

ژئوشیمی، فرآیندهای دیاژنزی و محیط‌رسوبی سازند تیرگان در خاور حوضه رسوبی کپه‌داغ، شمال‌خاوری ایران

محمد جوانبخت^{۱*}، سیده‌اعظم طیبان^۲ و مهدی‌رضا پورسلطانی^۳

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، مشهد

نویسنده مسئول: mo_ja58@yahoo.com

دریافت: ۹۷/۱۱/۴ پذیرش: ۹۸/۸/۱۸

چکیده

سازند تیرگان به سن کرتاسه زیرین (بارمین-آپتین)، یک سازند کربناته با میان لایه‌های شیلی و مارنی است. با توجه به پتانسیل مخزنی، تاکنون این سازند به ویژه در این نواحی دیاژنزی آن به کمک داده‌های ژئوشیمیایی مورد بررسی دقیق قرار نگرفته است. بنابراین به منظور بررسی آن دو بُرش در نواحی خاوری حوضه رسوبی کپه‌داغ انتخاب شد که شامل بُرش سررود به سبزی ۱۳۶ متر و برش کلاته ابراهیم بیگ به سبزی ۴۵ متر می‌باشد. از این برش‌ها ۱۳۲ بُرش نازک تهیه شد. یافته‌های پتروگرافی بُرش‌های نازک منجر به شناسایی ۱۲ رخساره‌ی کربناته شامل ۴ مجموعه رخساره‌ی پهنه‌کشندی، لاگون نیمه‌محصور، سد پراکنده و جلوی سد و نیز ۴ رخساره‌ی آواری در دو گروه نامتجانس و متجانس مربوط به پهنه‌کشندی شد. بر پایه رخساره‌های سنگی شناسایی شده، این سازند در یک رمپ کربناته هم‌شیب نهشته شده است. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در سازند تیرگان عبارتند از سیمانی شدن، میکریتی شدن، انحلال، فشردگی، دولومیتی شدن، شکستگی، نوریختی، استیلولیتی شدن و سیلیسی شدن می‌باشد. به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی، ۳۵ نمونه به روش پلاسما جفت‌شده القایی و ۱۵ نمونه به روش جذب اتمی واکاوی شدند. پراکندگی عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) و گستره ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ سنگ‌آهک‌های سازند تیرگان، نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی در این نواحی است. همچنین این مقدار تاثیر محیط چیره دیاژنزی تدفینی بر روی این نهشته‌ها را در یک سیستم دیاژنزی نیمه بسته و با نسبت آب به سنگ پایین نشان می‌دهد. دمای آب دریا در زمان ته‌نشست کربنات‌های سازند تیرگان با بهره‌گیری از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های گل‌آهکی، ۲۳/۶۴ درجه سانتی‌گراد برآورد شد.

واژه‌های کلیدی: سازند تیرگان، محیط‌رسوبی، دیاژنزی، ژئوشیمی، کپه‌داغ

پیشگفتار

بر این تاکنون برای بررسی‌های زیست‌چینه‌ای و شناسایی محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی در بخش‌های مختلف حوضه کپه‌داغ این سازند مورد بررسی قرار گرفته است (برای نمونه: تیمورپور، ۱۳۸۲؛ هاشمیان کاخکی، ۱۳۸۵؛ هاشمیان کاخکی و آریایی، ۱۳۸۶؛ مرتضوی مهریزی، ۱۳۸۶؛ ریوندی و همکاران، ۱۳۸۶؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶؛ صفار و همکاران، ۲۰۱۰؛ کباری، ۱۳۸۷؛ یاورمنش و همکاران، ۱۳۸۹؛ جوانبخت، ۱۳۹۰؛ باقرنژاد، ۱۳۹۱؛ خاکستری و همکاران، ۱۳۹۲؛ محمدی، ۱۳۹۲؛ مهدیه عزیز عینی، ۱۳۹۴).

برای بررسی این سازند، دو بُرش چینه‌شناسی از آن در نواحی خاوری کپه‌داغ شامل برش سررود در مسیر مشهد - کلات نادری با فاصله ۸۷ کیلومتری از مشهد و مختصات جغرافیایی ۵۲' و ۵۹' طول و ۳۸' و ۳۶' عرض

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال‌خاوری ایران، میان عرض‌های جغرافیایی ۳۰' ۳۵° تا ۱۵' ۳۸° شمالی و طول جغرافیایی ۰۰' ۵۴° تا ۱۳' ۶۱° خاوری قرار دارد (افشارحرب، ۱۳۷۳). این حوضه افزون بر ایران در کشورهای همسایه افغانستان و ترکمنستان گسترش نسبتاً وسیعی داشته و دارای مخازن هیدروکربنی است.

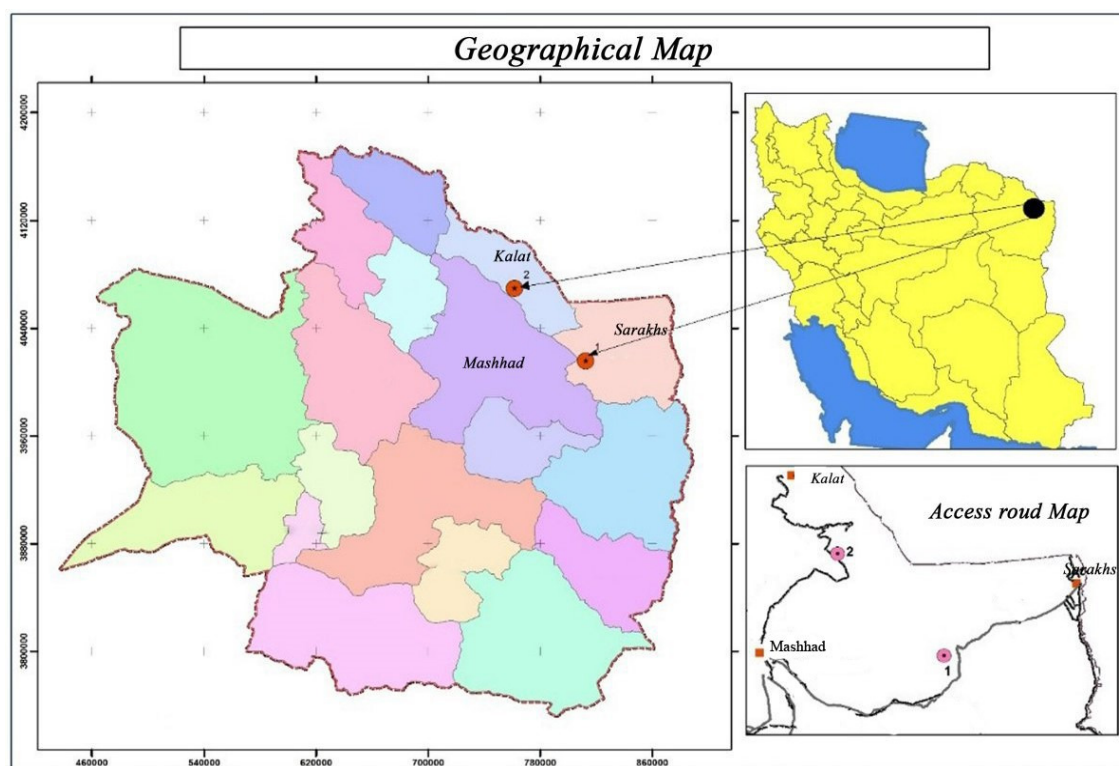
سازند تیرگان به سن کرتاسه پایینی (بارمین - آپتین)، یکی از سازندهای آهکی حوضه رسوبی کپه‌داغ است. این سازند بیش‌تر از سنگ‌آهک‌های الیتی-اربتولینی ساخته شده است که به طور هم‌شیب بر روی سازند سیلیسی آواری شوربچه و زیر سازند آهکی مارنی سرچشمه قرار دارد. بررسی‌های انجام گرفته بر روی آن نشان‌دهنده پتانسیل مخزنی در این سازند به ویژه در نواحی خاوری است (جوانبخت و همکاران، ۲۰۱۳). افزون

سنگ‌های آواری نیز از رده‌بندی فولک (۱۹۸۰) بهره‌گیری شد. هم‌چنین برای تفسیر ریزرخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی از روش فلوگل (۲۰۱۰) کمک گرفته شد. به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی عنصری سنگ‌های آهکی در برش‌های یادشده، پس از بررسی دقیق سنگ‌نگاری برش‌های نازک، ۳۵ نمونه انتخاب شد. نمونه‌ها پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه اسلو کانادا توسط دستگاه اسپکترومتر تابشی^۱ مورد تجزیه عنصری قرار گرفت. که عناصر اصلی (Ca, Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب ppm^۲ اندازه‌گیری شد (جدول ۱). برای بررسی ژئوشیمیایی ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳، ۱۵ نمونه از بین نمونه‌ها انتخاب شد و به مرکز آزمایشگاهی علوم دانشگاه اوتاوا در کانادا ارسال شد و توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی (-ICP MS) اندازه‌گیری شد (جدول ۱).

جغرافیایی و برش کلاته ابراهیم‌بیگ در مسیر مشهد- سرخس به فاصله ۱۱۰ کیلومتری از مشهد و مختصات ۲۸' و ۶۰° طول و ۱۴' و ۳۶° عرض جغرافیایی انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱).

مواد و روش‌ها

در آغاز نمونه‌برداری از دو برش به روش‌های استاندارد انجام گرفت. در این راستا ۱۳۲ نمونه انتخاب و از آن‌ها برش‌نازک تهیه شد. برش‌های نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها و هم‌چنین فرایندهای دیاژنزی مورد بررسی قرار گرفتند. برای شناسایی کانی کلسیت از دولومیت و جداسازی کلسیت و دولومیت آهن‌دار از نمونه‌های بدون آهن نمونه‌ها توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به روش دیکسون (۱۹۶۶)، رنگ‌آمیزی شدند. به منظور نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از روش دانهام (۱۹۶۲) و



شکل ۱. جایگاه جغرافیایی برش‌های مورد بررسی (۱) برش کلاته ابراهیم بیگ (۲) برش سررود

¹ ICP-OES

² Per percent milion

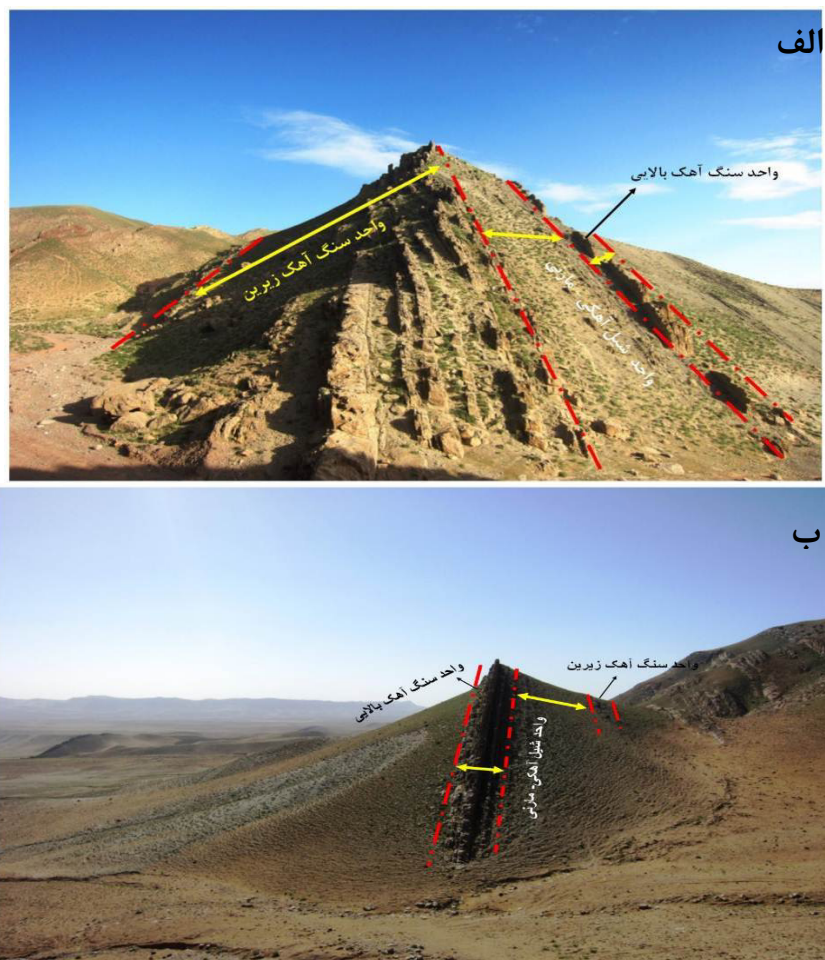
جدول ۱. ویژگی‌های رخساره‌های رسوبی سازند تیرگان در برش‌های مورد بررسی

