

فهرست

- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و پرتوزا در فسفریت‌های معدن جیروود، البرز مرکزی، شمال ایران
میلاد نجفی، محمد بزدی، خالق خشنودی و مهرداد بهزادی ۱
- بازسازی محیط رسوبی سازند جیروود در برش آرو (البرز مرکزی)
سید محمد زمان‌زاده، محسن رنجبران و کیارش غفاری ۱۷
- بررسی هندسه و سازوکار چین خوردگی در تاق‌دیس سولابدر (جنوب غرب ایران)
مهدی یوسفی، فرهاد اصفهانی و سید مرتضی موسوی ۳۵
- بررسی کیفیت مغزنی سازند آسماری در چارچوب چینه‌نگاری سکائسی در یکی از میداين جنوب غرب ایران
ابراهیم سفیداری و امیر حکیمی زنوز ۵۱
- تعیین منشأ و ارزیابی ریسک سلامت آرسنیک در منابع آب گستره معدنی تکاب
راحله هاتفی و نسیم حیدریان ۶۹
- بررسی ارتباط شاخص‌های ریخت زمین ساختی با شتاب زمین لرزه در پهنه‌های گسلی ایتدس، ایپک، آوج و کوشک
نصرت (شمال باختر ساوه)
بهار رضایی نبال، محسن پورکرماني، مهدی زارع، مریم ده بزرگی و رضا نوزعم ۸۱

Contents

- Geochemistry of rare earth elements and radioactive elements in phosphorites of Jeirud deposit, central Alborz, North of Iran
Najafi, M., Yazdi, M., Khoshnoudi, K. and Behzadi, M. 99
- Reconstruction of Jeirud Formation depositional environment in Aro Section (Central Alborz)
Zamanzadeh, S.M., Ranjbaran, M. and Ghaffari, K. 100
- Investigating the geometry and mechanism of folding in Sulabder anticline (SW Iran)
Yousefi, M., Esfahani, F. and Moussavi, S. M. 101
- Reservoir quality evaluation of the Asmari Formation in the framework of sequence stratigraphy in one of the Iranian SW oilfield
Sfidari, E. and Hakymi-Zanuz, A. 102
- Source and health risk assessment of arsenic in the water resources of Takab mining area
Hatefi, R. and Heydarian, N. 103
- Investigation of the relationship between tectonic morphological indices and seismic acceleration in Indes, Aipak, Avaj and Kushk-e-Nusrat fault zones (northwest of Saveh).
Rezaei Nahal, B., PourKermani, M., Zare, M., Dehbozorgi, M. and Nozaem, R. 104



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۷، شماره ۶۷، پاییز ۱۴۰۲

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

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

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، 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 شهید بهشتی

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 دیانا افقی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: پاییز ۱۴۰۲

چاپ: توس

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳-۴، ۲۹۹۰۲۵۹۴

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

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

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

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

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

راهنمای نگارش مقالات

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

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

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

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و پرتوزا در فسفریت‌های معدن جیروود، البرز مرکزی، شمال ایران

میلاذ نجفی^(۱)، محمد یزدی^(۲)، خالق خشنودی^(۳) و مهرداد بهزادی^(۴)

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
۲. استاد گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
۳. استادیار پژوهشگاه مواد و چرخه سوخت، پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای، ایران
۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۱۴

چکیده

معدن فسفریت جیروود در افق فسفات‌دار سازند جیروود با سن دونین پسین، در بخش مرکزی سازند جیروود و در بخش مرکزی زون زمین‌شناسی البرز مرکزی قرار دارد. این سازند بیشتر از سنگ‌های آواری ماسه سنگ، شیل ماسه‌ای و آهک‌های ماسه‌ای تشکیل شده است. کانی‌سازی فسفریت به‌طور عمده در بخش شیلی آن متمرکز است. این پژوهش در زمینه میزان عیار و امکان بهره‌گیری از عناصر نادر خاکی در این فسفریت‌ها است. در این پژوهش، نمونه‌های سنگی به صورت تصادفی از لایه‌های فسفریتی برداشت شد. این نمونه‌ها برای اندازه‌گیری عناصر اصلی، عناصر فرعی و به خصوص عناصر نادر خاکی، با دستگاه طیف سنج جرمی-پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) و دستگاه طیف سنج نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) تجزیه شدند. نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان داد که میانگین اکسید فسفر در این نمونه‌ها ۲۹/۶۰ درصد است. میانگین غلظت اورانیوم ppm ۴/۹۷ و توریوم ppm ۸/۶۴ است. همچنین نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان داد که عناصر نادر خاکی در نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود، ۳/۱ برابر نسبت به عناصر نادر خاکی در شیل‌های آمریکای شمالی (NASC) و ۲/۶ نسبت شیل‌های پسارکنن استرالیا (PAAS) غنی‌شدگی دارند. الگوهای REE به‌هنجار شده نمونه‌های کانسنگ فسفریت معدن جیروود نسبت به میانگین شیل‌های پسارکنن استرالیا (PAAS) و شیل آمریکای شمالی (NASC) یک الگوی کم و بیش محدب، همراه با بی‌هنجاری مثبت ضعیف Ce و بی‌هنجاری مثبت متوسط Eu را نشان می‌دهند. همچنین در این نمونه‌ها تفریق LREE ها از HREE ها روی داده است که دلیل اصلی آن تاثیر سازوکار جذب ترجیحی و دیاژنز پسین فسفریت‌ها می‌باشد. میزان غنی‌شدگی فسفر و عناصر نادرخاکی در این کانسار از نظر اقتصادی قابل توجه است ولی عناصر پرتوزا به‌طور اصولی غنی‌شدگی خاصی نشان نمی‌دهد.

واژه‌های کلیدی: سازند جیروود، شمال ایران، عناصر نادر خاکی، فسفریت.

مقدمه

فسفریت‌ها نهشته‌های رسوبی هستند که در حوضه‌های گسترده، کم عمق و پایدار زمین‌ساختی در زمان‌های زمین‌شناسی خاص و در عرض‌های جغرافیایی پایین تشکیل شده و از وسعت زیادی برخوردار هستند. فسفر بدلیل کاربرد وسیع، از منابع معدنی مهم برای هر کشور به حساب می‌آید. به همین دلیل از لحاظ پی‌جویی و اکتشاف، این عنصر مورد توجه زمین‌شناسان است و از برنامه‌اکتشافی مهم برای کشورها و از جمله کشورهای توسعه یافته و در حال توسعه می‌باشد. ذخایر فسفریت در جهان به‌طور خیلی وسیعی در طول ستون چینه‌شناسی از پرکامبرین تا عهد حاضر گسترده شده‌اند (Cook and Mc Elhinny, 1979). فسفات‌های رسوبی در پهنه‌ها و دوره‌های زمانی مختلف در ایران دیده می‌شوند. فسفات‌های سازند سلطانیه در البرز و ایران مرکزی به سن پروتروزویک پسین-کامبرین پیشین (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱)، فسفریت‌های سازند جیروود در البرز مرکزی به سن دونین (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳) و فسفات‌های رسوبی سازند پابده و گوری در زاگرس به سن کرتاسه پسین-ترشیاری (Ghorbani, 2013) نمونه‌هایی از رخداد کانی‌زایی فسفات در ایران هستند. پی‌جویی اولیه فسفریت در ایران در سال ۱۳۳۰ انجام شده و طی آن برای اولین بار وجود یک لایه فسفریت در ناپیوستگی بین مارن‌های کرتاسه بالایی و مارن‌های ارغوانی پالئوسن پهنه زاگرس گزارش شده است (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳). پی‌جویی اولیه فسفریت در پهنه البرز در تیر ماه ۱۳۴۴ آغاز شد و در نهایت این مطالعات منجر به کشف نهشته‌های فسفریت دونین بالایی در سازند جیروود در کمربند زمین‌شناسی البرز مرکزی شد (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳).

به تازگی مطالعات جدیدی در زمینه امکان بهره‌گیری از عناصر نادر خاکی ذخایر فسفریت توسط پژوهشگران سایر کشورها مانند چین و ایالات متحده آمریکا صورت پذیرفته و نتیجه‌های قابل قبولی حاصل شده است (یزدی و حداد، ۱۳۹۹). در کشور ما این نوع مطالعات بیشتر بر روی فسفات‌های نوع آذرین متمرکز بوده است (معانی جو و همکاران، ۱۳۸۷؛ مختاری، ۱۳۸۴). آزان جا که فسفات‌های رسوبی ایران در زمان‌ها و افق‌های گوناگون چینه‌شناسی

تشکیل یافته‌اند، غنی‌شدگی احتمالی عناصر نادر خاکی در این تیپ از سنگ‌ها می‌تواند، منابع جدیدی از عناصر نادر خاکی در ایران را معرفی کند. این موضوع باعث افزایش ارزش اقتصادی فسفات‌های رسوبی خواهد شد. هدف اصلی نگارش این مقاله، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی در افق‌های فسفریتی معدن جیروود می‌باشد.

زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

کانسار جیروود به سن دونین پسین، بخش غربی کمربند فسفات‌های البرز مرکزی را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). مقطع شاخص سازند جیروود، در دره جیروود بالا (دره شمشک) در نزدیکی روستای جیروود قرار دارد. از نظر ژئومورفولوژی، این کانسار در پهنه مرتفعی قرار گرفته است؛ به طوری که پایین‌ترین نقطه آن در نزدیکی دره جیروود در ارتفاع حدود ۲۳۵۰ متر و بالاترین نقطه آن در نزدیکی محدوده دکل تلویزیونی با ارتفاع ۳۵۰۰ متر بالاتر از سطح دریا قرار دارد. گسترش جانبی افق معدنی در این کانسار در حدود ۷/۵ کیلومتر و با عرض دو کیلومتر است و در فاصله ۴۵ کیلومتری شمال تهران و در حد فاصل غرب دربندسر تا شرق دهکده جیروود قرار گرفته است. این پهنه معدنی در بخش مرکزی کمربند زمین‌شناسی البرز قرار گرفته است. همچنین این محدوده بخشی از یال شمالی چین‌خورده گسترده نهشته‌های پالئوزوئیک را با گسترش شرقی-غربی تشکیل می‌دهد (نمدالیان اصفهانی، ۱۳۶۸). روند عمومی طبقات رسوبی در پهنه به تبعیت از ناحیه البرز مرکزی، E-W تا NW-SE است و شیب لایه‌ها در بخش مرکزی دارای میانگین ۳۰ درجه در جهت شمال شرق است (نجفی، ۱۳۹۷).

بر اساس نظریه آسرتو (Assereto, 1963)، سازند جیروود از چهار عضو (A، B، C و D) تشکیل شده است و در بین سازند میلا و درود قرار گرفته است (شکل ۲).

ستون چینه‌شناسی بخش A سازند جیروود از پایین به بالا به صورت زیر می‌باشد:

- ۱۴۰ متر ماسه‌سنگ و آهک ماسه‌ای؛
- دو متر شیل خاکستری حاوی فسفیل‌های اکریتارک،

گرده و هاگ‌های متعلق به آشکوب آسترونین؛

- ۱۴۰ متر گدازه‌های بازالتی؛

- ۵۵ متر ماسه سنگ، کنگلومرا و سنگ آهک فسیل‌دار.

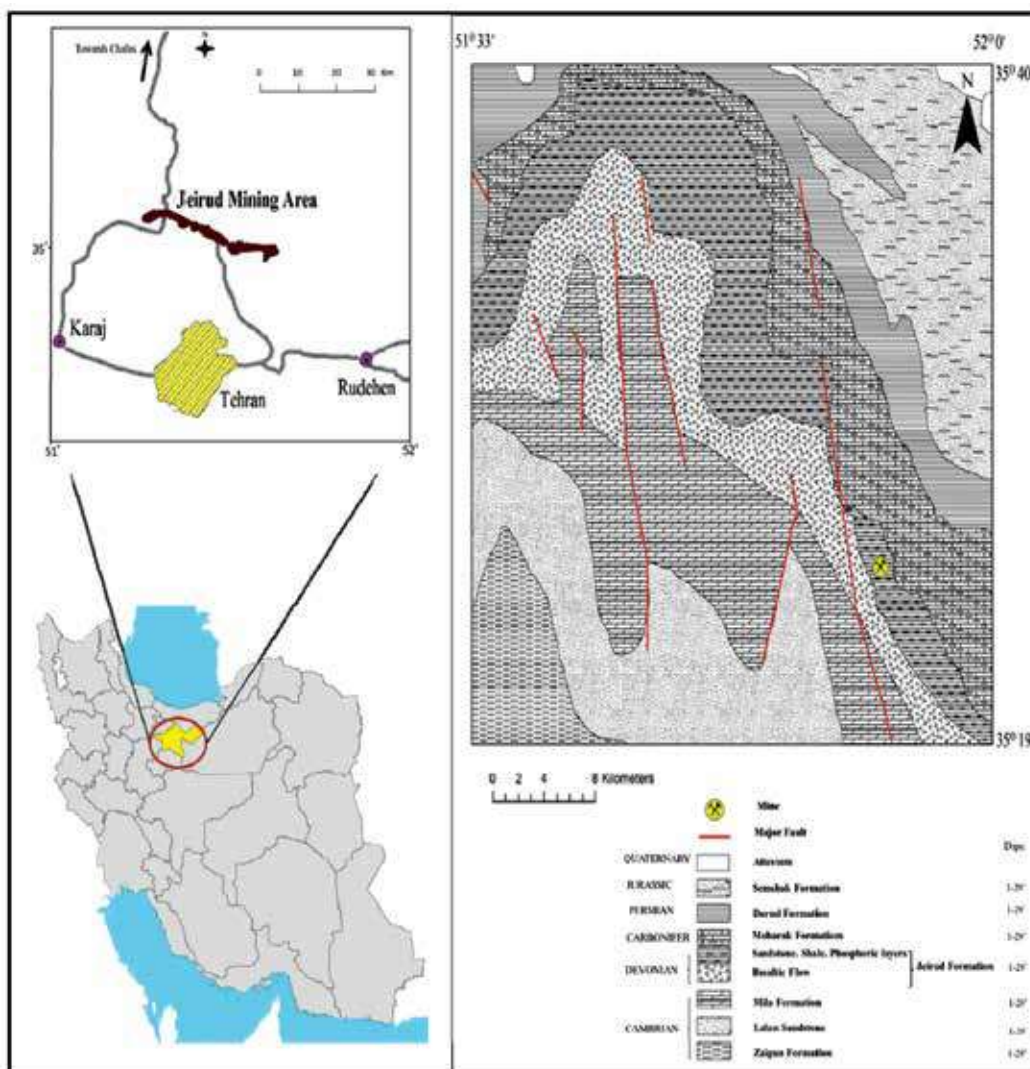
بخش B: دارای آهک تخریبی به رنگ سیاه رنگ اسپاری و بیوژنیک، نازک لایه و دارای فسیل فراوان است، در بخش تحتانی به شکل میان لایه‌ای با شیل‌های مارنی قرار گرفته است.

بخش C: دارای لایه‌های منظم ۴۰ سانتی‌متری با آهک کم و بیش سیاه رنگ خیلی متراکم است، در بخش بالایی به آهک دولومیتی بلورین به رنگ خاکستری روشن با لایه‌بندی نامشخص تا توده‌ای تبدیل می‌شود.

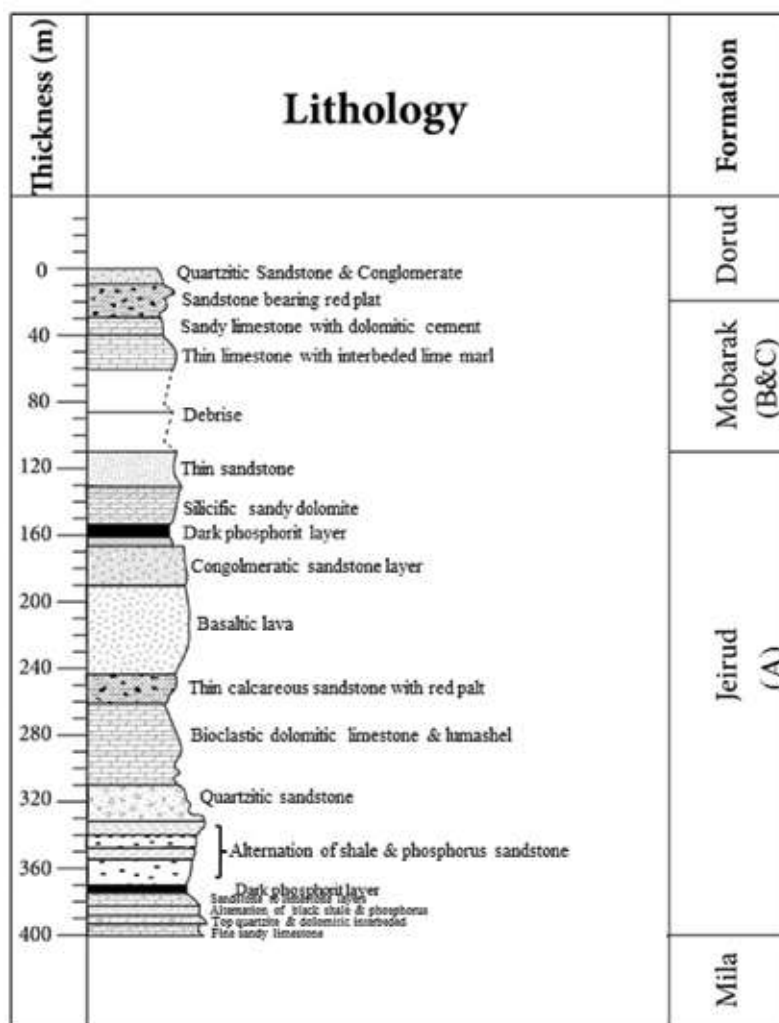
بخش D: رسوبات این بخش از آهک سیاه اوولیتی و پیزولیتی تشکیل یافته است و در بخش بالایی آن، میان

لایه‌های نازک مارن سیاه رنگ دیده می‌شود.

بخش A: تشکیلات جیروود بر اساس پراکیپوئدهای موجود در آن به فراسنین و فامنین زیرین نسبت داده شده است. بنا به توصیه کمیته ملی چینه‌شناسی ایران، در حال حاضر واژه‌ی سازند جیروود تنها هم‌ارز با عضو A برش الگو است که معرف سنگ‌های دونین بالایی البرز مرکزی و باختری است. بخش فوقانی سازند جیروود توسط آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه فسیل‌دار کربنیفر زیرین (سازند مبارک) پوشیده می‌شوند (این بخش طبق تقسیم‌بندی آسترو مربوط به بخش‌های B و C سازند جیروود است). بخش D در برش الگو وجود ندارد. عضوهای C، B و D به سن کربونیفر قابل قیاس با سازند مبارک است و بنابراین کاربرد ندارد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت پهنه معدن جیروود. برگرفته از نقشه زمین‌شناسی تهران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (حقی‌پور و وحدتی دانشمند، ۱۳۶۵) (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند جیروود در البرز مرکزی و موقعیت افق‌های فسفریتی که در آن به رنگ سیاه نشان داده شده است (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳)

روش مطالعه

این روش قابلیت تجزیه اکسیدهای اصلی را دارد. در این روش نمونه‌ها در شرکت زرآما با استفاده از لیتیوم متابورات ذوب می‌شوند، سپس محصول ذوب شده با استفاده از اسید نیتریک رقیق، حل شده و اکسیدهای اصلی به روش طیف سنج نشری با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) با دستگاه Varian-735 Radial اندازه‌گیری می‌شوند. عناصر نادرخاکی و عناصر فرعی در آزمایشگاه LabWest استرالیا به روش طیف‌سنجی جرمی با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) توسط دستگاه Agilent ۴۵۰۰ اندازه‌گیری شدند.

پس از جمع‌آوری اطلاعات از پهنه مورد نظر از طریق مطالعات کتابخانه‌ای و بازدید و برداشت‌های صحرائی، تعیین افق‌های فسفریتی مناسب برای نمونه‌برداری در گستره فسفریتی جیروود انجام شد. نمونه‌برداری از رخنمون‌ها و همچنین از کانسنگ دیپو شده در معدن جیروود انجام گرفت. بر این اساس، ۱۰ نمونه ژئوشیمی سنگی از لایه‌های فسفریتی به صورت تصادفی برای مطالعات ژئوشیمیایی برداشت شد (جدول ۱ و شکل ۳). حدود ۵۰۰ گرم از هر نمونه برای پودر کردن انتخاب و توسط آسیاب دیسکی از نوع آگات پودر شد. پروسه ذوب قلیایی با بکارگیری کمک ذوب لیتیوم متابورات بیشتر عناصر دیرگداز را تجزیه می‌کند.

جدول ۱. مختصات نمونه‌های فسفریتی برداشت شده در معدن جیروود

Sample Name	X	Y
KH-۹۴-Ji-۰۰۷	۵۴۳۷۴۰/۰۱	۳۹۸۳۴۷۱/۹۱۳
KH-۹۴-Ji-۰۰۸	۵۴۳۷۴۰/۰۱	۳۹۸۳۴۷۱/۹۱۳
KH-۹۴-Ji-۰۱۰	۵۴۳۷۴۰/۰۱	۳۹۸۳۴۷۱/۹۱۳
KH-۹۴-Ji-۰۱۱	۵۴۳۷۴۰/۰۱	۳۹۸۳۴۷۱/۹۱۳
KH-۹۴-Ji-۰۱۲	۵۴۲۶۸۴/۰۹۸	۳۹۸۴۳۶۰/۲۲۹
KH-۹۴-Ji-۰۱۳	۵۴۲۶۸۴/۰۹۸	۳۹۸۴۳۶۰/۲۲۹
KH-۹۴-Ji-۰۱۴	۵۴۲۶۸۴/۰۹۸	۳۹۸۴۳۶۰/۲۲۹
KH-۹۴-Ji-۰۱۵	۵۴۲۸۸۴/۸۲۸	۳۹۸۴۲۶۸/۷۸۹
KH-۹۴-Ji-۰۱۷	۵۴۲۸۸۴/۸۲۸	۳۹۸۴۲۶۸/۷۸۹
KH-۹۴-Ji-۰۱۹	۵۴۲۸۸۴/۸۲۸	۳۹۸۴۲۶۸/۷۸۹



شکل ۳. نمایی از لایه‌های فسفریتی معدن جیروود، دید به سمت شمال

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی و پرتوزا

کانسارهای دارای ۲۵ تا ۴۰ درصد فسفات به عنوان ذخایر فسفات با عیار تجاری (اقتصادی) در نظر گرفته می‌شوند. از آن‌جا که یکی دیگر از اهداف این پژوهش بررسی غلظت عناصر پرتوزا نظیر اورانیوم و توریموم در نمونه‌های معدن جیروود است، این عناصر نیز اندازه‌گیری شدند (جدول ۲). غلظت اورانیوم در این نمونه‌ها از حداقل ۴ ppm تا حداکثر

غلظت اکسیدهای عناصر اصلی و همچنین عناصر نادر خاکی سبک^۱ (LREE) و سنگین^۲ (HREE) در نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود، در جدول شماره ۲ ارائه شده است. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، میزان P_2O_5 نمونه‌ها از حداقل ۲۶/۳۸ درصد تا حداکثر ۳۲/۸۱ درصد و میانگین آن‌ها ۲۹/۶۰ درصد می‌باشد. این مقدار نشان می‌دهد که میزان P_2O_5 اقتصادی است. در کشور ما به‌طور معمول

1. Light Rare Earth Elements
2. Heavy Rare Earth Elements

همچنین نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که عناصر Nd، Ce، La رایج‌ترین لانتانیدها در داخل فسفریت‌های جیروود هستند. میانگین غلظت LREE‌ها در نمونه‌های فسفریتی جیروود، ۴۰۲ ppm و همچنین میانگین غلظت HREE‌ها ۹۴ ppm می‌باشد. مقدار کل غلظت عناصر نادر خاکی (ΣREE) در نمونه‌های تجزیه شده جیروود از حدود ۳۷۲/۱۷ ppm تا ۷۱۳/۴۲ ppm متغیر است که کمی از میانگین مقدار کل عناصر نادر خاکی در فسفریت‌های جهان، ۴۶۲ ppm (Altschuler, 1980) بیشتر است. همچنین مقدار میانگین غلظت ΣREE+Y+Sc در نمونه‌های معدن جیروود حدود ۶۹۹/۹۱ ppm می‌باشد. محاسبه ضرایب همبستگی اسپیرمن بین عناصر نادر خاکی در نمونه‌های معدن جیروود، نشانگر همبستگی مثبت بسیار قوی عناصر نادر خاکی بایکدیگر است؛ و همچنین وجود ضرایب همبستگی قوی بین عناصر نادر خاکی سبک و فسفر، به علت میزبانی خوب آپاتیت‌ها از عناصر نادر خاکی سبک می‌باشد (جدول ۳).

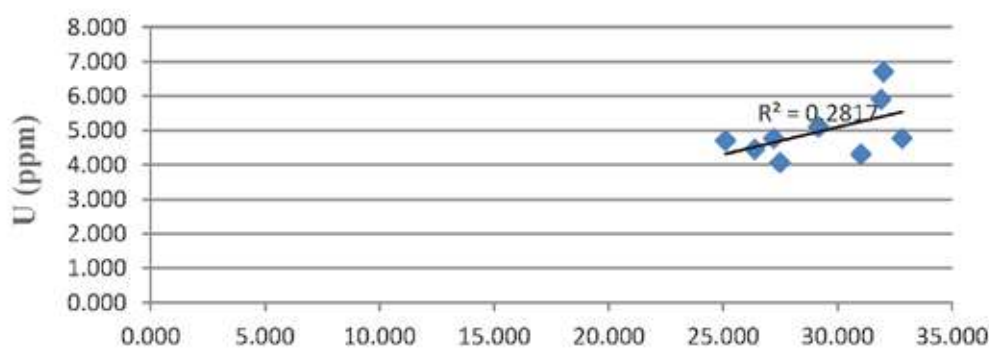
۶/۷ ppm و میانگین ۴/۹۷ ppm است. همچنین غلظت توریم از حداقل ۳/۹ ppm تا حداکثر ۱۶/۹۴ ppm و میانگین ۸/۶۴ ppm می‌باشد. تمرکزات U، Th و عناصر نادر خاکی در ارتباط با خود آپاتیت است، به طوری که این عناصر طبق قوانین دیادوکی جانشین یون Ca^{+2} در شبکه آپاتیت می‌شوند (Gulbrandsen, 1966). به طور کلی نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود از نظر اورانیوم و توریم فقیر هستند. بررسی ارتباط اورانیوم و P_2O_5 در نمونه‌های مورد بررسی حاکی از همبستگی خوب بین آنها می‌باشد که بیانگر پتانسیل مناسب فاز فسفات به منظور جذب اورانیوم است (شکل ۴). U^{+6} به دلیل شباهت یونی می‌تواند در ساختمان فرانکولیت جانشین Ca^{+2} شود، این موضوع بیانگر وجود شرایط مناسب‌تر برای جانشینی U^{+6} با Ca^{+2} در ساختمان بلوری فسفریت‌های رسوبی می‌باشد (یزدی و خشنودی، ۱۳۸۵). اما به دلیل در دسترس نبودن این عنصر در زمان رسوب‌گذاری فاز فسفات، غنی‌شدگی کمتری در فسفریت‌های جیروود نشان می‌دهد.

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی در نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود

Sample Name	KH-94- Ji-007	KH-94- Ji-008	KH-94- Ji-010	KH-94- Ji-011	KH-94- Ji-012	KH-94- Ji-013	KH-94- Ji-014	KH-94- Ji-015	KH-94- Ji-017	KH-94- Ji-019
	(%Wt)									
SiO ₂	۱۶۰۳۷	۷۱۳۰	۱۴۰۵۷	۱۰۷۴۷	۲۱۶۷۲	۲۲۰۸۵۹	۴۱۶۹۰	۰۸۱۳	۳۰۴۱۶	۸۰۵۴
TiO ₂	۰۱۱۸	۰۰۸۸	۰۲۲۵	۰۰۷۷	۰۰۷۳	۰۰۸۵	۰۰۵۱	۰۱۴۳	۰۱۲۸	۰۱۴۱
Al ₂ O ₃	۲۰۸۸۲	۲۰۷۷	۵۰۸۷۳	۱۶۱۸	۱۰۸۴۴	۲۰۷۳۶	۱۰۸۹۸	۲۰۲۸۴	۲۰۶۸۶	۳۰۶۵۱
FeO	۴۰۳۹۱	۵۰۷۹۱	۵۰۱۷۵	۶۰۴۳	۴۰۲۰۱	۵۰۷۰	۶۰۷۸۴	۱۱۰۲۰۴	۷۰۲۰۵	۵۰۵۵۵
MnO ₂	۰۳۲۲۳	۰۴۴۰	۰۳۲۷	۰۶۳۳	۰۱۶۸	۰۱۴۰	۰۴۰۸	۱۰۹	۰۵۲۰	۰۲۷۲
MgO	۰۱۹۱	۰۱۹۱	۰۷۲۶	۲۰۲۱۶	۰۲۴۳	۰۲۴۸	۰۲۵۴	۰۳۵۳	۰۲۷۲	۰۲۶۳
CaO	۳۵۰۲۱۶	۳۹۰۹۱۳	۳۴۰۸۸۷	۳۹۰۵۷۷	۳۳۰۱۳	۳۲۰۲۴۰	۲۱۰۴۷۹	۴۰۰۴۵۲	۴۲۰۲۴۴	۳۹۰۳۱۴
Na ₂ O	۰۳۲۹	۰۳۹۱	۰۵۰۸	۰۴۸۳	۰۴۴۰	۰۳۶۱	۰۲۳۷	۰۴۵۱	۰۴۳۹	۰۴۱۰
K ₂ O	۰۳۴۰	۰۱۶۲	۰۸۴۰	۰۱۱۹	۰۱۳۶	۰۱۵۹	۰۱۶۱	۰۱۸۳	۰۱۷۹	۰۳۲۰
P ₂ O ₅	۲۹۰۱۷۲	۳۲۰۸۱۶	۲۶۰۳۸۲	۲۷۰۳۸۸	۲۷۰۲۱۰	۲۵۰۱۰۳	۱۶۰۳۷	۳۲۰۰۹	۳۱۰۹۰۹	۳۱۰۱۹
So ₃	۳۰۹۳۲	۴۰۹۴۵	۳۰۶۳۴	۳۰۱۷۸	۴۰۳۱۶	۳۰۱۳۰	۴۰۷۲۴	۴۰۱۷۶	۳۰۸۹۶	۳۰۶۹۸
LOI	۶۰۹۲۱	۵۰۹۳۴	۷۰۲۳۴	۷۰۶۵۳	۶۰۴۱۳	۷۰۶۸۴	۷۰۱۱۵	۶۰۶۷۷	۶۰۹۱۱	۷۰۱۴۴
Total	۹۹۰۸۵۳	۹۹۰۸۷۹	۹۹۰۸۶۸	۹۹۰۷۳۱	۹۹۰۷۲۹	۹۹۰۸۱۴	۹۹۰۸۳۹	۹۹۰۸۵۳	۹۹۰۸۰۷	۹۹۰۸۴۲
	ppm									
La (ppm)	۸۵۰۸۰۷	۷۸۰۹۵۵	۶۷۰۲۰۲	۶۳۰۳۵۲	۷۸۰۵۶۷	۷۸۰۲۵۴	۳۱۰۸۲۸	۹۹۰۴۴۰	۱۰۷۰۲۵۲	۷۰۰۱۳۴
Ce (ppm)	۱۷۵۰۲۹۸	۱۵۱۰۶۹۸	۱۳۹۰۶۸۲	۱۲۸۰۴۴۰	۱۶۸۰۰۱۹	۱۸۳۰۱۷۵	۵۴۰۳۱۸	۲۴۴۰۷۴۵	۲۴۸۰۶۷۶	۱۴۷۰۰۵۲
Pr (ppm)	۲۰۰۲۳۱	۱۸۰۴۶۴	۱۶۰۴۷۰	۱۵۰۵۳۰	۲۰۰۲۰۲	۲۳۰۷۴۳	۶۰۶۴۶	۳۲۰۴۳۹	۳۰۰۱۲۱	۱۷۰۱۵۳
Nd (ppm)	۹۵۰۵۳۳	۸۷۰۲۸۴	۷۳۰۶۷۳	۷۴۰۸۷۴	۹۵۰۵۲۲	۱۱۰۰۹۶	۲۷۰۳۷	۱۵۵۰۳۱	۱۳۴۰۳۶۷	۷۷۰۶۸۴
Sm (ppm)	۱۷۰۳۵۹	۱۵۰۸۷۳	۱۳۰۲۱۸	۱۳۰۶۹۸	۱۸۰۱۷۵	۲۱۰۲۶۷	۴۰۰۳	۲۹۰۱۸۲	۲۵۰۶۸۵	۱۳۰۸۲۷
Eu (ppm)	۳۰۱۸۰	۳۰۱۱۷	۲۰۵۷۷	۳۰۹۲۸	۴۰۸۲۶	۵۰۳۷۶	۱۰۳۵۷	۷۰۴۴۸	۵۰۱۱۷	۲۰۸۱۳
Gd (ppm)	۱۵۰۲۱۲	۱۵۰۱۸۶	۱۲۰۶۲۱	۱۵۰۱۹۶	۲۰۰۲۴۳	۲۳۰۸۵۰	۶۰۲۲۱	۳۱۰۷۰۰	۲۲۰۱۵۲	۱۱۰۲۷۶
Tb (ppm)	۴۰۳۰۴	۳۰۹۳۷	۳۰۳۲۵	۲۰۶۶۹	۳۰۷۸۵	۴۰۲۸۶	۰۰۹۷۷	۵۰۸۱۰	۵۰۸۸۲	۳۰۰۵۰
Dy (ppm)	۲۳۰۶۰۹	۲۱۰۶۱۲	۱۷۰۵۳۱	۱۸۰۴۸۳	۲۴۰۷۰۵	۲۸۰۶۵۰	۶۰۵۴۲	۳۹۰۰۵۱	۳۲۰۷۳۲	۱۷۰۵۴۱
Ho (ppm)	۶۰۳۴۲	۵۰۶۹۱	۴۰۴۹۴	۵۰۰۱۶	۶۰۸۳۷	۷۰۵۱۹	۱۰۸۹۸	۱۰۰۱۲۶	۹۰۲۷۶	۵۰۱۹۸
Er (ppm)	۱۵۰۲۲۰	۱۳۰۳۱۷	۱۰۰۸۸۵	۱۲۰۰۷۶	۱۶۰۱۱۱	۱۷۰۷۱۳	۴۰۴۹۲	۲۲۰۵۱۷	۲۲۰۲۳۳	۱۲۰۳۹۲

ادامه جدول ۲.

Sample Name	KH-94- Ji-007	KH-94- Ji-008	KH-94- Ji-010	KH-94- Ji-011	KH-94- Ji-012	KH-94- Ji-013	KH-94- Ji-014	KH-94- Ji-015	KH-94- Ji-017	KH-94- Ji-019
Tm (ppm)	۳/۴۳۵	۳/۱۰۸	۲/۴۵۷	۲/۵۷۶	۳/۴۸۰	۳/۷۳۷	۰/۹۴۸	۴/۹۷۱	۴/۳۴۰	۲/۳۹۱
Yb (ppm)	۱۷/۶۷۸	۱۵/۴۴۴	۱۲/۷۳۵	۱۴/۹۲۸	۱۹/۴۰۰	۲۱/۳۶۰	۵/۷۹۲	۲۷/۴۱۱	۲۳/۷۸۱	۱۳/۸۲۱
Lu (ppm)	۱/۹۵۶	۱/۶۹۴	۱/۳۳۴	۱/۴۰۹	۱/۹۱۵	۲/۰۱۸	۰/۵۴۹	۲/۵۴۶	۲/۴۳۱	۱/۳۹۵
ΣREE	۴۸۵/۶۶۴	۴۳۵/۳۸۰	۳۷۸/۱۰۴	۳۷۲/۱۷۰	۴۸۲/۳۰۰	۵۳۱/۰۴۴	۱۵۳/۴۰۸	۷۱۳/۴۱۵	۶۷۴/۰۴۵	۳۹۵/۷۲۶
Y (ppm)	۱۷۸/۴۷۱	۱۵۶/۴۵۱	۱۲۵/۷۴۹	۱۵۴/۴۱۸	۱۹۵/۸۰۰	۲۰۹/۶۶۴	۶۲/۸۶۷	۲۷۵/۷۸۷	۲۵۷/۰۶۰	۱۵۳/۵۳۴
Sc (ppm)	۱۴/۹۲۳	۱۳/۷۵۷	۱۳/۰۳۵	۱۱/۷۰۶	۱۲/۵۹۰	۱۳/۳۳۱	۴/۹۷۴	۱۹/۰۴۰	۱۴/۹۹۲	۱۰/۹۸۵
ΣREE+Y+Sc	۶۷۹/۰۵۷	۶۰۵/۵۸۸	۵۱۶/۸۸۸	۵۳۸/۲۹۷	۶۹۰/۷۹۲	۷۵۴/۰۲۹	۲۲۱/۲۴۹	۱۰۰۸/۲۴۳	۹۴۶/۰۹۸	۵۶۰/۲۴۵
ΣLREE(La-Gd)	۴۱۳/۱۲۰	۳۷۰/۵۷۷	۳۲۵/۴۴۳	۳۱۵/۰۱۶	۴۰۶/۰۹۵	۴۴۵/۷۶۲	۱۳۲/۲۰۰	۵۹۹/۹۸۵	۵۷۳/۳۷۰	۳۳۹/۹۳۸
ΣHREE(Tb-Lu)	۷۲/۵۴۴	۶۴/۸۰۳	۵۲/۶۶۱	۵۷/۱۵۶	۷۶/۲۳۳	۸۵/۲۸۲	۲۱/۱۹۸	۱۱۳/۴۳۱	۱۰۰/۶۷۶	۵۵/۷۸۸
La/Sm	۴/۹۴۳	۴/۹۷۴	۵/۰۸۴	۴/۶۲۵	۴/۱۹۸	۳/۶۸۰	۶/۶۲۷	۳/۴۰۸	۴/۱۷۶	۵/۰۲۲
Sm/Yb	۰/۹۸۲	۱/۰۲۸	۱/۰۳۸	۰/۹۱۸	۰/۹۶۵	۰/۹۹۶	۰/۸۲۹	۱/۰۶۵	۱/۰۸۰	۱/۰۰۰
La/Yb	۴/۸۵۴	۵/۱۱۲	۵/۲۷۷	۴/۲۴۴	۴/۰۵۰	۳/۶۶۴	۵/۴۹۵	۳/۶۲۸	۴/۵۱۰	۵/۰۴۴
La/Nd	۰/۸۹۸	۰/۹۰۵	۰/۹۱۲	۰/۸۴۶	۰/۸۲۲	۰/۷۱۱	۱/۱۷۷	۰/۶۴۱	۰/۷۹۸	۰/۹۰۳
Ce/Ce*	۱/۸۵	۱/۸۳۱	۱/۸۶۷	۱/۸۴۳	۱/۸۶۱	۱/۸۷۴	۰/۸۶۰	۱/۸۷۵	۱/۸۹	۱/۸۶
Pr/Pr*	۰/۹۳	۰/۹۳۳	۰/۹۶۹	۰/۹۲	۰/۹۲۸	۰/۹۶۹	۱/۰۱۳	۰/۹۶۰۷	۰/۹۶۲	۰/۹۳۸
Y/Y*	۱/۱۹۸	۱/۱۶	۱/۱۶۷۴	۱/۳۱	۱/۳۳۶	۱/۱۷۵	۱/۴۵۸	۱/۱۴	۱/۲	۱/۳۱۲
Eu/Eu*	۰/۹۲	۰/۹۴۶	۰/۹۵	۱/۲۸۵	۱/۱۶۹	۱/۱۲۱	۱/۱۷۹	۱/۱۵۵۱	۱/۰۱۲	۱/۰۶۳
ppm										
U (ppm)	۵/۱۰۰	۴/۷۷۳	۴/۴۵۷	۴/۰۶۲	۴/۷۷۴	۴/۷۰۶	۲/۱۶۷	۶/۷۱۲	۵/۹۱۴	۴/۳۰۷
Th (ppm)	۸/۵۵۷	۶/۹۷۴	۷/۸۲۰	۵/۴۲۷	۳/۹۹۰	۸/۸۱۹	۲/۴۰۰	۱۲/۰۱۷	۱۶/۹۵۶	۷/۲۴۲
Cr (ppm)	۲۷/۰۱۳	۲۲/۵۶۴	۴۵/۰۰۷	۱۶/۹۹۸	۳۱/۵۶۳	۲۹/۵۳۱	۴۹/۰۷۶	۲۶/۲۲۵	۲۳/۹۶۵	۳۵/۹۴۷
Zn (ppm)	۲۸/۳۰۰	۲۸/۴۰۰	۲۹/۴۴۹	۲۷/۲۵۷	۲۶/۳۷۰	۴۹/۱۷۲	۹۰/۲۰۴	۶۷/۱۰۴	۱۲۹/۵۷۰	۴۶۹/۰۸۱
Sr (ppm)	۸۹۶/۹۰۵	۱۰۰۵/۰۰۰	۱۰۵۹/۰۸۷	۱۰۴۵/۷۶۴	۸۴۳/۲۵۳	۷۶۱/۶۵۳	۴۲۵/۹۱۱	۹۹۳/۰۲۲	۱۰۵۹/۱۷۴	۹۵۵/۵۳۰
Ti (ppm)	۷۰۸/۸۳۹	۵۲۶/۵۲۵	۱۳۴۷/۵۰۶	۴۶۱/۷۶۱	۴۴۰/۲۱۹	۵۱۱/۲۱۰	۳۰۷/۶۸۳	۸۵۴/۸۰۸	۷۶۹/۵۶۴	۸۴۷/۰۹۷
Ag (ppm)	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵
Au (ppm)	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵
Ba (ppm)	۱۵۳/۸۳۸	۴۱۸/۴۰۷	۱۳۰/۸۳۳	۱۲۱۴/۴۷۴	۸۱۷/۳۲۰	۱۷۱/۸۸۷	۱۸۴/۶۲۲	۱۹۴/۳۸۳	۱۵۶/۸۰۶	۱۹۹/۱۳۹
Be (ppm)	۳/۶۳۲	۳/۳۹۲	۳/۷۴۷	۲/۳۱۱	۲/۹۹۳	۲/۴۵۷	۱/۵۷۷	۲/۸۸۰	۳/۴۵۸	۳/۱۹۴
Bi (ppm)	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵
Cd (ppm)	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵
Co (ppm)	۱۰/۲۱۸	۱۲/۲۶۸	۱۲/۶۱۰	۱۳/۶۰۱	۱۳/۳۰۳	۱۲/۳۵۸	۷/۵۱۷	۴/۰۵۰۵	۲۷/۴۸۷	۱۲/۱۹۵
Cs (ppm)	۱/۰۱۰	۰/۵۱۵	۲/۶۳۴	۰/۲۹۲	۰/۳۸۹	۰/۴۵۱	۰/۲۴۴	۱/۲۳۹	۰/۷۱۷	۰/۹۰۱
Cu (ppm)	۱۹/۸۸۷	۱۷/۳۲۳	۱۶/۱۳۸	۱۹/۵۸۷	۲۸/۵۱۱	۲۷/۴۳۸	۱۴/۸۸۷	۵۰/۸۲۲	۳۴/۴۰۰	۱۸/۲۳۸
Ga (ppm)	۶/۹۵۶	۶/۲۱۲	۹/۸۲۰	۵/۶۴۰	۶/۰۶۶	۶/۳۰۳	۴/۷۱۱	۷/۸۵۶	۷/۱۶۱	۶/۵۵۲
Ge (ppm)	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰	۳/۷۵۰
Hf (ppm)	۰/۷۴۴	۰/۶۶۱	۰/۹۰۷	۰/۴۸۴	۰/۴۴۰	۰/۶۱۷	۰/۱۷۴	۰/۹۲۷	۱/۰۰۸	۰/۵۱۸
Hg (ppm)	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰	۰/۱۵۰
In (ppm)	۰/۰۱۷	۰/۰۲۲	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۸	۰/۰۲۱	۰/۰۱۸	۰/۱۳۷	۰/۰۲۰	۰/۰۱۶
Ir (ppm)	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵
Mo (ppm)	۰/۸۵۳	۰/۷۶۲	۰/۶۴۰	۰/۶۳۰	۰/۹۹۶	۰/۷۸۷	۰/۶۵۵	۱/۷۶۲	۱/۳۵۲	۰/۶۴۴
Nb (ppm)	۳/۹۰۷	۲/۴۸۰	۶/۵۲۸	۲/۵۸۵	۱/۸۶۹	۲/۵۷۹	۱/۲۵۵	۳/۱۲۳	۳/۹۹۷	۳/۲۴۹
Ni (ppm)	۲۹/۱۲۵	۳۱/۱۰۵	۳۵/۹۶۷	۵۰/۹۱۴	۳۷/۱۷۱	۳۰/۳۳۳	۲۸/۴۰۰	۸۷/۴۶۷	۵۵/۶۸۲	۳۲/۱۶۲
Os (ppm)	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵
Pb (ppm)	۹۰/۲۳۲	۸۶/۰۰۶	۴۶/۱۹۶	۵۵/۶۶۰	۷۷/۵۳۳	۷۳/۲۵۸	۲۵/۶۷۲	۹۷/۸۰۶	۹۶/۰۷۱	۷۶/۸۴۰
Pt (ppm)	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵
Rb (ppm)	۱۹/۴۸۹	۱۳/۳۰۸	۳۵/۶۷۶	۱۴/۸۳۹	۱۵/۸۶۴	۱۳/۸۰۰	۱۶/۶۰۵	۱۸/۰۵۱	۱۷/۶۰۹	۲۲/۸۱۴
Re (ppm)	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸
Rh (ppm)	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵	۰/۰۷۵
Ru (ppm)	۰/۲۲۲	۰/۶۴۸	۰/۶۶۸	۰/۵۵۶	۰/۳۸۴	۰/۲۲۱	۰/۴۱۳	۰/۰۷۵	۰/۱۸۳	۰/۳۲۱
Sb (ppm)	۰/۲۴۷	۰/۲۲۶	۰/۲۴۱	۰/۲۱۶	۰/۲۵۸	۰/۲۲۴	۰/۲۲۵	۰/۳۱۸	۰/۳۵۴	۰/۳۲۱
Sn (ppm)	۱/۱۳۰	۱/۰۲۴	۱/۳۷۷	۰/۶۷۸	۰/۶۷۰	۰/۹۰۷	۱/۲۷۷	۰/۸۵۴	۱/۱۷۷	۱/۰۹۹
Ta (ppm)	۰/۲۲۳	۰/۱۶۱	۰/۳۶۰	۰/۱۳۰	۰/۳۰۸	۰/۱۹۰	۰/۳۰۸	۰/۲۶۴	۰/۲۳۱	۰/۱۵۷
Te (ppm)	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵	۰/۳۷۵
Tl (ppm)	۰/۳۸۱	۰/۴۰۹	۰/۵۴۵	۰/۴۴۳	۰/۳۰۵	۰/۲۱۹	۰/۱۲۳	۰/۳۲۱	۰/۳۱۰	۰/۲۶۲
W (ppm)	۰/۸۲۳	۰/۵۲۳	۰/۶۲۷	۰/۱۹۰	۰/۵۵۹	۰/۴۷۲	۱/۱۲۷	۰/۳۶۶	۰/۵۵۰	۰/۵۷۲

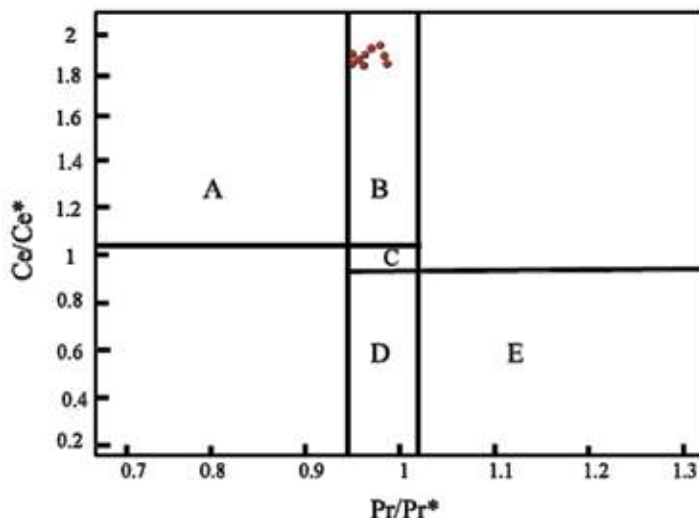
شکل ۴. نمودار همبستگی عیار U با عیار P₂O₅

جدول ۳. ضرایب همبستگی اسپیرمن برای عناصر نادر خاکی و فسفر در نمونه‌های معدن جیروود

	P	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
P	۱														
La	۰/۷۱	۱													
Ce	۰/۴۷	۰/۹۲	۱												
Pr	۰/۴۸	۰/۹۰	۰/۹۹	۱											
Nd	۰/۵۰	۰/۸۹	۰/۹۸	۰/۹۹	۱										
Sm	۰/۴۸	۰/۸۷	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۹	۱									
Eu	۰/۳۱	۰/۶۵	۰/۸۲	۰/۸۴	۰/۸۹	۰/۹۲	۱								
Gd	۰/۲۷	۰/۷۱	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۸	۱							
Tb	۰/۵۴	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۸۹	۰/۷۲	۰/۸۱	۱						
Dy	۰/۴۵	۰/۸۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۸۸	۱					
Ho	۰/۴۸	۰/۸۷	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۹	۱	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۸۹	۰/۹۹	۱				
Er	۰/۴۸	۰/۸۷	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۹	۱	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۸۹	۰/۹۹	۱	۱			
Tm	۰/۴۱	۰/۸۳	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۹۹	۰/۹۶	۰/۹۶	۱		
Yb	۰/۴۵	۰/۸۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۸۸	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۱	
Lu	۰/۴۸	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۳	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۸	۱

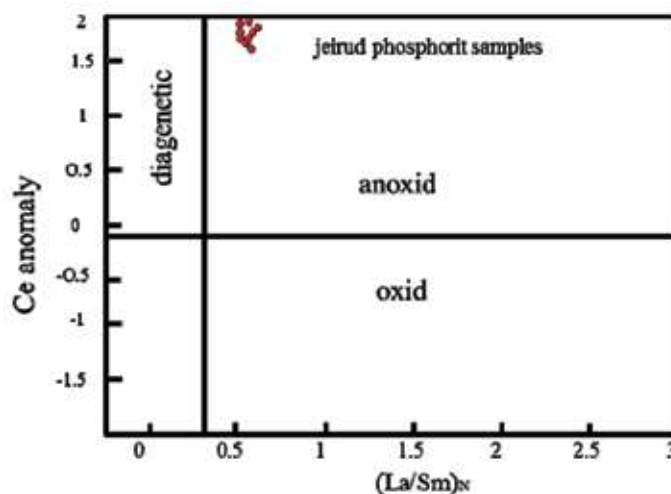
برای بررسی ناهنجاری Ce در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودار دو متغیره $Ce/Ce^* - Pr/Pr^*$ استفاده شده است (Bau and Dulski, 1996) (شکل ۵). ناهنجاری (Ce anomaly) و (Pr anomaly) از روابط $(McLennan, 1989) = Ce/Ce^* / 3Ce_N (2La_N + Nd_N)$ و $(Bau and Dulski, 1996) Pr/Pr^* = (Ce_N + Nd_N) / NrP 2$ به دست آمده است. نمونه‌های معدن جیروود در محدوده B قرار می‌گیرند. فقدان ناهنجاری منفی واقعی Ce بیانگر شرایط بی‌هوازی در تشکیل افق‌های فسفریتی است (Chen et al., 2003).

دامنه تغییرات ناهنجاری سربوم (Ce/Ce^*) در نمونه‌های جیروود، بین ۰/۹۲ تا ۱/۰۱ می‌باشد (جدول ۲). این نسبت نشان می‌دهد، در واقع سربوم در این نمونه‌های فسفریتی دارای تغییرهای زیادی نیست. میانگین مقادیر ناهنجاری‌های یوروییوم (Eu/Eu^*)، ایتریوم (Y/Y^*) و پرومتیوم (Pr/Pr^*) به ترتیب ۰/۹۴، ۱/۲۱، ۱/۰۷ می‌باشد (جدول ۲). ناهنجاری Eu و Y از روابط $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)^{0.5}$ و $Y/Y^* = NY_2 / (Dy + Ho)$ (McLennan, 1989) (Bau and Dulski, 1996) محاسبه شده است. ناهنجاری Ce می‌تواند با فراوانی یا تهی‌شدگی La مرتبط باشد نه با محیط تشکیل (Elderfield and Greaves, 1982).



شکل ۵. جایگاه نمونه‌های معدن جیروود در نمودار دو متغیره $Ce/Ce^* - Pr/Pr^*$ (Bau and Dulski, 1996)؛ A) محدوده ناهنجاری مثبت (B؛ Ce) محدوده ناهنجاری منفی La و بدون ناهنجاری Ce؛ C) محدوده فاقد ناهنجاری Ce و La؛ D) محدوده ناهنجاری مثبت La و بدون ناهنجاری Ce (محدوده‌ای که ناهنجاری La مثبت موجب ناهنجاری Ce منفی ظاهری می‌شود) و محدوده E مربوط به ناهنجاری منفی می‌باشد

مقادیر $Ce_{anomaly} < -0.1$ نشان‌دهنده شرایط اکسیدان و $Ce_{anomaly} > 0.1$ نمایانگر شرایط غیراکسیدان می‌باشد (Wright et al., 1987). با توجه به نمودار $Ce_{anomaly} - (La/Sm)_N$ افق‌های فسفریتی معدن جیروود با میزان $(La/Sm)_N$ بیشتر از ۰/۳۵، رسوب‌گذاری در محیط دریایی با شرایط بی‌هوازی و نزدیک به محیط دیاژنتیک را تجربه کرده‌اند (Gomez-Peral et al., 2014) (شکل ۶).



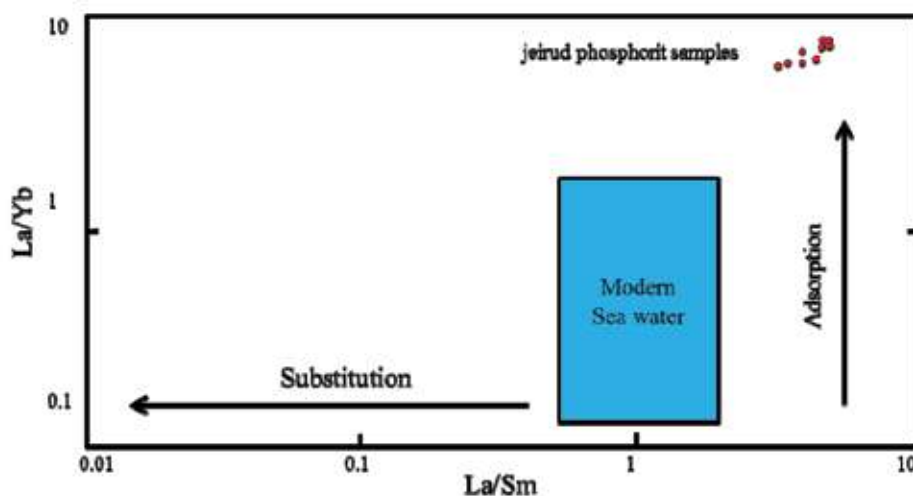
شکل ۶. نمودار $Ce_{anomaly} - (La/Sm)_N$ و جایگاه نمونه‌های معدن جیروود در محیط تشکیل افق‌های فسفریتی غیر اکسیدان (Wright et al., 1987)

ناهنجاری منفی شدید Ce از ویژگی‌های شاخص الگوی REE در آب‌های بدون اکسیژن اقیانوس اطلس است (Elderfield and Greaves, 1982). این الگو در بیشتر فسفریت‌های کهن‌تر از مزوزویک معمول است و می‌تواند نشان‌دهنده محیط‌های دیاژنتیک (Shields and Stille, 2002) و یا ناشی از جذب ترجیحی عناصر نادر خاکی توسط مواد آلی و انتقال آنها توسط آب‌های منفذی به کانی فسفاتی مانند آپاتیت در هنگام مراحل اولیه دیاژنز باشد (Felitsyn and Morad, 2002). وجود قالب فسیل، فشردگی قطعات و حضور کانی پیریت در نمونه‌های فسفریتی

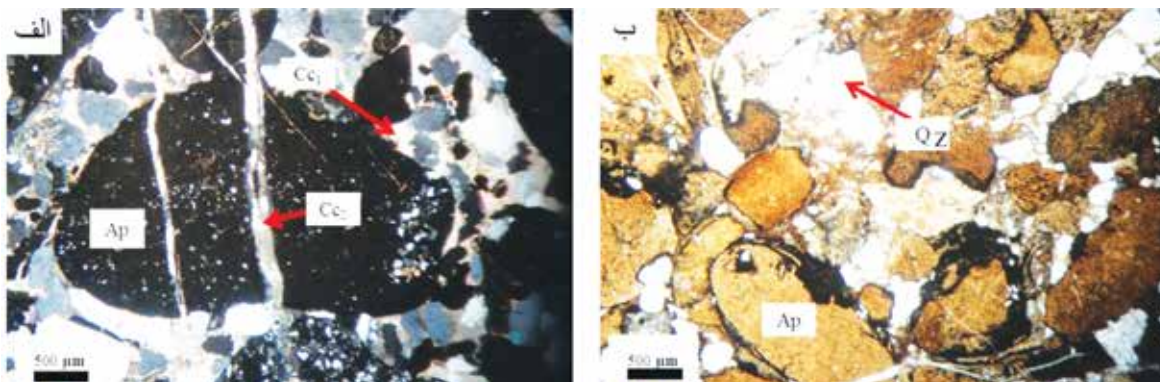
عوامل شیمیایی بلور را مطالعه کردند که می‌تواند بر تفریق REE میان آپاتیت و آب مؤثر باشند. آنها دریافتند، اگر جذب REE روی آپاتیت بر جازاد، سازوکار اصلی تفریق باشد، به دلیل جذب ترجیحی REEها، مقادیر La/Yb در مقایسه با آب دریا افزایش خواهد یافت؛ ولی تغییرات قابل توجهی در مقادیر La/Sm دیده نخواهد شد. از سوی دیگر، اگر جانشینی توسط تبلور دوباره، فرآیند اصلی در مشارکت REEها در شبکه بلوری آپاتیت باشد، نسبت La/Sm کاهش قابل توجهی خواهد یافت و یک الگوی زنگی شکل دیده خواهد شد. نسبت La/Yb نمونه‌های جیروود بین ۳/۶۲ تا ۵/۲۷ و نسبت La/Sm بین ۳/۴۰ تا ۵/۰۸ متغیر است (جدول ۲)، که نسبت به آب‌های اقیانوسی عهد حاضر، مقدار بالایی را نشان می‌دهد و بیانگر تاثیر و اهمیت سازوکار جذب ترجیحی در تفریق REEها در هنگام تشکیل و یا دیاژن‌های بعدی فسفات‌های پهنه می‌باشد (شکل ۷). مشاهده سطح محدب و مژرس بین دانه‌ها، خمیده شدن قطعات استخوانی، تبلور مجدد دانه‌های کوارتز و وجود دو نسل کلسیت بیانگر تاثیر دیاژن در افق‌های فسفریتی پهنه می‌باشد و نمی‌توان تنها فرایند جذب ترجیحی را در تفریق REEها دانست (شکل ۸). تاثیر پیشرفت فرایند دیاژن در افق‌های فسفریتی با کاهش ناهنجاری Y و La/Nd قابل تایید است (Shields and Stille, 2002) (شکل ۹).

