

رسوبات بادی نهشته شده در دریاچه هامون؛ نشانگر فراوانی و شدت توفان‌های گردوغبار سیستان از انتهای آخرین یخبندان تاکنون

محمدعلی حمزه، دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

محمدحسین محمودی قرائی، دانشیار، بخش زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*

حمید علیزاده لاهیجانی، دانشیار، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران

رضا موسوی حرمی، استاد، بخش زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

مرتضی جمالی، دانشیار، مؤسسه مدیترانه‌ای تنوع زیستی و بوم‌شناسی خشکی و دریایی، ماری، فرانسه

چکیده

تشخیص اثر رسوبات بادی در رسوبات دریاچه‌ای عامل مهمی جهت بازسازی تغییرات محیطی و همچنین شناخت فراوانی و زمان توفان‌های گردوغبار دیرینه است. بر اساس آزمایش مغناطیس‌سنجی، شکل منحنی‌های توزیع اندازه ذرات و دیگر عوامل دانه‌بندی، به‌علاوه سنگ‌نگاری، ما حضور اجزای رسوبی بادی در توالی رسوبی دو مغزه $6/2$ و $6/8$ متری در دریاچه هامون، شرق ایران را مشخص نمودیم. بزرگ‌ترین قله‌نمایی منحنی توزیع اندازه ذرات (بین $20-30$ میکرومتر) نشان داد رسوبات سیلتی رسی تیره‌رنگ رخساره A با مقادیر کم پذیرفتاری مغناطیسی ($SI^{-4} \times 10^{-5} - 2/4$) با میزان زیاد بقایای گیاهی، کاروفیت و پوسته‌های صدفی کربناتی، در یک محیط بارآور دریاچه‌ای بدون حضور باد ته‌نشست نموده‌اند. این رخساره که معرف اواخر یخبندان و اوایل هولوسن است، توسط تضعیف مرکز پرفشار سیبری و بادهای غربی به‌علاوه افزایش دمای سطح آب اقیانوس اطلس شمالی و دریای عربی مشخص می‌گردد. در اوایل تا اواسط هولوسن تضعیف تدریجی مونسون به همراه قدرت‌گیری پرفشار سیبری و بادهای غربی منجر به وزش توفان‌های شدید در حوضه سیستان شده که توسط ماسه‌های سیلتی قهوه‌ای با پذیرفتاری مغناطیسی زیاد و نمای توزیع ذرات بیش از 100 میکرومتر در رخساره B نشان داده می‌شود. محیط دیرینه اواسط تا اواخر هولوسن سیستان کم‌وبیش مشابه حال حاضر بوده است. در این زمان که توسط رخساره C معرفی می‌گردد، ورود دوره‌ای رسوبات بادی توسط توفان‌های پرانرژی قابل‌مقایسه با بادهای حاضر 120 روزه، مشخص است. نشانه‌های توفان‌های گردوغبار دیرینه در این دوره توسط نوسان‌های زیاد پذیرفتاری مغناطیسی و حضور لایه‌های حاوی ماسه در توالی رسوبی هر دو مغزه اثبات می‌گردد.

کلیدواژه‌ها: هامون، اقلیم دیرینه، هولوسن، رسوب‌شناسی، مونسون

مقدمه

رسوبات بادی نهشته شده در محیط‌های دریاچه‌ای، نشانگرهای مستقیم دوره‌های خشک‌سالی و توفان‌های گردوغبار دیرینه هستند و از این جهت، بایگانی‌های ارزشمندی از شرایط محیطی دیرینه به شمار می‌آیند (An et al. 2012). مطالعه این رسوبات می‌تواند موجب افزایش دانش ما در مورد ماهیت و عوامل ایجاد تغییرات اقلیمی در درازمدت و همچنین درک شدت و فراوانی این بلایای طبیعی در بازه‌های زمانی گسترده‌تر از وقایع تاریخی ثبت‌شده گردند (Parris et al. 2010).

بررسی داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی و همچنین توزیع دانه‌بندی ذرات رسوبی به‌عنوان یکی از نشانگرهای تغییرات محیطی در توالی‌های رسوبی دریاچه‌ای کاربرد بسیاری دارد (Jiang and Ding 2010). تغییرات محیطی در اثر دگرگونی‌های اقلیمی با فرایندهای فرسایش و هوازدگی مختلف و همچنین شرایط متنوع انتقال و ته‌نشست همراه هستند. این تغییرات به‌نوبه خود موجب تنوع در ترکیب رسوب مانند تغییر در میزان و/یا ترکیب کانی‌های مغناطیسی به‌عنوان کانی‌های معمول در رسوبات می‌گردند که توسط بررسی نگاشت پذیرفتاری مغناطیسی قابل‌ردیابی هستند (Karimi et al. 2013). از طرف دیگر، با در نظر گرفتن آنکه ترکیب دانه‌بندی و کانی‌شناسی اجزاء رسوبی در توزیع چند نمایی رسوبات منعکس‌کننده فرایندهای مختلف انتقال و ته‌نشست رسوبات است (Ashley 1978)، جداسازی نظری اجزای مختلف رسوبات از یکدیگر و شناسایی هرکدام می‌تواند بازگوکننده شرایط اقلیمی و محیطی حوضه رسوبی در زمان ته‌نشست باشد. مطالعات گسترده‌ای در زمینه جداسازی رسوبات بادی از کل رسوبات در نواحی مختلف جهان مانند ایالات متحده (Dean 1997; Parris et al. 2010)، آلاسکا (Muhs and Bettis 2003)، گرینلند (Mayewski et al. 2004)، نیوزیلند (McGowan et al. 1996) و ژاپن (Xiao et al. 1997) انجام گرفته است که بیانگر حضور دوره‌های خشک و بادخیز در طول آخرین عصر

یخبندان و پس‌از آن است. اخیراً مطالعات متعددی در مورد مقایسه نمودارهای فراوانی اندازه ذرات حاصل از منابع و محیط‌های گوناگون انجام گرفته که به کمک آن‌ها میزان مشارکت رسوبات بادی در کل رسوبات دریاچه‌ای در شمال چین برآورد شده است (Sun et al. 2002; An et al. 2011). ژیانگ و دینگ (2010) دریافتند که تغییرات اندازه ذرات رسوبی در توالی لسی شمال چین، معرف تغییرات شدت بادهای شمالی و شمال غربی است. نتایج نشان داد انتقال رسوبات بادی در این ناحیه مرتبط با مونسون زمستانه شرق آسیاست که در آن هوای سرد و خشک توسط مرکز پرفشار سیری گسترش یافته و گردوغبار را به شمال و شمال غربی چین وارد نموده است.

مطالعاتی پیرامون تغییرات محیطی با استفاده از رسوبات بادی در محیط‌های دریاچه‌ای، پلایایی و بیابانی بخش مرکزی و شمالی ایران انجام گرفته است. این بررسی‌ها بر روی بخش‌های جنوبی دریای خزر (Ramezani et al. 2008; Frechen et al. 2009; Karimi 1988; Okhravi and Amini 2001; Frechen et al. 2009; Karimi et al. 2013) و پلایاهای بخش شمالی مرکز ایران (Kaminsky 1970; Khademi et al. 1997; Djamali et al. 2006) متمرکز گردیده است. این مطالعات می‌تواند کمک شایانی برای شناخت تغییرات چهره زمین، بررسی توده‌های هوایی مؤثر در هر ناحیه و نوسانات فصلی و شدت آن‌ها در بخش‌های غربی و شمالی ایران باشد، اما به‌رحال بسیاری از جنبه‌های شرایط اقلیمی دیرینه منطقه شرق و جنوب شرقی ایران همچنان ناشناخته مانده است.

دریاچه هامون یک محیط رسوبی بسیار مناسب برای مطالعات اقلیم دیرینه است. این ناحیه هم‌اکنون در یکی از خشک‌ترین نواحی آسیای مرکزی-غربی واقع شده که توسط بسیاری از گردشگران، دانشمندان علوم طبیعی و مستشاران خارجی که در قرن نوزدهم و اوایل قرن بیستم به این ناحیه سفر کرده و مطالعاتی پیرامون اهداف محوله انجام داده‌اند،

اقلیمی هامون را در طی هولوسن نشان دادند و مشخص نمودند سامانه‌های اقلیمی تأمین‌کننده رطوبت دریاچه هامون در طی هولوسن تغییر نموده است. اما از آنجا که توفان و پدیده بادخیزی در تفسیر اقلیم سیستان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، در این مطالعه سعی می‌گردد تا با بررسی رسوب‌شناسی و سنگ‌نگاری رسوبات بادی نهشته شده در توالی رسوبی دریاچه هامون از دوره زمانی پس از آب شدن یخچال‌های آخرین عصر یخبندان (حدود ۱۳/۵ هزار سال قبل) تاکنون، دوره‌های زمانی شدت‌وری توفان‌های گردوغبار دیرینه دشت سیستان معرفی گردد.

محدوده مورد مطالعه

موقعیت جغرافیایی

سیستان در حقیقت یک گودی با مساحت ۱۸ هزار کیلومترمربع در بخش جنوب غربی حوضه هیرمند را شامل می‌شود که توسط دلتای رود هیرمند و سه پهنه آبی فصلی به نام‌های هامون پوزک (۴۸۰ کیلومترمربع)، هامون صابوری (۸۰۰ کیلومترمربع) و هامون هیرمند (۶۵۰ کیلومترمربع) پوشیده شده است (شکل ۱). ارتفاع متوسط سطح آب دریاچه‌ها ۴۷۰ متر بالاتر از سطح دریاست. در زمان‌های سیلابی این مناطق به صورت یک پهنه آبی یکپارچه درمی‌آیند و یک کانال جریان آب به نام رود شيله، آب‌های اضافی را از بخش جنوبی هامون هیرمند به پهنه اغلب خشک گود زیره (ارتفاع ۴۶۳ متر بالاتر از سطح دریا) سرریز می‌کند (Whitney 2007). رود هیرمند با طولی حدود ۱۴۰۰ کیلومتر به‌علاوه چهار رود دیگر به نام‌های خاش‌رود، خوسپاس‌رود، فراه‌رود و هاروت‌رود مساحتی حدود ۳۴۰ هزار کیلومترمربع از دامنه‌های جنوب غربی هندوکش را زهکش می‌کنند که بیش از ۵۰٪ خاک افغانستان را شامل می‌گردد (Jux and Kempf 1983). رسوبات بستر دشت شامل رسوبات سیلتی رسی دریاچه‌ای و همچنین رسوبات دلتای هیرمند هستند. در بخش شمالی دشت، رسوبات مخروط افکنه‌ای رودهای ذکرشده نیز

به‌عنوان یکی از خشن‌ترین نواحی بیابانی زمین از آن یادشده است که با اقلیم فوق‌العاده گرم و خشک، بادهای و توفان‌های گردوخاک شدید، سیلاب‌های ویرانگر و خشک‌سالی‌های متوالی و قحطی آور شناخته می‌شود (Goldsmid 1875; McMahon 1906; Annandale and Prashad 1919). منابع آبی محدود و زیست‌بوم شکننده پیرامون دریاچه هامون دارای حساسیت فوق‌العاده‌ای به تغییرات اقلیمی است. در دوره‌های مرطوب، رسوبات دریاچه‌ای-رودخانه‌ای در محیط دریاچه ته‌نشین می‌گردد، درحالی‌که در زمان‌های خشک‌سالی، فرسایش و رسوب‌گذاری حاصل از بادهای شدید، نواحی مختلف آن را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Rashki and Kaskaoutis 2012). لذا با اندازه‌گیری نسبت رسوبات مختلف در توالی رسوبات دریاچه و مقایسه آن با شرایط اقلیمی هولوسن جنوب غربی آسیا می‌توان تغییرات فراوانی و شدت توفان‌های گردوغبار سیستان و ارتباط آن با پدیده‌های اقلیمی ناحیه‌ای را بررسی نمود.

در سال‌های اخیر، مطالعاتی در مورد ماهیت و شرایط ایجاد توفان‌های گردوغبار حال حاضر سیستان انجام گرفته است. این مطالعات به بررسی میزان و نوع رسوب‌گذاری گردوغبار (Rashki et al. 2014)، نقش بادهای محلی ۱۲۰ روزه در گردوغبار (Alizadeh-Choozari et al. 2014)، غلظت ذرات معلق در هوا و کیفیت هوا (Rashki et al. 2013b)، ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی گردوغبار (Rashki et al. 2013a) و نقش خشک‌سالی‌های اخیر در شدت گرفتن این توفان‌ها (Rashki and Kaskaoutis 2012; Sharifikia 2013) پرداخته شده است. با این حال، تاکنون مطالعه‌ای با موضوع بررسی توزیع زمانی و شدت توفان‌های گردوغبار سیستان در چند هزار سال گذشته انجام نگرفته است تا با کمک آن بتوان اثرات تغییرات اقلیم هولوسن نیمکره شمالی در این ناحیه را بررسی نمود.

اخیراً حمزه و همکاران (2016) با بررسی دانه‌بندی رسوبات، میزان مواد آلی و کربنات کلسیم و همچنین ریخت‌شناسی سطح دانه‌های رسوبی، تغییرات آب‌شناسی و

به چشم می‌خورد. یک توده کوچک بازالیتی به قدمت حدود ۷/۳ میلیون سال به نام کوه خواجه در هامون هیرمند واقع شده که ارتفاع آن از بستر دریاچه حدود ۱۲۰ متر است. حضور دشت مرگو که کفه‌ای گراولی با تعدادی پشته‌های ماسه‌ای بادی است و همچنین ریگستان که بیابانی پوشیده از پشته‌های ماسه‌ای فعال (بخش غربی) و غیرفعال (بخش شرقی) در ارتفاع ۲۰۰ تا ۳۰۰ متری بالاتر از سیستان در شرق آن واقع شده‌اند (شکل ۱)، حاکی از گستردگی زمانی فرایندهای رسوبی بادی در سیستان است (Whitney 2007).