کد رخساره‌ها - شماره اشکال	نام رخساره‌ها	اجزاء اصلی		ویژگی‌های بافتی			انرژی آب	محیط رسوب - گذاری
		دانه‌های اسکلتی	دانه‌های غیر اسکلتی	اندازه اجزاء	جورشدگی	گردشدگی		
A1-۵	مادستون - مادستون بیوکستی	اوربیتولین، دوکفه‌ای، براکیوپود	-	ریز	کم تا متوسط	ضعیف	پائین	رمب میانی (جلوی سد)
A2-۵	پکستون بایوکستی	اوربیتولین، دوکفه‌ای، براکیوپود	اینتراکلست، آنکوئید	ریز	کم تا متوسط	ضعیف	پائین	رمب میانی (جلوی سد)
A3-۵	پکستون اتیدی	اوربیتولین، دوکفه‌ای، براکیوپود، بریوزوئر، اکیئودرم و جلبک قرمز	اتید، اینتراکلست، آنکوئید	متوسط	متوسط	متوسط	پائین تا متوسط	رمب میانی (جلوی پشته)
B1-۵	گرینستون بایوکستی اینتراکلستی	اوربیتولین، دوکفه‌ای، براکیوپود، اکیئودرم	اتید، اینتراکلست	متوسط تا درشت	متوسط	متوسط	بالا	رمب درونی (سد)
B2-۵	گرینستون اتیدی	اوربیتولین، دوکفه‌ای،	اتید، پلوئید، اینتراکلست	متوسط	متوسط	متوسط	بالا	رمب درونی (سد)
C1-۵	وکستون بایوکستی	میلیولیده، اوربیتولین، جلبک سبز	پلوئید	متوسط	کم تا متوسط	ضعیف	متوسط	رمب درونی (لاگون)
C2-۵	پکستون اتیدی	جلبک سبز، میلیولیده، گاستروپود	اتید	متوسط	متوسط	ضعیف	متوسط	رمب درونی (لاگون)
C3-۵	پکستون - آنکوئیدی اینتراکلست دار	دوکفه‌ای، براکیوپود، گاستروپود، اکیئودرم	اتید، اینتراکلست	ریز	کم	ضعیف	متوسط تا پائین	رمب درونی (لاگون)
D1-۶	گرینستون اینترکلستی	دوکفه‌ای، براکیوپود، جلبک سبز	اینتراکلست، اتید، کوارتز	متوسط	متوسط	ضعیف	بالا	رمب درونی (پهنه کشندی)
D2-۶	مادستون	دوکفه‌ای، براکیوپود، بریوزوئر، اکیئودرم	اتید، پلوئید، اینتراکلست	متوسط	متوسط	ضعیف	بالا	رمب درونی (پهنه کشندی)
D3-۶	باندستون استروماتولیتی مسطح	دوکفه‌ای، براکیوپود	پلوئید، اینتراکلست، کوارتز، فلدسپات	متوسط	متوسط	متوسط	پائین تا متوسط	رمب درونی (پهنه کشندی)
D4-۶	دولومادستون ماسه ای	-	-	-	کم	ضعیف	پائین	رمب درونی (پهنه کشندی)
S1-۶	ماسه‌آهکی	براکیوپود	کوارتز، اتید، چرت	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	رمب درونی (پهنه کشندی)
S2-۶	سیلستون آهکی	-	کوارتز، کلسیت	ریز	کم	ضعیف	پائین	رمب درونی (پهنه کشندی)
S3-۶	ساب لیت آرنایت	-	کوارتز، فلدسپات	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	رمب درونی (پهنه کشندی)
Sh	شیل	اکیئودرم، دوکفه‌ای	-	ریز	کم	ضعیف	پائین	رمب درونی (پهنه کشندی)

چینه‌شناسی

در دو برش سررود و کلاته ابراهیم‌بیگ، نهشته‌های کربناته سازند تیرگان به طور هم‌شیب بر روی رسوبات سیلیسی آواری سازند شوربیجه و در زیر شیل‌های سازند سرچشمه قرار می‌گیرد. بررسی چینه‌شناسی انجام گرفته نشان داد که ستبرای سازند تیرگان در برش سررود ۱۳۶ متر (شکل ۲ - الف) و در برش کلاته ابراهیم‌بیگ ۴۵ متر است (شکل ۲ - ب). سازند تیرگان در دو برش به سه واحد سنگ‌آهک زیرین، شیل‌آهکی - ماری و سنگ‌آهک بالائی تقسیم می‌شود (شکل‌های ۳، ۴ و ۸).

در این روش، ۱۵ میلی‌گرم از پودر نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت زیر تاثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته تا گاز CO_2 متصاعد شده از نمونه به کمک دستگاه اسپکترمتر جرمی اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپی دستگاه ± 0.1 است. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن نمونه‌ها به صورت دلتا و بر حسب بخش در هزار است.



شکل ۲. نمایی از واحدهای چینه‌شناسی در برش‌های مورد بررسی الف) برش سررود ب) برش کلاته ابراهیم پیگ

همکاران، ۲۰۱۴)، مجموعه رخساره‌های B را به محیط رمپ درونی (سد، آرمل، ۲۰۱۳؛ بچمن و هریش، ۲۰۰۶؛ باور-آرنال و همکاران، ۲۰۰۹)، مجموعه رخساره‌های C را به محیط رمپ درونی (لاگون) (الغری و همکاران، ۲۰۱۴؛ سامانکاسو و همکاران، ۲۰۰۵؛ پالما و همکاران، ۲۰۰۷؛ اسدی‌مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳) و مجموعه رخساره‌های D و رخساره‌های آواری را به محیط رمپ درونی (پهنه کشندی) (الشرحان و کندال، ۲۰۰۳؛ لاسمی و همکاران، ۲۰۱۲؛ ری‌دینگ، ۲۰۰۶؛ دوپراز و همکاران، ۲۰۰۶؛ باد و هریش، ۱۹۹۰؛ لوماندو و هریش، ۱۹۹۱) نسبت داد.

بنابراین با بهره‌گیری از اطلاعات بدست آمده در این پژوهش و دیگر بررسی‌های انجام شده بر روی این سازند (پورسلطانی و همکاران، ۱۳۹۶؛ جوانبخت و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۸) و سایر بررسی‌های انجام شده (احمد و همکاران، ۲۰۱۴؛ کیتزمن و همکاران، ۲۰۱۴؛ تاکر و

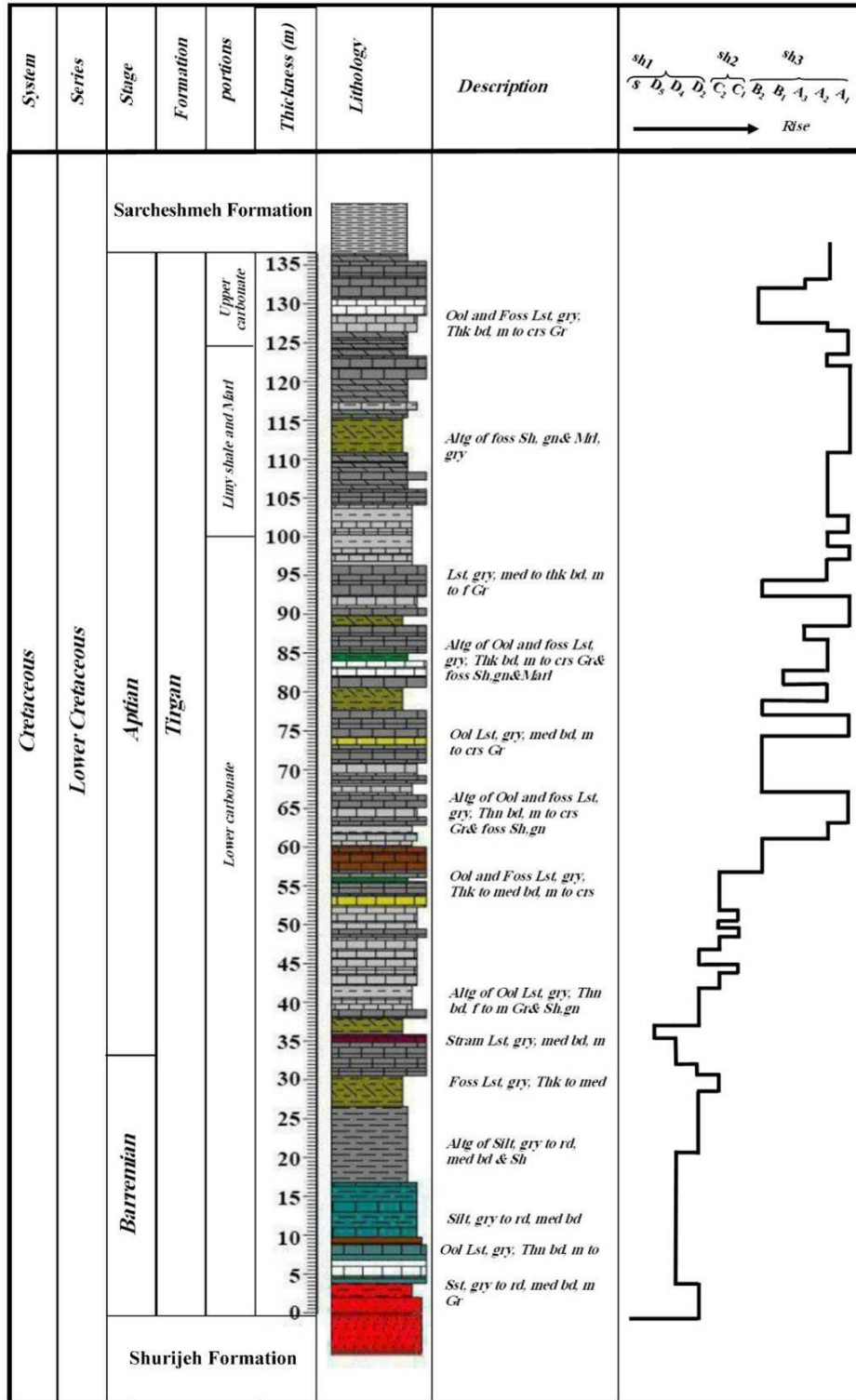
ریزرخساره‌ها و مدل رسوبی سازند تیرگان در توالی‌های مورد بررسی

بررسی‌های پتروگرافی (سنگ‌شناختی) برش‌های نازک منجر به شناسایی ۱۲ رخساره میکروسکوپی کربناته شامل ۴ مجموعه رخساره‌های A، B، C و D شد که سه رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ میانی و نه رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ داخلی است که به ترتیب از سمت دریا به خشکی بررسی می‌شود. چهار رخساره آواری نیز شناسایی شد که دو رخساره آواری نامتجانس و دو رخساره آواری متجانس شناسایی شد (شکل‌های ۵ تا ۷ و جدول ۱).

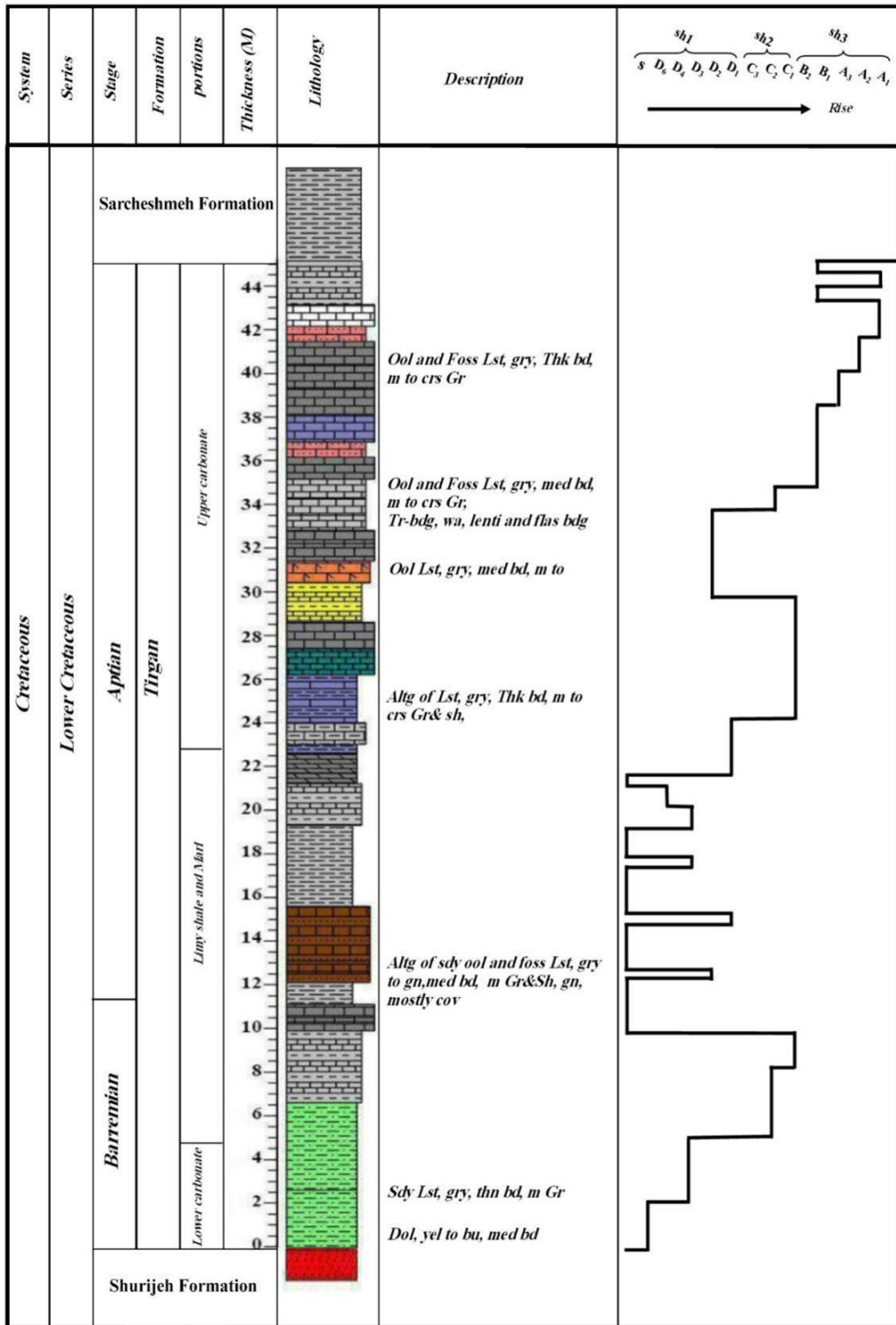
با توجه به بررسی‌های انجام شده در این پژوهش و مقایسه با سایر اطلاعات بدست آمده (پورسلطانی و همکاران، ۱۳۹۶؛ جوانبخت و همکاران، ۲۰۱۳) می‌توان مجموعه رخساره‌های A را به محیط رمپ میانی (جلوی سد) (محرابی و همکاران، ۲۰۱۳؛ بوگز، ۲۰۱۵؛ شرفی و

همشیب در نظر گرفت.

