



وزارت
صنعت، معدن و تجارت
سازمان زمین شناسی و
اکتشافات معدنی کشور

معاونت زمین شناسی

دفتر بررسی های زمین شناسی دریایی

گروه ژئوفیزیک دریا

عنوان:

محیط رسوبی سازند ایلام در بخش باختری حوضه زاگرس (باختر ایران)

پژوهش گر:

رضا بهبهانی

ناظر:

مسعود زمانی پدram

زمستان ۱۴۰۱

کشور

مذنی

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

شناسی

سازمان زمین

کشور

معدنی

این گزارش مورد تایید داوران شورای ارزیابی قرار گرفته

و طبق کد شماره ۱۴۰۱/۱۴۲ گ ۱۴۰۰-۲۲۰۰۳۲۱۵ از این شورا، مجوز انتشار

دریافت کرده است.

و
شناسی

سازمان زمین

چکیده

در این پژوهش سازند ایلام با سن کرتاسه پسین در باختر حوضه زاگرس (باختر ایران) در مناطق کرمانشاه و ایلام در برش‌های سفیدکوه، مهدی‌آباد، تنگ بولک و کوه ورزرین بررسی شده است. هدف از این پژوهش شناسایی رخساره‌های سنگی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند ایلام می‌باشد. از نظر ساختاری، برش‌های مورد مطالعه در زون‌های زاگرس مرتفع (برش سفیدکوه) و زاگرس چین‌خورده (برش‌های مهدی‌آباد، تنگ بولک و کوه ورزرین) قرار گرفته‌اند. سازند ایلام در مناطق مورد مطالعه از تناوب رخساره‌های سنگی سنگ‌آهک و سنگ‌آهک آرژیلیک تشکیل شده است. این سازند از ۴ ریزرخساره (۱- پکستون/وکستون/مادستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک، ۲- رودستون/پکستون/وکستون حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینیفر پلانکتونیک، ۳- رودستون/پکستون/وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک و ۴- وکستون حاوی کلسی‌اسفر و فرامینیفر پلانکتونیک) و ۳ زون رخساره‌ای شیب، پاشنه‌شیب و حوضه مجاور پلت‌فرم کربناته تشکیل شده است. ریزرخساره حاوی کلسی‌اسفر و زون رخساره‌ای حوضه مجاور پلت‌فرم فقط در برش سفیدکوه (زاگرس مرتفع) مشاهده شده است. شواهد تاثیر جریان‌های گرانشی نظیر سطح فرسایشی تحتانی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، آمیختگی بسیار کم طبقات رسوبی، فراوانی رخساره‌های آب ژرف، زوج‌لامینه‌های رسوبی، ضخامت زیاد طبقات، جابجایی و آمیختگی اجزای رسوبی پلانکتونیک (ژرف) و بنتیک (کم‌ژرفا)، چین‌های ریزشی و ساختارهای تغییر شکل‌یافته همگی نشان‌دهنده تاثیر این جریان بر انتقال و رسوبگذاری نهشته‌های بخشی از توالی‌های مطالعه‌شده سازند ایلام است. کیفیت ضعیف رخنمون‌های سطحی مطالعه‌شده و عدم حفظ‌شدگی ساخت‌های رسوبی سبب عدم تعیین و تفکیک دقیق نوع نهشته‌های گرانشی رسوبی (گراویت‌ها) در این پژوهش شده است. گراویت‌ها فقط در زون رخساره‌ای پاشنه شیب مشاهده می‌شوند. این زون رخساره‌ای فراوان با توجه به بافت نهشته‌های تشکیل‌دهنده و محتوی آرژیلیک آشکار (مشاهده شده در صحرا؛ ضخامت واحد آرژیلیک) به سه بخش فوقانی، میانی و ژرف طبقه‌بندی شده است. با توجه به نبود رسوبات بخش بالای پلت‌فرم در برش‌های مورد مطالعه، امکان تمایز پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ یا شلف در این پژوهش میسر نگردید. هرچند با توجه به فراوانی نهشته‌های جریان‌های گرانشی، وجود یک شلف کربناته محتمل‌تر به نظر می‌رسد. با توجه به مشاهده نهشته‌های گراویت در بخشی از توالی‌های مطالعه‌شده (زون رخساره‌ای پاشنه شیب) به نظر می‌رسد که یک حاشیه پلت‌فرم کربناته (شلف؟) با دو بخش میانی (شیب) و خارجی (پاشنه شیب)، جایگاه رسوب‌گذاری سازند ایلام در برش‌های مورد مطالعه بوده است.

فهرست

صفحه

عنوان

چکیده

فصل اول: کلیات

- ۲ ۱-۱- ویژگی‌های زمین‌ساختی
- ۸ ۱-۲- کمربند چین‌خورده زاگرس در شمال باختری زاگرس (زیرزون لرستان)
- ۱۰ ۱-۳- موقعیت زمین‌شناسی پهنه‌های جغرافیایی دیرینه اصلی در زون زاگرس
- ۱۷ ۱-۴- چینه‌شناسی زاگرس
- ۲۰ ۱-۵- گسترش رخساره‌های حاوی کلسی‌اسفر در کرتاسه
- ۲۴ ۱-۶- توزیع رخساره‌های زیستی در زیرزون‌های زاگرس
- ۲۵ ۱-۷- توالی‌های هم‌ارز سازند ایلام در صفحه عربی
- ۲۶ ۱-۸- ضرورت انجام پژوهش
- ۲۸ ۱-۹- موقعیت جغرافیایی
- ۲۸ ۱-۱۰- مواد و روش‌ها
- ۲۸ ۱-۱۰-۱- مطالعات کتابخانه‌ای
- ۳۰ ۱-۱۰-۲- مطالعات صحرایی
- ۳۱ ۱-۱۰-۳- مطالعات سنگ‌نگاری

فصل دوم: رخساره‌های سنگی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

۳۳	۲-۱-مقدمه
۳۴	۲-۲- رخساره‌های سنگی
۳۴	۲-۲-۱- برش مهدی‌آباد
۳۶	۲-۲-۲- برش تنگ باولک
۳۹	۲-۲-۳- برش کوه ورزرین
۴۱	۲-۲-۴- برش سفیدکوه
۴۴	۲-۳- ریزرخساره‌ها
۴۹	۲-۴- تحلیل ریزرخساره‌ها و زون‌های رخساره‌ای
۴۹	۲-۴-۱- ریزرخساره پکستون/وکستون/مادستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک
۵۴	۲-۴-۲- جریان‌های گرانشی رسوبی
۵۵	۲-۴-۲-۱- پارامترهای گوناگون در طبقه‌بندی جریان‌های گرانشی رسوبی
۵۶	۲-۴-۲-۲- طبقه‌بندی انواع جریان‌های گرانشی رسوبی
۶۱	۲-۴-۲-۳- رسوبات جریان گرانشی
۶۲	۲-۴-۲-۳-۱- دبریت‌ها یا رسوبات جریان‌های خرده‌دار
۶۴	۲-۴-۲-۳-۲- دنسیت‌ها
۶۵	۲-۴-۲-۳-۳- توربیدایت‌ها

۶۹ ۲-۴-۳- ریزرخساره وکستون حاوی کلسی اسفر و فرامینیفر پلانکتونیک

۲-۴-۴- ریزرخساره رودستون/پکستون/وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک و

۷۱ بنتیک

۲-۴-۵- ریزرخساره رودستون/پکستون/وکستون حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینیفر

۷۳ پلانکتونیک

۷۵ ۲-۵- محیط رسوبی

۹۳ ۲-۶- نتیجه‌گیری

۹۴ سپاسگزاری

۹۵ منابع

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

فصل اول: کلیات

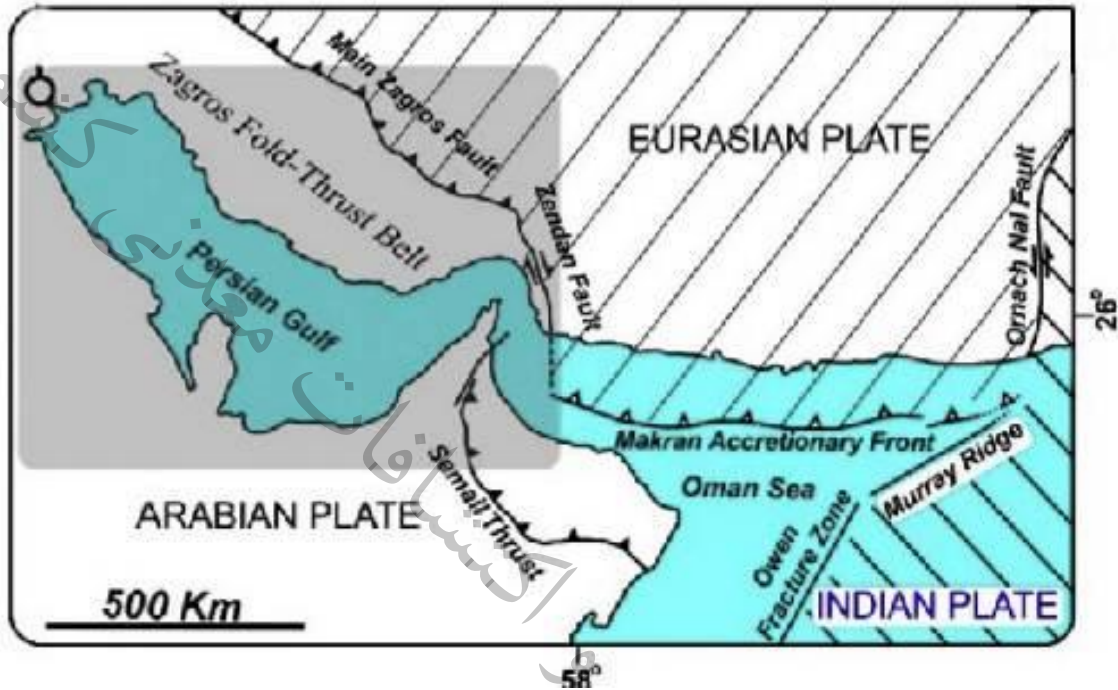
کشور
معدنی
اتفاقات
سازمان زمین شناسی
و
سازمان زمین شناسی

۱-۱- ویژگی‌های زمین‌ساختی

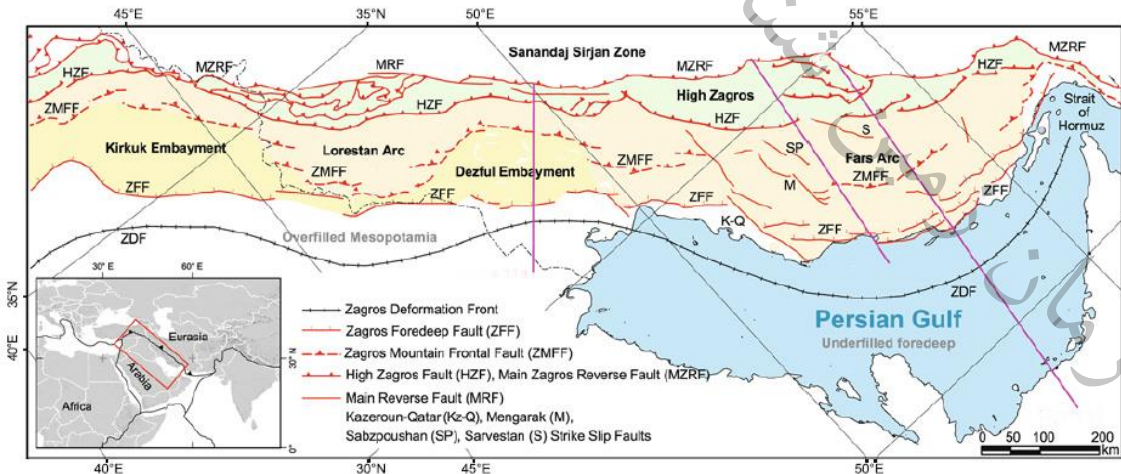
مناطق مورد مطالعه در این پژوهش در زون ساختمانی زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع واقع شده است. از نظر الگوی ساختاری از شمال خاور به جنوب باختر، زاگرس شامل زون راندگی‌ها، کمربند چین‌خورده، فروافتادگی و منطقه مسطح (دشت آبادان) است (موترا و همکاران، ۲۰۰۶). کمربند چین‌خورده‌گی-راندگی زاگرس نتیجه برخورد قاره به قاره میان حاشیه عربی و صفحه اوراسیا در ادامه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در طی ترشیاری است (شکل ۱-۱) (موترا و همکاران، ۲۰۰۶). این کمربند از تنگه هرمز تا ساحل خاوری دریای مدیترانه (در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر) کشیده شده است. این کمربند به زیربخش‌های ساختاری (نظیر فروافتادگی دزفول، زاگرس مرتفع، کمان‌های لرستان و فارس و فروافتادگی کرکوک) طبقه‌بندی شده است (پیروز، ۲۰۱۸) (شکل ۱-۲). علی‌رغم برخی مباحثات درباره زمان آغاز برخورد (حسامی و همکاران، ۲۰۰۱)، تردیدهایی در مورد فاز اصلی در برگیرنده کوتاه‌شدگی در کمربند چین‌خورده زاگرس در حدود ده میلیون سال پیش توسط جوان‌ترین لایه‌های چین‌خورده سازند آجاجاری ابراز شده است. بر اساس مطالعات سیستم مکان‌یاب جهانی^۱، کوتاه‌شدگی در حدود هفتاد کیلومتر منتج شده از بخش‌های متعادل کمربند چین‌خورده زاگرس با نرخ کوتاه‌شدگی پیوسته هفت کیلومتر در هر میلیون سال (با نرخ امروزی ۰/۷ سانتی‌متر در سال) ایجاد شده است (مک-کواری، ۲۰۰۴؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). ناپیوستگی عمده بین سازندهای آجاجاری و سازند بختیاری نشان‌دهنده کاهش یا توقف کوتاه‌شدگی در ۵ میلیون سال گذشته می‌باشد. در طی و یا از آغاز رسوب‌گذاری سازند بختیاری، کمربند چین‌خورده زاگرس دستخوش بالآمدگی ناحیه‌ای با منشا مبهم شده است (موترا و همکاران، ۲۰۰۶). این کمربند بر حاشیه شمال خاوری صفحه عربی بر روی پی سنگ پرکامبرین قرار گرفته است.

^۱ GPS

همچنین این کمربند در نتیجه برخورد صفحات ایران مرکزی و عربی دچار ضخیم‌شدگی می‌شود (بربریان، ۱۹۹۵).

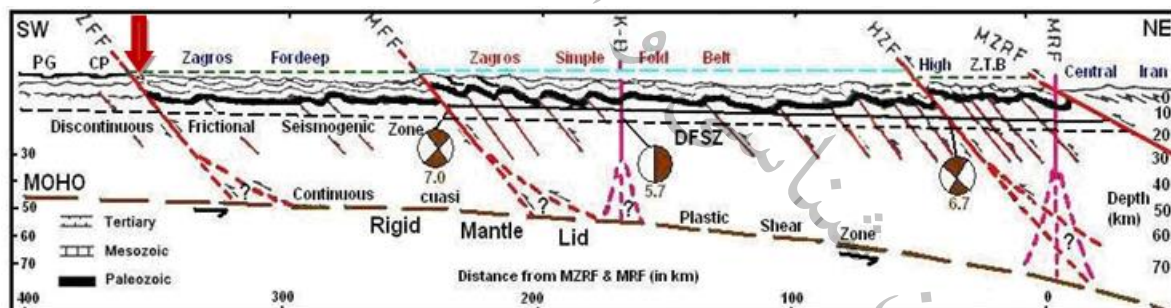


شکل ۱-۱- موقعیت کمربند چین خوردگی-رانندگی زاگرس (ارنگ و همکاران، ۲۰۱۸).



شکل ۲-۱- زیربخش‌های ساختاری کمربند چین خوردگی-رانندگی زاگرس (پیروز، ۲۰۱۸).

مورفولوژی کمربند فعال چین‌خوردگی-راندگی زاگرس در نتیجه تکامل ساختمانی و تاریخچه رسوبگذاری آن می‌باشد و شامل: فاز پلت‌فرمی در طی پالئوزوئیک، بازشدگی^۲ در پرموتریاس، حاشیه قاره-ای غیر فعال در ژوراسیک-کرتاسه آغازین و فرورانش به سمت شمال خاور و جای‌گیری رادیولاریت-افیولیت‌ها در کرتاسه پایانی و برخورد-کوتاه‌شدگی در طی نئوژن می‌شود (بربریان، ۱۹۹۵). از منظر شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی (مورفوتکتونیک) فعال، کمربند چین‌خورده-راندگی زاگرس توسط بربریان (۱۹۹۵) به ۵ واحد ریخت زمین‌ساختی تقسیم شده است. مبنای این تقسیم‌بندی بر اساس توپوگرافی سطحی و عوارض ریخت زمین‌ساختی، روش دگرریختی، شواهد و اطلاعات زمین‌شناختی و زمین‌ساختی تحت‌الارضی و لرزه‌شناسی ناحیه‌ای است. این گستره از شمال خاور تا جنوب‌باختر به پنج پهنه ریخت زمین‌ساختی تقسیم می‌شود که به ترتیب به‌عنوان پنج الگوی شاخص به طرف جنوب باختر با درجات مختلف راندگی، بالآمدگی، چین‌خوردگی، فرسایش و رسوبگذاری معرفی می‌گردند (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳- پهنه‌های ریخت زمین‌ساختی و راندگی‌های اصلی جداکننده در یک مقطع عرضی شماتیک از کمربند چین‌خوردگی-راندگی زاگرس (بربریان، ۱۹۹۵).

بنابراین زمین‌شناسی ساختمانی، لرزه‌زمین‌ساخت و ریخت زمین‌ساخت زاگرس با این پنج پهنه بالا آمده فشارشی کنترل می‌شوند که پنج روند موازی را در جنوب گسل اصلی معکوس زاگرس (زمین درز

^۲ Rifting

زاگرس) تشکیل می‌دهند. این پنج پهنه زمین‌ساختی زاگرس که توسط راندگی‌های اصلی ناپیوسته و ژرف از یکدیگر جدا می‌شوند، عبارتند از (بربریان، ۱۹۹۵): ۱- کمربند راندگی زاگرس مرتفع^۳. ۲- کمربند ساده چین‌خورده^۴. ۳- پیش‌گودال زاگرس و فروافتادگی دزفول^۵. ۴- دشت ساحلی زاگرس^۶. ۵- سرزمین‌های پست خلیج فارس و بین‌النهرین^۷.

راندگی‌های اصلی ناپیوسته و ژرفی که در مجاورت این پهنه‌های ریخت زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند (سپهر و کاسگروف، ۲۰۰۴) (شکل ۱-۴)، عبارتند از: ۱- گسل اصلی معکوس زاگرس^۸ (زمین درز زاگرس) و گسل جوان اصلی^۲. ۲- گسل زاگرس مرتفع^۹. ۳- گسل پیشانی کوهستان^{۱۰}. ۴- گسل فروافتادگی دزفول^{۱۱}. ۵- گسل پیش‌گودال زاگرس^{۱۲}.

زون زمین‌درز زاگرس-بیتلیس^{۱۳} در امتداد برخورد صفحه‌های عربی-اوراسیا ایجاد شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۱۳). این زون برخوردی از زون زمین‌درز زاگرس-بیتلیس در ترکیه و کوه زاگرس در ایران و عراق تا تنگه هرمز در خلیج فارس بین زون گسله آناتولی خاوری به سوی شمال و

^۳ High Zagros Thrust Belt

^۴ Simply Folded Zagros Belt

^۵ Zagros Foredeep & Dezful Embayment

^۶ Zagros Coastal Plain

^۷ Persian Gulf & Mesopotamian Lowland

^۸ Main Zagros Reverse Fault

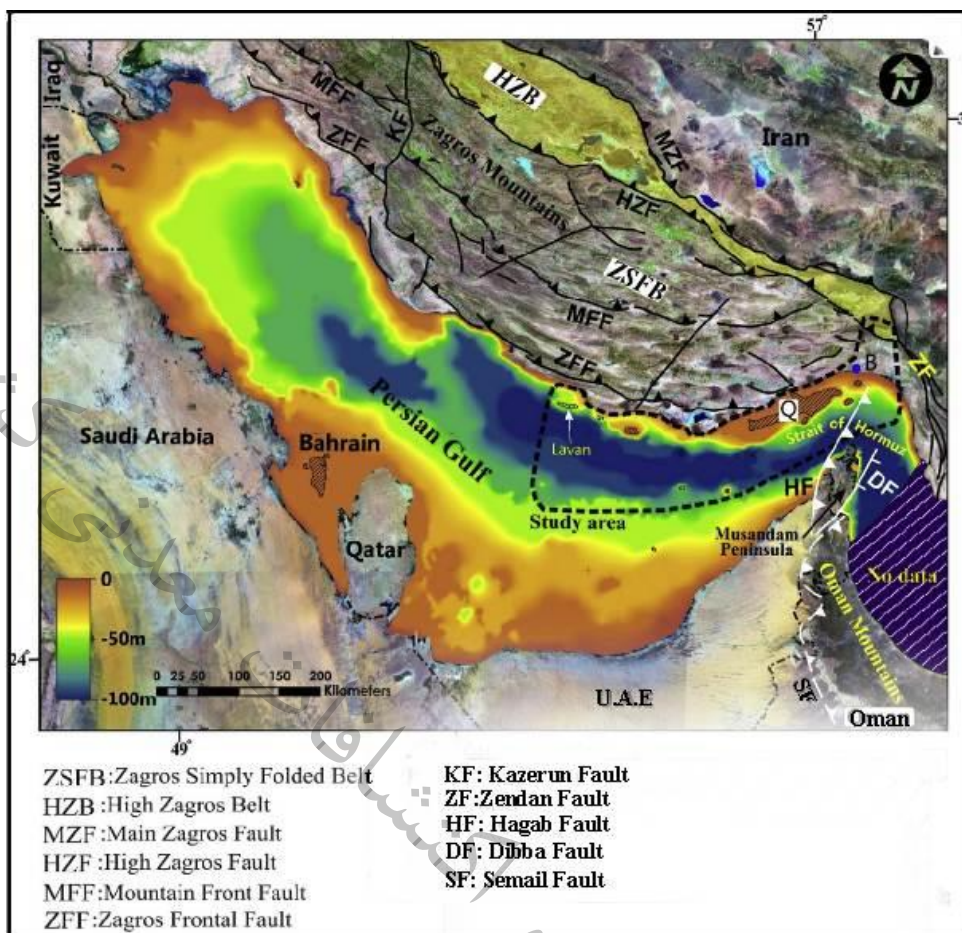
^۹ High Zagros Fault

^{۱۰} Mountain Front Fault

^{۱۱} Dezful Embayment Fault

^{۱۲} Zagros Frontal Fault

^{۱۳} Bitlis-Zagros suture zone

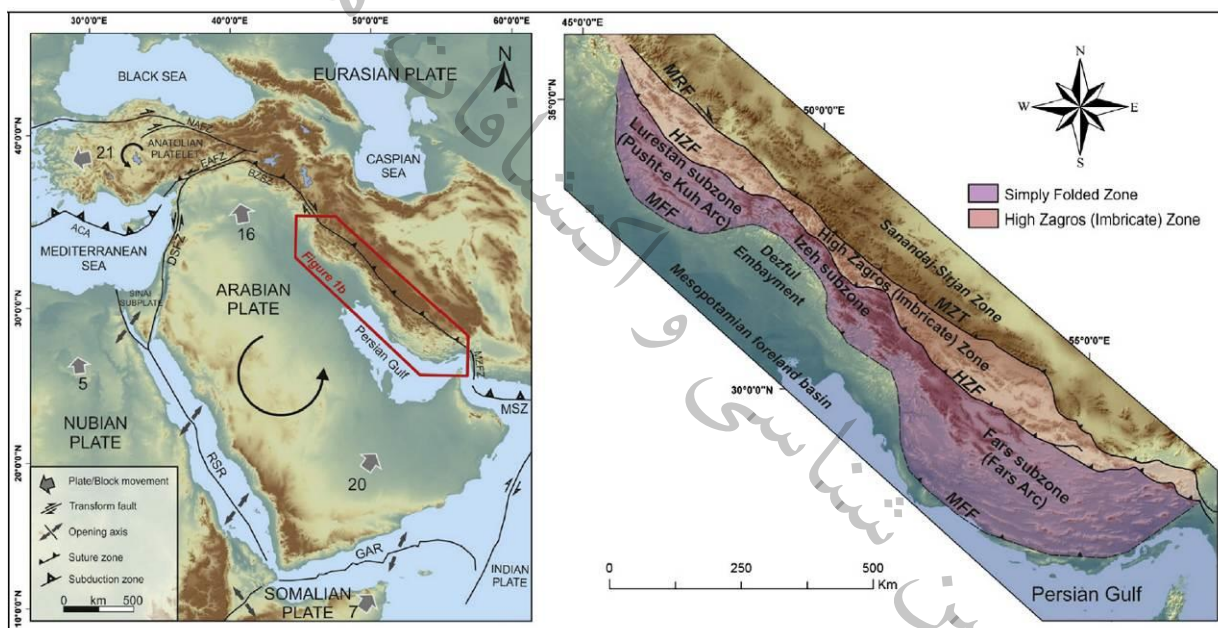


شکل ۱-۴- موقعیت برخی از رانندگی‌های اصلی و ژرف زاگرس (ارتنگ و همکاران، ۲۰۱۸).

زون گسله میناب-زندان به سوی جنوب کشیده شده است. رشته کوه زاگرس (به عنوان بخشی از سیستم کوه‌زایی آلپ-همالیا) به عنوان یک ناحیه کوهستانی با طول حدود ۱۵۰۰ کیلومتر با یک تغییر شکل پوسته‌ای فعال گسترده و فعالیت‌های لرزه‌خیزی شدید در امتداد روند شمال باختر-جنوب خاور مشاهده می‌شود (موترا و همکاران، ۲۰۱۲؛ گوربوز و فرضی‌پور، ۲۰۱۹). همگرایی^{۱۴} بین صفحه‌های عربی و اوراسیا بوسیله ژئومتری مورب و کاهش مقادیر واتنش در امتداد رشته‌کوه زاگرس مشخص می‌شود (ورنانت

^{۱۴} Convergence

و همکاران، ۲۰۰۴). در نتیجه همگرایی مورب، تغییر شکل در پهنه فلات ایرانی-ترکیه‌ای^{۱۵} توزیع شده است و مقادیری از واتنش بین گسل‌های امتداد-لغز، چین‌خوردگی‌ها، راندگی‌ها و مرزهای زون برخوردی وجود دارد (آلن و همکاران، ۲۰۱۱). رشته‌کوه زاگرس عمدتاً شامل سه منطقه چینه‌زمین‌ساختی^{۱۶} موازی با روند شمال باختر-جنوب خاور از شمال به سوی جنوب است (قاسمی و تالوت، ۲۰۰۶) (شکل ۱-۵): ۱- منطقه سنج-سیرجان. ۲- منطقه ایمبریکیت^{۱۷} (مجموعه‌ای از صفحه‌های رانده شده که در جهت‌های یکسان قرار گرفته‌اند؛ زاگرس مرتفع). ۳- کمربنده چین خورده ساده.



شکل ۱-۵- عارضه‌های نوزمین‌ساختی اصلی در مدیترانه خاوری و خاورمیانه (گوربوز و فرضی‌پور، ۲۰۱۹). ACA: کمان قبرس-اژه، BZSZ: خط درز زاگرس-بیتلیس، DSFZ: زون گسله دریای مرده، EAFZ: زون گسله آناتولی خاوری، GoAR: ریفت خلیج عدن، HZF: گسل زاگرس مرتفع، MFF: گسل پیشانی کوهستان، MRF: گسل اصلی عهد حاضر، MSZ: زون فرورانش مکران، MZFZ: زون گسله میناب-زندان، MZT: راندگی اصلی زاگرس، NAFZ: زون گسله آناتولی شمالی، RSR: ریفت دریای سرخ.

^{۱۵} Turkish-Iranian Plateau

^{۱۶} Tectonostratigraphic

^{۱۷} Imbricate

بر مبنای اظهارات اشتوکلین (۱۹۶۸؛ به نقل از گوربوز و فرضی پور، ۲۰۱۹) راندگی اصلی زاگرس در ارتباط با خط درز برخورد است و رشته کوه زاگرس در جنوب باختری راندگی اصلی زاگرس قرار گرفته است. این موضوع توسط شواهدی نظیر خرده‌سنگ‌های افیولیتی، سنگ‌های دگرگونی فشار بالا-دما پایین، نوع دگرشکلی و نیمرخ‌های لرزه‌ای تایید می‌شود (پائول و همکاران، ۲۰۱۰؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). کمربند چین‌خوردگی-راندگی زاگرس یکی از بهترین مثال‌ها از کوه‌زایی فعال در جهان امروزی است که از دگرشکلی ناشی از برخورد قاره‌ای نئوژن بین دو صفحه عربی و اوراسیا بوجود آمده است (استانلی، ۱۹۸۱). فرایندهای همگرایی بعد از برخورد این دو صفحه در فلات ایرانی-ترکیه‌ای ادامه داشته و بر تکامل زمین‌ریخت‌شناختی منطقه تاثیر دارد. در نتیجه، رشته‌کوه زاگرس دارای نمونه‌های متعددی از چین‌خوردگی‌ها و راندگی‌ها است. در فلات ایرانی-ترکیه‌ای، بر مبنای داده‌های ماهواره‌ای مکان‌یاب جهانی^{۱۸} بیش‌ترین کوتاه‌شدگی^{۱۹} با میزان $2 \pm 6/5$ میلی‌متر در سال در رشته‌کوه زاگرس (در مقایسه با رشته‌کوه البرز با نرخ 2 ± 8 میلی‌متر در سال) ثبت شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

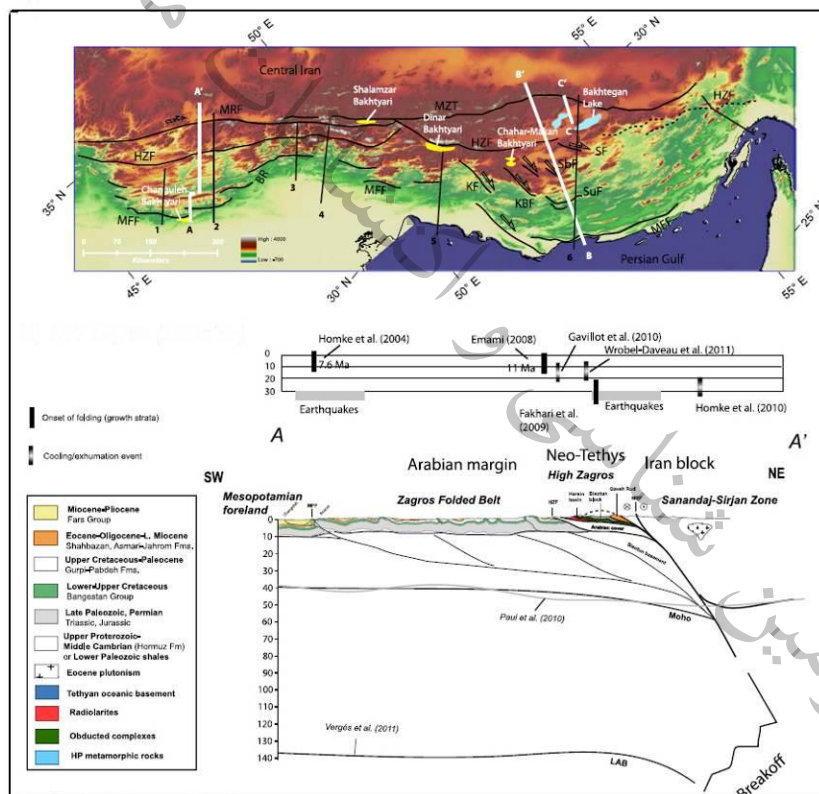
۲-۱- کمربند چین‌خورده زاگرس در شمال باختری زاگرس (زیرزون لرستان)

چین‌های زاگرس در یک توده ضخیم از سنگ‌های رسوبی تا ۱۲ کیلومتر تشکیل شده‌اند که شامل چینه‌های پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک هستند (شکل‌های ۱-۶ و ۱-۷). این چینه‌ها در موقعیت‌های کششی و حاشیه غیر فعال در طی پالئوزوییک و اغلب مزوزوییک و سپس در ادامه در موقعیت فشارشی و حوضه خمشی در کرتاسه پایانی نهشته شده‌اند (موترا و همکاران، ۲۰۱۲). توالی‌های پیش‌بوم ترشیاری توسط گروه فارس (سازندهای گچساران، رازک، میشان و آجاجاری که همگی با هم سکانس

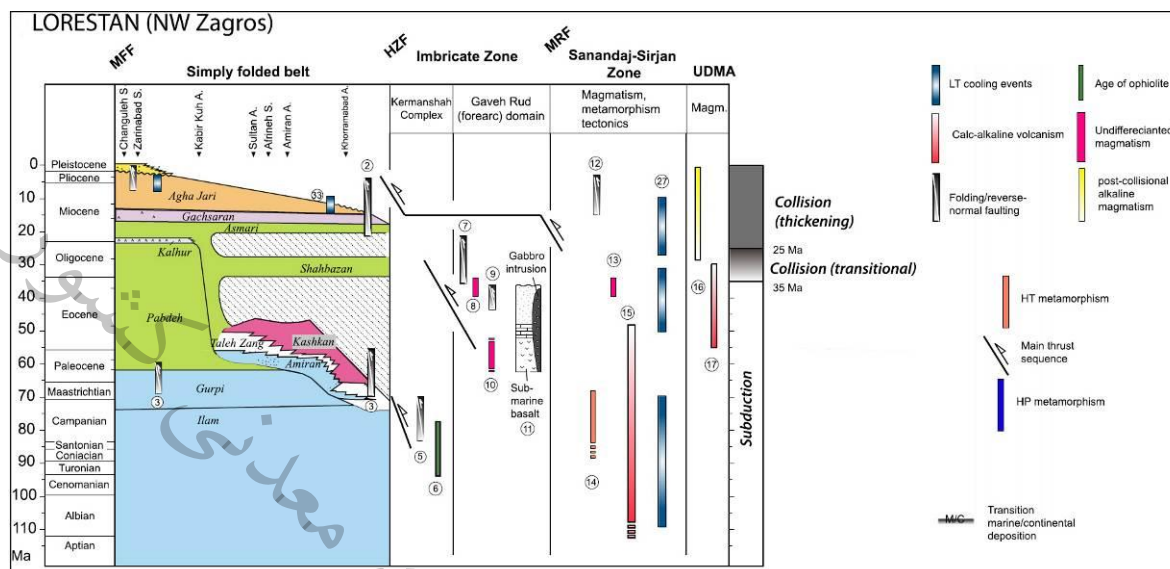
^{۱۸} GPS

^{۱۹} Shortening

پسرونده سیلیسی کلاستیک با ضخامت حدود ۳ کیلومتر را تشکیل می‌دهند) مشخص می‌شود و توسط سازندهای کربناته پلتفرمی شهبازان و آسماری (الیگو-میوسن) پوشیده شده هستند (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). فقدان گندهای نمکی در زون لرستان و فروافتادگی دزفول (بر خلاف زون فارس؛ زاگرس میانی) به فقدان نمک‌های هرمز در این دو ناحیه نسبت داده شده است (بحرودی و خویی، ۲۰۰۳). پراکندگی منظم و روند چین‌های زاگرس نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها به عنوان چین‌های جدایشی در بالای یک لایه تحتانی ضعیف معادل با شیل‌های کامبرین است (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴؛ ورگس و همکاران، ۲۰۱۱).



شکل ۱-۶- تغییرات زمین‌ساختی-زمین‌شناختی در برش شمالی-جنوبی AA' از زون سنندج-سیرجان تا حوضه پیش‌بوم بین-النهرین که شامل مناطق شمال باختری زاگرس (زون لرستان) می‌شود (موترا و همکاران، ۲۰۱۲). لازم به ذکر است که برای مشاهده منابع اشاره شده در داخل شکل به منبع اصلی (موترا و همکاران، ۲۰۱۲) مراجعه شود. سازند ایلام (عضو گروه بنگستان با سن کرتاسه پیشین-پسین) در کمربند چین خوردگی زاگرس واقع شده است. لازم به ذکر است که حروف اختصاری بکار رفته در این شکل، در شکل ۱-۴ و در توضیحات شکل ۱-۵ تعریف شده است.



شکل ۱-۷- ترکیب چینه‌شناسی حوضه و تلفیق الزام‌های دما-زمان‌شناسی/زمین-زمان‌شناسی بر رویدادهای زمین‌ساختی، دگرگونی و ماگماتیک در شمال باختری زاگرس (زون لرستان) (موترا و همکاران، ۲۰۱۲). موترا و همکاران (۲۰۱۲) پیشنهاد کرده‌اند که سازند ایلام (کرتاسه پسین) در کمربند چین خورده ساده زاگرس در جایگاه زمین‌ساختی اصلی فرورانش (آپتین - ائوسن پسین) تشکیل شده است و فرارانش اقبولیت‌های تنیس جدید بر صفحه عربی از اهمیت کم‌تری برخوردار است (بسیاری از پژوهش‌گران نظیر علوی (۲۰۰۴)؛ جهانی و همکاران (۲۰۰۹)؛ آگارد و همکاران (۲۰۱۱)؛ برزگر و همکاران (۲۰۱۵)؛ ارتگ و همکاران (۲۰۱۸) و عبدالمهدی فرد و همکاران (۲۰۱۹) معتقدند که در زمان نهشته شدن سازند ایلام، رویداد اصلی زمین‌ساختی، فرارانش لیتوسفر تنیس جدید بر روی صفحه عربی است). لازم به ذکر است که برای مشاهده منابع اشاره‌شده در داخل شکل (اعداد داخل دوایر) به منبع اصلی (موترا و همکاران، ۲۰۱۲) مراجعه شود.

۳-۱- موقعیت زمین‌شناسی پهنه‌های جغرافیایی دیرینه اصلی در زون زاگرس

کمربند چین‌خورده‌گی-راندگی زاگرس از لحاظ جغرافیایی شامل دو استان لرستان و فارس که توسط فروافتادگی دزفول جدا می‌شوند، می‌باشد (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). این کمربند اساساً شامل ۱۲ تا ۱۳ کیلومتر ضخامت رسوبات ائوکامبرین-کواترنری پوشاننده صفحه عربی دگرشکل‌یافته که بر روی پی‌سنگ عربی قرار گرفته و یک حوضه ژرف‌تر (حوضه زاگرس) که از زمان تریاس پایانی جدا (تشکیل) شده است، می‌باشد (مطیعی، ۱۳۸۲؛ علوی، ۲۰۰۷). این پوشش رسوبی غالباً شامل کربنات‌های سکویی با چندین لایه تبخیری (نظیر نمک هرمز با سن کامبرین و سازند گچساران با سن میوسن آغازی-میانی؛ شرکتی و

همکاران، ۲۰۰۵) می‌باشد. از پایین به بالا زمان‌های (عارضه‌های) کلیدی در این کمر بند عبارتند از: ۱- فلیش امیران با سن پالتوسن شامل خرده‌های افیولیتی (نظیر قطعاتی از سرپنتینیت، رادیولاریت و سنگ‌های مافیک) در تاقدیس امیران است (هومک و همکاران، ۲۰۰۹). احتمالاً این قطعات نشان‌گر نپ‌های فرارانشی کرتاسه پایانی بخش جلویی حوضه پیش‌ژرف می‌باشد که باقیمانده‌های آن‌ها در کرمانشاه، نیریز و عمان مشاهده شده است. این حوضه اولیه هم‌زمان با زمین‌ساخت فقط در لرستان، عراق و عمان یافت شده است. لازم به ذکر است که در لرستان و عراق تا حدودی جوان‌تر از همتای خود در عمان است (سازند ماتی با سن مائیس‌تریشتین) (رابرتسون، ۱۹۸۷). ۲- یک هیاتوس در رسوب‌گذاری از ائوسن پیشین تا الیگوسن که نتیجه دگرشکلی خمشی پیشانی زاگرس است (موترا و همکاران، ۲۰۰۷؛ هومک و همکاران، ۲۰۰۹). ۳- کربنات‌های پلتفرمی کم‌ژرفای سازند آسماری با سن الیگومیوسن که نشان‌گر یک کشش بزرگ (حتی تا ایران مرکزی؛ سازند قم) است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). این سازند در ارتباط با بالآمدگی سطح آب و پیشروی^{۲۰} (جابجایی خط ساحلی به سوی خشکی) جهانی دریا می‌باشد (حق و همکاران، ۱۹۸۷). ۴- نهشته‌های هم‌زمان با کوه‌زایی با توالی‌های رشدی از بخش فوقانی سازند آغاجاری به بعد (از حدود ۱۰ میلیون سال به بعد) (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). ۵- نهشته‌های دانه‌درشت کنگلومراهای بختیاری با سن پلیوسن پسین-کواترنری در امتداد زون زاگرس (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ هومک و همکاران، ۲۰۰۴).

