

محیط رسوبی و دیاژنز سازند نایبند در برش بلبلوئیه، شرق کرمان

زهرا کلانترزاده، استادیار دانشگاه آزاد اسلامی، واحد زرنند، کرمان، ایران*

چکیده

سازند نایبند (نورین - رتین) در برش بلبلوئیه، ۱۰۵ متر سنگ آهک، کوارتزارنایت، شیل آهکی و شیل را شامل می‌شود. اجزای کربناته برجا، نابرجا (دانه‌های اسکلتی و دانه‌های غیراسکلتی) و اجزای غیرکربناته نابرجا نهشته‌های سازند نایبند را تشکیل می‌دهند. اجزای کربناته برجا، انواع سیمان کربناته، گل آهکی، میکرواسپار و اسپار دروغین را شامل می‌شود. از خرده‌های اسکلتی، روزندار، اسفنج، شکم‌پا، بازوپا، خارپوست و دو کفه‌ای نام برده می‌شود. دانه‌های غیراسکلتی، آئید، پلوئید و کورتوئید را شامل می‌شود. اجزای غیرکربناته نابرجا، بلورهای آواری کوارتز را شامل می‌شود. مطالعات صحرایی و پتروگرافی به شناسایی موارد زیر منجر شد: میکروفاسیس‌های کربناته از نوع پکستون آلیتی پلوئیدی ماسه‌ای در پشته‌های زیرآبی ماسه‌ای، وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون در رمپ بیرونی / وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای با فسیل‌های گوناگون در رمپ میانی، گرینستون بایوکلاستی با خارپوست در پشته‌های زیرآبی ماسه‌ای و مادستون ماسه‌ای در کولاب و پتروفاسیس‌های تخریبی کوارتزارنایت در محیط حدواسط، شیل در محیط حدواسط و شیل آهکی در محیط دور از ساحل. براساس الگوی رخساره‌ای مشاهده‌شده و مطالعات صحرایی، یک رمپ کربناته هم‌شیب به‌عنوان محیط رسوبی سازند نایبند در منطقه مطالعه‌شده پیشنهاد می‌شود. نهشته‌های مطالعه‌شده تحت‌تأثیر دیاژنز دریایی (میکرایتی‌شدن و سیمانی‌شدن کلسیتی ماسه‌سنگ‌ها)، دیاژنز جوی (نتومورفیسیم، سیمان‌های هلاله‌ای، آویزه‌ای و هم‌محور) و دیاژنز تدفینی (شکستگی در دانه‌ها و استیلولیتی‌شدن) قرار گرفته‌اند.

کلیدواژه‌ها: محیط رسوبی، دیاژنز، نایبند، نورین - رتین، کرمان

مقدمه

پس از فاز کوه‌زایی سیمین پیشین، در اثر پیشروی دریا، سازند نایبند با سن نورین - رتین (تریاس بالایی) در زون ایران مرکزی نهشته شده است. مقطع نمونه سازند نایبند در دامنه‌های جنوبی و جنوب‌غربی کوه نایبند در جنوب شهر نایبندان (۲۲۰ کیلومتری جنوب طبس) انتخاب شده است (Aghanabati 2009). (Douglas 1929) نخستین مطالعات درباره سازند نایبند را انجام داد. براساس نظر او، لیتولوژی سازند نایبند، شیل، ماسه‌سنگ آهکی، ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ آهک را شامل بوده و سن آن، لادینین - رتین است.

(Stocklin 1972) سن پیشنهادی (Douglas 1929) را رد کرد و سن نایبند را نورین - رتین معرفی کرد (Bronnimann et al. 1971) و (Kluyver et al. 1983) مطالعاتی در زمینه لیتولوژی سازند نایبند و تقسیم آن به بخش‌های مختلف انجام داده است و در نهایت، سازند نایبند را به بخش‌های رسمی گلکان (شیل و ماسه‌سنگ)، بیدستان (شیل و ماسه‌سنگ با لایه‌هایی از سنگ آهک هوازده)، حوض شیخ (شیل، ماسه‌سنگ و زغال) و حوض خان (سنگ آهک و گاهی همراه شیل و ماسه‌سنگ) و بخش‌های غیررسمی بخش ۵ (شیل زغالدار و ماسه‌سنگ)، بخش ۶ (سنگ آهک) و بخش ۷ (ماسه‌سنگ) تقسیم کرده‌اند. (Cirilli et al. 2005) و (Musavi 2002) پالینولوژی، (Fursich et al. 2005) چینه‌نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند نایبند را بررسی کرده‌اند. (Senowbari_Darian et al. 2011) و (Rashidi & Senowbari_Darian 2011) مطالعاتی در زمینه جلبک‌ها و اسفنج‌های سازند نایبند انجام داده‌اند. این مطالعه برای ارائه یک الگوی رسوبی قابل قبول و مطالعه فرایندهای دیاژنزی روی بخش‌های حوض شیخ (شیل و ماسه‌سنگ) و حوض خان (سنگ آهک، شیل و ماسه‌سنگ) سازند نایبند در برش بلبلوئیه انجام شده است.

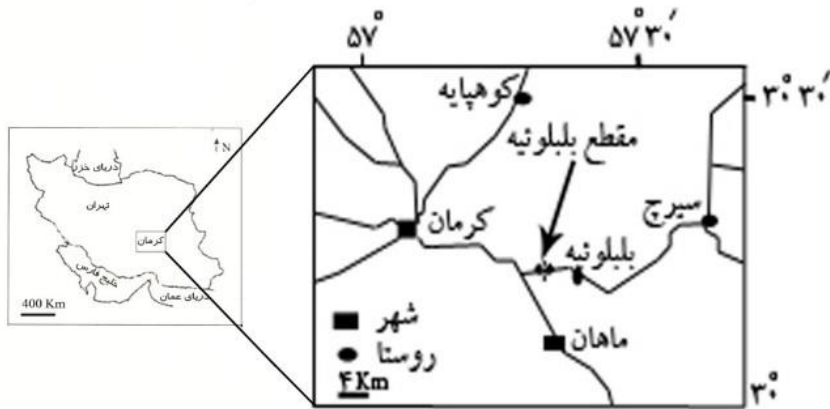
روش مطالعه

مطالعات صحرایی: برای مطالعات صحرایی در برش مطالعه‌شده، براساس تغییرات سنگ‌شناسی ۹۵ نمونه برداشت شد. رنگ سطح تازه و هوازده سنگ‌ها، ضخامت لایه‌ها، شیب و امتداد لایه‌ها نیز اندازه‌گیری شد.

مطالعات آزمایشگاهی: در مطالعات آزمایشگاهی از نمونه‌های برداشت‌شده، مقطع نازک بدون پوشش تهیه شد و $\frac{1}{3}$ مقاطع نازک با مخلوط فری سیانید پتاسیم و آلزارین قرمز برای تشخیص کلسیت آهنگار، کلسیت بدون آهن، دولومیت آهنگار و دولومیت بدون آهن به روش (1965 Dickson) رنگ‌آمیزی شد و سپس مقاطع نازک با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. میکروفاسیس‌های کربناته براساس تقسیم‌بندی (Dunham 1962) و پتروفاسیس‌های تخریبی براساس تقسیم‌بندی (Folk 1980) نام‌گذاری شدند و محیط تشکیل آنها براساس مطالعات (Flugel 2010) و (Tucker 1991) تعیین شد. برای مطالعه مقاطع با میکروسکوپ کاتدولومینسانس از نمونه‌های دارای صیقلی، تهیه و این مقاطع صیقلی با میکروسکوپ کاتدولومینسانس (CITL_8200_MK4) در پژوهشگاه صنعت نفت مطالعه شدند.

