

# رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند نیریز (ژوراسیک زیرین) در منطقه فارس

علی حسین جلیلیان<sup>۱\*</sup>

استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۲۱

## چکیده

سازند نیریز دربرگیرنده کهن‌ترین نهشته‌سنگ‌های ژوراسیک منطقه فارس و آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای گروه کازرون در حوضه زاگرس است. در این پژوهش رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بُرش الگوی این سازند به سبب ۲۳۳ متر در تاق‌دیس خانه کت و کوه سورمه به سبب ۶۸ متر مورد مطالعه و مقایسه قرار گرفته‌اند. یافته‌های این پژوهش نشان داد سازند نیریز بیشتر از رخساره‌های کربناته و شیل تشکیل شده است که در بخش میانی بُرش الگو با لایه‌های کنگلومرای آهکی و ماسه‌سنگ گلوکونیتی و در تاق‌دیس سورمه با ماسه‌سنگ آهکی همراه است. شواهد موجود گواهی می‌دهند که این مجموعه رسوبی کربناته - آواری در زیر محیط‌های مختلف یک دریای کم‌ژرفا و محدود (ایپیکانتینتال) در جنوب راندگی اصلی زاگرس نهشته شده است. بخش زیرین سازند نیریز متشکل از دولومادستون و شیل با همراهانی از سنگ‌های آهکی است که با نخستین پیشروی دریای ژوراسیک در خاور حوضه زاگرس در یک رمپ هم‌کلینال نهشته شده است. افزایش واردات آواری حاصل از فرسایش مناطق شمال خاوری حوضه به دلیل پایین بودن سطح آب دریاها در لیااس سبب گسترش دشت ساحلی و محدود شدن تولید کربنات در سکو شد. با این تغییر قابل توجه در رژیم رسوب گذاری یک سامانه خلیج دهانه‌ای متأثر از جریان‌های کشندی در محدوده زاگرس بلند فعال شد که رخساره‌های آواری میانه بُرش الگوی سازند نیریز محصول آن است. این واحد آواری در پوشش رسوبی مزوزویک زاگرس منحصر به فرد است و با گسترش نهشته‌های قاره‌ای معادل سازند شمشک (ژوراسیک زیرین) در منطقه سندج - سیرجان ارتباط دارد. افزایش کربنات‌های دریایی کم‌ژرفا همراه با آثار تبخیری‌ها در بخش بالایی بُرش‌های مختلف سازند نیریز نمایانگر پیشروی تدریجی دریا، کاهش واردات آواری و تثبیت دوباره شرایط سکوی به‌ویژه محیط کشندی در آب‌وهوای خشک لیااس (سبخای ساحلی) است. تغییرات عمودی رخساره‌ها نشان داد که توالی رسوبی سازند نیریز در منطقه فارس از یک سکانس رسوبی رده دوم (۵ تا ۵۰ میلیون سال) هم‌ارز با بخش زیرین سوپرسکانس فرهاد (ژوراسیک زاگرس) تشکیل شده است. این سکانس به نوبه خود دو سکانس رده سوم (۵ تا ۵ میلیون سال) را شامل می‌شود که با ناپوستگی نوع ۱ محدود شده و در اواسط لیااس (سینمورین - پلینسباکین) پدید آمده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** سازند نیریز، منطقه فارس، زاگرس خاوری، سوپرسکانس فرهاد.

\*نویسنده مسئول: علی حسین جلیلیان

E-mail: jalilian@pnu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

است (آق‌باتی، ۱۳۸۳). زاگرس بلند یا قلمرو شمالی، نواری کم‌پهنا (بیشینه ۸۰ کیلومتر) است که مرتفع‌ترین نقاط زاگرس را دربر گرفته و با وجود راندگی‌های بسیار به نام زیرپهنه راندگی‌ها نیز شناخته می‌شود (Berberian, 1995). بُرش الگوی سازند نیریز در تاق‌دیس خانه کت بخشی از محدوده خاوری زاگرس بلند است. در این ناحیه مجموعه‌ای به نسبت کامل با سبب ۶۸ هزار متر از نهشته‌های تریاس تا نئوژن رخمون دارند (جلیلیان، ۱۳۹۵). زاگرس چین‌خورده ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر پهنا دارد و چین‌های نامتقارن و تاق‌دیس‌های کشیده از مشخصه‌های آن است. تاق‌دیس سورمه در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شیراز تنها مکانی از زاگرس چین‌خورده است که در آن جا می‌توان سنگ‌های پالئوزویک زیرین (سازند سیاهو به سن اردویسین) تا کنگلومرای بختیاری (پلینستوسن) را دید. سازند نیریز بیشتر شامل شیل، سنگ‌آهک و دولومیت‌های نازک‌لایه است. (Szabo and Kheradpir, 1978) این سازند را به دو بخش غیر رسمی تحت عنوان واحد آواری زیرین و لایه‌های کربناتی - تبخیری بالایی تقسیم کردند. در بازدیدهای میدانی این پژوهش مشخص شد که نهشته‌های آواری بیشتر در میانه سازند نیریز جای گرفته‌اند و بهتر است این سازند به سه واحد سنگ‌چینه‌ای کربنات زیرین، آواری و کربنات بالایی تفکیک شود. در ارتباط با سن دقیق سازند نیریز اظهار نظر قطعی وجود ندارد و زمان‌های متفاوت مطرح شده است. با استناد به یافته‌های حاصل از مطالعات جدیدتر مانند گزارش سنگواره‌های تریاس پسین در کربنات‌های سازند خانه کت (Crasquin-Soleau and Khosrow Tehrani, 1995)، انتساب کربنات‌های قاعده سازندهای سورمه و موس به اشکوب توآرسین (Banner et al., 1997); Lasemi and Jalilian, 2010) و نبود نهشته‌های هتائزین در زاگرس (Sharland et al., 2001; Ziegler, 2001)، می‌توان نتیجه گرفت که سازند نیریز قطعاً در ژوراسیک پیشین و به گمان قوی در محدوده زمانی سینمورین - پلینسباکین تشکیل

سازند نیریز دربرگیرنده کهن‌ترین نهشته‌های ژوراسیک (لیاس) منطقه فارس و بخش‌هایی از خوزستان، به‌ویژه جنوب فروافتادگی دزفول است. بُرش الگوی این سازند توسط James and Wynd (1965) در تنگ دهنه قنبری در تاق‌دیس کوه خانه کت (۱۱۰ کیلومتری خاور شیراز) اندازه‌گیری و نام گذاری شده است. کنکاش در پیشینه پژوهشی مرتبط با نهشته‌های ژوراسیک زاگرس نشان می‌دهد که در ارتباط با جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی سازند نیریز در نواحی مختلف، تا کنون مطالعات کافی و دقیق انجام نشده است و اطلاعات قابل توجهی در این زمینه وجود ندارد. ریزرخساره‌ها و محیط رسوب گذاری این سازند تنها توسط بیداری و همکاران (۱۳۸۶) در منطقه ایزه بررسی شده است. در این مقاله سعی شده است با مطالعه رخساره‌های رسوبی سازند نیریز در منطقه فارس، جغرافیای دیرینه و شرایط محیطی حاکم بر این بخش از حوضه زاگرس در زمان لیااس بازسازی شود. همچنین، بر پایه تغییرات عمودی رخساره‌های وابسته به زیر محیط‌های مختلف در ستون چینه‌نگاری این سازند و مقایسه با نمودارهای نشانگر تغییرات سطح آب دریاها در گذشته از جمله Heydari (2008) و Golonka and Kiessling (2002) سکانس‌های رسوبی رده دوم و سوم شناخته شده و عوامل مؤثر در تشکیل آنها بررسی شوند.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بُرش‌های برگزیده برای این مطالعه در محدوده خاوری پهنه زاگرس قرار دارند (شکل ۱). منظور از زاگرس خاوری یا ایالت فارس مناطقی است که در خاور گسل کازرون - برازجان جای گرفته‌اند و تا تنگه هرمز و گسل میناب (دیبا) گسترش دارند (Sherkati et al., 2006). ویژگی‌های زمین‌ریختی متفاوت منطقه فارس به‌گونه‌ای است که در راستای شمال به جنوب به دو ناحیه یا زیرپهنه زاگرس بلند یا داخلی و زاگرس بیرونی یا چین‌خورده تفکیک شده

می‌توان از عنوان کنگلومرای آهکی برای آن استفاده کرد. گراول‌ها نیمه‌گرد تا گرد هستند و بیشتر فرم تیغه‌ای و دیسکی به نمایش می‌گذارند. نکته مهم، جهت‌یافتگی متفاوت گراول‌ها در واحدهای کنگلومرای متوالی است که لایه‌بندی مورب جانبی (Herringbone cross-stratification) را به ذهن متبادر می‌کند (شکل ۴-ب). این ساختمان معرف الگوی دوقطبی (Bimodal) و تفاوت جهت جریان‌های رفت و برگشتی در محیط‌های کشتی است. در بررسی میکروسکوپی خرده‌سنگ‌های آهکی لامیناسیون، بافت چشم‌پرنده‌ای، پلت و دانه‌های سیلت دیده شد که نشان می‌دهند سنگ منشأ برخی گراول‌ها کربنات‌های پهنه کشتی بوده‌اند (Pratt et al., 1992; Davis, 2012). گراول‌ها در زمینه‌ای متشکل از ماسه‌های کربناته و کوارتز شناور هستند و کنگلومرای ماسه‌ای یا پاراکنگلومرا با سیمان آهکی را تشکیل داده‌اند که در مجموع جورشدگی بدی دارد. بیشتر زمینه (۷۵ تا ۸۰ درصد) از ماسه‌های آهکی و بقیه از کوارتز تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز بیشتر تک‌بلور و هم‌اندازه (حدود ۰/۲۵ میلی‌متر) هستند و گردشدگی متوسط دارند. میانگین اندازه اجزای آهکی زمینه در حدود ۱ میلی‌متر است و از نظر گردشدگی تقریباً مشابه کوارتزها هستند (شکل‌های ۴-پ و ت). فراوانی بیشتر و اندازه بزرگ‌تر ماسه‌های آهکی در مقایسه با کوارتزها نشان می‌دهد که سنگ‌های منشأ کربناته در فاصله نزدیک‌تری قرار داشته‌اند. حضور کوارتزهای دانه‌ریز با گردشدگی مشابه با ماسه‌های آهکی زمینه علی‌رغم داشتن سختی و مقاومت بیشتر سبب ایجاد بافت وارون در کنگلومراها شده است. این موضوع نشانگر خاستگاه متفاوت کوارتزها و انتقال آنها از فواصل دور از محیط رسوب‌گذاری یا شستشوی درازمدت در یک محیط پرنرژی همچون ساحل، پیش از آمیختگی با قطعات آهکی است (Tucker, 2001; Boggs, 2009). فرم و ساختمان کلی گراول‌ها و ویژگی‌های بافتی و ترکیب رخساره کنگلومرای نشان از رسوب‌گذاری آن در کاتال‌های کشتی دارد (Johnson and Baldwin, 1996; Einsele, 2000).

