

## چینه نگاری سکانسی سازند سفید کوه (تریاس زیرین) در برش الگودرناحیه آق دریند- شمال شرق ایران

جوانبخت، محمد\*؛ محبوبی، اسدالله\*؛ موسوی-حرمی، رضا\*؛ قائمی، فرزین\*  
\*گروه زمین شناسی دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

### چکیده

برای بررسی نهشته های سازند سفید کوه در منطقه آق دریند چهار برش از این سازند مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعه پتروگرافی سنگهای سازند سفید کوه منجر به شناسایی دو گروه از رخساره های آذرآواری و کربناته شده است. از آنجائیکه این رخساره ها در یک حوضه پیش کمانی تشکیل گردیده است در هنگام فعالیت کمانها، رخساره های آذرآواری که شامل توف و لاپیلی توف هستند در بین رخساره های کربناته تشکیل شده است. رخساره های کربناته سازند سفیدکوه در یک پلاتفرم کربناته نوع رمپ و در چهار کمربند رخساره ای دریای باز، سد، لاگون و جزرومدی بر جای گذاشته شده است. مطالعات پتروگرافی و صحرایی نشان داده است که سوپر سکانس سازند سفیدکوه در برش الگو از چهار سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. مرز تحتانی این سوپر سکانس با یک افق خاک قدیمه و مرز فوقانی آن به فرم غیر فرسایشی است. مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در این برش با منحنی جهانی نشان می دهد که روند کلی پیشروی سطح آب دریا در هر دو مشابه و با یک سوپر سکانس پیشرونده در زمان اسکیتین پسین مشخص می گردد. تفاوتهای مشاهده شده بیشتر در نوع مرز و تعداد سکانسها است که ناشی از تغییر شرایط رسوبگذاری در منطقه مورد مطالعه است.

### Sequence stratigraphic of Sefid-kuh formation (lower triassic), in type section in Agh-darband area (north east of iran)

Javanbakht, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ghaemi, F.  
Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

### Abstract

Four section in this formation were studied for investigating of Sefid-kuh formation s deposits in Agh-darband area. Petrography study of Sefid-kuh formation s rocks led to identifying two groups of pyroclastic and carbonate facies. When the arcs have active, the pyroclastic facies which are include of tuff and lapilli tuff between the carbonate facies have been made because these facies have been made in a fore arc basin. The carbonate facies of Sefid-kuh formation have deposited in a platform carbonate (ramp tape) and a four

facies belt open marin, barrier, lagoon, tidal flat. Desert and petrography studies show that the super sequence of Sefid-kuh formation in the type section has made of four sedimentary sequence of three order. The low boundary of this super sequence with a horizon of paleo soil and top boundary of it is in the form of non-erosion. The sea level change s curve comparission with global curve in this section show that the general precedur of sea level transgressive is similar in both of that and determine with a transgressive super sequence in the late scythian. The observed differences are more in boundary type and the sequences number which are because of sedimentary condition changing in the studied area.

## مقدمه

سازند سفید کوه به سن تریاس زیرین (اسکتین پسین) (آقانباتی، ۱۳۸۳)، بعنوان اولین سازند گروه آق دربند محسوب می گردد که توسط روتنر و همکاران (۱۹۹۱) در ناحیه آق در بند واقع در شمال شرق ایران معرفی گردیده است. سازند سفید کوه اولین بارتوسط اشتوکلین (۱۹۷۴) و سپس توسط باو و همکاران (۱۹۹۱) مطالعه شده است. ضخامت این سازند در برش الگو به گزارش افراد نامبرده ۲۰۰ متر می باشد که در مطالعه حاضر، با در نظرگرفتن رسوبات آذرآواری قاعده آن ، ضخامت به ۳۱۲ متر افزایش یافته است. این سازند در برش الگو بر روی رسوبات سیلیسی آواری قره قیطان و در سایر برشها با گسل تراستی بر روی سازند سینا رانده شده است، روتنر (۱۹۹۱) مرز زیرین این واحد با سازند قره قیطان را یک ناپیوستگی گزارش نموده است در صورتیکه افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) این مرز را تدریجی تعیین نموده اند. مطالعه حاضر نشان داده است که مرز این دو سازند فرسایشی بوده و تشکیل یک افق خاک قدیمه موید این موضوع است. در برش الگو این سازند در زیر رسوبات آواری سازند سینا و در سایر برشها در جنوب شرقی ناحیه مورد مطالعه در زیر رسوبات کربناته سازند نظرکرده قرار می گیرد. مرز فوقانی آن با سازند سینا و نظر کرده بصورت هم شیب می باشد. سازند سفید کوه در محل برش الگو از دو بخش آذرآواری و کربناته تشکیل گردیده است که به سمت جنوب شرق از ضخامت رسوبات آذرآواری کاسته شده وتوالی سازند سفیدکوه عمدتا از سنگهای کربناته تشکیل شده است.