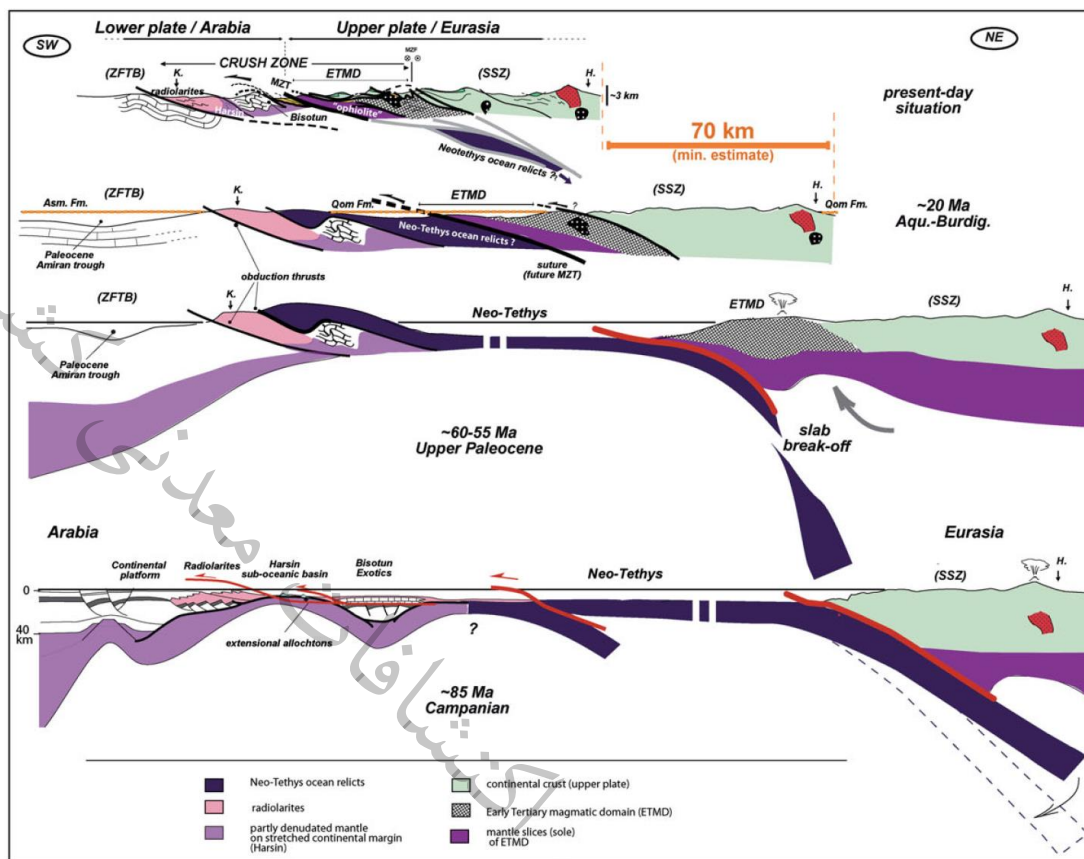
زون درز زاگرس (زون خردشده^{۲۱}) دومین پهنه جغرافیایی دیرینه اصلی در زون زاگرس می‌باشد. این زون دارای راندگی‌های گسترده با تماس‌های گسلی با شیب زیاد و در بخش‌هایی مشابه با زاگرس مرتفع

^{۲۰} Transgression

^{۲۱} Crush Zone

از لحاظ توپوگرافی و شکل دگرشکلی است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). این زون شامل واحدهای زمین-شناسی مشخص و متمایز (متعلق به پلت فرم عربی نیستند) است و تا شمال خاوری توسط راندگی اصلی زاگرس محدود شده است. این زون در نزدیک کرمانشاه دارای چندین واحد مترکم بر بالای کمربند چین خوردگی-راندگی زاگرس است و به نوبه خود توسط زون سنندج-سیرجان پوشیده می شود (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). از پایین به بالای این زون به ترتیب موارد زیر مشاهده می شود: ۱- حوضه های رادیولاریتی با سن لیاس-کرتاسه (قریب و دی ویور، ۲۰۱۰) و معادل آن در نیریز (رایین و همکاران، ۲۰۱۰). ۲- کربنات های پلت فرمی ضخیم مزوزوییک (نظیر سنگ آهک بیستون) (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). ۳- باقیمانده های افیولیتی (در کرمانشاه و نیریز) (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). ۴- قلمرو ماگمایی با سن ترشیاری آغازین (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). زمان دگرشکلی، شکل ساختاری و نرخ کوتاه شدگی در زون خرد شده در ناحیه لرستان توسط آگارد و همکاران (۲۰۰۵) و وروبل-داوو و همکاران (۲۰۱۰) پیشنهاد شده است (شکل ۱-۸). لازم به ذکر است که افیولیت ها و پهنه های ماگمایی ترشیاری آغازین توسط سازند قم (با سن الیگومیوسن) محدود شده اند. این موضوع نشان می دهد که برخورد صفحات اوراسیا-عربی توسط مجاورت پهنه هایی که قبلاً در هر دو حاشیه تتیس جدید واقع شده (نظیر محل تماس صفحات)، مشخص می شوند. این رویداد قبل از نهشته شدن سازند قم آغاز شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵). به عبارت دیگر، نفوذی های گابرویی فقط در پهنه ماگمایی ترشیاری آغازین (نظیر توده نفوذی تاه در ناحیه کامیاران با سن تقریبی ۳۴ میلیون سال با روش سن یابی روبیدیوم-استرانسیم نمونه های کل^{۲۲}) جایگزین شده و نشان گر برخورد از ائوسن پسین تا الیگوسن است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱).

^{۲۲} Bulk samples



شکل ۱-۸- برش سراسری زون برخوردی در ناحیه کرمانشاه و تکامل زمین‌ساختی از کرتاسه پایانی (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). توجه داشته باشید که ۷۰ کیلومتر، یک تخمین حداقلی از کوتاه‌شدگی دگرشکلی انعطاف‌پذیر است و به طور دقیق تعیین نشده است. اکثر پدیدوتیت‌ها (نه همه آن‌ها) در ارتباط با پی‌سنگ پهنه ماگمایی ترشیاری آغازین و گوشته منبسط‌شده زیرقاره‌ای^{۲۳} از حاشیه عربی است. ETMD: پهنه ماگمایی ترشیاری آغازین، MZT: راندگی اصلی زاگرس، SSZ: زون سندج-سیرجان، ZFTB: کمر بند چین خوردگی-راندگی زاگرس، H: همدان، K: کرمانشاه.

این مشاهدات توسط سایر پژوهش‌گران نظیر فخاری و همکاران (۲۰۰۸)، هومک و همکاران (۲۰۰۹) و بالاتو و همکاران (۲۰۱۰) نیز تایید شده است. همچنین، الگوهای دگرشکلی قبل از میوسن در زون برخوردی، وجود جنبش‌های امتداد-لغز راست‌گرد^{۲۴} را نشان می‌دهد (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵).

^{۲۳} Stretched sub-continental mantle

^{۲۴} Dextral strike-slip movements

باقیمانده‌های افیولیتی در زون برخوردی معادل با افیولیت‌های عمان در نظر گرفته می‌شود که در صفحه عربی در نتیجه فرایندهای فرارانش در محدوده زمانی ۹۵ تا ۷۰ میلیون سال پیش جایگزین شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز به طور قابل توجهی با یکدیگر تفاوت دارند. با این وجود، آن‌ها از لیتوسفر اقیانوسی یافت‌شده در عمان نشأت گرفته‌اند. افیولیت نیریز و بخش کوچکی از افیولیت کرمانشاه، خرده‌هایی از فرودیاواریه جنوبی حاشیه تئیس جدید هستند (وروبل-داوو و همکاران، ۲۰۱۰؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). بخشی از افیولیت کرمانشاه (نزدیک هرسین) نشان‌گر کمان اقیانوسی است و نسبتاً با یک حوضه اقیانوسی کوچک قرار گرفته در بین حوضه رادیولاریتی و سنگ‌آهک بیستون مطابقت دارد (شکل ۱-۸) (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸). برخی پژوهش‌گران اخیراً از تئوری وجود قطعات نابرجای کششی^{۲۵} در ناحیه طرفداری کرده‌اند (وروبل-داوو و همکاران، ۲۰۱۰) (به بخش کرتاسه پایانی شکل ۱-۸ رجوع شود). در هر حال، تا حالا افیولیت‌های نوع پشته‌ای میان اقیانوسی^{۲۶} حقیقی مشاهده شده در عمان در افیولیت‌های کرمانشاه مشاهده نشده است و پیشنهاد می‌شود که اکثر افیولیت‌های تئیس جدید در این ناحیه فرسایش یافته و یا مدفون شده‌اند (شکل ۱-۸) (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). پهنه ماگمایی ترشیاری آغازین نزدیک سنقر و کنگاور در شمال و شمال باختری کرمانشاه رخمون دارد و به طور کلی به عنوان معادل جانبی مجموعه مادن^{۲۷} در ترکیه در نظر گرفته می‌شود (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). رسوبات درونی، سرپنتینیت‌ها، توده‌های نفوذی بزرگ گابرویی و سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً^{۲۸} آندزیتی نشان‌گر تشکیل این پهنه ماگمایی در طی پالئوسن-ائوسن آغازین در حاشیه اوراسیای تئیس جدید (به سمت جنوب زون سنندج-سیرجان) بر یک بستر پریدوتیتی هستند (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱).

^{۲۵} Extensional allochthons

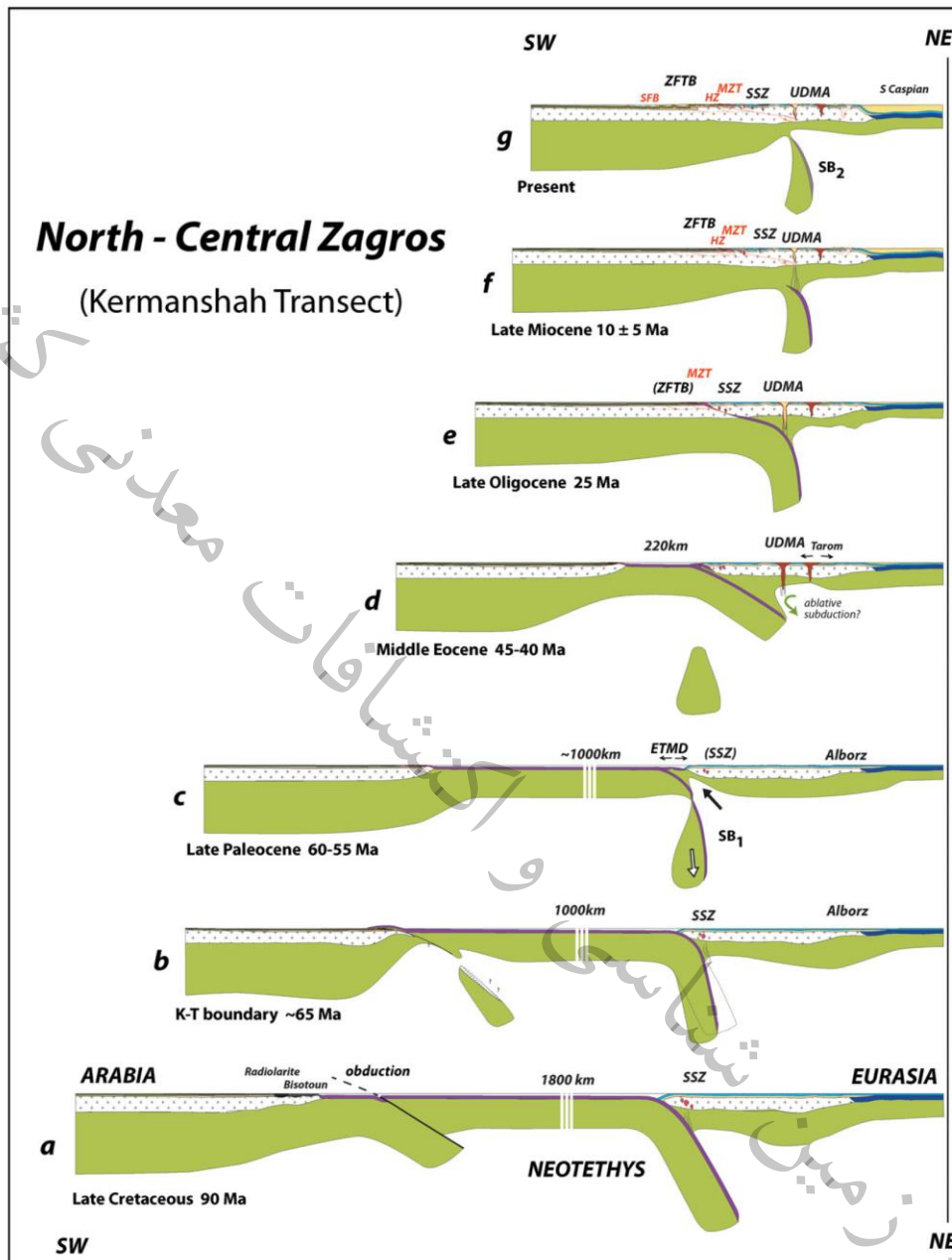
^{۲۶} Mid-ocean ridge (MORB)

^{۲۷} Maden complex

همچنین این پهنه تکامل جایگاهی از پشت کمان به کمان را نشان می‌دهد. همچنین، سنگ‌های آتشفشانی با جایگاه کمان، بین افیولیت‌ها و زون سنندج-سیرجان در نزدیک نیریز قرار گرفته است (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵).

در بخش جنوب خاوری زاگرس، رخنمون‌های محدودی از شیست آبی در بین زاگرس مرتفع و زون سنندج-سیرجان یافت شده که از نظر مکانی معادل زون برخوردی است (آگارد و همکاران، ۲۰۰۶). این شیست‌های آبی (متشکل از سرپنتینیت‌ها، رادیولاریت‌ها و متابازالت‌های رخساره شیست سبز) زاگرس در ارتباط با قطعات زمین‌ساختی قرار گرفته در آمیزه رنگین^{۲۸} است. این سنگ‌ها به حداکثر ژرفای ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر و دمای بین ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسند (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). سن بدست‌آمده از این شیست‌های آبی (حدود ۹۰ میلیون سال؛ کرتاسه پایانی) (با روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$) (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱) همزمان و منطبق با فرایندهای فرارانش در این ناحیه و سایر رخنمون‌های شیست آبی شناخته شده در باختر ترکیه تا هیمالیا (آگارد و همکاران، ۲۰۰۶؛ مونیه و آگارد، ۲۰۰۹) است. لازم به ذکر است که در شکل ۱-۹ بازسازی از موقعیت زمین‌شناسی از جنبه‌های زمین‌ساخت، ماگماتیسم و ... در مقیاس لیتوسفر از برش زاگرس شمالی-مرکزی (ناحیه کرمانشاه) از کرتاسه پایانی تا عهد حاضر ارائه شده است. جهت مشاهده جزئیات آن می‌توان به آگارد و همکاران (۲۰۱۱) مراجعه نمود.

^{۲۸} Coloured melange



شکل ۱-۹- برش مورب سراسری (جنوب باختری-شمال خاوری) در مقیاس لیتوسفر از زاگرس شمالی-مرکزی (ناحیه کرمانشاه) (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). این برش از حوضه پیش بوم صفحه عربی تا دریای کاسپین را نشان می‌دهد. برش حاضر با استفاده از تمام داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی در دسترس تهیه شده است. ۷ مرحله زمانی برای این برش تعیین شده است:

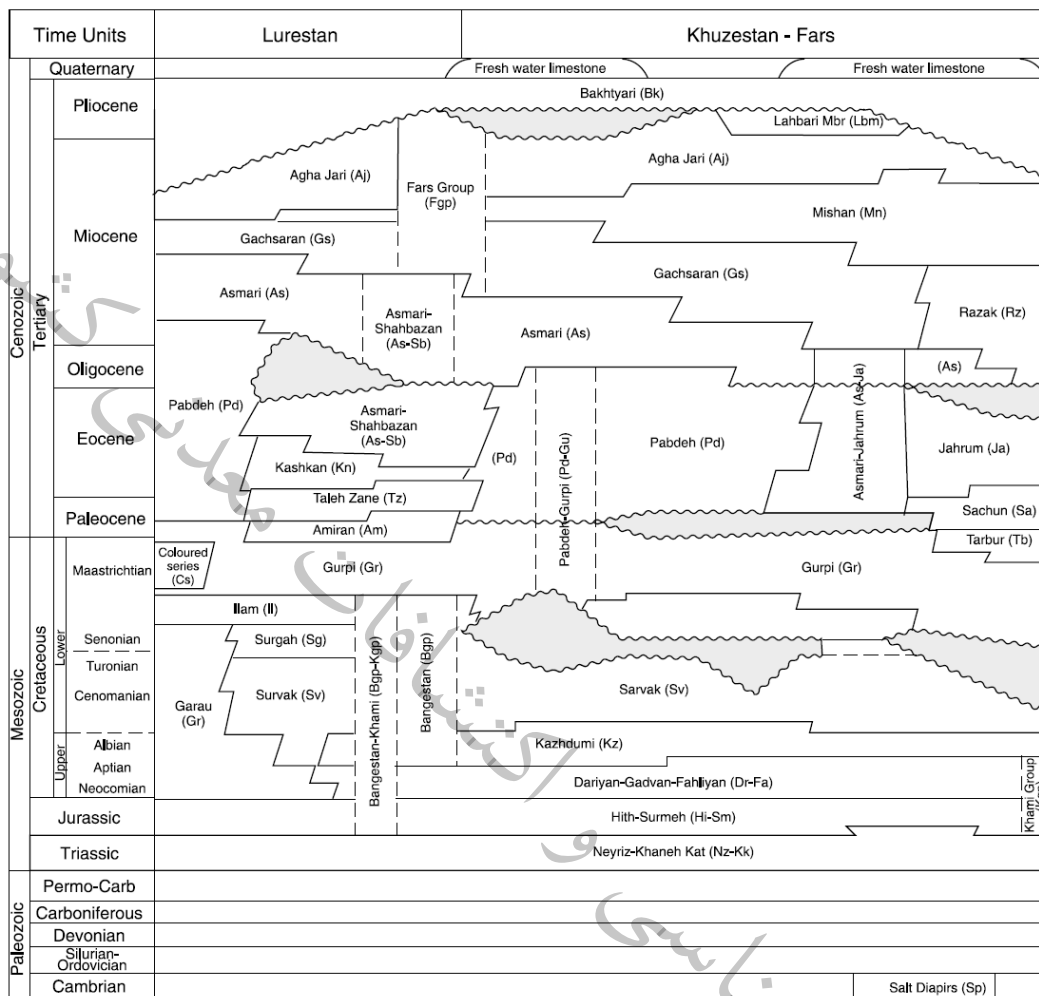
- ۱- کرتاسه پایانی (۹۰ میلیون سال). ۲- مرز کرتاسه-ترشیاری (۶۵ میلیون سال). ۳- پالئوسن پایانی (۵۵-۶۰ میلیون سال). ۴- ائوسن میانی (۴۰-۴۵ میلیون سال). ۵- الیگوسن پایانی (۲۵ میلیون سال). ۶- میوسن پایانی (حدود ۱۰ میلیون سال). ۷- عهد حاضر.

سfb: کمر بند چین خورده ساده، ZFTB: کمر بند چین خوردگی-راندگی زاگرس، HZ: گسل زاگرس مرتفع، SSZ: زون سندانج-سیرجان، MZT: راندگی اصلی زاگرس، UDMA: کمان ماگمایی ارومیه-دختر، SB: قطعه شکسته شده.

۴-۱- چینه‌شناسی زاگرس

توالی چینه‌شناسی زاگرس به طور کلی (شکل ۱-۱۰) (با در نظر گرفتن تغییراتی در زیرحوضه‌های متفاوت آن به صورت وجود و یا فقدان برخی سازندها) از پروتروزوئیک پسین تا عهد حاضر ادامه دارد (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱). سری نئوپروتروزوئیک نمکی هرمز به صورت ناهم‌ساز بر روی پی‌سنگ ماسه-سنگ قرمز، شیل و سنگ‌های آتشفشانی است که در سیستم‌های گرابنی پیچیده ایجاد شده در طی فاز کششی پرکامبرین نهشته شده است (الحسینی، ۲۰۰۸). بر طبق گفته‌های علا (۱۹۷۴)، سری هرمز با ضخامت بیش از ۲۵۰۰ متر، به طور چرخه‌ای در یک محیط تبخیری نهشته شده است. در بخش فوقانی سری هرمز، یک توالی آواری پالئوزوئیک که عمدتاً از ماسه‌سنگ و میان لایه‌های شیلی تشکیل شده است در یک ناحیه کراتونی نسبتاً "مسطح نهشته شده است" (الشرحان و نایرن، ۱۹۹۷). توالی پالئوزوئیک، برخی نبوده‌های چینه‌شناسی مهم (نبود رسوب‌گذاری یا دوره فرسایشی نظیر فاز یخچالی اردوویسین-سیلورین یا نبود رسوبی طولانی‌مدت دونین-کربونیفر در نتیجه کوهزایی هرسی‌نین) را ثبت می‌نماید (کونرت و همکاران، ۲۰۰۱). در حقیقت، رسوبات دونین-کربونیفر عمدتاً در ارتفاعات دارای ضخامت کم یا غایب هستند.

بعد از کوهزایی هرسی‌نین، رسوب‌گذاری از یک رژیم آواری اولیه به نهشته‌های کربناته با اندکی فازهای تخریبی تغییر می‌کند. آخرین نهشته‌های آواری قابل توجه در طی پالئوزوئیک توسط سازند فراقان (پرمین پیشین؛ تناوب شیل خاکستری تیره با ماسه‌سنگ) که نشان‌گر یک محیط حدواسط قبل از بازشدگی نئوتتیس است، مشخص شده است.



شکل ۱-۱-۱۰- توالی چینہ‌شناسی زیرزون‌های لرستان، خوزستان و فارس در زون زاگرس (آلن و همکاران، ۲۰۱۳).

در طی پرمین، کشیدگی عمومی خلیج فارس توسط یک فاز پیشرونده (ناپیوستگی فرسایشی قبل از کنگان-دالان) مشخص می‌شود. در این دوره، رسوب‌گذاری مداوم میان‌لایه‌های کربناته با افق‌های تبخیری، سازندهای کنگان-دالان (سازند خوف) را ایجاد می‌کند.

در مزوزوئیک، نهشته‌های کربناته-دولومیتی سکویی با میان‌لایه‌های شیلی در حاشیه غیر فعال اطراف صفحه عربی گسترش می‌یابد. افزایش پیشرونده سطح آب دریا (جابجایی خط ساحلی به سمت خشکی)^{۲۹} با توسعه حوضه دریایی کم‌ژرفای درون‌پلت‌فرمی در طی تریاس پیشین (سازند سودیر)^{۳۰} روی می‌دهد. در بالای سازند سودیر، سازند کربناته-تبخیری دشتک قرار می‌گیرد.

ژوراسیک پیشین با فرسایش و عدم رسوب‌گذاری (فقدان رسوبات تریاس پسین در اغلب نواحی خلیج-فارس) مشخص شده است. در ژوراسیک میانی و پسین، نهشته‌های کربناته، دولومیت‌ها (سازند سورمه) و انیدریت‌ها (سازند هیث) بوجود می‌آید و حوضه‌های درون پلت‌فرمی به طور محلی گسترش می‌یابد (پروتی و همکاران، ۲۰۱۶).

اواخر کرتاسه پیشین، حجم زیادی از رسوبات آواری از سپر عربی به حاشیه خاوری انتقال می‌یابد. موقعیت‌های رسوبی محدود شده ژوراسیک توسط شرایط دریای باز کرتاسه جایگزین می‌شود. سازندهای فهلین، گدون و داریان نهشته می‌شوند. بر روی آن‌ها سازند شیلی-کربناته کژدمی (سازندهای خاتیا و معدود^{۳۱}) و سازند کربناته سروک (کرتاسه پسین) قرار می‌گیرد. بعد از ناپیوستگی آپتین (کرتاسه پیشین)، پیشروی (جابجایی خط ساحلی به سوی خشکی) در آلبین آغاز می‌شود و منجر به رسوب‌گذاری شیل و سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی دریای باز سازند کژدمی می‌شود. بعد از آن سازند سروک (آلبین پایانی تا سنومانین) که شامل کربنات‌های کم‌ژرفا است، نهشته می‌شوند (ارنگ و همکاران، ۲۰۱۸). مرز فوقانی سازند سروک با واحدهای بالایی آن توسط ناپیوستگی تورونین که نشان‌گر یک هیاتوس است (مشاهده نهشته‌های سنومانین پایانی در لایه‌های به سن تورونین)، مشخص می‌شود. بر روی ناپیوستگی تورونین، به

^{۲۹} Transgression

^{۳۰} Sudair Formation

^{۳۱} Khatiyah and Mauddud Formations

طور محلی توسط واحد بسیار نازکی از ماسه‌سنگ و کنگلومرای واحد لافان (کنیاسین) در برخی نقاط خلیج فارس پوشیده می‌شود (ارنگ و همکاران، ۲۰۱۸). لازم به ذکر است که در سایر نقاط زاگرس، این ناپیوستگی توسط سازندهای ایلام (در برخی نقاط زیرزون لرستان و خلیج فارس) و سورگه (در باختر زیر-زون لرستان در استان ایلام) پوشیده می‌شود. در ضمن در برخی نقاط زون زاگرس مانند تنگه هرمز در خلیج فارس، واحدهای سازند ایلام مشاهده نمی‌شوند و سازند گورپی به صورت ناهمساز بر روی سازند سروک یا واحدهای قدیمی‌تر از آن قرار گرفته است (ارنگ و همکاران، ۲۰۱۸).

۵-۱- گسترش رخساره‌های حاوی کلسی اسفر در کرتاسه

تاکسونومی کلسی اسفرهای کرتاسه مبهم و علی‌رغم گسترش جهانی آن‌ها، کاربردهای اکولوژی دیرینه و زیست‌چینه‌ای آن‌ها محدود است (وندلر و همکاران، ۲۰۱۳). کلسی اسفرها در فرهنگ لغات علوم زمین به صورت زیر تعریف شده است: دایره‌های کلسیتی کوچک با منشا جلبکی، تا ۵۰۰ میکرون قطر و معمولاً در سنگ‌آهک‌های ریفی و لاگونی پالئوزوییک یافت می‌شوند (آلابی، ۲۰۲۰). همچنین، آن‌ها به صورت متناوب در رسوبات پلاژیک مزوزوییک مشاهده شده‌اند (هارت، ۱۹۹۱). بدون تردید، کلسی اسفرهای پلاژیک در محیط دریای باز تحت شوری نرمال و دمای بین ۲۰ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد ظاهر می‌شوند (هارت، ۱۹۹۱). بیشاپ (۱۹۷۲) محیط ژرف دریای باز، ویلیان (۱۹۸۱) محیط شلف خارجی، مسترس و اسکات (۱۹۷۸) محیط لاگون پشت ریف و دیاس-بریتو (۲۰۰۰) محیط‌های پلت‌فرم ژرف (شلف ژرف^{۳۲}) تا باتیال کم‌ژرف^{۳۳} (ژرفای آب در حدود ۲۰۰-۴۰۰ متر) و آب‌های گرم را برای کلسی اسفرهای کرتاسه تختانی-فوقانی پیشنهاد داده‌اند. کلسی تارک‌های پیتونلید^{۳۴} (کلسی اسفرهای با دیواره‌های بلورین شعاعی و

^{۳۲} Deep shelf

^{۳۳} Shallow bathyal

^{۳۴} Pithonellid calcitarchs

به طور یکنواخت منحنی) برای نخستین مرتبه در بارمین ظاهر و یکی از اجزای مهم سازنده سنگ‌ها در بسیاری از نهشته‌های کرتاسه فوقانی هستند (وندلر و همکاران، ۲۰۱۳). این گروه از موجودات در طی سنومانین-کنیاسین به بالاترین تنوع خود می‌رسند و به طور چشمگیری به سوی انتهای کرتاسه کاهش و یا در مرز کرتاسه-پالئوژن منقرض می‌شوند (دیاس-بریتو، ۲۰۰۰). گرچه امانا و همکاران (۲۰۱۴) بر این باورند که فراوانی کلسی‌اسفرها در مرز سنومانین-تورونین روی می‌دهد و مرتبط با تغییر در نرخ تولید اولیه در طی بازه‌های پیشرونده^{۳۵} است. فراوانی موقت مواد مغذی در ارتباط با تغییرات محیطی بوجود آمده مرتبط با غرق‌شدگی پلت‌فرم کربناته در انتهای سنومانین است. این غرق‌شدگی مرتبط با پیشروی تراز آب دریا در مقیاس جهانی است (امانا و همکاران، ۲۰۱۴). پیتونلیدها به عنوان فرامینفر بنتیک، فرامینفر پلانکتونیک، اسپورهای جلبکی آهکی، جلبک‌های تک‌سلولی، پروتوزوا، میکروارگانسیم‌های فیتوپلانکتونیک تفسیر می‌شوند (دیاس-بریتو، ۲۰۰۰). در پژوهش‌ها، از پیتونلیدها به عنوان الیگوستژینیدها^{۳۶}، کلسی‌اسفرها^{۳۷}، الیناس^{۳۸}، اربولیناریاس^{۳۹} و ... یاد شده است (دیاس-بریتو، ۲۰۰۰). از جنبه رخساره‌ای، آن‌ها همراه با نهشته‌های کربناته کم‌انرژی تجمع‌یافته در محیط‌های پلت‌فرم ژرف کرتاسه حضور دارند (دیاس-بریتو، ۲۰۰۰). سنگ‌آهک‌های ریزدانه، سنگ‌آهک‌های مارلی و مارل‌های آهکی از مهم‌ترین لیتولوژی‌های حاوی کلسی‌اسفرها هستند. فقدان آن‌ها در رسوبات اقیانوسی^{۴۰} ژرف-کم‌ژرفا و رسوبات سیلیسی کلاستیک نشانه‌ای بر وابستگی این ارگانسیم‌ها به اکوسیستم‌های کربناته است

^{۳۵} Transgressive episodes

^{۳۶} Oligosteginids

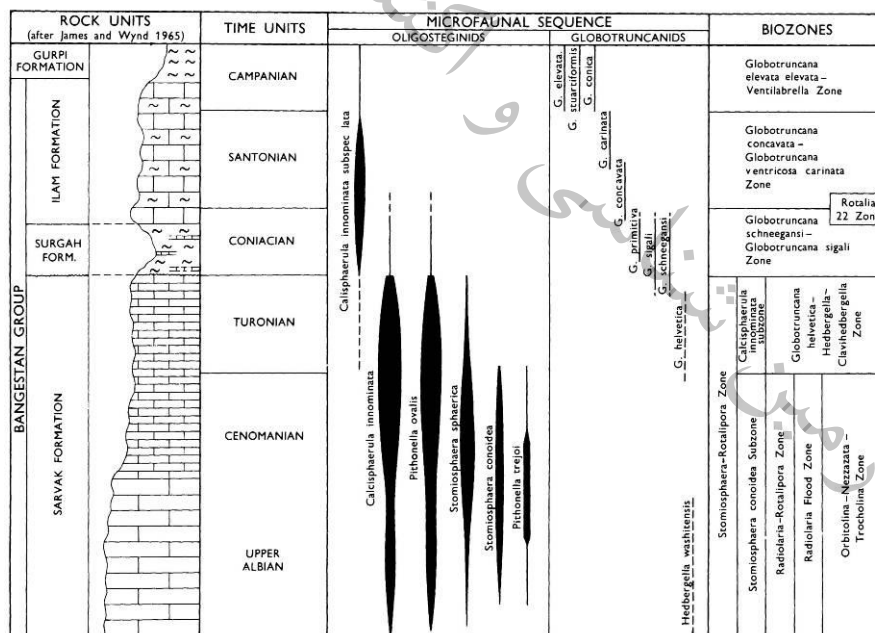
^{۳۷} Calcispheres

^{۳۸} Oolinas

^{۳۹} Orbulinarias

^{۴۰} Oceanic sediments

(دیاس-بریتو، ۲۰۰۰). پیتونلیدها (کلسی اسفرها)، ارگانسیم‌های تتین^{۴۱} هستند که در آب گرم، شور و غنی از کربنات کلسیم در آب‌های دریا‌های حاشیه‌ای و اپی‌کانتیننتال شکوفا شده‌اند. بنابراین، آن‌ها، ابزار دیرینه اقیانوس‌شناسی مفیدی هستند که توسط آن‌ها، اکوسیستم‌های کربناته پلاژیک تتین کرتاسه شناسایی می‌شوند (دیاس-بریتو، ۲۰۰۰). آن‌ها در تغییر شرایط آب تحت تاثیر تغییرات سطح نسبی دریا شکوفا می‌شوند (دیاس-بریتو، ۲۰۰۰). گروه بنگستان در باختر ایران از توالی سنگ آهک و شیل با سن آپتین تا کامپانین تشکیل شده است. این گروه متشکل از چهار سازند کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام است (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). الیگوستژینیدها (کلسی اسفرها) در شش بازه زمانی آلبین بالایی، سنومانین تحتانی، سنومانین بالایی، تورونین، کنیاسین، سانتونین-کامپانین تجمع یافته‌اند (شکل ۱-۱۱) (آدامز و همکاران، ۱۹۶۷).

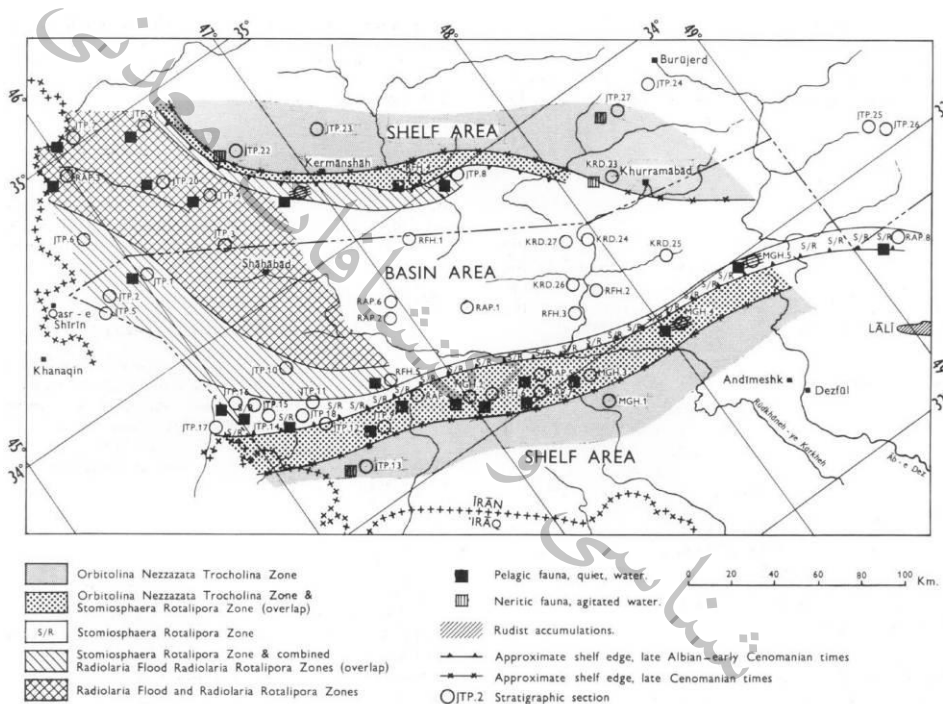


شکل ۱-۱۱- توزیع چینه‌ای الیگوستژینیدها (کلسی اسفرها) در گروه بنگستان در زیرزون لرستان (آدامز و همکاران، ۱۹۶۷).

^{۴۱} Tethyan organisms

در زیرزون لرستان، فونای غنی از کلسی اسفرها در سازند سروک به طور آشکاری با یک کمر بند باریک جداکننده متشکل از فونای شلف نریتیک (زون اربیتولینا-نزازاتا-تروکولینا^{۴۲}) که غنی از فونای پلانکتونیک نظیر رادیولاریا-روتالیپورا^{۴۳} است، محدود می شود (شکل ۱-۱۲) (آدامز و همکاران، ۱۹۶۷).

آدامز و همکاران (۱۹۶۷) پیشنهاد می دهند که کلسی اسفرها احتمالاً "موجودات کفزی و سکنانگزی^{۴۴} کم تحرک و یا بدون تحرک در بستر دریا هستند که در حاشیه خارجی شلف^{۴۵} حفظ شده اند.



شکل ۱-۱۲- گسترش جغرافیایی بیوزون های کرتاسه میانی در زیرزون لرستان (آدامز و همکاران، ۱۹۶۷).

^{۴۲} Orbitolina-Nezzazata-Trocholina Zone

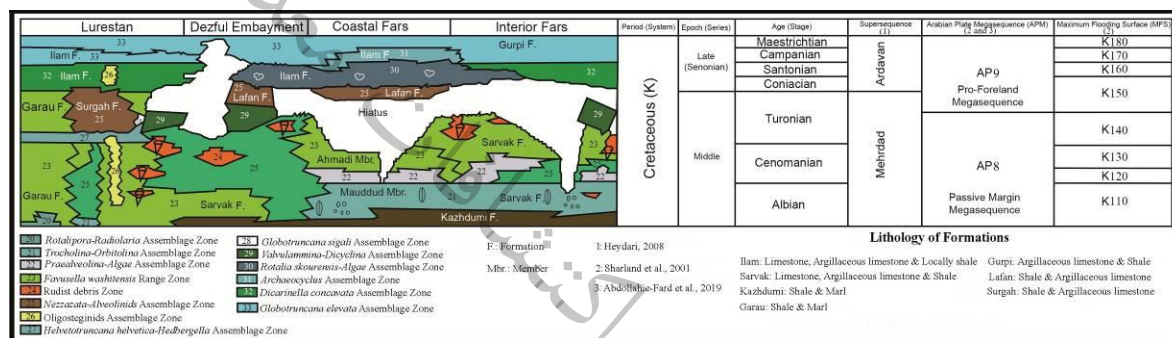
^{۴۳} Radiolaria-Rotalipora

^{۴۴} Benthonic and bottom-dwelling organisms

^{۴۵} Shelf outer edge

۶-۱- توزیع رخساره‌های زیستی در زیرزون‌های زاگرس

در شکل ۱-۱۳، گسترده‌ی رخساره‌های زیستی تعیین‌شده توسط وایند (۱۹۶۵) و آدامز و همکاران (۱۹۶۷) از سازند کژدمی تا گورپی (آلبین تا مایسترتیستین) در زیر زون‌های لرستان، فارس ساحلی، فارس داخلی و فروافتادگی دزفول مشخص شده است.



شکل ۱-۱۳- ارتباط بین رخساره‌های زیستی (وایند، ۱۹۶۵؛ آدامز و همکاران، ۱۹۶۷)، چینه‌نگاری و سنگ‌شناسی (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ عبدالمهدی فرد و همکاران، ۲۰۱۹)، سوپر سکانس‌های حوضه زاگرس (حیدری، ۲۰۰۸)، مگاسکانس‌های صفحه عربی (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱؛ عبدالمهدی فرد و همکاران، ۲۰۱۹) و سطح‌های مرتبط با حداکثر بالاآمدگی سطح آب صفحه عربی (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱) در زیرزون‌های لرستان، فارس ساحلی-داخلی و فروافتادگی دزفول از آلبین تا مایسترتیستین.