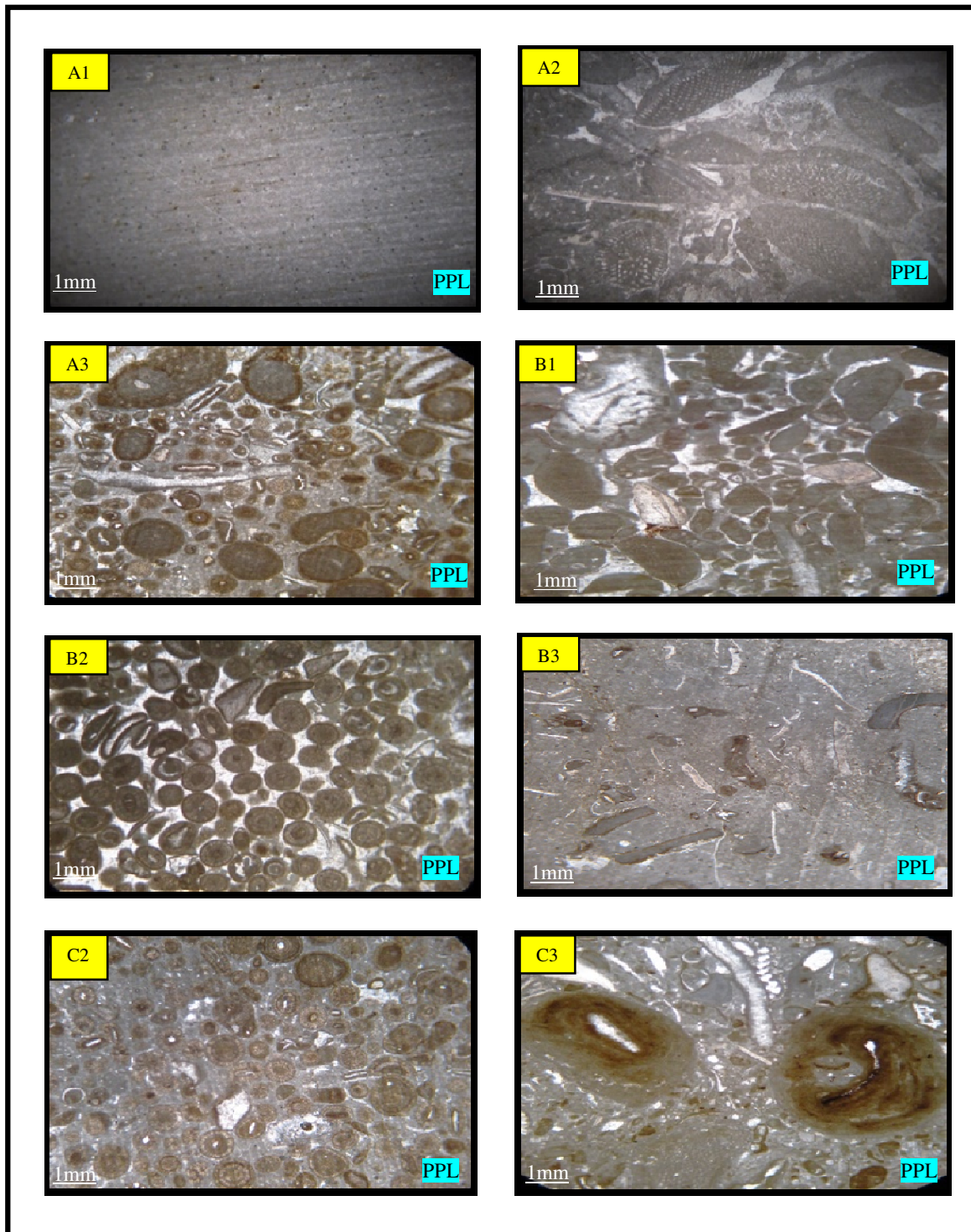
رایت، ۱۹۹۰؛ وارن، ۲۰۰۴) می‌توان محیط ساخت این سازند را در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ کربناته



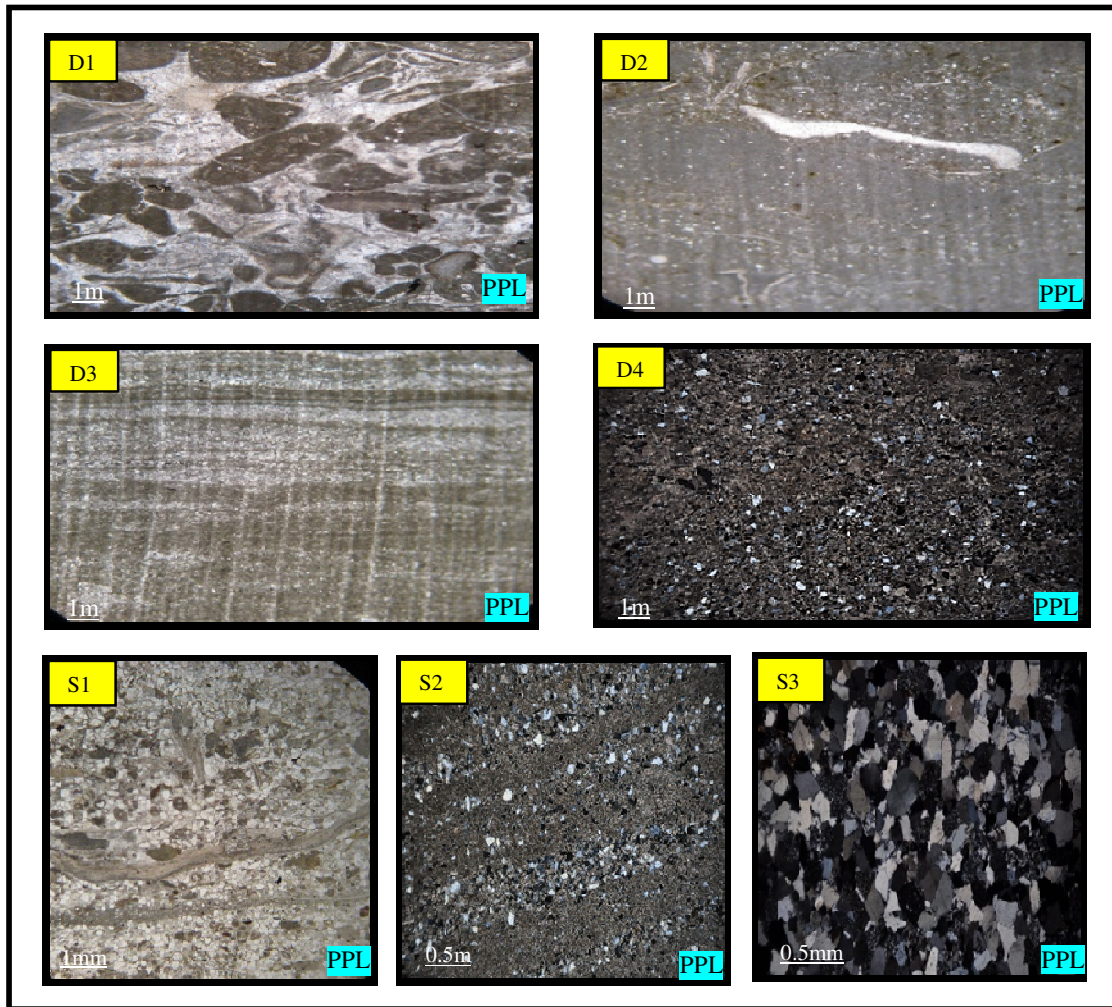
شکل ۳. ستون چینه‌سنگی و رخساره‌های سازند تیرگان در برش سررود



شکل ۴. ستون چینه‌سنجی و رخساره‌های سازند تیرگان در برش کلاته ابراهیم‌بیگ



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی رخساره‌ها، محیط جلوی سد (A)، A1: مادستون A2: پکستون بایوکالستی، A3: پکستون ائیدی، محیط سدی (B)، B1: گرینستون بایوکالستی اینتراکالستی، B2: گرینستون ائیدی، محیط لاگون (C)، C1: وکستون بایوکالستی، C2: پکستون ائیدی، C3: پکستون - آنکوئیدی اینترکالست‌دار

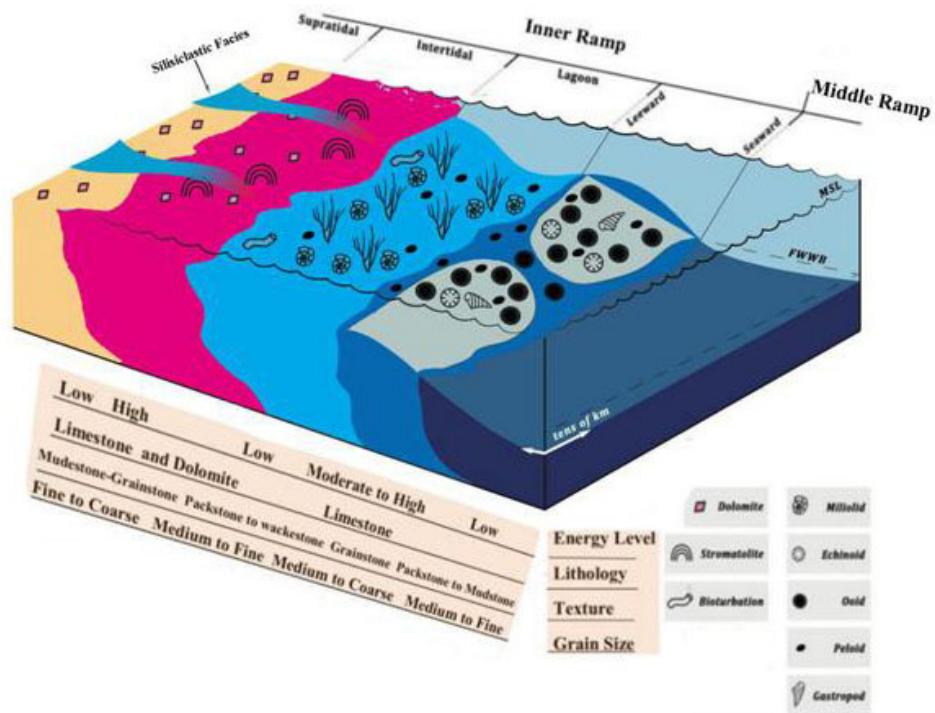


شکل ۶. محیط جزرومدی (D)، D1: گرینستون اینترکلستی، D2: مادستون، D3: بانداستون استروماتولیتی مسطح، D4: دولومادستون ماسه‌ای، محیط آواری S1: ماسه‌آهکی، S2: سیلتستون آهکی، S3: ساب لیت آرنایت.