معدن جیروود و دیگر شواهد سنگ‌نگاری بیانگر تاثیر رخداد دیاژن در سنگ‌های پهنه جیروود است و همچنین نشان می‌دهد، شاید هر دو پدیده یعنی جذب ترجیحی و دیاژن در شکل‌گیری الگوی توزیع عناصر نادر خاکی پهنه نقش داشته‌اند.

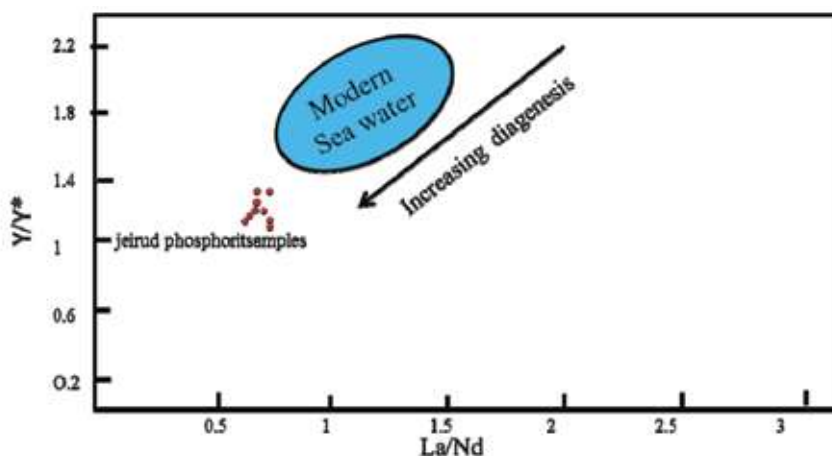
تغییرات الگو و غلظت REE در نهشته‌های فسفریتی را می‌توان توسط سه سازوکار توضیح داد (Awadalla, 2010):
 ۱) پیوستگی کمی منشأ گرفته از آب دریا بدون تفریق؛
 ۲) وجود سازوکار جذبی، توسط ویژگی‌های شیمیایی سطح بلور کنترل می‌شود؛
 ۳) وجود سازوکار جانشینی، توسط ویژگی‌های شیمیایی کل بلور کنترل می‌شود. دو سازوکار اول، الگوی REE آپاتیت‌های بیوژنتیک را کنترل می‌کنند، تنها تحت تاثیر دیاژن ضعیف یا آغازین قرار گرفته‌اند. سازوکار سوم، الگوی REE آپاتیت‌های بیوژنتیک را کنترل می‌کند، تحت تاثیر تبلور دوباره در حضور آب‌های شیرین یا اقیانوسی در هنگام دیاژن‌های بعدی قرار گرفته باشند (Reynard et al., 1999). نمودار La/Yb-La/Sm می‌تواند برای نشان دادن اثرات تفریقی مورد انتظار در مکانیسم‌های جذب و جانشینی، همچنین تاثیر پیشرفت فرایند دیاژن در افق فسفاتی استفاده شود (Reynard et al., 1999) (شکل ۷). نسبت La/Sm و La/Yb در آب‌های اقیانوسی عهد حاضر به ترتیب میان ۰/۲ تا ۰/۵ و ۰/۶ تا ۱/۶ متغیر و کم و بیش همگن است (Reynard et al., 1999). این پژوهشگران



شکل ۷. نمودار تغییرات نسبت La/Yb در برابر La/Sm برای نمونه‌های معدن جیروود. مقادیر La/Sm و La/Yb برای آب‌های ساحلی و اقیانوسی عهد حاضر از رینارد و همکاران (Reynard et al., 1999) بر گرفته شده است



شکل ۸. الف و ب) تصاویر میکروسکوپی نوری از کانی‌های فلوئورآپاتیت، کوارتز و کلسیت اولیه و ثانویه در مقطع نازک از نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود؛ الف) نمونه شماره ۰۱۷ (PPL)؛ ب) نمونه شماره ۰۱۱ (XPL)؛ (Ap): آپاتیت؛ Qz: کوارتز؛ Cc1: کلسیت اولیه؛ Cc2: کلسیت ثانویه)



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های معدن جیروود در نمودار $Y/Nd - La/Nd$ و مقایسه آن با موقعیت آب دریا (Shields and Stille, 2002)

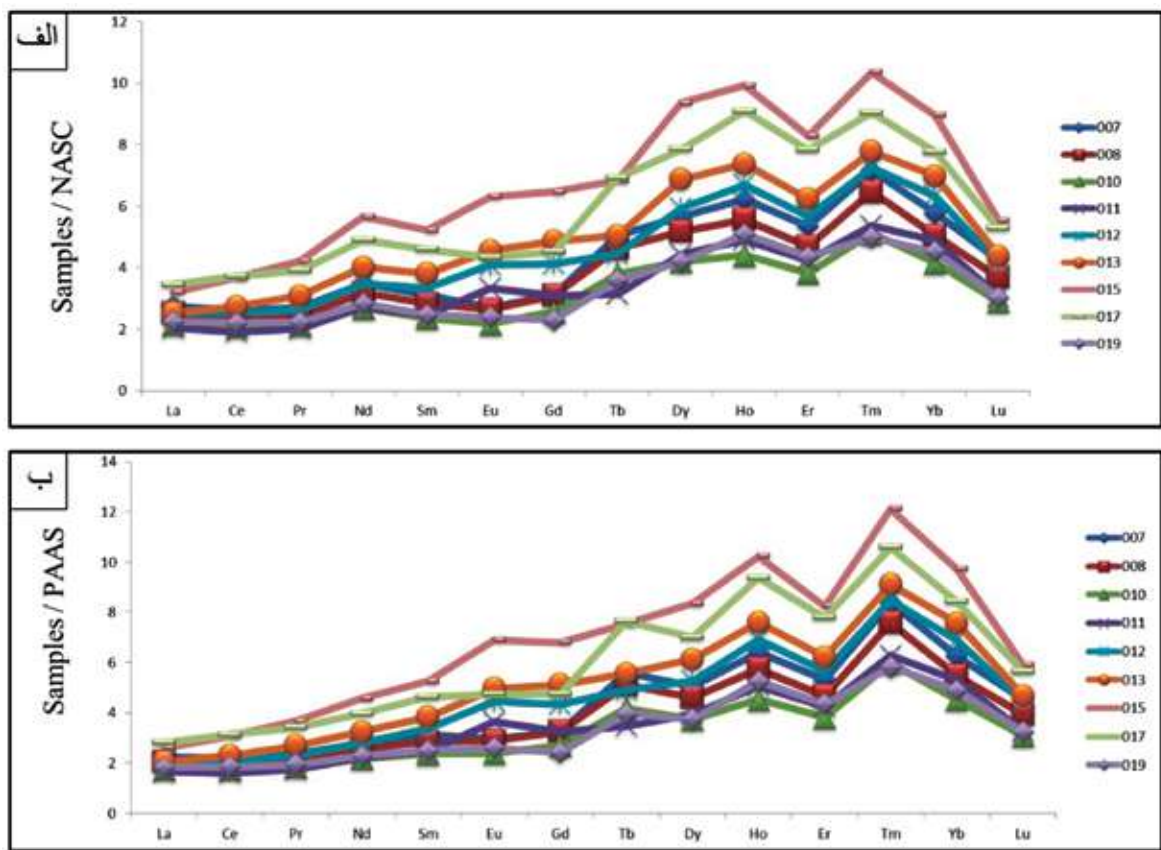
دریایی (Altschuler, 1980) و همچنین آب دریا (Hogdahl et al., 1968) نسبت به شیل آمریکای شمالی، نشان از الگوی کم و بیش یکسان و غنی‌شدگی مشابه عناصر نادر خاکی در فسفریت‌های معدن جیروود با میانگین فسفریت‌های دریایی و همچنین تهی‌شدگی آشکار آب دریا از این عناصر می‌باشد (جدول ۴ و شکل ۱۱).

باتوجه به الگوی REE نمونه‌های فسفریتی مورد مطالعه، نسبت به (PAAS)^۱ و (NASC)^۲، ناهنجاری مثبت Eu را نشان می‌دهد. ناهنجاری مثبت Eu نشان از شرایط احیایی تشکیل فسفریت‌ها می‌باشد (Ogihara, 1999; Kidder et al., 2003). الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به PAAS در نمونه‌های

الگوهای REE نرمالیزه شده نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود نسبت به میانگین شیل آمریکای شمالی (NASC) و شیل پساآرکئن استرالیا (PAAS) یک الگوی کم و بیش محذب و با روندی صعودی همراه با غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین را نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۰-الف و ۱۰-ب)؛ به طوری که HREE‌های جیروود نسبت به NASC به ترتیب $Ho = 6/5$ ، $Dy = 5/9$ ، $Tb = 4/8$ ، $Gd = 3/7$ ، $Er = 5/6$ ، $Tm = 7/5$ ، $Yb = 6/4$ ، $Lu = 4/02$ برابر غنی‌شدگی دارند. به طور میانگین، فاکتور غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود، $3/1$ برابر نسبت به شیل‌های آمریکای شمالی (NASC) و $2/6$ برابر نسبت به شیل پساآرکئن استرالیا (PAAS) می‌باشد.

براساس مقایسه الگوی نرمالیزه شده عناصر نادر خاکی فسفریت‌های معدن جیروود با میانگین فسفریت‌های

1. Post-Archean Australian Shale
2. North American Shale composit

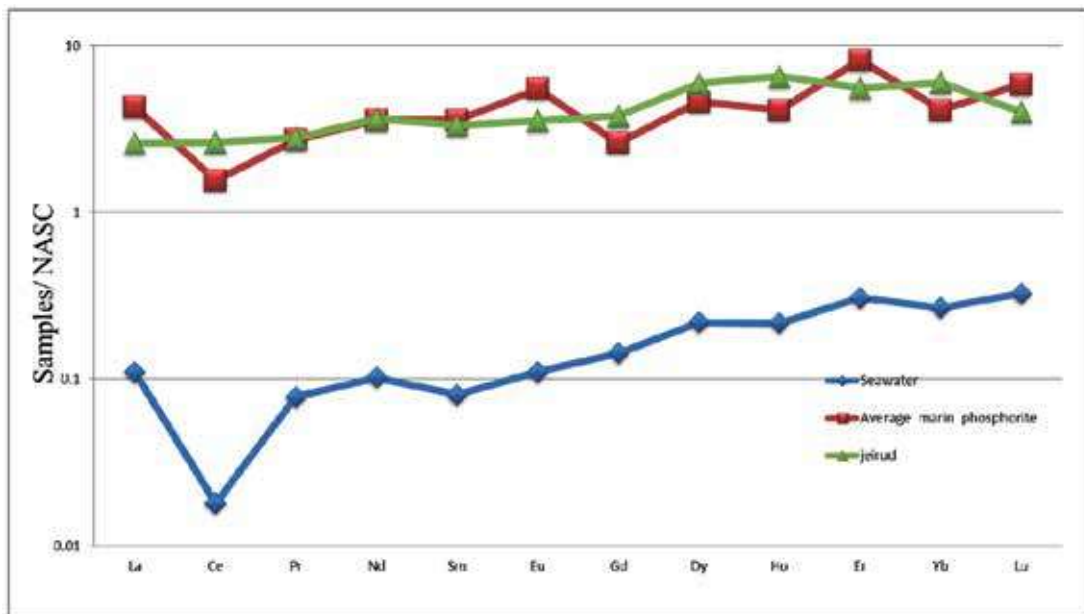


شکل ۱۰. الگوی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های معدن جیروود؛ الف) نرمالیزه شده نسبت به شیل آمریکای شمالی (NASC) (Gromet et al., 1984)؛ ب) نرمالیزه شده نسبت به میانگین شیل پساآرکتن (PAAS) (McLennan, 1989)

جدول ۴. میانگین غلظت عناصر نادر خاکی در فسفریت‌های معدن جیروود، فسفریت‌های دریایی (Altschuler, 1980) و همچنین آب دریا (Hogdahl et al., 1968)، نرمالیزه شده به شیل آمریکای شمالی (NASC)

Element (ppm)	Sea water	Average marine phosphorite	Jeirud
La	۰/۱	۴/۲۷	۲/۶
Ce	۰/۰۱	۱/۵۵	۲/۶۴
Pr	۰/۰۷	۲/۷۲	۲/۸
Nd	۰/۱	۳/۵۷	۳/۶۶
Sm	۰/۰۸	۳/۵۷	۳/۳۴
Eu	۰/۱۱	۵/۵	۳/۵۵
Gd	۰/۱۴	۲/۶۱	۳/۷۹
Dy	۰/۲۱	۴/۶	۵/۹۴
Ho	۰/۲۱	۴/۱۱	۶/۵۶
Er	۰/۳	۸/۲	۵/۵۹
Yb	۰/۲۶	۴/۱۱	۶/۰۴
Lu	۰/۳۲	۵/۸۶	۴/۰۲

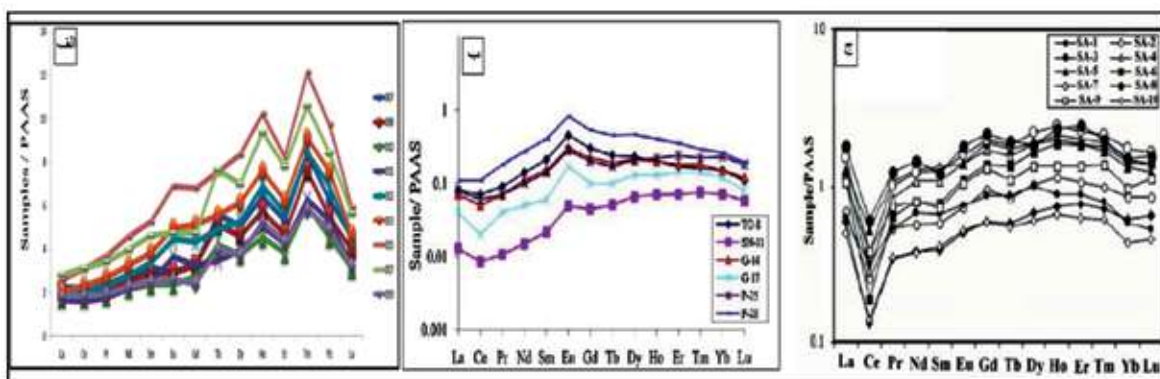
جیروود شباهت زیادی به الگوی REE نهشته‌های بلوک سوناری در ایالت اوتاریپرادش هند (Khan et al., 2012) و همچنین الگوی مشاهده شده در فسفات‌های پهنه دلیر جنوب غرب چالوس مازندران دارد (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱) (شکل‌های ۱۲-ب و ۱۲-ج). با مقایسه دو الگوی REE نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود با فسفات‌های



شکل ۱۱. مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود، فسفریت‌های دریایی (Altschuler, 1980) و همچنین آب دریا (Hogdahl et al., 1968)، نرمالیزه شده نسبت به شیل آمریکای شمالی (NASC)

جزر و مدی، رخساره‌های تالاب پشت سدی و رخساره‌های جزایر سدی نهشته شده‌اند (محمد خانی، ۱۳۸۴)؛ و این نهشته‌های مورد مطالعه بیانگر یک سیستم سدی ساحلی در یک محیط فلات قاره ای سیلیسی آواری کم ژرفا در حاشیه جنوبی پالتوتیس می‌باشد (محمد خانی و خزایی، ۱۳۸۴). بنابراین، یکی از دلایل نبود آنومالی منفی Ce در این افق‌ها شاید به دلیل نبود ارتباط کانی‌زایی فسفات با محیط‌های دریایی باز توسط یک تله سدی-ساحلی است.

دلیر نسبت به PAAS در هر دو افق روند غنی شدگی به سمت HREE‌ها می‌باشد (شکل‌های ۱۲-الف و ۱۲-ج). در فسفات‌های پهنه دلیر، ناهنجاری منفی شدید Ce دیده می‌شود، این الگو شاخص فسفریت‌های کهن‌تر از مزوزوییک است (Shields and Stille, 2002). با توجه به این، نهشته‌های سازند جیروود در بر گیرنده سه گروه رخساره‌ای از نهشته‌های سیلیسی، آواری و کربناته است، در سه زیر محیط یک سیستم سدی-ساحلی شامل رخساره‌های پهنه



شکل ۱۲. الگوهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به میانگین شیل پساآرکنن؛ الف) نمونه‌های معدن جیروود؛ ب) نمونه‌های فسفریتی نهشته‌های بلوک سوناری در ایالت اوتارپرادش هند (Khan et al., 2012)؛ ج) نمونه‌های افق فسفاتی پهنه دلیر جنوب غرب چالوس مازندران (چشمه سری و همکاران، ۱۳۹۱)

نتیجه‌گیری

(باطله‌های داخل قطعات فسفاتی) یا به‌صورت اپی‌ژنز دانه‌های فسفاتی نشات گرفته از جایگزینی بایوکلیست‌ها یا لیتوکلیست‌های آهکی قدیمی باعث افزایش تمرکز فسفریت‌ها در پهنه جیروود شده است. این فرآیندها همچنین می‌توانند توجیه مناسبی برای افزایش غلظت عناصر نادر خاکی (REE) در فسفریت‌های جیروود و همچنین تفاوت پراکندگی این عناصر در برخی از دانه‌های فسفریتی باشند.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت و همکاری کارشناسان و مدیران دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، پژوهشگاه سازمان انرژی اتمی، سازمان ایمیرو و کارکنان خدمت معدن فسفات جیروود انجام شد. از همه آن عزیزان سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- چشمه سری، م.، عابدینی، ع.، علیزاده، ا. و موسوی، س.م.، ۱۳۹۱. کانی‌شناسی و زمین‌شناسی عناصر نادر خاکی افق فسفاتی دلیر (جنوب غرب چالوس، استان مازندران). مجله زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲ (۴)، ۳۱۹-۳۳۳.
- حقی‌پور، ع. و وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۵. نقشه زمین‌شناسی تهران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمدخانی، ح. و خزایی، م.، ۱۳۸۴. محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند جیروود در دره مبارک آباد و شمال شرق روستای زایگون (البرز مرکزی). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.
- مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۸۴. ژئوشیمی عناصر نادر خاکی کانسارهای آهن-آپاتیت ناحیه بافق و مقایسه آن با ژئوشیمی توده‌های سینیتی مجاور و منشأ احتمالی آنها. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.
- معانی جو، م.، رسا، ا. و لنتز، د.، ۱۳۸۷. سنگ نگاری و دگرسانی کانسار مس چهل کوره، شمال باختر زاهدان: موازنه جرم و رفتار عناصر نادر کمیاب. فصلنامه

نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، میانگین عیار P_2O_5 نمونه‌های فسفریتی ۲۹/۶۰ درصد می‌باشد. این مقادیر نشان می‌دهد که عیار فسفر در این معدن دارای ارزش اقتصادی است. میانگین غلظت اورانیوم ۴/۹۷ ppm و میانگین غلظت توریم ۸/۶۴ ppm است به‌طور کلی نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود از نظر اورانیوم و توریم فقیر هستند که می‌توان دلیل آن را در دسترس نبودن این عناصر در زمان رسوب‌گذاری فاز فسفات دانست.

میانگین مقدار کل عناصر نادر خاکی (ΣREE) در حدود ۴۹۶/۴۳ ppm است که کمی از میانگین مقدار کل عناصر کمیاب خاکی در فسفریت‌های جهان ۴۶۲ ppm (Altschuler, 1980) بیشتر است. الگوهای REE نرمالیزه شده نمونه‌های فسفریتی معدن جیروود نسبت به میانگین شیل آمریکای شمالی (NASC) و شیل پساآرکئن استرالیا (PAAS) یک الگوی کم و بیش محدب و با روندی صعودی همراه با غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین را نشان می‌دهد. مقایسه الگوی نرمالیزه شده عناصر نادر خاکی در فسفریت‌های معدن جیروود، میانگین فسفریت‌های دریایی (Altschuler, 1980) و همچنین آب دریا (Hogdahle et al., 1968) نسبت به شیل آمریکای شمالی NASC، نشان از الگوی کم و بیش یکسان و غنی‌شدگی مشابه عناصر نادر خاکی در فسفریت‌های معدن جیروود و میانگین فسفریت‌های دریایی و همچنین تهی‌شدگی آشکار آب دریا از این عناصر می‌باشد. یکی از دلایل نبود آنومالی منفی Ce در این افق‌ها شاید به دلیل نبود ارتباط کانی‌زایی فسفات با محیط‌های دریایی باز توسط یک تله سدی-ساحلی است.

با توجه به گوناگونی نهشته‌های دریایی فسفاتی می‌توان نتیجه گرفت، نهشته‌های فسفریتی اولیه و ریزدانه سازند جیروود در اثر عملکرد فرایند رسوب‌گذاری روی فلات قاره در یک محیط آرام و به نسبت احیایی تشکیل شده‌اند. پیشروی و پسروی آب دریا با تغییرات شیمی آب دریا و همچنین عملکرد امواج ساحلی در جابه‌جایی قطعات فسفریتی با خارج کردن آگزوگانگ (باطله‌های خارج قطعات فسفاتی) و اندوگانگ

- a Reevaluation of the Spatial and Temporal Distribution of Sedimentary Phosphate Deposits in the light of Plate Tectonics. *economic geology.*, 74: 315-330.
- Elderfield, H. and Greaves, M. J., 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature* 296: 214-219.
 - Felitsyn, S. and Morad, S., 2002. REE patterns in latest Neoproterozoic-early Cambrian phosphate concretions and associated organic matter. *Chemical Geology*, 187: 257-265.
 - Ghorbani, M., 2013. The economic geology of Iran, mineral deposits and natural resources. Springer Geology, 569 .
 - Gomez-Perala, L. E., Kaufmanb, A. J. and Poiré, D. G., 2014. Paleoenvironmental implications of two phosphogenic events in Neoproterozoic sedimentary successions of the Tandilia System. Argentina, *Precambrian Research*, 252: 88-106.
 - Gulbrandsen, R.A., 1966. Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation: *Geochim. E GULBARNDSEN R.A. 1969: Physical composition of phosphorites of the formation of marine apatite economic geology.*, 64 (4) : 365-382.
 - Hogdahl, O. T., Melson, S. and Bowen, V. T., 1968. Neutron activation analysis of lanthanide elements in seawater. *Chemical Geology*, 73: 308-325.
 - Khan, K. F., Dar, S. A. and Saif, A., 2012. Geochemistry of phosphate bearing sedimentary rocks in parts of Sonrai block, Lalitpur District, Uttar Pradesh, India. *Chemie der Erde* 72: 117-125.
 - Kidder, D., Krishnaswamy, R. and Mapes, R. H., 2003. Elemental mobility in phosphatic shales during concretion growth and implication for provenance analysis. *Chemical Geology*, 198: 335.
 - McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance, سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۷ (۶۷)، ۸۶-۱۰۱.
 - نجفی، م.، ۱۳۹۷. کانی شناسی و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در فسفریت های معدن جیرود البرز غربی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۵.
 - نمدالیان اصفهانی، ع.، ۱۳۶۸. پترولوژی فسفریت جیرود پهنه شمال تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شمال، ۱۸۶.
 - هلالات، ه. و بلورچی، م.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: فسفات. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۲۳.
 - یزدی، م. و حداد، ف.، ۱۳۹۹، مقدمه ای بر عناصر نادر خاکی. جهاد دانشگاهی واحد شهید بهشتی، ۱۶۸.
 - یزدی، م. و خشنودی، خ.، ۱۳۸۵، کانسارهای گرمابی اورانیوم. انتشارات سازمان انرژی اتمی، ۲۵۷.
 - Altschuler, Z. S., 1980. The geochemistry of trace metals in marine phosphorites: Part 1. Characteristic abundances and enrichment. In: Bendor, Y. K. (Ed.), *Marine phosphorites. The Society of economic and paleontologist and mineralogists, special publication*, 29: 19-30.
 - Assereto, R., 1963. The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran) (preliminary note). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 69: 503-543.
 - Awadalla, G. S., 2010. Geochemistry and microprobe investigations of Abu Tartur REE-bearing phosphorite, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 57: 431-443.
 - Bau, M. and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations. Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79: 37-55.
 - Chen, D., Dong, W., Liang, Q., Qian Chen, G. and Pei Chen, X., 2003. Possible REE constraints on the depositional and diagenetic environment of Doushantuo Formation phosphorites containing the earliest metazoan fauna. *Chemical Geology*, 201: 103-118.
 - Cook, P. J. and Mc Elhinny, M. W., 1979.

enance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 21: 169-200.

- Ojihara, S., 1999. Geochemical characteristics of phosphorite and carbonate nodules from the Miocene Funakawa Formation, western margin of the Yokote Basin, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 125: 69.

- Peter Gromet L., Larry, A., Randy, L. and Robert, F., 1984. The North American shale composite: Its compilation, major and trace element characteristics-*Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12): 2469-2482.

- Reynard, B., Lecuyer, C. and Grandjean,

P., 1999. Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology*, 155: 233-241.

- Shields G. and Stille P., 2001. Diagenetic constrains on the use of cerium anomalies as paleo-seawater redox proxies: An isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology*, 175: 29-48.

- Wright, J., Schrader, H. and Holser, W.T., 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 637-64.

بازسازی محیط رسوبی سازند جیروود در برش آرو (البرز مرکزی)

سید محمد زمان‌زاده^(۱)، محسن رنجبران^۱ و کیارش غفاری^۲

۱. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران

۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۱۵

چکیده

در این پژوهش محیط رسوبی سازند جیروود مورد بررسی و بازسازی قرار گرفته است. سازند جیروود به سن دونین پسین در برش آرو در جنوب غربی شهرستان فیروزکوه در بخش جنوبی البرز مرکزی متشکل از حدود ۴۵ متر نهشته‌های تخریبی است. برای انجام این پژوهش عملیات صحرایی صورت گرفت و لاگ رسوبی تفصیلی این سازند در برش مذکور تهیه شد و تعداد ۵۲ نمونه از لیتولوژی‌های مختلف برداشت شد. برای مطالعات میکروسکوپی از تمام نمونه‌های ماسه سنگی و کنگلومرایی و چند نمونه محدود از نمونه‌های گلسنگی و یک نمونه خاک قدیمه مقاطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت. مرز زیرین این سازند با ناپیوستگی فرسایشی روی سازند میلا قرار گرفته است. رخساره‌های مشاهده شده این سازند در برش آرو شامل رخساره‌های تخریبی کنگلومرا، ماسه سنگ و گل سنگ به همراه یک افق خاک دیرینه می‌باشد. رخساره‌های مشاهده شده براساس رخساره‌های رسوبی رودخانه‌ای مایال طبقه‌بندی شد. نهشته‌های کنگلومرایی متشکل از دو رخساره Gcm و Gmm، نهشته‌های ماسه سنگی شامل سه رخساره Sh، Sp و Sm و رخساره‌های گل سنگی شامل دو رخساره Fl و Fm می‌باشند. مطالعات صحرایی و سنگ نگاری به شناسایی دو مجموعه رخساره تخریبی رودخانه‌ای کانال و دشت سیلابی منجر شد. محیط رسوبی کلی بازسازی شده برای سازند جیروود در برش آرو یک محیط رسوبی رودخانه‌ای بریده بریده تعیین شد که بخش پایینی این سازند به‌طور عمده رخساره‌های درون کانال با غلبه رخساره‌های کنگلومرایی و بخش بالایی کم‌وبیش به‌طور کامل از رخساره‌های دانه ریز گل سنگی دشت سیلابی به همراه افقی از خاک دیرینه را شامل می‌شود.

واژه‌های کلیدی: البرز مرکزی، دونین، سازند جیروود، رخساره‌های آواری، محیط رسوبی.

مقدمه

شامل ۱۰ واحد سنگی به ضخامت ۷۵۰ متر است که نام آن از دهکده جیروود در بخش بالایی دره جاجروود در شمال تهران و ارتفاعات دامنه جنوبی البرز مرکزی گرفته شده است. آستر تو گاتنی (Assereto, 1963, Gaetani, 1965) این سازند را به چهار بخش A, B, C, D تقسیم کردند. سپس بنا بر پیشنهاد کمیته ملی چینه‌شناسی ایران نهشته‌های تخریبی عضو A با

در البرز مرکزی نهشته‌های به‌طور عمده آواری شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، آهک فسیل دار و شیل به سن دونین پسین که با ناپیوستگی فرسایشی روی سنگ‌های اردویسین و یا قدیمی‌تر قرار دارند به‌عنوان سازند جیروود معرفی شده‌اند (Assereto, 1963). برش نمونه این واحد سنگ چینه‌ای

* نویسنده مرتبط: zamanzadeh@ut.ac.ir

دقت هرچه بیشتر و دقیق تر صورت گیرد. با توجه به این که مطالعات قبلی در خصوص محیط رسوب گذاری سازند جیروود در مناطق مختلف البرز نشانگر تنوعی از محیط‌های رسوب گذاری است، و محتوای سنگ شناسی و توالی رسوبی این سازند در پهنه مورد مطالعه یعنی روستای آرو (شکل ۱) نشانگر تفاوت‌های اساسی با برش‌های مطالعه شده قبلی است، این موضوع ضرورت بازسازی محیط رسوب گذاری در منطقه آرو را ایجاب می‌کند.

جایگاه زمین شناسی و زمین ساختی منطقه مورد مطالعه

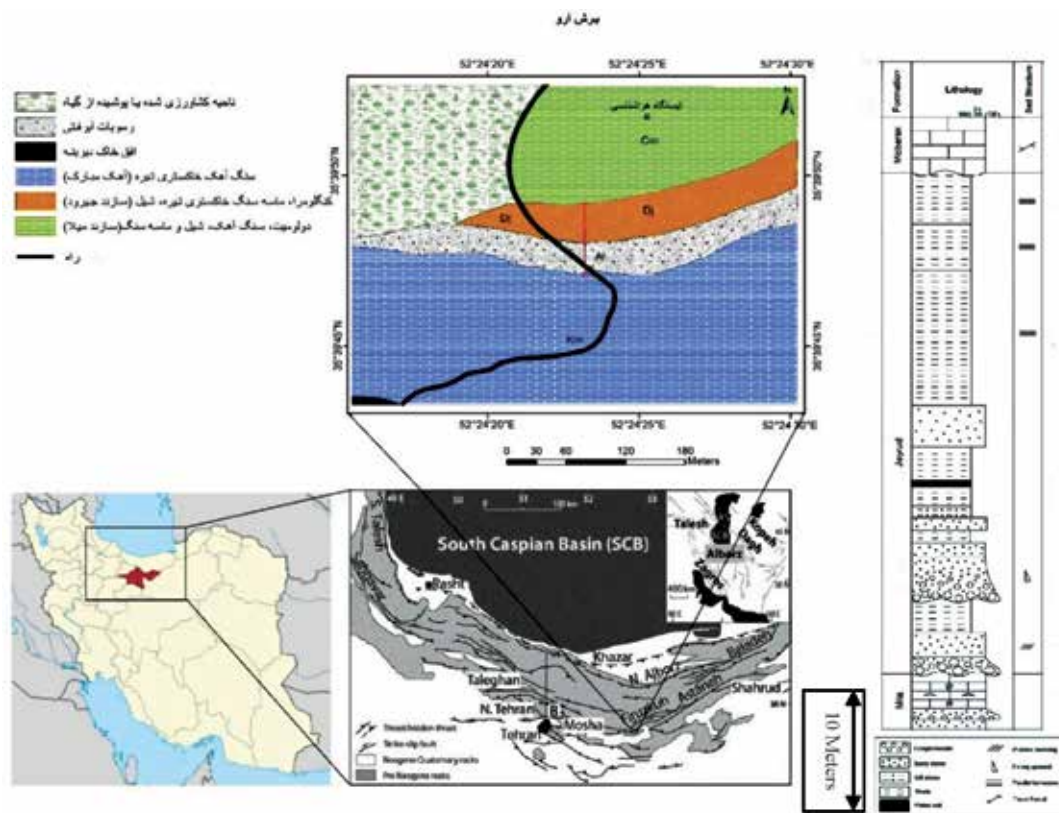
ناحیه مورد نظر در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان فیروزکوه، در مسیر جاده اصلی تهران-فیروزکوه در شرق تاقدیس آینه ورزان (منطقه آرو) واقع است. مختصات جغرافیایی منطقه $52^{\circ}24'$ شرقی و $35^{\circ}39'$ شمالی واقع در پهنه رسوبی ساختاری البرز مرکزی است. در این برش سازند جیروود ضخامتی در حدود ۴۵ متر دارد و از مجموعه متنوعی از لیتولوژی‌های کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و گل سنگ تشکیل شده است (شکل ۱).

از نگاه زمین شناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمین درز تتیس کهن است که از برخورد سنگ کره قاره‌ای البرز با سنگ کره توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. ولی، در بیشتر نقاط، محل زمین درز با ورقه‌های رانده شده از شمال به جنوب پوشیده شده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. گسل تبریز (Alavi, 1996)، گسل گرمسار (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵)، گسل سمنان (نیوی، ۱۳۵۶) و گسل عطاری (Alavi-Naini, 1972)، مرز جنوبی البرز معرفی شده‌اند. ولی، چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی باشد (آقا نباتی، ۱۳۸۳). همسانی البرز با ایران مرکزی به ویژه در دامنه جنوبی بیشتر است ولی در دامنه شمالی تفاوت‌هایی دارد (Stöcklin, 1968). در زمان کامبرین تا کربونیفر گندوانا بزرگ‌ترین ابرقاره روی زمین و در جنوب اوراسیا، شامل عربستان، آفریقا، جنوبگان و برخی سرزمین‌های جزئی در اطراف بوده است (Stampfli et al., 2001).

ستبرای ۳۵۵ متر و با سن دونین پسین به عنوان سازند جیروود معرفی و در نظر گرفته شد. در برش الگو، مرز سازندهای جیروود و میلا با ناپیوستگی فرسایشی مشخص می‌شود اما در مورد مرز بالایی اتفاق نظر وجود ندارد. در این برش قاعده سازند جیروود شامل کوارتزیت و ماسه سنگ است که به طرف بالا با تناوب ماسه سنگ، شیل، آهک فسیل دار و چند افق ماسه سنگ فسفات دار ادامه یافته و در بالاترین قسمت، این توالی در زیر گدازه‌های بازالتی قرار دارد (آقانی، ۱۳۸۳).

مطالعات پیشین سازند جیروود (دونین بالایی) در برش‌های مختلف البرز مرکزی متمرکز بر دو زمینه مطالعات چینه نگاری-فسیل شناسی و رسوب شناسی بوده است. بیشتر پژوهش‌های انجام شده در حوزه مطالعات چینه نگاری-فسیل شناسی به طور عمده توسط هاشمی و همکارانش به طور عمده بر روی پالئوآکولوژی و پالینواستراتیگرافی سازند جیروود در برش‌های گرمابدر شمال شرق تهران، نهشته‌های دونین جنوب غرب شاهرود، شمال سمنان، غرب دامغان بوده است (هاشمی و تابع، ۱۳۸۸؛ هاشمی و فهیمی، ۱۳۸۴، فرهادیانی، ۱۳۸۸). بر اساس این مطالعات در پهنه غرب گرمابدر، نهشته‌های دونین البرز مرکزی که با ناپیوستگی فرسایشی روی سنگ‌های اردوئین یا قدیمی تر قرار دارند مربوط به دونین پسین (فرازنین-فامنین) می‌باشند. مطالعات حوزه رسوب شناسی بیشتر بر زمینه‌های بازسازی محیط رسوبی، دیاژنز و مطالعه نهشته‌های فسفاتی و خاستگاه رسوبات این سازند متمرکز بوده است و می‌توان به پژوهش‌های محققین زیر اشاره کرد: در برش‌های هیو، دهکده جیروود، دره مبارک‌آباد، دریاچه تار و ده صوفیان (خزایی، ۱۳۹۵ الف، ۱۳۹۵ ب، ۱۳۹۷؛ شرفی و همکاران، ۱۳۹۷). این مطالعات به طور عمده نشانگر رسوب گذاری این سازند در محیط‌های دریایی کم عمق و دلتایی و در برش‌هایی مناطق دور از ساحل در موقعیت‌های زمین ساختی کوهزایی چرخه مجدد و درون کراتونی پایدار در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب تا نیمه خشک و خشک است.

برای بازسازی جغرافیای دیرینه یک ناحیه ایجاب می‌کند که بازسازی شرایط محیطی در برش‌های مختلف یک سازند یا مجموعه رسوبات یک بازه زمانی مشخص با



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (با اصلاح از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فیروزکوه) (Sheikholeslami, 2018)

آواری‌های اردویسیان تا سیلورین همراه با جریان بازالتی) و پس از کافتش (نهشته‌های دونین تا انتهای تریاس) تقسیم می‌شوند که همگی در ارتباط با کرانه ناپویای پالئوتتیس است (Bagheri and Stampfli, 2008).

تاق‌دیس آینه‌ورزان-دلیچای واقع در بخش شرقی البرز مرکزی، تحت تاثیر بخش شرقی گسل مُشا با روند شرقی-غربی (مشخص‌کننده مرز توالی‌های پالئوزوئیک و سنوزوئیک) می‌باشد. بیرون زدگی رسوبات اینفراکامبرین تا کربونیفر در منطقه مورد مطالعه ناشی از تحرکات این گسل بوده است (Ehteshami Moinabadi and Yassaghi, 2007; Berberian and Yeats, 2001).

روش مطالعه

در این پژوهش برای رسیدن به اهداف مورد نظر ابتدا بازدیدها، مطالعات و بررسی‌های صحرایی و تهیه لاگ رسوبی به‌منظور توصیف دقیق واحدهای رسوبی و برداشت نمونه‌هایی از لیتولوژی‌های مورد هدف (تعداد ۵۲ نمونه شامل کنگلومرا، ماسه سنگ و گل سنگ جهت انجام مطالعات کانی‌شناسی و

شواهدی از حداقل ده حوضه رسوبی با کنترل‌کننده زمین‌ساختی متفاوت در بخش مرکزی رشته‌کوه البرز در قسمت میانی کمربند آلپ-همیالیا از زمان نئوپروتروزوئیک تا زمان حال قابل شناسایی است که تحت کنترل زمین‌ساختی متفاوت تشکیل شده و در اثر حرکت نسبی صفحات در گستره تتیس شکل گرفته‌اند و در محدوده زمانی مشخص پرشده‌اند (Sheikholeslami, 2018). با تشکیل حوضه پالئوتتیس رسوبات ولکانیکی-رسوبی از دونین تا پرمین در آن نهشته شده‌اند. بر اساس نظریه زمین‌ساخت صفحاتی، اقیانوس تتیس از شرق تا غرب گسترش داشته و ابرقاره پانگه‌آ را به دو بخش تقسیم کرد که همگرایی اوراسیا و گندوانا و بسته شدن تتیس در بین آنها موجب شکل‌گیری کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا شده است (Ghorbani, 2021). در یک نگاه کلی می‌توان گفت: توالی‌های رسوبی سازندهای البرز به مانند سایر بخش‌های صفحه ایران مانند مرکز و بلوک طبس به سه مجموعه رسوبات پیش از کافتش (رخساره‌های کامبرین)، رخساره‌های هم‌زمان با کافتش (کربنات‌های دریاچه‌ای و

توصیف پتروفاسیس ها جمع آوری شد)، برداشت ساخت‌های رسوبی که نشانگر جهت جریان‌های دیرینه هستند و ارتباط جانبی و قائم واحدهای رسوبی، هندسه این واحدها و پیوستگی و ناپیوستگی بین واحدها صورت گرفت. در مرحله بعد برای تکمیل مطالعات سنگ‌شناسی جهت مطالعه ماسه

سنگ‌ها تعداد ۱۱ نمونه از ماسه سنگ‌های سازند جیروود برای آنالیز مودال انتخاب شدند و در هر نمونه ۲۴۰ نقطه (جدول ۱) با استفاده از روش گزی-دیکنسون^۱ شمارش شدند (Ingersoll et al., 1984). نام‌گذاری سنگ‌ها بر اساس طبقه‌بندی پتی جان (Pettijohn, 1975) انجام گرفت.

جدول ۱. نتایج حاصل از نقطه شماری نمونه‌های سازند جیروود نشانه‌های اختصاری در جدول: Qm: کوارتز تک‌بلوری، Qp: کوارتز چند بلوری، Kf: فلدسپات پتاسیم، Plg: پلاژیوکلاز، SRF: خرده‌سنگ رسوبی، VRF: خرده‌سنگ ولکانیکی، Cht: چرت، HM: کانی‌های سنگین

Sample No	Qm	Qp	Kf	Plg	SRF	VRF	MRF	Cht	HM	Ma
GA2	106	11	2	0	84	0	0	8	0	29
GA3	95	6	0	0	14	0	0	8	2	115
GA3P4	147	19	1	0	39	0	0	8	0	26
GA4	99	8	0	0	91	0	0	6	1	35
GA5	85	10	0	0	98	0	0	10	1	36
GA5-1	169	8	0	0	27	0	0	3	0	33
GA5-L	153	8	1	0	37	0	0	9	1	31
GA5-M	112	10	2	0	0	0	0	6	2	108
GA5-Q	106	22	0	0	1	0	0	4	0	107
GA5-F	136	9	1	0	56	0	0	7	0	31
GA-CH	156	13	0	0	31	0	0	7	1	32

بحث

علاوه بر این، در این مطالعه تعداد ۳ پتروفاسیس مورد شناسایی قرار گرفت که توضیحات هر کدام از آنها در ادامه ارائه خواهد شد. سپس با تلفیق داده‌های مطالعات پتروگرافی و صحرایی تعداد ۸ رخساره رسوبی مشخص شد (جدول ۲) و درنهایت با توجه به همراهی این رخساره‌ها محیط رسوبی سازند جیروود مدل رسوب‌گذاری این سازند در منطقه مورد مطالعه بازسازی قرار گرفت.

رخساره‌های سازند جیروود در برش آرو

به‌طور کلی سازند جیروود در برش آرو از مجموعه رخساره‌های آواری دانه درشت، دانه متوسط و دانه ریز تشکیل شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان‌دهنده تغییرات در بخش‌های مختلف برش مورد مطالعه هم به‌صورت جانبی و هم به‌صورت قائم می‌باشد به‌طوری‌که در بخش قاعده‌ای رسوبات آواری دانه درشت فراوان‌تر است و لایه‌ها به‌طور عمده از کنگلومرا تا ماسه سنگ دانه متوسط تشکیل شده‌اند. در بخش بالایی رسوبات دانه ریز غالب است و رسوبات دانه متوسط فراوانی کمی دارند.

در بررسی‌های سنگ‌شناسی به‌طور اساسی ویژگی‌های بافتی، ترکیب، دیاژنزی و ساخت‌های رسوبی مورد مطالعه قرار می‌گیرد. انجام مطالعات ذکر شده در دو مقیاس میکروسکوپی (بررسی پتروفاسیس‌ها) و ماکروسکوپی (بررسی لیتوفاسیس‌ها) صورت می‌گیرد. با توجه به اینکه در این مطالعه هدف اصلی تعیین محیط رسوبی است، در ابتدا باید رخساره‌ها مشخص شوند و برای این کار ابتدا باید توصیف آنها در صحرا یعنی لیتوفاسیس‌ها و سپس توصیف آنها در زیر میکروسکوپ یعنی پتروفاسیس‌ها تعیین گردد، در مرحله بعد با تلفیق این اطلاعات رخساره‌ها تعریف و با مشخص کردن همراهی رخساره‌ها محیط رسوبی مشخص می‌شود. در مطالعات صحرایی رخساره‌های مورد مشاهده در سازند جیروود مورد توصیف قرار گرفت که فهرست لیتوفاسیس‌ها بر اساس طبقه‌بندی مایال (Miall, 1996) در جدول ۲ به‌اختصار ارائه شده است. حاصل مطالعات صحرایی تهیه لاگ رسوبی از سازند جیروود در منطقه مورد مطالعه بود که نشانگر هندسه عمومی و روابط بین رخساره‌ها و همراهی آنها در صحرا می‌باشد (شکل ۲).

1. Gazzi-Dickinson

جدول ۲. مشخصات رخساره‌های مشاهده شده سازند جیروود در برش آرو

کد رخساره	مشخصات رخساره
Gcm	این واحد در قاعده سازند جیروود، متشکل از کنگلومرای پلی میکت دانه پشتیبان با جورشدگی بد شامل قطعات ماسه سنگ، چرت، شیل و قطعات کربناته فسیل دار سازند میلا می‌باشد، فرم هندسی این کنگلومرا پرکننده کانال و فاقد لایه‌بندی دارد.
Gmm	این واحد بر روی رخساره Sp متشکل از یک کنگلومرای پلی میکت ماتریکس پشتیبان که عمده قطعات تشکیل دهنده قطعات پیل می‌باشد و با جورشدگی و گردشگی متوسط و فاقد لایه‌بندی به صورت شناور در یک ماتریکس ریزشونده به سمت بالا که به ماسه سنگ ختم می‌شود، قرار دارد. عدم وجود لایه‌بندی واضح و ویژگی ریز شونده به بالای این رخساره نشانگر رسوب‌گذاری در پشته‌ها یا سدهای درون کانال رودخانه‌های بریده بریده است
Sp	این واحد ماسه سنگی بین رخساره‌های کنگلومرای و دارای فرم هندسی کانال و ساخت رسوبی لایه‌بندی مورب مسطح می‌باشد.
Sh	این واحد ماسه‌سنگی متشکل از دانه‌های ریز تا درشت بر روی رخساره Gmm و دارای چینه‌هایی در حد لامیناسیون تا لایه‌بندی نازک با ساخت جدایش خطی در سطح لایه‌ها قابل مشاهده است.
Sm	این واحد ماسه سنگی متشکل از ذرات دانه ریز تا دانه متوسط کوارتز کمی چرت به صورت توده‌ای در زیر رخساره P قرار گرفته است. شکل توده‌ای این رخساره نشانگر رسوب‌گذاری سریع و ناگهانی این رخساره در اثر افت سریع انرژی جریان حمل‌کننده مثلا بعد از سیلاب در دشت سیلابی است.
Fm	این واحد متشکل از سیلت و رس به صورت توده‌ای و نخودی رنگ و فاقد فسیل می‌باشد، این واحد بر روی رخساره P و در زیر رخساره FI قرار دارد.
Fl	این واحد متشکل از سیلت و رس واحد فوقانی سازند جیروود، قرمز رنگ و دارای لامیناسیون موازی و فاقد فسیل می‌باشد و بر روی رخساره Fm قرار دارد.
P	این واحد سرشار از ذرات در حد گرانول خاکستری، سرخ-قهوه‌ای رنگ و فاقد لایه‌بندی بر روی رخساره Sm قرار دارد.

رخساره‌های آواری دانه درشت (کنگلومراها)

کانال است و اندازه برخی قطعات به نزدیکی ۷۰ سانتی‌متر می‌رسد. قطعات فسیل دار سازند میلا در این رخساره حضور دارد (شکل ۳- E, D, A). علاوه بر این به صورت جانبی این رخساره‌های کنگلومرای به رخساره‌های دانه ریزتر ماسه سنگی و در نهایت به رخساره‌های سیلتسونی و شیلی تغییر رخساره می‌دهند.

ب- رخساره گراولی گل پشتیبان توده‌ای Gmm

گراول‌های با دانه‌بندی ریزشونده ضعیف، که در قاعده به صورت گل پشتیبان (پلی میکت پاراکنگلومرا) و در راس به ماسه سنگ ختم می‌شود و اندازه قطعات به طور عمده در حد پیل با جورشدگی و گردشگی متوسط که به صورت شناور در خمیره قرار گرفته‌اند (شکل ۳- D). با توجه به کوچک‌تر بودن اندازه قطعات سنگی، میزان انرژی در این رخساره نسبت به رخساره Gcm کمتر است.

رخساره‌های آواری دانه متوسط (ماسه سنگ‌ها)

این رخساره‌ها در مطالعات انجام شده دارای بیشترین تنوع می‌باشند. در مطالعات صحرایی به رنگ سفید تا خاکستری و به صورت توده‌ای، تا با لایه‌بندی مورب و همچنین ساخت رسوبی جدایش خطی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴). در

در بررسی‌های صحرایی کنگلومراها به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. این رخساره به صورت پلی میکتیک با قطعات بزرگ و متنوع است که به طور عمده از قطعات کربناته قدیمی سازند میلا تشکیل شده است سایر قطعات تشکیل دهنده شامل چرت، ماسه سنگ و گل سنگ می‌باشد (شکل ۳، A). این رخساره‌ها به طور عمده در دو بخش قابل مشاهده است. در یک بخش که قاعده سازند جیروود در برش آرو از این رخساره تشکیل شده به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند میلا قرار گرفته است (شکل ۳، B, C). در بخش دیگر که به صورت یک توالی ریز شونده به بالا قابل مشاهده است کنگلومراها فاقد لایه‌بندی هستند و به علت تشکیل در شرایط آشفته حالت توده‌ای دارند (Kostic et al., 2005).

الف- رخساره گراولی دانه پشتیبان توده‌ای Gcm

قاعده سازند جیروود در برش آرو از این رخساره تشکیل شده و با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند میلا قرار گرفته است و به صورت یک کنگلومرای پلی میکتیک دانه پشتیبان (اورتوکنگلومرا) با خمیره کم و جورشدگی بد قطعات که به طور عمده در اندازه پیل تا بولدر می‌باشد. از نظر فرم هندسی این کنگلومرا دارای فرم هندسی کانالی، و پرکننده

Age		Formation	Thickness	Sample No	Lithology	Sed Structure	Field Description	Environment Interpretation
System	Stage							
Carbonifer	Visean	Mobarak			Ls Mst Sst Cgl	X	Thick bedded dark grey Ls with a variety of trace fossile such as Zoophycus	
Devonian	Farasnian-Farmennian	Jeirud	40			≡	Laminated red Mst	Flood plain
						≡	Green Shaley Mst	
			30			≡	Laminated red Mst eroded and covered in eastern part of the road but it sampled in a trench in the western part of the road	
			20	GA-5M GA-5Q			Thin-medium bedded grey-green Sst	Crevasse splay
							Eroded grey-green Mst	Flood plain
							Paleosole	
							Eroded grey-green Mst	
							Sandy Sst	
							Finely bedded grey-white Sst	
							Grey-green Sh Mst	
			10	GA-5-1 L GA-5 GA-4			Finely bedded grey-white Sst	
							Massive grey Sst	Channel
							Para Cgl	
							Ortho Cgl	
							Grey-green sh	
							Channel shape grey Sst	Longitudinal bar
							Jeirud basal Cgl max clast size 70 Cm, from Lalun and Mila Fm	
M. U. Cambrian		Mila					Fossiliferous Ls	
							Mila Fm basal Cgl	
							Base Quartzite	

	Conglomerate		P-cross bedding
	Sand stone		Fining upward
	Silt stone		Parallel lamination
	Shale		Trace Fossil
	Paleo soil		

شکل ۲. لاک رسوبی سازند جیروود در برش آرو به همراه توصیف واحدهای رسوبی و تفسیر محیطی آنها



شکل ۳. رخساره‌های مشاهده شده در سازند جیروود، (A) قطعه سنگ حاوی فسیل مرجان سازند میلا، (B) کنگلومرای قاعده سازند جیروود، (C) مرز فرسایشی بین سازند میلا و جیروود (دید به سمت جنوب شرق)، (D) کنگلومرای ریز شونده به بالا، (E) شکل هندسی کانال در کنگلومرای جیروود

ج- رخساره ماسه سنگ توده‌ای Sm

این رخساره در صحرا به صورت توده‌ای و فاقد لایه‌بندی می‌باشد. این رخساره به‌طور عمده از دانه‌های به اندازه ماسه‌های دانه‌ریز تا دانه متوسط با گردشگی متوسط تا خوب تشکیل شده‌اند و به‌صورت شناور درون یک خمیره گلی قرار گرفته و سیمان این رخساره سیمان رسی می‌باشد (شکل ۴- D).

رخساره‌های آواری دانه ریز (شیل و سیلتستون)

از نظر بافتی این سنگ‌ها شامل گل سنگ توده‌ای و گل سنگ لامینه‌ای می‌باشد. در نمونه‌های صحرایی به رنگ خاکستری، سبز تا قرمز با فرم هندسی ورقه‌ای شکل مشاهده می‌شوند و بیشترین ضخامت سازند جیروود در برش آرو را نشان می‌دهند.

الف- رخساره دانه‌ریز Fm

در صحرا این رخساره به‌صورت توده‌ای متشکل از ذرات

مطالعات آزمایشگاهی این رخساره‌ها از دانه‌های به اندازه ماسه خیلی ریز دانه تا ماسه خیلی درشت دانه و با جورشدگی بد تا خوب مشاهده می‌شوند.

الف- رخساره ماسه سنگ با چینه‌بندی متقاطع مسطح Sp

این رخساره که به‌صورت یک چینه‌بندی متقاطع مسطح با زاویه ۲۰ درجه بر روی رخساره Gcm قرار گرفته است یک توالی ریزشونده به سمت بالا با جورشدگی متوسط می‌باشد. دانه‌ها به‌طور عمده زاویه‌دار که در قاعده به‌طور عمده دانه‌ها در حد ماسه دانه ریز تا دانه درشت و در راس دانه‌های خیلی ریز و غالب می‌باشد (شکل ۴- A, B).

ب- رخساره ماسه سنگی با طبقات موازی Sh

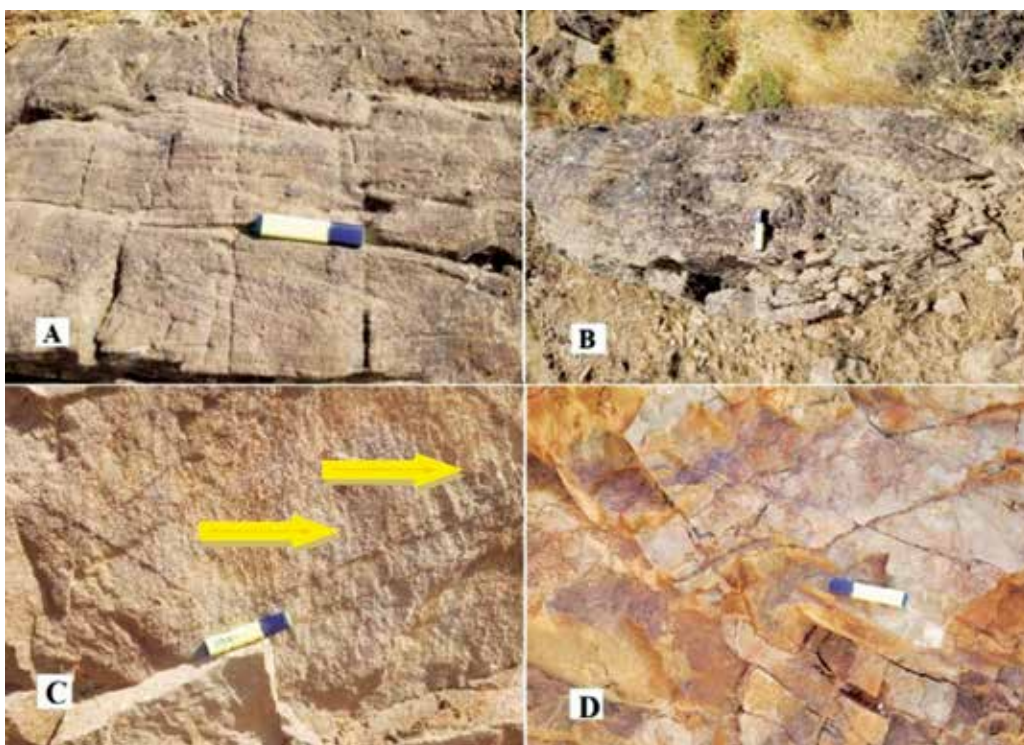
این رخساره با ضخامت کم دارای چینه‌هایی در حد لامیناسیون تا لایه‌های نازک است. عمده‌ترین ساخت رسوبی پس از لامیناسیون وجود ساخت جدایش خطی در سطح لایه‌ها است. اندازه دانه‌ها در حد ماسه ریز تا دانه درشت با جورشدگی متوسط تا خوب می‌باشد (شکل ۴- C).

