



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Facultad de Ingeniería

**Maestría en Ciencias de la Ingeniería para la Gestión de los Recursos
Hídricos**

**“Comparación de las predicciones de dos modelos hidrológicos
distribuidos simulando una cuenca de tamaño medio”**

Trabajo de titulación previa a la obtención del
título de Magister en Investigación en Ciencias de la Ingeniería
para la Gestión de los Recursos Hídricos.

Autor:

Ing. Josué Eduardo Brito Soliz
C.I: 0104801782

Directores:

Raúl Fernando Vázquez Zambrano, PhD.
CI: 0102059441
Stephen John Birkinshaw, PhD.
CI: 529022536

**CUENCA – ECUADOR
2019**

RESUMEN

El presente estudio se centró en modelar la dinámica hidrológica de una cuenca de tamaño medio, localizada en Bélgica, mediante los modelos distribuidos de base física MIKE SHE (licencia comercial) y SHETRAN (licencia libre) para evaluar la similitud de sus predicciones. Este estudio representa por ende la primera comparación de los resultados superficiales y subterráneos de estos dos modelos distribuidos. Los modelos correspondientes de la cuenca de estudio fueron calibrados y validados considerando un único protocolo de modelización y utilizando las mediciones de caudal a la salida de la cuenca y niveles piezométricos en 12 pozos. Además, se evaluaron los resultados de las simulaciones en múltiples sitios (Multi-site test) para 2 estaciones internas de caudal y 6 piezómetros que no se consideraron durante el período de calibración. El estudio sugiere que las predicciones de caudales de los dos modelos son bastante similares. La calidad global de las predicciones de niveles piezométricos de los dos modelos también es bastante semejante. Sin embargo, las simulaciones piezométricas individuales en los pozos de observación son diferentes. Esta parece ser una consecuencia directa de las diferencias de los dos modelos en términos de la representación vertical de los suelos y de la litología de la cuenca. El presente estudio sugiere de todas formas que la calidad de las predicciones de ambos modelos es bastante similar y es aceptable con una resolución de $600 \times 600 \text{ m}^2$, lo cual estimula significativamente el empleo de SHETRAN, de uso libre, para llevar adelante estudios de simulación integral de la hidrología de una cuenca. En este contexto, sería útil a futuro desarrollar herramientas auxiliares para el procesamiento de datos de entrada y de salida que faciliten el empleo de SHETRAN.

PALABRAS CLAVE:

Modelación distribuida. MIKE SHE. SHETRAN. Calibración. Validación. Análisis de sensibilidad.

ABSTRACT

This study focused on the hydrological modelling of a medium sized catchment, located in Belgium, through the application of the distributed physically based codes MIKE SHE (commercial license) and SHETRAN (free license) to evaluate the similarity of their respective predictions. This research represents the first comparison of the superficial and subterranean predictions of both distributed codes simulating a complex surface and underground system. The respective distributed models were calibrated and validated considering a single modelling protocol and using observed discharges at the outlet of the catchment and piezometric levels at 12 wells. Moreover, model predictions were evaluated through a Multi-site test considering 2 internal discharge stations and 6 piezometers that were not considered during model calibration. The study suggests that flow predictions of the two models are quite similar. The overall quality of the piezometric predictions by both models is also quite comparable. However, the individual piezometric simulations at the observation wells are different. The latter seems to be a direct consequence of the differences of the two codes in terms of the vertical representation of the soils and the lithology of the basin. The research suggests that the quality of the predictions of both models is quite similar and is acceptable with a resolution of $600 \times 600 \text{ m}^2$, which significantly stimulates the use of SHETRAN (free license) for carrying out studies on the integral simulation of the hydrology of a catchment. In this context, it would be useful in the future to develop auxiliary tools for the processing of input and output data that facilitates the use of SHETRAN.

KEYWORDS:

Distributed modelling. MIKE SHE. SHETRAN. Calibration. Validation. Sensitivity analysis.



ÍNDICE GENERAL

Contenido

RESUMEN	2
ABSTRACT	3
AGRADECIMIENTOS	10
ACKNOWLEDGEMENTS.....	11
1. INTRODUCCIÓN	12
2. ESTADO DEL ARTE	14
3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	15
3.1 La cuenca de estudio	15
3.2 Información disponible para el estudio	16
3.3 Protocolo de modelización	17
3.4 Los modelos hidrológicos MIKE SHE y SHETRAN.....	18
3.5 Desarrollo de los modelos hidrológicos de la cuenca de estudio	22
3.6 Evaluación de la calidad de las predicciones de los modelos desarrollados	32
3.6.1 Métodos Estadísticos.....	32
3.6.2 Métodos Gráficos.....	33
3.7 Análisis de Sensibilidad, Calibración y Validación de los modelos	33
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	36
Análisis de sensibilidad para determinar el tipo de datos de ET_p que deben ingresarse al modelo SHETRAN	36
Condiciones Iniciales	37
Calibración de los modelos MIKE SHE y SHETRAN.....	37
Comparación del módulo subterráneo de los modelos MIKE SHE y SHETRAN	42
Comparación de predicciones de caudal en el período de calibración	45
Validación y comparación del módulo subterráneo de los modelos distribuidos.	47
Evaluación y comparación en múltiples sitios ("Multi-Site") de niveles piezométricos.....	48
Evaluación y comparación en múltiples sitios ("Multi-Site") sitios de estaciones internas de caudal.	49
Validación y comparación de las predicciones de caudal obtenidas de los modelos distribuidos.	49
5. CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y TRABAJO FUTURO	52
6. REFERENCIAS	54
Apéndice A: Resultados adicionales de la modelación.....	59



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Valores de rugosidad de Manning y de Strickler para ríos (en base a Chow, 1998; Vázquez, 2003).	24
Tabla 2: Valores de rugosidad de Manning y de Strickler para uso del suelo (en base a Vázquez et al., 1999; Vázquez, 2003).	24
Tabla 3: Rango físico de valores de almacenamiento específico (Ss; en base a Domenico y Mifflin 1965; Anderson et al. 2015).	26
Tabla 4: Valores de almacenamiento específico Ss considerados en el modelo de estudio.	26
Tabla 5: Intervalos físicos de variación de la conductividad hidráulica saturada horizontal (Kx) y vertical (Kz) de las unidades geológicas incluidas en el modelo hidrológico de la cuenca de estudio (en base a Vázquez et al., 2003).	26
Tabla 6: Valores de almacenamiento específico (Ss, en m^{-1}) para suelo (Anderson et al., 2015).	30
Tabla 7: Valores de almacenamiento específico (Ss, en m^{-1}) para suelo (Younger, 1993).	30
Tabla 8: Valores de almacenamiento específico (Ss, en m^{-1}) para suelo (Smith & Wheatcraft, 1993).	30
Tabla 9: Características principales del análisis de sensibilidad del radio máximo ET_{ac}/ET_p que se llevó a cabo en el presente estudio.	31
Tabla 10: Determinación de condiciones Iniciales para los modelos hidrológicos empleados.	38
Tabla 11: Evaluación de la calidad de las predicciones en base al coeficiente de Nash & Sutcliffe (EF_2)	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de la Cuenca del río Gete en el contexto de Bélgica y distribución espacial de las estaciones de caudal y pozos de observación. Leyenda: Est = estación; Cal = calibración; Val = validación.	16
Figura 2: Distribución espacial de las estaciones pluviométricas. Leyenda: Est = estación; Prec.= Precipitación; P = Polígonos.....	17
Figura 3: Disponibilidad de series temporales para la modelización.....	18
Figura 4: Protocolo de modelización (Anderson et al., 2015) seguido en el ámbito de la presente modelización.....	19
Figura 5: Esquema de la estructura principal de flujo del modelo MIKE SHE (Vázquez et al., 2004).	19
Figura 6: Esquema de la estructura principal de flujo del modelo SHETRAN (Bathurst, 2011).....	21
Figura 7: Modelo Digital de Elevación (MDE) con la malla de cálculo con una resolución de 600 x 600 m ² y con la red fluvial modelada en MIKE SHE.....	23
Figura 8: Uso del suelo en la zona de estudio que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.	24
Figura 9: Tipos de suelo que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.	25
Figura 10: Distribución de la precipitación mediante polígonos de Thiessen que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.	27
Figura 11: Zonas de evapotranspiración que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.....	27
Figura 12: Pozos de bombeo que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.	28
Figura 13: (a) Modelo digital de elevación con una resolución de 600 x 600 m ² y red fluvial modelada en SHETRAN; (b) modelo digital de elevación (MDE) con una resolución de 600 x 600 m ² y red fluvial modelada en MIKE SHE.	29
Figura 14: Proceso para determinar las condiciones iniciales (en base a Vázquez, 2003).	35
Figura 15: (a) Unidad Geológica Quaternarian; (b) unidad Geológica Landenian. La distribución espacial de los parámetros hidrogeológicos es distinta en ambas unidades geológicas (en base a Vázquez, 2003).	36
Figura 16: Análisis de sensibilidad para determinar el tipo de datos de ET _p que deben ingresarse al modelo SHETRAN.....	37
Figura 17: Variación de los estadísticos EF ₂ y RRMSE _f en función de los principales parámetros calibrados. Leyenda: Strick = Strickler; S = Suelo; Kx = Conductividad horizontal; Kz = Conductividad vertical; Ln = Landenian; Kw = Quaternarian; A = Zona A.	38

Figura 18: Hidrogramas de caudal y caudal acumulado en el período calibración de la estación de salida de la cuenca.....	40
Figura 19: Medidas estadísticas EF_2 y $RRMSE_f$ en relación a los principales parámetros calibrados. Strick = Strickler, S = Suelo, Kx = Conductividad horizontal, Ln = Landenian, Br = Brusselian, A = Zona A.....	41
Figura 20: Hidrogramas de caudal y caudal acumulado en el periodo calibración de la estación de salida de la cuenca.....	42
Figura 21: Medidas estadísticas EF_2 y $RRMSE_f$ de los principales parámetros calibrados. Strick = Strickler, S = Suelo, Kx = Conductividad horizontal, Ln = Landenian, Kw = Quaternarian, A = Zona A.....	43
Figura 22: Hidrogramas de caudal y caudal acumulado en el periodo calibración de la estación de salida de la cuenca.....	43
Figura 23: Niveles piezométricos observados y simulados de los modelos distribuidos en el periodo de calibración, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} m^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} m^{-1}$	44
Figura 24: Calibración de los modelos hidrológicos distribuidos y diagramas de dispersión en la estación de salida de la cuenca, Ss=Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} m^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} m^{-1}$	46
Figura 25: Niveles piezométricos observados y simulados de los modelos distribuidos en el periodo de validación, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} m^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} m^{-1}$	47
Figura 26: Niveles piezométricos observados y simulados en múltiples sitios, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} m^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} m^{-1}$	48
Figura 27: Caudal observado y simulado en la estación Grote Gete, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} m^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} m^{-1}$	50
Figura 28: Validación de los modelos hidrológicos distribuidos y diagramas de dispersión en la estación de salida de la cuenca, Ss=Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} m^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} m^{-1}$	51



Cláusula de licencia y autorización para publicación en el Repositorio Institucional

Yo, Josué Eduardo Brito Soliz, en calidad de autor y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de titulación "Comparación de las predicciones de dos modelos hidrológicos distribuidos simulando una cuenca de tamaño medio", de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ORGÁNICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN reconozco a favor de la Universidad de Cuenca una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Asimismo, autorizo a la Universidad de Cuenca para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el repositorio institucional, de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Cuenca, 26 de marzo de 2019

Josué Eduardo Brito Soliz
C.I: 0104801782



Cláusula de Propiedad Intelectual

Yo, Josué Eduardo Brito Soliz, autor del trabajo de titulación "Comparación de las predicciones de dos modelos hidrológicos distribuidos simulando una cuenca de tamaño medio", certifico que todas ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son exclusiva responsabilidad de su autor y de los Directores de tesis.

Cuenca, 26 de marzo de 2019

Josué Eduardo Brito Soliz
C.I: 0104801782



AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Raúl Vázquez Zambrano y a la Dra. Henrietta Hampel por toda la ayuda brindada durante el desarrollo de la presente investigación.

Al Dr. Peter Goethals y la Dra. Marie Anne Forio por el apoyo brindado en mi estancia de investigación en la Universidad de Ghent, Bélgica.

Al Dr. Stephen Birkinshaw, Profesor de la “Newcastle University”, Reino Unido, por la ayuda técnica en todas las consultas realizadas.

A la Dirección de Investigación de la Universidad de Cuenca (DIUC), ya que la investigación planteada se enmarca dentro de la temática del Proyecto de investigación, titulado “Establecimiento de modelos numéricos para casos selectos de la gestión de recursos hídricos” (DIUC_XI_12), que fuera propuesto y Dirigido por el Dr. Raúl Vázquez Z.

A mis padres Jorge, Cecilia y a mi hermano Antonio por estar a mi lado y por apoyarme durante todo este camino.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author carried out a three-month scientific stage for working on the development of his thesis research and report at the Laboratory of Environmental Toxicology and Aquatic Ecology, Department of Applied Ecology and Environmental Biology, Ghent University, Belgium, thanks to the financial support of the ERASMUS+ project “Water Management and Climate Change in the Focus of International Master Courses (WATERMAS)” co-funded by the European “Education, Audiovisual and Culture Executive Agency (EACA)” and directed locally by Dr. Raúl Vázquez Z. This thesis reflects only the author’s and supervisor’s views; thereby, neither the European Union nor EACA is liable for any use that may be made of the information contained herein.



Co-funded by the
Erasmus+ Programme
of the European Union



1. INTRODUCCIÓN

En el estudio de la hidrología, la unidad espacial de consideración más común es la cuenca hidrográfica que se puede definir como la región desde la cual el agua fluye hacia un río (Davie, 2008). Los modelos hidrológicos son representaciones conceptuales del ciclo hidrológico que utilizan ecuaciones matemáticas para conceptualizar y agregar una distribución espacial, interrelacionando el agua, energía y vegetación (Fan et al., 2016), describiendo los flujos a lo largo de los límites del modelo (Anderson et al., 2015). Por su parte, el enfoque de la modelización numérica en hidrología ha avanzado constantemente y ha pasado de la simple predicción de las inundaciones a una gestión integral de los recursos hídricos (Ma et al., 2016).

En este contexto, los modelos de cuencas de simulación numérica pueden ahorrar tiempo y dinero debido a su capacidad de simular a largo plazo los efectos de los procesos de cuencas hidrográficas y actividades de gestión antrópica sobre la calidad y cantidad del agua (Moriasi et al., 2007). En efecto, cuando se aplican de manera adecuada, los modelos hidrológicos pueden resultar herramientas útiles para el diagnóstico y la planificación de los recursos hídricos (Vázquez, 2003), respaldando la toma de decisiones dentro de un análisis técnico y científico.

Así, los modelos hidrológicos distribuidos son necesarios, ya que para comprender el mundo exterior se requiere una representación que se distribuya en el espacio, y que proceda en el tiempo, con procesos descritos en forma adecuada (Refsgaard & Abbott, 1990). En este ámbito, un modelo hidrológico físicamente basado describe el sistema natural usando las representaciones matemáticas básicas de los flujos de la masa, del momento y de varias formas de energía (Refsgaard, 1990).

El Sistema Hidrológico Europeo (SHE), y sus versiones más recientes MIKE SHE y SHETRAN (Refsgaard & Abbott, 1990; Ewen et al., 2000), constituyen un buen ejemplo de este tipo de modelos. Sin embargo, la utilización de los mismos, generalmente muy complejos, requiere información suficiente y de calidad adecuada. En este ámbito, los efectos de la escala espacial son una cuestión importante en el modelado hidrológico, debido a la necesidad de resolver las diferencias de escala entre los procesos, las observaciones y el modelado (Vázquez, 2003).

Adicionalmente, un aspecto muy significativo que contribuye a que este tipo de modelización sea todavía limitada, es el costo demasiado elevado de las licencias comerciales para utilizar este tipo de códigos, tales como MIKE SHE. Ante ello existen alternativas de uso menos restringido tales como SHETRAN, pero cuya utilización no es tan amigable como la de la versión comercial. Sin embargo, en vista de que ambas versiones provienen del modelo original, SHE (Refsgaard & Abbott, 1990), es bastante motivador el utilizar la versión no comercial, contribuyendo así a que en un futuro se disminuya esta complejidad

de uso. En este contexto, es importante estudiar si las predicciones de la versión comercial y de la versión libre del código original SHE son similares o no.

En este marco, se quiere aportar a la investigación relacionada a la aplicación de modelos hidrológicos distribuidos, valorando las predicciones de los códigos MIKE SHE y SHETRAN, simulando las dinámicas de la cuenca de estudio de manera integral, con la intención de evaluar la calidad de las predicciones del código no comercial, para lo cual se propone un protocolo de trabajo particularmente pensado con este fin, considerando la naturaleza compleja y distribuida de este tipo de códigos hidrológicos (Vázquez, 2003), así como las restricciones de tipo informático que pudiesen existir entre los códigos disponibles para la comparación indicada.

La importancia de la investigación se puede visualizar de inmediato si se considera que, de probarse que la versión no comercial es capaz de producir predicciones tan buenas como las producidas por la versión comercial, las posibilidades de llevar a cabo este tipo de modelización hidrológica distribuida se multiplicarían significativamente en investigación.

En este contexto, las preguntas de investigación del presente estudio son:

- (i) ¿Es factible preparar dos modelos distribuidos de la cuenca de estudio, empleando los códigos hidrológicos MIKE SHE y SHETRAN, que sean comparables y que produzcan predicciones aceptables de manera individual?.
- (ii) ¿Es posible determinar si los dos modelos producen predicciones comparables bajo condiciones similares de simulación?.

En función de las preguntas de investigación planteadas, el objetivo general del presente estudio se enfoca en el desarrollo de modelos hidrológicos distribuidos de una cuenca de estudio, de tamaño medio, usando los códigos hidrológicos distribuidos MIKE SHE (licencia comercial) y SHETRAN (no comercial), y en la evaluación sistemática de las predicciones de los dos modelos obtenidas bajo condiciones cuasi idénticas de simulación.

Los objetivos específicos de la presente investigación son los siguientes:

1. Preparar los modelos de la cuenca de estudio empleando los códigos hidrológicos distribuidos MIKE SHE y SHETRAN.
2. Calibrar y validar los modelos numéricos desarrollados empleando para ello un protocolo de modelización acorde a la complejidad y naturaleza distribuida de los mismos.
3. Evaluar la similitud de las predicciones de los dos modelos hidrológicos de la cuenca de estudio y, en caso de ser factible, de parámetros numéricos relacionados con los procesos de simulación de cada uno de los dos códigos hidrológicos utilizados.
4. Preparar un artículo científico a enviarse a una revista indexada en LATINDEX como un esfuerzo de diseminación de los resultados principales de la presente investigación.

2. ESTADO DEL ARTE

Un modelo se puede definir como una representación de un fenómeno o un proceso y se caracteriza por ecuaciones que describen la relación entre las variables. En el caso de la hidrología, un modelo representa la parte del sistema ambiental terrestre que controla el movimiento y el almacenamiento del agua (Refsgaard, 1990; Solomatine & Wagener, 2011), mediante representaciones matemáticas básicas de los flujos de la masa, del momento y de varias formas de energía. Así, los modelos hidrológicos se han desarrollado significativamente en las últimas tres décadas y han avanzado de los métodos racionales a los distribuidos; además, sus aplicaciones contemplan análisis de escenarios de cambio climático, predicción de inundaciones y procesos de lluvia-escorrenría (Song et al., 2015).

El interés por predecir el cambio en el uso de la tierra condujo al desarrollo de representaciones de la física que subyacen en el sistema hidrológico, considerando además su naturaleza espacial, empleando representaciones distribuidas en lugar de agregadas (Chow et al., 1999). Así, los modelos distribuidos de base física brindan una descripción detallada y, en principio, correcta de los procesos hidrológicos en la cuenca de estudio (Refsgaard & Abbott, 1990; Huning & Margulis, 2015; Anderson et al., 2015). Se caracterizan porque los parámetros de entrada podrían ser estimados directamente a partir de las características físicas de las cuencas sin necesidad, en principio, de calibrar con los datos observados del sistema representado. En estos códigos la transferencia de masa, el momento y la energía se simulan usando ecuaciones diferenciales parciales que se resuelven por varios métodos numéricos (Daniel et al., 2011).

Uno de ellos es el código determinístico *Système Hydrologique Européen* (SHE) desarrollado en los años ochenta (Refsgaard & Abbott, 1990), en base al esquema inicial de Freeze y Harlan (1969) por parte de un consorcio de tres organizaciones europeas: el Instituto Danés de Hidráulica (DHI), el Instituto Británico de Hidrología y Grenoble Hydraulics Studies and Applications Company (SOGREAH) de Francia. SHE fue el punto de partida para el desarrollo de los códigos MIKE SHE y SHETRAN (Ewen et al., 2000). MIKE SHE es desarrollado por DHI, mientras que SHETRAN es desarrollado por la Escuela de Ingeniería Civil y Geociencias de la Universidad de Newcastle (Refsgaard, 1990).

Históricamente, el uso de los códigos distribuidos se ha visto muy limitado por la complejidad de armar el modelo de una cuenca en base a los mismos y por el correspondiente tiempo de corrida alto. De hecho, hace una década estos modelos estaban severamente restringidos por falta de poder computacional (Vázquez et al., 2002). Sin embargo, en la actualidad, el alto rendimiento en términos de hardware permite explorar el comportamiento de modelos altamente complejos (Solomatine & Wagener, 2011; Li et al., 2018; Daneshmand et al., 2019), aunque la complejidad de armar los respectivos modelos de las cuencas de estudio, en particular de las versiones no comerciales, es todavía un factor bastante importante que limita un uso más extendido de este tipo de modelos y

la aplicación de métodos complejos de estima de incertidumbre asociada a la modelización numérica hidrológica (Vázquez & Hampel, 2014).

Varias investigaciones utilizando el código MIKE SHE se han documentado en la literatura para evaluar cuencas hidrográficas, por ejemplo: en Dinamarca (Henriksen et al., 2003), Eslovaquia (Refsgaard et al., 1998), Grecia (Moussoulis et al., 2016), Senegal (Andersen et al., 2001), Bélgica (Vázquez et al., 2002; Vázquez et al., 2008), Australia (Daneshmand et al., 2018) y China (Li et al., 2018). De igual manera, utilizando el código SHETRAN, se destacan los estudios realizados en Portugal (Zhang et al., 2015), Serbia (Petrović et al., 2016), España (Anderton et al. 2002), Chile (Birkinshaw et al., 2011) y Ecuador (Bathurst et al., 2010). En cuanto al número de acuíferos considerados en los casos de estudio que han empleado el modelo SHETRAN, la revisión de la literatura no reporta la modelización explícita de más de 3 acuíferos (Koo & O'Connell, 2006; Parkin et al., 2007; Shrestha et al., 2017).

De acuerdo a Refsgaard et al. (2010), MIKE SHE es más utilizado por científicos fuera de Dinamarca que SHETRAN por investigadores fuera del Reino Unido; esto es probablemente porque MIKE SHE se comercializa a nivel mundial y tiene una interfaz gráfica que lo hace más fácil para un usuario común.

En cuanto a la comparación operativa de MIKE SHE y SHETRAN, muy pocos son los estudios que se han efectuado al respecto. De hecho, solo se ha identificado un estudio de la comparación de diez modelos hidrológicos para representar la cobertura vegetal de una cuenca, incluyendo SHETRAN y MIKE SHE (Deraedt, et al., 2014). En este contexto, el presente estudio busca contribuir al análisis comparativo de las predicciones de estos dos códigos hidrológicos, concentrándose en la modelización integral de la cuenca de estudio, en lugar de concentrarse en uno solo de los componentes del ciclo hidrológico o en una sola variable física o de gestión, etc. Así, este estudio significa ya un avance en relación a investigaciones pasadas tales como la recientemente acotada.

