

هیدرولوژی سیلاب‌های قدیمی با استفاده از رسوبات آب راکد (مطالعه‌ی موردی: رودخانه‌ی درونگر خراسان)

سیدرضا حسین‌زاده* - دانشیار ژئومورفولوژی گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد
مهناز جهادی طرقي - استادیار دانشگاه پیام نور

پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۸/۱۵ تأیید نهایی: ۱۳۹۰/۱۱/۱۲

چکیده

هیدرولوژی پالنوسیلاب^۱ که شاخه‌ای از ژئومورفولوژی رودخانه‌ای و مبتنی بر ژئومورفولوژی تاریخی است، سیلاب‌های قدیمی یعنی سیلاب‌هایی که با ایستگاه‌های دبی‌سنجی یا مشاهده‌های مستقیم انسان ثبت نشده‌اند را مطالعه می‌کند. در این شاخه‌ی علمی از شواهد بسیاری برای تشخیص سیلاب‌ها استفاده می‌شود که یکی از مهم‌ترین آنها رسوبات آب راکد^۲ است. این مطالعه به کشف و تحلیل چینه‌شناسی نمونه‌هایی از این رسوبات در بخشی از حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی درونگر و همچنین بازسازی جریان‌های سیلابی قدیمی در سایت‌های مربوطه می‌پردازد. در این پژوهش نخست با بازدیدهای میدانی دقیق، سایت‌های رسوبات آب راکد مورد شناسایی قرار گرفته و پس از تحلیل چینه‌شناسی در محل، نمونه‌هایی از رسوبات برای مطالعه‌ی دقیق‌تر به آزمایشگاه انتقال داده شده است. برای برآورد سطح سیلاب‌ها با توجه به ارتفاع رسوبات آب راکد، پس از نقشه‌برداری تفصیلی مقاطع عرضی و طولی کانال رود در سایت‌های نمونه، دبی سیلاب‌ها با استفاده از فرمول‌های رایج مدل‌سازی شده است. نتایج نشان می‌دهد که در سایت‌های نمونه، تعداد ۱۰ تا ۲۰ سیلاب قدیمی تشخیص داده شده که دبی اوج آنها از ۱۱۲ تا ۵۱۹ مترمکعب در ثانیه تغییر می‌کرده است. این نتایج با برآوردهای انجام شده به روش‌های مرسوم هیدرولوژی اختلاف چشمگیری را نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: پالئوهیدرولوژی، پالنوسیلاب، رسوبات آب راکد، بازسازی پالنودی‌ها، رودخانه‌ی درونگر، کانیون شمخال.

مقدمه

یکی از شاخه‌های پُر جاذبه پژوهشی در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، هیدرولوژی پالتوسیلاب است که در سال‌های گذشته دانشمندان بسیاری از کشورهای مختلف جهان را به خود جذب کرده و بررسی‌های ارزشمندی در مورد آن انجام گرفته است. این شاخه از ژئومورفولوژی با استناد به شواهد سیلاب‌های قدیمی، به‌ویژه رسوبات آب راکد به بازسازی شدت و فراوانی وقوع آنها پرداخته و رفتار سیستم‌های رودخانه‌ای را روشن می‌کند. کوستا^۱ هیدرولوژی پالتوسیلاب را مطالعه‌ی حرکت آب و رسوب در کانال رودخانه‌ها پیش از احداث ایستگاه‌های آب‌سنجی یا اندازه‌گیری مستقیم آنها در سطح زمین می‌داند (به نقل از: Stediwger et al., 1986, 785). بیکر^۲ (۱۹۸۷: ۷۹؛ ۱۹۸۸: ۳۱۷ و ۲۰۰۶: ۱۶۲) هیدرولوژی پالتوسیلاب را مطالعه‌ی شدت فراوانی سیلاب‌های قدیمی که در ایستگاه‌های هیدرومتری ثبت نشده یا مورد مشاهده‌ی مستقیم انسان‌ها قرار نگرفته‌اند، تعریف می‌کند. وی در تعریفی دیگر، هیدرولوژی پالتوسیلاب را بازسازی بزرگی و فراوانی سیلاب‌های جدید^۳، گذشته^۴ یا قدیمی^۵ با استفاده از شواهد زمین‌شناسی می‌داند (Baker et al., 2002, 128). کوچل^۶ بر این باور است که اطلاعات به‌دست آمده از هیدرولوژی پالتوسیلاب، می‌تواند داده‌های درازمدتی را برای حوضه‌های بدون ایستگاه فراهم آورده و داده‌های آماری را طولانی‌تر کند (Kochel, 1988: 388). بنیتو^۷ و همکار (۲۰۰۵: ۳) در رابطه با مقیاس زمانی مطالعات پالتوسیلاب‌ها بیان می‌کنند که اصطلاح "پالتو" ممکن است سبب تصویری نادرست در اذهان عمومی شود، بدین شرح که فنون مطالعه‌ی پالتوسیلاب تنها برای برآورد سیلاب‌های بسیار قدیمی (در مقیاس زمین‌شناسی) به‌کار می‌رود، درحالی‌که بیشتر این مطالعات روی سیلاب‌های پنج‌هزار ساله‌ی گذشته با تأکید بر هزاره‌ی اخیر و به‌ویژه صد سال گذشته در حوضه‌های بدون ایستگاه دبی‌سنجی متمرکز شده است. به‌همین دلیل بیکر این شاخه از ژئومورفولوژی را به سیلاب‌های جدید نیز گسترش می‌دهد و منظور وی هر نوع سیلابی است که برای برآورد شدت و حجم آن از شواهد ژئومورفیک و ژئوبوتانیک^۸ استفاده شود.

این شاخه‌ی علمی عمر چندان زیادی نداشته و به‌طور رسمی از سال ۱۹۸۲ شکل گرفته است. مرور کوتاهی بر ادبیات علمی بیست سال گذشته، نشان‌دهنده‌ی رشد روزافزون مطالعه‌ی سیلاب‌های قدیمی در تمام جهان با هدف بازسازی سیلاب‌های قدیمی و تاریخی است. نخستین و قدیمی‌ترین پژوهش‌ها در این زمینه از آمریکا، به‌ویژه بخش‌های جنوب و جنوب‌غرب آن یعنی در پهنه‌های اقلیمی خشک و نیمه‌خشک آغاز و سپس در چند سال گذشته به بیشتر مناطق

۱. Costa

۲. Baker

۳. Modern floods or recent floods

۴. Past floods

۵. Ancient floods

۶. Kochel

۷. Benito

۸. Geobotanic

جهان گسترش یافته است. برتز^۱ (۱۹۲۳ و ۱۹۲۹) نخستین پژوهشگری بود که برای کسب اطلاعات و رفع ابهام‌هایی در مورد مسیر سیلاب‌های کاتاستروفیک دریاچه‌ی میسولای^۲ پلیوستوسن در شمال غرب آمریکا، به‌طور گسترده‌ای از شواهد زمین‌شناسی استفاده کرد. وی نخستین کسی بود که رسوبات آب راکد در دهانه‌ی شاخه‌های فرعی رودخانه‌هایی که دچار پس‌زدگی سیلاب در کانال‌های معروف به اسکابلند^۳ در واشنگتن غربی شده بود را تشریح کرد. این رسوبات بافت‌های متغیّری بین ریگ درشت تا سیلت درشت داشتند که به‌دلیل ورود سیلاب شاخه‌های اصلی به داخل آنها تا فواصل زیاد از شاخه‌ی اصلی، در داخل دره‌های فرعی برجا گذاشته شده بودند (Bretz, 1929: 395-401). از آنجا که برتز نتوانست این رسوبات را از دید هیدرولوژیکی مورد تحلیل قرار دهد، پژوهشگران بعدی، از این رسوبات برای برآورد مقدار و تاریخ‌گذاری سیلاب‌های پلیوستوسن نشئت گرفته از دریاچه‌ی یخچالی میسولا استفاده کردند (e.g. Baker, 1973, 1978; Bunker, 1982; Watt, 1980, 1984; Baker et al., 1985). هر چند که تحلیل رسوبات آب راکد به منابع فوق برمی‌گردد، ولی واژه و مفهوم هیدرولوژی پالتوسیلاب به‌طور رسمی از سوی کوچل و بیکر، در سال ۱۹۸۲ معرفی و در طول بیست سال گذشته به‌عنوان یک شاخه‌ی علمی میان‌رشته‌ای بین ژئومورفولوژی و هیدرولوژی مطرح بوده است (Benito et al., 2005: 3). پس از نام‌گذاری پالتوفلاد هیدرولوژی (Baker, 2008: 5) و انتقال هم‌زمان بیکر از دانشگاه تکزاس به دانشگاه آریزونا، پروژه‌های بسیاری در جنوب غرب آمریکا انجام و نخستین کتاب در هیدرولوژی پالتوسیلاب باعنوان "ژئومورفولوژی سیلاب" (Baker et al., 1988) منتشر شد. از مطالعات انجام شده در جنوب غرب آمریکا می‌توان به کارهای الی^۴ و همکار (۱۹۸۵)، اُکونور^۵ و همکاران (۱۹۹۴)، الی (۱۹۹۷)، جَرت (۱۹۹۰)، اُستِناء^۶ و همکاران (۱۹۹۶)، جَرت و همکار (۲۰۰۰)، پارتریج^۷ و همکار (۱۹۸۷)، پاتون^۸ و همکار (۱۹۸۶)، وب^۹ و همکاران (۱۹۸۸ و ۲۰۰۲) مارتینر^{۱۰} و همکاران (۱۹۹۴)، هاس^{۱۱} و همکار (۲۰۰۱)، لویش^{۱۲} و همکار (۱۹۹۶)، اِنزل^{۱۳} (۱۹۹۲)، اِنزل و همکاران (۱۹۹۳ و ۱۹۹۴)، کیلوگ^{۱۴} (۲۰۰۱) و لویش (۲۰۰۲) اشاره کرد. تلاش‌های آغاز شده در

۱. J. H. Bretz

۲. Missola

۳. Scabland

۴. Ely

۵. J.R. Oconnor

۶. D. A. Ostenaar

۷. J. B. Partridge

۸. P. C. Patton

۹. R.H. Webb

۱۰. Martinez D. Yong

۱۱. P. K. House

۱۲. D.R. Levish

۱۳. Y. Enzel

۱۴. J. Kellogg

جنوب غرب آمریکا به دیگر نواحی این کشور نیز گسترش یافت و افرادی چون چاترز^۱ و هور^۲ (۱۹۹۴)، تولیس^۳ و همکاران (۱۹۸۳)، اُستانا و همکاران (۲۰۰۲)، لویش و همکار (۱۹۹۶)، اُکونور و همکاران (۲۰۰۳)، لویش (۲۰۰۲)، مک کوی^۴ و همکاران (۱۹۹۳)، پاتون (۱۹۸۸)، بروان^۵ و همکاران (۲۰۰۰) و اسپرینگر^۶ و همکار (۱۹۹۷) در این زمینه کار کرده‌اند.

