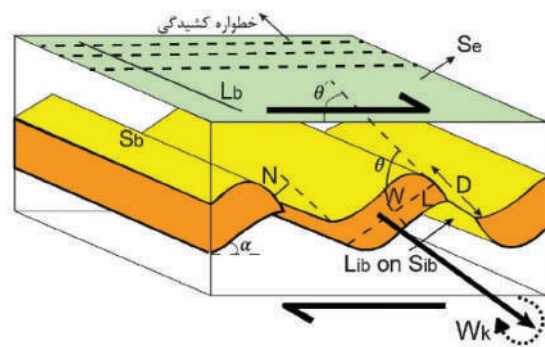


شکل ۵. تصاویر بودین‌های نامتقارن در گستره دورود، پهنه سهند-سیرجان. جهت برش در تمامی تصاویر راستگرد است. الف، ب و ج) بودین‌های نوار برشی، د) بودین‌های بازسازی شده همراه با چین‌خوردگی، ر) رشته بودین‌های نوار برشی، س) دومینو بودین، ط) دومینو بودین‌های چین‌خورده، ع) رشته دومینو بودین. این ساختارها در سنگ‌های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

است (Rodrigues and Passchier, 2003; Goscombe 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 برگوارگی 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

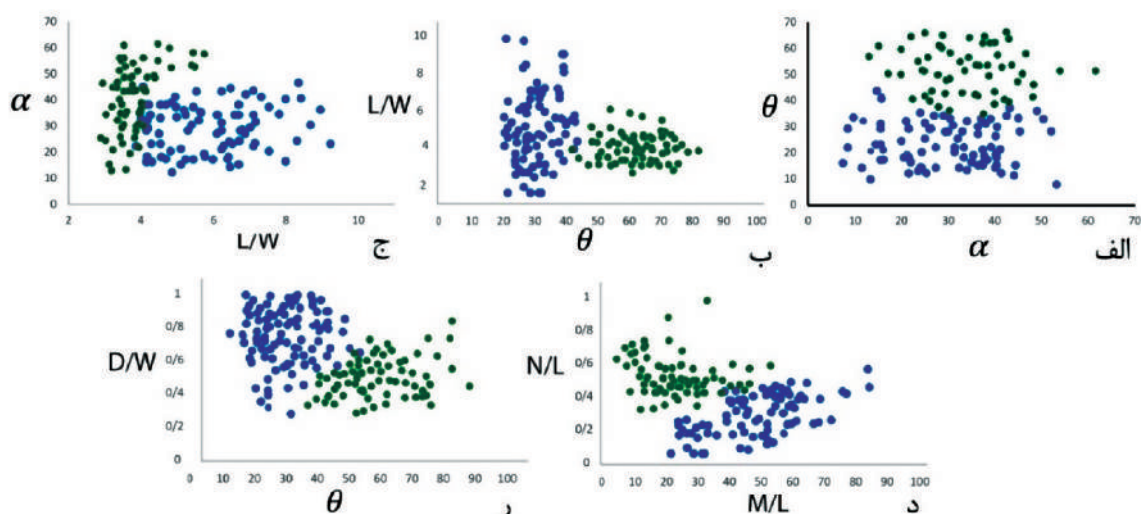
در طی چند دهه اخیر، روش‌های مختلفی برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی در سنگ‌های دگرشکل شده در طبیعت ارائه شده است. سیستم‌های پورفیروکلاست، فابریک‌های کریستالوگرافی، مجموعه‌های دگرشکل شده



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 هر دو بودین‌های دومینو و بودین نوار برشی اندازه‌گیری شده است. 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) Sib، 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 پورفایروکلاست برای اندازه‌گیری عدد تاوایی جنبش شناختی استفاده می‌شود. این روش امکان تحلیل ساده و سریع W_m را با استفاده از جهت یافتگی نهایی پورفایروکلاست‌های 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).

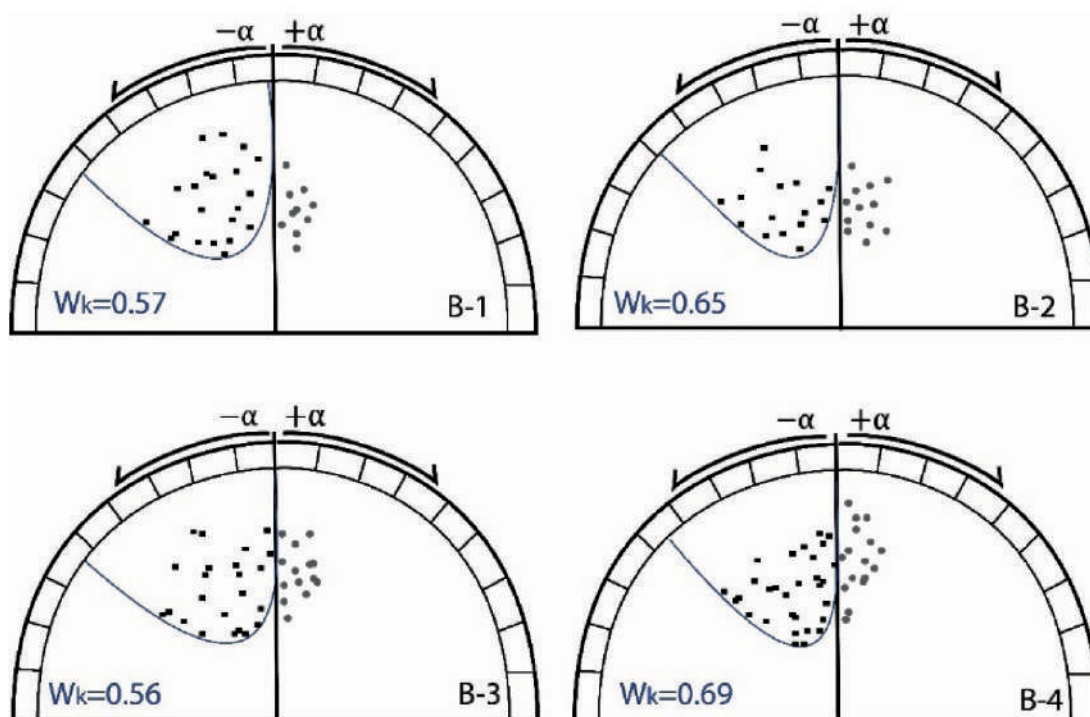
تحلیل تاوایی بر اساس جریان‌های دوبعدی با هندسه مونوکلینیک یا ارتورومبیک با بردار تاوایی کم‌وبیش موازی با محور Y بیضی واتنش است. در همه روش‌ها برای تخمین W_k جریان را در حالت همگن و پایدار فرض می‌کنند. یکی دیگر از محدودیت‌های تحلیل تاوایی دوبعدی، فرض دگرشکلی واتنش صفحه‌ای است (Tikoff and Fossen, 1995; 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 ۰/۵۶ تا ۰/۶۹ 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 به موازات 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

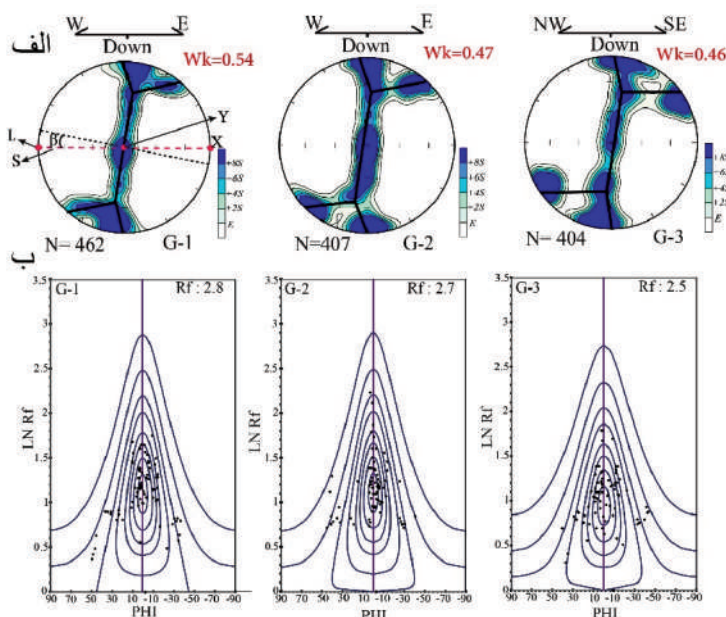
فابریک محور c کوارتز

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 کوارتزیتی و سنگ‌های میلونیتی درجه متوسط تا بالا مشاهده شده است. این سنگ‌ها در طول یک رژیم ترافشارشی 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 امتدادلغز هم‌زمان در سیستم راندگی شکل‌پذیر است که در طول یک سیستم ترافشارش 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 ترافشارش 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 پورفیروکلاست‌های 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 به‌طورمعمول، 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 (Sarkarinejad 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 ترافشارشی 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 R_f/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. R_f/ϕ 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 جهت یافتگی 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 W_m یک گستره تغییر شکل یافته استفاده کرد. W_m 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، گروه فنی، دانشکده فنی و مهندسی، 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 پژوهش، بر اساس مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، هشت ریزرخساره شناسایی شد که در چهار کمربند رخساره‌ای شامل نواحی جزرومدی (کم‌عمق)، لاگون، سد و دریای باز (عمیق) گسترش یافته‌اند. این ریز رخساره‌ها 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 دارد 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 (آقنباتی، ۱۳۸۵).

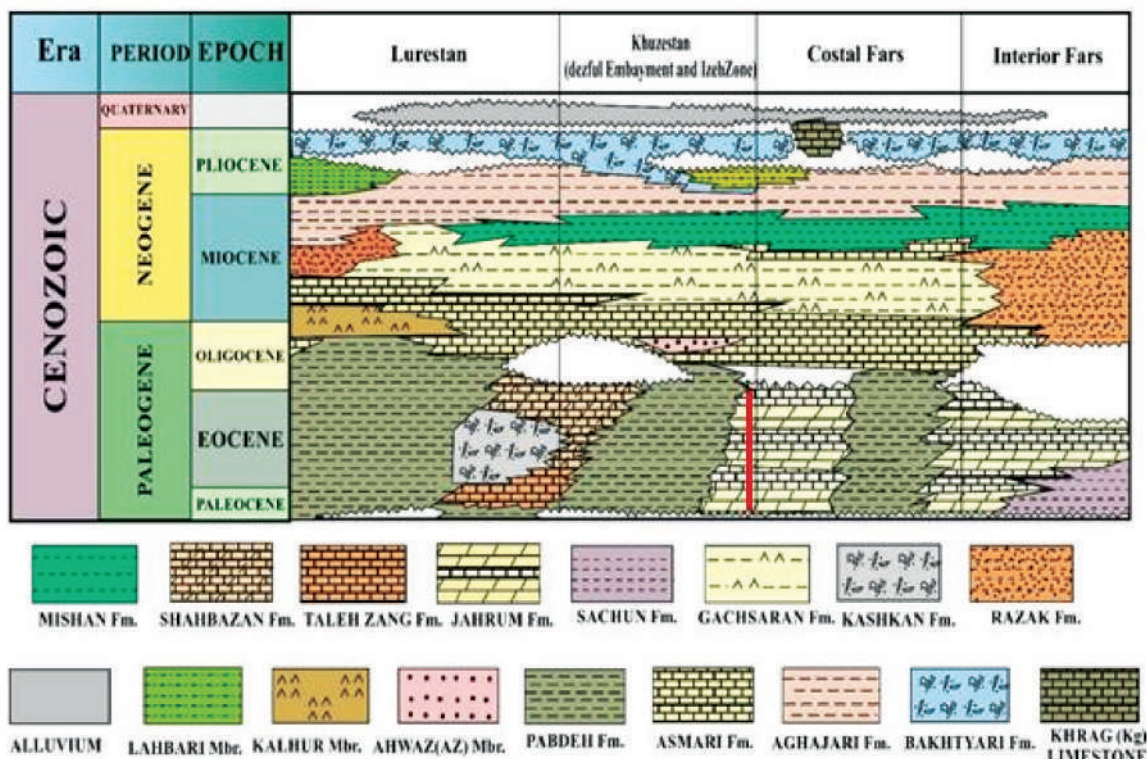
1. Formation
2. Paleocene
3. Eocene
4. Pyrene
5. Lithology

* نویسنده مرتبط: bsaidi@standard.ac.ir

(آقائاتی، 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 (Vaziri-Moghaddam et al., 2010)، 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 نهستگی و فرایند رسوب گذاری (لیتو فاسیس^۱، میکرو فاسیس^۲) در یکی از چاه‌های میدان نفتی گل خاری است تا بتوان در پژوهش‌های آتی با سایر برش‌های این سازند تطابق لازم را انجام داد و پالئو جئوگرافی^۳ مناطق مختلف را مورد بازسازی قرار داد (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

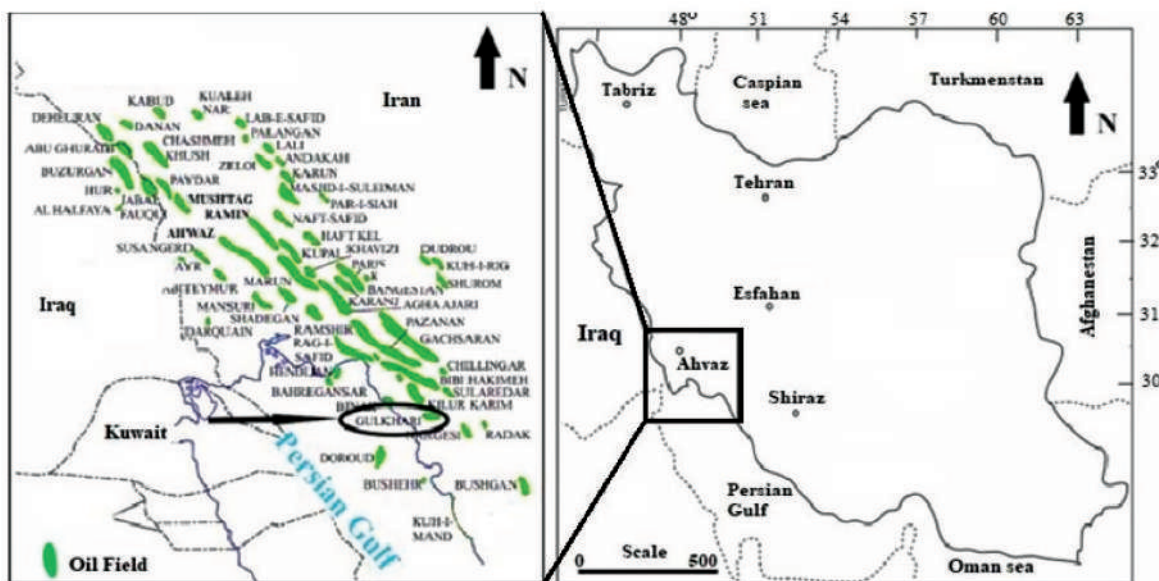


شکل ۱. گسترش سنگ چینه‌ای دوران سنوزوئیک^۴ حوضه زاگرس در زون‌های فارس، لرستان و خوزستان (James and wynd, 1965). موقعیت سازند جهرم در شکل با خط قرمز مشخص شده است

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 رخساره‌ای 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 کم‌عمق 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 با یوکللاستیک^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 کم‌عمق 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 نشان‌دهنده محیط به نسبت آشفته و کم‌عمق 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 نشان‌دهنده 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 آلوئولینا 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 می‌کند، اشاره کرد (Murray, 1991). فرامینفرهای کف زی منفذ دار و بدون منفذ شامل میلیولیدها، آلوئولین‌ها 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).

