



Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias

ISSN: 1010-2760

paneque@isch.edu.cu

Universidad Agraria de La Habana

Fructuoso Rodríguez Pérez

Cuba

Alonso Brito, Gustavo Reinel

Probabilistic prediction of discharge and sediment yield for extreme events. Part I:

Blueprint methodology

Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias, vol. 25, núm. 3, julio-septiembre, 2016, pp. 31-42

Universidad Agraria de La Habana Fructuoso Rodríguez Pérez
La Habana, Cuba

Available in: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=93246970004>

- How to cite
- Complete issue
- More information about this article
- Journal's homepage in redalyc.org

redalyc.org

Scientific Information System

Network of Scientific Journals from Latin America, the Caribbean, Spain and Portugal

Non-profit academic project, developed under the open access initiative



SOIL AND WATER
SUELO Y AGUA



ORIGINAL ARTICLE | ARTÍCULO ORIGINAL

DOI: <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.36800.94727>

Probabilistic prediction of discharge and sediment yield for extreme events. Part I: Blueprint methodology

Predicción probabilística del escurrimiento superficial y la pérdida de sedimento para eventos extremos. Parte I: Metodología

M.Sc. Gustavo Reinel Alonso Brito

Universidad Agraria de La Habana, Facultad de Ciencias Técnicas, San José de las Lajas, Mayabeque. Cuba.

ABSTRACT. This paper intends to introduce a blueprint methodology for predicting discharges and sediment yield under extreme conditions using a process-based hydrologic system model. In a next paper, part II, a case study application of this methodology will be presented. The methodology is organized in: 1) model setup (calibration and validation for extremes), 2) extreme value analysis, 3) stochastic rainfall disaggregation and 4) probability predictions and interpretation of the KINEROS2 (recommended physically-based model) outputs. This methodology introduces a study of the random component under rainfall-runoff process and allows predicting capabilities of unseen extreme events.

Keywords: Probability prediction, modeling, discharge, sediment, extreme events

RESUMEN. Este artículo pretende introducir una metodología para la predicción del escurrimiento superficial y la concentración de sedimentos en sistemas fluviales, bajo condiciones extremas, y mediante el uso de un modelo de base física. En el siguiente artículo, Parte II, se publicará la aplicación de la metodología a un caso de estudio específico. Esta metodología está organizada en: 1) ajustes del modelo (calibración y validación para extremos), 2) análisis de valores extremos, 3) desagregación estocástica de precipitaciones y 4) predicción probabilística e interpretación de las salidas del modelo (KINEROS2 - recomendado). Este estudio introduce en la modelación la aleatoriedad del proceso lluvia-escurrimiento y provee capacidades predictivas de eventos extremos no observados.

Palabras clave: Predicción probabilística, modelación, escurrimiento, sedimentos, eventos extremos.

INTRODUCTION

Predictions of probabilities and magnitudes of hydrological and erosion variables under extreme event conditions are of major concern due to their catastrophic results. Hydrological system models have become a key tool in this type of studies which are useful for decision makers and managers for planning and managing soil and water resources. These system models can even alert about possible consequences of unseen events if they are used in combination with proper predicting statistical techniques for climate and weather data analysis, and with known limitation in how far they can be extrapolated.

This paper intends to introduce a blueprint methodology for predicting discharges and sediment yield under extreme conditions using a physically-based model. In a next paper, part II, a case study application of this methodology will be presented.

INTRODUCCIÓN

La predicción de probabilidades y magnitudes de variables hidrológicas y de erosión bajo condiciones de eventos extremos es de vital importancia para la anticipación de los peligros asociados. Los modelos de sistemas hidrológicos han devenido herramientas claves en este tipo de estudio, los cuales son muy útiles para la planificación y manejo de los recursos suelo y agua. Estos modelos pueden, incluso, alertarnos de las posibles consecuencias de eventos no observados si son usados en combinación con técnicas de predicción estadísticas apropiadas, y conociendo sus limitaciones de extrapolación.

Este artículo pretende introducir una metodología de trabajo para la predicción del escurrimiento superficial y la pérdida de sedimentos, bajo condiciones extremas, mediante el uso de un modelo de base física. En el siguiente artículo, Parte II, se publicará la aplicación de la metodología a un caso de estudio específico.

METHODOLOGY AND THEORETICAL ASPECTS

Methodology

The work methodology intends to predict high return period hydrological events. Predicting associated runoff and sediment response to unseen extreme precipitation will help to improve the planning and disaster risk management. Figure 1 shows the proposed work methodology steps. Next, a summary of methodology steps will be presented.

Step A: Model setup (i.e. KINEROS2). It consists of parameterization of topography, land use and soil information, that are key parameters needed in the used model example KINEROS2 (K2). In this step the model is calibrated and validated which needs recorded discharge and sediment yield series.

Step B: Extreme value analysis (prediction capability). Extreme daily precipitation events are characterized by their theoretical probability distribution of maxima, which can be later used to extrapolate from the observed domain. In this methodology, daily rainfall maxima were selected from yearly blocks to construct the theoretical probability function.

Step C: Stochastic rainfall disaggregation. As the rainfall variable used for extremes analysis is daily totals and most of the distributed models use rainfall intensity (as K2 does), it is necessary to disaggregate the daily precipitation into 40 minutes rain or even less, depending on the expected time resolution of the model outputs. With this objective a micro-canonical random cascade model is advised due to its ability in reproducing important features in the rainfall distributions and easy application.

Step D: Probabilistic prediction. As results of the stochastic disaggregation, several statistically probable rain distributions are obtained (it should not be less than a hundred runs). Each run is later used as input of the deterministic model to obtain discharge and sediment yield response. Finally, after all simulations a distribution of discharge and sediment is reproduced for certain return period event, allowing a probabilistic criterion of the prediction.

The main aspect of these predictions is the probabilistic instead of deterministic estimations, which yields more reliable results. By taking into consideration the random component behind the involved physical processes it is possible highly improve predicting skills. In this methodology, it is considered the randomness associated to the time-distribution of extreme precipitation events. Less importance is given to the uncertainty related to the spatial-distribution component of the rain due to the expected space homogeneity of rare events. The sources of uncertainty related to the hydrological modeling are neither considered in this methodology.

Beside the temporal disaggregation of rain, another procedure subjected to uncertainty in this methodology is the fitting of maxima distribution to the observed extremes. In this case, the best fit is accompanied by confidence bands, which can be determined, for instance, using resampling techniques. The space inside the confidence bounds from the extreme distribution fitting should be also explored. At the very least, for each

METODOLOGÍA Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Metodología

La metodología de trabajo pretende predecir eventos hidrológicos con elevado período de retorno. La predicción del escurrimiento superficial y la pérdida de sedimentos asociados a eventos extremos no observados ayudarán la planificación y manejo del riesgo de desastre. La Figura 1 muestra los pasos propuestos en esta metodología. A continuación se relaciona un resumen de estos pasos.

A: Ajustes del modelo (ej.: KINEROS2). Este paso consiste en la parametrización de la información topográfica, de suelo y uso de la tierra; parámetros claves que son solicitados por el modelo KINEROS2. Aquí se incluye además, la calibración y validación del modelo para lo cual es necesario poseer series de escurrimiento y pérdida de sedimentos observados.

B: Análisis de valores extremos (predicción). Los eventos extremos de precipitación diaria son caracterizados a partir de su distribución teórica de máximos, la cual puede ser utilizada posteriormente para la extrapolación al dominio no observado. En esta metodología, los máximos de lluvia diaria se seleccionan anualmente, para ajustar a estos después la función teórica de probabilidades.

C: Desagregación estocástica de lluvia. Atendiendo a que la variable usada para el análisis de extremos es la lluvia diaria y los modelos a escala de evento, en cambio, procesan intensidad de precipitaciones, es necesario desagregar los totales diarios a pequeñas pluviofases. La resolución de la pluviofase depende de la resolución temporal esperada en las salidas del modelo. Para esto, se recomienda el uso de un modelo de cascada aleatoria, específicamente micro-canónico, el cual conserva el total durante la desagregación. Estos modelos son de fácil aplicación y tienen gran habilidad para reproducir importantes aspectos de la distribución de lluvia.

D: Predicción probabilística. Como resultado de la desagregación estocástica varias distribuciones, estadísticamente probable, de lluvia son obtenidas (no menos de 100 realizaciones). Cada realización es usada como entrada en KINEROS2 para obtener la respuesta de escurrimiento y sedimento. Finalmente, para cada evento con un determinado período de retorno, se obtienen distribuciones de las variables modeladas, lo que permite la interpretación probabilística de los resultados.

