

در نهایت در مورد چگونگی مدل‌سازی این مفاهیم و نحو انتقال داده‌ها در بین مقیاس‌ها (بزرگ مقیاس‌نمایی و ریز مقیاس‌نمایی) چهارچوب جامعی ارائه گردد. واژگان کلیدی: فرسایش، فرآیندهای هیدرولوژیکی، کرت، مقیاس زمانی، مقیاس مکانی

مروری بر مطالعات فرسایش خاک با تأکید بر مفهوم مقیاس

محمد ایوب محمدی^۱ و عطااله کاویان^۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۳/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۶/۱۱

مقدمه

در طول دهه‌های اخیر مطالعات زیادی به منظور تعیین نرخ فرسایش در اکوسیستم‌های مختلف انجام گرفته است [۱۰]. هدف اصلی از این اندازه‌گیری‌ها عبارتند از: ۱- تعیین اثرات زیست‌محیطی فرسایش و عملیات حفاظتی ۲- تحقیقات علمی فرسایش ۳- توسعه و ارزیابی تکنولوژی‌های کنترل فرسایش ۴- توسعه تکنولوژی پیش‌بینی فرسایش ۵- تخصیص منابع حفاظتی و توسعه قوانین، سیاست‌ها و برنامه‌های حفاظتی [۵۵]. نتایج این تحقیقات سبب ایجاد دیتابیس ارزشمندی گردیده و نیز باعث شده تا دستاوردهای مهمی در سطوح مختلف مفهومی حاصل شود. این تحقیقات توسط محققین مختلف بر روی جنبه‌های گوناگون از فرآیندهای فرسایش و در مقیاس‌های مختلفی صورت گرفته است [۹، ۳۸ و ۵۱]. اهمیت این تحقیقات در استفاده از تجربیات گذشته و ترسیم پایه‌های کلی کارهای آینده می‌باشد. بررسی این تحقیقات نشان‌دهنده تغییرات زیاد در مقادیر اندازه‌گیری شده فرسایش [۵۱] و هم‌چنین تفاوت در روش‌های به‌کارگرفته شده می‌باشد. قسمتی از این تغییرات توسط تفاوت در شرایط طبیعی آزمایشات^۳ و بخشی دیگر توسط آشفتگی ایجاد شده در نتیجه به‌کارگیری و طراحی روش‌های اندازه‌گیری^۴ قابل توضیح هستند [۴۲ و ۳]. به‌طور کلی، برای نیل به داده‌های با کیفیت بالا باید از فرآیندهای فرسایش خاک در کرت‌های با اندازه و شرایط مختلف آگاهی داشته باشیم. برخی از این عوامل تغییرپذیری مهم می‌باشند، چون که تناسب آزمایشات طراحی شده و نیز عمل‌کرد آزمایشات به آن بستگی دارد. مهم‌ترین و اصلی‌ترین عوامل تغییرات عبارتند از [۱۰]: ۱) مقیاس زمانی و مکانی ۲) شرایط طبیعی منطقه‌ای که آزمایش در آن صورت می‌گیرد ۳) آشفتگی شرایط طبیعی در اثر آزمایش ۴) مقدار پیچیدگی تعاملات اکوسیستم.

از طرفی، در مطالعات فرسایش خاک و روان‌آب سطحی، داده‌های

چکیده

هر ساله مطالعات زیادی در شرایط مختلف طبیعی و کشاورزی و در مقیاس‌های مختلف مکانی و زمانی به‌منظور اندازه‌گیری نرخ فرسایش انجام می‌گیرد. نتایج حاصل از این تحقیقات نشان‌دهنده اختلاف زیاد در مقدار فرسایش به‌دست آمده و تکنولوژی به‌کاررفته می‌باشد. کرت‌های فرسایش نیز در ابعاد و انواع مختلف به‌منظور بررسی فرآیندهای هیدرولوژیکی مرتبط با خاک به‌کار می‌رود. اما نتایج این مطالعات بسته به مشخصات کرت، سازگاری کرت با خصوصیات اکوسیستم و انطباق آن با هدف محقق، دارای اختلافات زیاد می‌باشد. تا آن‌جائی که استفاده از داده‌های به‌دست آمده از تحقیقات قبلی را با مشکلات و تردیدهای خاصی روبرو می‌کند. به‌طور کلی عوامل ایجاد اختلاف در این آزمایشات را می‌توان در ۴ گروه: ۱) مقیاس زمانی اندازه‌گیری‌ها ۲) مقیاس مکانی ۳) آشفتگی طبیعی ناشی از به‌کارگیری ادوات اندازه‌گیری و ۴) پیچیدگی تعاملات اکوسیستم قرار داد. با این حال نقطه شروع پیچیدگی‌های موجود در فرآیندهای هیدرولوژیکی و مدل‌سازی آن‌ها به مفهوم مقیاس فرآیندها و اندازه‌گیری‌ها بر می‌گردد. از طرفی کم‌تر منبع علمی در داخل کشور به بررسی و تعریف این اصطلاحات و چگونگی تغییرات فرآیندها در گذر از یک مقیاس به مقیاس دیگر پرداخته است. بنابراین در این مقاله سعی می‌شود ابتدا به بررسی مفاهیم مقیاس و پیچیدگی‌های آن اشاره شود، سپس تغییرات فرآیندهای هیدرولوژیکی، مخصوصاً تولید روان‌آب، فرسایش خاک و رسوب‌دهی در مقیاس‌های مختلف مکانی و زمانی بررسی گردد. و با توجه به تحقیقات صورت گرفته در نقاط مختلف دنیا منابع کنترل‌کننده تغییرات بیان شود و

۱. دانشجوی دکتری مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
 ۲. نویسنده مسئول و عضو هیئت علمی گروه آبخیزداری دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، a.kavian@sanru.ac.ir

3. Natural variability
 4. Measurement variability

جمع‌آوری شده و آگاهی ما از فرایندها عمدتاً حاصل تحقیقاتی است که در مقیاس کورت صورت می‌گیرد [۵۴ و ۲۷]. درحالی‌که، مدل‌های موجود اغلب در مقیاس حوزه آبخیز اجرا می‌گردد [۱۳، ۴۰ و ۴۱]، که خود حوزه آبخیز به‌عنوان یک واحد هیدرولوژیکی هم‌نشان‌دهنده مقیاس فرآیند "مقیاسی که در آن پدیده‌های طبیعی به وقوع می‌پیوندد" [۸] و هم‌نشان‌دهنده مقیاس اجرایی "مقیاسی که در آن اقدامات مدیریتی و اجرایی انجام می‌گیرد" می‌باشد [۵۳]. بنابراین نیاز است تا کل مجموعه حوزه آبخیز با تمام مقیاس‌های مکانی کوچک‌تر (مثل: کورت، دامنه، زیرحوزه) و حتی بزرگ‌تر از آن (حوزه‌های آبخیز بزرگ مقیاس، حوزه رودخانه‌ها) و فرایندهای صورت گرفته در تمامی سطوح مقیاس زمانی و مکانی و ارتباط بین آن‌ها به دقت بررسی شود، و نحوه تغییرات فرایندها در بین و درون مقیاس‌ها و منابع تعیین‌کننده فرایندها و تغییرات آن تفهیم گردد تا در کارهای تحقیقاتی و تعیین چهارچوب علمی اندازه‌گیری فرایندها و مدل‌سازی آن‌ها مورد استفاده قرار بگیرد. از این‌رو در این مقاله سعی می‌شود، فرایندهای مختلف فعال هیدرولوژیکی در ارتباط با مفهوم مقیاس، روش‌های اندازه‌گیری و محدودیت‌های موجود با آن بررسی شود تا چهارچوب علمی و تئوری لازم در مدل‌سازی هیدرولوژیکی آبخیزها با تأکید بر جنبه فرسایش و رسوب تهیه گردد. البته باید خاطر نشان ساخت که تمام این موارد دارای هم‌پوشانی‌هایی می‌باشد و پایه آن‌ها بر اساس دو مفهوم: مقیاس مکانی و آستانه‌ها استوار است و همین مفاهیم است که تعیین‌کننده رفتار فرایندهای موجود در واکنش‌های فرسایش می‌باشد [۱۰].