ماسه‌سنگ‌های سازند نیریز بر پایه ترکیب دانه‌ها به دو نوع گلوکونیتی (B1) و لیتارنایت (B2) تفکیک شدند. ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی بیشتر در تاقدیس خانه‌کت حضور دارند و در دو افق مجزا به‌صورت لایه‌های متوسط تا ستر با گسترش جانبی قابل توجه و به رنگ هوازده قهوه‌ای دیده می‌شوند. رنگ قهوه‌ای می‌تواند ناشی از اکسایش آهن موجود در ترکیب ماسه‌ها باشد (Folk, 1980). دو افق یاد شده توسط رخساره کنگلومرای و نهشته‌های شیلی از هم تفکیک شده‌اند. گلوکونیت‌های گرد تا نیمه‌زاویه‌دار به اندازه ماسه دانه‌ریز تا متوسط اجزای اصلی این رخساره هستند که با سیمان اکسید آهن به هم متصل شده‌اند (شکل‌های ۵-الف و ب). گلوکونیت در شرایط اکسیدان تا به نسبت احیایی حاکم بر بخش‌های آرام انتهایی فلات قاره (ژرفای ۵۰ تا ۲۰۰ متری دریا) تشکیل می‌شود؛ اما بخشی از آن توسط امواج و جریان‌های دریایی به محیط‌های پرنرژی نزدیک ساحل منتقل و در قالب ماسه‌های سبز ساحلی بازنهشته می‌شود (Kelly and Webb, 1999; Prothero and Shwab, 2014). لایه‌بندی مورب تراف در دو سو و تناوب لایه‌های مسطح متشکل از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز و متوسط شرایط پرنرژی محیط ساحلی را تأیید می‌کند (Reading and Collinson, 1996; Selley, 1996). مجموعه کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی برش الگوی سازند نیریز به سوی جنوب باختری به یک واحد آواری متشکل از ماسه‌سنگ آهکی نازک تا متوسط لایه در کوه سورمه تبدیل می‌شود. این لایه‌ها گسترش جانبی و عمودی زیادی ندارند و به‌صورت متناوب با شیل، دولومیت و سنگ‌آهک ماسه‌ای همراه هستند (شکل ۵-پ). بررسی مقاطع نازک نشان داد که دانه‌های کوارتز تک‌بلور با خاموشی ساده میان ۶۰ تا ۷۰ درصد این ماسه‌سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند. اندازه کوارتزها در حد ماسه‌های دانه‌ریز تا بسیارریز تشخیص داده شد که بیشتر گرد شده هستند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که بیشتر کوارتزها از خاستگاه آذرین و رسوبی تأمین شده‌اند. دانه‌های آهکی در اندازه ماسه متوسط به‌طور میانگین حدود ۳۰ درصد این رخساره را تشکیل می‌دهند که با سیمان کربناته به دیگر اجزای سنگ مستحکم شده‌اند (شکل ۵-ت).

شده است. با این شرایط و با توجه به موقعیت چینه‌شناسی، واحدهای سنگ چینه‌ای ژوراسیک زاگرس سازند نیریز معادل سازند عدایه در لرستان هستند (شکل ۲).

### ۳- روش مطالعه و مواد

در این مطالعه رخنمون‌های سازند نیریز در دو بُرش الگو و تاقدیس سورمه مورد بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی قرار گرفت. نواحی یاد شده حدود ۱۵۰ کیلومتر با هم فاصله هوایی دارند و بیشتر منطقه فارس را پوشش می‌دهند. بُرش الگوی سازند نیریز حدود ۲۳۳ متر ستبراً دارد و در کوه سورمه به ۶۸ متر کاهش می‌یابد (شکل‌های ۳-الف و ب). مرز زیرین سازند نیریز با سازند خانه‌کت (تریاس) ناپیوسته است و با وجود یک افق هوازده متشکل از خاک‌های آهکی سرخ رنگ بر درگرسبی فرسایشی تریاس-ژوراسیک منطبق است. مرز بالای سازند نیریز در زیر لایه‌های آهکی دارای لیتوتیس (Lithotitis) سازند سورمه (ژوراسیک) انتخاب و تدریجی فرض شده است (شکل‌های ۳-پ و ت). در مطالعات میدانی ضمن اندازه‌گیری ستبرای توالی رسوبی، ساخت‌های گوناگون و تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و نوع مرز واحدهای رسوبی مورد توجه قرار گرفت. از بُرش الگوی سازند نیریز ۲۰۰ نمونه دستی و از بُرش کوه سورمه ۹۰ نمونه برداشت و از آنها ۲۵۰ مقطع نازک تهیه شد و با میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت. سنگ‌های کربناته بر پایه رده‌بندی Dunham (1962) و نمونه‌های آواری به روش Folk (1980) نام‌گذاری شدند. برای تعیین محیط رسوب‌گذاری رخساره‌های گوناگون از معیارهای معرفی شده توسط Walker and James (1992), Reading (1996; chapters 6 and 7) و Flugel (2010) استفاده شد. بخش‌های مختلف سکانس‌های رسوبی بر پایه مدل Van Wagoner et al. (1988) از هم تفکیک و به دسته‌های رخساره‌ای (لاسمی، ۱۳۷۹) بخش‌بندی شد.

### ۴- یافته‌ها

#### ۴-۱. رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری

با توجه به داده‌های حاصل از مطالعات میدانی و سنگ‌نگاری نمونه‌های سازند نیریز در زاگرس خاوری می‌توان این توالی رسوبی را به دو دسته دسته‌رخساره‌های سنگی آواری (A-C) و دسته‌رخساره‌های میکروسکوپی کربناته (D-F) به شرح زیر تفکیک کرد (جدول ۱). ارزیابی کلی داده‌ها نشان داد که این رخساره‌ها در زیرمحیط‌های مختلف یک دریای کم‌ژرفا و محدود در خشکی یا اپیکانتینتال (Bridge and Demicco, 2008) رسوب‌گذاری کرده‌اند. دریای یاد شده مناطقی از حاشیه شمال خاوری قاره آفریقا-عربستان را پوشانده بود و با کافتی (Rift) محدود می‌شد که از تکامل آن اقیانوس نوتیس پدید آمد (Koop and Stoneley, 1982). به باور Alavi (2004 and 2007) منطقه سنندج-سیرجان بخشی از محدوده شمالی فلات قاره این دریا در زمان ژوراسیک بوده است. این موضوع در تجزیه و تحلیل و مقایسه محیط تشکیل رخساره‌های سنگی همزمان در زاگرس و سنندج-سیرجان و ارتباط میان آنها اهمیت زیادی دارد.

**دسته‌رخساره‌های آواری:** رخساره‌های آواری در بخش‌های محدودی از توالی رسوبی سازند نیریز منطقه فارس حضور دارند. با توجه به اندازه دانه‌ها سه نوع رخساره سنگی کنگلومرا (A)، ماسه‌سنگ (B) و شیل (C) شناخته شدند. رخساره کنگلومرای به‌صورت یک واحد رسوبی متمایز به رنگ قهوه‌ای روشن در میان رسوبات شیلی فرسوده و کربنات‌های نازک لایه این سازند خودنمایی می‌کند (شکل ۴-الف). این رخساره سنگی قاعده فرسایشی و ساختار کانالی دارد و از چند لایه حدوداً ۶۰ سانتی‌متری تشکیل شده است. در مجموع با ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های همراه آن بیش از ۵۰ متر ستبراً دارد. متوسط اندازه دانه‌ها ۴ میلی‌متر (میکروکنگلومرا) و قطر بزرگ‌ترین دانه‌ها تا ۳ سانتی‌متر هم می‌رسد. گراول‌ها حدود ۴۰ درصد از کل اجزای سنگ را تشکیل می‌دهند و همگی کربناته به‌ویژه از نوع خرده‌سنگ‌های آهکی هستند. بنابراین، بر پایه گوناگونی ترکیب گراول‌ها الیگومیکتیک است و

مادستون‌های دولومیتی را بلورهای ریز (کوچک‌تر از ۶۰ میکرون) تشکیل داده‌اند و مادستون آهکی نیز بیش از ۹۰ درصد میکرایت دارد. از ویژگی‌های آشکار این رخساره‌ها باید به داشتن علایم رسوب‌گذاری اولیه مثل لامیناسیون، آثار و قالب کانی‌های تبخیری، ذرات سیلتی، آغشتگی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، آثار ریشه گیاهان و فابریک چشم‌پرنده‌ای اشاره کرد (شکل‌های ۶-ث و ج و ۷-الف و ب). چنین ویژگی‌هایی معرف رسوب‌گذاری دربخش بالایی پهنه‌های کشندی (فراکشندی) تحت شرایط آب‌وهوایی گرم و خشک (سبخای ساحلی) است (Shinn, 1983; Tucker and Wright, 1990; Warren, 2006). دیگر رخساره محیط کشندی سازند نیریز استروماتولیت مسطح یا باندستون استروماتولیتی (D3) است. لامینه‌های افقی و موجی استروماتولیت (میکروبیالیت‌ها) بیشتر در تناوب با مادستون دولومیتی شده‌اند (شکل ۷-پ). با توجه به آب‌وهوای گرم و خشک حوضه زاگرس در لیا س (Murriss, 1980)، استروماتولیت‌ها در بخش بالایی میان‌کشندی تشکیل شده‌اند (Evans, 1995). تکرار لامینه‌های استروماتولیتی و دولومادستون ساختار ریتمی شاخص نهشته‌های پهنه‌های کشندی و نتیجه جابه‌جایی مکرر زیرمحیط‌های فراکشندی و میان‌کشندی است (Davis, 2012; Kvale, 2012). ویژگی‌های رخساره پکستون تا گریستون پلوییدی با لامیناسیون افقی و مورب (D4) با شرایط رسوب‌گذاری بخش پایین زیرمحیط میان‌کشندی همخوانی دارد (شکل ۷-ت). بودن فابریک چشم‌پرنده‌ای نشانه محیط پهنه کشندی و پر شدن برخی حفرات با سیلت‌های ودوز (منطقه بالاتر از سطح ایستابی) و تشکیل بافت ژئوپتال همراه با ترک‌های گلی کوچک نشانه خروج کوتاه‌مدت این رخساره از آب است (Kvale, 2012; Lasemi et al., 2012). در این بخش که انرژی به نسبت بیشتری دارد؛ بافت‌های پکستونی و گریستونی نیز فراوان‌تر هستند (Demico and Hardie, 1994). آخرین ریزرخساره مربوط به پهنه کشندی سازند نیریز گریستون اینتراکلاستی، بایوکلاستی و پلوییدی (D5) است که به‌صورت محدود در تناوب با دیگر رخساره‌ها دیده می‌شود. اینتراکلاست‌ها و دانه‌های خوشه‌انگوری اجزای اصلی این رخساره هستند که با پلت، قطعات خارپوست و کمی آئید همراهی می‌شوند. قاعده فرسایشی و دانه‌بندی تدریجی عادی به نمایش می‌گذارد و آلومک‌ها جهت‌یافتگی ترجیحی (Imbrication) دارند (شکل ۷-ث). ترکیب و تنوع آلومک‌ها، بافت گریستونی، گسترش جانبی محدود و موقعیت رخساره اخیر بیانگر تعلق آن به کانال‌های کشندی است (Pratt et al., 1992; Flugel, 2010).