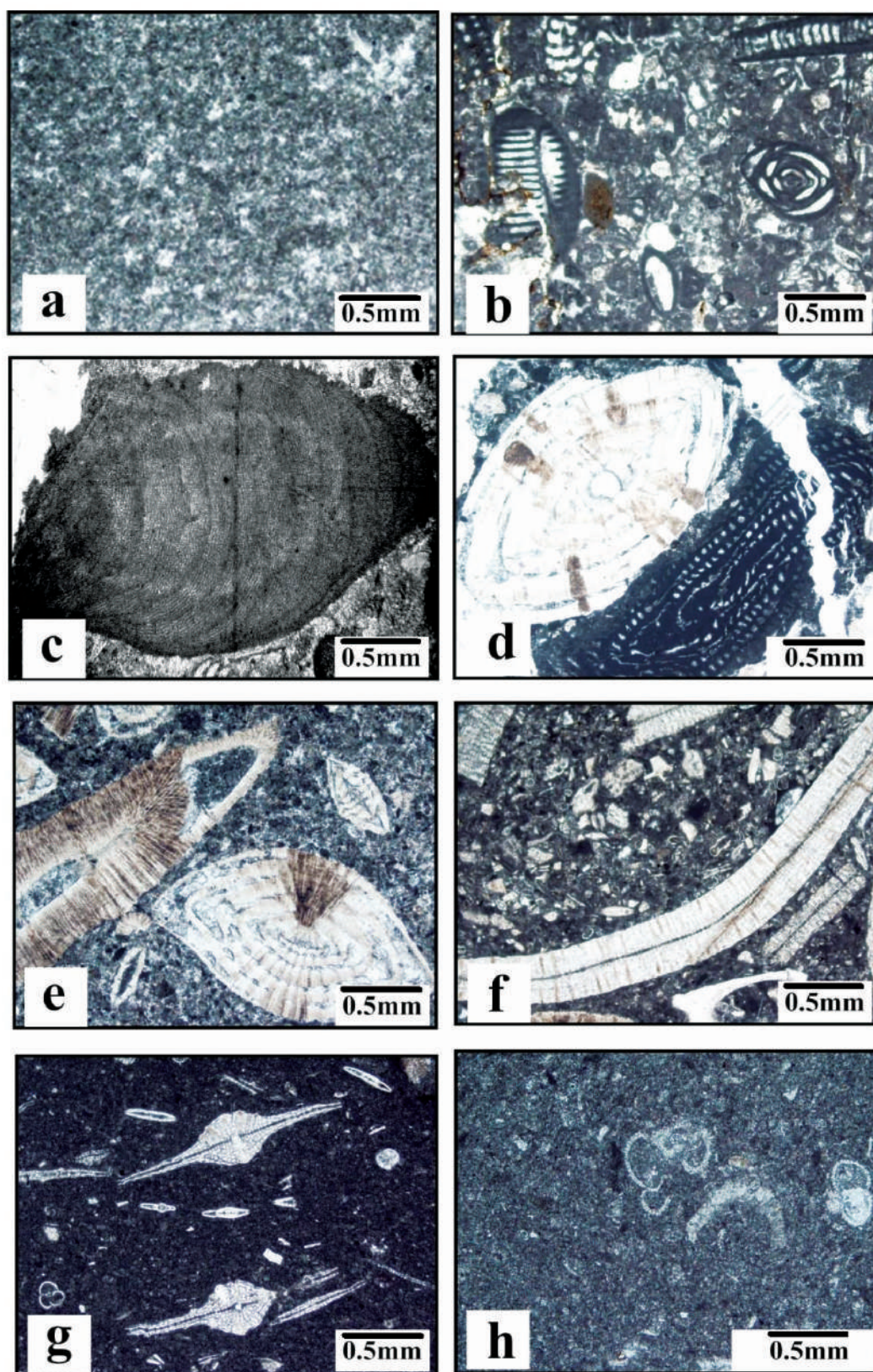
فرامینفر (بنتیک-پلانکتون^۲) و کستون-پکستون

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 اکینویید اشاره کرد (Wilson, 1975; Geel, 2000; Flugel, 1982; and 2004).

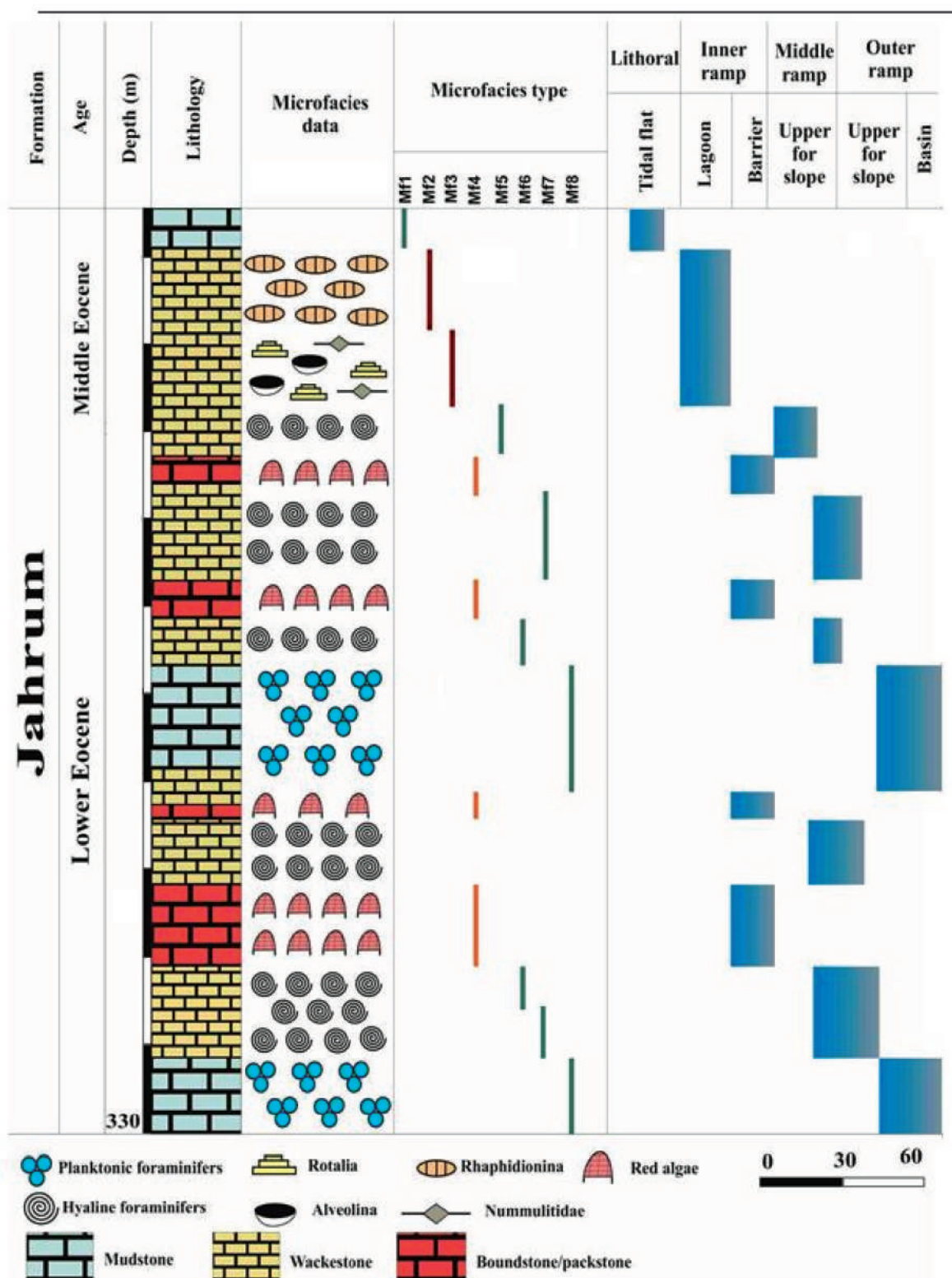
فرامینفر پلانکتون مادستون-و کستون

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



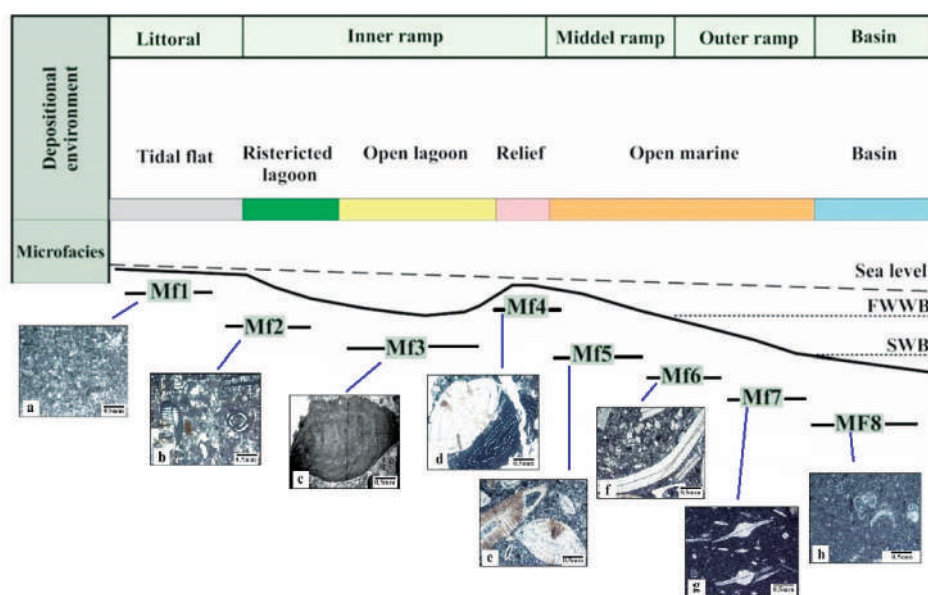
شکل ۳. ریز رخساره‌های سازند مورد مطالعه، (a) مادستون، (b) فرامینفرای بنتیک بایوکلاستیک (بدون منفذ) و کستون، (c) فرامینفرای بنتیک (منفذدار-بدون منفذ) پکستون، (d) ردآلگال فلوئستون، (e) نومولیت آسیلینا و کستون-پکستون، (f) دیسکوسیکیلینا و کستون-پکستون، (g) فرامینفرا (بنتیک-پلانکتون) و کستون-پکستون (h) فرامینفرای 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، Racey, 1983; Hallock, 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 فلوئستون 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

- آقائباتی، 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 سروسنایی، 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 زیست چینه‌نگاری 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. زیست چینه‌نگاری 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, 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 فلوئستون، 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 Jahrom 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, Paleoenvironmental 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.

واکاوی محیط رسوبی و ارتباط رخساره‌های رسوبی با فرایندهای دیاژنزی در نهشته‌های بالایی سازند دالان در بخش مرکزی و غربی کمان قطر فارس

لیلا صمدپور^۱، حسین مصدق^۲، بیژن بیرانوند^{۳*}، حسین رحیم‌پور بناب^۴ و احمد یحیایی^۵

۱. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

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

۳. دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران

۴. استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران، تهران

۵. کارشناس ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، شرکت نفت فلات قاره ایران، تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۱۱

چکیده

سازند دالان به سن پرمین بالایی از پراهمیت‌ترین سنگ مخزن‌های موجود در زاگرس و خلیج فارس قلمداد می‌شود. در این پژوهش در سه چاه از سه میدان بخش غربی کمان قطر-فارس به بررسی ویژگی‌های رخساره‌ها و عوامل تأثیرگذار دیاژنزی در تغییرات رخساره‌ها پرداخته می‌شود. بر پایه مطالعات رخساره‌ای از ۲۵۲ مقطع نازک میکروسکوپی تعداد ۱۱ ریزرخساره رسوبی شامل انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای، دولومادستون فابریک فنسترال، باندستون استروماتولیتی، مادستون دولومیتی، مادستون با آشفستگی زیستی، وکستون تا پکستون بیوکلستی با جلبک سبز و فرامینیفرهای بنتیک، پکستون تا گرینستون آئیدی پلوئیدی، گرینستون آئیدی، گرینستون بیوکلستی اینتراکلستی، وکستون تا پکستون بیوکلستی اینتراکلستی و مادستون بیوکلستی شناسایی شدند. این رخساره‌های رسوبی از بخش بالایی پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته زیرآبی، دریای باز تا رمپ میانی امتداد یافته‌اند. تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها، نبود ساختارهای ریف سدی بزرگ، نبود رسوبات توربیدیتی و حضور آلوم‌های اسکلتنی از قبیل فرامینیفر بنتیک، جلبک سبز، دوکفه‌ای، براکیوپود، خارپوست نشانگر این است که نهشته‌های این بخش در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال گسترده شده‌اند. یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد که فرایندهای دیاژنزی میکریتی شدن، سیمانی شدن، انحلال، نئومورفیسم، دولومیتی شدن، تراکم فیزیکی و تراکم شیمیایی در بخش‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شوند و گسترش فرایندهای دیاژنزی در چهار محیط دریایی، جوی، تدفینی و بالآمدگی تفسیر و طی سه مرحله اتوژن، مزوژن و تلوزن رسوبات را تحت تأثیر قرار می‌دهند. سیمانی شدن با رخساره‌های محیط کم‌انرژی و بالای جزرومدی همخوانی دارند و با رخساره‌های دانه‌درشت از قبیل پکستون بیوکلستی یا گرینستون آئیدی که مربوط به محیط‌های پرانرژی لاگون و پشته زیرآبی هستند، هم‌پوشانی دارند.

واژه‌های کلیدی: دالان بالایی، دیاژنزی، ریزرخساره، محیط رسوبی.

* نویسنده مرتبط: Biranvandb@ripi.ir

مقدمه

واحدهای K4 و K3 معادل عضو دالان بالایی و واحدهای K2 و K1 معادل سازند کنگان است. (Insalaco et al., 2006). کمان قطر فارس با روند تقریبی شمال شمال شرقی- جنوب جنوب غربی می‌باشد که به سمت جنوب تا شبه جزیره قطر امتداد می‌یابد و میدان شمالی قطر و میدانی پارس جنوبی بر روی آن قرار گرفته‌اند. در این مطالعه ریزرخساره‌ها و فرایندهای دیاژنزی چاه B در غرب کمان قطر-فارس با دو چاه در میدان‌های مجاور مقایسه می‌شود (شکل ۱). پژوهشگران زیادی به دلیل جایگاه برجسته سازند خوف، آن را از دیدگاه‌های گوناگونی نظیر محیط‌های رسوب‌گذاری و ریزرخساره‌ها، چین‌نگاری سکانسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی رسوبات، فرایندهای دیاژنزی مورد مطالعه قرار داده‌اند (سفیداری و همکاران، ۱۳۹۷، امرایی و همکاران، ۱۳۹۸، سجادی و همکاران، ۱۴۰۰، Insalaco et al., 2006; Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab, 2013; Mehrabi et al., 2015; Amel et al., 2015; Enayati-Bidgoli and Rahimpour-Bonab, 2016; Mehrabi et

کشف ذخایر عظیم گازی در خلیج فارس در طی سالیان گذشته بیانگر ضرورت مطالعات جامع‌تر زمین‌شناسی و مخزنی برای رسیدن به مدل رسوبی دقیق‌تر، تغییرات رخساره‌ها و تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر روی کیفیت مخزنی در مطالعات اکتشافی و مدیریتی حائز اهمیت است. مخازن هیدروکربنی سازند دالان و کنگان و هم‌ارز آن‌ها سازند خوف از ذخایر مهم گازی در گستره خاورمیانه و جهان است (Insalaco et al., 2006). نام این سازند از تأقدیس دالان در ۱۱۰ کیلومتری جنوب شرقی شیراز گرفته شده است (آقانباتی، ۱۳۹۲). سازند دالان براساس لیتواستراتیگرافی به سه بخش دالان پایینی، نار و دالان بالایی جدا شده است (Szabo and Kheradpir, 1978). سازند دالان به همراه سازند کنگان در بخش غربی خلیج فارس، عربستان، کویت، قطر، امارات متحده عربی معادل سازند خوف است (Konert et al. 2001). سازند خوف از نظر ویژگی‌های مخزنی به پنج واحد که از پایین به بالا شامل واحد K5 معادل دالان زیرین، واحد نار معادل بخش تبخیری نار،