Adicionalmente, el presente estudio significa un avance en relación a los estudios que se han reportado en la literatura científica en cuanto se aborda la simulación de un sistema mucho más complejo, tanto superficialmente como sub-superficialmente, con un mayor número de acuíferos, lo cual implica una dificultad mayor tanto de simulación numérica como de evaluación de las predicciones respectivas.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 La cuenca de estudio

La cuenca del río Gete está localizada al este de Bruselas en la región franco arenosa de Bélgica y tiene un área de 600 km² (Figura 1). Comprende dos subcuencas: la del Grote Gete con un área de 335 km² y la de Kleine Gete con un área de 256 km². La altitud de la cuenca varía aproximadamente desde los

26 m en la parte norte, donde se unen los ramales Kleine Gete y Grote Gete, hasta los 173 m en la parte sur. Los tributarios del río aguas arriba se encuentran en la región Valona y aguas abajo en la región de Flandes (Feyen et al., 2000). El Gete es un afluente del Demer, una subcuenca en la parte oriental de la cuenca del río Scheldt (Baguis et al., 2010). El uso del suelo en la zona es principalmente agrícola, con pastos, campos cultivados y áreas forestales. Se distinguen 7 unidades de suelos y la geología comprende seis unidades, algunas de las cuáles están en partes aisladas de la cuenca (Vázquez et al., 2002).

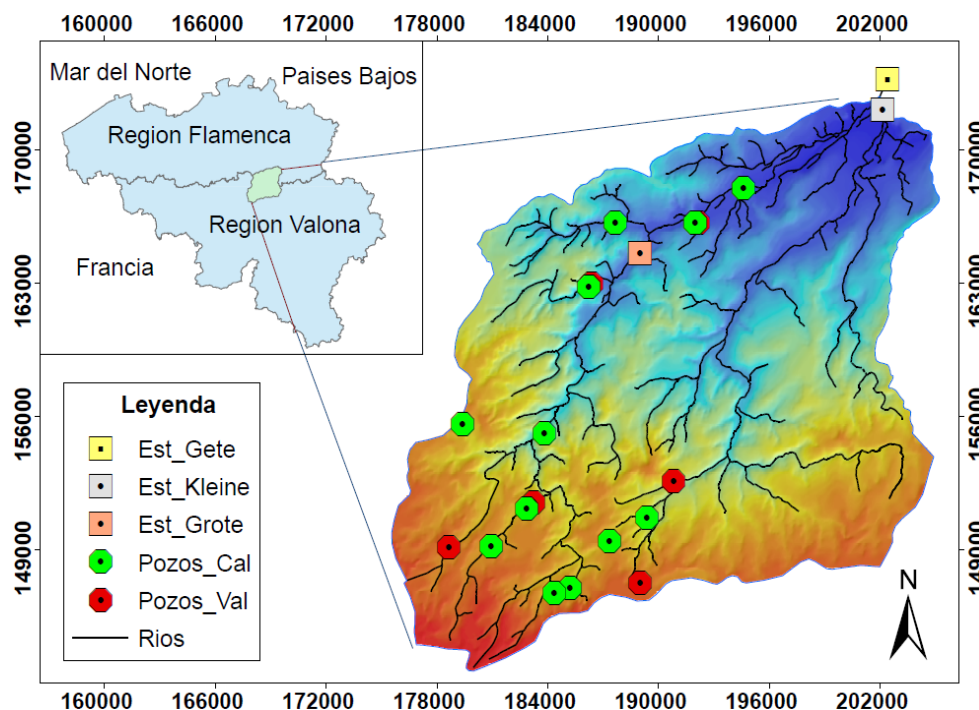


Figura 1: Ubicación de la Cuenca del río Gete en el contexto de Bélgica y distribución espacial de las estaciones de caudal y pozos de observación. Leyenda: Est = estación; Cal = calibración; Val = validación.

Esta cuenca se escogió para el presente estudio en vista de la disponibilidad de información sobre la misma lo cual permite llevar a cabo una evaluación integral de la mayoría de los diferentes componentes tanto superficiales como sub-superficiales de los dos códigos hidrológicos estudiados. Un recuento de la información disponible se presenta en la siguiente sección.

3.2 Información disponible para el estudio

En relación a la información disponible, se contó con el Modelo Digital de Elevación (MDE), mapas tales como: tipo de suelo, vegetación y geología en formato ASCII con una resolución de 600 m. Además, se tuvo acceso a información digital para la distribución espacial y vertical de la red fluvial (Figura 1).

Se contó además con registros históricos de 7 estaciones pluviométricas para la caracterización meteorológica, distribuida, de la zona de estudio (Figura 2), así

como de caudales, y niveles piezométricos para evaluar la calidad de predicción del modelo respectivo.

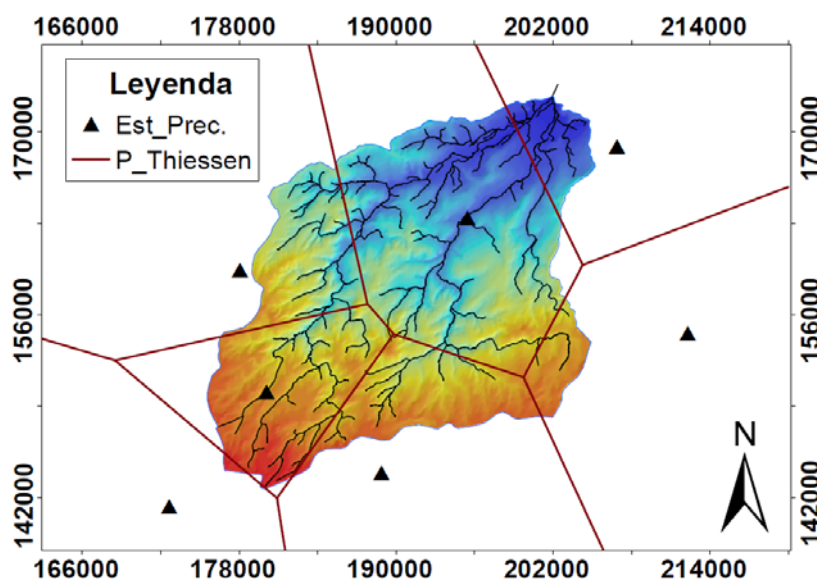


Figura 2: Distribución espacial de las estaciones pluviométricas. Leyenda: Est = estación; Prec.= Precipitación; P = Polígonos.

La Figura 3 indica las longitudes de series temporales disponibles para el estudio. En donde Rain indica la precipitación, ETo la evapotranspiración potencial, Disch. la serie de caudales, Abstr. la serie de pozos de abstracción (bombeo), LAI es el índice de área foliar y Zrt es la profundidad de raíz.

En cuanto a la longitud de la serie de nivel piezométrico, se dispone de varios pozos distribuidos en la cuenca de estudio; en función de la disponibilidad y continuidad de la información la mayoría se encuentran en el período [01/01/1985 - 01/01/1989].

3.3 Protocolo de modelización

El presente estudio sigue el protocolo empleado entre otros por Anderson y Woessner, (1992), Refsgaard (1997), Vázquez et al. (2002), Vázquez (2003), Anderson et al., (2015), etc., que se esquematiza en la Figura 4.

Así, se parte del modelo conceptual en donde el modelador recopila conocimiento sobre el estudio para tener una visión general de los procesos principales que ocurren en el sistema a modelar para conceptualizarlo en función de los objetivos planteados. Se considera el detalle espacial y temporal requerido del modelo, la dinámica del sistema, las condiciones de contorno y se determinan los parámetros del modelo a partir de los datos disponibles. El protocolo implica, luego de definir el modelo conceptual del sistema, el escoger un código hidrológico adecuado según los objetivos del estudio entre manos. En el ámbito del presente estudio este paso no es aplicable, por cuanto los códigos hidrológicos seleccionados a priori son MIKE SHE y SHETRAN.

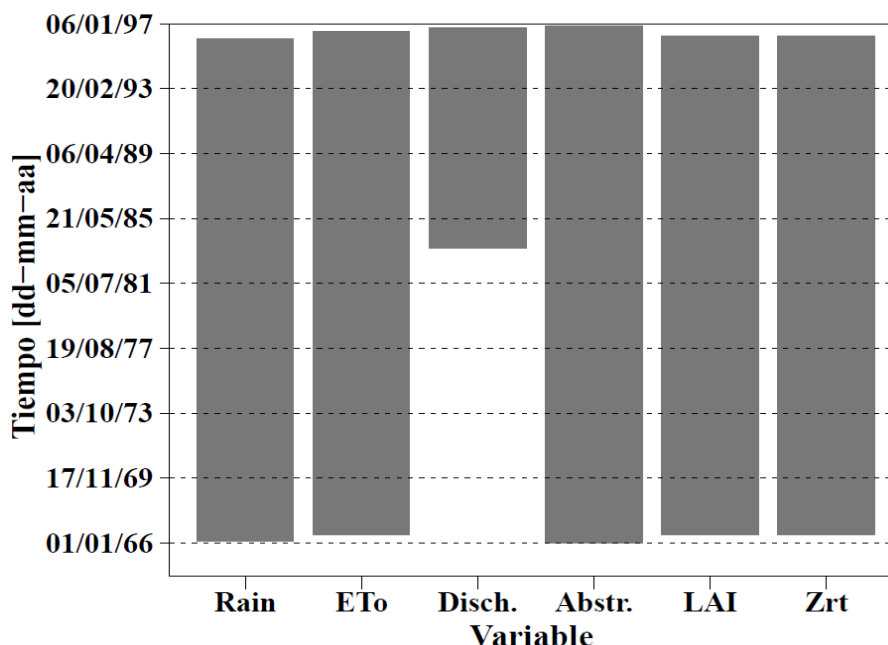


Figura 3: Disponibilidad de series temporales para la modelización.

En la etapa de construcción del modelo se procesa la información para preparar los archivos de entrada necesarios para transformar el modelo conceptual y conseguir el modelo numérico de la cuenca de estudio para correr las simulaciones. En la etapa de evaluación de la calidad del modelo, se escogen medidas estadísticas y evaluación visual.

En las etapas de calibración y validación del modelo hidrológico se analiza el desempeño del mismo contra datos de campo; es decir, se evalúan los residuales de los valores simulados con respecto a los observados para calcular medidas estadísticas de la calidad de las predicciones del modelo numérico. Finalmente, se emplea el modelo calibrado y validado en un contexto operacional, por ejemplo, con fines de planificación o diseño.

3.4 Los modelos hidrológicos MIKE SHE y SHETRAN

El modelo MIKE SHE

MIKE SHE (Refsgaard, 1990) es un sistema de simulación espacialmente distribuido (Figura 5), de base física, que considera de manera integral los procesos hidrológicos que suceden en la fase terrestre del ciclo hidrológico: interceptación, evapotranspiración, escorrentía, flujo en canales, flujo en la zona no saturada, flujo en la zona saturada e intercambio entre acuíferos y ríos (Vázquez & Feyen, 2007).

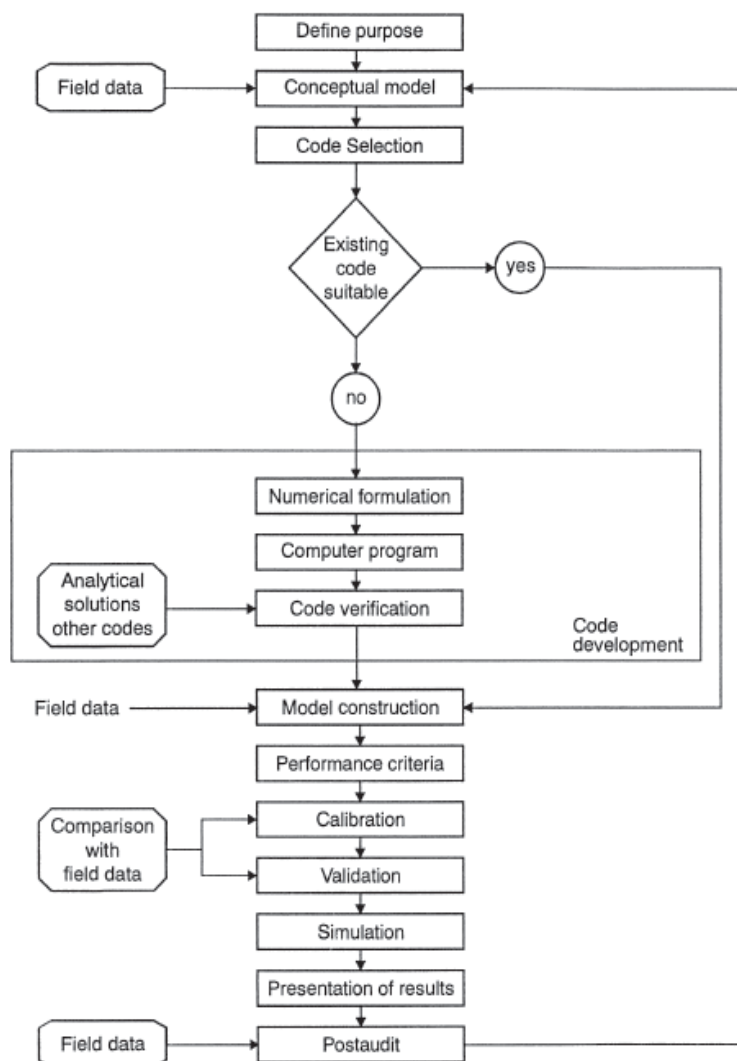


Figura 4: Protocolo de modelización (Anderson et al., 2015) seguido en el ámbito de la presente modelización.

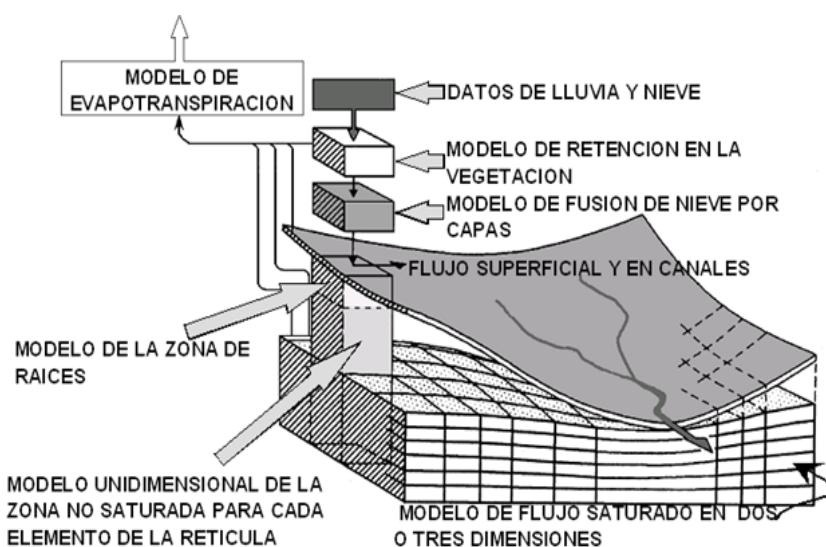


Figura 5: Esquema de la estructura principal de flujo del modelo MIKE SHE (Vázquez et al., 2004).

Los procesos físicos son modelados por representaciones de diferencias finitas de las ecuaciones diferenciales parciales de masa, momentum, conservación de energía y por ecuaciones empíricas. Para ello, el área de la cuenca se divide en elementos rectangulares, la zona del suelo y el acuífero están representados por columnas que se extienden hacia abajo desde la cuadrícula de la superficie.

El proceso de interceptación se modela mediante un almacenamiento de interceptación; el tamaño de la capacidad de almacenamiento de interceptación, depende del tipo de vegetación y del índice de área de la hoja LAI (DHI, 2000). La evapotranspiración real se calcula mediante el método de Kristensen y Jensen (1975). La combinación de la evapotranspiración potencial, uso del suelo, índice del área foliar, transpiración de la zona raíces y almacenamiento de dosel determinan la cantidad de evapotranspiración real (Feyen et al., 2000).

El flujo no saturado se calcula en 1D, verticalmente mediante la ecuación de Richards; se define una curva de retención de humedad del suelo junto con la conductividad hidráulica saturada para cada clase de suelo. El flujo terrestre simula la escorrentía cuando se excede la capacidad de infiltración del suelo, cuando el agua subterránea se descarga a la superficie o cuando las corrientes inundan sus orillas. Para ello se emplea la aproximación de onda difusiva de la ecuación de Saint-Venant en 2D. La dirección y la cantidad de flujo están determinadas por la topografía, el coeficiente de Manning y pérdidas debidas a la evaporación e infiltración en la trayectoria del flujo (DHI, 2000).

La curva de retención de agua del suelo define la relación entre el contenido de agua del suelo y el potencial hidráulico (Minasny et al., 1999). Esta relación es necesaria en MIKE SHE para cada horizonte de suelo. Se empleó el modelo de Van Genuchten (1980) de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} \quad (1)$$

en donde, θ es el contenido de agua del suelo, θ_r es el contenido residual de agua, θ_s es el contenido de agua saturada del suelo, h es el potencial hídrico del suelo, α es un parámetro de escala, n es un parámetro de forma de la curva, y $m = 1 - 1/n$.

MIKE SHE tiene un módulo ríos con varios componentes como la red fluvial, las secciones transversales y condiciones de frontera. Se configura manualmente los vectores de la red hidrográfica de la zona de estudio. Aquí se resuelve el flujo del canal mediante el uso de la ecuación de Saint Venant 1D. El intercambio entre ríos y acuíferos se calcula en función de la ecuación de Darcy. El sistema de ríos corre a lo largo de los contornos de la grilla del modelo. Por lo tanto, la resolución de la grilla empleada determina el detalle en la configuración del modelo.

El componente de flujo de zona saturada en MIKE SHE es en 3D y utiliza la ecuación de Boussinesq (Boussinesq, 1904); se permite modelar acuíferos heterogéneos con condiciones no confinadas y confinadas. Las condiciones del subsuelo se pueden modelar como capas y lentes; en la primera las formaciones cubren toda el área de estudio y en la segunda las formaciones no cubren toda el área de análisis. Además, la zona saturada y no saturada se acoplan empleando un proceso iterativo que está basado en un cálculo de balance de masa para toda la columna en la malla del modelo (DHI, 2000).

El Modelo SHETRAN

Es un sistema de modelado distribuido espacialmente de base física para el flujo de agua y los transportes de sedimentos y contaminantes en las cuencas hidrográficas (Ewen et al., 2000). Tal como en el caso de MIKE SHE, los procesos físicos son modelados por representaciones de diferencias finitas de las ecuaciones diferenciales parciales de masa, momentum, conservación de energía y por ecuaciones empíricas (Zhang, 2015). Igualmente, la estructura de cuadrícula y columna permite la representación de las propiedades de la cuenca, en la topografía, tipo de suelos, la geología, vegetación y datos meteorológicos de acuerdo a su variabilidad espacial (Figura 6). La división tridimensional del medio físico también se lleva a cabo como en el caso de MIKE SHE, aunque existen en principio algunas diferencias de representación vertical que se discutirán más adelante.

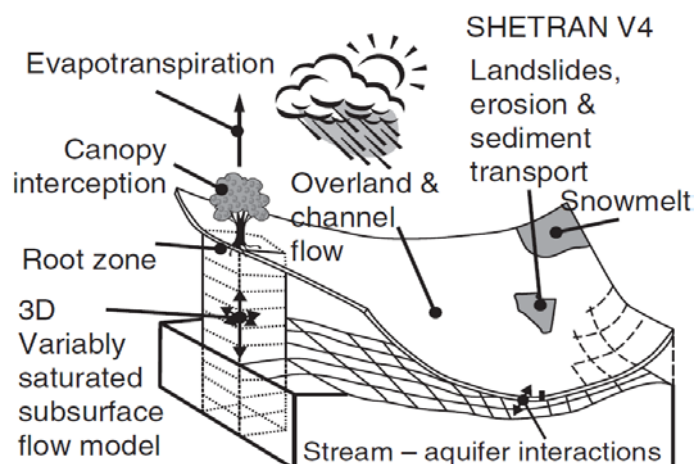


Figura 6: Esquema de la estructura principal de flujo del modelo SHETRAN (Bathurst, 2011).

La red fluvial como el caso de MIKE SHE está representada por una red de enlaces que recorren los bordes de los elementos de la cuadrícula de la superficie del suelo (Anderton, et al., 2002); asimismo, la resolución de la grilla empleada en el MDE determina el detalle en la configuración de la red de ríos. Sin embargo, una de las diferencias con relación a MIKE SHE es que el modelo de ríos se configura siguiendo un proceso automático (Birkinshaw, 2010) en función del MDE.

SHETRAN representa los procesos físicos del ciclo hidrológico de la siguiente forma: la interceptación es calculada a partir del modelo de Rutter et., al (1971), en donde se calcula la lluvia neta que llega al suelo a través del dosel, la cantidad de agua almacenada en la cubierta y la evaporación del dosel. La evapotranspiración actual (ET_{act}) se calcula con el enfoque de Feddes et al (1976), la misma se calcula a partir de la evapotranspiración potencial (ET_p) con la relación ET_{ac}/ET_p que depende del potencial hídrico del suelo.

SHETRAN presenta varios procesos físicos del ciclo hidrológico en donde se emplea la misma metodología utilizada en MIKE SHE en relación a las ecuaciones utilizadas en el cálculo, tales como: el flujo en la zona no saturada, los procesos de flujo por tierra y por canales, interacción río-acuífero y los procesos de flujo subsuperficial que son calculados a partir de la ecuación de flujo variable saturado 3D. Al igual que MIKE SHE permite puede simular el flujo en 3D para combinaciones de sistemas confinados, y no confinados.

En el modelo SHETRAN la zona no saturada se modela como parte integral del subsuelo; el flujo de este último se acopla directamente al flujo de la superficie (Ewen et al., 2000), ya que se configura el suelo y geología conjuntamente en el módulo VSS (Subsuperficial Variable Saturado). La principal diferencia en la representación vertical es que en MIKE SHE se tiene dos módulos de configuración diferente para la zona saturada y no saturada; las dos zonas se acoplan mediante un balance de masas.

SHETRAN tiene tres componentes principales que son: flujo de agua, transporte de sedimentos y transporte de solutos. Además, consta de 8 módulos: FR = Marco, ET = Evapotranspiración, OC = Terrestre/ Canales, VSS = Subsuperficial Variable Saturado, BK = Bancos, SM = Nieve, SY = Erosión y Transporte de Sedimentos, y CM = Transporte de Contaminantes.

3.5 Desarrollo de los modelos hidrológicos de la cuenca de estudio

El desarrollo de los modelos hidrológicos de la cuenca de estudio demandó una carga significativa de procesamiento y tratamiento de información para contar con la misma en los formatos adecuados para ambos códigos hidrológicos. Para ello y en general para algunos de los procesamientos de información se crearon subrutinas en PERL (Practical Extraction and Reporting Language).

Desarrollo del modelo en base a MIKE SHE

Los límites de contorno de la cuenca del Gete se definieron con un modelo de elevación digital (DEM) con un tamaño de grilla de $600 \times 600 \text{ m}^2$ (Figura 7). Se asumió que la división topográfica coincide con la división hidrogeológica de la cuenca, ya que no se contó con información extra sobre niveles piezométricos fuera de la cuenca como para evaluar la división hidrogeológica precisa. Se escogió el tamaño de grilla en función de varios factores (Feyen et al., 2000), incluyendo, el grado de heterogeneidad de los parámetros hidrológicos, la extensión del dominio de flujo, la complejidad del sistema modelado, las

limitaciones computacionales derivadas de la licencia comercial de MIKE SHE, los objetivos de modelación del estudio y, sobre todo, en vista del estudio de Vázquez et al. (2002) que sugirió que al emplear esta resolución todavía se obtienen tanto predicciones como tiempos de corrida aceptables.