پایین‌ترین بخش پهنه‌های کشندی (فروکشندی) همواره زیر آب است و تالاب‌های به نسبت آزاد تا محصور در پشت سدها را هم دربر می‌گیرد. ویژگی‌های رخساره مادستون تا وکستون بایوکلاستی و پلوییدی با آثار ناشی از آشفنگی زیستی سازند نیریز (E) با این زیرمحیط همخوانی دارد (شکل‌های ۷-ج و ۸-ب). داشتن زمینه میکرایتی، گوناگونی کم سنگواره‌ها به‌ویژه نبود موجودات دریای آزاد و نبود آثار خروج از آب این موضوع را تأیید می‌کند (Scholle et al., 1983; Lasemi, 1995). رخساره اصلی سد آهکی سازند نیریز گریستون آئیدی (F) است که رخساره‌های پهنه کشندی و تالاب را از بخش آزاد دریا جدا می‌کند. این رخساره تنها در بخش کربناته زیرین سازند نیریز در کوه سورمه دیده شد که روی زمین به‌صورت لایه‌های با سترای متوسط و لایه‌بندی مورب تراف بزرگ خود را نشان می‌دهد (شکل ۸-الف). میانگین اندازه آئیدها کمتر از ۰/۵ میلی‌متر است و بیشتر هسته آهکی و ساختمان هم‌مرکز دارند (شکل ۸-پ). بودن اینتراکلاست‌ها، جورشدگی خوب، لایه‌بندی مورب و نداشتن گل آهکی (میکرایت) نشانه انرژی زیاد محیط تشکیل این رخساره و شستشوی مداوم شول آئیتی (Oolitic shoal) توسط امواج و جریان‌های کشندی است (Schlager, 2005). ستون رخساره‌ها و سکانس‌های رسوبی سازند نیریز در نواحی مورد مطالعه در شکل ۹ نشان داده شده است. مقایسه گوناگونی و تغییرات رخساره‌های کربناته بخش‌های زیرین و بالایی سازند نیریز در بُرش‌های الگو و کوه سورمه با انواع محیط‌های رسوبی امروزی و

حضور قابل ملاحظه خرده‌های کربناته در ترکیب این نوع ماسه‌سنگ سبب شده از دید کانی‌شناسی نارس باشد و درصد بالایی زمینه نیز سبب بافت نارس در آن شده است. با توجه به درصد بالایی دانه‌های آهکی، این ماسه‌سنگ در گروه لیتارنایت‌ها (کالک‌لیتایت) قرار می‌گیرد. همراهی دانه‌های کوارتز و کربنات با اندازه متفاوت و گردشدگی تقریباً مشابه نشان‌دهنده منشأ متفاوت اجزای این ماسه‌سنگ است. فرسایش دانه‌های کوارتز از خشکی و انتقال آنها به نواحی نسبتاً ژرف تر پهنه کشندی این امکان را فراهم آورده است که دانه‌های کوارتز خشکی‌زاد همراه با کربنات‌های دریایی در یک فلات قاره مختلط آواری-کربناتی رسوب‌گذاری نمایند (Budd and Harris, 1990; Lomando and Harris, 1991).

شیل یکی از رخساره‌های اصلی توالی رسوبی سازند نیریز است. زمین‌ریخت فرسوده این سازند به دلیل مقاومت کم شیل‌هایی است که تقریباً در همه بخش‌های آن حضور دارند. این رخساره در روی زمین به رنگ‌های متفاوت سبز، ارغوانی و خاکستری تا قهوه‌ای مایل به زرد دیده می‌شود و لامیناسیون افقی ساختمان اصلی آن است. بیشتر رخساره شیلی سازند نیریز در واحدهای زیرین و بالایی این سازند به‌صورت متناوب با رخساره‌های کربناته به‌ویژه دولومادستون‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۶-الف و ب). در بخش میانی بُرش الگو رخساره شیلی از دو واحد مجزا به سترای ۱۵ و ۱۸ متر تشکیل شده که توسط ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی و کنگلومرای آهکی از هم جدا شده‌اند. رخساره شیلی مورد بحث در اصل مادستون‌ها و سیلتستون‌هایی است که در قالب بار معلق رودخانه‌ها به ساحل منتقل و در دشت ساحلی، پهنه‌های گلی و بخش بالایی محیط کشندی نهشته شده‌اند (Nichols and Biggs, 1985; Nichols, 2009).

نتایج این پژوهش نشان داد که واحد آواری میانه سازند نیریز در پوشش رسوبی مزوزوییک زاگرس منحصر به فرد و یک استثناست. مقایسه رخساره‌های سنگی زاگرس و مناطق شمال‌راندگی اصلی زاگرس نیز نشان داد که رسوب‌گذاری این واحد آواری با گسترش نهشته‌های قاره‌ای ژوراسیک در منطقه سنندج-سیرجان (معادل سازند شمشک) کاملاً ارتباط دارد (Berberian and King, 1981; Alavi, 2007). مجموعه ویژگی‌های رسوب‌شناسی واحد آواری مورد بحث به‌ویژه گسترش جغرافیایی محدود (ناحیه‌ای) در کنار توالی به سوی بالا ریزشونده آن و دربر گرفته شدن در میان رخساره‌های ساحلی و دو بخش کربناته بیشتر مربوط به پهنه‌های کشندی، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره‌ها در یک محیط حد واسط از نوع خلیج دهانه‌ای است (جلیلیان، ۱۳۹۶). خلیج‌های دهانه‌ای نتیجه غرق شدن کانال رودخانه‌ها با پیشروی دریا هستند و معمولاً در گروه سواحل خطی تحت سلطه جریان‌های کشندی قرار می‌گیرند (Einsele, 2000; Boggs, 2009; Dalrymple et al., 2012).

**دسته رخساره‌های کربناته:** این دسته رخساره‌ها بخش قابل توجهی از توالی رسوبی سازند نیریز به‌ویژه بخش‌های زیرین و بالایی آن را تشکیل می‌دهند. ویژگی‌های بافتی و درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده نمونه‌های کربناته اعم از دانه‌های اسکلتی (بقایای دوکفه‌ای‌ها، خارپوستان، استرکودها و شکم‌پایان) و غیر اسکلتی (پلویید، آئید و اینتراکلاست) به همراه تغییرات جانبی و عمودی آنها در بُرش‌های مورد مطالعه چنان است که می‌توان آنها را به سه کمربند محیطی پهنه کشندی (D)، تالاب پشت سد یا لاگون (E) و سد (F) نسبت داد. مقایسه فراوانی رخساره‌های کربناته وابسته به محیط‌های یاد شده نشان داد که نهشته‌های حاصل از پهنه کشندی بیشترین گستردگی و نقش را در توالی رسوبی سازند نیریز به‌ویژه در بُرش الگو دارند. ساختمان‌هایی مانند لایه‌بندی یا لامیناسیون افقی، موجی، فلاسر، ریل‌های متقارن و ترک‌های گلی به فراوانی در این رسوبات دیده می‌شوند (شکل‌های ۶-پ و ت). پهنه‌های کشندی بخش اصلی بخش داخلی سکوه‌های کربناته به‌ویژه رمپ‌ها را تشکیل می‌دهند (Tucker and Wright, 1990; Burchette and Wright, 1992). فراوان‌ترین رخساره‌های کربناته سازند نیریز دولومادستون (D1) و مادستون آهکی (D2) است که به‌صورت لایه‌های متوسط تا نازک و لامینه‌ای تقریباً در همه بخش‌های توالی رسوبی این سازند حضور دارند.

واحد آواری میانه سازند نیریز در خلیج‌های دهانه‌ای فراهم شد. رسوبات خلیج‌های دهانه‌ای بخشی از دسته‌رخساره‌های پیشرونده را تشکیل می‌دهند (Reinson, 1992). با این توضیحات می‌توان بیشتر نهشته‌های واحد آواری میانه بُرش الگوی سازند نیریز (رخساره A) را به عنوان شروع دسته‌رخساره‌های پیشرونده سکانس بالایی (S2) این سازند در نظر گرفت که با رخساره‌های ساحلی (دومین لایه ماسه‌سنگ گلوکونیتی) و کربنات‌های پهنه کشندی ادامه می‌یابد. افزایش کربنات‌های دریایی کم‌ژرفا همراه با آثار تبخیری‌ها در بخش پایانی سازند نیریز (رخساره D2) نشانه تثبیت دوباره شرایط سکویی در آب‌وهوای گرم و خشک لیاث است. سکانس دوم سازند نیریز در بُرش الگو ۱۲۸ متر و در کوه سورمه حدود ۵۳ متر ستبراً دارد و از تکرار تعداد زیادی پاراسکانس (چرخه‌های کم‌ژرفای شونده در مقیاس متر) متشکل از کربنات‌های کشندی به وجود آمده است. گوناگونی رخساره‌ها در واحد کربنات بالایی سازند نیریز نشان از آن دارد که خیزش سطح آب دریا در زمان تشکیل سکانس دوم چندان بلند نبوده و ژرفای حوضه برای تشکیل مجموعه کاملی از رخساره‌های زیرمحیط‌های گوناگون سکو کافی نبوده است. مرز بالایی سکانس دوم سازند نیریز با سازند سورمه در منطقه فارس ناپیوسته و با حضور یک واحد میکروکنگلومرایی از نوع ۱ است (جلیلیان، ۱۳۸۹).