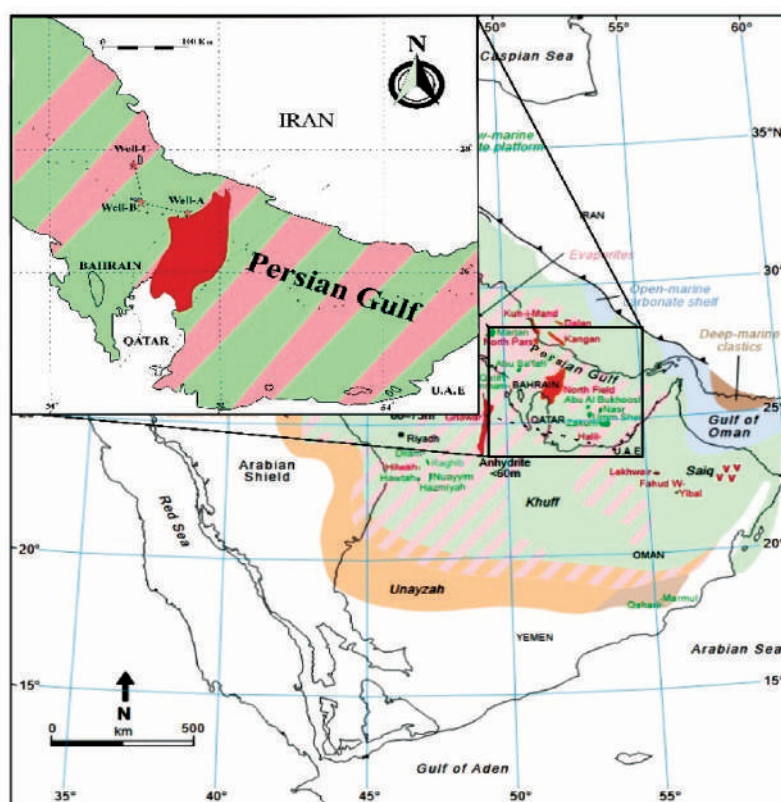
شکل ۱. موقعیت چاه‌های مورد مطالعه در ورقه عربی در میدان‌های پارس جنوبی، گلشن و پارس شمالی (با تغییراتی از Aali et al., 2006)

گرم و خشک بوده و در همین زمان با شروع گسترش پوسته اقیانوسی، رسوبگذاری در یک حاشیه غیرفعال حاصل از باز شدن نئوتتیس در شمال شرق گندوانا شکل می‌گیرد (Angiolini et al., 2003). بعد از پرمین میانی و با گسترش نئوتتیس در بخش‌های شرقی ورقه عربی و حوضه خلیج فارس، رسوبات دریایی قابل توجهی تا زمان نئوژن نهشته می‌شود (Sharland et al., 2001). گسترش پلتفرم کربناته در طی پرمین پسین بر مبنای نقشه جغرافیای دیرینه نشان داده شده است (شکل ۲). از نگاه زمین‌شناسی حوضه زاگرس از مرز شمال غربی این کوهزایی به گسل امتدادلغز شرق آناتولی در جنوب شرقی ترکیه شروع می‌شود و مرز جنوب شرقی کوهزایی زاگرس، خط عمان است که تغییرات شدید رخساره‌ای در واحدهای چینه‌شناسی فانروزوئیک را دارد و تغییر از پوسته قاره‌ای زیر کمر بند زاگرس به پوسته اقیانوسی زیر منشور برفرازشی مکران به سمت جنوب شرقی مشخص می‌شود (Alavi, 2007). در پرمین شرایط اقلیمی به تدریج گرم و خشک شده و به همین دلیل در منطقه

al., 2016; Abdolmaleki et al., 2016; Jafarian et al., 2017; Rezavand et al., 2017; Tavakoli et al., 2018; Tavakoli and Barfizadeh, 2024; Moradi et al., 2024). به منظور درک بهتر از جایگاه این نهشته‌ها و اهمیت آن در مطالعات مخزنی به بررسی تغییرات تدریجی و شناخت نوع رخساره‌های رسوبی عضو دالان بالایی چاه‌های مورد مطالعه می‌پردازیم، تجزیه و تحلیل رخساره‌ها و تغییرات عمودی و جانبی آن و دید کلی از محیط رسوبی حوضه مورد مطالعه و تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر تغییرات رخساره‌ها، رسم توالی رخدادهای دیاژنزی و به عبارتی بررسی تاریخچه دیاژنزی نهشته‌ها می‌باشد.

زمین‌شناسی و جغرافیای دیرینه

حوضه رسوبی خلیج فارس بخشی از واحد رسوبی ساختاری زاگرس جزو مهم‌ترین حوضه‌های رسوبی ساختاری در ایران می‌باشد که خود بخشی از ورقه عربی به شمار می‌رود (Alavi, 2007). شرایط اقلیمی در پرمین



شکل ۲. وسعت و گسترش پلتفرم کربناته پرمین پسین بر روی ورقه عربی (Ziegler, 2001)

لیتواستراتیگرافی

چاه A: این چاه در میدان پارس جنوبی واقع شده است که بر اساس ویژگی‌های لیتولوژیکی و لیتواستراتیگرافی بخش بالایی سنگ‌های دالان بالایی شامل ۵۰ درصد آهک آرژیلیتی، ۷ درصد انیدریت، ۳۰ درصد سنگ‌آهک، ۱۰ درصد دولومیت و ۳ درصد شیل است و به ضخامت ۱۴۸ متر می‌رسد. واحد K3 شامل ۶۰ درصد آهک آرژیلیتی، ۲۰ درصد انیدریت، ۱۰ درصد سنگ‌آهک، ۱۰ درصد دولومیت می‌باشد و ۱۱۷ متر را شامل می‌شود. به‌صورت کلی سستبرای عضو دالان بالایی در این چاه ۲۶۵ متر بوده و فصل مشترک زیرین این عضو با نار به‌صورت افق انیدریتی مشخص می‌شود.

چاه B: واحد K3 از عضو دالان بالایی در میدان گلشن دارای ضخامت ۱۱۷ متر بوده که از لحاظ لیتولوژی ۳۰ درصد سنگ‌آهک با میان‌لایه‌های ژپس و انیدریت، ۵۰ درصد آهک دولومیتی و ۲۰ درصد دولومیت است. همچنین واحد K4 ۷۰ درصد آهک دولومیتی، ۲۰ درصد سنگ‌آهک، ۸ درصد دولومیت و ۲ درصد انیدریت را شامل می‌شود که در مجموع ۲۴۱ متر ضخامت را تشکیل می‌دهد. بخش اعظمی از سنگ‌آهک و آهک دولومیتی این عضو حاوی فسیل‌ها و خرده‌های فسیلی، جلبک‌های آهکی، گاستروپودها و دوکفه‌ای‌ها است.

چاه C: این چاه در میدان پارس شمالی یک سازند کربناتی است که دارای ۱۶۹ متر ضخامت است که واحد K3 شامل تناوبی از ۱۵ درصد دولوستون آهکی، ۶۰ درصد سنگ‌آهک، ۲۰ درصد آهک دولومیتی و ۵ درصد انیدریت می‌باشد و ۹۰ متر سسترا دارد. واحد K4 که ضخامتی ۷۹ متری را دارد از ۳۰ درصد آهک دولومیتی، ۴۰ درصد سنگ‌آهک، ۱۹ درصد دولوستون آهکی، ۱۵ درصد دولومیت و ۱ درصد انیدریت است. در واحد K4 تناوبات متعددی بین دو نوع لیتولوژی اصلی آهک دولومیتی و سنگ‌آهک دیده می‌شود. بخش زیرین این واحد با رخساره‌های گرینستون آئیدی و بخش بالایی این واحد با آهکی دولومیتی و دولومیت مشخص می‌شود

خلیج فارس بیشتر کربناته‌های دریایی کم‌عمق تا عمیق به همراه تبخیری‌های محیط اینترتایدال نهشته شده‌اند و سبب تشکیل توالی‌های ضخیم کربناته-تبخیری سازندهای دالان و کنگان شده‌اند. در طی رسوب‌گذاری توالی‌های دالان در پرمین، حوضه خلیج فارس در عرض‌های ۱۵ تا ۲۰ درجه جنوبی قرار داشته است که به تدریج به عرض‌های جغرافیایی بالاتر و حوالی خط استوا مهاجرت کرده است (Ziegler, 2001).

فراوانی آلوکم‌های آراگونیتی از جمله آئیدها و وفور تبخیری‌های سبخایی و غلبه فرایندهای دیاژنزی مرتبط با حوضه‌های تبخیری بیانگر وضعیت اقلیمی گرمسیری تا نیمه گرمسیری نیمکره جنوبی هستند. پسروری دریاها در اواخر پرمین باعث افزایش فعالیت‌های فرسایشی و همچنین کاهش نهشته‌های رسوبی شده است (Insalaco et al., 2006).

روش مطالعه

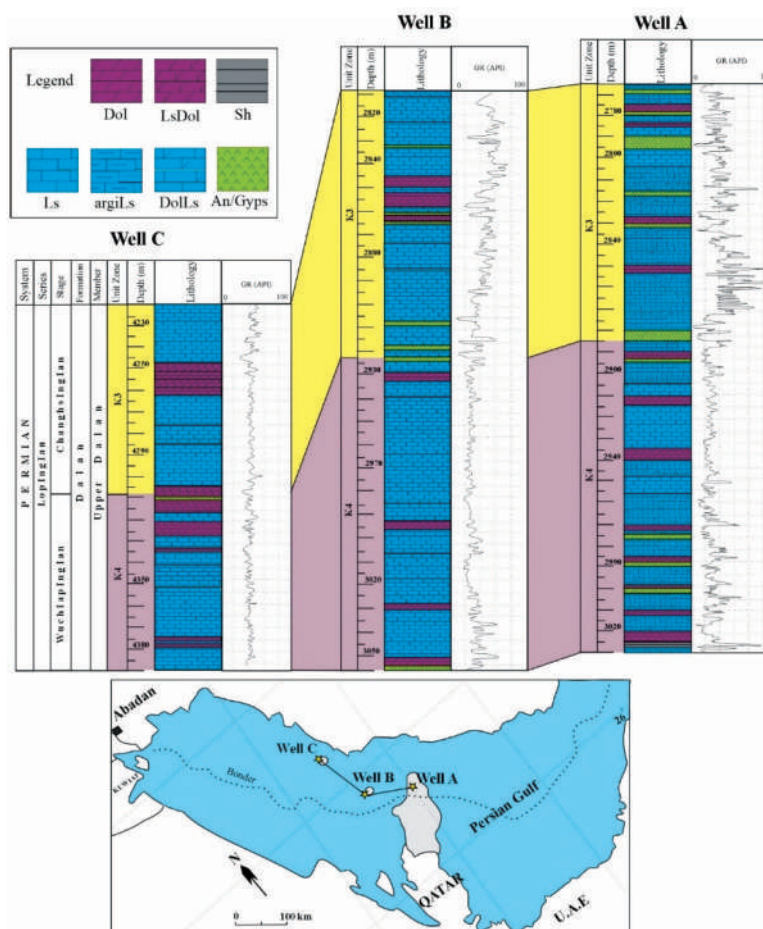
در این پژوهش با استفاده از داده‌های مغزه و خرده‌های حفاری مقاطع نازک میکروسکوپی به تعداد ۲۵۲ نمونه برای مطالعات رسوب‌شناسی عضو دالان بالایی از چاه‌های A در میدان پارس جنوبی، B در میدان گلشن و C در میدان پارس شمالی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت و چاه B با دو چاه دیگر مورد مقایسه قرار گرفت. نمونه‌ها پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی با محلول آلزارین قرمز به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ‌آمیزی شده‌اند. رنگ‌آمیزی به‌منظور تفکیک بهتر سنگ‌های آهکی از دولومیتی صورت گرفته است. سپس برای رده‌بندی سنگ‌های آهکی براساس طبقه‌بندی دانهم (Danhum, 1962)، امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و به‌منظور تفسیر جایگاه ریزرخساره‌های رسوبی شناسایی شده با ریزرخساره‌های استاندارد از دیدگاه فلوگل (Flügel, 2010) و ویلسون (Wilson, 1975) استفاده شده است. در چارچوب مطالعات محیط دیرینه، به‌منظور تفسیر و تعیین رخساره‌های رسوبی، ارزیابی دقیق آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی، محتوای فسیلی و فابریک‌های موجود صورت پذیرفت.

که با لایه‌های انیدریتی و فابریک فنسترال همراه است. ضخامت نهشته‌های دالان بالایی به همراه جنس اجزای بر طبق گزارش‌های داخلی شرکت نفت و گاز بخش تشکیل شده سنگ و درصد فراوانی آن‌ها به تفصیل نشان دانه شده است (جدول ۱).

جدول ۱. ویژگی‌های لیتواستراتیگرافی چاه‌های مورد مطالعه

چاه	میدان	ضخامت		لیتولوژی		مرز بالا و پایین (به متر)	
		K3	K4	K3	K4	K3	K4
چاه A	پارس جنوبی	۱۱۷ متر	۱۴۸ متر	آهک آرژیلیتی، دولومیت	آهک آرژیلیتی، دولومیت	مرز بالایی: ۲۷۶۸	مرز بالایی: ۲۸۸۵
				سنگ‌آهک، انیدریت و شیل	سنگ‌آهک، انیدریت	مرز پایینی: ۲۸۸۵	مرز پایینی: ۳۰۳۳
چاه B	گلشن	۱۰۹ متر	۱۳۲ متر	آهک دولومیتی، سنگ‌آهک، دولومیت، انیدریت	سنگ‌آهک با میان‌لایه‌های انیدریت، آهک دولومیتی و دولومیت	مرز بالایی: ۲۸۱۴	مرز بالایی: ۲۹۲۳
						مرز پایینی: ۲۹۲۳	مرز پایینی: ۳۰۵۵
چاه C	پارس شمالی	۹۰ متر	۷۹ متر	آهک دولومیتی، دولوستون، آهکی، سنگ‌آهک، انیدریت و دولومیت	آهک دولومیتی، دولوستون آهکی، سنگ‌آهک، انیدریت	مرز بالایی: ۴۲۱۹	مرز بالایی: ۴۳۰۹
						مرز پایینی: ۴۳۰۹	مرز پایینی: ۴۳۸۸

به لحاظ لیتواستراتیگرافی چاه A در بخشی از گنبد پارس جنوبی بوده و انیدریت و دولومیت بیشتری نسبت به دو چاه دیگر دارد و چاه C در بخش عمیق‌تری نسبت به چاه‌های A و B قرار گرفته است به علت خاصیت کیک لایه‌ای بودن چاه‌ها شباهت‌های رخساره‌ای و سنگی زیادی به یکدیگر دارند.



شکل ۳. تطابق چاه‌های مورد مطالعه در مرکز و غرب کمان قطر فارس

رخساره‌های رسوبی

بر اساس مطالعات پتروگرافی ترکیب و بافت سنگ‌های رسوبی و اجزای رخساره‌ها آلوکم‌های اسکلتی از قبیل فرامینیفر، دوکفه‌ای، گاستروپود، جلبک و آلوکم‌های غیراسکلتی شامل آئید و پلوییدها شناسایی شدند. تجزیه و تحلیل رسوب‌شناختی مقاطع نازک عضو دالان بالایی یازده رخساره کربناتی تبخیری شناسایی شد که شامل انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای، دولومادستون فابریک فنسترالی، باندستون استروماتولیتی، مادستون دولومیتی، مادستون با آشفستگی زیستی، وکستون تا پکستون بیوکلتی با جلبک سبز و فرامینیفرهای بنتیک، پکستون تا گرینستون آئیدی پلوئیدی، گرینستون آئیدی، گرینستون بیوکلتی اینتراکلتی، وکستون تا پکستون بیوکلتی اینتراکلتی و مادستون بیوکلتی این رخساره‌ها به زیرمحیط‌های مربوط به رمپ داخلی شامل پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته زیرآبی، دریای باز و بخشی از رمپ میانی نهشته شده‌اند. نام‌گذاری ریزرخساره‌ها و تحلیل شرایط محیط رسوبی آن براساس طبقه‌بندی فلوگل (Flügel, 2010) و ویلسون (Wilson, 1975) تفسیر شده است.

ریزرخساره‌های پهنه جزر و مدی

ریزرخساره MF1: ریزرخساره انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای انیدریت در چاه پارس جنوبی به اشکال مختلفی شامل توده‌ای و لایه‌ای به صورت اولیه و همچنین به صورت ثانویه به اشکال توری مرغی، سوزنی و ندولی دیده می‌شود. ضخامت رخساره‌های تبخیری در میدان پارس جنوبی به بیش از ۱۷۰ متر هم می‌رسد که به صورت لایه‌هایی با ضخامت‌های متفاوت است. ویژگی بارز این ریزرخساره در چاه گلشن بلورهای انیدریتی بوده و به صورت اشکال متنوعی از جمله سوزنی، تیغه‌ای و هم‌بعد دیده می‌شوند. دارای لایه‌های کم‌ضخامتی است که توسعه این رخساره به‌طور کلی اندک و بیشتر در بخش پایینی و انتهای K4 در سازند دالان وجود دارد، در واحد K3 این رخساره بندرت دیده می‌شود. در مواردی نیز به صورت فیبری، فیبری شعاعی، پویکیلوتوپیک دیده می‌شوند. بلورهای انیدریت توده‌ای به صورت نامنظم

و فاقد جهت یافتگی خاصی می‌باشند ولی بلورهایی که به صورت منظم قرار گرفته‌اند انیدریت‌های لایه‌لایه را تشکیل می‌دهند. چاه پارس شمالی از انیدریت به صورت لایه‌ای یا ندول‌های بزرگ تشکیل شده است که عمدتاً در برخی از بخش‌های واحدهای K4 و K3 رسوب می‌کند.