اقلیم

شرایط اقلیمی در ایران بیشتر توسط سامانه‌های غرب‌وزان عرض‌های میانی، پرفشار سیری^۱ (شمال شرقی) و مونسون جنوب غربی (منتهی‌الیه جنوب شرقی) کنترل می‌شود. در طی کواترنر احتمالاً موقعیت و شدت این سامانه‌ها با شرایط کنونی متفاوت بوده و از این جهت تأثیر آن‌ها بر اقلیم منطقه دچار دگرگونی شده است. در طی هولوسن، منطقه جنوب شرقی ایران به دلیل قرار گرفتن در مرز بالایی محدوده منطقه همگرایی بین حاره‌ای^۲ نسبت‌های متفاوتی از بارش‌های زمستانه مدیترانه‌ای و مونسون تابستانه هند^۳ را دریافت نموده و بنابراین، دارای تاریخچه نسبتاً پیچیده‌ای از شرایط محیطی و اقلیمی دیرینه است (Regard et al. 2006; Hamzeh et al. 2016).

سیستان تحت تسلط اقلیم قاره‌ای با زمستان‌های سرد و تابستان‌های گرم و خشک است. میانگین دمای هوای حوضه سیستان ۲۷ درجه سانتی‌گراد است. رژیم بارندگی سیستان حوضه آبگیر آن کاملاً فصلی و مرتبط با مرکز کم‌فشار غربی است. بادهای غربی عرض‌های میانی^۴ رطوبت گستره‌های آبی غرب ایران را که مهم‌ترین آن دریای مدیترانه است، به سمت ارتفاعات غربی و در مرحله بعد فلات مرکزی ایران هدایت

می‌کنند. البته در این میان، ارتفاعات غربی و شمالی ایران از ورود جریان‌های هوای مرطوب به نقاط مرکزی جلوگیری می‌کند (Kehl 2009). به همین دلیل، دشت سیستان میزان اندکی بارندگی دریافت می‌کند (کمتر از ۶۰ میلی‌متر در سال) (Alizadeh-Choobari et al. 2014). حوضه هیرمند از سال ۱۳۷۸ دچار خشک‌سالی شدیدی گردید که خسارات زیادی به منطقه وارد نمود (Vekerd et al. 2006). در دوره‌های خشک‌سالی، بستر دریاچه‌ها به‌علاوه مخروط‌افکنه رودخانه‌های شمالی به‌عنوان منبع گردوخاک منطقه عمل می‌کنند و موجب ایجاد توفان‌های گردوخاک شدید در منطقه می‌گردند (Rashki and Kaskaoutis 2012).

بادخیزی

سیستان یک منطقه کلیدی جهت واکنش متقابل هوای سرد ارتفاعات با هوای گرم و خشک دشت است که در آن بادهای قوی نزدیک سطح زمین برای حداقل چهار ماه از سال دوام دارد. این بادهای بسیار شدید که به نام بادهای ۱۲۰ روزه شناخته می‌شوند و سرعت آن‌ها گاه به ۲۸ متر بر ثانیه می‌رسد، هم‌زمان با گرمای زیاد حوضه در اوایل خرداد شروع و تا اواخر شهریور به طول می‌انجامد (McMahon 1906). بادهای ۱۲۰ روزه اثرات زیادی بر روی ریخت‌شناسی زمین و زندگی مردم از جمله زمان آبیاری و فعالیت‌های کشاورزی منطقه دارد. این بادهای دارای جهت غالب شمالی-شمال غربی، حاصل اختلاف زیاد فشار بین محدوده پرفشار دائمی بر روی ارتفاعات شمالی و منطقه کم‌فشار تابستانه ایجاد شده در دشت سیستان است که در اثر توپوگرافی خاص دشت سیستان (ایجاد کانال حرکت باد بین ارتفاعات غربی و همچنین شمالی و شرقی سیستان) بر سرعت آن افزوده می‌شود (شکل ۱). این بادهای زمانی ایجاد می‌شود که سرعت باد از ۱ متر بر ثانیه تجاوز نماید. حداکثر سرعت باد در ارتفاع زیر ۱ کیلومتری از سطح زمین روی می‌دهد. تعامل اقلیم فراخشک با بادهای شدید موجب شکل‌گیری میزان بسیار زیاد

¹ Siberian High (SH)

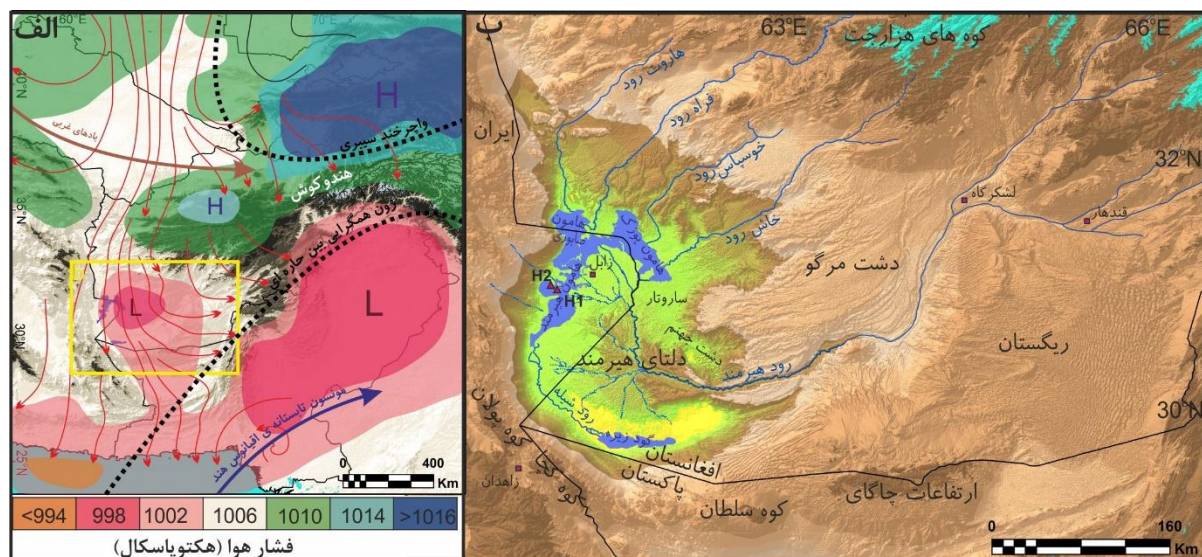
² Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ)

³ Indian Summer Monsoon (ISM)

⁴ Mid-Latitude Westerlies (MLW)

سطحی و همچنین فقدان پوشش گیاهی متراکم موجب شکل‌گیری توفان‌های گردوخاک سهمگین در سیستان از اواسط بهار تا تابستان و اوایل پاییز می‌گردد.

تبخیر (بیش از ۴۰۰۰ میلی‌متر در سال) در منطقه می‌گردد که در زمرهٔ بیشترین نرخ‌های تبخیر در جهان است (Alizadeh-Choobari et al. 2014). تلفیق عوامل فوق با خشکی رسوبات



شکل ۱- الف) میانگین میزان فشار سطح دریا (هکتوپاسکال)، سامانه‌های اقلیمی و جهت وزش باد در ارتفاع ۱۰ متری سطح زمین در حوضهٔ هیرمند و ارتفاعات شمال آن در اواسط تابستان (با تغییرات از علیزاده چوباری و همکاران (۲۰۱۴) و اوون و همکاران (۲۰۱۴)). ب) تصویر داده‌های ارتفاعی رقومی (DEM) ماهوارهٔ استر حوضهٔ هیرمند. H: مراکز پرفشار، L: مراکز کم‌فشار. H1 و H2 نشان‌دهندهٔ محل‌های براشت مغزه هاست.

روش مطالعه

برداشت مغزه، نمونه‌برداری و مطالعات رسوب‌شناسی

دو مغزه H1 (طول ۶/۲ متر) و H2 (طول ۶/۸ متر) با قطر داخلی ۵ سانتیمتر توسط دستگاه مغزه گیر ارتعاشی^۱ در شهریورماه ۱۳۹۲ زمانی که پس از یک سیلاب بهاری هامون هیرمند کاملاً خشک بود برداشته شد. ارتفاع محل برداشت مغزهٔ اول و دوم به ترتیب ۴۷۰ و ۴۷۱ متر از سطح دریا و فاصلهٔ بین دو مغزه حدود ۱/۸ کیلومتر اندازه‌گیری شد. محل برداشت مغزه‌ها بخش میانی هامون هیرمند حدود ۲ کیلومتری غرب کوه خواجه انتخاب گردید (شکل ۱ ب). این ناحیه در طول دوره‌های مختلف زمانی هولوسن آب‌های ورودی از شاخه‌های مختلف رود هیرمند از جنوب دریاچه (توسط رود

سیستان دارای فراوان‌ترین و شدیدترین توفان‌های گردوغبار در جنوب غربی آسیاست. به‌طور مثال در سال ۱۲۸۴ هجری شمسی تندبادی با سرعت ۳۹/۳ متر بر ثانیه به مدت ۱۶ ساعت در سیستان ثبت گردید که بیشینهٔ سرعت آن به ۵۳/۶ متر بر ثانیه رسید (McMahon 1906). مدارکی وجود دارد که این بادهای در زمان‌های گذشته تاریخی نیز وجود داشته‌اند. نهشته‌های ماسه‌ای بادی فراوان در ریگستان، دشت مرگو، دشت جهنم، ساروتار، گود زیره و هامون ماشکل (شکل ۱ ب)، باقی ماندن پهنهٔ گراولی دشت مرگو در اثر فرسایش شدید بادی و همچنین بقایای آسیاب‌های بادی که درون یا بیرون دلتای هیرمند یافت می‌گردند (Tate 1910) از این جمله‌اند.

¹ Vibro corer

بیابان و رام‌رود)، بخش میانی (سنا رود) و بخش شمالی (رود سیستان و پریان) را دریافت نموده و احتمالاً نسبت به سایر نقاط دارای توالی کامل‌تری از رسوبات دریاچه‌ای و بادی است.

مغزه‌ها بلافاصله پس از انتقال به آزمایشگاه، مورد سنجش میزان پذیرفتاری مغناطیسی قرار گرفتند. این کار توسط سنجنده MS2C مغناطیس‌سنج بارتینگتون بافاصله یک سانتیمتر بین دو سنجش متوالی انجام گرفت. کلیه داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی گزارش شده در مقاله بر مبنای واحد SI است. پس از آن مغزه‌ها از وسط در جهت طولی برش داده شد، سطح رسوبات تمیز شد و مطالعات مقدماتی شامل تصویربرداری توسط دوربین دیجیتال با قدرت تفکیک زیاد و بررسی خصوصیات ظاهری مانند رنگ (با مقایسه با چارت استاندارد مانسل (Chatrs 2000)، لایه‌بندی و حضور بقایای جانداران، گیاهان، و ساختارهای رسوبی قابل‌شناسایی در نمونه دستی روی مغزه‌ها انجام گرفت. ۱۴۰ نمونه از دو مغزه برای انجام آزمایش دانه‌بندی لیزری برداشته شد. نمونه‌ها با فواصل حداکثر ۱۰ سانتیمتری بر اساس تغییر خصوصیات ظاهری و تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی برداشته شد. برای آماده‌سازی نمونه‌ها برای انجام دانه‌بندی لیزری، ابتدا ذرات کربنات کلسیم توسط انحلال در اسیدکلریدریک ۱۰٪ از رسوبات خارج گردید و سپس مواد آلی در اثر واکنش با آب‌اکسیژنه ۳۰٪ حذف شد. قبل از ورود رسوبات به دستگاه دانه‌بندی لیزری، ۱۰ میلی‌لیتر سدیم هگزامتافسفات ۰/۰۵ مولار به رسوب و آب مقطر اضافه گردید و مخلوط کاملاً هم زده شد تا از هرگونه لخته شدن رسوبات جلوگیری شود (Konert and Vandenberghe 1997). برای دانه‌بندی لیزری رسوبات از دستگاه دانه‌بندی لیزری FRITSCH Analysette 22 و به روش‌تر استفاده گردید. تعداد کانال‌های دستگاه طوری تعریف گردید تا داده‌های خروجی دستگاه ۶۲ محدوده اندازه ذرات را نمایش دهند. به ازای هر ده نمونه دانه‌بندی شده، ۲ نمونه نیز به صورت تکراری مورد آزمایش قرار گرفت

که داده‌ها نشان داد درصد ماسه، سیلت و رس در آن‌ها حداکثر ۵٪ تغییر نشان می‌دهد. داده‌های خروجی دستگاه نیز توسط نرم‌افزار Analysette 22 Fritsch GmbH 2000 مورد پردازش قرار گرفت و نمودارهای توزیع اندازه ذرات رسم گردید.

در این بررسی، ۲۱ نمونه از رسوبات مغزه H1 برای تهیه مقطع نازک میکروسکوپی انتخاب گردید. مقاطع نازک تهیه شده، توسط میکروسکوپ پلاریزان نیکون مدل LV50i POL مجهز به دوربین دیجیتال عکس‌برداری مطالعه و تصویربرداری گردید. نمونه‌های رسوبی همچنین توسط استریو میکروسکوپ نیکون مدل SMZ1500 مشاهده گردید تا میزان فراوانی نسبی صدف‌های کربنات کلسیم و بقایای آلی تعیین شود. به دلیل آنکه مطالعات مقدماتی نشان داد مغزه H1 به خاطر قرارگیری در میانه دریاچه، دارای مواد آلی و همچنین بقایای گیاهی و جانوری بیشتری است و در کل توالی رسوبی کامل‌تری نسبت به مغزه H2 دارد، در این بررسی مطالعات تفصیلی‌تر بر روی مغزه اول صورت گرفت و از مغزه دوم برای بررسی میزان گسترش محیط دریاچه‌ای و همبستگی توالی رسوبی استفاده گردید. کلیه آزمایش‌های فوق در آزمایشگاه زمین‌شناسی دریایی مرکز اقیانوس‌شناسی دریای عمان و اقیانوس هند (چابهار)، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی انجام پذیرفت.