سیلت و رس به ضخامت ۱۵ تا ۵۰ سانتی متر در بخش‌های مختلف به رنگ نخودی قابل مشاهده است (شکل ۵-۱). فسیلی می‌باشند (شکل ۵-۲).

رخساره خاک دیرینه P

این رخساره در صحرا به رنگ خاکستری سرشار از قطعات در حد گرانول و فاقد لایه‌بندی و دارای ساختار توده‌ای شکل کم‌وبیش در ۱۸ متری از قاعده سازند جیروود مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۶). ضخامت این افق خاک دیرینه بین ۱۰ تا ۲۰ سانتی متر در برش مطالعه شده تغییر می‌کند. این

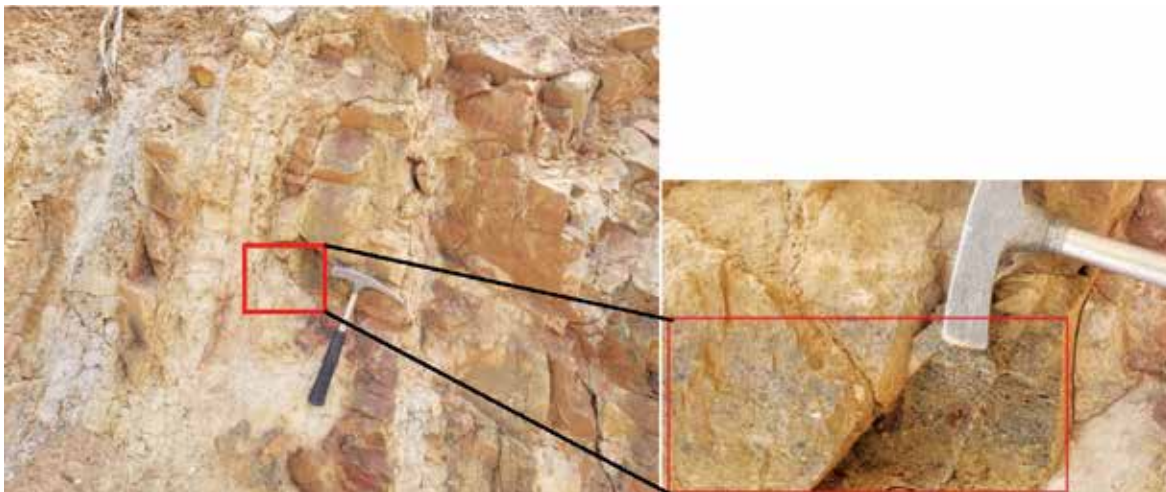
ب- رخساره دانه ریز FI در مطالعات صحرایی توالی قرمز رنگ با فراوانی قابل توجه قابل و ضخامت‌های متغیر از پنج تا ۱۰ متر مشاهده می‌شود، این نهشته‌ها که از ذرات در حد سیلت و رس تشکیل شده، دارای ساخت رسوبی لامیناسیون و فاقد آثار



شکل ۴. رخساره‌های ماسه سنگی مشاهده شده در سازند جیروود، (A) ساخت رسوبی چینه‌بندی متقاطع مسطح، (B) شکل هندسی کانال در یک توالی ماسه سنگی، (C) ساخت رسوبی جدایی خطی در سطح فوقانی یک لایه رسوبی، (D) نهشته‌های ماسه سنگ توده‌ای



شکل ۵. رخساره‌های آواری دانه ریز سازند جیروود، (A) گل سنگ توده‌ای، (B) گل سنگ لامینه‌ای قرمز رنگ



شکل ۶. تصویر صحرایی از رخساره خاک دیرینه

بولدرهای ۷۰ سانتیمتری به طور عمده از سنگ آهک‌های سازند میلا است) با گردشگی متوسط است و انواع سیمان کربناته از قبیل سیمان فراگیر و میکرواستلاکتیت منطقه هواده در این رخساره مشاهده شد (شکل ۷).

پتروفاسیس‌های رسوبات دانه متوسط (ماسه سنگ‌ها)

این پتروفاسیس‌ها شامل سبب لیت آرنایت، لیتیک آرنایت و کوارتزوکی می‌باشند که در زیر شرح آنها می‌آید:

سبب لیت آرنایت

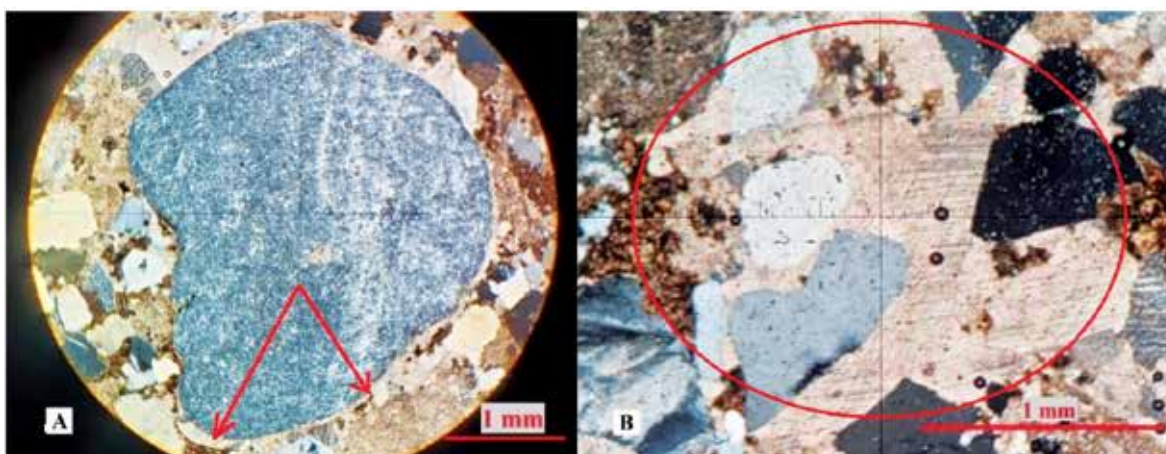
در این پتروفاسیس دانه‌های کوارتز تک‌بلوری با سیمان سیلیسی رو رشدی (شکل ۸-۸) با خاموشی مستقیم تا موجی (شکل ۸-۸) و چند بلوری دارای کشیدگی جزئی (حدود ۸۰ درصد) و همچنین خرده‌های رسوبی از نوع کربناته (حدود ۲۰

رخساره به طور عمده روی رخساره Sm و در بالا زیر رخساره Fl قرار می‌گیرد که هر دو از رخساره‌های دشت سیلابی در نظر گرفته می‌شود. فراوانی گرانول‌های به طور کامل گردشده با رنگ‌های متغیر از خاکستری و به طور عمده سرخ-قهوه‌ای از ویژگی اصلی این رخساره در مشاهدات صحرایی است.

پتروفاسیس‌ها

پتروفاسیس رسوبات دانه درشت (کنگلومرها)

در مطالعات آزمایشگاهی این رخساره‌ها جورشدگی ضعیف با زمینه متشکل از ذرات کربناته خشکی‌زاد، چرت و کوارتز به اندازه ذرات دانه متوسط تا گرانول (البته در زیر میکروسکوپ؛ همان طور که پیش‌تر اشاره شد در مطالعات صحرایی برخی واحدهای کنگلومرایی دارای قطعاتی در اندازه



شکل ۷. انواع پتروفاسیس‌های رسوبات درشت دانه شامل: (A) کنگلومرای دانه پشتیبان با سیمان کلسیتی از نوع میکرواستلاکتیت (نوک فلش‌ها)، (B) کنگلومرای گل پشتیبان با سیمان کلسیتی از نوع فراگیر (شکل‌ها در xpl)

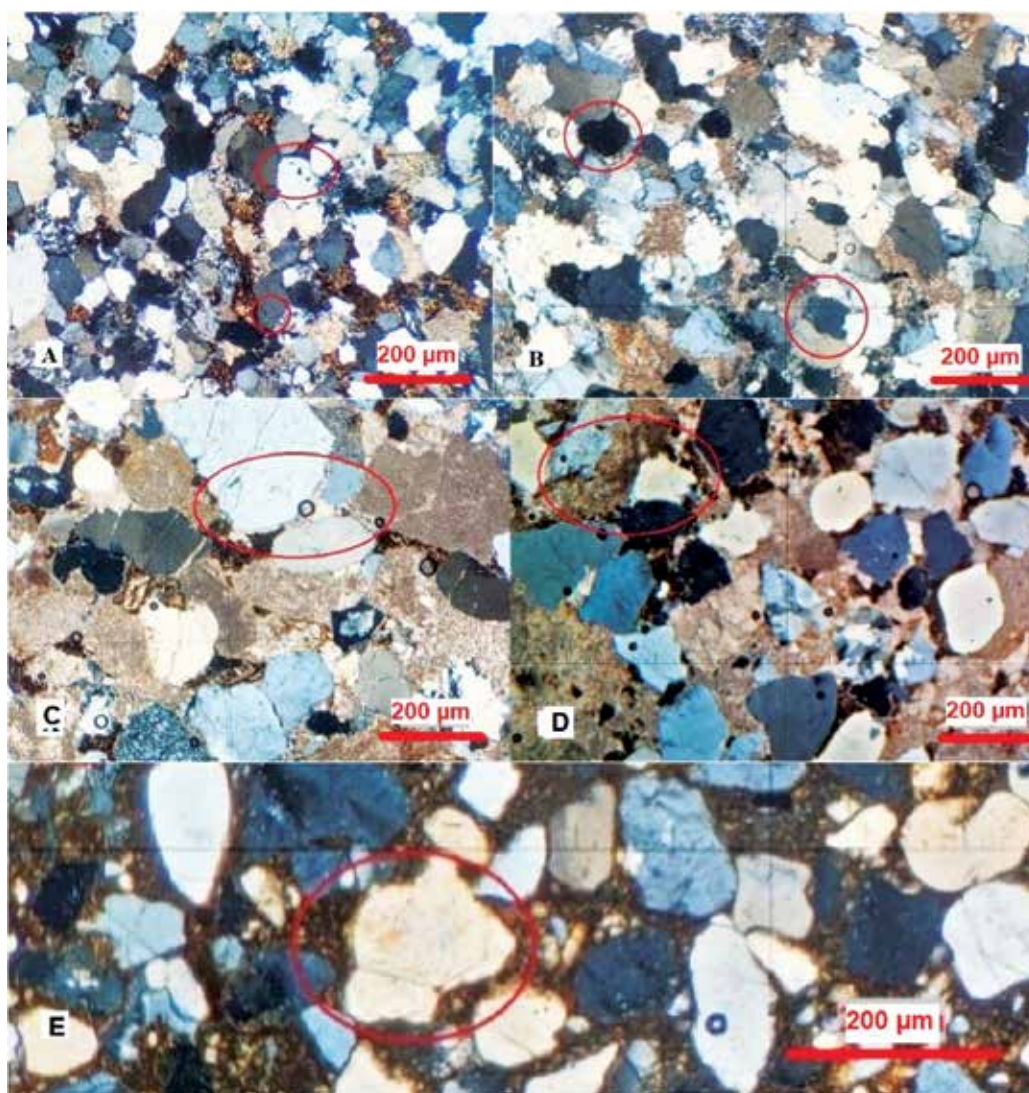
بلوری، وجود جوش خوردگی در مرز بین بلورها (شکل ۸-D) احتمال آمدن دانه‌ها از یک محیط دگرگونی را نشان می‌دهد (Basu, 1985).

جنس خرده سنگ‌های مشاهده شده کربناته (بیش از ۵۰ درصد) می‌باشد و در این قطعات نشانه‌هایی از دولومیتی شدن پراکنده مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه این دولومیتی شدن با تغییر در اندازه بلورها صورت گرفته (ایجاد بلورهای درشت‌تر) بنابراین، این فرآیند پس از دفن رسوبات گلی کربناته در حین تدفین صورت گرفته است. جنس سیمان این رخساره از نوع سیمان کربناته می‌باشد.

درصد) که در برخی قسمت‌ها دولومیتی شده‌اند (شکل ۸-C) در این رخساره حضور دارند. آثار فشردگی در دانه‌های کوارتز که با مرز فرورفته در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند مشاهده می‌شود (شکل ۸-A-B). سیمان از نوع کربناته و گاهی دولومیتی شدن (شکل ۸-C) در این رخساره حضور دارد.

ب- لیتیک آرنایت

این پتروفاسیس شامل، کوارتز، چرت (کمتر از ۲۰ درصد) و خرده‌های رسوبی می‌باشند. کوارتز شامل انواع تک بلوری و چند بلوری می‌باشد که خاموشی مستقیم تا موجی را نشان می‌دهند. در برخی از دانه‌های کوارتز چند



شکل ۸. A-B) تصاویر میکروسکوپی از پتروفاسیس ساب لیت آرنایت با سیمان سیلیسی رورشدی و فشردگی دانه‌های کوارتز، (C-D) تصاویر میکروسکوپی از پتروفاسیس لیتیک آرنایت با خرده سنگ‌های رسوبی کربناته با سیمان کربناته و دولومیتی شدن پراکنده، (E) تصویر میکروسکوپی از پتروفاسیس کوارتز و کی که دانه‌ها به صورت شناور درون خمیره مشاهده می‌شوند. وجود خوردگی در حاشیه سیمان رورشدی مشاهده می‌شود (شکل‌ها در xpl)

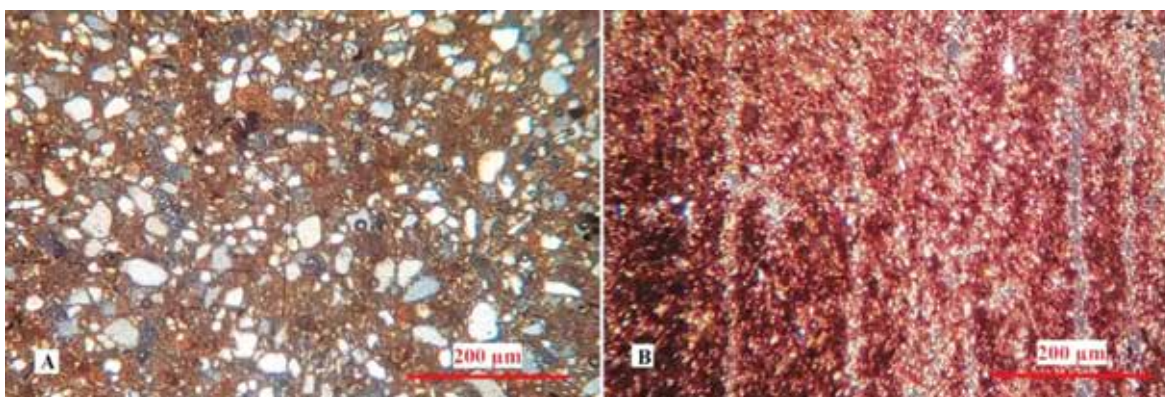
ج- کوارتز وکی

می‌باشد (Zoleikhaei et al., 2015).

پتروفاسیس رسوبات دانه‌ریز (گل‌سنگ‌ها)

رسوبات دانه‌ریز مشاهده شده که به‌طور عمده به‌صورت گل‌سنگ می‌باشد، در مطالعات میکروسکوپی گل‌سنگ توده‌ای نشان‌دهنده تشکیل سنگ از ذرات رس، سیلت و ذرات ماسه دانه‌ریز با فراوانی خیلی کم (شکل ۹-۸) و گل‌سنگ قرمز رنگ دارای لامیناسیون موازی است (شکل ۹-۸).

در این پتروفاسیس دانه‌های کوارتز (کمتر از ۳۰ درصد) به‌صورت شناور در خمیره و یا سیمان (به دلیل تبلور مجدد بخشی از ماتریکس) رسی مشاهده می‌شوند دانه‌های کوارتز در انواع چند بلوری و تک‌بلوری با خاموشی مستقیم تا موجی وجود دارد (شکل ۸-۸). دانه‌های چرت با فراوانی بسیار کمتر در این رخساره حضور دارد. در بسیاری از دانه‌ها سیمان رورشدی هم‌محور وجود دارد که بخشی از حاشیه دچار خوردگی شده و این نشان‌دهنده چرخه مجدد دانه‌ها

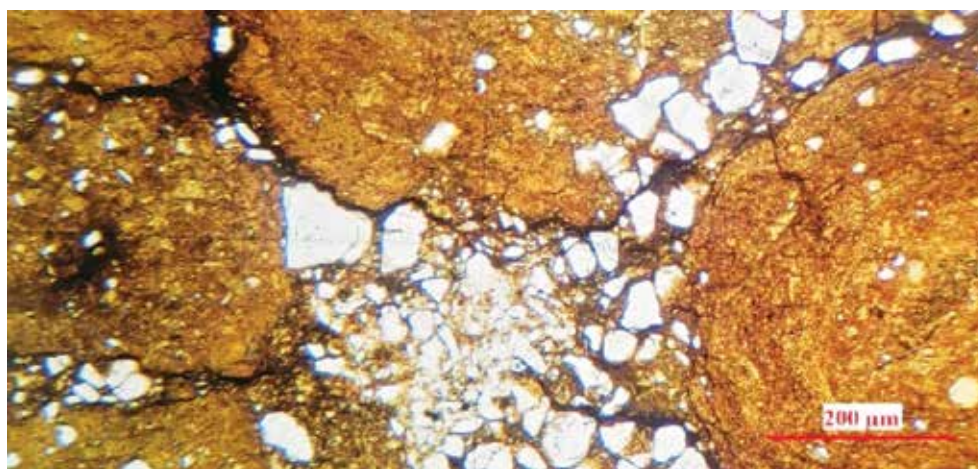


شکل ۹. رسوبات دانه‌ریز مشاهده شده، (A) یک گل‌سنگ با دانه‌های سیلیسی، (B) یک رس سنگ حاوی ذرات سیلت دانه‌ریز (شکل‌ها در xpl)

پتروفاسیس خاک دیرینه

طولانی مدت این رخنمون موجب تجمع اجزای پایدار در این بخش شده است. پیروبیدهای تشکیل شده بعد دچار فشردگی شده‌اند که آثار آن به‌صورت همبری محدب-مقعر بین این پیروبیدها و ذرات کوارتز نشانگر این موضوع است (شکل ۱۰).

این رخساره در مقاطع میکروسکوپی شبیه به شکل‌های پیروبییدی دیده می‌شود که به‌طور عمده از کانی‌های رسی همراه با ذراتی از کانی کوارتز چرخه دوم تشکیل شده است (شکل ۱۰) و حاصل تجمع ترکیبات پایدار آلومینیوم، آهن و سایر مواد انحلال‌ناپذیر است. هوازدگی شیمیایی شدید و

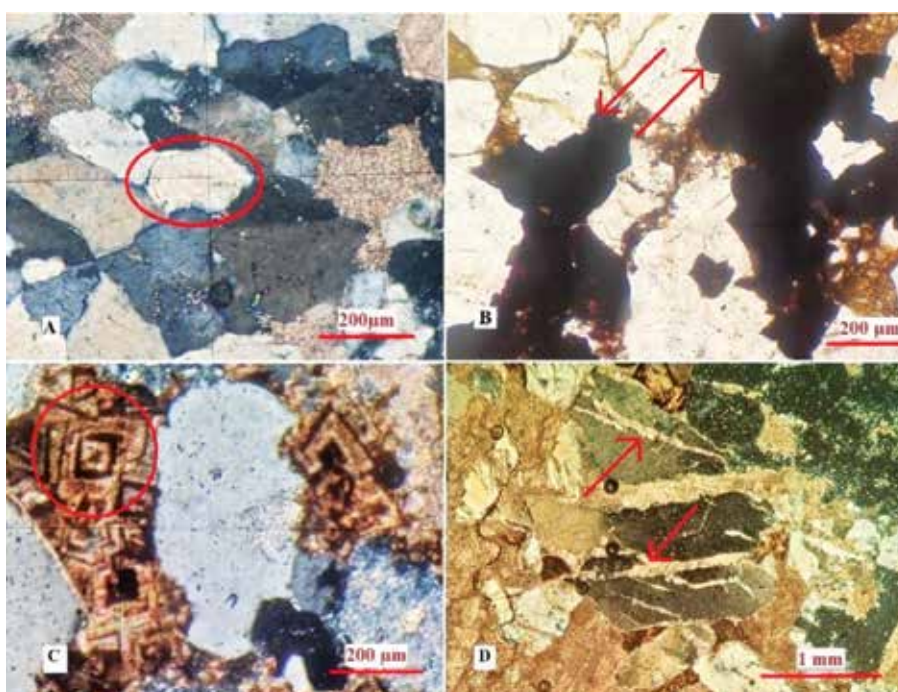


شکل ۱۰. تصویر میکروسکوپی از افق خاک دیرینه (تصویر در ppl)

فرآیندهای دیاژنزی

دلیل حادث شدن پس از رسوب‌گذاری و بیشتر پس از تدفین رسوبات باید این گونه عوارض از لیتولوژی‌های مورد مطالعه حذف شوند و از آن پس بازسازی شرایط محیطی صورت گیرد. فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در پتروفاسیس‌های مختلف در سازند جیروود شامل موارد زیر است: سیمانی شدن (سیمان‌های کربناته، سیلیسی و اکسید آهن)، عوارض حاصل از فشار، دولومیتی شدن، انحلال و جانیشینی (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).

از آنجایی که در بازسازی شرایط محیط رسوب‌گذاری باید عوارض تاثیرگذار بر رسوبات حذف شود (امینی، ۱۳۹۵ و ۱۳۹۶) بنابراین، مطالعات دیاژنزی در این زمینه از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. در این گونه مطالعات باید عوارض دیاژنتیک اولیه و ثانویه در ابتدا مورد شناسایی قرار گیرند و سپس با توجه به اینکه بخشی از فرآیندهای دیاژنتیک اولیه متأثر از محیط رسوب‌گذاری است می‌توانند در بازسازی شرایط محیطی مورد استفاده قرار گیرند و عوارض ثانویه به

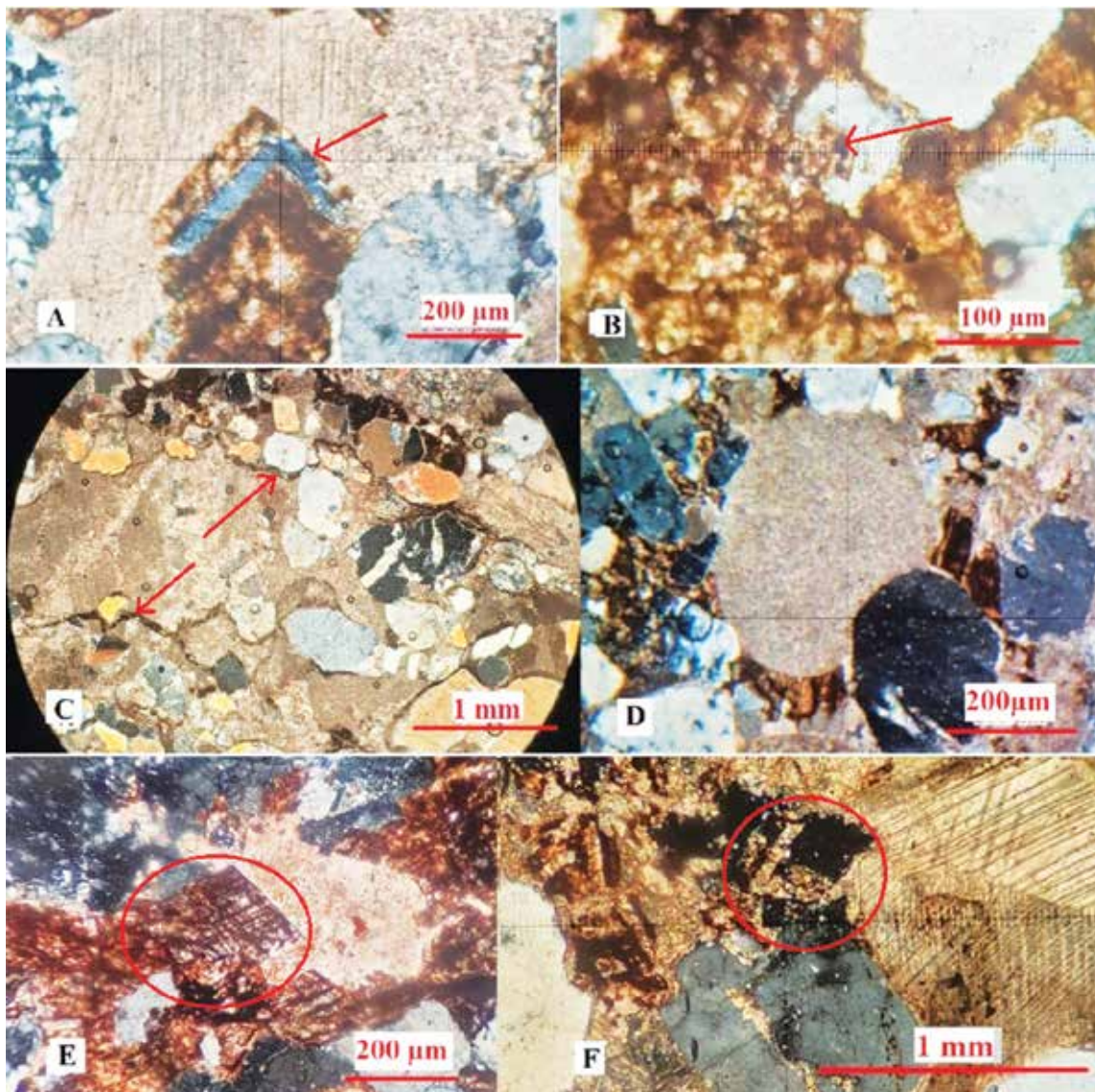


شکل ۱۱. انواع سیمان کربناته شامل: (A) سیمان رو رشدی در اطراف دانه‌های کوارتز، (B) سیمان اکسید آهن، (C) سیمان دولومیت آهن‌دار زونه با لوزوجهی‌های مشخص و مقدار کمی خمیدگی، (D) سیمان کلسیتی پرکننده شکستگی‌ها (شکل‌های A, C, D در xpl)

تاریخچه دیاژنز

از دیرباز فرآیندهای دیاژنزی را به مراحل مختلف تقسیم‌بندی کرده‌اند که از این بین طبقه‌بندی چوکت و پری (Choquette, and Pray, 1970) یکی از اولین طبقه‌بندی‌هایی است که بعدها مبنای طبقه‌بندی‌های دقیق‌تر دیگر پس از اعمال تغییراتی مورد استفاده قرار گرفته است. طبقه‌بندی‌های بعدی که در حال حاضر بیشترین استفاده را در ادبیات مطالعات رسوب‌شناسی دارند توسط مراد و همکارانش و وردن و برلی (Morad et al., 2000)

Worden and Burley, 2003). تعریف شده و فراگیر گشته است. در این طبقه‌بندی‌ها مراحل دیاژنزی به سه مرحله ائوژنز (هم‌زمان یا نزدیک به رسوب‌گذاری)، مزوژنز (دیاژنز مرحله تدفینی که با توجه به حضور دولومیت‌های زین‌اسبی و فشردگی و ایجاد همبندی‌های محدب-مقعر (شکل ۱۱-A) تا مرحله شکستگی سنگ‌ها و پرشدگی شکستگی‌ها توسط سیمان‌های درشت بلور کلسیت عمق تدفین بین یک تا دو کیلومتر را مشخص می‌کند) و تلوزنز (مرحله بالازدگی پس از



شکل ۱۲. عوارض دیاژنری مشاهده شده شامل: (A) جانشینی سیلیس در بخشی از دولومیت زونه، (B) جانشینی دولومیت در دانه کوارتز، (C) تشکیل رگچه انحلالی ناشی از فشردگی، (D) مرز محدب مقعر ناشی از فشردگی دانه‌های، (E) دولومیتی شدن لوزوجهی یک دانه کربناته، (F) انحلال یک دانه سیدریت لوزوجهی و سیمان کلسیتی بلوکی در سمت راست آن (شکل‌ها در xpl)

دولومیتی زین اسبی و رشد سیمان‌های دولومیتی آهن‌دار زونه (شکل ۱۲-A-B) و سیمان کلسیتی، فشردگی ذرات و تشکیل رگچه‌های انحلالی (شکل ۱۲-C-D) و دولومیتی آهن‌دار بلوکی درشت بلور (شکل ۱۲-E-F) در همین مرحله مزوژنز صورت گرفته است. اصلی‌ترین فرایندهای تولوژنز که هم‌زمان با بالازدگی سازند جیروود است به‌طور عمده شامل اکسید شدن کانی‌های آهن‌دار (شکل ۱۱-B) و تشکیل گسترده اکسید آهن است که به شکل عامل رنگ‌کننده رسوبات و انحلال برخی کانی‌ها مانند سیدریت (شکل ۱۲-F) خود را نشان داده است.

تدفین) طبقه‌بندی می‌شوند. پاراژنز رویدادهای دیاژنتیک در سازند جیروود در شکل ۱۳ آمده است. فرآیندهای سیمانی شدن در محله ائوژنز شامل تشکیل سیمان‌های اکسید آهن (شکل ۱۱-B) و سیمان‌های کلسیتی و پس از این‌ها تشکیل سیمان‌های دولومیت آهن‌دار (شکل ۱۱-C) و دگرسانی فلدسپارها است. از مراحل پایانی ائوژنز تا مراحل مزوژنز فشردگی و آثار آن شامل همبندی‌های محدب و مقعر سپس مضرس و در نهایت شکستگی (شکل ۱۱-D) و رگچه‌های انحلالی (شکل ۱۱-D، ۱۲-C-D) در مراحل میانه مزوژنز تا انتهای همین مرحله صورت گرفته است. تشکیل سیمان‌های

Diagenetic products	Eogenesis	Mesogenesis	Telogenesis
Dolomites:			
-Ferron	—————	-----	
-Saddle		—————	
Feldspar alteration	—————		
Quartz over growth		—————	
Compaction	—————	—————	
Calcite cement	—————	—————	
Fe oxide	—————	-----	—————
Authigenic pyrite		—————	
Dissolution			—————

شکل ۱۳. تاریخچه فرآیندهای اصلی دیاژنزی در سازند جیروود

و نشان‌دهنده انرژی بسیار زیاد محیط در زمان رسوب‌گذاری است و با رخساره‌های دانه ریزتر ماسه سنگی و بخصوص در فواصل جانبی بیشتر رخساره‌های دانه ریزتر سیلتستونی و شیلی احاطه می‌شود. ۲- مجموعه رخساره‌هایی که با کنگلومراهای پلی میکتیک Gmm و قاعده فرسایشی شروع می‌شود و با حرکت به سمت بالا شاهد کوچک‌تر شدن اندازه دانه‌ها در ابعاد ماسه می‌باشیم و این ناشی از کاهش انرژی است. در این کنگلومراها گل کربناته به صورت ماتریکس کربناته (به‌طور عمده میکرایت و دولومیکرایت) وجود دارد که بیشتر به دلیل تدفین عمیقی که این سازند داشته است بخشی از این گل کربناته تبدیل به سیمان درشت بلور کلسیتی و یا دولومیت‌های آهن‌دار (بیشتر دولومیت آهن‌دار زونه) شده است. در ماسه سنگ‌های مذکور لایه‌بندی نازک لایه و لایه‌بندی مورب مسطح قابل مشاهده است. این مجموعه رخساره‌ای اخیر به‌عنوان پشته‌های کنگلومرای-ماسه سنگی نهشته شده به صورت پشته‌های سدی درون کانال تفسیر شده است که با رخساره‌های کنگلومرای در قاعده شروع و به ماسه سنگ‌هایی که دارای لایه‌بندی متقاطع یا لایه‌بندی موازی است ختم می‌گردد و نهایتاً این رخساره‌ها همواره در زیر رخساره‌های دانه ریز سیلتستونی و شیلی سرخ رنگ دارای سیمان اکسید آهن دشت سیلابی قرار می‌گیرند. با

مجموعه‌های رخساره‌ای

طبق بررسی‌های صحرائی و آزمایشگاهی انجام شده بر روی سازند جیروود در منطقه آرو به‌طور کلی از دو مجموعه رخساره (که در ادامه A و B نامیده می‌شود) تشکیل شده که به‌اختصار مورد بررسی قرار می‌گیرند. و با استفاده از همراهی رخساره‌های مشاهده شده محیط رسوبی تعیین می‌شود.

نهشته‌های بخش A

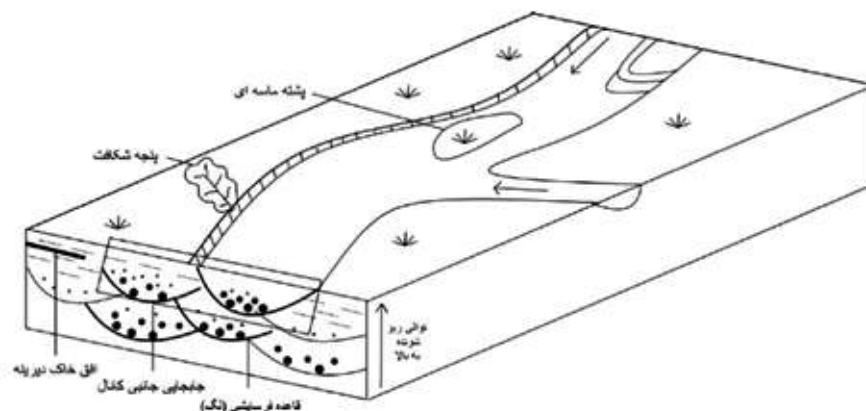
این بخش به‌طور عمده از نهشته‌های خاکستری رنگ شامل کنگلومرا و ماسه سنگ فاقد آثار فسیلی تشکیل شده است. نهشته‌های کنگلومرای همان‌طور که در جدول ۱ مورد اشاره قرار گرفته است به دو دسته اصلی تقسیم می‌شوند: ۱- مجموعه رخساره‌هایی که با کنگلومراهای پلی میکتیک Gcm در قاعده دارای یک سطح فرسایشی شروع می‌شوند و با دانه‌بندی تدریجی ریزشونده به سمت بالا ادامه یافته به رخساره‌های ماسه سنگی ختم می‌شوند که در نهشته‌های ماسه سنگی شکل هندسی کانال پر شده و ساخت‌های رسوبی خطی جریان اولیه دیده می‌شود. مجموعه یاد شده به‌طور عمده دربرگیرنده قطعات بسیار بزرگ در قاعده توالی (رسوبات لگ) در اندازه کابل و بولدر است که کنگلومرای دانه پشته‌تیبان (پلی میکت) این بخش را تشکیل داده است

را مطرح کرد: اول اینکه با توجه به حضور بولدرهای درون کانال به قطر حدود ۷۰ سانتیمتر که نشانگر نزدیکی به منشأ رسوبات و زمین‌ساخت فعال است، حفر سریع بستر و آورد بالای رسوب باعث فرونشست سریع رسوبات و انباشتگی روی دشت سیلابی و افزایش درصد بالای نهشته‌های ریزدانه دشت سیلابی شده (Nichols, 2009) و رسوبات یادشده را از دسترسی رودخانه خارج ساخته است؛ در نظریه دوم می‌توان عنوان داشت که پس از گذشت مدت زمان طولانی که شاید مسیر رودخانه به محدوده برش آرو نزدیک گشته است و یا احتمالاً تغییر در شرایط یوستازی و یا زمین‌ساختی (شرایط آرام‌تر زمین‌ساختی پس از کافتش) (Bagheri and Stampfli, 2008) منجر به گسترش رودخانه‌های مئاندری شده است، این برش در محدوده دشت سیلابی رودخانه‌های یاد شده قرار گرفته و ضخامت قابل ملاحظه‌ای از رسوبات دانه ریز دشت سیلابی گسترش یافته‌اند که در این رسوبات دانه ریز گاهی عدسی‌هایی از لایه‌های ماسه سنگی دانه ریز دیده می‌شود که به‌عنوان رسوبات پنجه شکافت تفسیر شده‌اند (امینی، ۱۳۹۶). در این بخش (B) لایه‌بندی موازی نازک لایه در نهشته‌های ماسه‌ای و لامینه‌های مسطح در بخش گلی تنها ساخت رسوبی مشاهده شده است و سطوح چینه‌ای مشاهده شده در این بخش به‌طور عمده از انواع رده پایین و فرم هندسی لایه‌های نهشته شده ورقه‌ای می‌باشد. با استفاده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی می‌توان اظهار کرد که نهشته‌های بخش B مربوط به زیر محیط دشت سیلابی رودخانه می‌باشد (شکل ۱۴).

استفاده از نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی می‌توان اظهار کرد که نهشته‌های بخش A مربوط به زیر محیط کانال رودخانه می‌باشد (امینی، ۱۳۹۶؛ Galloway and Hobday, 1996; Nichols, 2009) (شکل ۱۴).

نهشته‌های بخش B

این بخش به‌طور عمده از نهشته‌های دانه ریز سیلت و رس به‌صورت لامیناسیون نازک تا توده‌ای به رنگ سفید، قهوه‌ای کم رنگ تا سبز و قرمز که نشانه رسوب‌گذاری در محیط اکسیدان با فراوانی کانی‌های حاوی Fe^{3+} می‌باشد (بیشتر با سیمان‌های آهن‌دار که با اکسید آهن هستند و یا دولومیت‌های آهن‌دار که بعد طی تدفین به سیمان‌های دولومیت آهن‌دار زونه یا زین اسبی تبدیل شده است) و به‌صورت محدود همراه لایه‌هایی از ماسه دانه ریز تا دانه متوسط تشکیل شده است. سیمان اکسید آهن که نشان‌دهنده شرایط اکسیدان می‌باشد به‌صورت جزئی قابل مشاهده است. علاوه بر این، یک افق مشخص از خاک دیرینه در این بخش دیده می‌شود. این افق خاک از نظر دیانژی غنی از پیزویدهای رسی دارای اکسید آلومینیوم فراوان است و در بین این پیزویدها ذرات در اندازه ماسه ریز و سیلت قرار می‌گیرند. از آنجایی که تشکیل افق خاک نیازمند گذشت زمانی طولانی و آبشویی گسترده رسوبات بدون ایجاد تغییرات فرسایشی است از این موضوع می‌توان نتیجه گرفت که سازند جیرو در برش آرو در طی این زمان از مسیر رودخانه یا به‌صورت افقی فاصله بسیاری گرفته است. برای توضیح ضخامت بسیار بالای رسوبات دشت سیلابی در این برش می‌توان دو نظریه



شکل ۱۴. مدل رسوبی رودخانه بریده بریده ارائه شده برای سازند جیرو در برش آرو که بخش‌های مشاهده شده روی شکل نشان داده شده است

جدول ۳. موقعیت برش‌های مطالعه شده سازند جیروود در بخش‌های مختلف البرز مرکزی و محیط‌های رسوبی تفسیر شده برای این سازند (با اقتباس از تابع، ۱۳۸۸، رسولی و همکاران، ۱۳۹۰؛ شرفی و همکاران ۱۳۹۶؛ ستاری و همکاران ۱۴۰۱، فهیمی، ۱۳۸۵، مسعودی، ۱۳۸۴)

نام برش	مختصات جغرافیایی	ضخامت	محیط رسوبی
ده صوفیان	N 35° 49' 34" and E 53° 23' 4"	۱۸۵	رودخانه‌ای، ساحلی، دریای کم ژرف تا کمی عمیق
دره مبارک‌آباد	N 35° 47' 10" and E 51° 58' 25"	۲۵۲	محیط حد واسط (خلیج دهانه‌ای، دلتایی و ساحلی) و دریای باز
دروار	N 36° 01' 27" and E 53° 53' 17"	۲۴۸	محیط کم عمق جزر و مدی مربوط به دریای باز
ده ملا	N 36° 21' 53" and E 54° 45' 28"	۱۸۵	رودخانه‌ای، خلیج دهانه‌ای، حاشیه ساحلی و فلات کم عمق
آبنیک	N 35° 58' and E 51° 35'	۳۵۰	دلتای تحت تاثیر امواج، ساحلی کم عمق و محیط عمیق دور از ساحل
دره لالون	N 35° 59' and E 51° 34'	۱۷۰	دلتای تحت تاثیر امواج، ساحلی کم عمق و محیط عمیق دور از ساحل
آرو	N 35°, 39'; E 52°, 24'	۴۵	رودخانه‌ای بریده بریده و دشت سیلابی وسیع
سیدآباد	N 35° 39' 47" and E 52° 22' 54"	۱۰۸	یک محیط سدی ساحلی با رخساره‌های پهنه جزر و مدی، تالاب پشت سد و جزایر سدی

رسوبی قاره‌ای به صورت کلی و به طور جزئی زیر محیط‌های مختلف یک رودخانه برید بریده است که در برخی بازه‌ها آثار گسترش خاک دیرینه در آن مشاهده می‌شود و از طرفی دیگر هیچ اثری از رسوبات دریایی مربوط به دونین در منطقه مورد مطالعه مشاهده نشد. برای بازسازی دقیق تر محیط رسوبی سازند جیروود دو مجموعه رخساره A و B مورد شناسایی قرار گرفته است. رسوب گذاری مجموعه رخساره‌ای بخش A که شامل کنگلومرا و ماسه سنگ فاقد آثار فسیلی است در زیر محیط کانال رودخانه صورت گرفته است. رسوب گذاری بخش B که به طور عمده از نهشته‌های دانه ریز سیلت و رس با میان لایه‌هایی از ماسه سنگ و گاهی رخساره‌های خاک دیرینه تشکیل شده است به رسوب گذاری در زیر محیط دشت سیلابی همان رودخانه مربوط می‌شود. شرایط محیطی در زمان رسوب گذاری، نشان دهنده یک محیط اکسیدان قاره‌ای با شوری متوسط و شرایط اقلیمی نیمه خشک است.

منابع

- آقناباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- امینی، ع.، ۱۳۹۵. مراحل اساسی در مطالعات خاستگاه رسوبی، با مثال‌هایی از ایران مرکزی و شمال غرب ایران، بیستمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۱۰۹۳-۱۱۰۲.

همان گونه که در مقدمه نیز بیان شد یکی از موارد مهمی که در مورد سازند جیروود می‌توان عنوان کرد تغییرات رخساره‌ای این سازند در بخش‌های مختلف البرز مرکزی است. در برش مورد مطالعه همان گونه که بیان شد این سازند نشانگر رخساره‌های قاره‌ای از نوع رودخانه است در حالی که در بخش‌های مطالعه شده قبلی بیشتر محیط‌های دریایی از دلتا تا مناطق کم عمق و حتی دورتر از ساحل نیز برای این سازند عنوان شده است (جدول ۳). این جدول به اختصار تغییرات محیط رسوبی در موقعیت‌های جغرافیایی مختلف در البرز را بیان می‌کند و می‌تواند به عنوان راهنما برای مطالعات تکمیلی برای تهیه نقشه‌های جغرافیای دیرینه مورد استفاده قرار گیرد.

نتیجه‌گیری

سازند جیروود در برش آرو با لیتولوژی تخریبی و مرز فرسایشی بر روی سازند میلا قرار گرفته است و با یک مرز فرسایشی در زیر سنگ‌های آهکی سازند مبارک قرار می‌گیرد. با توجه به آثار فشردگی شدید به صورت فابریک فشرده دانه‌ها، رگچه‌های انحلالی و حضور سیمان دولومیتی زین اسبی که عمق تدفین حداقل (۱-۲) کیلومتری را نشان می‌دهد، نشانگر تدفین عمیق این سنگ‌ها می‌باشد. با توجه به مطالعه صورت گرفته در این برش محیط رسوبی سازند جیروود در برش آرو نشانگر رسوب گذاری در یک محیط

- امینی، ع.، ۱۳۹۶. محیط‌های رسوبی. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۸.
- بربریان م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵. پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره ۶۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تابع، ف.، ۱۳۸۶. پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه‌شناسی گرمابدر، شمال شرق تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۵۱.
- خزائی، م.، ۱۳۹۷. محیط رسوبی، دیاژنز و خاستگاه سازند جیروود در البرز مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۵۰.
- خزائی، م.، ۱۳۹۵ (الف). خاستگاه نهشته‌های سیلیسی آواری سازند جیروود در البرز مرکزی، فصل‌نامه علوم زمین، ۱۰۸، ۴۵-۵۶.
- خزائی، م.، ۱۳۹۵ (ب). محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند جیروود در برش ده صوفیان، فصل‌نامه علوم زمین، ۱۰۲، ۱۰۱-۱۱۶.
- رسولی م.، حسینی برزی م.، آدابی م. ح. و بایت گل آ.، ۱۳۹۰. محیط رسوبی سازند جیروود و بررسی مرز دونین-کربونیفر در دو برش آبنیک و دره لالون البرز مرکزی، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۲۴۴-۲۶۵.
- ستاری ا.، بهرامی ع.، وزیری مقدم ح.، و طاهری ع.، ۱۴۰۱. زیست‌چینه نگاری، زیست‌رخساره‌های کندونتی نهشته‌های دونین بالایی-کربونیفر زیرین در برش تویه-دروار دامغان، البرز شرقی فصل‌نامه پژوهش‌های دانش زمین، ۵۱، ۲۵-۱.
- شرفی م.، محبوبی ا.، موسوی حرمی س. و مصدق ح.، ۱۳۹۶. اثر مجموعه‌ها و اهمیت محیطی آنها در سازند جیروود، جنوب غرب شاهرود و شمال شهمیرزاد، البرز مرکزی، رخساره‌های رسوبی، ۷۷-۹۸.
- شرفی، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و جعفرزاده، م.، ۱۳۹۷. سنگ‌نگاری و ژئوشیمی ماسه سنگ‌های سازند جیروود در البرز میانی، کاربرد در شناسایی خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی، رسوب‌شناسی کاربردی، ۱۲، ۱-۲۴.
- فرهادیانی، م.، ۱۳۸۸. پالینولوژی سازند جیروود در برش چینه‌شناسی ده‌ملا، جنوب غرب شاهرود: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۳۲.
- فهیمی، م.، ۱۳۸۵. پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه‌شناسی دروار، جنوب غرب دامغان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۳۱.
- مسعودی، م.، ۱۳۸۴. پالینولوژی سازند جیروود در مقطع چینه‌شناسی شهمیرزاد، شمال سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۸۱.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۶. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- هاشمی س. ح. و تابع ف.، ۱۳۸۴. پالینولوژی سازند جیروود در برش چینه‌شناسی غرب گرمابدر، شمال شرق تهران. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۴۰۸-۳۹۸.
- هاشمی س. ح. و فهیمی، م.، ۱۳۸۴. اسپورها و میکروفیتوپالکتون‌های سازند جیروود در برش چینه‌شناسی دروار، غرب دامغان. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۹-۸ شهریور، ۳۰۸-۲۹۵.
- هاشمی، س. ح. و تابع، ف.، ۱۳۸۸. پالئوآکولوژی سازند جیروود در برش چینه‌شناسی گرمابدر، شمال شرق تهران: فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، ۳، ۹، ۱۴-۳.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33.
- Alavi-Naini, M., 1972. Etude geologique de la region de Djam. *Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. Report No. 23: 288.*
- Assereto, R., 1963. The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran) (preliminary note). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 69, 503-543.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1-4), 123-155.
- Basu, A., 1985. Reading provenance from

- detrital quartz. In Provenance of arenites, 231-247. Springer, Dordrecht.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., 2001. Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology*, 23(2-3), 563-584.
 - Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bulletin*, 54, 207-250.
 - Ehteshami Moinabadi, E. M. and Yasaghi, A., 2007. Geometry and kinematics of the Mosha Fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 928-938.
 - Gaetani M., 1965. The geology of the Upper Jajrud and Lar valleys, North Iran, II. *Palaeont. Rivista. Italiano di Paleontologia e Stratigrafia*. 73(3), 679-770.
 - Galloway, W. E. and Hobday, D. K., 1996. Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources, 489.
 - Ghorbani, M., 2021. The geology of Iran: tectonic, magmatism and metamorphism. Springer International Publishing.
 - Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. and Sares, S. W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.
 - Kostic, B., Becht, A. and Aigner, T., 2005. 3-D sedimentary architecture of a Quaternary gravel delta (SW-Germany): Implications for hydro stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 181(3-4), 147-171.
 - Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*.-Springer-Verlag, New York, 668.
 - Morad, S., Ketzer, J. M. and De Ros, L. F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47, 95-120.
 - Nichols, Gary, 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd edition, John Wiley, 419.
 - Pettijohn, F. J., 1975. *Sedimentary rocks* (. 3, 628). New York: Harper and Row.
 - Sheikholeslami, M. R., 2018. Tectono-sedimentary evolution of the basins in Central Alborz, Iran. (Special Journal-106), 29-38.
 - Stampfli, G. M., Borel, G. D., Cavazza, W., Mosar, J. and Ziegler, P. A., 2001. Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). *Episodes Journal of International Geoscience*, 24(4), 222-228.
 - Stöcklin, J., 1968. Salt deposits of the Middle East, *Geological Society of America*, 88, 157-181.
 - Worden, R. H. and Burley, S. D., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. *Sandstone diagenesis: Recent and ancient*, 4, 3-44.
 - Zoleikhaei, Y., Amini, A. and Zamanzadeh, S. M., 2015. Integrated provenance analysis of Zakeen (Devonian) and Faraghan (early Permian) sandstones in the Zagros belt, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 101, 148-161.

بررسی هندسه و سازوکار چین‌خوردگی در تاقدیس سولابدر (جنوب غرب ایران)

مهدی یوسفی^(۱)، فرهاد اصفهانی^(۲) و سید مرتضی موسوی^(۳)

۱. دانش‌آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۲. رئیس عملیات زمین‌شناسی، شرکت توسعه صنایع نفت و انرژی (DIEO)، تهران، ایران
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۸/۲۴

چکیده

محاسبه میزان کوتاه‌شدگی، زاویه بین یالی، شیب راندگی اصلی و درصد نازک‌شدگی پیش‌یال نسبت به پس‌یال در بخش‌های میانی و شمال غربی تاقدیس سولابدر، سبک چین‌خوردگی وابسته به انتشار گسل را در این بخش‌ها نشان می‌دهد. همچنین محاسبه این پارامترهای هندسی در بخش جنوب شرقی تاقدیس سولابدر، سبک چین‌خوردگی جدایشی گسل خورده را نشان می‌دهد. تغییر رده چین‌خوردگی از رده ۱۰ به رده‌های ۲ و ۳ و همچنین تغییر سبک چین از چین‌های جدایشی به سبک انتشار گسلی، نشانه افزایش کوتاه‌شدگی، پیشرفت دگرشکلی و تکامل چین‌خوردگی از بخش جنوب شرقی که در مرحله ابتدایی سیستم گسلش راندگی است به بخش میانی و شمال غربی که در مراحل تکامل یافته سیستم گسلش راندگی هستند، می‌باشد. تفسیر مقاطع لرزه‌ای عمود بر تاقدیس سولابدر در بخش‌های مختلف نشان می‌دهد تاقدیس سولابدر به دلیل عملکرد گسل‌های راندگی در یال‌های شمالی و جنوبی به صورت گوه‌ای بالا برجسته نسبت به ساختارهای مجاور خود بالاتر قرار گرفته است. در تاقدیس سولابدر عملکرد و رفتار متحرک واحدهای مارنی-شیلی سازندهای پایده و گورپی، با توجه به ضخامت زیاد و رئولوژی شکل‌پذیر آن به‌عنوان افق جدایشی میانی، سبک‌های متفاوت چین‌خوردگی در بالا و پایین این واحد را ایجاد کرده است و همچنین باعث شده است که جابجایی در محور تاقدیس‌های فوقانی و ژرفی رخ دهد.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس سولابدر، تحلیل هندسی، چین وابسته به گسل، سبک چین‌خوردگی.

مقدمه

یکی از مهم‌ترین عوامل در تحلیل و بررسی چین‌ها، ویژگی‌های هندسی آنها است. برای تجزیه و تحلیل تاریخچه تکاملی در کمربندهای راندگی، مشخصات هندسی چین‌خوردگی مرتبط با گسلش مورد استفاده قرار می‌گیرد. این نوع چین‌خوردگی به صورت مدل‌های هندسی متنوعی (Erickson et al., 2001; Jamison, 1987; Mitra, 1990; Ray, 1997; Suppe and Medwedeff, 1990; Suppe et al., 1992; Wallace and Homza, 2004) چین جدایشی (Homza and Wallace, 1995; Poblet and McClay, 1996; Ramsay and Huber, 1987)

* نویسنده مرتبط: Geomehdisa31@yahoo.com

جنوب غربی و غرب میدان‌ها چهار بیشه و رودک، شمال میدان‌ها شاپور و رودک-میلاتون، قرار دارد. ابعاد ساختمان در سطح زمین به‌طور تقریبی به طول ۳۰ کیلومتر و پهنا ۷۷ کیلومتر است.

تاقدیس نفتی سولابدر یکی از تاقدیس‌های زاگرس در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول از زیر پهنه‌های زاگرس ساده چین‌خورده با راستای شمال غربی-جنوب شرقی است، بر روی سطح زمین به‌صورت تاقدیسی کم‌و بیش نامتقارن می‌باشد و شیب لایه‌ها در بخش ستیغ به حدود پنج درجه و در دامنه‌های شمالی و جنوبی و شمال غربی ۲۰ درجه و گاهی به حدود ۴۰ تا ۵۰ درجه می‌رسد. رخنمون سطحی در این تاقدیس شامل گسترش رخساره‌های گچساران می‌شان، آجاجاری و در برخی بخش‌ها، آسماری می‌باشد و ارتفاع آن به حدود ۱۰۰۰ متر می‌رسد. شیب لایه‌ها در دامنه‌ها بیشتر از ستیغ تاقدیس می‌باشد. در دو طرف تاقدیس نیز تپه‌های کم ارتفاع از سازند مارنی می‌شان قرار دارند.

روش مطالعه

در این مطالعه بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، خطوط لرزه‌نگاری بازتابی و داده‌های چاه، ابتدا مقاطع لرزه‌ای عمود بر محور تاقدیس سولابدر تفسیر و ویژگی‌های ساختاری هر کدام به تفصیل ارائه می‌شود. پارامترهای هندسی چین‌خوردگی در بخش‌های مختلف تاقدیس سولابدر محاسبه و رده‌بندی می‌شود. با مقایسه شکل چین با الگوهای استاندارد، تحلیل هندسی تاقدیس سولابدر در بخش جنوبی فروبار دزفول انجام، و شناسایی فاکتورهای مؤثر بر هندسه این تاقدیس صورت می‌گیرد. همچنین تأثیر واحدهای متحرک در بروز سبک‌های مختلف چین‌خوردگی در بخش‌های مختلف این تاقدیس تعیین، و الگوی تکاملی چین‌ها بیان می‌شود.

