Quantification of Geomorphological Changes of Sefidroud River and Investigation of Their Relationship with Hydraulic Characteristics of Flood Events

Khabat Amani [a], Seiyed Mossa Hosseini [b,*], Mojtabi Yamani, Mehran Maghsoudi
[a] *PhD Candidate in Geomorphology, Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran*
[b] *Associate Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran*
[c] *Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran*

Research Full Paper
Article History (Received: 2024/09/27 Accepted: 2024/11/28)

Extended abstract

1- Introduction

Rivers are dynamic geomorphological systems that continuously change due to various influencing parameters. Morphological changes in the river channel primarily involve adjustments in channel width, depth, slope, and river planform. The extent of lateral migration of the river channel depends on factors such as bank resistance to erosion, the duration and magnitude of flow, the curvature radius of the channel, and the flow capacity to transport sediments. Quantifying geomorphological changes in rivers with an emphasis on flood hydraulics requires detailed analysis and complex modeling of the dynamic interactions between water flow, sediment deposition, and riverbed alterations. Flood severity, characterized by high discharge, significant flow depth, and extreme flow velocities, can have substantial impacts on riverbed structures, including changes in depth, width, channel meanders, as well as sediment transport and deposition. The Sefidroud River is one of the largest rivers in Iran, directly and indirectly affecting the lives of a significant population. Throughout history, there has been a strong inclination to settle near this river, with numerous urban and rural settlements located along its course. The occurrence of frequent floods in the past and the river's tendency to alter its channel, especially in the lowland regions, make the delineation of floodplains and prediction of future river behavior essential aspects of this research. Therefore, identifying and quantifying the geomorphological changes of the Sefidroud River and investigating the relationship between these changes and flood severity during mid-term return periods are key objectives of this study.

2- Results

In the present study, four indices were calculated and used to quantify the river's morphological changes: channel braiding index (B), channel sinuosity index (P), lateral migration rate, and channel stability. The study reaches showed minimal variation in terms of the braiding index, with the Yasaval reach having the highest value, which is 0.07 higher than the Astaneh reach, which had the lowest value. The lower braiding indices of the Gilvan and Astaneh reaches, compared to Yasaval, can be attributed to the higher severity of human activities in the riverbed and the presence of the Sefidroud Dam upstream of the Astaneh branch. Regarding the channel sinuosity index (P), there is an inverse relationship between flow severity and shear stress with the sinuosity index. Reaches with lower flow severity and reduced shear stress tend to have higher sinuosity. Concerning the lateral migration rate, the results showed that this index is strongly influenced by the morphology and topography of the riverbanks. In the Yasaval and Gilvan reaches, which flow through mountainous regions, the lateral migration rate is lower (1.3 and 1.93, respectively) due to the rougher and more restrictive topography. The equations related to channel stability and migration rate indicate an inverse

* **Corresponding Author :** smhosseini@ut.ac.ir

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

relationship: as the channel's migration increases, its stability decreases, and vice versa. Flood severity, which is the product of flow velocity and depth, can lead to significant changes in the river channel, meanders, and sediment distribution. The results indicate that, contrary to expectations, in areas with higher flood severity during a 25-year return period, river channel changes are less pronounced. This phenomenon is related to factors such as channel depth and longitudinal slope. Deeper channels, where flood severity is greater, exhibit higher stability and therefore experience fewer changes. In contrast, wider and shallower sections of the river, with slower flow, tend to undergo more substantial alterations.

3- Discussion and Conclusion

Numerous studies have been conducted on river morphology changes across various regions worldwide, employing a wide range of methods. In this study, several of these methods were used to quantify and examine the geomorphological changes in the selected study reaches. However, a key aspect of this research is the relationship between flood severity and geomorphological changes in rivers. Most studies in this field have focused on the impact of one or several extreme flood events on river channel changes, typically employing a before-and-after comparative approach. However, this research utilizes hydraulic modeling, based on validated 1:1000 maps and hydrometric data, to comprehensively examine the overall effect of flood severity on river morphology and channel changes. The results were then compared with geomorphological change maps, providing a broader perspective on the relationship between flood dynamics and river morphology.

Key Words: Quantitative Geomorphology, Flood severity, Sefidroud River, Hydraulic Modeling**.**

Cite this article: Amani, K., Hosseini, M., Yamani, M., Maghsoudi, M. (2025). Quantification of Geomorphological Changes of Sefidroud River and Investigation of Their Relationship with Hydraulic Characteristics of Flood Events. *Journal of* Environmental *Erosion Research. 2025; 14 (4) :39-61*. http//doi.org/

© The Author(s). Amani, et al
DOI: http//doi.org/
Published by Hormozgan University Press.
URL: http://magazine.hormozgan.ac.ir

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

کمی سازی تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه سفیدرود و بررسی ارتباط آن با ویژگی‌های هیدرولیکی سیلاب

خبات امانی: *دانشجوی دکترای ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران*
سید موسی حسینی*: *دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران*
مجتبی یمانی: *استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران*
مهران مقصودی: *استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران*

نوع مقاله: پژوهشی
تاریخچهٔ مقاله (تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۰۸)
DOI: http//doi.org/

چکیده

رودخانه‌ها سیستم‌های دینامیک ژئومورفولوژیک هستند که دائماً در حال تغییر و تحول می‌باشند. این تغییر و تحولات بسته به شرایط توپوگرافیک، ژئومورفولوژیک، هیدرولوژیک و هیدرولیک متفاوت است. پژوهش حاضر با هدف کمی سازی تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه در سه بازه تقریباً ۲۵ کیلومتری در طول رودخانه سفیدرود در استان‌های کردستان - بازه یساول؛ زنجان - بازه گیلوان و مازندران - بازه آستانه بررسی و ارتباط آن‌ها با شدت سیلاب انجام شده است. شدت سیلاب از ترکیب عمق و سرعت سیلاب با دوره بازگشت ۲۵ ساله با مدلسازی هیدرولیکی به وسیله نرم‌افزار HEC RAS در بازه‌های مورد مطالعه بدست آمد. چهار شاخص شریانی کانال (B)، سینوسیته کانال (P)، نرخ جابجایی جانبی(RM) و پایداری کانال رودخانه(S) در بازه‌های مورد مطالعه بدست آمدند. نتایج حاصل مؤید آن است که شاخص شریانی بازه یساول به دلیل دخالت‌های کم‌تر انسان و وجود پشته‌های رسوبی و جریانات چند شاخه بیشتر از دو بازه دیگر است. شاخص سینوسیته بازه آستانه به دلیل مورفولوژی جلگه‌ای کناره‌ها بالاتر بود و میزان جابجایی جانبی این بازه نیز تحت تأثیر همان عامل بیشتر بود. دوبازه گیلوان و یساول به دلیل محدود بودن کناره‌ها پایداری بیش‌تر و سینوسیته و جابجایی جانبی کم‌تری داشتند. نتایج بررسی ارتباط شاخص‌های ژئومورفولوژیک رودخانه با شدت سیلاب با دوره بازگشت‌های میان مدت نشان داد که برخلاف انتظار، در نواحی با شدت سیلاب بیشتر تغییرات کانال رودخانه کمتر است. که دلایل عمده آن را می‌توان با تأثیرگذاری هندسه مقطع کانال و شیب طولی کانال رودخانه مرتبط دانست. چرا که از نظر مورفولوژیک در نواحی عمیق کلنال رودخلنه، امکان جابجایی کم‌تر است لذا رودخلنه پلیدارتر می‌باشد. همچنین در شیب‌های تند جریان رودخانه اعم از پایه و سیلابی سرعت و در نتیجه شدت بیشتری دارد و کانال را بیشتر حفر می‌کند. کانال عمیق تر قاعدتاً توانایی عبور سیلاب‌های با دوره بازگشت کم‌تر را دارد و امکان سرریز شدن آب به اراضی مجاور و ایجاد مسیرهای جدید کاهش می‌یابد.

واژگان کلیدی: ژئومورفولوژی کمی، شدت سیلاب، رودخانه سفیدرود، مدلسازی هیدرولیکی

* **نویسندهٔ مسئول:** smhosseini@ut.ac.ir

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

۱- مقدمه

رودخانه‌ها سیستم‌های ژئومورفولوژیک دینامیک هستند که با توجه به پارامترهای مختلف تأثیرگذار بر آن‌ها همواره در حال تغییر و تحول هستند. این تغییرات بر زندگی انسان تأثیرات زیادی دارند و از تغییر در کاربری اراضی حاشیه رودخانه‌ها و محدثات انسانی تا خطرات ناشی از طغیان و آسیب‌های جانی و مالی در مواقع سیلابی متغیر می‌باشند (Knighton, 2014). چرا که بخش اعظم فعالیت های انسانی در دنیا در مجاورت رودخانه‌ها و دشت‌های سیلابی واقع شده‌اند. این نواحی به صورت گسترده مورد استفاده فعالیت‌های انسانی اعم از کشاورزی، سکونت و صنعت قرارگرفته و نسبت به تغییرات مورفولوژیکی مجرا حساس هستند (Tealdi et al, 2011). تغییرات مورفولوژیکی در مجرای کانال بیشتر شامل تنظیم و تعدیل عرض، عمق، شیب کانال و پلانفرم رودخانه است(Labbe et al, 2011). میزان جابجایی جانبی مجرای رودخانه به عواملی ازجمله مقاومت کناره در مقابل فرسایش، تداوم و بزرگی جریان، شعاع انحنای مجرا و ظرفیت جریان برای حمل رسوبات بستگی دارد. مقدار جابجایی جانبی رودخانه‌های بزرگ همچون برخی از مئاندرهای رودخانه می سی سی پی به ۲۰ متر در سال می‌رسد. با این وجود، مقدار جابجایی جانبی در رودخانه های متوسط نزدیک یک متر در سال اندازه‌گیری شده است(Magdaleno et al, 2011).

سیستم‌های رودخانه‌ای در سطح جهانی تحت فشار فزاینده‌ای قرار دارند که در نتیجه تأثیرات انسانی (مانند برداشت آب، ساماندهی رودخانه‌ها، تولید برق آبی و تغییر کاربری زمین) و تغییرات اقلیمی (مانند کاهش بارندگی، افزایش دما و تبخیر و تعرق) می‌باشند (Sabater, 2018؛ Gomes ea al;2023؛ Larkin et al., 2020). فرایندهای دینامیکی رودخانه‌ها مفاهیم متعددی را در بر می‌گیرد که شدت اثر آن‌ها وابسته با پارامترهای متعددی از جمله شیب کانال، ضریب زبری بستر و کناره‌ها و لیتولوژی دشت سیلابی می‌باشد(Kale, 1990 & Richards 1999). قدرت سیلاب به مراتب از شدت آن در ایجاد تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه‌ها مؤثرتر است (Baker and Costa, 2020,). لذا آسیب‌پذیری ژئومورفیکی رودخانه و کناره‌های آن در برابر وقوع سیلاب‌های سیلانه به طور قابل توجهی بین کانال‌های بستر سنگی (Deodhar and Kale, 1999) و کلنال‌های آبرفتی (Sinha, 1996 & Sarma and Basumallick, 1984) متفاوت است؛ تغییرات ژئومورفولوژیک رودخلنه از مقیاس میکروتا تغییرات بلندمدت در اشکال و ویژگی‌های کلنال در سطوح مختلف ژئومورفیکی متغیر است(Jackson, 1975 & Wood-Smith and Buffington, 1996 & Halwas and Church, 2002 & Hassan et al, 2007).

