

بررسی آثار ژئومورفولوژیکی سیلاب در حوضه رئیس کلا: البرز شمالی

محمدحسین رضایی مقدم¹، رضا اسماعیلی^{2*}

1 - استادیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
2 - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

پذیرش: 83/12/9

دریافت: 83/8/16

چکیده

استفاده از مطالعات ژئومورفولوژی، با توجه به پیشرفتهای اخیر در هیدرولوژی دیرینه سیلاب، به عنوان مکملی برای نگرشهای هیدرولوژیکی متداول مورد نیاز است. عوامل مؤثر در سیل خیز بودن حوضه رئیس کلا به دو دسته تقسیم می شوند: الف) عوامل مربوط به حوضه زهکشی؛ ب) عوامل مربوط به کانال رود که نقش مهمی در تغییر یا ایجاد لندفرمهای رودخانه ای داشته و بیشتر تحت تأثیر لیتولوژی و تکتونیک قرار دارند. برای تخمین دبی با استفاده از شاخصهای دیرینه تراز و روشهای گیاهی از چند مقطع نقشه برداری شد و در بازه های مختلف تنش برشی، قدرت رود و سایر پارامترهای مورد نیاز با استفاده از نرم افزار HEC-RAS محاسبه شد؛ سپس آثار فرسایشی و اشکال رسوبی ناشی از سیلاب بررسی شد. مطالعه حاضر نشان می دهد که با استفاده از شاخصهای دیرینه تراز و توانش جریان در رودخانه های پرشیب و کوچک کوهستانی، می توان بزرگی سیلاب را با دقت بیشتری پیش بینی کرد و در طراحی سازه ها و پهنه بندی خطر آن را به کاربرد.

کلیدواژه ها: دیرینه سیلاب، ژئومتری کانال، قدرت رود، شاخصهای دیرینه تراز PSI، نرم افزار HEC-RAS.

1- مقدمه

سیل به عنوان یک پدیده طبیعی و یک مخاطره (در مواردی که انسان و منافع مالی او در خطر باشد) از دیرباز توجه علوم مختلف از جمله هیدرولوژی، هیدرولیک و ژئومورفولوژی را به خود مشغول کرده است. در علم ژئومورفولوژی دو برداشت متفاوت یکی مشتمل بر اندازه گیری مقدار بار معلق و دیگری بررسی آثار ژئومورفیک در قالب تغییر در لندفرمها

E-mail: re_esmaili@niau.ac.ir

*نویسنده مسؤول مقاله:



وجود دارد [1، ص 185]. در این مقاله که نگرش دوم مدنظر قرار داشته و هدف اصلی آن بررسی آثار ژئومورفیکی سیل در حوضه رئیس کلا و تخمین دبی اوج سیلاب با استفاده از روشهای پائوهیدرولوژی بوده است، حوادث بزرگ و نادر نقش ژئومورفیک مهمی را در بعضی از محیطهای رودخانه‌ای بازی می‌کنند و ممکن است برای حمل رسوبات با قطر زیاد سیلابهای با دوره برگشت طولانی‌تر در آنها لازم باشد.

مطالعات ژئومورفولوژیکی سیل، با پیشرفتهای اخیر در مبحث هیدرولوژی با عنوان هیدرولوژی دیرینه سیلاب¹ به صورت مکملی برای نگرشهای هیدرولوژیکی در این زمینه درآمده است [2، ص 139]. به طوری که تعیین ویژگیهایی مانند عمق، حجم، دبی و فراوانی سیلابها برای برنامه‌ریزی و طرحهای عملیات و اقدامات سازه‌ای مربوط به سیلاب مثل دایکها، پلها و ... مهم است. در این راستا، مطالعات پائوهیدرولوژیکی با استفاده از ابعاد و نوع کانال یا بزرگی نهشته‌های درون رودخانه‌ای می‌تواند در بازسازی داده‌های مربوط به سیل استفاده شود و افزون بر این، تحلیل‌های هیدرولوژیک در مناطق بدون ایستگاه هیدرومتری نیز با توجه به امکانپذیر بودن بررسی و مطالعه ابعاد کانال یا مسیر آبراهه‌ها و سایر شاخصهای ژئومورفیک مربوط به آنها با استفاده از روشهای مختلف از جمله روش شیب - سطح مقطع میسر می‌باشد.

مشخص کردن آثار وقوع سیلابها در عمل فرسایش، نهشته‌گذاری و دیگر موارد مربوط به ژئومورفولوژی در یک دره به طور قابل ملاحظه‌ای به زمان و عوامل محیطی - مکانی وابسته است. در این صورت توجه به آنها با هدف بررسی آثار ژئومورفیکی جریانهای بزرگ در موقعیتهای مختلف بسیار حایز اهمیت است. شایان ذکر است که قوانین معین هیدرولوژیکی و جریانهای غالب ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، فرسایش و حمل رسوب توأم با مکان و زمان خاص نیز درک پیش‌بینی آثار سیلاب را به صورت همه جانبه فراهم می‌کند و از جمله نکاتی می‌باشد که لازم است به آن توجه شود.

مطالعه ژئومورفولوژی سیلاب² از سه دهه اخیر با به وجود آمدن نگرشی جدید تحت عنوان هیدرولوژی دیرینه سیلاب (که به وسیله ژئومورفولوژیستها توسعه یافت)، روند جدیدی پیدا کرده است.