هدف از انجام این تحقیق، آنالیز چینه نگاری سکانسی رسوبات سازند سفیدکوه بر اساس تفکیک رخساره های سنگی و محیط تشکیل هر یک از آنها در توالی های عمودی است (برای مثال امری و مایر، ۱۹۹۶ و فلوگل، ۲۰۰۴). برای این منظور چهار برش از سازند سفیدکوه در ناحیه آق دربند اندازه گیری و مجموعا ۱۷۰ مقطع نازک مورد مطالعه قرار گرفته است. در مطالعات پتروگرافی اندیس های تخریب (Calsticity index) و فراوانی (Frequency index) تعیین گردیده است. برای اندیس تخریبی قطر دانه هائی مانند ائید، اینتراکلیست واکینوئید اندازه گیری شده و در تعبیر و تفسیر انرژی محیط بکار گرفته شده است (کاروزی، ۱۹۸۹). در این مطالعه رخساره های کربناته بر اساس طبقه بندی دانهام (۱۹۶۲) و رخساره های آذرآواری بر اساس طبقه بندی فیشر (۱۹۶۶) نامگذاری شده اند. در خاتمه منحنی تفسیر تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه ترسیم و با منحنی های جهانی (هاک و همکاران، ۱۹۸۸) مقایسه شده است.

## بحث

مطالعات پتروگرافی سنگهای سازند سفید کوه در محل برش الگو منجر به شناسایی دو نوع رخساره آذرآواری و کربناته شده است. رخساره های آذرآواری عمدتا از نوع توف و لاپیلی توف اند. قطعات اکثرا آندزیتی تا ریولیتی به همراه درصد ناچیزی فلدسپات است که در یک زمینه شیشه ای قرار گرفته اند. این رخساره ضخامت کمی از رسوبات سازند سفیدکوه را به خود اختصاص می دهند.

در رخساره کربناته چهار مجموعه رخساره ای در غالب سیزده رخساره از یکدیگر تفکیک شده است که در کمربند رخساره ای دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزرومدی قرار می گیرند.

کمربند رخساره ای دریای باز دربردارنده دو رخساره مادستون و پکستون - وکستون بیوکلستی است. بعلت وجود پوسته های فسیلی دریای باز نظیر اکینودرم، براکیوپود و دوکفه ای و نیز وجود گل آهکی در بین قطعات، محیط تشکیل آنها دریای باز و زیر خط اثر امواج در نظر گرفته شده است. در توالی عمودی، این رخساره ها به طور متناوب با رخساره های گرینستونی سدی قرار دارند که موید تشکیل آنها درمجاورت محیط سدی است. اندیس تخریبی (Calsticity index) در رخساره های این کمربند ۰,۵ تا ۰,۶ میلی متر است که مؤید انرژی کم محیط است (کاروژی، ۱۹۸۹).