#### ۵- نتیجه‌گیری

مطالعات میدانی و آزمایشگاهی رخنمون‌های سازند نیریز در منطقه فارس بیانگر تغییرات زیاد ستبراً و تفاوت رخساره‌های رسوبی این سازند در بُرش الگو و کوه سورمه است. ناهمواری بستر حوضه رسوبی ناشی از فاز فرسایشی اواخر تریاس و تغییرات قابل توجه شرایط محیطی، عوامل اصلی این تفاوت‌ها بوده‌اند. توالی رسوبی سازند نیریز به‌ویژه در بُرش الگو به سه واحد کربنات زیرین، آواری و کربنات بالایی قابل تفکیک است که در شرایط متفاوت حاکم بر زیرمحیط‌های مختلف یک دریای کم‌ژرفا و محدود (اپیکانتینتال) در جنوب راندگی اصلی زاگرس نهشته شده‌اند. بخش‌های کربنات‌ها این سازند بیشتر متشکل از نهشته‌های پهنه کشندی همراه با معدود لایه‌هایی از رسوبات تالاب و سد آلیتی است که در بخش داخلی یک رمپ هموکینال مشابه خلیج فارس امروزی تشکیل شده‌اند. پایین بودن سطح آب دریا در لیاث و افزایش واردات آواری از منطقه سندنج - سیرجان همزمان با گسترش رخساره‌های آواری معادل سازند شمشک سبب تغییر چشمگیر رژیم رسوب‌گذاری شد. در این شرایط، تولید کربنات در شمال حوضه متوقف شد و بخش جنوبی سکو نیز برای مدت کوتاهی به یک فلات قاره مختلط کربنات-آواری تغییر ماهیت داد. واحد آواری میانه سازند نیریز نتیجه غرق شدن کانال رودخانه‌ها در ساحل شمال حوضه و گسترش خلیج‌های دهانه‌ای است. این بخش در پوشش رسوبی مزوزویک زاگرس منحصر به فرد است و تدریجاً به سوی جنوب باختری حذف می‌شود. بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها نشان داد که رسوبات کربنات-آواری سازند نیریز در مجموع یک سکانس رسوبی رده دوم (۵ تا ۵۰ میلیون سال) را تشکیل داده‌اند که معادل بخش زیرین سوپرسکانس فرهاد (ژوراسیک زاگرس) است. سکانس یاد شده از دو سکانس رده سوم (۰/۵ تا ۵ میلیون سال) با ناپیوستگی‌های نوع ۱ تشکیل شده و در اواسط لیاث (سینمورین - پلیسباکین) پدید آمده است.

#### سپاسگزاری

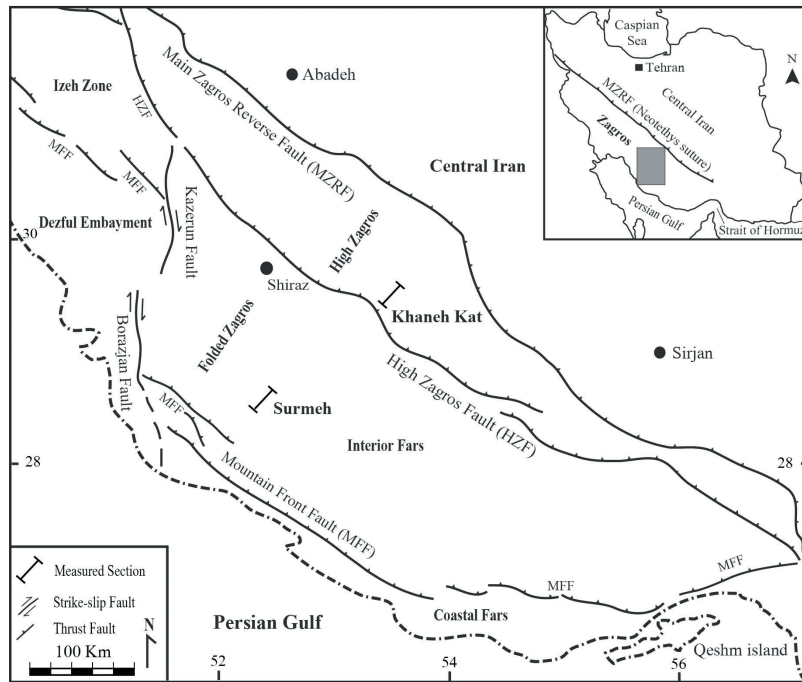
نگارندگان از همکاری و ابراز لطف دکتر ناصر ارزانی و دکتر محمود نفی‌زاده به خاطر مطالعه متن اولیه و ارائه نکته نظرات ارزنده، از دکتر علی غیبشای به خاطر همکاری در اصلاح برخی شکل‌ها، از آقایان تیمور و محمود ترمس به خاطر همراهی در مطالعات صحرایی، از سردبیر محترم، داوران و دیگر دست‌اندرکاران ارجمند فصلنامه علوم زمین و از دکتر فرنوش فرجندی به خاطر پیگیری امور مربوط به داوری، پذیرش و چاپ این مقاله سپاسگزاری می‌کنند و برای همه این عزیزان تندرستی و توفیق آرزومند هستند.

گذشته‌گویای آن است که این رسوبات در بخش داخلی یک رمپ هموکینال در جنوب راندگی اصلی زاگرس نهشته شده‌اند (شکل ۱۰).

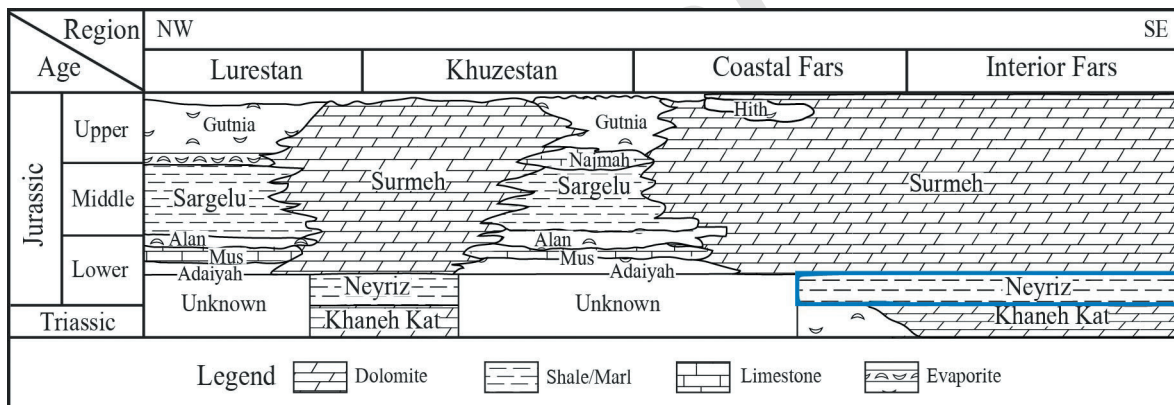
#### ۴-۲. چینه‌نگاری سکانسی

بررسی دقیق تغییرات عمودی رخساره‌های سازند نیریز در منطقه فارس نشان داد که این توالی از یک سکانس رسوبی رده دوم تشکیل شده است (شکل ۹). سکانس‌های رده دوم همزمان با یک چرخه افت‌وخیز سطح آب دریا در مدت ۵ تا ۵۰ میلیون سال تشکیل می‌شوند و بیشتر محصول فعالیت‌های زمین‌ساختی در مقیاس منطقه‌ای هستند (Miall, 2000; Catuneanu, 2006). از آنجا که روند رسوب‌گذاری و تکامل ساختاری حوضه زاگرس در ژوراسیک پیشین متأثر از ادامه باز شدن اقیانوس نوتتیس بوده است (Alsharhan and Nairn, 2003; Ghazban, 2007)، چیدمان رخساره‌ها و توالی رسوبی سازند نیریز هم به این موضوع مربوط است. مقایسه سکانس رسوبی پایه ژوراسیک در زاگرس خاوری با نهشته‌سنگ‌های همزمان در دیگر مناطق جهان نشان می‌دهد که این سکانس با بخش پایانی سکانس آبساروکا در امریکا (Sloss, 1963)، مگاسکانس شماره ۷ سکوی عربی (Sharland et al., 2001) و بخش زیرین سوپرسکانس فرهاد در زاگرس (Heydari, 2008) معادل است. سوپرسکانس سازند نیریز با ناپیوستگی نوع ۱ محدود شده و دو سکانس رسوبی رده سوم (۰/۵ تا ۵ میلیون سال) را شامل می‌شود. سکانس نخست (S1) بُرش الگوی سازند نیریز حدود ۱۰۵ متر ستبراً دارد و واحد کربنات زیرین و بخشی از واحد آواری تا ماسه‌سنگ گلوکونیتی زیرین (رخساره B1) را شامل می‌شود. در کوه سورمه این سکانس به ۱۵ متر کاهش می‌یابد و رخساره‌های گوناگون پهنه کشندی (رخساره‌های D) تا سد آلیتی (رخساره F) در آن شناخته شده‌اند؛ اما در کوه خانه‌کت سکانس زیرین از نهشته‌های کشندی و دشت ساحلی (رخساره C) تشکیل شده است. مرز زیرین این سکانس بر ناپیوستگی مرز تریاس - ژوراسیک منطبق است. خاک‌های آهکی مرز سازندهای نیریز و خانه‌کت معرف دسته رخساره‌های تراز پایین سطح آب دریا (LST) در محدوده تریاس پسین - ژوراسیک پیشین زاگرس هستند. دسته‌رخساره‌های پیشرونده (TST) سکانس زیرین سازند نیریز را شیل و کربنات‌های فراکشندی (رخساره‌های D1، C و D2) ساخته‌اند که با افزایش سطح نسبی آب دریا با رخساره‌های آهکی D3 و D4 وابسته به زیرمحیط‌های ژرف تر رمپ پوشانده شده‌اند. به دلیل پایین بودن سطح جهانی آب دریاها در لیاث (Golonka and Kiessling, 2002) و فرونشینی کم سکوی فارس (Koop and Stoneley, 1982)، امکان تشکیل رخساره‌های دریای آزاد و پلاژیک فراهم نبود. با این شرایط، تنها در کوه سورمه که در بخش به نسبت ژرف تر سکو قرار داشت؛ سدهای آلیتی (رخساره F) پدید آمدند که جایگاه آنها به عنوان سطح پیشینه سیلاب (MFS) انتخاب شد. در بُرش الگو این سطح با نخستین ظهور رخساره‌های آهکی ناشی از زیرمحیط میان کشندی (D4 و D5) مترادف است. دسته‌رخساره‌های تراز بالای (HST) سکانس زیرین بُرش الگو، کربنات‌های پهنه کشندی (رخساره‌های گروه D) انتهای واحد کربنات زیرین، شیل‌های دشت ساحلی و پهنه گلی شروع واحد آواری (رخساره C) را شامل می‌شوند؛ اما در کوه سورمه کربنات‌های تالاب (رخساره E) و پهنه کشندی این بخش از سکانس را اشغال کرده‌اند. واحد ماسه‌سنگ گلوکونیتی زیرین (رخساره B1) به عنوان مرز بالایی سکانس زیرین بُرش الگوی سازند نیریز انتخاب شد که در کوه سورمه به ماسه‌سنگ آهکی (رخساره B2) تغییر رخساره می‌دهد. ماسه‌سنگ‌های دارای گلوکونیت‌های حمل شده معرف سطوح ناپیوستگی هستند (Boggs, 2009; Prothero and Shwab, 2014). در بررسی چینه‌نگاری سکانسی، افق‌های دارای گلوکونیت‌های حمل شده را به پایین بودن سطح نسبی آب دریا و شرایط مناسب برای گسترش دسته‌رخساره‌های تراز پایین و آغاز تشکیل دسته رخساره‌های پیشرونده نسبت داده‌اند (Amorosi, 1995; Catuneanu, 2006). پایین بودن سطح آب دریا و افزایش واردات آواری از سرزمین‌های شمال حوضه زاگرس سبب توقف تولید کربنات در آن بخش و تغییر ماهیت بخش جنوبی به سکوی مختلط کربنات-آواری شد (e. g., Lomando and Harris, 1991). با انباشت بار رسوبی رودخانه‌ها در ساحل شمالی حوضه، مواد لازم برای تشکیل

