

میکروفاسیس، محیط رسوبی و ژئوشیمی رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک کوه اطراف سد لار، شمال شرق تهران

دانا شاویسی*، محمد حسین آدابی^۱، عباس صادقی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۱/۲۱ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۹/۱۸

چکیده

این مطالعه با هدف بررسی محیط رسوبی و ریزرخساره و ژئوشیمی رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک کوه در اطراف سد لار صورت گرفته است. در این منطقه رسوبات کرتاسه بالایی (سنومانین- کامپانین) دارای ضخامتی معادل ۳۲۷/۷ متر می‌باشد که مرز زیرین آن با سازند تیزکوه و از نوع دگرشیبی می‌باشد و مرز بالایی با گسل قطع شده است. رسوبات سنومانین که ضخامت آنها ۵۴/۲۶ متر است با یک کنگلومرای پیشرونده شروع می‌شوند، رسوبات تورونین که ضخامت آنها ۲۲/۸۵ متر می‌باشد ابتدا با سنگ‌آهک ضخیم لایه و سپس به سنگ‌آهک چرت‌دار و در ادامه به سنگ‌آهک‌های الیگوستژین‌دار تغییر رخساره می‌دهند. رسوبات کنیاسین دارای ضخامت ۱۹/۸۵ متر می‌باشند که از سنگ‌آهک‌های الیگوستژین‌دار به سنگ‌آهک‌های مارنی تغییر رخساره می‌دهند. رسوبات سانتونین دارای ضخامت ۱۸۲/۸۰ متر می‌باشند که در قاعده با آهک مارنی و الیگوستژین‌دار شروع می‌شود و در ادامه به سنگ‌آهک متوسط لایه تغییر رخساره داده‌اند. رسوبات کامپانین به‌طور کامل در مقطع مورد مطالعه وجود ندارند، زیرا یک گسل آن را بریده است و تنها ۴۸/۵۵ متر سنگ‌آهک چرت‌دار از این رسوبات باقی مانده است. براساس مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۱ ریزرخساره شناسایی گردید که پهنه‌ی جزرومدی ۲ ریزرخساره، لاگون یک ریزرخساره، سد یک ریزرخساره و دریای باز ۷ ریزرخساره را شامل می‌شود با توجه به عدم وجود ریف‌های سدی بزرگ، ساخت‌های ریزشی، کلسی توربیدیت، آنکوئید و پیروئید به احتمال زیاد این نهشته‌ها در یک رمپ هموکلاین بر جای گذاشته شده‌اند. نتایج حاصل از آنالیزهای عنصری و ترسیم این مقادیر در کنار یکدیگر حاکی از آن است که رسوبات آهکی کرتاسه بالایی دارای کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی بوده‌اند. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca نشان‌دهنده یک محیط دیاژنتیک نیمه بسته تا باز با نسبت آب به سنگ بالا می‌باشد.

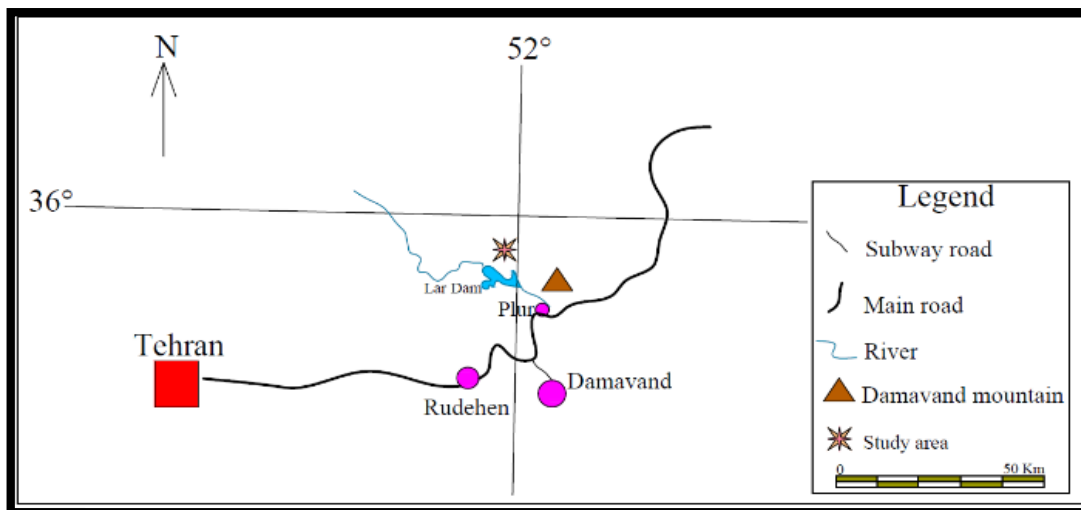
واژه‌های کلیدی: دمبک کوه، ژئوشیمی، کرتاسه بالایی، محیط رسوبی، میکروفاسیس.

مقدمه

منطقه البرز یکی از زون‌های ساختمانی ایران و بخشی از قسمت شمالی کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا است که از شمال به بلوک فرورفته کاسپین و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود (آقناباتی، ۱۳۸۳). برخلاف شرایط رسوبی یکسان در کرتاسه پایینی، رسوبات کرتاسه بالایی ایران ویژگی رخسارهای یکسانی ندارند. به همین دلیل در این پژوهش سعی بر آن است تا با مطالعه محیط‌رسوبی و میکروفاسیس و با استفاده از داده‌ها و روش‌های ژئوشیمیایی رسوبات کرتاسه بالایی به اطلاعات با ارزشی در مورد محیط و شرایط تشکیل و کانی‌شناسی اولیه رسوبات در کرتاسه بالایی در مقطع دمبک کوه دست یافت.

منطقه مورد مطالعه

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی به منطقه مقطع دمبک کوه در شمال شرق استان تهران در منطقه لار، شمال سد لار قرار دارد. قاعده مقطع دارای مختصات جغرافیایی $59^{\circ} 55'$ طول شرقی و $35^{\circ} 55'$ عرض شمالی است و در ارتفاع ۲۶۰۰ متری نسبت به سطح دریا قرار دارد. در چینه‌های کرتاسه بالایی امتداد عمومی طبقات N50W تا N80W و شیب آنها 60NE تا 75NE متغیر می‌باشد. راه‌های اصلی ورود به منطقه از مسیر جاده تهران - آمل (هراز) امکان‌پذیر است (شکل ۱).



شکل ۱: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه راه‌های ایران)