El principal aspecto de esta predicción es su carácter probabilístico en lugar de determinístico, lo cual provee mayor información y confiabilidad. Las capacidades predictivas pueden mejorarse teniendo en cuenta en la modelación la componente aleatoria asociadas a los procesos naturales. En esta metodología se considera la aleatoriedad asociada al proceso de distribución temporal de los eventos extremos. Menor importancia es otorgada a la aleatoriedad espacial de estos eventos debido a su homogeneidad. Otras fuentes de incertidumbre, relacionadas a la modelación hidrológica, no son consideradas en esta metodología.

Otros elementos de la metodología también están sujetos a incertidumbre, por ejemplo, el ajuste de la distribución de máximos para la modelación de extremos. En este caso, el

selected return value on the fitted curve its possible highest and lowest values corresponding to the confidence interval (CI) should be tested. Thinking in the validation of results, returns values corresponding to the current observed period should be also modeled and not only future inference. Some importance return levels to be modeled are usually subjected to structural design-criteria (i.e. bridges, flooding defenses, etc).

mejor ajuste a los puntos observados está acompañado de intervalos de confianza (CI, siglas en inglés), los cuales pueden ser determinados usando técnicas de re-muestreo. El espacio que abarcan los CI debe ser explorado en la modelación y no solo el valor que arroja la curva ajustada. Para validación de los resultados deben ser modelados eventos dentro del período de observaciones o no solo extrapolaciones según esta curva.

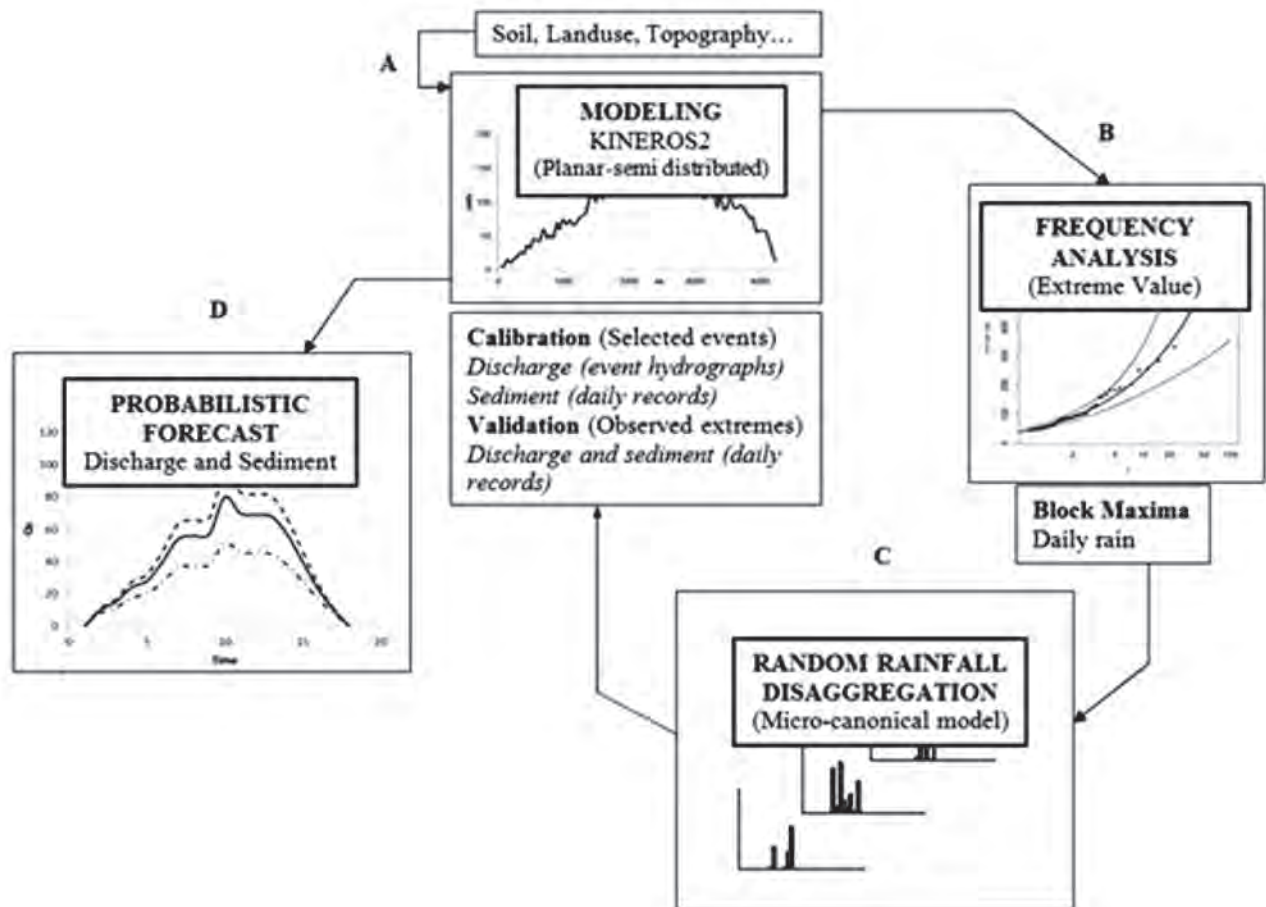


FIGURE 1. Blueprint methodology.
FIGURA 1. Metodología de trabajo.

Theoretical aspects

KINEROS model. To model discharge and sediment yield at event and basin scale, KINEROS can be used. (Second version-K2 is free, available in www.tucson.ars.ag.gov/kineros). K2 is a distributed and physically based model which describes the processes of interception, dynamic infiltration, surface runoff and erosion from watersheds characterized by predominantly overland flow. The watershed is conceptualized as a cascade of planes and channels, over which flow is routed in a top-down approach using a finite difference solution of the one-dimensional kinematic wave equations (Woolhiser *et al.*, 1990). Detailed explanations of the conceptual model can be found in Smith *et al.* (1995), Semmens *et al.* (2007).

K2 is an event model rather than a continuous simulation model, although it has a rather robust method to estimate the recovery of infiltration capacity due to soil water redistribution during a storm hiatus. The model does not have components

Fundamentos teóricos

KINEROS. Para modelar el escurrimiento y la pérdida de sedimentos a escala de evento puede ser usado el modelo KINEROS (Segunda versión - K2, disponible gratuitamente en www.tucson.ars.ag.gov/kineros). K2 es un modelo distribuido y de base física, el cual describe los procesos de interceptación, infiltración dinámica, escurrimiento y erosión en cuencas con predominio de flujo superficial. En este modelo, la cuenca es conceptualizada como una cascada de planos y canales, y el flujo que circula sobre ellos es determinado con solución de diferencia finita de la onda cinemática en una dimensión (Woolhiser *et al.*, 1990). Más detalles del modelo pueden consultarse en Smith *et al.* (1995), Semmens *et al.* (2007).

K2 es más un modelo de evento que continuo, sin embargo, posee un método robusto para estimar la recuperación de la capacidad de infiltración debido a la distribución de agua durante el hiato de lluvia. El modelo no posee componente que describa la

describing evapotranspiration between storms and therefore cannot maintain a hydrologic water balance between storms (Woolhiser *et al.*, 1990). It is a model of Hortonian hydrology, and does not have a means to simulate interflow, subsurface hill slope response, or groundwater flow. However, saturation overland flow can be simulated, where runoff occurs after the surface soil lying above a restrictive layer becomes saturated (Smith *et al.*, 1999). The general model used in K2 for infiltration rate, as a function of infiltrated depth, is (Parlange *et al.*, 1982):

$$f_c = K_s \left[1 + \frac{\alpha}{\exp\left(\frac{\alpha I}{(G + h_w)\Delta\theta_i}\right) - 1} \right] \quad \text{Eq. 1}$$

where f_c is the infiltration rate [mm hr^{-1}]; I is the infiltrated depth [mm]; K_s is the saturated hydraulic conductivity [mm hr^{-1}]; G is the net capillarity drive [mm] (the integrated capillary head across the wetting front (Smith *et al.*, 1993); h_w is the surface water depth [mm]; $\Delta\theta_i$ is the unit storage capacity $\Delta\theta_i = \theta_s - \theta_i$ [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$], difference between saturated and initial volumetric water content (state variable). The parameter α represents the soil type. For most soils, $\alpha = 0.85$ has been recommended (Parlange *et al.*, 1982) and this value is used in K2.