کمربند رخساره ای سدی شامل گرینستونهای حاوی ائید و اینتراکلیست است که ائیدها اکثرا دارای فابریک متحدالمركزند. اندیس تخریبی در این رخساره ها ۱,۵ تا ۱,۳ میلیمتر است. علاوه بر این خرده های اسکلتی اکینودرم، دوکفه ای، براکیوپود در اندازه ماسه درشت وجود دارند. وجود ائیدهای متحدالمركز و اینتراکلیست به همراه نبود گل کربناته نشان دهنده رسوبگذاری این مجموعه رخساره ای در شرایط پرانرژی نظیر محیط سدی می باشد (فلوگل، ۲۰۰۴، هافمن ۲۰۰۴).

در این کمربند مجموعا پنج رخساره شناسائی شده که از سمت دریای باز به لاگون شامل رخساره های گرینستون اکینوئیدی ائیددار، اینتراکلیستی، ائیدی اینتراکلیستی، ائیدی، بیوکلستی و پلوئیدی می باشند.

کمربند رخساره ای لاگونی شامل سه رخساره پکستون ائیدی تا ائیدی-بیوکلستی، پکستون - وکستون پلوئیدی- بیوکلستی و پکستون پلوئیدی می باشد. در این رخساره، خرده های فسیلی گاستروپود، میلیولیده، اکینودرم و دوکفه ای به همراه مقدار فراوان دانه های غیراسکلتی پلوئید وجود دارد. سنگ های آهکی حاوی پلت فراوان و خرده های گاستروپود و میلیولیده، بعنوان رسوبات محیط های کم ژرفا و کم انرژی شناخته می شوند (تاگر، ۲۰۰۱ و الشرحان و کندال، ۲۰۰۳).

کمربند رخساره ای جزرومدی شامل سه رخساره پکستون- گرینستون آنکوئیدی ائیددار، مادستون و دولستون است. رخساره پکستون - گرینستون آنکوئیدی ائیددار به علت دارا بودن قطعات غیر اسکلتی مربوط به مناطق پرانرژی، در محیط بین جزرومدی (Intratidal) تشکیل شده اند (فلوگل، ۲۰۰۴). رخساره های مادستونی و دولستونی حاوی کانیهای تبخیری به صورت ندولهای کوچک است. لذا فقدان فسیلهای دریائی، ریزبودن بلورها و همراهی آنها با رسوبات تبخیری حاکی از محیط بالای جزرومدی است (پرتو و هینو، ۲۰۰۳).

بررسی توالیهای عمودی و جانبی رخساره ها در برشهای مختلف نشان می دهد که سنگهای سازند سفیدکوه در يك پلاتفرم کربناته بر جای گذاشته شده اند، این پلاتفرم در یک حوضه پیش کمائی تشکیل گردیده است (قائمی، ۱۳۸۳). این کمائها که از فرورانش پالئوتتیس در شمال منطقه ایجاد شده اند (گازرانتی و قیطانی، ۲۰۰۲)، به صورت متناوب در زمان اسکیتین پسین فعال بوده است لذا منجر به تشکیل تناوبی از رخساره های آذرآواری و کربناته در سازند سفیدکوه شده است. بررسیهای صحرائی نشان می دهد که رخساره های آذرآواری حالت عدسی داشته و به صورت جانبی گسترش نداشته و به نهشته های کربناته تغییر رخساره می دهند.

## چینه نگاری سکانسی

به علت کامل بودن برش الگو، چینه نگاری سکانسی این توالی به طور تفصیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد. بر اساس تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی دو مرز فرسایشی (SB1) و سه مرز غیر فرسایشی (SB2) در سوپر سکانس سازند سفیدکوه، چهار سکانس رسوبی رده سوم از یکدیگر تفکیک شده‌اند. این سوپر سکانس (اسکیتین پسین) در یک دوره ۸ تا ۱۰ میلیون سال تشکیل شده است (هاک و همکاران، ۱۹۸۸). اختصاصات هر یک از سکانس‌های رسوبی به شرح زیر است.