تعیین سن به روش ^{14}C

داده‌های سن سنجی این تحقیق بر اساس مطالعه حمزه و همکاران (2016) آورده شده است. در این تحقیق، آزمایش سن‌سنجی بر روی رسوبات گلی حاوی ماده آلی نسبتاً زیاد از بخش‌های پایینی مغزه H1 (عمق ۶۱۵ سانتیمتری) در آزمایشگاه رادیوکربن پزنان لهستان انجام گرفت و توسط نرم‌افزار IntCal13 (Reimer et al. 2013) کالیبره گردید. سن کالیبره شده بیانگر سن حدود ۱۳/۵ هزار سال قبل (اواخر عصر یخبندان) برای بخش‌های پایینی مغزه است. با توجه به

داده‌های سن‌سنجی کم در این تحقیق، سعی می‌گردد وقایع اقلیمی و بادخیزی دریاچه‌ها بر اساس سن‌های کلی اعلام گردد.

نتایج

با توجه به بررسی‌های مقدماتی بر روی مغزه‌ها، مغزه H1 برای انجام مطالعات تفصیلی‌تر و سن‌سنجی انتخاب گردید. با بررسی‌های مغناطیس‌سنجی و رسوب‌شناسی واحدهای رسوبی مغزه‌ها به سه رخساره اصلی A، B و C تقسیم گردید. همچنین دو رخساره A و B به دو زیر رخساره و رخساره C به سه زیر رخساره تقسیم گردیدند (جدول ۱، شکل ۲).

رخساره A: بخش‌های پایینی مغزه شامل سیلت رسی تیره‌رنگ است. حدود ۷۰٪ رسوبات را ذرات سیلت تشکیل می‌دهند. پس از آن رسوبات رسی دارای بیشترین فراوانی

هستند. میزان ماسه این رخساره ناچیز است و فقط در عمق ۵۵۰ سانتیمتری افزایش چشمگیر نشان می‌دهد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی این واحد بسیار پایین است که از سمت بخش‌های بالایی واحد به سمت پایین روند کاهشی پذیرفتاری مغناطیسی کاملاً مشهود است. رنگ رسوبات اغلب در محدوده خاکستری تا خاکستری مایل به سبز قرار دارد. مقدار زیادی بقایای گیاهی نیز در رسوبات این واحد قابل مشاهده است. زیر رخساره A2 با آغاز روند افزایشی میزان پذیرفتاری مغناطیسی از $4 \times 10^{-4} \text{ SI}$ در بخش پایینی تا $5 \times 10^{-4} \text{ SI}$ در بخش فوقانی خود مشخص می‌شود. رنگ رسوبات سیلتی این واحد که در بخش‌های فوقانی به سیلت ماسه‌ای تبدیل می‌شوند، بسیار روشن‌تر از واحد قبلی است و در محدوده رنگ قهوه‌ای روشن قرار می‌گیرد.

جدول ۱- برخی داده‌های رسوب‌شناسی رخساره‌های مغزه H1 هامون

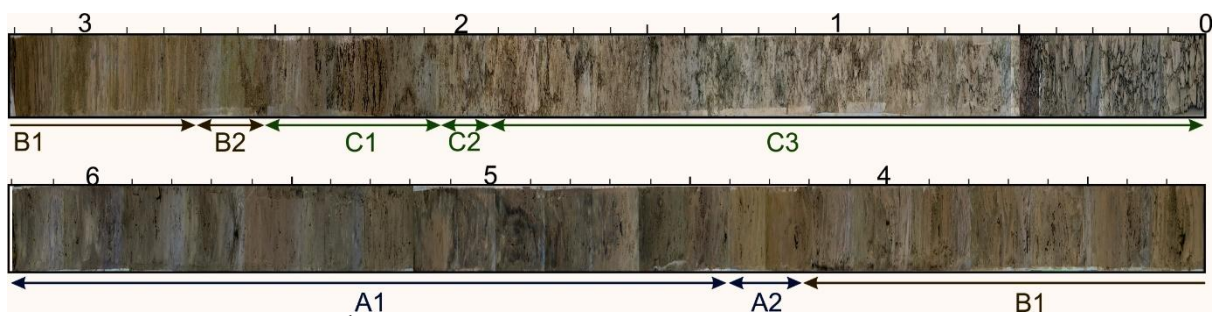
زیر رخساره	A1	A2	B1	B2	C1	C2	C3
عمق (سانتیمتر)	۶۲۰-۴۴۰	۴۴۰-۴۲۰	۲۶۵-۴۲۰	۲۶۵-۲۵۵	۲۰۵-۲۵۵	۱۹۵-۲۰۵	۰-۱۹۵
MS (10^{-4} SI)	۲/۳-۴/۷	۴/۲-۵/۲	۵/۸-۱۰	۵/۰-۹/۴	۳/۷-۱۱	۷/۹-۱۱	۱/۴-۳/۸
متوسط	۳/۳	۴/۷	۷/۷	۷/۲	۶/۱	۹/۶	۴/۳
ماسه (%)	۰/۶-۲۷/۹	۲/۰-۱۳/۶	۱۵/۴-۵۵/۶	۳۵/۹-۳۸/۹	۱/۲-۲۳/۴	۶۰/۱-۶۴/۲	۲/۵-۳۶/۸
متوسط	۷/۹	۷/۰	۲۳/۹	۳۷/۴	۱۴/۰	۶۲/۲	۱۱/۲
سیلت (%)	۵۸/۲-۷۶/۵	۶۸/۸-۷۶/۶	۳۶/۶-۷۴/۵	۴۹/۵-۴۹/۷	۶۰/۱-۷۲/۲	۱۵/۳-۳۲/۳	۴۳/۳-۸۰/۷
متوسط	۶۸/۱	۷۱/۶	۶۰/۰	۴۹/۶	۶۷/۱	۲۳/۸	۶۸/۷
رس (%)	۱۱/۶-۴۱/۲	۱۸/۶-۲۴/۱	۷/۷-۲۴/۰	۱۱/۵-۱۴/۴	۱۱/۲-۲۷/۶	۷/۶-۲۰/۵	۱۱/۲-۲۷/۷
متوسط	۲۴/۰	۲۱/۴	۱۶/۲	۱۳/۰	۱۸/۸	۱۴/۱	۲۰/۱
رنگ (مانسل) شماره	10Y8/1, 7/1, 6/1, 5Y6/1	5Y7/2, 10YR8/2	10YR8/3, 7/3, 6/3	2.5Y7/3	10Y6/2, 5Y7/2	10Y6/2, 5Y7/1	5Y7/1, 10Y6/1, 5Y7/2
نام	LGG, GG, G	LG, VPB	VPB, PB	PY	LBG, LG	LBG, LG	LG, LGG, GG
فسیل	خیلی زیاد	زیاد	-	خیلی کم	متوسط	خیلی زیاد	متوسط
استراکدا	خیلی زیاد	زیاد	-	خیلی کم	متوسط	زیاد	متوسط
بقایای گیاهی	متوسط	کم	-	کم	متوسط	کم	زیاد
لایه‌بندی	بدون لایه‌بندی	لایه‌بندی کم	تناوب سیلت و ماسه	بدون لایه‌بندی	لایه‌بندی مشخص	بدون لایه‌بندی	لایه‌بندی مشخص
جورشدگی	خوب	خوب	ضعیف	خوب	ضعیف	خوب	ضعیف

G: خاکستری، LG: خاکستری کم‌رنگ، GG: خاکستری مایل به سبز، LGG: خاکستری کم‌رنگ مایل به سبز، LBG: خاکستری کم‌رنگ مایل به قهوه‌ای، PY: زرد روشن، VPB: قهوه‌ای خیلی روشن، PB: قهوه‌ای روشن

رخساره B: این رخساره با مرزی فرسایشی بر روی زیر رخساره A2 قرار می‌گیرد (شکل ۲). این بخش شامل تناوب بیش از ۱۰۰ لایه با ضخامت کمتر از یک سانتیمتری تا چند سانتیمتری از رسوبات سیلتی و رسوبات ماسه‌ای بادی با رنگ قهوه‌ای خیلی روشن است. میزان سیلت در لایه‌های سیلتی بیش از ۷۰٪ و میزان ماسه در لایه‌های ماسه‌ای به بیش از ۵۰٪ می‌رسد. پذیرفتاری مغناطیسی این بخش افزایش ناگهانی و زیادی نسبت به بخش‌های زیرین نشان می‌دهد که در بخش‌های با ماسه زیاد افزایش و بخش‌های با مقادیر سیلت و رس زیاد، کاهش می‌یابد. در عمق ۲۶۵ سانتیمتری، زیر رخساره B1 توسط مرز تدریجی به زیر رخساره B2 با ضخامت ۱۰ سانتیمتر تبدیل می‌شود. این واحد شامل ماسه سیلتی با رنگ زرد کمرنگ است که با افزایش ناگهانی پذیرفتاری مغناطیسی همراه است. دامنه تغییرات میزان رس (۱۲-۱۴٪)، سیلت (۴۹-۵۰٪) و ماسه (۳۶-۳۹٪) در آن نسبتاً کم است.

رخساره C: بخش زیرین زیر رخساره C1 از پایین به بالا از رسوبات سیلت رسی آغاز می‌شود، در ادامه به سیلت و سیلت ماسه‌ای و در بخش بالایی خود به ماسه سیلتی تبدیل می‌گردد. این روند دقیقاً با روند افزایشی مقدار پذیرفتاری مغناطیسی تطابق دارد. متوسط میزان رس، سیلت و ماسه در

این رسوبات به ترتیب ۱۹، ۶۷ و ۱۴ درصد است. زیر رخساره C2 ۱۰ متشکل از دو لایه ماسه‌ای سیلتی حاوی ذرات درشت ماسه، مقادیر زیاد خرده صدف و بقایای گیاهی نابرجای فراوان است که یک لایه سیلت ماسه‌ای بین این دو قرار گرفته است. میزان ذرات ماسه بیش از ۶۰٪ است. میانگین اندازه ذرات در این واحد بیش از ۱۶۵ میکرومتر است. رنگ دو لایه ماسه‌ای خاکستری کمرنگ مایل به قهوه‌ای است و رنگ لایه میانی خاکستری کمرنگ است. میزان زیاد پذیرفتاری مغناطیسی این لایه (SI $10^{-4} \times 11$) حاکی از حضور میزان زیاد رسوبات آوری نسبتاً دانه‌درشت در این بخش است. بخش اعظم ذرات رسوبی زیر رخساره C3 که معرف جدیدترین بخش مغزه است را سیلت تشکیل می‌دهد. ذرات رسی و ماسه‌ای نیز در بخش‌های مختلف پس از سیلت قرار دارند. در اعماق ۷۰، ۱۲۰ و ۱۶۰ سانتیمتری، میزان ماسه افزایش چشمگیری نشان می‌دهد که توسط افزایش ناگهانی پذیرفتاری مغناطیسی و میانگین و نمای اندازه ذرات قابل‌ردیابی است. دامنه تغییرات میزان ماسه در این رسوبات وسیع است (۲-۳۷ درصد). بنابراین تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی این واحد زیاد و بین SI $10^{-4} \times 1$ و SI $10^{-4} \times 8$ در نوسان است. رنگ این واحد از خاکستری تا خاکستری روشن و سبز مایل به خاکستری روشن در تغییر است.



شکل ۲- تصویر برداشته شده از مغزه H1. نسبت طول به عرض مغزه تغییر داده شده است. (اعداد بیانگر عمق مغزه به متر هستند).

دانه‌بندی و توزیع اندازه ذرات

برای جداسازی نظری رسوبات دارای فرایندهای انتقال و ته‌نشست متفاوت و در نتیجه شناخت دوره‌های رسوب‌گذاری دریاچه‌ای و بادی، نمودارهای توزیع فراوانی اندازه ذرات

رسوبی مغزه‌های رسوبی هامون تهیه گردید و با محدوده‌های قله‌نمایی^۱ (Modal Peak) معمول رسوبات مختلف در سایر نقاط جهان مقایسه شد (شکل ۳). برای ساده‌سازی منحنی‌ها،

¹ Modal Peak

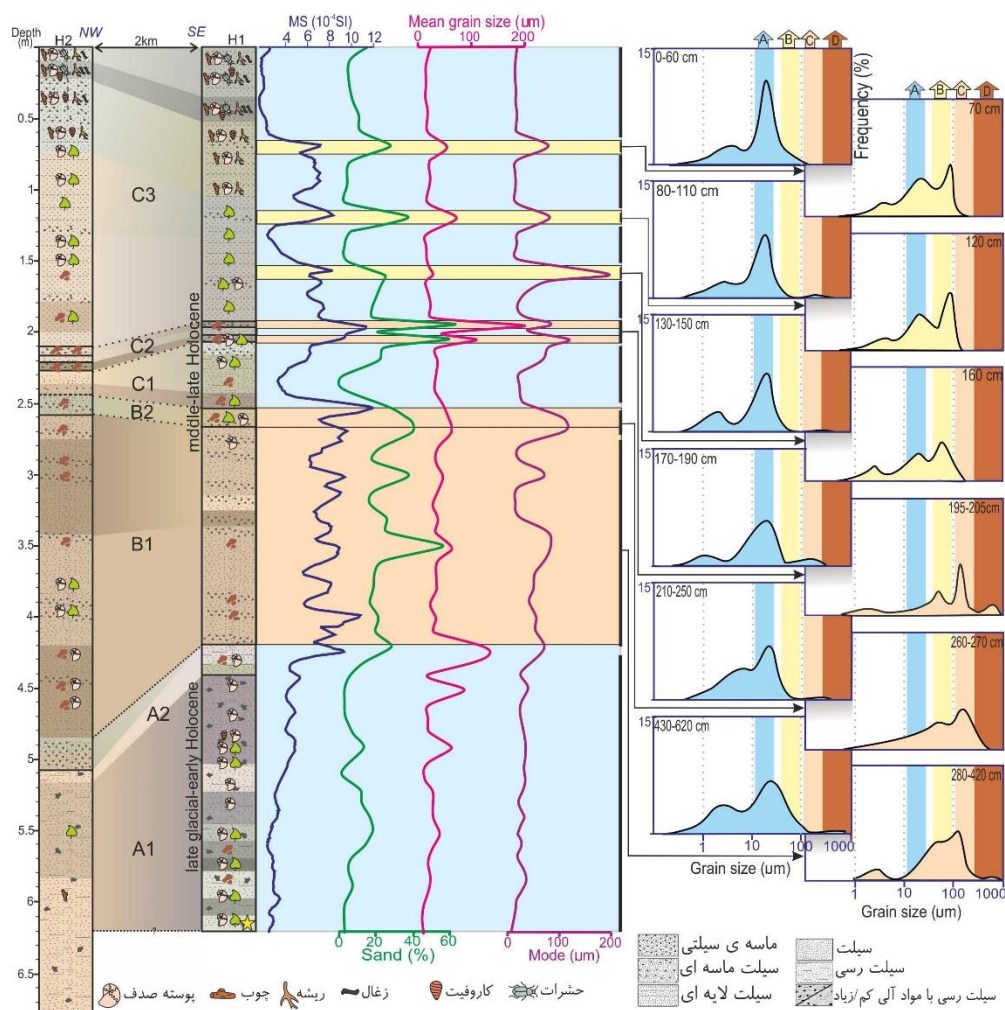
شیمیایی یا بیوشیمیایی و یا خاک زاد و آواری است و ذرات سیلت با نمای ۲۵ میکرومتر حاصل ته‌نشست رسوبات معلق درون دریاچه است (Sun et al. 2002).

نوع دوم: برای نوع دوم، اولین و بزرگ‌ترین قله نمای در محدوده بین ۵۰ تا ۱۲۰ میکرومتر جای دارد و قله‌های دیگر در موقعیتی مانند قله‌های نمودارهای نوع اول هستند. به این صورت که قله دوم متعلق به ذرات با محدوده اندازه ۱۰ تا ۳۰ میکرومتر، قله سوم متعلق به ذرات با محدوده اندازه ۱ تا ۴ میکرومتر و قله چهارم متعلق به ذرات با محدوده اندازه ۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرومتر است. این نوع رسوبات که در شکل‌های مربوطه به رنگ زرد نشان داده شده‌اند، مربوط به سه افق دارای ماسه زیاد در زیر رخساره C3 هستند که در آن‌ها میزان پذیرفتاری مغناطیسی و فراوانی ماسه افزایش چشمگیری نشان می‌دهد. بزرگ‌ترین قله نمای نمودار دانه‌بندی این رسوبات معرف توفان‌های گردوغبار حال حاضر سیستان است (Rashki et al. 2012).

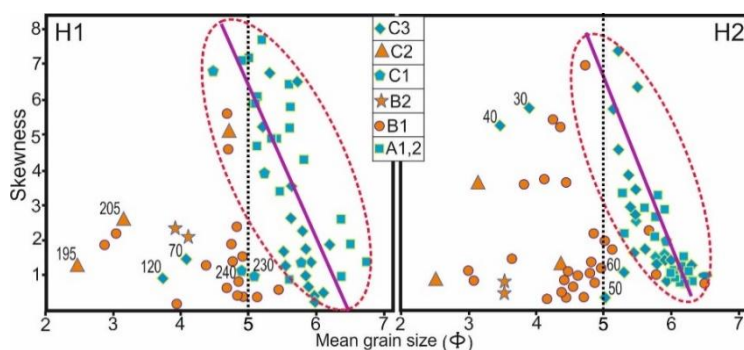
نوع سوم: این نوع نمودار دربرگیرنده نمونه‌های رسوب متعلق به رخساره C2 و B است. در این نوع، قله اول در محدوده حدود ۱۱۰ میکرومتر قرار دارد. مطالعات دینامیک انتقال رسوبات بادی (Tsoar and Pye 1987) نشان می‌دهد که این ذرات می‌تواند توسط توفان‌های شدید گردوغبار با سرعت بیش از ۲۵ متر بر ثانیه انتقال پیدا کنند. قله دوم در محدوده ۷۰ تا ۹۰ میکرومتر و قله سوم در محدوده ۲۰۰ میکرومتر یا ۴-۱ میکرومتر جای دارد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی این رسوبات به‌طور میانگین $8 \times 10^{-4} \text{SI}$ است و بیش از ۲۵٪ ذرات رسوبی آن‌ها از ماسه تشکیل شده است.

منحنی میانگین حاصل از منحنی‌های توزیع اندازه ذرات هم‌شکل در افق‌های مشخص تهیه گردید. برای این کار ما میانگین ستون‌های فراوانی هر محدوده اندازه ذره را برای افق‌های مشخص تهیه کرده و سپس منحنی توزیع اندازه ذره برای هرکدام از این دسته ستون‌ها را رسم نمودیم. نمودارهای توزیع فراوانی اندازه ذرات برای هر گروه از رسوبات دارای الگوی دونمایی یا سه نمایی است که نشان می‌دهد به ترتیب دو و سه بخش رسوبی در هرکدام از این نمونه‌ها مشارکت دارد. به‌طورکلی سه نوع نمودار توزیع اندازه ذره در شکل ۳ می‌توان مشاهده نمود.

نوع اول: دارای دو یا سه قله نمای هستند. در این نوع بلندترین قله نمای در محدوده اندازه ۲۰ تا ۳۰ میکرومتر قرار دارد و قله نمایی کوچک‌تر متعلق به ذرات با محدوده اندازه ۱ تا ۴ میکرومتر است. سومین و کوچک‌ترین قله که در برخی نمونه‌ها دیده نمی‌شود، مربوط به ذرات با قطر ۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرومتر است. میزان بزرگی یک قله در یک نمونه با همان قله در نمونه دیگر تفاوت دارد، اما ترتیب بزرگی این قله‌ها در تمامی نمونه‌های این نوع از یک روند واحد پیروی می‌کند. نمودار فراوانی این گروه از رسوبات در شکل با رنگ آبی کم‌رنگ پر شده است و متعلق به تمامی نمونه‌های رسوبی رخساره A و بخش‌های زیادی از رخساره C هستند. این رسوبات معرف پذیرفتاری مغناطیسی بسیار پایین هستند که دارای همبستگی کاملی با درصد ماسه، میانگین و نمای اندازه ذرات است. اگرچه میزان نوسان نشانگرهای فوق در رخساره A بسیار ناچیز است، اما افق‌هایی از افزایش ناچیز پذیرفتاری مغناطیسی و میزان ماسه در عمق‌های ۴۵۰، ۴۸۰ و ۵۸۰ سانتیمتری به چشم می‌خورد. در رخساره C میزان پذیرفتاری مغناطیسی و همچنین میزان ماسه تغییرات زیادی در عمق‌های مختلف نشان می‌دهد. بخش دانه‌ریز احتمالاً دارای منشأ



شکل ۳- سمت چپ: همبستگی دو مغزه H1 و H2 به همراه تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی، درصد ماسه، میانگین اندازه ذرات و همچنین نمای توزیع اندازه ذرات. نوارهای رنگی زرد، قهوه‌ای و آبی به ترتیب معرف رسوب‌گذاری بادی در محیط دریاچه‌ای، رسوب‌گذاری بادی در یک محیط خشک و رسوب‌گذاری سیلت دریاچه‌ای است. سمت راست: نمودارهای توزیع اندازه ذرات رسوبی در عمق‌های مختلف. ستون‌های رنگی معرف محدوده قله نمایی (A): رسوبات دریاچه‌ای (برگرفته از سان و همکاران (۲۰۰۲))، (B): رسوبات بادی جدید دشت سیستان (داده‌های حاصل از راشکی و همکاران (۲۰۱۲))، (C): توفان‌های گردوخاک (داده‌های حاصل از ۱۱ توفان گردوخاک حوضه کایدام برگرفته از کیانگ و همکاران (۲۰۱۰))، (D): رسوبات آبرفتی و/یا توفان‌های گردوخاک بسیار شدید (برگرفته از سان و همکاران (۲۰۰۲)).



شکل ۴- نمودار همبستگی میانگین اندازه ذرات و میزان کج شدگی نمونه‌های رسوبی مغزه H1 و H2

مضرس نیز در این نمونه‌ها فروان است که بیانگر منشأ دگرگونی دانه‌های کوارتز است (Adams et al. 1984). پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فرومگنز اغلب دچار دگرسانی به کلریت، سیرسیت و کانی‌های کربناتی و رسی شده‌اند. زمینه رسوبات اغلب از کربنات‌های آب شیرین حاصل خاک‌زایی، کانی‌های رسی و مقدار کمی رسوبات تبخیری (در رخساره‌های خشک) تشکیل شده است. کانی کلریت یک کانی نسبتاً فراوان در رخساره‌های مرطوب است (رخساره‌های A1 و C3).

از دیدگاه مطالعات اقلیم و محیط دیرینه، مهم‌ترین پدیده موجود در مقاطع نازک میکروسکوپی مغزه‌های هامون، کلوخه‌های گلی (Mud aggregates) هستند که بیانگر خشک شدن موقتی بستر دریاچه هامون و فرسایش و انتقال رسوب بستر توسط باد هستند. روش‌های مختلفی برای تشکیل این کلوخه‌ها پیشنهاد گردیده است که شامل شکستن رسوبات غنی از رس در اثر شوره‌زدگی توسط نمک به دلیل نوسانات سطح آب و نرخ بالای تبخیر، هوازدهی سنگ‌های رسی، خاک‌زایی، تناوب آبگیری و خشک شدن خاک‌های غنی از رس و تشکیل زیست‌زاد از طریق پلت‌های مدفوعی است (Fitzsimmons et al. 2009). با توجه به اینکه کلوخه‌های گلی نشانگر نوسانات سطح آب و تناوب خشکی و آبگیری محیط آبی هستند، بنابراین این مواد نقش مهمی در تفسیر شرایط محیطی دیرینه منطقه دارند. این گردهمایی‌های رسوبی اغلب در رسوبات واحدهای خشک تا نیمه‌خشک مانند رخساره B و به میزان کمتر رخساره C یافت می‌گردند (جدول ۲). به دلیل آنکه این قطعات رسوبی هنگامی که توسط باد حمل می‌شوند، نمی‌توانند تا مسافت زیادی از منبع خود پایدار بمانند (Bowler 1973)، بنابراین این کلوخه‌ها بیانگر منشأ درون حوضه‌ای (دریاچه‌ای) هستند. با مقایسه غلظت عناصر اصلی در توفان‌های مختلف سیستان، راشکی و همکاران (2012) نتیجه‌گیری نمود که در بادهای شدید غلظت عناصر دارای منشأ تبخیری (اکسیدهای سدیم و منیزیم) که از بستر

همبستگی بین میانگین اندازه ذرات و کج‌شدگی نمودار توزیع اندازه ذرات می‌تواند کاربرد زیادی برای استنباط تغییرات انرژی محیط و منبع ذرات در محیط‌های دریاچه‌ای داشته باشد (Jiang and Ding 2010). در شکل ۴ برای نمونه‌های با میانگین اندازه ذره بیشتر از 5Φ ، میزان کج‌شدگی دارای همبستگی منفی با میانگین اندازه ذرات است که نشان می‌دهد ذرات دانه‌درشت دارای همبستگی مثبت با میزان کج‌شدگی زیاد هستند. بنابراین نمونه‌های با اندازه بیش از 5Φ (قطر کمتر از ۳۰ میکرومتر) معرف ذراتی هستند که به آرامی در محیطی کم انرژی (در اینجا محیط دریاچه‌ای) ته‌نشین شده‌اند. همان‌طور که در شکل ۴ نشان داده شده، این ذرات عموماً متعلق به رخساره‌های A، C1 و C3 هستند که در شکل ۳ به رنگ آبی نشان داده شده‌اند. در این میان، تعدادی از نمونه‌ها شامل نمونه‌های عمق ۳۰ تا ۶۰ سانتیمتری مغزه H2 و ۷۰، ۱۲۰، ۲۳۰ و ۲۴۰ سانتیمتری از مغزه H1 از این روند تبعیت نمی‌کنند. این نمونه‌های رسوبی دریاچه‌ای حاوی مقادیر نسبتاً زیادی ذرات رسوبی ماسه‌ای هستند که حاکی از وزش باد شدید و ته‌نشست رسوب بادی در محیط دریاچه‌ای است. از طرف دیگر ذرات رسوبی کمتر از 5Φ نشانگر دانه‌هایی است که در یک محیط پرانرژی مانند محیط‌های بادی ته‌نشین شده‌اند. میانگین اندازه این ذرات رسوبی همبستگی معنی‌داری با میزان کج‌شدگی ندارد و متعلق به رخساره‌های B و C2 هستند که معرف محیط رسوبی خشک با وزش بادهای شدید است. این رسوبات در شکل ۴ به رنگ نارنجی نشان داده شده‌اند. در این میان به نظر می‌رسد نمونه رسوبی عمق ۱۹۵ سانتیمتر در مغزه H1 که میانگین قطر ذرات آن کمتر از $2/5\Phi$ است حاصل انتقال توسط بادهای شدید باشد.

کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری

فراوان‌ترین دانه رسوبی تخریبی در مغزه‌های مطالعه شده، کانی کوارتز است. کوارتزهای پلی‌کریستالین با مرز بلوری

در دلتای رود هیرمند انباشته شده‌اند. بنابراین میزان کلوخه‌های گلی موجود در رسوبات ماسه‌ای بادی دارای همبستگی مثبتی با شدت توفان‌های گردو خاکی دشت سیستان دارد.

خشکیده دریاچه جدا می‌گردند، افزایش می‌یابد. حال آنکه در بادهای ضعیف‌تر، میزان این عناصر کمتر است و در عوض اکسید سیلیسیم دارای حداکثر میزان خود است که حاصل از رسوبات آبرفتی فرسایش یافته از ارتفاعات افغانستان است که

جدول ۲- خصوصیات کلی سنگ‌نگاری نمونه‌های مورد مطالعه در مغزه H1

واحد	عمق (cm)	کلوخه‌های گلی	کانی‌های تخریبی	کانی‌های تبخیری	گرد شدگی	زمینه	کلریت
C3	۸	کم	متوسط (کوارتز در حد سیلت)	متوسط	نیمه‌زاویه‌دار	کلوخه‌های گلی-کربنات‌ها-کلریت-	زیاد
	۲۵	متوسط	متوسط (کوارتز در حد سیلت)	زیاد	تا نیمه-	مسکویت-کانی‌های رسی-کانی‌های	متوسط
	۴۰	زیاد	کم	متوسط	گرد شده	تبخیری-میفیک	متوسط
	۸۵	زیاد	متوسط (کوارتز در حد سیلت)	کم			کم
	۱۴۰	زیاد	متوسط (کوارتز در حد سیلت)	کم			کم
	۱۹۰	زیاد	متوسط (کوارتز در حد سیلت)	متوسط			کم
C2	۲۱۵	زیاد	کم (کوارتز در حد ماسه)	کم	نیمه‌گرد شده	کلوخه‌های گلی	کم
C1	۲۳۰	متوسط	زیاد (کوارتز در حد سیلت و ماسه)	متوسط	نیمه‌زاویه‌دار	کلریت-بیوتیت-کانی‌های رسی-کربنات	متوسط
	۲۶۰	زیاد	زیاد (کوارتز در حد سیلت و ماسه)	کم	نیمه‌گرد شده	کانی‌های رسی-سریسیت-کربنات	متوسط
B1	۳۰۰	زیاد	زیاد (کوارتز در حد ماسه)	کم	نیمه‌گرد شده	کلوخه‌های گلی	متوسط
	۳۷۰	زیاد	زیاد (کوارتز در حد ماسه)	کم	تا گرد شده		کم
A2	۴۳۰	کم	زیاد (کوارتز در حد سیلت)	کم	نیمه‌زاویه‌دار	کربنات-کانی‌های رسی-کلریت-میفیک	زیاد
A1	۴۸۰	کم	زیاد (کوارتز در حد سیلت)	کم	نیمه‌زاویه‌دار	کربنات-کانی‌های رسی-کلریت-میفیک	متوسط
	۵۲۰	کم	زیاد (کوارتز در حد سیلت)	کم			متوسط
	۵۷۰	کم	زیاد (کوارتز در حد سیلت)	کم			متوسط

بحث

بازسازی شرایط محیطی حوضه سیستان

در این بخش سعی می‌گردد با کمک خصوصیات کلی رسوبی مغزه‌ها، شرایط محیط رسوبی دریاچه هامون در طی هولوسن بازسازی گردد. به دلیل آنکه تنها سن عمق ۶۱۵ سانتیمتری مغزه H1 تعیین گردید که معرف اواخر دوره یخبندان است، لذا برای تفسیر سن وقایع محیطی منطقه، تنها به ذکر سن واحدها در مقیاس اواخر یخبندان-اوایل هولوسن (برای

رخساره A) و اواسط تا اواخر هولوسن (برای رخساره‌های B و C) اکتفا می‌گردد.

الف) محیط دریاچه‌ای کم‌ویش پایدار با میزان زیاد گیاهان تالابی (واحد A): این محیط معرف دوره گذار از اواخر دوره یخبندان به هولوسن (یانگر دریاس^۱) تا اوایل هولوسن است. رسوب‌شناسی این واحد در مغزه H1 حاکی از محیط دریاچه‌ای باتلاقی حاوی گیاهان آبی (ماکروفیت)

¹ Younger Dryas

هستند. حضور میزان زیاد کلوخه‌های گلی در رسوبات بیانگر رسوب‌گذاری موقتی آب‌رفتی و فرسایش بادی در بستر خشک دریاچه است. ضخامت بیشتر این واحد در مغزه H2 نسبت به مغزه دیگر حاکی از میزان بیشتر نرخ رسوب‌گذاری بادی در این بخش است.

در این واحد هیچ‌گونه آثاری از حضور موجودات زنده جانوری و گیاهی به چشم نمی‌خورد. قطر بزرگ دانه‌های قله شماره یک (۱۱۰ میکرومتر) رسوبات زیر رخساره B2 نشان می‌دهد که متوسط شدت بادهای در این دوره بیشتر بوده است. فراوانی زیاد کلوخه‌ها نیز ادعای فوق را اثبات می‌کند.

ج) تشکیل مجدد دریاچه کم‌عمق به همراه دوره‌های خشکی متناوب (واحد C): رسوبات مغزه H1 حاوی صدف‌های کربنات کلسیم و آثار گیاهی همچنین اثرات موجودات حفار در بستر این واحد بیانگر حضور شرایط مساعد زیستی در منطقه است. این واحد در مغزه H2 دارای رنگ قهوه‌ای روشن و بدون آثار جانوری است که حاکی از عدم گسترش وسیع پهنه آبی در بخش‌های آغازین هولوسن پایانی است. بررسی نمودارهای توزیع اندازه ذرات مربوط به زیر رخساره C1 نیز بیانگر حضور مجدد رسوبات سیلتی دریاچه‌ای است که با گذشت زمان میزان ذرات دانه‌ریز تر افزایش می‌یابد. حضور میزان متوسط کلوخه‌های گلی، کانی‌های تبخیری و کلریت، دلیلی بر حضور محیط آبی کم‌عمق به همراه دوره‌های خشکی و بادخیزی متناوب است.

رسوب‌شناسی زیر رخساره C2 حاکی از حضور دو دوره خشکی کوتاه‌مدت دریاچه است. شرایط محیطی ذکر شده موجب وزش باد و فرسایش و رسوب‌گذاری نهشته‌های بادی در کل منطقه است. داده‌های توزیع اندازه ذرات نشان می‌دهد در مرز زیر رخساره‌های C1 با C2 سهم رسوبات بادی افزایش می‌یابد، به‌طوری‌که قله نمایی ۱ که بیانگر رسوبات ماسه‌ای بادی حاصل از توفان‌های شدید گردوغبار است، به این رسوبات اختصاص پیدا می‌کند. میزان بسیار زیاد کلوخه‌های گلی در حد ماسه درون رسوبات بادی این بخش

متراکم است که به سمت رسوبات هم‌ارز خود در مغزه H2 بدل به محیط سیلابی حاشیه دریاچه با میزان کم گیاهان آبی و خشکی می‌گردد. میزان بسیار کم یا عدم حضور کلوخه‌های گلی و کانی‌های تبخیری، فراوانی کانی کلریت و حضور ذرات کوارتز تخریبی در حد سیلت نیز گواه حضور یک پهنه آبی تقریباً دائمی با میزان وزش باد بسیار کم است. حضور بقایای گیاهی مانند کاروفیت در محل مغزه H1 و عدم حضور این موارد در محل H2 با داده‌های فوق مطابقت دارد. همچنین حضور کانی‌های ژپس در این بخش از مغزه H2 نیز بیانگر محیط حاشیه دریاچه‌ای است. در این واحد رسوبی، دو قله نمایی واقع در محدوده حدود ۲۸ و ۳ میکرومتر بیانگر رسوب‌گذاری در محیط دریاچه‌ای نسبتاً آرام است.

در هنگام گذر از رخساره A1 به A2 در مغزه H1 کلیه بقایای جانوری به‌طور ناگهانی از بین می‌رود. این واحد و کل واحد A در مغزه H2 همان‌طور که آندال و پراشاد (1919) در تقسیم‌بندی مناطق حوضه دریاچه‌ای هامون ذکر نمود، معرف یک محیط حاشیه دریاچه بدون حضور گیاهان آبی است. با این وجود نمودارهای توزیع اندازه ذرات نشانگر ناچیز بودن میزان بادخیزی سیستان در این دوره است.

ب) بستر خشک دریاچه همراه با سیلاب‌های موقتی دوره‌ای (واحد B1): دوره زمانی مرتبط با زیر رخساره B1 (اوایل تا اواسط هولوسن) همراه با توالی رسوبات ماسه‌ای و سیلتی قهوه‌ای است که در هر دو مغزه به‌طور کاملاً مشابه قابل مشاهده است. حضور این توالی‌های رسوبی و عدم وجود آثار و بقایای گیاهی و جانوری حاکی از خشکی کامل بستر دریاچه است. در این دوره زمانی، ته‌نشینی رسوبات بادی (قله نمایی ۴۸ میکرومتر) به همراه ته‌نشست رسوبات سیلتی مرتبط با محیط آبی (احتمالاً طغیان موقتی رودخانه) روی داده است. قله‌های نمایی در محدوده ۱۰۰ و ۲۰۰ میکرون نشانگر انتقال رسوبات به‌صورت جهشی و غلتیدن توسط توفان‌های با شدت مختلف است (Tsoar and Pye 1987) که اغلب شدیدتر از بادهای ۱۲۰ روزه حال حاضر

گواهی بر فرسایش بادی شدید رسوبات بستر خشک دریاچه توسط بادهای بسیار شدید است. میزان بسیار کم رسوبات تبخیری و کانی کلریت در رسوبات نیز نشان می‌دهد که محیط رسوبی کاملاً خشک بر منطقه حکم فرما بوده است. پس از این دوره، شرایط محیطی دریاچه‌ای کم‌عمق با نوسان زیاد و وزش متناوب باد بر منطقه حاکم می‌گردد (زیر رخساره C3) که در آن سه دوره افزایش چشمگیر شدت و فراوانی توفان‌های گردوغبار در بخش‌های ابتدایی، میانی و انتهایی این رخساره ثبت شده است. با توجه به اینکه نمای نمودار توزیع اندازه ذرات این رسوبات مشابه با بادهای کنونی سیستان است (Rashki et al. 2013a)، می‌توان گفت شدت این بادهای قدیمی اواخر هولوسن، معادل بادهای ۲۰ روزه سیستان بوده است.

نقش باد در چرخه انتقال رسوب در حوضه سیستان

جریان آب رودخانه‌های ورودی به دشت سیستان به همراه بادهای شدید منطقه دو عامل اصلی انتقال رسوبات در منطقه هستند. مطالعه اثرات فعالیت متناوب این دو عامل در رسوبات دشت سیستان، بازتاب‌دهنده شرایط اقلیمی گذشته است. بررسی تصاویر ماهواره‌ای حوضه سیستان شیاریهای متعدد فرسایشی را در نواحی مختلف دشت نشان می‌دهد که ناشی از فرسایش شدید بادی در منطقه در طی زمان‌های مختلف است (شکل ۵). مطالعه تصاویر ماهواره‌ای سنجنده مادیس (Hickey and Goudie 2007) نشان می‌دهد که منبع اولیه رسوبات بادی منطقه، بخش شمالی هامون صابوری شامل بستر خشک دریاچه، دلتای فراه‌رود و دامنه‌های شرقی کوه‌های ایرانی غرب هامون صابوری است. شیاریهای حاصل از فرسایش بادی با جهت شمال غربی - جنوب شرقی در این نواحی که در تصاویر ماهواره‌ای لندست مشخص است (شکل ۵) کاملاً داده‌های حاصل از تصاویر ماهواره‌ای مادیس را تصدیق می‌کند و نشان می‌دهد که این فرایندها از گذشته‌های دور نیز در این منطقه فعال بوده است. این بادهای شمالی،

دشت ریگستان، بستر هامون هیرمند، دلتای هیرمند و گود زیره را درمی‌نوردند و باعث فرسایش و رسوب‌گذاری در این نواحی می‌شوند. بر طبق مطالعات زمین‌شناسی انجام‌شده در منطقه (Smith 1974; Jux and Kempf 1983; Whitney 2007)، در گذشته، فرسایش شدید بادی دشت ریگستان موجب انتقال کلیه رسوبات ریزدانه آن به دشت مرگو گردیده که منجر شده دشت ریگستان در حال حاضر پوشیده از قله‌سنگ‌های درشت باشد که مانعی برای فرسایش هرچه بیشتر بستر آن گردیده است.

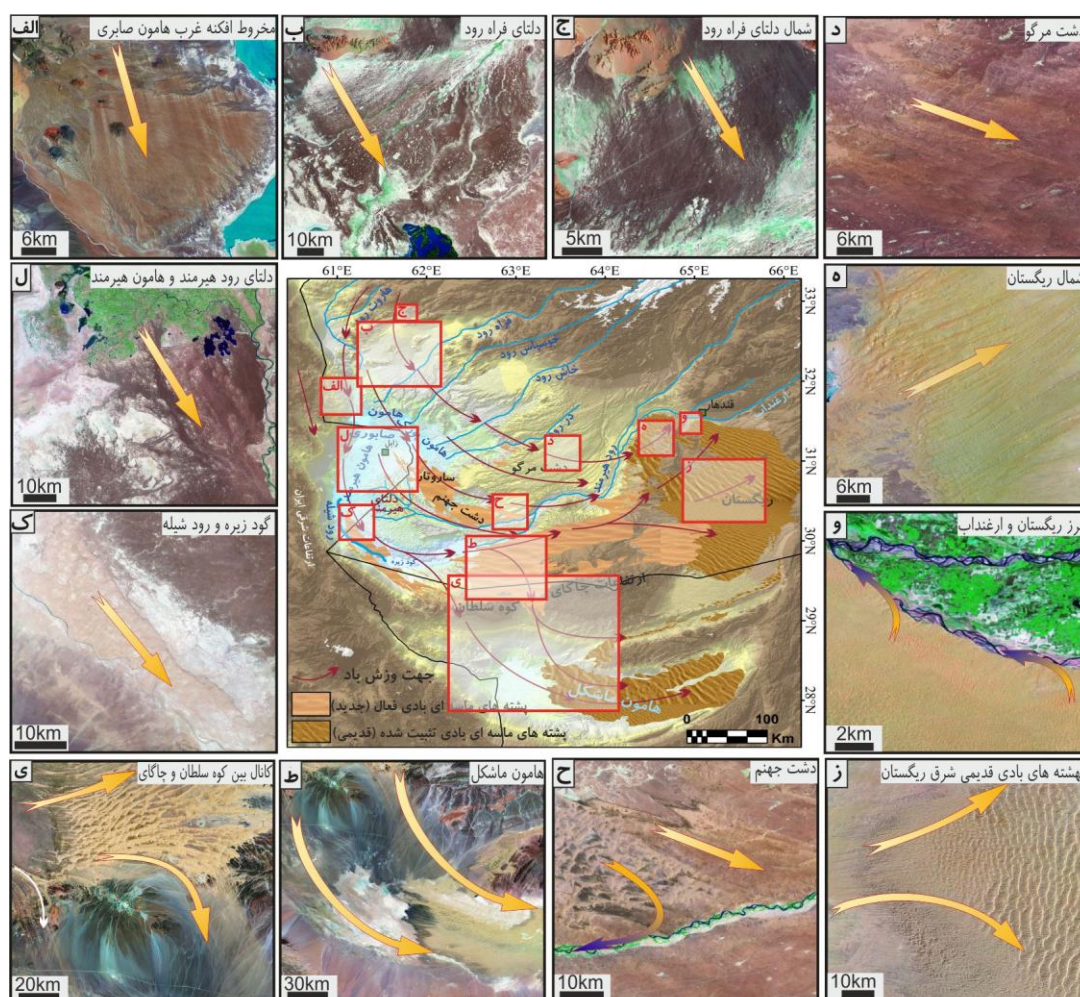
رسوبات بادی حاصل از فرسایش بخش‌های شمالی و مرکزی حوضه هنگام برخورد به ارتفاعات شمالی پاکستان شامل کوه سلطان و ارتفاعات چاگای (شکل ۵ ی) به سمت شرق منحرف گردیده و موجب رسوب‌گذاری عظیم بادی در دشت مرگو می‌شوند. در حال حاضر این رسوبات در بخش غربی دشت در حال رسوب‌گذاری هستند که در تصاویر ماهواره‌ای لندست (شکل ۵ ط) به رنگ روشن دیده می‌شوند. بخشی از رسوبات پس از عبور از ارتفاعات شمالی پاکستان در هامون ماشکل ته‌نشین می‌گردند. حضور این حجم زیاد از تپه‌های ماسه‌ای بادی در شرق دشت ریگستان مدرکی از فرسایش بادی بسیار شدید در دوره‌های کاهش شدید بارندگی زمان‌های یخبندان است (Middleton 1986). رسوبات این بخش در حال حاضر کاملاً تثبیت شده و اکسید شده‌اند و بنابراین گواهی بر دوره یا دوره‌های خشک قدیمی هستند. این رسوبات مستقیماً سن‌سنجی نشده‌اند، اما یافتن یک تکه سفال حدود ۴۰۰۰ ساله بر روی این رسوبات در لبه غربی این تپه‌های ماسه‌ای نشان می‌دهد این رسوبات حداقل از اواخر هولوسن تثبیت شده‌اند (Whitney 2007). جاکس و کمپ (1983) پیشنهاد کردند حوضه سیستان طی دوره یخبندان ماقبل آخر (MIS-4) رو به خشکی گرایید. پس از خشکی دریاچه، فرسایش بادی بستر خشک دریاچه موجب گردید تا عمق بستر آن تا حدود ۳۵ متر بیشتر شود (Jux and Kempf 1983). رسوبات فرسایش یافته بستر دریاچه توسط بادهای

است. بادرویی شدید این دوره همچنین به گودتر شدن گود زیره منجر شد.

بررسی دینامیکی حرکت ذرات رسوبی بادی (Tsoar and Pye 1987)، از توانایی بسیار زیاد بادهای سیستان در حرکت و انتقال رسوبات حکایت دارد. بادهای شدید ۱۲۰ روزه دشت سیستان که سرعت آن‌ها ۲۵ متر بر ثانیه می‌رسد قادر به فرسایش رسوبات بستر خشک دریاچه و همچنین دلتای هیرمند و مخروط افکنه‌های رودخانه‌های شمالی حوضه هستند. این بادهای دارای توانایی جابجایی ماسه‌های دانه‌ریز به صورت غلتیدن، جهشی و حتی معلق در هوا هستند. بنابراین وزش چنین بادهایی که در سیستان یک امر عادی است، می‌تواند این ذرات را تا فواصل دور حمل کند. توفان‌های دوره‌ای بسیار شدید سیستان شبیه توفان با سرعت بالغ بر ۱۰۰ متر بر ساعت که توسط مک ماهون (1906) ثبت گردیده و یا توفان‌هایی که به رسوب‌گذاری بادی در رخساره C2 یا B منجر گردیده است می‌تواند به راحتی ذرات ماسه بزرگ با قطر تا یک میلی‌متر را جابجا کند. مخلوط این رسوبات در پشته‌های ماسه‌ای بادی در سرتاسر گودی سیستان قابل مشاهده است (شکل ۵).

غالب شمال تا شمال غربی حمل گردیدند و در ریگستان تجمع یافتند. این رسوبات هم‌اکنون تثبیت شده، در حال حاضر پشته‌های ماسه‌ای عظیم قهوه‌ای رنگ ریگستان را به وجود آورده‌اند. با در نظر گرفتن این نکته که نهشته‌های بادی تثبیت شده در صحراهای دیگر جنب‌حاره‌ای مانند تار، راجستان و عربستان در آخرین عصر یخبندان فعال بوده‌اند (Schulz and Whitney 1987)، بنابراین منطقی به نظر می‌رسد تا سن‌سنجی دقیق نهشته‌های بادی تثبیت شده دشت مرگو توسط روش‌های لومینسانس، سن آخرین عصر یخبندان برای آن‌ها در نظر گرفته شود (Whitney 2007).

مطالعه رسوبات رخساره B که معرف این فاز خشک است، حاکی از وزش بادهای بسیار شدید (شدیدتر از بادهای ۱۲۰ روزه کنونی) در این دوران است. جاکس و کمپ (1983) عقیده دارد عملکرد این بادهای شدید در اواسط هولوسن موجب حفر کانالی با طول ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰ کیلومتر در جهت شمال غربی - جنوب شرقی بین مخروط افکنه رودخانه‌های شمال حوضه و گوشه جنوب شرقی حوضه گردید که هم‌اکنون به عنوان دشت جهنم شناخته می‌شود. کانال رود سنارود نیز احتمالاً طی همین رویداد ایجاد شده

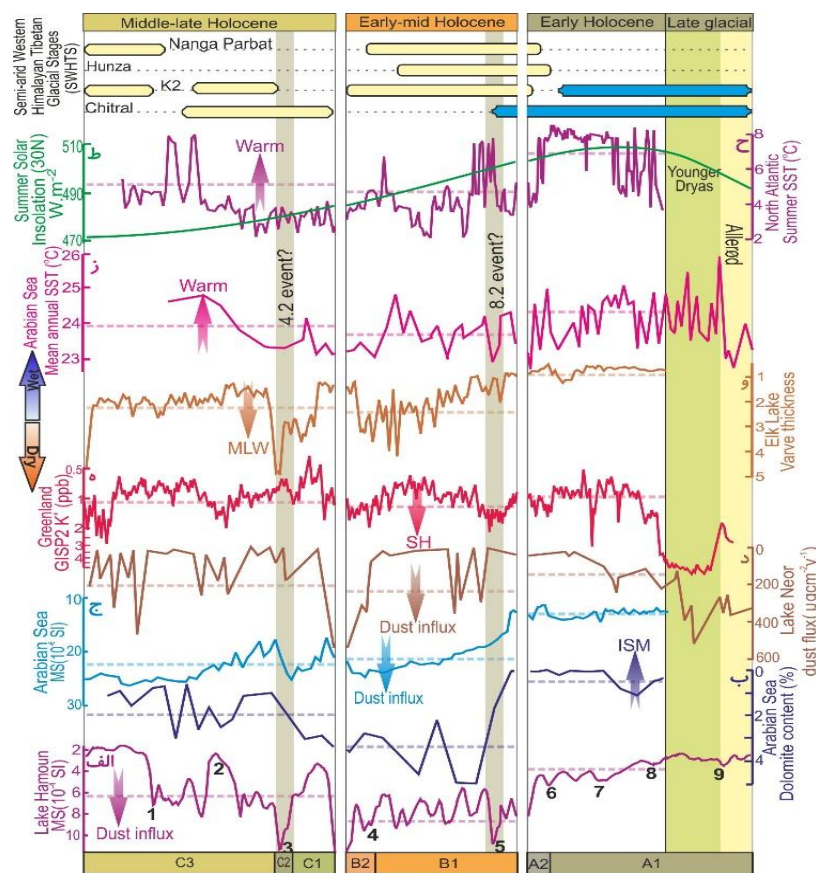


شکل ۵- تصویر داده‌های رقومی دیجیتالی ماهواره استر ((ASTER از حوضه هیرمند و بادهای غالب به همراه تصویر ماهواره‌ای لندست (سنجنده ETM) بخش‌های مختلف آن بیانگر آثار فرسایش و رسوب‌گذاری بادی. پیکان‌ها نشانگر جهت وزش باد در هر منطقه هستند که توسط آثار فرسایش و رسوب‌گذاری تعیین شده‌اند.

قرارگیری در محدوده فعالیت دوره‌ای توده‌های کم‌فشار مونسون اقیانوس هند و پرفشار سبیری که شدت و محدوده گسترش هر دو تابعی از میزان تابش خورشیدی دریافتی در این عرض‌های جغرافیایی است، موجب تغییرات وسیع گرادیان فشار در منطقه در طی هولوسن گردیده است. این تغییرات در اختلاف فشار بین دشت و ارتفاعات شمالی به‌نوبه خود موجب شده بادهای با شدت و طول دوره مختلف در طی هولوسن در این منطقه نیمه بیابانی بوزد. بنابراین با توجه به میزان و میانگین اندازه ذرات رسوبی بادی هامون می‌توان اطلاعاتی در مورد میزان بادخیزی منطقه و عوامل ایجاد آن کسب نمود.

توفان‌های دیرینه و ارتباط آن با تغییرات اقلیم نیمکره شمالی

بادهای شدید و توفان‌های گردوخاک دیرینه از پارامترهای مهم اقلیمی هولوسن سیستان به شمار می‌روند که در طی این دوره تغییرات شدید اقلیم جهانی، با نوسان‌های زیادی در شدت و دوره تناوب همراه بوده‌اند. این بادهای حاصل تقابل شدید فشار هوا مابین دشت و ارتفاعات شمالی هستند، به‌خوبی می‌توانند بیانگر تغییرات اقلیمی-هیدرولوژی ناحیه مرزی بین آسیای مرکزی و غربی با حاکمیت سامانه‌های متنوع آب و هوایی باشد. شرایط ویژه حوضه سیستان به لحاظ



شکل ۶- نمودار مقایسه تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی مغزه H1 دریاچه هامون (a) (به عنوان نشانه‌ای از افزایش سهم رسوبات بادی در رسوبات دریاچه) با دیگر نشانگرهای تغییرات اقلیمی هولوسن نیمکره شمالی مرتبط تغییر شدت مونسون اقیانوس هند، بادهای غربی و مرکز پرفشار سبیری شامل: میزان فراوانی درصد دولومیت در رسوبات مغزه KL74 دریای عربی به عنوان نشانگر تغییرات شدت مونسون اقیانوس هند (Sirocko et al. 1993) (b)، تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات بستر دریای عربی (Sirocko et al. 1991) (c)، تغییرات میزان فراوانی گردوخاک بر اساس تغییرات غلظت تیتانیوم در رسوبات دریاچه نئور، شمال غرب ایران (Sharifi et al. 2015) (d)، تغییرات میزان غلظت یون K^+ در مغزه یخی GISP2 گرینلند به عنوان نشانگر تغییرات شدت مرکز پرفشار سبیری (Mayewski et al. 1997) (e)، تغییرات ضخامت لایه‌های رسوبی وارو (میلی‌متر) دریاچه الک (Elk) در مینه‌سوتا به عنوان نشانگر شدت وزش بادهای غربی عرض‌های میانی در نیمکره شمالی (Bradbury et al. 1993) (F)، بازسازی دمای سطح آب جنوب غربی دریای عربی توسط توابع ریاضی حاصل از نسبت منیزیم به کلسیم روزن‌بران شناگر (Saher et al. 2007) (G)، بازسازی دمای آب سطحی اقیانوس اطلس شمالی (درجه سانتی‌گراد) حاصل توابع ریاضی قیاسی فراوانی روزن‌بران شناگر (Mayewski et al. 2004) (H) و میزان تابش خورشید در عرض ۳۰ درجه شمالی (Berger and Loutre 1991) (I). پیکان‌ها نشان‌دهنده جهت افزایش شدت هر عامل اقلیمی هستند و خط‌چین‌ها بیانگر میانگین تغییرات کلی در بازه‌های زمانی تعریف شده است. توالی زمانی این داده‌ها با دوره‌های توسعه یخچالی نواحی نیمه‌خشک شمال غربی هیمالیا مقایسه گردیده است (نوارهای آبی بیانگر یخچال‌های متأثر از بارش‌های مونسونی و نوارهای زرد بیانگر یخچال‌های متأثر از بارش‌های مدیترانه‌ای حاصل از بادهای غربی عرض‌های میانی است. اعداد ۱ تا ۹ بیانگر دوره‌های تغییرات سریع اقلیمی (از مرطوب به خشک) در نیمکره شمالی است (Bond et al. 1997). تغییرات اقلیمی کلی از بالا به پایین بیانگر تغییر از شرایط خشک (میزان بادخیزی زیاد) به مرطوب (میزان بادخیزی کم)

پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات اوایل هولوسن هامون به عنوان نشانگر کاهش فراوانی و شدت بادهای سیستان، دارای همبستگی معنی داری با افزایش قدرت مونسون اقیانوس هند

شکل ۶ به میزان زیادی ارتباط بین میزان بادخیزی حوضه سیستان با تغییرات سامانه‌های مختلف اقلیمی نیمکره شمالی را نشان می‌دهد. با توجه به این شکل، کاهش میزان

است. این امر چنانچه پیش‌تر اشاره گردید هم‌زمان با افزایش تابش خورشیدی در عرض‌های میانی نیمکره شمالی و افزایش چشمگیر دمای سطح اقیانوس اطلس شمالی و دریای عربی است (شکل ۶ ح، ز، ط). این دوره همچنین مصادف با تضعیف بادهای غربی و شدت مرکز پرفشار سیبری نیز هست (شکل ۶ ه، و). در این زمان میزان گردوخاک نهشته شده در رسوبات دریاچه نئور در شمال غربی ایران و دریای عربی نیز بسیار ناچیز گزارش شده است (Sirocko et al. 1991; Sharifi et al. 2015) (شکل ۶ د، ج). در دوره‌های گرم مانند اوایل هولوسن که میزان تابش دریافتی از خورشید در عرض‌های میانی و بالایی نیمکره شمالی زیاد بوده (شکل ۶ ط)، میانگین موقعیت سالانه ITCZ که مرز شمالی مرکز کم‌فشار مونسون را تعیین می‌کند در شمالی‌ترین مکان خود قرار داشته است (Fleitmann et al. 2007) (شکل ۷). این امر به‌نوبه خود به گسترش محدوده تحت تأثیر مونسون تابستانه هند به سمت عرض‌های بالاتر تا بخش‌های شمال غربی ارتفاعات تبت، هیمالیا و همچنین هندوکش منجر گردیده است (Dortch et al. 2013). از سوی دیگر، این شرایط مسئول کاهش قدرت مرکز پرفشار سیبری و حرکت رو به شمال محدوده گسترش آن است (شکل ۶ ه و ۷). عملکرد توأم این دو پدیده در اوایل هولوسن، به‌علاوه کاهش عملکرد بادهای غربی عرض‌های میانی به دلیل حاکمیت گسترده هوای گرم در نیمکره شمالی به دلیل تابش زیاد خورشیدی، موجب گرم‌تر شدن ارتفاعات شمال غربی حوضه سیستان، کاهش اختلاف فشار بین دشت و ارتفاعات و در نتیجه کاهش شدت و میزان بادهای شمالی سیستان شده است. از سوی دیگر، در دوره‌های گرم اوایل هولوسن، این افزایش دمای سطح آب اقیانوس اطلس شمالی و برخی پهنه‌های آبی در مسیر حرکت این بادهای (مانند دریای مدیترانه، دریای سیاه و خزر) موجب افزایش میزان بخار آب بر روی این نواحی گردیده است. این هوای مرطوب توسط بادهای غربی عرض‌های میانی به سمت غرب و نواحی

خشک مرکز آسیا آورده شده و موجب گسترش رطوبت در این نواحی گردیده است (Chen et al. 2008). بنابراین در اوایل هولوسن، ترکیب عوامل فوق (کاهش شدت و میزان بادهای شمالی غربی و همچنین افزایش رطوبت محلی) می‌توانسته موجب کاهش شدید رسوبات بادی در دریاچه هامون شود.

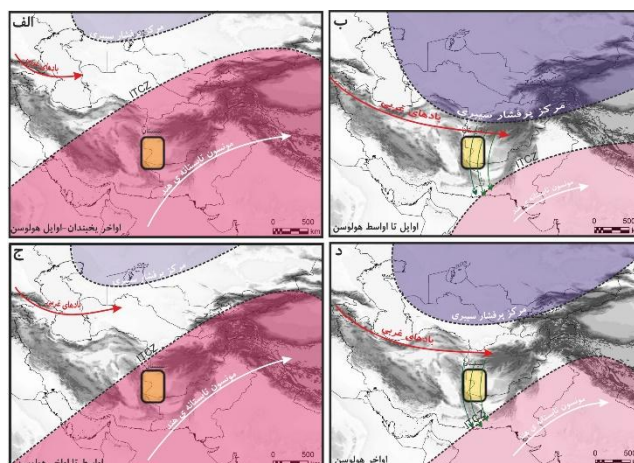
دورچ و همکاران (2013) با استفاده از روش‌های نوین سن‌سنجی مورن‌های یخچالی به روش هسته‌های کیهان‌زاد (^{10}Be)، تعدادی دوره‌های یخچالی در نواحی خشک شمال غربی هیمالیا نزدیک هندوکش تشخیص داد و نام این دوره‌های یخچالی را دوره‌های یخچالی نواحی نیمه‌خشک غرب هیمالیا و تبت ((SWHTS نام‌گذاری نمود (شکل ۶). ایشان نشان داد در دوره‌های مختلف زمانی کوتاه‌تر، این دوره‌های یخچالی بارش‌های خود را از دو منبع رطوبتی مونسون و/یا بادهای غربی با میزان و شدت مختلف کسب می‌نموده‌اند. در طی یک فاز یخچالی متأثر از مونسون، بارش بسیار زیاد در اقلیم گرم‌تر و در نتیجه تعادل جرمی مثبت یخچال‌ها، موجب گسترش یخچال و همچنین افزایش رواناب حاصل از ذوب یخ‌ها می‌شده است؛ حال آنکه در طی یک فاز یخچالی متأثر از جریان بادهای غربی عرض‌های میانی، بارش کم بر روی ارتفاعات در اقلیمی سردتر موجب کاهش حجم یخچال و کاهش رواناب حاصل از آن می‌گردیده است. به‌علاوه، سردی هوا در ارتفاعات به افزایش گرادیان فشار بین ارتفاعات و دشت سیستان و در نتیجه وزش بادهای شدید در منطقه منجر می‌گشته است. با توجه به شکل ۶، حضور یخچال‌های مونسونی در چیترا و کاراکورام مرکزی (K2) در اوایل هولوسن حاکی از حضور اقلیم گرم و مرطوب در ارتفاعات شمالی سیستان و در نتیجه کاهش گرادیان فشار و بادخیزی سیستان است.

دوره زمانی هولوسن میانی در سیستان معرف افزایش بسیار زیاد شدت و فراوانی وزش باد است که به‌وضوح در رسوبات نهشته شده در این دوران قابل‌ردیابی است (شکل ۶). در این

دوره، کاهش ناگهانی میزان تابش خورشیدی، کاهش ۳ تا ۴ درجه‌ای دمای سطح آب اقیانوس اطلس و دریای عربی و به تبع آن کاهش شدت مونسون کاملاً بر یکدیگر منطبق هستند. ابتدای این دوره دقیقاً با افزایش شدت مرکز پرفشار سیبری نیز مصادف است که منجر به کاهش چشمگیر دمای ارتفاعات و در نتیجه افزایش اختلاف فشار با نواحی پست عرض‌های پایین گردیده است. در این محدوده زمانی روند افزایشی شدت بادهای خشک غربی محسوس است. میزان خشکی و ته‌نشست رسوبات بادی در نواحی شمال غربی ایران (دریاچه نئور) (Sharifi et al. 2015)، سواحل جنوبی دریای خزر (Frechen et al. 2009) و روند افزایشی سهم رسوبات بادی در مغزه رسوبی دریای عربی (Sirocko et al. 1991) در اواسط هولوسن زیاد بوده است. افزایش شدت مرکز پرفشار سیبری و افزایش رسوبات بادی دریاچه نئور و هامون در اوایل و اواخر این دوره همبستگی بسیار زیادی با یکدیگر دارند. در این دوره گسترش دوره‌های یخچالی مرتبط با بادهای غربی عرض‌های میانی نیز بیانگر حاکمیت اقلیم سرد و خشک در ارتفاعات هندوکش است (Dortch et al. 2013; Owen and Dortch 2014). تمامی عوامل فوق سبب گردید تا در این دوره رسوبات بادی فراوانی در اثر توفان‌های گردوغبار وارد دشت سیستان گردد. شکل ۳ به همراه سایر داده‌های رسوب‌شناسی ارائه شده نیز از حاکی از وزش بادهای شدید در سیستان در این دوره است. درصد و محدوده اندازه رسوبات بادی این دوره بیش از رسوبات بادی زمان حال سیستان است که گواهی بر فراوانی و شدت بیشتر بادهای سیستان در اواسط هولوسن نسبت به حال حاضر است.

در اواخر هولوسن روند نسبتاً ثابت تابش خورشیدی و دمای سطح آب اقیانوس اطلس شمالی به همراه نوسان‌های

کوتاه مدت قابل مشاهده است (Mayewski et al. 2004). در این دوره، تغییرات قدرت مونسون اقیانوس هند، مرکز پرفشار سیبری و بادهای غربی بینابین محدوده تغییرات آن‌ها در ابتدا و اواسط هولوسن است، هرچند نوسان‌هایی در آن دیده می‌شود. به نظر می‌رسد عوامل فوق منجر به وزش بادهای کم و بیش قابل مقایسه باحال حاضر در سیستان گردیده است. در کل نوسان میزان پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات هامون همبستگی بالایی با افزایش بادخیزی دریاچه نئور و گسترش بادهای غربی و مرکز پرفشار سیبری است. در اوایل این دوره، کاهش شدید قدرت بادهای غربی و مرکز پرفشار سیبری شرایط را برای محیطی آرام بدون وزش بادهای شدید مهیا ساخت. کاهش بادخیزی شمال غربی ایران در رسوبات دریاچه نئور نیز قابل مشاهده است. پس از آن افزایش ناگهانی شدت بادهای غربی عرض‌های میانی موجب افزایش قدرت توفان‌های گردوغبار سیستان گردید. توفان‌های سیستان در این دوره چنانچه پیش‌تر اشاره گردید، قادر به جابجایی ذرات ماسه‌ای تا قطر یک میلی‌متر نیز بوده‌اند. این رویداد احتمالاً مقارن با واقعه خشکی ۴/۲ هزار سال قبل در نیمکره شمالی است (Staubwasser et al. 2003). پس از آن شرایط بادخیزی منطقه قابل مقایسه با حال حاضر بوده است. هرچند آثار نوسان‌های بادخیزی در عمق‌های ۱۶۰، ۱۲۰ و ۷۰ سانتیمتری مغزه وجود دارد. فاجعه قحطی مرتبط با خشک‌سالی حدود ۱۰۴۵ سال قبل که در کتاب تاریخ سیستان بدان اشاره شده، احتمالاً می‌تواند در عمق ۷۰ سانتیمتری مغزه H1 که در آن میزان ماسه افزایش چشمگیری نشان می‌دهد، ثبت شده باشد. هرچند جهت ایجاد ارتباط دقیق‌تر بین وقایع خشک‌سالی و تاریخ منطقه نیاز به داده‌های با قدرت تفکیک زمانی بیشتر در رخساره C است.



شکل ۷- تصویر پیشنهادی حاکمیت نسبی سامانه‌های جوی مونسون هند، بادهای غربی و مرکز پرفشار سبیری در دوره‌های مختلف از انتهای یخبندان تا حال حاضر در محدوده جنوب غربی آسیا (با استفاده از داده‌های این مقاله و همچنین leitmann et al. (2007), Owen and Dortch (2014), Mayewski et al. (1997), Mayewski et al. (2004),

نتیجه

عملکرد دوره‌ای سامانه‌های جوی متنوع در جنوب غربی و غرب آسیا و اثرات متقابل این سامانه‌ها بر روی یکدیگر، موجب ایجاد دوره‌های مختلف پربابی و کم‌ابی در سیستان گردیده که نشانه‌های آن را به‌خوبی می‌توان در رسوبات دریاچه‌ای و بادی هامون یافت نمود. تفکیک نظری انواع مختلف رسوبات مغزه‌های رسوبی دریاچه هامون توسط مطالعه توزیع اندازه ذرات رسوبی و پذیرفتاری مغناطیسی اطلاعات زیادی در مورد تغییر شرایط اقلیمی و دوره‌های مختلف بادخیزی در سیستان در اختیار قرار داد. مقایسه نشانگرهای تغییرات اقلیمی مورد مطالعه در دریاچه هامون با دیگر نشانگرهای سامانه‌های اقلیمی مختلف در سرتاسر نیمکره شمالی نشان داد در طی دوره گرم اوایل هولوسن که حاصل افزایش دریافت تابش خورشیدی در نیمکره شمالی بود، کاهش قدرت جبهه هوای سرد نزدیک قطبی و در نتیجه کاهش اختلاف فشار هوا در عرض‌های بالایی و میانی (کاهش اختلاف فشار بین ارتفاعات هندوکش و حوضه سیستان) موجب ایجاد محیط آرام و بادخیزی بسیار کم شد.