در فاصله‌ی سال‌های ۱۹۸۳ تا ۲۰۱۰، افراد بسیاری از کشورهای مختلف جهان در دوره‌های فوق دکتری هیدرولوژی پالئوسیلاب دانشگاه آریزونا شرکت و این مطالعات را در کشورهای خودشان دنبال کرده‌اند. در سال ۱۹۸۵ همایشی به نام "تحلیل سیلاب‌های بزرگ" در چین برگزار شد و بیکر روش‌های مطالعه‌ی رسوبات آب راکد سیلاب‌های قدیمی را در این کنفرانس آموزش داد. پس از آن چینی‌ها نیز این‌گونه پژوهش‌ها را آغاز کردند (e.g. Shih et al., 1985). مطالعات چینی‌ها که بر ایمنی سدها متمرکز شده بود با افرادی چون یانگ^۷ و همکاران (۲۰۰۰) و زو^۸ و همکاران (۲۰۰۵) گسترش یافت.

راجاگورا از دانشگاه پونه هند، پس از گذراندن یک دوره‌ی آموزشی در دانشگاه آریزونا، موجب نشر این علم در هند شد. وی در ابتدا رودخانه‌ی نارمادا^۹ (Rajaguru et al., 1995) را به‌عنوان موضوع مطالعاتی مناسب انتخاب کرد و سپس کارهای تفصیلی‌تر را انجام داد (Ely et al., 1996, Kale et al., 1997, 2000, 2003).

در سال ۱۹۸۸، بیکر سخنرانی‌ای با عنوان "پتانسیل هیدرولوژی پالئوسیلاب" در آفریقای جنوبی انجام داد و پس از آن، موضوع هیدرولوژی پالئوسیلاب را دانشمندان محلی از جمله، اسمیت^{۱۰} و همکار (۱۹۹۰)، اسمیت (۱۹۹۲) و زاوادا^{۱۱} (۱۹۹۴، ۱۹۹۷، ۲۰۰۰) دنبال کردند. طی سال‌های ۱۹۹۲-۱۹۹۰ بنیتو و همکار با کمک ALPHA^{۱۲}، مطالعات هیدرولوژی پالئوسیلاب در اسپانیا را با جدیت آغاز و ادامه دادند. در راستای این پیشرفت‌ها، طی سال‌های ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۶، دوازده کنفرانس مرتبط با پالئوفلاد هیدرولوژی در کشورهای آمریکا، چین، یونان، اسپانیا، انگلستان، ژاپن، روسیه، هند، آلمان و برزیل برگزار و سبب رشد روزافزون این مطالعات شد (Baker et al., 2008: 7). به‌علاوه، تلاش بین‌المللی مهمی با عنوان پروژه‌ی SPHERE^{۱۳} منجر به جمع‌آوری و دسته‌بندی اطلاعات مهمی برای یک دوره‌ی

۱. J.C. Chatters

۲. A. Hoover

۳. J.A. Tullis

۴. K. C. Mecqueen

۵. S.L. Brown

۶. J.S. Springer

۷. D. Yang

۸. C. Zhu

۹. Narmada

۱۰. A.M. Smith

۱۱. Zawada

۱۲. Arizona Laboratory for Paleohydrological and Hydroclimatological Analysis

۱۳. Systematic, Paleoflood and Historical Data for the Improvement of flood Risk Estimation

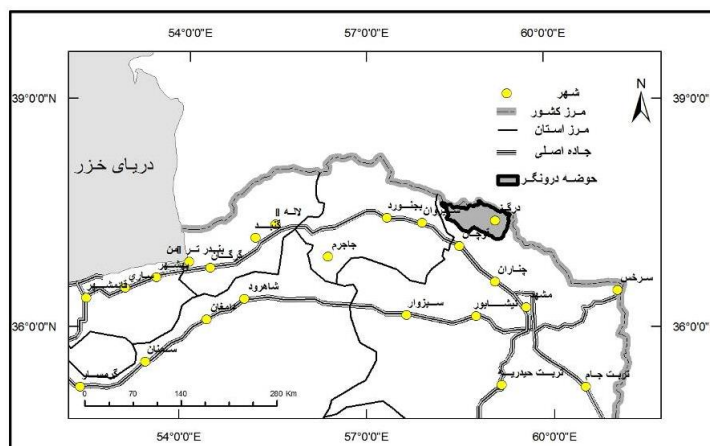
طولانی از شمال اسپانیا و جنوب شرق فرانسه شد (Torndycraft et al., 2003; Benito et al., 2004) که نتایج آن به‌طور مستقیم در برآورد خطر سیلاب مورد استفاده قرار گرفته است (Benito et al., 2004, 2005). کشورهای دیگر اروپایی نیز با ایجاد کمیسیون‌ها، همکاری‌نامه‌های بین‌المللی و در اختیار قرار دادن امکانات گسترده، کار روی سیلاب‌های بزرگ قدیمی را حمایت، نظارت و پشتیبانی می‌کنند.

یکی از دلایل مهم افزایش پژوهش‌های پالئوهیدرولوژی و به‌ویژه پالئوسیلاب‌ها در دنیا، توجه به تغییرات اقلیمی و آثار آن بر محیط‌های مختلف کره‌ی زمین و همچنین دینامیک سیستم‌های رودخانه‌ای است. به‌دلیل کوتاه‌بودن دوره‌های آماری در ارزیابی درست آثار تغییر اقلیم بر پدیده‌های هیدرولوژیکی، برخی از پژوهشگران برای درک بهتر تأثیر اقلیم بر سیستم‌های رودخانه‌ای به استفاده از مقیاس‌های تاریخ‌نگاری طولانی‌تر (برای مثال هزار ساله) روی آوردند (Laurent, 2004, 532).

در ایران پس از رخداد سیلاب‌های کاتاستروفیک رودخانه‌ی مادرسو در سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۴ و ناتوانی روش‌های مرسوم هیدرولوژیکی در برآورد شدت و دوره‌ی برگشت سیلاب‌ها، نگارندگان برای نخستین‌بار متوجه لزوم به‌کارگیری شواهد پالئوسیلاب در ارزیابی بهتر خطر سیلاب‌های بزرگ شدند (حسین‌زاده و همکار، ۱۳۸۵: ۱۱۱؛ جهادی طرقي، ۱۳۸۷؛ حسین‌زاده، ۲۰۰۸). نتیجه این‌که مطالعات پالئوسیلاب در ایران یکی از اولویت‌های مهم مطالعات ژئومورفولوژی تشخیص داده شد و مقاله پیش رو نیز، در راستای این امر مهم و به‌عنوان شروع این‌گونه تلاش‌ها در کشور ارائه می‌شود.

موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه با مساحت حدود ۸۰ کیلومترمربع منطبق بر یکی از زیرحوضه‌های رودخانه‌ی درونگر در استان خراسان رضوی است که به یک کانیون باریک و عمیق معروف به دره‌ی شمخال ختم می‌شود (شکل شماره‌ی ۱). سایت‌های مطالعاتی این مقاله در امتداد این دره که آبراهه‌ی اصلی رودخانه‌ی درونگر را نیز تشکیل می‌دهد، انتخاب شده است. طول این کانیون که از مختصات جغرافیایی $۱۲^{\circ}۳۵'۳۷$ عرض شمالی و $۳۰^{\circ}۲۷'۵۸$ طول شرقی آغاز و به‌سمت شمال شرق تا مختصات جغرافیایی $۴۰^{\circ}۳۵'۳۷$ عرض شمالی و $۰۵^{\circ}۳۷'۵۸$ طول شرقی ادامه می‌یابد، ۱۸ کیلومتر محاسبه شده است (شکل شماره‌ی ۱). این کانیون در سنگ‌های آهکی سخت و ضخیم لایه‌ی تیرگان، از واحدهای چینه‌شناسی مهم کپه‌داغ شکل گرفته است (نقشه‌های ۱:۱۰۰،۰۰۰ زمین‌شناسی باجگیران و درگز). منشاء اولیه‌ی کانیون را می‌توان به گسل خوردگی‌های شدید سنگ آهکی نسبت داد که سبب ایجاد یک سری گسل‌های متقاطع با روند شرق - غرب و شمال شرق - جنوب غرب شده است. پس از ایجاد این گسل‌ها و شکل‌گیری شاخه‌ی اصلی رودخانه‌ی درونگر در مسیر گسل‌های شرقی - غربی و بالآمدگی هم‌زمان واحد ساختمانی کپه‌داغ، عملکرد دوگانه‌ی تکنونیک و فرسایش رودخانه‌ای، کانیون مزبور را در سازندهای ضخیم آهکی به‌وجود آورده است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه

از ویژگی‌های بارز این کانیون، الگوی مئاندری آن است که به شدت تحت تأثیر خطوط گسلی عمود بر مسیر اولیه‌ی رودخانه بوده است. به عبارتی، مسیر رودخانه گاه در امتداد گسل‌های طولی جنوب‌غرب به شمال‌شرق و گاه در امتداد گسل‌های عرضی با جهت شمال - جنوب قرار گرفته است. گسل‌های منطقه بیشتر در دوره‌ی معاصر نیز فعال بوده و آثار حرکات امتداد لغز در جهت جنوب‌غرب به شمال‌شرق در تمام آنها مشاهده می‌شود. همین امر سبب شده رودخانه کماکان تحت تأثیر این حرکات، الگوی مئاندری خود را حفظ کند. ویژگی‌های هندسی، مورفولوژی و سنگ‌شناسی کانال، شرایط مناسبی برای نهشته‌شدن رسوبات آب راکد را در بخش‌های مختلف آن فراهم آورده است.

کانال‌های رودخانه‌ای و رسوبات آب راکد

در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، کانال رودها را در دو گروه کانال‌های آب‌رفتی و کانال‌های حفرشده در سنگ بستر دسته‌بندی می‌کنند. تا دهه‌ی ۱۹۸۰ بیشتر مطالعات ژئومورفولوژی پیرامون کانال‌های آب‌رفتی بود (Baker, 1987, 80). در زمان وقوع سیلاب‌ها، کانال‌های آب‌رفتی عرض و عمق خود را با میزان دبی تنظیم می‌کنند؛ زیرا سیلاب به‌آسانی قادر به کندن و حمل آب‌رفت‌های قبلی است. در سیلاب‌های بزرگ، آب هم بر سواحل و هم بر سطح دشت آب‌رفتی گسترش می‌یابد و به دلیل بالا بودن ظرفیت دشت سیلابی، افزایش زیاد دبی سیلاب، تنها موجب افزایش اندکی در میزان بالآمدگی سطح جریان بر روی سواحل می‌شود. در مقابل کانال‌های غیرآب‌رفتی (حفرشده در سنگ بستر سخت) رسوبات محلی نداشته و در طول زمان از مقاومت کافی سواحل برخوردارند. در چنین شرایطی فرسایش کاوشی، سنگ سخت را به‌طور قائم حفر کرده و بنابراین در آن کانال‌هایی با مقاطع عرضی به‌نسبت باریک و عمیق ایجاد می‌کند، به‌گونه‌ای که در زمان وقوع سیلاب‌های بزرگ، سطح آب در داخل این کانال‌ها به مقدار زیادی بالا می‌آید. افزایش عمق آب و مقاومت سواحل در این گونه کانال‌ها، جریان‌های آشفته‌ای را ایجاد می‌کند که در آن نخ آبها مسیرهای متعددی را طی کرده و در برخورد با کف بستر، مواد کف را به‌صورت معلق حمل می‌کنند. سیلت، ماسه و گه‌گاهی ریگ‌ها در داخل ستون آب به‌صورت معلق حمل شده و هر جا که بخشی از جریان با کندی سرعت مواجه شود، این مواد به‌سرعت رسوب می‌کنند. رسوبات مذکور که به‌طور محلی در مکان‌های مناسب بستر نهشته می‌شوند، رسوبات آب راکد یا رسوبات آب کم‌سرعت

نام دارد (Baker, 1979, 1978). هرچند که بیشتر مطالعات پالئوسیلاب روی کانال‌های حفرشده در سنگ بستر متمرکز بوده؛ اما در کانال‌های آبرفتی نیز امکان تشکیل این‌گونه رسوبات وجود دارد و افرادی که به مطالعه‌ی آن پرداخته‌اند همیشه بر امکان اشتباه و اختلاط رسوبات آب راکد با رسوبات محلی بستر در این کانال‌ها تأکید کرده‌اند (McQueen et al., 1993: 133). شاید به‌همین دلیل بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که برآورد دبی سیلاب‌های قدیمی در رودخانه‌های آبرفتی با خطاهای بزرگی همراه است؛ زیرا در این‌گونه کانال‌ها حجم کلانی از رسوبات حفر یا حمل می‌شود. به‌گفته‌ی دیگر، توپوگرافی کنونی بسترهای آبرفتی ممکن است با توپوگرافی زمان بازسازی سیلاب‌ها متفاوت باشد و داده‌های مربوط به کانیون‌های سنگ بستری ترجیح داده می‌شود.