تعاریف و مفاهیم

- مقیاس و اجزاء آن

امروزه با گسترش مرزهای دانش و پیشرفت‌هایی که در زمینه‌های علمی به‌عمل می‌آید، بیش از پیش نیاز است تا مفاهیم و عبارات علمی به‌درستی تعریف شود و در دسترس محققین قرار گیرد. از مفاهیمی که در مطالعات هیدرولوژی داخلی کشور کم‌تر بدان توجه شده است می‌توان به مفاهیم و مسایل مقیاس اشاره نمود. لذا ابتدا سعی می‌گردد، واژگان علمی به‌نحوی درست بیان شود تا جایی که ابهامات موجود برطرف گردد.

اصطلاح تغییر مقیاس^۱ برای بسیاری از محققین ناملموس و مبهم می‌باشد. این ابهامات به دلیل مفاهیم و برداشت‌های دوگانه در مورد کلمه مقیاس (زیرا از طرفی مقیاس نشان‌دهنده یک بعد ثابت از فرآیند می‌باشد و از طرف دیگر فرایندها در دامنه پیوسته‌ای از مقیاس‌ها رخ می‌دهند [۲۴]) و اصطلاح بزرگ مقیاس‌نمایی و ریز مقیاس‌نمایی می‌باشد [۷]. با این حال، بنابر تعاریف به‌کار رفته توسط بلوچی و سیوآپالان [۸]، اصطلاح تغییر مقیاس به‌معنی انتقال اطلاعات بین مقیاس‌های مختلف بوده در حالی‌که خود عبارت مقیاس^۲ می‌تواند

1. Scaling
2. Scale

به‌عنوان طول زمانی یا مکانی خاصی از یک فرآیند طبیعی، یا تراکم اندازه‌گیری‌ها و یا اندازه سلول‌های یک مدل اشاره داشته باشد [۶]. بیرکنز و همکاران [۵]، نیز به‌صورت شماتیک مهم‌ترین اصطلاحات مورد نیاز در ارتباط با تغییر مقیاس را بیان نموده است، که در زیر مورد بررسی قرار می‌گیرد (شکل ۱). از نظر بیرکنز و همکاران [۵]، آن مؤلفه از مقیاس که نشان‌دهنده اندازه و بزرگی منطقه مورد مدل‌سازی می‌باشد با اصطلاح گستره یا محدوده^۳ نشان داده می‌شود. که در این‌جا، افزایش گستره را برون‌یابی^۴ و کاهش آن را تک واحدی کردن^۵ می‌نامند. بزرگی مشاهدات^۶ (که به آن ذره^۷ نیز می‌گویند [۳۷]) نیز آن مؤلفه از مقیاس است که نشان‌دهنده اندازه واحدهای مدل‌سازی یا اندازه مشاهدات اولیه می‌باشد. بنابراین بزرگی مشاهدات، واحدهایی از سطح می‌باشد که از نظر خصوصیات اندازه‌گیری شده یکسان در نظر گرفته می‌شود و برای آن، فقط مقادیر معرف را داریم نه تغییرات مقادیر اندازه‌گیری شده. با این بیان، افزایش اندازه بزرگی مشاهدات را بزرگ مقیاس‌نمایی^۸ و کاهش آن را کوچک مقیاس‌نمایی^۹ نامند. سومین مؤلفه مقیاس عبارت است از "نسبت مساحت واحدهای بزرگی مشاهدات به محدوده مورد مطالعه" که با عبارت پوشش^{۱۰} بیان می‌شود. بنابراین، افزایش پوشش بدون داشتن مشاهدات اضافی دیگر را درون‌یابی^{۱۱} گویند. نمونه‌گیری^{۱۲} نیز، جمع‌آوری زیرمجموعه‌ای از واحدهای بزرگی مشاهدات برای مدل‌سازی می‌باشد (شکل ۱). سطح مقیاس نیز اشاره به ترکیب مشخصی از گستره (محدوده)، بزرگی مشاهدات و پوشش دارد. در استفاده از اصطلاح رزلوشن نیز باید دقت شود زیرا که می‌تواند هم اشاره به پوشش داشته باشد و هم به بزرگی مشاهدات [۵]. در این مقاله نیز منظور از اصطلاحاتی نظیر مقیاس بزرگ، سطحی از مطالعات می‌باشد که از نظر زمانی و یا مکانی بزرگ‌تر از سطح سایر مطالعاتی می‌باشد که در مقیاس کوچک‌تر انجام می‌گیرد. بنابراین بزرگ مقیاس‌نمایی یعنی عبور از سطح کوچک و تعمیم فرآیند به سطوح بزرگ‌تر می‌باشد.

- مقیاس مکانی اندازه‌گیری‌ها

فرایندهای هیدرولوژیکی شناخته شده، اعم از جریان غیراشباع در یک متر از پروفیل خاک تا پدیده سیل در سامانه رودخانه‌های با میلیون‌ها کیلومتر مربع مساحت و نیز از سیلاب‌های آبی چند دقیقه‌ای گرفته تا جریان آب در طی صدها سال در آبخوان‌ها، در دامنه وسیعی از مقیاس‌های زمانی و مکانی رخ می‌دهد [۲۹]، که در شکل ۲

3. Extent
4. Extrapolation
5. Singling out
6. Support
7. Grain
8. Up scaling
9. Downscaling
10. Coverage
11. Interpolation
12. Sampling

مدت، عدم اطمینان ناشی از داده‌های آزمایشات را کم می‌نماید. با این حال، یک سری آنالیز وسیع از فرآیندهای داخل کرت که در طول زمان رخ می‌دهد توسط همین محققین پیشنهاد می‌گردد و نیز بیان می‌دارند که در کرت‌های فرسایشی محصور شده، نرخ فرسایش در دوره‌های بیش از ۶ سال کاهش می‌یابد و این به دلیل تغییر در محدودیت انتقال مواد (رسوب انتقال یافته به پایین‌دست، توسط مواد بالادست جایگزین نمی‌شود) و به دلیل شرایط جدایش محدود به مرز کرت می‌باشد [۴۳]. برای دست‌یابی به داده‌های بلند مدت نیز می‌توان از آنالیز رسوب پشت سدها و آبگیرهای کوچک و روش سزیم ۱۳۷ بهره گرفت (به نقل از: بویکس فایوس و همکاران [۱۰]).

مقیاس و فرآیندهای فرسایش و رسوب

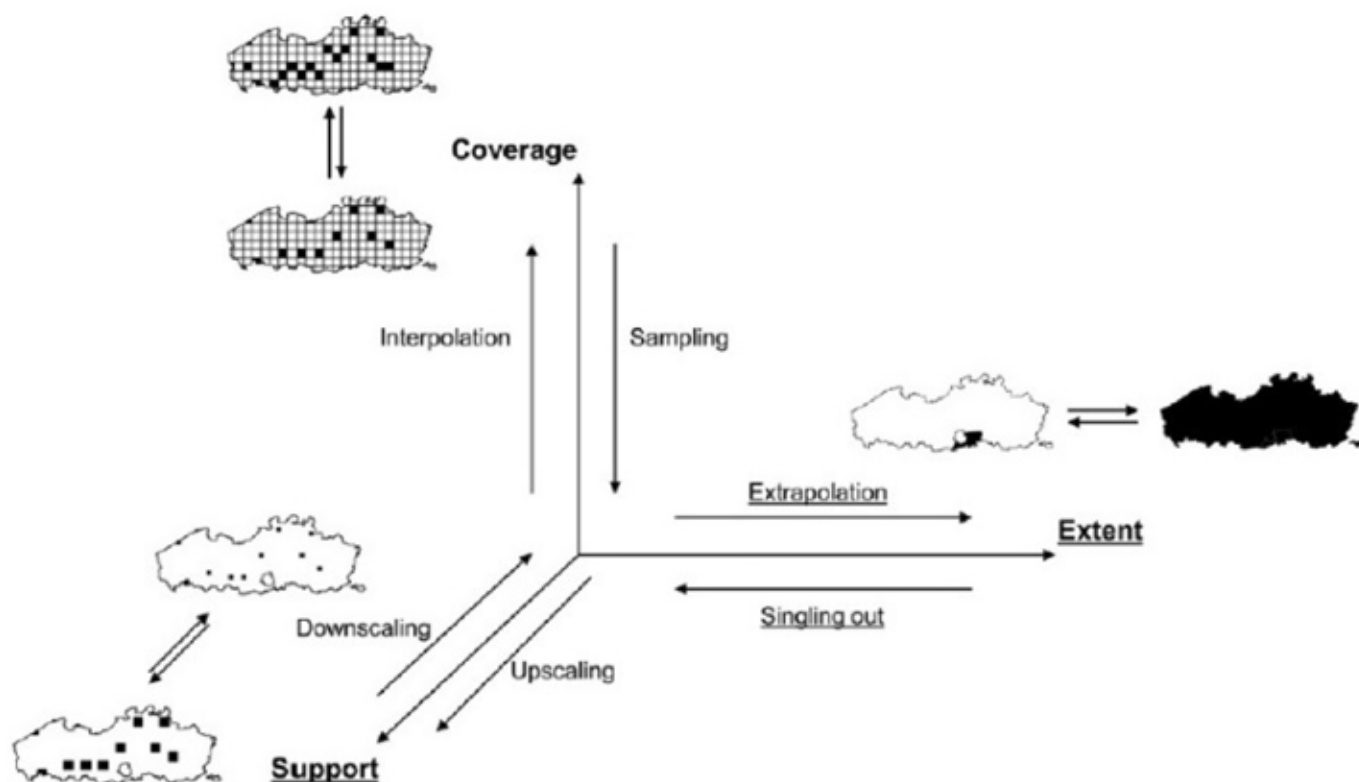
با در نظر گرفتن مقدار فرسایش خاک، هم افزایش و هم کاهش در تولید رسوب در واحد سطح گزارش شده است [۲۰]. این تغییرپذیری در اثر مقیاس بر هدررفت خاک به تغییرات فاکتورهای گوناگون بین مقیاس‌ها نسبت داده می‌شود [۳۳]. به عبارت دیگر، از حوزه‌های کوچک تا حوزه‌های بزرگ این روند متضاد افزایش و کاهش، به فرآیندهای فرسایشی غالب [۳۶] و ظهور برخی کنترل‌کننده‌ها در مقیاس‌های دیگر ربط داده شده است. زیرا که فرآیندهای