Ponding water appears in this model when rainfall exceeds the first or second soil layer infiltration rate. In the case of a deeper restrictive soil layer, free surface water appears when the first layer gets saturated.

At a larger scale, the overland flow can be viewed as a one-dimensional flow process in which flux is related to the unit area storage by a exponential relation (Semmens *et al.*, 2007):

$$Q = \alpha h^m \quad (\text{overland flow}) \quad \text{Eq. 2}$$

$$Q = \alpha R^{m-1} A \quad (\text{channel flow}) \quad \text{Eq. 3}$$

Q is discharge per width unit, h is the storage of water per unit area, A is channel cross-sectional area and R is hydraulic radius. Parameters α and m are related to slope, surface roughness, and flow regime. Both parameters are computed by the Manning or Chezy resistance law. K2 routes the overland and channel flow through the kinematic wave approximation (simplification of the Saint Venant equation) and the discharge - flow depth/cross-sectional area relationship of Eq. 2 and 3 (Semmens *et al.*, 2007).

K2 accounts for rill and interrill erosion. The general equation used to describe the sediment dynamic at any point along a surface flow path is a mass-balance equation, similar to the kinematic water flow (Bennett, 1974, cited by Woolhiser *et al.* (1990):

$$\frac{\partial(AC_s)}{\partial t} + \frac{\partial(QC_s)}{\partial x} - e(x, t) = q_s(x, t) \quad \text{Eq. 4}$$

in which, C_s is sediment concentration [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]; A is flow cross-sectional area [m^2]; q_s is the rate of lateral sediment inflow for channels [$\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$]; and e is the rate of erosion of the soil bed [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$].

evapotranspiración entre eventos y, por tanto, no puede mantener el balance hidrológico (Woolhiser *et al.*, 1990). Es un modelo de flujo Hortoniano, en el cual carece de sentido el flujo subsuperficial. No obstante, el modelo sí comprende el flujo superficial por saturación, donde, el escurrimiento aparece por saturación de un horizonte o capa de suelo en profundidad (Smith *et al.*, 1999). El modelo general usado en K2 para infiltrabilidad es (Parlange *et al.*, 1982):

$$f_c = K_s \left[1 + \frac{\alpha}{\exp\left(\frac{\alpha I}{(G + h_w)\Delta\theta_i}\right) - 1} \right] \quad \text{Ec. 1}$$

donde, f_c es infiltrabilidad [mm hr^{-1}]; I es profundidad del frente de humedad [mm]; K_s es conductividad hidráulica de saturación [mm hr^{-1}]; G es capilaridad neta [mm] (integración de la tensión de capilaridad a lo largo del frente de humedad (Smith *et al.*, 1993); h_w es profundidad de la lámina superficial de agua [mm]; $\Delta\theta_i$ es capacidad disponible $\Delta\theta_i = \theta_s - \theta_i$ [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$], diferencia entre humedad volumétrica de saturación e inicial (variable de estado). El parámetro α representa el tipo de suelo. Para la mayoría de suelos, $\alpha = 0.85$ es recomendado (Parlange *et al.*, 1982) y es el valor usado en K2.

El encharcamiento aparece en este modelo cuando la lluvia excede la infiltrabilidad de la primera o segunda capa. En el caso de una capa restrictiva en profundidad, el agua libre en superficie aparece cuando se satura la primera capa.

A gran escala, el flujo superficial puede ser visto como un proceso unidimensional, en el cual el flujo es relacionado al almacenamiento por unidad de área a través de una simple relación exponencial (Semmens *et al.*, 2007):

$$Q = \alpha h^m \quad (\text{flujo superficial}) \quad \text{Ec. 2}$$

$$Q = \alpha R^{m-1} A \quad (\text{flujo canal}) \quad \text{Ec. 3}$$

donde, Q es el escurrimiento por unidad de ancho, h es almacenamiento de agua por unidad de área, A es área de la sección transversal del canal y R es radio hidráulico. Los parámetros α y m están relacionados con la pendiente, rugosidad superficial y el régimen de flujo. Ambos parámetros son calculados a través de las leyes de fricción de Manning o Chezy. K2 enruta el flujo superficial y de canales a través una aproximación de onda cinemática (simplificación de la Ec. de Saint Venant) y las relaciones de gasto con profundidad de flujo/área de sección transversal de la Ec. 2 y 3 (Semmens *et al.*, 2007).

K2 incluye la modelación de erosión laminar y en surcos. Una ecuación de balance de masa es usada para describir la dinámica de sedimentos en cada punto del flujo, similar a la de flujo cinemático del agua (Bennett, 1974; citado por Woolhiser *et al.* (1990):

$$\frac{\partial(AC_s)}{\partial t} + \frac{\partial(QC_s)}{\partial x} - e(x, t) = q_s(x, t) \quad \text{Ec. 4}$$

en la cual, C_s es concentración de sedimentos [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]; q_s es flujo de sedimentos lateral para canales [$\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$]; and e es tasa de erosión de la superficie del suelo [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$].

For upland surface, e is composed by the sum of two components: splash erosion rate - e_s , caused by the splash of rainfall on bare soil, and hydraulic erosion - e_h (or deposition) due to the interplay between the shearing force of water on the loose soil bed and the tendency of soil particles to settle under the force of gravity (Semmens *et al.*, 2007).

The splash erosion rate can be approximated as a function of the square of the rainfall rate (Meyer and Wischmeier, 1969, cited by Semmens *et al.*, 2007) and this relation is implemented in K2 as:

$$es = C_f k r^2; q > 0; q < 0 \quad \text{Eq. 5}$$

in which, r is rainfall rate; q is rainfall excess (rainfall rate minus interception and infiltration rate); and $k(h)$ is a reduction factor representing the reduction in splash erosion caused by increasing depth of water. C_f is a constant related to soil and surface properties, which was related to the soil erodibility factor K of the Universal Soil Loss Equation (USLE) by Foster *et al.* (1983):

$$C_f = 422 K_{USLE} (\Phi_f) \quad \text{Eq. 6}$$

in which, K_{USLE} [ton acre⁻¹ per erosion index] and Φ_f (0-1) represents a reduction due to mulch, erosion pavement, vegetal cover, and other factors mitigating splash erosion. Φ_f is computed as the canopy cover subfactor developed by Wischmeier (1975):

$$\Phi_f = 1 - Cover \cdot e^{(-0.1H)} \quad \text{Eq. 7}$$

where, $Cover$ is the fraction of land surface covered by canopy and H [ft] is the vegetation height.

Hydraulic erosion/deposition rate - e_h is linearly related to the difference between the equilibrium concentration (C_m) and the current sediment concentration (C_s) as a kinetic transfer process:

$$e_h = C_g (C_m - C_s) A \quad \text{Eq. 8}$$

where, C_g is a transfer rate coefficient [s⁻¹]. This parameter has two interpretations. When deposition occurs (C_s exceeds C_m), C_g is theoretically a function of the particle settling velocity divided by the hydraulic depth, h . C_g also represents erodibility, as constrained by cohesiveness, when C_m is greater than C_s and can be estimated from USLE soil erodibility factor (Foster *et al.*, 1983):

$$C_g = 5.6 K_{USLE} \Phi_r / a_T \quad \text{Eq. 9}$$

with

$$a_T = \begin{cases} 188 - 468 f_{cl} + 907 f_{cl}^2 & ; f_{cl} \leq 0.22 \\ 130 & ; f_{cl} > 0.22 \end{cases} \quad \text{Eq. 10}$$

in which, Φ_r is a dimensionless (0 - 1) erosion resistance factor due to mulches or other management practices; and f_{cl} is fractional clay content.

Sediment transport is solved numerically at each time step and for each particle size class by use of an explicit four-point finite difference scheme (Semmens *et al.*, 2007).

AGWA. The Automated Geospatial Watershed Assessment (AGWA) is a Geographic Information System (GIS)-based mod-

es es compuesta por una suma de componentes: erosión por golpeteo - e_s , causada por el impacto de las gotas de lluvia en el suelo desnudo, y erosión hidráulica - e_h (o deposición) debido a la fuerza de cizallamiento del flujo de agua (y sedimentación por la acción de la fuerza de gravedad) (Semmens *et al.*, 2007).