مواد و روش‌ها

این پژوهش بر پایه‌ی روش تاریخی - تحلیلی و سپس تجربی انجام شده که در آن به تشخیص و تعیین تعداد سیلاب‌های بزرگ قدیمی در سه سایت انتخابی و همچنین برآورد دبی سیلاب‌ها در دو سایت از مجموع سه سایت فوق منجر شده است. محدودیت‌های مالی و زمانی از دلایل عمده‌ی کاهش سایت‌های مطالعاتی به دو سایت بوده و بررسی‌های گسترده‌تر نیازمند امکانات مالی کافی است. از آنجاکه برای جداسازی واحدهای سیلابی به داده‌های چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی رسوبات آب راکد و برای محاسبه‌ی دبی سیلاب‌ها به داده‌های ژئومتری و ژئومورفولوژی کانال رود نیاز است، بنابراین تمام این داده‌ها طی عملیات میدانی گسترده‌ای جمع‌آوری شده است. ابزارهای اصلی پژوهش در مطالعه‌ی مقدماتی، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای بوده است. در عملیات میدانی از ابزاری مانند GPS برای ثبت موقعیت سایت‌ها، متر، دوربین نقشه‌برداری دقیق و ابزارهایی برای نمونه‌برداری رسوب استفاده شده است.

با توجه به اینکه رسوبات آب راکد در موقعیت‌های مورفولوژیکی ویژه، مانند محل پیوستن شاخه‌های فرعی به اصلی، پیچ مئاندرها، پادگانه‌های آبرفتی سخت‌شده، پهن‌شدگی دره‌ها، پناهگاه‌های سنگی، غارها و حفره‌های موجود در جدار بستر و بخش پایین رود ریزش‌های بزرگ، نهشته می‌شوند، شناسایی اولیه‌ی مکان‌های احتمالی به‌وسیله‌ی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای بزرگ‌مقیاس انجام پذیرفته است. در گام بعد، برای تدقیق داده‌های حاصل از منابع تصویری و اطمینان از وجود رسوبات آب راکد در محل‌های مربوطه و همچنین انتخاب سایت‌های نمونه، عملیات پیمایشی میدانی در طول یک مسیر ۱۸ کیلومتری، از ابتدا تا انتهای کانیون انجام و سایت‌های رسوبات آب راکد شناسایی و علامت‌گذاری شده است.

برای جداسازی واحدهای رسوبی مربوط به هر یک از سیلاب‌ها، از شاخص‌های معرفی شده‌ی جدول شماره‌ی ۱ استفاده شده است. برای انجام این بخش از پژوهش، پس از انتخاب مقطع رسوبی مورد نظر، بدنه‌ی رسوبات از سطحی‌ترین لایه تا پایین‌ترین آن برش داده شد و برای دید شفاف‌تر با کاردک به‌طور کامل صاف شد. سپس مقطع کامل رسوبات ترسیم و خصوصیاتمانند ضخامت، تغییرات رنگ، تغییرات بافت، جورشدگی، نحوه‌ی ارتباط هر چینه با چینه‌ی بالایی، آثار تغییرات بعدی بر اثر فعالیت موجودات زنده و انسان، و وجود مواد ارگانیک و زغال چوب در داخل یا

حدفاصل چینه‌ها یادداشت و عکس‌های لازم برای تحلیل‌های بعدی تهیه شد. سپس برای اطمینان از درستی داده‌های مورد استفاده در جداسازی واحدهای سیلابی از بالا به پایین با برداشت لایه‌به‌لایه‌ی هر چینه، شواهد جداکننده‌ی هر واقعه‌ی سیلابی با سیلاب دیگر، دوباره مورد ارزیابی قرار گرفته و خطاهای احتمالی برطرف شد.

جدول ۱. معیارهای تشخیص مرز بین وقایع سیلابی (Baker, 1987, 84)

معیار	شرح یا توصیف معیار
سیلت، رس و مواد آرگانیک	برجای گذاشته شده از آخرین سیلاب
خاک‌های قدیمی مدفون	توسعه‌یافته بر سطوح قدیمی رسوبات سیلابی، بین وقایع سیلابی
لایه‌هایی از بقایای گیاهی رشد یافته در حد فاصل وقوع سیلاب‌ها	تجمع‌یافته در بخش بالایی چینه‌های قدیمی بین وقایع سیلابی
رسوبات شاخه‌های فرعی یا واریزه‌های دامنه‌ای	میان لایه‌ها یا میان انگشتی‌هایی از رسوبات درشت‌تر بین رسوبات آب راکد آبراهه‌ی اصلی
تغییرپذیری ناگهانی بافت در مقطع قائم رسوبات	منعکس‌کننده‌ی جایگزینی به‌وسیله‌ی وقایع سیلابی مشخص
ترک‌های گلی	نشانه‌ی روباز بودن یک رسوب سیلابی نهشته شده
تغییرات رنگ	ناشی از هوازدگی شیمیایی تفریقی در چینه‌های سیلابی

هم‌زمان با مطالعه‌ی چینه‌شناسی، نمونه‌گیری رسوب نیز از بیشتر واحدهای چینه‌شناسی و همچنین از مواد آرگانیک سطح، داخل و حدفاصل چینه‌ها انجام گرفت. مواد آرگانیک مابین چینه‌ها شامل، بقایای گیاهان رشدیافته در فاصله‌ی بین سیلاب‌ها و مواد آرگانیک و زغال‌های موجود در سطح رسوبات مربوط به مواد همراه جریان سیلاب بوده که از نمونه‌های رسوب جدا و برای تعیین سن به روش کربن ۱۴ آماده‌ی ارسال به آزمایشگاه‌های خارج از کشور شدند. همچنین تعداد بیست نمونه رسوب برای تعیین سن به روش OSL^۱ جمع‌آوری شد که برای این نمونه‌گیری از لوله‌های پلی‌اتیلن به قطر ۵ و طول ۲۵ سانتی‌متر استفاده شد. از آنجاکه این نمونه‌ها نباید در معرض تابش نور قرار گیرد، بنابراین لوله‌ها به‌طور افقی و با چکش به داخل رسوبات کوبیده و انتهای لوله‌های پر از رسوب با پلاستیک سیاه‌رنگ مستور و سپس در یک اتاق تاریک لوله‌ها از وسط برش داده شد و حدود ۲۰ تا ۵۰ گرم از رسوب جدا و در بسته‌های پلاستیکی مخصوص ضد نور برای ارسال به آزمایشگاه قرار داده شد.^۲ چهار نمونه از همین رسوبات برای بررسی میزان دقت تخمین بافت رسوبات آب راکد در عملیات میدانی، پس از حمل به آزمایشگاه خاک‌شناسی دانشکده‌ی کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد، به روش هیدرومتر تعیین بافت شدند.

محاسبه‌ی دبی سیلاب‌ها از رابطه‌ی تغییر یافته‌ی مانینگ انجام شد و چون در این رابطه به داده‌هایی مانند شعاع هیدرولیک، شیب و ضریب زبری بستر نیاز است، در سایت‌های شماره‌ی ۱ و ۲ مقاطع عرضی و طولی بستر با دوربین نقشه‌برداری برداشت و ضریب زبری بر اساس مورفولوژی و مواد بستری برآورد شد. برای برآورد دبی بزرگترین سیلاب‌ها

۱. Optically Simulated Luminescence

۲. چون این آزمایش‌ها در خارج از کشور انجام می‌شود، امکان ارائه‌ی نتایج در این مقاله میسر نشد.

علاوه بر توجه به سطح رسوبات آب راکد، به اصلاحاتی در سطح سیلاب و همچنین بالاترین داغ آب سیلاب‌ها بر جدار سنگی بستر نیز، توجه شده است.

یافته‌های تحقیق

پراکندگی سایت‌های رسوبات آب راکد و علل تشکیل آنها

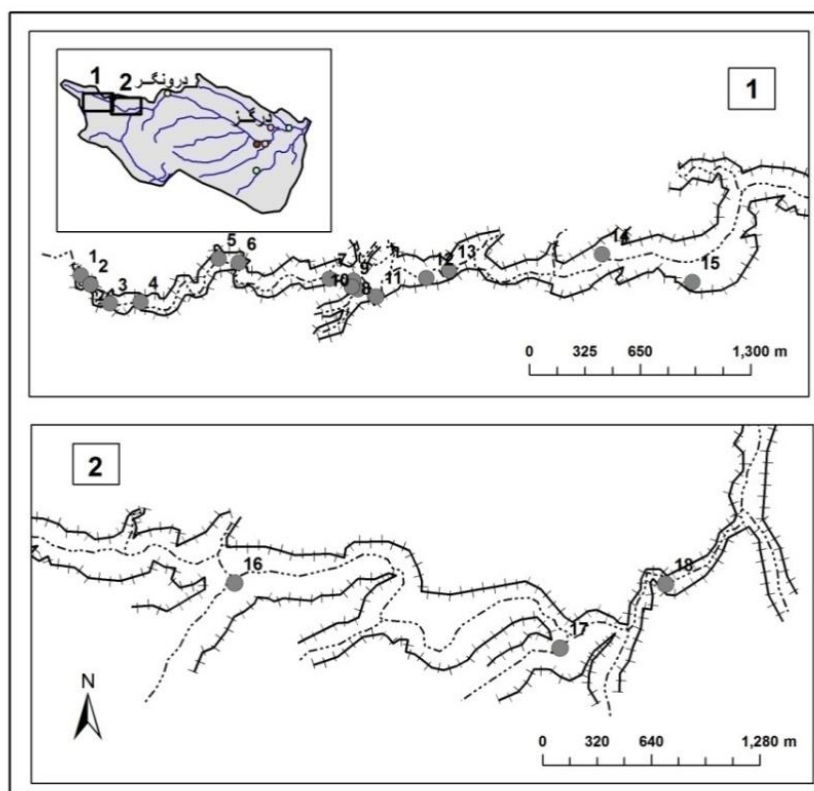
همان‌گونه که پیش از این اشاره شد، رسوبات آب راکد از تنشینی ماسه و سیلت در مکان‌هایی به دست می‌آید که سرعت جریان به طور محلی کاهش می‌یابد (Baker, 1987: 81). در مطالعه‌ی سیلاب‌های قدیمی، سایت‌های رسوب‌گذاری بایستی از شرایط مطلوب برای تراکم و حفظ رسوبات آب راکد برخوردار باشند. در محدوده‌ی مورد مطالعه، سایت‌های رسوبی آب راکد را در موقعیت‌های زیر که مکان‌های مناسبی برای تجمع و حفظ رسوبات سیلابی هستند، می‌توان مشاهده کرد:

- محل پیوستن شاخه‌های فرعی به اصلی؛
- تورفتگی‌ها و پناهگاه‌های سنگی بستر؛
- حفره‌ها و غارهای حاشیه‌ی بستر؛
- بخش پایین دست سواحل کوژ متاندرها؛
- پایین دست توده‌های ریزشی؛
- محل پهن‌شدگی ناگهانی بستر.