(براساس اورلانسکی [۴۴]، دان [۲۲]، فورتاک [۲۳] و اندرسون و بورت [۲]، به نقل از بلوچی و سیوایلان [۸]) به صورت شماتیک مطرح شده است. فرآیندهای فرسایش نیز دارای بعدهای مکانی خاص خود می‌باشد که در ادامه مقیاس متناسب با اندازه‌گیری‌ها شرح داده خواهد شد.

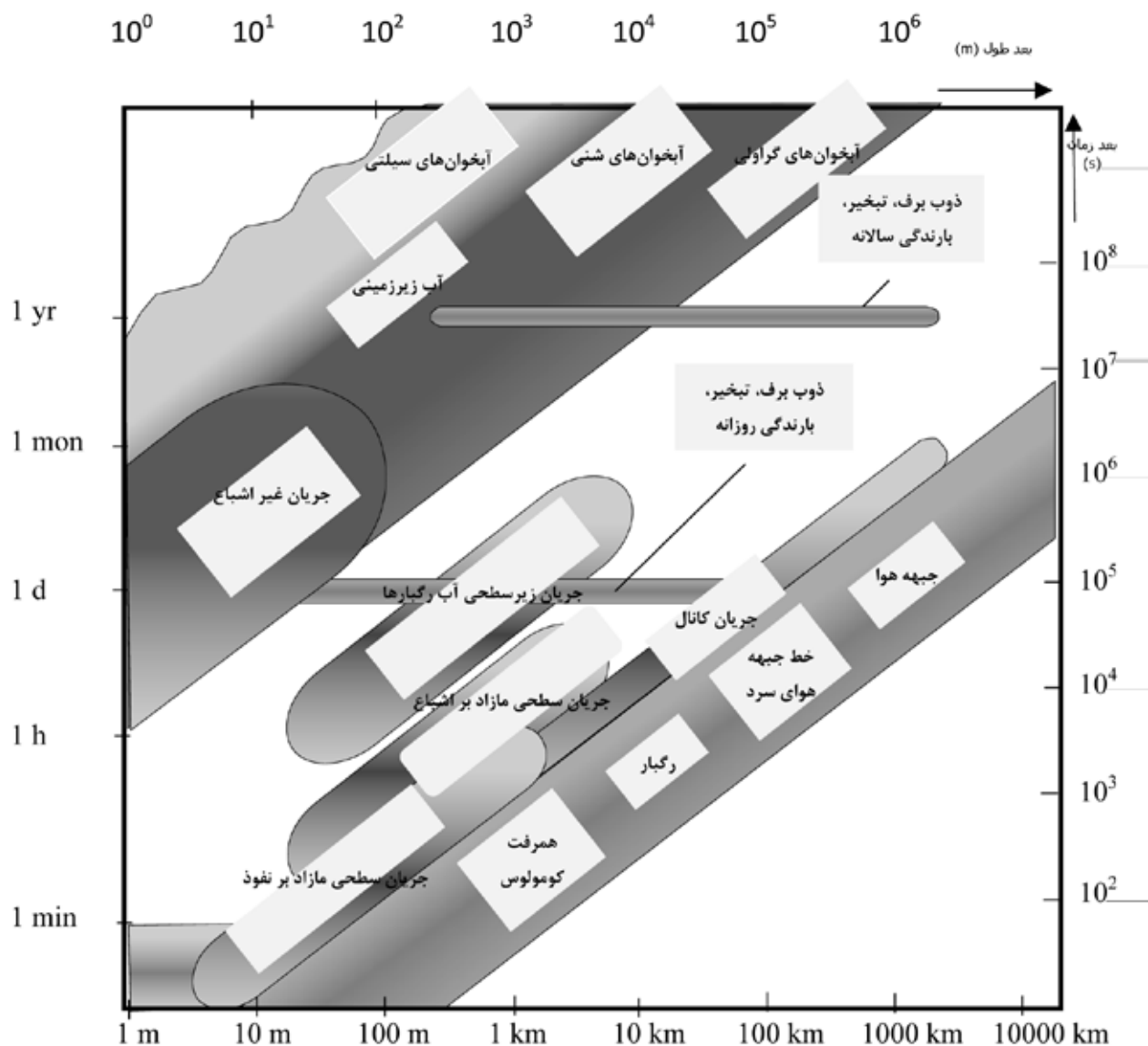
- مقیاس زمانی اندازه‌گیری‌ها

از محدودیت‌های موجود در اندازه‌گیری فرآیند فرسایش خاک می‌توان به مقیاس زمانی اندازه‌گیری‌ها اشاره نمود. اکثر برنامه‌های پایش محدود به چند سال هستند و این تلویحاً به این معنی می‌باشد که این اندازه‌گیری‌ها الزاماً معرف نرخ فرسایش بلند مدت و تغییرات بلند مدت در عوامل کنترل‌کننده فرسایش نمی‌باشد، چون که تغییرات درون سالی و بین فصلی زیادی به دلیل تفاوت در فرسایش‌پذیری خاک، تشکیل پوسته سخت سطحی، پوشش گیاهی و غیره وجود دارد [۱۰]، بنابراین اندازه‌گیری‌های فرسایش بایستی در بازه زمانی مناسبی از نظر تعداد سال انجام بگیرد [۳۱].

در این راستا و جهت نیل به نتایج قابل اطمینان بایستی یک دوره حداقل زمانی در نظر گرفته شود. در این میان، برخی محققان از جمله اولش و واکا [۴۳]، مطالعات بیش‌تر از سه سال را برای اندازه‌گیری فرسایش در مقیاس کرت پیشنهاد می‌کنند چون‌که از نظر آنان این



شکل ۱- مؤلفه‌های مقیاس و تغییر مقیاس بر اساس بیرکنز و همکاران [۵] به نقل از آرتسن و همکاران [۱]



شکل ۲- فرآیندهای آب‌شناختی در محدوده خاصی از مقیاس‌های زمانی و مکانی

(شرایط انتقال محدود و عرضه محدود مواد رسوبی) و خصوصیات ژئومورفولوژیکی حوزه نسبت می‌دهند و نیز اثر تغییرات قدرت جریان با مقیاس حوزه زهکشی را نیز مهم می‌شمارند. بسیاری از محققین در سرتاسر دنیا رابطه منفی بین رسوب‌دهی ویژه و مساحت حوزه زهکش پیدا کرده‌اند. طبق بسیاری از محققین و از جمله کورلی و همکاران [۱۵]، سه عامل زیر تبیین‌کننده این اثر می‌باشد: (۱) توپوگرافی شدید حوزه‌های کوچک، "که باعث زیاد شدن شدت فرسایش می‌شود." (۲) مقیاس مکانی رگبار و سطح حوزه "یک رگبار به راحتی می‌تواند تمام سطح یک حوزه کوچک را بپوشاند اما نمی‌تواند یک حوزه بزرگ را کامل پوشش دهد." (۳) با افزایش سطح حوزه، رسوب فرصت بیش‌تر پیدا می‌کند تا در دشت‌های سیلابی ته‌نشین شود. بویکس فایوس و همکاران [۱۱]، تغییرپذیری در مقادیر اندازه‌گیری شده فرسایش را ناشی از: تفاوت در اندازه‌گیری‌های بلند

غالب فرسایش و رسوب و نیروهای ایجاد کننده آن با مقیاس تغییر می‌کند [۳۳].