La erosión por golpeteo puede ser aproximadamente una función del cuadrado de la intensidad de lluvia (Meyer y Wischmeier, 1969, citado por Semmens *et al.*, 2007), esta relación es implementada en K2 como:

$$es = C_f k r^2; q > 0; q < 0 \quad \text{Ec. 5}$$

donde, r es intensidad de lluvia; q es exceso de precipitación (intensidad de lluvia menos intercepción e infiltrabilidad); y $k(h)$ es factor de reducción que representa la reducción del golpeteo causada por el incremento de la lámina superficial. C_f es una constante relacionada con las propiedades de suelo, la cual fue relacionada al factor de erodibilidad del suelo K de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE, siglas en inglés) por Foster *et al.* (1983):

$$C_f = 422 K_{USLE} (\Phi_f) \quad \text{Ec. 6}$$

donde, K_{USLE} [t acre⁻¹ por índice de erosión] y Φ_f (0-1) representa un factor de reducción debido al mulch, pavimento, cobertura vegetal, y otros factores que mitigan este proceso. Φ_f es calculado como el subfactor de cobertura implementado por Wischmeier (1975):

$$\Phi_f = 1 - Cover \cdot e^{(-0.1H)} \quad \text{Ec. 7}$$

donde, $Cover$ es la fracción de superficie cubierta por vegetación y H [ft] es altura de vegetación.

La erosión/deposición hidráulica - e_h es linealmente relacionada a la diferencia entre la concentración de equilibrio (C_m) y la concentración actual de sedimentos (C_s) como un proceso de transferencia cinemática:

$$e_h = C_g (C_m - C_s) A \quad \text{Ec. 8}$$

donde, C_g es un coeficiente de transferencia [s⁻¹]. Este parámetro tiene dos interpretaciones, cuando ocurre deposición (C_s excede C_m), C_g es teóricamente función de la razón entre la velocidad de sedimentación y la profundidad de lámina, h . Por otra parte, C_g también representa la erodibilidad, como cohesión, cuando C_m es mayor que C_s y puede ser determinado a partir de la erodibilidad de suelo K (Foster *et al.*, 1983):

$$C_g = 5.6 K_{USLE} \Phi_r / a_T \quad \text{Ec. 9}$$

con,

$$a_T = \begin{cases} 188 - 468 f_{cl} + 907 f_{cl}^2 & ; f_{cl} \leq 0.22 \\ 130 & ; f_{cl} > 0.22 \end{cases} \quad \text{Ec. 10}$$

donde, Φ_r es un factor de resistencia a la erosión (0 - 1) debido a mulch u otras prácticas de manejo; y f_{cl} es contenido de arcilla.

El transporte de sedimento es solucionado numéricamente para cada intervalo de tiempo y para cada tamaño de partí-

eling tool that provides the functionality to conduct all phases of a watershed assessment for KINEROS2 (Miller *et al.*, 2007; Semmens *et al.*, 2007). This interface strongly facilitates watershed discretization, parameterization and input preparation for K2. The package and manuals are free available in AGWA¹.

AGWA's procedure is composed of several steps: watershed delineation and discretization; topographic, soil and land cover parameterization; writing precipitation and simulation input files; executing the model and visualizing results.

On AGWA, the watershed delineation and discretization is based on the DEM (depressionless). Delineation uses the criterion of the contributing area to the indicated outlet for extracting the watershed and it also requires the flow direction (FD) and flow accumulation (FACC) grids. On the other hand, the discretization step is performed based on user specification by means of the contributing source area (CSA). This threshold value is used to define source plane area and starting flow channelization.

The parameterization step derives the hydrologic parameters for each model element. The model elements are parameterized by both, its topographic properties and land cover and soil information. In AGWA, the spatially-constant hydraulic parameters for the channel elements are set by the user or selected from the application's options. The stream geometry is based on bankfull hydraulic geometry relationships, which establish width and depth as a function of the cumulative area. On the other hand, land cover and soil parameters are area-weighted averages for upland planes elements, this after the interception of parameters and GIS planes coverages. AGWA uses look-up tables, included in the attached data files, to relate land cover and soil information with model run needed parameters.

Model calibration and validation. Model calibration can be performed by changing the most sensitive parameters. Recommended by Goodrich *et al.* (2012), the most sensitive hydrological parameters are the saturated hydraulic conductivity and Manning's roughness coefficient, and soil cohesion and splash coefficients for erosion. The model output must be corroborated against observed events after varying these parameters. The change of parameters can be performed manually or, in order to explore the entire parameter space, automatically. In the first one, the calibration is stopped when a satisfactory fit is obtained while in the second, the most suitable parameter set is obtained. For the last one, it is advisable to create an interface among parameter distribution/model/testing performance. In this case, parameters can be drawn out from a reasonable range of equally probable values (constant distribution) and tested with the interface. Another way to perform the calibration is the optimization of parameters based on an objective function.

When calibrating the model, the its performance need to be objectively tested. Some of the most often used goodness of fit measurements between observed and modeled hydrograph and sedimentgraph are: the Nash-Sutcliffe efficiency - E (Eq. 11), the mass balance error - m (Eq. 12) and time to peak - PM_{peak} (Eq. 13). An important element to be taken into account when comparing observed and K2's simulated events is the missing

cula mediante un esquema de diferencia finita de 4 puntos (Semmens *et al.*, 2007).

AGWA. (Automated Geospatial Watershed Assessment) es una herramienta de modelación basada en Sistema de Información Geográfica (SIG) que provee las funcionalidades para realizar todas las fases de estimación de cuenca para KINEROS2 (Miller *et al.*, 2007; Semmens *et al.*, 2007). Esta interfase facilita la discretización de la cuenca, la parametrización y la preparación de ficheros de entrada para K2. El paquete y los manuales aparecen libres en AGWA¹.

El procedimiento de AGWA está compuesto de varios pasos: delineación y discretización de cuenca; parametrización de la información topográfica, de suelo y cobertura; escritura de los ficheros de precipitación y simulación, entradas del modelo; ejecución del modelo y visualización de los resultados.

En AGWA, la delineación y discretización parte del Modelo Digital de Elevación (DEM, siglas en inglés) sin depresiones. La discretización es realizada a partir del criterio de área contribuyente establecido por el usuario. Este valor es usado para establecer los planos y la iniciación de los canales.

La parametrización deriva los parámetros hidrológicos para cada plano a partir de la intercepción en SIG de las capas de planos y parámetros. Los parámetros son generalizados para cada elemento o plano a través de un promedio pesado por el área. La información espacial de suelo y cobertura necesaria para la obtención de los parámetros hidrológicos puede encontrarse en tablas adjuntas a la propia aplicación.

Calibración y validación. La calibración del modelo puede realizarse cambiando los parámetros más sensibles. Según Goodrich *et al.* (2012), los parámetros hidrológicos más sensibles son la conductividad hidráulica de saturación K_s y el coeficiente de rugosidad de Manning, y los coeficientes C_g y C_f para la erosión. Después de variar estos parámetros, las salidas del modelo deben ser corroboradas contra las respuestas observadas. El cambio de los parámetros puede ser realizado manualmente o, con el objetivo de explorar todo el espacio de los parámetros, automáticamente. Para este último, es recomendado crear una interfase entre distribución de parámetros/modelo/comprobación de realización. En este caso, los parámetros pueden ser seleccionados de un intervalo razonable con igual probabilidad (distribución constante) y probados a través de la interfase. Otra forma de llevar a cabo la calibración es a través de la optimización de los parámetros basado en una función objetivo.

En la calibración, el desempeño del modelo debe ser examinado cuantitativamente. Entre las medidas de bondad de ajuste más usadas en hidrología con este propósito, están: la eficiencia Nash-Sutcliffe - E (Ec. 11), error en balance de masa - m (Ec. 12) y tiempo al pico - PM_{peak} (Ec. 13). Un elemento a tener en cuenta, en la comparación de hidrogramas observado y simulado, es la limitante de K2 para reproducir el flujo base, principalmente generado por la hidrología subsuperficial. Esta dificultad influye más en los volúmenes totales de las variables hidrológicas que en las intensidades, y puede ser corregido adi-

¹ AGWA: "AGWA Home", Disponible en: <http://www.tucson.ars.ag.gov/agwa/> [Consulta: 23 de junio de 2016].

of baseflow. This is more influent in total volumes than in rates comparison, and can be corrected by adding a mean value extracted from the recession of the observed events.

$$F = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad \text{Eq. 11}$$

where, $Q_{sim,i}$ and Q_i are the simulated and observed discharge or sediment yield for time step i , respectively; and $\bar{Q}$ is the mean observed discharge or sediment yield.

$$m = 100 \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad \text{Eq. 12}$$

$$PM_{peak} = \frac{t_{peak,sim} - t_{peak,obs}}{t_{peak,obs}} \quad \text{Eq. 13}$$

where, $t_{peak,sim}$ and $t_{peak,obs}$ are simulated and observed time to peak, respectively.