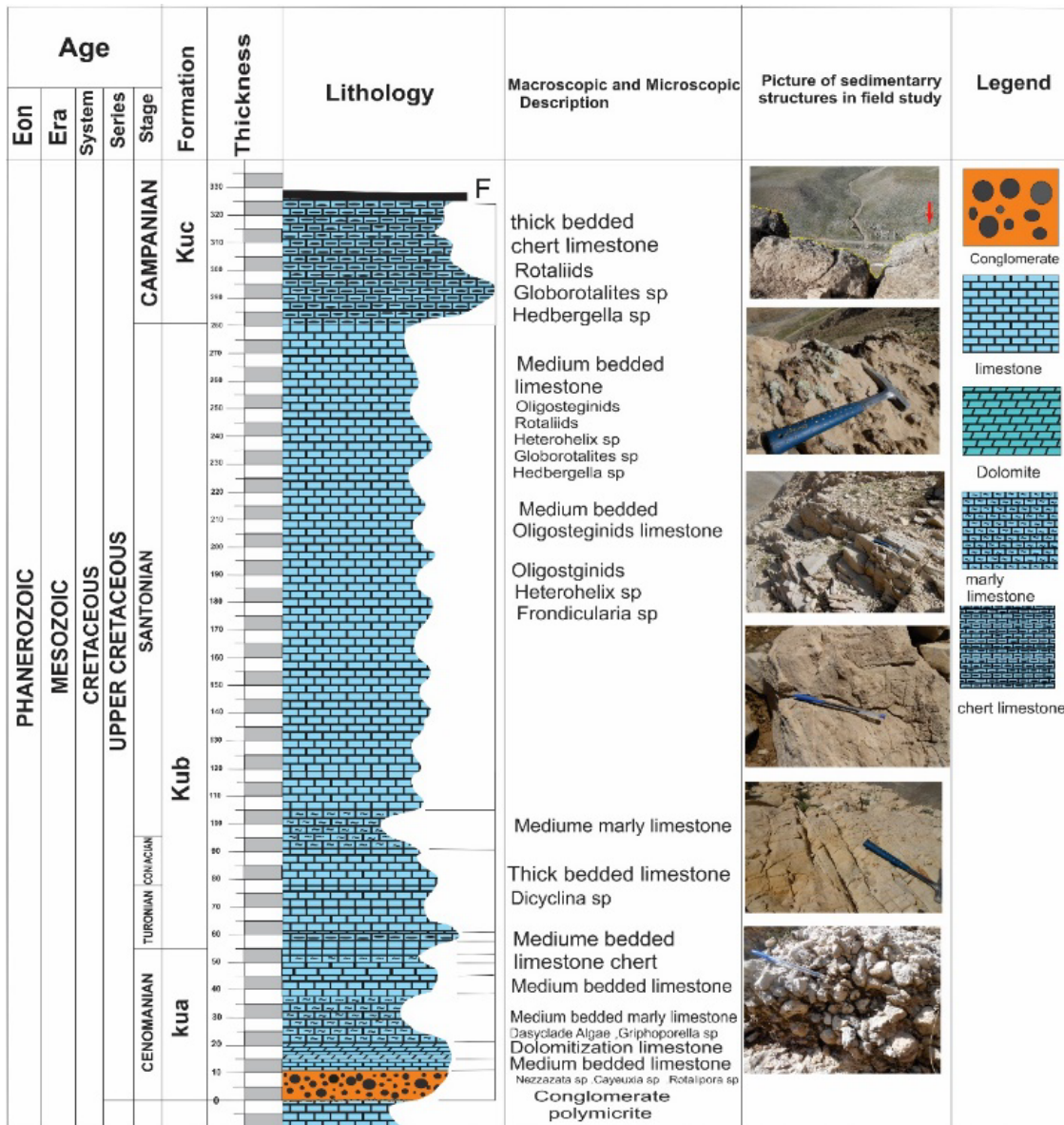
کرتاسه زیرین و بالایی دگرشیب است. رأس توالی نیز توسط گسل قطع شده است، از لحاظ چینه‌شناسی سنگی، چهار واحد قابل تفکیک است. براساس نام‌گذاری آسرتو (۱۹۶۴-۱۹۶۶) واحد یک به کرتاسه زیرین تحت عنوان سازند تیزکوه و سه واحد بعدی Kuc و Kub، Kua به کرتاسه بالایی تعلق دارد (صادقی، ۱۳۸۷). توالی رسوبات بالایی با یک واحد کنگلومرایبی شروع می‌شود و تا گسلی که

توصیف چینه‌شناسی رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک کوه

ضخامت کل مقطع دمبک کوه به استثناء رسوبات ژوراسیک ۶۰۰/۴۵ متر است. که ۲۷۲/۷۵ متر آن مربوط به کرتاسه زیرین (نئوکومین - آپسین) و ۳۲۷/۷ متر باقی‌مانده به کرتاسه بالایی (سنومانین تا کامپانین) تعلق دارد. مرز زیرین سکانس کرتاسه با سازند لار هم‌شیب می‌باشد و مرز بین رسوبات

بالایی را می‌توان به‌طور کامل در ستون چینه‌شناسی مشاهده کرد. (شکل ۲).

رسوبات کامپانین را قطع کرده ادامه دارد. رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک کوه ۳۲۷/۷ متر است که ضخامت و لیتولوژی هر یک از واحدهای کرتاسه



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی در رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک کوه (شاویسی، ۱۳۹۴)

ضخامت ظاهری هر لایه، ضخامت حقیقی لایه‌ها محاسبه شده است. از نمونه‌های برداشت شده در برش دمبک کوه تعداد ۱۲۰ مقطع نازک تهیه شده است. این مقاطع توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم جهت تشخیص مینرالوژی

مواد و روش‌ها

در برش دمبک کوه نمونه برداری براساس تغییرات لیتولوژیکی و رخساره‌ای در جهت عمود بر لایه‌ها و به فواصل کمتر از ۰/۵ متر تا بیش از ۲/۵ متر صورت گرفته است و با اندازه‌گیری شیب، امتداد و

در این ریزرخساره بیش از ۶۰ درصد عناصر از بلورهای دولومیت، با شکل رمبوندی و عمدتاً متبلور در زمینه آهک میکرایتی قرار دارد. مخلوطی از بلورهای ریز و درشت دولومیت در زمینه میکرایتی است به این رخساره نام دولومیکرایت تا (Adabi, 2009). این میکروفاسیس مطابق با رخساره RMF22 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل A۳).

RMF2: اینتراکلاست گریستنون^۲

در این ریزرخساره اینتراکلاست‌ها در یک زمینه اسپاری در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. خرده‌های دوکفه‌ای جزء بیوکلاست‌های تشکیل‌دهنده این رخساره هستند. از فرایندهای دیاژنزی در این ریزرخساره می‌توان به سیمانی شدن اشاره کرد. این ریز رخساره مربوط به رمپ داخلی و منطبق است با رخساره استاندارد RMF24 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل B۳). این ریز رخساره احتمالاً مربوط به کانال جزرومدی است.

ریز رخساره‌های لاگون

RMF3: بیوکلاست وکستون^۲

این بخش از انواع متفاوتی از بیوکلاست‌های زیستی نظیر خرده‌های دوکفه‌ای، اکینوئیدها، جلبک و فرامینیفرهای بنتیک تشکیل شده است که در یک زمینه گلی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. این زیر رخساره در یک محیط آرام و کم انرژی تشکیل شده است (Adabi et al, 2016). از فرایندهای دیاژنتیکی این ریزرخساره می‌توان به آهن‌دار شدن و سیمانی شدن و میکرایتی شدن اشاره کرد. این ریز رخساره مطابق با رخساره استاندارد RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد و مربوط به رمپ داخلی است. (شکل C۳).