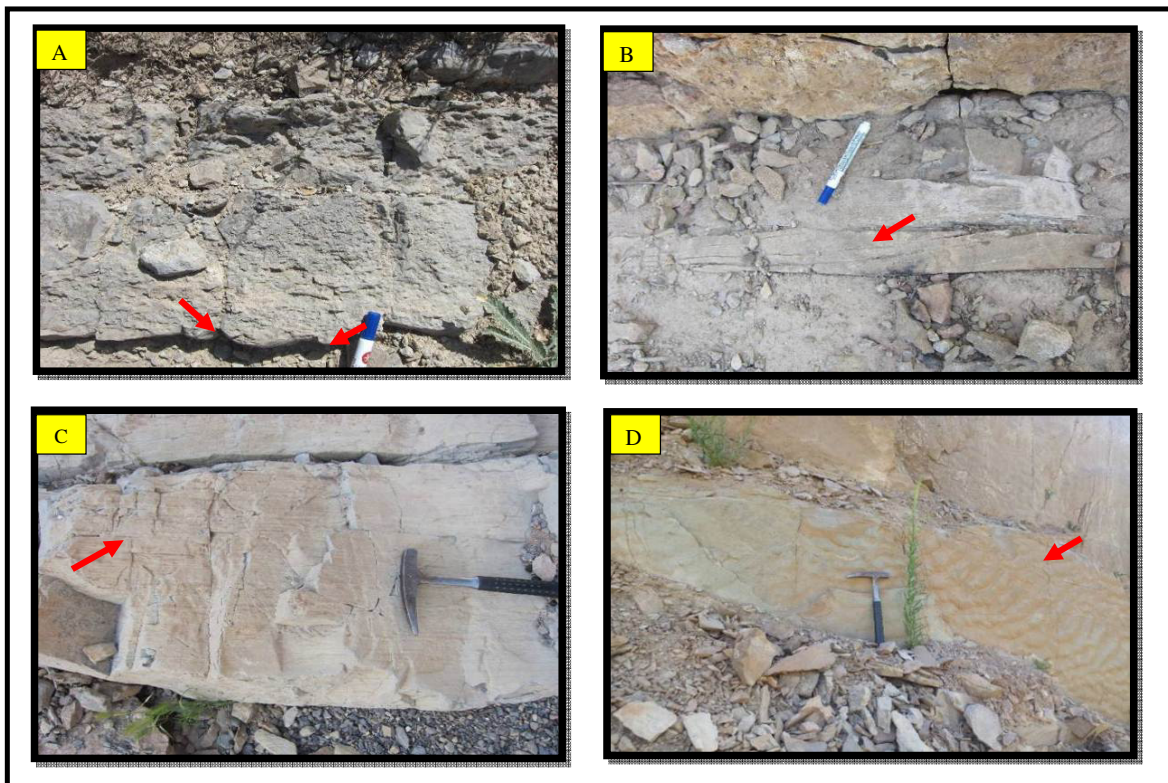
دیاژنز

بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده بر روی سنگ‌آهک‌های سازند تیرگان، انواع فرآیندهای دیاژنزی، نوع محیط دیاژنزی آن‌ها و توالی‌های پاراژنتیکی فرآیندها در توالی مورد بررسی و با سایر بررسی‌های انجام شده بر روی این سازند (به عنوان مثال پورسلطانی و همکاران، ۱۳۹۶؛ جوانبخت و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۸) و سایر سازندهای کربناته (به عنوان مثال جعفریان و همکاران، ۲۰۱۷؛ اسمردیج-هود و والاس، ۲۰۱۲؛ حائری اردکانی و همکاران، ۲۰۱۴؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۷؛ مور و واد، ۲۰۱۳؛ بیگی و همکاران، ۲۰۱۷؛ کارپنتیر و همکاران، ۲۰۱۴؛ الداباس و همکاران، ۲۰۱۴) مقایسه گردید. اطلاعات بدست آمده نشان داد که این فرآیندها در

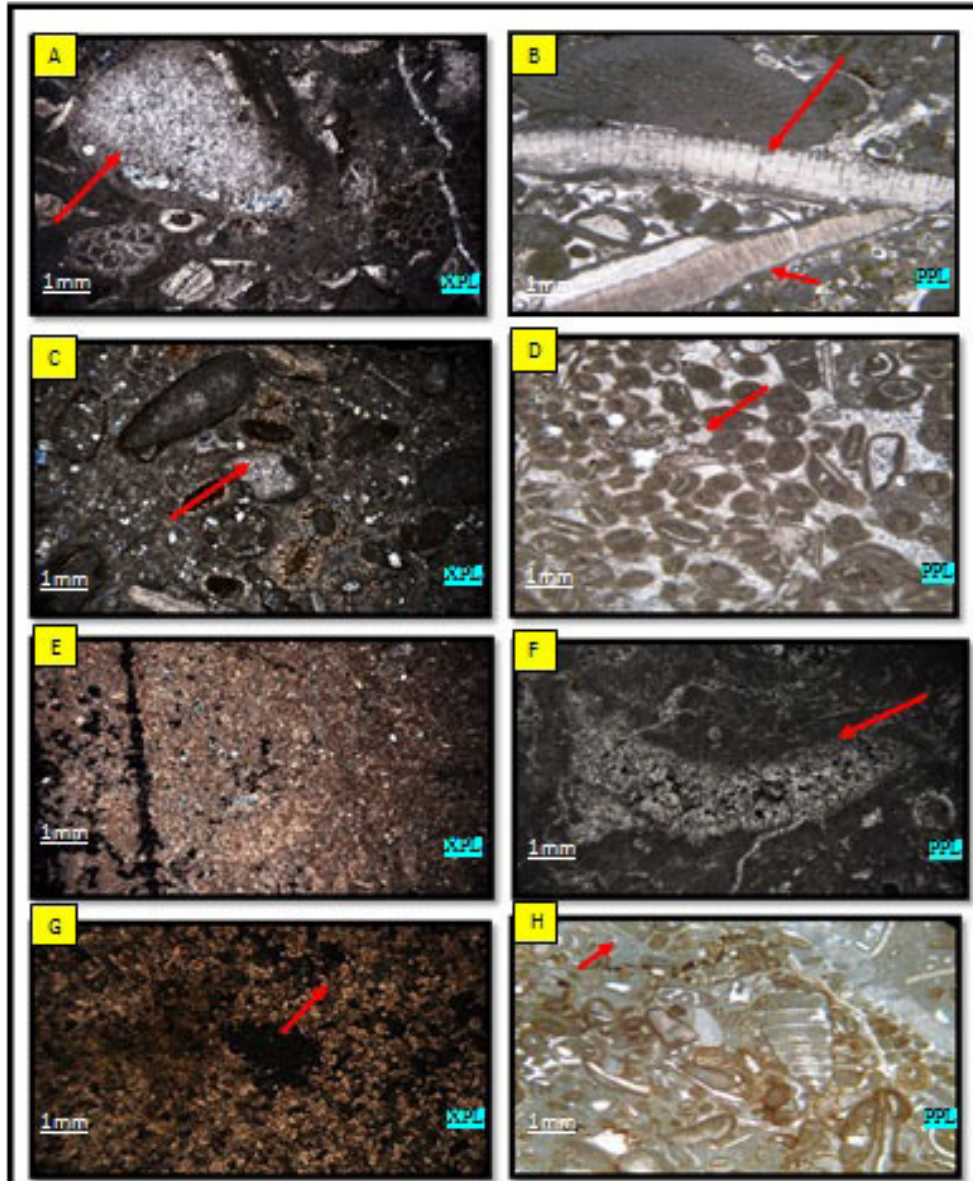
محیط دیاژنزی دریایی - فریاتیک شامل میکریتی شدن (شکل ۹-B)، سیمان کلسیتی هم‌ستبرای (E-۱۰)، سیمان کلسیتی دروزی (B-۱۰)، دولومیتی شدن آغازین (شکل E-۱۰) در محیط دیاژنز جوی- فریاتیک شامل سیمان کلسیتی اسپاری موزاییکی بدون آهن هم‌بعد (اشکال H,C-۱۰)، نوریختی (شکل C-۹) در محیط دیاژنز جوی - وادوز شامل سیمان کلسیتی شکستگی - پرشدگی (شکل F-۱۰)، انحلال (شکل D-۹) در محیط دیاژنز دفنی شامل سیمان پوکیلوپاپیک آهن‌دار (شکل G-۱۰)، سیمان کلسیتی بلوکی (شکل A-۱۰)، سیمان رورشدی (شکل D-۱۰)، دولومیتی شدن ثانویه (اشکال G,F-۹)، استیلولیتی شدن (شکل H-۹) و سیلیسی شدن (شکل A-۹) می‌باشد.



شکل ۷. مدل شماتیک محیط رسوبی سازند تیرگان



شکل ۸. تصویرهای میدانی از سازند تیرگان: A: نمایی از ساخت قالب وزنی، B: لایه‌بندی مورب در واحد سنگ آهک زیرین، C: نمایی از لامیناسیون موازی در واحد دولومیت آهکی ابتدای برش کلاته ابراهیم، D: نمایی از ساخت ریپل مارک در واحد آهک زیرین



شکل ۹. فرایندهای دیاژنزی در سازند تیرگان (A سیلیسی شدن، B میکریتی شدن، C نوریختی افزایشی، D انحلال فشاری در مرز دانه‌ها، E دولومیتی شدن اولیه (ریزبلور)، F دولومیتی شدن ثانویه (متوسط بلور) که به صورت انتخابی مشخص است، G دولومیتی شدن ثانویه (درشت بلور)، H استیلولیتی شدن که توسط اکسید آهن پر شده است.

گرمسیری کنونی ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ ppm در تغییر است (میلیمان، ۱۹۷۴). میزان Sr با افزایش آراگونیت افزایش و با افزایش کلسیت کاهش می‌یابد (رائو و آدابی، ۱۹۹۲). از طرفی بیشینه مقدار استرانسیم که می‌تواند در شبکه کلسیت غیربیوتیک وارد شود معمولاً ۱۰۰ ppm است (رائو، ۱۹۹۶). اگرچه مقدار استرانسیم و سدیم در سنگ‌آهک‌های دیرینه طی دیاژنز جوی و یا تدفینی کاهش چشمگیری می‌یابد (وایزر، ۱۹۸۳؛ براند و

بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و ایزوتوپی

کربنات‌های سازند تیرگان

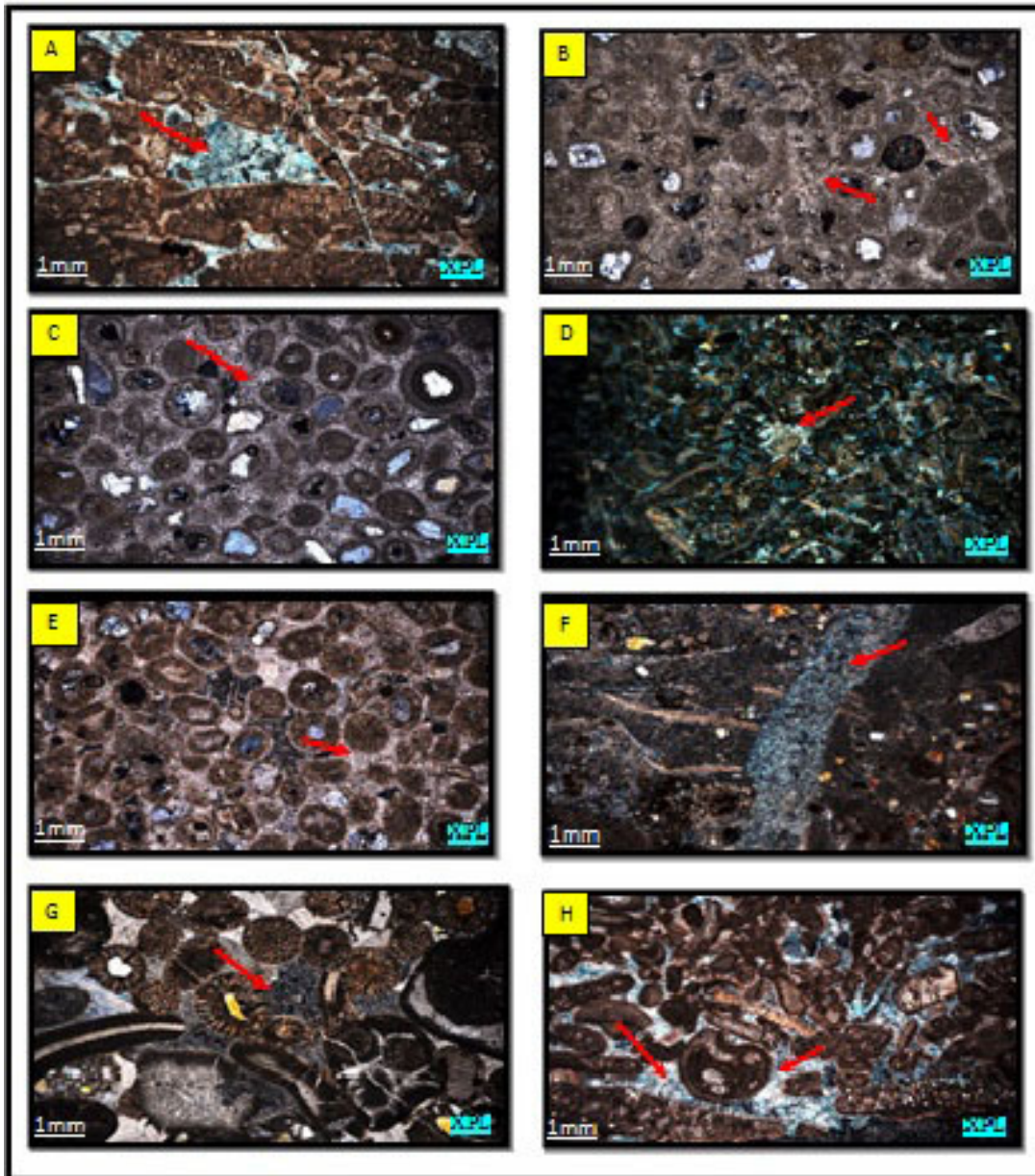
استرانسیم

مقدار استرانسیم (Sr) در نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان در برش سررود ۵۹ تا ۴۴ ppm و در برش کلاته ابراهیم‌بیگ ۱۹۷ تا ۳۸۶ ppm (میانگین ۳۱۱ ppm) در تغییر است. میزان Sr در نمونه‌های کل کربناتی^۱ مناطق

^۱bulk

دارای منیزیم زیاد و تبدیل آن‌ها به کلسیت کم منیزیم پایدار میزان استرانسیم کاهش یافته و بالعکس تمرکز آهن و منگنز افزایش می‌یابد (باتورست، ۱۹۷۵؛ وینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶). با توجه به مقدار استرنسیم (میانگین ۳۱۱ ppm) در نمونه‌های آهکی سازند تیرگان ترکیب کانی‌شناسی در برش‌های مورد بررسی، کلسیتی است.