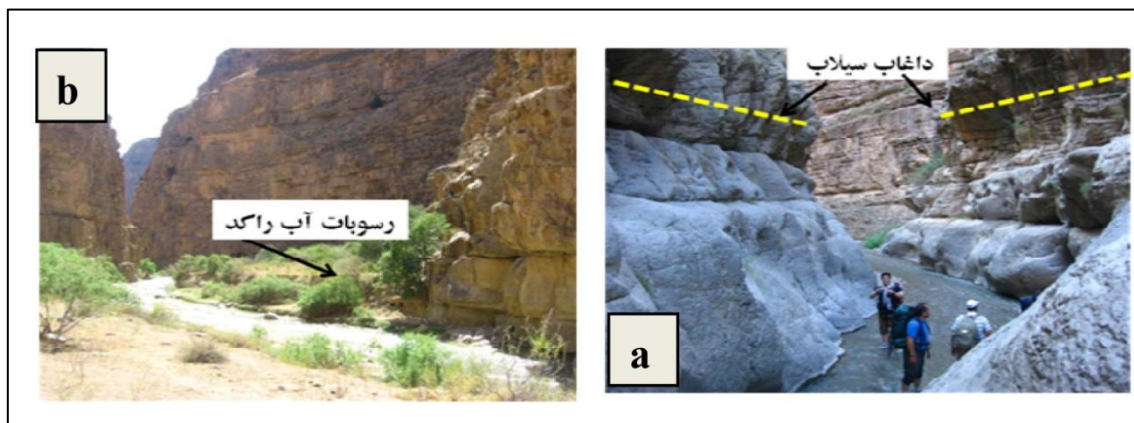
تمام حالت‌های فوق سبب انشعاب بخشی از جریان به صورت جریانی کم‌سرعت می‌شود که رسوبات معلق همراه آب را به سرعت برجای می‌گذارد. دهانه‌ی شاخه‌های فرعی، به دلیل دارا بودن شرایط ویژه، یکی از مکان‌های مناسب تجمع رسوبات آب راکد است. به طور معمول در بیشتر رگبارها، بین اوج دبی شاخه‌ی اصلی و شاخه‌های فرعی فاصله‌ی زمانی وجود دارد، به طوری که ابتدا شاخه‌های فرعی، آب و رسوب خود را تخلیه کرده و اوج دبی رودخانه‌ی اصلی پس از آن رخ می‌دهد. وقتی سیلاب رودخانه‌ی اصلی به دهانه‌ی شاخه‌های فرعی می‌رسد، پساب‌هایی ایجاد می‌کند که آب پُر از رسوب را به داخل شاخه‌های فرعی می‌راند. همان‌گونه که سرعت آب در داخل شاخه‌ی فرعی به سرعت کاهش می‌یابد، رسوبات معلق در دهانه‌ی آن بر جای گذاشته می‌شوند. رسوبات شاخه‌ی فرعی در مقایسه با رسوبات آبراهه‌ی اصلی، به دلیل شیب بیشتر کانال‌های فرعی نسبت به کانال اصلی، منشاء محلی داشته و درشت‌دانه‌ترند. همین ویژگی سبب می‌شود تا بتوان رسوبات آبراهه‌ی فرعی را از رسوبات آب راکد نهشته شده به وسیله‌ی آبراهه‌ی اصلی، تشخیص داد. از عوامل دیگر مؤثر در تشکیل رسوبات آب راکد در دهانه‌ی شاخه‌های فرعی، زاویه‌ی برخورد آبراهه‌ی فرعی به اصلی است. شاخه‌های فرعی که با زاویه‌ی ۹۰ درجه وارد کانال اصلی می‌شوند، برای ایجاد پس‌زدگی سیلاب‌ها با حداقل انرژی فرسایشی، مطلوب‌ترین حالت را دارند (Kochel et al., 1982, 1170). بر اساس مطالعات میدانی و آزمایشگاهی، بیشترین میزان ورود سیلاب به داخل شاخه‌های فرعی هنگامی رخ می‌دهد که زوایای اتصال شاخه‌های فرعی به

رودخانه‌ی اصلی بین ۵۵ تا ۱۲۵ درجه باشد (Kochel et al., 1988, 363). بر اساس شکل شماره ۲ چنین شرایطی بر شاخه‌های فرعی به اصلی در منطقه‌ی مورد مطالعه نیز مشاهده می‌شود. در زوایای اتصال کمتر از ۴۵ درجه، سیلاب ورودی به شاخه‌ی فرعی تحت تأثیر سرعت شاخه‌ی اصلی به سرعت به رودخانه‌ی اصلی بازگشته و در جایی هم که شاخه‌های فرعی با زاویه‌ای بزرگتر از ۱۲۰ درجه به رودخانه اصلی وصل می‌شوند، جریان‌های سیلابی رودخانه‌ی اصلی می‌توانند کانال‌های فرعی را با سرعت و شدت زیاد پیموده و هرگونه رسوب آب راکد موجود را حفر و حمل کنند.

در محدوده‌ی مطالعاتی، شاخه‌های فرعی دارای رسوب آب راکد، در محل‌هایی با رودخانه‌ی اصلی پیوند می‌خورند که شیب کانال رودخانه‌ی اصلی به کمتر از ۱ درصد می‌رسد. مطالعات پیشین نیز نشان داده است که اگر شیب رودهای اصلی افزایش یابد، دبی‌های حاصل از برگشت سیلاب به‌داخل آبراهه‌های فرعی کاهش می‌یابند. در موارد دیگر، قطع شدن جریان نتیجه‌ی تأثیر مستقیم شرایط مورفولوژی بستر است، تورفتگی‌های حواشی کانال‌ها سبب ایجاد گرداب‌های محلی می‌شوند که رسوب‌گذاری مواد معلق را در پی دارد. در چنین حالتی رسوبات سیلابی به‌صورت پادگانه برجا گذاشته شده و گرداب‌های بعدی قدرت کافی برای کندن آنها را ندارند. همین حالت در تافونی‌ها و حفره‌ها، غارها و پناهگاه‌های سنگی نیز روی می‌دهد با این تفاوت که رسوبات به‌دام افتاده در غارها، لایه‌بندی و اتصالات خود را به‌خوبی حفظ کرده و آشفته‌گی جریان‌های بعدی یا تغییرات ناشی از رشد ریشه‌ی گیاهان در آنها به کمترین مقدار می‌رسد.



شکل ۲. پراکنندگی سایت‌های رسوب آب راکد در کانابون مورد مطالعه



شکل ۳. (a) مقاطع عرضی خیلی باریک نامناسب برای رسوب‌گذاری
(b) پهن‌شدگی‌های بستر یکی از محل‌های مناسب تشکیل رسوبات آب راکد

در مکان‌هایی که ریزش‌های بزرگ یا تالوس‌ها توده‌های بزرگی در حاشیه‌ی بستر ایجاد کرده‌اند، نخ آب‌های کم‌سرعت یا گرداب‌های ضعیف در انتهای این عوارض و در سمت پایین‌رود آنها به‌وجود آمده و به رسوب‌گذاری در انتهای این عوارض می‌انجامد. در متاندرها نیز سیلاب‌های شدید، زمانی که پیچ‌ها را دور می‌زنند، گرداب‌هایی که باعث نهشته شدن رسوبات آب راکد در بخش پایین‌رود سواحل کوژ متاندر می‌شوند. پهن‌شدگی بستر که با کاهش شیب همراه است، سبب کاهش انرژی سیلاب در حواشی شده و رسوبات آب راکد را به‌شکل پادگانه‌هایی برجای می‌گذارد (شکل شماره‌ی ۳-b). در چنین بخش‌هایی ممکن است رسوبات آب راکد روی بدنه‌ی پادگانه‌های قدیمی تشکیل شود که برای شناسایی آنها باید تجربه‌ی کافی داشت.

چینه‌شناسی رسوبات آب راکد و جداسازی وقایع سیلابی

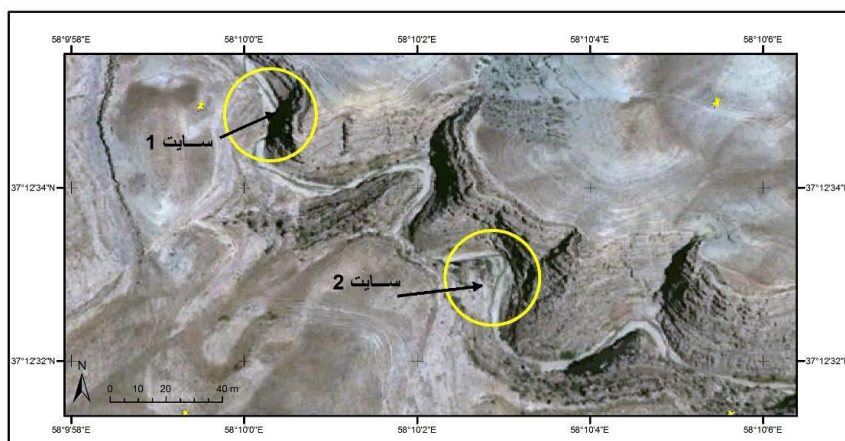
یکی از مهم‌ترین مراحل مطالعه‌ی سیلاب‌های قدیمی، تحلیل چینه‌شناسی رسوبات سیلابی و تعیین تعداد سیلاب‌هاست. گرچه بافت بیشتر رسوبات آب راکد، ماسه‌ی ریز تا سیلت درشت است؛ ولی شواهدی وجود دارد که می‌توان با کمک آنها حدود هر واقعه را تشخیص داده و علامت‌گذاری کرد (جدول شماره‌ی ۱). بر اساس معیارهایی که در جدول شماره‌ی ۱ درج شده، نتایج حاصل از تحلیل‌های چینه‌شناسی در سایت‌های نمونه به شرح زیر ارائه می‌شود.