نهشته‌های سازند ایلام متشکل از سنگ‌آهک و به طور محلی از شیل و دارای رخساره زیستی *Dicarinella concavata* Assemblage Zone در زیرزون‌های لرستان و فارس داخلی، رخساره زیستی *Rotalia skourensis-Algae* Assemblage Zone در زیرزون‌های فارس ساحلی و فروافتادگی دزفول، رخساره زیستی *Archaeocyclus* Assemblage Zone در سانتونین پسین-کامپانین زیرزون فارس ساحلی و رخساره *Oligosteginids* Assemblage Zone در بخش کوچکی از زیرزون لرستان می‌باشد (وایند، ۱۹۶۵؛ آدامز و همکاران، ۱۹۶۷). این سازند در سوپر سکانس اردوان (حیدری، ۲۰۰۸) و

مگاسکانس شماره ۹ صفحه عربی^{۴۶} (مگاسکانس پروفورلند^{۴۷}) (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱) واقع شده است. البته لازم به ذکر است که رخساره‌های زیستی ذکرشده در شکل ۱-۱۳ بر مبنای واینده (۱۹۶۵) و آدامز و همکاران (۱۹۶۷) تعیین شده است، در حالی که مطالعات جدیدتری نظیر پرمولی سیلوا و ورگا (۲۰۰۴)، جنس‌های شاخص تورونین-کامپانین پشین و رخساره‌های زیستی معرفی شده بر اساس آن‌ها را معرفی کرده است. ایشان، شش رخساره زیستی استاندارد از تورونین تا کامپانین پشین (شامل بخش فوقانی سازند سروک، سازند سورگاه، سازند ایلام و بخش تحتانی سازند گورپی در حوضه زاگرس) پیشنهاد داده است. این رخساره‌ها به ترتیب از قدیم به جدید شامل: ۱- *Helvetoglobotruncana Helvetica* Total Range Zone (تورونین پشین-میانی)، ۲- *Marginotruncana sigali-Dicarinella primitive* Partial Range Zone (اواخر تورونین میانی)، ۳- *Dicarinella concavata* Interval Zone (اواخر تورونین-سانتونین)، ۴- *Dicarinella asymetrica* Total Range Zone (سانتونین پشین-ابتدای کامپانین)، ۵- *Globotruncana elevate* Partial Range Zone (کامپانین پشین) و ۶- *Globotruncana ventricosa* Interval Zone (کامپانین میانی-کامپانین پشین) می‌باشند (پرمولی سیلوا و ورگا، ۲۰۰۴).

۷-۱- توالی‌های هم‌ارز سازند ایلام در صفحه عربی

سازند ایلام با تغییرات سنگ‌شناسی در زیرزون‌های مختلف حوضه رسوبی زاگرس و کشورهای عربی مجاور مشاهده شده است (شکل ۱-۱۴). سازند ایلام در گروه بنگستان و هم‌ارزهای آن در صفحه عربی در گروه آروما قرار می‌گیرند. توالی‌های رسوبی هم‌ارز سازند ایلام در جنوب عراق، سازندهای تانوما و سادی؛ در شمال عراق، سازند کومتان؛ در کویت، سازند گودیر؛ در عربستان سعودی و بحرین، سازند آروما؛ در

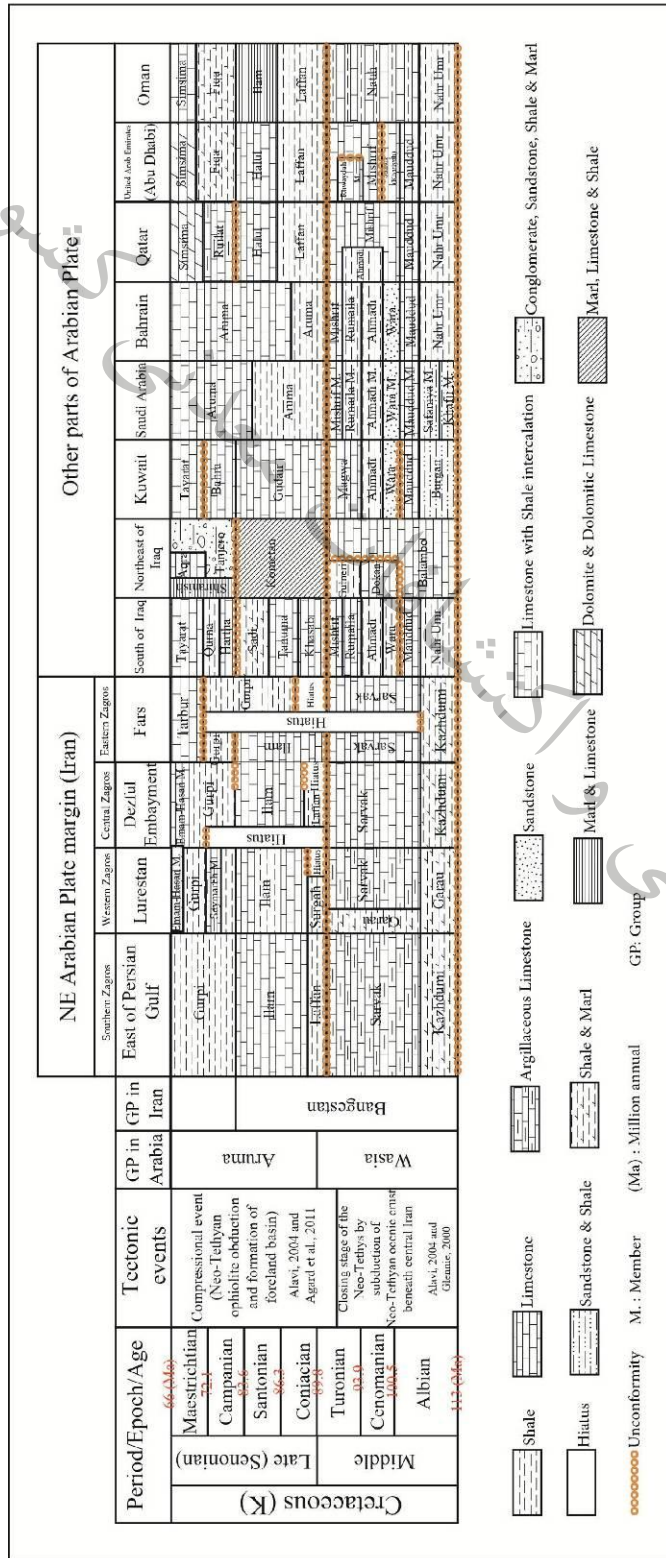
^{۴۶} Arabian Plate megasequence (AP^۹)

^{۴۷} Pro-foreland megesequence

کشورهای قطر، عمان و امارات متحده عربی (ناحیه ابوظبی)، سازندهای لافان و هالول می‌باشند (شکل ۱-۱۴). سازند ایلام در خلیج فارس عمدتاً از سنگ‌آهک، در زیرزون لرستان از سنگ‌آهک با میان‌لایه‌های شیلی و سنگ‌آهک آرژیلیک، در زیرزون‌های فارس و فروافتادگی دزفول عمدتاً از سنگ‌آهک تشکیل شده است (شکل ۱-۱۴). دو ناپیوستگی سراسری در آپتین پسین-آلبین پیشین و تورونین میانی در صفحه عربی قابل مشاهده است. البته ناپیوستگی‌ها و هیاتوس‌های محلی نیز در بخش‌های مختلف این صفحه مشاهده شده است (شکل ۱-۱۴).

۸-۱- ضرورت انجام پژوهش

سیستم‌های هیدروکربنی خاورمیانه عمدتاً با سن مزوزوئیک، تله از نوع ساختمانی، سنگ منشا از نوع شیلی و سنگ مخزن کربناته می‌باشند (Horn, ۲۰۰۳; Agard et al., ۲۰۱۱; Adam et al., ۲۰۱۸). با توجه به اهمیت تهنشست‌های مزوزوئیک حوضه زاگرس در تجمعات نفت و گاز و نیز عملکرد سازند ایلام به عنوان سنگ مخزن در برخی از میادین نفتی و سنگ منشا احتمالی در برخی دیگر از میادین (خصوصاً در نهشته‌های ریزدانه در باختر حوضه زاگرس)، بررسی محیط رسوبی سازند ایلام می‌تواند در درک چگونگی گسترش و تغییرات جانبی آن در مقیاس ناحیه‌ای در حوضه زاگرس مفید باشد. برخی از پژوهش‌گران نظیر اسدی مهماندوستی و همکاران (۱۳۹۶) و (Rahimpour-Bonab et al., ۲۰۱۲) محیط رسوبی این سازند را یک رمپ هوموکلینال تعیین کرده‌اند. با پی بردن به محیط رسوب‌گذاری و انطباق چینه‌شناسی بین رخنمون‌های سطحی مطالعه شده از این سازند، می‌توان به شناخت بیشتر حوضه رسوبی زاگرس در بازه زمانی تشکیل این سازند (کرتاسه پسین) امیدوار بود. مطالعات پیشین، سازند ایلام عمدتاً در برش‌های زیر سطحی در دشت آبادان و فرو افتادگی دزفول (استان خوزستان) متمرکز بوده است. لذا کمبود و حتی نبود مطالعات برش‌های سطحی این سازند در سایر مناطق دارای رخنمون سطحی



شکل ۱-۴ - توالی های هم‌ارز چینه‌شناسی زیرزون‌های زاگرس (حاشیه شمال خاوری صفحه عربی) و سایر بخش‌های صفحه عربی در طی آلبین-مایس‌ترین. مقدار عددی زمان از کوهن و همکاران (۲۰۲۲) آورده شده است. اطلاعات لازم جهت تعیین توالی‌های هم‌ارز و سنگ‌شناسی آن‌ها از جیمز و وایند (۱۹۶۵)، الشرحان و نایون (۱۹۸۸ و ۱۹۹۰)، کریستین (۱۹۹۷)، کندال و همکاران (۲۰۰۰)، سادوفی و همکاران (۲۰۰۱)، شارلند و همکاران (۲۰۰۱) و آل-عامری و زومبرگ (۲۰۱۲) استخراج شده است.

(بخش‌هایی از زیرزون‌های لرستان، فارس داخلی و ساحلی) کاملاً احساس می‌شود. سازند ایلام در زیر-زون‌های دشت آبادان، فروافتادگی دزفول، فارس ساحلی و داخلی با رخساره‌های رسوبی درشت‌دانه‌تر و کم‌ژرف‌تر به عنوان سنگ مخزن محسوب می‌شوند (Mehrabi et al., ۲۰۱۵; Bagherpour et al., ۲۰۲۱). اما در باختر حوضه زاگرس (زیرزون لرستان)، این سازند از رخساره‌های رسوبی ژرف‌تر و ریزدانه‌تر نسبت به سایر بخش‌های حوضه زاگرس تشکیل شده است (اسدی مهماندوستی و همکاران، ۱۳۹۸). پس مطالعات بررسی رخساره‌های سنگی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکansı در محدوده مورد مطالعه این پژوهش (باختر حوضه زاگرس) ضروری به نظر می‌رسد.

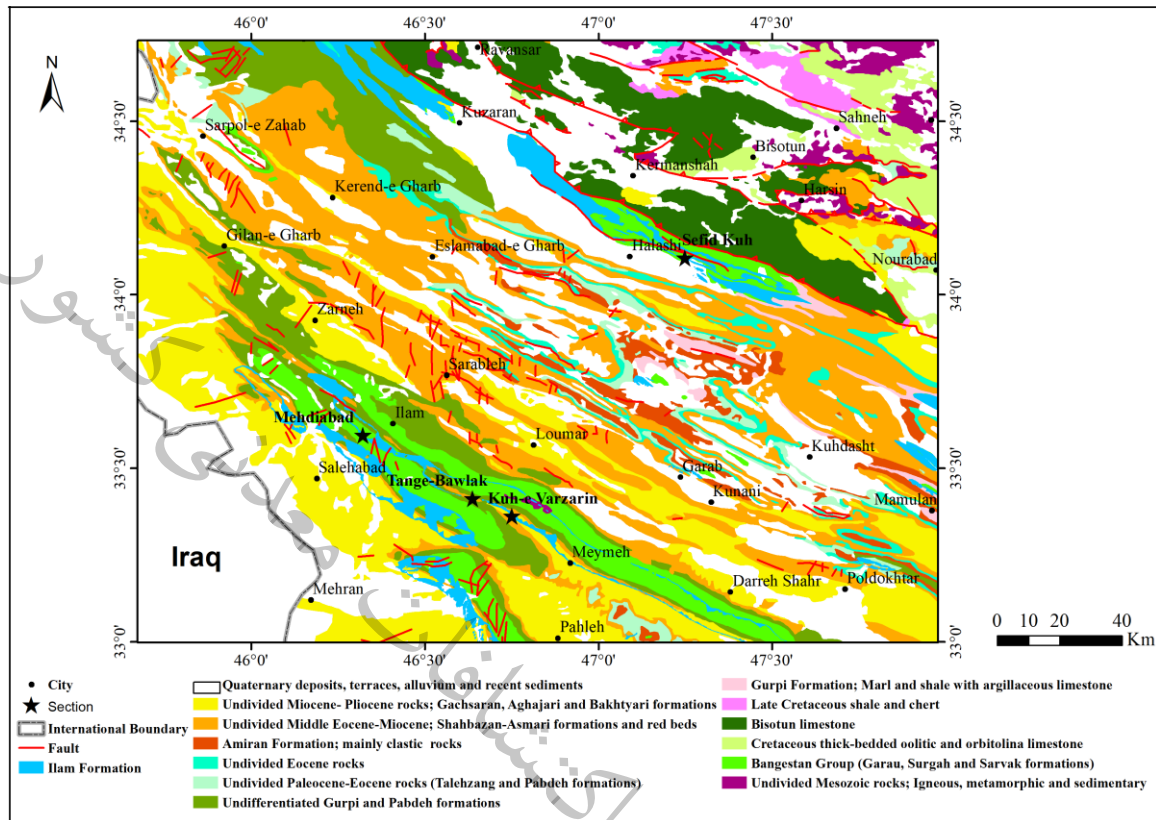
۹-۱- موقعیت جغرافیایی

برش‌های مورد مطالعه در استان‌های ایلام و کرمانشاه و به ترتیب در جاده ایلام به صالح‌آباد (برش مهدی‌آباد؛ $33^{\circ} 21' N$ و $46^{\circ} 19' 19'' E$)، در خاور شهرستان ملکشاهی (برش کوه ورزرین؛ $33^{\circ} 21' N$ و $46^{\circ} 45' 04'' E$)، شهرستان ملکشاهی (برش تنگ بولک؛ $33^{\circ} 24' 51'' N$ و $46^{\circ} 38' 24'' E$) و جنوب شهرستان کرمانشاه (برش سفیدکوه؛ $34^{\circ} 10' 00'' N$ و $47^{\circ} 24' 00'' E$) واقع شده است (شکل ۱-۱۵). برش سفیدکوه در زون زاگرس مرتفع و برش‌های مهدی‌آباد، تنگ بولک و کوه ورزرین در زون زاگرس چین‌خورده (زیرزون لرستان) قرار گرفته است.

۱۰-۱- مواد و روش‌ها

این پژوهش بر مبنای سه گروه از داده‌های کتابخانه‌ای، صحرایی و سنگ‌نگاری صورت گرفته است.

۱-۱۰-۱- مطالعات کتابخانه‌ای



شکل ۱-۱۵- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه. لازم به ذکر است که اطلاعات لازم جهت تهیه نقشه زمین‌شناسی فوق از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کبیر کوه (مک‌لود، ۱۹۷۰)، کوه ورزین (مک‌لود و روحی، ۱۹۷۰)، پل-دختر (تکین و مک‌لود، ۱۹۷۰)، نفت (مک‌لود و فزون‌مایه، ۱۹۷۱)، کوه‌دشت (مک‌لود، ۱۹۷۲)، مهران (مک‌لود و روحی، ۱۹۷۲)، پلنگه (لای‌ولین، ۱۹۷۴)، هرسین (شهیدی و نظری، ۱۳۷۷)، کرمانشاه (کریمی‌باوندپور، ۱۳۷۸)، ایلام (صداقت و شاوردی، ۱۳۷۸) و کرند (اژدری و شاوردی، ۱۳۸۴) استخراج شده است.

به منظور دسترسی به اهداف مورد نظر، ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی موجود منطقه مورد بررسی قرار گرفت و سپس با مطالعات کتابخانه‌ای منابع موجود (شامل مقاله‌ها، پایان‌نامه‌ها و گزارش‌های مرتبط با این پژوهش)، مطالعات صحرائی آغاز گردید.

۲-۱۰-۱- مطالعات صحرائی

در این پژوهش، چهار برش سطحی از رخنمون‌های سازند ایلام در استان‌های کرمانشاه و ایلام انتخاب و مورد بررسی قرار گرفتند. در هر چهار برش، نمونه‌برداری بطور سیستماتیک و بر اساس تغییرات سنگ-شناسی، رنگ و لایه‌بندی انجام گرفت. در هنگام نمونه‌برداری ضخامت رخنمون، شیب لایه‌ها، شیب توپوگرافی، رنگ لایه‌ها، نسبت سنگ‌آهک آرژیلیک به سنگ‌آهک و تغییرات آن جهت تعیین محتوی آرژیلیک آشکار (صحرائی)^{۴۸} محاسبه گردید. جهت تعیین ضخامت لایه‌های رسوبی (نازک‌لایه تا توده‌ای) از تاکر (۱۹۸۲) استفاده شده است. در برش سفیدکوه در استان کرمانشاه (سازند ایلام با ۲۵۶ متر ضخامت)، نمونه‌برداری از ۱۰ متر پایانی سازند سروک شروع و تا انتهای سازند ایلام صورت گرفت (۵۲ نمونه از سازند ایلام و دو نمونه از سازند سروک). به دلیل نداشتن رخنمون در بخش ابتدایی سازند گورپی، از این سازند نمونه‌برداری انجام نگردید. در برش‌های تنگ بولک (سازند ایلام با ضخامت ۱۱۲ متر)، کوه ورزرین (۱۸۷ متر ضخامت) و مهدی‌آباد (۱۸۳ متر ضخامت) واقع در استان ایلام به ترتیب ۲۴، ۴۴ و ۶۵ نمونه از سازند ایلام برداشت شد. در ضمن در برش کوه ورزرین از ۵ متر انتهایی سازند سورگاه ۲ نمونه و از ۵ متر ابتدایی سازند گورپی ۱ نمونه، در برش مهدی‌آباد از ۱۵ متر پایانی سازند سورگاه ۲ نمونه و از ۱۵ متر ابتدایی سازند گورپی ۲ نمونه و در برش تنگ بولک از ۵ متر انتهایی سازند سورگاه ۲ نمونه برداشت گردید. لازم به ذکر است که در برش تنگ بولک، بخش بالایی سازند ایلام و بخش پایینی سازند گورپی رخنمون ندارد و نمونه‌برداری از این بخش‌ها انجام نشده است. به منظور گردآوری نمونه‌های کم‌تر هوازده، نمونه‌برداری از ژرفای حدود ۳۵ سانتی‌متری انجام شده است.

^{۴۸} Apparent (field) argillaceous content

۳-۱۰-۱- مطالعات سنگ‌نگاری

به منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری از نمونه‌های برداشت‌شده در کارگاه تهیه برش نازک، برش نازک تهیه شده و جهت تفکیک کلسیت از دولومیت، برش‌ها توسط محلول آلیزارین قرمز^{۴۹} به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ‌آمیزی و سپس سطح آن‌ها با لامل پوشانده شد. در ادامه، مطالعات سنگ‌نگاری شامل تعیین دقیق اجزای آلوم (اسکلتی)، اجزای ارتوکم (خمیره و سیمان)، اجزای غیر کربناته و رده‌بندی سنگ می‌باشد. رده‌بندی سنگ‌ها بر اساس روش امری و کلوان (۱۹۷۱) (طبقه‌بندی تجدید نظر شده دانهام (۱۹۶۲)) صورت پذیرفت. انواع ریزرخساره‌ها^{۵۰} بر اساس انواع ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) (تغییریافته ریزرخساره‌های استاندارد ویلسون (۱۹۷۵)) و زون‌های رخساره‌ای^{۵۱} بر اساس فلوگل (۲۰۱۰) (تغییریافته کمربندهای رخساره‌ای^{۵۲} ویلسون (۱۹۷۵)) تعیین و بر مبنای آن‌ها، مدل محیط رسوبی سازند ایلام مشخص شد. لازم به ذکر است که ریزرخساره‌های استاندارد معرفی شده برای تمایز زون‌های (کمربندهای) رخساره‌ای عمده یک شلف کربناته حاشیه‌دار گرمسیری ایده‌آل^{۵۳} پیشنهاد شده است. اما به باور فلوگل (۲۰۱۰)، گاهی اوقات در صورت نیاز، می‌توان از این ریزرخساره‌های استاندارد برای سایر پلت‌فرم‌های کربناته در سایر عرض‌های جغرافیایی و موقعیت‌های اقلیمی استفاده نمود. در ضمن، زون زیستی بر اساس پرمولی‌سیلوا و ورگا (۲۰۰۴) تعیین شده است. همچنین اطلاعات لازم برای تعیین سکانس‌های رسوبی در شکل‌های ۲-۵، ۲-۸، ۲-۱۱ و ۲-۱۶ از بهبهانی (۱۴۰۱) استخراج شده است.

^{۴۹} Alizarin Red-S

^{۵۰} Microfacies

^{۵۱} Facies zones

^{۵۲} Facies belts

^{۵۳} Idealized tropical rimmed carbonate shelf

فصل دوم: رخساره‌های سنگی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

کشور

معدنی

اقتصاد

و

پژوهشی

زمین

سازمان

۱-۲- مقدمه

در این بخش برای شناسایی محیط رسوب گذاری از رخساره‌های سنگی و ریزرخساره‌ها استفاده شده است. در هر برش سطحی، تشخیص رخساره‌های سنگی بر اساس ویژگی‌های فیزیکی مانند ترکیبات کانی-شناسی، ضخامت طبقات و اجزای فرعی نظیر ندول‌های پیریت و چرت انجام شده است. برای شناسایی ریزرخساره‌ها نیز عمدتاً از ویژگی‌های بافتی (درصد ذرات تشکیل دهنده و ماتریکس)، وجود یا فقدان سیمان و محتوای زیستی (فسیلی) استفاده شده است. در ادامه بر پایه مطالعات ضحرای، شناسایی انواع رخساره‌های سنگی، بررسی ریزرخساره‌ها و ارتباطات عمودی و جانبی آن‌ها، محیط رسوب گذاری سازند ایلام در نواحی مورد مطالعه پیشنهاد شده است.

در برش‌های کوه ورزرین (ضخامت سازند ایلام ۱۸۷ متر) و مهدی‌آباد (ضخامت سازند ایلام ۱۸۳ متر)، مرزهای زیرین و بالایی سازند ایلام به ترتیب با سازندهای سورگاه و گورپی هم‌شیب و همراه با تغییر مشخص سنگ‌شناسی است. به طوری که نهشته‌های سازند ایلام به طور مشخص بر روی شیل‌های سازند سورگاه قرار گرفته و در بالا با مرز مشخص توسط شیل‌های سازند گورپی پوشیده می‌شود. در برش تنگ بولک (ضخامت سازند ایلام ۱۱۲ متر)، مرز زیرین سازند ایلام با سازند سورگاه، دگرشیب و همراه با تغییر مشخص سنگ‌شناسی است. مرز بالایی آن با سازند گورپی به علت نداشتن رخنمون و پوشیده بودن مشخص نیست. در برش سفیدکوه (ضخامت سازند ایلام ۲۵۶ متر)، مرزهای زیرین و بالایی سازند ایلام با سازندهای سروک و گورپی، هم‌شیب و همراه با تغییر مشخص سنگ‌شناسی است. گرچه بسیاری از پژوهش‌ها، وجود ناپیوستگی (مرزهای سکansı نوع یک و دو) را بین سازندهای سروک و ایلام در بخش‌های مختلف حوضه زاگرس معرفی کرده‌اند (علوی، ۲۰۰۴؛ عبدلهی‌فرد و همکاران، ۲۰۰۶؛ ارنگ و همکاران، ۲۰۱۸؛ عبدلهی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۹).

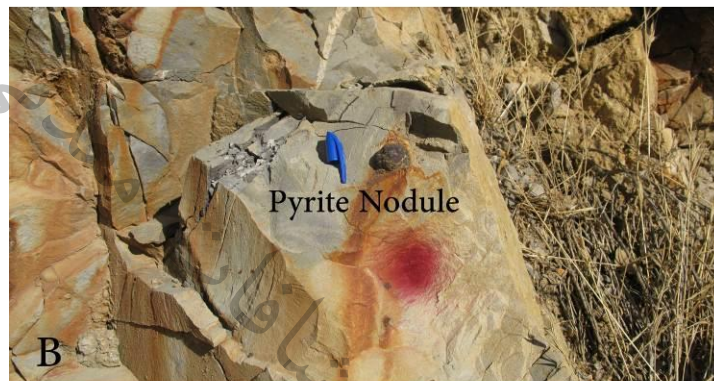
۲-۲- رخساره‌های سنگی

۲-۲-۱- برش مهدی آباد

در این برش، بخش انتهایی سازند سورگانه از سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه و شیل‌های آهکی بسیار ضخیم-لایه، سازند ایلام از سنگ‌آهک توده‌ای (۱۰ متر ابتدایی)، تناوب سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه تا توده‌ای همراه با ندول‌های پیریت با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک آرژیلیکی نازک‌لایه (ضخامت ۱۱ تا ۵۰ متری) (شکل‌های ۱-۲ تا ۳-۲)، تناوب سنگ‌آهک‌های متوسط-ضخیم‌لایه با سنگ‌آهک‌های آرژیلیکی نازک-متوسط‌لایه (ضخامت ۵۱ تا ۵۷ متری) (شکل ۲-۴)، تناوب سنگ‌آهک‌های توده‌ای با ندول‌های پیریت با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک آرژیلیکی نازک‌لایه (۵۸ تا ۱۶۹ متری)، تناوب سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم-لایه با سنگ‌آهک آرژیلیکی نازک تا ضخیم‌لایه (ضخامت ۱۷۰ تا ۱۸۳ متری) و ابتدای سازند گورپی از شیل‌های آهکی بسیار ضخیم‌لایه و سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه تشکیل شده است (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۱- رخساره‌های سنگی سنگ‌آهک توده‌ای و تناوب سنگ‌آهک همراه با ندول پیریت با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک‌های آرژیلیکی نازک‌لایه در ضخامت ۵۰ متری ابتدایی سازند ایلام در برش مهدی آباد (نگاه به سمت شمال).



شکل ۲-۲- نندول‌های پیریت در برش مهدی آباد. A-اکسید نشده، B-اکسید شده (لیمونیتی شده) (نگاه به سمت شمال باختر).



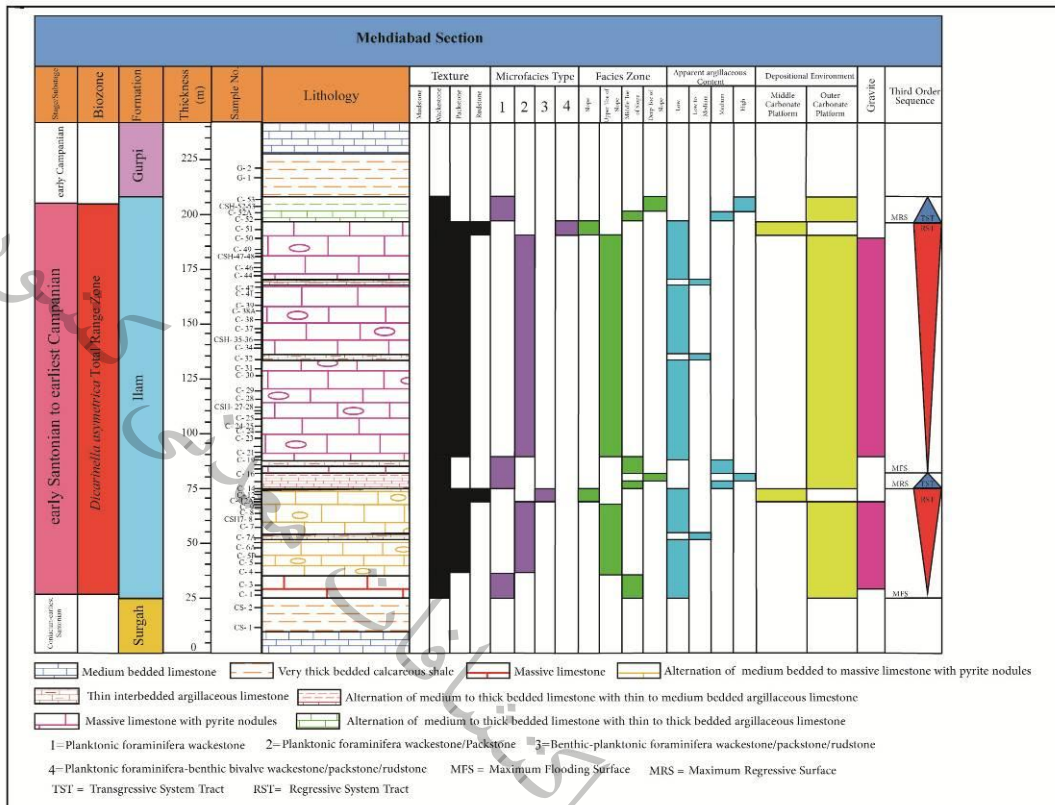
شکل ۲-۳- مرز زیرین سازند ایلام با سازند سورگاہ در برش مهدی آباد. مرز مشخص سازندهای سورگاہ و ایلام با تبدیل واحد شیلی سازند سورگاہ به واحد سنگ آهک سازند ایلام کاملاً مشخص است (نگاه به سمت شمال).



شکل ۲-۴- تناوب سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه با سنگ آهک آرژیلیکی نازک تا متوسط لایه در برش مهدی آباد (نگاه به سمت شمال).

۲-۲-۲- برش تنگ باولک

در این برش، بخش انتهایی سازند سورگه از سنگ آهک‌های متوسط لایه و شیل‌های آهکی بسیار ضخیم لایه (شکل ۲-۶)، سازند ایلام از سنگ آهک توده‌ای (۴ متر ابتدایی)، تناوب سنگ آهک توده‌ای تا ضخیم لایه با ندول‌های پیریت (ضخات ۵ تا ۷ متری)، سنگ آهک توده‌ای تا متوسط لایه با ندول‌های پیریت (ضخامت ۸ تا ۱۰ متر)، تناوب سنگ آهک توده‌ای تا ضخیم لایه با ندول‌های پیریت (ضخامت ۱۱ تا ۱۷ متری)، تناوب سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه با سنگ آهک آرژیلیکی نازک تا ضخیم لایه (ضخامت ۱۸ تا ۲۵ متری) (شکل ۲-۷)، تناوب سنگ آهک‌های متوسط لایه تا توده‌ای همراه با ندول‌های پیریت با میان لایه‌هایی از سنگ آهک‌های آرژیلیکی نازک لایه (ضخامت ۲۶ تا ۱۱۲ متری) و بخش ابتدایی سازند گورپی فاقد رخنمون و در ادامه از شیل‌های بسیار ضخیم لایه و سنگ آهک‌های متوسط لایه تشکیل شده است (شکل ۲-۸). لازم به ذکر است که سازند ایلام در این برش به صورت دگرشیب بر روی سازندهای سورگه و سروک قرار گرفته است (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۵- ستون سنگ‌نگاری، بافت، ریزرخساره‌ها، زون‌های رخساره‌ای، محتوی آرژیلیک آشکار (صحرائی)، محیط رسوبی، گراویت و سکناس‌های رده سوم توالی مطالعه‌شده در برش مهدی‌آباد.



شکل ۲-۶- بخش فوقانی سازند سروک، سازند سورگاه و بخش تحتانی سازند ایلام در برش تنگ باولک (نگاه به سمت خاور).



شکل ۲-۷- تناوب سنگ آهک و سنگ آهک آرژیلیکی در سازند ایلام در برش تنگ باولک (نگاه به سمت خاور).

Tang-e Bawlak Section																				
Stage/Substage	Biozone	Formation	Thickness (m)	Sample No.	Lithology	Texture			Microfacies Type			Facies Zone	Apparent argillaceous Content	Depositional Environment		Gravite	Third Order Sequence			
						Block	Bedded	Massive	1	2	3			Shore	Inner			Outer	Middle Carbonate Platform	Outer Carbonate Platform
early Campanian		Gurpi	160																	
early Santonian to earliest Campanian	<i>Dicarinella asymetrica</i> Toud Range Zone	Ilam	140	M-24																
			135	M-23																
			130	M-21																
			125	M-20																
			120	M-18																
			115	M-17																
			110	M-16																
			105	M-15																
			100	M-14																
			95	M-12																
			90	M-10																
			85	M-9																
			80	M-7																
			75	M-6																
70	M-5																			
65	M-1																			
60	S-M																			
55	S-M-A																			
50		Sturgh	20																	
0			0																	

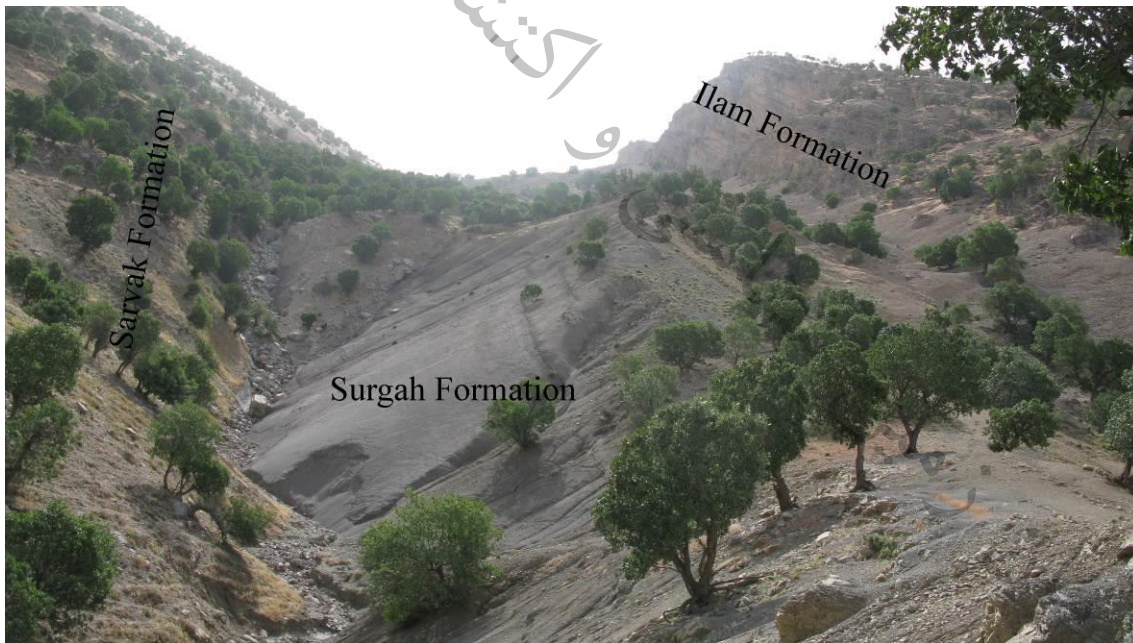
	Medium bedded limestone		Very thick bedded calcareous shale		Massive limestone		Alternation of thick bedded to massive limestone with pyrite nodules
	Thin interbedded argillaceous limestone		Alternation of medium to thick bedded limestone with thin to thick bedded argillaceous limestone		Alternation of medium bedded to massive limestone with pyrite nodules		Covered

1= Planktonic foraminifera wackestone 2= Planktonic foraminifera wackestone/Packstone 3= Benthic-planktonic foraminifera wackestone/packstone/rudstone
TST = Transgressive System Tract RST = Regressive System Tract MFS = Maximum Flooding Surface MRS = Maximum Regressive Surface

شکل ۲-۸- ستون سنگ‌نگاری، بافت، ریزرخساره‌ها، زون‌های رخساره‌ای، محتوی آرژیلیک آشکار (صحرايي)، محیط رسوبی، گراویت و سکنس‌های رده سوم توالی مطالعه‌شده در برش تنگ باولک.

۳-۲-۲- برش کوه ورزین

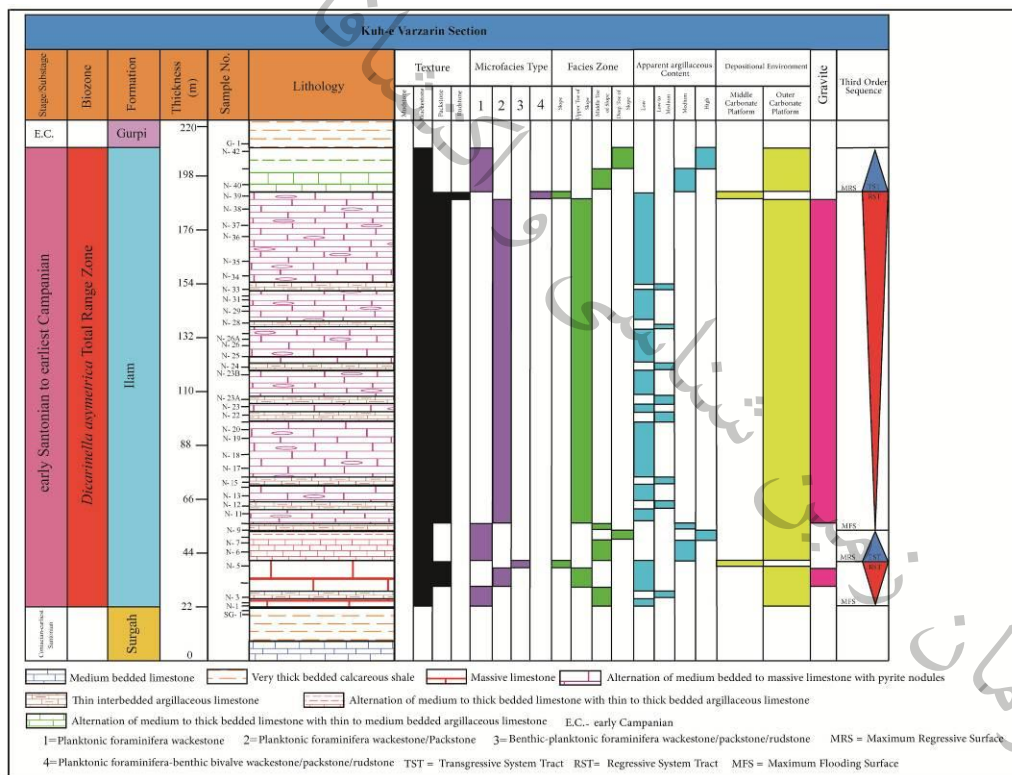
در این برش، بخش انتهایی سازند سورگاه از سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایه و شیل‌های آهکی بسیار ضخیم‌لایه (شکل ۲-۹)، سازند ایلام از تناوب سنگ‌آهک توده‌ای با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک آرژیلیک نازک‌لایه (۱۷ متر ابتدایی)، تناوب سنگ‌آهک متوسط-ضخیم‌لایه با سنگ‌آهک آرژیلیک نازک-ضخیم‌لایه (ضخامت ۱۸ تا ۲۸ متری) (شکل ۲-۱۰)، تناوب سنگ‌آهک متوسط‌لایه تا توده‌ای همراه با ندول‌های پیریت با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک آرژیلیک نازک‌لایه (ضخامت ۲۹ تا ۱۷۲ متری)، تناوب سنگ‌آهک-های متوسط تا ضخیم‌لایه با سنگ‌آهک‌های آرژیلیک نازک تا متوسط‌لایه (ضخامت ۱۷۳ تا ۱۸۷ متری) و شیل‌های بسیار ضخیم‌لایه سازند گورپی تشکیل شده است (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۹ - بخش فوقانی سازند سروک، سازند سورگاه و بخش تحتانی سازند ایلام در برش کوه ورزین (نگاه به سمت باختر).