در این میان محققین مختلف عوامل و فاکتورهای متفاوتی را در تبیین اثر مقیاس بر تولید رسوب بیان نموده‌اند که بسته به وسعت و شرایط منطقه مورد مطالعه، به عوامل خاصی اشاره شده است که به‌دقت بررسی خواهد شد. برای مثال: جیونگخن و یونگ‌خی [۲۵]، با جمع‌آوری داده‌های ۵ ساله مربوط به ۱۹۹ ایستگاه در حوزه زهکش رودخانه زرد به بررسی رابطه بین رسوب‌دهی ویژه و مساحت حوزه زهکشی پرداختند و به این نتیجه رسیدند که با افزایش سطح حوزه، رسوب‌دهی ویژه ابتدا افزایش می‌یابد تا اینکه به یک مقدار حداکثر می‌رسد و سپس کاهش می‌یابد. آنان با تأکید بر تغییرات غیرخطی رابطه رسوب‌دهی ویژه- سطح حوزه [۱۶ و ۱۷] آن را به عواملی نظیر الگوی توزیع مواد سطحی (نهشته‌های لسی) در حوزه

مدت فرسایش خاک در کرت‌های باز و محصور؛ تفاوت در الگوی سطحی مواد و تفاوت در مقیاس‌های مکانی اندازه‌گیری‌ها می‌داند (اثر مقیاس) و بیان می‌دارند که بسته به مقیاس مکانی اندازه‌گیری‌ها، امکان دارد محدودیت‌های مختلفی ظاهر بشود. و اشاره می‌کنند که هرچه کرت کوچک‌تر باشد، انرژی جریان به دلیل مصافت کمی که در داخل کرت طی می‌کند کم‌تر می‌شود. که در این راستا چاپلوت و لی‌بیوسونایس [۱۴]، نیز بیان نمودند که در کرت‌های فرسایش شرایط انتقال محدود وجود دارد و این شرایط را ناشی از سرعت محدود جریان و کاهش اثر بارندگی بر جریان می‌دانند. کینل [۲۶]، نیز اثر تعداد رگبار و تغییرات مکانی و زمانی شدت، مدت، مقدار کل بارندگی، زمان تا اوج رگبار در بین کرت‌ها را در نتیجه‌گیری مشاهدات آزمایشات مؤثر می‌داند و تأکید بر در نظر گرفتن این عوامل را نیز دارد. ژنگ مینگو و همکاران [۶۰]، با بررسی اثر پوشش گیاهی بر رابطه روان‌آب- رسوب‌دهی در مقیاس‌های مختلف مکانی در مناطق تپه‌ای لسی در شمال چین به این نتیجه رسیدند که در مقیاس کرت، پوشش می‌تواند با کم کردن حجم روان‌آب و با تغییر دادن رابطه روان‌آب- رسوب‌دهی منجر به کم کردن هدررفت خاک شود و در نهایت باعث شود تا نرخ کاهش رسوب بیشتر از نرخ کاهش روان‌آب شود. اما در مقیاس حوزه، فرسایش گالی و حرکت توده‌ای غالب می‌باشد، بنابراین در همین مقیاس، پوشش نمی‌تواند حرکات توده‌ای محلی را کنترل کند نتیجه این می‌شود که در این مقیاس و حتی پس از استقرار پوشش، مقدار رسوب بالا خواهد بود. علاوه بر این، پوششی که در دامنه‌ها وجود دارد نمی‌تواند ظرفیت حمل سیستم انتقال رسوب در سطح حوزه آبخیز را تغییر بدهد. این بدین موضوع اشاره داد که پوشش تنها با کم کردن مقدار روان‌آب می‌تواند رسوب‌دهی را کم کند که در نهایت نرخ کاهش رسوب با نرخ کاهش روان‌آب در مقیاس حوزه تقریباً برابر می‌باشد. یایر و رازیسیف [۵۹]، به پایش طولانی مدت (۱۹۸۲ تا ۱۹۹۸) بارندگی و روان‌آب در مقیاس‌های مختلف مکانی (از چند صد متر مربع تا ۰,۳ کیلومتر مکعب صورت گرفت) در یک حوزه کوچک خشک پرداختند. آنان ضمن تأکید بر اثر مقیاس بارندگی بر فرآیندهای هیدرولوژیکی و پیوستگی^۱ و قطع جریان^۲ بیان می‌دارند که صرف نظر از درجه شیب، رابطه مثبتی بین طول شیب و نرخ رسوب‌گذاری و رابطه منفی بین فراوانی و مقدار روان‌آب و طول شیب وجود دارد. به نحوی که هرچه طول دامنه بیشتر باشد احتمال قطع و ناپیوستگی^۳ جریان افزایش می‌یابد. چنین ناپیوستگی‌هایی منجر به رسوب‌گذاری در انتهای دامنه‌های طولانی می‌شود و نفوذ نیز افزایش می‌یابد، بنابراین ناپیوستگی جریان افزایش می‌یابد. و این محدود بودن پیوستگی جریان در طول دامنه‌ها مربوط می‌شود به مدت زمان کم باران مؤثر (که معمولاً این زمان خیلی کم‌تر از زمان تمرکز

مورد نیاز برای جریان پیوسته بر روی دامنه‌ها می‌باشد). وریست و همکاران [۵۶]، به بررسی فاکتورهای مؤثر بر هدررفت خاک در مقیاس کرت و تولید رسوب در مقیاس حوزه آبخیز پرداختند. و بیان نمودند که با افزایش سطح رسوب‌دهی ویژه نیز زیاد می‌شود به نحوی که در مقیاس حوزه آبخیز رسوب ویژه ۳ تا ۱۰ برابر بیش‌تر از مقدار هدررفت خاک در کرت‌های فرسایشی می‌باشد. آنان ضمن تأکید بر اثر توالی مناطق سینکی و مناطق تولید رسوب، بیان نمودند در کرت فرسایش سطحی و شیاری غالب می‌باشد در حالی که در مقیاس حوزه ظهور عواملی همچون: زمین لغزش، فرسایش خندقی و فرسایش کناری رودخانه‌ها و جریان‌های فرسایشی متمرکز علت این تفاوت در مقدار رسوب‌دهی می‌باشد. دی‌ونته و پوسون [۱۹]، نیز بر اساس داده‌های رسوب‌دهی جمع‌آوری شده در اسپانیا اظهار داشتند که رسوب‌دهی با افزایش سطح از مقیاس کرت به مقیاس حوزه (۱۰ تا ۱۰۰ هکتار) به طرز زیادی زیاد می‌شود (این به علت ظاهر شدن فرسایش خندقی، کناره‌ای و زمین‌لغزش می‌باشد) و با افزایش بیش‌تر سطح، رسوب‌دهی سپس کم می‌شود. صادقی و همکاران [۵۰]، نیز بیان نمودند که صحت اندازه‌گیری روان‌آب و رسوب کرت‌ها تابع طول می‌باشد و برای اینکه نتیجه قابل قبولی از مقادیر اندازه‌گیری شده روان‌آب و رسوب به دست آید نیاز به یک طول بهینه برای کرت‌ها می‌باشد، که در تحقیق آنان طول بهینه برای تخمین مقادیر روان‌آب و رسوب ۱۵ متر و ترجیحاً ۲۰ متر برای کرت‌های موجود بر روی شیب‌های شمالی بود. اولش و واکا [۴۳]، به اهمیت زمان در مطالعات اندازه‌گیری فرسایش اشاره می‌نمایند و بیان می‌دارند که حتی در صورت ثابت بودن مقدار و فرسایندهای باران، نرخ فرسایش در طول زمان کم می‌شود و عواملی از قبیل پوشش، موقعیت اندازه‌گیری‌ها بر روی دامنه و سنگلاخی بودن سطح بیان‌کننده این روند کاهش می‌باشد، زیرا که به مرور زمان شرایط کرت از انتقال محدود به جدایش محدود تغییر می‌کند. لان و همکاران [۳۳]، با بررسی تولید رسوب در سه سطح کرت (دامنه)، زیرحوزه و حوزه، بیان نمودند که تغییرات در مقدار رسوب‌دهی به دلیل تغییر در فرآیندهای خاصی می‌باشد که هر کدام از این فرآیندها مربوط به یک سطح از مقیاس می‌باشند و حضور و عدم حضور این فرآیندها منجر به تغییرات تولید رسوب در واکنش به مقیاس می‌شود.