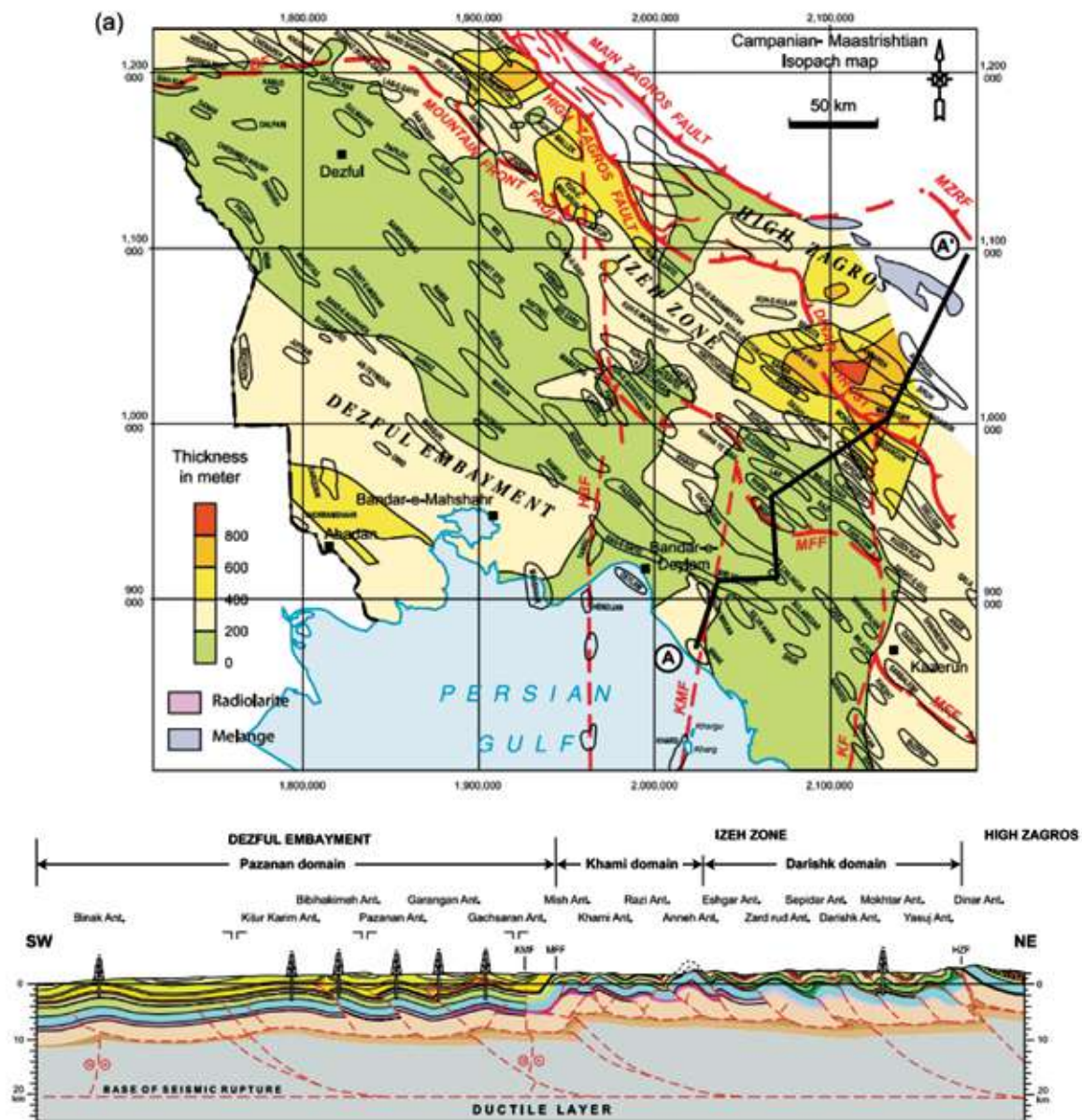
هندسه ساختاری تاقدیس سولابدر

رخنمون سطحی در بخش جنوبی دزفول به‌طور عمده شامل سازندها مارنی می‌شان، آواری آجاجاری و رسوبات عهد حاضر است (شکل ۱). ساختارهای تاقدیسی زیرسطحی

ازجمله مدل‌های هندسی ارائه شده برای این نوع چین‌خوردگی‌ها هستند. مدل‌های هندسی که این نوع سبک‌های چین‌خوردگی را توصیف می‌کنند، افزون بر آنکه موجب درک بهتر چین‌خوردگی می‌شوند، ابزار مهمی برای رسم و یا تکمیل برش‌های عرضی و موازنه کردن آنها به‌شمار می‌روند. (Dahlstrom, 1970; Jamison, 1987; Suppe, 1983) الگوی چین‌خوردگی در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس به‌شدت متأثر از رفتار مکانیکی واحدهای سنگی آن است و هندسه تاقدیس‌های زاگرس بیشتر افزون بر نوع دگرشکلی، تابع عملکرد مکانیکی واحدهای چین‌نگاری می‌باشد. یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده الگوی چین‌خوردگی در زاگرس به‌ویژه در ناحیه دزفول، سطوح چندگانه شکل‌پذیر و جدایشی می‌باشد (Letuzy and Sherkati, 2004; Mitra, 2002). در چند سال اخیر پژوهشگران بسیاری به مطالعه چین‌نگاری مکانیکی و عملکرد افق‌های شکل‌پذیر جدایشی میانی در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس پرداخته‌اند و اهمیت این موضوع را تبیین کرده‌اند (O'Brien, 1957; Bahroudi and Koyi, 2003; Sherkati and letouzey, 2004; Mc Quarrie, 2004; Sherkati et al., 2006; Carruba et al., 2006). در این مطالعه بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، خطوط لرزه‌نگاری بازتابی و داده‌های چاه، تحلیل هندسی تاقدیس سولابدر در بخش جنوبی فروبار دزفول (شکل ۱) انجام، و شناسایی فاکتورهای مؤثر بر هندسه این تاقدیس صورت می‌گیرد. همچنین تأثیر واحدهای متحرک در بروز سبک‌های مختلف چین‌خوردگی در بخش‌های مختلف این تاقدیس تعیین، و الگوی تکاملی چین‌ها بیان می‌شود.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

تاقدیس سولابدر در حاشیه شرقی فروافتادگی دزفول جنوبی در ناحیه جنوب غرب ایران قرار دارد. تاقدیس سولابدر در استان کهگیلویه و بویراحمد، در ۵۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر گچساران و ۴۵ کیلومتری ساحل خلیج فارس واقع شده است. همچنین این تاقدیس در ۳۰ کیلومتری جنوب شرقی میدان بی‌بی حکیمه، جنوب میدان چلینگر،



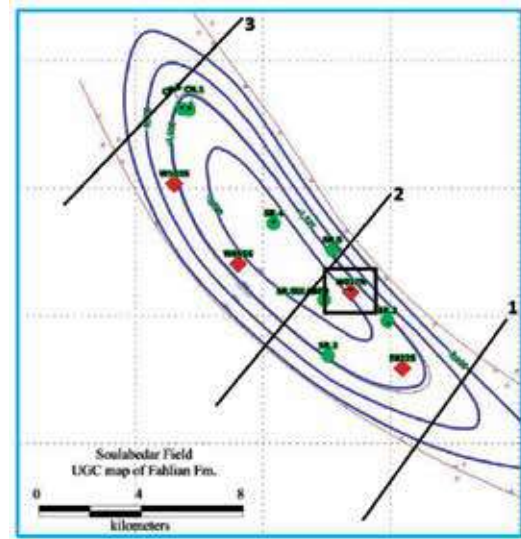
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی جنوب غرب زاگرس و موقعیت تاکدیس سولابدر در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول (بیضی قرمز رنگ) به همراه برش عرضی عمود بر ساختارها (Sherkati and Letouzey 2004)

فشرده مرکزی یک نیمرخ لرزه‌نگاری و همچنین بر روی بخش جنوب خاوری یک نیمرخ لرزه‌نگاری رسم و تفسیر می‌شود (شکل ۲). کیفیت نیمرخ‌های لرزه‌نگاری اجازه شناسایی و تفسیر ساختارها را تا سازند فهلیان می‌دهد. در ادامه هندسه تاکدیس سولابدر در هر یک از این نیمرخ‌های لرزه‌نگاری توصیف می‌شود.

(زیر سازند گچساران) میدان‌های نفتی بزرگی را در پهنه تشکیل داده‌اند. یکی از این میدان‌های نفتی تاکدیس سولابدر می‌باشد. برای بررسی هندسه تاکدیس سولابدر در بخش جنوبی فروبار دزفول، سه نیمرخ لرزه‌نگاری عمود بر محور این تاکدیس انتخاب شده است (شکل ۲). به دلیل تغییرات هندسه و چرخش محور تاکدیس در پایانه شمال باختری، یک نیمرخ لرزه‌نگاری بر روی این پایانه رسم شده است. در بخش

ضخامت نسبت به یال‌های تاقدیس دیده می‌شود. به نظر می‌رسد این امر به دلیل حرکت واحدهای شکل‌پذیر مارنی سازندهای پایده و گورپی از یال‌ها به طرف پهنه لولایی تاقدیس باشد. در یال جنوبی تاقدیس سولابدر ریز چین‌های ثانوی در افق گچساران مشاهده می‌شود. این امر به دلیل ماهیت متحرک این سازند تبخیری کم مقاوم می‌باشد.

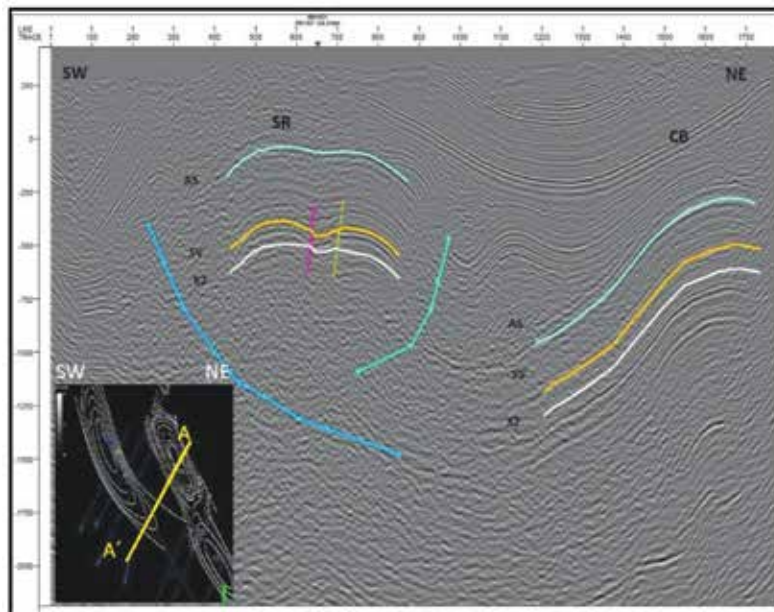
در زیر سازند گچساران، تاقدیس سولابدر به صورت یک ساختار بالاجسته کم‌وبیش متقارن می‌باشد، توسط دو گسل راندگی با شیب مخالف هم تشکیل شده است. ضخامت زیاد از توالی شکل‌پذیر مارنی-شیلی و همچنین عملکرد پس راندگی‌ها در یال شمالی تاقدیس سولابدر باعث شده است در تاقدیس زیرین (حد فاصل افق‌های سروک و کژدمی) چین خوردگی با سطوح محوری دوگانه شکل گیرد. توسعه این راندگی‌ها باعث شده که محور تاقدیس بالایی افق آسماری نسبت به محور تاقدیس‌های فرعی پایینی دچار جابجایی شده باشد و همچنین باعث شده است که هندسه و سبک تاقدیس در زیر این سازند متفاوت از هندسه تاقدیس فوقانی باشد. همچنین بر پایه نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب و تغییرات ضخامت یال‌ها نسبت به پهنه لولای آن برحسب طبقه‌بندی رمزی، رده ۱c در بخش جنوب شرقی تاقدیس سولابدر برای یال‌های شمالی و جنوبی در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۲. نقشه عمقی زیرسطحی تاقدیس سولابدر. اعداد موقعیت نیمرخ‌های لرزه‌ای عمود بر تاقدیس را نشان می‌دهند

نیمرخ لرزه‌نگاری ۱

این نیمرخ در بخش جنوب شرقی تاقدیس سولابدر تهیه شده است (شکل ۳). یک راندگی عمقی جلویی شاید منشأ گرفته در افق متحرک پایینی پالئوزوئیک که تا بخش زیرین سازند گچساران نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرریختی اصلی و بریدگی واضح در سازندهای حد فاصل آسماری تا حداقل فلهیان شده است، را نشان می‌دهد. در پهنه لولایی تاقدیس در حد فاصل بین سرسازندهای سروک و کژدمی یک افزایش

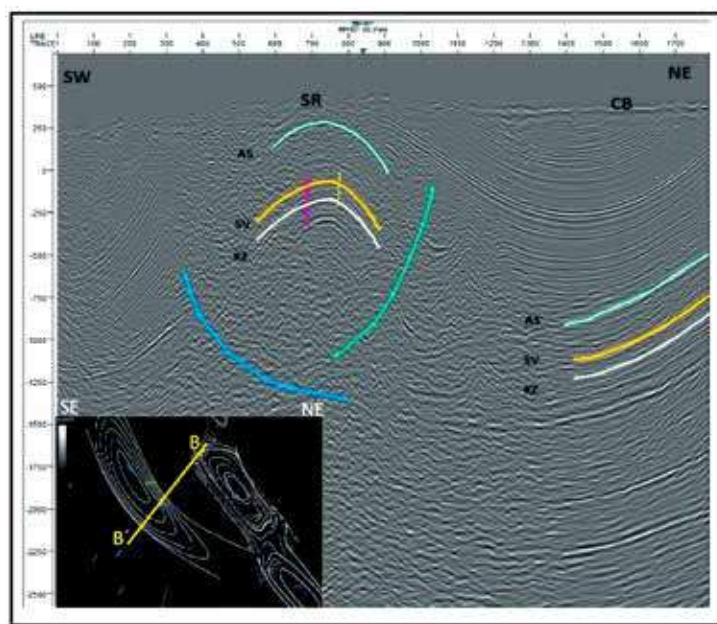


شکل ۳. نیمرخ لرزه‌نگاری در بخش جنوب شرقی تاقدیس سولابدر: یک راندگی با عمق زیاد در یال جنوب غربی مشاهده می‌شود و با ادامه دگرریختی پس راندگی‌هایی در یال شمالی گسترش یافته‌اند. توسعه این پس راندگی‌ها در فرادیواره باعث ایجاد ساختار بالاجسته شده است

نیمرخ لرزه‌نگاری ۲

زاویه بین یالی فشرده‌تر و راندگی اصلی پرشیب‌تر، کوتاه شدگی و شدت دگرشکلی بیشتر را در بخش میانی تاقدیس نشان می‌دهد. راندگی عمقی جلویی با ریشه در واحد شکل‌پذیر پایینی و گسترش پس راندگی باعث جابجایی محور چین‌ها در این بخش شده‌اند، در این نیمرخ قابل مشاهده است. همچنین بر پایه نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب و تغییرات ضخامت یال‌ها نسبت به پهنه لولای آن برحسب طبقه‌بندی رمزی، رده دو برای یال شمالی و رده سه برای یال جنوبی در نظر گرفته می‌شود.

این نیمرخ لرزه‌نگاری بخش مرکزی تاقدیس سولابدر را پوشش می‌دهد (شکل ۴). در افق سروک بیشترین شیب و آزیموت به ترتیب ۱۷ و ۲۲۰ درجه، در افق کژدمی بیشترین شیب و آزیموت به ترتیب ۲۰ و ۲۱ درجه می‌باشد. بستگی ساختاری میدان سولابدر این مقطع در افق سروک ۲۰۰ متر و در افق کژدمی ۲۰۰ متر و برآورد شده است. همچنین بیشینه ارتفاع میدان در افق سروک ۸۰۰ متر و در افق کژدمی ۱۲۵۰ متر می‌باشد.



شکل ۴. نیمرخ لرزه‌نگاری در بخش میانی تاقدیس سولابدر

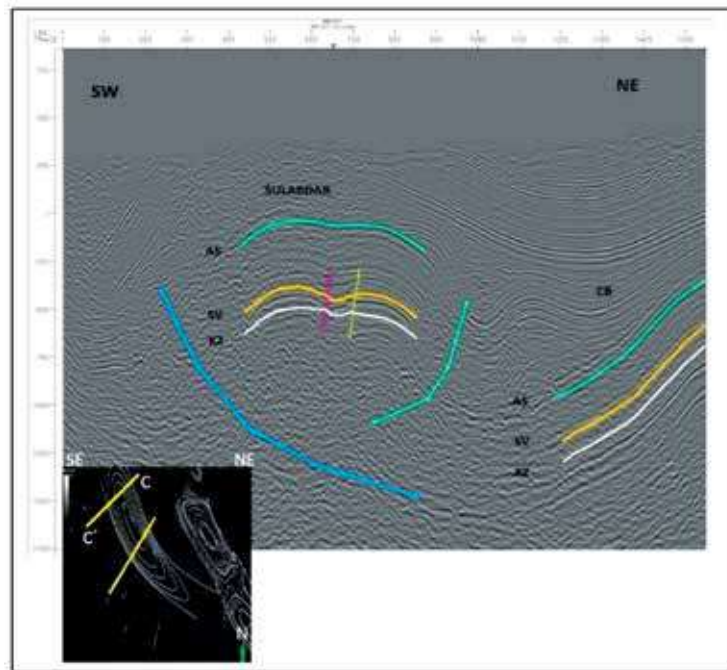
نیمرخ لرزه‌نگاری ۳

(Cosgrove, 2004)، یک راندگی عمقی جلویی شاید منشا گرفته در افق متحرک پایینی پالئوزوئیک، تا بخش زیرین سازند گچساران نفوذ کرده و باعث ایجاد دگربرختی اصلی و بریدگی واضح در سازندهای حدفاصل آسماری از سازند گدوان شده است، را نشان می‌دهد. در پهنه لولایی تاقدیس در حدفاصل بین سرسازندهای آسماری و گدوان یک افزایش ضخامت نسبت به یال‌های تاقدیس دیده می‌شود. به نظر می‌رسد به دلیل حرکت واحدهای نامقاوم مارن سازندهای پابده و گورپی از یال‌ها به طرف پهنه لولایی تاقدیس باشد. به مانند مقطع شماره ۱ در بخش جنوب شرقی، ضخامت زیاد از توالی شکل‌پذیر مارنی-شیلی و عملکرد پس راندگی‌ها در یال شمالی تاقدیس سولابدر باعث شده است در تاقدیس

این نیمرخ لرزه‌نگاری پایانه شمال باختری تاقدیس سولابدر را پوشش می‌دهد (شکل ۵). بررسی نقشه‌های عمقی زیرسطحی نشان می‌دهد که تاقدیس سولابدر چینی است کم‌وبیش نامتقارن که محور آن دارای روند کلی شمال غربی-جنوب شرقی شرقی است و در پایانه شمال غربی چین دچار چرخش شده است. این چرخش ممکن است در اثر عملکرد گسل‌های عرضی جداکننده این ساختار از تاقدیس‌های بی‌بی حکیمه در شمال غربی و شاپور در جنوب شرقی باشد. نبود کیفیت مناسب مقاطع لرزه‌ای اجازه تفسیر ساختارها تا اعماق را نمی‌دهد. مقاطع رسم و تفسیر داده‌ای بازتابی در مطالعات قبلی (Sherkati et al, 2006; Sepehr and

سازند متفاوت از هندسه تاقدیس فوقانی باشد. همچنین بر پایه نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب و تغییرات ضخامت یال‌ها نسبت به پهنه لولای آن برحسب طبقه‌بندی رمزی، رده دو برای یال شمالی و رده سه برای یال جنوبی در نظر گرفته می‌شود.

زیرین (حداصل افق‌های سروک و کژدمی) چین خوردگی با سطوح محوری دوگانه شکل گیرد. توسعه این راندگی‌ها باعث شده که محور تاقدیس بالایی افق آسماری نسبت به محور تاقدیس‌های فرعی پایینی دچار جابجایی شده باشد و همچنین باعث شده هندسه و سبک تاقدیس در زیر این



شکل ۵. نیمرخ لرزه‌نگاری در بخش شمال غربی سولابدر

پارامترهای هندسی تاقدیس سولابدر

توزیع خمیدگی یال L و رده چین برای هر یک از یال‌ها به‌طور جداگانه محاسبه شده است. تاقدیس سولابدر در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری و اعماق مختلف بر اساس زاویه بین یالی (i) زاویه چین خوردگی (ϕ) و فشردگی T، هندسه چین‌های بسته تا باز را نشان می‌دهد (جدول ۱)

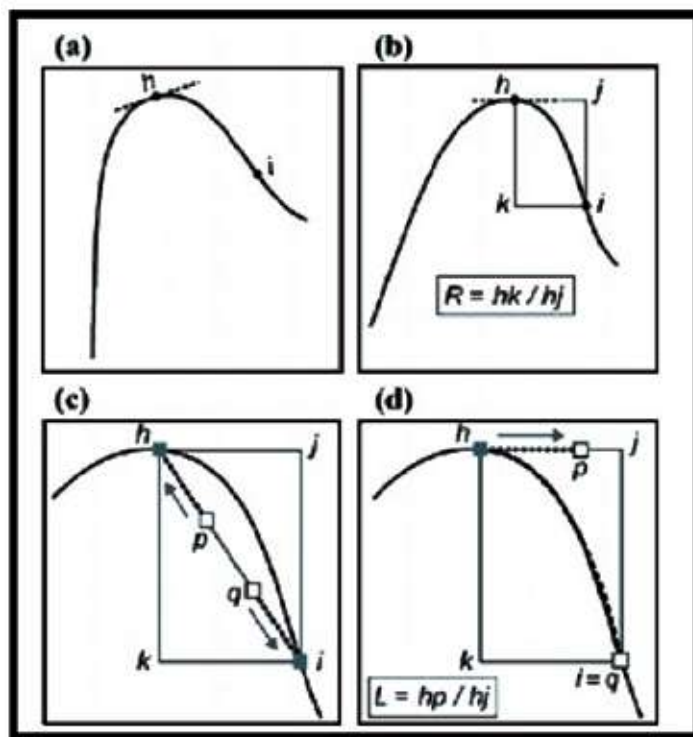
آنالیز سریع شکل چین با استفاده از نمودار Be'zier

روش‌های متعددی برای مقایسه میزان خمیدگی سطوح چین‌خورده بر اساس توابع ریاضی ارائه شده است. برای نمونه استابلر و هوچنین هودلستون (Stabler, 1968; Hudleston, 1973) عنوان کردند دو معادله از سری فوریه برای دسته‌بندی چین‌ها کافی است (دریکوند و همکاران، ۱۳۹۵). اما استو (Stowe, 1988) معتقد است توصیف دقیق شکل چین نیازمند بیش از ۱۰ ضریب فوریه می‌باشد.

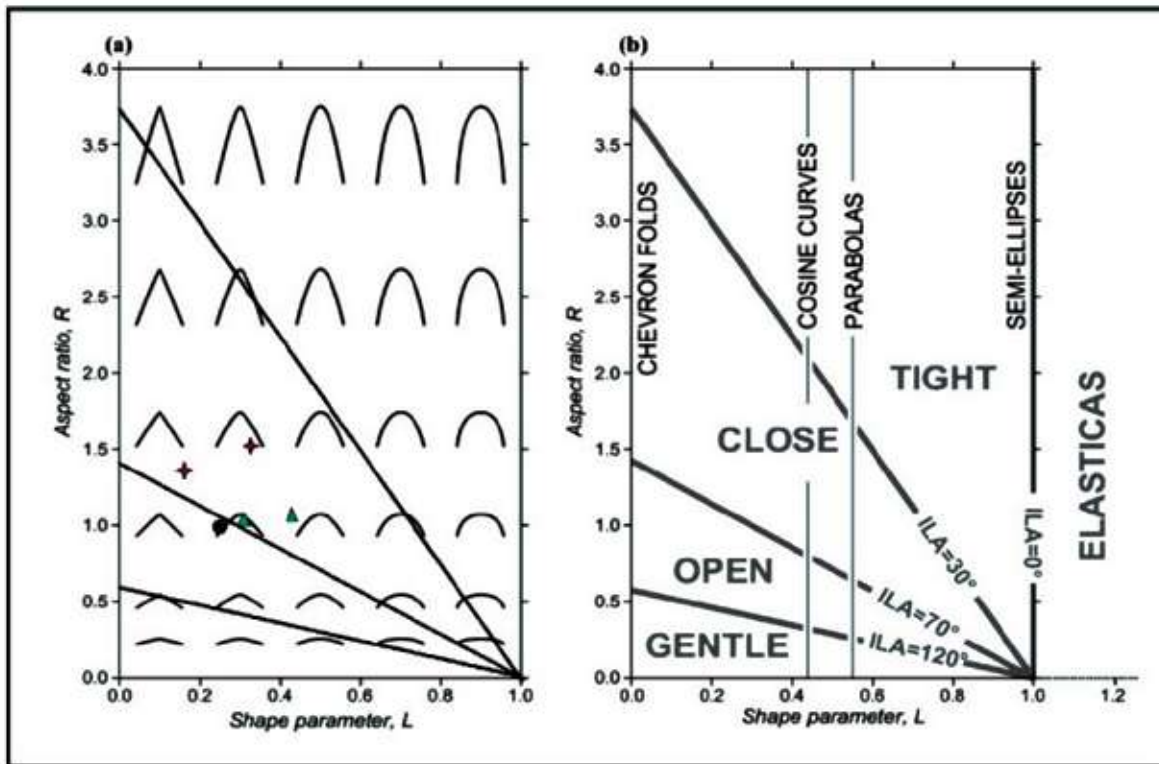
برای انجام تجزیه و تحلیل‌های هندسی تاقدیس سولابدر بر روی برش‌های عرضی، پارامترهای هندسی اندازه‌گیری شده‌اند. سطوح چین‌خورده طیف وسیعی از هندسه‌های گرد با توزیع به نسبت یکنواخت خمیدگی تا هندسه‌های جناغی که خمیدگی در پهنه لولا متمرکز شده، را نشان می‌دهد (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۹۳). در این بخش با استفاده از چند روش مرسوم و ساده، پارامترهای هندسی برای تاقدیس سولابدر در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف محاسبه می‌شود. این پارامترها برای سرسازند آسماری و در برخی از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری برای سرسازند سروک استخراج شده است (جدول ۱). از آنجا که تاقدیس سولابدر در اکثر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری هندسه کم‌وبیش نامتقارن با تمایل به سمت جنوب غرب دارد، پارامترهایی مانند نسبت اندازه R،

است. پارامتر شکل L بین مقادیر $0/18$ تا $0/42$ متغیر است (جدول ۱). در یال‌های تاقدیس سولابدر در نیمرخ‌های مختلف پارامتر هندسی نسبت اندازه (R) بین مقادیر $1/1$ تا $1/56$ متغیر است (جدول ۱). بر این اساس تاقدیس سولابدر با واژه‌های متعادل تا پهن توصیف شده است. پارامترهای $R-L$ و زاویه بین یالی استخراج شده برای نیمرخ‌های تاقدیس سولابدر بر روی نمودار ارائه شده توسط سیروستاوا و لیزله (Srivastava and Lisle, 2004) پیاده شدند (شکل ۷). همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، اکثر داده‌های مربوط به نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف در بخش پایینی نمودار و در بین محدوده چین‌های جناغی و کسینوسی تمرکز یافته‌اند. فرارگیری تاقدیس سولابدر در رده چین‌های باز تا کم‌وبیش بسته (بر اساس زاویه بین یالی) و نیز موقعیت یال‌های این تاقدیس در نمودار سیروستاوا و لیزله (Srivastava and Lisle, 2004) نشان‌دهنده تفاوت در شکل چین و به تبع آن تفاوت در شدت دگرریختی در این بخش‌های مختلف این تاقدیس می‌باشد. در ادامه این تفاوت شدت دگرریختی تحلیل می‌شود.

سیروستاوا و لیزله (Srivastava and Lisle, 2004) بر اساس منحنی Bézier سطوح خمیده، دو پارامتر R و L را برای توصیف شکل چین‌ها ارائه نموده‌اند. این پارامترها برای هر یال چین در حد فاصل نقطه لولا تا نقطه عطف ارائه شده است. پارامتر R نسبت اندازه (نسبت دامنه به نصف پهنای چین) و پارامتر L توزیع خمیدگی در یال چین می‌باشد (شکل ۶). در مورد چین‌های متقارن می‌توان یک عدد را به‌عنوان نسبت اندازه کل چین در نظر گرفت. اما در مورد چین‌های نامتقارن به دلیل تفاوت بین شیب و طول دو یال‌ها، یک عدد نمی‌تواند بیانگر نسبت اندازه برای چین باشد. بر این اساس سیروستاوا و لیزله (Srivastava and Lisle, 2004) پیشنهاد کردند این نسبت برای هر یک از یال‌های چین به‌صورت جداگانه ارائه شود. پارامتر L توزیع خمیدگی را در یال چین نشان می‌دهد. $L=0$ نشان‌دهنده یال مستقیم و تمرکز خمیدگی در لولا است، در چین‌های جناغی دیده می‌شود و $L=1$ مربوط به هندسه‌های دایره‌ای یا گرد است. پارامترهای $L>1$ نشان‌دهنده یال‌های با شیب منفی است. برای تاقدیس سولابدر نسبت اندازه برای هر یک از یال‌ها در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف محاسبه شده



شکل ۶. a تا d مراحل محاسبه پارامتر شکلی L و R



شکل ۷. (a) شکل چین به دست آمده با پارامترهای R و L. اعداد نشانگر شماره نیمرخها هستند. دایره مشکی اعداد مربوط به نیمرخ ۱، لوزی قرمز اعداد مربوط به نیمرخ ۲، مثلث سبز اعداد مربوط به نیمرخ ۳ هستند. (b) دسته بندی زاویه بین یالی و هندسه چین ایده آل نشان داده شده در نمودار R و L (Srivastava and Lisle, 2004)

(نیمرخ ۱) نشان می دهد. همچنین برای بخش میانی و شمال غربی (نیمرخ های ۲ و ۳) با توجه به شکل چین و مقادیر پارامترهای R و L دگرشکلی بیشتری را متحمل شده اند و الگوی چین خوردگی بیشتر در ارتباط با انتشار رانندگی ها هستند، رده های دو را در یال جنوب غربی کم شیب تر و رده سه را در یال های شمال شرقی پرشیب تر نشان می دهند (جدول ۱). تغییرات چینه شناسی مکانیکی سازندهای مختلف که نقش اصلی را در تعیین مدل جنبشی چین خوردگی دارند به همراه تغییرات شدت دگرشکلی تحت تاثیر عملکرد توام خطواره های پی سنگی عرضی و طولی و تغییرات نسبت ضخامت واحدهای سنگی پر قوام به کم قوام، موجب شکل گیری رده های مختلف چین در تاقدیس سولابدر می شود. در بخش های جنوب شرقی تاقدیس سولابدر شدت دگرشکل و فشردگی کمتر می باشد چین رده ۱c را نشان می دهند ولی در بخش میانی تاقدیس و شمال غربی (روند محور چین دچار چرخش شده و در یک پهنه گسلی راستگرد

نسبت نوک دار بودن یا کنندی چین b

نوک دار بودن، انحنا نسبی چین در بستگی آن مورد ارزیابی قرار می دهد. و به صورت زیر محاسبه می شود: $b = r_c / r_0$ for $(r_c < r_0)$ و همچنین $b = 2 - r_0 / r_c$ for $(r_c > r_0)$. شعاع انحنا در بستگی چین و r_0 شعاع دایره مماس بر یال ها در نقاط عطفشان است (Twiss and Moores, 1992). بر اساس پارامتر کنندی (b) تاقدیس سولابدر در بخش جنوب شرقی نیمه مدور و در بخش های میانی و شمال غربی، نیمه زاویه دار توصیف شده است (جدول ۱). نیمه زاویه دار بودن نیمرخ های بخش مرکزی و شمال غربی در مقایسه با نیمه مدور بودن نیمرخ بخش جنوب شرقی حاکی از کوتاه شدگی بیشتر و شدت دگرریختی در بخش های میانی و غربی تاقدیس است.

تقسیم بندی تاقدیس سولابدر بر پایه نحوه قرارگیری خطوط هم شیب

تغییرات ضخامت یال های تاقدیس سولابدر نسبت به پهنه لولایی آن، رده های ۱c را برای بخش جنوب شرقی

(α)، زاویه بین یالی چین (γ) و تغییرات ضخامت پیش یال مرتبط با گسل به هم وابسته‌اند. این پارامترها برای هر یک از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری از راس افق آسماری تاقدیس سولابدر نسبت به پس یال می‌باشند. این پارامترها در انواع چین‌های

جدول ۱. پارامترهای هندسی استخراج شده از هر یک نیمرخ‌های لرزه‌نگاری در تاقدیس رگ سفید

نیمرخ ۱	نیمرخ ۲	نیمرخ ۳		
۱۰۳	۹۰	۹۶	زاویه بین یالی (درجه)	
۷۷	۹۰	۸۴	زاویه چین‌خوردگی (ϕ)	
تقریباً مقارن	نامتقارن	نامتقارن	تقارن	
۸۷	۸۲	۸۲	زاویه تمایل	
SW	SW	SW	جهت تمایل	
باز	تقریباً بسته	بسته	فشرده‌گی (T)	
۴۰	۵۰	۴۰	شیب یال شمال خاوری	
۳۶	۳۸	۳۴	شیب یال جنوب باختری	
۱/۱	۱/۴	۱/۲۲	یال شمال خاوری	نسبت ابعاد
۰/۰۴۱	۰/۱۴	۰/۰۸۶	LogR	
متعادل	متعادل	متعادل	واژه توصیفی	L
۱/۱	۱/۵۶	۱/۱۵	یال جنوب باختری	
۰/۰۴۱	۰/۱۹	۰/۰۷۱	LogR	کندی (b)
متعادل	متعادل	متعادل	واژه توصیفی	
۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۴۲	یال شمال خاوری	Ramsay and Huber (۱۹۸۷)
۰/۲۳	۰/۲۸	۰/۳۵	یال جنوب باختری	
۰/۵۴	۰/۳۷	۰/۳۳	rc/ro	رده‌بندی
نیمه مدور	نیمه زاویه‌دار	نیمه زاویه‌دار	واژه توصیفی	
۳۵	۴۰	۳۰	α	رده‌بندی Ramsay and Huber (۱۹۸۷)
۰/۹۳	۰/۷۶	۰/۸۹	$\alpha t'$ یال شمال خاوری	
۱/۱۶	۱	۱/۲	$\alpha T'$ یال شمال خاوری	رده‌بندی (۱۹۸۷)
۱c	۲	۲	رده چین	
۴۵	۶۰	۴۷	α	رده‌بندی Ramsay and Huber (۱۹۸۷)
۰/۸	۰/۴۷	۰/۶۵	$\alpha t'$ یال جنوب باختری	
۱/۱	۰/۸	۱/۰۸	$\alpha T'$ یال جنوب باختری	رده‌بندی Ramsay and Huber (۱۹۸۷)
۱c	۳	۳	رده چین	

قرار گرفته) در اثر افزایش کوتاه‌شدگی شاهد پدیده انتشار گسل هستیم، در این حالت شدت دگرشکلی بیشتر شده و موجب تبدیل تکاملی رده چین از رده‌های ۱c به رده‌های دو و سه هستیم.

سازوکار چین‌خوردگی در بخش‌های مختلف تاقدیس سولابدر

بر مبنای تحلیل‌های صورت گرفته از چین‌خوردگی‌های مرتبط با گسلش راندگی، سه دسته اصلی از این چین‌ها به صورت صورت چین‌های خم گسلی، چین‌های انتشار گسل و چین‌های جدایش گسل رده‌بندی شده‌اند

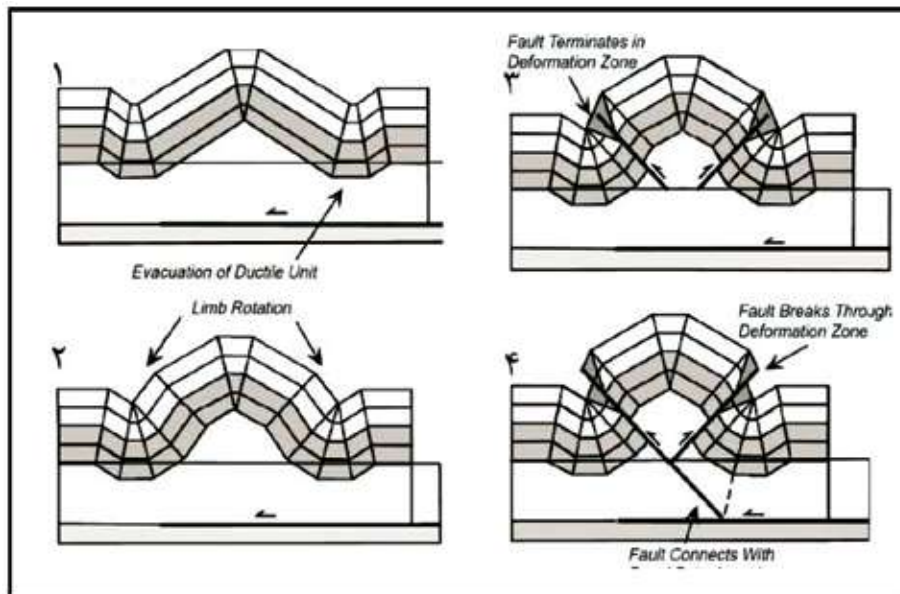
برای بررسی هندسه چین‌ها به کار رفته است. می‌توان به مقایسه هندسه چین با شکل‌های آرایه شده توسط میترا (Mitra, 2002) و استفاده از نمودارهای چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی ارائه شده توسط جیمسون (Jamison, 1987) اشاره کرد. جیمسون (Jamison, 1987) با استفاده از پارامترهای هندسی و تغییرات ضخامت یال‌ها برای سازوکارهای اصلی چین‌خوردگی مرتبط با گسل، نمودارهایی را ارائه کرده است. پارامترهای مورد استفاده در این نمودارها شامل زاویه پلکان گسل (α) یا شیب پس یال

شده است (شکل a-9). در این نیمرخ شاهد توسعه بخش بالابرجسته کم‌وبیش متقارن در اثر فعالیت پس‌راندگی‌ها به همراه راندگی اصلی هستیم. هندسه این نیمرخ و سبک جدایشی گسل خورده در این نیمرخ شبیه الگوی دو میترا (Mitra, 2002) می‌باشد (شکل ۸). در این حالت پس‌راندگی‌ها به صورت مستقل در نتیجه چرخش پس‌یال چین و تمرکز کرنش در این یال توسعه می‌یابند. در این حالت ساختار بالاجسته هندسه تقریباً متقارن دارد. رده چین در این نیمرخ با استفاده از نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب، رده ۱c را برای این بخش تاقدیس نشان می‌دهد و حاکی از دگرریختی با شدت کمتر نسبت به بخش‌های میانی و غربی تاقدیس است (شکل a-9).

در (جدول ۲) آورده شده است. موقعیت هر یک از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری تاقدیس سولابدر با استفاده از این پارامترها بر روی نمودارهای جیمسون (Jamison, 1987) مشخص شده است.

سازوکارهای چین خوردگی در نیمرخ لرزه‌نگاری یک واقع در بخش جنوب خاوری تاقدیس

زاویه بین یالی ۱۰۳ درجه و شیب یال پشتی به میزان ۴۰ درجه و همچنین مقایسه ستبرای لایه مبنا و پهلوی پیشانی نشان‌دهنده ۳۰ درصد ضخیم‌شدگی پیش‌یال می‌باشد و با مقدار تغییرات ضخامت به دست آمده از نیمرخ لرزه‌نگاری ۱ همخوانی دارد (جدول ۲). این پارامترها سبک چین خوردگی جدایشی را نشان می‌دهد، یال پیشانی دچار برش شدگی



شکل ۸. الگوی ۲ تکامل جنبشی چین جدایشی گسل خورده متقارن، (۱) شکل‌گیری تاقدیس متقارن، (۲) تنگ‌شدگی تاقدیس و چرخش هر دو یال تاقدیس، (۳) انتشار گسل در واحدهای پرقوام یال‌ها، (۴) اتصال یکی از گسل‌ها به افق جدایشی (Mitra, 2002)

فشرده‌تر و مقادیر R و L و همچنین رده چین در این نیمرخ با استفاده از نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب، رده‌های دو و سه را برای این بخش تاقدیس نشان می‌دهد که حاکی از دگرریختی با شدت بیشتر نسبت به بخش شرقی است.

سازوکارهای چین خوردگی در نیمرخ لرزه‌نگاری سه واقع در بخش شمال باختری تاقدیس

زاویه بین یالی ۹۶ درجه و شیب راندگی اصلی به میزان ۳۲ درجه و همچنین مقایسه ستبرای لایه مبنا و پهلوی پیشانی

سازوکارهای چین خوردگی در نیمرخ لرزه‌نگاری دو واقع در بخش مرکزی تاقدیس

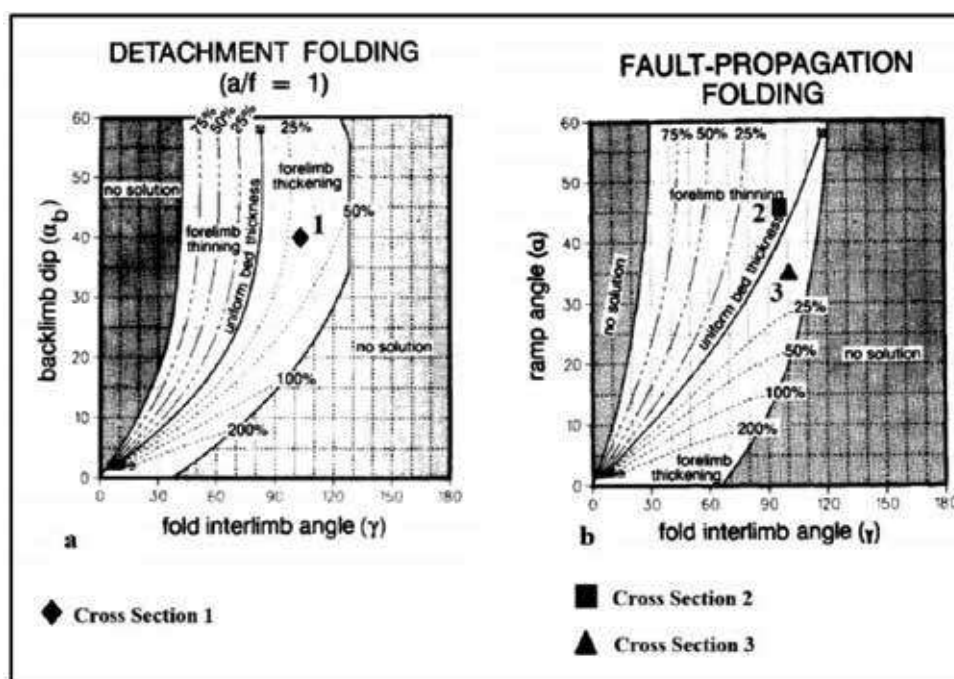
زاویه بین یالی ۹۵ درجه و شیب راندگی اصلی به میزان ۴۵ درجه و همچنین مقایسه ستبرای لایه مبنا و پهلوی پیشانی نشان‌دهنده پنج درصد نازک‌شدگی پیش‌یال می‌باشد و با مقدار تغییرات ضخامت به دست آمده از نیمرخ لرزه‌نگاری دو همخوانی دارد (جدول ۲). این پارامترها سبک چین خوردگی انتشار گسل را نشان می‌دهد (شکل b-9). زاویه بین یالی

در این نیمرخ با استفاده از نحوه قرارگیری خطوط هم‌شیب، رده دو و سه را برای این بخش تاقدیس نشان می‌دهد که حاکی از دگرریختی با شدت بیشتر نسبت به بخش شرقی است.

نشان دهنده هشت درصد ضخیم شدگی پیش‌یال می‌باشد. با مقدار تغییرات ضخامت به دست آمده از نیمرخ لرزه‌نگاری سه همخوانی دارد (جدول ۲). با این پارامترها سبک چین‌خوردگی انتشار گسل را نشان می‌دهد (شکل ۹-ب). زاویه بین یالی فشرده‌تر و مقادیر R و L و همچنین رده چین

جدول ۲. داده‌های مربوط به نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف جهت استفاده از نمودارهای جیمسون (Jamison, 1987)

نیمرخ ۱	نیمرخ ۲	نیمرخ ۳	
۱۰۳	۹۵	۹۶	زاویه بین یالی (γ)
۴۰	۴۵	۳۲	شیب پس‌یال (αb) یا شیب پلکان گسل (α)
۳۰٪ ضخیم شدگی	۵٪ نازک شدگی	۸ ضخیم شدگی	تغییرات ضخامت پیش‌یال (درصد)



شکل ۹.۹. نمایش موقعیت نیمرخ‌های لرزه‌نگاری بازتابی مختلف تاقدیس سولابدر بر روی نمودارهای جیمسون (Jamison, 1987). شکل لوزی موقعیت جایگاه نیمرخ‌های شماره یک واقع در بخش جنوب شرقی ۱ را نشان می‌دهد، (b) شکل‌های مربع و مثلث به ترتیب جایگاه نیمرخ‌های شماره دو و سه به ترتیب در بخش‌های مرکزی و شمال غربی تاقدیس سولابدر را نشان می‌دهند

بحث

جدایش متفاوت بوده و سبک چین‌خوردگی در سطح ناچار ساختارهای ژرف را منعکس نمی‌کند (O' Brein, 1957; Massoli and Koyi, 2006; Sherkati et al., 2006). پوشش رسوبی زاگرس دارای تغییرات قابل توجه در رخساره و ستبرای واحدهای سنگی است. در ستون چین‌شناسی زاگرس سطوح مقاومی وجود دارد و توسط سطوح جدایش تبخیری و شیلی تفکیک می‌شوند و در طی دگرشکلی

ویژگی‌های مکانیکی پوشش رسوبی یکی از عوامل اساسی کنترل کننده سبک دگرریختی در کمربندهای چین‌خورده-رانده می‌باشد. (Davis and Engelder, 1985; Cotton and Koyi, 2000; Turrini et al., 2001). دگرریختی پوشش رسوبی در کمربندهای چین‌خورده-رانده دارای افق‌های جدایش میانی، در بالا و زیر این افق‌های

که تغییرات عمودی در شکل تاقدیس سولابدر به طور عمده مرتبط با سبک چین خوردگی خمشی لغزشی است و باعث تغییرات در شکل چین مانند دو لولایی شدن می شود. در این سبک از چین خوردگی، ستبرای لایه ثابت است و یک چین موازی (رده 1B) یا هم مرکز را ایجاد می کند. این گونه چین ها به وسیله تنش موازی با لایه بندی اولیه در اثر حرکات گسل های راندگی ایجاد می شوند. همچنین ضخامت زیاد از توالی شکل پذیر مارنی-شیلی و عملکرد پس راندگی ها در یال شمالی تاقدیس سولابدر باعث شده است در تاقدیس زیرین (حداصل افق های سر و ک و کژدمی) چین خوردگی با سطوح محوری دو گانه شکل گیرد. توسعه این راندگی ها باعث شده محور تاقدیس بالایی افق آسماری نسبت به محور تاقدیس های فرعی پایینی دچار جابجایی شده باشد و همچنین باعث شده هندسه و سبک تاقدیس در زیر این سازند متفاوت از هندسه تاقدیس فوقانی باشد. پارامترهای هندسی و شکل چین خوردگی نشان می دهد در مقطع های مختلف عرضی عمود بر تاقدیس سولابدر، شاهد تفاوت هایی در سبک های چین خوردگی وابسته به گسل هستیم. در بخش های میانی و شمال غربی تاقدیس سولابدر (نیمرخ های دو و سه) نسبت به بخش جنوب شرقی، با افزایش میزان کوتاه شدگی، کندی چین به شکل نیمه زاویه دار و زاویه بین یالی مقادیر کمتر را نسبت به بخش شرقی نشان می دهد. همچنین در بخش های میانی و شمال غربی تاقدیس، یال های پشتی و جلویی به ترتیب رده های دو و سه را دارا می باشند. محاسبه زاویه بین یالی و درصد نازک شدگی پیش یال و مقایسه با نمودارهای جیمسون (Jamison, 1987) در نیمرخ های دو و سه، سبک چین خوردگی وابسته به انتشار گسل را نشان می دهد. در مقطع های دو و سه آثار انتشار و مهاجرت راندگی ها در فرودیواره راندگی های قبلی قابل مشاهده است. نیمرخ های شماره یک واقع در بخش شرقی بالابرجسته، دارای کندی چین به شکل نیمه مدور می باشد و زاویه بین یالی، مقادیر بیشتری را نسبت به بخش های میانی و غربی نشان می دهد. در بخش شرقی تاقدیس، رده چین در یال های جلویی و پشتی 1C می باشد و نشان می دهد که مقادیر کوتاه شدگی و دگرریختی نسبت به بخش های میانی

به عنوان افق های متحرک های میانی درگیر می شوند (Sherkati and Letouzey, 2006). در فروافتادگی دزفول گروه مقاوم واحد ساختمانی منفردی را تشکیل می دهد، میان دو افق گسستگی تحتانی و فوقانی قرار گرفته است و در عین حال تعدادی سطوح گسستگی میانی نیز در داخل این مدل رسوبی مقاوم گزارش شده است.

رفتار شکل پذیر و ضخامت قابل توجه از سازند گچساران و سایر افق های شکل پذیر در حدفاصل کربنات های مقاوم میانی در توالی رسوبی فروافتادگی دزفول جنوبی، منجر به بروز سبک های متفاوت چین خوردگی در بالا و پایین این آنها و همچنین تکامل ساختارهای توسعه یافته در واحدهای سنگی پهنه شده است. به نحوی ساختارهای بخش بالایی و پایینی به طور کامل از هم جدا شده و بر هم منطبق نیستند (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۸). نتایج حاصل از حفاری چاه های حفر شده در میدان نفتی سولابدر تا سازند مخزنی فهلیان نشان می دهد در تاقدیس سولابدر به دلیل ضخامت کمتر و نبود وجود لیتولوژی نمک ضخیم در سازند گچساران و با توجه به رخنمون سازند فرسایش یافته گچساران در سطح زمین، افق های شکل پذیر و موثر بر تکامل هندسی چین خوردگی ها به طور عمده شامل مارن و شیل های سازند پاینده، گورپی، کژدمی و گدوان هستند. این مورد نشان می دهد برخلاف تاقدیس های شمالی از جمله تاقدیس رگ سفید (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۸)، جریک (لشکری و همکاران، ۱۴۰۰)، اهواز، مارون (طالبی و همکاران، ۱۳۹۸) و غیره، سازند گچساران نسبت به افق های شکل پذیر عمیق تر به عنوان افقی متحرک، نقش کمتری را در تکامل و هندسه چین خوردگی سولابدر ایفا می کند. در تمام نیمرخ های لرزه ای بازتابی عمود بر تاقدیس سولابدر، یک راندگی عمقی جلویی منشا گرفته در افق متحرک پایینی پالتوزوئیک تا بخش زیرین سازند گچساران نفوذ کرده است، باعث ایجاد دگرریختی اصلی و بریدگی واضح در سازندهای حد فاصل آسماری از سازند گدوان شده است. بررسی هندسه چین، مقایسه ضخامت بخش های مختلف تاقدیس و تاریخچه تکامل تکتونیکی جنوب فروافتادگی دزفول (در ارتباط با تاثیر گسلش پیش گودال زاگرس بر شکل گیری تاقدیس سولابدر) نشان می دهد

چین خوردگی مرتبط با گسلش، مطالعه موردی: تاقدیس کاسه ماست، جنوب منطقه لرستان. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۹، ۱۰-۳.

- دریکوند، ب.، علوی، س.ا.، حاجی علی بیگی، ح. و عبداللهی فرد، ا.، ۱۳۹۵. تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس زیلویی در بخش شمالی فروبار دزفول، جنوب باختر ایران. فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین، ۲۸، ۸۱-۵۹.

- طالبی، ح.، علوی، ا.، قاسمی، م.ر. و شرکتی، ش.، ۱۳۹۸. تفاوت رژیم تنش برجا وابسته به موقعیت ساختاری و ویژگی‌های ژئومکانیکی، نمونه موردی در سازندهای گچساران و آسماری، جنوب باختر ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۹، ۱۱۵-۹۹.

- لشکری، ا.، هیهات، م.ر.، خطیب، م.م. و نجفی، م.، ۱۴۰۰. سن چین خوردگی تاقدیس جرید در فروافتادگی دزفول براساس مطالعه هندسه چین‌های رشدی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۸، ۷۹-۶۹.

- یوسفی، م.، موسوی، س.م. و خطیب، م.م.، ۱۳۹۸. تاثیر سازند متحرک گچساران بر سبک چین خوردگی و تکامل تکتونیکی تاقدیس رگ سفید در فروافتادگی دزفول جنوبی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۹، ۳۵-۲۳.

- Bahroudi, A. and Koyi, H.A., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt in deformation style in the Zagros fold-and-thrust belt: An analog modeling approach. *Journal of the Geological Society*, 160, 719-733.

- Carruba, S., Perotti, C.R., Buonaguro, R., Calabrò, R., Carpi, R. and Naini, M., 2006. Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran). *Geological Society of America, Special Papers*. 414, 11-32.

- Cotton, J.T. and Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 351-363.

- Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of Canadian Rocky Mountains. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, 18, 332-406.

و غربی تاقدیس کمتر می‌باشد. محاسبه زاویه بین یالی و درصد نازک‌شدگی پیش‌یال و مقایسه با نمودارهای جیمسون (Jamison, 1987) و همچنین مقایسه هندسه چین با الگوهای میترا (Mitra, 2002) در نیمرخ یک سبک جدایشی گسل خورده الگوی دو متقارن را نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

محاسبه مقادیر پارامترهای هندسی و بررسی شکل چین خوردگی نشان می‌دهد در مقطع‌های مختلف عرضی عمود بر تاقدیس سولابدر، تفاوت‌هایی در سبک‌های چین خوردگی وابسته به گسلش وجود دارد. نتیجه‌های ما نشان می‌دهد تغییر رده چین خوردگی از رده ۱c به رده‌های دو و سه و همچنین تغییر سبک چین خوردگی از چین‌های جدایشی در بخش شرقی به سبک انتشار گسلی بخش‌های میانی و شمال غربی تاقدیس سولابدر، بیانگر افزایش کوتاه‌شدگی، پیشرفت دگرشکلی و تکامل چین از بخش‌های جانبی شرقی به بخش‌های میانی و غربی می‌باشد. در پیش بوم کمربندهای راندگی به دلیل شدت دگرشکلی کمتر نسبت به پس بوم راندگی‌ها، می‌توان مراحل اولیه دگرشکلی در ساختارها را مشاهده کرد. مقایسه مقادیر کوتاه‌شدگی، پارامترهای هندسی، میزان فشردگی، رده‌های چین خوردگی و تعیین سبک‌های چین خوردگی در نیمرخ‌های سه‌گانه در تاقدیس سولابدر، حاکی از قرارگیری بخش جانبی شرقی (نیمرخ شماره یک) در مرحله ابتدایی سیستم گسلش-راندگی می‌باشد. سبک چین خوردگی جدایشی در این نیمرخ تأیید کننده مقادیر کمتر دگرشکلی می‌باشد. همچنین مقادیر هندسی محاسبه شده در بخش‌های میانی و غربی (نیمرخ‌های دو و سه) حاکی از قرارگیری این بخش‌ها در مراحل تکامل یافته‌تر سیستم گسلش راندگی می‌باشد که سبک چین خوردگی انتشار گسلی در این نیمرخ‌ها تأیید کننده افزایش میزان دگرشکلی چین‌ها، تنگ‌شدگی بیشتر چین و افزایش میزان برش در تاقدیس فرادیواره می‌باشد.

منابع

- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخار نژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م.، ۱۳۹۳. تحلیل هندسی

- Davis, D.M. and Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 19, 67-88.
- Erickson, S.G., Strayer, L.M. and Suppe, J., 2001. Initiation and reactivation of faults during movement over a thrust-fault ramp: numerical mechanical models. *Journal of Structural Geology*, 23, 11-23.
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terrains. *Journal of Structural Geology*, 9, 207-219.
- Homza, T.K. and Wallace, W.K., 1995. Geometric and kinematics models for detachment folds with fixed and variable detachment depths. *Journal of Structural Geology*, 17, 575-588.
- Hudleston, P.J., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development: *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- Letouzey, J. and Sherkati, S., 2004. Salt movement, tectonic events and structural style in the central Zagros fold and thrust belt (Iran), in 24th Annual GCSSEPM Foundation, Salt-Sediments Interactions and Hydrocarbon Prospectivity, Concepts, Applications and Case Studies for the 21st Century, Soc. of Econ. Paleontol. And Mineral. Found. Houston, Tex.
- MacClay, K., 2001. *Advanced Structural Geology in Petroleum Exploration*, 275.
- Massoli, D., Koyi, H.A. and Barchi, M.R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: Analogue models and natural examples from the northern Apennines (Italy), *Journal of Structural Geology*, 28, 185-190.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26, 519-535.
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: Geometry, kinematics evolution, and hydrocarbon traps. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 74, 921-945.
- Mitra, S., 2002. Structural models of faulted detachment folds. *AAPG Bulletin*, 86, 1673-1694.
- O'Brien, C.A.E., 1950. Tectonic problems oil field belt of southwest Iran. In: 18 the International Geological Congress, Proceedings, Great Britain.
- O'Brien, C.A.E., 1957. Salt diapirism in south Persia. *Geologie en Mijnbouw*, 19, 357-376.
- Poblet, J. and McClay, K.R., 1996. Geometry and kinematics of single layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 1085-1109.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 307.
- Ray, S.K., 1997. Plunging fault-propagation folds: a case study from the Bhutan Himalayas. In: Sengupta, S. (ed.), *Evolution of geological structures in micro-to macro-scales*. Chapman and Hall, London.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-843.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 535-554.
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics*, 25, 1-27.
- Srivastava, D.C. and Lisle, R.J., 2004. Rapid analysis of fold shape using Bézier curves. *Journal of Structural Geology*, 26(9), 1553-1559.
- Stabler, C.L., 1968. Simplified Fourier analysis of fold shapes. *Tectonophysics*, 6, 343-

350.

- Stowe, C.W., 1988. Application of Fourier analysis for computer representation of fold profiles: *Tectonophysics*, 156, 311-333.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684-721.
- Suppe, J. and Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83, 409-454.
- Suppe, J., Chou, G.T. and Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay, K. R. (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London, 105-122.
- Turrini, F., Van-Buchem, F. and Razin, P., 2001. High resolution sequence stratigraphy of the Bangestan group in a tectonically active setting (Dezful- Izeh) Zagros-Iran, paper presented at AAPG International Conference, Barcelona, Spain.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*: W. H. Freedman and Co., New York, 532.
- Wallace, W. K. and Homza, T. X., 2004. Detachment folds versus fault-propagation folds and their truncation by thrust faults. In: McClay, K. R. (ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir, 82, 324-355.