سایت شماره‌ی ۱:

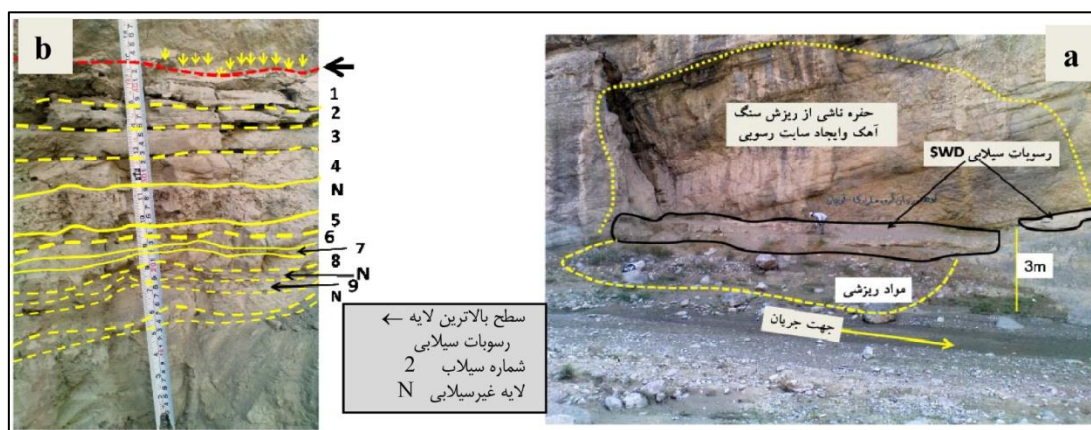
این سایت در یک تورفتگی بزرگ سنگی در ساحل چپ رودخانه و کمابیش در ابتدای کانیون قرار دارد. این حفره بر اثر وقوع یک ریزش بزرگ در سنگ آهک ایجاد شده که مواد ریزشی در جلوی این حفره، خود به ایجاد گرداب‌ها و نخ‌آب‌های کم‌سرعت کمک کرده و سبب تشکیل و حفظ یکی از کامل‌ترین نیم‌رخ‌های رسوبات سیلابی شده است (شکل شماره‌ی ۵). ویژگی این مقطع در آن است که بی‌گمان از سیلاب‌های حوضه‌ی آبریز بالادست کانیون به وسعت ۸۰ کیلومترمربع نهشته شده و شاخه‌های فرعی در ایجاد آن نقشی ندارند. ضخامت کل مقطع ۱۴۰ سانتی‌متر بوده که پایین‌ترین لایه روی قطعه‌های درشت‌دانه‌ی مواد ریزشی قرار داشته و نشانه‌ی رسوب‌گذاری این واحد، چینه‌شناسی پس از

وقوع ریزش و ایجاد یک مکان مناسب برای رسوب‌گذاری است.

ضخامت چینه‌های سیلابی در این مقطع از حداقل ۱ تا حداکثر ۱۷ سانتی‌متر تغییر می‌کند. این چینه‌ها، آثار ۲۰ واقعه‌ی سیلابی بزرگ منشاء گرفته از زیرحوضه‌ی بالادست را نشان می‌دهند. سکانس‌های چینه‌شناسی به‌گونه‌ای است که ۴ مرحله‌ی مشخص را می‌توان در آن تشخیص داد که هر مرحله دارای چینه‌های پیوسته با خصوصیات نسبی متفاوت یا مشابه است. مرز این سکانس‌ها با لایه‌های حاوی مقادیر چشمگیری زغال چوب از یکدیگر جدا می‌شوند که نشانه‌ی عدم وقوع سیلاب‌های شدید برای دوره‌ای به‌نسبت طولانی است. این لایه‌ها که ضخامتی بین ۱/۵ تا ۲۰ سانتی‌متر دارند، به‌دست انسان یا موجودات زنده‌ی دیگر، در دوره‌های طولانی بدون سیلاب، تحت آشفستگی و تغییر قرار گرفته‌اند. ضخیم‌ترین آنها با ضخامت ۲۰ سانتی‌متر بر روی پایین‌ترین سکانس سیلابی تشکیل شده و سرشار از زغال چوب است. این محل که شاید همچون یک پناهگاه یا غار کم‌عمق به‌شمار می‌رفته، حاوی آثاری از فعالیت مردم بومی و موجودات زنده‌ی دیگر در فاصله‌ی میان وقوع سیلاب‌های بزرگ است. لایه‌های زیرین آن بیانگر ۶ سیلاب بزرگ بوده که بیشتر از ماسه‌ی ریز تا سیلت ترکیب یافته و رنگ سبز چینه‌ها نیز، نتیجه‌ی برداشت حجم بزرگی از لایه‌های مارنی - آهکی سبز رنگ حوضه‌ی آبریز است (شکل شماره ۴).

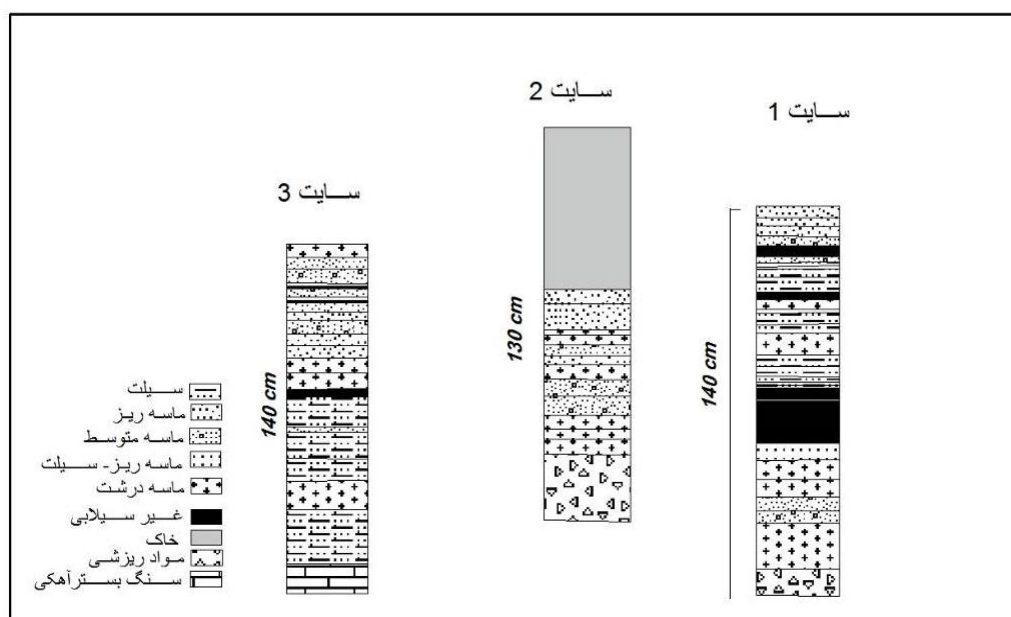


شکل ۴. موقعیت ژئومورفولوژی سایت‌های نمونه



شکل ۵. (a) موقعیت ژئومورفولوژی سایت ۱؛ (b) سکانس‌های بالایی رسوبات آب راکد

این رسوبات پیش از فرسایش جانبی بر اثر سیلاب‌های کوچکتر، پادگانه‌ای به نسبت وسیع‌تر را روی مواد ریزشی زیرین تشکیل می‌داده که مکان مناسبی برای گذران موقت یا نیمه‌دائمی انسان‌ها را فراهم می‌آورده است. به گفته‌ی دیگر، نزدیکی آن به فضاهای باز بالادست کانیون، به احتمال آن را به عنوان پناهگاهی برای انسان‌های گذشته درآورده تا خود را از آسیب دشمنان یا حیوانات درنده و سرمای شدید در آن پناه دهند. پس از این دوره آرامش طولانی، دوباره سیلاب‌های بزرگ آغاز می‌شوند و رسوبات آب راکد جدیدتر را با ضخامت‌های کمتر اما مشابه برجای می‌گذارند. آثار تعداد ۱۱ سیلاب بزرگ روی اولین لایه‌ی زغال‌دار قابل مشاهده است حد بین چینه‌ها به وسیله‌ی انباشته‌های رسی و مارنی بسیار ریزدانه و به رنگ روشن که حاصل از فروکش کردن سیلاب‌ها است، مشخص می‌شود. این سکانس به یک لایه‌ی رسی - سیلتی به شدت بهم خورده، توسط موجودات خاک‌زی ختم می‌شود. گمان می‌رود در آن زمان، میزان رطوبت هوا بیشتر و هوای محیط گرم‌تر بوده؛ زیرا آثار موجوداتی مانند کرم‌های خاکی در سراسر این لایه دیده می‌شود. این واحد که از نظر بافت و رنگ مشابه رسوبات آب راکد است را می‌توان به دوره‌ای بدون بحران شکل‌زایی نسبت داد. روی این لایه، سومین سکانس رسوبات آب راکد با لایه‌هایی به ضخامت‌های متفاوت، نشان‌دهنده‌ی ۵ سیلاب بزرگ است که به یک لایه‌ی زغال‌دار دیگر به ضخامت حدود ۵ سانتی‌متر منتهی می‌شود. در این لایه نیز آثار زندگی انسان، مانند کندن چاله‌هایی در رسوبات سیلابی و پُر کردن آنها با خاک دست‌ریز دیده می‌شود که شاید به دلیل توقف سیلاب‌های بزرگ، از نو توسط انسان دستکاری شده است. آخرین سکانس چینه‌شناسی رسوبات آب راکد بر روی این لایه‌ی زغالی، چهار لایه‌ی کاملاً مشابه را نشان می‌دهد که حد فاصل آنها با ترک‌های گلی تشخیص داده می‌شود. پس از رسوب‌گذاری این لایه‌ها که بالاترین آن مربوط به بالاترین سطح سیلاب در سایت است، بخش عمده‌ی پادگانه رسوبی آب راکد بر اثر فرسایش جانبی سیلاب‌های بعدی تخریب شده و رسوبات کنونی را می‌توان بقایای آن پادگانه قدیمی در نظر گرفت.

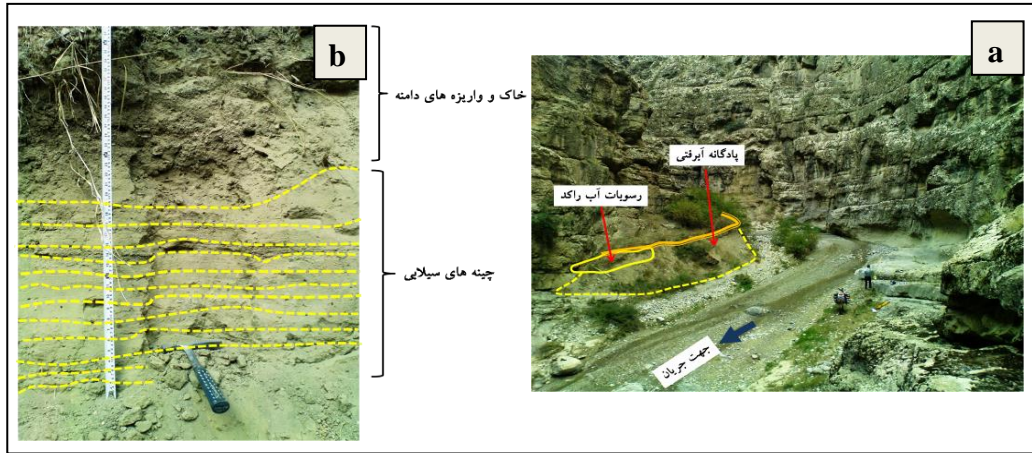


شکل ۶. چینه‌شناسی مقاطع سیلابی در سایت‌های نمونه

بر مبنای آزمایشات بافت در چهار نمونه از رسوبات این سایت، بین ۵۰ تا ۵۲ درصد از حجم نمونه‌ها را ماسه‌ی ریز، ۲۰ تا ۲۶ درصد را سیلت و ۲۰ تا ۲۲ درصد را رس تشکیل می‌دهد. نتایج آزمایش بافت این نمونه‌ها که به تخمین بافت در سطح زمین بسیار نزدیک است، مؤید آن است که رسوبات مورد بحث، منشاء آب راکدی دارند.