تفسیر: به علت ایجاد شرایط فوق اشباع در حوضچه‌های محیط سابخا شورابه‌های غنی از سولفات به صورت ژئیس اولیه نهشته می‌شوند و سپس در حین تدفین ژئیس به انیدریت لایه‌ای تبدیل شده است (Lucia, 2007). این رخساره به صورت متناوب همراه با رخساره‌های مادستونی، دولومادستونی و استروماتولیتی محیط‌های پهنه بین جزر و مدی مشاهده می‌شود. رخساره انیدریت معادل با کمربند رخساره‌ای نه ویلسون (Wilson, 1975) و کمربند رخساره‌ای RMF 25 فلوگل (Flügel, 2010) می‌باشد. این رخساره تبخیری به صورت نهشته‌های سابخایی گرم و خشک و در محیط بالایی پهنه جزر و مدی گسترش دارد (Kakemem et al., 2023).

ریزرخساره MF2: دولومادستون فابریک فنسترالی

این ریزرخساره شامل دولومیت‌های اولیه ریزبلور و همراه ندول‌ها و بلورهای پراکنده انیدریت و ژئیس با بافت شعاعی می‌باشد و از شاخصه‌های مهم بخش بالایی پهنه بین جزر و مدی تا بالای جزر و مدی است (Flügel, 2010). انیدریت‌هایی به شکل ندول و سیمان به صورت فراوانی در این ریزرخساره دیده می‌شود. حداکثر گسترش این ریزرخساره در بخش K3 سازند دالان است، از جمله ویژگی‌های بارز این ریزرخساره می‌توان به پدیده فابریک فنسترال، دولومیتی شدن، قالب‌های بزرگ انیدریتی اشاره کرد. بیشترین بخشی که این ریزرخساره دیده شده در واحد K3 چاه پارس شمالی و در چاه‌های گلشن و پارس جنوبی به صورت میان لایه در قسمت‌هایی از K3 مشاهده شده است.

تفسیر: در این ریزرخساره به‌طور عمده دولومیت‌های ریزبلور با فابریک فنسترال، قالب کانی‌های تبخیری و ندول‌های انیدریت یافت می‌شود که در لاگون و حوضچه‌های هایپر سالین رسوب می‌کند (Wareen, 2006). فرآیندهای

(Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF25 فلوگل (Flügel, 2010) است که به گستره زیر حد جزر و مدی تا بین جزر و مدی تعلق دارد (Scholle and Ulmer, 2003). ریزرخساره باندستون استروماتولیتی از اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al., 2006) نیز گزارش شده است.

ریزرخساره MF4: مادستون دولومیتی

این ریزرخساره خرده‌های بیوکستی متنوع و فراوانی ندارد و تنها دارای قالب‌های دولومیتی در زمینه میکرایتی است. پدیده دولومیتی شدن از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی این رخساره است.

تفسیر: گسترش این ریزرخساره در نواحی گلشن و پارس جنوبی بیشتر از پارس شمالی است. این ریزرخساره نشان‌دهنده افت سطحی آب دریاست. محیط تشکیل این رخساره به گودال‌های کوچک و پهنه‌های گلی در پهنه‌های بین جزرومدی نسبت داده می‌شود. امروزه شبیه به این رخساره در برخی پلتفرم‌های کربناته گرم و خشک با تبخیر بالا در بخش سابخای خلیج فارس مشاهده می‌شود (Tucker and Wright, 2009). ریزرخساره مربوطه را می‌توان با کمربند رخساره‌ای شماره نه ویلسون (Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF22 فلوگل (Flügel, 2010) معادل دانست که به پهنه جزر و مدی تعلق دارد.

ریزرخساره‌های پهنه لاگون

ریزرخساره MF 5: مادستون با آشفستگی زیستی

این رخساره متشکل از مادستون با دوکفه‌ای‌های نازک و فرامینیفراهای کوچک با دیواره روشن است. رسوبات فوق دارای لامیناسیون و یا لایه‌بندی نازک است. رخساره فوق در محیط‌های با گردش محدود آب لاگون تشکیل می‌شود. همراهی با لایه نازک گل‌سنگ و شیل تیره رنگ بیانگر تشکیل در محیط‌های لاگون دریای باز است. در میدان‌های پارس جنوبی و گلشن رخساره از نوع لاگون بوده و به همین دلیل دولومیتی شده است. فراوانی این رخساره مربوط به

دولومیتی شدن ثانویه و نئومورفیسم در این رخساره‌ها دیده می‌شود. به دلیل انواع تخلخل بین‌بلوری و تخلخل انحلالی، ویژگی مخزن بالاتری در دولومادستون‌ها نسبت به مادستون‌های آهکی وجود دارد. این ریزرخساره را می‌توان معادل با کمربند رخساره‌ای نه ویلسون (Wilson, 1975) و رخساره استاندارد RMF23 فلوگل (Flügel, 2010) دانست که به گستره بین جزر و مدی تعلق دارد.

ریزرخساره MF3: باندستون استروماتولیتی

ویژگی اصلی این ریزرخساره لامیناسیون و ساخت نواری تا موجی است که گاهی با آلوکم‌هایی مانند جلبک‌های سبز و پلوئید دیده می‌شود. همچنین فابریک فنسترال در این رخساره دیده می‌شود که با سیمان انیدریت و کلسیت پر شده است. گسترش این ریزرخساره در بخش میانی و بالایی واحد K3 چاه پارس جنوبی و به صورت پراکنده در میان لایه‌های دولومیتی واحد K3 و در بخش‌های زیرین واحد K4 چاه گلشن مشاهده شده است و در چاه مربوط به میدان پارس شمالی وجود ندارد.

تفسیر: این رخساره در محیط‌های بین جزر و مدی دیده می‌شود که نشان‌دهنده پایین آمدن سطح آب دریا می‌باشد و دارای ساخت‌هایی همچون لامیناسیون ظریف و فابریک فنسترال است. اجزای اسکلتی به‌ندرت در استروماتولیت یافت می‌شوند هرچند که آن‌ها دارای ساختارهای زیستی رسوبی هستند که بر اثر به دام افتادن رسوبات توسط سیانوباکتری‌ها اصل شده‌اند (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). استروماتولیت‌ها نهشته‌های آهکی متعلق به رسوبات زیستی هستند که با لایه‌بندی‌های ظریف و ساختارهایی به اشکال مسطح، گنبدی و مخروطی شناخته می‌شوند. این نهشته‌ها در نتیجه به دام افتادن و تثبیت ذرات رسوبی و نیز رسوب‌گذاری کربنات توسط اجتماعات زیستی، به‌ویژه سیانوباکتری‌های کلسیت‌زا، شکل می‌گیرند. همچنین، استروماتولیت‌های مسطح اغلب با نهشته‌های تبخیری مرتبط با دیاژنز اولیه همراهی دارند (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). این ریزرخساره معادل با کمربند رخساره‌ای شماره هشت ویلسون

ریزرخساره‌های پهنه پشته زیرآبی

ریزرخساره MF 7: پکستون تا گرینستون آئیدی پلوئیدی

این ریزرخساره متشکل از پلوئید، آئیدهای میکرایتی شده دانه‌ریز تا دانه‌متوسط به همراه مقادیری پلوئید و قطعات پراکنده بیوکلاستی همچون فرامینفرهای بنتیک، گاستروپود، دوکفه‌ای، خرده‌های جلبک سبز است. میکرایت کم حدود ۲۰ درصد همراه با پلوئید و آئیدهای فشرده شده است. حداکثر گسترش این رخساره در هر سه چاه مورد مطالعاتی و در واحدهای مخزنی K3 و K4 مشاهده می‌شود. آئیدهای میکرایتی شده در چاه میدان پارس جنوبی واحد K3 بیشتر وجود دارد. ریزرخساره فوق در چاه میدان گلشن در بخش‌های زیرین K4 بیشتر از بخش‌های دیگر دیده می‌شود.

تفسیر: این رخساره نمایانگر یک مجموعه با انرژی حد واسط است که توسط میکربیتی شدن آلوکم‌ها، اندازه کوچک دانه‌ها، فراوانی آئید و پلوئید، پراکندگی خرده‌های اسکلتی لاگونی مشخص می‌شود و بنابراین محیط تشکیل آن بخشی از پشته زیرآبی است که رو به لاگون قرار گرفته است. پلوئیدها شاید از خردشدگی مادستون‌های لاگونی و یا میکرایتی شدن آئیدهای آراگونیتی تشکیل شده‌اند. وجود سیمان‌های حاشیه‌ای هم ضخامت در اطراف آئیدها نشانگر تشکیل آن‌ها در محیط دریایی است. کاهش انرژی در محیط رسوبی یا خردشدگی و دفرمه شدن پلوئیدهای میکرایتی در اثر فرایندهای مختلف دیاژنزی، به‌ویژه تراکم، از جمله عوامل مؤثر در ایجاد این ساختارها به‌شمار می‌روند. همچنین ریزرخساره مربوطه را می‌توان با کمربند رخساره‌ای شماره چهار ویلسون (Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF27 فلوگل (Flügel, 2010) معادل دانست که به محیط پشته زیرآبی تعلق دارد.

ریزرخساره MF 8: گرینستون آئیدی

این ریزرخساره متشکل از آئیدهای دانه متوسط همراه با خرده‌های اسکلتی و گاهی کمی پلوئید است. این رخساره همانند رخساره پکستون تا گرینستون آئیدی در بخش میانی

واحد K3 از سازند دالان است. لازم به ذکر است که نوع مشابهی از رسوبات گلی فوق در بخش لاگون محدود تشکیل می‌شود که فاقد ساخت رسوبی و به‌صورت توده‌ای بوده و آثار بارووینگ و تخلخل فنسترال در آن دیده می‌شود.

تفسیر: شرایط خاص حاکم بر شیمی آب دریا در آن زمان و تأثیرات پالئواکولوژیکی انقراض جهانی پرموتریاس در تشکیل این رخساره نقش بسزایی داشته است. افق‌های دارای آشفتگی زیستی نشانگر حداکثر پیشروی آب دریا در نواحی مختلف پلتفرم کربناته است. ریزرخساره مربوطه را می‌توان با ریزرخساره استاندارد RMF19 فلوگل (Flügel, 2010) معادل دانست که به پهنه لاگونی تعلق دارد.

ریزرخساره MF 6: وکستون تا پکستون بیوکلاستی با جلبک سبز و فرامینفرهای بنتیک

این ریزرخساره متشکل از فرامینفرهای بنتیک، دوکفه‌ای، گاستروپود و جلبک‌های سبز به‌عنوان اجزای اصلی می‌باشد. علاوه بر بیوکلاست‌های اصلی مذکور، درصد قابل توجهی پلوئید در چاه‌های خلیج فارس گلشن و پارس جنوبی دیده می‌شود. از نظر فرایندهای دیاژنتیکی، تأثیر دیاژنتیکی انحلال نقش زیادی در افزایش مقدار تخلخل از جمله انواع تخلخل‌های قالبی و اسکلتی دارد.

تفسیر: برخی از آلوکم‌های آن شامل گاستروپود، جلبک سبز بخصوص جلبک داسی‌کلاداسه به‌عنوان شاخص محیطی بشمار می‌رود که قابل مقایسه با رخساره‌های مشابه در سایر نواحی دنیا است. با توجه به ویژگی‌های بافتی و توالی‌های همراه، محیط رسوب‌گذاری رخساره فوق به لاگون نسبت داده می‌شود. در مواردی که مقادیر پلوئید افزایش یافته و گاستروپودهای لاگون فراوان‌تر باشند نشانگر شرایط رسوب‌گذاری مناطق کم انرژی و عمق زیاد و گردش آب محدود در محیط تشکیل آن یک محیط با انرژی آرام تا متوسط لاگون است (Flügel, 2010). این ریزرخساره معادل با کمربند رخساره‌ای شماره ده ویلسون (Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF20 فلوگل (Flügel, 2010) است که به محیط لاگونی نسبت داده شود و در بخش‌هایی از K3 و K4 مشاهده می‌شوند.

بنتیک در یک زمینه گلی تا سیمانی است. فرآیندهای دیاژنتیکی مانند دولومیتی شدن، انحلال و جایگزینی انیدریت ثانویه در این ریزرخساره مشاهده می‌شود. حداقل مشخصه مخزن در دانه‌های سیمانی شده با سیمان انیدریت ثانویه در نظر گرفته می‌شود.

تفسیر: بیوکلست‌ها و اینتراکلست‌های زاویه‌دار می‌تواند ناشی از برخورد امواج با پشته زیرآبی و جدا شدن ذرات باشند. ذرات اینتراکلست نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در پرانرژی‌ترین بخش پشته زیرآبی و محیطی با انرژی متفاوت هستند. بخش رو به دریای پشته کربناته توسط رخساره‌های بایوکلستی درشت دانه متشکل از صدف دوکفه‌ای، اکینودرم، جلبک و فرامینیفرهای بنتیک به همراه قطعات لیتوکلستی و برخی نرم‌تنان کوچک حمل شده از بخش رمپ میانی مشخص می‌شود. رسوب‌گذاری با دیگر رخساره‌های پشته زیرآبی‌ای تا حدودی متفاوت است، به‌طوری‌که اندازه آلوکم‌ها و نوع خرده‌های اسکلتی آن بیانگر محیط پرانرژی و متصل به دریای آزاد است. این ریزرخساره معادل با کمر بند رخساره‌ای شماره شش ویلسون (Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF27 فلوگل (Flügel, 2010) بوده که به محیط پشته زیرآبی تعلق دارد. این رخساره به بخش پشته زیرآبی رو به دریای باز مربوط است. بیشترین گسترش این رخساره‌ی مغزه در چاه پارس شمالی به‌ویژه در واحد مخزن K3 مشاهده شده است.

ریزرخساره پهنه دریای باز

ریزرخساره MF 10: وکستون تا پکستون بیوکلستی اینتراکلستی

این ریزرخساره بر اساس گسترش نسبی استراکد و خرده‌های اکینودرم و خرده‌های جلبک و اینتراکلست با ۱۰ تا ۵۰ درصد دارای لیتولوژی آهکی است و در بخش زیرین عضو دالان بالایی در نواحی مذکور گسترش دارد. معدود لایه‌های آهکی این رخساره تنها در بخش‌های میانی وجود دارد که بر اساس وجود جلبک و استراکد، خرده‌های اکینودرم شناسایی شده است.

تفسیر: وجود قطعات فسیلی خرد شده و با درصد پایین

K4 فراوان‌تر است. فرایندهای دیاژنتی دولومیتی شدن، سیمان شدن و تخلخل قالبی در این ریزرخساره به فراوانی دیده می‌شود. این رخساره با دولیتولوژی آهکی و دولومیتی در این نواحی از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. فرآیند انحلال در آئیدها و در برخی از بخش‌های توالی که تخلخل قالبی فراگیر را در توالی‌های دالان بالایی ایجاد می‌کنند. در چاه پارس شمالی نبود سیمان انیدریتی ویژگی‌های مخزن را بهبود می‌بخشد اما انیدریت ثانویه یا سیمان شدن کلسیت فراگیر، ویژگی‌های مخزن را به‌طور قابل توجهی کاهش می‌دهد. توسعه آن به واحد K4 در چاه پارس شمالی محدود شده است. در بخش‌های بالایی چاه‌های گلشن و پارس جنوبی نیز این رخساره مشاهده شده است.