موریشن، ۱۹۸۷؛ مارشال، ۱۹۹۲؛ وینفیلد و همکاران، ۱۹۹۶). با این وجود هنوز هم نسبت‌های استرانسیم به سدیم در سنگ‌آهک‌های دیرینه می‌تواند باعث جدایش سنگ‌آهک‌های با کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی از کلسیتی شود (رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و رائو، ۱۹۹۱). دیاژنز در سنگ‌های آهکی یک فرآیند انحلال و ته‌نشست مجدد رسوب محسوب شده و در اثر انحلال آراگونیت و کلسیم



شکل ۱۰. تصویرهای میکروسکوپی سیمان‌های سازند تیرگان (A) سیمان بلوکی آهن‌دار، (B) سیمان دروزی، (C) سیمان موزاییکی (D)، سیمان رورشدی آهن‌دار، (E) سیمان هم ستبر، (F) سیمان شکستگی - پرشدگی، (G) سیمان پویکیلو تاپیک آهن‌دار، (H) سیمان هم بعد

سدیم

نامحلول در شرایط اسیدی افزایش می‌یابد که ناشی از شسته شدن از بخش‌های آواری است (آدابی و جمالیان، ۱۳۸۶). مقدار منگنز و آهن نسبت به شرایط اکسایش و کاهش‌پذیری حساس هستند زیرا در شرایط کاهنده آهن و منگنز به مقدار قابل‌توجهی می‌توانند در شبکه کلسیت جایگزین شوند (موچی، ۱۹۹۸). در سنگ‌آهک‌های مورد بررسی به دلیل حاکم بودن شرایط کاهش، مقدار آهن هم‌زمان با افزایش منگنز افزایش می‌یابد و این ارتباط مثبت و میزان ضریب همبستگی نشانگر پیوستگی ارتباط آهن و منگنز و هم‌منشا بودن آن‌ها است (شکل ۱۴).

نسبت استرانسیم به منگنز

با انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد و تبدیل آن‌ها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقدار استرانسیم کاهش و میزان منگنز افزایش می‌یابد (آدابی، ۱۳۸۳). مقدار بالاتر استرانسیم به منگنز در نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان نشان از نیمه بسته بودن سیستم دیاژنزی در این نمونه‌ها و انحلال کمتر است (شکل ۱۴).

نسبت استرانسیم به کلسیم

برپایه نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز می‌توان روند دیاژنزی را در سیستم‌های کربناته شناسایی کرد (لی و همکاران، ۲۰۱۳). به منظور شناسایی باز یا بسته بودن محیط دیاژنزی از نمودار ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز (شکل ۱۱ ب) و نسبت استرانسیم به کلسیم در مقابل منگنز و منیزیم (شکل ۱۱ الف و ج) بهره‌گیری شد. در این نمودارها محدوده تغییرات دیاژنزی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا و کلسیت کم منیزیم، که به وسیله آب‌های جوی تثبیت شده‌اند در شکل (۱۱ الف) نشان داده شده است (برند و وایزر، ۱۹۸۰). به طور عمده کاهش منگنز در کلسیت دیاژنزی نشانگر نیمه بسته بودن سیستم است. در سیستم‌های دیاژنزی باز با افزایش واکنش بین سنگ و آب، میزان استرانسیم به کلسیم کاهش می‌یابد و در سیستم‌های نیمه بسته این تغییرات چندان محسوس نمی‌باشد (محبوبی و همکاران، ۱۳۸۷). در نمودار استرانسیم به کلسیم به منگنز، مشخص می‌شود که نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان در محدوده سیستم دیاژنزی نیمه بسته قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف).

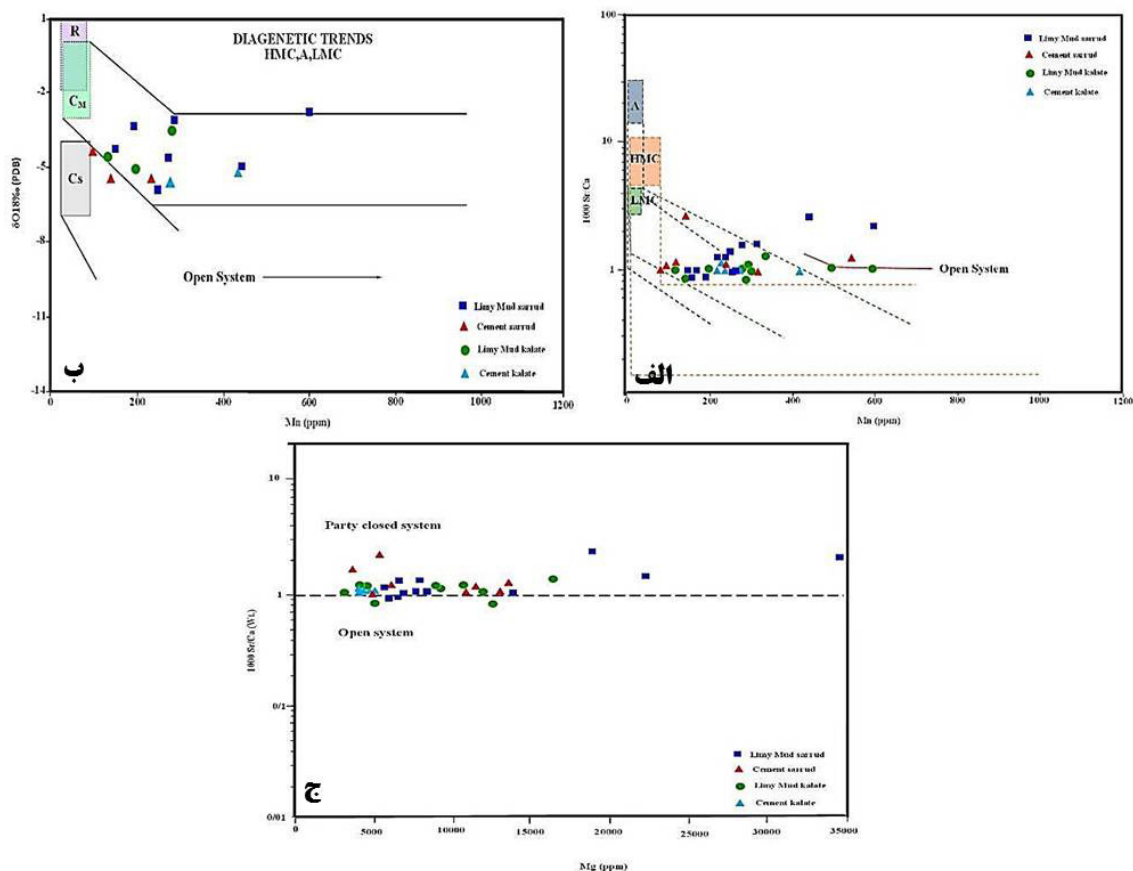
مقدار سدیم در نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان در برش سررود ۳۰۰ تا ۷۶۰۰ ppm و در برش کلاته ابراهیم بیگ ۳۰۰ تا ۷۹۰۰ ppm (میانگین ۲۱۷۱ ppm) در تغییر است. تمرکز میزان سدیم در رسوبات کربناته به درجه شوری، تفریق زیستی، اثرات جنبشی، ترکیب کانی‌شناسی و ژرفای آب بستگی دارد (اسدی مهماندوستی و آدابی، ۲۰۱۳). با توجه به مقدار بدست آمده، کمینه میزان سدیم نشان‌دهنده محیط معتدله بوده (۲۷۰-۳۵۰ ppm) (میلیمان، ۱۹۷۴) که احتمالاً به دلایل گفته شده در برخی نمونه‌ها مقدار آن افزایش یافته است.

منگنز

مقدار منگنز در نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان در برش سررود ۱۱۹ تا ۶۰۲ ppm و در برش کلاته ابراهیم بیگ ۱۴۸ تا ۵۹۷ ppm (میانگین ۲۸۳ ppm) در تغییر است. میزان تمرکز منگنز در کربنات‌های دریایی به کانی‌شناسی اولیه، نرخ رسوب‌گذاری و میزان تمرکز منگنز در آب دریا وابسته است (فلوگل، ۲۰۱۰). مقدار منگنز و آهن در رسوبات کربناتی آراگونیتی امروزی کمتر از ۲۰ ppm (میلیمان، ۱۹۷۴) و در کربنات‌های معتدله امروزی بیش از ۳۰۰ ppm است (رائو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رائو و امینی، ۱۹۹۵). افزایش در میزان منگنز دیاژنزی در جایی شدنی است که سیستم باز باشد چرا که آب‌های روزه‌ای با خاصیت احیایی، یک منبع دسترسی منگنز در رسوبات هستند (براند و وایزر، ۱۹۸۰؛ کنوریچ و موتی، ۲۰۰۶). افزایش میزان منگنز را می‌توان به حاکمیت شرایط کاهش (احیایی) در محیط نسبت داد (اسدی مهماندوستی و آدابی، ۲۰۱۳؛ لی و همکاران، ۲۰۱۳؛ آقایی و همکاران، ۲۰۱۴). با توجه به مقدار منگنز (میانگین ۲۸۳ ppm) در نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان حاکم بودن شرایط کاهش و محیط معتدله را می‌توان برای این نهشته‌ها پیشنهاد نمود.

آهن

مقدار آهن در نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان در برش سررود ۳۷۰۰ تا ۳۲۴۰۰ ppm و در برش کلاته ابراهیم بیگ ۴۱۰۰ تا ۱۴۶۰۰ ppm (میانگین ppm ۸۱۰۰) در تغییر است. مقدار آهن با افزایش مواد



شکل ۱۱. الف) نمودار تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز، ب) نمودار تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز، ج) نمودار تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منیزیم

نسبت استرانسیم به سدیم

این نسبت در برابر منگنز به عنوان نشانه‌ای برای شناسایی کربنات‌های گرمسیری دیرینه و امروزی از هم‌ارزهای غیرگرمسیری آن‌ها به کار می‌رود (رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و اسدی‌مهماندوستی، ۲۰۰۸؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰). در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گرمسیری امروزی، مقدار منگنز پایین و نسبت استرانسیم به سدیم بالا بوده (حدود ۳ تا ۵)، در حالی که در سنگ‌های آهکی مناطق معتدل، مقدار منگنز بالا بوده و نسبت استرانسیم به سدیم پایین (حدود ۱) است. این نسبت در بیشتر نمونه‌های مورد بررسی به طور میانگین کم و نزدیک (۰/۲ تا ۱/۴) می‌باشد که احتمالاً به دلیل کانی‌شناسی اولیه کلسیتی آن بوده است (شکل ۱۲).

بررسی‌های ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳

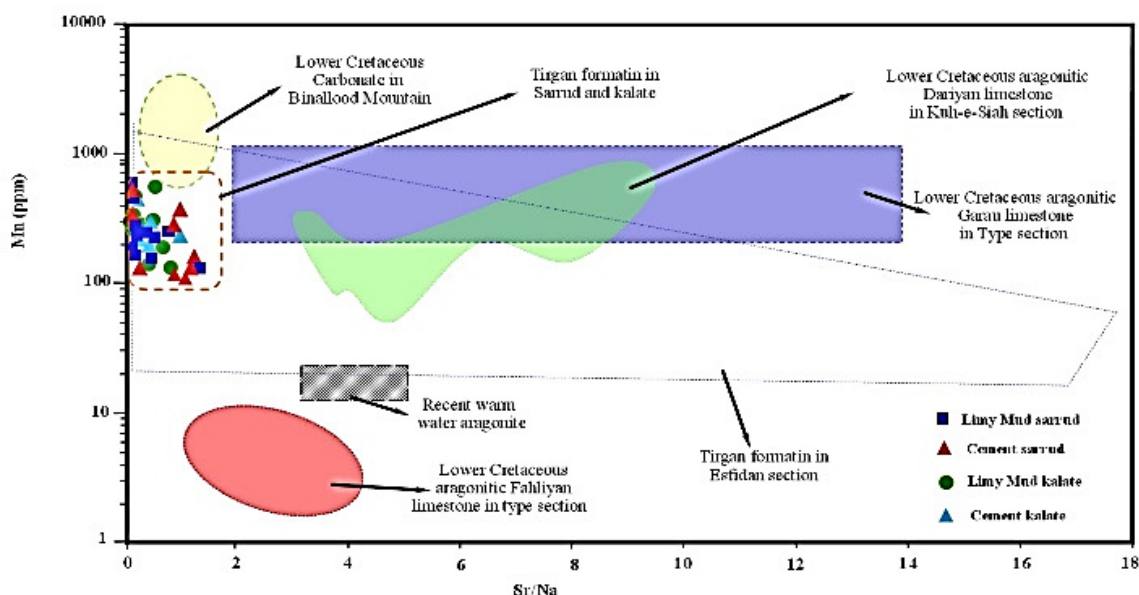
تغییر در میزان ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن به فاکتورهای گوناگونی چون دمای آب دریا، کانی‌شناسی،