Sediment yield comparisons are less affected by the missing of baseflow simulation with K2 in relation to the discharge ones. Subsurface and groundwater flow do not contribute considerably to the soil losses of the Basin areas as the surface flow dose.

As K2 is not a continuous model, the initial condition of soil water content is another parameter to be set in calibration. It could be let to fine-tuning the calibration after hydraulic and soil parameters are fixed. The initial soil moisture might be related to antecedent precipitation. The amount of previous days to be taken into consideration depends on the area. Basin concentration time and evapotranspiration regimes are some elements to take into consideration to define antecedent conditions. An engineering decision could be to assign hypothetical soil water contents in correspondence to the antecedent total precipitation. During the calibration process, a curve can be fitted to the relation between antecedent rain and assigned water content, which is going to be used later for the model validation and further simulations.

Model Validation for extremes. There are several testing schemes for model validation in hydrology, some are those illustrated by Klemeš (1986). These schemes appear suitable for testing the capability of a model to predict the hydrological effect of climate change, land use change, and other non-stationary conditions (Refsgaard y Knudsen, 1996). Nevertheless, a basic procedure is to test the model performance in a considerable amount of randomly chosen observed events, different from events used in calibration. In any procedure, it is considered that the model can perform better in some conditions than others and, therefore, proper validation for specific conditions is needed. As this methodology is intended to model extremes events, these characteristics must be fixed for validation. For guarantying extreme characteristics one can pick up those events with a probability excess $P(X > x)$ of 1, 2, ..., 5% (depending on quaity) from the cumulative density function of rainfall or discharge (in case of several rain gage). Finally, the model must be run for each event and the outputs tested using the

cionando un valor medio para el tipo de evento. El sedimento es menos afectado por esta limitante del modelo, puesto que, el flujo subsuperficial no influye directamente en la erosión de las áreas de la cuenca, solo en los canales.

$$F = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad \text{Ec. 11}$$

donde, $Q_{sim,i}$ y Q_i son el gasto (líquido o sólido) simulado y observado para cada tiempo i respectivamente; y $\bar{Q}$ es el valor medio observado.

$$m = 100 \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad \text{Ec. 12}$$

$$PM_{peak} = \frac{t_{peak,sim} - t_{peak,obs}}{t_{peak,obs}} \quad \text{Ec. 13}$$

donde, $t_{peak,sim}$ y $t_{peak,obs}$ son el tiempo al pico de respuesta, simulado y observado, respectivamente.

Como K2 no es un modelo continuo, la condición inicial de humedad del suelo es otro parámetro que puede ser usado en calibración. Este parámetro puede usarse para una calibración fina, por evento, una vez que se ha fijado el juego de parámetros hidrológicos y de suelo. La humedad inicial puede relacionarse al antecedente de precipitación. La relación y los días considerados como antecedente dependen del área específica. El tiempo de concentración de la cuenca y los regímenes de evapotranspiración son de los elementos a tener en cuenta para establecer esta correlación. Una decisión ingenieril puede ser: asignar rangos de valores hipotéticos de humedad de suelo en correspondencia con la precipitación antecedente. Posteriormente, durante la calibración, se fija el valor exacto de esta condición inicial para cada evento. Ploteando los valores de humedad calibrados contra la lluvia antecedente, y ajustando una función, se puede obtener una relación para ser empleada en el proceso de validación y futuras simulaciones.

Validación del modelo para extremos. Existen varios esquemas para la validación hidrológica, algunos son ilustrados por Klemeš (1986). Estos esquemas son útiles para comprobar las capacidades de un modelo de predecir efectos de cambio climático, de uso de suelo y otras condiciones no-estacionarias. (Refsgaard y Knudsen, 1996). Sin embargo, un procedimiento básico es comprobar las realizaciones del modelo para una cantidad aleatoriamente seleccionada de eventos, los cuales serán diferentes de los usados en calibración. En cualquier procedimiento es reconocido que el modelo funciona mejor en unas condiciones que en otras y, por tanto, la validación para condiciones específicas es necesaria. Como se pretende modelar extremos, la selección tiene que garantizar estas características. Para garantizarlo se pueden seleccionar los eventos con probabilidad de excedencia $P(X > x)$ of 1, 2, ..., 5% (dependiendo de la cantidad) a partir de la función de densidad acumulada de lluvia o de escurrimiento, este último en caso de varios estaciones monitoreo de lluvia. Finalmente, el modelo debe ejecutarse para cada evento y las

established goodness of fit measurements.

Extreme Value Analysis. Modeling extremes is a key feature in this methodology. The main purpose of it is to find reliable estimates of $X(T)$ (return level) for large T (return period), even in the inference region. The modeling is based on the so-called Extreme Value Analysis, particularly here, modeling of block maxima using daily rain. Daily values are presumably suitable for these kind of studies due to the availability for long periods and the well characterization of extremes. Model details can be consulted in Coles (2001). The model focuses on the behavior of:

$$M_n = \max\{X_1, \dots, X_n\} \quad X_k \sim F(x)$$

where, X_k is daily rainfall, assumed to be independent and identically distributed (iid) random variable. In the case of basins with more than one rain gage a mean or median value for the entire basin can be included in this analysis (to avoid atypical records-errors). M_n represents the maximum of the process over n time units of observations. In this case, n is the number of observations in a year, then M_n is the annual maximum.

Following the *Extreme Types Theorem*, the maximum (M_n) of a large number of iid random variables (X) is distributed like a member of the Generalized Extreme Value (GEV) distribution family: Gumbel or Fréchet or Weibull, independently of the parent distribution. These distributions are also known as type I, II, and III, respectively and are generalized in:

$$GEV(z) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{z - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\} \quad \text{Eq. 14}$$

defined on $\{z : 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0\}$, where $-\infty < \mu < \infty$, $\sigma > 0$ and $-\infty < \xi < \infty$, with three parameters: location (μ), scale (σ) and shape (ξ). The shape parameter is used to identify the type of distribution: $\xi = 0$ type I, $\xi > 0$ type II, and $\xi < 0$ type III.

The return period T of an event of a given magnitude may be defined as the average recurrence interval between events equaling or exceeding a specified magnitude (Chow *et al.*, 1988). The probability $p = P(Z \geq z)$ of occurrence of an event $Z \geq z$ in any observation is $1/T$.

Estimates of extreme quantiles of the annual maximum distribution are then obtained by inverting Eq. 14 and substituting the relationship $G(z_p) = 1 - p = T - 1/T$:

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - \left\{ -\log\left(\frac{T-1}{T}\right) \right\}^{-\xi} \right] & \text{for } \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log\left\{ -\log\left(\frac{T-1}{T}\right) \right\} & \text{for } \xi = 0 \end{cases} \quad \text{Eq. 15}$$

For simplification, a reduced variable $y_p = -\log[-\log\{(T-1)/T\}]$ is also introduced. When plotting quantiles vs y_p , the Gumbel function is recognized as a straight line and the graph is known as a Gumbel diagram.

Model parameterization can be carried out through Maximum Likelihood Estimation (MLE) explained in Coles, (2001). There is a statistical package on the open software R, calls *gevXgpd*, which allows the optimization of the objective functions.

Uncertainty in the inference of return levels is characterized

salidas comprobadas a través de las medidas de bondad de ajuste mencionadas anteriormente.

Análisis de Extremos. Modelar eventos extremos es pieza clave en esta metodología. El principal objetivo en este punto es encontrar estimados de $X(T)$ (nivel de retorno) para grandes T (período de retorno), incluso en la región de inferencia. La modelación es basada en el Análisis de Valores Extremos, particularmente, máximos de bloques de lluvia diaria. Los valores diarios son adecuados para este tipo de estudio, por su disponibilidad para largos períodos y su buena caracterización de fenómenos extremos. Los detalles del modelo pueden ser consultados en Coles (2001). El modelo se enfoca en el comportamiento de:

$$M_n = \max\{X_1, \dots, X_n\} \quad X_k \sim F(x)$$

donde, X_k es lluvia diaria, asumida como variable aleatoria, independiente e idénticamente distribuida (iid). En el caso de cuencas con más de una estación de lluvia, el valor medio o la mediana (para evitar valores atípicos-errores) entre estaciones puede ser usado para este estudio. M_n representa el máximo del proceso en n veces la unidad de observación. En este caso, n es el número de observaciones en un año, por lo tanto, M_n es el máximo anual.