La red fluvial corre a lo largo de los contornos de la grilla del modelo (Figura 7). Las secciones transversales de la red hidrográfica se definieron en base a observaciones en campo. Para cada sección de río se determinó el coeficiente de rugosidad de Strickler de acuerdo a valores recomendados en literatura (Chow, 1998; Vázquez, 2003) según el tipo de río de estudio y las descripciones de las secciones transversales tomadas en campo (Tabla 1). El modelo de ríos se definió con una aplicación que se denomina “River editor” en donde se empleó vectores de la red hidrográfica digitalizada manualmente de mapas a una escala mejor que 600 x 600 m².

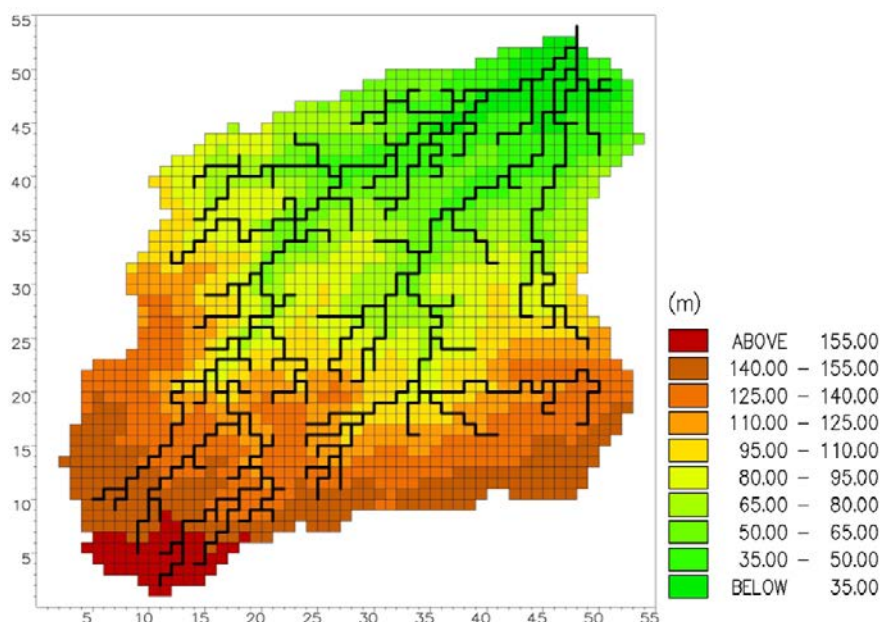


Figura 7: Modelo Digital de Elevación (MDE) con la malla de cálculo con una resolución de 600 x 600 m² y con la red fluvial modelada en MIKE SHE.

El uso del suelo es principalmente agrícola, se tiene áreas forestales, campos de cultivos con bayas y se presentan algunas áreas con suelo desnudo (Figura 8). Las condiciones de uso de suelo para los períodos de análisis fueron considerados estables durante todo el proceso de modelización. Además, se dispone de la información de las series de tiempo, a escala mensual, del índice de área foliar (LAI) y profundidad de raíces de los cultivos en base a Vázquez et al. (1999) y Vázquez et al. (2002). Los coeficientes de rugosidad para flujo superficial se obtuvieron de la literatura especializada (Vázquez et al., 1999; Vázquez, 2003) para los diferentes tipos de uso del suelo (Tabla 2).

Se identificaron 7 unidades de suelo (Figura 9) tales como: suelos arcillosos Aba; suelos areno-arcillosos Lca, Lda y Ldc; suelos limosos Eep y Uep; y suelos con

características mixtas Gbb. Cada tipo de suelo presenta varios horizontes con espesores que varían desde los 10 cm hasta los 2 m de profundidad.

Tabla 1: Valores de rugosidad de Manning y de Strickler para ríos (en base a Chow, 1998; Vázquez, 2003).

Descripción	Rango de coeficiente de rugosidad	
	Manning ($s\ m^{-1/3}$)	Strickler ($m^{1/3}s^{-1}$)
I. Flujo en canales		
A. Excavado o dragado		
1. En tierra recto y uniforme	0.016 - 0.033	30.3 - 62.50
2. En tierra, sinuoso y lento	0.023 - 0.050	20.0 - 43.48
3. Sin mantenimiento, malezas, matorrales	0.040 - 0.140	7.14 - 25.00
B. Corrientes naturales		
1. Pocos árboles, piedras o maleza	0.025 - 0.065	15.0 - 40.00
2. Muchos árboles y maleza	0.050 - 0.150	6.67 - 20.00

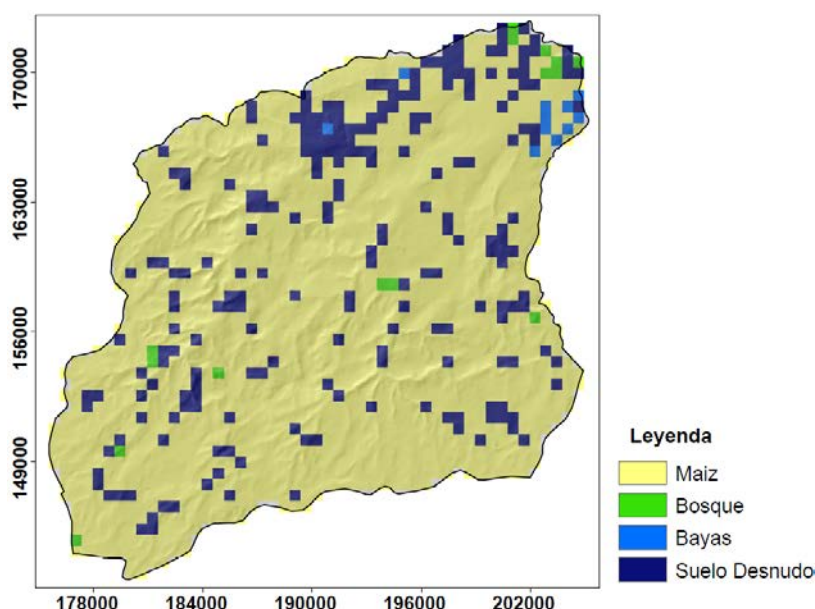


Figura 8: Uso del suelo en la zona de estudio que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.

Tabla 2: Valores de rugosidad de Manning y de Strickler para uso del suelo (en base a Vázquez et al., 1999; Vázquez, 2003).

Descripción de uso del suelo	Rango de coeficiente de rugosidad	
	Manning ($s\ m^{-1/3}$)	Strickler ($s^{-1}\ m^{1/3}$)
- Tierras no irrigadas	0.16 - 0.22	4.54 - 6.25
- Árboles frutales y plantaciones de bayas	0.17 - 0.50	2.00 - 5.88
- Tierra ocupada principalmente por la agricultura, con importantes áreas de vegetación natural	0.17 - 0.47	2.13 - 5.88
- Pastos	0.10 - 0.30	3.33 - 10.0
- Patrón de cultivo complejo	0.17 - 0.30	3.33 - 5.88
- Bosque de hojas anchas	0.30 - 0.48	2.00 - 3.33
- Bosque mixto	0.30 - 0.48	2.00 - 3.33

En la Figura 9 se observa que el tipo Aba, que presenta 4 horizontes, es el más dominante de la cuenca de estudio. Las características hidrofísicas de los suelos de la zona de estudio se obtuvieron de diferentes bases de datos de suelos (Vázquez et al., 1999).

Así, se dispone de información de los siguientes parámetros hidrofísicos: conductividad hidráulica, contenido de humedad de saturación, contenido de humedad de saturación efectiva, contenido de humedad residual, presión capilar de capacidad de campo, presión capilar de punto de marchitez. En este contexto, cabe reseñar que en el ámbito de la modelización con MIKE SHE, la ecuación de Van Genuchten, indica las características de retención del suelo, para cada horizonte (capas de suelo).

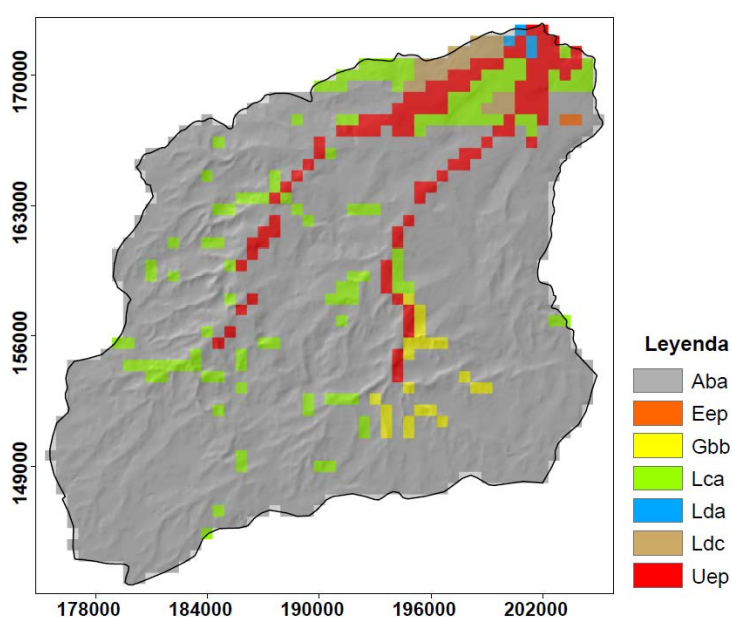


Figura 9: Tipos de suelo que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.

El modelo hidrogeológico consta de 6 capas: Quaternarian (Cuaternario), Brusselian, Landenian, Heers, Cretaceous y Paleozoic. Esta última se considera una capa impermeable y prácticamente constituye como tal una condición de frontera inferior (no flujo). Varias capas no cubren toda el área de la cuenca de estudio y están presentes solo en ciertas partes de la misma. El modelo hidrogeológico fue construido con base en algunos perfiles geológicos y en la información proveniente de prospecciones geológicas (Vázquez et al., 1999). Sin embargo, un análisis de la información disponible y proveniente de diferentes instituciones mostró en ciertos casos tal disparidad que se cree que la información geológica incluye una alta incertidumbre que sin duda afecta el funcionamiento adecuado del modelo numérico de la cuenca de estudio y, como tal, la calidad de las predicciones del mismo.

Los valores de almacenamiento específico (Tabla 3) fueron estimados en base a Domenico y Mifflin (1965) y Anderson et al. (2015). En la Tabla 4, se indican

los valores de almacenamiento específico tomados para la cuenca de estudio. Además, los valores de conductividad hidráulica saturada (horizontal y vertical) para las diferentes capas geológicas fueron obtenidos de la literatura (Vázquez et al., 2003) para formaciones similares (Tabla 5).

Tabla 3: Rango físico de valores de almacenamiento específico (Ss; en base a Domenico y Mifflin 1965; Anderson et al. 2015).

Unidad Geológica	Descripción	Límites del rango de variación	
		Inferior	Superior
Quaternarian	Roca fisurada	3.3×10^{-6}	6.9×10^{-5}
Brusselian	Arena densa	1.3×10^{-4}	2.0×10^{-4}
Landenian	Grava /arena densa	4.9×10^{-5}	1.0×10^{-4}
Heers	Grava /arena densa	4.9×10^{-5}	1.0×10^{-4}
Cretaceous	Roca fisurada	3.3×10^{-6}	6.9×10^{-5}

Tabla 4: Valores de almacenamiento específico Ss considerados en el modelo de estudio.

Unidad Geológica	Valor del Parámetro	
	Zona A	Zona B
Quaternarian	6×10^{-5}	6×10^{-5}
Brusselian	2×10^{-4}	
Landenian	1×10^{-4}	1×10^{-4}
Heers	7.5×10^{-5}	
Cretaceous	2×10^{-5}	

Tabla 5: Intervalos físicos de variación de la conductividad hidráulica saturada horizontal (Kx) y vertical (Kz) de las unidades geológicas incluidas en el modelo hidrológico de la cuenca de estudio (en base a Vázquez et al., 2003).

Parámetro	Unidad Geológica	Límites del rango de variación	
		Inferior	Superior
Kx (m s⁻¹)	Quaternarian	1×10^{-7}	4×10^{-5}
	Brusselian	7×10^{-5}	2×10^{-3}
	Landenian	5×10^{-6}	5×10^{-4}
	Heers	5×10^{-7}	5×10^{-5}
	Cretaceous	1×10^{-6}	1×10^{-5}
Kz (m s⁻¹)	Quaternarian	1×10^{-8}	1×10^{-6}
	Brusselian	7×10^{-6}	7×10^{-5}
	Landenian	5×10^{-7}	5×10^{-5}
	Heers	1×10^{-8}	5×10^{-6}
	Cretaceous	1×10^{-8}	1×10^{-7}

En base a 7 estaciones de precipitación se utilizó el método de los polígonos de Thiessen para obtener la precipitación espacialmente variable en la zona de estudio (Figura 10). Se ingresaron en el modelo las series temporales en escala diaria.

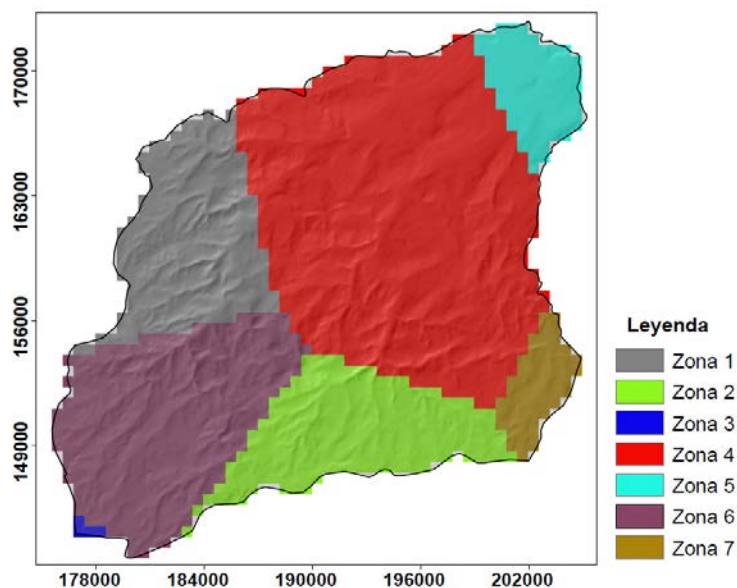


Figura 10: Distribución de la precipitación mediante polígonos de Thiessen que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.

La evapotranspiración potencial (ET_p) varía espacialmente con base en la ubicación de dos estaciones meteorológicas (Figura 11). La ET_p se ingresó al modelo en escala diaria y fue calculada (Vázquez et al., 2002) con el método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). La evapotranspiración actual (ET_{act}) fue calculada usando el método de Kristensen y Jensen (1975) con base en la información de uso de suelo, características de cultivo y ET_p . Este método emplea parámetros empíricos que fueron estimados de la literatura (DHI, 2000; Feyen et., al 2000) y que se asumieron constantes a lo largo de las distintas simulaciones.

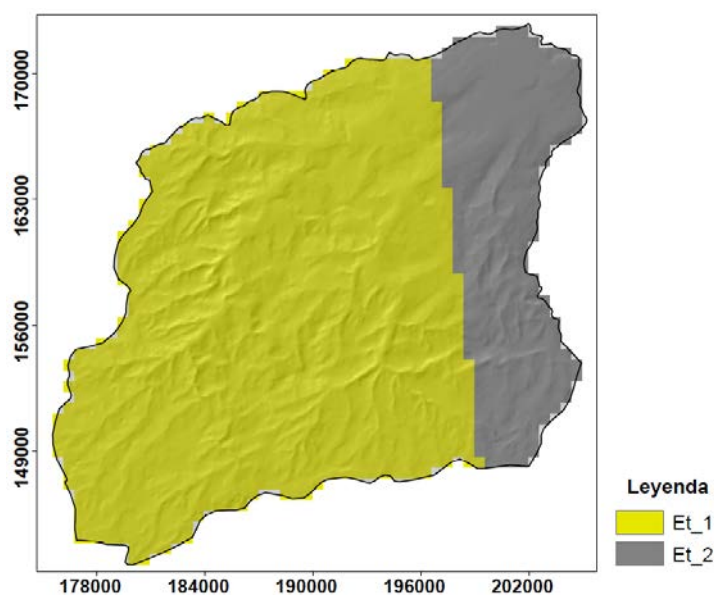


Figura 11: Zonas de evapotranspiración que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.

El aprovechamiento (abstracción) del recurso subterráneo se incluyó en el modelo de la cuenca mediante 53 pozos de bombeo (extracción) de agua subterránea para lo cual se tuvo acceso a datos mensuales (Vázquez et al., 1999). Los pozos presentan diferentes profundidades y tienen sus filtros ubicados principalmente en las capas Brusselian, Landenian, Heers y Cretaceous (Figura 12).

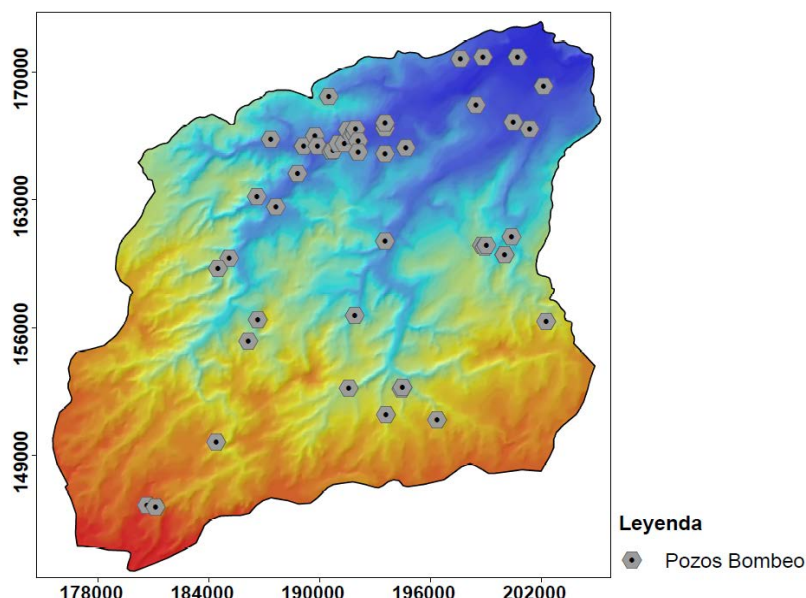


Figura 12: Pozos de bombeo que se ha considerado en el modelo de la cuenca preparado en base a MIKE SHE.

Desarrollo del Modelo SHETRAN

Para la definición del contorno de la cuenca del Gete ($600 \times 600 \text{ m}^2$) tanto superficial como hidrogeológica se procedió de la misma forma que para MIKE SHE (Figura 13). Tal como en el caso de MIKE SHE (Figura 9), la red hidrográfica corre a lo largo de los contornos de la grilla del modelo. En la Figura 13 se observa que el modelo de río es similar al respectivo modelo incluido en MIKE SHE, aunque no coinciden del todo, en particular porque los procedimientos implementados y las subrutinas disponibles para delinear la red hidrográfica fueron distintas en ambos códigos. En el caso de MIKE SHE se define el modelo de ríos manualmente en base a mapas de la red hidrográfica en una aplicación que se denomina "River editor".

Con base en el MDE disponible ($600 \times 600 \text{ m}^2$), SHETRAN calcula automáticamente la acumulación de flujo en cada celda de la malla de simulación a través de la cual genera la red hidrográfica del modelo (Birkinshaw, 2010). Este procedimiento genera por defecto la red hidrográfica de ríos con secciones transversales rectangulares, arbitrarias, por lo que es necesario incluir en el modelo las secciones transversales medidas en el campo. El procedimiento para definir las secciones transversales equivalentes en área a las secciones obtenidas en el campo es: (i) se calcula el área de la sección medida en campo; (ii) se calcula una altura promedio de la sección transversal medida en campo;

(iii) con el área de la sección y la altura promedio se calcula su ancho; y (iv) con la altura promedio se obtiene la cota de fondo de la sección transversal.

Para las secciones transversales de la red hidrográfica se asignaron los mismos valores del coeficiente de rugosidad de Strickler (Tabla 1) que los empleados en MIKE SHE.

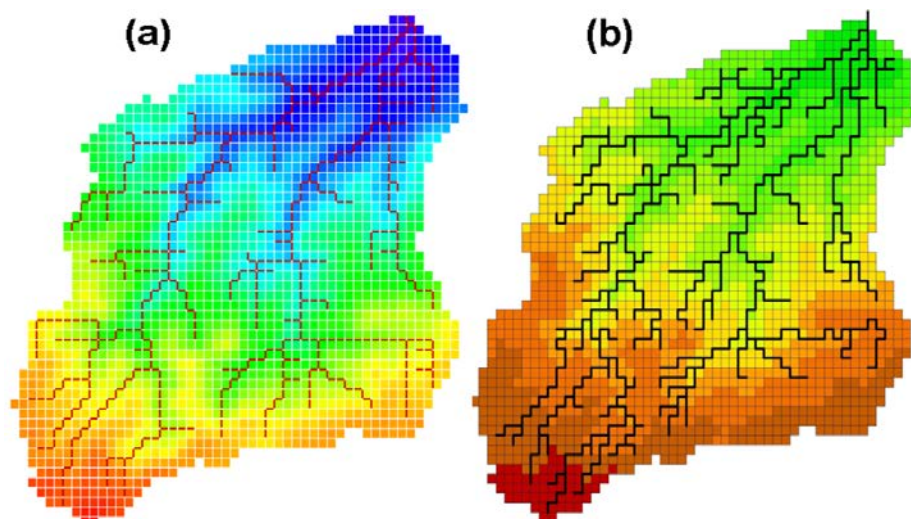


Figura 13: (a) Modelo digital de elevación con una resolución de $600 \times 600 \text{ m}^2$ y red fluvial modelada en SHETRAN; (b) modelo digital de elevación (MDE) con una resolución de $600 \times 600 \text{ m}^2$ y red fluvial modelada en MIKE SHE.

La misma distribución espacial de unidades de suelo que se consideró en MIKE SHE se empleó en SHETRAN. Lo mismo acontece con el uso del suelo en la cuenca de estudio, el mismo que se asumió contante durante todo el proceso de modelización con SHETRAN, tal como en el caso de la modelización con MIKE SHE.

En el módulo de interceptación se ingresaron parámetros del dosel de acuerdo al modelo de Rutter (1971). Se ingresaron los parámetros de drenaje y almacenamiento del dosel de acuerdo a la literatura (NU, 2001). Además, se utilizó la serie de tiempo mensual del índice del área foliar del dosel (CLAI), índice que es equivalente al índice del área foliar (LAI) que se emplea en MIKE SHE.

La función de densidad de raíz define la profundidad de enraizamiento total y la proporción de raíces en cada capa de suelo; siendo la suma total de las densidades de la raíz igual a uno. Esta función se usa para estimar la eliminación de agua por transpiración desde cada profundidad. Los valores para la función de densidad de raíz para los diferentes tipos de vegetación fueron tomados en base a la literatura (NU, 2001).

Para los diferentes tipos de suelo se obtuvieron los coeficientes de rugosidad para flujo superficial de acuerdo a la literatura (Tabla 2). La serie de tiempo de CLAI y la función de densidad de raíz se ingresaron en el módulo ET (Evapotranspiration module) de SHETRAN.

La curva de retención de agua del suelo define la relación entre el contenido de agua del suelo y el potencial hidráulico mediante la ecuación (1). En base a la información hidro-física del suelo, se calculó los parámetros α y n con los modelos descritos anteriormente mediante el programa SHYFIT (Durner, 1998). Los parámetros hidro-físicos utilizados fueron la humedad en la saturación, humedad residual y la curva de humedad del suelo (presión matricial versus contenido de agua) para cada horizonte en cada tipo de suelo.

En cada horizonte de suelo se ingresó la conductividad hidráulica saturada y se definió el valor de almacenamiento para los suelos de acuerdo a la literatura (Tabla 6, 7 y 8). Adicionalmente, se requieren los parámetros de contenido de agua saturada, contenido residual de agua, y los parámetros calculados α y n . La configuración de los diferentes horizontes de suelo se realizó en el módulo VSS de SHETRAN.

Tabla 6: Valores de almacenamiento específico (S_s , en m^{-1}) para suelo (Anderson et al., 2015).