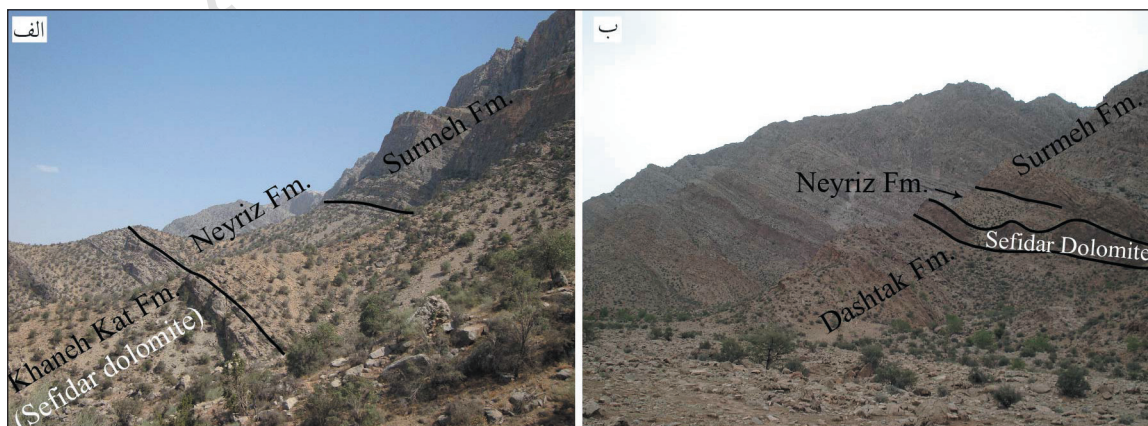




شکل ۱- زیرپهنه‌های بخش خاوری زاگرس یا ایالت فارس که موقعیت محدوده مورد مطالعه (مستطیل خاکستری) و بُرش‌های خانه کت و سورمه در آن نشان داده شده است (بر پایه داده‌های (Berberian, 1995; Alavi, 2004)).

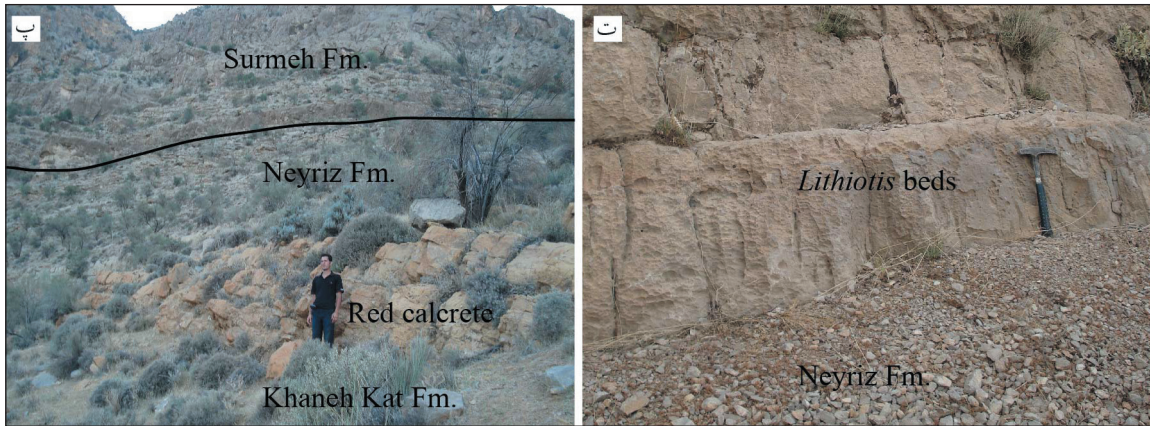


شکل ۲- هم‌ارزی واحدهای سنگ چینه‌ای ژوراسیک در مناطق مختلف زاگرس (James and Wynd, 1965). جایگاه سازند نیریز با مستطیل آبی رنگ مشخص شده است.

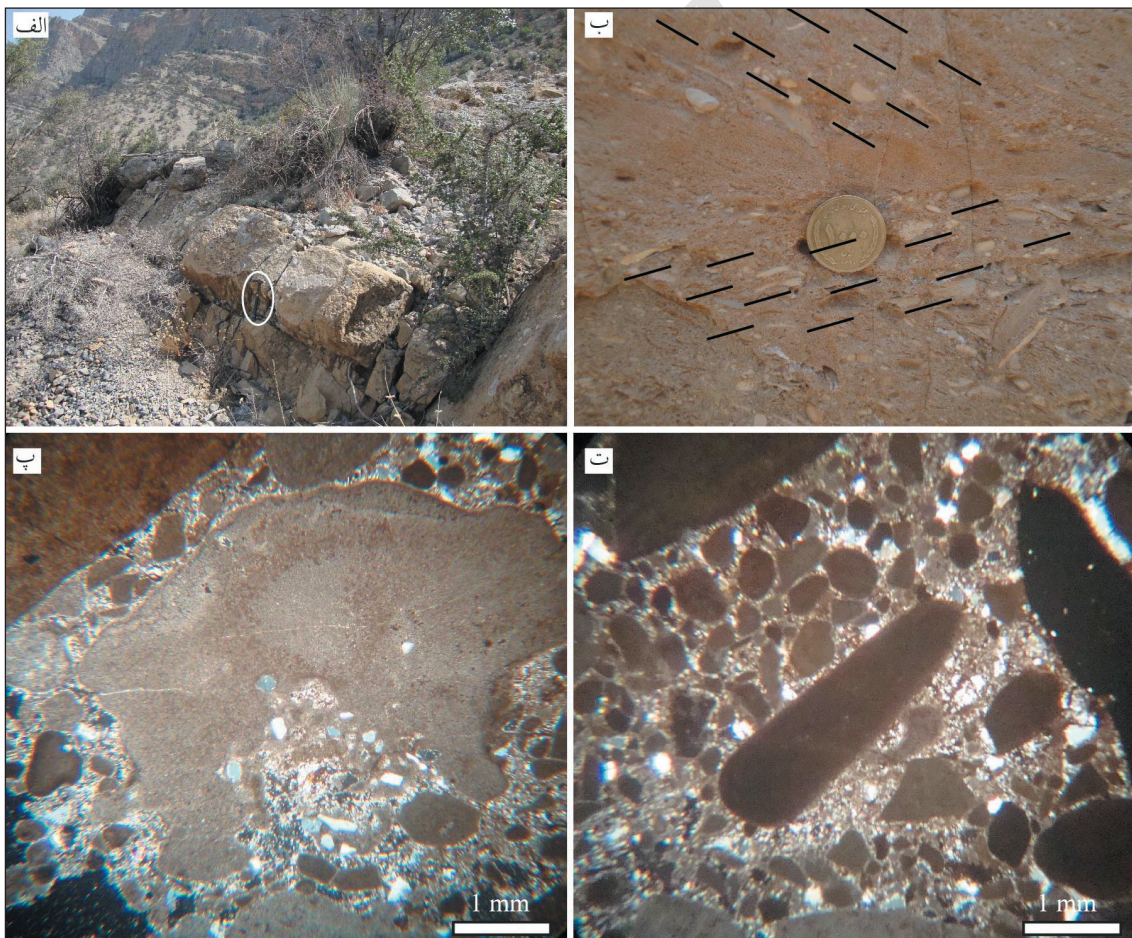


شکل ۳- تصاویر میدانی بعضی از واحدهای سنگ چینه‌ای مزوزوییک منطقه فارس: الف) نمای کلی از تنگ دهنه قنبری در یال جنوبی تاقدیس خانه کت که در آن بُرش الگوی سازند نیریز با ریخت فرسوده و دره مانند خود در میان کربنات‌های سبتر و کوه‌ساز بخش دولومیتی سفیدار در انتهای توالی رسوبی سازند خانه کت (ترباس) و واحد کربنات زیرین سازند سورمه (ژوراسیک) به خوبی نمایان است؛ ب) بخش میانی یال شمالی تاقدیس سورمه که در آن سازند دشتک (نهشته‌های بیشتر تبخیری هم‌ارز سازند خانه کت در زاگرس چین‌خورده)، دولومیت سفیدار و سازندهای نیریز و سورمه نشان داده شده‌اند؛