تفسیر: آئیدها آلوکم‌های غیر اسکلتی در محیط‌های نهشتی پشته زیرآبی کربناته هستند. گسترش آئیدهای مذکور به دلیل نوسانات جهانی سطح آب دریا است که در زمان پرمین بالائی تا تریاس میانی که سطح جهانی آب دریا دچار افت نسبی شده بود. این ریزرخساره در بخش مرکزی پشته زیرآبی تشکیل می‌شود و به‌طور جانبی به ریزرخساره گرینستونی دیگری می‌تواند تبدیل شود. سیمان هم‌مخامت با ترکیب آراگونیتی که نشانه گردش خوب آب در محیط و سیمانی شدن اولیه دریایی است، اطراف دانه‌ها را پوشانده است. این رخساره که با فراوانی بالای آئیدها و بدون وجود گل مشخص می‌شود، معرف بخش مرکزی پشته زیرآبی است (Tucker and Wright, 2009). از ویژگی‌های برجسته این رخساره در برخی نواحی، ایجاد تخلخل قالبی ناشی از انحلال می‌باشد. ریزرخساره گرینستون آئیدی را می‌توان با کمر بند رخساره‌ای شماره چهار ویلسون (Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF29 فلوگل (Flügel, 2010) معادل دانست که به محیط پشته زیرآبی تعلق دارد.

ریزرخساره MF 9: گرینستون بیوکلستی اینتراکلستی

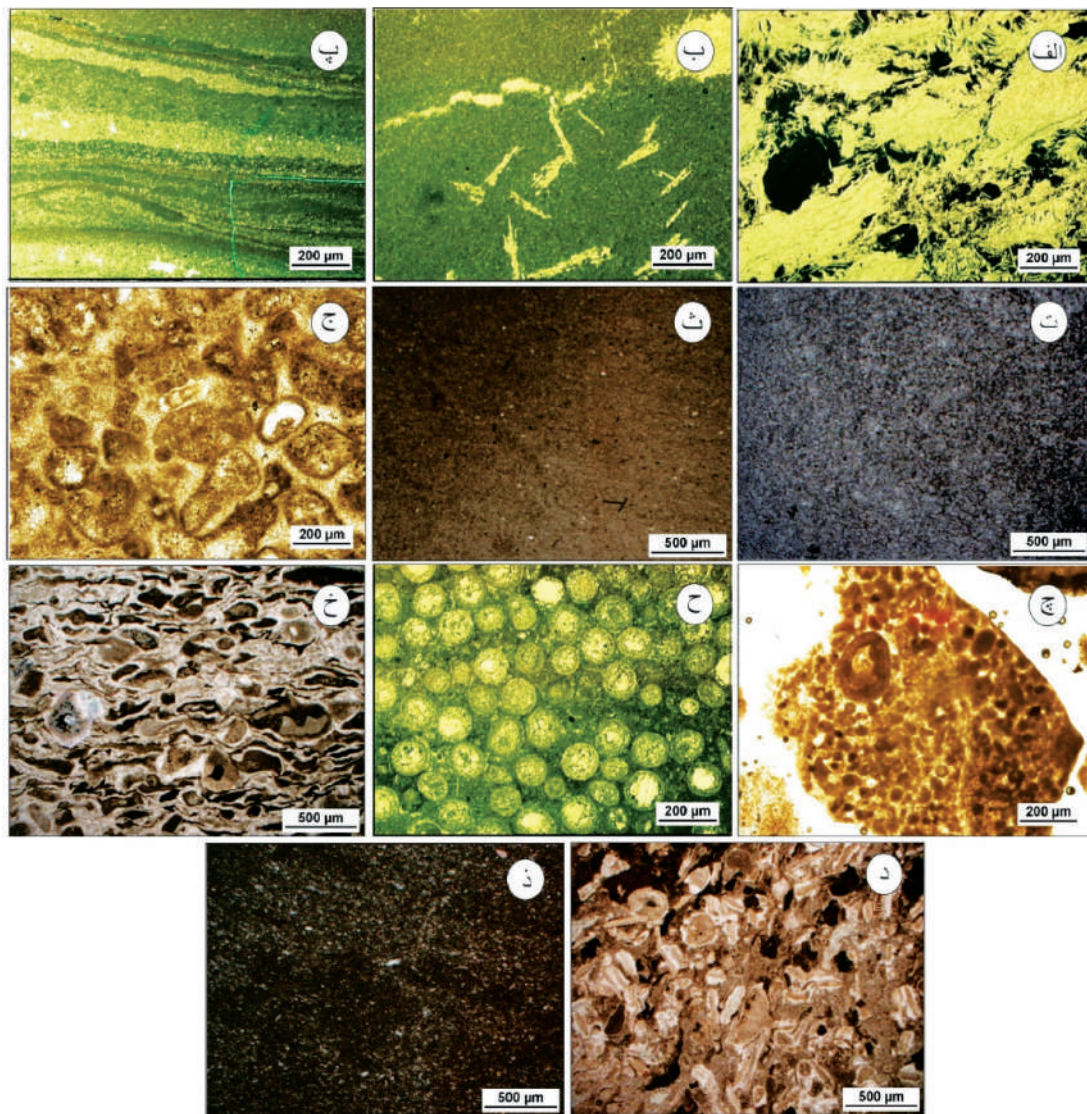
اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل دانه‌های آئید ریز با پوشش آراگونیتی ناکامل به همراه اینتراکلست، خرده‌های دوکفه‌ای، گاستروپود، جلبک سبز و فرامینیفرهای

ریزرخساره رمپ میانی

ریزرخساره MF 11: مادستون بیوکلستی

این رخساره متشکل مادستون و همچنین حاوی سوزن اسفنج، خرده‌های اکتینودرم، دوکفه‌ای‌های نازک و فرامینیفرهای کوچک با دیواره روشن است. در میدان پارس جنوبی رخساره ذکر شده بیشتر دولومیتی شده است ولی در میدان گلشن مشاهده شد و حداکثر توسعه این رخساره

نشانگر حمل و نقل امواج از محیط اصلی به مناطق نیمه عمیق و دریای باز و رسوب‌گذاری این قطعات همراه با کم شدن انرژی امواج است. این ریزرخساره مربوطه را منطبق بر کمر بند رخساره‌ای شماره یک ویلسون (Wilson, 1975) و ریزرخساره استاندارد RMF7 فلوگل (Flügel, 2010) معادل دانست که به نواحی جلویی دریای باز نسبت داده می‌شود.



شکل ۴. ریزرخساره‌های شناسایی شده عضو دالان بالایی در مناطق مورد مطالعه، الف) انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای، چاه A عمق ۲۷۹۵ متری، ب) دولومادستون فابریک فنسترال چاه A عمق ۲۷۹۰ متری، پ) باندستون استروماتولیتی، چاه A عمق ۲۸۰۰ متری، ت) مادستون دولومیتی، چاه C عمق ۴۳۷۷/۷۵ متری، ث) مادستون با آشفستگی زیستی، چاه C عمق ۴۲۴۶ متری، ج) وکستون تا پکستون بیوکلستی با جلبک سبز و فرامینیفرهای بنتیک، چاه B عمق ۳۰۱۴ متری، چ) پکستون تا گرینستون آئیدی پلوئیدی، چاه B عمق ۲۹۵۶ متری، ح) گرینستون آئیدی، چاه A عمق ۲۹۶۰ متری، خ) گرینستون بیوکلستی اینتراکلستی، چاه C عمق ۴۲۲۱/۷۵ متری، د) وکستون تا پکستون بیوکلستی اینتراکلستی، چاه C عمق ۴۲۲۴/۷۵ متری، ذ) مادستون بیوکلستی، چاه C عمق ۴۲۳۳/۲۵ متری

مغزه را می‌توان در چاه پارس شمالی در واحد مخزنی K3 مشاهده کرد. بیشترین فراوانی این رخساره مربوط به واحد K3 از سازند دالان است.

تفسیر: گسترش ریزرخساره در ناحیه خلیج فارس بسیار محدود است. این رخساره تنها در بخش‌هایی از K3 معادل دانست که به محیط رمپ میانی تعلق دارد (شکل ۴).

جدول ۲. خلاصه‌ای از ریزرخساره‌های شناسایی شده عضو دالان بالایی در چاه A میدان پارس جنوبی، چاه B میدان گلشن، چاه C میدان پارس شمالی

ردیف	نام ریزرخساره	کد ریزرخساره	آلومینومهای اسکلتی و غیراسکلتی	فرایندهای دیاژنزی	رخساره‌های استاندارد (Flügel, 2010)	محیط رسوب‌گذاری و موقعیت زیر محیط	نام چاه‌ها
۱	انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای	MF1	ندارد	سیمان پوئیکلوئوپیک سیمان انیدریتی، دولومیتی شدن	RMF25	پهنه بالای جزر و مدی	چاه A، چاه B، چاه C
۲	دولومادستون فابریک فنسترال	MF2	پلوئید	رشد ژپیس، دولومیتی شدن	RMF23	پهنه بین جزر و مدی	چاه A، چاه B
۳	باندستون استروماتولیتی	MF3	ندارد	فیلامنت‌های میکروبی	RMF25	پهنه بین جزر و مدی	چاه A، چاه B
۴	مادستون دولومیتی	MF4	ندارد	رشد ژپیس، دولومیتی شدن	RMF22	پهنه بین جزر و مدی	چاه B، چاه C
۵	مادستون با آشفستگی زیستی	MF5	جلبک سبز، دوکفه‌ای‌ها، فرامینفرهای بنتیک، گاستروپود، استراکد، پلوئید	انحلال و میکربیتی شدن	RMF19	لاگون	چاه B، چاه C
۶	وکستون تا پکستون بیوکلتی با جلبک سبز و فرامینفرهای بنتیک	MF6	جلبک سبز، دوکفه‌ای‌ها، فرامینفرهای بنتیک، گاستروپود، استراکد، پلوئید	سیمان پوئیکلوئوپیک میکربیتی شدن	RMF20	لاگون	چاه A، چاه B، چاه C
۷	پکستون تا گرینستون آئیدی پلوئیدی	MF7	جلبک سبز، دوکفه‌ای‌ها، فرامینفرهای بنتیک، گاستروپود، استراکد، آئید، پلوئید	دولومیتی شدن میکربیتی شدن	RMF27	پشته زیرآبی	چاه B
۸	گرینستون آئیدی	MF8	جلبک سبز، دوکفه‌ای و فرامینفر بنتیک پلوئید، آئید، اگرگات	سیمان دریایی (سیمان تیغه‌ای، دولومیتی شدن و سیمان انیدریتی) و سیمان متورپیک (سیمان بلوکی)، انحلال	RMF29	پشته زیرآبی	چاه A، چاه B، چاه C
۹	گرینستون بیوکلتی اینتراکلتی	MF9	جلبک سبز اینتراکلت، آئید	سیمان بین دانه‌ای سیمان پوئیکلوئوپیک	RMF27	پشته زیرآبی	چاه A، چاه B، چاه C
۱۰	وکستون تا پکستون بیوکلتی اینتراکلتی	MF10	جلبک سبز، اکینودرم آئید و اینتراکلت	سیمانی شدن رگه‌ای و استیلولیتی شدن	RMF7	دریای باز	چاه A، چاه B، چاه C
۱۱	مادستون بیوکلتی	MF11	اسپیکول اسفنج	استیلولیتی شدن	RMF7	رمپ میانی	چاه B، چاه C

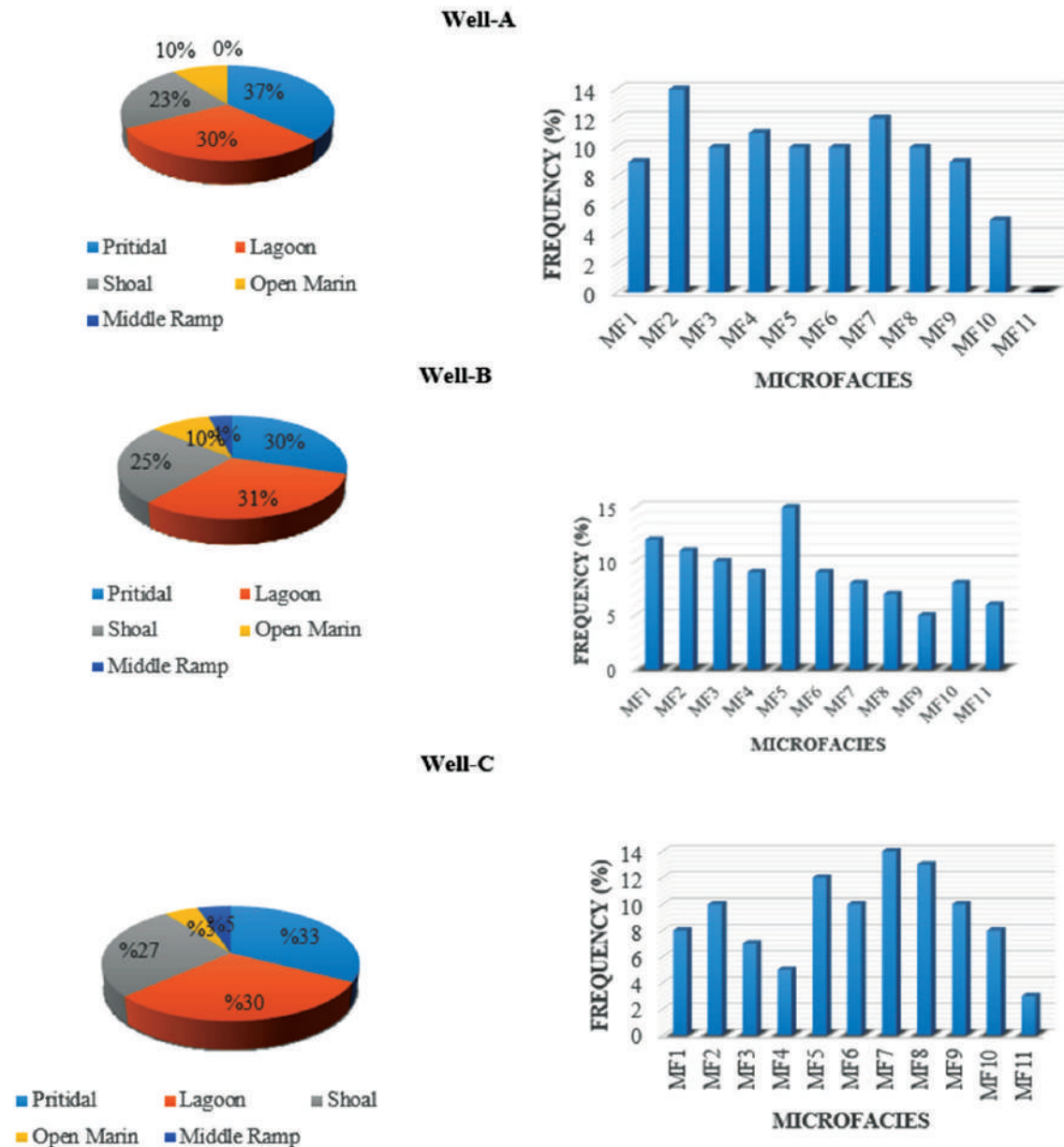
فراوانی رخساره‌ها

این چاه مشاهده نشده است. در چاه B ریزرخساره MF5 یا ریزرخساره مادستون با آشفستگی زیستی فراوان‌ترین رخساره لاگونی است. در چاه C ریزرخساره MF7 یا ریزرخساره پکستون تا گرینستون آئیدی پلوئیدی فراوانی بیشتری

در چاه A ریزرخساره MF2 دولومادستون فابریک فنسترال فراوانی بیشتری نسبت به بقیه ریزرخساره‌ها دارد و ریزرخساره MF11 یا ریزرخساره مادستون بیوکلتی در

داشته و لاگون نسبت به سایر نواحی محدودتر بوده است. همچنین، به نظر می‌رسد که با حرکت از چاه A به سمت چاه C، محیط عمیق‌تر شده و فراوانی ریزرخساره‌های دریای باز و رمپ میانی افزایش یافته است.