Material	Límite Inferior	Límite Superior
Arcilla/Media-Dura	9.2×10^{-4}	1.3×10^{-3}
Arena Suelta	4.9×10^{-4}	1×10^{-3}

Tabla 7: Valores de almacenamiento específico (S_s , en m^{-1}) para suelo (Younger, 1993).

Material	S_s (m^{-1})
Arcilla	9.81×10^{-3}
Limo, arena fina	9.82×10^{-4}

Tabla 8: Valores de almacenamiento específico (S_s , en m^{-1}) para suelo (Smith & Wheatcraft, 1993).

Material	Límite Inferior	Límite Superior
Arcillas no consolidadas	1.00×10^{-1}	1.00×10^{-3}

Con base en la Tabla 6, la Tabla 7 y Tabla 8, se escoge los valores de S_s para de acuerdo al tipo de suelo de la cuenca de estudio. El material de la zona no saturada contiene principalmente arcillas y arena franca. De acuerdo a las características del suelo se asumió valores de $1.00 \times 10^{-3} m^{-1}$ y $1.00 \times 10^{-1} m^{-1}$.

Tanto la geometría vertical como la horizontal del modelo hidrogeológico establecido con SHETRAN son las mismas que las incluidas en el modelo con base en MIKE SHE, excepto que la sexta capa (Palaeozoic) no se incluye explícitamente en el modelo, sino que se representa mediante la condición implícita de frontera impermeable (no flujo). Así también, los valores iniciales de los parámetros hidrogeológicos fueron los mismos en ambos casos de modelización.

Adicionalmente, es necesario ingresar los parámetros de contenido residual de agua, el contenido de agua saturada del suelo, y los parámetros α y n para cada capa geológica. Para esto se utilizaron los mismos parámetros empleados en el

horizonte de suelo más profundo, según su ubicación en el mapa de tipo de suelo. Se ingresó la información en el módulo VSS de SHETRAN.

Tanto la distribución espacial como temporal de la lluvia son las mismas que las consideradas en la modelización con MIKE SHE. Esto también acontece en el caso de la evapotranspiración potencial diaria. Para el cálculo de la evapotranspiración actual se siguió el siguiente procedimiento:

- Debido a que en el manual del modelo SHETRAN se presenta una confusión de terminología en relación a la información requerida como entrada de evapotranspiración potencial (ET_p), se realizó un análisis de sensibilidad para determinar si SHETRAN emplea la información temporal de la evapotranspiración potencial de referencia (ET_0) o, en su defecto, de la evaporación potencial de cultivo (ET_c).
- En el análisis de sensibilidad, se afectó a la serie de ET_0 con factores (7 en el presente caso) que varían entre 0 y 1. Se analizaron 3 curvas con la relación de evapotranspiración real a potencial (ET_{ac} / ET_p) en capacidad de campo con valores 0.6, 0.8 y 1 (Tabla 9); esto porque corresponden a valores dentro del rango para cultivo. Cabe indicar que el radio (ET_{ac} / ET_p) en capacidad de campo para bosque de acuerdo a la literatura (NU, 2001) es 1. Cada curva (Figura 16) tiene 7 puntos (x, y) en donde el eje X es el factor que afecta a la serie ET_0 y el eje Y corresponde al coeficiente EF_2 . De acuerdo al método de Feddes et., al (1976), la función entre la relación (ET_{ac} / ET_p) y el potencial hídrico del suelo (ψ) se fijó considerando que, $ET_{ac} = 0$ cuando ψ está en su punto de marchitez, y $ET_{ac} = ET_p$ cuando ψ está en su capacidad de campo.
- Se utilizó la base de datos de SHETRAN de tensión de humedad del suelo y radio ET_{ac} / ET_p para los cultivos correspondientes de la cuenca de estudio. Los rangos físicos de los parámetros de evapotranspiración se tomaron de literatura especializada (Shuttleworth, 1993; Allen et al., 1998).
- Se empleó el coeficiente EF_2 considerando el caudal a la salida de la cuenca, para en base a la congruencia de las predicciones definir el tipo de información de evapotranspiración que se requiere como dato en SHETRAN.

Tabla 9: Características principales del análisis de sensibilidad del radio máximo ET_{ac}/ET_p que se llevó a cabo en el presente estudio.

SA-ID	ET_{ac}/ET_p		
	Maíz	Bosque	Bayas
1	1.0	1.0	1.0
2	0.6	1.0	0.6
3	0.8	1.0	0.8

SA = análisis de sensibilidad; ID = código de curva.

Con la base en los resultados se determinó que la serie que se ingresa al modelo es la ET_0 , es decir, $ET_p = ET_0$. Por lo tanto, la ET_{ac} se simula en el modelo como una proporción de la evapotranspiración potencial de referencia según una relación con la tensión matricial del suelo en la zona de la raíz (Anderton et al., 2002). Además, de los resultados se asumió que la relación ET_{ac}/ET_p en

capacidad de campo es igual a 1.0; la información se ingresó en el módulo ET (Evapotranspiration module).

Como en el caso de MIKE SHE, se definieron en el modelo SHETRAN 53 pozos de extracción de agua subterránea. Los datos deben prepararse en términos de ubicación del pozo (número de elemento) en la malla del modelo. Se ingresa la serie de tiempo en escala mensual cubriendo el período de análisis. Los pozos presentan diferentes alturas y llegan a las capas geológicas Brusselian, Landenian, Heers y Cretaceous.

Configuración de corrida y tiempos de paso

Los modelos hidrológicos corren bajo las mismas condiciones de simulación. Se ejecutan los módulos de flujo superficial y canales, flujo en la zona no saturada, flujo en la zona saturada y evapotranspiración. Se guardan los resultados para flujo de ríos con un tiempo de paso diario y los niveles piezométricos se almacenan para un tiempo de paso de 20 días. En la corrida inicial, los modelos corren con la misma condición inicial de tabla de agua.

3.6 Evaluación de la calidad de las predicciones de los modelos desarrollados

3.6.1 Métodos Estadísticos

Se emplearon varias medidas estadísticas para evaluar los modelos hidrológicos. Las expresiones matemáticas de estas medidas se indican a continuación, en donde, P_i es la i -ésima predicción, O_i es el i -ésimo valor observado, $\bar{O}$ es el promedio de los valores observados, y w es el número de observaciones en el período considerado.

Coefficiente de Nash & Sutcliffe (EF_2) es una medida estadística normalizada que determina la magnitud relativa de la varianza residual ("ruido") en comparación con la varianza de datos medidos (Legates & McCabe, 1999; Feyen et al., 2000; Vázquez et al., 2002; Moriasi et al., 2007). El dominio de la función varía de $-\infty$ a 1.0 y su valor óptimo es 1.0.

$$EF_2 = 1 - \frac{\left[\sum_{i=1}^w (O_i - P_i)^2 \right]}{\left[\sum_{i=1}^w (O_i - \bar{O})^2 \right]} \quad (2)$$

Error Medio Cuadrático Relativo (RRMSE) es una medida del residuo medio (Vázquez et al., 2002; Vázquez, 2003). Su valor óptimo es cero.

$$RRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^w (P_i - O_i)^2}{w}} \cdot \frac{1}{\bar{O}} \quad (3)$$

Error Medio Absoluto (MAE) es otra medida del residuo medio (Vázquez, 1997; Gupta et al., 1998; Vázquez, 2003). Por tanto, su valor óptimo también es cero.

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^w |O_i - P_i|^2}{w} \quad (4)$$

Coeficiente de Determinación (CD) es una medida de la proporción de la varianza total de los datos observados explicada por los datos predichos (Loague & Green, 1991). El dominio del coeficiente va desde 0 hasta $+\infty$, y su valor óptimo es 1.

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^w (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^w (P_i - \bar{O})^2} \quad (5)$$

Con el objeto de analizar las predicciones de los modelos distribuidos de manera integral y de acuerdo a su complejidad, se utilizó el Error Medio Cuadrático Relativo Global (RRMSE_r) para analizar conjuntamente el caudal a la salida de la cuenca y los niveles piezométricos que están distribuidos espacialmente en la cuenca de estudio, mediante la expresión $RRMSE_f = 0.60 RRMSE_q + 0.4 RRMSE_p$, en donde $RRMSE_q$ es el índice de eficiencia para el caudal y $RRMSE_p$ corresponde a la medida de eficiencia para niveles piezométricos.

Adicionalmente se emplearon las medidas EF_2 , MAE, y CD para evaluar el caudal a la salida de la cuenca de estudio.

3.6.2 Métodos Gráficos

Se emplearon hidrogramas para comparar los caudales simulados y observados, así como de niveles piezométricos observados y simulados para evaluar cualitativamente el desempeño del modelo basado en inspección visual. Además, se emplearon gráficos de dispersión para evaluar los parámetros de caudal observado y simulado; la dispersión concentrada alrededor de la línea de 45 grados indica una buena predicción del modelo. También se emplearon hidrogramas acumulados de caudal para la comparación global de las series observadas versus las simuladas (Vázquez et al., 2002).

3.7 Análisis de Sensibilidad, Calibración y Validación de los modelos

El caudal a la salida de la cuenca integra todos los procesos que se dan dentro de la cuenca, incluidos los procesos atmosféricos (Silberstein et al., 1999). La cantidad y la velocidad del agua a la salida de la cuenca está influenciada por la topografía, el tipo de suelo, cobertura del suelo, área de la cuenca y forma (Chiverton, 2015). De acuerdo a Singh (1997), los factores que afectan a un hidrograma de flujo son: características de la cuenca (superficiales, sub-superficiales) y dinámica de la precipitación pluvial e infiltración. Las características de la cuenca superficiales incluyen área, forma, red de ríos, pendiente, vegetación, rugosidad y uso del suelo. Las características sub-

superficiales incluyen la textura del suelo, tipo y porosidad; así como otras propiedades de estratigrafía, conductividad hidráulica, y características geológicas.

La calibración de un modelo de base física espacialmente distribuido es compleja debido a los altos requisitos de cálculo y al gran número de parámetros de calibración (Blasone et al., 2007; Zhang et al., 2013). En la calibración se estiman los parámetros que permiten que el modelo represente el comportamiento del sistema real que representa (Gupta et al., 1998). Los modelos distribuidos deben ser adecuadamente calibrados, ya que dentro del modelo hay aproximaciones en la representación de procesos físicos (Bathurst et al., 2006).

El modelo de la cuenca del Gete fue calibrado con las mediciones de caudal diario a la salida de la cuenca (estación Gete) y niveles piezométricos observados; después, se realizó la validación del modelo con una prueba de muestra dividida ("Split-Sample"). Adicionalmente, se evaluó las predicciones del modelo con pruebas en múltiples sitios ("Multi-Site") para 2 estaciones internas de caudal (Grote Gete y Kleine Gete) y 6 pozos de observación que no se consideraron durante el período de calibración.

La parameterización de los modelos y la selección de los parámetros a calibrar se basaron en estudios previos (Feyen et al., 2000) y en un análisis de sensibilidad. Para los dos modelos hidrológicos, se intentó calibrar los mismos parámetros, dentro de lo posible, ya que, particularmente MIKE SHE (versión 2001b) presenta variaciones significativas con respecto a la versión original de SHE. Por otro lado, debido a la gran cantidad de información disponible en las bases digitales de suelos, se considera que ésta describe adecuadamente las características hidro-físicas de los suelos en la zona no saturada, por lo que no se seleccionaron estos parámetros para su calibración para evitar una sobre-parameterización.

Así, en base a estudios previos del modelo MIKE SHE de Feyen et al. (2000), Vázquez et al. (2002) y del modelo SHETRAN de Bathurst, et al., (2004), y Zhang, et al., (2013); se seleccionan los parámetros de conductividad hidráulica (horizontal y vertical) y el coeficiente de strickler (rugosidad) para ríos y uso suelo. En la parameterización del modelo, los datos de campo disponibles, tales como descripciones geológicas, pozos, de bombeo, mapas de perfiles de suelo, (textura, curvas de humedad) y mapas de vegetación se emplearon para describir las variaciones de los parámetros espacialmente.

Para el modelo SHETRAN, se realizó un proceso de multi-calibración en base a Vázquez et. al (2002), en donde se emplean dos valores de almacenamiento específico (Ss). Esto debido a la incertidumbre que pueden tener los valores de de Ss para suelo. Se sigue el protocolo de modelización independiente para cada valor de Ss indicado en la Figura 4.

El período de calibración se determinó en función de la disponibilidad y continuidad de los datos, como: [1 de enero de 1985 - 31 de diciembre de 1986].

Este período fue precedido por uno de calentamiento de seis meses. El período de validación es [1 de enero de 1987-31 de diciembre de 1988].

La calibración se basó en una prueba por tanteos mediante la cual se procedió al ajuste de los valores de los parámetros principales relacionados a la escorrentía de flujo superficial y al escurrimiento subterráneo considerando los datos históricos disponibles. De acuerdo a Feyen et al. (2000), la calibración manual que se realiza por tanteos sigue siendo la más común para casos complejos.

Dada su importancia en la modelización numérica (Refsgaard, 1997; Seck, et al., 2015), como paso previo a la calibración del modelo se llevó a cabo un proceso de estima de las condiciones iniciales en relación al sistema hidrogeológico (Figura 14). Con la información disponible de niveles piezométricos y caudales se concluyó que el comienzo del período de calibración es comparable con la situación de agosto de 1980.

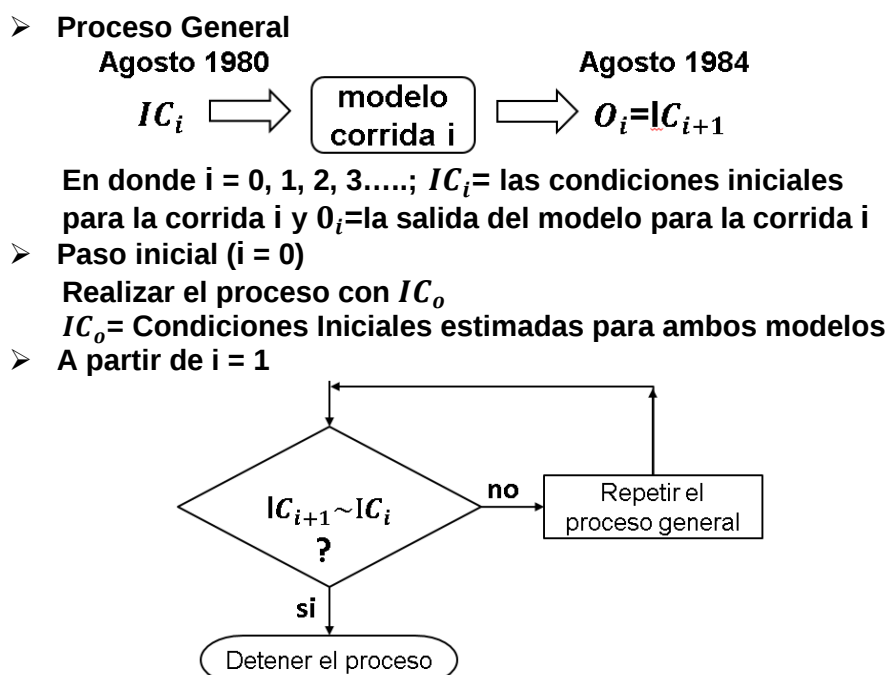


Figura 14: Proceso para determinar las condiciones iniciales (en base a Vázquez, 2003).

Así, el proceso de determinación de las condiciones iniciales se realizó de forma iterativa de acuerdo al siguiente esquema (Refsgaard, 1997; Vázquez, 2003):

- Los modelos en base a MIKE SHE y SHETRAN se corrieron en el período de agosto de 1980 a agosto de 1984 con una tabla de agua inicial de 21 m en la condición $i = 0$.
- Los modelos hidrológicos corrieron nuevamente para el mismo período (agosto 1980 – agosto 1984) con los resultados de agosto de 1984 de la simulación previa como condición inicial.

- Si los resultados en los niveles de agua subterránea en agosto de 1984 en las dos simulaciones ($i = 1$, $i = 2$) resultaron diferentes, una nueva simulación se realizó con los resultados extraídos de la segunda simulación ($i = 2$) para determinar las condiciones iniciales.

Para cuantificar si las simulaciones fueron comparables se asumió un promedio total de error de todas las capas geológicas en los dos modelos de ± 0.01 m; es decir, se calculó la diferencia de niveles subterráneos entre simulaciones (ej.: $i = 1$, $i = 2$) y se calculó un promedio total del error de todas las capas geológicas. Además, se consideró que los parámetros hidrogeológicos pueden variar espacialmente dentro de la misma unidad geológica (Figura 15).

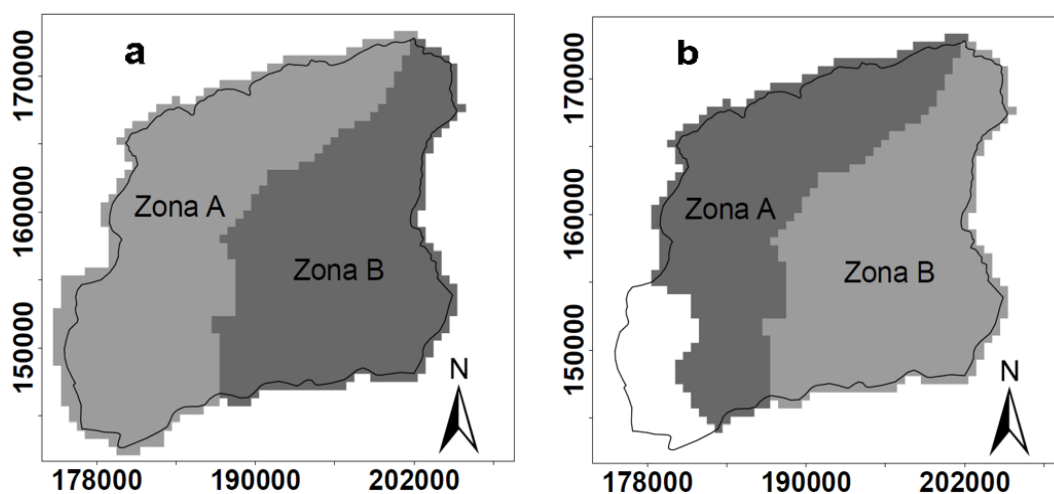


Figura 15: (a) Unidad Geológica Quaternarian; (b) unidad Geológica Landenian. La distribución espacial de los parámetros hidrogeológicos es distinta en ambas unidades geológicas (en base a Vázquez, 2003).

Esto debido a factores geomorfológicos como variación espacial de espesores de las capas geológicas y, subjetivamente, en base a las subcuencas definidas por la ubicación de las estaciones Kleine Gete y Grote Gete. Por lo tanto, se considera diferentes zonas de parámetros hidrogeológicos en las unidades geológicas Quaternarian y Landenian. Se configuraron valores de conductividad hidráulica horizontal y vertical con rangos físicos adecuados para cada capa geológica de acuerdo a la Tabla 4. En la Figura 15 (b), se observa una zona no definida localizada en la parte suroeste de la cuenca, en donde la unidad geológica Landenian no está presente.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis de sensibilidad para determinar el tipo de datos de ET_p que deben ingresarse al modelo SHETRAN

En la Figura 16, se observa que los parámetros de evapotranspiración afectan de manera significativa al caudal a la salida de la cuenca; esto debido a que de acuerdo a Parkin et al. (1996), uno de los parámetros sensibles en el modelo

SHETRAN es la relación de evapotranspiración real a potencial en función del potencial hídrico del suelo.

La curva 1, 2 y 3 representa EF_2 con valores de capacidad de campo de 1.0, 0.6 y 0.8 respectivamente, en función de los diferentes cultivos en la cuenca. Con la base en los resultados se configura la relación (ET_{ac} / ET_p) en capacidad de campo con el valor de 1 y se determinó que la serie que se ingresa al modelo es la ET_0 . En la Figura 16, se observa que para el factor 1.0, el coeficiente EF_2 es positivo y representa los valores más altos. Además, un factor de 0.8 o inferior indica un coeficiente EF_2 con valores negativos, lo que muestra un bajo rendimiento del modelo.

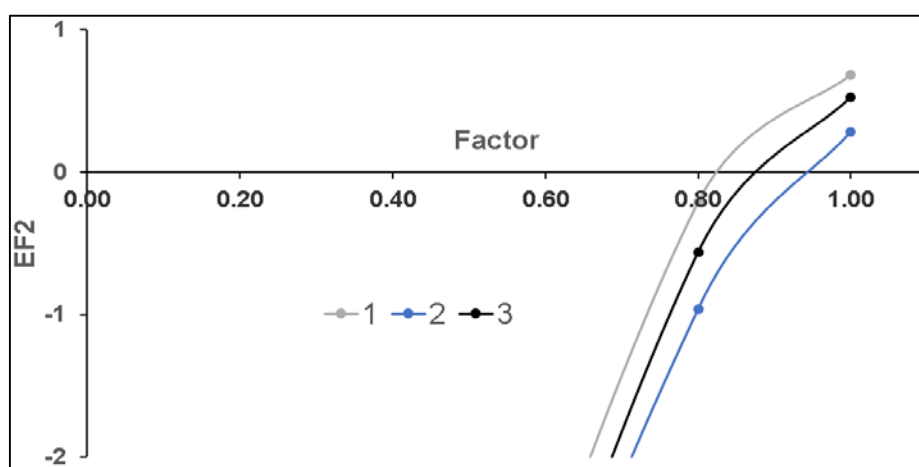


Figura 16: Análisis de sensibilidad para determinar el tipo de datos de ET_p que deben ingresarse al modelo SHETRAN

Condiciones Iniciales

Se consideró un promedio total de error de ± 0.01 m en la diferencia de niveles en todas las unidades geológicas. En la Tabla 10, los modelos MIKE SHE y SHETRAN cumplen adecuadamente el error admisible considerado en las condiciones iniciales en el presente estudio. Ello indica que se efectúa apropiadamente el procedimiento iterativo que se resume mediante la Figura 14, obteniéndose resultados comparables de niveles subterráneos en la iteración 16 para MIKE SHE e iteración 12 para SHETRAN. En relación a la modelación con este último, se observa que se emplearon en la multi-calibración dos valores de S_s . Es importante determinar las condiciones iniciales ya que la tabla de aguas subterráneas puede presentar fluctuaciones anuales debido a años secos o húmedos; con este procedimiento se indica que el modelo de estudio representa adecuadamente las condiciones reales del sistema natural.

Calibración de los modelos MIKE SHE y SHETRAN

Calibración de MIKE SHE

En la Figura 17, se presenta los parámetros principales calibrados en el modelo MIKE SHE. Se calibraron parámetros superficiales de coeficiente de rugosidad para ríos y suelo; en la parte subterránea se calibró la conductividad hidráulica saturada horizontal y vertical para las 5 unidades geológicas. Se observa un efecto diferente de cada parámetro en la variación del valor del estadístico EF_2 y $RRMSE_f$, lo que afecta al hidrograma de caudal a la salida de la cuenca.

Tabla 10: Determinación de condiciones Iniciales para los modelos hidrológicos empleados

Descripción	MIKE SHE	SHETRAN	
		$Ss_1 = 1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	$Ss_2 = 1 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$
No Iteraciones	16	12	12
Promedio Total Error (m)	-0.0051	-0.0005	-0.0040

Leyenda: Ss = almacenamiento específico.

