

ارتباط دبی لبالبی با واحدهای ژئومورفیک در رودخانه های کوهستانی: مطالعه موردی، رودخانه لایوچ در دامنه شمالی البرز مرکزی

صدرالدین متولی^{۱*}، محمد مهدی حسین زاده^۲، رضا اسماعیلی^۳

۱- استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نور

۲- استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه مازندران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۷/۱۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۱۹

چکیده

این پژوهش اشکال و واحدهای ژئومورفیک کانال را در ارتباط با دبی لبالبی در رودخانه لایوچ (استان مازندران) مورد شناسایی و فرایندهای تشکیل آنها مورد بررسی قرار می دهد. رودخانه اصلی به چندین بازه همگن تقسیم گردید و برای تمامی بازه ها عرض و عمق کانال لبالبی و شیب رودخانه اندازه گیری شد. در چندین سایت هم اندازه ذرات رسوبی اندازه گیری گردید. سپس ارتباط بین ابعاد کانال لبالبی، مساحت بالادست زهکشی، اندازه ذرات، شیب کانال، تنش برشی و قدرت رود مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بررسی ها نشان داد که در رودخانه لایوچ، عرض کانال لبالبی در چالاب-خیزآب نسبت به واحدهای ژئومورفیک دیگر بزرگتر می باشد. همچنین تغییرات عرض کانال در مورفولوژی های آبرفتی (چالاب-خیزآب و سکو-چالاب) عمدتاً تابع شرایط رسوبات درشت و تنگ شدگی عرض کانال می باشد. عامل تعیین کننده دیگر تغییرات عرض در جهت پایین دست، مساحت زهکشی می باشد و اندازه ذرات و تغییر شیب محلی تاثیر کمی در عرض کانال داشته است. در امتداد رودخانه لایوچ، سایت های پرشیب تالوک با اندازه ذرات درشت محلی همراه است، در بازه های سکو-چالاب به دلیل اندازه درشت ذرات، هرز انرژی زیاد بوده و در نتیجه فرسایش قائم بستر محدود می شود. علاوه بر این، به نظر می رسد پاسخ فوری به شیب های محلی بالا، ناشی از درشت شدگی بار بستر می باشد. افزایش مساحت زهکشی قدرت جریان را تحت تاثیر قرار داده و قدرت جریان نیز بر روی عرض کانال تاثیر گذاشته است. همچنین بین قطر ذرات رسوبی و قدرت کل جریان همبستگی خوبی مشاهده نشد که این ممکن است ناشی از دینامیک سطح بستر به عنوان یک پاسخ به مصرف محلی جریان انرژی جنبشی باشد. در واقع در بستر رودخانه لایوچ به دلیل در دسترس بودن قلوه سنگ و تخته سنگها برش عمودی محدود شده است و قدرت جریان نیز ممکن است عمدتاً برای فرسایش کرانه و تعدیل عرض کانال صرف شود. نتایج گویای رابطه جالب بین تنش برشی در وضعیت لبالبی و تنش برشی بحرانی برای قطر D50 رسوبات می باشد. این یافته ها بیان می کند که شرایط شکل دهنده (دبی لبالبی)، تنش برشی مناسب برای حرکت D50 رسوبات سطحی یا قطرهای ریزتر را در امتداد کانال ایجاد می کند.

واژه های کلیدی: دبی لبالبی، مورفولوژی رودهای کوهستانی، سکو چالاب، رودخانه لایوچ

مقدمه

ژئومورفولوژی رودخانه‌های فرایندها و لندفرمهای تشکیل شده بوسیله رود را مورد بررسی قرار می‌دهد و این تجزیه و تحلیل واحدهای ژئومورفیک کانال و دشت سیلابی یک ابزار کلیدی را برای تفسیر ویژگی‌ها و رفتار رود در بازه‌های مختلف فراهم می‌آورد. دبی لبالبی جریانی است که در آن آب به‌طور دقیق کانال را پر کرده بدون آنکه از کناره‌های کانال بیرون بزند و دشت سیلابی به زیر آب رود (لئوپلد، ۱۹۹۴). این دبی دوره بازگشتی در حدود ۱ الی ۲/۳ سال دارد. برای بیشتر رودها، جریان لبالبی میانگین دوره بازگشت ۱/۵ ساله دارد (روزگن، ۱۹۹۴؛ لئوپلد، ۱۹۹۴). این دبی شکل کانال آبرفتی را تعیین می‌کند. عموماً مقاومت جریان در دبی لبالبی به حداقل می‌رسد، از این رو بیشترین کارایی را در حمل دارد. در واقع دبی لبالبی تقریباً مرحله‌ای است که در آن کانال و دشت سیلابی به هم متصل می‌شوند. امروزه مطالعات مرتبط با هیدرولیک کانال لبالبی، جهت افزایش اطلاعات و دانش ما برای پروژه‌های اصلاح کانال‌های طبیعی نظیر شکل و اندازه مناسب نیمرخ عرضی و الگوی پیچانرودی به طور فراوان مورد استفاده قرار می‌گیرد (دویل و شیلدز، ۲۰۰۰). روابط ژئومتری هیدرولیک دبی لبالبی در مناطق مختلف در ارتباط با تغییرات در هیدرولوژی، خاک‌ها و کاربری اراضی تغییر می‌کند (دویل و شیلدز، ۲۰۰۰).

اگر چه مفهوم دبی لبالبی برای فهمیدن ساده است، اما شناسایی آن در روی زمین می‌تواند مشکل باشد (لئوپلد، ۱۹۹۴). در رودهای طبیعی، بهترین شاخص کانال لبالبی، دشت سیلابی فعال است، اما این حالت همیشه برقرار نبوده و شاخص‌هایی مانند سطح بالای پوینت بارها، شکستگی شیب در امتداد کرانه رود، تغییرات در

اندازه ذرات رسوبی کرانه رود و راس زیربری‌های کرانه کانال رود از شاخص‌های شناسایی ابعاد کانال رود در دبی لبالبی هستند (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۰).

معمولاً در قسمت‌های مختلف یک رودخانه ایستگاه هیدرومتری وجود ندارد، از این رو برای محاسبه دبی لبالبی می‌توان از متغیرهای مستقل برای ساده کردن مسئله استفاده نمود. مقدار دبی لبالبی برای رودخانه‌های متفاوت می‌تواند از ۳ تا ۱۰ سال و حتی بیش از ۳۲ سال نیز بیشتر باشد. پیتیت و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که تنظیم جریان یکی از دلایل ممکن برای تغییر در فراوانی و دوره جریان‌های لبالبی است. تاکور و موبی (۲۰۰۲) مشاهده کردند که کاهش در اوج سیلاب زیر سد کری بر روی رودخانه گونگلا در نیجریه منجر به کاهش ۳۸/۵ درصدی در عرض کانال در وضعیت دبی لبالبی شده است.

رودخانه‌هایی که دارای فروسایی یا فراسازی بستر می‌باشند، دبی لبالبی یک مقدار ثابت نیست و در پاسخ به تنظیم جریان، ابعاد کانال تغییر می‌یابد. بنابراین در نتیجه تغییرات در بزرگی و فراوانی دبی لبالبی، ابعاد کانال لبالبی نیز ممکن است در طول زمان تغییر کند. در واقع کانال جریان، در نتیجه تغییر کاهشی در دبی و رژیم رسوب تعدیل می‌شود (چورلی و همکاران، ۱۹۸۵). لئوپلد (۱۹۹۴) بیان کرده است که بیشترین رسوب حمل شده در طول زمان بوسیله جریانهای در حدود دبی لبالبی رخ می‌دهد و در نتیجه کانال رود نیز بوسیله جریان لبالبی شکل گرفته و حفظ می‌شود.

جانسون و نانسون (۲۰۰۴) در مطالعه خود، موقعیت نیمرخ عرضی، خیزآب‌ها^۲ (بخش باریک با مواد بستری درشت و جریان سریع آب) و نقطه

(ارتفاع ۱۰۰ متر) ۲۹/۴ کیلومتر می‌باشد. میانگین دبی این رود در طی دوره آماری ۱۳۸۰-۱۳۳۷، ۱/۱ متر مکعب در ثانیه بوده است. بزرگترین سیلابی که در این دوره آماری ثبت شده ۱۷۵ متر مکعب در ثانیه بوده که در تابستان سال ۱۳۷۶ اتفاق افتاده است (اسماعیلی و حسین‌زاده، ۱۳۸۸).