1. paleo flood hydrology
2. flood geomorphology

این مطالعات به وسیله ویکتور بیکر¹ تحت عنوان پالئوهیدرولوژی آغاز شد [3، ص 105]؛ سپس در سطح جهان مطالعات تحقیقی متعددی، مخصوصاً درباره رودهای بزرگ با استفاده از رسوبات آب ساکن² برای بازسازی سیلابهای قدیمی صورت گرفت. اما همچنان که جررت³ ذکر کرده است، هیدرولیک و هیدرولوژی رودهای کوهستانی به صورت ضعیفی نسبت به رودهای سایر واحدهای ژئومورفولوژی شناسایی شده اند [4، ص 238]. به همین دلیل در تحقیق حاضر، مطالعه منطقه پژوهش شده برای درک بهتر روند فعالیت رودهای کوچک کوهستانی (که وقوع سیلابها در آنها ناگهانی است) با استفاده از سایر روشهای دیرینه سیلاب مدنظر قرار گرفته است.

2- مواد و روشها

حوضه مطالعه شده یکی از زیر حوضه های آبخیز لایچ رود است که با مساحتی حدود 13 کیلومتر مربع در البرز شمالی و جنوب شهر نور واقع شده است. این حوضه که رئیس کلا نام دارد، بین $36^{\circ}20'$ تا $36^{\circ}23'$ عرض شمالی و $51^{\circ}59'$ تا $52^{\circ}2'$ طول شرقی قرار گرفته است (شکل 1). میانگین بارش سالیانه حوضه حدود 600 میلیمتر است و تقریباً 68 درصد آن در فصل پاییز و زمستان می بارد.

در ابتدا، عوامل کنترل کننده واکنشهای ژئومورفیک بررسی شد. این عوامل براساس ارتباط داشتن با کانال و دشت سیلابی به دو دسته تقسیم می شوند [1، ص 170]:

1- فاکتورهای حوضه زهکشی مانند اقلیم (رژیم بارش)، پوشش گیاهی، خاک و غیره که جزو عوامل بیرونی محسوب می شوند. این عوامل روی رواناب تأثیرگذار است و افزایش دبی ناشی از آنها روی کانال و دشت سیلابی اثر می گذارد.

2- عواملی مانند شیب آبراهه، بار بستر درشت دانه، ژئومتری کانال و دشت سیلابی که به عنوان عوامل درونی شناخته می شوند و بیشتر تحت تأثیر لیتولوژی و تکتونیک قرار دارند [1، ص 185].