ریز رخساره‌های سدی

RMF4: بیوکلاست پلوئیدال گریستنون^۴

پلوئیدها بیش از ۵۰ درصد این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. بایوکلاست‌ها شامل خرده‌ای

کلسیتی از دولومیتی و نیز آهن‌دار بودن و میزان آهن در آن به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ آمیزی شده‌اند. رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها براساس روش دانهام (Dunham, 1962) صورت گرفته است. در نام‌گذاری نمونه‌ها سعی شده است که تمام آلوکم‌های اصلی به ترتیب فراوانی در نام گذاری نمونه‌ها لحاظ شوند. درصد فراوانی آلوکم‌ها به روش چشمی و با مقایسه با جداول مقایسه‌ای باسله و بوسیلینی (Baccelle and Bosellini, 1965) به دست آمده است. رخساره‌های شناخته شده با کمر بند رخساره‌ای فلوگل (Flugel, 2010) مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. در ارائه مدل رسوبی از واژه‌های به کار رفته در مقاله بورچت و رایت (Burchett and Wright, 1992) استفاده شده است. به منظور مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های کربناته، تعداد ۳۵ نمونه از زمینه میکرایتی انتخاب گردیده است. نمونه‌های پودر پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی با استفاده از دستگاه جذب اتمی عناصر اصلی (Ca, Mg) برحسب درصد) و عناصر فرعی (Fe, Mn, Sr, Na) بر حسب ppm) قرائت گردید. رسوبات غیره قابل حل در اسید (I.R) که از صافی عبور نکرده‌اند پس از خشک شدن وزن کرده و از مقدار وزن اولیه نمونه کسر می‌گردد تا مواد غیره قابل حل در اسید تعیین گردد. در صورت بالا بودن مواد غیر قابل حل (>۱۵ درصد) در نمونه‌های انتخاب شده، در تعبیر و تفسیر نتایج استفاده نشده‌اند.

بحث و نتایج

توصیف ریز رخساره‌های رسوبات کرتاسه بالایی

در مقطع دمبک کوه

ریز رخساره‌های پهنه‌ی جزرومدی

RMF1: دولومیکرایت تا دولومیکرواسپاریت^۱

هتروهیلکس، گلو پروتروونکا و ماکرو گلو بوژرینلوئیدس می‌باشد. در کنار این فرامینیفرها خرده‌های خارپوست به صورت پراکنده دیده می‌شوند. این ریزرخساره با توجه به وجود فرامینیفر-های پلاژیک به محیط رمپ خارجی نسبت داده می‌شود. زمینه سنگ از نوع میکرایتی و به صورت گل پش‌تیبان می‌باشد این نوع ریزرخساره از نظر بلوغ بافتی نابالغ بوده که به علت فراوانی گل، در یک محیط کم انرژی نهشته شده است (Jamalian and Adabi, 2015; Adabi et al, 2016) و با رخصاره استاندارد RMF3 فلوگل (۲۰۱۰) قابل مقایسه است. از فرایندهای دیاژنزی در این ریزرخساره می‌توان به آهن‌دار شدن تخلخل‌های حفره‌ای و شکستگی که گاهاً با سیمان کلسیتی پر شده است اشاره کرد (شکل D۴).

RMF9: الیگوستژینا/ ماکروبوژرینلوئیدس / هتروهیلکس پکستون^۹

در این ریزرخساره فراوانی بیشتر با هتروهیلکس می‌باشد ولی الیگوستژینا و ماکروبوژرینلوئیدس به میزان کمتر نسبت به هتروهیلکس مشاهده می‌شود. همچنین خرده‌های خارپوست نیز مشاهده می‌شود. این ریزرخساره مطابق با RMF3 فلوگل (۲۰۱۰) و مربوط به محیط رمپ خارجی است. فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در این ریز رخساره شامل سیمانی‌شدن، آهن‌دارشدن گلوکونیتی شدن، و همچنین انواع تخلخل‌های حفره‌ای (که بعضاً با سیمان کلسیتی پر شدن) می‌باشد (شکل E۴).

RMF10: هتروهیلکس / گلوبروترونکانا / مارجینو ترونکانا پکستون^{۱۰}

اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره فرامینیفرهای پلانکتونیک نظیر هتروهیلکس، گلوبروترونکانا و مارجینوترونکانا می‌باشد که به همراه خرده‌های خارپوست و سوزن‌های اسفنج دیده می‌شوند، به دلیل وجود شواهدی نظیر وجود گل فراوان، فسیل‌های پلانکتونیک، فقدان

اکیونئید، دوکف‌های‌ها بوده که در یک زمینه کلسیت اسپاری قرار دارند. بافت این ریزرخساره دانه-پش‌تیبان است. سیمانی‌شدن از جمله فرایند دیاژنتیکی این ریزرخساره می‌باشد. (شکل D۳). این ریز رخساره مربوط به رمپ داخلی است.

ریزرخساره‌های دریای باز

RMF5: الیگوستژینا پکستون^۵

این ریزرخساره از گونه‌های متفاوت الیگوستژینا که به طور کاملاً متراکم در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند تشکیل شده است. فضای بین الیگوستژیناها توسط گل آهکی پر شده است. این ریز رخساره مربوط به رمپ میانی است. و با رخصاره استاندارد RMF 5 فلوگل (۲۰۱۰) منطبق می‌باشد (شکل A۴).

RMF6: نزازاتینلا / دیکتیوکونلا / وکستون-پکستون^۶
این ریزرخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک نظیر نزازاتینلا و دیکتیوکونلا می‌باشد که در یک زمینه گلی و اسپارایتی قرار گرفته‌اند. از جمله فرایندهای دیاژنزی سیمانی‌شدن و میکرایتی‌شدن را می‌توان نام برد. این ریزرخساره مربوط به رمپ خارجی است. و مطابق با رخصاره RMF3 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد، (شکل B۴).

RMF7: لنتی کولینا/ مارجینوترونکانا / الیگوستژینا وکستون-پکستون^۷

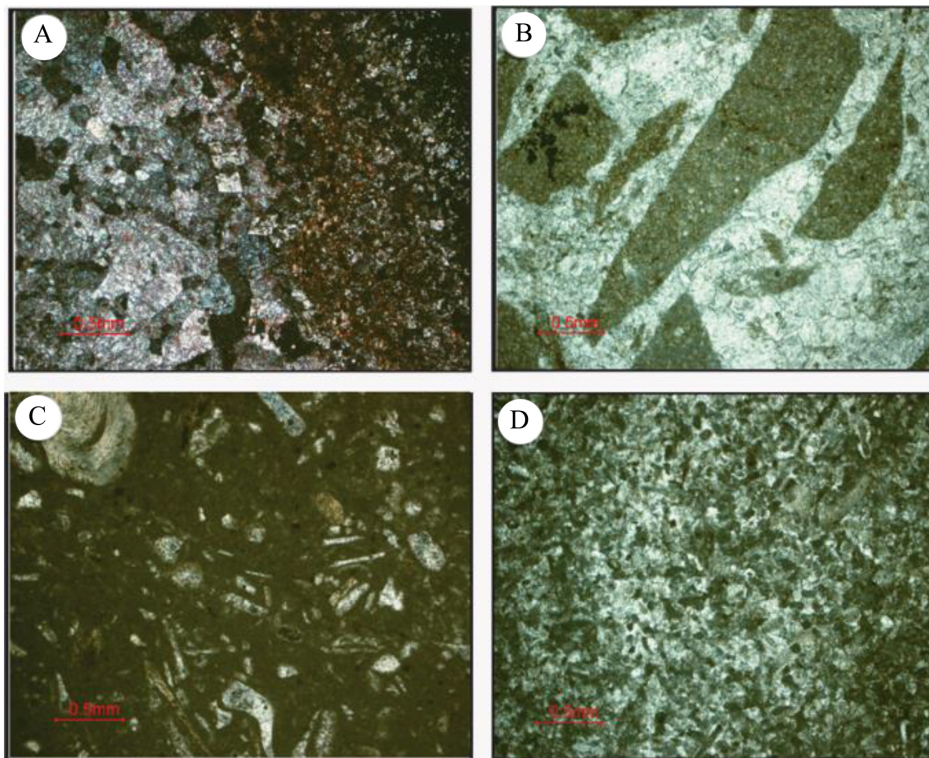
این ریزرخساره شامل فرامینیفرهای پلانکتونیک نظیر الیگوستژینا در کنار فرامینیفرهای بنتیک است که در یک زمینه گلی قرار گرفته‌اند. و در برخی از قسمت‌ها خرده‌های دوکف‌ای نیز مشاهده شده است. از فرایندهای مهم دیاژنزی سیمانی‌شدن و میکرایتی‌شدن است. این ریز رخساره مربوط به رمپ خارجی و مطابق با رخصاره استاندارد RMF3 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد (شکل C۴).

