

بررسی رخساره‌های رسوبی و تغییرات ریزشوندگی رسوبات به طرف پایین دست حوضه سرغایه - سرنیش (جنوب مشهد)

عفت پاسبان¹، محمد حسین محمودی قزایی^{2*}، اسداله محبوبی³، محمد خانه باد²، سمیرا تقدیسی نیکبخت¹

1- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

2- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

3- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: gharai2000@yahoo.com

تاریخ پذیرش: 90/6/14

تاریخ دریافت: 90/4/8

چکیده

حوضه آبریز سرغایه - سرنیش با شکلی کشیده و مساحت 70/654 کیلومتر مربع در منطقه‌ای کوهستانی در جنوب مشهد واقع گردیده و دارای دو رودخانه اصلی سرغایه و سرنیش است. در این دو رودخانه شش رخساره رسوبی شامل گراول زمینه پستیپان (Gmm)، گراول دانه پستیپان (Gcm)، گراول با لایه بندی افقی (Gh)، ماسه توده‌ای (Sm)، گل لامیناسیون دار (Fl) و گل توده‌ای (Fm) شناسایی شده است. رخساره‌های موجود در چهار عنصر ساختاری کانال (CH)، جریان گراویته‌ای (SG)، بار گراولی و اشکال لایه‌ای (GB) و رسوبات ریز خارج از کانال (FF) تشکیل شده‌اند. با توجه به مجموعه‌های رخساره‌ای و عناصر ساختاری، مدل رسوبی رودخانه‌های مورد مطالعه بریده بریده با بار بستر گراولی است. به منظور بررسی تغییرات اندازه ذرات و عوامل مؤثر بر ریزشوندگی در مجموع تعداد 60 نمونه رسوب از کانال اصلی این دو رودخانه آنالیز شده و بر اساس آن مشخص شد که روند تغییرات اندازه ذرات از الگوی نمایی کاهش به سمت پایین دست به طور کامل پیروی نکرده و دارای سه ناپوستگی و چهار پیوستگی رسوبی در طول رودخانه سرغایه و یک ناپوستگی و دو پیوستگی رسوبی در طول رودخانه سرنیش است. دلیل این ناپوستگیها ورود رسوبات درشت جانبی از شاخه‌های فرعی، افزایش شیب بستر، نمایان شدن سنگ بستر، تغییر در سنگ شناسی واحدهای زمین شناسی و فعالیت‌های تکتونیکی همچون وجود گسل در مسیر رودخانه است. هر کدام از پیوستگیها دارای روند ریزشونده به سمت پایین دست بوده و دو عامل جورشدگی هیدرولیکی و سایش عوامل اصلی در ریزشوندگی هستند. همچنین بر اساس مطالعات رسوب شناسی مشخص شد که رسوبات رودخانه‌های مورد مطالعه عمدتاً دارای جورشدگی ضعیف، کج شدگی مثبت و کشیدگی پهن هستند.

واژه‌های کلیدی: پیوستگی رسوبی، جورشدگی هیدرولیکی، سایش، انحراف معیار ترسیمی، کج شدگی، کشیدگی.

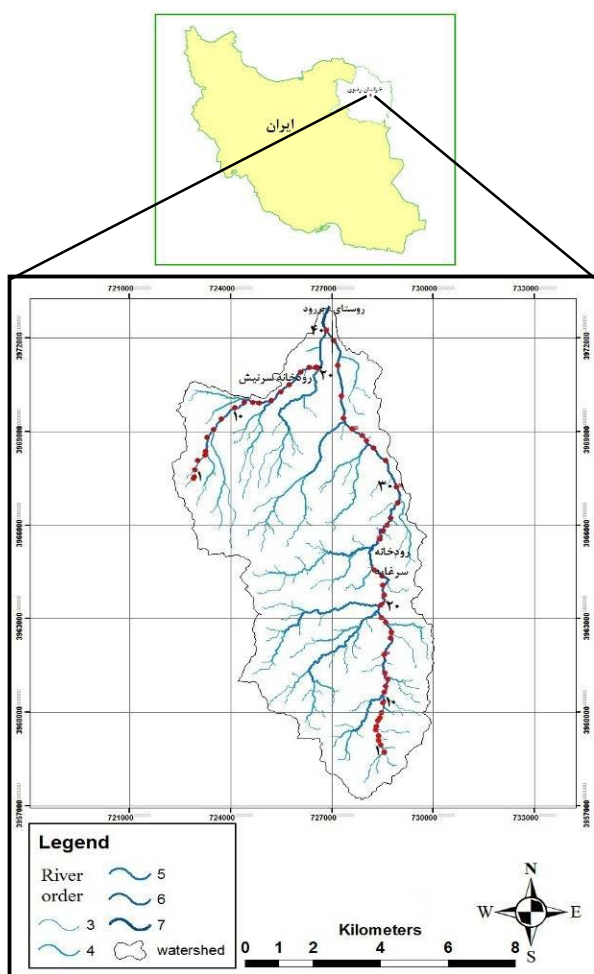
مقدمه

است و متغیرهایی همچون شرایط اقلیمی، فیزیوگرافی، فعالیت‌های تکتونیکی و زمین شناسی بر روی سرعت و نوع جریان، عمق، میزان حمل و نقل رسوب و در نتیجه بر

تغییر اندازه ذرات در رودخانه‌های با بار بستر گراولی در طی چند سال اخیر توجه زیادی را به خود جلب کرده است (Ghoshal et al., 2010). رودخانه یک سیستم دینامیکی

انتخابی عمدتاً توسط قدرت هیدرولیکی نیروهای رودخانه کنترل می‌شود. جورشدگی هیدرولیکی به شکل، اندازه و چگالی ذرات بستگی دارد و در نتیجه حمل تدریجی ذرات دانه ریز و ته نشست ترجیحی ذرات درشت است که به وسیله نیروهای هیدرولیکی و خواص زمین ریخت شناسی مانند کاهش شیب بستر رودخانه کنترل می‌شود (Rengers & Wohl, 2007). سایش فرآیندی ترکیبی است که شامل برخی از فرآیندها از جمله ورقه‌ای شدن، ساییده شدن، شکستگی و برخورد ماسه‌ها به همدیگر است. به طور کلی اثر سایش بر روند ریزشوندگی در رودخانه‌های آبرفتی در مقایسه با جورشدگی انتخابی کمتر است. مهمترین عامل مؤثر بر نرخ سایش، جنس و اندازه و شکل اولیه ذرات است (Bertoldi et al., 2009, 2010). در رودخانه‌های با بستر گراولی فرآیندهای عمده اضافه و کم شدن رسوبات در رودخانه شامل موارد زیر هستند: ورود شاخه جانبی، منشأهای رسوبی غیر آبرفتی، و برداشت و تولید رسوب توسط عوامل انسانی (Frings, 2008; Tena et al., 2011). از دیگر مطالعات نهشته‌های رسوبی رودخانه‌ای، تشخیص رخساره‌های رسوبی، عناصر ساختاری، و ارائه مدل رسوبی برای رودخانه است. تشخیص عناصر ساختاری رودخانه به منظور بازسازی الگوی کانال انجام می‌گیرد و این مطالعات نقش مهمی در تفسیر توالیهای رسوبی قدیمه و محیط رسوب گذاری آنها دارند (Benito et al., 2003). رخساره‌های رسوبی رودخانه در کانال و خارج کانال نهشته می‌شوند و اطلاعات مهمی در مورد محیط و میزان رسوب گذاری، وسعت و توسعه کانال رودخانه و دشت سیلابی را ارائه می‌کنند. این رخساره‌ها که در شرایط مختلف رسوبی برجای گذاشته می‌شود، ناشی از تغییرات رژیم جریان و یا در مقیاس بزرگتر تغییرات در محیط رسوبی هستند (Mannai-Tayech & Otero, 2005; Kjemperud et al., 2008).

تشکیل رخساره‌های رسوبی نقشی به سزا ایفا می‌کنند (Sear & Newson, 2003; Friend & Dade, 2005; Demoulin, 2011; Peterson et al., 2011). تغییرات اندازه ذرات در طی حمل و نقل به سمت پایین دست عمدتاً بر روی رسوبات بستر متمرکز است زیرا این رسوبات در تعیین ریخت شناسی و هیدرولیک کانال رودخانه‌ای اهمیت بیشتری دارند (Surian, 2002; Church, 2006). تغییر اندازه دانه‌ها در جهت پایین دست در رودخانه‌های با بستر گراولی بسیار نامنظم است و اغلب از یک مدل ریزشوندگی ساده پیروی نمی‌کند و عواملی سبب پیچیدگی این الگو می‌شود (Rice & Church, 2010). (Rice & Church, 1998) روند ریزشوندگی را در رودخانه‌های Pine و Sukunka (شمال شرق کانادا) به یک سری پیوستگیهای رسوبی مجزا تقسیم کردند که توسط نقاط ورود رسوبات درشت‌تر (ناپیوستگیهای رسوبی) از هم جدا شده و این ناپیوستگیها منطبق بر ورود شاخه‌های فرعی و منابع رسوب جانبی است. فرآیندهای تأثیرگذار بر ریزشوندگی به سمت پایین دست را می‌توان در سه گروه حمل و نقل انتخابی ذرات در بستر رودخانه، سایش در طول حمل و نقل، و منابع رسوب جانبی قرار داد (Frings, 2008; Ghoshal et al., 2010). به علاوه ریزشوندگی ذرات متأثر از نوع بار رسوبی، زمین ساخت حوضه، تغییرات سطح اساس، تغییرات شیب کانال و هیدرولیک رودخانه است (Hoey & Bluck, 1999). اگرچه جورشدگی هیدرولیکی (حمل و نقل انتخابی) و سایش از عوامل مؤثر در روند تغییرات اندازه ذرات است، ورود رسوبات دانه درشت از کانالهای فرعی و ریزش دامنه‌ها می‌تواند این روند را تحت تأثیر قرار دهد (Heitmuller & Hudson, 2009; Snelder et al., 2011). حمل و نقل انتخابی زمانی غالب است که استرس برشی بستر کمی بالاتر از استرس برشی بحرانی برای حرکت دانه باشد (Duan & Scott, 2007). بنابراین حمل و نقل