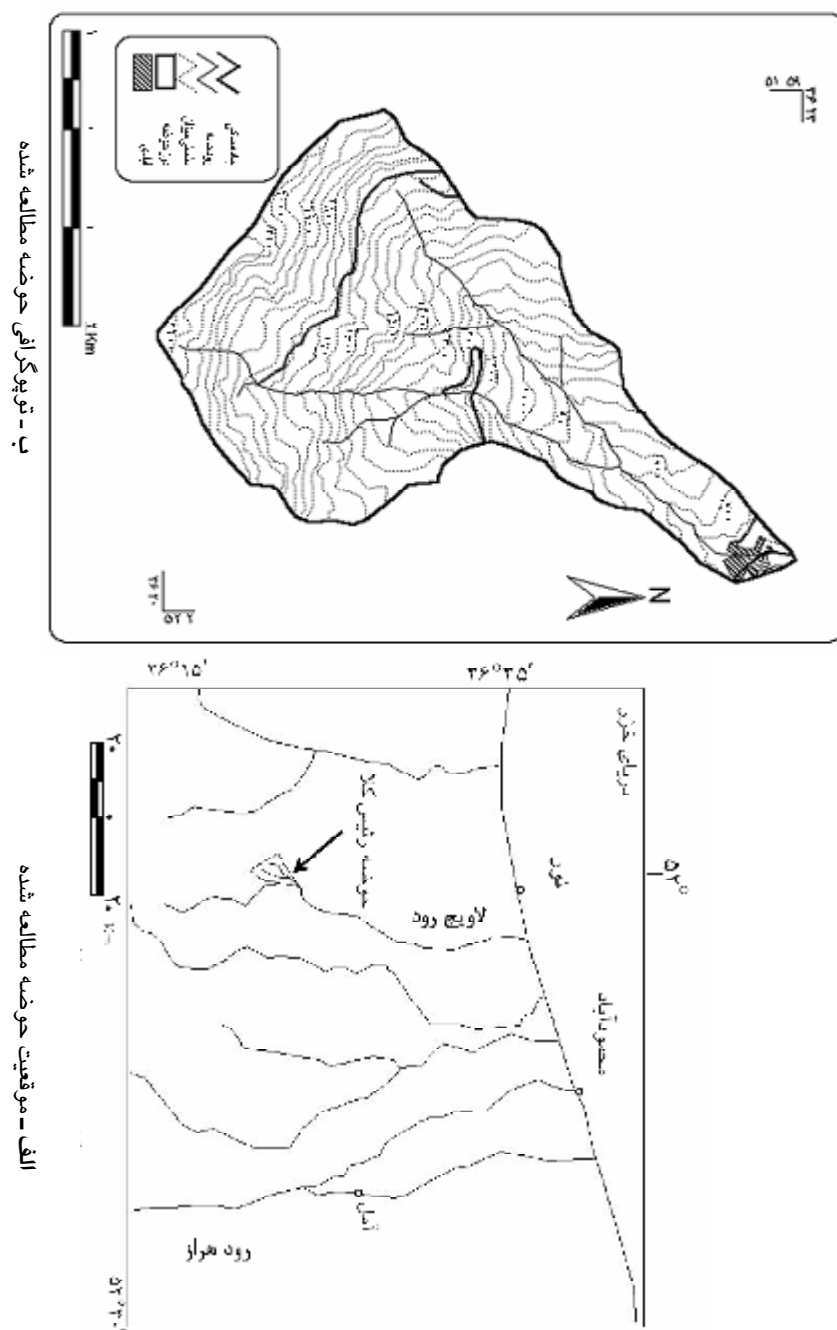
3. Victor Baker

1. SWD: Slack Water Deposits

2. Jarrett

سرعت زیاد جریان آب، فرسایش کانال، کرانه و دشت سیلابی را تسهیل می‌کند؛ رسوبات درشت‌دانه هم می‌توانند به صورت یک وسیله فرساینده در فرسایش ناشی از سیلاب به کار روند [1، ص 185].

اندازه این رسوبات که از حوضه زهکشی وارد آبراهه می‌شوند، تحت تأثیر لیتولوژی و اقلیم قرار دارد.



شکل 1. موقعیت منطقه و شبکه تپه‌ها [5]



بنابراین برای محاسبه حداکثر دبی سیل و بالآ آمدن سطح آب با استفاده از روشهای زیر از چند مقطع از بازه های انتخابی در مسیر رودخانه نقشه برداری شد (شکل 2).

1- شاخصهای دیرینه تراز PSI¹: این شاخصها عبارتند از: 1- از خطوط سیلانی که دقیقترین تخمین تراز را فراهم می کنند. 2- نهشته های واریزه ای و موانع بولدري (موانع قطعه سنگی)² که نشاندهنده سطح پایین آب در سیلاب هستند [6، ص 116].

2- شاخصهای گیاهی (بوتانیکی)³: وجود جوانه های زاید، خراشهای ایجاد شده روی درختان به علت برخورد واریزه های سیلابی که حداکثر ارتفاع خراش یک تخمین حداقلى را از دبی اوج فراهم می آورد، نفوذ واریزه های سیلابی در شکاف درختان، قطع شدگی ریشه درختان و

3- توانش⁴ جریان: در این روش اندازه ذرات به عنوان شاخصی از توانایی حمل رسوب (تنش برشی، قدرت رود و...) بررسی می شود و رسوبات درشت دانه هم به صورت شاخصی برای جریانهای سیلابی بزرگ به کار می روند [6، ص 115].

بنابراین با استفاده از فرمول مانینگ⁵ و روش شیب - سطح مقطع ساده شده دبی در مقاطع مختلف محاسبه شد، (رابطه های 1 و 2):

$$V = R^{2/3} S^{1/2} n^{-1} \quad (1)$$

$$Q = A R^{2/3} S^{1/2} n^{-1} \quad (2)$$

در رابطه فوق، Q: دبی m^3/s ؛ A: مساحت مقطع عرضی کانال رودخانه (m^2) ؛ V: سرعت جریان آب (m/sec) ؛ R: شعاع هیدرولیک (A/p) ؛ S: شیب سطح آب که در عمل شیب بستر کانال یا رودخانه (m/m) است و n ضریب زبری مانینگ می باشد.

در روش شیب - سطح مقطع ساده شده به وسیله روابط شیب، ضریب زبری حذف شده است و به صورت رابطه 3 می باشد [7، ص 61]