RMF8: هتروهیلکس / گلوبروترونکانا / ماکروگلوبوژرینلوئیدس وکستون^۸

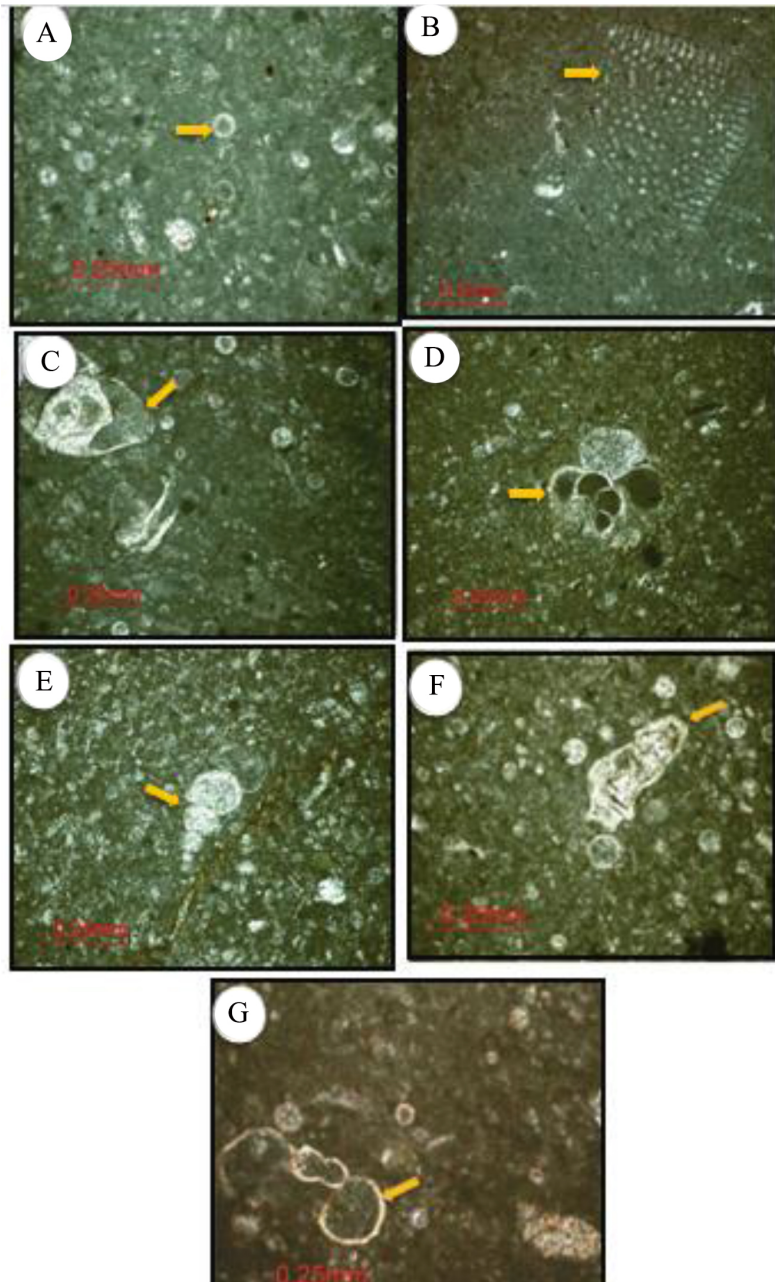
اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل گونه‌های مختلف فرامینیفرهای پلانکتونیک نظیر

RMF11: گلوبروترونکانا/ هتروهلکس /
ماکروگلوبوژرینیلوئیدس وکستون/ پکستون^{۱۱}
 اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل گلوبرو
 ترونکانا، هتروهلکس و ماکرو گلوبوژرینیلوئیدس
 می‌باشد. که در زمینه میکرایت قرار دارند. این
 ریزرخساره مطابق RMF3 فلوگل (۲۰۱۰) مربوط
 به زیر محیط رمپ خارجی می‌باشد. از فرایندهای
 دیاژنزی در این ریز رخساره فسفاتی شدن،
 شکستگی پرشده با سیمان کلسیتی هم بعد
 می‌توان اشاره کرد (شکل G۴).

موجودات کفزی این ریزرخساره به یک محیط
 نسبتاً عمیق، آرام و کم انرژی، در منطقه عدم حضور
 نور و فقیر از اکسیژن نهشت یافته است. این
 ریزرخساره مانند ریزرخساره قبلی ویژگی‌های
 محیط عمیق رمپ خارجی را دارد و مربوط به
 RMF3 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. فرایندهای
 دیاژنزی عمده در این ریز رخساره آهن‌دار شدن و
 فسفاتی شدن می‌باشد (شکل F۴).



شکل ۳: (A) دولومیکرایت تا دولومیکرواسپارایت، (B) اینتراکلست گرینستون، (C) بیوکلست وکستون، (D) بیوکلست پلوئیدال گرینستون.



شکل ۴: (A) الیگوستژینا پکستون، (B) نزازاتینلا / دیکتیوکونلا / وکستون-پکستون، (C) لنتی کولینا / مارجینوترونکانا / الیگوستژینا وکستون - پکستون، (D) هترو هیلکس / گلوبروترونکانا/ ماکرو گلوبوژرینیلوئیدس وکستون، (E) الیگوستژینا/ ماکروبوژرینیلوئیدس / هترو هیلکس پکستون، (F) هترو هیلکس / گلوبروترونکانا/ مارجینوترونکانا پکستون، (G) گلوبروترونکانا/هترو هیلکس/ماکرو گلوبوژرینیلوئیدس وکستون/ پکستون.

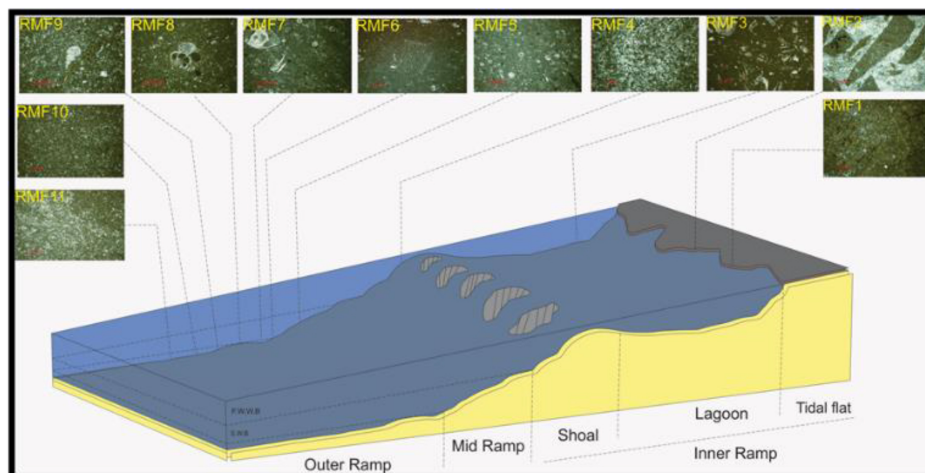
تفسیر محیط رسوبی و ارائه مدل رسوبی

با توجه به بررسی‌های انجام شده در رسوبات کرتاسه بالای در مقطع دمبک‌کوه، ۱۱ ریزرخساره تشخیص داده شده است که پهنه‌ی جزرومدی ۲ ریزرخساره، لاگون یک ریزرخساره، محیط سدی