شکل 1: موقعیت جغرافیایی و محل‌های نمونه برداری در حوضه آبریز سرغایه - سرنیش واقع در جنوب مشهد

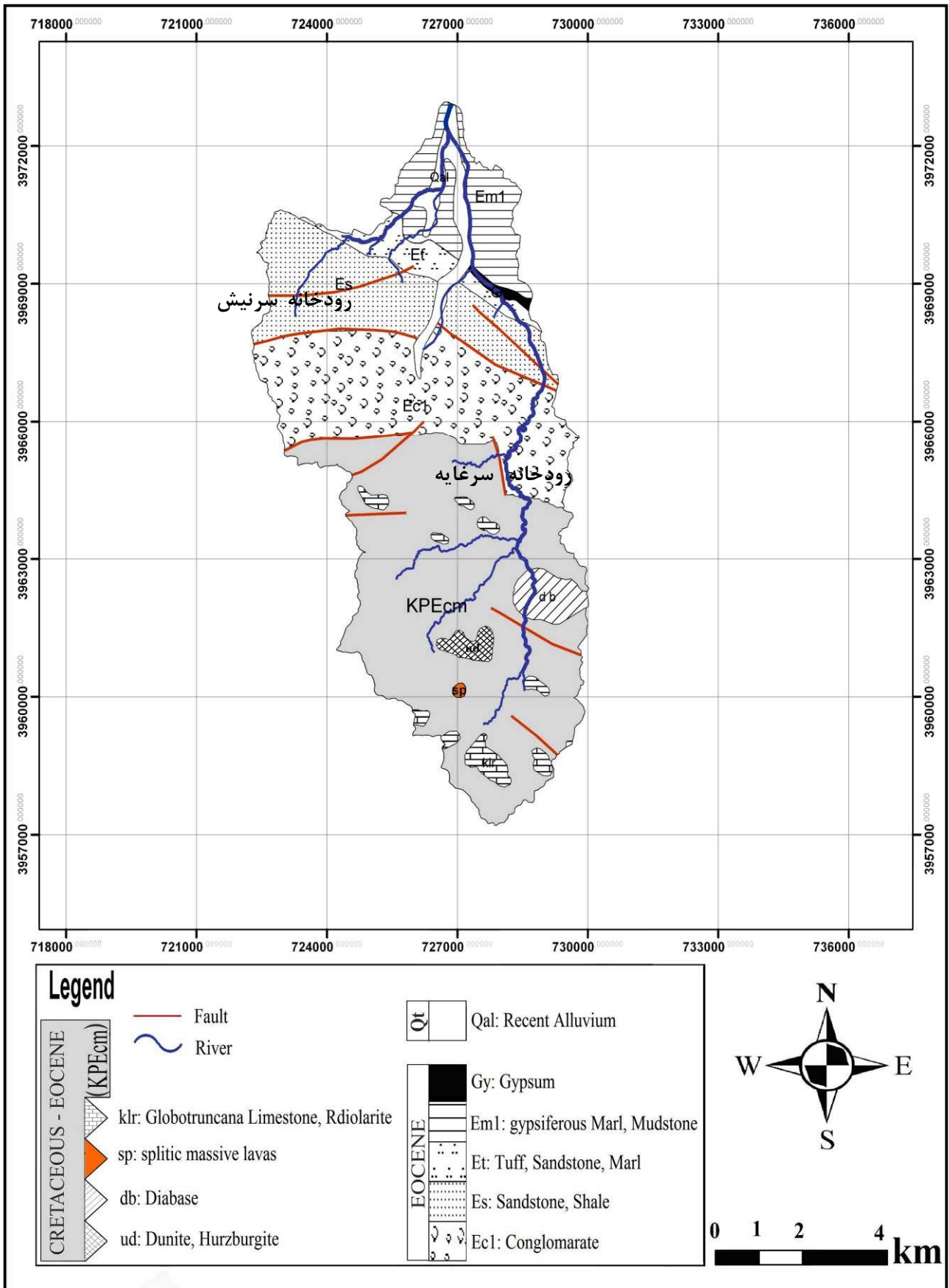
روش مطالعه

مطالعات رسوب شناسی انجام شده در این حوضه آبریز نشان می‌دهد که این حوضه توسط دو رودخانه اصلی سرغایه و سرنیش و چند آبراهه فرعی تغذیه می‌شود. آبراهه‌های اصلی از روی نقشه‌های توپوگرافی 1:25000 منطقه (برگه‌های شماره 78611SE، 79613NW و 79614SW) (سازمان جغرافیایی کشور، 1361) با مقیاس 1:25000 شناسایی شده است. تعداد 60 نمونه با کد S از رسوبات بستر آب راه‌ها برداشت شد. نمونه برداری با فواصل 150-200 متری از بخش فعال بستر رودخانه که کمتر تحت تأثیر فعالیت‌های زیستی قرار گرفته و از طرفی رابطه نزدیکی با رژیم جریانی حال حاضر رودخانه دارند،

هدف از انجام این مطالعه بررسی رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری، تغییرات اندازه ذرات، عوامل مؤثر و کنترل کننده ریزشوندگی به طرف پایین دست رودخانه، تعیین عوامل مؤثر در ایجاد ناپیوستگی‌های رسوبی و ارتباط آنها با مؤلفه‌های بافتی است.

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز سرغایه - سرنیش در جنوب مشهد در طول جغرافیایی $35^{\circ} 27' 33''$ تا $59^{\circ} 32' 36''$ و عرض $35^{\circ} 44' 01''$ تا $35^{\circ} 52' 33''$ شمالی قرار دارد (شکل 1). این حوضه با شکلی کشیده و مساحت 70/654 کیلومتر مربع در یک منطقه کوهستانی قرار گرفته است. شبکه هیدروگرافی این حوضه از جنوب به شمال جریان دارد و خروجی حوضه در شمالی‌ترین نقطه آن (در پایین دست روستای بررود) قرار دارد. حداکثر و حداقل ارتفاع این حوضه 1420 تا 2410 متر از سطح دریاست. دو رودخانه سرغایه (به طول 18/68 کیلومتر) و سرنیش (به طول 9/42 کیلومتر) بر اساس تقسیم بندی Schumm (1981, 1985) از نوع بریده بریده با بار بستر گراولی و طبق طبقه بندی Sensarma *et al.* (2008) جزو رودخانه‌های کوچک و فصلی هستند. شیب متوسط رودخانه سرغایه 4/66 درصد و رودخانه سرنیش 4/028 درصد بوده و بنابراین از نوع رودخانه‌های با شیب زیاد (High gradient stream) محسوب می‌گردند. به طور کلی واحدهای زمین شناسی این منطقه شامل افیولیت ملانژهای کرتاسه شمال تربت حیدریه در بالادست، کنگلومرا و ماسه سنگ در قسمت میانی و شیل، مارن و ژئوپس (پالئوژن - نئوژن) در قسمت میانی و پایین دست حوضه است. اکثر گسله‌های حوضه در مقیاس کوچک و از نوع نرمال بوده و بیشتر در قسمت مرکزی و جنوب حوضه قرار داشته و دارای روند شمالی - جنوبی و شمال غربی - جنوب شرقی هستند (واعظی پور و همکاران، 1370) (شکل 2).



شکل 2: نقشه زمین شناسی حوضه آبریز سرغایه - سرنیش با استفاده از نقشه 1:250000 تربت حیدریه (واعظی پور و همکاران، 1370)

دست رودخانه‌های اصلی انجام گرفت، رخساره‌های رسوبی براساس اندازه در سه گروه رخساره‌های گراولی (شامل Gmm، Gcm و Gh)، رخساره ماسه‌ای (Sm) و رخساره‌های گلی (Fm و Fl) شناسایی و نام‌گذاری شدند (شکل 3 و جدول 1) (پاسبان و همکاران، 1389). ذرات رخساره‌های گراولی غالباً نیمه زاویه دار تا نیمه گرد شده، با کرویت پایین تا متوسط و جورشدگی ضعیف هستند. در قطعات موجود هیچ نوع جهت یافتگی دیده نمی‌شود که معرف جریان خرده دار کانالی است (Kim et al., 2009). رخساره‌های Gmm و Gcm توسط جریانهای خطی و آشفته و همچنین جریانهای خرده‌دار با پلاستیسیته کاذب و ویسکوزیته و بار رسوبی بالا بر جای گذاشته می‌شود (Kosun et al., 2009) و رخساره Gh بر اثر مهاجرت سدهای طولی و یا به شکل رسوبات باقی مانده در کف کانال تشکیل می‌گردد (Wolela, 2008).

ذرات رخساره Sm دارای جورشدگی متوسط، کرویت متوسط تا پایین، نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه گرد شده و شکل مکعبی تا دیسکی است و عمدتاً از فرسایش واحدهای کنگلومرا و ماسه سنگی حوضه (با ذراتی از جنس سنگهای آذرین حدوداً و اسیدی) است. این رخساره رسوبی ممکن است در اثر میزان بالای رسوب گذاری و تحت تأثیر جریانهای گراویته‌ای نهشته شده باشد (Khalifa & Catuneanu, 2008). این رخساره با ضخامت بسیار کمی در قسمت میانی رودخانه سرنیش دیده می‌شود.