مواد و روش

در این مطالعه بررسی دبی لبالبی در امتداد کانال اصلی رودخانه لایچ رود به طول ۲۹/۴ کیلومتر در محدوده کوهستانی انجام گرفته است (شکل ۱). کل کانال رودخانه لایچ به یازده بازه همگن تقسیم و بررسی‌های میدانی در خصوص هر یک از بازه‌ها انجام شد. هر یک از بازه‌ها نیز با استفاده از سیستم طبقه‌بندی مورفولوژیکی رودهای کوهستانی (مونگمری و با فینگتون ۱۹۹۷) طبقه بندی شدند.

برای تمامی بازه، بر طبق واحدهای مورفولوژیک کانال (سکو-چالاب یا چالاب-خیزاب)، عرض لبالبی (W)، عمق لبالبی (d) و شیب کانال (S) با استفاده از دوربین ترازیبی اندازه‌گیری شد.

اندازه‌گیری رسوبات سطحی: به منظور تعیین اندازه رسوبات سطحی در امتداد کانال اصلی، از روش شمارش سنگ ولمن (۱۹۵۴) استفاده گردید. بدین منظور در امتداد مسیر رود در بازه‌های نمونه حداقل ۱۰۰ نمونه سنگ برداشت و ابعاد آنها اندازه‌گیری شد و با ترسیم نمودار تجمعی، اندازه قطر ذرات در صدک‌های ۱۰، ۵۰ و ۹۰ محاسبه گردید.

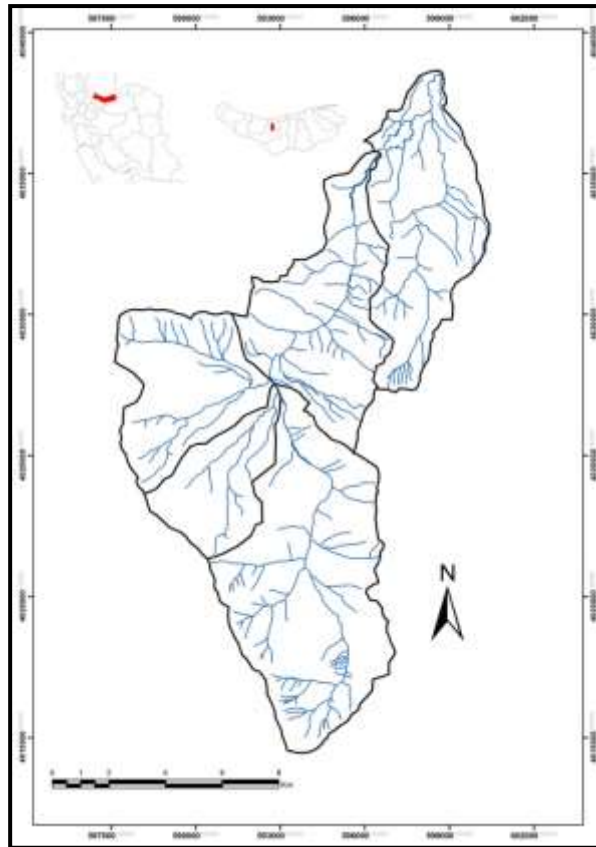
عبور^۳ (جائی که تالوگ یا بخش سریعتر جریان از یک سمت کانال به سمت دیگر عبور می‌کند) که نماینده جریان در آن مسیر می‌باشد برای تعیین دبی لبالبی استفاده کرده است.

در این پژوهش سعی بر این است ارتباط ابعاد کانال در دبی لبالبی با واحدهای ژئومورفیک درون کانالی، مساحت حوضه بالادست، اندازه ذرات رسوبی، تنش برشی و قدرت جریان رود مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته و روابطی برای پیش‌بینی ابعاد کانال لبالبی در یک حوضه کوهستانی ارائه گردد.

منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه حوضه آبریز لایچ رود نام دارد که در استان مازندران و جنوب شهر نور در دامنه‌های شمالی البرز مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱).

این حوضه بین عرضهای جغرافیایی ۱۶°۳۶ تا ۳۰°۲۷ شمالی و طولهای جغرافیایی ۵۸°۵۱ تا ۵۲°۵ شرقی واقع شده است. مساحت تقریبی حوضه آبریز لایچ رود تا خروجی از کوهستان حدود ۱۴۴/۷ کیلومتر مربع می‌باشد. از نظر زمین شناسی سازندهای این منطقه از دوره پرمین تا دوره کواترنر یا دوران چهارم زمین شناسی تشکیل شده است که سنگ‌هایی مانند شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، آهک و دولومیت در آن دیده می‌شود. میانگین بارش سالانه حوضه به روش هم‌بارش ۶۱۷ میلی‌متر محاسبه گردید که این مقدار به سمت خروجی رود از حوضه به حدود ۸۰۰ میلی‌متر و به سمت بالادست حوضه تا ۳۰۰ میلی‌متر کاهش می‌یابد (ثروتی و اسماعیلی، ۱۳۸۰). طول رودخانه اصلی از مرتفع‌ترین نقطه (۳۴۰۰ متر) تا خروجی رود از کوهستان حدود



شکل ۱: نقشه شبکه آبهای حوضه آبریز لایچ رود

تحلیل مورفولوژیک انجام شده در بازه های مورد مطالعه در رودخانه لایچ نشان داد که فراوان ترین اشکال ژئومورفیک درون بستری سکو- چالاب با ۷۲/۷ درصد و بعد از آن مورفولوژی چالاب- خیزآب ۲۷/۳ درصد بوده است (شکل ۱). در جدول ۱، میانگین مقادیر اندازه گیری شده میانگین عرض (W)، عمق (D) و شیب (S) را در حالت دبی لبالبی برای اشکال مورفولوژیک متفاوت در رودخانه لایچ نشان داده شده است.

– عرض و عمق کانال لبالبی

بررسی مقادیر عرض و عمق مقاطع در وضعیت دبی لبالبی در بازه های مورد مطالعه ارتباط معنی داری را با مساحت حوضه بالادست نشان می دهند. تغییرات عرض و عمق کانال لبالبی در جهت پایین دست رودخانه نسبت به مساحت زهکشی بر روی نمودار ترسیم شده اند (شکل ۲ و

اندازه گیری دبی: مساحت حوضه آبریز به عنوان یک متغیر مورفومتریک با دبی پیک ارتباط مستقیمی دارد. مساحت حوضه می تواند به عنوان جایگزینی برای دبی لبالبی مورد استفاده قرارگیرد. به علت وجود فقط یک ایستگاه هیدرومتری در خروجی حوضه و عدم وجود ایستگاه در سایر زیرحوضه ها، براساس اندازه ذرات و شیب کانال و با استفاده از روش مانینگ سرعت و دبی لبالبی محاسبه گردید.

پس از جمع آوری داده های مربوط به ابعاد کانال، اندازه ذرات و دبی جریان در حالت لبالبی، تنش برشی و قدرت رود ارتباط بین این متغیرها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نهایت روابط نهایی ارائه گردید.

نتایج

۳). با توجه به شکل‌های ۲ و ۳ و رابطه ۱ و ۲ می‌توان یک رابطه نسبتاً مستقیم بین عرض و عمق در وضعیت دبی لبالی در ارتباط با مساحت حوضه بالادست در رودخانه لایچ مشاهده کرد.