یک ریزرخساره و دریای باز ۷ ریزرخساره را شامل می‌شود. رسوبات کرتاسه بالایی با یک واحد کنگلومرایی شروع می‌شوند که بیانگر محیط پرنرزی پهنه جزرومدی است و در ادامه ریزرخساره دولومیکرایت تا دولومیکرواسپارایت و ریزرخساره

سنگ آهک‌های ریزدانه است. فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونیک، حضور فرامینیفرهای بنتیک کوچک و ماتریکس گلی فراوان که نشان‌دهنده رژیم هیدرو دینامیک با انرژی کم است، نهشت این رسوبات در محیط پلاژیک و در زیر قاعده امواج نرمال تأیید می‌کند (Vaziri- Moghaddam et al, 2006). همچنین وجود گلوکونیت در این ریزرخساره‌ها نشان‌دهنده آب‌های عمیق کم اکسیژن و نرخ کم رسوبگذاری است (Odin and Matter, 1981). تمام شواهد رسوب‌شناسی و فسیل‌شناسی نشان‌دهنده ته‌نشست این ریزرخساره‌ها در یک رمپ کریناته کم شیب از نوع هموکلاین می‌باشد در این مطالعه هیچ شواهدی از نهشته‌های کلسی توربیدایت، ساخت‌های ریزشی و سدهای بزرگ ریفی، آنکوئید و پیژولیت که شاخص محیط‌های پلت فرم حاشیه‌ای است مشاهده نگردید (شکل ۵).

اینتراکلست پکستون، که انرژی زیاد باعث شسته-شدن میکرایت و جایگزینی سیمان کلسیتی در بین اینتراکلست‌ها شده است. ریزرخساره لاگون، با عنوان بیوکلست و کستون است که محیط کم انرژی است و زمینه از میکرایت می‌باشد. ریزرخساره بعدی رخساره سدی با عنوان بیوکلست پلوئیدال پکستون می‌باشد که وجود پلوئیدها و قطعات شکسته شده در یک زمینه اسپارایتی مبین شرایطی با انرژی نسبتاً زیاد در ریزرخسار سدی است. در ادامه باز هم محیط عمیق‌تر شده است و ریزرخساره دریایی ته‌نشست شده‌اند. ریز بودن دانه‌ها و حضور فسیل‌های پلانکتونیک در این ریزرخساره‌های نشان‌دهنده ته‌نشست این ریزرخساره‌ها در بخش‌های عمیق و آرام حوضه است (Poppelreiter, 2002). نرخ انباشتگی این نوع نهشته‌های پلاژیک آهکی یکنواخت و آرام بوده و در نتیجه مجموعه ریزرخساره‌های تشکیل شده در چنین شرایطی



شکل ۵: موقعیت ریزرخساره‌ها و مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوب‌گذاری رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک‌کوه (شاویسی، ۱۳۹۴).

برحسب درصد) و فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب ppm) در این کربنات‌ها و ترسیم این مقادیر در مقابل هم و مقایسه آنها با محدوده‌های خاصی که توسط محققین مختلف برای ترکیب کانی‌شناسی

ژئوشیمی عنصری نهشته‌های کربناته کرتاسه بالایی در مقطع دمبک‌کوه به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع سیستم دیاژنزی آهک‌های رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک‌کوه از عناصر اصلی (Ca و Mg

آراگونیتی و کلسیتی ارائه شده، استفاده گردیده است. مقادیر حداکثر، حداقل و میانگین عناصر اصلی و فرعی مربوط به نمونه‌های کربناته و به همراه کلیه داده‌های مربوط به آنها در جدول ۱ ارائه گردیده است.

جدول ۱: تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های کربناته رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک‌کوه (شاووسی، ۱۳۹۴).

NO	Ca %	Mg %	Sr ppm	Na ppm	Mn ppm	Fe ppm	Sr/Na	Sr/Ca	Sr/Mn	%IR
1	40	1.4	430	464	825	8662	1.1594	1.345	0.6521	3.69
2	31	0.11	616	220	478	9158	2.8	1.987	1.2887	7.97
3	31	0.241	573	141	515	4493	4.0638	1.8483	1.1126	7
4	40	0.391	601	431	138	827	1.3944	1.5025	4.355	5.81
5	40	0.399	477	294	145	3993	1.6224	1.1925	3.2896	6.95
6	35	0.505	408	293	135	492.86	1.3924	1.1657	3.0222	7.14
7	35	0.498	502	267	152	1827	1.88	1.4243	3.3026	5.61
8	36	0.498	565	253	128	596.06	2.2332	1.5694	4.414	3.94
9	29	0.741	799	257	526	1657	3.1089	2.7551	1.519	8.69
10	29	0.695	1338	297	641	16825	4.505	4.6137	2.0873	7.76
11	31	0.802	531	177	299	826	3	1.7129	1.7759	7.01
12	28	0.741	793	209	522	7826	3.7942	2.8321	1.5191	6.36
13	31	0.787	414	281	313	1991	1.473	1.3354	1.3226	8.52
14	34	0.596	602	215	235	3161	2.8	1.7705	2.5617	5.6
15	28	0.832	240	175	128	1494	1.3714	0.8571	1.875	5.57
16	31	0.711	670	246	305	2827	2.7235	2.1612	2.1967	6.31
17	31	0.596	775	232	319	2823	3.3405	2.5	2.4294	9.59
18	32	0.619	723	273	217	4159	2.6483	2.2593	3.3317	7.45
19	33	0.703	1052	293	170	12657	3.5904	3.1878	6.1882	8.82
20	32	0.581	819	309	207	4322	2.6504	2.5593	3.9565	10.85
21	39	0.49	745	239	178	2492	3.1171	1.9102	4.1853	7.89
22	31	0.711	1108	356	292	4492	3.1123	3.574	3.7945	7.38
23	28.5	0.566	720	352	170	6489	2.0454	2.5263	4.2352	10.53
24	30	0.741	707	266	231	1325	2.6578	2.3566	3.0606	7.58
25	29.5	0.711	1023	315	301	659	3.2476	3.4677	3.3986	7.36
26	40	0.52	956	349	289	6154	2.7392	2.39	3.3079	12.39
27	29.5	0.749	755	239	130	4157	3.1589	2.5593	5.8076	8.9
28	33	0.574	713	354	125	1497	2.014	2.1606	5.704	2.05
29	40	0.353	761	302	100	3991	2.5198	1.9025	7.61	8.15
30	29.5	0.687	613	233	116	823	2.6309	2.0779	5.284	10.02
31	35	0.688	1328	260	205	9489	5.107	3.7942	6.478	10.02
32	32	0.634	1098	454	167	2324	2.4185	3.431	6.5748	9.09
33	31	0.65	838	267	112	825	3.1385	2.7032	7.4821	7.43
34	32	0.399	914	249	105	791	3.6706	2.856	8.7047	8.33
35	32	0.581	1251	355	173	1490	3.5239	3.9093	7.2312	9.7

استرانسیم (Sr)

مقدار Sr با تغییر کانی‌شناسی از کلسیت به آراگونیت و با تغییر آراگونیت بیوتیک به آراگونیت غیر بیوتیک افزایش می‌یابد (Rao and Adabi, 1992). فراوانی Sr همچنین در ارتباط مستقیم با افزایش دمای آب دریا می‌باشد (Morse and Mackenzie, 1990). مقدار این عنصر در طی دیاژنز متاوریک در کربنات‌های قدیمه به مقدار قابل توجهی کاهش می‌یابد (Winefield et al., 1996). مقدار استرانسیم در نمونه‌های میکرایتی رسوبات کرتاسه بالایی مورد مطالعه بین ۴۱۴ تا ۱۳۳۸ پی‌پی‌ام در تغییر است. مقادیر استرانسیم در این نمونه‌ها پایین‌تر از مقادیر عهد حاضر است که می‌تواند به دلیل تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه دیاژنز متاوریکی باشد (Adabi and Rao, 1991). مقایسه نمونه‌های آهکی رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع مورد مطالعه با محدوده سنگ‌های آهکی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک گوردون (Gordon)، تاسمانیا (Rao, 1990)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، سازند فهلیان (Adabi et al., 2010) و سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) صورت گرفت (شکل ۶).