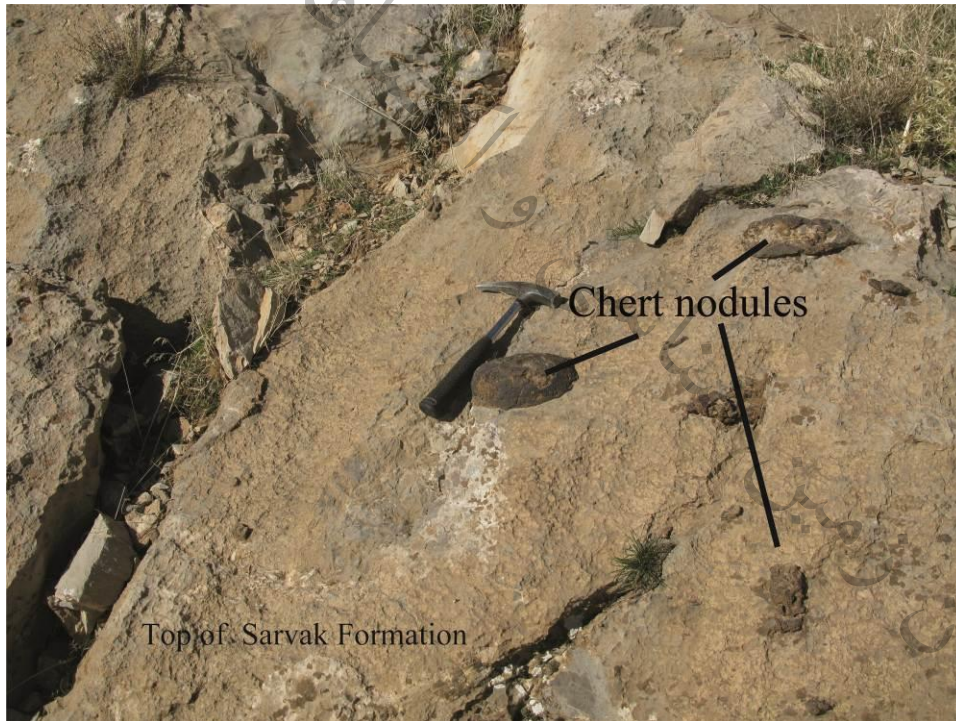
شکل ۲-۱۰- تناوب سنگ آهک و سنگ آهک آرزلیکی در سازند ایلام در برش کوه ورزین (نگاه به سمت شمال باختر).



شکل ۲-۱۱- ستون سنگ‌نگاری، بافت، ریزرخساره‌ها، زون‌های رخساره‌ای، محتوی آرزلیک آشکار (صحرایی)، محیط رسوبی، گراویت و سکانس‌های رده سوم توالی مطالعه‌شده در برش کوه ورزین.

۴-۲-۲-برش سفیدکوه

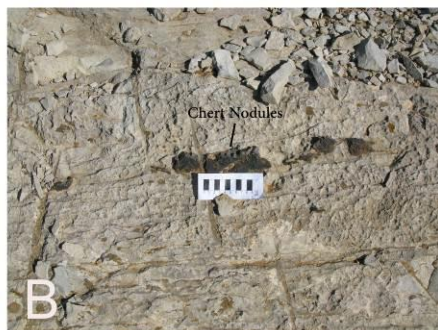
در این برش، بخش انتهایی سازند سروک از سنگ‌آهک‌های توده‌ای با ندول‌های چرت (شکل‌های ۲-۱۲ و ۲-۱۳)، سازند ایلام از تناوب سنگ‌آهک ضخیم‌لایه تا توده‌ای با سنگ‌آهک آرژیلیکی نازک تا بسیار ضخیم‌لایه (۱۴۳ متر ابتدایی)، تناوب سنگ‌آهک ضخیم‌لایه تا توده‌ای همراه با ندول‌های چرت با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک آرژیلیکی نازک‌لایه (ضخامت ۱۴۴ تا ۲۴۷ متری) (شکل ۲-۱۴)، تناوب سنگ‌آهک ضخیم‌لایه تا توده‌ای با سنگ‌آهک آرژیلیک نازک تا بسیار ضخیم‌لایه (ضخامت ۲۴۸ تا ۲۵۶ متری) (شکل ۲-۱۵)، سازند گورپی در بخش ابتدایی فاقد رخنمون و در ادامه با شیل‌های آهکی بسیار ضخیم‌لایه تشکیل شده است. (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۲- ندول‌های چرت در بخش فوقانی سازند سروک در برش سفیدکوه (نگاه به سمت شمال خاور).

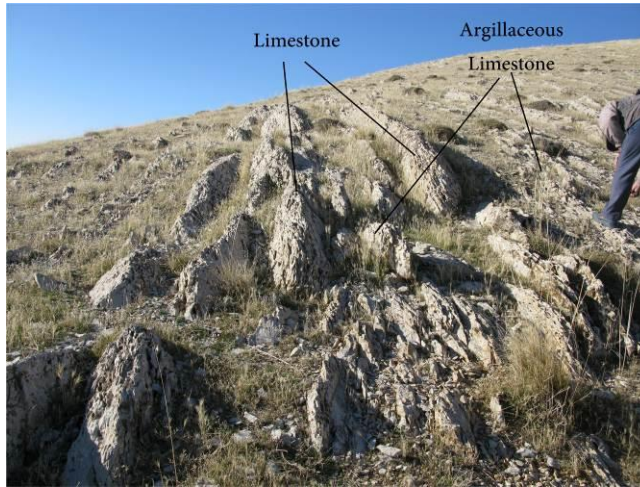


شکل ۲-۱۳- توالی سازندهای سروک، ایلام و گورپی در برش سفیدکوه (نگاه به سمت شمال).



شکل ۲-۱۴- ندول‌های چرت سازند ایلام
در برش سفیدکوه. A- در ضخامت ۱۶۰ متری.
B- در ضخامت ۲۰۰ متری. ندول‌های چرت به صورت
لایه‌بندی دروغین در امتداد لایه‌بندی سنگ‌های
آهک مشاهده می‌شود.

سازمان



شکل ۲-۱۵- تناوب سنگ آهک با سنگ آهک آرژیلیک در سازند ایلام در برش سفیدکوه (نگاه به سمت خاور).

Stage/Substage	Biozone	Formation	Thickness (m)	Sample No.	Lithology	Texture			Microfacies Type			Facies Zone	Apparent argillaceous Content			Depositional Environment			Gravite	Third Order Sequence		
						Medium	Blocky	Blocky	1	2	3		Low	Medium	High	Middle Carbonate Platform	Outer Carbonate Platform	Basin				
early Campanian		Gurpi	290	L. 1-2, L. 1-3, L. 1-4, L. 1-5, L. 1-6, L. 1-7, L. 1-8, L. 1-9, L. 1-10, L. 1-11, L. 1-12, L. 1-13, L. 1-14, L. 1-15, L. 1-16, L. 1-17, L. 1-18, L. 1-19, L. 1-20, L. 1-21, L. 1-22, L. 1-23, L. 1-24, L. 1-25, L. 1-26, L. 1-27, L. 1-28, L. 1-29, L. 1-30, L. 1-31, L. 1-32, L. 1-33, L. 1-34, L. 1-35, L. 1-36, L. 1-37, L. 1-38, L. 1-39, L. 1-40, L. 1-41, L. 1-42, L. 1-43, L. 1-44, L. 1-45, L. 1-46, L. 1-47, L. 1-48, L. 1-49, L. 1-50, L. 1-51, L. 1-52, L. 1-53, L. 1-54, L. 1-55, L. 1-56, L. 1-57, L. 1-58, L. 1-59, L. 1-60, L. 1-61, L. 1-62, L. 1-63, L. 1-64, L. 1-65, L. 1-66, L. 1-67, L. 1-68, L. 1-69, L. 1-70, L. 1-71, L. 1-72, L. 1-73, L. 1-74, L. 1-75, L. 1-76, L. 1-77, L. 1-78, L. 1-79, L. 1-80, L. 1-81, L. 1-82, L. 1-83, L. 1-84, L. 1-85, L. 1-86, L. 1-87, L. 1-88, L. 1-89, L. 1-90, L. 1-91, L. 1-92, L. 1-93, L. 1-94, L. 1-95, L. 1-96, L. 1-97, L. 1-98, L. 1-99, L. 1-100	Very thick bedded calcareous shale	Massive limestone with chert nodules	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	
early Santonian to earliest Campanian	<i>Dicorinella asymmetrica</i> Total Range Zone	Illam	260-290	L. 1-1, L. 1-2, L. 1-3, L. 1-4, L. 1-5, L. 1-6, L. 1-7, L. 1-8, L. 1-9, L. 1-10, L. 1-11, L. 1-12, L. 1-13, L. 1-14, L. 1-15, L. 1-16, L. 1-17, L. 1-18, L. 1-19, L. 1-20, L. 1-21, L. 1-22, L. 1-23, L. 1-24, L. 1-25, L. 1-26, L. 1-27, L. 1-28, L. 1-29, L. 1-30, L. 1-31, L. 1-32, L. 1-33, L. 1-34, L. 1-35, L. 1-36, L. 1-37, L. 1-38, L. 1-39, L. 1-40, L. 1-41, L. 1-42, L. 1-43, L. 1-44, L. 1-45, L. 1-46, L. 1-47, L. 1-48, L. 1-49, L. 1-50, L. 1-51, L. 1-52, L. 1-53, L. 1-54, L. 1-55, L. 1-56, L. 1-57, L. 1-58, L. 1-59, L. 1-60, L. 1-61, L. 1-62, L. 1-63, L. 1-64, L. 1-65, L. 1-66, L. 1-67, L. 1-68, L. 1-69, L. 1-70, L. 1-71, L. 1-72, L. 1-73, L. 1-74, L. 1-75, L. 1-76, L. 1-77, L. 1-78, L. 1-79, L. 1-80, L. 1-81, L. 1-82, L. 1-83, L. 1-84, L. 1-85, L. 1-86, L. 1-87, L. 1-88, L. 1-89, L. 1-90, L. 1-91, L. 1-92, L. 1-93, L. 1-94, L. 1-95, L. 1-96, L. 1-97, L. 1-98, L. 1-99, L. 1-100	Very thick bedded calcareous shale	Massive limestone with chert nodules	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	
Conician			50-260	L. 1-1, L. 1-2, L. 1-3, L. 1-4, L. 1-5, L. 1-6, L. 1-7, L. 1-8, L. 1-9, L. 1-10, L. 1-11, L. 1-12, L. 1-13, L. 1-14, L. 1-15, L. 1-16, L. 1-17, L. 1-18, L. 1-19, L. 1-20, L. 1-21, L. 1-22, L. 1-23, L. 1-24, L. 1-25, L. 1-26, L. 1-27, L. 1-28, L. 1-29, L. 1-30, L. 1-31, L. 1-32, L. 1-33, L. 1-34, L. 1-35, L. 1-36, L. 1-37, L. 1-38, L. 1-39, L. 1-40, L. 1-41, L. 1-42, L. 1-43, L. 1-44, L. 1-45, L. 1-46, L. 1-47, L. 1-48, L. 1-49, L. 1-50, L. 1-51, L. 1-52, L. 1-53, L. 1-54, L. 1-55, L. 1-56, L. 1-57, L. 1-58, L. 1-59, L. 1-60, L. 1-61, L. 1-62, L. 1-63, L. 1-64, L. 1-65, L. 1-66, L. 1-67, L. 1-68, L. 1-69, L. 1-70, L. 1-71, L. 1-72, L. 1-73, L. 1-74, L. 1-75, L. 1-76, L. 1-77, L. 1-78, L. 1-79, L. 1-80, L. 1-81, L. 1-82, L. 1-83, L. 1-84, L. 1-85, L. 1-86, L. 1-87, L. 1-88, L. 1-89, L. 1-90, L. 1-91, L. 1-92, L. 1-93, L. 1-94, L. 1-95, L. 1-96, L. 1-97, L. 1-98, L. 1-99, L. 1-100	Very thick bedded calcareous shale	Massive limestone with chert nodules	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone
Taronian		Survak	0-50	L. 1-1, L. 1-2, L. 1-3, L. 1-4, L. 1-5, L. 1-6, L. 1-7, L. 1-8, L. 1-9, L. 1-10, L. 1-11, L. 1-12, L. 1-13, L. 1-14, L. 1-15, L. 1-16, L. 1-17, L. 1-18, L. 1-19, L. 1-20, L. 1-21, L. 1-22, L. 1-23, L. 1-24, L. 1-25, L. 1-26, L. 1-27, L. 1-28, L. 1-29, L. 1-30, L. 1-31, L. 1-32, L. 1-33, L. 1-34, L. 1-35, L. 1-36, L. 1-37, L. 1-38, L. 1-39, L. 1-40, L. 1-41, L. 1-42, L. 1-43, L. 1-44, L. 1-45, L. 1-46, L. 1-47, L. 1-48, L. 1-49, L. 1-50, L. 1-51, L. 1-52, L. 1-53, L. 1-54, L. 1-55, L. 1-56, L. 1-57, L. 1-58, L. 1-59, L. 1-60, L. 1-61, L. 1-62, L. 1-63, L. 1-64, L. 1-65, L. 1-66, L. 1-67, L. 1-68, L. 1-69, L. 1-70, L. 1-71, L. 1-72, L. 1-73, L. 1-74, L. 1-75, L. 1-76, L. 1-77, L. 1-78, L. 1-79, L. 1-80, L. 1-81, L. 1-82, L. 1-83, L. 1-84, L. 1-85, L. 1-86, L. 1-87, L. 1-88, L. 1-89, L. 1-90, L. 1-91, L. 1-92, L. 1-93, L. 1-94, L. 1-95, L. 1-96, L. 1-97, L. 1-98, L. 1-99, L. 1-100	Very thick bedded calcareous shale	Massive limestone with chert nodules	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Alternation of thick bedded to massive limestone with thin to very thick bedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone	Thin interbedded argillaceous limestone

شکل ۲-۱۶- ستون سنگ‌نگاری، بافت، ریزرخساره‌ها، زون‌های رخساره‌ای، محتوی آرژیلیک آشکار (صحرایی)، محیط رسوبی، گراویت و سکناس‌های رده سوم توالی مطالعه‌شده در برش سفیدکوه.

۳-۲- ریزرخساره‌ها

بدلیل مشابهت ریزرخساره‌ها^{۵۴} در برش‌های مطالعه‌شده سازند ایلام در این پژوهش، از توصیف جداگانه آن‌ها به تفکیک در هر برش سطحی خودداری شده است. چهار ریزرخساره در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شده است. ریزرخساره‌ها شامل ۱- پکستون/وکستون/مادستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک^{۵۵} (برش‌های سطحی مهدی‌آباد، کوه ورزین، سفیدکوه و تنگ باولک)، ۲- رودستون/پکستون/وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک^{۵۶} (برش‌های سطحی مهدی‌آباد، کوه ورزین، سفیدکوه و تنگ باولک)، ۳- رودستون/پکستون/وکستون حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینیفر پلانکتونیک^{۵۷} (برش‌های سطحی مهدی‌آباد و کوه ورزین) و ۴- وکستون حاوی کلسی‌اسفر^{۵۸} و فرامینیفر پلانکتونیک (برش سطحی سفیدکوه) می‌باشند. در جدول ۱-۲ ویژگی‌ها و خصوصیات این ریزرخساره‌ها ذکر شده است. ریز-رخساره‌های مطالعه‌شده دارای گلوکونیت‌های نیمه‌گردشده، تخم‌مرغی‌شکل^{۵۹} و دارای حاشیه واکنشی (اکسیدشده) که احتمالاً " نشان‌دهنده انتقال پری‌ژنیک^{۶۰} (بطور محلی دارای جابجایی مجدد و ته‌نشست) است، می‌باشد (مک‌کونچی و لوییس، ۱۹۷۸؛ لوییس و مک‌کونچی، ۱۹۹۴) (شکل ۲-۱۷ A و C).

^{۵۴} Microfacies

^{۵۵} Planktonic foraminifera mudstone/wackestone/packstone

^{۵۶} Benthic-planktonic foraminifera wackestone/packstone/rudstone

^{۵۷} Planktonic foraminifera-benthic bivalve wackestone/packstone/rudstone

^{۵۸} Planktonic foraminifera-calcisphere wackestone

^{۵۹} Ovoidal

^{۶۰} Perigenic transport

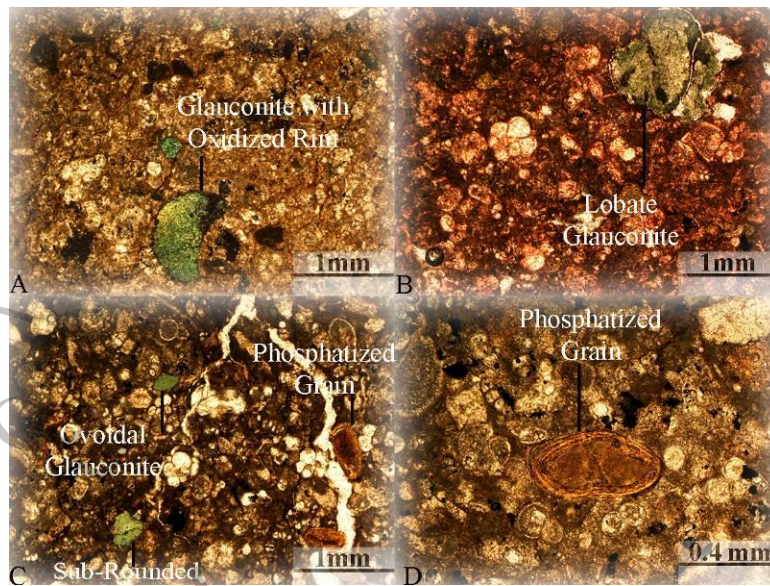
جدول ۲-۱- ویژگی‌های بافتی، سنگ‌نگاری، اجزای تشکیل‌دهنده، ویژگی‌های دیاژنتیک و رسوبی ریزرخساره‌های مشاهده‌شده در سازند ایلام

Microfacies Types	Major Components	Minor Components	Diagenetic Features	Depositional Features	Energy Level	Standard Microfacies Types (SMF) (Flügel, ۲۰۱۰)
Planktonic foraminifera Mudstone/wackestone/packstone	Planktonic foraminifera (۹-۷۷٪)	Bivalve (۱-۵٪), Echinoid (۱-۹٪), bryozoa (۱-۳٪) Pyrite crystals (۱-۴٪), Phosphatized and glauconitized bioclasts (۱-۵٪)	Blocky calcite, fracture filling spary calcite, stylolite, dissolution seam, vuggy and fracture porosity, epitaxial and syntaxial cement, geopetal fabric and neomorphism (micritization)	Truncation surface, graded bedding and coupled laminae (couplets of wackestone and packstone laminae), bioturbation	Low-medium	SMF ۳
Benthic-planktonic foraminifera wackestone/packstone/rudstone	Planktonic foraminifera (۳۶-۴۵ %) and benthic foraminifera (۱۷-۲۳٪)	Echinoid (۱-۴٪), bivalve (۱-۳٪), bryozoan (۱-۲٪), ostracoda (۱-۲٪), pyrite crystals (۱-۳٪), Phosphatized and glauconitized bioclasts (۱-۳٪)	Blocky calcite, fracture filling spary calcite, syntaxial cement, stylolite and neomorphism	Truncation surface, bioturbation	Medium	SMF ۵
Planktonic foraminifera-benthic bivalve wackestone/packstone/rudstone	Benthic bivalve (۴۵-۷۰٪) and planktonic foraminifera (۱۰-۱۳٪)	Pyrite crystal (۱-۲٪), Phosphatized and glauconitized bioclasts (۱-۲٪)	Fracture filling spary calcite, blocky calcite, syntaxial cement, Dissolution seam, fracture porosity	Bioturbation	Medium	SMF ۱۲
Planktonic foraminifera-calcisphere wackestone	Calcisphere (۳۰-۳۲٪) and Planktonic foraminifera (۱۷-۲۰٪)	Bivalve (۱-۴٪), echinoid (۱-۳٪), Chert crystal (۱-۳٪), pyrite crystals (۱-۵٪), Phosphatized and glauconitized bioclasts (۱-۲٪)	Blocky calcite, fracture filling spary calcite, stylolite, geopetal fabric	Bioturbation	Low	SMF ۳

در ضمن برخی از آن‌ها کاملاً^{۶۱} چندبخشی است که بیانگر تشکیل آن‌ها در همین حوضه (به صورت

پریژنیک و یا اتورژنیک^{۶۲}) می‌باشد (مک‌کونچی و لوییس، ۱۹۷۸) (شکل ۲-۱۷ B). رادمین و همکاران

^{۶۱} Lobate



شکل ۲-۱۷- انواع گلوکونیت‌ها و دانه‌های فسفات‌دهنده در نهشته‌های سازند ایلام. A- گلوکونیت با حاشیه اکسیدشده در نمونه C-۴ برش مهدی آباد (نور XPL). B- گلوکونیت چند بخشی در نمونه M-۱۷ برش تنک باولک (نور PPL). C- گلوکونیت‌های تخم مرغی، نیمه گرد شده و دانه‌های فسفات‌دهنده در نمونه N-۱۰ برش کوه ورزین (نور PPL). D- دانه فسفات‌دهنده (بیوکلیست فسفات‌دهنده) در نمونه C-۱۰ برش مهدی آباد (نور PPL).

(۲۰۱۷) بیان کردند که گلوکونیت‌های سبزرنگ دگرسان نشده (در مقابل گلوکونیت‌های قهوه‌ای‌رنگ دگرسان شده) در نتیجه نهشته شدن اتوژنیک و تبلور مجدد در رسوبات کرتاسه پسین-پالئوسن بوجود می‌آید. همچنین، جورشدگی خوب و وجود شکستگی‌های سطحی و ژرف در دانه‌های گلوکونیت نشان‌دهنده اتوژنیک بودن آن‌هاست (حقاب احمد و ال-واحد، ۲۰۱۶). بطور کلی منشاها پیشنهاد شده برای گلوکونیت‌ها شامل: ۱- رسوب‌گذاری شیمیایی، ۲- دگرسانی میکاهای آواری^{۶۳}، ۳- دگرسانی پلت‌های مدفوعی^{۶۴}، ۴- دگرسانی پرشدگی رسی پوسته فسیل‌ها^{۶۵}، ۵- جانشینی شیمیایی و ۶- تراکم مکانیکی^{۶۶}

^{۶۳} Outhigenic

^{۶۴} Altration of detritical micas

^{۶۵} Altration of fecal pellets

^{۶۶} Altration of clay filling of fossils tests

^{۶۷} Mechanical aggregation

می‌باشد (بندیو پادیای، ۲۰۰۷). در ضمن در این رسوبات، دانه‌های فسفات^{۶۷} (بیوکست‌های فسفات) نیز مشاهده شده است (شکل ۲-۱۷ C و D).

در نهشته‌های مطالعه‌شده، بلورهای پیریت یوهدرال-ساب‌هدرال مکعبی^{۶۸} در حرات فسیل‌ها، خمیره سنگ و در بلورهای چرت (برش سطحی سفیدکوه) مشاهده شده است (شکل ۲-۱۸). بطور کلی پیریت در اکثر محیط‌های رسوبی، تشکیل و در محیط‌هایی با $\text{pH}=2-10$ بیش‌ترین پایداری را دارد (داکوستا و همکاران، ۲۰۱۷). پیریت حتی در محیط‌های ساب‌اکسیک (محیط بین محیط‌های اکسیدان و فقیر از اکسیژن) نیز پایدار می‌ماند (ریکارد، ۲۰۱۲). حساسیت به شرایط اکسیداسیون-احیای^{۶۹} پیریت می‌تواند به عنوان نشان‌گر سطوح اکسیژن پایین در هنگام رسوب‌گذاری آن‌ها مد نظر قرار گیرد (انگلد و همکاران، ۲۰۰۲). حداکثر محدودیت اکسیژن در میزان حفظ‌شدگی پیریت در توالی‌های رسوبی مرتبط با نوع انتقال فیزیکی (انتقال سریع، نواحی با فرسایش سریع و اقلیم خشک) و رسوب‌گذاری آن‌ها است (جانسون و همکاران، ۲۰۱۴). در طی دیاژنز دفنی در صورت عدم تاثیر سیال‌های اکسیدکننده نیز پایدار باقی می‌مانند (داکوستا و همکاران، ۲۰۱۷). پیریت‌ها دارای ریخت‌شناسی گوناگونی در نهشته‌های مدرن و دیرینه هستند (کانفیلد و رایسول، ۱۹۹۱). آن‌ها دارای انواع دانه‌تمشکی^{۷۰}، متراکم^{۷۱}، تیغه‌ای^{۷۲} و هم‌بعد^{۷۳}

^{۶۷} Phosphatized grains

^{۶۸} Cubic subhedral-euhedral pyrite

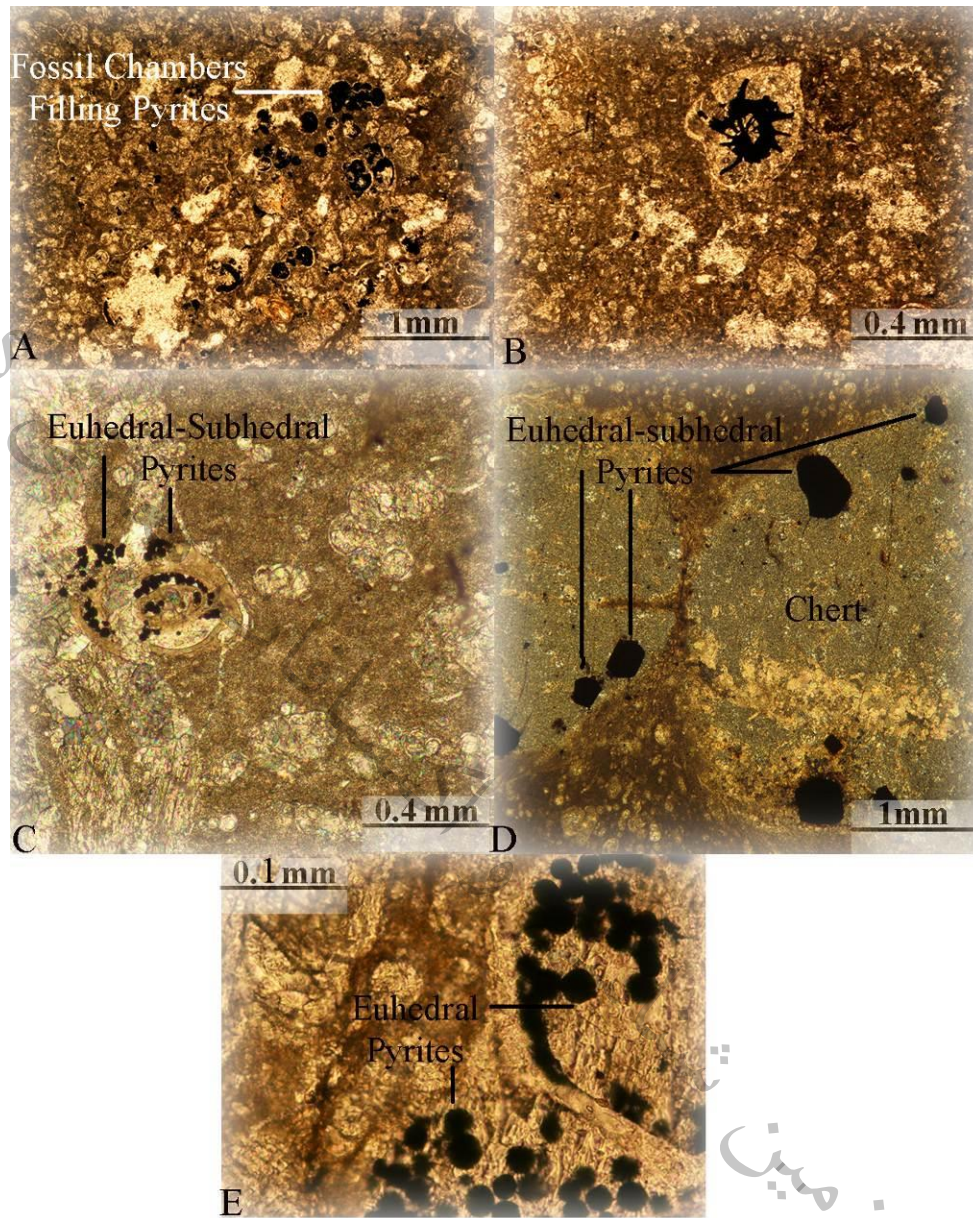
^{۶۹} Redox-sensitivity

^{۷۰} Framboidal

^{۷۱} Aggregates

^{۷۲} Bladed

^{۷۳} Equant



شکل ۲-۱۸- پیریت‌های یوهدرال-ساب‌هدرال در نهشته‌های سازند ایلام. A و B- پیریت‌های پرکننده حفرات فسیل‌ها در نمونه C-۱۳ برش مهدی‌آباد (نور PPL). C تا E- پیریت‌های یوهدرال-ساب‌هدرال در حفرات فسیل‌ها و بلورهای چرت. به ترتیب در نمونه‌های M-۱۱، CH-۲ و N-۳۱ در برش‌های تنگ باولک، سفیدکوه و کوه ورزین. شکل‌های C و D در نور XPL و شکل E در نور PPL.

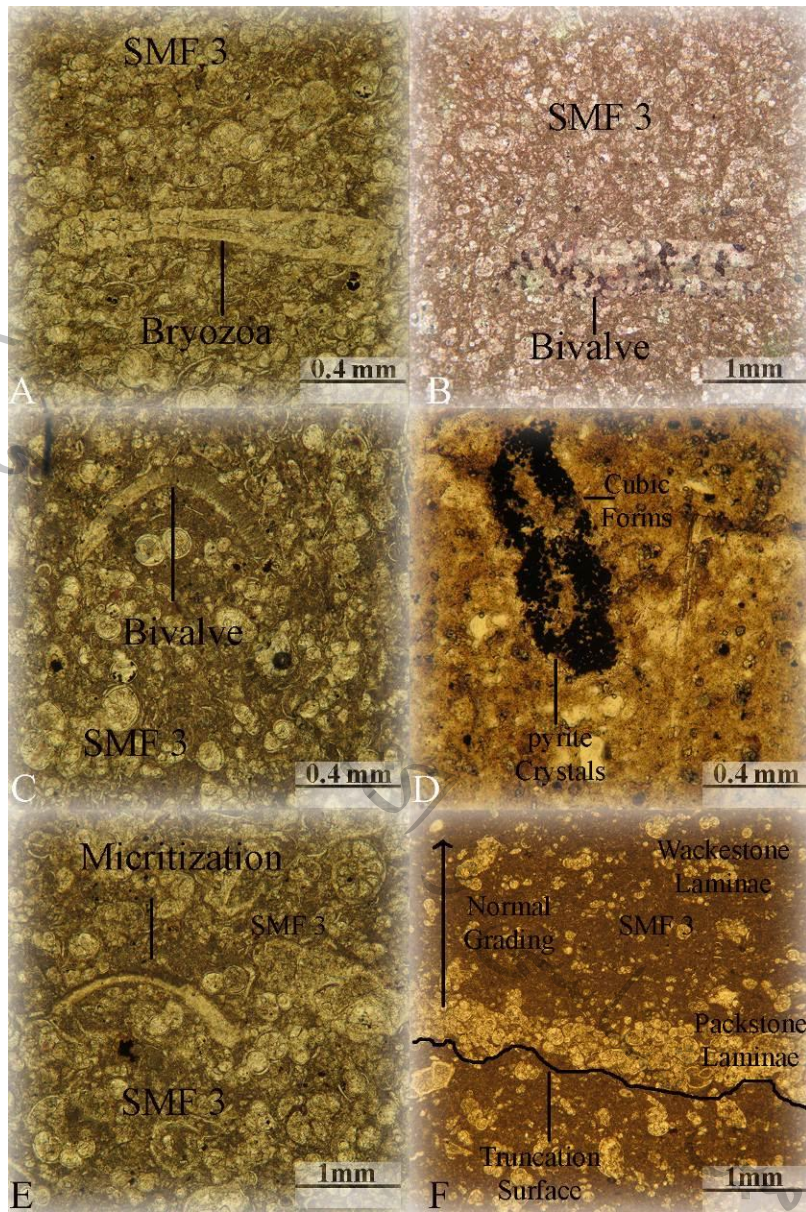
هستند. انواع دانه‌تمشکی و یوهدرال‌های (مکعبی) کوچک در رسوبات از سایر پیریت‌ها فراوان‌ترند (گلدهابر، ۲۰۰۳). پیریت‌های دانه‌تمشکی در مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شوند و ویژگی‌های گوناگونی

از محیط رسوبی را در طی مراحل بعدی دیاژنز حفظ می‌کنند (ویلکین و بارنس، ۱۹۹۶؛ ویلکین و همکاران، ۱۹۹۶؛ ویگنال و نیوتن، ۱۹۹۸). پیریت‌های ساب‌هدرال عمدتاً در مراحل انتهایی دیاژنز مانند دیاژنز دفنی تشکیل می‌شوند و نشان‌دهنده شرایط فقیر از اکسیژن در این محیط‌های دیاژنزی است (لیو و همکاران، ۲۰۲۲). لیو و همکاران (۲۰۲۰) بیان کردند که پیریت‌های دانه‌تمشکی توسط فرایندهای مرتبط با باکتری‌های احیاکننده سولفات و پیریت‌های یوهدرال از تکامل پیریت‌های دانه‌تمشکی بوجود می‌آیند. لیو و همکاران (۲۰۲۲) نیز تشکیل پیریت‌های ساب‌هدرال را از تکامل پیریت‌های دانه‌تمشکی دانستند.

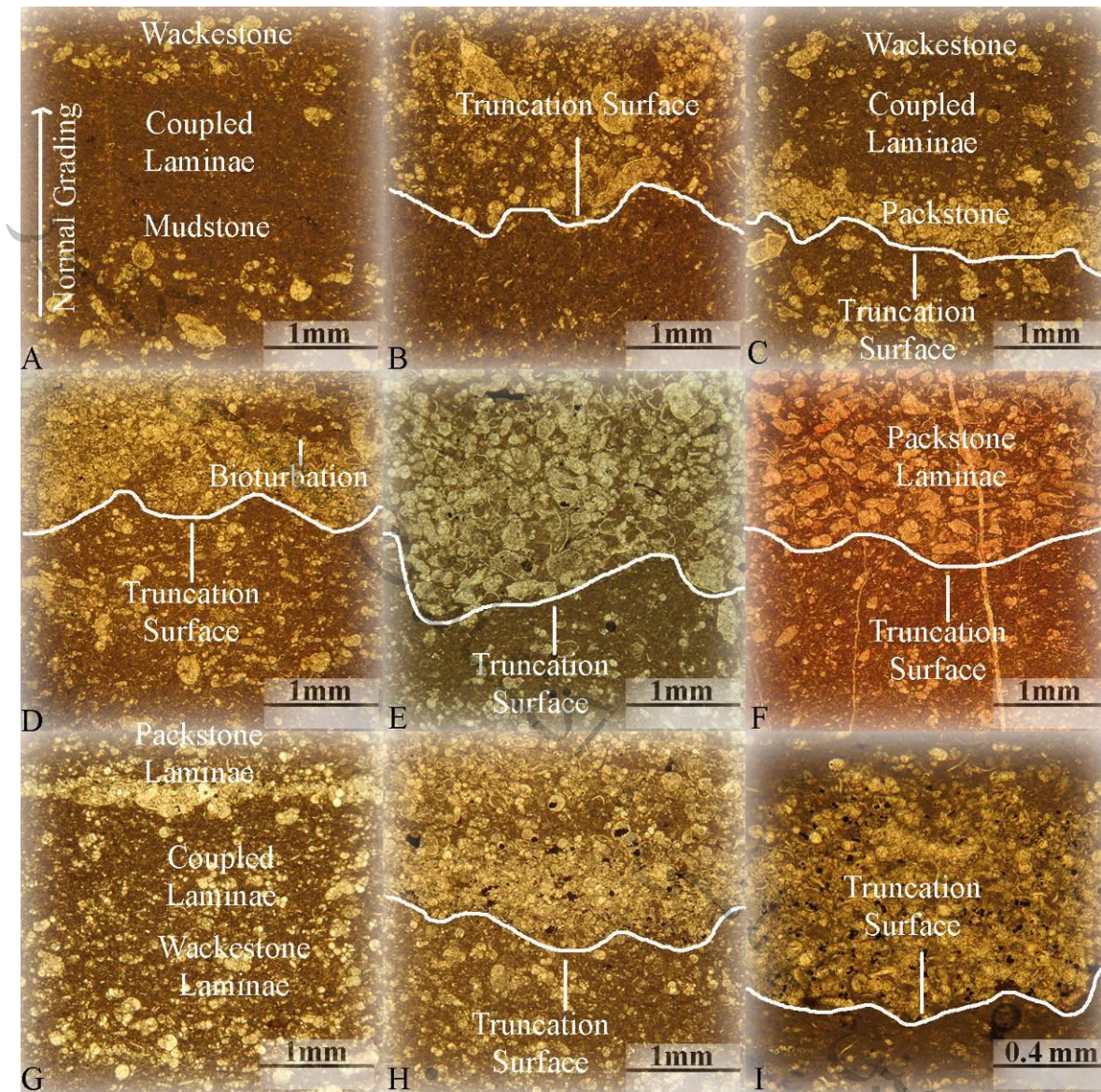
۴-۲- تحلیل ریزرخساره‌ها و زون‌های رخساره‌ای

۴-۲-۱- ریزرخساره پکستون/وکستون/مادستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک

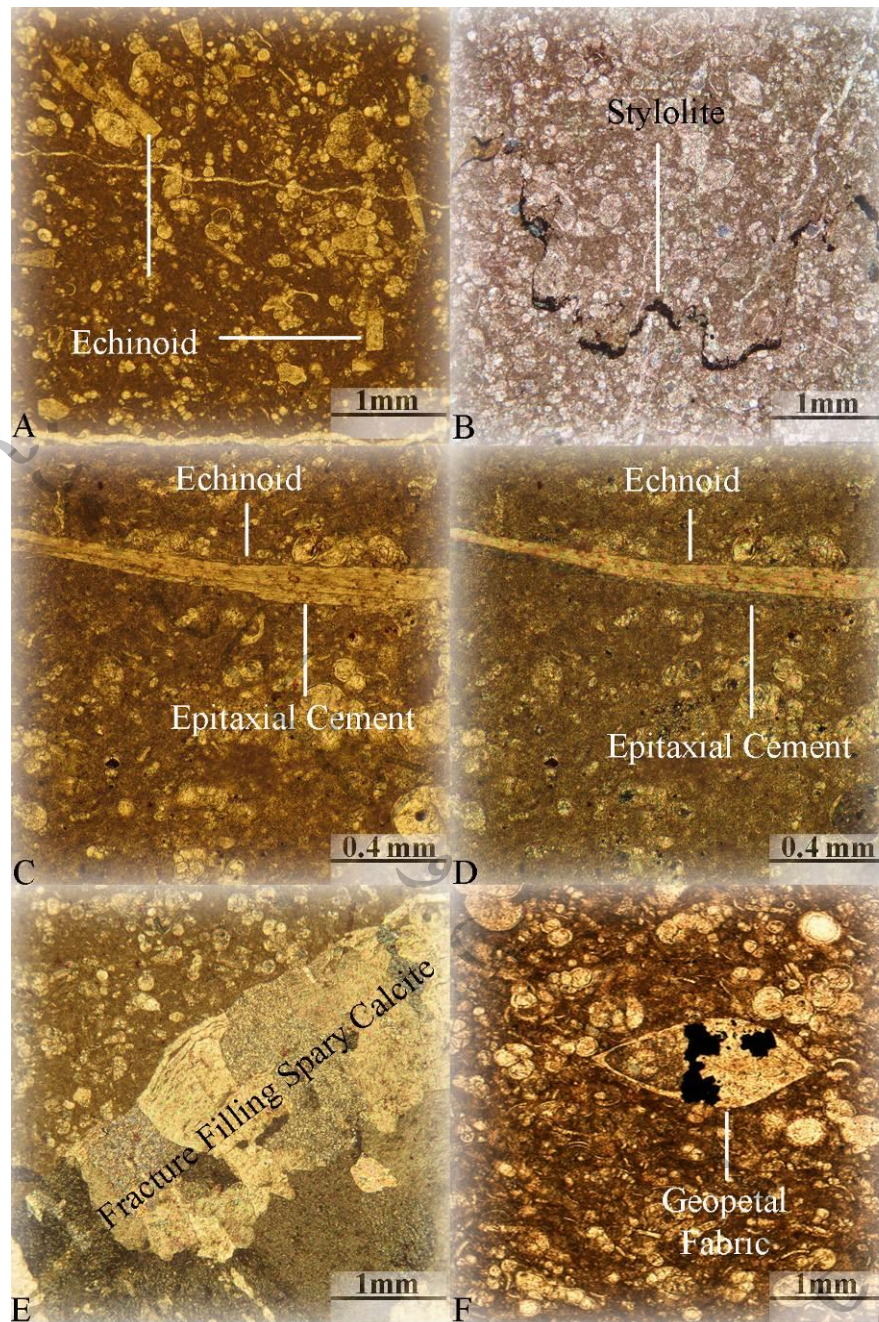
همانطور که مشخصات این ریزرخساره در جدول ۲-۱ آمده است، عمدتاً از فرامینیفرهای پلانکتونیک و به میزان کم‌تر از اکینوئید، دوکفه‌ای، بریوزوا تشکیل شده است (شکل‌های ۲-۱۹ و ۲-۲۰). همچنین بلور-های پیریت، دانه‌های فسفات و گلوکونیت در آن مشاهده شده است. از مهم‌ترین اشکال دیاژنتیکی می‌توان به کلسیت‌های بلوکی، کلسیت‌های اسپاری پرکننده شکستگی، میکریتی‌شدن، تخلخل حفره‌ای و شکستگی، رگچه‌های انحلالی، استیلولیت، فابریک ژئوپتال و ... اشاره نمود (جدول ۲-۱) (شکل‌های ۲-۱۹ تا ۲-۲۱). این ریزرخساره از رخساره‌های سنگی سنگ‌آهک و سنگ‌آهک آرژیلیکی تشکیل شده و بیش‌ترین درصد فراوانی را در ریزرخساره‌های شناسایی شده سازند ایلام دارد. مهم‌ترین اشکال رسوبی در این ریزرخساره شامل سطح فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، زیست‌آشفتگی و زوج‌لامینه‌ها



شکل ۲-۱۹- اجزای تشکیل دهنده و اشکال رسوبی ریزرخساره سنگ آهک حاوی فرامینیفر پلانکتونیک. A- فرامینیفرهای پلانکتونیک همراه با بریوزوا در نمونه C-۳۲ برش مهدی آباد (نور PPL). B- دو کفه‌ای با فرامینیفرهای پلانکتونیک در نمونه C-۴۱ برش مهدی آباد (نور XPL). C- دو کفه‌ای در پکستون در نمونه N-۹ برش کوه ورزین (نور PPI). D- پیریت‌های یوهدرال کوبیک در سنگ آهک آرژیلیکی در نمونه N-۴۲ برش کوه ورزین (نور PPL). E- میکریتی شدن (نئومرفیسم) در پوسته دو کفه‌ای در نمونه M-۱۰ برش تنگ باولک (نور PPL). F- زوج لامینه و کستون-پکستون با سطح فرسایشی در قاعده لامینه پکستون در نمونه I-۱۴ e در برش سفید کوه (نور PPL). دانه‌بندی تدریجی نرمال به خوبی نمایان است. همگی این شکل‌ها در ریزرخساره استاندارد ۳ فلوگل (۲۰۱۰) قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۲- سطوح فرسایشی، زوج لامینه‌های مادستون-و کستون و و کستون-پکستون، زیست آشفته‌گی و دانه‌بندی نرمال در ریز-
 رخساره پکستون/و کستون/مادستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک در توالی‌های مطالعه‌شده سازند ایلام. A- نمونه I-۱۰b (نور)
 B- نمونه I-۱۴f (نور PPL). C- نمونه I-۱۴e (نور PPL). D- نمونه N-۳۲ (نور PPL). E- نمونه N-۳۴ (نور PPL). F- نمونه C-
 ۳۳-۳۴ (نور PPL). G- نمونه M-۱۸ (نور XPL). H- نمونه C-۴۱ (نور XPL). I- نمونه C-۵۰ (نور PPL). نمونه‌های I, C, M, N به
 ترتیب متعلق به برش‌های سطحی سفیدکوه، مهدی‌آباد، تنگ بولک و کوه ورزرین می‌باشند.