سایت شماره ۲:

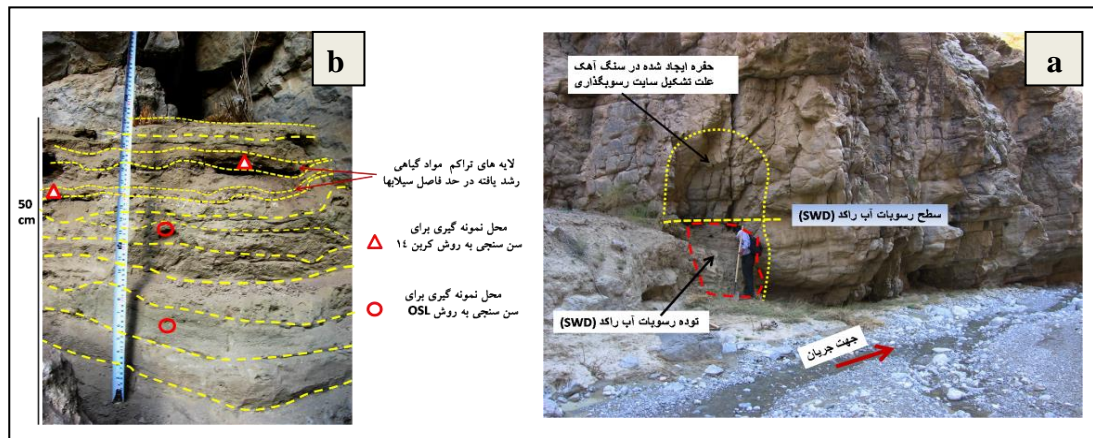
این سایت در بخش پایین‌رود یک ساحل کوژ مائدر قرار گرفته است. در این بخش به دلیل کاهش سرعت جریان، رسوبات آب راکد سیلاب‌های بزرگ بر بدنه یک پادگانه‌ی قدیمی‌تر بر جای گذاشته شده است. در این سایت مقطعی از رسوبات آب راکد به ضخامت حدود ۶۰ سانتی‌متر در پایین به واریزه‌های قدیمی و در بالا به طبقه‌ای از مواد واریزه‌ای، آبرفتی و خاک‌های قدیمی روی پادگانه‌ی آبرفتی با ضخامت نیم متر محدود می‌شود (شکل شماره ۷). در این قسمت آثار ۱۲ سیلاب به نسبت بزرگ تشخیص داده می‌شود که در تمام آنها بافت رسوبات سیلابی از ماسه‌ای ریز تا ماسه‌ای درشت را دربرمی‌گیرد. برخلاف سایت شماره ۱ که حدود ۲۰ درصد رسوبات آن ترکیبی از رس بود، در اینجا ترکیبات رسی و سیلتی آن به حد اقل رسیده و حد فاصل چینه‌ها، تنها به واسطه‌ی تغییر رنگ یا تغییر بافت قابل تشخیص است. در برخی از چینه‌ها قطعه‌های ریزی از زغال چوب در داخل رسوبات دیده می‌شود که شاید بتوان آن را به عنوان شاهدهی بر هم‌زمانی این رسوبات با رسوبات سکناس‌های بالایی سایت شماره ۱ در نظر گرفت.



شکل ۷. (a) موقعیت ژئومورفولوژی سایت ۲؛ (b) چینه‌های رسوبی آب راکد آن

سایت شماره‌ی ۳:

این سایت در یک تورفتگی دیواره‌ی بستر رود و در سنگ سخت آهکی شکل گرفته و رسوبات آب راکد نهشته شده در آن، درست روی سنگ بستر قرار دارد. منشاء این تورفتگی، جابه‌جایی لبه‌های یک گسل امتداد لغز عمود بر مسیر رودخانه است. ضخامت مقطع رسوبات حدود ۱۲۰ سانتی‌متر است که ارتباط بخش پایینی آن با رسوبات سایت ۱ و ۲ مبهم، اما در بخش بالایی می‌توان چینه‌های مشابهی را تشخیص داد. در این مقطع می‌توان ۳ سکانس مشخص را تعیین کرد، سکانس پایینی که با بستر کنونی رود ارتباط دارد، مشتمل بر ۶ واقعه‌ی سیلابی قدیمی است که رسوبات آن به‌نسبت سخت و بیشتر سیلتی - رسی و به رنگ قهوه‌ای روشن است. ضخامت چینه‌ها نسبت به سکانس‌های بالایی بیشتر بوده و در اغلب آنها به بیش از ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد. مرز این سکانس رسوبی با رسوبات بالایی آن با یک لایه‌ی نازک از واریزه‌های درشت گوشه‌دار جدا می‌شود که نشان‌دهنده‌ی سیل‌گیر نبودن سطح برای مدتی کمابیش طولانی بوده و می‌توان آن را به یک دوره کوتاه‌مدت سرد یا هم‌زمان با اولین لایه‌ی زغال‌دار سایت شماره‌ی ۱ دانست، در حالی که رسوبات پایینی آن به یک دوره‌ی پُرباران‌تر تعلق دارد. سکانس میانی ۸ سیلاب بزرگ را ثبت کرده و رسوبات آب راکد آن به لایه‌هایی از بقایای گیاهان محلی و چوب‌های حمل شده در سطح سیلاب ختم می‌شود. این لایه‌ها که نشان‌دهنده‌ی تراکم پوشش گیاهی و نبود سیلاب‌ها در یک دوره از عهد معاصر است، پیدایش یک دوره‌ی آرامش کمابیش طولانی و یک حالت کلیماکس را در منطقه نشان می‌دهد. گمان می‌رود این دوره، هم‌زمان با دومین لایه‌ی زغال‌دار سایت شماره‌ی ۱ باشد؛ زیرا روی این لایه‌ها، سکانس بالایی مشتمل بر وقوع سه تا چهار سیلاب جدیدتر است که از ماسه‌های ریز قهوه‌ای و سبز رنگ تشکیل شده است (شکل شماره‌ی ۸). جورشدگی و ضخامت لایه‌های آخری، مشابه سکانس رسوبی بالایی سایت شماره‌ی ۱ بوده و ارتباط رسوبی آنها را می‌توان بسیار محتمل دانست.



شکل ۸. (a) موقعیت ژئومورفولوژی سایت ۳؛ (b) سکانس‌های بالایی رسوبات سیلابی

مدل‌سازی دبی سیلاب‌های قدیمی

در منابع مربوط به پروژه‌های آبخیزداری و کنترل سیلاب حوضه رودخانهی درونگر، دبی اوج در کانیون مورد مطالعه و در یک دوره‌ی برگشت ۱۰۰ ساله، به‌روش‌های آنالیز منطقه‌ای، کریگر، منحنی پوش و SCS، به‌ترتیب ۶۵/۷، ۶۳/۸، ۱۷۱/۸۹ و ۱۳۵/۸ مترمکعب بر ثانیه محاسبه و بهترین مقدار برای اوج دبی، ۶۵ مترمکعب بر ثانیه تشخیص داده شده است (سازمان جهاد کشاورزی خراسان رضوی، ۱۳۸۶: ۲۶، ۲۸، ۳۰ و ۴۸). همچنین داده‌های دبی‌سنجی ایستگاه هیدرومتری درونگر در یک دوره‌ی ۱۶ ساله، حداکثر دبی لحظه‌ای برای بخشی از حوضه به مساحت ۹۴۲ کیلومترمربع را ۲۰۲ مترمکعب بر ثانیه ثبت کرده و بر مبنای همین آمار، دوره‌ی برگشت بزرگترین سیلاب این پهنه، ۲۳۳ مترمکعب محاسبه شده است (همان منبع: ۱۷). گرچه محدوده‌ی مطالعاتی این مقاله بخش کوچکی (تنها ۸۰ کیلومترمربع) از زیرحوضه‌ی فوق را شامل می‌شود؛ اما با استناد به مطالعات انجام شده در سایت‌های مطالعاتی منطقه، می‌توان این‌گونه بیان کرد که محاسبات مبتنی بر آمار کوتاه‌مدت ایستگاه‌های هیدرومتری و روش‌های تجربی برآورد سیلاب، هیچ یک از دقت و صحت کافی برخوردار نبوده و برنامه‌ریزی‌هایی که بر مبنای آنها انجام پذیرد، نادرست و مشکل‌ساز خواهد بود. بنابراین، در این نوشتار با استناد به سطح رسوبات آب راکد مربوط به سیلاب‌های قدیمی و شواهد دیگری از جمله، خط داغ آب نهایی به مدل‌سازی دبی سیلاب‌ها و رفتار هیدرولوژیکی رودخانه پرداخته‌ایم. محاسبه‌ی دبی با رابطه‌ی تغییریافته‌ی مانینگ (A) $Q = \frac{R^{2/3} S^{1/2}}{n}$ انجام شده است (Goudie et al., 1988, 83; Kochel et al., 1982, 1173). در این رابطه؛ A سطح مقطع جریان، n ضریب زبری، R شعاع هیدرولیک جریان و S شیب سطح آب است. محاسبات مربوط به دبی وقایع سیلابی سایت شماره ۱، در جدول شماره ۲ و خلاصه این محاسبات برای وقایع سیلابی سایت شماره ۲ در جدول شماره ۳ ارائه شده است. در این جداول مقدار n با توجه به مورفولوژی بستر و حواشی آن بین ۰/۰۳ تا ۰/۳۵ در نظر گرفته شده که نزدیک به مقادیری است که چو (Chow, 1959) برای کانال‌های حفر شده در سنگ بستر در نظر گرفته است. برای محاسبه‌ی مقدار شیب (S) در سایت‌های مورد بررسی، بخشی از کانال در امتداد طولی به‌وسیله‌ی دوربین نقشه‌برداری دقیق برداشت و میانگین شیب در سایت‌های شماره ۱ و ۲ به‌ترتیب ۲ درصد و ۱/۶ درصد محاسبه شده است.