بررسی کیفیت مخزنی سازند آسماری در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی در یکی از میادین جنوب غرب ایران

ابراهیم سفیداری^(۱*) و امیر حکیمی زنوز^(۲)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی، جهاد دانشگاهی
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۳۰

چکیده

سازند آسماری با سن الیگو-میوسن سنگ مخزن اصلی بسیاری از میادین فروافتادگی دزفول را تشکیل می‌دهد. آنالیز ریز رخساره، فرآیندهای دیاژنزی و مطالعه چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری بر اساس مطالعات پتروگرافی، لاگ‌های پتروفیزیکی و داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه انجام گرفته است. مطالعات پتروگرافی منجر به تشخیص ۱۲ ریز رخساره در پنج زیر محیط رسوبی شامل بین کشندی، لاگون، سد (متعلق به رمپ داخلی)، رمپ میانی و رمپ خارجی متعلق به رمپ کربناته کم شیب شد. ریز رخساره‌های محیط بین کشندی، لاگون و سد بیشتر در بخش بالایی سازند آسماری گسترش دارند حال آنکه در بخش میانی سازند ریز رخساره‌های رمپ میانی و خارجی گسترش دارند. تراکم، سیمانی شدن، انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی فرآیندهای اصلی دیاژنزی موجود در سازند می‌باشند. سیمانی شدن و تراکم نقش مخرب را بر روی کیفیت مخزنی داشته‌اند حال آنکه دولومیتی شدن، انحلال و شکستگی نقش سازنده در شکل‌گیری کیفیت مخزنی دارند.

مطالعات چینه‌نگاری سکانسی با توجه به مشخصات اصلی ریز رخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری آنها و نیز روندهای کم‌عمق شدگی و عمیق شدگی ریز رخساره‌ها منجر به تشخیص سه سکانس رده سوم آکی‌تائین زیرین، آکی‌تائین بالایی و ابتدای بوردیگالین شده است. ریز رخساره‌های سیستم تراکت پیشرونده^(TST) در بخش‌های رمپ میانی تا خارجی تحت تأثیر تراکم، انحلال (قالبی)، سیمانی شدن و تا حدی دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند. سیستم تراکت تراز بالا^(HST) در بخش رمپ داخلی تحت تأثیر دولومیتی شدن، شکستگی و انحلال در نزدیکی مرزهای سکانسی قرار گرفته و از کیفیت مخزنی بهتری نسبت به سیستم تراکت پیشرونده برخوردار هستند.

واژه‌های کلیدی: الیگو-میوسن، سازند آسماری، فروافتادگی دزفول، ریز رخساره و محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی.

1. Transgressive systems tract

2. Highstand systems tract

* نویسنده مرتبط: ebispidari@gmail.com

مقدمه

مخازن کربناته خاورمیانه حاوی کم‌وبیش ۱۵ درصد ذخیره نفت جهانی می‌باشند. افزایش تولید و خالی شدن مخازن موجود در دیگر نواحی از منابع هیدروکربنی، اهمیت مخازن بزرگ خاورمیانه به‌عنوان منبع اصلی نفت و گاز جهان را چند برابر خواهد کرد (Normi and Standen, 1997). مخازن کربناته در محیط‌های ناهمگن خاص که نتیجه فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی از قبیل تراکم، انحلال، دولومیتی شدن و سیمانی شدن می‌باشد، شکل می‌گیرند. این ناهمگنی، تابعی از توزیع فضایی خواص مخزنی در جهات عمودی و جانبی است و کار توصیف مخزن را پیچیده خواهد کرد. از این‌رو برای درک بهتر از توزیع خواص مخزنی در مخازن کربناته، بررسی عوامل ایجاد ناهمگنی و ایجاد یک چارچوب مشخص برای انطباق کیفیت مخزنی در فضاها بین چاهی از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. شرایط رسوبی اولیه و عوامل دیاژنزی ثانویه همراه با جایگاه سکانسی مهم‌ترین پارامترهای تاثیرگذار بر ناهمگنی کربنات‌ها می‌باشند (Lucia, 2007; Ahr, 2008). بنابراین تشخیص ریزرخساره و شناسایی الگوی توزیع آنها در مدل رسوبی زمان رسوب‌گذاری نقش مهمی در توصیف مخازن کربناته بازی می‌کند. بررسی فرآیندهای دیاژنزی ثانویه فهم الگوی توزیع تخلخل و تراوایی را در رخساره‌های موجود در مخازن کربناته را راحت خواهد کرد. از طرف دیگر چینه‌نگاری سکانسی نیز چارچوب زایشی برای انطباق و پیش‌بینی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و تغییرات کیفیت مخزنی موجود در رخساره‌ها را فراهم خواهد کرد (Posamentier and Allen, 1999; Plint and Nummedal, 2000; Ahr, 2008).

بنابراین، مطالعه حاضر توصیف مخزن آسماری را در یکی از مخازن جنوب ایران در سه مرحله به شرح زیر ارائه خواهد داد: الف) ریز رخساره و محیط رسوبی سازند در میدان مورد مطالعه، ب) فرآیندهای دیاژنزی ثانویه و نقش آنها در کیفیت مخزنی و در نهایت ج) ارائه مدل چینه‌نگاری سکانسی به‌عنوان چارچوبی برای انطباق کیفیت مخزنی در میدان.

روش مطالعه

اطلاعات موجود از چهار چاه A، B، C و D از سازند آسماری در یکی از میادین جنوب غربی ایران برای این مطالعه در دسترس می‌باشد. مجموع ۶۵۰ مقطع نازک از دو چاه A، C، و لاگ‌های چاه‌پیمایی از هر چهار چاه همراه با داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه از دو چاه در دسترس است. برای بررسی توزیع رخساره‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی مطالعات پتروگرافی انجام گرفته است. آنالیز رخساره‌ها با استفاده از مدل‌های استاندارد و توصیف رخساره‌ها انجام گرفته است (برای مثال Wilson, 1975; Flügel, 2004). برای تعیین عوامل کنترل‌کننده کیفیت مخزنی، یک رویکرد یکپارچه شامل آنالیز رخساره‌های رسوبی و بازسازی تاریخچه دیاژنزی در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی انجام گرفته است. چارچوب چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری به‌عنوان پایه‌ای برای زون بندی مخزنی مبتنی بر زمین‌شناسی (چینه‌نگاری سکانسی) مورد استفاده قرار گرفته است. به‌منظور ایجاد چنین چارچوبی و تعیین سطوح اصلی سکانسی^۱ (مرزهای سکانسی (SBS)، و سطوح بیشینه غرقابی^۲ (MFSS)) داده‌های مختلفی از قبیل نتیجه‌های آنالیزهای رخساره‌ای و لاگ‌های چاه‌پیمایی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. مرزهای سکانسی با استفاده از تغییرات سریع و ناگهانی در محیط رسوبی یا رخساره‌ها و اثرات دیاژنزی خاص مرتبط با پایین افتادن سطح نسبی آب دریا شناسایی شده‌اند. بالغ بر ۹۰۰ داده تخلخل و تراوایی از پلاگ‌های مغزه اندازه‌گیری شده با استفاده از تخلخل سنج هلیوم و تراوایی سنج هوا برای بررسی کیفیت مخزنی رخساره‌ها و سکانس‌های معرفی شده مورد استفاده قرار گرفته است. از طبقه‌بندی فابریک سنگی لوسیا (Lucia, 1995) برای بررسی کیفیت مخزنی رخساره‌ها استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

کمربند چین‌خورده زاگرس با ساختمان‌های تاقدیسی نامتقارن با امتداد شمال غرب-جنوب شرق مشخص می‌شود (شکل ۱) و شامل زیر زون‌های فروافتادگی دزفول، لرستان،

1. Sequence boundary

2. Maximum flooding surface

سنگ رخساره را که توسط جغرافیای دیرینه کنترل شده‌اند برای سازند آسماری معرفی کرده‌اند (شکل ۱). دو سیستم ماسه غالب و کربناته تخریبی به‌طور عمده در بخش غربی حوضه زاگرس جایی که ورودی رودخانه‌های عراق و کویت را در پی داشته است گسترش داشته‌اند. سیستم کربناته تخریبی در بخش مرکزی و شمال شرقی حوضه درون شلفی و سیستم کربناته غالب در شرق و جنوب حوضه گسترش دارند.

میدان مورد مطالعه، ساختاری تاقدیسی با امتداد شمال غرب-جنوب شرقی است که در قسمت شمال فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱). سازند آسماری سنگ مخزن اصلی میدان را تشکیل می‌دهد. این سازند در این میدان دارای رخساره کربناته-تخریبی است و بخش پایینی آسماری (سکانس‌های ۱ تا ۳ سازند آسماری) رسوب‌گذاری نکرده است. در این میدان انیدریت قاعده‌ای سازند آسماری به‌صورت مستقیم بر روی سازند پابده قرار گرفته و سازند گچساران به‌صورت هم‌شیب بر روی سازند آسماری رسوب‌گذاری کرده و نقش سنگ پوش را برای میدان دارا می‌باشد.

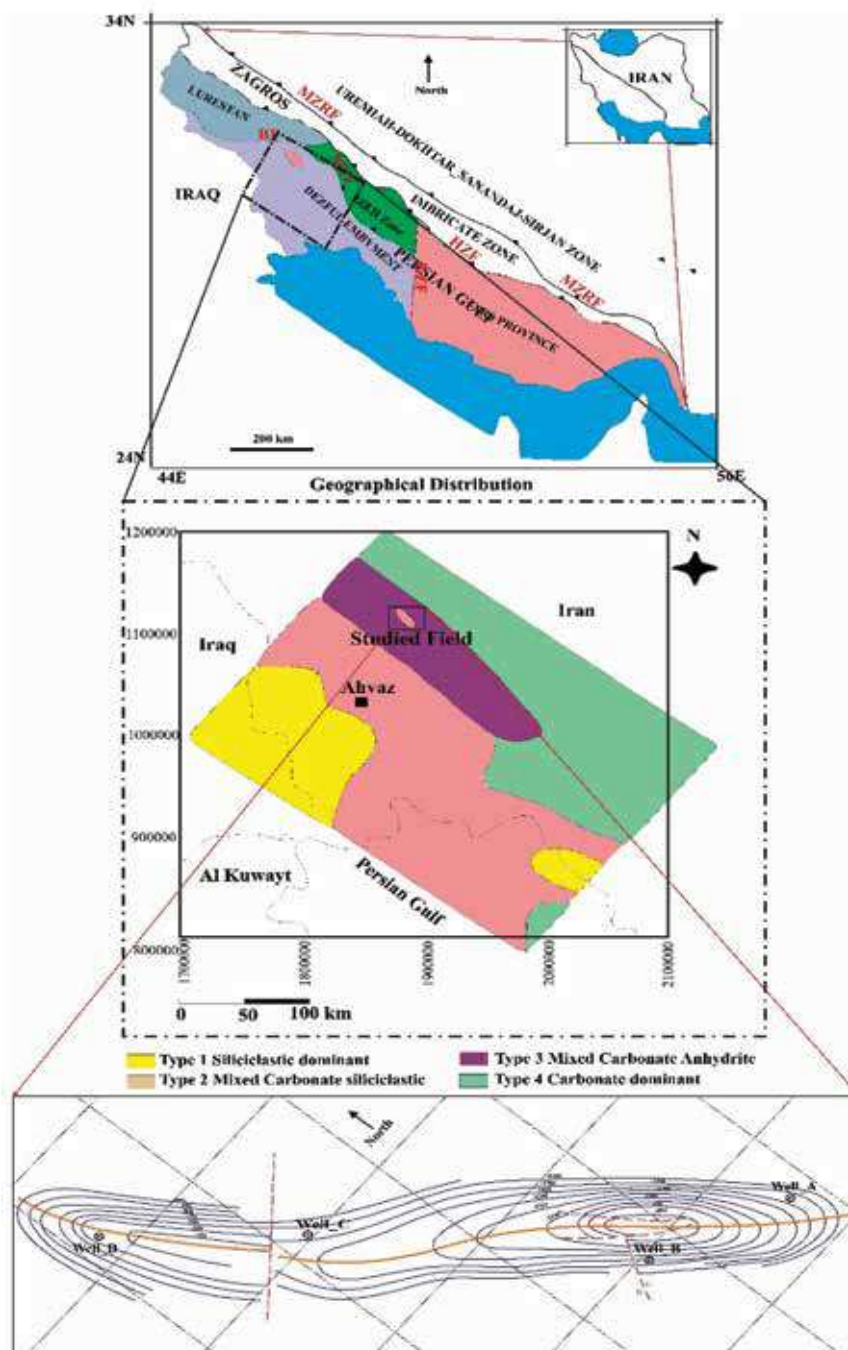
تفسیر رخساره‌ها

بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی اصلی مانند اندازه دانه‌ها، نوع و درصد اجزاء اصلی اسکلتی و غیر اسکلتی، بافت و محتوای فسیلی منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره در پنج کمربند رخساره‌ای شده‌اند. این رخساره‌ها عبارت‌اند از: **ریز رخساره انیدریت (MF1)**: انیدریت به اشکال توده‌ای تا لانه قفس مرعی دیده می‌شود (شکل ۲-الف). در دو افق مشخص عضو کلهر و سازند گچساران دیده شده و نقش پوش سنگ را برای سازند آسماری بازی می‌کند. به نظر می‌رسد انیدریت بیشتر در محیط‌های فوق شور/لاگون تشکیل شده باشد (Alsharhan and Kendall, 1986). این رخساره مربوط به زیر محیط‌های بالای کشندی و یا نمکزارهای حواشی لاگون و شاخص آب و هوای گرم و خشک است.

ریز رخساره مادستون حاوی انیدریت (MF2): اجزاء اصلی شامل قطعات فسیلی گاستروپود، میلیولید، روتالیا و اکینوئید (شکل ۲-ب) می‌باشد. قطعات پراکنده انیدریت به‌صورت پرکننده منافذ و اشکال ندولی دیده می‌شود.

ایده، دشت آبادان و پس خشکی بندرعباس است (مطیعی ۱۳۷۴). حوضه زاگرس در پالتوزوئیک بخشی از ابرقاره پایدار گندوانا، در مزوزوئیک به‌عنوان حاشیه غیرفعال و در سنوزوئیک به‌عنوان یک کمربند کوهزایی همگرافعالیت داشته است. رسوب‌گذاری در این حوضه در سه فاز: مرحله پلاتنوم ایرانی به‌عنوان دریای برقاره‌ای (اواخر پرکامبرین تا پرمین) (Golanka, 2000)، مرحله پلاتنوم عربی (تشکیل نئوتتیس که در آن زاگرس به‌عنوان حاشیه غیرفعال عمل کرده است از پرمین تا اواخر کرتاسه) (Dercoart et al., 1986; Stampfli et al., 1991; Golanka, 2000) و مرحله حوضه فورلند زاگرس (Sepehr and Cosgrove, 2004) انجام شده است. رسوبات ترشیری زاگرس به دو بخش ترشیری زیرین با سن پالتوسن تا میوسن میانی و ترشیری بالایی با سن میوسن تا پلیوسن قابل تقسیم می‌باشد. رسوبات ترشیری زیرین شامل دوچرخه جهرم (پالتوسن تا ائوسن میانی) و آسماری (الیگوسن تا میوسن پیشین) و ترشیری بالایی شامل چرخه رسوبی فارس می‌باشند (آقنابتی ۱۳۸۳).

سازند آسماری به‌عنوان یکی از مخازن کربناته مهم خاورمیانه به حساب می‌آید. این سازند در بین سازند پابده در زیر و سازند گچساران در بالا قرار دارد و به غیر از منطقه بندرعباس در کل حوضه زاگرس گسترش دارد (Ghazban, 2007). در پایان الیگوسن شمال لرستان و فارس از آب بیرون بوده ولی در خوزستان ماسه‌هایی به اسم بخش ماسه‌سنگی اهواز از سازند آسماری رسوب‌گذاری کرده است. در همین زمان در لرستان و دزفول شمالی رسوبات تخریبی پاره‌سازند کلهر از سازند آسماری نهشته شده است. در آکی‌تانی چرخه آسماری میانی با ویژگی‌های محیط‌های کم‌عمق در تمامی حوضه نهشته شده است. در انتهای این چرخه آب دریا کم‌عمق شده و منجر به دولومیتی شدن ردیف‌های آسماری میانی گشته است. پس از آن با پیشروی گسترده دریای بوردیگالین چرخه آسماری بالایی رسوب‌گذاری کرده و در اواخر بوردیگالین، با افت شدید سطح آب دریا شرایط تخریبی حاکم و چرخه رسوبی آسماری به پایان رسیده است (آقنابتی، ۱۳۸۳). بر این اساس وان بوخم و همکاران (Van Buchem et al., 2010)، چهار سیستم



شکل ۱. حوضه رسوبی زاگرس (بالا)، تقسیم‌بندی جغرافیایی آسماری (وسط) و محل قرارگیری چاه‌ها در میدان (پایین)

ماهیت رسوبی این ریزرخساره محیط فراکشنی تا بین کشنی تحت تاثیر شورابه‌های هایپر سالین را نشان می‌دهد. ریزرخساره مادستون (MF3): بلورهای دولومیت به صورت بافت بی‌شکل تا شکل دار دیده می‌شود. توده‌های انیدریتی به فراوانی دیده می‌شود که نشان دهنده تأثیر شورابه‌های نفوذی از سابخا هستند (شکل ۲-پ). بر اساس ویژگی‌های اصلی، این ریزرخساره بیانگر یک محیط بین کشنی تا بالای پهنه بین کشنی می‌باشد.

ریز رخساره وکستون ماسه‌ای (MF4): حاوی دانه‌های کوارتز در اندازه ماسه در یک زمینه میکربیتی است (شکل ۲-ت). دانه‌های کوارتز شاید در طول پایین بودن سطح آب حوضه طی جریان‌های بادی رسوب کرده است. محتوای فسیلی از قبیل بعضی روزن داران کفزی، گاستروپودها و استراکودها نشان دهنده محیط کم عمق است

ریز رخساره پکستون فاورینادار (MF11): اجزاء اصلی این رخساره شامل فاورینا^۱ همراه با مقدار کمتر پلوئید/ایید است (شکل ۲-و). فاورینا یک پلت دفعی^۵ است که توسط یک نوع خرچنگ دریایی تولید شده و از سنگ آهک کم عمق مزوزوئیک، سنگ آهک شنی ژوراسیک و لاگون های محدود شده کرتاسه گزارش شده است (Van Buchem et al., 2010). این ریز رخساره به محیط لاگونی و در صورتی که قطعات با سیمان به هم متصل شوند بخش پراثرژی شول به سمت لاگون را نشان می دهد (Van Buchem et al., 2010).

ریز رخساره مادستون تا وکستون حاوی روزن داران پلاژیک (MF12): گلوبوژرینا^۶ و به مقدار کمتر فسیل های از قبیل استراکود^۷ و لوله کرم^۸ اجزاء اصلی این رخساره را تشکیل می دهند (شکل ۲-ه). دانه های ریز آواری کوارتز و پیریت در ماتریکس میکریتی موجود می باشند. بر اساس خصوصیات بافتی و جانوری این رخساره به بخش عمیق تر حوضه (رمپ بیرونی) نسبت داده می شود (Flugel, 2004).

مدل رسوبی سازند آسماری

به دلیل نبود ریف های سدی پیوسته و تغییرات تدریجی رخساره ها نمی توان محیط رسوبی رسوبات مورد مطالعه را به پلتفرم کربناته نوع شلف لبه دار نسبت داد. همچنین فقدان رسوبات لغزشی و گراویده ای احتمال رسوب گذاری این نهشته ها در یک پلتفرم کربناته رمپ با انتهای شیب دار را منتفی می سازد. بر اساس توزیع مجموعه های فسیلی و وابستگی قائم رخساره ها پنج مجموعه رخساره ای شامل پهنه بین کشندی (MF1, MF2, MF3)، لاگون (MF4, MF5)، (MF6, MF7)، سد (متعلق به رمپ داخلی، MF8, MF9)، رمپ میانی (MF10) و رمپ خارجی (MF11, MF12) شناسایی شده است. بنابراین بر اساس ریز رخساره های شناسایی شده و توزیع روزن داران، سازند آسماری در میدان

(Flugel, 2004). ریز رخساره وکستون دارای خارپوست (MF5): اجزاء اصلی شامل اکینوئیدها، روتالیا و دیگر قطعات فسیلی روزن داران کفزی است (شکل ۲-ث). این رخساره به شرایط لاگونی با اثرژی پایین نسبت داده می شود (Flugel, 2004).

ریز رخساره وکستون تا پکستون حاوی روزن داران کفزی (MF6): روزن داران کفزی شامل میلیولید، پنروپلیس^۲ و بورلیس^۳ اجزاء اصلی این رخساره را تشکیل می دهند (شکل ۲-ج). فراوانی محتوای فسیلی و خصوصیات این رخساره نشان دهنده محیط لاگون محدود شده می باشد (Flugel, 2004).

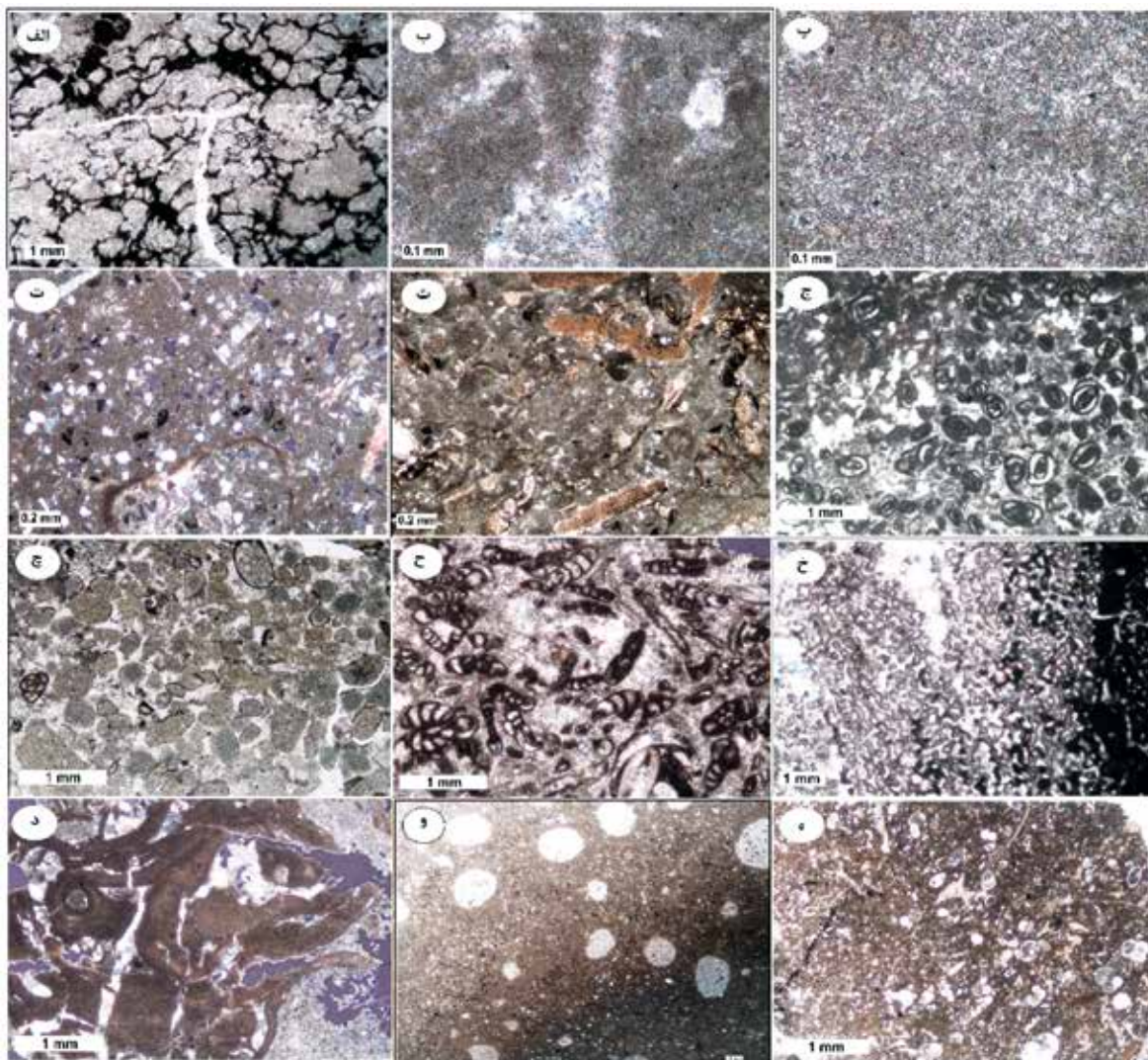
ریز رخساره وکستون تا پکستون پلوئیدی (MF7): به صورت اصلی از پلوئید، تعدادی از قطعات ملیولید، اکینوئید، استراکود و دانه های کوارتز تشکیل شده است (شکل ۲-چ). شرایط رسوبی این ریز رخساره به محیط لاگونی کم عمق با اثرژی پایین نسبت داده شده است (Flugel, 2004).

ریز رخساره پکستون تا گرینستون دارای روزن داران کفزی (MF8): حاوی روزن داران کفزی و اجزاء خیلی کم پلوئید، گاستروپود و قطعات جلبکی است (شکل ۲-ح). فراوانی روزن داران کفزی، جورشدگی متوسط دانه ها و نبود میکریت نشان دهنده جابجایی نسبی دانه های اسکلتی می باشد. این رخساره به شرایط کم عمق و پراثرژی لاگون تا محیط شول نسبت داده می شود (Flugel, 2004).

ریز رخساره باندستون مرجانی (MF9): اجزاء اصلی اسکلتی شامل مرجان ها، و مقداری بریوزوئرها و قطعات اکینوئیدی است (شکل ۲-خ) و به صورت ریف کومه ای در میدان مورد مطالعه دیده می شود. محیط رسوبی این ساختارهای ریفی را می توان به بخش دیستال رمپ داخلی نسبت داد (Flugel, 2004).

ریز رخساره وکستون جلبکی (MF10): اجزاء اصلی شامل جلبک کورالیناسن و بعضی از قطعات جلبکی در یک زمینه میکریتی است. مقدار خیلی کمی از دانه های اسکلتی از قبیل روتالیا، میوزیپسینا، و میلیولید قابل مشاهده است (شکل ۲-د). خصوصیات بافتی نشان از شرایط محیطی بخش کم عمق رمپ بیرونی/دریای باز دارد (Flugel, 2004).

1. Miliolid
2. Peneroplis
3. Borelis
4. Faverina asmarica
5. Pellet fecal
6. *Globigerina* sp.
7. Ostracoda
8. *Ditrupa* sp.



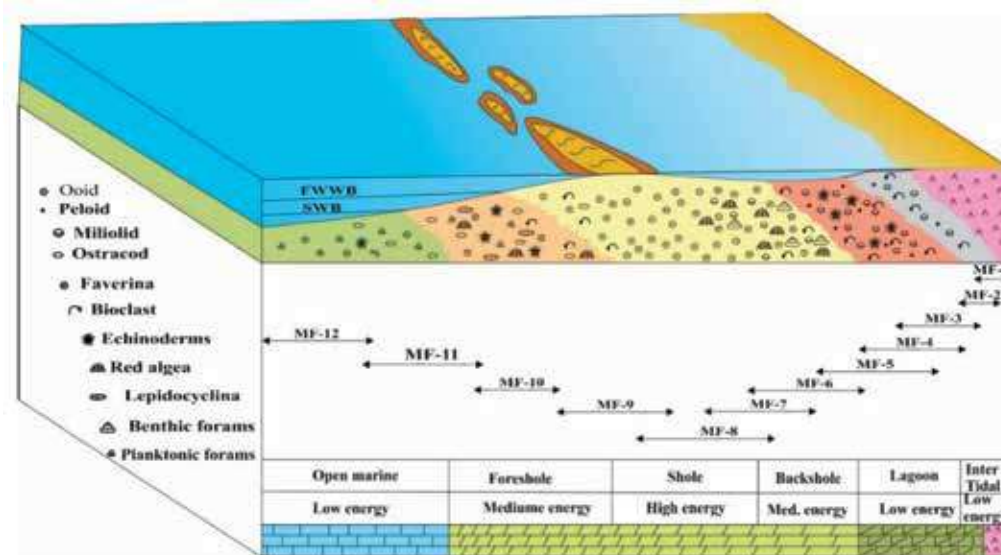
شکل ۲. انواع ریز رخساره‌های سازند آسماری در میدان مورد مطالعه، الف) انیدریت، ب) مادستون حاوی انیدریت، پ) رخساره مادستون، ت) وکستون ماسه‌ای، ث) وکستون دارای خارپوست، ج) وکستون تا پکستون حاوی روزن‌داران کفزی، چ) وکستون تا پکستون پلوئیدی، ح) پکستون تا گرینستون حاوی روزن‌داران کفزی، خ) باندستون مرجانی، د) وکستون جلبکی، و) پکستون فاورینادار و ه) مادستون تا وکستون حاوی روزن‌داران پلاژیک

لاگون محدود شده، و رخساره‌های پهنه بین کشندی و فوق کشندی است. لاگون محدود شده به وسیله کمبود فونای دریایی نرمال و تنوع زیستی پایین بایوکلاست‌های معمول شامل کمبود روزن‌داران بنتیک منفذدار (میلیولید، بورلیس) قابل تشخیص است.

تاریخچه دیاژنزی

پدیده‌های دیاژنزی اصلی که در مخزن آسماری میدان مورد مطالعه اتفاق افتاده‌اند شامل سیمانی شدن، تراکم مکانیکی و شیمیایی، انحلال، دولومیتی شدن و ایجاد

مورد مطالعه، بر روی یک رمپ کربناته با شیب ملایم شامل رمپ داخلی، میانی و رمپ خارجی نهشته شده است (شکل ۳). (Burchette and Wright, 1992). رمپ خارجی بر اساس گل‌سنگ مارنی محتوای مادستون و وکستون‌های حاوی روزن‌داران پلاژیک (به‌خصوص گلوبوژرینا و لوله کرم، غلبه ریز رخساره گل غالب و نبود حضور رخساره‌های تشکیل شده در شرایط امواج قابل شناسایی است. رمپ میانی با وکستون جلبکی، باندستون‌های مرجانی و گرینستون بیوکلاستی متعلق به شول رو به دریا قابل تشخیص می‌باشد. رسوبات رمپ داخلی شامل گرینستون‌های سد پرانرژی، دریای باز و



شکل ۳. مدل رسوبی سازند آسماری نشان دهنده توزیع رخساره‌ها و محیط رسوبی آنها در میدان مورد مطالعه می‌باشد

سیمان میکرایتی (شکل ۴-ت) با رنگ تیره پوشاننده دانه‌ها یا پرکننده حفرات در مراحل اولیه دیاژنز در محیط فریاتیکی دریایی (لاگون) تشکیل شده است. سیمان کلسیت هم بعد متشکل از بلورهای نیمه شکل دار تا بی‌شکل به‌طور عمده در رخساره‌های پکستونی و گرینستونی بایوکلاستی (در ارتباط با انحلال قطعات ناپایدار) یافت می‌شود (شکل ۴-ث، ج). این نوع سیمان با پر کردن تخلخل‌های اولیه بین‌دانه‌ای، بخشی از تخلخل درون‌دانه‌ای و تخلخل شبکه‌ای رشدی نقش مهمی در کاهش کیفیت مخزنی سازند آسماری داشته و فراوان‌ترین نوع سیمان مشاهده شده در سازند است. سیمان کلسیت دروزی هم در محیط دفنی و هم در محیط متئوریک تشکیل می‌شود و بعد از سیمان هم بعد بیشترین فراوانی را در سازند مورد مطالعه را دارا می‌باشد (شکل ۴-چ). این نوع سیمان به‌صورت موردی تخلخل‌ها را پر کرده (به‌طور عمده تخلخل شبکه‌ای رشدی و تخلخل درون‌دانه‌ای) و باعث کاهش کیفیت مخزنی شده است. سیمان هم‌محور به‌صورت رشد اضافی در اطراف دانه‌ها و به‌طور عمده قطعات خارپوست تشکیل شده و نشانگر سنگ‌شدگی سریع رسوبات و ایجاد سخت‌لایه است. این نوع سیمان در انواع محیط‌های دیاژنزی تشکیل می‌شود. در رخساره‌های مطالعه شده به‌طور عمده در اطراف دانه‌های اکینوئید و کرینوئید تشکیل شده و از فراوانی کمتری نسبت به دیگر سیمان‌ها برخوردار است بنابراین تاثیر

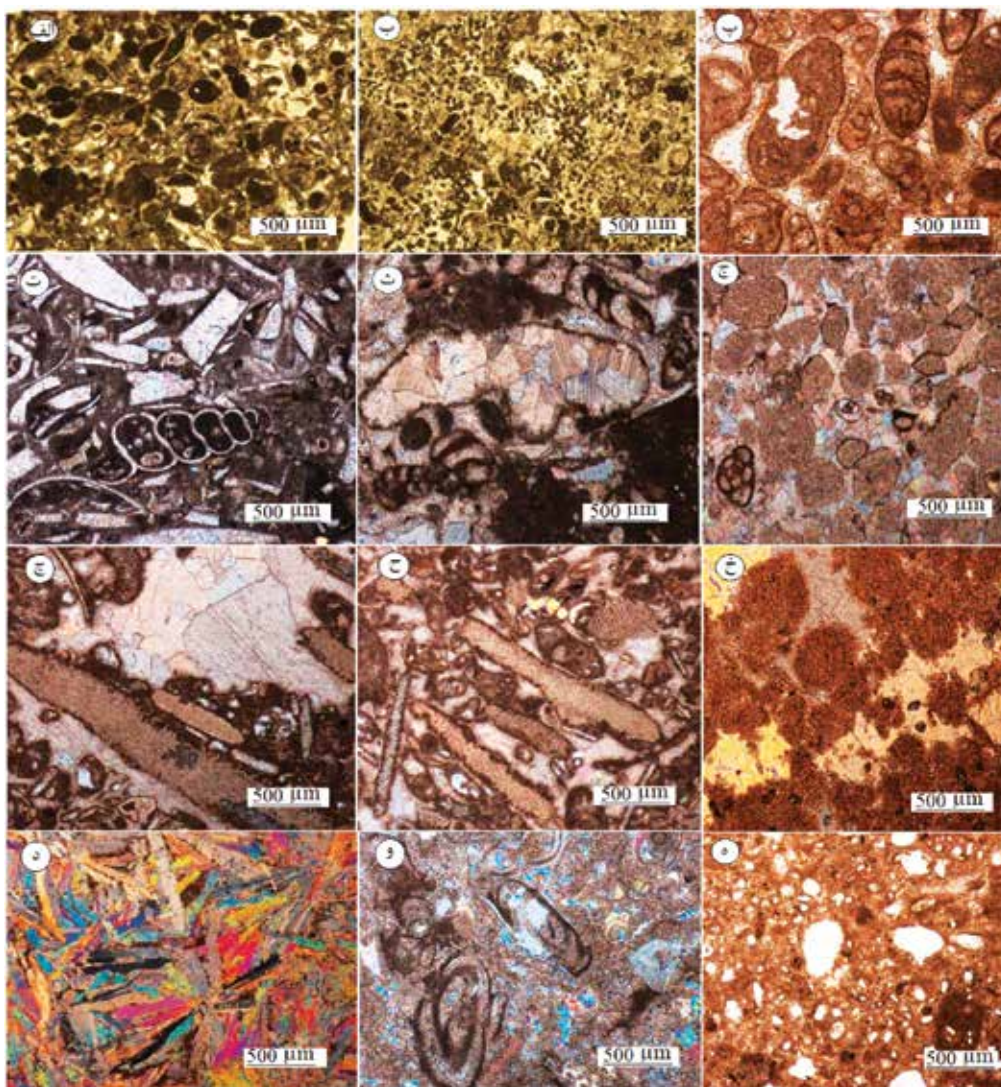
شکستگی‌ها می‌باشد. در ادامه هر یک از این موارد بررسی خواهد شد.

میکرایتی شدن: فرآیند میکرایتی شدن آلوکم‌ها از جمله اوئیدها و فسیل‌ها را تحت تاثیر قرار داده و در رخساره گرینستون اوئیدی متداول‌تر است اما در رخساره لاگونی نیز دیده می‌شود (شکل ۴-الف، ب). گسترش میکرایت در اطراف بعضی از دانه‌ها به حدی است که تشخیص ماهیت اصلی دانه‌ها را مشکل کرده است. فرآیند فوق توسط موجودات میکروسکوپی در محیط‌های آرام و حفاظت شده پشت سد مانند لاگون صورت می‌گیرد. میکرایتی شدن در مواردی به‌صورت پوشش میکرایتی اطراف دانه‌ها عمل کرده و شکل اولیه دانه بعد از انحلال حفظ شده است، در برخی موارد نیز به‌طور کامل باعث میکرایتی شدن اوئیدها و فسیل‌ها شده که ساختمان داخلی آنها از بین رفته و از طرفی این قطعات در مقابل انحلال مقاوم بوده و حفظ شده‌اند.

سیمانی شدن: سیمان‌های موجود در سازند مورد مطالعه را می‌توان برحسب کانی‌شناسی به دو گروه کربناته و انیدریتی تقسیم کرد. سیمان هم‌ضخامت سوزنی در مقاطع مطالعه شده به‌طور عمده در گرینستون‌های اوولیتی و بایوکلاستی متعلق به سدهای کربناته مشاهده می‌شود (شکل ۴-پ). در مقایسه با سایر سیمان‌ها گسترش کمتری داشته و تاثیر چندانی بر روی کاهش تخلخل نداشته است.

گردش بالای سیالات در این رخساره‌ها می‌باشد.
انحلال: در ذرات با ناپایداری شیمیایی چون اوئیدها و بایوکلست‌ها بسیار معمول است. به نظر می‌رسد ترکیب اولیه اوئیدها و ذرات انحلال یافته آراگونیتی باشد. همچنین سیمان‌های انیدریتی نیز گاهی طی این فرآیند از بین رفته‌اند. انحلال ممکن است ناکامل، کامل و حتی بزرگ شده باشد. عوارض انحلال به‌وسیله سیمان‌ها و عوارض دیاژنز تدفینی چون شکستگی‌ها و استیلولیت تحت تاثیر قرار گرفته است. فرآیند انحلال به‌عنوان عامل اصلی ارتباط تخلخل‌های بین‌دانه‌ای و قالبی نقش مهمی در افزایش کیفیت مخزنی در سازند داشته است (شکل ۴-ه).

ناچیزی بر روی کیفیت مخزنی دارا می‌باشد (شکل ۴-ح). سیمان انیدریتی در مقایسه با انواع سیمان‌های کلسیتی از فراوانی کمتری در سازند آسماری برخوردار است و گسترش آن به‌طور عمده مربوط به رخساره‌های بخش‌های بین‌کشدی تا فوق‌کشدی می‌باشد. سیمان انیدریت پرکننده فضاهای خالی و همچنین سیمان فراگیر فراوان‌ترین سیمان انیدریتی در رسوبات مطالعه شده به‌خصوص در رخساره‌های دانه غالب می‌باشند. سیمان‌های پرکننده حفرات به‌صورت گسترده حفرات خالی را پر کرده و موجب کاهش شدید تخلخل و در نتیجه تراوایی در سنگ شده است (شکل ۴-خ، د، و). علت فراوانی این سیمان در رخساره‌های گرینستونی

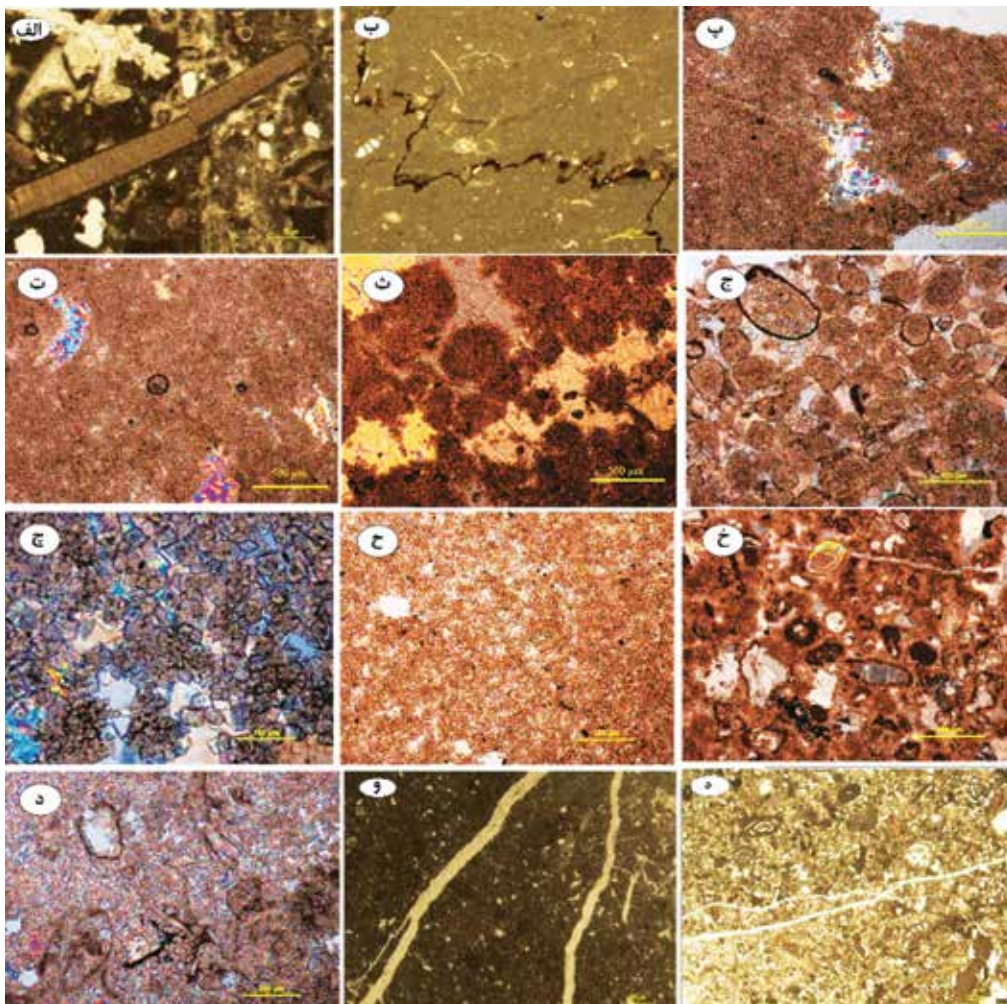


شکل ۴. فرآیندهای دیاژنزی موجود در سازند آسماری، الف و ب) میکرایتی شدن، پ) سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت، ت) سیمان میکرایتی، ث و ج) سیمان کلسیت هم‌بعد، چ) سیمان کلسیت دروزی، ح) سیمان رشد اضافی هم‌محور، خ، د، و) انواع سیمان‌های انیدریتی، ه) فرآیند انحلال

شده دریا (وجود نودول‌های انیدریتی با بافت ریزبلور درون دولومیکرایت‌ها) (Ehrenberg et al., 2007) یا برگشتگی سیال تبخیری از سازند گچساران (Aqrawi et al., 2006) نشات گرفته باشد. دولومیکرایت بیشتر با تبخیری‌ها، تکه‌های انیدریت و کوارتزهای آواری در اندازه سیلت دیده می‌شود (شکل ۵-پ، ت). از نظر بافتی دارای اندازه یکسان و نیمه شکل‌دار تا غیر شکل‌دار می‌باشند. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورها، وجود ذرات پراکنده در اندازه سیلت در آنها، حفظ بافت اولیه رسوبی و نبود وجود فسیل، به نظر می‌رسد، این نوع دولومیت تحت شرایط سطحی، دمایی پایین و در پهنه بالای کشندی تا بخش بالایی پهنه کشندی تشکیل شده است. این نوع دولومیتی شدن تاثیر چندانی در کیفیت مخزنی ندارد (Qing sun, 1995).

تراکم: تراکم به هر دو فرم مکانیکی/فیزیکی و شیمیایی/ انحلال فشاری در سازند مطالعه شده دیده می‌شود. گسترش این فرآیندها به‌طور عمده همراه با فشار سرباره می‌باشد (Alsharhan and Whittle, 1995). تراکم مکانیکی در مقاطع مطالعه شده منجر به جهت‌یابی مجدد دانه‌ها به‌خصوص در رخساره‌های گل‌پشتیان شده است (شکل ۵-الف، ب). تراکم شیمیایی به‌صورت رگچه‌های انحلالی و شکل‌های استیلولیتی در هر دو ماتریکس میکریتی و دانه‌های دیده می‌شود.

دولومیتی شدن: دولومیت‌های مشاهده شده در سازند آسماری، به‌صورت دولومیکرایت، دولومیت‌های ریزبلور با بافت تقلیدی و دولومیت‌های دانه شکری دیده می‌شوند (Aqrawi et al., 2006; Al-Aasm et al., 2009). به نظر می‌رسد سیال دولومیتی در این مطالعه از آب تبخیر



شکل ۵. فرآیندهای دیاژنزی موجود در سازند آسماری، الف و ب) تراکم مکانیکی و شیمیایی، پ و ت) دولومیکرایت، ج، د) دولومیت‌های دانه شکری، ج و ح) دولومیت‌های دانه شکری از نوع جانیشینی با تخلخل بین‌بلوری، خ و د) دولومیت‌های انحلال فشاری، ه) شکستگی موجود در سازند آسماری

ظاهری تمیز و روشن بوده که در طول استیلولیت‌ها تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد سیال حاوی منیزیم حاصل از فرآیند انحلال با آهک‌های مجاور در سطوح استیلولیت‌ها واکنش داده یا در اثر نفوذ آب‌های متئوریک از راه استیلولیت‌ها و اختلاط آن با آب‌های درون منفذی سبب تشکیل دولومیت در داخل و یا در مجاورت استیلولیت‌ها شده است.

شکستگی: شکستگی‌ها در مقیاس‌های مختلفی همراه با رخساره‌های گل‌پشتیبان متراکم حاوی استیلولیت (برای مثال وکستون و دولومیت) دیده می‌شود (شکل ۵-ه، و). شکستگی بیشتر در ریز رخساره‌های دولومیتی شده دیده می‌شود. در بسیاری از نمونه‌ها شکستگی‌ها با سیمان‌های کلسیتی و انیدریتی پر شده‌اند. در مقطعی که شکستگی استیلولیت‌ها را قطع کرده‌اند به‌طور معمول آخرین فرآیند دیاژنزی به حساب می‌آید مگر در موارد نادری که با انیدریت پر شده باشند.

دولومیت‌های دانه شکری به‌صورت انتخاب‌کننده فابریک و تقلیدی جانشین آلوم‌ها و ماتریکس سنگ می‌شوند، مشخصه جانشینی دولومیت به‌جای آراگونیت یا کلسیت پرمینیزیم است (شکل ۵-ث، ج). این دولومیت‌ها در بخش‌های مختلف سازند آسماری و به‌ویژه در ارتباط با رخساره‌های اووئیدی-بایوکلاستی دیده می‌شوند. در این نوع دولومیتی شدن تخلخل بین‌دانه‌ای اصلی و اولیه به‌خوبی حفظ شده و حتی افزایش می‌یابد ولی در مراحل بعدی دیاژنزی، توسط انیدریت فراگیر و بلوکی بسته شده که باعث کاهش کیفیت مخزنی می‌شود. دولومیت‌های دانه شکری از نوع جانشینی بوده و بافت اولیه به‌سختی قابل تشخیص می‌باشد. بلورهای دانه متوسط و شکل دار دولومیت با ایجاد شبکه بین‌بلوری خوب و گسترش یافته موجب تخلخل و نفوذپذیری خوبی شده‌اند (شکل ۵-چ، ح). همچنین دولومیت‌های انحلال فشاری نیز در سازند مورد مطالعه به مقدار کمتر قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۵-خ، د). این دولومیت‌ها دارای

فرآیندهای دیاژنزی	محیط‌های دیاژنزی		
	همزمان با رسوبگذاری دریاچه سطحی	جوی	تدفین کم عمق عمیق
Dolomitic			
Micritization			
Isopach calcite cementation			
Dissolution			
Drusy calcite cementation			
Blocky calcite cementation			
Fabric selective dolomitization			
Fabric retentive dolomitization			
Mixing dolomitization			
Fabric destructive dolomitization			
Pore filling anhydrite cementation			
Intergrain anhydrite cementation			
Intercrystalline anhydrite cementation			
Poikilotopic anhydrite cementation			
Chemical compaction			
Stylolite related dolomitization			
Fracture filling anhydrite			
Dolomite recrystallization			
Saddle dolomitization			

شکل ۶. تاریخچه دیاژنزی سازند آسماری و تاثیر آن بر روی کیفیت مخزنی

آب دریا تشکیل شده است (Van Buchem et al., 2010). با پیش‌روی دریای میوسن، رخساره‌های رمپ بیرونی و میانی در حوضه رسوبی سازند آسماری گسترش یافته و بیشینه سطح غرقابی با ریز رخساره‌های مادستون تا وکستون (دارای روزن‌داران پلانکتونیک مانند گلوبیژرینا) و وکستون‌های دارای خارپوست (روتالیا) مشخص می‌شود. سیستم تراکت پیش‌رونده در این سکانس به‌طور عمده از ریز رخساره‌های رمپ بیرونی و میانی تشکیل شده است و سیستم تراکت تراز بالا بیشتر از ریز رخساره‌های رمپ داخلی و اندکی رمپ میانی تشکیل شده است. سن این سکانس آکی تانین پیشین است (شکل ۷).

سکانس دوم (آکی تانین بالایی): مرز پایینی این سکانس بر روی اولین لایه از عضو انیدریت میانی در آسماری میانی قرار گرفته و مرز بالایی آن در حدود مرز آکی تانین-بوردیگالین (مرز بین آسماری میانی و آسماری بالایی) جای دارد و با افت سطح ناگهانی آب دریا و کم‌عمق شدن ریز رخساره‌ها مشخص می‌شود. ریز رخساره‌های این سکانس نسبت به سکانس اول کم‌عمق‌تر هستند. سیستم تراکت پیش‌رونده در این سکانس عمدتاً شامل ریز رخساره‌های رمپ میانی و داخلی است. بیشینه سطح غرقابی توسط ریز رخساره وکستون دارای خارپوست (روتالیا) مشخص می‌شود. سیستم تراکت تراز بالا در این سکانس بیشتر از ریز رخساره‌های رمپ داخلی (لاگون) و تا حدی ریز رخساره‌های گرینستون پلوییدی تشکیل شده است. سن این سکانس آکی تانین پسین می‌باشد (شکل ۷).

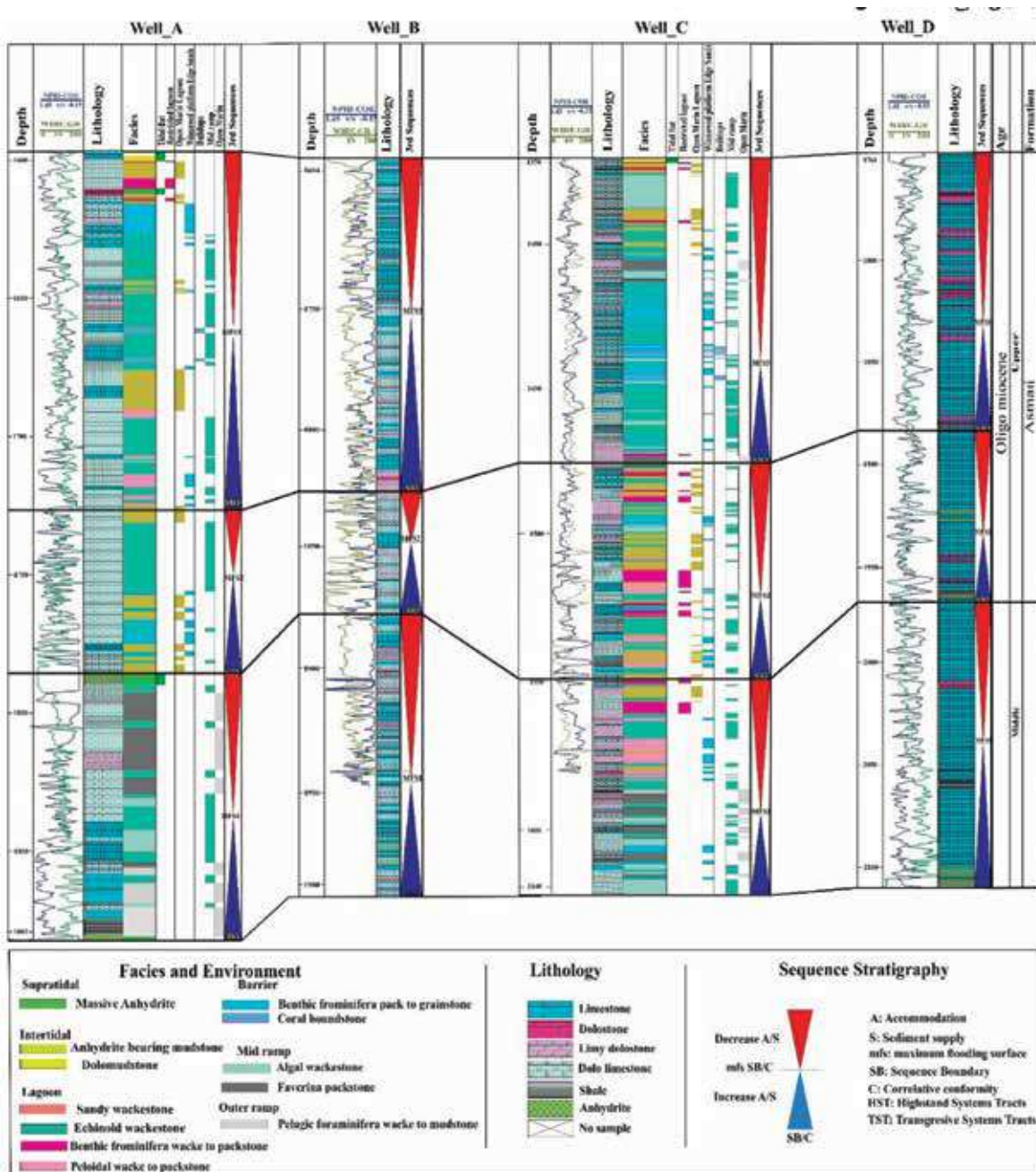
سکانس سوم (ابتدای بوردیگالین): مرز پایینی این سکانس در نزدیک مرز آکی تانین-بوردیگالین و روند کم‌عمق شدن ریز رخساره‌ها قرار دارد و مرز بالایی آن نیز با کم‌عمق شدن آب دریا و تشکیل اولین لایه انیدریتی سازند گچساران (پوش سنگ) مشخص شده است. سیستم تراکت پیش‌رونده در این سکانس بیشتر از ریز رخساره‌های رمپ میانی تشکیل شده است. بیشینه سطح غرقابی به‌وسیله ریز رخساره وکستون دارای خارپوست مشخص شده است. سیستم تراکت تراز بالا نیز به‌طور عمده از ریز رخساره‌های رمپ داخلی تا پهنه جزر و مدی تشکیل شده است. سن این سکانس بوردیگالین پیشین می‌باشد (شکل ۷).

همان‌طور که ذکر شد، فرآیندهای ثانویه اصلی تاثیرگذار بر سازند آسماری در میدان مطالعه شده شامل تراکم، سیمانی شدن، انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی می‌باشد. بر اساس مطالعات دیاژنزی، سازند مطالعه شده سه مرحله دیاژنزی شامل دیاژنزی دریایی، متئوریک و تدفینی را تجربه کرده است. تاریخچه فرآیندهای دیاژنزی سازند مورد مطالعه در شکل ۶ نشان داده شده است. دولومیتی شدن و دیگر فرآیندهای دیاژنزی از قبیل انحلال و شکستگی باعث ایجاد سیستم تخلخل و تراوایی و توسعه کیفیت مخزنی در سازند آسماری به‌خصوص در رخساره‌های لاگونی دولومیتی شده شده‌اند. با این وجود سیمان‌های انیدریتی پرکننده شکستگی‌ها تراوایی را در بخش‌های بالایی سازند آسماری کاهش داده‌اند. تراکم و سیمانی شدن (سیمانی شدن کلسیتی و انیدریتی) نقش منفی در کیفیت مخزنی داشته‌اند. سیمان‌های انیدریتی و کلسیتی بیشتر با پر کردن فضاهای خالی و شکستگی‌ها باعث کاهش کیفیت مخزنی شده‌اند.

چینه‌نگاری سکانسی

به‌طور کلی، در این مطالعه بر اساس مطالعات پتروگرافی و ریز رخساره و محیط رسوبی سه سکانس رده سوم به سن میوسن تشخیص داده شده است (شکل ۷). این سکانس‌ها معادل سکانس‌های شماره ۴، ۵ و ۶ سازند آسماری در حوضه فروافتادگی دزفول می‌باشند. تعریف سکانس در این مطالعه از ون ووگنر و دیگران (Van wogoner et al., 1990) و ویل و دیگران (Vail et al., 1991) اقتباس شده است، هر سکانس را بین دو مرز سکانسی (SB) در بالا و پایین محدود کرده و سطح حداکثر غرق آبی (MFS) را به‌عنوان جداکننده سیستم تراکت‌های TST و HST لحاظ می‌کنند.