شکل ۲-۲۱- اجزای تشکیل دهنده و اشکال دیاژنتیک ریزرخساره سنگ آهک حاوی فرامینفر پلانکتونیک. A- ریزرخساره پکستون- وکستون حاوی فرامینفر پلانکتونیک و اکینوئید در نمونه N-۲۳ (نور PPL). B- استیلولیت در نمونه C-۱۲a (نور XPL). C- و D- رشد سیمان اپی تکسیال در زیر قطعه اکینوئید با ساختمان تک بلوری در نمونه I-۴ (نورهای PPL و XPL). E- کلسیت اسپاری پرکننده شکستگی در نمونه N-۲۳ (نور XPL). F- فابریک ژئوپتال همراه با بلورهای ساب هدرال پیریت در فرامینفر در نمونه C-۷ (نور PPL).

(زوج لامینه‌های وکستون-پکستون و یا زوج لامینه‌های مادستون-وکستون) می‌باشد (شکل‌های ۲-۱۹ تا ۲-۲۱). همراهی زوج لامینه‌ها و سطح فرسایشی، طبقات ادغام‌شده^{۷۴} را ایجاد می‌کند. با توجه به اجزای تشکیل‌دهنده و اشکال رسوبی، این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۳، زون رخساره‌ای پاشنه شیب^{۷۵} فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند رخساره‌ای حاشیه شلف ژرف و یا حاشیه حوضه^{۷۶} (ویلسون، ۱۹۷۵) است. بر اساس بافت نهشته‌ها (مادستون-وکستون-پکستون) و محتوی آرژیلیک آشکار نهشته‌های آرژیلیکی، این زون رخساره‌ای به بخش‌های کوچک‌تر بالایی^{۷۷} (عمدتاً دارای مقدار کم محتوی آرژیلیک؛ ضخامت طبقات آرژیلیک از ۰/۱ تا ۰/۳ متر)، میانی^{۷۸} (عمدتاً دارای مقدار متوسط محتوی آرژیلیک؛ ضخامت طبقات آرژیلیک از ۰/۴ تا ۱/۲ متر) و ژرف^{۷۹} (دارای مقدار زیاد محتوی آرژیلیک؛ ضخامت طبقات آرژیلیک از ۱/۳ تا ۱/۸ متر) طبقه‌بندی شده است (جدول ۲-۲). برای مشاهده جزئیات و موقعیت قرار گیری این زون رخساره‌ای در توالی‌های مطالعه‌شده به شکل‌های ۲-۵، ۲-۸، ۲-۱۱ و ۲-۱۶ مراجعه شود. با توجه به اجزای سازنده و اشکال رسوبی، سطح انرژی کم-متوسط برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود (جدول ۲-۱). وجود سطح فرسایشی نشان‌دهنده افزایش ناگهانی سطح انرژی در اثر جریان، دانه-بندی تدریجی نرمال بیانگر عملکرد جریان و کاهش انرژی محیط و زوج لامینه‌ها (زوج لایه‌ها) نشانه تناوب جریان مانند جریان‌های کششی و توربیدیتی است. این اشکال رسوبی موید تاثیر جریان‌های گرانشی

^{۷۴} Amalgamated beds

^{۷۵} Toe of slope

^{۷۶} Basin margin or deep shelf margin facies belt

^{۷۷} Upper

^{۷۸} Middle

^{۷۹} Deep

رسوبی آب ژرف و نسبتاً^{۸۰} ژرف بر روی نهشته‌های سازند ایلام است. به منظور فهم و درک بهتر از تاثیر این جریان‌ها بر روی رسوبات، توضیحات زیر ارائه می‌شود.

جدول ۲-۲- انواع ریزرخساره‌ها، بافت، محتوی آرژیلیک، ضخامت طبقات آرژیلیک، ریزرخساره‌های استاندارد و زون‌های رخساره‌ای نهشته‌های سازند ایلام.

Microfacies Types	Texture	Apparent argillaceous Content/ Argillaceous Bed Thickness (m)	SMF (Flügel, ۲۰۱۰)	Facies Zones
Planktonic foraminifera Mudstone/wackestone/packstone	Mudstone/wackestone	High/ ۱,۳-۱,۸	۳	Deep toe of slope
		Low to medium/ ۰,۱-۱,۲ (mainly medium; ۰,۴-۱,۲)	۳	Middle toe of slope
	Wackestone/packstone	Low to medium/ ۰,۱-۱,۲ (mainly low; ۰,۱-۰,۳)	۳	Upper toe of slope
Planktonic foraminifera-calcisphere wackestone	Wackestone	Low to high/ ۰,۱-۱,۸ (mainly low to medium; ۰,۱-۱,۲)	۳	Basin
Benthic-planktonic foraminifera wackestone/packstone/rudstone	wackestone/packstone/rudstone	Low/ ۰,۱-۰,۳	۵	Slope
Planktonic foraminifera-benthic bivalve wackestone/packstone/rudstone	wackestone/packstone/rudstone	Low/ ۰,۱-۰,۳	۱۲	Slope

۲-۴-۲- جریان‌های گرانشی رسوبی

جریان‌های گرانشی رسوبی نقش مهمی را در انتقال و نهشته شدن رسوبات در محیط‌های با شیب تند در خشکی (نظیر مخروط افکنه) و محیط‌های رسوبی آب‌های ژرف^{۸۱} ایفا می‌کنند. این جریان‌ها به عنوان یک

^{۸۰} Relatively deep and deep water sediment gravity flows

^{۸۱} Deep-water environments

مخلوط کامل از رسوبات و سیال‌های آبی تعریف می‌شوند که در اثر عملکرد نیروی گرانشی به سمت پایین دست شیب جریان می‌یابند (گانی، ۲۰۰۳).

۱-۲-۴-۲- پارامترهای گوناگون در طبقه‌بندی جریان‌های گرانشی رسوبی

تعاریف اولیه از جریان‌های توربیدایتی و جریان‌های خرده‌دار بسیار توصیفی و با نگرشی ویژه بر ویژگی‌های فیزیکی جریان‌ها هستند. پژوهشگران گوناگون، پارامترهای متفاوتی را در طبقه‌بندی جریان‌های گرانشی رسوبی به کار گرفته‌اند که برخی از آن‌ها عبارتند از: شاخص باگنولد (بوما، ۱۹۶۲)، غلظت رسوب (دات، ۱۹۶۳)، نوع جریان و تغییر شکل ماده (سندرس، ۱۹۶۵)، آشفتگی سیال (میدلتون و هامپتون، ۱۹۷۳)، مکانیسم فراوانی رسوب (لاو، ۱۹۸۲)، ترکیب نوع جریان، تغییر شکل ماده و مکانیسم فراوانی رسوب (مولدر و الکساندر، ۲۰۰۱). از میان چهار شاخص مهم (غلظت رسوب، مکانیسم فراوانی رسوب، حالت جریان، نوع جریان و تغییر شکل ماده) در جریان‌های گرانشی رسوبی، غلظت رسوب سه شاخص دیگر را مستقیماً تحت تاثیر قرار می‌دهد. بنابراین، غلظت رسوب شاخص بسیار مهمی برای مشخص کردن انواع گوناگون این جریان‌ها می‌باشد. متاسفانه، مقادیر آستانه و جداکننده^{۸۲} برای انواع گوناگون جریان‌های گرانشی رسوبی به دلیل اندازه گوناگون ذرات و غلظت کانی‌های رسی، متغیر و غیر کاربردی هستند (شان‌موگام، ۱۹۹۶ و ۲۰۱۲). مکانیسم فراوانی رسوبات شامل قوام ماتریکس^{۸۳}، فشار پراکنده کننده دانه^{۸۴}، فرار سیال درون حفره^{۸۵} و آشفتگی سیال^{۸۶} هستند. این مکانیسم‌ها به طور تدریجی با افزایش محتوی سیال می‌توانند تغییر کنند و بیش از یک مکانیسم می‌تواند در یک نوع جریان گرانشی رسوبی

^{۸۲} Threshold values

^{۸۳} Matrix strength

^{۸۴} Dispersive grain pressure

^{۸۵} Escaping pore fluid

^{۸۶} Fluid turbulence

عمل کند. به طور مشابهی، حالت جریان نیز می‌تواند به طور تدریجی تغییر کند و بین حالت خطی و آشفته با تغییر در غلظت رسوب یا تغییر در شیب حوضه در نوسان باشد (گانی، ۲۰۰۳).

۲-۴-۲-۲- طبقه‌بندی انواع جریان‌های گرانشی رسوبی

در شکل ۲-۲ نوع جریان و تغییر شکل آن^{۸۷} برای جریان‌های گرانشی رسوبی به صورت دو بعدی آورده شده است. نوع و تغییر شکل جریان می‌تواند به عنوان یک پارامتر با کم‌ترین ابهام برای تعریف انواع گوناگون جریان‌های گرانشی رسوبی به کار برده شود. بر اساس این شکل، دو نوع اساسی جریان‌های گرانشی رسوبی نیوتونی و غیر نیوتونی وجود دارد. اگر این جریان به طور پیوسته با اعمال نیرو و تنش تغییر شکل یابد و یک ارتباط خطی بین تنش برشی^{۸۸} و نرخ و تنش^{۸۹} توسعه یابد، این سیال نیوتونی نامیده می‌شود (گانی، ۲۰۰۳). هر گونه انحراف از این ویژگی‌ها سبب بوجود آمدن سیال غیر نیوتونی می‌گردد. جریان‌های گرانشی رسوبی می‌توانند دو حالت غیر نیوتونی را از خود نشان دهند (شکل ۲-۲). در پلاستیک بینگهام غیر نیوتونی^{۹۰}، مقدار بحرانی تنش برشی (تنش تسلیم^{۹۱}) قبل از هرگونه تغییر شکل و بعد از تغییر شکل خطی قطع می‌شود (نظیر یک پلاستیک بینگهام که ترکیبی از یک پلاستیک ایده‌آل و یک سیال نیوتونی است) (گانی، ۲۰۰۳). در یک سیال رقیق شده غیر نیوتونی، مقاومت تسلیم^{۹۲} وجود ندارد، اما تغییر شکل غیر خطی است (شکل ۲-۲) (گانی، ۲۰۰۳). با کاربردی کردن مفاهیم ذکر شده

^{۸۷} Rheology

^{۸۸} Shear stress

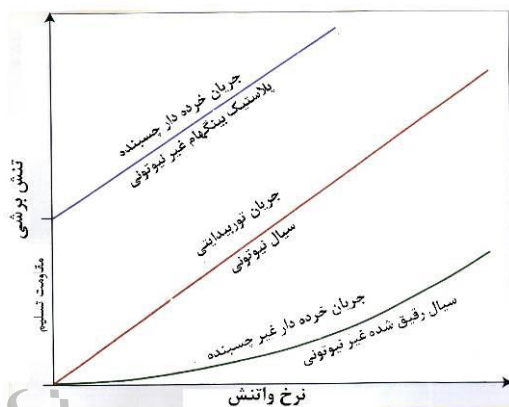
^{۸۹} Strain rate

^{۹۰} Non-newtonian bingham plastic

^{۹۱} Yield stress

^{۹۲} Yield strength

بالا، جریان‌های گرانشی رسوبی با حالت نیوتونی جریان‌های توربیدایتی نامیده می‌شوند، در حالی که با حالت غیر نیوتونی جریان‌های خرده‌دار^{۹۳} نامیده می‌شوند (شکل ۲-۲۲).



شکل ۲-۲۲- انواع جریان و تغییر شکل در جریان‌های گرانشی رسوبی. بر اساس این نمودار، جریان‌های توربیدایتی جز سیال-های نیوتونی هستند، در حالی که جریان‌های خرده‌دار به دو دسته پلاستیک بینگهام غیر نیوتونی (جریان‌های خرده‌دار چسبنده نظیر جریان‌های گلی) با یک مقاومت تسلیم قطعی یا سیال‌های رقیق شده غیر نیوتونی (جریان‌های خرده‌دار غیر چسبنده نظیر جریان دانه‌ای) بدون مقاومت تسلیم طبقه‌بندی می‌شوند (گانی، ۲۰۰۳).

همچنین جریان‌های خرده‌دار به دو رده جریان‌های خرده‌دار چسبنده^{۹۴} (پلاستیک بینگهام غیر نیوتونی) و جریان‌های خرده‌دار غیر چسبنده^{۹۵} (سیال‌های رقیق شده غیر نیوتونی) تقسیم می‌شوند (گانی، ۲۰۰۳). چسبندگی جریان‌های خرده‌دار عمدتاً "بستگی به غلظت رس موجود در جریان دارد. اگر چه برخی از پژوهشگران (هامپتون، ۱۹۷۵؛ باس و بست، ۲۰۰۲) نشان دادند که ۲ تا ۴ درصد حجمی رس می‌تواند بوجود آورنده مقاومت تسلیم در جریان‌ها باشد، اما به نظر می‌رسد که پژوهش‌های بیش‌تری برای مشخص کردن این موضوع لازم است. تا کنون تعداد اندکی از مدل‌های عددی و تجربی از جریان‌های گرانشی

^{۹۳} Debris flows

^{۹۴} Cohesive debris flows

^{۹۵} Non-cohesive debris flows

رسوبی رقیق‌شده غیر نیوتونی (نظیر جریان‌های دانه‌ای^{۹۶}) و رسوبات آن‌ها ارائه شده است. به نظر می‌رسد که هنوز در شناخت تکامل جریان‌های 'گرانشی رسوبی بین پژوهشگران مختلف اختلاف نظر وجود دارد. تشخیص نوع جریان‌ها در آزمایشگاه امری آسان است، اما تفسیر نوع و تغییر شکل جریان موثر در یک رسوب بوسیله بررسی ویژگی‌های رسوبی چالش برانگیز است. نهشته‌های جریان‌های گرانشی رسوبی که دارای ویژگی‌های دوگانه توربیدایت‌ها و دبریت‌ها (رسوبات جریان‌های خرده‌دار) هستند، وجود دارند. این رسوبات دوگانه و هیبریدی همواره با شک و تردید مورد بررسی قرار گرفته‌اند. مجموعه‌ای از واژه‌ها (نظیر جریان‌های توربیدایتی با چگالی بالا^{۹۷}، جریان‌های خرده‌دار ماسه‌ای^{۹۸}، جریان‌های رقیق^{۹۹} و جریان‌های چگال با غلظت بالا^{۱۰۰}) برای این رسوبات و سنگ‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند (باس و بست، ۲۰۰۲). اکثر این رسوبات از جریان‌های گرانشی رسوبی لایه‌گون^{۱۰۱} با یک زون تحتانی از سیالات رقیق‌شده غیر نیوتونی (جریان خرده‌دار غیر چسبنده) و یک زون فوقانی از سیال نیوتونی (جریان توربیدایتی) منشا می‌گیرند (تینتری و همکاران، ۲۰۰۳). به دلیل این‌که این نوع از جریان می‌تواند به طور متناوب به دو جریان اصلی دیگر تبدیل شود و طبقات رسوبی حادثه‌ای منفرد^{۱۰۲} را بوجود آورد، یک نام مجزا برای این نوع جریان و رسوبات آن به عنوان جریان‌های چگال^{۱۰۳} در نظر گرفته می‌شود (آلن، ۱۹۹۷). این نوع جریان

^{۹۶} Grain flows

^{۹۷} High density turbidity currents

^{۹۸} Sandy debris flows

^{۹۹} Slurry flows

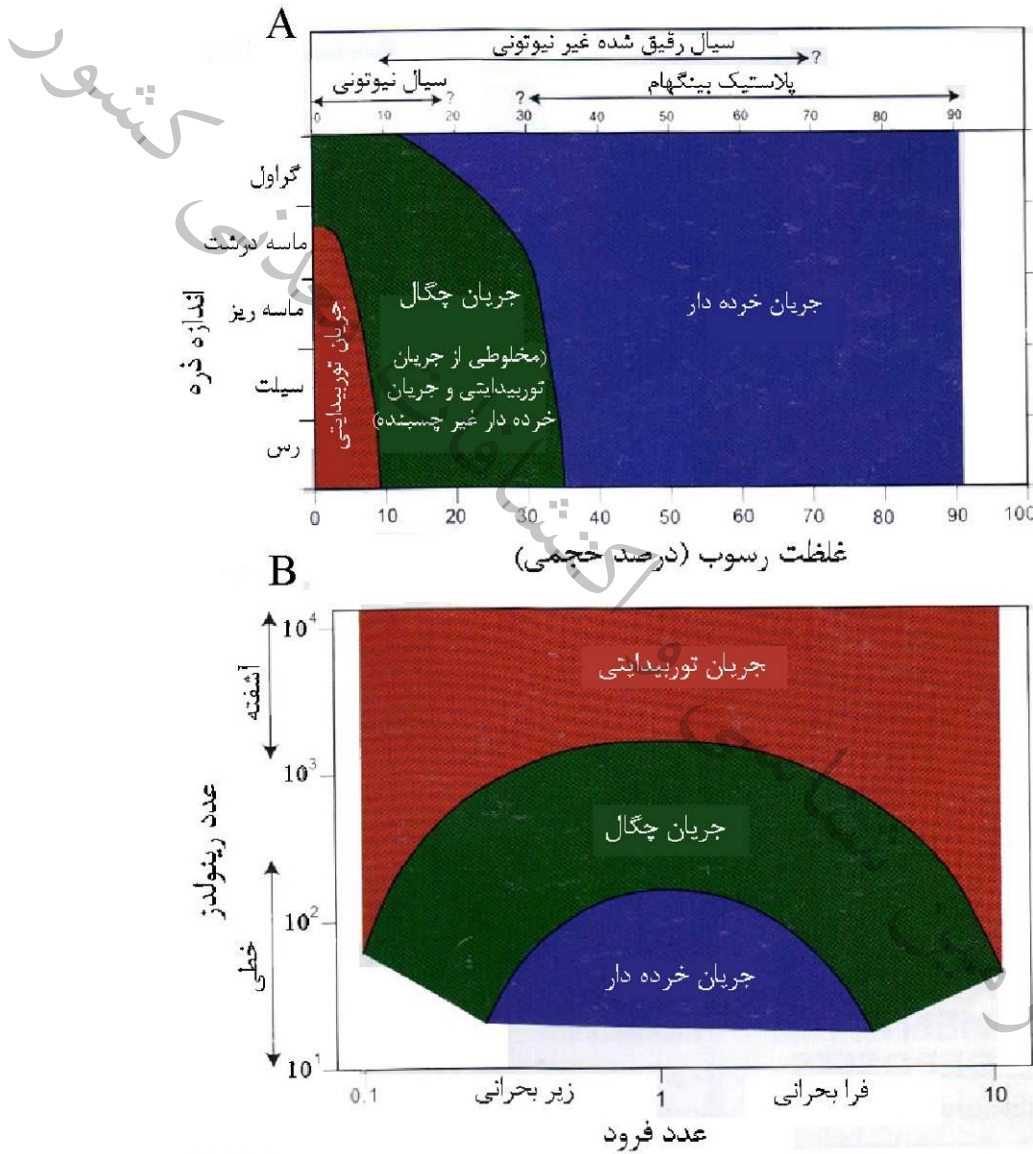
^{۱۰۰} Concentrated density flows

^{۱۰۱} Stratified

^{۱۰۲} Single event sedimentary beds

^{۱۰۳} Dense flows

یک چگالی متوسط (به علت غلظت متوسط رسوبات) بین جریان‌های توریدایتی و جریان‌های خرده‌دار را نشان می‌دهند و رسوبات آن‌ها به عنوان دنسیت در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۲-۲۳ A).



شکل ۲-۲۳- توزیع انواع متفاوت جریان‌های گرانشی رسوبی در نمودار دو بعدی غلظت رسوب در مقابل اندازه ذرات (شکل A) و عدد رینولدز در مقابل عدد فروود (شکل B) (آلن، ۱۹۹۷). لازم به ذکر است که جریان‌های چگال (جریان‌های گرانشی رسوبی لایه‌گون) در بین جریان‌های توریدایتی و خرده‌دار قرار می‌گیرند.

همانطور که پیش‌تر ذکر شده است، هیچ‌گونه مقادیر آستانه‌ای از غلظت رسوبات (بر اساس درصد حجمی) برای تفکیک و تمایز انواع جریان‌های گرانشی رسوبی وجود ندارد. یک محدوده‌ای از مقادیر غلظت رسوبات که بر اساس اندازه ذرات متغیر هستند، برای جریان‌های توربیدایتی، چگال و خرده‌دار پیشنهاد می‌شود (شکل ۲-۲۳ A). به طور کلی، با افزایش غلظت رسوبات، یک جریان توربیدایتی می‌تواند به یک جریان چگال و سپس به یک جریان خرده‌دار تبدیل شود. بسته به اعداد فرود^{۱۰۴}، این سه جریان می‌توانند هم به صورت آشفته^{۱۰۵} و هم به صورت خطی^{۱۰۶} وجود داشته باشند (شکل ۲-۲۳ B). با این وجود، اکثر جریان‌های توربیدایتی به صورت آشفته و جریان‌های خرده‌دار خطی هستند (گانی، ۲۰۰۳). بر اساس نوع و تغییر شکل جریان و اضافه کردن مفهوم جریان‌های چگال، یک طبقه‌بندی ساده از جریان‌های گرانشی رسوبی در جدول ۲-۳ آورده شده است. به علت این‌که اکثر جریان‌های گرانشی رسوبی از لغزش‌ها^{۱۰۷} و ریزش‌ها^{۱۰۸} بوجود می‌آیند، این نوع از فرایندها در بخش تحتانی جدول ۲-۳ اضافه شده است. هم‌چنین این طبقه‌بندی، مکانیسم غالب تامین رسوب و حالت جریان را برای هر کدام از انواع جریان‌ها بیان می‌کند (گانی، ۲۰۰۳).

^{۱۰۴} Froude numbers

^{۱۰۵} Turbulent

^{۱۰۶} Laminar

^{۱۰۷} Slumps

^{۱۰۸} Slides

جدول ۲-۳- طبقه‌بندی جریان‌های گرانشی رسوبی با یک نامگذاری ساده برای انواع جریان و رسوبات آن‌ها (گانی، ۲۰۰۳؛ مولدر و همکاران، ۲۰۰۳).

	نوع جریان و تغییر شکل آن	نوع جریان		رسوبات	مکانیسم‌های غالب تامین رسوب
	از پایین به بالا افزایش محتوای سیال	نیوتونی	جریان توربیدیتی (غالباً "آشفته")	تقسیم‌های فرعی: ۱- غلظت کم (کم‌تر از ۱ درصد) و گلی (نظیر گل سیال). ۲- غلظت کم (۰/۲ تا ۳ درصد) و دانه متوسط (جریان-های هایپر پیکنال). ۳- غلظت کم و دانه ریز. ۴- توالی دانه ریز و دانه متوسط (توالی بوما)	توربیدایت
متغیر (بخشی غیر نیوتونی و بخشی از آن نیوتونی)		جریان چگال (بخشی آشفته و بخشی از آن خطی)	دارای نام‌های گوناگون: ۱- جریان‌های توربیدیتی با چگالی بالا. ۲- جریان‌های خرده‌دار ماسه‌ای. ۳- جریان‌های رقیق. ۴- جریان‌های چگالی غلیظ. ۵- جریان‌های مایع و روان شده	دنسیت	فشار پراکنده کننده دانه، آشفستگی سیال، فرار سیال درون حفره و مقاومت ماتریکس
رقیق شده غیر نیوتونی		جریان خرده‌دار (غالباً خطی)	جریان خرده‌دار غیر چسبنده (نظیر جریان دانه‌ای)	دبریت	فشار پراکنده کننده دانه
پلاستیک بینگهام			جریان خرده‌دار چسبنده		مقاومت ماتریکس
پلاستیک بینگهام			ریزش و لغزش	رسوبات ریزشی و لغزشی	مقاومت ماتریکس

۳-۲-۴- رسوبات جریان گرانشی

گراویت‌ها^{۱۰۹} رسوب یا سنگ نهشته شده توسط جریان‌های رسوبی گرانشی هستند. این واژه، تمام رسوبات

جریاهای گرانشی رسوبی را مستقل از محیط رسوبی (حتی رسوبات لغزشی و ریزشی) فرا می

^{۱۰۹} Gravites

گیرد. عدم استفاده از این واژه سبب استفاده از واژه توربیدایت^{۱۱۰} (جریان توربیدایتی یکی از انواع جریان-های گرانشی رسوبی است) در متون زمین‌شناسی می‌گردد. به عنوان مثال، اگر چه مخروط‌های زیر دریایی^{۱۱۱} شامل انواع گوناگونی از رسوبات جریان‌های گرانشی رسوبی هستند، واژه سیستم‌های توربیدایتی به طور بسیار نابجایی در این گونه مخروط‌ها استفاده می‌گردد (بوما، ۲۰۰۰). زمانی که تشخیص انواع رسوبات جریان‌های گرانشی رسوبی از یکدیگر به علت عدم حفظ‌شدگی و یا کیفیت ضعیف رخنمون مشکل می‌شود، این واژه می‌تواند بدون هیچ تردیدی مورد استفاده قرار گیرد. البته لازم به ذکر است که گراویت‌ها، رسوبات جریان‌های گرانشی سیال^{۱۱۲} را شامل نمی‌شوند (گانی، ۲۰۰۳). گراویت‌ها به سه دسته کلی دبریت‌ها، دنسیت‌ها و توربیدایت‌ها تقسیم می‌گردند (شکل ۲-۲۴).

۱-۳-۲-۴-۲- دبریت‌ها^{۱۱۳} یا رسوبات جریان‌های خرده‌دار

از مهم‌ترین رسوبات جریان گرانشی، رسوبات جریان‌های خرده‌دار یا دبریت‌ها می‌باشد (تاگر، ۱۹۹۴). قدرت ماتریکس گلی در برخی از جریان‌های خرده‌دار به قدر کافی بالا است تا قطعات با اندازه چندین متر را حمل نماید. دبریت‌ها بطور تیپیک دارای گل فراوان با قطعات پراکنده هستند که فابریک با گل غالب را ایجاد می‌کنند. معمولاً جورشدگی یا دانه بندی تدریجی در ذرات وجود ندارد. با این وجود، دبریت‌های قطعه‌غالب^{۱۱۴} نیز وجود دارد، که فابریک با پبل فراوان درست می‌کند (تاگر، ۱۹۹۴). ضخامت و گستردگی رسوبات جریان خرده‌دار، در حوضه اقیانوسی بوسیله حجم مواد و سرعت جریان به سمت پایین دست

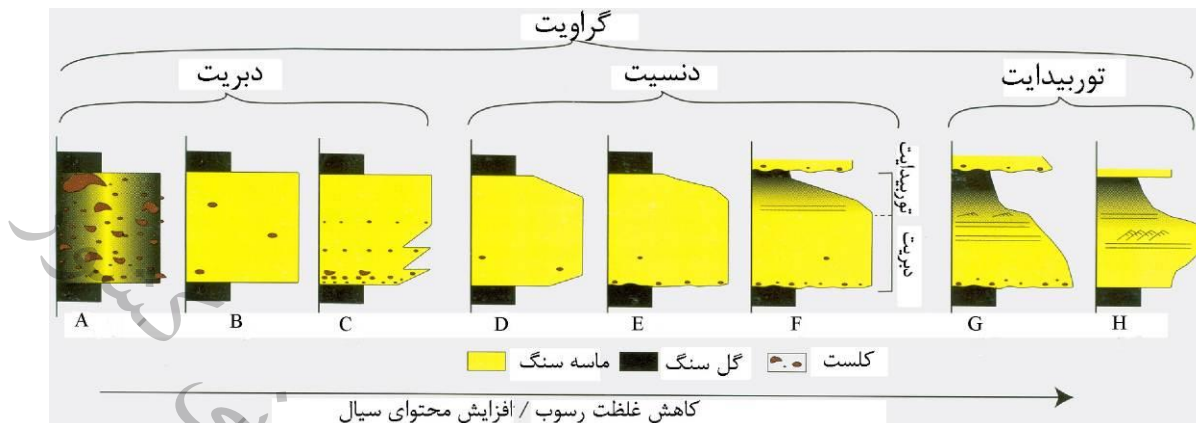
^{۱۱۰} Turbidite

^{۱۱۱} Sub-marine fan

^{۱۱۲} Fluid gravity flows

^{۱۱۳} Debrites

^{۱۱۴} Clast-dominated debrites



شکل ۲-۲۴- مدل سنگ‌شناسی ساده برای نهشته‌های جریان‌های گرانشی رسوبی (گانی، ۲۰۰۴). A) دبریت چسبنده. B و C) دبریت غیر چسبنده. D تا F) دنسیت (نهشته جریان گرانشی رسوبی دو بخشی). G) توربیدایت (توالی بوما). H) توربیدایت. لازم به ذکر است که جهت علامت پیکان مشابه تکامل رو به پایین شیب^{۱۱۵} جریان‌های گرانشی رسوبی است.

شیب مشخص می‌گردد. بر خلاف جریان خرده‌دار در خشکی، این جریان به دلیل اختلاط با آب رقیق‌تر می‌شود. این موضوع سبب تغییراتی در مکانیسم جریان در محیط آبی می‌شود. سطح بالایی یک رسوب جریان خرده‌دار زیر دریایی به سبب رقیق شدن بخش بالایی جریان به سمت بالا ریز دانه می‌شود (نیکولز، ۲۰۰۹). اساساً "جریان‌های خرده‌دار، توده‌های در حال حرکت از قطعات سنگ، کانی‌های رسی و آب می‌باشند. اگرچه جریان‌های خرده‌دار عمدتاً" به عنوان جریان پلاستیک^{۱۱۶} در نظر گرفته می‌شوند (لاو، ۱۹۸۲)، اما برخی از محققین آن‌ها را جز سیالات غیر نیوتونی می‌دانند (آلن، ۱۹۹۷). بنابراین، دبریت‌ها شامل دبریت‌های چسبنده (سیالات پلاستیک بینگهام، شکل ۲-۲۴ A) و دبریت‌های غیر چسبنده (سیالات غیر نیوتونی رقیق‌شده، شکل‌های ۲-۲۴ B و C) می‌باشند (گانی، ۲۰۰۳). بطور عمومی، یک لایه

^{۱۱۵} Down-slope

^{۱۱۶} Plastic flow

گراویت هیچ‌گونه دانه‌بندی^{۱۱۷} حتی در بخش‌های بالایی خود نشان نمی‌دهد. شناسایی دبریت‌های چسبنده به طور نسبی آسان‌تر است. نکته مهم این است که به خاطر مقاومت تسلیم، دارای قطعات بزرگ شناور در یک ماتریکس گلی می‌باشند. به عبارت دیگر، دبریت‌های غیر چسبنده ماسه سنگ‌های تهی از گل نظیر جریان‌های دانه‌ای هستند که به علت فشار پراکنده کننده دانه دارای دانه‌بندی معکوس می‌باشند (گانی، ۲۰۰۴). اندازه قطعاتی که توسط جریان خرده‌دار می‌تواند حمل شود بستگی به مقاومت تسلیم جریان دارد که این مقاومت خود در ارتباط با گرانش و ضخامت جریان است. برای اثبات این نظر، معمولاً بزرگ‌ترین اندازه قابل حمل^{۱۱۸} در جریان‌های خرده‌دار با توجه به ضخامت جریان متغیر است (مایل، ۲۰۰۶). روش موثر صحرایی برای اندازه‌گیری سریع بزرگ‌ترین اندازه قابل حمل، ثبت اندازه ۱۰ قطعه از بزرگ‌ترین قطعات موجود در یک ناحیه کوچک رخنمون یافته و اندازه‌گیری میانگین آن‌ها می‌باشد (مایل، ۲۰۰۶). با توجه به ترکیب قطعات سازنده دبریت‌ها می‌توان آن‌ها را به دبریت‌های آواری و کلسی دبریت‌ها^{۱۱۹} طبقه‌بندی کرد (ریچمر و همکاران، ۲۰۱۴). کلسی دبریت‌ها نهشته‌های مرتبط با رویداد رسوب‌گذاری مجدد است که به تناوب در بخش‌های حوضه‌ای مجاور پلت‌فرم‌های کربناته فعال ایجاد می‌شوند (ریچمر و همکاران، ۲۰۱۴). عامل اصلی شروع رسوب‌گذاری مجدد نهشته‌ها در مقیاس بزرگ (کلسی دبریت‌ها)، فرایندهای زمین‌ساختی می‌باشد (کویکورز و همکاران، ۲۰۱۳).

۲-۳-۲-۴-۲- دنسیت‌ها

واژه دنسیت برای رسوبات جریان‌های چگال و متراکم استفاده می‌گردد. دنسیت در واقع یک گراویت هیبریدی است که شامل یک لایه تحتانی دبریتی معمولاً "غیر چسبنده و یک لایه فوقانی توربیدیتی که

^{۱۱۷} Grading

^{۱۱۸} Maximum clast size; MCS

^{۱۱۹} Calcidebrites

سطوح لایه‌بندی بین این دو لایه گسترش ندارد، می‌باشد (شکل‌های ۲-۲۴ تا D تا F). در متون زمین شناسی، این رسوبات را به عنوان توربیدایت‌هایی با بخش T_a یا T_{a-b} سکانس بوما معرفی کرده‌اند. با این وجود، این طبقات دارای دانه‌بندی تدریجی عادی فقط در بخش‌های فوقانی و در بخش تحتانی به صورت توده‌ای یا دانه‌بندی تدریجی معکوس می‌باشند (گانی ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴).