جدول ۲. وقایع سیلابی بازسازی شده بر مبنای سطح رسوبات آب راکد در سایت شماره ۱

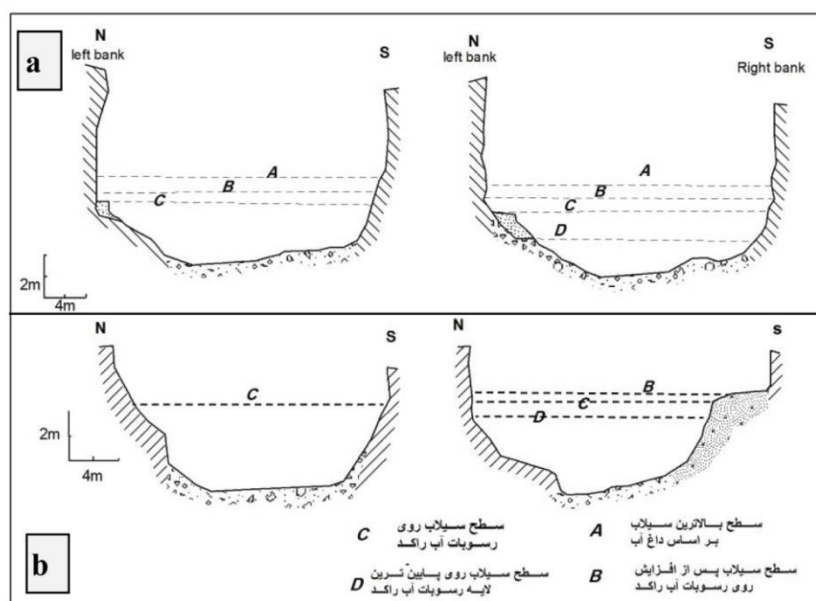
شماره‌ی مرحله‌ی سیل	توضیح مرحله	A/m ²	R	دبی m ³ /S
۱	روی پایین‌ترین لایه‌ی رسوب سیلابی	۲۷	۱/۰۵	۱۱۲/۷
۲	بالای اولین سکانس رسوبی	۳۳	۱/۲۵	۱۵۴
۳	بالای دومین سکانس رسوبی	۴۷	۱/۶	۲۷۴
۴	روی بالاترین لایه سیلابی	۵۵	۱/۹۶	۳۴۷
۵	افزایش ۲۰ درصدی سطح سیلاب	۷۱	۲/۴۴	۵۱۹
۶	داغ آب نهایی روی دیواره‌ی دره	۸۲	۲/۷	۶۴۱
۷		۵۳/۹۶	۱/۹۳	۳۳۹
۸		۵۲/۹	۱/۹	۳۲۹
۹		۵۱/۸۸	۱/۸۷	۳۱۸
۱۰		۴۷/۵	۱/۷۴	۲۷۷/۵
۱۱		۴۵/۵	۱/۶۷	۲۵۸/۶
۱۲		۴۳/۵۸	۱/۶	۲۴۰/۸
۱۳		۴۱/۶۶	۱/۵۴	۲۲۳/۳
۱۴		۴۰/۶	۱/۵	۲۱۴/۸
۱۵		۳۸/۸	۱/۴۵	۲۰۰
۱۶		۳۷/۹	۱/۴۲	۱۹۳
۱۷		۳۷	۱/۳۹	۱۸۶
۱۸		۳۶/۰۸	۱/۳۶	۱۷۸/۹
۱۹		۳۲	۱/۲	۱۴۵/۹
۲۰		۳۰/۷۸	۱/۱۹	۱۴۰
۲۱		۲۹/۰۶	۱/۱۳	۱۲۷/۳
۲۲		۲۷/۸	۱/۰۸	۱۱۸/۲

A: سطح مقطع

R: شعاع هیدرولیک

در این جدول بر اساس داده‌های میدانی، مقدار شیب کانال (S) ۲ درصد و ضریب زبری بستر (n) بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۳۵ در نظر گرفته شده است.

برای محاسبه‌ی شعاع هیدرولیک، مقاطع عرضی برداشت شده در عملیات میدانی با مقیاس مشخص بر روی کاغذ میلی‌متری ترسیم و مساحت و محیط خیس شده‌ی آن محاسبه و در رابطه قرار داده شده است. شکل شماره‌ی ۹ تعدادی از نیمرخ‌های عرضی، مورفولوژی و موقعیت رسوبات آب راکد، همراه با سطوح بازسازی شده‌ی سیلاب‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۹. (a) سطح بازسازی شده‌ی سیلاب‌های قدیمی در سایت ۱

(b) سطح بازسازی شده‌ی سیلاب‌های قدیمی در سایت ۲

گفتنی است که در بازسازی دبی سیلاب‌های قدیمی، علاوه بر توجه به ارتفاع رسوبات آب راکد، به دو عامل دیگر نیز برای تعیین بزرگترین سیلاب‌های رخ داده توجه شده است. اولین عامل، اصلاح سطح سیلاب نسبت به سطح بالاترین لایه‌ی رسوبات آب راکد و دومین عامل، داغ آب ثبت شده بر روی دیواره‌ی سنگی کانیون است. برمبنای تجارب پژوهشگران قبلی که به ثبت ارتفاع آب روی رسوبات آب راکد سیلاب‌های جدید پرداخته‌اند (Kochel et al., 1982, 1173)، افزایش ۱۰ تا ۲۰ درصدی سطح سیلاب بر روی بالاترین لایه‌ی رسوبات آب راکد انجام و دبی حاصل از آن در جداول درج شده است.

با توجه به نزدیکی سایت‌های شماره‌ی ۱ و ۲ به یکدیگر و عدم پیوستن هرگونه شاخه‌ی فرعی به آبراهه‌ی اصلی در حد فاصل این سایت‌ها، میزان دبی‌های محاسبه شده در هر دو سایت بسیار نزدیک به یکدیگر است و این امر نشان‌دهنده‌ی دقت برآوردهای انجام شده است. تفسیر فراوانی و شدت سیلاب‌های قدیمی منطقه در سایت شماره‌ی ۱ که از سکناس‌های چینه‌شناسی کامل‌تری برخوردار است، نشان می‌دهد که مقادیر دبی سیلاب‌های بزرگ در بخش علیای حوضه‌ی رودخانه‌ی درونگر و تنها در یک زیرحوضه‌ی کوچک از حداقل ۱۱۲ مترمکعب تا حداکثر ۵۱۹ مترمکعب در ثانیه تغییر می‌کند. چون رسوبات آب راکد مربوط به دوره‌ی معاصر است، بنابراین باید در مطالعات، سیلاب و محاسبات حداکثر دبی محتمل و دوره‌ی برگشت سیلاب‌های بزرگ، مورد توجه قرار گیرد. از این رو می‌توان بیان کرد که تمام برآوردهای قبلی سیلاب و همچنین دوره‌ی برگشت‌های محاسبه‌شده در این کانال، بایستی مورد تجدید نظر و بازبینی قرار گیرد.

جدول ۳. وقایع سیلابی بازسازی شده بر مبنای سطح رسوبات آب راکد در سایت شماره‌ی ۲

شماره‌ی مرحله‌ی سیل	توضیح مرحله	A/m ²	R	شیب (s) m/m	n	دبی m ³ /S
۱	روی بالاترین لایه‌ی رسوبات سیلابی	۵۴	۲/۲۵	۰/۰۱۶۲	۰/۰۳۵	۳۳۶
۲	افزایش ۲۰ درصدی سطح سیلاب	۷۲	۲/۸۱			۵۱۹
۳	پایین‌ترین لایه سیلابی	۴۲	۱/۸			۲۲۵

بحث و نتیجه‌گیری

این مقاله سرآغازی برای انجام مطالعات هیدرولوژی پالتوسیلاب در کشور است که از دهه‌ی ۱۹۸۰ در بسیاری از کشورهای جهان برای برآورد سطح، شدت و فراوانی سیلاب‌ها به کار گرفته شده و پیشرفت کرده است. کشف و تحلیل چینه‌شناسی و ارتفاع رسوبات آب راکد در سایت‌های نمونه ثابت کرد که در برآورد دبی و فراوانی سیلاب‌های آینده، نمی‌توان به آمار کوتاه‌مدت ایستگاه‌های هیدرومتری یا روش‌های تجربی محاسبه‌ی دوره‌ی برگشت سیلاب‌ها اطمینان کرد. هر چند که در این مقاله فرصت و امکانی برای تعیین سن مطلق رسوبات به وجود نیامد، اما نتایج جدیدی درباره‌ی تعداد، دبی و سطح سیلاب‌های قدیمی‌تر حوضه به دست آمد. حداکثر دبی سیلاب در سایت‌های مورد مطالعه بر مبنای سطح رسوبات آب راکد، ۵۱۹ مترمکعب به دست آمده که رقم بسیار بالاتری را نسبت به ارقام اعلام شده در طرح‌های مطالعاتی سازمان‌ها نشان می‌دهد. همان‌گونه که پیش از این گفته شد، دبی‌های حداکثر پیش‌بینی شده در دوره‌ی برگشت ۱۰۰ ساله برای محدوده‌ی مطالعاتی، ۶۵ مترمکعب برآورد شده است. متأسفانه به کارگیری این نتایج نادرست از سوی مهندسان عمران در حوضه‌های آبریز دیگر، تا کنون خسارات جانی و مالی جبران‌ناپذیری را در پی داشته است (برای نمونه، حوضه‌ی آبریز جنگل گلستان، حسین‌زاده و همکار، ۱۳۸۵: ۹۰). افزون بر نتایج کاربردی این‌گونه مطالعات، آگاهی از رفتار هیدرولوژیکی رودخانه، ما را در تحلیل تکامل چشم‌انداز یاری می‌کند. برای مثال، در منطقه‌ی مطالعاتی مؤید حاکمیت متناوب دوره‌های سیلابی یا همان دوره‌های بحران شکل‌زایی و دوره‌های آرامش در منطقه طی دهه‌ها و سده‌های گذشته بوده است. تأکید پژوهشگران این مقاله بر استفاده از رسوبات سیلابی آب راکدی (SWD) به‌عنوان یکی از مهم‌ترین شاخص‌ها در تشخیص سیلاب‌های بزرگ قدیمی بوده است. از این روش‌ها می‌توان برای برآورد واقعی سیلاب در بسیاری از حوضه‌های آبریز کشور و به‌ویژه برای ایمنی سدهای کشور بهره برد. در منطقه‌ی مورد مطالعه امکان وقوع سیلاب‌های شدید حتی تا ۷۰۰ مترمکعب بر ثانیه (بر اساس بالاترین داغ‌آب) نیز وجود دارد که بخش کلانی از زمین‌های کشاورزی و تأسیسات پایین دست کانیون شمخال را تهدید خواهند کرد.

منابع

- Baker, V. R., 1973, **Paleohydrology and Sedimentology of Lake Missoula Hooding in Eastern Washington Special Paper**, Geological Society of America, Vol. 144.
- Baker, V. R., 1978, **The Spokane Flood Controversy and the Martin Outflow Channels**, Vol. 202, 1249-1256.
- Baker, V. R., 1987, **Paleoflood Hydrology and Extraordinary Flood Events**, Journal of

- Hydrology, Vol. 96, PP. 79-99.
- Baker, V. R., 2008, **Paleoflood Hydrology: Origin, Progress, Prospects**, Geomorphology, Vol. 101, PP. 1-13.
- Baker, V. R., Bunker, R. C., 1985, **Cataclysmic Late Pleistocene Flooding from Glacial Lake Missoula, a Review**, Quaternary science Review, Vol. 4, PP. 1-41.
- Baker, V. R., Kochel, R. C., Patton, P. C., 1988, **Flood Geomorphology**, John Wiley and Sons, USA.
- Baker, V. R., Webb, R. H., House, P. K., 2002, **The Scientific and Social Value of Paleoflood Hydrology**, in: House, P. K., Webb, R. H., Baker, V. R., Levish, D. R (Eds), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Application Series, Vol. 5, PP. 127-146.
- Benito, G., Thorndy Craft, V. R., 2005, **Paleoflood Hydrology and Its Role in Applied Hydrological Sciences**, Journal of Hydrology, Vol. 313, PP. 3-15.
- Bretz, J. H., 1923, **The Channeled Scabland of the Columbia Plateau**, Journal of Geology, Vol. 31, PP. 617-649.
- Bretz, J. H., 1928, **Channeled Scabland of Eastern Washington**, Geographical Review, Vol. 18, PP. 446-477.
- Bretz, J. H., 1929, **Valley Deposits Immediately East of the Channeled Scabland of Washington**, Journal of Geology, Vol. 36, PP. 393-427.
- Brown, S. L., Bierman, P. R., Lini, A., Southon, J., 2000, **10,000 Years Record of Extreme Hydrologic Events**, Geology, Vol. 28, PP. 69-82.
- Bunker, R. C., 1982, **Evidence of Multiple Late - Wisconsin Floods from Glacial Lake Missoula in Badger Coulee Washington**, Quaternary Research, Vol. 18, PP. 17-31
- Chatters, J. C., Hoover, K. A., 1994, **Response of the Columbia River Fluvial System to Holocene Climatic Change**, Quaternary Research, Vol. 37, PP. 42-59.
- Chow, V. T., 1959, **Open – Channel Hydraulics**, McGraw Hill, New York.
- Costa, J.E., 1983, **Paleohydrologic Reconstruction of Flash-flood Peaks from Boulder Deposits in the Colorado Front Rang**, Geological Society American Bulletin, Vol. 94, PP. 986-1004.
- Ely, L. L., 1997, **Response of Extreme Floods in the Southwestern United States to Climatic Variations In the Late Holocene**, Geomorphology, Vol. 19, PP. 175-201.
- Ely, L. L., Baker, V. R., 1985, **Reconstructing Paleoflood Hydrology with Slack-water Deposits: Verde River, Arizona**, Physical Geography, Vol. 6, PP.103-126.
- Enzel, Y., 1992, **Flood Frequency of the Mojave River and Formation of Late Holocene Playa Lakes, Southern California the Holocene**, Vol. 2, PP.11-18.
- Enzel, Y., Ely, L. L., Mouse, P. K., Baker, V. R., Webb, R. H., 1993, **Paleoflood Evidence for a Natural Upper Bound to Flood Magnitudes in the Colorado River Basin**, Water Resources Research, Vol. 29, PP. 2287-2297.
- Enzel, Y., L. L., Martinez Goytre, J., Vivian, R. G., 1994, **Paleofloods and a Dam-failure Flood on the Virgin River, Utah and Arizona**, Journal of Hydrology, Vol. 153, PP. 291-315.
- Geological Survey of Iran, **Geological Maps of 1:100000 Scale**, Bajgiran and Dargaz Sheets.

- Goudie, A., Anderson, M., Burt, T., Lwein, J., Richards, K., Whalley, B., Worsley, P., 1998, **Geomorphological Techniques**, Routledge, UK.
- Hosseinzade, H., Jahadi Toroghi, S. R., Jahadi Toroghi, M., 2006, *Geography and Regional Development*, Vol. 7, PP. 89-115.
- Hosseinzadeh, S.R., 2008, **Catastrophic Floods and New Dynamic Environments**, In: International Conference on Geomorphology Proceeding, Yogyakarta- Indonesia.
- House, D. K., Baker, V. R., 2001, **Paleohydrology of Flash Floods in Small Desert Watersheds in Western Arizona**, *Water Resources Research*, Vol. 22, PP. 543-550.
- Jahadi Toroghi, M., 2008, **The Study of Geomorphic Effects of Catastrophic Floods in Madares Basin**, Ph.D. Thesis at the University of Tehran, Faculty of Geography, Tehran.
- Jarret, R. D., Tomlinson, E. M., 2000, **Regional Interdisciplinary Paleoflood Approach to Assess Extreme Flood Potential**, *Water Resources Research*, Vol. 36, PP. 2957-2984.
- Kale, V. S., Mishra, S., Baker, V. R., 1997, **A 200-year Paleoflood Record from Sakarghat, on Narmada, Central India**, *Geological Society of India*, Vol. 50, PP. 285-288.
- Kale, V. S., Mishra, S., Baker, V. R., 2003, **Sedimentary Records of Paleofloods in the Bedrock Gorges of the Tapi and Narmada Rivers, Central India**, *Current Science (India)*, Vol. 84, PP. 1022-1079.
- Kale, V. S., Sinhvi, A. K., Mishra, P. K., Banetjee, D., 2000, **Sedimentary Records and Luminescence Chronology of Late Holocene Paleofloods in the Luni River, Thar Desert, Northwest India**, *Catena*, Vol. 40, PP. 337-358.
- Kellogg, M. J., 2001, **Paleoflood Hydrology of the Carson River, Nevada and California**, M.S. Thesis, University of Nevada, Reno.
- Kochel, R. C., Baker, V. R., 1982, **Paleoflood Hydrology**, Vol. 215, 353-361.
- Kochel, R. C., Baker, V. R., Patton, P. C., 1982, **Paleohydrology of Southwestern Texas**, *Water Resources Research*, Vol. 18, No. 4, PP. 1165-1183.
- Kochel, R.C., 1988, **Extending Strem Records with Slackwater Paleoflood Hydrology: Examples from West Texas**, in: Baker, V.R., Kochel, R. C., Patton, P. C., *Flood Geomorphology*, PP. 377-391.
- Kochel, R.C., Baker, V.R., 1988, **Plaeflood Analysis Using Slack-water Deposits**, in: Baker, V.R., Kochel, R. C., Patton, P. C., *Flood Geomorphology*, PP. 357-376.
- Laurent, D. S., 2004, **Paleoflood Hydrology: an Emerging Science**, *Progress in Physical Geography Journal*, Vol. 28, No. 4, PP. 531-543.
- Levish, D. R., 2002, **Paleohydrologic Bounds: Non-exceedance Information for Flood Hazard Assessment**, In: House, P. K., Whebb, R. H., Baker, V. R., Levish, D. R. *Ancient Floods, Modern Hazards: Principtes and Applications of Paleflood Hydrology*, *Water Science and Application*, Vol. 5., American Geophysical Union, Washington, D. C., PP. 175-196.
- Levish, D. R., Ostenoa, D. A., 1996, **Applied Paleoflood Hydrology in North – central Oregon**, U. S. Bureau of Reclamation Seismotectonics, California.
- Martinez – Goytre, J., House, P. K., Baker, V. R., 1994, **Spatial Variability of Paleoflood Magnitudes in Small Basins of the Catalina Mountains, Southern Arizona**, *Water Resources Research*, Vol. 30, PP. 1491-1501.

- McQueen, K. C., Vitek, J. D., Carter, B. J., 1993, **Paleoflood Analysis of an Alluvial Channel in the Saouth – central Great Plains, Black Bear Creek, Oklahoma**, *Geomorphology*, Vol. 6, PP. 131-146.
- Mistrey of Jahad – Keshavarzi, 2007, **Watershed Management Project for Daroongar Basin**, Flooding risk assessment, Vol. 7.
- O'connor, J. E., Ely, L. L., Wohl, E. E., Stevens, L. E., Melis, T. S., Kale, V. S., Baker, V. R., 1994, **A 4500-year Record of Large Floods on the Colorado River in the Grand Canyon, Arizona**, *Journal of Geology*, Vol. 102, PP. 1-9.
- Ostanaa, D. A., O'connell, D. R. H., Waleras, R. A., Creed R. J., 2002, **Holocene Paleoflood hydrology of the Big Lost River, Western Idaho National Engineering and Environmental Laboratory, Idaho**, In: Link, P. K., Mink, L. L., *Geology, Hedrology and Environmental Remediation, Estern Snake River Plain, Idaho Special Paper*, Geological Society of America, Vol. 353, PP. 91-110.
- Ostanaa, D. A., Levish, D. R., O'connell, D. R. H., 1996, **Paleo Hood Study for Bradbury Dam, Cuchuma Project**, U. S. Bureau of Reclamation Seismotectonic, California.
- Partridge, J. B., Baker, V. R., 1987, **Paleoflood Hydrology of the Salt River, Arizona**, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 12, PP. 109-125.
- Patton, D. C., 1988, **Geomorphic Response of Streams to Floods in the Glaciated Terrain of Southern New England**, In: Baker, V. R., Kochel, R. C., Patton, P. C., *Flood Geomorphology*, John Wiley and Sons, PP. 269-378.
- Patton, P. C., Boison, P. J., 1986, **Processes and Rates of Formation of Holocene Alluvial Terraces in Hamis Wash, Escalante River Basin, South-central Utah**, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 97, PP. 269-378.
- Rajaguru, S. N., Gupta, A., Kale, V. S., Ganjoo, R. K., Ely, L. L., Enzel, Y., Baker, V. R., 1995, **Channel form and Processes of the Flood – dominated Normada River, India**, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 20, PP. 407-421.
- Shih, F., Yi, Y., Han, M., 1985, **Investigation and Verification of Extraordinary Large Floods of the Yellow River in China**, *Proceeding of the U. S. China Bilateral Symposium on the Analysis of Extraordinary Flood Events, Nanjing China*, *Journal of Hydrology*, Vol. 96, No. 1-4, PP. 69-78.
- Smith, A. M., Zawada, P. K., 1990, **Palace Flood Hydrology: a Tool for South Africa – an Example from the Crocodile River near Brits**, *Transraal, South Africa, Water South Africa*, Vol. 16, PP. 195-200.
- Smith, A.M., 1992, **Paleoflood Hydrology of the Lower Umgeni River from a Reach South of the Inanda Dam, Natal**, *South African Geography Journal*, Vol. 74, PP. 63-68.
- Springer, G. S., Kite, J. S., 1997, **River - derived Slackwater Sediments in Caves along Cheat River, West Virginia**, *Geomorphology*, Vol. 18, PP. 91-100.
- Stedinger, J. R., Baker, V. R., 1987, **Surface Water Hydrology: Historical and Paleoflood Information**, *Reviews of Geophysics*, Vol. 25, No. 2, PP. 119-124.
- Stedinger, J. R., Timothy, A.C., 1986, **Flood Frequency Analysis with Historical and Paleoflood Information**, *Water Resources Research*, Vol. 22, No. 5, PP. 785-793.
- Tullis, J. A., Koslow, K. N., Letourneau, D., 1983, **Paleoflood Deposits on the Biglost River**

- Implications**, Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. 15, P.388.
- Watt, R. B., 1980, **About Forty Last-glacial Lake Missoula Jokulhlaups Through Southern Washington**, Journal of Geology, Vol. 88, PP. 653-679.
- Watt, R. B., 1984, **Periodic Jokulhlaups from Pleistocene Glacial Lake Misoula - new Evidence from Varved Sediment in Northern Idaho and Washington**, Quaternary Research, Vol. 22, PP. 46-58.
- Webb, R. H., Blainey, J. B., Hydman, D. W., 2002, **Paleoflood Hydrology of the Paria River, Southern Utah and Northern Arizona, USA**, In: House, P. K., Webb, R. H., Baker, V. R., Levish, D. R., Ancient Floods, modern Hazards: principles and applications of paleoflood Hydrology, John Wiley and Sons, N. Y., PP. 403-418.
- Webb, R. H., Rathburn, S. L., 1988, **Paleoflood Hydrologic Research in the Soutwstern United States**, Transportation Research Record, Vol. 1201, PP. 9-21.
- Yang, D., Ya. B., Xie., Zhan, D. Li. Z, 2000, **Sedimentary Records of Large Holocene Floods from the Middle Reaches of the Yellow River, China**, Geomorphology, Vol. 33, PP. 73-88.
- Zawada, P. K., 1994, **Paleoflood Hydrology of the Buffels River, Laingsburg, South Africa: Was the 1981 Flood The Largest?** South African Journal of Geology, Vol. 97, PP. 21-32.
- Zawada, P. K., 1997, **Paleoflood Hydrology Method and Application in Flood –prone Southern Africa- South Africa**, Journal of Science, Vol. 93, PP. 111-132.
- Zawada, P. K., 2000, **Paleoflood Hydrology of Selected South African Rivers**, South African, Geological Survey Memoir, Vol. 87, PP. 173.
- Zhu, C., Zheng, C., Ma, C., Sun, Z., Zhu, G., Wang, H., Gao, H., Wang, P., Huang, R., 2005, **Identifying Paleoflood Deposits Archived in Zhongba Site, the Three Gorges Reservoir Region of the Yangtze River, China**, Chinese Science Bulletin, Vol. 50, No.21, PP. 2403-2504.