سکانس اول (آکی تانین زیرین): مرز پایینی این سکانس با لایه‌های انیدریت قاعده‌ای مشخص شده است و مرز بالایی آن با اولین بخش از انیدریت میانی (معادل بخش کلهر) مشخص شده است. انیدریت قاعده‌ای مهم‌ترین مشخصه برای تشخیص مرز سکانسی (حداکثر پایین افتادگی آب دریا) می‌باشد. این افق انیدریتی در اثر کم‌عمق شدن موقتی حوضه و قطع ارتباط با دریای باز در سطح تراز پایین سطح



شکل ۷. مدل چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در میدان مورد مطالعه

بحث

دیتروپا مشخص می‌شود. نتایج مطالعات رخساره‌ای و تجزیه و تحلیل آنها نشان می‌دهد که بخش آسماری میانی به‌طور عمده متشکل از رخساره‌های رمپ بیرونی تا میانی است در حالی که بخش آسماری فوقانی به‌طور اصولی در یک پلاتفرم به نسبت کم انرژی تر با گسترش رخساره‌های رمپ میانی تا رمپ داخلی تشکیل شده است و حاوی چرخه‌های کم عمق

به‌طور کلی رمپ کربناته سازند آسماری از سه بخش اصلی رمپ داخلی با کمربندهای رخساره‌ای بین کشندی و لاگون محدود شده، رمپ میانی با کمربندهای رخساره‌ای پشته‌های زیر آبی سدی اوئیدی-بایوکلاستی و ریف‌های کومه‌ای (حد فاصل لاگون تا دریای باز) و رمپ خارجی با کمربند رخساره‌ای دریای باز و رخساره گل غالب حاوی روزن داران پلانکتونیک و

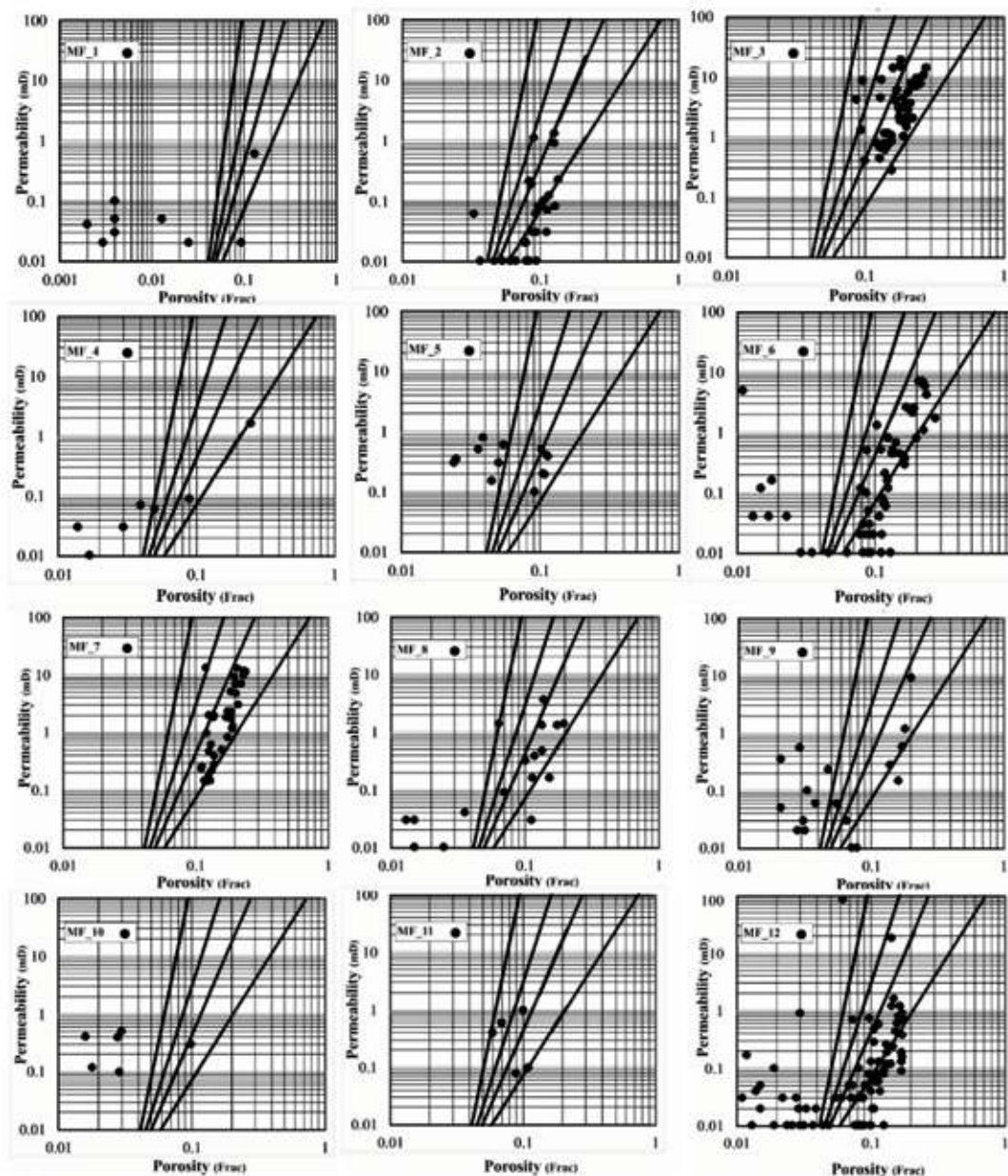
دیاژنزی بهیوددهنده کیفیت مخزنی نظیر انحلال و دولومیتی شدن نیز همگی به طور محدود و در برخی رخساره‌های خاص (MF3, MF7, MF6) در پلاتفرم کربناته فوق گسترش داشته‌اند (شکل ۸)، به نوبه خود باعث محدود شدن لایه‌های کربناته متخلخل (تخلخل‌های بیشتر از ۱۰ درصد) شده است. به طور کلی سازند آسماری در بسیاری از نواحی زاگرس و خلیج فارس به عنوان یک سازند کربناته متراکم با تخلخل ماتریکس ضعیف شناخته می‌شود که ارزش مخزنی خود را مدیون شکستگی‌های ناشی از چین خوردگی زاگرس است (Ghazban, 2007). میانگین تخلخل ماتریکس در سازند آسماری پنج تا ۱۴ درصد و تراوایی حدود ۱۰ میلی داریسی است (Hull and Warman, 1970).

فرآیندهای دیاژنزی نظیر انحلال و دولومیتی شدن به سختی متاثر از ترکیب سنگ شناسی اولیه هستند و بنابراین با افزایش حجم ذرات اولیه ناپایدار (دانه‌های اوئیدی و یا قطعات دوکفه‌ای) احتمال ایجاد عوارض انحلالی افزایش می‌یابد. همچنین افزایش انرژی در پلتفرم کربناته که منجر به تمیز بودن زمینه سنگ و تشکیل رخساره‌های گرینستونی می‌شود (MF6, MF7, MF8, MF9) از عوامل موثر در شکل‌گیری رخساره‌های مساعدتر مخزنی می‌باشد (شکل ۸)، همگی در سازند آسماری میدان مورد مطالعه کمتر یافت شده و یا محدود به واحدهای خاص می‌باشد (شکل ۸). به طور اصولی انحلال به عنوان یکی از عوامل اصلی افزایش تخلخل، به طور عمده در رخساره‌های گرینستونی توسعه یافته است و در این میدان از فراوانی کمی برخوردار هستند. دامنه تخلخل بالای رخساره MF5 و MF6 به طور عمده ناشی از گسترش تخلخل‌های حفره‌ای و بین بلورین می‌باشد (شکل ۸). بنابراین به نظر می‌رسد دو عامل شرایط محیط رسوب‌گذاری اولیه (به لحاظ ترکیب کانی‌شناسی و بافت اولیه سنگ) و گسترش تخلخل‌های حفره‌ای و بین بلورین به همراه گسترش درزه و شکاف‌های فراوان، استعداد مخزنی سازند آسماری را در میدان شکل داده است.

شونده به سمت بالا تا تغییر شرایط محیط رسوبی به رسوبات تبخیری سازند گچساران می‌باشد.

در طول زمان، نوسانات سطح دریا نقش بسیار مهمی را در گسترش جانبی و عمودی رخساره‌های رمپ‌های کم عمق کربناته دارد به گونه‌ای که با بالا آمدن نسبی سطح دریا رخساره شول پشت به باد بر روی رخساره‌های لاگون پیشروی کرده و ایجاد فن‌های حاصل از شستشو می‌کنند. بخش مرکزی شول‌های کربناته بیشتر اوئیدی تا بایوکلاستی با بلوغ بافتی زیاد است و حاکی از غلبه شرایط پر انرژی است. این قبیل رخساره‌ها در میدان مورد مطالعه گسترش چندانی ندارند (شکل ۷)، خود سبب محدود شدن واحدهای متخلخل تحت کنترل شرایط رسوب‌گذاری اولیه در پلتفرم کربناته محل ته‌نشست سازند آسماری شده است. در بخش عقبی پشته‌های زیر آبی، محیط لاگون کم عمق و بیشتر کم انرژی گسترش داشته است که در آن موجودات مختلف کفزی با تنوع زیستی کم توسعه یافته‌اند (شکل ۳). این گونه رخساره‌ها، بخش عمده‌ای از توالی سازند آسماری در میدان را تشکیل می‌دهند که البته گسترش حفره‌های انحلالی و تخلخل‌های درون دانه‌ای سبب افزایش کیفیت مخزنی در این رخساره‌ها شده است. رخساره‌های این ناحیه (لاگون) از نظر بافتی گل غالب است و در مجاورت توالی‌های کشندی (گاهی رخساره‌های تبخیری) به طور متناوب نهشته شده‌اند. بنابراین به صورت غالب مستعد دولومیتی شدن و عامل دیگری برای بهیود تخلخل و تراوایی در رخساره‌های گل غالب لاگونی است (شکل ۸). هر چند که به دلیل ریزلور بودن دولومیت‌های فوق، مقادیر تراوایی در بیشتر موارد کمتر از ۱۰ میلی داریسی می‌باشد (شکل ۸).

به لحاظ مخزنی در این پلاتفرم کربناته کم عمق، رخساره‌های با کیفیت مخزنی اولیه بالا یعنی رخساره‌های سد کربناته (MF7, MF8, MF9) دارای گسترش چندان زیادی نیستند (شکل ۸)، دلیل اصلی آن تا حد زیادی نبود حضور موجودات ریف ساز سدی و یا گسترش محدود آنها است. این شرایط موجب ایجاد نیمرخ بسیار کم شیب و ملایم در پلاتفرم کربناته آسماری شده است که در آن به طور عمده رخساره‌های گل غالب ته‌نشین شده‌اند



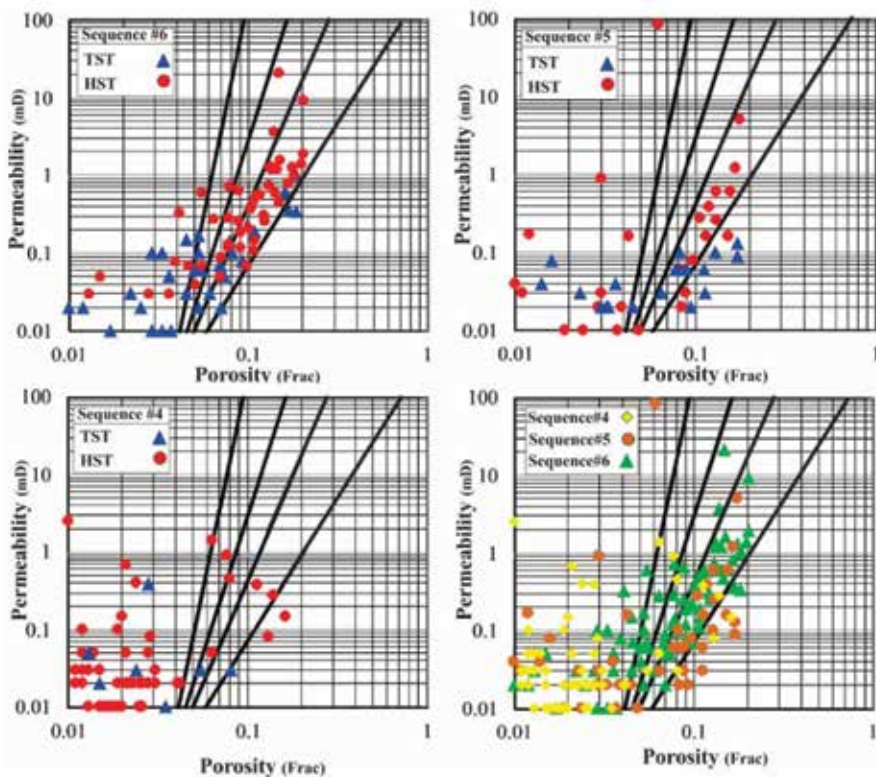
شکل ۸. توزیع تخلخل و تراوایی برای رخساره‌های مختلف بر روی نمودار فابریک سنگی لوسیا (Lucia, 1995)

و باندستون‌های مرجانی و تخلخل‌های درون/بین‌دانه‌ای حاصل از دولومیتی شدن و انحلال اجزاء ناپایدار آراگونیتی در این رخساره‌ها در سیستم تراکت HST از یک طرف، و فراوانی ریز رخساره‌های گل پشتیان همراه با آهک میکریتی و سیمان‌های کلسیتی/انیدریتی در سیستم تراکت TST از طرف دیگر، کیفیت مخزنی HST از TST بالاتر می‌باشد (شکل ۹). در نزدیکی مرزهای سکansı، کیفیت مخزنی به دلیل ایجاد تخلخل‌های حفره‌ای (نتیجه‌های حاصل انحلال جوی) و تخلخل‌های بین‌بلوری (حاصل از دولومیتی شدن)

تفسیر نتایج چینه‌نگاری سکansı در میدان مورد مطالعه و مقایسه آن با توزیع رخساره‌ها و کیفیت مخزنی نشان‌دهنده ارتباط به نسبت مستقیم بین خصوصیات مخزنی با سیستم تراکت‌های شناسایی شده دارد. در حالت کلی، سیستم تراکت پس‌رونده (TST) در بازه مورد مطالعه از رخساره‌های لاگون (لاگون دریای باز/ لاگون محدود شده) تشکیل شده است. در مقابل، سیستم تراکت تراز بالا (HST) از گرینستون‌ها و باندستون مرجانی رمپ داخلی تشکیل شده است. به دلیل حضور گرینستون‌های بایوکلاستی شول

شدن از کیفیت مخزنی بهتری نسبت به سکانس‌های ۴ و ۵ برخوردار می‌باشد (شکل ۹). در حالت کلی، کیفیت مخزنی از سکانس ۴ به سمت سکانس ۶، به دلیل افزایش دولومیتی شدن، انحلال بیشتر و پایداری بیشتر حوضه در بوردیگالین (این پایداری بر اساس ضخامت بالاتر سکانس، و یکنواختی بیشتر رخساره‌ها نتیجه‌گیری شده است) افزایش یافته است (شکل ۹).

افزایش یافته است. از طرف دیگر کیفیت مخزنی به دلیل حضور رخساره‌های گل پش‌تیبان کم‌عمق رمپ میانی و رمپ خارجی به سمت سطح بیشینه غرقابی کاهش یافته است. سکانس شش از رخساره‌های کم‌ویش یک‌دست در هر دو چاه تشکیل شده است که نشان‌دهنده شرایط یواستازی ثابت در بوردیگالین می‌باشد. این سکانس به دلیل فراوانی بیشتر رخساره‌های (8, 7, 6, MF3) با کیفیت مخزنی بالاتر همراه با تاثیر مثبت فرآیندهای دیاژنزی از قبیل انحلال و دولومیتی



شکل ۹. توزیع تخلخل و تراوایی سکانس‌های شناسایی شده بر روی نمودار فابریک سنگی لوسیا (Lucia, 1995)

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات پتروگرافی ۱۲ ریز رخساره در پنج زیر محیط شامل بین کشندی، لاگون، سد، رمپ میانی و رمپ بیرونی متعلق به یک رمپ کربناته کم شیب برای سازند آسماری در میدان مطالعه شده شناسایی شده است. ریزرخساره‌های بین کشندی، لاگون و سد بیشتر در بخش بالایی و بعضی از پهنه‌های بخش میانی سازند دیده می‌شوند حال آنکه ریز رخساره‌های رمپ میانی و رمپ بیرونی بیشتر در بخش میانی سازند آسماری گسترش داشته‌اند. تجزیه و تحلیل محیطی نشان داد که بخش داخلی و میانی رمپ کم شیب در طول رسوب‌گذاری سازند آسماری در میدان مورد مطالعه غلبه داشته‌اند.

تراکم، سیمانی شدن، انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی فرآیندهای دیاژنزی اصلی سازند آسماری را تشکیل می‌دهند. انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی باعث بهبود کیفیت مخزنی شده‌اند حال آنکه سیمانی شدن و تراکم باعث کاهش کیفیت مخزنی شده‌اند. تخلخل بین‌بلوری

تجزیه و تحلیل محیطی نشان داد که بخش داخلی و میانی رمپ کم شیب در طول رسوب‌گذاری سازند آسماری در میدان مورد مطالعه غلبه داشته‌اند.

تراکم، سیمانی شدن، انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی فرآیندهای دیاژنزی اصلی سازند آسماری را تشکیل می‌دهند. انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی باعث بهبود کیفیت مخزنی شده‌اند حال آنکه سیمانی شدن و تراکم باعث کاهش کیفیت مخزنی شده‌اند. تخلخل بین‌بلوری

berg, S.N., Pickard, N., Moallemi, A., Svåná, T., Darke, G., Dickson, J.A.D. and Oxtoby, N.H., 2006. The origin of dolomite in the Asmari formation (Oligocene-lower Miocene), Dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 29(4), 381-402.

- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4), 3-57.

- Dercourt, J., 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.

- Ehrenberg, S. N., N. A. H., Pickard, G. V., Laursen, S. Monibi, Z. K., Mossadegh, T. A., Sva-na, A. A. M., Aqrawi, J. M., McArthur, and M. F. Thirlwall, 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SWIran, *Journal of Petroleum Geology* 30:107-128.

- Flugel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 976 .

- Ghazban, F., 2007. *Petroleum geology of the Persian Gulf*. Tehran university and National Iranian Oil Company, 707.

- Golonka, J., 2000. *Cambrian-Neogen Plate Tectonic Maps*. Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, Poland. 125

- Lucia, F.J., 1995, Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterizatio: *AAPG Bulletin*, 79, No.9, 1275-1300.

- Lucia, F.J., 2007. *Carbonate Reservoir Characterization*. Springer-Verlag, Berlin, 341

- Normi, R. and Standen E., 1997. *Middle East Well Evaluation Review*, SPE 18.

- Plint, A.G. and Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and im-

حاصل از دولومیتی شدن (به‌خصوص دولومیتی شدن کننده فابریک در رخساره‌های رمپ داخلی)، تخلخل قالبی و حفره‌ای حاصل از انحلال مهم‌ترین نوع فضاهای خالی دیاژنزی هستند که کیفیت مخزنی سازند را کنترل می‌کنند.

از نظر چینه‌نگاری سکانسی، بخش آسماری زیرین در میدان مطالعه شده رسوب‌گذاری نکرده است. سه سکانس رده سه متعلق به میوسن بر اساس الگوی عمیق شدگی و کم‌عمق شدگی رخساره‌ها برای سازند مورد مطالعه شناسایی شده است. سکانس ۶ بهترین کیفیت مخزنی را نسبت به دو سکانس دیگر به دلیل دولومیتی شدن بیشتر، انحلال بیشتر و پایداری بیشتر حوضه در بوردیگالین دارا می‌باشد. همچنین به دلیل دولومیتی شدن، شکستگی و انحلال بیشتر در سیستم تراکت HST کیفیت مخزنی نسبت به TST بالاتر است.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی نفت زاگرس. سازمان زمین‌شناسی کشور طرح تدوین.

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

- Al-Aasm, I.S., Ghazban, F. and Ranjbaran, M., 2009. Dolomitization and related fluid evolution in the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Gachsaran area, SW Iran: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Petroleum Geology*, 32(3), 287-304.

- Alsharhan, A.S. and Kendall, C.G.S.C., 1986. Precambrian to Jurassic rocks of Arabian Gulf and adjacent areas: their facies, depositional setting, and hydrocarbon habitat. *AAPG Bulletin*, 70(8), 977-1002.

- Alsharhan, A.S. and Whittle, G.L., 1995. Carbonate-evaporite sequences of the Late Jurassic, southern and southwestern Arabian Gulf. *AAPG Bulletin*, 79(11), 1608-1630.

- Aqrawi, A.A.M., Keramati, M., Ehren-

- portance in sequence stratigraphic analysis. Geological Society, London, Special Publications, 172(1), 1-17.
- Posamentier, H.W. and Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications (Vol. 7, p. 210). Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
 - Sepehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), 829-843.
 - Stampfli, G., Marcoux, J. and Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 373-409.
 - Sun, S.Q., 1995. Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics. *AAPG bulletin*, 79(2), 186-204.
 - Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisnet, P. N. and Perez-cruz, C., 1991. Signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview. In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 617-659.
 - Hull, C.E. and Warman, H.R., 1970. Asmari oil fields of Iran.
 - Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. and Rahmanian, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well log, cores, and outcrops: Concepts of high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists. Methods in Exploration Series*, 7, 1-55.
 - Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329(1), 219-263.
 - Wilson, J. L., 1975. *Carbonate Facies in Geological History*: New York, Springer, 471

تعیین منشاء و ارزیابی ریسک سلامت آرسنیک در منابع آب گستره معدنی تکاب

راحله هاتفی^(*) و نسیم حیدریان^۱

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی محیطی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۹

چکیده

آرسنیک یک شبه فلز بالقوه سمی است، در صورت ورود به محیط زیست و منابع آبی می‌تواند اثرات زیان‌باری بر سلامتی انسان داشته باشد به طوری که بزرگ‌ترین خطر در معرض قرارگیری آرسنیک مربوط به آب آشامیدنی است. گستره مطالعاتی حوضه آبریز شهرستان تکاب در آذربایجان غربی است، دو معدن فعال و بزرگ طلای زرشوران و آغ دره با تیپ کارلین را در خود جای داده است. معادن طلای کارلین از نوع سولفیدی هستند که به دلیل ماهیت خود پتانسیل آلودگی منابع محیطی پایین دست از جمله آرسنیک را دارند. بنابراین، هدف از این مطالعه، تعیین منشاء و ارزیابی ریسک سلامت در جامعه است که در معرض آرسنیک از طریق بلع و تماس پوستی با منابع آبی آلوده است. در این راستا ۴۵ نمونه از براساس قضاوت کارشناسی از منابع آبی به طور تصادفی چاه، چشمه و آب سطحی برداشت شد و به روش ICP-MS آنالیز شد و ریسک سلامتی با استفاده از خطر سرطان هدف (TR)، ضریب خطر (HQ) و شاخص خطر (HI) ارزیابی شد. نتایج کلی مبین آلودگی آرسنیک منابع آبی شرق و شمال گستره ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی و دگرسانی کواترنری و فعالیت‌های معدنکاری است. بیشتر نمونه‌ها در بازه pH ۹-۱۰ و پتانسیل اکسایش-کاهش بین ۱۰۰- تا ۲۵۰ میلی ولت است که نشان‌دهنده غلبه گونه آرسنات (As^{5+}) و به فرم $H_2AsO_4^-$ است. مقدار HQ و HI در ۵۲٪ از نمونه‌ها بالاتر از ۱۰ هستند که مبین خطر بالای ابتلای جامعه در صورت مواجهه با آب آلوده هستند. مقادیر ریسک سرطان‌زایی گستره از 0 تا 7×10^{-2} متغیر است که مبین نبود ریسک سرطان‌زایی تا ریسک بسیار بالای ناشی از آرسنیک منابع آبی است. به‌طور کلی ریسک سرطان‌زایی و بیماری‌های غیر سرطانی در شرق و شمال گستره از دو مسیر مصرف مستقیم شامل بلع و آشامیدن و تماس پوستی به دلیل آلودگی ناشی از دو منبع زمین زاد و بشرزاد وجود دارد. بنابراین، توصیه می‌شود، توجه ویژه‌ای به پایش مستمر آلاینده‌های احتمالی، روش‌های مختلف جلوگیری از مواجهه با منابع آبی آلوده و روش‌های پاک‌سازی به‌منظور حداقل کردن خطر بهداشتی جامعه ساکن صورت پذیرد.

واژه‌های کلیدی: آرسنیک، بیماری سیستمیک، تکاب، ریسک سرطان‌زایی، منابع آبی.

مقدمه

در چند دهه اخیر، آرسنیک به‌عنوان ماده بسیار سمی شناخته شده که زندگی بشر را تهدید می‌کند (ATSDR, 2019) و می‌تواند اثرات مزمن یا حاد بر سلامت

داشته باشد. آرسنیک به‌عنوان یک ماده سرطان‌زای خطرناک شناخته می‌شود (Kumar et al., 2016) به طوری که این عنصر و ترکیبات غیرآلی آن به‌عنوان

* نویسنده مرتبط: rahele.hatefi@gmail.com

اکسید شده است (Baloch et al., 2020). بنابراین، سمیت گونه‌های مختلف آرسنیک به ترتیب به صورت آرسنیت < آرسنات < مونو متیل آرسونات (MMA) < دی متیل آرسینات (DMA) است (Liu et al., 2018). در آب‌های طبیعی، آرسنیک معدنی به صورت آرسنات [As(V)] و اکسی آنیون‌های آرسنیت [As(III)] وجود دارد (Dilpazeer et al., 2023). تحرک گونه‌های آرسنیک در آب به شدت به شرایط pH، Eh و وجود انواع مختلف مواد شیمیایی (مواد رسی و اکسی هیدروکسیدهای فلزی) بستگی دارد (Baloch et al., 2020). در آب‌های سطحی با محتوای اکسیژن بالا، گونه پنج ظرفیتی (As^{+5}) یا آرسنات رایج‌ترین است ولی در آب‌های زیرزمینی یا رسوبات دریاچه که شرایط کاهش است، گونه سه ظرفیتی (As^{+3}) یا آرسنیت غالب است (Weerasundara et al., 2021). آرسنیک می‌تواند در مقادیر pH نرمال (۵/۵-۸/۵) در هر دو شرایط اکسایشی و کاهش در آب‌های سطحی و زیرزمینی متحرک شود (Baeyens et al., 2007).

در گستره مطالعاتی دو عامل زمین‌شناسی شامل کمرندهای دگرسانی و نهشته‌های ولکانیک کواترنری و بشرزاد شامل دو معدن بزرگ طلای ایران (زرشوران و آغ دره) می‌توانند سبب آلودگی منابع آب سطحی و زیرزمینی حوضه آبریز ساروق شوند. با توجه به اهمیت منابع آبی به سبب مصرف برای شرب و کشاورزی و پتانسیل آلودگی آن با آرسنیک، بررسی فاکتورهای بهداشتی برای حفظ بهداشت جامعه و تامین امنیت غذایی دارای اهمیت است. براساس دانش ما، مطالعه‌ای بر روی تاثیر بیماری‌زایی آرسنیک در آب گستره تکاب انجام نشده است. بنابراین، هدف از این مطالعه بررسی فاکتور خطر^۱ و خطر سرطان هدف^۲ آرسنیک در منابع آبی گستره مطالعاتی تکاب بود که با تعیین وضعیت آلودگی و رسم نقشه پهنه‌بندی این فاکتورها در منابع آبی گستره مطالعاتی با برداشت نمونه‌های آب، سنجش غلظت به روش ICP-MS و نرم‌افزار Arc GIS انجام شد.

سرطان‌زا برای انسان در گروه یک طبقه‌بندی شده‌اند (IARC, 2012). اثرات مزمن آن می‌توانند منجر به بروز سرطان شامل سرطان پوست، ریه، کبد، کلیه و مثانه و بیماری‌های غیر سرطانی مانند هایپرپیگمانتیسون، مشکلات قلبی، عصبی، کلیوی، مجاری ادراری و ربوی شود (Cui et al., 2023). بنابراین در پهنه‌های که تمرکز آرسنیک بالا باشد، آلودگی خاک و آب‌های زیرزمینی و رواناب‌ها بسیار محتمل خواهد بود که می‌تواند از طریق بلع غذا و یا آب آلوده، مواجهه پوستی و استنشاق هوای آلوده وارد بدن انسان شود و سلامت جامعه را تهدید کند (Ihedioha et al., 2017). هر دو ترکیب آرسنیک (پنج و سه ظرفیتی) پس از جذب از طریق ریه‌ها و یا دستگاه گوارش، به طور گسترده‌ای توسط خون در سراسر بدن توزیع می‌شود (ATSDR, 2007). آرسنیک تحت واکنش‌های متیله شدن در کبد قرار می‌گیرد و حدود ۷۰٪ از آن، به دو فرم مونومتیل آرسونات و دی متیل آرسینات از طریق ادرار دفع می‌شود ولی آرسنیک باقی مانده در بدن تجمع می‌یابد و ریسک بیماری‌زایی را تشدید می‌کند (El-Ghiaty and El-Kadi, 2023).

آرسنیک می‌تواند از هر دو منشا طبیعی و بشرزاد وارد محیط شود (Baloch et al., 2022). در بسیاری از موارد، آلودگی آرسنیک در منابع آب به ساختار زمین‌شناسی مربوط می‌شود ولی منشاهاى بشرزادی مانند معدنکاری، فرآوری کانی، صنعت شیشه، حفاظت چوب، تولید و کاربرد آفت‌کش، نشت از لندفیل و تولید و فرآوری زغال‌سنگ/ نفت نیز می‌توانند در آلودگی محیط به آرسنیک موثر باشند (Chakraborty et al., 2020). با توجه به تحولات صنعتی، افزایش جدی غلظت آرسنیک در آب وجود دارد که بین ۵/۵ تا ۵۰۰۰ میکروگرم در لیتر متغیر است (Shahid et al., 2018). در حالی که غلظت مجاز آرسنیک در آب شرب $10 \mu\text{g/L}$ می‌باشد (WHO, 2011). حالت‌های اکسیداسیونی آرسنیک در محیط شامل -3 ، 0 ، $+3$ و $+5$ و به اشکال آلی و معدنی است. ترکیبات آرسنیک معدنی حدود ۱۰۰ برابر سمی‌تر از ترکیبات آرسنیک آلی هستند در حالی که آرسنیک سه ظرفیتی حدود ۶۰ برابر سمی‌تر از حالت پنج ظرفیتی

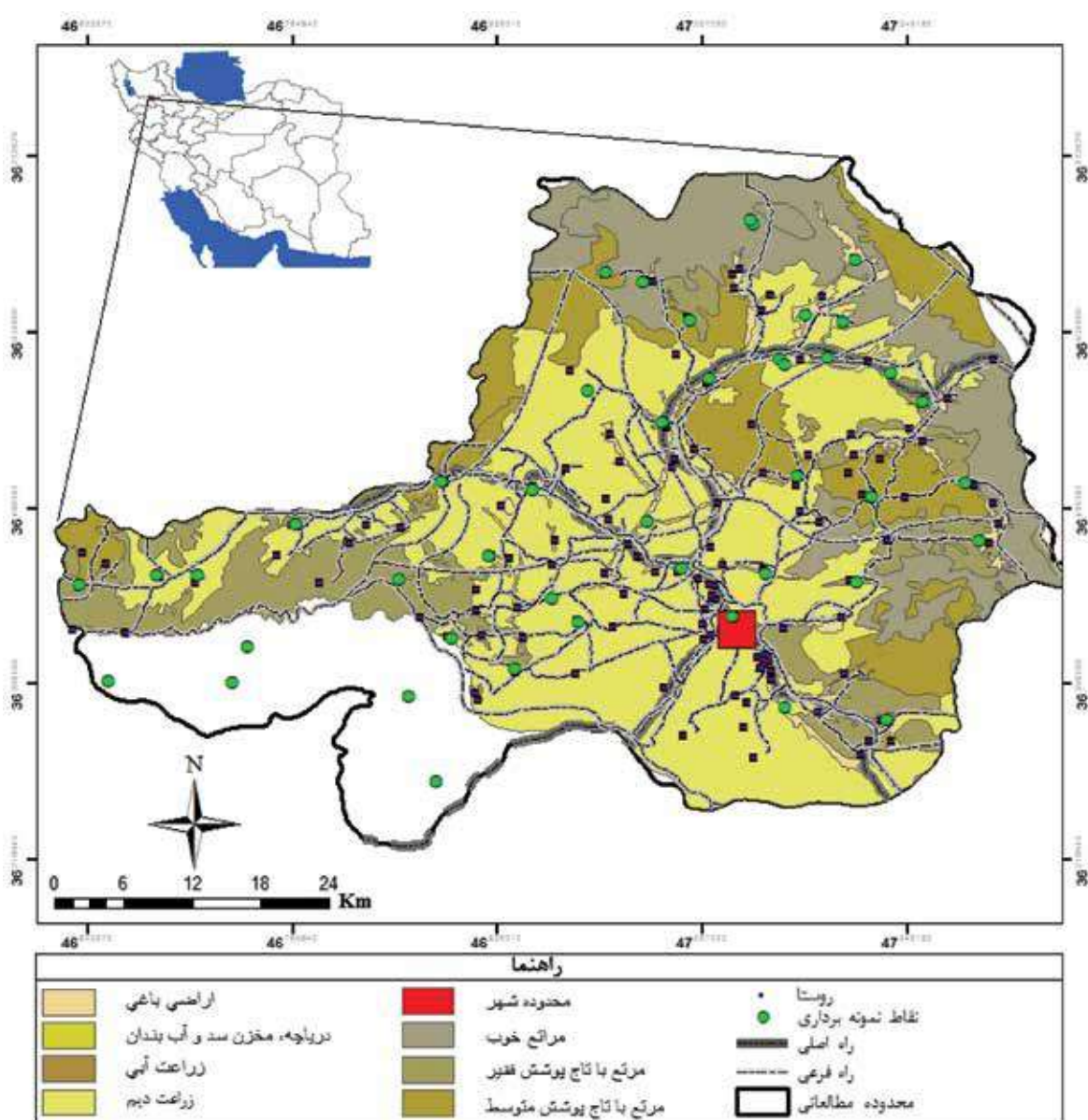
1. Hazard quotient

2. Target cancer

مواد و روش‌ها گستره مطالعاتی

(Rahimsouri et al., 2013) در خود جای داده است. منابع آبی پهنه شامل آب سطحی و زیرزمینی است که به مصارف شرب و کشاورزی می‌رسد. آب زیرزمینی به دلیل ضخامت کم آبخوان پهنه، بیشتر به صورت چشمه به سطح می‌رسد و چندین رودخانه دائمی نیز در پهنه وجود دارند که از ارتفاعات شمال گستره منشا می‌گیرند و به ساروق چای می‌پیوندند. کشاورزی در پهنه به دو صورت دیم و آبی انجام می‌شود که آب مورد نیاز در کشت آبی از چشمه‌ها و یا رودخانه‌ها تامین می‌شود.

گستره مطالعاتی شهرستان تکاب، در جنوب شرق استان آذربایجان غربی و بین طول‌های جغرافیایی ۴۰°، ۴۶° تا ۴۷°، ۳۶° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۴° تا ۴۶°، شمالی واقع شده است (شکل ۲). گستره مطالعاتی از نظر زمین‌شناسی پهنه‌های فعال از نظر فلززایی است و دارای پتانسیل معدنی بالایی است به طوری که دو معدن بزرگ طلای زرشوران و آغ دره را با تیپ کارلین



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی، راه‌های ارتباطی و کاربری اراضی گستره مطالعاتی (هانفی و همکاران، ۱۳۹۶)

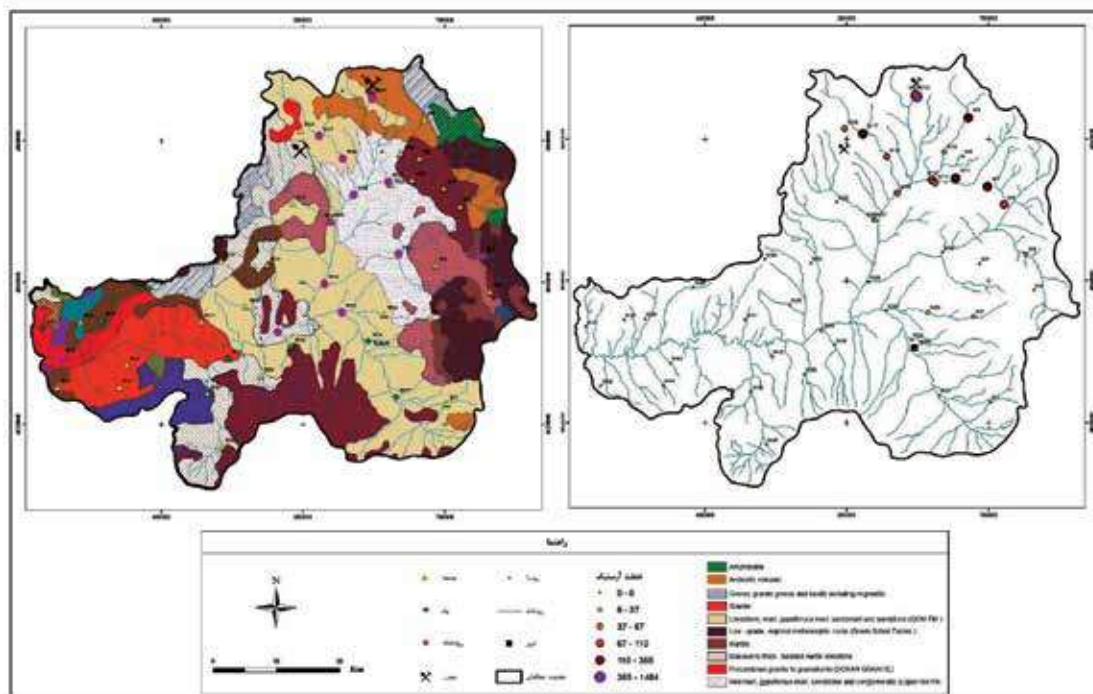
زمین‌شناسی

در بالادست منابع آبی پهنه، رواناب‌ها به‌طور عمده از طریق آبراهه‌ها وارد شاخه‌های فرعی (زره شوران و آغ دره) رودخانه ساروق و سبب انتقال و انتشار آلاینده‌ها می‌شوند.

نمونه‌برداری و آماده‌سازی

در این مطالعه، ۴۵ نمونه آب از چاه، چشمه و رودخانه بر اساس پراکندگی مناسب و ویژگی‌های زمین‌شناسی پهنه و مبتنی بر نظر کارشناسی برداشت شد. شکل ۳ موقعیت نقاط نمونه‌برداری، نوع منبع آبی و غلظت آرسنیک در نمونه‌ها را بر روی نقشه زمین‌شناسی گستره نشان می‌دهد. pH و Eh به‌صورت درجا با استفاده از مولتی متر (۹۹۷۲۰، MIC، تایوان) اندازه‌گیری شد. نمونه‌های آب سطحی از بخش میانی رودخانه‌ها برداشت شد. به‌طور کلی، نمونه‌ها در ظروف پلی اتیلن ۲۵۰ میلی‌لیتری پس از سه بار شستشو با همان منبع جمع‌آوری و با اسید نیتریک اسیدی شدند تا واکنش‌های شیمیایی به حداقل برسد. سپس برای سنجش غلظت آرسنیک کل به روش ICP-MS مدل Agilent ۷۹۰۰ با دقت تا ۵ ppb به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شدند.

گستره مطالعاتی در کمربند ساختاری سنندج-سیرجان واقع شده است و شامل سنگ‌های دگرگونی و رسوبی پرکامبرین و پالئوزوئیک، توده‌های نفوذی دیوریتی تاگرانیتی، سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی اولیگوسن و نهشته‌های جوان پلیوسن و کواترنری می‌باشند. پهنه در سنوزوئیک تحت تاثیر دگرگونی و ماگماتیسم شدیدی قرار گرفته است که منجر به تشکیل پتانسیل‌های معدنی زیادی در گستره از جمله کانسارهای زرشوران (طلا، آرسنیک) و آغ دره (طلا، آنتیموان) با تیپ کارلین (Rahimsouri et al., 2013) شده است و آثار آن هنوز به‌صورت چشمه‌های آبگرم تا جوشان و چشمه‌های تراورتن ساز دیده می‌شود. معادن تیپ کارلین همراه کانی سازی سولفیدی عناصر As, Sb, Hg و عناصر همراه (Zn, Pb, Cd, Tl) می‌باشند که با توجه به ماهیت خود (خصوصیات کانی‌شناسی، هندسه کانسار، روش‌های معدنکاری و ...) توان بالقوه‌ای در آلودگی منابع محیطی پایین دست دارند. این نوع کانی سازی‌ها می‌توانند سبب آلودگی منابع آبی شوند. با توجه به قرار گرفتن گستره‌های معدنی زرشوران (طلا) و آغ دره (طلا و آنتیموان)



شکل ۲. زمین‌شناسی (برگرفته از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب ۱۳۷۷ و تخت سلیمان ۱۳۷۴)، نوع منبع آبی، توزیع مکانی و غلظت آرسنیک در گستره مطالعاتی

به دست آوردن مواجهه بالقوه پوستی و بلع (ADD) از آب آلوده استفاده می‌شود.

اثرات بهداشتی

خطرات غیر سرطان‌زایی

خطرات غیر سرطان‌زایی فلزات سنگین در آب آشامیدنی با ضریب خطر^۱ (HQ) برآورد می‌شود که به‌عنوان ضریب بین دوز مواجهه روزانه محیطی^۲ (ADD) و دوز مرجع^۳ (RfD) با استفاده از معادله ۱ محاسبه می‌شود (USEPA, 2010). USEPA مقدار 3×10^{-4} را برای RfD(mg/kg/d) بیان کرده است. همچنین دو مسیر برای دوز در معرض روزانه قرار گرفتن آلاینده فلزی شامل مصرف (بلع و تنفس) و تماس پوستی مربوط به آب آشامیدنی وجود دارد که توسط معادله‌های ۲ و ۳ محاسبه می‌شود (Custodio et al., 2020). بنابراین، اگر بیش از یک مسیر وجود داشته باشد، خطر بالقوه غیر سرطان‌زایی آلاینده با شاخص خطر^۴ (HI) که مجموع HQها است، ارزیابی می‌شود. برای محاسبه شاخص‌های HI از معادله ۴ استفاده می‌شود که اگر HQ و/یا HI بیش از یک باشد، نشان‌دهنده نگرانی احتمالی برای اثرات غیر سرطان‌زا بر سلامت انسان است.

$$HQ = ADD/RfD \quad \text{معادله ۱}$$

$$ADD_{oral\ ingestion} = \frac{C_i \times L \times EF \times ED}{BW \times AT} \quad \text{معادله ۲}$$

$$ADD_{dermal} = \frac{C_i \times SA \times Kp \times ET \times EF \times ED \times 10^{-7}}{BW \times AT} \quad \text{معادله ۳}$$

$$HI = \sum HQ_s \quad \text{معادله ۴}$$

که در آن C_i غلظت آلاینده آب آشامیدنی (mg/L)، EF فرکانس قرار گرفتن در معرض^۵ (روز/سال)، ED مدت زمان در معرض قرار گرفتن (سال)، L میزان مصرف روزانه آب (L/day)، BW وزن بدن^۶ (کیلوگرم)، AT میانگین زمان در معرض قرار گرفتن^۷ (در روز) SA در معرض قرار گرفتن ناحیه پوست^۸ (cm²), Kp ضریب نفوذپذیری پوستی^۹ (cm/h) و ET زمان در معرض قرار گرفتن (ساعت در روز) است. زمان مواجهه با عوامل غیر سرطان‌زا و سرطان‌زا به ترتیب مربوط به ۳۰ یا ۷۰ سال (۳۰ سال $365 \times$ روز برای ریسک غیرسرطان‌زایی و ۷۰ سال $365 \times$ روز برای ریسک سرطان‌زایی) تخمین زده می‌شود. جدول ۲ مقادیر پیش‌فرض را نشان می‌دهد که برای

خطر سرطان‌زایی

خطر سرطان هدف^{۱۰} (TR) شاخصی برای تخمین قرار گرفتن در معرض خطر سرطان‌زایی است که پتانسیل ابتلا به سرطان را در طول عمر معادل با ۷۰ سال نشان می‌دهد. در مجموع، مقدار آستانه خطر سرطان‌زایی هدف ۱۰-۶ است و مقادیر بیشتر مبین خطر سرطان‌زایی بالا است (Ngole-Jeme and Fantke, 2017). خطر سرطان هدف (برای یک دوره زندگی ۷۰ ساله) با معادله ۵ ارزیابی می‌شود (USEPA, 2011):

$$TR = \frac{(MC \times IR \times 10^{-7} \times CPS \times EF \times ED)}{(BW \times AT)} \quad \text{معادله ۵}$$

که TR خطر سرطان هدف، MC غلظت فلز در نمونه (mg/L)، IR نرخ تنفس^{۱۱} (L/day)، CPS فاکتور شیب سرطان‌زایی^{۱۲} (mg/kg(BW)/day)، EF فرکانس قرار گرفتن در معرض آلاینده (روز/سال)، ED مدت زمان قرار گرفتن در معرض آلاینده (سال) است (۳۰ سال برای شغل و ۷۰ سال برای طول عمر)، AT میانگین زمان قرار گرفتن در معرض عامل سرطان‌زا (h/day) و BW وزن بدن (Kg) است. جدول ۱ پارامترهای تخمین خطر سرطان‌زایی و غیر سرطان‌ی هدف در آب را نشان می‌دهد.^۱

بحث

غلظت آرسنیک در نمونه‌های آب برای نشان دادن حضور و توزیع آرسنیک در محیط زیست و تأثیر بهداشتی بر جمعیت پهنه مورد بررسی قرار گرفت. خلاصه آماری پارامترهای موثر برای دستیابی به این هدف در جدول ۲ ارائه شده است.

1. Hazard Quotients
2. Average Exposure Dose Daily
3. Reference Dose
4. Hazard Index
5. Exposure Frequency
6. Body Weight
7. Average Time
8. Skin Surface Area
9. Permeability Coefficient
10. Target Cancer Risk
11. Ingestion Rate
12. Carcinogenic Slope Factor

جدول ۱. پارامترهای موثر در تخمین بیماری‌زایی آرسنیک در منابع آبی (Baba Koki et al., 2015)

واحد	مقدار	پارامترهای تخمین ریسک
mg/Kg/day	۱/۵	فاکتور شیب سرطان‌زایی (CPS)
L/day	۲/۲	نرخ تنفس (IR)
Days/year	۳۶۵	فرکانس مواجهه با آلاینده (EF)
Years	۳۰ سال برای آلودگی شغلی ۷۰ سال برای طول عمر	مدت زمان مواجهه با آلاینده (ED)
h/day	۰/۶	میانگین زمان مواجهه (AT)
Kg	۷۰	میانگین وزن بدن (BW)
Cm ²	۱۸۰۰۰	مساحت سطحی پوست
h/event	۰/۲۵	مدت زمان مواجهه در طول شستشو و استحمام (ET)
Cm/h	۰/۰۱	ضریب نفوذپذیری (Kp)

جدول ۲. خلاصه آماری نتایج ریسک بهداشتی آرسنیک در منابع آبی گستره مطالعاتی

	As	pH	Eh	HQoral	HQdermal	HI	TR
Min	<۵	۵/۰۱	-۶۰	۰	۰	۰	۰
Mean	۷۴۲	۷/۴	۱۰۳/۶	۷۰۶۶۶	۳۸۶۷	۷۴۵۳۴	۰/۰۳۵
Max	۱۴۸۴	۸/۴	۴۷۲	۱۴۱۳۳۳	۷۷۳۵	۱۴۹۰۶۸	۰/۰۷

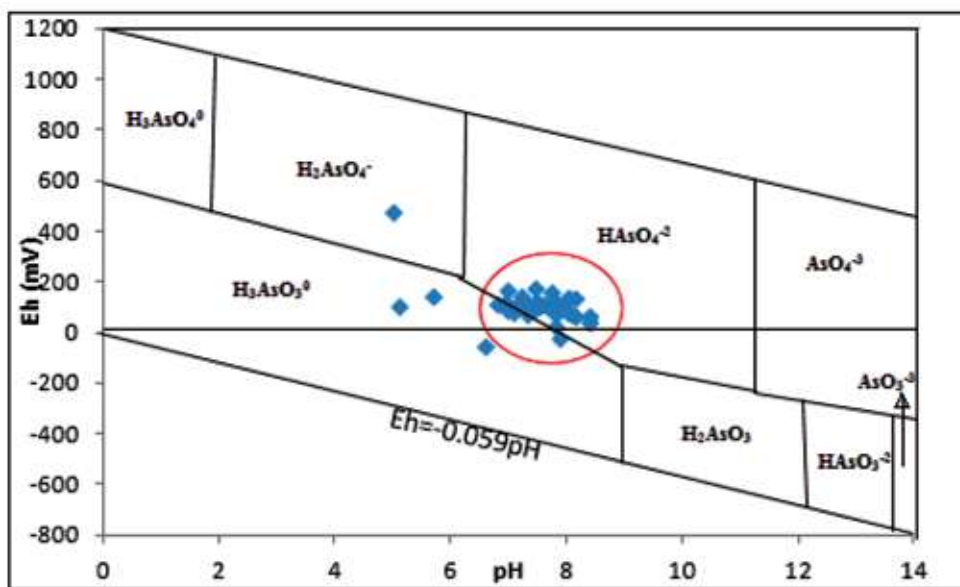
WHO، EPA و آب و فاضلاب ایران آلوده می‌باشند (۱۰ میکروگرم بر لیتر). با توجه به مطالعات پیشین (مدبری، ۱۳۸۳؛ هاتفی و همکاران، ۱۳۹۶؛ Rahimsouri et al., 2016؛ Sharifi et al., 2013)، سنگ‌های آتشفشانی رخداد فلززایی سنوزوئیک کمربند ارومیه دختر و کانی‌های سولفیدی (آرسنیک در کانی‌های سولفیدی به میزان زیادی می‌تواند وجود داشته باشد)، فعالیت‌های گرمابی و دگرسانی سنگ‌های ولکانیک، تشکیل معادن طلای نوع کارلین زرشوران و آغ دره و فعالیت‌های معدنکاری و فرآوری این پتانسیل‌های اقتصادی به‌عنوان منشاهای زمین زاد و بشرزاد آرسنیک در این گستره هستند. بنابراین، آرسنیک می‌تواند تحت فرایندهای هوازدگی و فرسایش و استخراج فلزی آزاد و از طریق رواناب به پایین‌دست منتقل گردد. نتایج این مطالعه با نتایج عثمان (Othman et al., 2018) و کاستوژو (Custodio et al., 2020) مطابقت دارد که غلظت بالای از As را در رودخانه‌های دریافت‌کننده رواناب پهنه‌های دارای استخراج فلزی اندازه‌گیری کردند. فرایندهای رهاسازی و انتقال آرسنیک به حضور و انتقال رسوبات ریزدانه، pH، قدرت یونی، سختی، نیاز شیمیایی به اکسیژن، مواد آلی محلول و حضور اکسی هیدروکسیدهای آهن و رقابت تبادل

با توجه به اینکه سیستم‌های آبی درون خشکی به شدت تحت تنش‌های طبیعی (هوازدگی و فرسایش سنگ بستر، آتشفشان‌ها و حمل و نقل جوی) و فرایندهای انسان هستند، پایش و بررسی سطوح مواد شیمیایی یک اقدام ضروری برای اطمینان از کیفیت آب است (Shil and Singh, 2019). شکل ۲ زمین‌شناسی، نوع منبع آبی، توزیع مکانی و غلظت آرسنیک در گستره را نشان می‌دهد. از ۴۵ نمونه برداشت شده، ۱۳ نمونه از آب سطحی و ۳۲ نمونه از چاه و چشمه برداشت شده است. نمونه‌های آلوده ۵۲٪ از نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند، ۷۷٪ از نمونه‌های رودخانه و ۳۴٪ از منابع آب‌های زیرزمینی هستند. با توجه به نقشه پهنه‌بندی As رسم شده برای نمونه‌های آب، مقدار آرسنیک از ۵ < (حد قابل تشخیص دستگاه ICP-MS تا ۱۴۶۸ ppb متفاوت است که بیشترین مقدار در نمونه آب رودخانه زرشوران (ایستگاه W14) شناسایی شده است. نتایج به‌دست‌آمده در مطالعه حاضر نشان می‌دهد، بخش‌های مختلف گستره مطالعاتی از نظر حضور، توزیع و غلظت آرسنیک متفاوت هستند که به دلیل ناهمگونی زمین‌شناسی و فعالیت‌های معدنی پهنه است به‌طوری‌که منابع آبی در شرق، شمال شرق و شمال گستره از نظر عنصر As براساس استانداردهای

آرسنیک (III) در pH های بالاتر از نه حضور دارند. تحت شرایط اکسایشی و در بازه pH بین ۷/۱-۲/۱ کمپلکس H_2AsO_4^- و در بازه pH بین ۱۱-۷/۱ کمپلکس H_2AsO_4^- غالب می‌باشد و تحت شرایط کاهش‌ی در pH کمتر از ۹/۲ گونه بدون بار آرسنیت به فرم کمپلکس H_3AsO_3 غالب است (Samadzadeh Yazdi et al., 2013). همان‌طور که در شکل ۳ دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها در گستره با پتانسیل ردکس بین ۱۰۰- تا ۲۵۰- میلی ولت و pH ۹-۱۰ قرار گرفته‌اند که مبین گونه آرسنات (As^{5+}) و به فرم H_2AsO_4^- است. دلیل غالب بودن آرسنات در آب گستره، شرایط اکسایشی آب است. در مورد نمونه‌های آب زیرزمینی ضخامت کم آبخوان منجر به اکسید شدن آرسنیت شده است و نمونه‌های آب سطحی نیز به دلیل قرار گرفتن در معرض هوا اکسید شده‌اند. همچنین pH به دلیل رخنمون سنگ‌های آهکی و تراورتن آکالی است که بر تغییر گونه آرسنیت به آرسنات موثر است. بنابراین، می‌توان انتظار داشت که به دلیل گونه غالب احتمال بیماری‌زایی آرسنیک تا حدودی کمتر باشد.

یونی آرسنیک با دیگر یون‌ها چون نیترات، فسفات و بیکربنات بستگی دارد (Shaji et al., 2021). انتقال و نهشت مجدد آرسنیک در گستره مطالعاتی توسط واکنش‌های انحلال-نهشت و جذب-دفع متاثر از شرایط pH و Eh کنترل می‌شود و حمل و انتقال آن در گستره توسط اکسی‌هیدروکسیدهای این عنصر است (هانفی و همکاران، ۱۳۹۶).

Eh و pH نقش مهمی بر روی گونه‌ها و رفتار آرسنیک در محیط آبی و خطرات سلامتی بیماری‌های مختلف دارد. در این راستا، مقادیر اکسایش-کاهش (Eh) و pH با استفاده از مولتی پارامتر به صورت درجا اندازه‌گیری شد. گستره نرمال مقادیر Eh بین ۸۰۰- تا ۱۲۰۰ میلی ولت است. Eh از ۶۰- تا ۴۷۲ mV در پهنه مورد مطالعه متغیر است. pH نمونه‌های آب بین ۵-۸/۴۱ متغیر بود. با استفاده از رابطه این دو پارامتر می‌توان گونه‌های اصلی و رفتار آرسنیک را پیش‌بینی کرد (Smedley and Kinniburgh, 2002). با توجه به نمودار Eh-pH (شکل ۳)، کمپلکس‌های یونی آرسنیک (V) در pH های بالاتر از سه پایدار هستند در حالی که گونه‌های یونی



شکل ۳. موقعیت نمونه‌های آب گستره مطالعاتی بر روی نمودار Eh-pH (Smedley and Kinniburgh, 2002)

با استفاده از سطح در معرض قرارگیری، زمان در معرض قرارگیری و میانگین دوز مصرف آرسنیک برآورد می‌شود. در این راستا، اثرات بهداشتی به صورت ریسک‌های سرطان‌زایی و غیر سرطان‌زایی قابل کمی شدن هستند. براساس این

از آنجاکه منابع آب سطحی و زیرزمینی در گستره مطالعاتی به مصارف شرب و کشاورزی می‌رسند، بررسی پتانسیل ریسک بیماری‌زایی دارای اهمیت است. ارزیابی ریسک سلامتی محیطی ناشی از در معرض قرار گرفتن آرسنیک منابع آبی

آرسنیک و نبود پتانسیل‌های اقتصادی آلاینده در معرض خطر بیماری‌های سیستمیک ناشی از آرسنیک از هر دو طریق مواجهه پوستی و بلع نمی‌باشند. همچنین این نتیجه نشان می‌دهد، افرادی که از طریق بلع در معرض آرسنیک قرار می‌گیرند، ممکن است در معرض خطر بیشتری برای اثرات نامطلوب سلامتی غیرسرطان‌زا باشند، چراکه دوز دریافتی از طریق بلع مستقیم بیشتر از تماس پوستی است. این نتایج با مطالعه علی یو (Aliyu et al., 2022) و کاستوزو (Custodio et al., 2020) مطابقت دارد.