داشته است (شکل ۵). در این بخش، رخساره‌های غالب به پهنه جزر و مدی و پشته زیرآبی تعلق دارند. به نظر می‌رسد که در زمان رسوبگذاری دالان بالایی پشته زیرآبی گسترش بیشتری

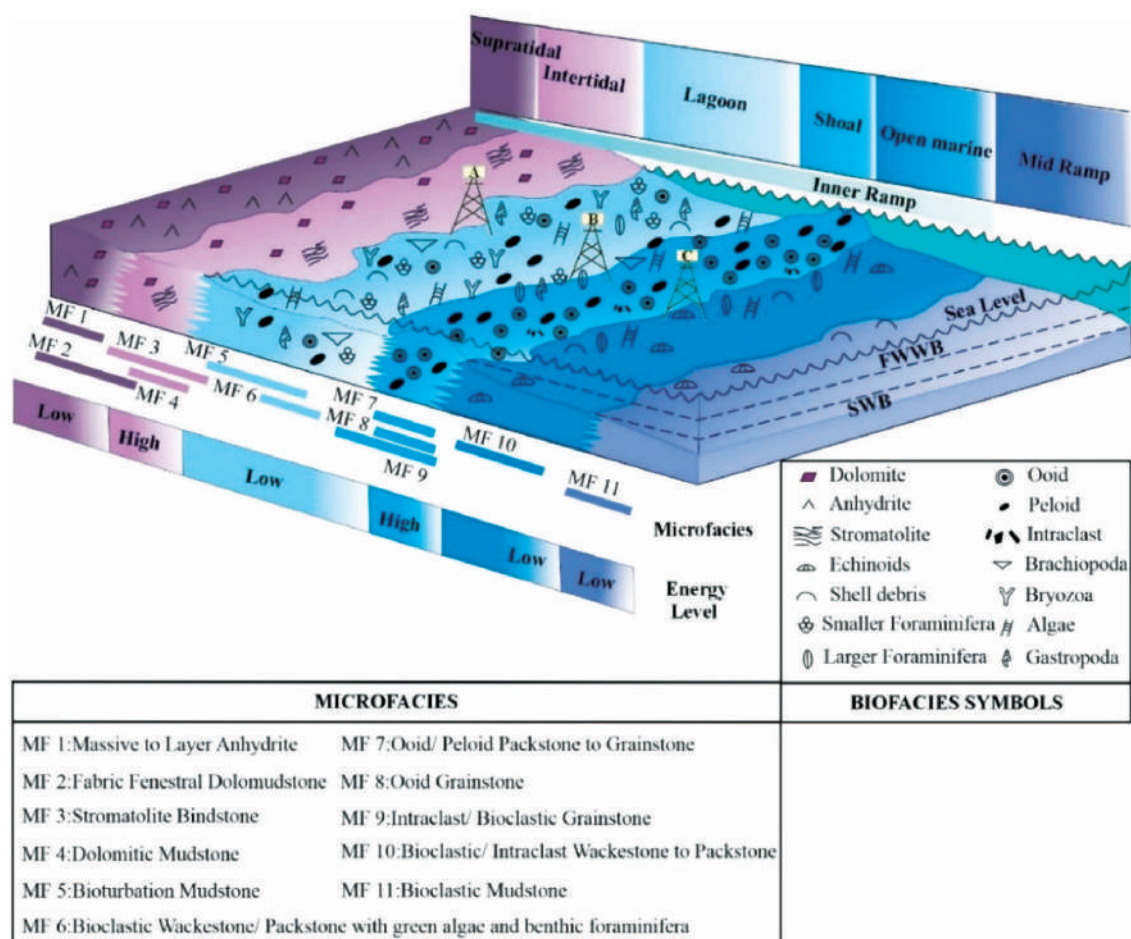


شکل ۵. درصد فراوانی ریزرخساره‌ها و محیط‌هایی که در آن این ریز رخساره‌ها شکل گرفته‌اند

کمربندها شامل رخساره‌های پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته زیرآبی، دریای باز و بخشی از رمپ میانی هستند (شکل ۶). نتایج شناسایی این کمربندهای رخساره‌ای، ساختارهای رسوبی، نبود توپوگرافی برجسته و همچنین

مدل محیط رسوبی
مطالعه رخساره‌های میکروسکوپی و بررسی ماکروسکوپی مغزه‌های مربوط به چاه‌های مورد مطالعه، منجر به شناسایی پنج کمربند رخساره‌ای در توالی دالان بالایی شد. این

تغییرات تدریجی رخساره‌ها نشان می‌دهند که محیط رسوبی دالان بالایی با سن پرمین پسین یک رمپ کربناته با شیب ملایم است (Pomar et al., 2004). گسترش رخساره‌های تبخیری همراه با دولومیت‌های اولیه، دلالت بر حاکم بودن اقلیم گرم و خشک در زمان تشکیل این رمپ کربناته دارد (Rezavand et al., 2017).



شکل ۶. مدل رسوبی ارائه شده برای توالی‌های کربناته تبخیری دالان بالایی بر اساس مطالعات رخساره‌های رسوبی و توالی رخساره‌ای حاصل از آن که شامل یک رمپ کربناته با شیب ملایم می‌باشد

کاهش سطح آب دریا باعث گسترش رخساره‌های تبخیری، کم‌عمق و حاشیه پلتفرمی و همچنین سطوح رخنمون می‌شود. عظیم‌ترین گسترش رخساره‌های گرینستون آئیدی و بایوکلاستی در واحد K4 اتفاق افتاده است که به دلیل ایجاد زون‌های حداکثر فضای رسوب‌گذاری به وجود آمده است که مکان‌های اولیه تشکیل و توسعه پشته زیرآبی‌های آئیدی هستند. وجود موجودات ریف‌ساز پراکنده در جلوی پشته‌های زیرآبی، آلوکم‌های سازنده رخساره گرینستون بیوکلاستی اینتراکلاستی را در بخش پراثری پشته زیرآبی رو به دریا فراهم کرده است. رخساره‌های گل‌غالب لاگونی، به‌ویژه با تنوع زیستی کم، رخساره‌های بین جزر و مدی، تبخیری و همچنین رخساره‌های مادستونی و وکستونی رمپ میانی با گسترش محدود در تناوب با پشته زیرآبی‌های گرینستونی تشکیل شده‌اند. واحد K3 را می‌توان یک واحد گل‌غالب متشکل از رخساره‌های مادستونی، بایوکلاست وکستون تا پکستونی آهکی دانست که مربوط به رخساره‌های زیر جزر و مدی کم‌عمق لاگون تا نواحی رمپ میانی است. بر اساس ریزرخساره‌های شناسایی‌شده و دسته‌بندی رخساره‌ها به

سیمانی شدن

فرآیند سیمانی شدن هم‌زمان با رسوب‌گذاری در محیط رسوبی آغاز و تا تدفین عمیق ادامه می‌یابد. سیمانی شدن با رخساره ارتباط زیادی دارد و همواره تابع محیط رسوبی بوده و از مرزهای رسوبی و الگوهای محیطی تبعیت می‌کند (Flügel, 2010). نرخ گردش سیالات در رسوبات، باعث کنترل توزیع سیمان‌های دریایی در حفرات آن‌ها می‌باشد (Moore, 2001). کانی‌شناسی سیمان‌های موجود در رخساره‌های مخزنی به‌طور کلی به دو گروه کلسیتی و انیدریتی جدا می‌شود. از انواع سیمان‌های کلسیتی که در نهشته‌های دالان بالایی مشاهده شدند می‌توان به سیمان هم‌بعد، سیمان دروزی، سیمان اسپاری، سیمان پوئیکیلوتوپیک اشاره کرد. سیمان هم‌بعد با بلورهای ریز و هم‌اندازه به حالت سوزنی و یا تیغه‌ای و سیمان دروزی در اطراف دانه‌ها و قطعات آهکی دیده می‌شود (Flügel, 2010). سیمان‌های انیدریتی به دلیل شرایط گرم و خشک حاکم در طی رسوب‌گذاری، انیدریت به‌عنوان مهم‌ترین و فراوان‌ترین تبخیری در این نهشته‌ها بشمار می‌رود (Rahimpour-Bonab, 2007; Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab, 2013). سیمان‌های انیدریتی شناسایی شده شامل سیمان‌های انیدریتی پهنه جزر و مدی و سیمان انیدریت فراگیر می‌باشد. سیمان انیدریتی پهنه جزر و مدی در شرایط اقلیمی گرم و خشک توسعه یافته (Marenco et al., 2008) به‌صورت قالب‌های تبخیری، سوزن‌های شعاعی انیدریتی، فابریک فنستروال و چشم‌پرنده‌ای در دولومادستون‌های پهنه جزر و مدی طی فرآیند جان‌نشینی تشکیل می‌شوند. سیمان انیدریت فراگیر ثانویه بوده و پرکننده تخلخل بین‌دانه‌ای در رخساره‌های دانه غالب دولومیتی می‌باشد (Jafarian et al., 2017). سیمان انیدریتی پرکننده در بخش‌هایی است که دارای شکستگی هستند.

انحلال

در مقاطع مطالعه شده عضو دالان بالایی شواهد انحلال به‌صورت تخلخل قالبی در اثر حل شدن آلوکم‌های اسکلتی در رخساره‌های دانه‌غالب دیده می‌شود. از انواع

روش فلوگل (Flügel, 2010) می‌توان محیط رسوب‌گذاری را یک رمپ کربناته با شیب ملایم در نظر گرفت (شکل ۶). می‌توان این رمپ را در یک کمر بند آب و هوایی خشک و نیمه گرمسیری قرار داد که با شواهد رسوب‌شناسی شامل رسوبات تبخیری زیاد و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه مطابقت دارد (Rezavand et al., 2017).

فرایندهای دیاژنتیکی

از فرایندهای دیاژنتیکی که براساس مطالعات انجام گرفته در عضو دالان بالایی میکرایتی شدن، سیمانی شدن، دولومیتی شدن، انحلال، نوشکلی، تراکم مکانیکی و شیمیایی با فراوانی‌های متغیر در این نهشته‌ها شناسایی شدند.

میکرایتی شدن

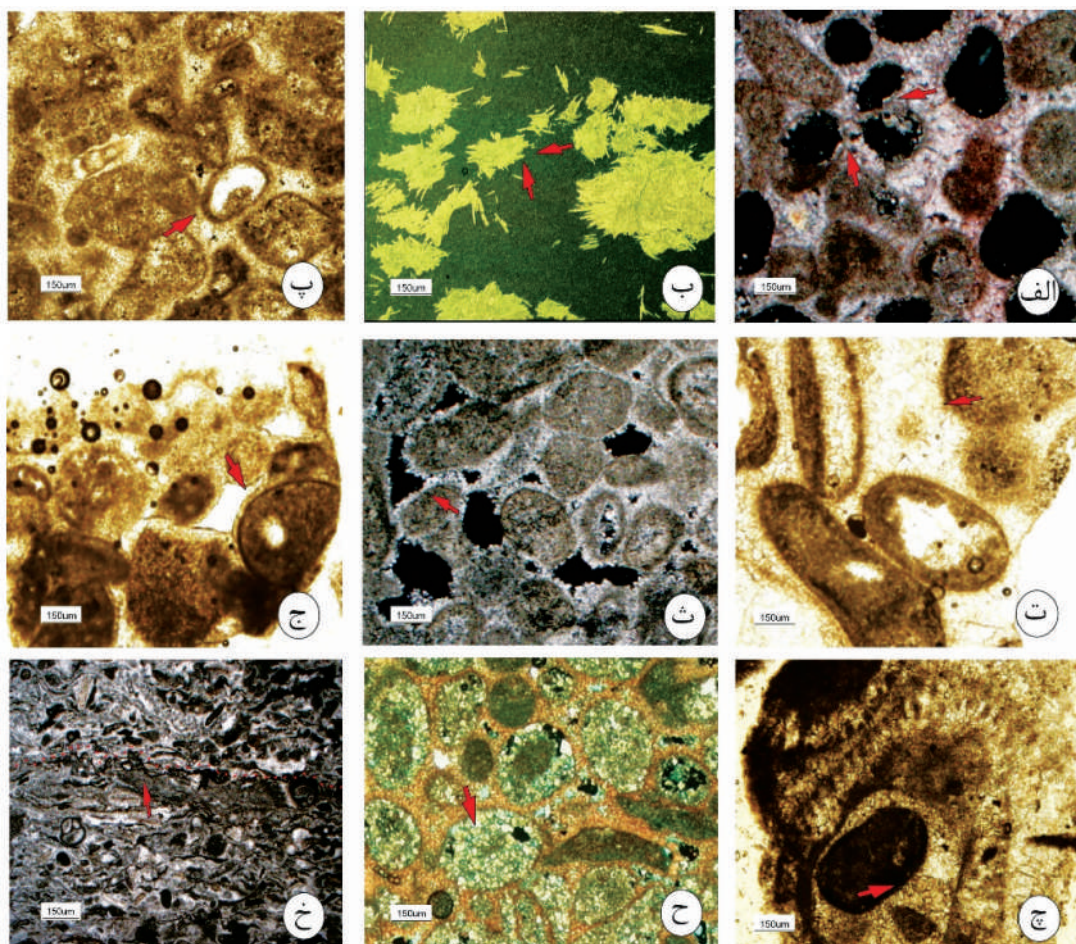
میکرایتی شدن از رایج‌ترین فرایندهای دیاژنزی در نهشته‌های دالان بالایی است و در شرایط برقراری آرامش در محیط رسوبی به‌ویژه در لاگون‌های محافظت شده توسعه می‌یابد. زمانی که دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی دچار تغییرات در بافت دانه‌ها و تبدیل به میکرایت می‌شوند و پوشش میکرایتی را ایجاد می‌کنند که قابلیت شناسایی با دانه اولیه را ندارد، در اطراف پوسته فسیل‌ها یا به دور دانه‌های آئیدی گسترش می‌یابد (Flügel, 2010) و حاشیه دانه‌های اسکلتی خورده شده و حفره‌ها با رسوبات ریزدانه یا سیمان پر می‌شوند (Tucker, 1991). این فرایند در رخساره‌هایی همچون وکستون تا پکستون بیوکلسیتی محیط لاگونی دیده می‌شود. در برخی از مقاطع مورد مطالعه ساختمان اولیه دانه به‌سختی قابل شناسایی است. میکرایتی شدن در محیط‌های آرام و لاگونی معمول است و در مواردی به‌صورت پوشش میکرایتی اطراف دانه‌ها عمل کرده و شکل اولیه دانه بعد از انحلال حفظ شده است. در اکثر مواقع به‌صورت کامل باعث میکرایتی شدن آئیدها و فسیل‌ها شده و ساختمان داخلی آن‌ها از بین رفته است و سپس می‌تواند با سیمان پر شوند. اولین فرایندهای توالی‌های پارژنزی و نوعی نوشکلی است که می‌تواند در محیط فریاتیک دریایی تشکیل شود (Philip and Gari, 2005).

استیلولیت‌ها، درزه‌های انحلالی از متداول‌ترین آثار تراکم شیمیایی است. در عضو دالان بالایی، استیلولیت‌ها بیشتر در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی توسعه یافته‌اند و دارای دامنه متوسط تا بلند می‌باشند. رگچه‌های انحلالی به‌صورت یکنواخت و صاف هستند. این رگچه‌ها برخلاف استیلولیت‌ها، کل بافت سنگ را قطع نمی‌کنند و فقط از اطراف دانه‌ها عبور می‌کنند. تراکم شیمیایی از طریق کاهش حجم سنگ و تخلخل‌های اولیه، همراه با رسوب مجدد مواد حاصل از انحلال به‌صورت سیمان در فضاهای خالی ایجاد می‌شود (Machel, 2005). برخلاف تراکم فیزیکی که بلافاصله پس از رسوب‌گذاری، رسوبات را تحت تأثیر قرار می‌دهد، تراکم شیمیایی نیازمند دفن عمیق، همواره در حدود چند صد متر، برای آغاز فرآیند خود است (Bathurst, 1975).

فابریک‌های که در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان نام برد شامل فابریک‌های فشرده، رگه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها هستند. انحلال همواره مهم‌ترین عامل در ایجاد کیفیت مخزنی در رخساره‌های وکستونی تا پکستونی است (Buyukutku, 2009).

تراکم فیزیکی

این فرآیند در مراحل اولیه دیاژنز بیشتر فعال است و بر اثر فشار حاصل از تدفین طبقات بالایی صورت می‌گیرد. این فرآیند موجب کاهش تخلخل، تراوایی و ضخامت رسوبات، آبدهی، شکست و تغییر در شکل، آرایش و جهت‌گیری دانه‌ها می‌شود (Flügel, 2010). مادستون‌ها و دولومادستون‌ها نسبت به رخساره‌های گرینستونی تراکم بیشتری دارند.



شکل ۷. الف) تخلخل قالبی انحلال آئیدها و سیمان هم‌ضخامت، ب) سوزن‌های انیدریتی، پ) میکریتی شدن حاشیه آلوکم‌ها، ت) سیمان بلوکی، ث) سیمان تیغه‌ای و سیمان کلسیت دروزی در فضای بین اینتراکلسیت‌ها و آئیدها، ج) سیمان هم‌ضخامت، چ) سیمان دروزی موزاییکی، ح) دولومیت درون دانه‌ای و سیمان دروزی در فضای بین آئیدها، خ) استیلولیت دامنه متوسط که در امتداد آن اکسید آهن باقی مانده است و همچنین تراکم فیزیکی نیز موجب دفرمه شدن برخی از آلوکم‌ها شده است

نئومورفیسم

بیش از حد، تخلخل اولیه را کاهش می‌دهد (Lucia, 2007).
دولومیت‌های یاد شده بر اساس اندازه بلورها و شکل مرز
بلورها تقسیم شده‌اند.