سکانس I: این سکانس توسط یک مرز فرسایشی در قاعده و یک مرز غیر فرسایشی در بالا محصور گردیده است. مرز زیرین آن با یک افق خاک قدیمه مشخص می‌گردد که این سکانس را از سازند قره قیطان جدا کرده است. در محل برداشت این برش، بر روی سازند قره قیطان حدود ۹۰ متر رسوبات آذرواری قاعده‌ای سازند مشاهده می‌گردد که به طرفین از ضخامت آن کاسته شده است. با توجه به وجود افق خاک قدیمه بر روی آن این رخساره‌ها در کانالهای موجود در مرحله افت سطح آب تشکیل گردیده‌اند. سپس با پیشروی دریا رخساره‌های کربناته مربوط به سکانس I تشکیل گردیده است. ضخامت این سکانس ۶۰ متر می‌باشد که با توجه به کل دوره زمانی تشکیل سوپر سکانس سازند سفیدکوه، در یک دوره پنج میلیون ساله نهشته شده‌اند. آغاز این سکانس با رخساره دولستونی است که به علت همراهی با رسوبات تبخیری در مرحله افت سطح آب دریا (LST) تشکیل گردیده است و ۴ متر ضخامت دارد. دسته رخساره‌های پیشروی (TST) بر روی بخش ابتدائی به ضخامت ۳۵ متر قرار می‌گیرد که شامل رخساره‌های منطقه لاگونی و به تدریج رخساره‌های منطقه سدی و دریای بازمی‌باشد. رخساره‌های سدی بیشتر شامل گرینستون آئیدی می‌باشد که بنا به عقیده هافمن (۲۰۰۴) این رخساره‌ها در قاعده سکانسها می‌تواند نشان دهنده بالا آمدن سریع سطح آب دریا و مرحله پیشروی (TST) باشد. این مرحله دارای سه پاراسکانس کم عمق شونده می‌باشد که اکثراً شامل رخساره‌های سدی است. حداکثر سطح غرقابی (mfs) در مرحله پیشروی با رسوبگذاری رخساره مادستون اکیئوئیددار مشخص می‌گردد. بر روی این بخش دسته رخساره‌های آغاز افت سطح آب دریا (HST) قرار می‌گیرد. در ابتدا با سکون نسبی سطح آب دریا رخساره‌های دریای باز تشکیل شده که بیشتر شامل رخساره وکستون - پکستون اکیئوئیدی است و به تدریج گرینستونهای محیط سدی و سپس رخساره‌های مربوط به محیط لاگونی و جزرومدی نهشته شده است. در این بخش نیز چهار پاراسکانس کم عمق شونده که به طور کلی حالت پسرونده دارند تشکیل شده است. این بخش ۲۱ متر ضخامت دارد. مرز فوقانی این سکانس به دلیل نبود شواهد خروج رسوبات از آب، نوع دوم (غیرفرسایشی) می‌باشد.

سکانس II: این سکانس با یک مرز غیر فرسایشی از نوع دوم آغاز و با یک مرز نوع اول خاتمه می‌یابد. ضخامت دسته رخساره‌های TST و HST ۸۰ متر است که در طی ۲/۵ میلیون سال تشکیل شده است. در بسیاری از رخساره‌ها فرایند دولومیتی شدن قابل مشاهده است که این فرایند در سنگهای کربناته غالباً در طی مراحل TST و HST اتفاق می‌افتد (تاگر، ۱۹۹۳). این سکانس با دسته رخساره‌های پیشروی (TST) به ضخامت ۳۳ متر آغاز شده که شامل رخساره‌های گرینستون سدی است و با پکستون

- وکستون تا مادستون دریای باز ادامه پیدا می کند. این بخش با حداکثر سطح غرقابی (mfs) در رخساره مادستون اکیئوئیدی خاتمه می یابد. بر روی این بخش دسته رخساره مرحله آغاز افت سطح آب دریا (HST) قرار می گیرد که با رخساره گرینستون بیوکلستی (سدی) آغاز و با یک سیکل پسرونده و ایجاد سه پاراسکانس کم عمق شونده به رخساره دولستونی (بالای جزرومدی) ختم می گردد. ضخامت این قسمت در حدود ۴۷ متر می باشد. به علت تشکیل این رخساره که حاوی نهشته های تبخیری است در انتهای سکانس مرز فوقانی از نوع اول در نظر گرفته شده است.