مشخصات برش مطالعه‌شده

برش بلبلوئیه در ۲۵ کیلومتری جنوب‌شرقی شهر کرمان، در سمت چپ جاده کرمان - شهداد، در کوه بلبلوئیه در زون ایران مرکزی قرار دارد. عرض جغرافیایی منطقه ۳۰°۱۴' شمالی و طول جغرافیایی آن ۵۷°۲۱' شرقی است (شکل ۱).



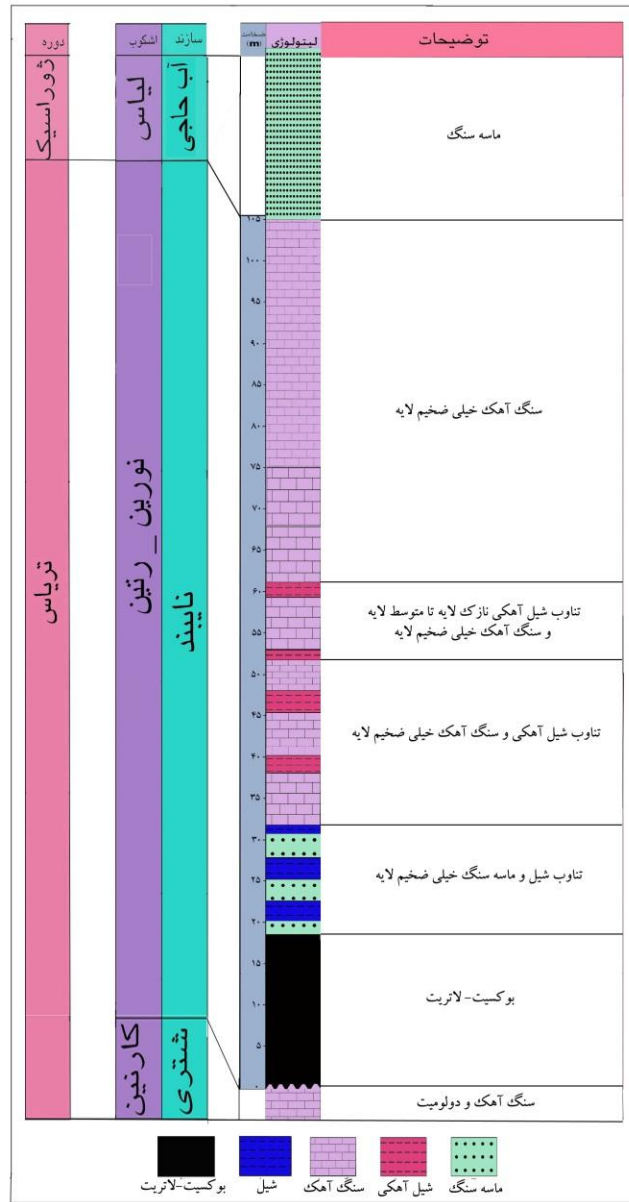
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به سازند نایبند در برش بلبلوئیه.

- لاتریتی با ضخامت ۱۸ متر از سازند شتری با سن تریاس میانی جدا می‌شود. نهشته‌های با سن لیاس (سازند آب حاجی) به صورت همشیب روی سازند نایبند دیده می‌شوند (شکل ۲ و ۳).

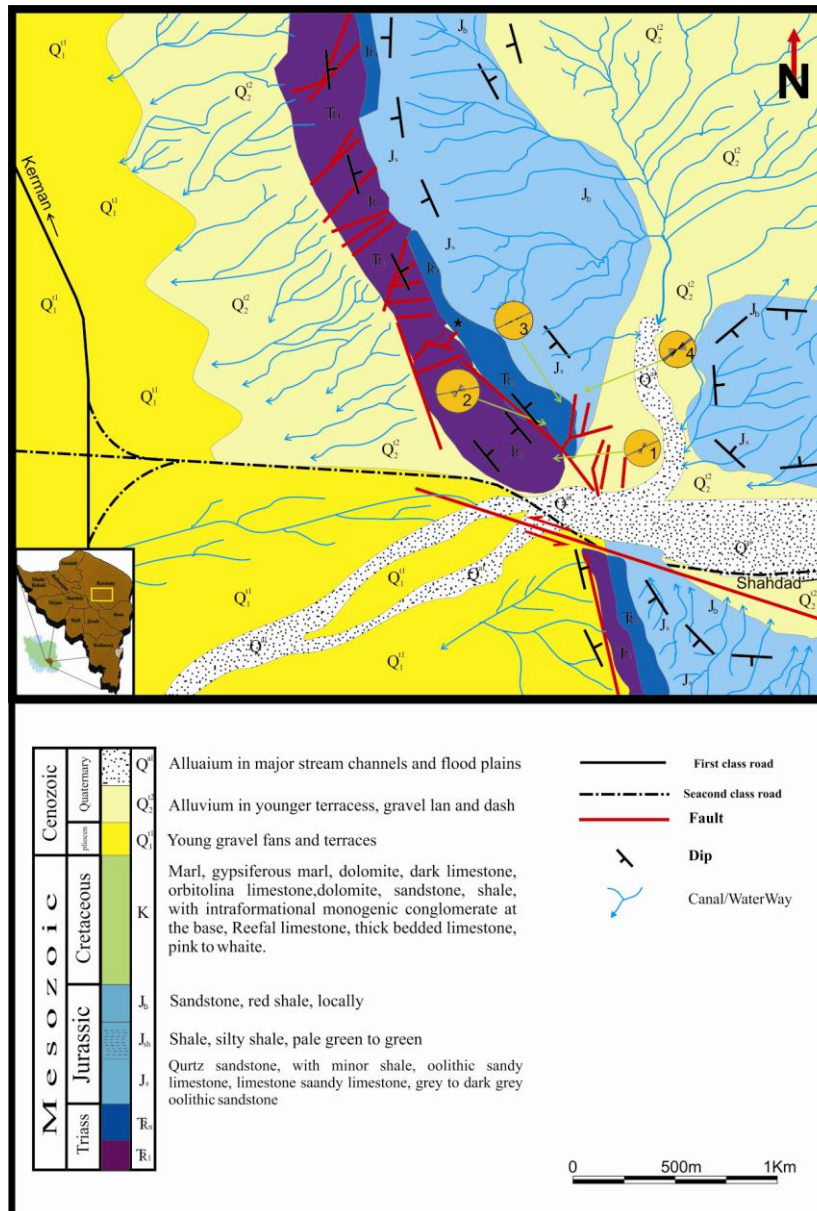
در این برش ضخامت سازند نایبند ۱۰۵ متر و شامل لایه‌های آهک، شیل، شیل آهکی و ماسه‌سنگ با شیب 30° شمال غربی - جنوب شرقی و امتداد 40° شمال شرقی - جنوب غربی است. مرز پایینی این سازند با یک افق بوکسیتی



شکل ۲- دورنمای سازند نایبند در برش بلبلوئیه.



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی سازند نابیند در برش بلبوئیه.