۳-۳-۲-۴-۲- توربیدایت‌ها

هنگامی که واژه توربیدایت برای رسوبات حاصل از جریان‌های توربیدایتی مورد استفاده قرار گرفت، در متون زمین شناسی استفاده از آن فراگیر شد. امروزه جریان‌های توربیدایتی برای جریان‌های گرانشی رسوبی نیوتونی به کار گرفته می‌شود. جریان‌های توربیدایتی به عنوان جریان‌های جهت‌دار آشفته محسوب می‌شوند. این نوع جریان‌های نیوتونی بر خلاف سایر جریان‌ها به علت سقوط و رسوب متفاوت ذرات از بخش تحتانی تا بخش فوقانی رسوبات دارای دانه‌بندی تدریجی می‌باشند (نظیر توالی بوما) (شکل ۳ G). با این وجود، کنلر و برانی (۱۹۹۵) مفاهیم کدر^{۱۲۰}، ثابت^{۱۲۱} و افول یافته^{۱۲۲} را به ترتیب برای جریان‌های توربیدایتی که دارای دانه‌بندی تدریجی معکوس، بدون دانه‌بندی و دارای دانه‌بندی تدریجی عادی هستند، به کار بردند. برای تفسیر مکانیسم‌های رسوبی ماسه‌های توده‌ای بدون دانه‌بندی از واژه جریان‌های توربیدایتی با چگالی بالا استفاده شده است (باس، ۲۰۰۴). تنها نمونه حقیقی از جریان‌های توربیدایتی تقریباً ثابت، جریان‌های پرغلظت ایجاد شده در اثر طغیان‌های رودخانه‌ای می‌باشد (شکل ۳ H) (مولدر و همکاران، ۲۰۰۳). توالی‌های توربیدایتی از نظر ساخت‌های رسوبی، ضخامت طبقات و ویژگی‌های بافتی بسیار متغیر هستند (فلوگل، ۲۰۱۰). این تغییرات توسط شاخص‌هایی نظیر مسافت بین ناحیه منشا و

^{۱۲۰} Waxing

^{۱۲۱} Steady

^{۱۲۲} Waning

رسوب‌گذاری، نقطه‌ای یا خطی بودن منشا، ترکیب رسوبات در دسترس، توپوگرافی ناحیه رسوب‌گذاری و چگالی جریان‌های توربیدیتی (چگالی کم یا زیاد مواد معلق) کنترل می‌گردد (فلوگل، ۲۰۱۰). شاخص-های متداول برای شناسایی توربیدیت‌ها عبارتند از (گانی، ۲۰۰۳؛ فلوگل، ۲۰۱۰): ۱- توالی قائم منظم واحدهای رسوبی که توسط ساخت‌های رسوبی خاص مشخص می‌شوند (توالی بوما و مایسخر^{۱۲۳}). ۲- دانه‌بندی تدریجی و لامیناسیون. ۳- سطح تحتانی مشخص^{۱۲۴} عمدتاً همراه با علائم سطح زیرین لایه^{۱۲۵} و سطح فوقانی لایه به صورت تدریجی به طبقات فوقانی‌شان تبدیل می‌شوند. ۴- محتوای زیستی (فسیل‌های) نابرجا که از محیط‌های آب‌های کم‌ژرفا و شیب منشا می‌گیرند. لازم به ذکر است که توالی-های توربیدیت‌های آواری و آهکی (توربیدیت‌های سنگ‌آهکی^{۱۲۶}) دارای تفاوت‌هایی هستند. این تفاوت-ها عبارتند از (ابرلی، ۱۹۸۷؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ ریجر و همکاران، ۲۰۱۴): ۱- در توربیدیت‌های آهکی، اندازه ذرات بیوکستی عمدتاً توسط محدودیت‌های اکولوژیکی در ناحیه منشا و فرایندهای فسیلی‌شدن کنترل می‌شود. ۲- بر خلاف توربیدیت‌های آواری، توالی کامل بوما در نهشته‌های کربناته کمیاب است. ۳- فقدان ساختمان‌های رسوبی نظیر قالب‌های وزنی و فلوت‌کست در توربیدیت‌های آهکی به علت فقدان چسبندگی در گل‌های آهکی و تاثیر زیاد فرایندهای دیاژنتیکی بر روی رخساره‌های کربناته است. ۴- در توربیدیت‌های آهکی دو پارامتر الف- بیش از حد شیب‌دار شدن بخش شیب پلت‌فرم کربناته در نتیجه تولید بیش از حد^{۱۲۷} پلت‌فرم کربناته و ب- زاویه قرار^{۱۲۸} بخش شیب به عنوان مکانیسم‌های محرک در

^{۱۲۳} Meischner and Bouma sequence

^{۱۲۴} Well-defined

^{۱۲۵} Sole-marks

^{۱۲۶} Limestone turbidites

^{۱۲۷} Overproduction

^{۱۲۸} Angel of repose

رسوب‌گذاری مجدد محسوب می‌شود. نواحی منشا توربیدایت‌های آهکی، محیط‌های آبی کم‌ژرفا (پلت‌فرم-ها، حواشی پلت‌فرم، ریف‌ها و سکوها)^{۱۲۹} و محیط‌های شیب می‌باشد. طول طبقات توربیدایت‌های آهکی از چندین ده متر تا چندین کیلومتر و ضخامت آن‌ها از حدود ۱ سانتی‌متر تا چندین متر می‌رسد. بخش‌های دانه‌درشت معمولاً دارای موجودات کف‌زی به دو صورت ماکروفسیل و میکروفسیل هستند (فلوگل، ۲۰۱۰). ادغام و قرارگیری^{۱۳۰} طبقات ضخیم بر روی یکدیگر پدیده‌ای معمول در توالی‌های توربیدایتی است (فلوگل، ۲۰۱۰). این ادغام در محیط‌های پرانرژی و توسط فازهای فرسایشی و رسوب‌گذاری مشخص می‌شود (شکل ۲-۲۰). در واقع طبقات ادغام‌شده، دو یا تعداد بیش‌تری لایه با ترکیب مشابه با یکدیگر که در نتیجه یک یا چند سطح فرسایشی با هم ادغام می‌شوند، می‌باشند.

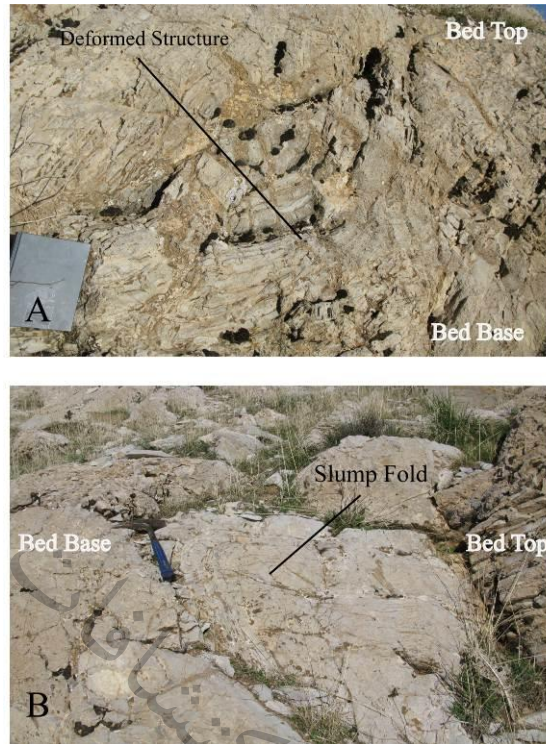
با توجه به مشاهده اشکال رسوبی نظیر زوج‌لامینه‌ها، سطح تحتانی فرسایشی (طبقات ادغام‌شده)، دانه-بندی تدریجی نرمال (شکل‌های ۲-۱۹، ۲-۲۰ و جدول ۲-۱)، ساختارهای تغییر شکل یافته^{۱۳۱} و چین‌های ریزشی^{۱۳۲} شکل‌های (۲-۲۵ و ۲-۲۶)، وجود نهشته‌های جریان‌های گرانشی رسوبی در بخشی از توالی-های مطالعه شده سازند ایلام انکارناپذیر است. ولی تعیین و تفکیک دقیق نوع نهشته‌های گرانشی رسوبی (توربیدایت، دبریت و دنسیت) از یکدیگر به علت عدم حفظ‌شدگی ساخت‌های رسوبی و یا کیفیت ضعیف رخنمون‌ها در این پژوهش امکان‌پذیر نیست. به همین علت از واژه عمومی گراویت، برای نام‌بردن این رسوبات در توالی‌های مطالعه‌شده استفاده شده است. جهت تعیین موقعیت گراویت‌های سازند ایلام به شکل‌های ۲-۵، ۲-۸، ۲-۱۱ و ۲-۱۶ مراجعه شود.

^{۱۲۹} Banks

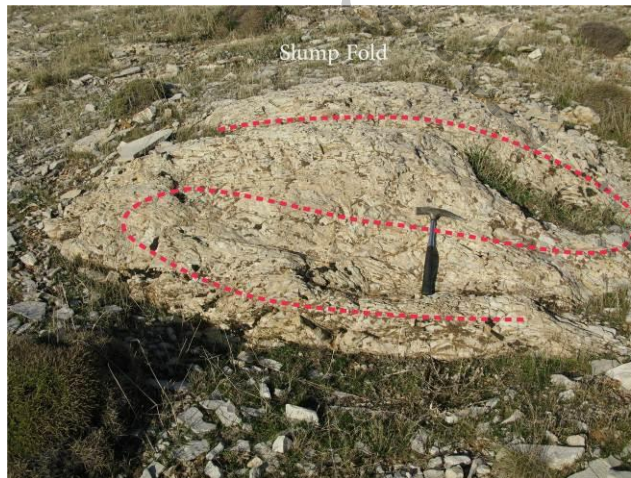
^{۱۳۰} Amalgamation

^{۱۳۱} Deformed structures

^{۱۳۲} Slump fold



شکل ۲-۲۵- ساختمان تغییر شکل یافته (A) (برش مهدی آباد؛ نگاه به سمت شمال) و چین ریزشی (B) (سفیدکوه؛ نگاه به سمت شمال خاور) در نهشته‌های گرانشی رسوبی سازند ایلام.

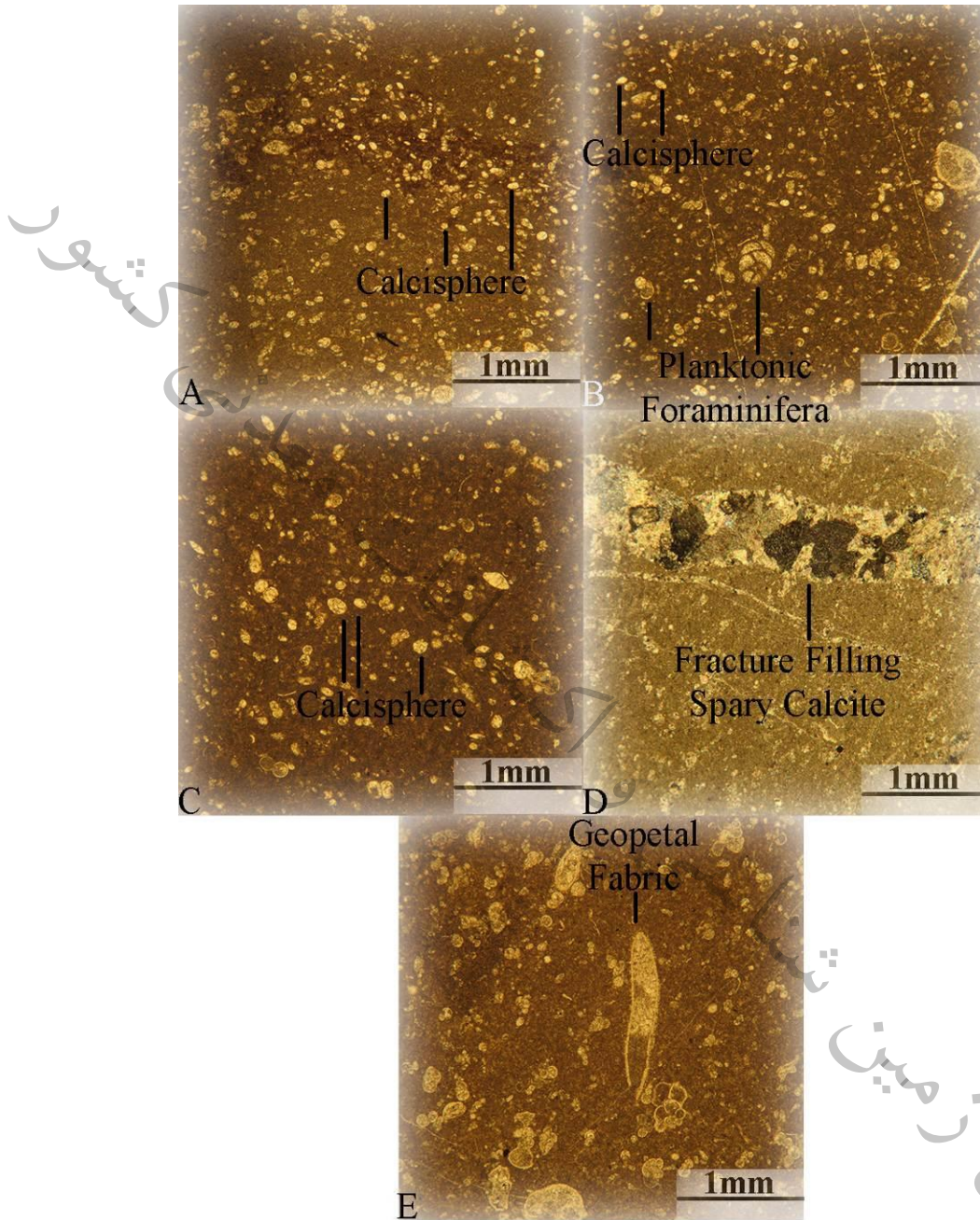


شکل ۲-۲۶- چین ریزشی در برش کوه ورزین (نگاه به سمت شمال خاور).

۳-۴-۲- ریزرخساره و کستون حاوی کلسی اسفر و فرامینیفر پلانکتونیک

این ریزرخساره عمدتاً^{۱۳۳} از کلسی اسفر و فرامینیفرهای پلانکتونیک و به میزان کم‌تر از اکینوئید و دوکفه‌ای تشکیل شده است (شکل ۲-۲۷). همچنین بلورهای پیریت، چرت، دانه‌های فسفات و گلوکونیت در آن مشاهده شده است. از مهم‌ترین اشکال دیاژنتیکی می‌توان به کلسیت‌های بلوکی، کلسیت‌های اسپاری پر-کننده شکستگی، استیلولیت، فابریک ژئوپتال اشاره نمود (شکل ۲-۲۷) (جدول ۲-۱). این ریزرخساره از رخساره‌های سنگی سنگ‌آهک و سنگ‌آهک آرژیلیکی تشکیل شده و فقط در برش سطحی سفیدکوه مشاهده شده است. مهم‌ترین شکل رسوبی در این ریزرخساره، زیست‌آشفستگی است. هیچ‌گونه آثار و شواهدی از جریان‌های گرانشی رسوبی در این ریزرخساره مشاهده نشده است. با توجه به اجزای تشکیل-دهنده، این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۳، زون رخساره‌ای حوضه^{۱۳۳} فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای حوضه ویلسون (۱۹۷۵) است. با توجه به اجزای سازنده و شکل رسوبی، سطح انرژی کم برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود. این ریزرخساره دارای مقدار کم تا زیاد محتوی آرژیلیک (عمدتاً^{۱۳۳} کم تا متوسط؛ ضخامت طبقات آرژیلیک از ۰/۱ تا ۱/۲ متر) است (جدول ۲-۲). برای مشاهده جزئیات و موقعیت قرارگیری این زون رخساره‌ای در توالی سفیدکوه به شکل ۲-۱۶ مراجعه شود. عدم وجود شواهد جریان‌های گرانشی رسوبی، عدم مشاهده آمیختگی قطعات بیوکلستی پلانکتونیک و بنتیک مانند جایگاه حاشیه پلت فرم^{۱۳۴}، اجزای تشکیل‌دهنده (همراهی کلسی اسفر با فرامینیفر پلانکتونیک فقط در این ریزرخساره؛ مشاهده کلسی اسفر در بخش ژرف پلت فرم (دیاس بریتو، ۲۰۰۰)) و بافت و کستونی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، همگی موید ژرف‌ترین جایگاه برای تشکیل این رسوبات در مقایسه با سایر ریزرخساره‌های شناسایی شده در این پژوهش است.

^{۱۳۳} Basin^{۱۳۴} Platform margin



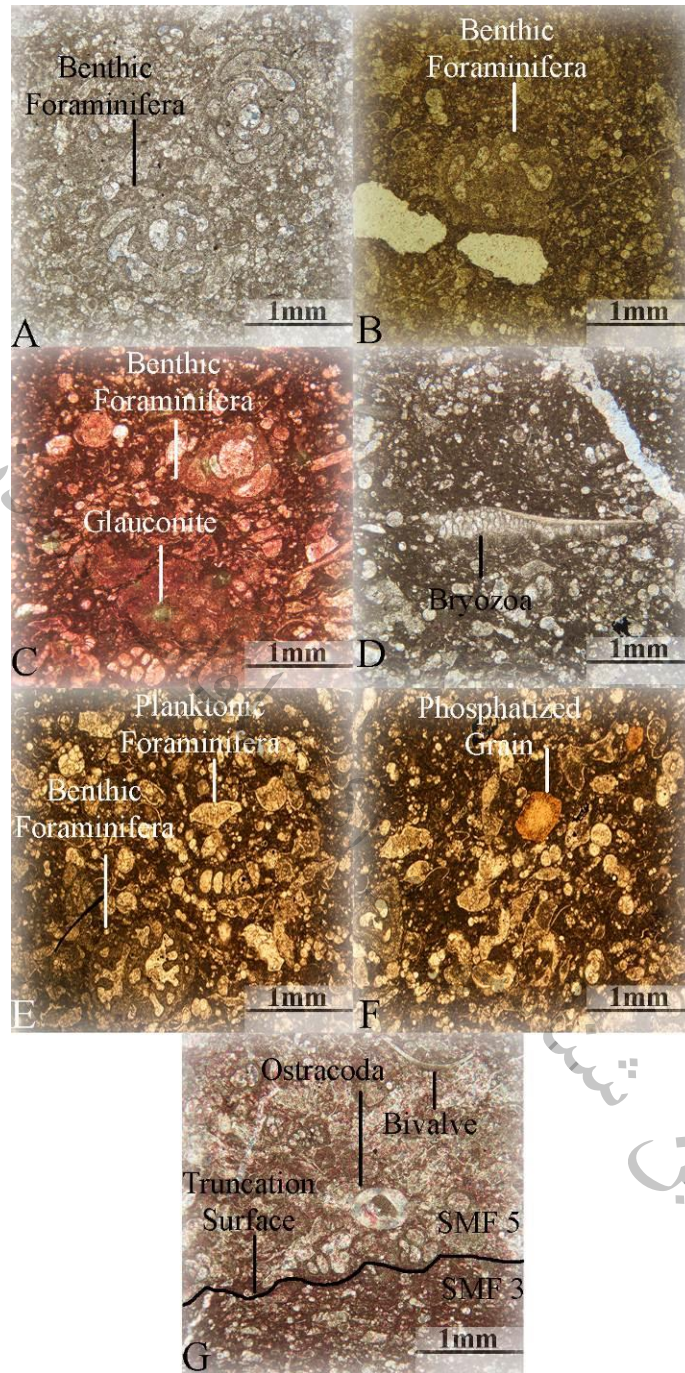
شکل ۲-۲۷- اجزای تشکیل دهنده و اشکال دیاژنتیک ریزرخساره و کستون حاوی کلسی اسفر و فرامینفر پلانکتونیک. A- کلسی - اسفر در نمونه I-۱۸b (نور PPL). B- فرامینفر پلانکتونیک و کلسی اسفر در نمونه I-۱۷b (نور PPL). C- کلسی اسفر در نمونه I-۱۶m (نور PPL). D- کلسیت اسپاری پرکننده شکستگی در نمونه I-۱۶h (نور XPL). E- پوسته دوکفه‌ای همراه با فابریک ژئوپتال در نمونه I-۱۶b (نور PPL).

۴-۲-۴- ریزرخساره رودستون/پکستون/وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک

این ریزرخساره عمدتاً^{۱۳۵} از فرامینیفرهای پلانکتونیک (۳۶ تا ۴۵ درصد) و بنتیک (۱۷ تا ۲۳ درصد) و به میزان کم‌تر از اکینویید، استراکودا، بریوزوا و دوکفه‌ای تشکیل شده است (جدول ۲-۱ و شکل ۲-۲۸). همچنین بلورهای پیریت، دانه‌های فسفات و گلوکونیت در آن مشاهده شده است. از مهم‌ترین اشکال دیاژنتیکی می‌توان به کلسیت‌های بلوکی، کلسیت‌های اسپاری پرکننده شکستگی، استیلولیت، نئومرفیسم و سیمان سین‌تکسیال اشاره نمود (جدول ۲-۱). این ریزرخساره از رخساره‌های سنگی سنگ‌آهک و سنگ‌آهک آرژیلیکی تشکیل شده و در برش‌های سطحی سفیدکوه، مهدی‌آباد، تنگ بولک و کوه ورزرین مشاهده شده است. مهم‌ترین اشکال رسوبی در این ریزرخساره، سطح فرسایشی تحتانی و زیست‌آشفستگی است. سطح فرسایشی تحتانی در مرز بین این ریزرخساره و ریزرخساره زیرینش (ریزرخساره سنگ‌آهک حاوی فرامینیفر پلانکتونیک) قرار گرفته است. در ضخامت این ریزرخساره آثاری از جریان گرانشی رسوبی نظیر دانه‌بندی تدریجی، سطح فرسایشی و زوج‌لامینه‌ها مشاهده نشده است. با توجه به اجزای تشکیل‌دهنده، این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۵، زون رخساره‌ای شیب^{۱۳۵} فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای بخش جلویی شیب پلت‌فرم کربناته^{۱۳۶} ویلسون (۱۹۷۵) است. با توجه به اجزای سازنده و شکل رسوبی، سطح انرژی متوسط برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود. این ریزرخساره دارای مقدار کم محتوی آرژیلیک آشکار است (جدول ۲-۲). برای مشاهده جزئیات و موقعیت قرارگیری این زون رخساره‌ای در توالی‌های مطالعه‌شده به شکل‌های ۲-۵، ۲-۸، ۲-۱۱ و ۲-۱۶ مراجعه شود. وجود سطح فرسایشی تحتانی بین این ریزرخساره و ریزرخساره زیرینش (بین ریزرخساره‌های استاندارد ۵ و ۳) (شکل ۲-۲۸ G)، آمیختگی فرامینیفرهای پلانکتونیک، بنتیک و دوکفه‌ای‌های پوسته‌نازک شکسته‌شده و سالم

^{۱۳۵} Slope

^{۱۳۶} Foreslope facies belt of carbonate platform



شکل ۲-۲۸- اجزای تشکیل دهنده و اشکال رسوبی ریزرخساره رودستون/یکستون/وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک. فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک، بریوزوا، دوکفهای، گلوکونیت، دانه‌های فسفات، استراکودا و سطح فرسایشی در توالی‌های مطالعه‌شده سازند ایلام. در شکل G به سطح فرسایشی بین ریزرخساره فوق‌الذکر (SMF ۵) و ریزرخساره وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک (SMF ۳) توجه شود. A- نمونه C-۱۳ (نور XPL). B- نمونه C-۱۳ (نور PPL). C- نمونه N-۵ (نور PPL). D- نمونه I-۵ (نور XPL). E- نمونه M-۶ (نور PPL). F- نمونه M-۶ (نور PPL). G- نمونه‌های I-۵ (SMF-۵) و I-۶ (SMF-۳)

(نور XPL). نمونه‌های I, C, M, N به ترتیب متعلق به برش‌های سطحی سفیدکوه، مهدی‌آباد، تنگ باولک و کوه ورزرین می‌باشند.

همگی نشان‌دهنده حمل و جابجایی اجزای رسوبی کم‌ژرفا (فرامینیفر بنتیک) به محیط ژرف‌تر در حاشیه پلت‌فرم می‌باشد.

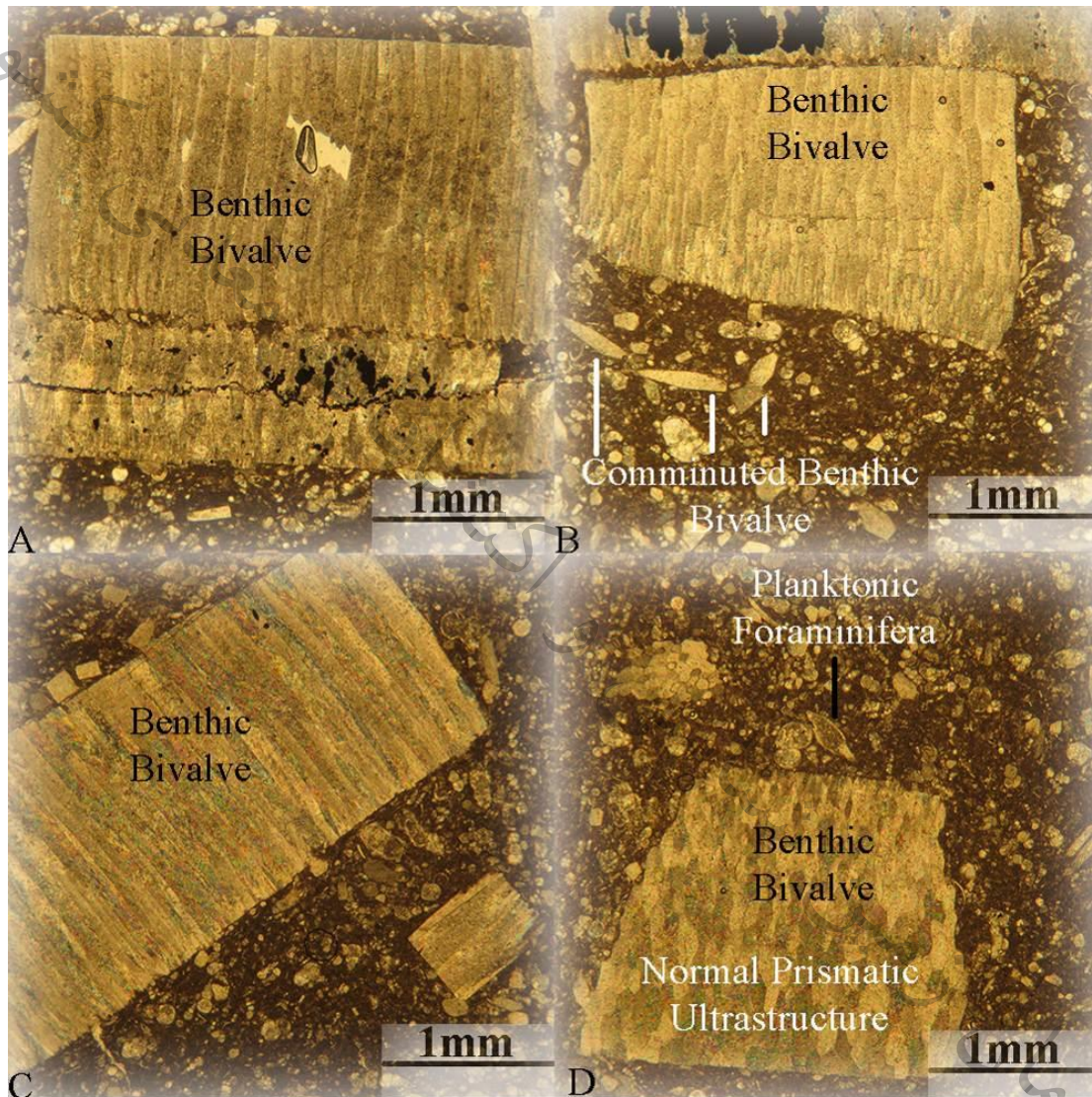
۵-۴-۲- ریزرخساره رودستون/پکستون/وکستون حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینیفر پلانکتونیک

این ریزرخساره از دوکفه‌ای‌های بنتیک و فرامینیفرهای پلانکتونیک تشکیل شده است (جدول ۲-۱ و شکل ۲-۲۹). همچنین بلورهای پیریت، دانه‌های فسفات و گلوکونیت در آن مشاهده شده است. از مهم‌ترین اشکال دیاژنتیکی می‌توان به کلسیت‌های اسپاری پرکننده شکستگی، رگچه انحلالی، تخلخل شکستگی و سیمان سین‌تکسیال اشاره نمود (جدول ۲-۱). این ریزرخساره از رخساره‌های سنگی سنگ-آهک و سنگ‌آهک آرژیلیکی تشکیل شده و فقط در برش‌های سطحی مهدی‌آباد و کوه ورزرین مشاهده شده است. مهم‌ترین شکل رسوبی در این ریزرخساره، زیست‌آشفستگی است. شواهدی از تاثیر جریان‌های گرانشی رسوبی (زوج‌لامینه‌ها و سطح فرسایشی) در این ریزرخساره مشاهده نمی‌شود. با توجه به اجزای تشکیل‌دهنده، این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۱۲، زون رخساره‌ای شیب^{۱۳۷} فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای بخش جلویی شیب پلت‌فرم کربناته^{۱۳۸} ویلسون (۱۹۷۵) است. با توجه به اجزای سازنده و شکل رسوبی، سطح انرژی متوسط برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود. این ریزرخساره دارای مقدار کم محتوی آرژیلیک است (جدول ۲-۲). برای مشاهده جزئیات و موقعیت قرارگیری این زون رخساره‌ای در توالی‌های مطالعه‌شده به شکل‌های ۲-۵ و ۲-۱۱ مراجعه شود. بافت، مخلوط‌شدگی

^{۱۳۷} Slope

^{۱۳۸} Foreslope facies belt of carbonate platform

فرامینیفرهای پلانکتونیک و دوکفه‌ای‌های بنتیک شکسته-ساییده شده^{۱۳۹} و سالم و قرار گرفتن دوکفه‌ای-های بنتیک تقریباً به موازات یکدیگر (شکل ۲-۳۰)، همگی نشان‌دهنده تاثیر جریان‌های دریایی در



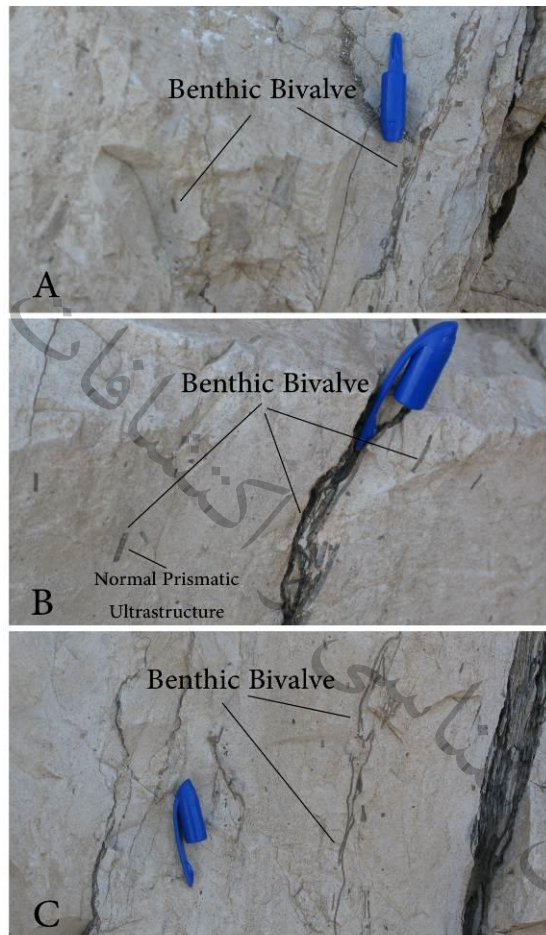
شکل ۲-۲۹- اجزای تشکیل دهنده ریزرخساره سنگ آهک حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینفر پلانکتونیک. A- دوکفه‌ای بنتیک در نمونه C-۵۱ (نور XPL). B- قطعات نسبتاً سالم و شکسته-ساییده شده دوکفه‌ای بنتیک در نمونه C-۵۱ (نور XPL). C و D- فرامینیفر

^{۱۳۹} Comminuted benthic bivalve

پلانکتونیک، دوکفه‌ای بنتیک با ساختمان میکروسکوپی منشوری عادی در نمونه N-۳۹ (نور XPL). نمونه‌های C و N به ترتیب متعلق به برش‌های سطحی مهدی آباد و کوه ورزین می‌باشند.

حمل و جابجایی اجزای رسوبی کم‌ژرف‌تر (دوکفه‌ای بنتیک) به محیط ژرف‌تر در حاشیه پلت فرم می‌باشد.

کشور
معدنی



شکل ۲-۳- دوکفه‌ای‌های بنتیک در رخساره سنگ آهک حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینیفر پلانکتونیک. به قرار گرفتن تقریباً موازی دو کفه‌ای‌های بنتیک نسبت به یکدیگر و ساختمان منشوری عادی اسکلت دوکفه‌ای (B) توجه شود. A و B- برش مهدی-آباد (نگاه به سمت شمال). C- برش کوه ورزین (نگاه به سمت شمال). طول مقیاس بکاررفته، ۵ سانتی‌متر است.

۲-۵- محیط رسوبی

تکامل جایگاه زمین‌ساختی حوضه زاگرس در طی کرتاسه پسین تا تورونین میانی (تقریباً "معادل پایان نهشته‌شدن سازند سروک در حوضه زاگرس؛ مگاسکانس شماره ۸ صفحه عربی) از حاشیه غیر فعال^{۱۴۰} تا جایگاه پیش‌بوم^{۱۴۱} {تقریباً "معادل آغاز رسوب‌گذاری سازند ایلام در حوضه زاگرس (مگاسکانس شماره ۹ صفحه عربی)؛ از کنیاسین تا انتهای سنوزویک (مگاسکانس شماره ۱۱ صفحه عربی)} صورت پذیرفته است (شکل ۱-۲۵) (عبدالهی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۹). بر مبنای بسیاری از پژوهش‌های مرتبط با محیط رسوب‌گذاری سازند ایلام در زیرزون‌های مختلف حوضه زاگرس و توالی‌های هم‌ارز زمانی آن در سایر نقاط صفحه عربی، جایگاه‌های رسوبی گوناگونی (رمپ تا شلف) را برای این بازه زمانی (کنیاسن-کامپانین) در نظر گرفته‌اند (جدول ۲-۴). رمپ‌ها در همه دوره‌های زمین‌شناسی خصوصاً "در زمانی که موجودات ریف-ساز وجود نداشته‌اند، توسعه یافته‌اند. رمپ‌های کربناته در اکثر حوضه‌های رسوبی خصوصاً "در امتداد حواشی غیر فعال، حوضه‌های درون‌کراتونی و حوضه‌های پیش‌بوم توسعه یافته‌اند (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). در واقع توسعه رمپ در جایگاه‌هایی که همراه با فرونشست خمشی و آرام در ناحیه وسیعی با شیب کم هستند، معمول‌تر است (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). یکی از ویژگی‌های حوضه‌های رمپ با جایگاه زمین-ساختی پیش‌بوم این است که تغییرات رخساره‌ای به سوی جبهه کوهستانی گاهی با جایگزینی رخساره‌های آواری به جای رخساره‌های کربناته است. بطور مثال در حوضه پیش‌بوم پابده در پالئوژن، بخش‌های میانی آن به سوی زیرزون لرستان به طور جانبی با رخساره‌های آواری (کنگلومرایی) سازند کشکان جایگزین می‌شود (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). اما در مورد سازند ایلام چنین موضوعی صدق نمی‌کند (شکل ۴۰-۱). رمپ، یک سطح رسوبی با شیب ملایم (عموماً کم‌تر از ۱ درجه) است که به تدریج به سمت

^{۱۴۰} Passive margin

^{۱۴۱} Foreland

مناطق دور از ساحل بدون شکستگی از یک منطقه کم‌ژرفای تحت تاثیر تلاطم امواج^{۱۴۲} به محیط‌های با انرژی کم‌تر و ژرف‌تر عبور می‌کند. در این محیط، رسوبات سدی^{۱۴۳} معمولاً "نزدیک به خط ساحلی تشکیل می‌شود (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). شلف، یک زون تدریجی از آب‌های کم‌ژرفا تا حوضه ژرف است

جدول ۲-۴- مقایسه محیط‌های رسوبی و سنگ‌شناسی سازند ایلام در زیرزون‌های مختلف حوضه زاگرس با توالی‌های رسوبی هم‌ارز سازند ایلام در کشورهای عراق، کویت و امارات متحده عربی.