درعین حال، افزایش شدت مونسون در این زمان موجب افزایش بارندگی در ارتفاعات هندوکش و ورود مقادیر زیادی آب از ارتفاعات حوضه آبریز سیستان گردید. این عوامل به شکل‌گیری محیطی گرم و مرطوب و میزان بادخیزی بسیار کم در طی یک دوره طولانی (احتمالاً حدود ۲ تا ۳ هزارساله) در اوایل هولوسن سیستان منجر شد. پس‌از آن با آغاز روند کاهش دریافت اشعه خورشیدی، کاهش دمای عرض‌های بالایی و کاهش قدرت مونسون، شرایط مساعدی برای ایجاد توفان‌های شدید گردوخاک در سیستان در اوایل تا اواسط هولوسن ایجاد شد که توسط کاهش پذیرفتاری مغناطیسی و افزایش رسوبات بادی رسوبات دریاچه هامون قابل ردیابی است. از اوایل هولوسن به بعد، ترکیبی از عوامل فوق در بازه‌های زمانی کوتاه‌تر به ایجاد محیط شکننده به همراه دوره‌های نسبتاً پرباب و خشک در منطقه منجر گردید که تا حدود زیادی مشابه اقلیم حاضر سیستان است. در کل با توجه به فرسایش و رسوب‌گذاری متعدد بستر دریاچه هامون در اثر رویداد دوره‌های متعدد خشکی و پربابی دریاچه، بررسی دقیق وقایع اقلیمی با وضوح بالا را با اشکال مواجه می‌سازد.

سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از کمک‌های آقای بازدار در برداشت مغزه‌ها و همچنین کارشناسان محترم پژوهشی ایستگاه پژوهشی دریای عمان و اقیانوس هند در چابهار برای همکاری در انجام آزمایش دانه‌بندی رسوبات کمال تشکر را ابراز دارند.

References

- edition. Gretag Macbeth, New Windsor, NY. 12p.
- Chen F. Yu Z. Yang M. Ito E. Wang S. Madsen D.B. Huang X. Zhao Y. Sato T. and Birks J.B.H. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews*, 27: 351-364.
- Dean W.E. 1997. Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: evidence from varved lake sediments. *Geology*, 25: 331-334.
- Djamali M. Soulié-Märsche I. Esu D. Gliozzi E. and Okhravi R. 2006. Palaeoenvironment of a Late Quaternary lacustrine-palustrine carbonate complex: Zarand Basin, Saveh, central Iran. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 237: 315-334.
- Dortch J.M. Owen L.A. and Caffee M.W. 2013. Timing and climatic drivers for glaciation across semi-arid western Himalayan-Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*, 78: 188-208.
- Fitzsimmons K.E. Magee J.W. and Amos K.J. 2009. Characterisation of aeolian sediments from the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia: implications for reconstructing palaeoenvironmental conditions. *Sedimentary Geology*, 218: 61-73.
- Fleitmann D. Burns S.J. Mangini A. Mudelsee M. Kramers J. Villa I. Neff U. Al-Subbary A.A. Buettner A. and Hippler D. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews*, 26: 170-188.
- Frechen M. Kehl M. Rolf C. Sarvati R. and Skowronek A. 2009. Loess chronology of the Caspian lowland in northern Iran. *Quaternary International*, 198: 220-233.
- Goldsmid F. 1875. Captain the Hon. G. Napier's Journey on the Turcoman Frontier of Persia. *Proceedings of the Royal Geographical Society of London*. JSTOR, 166-182.
- Hamzeh M. A. Gharai M.H.M. Lahijani H.A.K. Djamali M. Harami R.M. and Naderi-Beni M. 2016. Holocene hydrological changes in SE Iran, a key region between Indian Summer Monsoon and Mediterranean winter precipitation zones, as revealed from a lacustrine sequence from Lake Hamoun. *Quaternary International*, 408: 25-39.
- Hickey B. and Goudie A. 2007. The use of TOMS and MODIS to identify dust storm source areas: The Tokar delta (Sudan) and the Seistan
- Adams A.E. MacKenzie W.S. and Guilford C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman; Wiley, Van Nostrand Reinhold (UK), 105p.
- Alizadeh-Choobari O. Zavar-Reza P. and Sturman A. 2014. The "wind of 120 days" and dust storm activity over the Sistan Basin. *Atmospheric research*, 143: 328-341.
- An C.B. Zhao J. Tao S. Li Y. Dong W. Li H. Jin M. and Wang Z. 2011. Dust variation recorded by lacustrine sediments from arid Central Asia since ~15 cal ka BP and its implication for atmospheric circulation. *Quaternary Research*, 75: 566-573.
- An F. Ma H. Wei H. and Lai Z. 2012. Distinguishing aeolian signature from lacustrine sediments of the Qaidam Basin in northeastern Qinghai-Tibetan Plateau and its palaeoclimatic implications. *Aeolian Research*, 4: 17-30.
- Annandale N. and Prashad B. 1919. The Mollusca Fauna of the Inland Waters of Baluchistan and of Seistan. *Records of the Indian Museum*, 18: 18-62.
- Ashley G.M. 1978. Interpretation of polymodal sediments. *The Journal of Geology*, 86: 411-421.
- Berger A. and Loutre M.F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10: 297-317.
- Bond G. Showers W. Cheseby M. Lotti R. Almasi P. Priore P. Cullen H. Hajdas I. and Bonani G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Bowler J. 1973. Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. *Earth-Science Reviews*, 9: 315-338.
- Bradbury J.P. Dean W.E. and Anderson R.Y. 1993. Holocene climatic and limnologic history of the north-central United States as recorded in the varved sediments of Elk Lake, Minnesota: a synthesis. *Geological Society of America Special Papers*, 276: 309-328.
- Chatrs, Musell Soil Colour. 2000. Revised washable

- McMahon H. 1906. Recent survey and exploration in Seistan. *The Geographical Journal*, 28: 209-228.
- Middleton N. 1986. A geography of dust storms in South-West Asia. *Journal of Climatology*, 6: 183-196.
- Muhs D.R. and Bettis E. 2003. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Special Papers-Geological Society of America*, 53-74.
- Okhravi R. and Amini A. 2001. Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in Northeast Iran. *Global and Planetary Change*, 28: 11-22.
- Owen L.A. and Dortch J.M. 2014. Nature and timing of Quaternary glaciation in the Himalayan-Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*, 88: 14-54.
- Parris A.S. Bierman P.R. Noren A.J. Prins M.A. and Lini A. 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology*, 43: 29-49.
- Ramezani E. Mohadjer M.R.M. Knapp H.D. Ahmadi H. and Joosten H. 2008. The late-Holocene vegetation history of the Central Caspian (Hyrcanian) forests of northern Iran. *The Holocene*, 18: 307-321.
- Rashki A. Eriksson P. Rautenbach C.D.W. Kaskaoutis D. Grote W. and Dykstra J. 2013a. Assessment of chemical and mineralogical characteristics of airborne dust in the Sistan region, Iran. *Chemosphere*, 90: 227-236.
- Rashki A. Kaskaoutis D. Goudie A. and Kahn R. 2013b. Dryness of ephemeral lakes and consequences for dust activity: the case of the Hamoun drainage basin, southeastern Iran. *Science of the Total Environment*, 463: 552-564.
- Rashki A. Kaskaoutis D. Eriksson P. Rautenbach C.D.W. Flamant C. and Vishkaee F.A. 2014. Spatio-temporal variability of dust aerosols over the Sistan region in Iran based on satellite observations. *Natural Hazards*, 71: 563-585.
- Rashki A. Kaskaoutis D.G. Rautenbach C. Eriksson P.G. Qiang M. and Gupta P. 2012. Dust storms and their horizontal dust loading in the Sistan region, Iran. *Aeolian Research*, 5: 51-62.
- Regard V. Bellier O. Braucher R. Gasse F. Bourles D. Mercier J. Thomas J.C. Abbassi M. Shabanian E. and Soleymani S. 2006. ¹⁰Be dating of alluvial deposits from southeastern basin (south west Asia). *Geomorphological Variations*, 42: 37-57.
- Jiang H. and Ding Z. 2010. Eolian grain-size signature of the Sikouzi lacustrine sediments (Chinese Loess Plateau): Implications for Neogene evolution of the East Asian winter monsoon. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 843-854.
- Jux U. and Kempf K. 1983. Regional Geology of Sistan (Southwest Afghanistan). In Tosi M. *Prehistoric Sistan 560p*.
- Karimi A. Frechen M. Khademi H. Kehl M. and Jalalian A. 2011. Chronostratigraphy of loess deposits in northeast Iran. *Quaternary International*, 234: 124-132.
- Karimi A. Khademi H. and Ayoubi S. 2013. Magnetic susceptibility and morphological characteristics of a loess-paleosol sequence in northeastern Iran. *Catena*, 101: 56-60.
- Kehl M. 2009. Quaternary climate change in Iran—the state of knowledge. *Erdkunde*, 1-17.
- Khademi H. Mermut A. and Krouse H. 1997. Isotopic composition of gypsum hydration water in selected landforms from central Iran. *Chemical geology*, 138: 245-255.
- Konert M. and Vandenberghe J. 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44: 523-535.
- Krinsley D.B. 1970. A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran. Part I. DTIC Document. 370p.
- Lateef A. 1988. Distribution, provenance, age and paleoclimatic record of the loess in Central North Iran. *Loess-Its Distribution, Geology and Soil Rotterdam*, Balkema:93-101.
- Mayewski P.A. Meeker L.D. Twickler M.S. Whitlow S. Yang Q. Lyons W.B. and Prentice M. 1997. Major Features and Forcing of High-atitude Northern Hemisphere Atmospheric Circulation using a 110,000-year-long Glaciochemical Series. *Journal of Geophysical Research—Oceans*, 102: 26, 345.
- Mayewski P.A. Rohling E.E. Stager J.C. Karlén W. Maasch K.A. Meeker L.D. Meyerson E.A. Gasse F. van Kreveland S. and Holmgren K. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary research*, 62: 243-255.
- McGowan H.A. Sturman A.P. and Owens I.F. 1996. Aeolian dust transport and deposition by foehn winds in an alpine environment, Lake Tekapo, New Zealand. *Geomorphology*, 15: 135-146.

- Country, in Four Parts. Superintendent government printing. 326p.
- Tsoar H. and Pye K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34: 139-153.
- Vekerdy Z. Dost R. Reinink G. and Partow H. 2006. History of Environmental Change in the Sistan Basin Based on Satellite Image Analysis: 1976–2005. UNEP Post-Conflict Branch Geneva. United Nations Environment Programme. Nairobi, Kenya. 56 p.
- Whitney J.W. 2007. Geology, Water, and Wind in the Lower Helmand Basin, Southern Afghanistan. Scientific Investigations Report 2006–5182. USGS, Virginia, 40p.
- Xiao J. Inouchi Y. Kumai H. Yoshikawa S. Kondo Y. Liu T. and An Z. 1997. Eolian quartz flux to Lake Biwa, central Japan, over the past 145,000 years. *Quaternary Research*, 48: 48-57.
- Iran (the Hormoz Strait area). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 242: 36-53.
- Reimer P.J. Bard E. Bayliss A. Beck J.W. Blackwell P.G. Bronk Ramsey C. Buck C.E. Cheng H. Edwards R.L. and Friedrich M. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 96: 1887-1896.
- Saher M. Jung S. Elderfield H. Greaves M. and Kroon D. 2007. Sea surface temperatures of the western Arabian Sea during the last deglaciation. *Paleoceanography*, 22: 35-42.
- Schulz E. and Whitney J.W. 1987. Upper Pleistocene and Holocene lakes in the An Nafud, Saudi Arabia. *Paleolimnology*, IV. Springer, 175-190.
- Sharifi A. Pourmand A. Canuel E.A. Ferer-Tyler E. Peterson L.C. Aichner B. Feakins S.J. Daryaee T. Djamali M. and Naderi-Beni A. 2015. Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, 123: 215-230.
- Sharifikia M. 2013. Environmental challenges and drought hazard assessment of Hamoun Desert Lake in Sistan region, Iran, based on the time series of satellite imagery. *Natural hazards*, 65: 201-217.
- Sirocko F. Sarnthein M. Erlenkeuser H. Lange H. Arnold M. and Duplessy J.C. 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. *Nature*, 364: 322-324.
- Sirocko F. Sarnthein M. Lange H. and Erlenkeuser H. 1991. Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. *Quaternary Research*, 36: 72-93.
- Smith G.I. 1974. Quaternary deposits in southwestern Afghanistan. *Quaternary Research*, 4: 39-52.
- Staubwasser M. Sirocko F. Grootes P. and Segl M. 2003. Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters*, 30: 372-387.
- Sun D. Bloemendal J. Rea D. Vandenberghe J. Jiang F. An Z. and Su R. 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152: 263-277.
- Tate G.P. 1910. Seistan: A Memoir on the History, Topography, Ruins, and People of the