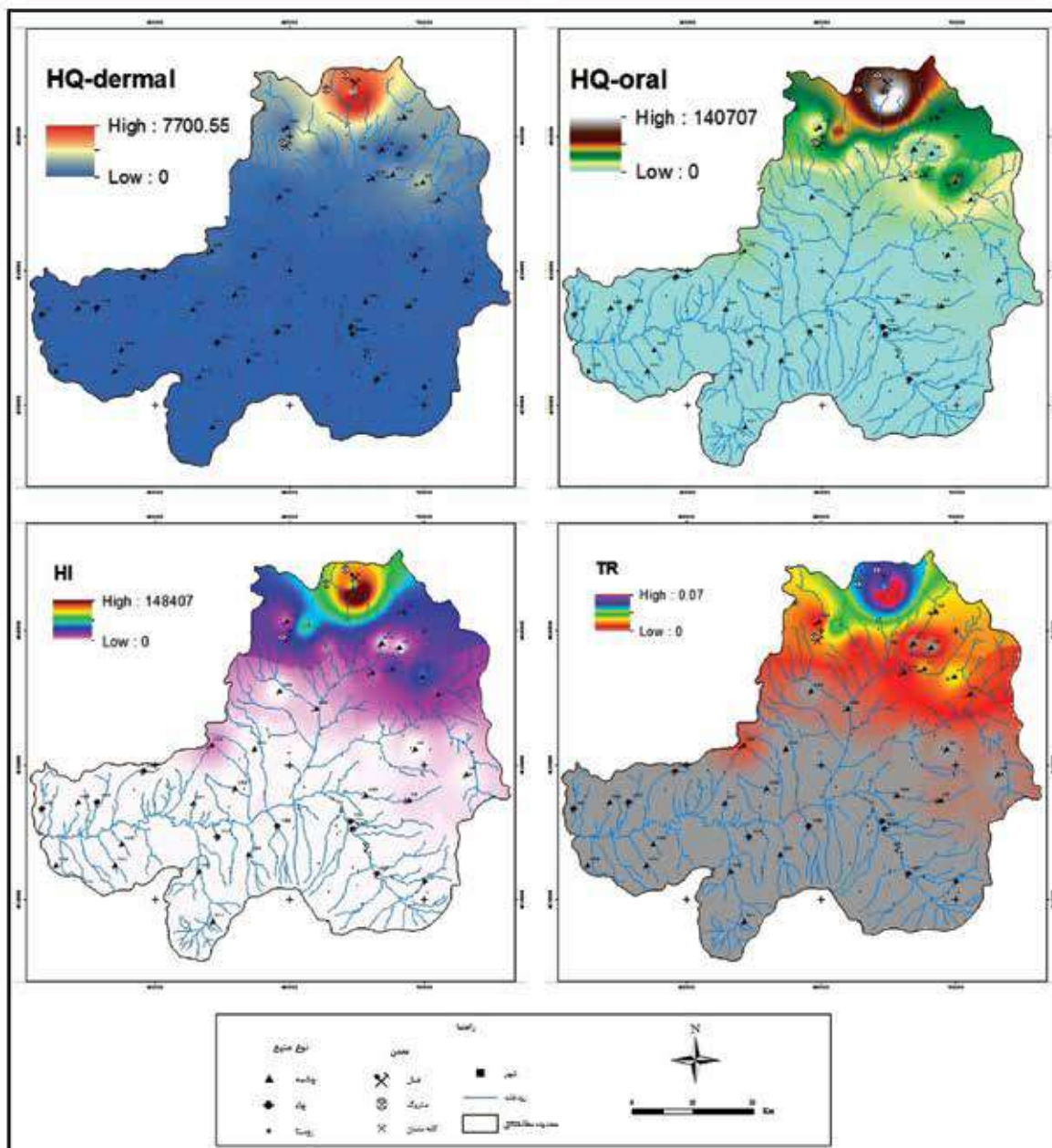
خطر سرطان‌زایی با استفاده از شاخص خطر سلامت (TR) برای آرسنیک در گستره مطالعاتی ارزیابی شد. بررسی ریسک سرطان‌زایی (TR) (جدول ۲) و نقشه توزیع خطر سرطان‌زایی شکل ۳ نشان می‌دهد که مقادیر TR در گستره مطالعاتی از صفر تا 7×10^{-2} متغیر است که مبین نبود ریسک سرطان‌زایی تا ریسک بسیار بالای ناشی از آرسنیک منابع آبی است. بیشترین مقدار TR نیز در رودخانه زرشوران دیده می‌شود و به سمت پایین دست کاهش می‌یابد که به دلیل وجود معادن طلا و زمینه ژئوشیمیایی بالای آرسنیک است. میانگین سطح TR نیز مانند HI در شمال و شرق گستره بیشتر است و حاکی از این واقعیت است که اگر آب آشامیدنی از منابع آبی تنها منبع قرار گرفتن در معرض آرسنیک باشد، میانگین خطر ابتلا به سرطان برای بزرگسالان در کمون 7×10^{-2} برآورد می‌شود. این بدان معناست که احتمال ابتلا به سرطان به ازای هر ۱۰۰۰ بزرگسال هفت نفر به دلیل مصرف آب آلوده وجود دارد. اگر این نتیجه با بسیاری از مواد شیمیایی دیگر مقایسه شود، خطر قرار گرفتن در معرض آرسنیک بسیار بالا است. به‌عنوان مثال، خطر ابتلا به سرطان به دلیل در معرض قرار گرفتن کم تا زیاد با سیگار از 10×10^{-5} تا 120×10^{-5} ، ناشی از رادون داخلی (متوسط غلظت ۵۰ بکرل در متر مکعب) 20×10^{-5} و برای انتشار بنزن در شهرهای بزرگ (متوسط غلظت ۸۰ میکروگرم بر متر مکعب) 45×10^{-5} است (USEPA, 2011). از طرف دیگر با توجه به آبیاری محصولات کشاورزی با آب آلوده ریسک سرطان‌زایی به دلیل مصرف محصولات غذایی محلی شامل محصولات گیاهی و دام‌های تغذیه‌کننده محصولات کشاورزی

رویگرد، HQ، RfD، (جذب از طریق بلع و جذب پوستی) و HI برای تخمین ریسک بیماری‌های غیر سرطانی و TR برای سنجش خطر سرطان‌زایی استفاده می‌شوند (جدول ۱) که برای گستره مطالعاتی هر دو مسیر مواجهه (مصرف مستقیم شامل بلع و آشامیدن و تماس پوستی) برای گروه بالغین در نظر گرفته شد.

HQ و HI به‌عنوان شاخص بیماری‌های مزمن غیر سرطانی هستند که مقادیر بیشتر از یک می‌تواند مبین احتمال بالای اثرات سیستمیک نامطلوب ناشی از مصرف مزمن آب آلوده به As است و مقدار کمتر از آستانه نشان‌دهنده احتمال کم چنین اثراتی است. اگر $HQ < 1$ باشد، بعید است که اثرات نامطلوب سلامتی بروز کند (USEPA, 2011). درحالی‌که، اگر باشد، اثرات نامطلوب بر سلامتی محتمل است و $HQ > 10$ نشان‌دهنده خطر مزمن بالا است. بنابراین مقادیر $HI > 1$ حاکی از احتمال قابل توجه اثرات غیر سرطان‌زا و $HI < 1$ نشان‌دهنده احتمال کم اثرات غیر سرطان‌زایی است. علاوه بر این، مقادیر شاخص خطر از یک تا ۱۰ نشان‌دهنده خطر متوسط است، درحالی‌که $HI > 10$ نشان‌دهنده خطر بالا است (Odukoya et al., 2016) که نشان می‌دهد هر چه مقدار HI بالاتر باشد، احتمال تجربه مشکلات سلامت طولانی مدت با سمیت‌های مرتبط بیشتر است (Agomuo and Amadi, 2018). شکل ۴ توزیع مکانی ریسک غیر سرطان‌زایی آرسنیک در منابع آبی گستره مطالعاتی را نشان می‌دهد که ۵۲٪ از نمونه‌های گستره ریسک بالایی ($HQ > 10$) دارند. در گستره مطالعاتی مقادیر HI بین ۰-۱۴۹۰۶۸ متغیر است. ماکزیمم HQ برای بلع و تماس پوستی به ترتیب ۱۴۱۳۳۳ و ۷۷۳۵ در نمونه W17 مربوط به رودخانه زرشوران مشاهده شد. این رودخانه در پایین‌دست معدن طلای زرشوران واقع شده که زهاب و رواناب خروجی از معدن به آن می‌ریزد. به‌طور کلی، نتایج نشان می‌دهد که مقدار HI و HQ در شرق و شمال گستره بالا و بیشتر از ۱۰ است و آرسنیک در منابع آبی گستره می‌تواند ریسک سلامتی را برای مصرف‌کنندگان محلی از طریق بلع و تماس پوستی داشته باشد درحالی‌که جامعه ساکن در جنوب و غرب گستره به دلیل لیتولوژی آهکی فاقد

همچنین باید توجه داشت که کودکان در برابر اثرات حاد و مزمن دریافت آرسنیک آسیب پذیرتر هستند. این به دلیل این واقعیت است که کودکان به ازای هر واحد وزن بدن آب بیشتری نسبت به بزرگسالان مصرف می کنند (Bortey-Sam et al., 2015).

می تواند افزایش یابد (Baghaie et al., 2019). رضازاده (Rezazadeh et al., 2014) وجود آرسنیک در یونجه توسط هانفی و همکاران (۱۴۰۱) و همچنین در پشم و خون گوسفندان توسط رضازاده (Rezazadeh et al., 2014) بررسی شد که نتایج حاکی از وجود مقدار بالاتر از استاندارد آرسنیک در شمال و شرق گستره بود.



شکل ۴. ریسک بیماری غیر سرطانی و سرطان زایی آرسنیک در منابع آبی گستره مطالعاتی

نتیجه‌گیری

این مطالعه نشان می‌دهد که آب سطحی و زیرزمینی در شمال و شرق گستره آلوده به آرسنیک از دو منشأ بشرزادی (معادن طلای زره شوران و آغ دره) و زمین‌زادی (کمربندهای دگرسانی و ولکانیک‌های کواترنری) است. همچنین آرسنیک بیشتر به صورت گونه آرسنات در منابع آبی وجود دارد که دلیل آن اکسیدان بودن محیط به سبب ضخامت کم آبخوان و تماس با اکسیژن در آب‌های سطحی است. همچنین با توجه به نتایج به دست آمده، سطح خطر بیماری‌زایی شامل بیماری‌های سیستمیک و سرطانی بیشتر از حد قابل قبول در این بخش‌های گستره است. در حالی که در بخش‌های غربی و جنوبی گستره هیچ‌گونه ریسک بیماری‌زایی ناشی از آرسنیک جامعه را تهدید نمی‌کند چراکه رخنمون‌های زمین‌شناسی در این پهنه‌های آهکی و بدون آرسنیک هستند. بنابراین با توجه به ریسک بالقوه بالای سرطان‌زایی و رخداد بیماری‌های غیر سرطانی ناشی از حضور آرسنیک در شرق و شمال حوضه آبریز تکاب توصیه می‌شود با آموزش جامعه، تصفیه آب با روش‌های فناورانه و تامین آب از سایر منابع از ابتلا به سرطان پیشگیری کرد.

منابع

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، چاپ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فنودی، م، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب، چاپ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هاتفی، ر، شهبواری، ع.ا، خدایی، ک. و اسدیان، ف، ۱۳۹۶. بررسی وضعیت آلودگی منابع آب حوضه آبریز ساروق و پهنه‌بندی آلودگی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۴، ۸۹-۱۰۶.
- Agomuo, E.N. and Amadi, P.U., 2018. Oral ingestion risks of heavy metal accumulation at top soils of automobile workshops in Owerri capital city of Imo State, Nigeria. *Acta Chemica Iasi*, 26, 1, 21-44.
- Aliyu, M., Oladipo, M.O.A., Adeyemo, D.J., Nasiru, R. and Bello, S., 2022. Estimation of Human Health Risk Due to Heavy Metals around Schools and AutoMobile Workshops near Frequented Roads in Kaduna State, Nigeria. *Journal of Applied Sciences and Environmental Management*, 26, 12, 2075-2083.
- ATSDR, 2019. ATSDR's Substance Priority List. Available from: <https://www.atsdr.cdc.gov/spl/index.html>
- ATSDR, 2007. Toxicological profile for arsenic. Draft for Public Comment. Available from: <http://www.atsdr.cdc.gov/toxprofiles/tp2.html>.
- Baba Koki, I., Salihi Bayero, A., Umar, A. and Yusuf, S., 2015. Health risk assessment of heavy metals in water, air, soil and fish. *African Journal of Pure and Applied Chemistry*, 9, 11, 204-210
- Baeyens, W., Brauwere, A., Brion, N., Gieter, M.D. and Leermakers, M., 2007. Arsenic speciation in the River Zenne, Belgium. *Science of the Total Environment*, 384, 1-3, 409-419.
- Baghaie, A.H. and Fereydoni, M., 2019. The potential risk of heavy metals on human health due to the daily consumption of vegetables. *Environmental Health Engineering and Management Journal*, 6, 1, 11-16.
- Baloch, M.Y.J., Talpur, S.A., Talpur, H.A., Iqbal, J., Mangi, S.H. and Memon, S., 2020. Effects of Arsenic Toxicity on the Environment and Its Remediation Techniques: A Review. *Journal of Water and Environment Technology*, 18, 5: 275-289.
- Baloch, M.Y.J., Zhang, W., Zhang, D., Al Shoumik, B.A., Iqbal, J., Li, S., Chai, J., Farooq, M.A. and Parkash, A., 2022. Evolution Mechanism of Arsenic Enrichment in Groundwater and Associated Health Risks in Southern Punjab, Pakistan. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 19, 3325.
- Bortey-Sam, N., Nakayama, S.M.M.,

- Ikenaka, Y., Akoto, O., Baidoo, E., Yohannes, Y.B., Mizukawa, H. and Ishizuka, M., 2015. Human health risks from metals and metalloid via consumption of food animals near gold mines in Tarkwa, Ghana: Estimation of the daily intakes and target hazard quotients (THQs). *Ecotoxicology and Environmental Safety*, 111, 160-167.
- Chakraborty, M., Sarkar, S., Mukherjee, A., Shamsudduha, M., Ahmed, K.M., Bhattacharya, A. and Mitra, A., 2020. Modeling regional-scale groundwater arsenic hazard in the transboundary Ganges River Delta, India and Bangladesh: Infusing physically-based model with machine learning. *Science of The Total Environment*, 748, 141107.
 - Cui, Y.X., Dong, L., Zhang, M., Liu, Y.N., Chen, Y.H., Jia, M.Z., Chen, K.P., Wang, H., Shi, Y.W., Ma, T.U. and Chen, J.H., 2023. Long-term exposure to arsenic in drinking water leads to myocardial damage by oxidative stress and reduction in NO. *Toxicology*, 492, 153529
 - Custodio, M., Cuadrado, W., Penaloza, R., Montalvo, R., Ochoa, S. and Quispe, J., 2020. Human Risk from Exposure to Heavy Metals and Arsenic in Water from Rivers with Mining Influence in the Central Andes of Peru. *Water*, 12, 1946
 - Dilpazeer, F., Munir, M., Baloch, M.Y.J., Shafiq, I., Iqbal, J., Saeed, M., Abbas, M.M., Shafique, S., Aziz, K.H.H., Mustafa, A. and Mahboob, I., 2023. A Comprehensive Review of the Latest Advancements in Controlling Arsenic Contaminants in Groundwater. *Water*, 15, 3, 478.
 - El-Ghiaty, M.A. and El-Kadi, A.O.S., 2023. The Duality of Arsenic Metabolism: Impact on Human Health. *Annual Review of Pharmacology and Toxicology*, 63, 341-358.
 - IARC: International Agency for Research on Cancer, 2012. Arsenic, metals, fibres, and dusts. IARC Monographs on the Evaluation of Carcinogenic Risks to human, 100C, 1-526
 - Ihedioha, J.N., Ukoha, P.O. and Ekere, N.R., 2017. Ecological and human health risk assessment of heavy metal contamination in soil of a municipal solid waste dump in Uyo, Nigeria. *Environmental Geochemical Health*, 39, 497-515.
 - Kumar, A., Rahman, S., Iqbal, A., Ali, M., Kumar, P.N., Anand, G., Kumar, P. and Kumar Ghosh, A.A., 2016. Ground Water Arsenic Contamination: A Local Survey in India. *International Journal of Preventive Medicine*, 7, 100.
 - Liu, Q., Lu, X., Peng, H., Popowich, A., Tao, J., Uppal, J.S., Yan, X., Boe, D. and Le, X.C., 2018. Speciation of arsenic-A review of phenylarsenicals and related arsenic metabolites. *TrAC Trends in Analytical Chemistry*, 104, 171-182.
 - Modabberi, S., 2004. Environmental geochemistry and trace element anomaly in the Takab area and their impact on the Zarrineh Roud reservoir dam, with special reference to Zarshuran deposit. PhD thesis, Shiraz University, 222.
 - Ngole-Jeme, V.M. and Fantke, P., 2017. Ecological and human health risks associated with abandoned gold mine tailings contaminated soil. Mine tailings and environmental contamination, doi:10.1371/journal.pone.0172517.g002.
 - Odukoya, A.M., Olobaniyi, S.B. and Abdussalam, M., 2016. Metal pollution and health risk assessment of soil within an urban industrial estate, Southwest Nigeria. *Ife Journal of Science*, 18, 2, 573-83.
 - Othman, F., Chowdhury, M.S.U., Wan Jaafar, W.Z., Faresh, E.M.M. and Shirazi, S.M., 2018. Assessing risk and sources of heavy metals in a tropical river basin: A case study of the Selangor river, Malaysia. *Polish Journal of Environmental Studies*, 27, 1659-1672.
 - Rahimsouri, Y., Yaghubpur, A. and Modabberi S., 2013. Geochemical distribution of arsenic, antimony and mercury in surface waters

and bed sediments from Aq-Darreh river, Takab, northwest Iran *Journal of Environmental Research and Management*, 4, 3, 0197-0208.

- Samadzadeh Yazdi, M.R., Tavakoli Mohammadi, M.R. and Khodadadi Darban, A., 2013. Predicting arsenic behavior in the wastewater of Mouteh Gold Plant: geochemical modeling. *Journal of Mining and Environment*, 4, 1, 57-65.

- Shahid, M., Dumat, C., Niazi, N.K., Khalid, S. and Natasha, 2018. Global scale arsenic pollution : increase the scientific knowledge to reduce human exposure. *Vertigo*, 31, <https://doi.org/10.4000/vertigo.21331>

- Shaji, E., Santosh, M., Sarath, K.V., Prakash, P., Deepchand, V. and Divya, B.V., 2021. Arsenic contamination of groundwater: A global synopsis with focus on the Indian Peninsula. *Geoscience Frontiers*, 12, 3, 101079.

- Sharifi, R., Moore, F. and Keshavarzi, B., 2016. Mobility and chemical fate of arsenic and antimony in water and sediments of Sarouq River catchment, Takab geothermal field, northwest Iran. *Journal of Environmental Management*, V. 170, 136-144.

- Shil, S. and Singh, U.K., 2019. Health risk assessment and spatial variations of dissolved heavy metals and metalloids in a tropical river basin system. *Ecological Indicators*, 106, 105455.

- Smedley, P.L. and Kinniburgh, D.G., 2002. A review of the source, behavior and distribution of arsenic in natural waters. *Apply of Geochemistry*, 17, 517-568.

- USEPA (United States Environmental Protection Agency), 2011. Risk Assessment Guidance for Superfund. Volume I: (Part A: Human Health Evaluation Manual; Part E, Supplemental Guidance for Dermal Risk Assessment; Part F, Supplemental Guidance for Inhalation Risk Assessment).

- USEPA (United States Environmental Protection Agency), 2010. Risk Assessment Guidance for Superfund, Volume 1, Human Health Evaluation Manual (Part A). USEPA Office of Emergency and Remedial Response.

- Weerasundara, L., Ok, Y.S. and Bundschuh, J., 2021. Selective removal of arsenic in water: A critical review. *Environmental pollution*, 268, 115668.

- WHO, 2011. Guidelines for Drinking-Water Quality, 4th ed.; Geneva, Switzerland, 398.

- Xiao, J., Wang, L., Deng, L. and Jin, Z., 2019. Characteristics, sources, water quality and health risk assessment of trace elements in river water and well water in the Chinese Loess Plateau. *Science of the Total Environment*, 650, 2004-2012.

بررسی ارتباط شاخص‌های ریخت زمین ساختی با شتاب زمین لرزه در پهنه‌های گسلی ایندس، ایپک، آوج و کوشک نصرت (شمال باختر ساوه)

بهار رضایی نهال^۱، محسن پورکرمانی^{۲*}، مهدی زارع^۳، مریم ده بزرگی^۴ و رضا نوزعی^۵

۱. دانشجوی دکتری، تکتونیک، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۲. استاد تکتونیک، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۳. استاد گروه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله جنبش شدید زمین، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

۴. استادیار تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۵. استادیار تکتونیک، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۸/۲۴

چکیده

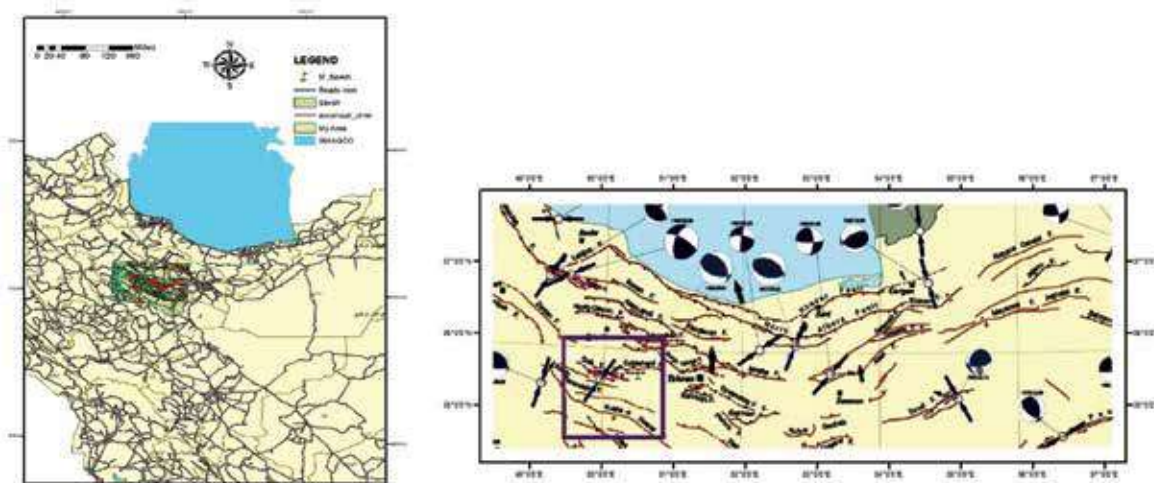
گستره شمال غرب شهرستان ساوه در پهنه گسلی ایندس، کوشک نصرت، آوج و ایپک قرار دارد. گسل‌های ایندس، کوشک نصرت، آوج و ایپک از گسل‌های مهم ایران مرکزی به شمار می‌روند و در کواترنری نیز فعال می‌باشند. آخرین حرکات این گسل‌ها را به عهد حاضر نسبت داده‌اند، بنابراین برآورد شاخص‌های مورفومتری به منظور شناسایی تأثیر تکتونیک فعال آن بر تکامل تکتونیکی حوضه‌های زهکشی ضروری به نظر می‌رسد. لذا در این مطالعه به تجزیه و تحلیل شش شاخص مورفوتکتونیکی مهم نظیر گرادیان طولی رودخانه، نبود تقارن حوضه زهکشی، انتگرال هیپسومتریک، شکل حوضه زهکشی، نسبت عرض کف به ارتفاع دره و پیشانی کوهستان پرداخته شده است. برای تشکیل حوضه‌ها بر روی پهنه مورد مطالعه از نرم‌افزار (از Arc Hydro افزونه‌های نرم‌افزار Arc GIS) بر پایه داده‌های حاصل از مدل رقومی ارتفاعی استفاده شده است، سپس شش شاخص مورفوتکتونیکی بر روی هر یک از حوضه‌ها مورد محاسبه و رده‌بندی قرار گرفته است. در نهایت، شاخص تکتونیک فعال (Iat) محاسبه شده که بر اساس آن پهنه در چهار رده فعالیت تکتونیکی بسیار بالا، بالا، متوسط و پایین قرار گرفته است. بر اساس شاخص IAT، پنج درصد از محدوده مورد مطالعه، فعالیت تکتونیکی بسیار بالا نشان می‌دهند، ۲۵ درصد از پهنه مورد مطالعه فعالیت تکتونیکی بالا، ۶۵ درصد فعالیت تکتونیکی متوسط و حدود پنج درصد هم فعالیت تکتونیکی پایین را نشان می‌دهند. در گستره مطالعاتی بیشترین سطح فعالیت تکتونیکی در بخش شمال شرق پهنه می‌باشد. در اکثر بخش‌ها میزان سطح فعالیت بالا و متوسط می‌باشد و مرتبط با فعالیت گسل‌های کوشک نصرت، ایپک، آوج در نظر گرفته شده است.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، تکتونیک فعال، شاخص‌های مورفومتری، گسل کوشک نصرت، گسل ایندس، گسل آوج، گسل ایپک.

مقدمه

در بین گسل‌های فعالی از قبیل ایندس و کوشک نصرت و به دلیل تداوم همگرایی صفحه عربی و ایران، از نظر لرزه‌خیزی فعال است. به طوری که در نقشه پهنه‌بندی خطر زلزله ایران، جز پهنه‌های با خطر بالا و خیلی بالا قرار دارد (Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1985) و شواهد بریدگی و جابجایی رسوبات کواترنری توسط گسل‌های پهنه موید آن می‌باشد (Babaahmadi, A., Safaei, H., Yassaghi, A., Vafa, H., Naeimi, A. and Madanipour, S., 2010). راه‌های دسترسی به پهنه، از شمال غرب شهرستان ساوه، جنوب غرب شهر کرج و ... می‌باشد (شکل ۱).

ایران مرکزی، به صورت مثلثی در مرکز ایران قرار دارد، از اطراف به ارتفاعات البرز و یک رشته فروافتادگی و کمربندی از گسل‌های مستقیم و پرشیب کمربند ساندج-سیرجان محدود می‌شود (نبوی، ۱۳۵۵) در کل پهنه ایران مرکزی به خصوص در بخش‌های حاشیه‌ای، شدت فعالیت‌های تکتونیکی به دلیل برخوردی همگرایی بین کمربندهای مختلف بالا است (Alavi, 1991 و Alavi, 1994) و (Alavi, 1996). به همین دلیل خردشدگی‌ها و گسلش‌های بیشتری در حاشیه ایران مرکزی، به عنوان حاشیه خرده قاره، انتظار می‌رود. پهنه مورد مطالعه به دلیل قرار گرفتن



شکل ۱. راه‌های دسترسی و موقعیت جغرافیایی پهنه مورد مطالعه (Google earth)

(Altin, T.b, Altin, B.N., 2011 و Reddy, G.P.O.) بنابراین این شاخص‌ها می‌توانند به عنوان یک ابزار سودمند در برآوردهای تکتونیک فعال شناخته و به کار گرفته شوند. (Keller, E.A., Pinter, N., 2002) و (Molin, P., Pazzaglia, F.J., Dramis, F. 2004, Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajm, T., 2003). همچنین مقایسه بین چندین شاخص مورفوتکتونیکی با نرم‌افزارهایی مانند Arc GIS می‌تواند یک روش عددی دقیق را در تعیین فعالیت تکتونیکی پهنه فراهم کند (Keller, E. and pinter, N., 1996) بنابراین برای برآورد تکتونیک فعال گستره مطالعاتی با استفاده از

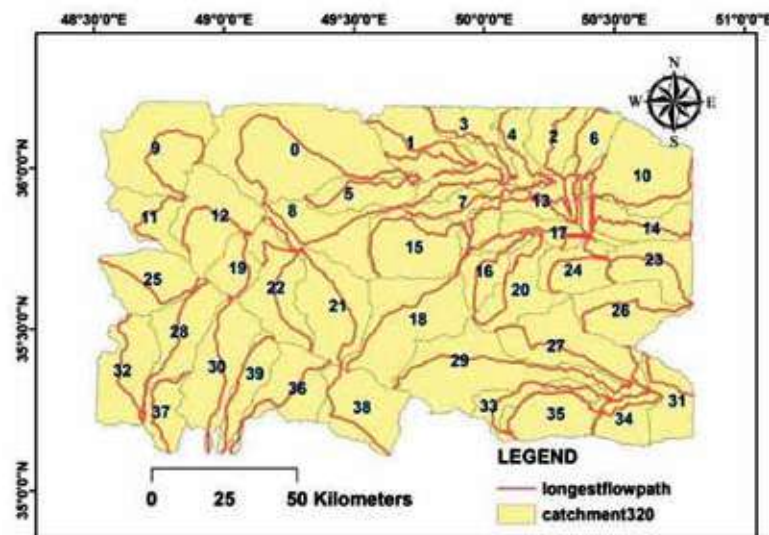
این پهنه در بخشی از زون تکتونیکی تبریز-ساوه قرار گرفته است (Alavi, M., 1991). گسل‌های ایندس، ایپک، آوج و کوشک نصرت در پهنه گسلی مورد مطالعه جزو گسل‌های اصلی پهنه است. با توجه به فعالیت‌های لرزه‌خیزی و سایر فعالیت‌های نوزمین ساختی مشاهده شده جزو گسل‌های فعال در کواترنری شناخته می‌شوند. برای بررسی تأثیر فعالیت اخیر این پهنه گسلی، از تجزیه و تحلیل حوضه‌های زهکشی واقع بر پهنه شمال غرب ساوه به وسیله شاخص‌های مورفومتری استفاده شده است. ویژگی‌های مورفوتکتونیکی حوضه‌های زهکشی در بیشتر نقطه‌های جهان به طور گسترده مورد مطالعه قرار گرفته‌اند

محاسبه می‌شود. در این محاسبه از لایه رستری تجمع جریان به‌عنوان داده ورودی استفاده می‌شود. در ادامه، یک شبکه جریان ایجاد و سپس رده جریان تعیین گردیده تا مشخص شود هرکدام از زهکش‌ها در چه رده‌ای قرار دارند. با این کار یک رده عددی برای هر قطعه از شاخه‌های شبکه خطی به دست آمد. برای انجام این کار دو نوع رده‌بندی STRAHLER و SHREVE وجود دارد که در این مطالعه از روش STRAHLER استفاده شده است. در این روش رده جریان فقط وقتی افزایش می‌یابد که جریان‌های دیگر با رده مشابه آن را قطع کنند. بنابراین اتصال یک جریان رده اول با یک جریان رده دوم به‌جای اینکه یک اتصال رده سوم ایجاد کند یک جریان رده دوم باقی خواهد ماند. درنهایت، به‌منظور استخراج شبکه رودخانه‌ای، فایل رستری به شبکه خطی تبدیل شده است (شکل ۳). در نتیجه با استفاده از نتایج مراحل قبل، ۴۰ حوضه زهکشی و رودخانه‌های اصلی آنها در پهنه مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 10.1 تعریف و تشکیل شد (شکل ۳). شاخص‌های مورفومتریک در آنها با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی و نقشه‌های توپوگرافی به‌دست‌آمده از آن اندازه‌گیری شده‌اند. در مرحله بعد، به‌منظور تعیین واحدهای زمین‌شناسی و گسل‌های اصلی پهنه از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پهنه استفاده گردیده و در ادامه برای مشخص نمودن فعالیت عناصر ساختاری پهنه در واحدهای کواترنری نظیر مخروط‌افکنه‌ها تصویر ماهواره‌ای IRS P5 سازمان جغرافیایی ارتش به کار گرفته شده است، سپس با انجام مطالعات صحرایی گسترده در تمام بخش‌های پهنه مورد مطالعه صحت داده‌های فوق تأیید شده است. درنهایت، ارتباط بین داده‌های کمی مورفومتریک اندازه‌گیری شده توسط نرم‌افزار، ساختارهای به‌دست‌آمده از مطالعات صحرایی و خطواره‌های تعیین شده توسط تصاویر ماهواره‌ای در پهنه، مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفته است و از تلفیق آنها در پهنه شاخص زمین ریختی نهایی (Iat) تهیه شده و زمین‌ساخت فعال نسبی در سرتاسر گستره مورد مطالعه تعیین شده است.

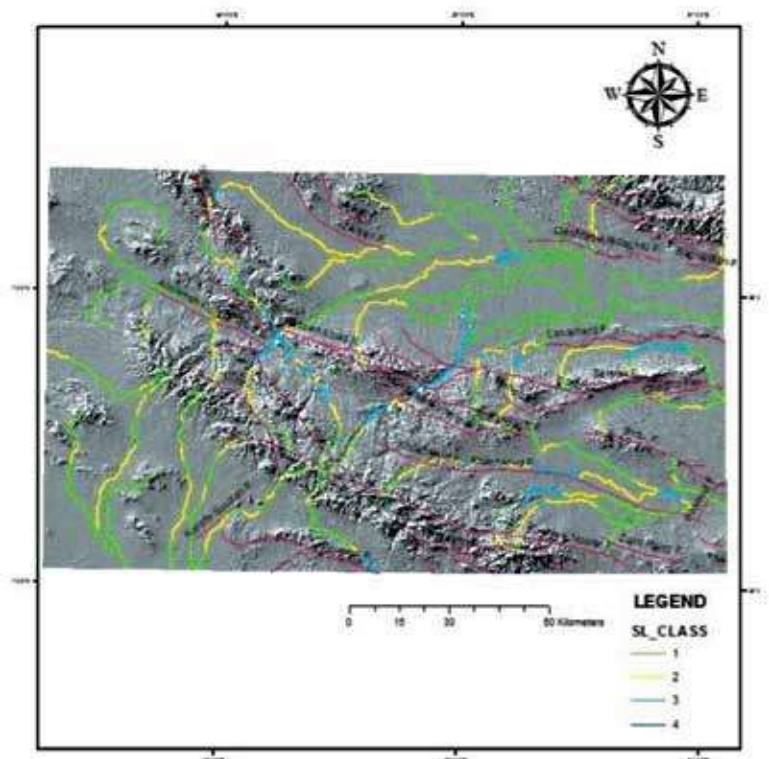
افزونه ArcHydro در محیط نرم‌افزار ArcGIS حوضه‌های زهکشی و رودخانه‌های اصلی هر حوضه استخراج شده‌اند (شکل ۲) و به بررسی شش شاخص مهم نکتونیک پرداخته شده است که عبارتند از: گرادیان طولی رودخانه، نبود تقارن حوضه زهکشی، انتگرال هیپسومتریک، نسبت شکل حوضه زهکشی، نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره و پیچ‌وخم پیشانی کوهستان. علاوه بر این به‌منظور تعیین دقت همه شاخص‌ها و مشاهده لند فرم‌های نکتونیک مرتبط با گسل و چین و همچنین تکمیل کردن نتیجه‌های این مطالعه، عملیات صحرایی انجام شد و داده‌های حاصل از آن با تجزیه و تحلیل‌های مورفونکتونیک مورد مقایسه قرار گرفت.

روش مطالعه

به‌منظور تعیین نکتونیک فعال در مقیاس حوضه زهکشی و با استفاده از شاخص‌های مورفومتری در پهنه مورد مطالعه، در ابتدا حوضه‌های زهکشی با به‌کارگیری افزونه Arc Hydro در نرم‌افزار Arc GIS 10.1 استخراج پهنه به ۴۰ حوضه مجزا تقسیم‌بندی شد. سپس اقدام به ساخت شبکه رودخانه‌های اصلی در پهنه مورد مطالعه شده و درنهایت، بر روی حوضه‌های تشکیل شده شاخص‌های مورفومتری اندازه‌گیری شده است. برای ایجاد شبکه زهکشی ابتدا حفره‌های موجود در مدل رقومی ارتفاعی خام پر می‌شود، در واقع این گودی یا چاهک‌ها، سلول‌هایی بدون مسیر زهکش تعریف شده هستند و هیچ‌کدام از سلول‌های اطراف پایین تر از آن قرار ندارند، نتیجه این کار یک خروجی رستری با چاهک‌های پر شده است. در مرحله بعد جهت جریان زهکش‌ها محاسبه شده و یک خروجی رستری از هر سلول نسبت به پرشیب‌ترین سلول مجاورش در جهت پایین شیب ایجاد شده است آنگاه تجمع جریان در نقطه‌های مختلف مدل رقومی ارتفاعی محاسبه شده و یک خروجی رستری از جریان تجمع یافته برای هر سلول به‌دست‌آمده است. سپس این قابل رستری تجمع جریان تغییر اندازه یافته است، این تغییر اندازه با محاسبه لگاریتم بر مبنای ۱۰ برای همه سلول‌ها در یک نقشه رستری



شکل ۲. حوضه‌های زهکشی ایجاد شده در پهنه مورد مطالعه



شکل ۳. رده‌بندی آبراهه‌های استخراج شده از مدل ارتفاعی رقومی پهنه مورد مطالعه

شاخص‌های مورفوتکتونیکی

شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL)

ارتباط دارد (Hack, J.T., 1973 و Hack, J.T., 1982) به دلیل حساسیت شاخص SL به تغییرات شیب بستر کانال رودخانه این شاخص می‌تواند به‌عنوان یک ابزار مؤثر و مناسب برای برآورد آشفتنگی جریان رودخانه مورد استفاده قرار گیرد

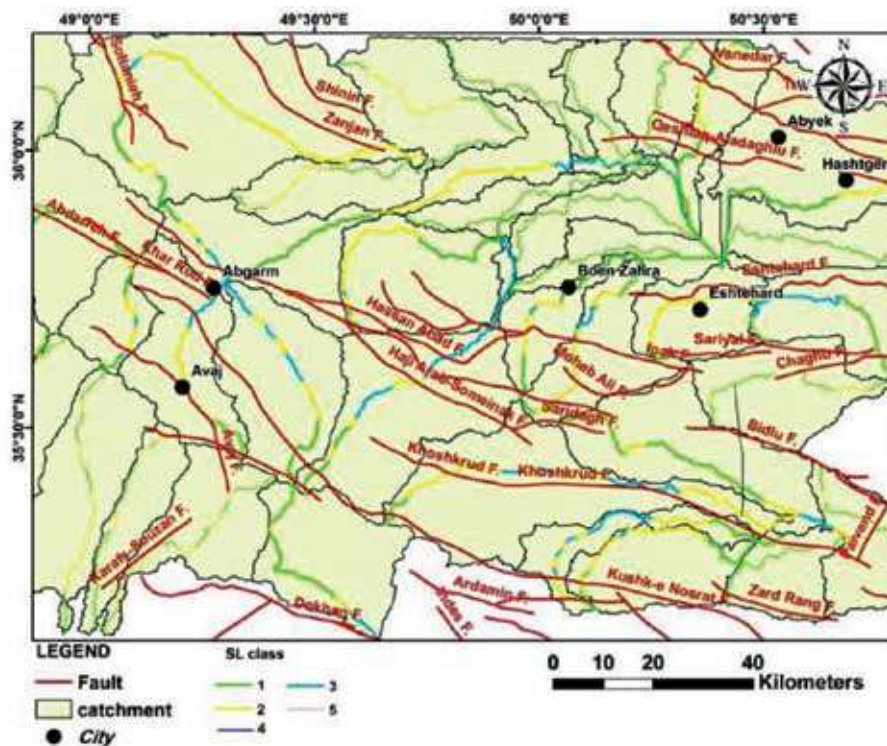
شاخص گرادیان طولی رود (SL) یکی از شاخص‌های مورفومتری است که ارتباط بین فرسایش و جریان رودخانه را مشخص می‌کند، این شاخص همچنین با قدرت رود نیز

متر به لایه آبراهه‌ها در محیط Arc GIS 10.1 افزوده شده و مقادیر L_{sc} و $(H/\Delta Lr\Delta)$ اندازه‌گیری شده‌اند. آنگاه، بر اساس میزان شاخص SL به هر قطعه آبراهه که شامل فاصله بین نقطه میانی دو خط تراز مجاور با ارتفاع معین (مکانی که اندازه‌گیری شاخص از آنجا شروع شده است) تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد، یک‌رنگ مشخص اختصاص یافته است، به طوری که مقادیر SL کوچک‌تر از ۳۰۰ رنگ سبز، ۳۰۰-۵۰۰ رنگ زرد، ۵۰۰-۹۵۰ رنگ آبی روشن، ۹۵۰-۱۵۵۰ رنگ آبی تیره، ۱۵۵۰-۳۰۰۰ رنگ بنفش و بیشتر از ۳۰۰۰ رنگ قرمز دارند (El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2007). در پایان، لایه آبراهه‌ها با مقادیر معین شاخص SL، بر روی مدل ارتفاع رقومی قرار داده شد و نقشه شاخص گرادیان طولی رودخانه در گستره مورد مطالعه تهیه گردید (شکل ۴). با توجه به نقشه تهیه شده بیشترین مقادیر SL در حوضه‌های (صفر و شش و ۱۲ و ۲۲ و ۲۹) اندازه‌گیری شده است که تحت تاثیر فعالیت گسل‌های کوشک نصرت، حسن‌آباد، ایپک و سلطانیه می‌باشند.

[۱۵]. معادله شاخص SL به‌وسیله رابطه ۱ محاسبه می‌شود (Hack, J.T., 1957 Hack, J.T., 1973, Hack, J.T., 1982, Bull, W.B., 2007):

$$SL = (\Delta H / \Delta Lr) L_{sc} \quad (1)$$

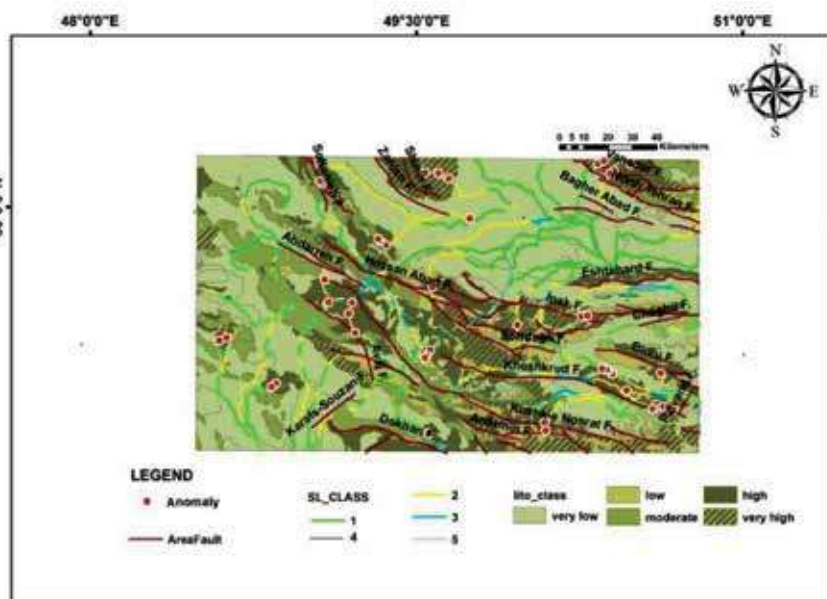
در رابطه ۱ شاخص گرادیان طولی رودخانه، $(H/\Delta Lr\Delta)$ گرادیان مسیر کانال رودخانه و L_{sc} طول کلی کانال رودخانه از نقطه شروع شاخص تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد. علاوه بر مواردی که در بالا برای کاربرد شاخص SL گفته شد، این شاخص همچنین می‌تواند برای برآورد فعالیت تکتونیکی نسبی به کار گرفته شود (Keller, E.A., Pinter, N., 2002). برای محاسبه این شاخص از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) با دقت ۳۰ متر در امتداد هر مسیر جریان و برای تمامی حوضه‌ها در نرم‌افزار Arc GIS 10.1 استفاده شده است. درنهایت میانگین مقادیر این شاخص برای هر زیرحوضه نیز محاسبه شده است. در اینجا، به‌منظور محاسبه شاخص SL برای هر کدام از آبراهه‌های موجود در ۴۰ زیر حوضه گستره مورد مطالعه، لایه توپوگرافی تهیه شده از مدل رقومی ارتفاعی با دقت ۳۰



شکل ۴. نقشه شاخص SL بر روی مدل ارتفاعی رقومی گستره مورد مطالعه

مقادیر زیاد آنومالی شاخص SL فوق می‌توانند به‌عنوان علائم زمین ساختی تفسیر شوند. با توجه به داده‌های موجود و نقشه زمین‌شناسی مقادیر بالای آنومالی شاخص SL با روند گسل‌های کوشک نصرت و حسن‌آباد همخوانی دارند.

در شکل ۵، نقشه توزیع مقادیر آنومالی شاخص SL بر روی سنگ‌های با مقاومت مختلف، با ثبت مقادیر آنومالی بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رقومی شده (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)؛ رسم شده است. با در نظر گرفتن جنس سنگ دره‌های رودخانه‌ای مذکور،



شکل ۵. نقشه توزیع مقادیر آنومالی شاخص SL بر روی سنگ‌های با مقاومت مختلف

دارد و یا اینکه تحت تاثیر ویژگی‌های سنگ‌شناسی پهنه است. به‌طور کلی برای شبکه زهکشی و حوضه‌ای که تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد، مقدار این شاخص باید برابر ۵۰ باشد. این شاخص به خم‌شدگی عمود بر امتداد زهکش اصلی در حوضه تأثیرپذیر مرتبط می‌باشد. مقادیر بیشتر اگر خم‌شدگی در جهت عکس باشد، Af کمتر از ۵۰ می‌باشد. بیشتر شاخص‌های مورفوتکتونیک در مناطق و حوضه‌هایی که وضعیت سنگ‌شناسی مشابه دارند، نتایج بهتری را ارائه می‌دهند. در محاسبه شاخص Af و تجزیه و تحلیل نتایج، تأثیرات کنترل‌کننده‌های سنگ‌شناسی و شرایط اقلیمی را در نظر نمی‌گیرند.

در این مطالعه، شاخص نبود تقارن حوضه زهکشی و مقادیر مساحت سمت راست حوضه (Ar) و مساحت کل حوضه زهکشی (At) در نرم‌افزار Arc GIS 10.1 محاسبه شده و شاخص Af در ۴۰ حوضه زهکشی در پهنه مورد مطالعه مورد بررسی و اندازه‌گیری قرار گرفته است. مقدار

نبود تقارن حوضه زهکشی (Af)

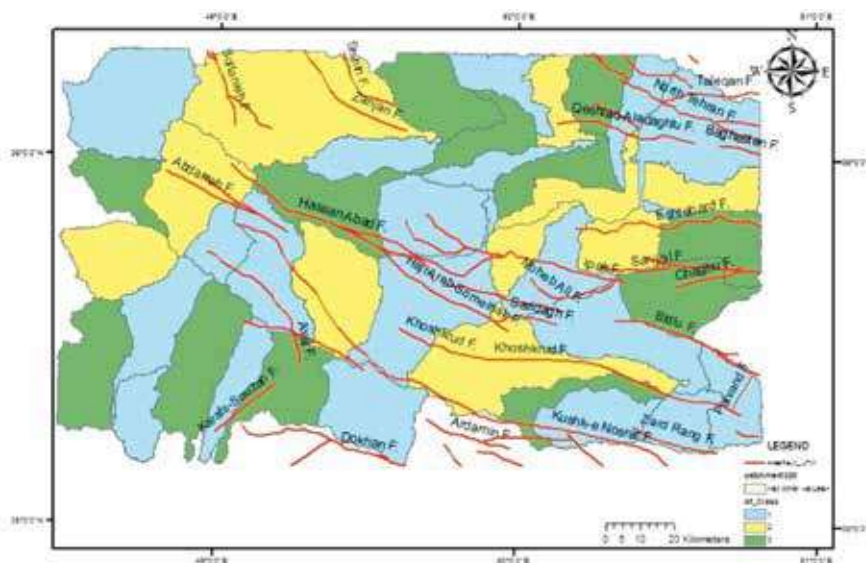
شاخص نبود تقارن حوضه زهکشی (Af) برای ارزیابی و بررسی کج‌شدگی حوضه‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد. شکل هندسی شبکه رودها را می‌توان از نظر کیفی و کمی با روش‌های متعددی توصیف کرد. عامل نبود تقارن از رابطه ۲ عنوان شده در اینجا محاسبه می‌شود (Hare, P.W., 2002 Gardner و Keller, E.A., Pinter, N., 2002):

$$Af = 100 (Ar/At) \quad (2)$$

در رابطه ۲، Ar مساحت سمت راست حوضه نسبت به رود اصلی (در جهت پایین رود) و Ar مساحت کل حوضه زهکشی می‌باشد. اگر نتیجه محاسبه شاخص نبود تقارن حوضه زهکشی نزدیک به ۵۰ باشد حاکی از آن است که حوضه دارای یک شرایط ثابت و بدون کج‌شدگی یا کج‌شدگی اندک است. اگر مقدار این شاخص بزرگ‌تر یا کوچک‌تر از ۵۰ باشد در این صورت حوضه کج شده است و می‌توان استنباط کرد که حوضه تحت تاثیر فعالیت تکتونیک قرار

سه با بازه $43 \leq Af < 57$ نشان دهنده مقادیر پایین کج شدگی حوضه هستند [۲۳]. در نتیجه، نقشه نبود تقارن حوضه با استفاده از نرم افزار Arc GIS 10.1 تهیه و تولید شده است (شکل ۶). بیشترین مقادیر این شاخص در حوضه‌های (۳) و ۵ و ۶ و ۹ و ۱۰ و ۱۴ و ۱۵ و ۱۸ و ۱۹ و ۲۰ و ۲۲ و ۲۷ و ۲۸ و ۳۱ و ۳۴ و ۳۵ و ۳۷ و ۳۸ و ۳۹ اندازه‌گیری شده است.

این شاخص از ۱۵ (در حوضه ۶) تا ۸۵ (در حوضه ۱۰) متغیر است. پس از محاسبه این شاخص برای تمامی حوضه‌ها، نتایج این مقادیر در سه رده ۱ و ۲ و ۳ طبقه‌بندی شدند. رده یک با بازه $Af \geq 65$ یا $Af < 35$ نشان دهنده مقادیر بالای کج شدگی حوضه، رده دو با بازه $35 \leq Af < 43$ یا $57 \leq Af < 65$ نشان دهنده مقادیر متوسط کج شدگی و رده



شکل ۶. نقشه نبود تقارن حوضه زهکشی در پهنه مورد مطالعه

در این شاخص ارتفاع کمینه، بیشینه و میانگین، از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) با دقت ۳۰ متر با استفاده از نرم افزار Arc GIS نسخه ۱۰/۱ محاسبه شده است. بعد از محاسبه شاخص H_i برای تمامی حوضه‌های زهکشی این شاخص در سه رده قرار گرفته است [۲۰]. رده یک شامل منحنی‌های محدب یا کوژ با مقدار انتگرال هیپسومتری بیشتر و برابر با $0.5 \leq H_i$ این رده از منحنی‌های هیپسومتری که مقادیر بالایی دارند نشان دهنده توپوگرافی بالای حوضه نسبت به مقدار میانگین آن است، مانند سطوح بالآمده و فلات‌هایی که توسط رودها بریده شده‌اند. رده ۲ شامل منحنی‌های محدب-مقعر $(0.4 \leq H_i < 0.5)$ این رده حالت حدواسط بین رده یک و دو است و رده سه شامل منحنی‌های مقعر یا کاو با مقدار انتگرال هیپسومتری کمتر از $(H_i < 0.4)$ است، این رده بیان کننده بریده شدن شبکه آبریز در سطوحی با توپوگرافی ملایم‌تر نسبت به رده یک است. برای

منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری (H_i)

انتگرال هیپسومتری، توزیع سطوح ارتفاعی در یک پهنه و حوضه آبریز را نشان می‌دهد (Strahler, A.N., 1952). شاخص H_i مساحت سطح زیرین منحنی هیپسومتری را توصیف می‌کند بنابراین نشان دهنده ظرفیت یک حوضه بدون فرسایش است. یکی از روش‌های ساده برای توصیف شکل منحنی هیپسومتری یک حوضه، محاسبه انتگرال هیپسومتری آن است. انتگرال هیپسومتری حوضه آبریز با استفاده از مساحت سطح زیرین منحنی هیپسومتری که دست می‌آید. معادله‌ای که برای محاسبه انتگرال هیپسومتری استفاده می‌شود به صورت رابطه ۳ است (Bull, W.B., 2007, Keller, E.A., Pinter, N., 2002. Mayer, L., 1990):

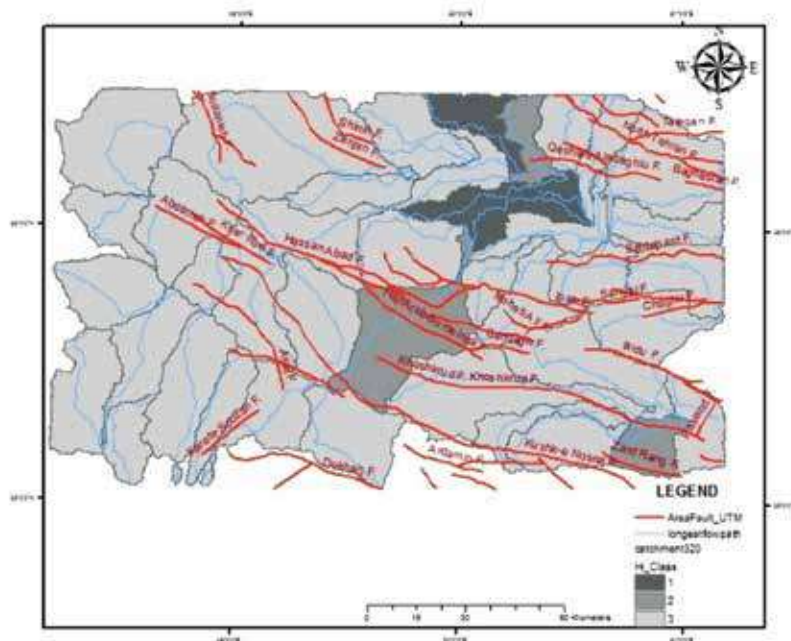
$$H_i = \frac{\text{Average elevation} - \text{min elevation}}{\text{max elevation} - \text{min elevation}} \quad (3)$$

بلندی‌ها بسیار مهم هستند به‌عنوان یک روش کارآمد برای تشخیص مناطق فعال و غیرفعال زمین ساختی اهمیت ویژه‌ای دارند. انتگرال هیپسومترى در ۴۰ حوضه مورد مطالعه اندازه‌گیری شده است. کمترین مقدار انتگرال هیپسومترى اندازه‌گیری شده متعلق به حوضه شماره ۲۳ با مقدار (۰/۱۱) است که شکل منحنی مربوط به آن مقعر است و بیشترین مقدار این انتگرال در حوضه شماره ۷ با مقدار (۰/۵۵) و منحنی به شکل محدب به‌دست‌آمده است. در شکل ۷ زیرحوضه‌ها بر اساس سطح Hi به سه رده یک، دو و سه تقسیم‌بندی شده‌اند که به ترتیب نمایانگر فعالیت زمین ساختی بالا، متوسط و پایین هستند. همان‌طور که از این شکل مشخص است؛ حوضه‌های با رده فعالیت یک و دو در محدوده گسل‌های قشلاق آاداغ لو، کوشک نصرت، حسن‌آباد، خشک‌رود، حاج عرب، کورچشمه، ساری دره- حاج عرب قرار گرفته‌اند.

به‌صورت کلی بخش بزرگی از پهنه، رده فعالیت پایین را نشان می‌دهد که بیانگر این موضوع است که پهنه مورد مطالعه نسبت به اندیس هیپسومترى حساسیت پایین را داشته است به‌عبارت‌دیگر اختلاف ارتفاع زیادى در زیر حوضه‌ها دیده نمی‌شود.

تشکیل منحنی هیپسومترى یک حوضه زهکشی، ارتفاع کل حوضه در برابر مساحت کل حوضه رسم می‌شود. به دلیل اینکه در منحنی هیپسومترى، مساحت و ارتفاع حوضه بر مساحت و ارتفاع کل حوضه تقسیم می‌شود، اعداد به‌صورت بی بعد هستند، بنابراین منحنی‌های هیپسومترى، مستقل از مساحت و ارتفاع می‌باشند، بنابراین می‌توان این نوع منحنی‌ها را در حوضه‌هایی که از نظر اندازه، ارتفاع و مساحت باهم تفاوت دارند با یکدیگر مقایسه کرد. از این رو با توجه به این خاصیت منحنی‌های هیپسومترى می‌توان از نقشه‌های توپوگرافی در مقیاس‌های مختلف استفاده کرد. از رابطه بین انتگرال هیپسومترى و مقدار بریدگی شبکه‌های زهکشی به‌عنوان یک شاخص برای تشخیص چرخه فرسایش چشم‌اندازها در پهنه استفاده می‌شود. این چرخه در خلال چند مرحله به وقوع می‌پیوندد که عبارت‌اند از: مرحله جوانی، بلوغ و پیری.