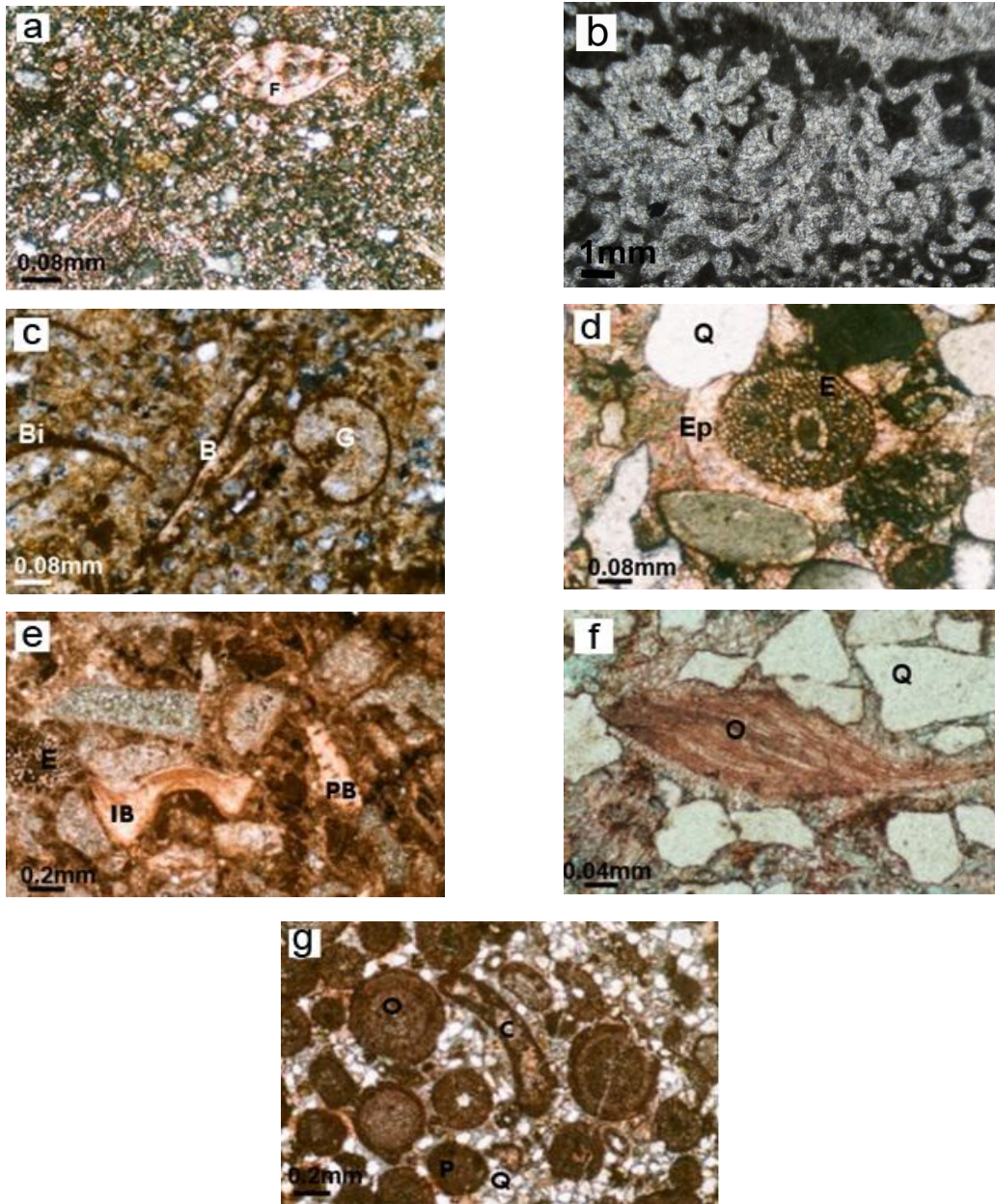


شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه‌شده (Azizan et al. 1998، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمان با تغییرات جزئی).

پetroگرافی

دیاژنز توضیح داده می‌شوند. اجزای کربناته نابرجا، خرده‌های اسکلتی و دانه‌های غیراسکلتی را شامل می‌شوند. خرده‌های اسکلتی عبارتند از روزندار، اسفنج، شکم‌پا، خارپوست، بازوپا و دوکفه‌ای. دانه‌های غیراسکلتی عبارتند از آئید، پلوئید و کورتوئید. دانه‌های کوارتز تنها ذره غیرکربناته نابرجا در مقاطع نازک مطالعه‌شده هستند (شکل‌های ۵a، ۵c، ۵d، ۵f، ۵g).

برای مطالعات پتروگرافی، مقاطع نازک تهیه‌شده بعد از رنگ‌آمیزی با مخلوط فری سیانید پتاسیم و آلزاین قرمز با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. نهشته‌های سازند نایبند در مقاطع نازک مطالعه‌شده، اجزای کربناته و غیرکربناته را شامل می‌شوند. اجزای کربناته برجا، انواع سیمان، میکرایت، میکرواسپار و اسپار دروغین را شامل هستند که در مبحث



شکل ۵- a) نمای میکروسکوپی یک روزندار کفزی در اندازه 0.24mm که ساختمان پوسته آن به علت کانی‌شناسی کلسیتی حفظ شده است. نور طبیعی، مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B۲۸. شکل b) نمای میکروسکوپی از اسفنج. نور طبیعی، مقطع شماره B33. شکل c) نمای میکروسکوپی از مقطع عرضی یک شکم‌پا با پوشش میکرایتی در حاشیه صدف به اندازه $1/8\text{mm}$. در سمت چپ تصویر خرده اسکلتی، احتمالاً دوکفه‌ای (Bi) دیده می‌شود که به طور کامل میکرایتی شده است. نور پلاریزه، مقطع شماره B16. شکل d) نمای میکروسکوپی از ساقه یک خارپوست (E) و سیمان هم‌محور اطرافش (EP) در نور پلاریزه، مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B44. شکل e) نمای میکروسکوپی از ساقه خارپوست در اندازه 0.4mm با سیمان هم‌محور اطرافش، قطعاتی از بازوی بدون منفذ (IB) در اندازه 0.8mm و بازوی با منافذ دروغین (BP) در اندازه 0.6mm در نور طبیعی، مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B55. شکل f) نمای میکروسکوپی از قطعه‌ای از اویستر در اندازه 0.4mm با ساختمان متورق و بلورهای کوارتز آواری در حد ماسه (Q) به صورت پراکنده در نور طبیعی، مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B78. شکل g) نمای میکروسکوپی از دانه‌های ائید (O) با لامینه‌های متحدالمرکز و هسته‌هایی از جنس کوارتز و میکرایت (0.1mm تا 0.5mm)، پلوئید (P) (0.15mm تا 0.3mm)، کورتوئید (C) و کوارتز آواری (Q) در نور طبیعی. مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B86.

رخساره‌ها و محیط رسوبی

میکروفاسیس‌های کربناته سازند نایبند در برش بلبلوتیه

A پکستون آلیتی پلوئیدی ماسه‌ای: در این میکروفاسیس آئیدها با میکروفابریک میکرایتی، جورشدگی خوب و هسته‌هایی از جنس کوارتز، میکرایت و خرده اسکلتی در زمینه‌ای شامل میکرواسپار و بقایایی از میکرایت دیده می‌شوند. فراوانی آئیدها ۴۵٪ و اندازه آنها ۰/۶ mm تا ۰/۱ mm است. علاوه بر آئید، پلوئیدهای باهامیت با فراوانی ۱۰٪ و اندازه ۰/۳ mm تا ۰/۱ mm، مقدار ناچیزی کورتوئید و دانه‌های کوارتز آواری به میزان ۲۰٪ با جورشدگی خوب و متوسط اندازه ۸۰ میکرون (ماسه ریز) نیز در مقطع مشاهده می‌شود (شکل ۵g). میکروفاسیس پکستون آلیتی با میکروفاسیس رمپ شماره ۳۰ (گرینستون و پکستون آئیدی پوسته‌ای) (Flugel 2010) مطابقت دارد که این میکروفاسیس در پشته‌های زیرآبی ماسه‌ای و تختگاه‌ها در رمپ میانی و رمپ درونی تشکیل می‌شود. وجود میکروفاسیس مادستون ماسه‌ای (تشکیل‌شده در محیط لاگون در رمپ درونی) روی پکستون آلیتی پلوئیدی ماسه‌ای، پشته‌های زیرآبی ماسه‌ای و تختگاه‌های رمپ درونی را برای پکستون آلیتی پلوئیدی پیشنهاد می‌کند. وجود دانه‌های آواری کوارتز، مشخص‌کننده موقعیت رمپ درونی نزدیک ساحل برای تشکیل پکستون آلیتی پلوئیدی ماسه‌ای است (Flugel 2010). همچنین، بافت پکستون آلوکم‌ها و کوارتزهای آواری با جورشدگی خوب، شاخص محیط رسوبی پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا در موقعیت رمپ درونی نزدیک ساحل هستند (Buyukutku 2005; Adabi et al. 2010; Adabi & Asadi Mehmandosti 2008).

B وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون: در این میکروفاسیس، قطعاتی از بازوپای بدون منفذ، بازوپای منفذدار، خارپوست و خرده‌های اسکلتی نامشخص در زمینه‌ای از میکرایت دیده می‌شوند. فراوانی خرده‌های اسکلتی حدود ۲۵٪ و اندازه آنها از ۰/۸ mm تا ۰/۳ mm متغیر است (شکل ۵e).

C وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای با فسیل‌های گوناگون: این میکروفاسیس، خرده‌های شکم‌پا، بازوپا (دارای پوشش میکرایتی)، خرده‌های اسکلتی (احتمالاً دوکفه‌ای که به‌طور کامل میکرایتی شده‌اند) و همچنین دانه‌های کوارتز آواری در حد ماسه در زمینه‌ای از میکرایت / میکرواسپار را شامل می‌شود. فراوانی خرده‌های اسکلتی حدود ۱۵٪ و اندازه آنها ۰/۴۸ mm تا ۰/۲۴ mm است. فراوانی دانه‌های کوارتز ۲۰٪ و متوسط اندازه آنها ۰/۱ mm است (شکل ۵c). میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون با میکروفاسیس رمپ شماره ۳ (وکستون / پکستون بایوکلاستی حفاری‌شده با فسیل‌های گوناگون) (Flugel 2010) در رمپ میانی یا بیرونی مطابقت دارد. تنوع فسیلی زیاد، بافت گل پشیمان و نبود ساختمان‌های جریانی و موجی یک محیط کم‌انرژی، زیر پایه موج در حالت عادی را محیط رسوبی این میکروفاسیس پیشنهاد می‌کند. در قسمت‌های پایین ستون چینه‌شناسی، وجود میان لایه‌هایی از شیل آهکی در بین وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون بیان‌کننده محیط رمپ بیرونی است (Lubeseder et al. 2009; Ehinola et al. 2012)؛ اما در قسمت‌های بالای ستون، محیط رسوبی رمپ میانی پیشنهاد می‌شود که در آنجا میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای با فسیل‌های گوناگون با شیل آهکی همراه نیست (Mahari 2013).

D گرینستون بایوکلاستی با خارپوست: این میکروفاسیس، خرده‌های خارپوست با سیمان هم‌محور در اطراف آنها را شامل می‌شود. فراوانی خرده‌های اسکلتی حدود ۶۰٪ و اندازه آنها ۱ mm تا ۰/۴ mm است. خرده‌های اسکلتی، جورشدگی خوب دارند و به‌صورت گردشده هستند (شکل ۶a و ۶b). این میکروفاسیس با میکروفاسیس رمپ شماره ۲۷ (گرینستون / پکستون بایوکلاستی با دانه‌های اسکلتی غالب کم) در پشته‌های زیرآبی ماسه‌ای و تختگاه‌ها در رمپ درونی یا رمپ میانی مطابقت دارد (Flugel 2010; Safari 2011; Bassi & Nebelsick 2010; Sahraeyan et al. 2014).

میانی تشکیل می‌شود (Flugel 2010). بیشتر ریف‌های سازند نایبند در آب‌های کم‌عمق و در زیر پایه موج در حالت عادی (رمپ میانی)، محیط رمپ میانی برای این میکروفاسیس در نظر گرفته می‌شود.

پتروفاسیس‌های تخریبی سازند نایبند در برش بلبلوئیه

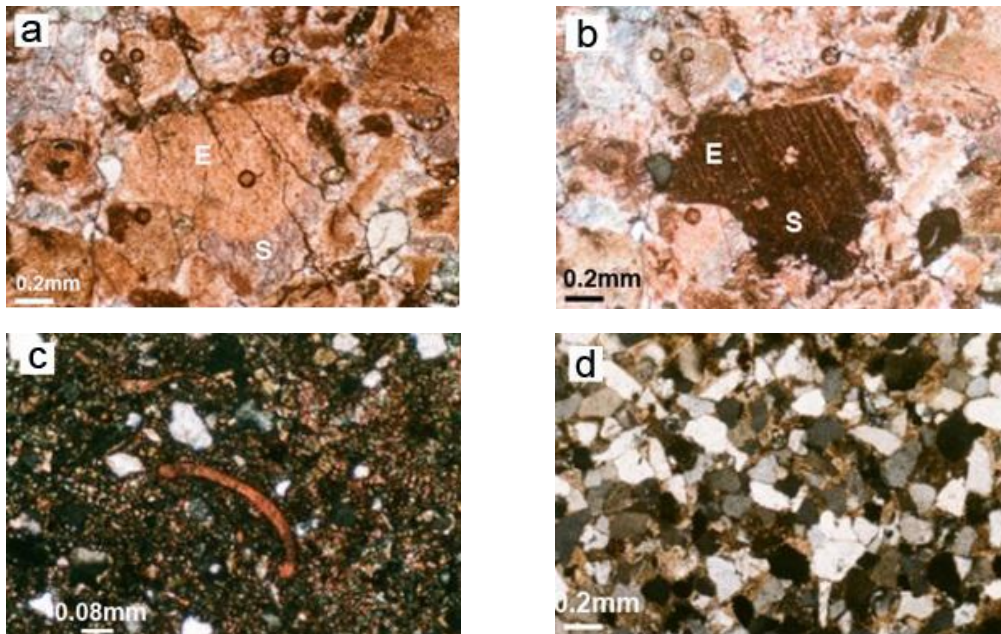
A کوارتزارنایت: این رخساره در قسمت‌های پایین ستون چینه‌شناسی به صورت متناوب با لایه‌های شیلی مشاهده می‌شود. کوارتزارنایت، دانه‌های گردشده، نیمه‌گردشده کوارتز تک بلوری با جورشدگی خوب را شامل می‌شود که فضای بین دانه‌های کوارتز با سیمان کربناته پر شده است. متوسط اندازه دانه‌های کوارتز $0/15$ mm است و دانه‌های کوارتز حدود $1/100$ % ذرات را تشکیل می‌دهند (شکل ۶d). تناوب کوارتزارنایت با شیل بیان‌کننده محیط رسوبی منطقه حدواسط (منطقه بین پایه موج در حالت عادی و پایه موج در حالت طوفانی معادل رمپ میانی) است.

B شیل / شیل آهکی: واحدهای شیلی / شیل آهکی با ضخامت‌های متفاوت (نازک لایه تا خیلی ضخیم لایه) به صورت بین لایه‌ای با کوارتزارنایت و سنگ آهک دیده می‌شوند. باتوجه به محیط تشکیل لایه‌های مجاور و نبود رسوبات ماسه‌ای با فرم هندسی کانالی شکل (ماسه‌های نهشته‌شده در کانال‌های زیردریایی نواحی عمیق دریا) در رسوبات شیلی، گفتنی است شیل‌های متناوب با ماسه‌سنگ در محیط رسوبی حدواسط و شیل‌های آهکی به صورت بین لایه‌ای با میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون در محیط دور از ساحل (منطقه زیر پایه موج در حالت طوفانی معادل رمپ بیرونی) نهشته شده‌اند (Tucker 1991).

باتوجه به میکروفاسیس‌های بالا و پایین این میکروفاسیس (میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون در رمپ میانی)، محیط رمپ میانی برای این میکروفاسیس در نظر گرفته می‌شود.