جدول ۱: مقادیر اندازه‌گیری شده میانگین عرض، عمق و شیب در حالت دبی لبالی برای اشکال مورفولوژیک متفاوت در رودخانه لایچ

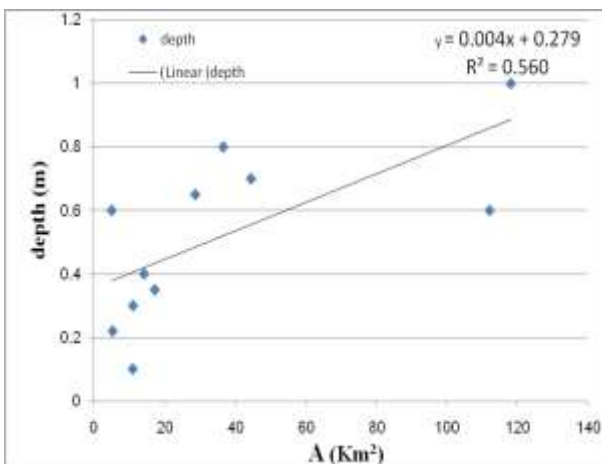
میانگین عمق (D) به متر	میانگین عرض (W) به متر	میانگین شیب (S) متر بر متر	مورفولوژی کانال
۰/۷۵	۷/۵	۰/۰۲۳	سکو- خیزآب (SP)
۰/۴۳	۳/۲	۰/۰۷۳	چلاب- خیزاب (PR)

$$W = 0.063A + 2.023 \quad (R^2 = 0.906) \quad \text{رابطه (۱)}$$

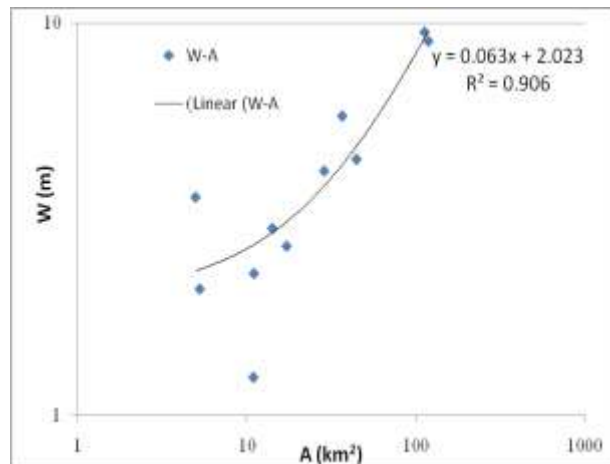
$$D = 0.04A + 0.279 \quad (R^2 = 0.56) \quad \text{رابطه (۲)}$$

پارامترهای هندسی کانال و مساحت حوضه زهکشی در وضعیت دبی لبالی برای اشکال مورفولوژیک متفاوت بر اساس طبقه‌بندی مونگمری و بافینگتن (۱۹۹۷) می‌تواند روشی برای بررسی تغییرات باشد اما با توجه عدم وجود تنوع در اشکال ژئومورفیک بستر امکان انجام این تحلیل امکان پذیر نبوده است.

که W و D بر حسب متر و A به کیلومتر مربع می‌باشند. لازم به ذکر است که تغییرات در عرض و عمق کانال در بازه‌های مختلف رودخانه لایچ بدون توجه به شکل ژئومورفیک آنها می‌باشد. همچنین در رودخانه لایچ عرض کانال نسبت به مساحت حوضه در مقایسه با عمق کانال به مساحت حوضه با سرعت بیشتری افزایش می‌یابد ($0.063 > 0.04$). لازم به ذکر است که بررسی



شکل ۳: نمودار لگاریتمی نسبت عمق در وضعیت دبی لبالی به مساحت حوضه برای رودخانه لایچ



شکل ۲: نمودار لگاریتمی نسبت عرض در وضعیت دبی لبالی به مساحت حوضه برای رودخانه لایچ

- اندازه رسوب

می‌شود روابط ۳ و ۴ از ضریب تبیین پایینی برخوردار بوده و قدرت پیش‌بینی مناسبی ندارند. اندازه D90 رسوبات با مساحت زهکشی یک رابطه توانی با ضریب تبیین ۰/۳۴۹ را نشان می‌دهد (رابطه ۵).

اندازه قطر رسوبات در D10، D50 و D90 در بازه‌های اندازه‌گیری شده در جدول ۲ نشان داده شده است. روابط بین قطرهای D10، D50 و D90 رسوبات با مساحت زهکشی در معادلات ۳ تا ۵ مشاهده می‌شود. همچنان که مشاهده

$$D_{10} = 0.026A + 11.25 \quad (R^2 = 0.072) \quad \text{رابطه ۳}$$

$$D_{50} = 0.034A + 41.69 \quad (R^2 = 0.012) \quad \text{رابطه ۴}$$

$$D_{90} = 234.9A^{-0.11} \quad (R^2 = 0.349) \quad \text{رابطه ۵}$$

جدول ۲: داده‌های استخراج شده از مقاطع و نمونه برداری از سطح بستر در رودخانه لایچ

شماره مقطع	نام مقطع	مورفولوژی کانال	مساحت Km ²	طول رود m	عرض لبالبی m	عمق لبالبی m	شیب بازه m/m	D10 mm	D50 mm	D90 mm
۱	نجاس	P-R	۲۸.۷	۱۳۹۵۴.۳	۴.۲	۰.۶۵	۰.۰۲	۱۷	۴۰	۱۴۲
۲	پارک کشیل	P-R	۱۱۸.۱	۲۹۳۶۷.۹	۹	۱	۰.۰۲	۱۰	۳۰	۱۳۷
۳	تنگه لایچ	P-R	۱۱۲.۰۸	۲۲۰۷۰	۹.۵	۰.۶	۰.۰۳	۵	۴۰	۱۴۰
۴	کرچی ۱	S-P	۵.۳	۳۲۲۲	۲.۱	۰.۲۲	۰.۰۸	-	-	-
۵	کرچی ۲	S-P	۱۱.۰۵	۵۴۹۴	۲.۳	۰.۳	۰.۰۸	-	-	-
۶	به بنک	S-P	۱۰.۹۸	۵۷۵۰	۱.۲۵	۰.۱	۰.۰۷	-	-	-
۷	به بنک ۲	S-P	۱۷.۲۲	۱۱۶۸۰	۲.۷	۰.۳۵	۰.۰۶	-	-	-
۸	رئیس کلا	S-P	۱۴.۱۹	۶۴۳۹.۲	۳	۰.۴	۰.۰۶	۵	۳۰	۱۹۲
۹	کیاکلا ۱	S-P	۴۴.۴۷	۱۱۷۶۵.۸	۴.۵	۰.۷	۰.۰۸	۱۱	۶۶	۱۷۸
۱۰	کیاکلا ۲	S-P	۳۶.۶۲	۹۶۱۲.۳	۵.۸	۰.۸	۰.۰۳۷	۱۰	۳۲	۱۳۰
۱۱	کیاکلا ۳	S-P	۵	۳۵۷۱.۵	۳.۶	۰.۶	۰.۱۲	-	-	-

داده‌های میدانی بررسی نمود. با توجه به روابط ۶، ۷ و ۸ فقط در قطرهای درشت‌تر (D90) می‌توان یک همبستگی بین W و D90 را مشاهده کرد (شکل ۵، ۶ و ۷).

رابطه (D90) با مساحت زهکشی، کاهش اندازه ذرات را با افزایش مساحت نشان می‌دهد. با توجه به روابط ارائه شده در معادله ۱، ۳، ۴ و ۵ می‌توان ارتباط بین عرض در وضعیت دبی لبالبی با مشخصه قطر رسوب سطحی را با استفاده از

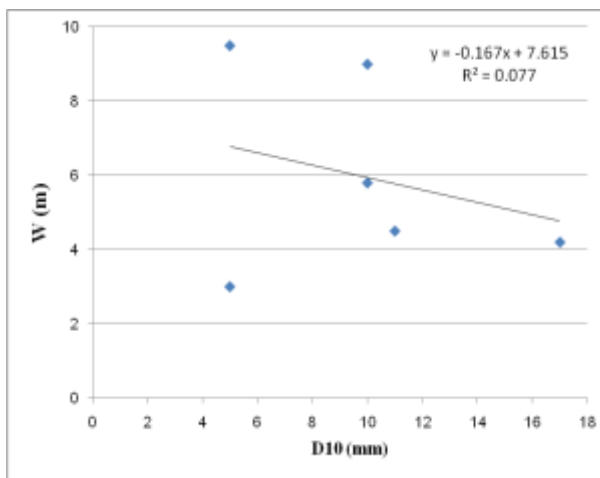
$$W = 0.167D_{10} + 7.615 \quad (R^2 = 0.077) \quad \text{رابطه ۶}$$

$$W = 0.039D_{50} + 7.579 \quad (R^2 = 0.041) \quad \text{رابطه ۷}$$

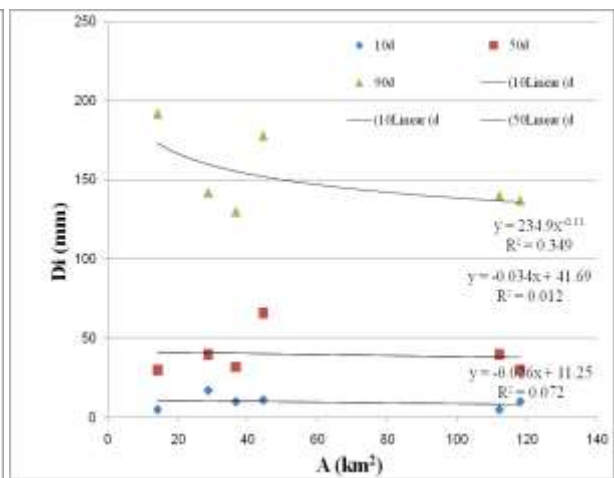
$$W = -0.069 D90 + 16.63 \quad (R^2 = 0.43) \quad \text{رابطه ۸}$$

بستر است. بنابراین تنوع خاصی در عرض کانال در امتداد رودخانه لایچ ایجاد شده است (جدول ۲). بنابراین قطرهای درشت‌تر ($D90$) و عرض در وضعیت دبی لبالی در مورفولوژی سکو-چالاب با مساحت حوضه زهکشی در جهت پایین دست با نظم بیشتر واکنش نشان داده و ارتباط معنادارتری داشته است.