علاوه بر عوامل طبیعی مانند حجم آب، ویژگی‌های سنگ بستر، بار ر سوبی و نحوه جریان رودها در بخش‌های مختلف(کریمی و همکاران، ۱۳۹۳)، تغییرات انسانی نیز موجب تغییر در فرسایش، حمل و دینامیک رسوب می‌شود که اغلب افزایش قابلیت فرسایش کناره‌ها، تغییرات ناگهانی بستر[1]، بریدگی بستر رودخانه، توسعه کانال‌های تک‌رشته‌ای و باریک شدن کریدورهای رودخانه‌ای می‌گردد(Gurnell And Petts, 2002 Mendoza et al, 2019&). این تغییرات انسانی را می‌توان در برداشت شن و ماسه (Aznarul Islam et al, 2021)، ایجاد سازه‌های عمود بر جهت جریان نظیر سدها و آب بندها و تغییر در رژیم جریان، ایجاد پل‌ها، تغییرات در کاربری اراضی و محدود کردن بستر طبیعی رودخانه، اجرای طرح‌های ساماندهی، تغییر تعادل رودخانه و غیره عنوان نمود.

[1] avulsions

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

مطالعه پیرامون تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه‌ها با استفاده از روش‌ها و تکنیک‌های متعددی انجام می‌شود که عمدتاً مبتنی بر مطالعات مقایسه‌ای طی دوره‌های زمانی متفاوت و نهایتاً کمی‌سازی آن‌هاست. در حالی که مطالعه تغییرات ژئومورفولوژیکی رودخانه‌ها در مقیاس بزرگ در دهه‌های اخیر با استفاده از عکس‌های هوایی، اورتوفوتومپ‌ها، تصاویر ماهواره‌ای و تکنیک‌های نوظهوری مانند LiDAR امکان‌پذیر است (برای مثال، Rinaldi, 2003؛ Dufour et al, Aguiar et al, 2016& Lallias-Tacon et al, 2017 & 2015&)، یافتن منابع اطلاعاتی قدیمی‌تر که به یک یا چند قرن پیش مربوط می‌شوند امری دشوار و چالش‌برانگیز است (Redmond et al, 2016 & Magliulo And Hooke, 1989). رویکردهای زمین‌تاریخی که از نقشه‌های قدیمی استفاده می‌کنند، به‌طور فزاینده‌ای به‌عنوان منابعی برای درک تغییرات اشکال زمین و پلیداری تاریخی رودخانه‌ها شناخته می‌شوند (برای مثال، Forget, 2013 & Piégay And Taillefumier, 2003 & Ziliani And Surian , 2016 & Zlinszky And Timár, 2013 &Uribelarrea et al, 2003).

تغییرات در مورفولوژی کانال‌های رودخانه‌ای به‌طور گسترده تحت تأثیر تعاملات پیچیده میان فرآیندهای هیدرودینامیکی، توپوگرافیکی، تکتونیکی، ژئومورفیک و انسانی قرار دارد. در بسترهای رودخانه‌ای با ساختار پیچیده و چندشاخه‌ای، تغییرات در الگوی جریان و توزیع رسوبات می‌تواند به‌طور مستقیم بر توزیع و شکل نوارهای ماسه‌ای و جزایر و پشته‌های ماسه‌ای تأثیر بگذارد. این تغییرات معمولاً به‌وسیله معیارهایی چون نسبت شریانی شدن[1] و شاخص جزایر و پشته‌های رسوبی[2] تحلیل می‌شود. نسبت شریانی شدن به تعداد و پیچیدگی کانال‌های فرعی در یک رودخانه اشاره دارد و تغییرات آن می‌تواند نشانه‌ای از تغییر در انرژی جریان و الگوی رسوب‌گذاری باشد. این نسبت به‌ویژه در رودخانه‌های با ساختار چندشاخه‌ای، که در آن‌ها کانال‌های فرعی به‌طور مکرر به یکدیگر متصل می‌شوند، مورد توجه قرار می‌گیرد(Brierley And Fryir, 2013). به این موارد باید تغییرات انسانی مؤثر در حواشی رودخانه‌ها را نیز افزود؛ این تغییرات غالباً موجب تعارض به بستر رودخلنه گردیده و علی‌رغم ایجاد تغییرات مورفولوژیک موجب افزایش تهدیدات احتمالی نظیر طغیان رودخانه و سیل در آینده می‌شود(یمانی و همکاران، ۱۳۹۷).

کمی‌سازی تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه با تأکید بر هیدرولیک جریانات سیلابی مستلزم تحلیل دقیق و مدل‌سازی پیچیده‌ای از تعاملات دینامیکی بین جریان آب، رسوب‌گذاری و تغییرات بستر رودخانه است. شدت سیلاب، که با دبی‌های بالا، عمق زیاد جریان سیلابی و سرعت‌های شدید جریان مشخص می‌شود، می‌تواند تأثیرات قابل توجهی بر روی ساختارهای بستر رودخلنه از جمله تغییرات در عمق، عرض، و پیچ‌وخم‌های کانال و نیز جابجایی و رسوب‌گذاری داشته باشد (Brierley And Fryir, 2013).

مدل‌های هیدرولیکی پیشرفته متعددی برای کمی‌سازی این تغییرات به‌کار می‌روند. این مدل‌ها شامل مدل‌های شبیه‌سازی جریان سطحی و رسوبی هستند که برای تحلیل رفتار دینامیکی سیلاب‌ها و اثرات آن‌ها بر مورفولوژی رودخانه طراحی شده‌اند. به‌ویژه، مدل‌های عددی مانند HEC-RAS و MIKE21 قادر به شبیه‌سازی جریانات پیچیده و اثرات آن‌ها بر روی بستر رودخانه هستند (Gharbi et al, 2016). این مدل‌ها معادلات حاکم بر جریان‌های هیدرولیکی و انتقال رسوبات را بررسی می‌کنند تا تغییرات در الگوی جریان، فرسایش کناره‌ها، و توزیع رسوبات را پیش‌بینی نمایند. داده‌های هیدرولیکی دقیق برای کمی‌سازی تغییرات ژئومورفولوژیک مورد استفاده هستند که شامل دبی‌های سیلابی،

[1] braid-channel ratio
[2] islands-bars index

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

سرعت جریان، ضرایب زبری، عمق آب هستند. به‌علاوه، داده‌های ژئومورفولوژیک، نقشه‌های توپوگرافی و تصاویر هوایی و غیره برای تحلیل تغییرات بستر رودخانه استفاده می‌شود (Samela et al, 2017).

رودخانه سفیدرود یکی از بزرگ‌ترین رودخانه‌های ایران است که زندگی جمعیت قابل توجهی را به صورت مستقیم و غیر مستقیم تحت تأثیر قرار داده است؛ تمایل به سکونت در مجاور این رودخانه همواره در طول تاریخ وجود داشته و در طول مسیر سکونتگاه‌های شهری و روستایی متعددی در مجاورت آن دیده می‌شود. وقوع سیلاب‌های متعدد در گذشته و تمایل رودخانه به تغییرات بستر خود به ویژه در محدوده جلگه‌ای تعیین پهنه‌های سیلابی و پیش بینی رفتار آن در آینده از مسائل اساسی پژوهش حاضر است؛ لذا شناسایی و کمی‌سازی تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه سفیدرود و بررسی ارتباط این تغییرات با شدت سیلاب در دوره بازگشت‌های میان مدت از اهداف اساسی این تحقیق می‌باشد.

۲- منطقه مورد مطالعه

رودخانه سفیدرود دومین رودخانه پرآب ایران است که از کوه‌های چهل‌چشمه در استان کردستان سرچشمه می‌گیرد و در استان کردستان پس از دریافت شاخه تروال که آب‌های سطحی شهرستان‌های قروه و دهگلان را زهکشی می‌کند در جهت شرقی به سمت استان زنجان امتداد می‌یابد. در بدو ورود به استان زنجان به سمت شمال غربی تغییر جهت داده و به سمت استان آذربایجان غربی متمایل می‌شود. در میانه رودهای دیگری به نام قرانقوش چای، میانه چای، هشترودچای، جریانات سطحی کوه سهند و همچنین بزغوش به آن می‌پیوندند و سپس به سمت جنوب شرقی تغییر جهت می‌دهد. پس از دریافت شاخه زنجان‌رود به تنگه منجیل می‌رسد؛ تا این نقطه رودخانه مذکور با نام قزل اوزن شناخته می‌شود. در این محل شاخه دیگری به نام شاهرود که از کوه‌های طالقان سرچشمه می‌گیرد و طول تقریبی آن تا منجیل حدود ۲۳۰ کیلومتر است را دریافت می‌نماید.

از محل تلاقی رودخانه‌های شاهرود از جنوب شرقی و قزل اوزن از شمال غربی در محل تنگ منجیل به بعد رودخانه سفیدرود نامیده می‌شود. در مجاورت شهر منجیل و ۷۵ کیلومتری جنوب شهر رشت سد مخزنی سفیدرود در سال ۱۳۴۰ بر روی این رودخانه ساخته شده که دارای ارتفاع ۸۶ متر از بستر رودخانه بوده و در پائین دست حوضه‌ای با وسعت ۵۶۲۰۰ کیلومتر مربع احداث شده است(شرکت سهامی آب منطقه‌ای گیلان). در ادامه مسیر این رودخانه با پیوستن شاخه‌هایی که اصلی‌ترین آن‌ها عبارتند از آبرود، سیاه رودبار، تویسن و آبراهه شلی به منطقه تجن جاری می شود. در نهایت شعبه اصلی این رود از طریق صدها کانال و آبراه زراعی در منطقه حسن کیاده به دریای خزر می‌ریزد. این رودخانه با میانگین آبدهی ۵۲۰۰ میلیون متر مکعب در سال به عنوان بزرگ‌ترین و مهم‌ترین رودخانه در پهنه جنوبی دریای خزر شناخته می‌شود(کریمی و همکاران، ۱۳۹۷).