اندازه‌گیری‌های فرسایش و مقیاس متناسب

فرآیندهای فرسایشی حاصل عوامل مختلف هستند. این فرآیندها در مقیاس‌های مختلف از نظر مکانی و زمانی در حال فعالیت و رخ دادن می‌باشند. بنابراین آزمایشات و اندازه‌گیری‌ها باید متناسب با مقیاس مورد نظر باشد. به طور کلی، برای فرسایش‌های آبی در سطح مزرعه پنج مقیاس مهم مکانی وجود دارد [۵۵]:

الف) مقیاس نقطه (۱ متر مربع) برای فرسایش بین شیاری

4. Concentrated Flow Erosion

1. Connectivity
2. Flow Discontinuity
3. Discontinuity

(پاشمان): روش اندازه‌گیری تغییرات وزن بهترین روش برای مطالعه‌های مقیاس نقطه می‌باشد. مقدار خاک جدا شده توسط پاشمان را می‌توان توسط پیاله‌های پاشمان و قیف‌های اندازه‌گیری جمع کرد [۳۹ و ۴۷]. از آنجایی که فرسایش بین شیاری شامل مواد جدا شده از طریق پاشمان و نیز مواد انتقال یافته توسط روان آب می‌باشد. و نیز باتوجه به اینکه به دلیل تغییر در میکروتوپوگرافی، آب متمرکز شده و ریز شیارهائی را به وجود می‌آورد. برای اجتناب از این مورد بایستی کرت‌های اندازه‌گیری فرسایش بین‌شیاری کوچک باشد.

ب) مقیاس کرت (کم‌تر از ۱۰۰ متر مربع) برای فرسایش شیاری: جمع آوری رسوب، بهترین روش برای مطالعات مقیاس کرت می‌باشد. به این منظور، یا کل روان آب و رسوب در طول دوره‌ای محدود از زمان برداشت می‌شود و یا فقط قسمتی از روان آب و رسوب را برداشت می‌کنند.

ج) مقیاس دامنه (کم‌تر از ۵۰۰ متر مربع) برای اندازه‌گیری فرسایش و رسوب‌گذاری: تغییرات رقوم ارتفاعی بهترین روش برای مطالعات سطح دامنه می‌باشد. میخ‌های فرسایشی دارای کاربرد وسیع و زیاد است که می‌تواند در خاک مورد استفاده قرار گیرد. اندازه‌گیری فرسایش و یا رسوب‌گذاری از طریق اندازه‌گیری ارتفاع نوک میخ تا سطح زمین به دست می‌آید. این متد هم برای اندازه‌گیری فرسایش آبی و هم برای فرسایش بادی به کار می‌رود.

د) مقیاس مزرعه کم‌تر از ۱ هکتار برای کانال‌ها: اندازه‌گیری تغییرات سطح مقطع کانال بهترین روش برای مطالعات صحرا و فرسایش کانالی می‌باشد.

ذ) مقیاس آبخیز کوچک (کم‌تر از ۵۰ هکتار) برای بررسی اثر تعاملات مکانی: روش جمع‌آوری رسوب و تغییرات رقوم ارتفاع بهترین روش در مطالعات مقیاس آبخیز است. از آنجایی که در سطح حوزه مقدار حجم روان آب و رسوب خیلی زیاد می‌باشد از این رو برای اندازه‌گیری آن‌ها از فلوم‌ها استفاده می‌شود [۱۸]. از

طرفی، دو مقیاس زمانی برای فرسایش آبی مطرح می‌شود [۵۵]: (۱) مقیاس یک واقعه منفرد رگبار (برای طراحی تکنولوژی‌های کنترل فرسایش) (۲) مقیاس سالانه برای برنامه‌های حفاظتی.

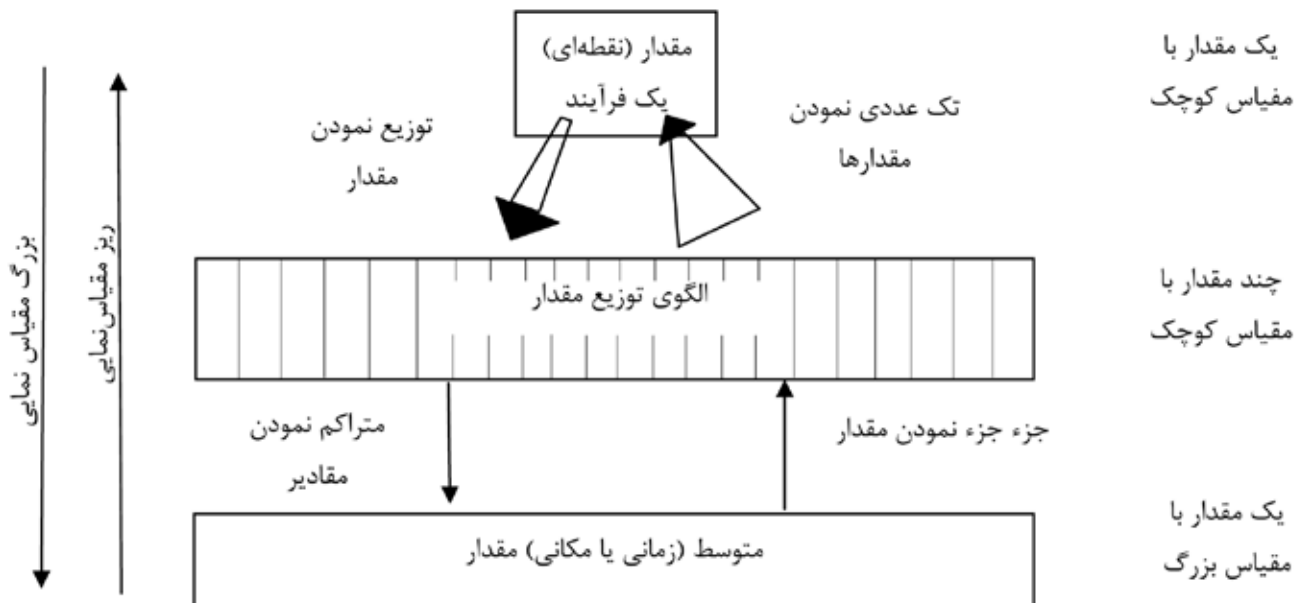
با توجه به مقیاس‌های زمانی و مکانی و مطالب مذکور، هدف‌های مختلف نیازمند مقیاس‌های مختلف هستند که در جلد ۱ متناسب با هدف اندازه‌گیری، مقیاس مکانی آن، ارائه شده است [۵۵].

مقیاس و تولید روان آب

همانند فرآیندهای فرسایش و رسوب، وابسته به مقیاس بودن روان آب نیز توسط برخی از مؤلفین معلوم شده است [۳۲، ۵۷ و ۵۸] و همان‌طور که می‌دانیم روان آب نیز دارای تغییرات مکانی و زمانی زیاد می‌باشد. تغییرات این متغیر نیز بسته به شرایط منطقه مورد مطالعه و موقعیت اندازه‌گیری‌ها متفاوت می‌باشد، لذا سعی می‌شود تا از نقطه نظر مقیاس و عوامل مرتبط درگیر در هر سطح به بررسی تولید روان آب و تغییرات آن با سطح اندازه‌گیری بپردازیم. تحقیقات انجام شده نشان‌دهنده اثر معکوس مساحت یا طول دامنه بر مقدار روان آب می‌باشد. در همین راستا پارسون و همکاران [۴۶]، مشاهده نمودند که روان آب واحد سطح با افزایش طول کاهش می‌یابد، به‌طور مشابه دیویت [۲۱]، نشان داد که هم‌زمان با افزایش سطح مشارکت‌کننده در گروهی از حوزه‌ها روان آب واحد سطح کاهش خواهد یافت. مایور و همکاران [۳۶]، نیز به بررسی تغییرات روان آب و رسوب‌دهی در یک دوره ۴ ساله در سه مقیاس کرت، میکروحوزه و حوزه پرداخت، این محقق ضمن تأکید بر اثر مقیاس بر تولید روان آب و رسوب، بیان نمود که صرف نظر از اثر تغییرات پوشش گیاهی نرخ روان آب واحد سطح هم‌زمان با افزایش مقیاس کاهش می‌یابد و این کاهش را به افزایش فرصت نفوذ روان آب در توده‌های گیاهی موجود در طول دامنه، و سایر خصوصیات که در مقیاس حوزه فعال می‌باشد (مثل نفوذ روان آب در اشکال آهکی و هدررفت در طول بستر کانال‌ها) ربط داد و بیان نمود که این