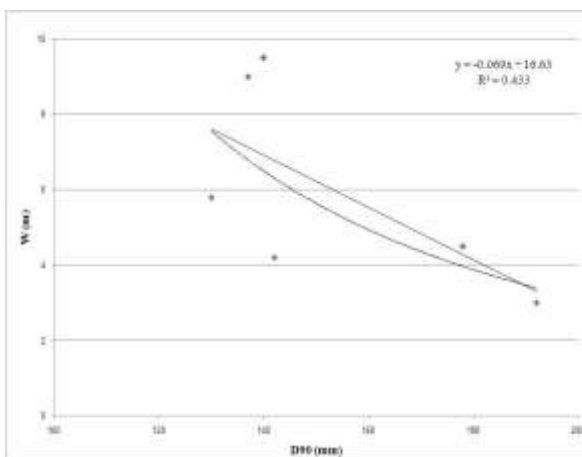
طبق روابط فوق عرض کانال در حالت لبالی ارتباط معنی‌داری را با قطرهای $D10$, $D50$, رسوبات نشان نمی‌دهد اما با قطر $D90$ رسوبات یک رابطه توانی منفی با ضریب تبیین ۰/۴۳ را نشان می‌دهد. با استفاده از داده‌های میدانی مشاهده شده که مورفولوژی سکو-چالاب دارای ذرات درشت دانه و لایه‌هایی از پوشش سخت



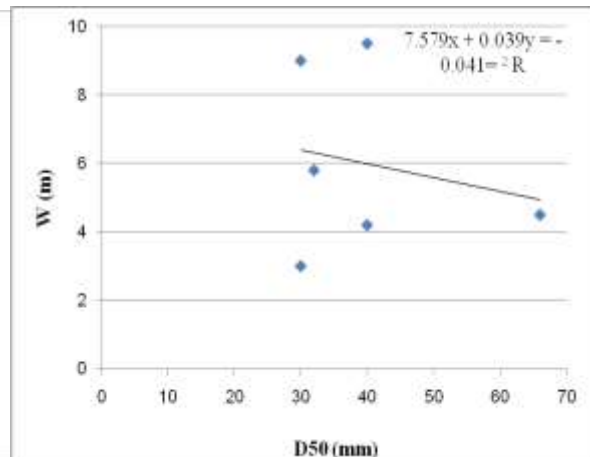
شکل ۵: نمودار تغییرات قطر رسوبات (D_i بر حسب متر) در جهت پایین دست نسبت به عرض در وضعیت دبی لبالی



شکل ۴: نمودار تغییرات رسوبات از سطح بستر (D_i بر حسب متر) در جهت پایین دست نسبت به مساحت حوضه زهکشی

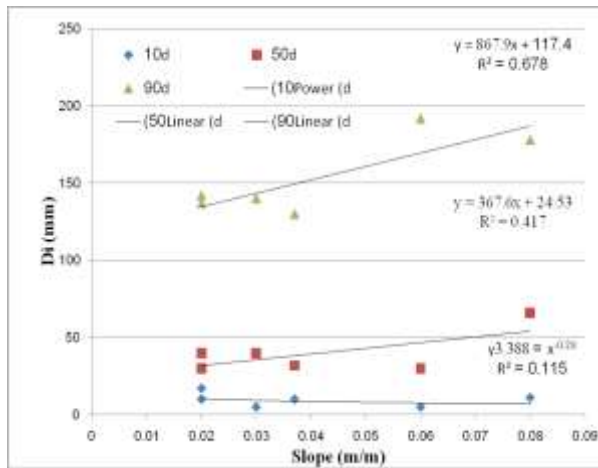


شکل ۷: نمودار تغییرات قطر رسوبات (D_i بر حسب متر) در جهت پایین دست نسبت به عرض در وضعیت دبی لبالی



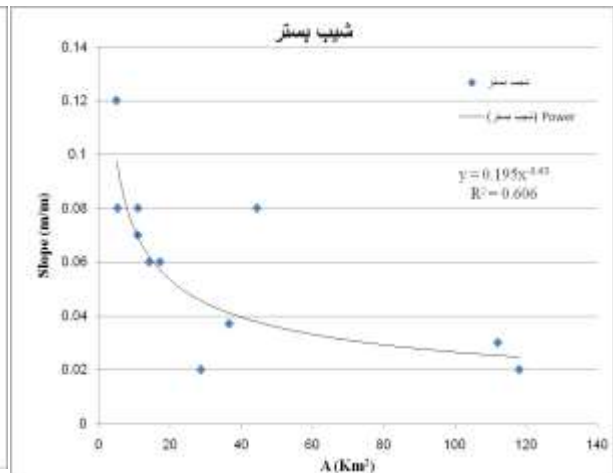
شکل ۶: نمودار تغییرات قطر رسوبات (D_i بر حسب متر) در جهت پایین دست نسبت به عرض در وضعیت دبی لبالی

رابطه ۹) $S = 0.195 A^{0.43}$ ($R^2 = 0.61$)
 ارتباط بین شیب بستر با مشخصه قطر رسوب
 سطحی با استفاده از داده‌های میدانی مورد بررسی
 قرار گرفت و معادله های ۱۰، ۱۱ و ۱۲ ارائه شده
 است (شکل ۹).



شکل ۹: نمودار تغییرات قطر رسوبات (Di بر حسب متر) در جهت پایین دست نسبت به شیب بستر (m/m)

- شیب بستر و اندازه دانه
 در طول ۲۹/۴ کیلومتر از رودخانه لایچ، برعکس
 مساحت زهکشی یک کاهش عمومی در شیب
 بستر رودخانه مشاهده می شود که در معادله ۹
 آمده است (شکل ۸ و جدول ۲).



شکل ۸: نمودار تغییرات شیب بستر (متر بر متر) در جهت پایین دست نسبت به مساحت حوضه زهکشی (km²)

$$D_{10} = 3.388 S^{0.28} \quad (R^2 = 0.115) \quad \text{رابطه ۱۰}$$

$$D_{50} = 367.6S + 24.53 \quad (R^2 = 0.417) \quad \text{رابطه ۱۱}$$

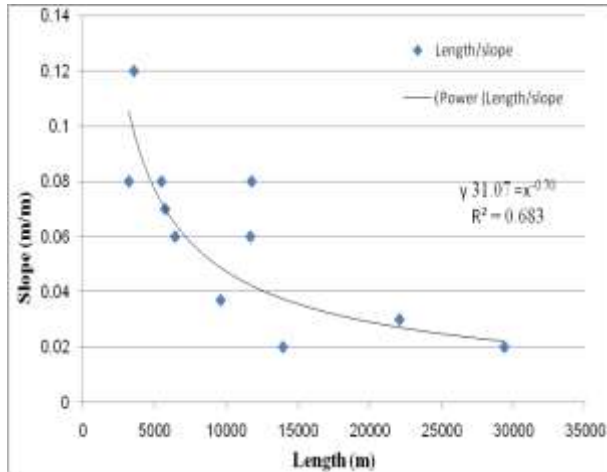
$$D_{90} = 867.9S + 117.4 \quad (R^2 = 0.678) \quad \text{رابطه ۱۲}$$

قابل مشاهده است. بر اساس این شکل‌ها و روابط
 بدست آمده می‌تواند روابط خوبی بین متغیرهای
 S ($R^2=0.68$) و W ($R^2=0.77$) در ارتباط با
 طول کانال مشاهده شود (شکل ۱۰). اما در بخش
 رسوبات درشت (D_{90}) در ارتباط با طول کانال
 چنین رابطه‌ای وجود ندارد. لازم به ذکر است که
 عرض کانال در وضعیت دبی لبالبی تا حد زیادی
 بستگی به مساحت حوضه زهکشی و همچنین
 طول تجمعی کانال در جهت پایین دست کانال
 داشته و از یک روند افزایشی تبعیت می‌کند
 (معادله ۱). با توجه به این که تغییرات در عرض

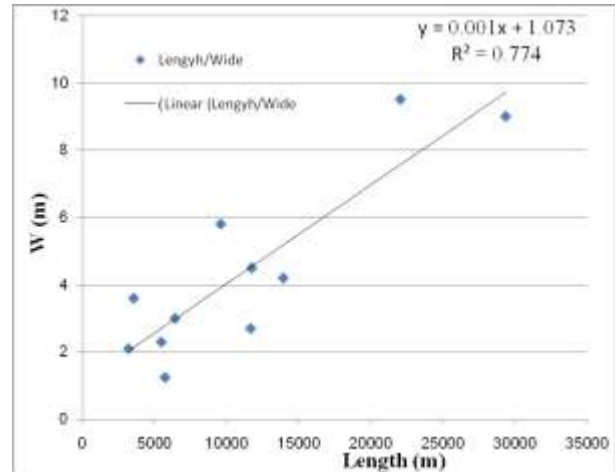
برای بازه های مورد مطالعه در رودخانه لایچ
 همانطور که از شکل ۹ می توان دید، یک نسبت
 تقریباً مستقیم بین شیب محلی (S) و قطر
 رسوب (D_{50} : $R^2 = 0.42$, and D_{90} : $R^2 = 0.68$)
 بدست آمده است. اما در خصوص
 رسوبات ریزدانه (D_{10}) از یک روند خاص پیروی
 نمی‌کند.
 تغییرات در ابعاد کانال (عرض کانال در وضعیت
 دبی لبالبی)، شیب کانال و قطر رسوبات سطحی
 بستر در ارتباط با طول کانال به صورت تجمعی
 مورد بررسی قرار گرفته که در شکل‌های ۱۰ و ۱۱

با استفاده از رگرسیون چندگانه می توان نشان داد که عرض کانال تابع متغیرهای مساحت (A)، رسوب شناسی (Di) و شیب (S) می باشد.

کانال در دبی لبالبی تابعی از مساحت حوضه زهکشی (A) و همچنین طول کانال، اندازه رسوبات درشت (D90) و شیب کانال می باشد،



شکل ۱۱: نمودار تغییرات شیب بستر (m/m) نسبت به طول تجمعی کانال (برحسب متر) در جهت پایین دست



شکل ۱۰: نمودار تغییرات عرض در وضعیت دبی لبالبی نسبت به طول تجمعی کانال (برحسب متر) در جهت پایین دست

رابطه (۱۳) $Q_{bk} = 0.095 A + 0.66 \quad (R^2 = 0.75)$

از طریق بررسی های میدانی و با توجه به رابطه ۱۳ و رابطه قدرت کل جریان $(\Omega = \gamma Q_{bk} S)$ قدرت رود در شرایط لبالبی محاسبه گردید (جدول ۳).

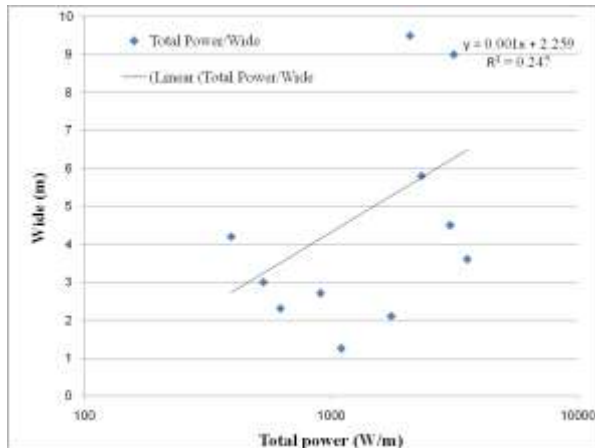
دبی لبالبی، قدرت جریان و تنش برشی

مقادیر مساحت حوضه زهکشی برای مقطع اندازه گیری شده از نقشه توپوگرافی منطقه استخراج گردید. از ترسیم دبی لبالبی و مساحت زهکشی رابطه ۱۳ بدست آمده است (شکل ۱۲).

جدول ۳: داده های استخراج شده از مقاطع و نمونه برداری از سطح بستر در رودخانه لایوچ

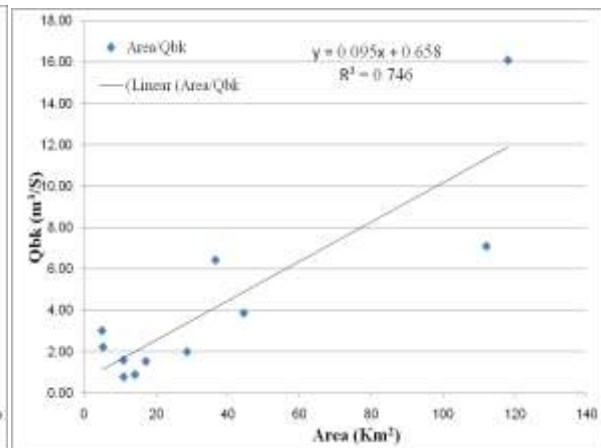
شماره مقطع	نام مقطع	محیط مرطوب m	مساحت مقطع m^2	دبی لبالبی m^3/s	قدرت کل w	قدرت مخصوص رود w/m^2	سرعت جریان m/s	شعاع هیدرولیک m	تنش برشی N/m^2
۱	نجاس	۳.۹	۱.۳۲	۲.۰۱	۳۹۴	۹۴	۱.۵	۰/۳۴	۶۶
۲	پارک کشیل	۱۱.۷	۷.۱۳	۱۶.۰۸	۳۱۵۵	۳۵۱	۲.۳	۰/۶۱	۱۲۰
۳	تنگه لایوچ	۱۴	۴.۱۶	۷.۱۰	۲۰۹۰	۲۲۰	۱.۷	۰/۳	۸۷
۴	کرچی ۱	۲.۹	۰.۹۳۱	۲.۲۴	۱۷۵۵	۸۳۶	۲.۴	۰/۳۲	۲۵۲
۵	کرچی ۲	۲.۳۵	۰.۴۶	۰.۷۹	۶۲۲	۲۷۱	۱.۷	۰/۲	۱۵۴
۶	به بنک	۱.۶	۰.۶۲۵	۱.۶۰	۱۱۰۰	۸۸۰	۲.۶	۰/۳۹	۲۶۸
۷	به بنک ۲	۲.۸	۰.۸	۱.۵۴	۹۰۶	۳۳۶	۱.۹	۰/۲۹	۱۶۸
۸	رئیس کلا	۳.۵۵	۰.۶۴	۰.۹۰	۵۳۲	۱۷۷	۱.۴	۰/۱۸	۱۰۶
۹	کیاکلا ۱	۶.۶	۱.۸	۳.۸۸	۳۰۴۲	۶۷۶	۲.۲	۰/۲۷	۲۱۴
۱۰	کیاکلا ۲	۸.۵	۳.۴	۶.۴۴	۲۳۳۶	۴۰۳	۱.۹	۰/۴	۱۴۵
۱۱	کیاکلا ۳	۵.۷۵	۱.۳	۳.۰۲	۳۵۵۹	۹۸۹	۲.۳	۰/۲۳	۲۶۶

قدرت کل جریان به طور کلی با مساحت افزایش می یابد (ویانلو و آگوستینو، ۲۰۰۷) اما در رودخانه لایوچ با رابطه معنی داری بین قدرت رود و مساحت زهکشی ($R^2 = 0.058$) بدست نیامد (شکل ۱۳).



شکل ۱۳: نمودار نیمه لگاریتمی تغییرات عرض رودخانه در وضعیت لبالبی در جهت پایین دست نسبت به قدرت کل ودخانه (W/m)

در رودخانه لایوچ، بازه های دارای مورفولوژی سکو-چالاب همراه با شیب زیاد، رسوبات بستری درشت و دبی لبالبی بالا بوده و در نتیجه مقادیر بالای قدرت جریان نیز مشاهده می شود (جدول ۲ و ۳).



شکل ۱۲: نمودار تغییرات دبی برآورد شده در وضعیت لبالبی (m^3/s) در جهت پایین دست نسبت به مساحت حوضه زهکشی (km^2)

رگرسیون ضعیفی بین اندازه ذرات D_{50} و D_{90} با قدرت رود مشاهده می شود (روابط ۱۵ و ۱۶ و شکل ۱۴).

همچنین عرض رودخانه در ارتباط با قدرت کل رود نیز همانند مساحت دارای همبستگی قوی نمی باشد (رابطه ۱۴ و شکل ۱۳). روابط

$$W = 0.001\Omega + 2.259 \quad (R^2 = 0.247) \quad \text{رابطه ۱۴}$$

$$D_{50} = 0.003\Omega + 32.38 \quad (R^2 = 0.11) \quad \text{رابطه ۱۵}$$

$$D_{90} = 0.005\Omega + 164 \quad (R^2 = 0.071) \quad \text{رابطه ۱۶}$$

زمانی است که قدرت جریان مخصوص $(\omega = \Omega/W)$ در نظر گرفته می شود. روابط ۱۷ و ۱۸ روند قدرت مخصوص رود را با قطر اندازه ذرات نشان می دهند. طبق این روابط اندازه D_{50} رسوبات با قدرت مخصوص رود ارتباط داشته و قابل پیش بینی می باشد. اما ضریب تبیین مناسبی

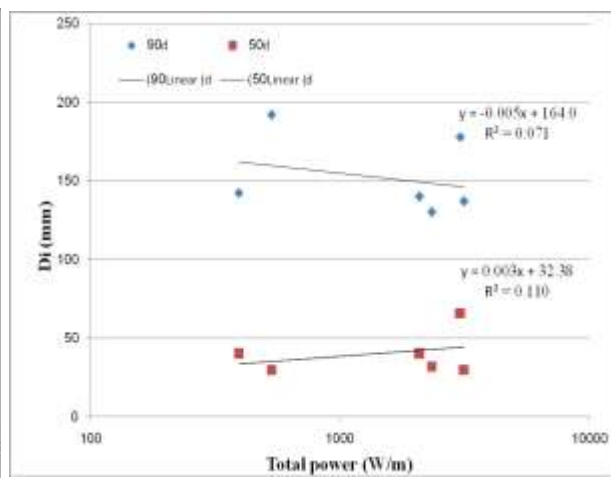
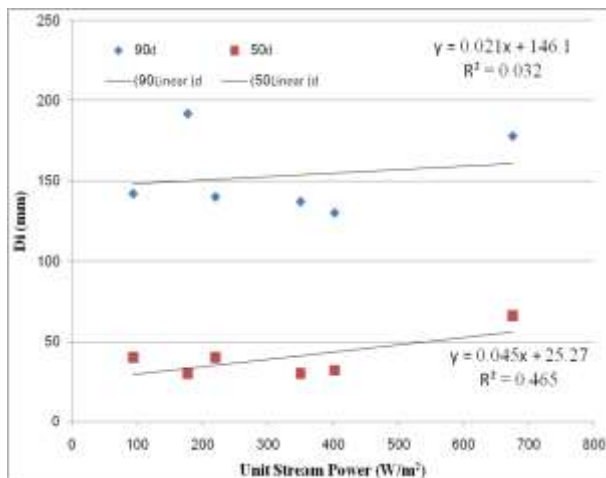
مقادیر بالاتر قدرت کل جریان و D_i منطبق با مورفولوژی سکو-چالاب است (جدول ۲)، که بازه ها غالباً دارای شیب بیشتر و رسوبات درشت می باشند. برومر و مونتگومری (۲۰۰۳) در مطالعه خود در خصوص سرآب جریانها، دریافته اند که روند قدرت کل جریان در مقابل اندازه دانه، مشابه

مشاهده می‌شود. در مقابل، در بازه‌های با مورفولوژی سکو-چالاب مقادیر بالاتر قدرت جریان مخصوص وجود دارد.

برای پیش‌بینی اندازه ذرات D_{90} بدست نیامده است (شکل ۱۵). همان‌طور که از جدول ۲ و ۳ دریافت می‌شود کمترین مقادیر قدرت جریان مخصوص قسمت‌های پایین دست رودخانه لایچ

$$D_{50} = 0.045\omega + 25.27 \quad (R^2 = 0.465) \quad \text{رابطه ۱۷}$$

$$D_{90} = 0.021\omega + 146.1 \quad (R^2 = 0.032) \quad \text{رابطه ۱۸}$$



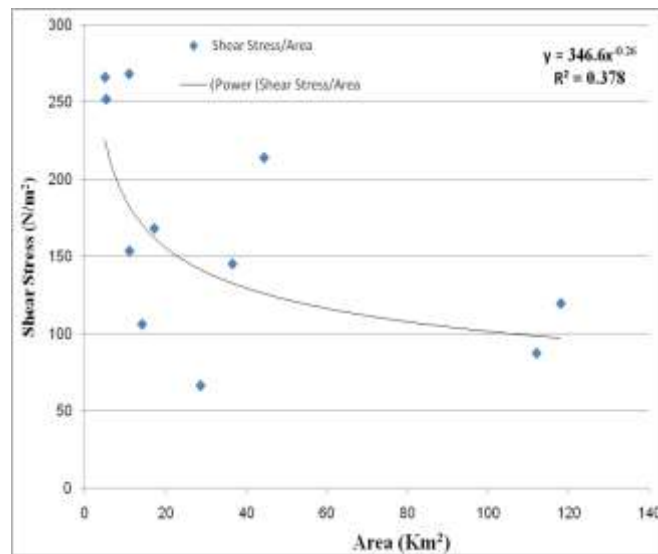
شکل ۱۵: نمودار تغییرات قطر رسوبات (D_i بر حسب متر) در جهت پایین دست نسبت به قدرت جریان مخصوص (w/m^2)

شکل ۱۴: نمودار نیمه لگاریتمی تغییرات قطر رسوبات (D_i بر حسب متر) در جهت پایین دست نسبت به قدرت کل رودخانه (w/m)

بالا دست به طرف پایین دست یعنی همراه با افزایش مساحت می‌باشد (شکل ۱۶).

رابطه بین تنش برشی با مساحت بالادست به صورت یک رابطه توانی قابل توضیح می‌باشد که نشان دهنده کاهش کلی میانگین تنش برشی از

$$\tau_{bk} = 346.6 A^{0.26} \quad (R^2 = 0.378) \quad \text{رابطه ۱۹}$$



شکل ۱۶: نمودار تغییرات تنش برشی در وضعیت لبالبی (N/m^2) در جهت پایین دست نسبت به مساحت حوضه زهکشی (km^2)

کرده‌اند (لثوپلد و مادوک، ۱۹۵۳؛ نایتون، ۱۹۹۸ و ۱۹۹۹؛ برومر و مونتگمری، ۲۰۰۳). تغییرات عرض کانال در مورفولوژی‌های آبرفتی (چالاب-خیزآب و سکو-چالاب) عمدتاً تابع شرایط رسوبات درشت و تنگ شدگی عرضی می باشد و تغییرات عرض لبالبی فقط تابع دبی شکل دهنده یا مساحت زهکشی مربوطه نمی‌باشد. با توجه به نرخ تغییرات در عرض پایین دست نسبت به افزایش مساحت زهکشی، یک سلسله مراتب از حساسیت به فرسایش جانبی برای مورفولوژی مختلف کانال‌های رودخانه لایچ می‌تواند ایجاد شود. چین و ول (۲۰۰۵) گزارش داده‌اند که وقتی مقاومت مرزی کانال‌های سکو-چالاب نسبت به بازه های چالاب-خیزآب مقایسه می شود، واحدهای چالاب-خیزآب با قدرت جریان بیشتر توانایی تنظیم و تعدیل اندازه مواد بستر به طرف پایین دست جریان را دارند. این نتیجه با یافته‌های مطالعات محققان دیگر برای رودخانه‌های دشت های پست در محیط های مختلف مطابقت دارد (ویپانلو و آگوستینو، ۲۰۰۷).