E مادستون ماسه‌ای: این میکروفاسیس، میکرایت، خرده‌های اسکلتی ناچیز (کمتر از $1/100$ %) و $25/100$ % بلورهای آواری کوارتز در اندازه $0/05$ mm تا $0/2$ mm را شامل می‌شود (شکل ۶c). مادستون ته‌نشینی رسوب دانه ریز را تحت شرایط کم‌انرژی نشان می‌دهد که اجازه می‌دهد گل کربناته در آب‌های آرام رسوب کند (Chen et al. 2011; Al_wosabi & Al_aydrus 2011; Flugel 2010). مادستون‌ها در دو بخش رمپ تشکیل می‌شوند: کولاب و منطقه پری تایدال. نبود پدیده‌هایی مانند ساخت‌های حاصل از خشک‌شدگی، ساختمان‌های تی پی، ساختمان‌های روزنه‌ای، ایتراکلاست، برش، توده‌های جلبکی / میکروبی و کانی‌های تبخیری و دولومیکرایت نشان می‌دهد مادستون‌ها در منطقه پری تایدال تشکیل نشده‌اند؛ بلکه در بخش کولاب تشکیل شده‌اند (Tavakoli 2010). (Adabi et al. 2010; Mohammadi 2009) رخساره‌های مشابهی را به ترتیب از نهشته‌های سازند قم و سازند فهلیان گزارش کرده‌اند و باتوجه به بافت سنگ، حضور پراکنده دانه کوارتز، نبود فسیل، نبود ساخت‌های جریان‌ی و آثار خروج از آب، همچنین موقعیت آنها در توالی، نهشته‌شدن این رخساره را به قسمت‌های کم عمق و به سمت ساحل محیط کولاب نسبت داده‌اند.

F-1-5 باندستون اسفنجی: این میکروفاسیس به صورت تجمعی از اسفنج‌ها به همراه خرده‌های خارپوست، استراکود و دوکفه‌ای است (شکل ۵b). این میکروفاسیس با میکروفاسیس رمپ شماره ۱۲ مطابقت دارد که در محیط رمپ درونی و



شکل ۶- (a) نمای میکروسکوپی از گریستون بایوکلاستی با خارپوست در نور طبیعی، در اطراف قطعات خارپوست (E) سیمان هم‌محور آهن‌دار (S) مشاهده می‌شود. مقطع شماره B43. شکل (b) همان مقطع را در نور پلاریزه نشان می‌دهد. مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B43. شکل (c) نمای میکروسکوپی از مادستون ماسه‌ای در نور پلاریزه، مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B28. شکل (d) نمای میکروسکوپی از کوارتزاریت در نور طبیعی. مقطع شماره B78.

محیط رسوبی

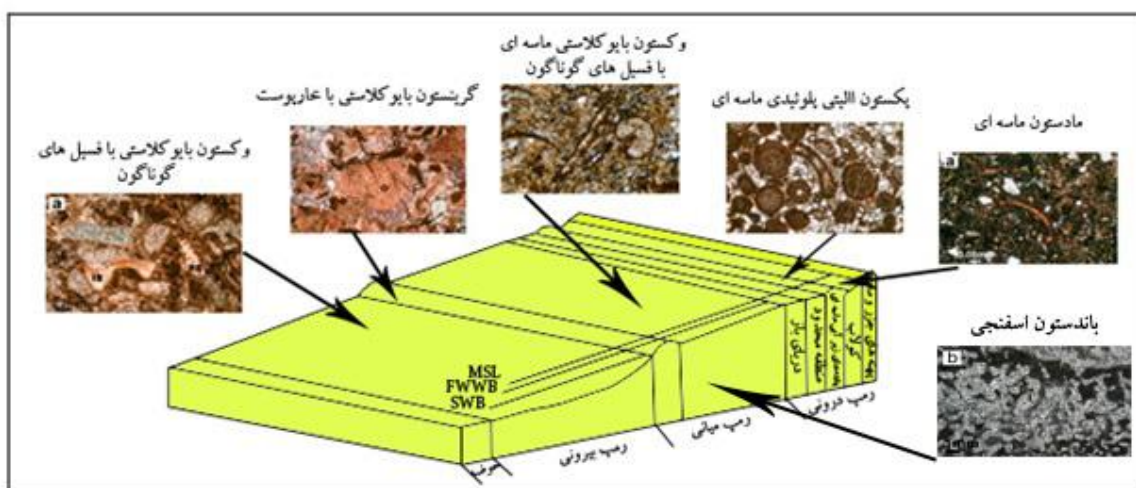
داخل حوضه رسوب میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای با فسیل‌های گوناگون، سپس میکروفاسیس گریستون بایوکلاستی با خارپوست و میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون در رمپ میانی رخ می‌دهد. در نهایت با کم‌عمق‌شدن حوضه، میکروفاسیس پکستون آلیتی پلوئیدی ماسه‌ای در پشته‌های زیرآبی ماسه‌ای، تختگاه‌ها در رمپ درونی و میکروفاسیس مادستون ماسه‌ای در محیط کولاب در رمپ درونی نهشته می‌شوند. مطالعات (Fursich & Hautman, Bettollah & Rashidi, Amir_Hasankhani et al. 2009; 2005; Sabbaghian et al. 2012; 2010; Gavarani 2011; al. 2015) روی سازند نایبند در مناطق مختلف ایران مرکزی

نیز محیط رسوبی رمپ کربناته کم‌عمق را نشان می‌دهد. گفتنی است بوکسیت‌ها و لاتریت‌های مشاهده‌شده در منطقه مطالعه‌شده، جزء کنسارهای هوازده درج‌ازا هستند. کنسارهای هوازده در سطح زمین، ضمن یک‌سری واکنش‌های شیمیایی تشکیل می‌شوند که بین آب و سنگ در شرایط مناسب صورت می‌گیرند. سنگ‌های مناسب برای

براساس رخساره‌ای شناسایی‌شده در برش مطالعه‌شده، نبود روندهای پیوسته ریفی، نبود ذرات آواری منشأگرفته از محیط‌های کم‌عمق در نهشته‌های نواحی عمیق‌تر، نبود رخساره‌های ریزی و مقایسه با محیط‌های رسوبی امروزی، یک رمپ کربناته هم‌شیب به‌عنوان محیط رسوبی سازند نایبند در برش مطالعه‌شده پیشنهاد می‌شود. در برش بلبلوئیه پساز رویداد سیم‌رین پیشین، با پیشروی دوباره دریا، تشکیل سازند نایبند با رسوب شیل و ماسه‌سنگ در محیط حدواسط آغاز می‌شود. روی رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون همراه با میان لایه‌های شیل آهکی دیده می‌شود که میکروفاسیس وکستون بایوکلاستی با فسیل‌های گوناگون در محیط رمپ بیرونی و پتروفاسیس تخریبی شیل آهکی در محیط دور از ساحل نهشته می‌شوند و عمیق‌ترشدن حوضه را نشان می‌دهند. با کم‌عمق‌شدن محیط و ورود کوارتز آواری در حد ماسه به

بوکسیت - لاتریت تشکیل شده‌اند. سپس بر اثر پیشروی دریا در تریاس فوقانی سازند دریایی نایبند روی بوکسیت‌ها و لاتریت‌ها شروع به نهشته شدن کرده است. همراهی با یک دوره توقف رسوب‌گذاری (فاز کوه‌زایی سیمین پیشین)، نبود فسیل در بوکسیت‌ها - لاتریت‌ها و نبود لایه‌های زغال‌سنگ همراه آنها نشان‌دهنده تشکیل این کنسارها در محیط خشکی است.

تبدیل شدن به بوکسیت، باید در آب‌وهوای مرطوب واقع شوند؛ به عبارتی میزان بارش سالانه ۱۲۰۰ تا ۱۴۰۰ میلی‌متر و دمای متوسط ۲۶ درجه سانتی‌گراد باشد (Karimpour & Saadat 2002). در منطقه مطالعه شده در پی کوه‌زایی سیمین پیشین، خارج شدن منطقه از آب و عملکرد فرایند هوازدگی روی سنگ آهک‌ها و دولومیت‌های سازند شتری، کنسارهای



شکل ۷- تصویر شماتیکی از یک رمپ هم‌شیب با بخش‌های مختلف آن (Flügel 2010). محل تشکیل میکروفاسیس‌های شناسایی شده در برش بلبلونه روی شکل مشخص شده است.