درجه شوری، جدایش بیوشیمیایی، سرعت رسوب‌گذاری و محیط‌های مختلف دیاژنزی بستگی دارد. بنابراین، با توجه به این موارد می‌توان کربنات‌های مناطق مختلف (گرمسیری و غیرگرمسیری)، نوع دیاژنزی دریائی، جوی و تدفینی، کانی‌شناسی اولیه و هم‌چنین دمای ساخت را شناسایی کرد (هادسون آندرسون، ۱۹۸۹؛ رائو، ۱۹۹۶؛ برنوسکونی و همکاران، ۲۰۱۱). تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در سنگ‌آهک‌های سازند تیرگان ۲/۷۴- تا ۶/۲۴- در هزار PDB^۱ و مقدار ایزوتوپ کربن ۰/۸۲ تا ۳/۶۷ در هزار PDB در تغییر است. بسیاری از پژوهشگران (چوکت و جیمز، ۱۹۸۷؛ نلسون و اسمیت، ۱۹۹۶) بر این باورند که تغییرات به نسبت گسترده در مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و تغییرات ناچیز در مقدار کربن ۱۳ در نمونه‌های کربنات می‌تواند نشان از تاثیر دیاژنزی تدفینی بر روی نمونه‌ها باشد. تغییرات ناچیز در مقدار $\delta^{13}C$ (در مدل ایزوتوپی

¹ pee dee belemnite standard

تیرگان با محدوده ارائه شده برای سنگ‌آهک‌های دریائی کرتاسه (کلس و ویر، ۱۹۶۴)، نمونه‌های کل کربناتی مناطق قطبی امروزی (آدابی، ۱۹۹۶)، سنگ‌آهک‌های سازند گرو در برش الگو (آدابی و همکاران، ۱۳۹۰)، کربنات‌های سازند داریان در برش کوه سیاه (آدابی و عباسی، ۱۳۸۸) و سنگ‌آهک‌های سازند فهلیان در برش الگو (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰) مقایسه شده است (شکل ۱۳). همان‌گونه که دیده می‌شود نمونه‌های سازند تیرگان در برش سررود و کلاته ابراهیم‌بیگ با نمونه‌های هم‌ارز در حوضه زاگرس و سنگ‌آهک‌های دریائی کرتاسه همانند است و شرایط دیاژنز تدفینی را نشان می‌دهد.

تدفینی) به این دلیل است که معمولاً تاثیر فرآیندهای ایزوتوپی بر روی ایزوتوپ کربن برعکس ایزوتوپ اکسیژن بسیار کم بوده و در نتیجه کربن از سنگ مادر یا کانی اولیه به کانی ثانویه یا بعدی با تغییر ناچیز انتقال می‌یابد. افزون بر این جدایش ایزوتوپی کمتری بین نسبت کربن ۱۳ به ۱۲ با افزایش دما، در مقایسه با نسبت اکسیژن ۱۸ به ۱۶ وجود دارد. به دیگر سخن، ایزوتوپ کربن با دما تغییر زیادی نمی‌کند ولی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به دما حساس می‌باشد. در (شکل ۱۱ الف) محدوده‌های ایزوتوپی نمونه‌های کربناتی مختلف به منظور مقایسه رسم شده است. در این شکل محدوده داده‌های سازند



شکل ۱۲. تغییرات مقدار استرانسیم به سدیم در برابر منگنز در سنگ‌آهک‌های سازند تیرگان در برش سررود و کلاته ابراهیم بیگ. در این شکل محدوده داده‌های سازند تیرگان با محدوده ارائه شده برای آراگونیت‌های گرمسیری امروزی (میلیمان، ۱۹۷۴)، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی سازند مزدوران با سن ژوراسیک بالایی (محبوبی و همکاران، ۲۰۱۰)، سنگ‌آهک‌های کرتاسه زیرین کوه‌های بینالود (محبوبی و همکاران، ۲۰۰۴)، سنگ‌آهک‌های سازند گرو در برش الگو (آدابی و همکاران، ۱۳۹۰)، کربنات‌های سازند داریان در برش کوه سیاه (آدابی و عباسی، ۱۳۸۸) و سنگ‌آهک‌های سازند فهلیان در برش الگو (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰) و کربنات‌های سازند تیرگان برش اسفیدان (جوایخت، ۱۳۹۰) مقایسه شده است. نمونه‌های سازند تیرگان در برش سررود و کلاته ابراهیم بیگ نشان‌دهنده کانی‌شناسی کلسیت کم منیزیم می‌باشد.

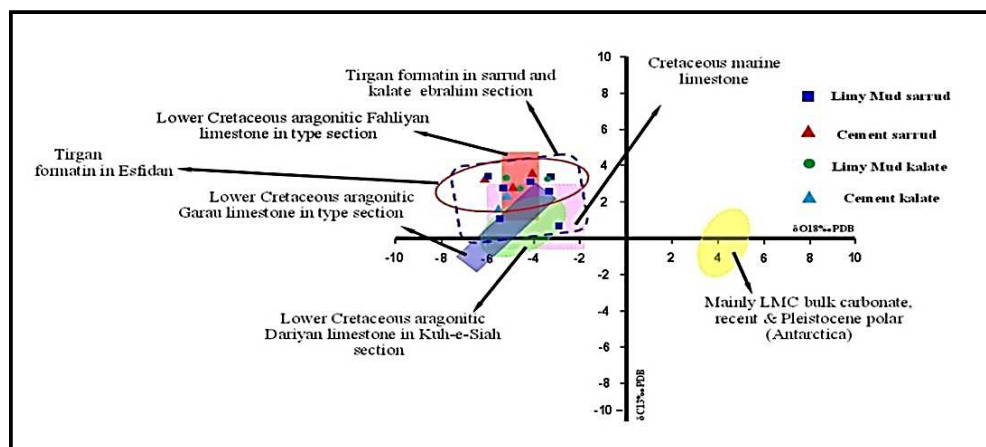
سیلوری ندر کانادا (CS) نشان داده شده است (برند و وایزر، ۱۹۸۰). مقایسه نمونه‌های سنگ‌آهک سازند تیرگان با این نمونه‌ها نشان می‌دهد که دیاژنز سازند تیرگان در محدوده سیستم‌های نیمه‌بسته قرار گرفته است (شکل ۱۱ ب).

رسم ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز

روندهای دیاژنی برای ترکیبات کلسیت کم منیزیم، کلسیت با منیزیم بالا، آراگونیت (A)، برای سازنده‌های امروزی (R) و محدوده‌های برلینگتون^۱ می‌سی‌سی در آمریکا (CM) و سنگ‌آهک‌های ریدی^۲،

¹Burlington

²Readbay



شکل ۱۳. در این شکل محدوده داده‌های سازند تیرگان با محدوده ارائه شده برای سنگ‌آهک‌های دریائی کرتاسه (کلس و وبر، ۱۹۶۴)، نمونه‌های کل کربناتی مناطق قطبی عهد حاضر (آدابی، ۱۹۹۶)، سنگ‌آهک‌های سازند گرو در برش الگو (آدابی و همکاران، ۱۳۹۰)، کربنات‌های سازند داریان در برش کوه‌سیاه (آدابی و همکاران، ۱۳۹۰)، و سنگ‌آهک‌های سازند فهلیان در برش الگو (آدابی و عباسی، ۱۳۸۸) مقایسه شده است. همانطور که دیده می‌شود نمونه‌های سازند تیرگان در برش سررود و کلاته ابراهیم بیگ با نمونه‌های هم‌ارز در حوضه زاگرس و سنگ‌آهک‌های دریائی کرتاسه مشابهت دارد و شرایط دیاژنز تدفینی را نشان می‌دهد.

سازند تیرگان یا به عبارتی دمای اولیه دیاژنزی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بوده‌اند) با بهره‌گیری از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برش سررود (۲۳/۶۲، -۲/۷۴/PDB)، درجه سانتی‌گراد و در برش کلاته ابراهیم بیگ (۲۷/۷۸، -۳/۶۳/PDB)، درجه سانتی‌گراد محاسبه شد.

جداسازی محیط‌های دیاژنزی بر پایه تغییرات عنصری و ایزوتوپی

وایفیلد و همکاران (۱۹۹۶) از تلفیق داده‌های عنصری با یکدیگر و تعیین ضریب همبستگی کلی محیط‌های مختلف دیاژنزی را جدا نمودند. روندهای رسم شده داده‌ها در برابر یکدیگر برای محیط دیاژنزی سازند تیرگان نشان‌دهنده این است که سازند تیرگان در برش سررود و کلاته ابراهیم بیگ به طور عمده زیر تاثیر دیاژنز تدفینی قرار گرفته است (شکل ۱۴). شاید در محیط دیاژنزی، در زمان تغییرات کانی‌شناسی به علت وجود شرایط کاهش، تمرکز عناصر آهن و منگنز در محیط دیاژنزی افزایش یافته باشد. معمولاً دگرسانی در طی دیاژنز تدفینی منجر به افزایش تمرکز کاتیون‌هایی با ضریب توزیع بیش‌تر از یک مانند آهن و منگنز در کربنات‌ها می‌شود (کارن نلسون، ۲۰۰۹؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰).

محاسبه دمای آب دریا در زمان ته‌نشست سازند تیرگان

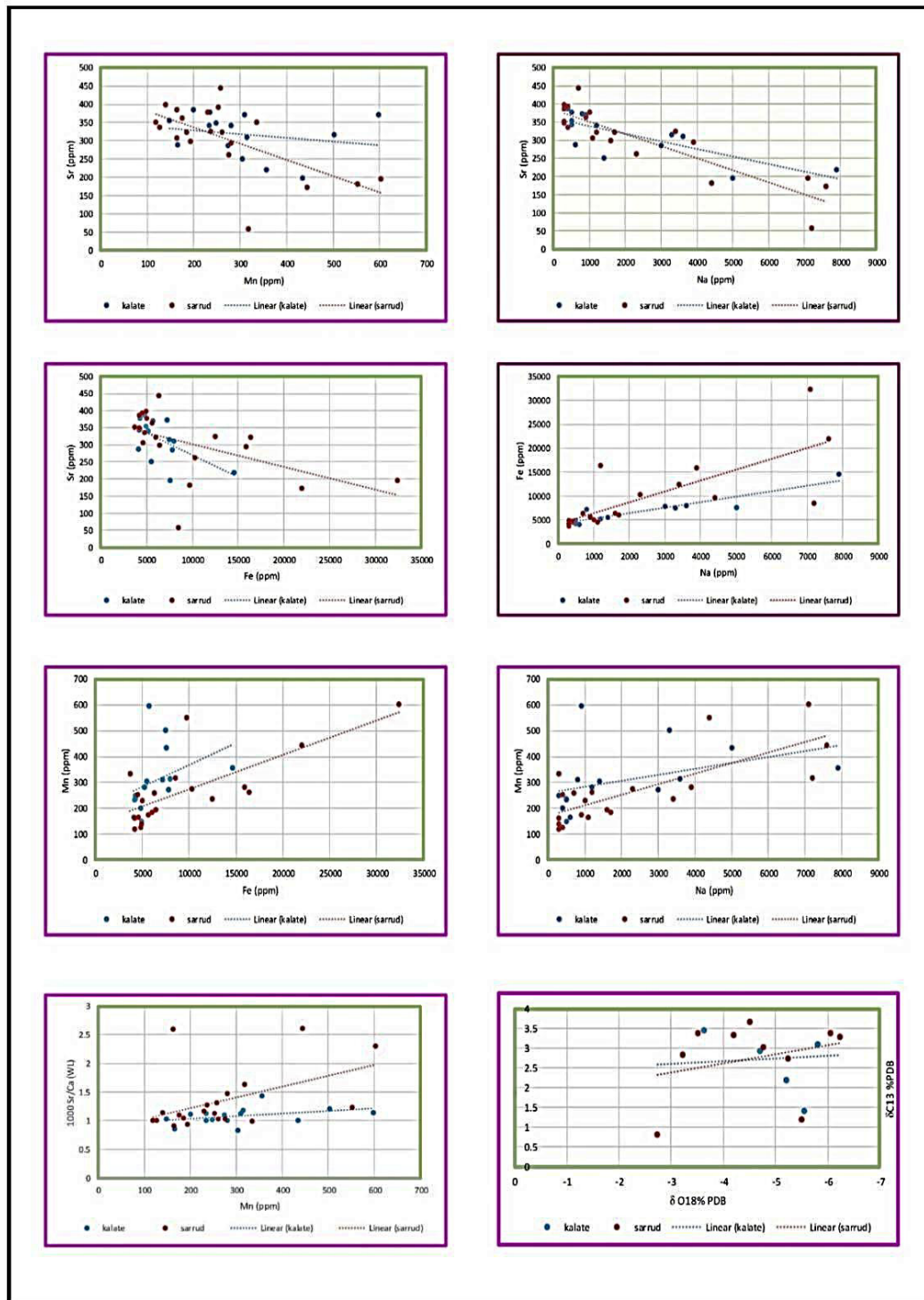
از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها، شناسایی دمای ساخت آن‌هاست (مورس و مکزی، ۱۹۹۰). برای این منظور، باید از نمونه‌های آهکی دریایی با کمترین میزان دگرسانی و سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بهره‌گیری کرد. معمولاً سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشانگر دمای کمینه محیط دیاژنز و نزدیک به محیط رسوبی و سبک‌ترین آن نشانگر دمای بیشینه محیط دیاژنزی است (آدابی، ۱۹۹۶). دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده است با بهره‌گیری از معادله اندرسون و آرتور (۱۹۸۳) محاسبه می‌شود.

$$T^{\circ}C = 16 - 4.14 * (\delta c - \delta w) + 0.13 * (\delta c - \delta w)^2$$

در این رابطه، T بر حسب سانتی‌گراد، δc مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB توسط دستگاه طیف‌سنج جرمی، δw مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW^۱ است.