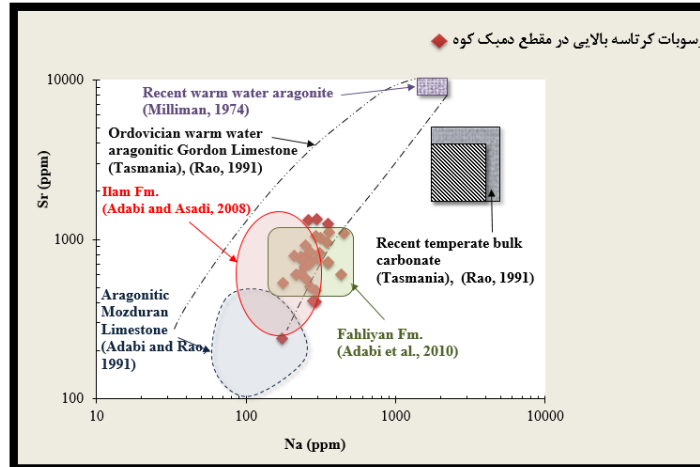
سدیم (Na)

مقادیر Na در سنگ آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است؛ در حالی که در کلسیت غیره بیوتیک مقدار آن ۲۷۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (Veizer, 1983; Rao and Adabi, 1992). تمرکز سدیم در رسوبات عهد حاضر به عواملی همچون درجه شوری، تفریق بیوشیمیایی، اثرات جنبشی، نقص بلوری، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Land and hoops, 1973; Morrison and Brand, 1986;

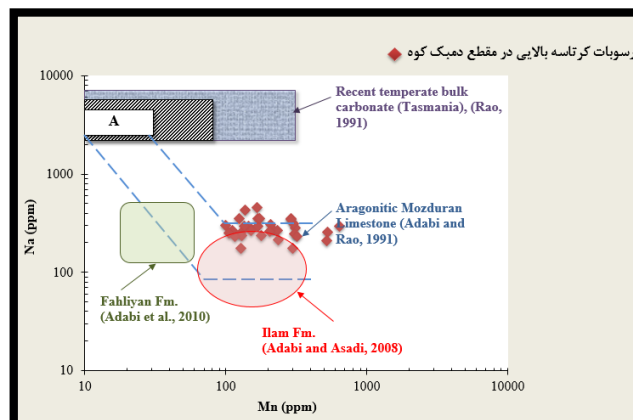
(Rao and Adabi, 1992). مقدار Na در آهک‌های رسوبات کرتاسه بالایی بین ۱۴۱ تا ۴۶۴ پی‌پی‌ام در تغییر است. ترسیم مقادیر سدیم در مقابل استرانسیم (شکل ۶) نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها آهکی رسوبات مورد مطالعه در محدوده کربنات‌های آراگونیتی سازند مزدوران، کربنات‌های آراگونیتی سازند ایلام، کربنات‌های آراگونیتی سازند فهلیان، و سنگ آهک‌های آراگونیتی آب گرم گروه گوردون تاسمانیا به دلیل تشابه کانی‌شناسی واقع شده‌اند.

منگنز (Mn)

منگنز در سنگ آهک‌های مربوطه به رسوبات کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه بین ۱۰۰ تا ۸۲۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۶۲/۵ پی‌پی‌ام) در تغییر است. کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم عمق دارای Mn پایینی (کمتر از ۵۰ پی‌پی‌ام)، در حالی که مقدار Mn در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995). بالا بودن Mn به غیر از دیاژنز متاوریکی به عمیق بودن حوضه و زیاد بودن نرخ رسوب‌گذاری نیز مربوط می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). شرایط اکسیدان که در محیط‌های بالای جزرمدی حاکم است مانع از ورود مقادیر زیاد Mn به شبکه CaCO_3 می‌شود. در حالی که تحت شرایط احیایی مقدار Mn در کلسیت می‌تواند به صد درصد برسد (Pingitore et al., 1978; Shanmugam and Benedict, 1983) با توجه به (شکل ۷) و (شکل ۸) نمونه‌های آهکی در محدوده سنگ‌های آهکی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و سازند ایلام (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) قرار دارند که نشان از مینرالوژی اولیه آراگونیتی نمونه‌های مورد مطالعه است.



شکل ۶: ترسیم روند تغییرات Sr در برابر Na در نمونه‌های آهکی مربوط به رسوبات کرتاسه بالایی در مقطع دمبک کوه که به محدوده‌های ارائه شده برای آهک‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیت مربوط به بخش کم عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک گوردون (Gordon) تاسمانیا (Rao, 1990)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، سازند فهلیان (Adabi et al, 2010) و سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) مقایسه شده است. به طوری که دیده می‌شود. نمونه‌ها عمدتاً در سنگ آهک گوردون (Gordon) تاسمانیا (Rao, 1990)، سازند فهلیان (Adabi et al, 2010) و سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.



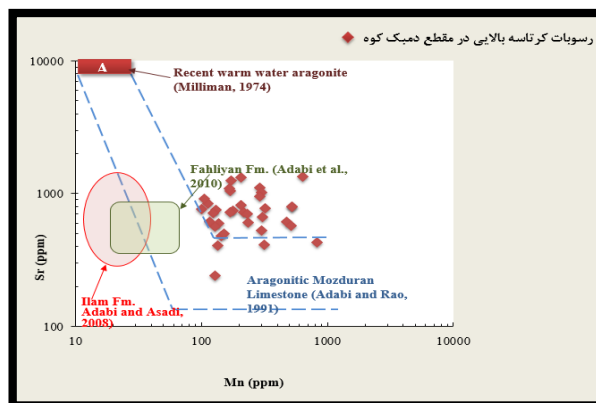
شکل ۷: ترسیم روند تغییرات Na در مقابل Mn در نمونه‌های آهکی رسوبات کرتاسه بالایی که در محدوده‌های ارائه شده برای آهک‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت مربوط به بخش کم عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک گوردون (Gordon) تاسمانیا (Rao, 1990)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، سازند فهلیان (Adabi et al, 2010) و سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) مقایسه شده است. به طوری که دیده می‌شود. اغلب نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های آهکی سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991) و سازند ایلام (Adabi and Asadi, 2008) قرار گرفته‌اند.