دیاژنز

فرایندهای مهم دیاژنزی مؤثر بر رسوبات و سنگ‌های کربناته عبارتند از فشردگی، سیمانی شدن، انحلال، میکرایتی شدن، نوشکلی، دولومیتی شدن، جان‌شینی دانه‌ها و ماتریکس کربناته توسط کانی‌های غیرکربناته (سیلیسی شدن و چرتی شدن)، تجزیه مواد آلی و تولید هیدروکربن (Flügel 2010). فرایندهای دیاژنزی مؤثر بر ماسه‌سنگ‌ها عبارتند از فشردگی، سیمانی شدن سیلیسی، سیمانی شدن کربناته، تشکیل کانی‌های رسی و زئولیت‌های درجا و سیمانی شدن و رنگیزه شدن هماتی (Tucker 1991).

اسکتی، آئیدها، لیتوکلاست‌ها و پلوئیدهای کورتوئید می‌گویند که اطرافشان یک حاشیه میکرایتی غیرلامینه‌ای به نام پوشش میکرایتی دیده می‌شود. به عبارت دیگر، میکرایتی شدن ناقص به تشکیل کورتوئید منجر می‌شود؛ درحالی‌که میکرایتی شدن کامل، دگرسانی تدریجی تا کلی دانه‌های اولیه و تشکیل پلوئیدها را موجب می‌شود (Flügel 2010). در مقاطع مطالعه شده فرایند میکرایتی شدن ناقص و تشکیل پوشش میکرایتی در صدف شکم‌پا و بازوپا، همچنین میکرایتی شدن کامل خرده‌های دوکفه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۵c) که بیان‌کننده محیط دیاژنزی دریایی است.

B سیمان آویزه‌ای و هلاله‌ای: سیمان آویزه‌ای در زیر

دانه‌ها تشکیل می‌شود و معمولاً همراه سیمان هلاله‌ای است که به صورت پل، دانه‌های مجاور را به هم وصل می‌کند. در

پدیده‌های دیاژنزی سازند نایبند در برش بلبلونه

A میکرایتی شدن: به دانه‌های کربناته شامل خرده‌های

F استیلولیتی شدن: استیلولیت در اثر فرایند تراکم شیمیایی (انحلال فشاری) تشکیل می‌شود. استیلولیت‌ها از کل سنگ می‌گذرند و مواد حل‌نشده (معمولاً رس و هیدروکربن) در طول سطح استیلولیت‌ها متمرکز می‌شوند (Choquette & James 1987; Flugel 2010; Ahmad et al. 2006). در مقاطع مطالعه‌شده، سیستم استیلولیتی آناستوموسینگ نامنظم مشاهده می‌شود که یک رگچه کلسیتی استیلولیت‌ها را قطع می‌کند (شکل ۸f). تشکیل استیلولیت‌ها در اثر فرایند انحلال فشاری در محیط دیاژنز تدفینی صورت گرفته است.

G رگه‌های کلسیتی: رگه عبارت از شکستگی پر شده با کلسیت بلوری درشت یا کانی‌های اپی‌ژنتیک مختلف است. در مقاطع مطالعه‌شده، یک رگه کلسیتی پر شده با سیمان کربناته مشاهده می‌شود. دیواره‌های رگه با هم موازی و به صورت موج‌دار هستند. مرز رگه با سنگ میزبان واضح است (۸f). این رگه‌ها به بالا آمدگی رسوبات، ایجاد شکستگی و در نهایت پر شدن شکستگی‌ها با کلسیت مربوط است.

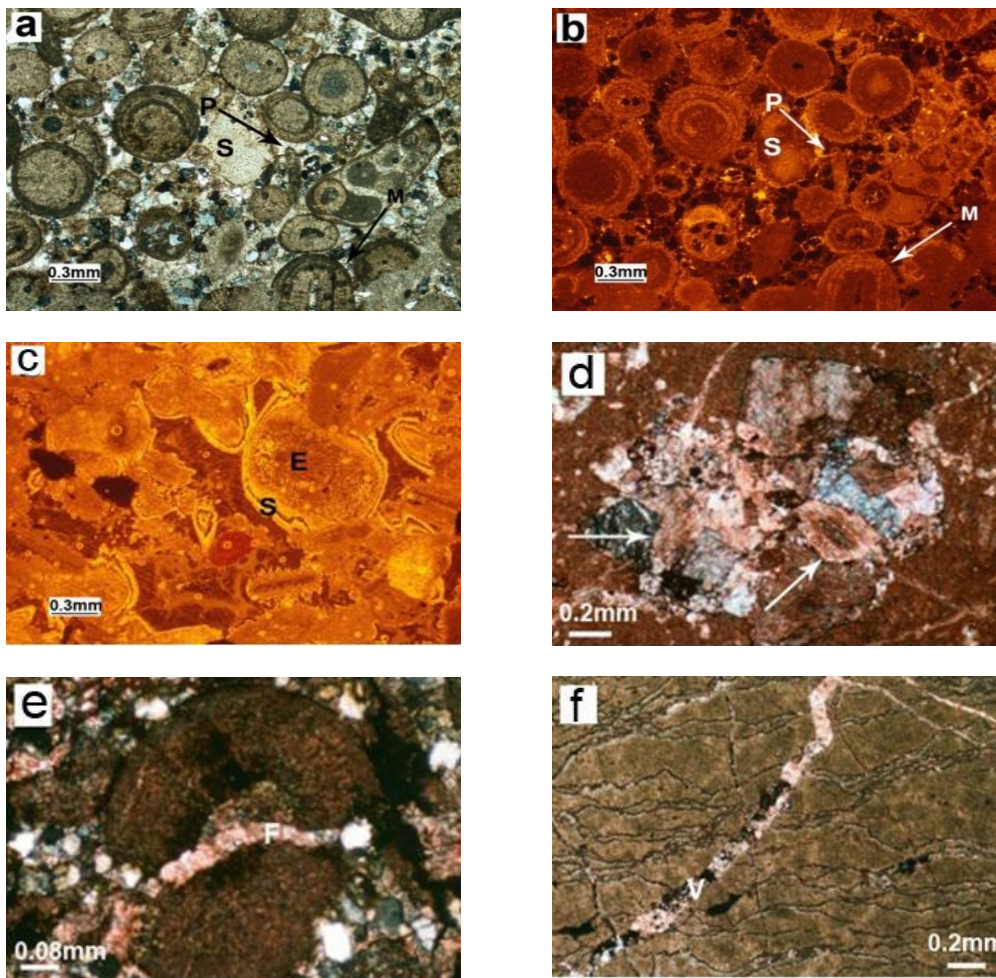
H سیمانی شدن کلسیتی در ماسه‌سنگ‌ها: سیمان کلسیتی در ماسه‌سنگ‌هایی فراوان است که مقدار زیادی دانه دارند و معمولاً نخستین سیمان هستند (Tucker 1991). در مقاطع مطالعه‌شده، حفرات بین دانه‌های کوارتز در کوارتزارنایت‌ها با سیمان کلسیتی پر شده‌اند (شکل ۶d). این نوع سیمان در محیط‌های دیاژنتیکی نزدیک به سطح زمین (ائوژنتیک) تشکیل می‌شود و منع کربنات کلسیم به احتمال زیاد از انحلال دانه‌های اسکلتی کربناته است (Tucker 1991). در خصوص شیل‌ها و شیل‌های آهکی به‌طور کلی فرایندهای دیاژنزی اصلی که بر آنها اثر می‌گذارد، فشردگی و تغییر در کانی‌شناسی رس‌ها است. فشردگی در شیل‌ها، خروج آب را سبب شده است و ضخامت رسوب را کاهش می‌دهد. بیشتر این آب به صورت آب درون حفره‌ای آزاد نیست؛ بلکه در شبکه کانی‌های رسی قرار دارد. از دست دادن آب رس‌ها با تغییراتی در کانی‌شناسی آنها همراه است (Tucker 1991).