با توجه به گستردگی حوضه آبخیز و همچنین طولانی بودن رودخانه سفیدرود مطالعه آن در تمامی طول مسیر علاوه بر اینکه هزینه‌های زمانی و مالی فراوانی را می‌طلبد ممکن است به تهیه نتایجی بیانجامد که از گنجایش پژوهش حاضر خارج باشد؛ لذا سعی شده که سه بازه مجزا از مسیر رودخانه اصلی انتخاب شود که مبین غالب طول مسیر رودخلنه مطالعاتی‌باشد. در انتخاب این سه‌بازه ملاک‌هایی از جمله تنوع مورفولوژیک و توپوگرافیک‌بارز آن‌ها، مساحت‌های متفاوت حوضه‌های آبخیز بالادست آن‌ها، تنوع کاربری های اراضی، وجود ایستگاه هیدرومتری و همچنین

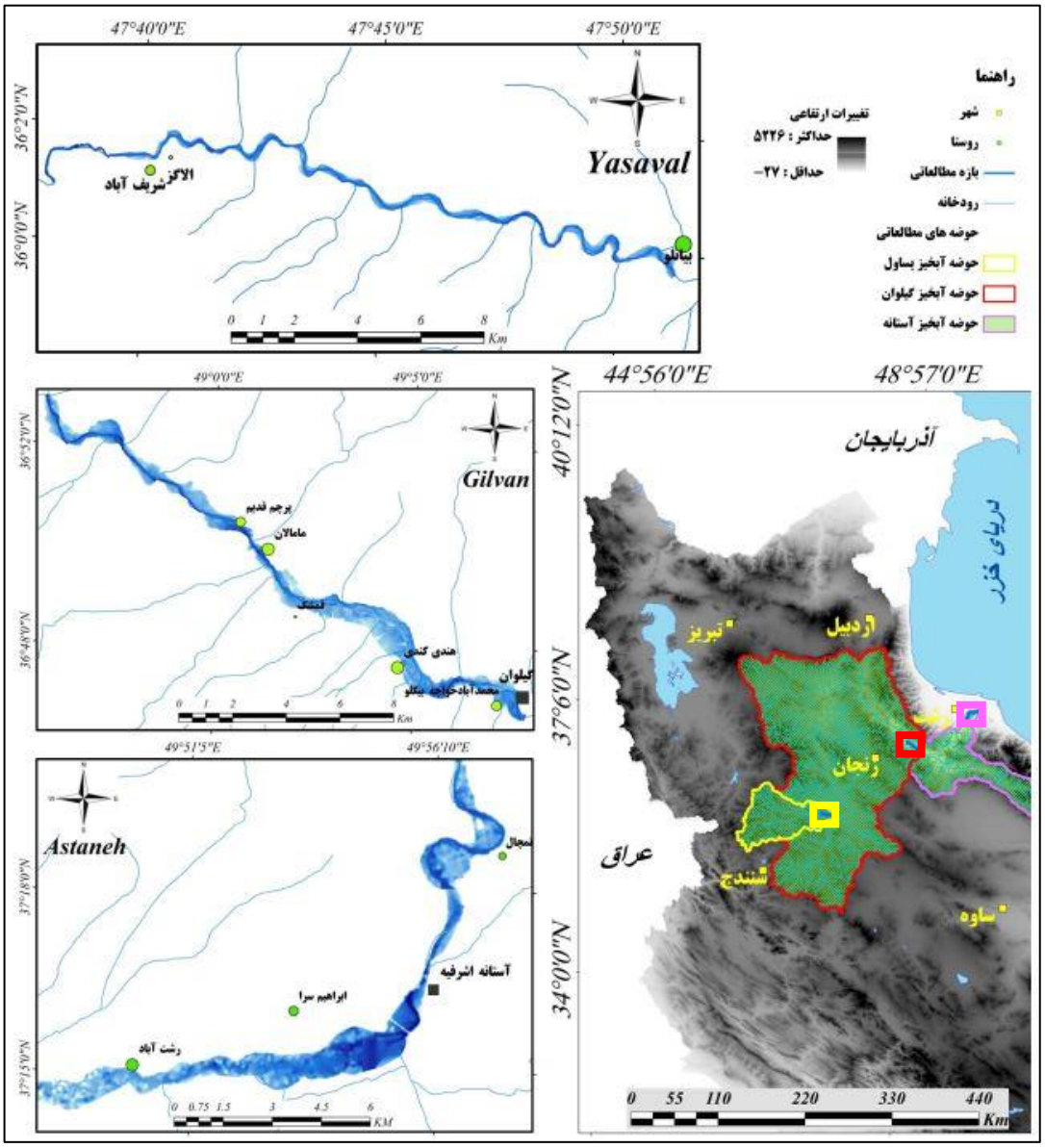
[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

تکمیل و طولانی بودن آمار آن‌ها و غیره مد نظر بوده است. لذا ابتدا سه بازه ۲۵ کیلومتری در بالادست سه ایستگاه هیدرومتری یساول - بیانلو و گیلوان بر روی رودخانه قزل اوزن و ایستگاه آستانه در محدوده استان گیلان بر روی رودخانه سفید رود انتخاب شد(شکل ۱). جدول ۱ مشخصات کلی ایستگاه‌های هیدرومتری انتخابی را نشان می‌دهد. لذا مجموع بازه‌های انتخابی رودخانه سفیدرود در پژوهش حاضر ۷۵ کیلومتر در سه بازه مجزا واقع در استان‌های کردستان، زنجان و گیلان می‌باشد.

جدول ۱: مشخصات مربوط به ایستگاه‌های هیدرومتری مورد بررسی تحقیق(منبع: شرکت مدیریت منابع آب ایران)

ردیف	نام ایستگاه	کد ایستگاه	رودخانه	استان	ارتفاع از سطح دریا (متر)	مختصات جغرافیایی		سال شروع آماربرداری
						طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	
۱	یساول (بیانلو)	۱۷-۰۰۱	قزل اوزن	زنجان	۱۵۱۶	۴۷°۵۷´۴۸″	۳۶°۰۰´۱۶″	۱۳۴۵-۴۶
۲	گیلوان	۱۷-۰۳۳	قزل اوزن	گیلان	۳۱۱	۴۹°۰۷´۵۸″	۳۶°۴۶´۴۲″	۱۳۴۲-۴۳
۳	آستانه	۱۷-۰۵۷	سفیدرود	گیلان	-۷	۴۹°۵۶´۰۲″	۳۷°۱۶´۴۱″	۱۳۳۵-۳۶

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]



شکل ۱ : نقشه معرفی منطقه مورد مطالعه

۳- مواد و روش‌ها

داده‌ها، مواد و متغیرهای مورد بررسی پژوهش حاضر شامل آمار ایستگاه‌های هیدرومتری یساول – بیانلو، گیلوان و آستانه تهیه شده از شرکت مدیریت منابع آب ایران، توپوگرافی با مقیاس ۱/۱۰۰۰ تهیه شده از شرکت‌های آب منطقه‌ای استان‌های کردستان، زنجان و گیلان، عکس‌های هوایی مربوط به سال ۱۳۴۷ بازه‌های مطالعاتی تهیه شده از سازمان نقشه برداری کشور، تصاویر ماهواره‌ای مربوط به سال ۲۰۰۰ ماهواره Landsat Copernicus، تصاویر مربوط به Google Earth و همچنین عکس‌های مربوط به بازدیدهای میدانی از بازه‌های مطالعاتی می‌باشد.

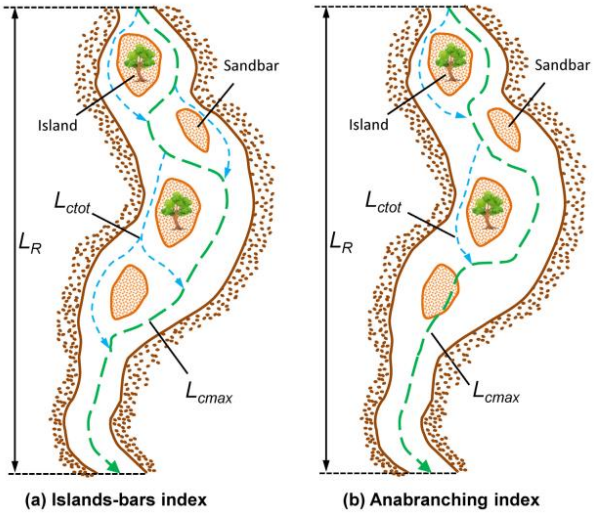
جهت انجام پژوهش ابتدا وضعیت تغییرات مورفولوژیکی بازه‌های مطالعاتی مورد مطالعه بر اساس چهار شاخص شریانی کانال (B)، شاخص سینوسیته کانال (P)، نرخ جابجایی جانبی و پایداری کانال رودخانه مورد بررسی قرار گرفت که در ادامه معادلات مربوط به آن‌ها ارائه می‌گردد:

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

۱- شاخص نرخ کانال‌های شریانی: این شاخص با استفاده از رابطه ۱ که توسط Friend And Sinha (1993) برای بررسی و تجزیه و تحلیل مورفولوژیک کانال‌های شریانی ارائه شده است، محاسبه شد. در آن L_{ctot} جمع طول مجرای کانال‌های فرعی به کیلومتر و L_{cmax} هم طول مجرای کانال اصلی به کیلومتر می‌باشد. B نیز نرخ کانال‌های شریانی بوده و بدون واحد است. این دو پارامتر در شکل ۲ نشان داده شده است.

رابطه ۱

$$B = \frac{L_{ctot}}{L_{cmax}}$$



شکل ۲: نمای شماتیک محاسبه پارامترهای مورد نیاز رابطه‌های ۱ و ۲ (Kong et al, 2020)

۲- شاخص سینوسیته: سینوسیته مسیر به عنوان طول مسیر جریان نسبت به طول دامنه محاسبه می‌شود (Friend and Sinha, 1993):

رابطه ۲

$$P = \frac{L_{cmax}}{L_R}$$

که در آن L_{cmax} همانند رابطه ۱ طول مجرای کانال اصلی به کیلومتر و LR فاصله مستقیم ابتدا و انتهای بازه مطالعاتی می‌باشد.

۳- جابجایی مجرای رودخانه: برای محاسبه این شاخص، ابتدا لقدام‌به تهیه عکس‌های هوایی قدیمی مربوط‌به دهه‌های ۴۰ و ۵۰ شمسی شد. اما با توجه به اینکه عکس‌های هوایی هم‌زمان و هم مقیاس مربوط به هر سه بازه وجود نداشت از تصاویر ماهواره‌ای مربوط به سال ۲۰۰۰ میلادی استفاده شد و مسیر رودخانه های مورد نظر با تصاویر سال ۲۰۲۴ میلادی مقایسه گردید. لازم به توضیح است که در منابع مطالعه شده (مانند Kong et al, 2020) نیز، روش‌های استفاده شده پژوهش حاضر برای دوره‌های زمانی کوتاه‌مدت مورد استفاده قرار گرفته است.میزان جابجایی رودخانه با استفاده از رابطه ۳ برگرفته از مطالعات Giardino And Lee (2011) محاسبه شد. در این رابطه A مساحت پلیگونی که با جابجایی کانال در دو تاریخ اولیه و ثانویه تشکیل می‌شود بر حسب کیلومتر مربع؛ Lc1 طول مجرای کانال رودخانه در تاریخ اولیه بر حسب کیلومتر و t تعداد سال های دوره مورد نظر است.

رابطه ۳:

$$R_m = \frac{A}{L_{c1} * t} \times 1000$$

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

۴- شاخص دیگری که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته شاخص پایداری کانال است؛ که از طریق رابطه ۴ به دست آمده و میزان پایداری کانال را بر حسب درصد در دوره زمانی مورد بررسی مشخص می‌کند (Kong et al, 2020): در رابطه زیر ΔA مساحت مشترک در دو دوره زمانی مورد بررسی، A_1 مساحت کانال در تاریخ اولیه و S میزان پایداری کانال برحسب درصد می‌باشد.