و ته‌نشست مجدد می‌باشد. در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آن به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقادیر استرانسیم

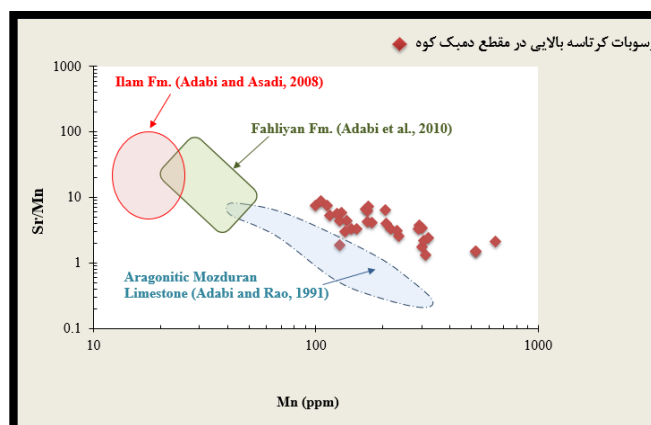
نسبت Sr/Mn به Mn بترست در سال ۱۹۷۵ پیشنهاد کرده است که دیاژنز در سنگ آهک‌ها یک فرایند انحلال مرطوب

(شکل ۹). در این شکل نشان می‌دهد که مقادیر Sr/Mn در این نمونه‌ها پایین‌تر از سازندهای فهلیمان و ایلام با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی بوده و حاکی از انحلال یا دگرسانی بیشتر است. این تغییر با مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn در شکل ۹ که حاکی از یک سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته تا باز است تأیید می‌شود.

کاهش یافته و بالعکس تمرکز Mn افزایش خواهد یافت. این فرایند در سطح زمین و توسط نفوذ آب-های متاوریکی به مقدار زیادی تسهیل می‌شود (Budd, 2002) و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود. بنابراین ترسیم نسبت Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به عنوان معیار مفیدی برای تخمین میزان انحلال سنگ آهک‌ها مورد استفاده قرار گیرد



شکل ۸: ترسیم روند تغییرات Sr در برابر Mn در نمونه‌های آهکی رسوبات کرتاسه بالایی که به محدوده‌های ارائه شده برای آهک‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت مربوط به بخش کم عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک گوردون (Gordon) تاسمانیا (Rao, 1990)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، سازند فهلیمان (Adabi et al, 2010) و سازند ایلام با ترکیب اولیه آراگونیتی (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) مقایسه شده است. به طوری که دیده می‌شود. اغلب نمونه‌ها در محدوده آهک‌های مزدوران قرار گرفته‌اند.

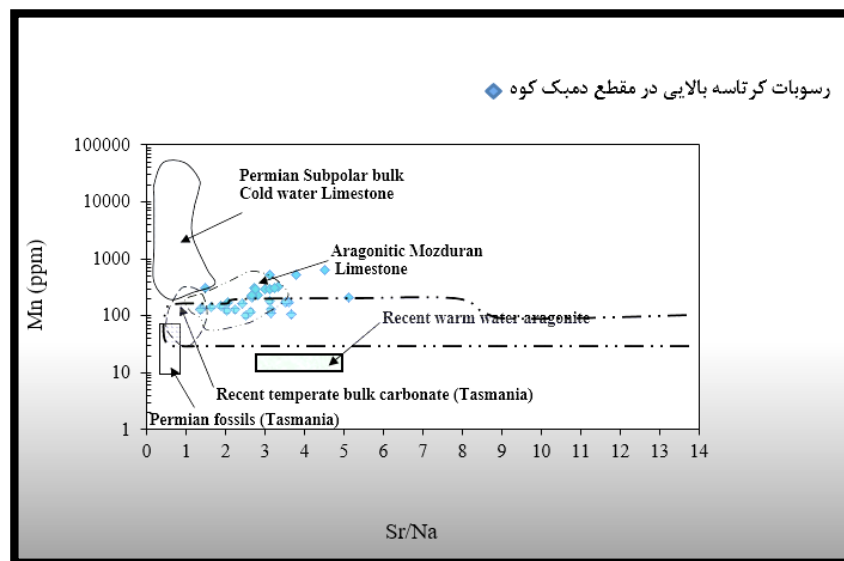


شکل ۹: ترسیم روند تغییرات Sr/Mn در برابر Mn در نمونه‌های مورد مطالعه رسوبات کرتاسه بالایی با محدوده‌های برای آهک‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت مربوط به بخش کم عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991)، سازند فهلیمان (Adabi et al, 2010) و سازند ایلام با ترکیب اولیه آراگونیتی (Adabi and Asadi Mehmandosti, 2008) مقایسه شده است. مقادیر Sr/Mn در تمام نمونه‌ها نشان از تأثیر سیالات دیاژنتیکی بر روی نمونه‌ها در سیستم باز است. که توسط شکل ۱۰ نیز تأیید می‌شود.

نسبت Sr/Na در مقابل Mn

کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را می‌توان از معادل‌های غیره حاره‌ای آنها توسط نسبت Sr/Na و میزان Mn تفکیک نمود (Adabi and Rao, 2008; Adabi and Asadi Mehmamdoti, 1991). آهک‌های آراگونیتی عهد حاضر دارای مقادیر کم Mn و نسبت بالای Sr/Na (حدود ۳ تا ۵) می‌باشند در حالی که در کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدله

عهد حاضر دارای مقادیر بالای Mn و Sr/Na کمتر (حدود ۱) هستند (Rao, 1990). در (شکل ۱۰) روند تغییرات Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. این شکل نشان می‌دهد اغلب نمونه‌های آهکی در محدوده سنگ آهک‌های مزدوران با ترکیب اولیه آراگونیتی واقع شده‌اند و مقادیر Sr/Na تمام نمونه‌ها بیشتر از یک است.



شکل ۱۰: روند تغییرات Sr/Na در مقابل Mn در نمونه‌های آهکی رسوبات مورد مطالعه، که به محدودهای ارائه شده برای آهک‌های سازند مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت مربوط به بخش کم عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991)، سنگ آهک گوردون (Gordon) تاسمانیا (Rao, 1990)، محدوده آراگونیت‌های حاره‌ای عهد حاضر (Milliman, 1974)، محدوده کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Adabi and Amini, 1995; Adabi, 1992) و فسیل‌ها و سنگ آهک‌های نیمه قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1991) مقایسه شده است. بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در مجاورت یا درون محدوده سنگ‌های آراگونیتی سازند مزدوران واقع شده‌اند. و تمام نمونه‌ها دارای نسبت Sr/Na بیش از یک می‌باشد که حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی است.

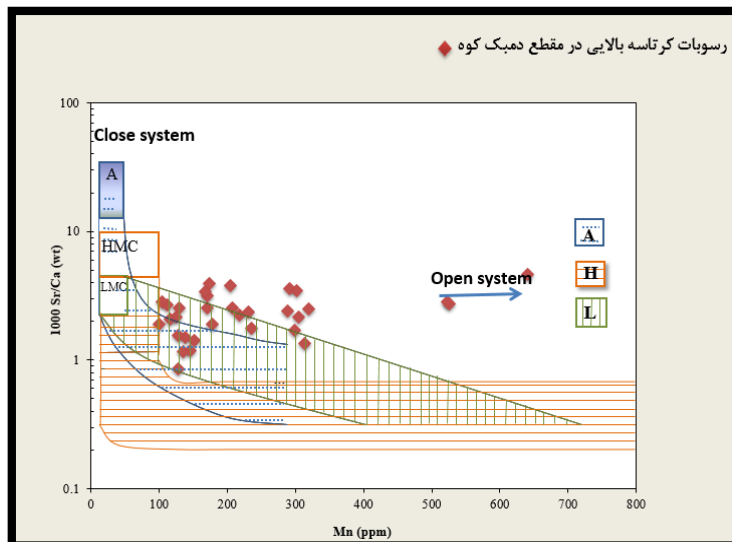
نسبت Sr/Ca در مقابل Mn

براساس نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز می‌توان روند دیاژنز را در سیستم‌های باز و بسته تعیین نمود. روندهای دیاژنتیکی برای آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) که به وسیله آب‌های متائوریکی تثبیت شده‌اند در شکل نشان داده شده است