$$Q = 3/17 A R^{.83} S^{.12} \quad (3)$$

1. Paleostage Indicator

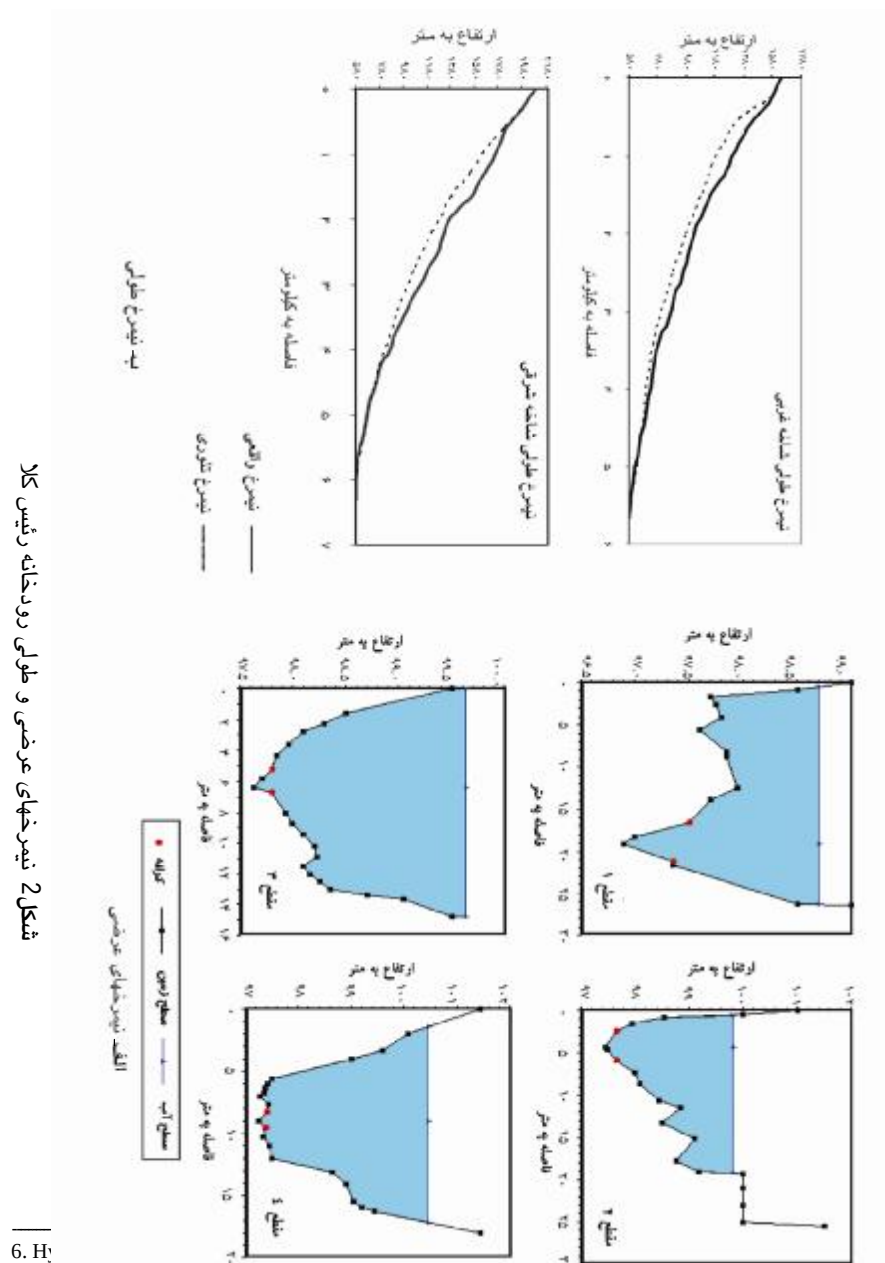
2. boulder bar

3. botanical method

4. competence (بزرگترین ذره ای را که یک رود تحت شرایط هیدرولیکی خاص می تواند جابه جا کند)

5. manning

محاسبات مربوط به تخمین دبی و سایر پارامترهای هیدرولوژیک با استفاده از نرم افزار HEC- RAS¹ انجام گرفته است. مؤلفه های آنالیز هیدرولیک در این نرم افزار عبارتند از:



تفاوت سطح آب و سرعت جریان در طول مسیر و مقایسه نتایج مدل HEC-RAS با اندازه گیری های میدانی

6. H₂



1- محاسبات نیمرخ سطح آب جریانهای پایدار¹؛

2- شبیه‌سازی جریانهای ناپایدار؛

3- محاسبات مربوط به حمل رسوب.

نمایش داده‌های ژئومتریک و محاسبات هیدرولیک در همه محاسبات مشترک است. بعد از محاسبه دبی اوج سیلاب مسائل ژئومورفیک مربوط به فرسایش، حمل رسوب و نهشته‌گذاری بررسی و تحلیل شد. به طور کلی فرسایش کرانه‌ای به دو فرایند عمده وابسته است: کشیده‌شدن ذرات رودخانه‌ای، سستی و هوازدگی مواد کرانه‌ای که پتانسیل حرکات توده‌ای را افزایش می‌دهند. در فرایند کشیده‌شدن ذرات رودخانه‌ای، رسوبات ممکن است به‌صورت مستقیم از سطح کرانه به‌وسیله تنش برشی ایجاد شده از جریان رودخانه کنده شوند که این فرایند سایش² نام دارد [8، ص 202]. افزایش در سرعت و تنش برشی سبب افزایش ظرفیت حمل رسوب می‌شود و رسوبات را از بستر خود همگام با افزایش میزان تعادل فرسایش می‌دهد.

3- نتایج

3-1- عوامل کنترل‌کننده واکنشهای ژئومورفیک در حوضه مطالعه شده

3-1-1- رژیم بارش

بارشهایی که باعث ایجاد سیلاب در حوضه می‌شوند، به‌طور عمده از عوامل زیر منشأ می‌گیرند:

- 1- بارشهای شدید تابستانی: این نوع از بارشها به طور عمده محلی هستند و به علت نفوذ توده‌های هوای مرطوب از سمت دریای خزر و صعود اوروگرافیک ایجاد می‌گردند. این عامل منجر به سیلابهای بزرگ در حوضه می‌شود. برای مثال رگبار 1376/4/10 (میزان بارش در ایستگاه تنگه که در قسمت شمال حوضه لایچ رود قرار دارد، 80 میلیمتر گزارش شده است) که باعث وقوع سیل در حوضه شده است.