رابطه ۴:

$$S = \frac{\Delta A}{A_1} \times 100\%$$

۳-۱- مدلسازی هیدرولیکی سیلاب

پس از به دست آوردن میزان تغییرات کانال‌های رودخانه در ادامه اقدام به بررسی ارتباط آن با شدت سیلاب شد. برای این کار لازم است مدلسازی هیدرولیکی سیلاب رودخانه های مورد مطالعه انجام شود؛ لذا داده و آمارهای هیدرومتری ایستگاه‌های هیدرومتری واقع در پائین دست بازه های مورد نظر بعلاوه ایستگاه‌های پیرامون برای بحث صحت سنجی و تکمیل و تطویل آمار از شرکت‌های آب منطقه‌ای استان‌های کردستان، زنجان و گیلان و شرکت مدیریت منابع آب ایران تهیه شد. سپس آمار دبی پیک لحظه‌ای ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار Easy fit اقدام به برآورد سیلاب بازه‌های مورد مطالعه در دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۵۰۰ و ۱۰۰۰ ساله با اتکا بر توزیع آماری توزیع مقدار حدی تعمیم‌یافته (GEV) شد. جدول ۲ مقادیر مربوط به حداکثر دبی‌های سیلابی برآورد شده ایستگاه‌های مورد مطالعه را در دوره بازشگت‌های مورد بررسی نشان داده است.

جدول ۲: مقادیر دبی سیلابی برآورد شده بازه‌های مطالعاتی برای شبیه سازی مدل هیدورلیکی (متر مکعب بر ثانیه)

دوره بازگشت(سال)	یساول	گیلوان	آستانه
۲	۱۳۷/۶۳	۵۶۸/۲۳	۷۲۹/۹۴
۵	۲۵۳/۴۳	۹۹۳/۹۱	۱۰۸۶/۱
۱۰	۳۴۸/۸	۱۲۹۰/۸	۱۳۶۸/۲
۲۵	۴۹۵/۸۱	۱۶۸۴	۱۷۸۸
۵۰	۶۲۷/۹۴	۱۹۸۹/۵	۲۱۵۲/۶
۱۰۰	۷۸۲/۳۹	۲۳۰۴/۶	۲۵۶۶/۶
۲۰۰	۹۶۳/۴۵	۲۶۳۱	۳۰۳۸/۱
۵۰۰	۱۲۵۲	۳۰۸۱	۳۷۶۴/۵
۱۰۰۰	۱۵۱۵	۳۴۳۷	۴۴۰۴/۹

نقشه‌های توپوگرافی بازه های مطالعاتی با مقیاس ۱/۱۰۰۰ از شرکت‌های آب منطقه‌ای مربوطه تهیه و مدل رقومی ارتفاعی DEM آن‌ها با دقت ۱ متر در نرم افزار ARC GIS ایجاد شد. سپس در الحاقیه HEC GEO RAS پارامترهای لازم از جمله رودخانه اصلی، سیلاب دشت‌های سواحل راست و چپ، جهت جریان و مقاطع عرضی ترسیم شده و به محیط نرم افزار HEC RAS انتقال یافت. میانگین فاصله مقاطع عرضی بسته به تکامل یافتگی کانال رودخانه و تغییرات مورفولوژی بستر و کناره‌ها در بازه یساول ۲۵ متر، در بازه گیلوان ۵۰ متر و در بازه آستانه ۱۲۷ متر در نظر گرفته شد. ضرایب زبری مانینگ رودخانه‌های مورد بررسی با استفاده از روش Cowan (راهنمای تعیین ضریب زبری هیدرولیکی رودخانه‌ها، ۱۳۹۴) تعیین شده است(جدول ۳). اطلاعات مندرج در جدول به وسیله بازدیدهای میدانی و همچنین اتکا بر

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

تصاویر ماهواره‌ای و تصاویر Google Earth به دست آمد و به همراه شرایط مرزی رودخانه مطالعاتی به نرم افزار معرفی گردید. از مدلسازی هیدرولیکی انجام شده مقادیر سرعت، قدرت، عمق سیلاب و تنش برشی به صورت رستر برای همه دوره بازگشت‌های مورد نظر به دست آمد. با ضرب نمودن دو شاخص عمق جریان (برحسب متر) و سرعت جریان (بر حسب متر بر ثانیه) شدت سیلاب (بر حسب متر مربع بر ثانیه) به دست می‌آید. در نهایت ارتباط بین شدت سیلاب و تغیرات مورفولوژیکی کانال رودخانه مورد بررسی قرار گرفت.

جدول ۳: مقادیر در نظر گرفته شده ضریب مانینگ بازه‌های مطالعاتی

نام بازه	آستانه			گیلوان			یساول		
مقادیر n	ساحل راست	کانال	ساحل چپ	ساحل راست	کانال	ساحل چپ	ساحل راست	کانال	ساحل چپ
مواد بستر	۰/۰۲۴	۰/۰۲۵	۰/۰۲۴	۰/۰۲۴	۰/۰۲۵	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳
درجه همواری	۰/۰۰۹	۰/۰۰۷۵	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶۵	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۰۸۵	۰/۰۱
تغییرات در سطح مقطع کانال	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶
اثر موانع در کانال	۰/۰۱	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۷۵	۰/۰۱	۰/۰۱۳	۰/۰۰۹	۰/۰۱۳
ارتفاع گیاهان	۰/۰۱۳	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱	۰/۰۱۲	۰/۰۱۴	۰/۰۱۲
ضریب پیچشی	۱/۲۶۵	۱/۲۶۵	۱/۲۶۵	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۲۸	۱/۲۸	۱/۲۸
ضریب مانینگ	۰/۰۷۸۴	۰/۰۷۷۱	۰/۰۷۸۴	۰/۰۶۵۵	۰/۰۶۱۵	۰/۰۶۵۵	۰/۰۸۱۹	۰/۰۷۷	۰/۰۸۱۹

۴- یافته‌ها

تحلیل‌های تخصصی در زمینه تغییرات مورفولوژی رودخانه و عوامل مؤثر در آن معمولاً به بررسی تغییرات در توزیع رسوبات، نرخ جابجایی جانبی و پیچ‌وخم کانال و غیره می‌پردازد و نیاز به مدل‌سازی دقیق و داده‌های هیدرودینامیکی برای درک بهتر این فرآیندها دارد؛ که در ادامه به بررسی آن‌ها در رابطه با بازه‌های مطالعاتی پژوهش پرداخته می‌شود.

۴-۱- کمی سازی تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه

۴-۱-۱- شاخص شریانی کانال و شاخص جزایر و پشته‌های رسوبی[1]

جهت بررسی این مطلب ابتدا لازم است مشخص شود که آیا بازه‌های مطالعاتی پژوهش حاضر در رده رودخانه های شریانی قرار می‌گیرند یا خیر. بررسی‌های به عمل آمده و بازدیدهای میدانی انجام شده مؤید آن است که مورفولوژی کناری بازه‌های یساول و گیلوان غالباً تپه ماهوری بوده و این دو بازه در بسترهای نسبتاً فراخی جریان دارند. هرچند ابتدای بازه یساول کوهستانی بوده و نمی‌توان این بخش را شریانی نامید. بازه آستانه نیز هم به دلیل توپوگرافی کناره‌ها و سیلاب‌دشت و هم به دلیل سرعت، عمق و شدت جریان و همچنین فرایندهای رسوب شناسی آن به صورت شریانی درآمده است. لذا صرف نظر از دخالت های انسانی در بستر به ویژه در بازه های گیلوان و آستانه، بخش‌هایی را از هرسه بازه در رده رودخانه های شریانی قرار می‌گیرند. جهت به دست آوردن دید کلی از وضعیت این سه بازه میانگین پهنای جریان سیلابی در دوره بازگشت های ۲ تا ۱۰۰۰ ساله بعلاوه میانگین عدد فرود ارائه شده است. میانگین پهنای

[1] Braid-channel ratio and islands-bars index

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

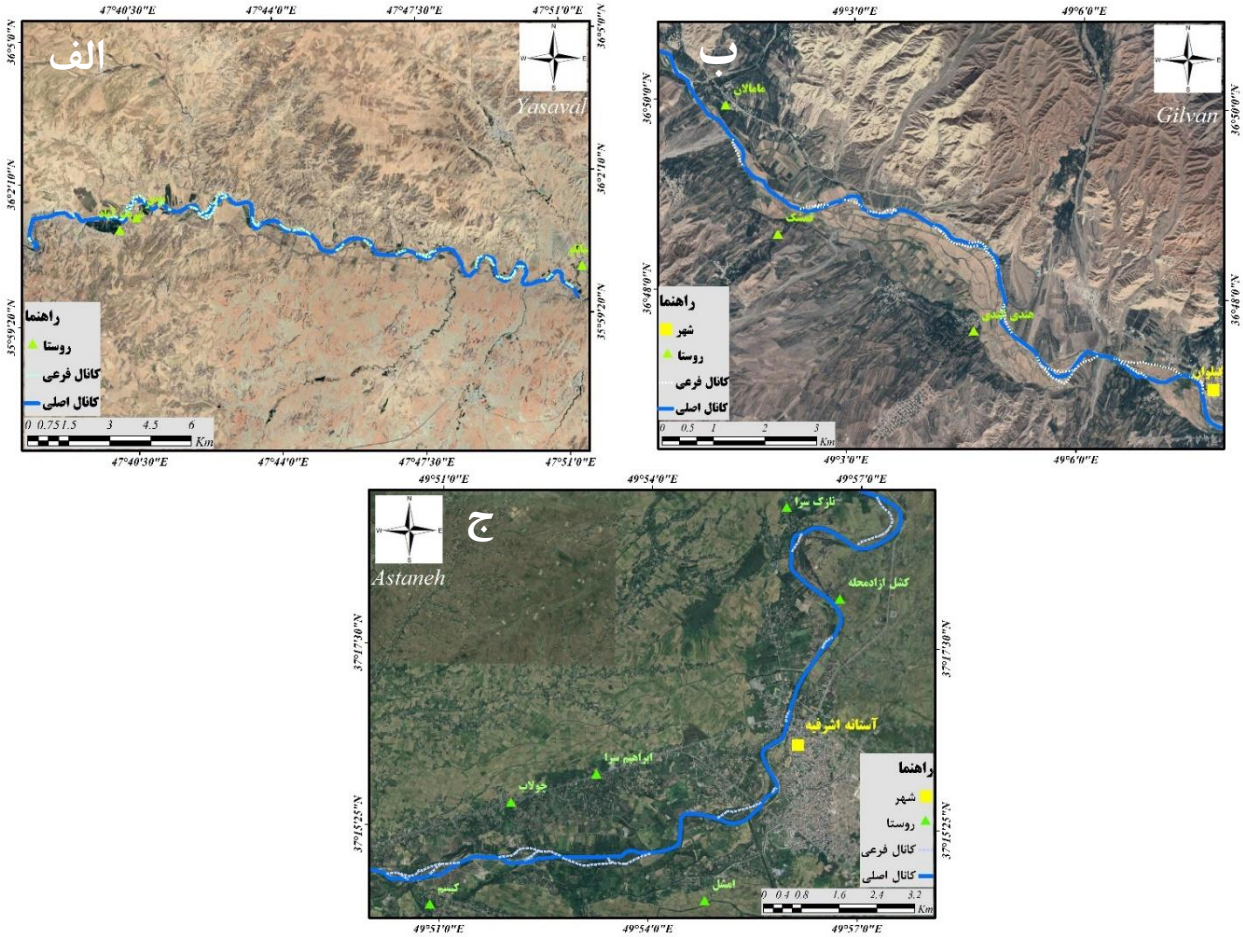
زیاد جریان سیلابی بعلاوه میانگین عدد فرود کمتر از ۰.۵ (رژیم جریان زیر بحرانی) در هرسه بازه در تمامی دوره بازگشت‌ها نیز از نظر کمی وجود بازه‌های شریانی زیادی را در این سه بازه تأیید می‌نماید(جدول ۴).