ضخامت رخساره Fm در رودخانه سرغابه کمتر از 10 سانتی متر و در رودخانه سرنیش بین 10 تا 50 سانتی متر در پایین دست می‌رسد. در مواردی که این رخساره رسوبی با ضخامت کم دیده می‌شود، می‌توان آن را مربوط به رسوب گذاری بار معلق در دشت سیلابی در نظر گرفت و رخساره Fl با ضخامت کمتر از 6 سانتی متر و به طور متناوب

انجام شده است. در برخی مکانها بر اساس تغییرات سنگ شناسی، ریخت شناسی و بعد از الحاق شاخه فرعی نمونه برداری صورت گرفت. موقعیت جغرافیایی محل نمونه برداری توسط GPS مشخص شد و نقشه موقعیت نمونه‌ها در محیط GIS تهیه شد (شکل 1).

پس از نمونه برداری مراحل آماده سازی شامل حذف رطوبت اولیه و مواد آلی و سپس نمونه‌ها با استفاده از ترازوی Mettler P162 با دقت 0/001 گرم توزین شد. با استفاده از روش غربال خشک و با فواصل 0/5 فی (از 6- فی تا 4 فی) نمونه‌ها الک شده و درصد وزنی ذرات در اندازه‌های گراول، ماسه و گل محاسبه شد. سپس نمودار تغییرات طولی پارامترهای اندازه ذرات در هر یک از رده‌ها و گروههای اصلی با استفاده از نرم افزار Excel ترسیم گردید و نام گذاری بافت رسوبات با استفاده از روش Folk (1980) انجام گرفت. مشخصه‌های اندازه ذرات (میانگین و میانه قطر ذرات، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی) به روش ترسیمی جامع Folk (1980) محاسبه شد. از آن جا که درصد ذرات در اندازه گل در تمام نمونه‌های این رودخانه کمتر از 5 درصد است، آنالیز پییت برای این نمونه‌ها انجام نشده است.

بحث

مطالعه رخساره‌های رسوبی و آنالیز اندازه دانه‌ها به تعیین محیط رسوبی و شناسایی فرآیندهای رسوب گذاری و نوع جریان کمک می‌نماید. توزیع اندازه ذرات در رسوب به اختصاصات سنگ منشأ، فرآیندهای هوازگی، سایش و جورشدگی انتخابی آنها در هنگام حمل و نقل بستگی داشته و بر روی انواع رخساره‌های رسوبی تأثیر گذار است (Snelder et al., 2011). با توجه به شواهد و مطالعات صحرائی که در طول مسیر حرکت از بالادست تا پایین

با توجه به رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری شناسایی شده (CH, SG, GB, FF) (جدول 2) در منطقه مورد مطالعه و براساس طبقه بندی Miall (2006) مدل رسوبی رودخانه‌های سرغایه و سرنیش یک رودخانه بریده بریده گراولی با رسوبات جریان ثقلی است.

با رخساره Gh فقط در دیواره رودخانه سرغایه مشاهده شده است. این رخساره در دشتهای سیلابی در سرعتها بسیار پایین جریان آب و در اثر رسوب گذاری ذرات معلق به وجود می آید (Miall, 2006).

جدول 1: اختصاصات رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه با استفاده از کدهای رخساره‌ای Miall (2006)

گروه رخساره‌ای	کد رخساره	توصیف رخساره	تفسیر
گراولی	Gmm	گراول توده‌ای با زمینه ماتریکس	جریانهای خرده‌دار پلاستیک، انرژی بالا
	Gcm	گراول توده‌ای زمینه قطعات درشت	جریان خرده‌دار به فرم پلاستیک کاذب (حرکت به فرم بار بستر با جریان آشفته)
ماسه‌ای	Gh	گراول با طبقه‌بندی افقی	مهاجرت سدهای طولی و یا به شکل رسوبات باقی‌مانده در کف کانال
	Sm	ماسه دانه ریز تا درشت توده‌ای	نهشته‌های جریان‌ی گراولته‌ای - رسوبی
گلی	Fm	گل و سیلت توده‌ای حاوی ریشه گیاهان	رسوبات خارج کانال، رسوبات کانال متروکه یا رسوبات پوششی
	Fl	رخساره ماسه‌ای، سیلتی و گلی دارای لامیناسیون	رسوبات کانالهای متروکه و دشتهای سیلابی

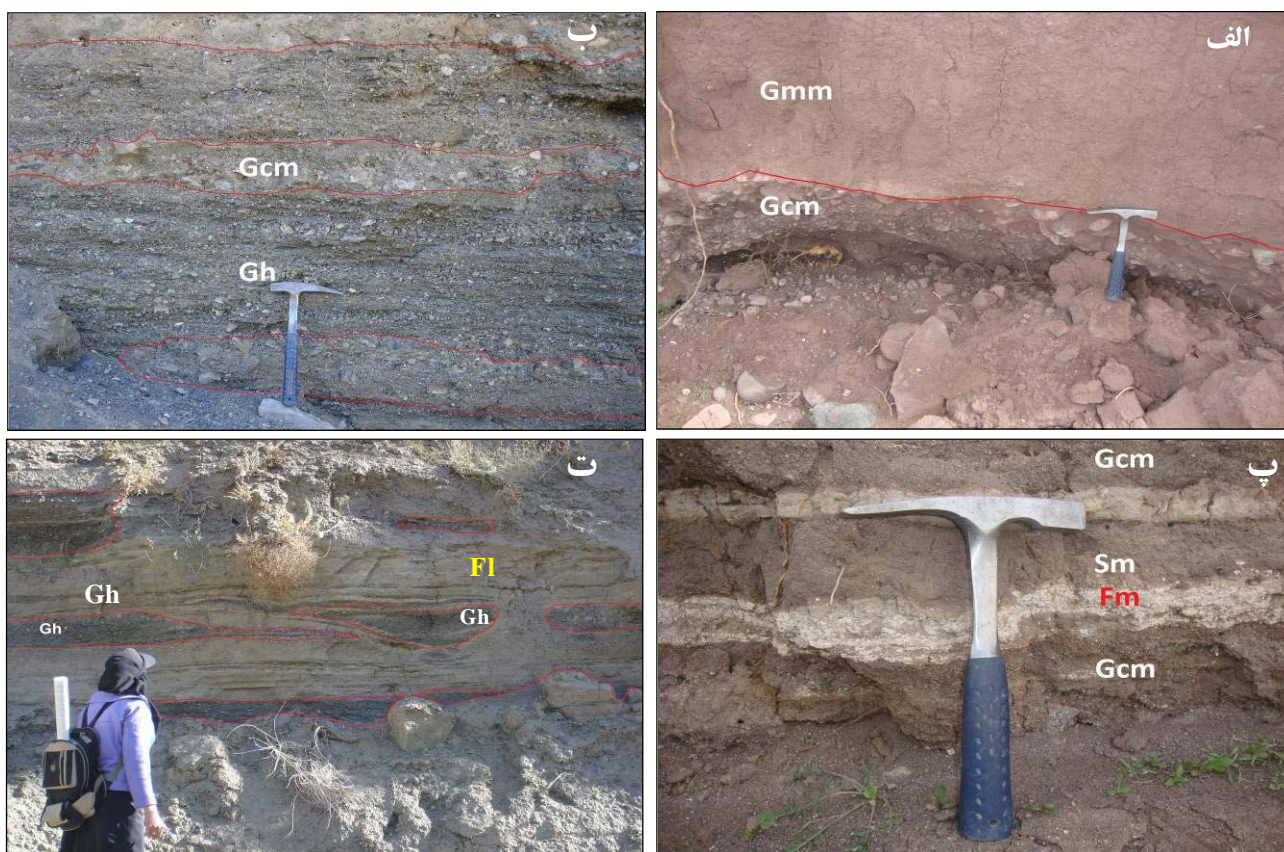
جدول 2: اختصاصات عناصر ساختاری شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه با استفاده از کدهای مربوط به آنها Miall (2006)

عناصر ساختاری	مجموعه رخساره‌های رسوبی	تفسیر
CH	Gmm, Gcm, Gh و Sm	معرف رسوبات پرکننده کانال، مرز پایین فرسایشی، دارای شکل هندسی به صورت عدسی شکل و گسترده
SG	Gmm و Gcm	جریان خرده‌دار در نواحی نزدیک به منشأ، وجود ساختارهای ورقه‌ای شکل ضخیم، مرزهای فرسایشی، ذرات درشت گراولی فراوان، جورشدگی ضعیف و عدم وجود چینه بندی
GB	Gmm و Sm	حاصل مهاجرت سدهای گراولی و یا به صورت رسوبات باقی‌مانده در کف کانال، معمولاً دارای شکل هندسی عدسی شکل و گسترده
FF	Fm و Fl	حاوی رسوبات ریز خارج از کانال، فرم توده‌ای و ورقه‌ای

آنالیز اندازه ذرات

جمله ایجاد گسل در مسیر رودخانه بوده است. عوامل فوق باعث کاهش اثر جورشدگی انتخابی و سایش و باعث تشکیل چهار ناپیوستگی رسوبی و در نتیجه سه پیوستگی رسوبی در طول رودخانه سرغایه و یک ناپیوستگی رسوبی و دو پیوستگی رسوبی در طول رودخانه سرنیش شده است (شکل 4 الف و ب). بررسی نمودار تغییرات شیب به سمت پایین دست در طول کانال نشان می‌دهد که تغییرات شیب حالت منظمی نداشته و در محل برداشت نمونه‌های 11، 15 و 25 (به ترتیب 2/04، 3/39 و 7/53 کیلومتری رودخانه

نتایج حاصل از آنالیز اندازه ذرات (جدول 3 و 4) نشان می‌دهد که رسوبات رودخانه مورد مطالعه عمدتاً از نوع گراولی است. مطالعات رسوب شناسی در طول کانال اصلی این حوضه نشان می‌دهد که روند تغییر اندازه ذرات از الگوی نمایی کاهش به سمت پایین دست به طور کامل پیروی نمی‌کند. این تغییر الگو در روند ریزشوندگی به دلیل ورود رسوبات دانه درشت از شاخه‌های فرعی و دامنه کوهها و تغییر در شیب بستر و ظهور سنگ بستر در اثر تغییر در اختصاصات سنگ شناسی و همچنین فعالیت‌های تکنونیک از



شکل 3: رخساره‌های رسوبی موجود در حوضه آبریز سرغایه - سرنیش: الف) رخساره‌های Gmm و Gcm (رودخانه سرغایه)؛ ب) رخساره‌های Gcm و Gmm (رودخانه سرنیش)؛ پ) رخساره‌های Gcm، Gmm، Gh و Fm (رودخانه سرغایه)؛ ت) رخساره‌های Gcm، Sm و Fm (رودخانه سرنیش)

حمل رسوبات، سنگ بستر عاری از هر گونه رسوب است (Siddiqui & Robert, 2010).

