پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و سوم، شماره پیاپی ٦٦، شماره اول، بهار ۱۳۹۶
تاریخ وصول: ۱۳۹۵/۲/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۲۲
صص ۱۰۱–۱۲۸

بررسی رخساره‌های رسوبی و الگوی برانبارش رسوبات در رودخانه مولید (جنوب شرق قاین)

مرضیه فیاضی بروجنی، *کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی دانشگاه بیرجند، ایران*
مریم مرتضوی مهریزی، *استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، ایران**
محمد خانه‌باد، *استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*

چکیده
حوضه آبریز رودخانه مولید در جنوب شرقی شهرستان قاین، استان خراسان جنوبی واقع شده است. در این مطالعه، بررسی اختصاصات رسوب‌شناسی (شامل مطالعات بافتی، رخساره‌های رسوبی، عناصر ساختاری و سبک کانال رودخانه بر اساس رسوبات رخنمون یافته در دیواره کانال) و هیدرولوژیکی دیرینه (با استفاده از حداکثر اندازه قطعات و ضخامت دسته طبقات مورب در هر رخساره رسوبی گراولی) رودخانه مولید صورت گرفته است. آنالیز اندازه دانه نشان می‌دهد که روند تغییر اندازه ذرات از الگوی نمایی کاهش به سمت پایین دست به‌طور کامل پیروی نمی‌کند. این تغییر الگو به دلیل میزان مقاومت سازندهای اطراف رودخانه در برابر فرسایش و فعالیت کشاورزی در داخل و حواشی کانال رودخانه است. عوامل فوق در بعضی از موارد باعث کاهش اثر جورشدگی انتخابی و سایش در طول رودخانه شده و باعث ایجاد دو ناپیوستگی و سه پیوستگی رسوبی شده است. این حوضه شامل مجموعه‌ای از نهشته‌های گراولی (Gmm, Gmg, Gcm, Gci, Gh)، ماسه‌ای (Sh) و گلی (Fl, Fm) است. رخساره‌های موجود در پنج عنصر ساختاری رسوبات پر کننده کانال (CH)، سدها و اشکال لایه‌ای گراولی (GB)، نهشته‌های حاصل از جریان گراویته‌ای رسوب (SG)، اشکال لایه‌ای ماسه‌ای (SB) و رسوبات دانه ریز دشت سیلابی (FF) شکل گرفته‌اند. بر اساس رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری شناسایی شده و بر مبنای مدل‌های رخساره‌ای رودخانه‌ای ارائه شده، دو مدل رسوبی برای رودخانه مولید پیشنهاد شده است. تخمین پارامترهای هیدرولوژیکی دیرینه بر اساس اختصاصات رسوبات گراولی انجام شده است.

کلیدواژه‌ها: پیوستگی رسوبی، رخساره‌های رسوبی، بریده بریده با بار بستر گراولی، هیدرولوژی دیرینه، رودخانه مولید.

---

* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۵۵۵۷۳۲۰۵ Email: mmortazavi@birjand.ac.ir

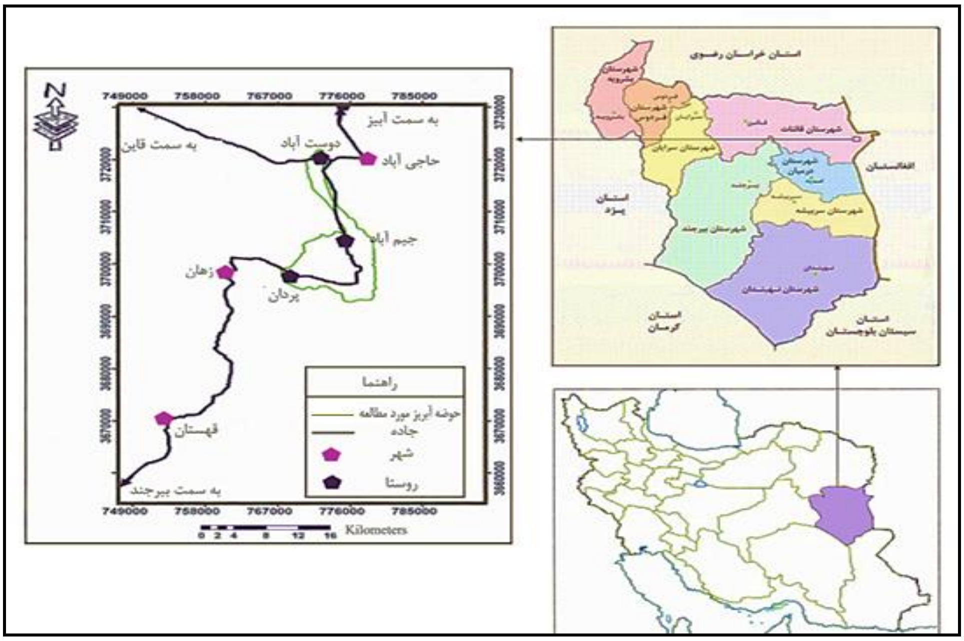
مقدمه

محیط‌های رودخانه‌ای از انواع محیط‌های رسوبی در خشکی هستند. رودها عامل اصلی حمل رسوبات از ارتفاعات به مناطق پست‌تر قاره‌ها و دریاها هستند. این محیط‌ها دارای انرژی جنبشی و مکانیکی متغیر هستند و به همین دلیل، مواد رسوبی حمل شده توسط یک سیستم رودخانه‌ای، دامنه وسیعی از اندازه ذرات را در بر می‌گیرد (آقایی ۱۳۷۵). در اکثر رودخانه‌های با بار بستر گراولی، اندازه ذرات به سمت پایین دست به صورت نمایی طبق فرمول کرومباین ($D= Do.e^{-\alpha x}$) کاهش می‌یابد (Rengers and Wohl 2007). مطالعات زیادی در این خصوص صورت گرفته است و همه این اصل را تأیید کرده‌اند که فرآیندهای تأثیرگذار بر ریزشوندگی اندازه ذرات بستر رودخانه به سمت پایین دست را می‌توان در سه گروه جورشدگی انتخابی، سایش و اضافه و کم شدن رسوبات قرار داد (Church 2002; Church and Hassan 2002; Frings 2008; Singe 2008; Snelder et al. 2011). جورشدگی انتخابی حاصل حمل و نقل انتخابی دانه‌های کوچک و رسوب‌گذاری انتخابی دانه‌های بزرگ است و نسبت به سایش نقش مهم‌تری را ایفا می‌کند (Surian 2002; Rengers and Whol 2007) و نیز به الگوی ریزشوندگی ثابتی به سمت پایین دست منجر نمی‌گردد. اگرچه جورشدگی هیدرولیکی و سایش از عوامل مؤثر در روند تغییرات اندازه دانه است، اما ممکن است این الگو تحت تأثیر عواملی همچون فعالیت‌های تکتونیکی، شرایط آب و هوایی، موثر بودن پدیده‌های ژئومورفولوژیکی (تغییرات سنگ‌شناسی و تغییرات شیب بستر رودخانه) (Sear and Newson 2003)، ریزش دامنه‌ها (Snelder et al. 2011)، انتقال رسوب از مکان‌های دیگر (ورود شاخه جانبی، منشأهای رسوبی غیرآبرفتی ناشی از خزش یا حرکات توده‌ای خاک و برداشت و تولید رسوب توسط عوامل انسانی) (Davey and Lapoine 2007)، تغییرات کانال توسط انسان (Surian 2002) رعایت نشود. سایش شامل فرآیندهایی از جمله ورقه‌ای شدن، ساییده شدن، شکستگی و برخورد ماسه‌ها به همدیگر است. مهم‌ترین عامل مؤثر بر نرخ سایش جنس، اندازه و شکل اولیه ذرات است (Bertoldi et al. 2010). اگر دانه از اختصاصات سنگ‌شناسی متفاوتی برخوردار باشد، سایش بیشتر بر بخش ضعیف‌تر اثر می‌گذارد (Rengers and Wohl 2007). بررسی روند ریز شوندگی ذرات به سمت پایین دست و تعیین فرآیندهای مؤثر بر آن در طول رودخانه‌های عهد حاضر در نقاط مختلف ایران صورت گرفته است (خدامی ۱۳۸٤؛ پاسبان ۱۳۹۰؛ تقدیسی نیک‌بخت ۱۳۸۹؛ صفرنژاد ۱۳۸۹؛ خانه‌باد ۱۳۸۱؛ شریعت‌راد ۱۳۹۲؛ قاسمی ۱۳۹۲؛ قلعه‌نوئی و همکاران ۱۳۹۲؛ کرمانی ۱۳۹۲). رخساره‌های رسوبی رودخانه در کانال و خارج کانال نهشته می‌شوند و اطلاعات مهمی در مورد محیط و میزان رسوب‌گذاری، 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 بزرگ تغییر در محیط رسوبی هستند (Mannai-Tayech and Otero 2005). هدف از انجام این مطالعه بررسی تغییرات اندازه ذرات، عوامل مؤثر و کنترل‌کننده ریزشوندگی به طرف پایین دست رودخانه، تعیین عوامل مؤثر در ایجاد ناپیوستگی‌های رسوبی و نیز بررسی رخساره‌های رسوبی، عناصر ساختاری، تعیین مدل رسوبی و برخی پارامترهای هیدرولوژیکی دیرینه رودخانه است.

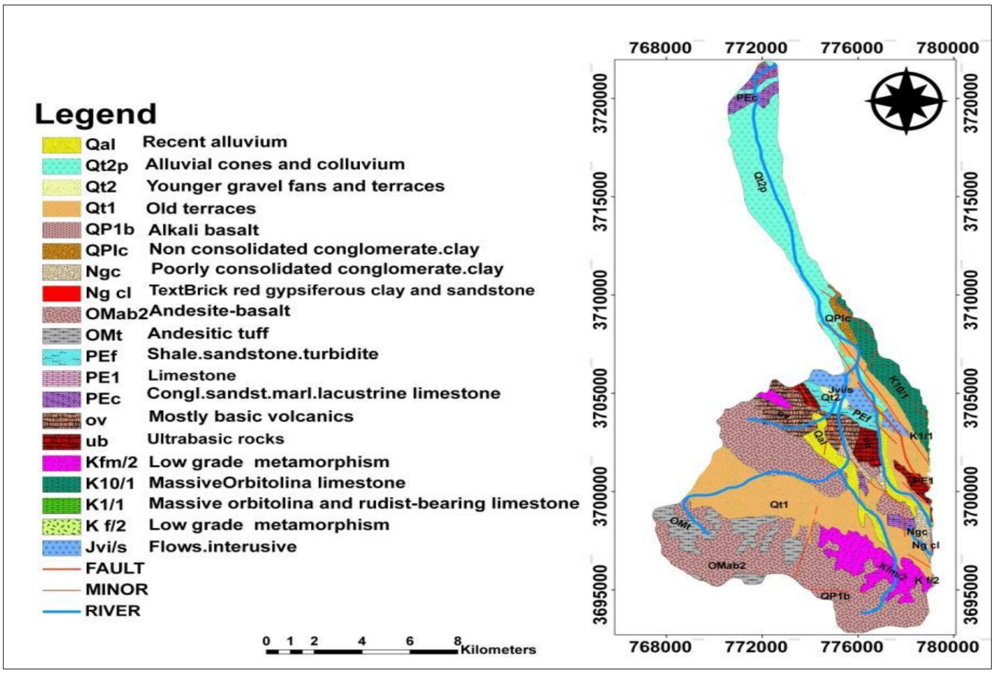
موقعیت جغرافیایی، ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز رودخانه مولید با شکلی کشیده و مساحت ۱۳۵/۲۲ کیلومتر مربع در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرقی قاین در استان خراسان جنوبی با مختصات "٤٤/۳ '۲٤ °۳۳ تا "۱۱/٤ '۳۵ °۳۳ عرض شرقی و "٤۲/۵ '٥٦ °٥۹ تا "٤٤ '٥۸ °٥۹ طول شمالی واقع شده است (شکل ۱). طول رودخانه ۳۰ کیلومتر در بخش زهان و از نوع فصلی و ریزابه رودخانه افین است. این رودخانه از رشته‌کوه‌های گریانه سرچشمه می‌گیرد. با توجه به ضرایب شکل، شکل حوضه کشیده است. حداکثر و حداقل نقاط این رودخانه به ترتیب ۲۷۰۰ و ۱۱۰۰ متر ارتفاع دارند. ارتفاع متوسط حوضه آبریز مولید ۱٤۷۹/۷ متر و

شیب متوسط ۳/۷ درصد است. میزان تراکم زهکشی ۱۱/۵ کیلومتر بر کیلومتر مربع و زمان زهکشی ۱/۱٤ ساعت است. با توجه به تقسیمات زمین‌شناسی ایران این حوضه بخشی از کمربند فلیش و مخلوط درهم شرق ایران است که در شرق بلوک لوت قرار گرفته است. مخروط‌ها و پادگانه‌های آبرفتی گراولی جوان لیتولوژی غالب در این حوضه است و درصد کمی از حوضه شامل سنگ‌های اولترابازیک است (شکل ۲).



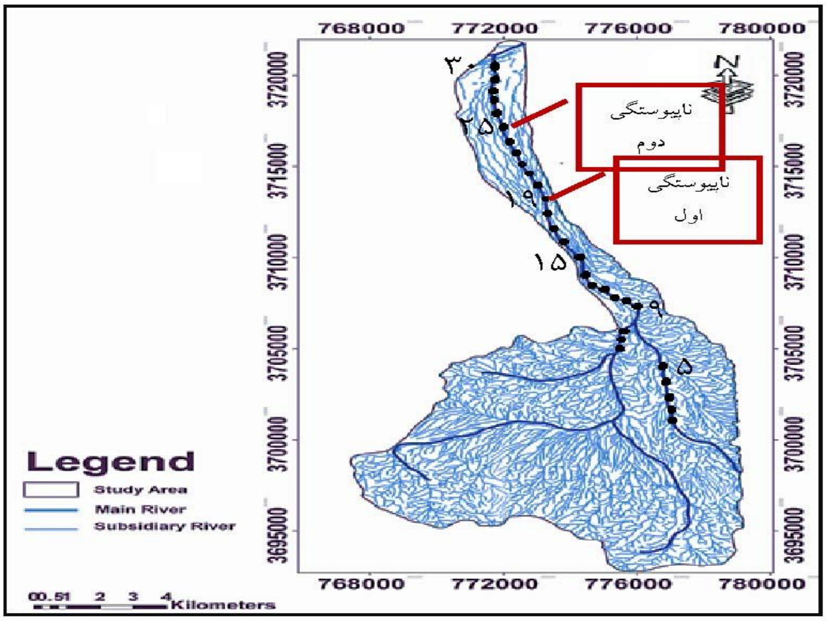
شکل ۱- راه‌های دسترسی و موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز مولید در خراسان جنوبی (نقشه برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ راه‌های کشور از سایت NGD.IR)



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قاین (علوی نائینی و همکاران ۱۳۶۹)

روش تحقیق

مطالعات رسوب‌شناسی: مطالعات رسوب‌شناسی رودخانه شامل موارد متعددی از جمله طبقه‌بندی و تعیین اندازه ذرات، هیدرودینامیک و انتقال رسوب، تعیین پارامترهای بافتی اندازه ذرات و عوامل کنترل کننده آن‌ها و شناخت ساختمان‌های رسوبی و رخساره‌های سنگی موجود در آن است. به منظور انجام مطالعات رسوب‌شناسی، تعداد ۳۰ نمونه رسوب از بالادست تا پایین دست و از کف کانال اصلی رودخانه (با طول ۳۰ کیلومتر) از عمق حدود ۲۰ سانتی‌متری به صورت غیر سیستماتیک برداشت شد. موقعیت نمونه‌ها با GPS ثبت گردید و بعد از برداشت، نمونه‌ها به آزمایشگاه منتقل و نمونه‌ها با دقت ۰/۰۱ توزین گردید. با استفاده از روش غربال خشک و با فواصل ۰/۵ فی (از ٤- تا ٤ فی)، نمونه‌ها الک شده و درصد وزنی ذرات در اندازه‌های گراول، ماسه و گل محاسبه شد. نام‌گذاری رسوبات به روش فولک (Folk 1980) صورت گرفته است. با استفاده از درصد وزنی ذرات، تغییرات پارامترهای اندازه ذرات در امتداد کانال اصلی رودخانه، در هر یک از رده‌ها و گروه‌های اصلی با استفاده از نرم‌افزار Excel 2010 ترسیم و پارامترهای جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی به روش ترسیمی جامع فولک (Folk 1980) توصیف شدند. از آنجا که درصد ذرات در اندازه گل کمتر از ۵٪ است، آنالیز پیپت و هیدرومتر برای این گروه از نمونه‌های رسوب صورت نپذیرفته است. همچنین براساس شواهد و مطالعات صحرایی‌که درطول مسیرحرکت از بالادست تا پایین دست رودخانه مولید انجام‌گرفت، رخساره‌های‌رسوبی موجود در دیواره رودخانه مورد بررسی قرار گرفت. روش تعیین رخساره‌ها، عناصر ساختاری و کدهای استفاده شده بر اساس طبقه‌بندی Miall (1996 & 2006) بوده است. این معیار بر اساس اندازه دانه‌ها ساختارهای رسوبی، شکل هندسی توده‌های رسوبی و سطوح محصور کننده آن‌ها است. کدهای استفاده شده برای رخساره ها نیز با کدهای ارائه شده توسط Miall (1996 & 2006) مطابقت دارد. نقشه زمین‌شناسی رودخانه مولید نیز براساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قاین (علوی نائینی و همکاران ۱۳٦۹) رسم و در مرحله بعد با استفاده از نقشه زمین‌شناسی و عکس ماهواره‌ای، آبراهه‌های موجود در حوضه رودخانه مولید ترسیم شد (شکل ۳).



شکل ۳- شبکه هیدروگرافی رودخانه مولید و نقاط نمونه‌برداری بهمراه نقاط ناپیوستگی اول که در نمونه ۱۹ دیده می‌شود (به علت حساسیت واحدهای سنگی به فرسایش و فعالیت کشاورزی، تصاویر ۷ الف و ب) و دوم که در نمونه ۲۵ دیده می‌شود (به علت حساسیت واحدهای سنگی به فرسایش، تصویر ۷ ج)

مطالعات هیدرولوژیکی دیرینه: تخمین‌های هیدرولوژیکی دیرینه جریان‌های رودخانه‌ای با استفاده از رژیم[1] و ظرفیت[2] است که خود بر اساس تخمین سیلاب‌های دیرینه است که هر دو مورد توسط Baker (2000) مرور شده است. روش رژیم بر اساس روابط تجربی جریان با ابعاد کانال دیرینه، اختصاصات رسوب و اشکال مرتبط صورت گرفته و توسط Williams (1984) ارائه شده است. روش ظرفیت از روابط تجربی بین اندازه دانه و شرایط هیدرولوژیکی که برای شروع حرکت رسوب لازم است، استفاده می‌کند. در گذشته تخمین سیلاب‌های دیرینه بر اساس رسوبات بستر کانال دیرینه، مقاطع عرضی و سایر اختصاصات شکل کانال دیرینه صورت گرفته است (Koykka 2011; Sridhar et al. 2013). در این مطالعه از ابعاد کانال دیرینه و اختصاصات رسوب‌شناسی برای بازسازی میزان تخلیه دیرینه استفاده شده است. در این مطالعه برای محاسبه میزان قدرت رودخانه از رابطه تجربی (معادله ۱) Williams (1984) استفاده شده است:

معادله (۱) $$w = 0.079d^{1.27}$$

جائیکه، w قدرت رودخانه در واحد ناحیه مرز (wm^{-2}) و d قطر متوسط دانه بر حسب متر است. حداکثر اندازه قطعات گراولی در هر رخساره سنگی در سه برش از بخش‌های بالادست، میانی و نزدیک به پایین دست جریان، در هر رخساره سنگی در صحرا اندازه گیری شده و متوسط ۱۰ قطعه بزرگ برای محاسبه قدرت جریان استفاده شده است.

برای محاسبه سرعت متوسط جریان بر اساس اندازه قطعات گراولی از معادله ۲ (Costa 1983) استفاده شده است:

معادله (۲) $$v = 0.18d^{0.49}$$

در این معادله، v سرعت آب بر حسب ms^{-1} و d طول محور متوسط بزرگ‌ترین قطعه گراولی است.

مقدار متوسط عمق کانال را می‌توان با استفاده از ضخامت طبقات مورب در رخساره‌های گراولی و با استفاده از معادله Allen (1968) (معادله ۳) به دست آورد:

معادله (۳) $$h = 0.086(dm)^{1.19}$$

جائیکه، h متوسط ضخامت طبقات مورب به متر است و dm متوسط عمق کانال به متر است.

مقدار متوسط و حداکثر یا پیک تخلیه جریان با استفاده از معادلات ٤ و ٥ (William 1984) تخمین زده شده است:

معادله (٤) $$Q = 0.029Wb^{1.28}D\max^{1.10}$$

معادله (٥) $$Q_{2.33} = 2.66Wb^{0.90}D\max^{0.68}$$

در این معادلات، Q متوسط جریان تخلیه بر حسب m^3s^{-1}، Q2.33 میانگین سالیانه پیک جریان تخلیه بر حسب m^3s^{-1}، D max حداکثر عمق کانال (متر) و Wb عرض کانال (متر) است.

بحث و بررسی

الف. آنالیز اندازه ذرات

آنالیز اندازه دانه‌ها را می‌توان برای تعیین محیط رسوبی، شناسایی فرآیندهای رسوب‌گذاری و نوع جریان به‌کار برد. توزیع اندازه ذرات در رسوب به اختصاصات سنگ منشأ، فرآیندهای هوازدگی، سایش و جورشدگی انتخابی آن‌ها در هنگام حمل و نقل بستگی دارد (Snelder et al. 2011). در جدول ۱، مشخصات مکانی، شیب و آنالیز اندازه دانه در نمونه‌های برداشت شده از کانال اصلی رودخانه مولید آورده شده است. در شکل٤ رسوبات رودخانه مولید براساس مثلث نام‌گذاری فولک (1980) نام‌گذاری شده است. مطابق این شکل می‌توان چنین بیان کرد که بیش از ۷۳٪ رسوبات از نوع گراول هستند و بقیه رسوبات در محدوده گراول ماسه‌ای (بیش از ۱۳٪) و گراول ماسه‌ای گلی (بیش از ۱۳٪) قرار می‌گیرد. دامنه تغییرات جورشدگی رسوبات از ۰/۷۲ تا ۱/۷۰ فی و جورشدگی بیشتر رسوبات در محدوده متوسط قرار می‌گیرد (جدول ۲). تغییرات جورشدگی نشان‌دهنده کاهش جورشدگی رسوبات به طرف پایین دست است. نمونه‌های رسوب بالادست حوضه (رسوبات در اندازه پبل و گراول

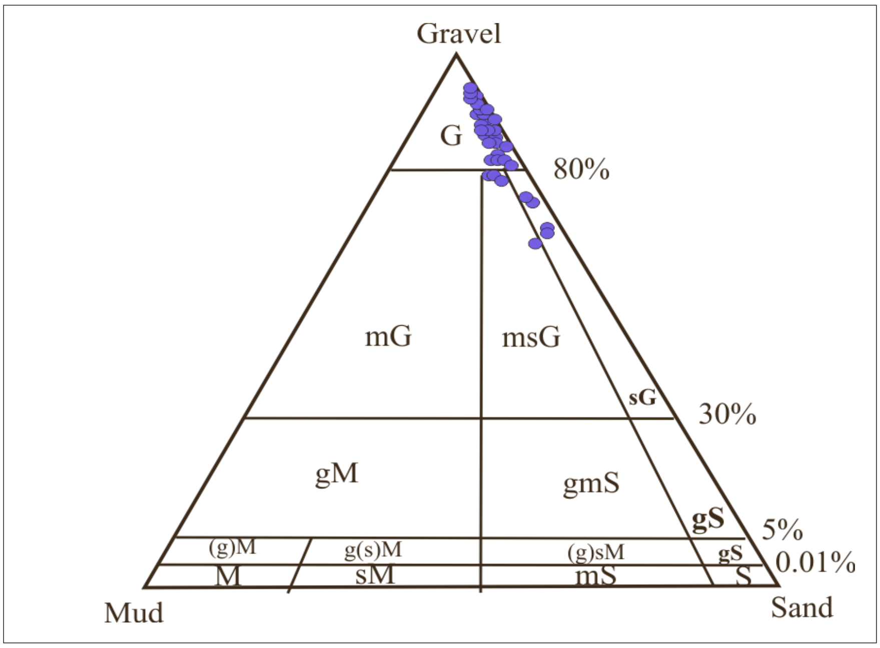
[1] Regime Method
[2] Competence Method

همراه با میزان پایین رسوبات دانه ریزتر ماسه و گل) جورشدگی بهتری نسبت به رسوبات پایین دست دارند. افزایش ذرات گل و کاهش اندک ذرات در اندازه گراول و ماسه به سمت پایین دست رودخانه، باعث جورشدگی ضعیف‌تری نسبت به رسوبات بالادست رودخانه می‌گردد. به عبارت دیگر چون رودخانه فصلی است، آشفتگی جریان در طول مسیر رودخانه و تغییرات رژیم جریان در طی زمان، سبب جورشدگی ضعیف به سمت پایین دست می‌گردد. مقدار کج‌شدگی رسوبات بین ۰/۴۸- تا ۱/۰۰- در تغییر است که مبین کج‌شدگی رسوبات به سمت ذرات درشت است (جدول ۲). دلیل کج‌شدگی ۰/۴۸- افزایش ذرات دانه ریز در بین ذرات دانه درشت‌تر (که ذرات غالب در نمونه‌های این رودخانه است) به سمت پایین دست رودخانه است که باعث می‌شود جورشدگی ذرات در حد ضعیف شود. کاهش میزان کج‌شدگی در بالادست مربوط به فراوانی ذرات گراول و ماسه است که باعث شده تا این مقدار کمتر از مقدار کج‌شدگی پایین دست شود. همچنین افزایش مقدار کج‌شدگی به طرف پایین دست، ناشی از افزایش ذرات دانه ریز مانند گل و کاهش ذرات در اندازه گراول و ماسه، نبودن فرصت کافی برای شستشوی ذرات دانه ریز توسط جریان آب است. روند تغییرات کج‌شدگی نسبت به دیگر اختصاصات بافتی کمتر بوده است. زیرا ذرات از ابتدای کانال رودخانه تا انتهای آن بطور عمده دانه درشت‌اند و درصد ذرات دانه ریز در آن‌ها اندک است. درشتی ذرات را می‌توان به انرژی بالای رودخانه نسبت داد که سبب خروج و انتقال ذرات دانه ریز به سمت پایین دست رودخانه شده است. البته در پایین دست رودخانه با اینکه در مجموع ذرات به سمت ریز شدن پیش می‌روند ولی باز هم تأثیر قابل توجهی در روند افزایشی کج‌شدگی ندارد. کشیدگی رسوبات بین مقادیر ۰/۳۶ تا ۱/۴۰ است و بیشتر رسوبات شکل پهن را دارند (جدول۲). تغییرات کشیدگی به سمت پایین دست دارای روند کلی کاهشی است که موید جورشدگی کم ذرات رسوبی پایین دست رودخانه نسبت به ذرات رسوبی بالادست رودخانه است. مقدار میانگین رسوبات رودخانه از ۴/۱۲ تا ۳ میلی‌متر و مقدار میانه از ۵/۱ تا ۳ میلی‌متر در تغییر است. نمودار تغییرات پارامترهای میانگین و میانه در شکل ۵ مشاهده می‌شوند. روند کلی میانگین اندازه ذرات و میانه در شکل ۵، تغییرات زیادی را نشان نمی‌دهد. افزایش میانگین و میانه در هر یک متأثر از افزایش درصد وزنی ذرات دانه درشت‌تر (در حد گرانول و ماسه) و کاهش درصد وزنی ذرات ریزتر (در حد گل) از بالادست به طرف پایین دست حوضه است. روند تغییرات این دو پارامتر تقریباً مشابه و مقدار میانه از مقدار میانگین بیشتر است که به این دلیل است که ذرات از ابتدای کانال تا انتهای آن به‌طور عمده دانه درشت هستند و درصد ذرات دانه ریز در آن‌ها اندک است. درشتی ذرات را می‌توان به انرژی بالای رودخانه نسبت داد که سبب خروج و انتقال ذرات دانه ریز به سمت پایین دست رودخانه شده است (موسوی حرمی ۱۳۸۹). البته در پایین دست رودخانه با اینکه در مجموع ذرات ریز به سمت زیاد شدن پیش می‌روند، ولی باز هم مقدار میانه از مقدار میانگین بالاتر است. مطالعات رسوب‌شناسی در طول کانال این حوضه نشان می‌دهد که روند تغییرات اندازه ذرات از الگوی نمایی کاهش به سمت پایین دست به‌طور کامل پیروی نمی‌کند. این تغییر الگو در اثر تغییر در اختصاصات سنگ‌شناسی و تفاوت در حساسیت‌پذیری واحدهای زمین‌شناسی به فرسایش در مسیر رودخانه و اضافه شدن رسوب از دیواره کانال رودخانه بوده است. عوامل فوق باعث کاهش اثر جورشدگی انتخابی و سایش و تشکیل دو ناپیوستگی رسوبی و در نتیجه سه پیوستگی رسوبی در طول رودخانه مولید شده است (شکل ۷). همچنین با توجه به اینکه قسمت اعظم رسوبات از ذرات درشت تشکیل شده است، فرآیند جورشدگی انتخابی[1] که به اندازه ذرات وابسته است، باعث افزایش جورشدگی در هر زیر روند شده است. همان‌طور که در شکل ٦ مشخص است، پیوستگی اول از

[1] selective sorting

نمونه ۱ تا ۱۹ (مسافت حدود ۱۸/۵۰ کیلومتر) ادامه دارد که اندازه ذرات به تدریج کاهش می‌یابد. میانگین بین ٤/١٢ تا ۲/۵ میلی‌متر و میانه ۵/۱ تا ۳/٤ میلی‌متر در تغییر است. علاوه بر این در این پیوستگی درصد اندازه ذرات از ۹۰/۷۲ ٪ گراول، ۹٪ ماسه و ۰/۲۷٪ گل در نمونه ۱ به ۸٤/۳۷٪ گراول، ۱۵/۵۲ ٪ ماسه و ۰/۱۱٪ گل در نمونه ۱۹ تغییر یافته است. سپس در محل ۲۰ اندازه ذرات به‌طور ناگهانی افزایش می‌یابد که ظهور اولین ناپیوستگی رسوبی است. دلیل این ناپیوستگی وجود فرسایش شیاری در واحدهای زمین‌شناسی (حساسیت واحدهای سنگی به فرسایش) و فعالیت کشاورزی در امتداد کانال رودخانه است (شکل ۷–الف و ب).

در پیوستگی رسوبی دوم از نمونه ۲۰ تا ۲۵ (مسافت ٦/٦٠ کیلومتر) درصد اندازه ذرات از ۸۷/۷۲٪ گراول، ۱۰/۹۵٪ ماسه و ۱/۳۳٪ گل در نمونه ۲۰ به ۸۱/۰۰٪ گراول، ۱۷/٦۹ ٪ ماسه و ۱/۳۱٪ گل در نمونه ۲۵ تغییر نموده است. تغییرات میانگین بین ۲/۵ تا ۲/۰ میلی‌متر و میانه مقدار ۳/٤۰ میلی‌متر است. دلیل ناپیوستگی دوم مربوط به فرسایش شیاری در دیواره کانال رودخانه مولید و نیز کاهش شیب بستر رودخانه است که سبب شده قدرت جریان رودخانه کمتر شود و قدرت حمل ذرات درشت را نداشته باشد (شکل ۷–ج). پس از آن پیوستگی سوم در محل نمونه شماره ۲٦ تا ۳۰ به مسافت ۱/۹٦ کیلومتری مشاهده می‌شود. در طول این پیوستگی تغییرات میانگین به سمت پایین دست از ۳/۹ تا ۳/۳ میلی‌متر و میانه نیز از ٤/۰ تا ۳/۳ میلی‌متر در تغییر است. درصد اندازه ذرات گراول در نمونه ۲٦ از ۹٤/٤۲ به ٦۷/۹ ٪، ماسه از ۵/۱۸ به ۳۰/۷۰ ٪ و گل از ۰/٤۰ به ۱/٤۰ ٪در نمونه ۳۰ در تغییر است. علاوه بر موارد بالا؛ عوامل دیگری همچون فعالیت‌های تکتونیکی، شرایط آب و هوایی، مؤثر بودن تغییرات شیب بستر رودخانه (Sear and Newson 2003)، انتقال رسوب از مکان‌های دیگر و تولید رسوب توسط عوامل انسانی (Davey and Lapoine 2007)، تغییرات کانال توسط انسان (Surian 2002) تأثیر انکارناپذیری بر پیوستگی رسوبی دارند.



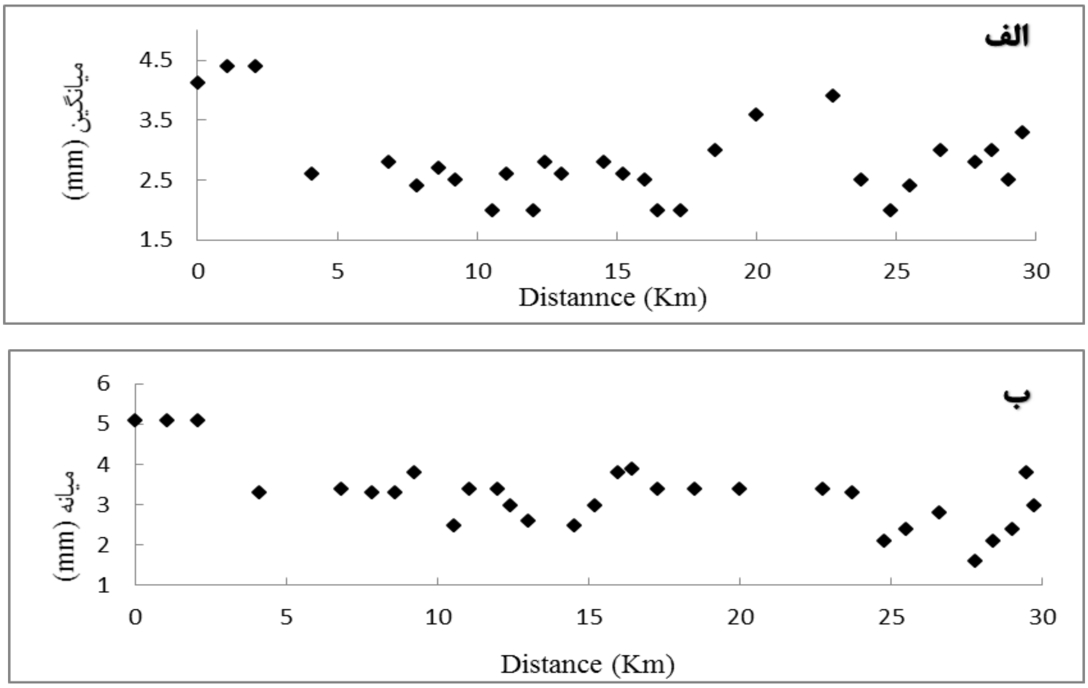
شکل ٤– نام‌گذاری رسوبات رودخانه مولید بر اساس مثلث نام‌گذاری فولک (Folk 1980)

جدول ۱- مشخصات مکانی، شیب و آنالیز اندازه دانه در نمونه‌های برداشت شده از کانال اصلی رودخانه مولید

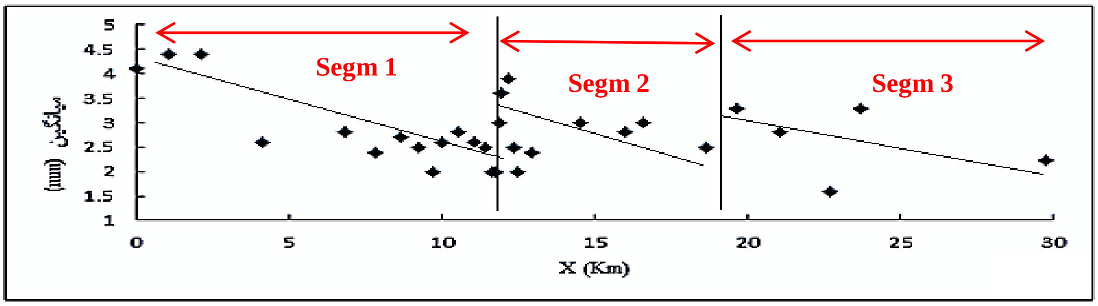
نام‌گذاری رسوبات	درصد گراول	درصد ماسه	درصد گل	میانه (mm)	میانگین (mm)	شیب (٪)	ارتفاع (m)	فاصله تا نمونه اول (Km)	شماره نمونه
گراول	۹۰/۷۲	۹/۰۰	۰/۲۷	٥/۱	٤/۱۲	٥/۲۱	۱٥٥٤	۰	۱
گراول	۸۸/۸۹	۷/٥۷	۱/۲٥	٥/۱	٤/٤	٥/۰۰	۱٥٤۳	۱/۰۷	۲
گراول	۹۱/۷٦	۷/۳۰	۰/٦	٥/۱	٤/٤	٦/۰۰	۱٥۳۹	۲/۰۹	۳
گراول	۸۰/۷٥	۱۸/۸٥	۱/۰۷	۳/۳	۲/٦	٥/۳۰	۱٥٤۲	٤/۰۹	٤
گراول	۸۷/٤۳	۱۱/۹۳	۰/٦٤	۳/٤	۲/۸	٥/۰۰	۱٥۲٦	٦/۸۲	٥
گراول ماسه‌ای گلی	۷۸/۳۹	۱۷/۳٥	٤/۲٦	۳/۳	۲/٤	٤/۰۰	۱٥۰٦	۷/۸۲	٦
گراول	۸۷/۸۷	۱۱/۲٦	۰/۸۷	۳/۳	۲/۷	۳/٥۰	۱٥۰۷	۸/٦۲	۷
گراول	۸۰/٦۷	۱٥/۰٥	٤/۲۸	۳/۸	۲/٥	۳/۲٥	۱٤۹۸	۹/۲۲	۸
گراول ماسه‌ای	۷۳/۰٥	۲٦/۰۸	۰/۸۷	۲/٥	۲/۰	۳/٤٥	۱٤۸۱	۱۰/٥۳	۹
گراول	۸۲/۸۹	۱٥/۲۱	۱/۹۰	۳/٤	۲/٦	٤/۰۰	۱٤۷٥	۱۱/۰٤	۱۰
گراول	۸۸/۳٦	۹/۱۸	۲/٤٦	۳/٤	۲/۸	٤/٥۰	۱٤٦۳	۱۲/۰۰	۱۱
گراول	۸٥/٦٥	۱۲,۷٥	۱/٦۰	۳/۰	۲/٦	٤/٥۰	۱٤٥۰	۱۲/٤۰	۱۲
گراول	۸۳/۲٥	۱٥/٤۹	۱/۲٦	۲/٦	۲/٥	٤/٤٥	۱٤٥۱	۱۳/۰۰	۱۳
گراول ماسه‌ای گلی	۷۳/٤٦	۲٥/۰۰	۱/٥٦	۲/٥	۲/۰	٥/۰۰	۱٤٤۲	۱٤/٥٥	۱٤
گراول ماسه‌ای	٦۹/٤	۲۹/۰۷	۱/٥۳	۳/۰	۲/۰	۳/۸۰	۱٤٤۳	۱٥/۲۰	۱٥
گراول	۹۳/۹٦	٦/۰۰	۰/٤۰	۳/۸	۳/۰	۲/۰۰	۱٤۲٦	۱٥/۹۸	۱٦
گراول	۹۳/۲۸	٥/۰٤	۱/٦۸	۳/۹	۳/٦	۱/۷٥	۱٤۳۰	۱٦/٤٥	۱۷
گراول	۹٥/۲٥	٤/۰۱	۰/۷٤	۳/٤	۳/۹	۱/٥۰	۱٤۲۱	۱۷/۳۰	۱۸
گراول	۸٤/۳۷	۱٥/٥۲	۰/۱۱	۳/٤	۲/٥	۱/۰۰	۱٤۲٦	۱۸/٥۰	۱۹
گراول	۸۷/۷۲	۱۰/۹٥	۱/۳۳	۳/٤	۲/۰	۲/۰۰	۱٤۲۱	۲۰/۰۰	۲۰
گراول ماسه‌ای گلی	۷۹/۷٦	۱٦/۲۱	٤/۰۳	۳/۹	۲/٤	۲/٥۰	۱٤۲۳	۲۲/۷۳	۲۱
گراول	۸٦/۸۷	۱۲/۸٦	۰/۲۷	۳/٤	۳/۰	۳/۷۰	۱٤۱٤	۲۳/۷۳	۲۲
گراول	۹۰/٥۲	۹/۰۲	۰/٤٦	۳/٤	۲/۸	۳/۰۰	۱٤۱۰	۲٤/۸۰	۲۳
گراول	۹٦/۲۸	۳/٤۳	۰/۲۹	۳/٤	۳/۰	۲/۸٤	۱۳۹۹	۲٥/٥۰	۲٤
گراول	۸۱/۰۰	۱۷/٦۹	۱/۳۱	۳/٤	۲/٥	۲/٤۲	۱٤۱۱	۲٦/٦۰	۲٥
گراول ماسه‌ای	٦۷/۹	۳۰/۷	۱/٤۰	۳/۳	۳/۳	۱/۲۰	۱۳۹۹	۲۷/۸۰	۲٦
گراول ماسه‌ای	٦٦/٥۸	۳۱/٥٤	۱/۸۸	۲/۱	۲/۸	۱/۰۰	۱٤۰۹	۲۸/٤۰	۲۷
گراول ماسه‌ای گلی	٦۳/۱٤	۳۲/۲٤	٤/٦۲	۲/٤	۱/٦	۱/۷۰	۱٤۱٦	۲۹/۰۰	۲۸
گراول	۹۱/۰٤	۸/٥٤	۰/٤۲	۳/۸	۳/۳	۲/٤۰	۱٤۰۳	۲۹/٥۰	۲۹
گراول	۹٤/٤۲	٥/۱۸	۰/٤۰	۳/۰	۲/۱	۱/٤۲	۱٤۰۱	۲۹/۷٦	۳۰

جدول ۲- تفسیر پارامترهای بافتی اندازه ذرات

شماره نمونه	جورشدگی		کج‌شدگی		کشیدگی	
	توصیفی	فی (ϕ)	توصیفی	عددی	توصیفی	عددی
۱	متوسط	۰/۹۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۸۰	پهن	۰/۸۰
۲	متوسط	۰/۸۳	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۲	متوسط	۰/۹۸
۳	ضعیف	۱/۰۲	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۸۵	پهن	۰/۵۶
٤	ضعیف	۱/۱۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۰	پهن	۰/۷۰
۵	ضعیف	۱/۰۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۳	بسیار پهن	۰/۳٦
٦	متوسط	۰/۹۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/٦۰	پهن	۰/٦۹
۷	ضعیف	۱/۰۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۳	پهن	۰/٦٤
۸	متوسط	۰/۹٤	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۰	متوسط	۰/۹۰
۹	ضعیف	۱/۱٦	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۵۳	متوسط	۰/۹۷
۱۰	ضعیف	۱/۰۲	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/٦۹	متوسط	۰/۹۸
۱۱	متوسط	۰/۷۹	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۲	پهن	۰/۵۰
۱۲	متوسط	۰/۹٦	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۷	کشیده	۱/۳۷
۱۳	متوسط	۰/۹٦	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۵	پهن	۰/۷٤
۱٤	متوسط	۰/۹۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۵۲	پهن	۰/۷۲
۱۵	متوسط	۰/۸۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/٤۸	کشیده	۱/۱۵
۱٦	متوسط	۰/۹۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۹۰	متوسط	۰/۹۰
۱۷	متوسط	۰/۷۹	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۹۱	پهن	۰/۷۳
۱۸	متوسط	۰/۸۷	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۹٦	پهن	۰/٦۰
۱۹	ضعیف	۱/۰۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷٦	پهن	۰/۸۳
۲۰	ضعیف	۱/٤۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۵	متوسط	۱/۰٦٦
۲۱	ضعیف	۱/٤۲	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/٦۸	پهن	۰/۸۷
۲۲	متوسط	۰/۹٦	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷٤	پهن	۰/۷٦
۲۳	متوسط	۰/۷۲	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۸۰	کشیده	۱/٤۰
۲٤	ضعیف	۱/۳۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۱	متوسط	۰/۹٤
۲۵	ضعیف	۱/٤۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۷۱	متوسط	۰/۹٤
۲٦	ضعیف	۱/۵۱	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/٤۰	پهن	۰/۸۵
۲۷	ضعیف	۱/٤۳	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۳۸	بسیار پهن	۰/۵٦
۲۸	ضعیف	۱/۵۰	مواد دانه درشت فراوان	-۰/۲۸	پهن	۰/۷۳
۲۹	ضعیف	۱/٦٤	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۸۵	متوسط	۰/۹۳
۳۰	ضعیف	۱/۷۰	به شدت به سمت ذرات درشت کج شده	-۰/۹۳	متوسط	۱/۰۰



شکل ٥- الف) تغییرات میانگین و ب) تغییرات میانه در امتداد کانال اصلی رودخانه مولید به طرف پایین دست رودخانه



شکل ٦- پیوستگی و ناپیوستگی رسوبات رودخانه مولید

شکل ۷- الف) حساسیت واحدهای سنگی به فرسایش (فرسایش شیاری) و وارد کردن ذرات درشت به کانال رودخانه، ب) فعالیت انسانی (کشاورزی)، ج) حساسیت واحدهای سنگی به فرسایش (فرسایش شیاری) و وارد کردن ذرات درشت به کانال رودخانه

ب. رخساره سنگی[۱]

رخساره سنگی توصیفی از خواص فیزیکی و سنگ‌شناسی یک رخساره است که در محیط رسوبی خاصی بر جای گذاشته شده و بر اساس ساختارها و بافت‌های مختلف رسوبی تقسیم‌بندی می‌شود. عوامل مختلفی همچون شرایط اقلیمی، وضعیت تکتونیکی حوضه، سرعت و نرخ جریان، عمق، نرخ حمل و نقل در تشکیل رخساره‌های رسوبی نقش بسزایی ایفا می‌کنند (Gao et al. 2007). در ناحیه مورد مطالعه سه دسته رخساره سنگی گراولی (Gmm, Gmg, Gci, Gcm,

[1] Lithofacies

(Gh, Gp)، ماسه‌ای (Sh) و گلـی (Fm و Fl) در دیـواره کانـال مشاهده شده است (جدول ۳).

جدول ۳- رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری شناسایی شده در رودخانه مورد مطالعه

عناصر ساختاری	مجموعه رخساره های رسوبی	تفسیر
CH	Gcm, Gh, Sh, Fl, Fm	رسوبات پرکننده کانال با قاعده فرسایشی و شکل هندسی عدسی شکل و گسترده
SG	Gcm, Gci, Gmm, Gmg	جریان‌های خرده دار پلاستیک در نواحی نزدیک به منشأ با مرزهای فرسایشی و شکل هندسی ورقه‌ای شکل و پهن
GB	Gh, Gp	حاصل مهاجرت سدهای گراولی و یا به صورت رسوبات باقی‌مانده در کف کانال و دارای شکل هندسی عدسی شکل و گسترده
SB	Sh	بر افزایی عمودی نهشته‌های ماسه‌ای در رژیم جریانی بالا و پایین به صورت طبقات مسطح بالایی و پایینی و گاهی به فرم رسوبات پرکننده کانال یا به صورت پوششی در روی سدهای درون کانال تشکیل می‌شود، دارای شکل هندسی ورقه‌ای و گسترده
FF	Fl, Fm	رسوب‌گذاری از جریان معلق در دشت سیلابی و یا به فرم رسوبات پوششی بر روی سدهای گراولی، دارای شکل هندسی ورقه‌ای

رخساره‌های گراولی

رخساره‌های گراولی در ناحیه مورد مطالعه از فراوانـی بـالایی برخوردار بوده و شامل رخساره‌های زیر هستند:

رخساره گراول غنی از ماتریکس توده‌ای[1]

توصیف: این رخساره از فراوان‌ترین رخسـاره‌هـا در رودخانـه مورد مطالعه است که شامل رسوبات گراولی در اندازه گرانول تا پبل (به‌عبارتی از ۲ تـا ٤ میلـی‌متـر) بـا قاعـده مشـخص و فرسایشی است. با وجود اینکه در بالادسـت منطقـه ضـخامت این رخساره به چندین متـر میرسـد؛ بـه سـمت پـایین دسـت رودخانه ضخامت این رخسـاره کـاهش یافتـه و بـه ۰/۳ متـر می‌رسد. این رخساره به‌همراه رخساره‌سـنگی گـراول غنـی از قطعـه تـوده‌ای (Gcm) و رخسـاره سـنگی گـراول غنـی از ماتریکس با طبقه‌بندی تدریجی (Gmg) و با مرزهای مشخص فرسایشی و گاه تدریجی است. بافت و فابریک ایـن رخسـاره گراولی نامشخص و قطعات آن هیچگونه چینه‌بنـدی را نشـان نمی‌دهند. در رودخانه مـورد مطالعـه گـراول تـوده‌ای حـاوی مقادیر زیادی ماتریکس گلـی اسـت. در برخـی نقـاط مقـدار ماتریکس گلی به سمت بالای لایه افزایش می‌یابـد. همچنـین گراول‌ها نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشـده و دارای جـورشـدگی ضعیف هستند (اشکال A, B, D, F۸).

تفسیر: طبیعت توده‌ای، طبیعت غنی از ماتریکس و بافـت نامشخص طبقات نشان‌دهنده دوره‌های رسوب‌گـذاری سـریع از جریان خرده دار است جائیکه غلظت یا تمرکز رسوب بـالا بوده و رسوب‌گذاری به صورت ناگهـانی و یـک‌دفعـه انجـام می‌شـود. قاعـده فرسایشـی مشـخص، فقـدان سـاختمان‌هـای رسوبی، دانه‌بندی تدریجی و چینه‌بندی همراه بـا جورشـدگی ضعیف نیز نشان‌دهنده رسوب‌گذاری از جریـان‌هـای تـوده‌ای است. فقدان ایمبریکاسیون در قطعات ایـن رخسـاره گراولـی، فاصله کوتاه حمل و نقل و رسوب‌گـذاری از جریـان‌هـای بـا ویسکوزیته بالا یا جریان‌هـای بـا قـدرت بـالا بـدون اسـترس برشی را نشان می‌دهد (برای مثال، Miall 2006; Koykka 2011; Foix et al. 2013; Ghosh 2014).

رخساره گراول غنی از ماتریکس با طبقه‌بندی تدریجی[2]

توصیف: مهم‌ترین ویژگی این رخساره عدم وجود چـارچوب غنی از قطعه است که توسط ماتریکسی از ماسه، سیلت و گـل

[1] Matrix – Supported Massive Gravel: Gmm

[2] Matrix – Supported Massive Gravel: Gmg

به هم متصل می‌شود. بعد از رخساره‌های سنگی گراول غنی از ماتریکس توده‌ای و گراول غنی از قطعه توده‌ای، در رودخانه مورد مطالعه از فراوانی بالایی برخوردار است. اندازه قطعات گراول موجود در این رخساره در رودخانه مورد مطالعه در اندازه گرانول (۲ میلی‌متر) است که به تدریج به سمت بالای لایه کاهش می‌یابد. ذرات گراول نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشده و دارای جورشدگی ضعیف است. از جمله ویژگی‌های این رخساره وجود طبقه‌بندی تدریجی نرمال تا معکوس و ارتباط مشخص ولی غیر فرسایشی با لایه‌های زیرین است. ضخامت این رخساره در حد ۰/۵ تا ۱ متر است (اشکال A, C۸). هیچ‌گونه ایمبریکاسیونی در قطعات گراولی مشاهده نشده است. ماتریکس این رخساره شامل ذرات دانه ریز سیلتی، رسی و ماسه‌ریز است.

تفسیر: اختصاصات فوق نشان‌دهنده تشکیل این رخساره سنگی توسط جریان‌های خرده دار با قدرت بالا و پلاستیسیته کاذب است. وجود طبقه‌بندی تدریجی نرمال تا معکوس حاصل کاهش انرژی جریان با گذشت زمان است (برای مثال، Miall 2006; Sridhar et al. 2013; Ghosh 2014). نبود ایمبرکاسیون در ذرات گراولی در نتیجه برخورد دانه‌ها و حرکت سریع جریان با ویسکوزیته بالا است.

رخساره گراول غنی از قطعه با طبقه بندی تدریجی معکوس[1]

توصیف: چهار چوب اصلی در این رخساره قطعات است. این رخساره شامل قطعات گراول در اندازه گرانول تا پبل (به‌عبارتی از ۲ تا ٤ میلی‌متر) و نیمه گردشده با جورشدگی متوسط تا ضعیف است. طبقه‌بندی اصلی که در این رخساره با ضخامت ۱/۵ تا ٤/٦ متر مشاهده می‌شود، طبقه‌بندی تدریجی معکوس است که با تغییر اندازه دانه‌ها از قاعده به سمت بالای لایه همراه هست. در این حالت، بر عکس رخساره رسوبی Gmg اندازه قطعات در قسمت‌های تحتانی کوچک‌تر است که به سمت بالای لایه به قطعات درشت‌تر تبدیل می‌شود. چینه‌بندی خاصی در قطعات این رخساره گراولی دیده نمی‌شود فقط در برخی نقاط ایمبریکاسیون ضعیفی در دانه‌های گراولی قابل مشاهده است. این رخساره را می‌توان تا چندین متری به طور جانبی دنبال کرد و شکل هندسی آن ورقه‌ای شکل است. ماتریکس بین قطعات از رسوبات ماسه‌ای و سیلتی درشت بوده و فاقد هرگونه چینه‌بندی است. تماس تحتانی این رخساره با رخساره‌های گراولی زیرین به صورت فرسایشی است. این رخساره در میانه محدوده مورد مطالعه رخنمون بیشتری دارد (شکل A, C۸).

تفسیر: رخساره گراول غنی از قطعه دارای طبقه‌بندی تدریجی معکوس به صورت نهشته حاصل از جریان‌های خرده دار با تحرک پایین و چسبندگی بالا بر جای گذاشته شده است. وجود طبقه‌بندی معکوس در این رخساره نتیجه توزیع فشار در جریان است که موجب کاهش ویسکوزیته و افزایش استرس برشی جریان می‌شود و بدین ترتیب مهاجرت به سمت بالای قطعات درشت تر به سمت بخش‌های بالای لایه امکان‌پذیر می‌گردد (Miall 2006; Koykka 2011).

رخساره گراول غنی از قطعه توده‌ای[2]

توصیف: این رخساره بعد از رخساره گراول غنی از ماتریکس با طبقه‌بندی تدریجی، از فراوان‌ترین رخساره‌ها در رودخانه مورد مطالعه است. این رخساره دارای گراول توده‌ای و دانه پشتیبان و قطعات گراولی در اندازه پبل ریز (٤/٥ میلی‌متر) است. در این رخساره ذرات غالبا نیمه گردشده با جورشدگی نسبتا خوب در کنار هم قرار گرفته‌اند و به طور متناوب همراه با رخساره‌های Gmm و Gmg مشاهده شده است (اشکال A, C, E۸). قاعده رخساره به صورت فرسایشی و گاه تدریجی است. شکل هندسی این رخساره ورقه‌ای شکل است. قابل ذکر است که در قاعده این رخساره بقایای پبلی درشت‌تر (٤ تا ٦ میلی متر و در اندازه پبل متوسط) مشاهده می‌شود. هیچ‌گونه ایمبریکاسیونی در قطعات گراولی مشاهده نشده است. ماتریکس این رخساره شامل رسوبات در اندازه ماسه متوسط تا درشت است. در بالادست منطقه ضخامت این

[1] Clast-Supported, Inverse-Graded Gravel: Gci

[2] Clast - Supported Massive Gravel: Gcm

رخساره به مراتب بیشتر از پایین دست رودخانه است.

تفسیر: طبیعت غنی از قطعه و فاقد چینه‌بندی نشان می‌دهد که این رخساره احتمالا توسط جریان‌های آشفته با بار رسوبی بالا (با تمرکز بالای ذرات ماسه‌ای و گراولی) بر جای گذاشته شده است (برای مثال، Kosunal et al. 2009; Basu et al. 2014; Ghosh 2014). وجود قاعده فرسایشی در برخی نقاط و تغییر آن به تماس تدریجی در نقاط دیگر نشان‌دهنده نوسان و تغییر شرایط جریان است. به‌طوری‌که قاعده فرسایشی لایه در فازهای اولیه رسوب‌گذاری و توسط جریانی سریع و آشفته، غنی از آب همراه با استرس برشی قوی و حرکت گردابی صورت گرفته است. بقایای پبلی موجود در قاعده فرسایشی این رخساره حاکی از بر جای گذاشته شدن آن در نواحی پرانرژی تر و پر شیب نزدیک به منشأ است. علاوه بر این، فقدان ایمبریکاسیون مشخص که توسط برخورد قطعه با قطعه یا شکل قطعه ایجاد می‌شود، نشان‌دهنده وجود یک جریان سریع با بار رسوبی بالا است (برای مثال، Oplustil et al. 2005; Miall 2006; Koykka 2011).

رخساره گراول غنی از قطعه دارای طبقه‌بندی افقی[1]

توصیف: رخساره Gh شامل قطعات نیمه گردشده و خوب جورشده در اندازه پبل و کابل، غنی از قطعه و دارای چینه‌بندی افقی ضعیف است. این رخساره کمترین فراوانی رخساره‌های گراولی را در رودخانه مورد مطالعه داشته و دارای شکل هندسی ورقه‌ای است. این نهشته‌ها دارای ماتریکس ماسه‌ای فراوان بوده و طبقات منفرد آن بین ۰/۱ تا ۰/٤٥ متر ضخامت دارند. سطح تماس تحتانی این رخساره با رخساره‌های زیرین که غالباً Gmm است، تا حدودی نامشخص است (شکل B, E۸).

تفسیر: بافت و فابریک غنی از قطعه این رخساره رسوبی نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره توسط جریان‌های کششی پرانرژی با عمق کم و تمرکز بالای رسوب است که حمل و نقل ذرات گراولی به صورت بار بستر انجام شده و رسوب‌گذاری تحت شرایط فروکش جریان رخ داده است (گاه به شکل رسوبات پرکننده کانال است). از آنجایی که تأمین رسوب بالا بوده، برافزایی رسوبات به صورت جانبی و به سمت پایین دست جریان سریع‌تر انجام شده است که باعث تشکیل چینه‌بندی مسطح در این رخساره رسوبی گردیده است (برای مثال، Oplustil et al. 2005; Miall 2006; Sridhar et al. 2013; Ghosh 2014).

رخساره گراول دارای طبقه‌بندی مورب مسطح[2]

توصیف: رخساره Gp شامل قطعات در اندازه گرانول تا کابل (به عبارتی ۲ تا ۸۰/۷ میلی متر) است. زاویه شیب طبقات مورب بین ٢٤ تا ۳۰ درجه متغیر است. این رخساره دارای کمترین فراوانی در بین رخساره های گراولی است (شکل H۸). ضخامت دسته‌های طبقه بندی مورب در این رخساره بین ۱٥/٤ تا ۲۳/۱ سانتی‌متر (به طور متوسط ۱۸/۱۳ سانتی‌متر) در تغییر است. تماس زیرین و فوقانی این رخساره با رخساره‌های Gmm، Gh و Gcm به صورت مشخص است. ماتریکس بین قطعات گراولی را ذرات در اندازه ماسه تشکیل می‌دهد. شکل هندسی رخساره Gp در برخی نقاط گوه‌ای شکل غیر ممتد و در برخی نقاط پهن و صفحه‌ای است. قطعات عمدتاً نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرده شده بوده از جورشدگی ضعیفی برخوردارند. ضخامت این رخساره سنگی به ۰/٥ تا ۱/٥ متر می‌رسد و از نظر جانبی چندین متر طول دارد.

تفسیر: رسوب‌گذاری ذرات تشکیل‌دهنده این رخساره رسوبی نیز توسط جریان‌های کششی و حمل و نقل ذرات به صورت بار بستر انجام شده است. احتمالاً مهاجرت اشکال لایه‌ای بزرگ مقیاس متقاطع گراولی با خط الرأس مستقیم در داخل کانال به تشکیل این رخساره رسوبی منجر شده است. تشکیل طبقات مورب مسطح در این رخساره مؤید حمل و نقل آهسته‌تر ذرات گراولی است که به برافزایی عمودی این رخساره منجر می‌گردد (برای مثال، Miall 2006; Sridhar et al.

[1] Clast-Supported, Horizontally Stratified Gravel: Gh

[2] Planar Cross- Bedded Gravel: Gp

2013).

رخساره ماسه‌ای

رخساره Sh تنها رخساره ماسه‌ای رودخانه مورد مطالعه است.

رخساره ماسه‌ای دارای چینه‌بندی افقی[1]

توصیف: این رخساره با ضخامت‌های متغیر بین ۰/۲ تا ۰/۳ - متری دیده می‌شود. ذرات آن در محدوده ماسه متوسط (۰/۲۵ میلی‌متر) تا درشت (۰/۵ میلی‌متر) و نیمه گرد شده است. در این رخساره لایه‌بندی افقی و موازی بخوبی قابل مشاهده است (شکل ۸ C, D). رخساره‌های تحتانی و فوقانی این رخساره، به ترتیب شامل رخساره‌های Gh و Gmm با مرزهای فرسایشی هستند.

تفسیر: این رخساره سنگی به صورت طبقات مسطح و با اندازه ذرات ماسه متوسط تا درشت، در شرایط رژیم جریانی پایین تجمع یافته است (برای مثال، Miall 2006; Ghazi and Mountbey 2009). رخساره Sh توسط جریان‌های کششی یک جهتی و با انرژی کم بر جای گذاشته شده است (برای مثال، Oplustil et al. 2005).

رخساره‌های گلی

رخساره‌های Fl وFm از جمله رخساره‌های گلی شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه هستند.

رخساره ماسه-گل و سیلت لامینه[2]

توصیف: این رخساره شامل میان لامینه‌های گل، سیلت و ماسه بسیار ریز است که معمولاً بر روی یک سطح فرسایشی مشخص قرار گرفته‌اند. ضخامت این رخساره از ۰/۱ تا بیش از ۰/۵ متر متغیر است (اشکال D, F8). از جمله ساختمان‌های رسوبی مهم در این رخساره لامیناسیون مسطح است. این رخساره فاقد آثار ریشه گیاه و بقایای گیاهی است. این رخساره معمولاً با سطح فرسایشی بر روی رخساره‌های گراولی Gcm و Gmm قرار گرفته و توسط ماسه‌های متوسط تا درشت دانه رخساره Sh پوشیده می‌شود.

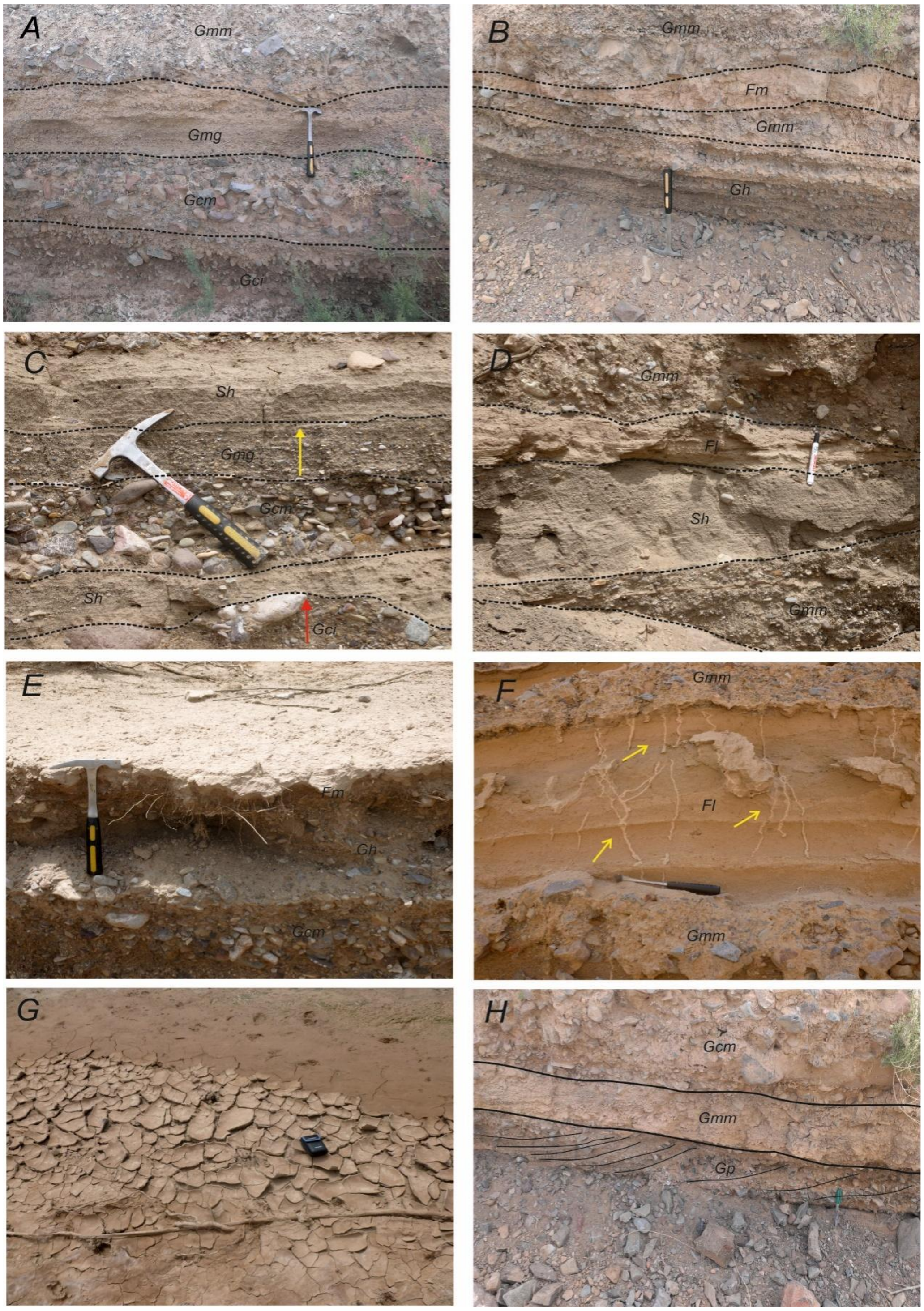
تفسیر: رسوبات این رخساره اغلب از حالت معلق ته نشست کرده‌اند ممکن است توسط جریان‌های کششی ضعیف نیز بر جای گذاشته شوند (برای مثال، Oplustil et al. 2005; Miall 2006; Lopez-Gomez et al. 2010). وجود رخساره‌های درشت گراولی همراه با سطح فرسایشی در قاعده (برای مثال، Oplustil et al. 2005) و وجود لایه‌های ماسه‌ای متوسط تا درشت دانه بر روی این رخساره ممکن است انعکاسی از سیلابی شدن و کانالی شدن جدید در این نهشته‌های دانه ریز باشد (برای مثال، Bridge 1984).

رخساره گل و سیلت توده‌ای[3]

توصیف: این رخساره شامل گل و سیلت با حالت توده‌ای است. ضخامت این رخساره در منطقه مورد مطالعه تا ۰/۳ متر می‌رسد. مرز تحتانی این رخساره با رخساره‌های گراولی، ماسه‌ای و گلی زیرین به صورت مشخص است (شکل ۸ B, E). رگه‌های کربناته (شکل ۸ F)، ریشه گیاه (شکل ۸ E) و ترک‌های حاصل از خشک شدگی (شکل ۸ G) در این رخساره مشاهده می‌شود.

تفسیر: این رخساره نشان‌دهنده نهشته‌های حاصل از فروکش جریان‌های سیلابی قوی است که قدرت جریان به اندازه کافی برای نهشت رسوبات تخریبی در اندازه گل و سیلت از جریان معلق کاهش یافته است. وجود سطح تماس تحتانی مشخص در قاعده این رخساره نیز رویدادهای سیلابی ناگهانی را پیشنهاد می‌کند که با رسوب‌گذاری بار معلق در طی فروکش جریان دنبال شده است (Miall 2006; Ghazi and Mountney 2009; Lopez- Gomez et al. 2010; Ghosh 2014).

[1] Horizontally Bedded Sand: Sh
[2] Laminated Sand, Silt and Mud: Fl
[3] Massive Mud, Silt: Fm



شکل ۸- تصاویر صحرایی از رخساره‌های رسوبی گراولی، ماسه‌ای و گلی مشاهده شده در دیواره کانال رودخانه مولید، A) تناوب رخساره‌های رسوبی گراولی Gmm, Gmg, Gci, Gcm، B) تناوب رخساره‌های گراولی Gmm و Gh با رخساره گلی Fm، C) تناوب رخساره‌های گراولی Gci, Gcm و Gmg با رخساره ماسه‌ای Sh، D) تناوب رخساره گراولی Gmm با رخساره ماسه‌ای Sh و رخساره گلی Fl، E) تناوب دو رخساره Gh و Fm همراه با آثار ریشه گیاهان در رخساره Fm، F) رخساره‌های Gmm و Fl همراه با رگه‌های کربناته (فلش‌های زرد رنگ) در رخساره Fl، G) ترک‌های گلی سطح رسوبات گلی در دشت سیلابی رودخانه مولید، H) تناوب رخساره‌های سنگی Gcm، Gmm و Gp.

عناصر ساختاری[1]

پنج عنصر ساختاری شناسایی شده شامل رسوبات پر کننده کانال (CH)، سدها و اشکال لایه‌ای گراولی(GB)، نهشته‌های حاصل از جریان گراویته‌ای رسوب (SG)، اشکال لایه‌ای ماسه‌ای (SB) و رسوبات دانه ریز دشت سیلابی (FF) است. همه این اشکال در هر رخنمون از دیواره‌های کانال شناسایی نشده‌اند. این عناصر بر اساس شکل هندسی و سطوح محصور کننده (Miall 1996, 2006) خود و به منظور تفسیر محیط رسوب‌گذاری تعریف شده‌اند.

عنصر ساختاری رسوبات پر کننده کانال[2]

این عنصر ساختاری شامل رخساره‌های Gcm، Gh، Gp و Sh است. علاوه بر این رخساره‌ها، تعدادی از کانال‌های قطع شده با رخساره‌های Fm و Fl پر شده‌اند. نهشته‌های کانالی دارای قاعده فرسایشی و مشخص هستند. شکل هندسی این رسوبات عدسی شکل و قاعده آن‌ها به صورت مقعر به سمت بالا است (شکل ۹ B). ضخامت نهشته‌های کانالی گاه به ۲ متر می‌رسد ولی ندرتا تا بیش از ۳/۵ متر ضخامت دارد. عرض کانال‌ها بین ۱/۰ تا ۲۰ متر متغیر است. اکثر کانال‌ها طبیعت چرخه‌ای[3] یا چند مرحله‌ای[4] داشته و در هر چرخه یا سیکل پرشدگی کانال کاهش اندازه دانه‌ها به سمت بالا مشاهده می‌شود. در برخی موارد کانال‌های منفرد با پرشدگی یک مرحله‌ای و ساده یافت شده‌اند که غالباً در بخش‌های بالادست جریان قابل مشاهده است. طبیعت چند مرحله‌ای رسوبات پرکننده کانال نشان‌دهنده مهاجرت جانبی کانال است. وجود کنگلومرای درشت دانه در قاعده رسوبات پرکننده کانال نشان‌دهنده افزایش ناگهانی در سرعت جریان رسوبی در ابتدای هر سیکل ریزشونده به سمت بالا است. رسوبات درشت علاوه بر انرژی بالا، نرخ تأمین رسوب نسبتاً بالا را نشان می‌دهند که این نرخ تأمین رسوب بیشتر از فضای در دسترس بوده و به بر افزایی بالای رسوبات منجر می‌گردد.

عنصر ساختاری سدها و اشکال لایه‌ای گراولی[5]

این عنصر ساختاری شامل رخساره‌های Gh و Gp است. از نظر شکل هندسی ورقه‌ای شکل، پهن و گسترده بوده و دارای قاعده فرسایشی است. این عنصر ساختاری همراه با عناصر ساختاری SB و SG مشاهده می‌گردد (شکل ۹ C). ضخامت این عنصر بیش از ۰/٤ متر بوده و ندرتا به بیش از ۲ متر می‌رسد. عرض سدهای طولی گراولی داخل کانال گاه به بیش از ۱۵ متر می‌رسد. توده‌های ورقه‌ای و گوه‌ای شکل این عنصر ساختاری معمولاً توسط اشکال لایه‌ای ماسه‌ای و رسوبات پرکننده کانال پوشیده می‌شود. برافزایی عمودی این عنصر ساختاری احتمالاً حاصل مهاجرت سدهای گراولی رسوب و یا به صورت رسوبات پرکننده قاعده کانال است.

عنصر ساختاری نهشته‌های جریان گراویته‌ای رسوب[6]

نهشته‌های جریان گراویته‌ای رسوب شامل رخساره‌های رسوبی Gmm، Gmg، Gci و Gcm است. این رخساره‌ها دارای قاعده فرسایشی مشخص بوده و شکل هندسی آن‌ها به صورت پهن و کشیده است (شکل ۹ A, C). این رخساره‌ها توسط اشکال لایه‌ای گراولی یا ماسه‌ای پوشیده می‌شوند و همچنین ممکن است در نهشته‌های کانالی نیز وجود داشته باشند. فراوانی این رخساره‌ها در نواحی بالادست رودخانه مورد مطالعه بیشتر است. ضخامت نهشته‌های جریان گراویته‌ای رسوب در اکثر موارد به بیش از ۲ متر می‌رسد. عرض این نهشته‌ها بین ۷ تا ۱۱ متر متغیر است. نهشته‌های جریان گراویته‌ای رسوب، رسوب‌گذاری از جریان گراویته‌ای غیر چسبنده[7] را نشان می‌دهند. وجود این عنصر درون

[1] Architectural Elements
[2] Channels Element: CH
[3] Multi- cycles
[4] Multi- storeies
[5] Gravel Bars and Bedforms: GB
[6] Sediment Gravity Flows: SG
[7] Non-cohesive

پرشدگی‌های کانالی احتمالاً ناپایداری حواشی کانال و ریزش آن‌ها را نشان می‌دهد.

عنصر ساختاری اشکال لایه‌ای ماسه‌ای[1]

این عنصر ساختاری شامل توده‌های ورقه‌ای شکل از نهشته‌های ماسه‌ای (رخساره Sh) است. این عنصر ساختاری اغلب دارای قاعده مشخص بوده و اغلب توسط کانال فرسایش یافته است (شکل ۹ B). این عنصر ساختاری همراه با عنصر GB و به‌ویژه رخساره سنگی Gh یافت می‌شود. اشکال لایه‌ای ماسه‌ای اغلب در حدود ۰/۵ متر ضخامت دارند و گاه ضخامت آن‌ها به بیش از ۱/۵ متر می‌رسد. عرض این توده‌ها بین ٤ تا ١٦ متر در تغییر است. اشکال لایه‌ای ماسه‌ای رسوب‌گذاری درون کانال را نشان می‌دهند. این اشکال احتمالاً بر اثر مهاجرت دونها درون کانال یا توسط برافزایی عمودی این نهشته‌ها در رژیم جریانی بالا (ماسه خیلی ریز تا متوسط) و پایین (ماسه متوسط تا درشت) و به صورت طبقات مسطح بالایی و پایینی شکل گرفته‌اند. اگرچه ممکن است به صورت رسوبات پرکننده کانال یا به فرم رسوبات پوششی بر روی سدهای درون کانال نیز شکل بگیرند.

عنصر ساختاری رسوبات دانه ریز خارج کانال[2]

این عنصر ساختاری شامل رخساره‌های Fm و Fl است که گاه ممکن است با رخساره ماسه‌ای Sh و عدسی‌هایی از رخساره Gcm همراه باشد. شکل هندسی این عنصر ساختاری ورقه‌ای شکل و یا پوشش مانند است (شکل ۹ A, B). قاعده این رسوبات مشخص و سطح فوقانی معمولاً فرسایش یافته است. ضخامت این لایه‌ها بین ۰/۲ تا ۱/۸ متر است و عرض ناحیه در طی شرایط آب و هوایی مرطوب‌تر شده است. افزایش نرخ بالارفتن سطح ایستابی احتمالاً باعث حفظ شدگی بیشتر رسوبات دانه ریز در هر چرخه رسوبی شده است (برای مثال، Mahgoub et al. 2016).

ج. مدل رسوبی رودخانه مورد مطالعه

طیف وسیعی از فرآیندهای رسوبی نوع ساختار رودخانه[3] را کنترل می‌کنند. بنابراین، مورفولوژی کانال رودخانه معمولاً از بالادست به سمت پایین دست جریان با تغییراتی همراه است که این تغییرات ناشی از تغییر در عواملی چون شیب دره، نرخ تأمین رسوب یا بار رسوبی، آب و هوا و رژیم تکتونیکی منطقه است (Lopez- Gomez et al. 2010). در ناحیه مورد مطالعه، فراوانی رسوبات درشت دانه و نسبتاً بالای ضخامت نهشته‌های کانالی به نهشته‌های دانه ریز دشت سیلابی نشان‌دهنده وجود کانال‌هایی با عمق و پیچش کم است (برای مثال، Foix et al. 2013) که منعکس کننده نرخ تأمین رسوب بالا (بدلیل سقوط سطح اساس) و کاهش فضای رسوب‌گذاری است. کاهش فضای رسوب‌گذاری با برافزایی کم رسوبات دانه ریز و تجمع بالای رسوبات دانه درشت درون کانال همراه است (برای مثال، Foix et al. 2013; Mahgoub et al. 2016).

در ناحیه مورد مطالعه سبک کانال[4] در قسمتهای بالادست جریان با قسمت‌های میانی و پایین دست جریان متفاوت است. با توجه به رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در دیواره کانال و عناصر ساختاری موجود و بر اساس مدل‌های ارائه شده توسط Miall (2006) دو مدل رسوبی زیر برای رودخانه مولید پیشنهاد شده است:

الف- رودخانه بریده بریده گراولی با رسوبات جریان ثقلی[5]: این نوع مورفولوژی کانال بیشتر در قسمت‌های بالادست رودخانه مورد مطالعه مشاهده شده است (شکل ۱۰ A). میزان گسترش این مدل در ناحیه مورد مطالعه حدود ۳۷ درصد است که

[1] Sandy Bedforms: SB
[2] Overbank Fines: FF
[3] Fluvial Style
[4] Fluvial Style
[5] Gravel bed braided river with sediment gravity flow deposits

حدود ۱۱ کیلومتر از طول رودخانه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد (شکل ۱۱). در این نواحی دیواره کانال از نهشته‌های گراولی ناشی از جریان‌های گراویته ای رسوب تشکیل شده است که عنصر ساختاری SG را شکل می‌دهند. فراوانی انواع عناصر ساختاری در این مدل و در ناحیه مورد مطالعه به این ترتیب است: عنصر ساختاری SG ۷۰ درصد، عنصر ساختاری CH ۱۰ درصد، عنصر ساختاری GB ۱۷ درصد، عنصر ساختاری SB ۲ درصد و عنصر ساختاری FF کمتر از ۱ درصد (شکل ۱۲). رخساره‌های سنگی Gmm، Gmg، Gci و Gcm به عنوان رخساره‌های سنگی شاخص این نوع رودخانه محسوب می‌شوند (Miall 2006). رسوبات فوق توسط جریان‌های خرده دار با انرژی بالا بر جای گذاشته شده‌اند.

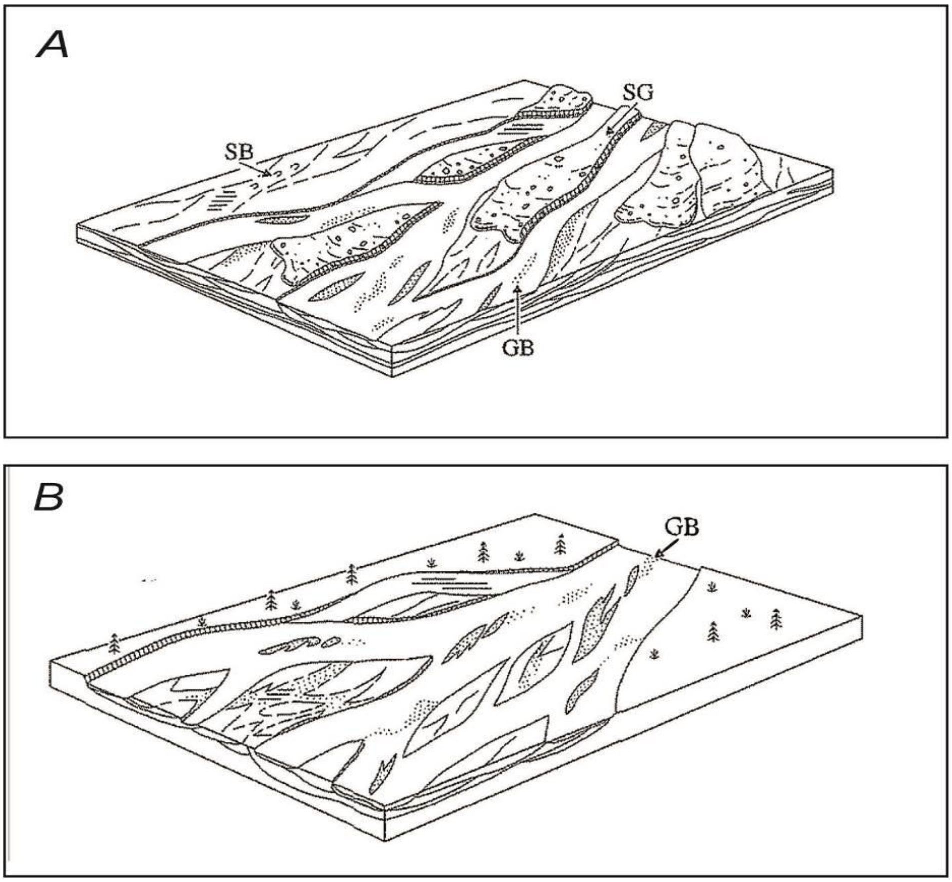
شکل ۹- تصاویر صحرایی از عناصر ساختاری شناسایی شده در رسوبات دیواره کانال رودخانه مورد مطالعه، A) تناوب عناصر ساختاری SG و FF با شکل هندسی گسترده و ورقه‌ای شکل و تماس مشخص، B) تناوب عناصر ساختاری CH, SB و FF، در این تصویر شکل هندسی عدسی شکل عنصر ساختاری CH با کنتاکت فرسایشی و مقعر به طرف بالا کاملاً مشخص است، C) تناوب عنصر ساختاری GB و عنصر ساختاری SG، تماس این دو عنصر ورقه‌ای شکل و گسترده به صورت مشخص است.

ب- رودخانه بریده بریده کم عمق با بار بستر گراولی[1]: مورفولوژی کانال رودخانه مولید در بخش‌های میانی و پایین دست به صورت رودخانه بریده بریده کم عمق با بار بستر گراولی است (شکل ۱۰ B). این سبک کانال حدود ۶۷ درصد وسعت حوضه آبریز مورد مطالعه را شامل شده و حدود ۱۹

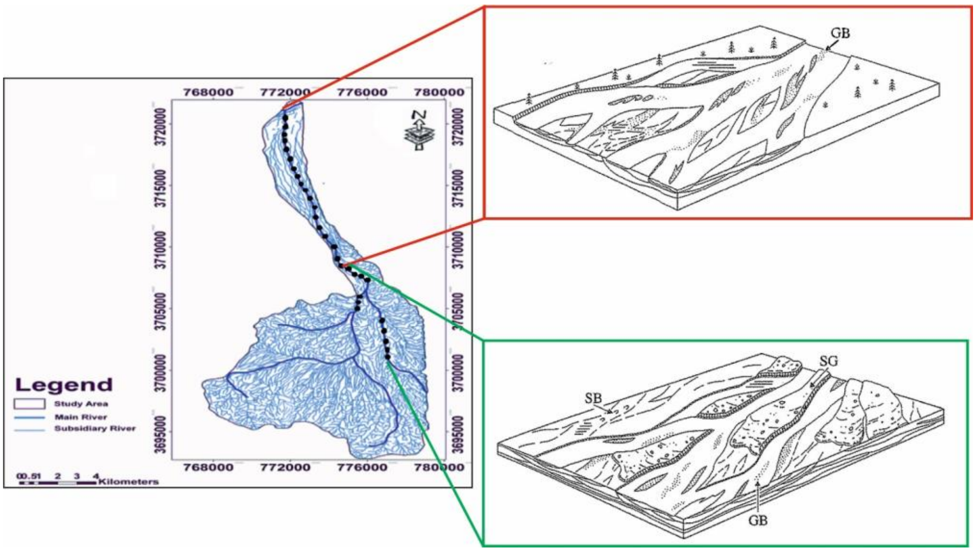
[1] Shallow gravel bed braided river

کیلومتر از طول رودخانه مولید را در بر می‌گیرد (شکل ۱۱). رسوبات دیواره‌های کانال در این بخش عمدتاً درشت دانه بوده و به فرم بار بستر حمل شده‌اند. در برخی قسمت‌ها مقدار کمی رسوبات ماسه‌ای مشاهده می‌شود که احتمالاً ناشی از کاهش شدت جریان و افت سطح آب در دوره‌های کم باران است (برای مثال، Miall 2006). عناصر ساختاری اصلی در این مدل، شامل عنصر ساختاری CH و GB است که معمولاً همراه با عناصر ساختاری SB و FF مشاهده می‌شود. درصد فراوانی عناصر ساختاری مختلف در این قسمت از رودخانه شامل ۳ درصد عنصر ساختاری SG، ۲۵ درصد عنصر ساختاری CH، ۵۷ درصد عنصر ساختاری GB، ۱۰ درصد عنصر ساختاری SB و ۵ درصد عنصر ساختاری FF است (شکل ۱۲). از جمله رخساره های رسوبی که در این بخش از کانال رودخانه تشکیل شده‌اند می توان به رخساره‌های Gcm، Gh، Gp، Sh، Fm و Fl اشاره کرد. رسوبات گراولی این بخش از کانال احتمالاً توسط جریان‌های کششی حمل شده‌اند (برای مثال، Foix et al. 2013). در دیواره کانال چرخه‌های متعدد از پرشدگی‌های کانالی مشاهده می‌شود که دارای قاعده فرسایشی هستند. در هر چرخه ریزشوندگی رسوبات به سمت بالا قابل مشاهده است. وجود روندهای به سمت بالا ریزشونده در رسوبات پرکننده کانال ناشی از کاهش تدریجی عمق کانال و یا سرعت جریان است (برای مثال، Foix et al. 2013). ضخامت بالای رسوبات گراولی نسبت به رسوبات ماسه‌ای و گلی مؤید وجود کانال‌های بریده بریده با پیچش کم و نزدیک به منشأ است (برای مثال، Oplustil et al. 2005; Foix et al. 2013).

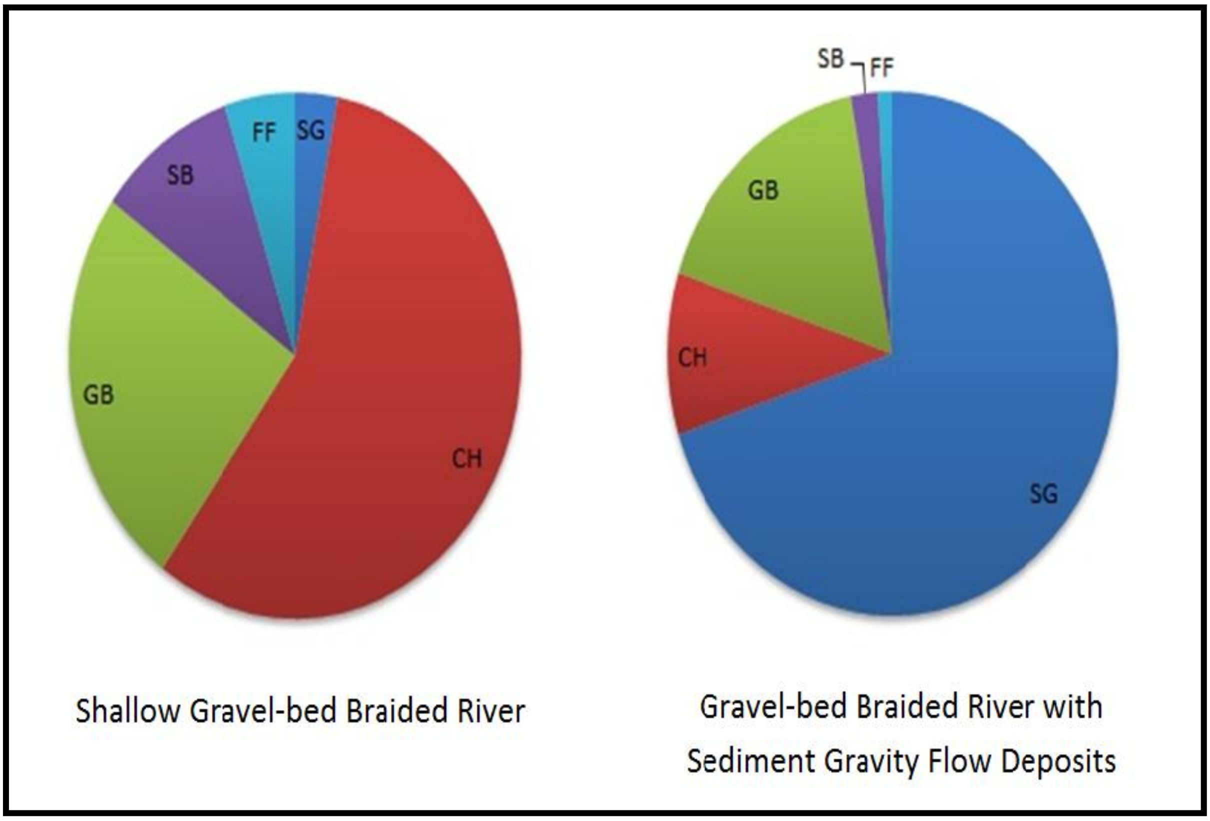
تفاوت مدل رسوبی الف و ب در درصد فراوانی عناصر ساختاری مختلف و رخساره‌های سنگی غالب است. الگوی کانال در سیستم‌های رودخانه‌ای معمولاً توسط میزان تخلیه جریان، بار رسوبی و شیب پروفیل طولی رودخانه کنترل می‌شود (Miall 2006). از طرفی، در مقیاس حوضه آبریز عوامل آب و هوایی، نوع و میزان پوشش گیاهی، تکتونیک و زمین‌شناسی منطقه بر روی عوامل فوق تأثیرگذار بوده و کنترل کننده سبک رودخانه‌های عهد حاضر هستند (Miall 2006; Foix et al. 2013). مدل رسوبی اول در نواحی نزدیک به منشا و مرتفع‌تر تشکیل می‌شود، جایی‌که شیب زیاد، میزان تخلیه جریان و بار رسوبی بالا و جریان حمل کننده رسوب بیشتر به صورت جریان‌های گراویته‌ای است. از آن‌جایی که منطقه مورد مطالعه، از نظر شرایط آب و هوایی، در منطقه گرم و خشک واقع است، بارندگی‌های فصلی و موقتی زیاد بوده و پوشش گیاهی کم است. بارندگی‌های ناگهانی و عدم یا کمبود پوشش گیاهی به بی‌ثباتی مواد هوازده و تولید حجم بالایی از رسوبات در نواحی نزدیک به منشأ منجر می‌شود که به صورت جریان‌های خرده‌دار به سمت مناطق پایین دست حرکت می‌کنند. وجود فرآیندهای تکتونیکی در نواحی منشأ نیز به تشکیل این مدل کمک می‌کند. وجود فرآیندهای تکتونیکی در نواحی مرتفع باعث افزایش نرخ تأمین رسوب گشته و میزان فضای لازم برای رسوب‌گذاری را کاهش می‌دهد. به همین دلیل فراوانی عناصر ساختاری و رخساره‌های رسوبی ماسه‌ای و دانه ریز حاصل از جریان‌های کششی در این مدل بسیار ناچیز است. مدل رسوبی دوم در نواحی میانی و پایین دست رودخانه مورد مطالعه قابل مشاهده است. در این نواحی، با فاصله گرفتن از ناحیه منشأ میزان شیب پروفیل طولی رودخانه کم شده، میزان تخلیه جریان و نرخ تأمین رسوب نیز کاهش می‌یابد. فراوانی جریان‌های خرده‌دار بسیار کم شده و در قسمت‌های انتهایی رودخانه اثری از نهشته‌های حاصل از جریان گراویته‌ای رسوب (عنصر ساختاری SG) دیده نمی‌شود. جریان غالب حمل کننده رسوب در این مدل جریان کششی و عنصر ساختاری اصلی عنصر GB است. به علت کاهش نرخ تأمین رسوب و افزایش فضای رسوب‌گذاری درصد فراوانی رخساره‌های ماسه‌ای و دانه‌ریز گلی نسبت به مدل قبلی افزایش می‌یابد. کاهش میزان تخلیه یا انرژی جریان ممکن است به عوامل آب و هوایی و تکتونیکی منطقه مورد مطالعه مربوط باشد.



شکل ۱۰- مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوبات رودخانه مولید، **A**) مدل رسوبی رودخانه بریده بریده گراولی با رسوبات جریان ثقلی که در بخش‌های بالادست رودخانه مورد مطالعه قابل مشاهده است و **B**) مدل رسوبی رودخانه بریده بریده کم عمق با بار بستر گراولی مربوط به بخش‌های میانی و پایین دست جریان. اقتباس از Miall (2006).



شکل ۱۱- میزان گسترش هر یک از مدل‌های رسوبی پیشنهادی در حوضه آبریز رودخانه مولید.



شکل ۱۲- درصد فراوانی عناصر ساختاری مختلف در دو مدل رسوبی پیشنهادی در رودخانه مورد مطالعه.

د. تخمین پارامترهای هیدرولوژیکی دیرینه[1] با استفاده از اختصاصات رسوبی

پارامترهای هیدرولوژیکی دیرینه برای سه تراس گراولی با رخنمون مناسب، در سه موقعیت بالادست (در فاصله بین نمونه‌های ۲ و ۳)، قسمت میانی (در فاصله بین نمونه‌های ١٤ و ١٥) و پایین دست (در فاصله بین نمونه‌های ٢٥ و ٢٦) رودخانه مورد مطالعه همراه با تغییرات رخساره‌ای برداشت شده است. ظرفیت و قدرت جریان دیرینه با استفاده از حداکثر اندازه قطعات در دسترس در واحدهای رسوبی گراولی مختلف برای سه برش فوق محاسبه شده است. اندازه قطعات در صحرا با تغییراتی در مقطع عمودی همراه است که کاهش اندازه قطعات به سمت بالا را نشان می‌دهد. تخمین میزان تخلیه دیرینه[2] بر اساس سطح مقطع عرضی کانال و سرعت جریان انجام شده است. اشکال طبقه‌بندی مورب برای تخمین حداکثر عمق جریان دیرینه استفاده شده است. حداکثر ضخامت دسته طبقات مورب مشاهده شده ۰/۲۳ متر است.

تخمین قدرت جریان با استفاده از اندازه قطعات

حداکثر اندازه قطعات مشاهده شده مربوط به دو رخساره Gcm و Gmm است (قطر محور متوسط درشت‌ترین دانه بین ٩/٤ تا ١٩/٧ سانتی‌متر متغیر است). حداکثر اندازه قطعات در رخساره‌های Gmg، Gh و Gp به ترتیب ٥/٣، ١/٦ و ٢/٥ سانتی‌متر است. مقادیر محاسبه شده برای قدرت رودخانه بر اساس اندازه قطعات فوق در سه موقعیت ذکر شده و برای عناصر ساختاری SG و GB به ترتیب ٣٤١/٥٦ و ٢٠/٨٠ wm^{-2} است (جدول٤). حداکثر مقدار تخمین زده شده برای قدرت رودخانه مربوط به رخساره سنگی Gmm در برش ١ است که ممکن است به یک رویداد سیلابی بزرگ مربوط

[1] Paleohydrology
[2] Paleodischarge

باشد. مقادیر محاسبه شده برای قدرت رودخانه از قاعده به سمت بالای برش افزایش می‌یابد که مؤید کاهش تدریجی رسوب‌گذاری به سمت بالای مقطع است. وجود رخساره‌های کانالی دانه ریزتر (رخساره Sh) نشان‌دهنده دوره‌های با رسوب‌گذاری بیشتر است. مقادیر سرعت جریان محاسبه شده بر اساس اندازه قطعات از ۰/۵۶۰ تا ۲/۳۶ ms^{-1} متغیر است. رخساره‌های Gmm و Gcm با مقادیر بالای قدرت و سرعت جریان همراهند در حالی که رخساره‌های Gh و Gp کمترین مقادیر سرعت و قدرت محاسبه شده را دارند. تغییرات عمودی در رخساره‌های سنگی و همچنین تغییرات در ضخامت طبقات مورب و اندازه قطعات نوسان شرایط هیدرولوژیکی را پیشنهاد می‌کند. شدت بالای رسوب‌گذاری در طبقات مورب ضخیم‌تر نتیجه شده است که نشان‌دهنده اعماق بیشتر جریان و توانایی بیشتر جریان‌های سریع تر برای حمل ذرات درشت تر است.

جدول ٤- تخمین قدرت و سرعت تخلیه جریان دیرینه بر اساس اندازه ذرات گراولی در رخساره‌های رسوبی مختلف ناحیه مورد مطالعه

برش	رخساره‌های رسوبی	حداکثر اندازه محور متوسط دانه (d(mm))	سرعت V (ms^{-1})	قدرت W (wm^{-2})	سطح مقطع کانال A (m^2)	میزان تخلیه جریان Q(m^3s^{-1})
۱	Gmg	۵۰/۳	۱/۲۳	۱۱٤/٤۷	۷۰/٤۸	۱۰۹/۷۰
	Gmm	۱۹۰/۷	۲/۳٦	٦۲۱/۸۳		۱٦٦/۳۳
	Gcm	۱۷۰/۱	۲/۲۳	۵۳۷/۸۰		۱۵۷/۱۷
۲	Gmm	۳۰/٦	۰/۹٦	٦۰/۸۹	۳۰/٦٤	۲۹/۵۱
	Gcm	۱۵۰/۷	۲/۱۰	٤٦۱/۱٤		٦٤/۳٤
	Gh	۱۰/٦	۰/۵۷	۱۵/۸٤		۱۷/۵۳
	Gp	۲۰/۵	۰/۷۹	۳٦/٦۱		۲٤/۲۱
۳	Gcm	۹٤/۰	۱/٦۷	۲۵۳/۲۲	۱۵۵/۰۰	۲۰۷/۷۷
	Gh	۱۰/۱	۰/۵٦	۱٤/۹۰		۸٦/۸۰
	Gp	۱۰/٦	۰/۵۷	۱۵/۸٤		۸۸/۳۵

ضخامت دسته طبقات مورب و تخمین مقدار تخلیه دیرینه

ضخامت دسته طبقات مورب برای محاسبه حداکثر عمق کانال با استفاده از معادله ارائه شده توسط Allen (1968) استفاده شده است. ضخامت دسته طبقات مورب بین ۰/۱۵ تا ۰/۲۳ متر در تغییر است و اعماق محاسبه شده کانال نیز بین ۱/۱٦ تا ۲/۲۵ متغیر است. با استفاده از رابطه Williams (1984) عرض کانال محاسبه شده و مقدار آن بین ۲٦/٤۱ تا ٦۸/۹۵ متر متغیر است. همین طور متوسط و بیشینه مقدار تخلیه سالیانه بر اساس معادلات Williams (1984) محاسبه شده است. متوسط تخلیه بین ۱۵/۹۵ تا ۸٦/٦۹ m^3s^{-1} متغیر است. درصورتی که، حداکثر مقدار تخلیه سالیانه که با حداکثر ضخامت دسته‌های مورب مطابق است، تقریباً ۲۰۷/۷۷ m^3s^{-1} است (جدول ۵). تخمین مقادیر تخلیه دیرینه بر اساس اختصاصات رسوب نشان می‌دهد که شرایط هیدرولوژیکی در طی رسوب‌گذاری گراول‌ها می‌توانند در ارتباط با تغییرات آب و هوایی باشد. حداکثر قدرت رودخانه و بیشترین میزان تخلیه سالیانه با نهشته‌های جریان گراویته‌ای رسوب (عنصر SG) سازگار است و کمترین قدرت جریان و میزان تخلیه سالیانه مربوط به عنصر ساختاری سدها و اشکال لایه‌ای گراولی (عنصر GB) است. به منظور بررسی نقش

عوامل آب و هـوایی در تغییـرات پارامترهـای هیـدرولوژیکی فوق و نیز پیش بینی شرایط جریان در آینده، انجـام مطالعـات سن سنجی در رسوبات تراسی فوق ضروری بنظـر مـی‌رسـد. بدون داشتن اطلاعات سن سنجی رسوبات فوق و تلفیق نتایج حاصل با مقـادیر پارامترهـای هیـدرولوژیکی دیرینـه محاسـبه شده، بررسی تغییرات آب و هوایی طولانی مـدت در حوضـه آبریز رودخانه مولیـد و پـیش‌بینـی تغییـرات در سـبک کانـال رودخانه در پاسخ به شـرایط هیـدرولیکی جدیـد امکـان‌پـذیر نیست. این تفاسیر نیازمند مطالعات بعدی در این زمینه است.

جدول ۵- برآورد ابعاد کانال و جریان بیشینه برای اشکال لایه‌ای گراولی و بر اساس ضخامت دسته طبقات مورب

برش	ضخامت دسته طبقات مورب h (m)	حداکثر عمق کانال dm (m)	عرض کانال w (m)	متوسط تخلیه جریان Q (m^3s^{-1})	بیشینه تخلیه سالیانه جریان $Q_{2.33}(m^3s^{-1})$
۲	۰/۲۳	۱/۶۳	٦٨/۹۵	۱۵/۹۵	۲۰۷/۷۷
۳	۰/۲۲	۱/۱٦	٢٦/٤١	۲۹/۵۱	۵۹/۷٦
۳	۰/۱۵	۲/۲۵	٤٣/٢٤	۸٦/٦٩	۱۰۹/۷۰

* Peak Flow

نتیجه

منطقه مورد مطالعه بخش شرقی حوضه آبریز سد حاجی آبـاد در استان خراسان جنـوبی، در ۱۲۰ کیلـومتری جنـوب شـرقی قاین با شکل کلی کشـیده اسـت. گسـتردگی منطقـه شـمالی- جنوبی و غالب لیتولوژی منطقه از رسـوبات آبرفتـی کـواترنر تشکیل شده اسـت. از مطالعـه رونـد ریزشـوندگی رسـوبات، رخساره های رسوبی و الگوی بـر انبـارش آنهـا در رودخانـه مولید نتایج زیر حاصل شده است:

۱. اندازه دانه در بالادست بیشتر در حد گراول است و به سمت پایین‌دست به‌طور غیر یکنواخت، روند ریزشـوندگی را شامل می‌شود. این بی‌نظمی به علت میزان مقاومت سازندهای در برگیرنده رودخانه در برابر فرسایش است.

۲. در نتیجه عوامل بر هم زننده روند ریز شوندگی ذرات در رودخانه مورد مطالعه، ۲ ناپیوستگی و ۳ پیوستگی رسـوبی در طول رودخانه مولید از بالادسـت بـه سـمت پـایین دسـت مشاهده می‌شود.

بر اساس طبقه‌بندی میـال (Miall 2006)، رخسـاره‌هـای رودخانـه مولیـد شـامل ٦ رخسـاره گراولـی (گـراول غنـی از ماتریکس توده‌ای (Gmm)، گراول غنی از قطعه با طبقـه‌بنـدی تدریجی و زمینه ماتریکسی (Gmg)، گراول غنـی از قطعـه بـا طبقه‌بنـدی تـدریجی معکـوس (Gci)، گـراول غنـی از قطعـه توده‌ای (Gcm)، گراول غنی از قطعه دارای طبقـه‌بنـدی افقـی (Gh) و گراول دارای طبقه‌بندی مـورب مسـطح (Gp))، یـک رخساره سنگی ماسه (ماسه دارای چینه‌بندی افقی (Sh)) و دو رخساره گلی (ماسه ـ گل و سیلت لامینه (Fl)، گـل و سـیلت توده‌ای (Fm)) است.

۳. عناصر ساختاری شکل گرفته در کانال رودخانه شـامل رسوبات پر کننده کانال (CH)، سدها و اشکال لایه‌ای گراولـی (GB)، نهشته‌های جریـان گراویتـه‌ای رسـوب (SG)، اشـکال لایه‌ای ماسه‌ای (SB) و رسوبات دانه ریز خـارج کانـال (FF) است.

۴. با توجه به رخساره‌های رسـوبی (Gmm, Gcm, Gmg, Gci, Gh, Sh, Fl, Fm) و عناصر ساختاری شناسایی شده (CH, GB, SG, SB, FF) در منطقـه مـورد مطالعـه و بـر مبنـای طبقه‌بنـدی Miall (2006) مـدل رسـوبی رودخانـه مولیـد در بخش‌های بالادست جریان به صورت رودخانـه بریـده بریـده گراولی همراه با رسوبات جریان ثقلی و در بخش‌های میانی و پایین دست رودخانه به صورت رودخانه بریده بریده بـا بسـتر

گراولی کم عمق است.

۵. با استفاده از اندازه قطر متوسط بزرگترین رسوب گراولی و حداکثر ضخامت دسته طبقات مورب در رخساره‌های رسوبی گراولی مقدار قدرت، سرعت، عمق و عرض کانال، مقدار تخلیه متوسط و مقدار حداکثر تخلیه سالیانه رودخانه مولید محاسبه شده است.

تشکر و قدردانی

از سازمان آب منطقه‌ای خراسان جنوبی بدلیل حمایت مالی از این مطالعه قدردانی می‌شود. نویسندگان مقاله از داوران محترم به منظور مطالعه دقیق و نظرات سازنده کمال تشکر و سپاسگزاری را دارند.

منابع

آقایی ف. ۱۳۷۵. بررسی رسوب شناسی- ژئومورفولوژی و محیط رسوبی رودخانه سفیدرود (قاضیان تا مصب). رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۱۲ ص.

پاسبان ع. ۱۳۹۰. رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژی حوضه آبریز سرغایه – سرنیش در جنوب مشهد. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲٦۹ ص.

تقدیسی نیک‌بخت س. ۱۳۸۹. رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژی حوضه آبریز عشق‌آباد – سوله در جنوب غرب قوچان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱٦۷ ص.

خانه باد م. ۱۳۸۱. ژئومورفولوژی و رسوب‌شناسی حوضه آبریز بند گلستان واقع در جنوب غرب مشهد. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۵۲ ص.

خدامی م. ۱۳۸٤. محاسبه رسوب‌دهی با استفاده از کانی‌های رسی و به کارگیری روش‌های مرکب چند متغیره خطی در حوضه آبخیز لاشتور، شمال شرق پاکدشت. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۲٦ ص.

شریعت راد س. ۱۳۹۲. رسوب شناسی و ژئومورفولوژی بخش شمالی دشت مختاران، خراسان جنوبی. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۷٤ص.

صفرنژاد م. ۱۳۸۹. رسوب شناسی و ژئومورفولوژی حوضه آبریز نوروزی در جنوب غرب قوچان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۹۷ ص.

علوی نائینی ج. افتخارنژاد م. و بهروزی ا. ۱۳٦۹. نقشه زمین شناسی قاین (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰): سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قاسمی س. ۱۳۹۲. رسوب شناسی و ژئومورفولوژی بخش شرقی دشت مختاران، خراسان جنوبی. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۸٤ص.

قلعه نوئی س. خانه‌باد م. موسوی حرمی ر. و محبوبی. ا. ۱۳۹۲. پیوستگی رسوبی و رخساره‌های سنگی در رودخانه صدخرو (غرب سبزوار). مجموعه مقالات سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص. ۹۳۸.

کرمانی ج. ۱۳۹۲. رسوب شناسی و ژئومورفولوژی بخش جنوبی دشت مختاران، خراسان جنوبی. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۲۰۰ ص.

موسوی حرمی ر. ۱۳۸۹. رسوب‌شناسی: انتشارات آستان قدس رضوی، ٤۷٤ ص.

Allen J.R.L. 1968. The nature and origin of bed-form hierarchies. Sedimentology, 10: 161-182.

Baker V.R. 2000. Palaeoflood hydrology and the estimation of extreme floods: In: Wohl, E.E. (Ed.), Inland Flood Hazards. Cambridge University Press, Cambridge, p. 359–377.

Basu H. Sastry R.S. Achar K.K. Umamaheswar K. and Parihar P.S. 2014. Palaeoproterozoic fluvio-aeolian deposits from the lower

Kosunal E. Poisson A. Ciner A. Wernli R. and Monod O. 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene Atallar Basin Southwestern Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 34: 466-479.

Lopez- Gomez J. Arche A. Vargas H. and Marzo M. 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian Basin, eastern Spain. Sedimentary Geology, 223: 320- 333.

Mahgoub M.I. Padmanabhan E. and Abdullatif O.M. 2016. Sedimentological reservoir characteristics of the Paleocene fluvial/ lacustrine Yabus Sandstone, Melut Basin, Sudan. Journal of African Earth Sciences, 123: 75- 88.

Mannai-Tayech B. and 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. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews, 22(4): 261-308.

Miall A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin, 582p.

Miall A.D. 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology (4th printing). Springer-Verlag, Berlin, 582p.

Oplustil S. Martínek K. and Tasáryová Z. 2005. Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nýřany Member and the Týnec Formation (Westphalian D – Barruelian) in the Kladno-Rakovník and Pilsen basins. Bulletin of Geosciences, 80: 45–66.

Postma G. 1983. Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). Sedimentology, 30: 91-103.

Rengers F. and Wohl E. 2007. Trend of grain sizes on gravel bars in the Rio Chagres, Panama. Geomorphology, 83: 282 –293.

Sear D.A. and Newson M. D. 2003. Environmental change in river channels: a neglected element. Towards geomorphologic typologies, standard and monitoring. The Science of the Total Environment, 310: 17 - 23.

Snelder T.H. Lamouroux N. and Pella H. 2011. Empirical modelling of large scale patterns in Gulcheru Formation, Cuddapah Basin, India. Precambrian Research, 246: 321- 333.

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

Bridge J.S. 1984. Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. Journal of Sedimentary Petrology, 54: 583-588.

Church M. 2002. Geomorphic thresholds in riverine landscapes. Freshwater Biology, 47: 541-557.

Church M. and Hassan M.A. 2002. Mobility of bed material in Harris Creek. Water Resources Resarch, 38: 12-37.

Costa J.E. 1983. Palaeohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. Bulletin of the Geological Society of America, 94: 986–1004.

Davey C. and Lapointe M. 2007. Sedimentary links and the spatial organization of Atlantic salmon (Salmosalar) Spawning habitat in a Canadian Shield River. Geomorphology, 83: 82–96.

Foix N. Paredes M.I. and Giacosa R.E. 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. Sedimentary Geology, 294: 342-355.

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

Folk R.L. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Texas, 184p

Gao C. Boreham S. Preece R.C. Gibbard P.L. and Briant R.M. 2007. Fluvial response to rapid climate change during the Devonian (Weichseliab) Late glacial in the River Great Ouse, southern England, UK. Sedimentary Geology, 202: 193-210.

Ghazi S. and Mountney N.P. 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession, The Permian Warchha Sandstone, salt Range: Pakistan. Sedimentary Geology, 221: 99-126.

Ghosh S. 2014. Palaeogeographic significance of ferruginous gravel lithofacies in the Ajay-damodar interfluve, West Bengal, India. International Journal of Geology, 4: 81- 100.

Koykka J. 2011. Precambrian alluvial fan and braidplain sedimentation patterns: Example from the Mesoproterozoic Rjukan Rift Basin, southern Norway. Sedimentary Geology, 234: 89- 108.

river bed surface grain size. Geomorphology, 127: 189-197.

Sridhar A. Chamyal L.S. Bhattacharjee F. and Singhvi A.K. 2013. Early Holocene fluvial activity from the sedimentology and palaeohydrology of gravel terrace in the semi-arid Mahi River Basin, India. Journal of Asian Earth Sciences, 66: 240- 248.

Surian N. 2002. Downstream variation in grain size along an Alpine River, analysis of controls and processes. Geomorphology, 43: 137–149.

Williams G.P. 1984. Palaeohydrologic equations for rivers, In: Costa, J.E., Fleisher, P.J. (Eds.), Developments and Applications of Geomorphology. Springer-Verlag, Berlin, p. 343–367.