مرحله جوانی در این چرخه با بریدگی‌های عمیق و برجستگی‌های ناهموار تعریف می‌شود. در مرحله بلوغ شاهد یک تعادل و توازن در فرآیندهای ژئومورفولوژى هستیم. مرحله پیری با مناظری که نزدیک به سطح اساس هستند و برجستگی‌های بسیار هموار شده دارند توصیف می‌شود. بنابراین منحنی‌های هیپسومترى که در ارزیابی پستی و



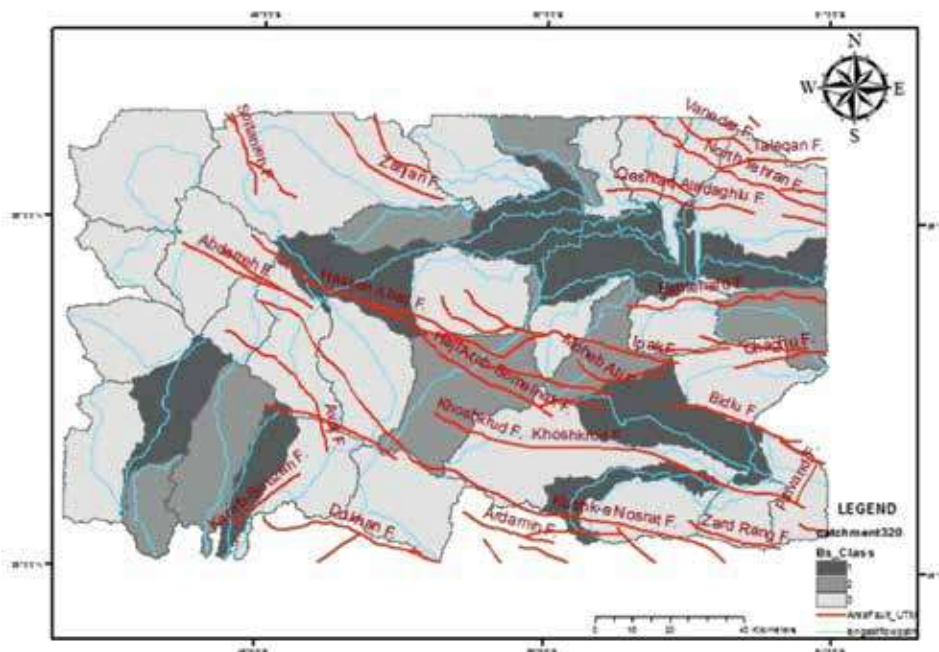
شکل ۷. نقشه رده‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس اندیس Hi در پهنه مورد مطالعه

می‌شود. شاخص B_s برای تمامی حوضه‌ها مورد اندازه‌گیری قرار گرفته و نتایج آن در سه رده قرار گرفته‌اند، این سه رده عبارت‌اند از: رده یک فعالیت تکتونیکی ($B_s \geq 4$)، رده دو فعالیت تکتونیکی ($3 \leq B_s < 4$) و رده سه فعالیت تکتونیکی (El Hamdouni, R., Irigaray, C., (Bs < 3) (Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2007). مقدار فعالیت زمین ساختی در رده یک بیشترین مقدار در رده سه کمترین مقدار است. نتایج محاسبه شاخص B_s در گستره مطالعاتی در ۴۰ حوضه مورد بررسی قرار گرفته است. محدوده نتایج این شاخص از ۱/۶۹ (در حوضه ۱۹) تا ۱۱/۳۵ (در حوضه ۳۳) متغیر است. کم و بیش ۶۰ درصد از حوضه‌های مورد مطالعه شکلی نزدیک به دایره می‌باشند و به رده سه فعالیت زمین ساختی تعلق دارند. در نقشه به‌دست‌آمده از اندازه‌گیری اندیس شکل حوضه (شکل ۸) چندین مرکز تمرکز زیرحوضه‌های کشیده دیده می‌شود. از آنجاکه زیرحوضه‌های کشیده که با رده ۱ نشان‌دهنده فعالیت تکتونیکی بالا در آن حوضه‌اند، تمرکز این زیرحوضه‌ها در اطراف یک گسل را می‌توان به فعالیت بالای کواترنری آن گسل نسبت داد. بالاترین تمرکز زیر حوضه‌های کشیده در مجاورت گسل‌های کوشک نصرت، خشک‌رود، حسن‌آباد،

شکل حوضه زهکشی (B_s)

در طی فرآیندهای تکتونیکی شکل حوضه ممکن است دچار تغییر شود. شاخص شکل حوضه، تفاوت میان حوضه‌های با کشیدگی قابل توجه و حوضه‌هایی که شکل آنها نزدیک به دایره است را مشخص می‌کند. تصویر افقی یک حوضه می‌تواند به‌وسیله شاخص شکل حوضه یا نسبت کشیدگی توصیف شود (Ramírez-Herrera, M.T., 1998). در مناطقی که از نظر تکتونیکی فعال هستند حوضه‌ها کشیده‌تر و با مقادیر بالای این شاخص همراه هستند و در مناطق با فعالیت تکتونیکی پایین‌تر، کشیدگی حوضه‌ها کمتر شده و شکل آنها به دایره نزدیک‌تر می‌شود و مقدار شاخص B_s نیز کاهش می‌یابد (Bull, W.B., 2007). شاخص شکل حوضه زهکشی (B_s) با استفاده از رابطه ۴ تعیین می‌شود (Ramírez-Herrera, 1998, Cannon, P.J., 1976, (M.T., 1998, Cannon, P.J., 1976,

$B_s = BI/B_w$ (۴)
در رابطه ۴ طول یک حوضه در مسیر زهکش اصلی است که از نقطه خروج زهکش از حوضه تا مرتفع‌ترین نقطه در حوضه محاسبه می‌شود، همچنین B_w نیز پهنای حوضه است، این مقدار در عریض‌ترین بخش حوضه که هم‌زمان عمود بر طول حوضه (BI) باشد اندازه‌گیری



شکل ۸. نقشه رده‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس اندیس B_s در پهنه مورد مطالعه

بالای شاخص V_f با نرخ‌های پایین بالآمدگی تکتونیکی هم‌خوانی دارد (Keller, E.A., Pinter, N., 2002) پس از محاسبه شاخص V_f در گستره مطالعاتی، این شاخص در سه رده می‌باشند. این سه رده عبارت‌اند از: رده ۱ ($V_f \leq 0.5$)، این رده از شاخص V_f نشان‌دهنده دره‌های V شکل است، رده دو ($0.5 < V_f < 1.0$)، این رده از V_f بیانگر یک حالت حد واسط از شکل دره بین رده‌های یک و سه است و در نهایت رده سه ($V_f \geq 1$) که نشان‌دهنده دره‌های U شکل است (El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., 2007). محدودده شاخص V_f در پهنه مورد مطالعه از ۲/۶۵ (در حوضه ۳۶) تا ۱۵/۲۷ (در حوضه ۱۶) متغیر است. نتایج حاصل از اندازه‌گیری این شاخص نشان‌دهنده آن است که اکثر دره‌های اندازه‌گیری شده در پهنه مورد مطالعه U شکل هستند. شکل ۹ نقشه رده‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس اندیس V_f در پهنه مورد مطالعه می‌باشد و همان‌طور که نشان داده شده است، با توجه به رده‌بندی این اندیس، پهنه دارای دره‌های U شکل

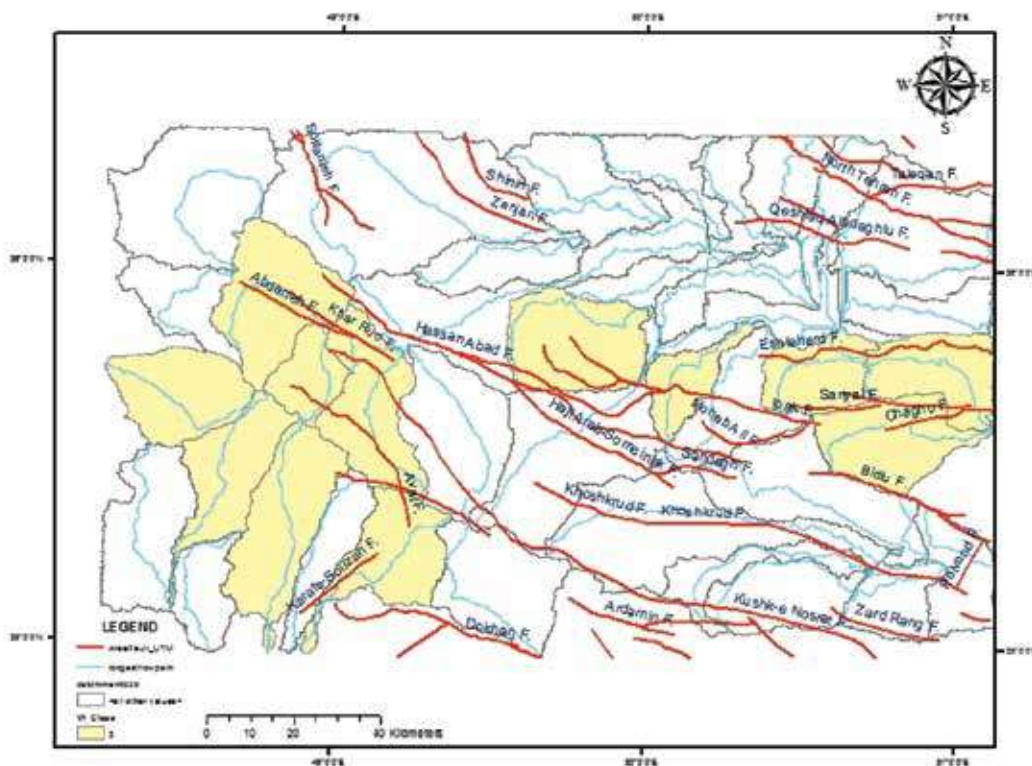
کرفس-سوزن، بیدو، کورچشمه، حاج عرب-سمینک، محب علی، اشتهارد و قشلاق آلا‌داغ لو می‌باشد. به‌طور کلی و با توجه به نتیجه‌های حاصل از اندازه‌گیری اندیس کشیدگی حوضه، فعالیت گسل‌های کوشک‌نصرت و حسن‌آباد در به وجود آوردن حوضه‌های به‌شدت فعال و کشیده بسیار بیشتر بوده است و نشان از فعالیت بیشتر این گسل‌ها نسبت به سایر گسل‌ها در پهنه مورد مطالعه است.

نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (V_f)

این شاخص یکی از شاخص‌های مورفومتری است که بالآمدگی تکتونیکی بر روی آن تأثیر می‌گذارد و نسبت به این عامل حساس است. این شاخص از نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره به‌صورت رابطه ۵ مشخص می‌شود:

$$V_f = V_{fw} / [(A_{ld} - A_{sc}) + (A_{rd} - A_{sc}) / 2] \quad (5)$$

در رابطه ۵ (V_f) نسبت عرض به ارتفاع دره، (V_{fw}) پهنای دره، (A_{rd})، (A_{ld})، (A_{sc}) به ترتیب، ارتفاع خط تقسیم آب در بخش راست و چپ دره و کف بستر دره می‌باشند (Bull, W.B., 2007). به‌طور معمول مقادیر



شکل ۹. نقشه رده‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس اندیس V_f در پهنه مورد مطالعه

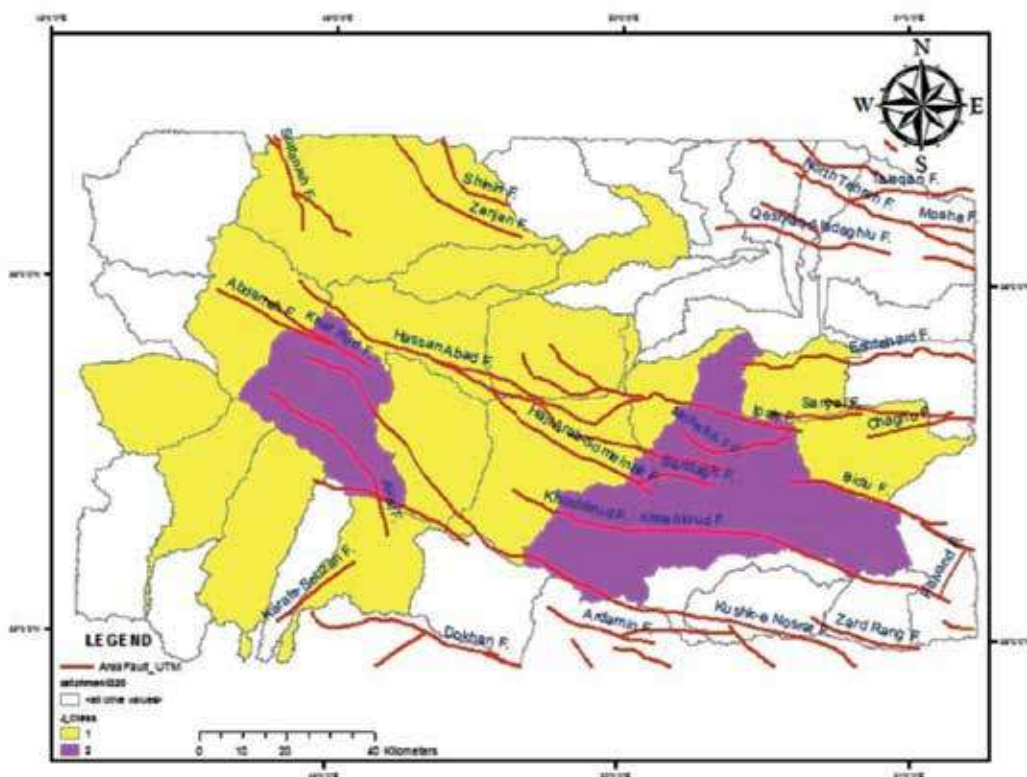
پیچ‌وخم پیشانی کوهستان (Smf) (J)

شود، پیشانی کوهستان تحت تأثیر فرآیندهای فرسایشی قرار می‌گیرد و شکل سینوسی پیدا می‌کند و پیچ‌وخم آن افزایش می‌یابد، در نتیجه مقدار شاخص J نیز افزایش پیدا خواهد کرد. محاسبه مقدار این شاخص به وسیله نقشه‌های توپوگرافی و یا تصاویر ماهواره‌ای می‌تواند انجام شود، نقشه‌های بزرگ مقیاس و تصاویر ماهواره‌ای با قدرت تفکیک مکانی بالا می‌توانند برای اندازه‌گیری دقیق و مؤثر این شاخص مورد استفاده قرار گیرند. این شاخص برای ۳۱ پیشانی کوهستان مورد بررسی قرار گرفته است و پس از محاسبه این شاخص در سه رده زمین ساختی دسته‌بندی شده است. در این تقسیم‌بندی، رده ۱ $J < 1.10$ ، رده ۲ $1.10 < J \leq 1.50$ و رده سه $J \geq 1.50$ نشان‌دهنده فعالیت تکتونیکی پهنه هستند (El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2007). کمترین مقدار شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان در پهنه مورد مطالعه یک است که مربوط به حوضه‌های (۰ و ۸، ۱۵، ۱۶، ۱۸، ۲۱، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۸، ۳۰، ۳۶) است (شکل ۱۰).

این شاخص تعادل بین فرآیندهای فرسایشی رودخانه که تمایل به برش درون پیشانی کوهستان را دارند و نیروهای فعال تکتونیکی که تمایل به ایجاد پیشانی کوهستان مستقیم همراه با گسلش را دارند توصیف می‌کند (Bull, W.B., 1986; McFadden, L.D., 1977; Keller, E.A., 1986). شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان با استفاده از رابطه ۶ محاسبه می‌شود (Bull, W.B., 2007):

$$(۶) \quad (J) (Smf) = Lj/Ls$$

در رابطه ۶ Smf شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان، Lj طول پیشانی کوهستان در امتداد کوهپایه و Ls طول خط مستقیم پیشانی کوهستان می‌باشد. این شاخص همواره کمتر از سه و نزدیک به یک است که کوهستان با شیب تند به صورت ناگهانی در امتداد پیشانی کوهستان بالا می‌آید (Bull, W.B., 2007). پیشانی‌های کوهستان بالا آمده اثر فعالیت‌های تکتونیکی، مستقیم و صاف هستند و مقدار این شاخص در آنها پایین است اما اگر سرعت بالآمدگی پیشانی کوهستان کم شود و یا بالآمدگی متوقف



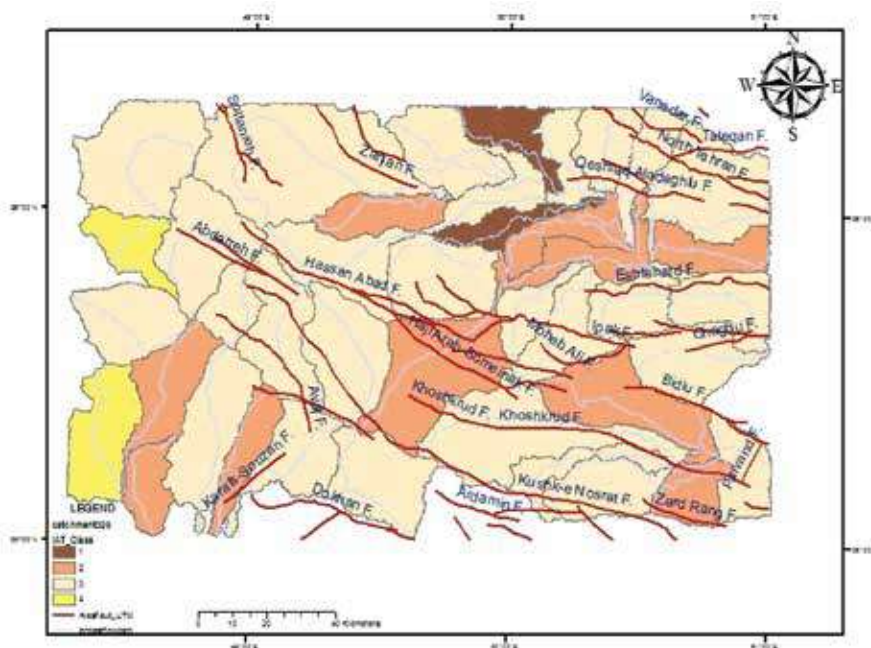
شکل ۱۰. نقشه رده‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس اندیس شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان J

زمین ساخت فعال نسبی (Iat)

بیانگر فعالیت تکتونیکی نسبی بالا است. رده سه شاخص زمین ساخت فعال نسبی با مقادیر $(2.0 \leq Iat < 2.5)$ ، فعالیت تکتونیکی متوسط را نشان می‌دهد و رده چهار با مقدار $(2.5 \leq Iat)$ ، فعالیت زمین ساخت نسبی کم را نشان می‌دهد [۲۰]. در نهایت بعد از رده بندی مقادیر زمین ساخت فعال نسبی، نقشه توزیع سطح فعالیت تکتونیکی پهنه در محیط نرم افزاری Arc GIS 10.1 تهیه شد و پهنه مورد مطالعه به چهار بخش خیلی فعال، فعال، فعالیت متوسط و فعالیت کم تفکیک شد (شکل ۱۱). تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از رده بندی شاخص زمین ساخت فعال نسبی نشان دهنده آن است که ۳۰ درصد از گستره مطالعاتی فعالیت تکتونیکی بسیار بالا و بالا را در پهنه نشان می‌دهند و در رده یک و دو از شاخص Iat قرار می‌گیرند و حدود ۶۵ درصد مربوط به رده سه هستند و نشان دهنده فعالیت تکتونیکی متوسط در پهنه است. حدود ۵ درصد از پهنه مورد مطالعه نیز در رده چهار شاخص Iat قرار می‌گیرند که بیانگر مقادیر پایینی از فعالیت تکتونیکی نسبی در گستره مورد مطالعه است (جدول ۱).

شکل ۱۲ تصویری از گسل‌های اشاره شده در پهنه مورد مطالعه می‌باشد که در این عکس‌ها برای درک بهتر گویا سازی شده‌اند.

در اغلب مطالعات تکتونیک، شاخص زمین ساخت فعال نسبی با ارزیابی دو شاخص اصلی صورت می‌گیرد و تحقیقات اغلب به مطالعات بر روی پیشانی کوهستان و یا حوضه‌های رودخانه‌ای تأکید دارند (Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977 Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L., 1985, Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., 2002, Molin, P., Pazzaglia, F.J., Dramis, F., 2004). در این پژوهش برای برآورد فعالیت تکتونیک نسبی تعدادی از شاخص‌های ژئومورفیک را در سرتاسر پهنه، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است، این شاخص‌ها عبارت‌اند از: گرادیان طولی رودخانه، نبود تقارن حوضه زهکشی، انتگرال هیپسومتریک، نسبت شکل حوضه زهکشی، نسبت عرض بستر دره به ارتفاع دره و شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان. زمین ساخت فعال نسبی از رابطه (S/n) با استفاده از میانگین مقادیر هر رده از شاخص‌های مورفوتکتونیکی در تمامی حوضه‌ها به دست آید. برای توصیف شدت و درجه فعالیت‌های تکتونیکی این شاخص در چهار رده تکتونیکی توزیع شده است، رده یک زمین ساخت فعال نسبی $(1.0 \leq Iat < 1.5)$ این رده نشان دهنده فعالیت تکتونیکی بسیار بالا است. رده دو این شاخص با بازه $(1.5 \leq Iat < 2.0)$ ،

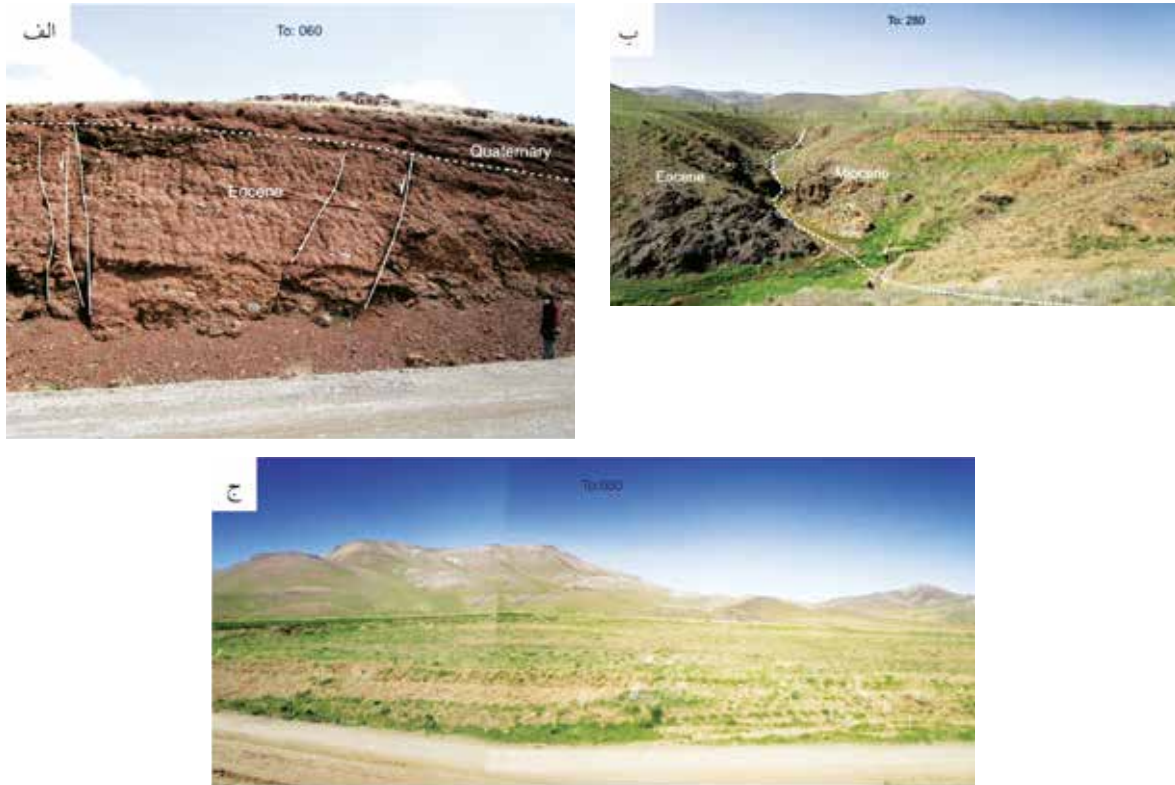


شکل ۱۱. نقشه توزیع سطح فعالیت تکتونیکی نسبی (Iat) در پهنه مورد مطالعه

جدول ۱. مقادیر و رده فعالیت نکتونیکي شاخص‌های مورفونکتونیکي در ۴۰ حوضه زهکشی

FID*	Area	Af_Class	Bs_Class	Hi_Class	J_Class	SL_Class	Vf_Class	IAT	IAT_Class
۰	۱۶۴/۲۱۲۵۲۴	۲	۳	۳	۱	۲	-	۲/۲	۳
۱	۵۴۵/۷۰۲۲۸۹	۳	۳	۳	-	۱	-	۵/۲	۳
۲	۳۵۰/۶۳۹۳۶۶	۳	۳	۳	-	۱	-	۵/۲	۳
۳	۳۱۷/۶۱۷۶۳۶	۱	۲	۱	-	۱	-	۲۵/۱	۱
۴	۲۶۴/۴۳۴۹۹۲	۲	۳	۲	-	۱	-	۲	۳
۵	۳۵۸/۵۹۹۱۱۴	۱	۲	۳	۱	۲	-	۸/۱	۲
۶	۳۰۹/۷۷۳۶۸۶	۱	۳	۳	-	۲	-	۲۵/۲	۳
۷	۲۴۱/۳۰۴۸۴۶	۱	۱	۱	-	۱	-	۱	۱
۸	۹۵۶/۵۲۴۹۱۶	۳	۱	۳	۱	۲	-	۲	۳
۹	۹۴۴/۱۹۸۳۶۹	۱	۳	۳	-	۱	-	۲	۳
۱۰	۸۹۴/۵۶۵۵۴۷	۱	۳	۳	-	۲	-	۲۵/۲	۳
۱۱	۳۴۳/۷۸۶۴۹۳	۳	۳	۳	-	۱	-	۵/۲	۴
۱۲	۶۹۵/۶۰۲۲۱۲	۲	۳	۳	۱	۲	۳	۳۳/۲	۳
۱۳	۳۶۴/۱۹۷۳۷۱	۳	۱	۱	-	۱	-	۵/۱	۲
۱۴	۳۵۴/۹۷۷۴۱۶	۲	۱	۳	-	۱	-	۷۵/۱	۲
۱۵	۶۵۴/۵۰۶۵۳۲	۱	۳	۳	۱	۲	۳	۱۷/۲	۳
۱۶	۲۷۳/۱۵۰۲۲۴	۲	۳	۳	۱	۱	۳	۱۷/۲	۳
۱۷	۳۶۶/۷۰۸۲۰۱	۲	۱	۳	-	۱	-	۷۵/۱	۲
۱۸	۱۰۰۸/۱۷۱۰۳۴	۱	۲	۲	۱	۲	-	۷۵/۱	۲
۱۹	۲۵۹/۹۰۶۰۷۴	۱	۳	۳	۲	۲	۳	۳۳/۲	۳
۲۰	۴۷۴/۴۹۵۰۱۵	۱	۲	۳	۲	۲	-	۲	۳
۲۱	۷۰۳/۸۰۷۱۳۳	۲	۳	۳	۱	۲	-	۲/۲	۳
۲۲	۶۲۵/۴۹۳۰۲۶	۱	۳	۳	۲	۲	۳	۳۳/۲	۳
۲۳	۴۷۴/۶۲۵۱۸۸	۳	۲	۳	-	۲	۳	۱۷/۲	۳
۲۴	۳۸۲/۱۹۱۶۵۴	۲	۳	۳	۱	۱	۳	۱۷/۲	۳
۲۵	۵۴۲/۴۰۲۴۳۲	۲	۳	۳	۱	۱	۳	۱۷/۲	۳
۲۶	۵۶۶/۷۰۰۹۴۵	۳	۳	۳	۱	۱	۳	۳۳/۲	۳
۲۷	۷۶۱/۱۴۰۹۵۲	۱	۱	۳	۲	۱	-	۶/۱	۲
۲۸	۵۱۶/۵۷۸۵۷۵	۱	۱	۳	۱	۱	۳	۶۷/۱	۲
۲۹	۱۰۵۸/۹۴۵۰۷	۲	۳	۳	۲	۲	-	۴/۲	۳
۳۰	۷۱۱/۳۵۹۵۸۸	۳	۲	۳	۱	۱	۳	۱۷/۲	۳
۳۱	۳۷۲/۰۳۴۹۳	۱	۳	۳	-	۱	-	۲	۳
۳۲	۵۹۹/۴۹۳۴۷۴	۳	۳	۳	-	۱	-	۵/۲	۴
۳۳	۲۸۹/۰۶۴۹۲۷	۳	۱	۳	-	۲	-	۲۵/۲	۳
۳۴	۳۰۳/۵۴۴۵۲۷	۱	۳	۲	-	۱	-	۷۵/۱	۲
۳۵	۴۵۸/۷۵۹۹۹۹	۱	۳	۳	-	۲	-	۲۵/۲	۳
۳۶	۵۲۴/۹۸۵۵۴۴	۳	۳	۳	۱	۱	۳	۳۳/۲	۳
۳۷	۲۸۷/۰۴۴۴۴۴	۱	۲	۳	-	۱	-	۷۵/۱	۲
۳۸	۶۲۲/۴۴۶۳۲۸	۱	۳	۳	-	۱	-	۲	۳
۳۹	۳۲۴/۱۵۴۲۶	۱	۱	۳	-	۱	-	۵/۱	۲

* Field



شکل ۱۲. الف-ج) تصاویری از گسل‌های پهنه

نتیجه‌گیری

- بر اساس اندازه‌گیری اندیس SL، حوضه‌های شماره (۰ و ۵ و ۶ و ۸ و ۱۰ و ۱۲ و ۱۴ و ۱۵ و ۱۸ و ۱۹ و ۲۰ و ۲۱ و ۲۲ و ۲۳ و ۲۹ و ۳۳ و ۳۵) دارای سطح فعالیت یک بوده و بالاترین نرخ SL را نشان می‌دهند.
- این حوضه‌ها روی گسل‌های ایپک، حسن‌آباد، کوشک نصرت و سلطانیه واقع شده‌اند. سایر حوضه‌ها دارای سطح فعالیت دو و نرخ پایین‌تر SL می‌باشند.
- بیشترین مقادیر SL در حوضه‌های (صفر و شش و ۱۲ و ۲۲ و ۲۹) اندازه‌گیری شده است که تحت تاثیر فعالیت گسل‌های کوشک نصرت، حسن‌آباد، ایپک و سلطانیه می‌باشند. از آنجاکه رودخانه‌های پهنه به‌طور کامل منطبق بر نواحی گسلی هستند و از طرفی در مناطقی که گسله اصلی و مهمی نداریم، رودخانه با SL بالا نیز دیده نمی‌شود بیشتر می‌توان به این نتیجه‌های اعتماد کرد.
- بر اساس نتیجه‌های به‌دست‌آمده از اندازه‌گیری Af، حوضه‌های با رده فعالیت یک در بیشتر پهنه مورد مطالعه، چه دشت و چه نواحی مرتفع، گسترش دارد. تمرکز بیشتر حوضه‌های رده یک و با بیشترین کج شدگی در اطراف گسل‌های اصلی مثل کوشک نصرت، حسن‌آباد، آوج، ایپک می‌باشد که خود حاکی از فعالیت‌های اخیر (کوآترنری) آنها است.
- بررسی‌های مربوط به اندیس هیپسومتری در پهنه نشان می‌دهد که بخش اعظمی از پهنه، رده فعالیت پایین را نشان می‌دهد و این مطلب بیانگر این موضوع خواهد بود که پهنه مورد مطالعه نسبت به اندیس هیپسومتری حساسیت پایین را داشته است به‌عبارت‌دیگر اختلاف ارتفاع زیادی در زیر حوضه‌ها دیده نمی‌شود.
- با توجه به نتیجه‌های حاصل از اندازه‌گیری اندیس کشیدگی حوضه (BS)، فعالیت گسل‌های کوشک نصرت و حسن‌آباد در به وجود آوردن حوضه‌های به‌شدت فعال و کشیده بسیار بیشتر بوده است و نشان از فعالیت بیشتر این گسل‌ها نسبت به سایر گسل‌ها در پهنه مورد مطالعه است.

- نتایج محاسبه شاخص BS در گستره مطالعاتی نشان می‌دهد که تقریباً ۶۰ درصد از حوضه‌های مورد مطالعه شکلی نزدیک به دایره داشته و به رده سه فعالیت زمین ساختی تعلق دارند.
- رده‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس اندیس Vf در گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که پهنه دارای دره‌های U شکل می‌باشد.
- بررسی پیشانی‌های کوهستان به‌وسیله تصویر هیل شید و کنتورهای ارتفاعی حاصل از آن نشان می‌دهد که زیرحوضه‌هایی که مجاور و یا در امتداد گسل‌های اصلی هستند دارای بالاترین نرخ فعالیت J هستند، همچنین بیشترین تمرکز زیرحوضه‌های فعال از نظر نرخ سینوسی پیشانی کوهستان در امتداد گسل‌های کوشک نصرت، حسن‌آباد، آوج، حاج عرب سمینک، سلطانیه و زنجان است.
- تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از رده‌بندی شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی نشان‌دهنده آن است که ۳۰ درصد از گستره مطالعاتی فعالیت تکتونیکی بسیار بالا و بالا را در پهنه نشان می‌دهند و در رده یک و دو از شاخص Iat قرار می‌گیرند و حدود ۶۵ درصد مربوط به رده سه هستند و نشان‌دهنده فعالیت تکتونیکی متوسط در پهنه است. حدود ۵ درصد از پهنه مورد مطالعه نیز در رده چهار شاخص Iat قرار می‌گیرند که بیانگر مقادیر پایینی از فعالیت تکتونیکی نسبی در گستره مورد مطالعه است.
- با توجه به بررسی‌های شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی در گستره مورد مطالعه، گسل‌های آلاداغ لو، اشتهارد، کوشک نصرت، خشک‌رود، حسن‌آباد، ایپک، حاج عرب سمینک، محب علی، بیدو، زردرنگ، احمدآباد کاروانسرا، کرفس-سوزن، دارای فعالیت نسبی خیلی زیاد تا زیاد و گسل‌های سلطانیه-درجزین، زنجان، آبدره، آوج، باقرآباد فعالیت زمین ساختی نسبی متوسط دارند. در این بین گسلی با فعالیت زمین ساختی نسبی کم مشاهده نشده است و در کل می‌توان کل پهنه را از لحاظ تکتونیکی فعال دانست.
- از بین اندیس‌های اندازه‌گیری شده برای گستره مورد مطالعه، اندیس‌های SL، AF، J و دارای بیشترین نرخ فعالیت بودند که نشان‌دهنده حساسیت این اندیس‌ها به نوع حرکت غالب در پهنه است. تقریباً تمام گسل‌های پهنه دارای حرکت امتدادلغز غالب و حرکت رانندگی هستند، مثل گسل کوشک-نصرت که رانندگی با مولفه امتدادلغز غالب است.
- گسل‌های اصلی و بزرگ پهنه شامل کوشک نصرت، حسن‌آباد، ایپک، خشک‌رود، حاج عرب سمینک هستند و حوضه‌های منطبق بر این گسل‌ها که تعداد زیادی از حوضه‌های پهنه را در برمی‌گیرند، همگی دارای سطح فعالیت تکتونیکی نسبی بالا یا خیلی بالا هستند که حاکی از بالا بودن فعالیت تکتونیکی این گسل‌ها در کواترنری است. گسل کوشک نصرت و حسن‌آباد و حاج عرب سمینک و خشک‌رود و زردرنگ بزرگ‌ترین و فعال‌ترین گسل‌های پهنه هستند زیرا تقریباً تمام حوضه‌های منطبق بر آنها دارای Iat بالایی هستند.
- در حوضه ۱۸ که محل خمش گسل کوشک نصرت به جنوب خاوری است بالاترین نرخ فعالیت کواترنری در تمامی اندیس‌های اندازه‌گیری شده، نشان داده است.
- بر اساس اندازه‌گیری اندیس SL، حوضه‌های شماره (۰ و ۵ و ۶ و ۸ و ۱۰ و ۱۲ و ۱۴ و ۱۵ و ۱۸ و ۱۹ و ۲۰ و ۲۱ و ۲۲ و ۲۳ و ۲۹ و ۳۳ و ۳۵) دارای سطح فعالیت یک بوده و بالاترین نرخ SL را نشان می‌دهند.
- این حوضه‌ها روی گسل‌های ایپک، حسن‌آباد، کوشک نصرت و سلطانیه واقع شده‌اند. سایر حوضه‌ها دارای سطح فعالیت ۲ و نرخ پایین‌تر SL می‌باشند.
- بیشترین مقادیر SL در حوضه‌های (صفر و شش و ۱۲ و ۲۲ و ۲۹) اندازه‌گیری شده است که تحت تاثیر فعالیت گسل‌های کوشک نصرت، حسن‌آباد، ایپک و سلطانیه می‌باشند. از آنجاکه رودخانه‌های پهنه کاملاً منطبق بر نواحی گسلی هستند و از طرفی در مناطقی که گسله اصلی و مهمی وجود ندارد، رودخانه با SL بالا نیز دیده نمی‌شود بیشتر می‌توان به این نتیجه‌ها اعتماد کرد.
- بر اساس نتیجه‌های به دست آمده از اندازه‌گیری Af،

درصد از گستره مطالعاتی فعالیت تکتونیکی بسیار بالا و بالا را در پهنه نشان می‌دهند و در رده یک و دو از شاخص Iat قرار می‌گیرند و حدود ۶۵ درصد مربوط به رده سه هستند و نشان‌دهنده فعالیت تکتونیکی متوسط در پهنه است. حدود ۵ درصد از پهنه مورد مطالعه نیز در رده چهار شاخص Iat قرار می‌گیرند که بیانگر مقادیر پایینی از فعالیت تکتونیکی نسبی در گستره مورد مطالعه است.

با توجه به بررسی‌های شاخص زمین ساخت فعال نسبی در گستره مورد مطالعه، گسل‌های آلاداغ لو، اشتهارد، کوشک نصرت، خشک‌رود، حسن‌آباد، ایپک، حاج عرب سُمینک، محب علی، بیدو، زردرنگ، احمدآباد کاروانسرا، کرفس-سوزن، دارای فعالیت نسبی خیلی زیاد تا زیاد و گسل‌های سلطانیه-درجزین، زنجان، آبدره، آوج، باقرآباد فعالیت زمین ساختی نسبی متوسط دارند. در این بین گسلی با فعالیت زمین ساختی نسبی کم مشاهده نشده است و در کل می‌توان کل پهنه را از لحاظ تکتونیکی فعال دانست.

از بین اندیس‌های اندازه‌گیری شده برای گستره مورد مطالعه، اندیس‌های SL، AF، J و دارای بیشترین نرخ فعالیت بودند که نشان‌دهنده حساسیت این اندیس‌ها به نوع حرکت غالب در پهنه است. کم و بیش تمام گسل‌های پهنه دارای حرکت امتدادلغز غالب و حرکت راندگی هستند مثل گسل کوشک-نصرت که راندگی با مولفه امتدادلغز غالب است.

گسل‌های اصلی و بزرگ پهنه شامل کوشک نصرت، حسن‌آباد، ایپک، خشک‌رود، حاج عرب سُمینک هستند و حوضه‌های منطبق بر این گسل‌ها که تعداد زیادی از حوضه‌های پهنه را در برمی‌گیرند، همگی دارای سطح فعالیت تکتونیکی نسبی بالا یا خیلی بالا هستند که حاکی از بالا بودن فعالیت تکتونیکی این گسل‌ها در کواترنری است. گسل کوشک نصرت و حسن‌آباد و حاج عرب سُمینک و خشک‌رود و زردرنگ بزرگ‌ترین و فعال‌ترین گسل‌های پهنه هستند زیرا تقریباً تمام حوضه‌های منطبق بر آنها دارای Iat بالایی هستند.

حوضه‌های با رده فعالیت ۱ در بیشتر پهنه مورد مطالعه، چه دشت و چه نواحی مرتفع، گسترش دارد. تمرکز بیشتر حوضه‌های رده یک و با بیشترین کج شدگی در اطراف گسل‌های اصلی مثل کوشک نصرت، حسن‌آباد، آوج، ایپک می‌باشد که خود حاکی از فعالیت‌های اخیر (کواترنری) آنها است.

- بررسی‌های مربوط به اندیس هیپسومتری در پهنه نشان می‌دهد که بخش بزرگی از پهنه، رده فعالیت پایین را نشان می‌دهد و این مطلب بیانگر این موضوع خواهد بود که پهنه مورد مطالعه نسبت به اندیس هیپسومتری حساسیت پایین را داشته است به عبارت دیگر اختلاف ارتفاع زیادی در زیر حوضه‌ها دیده نمی‌شود.

- با توجه به نتیجه‌های حاصل از اندازه‌گیری اندیس کشیدگی حوضه (Bs)، فعالیت گسل‌های کوشک نصرت و حسن‌آباد در به وجود آوردن حوضه‌های به شدت فعال و کشیده بسیار بیشتر بوده است و نشان از فعالیت بیشتر این گسل‌ها نسبت به سایر گسل‌ها در پهنه مورد مطالعه است.

- نتایج محاسبه شاخص Bs در گستره مطالعاتی نشان می‌دهد که کم و بیش ۶۰ درصد از حوضه‌های مورد مطالعه شکلی نزدیک به دایره داشته و به رده ۳ فعالیت زمین ساختی تعلق دارند.

- رده‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس اندیس Vf در گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که پهنه دارای دره‌های U شکل می‌باشد.

- بررسی پیشانی‌های کوهستان به وسیله تصویر هیل شید و کنتورهای ارتفاعی حاصل از آن نشان می‌دهد که زیرحوضه‌هایی که مجاور و یا در امتداد گسل‌های اصلی هستند دارای بالاترین نرخ فعالیت J هستند، همچنین بیشترین تمرکز زیرحوضه‌های فعال از نظر نرخ سینوسی پیشانی کوهستان در امتداد گسل‌های کوشک نصرت، حسن‌آباد، آوج، حاج عرب سُمینک، سلطانیه و زنجان است.

- تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از رده‌بندی شاخص زمین ساخت فعال نسبی نشان‌دهنده آن است که ۳۰

- Keller, E.A. and Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2ndEd.) Prentice Hall, New Jersey.
- Molin, P. and Pazzaglia, F.J. and Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, sila massif, Calabria, southern Italy, American Journal of Science 304, 559-589.
- Silva, P.G., Goy and J.L., Zazo, C. and Bardajm, T., 2003. Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity, Geomorphology 250, 203-226.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profiles analysis and stream-gradient index, Journal of Research of the U.S. Geological Survey 1, 421-429.
- Hack, J.T., 1982. Physiographic division and differential uplift in the piedmont and Blue Ridge. U.S. Geological Survey Professional Paper 1265, 1-49.
- Troiani, F. and Della Seta, M., 2008. The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from Central Italy, Geomorphology 102, 159-168.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream-profiles in Virginia and Maryland: U.S. Geological Survey Professional Paper 294B, 45-97.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profiles analysis and stream-gradient index, Journal of Research of the U.S. Geological Survey 1, 421-429.
- Hack, J.T., 1982. Physiographic division and differential uplift in the piedmont and Blue Ridge. U.S. Geological Survey Professional Paper 1265, 1-49.
- Bull, W.B., 2007. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology, Blackwell, Malden.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J. and Keller, E.A., 2007. Assess-
- در حوضه ۱۸ که محل خمش گسل کوشک نصرت به جنوب خاوری است بالاترین نرخ فعالیت کواترنری در تمامی اندیس‌های اندازه‌گیری شده، نشان داده است.
- ### منابع
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹.
- Alavi, M., 1991. Sedimentay and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103, 983.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, 229, 211-238.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. journal Geodyn., 21, 1-33.
- Nowroozi, A.A. and Mohajer-Ashjai, A., 1985. Fault movements and tectonics of Eastern Iran: boundaries of the Lut plate Geophys. J. R. astr. Soc., 83, 215-237.
- Babaahmadi, A. and Safaei, H. and Yasaghi, A. and Vafa, H. and Naeimi, A. and Madanipour, S., 2010. A study of Quaternary structures in the Qom region, west central Iran, Journal of Geodynamics, 50 (5), 355-367.
- Altin, T.B. and Altin, B.N., 2011. Development and morphometry of drainage network in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey, Geomorphology 125, 485-503.
- Reddy, G.P.O. and Maji, A.K. and Gajbhiye, K.S., 2004. Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India-a remote sensing and GIS approach, International Journal of Applied Earth Observation and Geo information 6, 1-16.
- Keller, E. and pinter, N., 1996. Active tectonics, Earth quakes, uplift and Earth sciences series, prentice-Hall, Newjersey.

ment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain), *Geomorphology*, 96, 150-173.

- Hare, P.W. and Gardner, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T.

- Keller, E.A. and Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape* (2nd Ed.) Prentice Hall, New Jersey.

- Dehbozorgi, M. and Pourkermani, M. and Arian, M. and Matkan, A. A. and Motamedi, H. and Hosseiniasl, A., 2010. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran, *Geomorphology*, 121(3), 329-341.

- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117-1142.

- Mayer, L., 1990. *Introduction to Quantitative Geomorphology*, Prentice Hall, Englewood, Cliffs, NJ.

- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt, *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 317-332.

- Cannon, P.J., 1976. Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin, *Oklahoma Geology*

Notes 36 (1), 3-16.

- Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions*, Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton, 115-138.

- Keller, E.A., 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial Earth processes. In: Wallace, R.E. (Ed.), *Active tectonics Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington DC, 136-147.

- Rockwell, T.K. and Keller, E.A. and Johnson, D.L., 1985. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. (Ed.), *Tectonic Geomorphology*, Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers, Boston, 183-207.

- Azor, A., Keller, E.A. and Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge Ventura basin, Southern California, *Geological Society of America Bulletin* 114, 745-753.

- Molin, P., Pazzaglia, F.J. and Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, sila massif, Calabria, southern Italy, *American Journal of Science* 304, 559-589.

Geochemistry of rare earth elements and radioactive elements in phosphorites of Jeirud deposit, central Alborz, North of Iran

Najafi, M.¹, Yazdi, M.², Khoshnoudi, K.³ and Behzadi, M.⁴

1. M. Sc. in Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran

3. Assistant Professor, Institute for Nuclear Science and Technology, Iran

4. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran

Received: 10 April 2023

Accepted: 5 August 2023

Abstract

Jeirud Phosphorite Mine is located in the phosphate-rich horizon of the Jeirud Formation of the Lower Devonian sediments in central parts of Alborz geotectonic zone, North of Iran. The sediments of this formation are mostly composed of detrital rocks such as sandstone, sandy shales and sandy limestones. Phosphorite mineralization is mainly concentrated in the shales of middle parts of the Jeirud Formation. In this research, we have studied the concentration and the possibility of exploitation of rare earth and radioactive elements in these phosphorites. Lithochemical samples were randomly collected from phosphorite horizons. The samples were analysed by ICP-MS and ICP-OES not only for REE but also for major oxides and radioactive elements. The geochemical data show that the average of P_2O_5 is 29.60 %. The average of U and Th is 4.97 and 8.64 ppm respectively. Also, this data show that concentration of REEs in these samples are , 3times more than rare earth elements in North American shales (NASC) and 2.6 times more than Past Archaen shales (PAAS). REE concentration of these phosphorites were normalised to North American shales (NASC) and Past Archaen shales (PAAS). The spider diagram shows positive patterns to REE, especially in Ce and Eu. Also, this spider diagram represents the differentiation of LREE with respect to HREE. This differentiation occurred due to preferential absorption mechanism and during late diagenesis in these sediments. The average concentration of P and REE is relatively high and it seems to be economic for next mining activities. But the average concentration of U and Th is too low and not economic for exploration.

Keywords: Jeirud Formation, North of Iran, Rare earth elements, Phosphorite.

Reconstruction of Jeirud Formation depositional environment in Aro Section (Central Alborz)

Zamanzadeh, S.M.¹, Ranjbaran, M.¹ and Ghaffari, K.²

1. Associate Professor, School of Geology, University of Tehran

2. M. Sc. Graduate, School of Geology, University of Tehran

Received: 10 April 2023

Accepted: 6 August 2023

Abstract

In this paper it is attempted to reconstruct the depositional environment of the Jeirud Formation in Aro section. The Jeirud Formation (Late Devonian) is composed of about 45 meters of clastic sedimentary units in the southwest of Firoozkuh city, southern Alborz area. To carry out this research a field work was done during which a precise and detailed sedimentary log of the section was prepared and 52 samples from different lithologies of the formation were collected. Thin sections were prepared from all conglomeratic and sandstone samples, besides some thin sections were prepared from mudrocks and just 1 sample of paleosoil and then all were petrographically studied. In the study area, both basal and top boundary of the Jeirud Formation is disconformable with Mila and Mobarak formations respectively. All facies in the section include clastics (conglomerates, sandstones, mudstones and a paleosoil horizon). The facies were classified based on Miall classification so that conglomeratic facies comprise Gcm and Gmm; sandstone facies comprise Sh, Sp and Sm and mudrocks include Fl and Fm facies. Combined field and lab studies resulted in identification of two sedimentary facies associations including channel fill and flood plain facies associations. The reconstructed sedimentary environment of the Jeirud Formation in the Aro area represents a braided river depositional environment. The lower parts of this formation represent a fining-upward sequence which indicates deposition within a braided river channel subenvironment (conglomerates and sandstones) and the upper part is dominated with mudrocks with a paleosoil horizon representing deposition in a flood plain subenvironment.

Keywords: Central Alborz, Devonian, Jeirud Formation, Clastic facies, Depositional environment.

Investigating the geometry and mechanism of folding in Sulabder anticline (SW Iran)

Yousefi, M.¹, Esfahani, F.² and Moussavi, S. M.³

1. Ph.D. Graduate, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Head of Geology Operation, Oil and Energy Industries Development Company (OEID), Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 3 July 2023

Accepted: 15 November 2023

Abstract

Calculating the amount of shortening, the angle between ridges, the slope of the main thrust and the percentage of thinning of the front ridge compared to the back ridge in the middle and northwestern parts of Sulabder anticline shows the folding style related to fault propagation in these parts. The calculation of these geometrical parameters in the south-eastern part of the Sulabder anticline also shows the faulted detachment folding style. The change of folding class from 1c to 2 and 3, as well as the change of fold style from detachment folds to fault propagation style, are a sign of increased shortening, deformation progress and evolution of folding from the south-eastern part. This represents that in the initial stage the thrust fault system belongs to the middle and north-western parts, which are in the developed stages of the thrust fault system. The interpretation of seismic sections perpendicular to the Sulabder anticline in different sections shows that the Sulabder anticline in a raised wedge form is higher than the adjacent structures due to the action of the thrust faults on the northern and southern edges. In the Sulabdar anticline, the performance and mobile behavior of marl-shale units of Pabdeh and Gurpi formations, due to its high thickness and formable rheology as an intermediate separation horizon, create different folding styles at the top and bottom of this unit. It also caused displacement in the axis of the upper and deeper parts of anticlines.

Keywords: Sulabder anticline, Geometric analysis, Fault-related folding, Folding style.

Reservoir quality evaluation of the Asmari Formation in the framework of sequence stratigraphy in one of the Iranian SW oilfield

Sfidari, E.¹ and Hakymi-Zanuz, A.²

1. Assistant Professor, Department of Petroleum Geology, Research Institute of Applied Sciences, ACECR, Iran

2. M.Sc. student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 10 April 2023

Accepted: 21 August 2023

Abstract

The Oligo-Miocene Asmari Formation forms the main reservoir rock of many Dezful Embayment fields. Microfacies analysis, diagenetic features, and sequence stratigraphic evaluation of the Asmari Formation were carried out based on the petrographic investigation, petrophysical logs, and core measurement porosity and permeability data. Petrographic analyses led to the identification of twelve microfacies indicating five subenvironments including tidal flat, lagoon, barrier (belonging to inner ramp), middle ramp, and outer ramp, all of which are representing a homoclinal ramp. Tidal flat, lagoonal, and barrier microfacies are mostly present in the upper parts of the Asmari Formation, while middle and outer ramp microfacies were largely developed in the middle part. Cementation, compaction, dolomitization, dissolution, and fracturing are the main diagenetic processes in this formation. Compaction and cementation have negatively affected reservoir quality while fracturing, dolomitization, and dissolution contributed to reservoir quality enhancement. The sequence stratigraphic studies represent three 3rd order sequences of early Aquitanian, late Aquitanian, and early Burdigalian age based on the main features of microfacies, their depositional environments, and shallowing and deepening-upward trends. Microfacies of the Transgressive System Tract (TST) have been affected by compaction, dissolution (moldic), cementation, and slightly dolomitization in the middle to outer ramp parts. The Highstand System Tract in the inner ramp part has been affected by dolomitization, dissolution, and fracturing close to the sequence boundaries, and has a better reservoir quality than the Transgressive System Tract.

Keywords: Oligo-Miocene, Asmari Formation, Dezful embayment, Microfacies and depositional environment, Sequence stratigraphy.

Source and health risk assessment of arsenic in the water resources of Takab mining area

Hatefi, R.¹ and Heydarian, N.¹

1. Assistant Professor, Department of Environmental Geological, Research Institute of Applied Science, (ACECR), Iran

Received: 7 June 2023

Accepted: 1 October 2023

Abstract

Arsenic is one of the heavy metals having harmful effects on human health if enters into the environment and water resources, so the major challenge of arsenic exposure is related to drinking water. The study area is Takab watershed in West Azarbaijan, which includes two large Zarshouran and Agh Dareh gold mines in Carlin type. Carlin gold mines are sulphidic that are able to pollute the downstream environmental resources such as arsenic. In this work, the carcinogenic and non-carcinogenic health risks associated with arsenic was evaluated for the human community, who are living in Takab watershed and are exposed to arsenic through oral and dermal pathways with contaminated water sources. 45 water samples were randomly collected from surface and groundwater resources in the study area with regard to expert judgment and the distribution points, analyzed by ICP-MS method. Then, the health risk was assessed using by target cancer risk (TR), risk coefficient (HQ) and index hazard (HI). The total results showed that arsenic contamination is derived from volcanic activities and Quaternary alteration and gold mining activities in the east and north of the region. Most of the samples were revealed a range of 9-10 and -100 to -250 mV as pH and oxidation-reduction potential, respectively, which indicates the predominance of arsenate species (As^{5+}) in the form of $H_2AsO_4^-$. HQ and HI values are more than 10 in 52% of the samples, which indicate the high health risk in people living in the study area. Carcinogenic risk level varies from 0 to 2×10^{-7} , which shows no carcinogenic risk to very high risk by arsenic contamination in water resources. Overall, there are both risks of carcinogenesis and non-cancerous impact in the east and north of the region for intake by ingestion, drinking and skin contact due to water contamination from the natural and anthropogenic sources. Therefore, it is recommended to pay special attention to continuous monitoring for potential contaminant, different methods for preventing exposure to polluted water resources and treatment methods in order to minimize the health risk of the population.

Keywords: Arsenic, Systemic disease, Takab, Risk of carcinogenesis, Water resources.

Investigation of the relationship between tectonic morphological indices and seismic acceleration in Indes, Aipak, Avaj and Kushk-e-Nusrat fault zones (northwest of Saveh).

Rezaei Nahal, B.¹, PourKermani, M.², Zare, M.³, Dehbozorgi, M.⁴ and Nozaem, R.⁵

1. Ph.D. Student, Department of Tectonic, Faculty of Geology, Islamic Azad University, North Branch, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Tectonic, Faculty of Geology, Islamic Azad University, North Branch, Tehran, Iran

3. Professor, Department of International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

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

5. Assistant Professor, Department of Tectonic, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 3 July 2023

Accepted: 15 November 2023

Abstract

The northwest zone of Saveh city is located in the Indes, Kooshk e Nosrat, Avaj, and Aipak fault zones. Indes, Kooshk e Nosrat, Avaj, and Aipak faults are considered the major faults in central Iran, which are also active in the Quaternary, and their last movements are attributed to the present time. Therefore, the estimation of morphometry to identify the effect of active tectonics on the tectonic evolution of drainage basins seems necessary. In this study, six important morphotectonic indices were analyzed including the longitudinal gradient of the river, asymmetry of the drainage basin, hypsometric integral, drainage basin shape, the ratio of the floor width to the valley height, and mountain front. To model the formation of basins in the studied area, Arc Hydro software (Arc GIS add-ins) was used based on data derived from a digital elevation model. Then, 6 morphotectonic indices were compiled and classified on each of the basins. Finally, the Active Tectonic Index (IAT) was calculated, according to which the study area was classified into 4 categories including very high, high, intermediate, and low tectonic activity. According to the IAT index, 5% of the study area shows very high tectonic activity, 25% of the studied area has high tectonic activity, 65% of it has average tectonic activity and about 5% of the tectonic activity is low. Moreover, seismic acceleration was prepared to confirm the result of morphological indices in the estimation and analysis of active tectonics in the region. In this study, the highest level of tectonic activity can be seen in the north-eastern part of the area. In most sectors, the level of activity is high and intermediate, which is related to the activity of Kooshk-e-Nosrat, Aipak, and Avaj faults.

Keywords: Central Iran, Active tectonic, Morphometric indices, Kooshk-e-Nosrat fault, Indes fault, Avaj fault, Aipak.



Vol. 17, No. 67, Autumn 2023

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

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

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

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

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

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

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

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

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

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

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

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

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

Executive Director: Esmaili, E.

Editors: Dr. Nassery, H.R. and Ofoghi, D.

Designer: Ansari, A.

Published: Autumn 2023

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

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