علاوه بر عواملی همچون ساختارهای رسوبی، بار رسوبی و نوع رودخانه، تغییرات سنگ شناسی، شرایط آب و هوایی، پدیده‌های زمین ریخت شناسی و فعالیت‌های تکتونیکی که تأثیری انکار ناپذیر بر پیوستگی‌های رسوبی دارند (Di Giulio et al., 2003; Sear & Newson, 2003). به علاوه شیب بستر در طول رودخانه، اندازه و شکل رسوبات، وضعیت و شکل کانال، اتصال کانال‌های فرعی به کانال اصلی و فعالیت‌های انسانی از دیگر عوامل مؤثر در ایجاد ناپیوستگی‌های رسوبی هستند (Gregory, 2006).

همان طور که در شکل 4 ملاحظه می‌شود، سه ناپیوستگی رسوبی در 15/5 کیلومتری در طول رودخانه سرغایه و یک ناپیوستگی در رودخانه سرنیش در فاصله‌ای در حدود 5/8

سرغایه) و نمونه 13 (3/5 کیلومتری رودخانه سرنیش) شیب ناگهان زیاد می‌شود که این تغییرات ناگهانی به علت تغییر در اختصاصات سنگ شناسی، گسل خوردگی و تغییر توپوگرافی بستر رودخانه بر اثر فرسایش شدید است. با وجود این پروفیل طولی پیوستگیها ارتباط منطقی بین میزان ریزشوندگی و میزان تغییرات شیب کانال را در مسیر رودخانه نشان می‌دهد (شکل 5). هر کدام از پیوستگیهای مجزا دارای روند ریزشونده به سمت پایین دست است که در این ریزشوندگی، جورشدگی هیدرولیکی و سایش دو عامل اصلی هستند. در طول مسیر رودخانه در بعضی قسمتها سنگ بستر نمایان شده است که معرف عملکرد گسلها بوده و در این حالت به علت شرایط هیدرولیکی خاص ناشی از افزایش شیب بستر و افزایش انرژی، و به دلیل فرسایش و

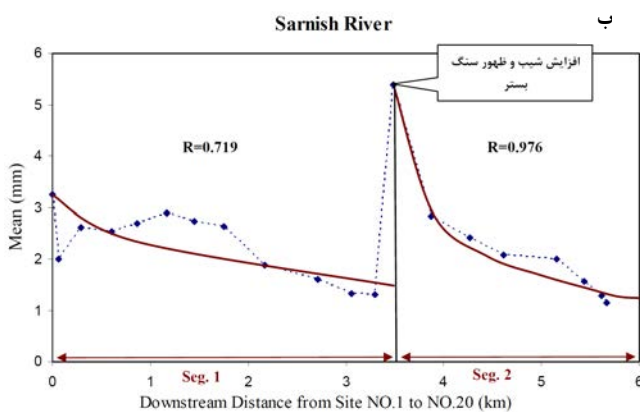
کیلومتر وجود دارد که محل و عامل هر یک به طور خلاصه بیان شده است.

جدول 3: پارامترهای بافتی و اختصاصات رسوبات سرشاخه سرغایه

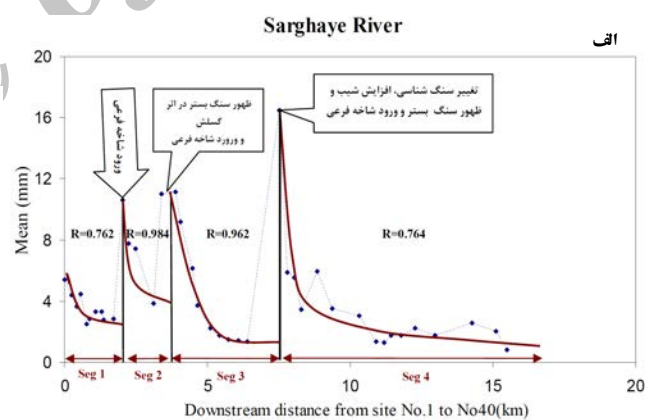
شماره نمونه	میان (mm)	میانگین (mm)	جورشدگی (فی)	کج شدگی	ضریب کشیدگی	درصد گراول	درصد ماسه	درصد گل	نام گذاری رسوبات
1	8/000	5/426	2/775	0/273	0/845	73/33	24/32	2/32	گراول ماسه‌ای
2	5/656	4/377	2/359	0/300	0/890	72/30	26/35	1/35	گراول ماسه‌ای
3	4/377	3/63	2/466	0/210	0/829	65/69	32/77	1/54	گراول ماسه‌ای
4	5/278	4/456	2/330	0/230	0/810	69/16	29/61	1/23	گراول ماسه‌ای
5	3/200	2/528	2/486	0/220	0/700	58/89	39/37	1/74	گراول ماسه‌ای
6	3/580	2/850	2/247	0/220	0/930	64/91	34/36	0/73	گراول ماسه‌ای
7	4/008	3/308	2/627	0/200	0/860	63/10	34/2	2/70	گراول ماسه‌ای
8	3/555	3/294	2/424	0/110	0/890	64/10	34/66	1/24	گراول ماسه‌ای
9	3/655	2/754	2/392	0/250	0/820	63/26	35/45	1/29	گراول ماسه‌ای
10	3/204	2/854	2/180	0/170	0/990	62/76	36/00	1/24	گراول ماسه‌ای
11	20/749	10/614	2/356	0/590	0/780	79/97	19/93	0/10	گراول ماسه‌ای
12	13/928	7/781	1/920	0/630	0/930	80/94	18/83	0/23	گراول
13	11/950	7/428	2/140	0/470	0/830	77/85	21/61	0/54	گراول ماسه‌ای
14	4-000	3/879	2/420	0/090	0/680	61/01	38/31	0/68	گراول ماسه‌ای
15	19/835	10/989	2/213	0/550	0/980	81/33	18/44	0/23	گراول
16	16/679	11/181	2/065	0/460	0/920	84/33	15/30	0/37	گراول
17	14/221	9/189	2/339	0/440	0/950	80/72	18/78	0/50	گراول
18	8/000	6/130	1/918	0/330	0/960	79/34	19/82	0/84	گراول ماسه‌ای
19	4/228	3/714	2/150	0/190	0/790	66/94	32/41	0/65	گراول ماسه‌ای
20	2/514	2/208	1/416	0/170	1/070	63/36	36/21	0/43	گراول ماسه‌ای
21	1/905	1/726	1/414	0/160	0/880	48/65	50/97	0/38	گراول ماسه‌ای
22	1/866	1/464	1/590	0/340	0/990	47/81	51/38	0/81	گراول ماسه‌ای
23	1/542	1/386	1/023	0/185	1/230	34/63	65/13	0/24	گراول ماسه‌ای
24	1/292	1/362	0/955	-0/050	1/020	30/00	69/54	0/37	ماسه گراولی
25	26/172	16/518	1/750	1/180	0/620	89/10	10/62	0/28	گراول
26	8/876	5/856	2/218	0/400	0/870	74/89	23/12	1/99	گراول ماسه‌ای
27	6/727	5/513	2/040	0/220	0/830	77/67	21/99	0/34	گراول ماسه‌ای
28	3/458	3/434	2/400	0/055	0/760	61/34	38/04	0/62	گراول ماسه‌ای
29	7/464	5/921	1/843	0/326	0/840	79/36	19/97	0/67	گراول ماسه‌ای
30	4/531	3/506	2/390	0/250	0/750	65/56	33/49	0/95	گراول ماسه‌ای
31	4/112	3/020	2/128	0/310	0/780	63/93	35/46	0/61	گراول ماسه‌ای
32	1/602	1/329	2/249	0/084	0/790	46/61	52/57	0/82	گراول ماسه‌ای
33	1/109	1/257	1/938	-0/210	1/010	35/32	63/80	0/88	گراول ماسه‌ای
34	2/234	1/744	2/690	0/130	0/600	67/93	30/71	1/36	گراول ماسه‌ای
35	2/219	1/760	2/730	0/139	0/620	51/51	47/01	1/48	گراول ماسه‌ای
36	2/948	2/262	2/400	0/220	0/970	58/45	39/73	1/82	گراول ماسه‌ای
37	2/219	1/769	2/910	0/150	0/580	51/57	46/41	2/02	گراول ماسه‌ای
38	2/666	2/568	2/130	0/087	0/780	57/54	41/71	0/75	گراول ماسه‌ای
39	2/297	2/042	2/258	0/140	0/780	53/78	45/07	1/15	گراول ماسه‌ای
40	0/901	0/786	1/737	0/280	1/070	21/39	76/74	1/87	ماسه گراولی

جدول 4: پارامترهای بافتی و اختصاصات رسوبات سرشاخه سرنیش

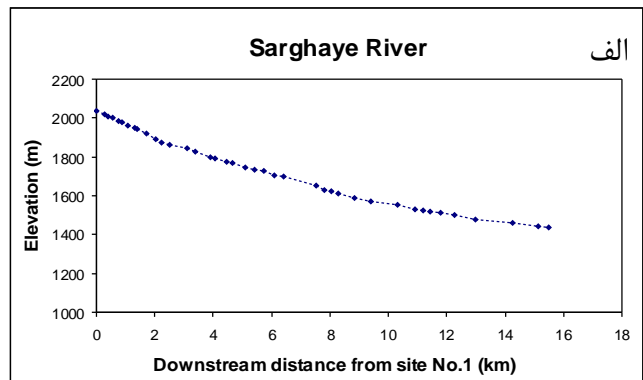
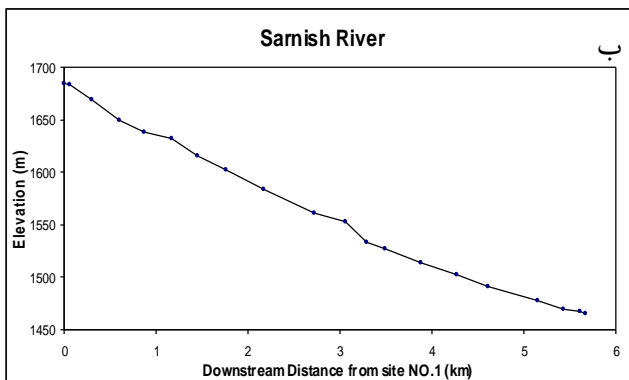
شماره نمونه	میان‌ه (mm)	میانگین (mm)	جورشدگی (فی)	کج‌شدگی	ضریب کشیدگی	درصد گراول	درصد ماسه	درصد گل	نامگذاری رسوبات
1	3/543	3/249	2/345	0/16	0/82	64/406	34/004	1/59	گراول ماسه‌ای
2	2/353	1/993	2/710	0/13	0/90	52/190	45/350	2/46	گراول ماسه‌ای
3	3/317	2/613	2/726	0/17	0/75	58/950	39/350	1/70	گراول ماسه‌ای
4	3/655	2/531	2/840	0/25	0/79	59/730	37/960	2/31	گراول ماسه‌ای
5	4/28	2/700	2/900	0/30	0/84	40/600	57/380	2/02	گراول ماسه‌ای
6	5/058	2/887	2/937	0/36	0/87	66/099	31/321	2/58	گراول ماسه‌ای
7	3/500	2/737	2/620	0/17	0/82	61/025	37/415	1/56	گراول ماسه‌ای
8	3/706	2/626	2/528	0/26	0/89	62/229	35/611	2/16	گراول ماسه‌ای
9	1/600	1/880	2/150	-0/06	0/93	27/048	71/158	1/79	ماسه گراولی
10	1/885	1/611	2/358	0/08	0/81	49/157	49/848	0/99	گراول ماسه‌ای
11	1/239	1/328	2/480	-0/05	0/84	40/038	58/166	1/79	گراول ماسه‌ای
12	1/453	1/300	2/310	0/05	0/94	41/606	56/364	2/03	گراول ماسه‌ای
13	5/656	5/388	2/460	0/12	0/77	73/819	25/750	0/43	گراول ماسه‌ای
14	3/580	2/838	2/640	0/22	0/80	58/746	38/699	2/55	گراول ماسه‌ای
15	3/180	2/420	2/870	0/20	0/73	43/800	53/940	2/26	گراول ماسه‌ای
16	2/828	2/071	3/090	0/19	0/676	55/820	39/500	4/68	گراول ماسه‌ای
17	2/273	1/993	2/640	0/15	0/80	52/080	45/410	2/51	گراول ماسه‌ای
18	1/585	1/559	2/820	0/018	0/87	45/258	51/800	2/94	گراول ماسه‌ای
19	1/753	1/286	2/610	0/21	0/92	47/290	47/918	4/79	گراول ماسه‌ای
20	1/414	1/143	2/700	0/12	1/20	38/710	54/870	6/42	گراول ماسه‌ای



شکل 4: (ب) تغییرات میانگین ذرات به طرف پایین دست رودخانه سرنیش



شکل 4: (الف) تغییرات میانگین ذرات به طرف پایین دست رودخانه سرغایه



شکل 5: (الف) پروفیل طولی رودخانه سرغایه و (ب) پروفیل طولی رودخانه سرنیش از بالادست به سمت پایین دست بر اساس محلهای نمونه برداری

اصلی، نمایان شدن سنگ بستر در اثر فعالیت گسل و افزایش شیب بستر باشد (شکل 7).

از نمونه 15 تا نمونه 24 سومین پیوستگی رسوبی در مسافتی حدود 4 کیلومتر است که در طول این پیوستگی اندازه ذرات به طور منظم به سمت پایین دست کاهش می‌یابد ($R=0.962$). در این فاصله فراوانی گراول کم شده و بر مقدار ماسه و گل افزوده می‌شود که علت آن می‌تواند کاهش شیب بستر باشد. مشابه پیوستگیهای اول و دوم سنگهای اطراف از نوع افیولیت ملانژ است. سومین ناپیوستگی در محل برداشت نمونه 25 است. عوامل مؤثر در ایجاد این ناپیوستگی رسوبی می‌تواند اتصال شاخه فرعی به کانال اصلی، نمایان شدن سنگ بستر، افزایش شیب و تغییرات سنگ شناسی از سنگهای الترامافیک به سنگهای رسوبی کنگلومرا و ماسه سنگ باشد. در این حوضه کنگلومراها و ماسه سنگها نسبت به سنگهای الترامافیک از مقاومت فیزیکی و ثبات شیمیایی بالاتری برخوردارند در نتیجه تأثیر فرآیند سایش ضمن حمل و نقل رسوبات بر روی ذرات حاصل از هوازدگی این سنگها نسبت به سنگهای الترامافیک کمتر است.

از نمونه 25 تا نمونه 40 در مسافتی حدود 8 کیلومتر آخرین پیوستگی رسوبی مشاهده می‌شود که اندازه ذرات در طول این پیوستگی به طور نامنظم به سمت پایین دست حوضه کاهش می‌یابد ($R=0.764$). در این فاصله رخنمونهای سنگی شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و مارن است و در پایین دست حوضه لایه‌های کم ضخامتی از گچ و نمک نیز ظاهر می‌شود. به علت گسترش واحدهای ماسه سنگی، شیلی و مارنی دره اطراف کانال بازتر شده و دشت سیلابی وسیع و شیب کانال ملایم شده است.

در شکل 4 الف از نمونه 1 تا نمونه 10 در مسافت تقریبی به طول 2 کیلومتر، یک پیوستگی رسوبی مشاهده شده و اندازه ذرات به طور نامنظم اما تدریجی به سمت پایین دست کاهش می‌یابد ($R=0.762$). در این فاصله رخنمونهای سنگی موجود عمدتاً افیولیت ملانژهای کرتاسه است و بنابراین ذرات حاصل از آن دارای مقاومت فیزیکی و ثبات شیمیایی کمی بوده و ضمن حمل و نقل در طول مسیر رودخانه تحت تأثیر عواملی از قبیل سایش و جورشدگی هیدرولیکی اندازه آنها کاهش می‌یابد. شیب بستر در این قسمت از رودخانه زیاد و عرض کانال کم است که باعث تقویت نیروی هیدرولیکی کف کانال شده و در نتیجه باعث حمل رسوبات دانه درشت به سمت پایین دست می‌شود. لذا تأثیر جورشدگی انتخابی بر روند ریزشوندگی به طرف پایین دست کاهش یافته و فرآیند سایش باعث تغییرات بسیار ناچیز در اندازه ذرات شده است. در انتهای این پیوستگی، نخستین ناپیوستگی در محل برداشت نمونه 11 ظاهر می‌شود. علت این ناپیوستگی رسوبی افزایش شیب و اتصال شاخه فرعی به کانال اصلی است که رسوبات دانه درشت تری نسبت به رسوبات کانال اصلی وارد آن می‌کند. این شرایط را می‌توان به نزدیکی کانالهای فرعی به منشأ و مسافت کوتاه حمل و نقل نسبت داد (Hoey & Bluck, 1999) (شکل 6). دومین پیوستگی رسوبی از نمونه 11 تا نمونه 14 در مسافت حدود 2 کیلومتر است که در این پیوستگی اندازه ذرات به طور منظم به سمت پایین دست کاهش می‌یابد ($R=0.984$). در این فاصله سنگهای اطراف از نوع افیولیت ملانژ است. دومین ناپیوستگی در محل برداشت نمونه 15 قرار دارد، که عوامل مؤثر در ایجاد این ناپیوستگی رسوبی می‌تواند اتصال شاخه فرعی حاوی رسوبات دانه درشت تر نسبت به کانال

شکل و چگالی) وابسته است (Steidman, 1982).



شکل 6: ورود رسوبات درشت از شاخه فرعی به کانال (رودخانه سرغایه).
(دید به سمت جنوب)



شکل 7: نمایان شدن سنگ بستر و افزایش شیب در اثر گسلش در طول رودخانه سرغایه (مقیاس بیلچه به طول 40cm)



شکل 8: افزایش شیب و نمایان شدن سنگ بستر در قسمت میانی رودخانه سرنیش

با توجه به شکل 4- ب در مسیر رودخانه سرنیش از نمونه 1 تا 12 (مسافت حدود 3/5 کیلومتر) با وجود این که $R=0.719$ است، ریزشوندگی اندازه ذرات با بی نظمیهایی همراه است که معرف اولین پیوستگی رسوبی بوده، در محل نمونه 13 اندازه ذرات به طور ناگهانی افزایش می‌یابد (ظهور ناپیوستگی رسوبی) که دلیل آن نمایان شدن سنگ بستر در اثر فعالیتهای تکتونیکی و افزایش شیب بستر بوده (شکل 8) و سپس اندازه ذرات به سمت پایین دست رودخانه به طور نامنظم کاهش می‌یابد که معرف پیوستگی رسوبی بعدی است ($R=0.976$).

لازم به ذکر است که دو فرآیند سایش و جورشدگی هیدرولیکی عوامل اصلی در روند ریزشوندگی اندازه ذرات به سمت پایین دست در هر یک از پیوستگیهای رسوبی است.

با توجه به نمودارها (شکل 4 الف و ب) حالت ریزشوندگی به طرف پایین دست که در بیشتر رودخانه‌های با بستر گراولی حکم فرماست در این جا به خوبی مشاهده نمی‌شود. در محیطهای رودخانه‌ای از بالا دست به سمت پایین دست ضریب جورشدگی به تدریج کاهش یافته و جورشدگی بهتر می‌شود اما در مورد رودخانه‌های مورد مطالعه جورشدگی به طور منظم به سمت پایین دست بهتر نشده و به علت همان عوامل مؤثر در ظهور ناپیوستگیها با بی نظمیهایی همراه است.

علاوه بر میانگین توزیع اندازه ذرات، سایر مؤلفه‌های بافتی (جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی) نیز در رودخانه‌های مورد مطالعه تعیین شده است.

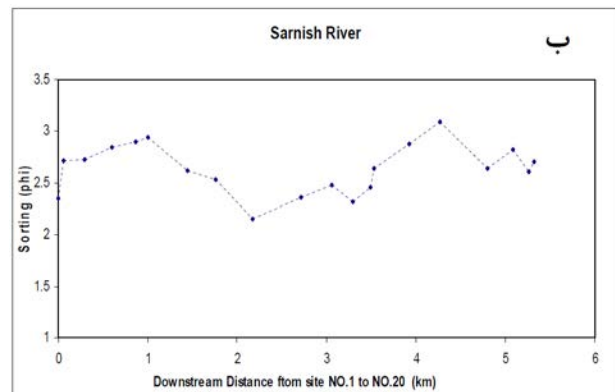
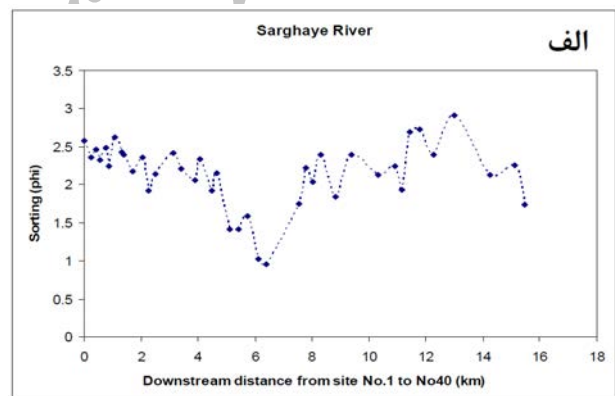
جورشدگی مقیاس گسترده اندازه ذرات رسوبی است که سطوح انرژی در محیط رسوب گذاری و پایداری شرایط انرژی را در طول زمان منعکس نموده و به میزان تجمع رسوب، طبیعت سطح رسوب، روش چگونگی حرکت ذرات، ویژگیهای سیال و ویژگیهای دانه‌ها (شامل اندازه،

دهنده فراوانی بیشتر ذرات دانه ریز که احتمالاً ناشی از باقی ماندن این ذرات در بین رسوبات دانه درشت تر است، هستند. کج شدگی رسوبات عموماً مثبت است که این حالت در محیطهای رودخانه‌ای طبیعی بوده و حکایت از نبودن فرصت کافی برای شست و شوی ذرات دانه ریز توسط جریان آب دارد (Rice, 1999). از طرفی آشفته‌گی جریان، تغذیه رودخانه از کانالهای انشعابی (در این حوضه برخی از سرشاخه‌های فرعی رسوبات ریز تر به کانال اصلی وارد می‌کنند)، سایش و خردشدگی ذرات درشت تر و همچنین دانه‌های ناپایدار و بی ثبات (ذرات حاصل از فرسایش واحدهای افیولیت، مارن و شیل) که به تولید رسوبات دانه ریز تر منجر می‌شود، از جمله دلایل ظهور کج شدگی مثبت در این رسوبات است. تعداد اندکی از نمونه‌ها کج شدگی منفی نشان می‌دهند که علت احتمالی آن شیب بسیار تند بستر و بالا بودن شدت جریان در این مناطق است؛ به طوری که سبب شسته شدن ذرات ریز، افزایش نسبت ذرات دانه درشت به دانه ریز و در نتیجه کج شدگی منفی رسوبات شده است.

دامنه تغییرات کشیدگی در رسوبات رودخانه‌ای حوضه مورد مطالعه بین 0/58 تا 1/23 در تغییر است. به عبارتی این نمونه‌ها دارای منحنی بسیار پهن تا متوسط هستند (شکل 11 الف و ب).

در اغلب رودخانه‌های دارای بار بستر نشان داده شده است که با بهتر شدن جورشدگی به سمت پایین دست، کشیدگی منحنی تجمعی بیشتر می‌شود (موسوی حرمی، 1383). کشیدگی منحنی اطلاعات مفیدی در رابطه با جورشدگی و اندازه ذرات می‌دهد که این اطلاعات برای تعبیر و تفسیر محیط رسوبی و همچنین فرآیندهای رسوب گذاری از اهمیت زیادی برخوردار است. بیشترین تفاوت در منحنیها در رابطه با دنباله آنهاست که خود معرف مقدار ذرات دانه ریز یا درشت در رسوبات است.

اکثر نمونه‌ها در حوضه مورد مطالعه دارای جورشدگی ضعیف تا بسیار ضعیف (دامنه تغییرات 0/955 تا 3/09 فی) بوده و دلالت می‌نماید که رژیم جریان در بخشهای اصلی رودخانه به صورتی است که امکان جورشدگی طبیعی برای رسوبات وجود ندارد، به عبارتی چون رودخانه‌های مورد مطالعه فصلی هستند این وضعیت معرف آشفته‌گی جریان در طول مسیر رودخانه به علت تغییر شیب و خصوصیات سنگ شناسی و تغییرات شدید رژیم جریان در طی زمان است و همچنین تغییرات جورشدگی همان طور که در نمودار تغییرات جورشدگی دیده می‌شود، با حرکت به سمت پایین دست رودخانه میزان جورشدگی هر چند به صورت نامنظم کاهش می‌یابد (شکل 9 الف و ب).

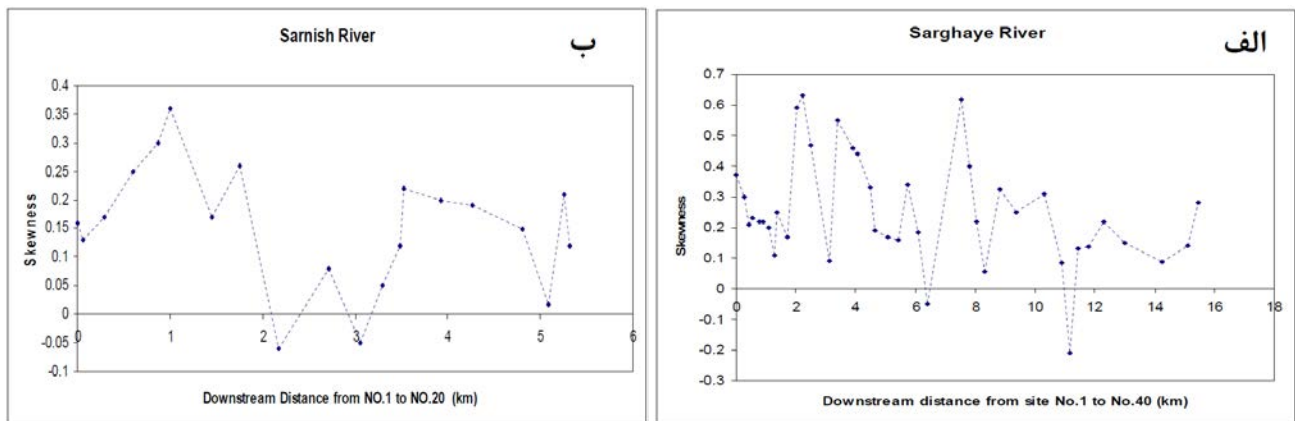


شکل 9: تغییرات جورشدگی اندازه ذرات از بالادست به سمت پایین دست رودخانه سرغایه و (ب) رودخانه سرنیش

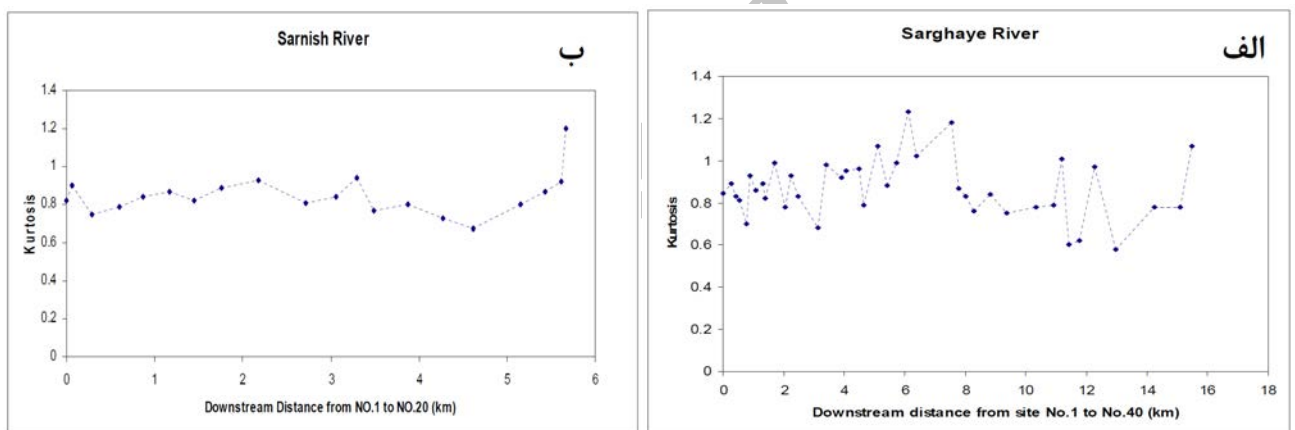
دامنه تغییرات کج شدگی در رسوبات رودخانه‌ای مورد مطالعه بین 0/06- تا 0/63 در تغییر است (شکل 10 الف و ب). رسوبات با کج شدگی مثبت (بزرگتر از صفر) نشان

مورد مطالعه اثبات گردد. رابطه بین این دو مؤلفه بافتی معرف آن است که در مسیر هر پیوستگی با بهتر شدن جورشدگی، کشیدگی رسوبات بیشتر می‌شود.

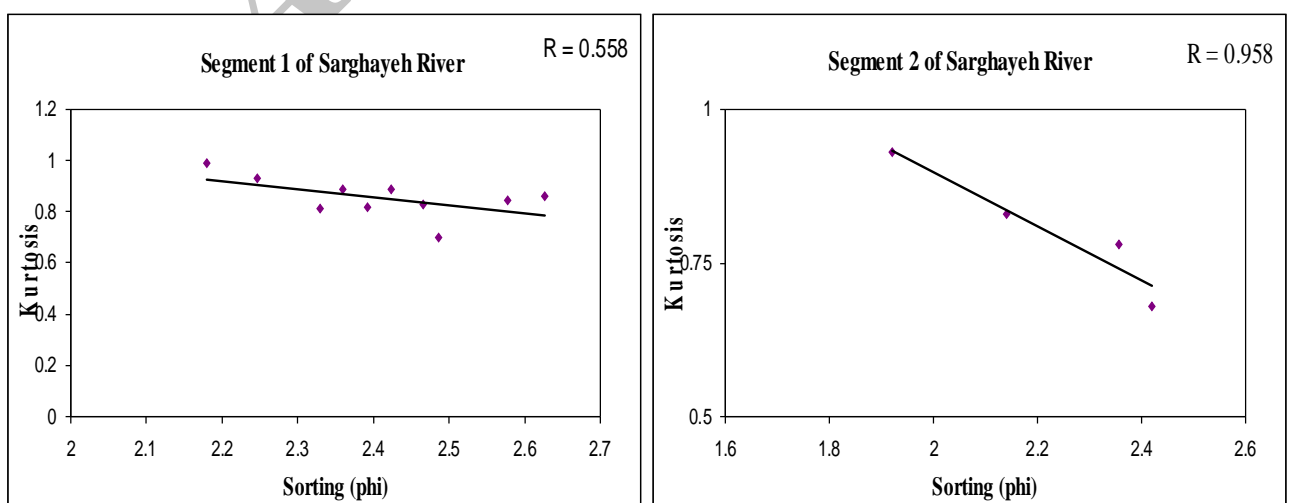
در این پژوهش برای هر یک از پیوستگی‌های رسوبی ضرایب جورشدگی در مقابل کشیدگی بررسی شده است (شکل‌های 12 و 13) تا صحت محل ناپیوستگیها در مسیر رودخانه‌های



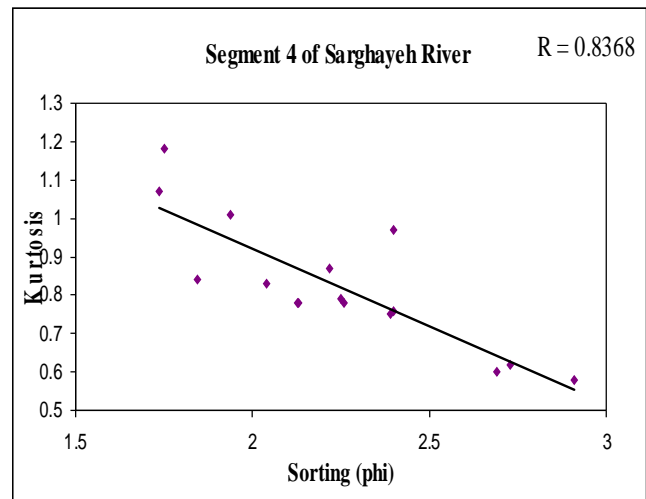
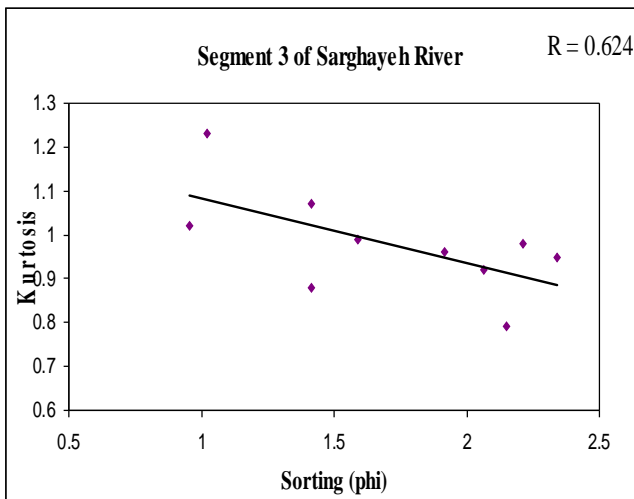
شکل 10: تغییرات کج شدگی اندازه ذرات از بالادست به سمت پایین دست (الف) رودخانه سرغابه و (ب) رودخانه سرنیش



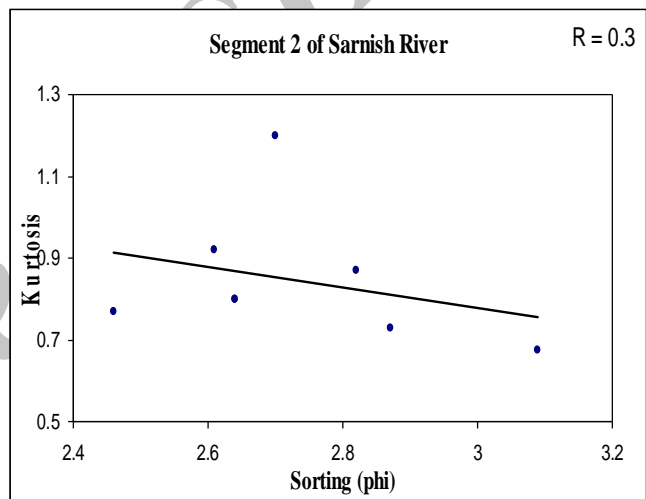
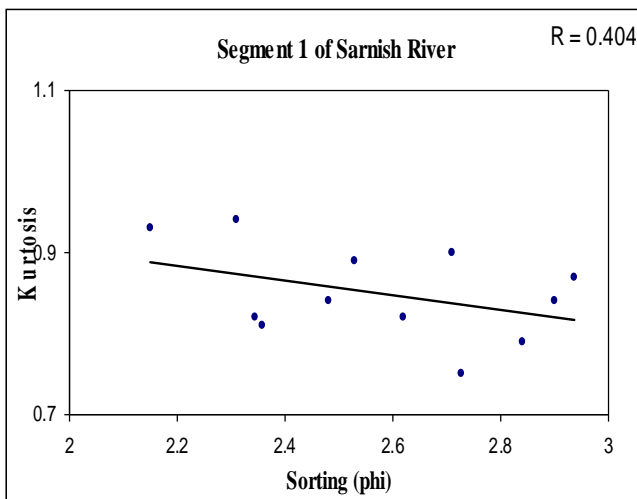
شکل 11: تغییرات کشیدگی اندازه ذرات از بالادست به سمت پایین دست (الف) رودخانه سرغابه و (ب) رودخانه سرنیش



شکل 12: رابطه بین ضریب جورشدگی و کشیدگی در طول رودخانه سرغابه



شکل 12: رابطه بین ضریب جورشدگی و کشیدگی در طول رودخانه سرغایه



شکل 13: رابطه بین ضریب جورشدگی و کشیدگی در طول رودخانه سرنیش

مختلف نیز متأثر از تغییرات سنگ شناسی است. تغییر اندازه ذرات به صورت غیر پیوسته در دو شاخه اصلی، نقش شاخه - های فرعی تغذیه کننده در تأمین رسوب را به خوبی نشان می دهد. نتایج به دست آمده از این مطالعه نشان می دهد که در یک سیستم رودخانه ای اندازه ذرات رسوبی همیشه به طرف پایین دست جریان کاهش نمی یابد، زیرا همانند رودخانه های مورد مطالعه، شرایط زمین شناسی و تکتونیکی منطقه می تواند در تغییرات بافتی رسوبات به طرف پایین دست مؤثر باشد. در رودخانه های مورد مطالعه با توجه به نمودار پیوستگیهای رسوبی، مشخص شد که عوامل ذکر

نتیجه گیری

در حوضه سرغایه - سرنیش مطالعات رسوب شناسی دو رودخانه اصلی به شناسایی چهار ناپیوستگی و سه پیوستگی رسوبی در رودخانه سرغایه، و یک ناپیوستگی و دو پیوستگی رسوبی در رودخانه سرنیش منجر شد. دو ساز و کار مهم و مؤثر در تغییرات روند ریزشوندگی اندازه ذرات به سمت پایین دست، تغییرات سنگ شناسی و فعالیتهای تکتونیکی است. تغییرات موجود در این حوضه از جمله تغییرات شیب، تغییر عرض کانال، ظهور سنگ بستر، فرسایش با شدتهای مختلف و ورود رسوبات با اندازه های

شده مهمترین عوامل مؤثر در ایجاد ناپیوستگیهای رسوبی در این حوضه هستند. برای بررسی تغییرات اندازه ذرات از پارامترهای بافتی، به ویژه جورشدگی و کج شدگی رسوبات، استفاده شد. در رودخانه‌های مورد مطالعه رابطه خاصی بین مؤلفه‌های بافتی همچون جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی وجود ندارد ولی به سمت پایین دست با بهتر شدن جورشدگی ذرات کشیدگی افزایش می‌یابد. ترسیم دو مؤلفه جورشدگی و کشیدگی برای هر یک از پیوستگیهای رسوبی درستی وجود پیوستگیها را در مسیر رودخانه‌های مورد مطالعه به اثبات می‌رساند.

منابع

پاسبان، ع.، محبوبی، ا.ل.، قرایی، م.ح.، خانه باد، م.، تقدیسی نیک بخت، س.، 1389. بررسی پیوستگی رسوبی و رخصاره‌های سنگی در طول رودخانه سرنیش (جنوب مشهد). چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، مشهد مقدس، صص. 1217-1213.

سازمان جغرافیایی کشور، 1361. نقشه‌های توپوگرافی ورقه‌های ISE 7861، IVSW 7961 و IINW 7961 با مقیاس 1:25000. موسوی حرمی، ر.، 1383. رسوب شناسی. چاپ نهم، انتشارات آستان قدس رضوی، 474 صفحه.

واعظی پور، م.ح.، علوی تهرانی، ن.، بهروزی، ا.، خلقی، م.ح.، 1370. نقشه زمین شناسی تربت حیدریه مقیاس 1:250000. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Benito, G., Sopena, A., Sanchez, Y., Machado, M.J., & Perez Gonzalez, A., 2003. Palaeoflood Record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1737-1756.

Bertoldi, W., Ashmore, P., & Tubino, M., 2009. A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. *Geomorphology*, 103: 330-340.

Bertoldi, W., Zanoni, L., & Tubino, M., 2010. Assessment of morphological changes induced by flow and flood pulses in a gravel bed braided river: The Tagliamento River (Italy). *Geomorphology*, 114: 348-360.

Church, M., 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annual Rev. Earth Planet Sci.*, 34: 325-354.

Demoulin, A., 2011. Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. *Geomorphology*, 126: 97-107.

Di Giulio, A., Ceriani, A., Ghia, E., & Zucca, F., 2003. Composition of modern stream sand derived from sedimentary source rocks in a temperate climate. (Northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 158: 145-161.

Duan, J.G., & Scott, S., 2007. Selective bed-load transport in Las Vegas Wash, a gravel-bed stream. *Journal of Hydrology*, 342: 320-330.

Folk, R.L., 1980. Petrology of sedimentary rocks. *Hemphill Publishing Company Austin, Texas*, 184p.

Friend, P.F., & Dade, W.B., 2005. Transport modes and grain size patterns in fluvial basins. In: Blum, M.D., Marriott, S.B., & Leclair, S.F., (Eds.), *Fluvial sedimentology VII. Special Publication of International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing Ltd.*, No. 35: 399-407.

Frings, R.M., 2008. Downstream fining in large sand-bed rivers. *Earth Science Reviews*, 87: 39-60.

Ghoshal, K., Mazumder, B.S., & Purkait, B., 2010. Grain-size distributions of bed load: Inferences from flume experiments using heterogeneous sediment beds. *Sedimentary Geology*, 223: 1-14.

Gregory, K.J., 2006. The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79: 172-191.

Heitmuller, F.T., & Hudson, P.F., 2009. Downstream trends in sediment size and composition of channel bed, bar and bank deposits related to hydrologic and lithologic controls in the Liano River Watershed. Central Texas, USA. *Geomorphology*, 112: 246-260.

Hoey, T.B., & Bluck, B.J., 1999. Identifying the controls on downstream fining gravels. *J. Sediment. Res.* 69A: 40-50.

- Khalifa, M., & Catuneanu, Q., 2008. Sedimentary of the bahariya Formation (Early Cenomanian), Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 51: 89-103.
- Kim, S.B., Kim, Y.G., Jo, H.R., Jeang, K.S., & Cjough, S.K., 2009. Depositional facies, architecture and environments of the Sihwa Formation (Lower Cretaceous), mid-west Korea with special refrence to dinosaur eggs. *Cretaceous Research*, 30: 100-126.
- Kjemperud, V.A., Schomacher, E.K., & Cross, T.A., 2008. Architecture and stratigraphy of alluvial deposits, Morinson Formation (Upper Jurassic), Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 92 (8): 1055-1076.
- Kosun, E., Poisson, A., Ciner, A., Wernli, R., & Monod, O., 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene atallar Basin, southwestern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 466-479.
- Mannai-Tayech, B., & Otero, O., 2005. Un nouveau gisement miocene a ichthyofaune au Sud de la chaine des C. hotts (Tunisie meridionale), paleoenvironnement et paleogeographie. *Comptes Rendus Paleovol*, 4: 405-412.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits-Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, Berlin, 4th priting, 582p.
- Peterson, C.D., Minor, R., Peterson, G.L., & Gates, E.B., 2011. Pre-and post-Missoula flood geomorphology of the Pre-Holocene ancestral Columbia River Valley in the Portland forearc basin, Oregon and Washington, USA. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.022.
- Rengers, F., & Wohl, E., 2007. Trend of grain sizes on gravel bars in the Rio Chagres, Panama. *Geomorphology*, 83: 282-293.
- Rice, S., & Church, M., 1998. Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 345-363.
- Rice, S.P., & Church, M., 2010. Grain-size sorting within river basin relation to downstream fining along a wandering channel. *Sedimentology*, 57: 232-251.
- Rice, S., 1999. The nature and controls on downstream fining within sedimentary link. *J. Sediment. Res.* 69A: 32-39.
- Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implication. *SEPM special publication*, 31: 19-29.
- Schumm, S.A., 1985. Explanation and extrapolation in geomorphology, seven reasons for geologic uncertainly. *Geomorphological Japanese Union Transactions*, 6: 1-18.
- Sear, D.A., & Newson, M. D., 2003. Enviromental change in river channels: a neglected element. Towards geomorphologic typologies, standard and monitoring. *The Science of the Total Enviroment*, 310: 17-23.
- Sensarma, S., Rajamani, V., & Tripathi, J.K., 2008. Petrography and geochemical characteristics of the sediments of the small River Hemavati, Southern India: Implications for provenance and weathering processes. *Sedimentary Geology*, 205: 111-125.
- Siddiqui, A., & Robert, A., 2010. Thresholds of erosion and sediment movement in bedrock channels. *Geomorphology*, 118: 301-313.
- Snelder, T.H., Lamouroux, N., & Pella, H., 2011. Empirical modelling of large scale patterns in river bed surface grain size. *Geomorphology*, 127: 189-197.
- Surian, N., 2002. Downstream variation in grain size along an Alpine River, analysis of controls and processes. *Geomorphology*, 43: 137-149.
- Steidman, J.R., 1982. Size-density sorting of sand-size sphere during deposition from bedload transport and implication concerning hydraulic equivalence. *Sedimentology*, 29: 877-883.
- Tena, A., Batalla, R.J., Vericat, D., & Lopez-Tarazon, J.A. 2011. Suspended sediment dynamics in a large regulated river over a 10-year period (the lower Ebro, NE Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 125: 73-84.
- Wolela, A., 2008. Sedimentation of the Triassic-jurassic Adigrat Sandstone Formation, Blue Nile (Abay) Basin. Ethiopia. *Journal of africa Earth Sciences*, 52: 30-42.

Analysis of sedimentary facies and sediment fining in Sarghayeh-Sarnish watershed (South of Mashhad)

Paseban, E.¹, Mahmoudi Gharaie, M.H.^{2*}, Mahboubi, A.³, Khanehbad, M.², Taghdisi Nikbakht, S.¹

1- Ms.S. in Sedimentology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*E-mail: gharaie2000@yahoo.com

Abstract

The Sarghaye-Sarnish watershed, with elongated shape and about 70.654 Km² area, is located in south of Mashhad. Sarghaye and Sarnish rivers are the main ones in this watershed. The purpose of this study is to investigate grain size variations based in sedimentary links and its relation to textural parameters such as sorting, skewness and kurtosis, as well as identification of sedimentary lithofacies. Six lithofacies including matrix supported gravel (Gmm), grain supported gravel (Gcm), grain supported gravel with horizontal bedding (Gh), massive Sand (Sm), laminated mud (Fl) and massive mud (Fm) are recognized along the wall of studied rivers. These lithofacies have formed in 4 architectural elements including Channel (CH), Gravity flow deposits (SG), Gravel bars and Bed forms (GB) and Fine grain clastic deposits (FF). Accordingly, Sarghayeh and Sarnish are proposed as gravelly braided river systems. To understand the grain size variation and effective factors in downstream fining, 60 samples from the main channels sediments have been analyzed. The results indicate that grain size changes toward downstream is not exponential and has three discontinuities and four isolated sedimentary links in Sarghayeh river, and one discontinuities and two sedimentary links in Sarnish river. These discontinuities resulted from laterally input of coarse grain sediments from tributaries, increase of bed slope, emergence bed rock, change in lithology and tectonic activities such as faulting. The isolated sedimentary links have fining trend toward downstream due to hydraulic sorting and abrasion. However, based on sedimentological studies, we represent that the sediments are mostly poor sorted, positively skewed and platykurtic in studied rivers.

Keywords: Sedimentary link, hydraulic sorting, abrasion, sorting, skewness, kurtosis.