مقاطع مطالعه‌شده، سیمان آویزه‌ای در زیر یک آئید و سیمان هلاله‌ای بین دو آئید مشاهده می‌شوند. هر دو نوع سیمان، لومینسانس تیره دارند و بیان‌کننده محیط دیاژنز وادوز جوی هستند (Flugel 2010) (شکل ۸a و ۸b).

C سیمان هم‌محور: این نوع سیمان به صورت کلسیت هم‌محور آهن‌دار (آبی‌رنگ) در اطراف قطعه‌ای از خارپوست در یک مقطع رنگ‌آمیزی شده مشاهده می‌شود (شکل ۶a و ۶b). برای این سیمان، محیط دیاژنز فریاتیکی جوی پیشنهاد می‌شود؛ زیرا اغلب میزان اکسیژن در منطقه فریاتیکی جوی کم بوده و حالت تقریباً احیایی برقرار است؛ در نتیجه آهن به صورت دو ظرفیتی بوده است و امکان جایگزینی Ca^{+2} در کلسیت را دارد. بنابراین، پس از رنگ‌آمیزی با آلزارین قرمز و فری سیانید پتاسیم، سیماهای فریاتیکی می‌توانند به رنگ ارغوانی روشن تا آبی کم‌رنگ باشند. همچنین در منطقه فریاتیکی جوی به علت شرایط احیایی و وجود آهن و منگنز دو ظرفیتی، لومینسانس وجود دارد و متغیر نیز هست (Flugel 2010).

D نئومورفیسیم: نئومورفیسیم، تمام تبدیلات بین یک کانی و خودش یا پلی‌مورف آن را شامل می‌شود که افزایش یا گاهی کاهش اندازه بلورها را باعث می‌شود (Folk 1965). در مقاطع مطالعه‌شده، تبدیل میکرایت به میکرواسپار و اسپار دروغین در اثر فرایند تبلور مجدد مشاهده می‌شود. وجود بقایایی از میکرایت در بلورهای اسپارایت، مرز منحنی بین بلورها (با فلش مشخص شده است) و اندازه نامنظم بلورها، اسپارایت دروغین را تأیید می‌کند (شکل ۸d). فرایند نئومورفیسیم در محیط دیاژنز جوی رخ می‌دهد (Flugel 2010).

E شکستگی دانه‌ها: شکسته شدن یا ترک‌دار شدن دانه‌های کربناته از عوارض تراکم فیزیکی در محیط دیاژنز تدفینی کم‌عمق هستند (Flugel 2010; Ahmad et al. 2006). در مقاطع مطالعه‌شده، شکستگی پر شده با سیمان کلسیتی در یک آئید مشاهده می‌شود (شکل ۸e).



شکل ۸- (a) نمای میکروسکوپی از سیمان آویزه‌ای (P) و هلاله‌ای (M) در نور پلاریزه. (b) همان تصویر را در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان می‌دهد. سیمان آویزه‌ای و هلاله‌ای، لومینسانس تیره دارند. مقطع شماره B86. (c) نمای میکروسکوپی از سیمان هم‌محور (S) در اطراف قطعات خارپوست (E) در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس. سیمان هم‌محور، منطقه‌بندی به رنگ‌های زرد روشن، قهوه‌ای روشن و قهوه‌ای تیره دارند. مقطع شماره B43. (d) نمای میکروسکوپی از تبدیل میکرایت به میکرواسپار و اسپار دروغین در اثر فرایند تبلور مجدد در نور پلاریزه. مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B181. (e) نمای میکروسکوپی از یک آئید شکسته‌شده در نور پلاریزه. داخل شکستگی (F) با سیمان کلسیتی پر شده است. مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B86. (f) نمای میکروسکوپی از یک سیستم استیلولیتی آناستوموسینگ نامنظم در مادستون همراه رگه کلسیتی (V) در نور پلاریزه. مقطع رنگ‌آمیزی شده است. مقطع شماره B121.

توالی فرایندهای دیاژنزی

برای تعیین زمان نسبی فرایندهای دیاژنزی از واژه‌های دیاژنزی اولیه و تأخیری استفاده می‌شود. واژه دیاژنزی اولیه به فرایندهای دیاژنزی دلالت دارد که بلافاصله بعد از نهشته‌شدن یا تدفین صورت می‌گیرد. در صورتی که دیاژنزی تأخیری، مدت زمان

طولانی بعد از نهشته‌شدن رخ می‌دهد (Flügel 2010). در بین فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در مقاطع نازک مطالعه‌شده، نخستین فرایند دیاژنزی، میکرایتی شدن و سیمانی شدن کلسیتی ماسه‌سنگ‌ها در محیط دریایی و در مدت زمان کمی بعد از نهشته‌شدن رسوبات است. فرایندهای تشکیل سیمان آویزه‌ای

تدفینی، احاطه شدن آلوکم‌های شکسته شده توسط سیمان جوی. شکستگی در دانه‌ها حاصل فشردگی فیزیکی در محیط دیاژنز تدفینی کم عمق است. با افزایش عمق تدفین در اثر فشردگی شیمیایی استیلولیت‌ها تشکیل می‌شوند. رگه‌های کلسیتی حاصل، مراحل مختلف رسوب گذاری و دیاژنز هستند (جدول ۱).

و نئومورفیسم در محیط دیاژنز جوی صورت می‌گیرند. دیاژنز جوی ممکن است پس از دیاژنز دریایی یا تدفینی در حین بالآمدگی بر سنگ‌های کربناته تأثیر بگذارد. در مقاطع مطالعه شده، هیچ معیار پتروگرافی مشاهده نشده است که بیان‌کننده عملکرد دیاژنز جوی بعد از تدفین در طی بالآمدگی باشد، مانند خوردگی در اطراف بلورهای دولومیت

جدول ۱- توالی فرایندهای دیاژنزی سازند نایبند در مقطع چینه‌شناسی بلبلوئیه.

دیاژنز تاخیری	دیاژنز اولیه	فرایندهای دیاژنتیکی
_____	_____	میکرایتی شدن
_____	_____	سیمان آویزه ای هلاله ای
_____	_____	سیمان هم محور
_____	_____	نئومورفیسم
_____	_____	شکستگی در دانه ها
_____	_____	استیلولیتی شدن
_____	_____	تشکیل رگه های کلسیتی
_____	_____	سیمانی شدن کلسیتی ماسه سنگ ها

نتیجه

دور از ساحل نهشته شده‌اند. باتوجه به رخساره‌های مشخص شده در این مقطع، نبود رخساره‌های ریفی پیوسته، نبود ذرات آواری منشأگرفته از مناطق کم عمق در نهشته‌های عمیق‌تر و به دلیل نبود رخساره‌های ریزشی و لغزشی، یک رمپ کربناته هم شیب به عنوان محیط رسوبی سازند نایبند در برش مطالعه شده پیشنهاد می‌شود. نهشته‌های سازند نایبند در منطقه مطالعه شده تحت تأثیر دیاژنز دریایی (میکرایتی شدن و سیمانی شدن کلسیتی ماسه سنگ‌ها)، دیاژنز جوی (نئومورفیسم، سیمان‌های هلاله‌ای، آویزه‌ای و هم محور) و دیاژنز تدفینی (شکستگی در دانه‌ها و استیلولیتی شدن) قرار گرفته‌اند.