Siguiendo el Teorema de Extremos, el máximo (M_n) de un gran número de variables aleatorias iid (X) se distribuye como un miembro de la familia de distribuciones de Valores Extremos: Gumbel o Fréchet o Weibull, independientemente de la distribución origen. Estas distribuciones también se conocen como tipo I, II y III, respectivamente, y se generalizan en (GEV, siglas en inglés):

$$GEV(z) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{z - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\} \quad \text{Ec. 14}$$

definida en $\{z : 1 + \xi(z - \mu)/\sigma > 0\}$, donde $-\infty < \mu < \infty$, $\sigma > 0$ and $-\infty < \xi < \infty$, y, con 3 parámetros: localización (μ), escala (σ) y forma (ξ). El parámetro de forma es usado para identificar el tipo de distribución: $\xi = 0$ tipo I, $\xi > 0$ tipo II, y $\xi < 0$ tipo III.

El período de retorno T de un evento puede ser definido como el intervalo de recurrencia promedio entre eventos que igualan o exceden una magnitud específica (Chow *et al.*, 1988). La probabilidad $p = P(Z \geq z)$ de ocurrencia de un evento $Z \geq z$ en cualquier observación es $1/T$.

Estimados de los cuantiles extremos de la distribución de máximos anuales son obtenidos por inversión de la Ec. 14 y substituyendo la relación $G(z_p) = 1 - p = T - 1/T$:

$$z_p = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - \left\{ -\log\left(\frac{T-1}{T}\right) \right\}^{-\xi} \right] & \text{for } \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log\left\{ -\log\left(\frac{T-1}{T}\right) \right\} & \text{for } \xi = 0 \end{cases} \quad \text{Ec. 15}$$

Por simplificación, una variable reducida $y_p = -\log[-\log\{(T-1)/T\}]$ es introducida. En un gráfico de cuantiles vs. y_p (diagrama de Gumbel), la función Gumbel describe una línea recta.

by the Confidence Intervals (CI). The CIs were determined by means of a parametric resampling technique. Parametric resampling simulates random samples (same size of observations) from the estimated distribution. To each new stochastic generation is fit a GEV function is fitted, which only differs by chance from the estimated one. In this way, uncertainty around the return levels is explored and finally the CIs are traced following the selected significance level α . This procedure is also implemented in the *gevXgpd* package.

Rainfall disaggregation. The daily rainfall modeled using the GEV function has to be disaggregated into a finer time resolution series because of the K2 nature. For this, the micro-canonical random cascade model proposed by Olsson (1998), which exactly preserves the mass between disaggregation levels can be used. In the following, some details of the model will be explained.

The basic cascading structure of the multiplicative random cascade model distributes rainfall on successive regular subdivisions with b as the branching number. The i th interval after n levels of subdivision is denoted Δ_n^i (there are $i=1, \dots, b^n$ intervals at level n). The dimensionless spatial scale is defined as $\lambda_n = b^{-n}$, i.e., $\lambda_0 = 1$ at the 0th level of subdivision. The distribution of mass occurs via a multiplicative process through all levels n of the cascade, so that the mass in subcube Δ_n^i is Molnar & Burlando (2005), who used the same notation of Gupta & Waymire (1993), Over & Gupta (1994, 1996):

$$\mu_n(\Delta_n^i) = r_0 \lambda_n \prod_{j=1}^n W_j(i) \quad \text{for } i = 1, 2, \dots, b^n; n > 0 \quad \text{Eq. 16}$$

where, r_0 is an initial rainfall depth at $n = 0$ and W is the cascade generator, which is the random variable.

The micro-canonical model preserves the mass exactly in every subdivision into b subintervals at level n by holding the following constraint:

$$k=1bwnbi-1+k=1 \text{ for } i=1,2,\dots,bn-1 \quad \text{Eq.17}$$

In other words, when the branching number is equal to 2 for instance, the total volume of the previous i subinterval at level $n-1$ is redistributed according to the two multiplicative weights W_1 ($0 \leq W_1 \leq 1$) and W_2 ($0 \leq W_2 \leq 1$) and $W_1 + W_2 = 1$ (Olsson, 1998).

The distribution of W is that of the so-called breakdown or partition coefficients (Molnar y Burlando, 2005). These partitioning probabilities describe the three main possibilities to be reproduced when disaggregating. The first case, in which the rainfall volume is divided into two wet intervals $P(w/1-w)$, this probability mainly characterizes the event variability. The other two possibilities characterize the rainfall intermittency or dry intervals by allowing the left or right weight to be 0, $P(0/1)$ and $P(1/0)$, respectively. If these two last probabilities are considered not different or the same, the process symmetric, and it is treated as $P(0,w)$.

The empirical distribution of W is found by aggregating the observed storm data. It is known that the scaling of the process depends on the event type. Therefore, as the model is going to

La parametrización del modelo puede ser realizada a través de la Estimación de Probabilidad de Máximos (MLE, siglas en inglés) explicado en Coles (2001). Existe además un paquete estadístico en R, llamado *gevXgpd*, el cual permite la optimización de esta función objetivo.

La incertidumbre en la inferencia del nivel de retorno está caracterizada por los CI. Los CI pueden ser determinados con una técnica de re-muestreo paramétrica. Esta técnica simula muestras aleatorias de la distribución ajustada (igual cantidad que observaciones) y a cada muestra se ajusta una función GEV, la cual solo difiere de la primera por casualidad. Así se explora la incertidumbre en los niveles de retorno y finalmente se trazan los CI seleccionado un nivel de significación α . Este procedimiento también aparece implementado en el paquete estadístico.

Desagregación de lluvia. La lluvia diaria obtenida a partir de la función GEV tiene que ser desagregada a una mayor resolución temporal debido a la naturaleza de K2. Para esto puede ser usado el modelo de cascada micro-canónico propuesto por Olsson (1998), el cual preserva exactamente la masa entre los niveles de desagregación. A continuación se explican algunos detalles del modelo.

La estructura básica de este modelo distribuye la lluvia en sucesivas subdivisiones regulares con b como el número de divisiones. Los i intervalos en cada nivel n de subdivisiones es denotado Δ_n^i (hay $i=1, \dots, b^n$ intervalos en el nivel n). La escala adimensional es definida como $\lambda_n = b^{-n}$, ej. $\lambda_0 = 1$ en 0 nivel de subdivisión. La distribución de masa ocurre vía un proceso multiplicativo a lo largo de todos los niveles n de la cascada, de manera que, la masa en el subcubo Δ_n^i es Molnar y Burlando, (2005); quienes usaron la misma notación de Gupta y Waymire (1993), Over y Gupta (1994, 1996):

$$\mu_n(\Delta_n^i) = r_0 \lambda_n \prod_{j=1}^n W_j(i) \quad \text{for } i = 1, 2, \dots, b^n; n > 0 \quad \text{Ec. 16}$$

donde, r_0 es el valor inicial de lluvia en $n = 0$ y W es el generador de cascada, el cual es la variable aleatoria.

El modelo micro-canónico preserva la masa exactamente en cada subdivisión dentro de b subintervalos al nivel n manteniendo la siguiente restricción:

$$k=1bwnbi-1+k=1 \text{ for } i=1,2,\dots,bn-1 \quad \text{Ec.17}$$

En otras palabras, cuando el número de divisiones es igual a 2, por ejemplo, el volumen total del subintervalo i en el nivel $n-1$ es redistribuido de acuerdo a dos pesos multiplicativos W_1 ($0 \leq W_1 \leq 1$) y W_2 ($0 \leq W_2 \leq 1$) y $W_1 + W_2 = 1$ (Olsson, 1998).

La distribución de W es la de los llamados coeficientes de partición (Molnar y Burlando, 2005). Estas probabilidades de partición describen las tres posibilidades principales a reproducir en la desagregación. El primer caso, en que el volumen de lluvia es dividido en dos intervalos húmedos $P(w/1-w)$; esta probabilidad caracteriza principalmente la variabilidad del evento. Las otras 2 posibilidades caracterizan la intermitencia o intervalos secos permitiendo el subintervalo izquierdo o derecho ser 0, $P(0/1)$ y $P(1/0)$ respectivamente. Si estas últimas

be used to disaggregate extreme daily totals, partitioning probabilities should be obtained from similar observed events and for each scale of aggregation if the scale invariant is not proved.