جدول ۴: میانگین پارامترهای عرض جریان سیلابی و عدد فرود بازه های مطالعاتی در دوره بازگشت‌های مختلف

دوره بازگشت (سال)	یساول		گیلوان		آستانه	
	میانگین عرض جریان (متر)	میانگین عدد فرود	میانگین عرض جریان (متر)	میانگین عدد فرود	میانگین عرض جریان (متر)	میانگین عدد فرود
۲	۱۴۵/۳۱	۰/۱۵۱۰	۳۷۸/۵۸	۰/۲۴۳۱	۷۸۸/۸۲	۰/۱۲۱۶
۵	۱۶۹/۰۸	۰/۱۵۹۸	۴۸۰/۲۶	۰/۲۵۲۶	۸۷۲/۱۷	۰/۱۲۵۰
۱۰	۱۸۲/۷۳	۰/۱۶۴۶	۵۲۳/۲۳	۰/۲۵۷۳	۹۷۷/۹۴	۰/۱۲۷۵
۲۵	۱۹۵/۸۶	۰/۱۶۹۹	۵۶۳/۶۸	۰/۲۶۱۴	۱۰۸۵/۰۳	۰/۱۳۰۶
۵۰	۲۰۴/۳۱	۰/۱۷۳۴	۵۸۳/۷۵	۰/۲۶۳۸	۱۱۵۱/۸۱	۰/۱۳۳۳
۱۰۰	۲۱۱/۹۰	۰/۱۷۷۲	۶۰۱/۶	۰/۲۶۶۱	۱۲۱۹/۳۵	۰/۱۳۶۳
۲۰۰	۲۱۹/۷۰	۰/۱۸۰۵	۶۱۶/۱۴	۰/۲۶۷۸	۱۳۰۷/۰۵	۰/۱۳۸۸
۵۰۰	۲۲۹/۲۵	۰/۱۸۴۶	۶۲۳/۵۷	۰/۲۶۹۸	۱۴۷۱/۵	۰/۱۴۲۸
۱۰۰۰	۲۳۶/۰۷	۰/۱۸۷۷	۶۴۳/۸۳	۰/۲۷۱۱	۱۵۸۵/۵	۰/۱۴۵۰

شکل ۳ نقشه‌های مربوط به کانال‌های فرعی (L_{ctot}) و اصلی (L_{cmax}) بازه‌های مطالعاتی را نشان می‌دهد که شاخص‌های مربوط به آن‌ها جهت بررسی شریانی و سینوسی بودن رودخانه ها در جدول ۵ ارائه شده است. مقدار بالای B نشان‌دهنده تعدد کانال‌ها و درجه بالای انشعاب در شاخه‌ها است، در حالی که مقدار پایین نشان‌دهنده جریان از طریق یک کانال واحد است. همان‌طور که نقشه‌ها نیز گویای آن بود بازه‌های مطالعاتی از منظر شاخص شریانی تفاوت زیادی با هم ندارند و شاخص شریانی بازه یساول به عنوان بالاترین مقدار با شاخص شریانی بازه آستانه به عنوان کم‌ترین ۰.۰۷ بیش‌تر است. دلیل کم‌تر بودن شاخص شریانی دو بازه گیلوان و آستانه نسبت به بازه یساول را می‌توان در دخالت‌های بالای انسانی در بستر رودخانه و وجود سد سفید رود در بالادست شاخه آستانه دانست در حالیکه تراکم فعالیت‌های انسانی و محدود کردن مجرای رودخانه در بازه یساول کم‌تر به چشم می‌خورد و در این بازه پشته‌های رسوبی و جریانات چند شاخه‌ای بیشتر به چشم می‌خورد(شکل ۴). با توجه به قدمت بالای سد سفیدرود این تغییرات مربوط به قبل از دوره زمانی مورد بررسی پژوهش حاضر بوده و مقایسه کانال رودخانه از نظر شاخص شریانی در دو دوره زمانی مورد بررسی تغییرات قابل توجهی را نشان نمی‌دهد؛ اما این تغییرات در بازه گیلوان ملموس بوده و دخالت‌های انسانی در بستر رودخانه برای توسعه اراضی زراعی و کشاورزی موجب ایجاد تغییرات قابل توجهی در مورفولوژی رودخانه شده است(شکل ۵).

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]



شکل ۳: نقشه‌های مربوط به تفکیک کانال های فرعی و اصلی بازه های مطالعاتی؛ (الف: یساول؛ ب: گیلوان؛ ج: آستانه)

شکل ۴: پشته‌های رسوبی و جریان چند شاخه‌ای بازه یساول در محدوده روستای بیانلو

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

شکل ۵: مقایسه وضعیت شریانی بودن مقطعی از بازه گیلوان در ابتدا و انتهای دوره زمانی مورد مطالعه و تأثیر دخالت‌های انسانی در آن

جدول ۴: پارامترهای بررسی کمی شاخص رودخانه‌های شریانی

بازه مطالعاتی	طول کانال اصلی (کیلومتر)	طول کانال فرعی (کیلومتر)	فاصله مستقیم ابتدا و انتهای بازه مطالعاتی(LR)	شاخص شریانی کانال (B)	شاخص سینوسیته کانال (P)
یساول	۲۸/۸۵	۱۴/۲	۲۰	۰/۴۹۲	۱/۴۴۳
گیلوان	۲۵/۶۸	۱۱/۵	۲۱/۶	۰/۴۴۸	۱/۱۸۹
آستانه	۲۸/۵۸	۱۲/۲۲	۱۵/۲۵	۰/۴۲۸	۱/۸۴۷

۴-۱-۲- شاخص سینوسیته کانال[1]

در رابطه با شاخص سینوسیته کانال (P) بازه گیلوان کم‌ترین مقدار و بازه آستانه بیشترین مقدار را به خود اختصاص داده است؛ بدین معنی که فاصله مستقیم ابتدا و انتهای بازه مطالعاتی گیلوان بسیار بیش‌تر از بازه آستانه می‌باشد. دلیل عمده آن به توپوگرافی دشتی بازه آستانه مربوط می‌شود که رودخانه به دلیل شیب کم‌تر پروفیل طولی و درنتیجه انرژی کم‌تر جریان به صورت مئاندری درآمده است. در واقع بین مقادیر شدت جریان و تنش برشی با شاخص سینوسیته کانال نسبت

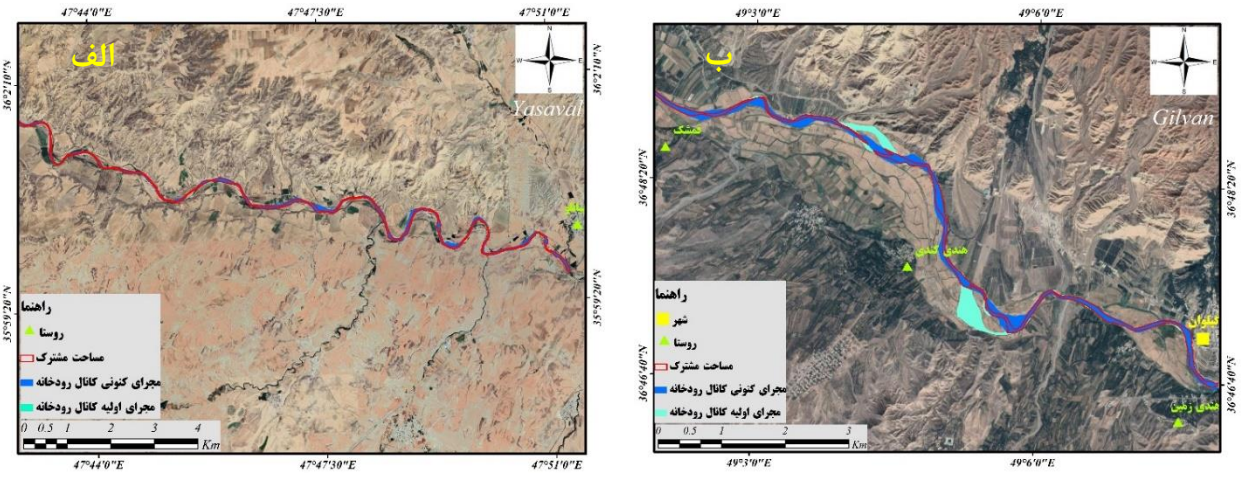
[1] Channel sinuosity index

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

عکس برقرار است؛ به گونه ای که حداکثر شدت سیلاب در دوره بازگشت ۲۵ ساله یساول ۲۲/۹، گیلوان ۲۵/۹ و آستانه ۱۸/۸۹ متر مربع بر ثانیه بوده و شاخص سینوسیته کانال در جدول ۴ ارائه شده است. میانگین تنش برشی همان جریان به ترتیب برای بازه‌های یساول، گیلوان و آستانه مقادیر ۳۲/۳، ۴۳ و ۱۰/۳ نیوتن بر متر مربع است که با شاخص سینوسیته نسبت معکوس دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در بازه آستانه دو عامل مورفولوژی و توپوگرافی هموار جلگه و همچنین وجود سد سفیدرود در بالادست و مهار قسمت عمده جریانات سیلابی سبب شده که رودخانه در این ناحیه شدت جریان و درنتیجه تنش برشی کم‌تری داشته باشد. این حالت در دو بازه دیگر برعکس است و رودخانه رفتار طبیعی خود را نشان می‌دهد.