- بحث

بررسی‌های میدانی نشان داد که طبقه‌بندی مورفولوژیک مونتگومری و بافینگتن برای جریان‌ها و رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه (لایچ رود) نیز قابل تعمیم است. در رودخانه لایچ، در واحد چالاب-خیزآب نسبت به سکو-چالاب نشان دهنده عرض لبالبی بزرگتر می باشد. ذرات با اندازه بزرگتر بستر در مدل سازی کانال ایجاد مانع عمودی می‌کنند و منجر به فرسایش کناره و افزایش عرض لبالبی می‌شوند. به طور کلی نتایج حاصل از تحلیل تغییرات عرض کانال (W) با افزایش مساحت زهکشی (A) برای رودخانه لایچ با آنچه که سایر محققین برای محیط‌های مختلف دریافته‌اند را تایید می‌کند (ویپانلو و آگوستینو، ۲۰۰۷). به طوری که بر پایه روابط هندسی هیدرولیک برای رودخانه‌های کوهستانی کارولینای شمالی مقدار توانی معادل 0.43 و 0.36 بدست آمده است. همچنین تعداد زیادی از نویسندگان مقادیر نزدیک به 0.5 را پیشنهاد

بستر باشد و یک ارتباط مستقیم قابل توجه بین عرض کانال و شیب وجود ندارد ($R^2=0.427$). الگوی مقدار عرض تقریباً با همان دقت با استفاده از مساحت حوضه زهکشی (معادله ۱) و یا D50 (معادله ۷) می‌تواند محاسبه شود (معادله‌های ۳، ۴ و ۵ و جداول ۲ و ۳). اما بهترین عملکرد، در نظر گرفتن همزمان قطر رسوبات (D_i) و شیب (S) است.

رابطه بین دبی لبالی و مساحت (معادله ۹) در رودخانه مورد مطالعه، مشابه نتایج پیتیت و پائوکوت (۱۹۹۷) برای بعضی از حوضه‌های بلغارستان و نتایج وایتینگ و همکاران (۱۹۹۹) برای حوضه‌های کوچک آیداهو آمریکا بدست آمده است، می‌باشد. این مقدار به طور نرمال کمتر از ۰/۸ برای حوضه‌های بزرگ می‌باشد، زیرا دبی لبالی افزایش کمتری نسبت به افزایش خطی مساحت زهکشی دارد. توضیح رابطه خطی می‌تواند به متوسط نفوذپذیری حوضه، ناشی از تشکیلات سنگی در بالادست جریان و بواسطه ویژگی‌های لیتولوژیک دامنه‌ها نسبت داده شود.

افزایش قدرت جریان بخشی از یک کانال مشخص، بواسطه فرآیندهای انتقال رو به پایین رسوبات شناسایی می‌شود. این موضوع همچنین بوسیله برومر و مونتگومری (۲۰۰۳) و فونستد (۲۰۰۳) برای حوضه‌های زهکشی با مساحت کمتر از ۱۰ کیلومتر مربع همراه با افزایش رو به پایین ابعاد رسوبات سطحی مشاهده شده است. وایتینگ و همکاران (۱۹۹۹)، تعدادی از جریانهای بالادست را در آمریکای شمالی در شرایط لبالی بررسی کردند و دریافتند که D50 با قدرت جریان به صورت توانی با توان ۰/۶ افزایش می‌یابد. بنابراین مورفولوژی‌های کانالی خیلی پایدار نظیر کاسکاد و سکو-چالاب دارای D50 و D90 بالاتر

متغیرهای هیدرولوژیک (دبی شکل‌دهنده و مساحت زهکشی) مهمترین و تاثیرگذارترین پارامتر برای ایجاد تغییر در عرض کانال هستند. اما پارامترهای تاثیرگذار دیگری هم وجود دارند. اندازه ذرات رسوبات بستر هم در تعدیل فرآیندهای کانال در یک جریان کوهستانی نقش دارند. عامل تعیین کننده تغییرات عرض در رودخانه لایوچ در جهت پایین دست مساحت زهکشی می‌باشد و اندازه ذرات و تغییر شیب محلی تأثیر کمی در عرض کانال داشته است. درشت شدگی رسوبات (شکل ۴) و غلبه جریان های بالادست با شیب زیاد (برومر و مونتگومری، ۲۰۰۳) منجر به افزایش حضور واحدهای مورفولوژیک همچون سکو-چالاب می‌شود. کانال اصلی لایوچ نیز همین وضعیت یعنی با افزایش D90 در رابطه با مساحت حوضه را نشان می‌دهد.

در رودخانه‌های کوهستانی، مقدار توان معادله شیب- مساحت ($S-A$) جهت تعیین قدرت جریان، مطابق آنچه که محققان دیگر برای کانال‌های با شیب زیاد در بالادست محاسبه شده، کمتر از ۰/۳ در نظر گرفته می‌شود (سیدل و دیتریش، ۱۹۹۲؛ مونتگومری و فوفولا جنورجیو، ۱۹۹۳؛ استوک و دیتریش، ۲۰۰۳؛ برومر و مونتگومری، ۲۰۰۳). در کانال‌های پرشیب بخش بزرگی از انرژی پتانسیل به صورت انرژی جنبشی تبدیل شده و منجر به انتقال رسوبات ریزتر می‌شود. در امتداد رودخانه لایوچ، سایت‌های پرشیب تالوک با اندازه ذرات درشت محلی همراه است (شکل ۷). در بازه‌های سکو-چالاب به دلیل اندازه درشت ذرات، هز انرژی زیاد بوده و در نتیجه فرسایش قائم بستر محدود می‌شود. در رودخانه لایوچ، پاسخ فوری به شیب های محلی بالا، به نظر می‌رسد ناشی از درشت شدگی بار

طرف دیگر، قطر D10 تغییر موثری نسبت به افزایش در شیب کانال نشان نمی دهد. بازه های با شیب کم (بسترهای هموار) با D90 کمتری نسبت به بازه های پرشیب (کاسکاد و سکو-چالاب) مشخص می شود، اما D10 بازه های هموار و پرشیب مشابه می باشد.

اگر تغییر رو به پایین شیب محلی را با افزایش رو به پایین دبی که منجر به افزایش قدرت جریان می شود ترکیب کنیم (معادله ۱۹)، نشان می دهد که قدرت کل جریان می تواند با تاثیر درشت شدگی از طریق مکانیسم حمل و نقل انتخابی معکوس همراه باشد. تاثیر آن این گونه است که در قسمت فوقانی حوضه، افزایش قدرت جریان به کاهش در فرکانس اندازه دانه های کوچک مربوط است، در حالی که اندازه دانه های متوسط و درشت ثابت باقی مانده و یا افزایش می یابد. معادله لین (معادله ۲۰) مکانیسم تعادل یک کانال آبرفتی را از طریق تغییر پارامترهای هیدرولیک، مورفومتریک و رسوب شناسی ارائه می کند (چورلی و همکاران، ۱۹۸۵).

$$Q_{bk}S = Q_s D_{50} \quad (\text{معادله } 20)$$

که در آن Q^S نشان دهنده دبی تامین رسوب است. چنین معادله ای می تواند درشت شدگی کلی مشاهده شده در بالادست کانال را توضیح دهد. زمانی که تولید $Q_{bk}S$ (یعنی قدرت جریان کل) افزایش می یابد و عرضه رسوب (Q_s) ثابت است، کانال از طریق انتخاب معکوس D50 در وضعیت تعادل و ثبات باقی می ماند. بنابراین، بر اساس معادله ۲۰، افزایش ابعاد رسوبات در امتداد کانال اصلی رودخانه لایچ می تواند به عنوان پاسخ مستقیم به افزایش قدرت جریان در نظر گرفته شود. به علاوه عرض به طور قوی به مساحت و در نتیجه به دبی لبالبی وابسته است (معادله ۲). برای

و سطح بالاتری از قدرت جریان هستند (برومر و مونتگومری، ۲۰۰۳).

در مورد رودخانه لایچ نسبت قدرت کل جریان به افزایش مساحت حوضه زهکشی بسیار متغیر می باشد. داده های جدول ۲ و ۳ نشان می دهد که رابطه بین قدرت جریان و عرض دارای وضعیت مشابه با قدرت جریان با مساحت زهکشی است ($R^2 = 0.68$). افزایش مساحت زهکشی به طور قوی قدرت جریان مؤثر را تحت تأثیر قرار می دهد و قدرت جریان نیز بر روی عرض کانال همان تأثیر را دارد.

درشت شدگی رو به پایین D50 و D90 مطابق نظرات برومر و مونتگومری (۲۰۰۳) به مساحت زهکشی و همچنین به قدرت کل جریان وابسته است (معادله های ۱۱ و ۱۲). برای رودخانه لایچ، عدم همبستگی بین D_i و قدرت کل جریان ممکن است ناشی از دینامیک سطح بستر به عنوان یک پاسخ به مصرف محلی جریان انرژی جنبشی باشد (برومر و مونتگومری، ۲۰۰۳).