سکانس III: این سکانس دارای دسته رخساره های مرحل TST, LST و HST می باشد. ضخامت آن ۴۲/۵ متر بوده که در مدت ۱/۴ میلیون سال نهشته شده است. این سکانس با دو مرز فرسایشی محصور گردیده است. شروع آن با دسته رخساره مرحله LST با ضخامت ۱۹ متر بوده که نشان دهنده پائین بودن سطح آب دریا می باشد (میل، ۲۰۰۰). در این مرحله به علت فعالیت کمانها، رسوبات آذرآواری در کانالهای موجود ته نشین کرده که به صورت جانبی به رخساره دولستونی حاوی نهشته های تبخیری تغییر رخساره می دهند. پس از آن، تدریجاً با پیشروی دریا رخساره های آبهای عمیق تر ته نشست کرده است که جزء دسته رخساره های پیشرونده (TST) محسوب می گردد. این دسته رخساره بیشتر از نهشته های لاگونی (پکستون پلوئیدی تا پلوئیدی - بیوکلستی) به ضخامت ۱۱/۵ متر تشکیل شده است. در انتها سطح آب دریا به بالاترین حد خود رسیده و حداکثر سطح غرقابی (mfs) با رخساره پکستون پلوئیدی تا پلوئیدی - بیوکلستی مشخص می گردد. سپس دسته رخساره های HST بر روی دسته رخساره TST تشکیل شده اند که عمدتاً شامل رخساره های لاگونی و بالای جزرومدی است. ضخامت این بخش در حدود ۴/۵ متر می باشد. از طرفی به علت وجود شواهد خروج رسوبات از آب (نهشته شدن کانیهای تبخیری در رخساره دولستونی) مرز فوقانی سکانس از نوع اول در نظر گرفته شده است.

سکانس IV: این سکانس با مرز نوع اول در قاعده و مرز نوع دوم در بالا مشخص می گردد. ضخامت آن در حدود ۲۹/۵ متر می باشد که با توجه به ضخامت کل، در یک دوره ۱ میلیون ساله نهشته شده است. دسته رخساره های آغازین این سکانس شامل رخساره های مرحله پیشروی (TST) به ضخامت ۱۸ متر می باشد که در بردارنده رخساره های لاگونی (پکستون پلوئیدی) تا گرینستون سدی است. سپس این سکانس با دسته رخساره های مرحله HST که شامل رخساره های لاگونی (اکثراً پکستون آئیدی) است خاتمه می یابد. ضخامت این بخش ۱۱/۵ متر است و از دو پاراسکانس کم عمق شونده مشابه (سدی به لاگونی) تشکیل شده است. این سکانس به طور تدریجی به رخساره های توریدیتی سازند سینا جدا تبدیل می گردد.

مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در منطقه مورد مطالعه با تغییرات جهانی (هاک و همکاران، ۱۹۸۸) نشان می دهد که این دو منحنی تا حدودی با یکدیگر قابل انطباق است به طوریکه هر دو از یک سوپرسکانس پیشرونده در زمان اسکیتین پسین تشکیل یافته اند. سوپرسکانس سفیدکوه که خود بخشی از مگاسیکل آبسارکا (Absaroka) محسوب می گردد به صورت پیشرونده بین رسوبات قاره ای قره قیطان در پائین و توریدایت های سینا در بالا قرار می گیرد. علاوه بر این باید عنوان نمود که منحنی تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی از سه سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. در صورتیکه در سازند سفیدکوه چهار سکانس از یکدیگر تفکیک شده

است، سکانس اول و دوم تقریباً مشابه و سکانس سوم و چهارم که در فاصله زمانی ۲/۴ میلیون سال تشکیل شده است که به احتمال زیاد معادل سکانس سوم منحنی جهانی است. علت این اختلافات عمدتاً می‌تواند ناشی از تغییر شرایط رسوبگذاری به علت موقعیت خاص تکتونیکی ناحیه آق دریند ( نهشته شدن رسوبات در حوضه پیش کمائی) در زمان اسکیتین پسین باشد (قائمی، ۱۳۸۳).