جدول ۱- مقیاس‌ها و اهداف اندازه‌گیری فرسایش

هدف	مقیاس	ارزیابی کلی مقدار فرسایش	تحقیقات علمی	اقدامات حفاظتی گسترده	اقدامات حفاظتی خطی	تکنولوژی‌های پیش‌بینی	سیاست‌ها و قوانین
نقطه			×	×		×	
کرت			×	×		×	
دامنه	×		×	×	×	×	
صحرا	×		×	×	×	×	
حوزه	×	×	×	×	×	×	×



شکل ۳- مراحل بزرگ مقیاس نمایی و ریز مقیاس نمایی بلوچی و سیواپالان [۸]

پوستگی جریان می‌گذارد، تغییرات روان‌آب را به وجود می‌آورد. البته پوستگی هیدرولوژیکی تحت اثر تعاملی فاکتورهای زیادی از قبیل، پوشش [۴۹]، توپوگرافی، خصوصیات بارندگی، مواد سطحی، خاک و غیره می‌باشد.

بزرگ مقیاس نمایی و ریز مقیاس نمایی

معمولاً بزرگ مقیاس نمایی از دو مرحله تشکیل شده است. برای مثال: مسئله تخمین بارندگی یک حوزه از روی مقدار بارش ثبت شده فقط یک ایستگاه اندازه‌گیری (یا تعداد اندکی از ایستگاه‌های اندازه‌گیری) را در نظر بگیرید، به عبارت دیگر، بزرگ مقیاس نمودن بارندگی از یک مقیاس چند مترمربعی به یک مقیاس چند کیلومترمربعی را در نظر بگیرید. گام اول شامل توزیع بارندگی (برای مثال: توزیع بارندگی به عنوان تابعی از توپوگرافی بر روی سطح حوزه). گام دوم شامل متراکم نمودن توزیع مکانی بارندگی به صورت یک مقدار واحد است. و اما در ریز مقیاس نمایی به صورت برعکس عمل می‌کنیم به این صورت که ابتدا مقدار پارامتر را به صورت جزء جزء می‌کنیم و سپس یک مقدار واحد را استخراج می‌کنیم که در برخی موارد دو گام مذکور به صورت یک گام نشان داده می‌شود [۸]، که در شکل ۳ آمده است (اصطلاحات موجود در شکل، پیش‌تر توضیح داده شده است).

مقیاس در مدل‌سازی

فرآیندهای روان‌آب و فرسایش اغلب غیرخطی و وابسته به مقیاس می‌باشد و همین باعث شده تا مدل‌سازی این فرآیند در مقیاس حوزه

کاهش در نرخ روان‌آب با معادلات غیرخطی (توانی) بهتر توضیح داده می‌شود. از تحقیقات بالا به خوبی درک شده است که با افزایش سطح، روان‌آب واحد سطح کاهش می‌یابد. برای حوزه‌های بزرگ این کاهش در نرخ روان‌آب به اندازه سلول بارندگی، تغییرات جانبی یا کناری در لیتولوژی و عرض کانال و افزایش احتمال ذخیره در مناطق دره‌ای مربوط است. برای مناطق کوچک نفوذ غیرخطی و تغییرات مکانی پوشش گیاهی و خصوصیات سطحی عامل کاهش در نرخ روان‌آب می‌باشد [۲۸ و ۵۹]. برای مثال در مناطقی که دارای پوشش تنک می‌باشد، تولید روان‌آب و رسوب در مقیاس‌های کوچک (۱ متر) عمدتاً تحت تأثیر حضور و تراکم پوشش می‌باشد، زیرا که معمولاً قطعات حاوی پوشش دارای نرخ نفوذ بیش‌تر نسبت به خاک لخت مجاور می‌باشد [۴۸]. کامرات [۱۲]، نیز در مورد مناطق تولید کننده روان‌آب و مناطق با ظرفیت نفوذ و جذب بالا و نیز در مورد چگونگی توزیع این مناطق در یک محیط توزیع دادند. در این مفهوم اندازه مناطق ذکر شده و چگونگی توزیع آن‌ها در نتیجه‌گیری مشاهدات و اندازه‌گیری‌ها مهم می‌باشد. بنابراین اثر یک مقیاس مکانی خاص بر روان‌آب از طریق ترکیب مذکور نمایان می‌شود. در همین راستا ویلکوکس و همکاران [۵۷]، نیز وابسته به مقیاس بودن روان‌آب دامنه‌ها را ناشی از تغییرات مکانی نفوذ می‌دانند. ظرفیت‌های متضاد نفوذ مربوط به مناطق دارای پوشش و مناطق بدون پوشش (لخت) سیستم منبع-سینک را به وجود می‌آورد که در این سیستم و به طرف پایین دامنه، روان‌آب در مناطق لخت تولید می‌شود و در مناطقی که دارای پوشش می‌باشد نفوذ پیدا می‌کند (سیستم سینک-روان‌آب) که این منجر به باز توزیع روان‌آب در مقیاس دامنه می‌گردد. مجموعه این سیستم به واسطه اثری که بر

پیچیده شود [۳۴]. اگرچه تاکنون برخی مدل‌های مفهومی توسعه یافته‌اند که این وابسته به مقیاس بودن در شبیه‌سازی فرسایش را بررسی کنند [۳۵ و ۴۵]. با این حال مدل‌های روان‌آب و فرسایش خاک عمده‌تاً بر مقیاس مکانی خاصی تمرکز دارند، برای مثال مقیاس مزرعه و یا حوزه و در هیچ مدل‌سازی فرسایشی این وابسته به مقیاس بودن در حوزه‌های واقعی بررسی نشده است (به نقل از لسخن و همکاران [۳۴]).

به‌همین‌علت، ارائه تعریفی از روابط مقیاس و هم‌چنین کسب آگاهی از فرآیندهای غالب و فاکتورهای تأثیرگذار بر جریان روان‌آب و فرسایش در هر مقیاسی یک امر مهم در مدل‌سازی هیدرولوژیکی و مدیریت منابع مخصوصاً در مناطق خشک و نیمه خشک به‌شمار می‌رود.

برای مثال: تعیین نمودن کنترل‌کننده‌های اصلی رفتارهای هیدرولوژیکی می‌تواند در کم کردن مقدار داده‌های مورد نیاز برای پارامتریزه کردن مدل‌های هیدرولوژیکی و نیز در افزایش موفقیت مدل به علت تمرکز بر منابع اصلی تغییرات (نظیر الگوهای پوشش گیاهی، رخنمون‌های سنگی و غیره در هر مقیاس) مهم باشد [۵۲]. در کل بنابر نظر برگستروم و گراهام [۴]، می‌توان گفت که بسته به دیدگاه و افق فکری مدل‌سازها و هم‌چنین بسته به چهارچوب علمی کار، مدل‌سازهای هیدرولوژیک دارای دیدگاه‌های مختلف در مورد مسئله مقیاس می‌باشند. این دو محقق، به بررسی مشکلات مقیاس در مدل‌سازی فرآیندهای هیدرولوژیکی پرداختند. ایشان به این نتیجه رسیدند که بزرگی مشکلات مرتبط با مقیاس بستگی به مسایل هیدرولوژیکی خاص، روش علمی به‌کار رفته و دامنه فکری مدل‌ساز دارد، و در نهایت یک روش مدل‌سازی توزیعی که براساس تغییرپذیری پارامترها می‌باشد را به‌منظور مدل‌سازی تغییرات رطوبت خاک و تولید روان‌آب پیشنهاد نمودند. روش مدل‌سازی روان‌آب و رسوب با استفاده از یک روش چند مقیاسی و با در نظر گرفتن موضوع پیوستگی هیدرولوژیکی نیز توسط لسخن و همکاران [۳۴]، در یک مطالعه موردی به‌خوبی توضیح داده شده است. در این روش ابتدا مکان‌های نفوذ و رسوب‌گذاری (سینک‌ها) در سطح کرت و دامنه تعیین شده و سپس اثر آن‌ها کمی می‌گردد. در مرحله بعد اثر این سینک‌ها روی روان‌آب و رسوب با مدل لاپسوس (LAPSUS) تلفیق گردیده که این کار با تنظیم ظرفیت نفوذ انجام می‌شود. آنان با انجام این کار در نهایت به شبیه‌سازی روان‌آب و فرسایش برای سناریوهای مختلف پرداختند تا اثر سینک‌های موجود بر پیوستگی هیدرولوژیکی و شبیه‌سازی روان‌آب و فرسایش در مقیاس حوزه ارزیابی گردد. نتایج این تحقیق نشان‌دهنده دینامیک غیرخطی روان‌آب و رسوب و وابسته به مقیاس آن می‌باشد. اهمیت الگوی مکانی سینک‌ها (مناطق نفوذ و ترانس‌های کشاورزی) بر روان‌آب و فرسایش نیز مورد تأیید قرار گرفت به نحوی که در نظر نگرفتن آن موجب بیش تخمینی در مقدار روان‌آب و فرسایش می‌شود و باعث