افزایش رو به پایین (معادله ۱۷) در دبی شکل دهنده (دبی لبالبی) همراه با الگوی شیب محلی (معادله ۱۳) منجر به افزایش مقادیر قدرت جریان در حالت لبالبی شده و این موضوع منجر به ایجاد و حفظ کاسکاد و سکو-چالاب می شود (شکل ۱۳). در بستر رودخانه لایچ به دلیل در دسترس بودن قلوه سنگ و تخته سنگها برش عمودی محدود شده است و قدرت جریان نیز ممکن است عمدتاً برای فرسایش کرانه و تعدیل عرض کانال صرف شود.

در رودخانه لایچ به طور محلی، تغییر در شیب کانال در ارتباط با ابعاد رسوبات است (شکل ۹)، و این ارتباط برای اندازه رسوبات بزرگتر بسیار مشهود است. جدول ۲ نشان دهنده افزایش D90 برای بازه های با مورفولوژی سکو-چالاب است. از

تعدیل عرض کانال داشته باشد ارزیابی شد. برای رودخانه لایچ، نتایج تحقیقات می تواند به شرح ذیل خلاصه شود:

- به منظور تشخیص مورفولوژی بستر با استفاده از تمایز سلسله مراتبی بر پایه تغییرات عرض کانال با افزایش مساحت حوضه زهکشی ارائه شد، و کاربرد طبقه بندی مونتگومری و بافینگتن (۱۹۹۷) برای رودخانه های کوهستانی تایید گردید.

- مساحت زهکشی اولین و مهمترین پارامتر ایجاد افزایش در عرض کانال، به طرف پایین دست است.

- تغییرات در شیب محلی و همچنین تنوع ابعاد رسوب می تواند یک برآورد خوبی از الگوی عرض در امتداد دره بدهد. کالیبره کردن معادله های بدست آمده و استفاده از آنها می تواند در بازسازی مورفولوژیکی یک رودخانه با توجه به شواهد میدانی از سایت های دست نخورده مفید باشد. - دبی شکل دهنده که قادر به حمل رسوبات D50 از سطح بستر است بر مقاطع عرضی کانال در وضعیت دبی لبالبی (هندسه و عرض کانال) تاثیر می گذارد.

در ضمن در جهت پایین دست رودخانه دبی لبالبی افزایش، شیب بستر کاهش و عرض کانال در وضعیت دبی لبالبی افزایش و در مقابل مساحت حوضه افزایش نشان می دهد (رابطه ۱).

شمالی، حوضه آبریز لایچ رود، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۱، ص ۴۳-۵۰.

یک شیب مشخص با افزایش در D50، تعادل از طریق افزایش عرض کانال انجام خواهد شد.

معادله ۱۹ ارتباط مستقیم بین تنش برشی در وضعیت لبالبی (τ_{bk}) و مساحت زهکشی A (همچنین افزایش ابعاد رسوبات در امتداد کانال را توضیح می دهد. مقایسه تنش برشی در وضعیت لبالبی با تنش برشی بحرانی از طریق معادله آستانه تعادل، قطرهای متفاوت (D90 و D50) مشابه مقادیر پیشنهاد شده توسط لنز و داگوستینو (۱۹۹۸) برای ریوکوردون (یک جریان کوهستانی مشابه رودخانه لایچ) را نشان می دهد.

نتایج ارائه شده در جدول ۲ و ۳ رابطه جالب بین تنش برشی در وضعیت لبالبی و تنش برشی بحرانی را برای D50 ثابت می کند. این یافته ها بیان می کند که شرایط شکل دهنده (دبی لبالبی)، تنش برشی مناسب برای حرکت D50 سطحی یا قطرهای ریزتر در امتداد کانال ایجاد می شود. عملکرد بالاتر معادله ۷ نسبت به معادله ۸، فرضیه هایی که D50 برای تشکیل کانال لبالبی خیلی معنادار است را تایید می کند.

- نتیجه گیری

در این پژوهش تغییرات هندسه کانال بالادست تحت شرایط لبالبی بررسی، ارتباط بین متغیرهای هیدرولیک و مورفولوژیک واکاوی شده، و اثراتی که اندازه دانه و درشت شدگی می تواند بر روی

منابع

- اسماعیلی، ر. و حسین زاده، م.م.، ۱۳۸۸. بررسی فرایندهای تشکیل دهنده موانع طولی در رودخانه های کوهستانی: مطالعه موردی، البرز

- موردی: رودخانه‌های حوضه‌های شمالی البرز مرکزی - چالوس تا تالار)، مجله سرزمین، شماره ۱۱، ص ۹۰-۷۸.
- چورلی، ر. ج.، شوم، ا. ا.، و سودن، د. ا.، ۱۹۸۵. ژئومورفولوژی - جلد سوم. ترجمه احمد معتمد، انتشارات سمت، زمستان ۱۳۷۹، ۴۷۵ ص.
- سازمان جغرافیایی ارتش، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ سری K۵۵۱ به شماره های NJ 39-15 و NJ 39-16
- Doyle, M.W., and Shields, F.D., 2000. Incorporation of bed texture into a channel evolution model. *Geomorphology*, v.34, p.291-309.
- Brierley, G.L., and Fryirs, K., 2005. *Geomorphology and River Management: Application of the River Style framework*. Blackwell publishing, UK. 398 P.
- Brummer, C.J., Montgomery, D.R., 2003. Downstream coarsening in headwater channels. *Water Resources Research*, v.39 (10), p. 1-14.
- Chin, A., Wohl, E., 2005. Toward a theory for step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography*, v.29 (3), p.275-296.
- Fonstad, M., 2003. Spatial variation in the power of mountain streams in the Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. *Geomorphology*, v.55, p.75-96.
- Knighton, D.A., 1998. *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*. Edward Arnold, London, 383 pp.
- Knighton, D.A., 1999. Downstream variation in stream power. *Geomorphology*, v.29, p.293-306.
- Lenzi, M.A., D'Agostino, V., 1998. Distanze di trasporto di ciottoli marcati in un torrente alpino ad elevata pendenza. *L'Acqua*, v. 4, p. 55-68.
- اسماعیلی، ر.، حسین‌زاده، م.م.، و متولی، ص.، ۱۳۹۰. تکنیک‌های میدانی در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، انتشارات لاهوت، تهران، ۲۷۵ ص.
- ثروتی، م. ر.، و اسماعیلی، ر.، ۱۳۸۰. سازوکار فرسایش در حوضه آبخیز لایچ رود (جنوب شهرنور)، نشریه دانشکده علوم زمین، شماره‌های ۴ و ۵. ص ۱۶۷-۱۵۳.
- اسماعیلی، ر.، حسین‌زاده، م.م.، و متولی، ص.، ۱۳۸۵. شناسایی اشکال ژئومورفیک رودخانه‌ای - بخش اول: مروری بر اشکال بستری (مطالعه - Leopold, L.B., 1994. *A View of the River*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 297 p.
- Leopold, L.B., and Maddock Jr., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *USGS Professional Paper*, v. 252. 57 p.
- Montgomery, D.R., and Buffington, J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, v.109 (5), p.596-611.
- Montgomery, D.R., and Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, v.29, p.3925-3939.
- Petit, F., and Pauquet, A., 1997. Bankfull discharge recurrence interval in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.22, p.685-693.
- Petit, F., Gobe, F., Houbrechts, G., and Assani, A.A., 2005. Critical specific stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology* 69:92-101.
- Rosgen, D.L., 1994. A classification of natural rivers, *Catena*, v.22, p. 169-199
- Seidl, M.A., and Dietrich, W.E., 1992. The problem of channel incision into bedrock. In: Schmidt, K.-H., and DePloey, J. (Eds.), *Functional*

Geomorphology: Catena Suppl, v. 23, p. 101-124.

-Stock, J., and Dietrich, W.E., 2003. Valley incision by debris flows: evidence of a topographic signature. *Water Resources Research*, v.39 (4), p.1089-1105.

-Tukur, A.L., and Mubi, A.M., 2002. Impact of Kiri dam on the lower reaches of river Gongola, Nigeria, *GeoJournal*, v. 56 (2) , p. 93-96

-Vianello, A., and D'Agostino, V., 2007, Bankfull width and

morphological units in an alpine stream of the dolomites (Northern Italy), *Geomorphology*, v. 83 , p. 266-281.

-Whiting, P.J., Stamm, J.F., Moog, D.B., and Orndorff, R.L., 1999. Sediment-transporting flows in headwater channels. *Geological Society of America Bulletin*, v.111, p.50-466.

-Wolman, M.G., 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions of the American Geophysical Union (EOS)*, v.35, p.951-956.