- 2- بارشهای فصل پاییز: ایجاد بارشهای سنگین فصل پاییز در جنوب دریای خزر بیشتر به علت پرفشارهای مهاجر است [9، ص 281]. در این فصل با به‌وجود آمدن یک ناوه عمیق (که محور آن دارای امتداد شمال شرقی - جنوب غربی است) و از روی دریای خزر عبور می‌کند

1. steady flow
2. corrasion

و بر اثر فرارفت هوای سرد شمالی روی آبهای گرم باعث ناپایداری می‌شود و بارشهای سنگینی در منطقه ریزش می‌کند [9، ص 281].

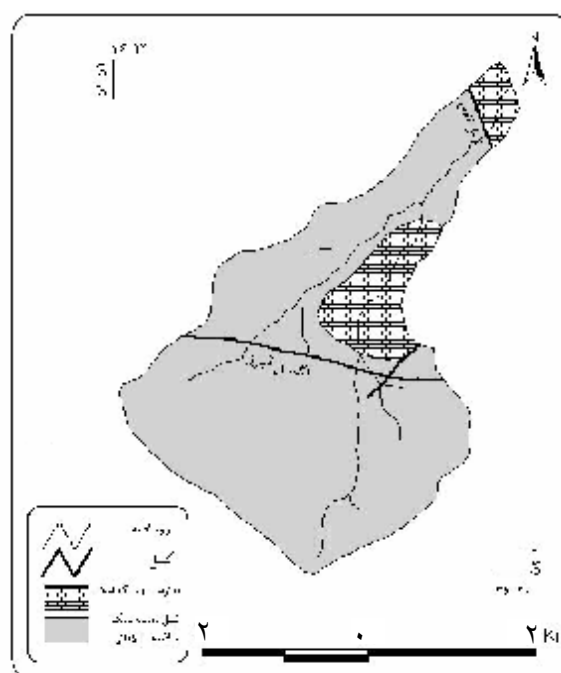
از کل بارشهای سنگین فصل پاییز 54/7 درصد مربوط به پرفشارهای مهاجر، 28/3 درصد به پرفشارهای ادغامی (ادغام پرفشارهای مهاجر و پرفشار سیبری) و 17 درصد مربوط به سامانه‌های کم‌فشار می‌باشد [9، ص 208].

3-1-2- شکل حوضه

ضریب فشردگی شکل حوضه مطالعه شده در قسمت بالادست 1/115 می‌باشد. اگر مقدار این ضریب 1/128 باشد، شکل حوضه به صورت مربع است [10، ص 105]. بنابراین شکل حوضه در قسمت بالادست تقریباً به صورت مربع است که این عامل با توجه به شیب زیاد حوضه باعث کوتاه شدن زمان تمرکز و افزایش حجم رواناب نسبت به سطح تحت زهکشی شده و باعث ایجاد سیلابهای ناگهانی می‌شود.

3-1-3- لیتولوژی

با توجه به شکل 3 سازند شمشک (ژوراسیک) با تناوبی از شیل، ماسه سنگ و لایه‌های زغالی 86 درصد از سطح حوضه را شامل می‌شود و بعد از آن سازند الیکا (تریاس) با تناوبی از دولومیت‌های ضخیم لایه و سنگ آهک از پراکندگی کمتری برخوردار است.



شکل 3 وضعیت سنگ‌شناسی حوضه رئیس کلا [11]



3-1-4 پوشش گیاهی و خاک

ویژگیهای پوشش گیاهی و خاک می‌توانند بر واکنش سیلاب در حوضه زهکشی تأثیر داشته باشند. در حوضه مطالعه شده از ارتفاع تقریباً 750 متر به بالا پوشیده از درختان جنگلی با گونه‌های غالب راش، ممرز، افرا و توسکا می‌باشد، اما به علت وجود خاکهای قهوه‌ای با افق رسی که حدود 80 درصد سطح حوضه را می‌پوشانند، نفوذپذیری نسبتاً کم شده و تولید رواناب بیشتر می‌شود. این خاکها در افقهای بالا بافت متوسط تا کمی سنگین و در افق B رس زیاده‌تری دارا بوده و به نسبت سنگین تا بسیار سنگین می‌باشند. بنابراین همین عامل می‌تواند تأثیر قابل توجهی را در هیدروگراف سیل داشته باشد.

3-1-5 شیب کانال

شیب متوسط نیمرخ طولی رود شاخه غربی و شرقی تا خروجی بترتیب حدود 25 و 32 درصد می‌باشد. با استفاده از روش لگاریتمی، نیمرخ تئوری هر دو شاخه غربی و شرقی ترسیم شد که به‌طور کامل از نیمرخ واقعی پایینتر بوده‌اند (شکل 2). در این صورت می‌توان آن را به فعالیت تکتونیکی منطقه از جمله عبور گسل البرز و وجود گسل رورانده لاویج در حوضه نسبت داد.

3-2 فرسایش

سیل تیر ماه 1376 در حوضه آبخیز رئیس کلا با دبی تقریبی 75 مترمکعب در ثانیه سبب تخریب پل ارتباطی بین روستاهای منطقه، دایک و واحدهای مسکونی و تجاری حاشیه رودخانه شد و تغییرات فرسایشی زیادی را در امتداد کرانه رودخانه و دشت سیلابی ایجاد کرد که از مهمترین این تغییرات می‌توان به فرسایش کرانه‌ای، پهن شدگی کرانه رودخانه و حرکات توده‌ای اشاره کرد.