Fitting a theoretical distribution. Beta is a suitable probability density function for W under the symmetric case with the parameter a governing the variance of W (Molnar y Burlando, 2005):

$$f(w) = \frac{1}{B(a)} w^{a-1} (1-w)^{a-1} \quad \text{Eq. 18}$$

where $B(a)$ is the Beta function. The distribution has a mean $E(W) = 0.5$ and variance $Var(W)$. The parameter a can be estimated using the Method of Moments:

$$a = \frac{1}{8Var(W)} - 0.5 \quad \text{Eq. 19}$$

Intermittency usually shows strong dependence of scales with a high variability of the scaling parameter $P(0, w)$ across the levels. A linear function can be fitted in log-space of the empirical $P(0, w)$ versus timescale, which will be later used to extract theoretical $P(0, w)$ value for each timescale when disaggregating.

Probabilistic prediction. Probabilistic predictions are performed from the generated events after the stochastic rainfall disaggregation by means of K2. In this way, a wide range of statistically possible rainfall distributions could be tested in terms of discharge and sediment yield response at a basin scale. The runs can be done differentiating the initial soil moisture condition, for instance dry and wet, with relative saturation of 0.2 and 0.5, respectively. This also gives an insight of predictions of certain event depending on initial conditions.

Beside the several realizations of K2, the main outputs to be considered are the total volumes of discharge and sediment yielded, and their peaks of rate. Probabilistic predictions can be reported in terms of the most probable occurrence with the expected value. The distribution of the output variables helps to identify the best and the worst possible occurrence cases for certain event characterized by its return period.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The present methodology allows the probability prediction of hydrologic response for extreme event conditions by means of the combination of hydrologic system model – extreme theory – synthetic event generation. The proposed model (K2) is deterministic in nature but the stochastic dimension arrived with the methodology design, which adds more information and reliability to the final prediction. The approach considers the random component associated to the extreme rainfall distribution during 24 hours which gives a probability sense to the predictions. On the other hand, combining analytically the sources of uncertainties in this methodology is a complex and perhaps insolvable mathematical problem but some estimations can be performed by iteration of the methodology for which an interface between modules should be coded. The influence in the final outputs of the uncertainty related to the extreme

probabilidades son consideradas iguales, el proceso es simétrico, y es tratado como $P(0, w)$.

La distribución empírica de W es generada en la agregación de eventos observados. Es reconocido que el escalado del proceso depende del tipo de evento, por lo tanto, el modelo debe ser entrenado para extremos. Los pesos deben ser diferenciados por escala si no se prueba su invariabilidad.

Ajustar distribución teórica. Beta es una distribución adecuada para W bajo la condición simétrica con el parámetro a gobernando la varianza de los coeficientes de partición (Molnar y Burlando, 2005):

$$f(w) = \frac{1}{B(a)} w^{a-1} (1-w)^{a-1} \quad \text{Ec. 18}$$

donde, $B(a)$ es la función Beta. La distribución tiene media $E(W) = 0.5$ y varianza $Var(W)$.

El parámetro a puede ser estimado por el Método de los Momentos:

$$a = \frac{1}{8Var(W)} - 0.5 \quad \text{Ec. 19}$$

La intermitencia usualmente muestra fuerte dependencia de la escala, con elevada variabilidad del parámetro de escalado a través de los niveles. Una función lineal puede ser ajustada en espacio logarítmico a los valores empíricos $P(0, w)$ vs. λ_n . Esta función es usada para extraer probabilidades teóricas posteriormente.

Predicción probabilística. Las predicciones probabilísticas son realizadas a partir de los eventos generados estocásticamente y por mediación de K2. Un amplio rango de distribuciones de lluvia, estadísticamente probable, con un determinado T son modeladas para conocer sus respuestas hidrológicas y de erosión. Las realizaciones pueden ejecutarse con diferentes condiciones de humedad inicial, por ejemplo, seco y húmedo con saturación relativa de 0,2 y 0,5, respectivamente.

Además de las realizaciones de K2, las principales salidas son los volúmenes totales y picos de gasto líquido y sólido. Las predicciones pueden ser reportadas en términos de la ocurrencia más probable con el valor esperado. Las distribuciones de las variables de salida también ayudan a identificar el peor y mejor caso posible para cada período de retorno.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La metodología propuesta permite la predicción probabilística de la respuesta hidrológica ante condiciones de eventos extremos, combinando el modelo hidrológico/teoría de extremos/generación de eventos sintéticos. El modelo propuesto (K2) es determinístico por naturaleza, pero la dimensión estocástica se introduce en la modelación a partir del diseño de la metodología. Esta dimensión aporta mayor información y fiabilidad a la predicción. El procedimiento considera la componente aleatoria asociada a la distribución temporal de los eventos extremos. Por otra parte, la combinación analítica de las fuentes de incertidumbre en esta metodología resulta en un problema matemático complejo y, quizás, sin solución; no obstante, estimaciones de

modeling, for instance, can be studied if the modeler explores the space between CI of the fitted GEV.

A critic aspect in the methodology is the parameterization, calibration and validation of all used models: K2 for processes modeling, theoretical distribution of extremes and cascade for rainfall disaggregation. Site-specific information is needed for parameterization and time series of observed rainfall, discharge and sediment transport data for calibration - validation of K2. Nonetheless, K2 have been developed with look up tables that summarize land use and soil parameters for the most distinct classifications around the world, for instance soils by World Reference Base (WRB). Using these look up tables, the model can be parameterized with only land use, soil and topographic maps, nevertheless, a detailed study of specific properties is advisable. Parameterization of the GEV and the cascade model are only based on historical rainfall series. Finally, all simulation procedure must be tested throughout validation for the specific conditions where they are going to be used. K2 performances for extreme forcing have to be validated against recorded discharge and sediment rates and the statistics of disaggregated and observed events have to be quantitatively compared. Some important characteristics that the cascade has to be able to reproduce are: dry periods, number of sub-event, event and sub-event duration of disaggregated and observed events; and other possible statistics of the distributions. Extrapolation of the entire methodology to ungagged basins or just without calibration and validation might be not possible, nevertheless, some of these steps could be regionally profitable. Additionally, if the study focuses on spatial behavior of erosion and runoff rate instead on river regimes, the validation should be carried out also for the planes (K2's planes, discretization scheme) and not only for the basin outlet.

In this proposed exercise, the extreme is considered from maxima in 24 hours but different extreme conditions could be analyzed, i.e. maxima in two days or in two hours and any other event with physically meaning. The extreme analysis is highly dependent on the type of event and therefore rainfall events with different characteristic and origin should not be mixed in the same distribution. The one-day maxima in the region are expected to be results of tropical cyclones or similar weather formations. For instance, analyzing maxima in two hour is more related to high intensity precipitation events but highly concentrated on time. This is fixed by the modeler based on the type of extreme to be predicted in terms of discharge and sediment yield.

The final predictions will be expressed in terms of expected value (mean) of discharge and sediment rate and volumes and possible deviation from these values. This study can predict dimension of events with certain return period, but not the timing, and this is the main difference between prediction and forecast. These predictions are of major concern for public planning, hydrologic design, soil and water conservation practices, water resources management, etc., moreover in a climate change environment.

esta pueden ser realizadas por iteraciones de la metodología, para lo cual debe codificarse una interfase entre sus módulos. La influencia en la salida final de la incertidumbre de la modelación de extremos, por ejemplo, puede estudiarse explorando el espacio entre los CI de la GEV ajustada.

Un aspecto crítico en la metodología es la parametrización, calibración y validación de los modelos: K2 para la modelación del proceso, distribución teórica de extremos y el modelo de desagregación. Información específica del área es necesaria para la parametrización y series de lluvia, escurrimiento y sedimentos en suspensión para la calibración y validación de K2. No obstante, el paquete AGWA provee tablas con parámetros hidrológicos y de erosión para las principales clases de cobertura y suelos, por ejemplo, los suelos de World Reference Base (WRB). Haciendo uso de estas tablas, solo se requieren la información espacial de estas clases y el mapa topográfico, aunque siempre es aconsejada la determinación propia de estos parámetros para cada área. La parametrización de la GEV y el modelo de cascada se basan solamente en series de lluvia. Finalmente, toda simulación debe ser validada para las condiciones específicas donde serán usadas. Las realizaciones de K2 para extremos tienen que ser validadas contra series observadas de gasto líquido y sólido, al igual que las estadísticas de la precipitación desagregada y observada. Algunos aspectos importantes que debe reproducir el modelo de cascada en relación a los eventos observados son: períodos secos, número de sub-eventos, y duración del evento y sub-eventos. La extrapolación de esta metodología a cuencas no monitoreadas sin calibración o validación puede no ser posible, sin embargo algunos de sus elementos son aprovechables desde el punto de vista regionalmente. Adicionalmente, si el estudio se enfoca en el comportamiento espacial de la erosión, el proceso de validación debe realizarse para varios puntos de la red fluvial y no solo en la salida de la cuenca.