می‌شود تا الگوهای فرسایش و رسوب به غلط شبیه‌سازی شود. کورن و همکاران [۳۰]، وابسته به مقیاس بودن مدل‌های هیدرولوژیکی به تغییرات بارندگی را بررسی نمودند. در این تحقیق سه مدل یکپارچه هیدرولوژیکی با درجه پیچیدگی مختلف انتخاب شد (مدل SAC-SMA، مدل دانشگاه ایالتی اورگان یا OSU و مدل ساده بیلان‌آب یا SWB). سه مدل مذکور وابسته به مقیاس بودند اما درجه وابستگی به مقیاس مدل‌ها، بر اساس فرمول نویسی‌های مختلفی که برای مکانیسم بارش- روان‌آب وجود داشت فرق می‌کرد. نتایج نشان داد که مدل‌های نوع مازاد بر نفوذ^۲ دارای درجه حساسیت بالا بودند در حالی که مدل‌های نوع مازاد بر اشباع کم‌تر وابسته به مقیاس بودند. در این میان، مدل‌هایی که هر دو مکانیسم را در نظر می‌گرفت نیز کم‌تر به مقیاس حساس بود. یایر و رازیاسیف [۵۹]، پیشنهاد دادند که در مناطق خشک و نیمه‌خشک از به‌کارگیری مدل‌هایی که در این مدل‌ها رابطه مثبت بین مقدار و طول شیب با نرخ روان‌آب و فرسایش فرض شده است جلوگیری شود و باید توجه بیش‌تری در این مناطق به روابط پیچیده هیدرولوژیکی بین مقیاس‌های بارندگی و مقیاس‌های مکانی شود. نظر به مطالب مطرح شده در بالا می‌توان بیان نمود که آگاهی از روابط مقیاس و فرآیندهای هیدرولوژیکی و کنار هم قرار دادن روابط فیزیکی متقابل فرآیندها در حرکت از مقیاس‌های کوچک (مانند دامنه) به مقیاس‌های بزرگ‌تر (حوزه) و توجه به تغییرات درون مقیاسی و بیرونی مقیاسی آن‌ها و در نظر گرفتن الگوی غالب تعیین‌کننده تولید روان‌آب و رسوب در هر مقیاس و توجه بیش‌تر به جزئیات این فرآیندها می‌تواند در موفقیت آمیز بودن در نظر گرفتن اثر مقیاس در مدل‌سازی فرآیندهای هیدرولوژیکی و فرسایش و رسوب مؤثر باشد.

نتیجه‌گیری

مرور تحقیقات انجام گرفته در دنیا مؤید تغییرپذیری فرآیندهای هیدرولوژیک با تغییر در مقیاس‌های زمانی و مکانی اندازه‌گیری‌ها می‌باشد. به‌طور کلی می‌توان بیان نمود که مقیاس زمانی و مکانی فرآیندها و اندازه‌گیری‌ها، پیوستگی و تعاملات بین فرآیندها در داخل و بین مقیاس‌ها، اثرگذاری یک فرآیند در یک مقیاس خاص بر فرآیندهای موجود در مقیاس‌های دیگر، ظهور آستانه‌های خاص کنترلی در مقیاس‌های زمانی و مکانی خاص، تغییرپذیری شرایط اکوسیستم در محدوده مکانی و زمانی انجام آزمایشات و اندازه‌گیری‌ها (الگوهای سطحی و غیره)، غیرخطی بودن و پیچیدگی فرآیندها از مهم‌ترین تأثیرات مقیاس بر نتایج اندازه‌گیری‌ها می‌باشد که بایستی در تحقیقات پیش‌رو در نظر گرفته بشود. و به‌عنوان یک راه‌حل در بررسی تغییرات فرآیندها با تغییر مقیاس می‌توان به طرح کرت‌های تو در تو^۳ اشاره نمود. این طرح امکان مطالعه پدیده مورد نظر هم‌زمان با افزایش سطح را به ما می‌دهد که در این حالت با در

2. Infiltration-Excess Type
3. Nested Plots

1. Adjusting

منابع

- Calvo-Cases, A., Arnau-Rosalen, E., Albaladejo, J. and Castillo, V. 2007. Causes and Underlying Processes of Measurement Variability in Field Erosion Plots in Mediterranean Conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*. 32: 85-101.
12. Cammeraat E.L.H. 2004. Scale Dependent Thresholds in Hydrological and Erosion Response of a Semi-Arid Catchment in Southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 104: 317-332.
13. Cerdan, O., Le Bissonais, Y., Couturier, A. and Saby, N. 2002. Modelling Inter-rill Erosion in Small Cultivated Catchments. *Hydrological Process*. 16: 3215-3226.
14. Chaplot V, and Le Bissonais Y. 2000. Field Measurements of Inter-rill Erosion under Different Slopes and Plot Sizes. *Earth Surface Processes and Landforms*. 25: 145-153.
15. Chorley, R.J., Schumm, S.A., and Sugden, D.E. 1984. *Geomorphology*. Methuen, London.
16. Church, M. and Slaymaker, O. 1989. Dis-equilibrium of Holocene Sediment Yield in Glaciated British Columbia. *Nature*. 337: 452-454.
17. Church, M., Ham, D., Hassan, M.A. and Slaymaker, O. 1999. Fluvial Clastic Sediment yield in Canada: Scale Analysis. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 36: 1267-1280.
18. Clemmens, A.J., Wahl, T.L., Bos, M.G. and Repogle, J.A. 2001. *Water Measurements with Flumes and Weirs*. ILRI Publication, Wageningen. Vol. 58.
19. de Vente, J. and Poesen, J. 2005. Predicting Soil Erosion and Sediment Yield at the Basin Scale: Scale Issues and Semi-Quantitative Models. *Earth Science Reviews*. 71:95-125.
20. de Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M. and Verstraeten, G. 2007. The Sediment Delivery Problem Revisited. *Progress in Physical Geography*. 31: 155-178.
21. de Witt, A. 2001. Runoff Controlling Factors in Various Sized Catchments in Semiarid Mediterranean Environments in Spain. Ph.D. Thesis,
1. Aertsen, W., Kint, V., Muys, B. and Van Orshoven, J. 2012. Effects of Scale and Scaling in Predictive Modelling of Forest Site Productivity. *Environmental Modelling and Software*. 31: 19-27.
2. Anderson, M. G. and Burt, T. P. 1990. 'Subsurface Runoff in Anderson, M. G. and Burt, T. P. (Eds), *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 365-400.
3. Bagarello, V. and Ferro, V. 1998. Calibrating Storage Tanks for Soil Erosion Measurements from Plots. *Earth Surface Processes and Landforms*. 23: 1151-1170.
4. Bergstrom, S. and Graham, L.P. 1998. On The Scale Problem in Hydrological Modeling. *Journal of Hydrology*. 211: 253-265.
5. Bierkens, M., Finke, P. and De Willigen, P. 2000. *Upscaling and Downscaling Methods for Environmental Research*. Springer, Netherlands.
6. Blöschl, G. 1999. Scaling Issues in Snow Hydrology. *Hydrological Process*. 13: 2149-2175.
7. Blöschl, G. 2001. Scaling in Hydrology, *Hydrological Process*. 15: 709-711.
8. Blöschl, G. M. and Sivapalan. 1995. Scale Issues in Hydrological Modelling: A Review. *Hydrological Processes*. 9: 251-290.
9. Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Calvo-Cases, A., Castillo, V. and Albaladejo, J. 2005. Concise Review of Interrill Erosion Studies in SE Spain (Alicante and Murcia). *Erosion Rates and Progress of Knowledge in the Last Two Decades*. *Land Degradation and Development*. 16: 517-528.
10. Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V. and Albaladejo, J. 2006. Measuring Soil Erosion by Field Plots: Understanding the Sources of Variation. *Earth-Science Reviews*. 78: 267-285.
11. Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M.,

of Slope Length and Tillage Methods on Alfisols in Western Nigeria, I, Runoff, erosion and crop response.