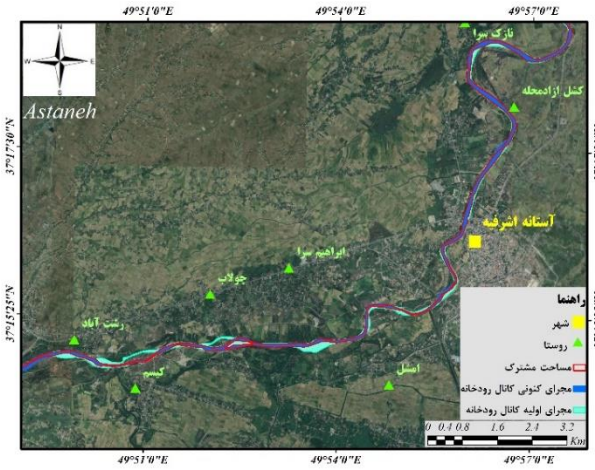
۴-۱-۳- نرخ جابجایی جانبی[1]

نرخ جابجایی جانبی رودخانه به میزان تغییرات کانال در طول زمان اشاره دارد و به‌طور مستقیم با فرآیندهای هیدرودینامیکی و ژئومورفیک مرتبط است. این نرخ تحت تأثیر عواملی چون شدت جریان آب، میزان رسوب‌گذاری و فرسایش کناره‌ها، و تغییرات در شیب بستر رودخانه قرار دارد (Knighton, 2014). در کانال‌های با پیچ‌وخم بالا، نرخ جابجایی جانبی می‌تواند به‌طور قابل‌توجهی افزایش یابد، چرا که جریان‌های پیچشی و تلاطم‌های آبی باعث تسریع فرسایش در یکی از کناره‌ها و رسوب‌گذاری در کناره مقابل می‌شود. این فرآیندها می‌توانند موجب تغییرات عمده در الگوی هندسی کانال و توزیع رسوبات شوند. ارزیابی دقیق نرخ جابجایی جانبی نیازمند داده‌های طولی دقیق و مدل‌سازی عددی پیشرفته است تا اثرات عوامل مختلف را به‌درستی تحلیل کند. این تحلیل‌ها به درک بهتر دینامیک کانال‌های رودخانه‌ای و پیش‌بینی تغییرات آینده در مورفولوژی رودخانه کمک می‌کند. شکل ۶ نقشه تغییرات بستر فعال رودخانه‌های مطالعاتی را در دوره زمانی مورد بررسی نشان می‌دهد؛ همچنین بستر مشترک هر دو دوره زمانی مورد نظر نیز تعیین گردیده تا با استفاده از این دو شاخص و احتساب سال‌های اختلاف دو دوره بتوان میزان جابجایی رودخانه‌های مطالعاتی را به صورت کمی ارائه و تفسیر نمود.



[1] Lateral migration rate

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]



شکل ۶: نقشه تغییرات بستر فعال رودخانه های مطالعاتی در دوره زمانی مورد بررسی و مساحت مشترک (الف: یساول؛ ب: گیلوان؛ ج: آستانه)

بررسی این شاخص بر روی بازه‌های مطالعاتی نشان می‌دهد که مورفولوژی و توپوگرافی کناره‌ها بیشترین تأثیر را بر روی آن دارد؛ به گونه‌ای که دو بازه یساول و گیلوان در محدوده نسبتاً کوهستانی و تپه ماهوری جریان دارند مقادیر این شاخص برای آن‌ها به ترتیب ۱/۳ و ۱/۹۳ به دست آمده است. دلیل کم‌تر بودن RM در بازه یساول کوهستانی بودن رودخانه در چند کیلومتر ابتدایی است و پس از آن توپوگرافی کناره‌ها آرام‌تر می‌شود. اما بازه آستانه از آنجا که بر پیکره جلگه خزر جریان دارد آزادی عمل بیشتری در جابجایی کانال و تغییرات جانبی دارد و مقدار این شاخص برای آن ۳/۱۵ به دست آمده است(جدول ۵).

جدول ۵: کمی سازی میزان جابجایی کانال رودخانه و میزان پایداری آن در بازه‌های مطالعاتی

بازه مطالعاتی	مساحت اولیه کانال رودخانه (Km2)	مساحت کنونی کانال رودخانه (Km2)	مساحت مشترک (Km2)	RM	S(٪)
یساول	۰/۹۹۱	۱/۳۳	۰/۸۶	۱/۲۹۶	۸۶/۸۶
گیلوان	۱/۵۴۴	۱/۹۱۳	۱/۱۴۲	۱/۹۳۳	۷۳/۹۶۴
آستانه	۳/۰۵۵	۲/۵۵۸	۲/۰۷۲	۳/۱۵۲	۶۷/۹۳۴

۴-۱-۴- پایداری کانال رودخانه[1]

پایداری کانال رودخانه به توانایی یک کانال در حفظ شکل و موقعیت خود در برابر نیروهای طبیعی و انسانی اشاره دارد و به‌طور عمیق با فرآیندهای هیدرودینامیکی، ژئومورفولوژیکی و رسوب شناسی در ارتباط است که به صورت درصد نمایش داده می‌شود؛ به گونه‌ای که هرچه میزان پایداری کانال یک رودخانه به ۱۰۰ نزدیک‌تر باشد آن رودخانه پایدارتر است و هرچه به صفر نزدیک‌تر باشد ناپایدارتر می‌شود. معادلات مربوط به پایداری کانال رودخانه و میزان جابجایی آن مؤید آن است که این دو نتایج معکوسی دارند؛ به گونه‌ای که هرچه میزان جابجایی کانال بیش‌تر باشد پایداری آن کم‌تر است و بالعکس. پایداری بازه آستانه در بین بازه‌های مطالعاتی پژوهش کم‌ترین مقدار و در حدود ۶۸ درصد بوده و نرخ جابجایی آن بیشترین مقدار می‌باشد. این روند برای دوبازه دیگر نیز صادق است. بازه یساول در دوره زمانی مورد بررسی بیش‌ترین درصد پایداری را به میزان ۸۶/۸۶ درصد دارا بوده که دلایل آن را می‌توان در توپوگرافی خشن‌تر کناره‌ها،

[1] Channel stability

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

آبدهی کم‌تر و شیب بیشتر نسبت به دو بازه دیگر و غیره دانست. بازه گیلوان نیز پایداری ۷۴ درصدی داشته که علاوه بر توپوگرافی و موفولوژی دخالت‌های انسانی را نیز باید به آن افزود(شکل ۷). تغییرات عمده کانال در این بازه مربوط به مقاطعی می‌باشد که شیب کاهش یافته و بستر فراخ‌تر شده و کانال رودخانه در تغییرات مسیر خود فعال‌تر بوده است.

شکل ۷: توسعه کاربری‌های زراعی در مجاورت بستر بازه گیلوان و محدود نمودن کانال رودخانه

۲-۴- بررسی ارتباط شدت سیلاب[1] با تغییرات مورفولوژیک رودخانه

همواره یکی از مهم‌ترین عوامل تغییرات مسیر رودخانه ها جریانات طغیانی و مازاد رودخانه و سیلاب های بزرگ در نظر گرفته می‌شود. ارتباط بین شدت سیلاب و تغییرات مورفولوژیک رودخانه پیچیدگی‌های زیادی دارد که به‌طور مستقیم بر روی شکل و ساختار بستر رودخانه تأثیر می‌گذارد. یکی از مهم‌ترین اثرات شدت سیلاب بر روی تغییرات مورفولوژیک بستر رودخانه از از طریق تغییر در معادلات فرسایش و رسوب می‌باشد. سیلاب‌های شدید با دبی‌های بالا و سرعت جریان زیاد می‌توانند به تغییر در روند فرسایش در کناره‌های رودخانه و بستر آن منجر شوند، که این امر می‌تواند به تغییرات قابل‌توجه در شکل کانال و توزیع رسوبات منجر گردد. این تغییرات ممکن است شامل ایجاد یا حذف نوارهای ماسه‌ای، تغییر در پیچ‌وخم کانال و ایجاد جزایر جدید باشد. به‌ویژه، سیلاب‌های شدید می‌توانند به تغییر در الگوی جریان و توزیع رسوبات منجر شوند، که این خود باعث تغییر در ویژگی‌های مورفولوژیکی رودخانه می‌شود(Kyuka et al, 2020).

در پژوهش حاضر نقش سیلاب های میان مدت در تغییرات به وقوع پیوسته در رودخانه های مطالعاتی مورد بررسی قرار می‌گیرد. از جمله مهم‌ترین پارامترهای سیلاب سرعت و عمق آن است که هر دو می‌توانند در تغییرات بستر و مجرای رودخانه‌ها نقش داشته باشند. با ضرب این دو شاخص در هم شدت سیلاب به دست می‌آید. در پژوهش حاضر نیز این پارامتر در تمامی دوره بازگشت های مورد نظر محاسبه شده است؛ اما چون در بررسی‌های مربوط به تغییرات کانال رودخانه دوره بازگشت ۲۵ ساله مد نظر بود در این بخش نیز همان دوره بازگشت مورد استناد قرار می‌گیرد؛ با افزودن این توضیح که نقشه‌های مربوط به شدت سیلاب عمدتاً یکنواخت بوده و در نواحی مختلف یک بازه با افزایش دوره بازگشت تقریباً به صورت یکنواخت افزایش می‌یابند. یعنی به طور مثال اگر در یک مقطع رودخانه در دوره

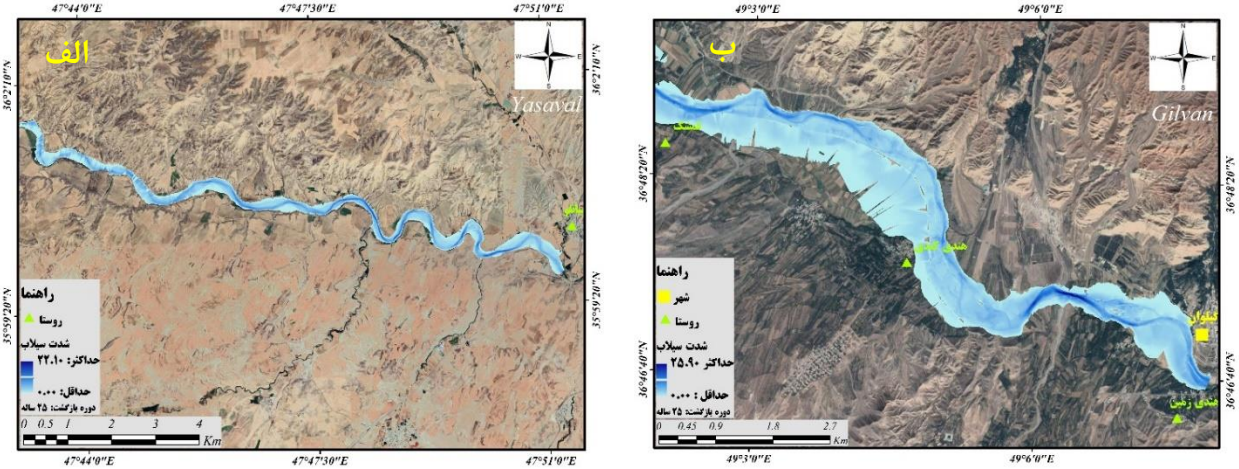
[1] Flood Severity

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

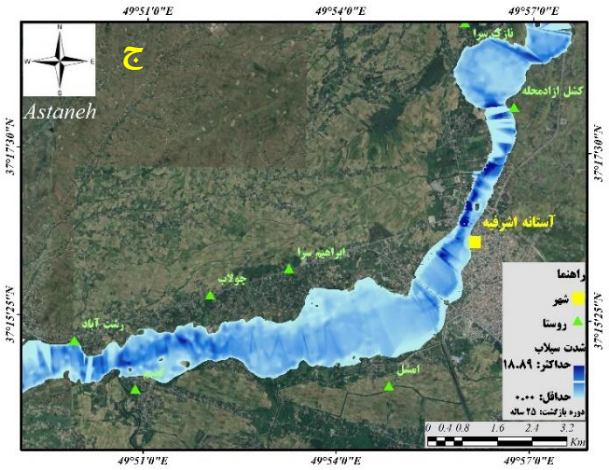
بازگشت ۱۰ ساله شدت سیلاب کم‌تر از بالادست و پائین دست خود است در دوره بازگشت ۱۰۰ ساله و ۱۰۰۰ ساله نیز این روند تقریباً تکرار می‌شود.

شکل ۸ تغییرات شدت سیلاب را در دوره بازگشت ۲۵ ساله در مقاطعی از بازه‌های مطالعاتی نشان می‌دهد. نمودار شکل ۹ نیز تغییرات مربوط به شدت سیلاب را در هر سه بازه در تمامی دوره بازگشت‌های مدلسازی شده ارائه نموده است. مقایسه نقشه های شدت سیلاب و نقشه تغییرات بستر فعال رودخانه نشان می‌دهد که برخلاف انتظار بین شدت سیلاب و تغییرات بستر ارتباط معکوس برقرار است؛ به گونه‌ای که در نواحی که شدت سیلاب بیش‌تر است تغییرات کانال رودخانه کم‌تر است و بالعکس. دلیل آن را می‌توان در چند مورد توضیح داد. اولاً در نواحی که عمق کانال بیش‌تر است عمق سیلاب نیز افزایش می‌یابد و به تبع آن شدت سیل نیز بیشتر می‌شود؛ از نظر مورفولوژیک نیز در نواحی عمیق کانال رودخانه، امکان جابجایی کم‌تر است لذا رودخانه پایدارتر می‌باشد. اما در بخش های فراخ‌تر که عمدتاً با سیلاب-دشت‌های عریض همراه است عمق جریان سیلاب کاهش یافته و امکان تغییر مسیر بیش‌تر می‌شود. برای مثال در بازه یساول در محل تلاقی رودخانه‌های بیجار و قزل اوزن حداکثر شدت سیلاب به بالای ۲۰ مترمربع بر ثانیه می‌رسد و با توجه به اینکه حداکثر عمق سیلاب با دوره بازگشت ۲۵ ساله در این محدوده به بالای ۸ متر نیز می‌رسد؛ لذا کانال به شدت عمیق بوده و امکان تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه بسیار محدود می‌شود. مقدار شدت سیلاب در ابتدای بازه مطالعاتی گیلوان از ۲۵ مترمربع بر ثانیه نیز افزایش می‌یابد که در این محدوده نیز میزان تغییرات کم‌تری نسبت به پائین دست بازه مورد نظر ثبت شده است. مورد دوم به شیب طولی کانال رودخانه مربوط می‌شود؛ در شیب‌های تند جریان رودخانه اعم از پایه و سیلابی سرعت و در نتیجه شدت بیشتری دارد و کانال را بیشتر حفر می‌کند. کانال عمیق تر قاعدتاً توانایی عبور سیلاب‌های با دوره بازگشت کم‌تر را دارد و امکان سرریز شدن آب به اراضی مجاور و ایجاد مسیرهای جدید کاهش می‌یابد. برای نمونه رودخانه سفیدرود پس از عبور از محدوده شهری آستانه اشرفیه بالاترین شدت سیلاب را در حدود ۱۸.۹ متر مربع بر ثانیه دارد و مقایسه نقشه سرعت سیلاب در دوره بازگشت ۲۵ ساله مؤید آن است که فقط در این ناحیه از بازه مطالعاتی سرعت سیلاب از ۲ متر بر ثانیه تجاوز می‌نماید.

این نکته غالباً در مورد سیلاب‌های با دوره بازگشت کوتاه مدت و میان مدت صادق است اما در سیلاب‌های با دوره بازگشت بلند مدت گاهاً جریانات سیلابی مسیرهای قدیمی رودخانه را پیدا کرده و یا از طریق سرریز در موانع ایجاد شده انسانی و یا انباشت های ماسه‌ای می‌توانند مسیرهای قدیمی را زنده کرده و یا مسیرهای جدیدی را ایجاد نمایند.



[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]



شکل ۸: تغییرات مربوط به شدت سیلاب (بر حسب متر مربع در ثانیه) با دوره بازگشت ۲۵ ساله در طول بازه‌های مطالعاتی (الف: یساول؛ ب: گیلوان؛ ج: آستانه)

شکل ۹: تغییرات مربوط به شدت سیلاب بازه‌های مطالعاتی در دوره بازگشت‌های ۲ تا ۱۰۰۰ سال

۵- بحث و نتیجه‌گیری

رودخانه‌ها سیستم‌های پویای ژئومورفولوژیک هستند که دائماً در حال تغییر و تحول می‌باشند. این تغییر و تحولات بسته به شرایط توپوگرافیک، ژئومورفولوژیک، هیدرولوژیک، هیدرولیک و غیره متفاوت بوده و گاهاً در طول سالیان زیادی الگوی کلی یک رودخانه نسبتاً ثابت باقی می‌ماند و گاهاً در طول یک سال تغییرات چند ده متری به خود می‌بیند(Schumm, 1997). فعالیت‌های انسانی نیز مزید بر علت شده و بسته به نوع کاربری حواشی رودخانه منجر به ایجاد دستکاری‌ها و تغییرات زیادی در مورفولوژی رودخانه‌ها می‌شود. این تغییرات انسانی را می‌توان در برداشت شن و ماسه، ایجاد سازه‌های عمود بر جهت جریان نظیر سدها و آب بندها و تغییر در رژیم جریان، ایجاد پل‌ها، تغییرات در کاربری اراضی و محدود کردن بستر طبیعی رودخانه، اجرای طرح‌های ساماندهی، تغییر تعادل رودخانه و غیره عنوان نمود. به ویژه در سال‌های اخیر با رشد بیش از پیش جمعیت و تمایل به اشغال بیشتر زمین خصوصاً در حواشی رودخانه‌ها به دلیل

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

مرغوبیت بیشتر آن شاهد دستیازی بیشتر بشر به رودخانه‌ها و سواحل آن‌ها و در نتیجه ایجاد تغییرات نامتعارف با طبیعت رودخانه بوده‌ایم.

در پژوهش حاضر چهار شاخص محاسبه و کمی سازی تغییرات مورفولوژیک رودخانه مورد بررسی قرار گرفت که عبارت بودند از: شاخص شریانی کانال (B)، شاخص سینوسیته کانال (P)، نرخ جابجایی جانبی و پایداری کانال رودخانه. بازه‌های مطالعاتی از نظر شاخص شریانی تفاوت زیادی با هم ندارند و شاخص شریانی بازه یساول به عنوان بالاترین مقدار از شاخص شریانی بازه آستانه به عنوان کم‌ترین ۰.۰۷ بیش‌تر است. دلیل کم‌تر بودن شاخص شریانی دو بازه گیلوان و آستانه نسبت به بازه یساول را می‌توان در تراکم بیشتر فعالیت‌های انسانی در بستر رودخانه و وجود سد سفید رود در بالادست شاخه آستانه دانست در حالیکه مجرای رودخانه در بازه یساول کم‌تر آماج دخالت‌های انسانی قرار گرفته است و در این بازه پشته‌های رسوبی و جریانات چند شاخه‌ای بیشتر به چشم می‌خورد.

در رابطه با شاخص سینوسیته کانال (P) بازه گیلوان کم‌ترین مقدار و بازه آستانه بیشترین مقدار را به خود اختصاص داده است؛ دلیل عمده آن به توپوگرافی دشتی بازه آستانه مربوط می‌شود که رودخانه به دلیل شیب کم‌تر پروفیل طولی و درنتیجه انرژی کم‌تر جریان به صورت مئاندری درآمده است. در واقع بین مقادیر شدت جریان و تنش برشی با شاخص سینوسیته کانال نسبت عکس برقرار است؛ به طوری که بازه‌های با شدت جریان کمتر و تنش برشی پایین‌تر، سینوسیته بیشتری دارند.

در رابطه با نرخ جابجایی جانبی رودخانه نتایج نشان داد که این شاخص به شدت تحت تأثیر مورفولوژی و توپوگرافی کناره‌ها قرار دارد. در بازه‌های یساول و گیلوان که در مناطق کوهستانی جریان دارند، نرخ جابجایی جانبی کمتر است (۱.۳ و ۱.۹۳)، زیرا توپوگرافی خشن‌تر و محدودکننده است. اما در بازه آستانه این میزان به ۳.۱۵ می‌رسد.

مفهوم پایداری شامل تحلیل تعاملات میان جریان آب، بار رسوبی، و تغییرات در بستر رودخانه است که تحت تأثیر عواملی چون شدت جریان، نوع و مقدار رسوبات، و فرسایش و رسوب‌گذاری کناره‌ها قرار دارد. معادلات مربوط به پایداری کانال رودخانه و میزان جابجایی آن مؤید آن است که این دو نتایج معکوسی دارند؛ به گونه‌ای که هرچه میزان جابجایی کانال بیش‌تر باشد پایداری آن کم‌تر است و بالعکس. پایداری بازه آستانه در بین بازه‌های مطالعاتی پژوهش کم‌ترین مقدار و نرخ جابجایی آن بیشترین مقدار می‌باشد. این روند برای دوبازه دیگر نیز صادق است.

یکی از مهم‌ترین عوامل ایجاد تغییر در رودخانه‌ها، وقوع سیلاب‌های بزرگ است که با تأثیر بر میزان فرسایش و آورد رسوبی، ساختار بستر رودخانه را دستخوش تغییر می‌کنند. شدت سیلاب، که حاصل ضرب سرعت و عمق جریان است، می‌تواند به تغییرات قابل‌توجه در کانال رودخانه، پیچ‌وخم‌ها و توزیع رسوبات منجر شود. در این پژوهش، نقش سیلاب‌های میان‌مدت در تغییرات مورفولوژیک رودخانه‌ها بررسی شده و شدت سیلاب برای دوره‌های بازگشت مختلف محاسبه گردیده است. نتایج نشان می‌دهد که در سیلاب با دوره بازگشت ۲۵ ساله برخلاف انتظار، در نواحی با شدت سیلاب بیشتر، تغییرات کانال رودخانه کمتر است. این پدیده به عواملی چون عمق و شیب طولی کانال مربوط می‌شود؛ کانال‌های عمیق‌تر که شدت سیلاب در آن‌ها بیشتر است، به دلیل پایداری بالاتر کمتر تغییر می‌کنند، در حالی که بخش‌های وسیع‌تر و کم‌عمق‌تر رودخانه، به دلیل جریان آرام‌تر، تغییرات بیشتری را تجربه می‌کنند. برای مثال شدت سیلاب رودخانه سفیدرود در بالادست شهر آستانه اشرفیه در حدود ۱-۲ مترمربع بر ثانیه در دوره بازگشت ۲۵ ساله

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

می‌باشد در حالیکه میزان پایداری رودخانه در این محدوده در کمترین مقدار خود و در حدود ۶۰ درصد است. پس از عبور رودخانه از شهر آستانه مقدار شدت سیلاب به بالای ۱۵ متر مربع بر ثانیه رسیده و عمق سیلاب از ۵ متر نیز بیشتر می‌شود و لذا کانال بیشتر حفر شده و پایداری نیز افزایش می‌یابد. این حالت در تمامی طول مسیر دو بازه دیگر نیز صادق است. با این توضیح که حداکثر شدت سیلاب در دوره بازگشت ۲۵ ساله در بازه‌های یساول و گیلوان به ترتیب ۲۲ و ۲۵.۹ متر مربع بر ثانیه است و به تبع آن پایداری نیز در این دو بازه به ترتیب ۸۶.۸۶ و ۷۴ درصد می‌باشد. اما در دوره بازگشت‌های بلندمدت، سیلاب می‌تواند مسیرهای قدیمی را احیا کرده یا مسیرهای جدیدی ایجاد نماید که موجبات تغییرات بستر را فراهم کند.

مطالعات و پژوهش‌های زیادی در رابطه با تغییرات مورفولوژی رودخانه‌ها در نواحی مختلف دنیا انجام شده و از روش‌های متعددی استفاده نموده‌اند که در پژوهش حاضر از تعدادی از این روش‌ها برای کمی‌سازی و بررسی تغییرات ژئومورفولوژیک بازه‌های مطالعاتی استفاده شد. اما نکته حائز اهمیت در این پژوهش ارتباط شدت سیلاب با تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه‌هاست؛ غالب پژوهش‌هایی که در این زمینه انجام شده تأثیر یک یا چند سیلاب حدی را بر روی تغییرات کانال رودخانه بررسی نموده و روش مطالعه آن‌ها به صورت مقایسه‌ای قبل و بعد از رخداد سیلاب بوده است. اما پژوهش حاضر با استفاده از مدلسازی هیدرولیکی و با مبنا قراردادن نقشه‌های ۱/۱۰۰۰ و داده‌های هیدرومتری صحت سنجی شده تأثیر شدت سیلاب را به صورت کلی بر مورفولوژی و تغییرات کانال رودخانه مورد بررسی قرار داده و نتایج را با نقشه‌های مربوط به تغییرات ژئومورفولوژیک مطابقت داده است.

منابع

1. Aguiar, F. C., Martins, M. J., Silva, P. C., & Fernandes, M. R. (2016). Riverscapes downstream of hydropower dams: Effects of altered flows and historical land-use change. *Landscape and Urban Planning*, 153, 83-98. https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2016.04.009
2. Baker, V. R., & Costa, J. E. (2020). *Flood power. In Catastrophic flooding* (pp. 1-21). Routledge.
3. Brierley, G. J., & Fryirs, K. A. (2013). Geomorphology and river management*: applications of the river styles framework*. John Wiley & Sons.
4. Deodhar, L. A., & Kale, V. S. (1999). Downstream adjustments in allochthonous rivers: Western Deccan Trap upland region, India. *Varieties of fluvial form*, 295-315.
5. Dufour, S., Rinaldi, M., Piégay, H., & Michalon, A. (2015). How do river dynamics and human influences affect the landscape pattern of fluvial corridors? Lessons from the Magra River, Central–Northern Italy. *Landscape and Urban Planning*, *134*, *107-118.* https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2014.10.007
   Fernandes, M. R., Aguiar, F. C., Martins, M. J., Rivaes, R., & Ferreira, M. T. (2020). Long-term human-generated alterations of Tagus River: Effects of hydrological regulation and land-use *changes in distinct river zones*. Catena, 188, 104466. https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104466
6. Forget, M. (2013). The role of historical sources in the understanding of the fluvial dynamics of a great plain river. The case of the Argentinian Parana. *Geomorphologie-Relief Processus Environnement*, (4), 445-462.
7. Friend, P. F., & Sinha, R. (1993). Braiding and meandering parameters. Geological Society, London, *Special Publications*, 75(1), 105-111.
8. Gharbi, M., Soualmia, A., Dartus, D., & Masbernat, L. (2016). Comparison of 1D and 2D hydraulic models for floods simulation on the Medjerda Riverin Tunisia. J. Mater. *Environ. Sci*, 7(8), 3017-3026.

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

9. Giardino, J. R., & Lee, A. A. (2011). *Rates of channel migration on the Brazos River*. Yangling: Department of Geology & Geophysics, Texas A & M University.
10. Gurnell, A. M., & Petts, G. E. (2002). Island-dominated landscapes of large floodplain rivers, a European perspective. *Freshwater Biology*, 47(4), 581-600. https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.2002.00923.x
11. Gupta, A., Kale, V. S., & Rajaguru, S. N. (1999). The Narmada River, India, through space and time. *Varieties of fluvial form*, 114-143.
12. Halwas, K. L., & Church, M. (2002). Channel units in small, high gradient streams on Vancouver Island, British Columbia. *Geomorphology*, 43(3-4), 243-256. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00136-2
13. Hassan, M. A., Smith, B. J., Hogan, D. L., Luzi, D. S., Zimmermann, A. E., & Eaton, B. C. (2007). 18 Sediment storage and transport in coarse bed streams: scale considerations. *Developments in Earth Surface Processes*, 11, 473-496. https://doi.org/10.1016/S0928-2025(07)11137-8
14. Hooke, J. M., & Redmond, C. E. (1989). *Use of cartographic sources for analysing river channel change with examples from Britain. In Historical change of large alluvial rivers, Western Europe* (pp. 79-93). http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=19434166
15. Islam, A., Sarkar, B., Saha, U. D., Islam, M., & Ghosh, S. (2021). Can an annual flood induce changes in channel geomorphology? *Natural Hazards*, 1-28. https://doi.org/10.1007/s11069-021-05089-7
16. Jackson, R. G. (1975). Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of America* Bulletin, 86(11), 1523-1533. GSA Bulletin (1975) 86 (11): 1523–1533. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<1523:HAAAUM>2.0.CO;2
17. Kale, V. S. (1990). Morphological and hydrological characteristics of some allochthonous river channels, western Deccan Trap upland region, India. *Geomorphology*, 3(1), 31-43. https://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90030-T
18. Knighton, D. (2014). *Fluvial forms and processes: a new perspective.* Routledge. https://doi.org/10.4324/9780203784662
19. Kochel, R. C. (1988). Geomorphic impact of large floods: review and new perspectives on magnitude and frequency. *Flood Geomorphology*. John Wiley & Sons New York. 1988. p 169-187. 9 fig, 2 tab, 43 ref. NSF Grant EAR 77-23025.
20. Kong, D., Latrubesse, E. M., Miao, C., & Zhou, R. (2020). Morphological response of the Lower Yellow River to the operation of Xiaolangdi Dam, China. *Geomorphology*, 350, 106931. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106931
21. Kyuka, T., Okabe, K., Shimizu, Y., Yamaguchi, S., Hasegawa, K., & Shinjo, K. (2020). Dominating factors influencing rapid meander shift and levee breaches caused by a record-breaking flood in the Otofuke River, Japan. *Journal of Hydro-environment Research*, 31, 76-89. https://doi.org/10.1016/j.jher.2020.05.003
22. Labbe, J. M., Hadley, K. S., Schipper, A. M., Leuven, R. S., & Gardiner, C. P. (2011). Influence of bank materials, bed sediment, and riparian vegetation on channel form along a gravel-to-sand transition reach of the Upper Tualatin River, Oregon, USA. *Geomorphology*, 125(3), 374-382. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.013
23. Lallias-Tacon, S., Liébault, F., & Piégay, H. (2017). Use of airborne LiDAR and historical aerial photos for characterising the history of braided river floodplain morphology and vegetation responses. *Catena*, 149, 742-759. https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.038
24. Magdaleno, F., & Fernández-Yuste, J. A. (2011). Meander dynamics in a changing river corridor. *Geomorphology*, 130(3-4), 197-207. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.016

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]

25. Magliulo, P., Bozzi, F., & Pignone, M. (2016). Assessing the planform changes of the Tammaro River (southern Italy) from 1870 to 1955 using a GIS-aided historical map analysis. *Environmental Earth Sciences*, 75, 1-19. https://doi.org/10.1007/s12665-016-5266-5
26. Mendoza, A., Soto-Cortes, G., Priego-Hernandez, G., & Rivera-Trejo, F. (2019). Historical description of the morphology and hydraulic behavior of a bifurcation in the lowlands of the Grijalva River Basin, Mexico. *Catena*, 176, 343-351. https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.01.033
27. Newson, M. D., & Large, A. R. (2006). 'Natural 'rivers, 'hydro morphological quality 'and river restoration: a challenging new agenda for applied fluvial geomorphology. Earth Surface Processes and Landforms: *The Journal of the British Geomorphological Research* Group, 31(13), 1606-1624. https://doi.org/*10.1002/esp.1430.*
28. Richards, K. (1999). The magnitude-frequency concept in fluvial geomorphology: a component of a degenerating research programme?. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband, (115), 1-18. http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6201564
29. Rajaguru, S. N., Gupta, A., Kale, V. S., Mishra, S., Ganjoo, R. K., Ely, L. L., ... & Baker, V. R. (1995). Channel form and processes of the flood-dominated Narmada River, India. *Earth Surface Processes and Landform*s, 20(5), 407-421. https://doi.org/10.1002/esp.3290200503
30. Rinaldi, M. (2003). Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. Earth Surface Processes and Landforms: *The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(6), 587-608. https://doi.org/10.1002/esp.464.
31. Samela, C., Troy, T. J., & Manfreda, S. (2017). Geomorphic classifiers for flood-prone areas delineation for data-scarce environments. *Advances in water resources*, 102, 13-28. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.01.007
32. Sarma, J. N., & Basumallick, S. (1984). Bankline migration of the Burhi Dihing river, Assam. *Indian Journal of Earth Science*, 11, 199-206.
33. Sinha, R. (1996). Channel avulsion and floodplain structure in the Gandak-Kosi interfan, north Bihar plains, India. Zeitschrift für Geomorphologie. *Supplementband*, (103), 249-268. http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6319521
34. Schumm, S. A. (1977). *The Fluvial System.*
35. Taillefumier, F., & Piégay, H. (2003). Contemporary land use changes in prealpine Mediterranean mountains: a multivariate GIS-based approach applied to two municipalities in the Southern French Prealps. *Catena*, 51(3-4), 267-296. https://doi.org/*10.1016/S0341*-8162(02)00168-6
36. Tealdi, S., Camporeale, C., & Ridolfi, L. (2011). Long-term morphological river response to hydrological changes. *Advances in water resources*, 34(12), 1643-1655. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.08.011
37. Uribelarrea, D., Pérez-González, A., & Benito, G. (2003). Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Science Reviews*, 22(20), 2209-2221. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00153-7
38. WOOD-SMITH, R. D., & Buffington, J. M. (1996). Multivariate geomorphic analysis of forest streams: implications for assessment of land use impacts on channel condition. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(4), 377-393. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199604)21:4<377::AID-ESP546>3.0.CO;2-2
39. Ziliani, L., & Surian, N. (2016). Reconstructing temporal changes and prediction of channel evolution in a large Alpine river: The Tagliamento River, Italy. *Aquatic sciences*, 78, 83-94. https://doi.org/10.1007/s00027-015-0431-6.
40. Zlinszky, A., & Timár, G. (2013). Historic maps as a data source for socio-hydrology: a case study of the Lake Balaton wetland system, Hungary. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4589-4606. https://doi.org/10.5194/hess-17-4589-2013

[DOI: 10.61186/jeer.14.4.39]