(Brand and Veizer, 1980). در محیط‌های تدفینی اگر چه تمرکز استرانسیم معمولاً پایین است ولی بسیاری از شورابه‌های زیر سطحی نسبت Sr/Ca بالایی را نشان می‌دهند (Collins, 1975; Moore, 1985). در یک سیستم دیاژنتیکی باز، با افزایش فعل و انفعالات آب به سنگ میزان Sr/Ca کاهش یافته و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای

با توجه به قرار گرفتن نمونه‌های آهکی رسوبات کرتاسه بالایی در (شکل ۱۱)، به نظر می‌رسد آهک‌های این سازند تحت تأثیر دیاژنز متاوریکی در یک محیط نیمه بسته تا باز و نسبت آب به سنگ بالا قرار گرفته‌اند.

دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در سیستم‌های نیمه بسته فعل و انفعالات آب به سنگ کم است. نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد داشت. افزایش میزان منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان از باز بودن سیستم و تأثیر آب‌های احیاکننده می‌باشد



شکل ۱۱: روند تغییرات Mn در مقابل Sr/Ca در نمونه‌های آهکی رسوبات کرتاسه بالایی مقطع مورد مطالعه با توجه به محدوده‌های تعیین شده توسط برند و وایزر (Brand and Vizer, 1980) برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت پرمینیزیم (HMC)، کلسیت کم منیزیم (LMC)، نمایانگر این است که نهشته‌های کربناته این سازند تحت تأثیر یک سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته تا باز قرار داشته‌اند.

قرار می‌گیرد. رسوبات کنیاسین با ضخامت ۱۹/۸۵ متر با ترکیب از سنگ‌آهک‌های الیگوسترین‌دار و به دنبال آن رسوبات سانتونین با ضخامت ۱۸۲/۸۰ متر و سپس رسوبات کامپانین به ضخامت ۴۸/۵ متر توالی چینه شناسی کرتاسه بالایی را تشکیل می‌دهند. در این رسوبات ۱۱ ریزرخساره تشخیص داده شد که پهنه جزرومدی با ۲ ریزرخساره، لاگون با یک ریزرخساره، سدی با یک ریزرخساره و دریای باز با ۷ ریزرخساره را شامل می‌شود. ویژگی این نهشته‌ها حاکی از این است که محیط رسوبی یک رمپ کم‌شیب (هموکلاین) بوده است. عدم وجود نهشته‌های کلسی توربیدیتی، ساخت‌های ریزشی و

نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های انجام شده در منطقه دمبک کوه رسوبات کرتاسه بالایی (سنومانین- کامپانین) دارای ضخامتی معادل ۳۲۷/۷ متر می‌باشد که مرز زیرین آن با سازند تیزکوه و از نوع دگرشیبی می‌باشد و مرز بالایی آن با گسل قطع شده است. رسوبات سنومانین که ضخامت آنها ۵۴/۲۶ متر است با یک کنگلومرای پیشرونده شروع می‌شوند و سپس رسوبات تورونین که ضخامت آنها ۲۲/۸۵ متر می‌باشد ابتدا با سنگ آهک ضخیم لایه و سپس به سنگ‌آهک چرت‌دار و در ادامه به سنگ‌آهک‌های الیگوسترین‌دار تغییر رخساره می‌دهند و بر روی آن

محیط دیاژنتیکی نیمه بسته تا باز با نسبت آب به سنگ بالا می‌باشد.

سپاسگزاری

در اینجا لازم می‌دانیم که از همکاری‌های مسئولین محترم آزمایشگاه مقطع‌گیری و آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی قدردانی نماییم.

سدهای بزرگ ریفی و آنکوئید و پیژوئید تأییدی بر محیط رمپ کربناته است. نتایج حاصل از آنالیزهای عنصری و ترسیم این مقادیر در مقابل یکدیگر حاکی از این است که آهک‌های رسوبات کرتاسه بالایی دارای کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی بوده‌اند. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca نشان‌دهنده یک

پانویس

- 1-Dolomicrites – Dolomicrosparite
- 2-Intraclast Grainstone
- 3-Bioclact Wackestone
- 4-Bioclact Peloidal Grainstone
- 5-Oligosteginids Packstone
- 6-Nezzazatinella, Dictyoconella Wackestone-Packstone
- 7-Lenticulina/Marginotruncana/Oligosteginids Wackestone-Packstone

- 8-Heterohelix /Globo truncana/Macroglobigerielloides Wackestone
- 9-Oligosteginids/ Macroglobigerielloides / Heterohelix Packstone
- 10-Heterohelix /Globo truncana/Marginotruncana packstone
- 11-Globo truncana/ Heterohelix /Macroglobigerielloides Wackestone-packstone

منابع

-صادقی، ع.، ۱۳۷۸. بررسی زمین‌های کرتاسه در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی، دانشگاه شهید بهشتی، رساله دکترا، ۴۷۵ ص.

-شاووسی، د.، ۱۳۹۴. محیط رسوبی، میکروفاسیس، دیاژنز و ژئوشیمی رسوبات کرتاسه بالایی در منطقه لار، دمبک کوه، دانشگاه شهید بهشتی، رساله کارشناسی-ارشد، ۱۲۸ ص.

-آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آرین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳ ص.

-آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۳ ص.

-Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2016. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran) Carbonates and Evaporites, p. 1-17.

-Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. Carbonates and Evaporites. v. 24(1), p. 16-32.

-Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-e-

Rashid area, Izeh, S.W. Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 33, p. 267-277.

-Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. Sedimentary Geology, v. 72, p. 253-267.

-Burchett, T. and Wright, V.P., 1992: Carbonate ramp depositional system. Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-58.

-Budd, D., 2002. The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: a case study from the

- Paleogene of west-central Florida. *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 116-128.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section: *Nature*, v. 205 p. 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir v. 1*, p. 108-121.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 1006 p.
- Jamalian, M. and Adabi, M.H., 2015. Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran) *Carbonates and Evaporites*, v. p. 77-98
- Land, L.S. and Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to salinity of diagenetic solution: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 614-617.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates, Recent Sedimentary Carbonates, Part 1*, Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Morrison, J.O. and Brand, U., 1986. Geochemistry of recent marine invertebrates: *Geoscience Canada*, v. 13, p. 237-254.
- Odin, G. and Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, v. 28, p. 45.
- Poppelreiter, M., 2002. Facies, cyclicity and reservoir properties of the lower Muschelkalk (Middle Teiassic) in the NE Netherland. *Facies*, v. 46, p. 119-132.
- 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, *Marine Geology*, v. 103, p. 249-272.
- Rao, C., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes Gordorn Group carbonate (Ordovician), Florentine Vally, Tasmania. Australia. *Sedimentary Geology*, v. 66, p. 83-97.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kalanat, B. and Taheri, A., 2011. Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis. *Journal of Geopersia*, v. 1(1), p. 71-82.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates: In Reeder, R.J., (Eds), *Carbonates, Mineralogy and Chemistry. Reviews in Mineralogy*, Blackswell, v. 11, p. 265-299.
- Winefield, P.R., Nelson, C.S. and Hodder, 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*, v. 11, p. 19-31.