En este ejercicio se propone usar los extremos de lluvia diaria pero otras características pueden ser perseguidas, como por ejemplo los máximos en 2 horas o 2 días, dependiendo del objetivo. El análisis de extremos es altamente dependiente del tipo de evento y, por lo tanto, los eventos con diferentes características y origen no deben ser mezclados. Los máximos diarios, en nuestra región, están principalmente relacionados a huracanes o formaciones climáticas similares. Por ejemplo, un análisis de máximos en 2 horas estaría más relacionado a eventos con mayor intensidad pero más concentrado temporalmente. Esto debe ser fijado por el modelador en función del tipo de estudio y los elementos importantes a perseguir en la respuesta de la cuenca.

La predicción final será expresada en términos del valor esperado o más probable (media) de el escurrimiento y la concentración de sedimentos, ambos, en volúmenes e intensidad. Este estudio predice las dimensiones de un determinado evento, caracterizado por su período de retorno, pero no el momento exacto de ocurrencia, esta es la diferencia entre predicción y pronóstico. Estos estudios son importantes para la planificación, el diseño hidrológico, la conservación de suelos y aguas, el manejo de recursos hídricos, y más en el estado cambiante del clima actual.

REFERENCES / REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHOW, V.; MAIDMENT, D.; MAYS, L.: *Applied Hydrology*, [en línea], Ed. McGraw-Hill Science-Engineering-Math, 1.ª ed., Santafé de Bogotá, 572 p., 1 de febrero de 1988, ISBN: 978-0-07-010810-3, Disponible en: <https://www.amazon.com/Applied-Hydrology-Ven-Chow/dp/0070108102>, [Consulta: 20 de junio de 2016].
- COLES, S.: *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*, [en línea], ser. Springer Series in Statistics, Ed. Springer London, London, 2001, ISBN: 978-1-84996-874-4, Disponible en: <http://link.springer.com/10.1007/978-1-4471-3675-0>, [Consulta: 20 de junio de 2016].
- FOSTER, G.R.; SMITH, R.E.; KNISEL, W.G.; HAKONSON, T.E.: *Modeling the Effectiveness of On-site Sediment Controls*, [en línea], Ed. American Society of Agricultural Engineers, 15 p., 1983, Disponible en: https://books.google.com.cu/books/about/Modeling_the_Effectiveness_of_On_site_Se.html?id=f1YIMwEACAAJ&redir_esc=y, [Consulta: 20 de junio de 2016].
- GOODRICH, D.C.; BURNS, I.S.; UNKRICH, C.L.; SEMMENS, D.J.; GUERTIN, D.P.; HERNANDEZ, M.; YATHEENDRADAS, S.; KENNEDY, J.R.; LEVICK, L.R.: "KINEROS₂/AGWA: Model Use, Calibration, and Validation", *Transactions of the ASABE*, 55(4): 1561-1574, 2012, ISSN: 2151-0040, DOI: 10.13031/2013.42264.
- GUPTA, V.K.; WAYMIRE, E.C.: "A Statistical Analysis of Mesoscale Rainfall as a Random Cascade", *Journal of Applied Meteorology*, 32(2): 251-267, 1 de febrero de 1993, ISSN: 0894-8763, DOI: 10.1175/1520-0450(1993)032<0251:ASAOMR>2.0.CO;2.
- KLEMEŠ, V.: "Operational testing of hydrological simulation models", *Hydrological Sciences Journal*, 31(1): 13-24, 1 de marzo de 1986, ISSN: 0262-6667, DOI: 10.1080/02626668609491024.
- MILLER, S.N.; SEMMENS, D.J.; GOODRICH, D.C.; HERNANDEZ, M.; MILLER, R.C.; KEPNER, W.G.; GUERTIN, D.P.: "The Automated Geospatial Watershed Assessment Tool", *Environmental Modelling & Software*, ser. Special section: Advanced Technology for Environmental Modelling, 22(3): 365-377, marzo de 2007, ISSN: 1364-8152, DOI: 10.1016/j.envsoft.2005.12.004.
- MOLNAR, P.; BURLANDO, P.: "Preservation of rainfall properties in stochastic disaggregation by a simple random cascade model", *Atmospheric Research*, ser. 6th International Workshop on Precipitation in Urban Areas, 77(1-4): 137-151, septiembre de 2005, ISSN: 0169-8095, DOI: 10.1016/j.atmosres.2004.10.024.
- OLSSON, J.: "Evaluation of a scaling cascade model for temporal rain-fall disaggregation", *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2(1): 19-30, 1998, ISSN: 1607-7938, 1027-5606.
- OVER, T.M.; GUPTA, V.K.: "Statistical Analysis of Mesoscale Rainfall: Dependence of a Random Cascade Generator on Large-Scale Forcing", *Journal of Applied Meteorology*, 33(12): 1526-1542, 1 de diciembre de 1994, ISSN: 0894-8763, DOI: 10.1175/1520-0450(1994)033<1526:SAOMRD>2.0.CO;2.
- OVER, T.M.; GUPTA, V.K.: "A space-time theory of mesoscale rainfall using random cascades", *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D21): 26319-26331, 27 de noviembre de 1996, ISSN: 2156-2202, DOI: 10.1029/96JD02033.
- PARLANGE, J.Y.; LISLE, I.; BRADDOCK, R.D.; SMITH, R.E.: "The three-parameter infiltration equation", *Soil Science*, 133(6): 337-341, 1982, ISSN: 1538-9243.
- REFSGAARD, J.C.; KNUDSEN, J.: "Operational Validation and Intercomparison of Different Types of Hydrological Models", *Water Resources Research*, 32(7): 2189-2202, 1 de julio de 1996, ISSN: 1944-7973, DOI: 10.1029/96WR00896.
- SEMMENS, D.J.; GOODRICH, D.J.; UNKRICH, C.L.; SMITH, R.E.; WOOLHISER, D.A.: "KINEROS₂ and the AGWA modeling framework", [en línea], En: Wheeler, H.; Sorooshian, S. y Sharma, K.D. (eds.), *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*, Ed. Cambridge University Press, 1.ª ed., Cambridge, New York, 10 de diciembre de 2007, ISBN: 978-0-521-86918-8, Disponible en: https://www.amazon.com/Hydrological-Modelling-Semi-Arid-International-Hydrology/dp/0521869188?ie=UTF8&*Version*=1&*entries*=0, [Consulta: 20 de junio de 2016].
- SMITH, R.E.; CORRADINI, C.; MELONE, F.: "Modeling infiltration for multistorm runoff events", *Water Resources Research*, 29(1): 133-144, 1 de enero de 1993, ISSN: 1944-7973, DOI: 10.1029/92WR02093.
- SMITH, R.E.; GOODRICH, D.C.; QUINTON, J.N.: "Dynamic, distributed simulation of watershed erosion: The KINEROS₂ and EUROSEM models", *Journal of Soil and Water Conservation*, 50(5): 517-520, 9 de enero de 1995, ISSN: 0022-4561, 1941-3300.
- SMITH, R.E.; GOODRICH, D.C.; UNKRICH, C.L.: "Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS₂: A report for the GCTE conference on catchment scale erosion models", *Catena*, 37(3-4): 457-475, octubre de 1999, ISSN: 0341-8162, DOI: 10.1016/S0341-8162(99)00033-8.
- WISCHMEIER, W.H.: "Estimating the soil loss equation's cover and the management factor for undisturbed areas", En: *Sediment Yield Workshop Proceedings*, Ed. U.S. department of Agriculture, Oxford, USA, ARS-S-40, 1975.
- WOOLHISER, D.A.; SMITH, R.E.; GOODRICH, D.C.: *KINEROS: a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual*, Ed. US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, United States, ARS-77, 1990.

Received: 20/07/2015.

Approved: 03/06/2016.

Gustavo Reinel Alonso Brito, Prof., Universidad Agraria de La Habana, Facultad de Ciencias Técnicas, San José de las Lajas, Mayabeque. Cuba. E-mail: gustavo@unah.edu.cu