### نتیجه گیری

رخساره ها و تغییرات عمودی آنها نشان می‌دهد که سازند سفیدکوه در منطقه مورد مطالعه در محیط‌های رسوبی جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز (زیرخط اثر امواج) نهشته شده است. این سازند از دو رخساره آذرآواری و کربناته تشکیل شده که خود بیانگر فعال بودن کمانهای ماگمائی در زمان نهشته شدن رسوبات این سازند می‌باشد. ضخامت رسوبات آذرآواری به صورت جانبی کاهش یافته که نشان‌دهنده نهشته شدن این رسوبات در داخل کانالهای فرسایشی در مرحله افت سطح آب دریا (LST) می‌باشد.

رسوبات سازند سفیدکوه در برش الگو شامل چهارسکانس رسوبی رده سوم است که هر یک از آنها دارای تعدادی توالی به سمت بالا کم عمق شونده (پاراسکانسها) هستند و برای تشکیل این چرخه ها فعالیت‌های تکتونیکی در مقیاس ناحیه ای بسیار مؤثر بوده است.

### منابع

آقابات‌ی، ع .، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۹ص.

قائمی، ف ، ۱۳۸۳. تاریخچه تکتونیک و رسوبگذاری پنجره آق دریند، پایان نامه دکترا، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۷۷ص.

**Baud , A., Brander, R., D.A., 1991**, The Sefid Kuh limeston - A late lower Triassic carbonate ramp ( Aghdarband, NE Iran ) :Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, v.38,p.111-123.

**Carozzi, A.V., 1989**, Carbonate Rocks Depositional Models: A Microfacies System, Sedimentary Geology, v.79,p.3-35.

**Dunham, R., 1962**, Classification of carbonate rocks according to depositional texture , A. A. P. G., Mem.1, 108-121.

**Eftekharneshad, J., Behroozi, A., 1991**, Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Paleozoic rock in NE Iran (including Kopet Dag): *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v.38 ,p.89-100.

**Fisher, R.V., 1966**. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Sci. Review*, 1,p.287-298

**Flügel, E., 2004**, *Microfacies Analysis Of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application*, Springer verlag, 976 p.

**Garzanti, E., Gaetani, M., 2002**, Unroofing history of late Paleozoic magmatic arcs within the "Turan Plate" (Turkmenistan): *Sedimentary Geology*, v.151,p. 67-87.

**Hafmann, A., Dirks, P.H.G.M., and Jelsma, H.A., 2004**, Shallowing upward carbonate cycles in the Blingwe Greenston belt, Zimbabwe: A record of Archean sea level oscillation, *Sedimentary Research*, V.74, no.1, pp.64-81.

**Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, 1988**, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, in Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., and Read, J.F.,(Eds), *Controls on carbonate platform and basin development* : SEPM., Special publication 44,pp.71-108.

**Miall, A.D., 2000**, *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Third Edition, University of Toronto, Canada, 616P.

**Preto, N., and Hinnov, L.A., 2003**, Unraveling the origin of carbonate platform cyclothem in the Upper Triassic, Durrenstein formation(Dolomite,Italy),*Sedimentary Research*, v.73,no.5,pp.774-789.

**Ruttner, A.W., 1991**, *Geology of the Aghdarband area (Kopet-Dagh, NE Iran)* *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v.38 ,p.7-79

**Stocklin, J., 1974**, in *Possible ancient continental margins: new York*, Springer Verlag, p.873-887.

**Tucker, M.E., 2001**, *Sedimentary Petrology*, Third edition, Blackwell, Oxford, 260P.

**Tucker, M.E., 1993**, Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy, In:  
V.P. Wright (editor), *Sedimentology Review*, Blackwells, Oxford, P.51-72.