مقدار برای دوره زمین‌شناسی کرتاسه SMOW ۱٪- در نظر گرفته می‌شود (وایزر و همکاران، ۱۹۹۹؛ گروک و همکاران، ۲۰۰۳). دمای آب دریا در زمان ته‌نشست

^۱ Standard mean ocean water



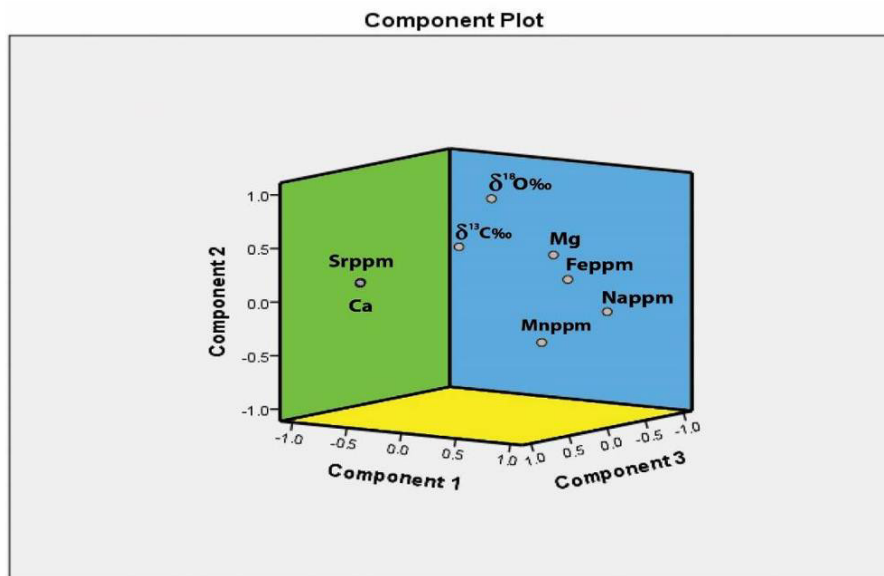
شکل ۱۴. روند تغییرات عنصری و ایزوتوپی در برابر هم برای شناسایی محیط‌های دباژنی

۱۶) دو گروه پیوسته جدا گردید. با توجه به اینکه ساخت نهشته‌های این سازند در یک محیط رمپ کربناته و محیط معتدله صورت گرفته می‌توان گفت احتمالاً تغییرات کلسیم و استرانسیم و به مقدار کمتر ایزوتوپ

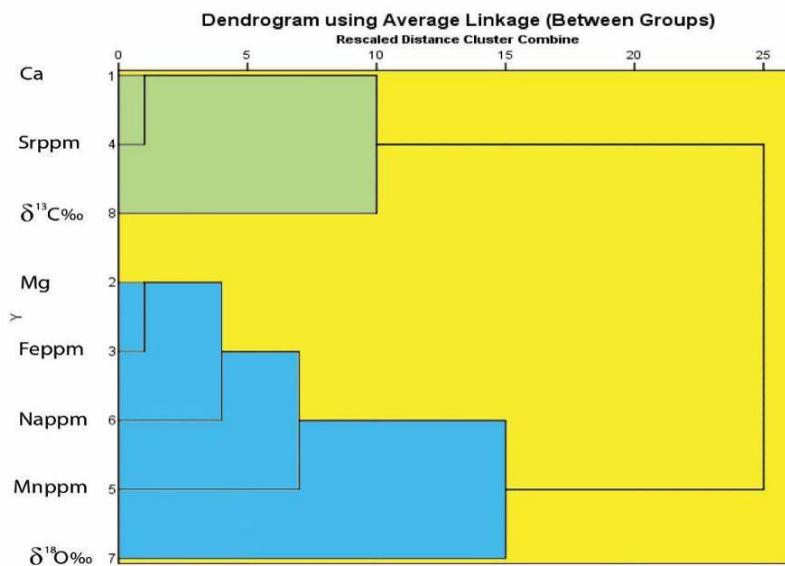
با توجه به داده‌های یادشده در بخش‌های مختلف این پژوهش و بهره‌گیری از واکاوی‌های آماری، به ویژه تحلیل داده‌های حاصل از ضریب پیوستگی (جدول ۲ و ۳)، تحلیل مولفه اصلی (شکل ۱۵) و نمودار خوشه‌ای (شکل

محیط دیاژنز تدفینی) و ایزوتوپ اکسیژن (افزایش دما در طی تدفین) (گروه دوم) بیش‌تر توسط محیط دیاژنزی کنترل می‌گردند.

کربن ۱۳ (گروه اول) توسط محیط رسوب‌گذاری کنترل می‌شود و تغییرات منبسط (به علت وجود دولومیت)، سدیم (وجود نهشته‌های تبخیری در سازند شورپیچ و شیل‌های سازند تیرگان)، آهن و منگنز (شرایط کاهش



شکل ۱۵. وابستگی عناصر به کمک نمودار تحلیل مولفه اصلی



شکل ۱۶. وابستگی عناصر به کمک نمودار خوشه‌ای

بر روی بُرش‌های نازک سازند تیرگان منجر به شناسایی ۱۶ ریزرخساره شده است که در دو گروه کربناته و آواری و در چهار مجموعه رخساره‌ای پراکنده هستند. این مجموعه‌های رخساره‌ای شامل پهنه‌های کشندی، لاگون نیمه محصور، سد پراکنده و جلوی سدی می‌باشد. با

نتیجه‌گیری

به منظور بررسی سازند تیرگان دو بُرش در بخش خاوری حوضه انتخاب شد. بُرش سررود به سبترای ۱۳۶ متر و بُرش کلاته ابراهیم بیگ به سبترای ۴۵ متر برداشت گردیدند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و بررسی بافت رسوبی

ژرفای کم نهشته شده‌اند و ترکیب کانی‌شناسی اولیه آن‌ها کلسیتی است. پایین بودن نسبت Sr/Na کمتر از یک، نیز دلیل دیگری بر تأیید کانی‌شناسی اولیه کلسیتی است.

رسم مقدار Mn و Mg در برابر Sr/Ca و هم‌چنین رسم Mn در برابر $\delta^{18}O$ نشان‌دهنده یک محیط دیاژنزی نیمه بسته همراه با تبادل پایین آب به سنگ در سازند تیرگان است. بررسی مقدار عنصری و ایزوتوپی نشان‌دهنده محیط دیاژنز دفنی است.

توجه به ویژگی‌های رخساره‌ای سازند تیرگان و بررسی تغییرات عمودی و جانبی این رخساره‌ها، محیط رسوبی رسوبات سازند تیرگان در مناطق مورد بررسی را می‌توان به صورت یک رمپ کربناته هم‌شیب با سدهای آئیدی تفسیر کرد. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در سازند تیرگان عبارتند از سیمانی شدن، میکریستی شدن، انحلال، فشردگی، دولومیتی شدن، شکستگی، نوربختی، استیلولیتی شدن و سیلیسی شدن می‌باشد. بررسی و بررسی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌آهک‌های سازند تیرگان و نسبت آن‌ها، نشانگر آن است که سنگ‌آهک‌های سازند تیرگان در آب و هوای معتدل و در

Section Name	Statics Parameter	Ca(%)	Mg(%)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	$\square^{18}O$ (‰)	$\square^{13}C$ (‰)	Sr/Na	1000 Sr/Ca
kalate ebrahim beig	max	34.74	1.78	14600	386	579	7900	-3.6	3.5	1.16	1.43
	min	15.38	0.41	4100	197	148	300	-5.8	1.4	0.02841	0.83
	average	29.88	0.76	6380	317.53	306.8	1993.33	-4.9	2.571	0.42956	1.078
Sarrud	max	35.36	3.78	32400	445	602	7600	-2.7	3.7	1.33	2.61
	min	3.6	0.45	3700	59	119	300	-6.2	0.8	0.0081	0.91
	average	26.85	1.1	9395	307.3	265.55	2305	-4.59	2.76	0.47	1.34

جدول ۲. میانگین مقدار واکاوی عنصری و ایزوتوپی سنگ‌های آهکی سازند تیرگان در برش‌های مورد بررسی

جدول ۳. بررسی وابستگی عناصر به کمک ضریب پیرسون

	Ca(%)	Mg(%)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	$\square^{18}O$ (‰)	$\square^{13}C$ (‰)
Ca(%)	1							
Mg(%)	-.606**	1						
Fe (ppm)	-.738**	.844**	1					
Sr (ppm)	.890**	-.401*	-.525**	1				
Mn (ppm)	-.615**	.488**	.550**	-.481**	1			
Na (ppm)	-.963**	.623**	.741**	-.845**	.603**	1		
$\square^{18}O$ (‰)	0.03	.422*	0.229	0.003	-0.154	-0.022	1	
$\square^{13}C$ (‰)	.454**	-.385*	-.533**	0.316	-.667**	-.502**	0.15	1

Correlation is significant at the 0.05 level (2- tailed)

منابع

- افشارحرب، ع (۱۳۷۳) زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۷۵ ص.
- آدابی، م، ح (۱۳۸۳) ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آریز زمین، ۴۴۸ ص.
- آدابی، م، ع، عباسی، ر (۱۳۸۸) بررسی تاریخیچه دیاژنتیکی سازند داریان براساس پتروگرافی و ژئوشیمیایی در کوه سیاه (شمال شرق شیراز) و چاه شماره ۱ سبزپوشان، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۴، ۵۳-۷۵.
- آدابی، م، ح، جمالیان، م (۱۳۸۶) شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نحوه کانسارسازی در کربنات‌های معدن رباط (خمین - اراک). مجله علوم زمین ۶، ۲۳-۲.
- آدابی، م، موسوی، م، صادقی، ع، جمالیان، م (۱۳۹۰) ژئوشیمی و پتروگرافی سازند گرو (نئوکومین - آپسین) در برش نمونه (کبیرکوه، استان ایلام)، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۲، ۱-۲۶.
- باقرنژاد، س (۱۳۹۱) تاریخیچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند تیرگان در ناحیه آبگرم، شمال مشهد، رساله کارشناسی‌ارشد دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۰۶ ص.
- پورسلطانی، م، کرمانشاهی، ح، جوانبخت، م (۱۳۹۶) تفسیر محیط‌رسوبی، دیاژنز و کیفیت مخزنی سازند تیرگان به عنوان سنگ مخزن احتمالی در خاور حوضه رسوبی کپه‌داغ، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، شماره ۱۰، ۱۲۷-۱۵۱.
- تیمورپور، خ (۱۳۸۲) لیتواستراتیگرافی و تاریخیچه رسوب‌گذاری سازند تیرگان در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ، رساله کارشناسی‌ارشد دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۶۷ ص.
- جوانبخت، م (۱۳۹۰) تاریخیچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند تیرگان در نواحی مرکزی و غربی حوضه رسوبی کپه‌داغ، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۲۰ ص.
- خاکستری، م، محمودی‌قزائی، م، ح، محبوبی، ا، موسوی حرمی، ر (۱۳۹۲) ژئوشیمی عناصر اصلی شیل‌های سازند تیرگان و مقایسه آن با سازندهای شوربجه و سرچشمه در شرق حوضه کپه‌داغ. هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۸۶-۲۸۹.
- ریوندی، ب (۱۳۸۶) چینه‌نگاری زیستی و سکانسی سازند تیرگان در ناودیس خور در شمال شرق مشهد، رساله کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۷۵ ص.
- کباری، ر (۱۳۸۷) رخساره‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند تیرگان در شمال چناران در بخش مرکزی حوضه رسوبی کپه‌داغ، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۱۴ ص.
- محبوبی، ا، موسوی حرمی، ر، محمودی‌قزائی، م، منصورى دانشور، پ، خانه‌باد، م (۱۳۸۷) تفسیر توالی پاراژنتیکی رسوبات کربناته کرتاسه فوقانی در شمال شرق بجنستان، مجله علوم دانشگاه تهران ۲، ۸۵-۷۵.
- عزیزعینی، م (۱۳۹۴) چینه‌نگاری سکانسی و دیاژنز سازند تیرگان واقع در ناودیس شوراب، رساله کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۸۵ ص.
- محمدی، م (۱۳۹۲) چینه‌نگاری سکانسی سازند تیرگان در ناحیه بزنگان، رساله کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۹۶ ص.
- مرتضوی مهریزی، م (۱۳۸۶) چینه‌نگاری سکانسی سازندهای شوربجه و تیرگان (کرتاسه تحتانی) در ناحیه سفید سنگ شمال شرق فریمان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۱۰ ص.
- موسوی‌زاده، م، ع، محبوبی، الف، موسوی حرمی، ر، نجفی، م (۱۳۸۶) تاریخیچه رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند تیرگان در جنوب غرب روستاهای جوزک و چمن بید در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ مجموعه مقالات یازدهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، ۷۰۵-۷۰۹.
- یاورمنش، ه، آریایی، ع، ا، عاشوری، ع، ر (۱۳۸۹) ریزرخساره‌های سازند تیرگان در برش گلپایه، جنوب شیروان، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم‌زمین، ۱۲۰-۱۲۹.
- هاشمیان‌کاخکی، ن (۱۳۸۵) تحول زمین‌شناسی و بررسی چینه‌شناسی و میکروفاسیس اورگونین سازند تیرگان در حوضه کپه‌داغ، رساله کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، ۱۳۰ ص.
- هاشمیان‌کاخکی، ن، آریایی، ع، ا (۱۳۸۶) معرفی گونه‌هایی از خارپوستان سازند تیرگان، مجموعه مقالات اولین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، ۱۵۴-۱۵۸.
- Adabi, M. H (1996) Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph. D. thesis (Unpublished). University of Tasmania Australia, 470 P.
- Adabi, M. H., and Asadi Mehmandosti, E (2008) Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izel, S. W. Iran. Asia Earth Sciences Journal of Asia Earth Sciences, 33: 276-277.
- Adabi, M. H., and Rao, C. P (1991) Petrographic and geochemical evidence for orignal aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozdoran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, 72: 253-267.