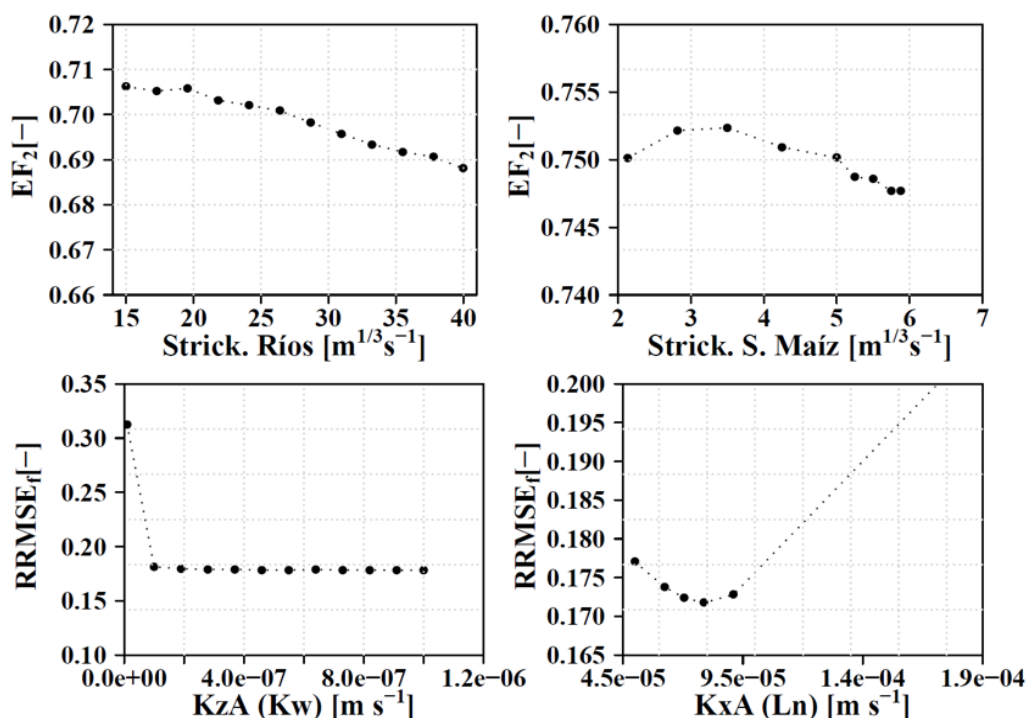


Figura 17: Variación de los estadísticos EF_2 y $RRMSE_f$ en función de los principales parámetros calibrados. Leyenda: Strick = Strickler; S = Suelo; Kx = Conductividad horizontal; Kz = Conductividad vertical; Ln = Landenian; Kw = Quaternarian; A = Zona A.

A medida que aumenta el parámetro de Strickler de ríos, existe un leve incremento en el flujo base. El coeficiente de Strickler correspondiente al uso de suelo de Maíz presenta un efecto directo sobre los picos del hidrograma, a medida que el coeficiente aumenta existe un aumento en los mismos.

La influencia de los parámetros hidrogeológicos relaciona dos parámetros: el caudal y los niveles piezométricos; esto debido a los intercambios del sistema natural río-acuífero. De acuerdo a Gupta et al. (1998), la optimización de un parámetro conducirá a una disminución del rendimiento del modelo que se logró

para otros parámetros en etapas de calibración anteriores. Por lo tanto, se utilizó la función objetivo $RRMSE_f$, para evaluar los parámetros antes mencionados de manera conjunta. El análisis indica que la conductividad vertical de la primera capa Quaternarian (K_v) tiene un efecto significativo en la descarga simulada; (flujo superficial y flujo base).

En la capa Brusselian (Br) la conductividad horizontal (K_h) afecta relativamente al flujo base de la descarga simulada. En la capa Landenian (Ln), el parámetro de conductividad horizontal (K_h) representa el parámetro más sensible de todos los analizados en la cuenca de estudio, ya que afecta significativamente al flujo base y superficial del caudal simulado. Los parámetros de conductividad hidráulica horizontal de las capas Quaternarian, Heers, y Cretaceous no afectan significativamente los resultados del modelo; esto también se cumple en la conductividad hidráulica vertical de las capas Brusselian, Landenian, Heers y Cretaceous. En general los parámetros hidrogeológicos de las capas más profundas Heers y Cretaceous influyen levemente en la generación de caudal base.

En principio, los parámetros de un código basado en principios físicos no deberían requerir calibración. No obstante, dentro del sistema hay aproximaciones en la representación de procesos físicos (ecuaciones unidimensionales en lugar de tridimensionales), las posibles inconsistencias entre la escala del modelo (Bathurst et al., 2007) y una incongruencia entre la escala a la cual las ecuaciones diferenciales embebidas en el código numérico fueron definidas y la escala a la cual se capturan los datos en campo o en laboratorio (Vázquez, 2003; Vázquez et al., 2002). Por lo tanto, es importante considerar un procedimiento que permita encontrar un conjunto de variables óptimas donde el código hidrológico simule adecuadamente la realidad de la cuenca de estudio. En el presente estudio se empleó la calibración manual por tanteos. En el Apéndice A, la Tabla A.1 y A.2 indican los parámetros obtenidos en la etapa de calibración del modelo hidrológico.

En la Figura 18, se muestra una adecuada precisión del hidrograma de caudal simulado y observado en la estación Gete. Se observa que el caudal base es sobreestimado y la mayoría de los picos son subestimados. La curva de caudal acumulado simulada es subestimada y presenta una cercana aproximación a la curva de caudal observado. Los hidrogramas y $EF_2 = 0.76$ sugieren que el modelo es capaz de simular el caudal a la salida de la cuenca con una precisión aceptable.

Calibración de SHETRAN con $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 19, al igual que en el modelo MIKE SHE, se presenta los parámetros principales calibrados en el modelo SHETRAN con un valor de almacenamiento específico de $1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ para suelo. Cada parámetro influye de manera diferente en el hidrograma de caudal. A medida que aumenta el parámetro de Strickler de ríos, existe un leve incremento en el flujo base. El coeficiente de

Strickler de uso de suelo maíz aumenta ligeramente los picos del hidrograma a medida que el coeficiente crece.

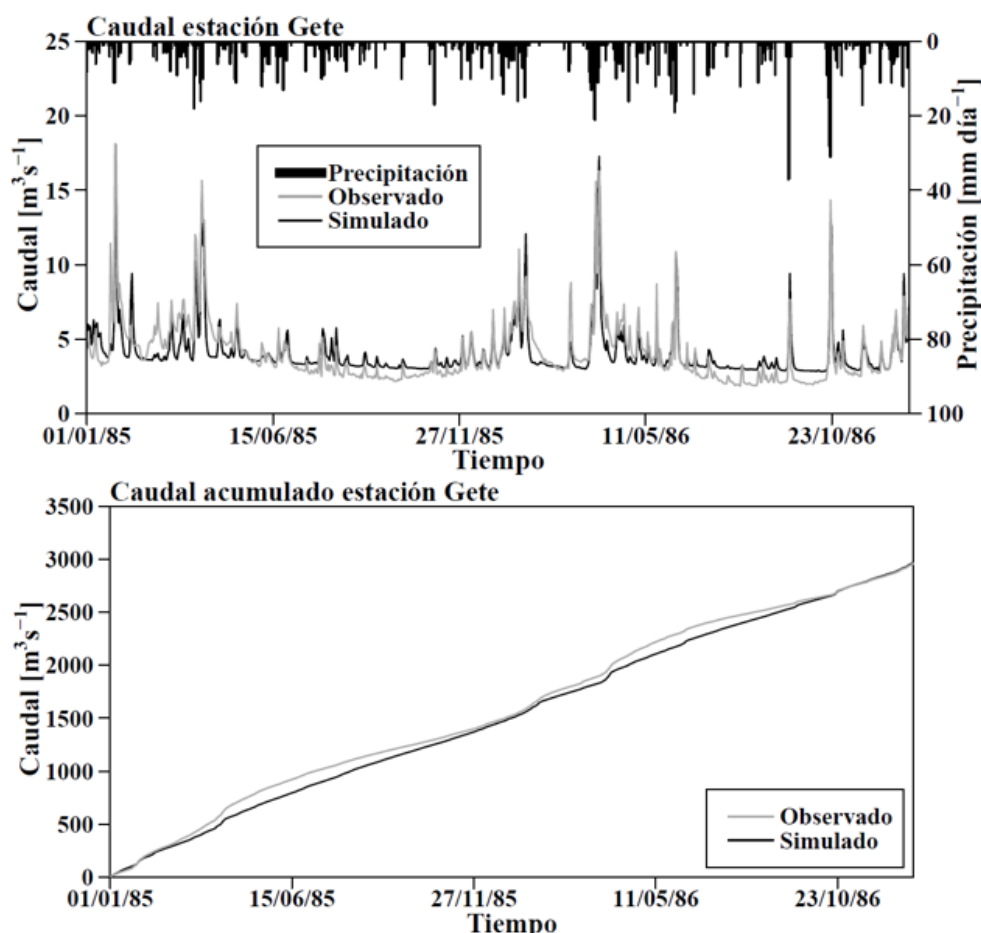


Figura 18: Hidrogramas de caudal y caudal acumulado en el período calibración de la estación de salida de la cuenca.

También se utilizó la función objetivo $RRMSE_f$ para evaluar simultáneamente los parámetros de caudal y los niveles piezométricos. El análisis indica que la conductividad horizontal de la segunda capa Brusselian (Br) y la tercera capa Landenian (Ln), tienen un efecto significativo en la descarga simulada; a medida que los coeficientes se incrementan existe un aumento en el flujo superficial y flujo base. El parámetro más sensible en el modelo corresponde a la conductividad horizontal de la capa Landenian. Los parámetros de conductividad vertical de todas las capas geológicas tienen poca influencia en el hidrograma de caudal; esto también se cumple en la conductividad hidráulica horizontal de las capas Cretaceous, Heers y Quaternarian. En el Apéndice A, la Tabla A.3 y A.4 indican los parámetros obtenidos en la etapa de calibración del modelo hidrológico.

En la Figura 20, se indica una adecuada precisión del hidrograma de caudal simulado y observado en la estación Gete; sin embargo, en el periodo comprendido entre [27/11/1985 – 11/05/1986], los picos son sobreestimados. Además, se observa que el caudal base simulado es bastante aproximado al

observado. La curva de caudal acumulado simulada presenta una cercana aproximación a la curva de caudal observado; la curva simulada es levemente subestimada hasta la fecha 11/05/1986 y después de ésta es sobreestimada. Los hidrogramas y $EF_2 = 0.75$ sugieren que el modelo es capaz de simular el caudal a la salida de la cuenca con buena precisión.

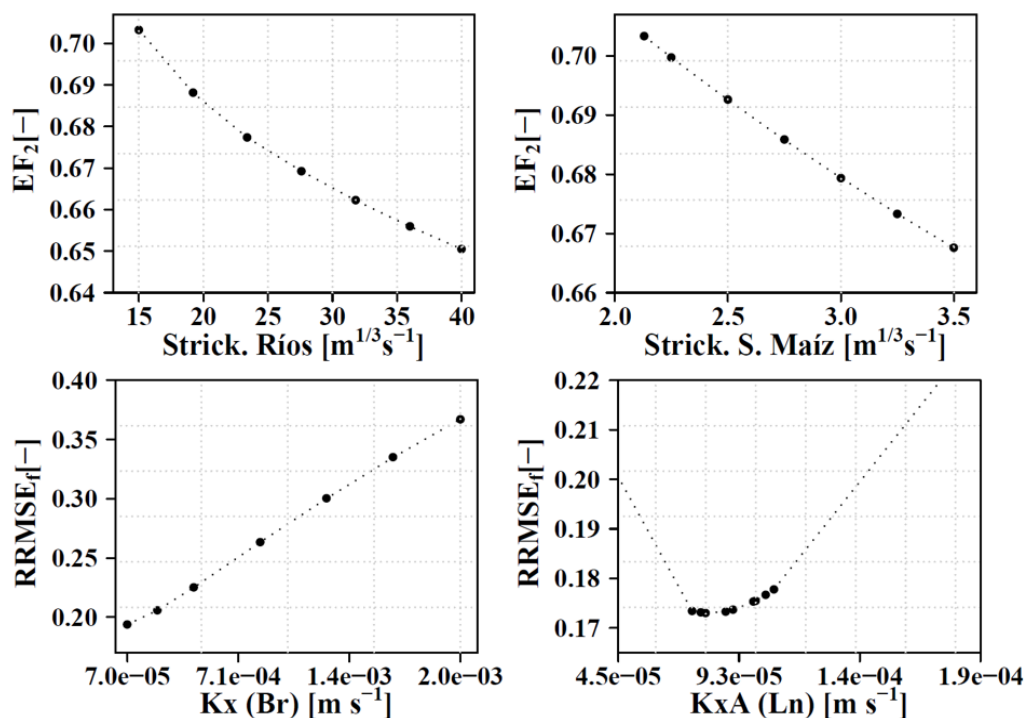


Figura 19: Medidas estadísticas EF_2 y $RRMSE_f$ en relación a los principales parámetros calibrados. Strick = Strickler, S = Suelo, Kx = Conductividad horizontal, Ln = Landenian, Br = Brusselian, A = Zona A.

Calibración de SHETRAN con $Ss_2 = 1 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 21, se presenta los parámetros principales calibrados en el modelo SHETRAN con un valor de almacenamiento específico de $1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$ para suelo. Al igual que el modelo anterior, los resultados indican que a medida que aumenta el parámetro de Strickler de ríos, existe un leve incremento en el flujo base. El coeficiente de Strickler de uso de suelo maíz aumenta ligeramente los picos del hidrograma a medida que el coeficiente crece.

Igualmente, se empleó la función objetivo $RRMSE_f$ y los resultados muestran que la conductividad horizontal de la capa Landenian (Ln) es el parámetro más sensible; ésta tiene un efecto significativo en la descarga simulada, ya que a medida que los coeficientes se incrementan existe un aumento en el flujo superficial y flujo base. Los parámetros de conductividad vertical de todas las capas geológicas tienen poca influencia en el hidrograma de caudal a excepción de la conductividad de vertical de la capa Quaternarian que influye relativamente en el caudal base; esto también se verifica para la conductividad hidráulica horizontal de las capas Cretaceous, Heers y Cretaceous. En el Apéndice A, la

Tabla A.5 y A.6 indican los parámetros obtenidos en la etapa de calibración del modelo hidrológico.

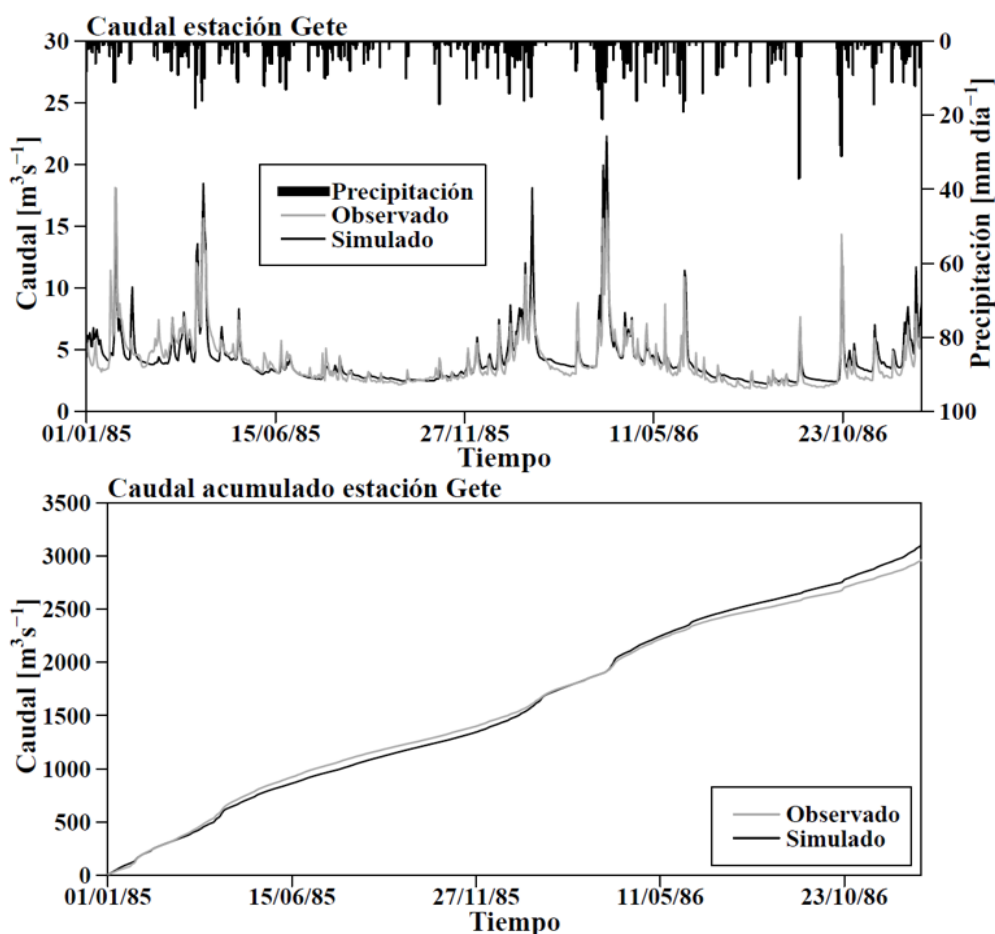


Figura 20: Hidrogramas de caudal y caudal acumulado en el periodo calibración de la estación de salida de la cuenca.

En la Figura 22, se muestra una apropiada precisión del hidrograma de caudal simulado y observado en la estación Gete. Se observa sin embargo que el caudal base es sobreestimado y la mayoría de los picos se subestiman. La curva de caudal acumulado observado se subestima. Tanto los hidrogramas como el valor de $EF_2 = 0.75$ indican que el modelo es capaz de simular el caudal a la salida de la cuenca con una precisión aceptable.

Comparación del módulo subterráneo de los modelos MIKE SHE y SHETRAN

Los resultados de niveles piezométricos difieren mucho entre los pozos para cada modelo hidrológico utilizado; se observa desfases y oscilaciones diferentes. Los demás pozos analizados se encuentran en el Apéndice A, Figura A.1 y A.2

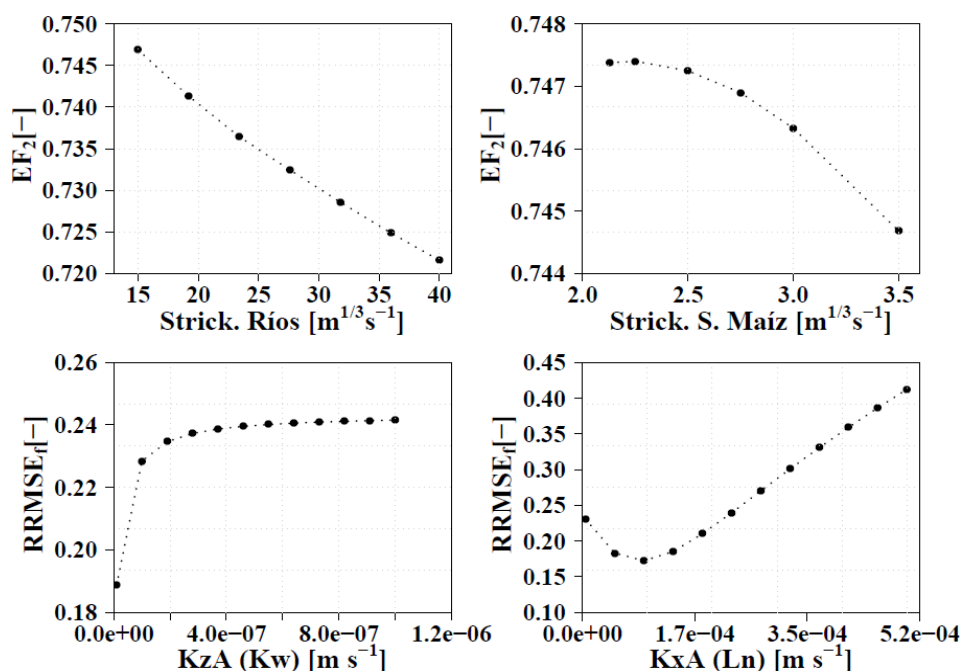


Figura 21: Medidas estadísticas EF_2 y $RRMSE_r$ de los principales parámetros calibrados. Strick = Strickler, S = Suelo, Kx = Conductividad horizontal, Ln = Landenian, Kw = Quaternarian, A = Zona A.

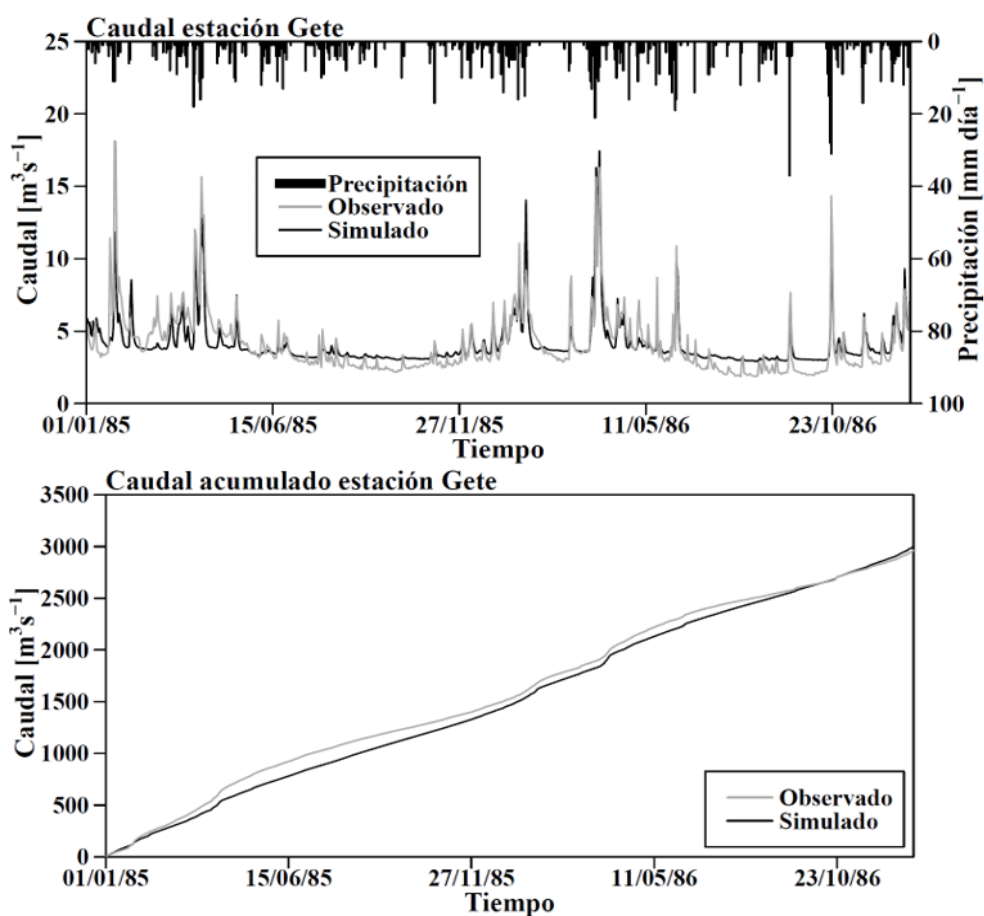


Figura 22: Hidrogramas de caudal y caudal acumulado en el periodo calibración de la estación de salida de la cuenca.

MIKE SHE

En la Figura 23, la línea MS representa la simulación de MIKE SHE; el eje vertical tiene unidades métricas y se pueden observar varios piezómetros ubicados en distintas capas geológicas.