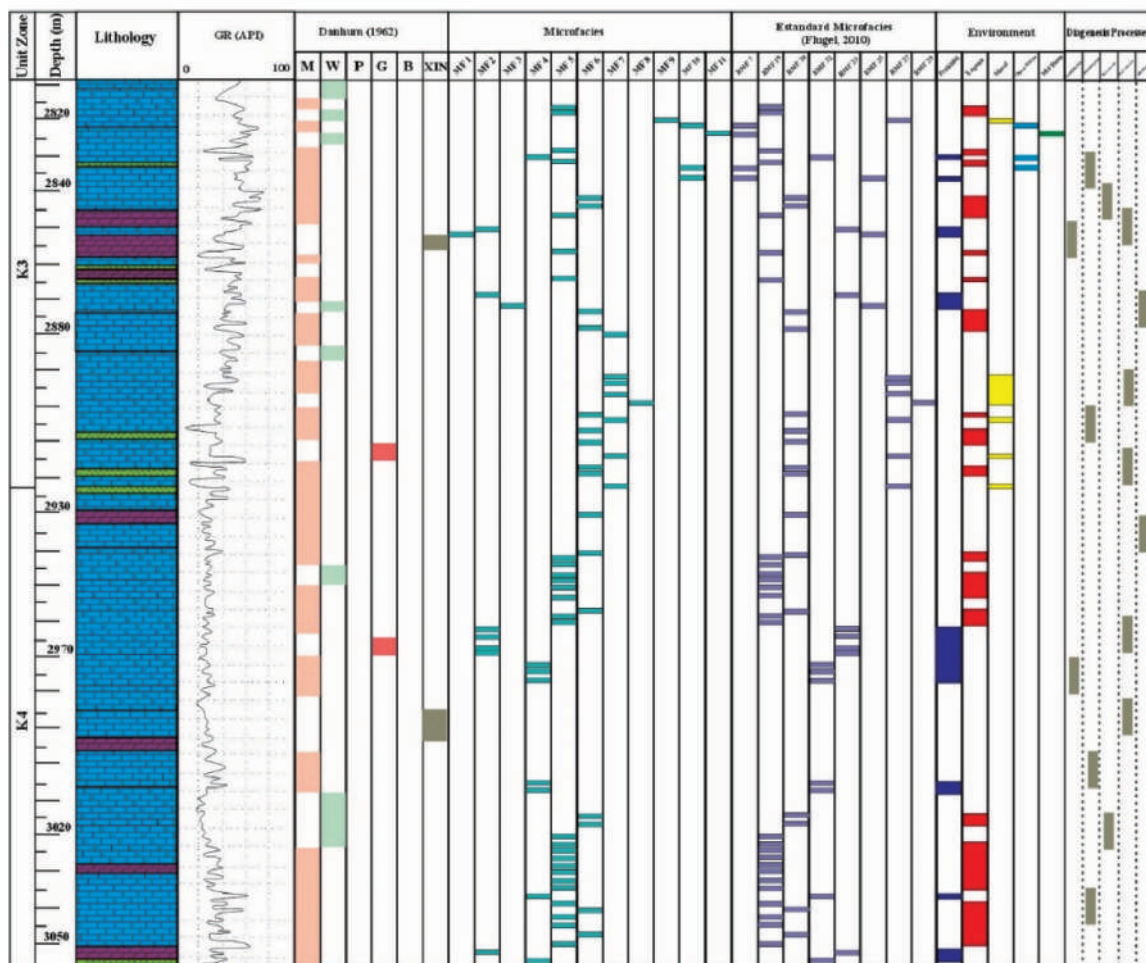
توالی پاراژنتیکی

فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در ستون چینه‌شناسی
شکل ۸ نشان داده شده است. این فرایندهای دیاژنزی طی
سه مرحله ائوزنز، مزوزنز و تلوزنز رسوبات دالان بالایی را
تحت تأثیر قرار داده است.

به تمام فرایندهایی که باعث تغییر و تبدیل درون یک
کانی به کانی دیگر و یا اشکال دیگر همان کانی شود،
نئومورفیسم گفته می‌شود. این فرایند در سنگ‌های آهکی
شامل تبلور دوباره میکریت تشکیل میکرواسپار یا اسپار
دروغین است (Tucker and Wright, 2009).

دولومیتی شدن

فرایند دولومیتی شدن برخلاف تصور تخلخل ایجاد
نمی‌کند و باعث کاهش حجم می‌شود و دولومیتی شدن



شکل ۸. فرایندهای دیاژنزی چاه B و تغییرات عمودی ریزرخساره‌های دالان بالایی و مقایسه آن با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel, 2010)

مرحله ائوژنز

انحلال در رسوبات می‌شوند که ادامه این فرآیند ممکن است منجر به تشکیل کارست شود (Tucker and Wright, 2009). فرآیندهای کلیدی در این محیط شامل انحلال کانی‌ها، تشکیل سیمان بلوری کلسیتی و ایجاد تخلخل قالبی است (Moore et al., 2013). پس از مرحله ائوژنز، نهشته‌ها تحت تأثیر مزوژنز قرار گرفته‌اند و به نئومورفیسم، انحلال و ایجاد استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی می‌شوند.

مرحله تلوژنز

با دفن بیشتر رسوبات و افزایش دما و فشار، فرآیندهای دفنی آغاز می‌شوند. مهم‌ترین تحولات در این محیط شامل سیمانی‌شدن مجدد مانند کلسیت بلوکی، تراکم مکانیکی، دولومیتی‌شدن دفنی و استیلولیتی‌شدن است (Moore et al., 2013).

فرآیندهای دیاژنزی نهشته‌های دالان بالایی که بلافاصله پس از ته‌نشست رسوبات و در بستر دریا اتفاق می‌افتد شامل سیمانی‌شدن کلسیتی بخصوص سیمان فیبری، تشکیل میکرایت و گاهی دولومیتی‌شدن اولیه است (Moore et al., 2013). همچنین انحلال و تراکم فیزیکی است که پس از مرحله ته‌نشست و گاهی هم‌زمان با آن در نزدیکی سطح زمین و در دمای کمتر از ۷۳ درجه سانتی‌گراد ایجاد شده‌اند (Seibel and James, 2017).

مرحله مزوژنز

رسوبات کربناته‌ای که همواره در دریاها و گرمسیری تشکیل می‌شوند، دارای آراگونیت و کلسیت پرمینیم می‌باشند که در طی قرارگیری در محیط دیاژنز جوی تحت انحلال و سیمانی‌شدن قرار می‌گیرند. در صورت گردش سیالات تحت اشباع کربنات درون سنگ‌های آهکی، باعث

جدول ۳. توالی پاراژنزی پیشنهاد شده برای عضو دالان بالایی در منطقه مورد مطالعه

میکرایتی‌شدن				
سیمانی‌شدن	یونیکلویتیک			
	هم‌ضخامت			
	رگه ای			
	موزائیک دروزی			
انحلال				
تراکم	تراکم فیزیکی			
	تراکم شیمیایی			
نئومورفیسم				
دولومیتی‌شدن				
فرایند دیاژنزی / محیط دیاژنزی		ائوژنز	مزوژنز	تلوژنز

بحث

ارتباط میان رخساره‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی نشان‌دهنده محیط ته‌نشست دالان بالایی است. بر این اساس، سیمان‌های کلسیتی از نوع فیبری که پیرامون دانه‌ها تشکیل شده‌اند، حاصل جریان آب دریا در فضاهای

بر اساس مطالعات لیتواستراتیگرافی، لیتولوژی غالب در چاه A شامل آهک آرژیلیتی و دولومیت، در چاه B سنگ‌آهک با میان‌لایه‌هایی از انیدریت و دولومیت، و در چاه C آهک دولومیتی و دولوستون آهکی است. بررسی

رخساره‌ای جزر و مدی، لاگون، پشته زیرآبی، دریای باز و ابتدای رمپ میانی نهشته شده‌اند. رسوبات این بخش در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده‌اند و فرایندهای دیاژنزی گوناگونی بر این واحد تأثیر گذاشته است. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی شامل میکریتی شدن، سیمانی شدن، انحلال، تراکم فیزیکی، تراکم شیمیایی، نئومورفیسم، دولومیتی شدن است. توالی دیاژنزی نشان‌دهنده تأثیر مجموعه‌ای از فرایندهای دیاژنزی هم‌زمان با رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری و در طی دفن کم‌عمق تا عمیق است، بنابراین فرایندهای دیاژنزی عضو دالان بالایی را در سه مرحله ائوژنز، مزوژنز و تلوزنز تحت تأثیر قرار داده‌اند. در نمونه چاه‌های مورد مطالعه فرایندهایی چون آشفستگی زیستی، میکریتی شدن و سیمان هم‌ضخامت نشان‌دهنده محیط دیاژنز دریایی است. با توجه به شواهدی چون انحلال گسترده و تشکیل تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای و تشکیل انواع سیمان‌های مربوط به محیط جوی و ترتیب تقدم و تأخر فرایندها می‌توان نتیجه گرفت که رسوبات یاد شده پس از طی محیط دیاژنز دریایی به‌طور مستقیم وارد محیط دفنی نشده‌اند بلکه دست کم بخش‌هایی مانند پشته زیرآبی آئیدی ابتدا محیط دیاژنزی را تحمل کرده و پس از طی فرایندهای مربوط به این محیط وارد محیط دیاژنز دفنی شده‌اند. تراکم فیزیکی به‌صورت خرد شدن قطعات زیستی و قالب‌های آئیدی و جهت‌یابی در نمونه‌های تراکم انحلالی به‌صورت انحلال، استیلولیت، دولومیت‌های مجاور استیلولیت‌ها، انیدریت به‌صورت فراگیر در ادامه فرایند دفن رخ داده است. دالان بالایی در منطقه مورد مطالعه، شرایط محیط رسوب‌گذاری پلتفرم داخلی و میانی را دارا بوده ولی گسترش و ضخامت رخساره‌های لاگونی و پشته زیرآبی به‌ویژه رخساره‌های آئیدی در این توالی بیشتر است. گسترش پشته زیرآبی، فراوانی رخساره‌های آئیدی و قالب‌های بلورهای تبخیری دلالت بر وجود آب‌وهوای گرم و خشک مشابه محیط امروزی خلیج فارس در طی رسوب‌گذاری دالان بالایی است که این تغییرات به سمت جنوب خلیج فارس نشانگر آب‌وهوای خشک‌تر بوده و رخساره‌های اینترتایدال و سوپراتایدال نسبت به بقیه رخساره‌ها افزایش می‌یابد.

بین دانه‌ای می‌باشند (Moore, 2001; Flügel, 2010). در رخساره‌های جزرومدی، فرایندهای دیاژنزی مانند سیمانی‌شدن، انیدریتی‌شدن و دولومیتی‌شدن بیشتر مشاهده می‌شوند. در برخی از رخساره‌های آن همانند باندستون استروماتولیتی، پدیده‌های دولومیتی‌شدن و استیلولیتی‌شدن قابل مشاهده است. این رخساره‌ها با بافت دانه‌پشتیبان، گاهی اوقات به‌عنوان سنگ‌پوش عمل می‌کنند (Kakemem et al., 2023). رخساره‌های لاگونی بیشتر با فرایندهایی نظیر انحلال، میکرایتی‌شدن و سیمان‌زایی از نوع پوئیکیلوتوپیک همراه هستند. فراوانی میکرایت به سمت بخش‌های انتهایی لاگون به سمت دریا کاهش می‌یابد (Kakemem et al., 2023). در رخساره‌های پشته، فرایندهای دولومیتی‌شدن، میکرایتی‌شدن، تشکیل سیمان تیغه‌ای، انیدریتی و بلوکی و نیز انحلال آئیدها غالب هستند. در رخساره‌های دریای باز و رمپ میانی، فرایندهای سیمانی‌شدن به‌صورت رگه‌ای و استیلولیتی‌شدن مشاهده شده است. بررسی توالی ریزرخساره‌ها در سه چاه مورد مطالعه نشان می‌دهد که در چاه A، رخساره‌های جزرومدی نظیر دولومادستون با فابریک فنسترال نسبت به دو چاه دیگر فراوانی بیشتری دارند. در مقابل، در چاه C رخساره‌های پشته از نوع پکستون تا گرینستون آئیدی پلوئیدی فراوان‌تر هستند. فرایند میکرایتی‌شدن بیشتر در محیط‌های پشته‌ای و لاگونی رخ می‌دهد. سیمان انیدریتی نیز در رخساره‌های لاگونی دیده می‌شود، همواره فضاهای بین‌دانه‌ای را پر کرده و گاهی به‌صورت بلورهای درشت پوئیکیلوتوپیک تشکیل می‌شود. فرایند دولومیتی‌شدن در این سازند به دو صورت متفاوت رخ داده است، در یک حالت، بافت اولیه سنگ به‌طور کامل تخریب شده و از بین رفته است، درحالی‌که در حالت دیگر، دولومیتی‌شدن بدون تخریب ساختار اولیه انجام شده و بافت سنگ حفظ شده است (Rahimpour-Bonab et al., 2007).

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات انجام شده در گستره مورد مطالعه یازده ریزرخساره تشخیص داده شده است که در کمربندهای

منابع

- Nicora, A., Tintori, A., Crasquin, S. and Mut-toni, G., 2003. Permian climatic and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of Interior Oman, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191, 269-300.
- Bathurst R. G. C., 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis, 2nd edn., *Developments in Sedimentology* No. 12. Elsevier, Amsterdam, 658.
- Büyüktutku, A. G., 2009. Reservoir properties of Karaisalı formation in the Adana Basin, Southern Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 65(1-2), 33-44.
- Dickson, J. A. D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*, 205, 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1. 108-121.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4), 730-781.
- Enayati-Bidgoli, A.H. and Rahimpour-Bonab, H., 2016. A geological based reservoir zonation scheme in a sequence stratigraphic framework: A case study from the Permo-Triassic gas reservoirs, Offshore Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 73, 36-58.
- Esrafil-Dizaji, B. and Rahimpour-Bonab, H., 2013. A review of Permo-Triassic reservoir rocks in the Zagros Area, Sw Iran: Influence of the Qatar-Fars Arch, *Journal of Petroleum Geology*, 36(3), 257-279.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer. Berlin. Heidelberg. New York. 976.
- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, - امرائی، ج.، رضایی، پ.، امینی، ع.، زمانزاده، س. م. و توکلی، و.، ۱۳۹۸. تحلیل ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها، ویژگی‌های دیاژنتیکی و شرایط محیطی سازند فراقان در بخش مرکزی خلیج فارس، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳(۵۰)، ۱۵-۳۲.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۹۲. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- سجادی، ف.، توکلی، و.، سفیداری، ا. و امامی نیری، م.، ۱۴۰۰. کاربرد توموگرافی نوع تخلخل در بازسازی تکامل مخازن کربناته، سازندهای کنگان و دالان در بخش مرکزی خلیج فارس، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵(۵۹)، ۱۳-۲۸.
- سفیداری، ا.، امینی، ع.، یوسف‌پور، م. و زمانزاده، س. م.، ۱۳۹۷. تعیین نقش محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنتی در کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سورمه در میدان سلمان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱(۴۵)، ۱۱۹-۱۳۶.
- Aali, J., Rahimpour-Bonab, H. and Kamali, M.R., 2006. Geochemistry and origin of the world's largest gas field from Persian Gulf, Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 50(3-4), 161-175.
- Abdolmaleki, J., Tavakoli, V. and Asadi-Eskandar, A., 2016. Sedimentological and diagenetic controls on reservoir properties in the Permian-Triassic successions of western Persian Gulf, southern Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 141, 90-113.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran, *American Journal of Science*, 307(9), 1064-1095.
- Amel, H., Jafarian, A., Husinec, A., Koeshidayatullah, A. and Swennen, R., 2015. Microfacies, depositional environment and diagenetic evolution controls on the reservoir quality of the Permian Upper Dalan Formation, Kish Gas Field. *Journal of Marine and Petroleum Geology*, 67: 57-71.
- Angiolini, L., Balini, M., Garzanti, E.,