سازند نایبند در برش بلبلوئیه، ۱۰۵ متر سنگ آهک، ماسه سنگ، شیل و شیل آهکی را شامل می‌شود. میکروفاسیس‌های شناسایی شده در مقاطع نازک عبارتند از پکستون آلیتی پلوئیدی ماسه‌ای، وکستون بایوکلاستی/ وکستون بایوکلاستی ماسه‌ای با فسیل‌های گوناگون، گرینستون بایوکلاستی با خارپوست و مادستون ماسه‌ای. پتروفاسیس‌های تخریبی، کوارتزارنایت، شیل و شیل آهکی را شامل می‌شوند. کوارتزارنایت‌های پایین ستون چینه‌شناسی در محیط حدواسط رسوب کرده‌اند. شیل‌های متناوب با کوارتزارنایت‌ها در محیط حدواسط و شیل‌های آهکی متناوب با سنگ آهک‌ها در محیط

- of Petroleum Sciences and Engineering, 49: 79-91.
- Chen X. Wang C. Kuhnt W. Holbourn A. Huang Y. and Ma C. 2011. Lithofacies, microfacies and depositional environments of Upper Cretaceous oceanic red beds (Chungde Formation) in Southern Tibet. *Sedimentary Geology*, 235: 100-110.
- Choquette P.W. and James N.P. 1987. Diagenesis 12, Diagenesis in limestones 3, the deep burial environment. *Geoscience Canada*, 14(1): 3-35.
- Cirilli S. 2005. Stratigraphy and palaeobiogeography of the Upper Triassic Nayband Fm. of East Central Iran: A mixed Eurasian - Gondwanian microflora. *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia*, 11: 259-270.
- Dickson J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Douglas J.a. 1929. A marine Triassic fauna from eastern Persia. *Journal of Geological Society of London*, 85 (4): 624-650.
- 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 Memoire*, 1: 108-121.
- Ehinola O.A. Oluwajana A. and Nwabueze C.O. 2012. Depositional environment, geophysical mapping and reserve estimation of limestone deposit in Arimogija-Okeluse area, South-Western Nigeria. *Research Journal in Engineering and Applied Sciences*, 1: 7-11.
- Flugel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, 976p.
- Folk R.L. 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestone. In: Pray L.C. and Murray R.C. (Eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 13: 14-48.
- Fursich F.T. Hautmann M. Senowbari- Daryan B. and Seyed-Emami K. 2005. The Upper Triassic Nayband and Darkuh Formations of east_central Iran: Stratigraphy, facies patterns and biota of extensional basins on an accreted terrane. *Beringeria*, 35: 53-133.
- Fursich F.T. Hautmann M. 2005. Bivalve reefs from the Upper Triassic of Iran. *Annali dell Università degli Studi di Ferrara Museologia Scientifica e Naturalistica*.
- Gavarani R. 2011. Study and identification of lime sponges, foraminifera and sedimentary environment of the Nayband Formation in SE of Kerman. M.Sc. thesis, Zarand Branch,

References

- 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*, 33: 267-277.
- Adabi M.H. Salehi M.A. and Ghabeishavi A. 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahlian Formation), South_west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Aghanabati S.A. 2009. *Encyclopedia of Iran Stratigraphy*. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran, 727p.
- Ahmad A.H.M. Bhat G.M. and Azim-Khan M. 2006. Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian-Early Gallovian) of Western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 765-778.
- Al-wosabi M. Al-aydrus A. 2011. Microfacies Analysis and Depositional Environments of Tertiary Carbonate, sequences in Socotra Island, Yemen. *Geological Bulletin of Turkey*, 54: 57-80.
- Amir_Hasankhani F. Ariaii A.A. Ashuri A. Ghaderi A. 2009. Introduction of micropelmatites of the Nayband Formation in Hasanaabad section, NE of Ferdos and their importance in paleo sedimentary environment study. *Sedimentary Facies*, 2 (2):129-142.
- Azizan H. Shahraki A. Seifoori S. Sabzehee M. and Navazi M. 1998. Map of 1:100000 Iran. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.
- Bassi D. and Nebelsick J.H. 2010. Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and large foraminifera (Ventetian area, Northern Italy). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 295: 258-280.
- Bettollah H. and Rashidi K. 2010. Microfacies and sedimentary environment of Hoz-khan part of the Nayband Formation in SE of Yaszd. In: 1th Local Conference of Geology of Iran platue, Zarand Branch, Islamic Azad University, Zarand.
- Bronnimann P. Zaninetti L. Bozorgnia F. Dashti G.R. and Moshtaghian A. 1971. Lithostratigraphy and foraminifera of the Triassic Naiband Formation, Iran. *Revista de Micropaleontologia France*, 14(0005): 7-16.
- Buyukutku A.G. Sari A. and Karacam A. 2005. The reservoir potential of the Eocene carbonates in the Bolu Basin, west of Turkey. *Journal*

- and Nayband and Shemshak facies in Bolboluieh area, Kerman. Geological Managing of SE Area, Kerman Center, internal record.
- Pourchangiz v. Rashidi K. Saberzadeh B. 2012. Sedimentary environment investigation of parts of Hoze-khan and Bidestan of the Nayband Formation, Upper Triassic, SW of Naiybandan area, Dig_e_Rostam. 6 th International conference of Geology of Payam-e-noor, Kerman Branch, Payam-e-noor University.
- Rashidi K. Senowbari - Darian B. 2011. Sponges from a section of the Upper Triassic Nayband Formation, northeast of Esfahan. *Annalen des Naturhistorischeri Museums Wien*, 113: 309-371.
- Sabbaghiyan H. Ghasemi-Nejad E. And Aria-Nasab R. 2015. Dinoflagellate cysts from the Upper Triassic (Rhaetian) strata of the Tabas Block, East_Central Iran. *Geopersia*, 5(1): 9-26.
- Safari B. 2011. Lithology, microfacies and sedimentary environment of the Kangan Formation in Kuh-edena and Surmeh sections in folded_thrusted Zagros Belt. *Exploration and Production Mounthly Newsletter*, 84: 63-65.
- Sahraeyan M. Bahrami M. and Arzaghi S. 2014. Facies analysis and depositional environments of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Zagros Basin, Iran. *Geoscience Frontiers*, 5: 103-112.
- Senowbari - Darian B. Rashidi K. Bettollah H. 2011. Hypercalcified sponges from a small reef within the Norian-Rhaetian Nayband Formation near Yazd, central Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia*, 117: 269-281.
- Stocklin J. 1972. Iran central, septentrionalet oriental: Lexique stratigraphique International, III, Fascicule 9b, Iran: 1-283, Centre National de la Recheche Scientifique, Paris.
- Tucker M.E. 1991. *Sedimentary Petrology*. Blackwell, 262p.
- Islamic Azad University, 135p.
- James N.P. and Choquette P.W. 1984. Diagenesis 9, Limestones-the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 11(4): 161-194.
- Karimpour H. Saadat S. 2002. *Applied Economic Geology*. Nashr-e-Mashad, 535p.
- Kluyver H.M. Triw R. Chance P.N. Johns G.W. and Meixner H.M. 1983. Explanatory text of the Naibandand Quadrangle map, 1: 250000. Geological Survey of Iran, Reportes 18, 143p.
- Lubeseder S. Redfern J. and Boutib L. 2009. Mixed siliciclastic_carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequenees of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 215: 13-32.
- Mahari R. 2013. Facies and sedimentary environments of Cretaceous deposits in the South of Azarbaijan, Iran. *Indian Journal of Fundamental and Applied Life Sciences*, 3: 315-320.
- Mohammadi A. Safari A. Vaziri-Moghaddam H. and Mohammadi_Monfared M. 2009. Microfacies and sedimentary environment analysis of the Qom Formation in Jazeh area (South of Kashan). *Sedimentary Facies*, 1: 81-94.
- Musavi M.G. 2002. Palinostratigraphy, paleoecology, paleobiogeography, sedimentary environment of the Shemshak Group (Nayband Formation) in North and South climbs of Nayband mountain. Ph.D. thesis, Sciences and Researches Branch, Islamic Azad University, 197p.
- Navazi M. 1991. Review on the Dolomites of Shotori