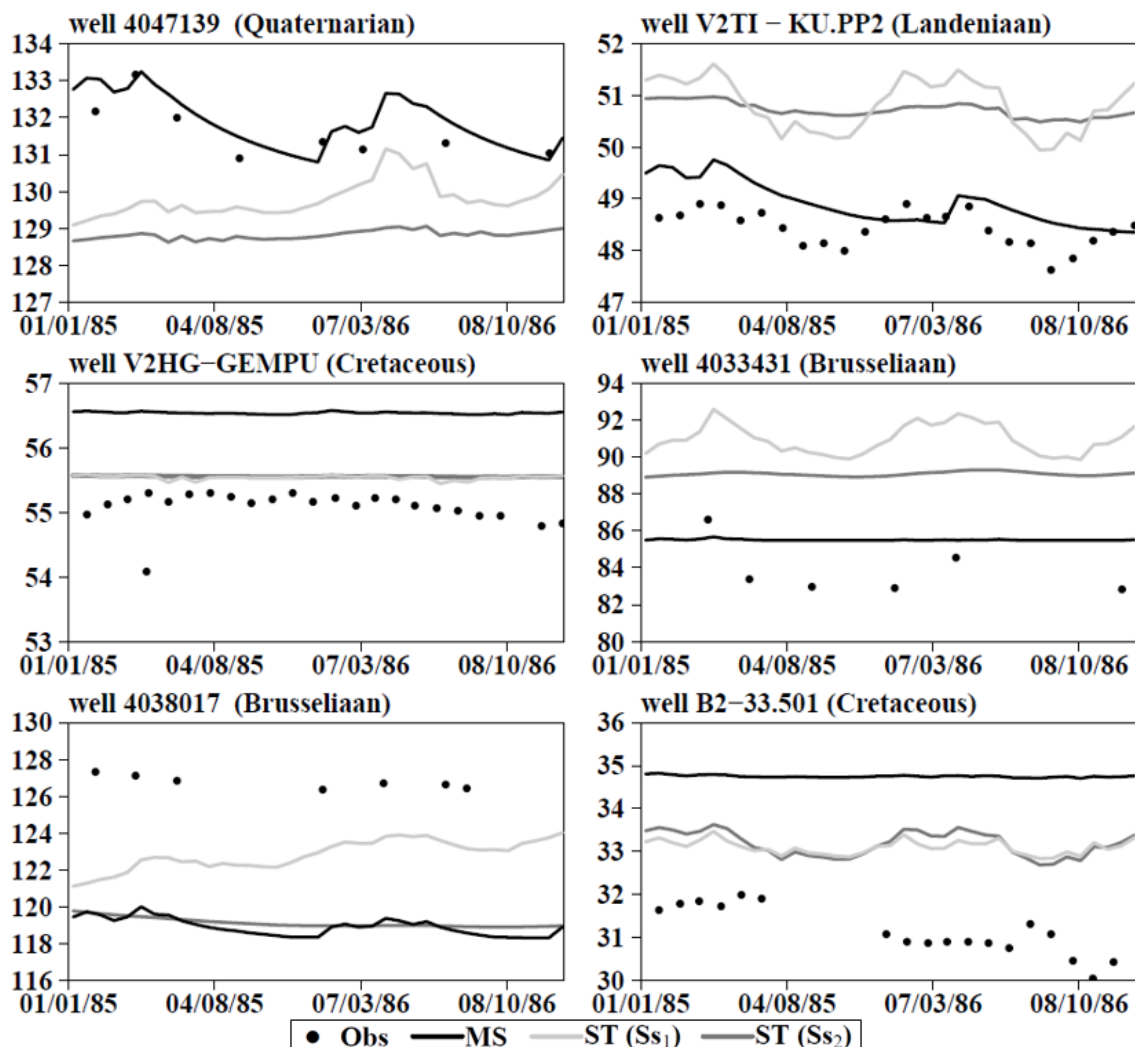


Figura 23: Niveles piezométricos observados y simulados de los modelos distribuidos en el periodo de calibración, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, Ss₁ = $1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, Ss₂ = $1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Es importante mencionar que el parámetro de conductividad hidráulica tiene un efecto importante en los resultados de niveles simulados; esto fue considerado dentro de la función objetivo RRMSE_f. Los niveles de los pozos simulados 4047139 y V2TI-KU.PP2 presentan una buena aproximación con los observados; el error promedio es menor a 1 m. Los pozos V2HG-GEMPU y 4033431 muestran niveles simulados con un error promedio entre 1.0 y 2.5 m en relación con los observados e indican relativa precisión. Estos errores son admisibles para la malla considerada en el modelo de 600 x 600 m².

Los pozos 4038017 y B2-33.501 muestran niveles simulados con un error promedio mayor a 2.5 m en comparación con los observados y no indican una adecuada precisión. Estos errores pueden presentarse debido a la gran incertidumbre de la información de las unidades geológicas.

SHETRAN con $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 23, se observa los piezómetros simulados por el modelo SHETRAN y se representa por la línea ST; Ss_1 es el almacenamiento específico con un valor de $1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$.

Al igual que para MIKE SHE, se empleó la función $RRMSE_f$ para evaluar los niveles piezométricos; el parámetro de conductividad hidráulica tiene un efecto importante en los resultados.

El nivel simulado del pozo V2HG-GEMPU presenta una buena aproximación con el observado; el error promedio es menor a 1.0 m. Los pozos 4047139 y B2-33.501, muestran niveles simulados con un error promedio que tiende a 2 m en relación con los observados e indica una relativa precisión. Los pozos V2TI-KU.PP2, 4038017, 403431, presentan niveles simulados con un error promedio mayor a 2.5 m en comparación con los observados y no muestran una adecuada precisión.

SHETRAN con $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 23, se indica los piezómetros simulados por el modelo SHETRAN; se utilizó el almacenamiento específico Ss_2 con un valor de $1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$. El nivel del pozo simulado V2HG-GEMPU presenta una buena aproximación con el observado; el error promedio es menor a 1.0 m. Los pozos V2TI-KU.PP2 y B2-33.501, muestran niveles simulados con un error promedio entre 1.0 y 2.5 m en relación con los observados; lo que indica una relativa precisión. Los pozos, 4047139, 403431, y 4038017 tienen niveles simulados con un error promedio mayor a 2.5 m en comparación con los observados; por lo tanto, no presentan una adecuada precisión.

Comparación de predicciones de caudal en el período de calibración

En la Figura 24, se muestra los hidrogramas de caudal en el período de calibración. Se indican dos variaciones del modelo SHETRAN con el valor de almacenamiento específico $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ y $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$. El modelo SHETRAN con el valor de Ss_1 simula el caudal base con mejor precisión que el modelo con Ss_2 ; sin embargo, el modelo con el valor Ss_1 sobreestima el caudal simulado en varios picos, especialmente el periodo comprendido entre [27/11/1985 - 11/05/1986]. Esto, se ve reflejado en los diagramas de dispersión, en donde los puntos que se encuentran por encima de la línea de 45 grados indican que el flujo es sobreestimado. Además, los puntos que están debajo de la línea de 45 grados del diagrama de dispersión muestra que el flujo es subestimado. Los puntos que se encuentran en la línea de 45 grados indican que

existe una predicción perfecta realizada por el modelo en donde el flujo simulado es igual al observado.

Comparando el modelo MIKE SHE con el modelo SHETRAN con el valor de Ss_1 , se observa que el caudal base de este último tiene más precisión con el observado que en el primer modelo; no obstante, este último sobrestima más los picos. El coeficiente EF_2 del primero presenta un valor de 0.75 y 0.76 para el segundo; esto sugiere predicciones admisibles de simulación.

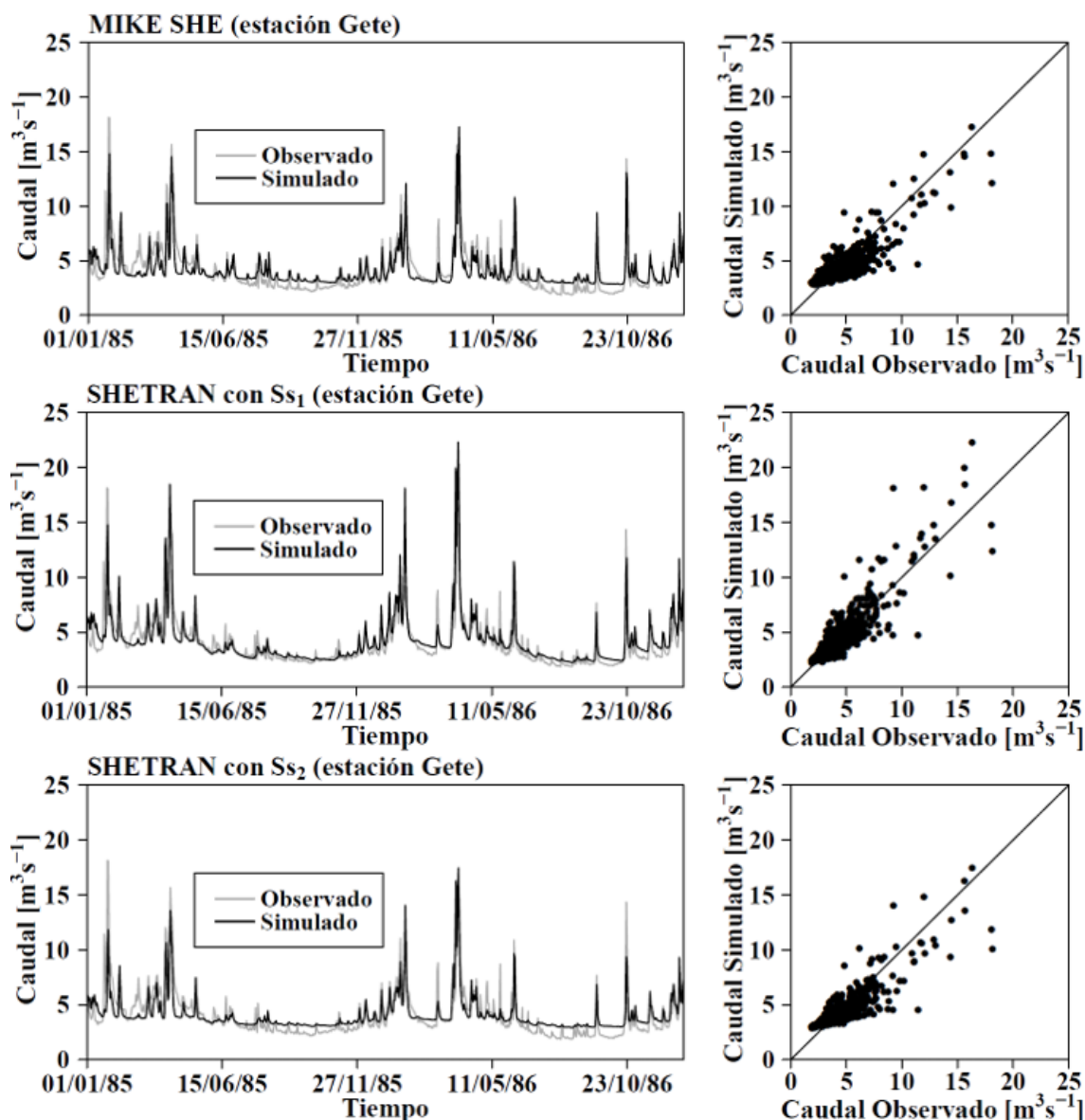


Figura 24: Calibración de los modelos hidrológicos distribuidos y diagramas de dispersión en la estación de salida de la cuenca, Ss =Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Además, se observa que la curva de caudal simulada de SHETRAN con Ss_2 y MIKE SHE es bastante similar; esto también ocurre en los diagramas de dispersión. El coeficiente EF_2 del primero tiene un valor de 0.75, lo que

demuestra que el modelo posee predicciones aceptables. Asimismo, se muestra que en ambos modelos el caudal base simulado es sobrestimado.

Validación y comparación del módulo subterráneo de los modelos distribuidos.

En la Figura 25, se observa los niveles piezométricos en el periodo de evaluación del modelo. Los demás pozos analizados se encuentran en el Apéndice A, Figura A.3 y A.4.

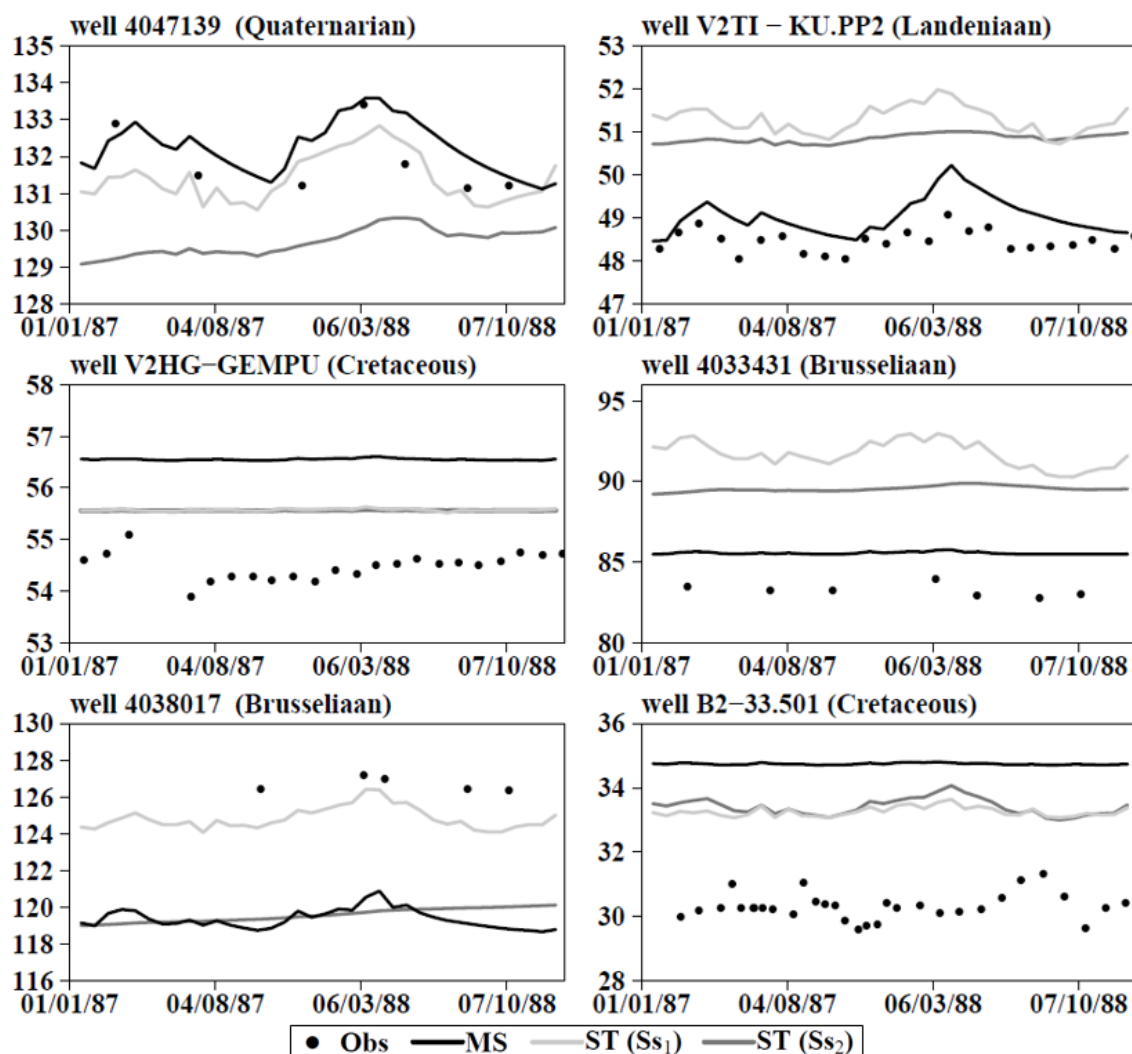


Figura 25: Niveles piezométricos observados y simulados de los modelos distribuidos en el periodo de validación, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

MIKE SHE

En la Figura 25, los resultados son bastante parecidos a los obtenidos en el periodo de calibración; se presentan errores similares en desfase y oscilaciones.

SHETRAN con $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 25, los resultados son similares a los obtenidos en el periodo de calibración a excepción del pozo 4038017 que tiene una mejor precisión; asimismo, los pozos B2-33.501 (Cretaceous) y V2TI-KU.PP2 bajan la calidad de las predicciones en comparación con los observados.

SHETRAN con $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 25, los resultados son parecidos a los obtenidos en el periodo de calibración a excepción del pozo 4047139 que presenta una mejor aproximación en relación a los observados y el pozo B2-33.501 (Cretaceous), que baja la calidad de sus predicciones.

Evaluación y comparación en múltiples sitios ("Multi-Site") de niveles piezométricos.

Se evaluó las predicciones del modelo en 6 pozos de observación que no se consideraron durante el período de calibración. Los resultados varían para cada modelo. Al igual que en la calibración, las predicciones de los niveles piezométricos en los pozos de observación internos fue aceptable solo en algunos pozos para cada modelo. En la Figura 26, se observa 4 pozos; los demás se encuentran en Apéndice A: Figura A.5.

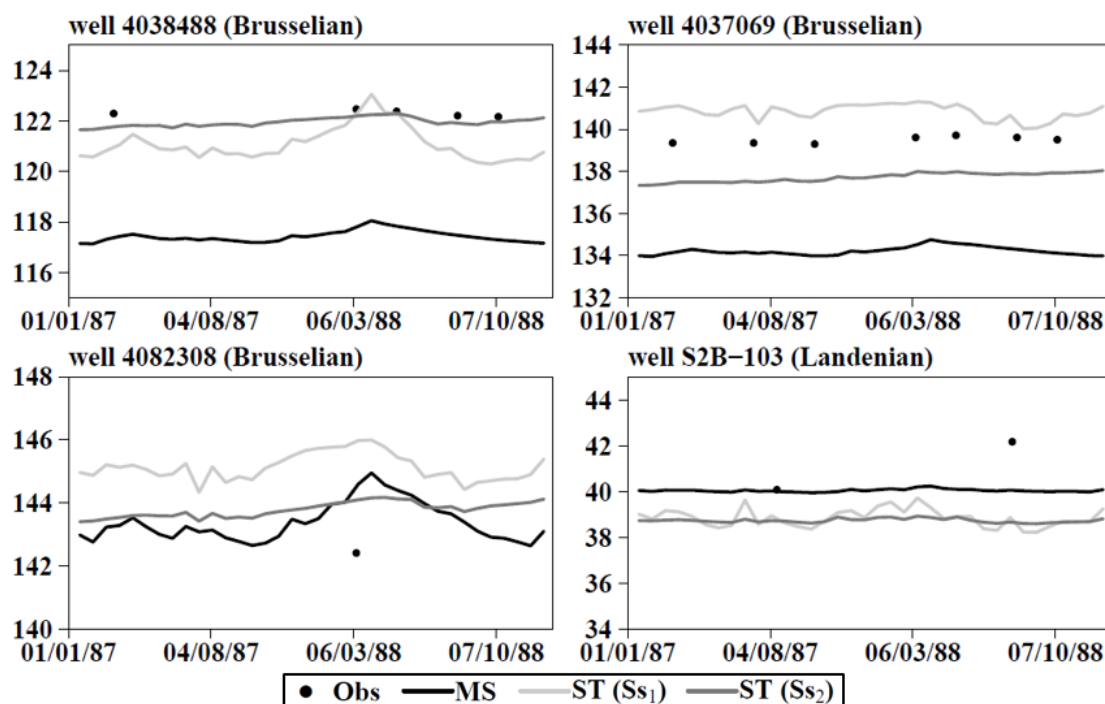


Figura 26: Niveles piezométricos observados y simulados en múltiples sitios, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

MIKE SHE

En la Figura 26, los pozos S2B-103 y 4082308 muestran niveles simulados aceptables en relación a los observados.

Los pozos 4038488 y 4037069 muestran niveles simulados que no tienen buena aproximación en comparación con los observados.

SHETRAN con $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 26, el pozo 4038488 presenta buenas predicciones con un error promedio menor a 1m. Los pozos 4037069 y S2B-103 muestran niveles simulados aceptables en relación a los observados. Además, el pozo 4082308 tiene predicciones que no tienen un buen ajuste.

SHETRAN con $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$

En la Figura 26, todos los pozos presentan niveles simulados aceptables en comparación con los niveles tomados en campo.

Evaluación y comparación en múltiples sitios (“Multi-Site”) sitios de estaciones internas de caudal.

Se evaluó las predicciones del modelo en 2 estaciones internas de caudal que no se consideraron durante el período de calibración. Se empleó la estación Grote Gete y Kleine Gete. Comparando MIKE SHE y SHETRAN (Ss_1), los resultados indican que la estación Grote Gete tiene coeficientes de EF_2 de 0.33 y 0.01 respectivamente; lo que indica que ambos modelos presentan un bajo rendimiento. Además, comparando MIKE SHE y SHETRAN (Ss_2), el segundo presenta un coeficiente de EF_2 de 0.44; lo que muestra resultados relativamente aceptables. En la, Figura 27, se observa la estación interna Grote Gete; la estación Kleine Gete se encuentra en Apéndice A: Figura A.6.

Validación y comparación de las predicciones de caudal obtenidas de los modelos distribuidos.

En la Figura 28, se indica los hidrogramas de caudal en el periodo de validación de los modelos hidrológicos. Comparando el modelo SHETRAN con Ss_1 y MIKE SHE, se observa que el caudal base es más aproximado por el primero; sin embargo, los picos de caudal simulado por éste son sobreestimados en el periodo [27/11/1987- 10/05/1988]; esto se demuestra en el diagrama de dispersión, en donde se muestran varios puntos alejados de la línea de 45 grados y se encuentran arriba de la misma.

Además, el coeficiente EF_2 de SHETRAN (Ss_1) presente un valor de 0.44 y 0.74 para MIKE SHE, lo que indica que las predicciones del primero son relativamente admisibles y el segundo tiene buena aproximación. De acuerdo con Ramanarayanan et. al (1997), menciona que las predicciones de un modelo son aceptables si la eficiencia de EF_2 es mayor que 0.40.

Las predicciones del modelo SHETRAN entre Ss_1 y Ss_2 indican que el primero sobrestima más los picos en el periodo [27/11/1987- 10/05/1988]; no obstante, el caudal base simulado del primero presenta una mejor aproximación al caudal observado que el segundo.

Comparando MIKE SHE y SHETRAN con Ss_2 , se muestra que el caudal simulado tiene bastante similitud; esto también sucede en los diagramas de dispersión. El coeficiente de EF_2 de SHETRAN (Ss_2) tiene un valor de 0.70, lo que indica que el modelo es capaz de realizar predicciones con precisión adecuada.

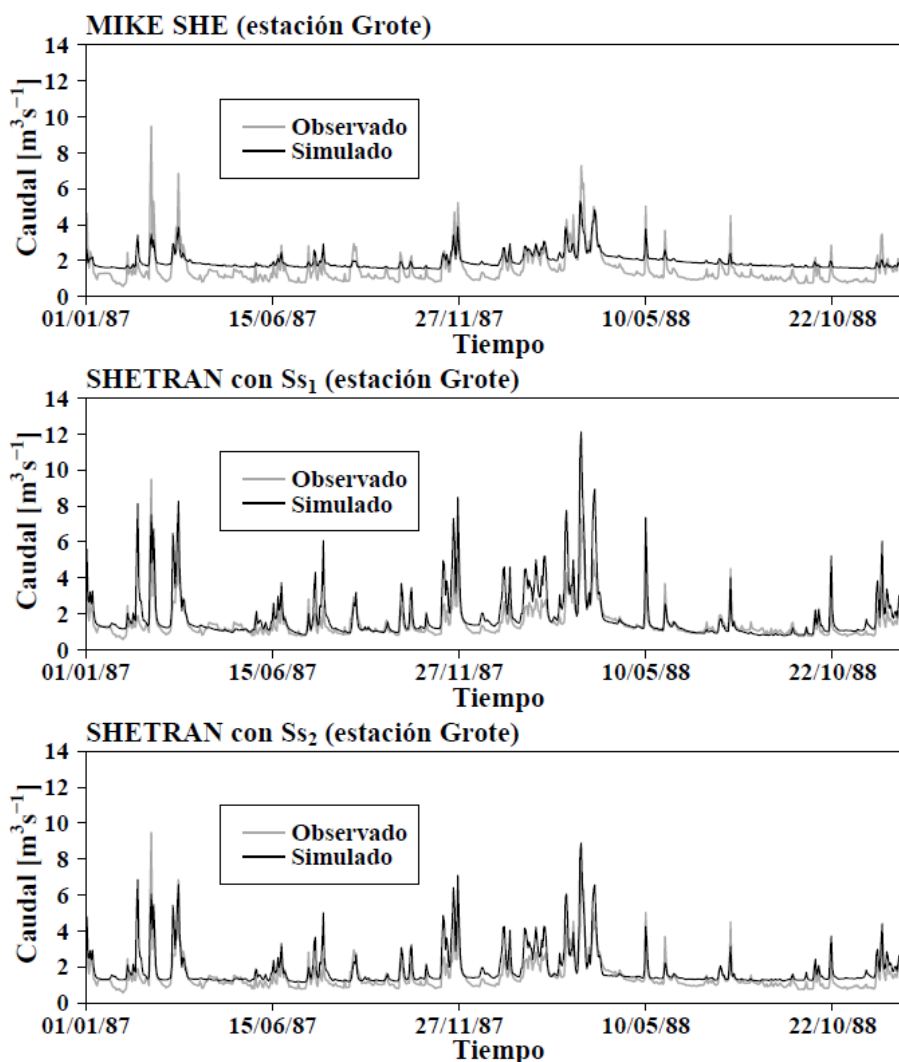


Figura 27: Caudal observado y simulado en la estación Grote Gete, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

La Tabla 11, muestra un resumen de resultados de los valores obtenidos del coeficiente EF_2 en los periodos de calibración y validación de los modelos hidrológicos. MIKE SHE y SHETRAN (Ss_2) tienen resultados bastante similares en la estación de salida de la cuenca.

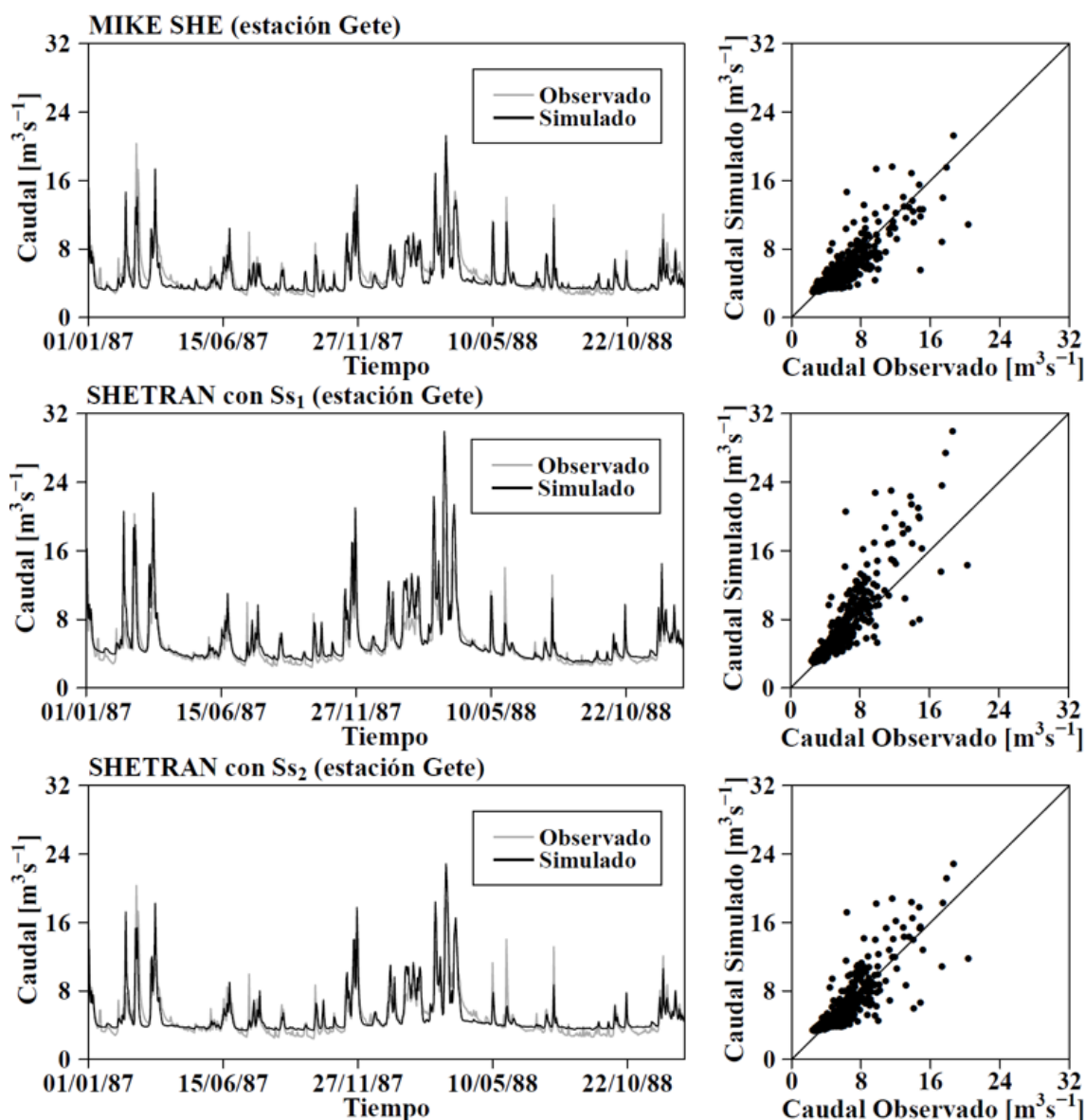


Figura 28: Validación de los modelos hidrológicos distribuidos y diagramas de dispersión en la estación de salida de la cuenca, Ss =Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Tabla 11: Evaluación de la calidad de las predicciones en base al coeficiente de Nash & Sutcliffe (EF_2).

Período	Estación	MIKE SHE	SHETRAN	
			$Ss_1 = 1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	$Ss_2 = 1 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$
Calibración	Gete	0.761	0.746	0.749
	Gete	0.737	0.436	0.699
Validación	Grote Gete	0.333	0.011	0.443
	Kleine Gete	-0.954	-1.833	-0.451

Leyenda: Ss = almacenamiento específico.

5. CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y TRABAJO FUTURO

Los modelos hidrológicos son representaciones conceptuales del ciclo hidrológico y si son correctamente aplicados pueden constituirse en herramientas para la toma de decisiones. El objetivo de la presente investigación ha sido comparar las predicciones de dos modelos hidrológicos MIKE SHE y SHETRAN bajo las mismas condiciones de modelización.

Los modelos de la cuenca del Gete han sido calibrados y validados utilizando las mediciones de caudal a la salida de la cuenca (estación Gete) y niveles piezométricos en 12 pozos, siguiendo un mismo protocolo de modelización. Para el modelo SHETRAN se obtuvieron dos modelos calibrados en base a dos valores de S_s , $S_{s1} = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ $S_{s2} = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$. Esto se realizó debido a que el valor de S_s para suelos puede conllevar una incertidumbre considerable, en particular porque la documentación que acompaña a SHETRAN no es clara del todo al respecto. En relación a MIKE SHE se obtuvo un solo modelo calibrado.

Además, se evaluaron las predicciones con pruebas en múltiples sitios ("Multi-Site") para 2 estaciones internas de caudal (Grote Gete y Kleine Gete) y 6 piezómetros que no se consideraron durante el período de calibración.

El presente estudio reveló que el modelo de la cuenca en base a SHETRAN empleando S_{s2} es mejor que el respectivo modelo que considera S_{s1} , en vista de que el mismo presenta los mejores coeficientes de EF_2 . Las predicciones de este modelo son bastante similares a las generadas por el modelo de la cuenca de estudio en base a MIKE SHE, en la estación Gete a la salida de la cuenca y en los períodos de calibración y validación con adecuados coeficientes de EF_2 (Tabla 11).

Para la estación de aforo interna Grote Gete ambos modelos presentan predicciones similares con coeficientes EF_2 para MIKE SHE y SHETRAN (S_{s2}) de 0.33 y 0.44; no obstante, se considera aceptable solo para el segundo modelo. Además, para la estación interna Kleine Gete, ambos modelos tienen problemas de predicción por lo que los valores del coeficiente EF_2 son negativos en ambos casos. Se concluye por un lado que las predicciones de ambos modelos hidrológicos con una resolución de $600 \times 600 \text{ m}^2$ son moderadamente aceptables y simulan razonablemente el caudal de toda la cuenca. Por otro lado, se concluye que la calidad de predicciones de ambos modelos es bastante similar en cuanto a la simulación de caudales.

En relación a las predicciones de los niveles piezométricos, no existe una concordancia de predicción entre los dos modelos MIKE SHE y SHETRAN (S_{s2}). En ambos casos, se dieron predicciones buenas para algunos pozos, medias para otros y malas para un tercer grupo de pozos. Estas tendencias observadas en el período de calibración se mantuvieron también en el período de validación para la mayoría de los pozos. Se concluye por ende que la simulación de niveles piezométricos mediante MIKE SHE y SHETRAN (S_{s2}) no es del todo aceptable

en algunos pozos. La proporción de pozos bien simulados, y mal simulados, es similar para ambos modelos, sin embargo, de lo cual, la simulación piezométrica en general es distinta en función de los pozos considerados.

En este contexto, es importante resaltar que las principales diferencias entre los dos modelos hidrológicos, MIKE SHE y SHETRAN, tienen que ver con que el módulo de intercepción y evapotranspiración, ya que emplean métodos de cálculo diferentes. También, la representación vertical de suelos y de la litología en ambos modelos es distinta, ya que en MIKE SHE se tienen dos módulos de configuración diferente para la zona saturada y la no saturada, mientras que en el caso de SHETRAN se configura tanto el suelo como la geología de forma conjunta en el módulo VSS (Subsuperficial Variable Saturado).

Son particularmente estas diferencias de representación vertical de los suelos y de la litología del sistema estudiado las que explicarían en gran medida las discrepancias en términos de simulaciones piezométricas en función de los pozos modelados. En definitiva, y a pesar de la diferencia de simulación piezométrica de ambos modelos, los resultados de la presente investigación sugieren que los dos modelos producen simulaciones con calidades bastante comparables, lo cual motiva de manera significativa el empleo de SHETRAN, de uso libre, para llevar adelante la simulación distribuida e integral de sistemas hidrológicos.

En este sentido, el uso de SHETRAN podría multiplicarse significativamente si se desarrollasen mejores herramientas para el ingreso de datos y para el análisis de predicciones generadas, ya que al momento, los formatos para ingreso y salida de información de ambos modelos presentan estructuras significativamente diferentes. MIKE SHE, de licencia comercial, tiene una interfaz gráfica que permite manejar de una manera mucho más fácil la información, mientras que SHETRAN, al ser de uso libre, no presenta una interfaz amigable para el usuario; además, la documentación que lo acompaña presenta algunos aspectos que todavía resultan oscuros para el usuario común.

6. REFERENCIAS

- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56 (Vol. 56).
- Andersen, J., Refsgaard, J. C., & Jensen, K. H. (2001). Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin — model construction and validation. *Journal of Hydrology*, 247(3), 200–214. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00384-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00384-5)
- Anderson, M. P., & Woessner, W. W. (1992). *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press.
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport*.
- Anderton, Latron, J., White, S. M., Llorens, P., Gallart, F., Salvany, C., & O'Connell, P. E. (2002). Internal evaluation of a physically-based distributed model using data from a Mediterranean mountain catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 6(1), 67–84. <https://doi.org/10.5194/hess-6-67-2002>
- Anderton, S., Latron, J., & Gallart, F. (2002). Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrological Processes*, 16(2), 333–353. <https://doi.org/10.1002/hyp.336>
- Anderton, Steve, Latron, J., & Gallart, F. (2002). Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrological Processes*, 16(2), 333–353. <https://doi.org/10.1002/hyp.336>
- Baguís, P., Roulin, E., Willems, P., & Ntegeka, V. (2010). Climate change and hydrological extremes in Belgian catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7(4), 5033–5078. <https://doi.org/10.5194/hessd-7-5033-2010>
- Bathurst. (2011). Predicting Impacts of LandUse and Climate Change on Erosion and Sediment Yield in River Basins using SHETRAN. *Handbook of Erosion Modelling*. Recuperado de http://eprint.ncl.ac.uk/pub_details2.aspx?pub_id=138024
- Bathurst, Ewen, Parkin, G., O'Connell, P. E., & Cooper, J. D. (2004). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 3. Blind validation for internal and outlet responses. *Journal of Hydrology*, 287(1), 74–94. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.021>
- Bathurst, J. C., Bovolo, C. I., & Cisneros, F. (2010). Modelling the effect of forest cover on shallow landslides at the river basin scale. *Ecological Engineering*, 36(3), 317–327. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2009.05.001>
- Bathurst, J. C., Burton, A., Clarke, B. G., & Gallart, F. (2006). Application of the SHETRAN basin-scale, landslide sediment yield model to the Llobregat basin, Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes*, 20(14), 3119–3138. <https://doi.org/10.1002/hyp.6151>
- Bathurst, Moretti, G., El-Hames, A., Beguería, S., & García-Ruiz, J. M. (2007). Modelling the impact of forest loss on shallow landslide sediment yield, Ijuez river catchment, Spanish Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(1), 569–583. <https://doi.org/10.5194/hess-11-569-2007>
- Birkinshaw, S. (2010). Technical Note: Automatic river network generation for a physically-based river catchment model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1767-2010>
- Birkinshaw, S. J., Bathurst, J. C., Iroumé, A., & Palacios, H. (2011). The effect of forest cover on peak flow and sediment discharge—an integrated field and modelling study in central–southern Chile. *Hydrological Processes*, 25(8), 1284–1297. <https://doi.org/10.1002/hyp.7900>

- Blasone, R.-S., Madsen, H., & Rosbjerg, D. (2007). Parameter estimation in distributed hydrological modelling: comparison of global and local optimisation techniques. *Hydrology Research*, 38(4–5), 451–476. <https://doi.org/10.2166/nh.2007.024>
- Boussinesq, J. (1904). Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Math. Pures Appl*, 10, 5–78.
- Chiverton, A. (2015). The influence of catchment characteristics on river flow variability. Recuperado de <http://dspace.lib.cranfield.ac.uk/handle/1826/9576>
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1999). *Hidrología aplicada*. Santafé de Bogotá: McGraw-Hill.
- Daniel, E. B., Camp, J. V., LeBoeuf, E. J., Penrod, J. R., Dobbins, J. P., & Abkowitz, M. D. (2011). Watershed Modeling and its Applications: A State-of-the-Art Review. *The Open Hydrology Journal*, 5(1). Recuperado de <https://benthamopen.com/ABSTRACT/TOHYDJ-5-26>
- Davie, T. (2008). *Fundamentals of hydrology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography (2a ed.). London: Taylor & Francis.
- Deraedt, D., Colinet, G., Claessens, H., & Degré, A. (2014). Représentation du couvert forestier dans la modélisation hydrologique: comparaison de dix modèles (synthèse bibliographique). *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 18(1), 83-96–96.
- DHI. (2000). MIKE SHE, Technical Reference Manual - Water Movement Module. Danish Hydraulic Institute.
- Domenico, P. A., & Mifflin, M. D. (1965). Water from low-permeability sediments and land subsidence. *Water Resources Research*, 1(4), 563–576. <https://doi.org/10.1029/WR001i004p00563>
- Durner, W. (1998). SHYFIT 0.24 User's Manual. Germany: Research Report 95.1, Department of Hydrology, University of Bayreuth, D-95440 Bayreuth.
- Ewen, J., Parkin, G., & O'Connell, P. E. (2000). SHETRAN: Distributed River Basin Flow and Transport Modeling System. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(3), 250–258. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2000\)5:3\(250\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2000)5:3(250))
- Fan, Y. R., Huang, G. H., Baetz, B. W., Li, Y. P., Huang, K., Li, Z., ... Xiong, L. H. (2016). Parameter uncertainty and temporal dynamics of sensitivity for hydrologic models: A hybrid sequential data assimilation and probabilistic collocation method. *Environmental Modelling & Software*, 86, 30–49. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.09.012>
- Feddes, R. A., Kowalik, P., Neuman, S. P., & Bresler, E. (1976). FINITE DIFFERENCE AND FINITE ELEMENT SIMULATION OF FIELD WATER UPTAKE BY PLANTS / Simulation de la différence finie et de l'élément fini de l'humidité du sol utilisée par les plantes. *Hydrological Sciences Bulletin*, 21(1), 81–98. <https://doi.org/10.1080/02626667609491607>
- Feyen, L., Vázquez, R., Christiaens, K., Sels, O., & Feyen, J. (2000). Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 4(1), 47–63. <https://doi.org/10.5194/hess-4-47-2000>
- Freeze, R. A., & Harlan, R. L. (1969). Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, 9(3), 237–258. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90020-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1)
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751–763. <https://doi.org/10.1029/97WR03495>
- Henriksen, H. J., Trolborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., & Madsen, B. (2003). Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, 280(1), 52–71. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00186-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00186-0)

- Huning, L. S., & Margulis, S. A. (2015). Watershed modeling applications with a modular physically-based and spatially-distributed watershed educational toolbox. *Environmental Modelling & Software*, 68, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.02.008>
- Koo, B. K., & O'Connell, P. E. (2006). An integrated modelling and multicriteria analysis approach to managing nitrate diffuse pollution: 2. A case study for a chalk catchment in England. *Science of The Total Environment*, 358(1), 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.05.013>
- Legates, D. R., & McCabe, G. J. (1999). Evaluating the use of “goodness-of-fit” Measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1), 233–241. <https://doi.org/10.1029/1998WR900018>
- Loague, K., & Green, R. E. (1991). Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: Overview and application. *Journal of Contaminant Hydrology*, 7(1), 51–73. [https://doi.org/10.1016/0169-7722\(91\)90038-3](https://doi.org/10.1016/0169-7722(91)90038-3)
- Ma, L., He, C., Bian, H., & Sheng, L. (2016). MIKE SHE modeling of ecohydrological processes: Merits, applications, and challenges. *Ecological Engineering*, 96, 137–149. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2016.01.008>
- Minasny, B., McBratney, A. B., & Bristow, K. L. (1999). Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*, 93(3), 225–253. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(99\)00061-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(99)00061-0)
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*. Recuperado de <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US201300848936>
- Moussoulis, E., Zacharias, I., & Nikolaidis, N. P. (2016). Combined hydrological, rainfall–runoff, hydraulic and sediment transport modeling in Upper Acheloos River catchment. *Desalination and Water Treatment*, 57(25), 11540–11549. <https://doi.org/10.1080/19443994.2015.1102769>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Newcastle University. (2001). SHETRAN Water Flow Component, Equations and Algorithms. UK: School of Engineering and Geosciences, Newcastle University.
- Parkin, G., Birkinshaw, S. J., Younger, P. L., Rao, Z., & Kirk, S. (2007). A numerical modelling and neural network approach to estimate the impact of groundwater abstractions on river flows. *Journal of Hydrology*, 339(1), 15–28. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.041>
- Parkin, G., O'Donnell, G., Ewen, J., Bathurst, J. C., O'Connell, P. E., & Lavabre, J. (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 175(1), 595–613. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)80027-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80027-8)
- Petrović, A. M., Kovačević-Majkić, J., & Milošević, M. V. (2016). Application of run-off model as a contribution to the torrential flood risk management in Topčiderska Reka watershed, Serbia. *Natural Hazards*, 82(3), 1743–1753. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2269-1>
- Ramanarayanan, T., Williams, J., Dugas, W., Hauck, L., & McFarland. (1997). Using APEX to identify alternative practices for animal waste management. Paper No. 972209. St. Joseph, Michigan, ASAE.
- Refsgaard. (1990). Terminology, Modelling Protocol And Classification of Hydrological Model Codes. En *Distributed Hydrological Modelling* (pp. 17–39). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_2

- Refsgaard, & Abbott, M. B. (1990). The Role of Distributed Hydrological Modelling in Water Resources Management. En *Distributed Hydrological Modelling* (pp. 1–16). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_1
- Refsgaard, J. C. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1–4), 69–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03329-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03329-X)
- Refsgaard, Sørensen, H. R., Mucha, I., Rodak, D., Hlavaty, Z., Banský, L., ... Hansen, S. (1998). An Integrated Model for the Danubian Lowland – Methodology and Applications. *Water Resources Management*, 12(6), 433–465. <https://doi.org/10.1023/A:1008088901770>
- Refsgaard, Storm, B., & Clausen, T. (2010). Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling. *Hydrology Research*, 41(5), 355–377. <https://doi.org/10.2166/nh.2010.009>
- Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C., & Morton, A. J. (1971). A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9, 367–384. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(71\)90034-3](https://doi.org/10.1016/0002-1571(71)90034-3)
- Seck, A., Welty, C., & Maxwell, R. M. (2015). Spin-up behavior and effects of initial conditions for an integrated hydrologic model. *Water Resources Research*, 51(4), 2188–2210. <https://doi.org/10.1002/2014WR016371>
- Shrestha, P. K., Shakya, N. M., Pandey, V. P., Birkinshaw, S. J., & Shrestha, S. (2017). Model-based estimation of land subsidence in Kathmandu Valley, Nepal. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 8(2), 974–996. <https://doi.org/10.1080/19475705.2017.1289985>
- Shuttleworth, W. J. (1993). Evaporation. In *Handbook of Hydrology*. New York, NY, USA: Maidment, D.R., Ed.; McGraw Hill.
- Silberstein, R. P., Sivapalan, M., & Wyllie, A. (1999). On the validation of a coupled water and energy balance model at small catchment scales. *Journal of Hydrology*, 220(3), 149–168. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00075-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00075-X)
- Singh, V. P. (1997). Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. *Hydrological Processes*, 11(12), 1649–1669. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19971015\)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19971015)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1)
- Smith, L., & Wheatcraft, S. (1993). Groundwater. In *Handbook of Hydrology*. New York, NY, USA: Maidment, D.R., Ed.; McGraw Hill.
- Solomatine, D., & Wagener, T. (2011). 2.16 - Hydrological Modeling. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53199-5.00044-0>
- Song, X., Zhang, J., Zhan, C., Xuan, Y., Ye, M., & Xu, C. (2015). Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *Journal of Hydrology*, 523, 739–757. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.013>
- Van Genuchten, M. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1. *Soil Science Society of America Journal*, 44. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Vázquez. (2003). Assessment of the performance of physically based distributed codes simulating medium size hydrological systems. Tesis Doctoral ISBN 90-5682-416-3, Department of Civil Engineering, K. U. Leuven, Bélgica, 335pp.
- Vázquez, R. (1997). Numerical bi-dimensional modelling of the Brusselean aquifer. *Memorias del VII Congreso Nacional de Hidráulica*, Quito, 1, 307–321.
- Vázquez, R. F., & Feyen, J. (2007). Assessment of the effects of DEM gridding on the predictions of basin runoff using MIKE SHE and a modelling resolution of 600m.

- Journal of Hydrology, 334(1), 73–87. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.001>
- Vázquez, R. F., Feyen, L., Feyen, J., & Refsgaard, J. C. (2002). Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, 16(2), 355–372. <https://doi.org/10.1002/hyp.334>
- Vázquez, R. F., & Hampel, H. (2014). Prediction limits of a catchment hydrological model using different estimates of ETp. *Journal of Hydrology*, 513, 216–228. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.03.051>
- Vazquez, R., Feyen, L., Christiaens, K., Abu El-Nasr, A., & Feyen, J. (1999). Calibration and validation of the distributed physically based hydrological MIKE SHE model, with application to the Gete basin. Internal Publication: Institute for Land and Water Management, K.U.Leuven, Leuven, 55, 92pp.
- Younger, P. L. (1993). Simple generalized methods for estimating aquifer storage parameters. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 26(2), 127–135. <https://doi.org/10.1144/GSL.QJEG.1993.026.02.04>
- Zhang, Moreira, M., & Corte-Real, J. (2015). Multi-objective calibration of the physically based, spatially distributed SHETRAN hydrological model. *Journal of Hydroinformatics*, jh2015219. <https://doi.org/10.2166/hydro.2015.219>
- Zhang, R. (2015). Integrated modelling for evaluation of climate change impacts on agricultural dominated basin [doctoralThesis]. Recuperado 24 de julio de 2017, de <https://dspace.uevora.pt/rdpc/handle/10174/13270>
- Zhang, R., Santos, C. A. G., Moreira, M., Freire, P. K. M. M., & Corte-Real, J. (2013). Automatic Calibration of the SHETRAN Hydrological Modelling System Using MSCE. *Water Resources Management*, 27(11), 4053–4068. <https://doi.org/10.1007/s11269-013-0395-z>

Apéndice A: Resultados adicionales de la modelación

A continuación, se indica las tablas de parámetros efectivos obtenidos en el periodo de calibración de los modelos hidrológicos. En las tablas de conductividad hidráulica, se indican las zonas A y B para los parámetros de conductividad hidráulica de acuerdo a la Figura 15.

MIKE SHE

Tabla A.1: Parámetros del coeficiente de rugosidad obtenidos en el período de calibración.

Parámetro	Ríos	Suelos			
		Maíz	Desnudo	Bosque	Bayas
Strickler ($m^{1/3}s^{-1}$)	15	3.5	4.54	2.26	3.94

En la Tabla 13, se indican las zonas A y B para los parámetros de conductividad hidráulica de acuerdo a la Figura 15.

Tabla A.2: Parámetros efectivos obtenidos en el período de calibración.

Parámetro	Unidad Geológica	Valor del Parámetro	
		Zona A	Zona B
Kx ($m s^{-1}$)	Quaternarian	1×10^{-7}	1×10^{-7}
	Brusselian	1.65×10^{-3}	
	Landenian	7.87×10^{-5}	7.87×10^{-5}
	Heers	4.55×10^{-5}	
	Cretaceous	1×10^{-6}	
Ksat			
Kz ($m s^{-1}$)	Quaternarian	9.1×10^{-7}	1.9×10^{-7}
	Brusselian	7×10^{-6}	
	Landenian	2.75×10^{-6}	2.98×10^{-5}
	Heers	2.28×10^{-6}	
	Cretaceous	7.54×10^{-8}	

Leyenda: Ksat = conductividad hidráulica saturada, Kx = conductividad hidráulica saturada horizontal, Kz = conductividad hidráulica saturada vertical.

SHETRAN con Ss₁

Tabla A.3: Parámetros del coeficiente de rugosidad obtenidos en el periodo de calibración.

Parámetro	Ríos	Suelos			
		Maíz	Desnudo	Bosque	Bayas
Strickler ($m^{1/3} s^{-1}$)	15	2.13	4.54	2	3.94

Tabla A.4: Parámetros efectivos obtenidos en el período de calibración.

Parámetro	Unidad Geológica	Valor del Parámetro	
		Zona A	Zona B
Kx (m s⁻¹)	Quaternarian	4 x 10 ⁻⁵	4 x 10 ⁻⁵
	Brusselian	7 x 10 ⁻⁵	
	Landenian	8 x 10 ⁻⁵	1.07 x 10 ⁻⁴
	Heers	2.11 x 10 ⁻⁵	
	Cretaceous	1 x 10 ⁻⁵	
Ksat			
Kz (m s⁻¹)	Quaternarian	2.08 x 10 ⁻⁷	1 x 10 ⁻⁸
	Brusselian	7 x 10 ⁻⁶	
	Landenian	5 x 10 ⁻⁵	5 x 10 ⁻⁵
	Heers	1 x 10 ⁻⁸	
	Cretaceous	1 x 10 ⁻⁷	

Ksat = conductividad hidráulica saturada, Kx = conductividad hidráulica saturada horizontal, Kz = conductividad hidráulica saturada vertical.

SHETRAN con Ss₂

Tabla A.5: Parámetros efectivos obtenidos en el periodo de calibración.

Parámetro	Ríos	Suelos			
		Maíz	Desnudo	Bosque	Bayas
Strickler (m^{1/3} s⁻¹)	15	2.25	6.25	2	3.94

Tabla A.6: Parámetros efectivos obtenidos en el periodo de calibración.

Parámetro	Unidad Geológica	Valor del Parámetro	
		Zona A	Zona B
Kx (m s⁻¹)	Quaternarian	1 x 10 ⁻⁷	1 x 10 ⁻⁷
	Brusselian	6.43 x 10 ⁻⁴	
	Landenian	8.8 x 10 ⁻⁵	8.28 x 10 ⁻⁵
	Heers	2.84 x 10 ⁻⁵	
	Cretaceous	4.27 x 10 ⁻⁶	
Ksat			
Kz (m s⁻¹)	Quaternarian	1 x 10 ⁻⁸	1 x 10 ⁻⁸
	Brusselian	7 x 10 ⁻⁵	
	Landenian	5 x 10 ⁻⁵	5 x 10 ⁻⁵
	Heers	5 x 10 ⁻⁶	
	Cretaceous	1 x 10 ⁻⁷	

Resultados adicionales de comparación del módulo subterráneo de los modelos MIKE SHE y SHETRAN en el período de calibración

En la Figura A.1 y A.2 el eje vertical tiene unidades métricas y se muestran las simulaciones de los niveles piezométricos en diferentes capas geológicas.

MIKE SHE

En la Figura A.1 y A.2, la línea MS representa la simulación de MIKE SHE. Los pozos 4048204, 4073133, 4038187, B2-33.501 (Quaternarian, Landeniaan) y S2B-102 muestran niveles simulados con un error promedio entre 1.0 y 2.5 m en relación con los observados e indican relativa precisión.

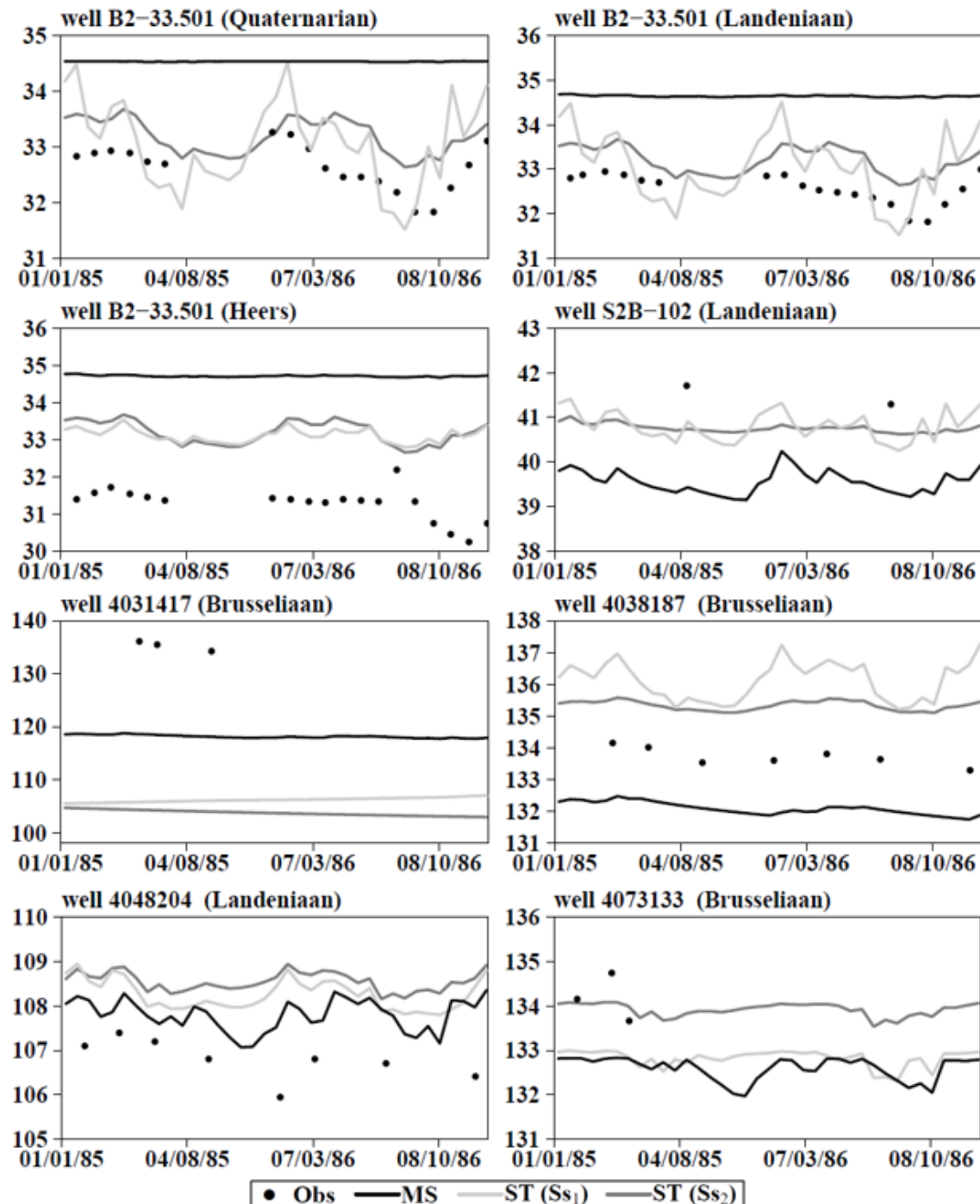


Figura A.1: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de calibración, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, Ss₁ = $1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, Ss₂ = $1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

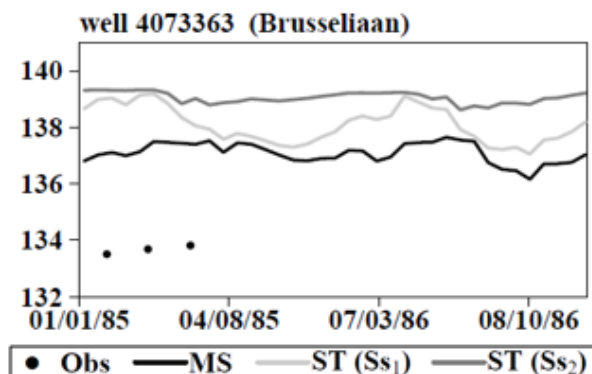


Figura A.2: Nivel piezométrico observado y simulado en el periodo de calibración, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Los pozos B2-33.501 (Heers), 4073363 y 4031417 exponen niveles simulados con un error promedio mayor a 2.5 m en comparación con los observados y no indican una adecuada precisión.

SHETRAN con $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$

En la Figura A.1 y A.2, la línea ST representa la simulación de SHETRAN. Los niveles de los pozos simulados B2-33.501 (Quaternarian, Landeniaan) y S2B-102 presentan una buena aproximación en relación con los pozos tomados en campo; el error promedio es menor a 1.0 m.

Los pozos 4073133, 4048204 y B2-33.501 (Heers), revelan niveles simulados con un error promedio entre 1 y 2.5 m en comparación a los observados e indican relativa precisión.

Los pozos 4038187, 4073363 y 4031417 indican niveles simulados con un error promedio mayor a 2.5 m en relación a los observados y no indican una buena precisión.

SHETRAN con $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$

En la Figura A.1 y A.2, la línea ST representa la simulación de SHETRAN. Los niveles de los pozos simulados 4073133, B2-33.501 (Quaternarian, Landeniaan) y S2B-102 presentan buena precisión en relación a los pozos tomados en campo; error promedio es menor a 1.0 m.

Los pozos 4038187, 4048204 y B2-33.501 (Heers), revelan niveles simulados con un error promedio entre 1.0 y 2.5 m en comparación a los observados e indican relativa precisión.

Los pozos 4073363 y 4031417 indican niveles simulados con un error promedio mayor a 2.5 m en relación a los observados y no indican una buena precisión.

Resultados adicionales de comparación del módulo subterráneo de los modelos MIKE SHE y SHETRAN en el periodo de validación

En Figura A.3 y A.4 el eje vertical tiene unidades métricas y se muestran las simulaciones de los niveles piezométricos en diferentes capas geológicas.

MIKE SHE

En Figura A.3 y A.4, la línea MS representa la simulación de MIKE SHE. Los pozos simulados en el periodo de validación presentan resultados de niveles piezométricos similares a los obtenidos en el periodo de calibración a excepción del pozo 4073133 que presenta un error promedio mayor a 2.5 m y no indica un buen ajuste.

SHETRAN con $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$

En Figura A.3 y A.4, la línea ST representa la simulación de SHETRAN. Los pozos simulados en el periodo de validación presentan resultados de niveles piezométricos similares a los obtenidos en el periodo de calibración a excepción del pozo B2-33.501 (Heers) que presenta un error promedio mayor a 2.5 m y no indica una buena precisión.

SHETRAN con $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$

En Figura A.3 y A.4, la línea ST representa la simulación de SHETRAN. Los pozos simulados en el periodo de validación presentan resultados de niveles piezométricos similares a los obtenidos en el periodo de calibración a excepción del pozo B2-33.501 (Heers) que presenta un error promedio mayor a 2.5 m y no muestra un adecuado ajuste.

Resultados adicionales de evaluación y comparación en múltiples sitios ("Multi-Site") de pozos y estaciones internas

En la Figura A.5, todos los pozos del modelo MIKE SHE presentan un bajo desempeño. El modelo SHETRAN (Ss_1 , Ss_2) tiene en ambos casos el pozo V2HG-BR5, que presenta predicciones admisibles y el pozo 4045126 no muestra un buen ajuste.

En la Figura A.6, la estación Kleine Gete no tiene buena precisión en comparación con los valores observados; en todos los modelos se muestra valores del coeficiente EF_2 negativos, lo que indica un bajo desempeño.

En la Tabla A.7 y siguientes se indican coeficientes estadísticos adicionales para evaluar la calidad de las predicciones de caudal en las estaciones de la cuenca de estudio.

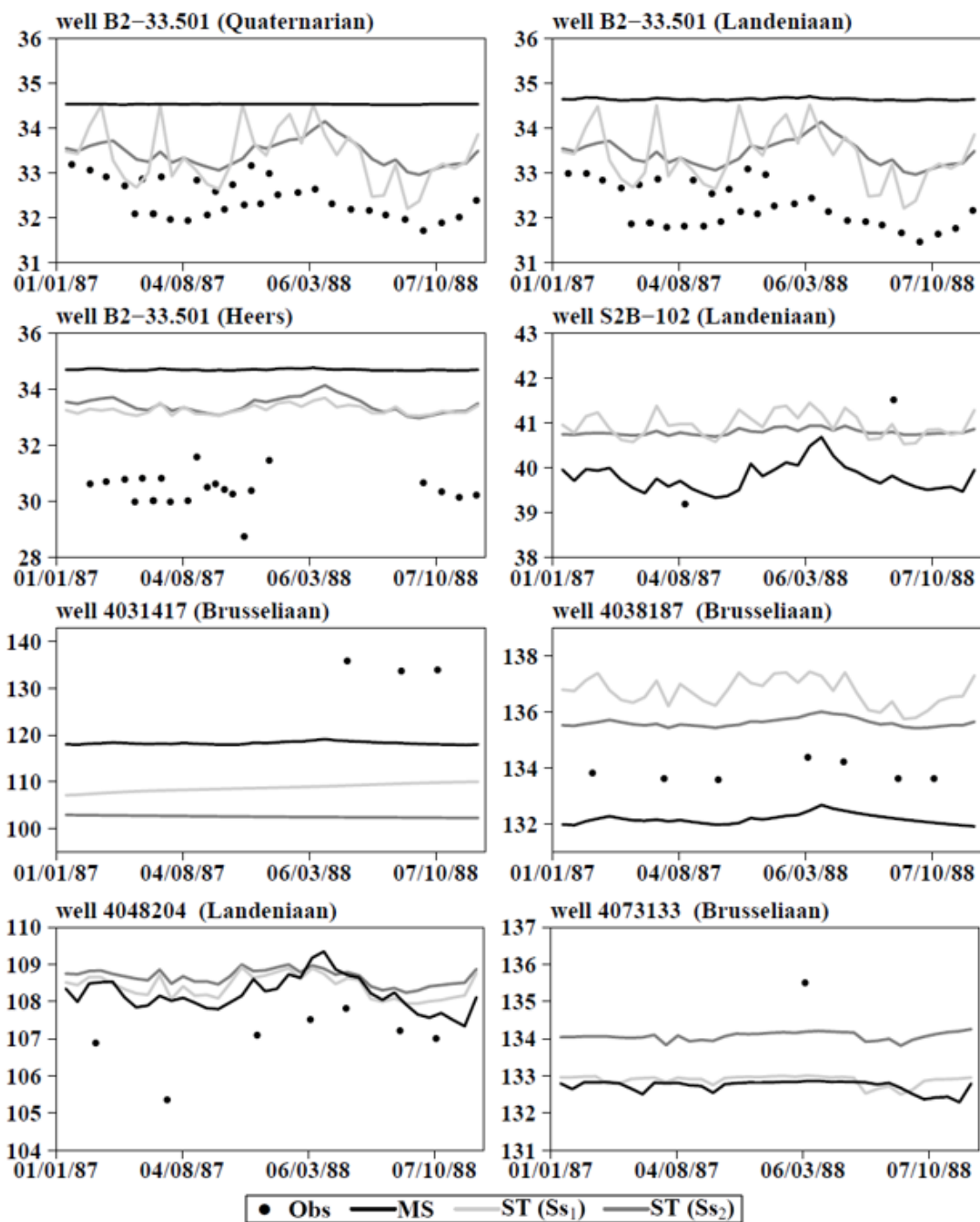


Figura A.3: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

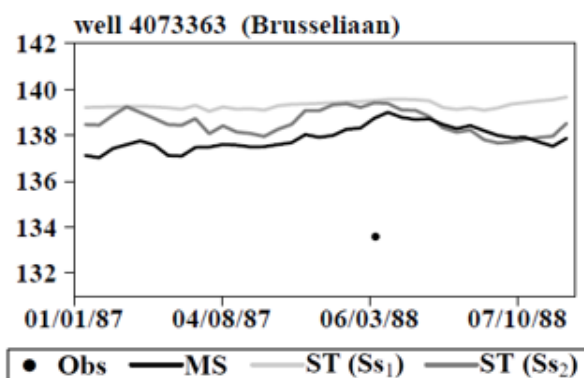


Figura A.4: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

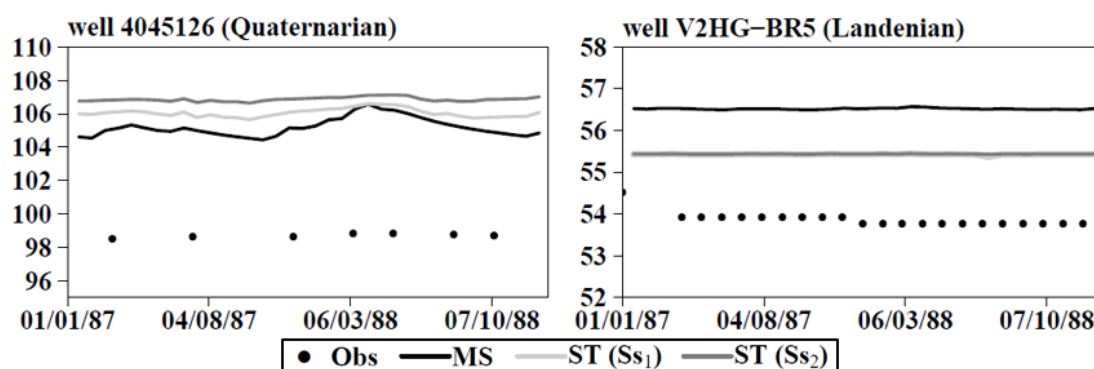


Figura A.5: Niveles piezométricos observados y simulados en múltiples sitios, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

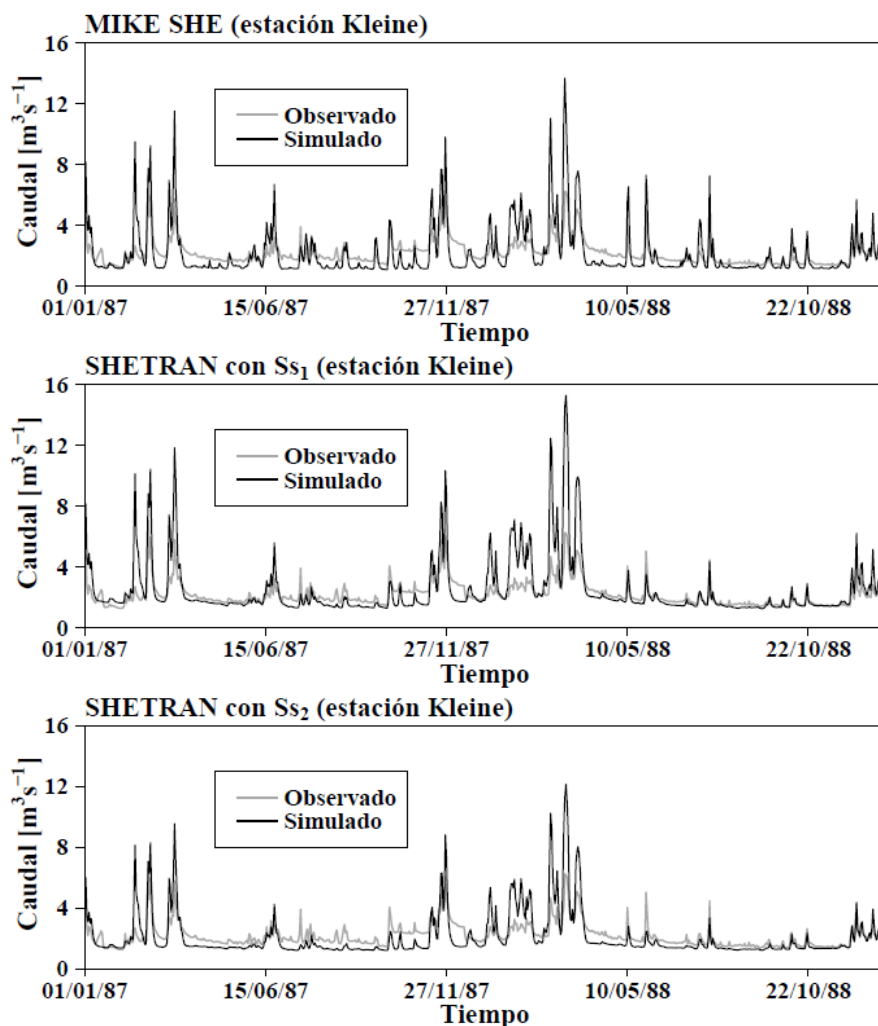


Figura A.6: Caudal observado y simulado en la estación Kleine Gete, Obs = Observado, MS = MIKE SHE, ST = SHETRAN, Ss = Almacenamiento específico, $Ss_1 = 1.00 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, $Ss_2 = 1.00 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$.

Tabla A.7: Evaluación de la calidad de las predicciones en base al coeficiente de Error Medio Absoluto (MAE).

Período	Estación	MIKE SHE	SHETRAN	
			$Ss_1 = 1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	$Ss_2 = 1 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$
Calibración	Gete	0.798	0.686	0.787
	Gete	0.778	0.982	0.830
Validación	Grote Gete	0.617	0.485	0.449
	Kleine Gete	0.730	0.691	0.612

Leyenda: Ss= almacenamiento específico

Tabla A.8: Evaluación de la calidad de las predicciones en base al coeficiente de Error Medio Cuadrático Relativo (RRMSE).

Período	Estación	MIKE SHE	SHETRAN	
			$Ss_1 = 1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	$Ss_2 = 1 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$
Calibración	Gete	0.261	0.269	0.268
	Gete	0.259	0.379	0.277
Validación	Grote Gete	0.489	0.596	0.447
	Kleine Gete	0.515	0.620	0.444

Leyenda: Ss= almacenamiento específico

Tabla A.9: Evaluación de la calidad de las predicciones en base al coeficiente de Determinación (CD).

Período	Estación	MIKE SHE	SHETRAN	
			$Ss_1 = 1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	$Ss_2 = 1 \times 10^{-1} \text{ m}^{-1}$
Calibración	Gete	1.681	0.862	1.768
	Gete	1.143	0.488	0.892
Validación	Grote Gete	1.877	0.358	0.645
	Kleine Gete	0.228	0.172	0.283

Leyenda: Ss= almacenamiento específico