- M. and Monibi, S., 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, 11(2), 75-176.
- Jafarian, A., Javanbakht, M., Koeshi-dayatullah, A., Pimentel, N., Salad Hersi, O., Yahyaei, A. and Beigi, M., 2017. Paleo environmental, diagenetic, and eustatic controls on the Permo-Triassic carbonate-evaporite reservoir quality, Upper Dalan and Kangan formations, Lavvan Gas Field, Zagros Basin. *Journal of Geological*, 53: 1442-1457.
 - Kakemem, U., Ghasemi, M., Adabi, M. H., Husinec, A., Mahmoudi, A. and Anderskouv, K., 2023. Sedimentology and sequence stratigraphy of automated hydraulic flow units-The Permian Upper Dalan Formation, Persian Gulf, Marine and petroleum geology 147:105965.
 - Konert, G., Afifi, A.M., Al-Hajri, S.I.A. and Droste, H.J., 2001. Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian Plate, *GeoArabia*, 6(3), 407-442.
 - Lucia, F.J., 2007. Limestone reservoirs. *Carbonate Reservoir Characterization: An Integrated Approach*, 181-215.
 - Machel, H. G., 2005. Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks. *Geoscience Canada*, 32(3), 103-128.
 - Marengo, P. J., Corsetti, F. A., Hammond, D. E., Kaufman, A. J. and Bottjer, D. J., 2008. Oxidation of pyrite during extraction of carbonate associated sulfate. *Chemical Geology*, 247(1-2), 124-132.
 - Mehrabi, H., Mansouri, M., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V. and Hassanzadeh, M., 2016. Chemical compaction features as potential barriers in the Permian-Triassic reservoirs of Southern Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 145, 95-113.
 - Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A. H. and Esrafil-Dizaji, B., 2015. Impact of contrasting paleoclimate on carbonate reservoir architecture: Cases from arid Permo-Triassic and humid Cretaceous platforms in the south and southwestern Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 126, 262-283.
 - Moore, C. H. and Wade, W. J., 2013. Carbonate reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, *Developments in Sedimentology*. Elsevier New York, 67, 347.
 - Moore, G., 2001. Corporate social and financial performance: An investigation in the UK supermarket industry. *Journal of Business ethics*, 34, 299-315.
 - Moradi, M., Kadkhodaie, A., Rahimpour-Bonab, H. and Kadkhodaie, R., 2024. Integrated reservoir characterization of the Permo-Triassic gas reservoirs in the Central Persian Gulf. *Petroleum*.
 - Philip, J. M. and Gari, J., 2005. Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationships with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sedimentary Geology*, 175(1-4), 315-337.
 - Pomar, L., Brandano, M. and Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51(3), 627-651.
 - Rahimpour-Bonab, H., 2007. A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 58(1), 1-12.
 - Rezavand, N., Jahani, D. and Asilian, H., 2017. Facies, Depositional Environment and Sequence Stratigraphy of Dalan Formation in Persian Gulf (Qatar-South Fars Arch) Well SP-A Subsurface Section. *Journal of Science and Technology*, 10(34): 1-16.
 - Scholle, P.A. and Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A color guide to the petrography of carbon-

- ate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis, AAPG Memoir 77(77).
- Seibel, M. J. and James, N. P., 2017. Diagenesis of Miocene, incised valley-filling limestones; Provence, Southern France. *Sedimentary Geology*, 347, 21-35.
 - Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publication*, vol. 2. Gulf PetroLink, Bahrain. 371.
 - Szabo, F. and Kheradpir, A., 1978. Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 1(2), 57-82.
 - Tavakoli, V. and Barfizadeh, H., 2024. The Role of Plate Movements on Reservoir Development of the Iranian Carbonate Formations: A Review of the Interplay Between Tectonics, Paleoclimate, and Diagenesis. *Results in Earth Sciences*, 100037.
 - Tavakoli, V., Naderi-Khujin, M. and Seyedmehdi, Z., 2018. The end-Permian regression in the western Tethys: sedimentological and geochemical evidence from offshore the Persian Gulf, Iran. *Geo-Marine Letters*, 38, 179-192.
 - Tucker, M. E. and Wright, V. P., 2009. *Carbonate sedimentology*. John Wiley & Sons.
 - Tucker, M. E., 1991. Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society*, 148(6), 1019-1036.
 - Warren, J. K., 2006. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*: Springer Verlag, Brunei, 1035.
 - Wilson, J.L., 1975. Principles of carbonate sedimentation, *Carbonate Facies in Geologic History*, 1-19.
 - Zeigler, M.A. and Martin, A.Z., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6(3), 445-504.

Microfacies and Environmental Characteristics of Nummulitid-Rich Carbonate Deposits: A Case Study from the Jahrum Formation, Northwest Bandar Abbas

Daneshian, J.¹, Ghafouri, S.², Moallemi, S. A.³ and Asadi Mehmandosti, E.⁴

1. Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

3. Faculty Member, IOR/EOR Institute of Oil and Gas Reservoirs, Tehran, Iran

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

Received: 27 August 2024

Accepted: 6 November 2024

Abstract

The Jahrum Formation, with a Late Eocene age and a thickness of 344.42 m, was studied in the Suru subsurface section, located in northwest Bandar Abbas. This formation contains abundant and diverse Nummulitids, which are observed throughout the section. The morphological analysis of Nummulitids indicates that these foraminifera respond to environmental factors such as light intensity and hydrodynamic conditions by altering their size, thickness, and shell shape. Therefore, investigating their shell characteristics contributes significantly to interpreting the depositional environment.

Thin-section analysis led to the identification of five microfacies: Porcelaneous foraminifera Packstone, Bioclast Peloidal Packstone, Miliolids packstone to Grainstone, Bioclast Nummulites Wackestone to Packstone, and Nummulitid Packstone. These microfacies were deposited in lagoonal, sand shoal, restricted marine, and open marine environments within the inner ramp setting. Based on the obtained data, the depositional environment of the Jahrum Formation is interpreted as a homoclinal ramp.

The morphological study of Nummulitids revealed that they are most abundant in the Nummulitid packstone microfacies of the open marine setting. The lenticular forms with flat test indicate deeper open marine environments with normal salinity. Additionally, *Nummulites* with thick test, appearing as inflated lenticular to lenticular forms, along with some bioclasts, are characteristic of restricted open marine conditions. In contrast, Nummulitids with greater thickness and more inflated shells occur with very low abundance in deeper lagoonal settings. Finally, the presence of imperforate foraminifera and the absence of Nummulitids indicate high-salinity lagoonal environments, reflecting salinity fluctuations within the depositional setting.

Keywords: Upper Eocene, Jahrom Formation, NW Bandar Abbas, foraminifera, depositional environment.

Determining the origin and evolution process of ore-bearing fluids based on the investigation of fluid inclusions in Majid Abad region (northeast of Ahar-northwest of Iran)

Babai, H.¹, Alavi, S. Gh.² and Simmonds, V.³

1. Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

2. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

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

Received: 20 September 2024

Accepted: 2 November 2024

Abstract

The Majid Abad area is located in the northwest of Iran, East Azarbaijan province and 32 km northeast of Ahar. In terms of structural-tectonic classification of Iran, this region is located in the Alborz-Azarbaidjan zone and is part of the NW end of Urumieh-Dokhtar magmatic arc. The rock units of the region include Eocene igneous and pyroclastic rocks with andesite, trachy-andesite to trachy-basalt composition and Oligocene intrusive bodies of monzodiorite and gabbro composition. Mineralization is in the form of disseminations and veins-veinlets, which occurred in two separate stages, hypogene and supergene. Hypogene ore minerals include pyrite and chalcopyrite, which are accompanied by supergene chalcocite, covellite, digenite, hematite, limonite and malachite. In the investigation of fluid inclusions, 5 types of fluid inclusions were observed, including mono-phase liquid, mono-phase vapor, two-phase liquid-rich, two-phase vapor-rich and multiphase, occurring within ore-bearing quartz veins. Based on the microthermometry results, the homogenization temperature and salinity of the examined fluid inclusions are 142 to 567 °C and 4 to 53 wt.% NaCl equivalent, respectively. The effective ligands in the transportation of metals are chloride and sulfide, and the occurrence of boiling, cooling and dilution with atmospheric fluids is the main cause of the deposition of metallic elements and the mineralization in Majid Abad area. On this basis, mineralization in Majid Abad area took place in an epithermal condition and probably related to a porphyry system.

Keywords: Epithermal, Porphyry, Fluid inclusion, Mineralization, Majid Abad.

Flood Flow Simulation Downstream of Karkheh Dam and Providing Guidance and Control Solutions with Regard to Geological Setting of Watershed

Bazgir, N.¹, Akhondali, A. M.² and Hamadi, K.³

1. Ph.D. Student, Department of Hydrology and Water Resources, Faculty of Water and Environment, Shahid Chamran University of Ahvaz

2. Professor, Department of Hydrology and Water Resources, Faculty of Water and Environment, Shahid Chamran University of Ahvaz

3. Ph.D. in Water Resources Management, Director of Basic Water Resources Studies at Khuzestan Water and Power Authority

Received: 25 January 2025

Accepted: 22 February 2025

Abstract

The Karkheh basin is located in the west of the country with an area over than 50 thousand square kilometers. Despite the presence of upstream reservoir dams, especially the large Karkheh Reservoir Dam, its downstream plains and cities are still not safe from flood hazards. Considering the geological positioning of the Karkheh River basin, during heavy rainfall, over 70% of the basin area has the potential to produce flood. The aim of the current research is to simulate flood flow using a one- and two-dimensional model and to use flood channels and storage ponds to divert and store part of the flood in a way that reduces downstream damage to an acceptable level. In order to hydraulically model the flow in flood conditions, the MIKE FLOOD model was used. This model has the ability to simulate complex flows in the river and floodplains hydrodynamically. The hydrological and geometric data required for the model were prepared; Also, flood discharges of 500 to 2500 cubic meters per second with a duration of 11 days and a volume equivalent to 475 to 2376 million cubic meters were introduced as the upstream boundary to the model for simulation in 5 scenarios. The results of the study showed that among the options studied, the “Shakariyeh” pond and floodgate are active in all major floods of the Karkheh River and provide 50% of the total proposed storage volume of the entire system in terms of storage volume. Also, this pond ultimately leads to the Hur-e-Azim wetland, which in addition to helping to meet the environmental needs of the wetland, is also a suitable place to store and store a significant volume of floodwater. This area was determined as the most effective (first priority) location for the delay pond in terms of storage volume and susceptibility to topographic conditions.

Keywords: Flood, Karkheh catchment area, Geology, 2D simulation.

Kinematic analysis of asymmetric boudins in the Doroud area, west of the Sanandaj-Sirjan zone

Derikvand, S.¹

1. Assistant Professor of Geology (Tectonics), Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University

Received: 27 October 2024

Accepted: 21 November 2024

Abstract

Structural data from asymmetric folds and granite-mylonite rocks in the Doroud region provide good indicators for quantitatively estimating the final strain, the tau number (W_k), and, ultimately, the kinematic analysis of the deformation pattern in the studied area. This region is part of the Sanandaj-Sirjan zone, located within the Zagros orogenic belt. Types of asymmetric domino and shear-band boudins in quartzite layers, which are deformed and associated with granite-mylonite, mica schist, and limestone, have been identified. Shear-band boudins exhibit a backward rotation, while domino folds exhibit a forward rotation, both showing a dextral shear direction. Mantled porphyroclasts found in the granite-mylonites also confirm the dextral shear direction. The mean kinematic vorticity number (W_m) was estimated using the methods of asymmetric boudin hyperbolic distribution and quartz c-axis pattern. The W_m calculated from these methods shows a combination of 30% to 48% simple shear component and 52% to 70% pure shear component. The results suggest that asymmetric boudins are an appropriate method for estimating the kinematic vorticity number. These quantitative analyses reflect the general shear deformation developed along the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, which has formed in a transpressional flow regime with shortening perpendicular to the shear zone boundary.

Keywords: General shear, Boudin, Vorticity, Transpressional flow, Zagros orogenic belt.

Analysis of microfacies and sedimentary environment of Jahrom Formation in Golkhari oil field, southwest of Iran

Saeedi Razavi, B.¹ and Senemari, S.²

1. Assistant professor, Construction and Minerals Research Group, Technology and Engineering Research Center, Standard Research Institute (SRI), Karaj, Iran

2. Associate Professor, Department of Mineral, Faculty Technical and Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Received: 27 October 2024

Accepted: 23 November 2024

Abstract

Jahrom Formation is one of the important reservoir formations of Zagros basin, which was studied in one of Golkhari oil field wells with a thickness of 330 meters thick in order to identify microfacies and sedimentary environment. In this research, based on the study of microscopic thin sections, 8 microfacies were identified, which are spread in 4 facies belts, including tidal flat, lagoon, shoal, and open marine environments. These microfacies are located along the tidal flat (shallow), lagoon, shoal and open sea (deep) areas and include the following microfacies: 1- mudstone, 2- bioclastic benthic foraminifera (imperforate) wackestone - packstone, 3- benthic foraminifera (perforate and imperforate) packstone, 4- redalgal floatstone, 5- Nummulites assilina wackestone-packstone, 6- Discocyclina wackestone-packstone, 7- foraminifera (benthic-plankton) wackestone-packstone, 8- plankton foraminifera mudstone-wackestone. Therefore, all microfacies represent deposition in the environment of the carbonate platform and in the inner, middle and outer ramps.

Keywords: Jahrom Formation, Carbonate ramp, Depositional environment, Iran.

Depositional Environment Analysis and the Relationship Between Sedimentary Facies and Diagenetic Processes in the upper deposits of the Dalan Formation, Central and Western Parts of the Qatar-Fars Arc

Samadpour, L.¹, Mosaddegh, H.², Biranvand, B.³, Rahimpour-Bonab, H.⁴ and Yahyaei, A.⁵

1. Ph.D. Candidate in Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

3. Associate Professor, Earth Science Research Institute, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

4. Professor, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

5. M.Sc. in Stratigraphy and Palaeontology, Iranian Offshore Oil Company, Tehran, Iran

Received: 25 September 2024

Accepted: 1 December 2024

Abstract

The Dalan Formation of upper Permian age, is considered as one of the most significant reservoir rocks in the Zagros region and the Persian Gulf. In this study, facies characteristics and influential diagenetic factors affecting facies variations are investigated in three wells from three fields in the western Qatar-Fars Arc. Based on microfacies analysis of 252 thin sections, eleven microfacies were identified, including massive to layer anhydrite, fabric fenestral dolomudstone, stromatolite bindstone, dolomitic mudstone, bioturbated mudstone, bioclastic wackestone/packstone with green algae and benthic foraminifera, ooid/ploid packstone to grainstone, ooid grainstone, intraclast/ bioclastic grainstone, bioclastic/intraclast wackestone to packstone and bioclastic mudstone. These microfacies represent depositional environments ranging from upper intertidal zones, lagoon, shoal, open marine, to mid-ramp settings. The gradual transition of microfacies, absence of large barrier reef structures, lack of turbiditic deposits, and presence of skeletal allochems such as benthic foraminifera, green algae, bivalves, brachiopods, and echinoderms indicate deposition in a homoclinal carbonate ramp platform. The findings reveal that diagenetic processes, including micritization, cementation, dissolution, neomorphism, dolomitization, and physical and chemical compaction, are observed across the studied intervals. These diagenetic processes occurred in four different settings: of marine, meteoric, burial, and uplift. These processes influenced the sediments throughout the eogenetic, mesogenetic, and telogenetic stages. Cementation is primarily associated with low-energy, intertidal facies but also occurs within high-energy facies, such as bioclastic packstone or ooid grainstone, which are characteristic of lagoonal and shoal environments.

Keywords: Upper Dalan, Diagenesis, Microfacies, Depositional Environment.

Vol. 18, No. 71, Autumn 2024

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

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

Dr. Raeisi, E., Professor – Shiraz University

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

Dr. Ghazban, F., Professor – Tehran University

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

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

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

Dr. Moore, F., Professor – Shiraz University

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

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

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

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

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

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

Executive Director: Esmaili, E.

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

Designer: Ansari, A.

Published: Autumn 2024

Print: Toos

Print address: Eneghlab, at the beginning of Azadi St., in front of Bank Mellat, Tehran, Iran

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

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir



Research Institute of Applied Sciences
(ACECR)



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

This journal is indexed in the following sites:

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