Formation	Geographic Position	Depositional Environment	Lithology	Reference
Halul	Abu Dhabi (United Arab Emirates)	Graded from deeper shelf to shallow marine	Calcareous shale, lime mudstone, peloidal wackestone/packstone	Kendall, et al., ۲۰۰۰
Tanuma	Mesopotamian Basin (central and southern part of Iraq)	Middle shelf	Calcareous shale, oolitic grainstone	Sadoon and Aqrawi, ۲۰۰۰
Saadi	Mesopotamian Basin (central and southern part of Iraq)	Middle shelf	Skeletal packstone/wackestone	Sadoon and Aqrawi, ۲۰۰۰
Kometan	NE Iraq	-	Globigerinal-oligostiginal limestone (pelagic limestone)	Varoujan et al., ۲۰۱۶; Karim and Taha, ۲۰۰۹
Kometan	N Iraq	Flat-topped ramp	Globigerinal-oligostiginal limestone, lime floatstone, planktonic foraminiferal bioclastic wackestone/packstone, peloidal lime mudstone, shaly peloidal lime packstone, chalky lime mudstone, lime rudstone, shaly lime mudstone, red algal peloidal grainstone, calcisphere lime wackestone/packstone, calcisphere lime locally silicified with chert concretions in some beds	Saleem Haddad and Ahmed Amin, ۲۰۰۷
Tanuma	S Iraq	Flat-topped ramp	Shaly lime mudstone, planktonic foraminiferal bioclastic wackestone/packstone,	Saleem Haddad and Ahmed Amin, ۲۰۰۷

^{۱۴۲} Wave-agitated

^{۱۴۳} Shoal

			calcsphere lime wackestone/packstone, lime floatstone	
Saadi	S Iraq	Flat-topped ramp	Shaly lime mudstone, planktonic foraminiferal bioclastic wackestone/packstone, bioclastic wackestone, rotalidal wackestone	Saleem Haddad and Ahmed Amin, ۲۰۰۷

ادامه جدول ۲-۴

Formation	Geographic Position	Depositional Environment	Lithology	Reference
Tanuma	NE Tikrite (E Iraq)	Shelf margin	Lime mudstone	Al-Juboury and Al-Tharb (۲۰۱۲)
Saadi	NE Tikrite (E Iraq)	Middle shelf to upper bathyal	Planktonic foraminiferal mudstone/wackestone/packstone	Al-Juboury and Al-Tharb (۲۰۱۲)
Tanuma	Mesopotamian Basin (central and southern part of Iraq)	Middle to outer shelf (intertidal, subtidal, shoal, open marine)	Grainstone, packstone, wackestone, mudstone, shale	Aqrawi, ۱۹۹۶
Saadi	Mesopotamian Basin (central and southern part of Iraq)	Middle to outer shelf (intertidal, subtidal, open marine)	Packstone, wackestone, mudstone, shale	Aqrawi, ۱۹۹۶
Gudair	Kuwait	-	Limestone	Christian, ۱۹۹۷
Gudair	Kuwait, Saudi Arabia, SE Iraq	-	Detrital limestone, shaly horizons near its base	El-Nakhal and El-Naggar, ۱۹۹۴
Kometan	NE Iraq	-	Planktonic foraminiferal limestone	Jain et al., ۲۰۲۲
Ilam	Dezful Embayment and Persian Gulf (SW and S Iran)	Homoclinal ramp (inner to outer ramp)	Limestone, argillaceous limestone	Mehrabi et al., ۲۰۱۴ and ۲۰۱۵; Omidvar et al., ۲۰۱۴; Khanjani et al., ۲۰۱۵
Ilam	Fars subzone (Iran)	Homoclinal ramp (inner to outer ramp) and basin	Limestone, argillaceous limestone	Mirzaee-Mahmoodabadi, ۲۰۲۰; Bagherpour et al., ۲۰۲۱
Ilam	Abadan Plain (SW Iran)	Homoclinal ramp (inner to outer ramp)	Limestone, argillaceous limestone, dolomitized limestone	Abdolmaleki, ۲۰۱۶; Asadi-Mehmandosti et al., ۲۰۱۷; Khodaei et al., ۲۰۲۱
Ilam	Qeshm Island and Bandar-Abbas hinterland (SE Iran)	Rimmed carbonate shelf	Limestone	Hosseini, ۲۰۱۱
Ilam	SE of Lurestan subzone (Iran)	Homoclinal ramp (outer ramp) and	Limestone, argillaceous limestone, locally shale	DolatSha, ۲۰۱۶; Asadi-

		basin		Mehmandosti et al., ۲۰۲۱
Ilam	Izeh subzone (Iran)	Open shelf	Limestone, argillaceous limestone, locally shale	Ghabeishavi, ۲۰۰۹; Rezaeian, ۲۰۱۱
Ilam	South of Lurestan subzone	Distally steepened ramp (middle to outer ramp) and basin	Limestone, argillaceous limestone, locally shale	Bakshi et al., ۲۰۲۲
Ilam	North of Dezful Embayment	Distally steepened ramp (inner to outer ramp)	Limestone, argillaceous limestone	Hemat, ۲۰۰۹

که توسط یک شکستگی واضح در شیب (از یک درجه تا تقریباً قائم) مشخص می‌شود و دارای یک فاصله نسبتاً کوتاهی است (فلوگل، ۲۰۱۰). هردو نوع پلت‌فرم، به سه قسمت داخلی (بالای قاعده موج در شرایط آرام)، میانی (بین قاعده موج در شرایط آرام و توفانی) و خارجی (زیر قاعده موج در شرایط توفانی) تقسیم می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). رمپ داخلی با پشته‌های ماسه‌ای، سدهای زیستی^{۱۴۴}، رسوبات پهنه ساحلی و رسوبات پری‌تایدال پشت‌سدی^{۱۴۵}؛ شلف داخلی با ریف‌های حاشیه پلت‌فرم، پشته‌های ماسه‌ای حاشیه پلت‌فرم، رسوبات پری‌تایدال؛ رمپ میانی با رسوبات تحت تاثیر توفان با ساختمان‌های رسوبی نظیر طبقه‌بندی تدریجی و چینه‌بندی مورب پشته‌ای^{۱۴۶}؛ شلف میانی با نهشته‌های شیب؛ رمپ خارجی با رسوبات دارای شواهد توفانی غیر متوالی^{۱۴۷} (جابجایی مجدد مستقیم توسط توفان؛ تمپستایت‌های دور از منشا)؛ شلف خارجی با رسوبات پاشنه شیب و نهشته‌های ژرف شلف و حوضه مجاور رمپ و شلف با رسوبات سیکلی غنی از مواد آلی و یا رسوبات شدیداً^{۱۴۸} آشفته‌شده مشخص می‌شوند (بورچت و رایت،

^{۱۴۴} Organic barrier

^{۱۴۵} Back-barrier peritidal deposits

^{۱۴۶} Hummocky cross stratification

^{۱۴۷} Infrequent storm reworking

۱۹۹۲؛ فلوگل، ۲۰۱۰). همچنین، رمپ‌ها به دو نوع هم‌شیب و پرشیب دور از منشأ^{۱۴۸} و شلف‌ها به دو نوع حاشیه‌دار و باز^{۱۴۹} طبقه‌بندی می‌شوند (پومار، ۲۰۰۱؛ پومار و کندال، ۲۰۰۸؛ فلوگل، ۲۰۱۰). رمپ پر-شیب دور از منشأ (با شکستگی شیب بین رمپ کم‌ژرفا و مناطق ژرف‌تر دور از ساحل؛ انتهای رمپ میانی و ابتدای رمپ خارجی)، هندسه مشابه با بسیاری از شلف‌های سیلیسی کلاستیک و تفاوت‌های رسوب-شناسی با شلف‌های با بخش بالایی مسطح^{۱۵۰} (شلف باز) و شلف‌های کربناته شیب‌دار^{۱۵۱} (شلف حاشیه‌دار) دارد (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). تشخیص این دو محیط در ستون سنگ بسیار دشوار است. مگر این‌که وجود یا فقدان رسوبات شیب یا رسوبات پیشانی شیب^{۱۵۲} آن را نشان دهد (بورچت و رایت، ۱۹۹۲؛ فلوگل، ۲۰۱۰). این ویژگی‌ها اگر زون شکستگی شلف توسط زمین‌ساخت بعدی دچار تغییر شکل شود، ممکن است نشان داده نشود (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). سل‌وود (۱۹۸۶) بیان کرد که شواهد رسوب‌گذاری مجدد توسط جریان‌های گرانشی در شلف‌های باز مشاهده نمی‌شود. همچنین، فلوگل (۲۰۱۰) اظهار کرد که در شلف‌های باز و رمپ هم‌شیب شواهد جریان گرانشی وجود ندارد. در حالی که شواهد جابجایی مجدد رسوبات توسط توفان (نهشته‌های توفانی؛ تمپستایت) در شلف، بخش‌های میانی و خارجی رمپ هم‌شیب و بخش میانی رمپ پرشیب دور از منشأ مشاهده می‌شود (هابدی و مورتون، ۱۹۸۴؛ مایرو، ۱۹۹۲؛ شواب و همکاران، ۱۹۹۶؛ محسنی و ال‌عاصم، ۲۰۰۴؛ وایرک، ۲۰۱۵؛ توکلی، ۱۳۹۷؛ زیونگ و همکاران، ۲۰۱۸؛ آدامز و دایموند، ۲۰۱۹؛ گراندوگ و همکاران، ۲۰۲۱). همچنین، ایشان بیان کردند که در شیب‌های با زاویه زیاد، شیب محل عبور رسوبات است و در پای شیب و حوضه مجاور آن رسوب‌گذاری گرانشی وجود

^{۱۴۸} Homoclinal and distally steepened ramps

^{۱۴۹} Open and rimmed shelves

^{۱۵۰} Flat-topped shelves

^{۱۵۱} Sloping carbonate shelves

^{۱۵۲} Apron deposits

دارد. درحالی‌که در شیب‌های با زاویه کم، علاوه بر حاشیه شیب (حوضه مجاور شیب)، بر روی خود شیب نیز رسوب‌گذاری انجام می‌شود. ریجر و همکاران (۲۰۱۵) نشان دادند که شیب‌های کربناته خصوصا" از نوع گل-غالب^{۱۵۳} به علت چسبندگی داخلی بیشتر و افزایش مقاومت رسوبات در نتیجه فرایندهای دیاژنتیک اولیه دارای شیب بیشتری نسبت به انواع سیلیسی‌کلاستیک می‌باشند. بر اساس یافته‌های ریجر و همکاران (۲۰۱۵)، فرایندهای رسوبی تاثیرگذار در محیط‌های شیب و پاشنه شیب محیط‌های رسوبی کربناته و سیلیسی‌کلاستیک شباهت‌ها و تفاوت‌هایی دارند. در محیط کربناته در زون پاشنه شیب، فعالیت جریان‌های کنوری^{۱۵۴} و در محیط سیلیسی‌کلاستیک، تناوب رسوبات همی‌پلاژیک و توربیدیتی وجود دارد. در زون شیب در محیط کربناته، رسوبات دانه‌درشت، فرایندهای سیمانی‌شدن، فرایندهای رسوب‌گذاری مجدد و جریان کنوری فعال و در محیط سیلیسی‌کلاستیک، بار رسوبی زیاد، رسوبات دانه-درشت، فرسایش زیاد، جابجایی سریع رخساره‌ها بسوی حوضه^{۱۵۵} و فرایندهای رسوب‌گذاری مجدد مشاهده می‌شود (ریجر و همکاران، ۲۰۱۵). گرچه به نظر نگارنده، تاثیر جریان‌های گرانشی رسوبی نظیر جریان‌های توربیدیتی هم در بخش خارجی رمپ پرشیب دور از منشا (زون شیب‌دار) (محسنی و همکاران، ۲۰۱۱) و هم در بخش‌های شیب و پاشنه شیب پلت‌فرم حاشیه‌دار (ریجر و همکاران، ۲۰۱۴) نشان-دهنده ناکافی بودن این شاخص (وجود یا فقدان رسوبات شیب و یا پیشانی شیب) به تنهایی، جهت تفکیک این محیط‌ها (رمپ پرشیب و شلف حاشیه‌دار) از یکدیگر می‌باشد. در ضمن برای بررسی دقیق‌تر

^{۱۵۳} Mud-dominated

^{۱۵۴} Contour currents activity

^{۱۵۵} Fast progradation

شیب‌های کربناته و رسوبات گرانشی نیاز به داده‌های لرزه‌ای سه‌بعدی با دقت بالا^{۱۵۶} از این سیستم‌های رسوبی است.

به علت شیب‌های با زاویه کم، رمپ‌ها رفتار متفاوتی را نسبت به شلف‌های حاشیه‌دار در طی تغییرات سطح نسبی آب دریا از خود نشان می‌دهند (بورچت و رایت، ۱۹۹۲؛ شلاگر، ۲۰۰۵). در طی پایین‌افتادگی جزئی^{۱۵۷} سطح آب، رخساره‌های رمپ به سمت حوضه جابجا شده و فقط بخش داخلی رخنمون می‌یابد، در حالی که در شلف حاشیه‌دار با بخش بالایی مسطح، تمام بخش داخلی پلت‌فرم ممکن است، رخنمون یابند (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). در طی پایین‌افتادگی اصلی^{۱۵۸} سطح آب، حوضه‌های کم‌ژرفا با حواشی رمپ کاملاً تهی می‌شوند، درحالی که شلف حاشیه‌دار و رمپ پرشیپ دور از منشا با توسعه گوه‌های ریفی و واریزه‌های مرتبط با آن همراه هستند (شلاگر، ۲۰۰۵). این پاسخ با توجه به ژرفای آب حوضه و زاویه شیب پلت‌فرم متغیر می‌باشد. به علت زاویه شیب کم، رمپ هم‌شیب، هیچ‌گونه رسوبات دوباره نهشته‌شده سطح پایین آب را ایجاد نمی‌کند (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). رمپ‌های پرشیپ دور از منشا در طی پایین‌افتادگی جزئی سطح آب شبیه رمپ‌ها و در طی پایین‌افتادگی اصلی سطح آب نظیر شلف حاشیه‌دار رفتار می‌کنند (بورچت و رایت، ۱۹۹۲).

شاخص‌های اقیانوس‌نگاری (نظیر فرارانش^{۱۵۹} و مغذی‌شدن^{۱۶۰} آب)، شاخص‌های اقلیمی و انقراض‌های اصلی ارگانسیم‌ها سبب حذف موجودات اسکلت‌ساز از محیط‌های آب کم‌ژرفا و ایجاد جایگاه مناسب جهت

^{۱۵۶} High-resolution ۳-D seismic datasets

^{۱۵۷} Minor falling

^{۱۵۸} Major falling

^{۱۵۹} Upwelling

^{۱۶۰} Eutrophication

تولید الیت‌های توده‌ای (شاخص محیط رمپ) در توالی‌های رسوبی است (فلوگل، ۲۰۱۰). در نتیجه کاهش تولید کربنات‌های زیستی و تغییر در نیمرخ تولید از خط ساحلی تا حوضه، سبب حذف توانایی پلت‌فرم کربناته جهت توسعه ریخت‌شناسی شلف و توسعه رمپ می‌شود (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). در رمپ‌های الیت-غالب می‌سی‌سی‌پین (کربونیفر پیشین) و ژوراسیک احتمالاً " منعکس‌کننده نرخ پایین تولید کربنات زیستی در محیط‌های آب کم‌ژرفا می‌باشد (رایت و فالکنر، ۱۹۹۰). توسعه این رمپ‌ها، همزمان با فقدان یا کمبود ریف‌های اسکلت‌ساز به صورت جهانی است. حضور ریف‌های موثر در انتهای می‌سی‌سی‌پین نشان‌دهنده یک زون تدریجی گسترده در تبدیل رمپ به ریخت‌شناسی شلف حاشیه‌دار است (آهر، ۱۹۸۹). پدیده مشابهی همچنین در ژوراسیک اتفاق می‌افتد (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). از سوی دیگر فلوگل (۲۰۱۰) بیان کرد که رمپ‌ها و شلف‌های باز عموماً^{۱۶۱} در مناطق غیر استوایی^{۱۶۱} (غیرگرمسیری) در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۰ درجه شمالی و جنوبی با دمای آب کم‌تر از ۱۸ درجه سانتی‌گراد و شلف‌های حاشیه‌دار در مناطق استوایی^{۱۶۲} (گرمسیری) در عرض‌های جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی و جنوبی با دمای آب ۱۸ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. اما این موضوع در همه موارد صادق نیست. براندانو (۲۰۰۳) اظهار کرد که رخساره‌های رمپ داخلی با سن میوسن پیشین در ایتالیا با مجموعه زیستی پوریتس^{۱۶۳}، لیتوپورلا^{۱۶۴} و هتروستژینا^{۱۶۵} به طور قطعی تاییدکننده محیط گرمسیری/نیمه‌گرمسیری برای این رسوبات است. هنوز ابهاماتی در ارتباط با اثر نسبی دمای آب، شرایط

^{۱۶۱} Non-tropical

^{۱۶۲} Tropical

^{۱۶۳} Porites

^{۱۶۴} Lithoporella

^{۱۶۵} Heterostegina

غذایی^{۱۶۶} و نوع تولید کربنات^{۱۶۷} در توسعه رمپ‌ها وجود دارد (ریرا و همکاران، ۲۰۲۲). ایشان بیان کردند که رمپ کربناته میوسن پیشین در یک اقیانوس گرم در شلف شمال باختری استرالیا توسعه یافته و به یک پلت‌فرم حاشیه‌دار میوسن میانی تبدیل شده است. شناسایی موجودات مختص آب‌های گرم الیگوتروفیک^{۱۶۸} (مواد مغذی کم) پیشنهاد می‌کند که رمپ مورد مطالعه در اقیانوس گرم و الیگوتروفیک، علی‌رغم فقدان ریف‌های مرجانی تشکیل شده است (ریرا و همکاران، ۲۰۲۲). همچنین، گودرزی و همکاران (۱۳۹۹) اظهار کردند که سازند آسماری (میدان نفتی مارون؛ الیگومیوسن) در یک محیط رمپ در محدوده غذایی الیگوتروفیک تا یوتروفیک^{۱۶۹} (مواد غذایی زیاد) در آب‌های گرم و محیط گرمسیری/نیمه‌گرمسیری (وجود مقادیر زیاد فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ و قطعاتی از مرجان) نهشته شده است. همچنین، رحیم‌پور بناب و همکاران (۲۰۱۲) نشان دادند که سازند سروک (کرتاسه میانی-پسین) در محیط رمپ تحت شرایط گرمسیری مرطوب در حوضه زاگرس تشکیل شده است. همچنین، آدامز و کنتر (۲۰۱۳) و دلا-پورتا و همکاران، (۲۰۱۳) بیان کردند که پلت‌فرم‌های کربناته حاشیه‌دار گرمسیری و شیب‌ها از کربنات‌های آب سرد و سیستم‌های کربناته غالباً "میکروبی متفاوت هستند. علت این موضوع، تنوع در تولید رسوبات توسط سیستم‌های متفاوت تولید (تولید گرمسیری^{۱۷۰}، تولید آب سرد^{۱۷۱}، تولید میکروبی^{۱۷۲} و تولید ریف مرجانی آب سرد^{۱۷۳}) در طی زمان و

^{۱۶۶} Trophic condition

^{۱۶۷} Carbonate factory

^{۱۶۸} Oligotrophic

^{۱۶۹} Eutrophic

^{۱۷۰} Tropical factory (T-factory)

^{۱۷۱} Cool-water factory (C-factory)

^{۱۷۲} Microbial factory (M-factory)

^{۱۷۳} Cold-water coral reef factory (CWCR-factory)

مکان است (شلاگر ۲۰۰۳ و ۲۰۰۵؛ ریچمر و همکاران ۲۰۱۵). پس به نظر می‌رسد که شاخص دمای آب در توسعه پلت‌فرم‌های کربناته خصوصاً "رمپ‌ها، تعیین‌کننده نیست. شاخص‌هایی نظیر تکامل زیستی، انرژی آب، بستر^{۱۷۴}، شیمی آب، ژرفای نفوذ نور، شرایط مواد مغذی، غلظت گاز دی‌اکسید کربن و نسبت منیزیم/کلسیم در آب دریا از شاخص دما در تشکیل انواع رسوبات کربناته دریایی مهم‌تر است (وستفال و همکاران، ۲۰۱۰؛ پومار و همکاران، ۲۰۱۲). افزایش سطح مواد مغذی در محیط‌های آب گرم، به عنوان مثال سبب ایجاد مجموعه‌های زیستی هتروتروفیک^{۱۷۵} (موجودات دگرغذا؛ مخصوص کربنات‌های معتدل تا آب سرد) می‌شود (وستفال و همکاران، ۲۰۱۰). تشخیص اشتباه در تاثیر چنین پارامترهای محیطی که سبب پیدایش مجموعه‌های هتروتروفیک در عرض‌های جغرافیایی پایین می‌شود، منجر به تفسیر نادرست شرایط اقلیمی دیرینه می‌شود (وستفال و همکاران، ۲۰۱۰). فلوگل (۲۰۱۰)، پیشنهاد کرد که تفاوت بین انواع پلت‌فرم‌های کربناته، موقعیت تولید کربناته بهینه^{۱۷۶} و مکانیسم انتقال رسوبات است. در ضمن در ارتباط با دمای آب و اقلیم در کرتاسه پسین نظرات متفاوتی ارائه شده است. به عنوان مثال، شوشتریان و همکاران (۱۳۹۰) بیان کردند که دمای دیرینه آب دریا در زمان ته‌نشست کربنات‌های سازند ایلام (محیط شلف؛ سانتونین-کامپانین) در زیرزون‌های ایزده و لرستان با استفاده ایزوتوپ‌های سنگین اکسیژن در حدود ۲۸ درجه سانتی‌گراد بوده (شرایط گرمسیری)، درحالی‌که کرامر و همکاران (۲۰۱۱) و هوپر و همکاران (۲۰۱۸) بیان کردند که از انتهای تورونین تا پایان کرتاسه، سرد شدن دما اتفاق افتاده است.

بر اساس مطالعات صحرائی، سنگ‌شناسی، ریزرخساره‌ها و ارتباطات عمودی آن‌ها، محیط رسوب‌گذاری سازند ایلام در مناطق مورد مطالعه بررسی شده است. سازند ایلام با ریز رخساره پکستون/وکستون حاوی

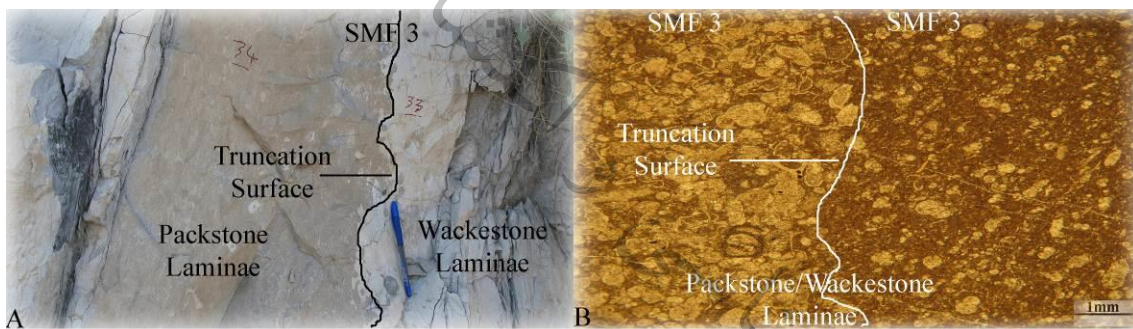
^{۱۷۴} Substrate

^{۱۷۵} Heterotrophic biogenic associations

^{۱۷۶} Optimum carbonate production

فرامینیفر پلانکتونیک (معادل ریزرخساره استاندارد ۳ فلوگل (۲۰۱۰)) در سه برش مهدی‌آباد، کوه ورزرین و تنگ باولک (زاگرس چین‌خورده) شروع می‌شود و به تدریج به ریزرخساره‌های حاوی مخلوطی از فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک (ریزرخساره استاندارد ۵) و دوکفه‌ای‌های بنتیک-فرامینیفرهای پلانکتونیک (ریزرخساره استاندارد ۱۲) تبدیل می‌شود (شکل‌های ۲-۵، ۲-۸ و ۲-۱۱). ریزرخساره یکستون/وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک دارای نشانه‌های تاثیر جریان‌های گرانشی رسوبی است. سطوح تحتانی فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، آمیختگی بسیار کم طبقات رسوبی، زوج‌لامینه‌های رسوبی، فراوانی رخساره‌های آب ژرف، مخلوط شدگی ارگانسیم‌های بنتیک (آب کم‌ژرفا) و پلانکتونیک (آب ژرف) (شکل ۲-۲۸ G)، جابجایی مخلوطی از ارگانسیم‌های کم‌ژرفا و ژرف، چین‌های ریزشی، ساختارهای تغییر شکل‌یافته همگی نشان‌دهنده تاثیر جریان‌های گرانشی رسوبی در بخشی از نهشته‌های سازند ایلام است (شکل‌های ۲-۱۹، ۲-۲۰، ۲-۲۵ و ۲-۲۶). در ضمن، ضخیم‌بودن توالی‌های مرتبط با نهشته‌های گرانشی (حدود ۹۵ متر در برش سفیدکوه، حدود ۱۳۵ متر در برش کوه ورزرین، حدود ۸۰ متر در برش تنگ باولک و حدود ۱۳۰ متر در برش مهدی‌آباد) نیز دلیل دیگری بر تاثیر جریان‌های گرانشی در انتقال و رسوب‌گذاری این رسوبات است (شکل‌های ۲-۵، ۲-۸، ۲-۱۱ و ۲-۱۶). ولی تعیین و تفکیک دقیق نوع نهشته‌های گرانشی رسوبی (توربیدایت، دبریت و دنسیت) از یکدیگر به علت عدم حفظ-شدگی ساخت‌های رسوبی و یا کیفیت ضعیف رخنمون‌ها در این پژوهش امکان‌پذیر نیست. به همین علت از واژه عمومی گراویت، برای نام‌بردن این رسوبات در توالی‌های مطالعه‌شده استفاده شده است. لازم به ذکر است که برخی از ویژگی‌های ذکرشده نظیر زوج‌لامینه‌های رسوبی، سطوح تحتانی فرسایشی، دانه-بندی تدریجی نرمال و فراوانی اسکلت‌های کربناته در رسوبات توفانی (تمپستایت) نیز مشاهده می‌شود (محسنی و العاصم، ۲۰۰۴) و با رسوبات گرانشی مشترک هستند (بهبهانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ محسنی و

همکاران، ۲۰۱۱). البته فقدان ریپل‌های موجی، لامیناسیون مورب ریپلی، چینه‌بندی مورب پشته‌ای و ذرات غیر اسکلتی اینتراکلیست، فقدان جابجایی ارگانیسیم‌های بنتیک مرتبط با آب‌های کم‌ژرفا به تنهایی، نبود آمیختگی بسیار زیاد طبقات رسوبی و فقدان طبقات توفانی مرتبط با رخساره‌های آب‌های کم‌ژرفا (محسنی و العاصم، ۲۰۰۴؛ بهبهانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ فلوجل، ۲۰۱۰) نشان‌دهنده عدم تاثیر فرایندهای توفانی در رسوب‌گذاری برش‌های مورد مطالعه سازند ایلام است. این ریزرخساره با توجه به اجزای عمده سازنده آن (فرامینیفرهای پلانکتونیک؛ معادل ریزرخساره استاندارد ۳)، محتوی (ضخامت) واحدهای آرژیلیک آشکار (جدول ۲-۲) و دارا بودن خصوصیات نهشته‌های گرانشی (شکل ۲-۳۱) در بخش‌های فوقانی، میانی و تحتانی زیر محیط پاشنه شیب واقع شده است.

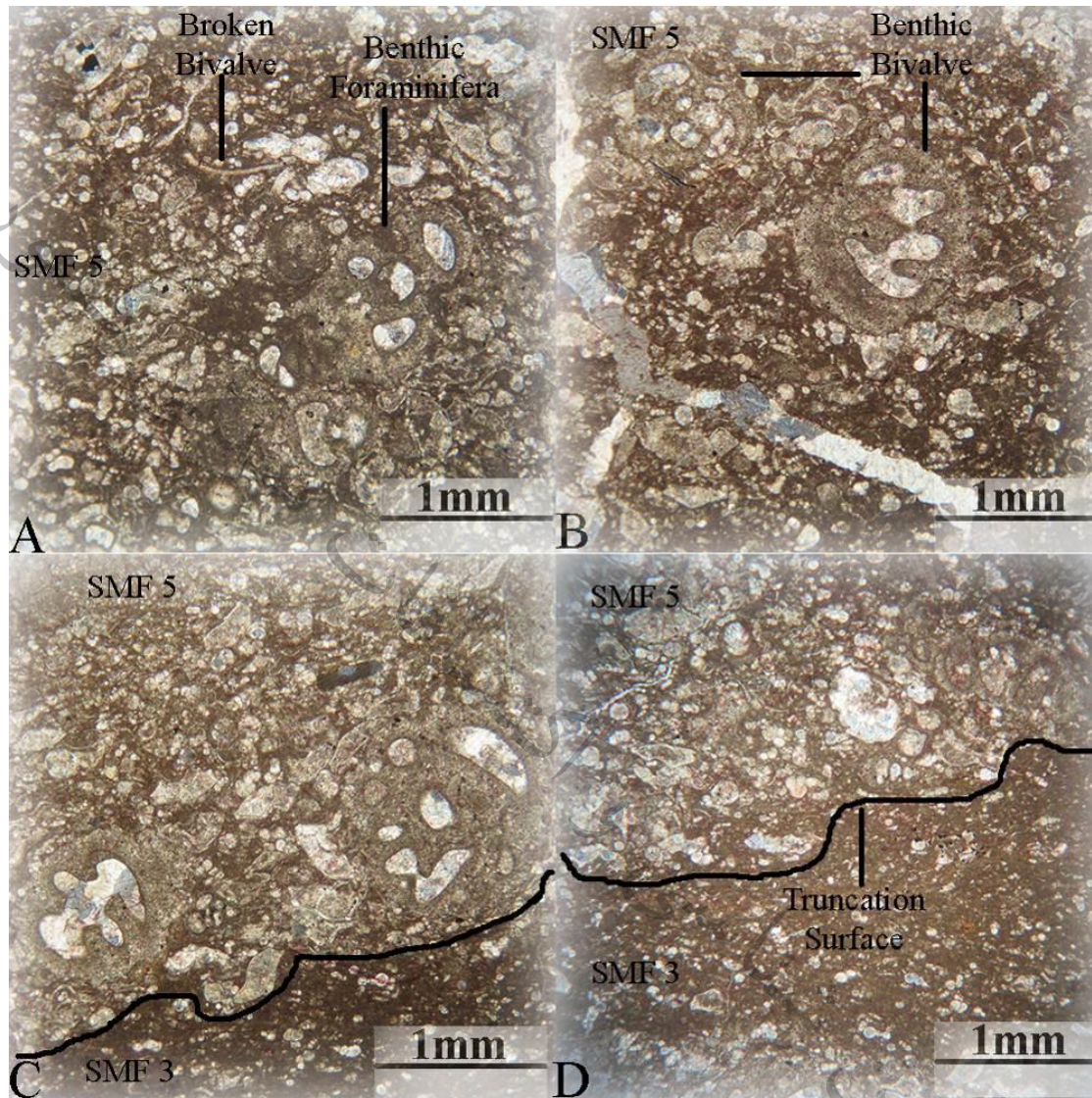


شکل ۲-۳۱- شواهد رسوبات گرانشی (مرز فرسایشی و زوج لامینه‌های رسوبی) در ریزرخساره بکستون/وکستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک (معادل ریزرخساره استاندارد ۳) در برش مهدی‌آباد. A- تصویر صحرایی (نگاه به سمت شمال). B- تصویر میکروسکوپی از ریزرخساره مورد نظر (نور PPL). طول مقیاس بکاررفته در تصویر صحرایی، ۱۵ سانتی‌متر است.

در ریزرخساره سنگ‌آهک حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک (معادل ریزرخساره استاندارد ۵)، مخلوط‌شدگی این قطعات فسیلی سالم و شکسته‌شده نشان‌دهنده انتقال قطعات فسیلی کم‌ژرفای بنتیک به بخش‌های ژرف‌تر حوضه است. لازم به ذکر است که این ریزرخساره با یک سطح فرسایشی بر روی ریز رخساره سنگ‌آهک حاوی فرامینیفر پلانکتونیک قرار گرفته است (شکل ۲-۲۸ G و ۲-۳۲). مقدار کم

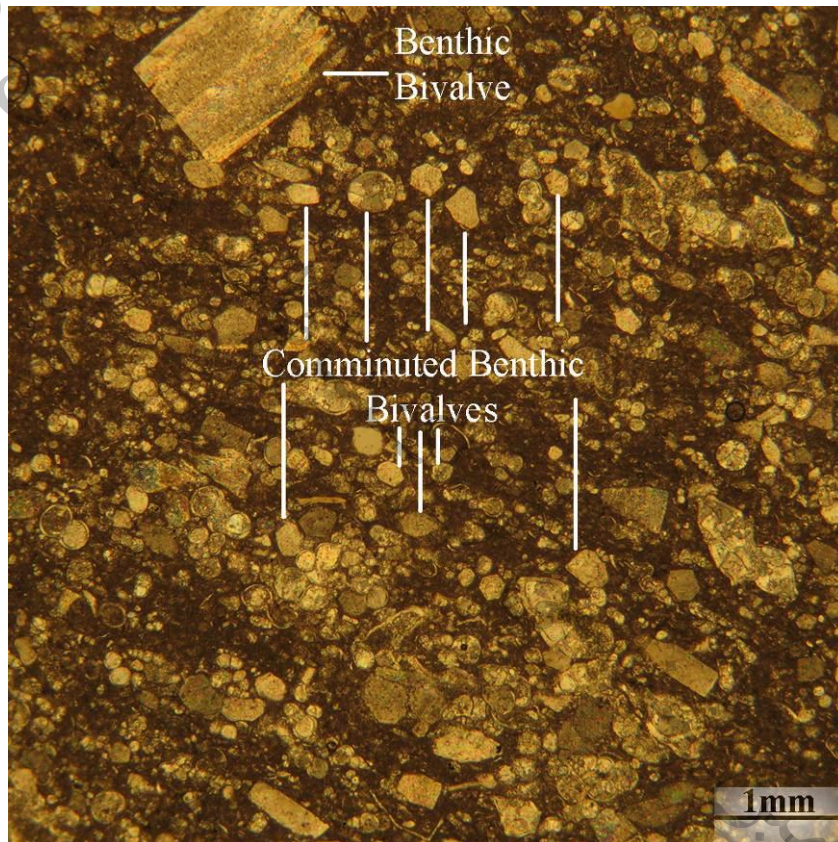
محتوی آرژیلیک، مخلوط‌شدگی قطعات بیوکلستی بنتیک و پلانکتونیک و سطح فرسایشی نشان‌دهنده این موضوع است که این ریزرخساره در حاشیه پلت‌فرم واقع شده است و با توجه به مشابهت با ریزرخساره استاندارد ۵ فلوگل (۲۰۱۰) در زیرمحیط شیب واقع شده است. ریزرخساره رودستون/پکستون/وکستون حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینیفر پلانکتونیک دارای مقدار کم محتوی آرژیلیک آشکار است (شکل‌های ۲-۲۹ و ۲-۳۰؛ جدول ۲-۲). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد ۱۲ است.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی



شکل ۲-۳۲- اجزای تشکیل دهنده ریزرخساره سنگ آهک حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک (مشابه ریزرخساره استاندارد ۵). A- فرامینیفرهای پلانکتونیک- بنتیک و دوکفه‌ای شکسته شده در نمونه C-۱۳ (نور XPL). B- فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک در نمونه I-۴ (نور XPL). C و D- قرارگیری ریزرخساره سنگ آهک حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک (معادل ریزرخساره استاندارد ۵) با سطح فرسایشی بر روی ریزرخساره سنگ آهک حاوی فرامینیفر پلانکتونیک (معادل ریزرخساره استاندارد ۳) در نمونه‌های N-۵ و M-۶ (نور XPL). نمونه‌های C, I, N, M به ترتیب متعلق به برش‌های سطحی مهدی‌آباد، کوه ورزین، سفیدکوه و تنگ باولک می‌باشند.

بافت (رودستون/پکستون/وکستون)، مخلوط‌شدگی فرامینیفراهای پلانکتونیک و دوکفه‌ای‌های بنتیک شکسته-ساییده‌شده و سالم و قرار گرفتن دوکفه‌ای‌های بنتیک تقریباً "به موازات یکدیگر (شکل‌های ۲-۲۹، ۲-۳۰ و ۲-۳۳)، همگی نشان‌دهنده تاثیر جریان‌های دریایی در حمل و جابجایی اجزای رسوبی کم-ژرف‌تر (دوکفه‌ای بنتیک) به محیط ژرف‌تر در حاشیه پلت‌فرم می‌باشد.



شکل ۲-۳۳- قطعات سالم و شکسته-ساییده‌شده دوکفه‌ای‌های بنتیک در ریز رخساره سنگ آهک حاوی دوکفه‌ای بنتیک و فرامینیفرا پلانکتونیک (معادل ریزرخساره استاندارد ۱۲) در برش مهدی آباد در نمونه C-۰۱ (نور XPL).

این ریزرخساره با توجه به موقعیت قرارگیری در توالی مطالعه‌شده و ارتباطات عمودی با سایر ریز-رخساره‌های شناسایی‌شده، در زیرمحیط شیب قرار گرفته است. در ضمن، ریزرخساره استاندارد ۱۲ در

محیط‌های رسوبی گوناگون از ساحل تا دریای ژرف مشاهده شده است (فلوگل، ۲۰۱۰). تجمع پوسته دوکفه‌ای بوسیله فرایندهای گوناگونی نظیر تمرکز در اثر جریان^{۱۷۷}، امواج توفانی و تمپستایت، قطعات برجای‌مانده پیشرونده^{۱۷۸} و تمرکز در چینه‌های متراکم^{۱۷۹} انجام می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). با توجه به شواهد ذکر شده، تجمع دوکفه‌ای در سازند ایلام در اثر جریان‌های دریایی است.

سازند ایلام در برش سطحی سفیدکوه (زاگرس مرتفع) با ریز رخساره وکستون حاوی کلسی‌اسفر و فرامینیفر پلانکتونیک (معادل ریزرخساره استاندارد ۳ فلوگل (۲۰۱۰)) شروع می‌شود و به تدریج به ریزرخساره‌های پکستون/وکستون/مادستون حاوی فرامینیفر پلانکتونیک (ریزرخساره استاندارد ۳) و رودستون/پکستون/وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک (ریزرخساره استاندارد ۵) تبدیل می‌شود (شکل ۲-۱۶). در سنگ‌آهک حاوی کلسی‌اسفر و فرامینیفر پلانکتونیک، عدم وجود شواهد جریان-های گرانشی رسوبی، فقدان آمیختگی قطعات بیوکلستی پلانکتونیک و بنتیک مانند جایگاه حاشیه پلت-فرم^{۱۸۰}، اجزای تشکیل‌دهنده (همراهی کلسی‌اسفر با فرامینیفر پلانکتونیک؛ مشاهده کلسی‌اسفر در بخش ژرف پلت‌فرم (دیاس‌بریتو، ۲۰۰۰))، بافت وکستونی و محتوی آرژیلیک کم تا زیاد، همگی موید ژرف‌ترین جایگاه برای تشکیل این ریزرخساره (زیرمحیط حوضه مجاور پلت‌فرم) در مقایسه با سایر ریزرخساره‌های شناسایی‌شده در این پژوهش است. ریز رخساره‌های سنگ‌آهک حاوی فرامینیفر پلانکتونیک و سنگ‌آهک حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک-بنتیک نیز در این برش سطحی نظیر برش‌های سطحی پیشین به ترتیب

^{۱۷۷} Current concentration

^{۱۷۸} Transgressive lags

^{۱۷۹} Condensation concentration

^{۱۸۰} Platform margin

در زیرمحیط‌های پاشنه شیب (بخش‌های میانی با محتوای آرژیلیک عمدتاً^{۱۸۱} متوسط و فوقانی (مقدار عمدتاً کم محتوای آرژیلیک)؛ دارای شواهد جریان گرانشی) و شیب نهشته شده‌اند.

با توجه به فقدان رسوبات بخش بالایی پلت‌فرم^{۱۸۱} نظیر نهشته‌های پری‌تایدال، سدهای بیوکستی و غیراسکلتی، رسوبات مرتبط با ریف‌های حاشیه‌ای و نهشته‌های لاگون در برش‌های مورد مطالعه، امکان تفکیک پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ یا شلف در این پژوهش میسر نمی‌باشد. هرچند شواهدی مانند برتری عملکرد جریان‌های گرانشی وجود شلف کربناته را بیش‌تر تقویت می‌نماید. با توجه به شواهد تاثیر جریان‌های گرانشی در بخشی از توالی‌های مطالعه‌شده (زون رخساره‌ای پاشنه شیب)، بخش حاشیه پلت‌فرم کربناته^{۱۸۲} برای رسوب‌گذاری سازند ایلام در این ناحیه منطقی به نظر می‌رسد. بازسازی موقعیت رخساره‌ها و زون‌های رخساره‌ای سازند ایلام در توالی قائم و قرار دادن آن‌ها در کنار هم منجر به ارائه الگویی برای مدل رسوب‌گذاری سازند ایلام شده است (شکل ۲-۳۴). در این مدل تغییرات جزئی محلی حذف شده است. همان‌گونه که از این شکل پیداست، محیط رسوبی سازند ایلام از بخش میانی پلت‌فرم به بخش خارجی پلت‌فرم و حوضه مجاور آن (فقط در برش سفیدکوه؛ زاگرس مرتفع) از ۴ ریزرخساره و سه زون رخساره‌ای تشکیل شده است. لازم به ذکر است که جریان گرانشی رسوبی نقش بسزایی در انتقال و رسوب‌گذاری در زون رخساره‌ای پاشنه شیب داشته است. با توجه به شواهد ذکر شده به نظر می‌رسد که حوضه رسوبی در زمان نهشته‌شدن سازند ایلام در زاگرس مرتفع، ژرف‌تر از پلت‌فرم کربناته این سازند در زاگرس چین‌خورده بوده است. میزان انرژی محیط تا حد ممکن بر اساس شواهد موجود استنتاج و پیشنهاد شده است.

^{۱۸۱} Platform top deposits

^{۱۸۲} Carbonate platform-margin

Carbonate platform-margin (shelf ?)

Standard microfacies type (SMF)						
5 and 12		3		3		
Shallow (proximal) marine setting		Deep (distal) marine setting				
Middle platform		Outer platform		Basin		
Slope		Toe of slope				
		Upper	Middle			Deep
				SL		
				FWWB		
				SWB		
Microfacies type	1 and 2	3		4		
Energy level	Medium	Low to medium		Low		
Apparent argillaceous content	Low	Low	Low to medium	High	Low to High	
Redox condition	Oxic	Oxic	Dysoxic	Dysoxic	Dysoxic	

SL: Sea-level FWWB: Fair weather wave base SWB: Storm wave base

- Benthic foraminifera
- Planktonic foraminifera
- Bivalve
- Bryozoan
- Echinoid
- Calcsphere
- Ostracod

- 1 - Benthic-planktonic foraminifera wackestone/packstone/rudstone
- 2 - Planktonic foraminifera-benthic bivalve wackestone/packstone/rudstone
- 3 - Planktonic foraminifera mudstone/wackestone/packstone
- 4 - Planktonic foraminifera calcsphere wackestone

شکل ۲-۳۴- مدل پیشنهادی محیط رسوب‌گذاری رخساره‌های سازند ایلام در مناطق مطالعه‌شده.

۶-۲- نتیجه‌گیری

مشاهدات، مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی برش‌های سطحی سازند ایلام در باختر حوضه زاگرس (زون‌های زاگرس مرتفع و چین‌خورده؛ باختر ایران) در این پژوهش، چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی و جایگاه (محیط) رسوبی این سازند را مشخص کرده است. تحلیل رخساره‌های نهشته‌های این سازند در مناطق مورد مطالعه، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در یک حاشیه پلت‌فرم کربناته (با احتمال بیش‌تر وجود شلف) است که از زون رخساره‌ای شیب (بخش میانی پلت‌فرم) به زون (کمربند) رخساره‌ای پاشنه شیب (بخش خارجی پلت‌فرم) و حوضه مجاور پلت‌فرم تبدیل می‌شود. بر خلاف مطالعات پیشین که جریان گرانشی را عامل مهمی در رسوب‌گذاری این سازند ندانسته‌اند، این جریان بطور برجسته‌ای تاثیر زیادی بر فرایندهای انتقال و رسوب‌گذاری نهشته‌های بخشی از توالی‌های مطالعه‌شده (زون رخساره‌ای پاشنه شیب) در این بخش از حوضه زاگرس دارد. اشکال رسوبی نظیر سطح فرسایشی تحتانی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، آمیختگی بسیار کم طبقات رسوبی، فراوانی رخساره‌های آب ژرف، زوج‌لامینه‌های رسوبی، ضخامت زیاد طبقات، جابجایی و آمیختگی اجزای رسوبی پلانکتونیک (ژرف) و بنتیک (کم‌ژرفا)، چین‌های ریزشی و ساختارهای تغییر شکل‌یافته همگی نشان‌دهنده تاثیر جریان گرانشی است. در ضمن، عدم وجود شواهد جریان‌های گرانشی رسوبی، فقدان آمیختگی قطعات بیوکلستی پلانکتونیک و بنتیک، همراهی کلسی‌اسفر با فرامینیفر پلانکتونیک، بافت وکستونی و محتوی آرژیلیک کم تا زیاد در ریزرخساره سنگ‌آهک حاوی کلسی‌اسفر و فرامینیفر پلانکتونیک در برش سطحی سفیدکوه، همگی موید ژرف‌تر بودن جایگاه پلت‌فرم کربناته در زون زاگرس مرتفع نسبت به زون زاگرس چین‌خورده در بازه زمانی مشابه است.