- analysis, diagenesis and sequence stratigraphy of the carbonate-evaporite succession of the Upper Jurassic Surmeh Formation: Impact on reservoir quality (Salman Oil Field, Persian Gulf, Iran). *J. Afr. Earth. Sci.* 129: 179-194.
- Bernasconi, S. M., Schmid, T. W., Grauel, A., Mutterlose, J. (2011) Clumped-Isotope Geochemistry of carbonates: A new tool for the reconstruction of temperature and oxygen isotope composition of seawater, *Applied Geochemistry*, 26: 279-280.
- Betzler, C., Pawellek, T., Abdullah, M. and Kossler, A. (2006) Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedimentary Geology*, 194: 61-75.
- Brand, U., and Morrison, J. O. (1987) Biogeochemistry of fossil marine invertebrates: *Geosci. Canada*, 14: 85-107.
- Brand, U., and Veizer, J. (1980) Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system -I: trace elements: *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1219-1236.
- Boggs, S. J. (2015) Provenance studies and mudrocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 69-75.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar J. A., and Bitzer, K. (2009) Sequence stratigraphy and architecture of a late Early-Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain). *Sedimentary Geology*, 219: 280-310.
- Budd, D. A. and Harris, P. M. (Eds) (1990) Carbonate-siliciclastic mixtures. Society for Sedimentary Geology, Reprint Series No. 14, 272 p.
- Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry, S., & Sausse, J. (2007) Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France). *Sedimentary Geology*, 197 (3-4): 235-266.
- Caron V., and Nelson (2009) Diversity of neomorphic fabrics in New Zealand Pliocene Pleistocene cool-water limestones: Insights into aragonite alteration pathways and controls: *Journal of Sedimentary Research*, 79: 226-246.
- Choquette, P. W., and James, N. P. (1987) Diagenesis in Limestones –The Deep Burial Environment. *Geoscience Canada*, 14: 3-35.
- Dickson, J. A. D. (1996) Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 441-505.
- Dunham, R. J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, Tulsa, 108-121.
- Dupraz, C., Pattisina, R., and Verrecchia, E. P. (2006) Translatio of enrgy into morphology: Adabi, M. H., Salehi, M. A., Ghabeshavi, A. (2010) Depositional environment, Sequence Stratigraphy and geochemistry of lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Aghaei, A., Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Najafi, M., Chakarpani, G. J. (2014) Carbonate Diagenesis of the Upper Jurassic Successions in the West of Binalud-Eastern Alborz (NE Iran). *Jurnal Geological Society of India*, 83: 311-328.
- Ahamad, S., Kroon, D., Rigby, S., Hanif, M., Imraz, M., Ahmad, T., Jan, I.U., Ali, A., Zahid, M., Ali, F. (2014) Integrated paleoenvironmental, bio – and sequence – stratigraphic analysis of the late Thanetian Lockhart Limestone in the Nammal Gorge section, western Salt Range, Pakistan, *Journal of Himalayan Earth Sciences*, 47 (1): 9-24.
- Alsharhan, A. S., and Kendall (2003) Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues, *Earth Science Review*, 61: 191-243.
- Al-Ghreri, M. F., Al-Jibouri, A. M., Al-Ahmed, A. A. (2014) Facies architecture and sequence development of the Euphrates formation in western Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 2679-2687.
- Anderson, T. F. and Arthur M. A. (1983) Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* (eds. M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer and L. S. Land). *SEPM Short Course*, 10: 1-151.
- Armella, C., Cabaleri, N. G., Cagnoni, M. C., Panarello, H. O. (2013) Early Callovian ingression in southwestern Gondwana. Palaeoenvironmental evolution of the carbonate ramp (Calabozo Formation) in southwestern Mendoza, Neuquene basin, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 293-315.
- Asadi Mehmandosti, E., Adabi, M. H., Woods, A. D. (2013) Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh, Zone, SW, Iran. *Sedimentary Geology*, 293: 9-20.
- Bachmann, M. And Hirsch, F. (2006) Lower cretaceous carbonate platform of the eastern levant (Galilee and the Golan Heights): Stratigraphy and second – order sea –level change, *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Bathurst, R. G. C. (1975) *Carbonate Sediment and their Diagenesis*: Amsterdam. Elsevier Scientific Publishing Company, 658p.
- Beigi, M., Jafarian, A., Javanbakht, M., Wanas, H. A., Mattern, F., Tabatabaei, A. (2017) Facies

- Javanbakht, M., Wanas, H. A., Jafarian, A., Shahsavan, N., Sahraeyan, M. (2018) Carbonate diagenesis in the Barremian-Aptian Tirgan Formation (Kopet-Dagh Basin, NE Iran): Petrographic, geochemical and reservoir quality constraints, *Journal of African Earth Sciences*, 144: 122-135.
- Kelth L. M., Weber J. N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of limestones and fossils, *Geochimistry Cosmochim Acta*, 28: 1787-1816.
- Kietzmann, D. A., Palma, R. M., Riccardi, A. C., Martin-Chivelet, J., Lopez-Gomez, J. (2014) Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian – Valanginian carbonate ramp (VacaMuerta Formation): Amisunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquen Basin, Argentina, *Sedimentary Geology*, 203: 64-86.
- Knorich, A. C., and M., Mutti (2006) Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of Hetrozoan Carbonate: a case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean, *Jurnal of Sedimentary Research*, 76: 871-888.
- Lasemi, Y., Jahanj, D., AminRasouli, H., Lasemi, Z., AncientCarbonate Tidalites, in: Davis, R. A., Darlymple. R. W. (2012) *Principles of tidal Sedimentology*. Springer Drodrecht Heidelberg London NewYork-Tokyo. 567-607.
- Li, F., Yan, J., Algeo, T., Wu, W. (2013) Paleooceanographic conditions following the end-Permian mass extinction recorded by giant ooids (Moyang, South china), *Global and Planetary change*, 105: 102-120.
- Lomando, A. J. and Harris, P. M., (Eds) (1991) *Mixed Carbonate-siliciclastic Sequences*. Society for Sedimentary Geology, Core Workshop No. 15, 437 p.
- Machel, H. G., Anderson, J. H. (1989) Perrasive Sub surface dolomitization of the Nisku formation in contral Alberta, *Journal of Sedimentary petrology*, 59: 891-911.
- Marshall, J. D. (1992) Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and theirl preservation: *Geol. Magazine*, 129: 143-160.
- Mehrabi, H., Rahimpour – Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A. H., Navidtalab, A. (2013) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran, *Carbonate Evaporites*, 29: 263-278.
- Milliman, J. D. (1974) *Marine Carbonates*: New York, Spinger-Verlag, 375P.
- Morse, J. W. and Mackenzie. F. T. (1990) *Geochemistry of Sedimentary carbonate*. Developments in Sedimentology 48, Elsevier, New York, 707P.
- simllation of stromatolite morphospace using a stochastic model, *sedimentary geology*, 185: 185-203.
- Friedman, G. M. (1965) Terminology of Crystallization Textures and fabrics in sedimentary rocks. *Jurnal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Flugel, E. (2010) *Microfacies Analysis of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Springer Verlag, Berlin, 976 P.
- Flugel, E. (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer Verlag, Berlin, 967 P.
- Folk, R. L. (1980) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co. Austin, Texas, 182 P.
- Grabau, A. W. (1904) On the classification of sedimentary rock. *American Geology*, 33: 228-24.
- Grock, D. R., Price, G. D., Rufell, A. H., Mutterlose, J. and Baraboshkin, E. (2003) Isotop evidence for Late Jurassic Early Cretaceous Climate Change, *Palaeogeography Paleoclimatology Pslaeoecology*, 209: 97-118.
- Haeri Ardakani, O., Sanei, H., Lavoie, D., Chen, Z., Mehti, N. (2014) Thermal Maturity and Organic Petrology of the Upper Ordovician Utica and Lorraine shales, Southern Qubec, Canada, *Geo Convention, Calgary, Alberta, Canada*, 20: 45-55.
- Heidari, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Gonzalez, L., Moalemi, S. A. (2014) Biostratigraphy, sequence stratigraphy, and paleoecology of the Lower–Middle Miocene of Northern Bandar Abbas, Southeast Zagros basin in south of Iran. *Arab. J. Geosci*, 7(5): 1829–1855.
- Hudson, J. D. and Anderson, T. F. (1989) Ocean temperatures and isotopic compositions through time: *trans. Roy. Soc. Edinberg, Earth Sci.*, 80: 183-192.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S. J., Scott, R. W., Geel, T., Lehmann, J., Van der Gaast, S. and Bolder- Schrijwer, L. J. A. (1999) Late Aptian to Late Albian sea –level fluctuation constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 69: 434-466.
- Jafarian, A., Fallah-Bagtash, R., Mattern, F., Heubeck, CH. (2017) Reservoie Quality along a homoclinal carbonate ramp deposit: The Permian Upper Dalan Formation, South Pars Field, Persian Gulf Basin, Marine and Petroleum Geology, 88: 587-604.
- Javanbakht, M., Ghazi, S., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. (2013) Depositional History and Sequence Stratigraphy of Tirgan Formation (Barremian-Aptian), in Central Kopet - Dagh, NE Iran, *Journal Geological Society of India*, 82: 701-711.

- Sandullia, R., and Raspinib, A (2004) Regional to global correlation of lower Cretaceous (Hauterivian - Barremian) shallow – water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), southern Tethyan Margin. *Sedimentary Geology*, 165: 117 -153.
- Samancassu, E., Tresch, j., and Strasser, A (2005) Origin of Peloides in Early Cretaceous deposits, Dorest South England Facies, 51: 264-273.
- Schulz H. D, M Zabel (2006) *Geochemistry Marine*, 2th Ed., Springer. 280P.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., R., Mosaddegh, H., GharaieM. H. M (2014) Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23: 50-68.
- Sibley, D. F. and Greeg, J. M (1987) Classification of dolomite rock Textures, *Journal of Sedimentary Petroleum*, 57: 967-975.
- Smeerdijk-Hood, A. V., Wallace, M. V (2012) Syndimentary diagenesis in a e, rygenian reef complex: ubi quitious Marine dolomite precipitation, *sedimentary Geology*, 255-256: 56-71.
- Tucker, M. E (1991) *Sedimentary Petrology*, Blackwell scientific Publication, 260P.
- Tucker, M. E (1993) carbonate diagensis and sequence stratigraphy. In: Wright, V. P. (ed.), *sedimentology Review*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 51-72.
- Veizer, j (1983) Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates, *Reviews in mineralogy and Geochimistry*, 11: 265-299.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebneith, S. , Goddris, y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. and Strauss, H (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, C^{13} and O^{18} evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- Warren, W. J., Dolomite (2000) Occurrence, evolution and economically important association, *Earth science review*, 52: 1-81.
- Werner, M (2004) Carbonate ramp depositional environments. *Geologic Seminar*, University of Freberg, 10P.
- Winefield, P. R., Nelson, C. S., and Hoddar, A. P. W (1996) Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic Limestones: *Carbonates and Evaporites*, 11: 19-31.
- Moore, CH., Wade, WJ (2013) Carbonate reservoirs: porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic Framework. *Developments in Sedimentology*, 67: 1-374P.
- Mucci, A. (1998) Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite: *Geochemical ET Cosmochimica Acta*, 52: 1859-1868.
- Muzzulla, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite, a reviw. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Nelson, C. S., and Smith, A. M (1996) Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesise and review: *New Zealand Jour. Geology, Geophysics*, 39: 93-107.
- Palma, R., Lopez-Gomez, J. and Piethe, R (2007) Oxfordian ramp system (La Manga Formatin) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina: Facies and depositional sequences *Sedimentary Geology*, 195: 113 -134.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks* (3rd edition), Harper and Row, New York, 628P.
- Rao, C. P (1991) Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (premian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Rao, C. P., and Amini, Z. Z (1995) Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonate, western Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.
- Rao, C. P., and Adabi, M. H (1992) Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia: *Mar. Geology*, 103: 249-272.
- Rao, C. P (1996) Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia, *Carbonates and Evaporites*, 11.
- Riding, R (2006) Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47: 179-214.
- Saffar, A., Mousavi, M. J., Torshizian, H., Javanbakht, M (2010) The investigation of Diagenetic processes and interpretation of paragenetic sequence of Tirgan Formation, Zavin section, NE of Iran, The 1 st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University-Mashhad Branch, Iran, 26-28.