تخمین قدرت رود، ارزیابی بالقوه‌ای را برای تغییرات کانال و دشت سیلابی فراهم کرده است و انرژی فراهم شده در بستر کانال برای غلبه بر اصطکاک و حمل رسوب را تشریح می‌کند [12، ص 283]. قدرت رود در محدوده مرزی کانال بر حسب وات بر مترمربع به صورت زیر تعریف می‌شود [12، ص 283]:

$$\omega = \rho g Q s w^{-1} \quad (4)$$

که در آن ρ : چگالی سیال (kg/m^3)؛ g : شتاب ثقل (m/sec^2)؛ Q : دبی (m^3/s)؛ s : شیب انرژی m/m (شیب سطح آب که در عمل شیب بستر رودخانه در نظر گرفته می‌شود) و w : عرض سطح آب به متر است.

طبق محاسبات مگیلیگان¹ آستانه فرسایش در کانالهای آبرفتی مناطق مرطوب 100 نیوتن بر متر مربع یا 300 وات بر متر مربع بترتیب برای تنش برشی و قدرت واحد رود است [13، ص 373]. با توجه به جدول 1 قدرت رود در همه مقاطع انتخابی از آستانه فرسایش بیشتر بوده است. قدرت رود در مقاطع تنگتر بیشتر بوده و در مقاطع عریضتر کاهش یافته است. این ارزیابی قدرت رود با شواهد میدانی و پهن‌شدگی محلی کانال منطبق است. به‌طوری‌که در مقاطع عریضتر که قدرت رود کمتر بوده است، مانند مقاطع 1 و 2، رسوبات در اندازه‌های مختلف نهشته شده‌اند. اما در مقاطع تنگتر مانند مقطع 4، عمل انتقال رسوبات درشت‌دانه بیشتر صورت گرفته است. در مسیر رودخانه مطالعه شده موانع رسوبی متعددی به‌صورت طولی وجود دارند که به‌طور عمده از قطعه سنگها و قلوه سنگها تشکیل شده‌اند و ارتفاع بعضی از آنها به حدود 2 متر هم می‌رسد. این موانع باعث تنگ‌شدگی بعضی از بازه‌های کانال اصلی می‌شود؛ همچنین سبب شده است که حتی در دبی 5 مترمکعب در ثانیه نیز قدرت رود از آستانه فرسایش تجاوز کرد و باعث حمل رسوبات از این موانع رسوبی شود.

طبق محاسبات کومار تنش برشی بستر جریانهای سیلابی حدود 1000 نیوتن بر مترمربع یا 10000 دین بر سانتیمتر مربع است [14، ص 105]. شایان ذکر است که قلوه سنگها و قطعه سنگهای کوچک با قطر 10-30 سانتیمتر به‌صورت معلق و قطعه سنگهای با قطر چند متر به‌صورت بار بستری حمل می‌شوند.

مقادیر تنش برشی ارائه شده در جدول 1 و وجود رسوبات با قطر بیش از 2 متر در بستر رود مطالعه شده، قدرت بسیار زیاد آن را در مواقع سیلابی نشان می‌دهد. فرایند دیگر مربوط به حرکات توده‌ای است که در امتداد دره حوضه مطالعه شده قابل مشاهده است. این فرایندها عبارتند از:

1. Magilligan



الف) خاک افت¹: این نوع از گسیختگی در حوضه فقط در کرانه‌های تقریباً عمودی که از رسوبات منفصل شامل خرده سنگها و رسوبات مخلوط هستند، رخ می‌دهند و وقتی اتفاق می‌افتند که رود پاشنه این کرانه‌ها را زیربری² کرده است و باعث سقوط رسوبات به کف دره اصلی می‌شود (شکل 4).

جدول 1 ویژگیهای جریان سیلابی در مقاطع مختلف

شماره مقطع*	شعاع هیدرولیک A / P	عرض سطح آزاد آب به متر	تنش برشی N / m^2	قدرت رود W / m^2	آثار ژئومورفیکی
1	0/97	25/88	855	2395	فرسایش کرانه، موانع قطعه‌سنگی و قلوه‌سنگی
2	1/32	18/73	1165	3260	فرسایش کرانه، موانع قطعه‌سنگی
3	1/28	14/80	1129	3387	در موانع قلوه‌سنگی با ارتفاع کمتر از 0/5 متر
4	1/82	15/70	1600	4800	شکل رسوبی خاصی مشاهده نشده است.

*تعداد مقاطع 15 مورد بوده است که در جدول فوق 4 نمونه از آن به‌صورت انتخابی آمده است. لازم به ذکر است که محاسبات مربوط به دبی 75 مترمکعب در ثانیه می‌باشد.

ب) لغزش چرخشی: با توجه به نقشه 2 مهمترین سازند زمین‌شناسی حوضه سازند شمشک است که ترکیبی از شیل، ماسه سنگ و لایه‌های زغالی می‌باشد. خاک تشکیل شده روی این سازند نیز به‌طور عمده خاک قهوه‌ای با افق رسی است. با توجه به بافت سنگین این خاکها، بارش فراوان، زهکشی ضعیف و شیب زیاد باعث ایجاد این نوع از لغزشها می‌شود و رودخانه مخصوصاً در مواقع سیلابی باعث زیربری این لغزشها و از بین بردن تکیه‌گاه موقتی آنها شده، لغزش را شدت می‌دهد [15، ص 162].