سپاسگزاری

نویسنده مایل هست که از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و دانشگاه بوعلی‌سینا همدان برای تامین اعتبار لازم برای مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، از دانشگاه بوعلی‌سینای همدان به خاطر تهیه برش‌های نازک، از جناب آقای دکتر کریم‌خانی و پژوهشگاه علوم زمین به خاطر فراهم کردن امکان دسترسی به میکروسکوپ پلاریزان و دوربین جهت مطالعه و تصویربرداری از برش‌های نازک، از جناب آقای دکتر حسین‌یار به خاطر تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و تبادل نظر و ایده در مورد موضوع این پژوهش، از جناب آقای مهندس اسفندیاری برای کمک و همراهی در برداشتهای صحرایی و سرکار خانم مهندس آتش‌مرد برای رسم برخی از نمودارها و شکل‌ها، تشکر و قدردانی بعمل آورد.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

منابع

- اژدری، ا.، شاوردی، ت.، ۱۳۸۴، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کرد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اسدی‌مهماندوستی، ا.، دانشیان، ج.، محمدپناه، م. ف.، ۱۳۹۸، بررسی ویژگی‌های رسوبی-دیاژنزی و ژئوشیمیایی سازند ایلام در شمال غرب آبدانان، کبیرکوه. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۷۷، ص ۷۷-۱۰۴.
- اسدی‌مهماندوستی، ا.، عبدالملکی، س.، قلاوند، ه.، ۱۳۹۶، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و دیاژنزی سازند ایلام در یکی از میدان‌های نفتی دشت آبدان. رسوب‌شناسی کاربردی، شماره ۹، ص ۲۱-۳۹.
- بخشی، ا.، آدابی، م. ح.، صادقی، ع.، کاووسی، م. ع.، ۱۴۰۰، ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و فرایندهای دیاژنزی سازند ایلام در دو طرف گسل‌های بالارود و پیشانی کوهستان (جنوب ناحیه لرستان و شمال دزفول شمالی). رسوب-شناسی کاربردی، (انتشار آنلاین؛ <https://dx.doi.org/10.22084/psj.2022.25296.1319>).
- بهبهانی، ر.، ۱۴۰۱، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند ایلام در بخش باختری حوضه زاگرس (باختر ایران)، پایان-نامه دکتری، دانشگاه بوعلی سینا، همدان (چاپ‌نشده).
- بهبهانی، ر.، محسنی، ح.، خدابخش، س.، آتش‌مرد، ز.، ۱۳۹۰، شواهد رسوبات توفانی و توریدایتی در سازند پابده، شمال و جنوب باختر حوضه زاگرس. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۴۲، ص ۷۳-۹۶.
- توکلی، و.، ۱۳۹۷، بررسی توالی‌های توفانی سازند کربناته کنگان در بخش مرکزی خلیج فارس. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۷۳، ص ۸۳-۱۰۰.
- حسینی، س. ه.، ۱۳۹۰، رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی گروه بنگستان در چاه‌های توسن ۲، گورزین ۱ و برش سطحی خمیر، جنوب شرق زاگرس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۲۳ ص.
- خانجانی، م.، موسوی حرمی، ر.، رحیم‌پورناب، ح.، کمالی، م. ر.، چهارزی، ع.، ۱۳۹۵، محیط رسوبی، دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانسی سازند ایلام در میدان نفتی سیری الوند. فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۹۵، ص ۲۵۳-۲۶۲.
- دولت‌شا، م.، ۱۳۹۵، ریززیست چینه‌نگاری سازندهای سورگاه و ایلام در تاق‌دیس چناره، حوضه لرستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه لرستان، ۱۳۳ ص.
- رضاییان، ه.، ۱۳۹۰، زیست‌چینه‌نگاری سازندهای ایلام و گورپی در شرق شهرستان رامهرمز (برش تنگ بولفارس). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۱۳ ص.
- شوشتریان، ف.، آدابی، م. ح.، صادقی، ع.، حسینی‌برزی، م.، لطف‌پور، م.، ۱۳۹۰، کانی‌شناسی اولیه سازند ایلام بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی در برش نمونه، تاق‌دیس پیون و مقطع تحت‌الارضی دانان-a. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۴۴، ص ۳۹-۶۸.
- شهیدی، ع. ر.، نظری، ح.، ۱۳۷۷، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ هرسین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- صداقت، م. ا.، شاوردی، ت.، ۱۳۷۸، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ایلام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عبدالملکی، س.، ۱۳۹۵، محیط رسوبی، ریزرخساره و ژئوشیمی رسوبی سازند ایلام در چاه‌های A، B و C یکی از میداین نفتی جنوب غرب ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۳۵ ص.
- کریمی باوندپور، ع.، ۱۳۷۸، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- گودرزی، م.، امیری‌بختیار، ح.، نورایی‌نژاد، م. ر.، عظام‌پناه، ی.، ۱۳۹۹، ریزرخساره‌ها، دیرینه‌بوم‌شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی PB و NB با مرز اشکوب‌های سازند آسماری با استفاده از نرم‌افزار سیکلولاگ در یک چاه میدان نفتی مارون. رسوب‌شناسی کاربردی، شماره ۱۵، ص ۱۳۱-۱۶۰.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲، زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس (چاپ دوم). سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۵۶ ص.
- همت، م.، ۱۳۸۸، ژئوشیمی، دیاژنز و محیط رسوبی سازند ایلام در کوه گورپی و مقایسه آن با چاه‌های شماره ۲ و ۵ میدان کارون. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۵۲ ص.
- AbdollahieFard, I., Sherkati, S., McClay, K., Haq, B. U., ۲۰۱۹, Tectono-sedimentary evolution of the Iranian Zagros in a global context and its impact on petroleum habitats. In: Farzipour Saein, A., (ed.), tectonic and structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt. *Developments in Structural Geology and Tectonics* ۳, p. ۱۷-۲۸.
- AbdollahieFard, I., Braathen, A., Mokhtari, M., Alavi, S. A., ۲۰۰۶, Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. *Petroleum Geoscience*, v. ۱۲, p. ۳۴۷-۳۶۲.
- Adams, A., Diamond, L. W., ۲۰۱۹, Facies and depositional environments of the upper Muschelkalk (Schinznach Formation, Middle Triassic) in northern Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences*, v. ۱۱۲, p. ۳۰۷-۳۸۱.
- Adam, A., Swennen, R., Abdulghani, W., Abdulmutalib, A., Hariri, M., Abdulaheem, A., ۲۰۱۸, Reservoir heterogeneity and quality of Khuff carbonates in outcrops of central Saudi Arabia. *Marine and Petroleum Geology*, v. ۸۹, p. ۷۲۱-۷۵۱.
- Adams, E. W., Kenter, J. A. M., ۲۰۱۳, So different, yet so similar: comparing and contrasting siliciclastic and carbonate slopes. In: Verwer, K., Playton, T. E., Harris, P. M. (eds.), *Deposits, architecture and controls of carbonate margin, slope and basinal settings*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication, v. ۱۰۵, p. ۱۴-۲۵.
- Adams, T. D., Khalili, M., Khosravi Said, A., ۱۹۶۷, Stratigraphic significance of some oligosteginid assemblages from Lurestan Province, northwest Iran. *Micropaleontology*, v. ۱۳, p. ۵۵-۶۷.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R., ۲۰۱۱, Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, v. ۱۴۸, p. ۶۹۲-۷۲۵.
- Agard, P., Monie, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L., Yamato, P., ۲۰۰۶, Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research*, v. ۱۱۱, B ۱۱۴۰۱, ۲۸ p.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., ٢٠٠٥, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, v. ٩٤, p. ٤٠١-٤١٩.
- Ahr, W. M., ١٩٨٩, Sedimentary and tectonic controls on the development of an early Mississippian carbonate ramp, Sacramento Mountains area, New Mexico. In: Crevello, P. D., Wilson, J. L., Sarg, J. F., Read, J. F., (eds.), *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v. ٤٤, p. ٢٠٣-٢١٢.
- Ala, M. A., ١٩٧٤, Salt diapirism in Southern Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* ٥٨, p. ١٧٥٨-١٧٧٠.
- Al-Ameri, T. K., Zumberge, J., ٢٠١٢, Middle and upper Jurassic hydrocarbon potential of the Zagros Fold Belt, north Iraq. *Marine Petroleum Geology*, v. ٣٦, p. ١٣-٣٤.
- Alavi, M., ٢٠٠٧, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, v. ٣٠٧, p. ١٠٦٤-١٠٩٥.
- Alavi, M., ٢٠٠٤, Regional Stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, v. ٣٠٤, p. ١-٢٠.
- Al-Husseini, M. I., ٢٠٠٨, Launch of the Middle East geological time scale ٢٠٠٨. *GeoArabia*, v. ١٣, p. ١٨٥-١٨٨.
- Al-Juboury, F. N. H., Al-Tharb, M. Y. M., ٢٠١٣, Study of planktonic foraminiferal biostratigraphy and depositional environment of Khasib, Tanuma and Saadi Formations in well Agel-١٢-Northeastern Tikrit. *Iraqi Journal of Science*, v. ٥٤, p. ٦١٧-٦٢٧.
- Allaby, M., ٢٠٢٠, *Dictionary of geology and earth sciences*. ٥th edition, Oxford University Press, Oxford, ٥٣٤ p.
- Allen, M. B., Saville, C., Blanc, E. J.-p., Talebian, M., Nissen, E., ٢٠١٣, Orogenic plateau growth: expansion of the Turkish-Iranian plateau across the ZFTB. *Tectonics*, v. ٣٢, p. ١٧١-١٩٠.
- Allen, P. A., ١٩٩٧, *Earth surface processes*. Blackwell, London, ٤٠٤ p.
- Alsharhan, A. S., Nairn, A. E. M., ١٩٩٧, *Sedimentary basins and petroleum Geology of the Middle East*. Elsevier Science, Amsterdam, ٨٧٨ p.
- Alsharhan, A. S., Nairn, A. E. M., ١٩٩٠, A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and the Gulf: part III. Upper Cretaceous (Aruma Group) stratigraphy and paleogeography. *Journal of Petroleum Geology*, v. ١٣, p. ٢٤٧-٢٦٦.
- Alsharhan, A. S., Nairn, A. E. M., ١٩٨٨, A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and Gulf: Part II. Mid-Cretaceous (Wasia Group) stratigraphy and palaeogeography. *Journal of Petroleum Geology*, v. ١١, p. ٨٩-١١٢.
- Aqrabi, A. A. M., ١٩٩٦, Carbonate-siliciclastic sediments of the Upper Cretaceous (Khasib, Tanuma and Sa'di Formations) of the Mesopotamian Basin. *Marine and Petroleum Geology*, v. ١٣, p. ٧٨١-٧٩٠.
- Asadi-Mehmandosti, E., Asadi, A., Daneshian, J., Woods, A. D., Loyd, S. J., ٢٠٢١, Evidence of Mid-Cretaceous carbon cycle perturbation and OAE γ recorded in Cenomanian to middle Campanian carbonates of the Zagros fold-thrust belt basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. V. ٢١٨, p. ١-١٤.

- Baas, J. H., ۲۰۰۴, Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes. *Sedimentary Geology*, v. ۱۶۶, p. ۲۹۳-۳۱۰.
- Baas, J. H., Best, J. L., ۲۰۰۲, Turbulence modulation in clay-rich sediment laden flows and some implications for sediment deposition. *Journal of Sedimentary Research*, v. ۷۲, p. ۳۳۶-۳۴۰.
- Bagherpour, B., Mehrabi, H., Faghih, A., Vaziri-Moghaddam, H., Omidvar, M., ۲۰۲۱, Tectono-eustatic controls on depositional setting and spatial facies distribution of Coniacian-Santonian sequence of the Zagros Basin in Fars area, S. Iran. *Marine and Petroleum Geology*, v. ۱۲۹, p. ۱-۲۴.
- Bahrudi, A., Koyi, H. A., ۲۰۰۳, Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: An analogue modeling approach. *Journal of Geological Society*, v. ۱۶۰, p. ۷۱۹-۷۳۳.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A., Tabatabaei, S. H., ۲۰۱۰, Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, v. ۳۰۰, p. ۱۲۰-۱۳۸.
- Bandyopadhyay, P. C., ۲۰۰۷, Interpretation of authigenic vs. allogenic green peloids of ferric clay in the Proterozoic Penganga Group, southern India. *Clay Minerals*, v. ۴۲, p. ۴۷۱-۴۸۰.
- Barzgar, E., Abdollahie-Fard, I., Hamidzadeh-Moghadam, R., Abdollahie-Khalili, E., Garavand, A., ۲۰۱۰, Deformation, stratigraphy, structures and shortening of the Zagros Fold-Thrust Belt in southwest Iran: analysis by restoration. *Acta Geologica Sinica*, v. ۸۹, p. ۱۰۰-۱۲۰.
- Berberian, M., ۱۹۹۰, Mater blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, v. ۲۴۱, p. ۱۹۳-۲۲۴.
- Bishop, B. A., ۱۹۷۲, Petrography and origin of Cretaceous limestones, Sierra de Picachos vicinity, Nuevo Leon, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. ۴۲, p. ۲۷۰-۲۸۶.
- Bouma, A. H., ۲۰۰۰, Fine-grained, mud-rich turbidite systems: model and comparison with coarse-grained, sand-rich systems. In: Bouma, A. H., Stone, C. G (eds.), *Fine-grained turbidite systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir ۷۲/SEPM Special Publication ۶۸, p. ۹-۱۹.
- Bouma, A. H., ۱۹۶۲, *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, ۱۶۸ p.
- Brandano, M., ۲۰۰۳, Tropical/subtropical inner ramp facies in Lower Miocene (calcari a Briozoi e Litotamni) of the Monte Lungo Area (Cassino Plain, Central Apennines, Italy). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, v. ۱۲۲, p. ۸۰-۹۸.
- Burchette, T. P., Wright, V. P., ۱۹۹۲, Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, v. ۷۹, p. ۳-۵۷.
- Canfield D. E., Raiswell R., ۱۹۹۱, Pyrite formation and fossil preservation. In: Allison, P. a., Briggs, D. E. g., Stehli, G., Jones, D. S., (eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum, New York, p. ۳۳۷-۳۸۷.
- Christian, L., ۱۹۹۷, Cretaceous subsurface geology of the Middle East region. *GeoArabia*, v. ۲, p. ۲۳۹-۲۵۶.
- Cohen, D. A. T., Harper, P. L., Gibbard, J., Fan, X., ۲۰۲۲, The ICS international chronostratigraphic chart. International Commission on Stratigraphy, v. ۲۰۲۲/۰۲, [http://www.stratigraphy.org/ICSchart/chronostrat Chart ۲۰۲۲-۰۲.pdf](http://www.stratigraphy.org/ICSchart/chronostrat%20Chart%20۲۰۲۲-۰۲.pdf).

- Cramer, B. S., Miller, K. G., Barrett, P. J., and Wright, J. D., ٢٠١١, Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry ($\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca) with sea level history, *Journal of Geophysical Research*, v. ١١٦, p. ١-٢٣.
- Dacosta, G., Hofmann, A., Agangi, ٢٠١٧, Provenance of detrital pyrite in Archean sedimentary rocks: examples from the Witwatersand Basin. In: Mazumder, R., (ed.), *Sediment provenance: influences on compositional change from source to sink*. Elsevier, p. ٥٠٩-٥٣١.
- Della Porta, G., Merino-Tomé, O., Kenter, J. A. M., Verwer, K., ٢٠١٣, Lower Jurassic microbial and skeletal carbonate factories and platform geometry (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). In: Verwer, K., Playton, T. E., Harris, P. M. (eds.), *Deposits, architecture, and controls of carbonate margin, slope, and basinal settings*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication, v. ١٠٥, p. ٢٣٨-٢٦٤.
- Dias-Brito, D., ٢٠٠٠, Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: Impact on Tethys configuration. *Cretaceous Research*, v. ٢١, p. ٣١٥-٣٤٩.
- Dickson J. A. D., ١٩٦٥, A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, V. ٢٠٥, p. ٥٨٧-٥٨٧.
- Dott, R. H., ١٩٦٣, Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. ٤٧, p. ١٠٤-١٢٨.
- Dunham, R. J., ١٩٦٢, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E., (ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. ١, p. ١٠٨-١٢١.
- Eberli, G. P., ١٩٨٧, Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A., ١٩٩١, (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, p. ٣٤٠-٣٥٩.
- El-Nakhal, H. A., El-Naggar, Z. R., ١٩٩٤, Review of the biostratigraphy of the Aruma Group (Upper Cretaceous) in the Arabian Peninsula and surrounding regions. *Cretaceous Research*, v. ١٥, p. ٤٠١-٤١٦.
- Embry, A. F., Klovan, J. E., ١٩٧١, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. ١٩, p. ٧٣٠-٧٨١.
- England, G. L., Rasmussen, B., Krapez, B., Groves, D. I., ٢٠٠٢, Paleoenvironmental significance of rounded pyrite in siliciclastic sequences of the Late Archean Witwatersrand Basin: oxygen-deficient atmosphere or hydrothermal alteration?. *Sedimentology*, v. ٤٩, p. ١١٣٣-١١٥٦.
- Fakhari, M. D., Axen, G. J., Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Amini, A., ٢٠٠٨, Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros. *Tectonophysics*, v. ٤٥١, p. ١٧٠-١٨٥.
- Flügel, E., ٢٠١٠, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, ٢nd edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, ٩٨٤ p.
- Gani, M. R., ٢٠٠٤, From turbid to lucid: a straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits. *The Sedimentary Record*, v. ٢, p. ٤-٨.
- Gani, M. R., ٢٠٠٣, Crisis for a general term referring to all types of sediment gravity flow deposits: grevite. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. ٣٤, ١٧١ p.

- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., ۲۰۰۹, Facies distribution and sequence stratigraphy of the Coniacian-Santonian succession of the Bangestan Palaeo-high in the Bangestan Anticline, SW Iran. *Facies*, v. ۵۵, p. ۲۴۳-۲۵۷.
- Gharib, F., De Wever, P., ۲۰۱۰, Radiolaires mésozoïques de la formation de Kermanshah (Iran). *Comptes Rendus Palevol*, v. ۹, p. ۲۰۹-۲۱۹.
- Ghasemi, A., Talbot, C. J., ۲۰۰۶, A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, v. ۲۶, p. ۶۸۳-۶۹۳.
- Goldhaber, M. B., ۲۰۰۳, Sulfur-rich sediments. In: Mackenzie, F. T., (ed.), *Treatise on Geochemistry. Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*. v. ۷, Elsevier, p. ۲۵۷-۲۸۸.
- Grundvag, S. A., Jelby, M. E., Olaussen, S., Sliwinkas, K. K., ۲۰۲۱, The role of shelf morphology on storm-bed variability and stratigraphic architecture, Lower Cretaceous, Svalbard. *Sedimentology*, v. ۶۸, p. ۱۹۶-۲۳۷.
- Gurbuz, A., Farzipour Saein, A., ۲۰۱۹, Tectonic geomorphology of the Zagros orogeny. In: Farzipour Saein, A., (ed.), *Tectonic and structural framework of the Zagros fold-thrust belt*. Elsevier, p. ۱۳۱-۱۴۴.
- Hampton, M. A., ۱۹۷۵, Competence of fine-grained debris flows. *Journal of sedimentary Petrology*, v. ۴۵, p. ۸۳۴-۸۴۴.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., ۱۹۸۷, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v. ۲۳۵, p. ۱۱۵۶-۱۱۶۷.
- Hart, B. M., ۱۹۹۱, The Late Cenomanian calcisphere global bioevent. *Annual Conference of the Ussher Society*, p. ۴۱۳-۴۱۷.
- Hegab Ahmed, O. A., El-Wahed, G. A., ۲۰۱۶, Origin of the glauconite from the Middle Eocene, Qarara Formation, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, v. ۱۲۳, p. ۲۱-۲۸.
- Hesami, K., Koyi, H., Talbot, C. J., Tabasi, H., Shabanian, E., ۲۰۰۱, Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society, London*, v. ۱۵۸, p. ۹۶۹-۹۸۱.
- Heydari, E., ۲۰۰۸, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountain of Iran. *Tectonophysics*, v. ۴۵۱, p. ۵۶-۷۰.
- Hobday, D. K., Morton, R. A., ۱۹۸۴, Lower Cretaceous shelf storm deposits, northeast Texas. In: Tillman, R. W., Siemers, C. T., (eds.), *Siliciclastic shelf sediments*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication, v. ۳۴, p. ۲۰۴-۲۱۳.
- Homke, S., Verge's, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garce's, M., Montero-Verdu, I., Karpuz, R., Montero-Verdu, I., Karpuz, R., Goodarzi, M. H., ۲۰۰۹, Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. *Geological Society of America Bulletin*, v. ۱۲۱, ۹۶۳-۹۷۸.
- Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H., Karpuz, R., ۲۰۰۴, Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, v. ۲۲۵, p. ۳۹۷-۴۱۰.
- Horn, M., ۲۰۰۳, Giant fields ۱۸۶۸ - ۲۰۰۳, data on a CD-ROM. In: Halbouty, M., (ed.), *Giant oil and gas fields of the decade ۱۹۹۰ - ۱۹۹۹*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir ۷۸, ۳۴۰ p.
- Huber, B. T., MacLeod, K. G., Watkins, D. K., Coffin, M. F., ۲۰۱۸, The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate, *Global and Planetary Change*, v. ۱۶۷, p. ۱-۲۳.

- Jahani, S., Callot, J.-P., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., ۲۰۰۹, The eastern termination of the Zagros fold-and-thrust belt, Iran: structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting. *Tectonics*, v. ۲۸, TC۶۰۰۴, p. ۱-۲۲.
- Jain, S., Noori-Jaff, R. B., Abdelhady, A. A., ۲۰۲۲, Paleoenvironmental conditions across the Santonian/Campanian boundary: inferences by calcareous nannofossils from Kurdistan region, northeastern Iraq. *Journal of African Earth Sciences*, v. ۱۸۸, ۱۰۴۴۷۴.
- James, G. A., Wynd, J. G., ۱۹۶۰, Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, v. ۴۹, p. ۲۱۸۲-۲۲۴۰.
- Johnson, J. E., Gerpheide, A., Lamb, M. P., Fischer, W. W., ۲۰۱۴, O₂ constraints from Paleoproterozoic detrital pyrite and uraninite. *Geological Society of America Bulletin*, v. ۱۲۰, p. ۸۱۳-۸۳۰.
- Karim, K. H., Taha, Z. A., ۲۰۰۹, Tectonical history of Arabian platform during Late Cretaceous, an example from Kurdistan region, NE Iraq. *Iranian Journal of Earth Sciences*, v. ۱, p. ۱-۱۴.
- Kendall, C. G. ST. C., Alsharhan, A. S., Johnston, K., Ryan, S. R., ۲۰۰۰, Can the sedimentary record be dated from a sea-level chart? Examples from the aptian of the U. A. E. and Alaska. In: Alsharhan, A. S., Scott, R. W., (eds.), *Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*. SEPM Special Publication No. ۶۹, p. ۶۰-۷۰.
- Khodaei, N., Rezaee, P., Honarmand, J., Abdollahi-Fard, I., ۲۰۲۱, Controls of depositional facies and diagenetic processes on reservoir quality of the Santonian carbonate sequences (Ilam Formation) in the Abadan Plain, Iran. *Carbonates and Evaporites*, v. ۳۶, p. ۱-۲۴.
- Kneller, B. C., Branney, M. J., ۱۹۹۰, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, v. ۳۷, p. ۲۳۱-۲۵۸.
- Konert, G., Afifi, A. M., Al-Hajri, S. A., Droste, H. J., ۲۰۰۱, Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian plate. *GeoArabia*, v. ۶, p. ۴۰۷-۴۴۲.
- Lewis, C. F. M., McConchie, D., ۱۹۹۴, *Practical sedimentology*. Chapman and Hall, New York, ۲۱۳ p.
- Liewellyn, P. G., ۱۹۷۴, Palganeh geological compilation map (۱/۱۰۰۰۰ scale). Iranian Oil Operating Companies.
- Liu, K., Huang, F., Gao, S., Zhang, Z., Ren, Y., An, B., ۲۰۲۲, Morphology of framboidal pyrite and its textural evolution: Evidence from the Logatchev area, Mid-Atlantic Ridge. *Ore Geology Reviews*, v. ۱۴۱, ۱۰۴۶۳۰, ۳۳ p.
- Lowe, D. R., ۱۹۸۲, Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. ۵۲, p. ۲۷۹-۲۹۷.
- Macleod, J. H., ۱۹۷۲, Kuhdasht geological compilation map (۱/۱۰۰۰۰ scale). Iranian Oil Operating Companies.
- Macleod, J. H., Roohi, M., ۱۹۷۲, Mehran geological compilation map (۱/۱۰۰۰۰ scale). Iranian Oil Operating Companies.
- Macleod, J. H., Fozoonmayeh, M., ۱۹۷۱, Naft geological compilation map (۱/۱۰۰۰۰ scale). Iranian Oil Operating Companies.
- Macleod, J. H., ۱۹۷۰, Kabir Kuh geological compilation map (۱/۱۰۰۰۰ scale). Iranian Oil Operating Companies.

- Macleod, J. H., Roohi, M., ۱۹۷۰, Kuh-e Varzarin geological compilation map (۱/۱۰۰۰۰ scale). Iranian Oil Operating Companies.
- Masters, B. A., Scott, R. W., ۱۹۷۸, Microstructure, affinities and systematics of Cretaceous calcispheres. *Micropaleontology*, v. ۲۴, p. ۲۱۰-۲۲۱.
- McConchie, D., Lewis, C. F. M., ۱۹۷۸, Authigenic, perigenic, and allogenic glauconites from the Castle Hill Basin, North Canterbury, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, v. ۲۱, p. ۱۹۹-۲۱۴.
- McQuarrie, N., ۲۰۰۴, Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, v. ۲۶, p. ۵۱۹-۵۳۵.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Hajikazemi, E., Jamalian, A., ۲۰۱۵, Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran. *Facies*, v. ۶۱, p. ۱-۲۳.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A. H., Navidtalab, A., ۲۰۱۴, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran. *Carbonate and Evaporites*, v. ۲۹, p. ۲۶۳-۲۷۸.
- Miall, A. D., ۲۰۰۶, *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology* (۳rd edition). Springer, Berlin, ۵۸۲ p.
- Middleton, G. V., Hampton, M. A., ۱۹۷۳, Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G. V., Bouma, A. H., (eds.), *Turbidites and deep water sedimentation*. Proceedings of Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, p. ۱-۳۸.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R., ۲۰۲۰, Sequence stratigraphy of Albian-Campanian carbonate deposits (Sarvak and Ilam Formations) on Shiraz area, Fars, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, v. ۳۵, p. ۱-۲۱.
- Mohseni, H., Behbahani, R., Khodabakhsh, S., Atashmard, Z., ۲۰۱۱, Depositional environments and trace fossil assemblages in the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Iran. v. ۲۶۲, p. ۵۹-۷۷.
- Mohseni, H., Al-Aasm, I. S., ۲۰۰۴, Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, v. ۲۷, p. ۱۶۳-۱۷۸.
- Monie, P., Agard, P., ۲۰۰۹, Coeval blueschist exhumation along thousands of kilometers: Implications for subduction channel processes. *Geochemistry, Geophysics, Geo-systems, (G3)*, v. ۱۰, Q۰۷۰۰۲, ۱۲ p.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Verges, J., ۲۰۱۲, Building the Zagros collisional orogeny: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, v. ۵۳۲-۵۳۵, p. ۲۷-۶۰.
- Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., Kargar, S., ۲۰۰۷, Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics*, v. ۲۶, TC۵۰۰۶, ۲۸ p.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Meyer, B., ۲۰۰۶, The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modelling. *Geophysical International Journal*, v. ۱۶۵, p. ۳۳۶-۳۵۶.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugeres, J. C., Savoye, B., ۲۰۰۳, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits, a review. *Marine and Petroleum Geology*, v. ۲۰, p. ۸۶۱-۸۸۲.

- Mulder, T., Alexander, J., ٢٠٠١, the physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, v. ٤٨, p. ٢٦٩-٢٩٩.
- Myrow, P. M., ١٩٩٢, Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. ٦٢, p. ٩٩-١١٥.
- Nichols, G., ٢٠٠٩, *Sedimentology and stratigraphy* (٢nd edition). Chichester, Uk; Blackwell Science, ٤٣٢ p.
- Omana, L., Torres, J. R., Doncel, R. L., Alencaster, G., Caballero, I., L., ٢٠١٤, A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles-SanLuis Potosi platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana De Ciencias Geologicas*, v. ٣١, p. ٢٨-٤٤.
- Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H., Ashrafzadeh, A., ٢٠١٤, Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation. *Revue de micropaleontology*, v. ٥٧, p. ٩٧-١١٦.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., ٢٠٠٨, Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, v. ١٠٦, p. ٣٨٠-٣٩٨.
- Orang, K., Motamedi, H., Azadikhah, A., Royatvand, M., ٢٠١٨, Structural framework and tectono-stratigraphic evolution of the eastern Persian Gulf, offshore Iran. *Marine and Petroleum Geology*, v. ٩١, p. ٨٩-١٠٧.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., Pequignat, C., ٢٠١٠, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). In: Leturmy, P., Robin, C., (eds.), *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geological Society of London, Special Publication no. ٣٣٠, P. ٥-١٨.
- Perotti, C., Chiariotti, L., Bresciani, I., Cattaneo, L., Toscani, G., ٢٠١٦, Evolution and timing of salt diapirism in the Iranian sector of the Persian Gulf. *Tectonophysics*, v. ٦٧٩, p. ١٨٠-١٩٨.
- Pirouz, M., ٢٠١٨, Post-collisional deposits in the Zagros foreland basin: implications for diachronous underthrusting. *International Journal of Earth Sciences*, v. ١٠٧, p. ١٦٠٣-١٦٢١.
- Premoli-Silva, I., Verga, D., ٢٠٠٤, Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera, course ٣. In: Verga, D., and Rettori, R. (eds.), *International school on planktonic foraminifera: Universities of Perugia and Milano, Tipografiadi di Pontefelcino, Perugia, Italy*, ٢٨٣ p.
- Pomar, L., Bassant, P., Brandano, M., Ruchonnet, C., Janson, X., ٢٠١٢, Impact of carbonate producing biota on platform architecture: insights from Miocene examples of the Mediterranean region. *Earth-Science Reviews*, v. ١١٣, p. ١٨٦-٢١١.
- Pomar, L., Kendall, C. G. St. C., ٢٠٠٨, Architecture of carbonate platforms: A response to hydrodynamics and evolving ecology. In: Lukasic, J., Simo, A., (eds.), *Controls on carbonate platform and reef development*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication No. ٨٩, p. ١٨٧-٢١٦.
- Pomar, L., ٢٠٠١, Types of carbonate platforms, a genetic approach. *Basin Research*, v. ١٣, p. ٣١٣-٣٣٤.
- Quiquerez, A., Sarih, S., Allemand, P., Garcia, J. P., ٢٠١٣, Fault rate controls on carbonate gravity-flow deposits of the Liassic of central High Atlas (Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, v. ٤٣, p. ٣٤٩-٣٦٩.

- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H., Omidvar, M., ۲۰۱۲, Coupled imprints of tropical climate recurring emergence on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. *Cretaceous Research*, v. ۳۷, p. ۱۵-۳۴.
- Reijmer, J. J. G., Mulder, T., Borgomano, J., ۲۰۱۵, Carbonate slopes and gravity deposits. *Sedimentary Geology*, v. ۳۱۵, p. ۸۳-۹۰.
- Reijmer, J. J. G., Pamieri, P., Groen, R., Floquet, M., ۲۰۱۴, Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes?. *Sedimentary Geology*, v. ۳۱۷, p. ۵۳-۷۰.
- Rickard, D., ۲۰۱۲, Sulfidic sediments and sedimentary rocks. *Developments in Sedimentology*, v. ۶۵, Elsevier, ۸۰۱ p.
- Riera, R., Bourget, J., Allan, T., Hakansson, E., Wilson, M. E. J., ۲۰۲۲, Early Miocene carbonate ramp development in a warm ocean, North West Shelf, Australia. *Sedimentology*, v. ۶۹, p. ۲۱۹-۲۵۳.
- Robertson, A. H. F., ۱۹۸۷, Upper Cretaceous Muti Formation: transition of a Mesozoic carbonate platform to a foreland basin in the Oman Mountains. *Sedimentology*, v. ۳۴, p. ۱۱۲۳-۱۱۴۲.
- Robin, C., Gorican, S., Guillocheau, F., Razin, P., Dromart, G., Mosaffa, H., ۲۰۱۰, Mesozoic deepwater carbonate deposits from the southern Tethyan passive margin in Iran (Pichakun nappes, Neyriz area): biostratigraphy, facies sedimentology and sequence stratigraphy. In: Leturmy, P., Robin, C., (eds.), *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geological Society of London, Special Publication no. ۳۳۰, p. ۱۷۹-۲۱۰.
- Rudmin, M., Banerjee, S., Mazurov, A., ۲۰۱۷, Compositional variation of glauconites in Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary iron-ore deposits in South-eastern Western Siberia. *Sedimentary Geology*, v. ۳۵۵, p. ۲۰-۳۰.
- Sadooni, F. N., Aqrabi, A. A. M., ۲۰۰۰, Cretaceous stratigraphy and petroleum potential of the Mesopotamian basin, Iraq. In: Alsharhan, A. S., Scott, R. W., (eds.), *Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*. SEPM Special Publication No. ۶۹, p. ۳۱۵-۳۳۴.
- Saleem Haddad, S. N., Ahmed Amin, M., ۲۰۰۷, Mid-Turonian-early Campanian sequence stratigraphy of northeast Iraq. *GeoArabia*, v. ۱۲, p. ۱۳۵-۱۷۷.
- Sanders, J. E., ۱۹۶۵, Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms, In: Middleton, G. V., (ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v. ۱۲, p. ۱۹۲-۲۱۹.
- Schlager, W., ۲۰۰۵, Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. Society for Sedimentary Geology (SEPM), *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v. ۸, ۲۰۰ p.
- Schlager, W., ۲۰۰۳, Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *International Journal of Earth Sciences*, v. ۹۲, p. ۴۴۵-۴۶۴.
- Schwab, W. C., Rodriguez, R. W., Danforth, W. W., Gowen, M. H., ۱۹۹۶, Sediment distribution on a storm-dominated Insular Shelf, Luquillo, Puerto Rico, USA. *Journal of Coastal Research*, v. ۱۲, p. ۱۴۷-۱۵۹.
- Sellwood, B. W., ۱۹۸۶, Shallow-marine carbonate environments. In: Reading, H. G., (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, Oxford, p. ۲۸۳-۳۴۲.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. W., ۲۰۰۴, Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, v. ۲۱, p. ۸۲۹-۸۴۳.

- Shanmugam, G., ۲۰۱۲, Bottom-current reworked sands. In: Shanmugam, G., (ed.), new perspectives on deep-water sandstones: origin, recognition, initiation, and reservoir quality. Elsevier, Amsterdam, p. ۱۲۹-۲۱۹.
- Shanmugam, G., ۱۹۹۶, High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?. *Journal of Sedimentary Research*, v. ۶۶, p. ۲-۱۰.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davis, R. B., Hall, S. H., Heyward, A. P., Horbury, A. D., Simmons, M. D., ۲۰۰۱, Arabian plate sequence stratigraphy. *Georabia, Special Publication*, v. ۲, ۳۷۳ p.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon De Lamotte, D., Letouzey, J., ۲۰۰۵, Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*, v. ۲۷, p. ۱۶۸۰-۱۶۹۶.
- Sherkati, S., Letouzey, J., ۲۰۰۴, Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine of Petroleum Geology*, v. ۲۱, p. ۵۳۵-۵۵۴.
- Stoneley, R., ۱۹۸۱, The geology of the Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys. *Geological Society of London Journal*, v. ۱۳۸, p. ۵۰۹-۵۲۶.
- Takin, M., Macleod, J. H., ۱۹۷۰, Pul Dukhtar geological compilation map (۱/۱۰۰۰۰ scale). Iranian Oil Operating Companies.
- Tinterri, R., Drago, M., Consonni, A., Davoli, G., Mutti, E., ۲۰۰۳, Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. *Marine and Petroleum Geology*, v. ۲۰, p. ۹۱۱-۹۳۳.
- Tucker, M. E., ۱۹۹۴, *Sedimentary Petrology* (۲nd edition). Blackwell, ۲۷۲ p.
- Tucker, M. E., ۱۹۸۲, The field description of sedimentary rocks. *Geological Society of London Handbook*, Open University Press, John Wiley & Sons, NY, p. ۴۸.
- Varoujan, K., Sissakian, A., Abdul Ahad, D., Al-Ansari, N., Hassan, R., Knutsson, S., ۲۰۱۶, The regional Geology of Dokan area, NE Iraq. *Journal of Earth Sciences and Geotechnical Engineering*, v. ۶, p. ۳۵-۶۳.
- Verges, J., Saura, E., Casciello, E., Fernandez, M., Villasenor, A., Jimenez-Munt, I., Garcia-Castellanos, D., ۲۰۱۱, Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt: implications for the Arabian margin reconstruction. *Geological Magazine*, v. ۱۴۸, p. ۷۳۹-۷۶۱.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J., ۲۰۰۴, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical International Journal*, v. ۱۵۷, p. ۳۸۱-۳۹۸.
- Vierek, A., ۲۰۱۵, The storm surge recorded in a thin section. *International Letters of Natural Sciences*, v. ۳۸, p. ۷۷-۸۵.
- Villain, J. M., ۱۹۸۱, Lee calcisphaerulidae: Interet stratigraphique et paleoecologique. *Cretaceous Research*, v. ۲, p. ۴۳۵-۴۳۸.
- Wendler, J. E., Wendler, I., Huber, B. T., ۲۰۱۳, Revision and evaluation of the systematic affinity of the calcitarch genus *pithonella* based on exquisitely Turonian material from Tanzania. *Journal of Paleontology*, v. ۸۷, p. ۱۰۷۷-۱۱۰۶.

- Westphal, H., Halfar, J., Freiwald, A., ۲۰۱۰ Heterozoan carbonates in subtropical to tropical settings in the present and past. *International Journal of Earth Sciences*. V. ۹۹, p. ۱۵۳-۱۶۹.
- Wignall P. B., Newton R., ۱۹۹۸, Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mud-rocks. *American Journal of science*, v. ۲۹۸, p. ۵۳۷-۵۵۲.
- Wilkin R. T., Barnes H. L., and Brantley S. L., ۱۹۹۶, The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments; an indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. ۶۰, p. ۳۸۹۷-۳۹۱۲.
- Wilkin, R. T., Barnes, H. L., ۱۹۹۶, Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulfur species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. ۶۰, p. ۴۱۶۷-۴۱۷۹.
- Wilson, J. L., ۱۹۷۵, Carbonate facies in geologic history. New York, Springer, ۴۷۱ p.
- Wright, V. P., Faulkner, T. J., ۱۹۹۰, Sediment dynamics of early Carboniferous ramps: a proposal. *Geological Journal*, v. ۲۵, p. ۱۳۹-۱۴۴.
- Wroble-Daveau, J.-C., Ringenbach, J.-C., Tavakoli, S., Ruiz, G., Masse, P., Frizon De Lamotte, D., ۲۰۱۰, Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, v. ۳, p. ۴۹۹-۵۱۳.
- Wynd, J. G., ۱۹۶۵, Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division Report, no. ۱۰۸۲, ۸۹ p.
- Xiong, H., Huang, G., Fu, S., Qian, P., ۲۰۱۸, Progress in the study of coastal storm deposits. *Ocean Science Journal*, v. ۵۳, p. ۱۴۹-۱۶۴.
- Yue, L., Jiao, Y., Wu, L., Rong, H., Fayek, M., Xie, H., ۲۰۲۰, Evolution and origins of pyrite in sandstone-type uranium deposits, northern Ordos Basin, north-central China, based on micromorphological and compositional analysis. *Ore Geology Reviews*. v. ۱۱۸, ۱۰۳۳۳۴, ۴۸ p.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور