

## برآورد و واکاوی رواناب و انتقال رسوب و تاثیر آن بر سیستم رسوبی رودخانه‌های الموت و شاهرود (شمال استان قزوین)

عفت پاسبان<sup>۱</sup>، سعید خدابخش<sup>۲\*</sup>، محمدرضا غریب‌رضا<sup>۳</sup>، مهری ملکی<sup>۴</sup> و بهروز رفیعی<sup>۵</sup>

۱، ۲ و ۵- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۳- سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری کشور، تهران

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور قزوین

نویسنده مسئول: skhodabakhsh@yahoo.com

دریافت: ۹۶/۳/۲۹ پذیرش: ۹۶/۶/۶

### چکیده

انتقال رسوب از قاره‌ها به اقیانوس‌ها و دریاها، یکی از مهم‌ترین فرآیندهای مرتبط با تثبیت حاشیه رودخانه، تشکیل خاک، چرخه بیوشیمیایی عناصر، تکامل پوسته و بسیاری از فرآیندهای مرتبط با زمین است. حوضه آبریز رودخانه شاهرود، بخشی از حوضه آبریز دریای خزر است که در شمال استان قزوین واقع شده است؛ سرشاخه‌های اصلی این رودخانه، دو رودخانه‌های دایمی الموت‌رود و طالقان رود هستند؛ این حوضه، از نظر ساختار زمین‌شناسی جزء زون البرز جنوبی- مرکزی بوده و بیش‌تر از واحدهای آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های آواری میوسن تشکیل شده است. هدف از این پژوهش، برآورد رواناب و رسوب حوضه آبریز مورد بررسی است. به این منظور، از نتایج آب‌سنجی، رسوب‌سنجی، دانه‌سنجی و ترکیب کانی‌شناسی بار رسوبی در سال آبی ۹۳-۱۳۹۲ بهره‌گیری شد. بررسی نوسانات دوره‌ای دبی جریان نشان داد که رودخانه شاهرود دارای رژیم غالب سیلابی است. هم‌چنین، یافته‌ها نشان داد که مهم‌ترین عوامل موثر بر تغییرات دبی جریان و بار رسوبی، ورود شاخه‌های فرعی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی حوضه است. این پژوهش برای نخستین بار نشان داد که بیش از ۹۹ درصد بار رسوبی رودخانه را بار معلق تشکیل داده و بخش عمده‌ی آن در اندازه سیلت است. ترکیب بخش سیلتی و رسی بار معلق نسبتاً مشابه (کوارتز، کلسیت، فلدسپات، مسکویت/کائولینیت) است. بار بستر بیش‌تر از خرده‌سنگ‌های ولکانیکی و کربناته تشکیل شده است. فرایند چیره در بالادست رودخانه (الموت) فرسایش و در میان‌رود و پایین دست حمل/رسوب‌گذاری می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: رودخانه شاهرود، الموت‌رود، طالقان‌رود، دبی جریان، آب‌سنجی، رسوب‌سنجی

### مقدمه

جریان آب رودخانه قادر به انجام فرآیندهای رسوبی متنوعی (فرسایش، حمل و رسوب‌گذاری) بر روی بستر و محیط پیرامون خود است. تولید و انتقال رسوب در رودخانه تابع عوامل مختلفی است. شرایط هیدرولیکی رودخانه، سرعت، میزان حمل و نقل رسوبات، مورفولوژی و هندسه کانال رودخانه عواملی وابسته به یکدیگر هستند که به‌منظور برآورد آبدهی، نرخ حمل رسوبات و رسوبدهی رودخانه‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند (برتولدی و همکاران، ۲۰۱۰؛ براون و پاسترناخ، ۲۰۱۴). انتقال رسوب و برآورد بار رسوبی رودخانه‌ها، یکی از شاخص‌های کمی مهم در شناخت نوع رودخانه و مطالعات عمرانی (به عنوان مثال: ساخت سد) است (شام، ۱۹۸۱؛ روینسکی و همکاران، ۲۰۱۴). بار رسوبی عبارت است از کل رسوب خروجی از یک حوضه رودخانه که مقدار آن در یک نقطه مرجع و در یک دوره زمانی خاص قابل اندازه‌گیری باشد.

رودخانه‌ها، مهم‌ترین محیط رسوبی غیر دریایی بر روی پوسته زمین محسوب می‌شوند (مایل، ۲۰۰۶). در چند دهه‌ی اخیر، بررسی‌های رسوب‌شناسی گوناگونی بر روی رودخانه‌ها (از دیدگاه خاستگاه، رخساره‌ها و عناصر ساختاری، پیوستگی رسوبی)، مورد توجه پژوهشگران کشور ما بوده است (پاسبان و همکاران، ۱۳۹۲؛ خدابخش و همکاران، ۱۳۹۳؛ محبوبی و همکاران، ۱۳۹۲؛ موسوی و همکاران، ۱۳۹۲؛ غریب‌رضا، ۲۰۱۴)؛ با این وجود، محیط‌های رودخانه‌ای کشور، بیش‌تر از جنبه فرآیندهای رسوبی (رسوبات) مورد توجه بوده‌اند و کم‌تر از دیدگاه رواناب و بار رسوبی بررسی شده‌اند. نیروی لازم برای جریان آب رودخانه، از اختلاف ارتفاع (شیب) بستر کانال به‌سوی پایین دست حاصل می‌شود.

پژوهش، با دیدگاه و وسعت تعریف شده برای نخستین بار در منطقه انجام شد و نتایج آن، به‌عنوان اطلاعات پایه طرح‌های عمرانی قابل بهره‌برداری خواهد بود.

### منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز الموت- شاهرود (مساحت = ۴۸۵۴ کیلومتر مربع) یکی از زیرحوضه‌های سپیدرود است که در حوضه آبریز دریای خزر قرار دارد. مساحت کل حوضه آبریز رودخانه سپیدرود با احتساب حوضه‌های شاهرود و قزل‌اوزن ۶۷۰۰۰ کیلومتر مربع است. رودخانه شاهرود با درازای ۱۲۵ کیلومتر، از پیوستن دو شاخه اصلی الموت و طالقان‌رود (در شرق حوضه به‌ترتیب با درازای ۴۹ و ۸۰ کیلومتر) به‌وجود می‌آید که عمدتاً در راستای خاور-باختر و در برخی بازه‌ها جنوب‌خاوری - شمال‌باختری جریان دارد. حوضه مورد بررسی در طول جغرافیایی ۳۰° تا ۴۹° و عرض ۵۱° ۱۰' تا ۳۶° ۰۷' ۳۶' شمالی قرار دارد (شکل ۱ الف). این رودخانه‌ی کوهستانی از کوه‌های البرز مرکزی سرچشمه گرفته و در شمال‌غربی استان قزوین، وارد محدوده البرز باختری شده و پس از سد منجیل و پیوستن شاخه قزل‌اوزن، رودخانه سپیدرود را تشکیل می‌دهد. حوضه مورد بررسی به دو بخش الموت خاوری (به مرکز معلم کلایه) و الموت باختری (به مرکز رازمیان) تقسیم می‌شود. واحدهای زمین‌شناسی حوضه آبریز مورد نظر در بخش خاوری و بالادست، عمدتاً آواری‌های میوسن، در بخش میانی ترکیبی از واحدهای آتشفشانی ائوسن و برخی سازندهای مزوزوییک و در پایین‌دست حوضه، واحدهای آتشفشانی ائوسن می‌باشد (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵) (شکل ۱ ب).

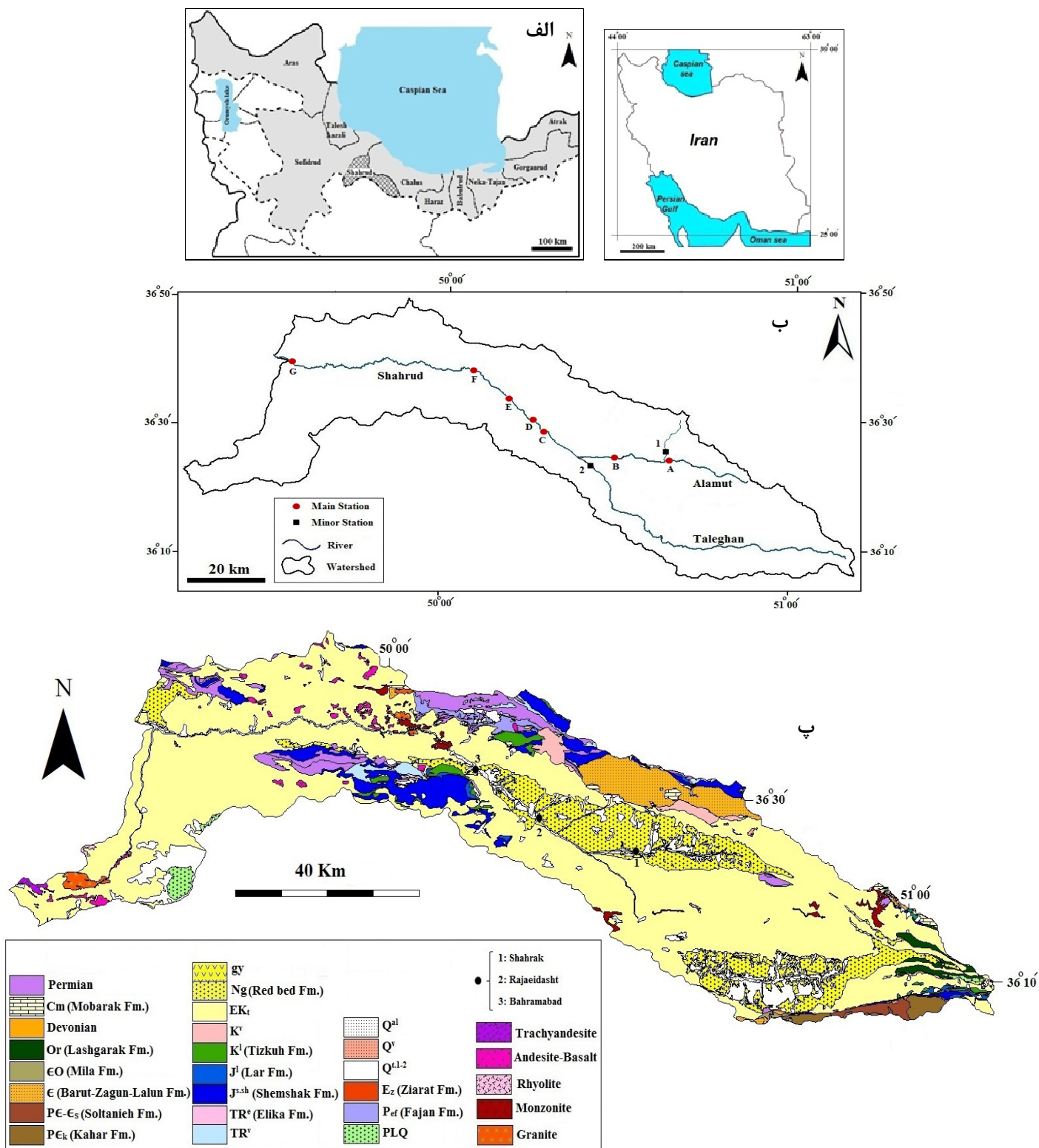
### روش کار

در این پژوهش، از آمار بلند مدت دبی (دوره ۳۰ ساله، بایگانی شرکت آب منطقه‌ای قزوین) رودخانه مورد بررسی، منتهی به سال ۱۳۹۴، مربوط به شش ایستگاه آب‌سنجی به‌ترتیب، یارفی و شیرکوه از شاخه‌های اتان‌رود و طالقان‌رود و ایستگاه‌های خوبان، باغ‌کلایه، رجایی‌دشت و لات بر روی رودخانه‌های الموت و شاهرود و سه ایستگاه مستقل (کتکان، بهرام‌آباد و زرین‌خانی، شکل ۱ پ) استفاده شد.

این مقدار را می‌توان به‌صورت بار رسوبی کل (تن در سال) و یا به‌صورت بار رسوبی ویژه (تن در سال در کیلومتر مربع) بیان کرد (آلتین، ۲۰۰۹؛ اشتات و همکاران، ۲۰۱۷). میزان بارندگی، نوع خاک، پوشش گیاهی، فیزیوگرافی، ویژگی سازندهای زمین‌شناسی، زمین‌ساخت، آب و هوای حوضه و فعالیت انسان نقش مهمی در میزان بار رسوبی آن حوضه دارد (شفاهی بچستان، ۱۳۸۴؛ باستیا و اکونودین، ۲۰۱۶). درک فرآیندهای انتقال رسوب در محیط‌های آبرفتی، برای شناسایی تغییرات ژئومورفیکی، شناخت پایداری یک ساختار و به‌منظور به حداقل رساندن تأثیرات محیطی در آن، الزامی است. امروزه، اندازه‌گیری نرخ انتقال بار بستر در محیط‌های آبرفتی، بسیار دشوار است، در نتیجه، در بسیاری از بررسی‌های رسوب‌سنجی، فقط داده‌های آماری مربوط به بار معلق (و به‌ندرت محلول) حوضه‌های آبریز به‌دست آمده است. با این وجود، نرخ انتقال بار بستر که می‌تواند بخش اساسی از کل بار رسوبی رودخانه باشد باید در مطالعات کامل ژئومورفولوژیکی حوضه‌های آبریز در نظر گرفته شود (بیلیچ و لائوت، ۲۰۱۵؛ اشتادت و همکاران، ۲۰۱۷). برای شناخت بهتر دینامیک بار بستر، شناسایی خاستگاه رسوبات، شناسایی متغیرهای وابسته به زمان و مکان، کمی کردن اهمیت مطلق و نسبی بار رسوبی در کانال‌های اصلی الزامی است (واز-کوویزتاریو و منندز-دارت، ۲۰۱۴).

اندازه‌گیری بار رسوبی رودخانه‌ها عمدتاً با اهداف کاربردی مانند: برآورد حجم مفید دریاچه پشت سد، شناسایی مناطق فرسایش‌پذیر و رسوب‌گذار، بررسی پتانسیل وقوع سیلاب و مساحت پهنه سیلاب‌گیر و نیز بررسی تأثیر بر سازه‌های حاشیه رودخانه انجام می‌شود (روویرا و همکاران، ۲۰۱۵؛ ژیانگ و همکاران، ۲۰۱۷). افزون بر آن، میزان بار رسوبی یکی از عوامل مهم در شناخت پایداری کانال رودخانه است.

در این پژوهش، رواناب (دبی جریان) و میزان بار رسوبی معلق و بستر و نیز ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها در ایستگاه‌های آب‌سنجی رودخانه شاهرود و سرشاخه اصلی آن (الموت‌رود) بررسی شد. از داده‌های به‌دست آمده در کنار برداشت‌های میدانی، برای شناسایی بازه‌های فرسایش‌پذیر و رسوب‌گذار در طول رودخانه‌های مورد بررسی (به‌عنوان کاربری جانبی) استفاده شد. این



شکل ۱. الف) جایگاه حوضه الموت- شاهرود؛ ب) جایگاه ایستگاه‌های مورد مطالعه (حروف A تا B: ایستگاه‌های خوبان، باغ کلابه، رجایی دشت، کتکان، بهرام‌آباد، لات و زرین‌خانی؛ ۱: یارفی و ۲: شیرکوه)؛ پ) نقشه زمین‌شناسی حوضه آبریز الموت- شاهرود (با تغییراتی پس از آنلز و همکاران، ۱۹۷۷؛ بهارفیروزی و شفیع، ۲۰۰۲، ازدری و همکاران، ۲۰۰۳؛ بهارفیروزی و همکاران، ۱۳۷۸؛ حسینی، ۱۳۷۸؛ رادفر، ۱۳۷۸؛ نظری و سلامتی، ۱۹۹۸؛ و وحدتی دانشمند، ۱۳۷۹).

الف). زمان نگهداشت هلی‌اسمیت به جایگاه ایستگاه هیدرومتری، شرایط جریان، ویژگی‌های رسوب بستگی دارد (مارتین-ویده و همکاران، ۲۰۱۵). زمان نمونه‌برداری بهینه از ۳۰ ثانیه تا ۱۰ دقیقه است تا کیسه نمونه‌گیر تا حدود ۵۰ درصد پر شود. زمان ماند دستگاه هنگام نمونه‌برداری با توجه به دبی ۹۰-۱۸۰ ثانیه انتخاب شد (واز-کوویزتاریو و منندز-دارت، ۲۰۱۴).

دانه‌سنجی بار رسوبی با تلفیقی از روش الک خشک (با فواصل یک فی، ۷- تا ۴+ فی) و دانه‌سنجی لیزری (Fritsch, Analysette II) انجام گرفت. ترسیم نمودارها، محاسبه شاخص‌های آماری، محاسبه همبستگی و منحنی‌های برازش با نرم‌افزار اکسل (نسخه ۲۰۱۰) انجام شد. ترسیم نقشه زمین‌شناسی با نرم‌افزار GIS (نسخه ۱۰) و ترسیم منحنی‌های هم‌غلظت با نرم‌افزار Surfer (نسخه ۸/۲) انجام گرفت.

بررسی جنس و ترکیب بار رسوبی به شرح زیر انجام شد: (۱) در مورد بار بستر ابتدا با ایجاد بلوک چسب از طریق تزریق کانادابالزام (کارور، ۱۹۷۱) در بین دانه‌های ماسه، تعداد ۵۲ نمونه‌ی قابل برش تهیه شد؛ سپس برش نازک تهیه شده توسط میکروسکوپ پلاریزان Zeiss, axioscope (40) مورد بررسی قرار گرفت.

(۲) بار معلق ابتدا به روش تخلیه (فولک، ۱۹۷۴) به دو بخش سیلت و رس (تعداد ۱۲ نمونه) تفکیک و سپس کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها جداگانه با دستگاه XRD (Italstructures, 40kv, CuK $\alpha$ ) به روش غیرکمی شناسایی شد.

### نتایج و بحث

در این بخش داده‌های رواناب و بار رسوبی به ترتیب مورد مطالعه قرار می‌گیرند.

#### بررسی رواناب (دبی جریان)

موضوع رواناب<sup>۱</sup> مورد توجه پژوهشگران علوم مختلف از دیدگاه‌های هیدرولیک، هیدرولوژی و رسوب‌شناسی است (ژیانگ و همکاران، ۲۰۱۷). رواناب با سرعت آب، مقطع و شیب بستر کانال رودخانه مرتبط است و عاملی برای ایجاد آشفستگی<sup>۲</sup> و در نتیجه انتقال بار رسوبی و فرسایش

عملیات جریان‌سنجی (ژرفا و پهناي کانال، تعداد دوره‌های پروانه مولینه برای محاسبه سرعت و دبی جریان) در سال آبی ۹۲-۹۳، در ۹ ایستگاه از طریق درون آبی و یا پل تلفریک (با توجه به عمق آب) از ۳ تراز ۰/۲، ۰/۶ و ۰/۸ عمق (روش یک و دو نقطه‌ای) با بهره‌گیری از یک مولینه (آلمانی) انجام شد. روش یک نقطه‌ای، زمانی به‌کار می‌رود که ژرفای آب کمتر از ۵۰ سانتی‌متر (در برداشت درون آبی) و کمتر از ۱۰۰ سانتی‌متر (در برداشت از روی پل تلفریک) باشد؛ اما اگر ژرفای آب بیش‌تر از این مقادیر باشد روش دو نقطه‌ای به‌کار می‌رود (موسوی و همکاران، ۱۳۹۲؛ بیدورن و همکاران، ۲۰۱۵). برش عرضی هر ایستگاه، با استفاده از شاخص، ترسیم و در محاسبه دبی جریان استفاده شد. در تعدادی از ایستگاه‌ها برش عرضی تهیه شده با عملیات نقشه‌برداری در تفسیر تغییرات برش عرضی کانال به‌کار گرفته شد. سرعت نقطه‌ای (در ترازهای اشاره شده) با استفاده از رابطه ۱ محاسبه شده است:

$$V=0.2668 \times N+0.001 \quad \text{رابطه ۱}$$

V: سرعت نقطه‌ای (متر بر ثانیه)، N: تعداد دوره‌های مولینه در مدت زمان ۴۰ ثانیه و عدد ۰/۰۰۱ ضریب مولینه است.

در روش دو نقطه‌ای، میانگین سرعت قائم (میانگین سرعت نقطه‌ای در دو تراز ۰/۲ و ۰/۸) محاسبه می‌شود. برای برداشت نمونه بار رسوبی (معلق و بستر) از روش سه مقطعی استفاده شده است؛ در این روش، برش عرضی رودخانه به سه بخش تقریباً برابر (ساحل راست، بخش مرکزی و ساحل چپ) تقسیم شده (شکل ۲ ب) و سپس نمونه‌های بار رسوبی از محور میانی هر بخش برداشت گردید (بیدورن و همکاران، ۲۰۱۵).

نمونه‌گیری بار معلق با بهره‌گیری از بطری نمونه‌گیر به صورت دستی و ثابت در ترازهای معادل ۰/۲، ۰/۶ و ۰/۸ عمق همان قسمت انجام شد. (شکل ۲ الف). زمان ماند دستگاه بین ۱۰ تا ۳۰ ثانیه (متناسب با دبی رودخانه) جهت پر شدن مخزن بطری می‌باشد (بیدورن و همکاران، ۲۰۱۵).

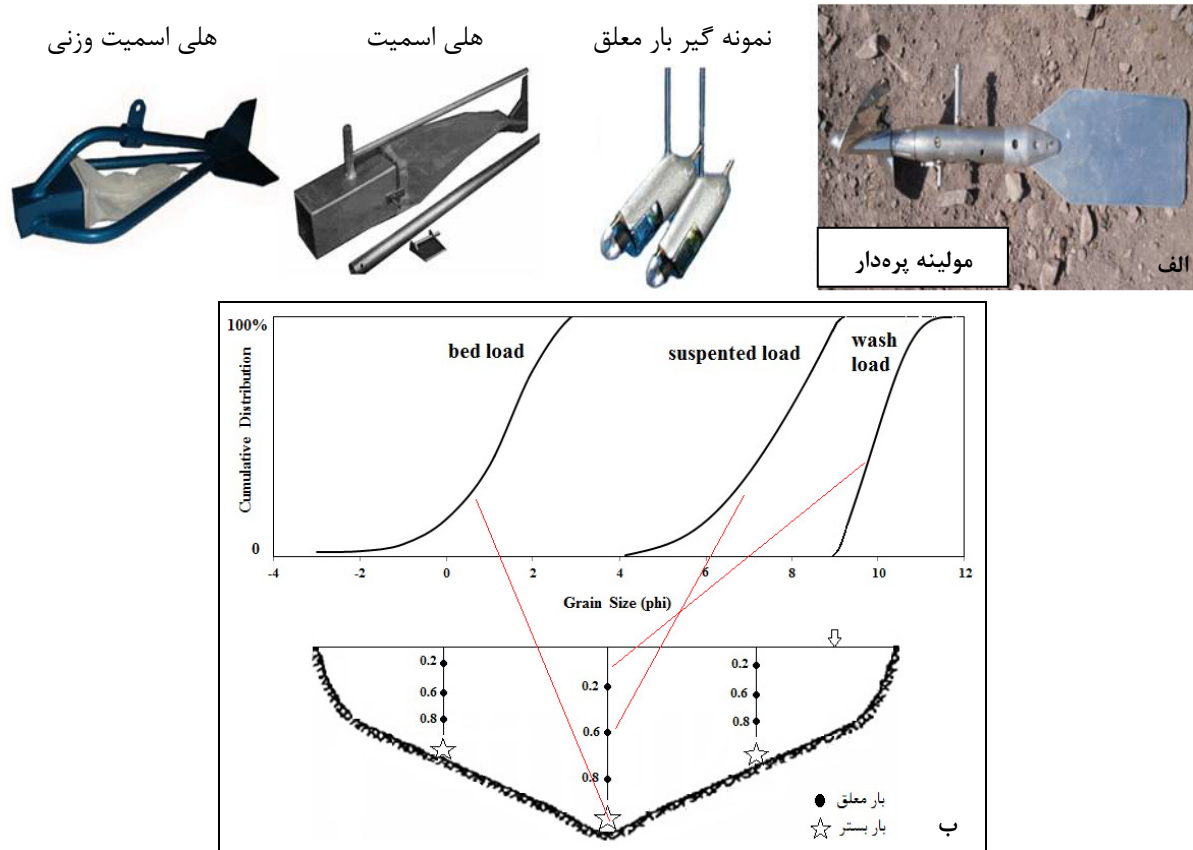
در رودخانه‌های مورد بررسی، نمونه‌برداری از بار بستر با نمونه‌بردار هلی‌اسمیت دستی (در ایستگاه‌های با عمق کم‌تر از ۱ متر) و یا نمونه‌بردار هلی‌اسمیت وزنی (در ایستگاه‌های با ژرفای بیش از ۱ متر) انجام شد (شکل ۲

<sup>۱</sup> discharge or debris

<sup>۲</sup> Diffusion- turbulence

فیزیکی (چگالی، دما و غلظت) و هیدرولیکی سیال (رئولوژی، شتاب و سرعت) نقش مهمی را ایفا می‌کند. با توجه به مقدمه بالا، هدف اصلی از بررسی رواناب در پژوهش حاضر، شناخت رابطه رواناب با سیستم رسوبی رودخانه و نرخ انتقال رسوب به صورت بار معلق و بار بستر می‌باشد.

بستر است (رووینسکی و همکاران، ۲۰۱۴). با توجه به پیچیدگی‌های محاسبه رواناب در محل، روابط تجربی (معادله شزی و منینگ) (موسوی حرمی، ۱۳۸۳) و روابط مبتنی بر قوانین هیدرولیکی (سلی، ۲۰۰۰؛ رووینسکی و همکاران، ۲۰۱۴) برای محاسبه رواناب توسط پژوهشگران پیشنهاد شده است. در این رابطه، شناخت ویژگی‌های



شکل ۲. الف) ابزارهای نمونه‌برداری؛ ب) روش نمونه‌برداری بار معلق و بار بستر (روش سه نقطه‌ای) و منحنی تجمعی بار بستر، معلق و شسته

گرفتن میانگین دبی دراز مدت، سال‌های ترسالی (دوره‌هایی با دبی بیش از میانگین دبی دراز مدت) و خشک سالی متمایز شدند. از هر ایستگاه یک هیدروگراف ترابی و خشک سالی به‌عنوان الگو انتخاب و بررسی شده است. نتایج نشان می‌دهد که میانگین دبی در سال‌های ترابی ۶ تا ۱۱ برابر آن در دوره‌های خشک سالی بوده است (شکل ۳- الف و ب). بررسی آب‌سنجی دراز مدت نشان می‌دهد با وجود این که طول دوره آماری ایستگاه‌های مختلف بین ۵ سال (لات) تا ۳۸ سال (باغ‌کلایه) متغیر بوده است، نوسانات دوره‌های مشخصی در دبی جریان دیده می‌شود. شدت نوسانات (نسبت) دبی سالانه در یک ایستگاه و در دو سال آبی پی‌درپی تا ۵ برابر

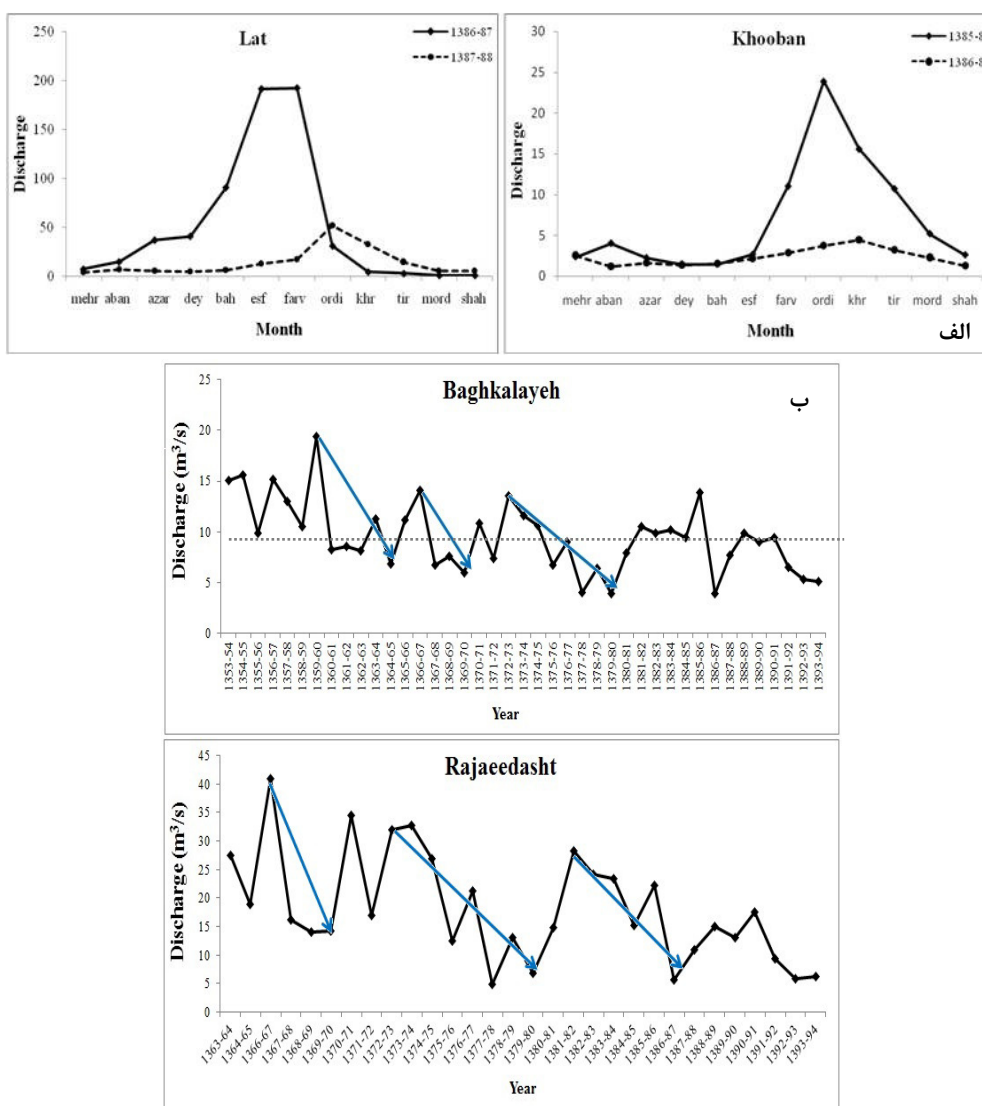
برای محاسبه دبی (Q، متر مکعب بر ثانیه)، به دو شاخص یعنی میانگین سرعت جریان آب (V، متر بر ثانیه) (میانگین سرعت قائم در دو بخش متوالی از مقطع کانال) و مساحت مقطع عمود بر جریان آب (A، متر مربع) نیاز است و از حاصل ضرب این دو شاخص (رابطه ۲)، دبی جریان به دست می‌آید (ویلکاک و همکاران، ۲۰۰۹).

$$Q = V \times A \quad \text{رابطه ۲}$$

داده‌های آماری از سال ۱۳۵۳ تا ۱۳۹۴ خورشیدی در کل حوضه نشان می‌دهند که در این محدوده زمانی، سال‌های ۶۰-۱۳۵۹، ۷۱-۱۳۷۰، ۸۶-۱۳۸۵ و ۹۱-۱۳۹۰ سال‌های ترسالی بوده و در آن بیشینه آب‌گذری در بازه زمانی اسفند- فروردین رخ داده است. با در نظر

خشک سالی در ایستگاه‌های مورد بررسی، چند آبنگار به عنوان الگو انتخاب و مقایسه شدند. نتایج نشان می‌دهند که در دوره‌های خشک‌سالی نوسانات آب‌دهی (به‌جز ایستگاه لات) در طول سال قابل‌ملاحظه نیست. در دوره‌های ترآبی بیشینه (پیک) آب‌دهی در ماه‌های اسفند تا اردیبهشت رخ داده است. برای مقایسه نسبت آب‌دهی دوره ترآبی به دوره خشک سالی در هر ایستگاه، میانگین دو سال آبی منتخب (در دوره مطالعه شده، سال با بیشینه آب‌دهی و سال با کمینه آب‌دهی) معیار قرار گرفت (شکل ۳ الف). بر این پایه، بیش‌ترین نسبت در ایستگاه شیرکوه (حدود ۱۰ برابر) دیده شد.

می‌رسد. بیش‌ترین نوسانات دبی در ایستگاه‌های بالادست رخ داده است. بیش‌ترین نوسانات دراز مدت در ایستگاه شیرکوه (طالقان‌رود) دیده شده است (دبی کم‌تر از ۲۰ متر مکعب بر ثانیه تا ۱۴۵ متر مکعب بر ثانیه که به بیش از ۷ برابر تغییر یافته است). این نوسانات، در داده‌های دراز مدت ایستگاه باغ‌کلایه نیز دیده می‌شود. طول این دوره‌های زمانی بین ۳ تا ۷ سال است، در هر دوره، آب‌دهی آهنگی کاهنده دارد و با یک پرش از دوره بعدی جدا می‌شود. نوسانات دوره‌ای دبی در ایستگاه‌های بالادست رودخانه فراوان‌تر و نامنظم‌تر است. پس از جدایی آبنگارهای (هیدروگراف‌های) سال‌های ترآبی و



شکل ۳. الف: نمودار آبنگار (هیدروگراف) دبی میانگین ماهانه سال ترآبی (خط پرننگ) و خشک‌سالی (خط چین) در دو ایستگاه خوبان (الموت‌رود) و لات (شاه‌رود)، داده‌ها از شرکت آب منطقه‌ای قزوین. ب: نمودار آبنگار دبی میانگین سالانه در ایستگاه‌های باغ‌کلایه (الموت‌رود) و رجایی دشت (شاه‌رود)؛ (پیکان: روند نوسانات کاهشی دبی، خط خاکستری رنگ: میانگین دبی سالانه) داده‌ها از شرکت آب منطقه‌ای قزوین.

تمایز نحوه‌ی حمل آن‌ها است (میانگین اندازه دانه‌های بار شسته، معلق و بستر به ترتیب ۱۰، ۷-۸ و ۲ فی، شکل ۲).

### محاسبه بار معلق

انتقال مواد رسوبی به‌صورت بار معلق تابعی از شرایط هیدرولیکی جریان (سرعت و نوع جریان) و ویژگی‌های فیزیکی دانه‌های رسوب (اندازه، شکل و چگالی) است. برای محاسبه دبی بار معلق، دو روش هیدرولیکی و هیدرولوژیکی معرفی (شفاهی بجستان، ۱۳۸۴) و برای این پژوهش، روش هیدرولوژیکی استفاده شد؛ پس از تعیین غلظت بار معلق (C) و Qd دبی جریان آب (متر مکعب بر ثانیه)، مقدار بار رسوبی معلق (تن در روز)، با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد (تلوری، ۱۳۸۳؛ گی و همکاران، ۲۰۱۴).

$$Q_s = 0.0864 C Q_d \quad (\text{رابطه ۳})$$

بار معلق بیش از ۹۹ درصد بار رسوبی رودخانه‌های مورد بررسی را تشکیل می‌دهد و هم‌بستگی زیادی (۰/۶-  $R^2 = 0/66$ ) با رواناب نشان می‌دهد (شکل ۴). داده‌های کمی بار معلق در برداشت‌های انجام شده در جدول ۲ و شکل ۶ ارایه شده است. بیشینه دبی بار معلق در ایستگاه زرین‌خانی (پیش از ورود به سد منجیل) با مقدار ۹۶۹/۸۸ تن در روز و کمینه آن در ایستگاه یارفی و شیرکوه اندازه‌گیری شده است. همانند بار بستر، در مقطع عرضی هر ایستگاه، بیشینه بار معلق در بخش مرکزی کانال وجود دارد (شکل ۵).

میزان دبی رسوب معلق در منطقه، نوسانات زیادی را در مسیر نشان می‌دهد؛ این نوسانات نتیجه‌ی تفاوت قابل ملاحظه بار معلق شاخه‌های فرعی رودخانه است که مهم‌ترین آن شاخه طالقان رود است (بحث در ادامه). میزان بار معلق، پس از یک خیز محلی (به‌علت رخنمون واحدهای سنگی زودفرسای مارنی و شیلی) در ایستگاه باغ‌کلایه (بالا دست)، از ایستگاه کتکان به بعد به‌صورت پیوسته افزایش می‌یابد. این روند در هر دو فصل نمونه‌برداری دیده می‌شود. افزایش محلی بار معلق در ایستگاه باغ‌کلایه ناشی از ورود شاخه‌های اتان رود، دهک و ملاکلایه است (از ۳۸۸ به ۶۵۷ تن بر روز) که از لایه‌های زودفرسای میوسن سرچشمه گرفته‌اند. روند عکس این فرآیند پس از پیوستن شاخه طالقان رود

خلاصه نتایج بررسی آب‌سنجی در دو فصل برداشته شده از منطقه مورد مطالعه (سال آبی ۱۳۹۲-۹۳) در جدول ۱ آورده شده است. مهم‌ترین شاخص‌های ارایه شده برای شناخت رژیم سیلابی رودخانه عبارتند از: دوره زمانی سیلاب، تغییرات دبی (یا عمق آب)، میزان فرسایش ایجاد شده توسط رودخانه و وسعت پهنه سیلابی آن و زمان تمرکز (رانجاگورو و همکاران، ۱۹۹۸، الرو، ۲۰۱۰). با در نظر گرفتن نوسانات دوره‌ای دبی (شکل ۳) دوره بازگشت ۱۰-۱۵ ساله برای رودخانه‌های منطقه متصور است. افزون بر آن، وجود پادگانه‌های متمایز و وسعت پهنه سیلابی (پهنای دو کرانه تا بیش از یک کیلومتر)، زمان تمرکز ۱۷ ساعته (میانگین سه روش) و آثار فرسایشی (بحث در ادامه) از دیگر شواهد وجود رژیم سیلابی در این رودخانه است. ایستگاه‌های بالادست به‌دلیل سطح مقطع کوچک‌تر بیش‌تر مستعد وقوع سیلاب هستند. این رژیم سیلابی نقش مهمی در سیستم رسوب‌گذاری و عوارض مورفولوژیکی رودخانه مورد بررسی داشته‌است.

### بررسی بار رسوبی

واژه بار<sup>۱</sup> اغلب به فرآیند حمل و نقل دانه‌های رسوبی که در رودخانه در حال جابجایی هستند، اشاره دارد (رووینسکی و همکاران، ۲۰۱۴)؛ نرخ حمل بار رسوبی با یکای حجم یا وزن دانه‌های جابه‌جا شده در واحد زمان و زرفا بیان می‌شود. مواد رسوبی (غیر محلول) در رودخانه-ها به‌صورت سه لایه بار شسته، بار معلق و بار بستر، با مرزهای تدریجی بین لایه‌ها جابجا می‌شوند. بار شسته، بخشی از رسوبات دانه ریز است که توسط جریان و همیشه نزدیک به سطح آزاد آب<sup>۲</sup> توسط رودخانه حمل می‌شود. بار معلق شامل دانه‌هایی است که به‌صورت کامل توسط سیال احاطه شده‌اند و در اثر آشفتگی جریان حمایت<sup>۳</sup> می‌شوند و به همین دلیل محاسبه‌ی سرعت سقوط آن‌ها به‌مراتب پیچیده‌تر از شرایط سیال ساکن خواهد بود. دانه‌های حمل شده‌ای که در تماس با سطح بستر هستند بار بستر نامیده می‌شوند؛ این دانه‌ها، در رودخانه‌های بزرگ ۵ تا ۲۵ درصد بار معلق را تشکیل می‌دهند (ون‌ریچ، ۱۹۹۳؛ سامر و همکاران، ۲۰۰۳).

<sup>1</sup> load

<sup>2</sup> free surface

<sup>3</sup> support

پیوستن شاخه طالقان رود به شاخه اصلی (شاهرود) علیرغم تنوع سنگ‌شناسی در مسیر رودخانه (لایه‌های شیل، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای میوسن، انواع سنگ‌های ولکانیکی ائوسن، برون‌زدهایی از سنگ‌های نفوذی)، روند یکنواختی در آهنگ افزایش بار معلق (شکل ۶) دیده می‌شود. بنابراین، به‌نظر می‌رسد روند تغییرات رواناب و بار معلق متأثر از پیوستن شاخه‌های فرعی به رودخانه است.

دیده می‌شود. آب بسیار کم رسوب این شاخه (غلظت بار معلق کم‌تر از ۱۰ تن بر روز) موجب افت موقتی میزان بار معلق شده است (شکل ۶). مقایسه بررسی نتایج دبی جریان و بار رسوبی سه ایستگاه شیرکوه، باغ‌کلایه و رجایی‌دشت (به‌ترتیب مربوط به طالقان‌رود، الموت‌رود و شاهرود) نشان می‌دهد که بار معلق اندازه‌گیری شده ایستگاه شیرکوه کم‌تر از ۱۰ تن/روز و بسیار کم‌تر از دو ایستگاه دیگر (به‌ترتیب ۳۸۹ و ۴۱۸ تن/روز) است. پس از

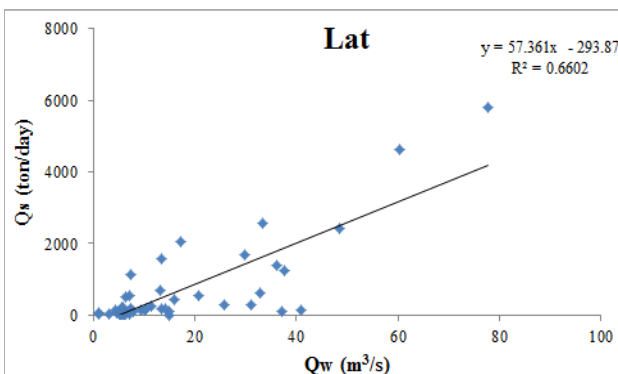
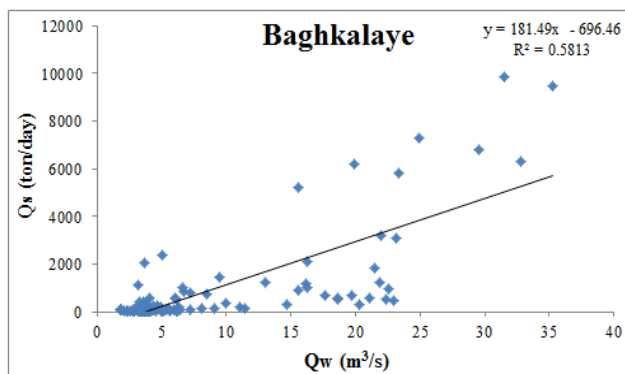
جدول ۱. چکیده مهم‌ترین شاخص‌های کمی آب‌سنجی اندازه‌گیری شده

شهریور ماه سال ۱۳۹۳	فروردین ماه سال ۱۳۹۳
۱- کمینه دبی ۰/۱۲ متر مکعب بر ثانیه (ایستگاه یارفی)	۱- کمینه دبی ۱/۸ متر مکعب بر ثانیه (ایستگاه یارفی)
۲- بیشینه دبی ۱/۷۴ متر مکعب بر ثانیه (ایستگاه باغ‌کلایه)	۲- بیشینه دبی ۲۶/۵ متر مکعب بر ثانیه (ایستگاه لات)
۳- دبی میانگین رودخانه الموت ۰/۷۸ متر مکعب بر ثانیه	۳- دبی میانگین رودخانه الموت ۵/۸۸ متر مکعب بر ثانیه
۴- دبی میانگین رودخانه شاهرود ۱/۴۴ متر مکعب بر ثانیه	۴- دبی میانگین رودخانه شاهرود ۱۸/۲۸ متر مکعب بر ثانیه
۵- نسبت افزایش دبی (دبی آخرین ایستگاه به اولین ایستگاه ۱/۷۰ متر مکعب بر ثانیه)	۵- نسبت افزایش دبی (دبی آخرین ایستگاه به اولین ایستگاه ۳/۳۲ متر مکعب بر ثانیه)

جدول ۲. نسبت بار معلق در فروردین ماه به شهریور ماه در بخش مرکزی کانال در هر ایستگاه از حوضه آبریز الموت- شاهرود؛ سال

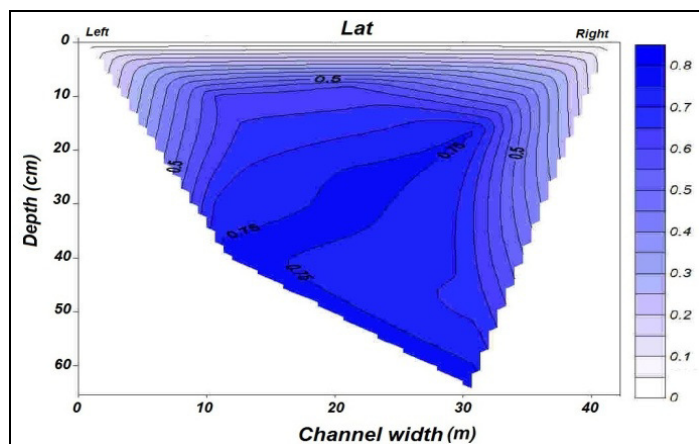
آبی ۹۳-۱۳۹۲

نسبت بار معلق به بار بستر	دبی میانگین بار بستر فروردین ماه (تن/روز)	دبی میانگین بار معلق فروردین ماه (تن/روز)	نام ایستگاه
۲۷۶۶۶/۴۲	۰/۰۱۴۰	۳۸۸/۶۶	خوبان
۲۰۱۱/۹۷	۰/۰۱۱۳	۲۲/۷۳	یارفی
۱۲۱۳۳۷/۱۳	۰/۰۰۵۴	۶۵۷/۲۹	باغ‌کلایه
۸۱۲/۸۴	۰/۰۱۱۷	۹/۵۵	شیرکوه
۶۴۱۲۲/۹۴	۰/۰۰۶۵	۴۱۷/۷۶	رجایی‌دشت
۳۲۳۲۵/۶۹	۰/۰۰۸۹	۲۸۷/۹۳	کتکان
۱۲۵۶۲/۴۶	۰/۰۳۲۴	۴۰۷/۶۶	بهرام‌آباد
۵۸۸۲/۵	۰/۰۹۱۷	۵۳۹/۴۸	لات
۸۷۹۸۹/۳۲	۰/۰۱۱۰	۹۶۸/۸۸	زرین‌خانی

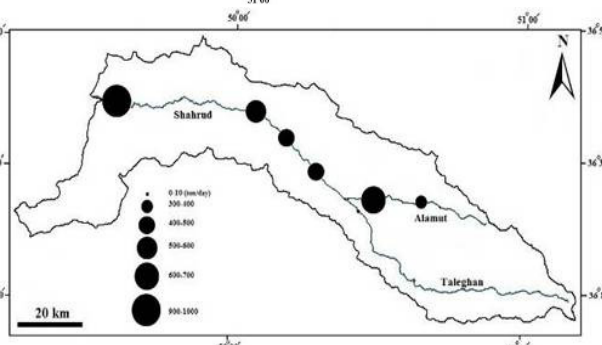
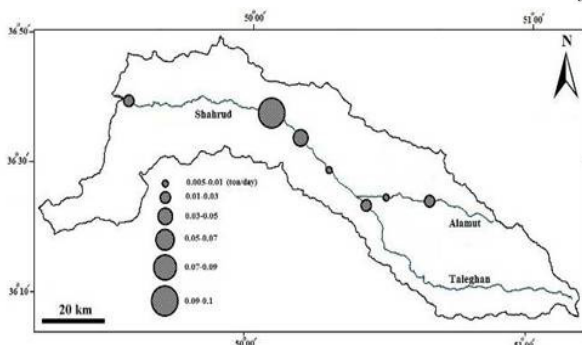
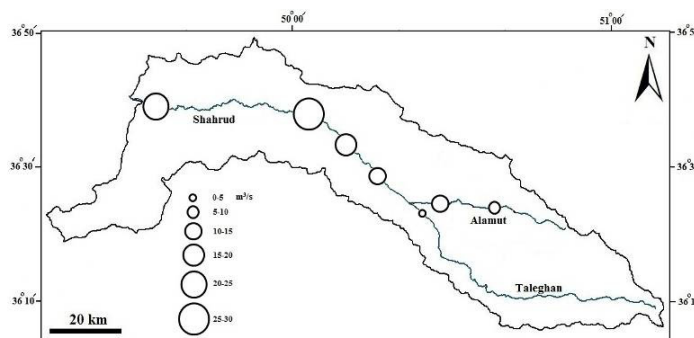


شکل ۴. منحنی‌های سنج رسوب (بار معلق) برای دو ایستگاه در حوضه آبریز الموت- شاهرود (داده‌ها از شرکت آب منطقه ای قزوین)





شکل ۵. منحنی‌های هم‌غلظت بار معلق (بر حسب گرم بر لیتر) برای ایستگاه لات (سال آبی ۹۳-۱۳۹۲)



شکل ۶. الف) نقشه نشان دهنده مقادیر دبی جریان، ب) و پ) میزان بار معلق و بار بستر (تن بر روز، فروردین ماه ۹۴) در بخش مرکزی کانال رودخانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه

### محاسبه بار بستر

دو روش برای برآورد نرخ انتقال (دبی) بار بستر ارایه شده است: ۱- توسعه روابط تئوری و نیمه تجربی بین پارامترهای شرایط جریان و انتقال؛ ۲- اندازه‌گیری‌های مستقیم در طی سیلاب (استفاده از نمونه‌بردار، نصب تله رسوبی و نصب ادوات در کانال) (واز-کوویزتاریو و منندز-دارت، ۲۰۱۴). در این پژوهش روش اخیر استفاده شده است.

نرخ بار بستر در هر محور نمونه‌برداری از رابطه زیر به دست می‌آید (ویلکاک و همکاران، ۲۰۰۹).

$$R_i = KM_i / t_i \quad (\text{رابطه ۴})$$

در این رابطه،  $R_i$ : نرخ بار بستر در هر محور عمودی  $i$  (تن بر روز در متر)؛  $M_i$ : وزن نمونه بار بستر (کیلوگرم)؛  $t_i$ : زمان نمونه‌برداری (ثانیه)؛  $K$ : ضریب ثابت که برای هلی‌اسمیت مورد استفاده در این پژوهش (دارای دهانه‌ای با قطر ۶ اینچ) در دستگاه استاندارد برابر با ۰/۵۶۷ است. پس از محاسبه نرخ بار بستر، دبی آن از رابطه زیر به دست می‌آید (ویلکاک و همکاران، ۲۰۰۹؛ آدوگان و همکاران، ۲۰۱۱).

$$Q_{sb} = K.W.(M_i / t_i) \quad (\text{رابطه ۵})$$

در این رابطه  $Q_{sb}$ : دبی بار بستر در هر محور عمودی  $i$  (تن بر روز) و  $W$ : پهنای مقطع (متر) است.

به تولید رسوبات دانه ریزتر می‌شود، از دلایل دیگر کج‌شدگی مثبت در رسوبات رودخانه‌ای است.

بررسی بافت بار رسوبی نشان می‌دهد، بار بستر در بالادست رودخانه گراولی- ماسه‌ای است (شکل ۷)؛ در این بازه، به‌علت شیب بیش‌تر (۲۰/۵ متر در هزار)، گراول تا ۶۰٪ بار بستر را تشکیل می‌دهد بیشینه میزان آن در ایستگاه شیرکوه (بیش از ۹۲٪) ثبت شده است. در بخش میانه رودخانه، با کاهش شیب بستر (میانگین ۶/۵ متر در هزار)، میزان گراول به سرعت به کم‌تر از ۵٪ کاهش می‌یابد (شکل ۷). دانه‌های ماسه پس از ایستگاه کتکان بیش از ۹۸ درصد بار بستر را تشکیل می‌دهد. بخش اصلی بار معلق (۶۳-۸۴ درصد) را سیلت تشکیل می‌دهد. میانگین اندازه دانه‌های بار بستر از ۰/۸۲- فی در بالادست به ۲/۱۱+ فی در پایین‌دست، کاهش می‌یابد. هم‌راستا با کاهش میانگین اندازه دانه‌های بار بستر به سوی پایین‌دست، جورشدگی آن‌ها بهتر و کج‌شدگی به سمت مقادیر مثبت میل می‌کند؛ این دو در ارتباط مستقیم با نیروی هیدرولیکی آب، شیب و پروفیل رودخانه هستند (شکل ۹). از آنجایی که بار معلق با کم‌ترین نیروی جریان و آشفتگی، حمل می‌شود، بنابراین پارامترهای بافتی آن‌ها به‌سمت پایین‌دست رودخانه تغییر چندانی ندارد: میانگین اندازه دانه‌های بار معلق در طول رودخانه نسبتاً ثابت (۶/۱۳ تا ۷/۴۰ فی) است.

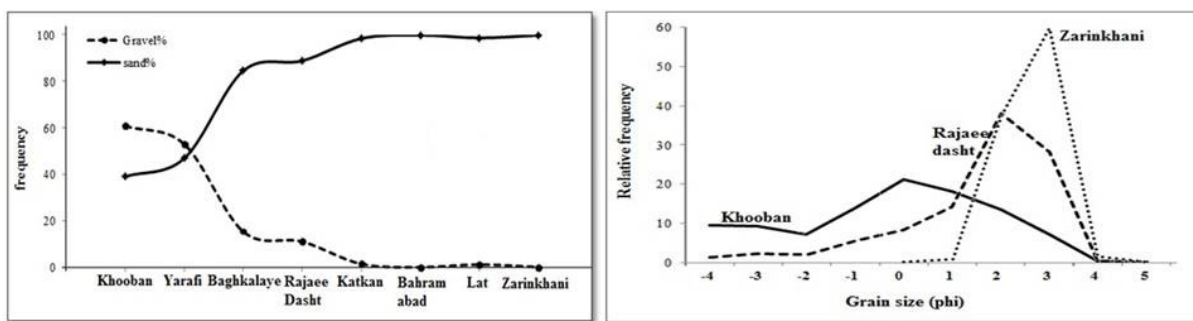
محدوده شاخص‌های آماری اندازه دانه‌ها برای بار بستر و بار معلق در منطقه در نمودارهای تفکیکی دو محوره کاملاً از یکدیگر متمایز است (شکل ۸)؛ بار بستر با میانگین ۲/۷۵ تا ۶/۱۲- فی، جورشدگی ۰/۶۲ تا ۲/۶۵ فی و کج‌شدگی ۰/۴۱+ تا ۰/۵۵- مشخص می‌شود. هم‌خوانی ( $R^2 > 0.6$ ) تغییرات کج‌شدگی (به سوی مقادیر مثبت)، بهبود جورشدگی و روند ریزشوندگی با تغییرات شیب و دبی بالا است. از سوی دیگر بار معلق دارای میانگین اندازه دانه ۷/۴ تا ۷/۰ فی و جورشدگی ۱/۶ تا ۱/۹ فی و کج‌شدگی ۱/۱ تا ۰/۱ است. روند تغییرات شاخص‌های بافتی بار معلق پیوسته نیست و بازه آن بسیار محدودتر از بار بستر است. این موضوع نشان می‌دهد شاخص‌های کمی بافت بار بستر بسیار وابسته به شرایط هیدرولیکی رودخانه است؛ در مقابل بار معلق در شرایط متفاوت هیدرولیکی پایداری بیش‌تری دارد.

نتایج نشان می‌دهد که بیش‌ترین میزان دبی بار بستر در قسمت میانی کانال است (به‌جز ایستگاه رجایی‌دشت). میزان این شاخص (شکل ۶) به‌سوی پایین دست نوسانات زیادی نشان می‌دهد: ۱- در ایستگاه‌های بالادست کم‌تر از ۰/۰۳ تن در روز است و دو کاهش در ایستگاه‌های باغ‌کلایه و رجایی دشت نشان می‌دهد. ۲- در بازه میانی یک روند افزایشی (هم‌راستا با تغییرات دبی) در میزان بار بستر دیده می‌شود. ۳- افت محلی بار بستر در ایستگاه زرین خانی ناشی از برداشت شن و ماسه در محل است.

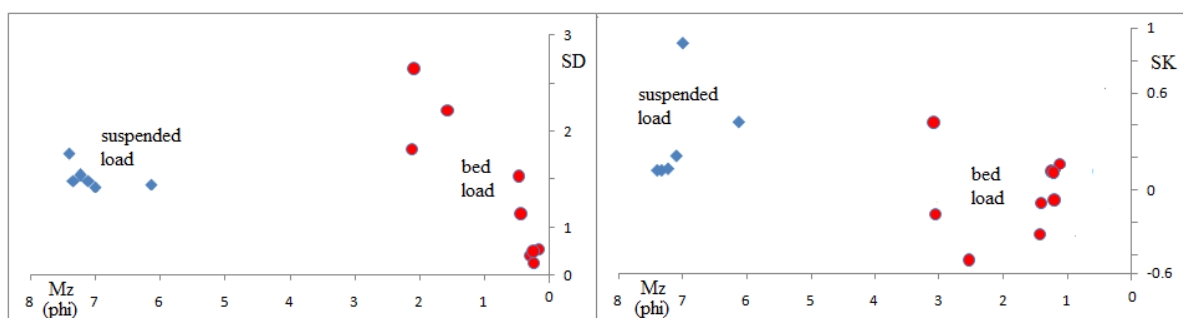
### دانه‌سنجی و ترکیب بار رسوبی

بررسی بار رسوبی رودخانه‌ها، از دیدگاه‌های مختلفی امکان‌پذیر است: ۱- میزان وزنی بار حمل شده در واحد حجم جریان (مبحث پیشین)، ۲- توزیع عمومی اندازه، شکل و ترکیب کانی‌شناسی دانه‌ها و مقایسه شاخص‌های آماری آن‌ها (موضوع بحث حاضر، شکل‌های ۷ تا ۱۰). این نتایج برای تعیین زیر محیط‌های رودخانه‌ای، فرآیندهای رسوبی موثر بر آن‌ها (به عنوان مثال سایش و جورشدگی انتخابی آن‌ها در هنگام جابه‌جایی) و ویژگی سنگ منشا به کار برده می‌شوند (چانگ و چنگ، ۲۰۱۳؛ کانه‌یابا و سینگ، ۲۰۱۴).

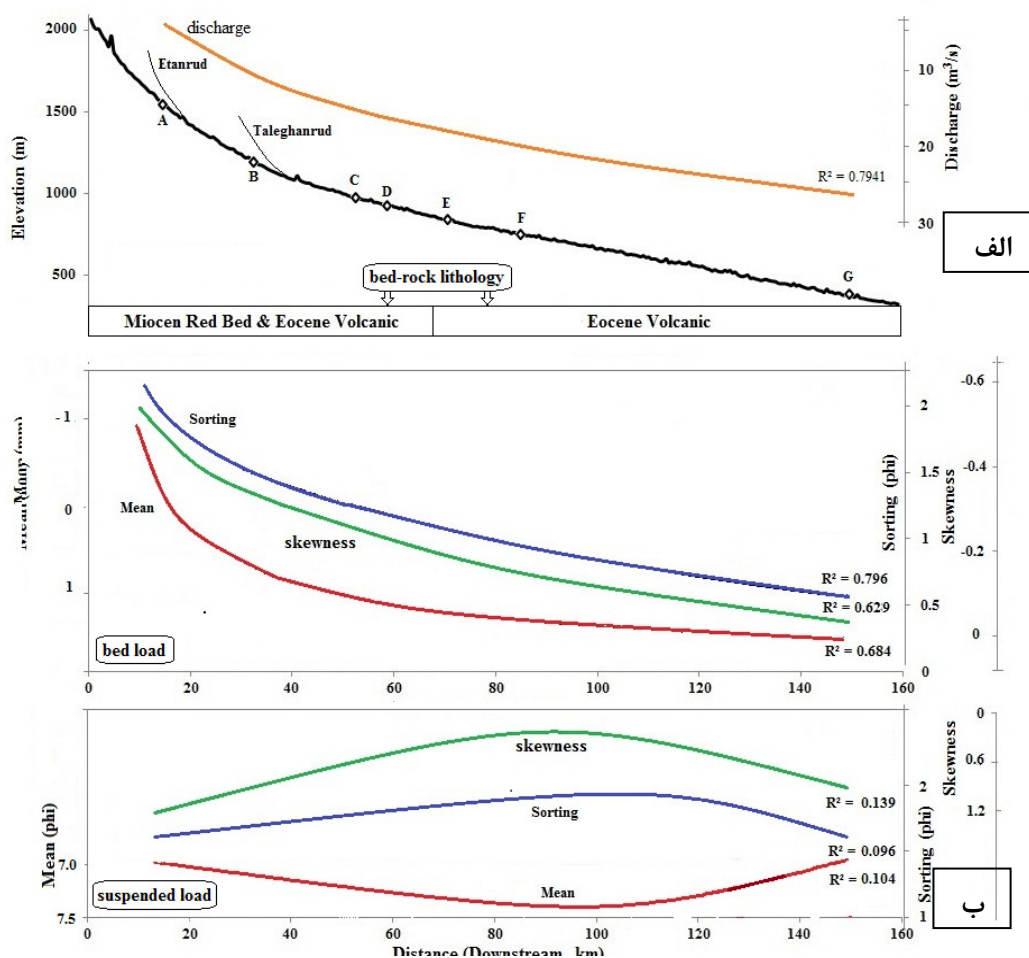
حمل و نقل رسوبات غیرچسبنده مانند سیلت، ماسه و گراول در شرایط هیدرولیکی رودخانه، سال‌ها مورد توجه رسوب‌شناسان بوده است، به گونه‌ای که موضوع مورد مطالعه آن‌ها، چگونگی حمل و نقل، توزیع اندازه و شاخص‌های آماری بافتی دانه‌های رسوبی در رسوبات نهشته شده می‌باشد (باستیا و اکوینودین، ۲۰۱۶). جورشدگی و کج‌شدگی، دو شاخص آماری هستند که در تفسیر بار رسوبی رودخانه‌ها استفاده می‌شوند؛ جورشدگی، مقیاس گستره‌ی اندازه دانه‌های رسوبی است که سطح انرژی در محیط رسوب‌گذاری و پایداری شرایط انرژی را در طول زمان نشان می‌دهد (رایس، ۱۹۹۹). کج‌شدگی مثبت رسوبات در محیط‌های رودخانه‌ای طبیعی بوده و حکایت از نبودن فرصت کافی برای شستشوی رسوبات دانه ریز (ناشی از بار معلق) توسط جریان آب دارد (مایل، ۲۰۰۶). از طرفی آشفتگی جریان، تغذیه رودخانه از کانال‌های جانبی، سایش و خردشدگی دانه‌های درشت‌تر و دانه‌های ناپایدار و بی‌ثبات که منجر



شکل ۷. راست: تغییرات در منحنی تراکمی بار بستر به سوی پایین‌دست، چپ: تغییرات درصد گراول و ماسه بار بستر (بخش مرکزی کانال) در ایستگاه‌های مورد بررسی



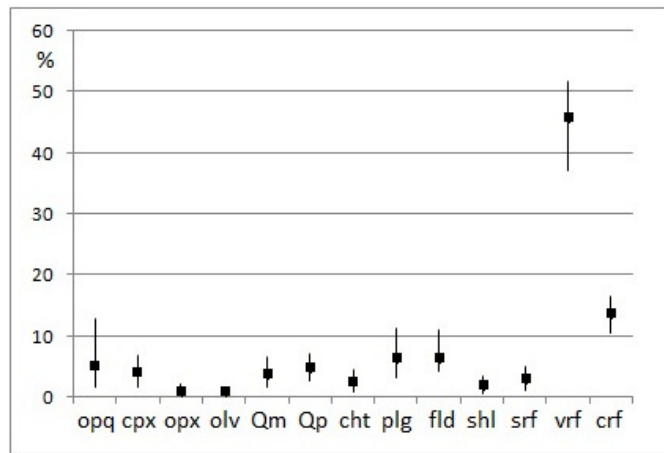
شکل ۸. مقایسه شاخص‌های آماری دانه‌سنجی بار بستر و معلق



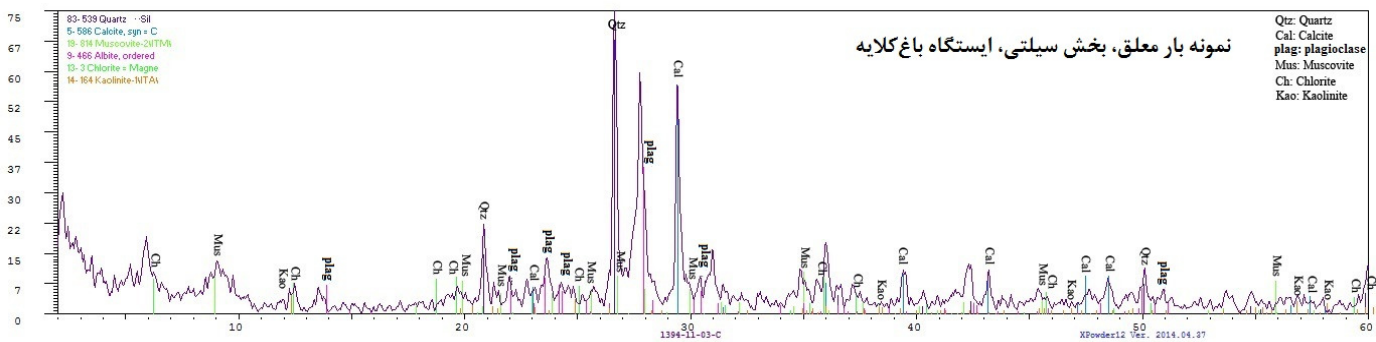
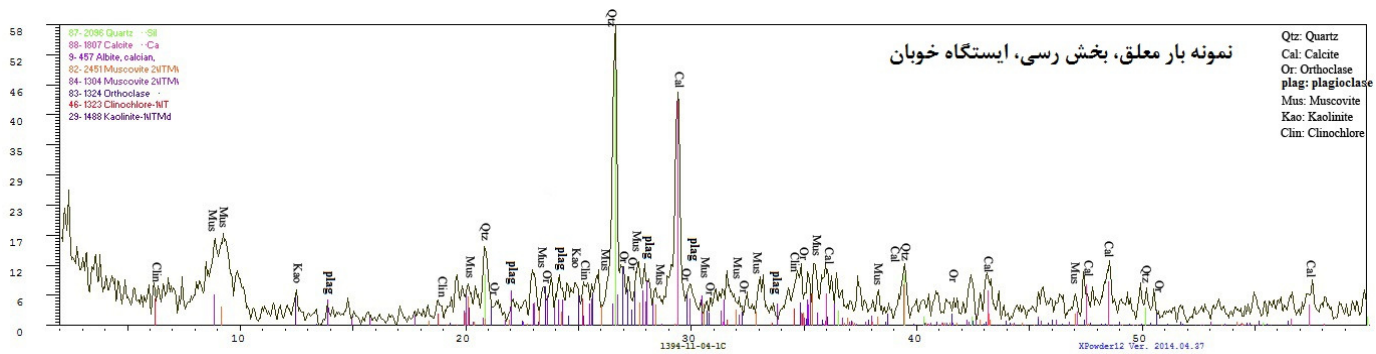
شکل ۹. الف) نیمرخ طولی، محل ایستگاه‌های آب‌سنجی و رسوب‌سنجی (حروف لاتین)، تغییرات دبی آب و ترکیب سنگ‌شناسی بستر؛ ب) تغییرات میانگین، جورشدگی و کج‌شدگی رسوبات بار بستر و بار معلق به سوی پایین‌دست (فروردین ۱۳۹۳)

خرده‌سنگ‌های رسوبی (شیل و ماسه‌سنگ) ۵/۴٪ دانه‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۱۰ و ۱۲). ترکیب کانی‌شناسی بخش سیلتی از بار معلق شامل کانی‌های زیر است (شکل ۱۱): کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز، مسکویت، کلریت، کائولینیت. ترکیب کانی‌شناسی بخش رسی (از نظر اندازه) از بار معلق شامل کانی‌های زیر است (شکل ۱۱): کوارتز، کلسیت، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، مسکویت، کائولینیت، کلینوکلر.

بررسی ترکیب کانی‌شناسی بار رسوبی در سه بخش ماسه (بار بستر)، سیلت و رس (بار معلق) انجام گرفت. در بخش ماسه‌ای نیمی از دانه‌ها (۴۶٪) از خرده‌سنگ‌های آتشفشانی (سنگ منشا = واحد توف، سازند کرج و ولکانیک‌های ائوسن) تشکیل شده‌اند. پس از آن خرده‌سنگ‌های کربناته (سنگ منشا = سنگ‌آهک‌های متنوع با سن مزوزویک) با فراوانی ۱۴٪ و سپس مجموع دانه‌های پلاژیوکلاز و سایر فلدسپارها (سنگ منشا = واحد توف، سازند کرج و ولکانیک‌های ائوسن) با فراوانی ۱۲٪ قرار دارند. مجموع کوارتز و چرت ۱۱/۴٪ و سایر



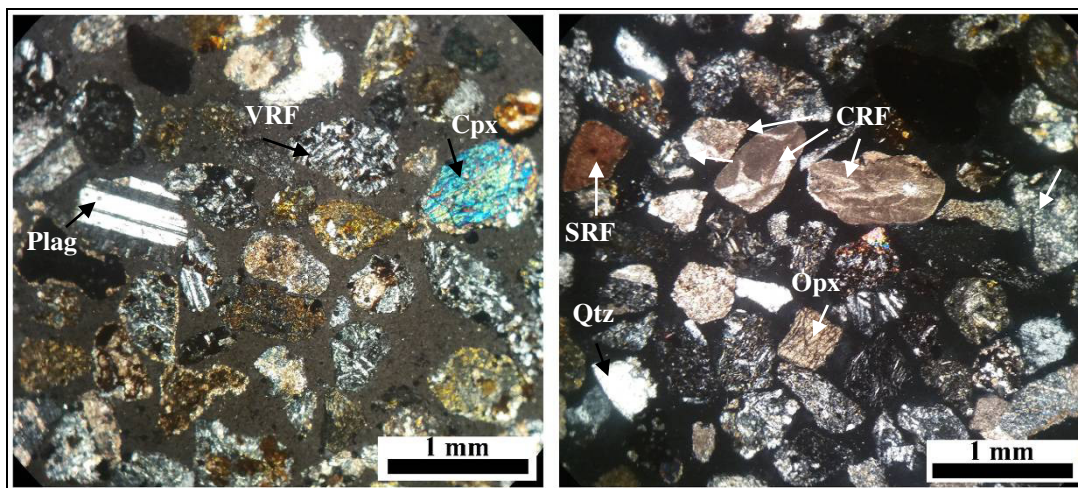
شکل ۱۰. نمودار جعبه‌ای بررسی کانی‌شناسی بخش ماسه‌ای بار بستر



شکل ۱۱. نمودار تفسیر شده پراش پرتو ایکس بار معلق

با این وجود، مقایسه درصد گسترش واحد سنگی ائوسن منطقه (۵۴ درصد) با درصد خرده‌سنگ‌های آتشفشانی (بیش از ۵۰٪ بار بستر)، درصد گسترش واحدهای سنگی کربناته مزوزوییک (۷ درصد) و واحدهای سنگی آواری میوسن (۱۳/۵ درصد) نشان‌دهنده فراوانی دانه‌های رسوبی نهشته‌های بستر رودخانه از نظر ترکیب عمده است.

در رابطه با همبستگی نوع سنگ خاستگاه در حوضه آبریز رودخانه با ترکیب سنگ‌شناسی بار رسوبی فقط می‌توان در موارد خاصی می‌توان با قطعیت اظهار نظر کرد. معمولاً بررسی دانه‌هایی که تک کانی بوده (مانند کوارتز، فلدسپات، کلسیت و ...) و از سنگ منشا مشترک زیادی سرچشمه می‌گیرند (مانند ماسه‌سنگ، گرانیت، سنگ‌های آتشفشانی و دگرگونی در مورد کوارتز) با هدف شناسایی خاستگاه با قطعیت همراه نیست.



شکل ۱۲. تصاویر میکروسکوپی از رسوبات ماسه‌ای (۲ فی) بار بستر (VRF: خرده‌سنگ آتشفشانی، CRF: خرده‌سنگ کربناته، SRF: خرده‌سنگ رسوبی، Plag: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Qtz: کوارتز)

(توصیفی) امکان‌پذیر است. پایداری رودخانه، نقش مهمی در حفظ زیستگاه آن، کیفیت آب و بقای جانداران و گیاهان آبی، طول عمر سازه‌های عمرانی پیرامون آن دارد. ویژگی‌های یک کانال پایدار رودخانه شامل پوشش گیاهی و جنگلی سالم، کرانه‌های بدون حرکت توده‌ای و پهنه سیلابی متصل به کانال است (اسکارپیو و روسکوف، ۲۰۱۶). پژوهشگران زیادی از جمله روسگن (a ۲۰۰۶)، پایداری کانال رودخانه را بررسی کرده‌اند و برای ارزیابی آن روش‌هایی ارائه نموده‌اند. بررسی شواهد کیفی و توصیفی می‌تواند در نهایت به ارزیابی کمی پایداری کانال رودخانه کمک کند. در این پژوهش، شواهدی که در برداشت‌های میدانی مشاهده شده و نمایانگر فرآیندها و عملکرد فیزیکی رودخانه مورد مطالعه محسوب می‌شوند در زیر معرفی می‌شوند.

شواهدی که در برداشت‌های میدانی ثبت شده‌اند و نمایانگر فرآیند فرسایش رودخانه‌ای محسوب می‌شوند عبارتند از: تنداب، دیواره ناپایدار کانال، زیرشویی دیواره کانال، تخریب ساحل و نمایان شدن ریشه درختان که

### سیستم رسوبی رودخانه

سه فرآیند فیزیکی اصلی در یک سیستم رودخانه‌ای عبارتند از: فرسایش، حمل و رسوب‌گذاری. از آنجا که رودخانه‌های طبیعی دائماً تحت فرآیندهای فرسایش و انتقال رسوب (حمل دانه‌ها) هستند، بررسی سازوکارهای حمل رسوب و توان جریان در هیدرولیک و ریخت‌شناسی رودخانه‌ها بسیار مهم است (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۱۱). هرگونه کاهش یا افزایش بار رسوبی رودخانه، پیامدهای مختلفی از جمله وقوع پدیده کف‌کنی و یا برافزایی، تغییر دانه‌بندی مصالح و نیمرخ طولی آن را در پی دارد. به همین دلیل و نیز به‌منظور طراحی و بهره‌برداری از سازه‌های کنترل جریان نظیر سد، بند و کانال‌های انتقال نیز آگاهی از میزان رسوب حمل شده ضروری است.

یکی از کاربردی‌ترین روش‌ها برای بررسی کمی سیستم رسوبی رودخانه، مطالعه پایداری رودخانه است که از طریق آن، تعادل بین این فرآیندها مورد توجه قرار می‌گیرد. انجام این بررسی به دو صورت کمی و کیفی

نتیجه‌ی، افزایش پهناي کانال و ته‌نشست بار رسوبي نسبت داد. در اين بازه، شواهدی از جمله پشته (سد)های میانی، پشته‌های نقطه‌ای (پوینت بار)، توسعه ریپل‌مارک‌ها، رشد گیاهان بر روی برخی پشته‌ها و تثبیت آن‌ها و نیز رشد خزہ روی بستر وجود دارد (شکل ۱۴). مشاهده لایه‌های حفاظت شده گراولی در بخش‌های میانی رودخانه که نمایانگر رویش دانه‌های ریز از بین دانه‌های درشت‌تر است (ویلکاک و برندان، ۲۰۰۵) را می‌توان به فرآیند حمل نسبت داد.

عمدتا در بالادست رودخانه دیده شده‌اند (شکل ۱۳). در این بازه از منطقه، به دلیل شیب زیاد بستر (۲۰ متر در هزار)، بالا بودن سرعت (بیش از ۱/۵ متر در ثانیه) و دبی جریان (نزدیک به ۱۵۰ متر مکعب بر ثانیه) این پدیده قابل انتظار است.

نتایج نشان داد که بازه‌های با فرآیند غالب رسوب‌گذاری در بخش پایین دست الموت و بخش عمده‌ای از شاهرود واقع شده‌اند. علت آن را می‌توان به کاهش شیب (از ۲۰ در هزار در بالادست به کم‌تر از ۶ متر در هزار) و در



شکل ۱۳. شواهد فرسایشی در دیواره کانال الموت رود (بالادست حوضه آبریز)

شاخه‌های فرعی حوضه آبریز است؛ پس از پیوستن طالقان‌رود با میزان کم بار معلق یک افت در دبی بار معلق شاهرود دیده می‌شود و بار دیگر روند افزایشی آن ادامه می‌یابد. بیشینه دبی بار معلق در ایستگاه زرین‌خانی (پیش از ورود به سد منجیل) با مقدار ۹۶۹/۸۸ تن در روز و کمینه آن در ایستگاه یارفی و شیرکوه اندازه‌گیری شده است. میزان دبی بار بستر نوسانات زیادی را در مسیر نشان می‌دهد که نتیجه‌ی تفاوت بسیار دبی جریان و بار رسوبي شاخه‌های فرعی، فرسایش‌پذیری واحدهای سنگ‌شناسی و فعالیت‌های انسان (معدن‌کاری، برداشت شن و ماسه و انحراف آب رودخانه) است؛ بیشینه دبی بار بستر در ایستگاه لات با مقدار ۰/۰۹۱۷ تن در روز است. از بالادست تا پایین دست رودخانه الموت- شاهرود روند ریزشوندگی در

### نتیجه‌گیری

این پژوهش با هدف اصلی ارزیابی رواناب و بار رسوبي رودخانه شاهرود و یکی از سرشاخه‌های اصلی آن (طالقان‌رود) انجام شده است. در کنار هدف اصلی، ارتباط تغییرات شاخص‌های موردنظر با فرآیندهای رسوبي رودخانه نیز موردنظر بوده است. میزان دست‌یابی به اهداف اشاره بسیار مطلوب (>۹۰٪) بوده است؛ از دیدگاه تخمین بار بستر، ترکیب و اندازه دانه‌های کل بار رسوبي این پژوهش برای نخستین بار در منطقه انجام شده است. با توجه به داده‌های آب‌سنجی در فروردین ماه سال ۱۳۹۳ کمینه دبی ۱/۸ (ایستگاه یارفی) و بیشینه دبی ۲۶/۵ (ایستگاه لات)، دبی میانگین الموت‌رود ۵/۸۸۸ و دبی میانگین شاهرود ۱۸/۲۸۸ متر مکعب بر ثانیه است؛ میزان دبی بار معلق نوسانات، از بالادست تا پایین دست افزایش می‌یابد؛ که نتیجه‌ی تفاوت بسیار بار معلق

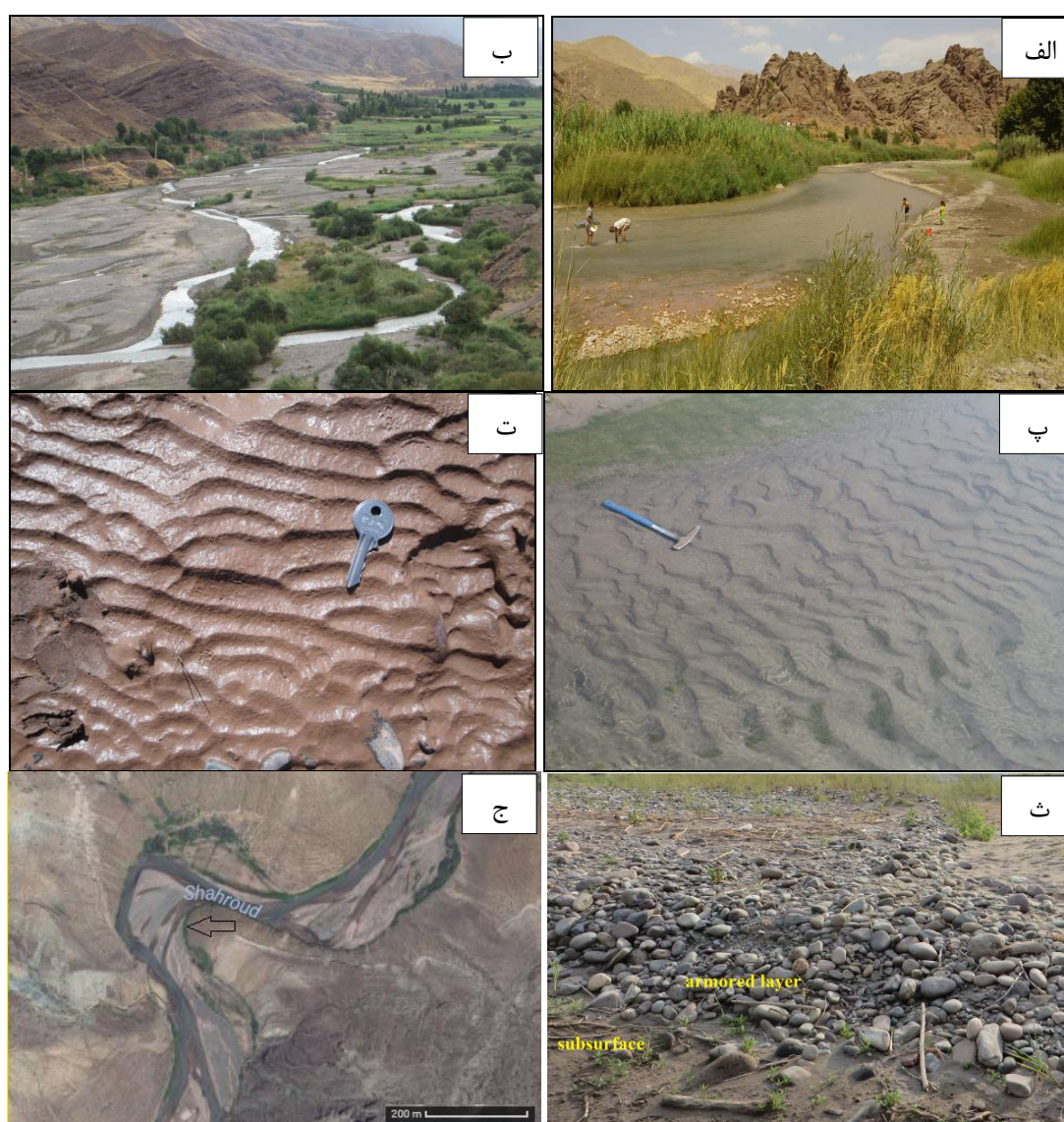
بررسی، نبودن راه‌های دسترسی به دلیل کوهستانی بودن مسیر در یک سوم بازه غربی رودخانه (به طول ۵۰ کیلومتر) و متفاوت بودن طول دوره‌ی آماری ایستگاه‌های موجود اشاره کرد. با توجه به مخاطرات طبیعی، پیچیدگی و پرهزینه بودن دستگاه‌ها و تاسیسات نمونه‌برداری در این نوع پژوهش، امکان جبران آن فراهم نگشت و می‌تواند در پژوهش‌های آینده در نظر گرفته شود. پیشنهاد می‌شود پایداری کانال رودخانه‌های مطالعه به روش کمی یا نیمه کمی بررسی شود.

رسوبات بار بستر مشاهده می‌شود، با این روند جورشدگی بهتر می‌شود.

مناطق رسوب‌گذار و پایدار عمدتاً در مناطق با شیب کم و دبی جریان پایین با ته‌نشینی رسوبات و پایداری پشته‌ها مشخص می‌شود. زون‌های فرسایشی در بالادست رودخانه با دبی جریان بالا و بستر پرشیب‌تر دیده شده‌اند.

### پیشنهاد

برخی مشکلات موجب کاهش دقت در ارزیابی برخی نتایج این پژوهش شده است؛ از آن جمله می‌توان به کم بودن شمار ایستگاه‌های آب‌سنجی در مسیر رودخانه مورد



شکل ۱۴. شواهد رسوب‌گذاری و جابه‌جایی (حمل) در رودخانه شاهرود؛ الف و ب) رسوب‌گذاری سد (پشته) و پایداری آن با پوشش گیاهی در منطقه قسطنین‌رود (بخش میانی شاهرود) و باغدشت (انتهای الموت‌رود)؛ پ و ت) برقراری شرایط آرام، ته‌نشست رسوبات ریزدانه و تشکیل ریپل‌مارک در منطقه زربین‌خانی و لات؛ ث) تشکیل لایه حفاظت شده گراولی، غرب لات و ج) سد نقطه‌ای (پیکان) در غرب لات.

- and Rasht Quadrangles Map, 1:250000, Ministry of Industry and mines, Geological Survey of Iran, Geological Quadrangles Nos, E3, E4.
- Bastia, F., Equeenuddin., Sk.Md (2016) Spatio-temporal variation of water flow and sediment discharge in the Mahanadi River, India, *Global and Planetary Change*, 144, 51-66.
- 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.
- Bidorn, B., Chanyotha, S., Kish, S.A., Donoghue, J.F., Bidorn, K., Mamad, R (2015) The effects of Thailand's Great Flood of 2011 on river sediment discharge in the upper Chao Phraya River basin, Thailand, *International Journal of Sediment Research*, 30, 328-337.
- Beylich, A.A., Laute, K (2015) Sediment sources, spatiotemporal variability and rates of fluvial bedload transport in glacier-connected steep mountain valleys in wester Norway (Erdalen and Bødalen drainage basins), *Geomorphology*, 228, 552-567.
- Brown, R.A., Pasternack, G.B (2014) Hydrologic and topographic variability modulate channel change in mountain rivers, *Journal of Hydrology*, 510, 551-564.
- Carver, R.E (1971) *Procedures in sedimentary petrology*, Wiley Interscience, 653 pp.
- Chung, C.H., Chang, F.J (2013) A refined automated grain sizing method for estimating river-bed grain size distribution of digital images, *Journal of Hydrology*, 486, 224-233.
- Folk, R.L (1974) *Petrology of sedimentary rocks*: Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, 182 pp.
- Gay, A., Cerdan, O., Delmas, M., Desmet, M (2014) Variability of suspended sediment yields within the Loire river basin (France), *Journal of Hydrology*, 519, 1225-1237.
- Gharibreza, M., Habibi, A., Imamjomeh, A.R., Aqeel Ashraf, M (2014) Coastal processes and sedimentary facies in the Zohreh River Delta (Northern Persian Gulf), *Catena*, 122, 150-158.
- Hassanzadeh, H., Faiznia, S., Shafai Bajestan, M., Motamed, A (2011) Estimate of Sediment Transport Rate at Karkheh River in Iran Using Selected Transport Formulas, *World Applied Sciences Journal*, 13 (2), 376-384.
- Jiang, C., Zhangb, L., Tangc, Z (2017) Multi-temporal scale changes of streamflow and sediment discharge in the headwaters of Yellow River and Yangtze River on the Tibetan Plateau, China, *Ecological Engineering*, 102, 240-254.
- Kanhaiya, S., Singh, B.P., Tripathi, M., Sahu, S., Tiwari, V (2016) Lithofacies and particle-size characteristics of late Quaternary floodplain

## سپاسگزاری

این مقاله از بخشی از طرح پژوهشی شرکت آب منطقه‌ای قزوین به شماره ۹۲۰۹۹-GZR است. بدین وسیله از مدیر عامل محترم به خاطر تامین منابع مالی و کارشناسان این شرکت به خاطر راهنمایی‌های تخصصی و علمی سپاسگزاری می‌شود.

## منابع

- پاسبان، ع.، محبوبی، ا.، محمودی‌قزایی، م.ح.، خانه‌باد، م.، تقدیسی نیک‌بخت، س (۱۳۹۲) بررسی رخساره‌های رسوبی و تغییرات ریزشوندگی رسوبات به‌طرف پایین‌دست حوضه سرغایه - سرنیش (جنوب مشهد)، رخساره‌های رسوبی، شماره ۲، ۱۵۳-۱۶۸.
- تلوری، ع.ر (۱۳۸۳) اصول مقدماتی مهندسی و ساماندهی رودخانه، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، چاپ اول، ۴۵۴ صفحه.
- خدابخش، س (۱۳۹۳) عوامل موثر بر روند ریزشوندگی به سوی پایین‌دست در رودخانه‌ها با بستر گراولی: نمونه‌هایی از شمال و باختر ایران، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۱۶، ۹۸-۱۰۷.
- شفاعی‌بجستان، م (۱۳۸۴) هیدرولیک رسوب، انتشارات دانشگاه شهید چمران اهواز، ۴۷۰ص.
- محبوبی، ا.، پاسبان، ع.، محمودی‌قزایی، م.ح.، خانه‌باد، م.، تقدیسی نیک‌بخت، س (۱۳۹۲) کاربرد مدل MPSIAC و GIS در برآورد میزان فرسایش: مثالی از حوضه آبریز سرغایه - سرنیش (جنوب مشهد)، رسوب‌شناسی کاربردی، شماره ۱، ۸۷-۹۹.
- موسوی، م. ح.، سلیمانی، ب.، معتمد، الف (۱۳۹۲) آنالیز رخساره‌های سنگی و مدل‌های رسوبی حوضه آبریز شاهرود، استان قزوین. فصلنامه زمین، سال هشتم، شماره ۲۸.
- موسوی‌حرمی، ر (۱۳۸۳) رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ نهم، ۴۷۵ صفحه.
- Adeogun, B.K., Igboro, S.B., Ibrahim, F.B (2011) Estimate of bed load transport in Kubanni Watershed in Northern Nigeria using grain size distribution data, *International Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, 3(5), 102-108.
- Altin, T (2009) Pleistocene and Holocene fluvial development of the Eceemis Valley (central Anatolia, Turkey), *Quaternary International*, 204, 76-83.
- Anells, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies (1975) *Explanatory text of the Qazvin*



- Van Rijn, L.C (1993) Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas, Aqua Publications, The Netherlands, 1-17.
- Vazquez-Tarrio, D., Menendez-Duarte, R (2014) Bedload transport rates for coarse-bed streams in an Atlantic region (Narcea River, NW Iberian Peninsula), *Geomorphology*, 217, 1-14.
- Wilcock, P.R., Brendan, T.D (2005) Persistence of armor layers in gravel-bed streams, *Geophysical Research Letters*, 32, 8L08402.
- Wilcock, P., Pitlick, J., Cui, Y (2009) Sediment Transport Primer Estimating Bed-Material Transport in gravel bed river, Rocky Mountain Research Station, 78 pp.
- deposits along the middle reaches of the Ganga River, central Ganga plain, India, *Geomorphology*, doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.08.030.
- Martin-Vide, J.P., Plana-Casado, A., Sambola, A., Capape, S (2015) Bedload transport in a river confluence, *Geomorphology*, 250, 15-28.
- Miall, A.D (2006) The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology: Springer-Verlag, 582 pp.
- Ollero, A (2010) Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain, *Geomorphology*, 117, 247-260.
- Rajaguru, S.N., Gupta, A., Kale, V.S., Mishra, Sh. Ganjoo, R.K., Ely, L.L., Enzel, Y., Baker, V.R (1998) Channel form and processes of the flood-dominated Narmada River, India, *Earth surface processes and land forms*, 20, 407-421.
- Rice, S.P (1999) The nature and controls of downstream fining within sedimentary links. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 32-39.
- Rosgen, D.L (2006a) A Watershed Assessment for River Stability and Sediment Supply (WARSSS), *Wildland Hydrology Books*, Fort Collins, CO, (In press), <http://www.epa.gov/warsss/>.
- Rovira, A., Ibanez, C., Martin-Vide, J.P (2015) Suspended sediment load at the lowermost Ebro River (Catalonia, Spain), *Quaternary International*, 1-11.
- Rowinski, P., Banaszkiwicz, M., Pempkowiak, J., Lewandowski, M., Sarna, M (2014) *Fluvial Hydrodynamics, Hydrodynamic and Sediment Transport Phenomena*, Springer, 705 pp.
- Schumm, S. A (1981) Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 31, 19-29.
- Scorpio, V., Roskopf, C.M (2016) Channel adjustments in a Mediterranean river over the last 150 years in the context of anthropic and natural controls, *Geomorphology*, 275, 90-104.
- Selley, R. C (2000) *Applied Sedimentology*, Academic Press, 523 pp.
- Staudt, F., Mullarney, J.C., Pilditch, C.A., Huhn, K (2017) The role of grain-size ratio in the mobility of mixed granular beds, *Geomorphology*, 278, 314-328.
- Sumer, B.M., Chua, L.H.C., Cheng, N.S., Fredsoe, J (2003) Influence of turbulence on bed load sediment transport, *Journal Hydraul Engineering*, 129, 585-596.