منشأ عمده رسوباتی که به‌وسیله رودخانه‌های موجود در حوضه حمل می‌شود، از این نوع لغزشهاست که گاهی با ایجاد سد موقتی در برابر جریانهای سیلابی و سپس شکسته شدن آنها حجم زیادی از آب رها شده و سیلاب تشدید می‌شود.

1. soil fall
2. undercutting

3-3- نهشته‌گذاری

در طی سیلاب ناگهانی تیر ماه 1376، حجم عظیمی از رسوبات در امتداد مسیر رودخانه و در کف کانال نهشته شد؛ به طوری که در نزدیکی محل تلاقی رود رئیس کلا به لویج رود بستر اصلی رودخانه با رسوباتی به ضخامت بیش از یک متر پر شد و سطح اساس رودخانه بالا آمد. در مبحث فرسایش گفته شد که رودخانه در دبی‌های سیلابی مختلف به علت ژئومتری خاص کانال دارای تنش برشی زیادی می‌باشد و نهشته‌هایی که به وسیله حرکات توده‌ای (خاک افت و لغزش) در بستر قرار می‌گیرند، منبع رسوبی مهمی هستند که به وسیله سیلابهای ناگهانی حمل می‌شوند.

از نهشته شدن این رسوبات اشکال مختلفی در امتداد بستر و حاشیه آن به وجود آمده است که می‌توان به موانع قطعه سنگی، موانع قلوه سنگی¹ و انباشت توده‌های رسوبی با جورشدگی مختلف اشاره کرد. بیشتر نهشته‌های بزرگ (قلوه سنگها و قطعه سنگها) از جنس ماسه سنگ می‌باشند که در چینه‌شناسی سازند شمشک قرار دارند.



1. cobbel bar



شکل 4 پدیده خاک افت

3-3-1- موانع بولدري (قطعه سنگي)

چندین مانع قطعه سنگی به صورت طولی در امتداد کانال اصلی مشاهده شده‌اند، قطر این قطعه سنگها بیش از 500 میلیمتر بوده است و ساختار متداخل¹ دارند، ارتفاع بعضی از این موانع بولدري بیش از یک متر است (شکل 5). در چند محل مخصوصاً در پیچهای رودخانه‌ای این موانع مسیر رودخانه اصلی را مسدود کرده و رودخانه مسیر اصلی خود را تغییر داده است.



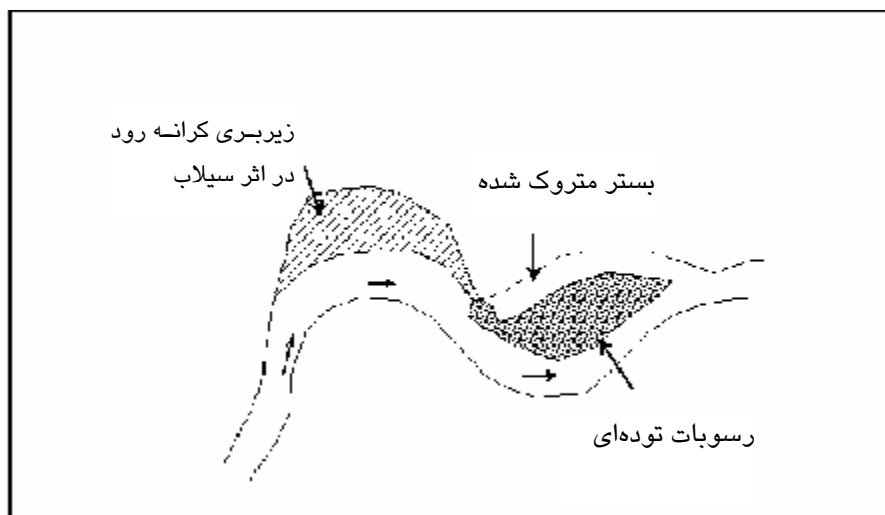
شکل 5 موانع قطعه سنگي (بولدري)

3-3-2- موانع کابلی (قلوه سنگی)

این موانع به صورت طولی در امتداد رودخانه قرار گرفته‌اند و با خمیره‌ای¹ از رسوبات ماسه‌ای و سیلتی و ... مخلوط می‌باشند. جورشده‌گی آنها ضعیف بوده است و قطر متوسط ذرات آنها کمتر از 120 میلیمتر می‌باشد.

3-3-3- نهشته‌های توده‌ای

در بعضی از محلهای رودخانه، رسوبات رودخانه‌ای به صورت توده‌ای حتی تا ارتفاع حدود 3 متر هم مشاهده شده‌اند که به صورت مانع عمل کرده و در نتیجه مسیر رودخانه تغییر کرده است. این توده‌های رسوبی مخلوطی از نهشته‌های ریز تا بسیار درشت هستند و جورشده‌گی آنها بسیار ضعیف است، نهشته‌های توده‌ای در محل انحنای رود در جایی که پهن‌شدگی در کرانه دره رخ داده و قدرت رود کاهش یافته است، مشاهده می‌شوند (شکل 6).