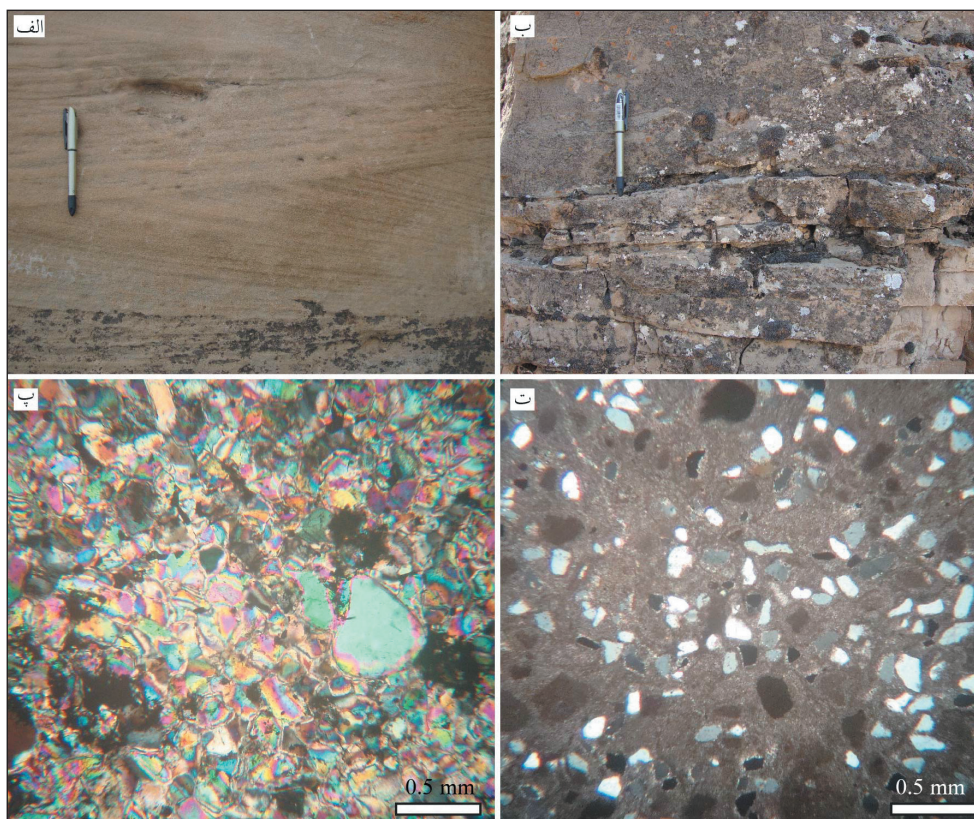


شکل ۳- تصاویر میدانی بعضی از واحدهای سنگ چینه‌ای مزوزوییک منطقه فارس؛ (پ) افق هوازده و خاک‌های آهکی (کالکریت یا کالچی) سرخ رنگ در مرز بُرش الگوی سازندهای خانه‌کت و نیریز که بر وقفه در رسوب‌گذاری و دگرشیمی فرسایشی گذر از تریاس به ژوراسیک مناطق خاوری پهنه زاگرس دلالت می‌کند؛ (ت) نمای نزدیک از تماس ظاهراً تدریجی سازند نیریز با آهک‌های لیتوتیس‌دار بخش آغازین سازند سورمه در کوه سورمه که بررسی‌های دقیق‌تر نشان از ناپوستگی فرسایشی و وقفه‌ای به نسبت کوتاه‌مدت در محل تماس دو سازند یاد شده دارد.

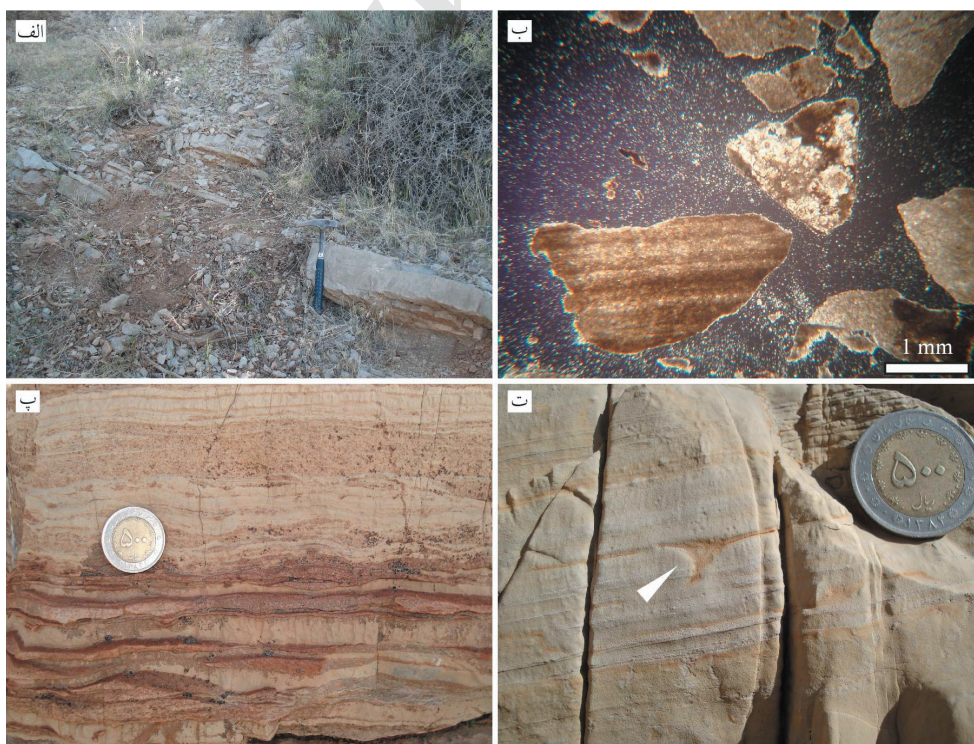


شکل ۴- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از رخساره آواری دانه‌درشت بخش میانی بُرش الگوی سازند نیریز در تقادیس خانه‌کت: (الف) نمای کلی رخساره کنگلومرایی با قاعده فرسایشی و ساختار کانالی، نگاه دوربین به سوی جنوب؛ (ب) نمای نزدیک از پاراکنگلومرا با پیل‌های تیغه‌ای و دیسکی؛ به جهت یافتگی متفاوت گراول‌ها در لایه‌های زیرین و بالایی (لایه‌بندی مورب جناغی یا درهم) توجه شود؛ (پ) تصویر میکروسکوپی پیل‌ها یا خرده‌سنگ‌های آهکی سازنده واحد کنگلومرایی که به نوبه خود بیشتر از دانه‌های پلت محاط در یک زمینه میکرابیتی تشکیل شده‌اند و ذرات سیلتی هم در آنها دیده می‌شود؛ (ت) زمینه ماسه‌ای پرکننده فضای میان اجزای اصلی رخساره کنگلومرایی متشکل از قطعات آهکی و کوارتز (XPL).



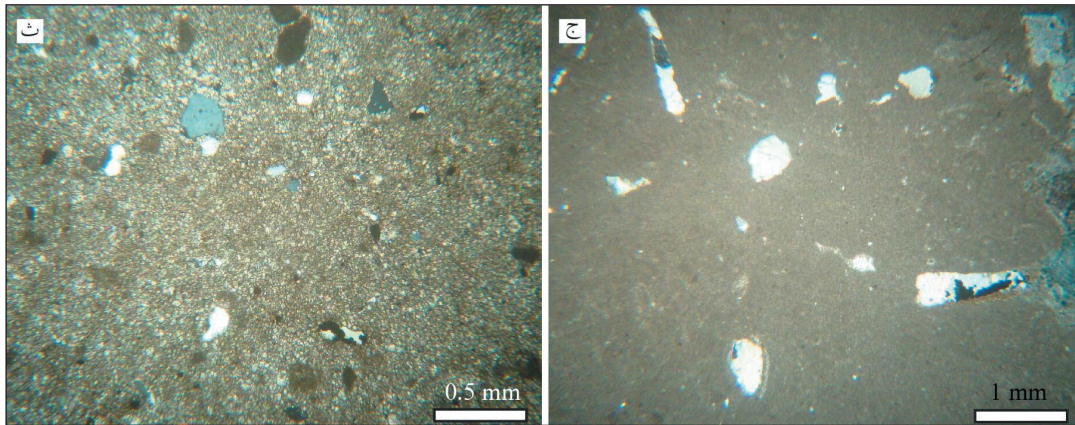


شکل ۵- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از رخساره‌های ماسه‌سنگی بخش میانی سازند نیریز: الف) لایه‌بندی مورب در دو سوی متفاوت در ماسه‌سنگ‌های گلو کونیتی بُرش الگوی سازند نیریز؛ ب) گسترش جانبی و عمودی محدود و لایه‌بندی عدسی در ماسه‌سنگ آهکی کالک لیتایت) بُرش کوه سورمه؛ پ) و ت) تصاویر میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌های گلو کونیتی و لیتارنایت (XPL).