33. Lane, L.J., Hernandez, M. and Nichols M. 1997. Processes Controlling Sediment Yield from Watersheds as Functions of Spatial Scale. *Environmental Modeling and Software*. 12: 355–369.

34. Lesschen, J.P., Schoorl, J.M. and Cammeraat, L.H. 2009. Modelling Runoff and Erosion for a Semi-Arid Catchment Using a Multi-Scale Approach Based on Hydrological Connectivity. *Geomorphology*. 109: 174–183.

35. Lu, H., Moran, C.J. and Sivapalan, M. 2005. A Theoretical Exploration of Catchment-Scale Sediment Delivery. *Water Resource Research*. 41: W09415.

36. Mayor, A.G., Bautista, S. and Bellot, J. 2011. Scale-Dependent Variation in Runoff and Sediment Yield in a Semiarid Mediterranean Catchment. *Journal of Hydrology*. 397: 128-135.

37. McBratney, A.B. 1998. Some Considerations on Methods for Spatially Aggregating and Disaggregating soil information. *Nutrient Cycling in Agro-ecosystems*. 50: 51-62.

38. Meyer, L.D. and Harmon, W.C. 1984. Susceptibility of Agricultural Soil to Interrill Erosion. *Journal of Soil Science Society of America*. 48: 1152-1157.

39. Morgan, R.P.C. 1995. *Soil Erosion and Conservation*. Second Edition. Longman.

40. Morgan, R.P.C., Quinton, J.N. and Rickson, R.J. 1994. Modelling Methodology for Soil Erosion Assessment and Soil Conversion Design: The EUROSEM Approach. *Outlook Agric*. 23: 5–9.

41. Nearing, M.A., Foster, G.R., Lane, L.J. and Finkner, S.C. 1989. A Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. *Trans, ASAE*. 32: 1587–1593.

42. Nearing, M.A., Govers, G. and Darrell Norton, L. 1999. Variability in Soil Erosion

Universiteit Utrecht, Utrecht, Netherlands.

22. Dunne, T. 1978. 'Field Studies of Hill-slope Flow Processes' in Kirkby, M. J. (Ed.), *Hill-slope Hydrology*. Wiley, Chichester. pp. 227-293.

23. Fortak, H. 1982. *Meteorologie*. Dietrich Reimer, Berlin. 293 pp.

24. Gentine, P., Troy, T.J., Lintner, B.R. and Findell, K.L. 2012. Scaling in Surface Hydrology: Progress and Challenges. *Journal of Contemporary Water Research & Education*. 147: 28-40.

25. Jiongxin, X. and Yunxia, Y. 2005. Scale Effects on Specific Sediment Yield in the Yellow River Basin and Geomorphological Explanations. *Journal of Hydrology*. 307: 219-232.

26. Kinnell, P. I. A. 2008. Comment on 'Scale Relationships in Hill-slope Runoff and Erosion'. *Earth Surface Processes and Landforms*. 33: 1632-1636.

27. Kirkby, M.J. 2001. From Plot to Continent: Reconciling Fine and Coarse Scale Erosion Models. In: Stott, D.E., Mohtar, R.H., Steinhardt, G.C. (Eds.). *Sustaining the Global Farm, Selected Papers from the 10th International Soil Conservation Organization meeting held May 24–29, 1999 at Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory*. pp. 860–870.

28. Kirkby, M.J., Bracken, L.J. and Shannon, J. 2005. The Influence of Rainfall Distribution and Morphological Factors on Runoff Delivery from Dry-land Catchments in SE Spain. *Catena*. 62: 136–156.

29. Klemes, V. 1983. 'Conceptualization and Scale in Hydrology'. *Journal of Hydrology*. 65: 1-23.

30. Koren, V.I., Finnerty, B.D., Schaake, J.C., Smith, M.B., Seo, D.J. and Duan, Q.Y. 1999. Scale Dependencies of Hydrologic Models to Spatial Variability of Precipitation. *Journal of Hydrology*. 217: 285-302.

31. Lal, R. 1994. *Soil Erosion Research Methods*. Second Edition. SWSC.

32. Lal R. 1997. *Soil Degradative Effects*

184.

53. Schulze, R. 2000. Transcending Scales of Space and Time in Impact Studies of Climate and Climate Change on Hygro-hydrological Responses. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 82: 185–212.
54. Sivapalan, M. and Kalma, J.D. 1995. Scale Problems in Hydrology: Contributions of the Robertson Workshop. *Hydrological Process*. 9: 243–250.
55. Stroosnijder, L. 2005. Measurement of Erosion: Is It Possible?. *Catena*. 64: 162-173.
56. Verbist, B., Poesen, J., Noordwijk, M.V., Widiyanto., Suprayogo, D., Agu, F. and Deckers. 2010. Factors Affecting Soil Loss at Plot Scale and Sediment Yield at Catchment Scale in a Tropical Volcanic Agroforestry Landscape. *Catena*. 8: 34-46.
57. Wilcox, B.P., Newman, B.D., Brandes, D., Davenport, D.W. and Reid, K. 1997. Runoff from a Semiarid Ponderosa pine Hillslope in New Mexico. *Water Resources Research*. 33: 2301–2314.
58. Wilcox, B.P., Breshears, D.D. and Allen, C.D. 2003. Ecohydrology of a Resource-conserving Semiarid Woodland: Effects of Scale and Disturbance. *Ecological Monographs*. 73: 223–239.
59. Yair, A. and Raz-Yassif. 2004. Hydrological Processes in a Small Arid Catchment: Scale Effects of Rainfall and Slope Length. *Journal of Geomorphology*. 61: 155–169.
60. Zheng, M., Cai, Q. and Chen, H. 2007. Effect of Vegetation on Runoff-Sediment Yield Relationship at Different Spatial Scales in Hilly Areas of the Loess Plateau, North China. *Acta Ecologica Sinica*. 27: 3572–3581.
- Data from Replica Plots. *Soil Science Society of America Journal*. 63: 1829–1835.
43. Ollesch, G. and Vacca, A. 2002. Influence of Time on Measurement Results of Erosion Plot Studies. *Soil and Tillage Research*. 67: 23–39.
44. Orlanski, I. 1975. 'A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes', *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 56: 527-530.
45. Parsons, A.J., Wainwright, J., Powell, D.M., Kaduk, J. and Brazier, R.E. 2004. A Conceptual Model for Determining Soil Erosion by Water. *Earth Surface Processes and Landform*. 29: 1293–1302.
46. Parsons, A.J., Brazier, R.E., Wainwright, J. and Powell, D.M. 2006. Scale Relationships in Hill-slope Runoff and Erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*. 31: 1384– 1393.
47. Poesen, J. and Torri, D. 1988. The Effect of Cup Size on Splash Detachment and Transport Measurements: Part I. Field Measurements. *Catena. Supplement*. 12: 113–126.
48. Puigdefabregas, J. 2005. The Role of Vegetation Patterns in Structuring Runoff and Sediment Fluxes in Drylands. *Earth Surface Processes and Landforms*. 30: 133– 147.
49. Puigdefabregas, J., Sole, A., Gutierrez, L., del Barrio, G. and Boer, M. 1999. Scales and Processes of Water and Sediment Redistribution in Dry-lands: Results from the Rambla Honda Field Site in Southeast Spain. *Earth-Science Review*. 48: 39–70.
50. Sadeghi, S.H.R. Bashari Seghaleh, M. and Rangavar, A.S. 2011. Plot Sizes Dependency of Runoff and Sediment Yield Estimates from a Small Watershed. *Catena*. 102: 55-61.
51. Seeger, M., 2007. Uncertainty of Factors Determining Runoff and Erosion Processes as Quantified by Rainfall Simulation. *Catena*. 71: 56-67.
52. Seyfried, M.S. and Wilcox, B.P. 1995. Scale and the Nature of Spatial Variability: Field Examples Having Implications for Hydrological Modeling. *Water Resources Research*. 31: 173–