شکل 6 نمایی از زیربری رود که در اثر سیلاب و ایجاد پدیده خاک افت به وجود آمده است، مشاهده می‌شود. این عامل باعث می‌شود تا موانع نهشته‌ای در مسیر رود عمل کرده و باعث تغییر مسیر رود شوند.

گرد شدگی کم در قطعه سنگهای درشت‌دانه با قطر 100-200 سانتیمتر درون رودخانه نشان‌دهنده جریانهای سیلابی کم وقوع با دوره برگشت طولانی و حمل رسوبات از مسافت کوتاه می‌باشد.

4- نتیجه‌گیری

به‌طورکلی، در حوضه مطالعه شده، واکنش عمده ژئومورفیک در ژئومتری کانال به‌صورت فرسایش کرانه‌ای (سایش و حرکات دامنه‌ای)، پهن‌شدگی کانال و رسوبگذاری بوده است که رسوبگذاری به‌صورت موانع قطعه سنگی، قلوه سنگی و توده‌های انباشتی می‌باشد. لازم به ذکر است که نسبت زیاد مواد درشت در بستر اصلی و مجاور آن، تغییر مسیر رودخانه و پرشدگی کانال در قسمت پایین دست رود، تنش برشی و قدرت زیاد رود را در سیلابهای بزرگ نشان می‌دهد.

تحقیق حاضر نشان می‌دهد که می‌توان با استفاده از شاخصهای دیرینه تراز PSI، شاخصهای توانش رودخانه (قدرت رود، تنش برشی بستر)، ژئومتری کانال، وجود رسوبات درشت‌دانه (که هم نشان‌دهنده قدرت رود در مواقع سیلابی هستند و هم به‌عنوان عاملی فرساینده محسوب می‌شوند) می‌توان تأثیرات سیلابهای بزرگ را در یک کانال تشریح کرد. البته استفاده از شاخصهای دیرینه تراز زمانی میسر است که مقاطعی از بازه‌های رودخانه‌ای که مطالعه می‌شوند، به‌صورت پایدار باشند و یا اینکه بعد از وقوع سیلاب این اندازه‌گیریها صورت گیرد. این روشها، داده‌های بیشتری را برای داده‌های سیستماتیک و همچنین برای حوضه‌های بدون ایستگاه هیدرومتری فراهم کرده است؛ همچنین باعث دقت بیشتر در پیش‌بینی رفتار سیلاب و در نتیجه در امر برنامه‌ریزی و طراحی ساختارها و پهنه‌بندی خطر سیل در حاشیه رودخانه می‌شود تا مانند آنچه که در حوضه آبخیز رئیس کلا اتفاق افتاده است، به‌وجود نیاید.

5 - منابع

- [1] Kochel, R. C.; "Geomorphic impact of large floods" ; In: *Baker, V.R, R. C. Kochel, & P.C. Patton*, (eds), flood geomorphology, Canada: Toronto, Wiley, 1988.
- [2] Baker, V. R.; "Geomorphological understanding of floods" ; *Geomorphology* 10, 1994.
- [3] Gillieson, D.; Smith, D.I.; Greenway, M. and Ellaway, M.; "Flood history of the limestone range in Kimberely region, western Australia; *Applied Geography* 11, 1991.
- [4] Phillips, J. D.; "Geomorphic impact of flash flooding in a forested head water basin" ; *Journal of Hydrology* 269, 2002.
- [5] سازمان نقشه برداری کشور نقشه های توپوگرافی 1:25000.
- [6] Salas, J. d., E. E. Wohl & R. D. Jarrett; Determination of flood characteristics using systematic, historical and paleoflood data; Rossi,g., et. al.,(eds), *Coping with floods*, 1994.
- [7] Rico, M, G. Bentio & A. Barnolas; "Combined paleoflood and rainfall-runoff assessment of mountain flood (Spanish Pyrenees)"; *Journal of Hydrology*; 245, 2001.
- [8] Ritter,C. F., R. C. Kochel & J.R. Miller; *Process Geomorphology*, Wm.C. Brown publishers (Third edition), 1995.
- [9] یوسفی، حسن؛ «زمان یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی خزر»، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، 1382.
- [10] Zavoianu, Ion; "Morphometry of drainage basin" ; *Elsevier*, 1985.
- [11] نقشه زمین شناسی 1:100000 آمل، سازمان زمین شناسی کشور، 1378.
- [12] Meyer, G. A.; "Recent large-magnitude floods and their impact on valley-floor enviroments of northeastern yellowstone"; *Geomorphology* 40, 2001.
- [13] Magilligan, F. J.; "Thresholds and thespatial variability of flood power during extreme floods"; *Geomorphology* 5, 1992.
- [14] Komar, P. D.; Sediment transport by floods; *Baker,V. R, R. C. Kochel & P. C. Patton* , (eds), flood geomorphology, Canada: Toronto, Wiley, 1988.

[15] ثروتی، محمدرضا و رضا اسماعیلی؛ سازوکار فرسایش در حوضه آبخیز لایچ رود؛ علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی (4 و 5)، 1380.