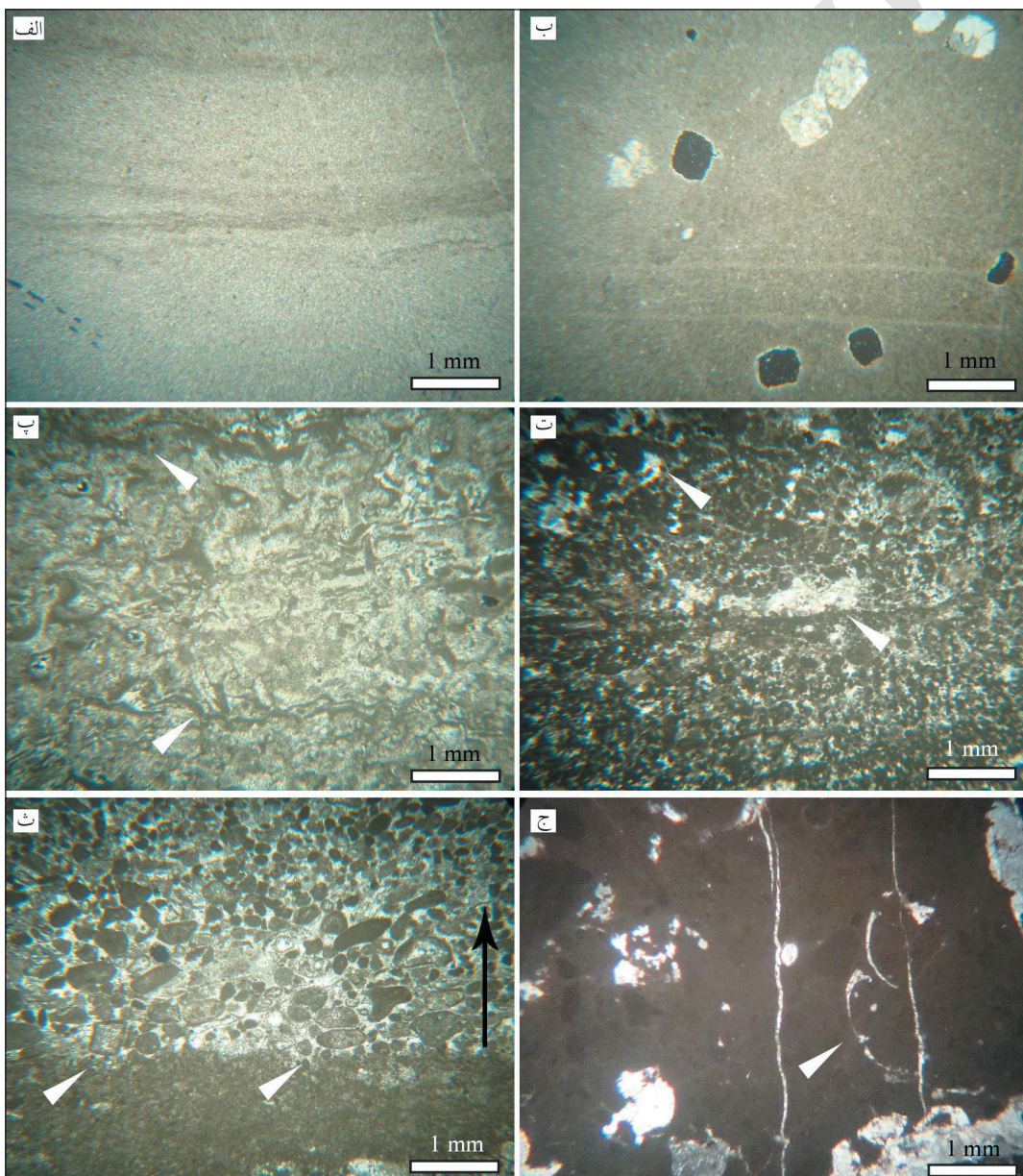


شکل ۶- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از رخساره شیلی و بعضی از کربنات‌های پهنه کشندی سازند نیریز: الف) ریخت فرسوده و پوشیده از خاک بخشی از توالی رسوبی بُرش الگو متشکل از تناوب شیل و کربنات؛ ب) تصویر میکروسکوپی یکی از نمونه‌های رخساره شیلی در کوه سورمه؛ پ) لایه‌بندی موجی، فلاسر و ریپلی در نمونه‌ای از کربنات‌های بُرش الگوی سازند نیریز؛ به تناوب رنگ لایه‌های متوالی ناشی از خروج مکرر رسوبات از آب توجه شود؛ ت) لامیناسیون افقی و عدسی با ترک گلی در آهک‌های پهنه کشندی کوه سورمه؛



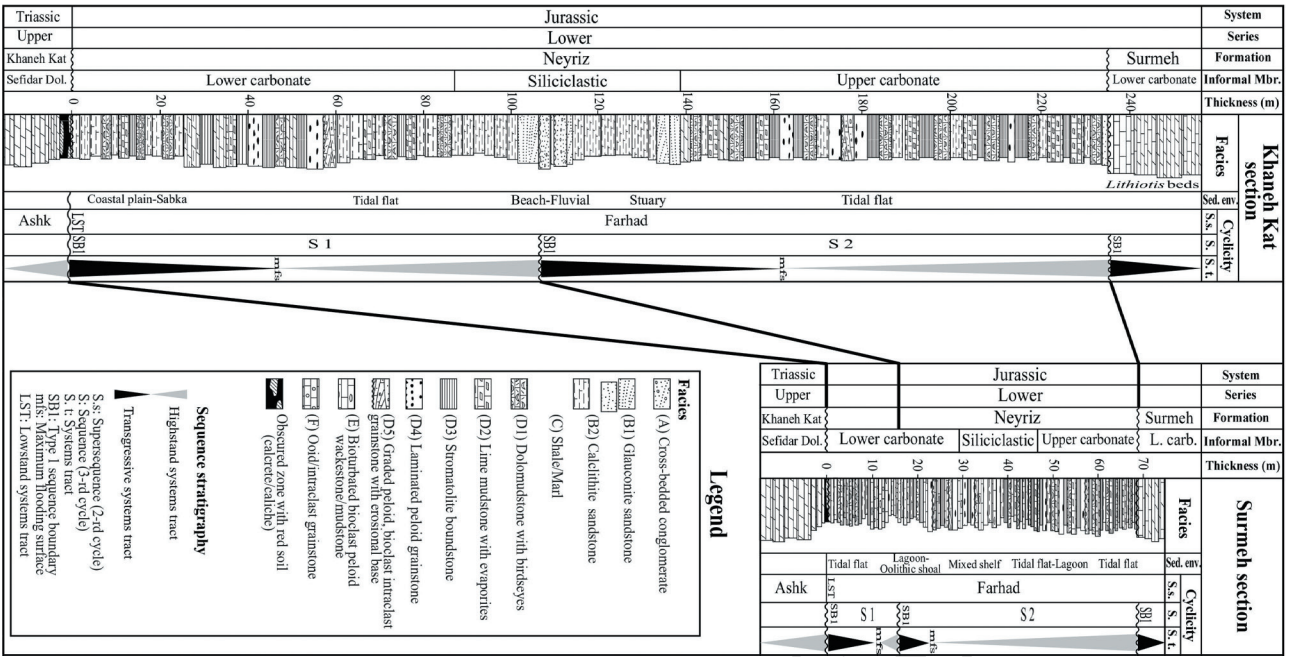


شکل ۶- تصاویر صحرائی و میکروسکوپی از رخساره شیلی و بعضی از کربنات‌های پهنه کشندی سازند نیریز: (ث) ذرات سیلت، آغشتگی به ترکیبات آهن و حفرات انحلالی در مادستون دولومیتی؛ (ج) فابریک چشم پرنده‌ای و قالب ناشی از پر شدن آثار ریشه گیاهان در رخساره مادستون آهکی کوه سورمه (XPL).

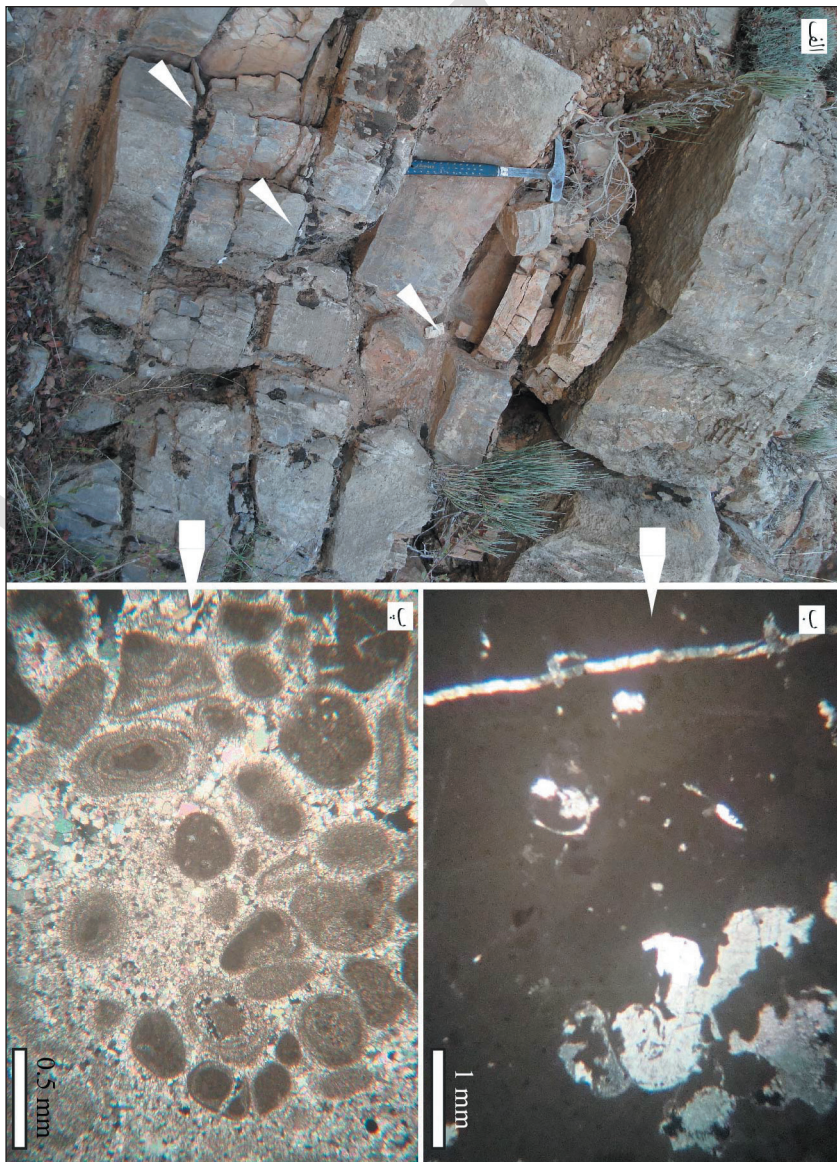


شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از کربنات‌های پهنه کشندی سازند نیریز: (الف) لامیناسیون افقی؛ (ب) آثار ناشی از انحلال کانی‌های تبخیری و قالب حاصل از پر شدن آنها در مادستون‌های آهکی و دولومیتی زیر محیط فراکشندی؛ (پ) لامیناسیون موجی در استروماتولیت‌های میان‌کشندی در تناوب با دولومادستون؛ (ت) لامیناسیون افقی و فابریک چشم پرنده‌ای در گریستون پلوییدی میان‌کشندی؛ (ث) قاعده فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی عادی و جهت‌یافتگی مشخص اجزای رخساره گریستون اینتراکلاستی پلوییدی کانال‌کشندی؛ (ج) پوسته‌های استراکادا و دانه‌های پلت و دهلیزهای ناشی از آغشتگی زیستی در رخساره و کستونی فروکشندی و تالاب پشت سد در کوه سورمه (XPL).

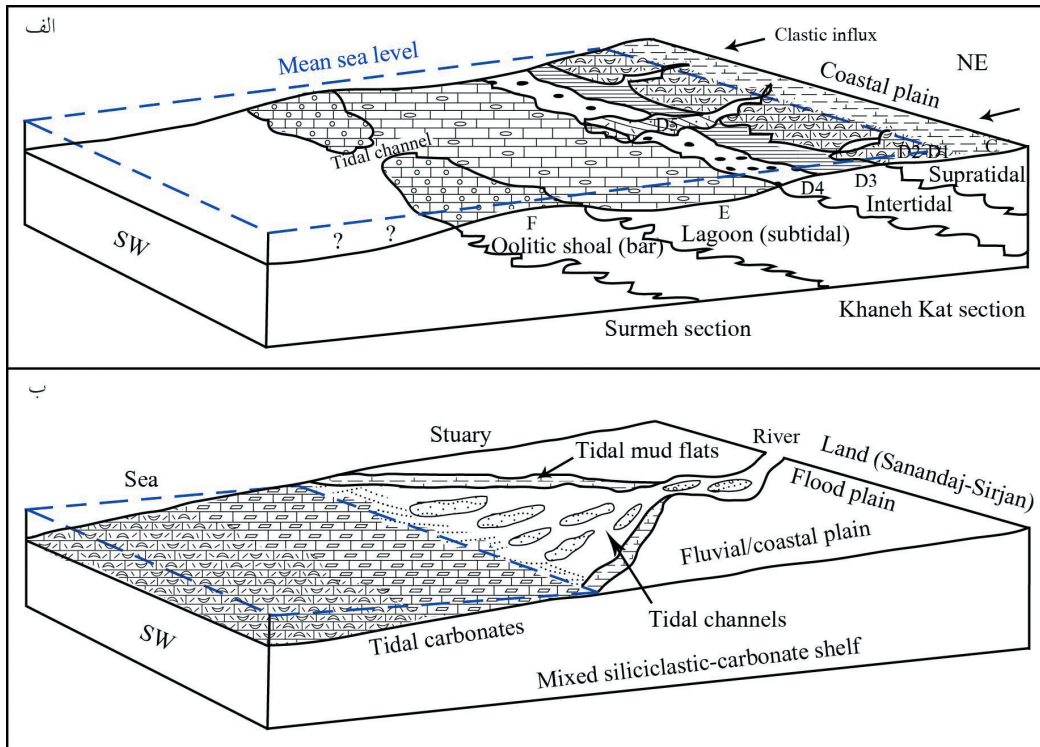




شکل ۹- ستون رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند تیریز (لیاس) در بخش انگر و کوه سورمه، منطقه فارس.



شکل ۸- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از رخساره سنی سازند تیریز در کوه سورمه؛ الف) لایه‌بندی مورب ترف در رخساره گریستون آئیدی که با یک واحد آهکی به نسبت سبیل‌رنگ از نهشته‌های تالاب پوشانده شده است؛ ب) تصویر میکروسکوپی یکی از نمونه‌های محیط تالاب متشکل از پوسته شکم پایان و دانه‌های بت در یک زمینه میکراتنی با آثار آشفتگی زمینی؛ پ) همراهی الیه‌های مهم‌تر و اینتر-اکلاست‌های با جورشدگی خوب که توسط سیمان اسپراتنی به هم متصل شده و شول آئیدی را ساخته‌اند (XPL).



شکل ۱۰- مدل پیشنهادی برای محیط رسوبی سازند نیریز در منطقه فارس: الف) مدل رسوبی رمپ هموکلینال برای رخساره‌های کربناته بخش‌های زیرین و بالایی که موقعیت رخساره‌های پهنه کشتندی، تالاب و سد آلیتی همراه با کانال‌های کشتندی را نشان می‌دهد؛ ب) مدل رسوبی خلیج دهانه‌ای برای واحد آواری میانه بُرش الگو که به سوی جنوب باختری به یک فلات مختلط آواری - کربناته تبدیل شده است؛ نشانه‌ها و رخساره‌ها در شکل ۹ معرفی شده‌اند.

جدول ۱- توصیف و تفسیر رخساره‌های آواری و کربناته سازند نیریز در منطقه فارس.

Facies Code	Lithofacies/Microfacies	Sedimentary structures/textures	Environmental interpretation
A	Cross-bedded conglomerate	Herringbone cross-stratification	Estuary (coast with streams flowing into it)
B1	Glauconite sandstone	Trough cross bedding	Near shore (beach)
B2	Calclithite sandstone	Lenticular bedding and flat lamination	Distal shore to subtidal
C	Shale/Marl	Fine lamination	Coastal plain and mudflat
D1	Dolomudstone with birdseyes	Fine lamination and fenestral	Supratidal
D2	Lime mudstone with evaporites	Mud cracks, lenticular bedding and wave ripples	Supratidal-Intertidal
D3	Stromatolite boundstone	Wavy to flat lamination	Upper intertidal
D4	Laminated peloid grainstone	Flat to cross lamination, birdseyes and geoptal	Lower intertidal
D5	Graded peloid, bioclast intraclast grainstone	Normal graded lamination, erosional base and imbrication	Tidal channels
E	Bioturbated bioclast peloid wackestone/mudstone	Massive bedding and bioturbation	Subtidal (lagoon)
F	Ooid intraclast grainstone	Large scale trough cross-bedding	Oolitic shoal (barrier)



## کتابنگاری

- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ ص.
- بیداری، ز.، امینی، ع. ح. و فرزانه، ف.، ۱۳۸۶- بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوب گذاری سازند نیریز در بُرش منگشت و چاه بنگستان-۱. مجموعه مقالات بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، ۱۱ ص.
- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۸۹- چینه نگاری سکانسی سازند سورمه در زاگرس مرکزی، رساله دکترای دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۰۵ ص.
- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۹۵- نهشته های پیراکشندی و توفانی در بُرش الگوی سازند خانه کت، تریاس زاگرس بلند، خاور شیراز، مجله رسوب شناسی کاربردی دانشگاه بوعلی همدان، دوره ۴، شماره ۷، صص. ۱۸ تا ۳۱.
- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۹۶- خلیج دهانه ای متأثر از جریان های کشندی در بُرش الگوی سازند نیریز (لیاس زاگرس)، مجموعه مقالات نخستین کنگره بین المللی ژوراسیک ایران و کشورهای همجوار، اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق، صص. ۱۰۶ تا ۱۱۳.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخساره ها، محیط های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.

## References

- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Alsharhan, A. S. and Nairn, A. E. M., 2003- *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*. Elsevier, 878 p.
- Amorosi, A., 1995- Glaucy and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 65: 419-425.
- Banner, F. T., Whitaker, J. E., Boudagher, M. and Samuel, A., 1997- Socotaria, A new Hauraniid Genus from the Upper Lias of the Middle East. *Revue de Micropaleontologie*, 40(2): 115-123.
- Berberian, M. and King, C. G. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241: 193-224.
- Boggs, S., 2009- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, 600 p.
- Bridge, J. and Demicco, R., 2008- *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, 815 p.
- Budd, D. A. and Harris, P. M., (Eds) 1990- *Carbonate-siliciclastic mixtures*. Society for Sedimentary Geology, Reprint Series No. 14, 272 p.
- Burchette, T. P. and Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Catuneanu, O., 2006- *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 380 p.
- Crasquin-Soleau, S. and Khosrow Tehrani, K., 1995- First discovery of Triassic Ostracodes in the Khanek Kat Formation, Michparvar Mountain (western Iran). *Revue de micropaleontology*, 38(1): 27-36.
- Dalrymple, R. W., Mackay, D. A., Ichaso, A. A. and Choi, K. S., 2012- Processes, Morphodynamics and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In: Davis, J. R. A. and Dalrymple, R. W., (Eds). *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, pp. 79-107.
- Davis, R. A. J., 2012- Tidal Signatures and Their Preservation Potential in Stratigraphic Sequences. In: Davis, R. A. J. and Dalrymple, R. W., (Eds). *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, p. 35-55.
- Demicco, A. V. and Hardie, L. A., 1994- Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *Society for Sedimentary Geology Atlas*, Series Number 1, 265 p.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed). *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Memoir 1, pp. 108-121.
- Einsele, G., 2000- *Sedimentary Basins Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer, 628 p.
- Evans, G., 1995- The Persian Gulf: A modern carbonate-evaporite factory; a review. *Cuadernos de Geologia. Iberica*, 19: 61-96.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of carbonate rocks*. 2nd Edition, Springer, 984 p.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, 182 p.
- Ghazban, F., 2007- *Petroleum geology of the Persian Gulf*. Tehran University Press, 707 p.
- Golonka, J. and Kiessling, W., 2002- Phanerozoic Time Scale and definition of time slices. *SEPM, Special Publication No. 72*, p. 11-20.
- Heydari, E., 2008- Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 49(12): 2182-2245.
- Johnson, H. D. and Baldwin, C. T., 1996- Shallow clastic seas. In: Reading, H. G., (Ed). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, p. 232-280.
- Kelly, J. C. and Webb, J. A., 1999- The genesis of glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 125: 99-114.

- Koop, W. J. and Stoneley, R., 1982- Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 305: 149 – 168.
- Kvale, E. P., 2012- Tidal Constituents of Modern and Ancient Tidal Rhythmites: Criteria for Recognition and Analyses. In: Davis, R. A. J. and Dalrymple, R. W., (Eds). *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, p. 1-17.
- Lasemi, Y. and Jalilian, A. H., 2010- The Middle Jurassic basinal deposits of the Surmeh Formation in the Central Zagros Mountains, southwest Iran: Facies, Stacking pattern and Controls. *Carbonates and Evaporites*, 25: 283-295.
- Lasemi, Y., 1995- Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh Basin, NE Iran-facies, palaeoenvironments and sequences. *Sedimentary Geology*, 99: 151-164.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H. and Lasemi, Z., 2012- Ancient Carbonate Tidalites. In: Davis, R. A. J. and Dalrymple, R. W., (Eds). *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, p. 567-607.
- Lomando, A. J. and Harris, P. M., (Eds) 1991- Mixed Carbonate-siliciclastic Sequences. *Society for Sedimentary Geology, Core Workshop No. 15*, 437 p.
- Miall, A. D., 2000- *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer, 616 p.
- Murris, R. J., 1980- Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat. *AAPG Bulletin*, 64(5): 597-618.
- Nichols, G., 2009- *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 419 p.
- Nichols, M. M. and Biggs, R. B., 1985- Estuaries. In: Davis, J. R. A., (Ed). *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, p. 77-173.
- Pratt, B. R., James, N. P. and Cowan, C. A., 1992- Peritidal carbonates. In: Walker, R. G. and James, N. P., (Eds). *Facies models—response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 303–322.
- Prothero, D. R. and Shwab, F., 2014- *Sedimentary geology*. Third edition, W. H. Freeman and Company, 604 p.
- Reading, H. G. and Collinson, J. D., 1996- Clastic coasts. In: Reading, H. G., 1996 (Ed). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, p. 154-231.
- Reading, H. G., (Ed) 1996- *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, 688 p.
- Reinson, G. E., 1992- Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R. G. and James, N. P., (Eds). *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 179–194.
- Schlager, W., 2005- *Carbonate Sedimentology and sequence stratigraphy*. Society for Sedimentary Geology, 200 p.
- Scholle, P. A., Bebout, D. G. and Moore, C. H., (Eds) 1983- Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir 33*, 708 p.
- Selley, R. C., 1996- *Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis*. 4th Edition, Chapman and Hall, London, 315 p.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, H. P., Horbory, A. D. and Simons, M. D., 2001- Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia, Gulf Petrolink, Bahrain*, 370 p.
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006- Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25(4): 1-27.
- Shinn, E. A., 1983- Tidal Flat Environment. In: Scholle, P. A., Bebout, D. G. and Moore, C. H., (Eds). *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, p. 171-210.
- Sloss, L. L., 1963- Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 93-114.
- Szabo, F. and Kheradpir, A., 1978- Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1(2): 57-82.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, 482 p.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology: An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Third edition, Blackwell Science, 262 p.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol, J., 1988- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Society of Economical Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 39-45.
- Walker, R. G. and James, N. P., 1992 (Eds)- *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada, 409 p.
- Warren, J. K., 2006- *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, 1035 p.
- Ziegler, M. A., 2001- Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6: 445–504.