

**CARACTERIZACIÓN DE LA DIRECCIONALIDAD DE FLUJOS
HÍDRICOS EN ÁREAS PRIORIZADAS DE LOS PÁRAMOS
DE RABANAL, GUERRERO Y SANTURBÁN**

PROPUESTA METODOLÓGICA



**INGENIERÍA Y GESTIÓN DE LA INFORMACIÓN
INGFOCOL LTDA.**

SEPTIEMBRE DE 2013

CONTENIDO

	Pág.
1. DEFINICIONES.....	3
2. MODELOS HIDROLÓGICOS	11
3. MODELO CONCEPTUAL PROPUESTO.....	13
4. PRECIPITACIÓN	16
5. EVAPOTRANSPIRACIÓN	18
6. ESCORRENTÍA SUPERFICIAL O PRECIPITACIÓN EFECTIVA.....	20
7. UNIDADES HIDROLÓGICAS DE RESPUESTA.....	22
8. INFILTRACIÓN NETA.....	25
9. CONSTRUCCIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL.....	28
10. BIBLIOGRAFÍA	30

1. DEFINICIONES

Para entender las dinámicas de flujo y transporte en una región asociada a un ecosistema de alta montaña es necesario describir los distintos componentes del ciclo hidrológico, en ese sentido las variables que determinan estos componentes deben ser estudiadas. Comúnmente, para estudiar las variables que controlan el ciclo hidrológico se usa la cuenca de drenaje como volumen de control, de tal manera que las ecuaciones de conservación puedan ser aplicadas. Una cuenca hidrográfica puede ser descrita como el área que topográficamente contribuye al volumen de agua que pasa a través de una sección de control de una corriente de agua. El método convencional de delimitación de una cuenca superficial requiere el uso de un mapa topográfico y/o un modelo de elevación digital (DEM).

El ciclo hidrológico (como el que se muestra en la figura) es una compleja red de entradas y salidas de agua que pueden expresarse como:

$$I - O = \Delta S$$

Esta ecuación se conoce comúnmente como la ecuación de balance o ecuación hidrológica (Dingman, 2002). Este balance debe aplicarse sobre un volumen de control y los procesos incluidos en cada uno de los términos dependerán de la definición de dicho volumen. Sin embargo, típicamente I representa las entradas tales como precipitación, riego o trasvases de cuencas, y O representa las salidas en las que se pueden incluir la evapotranspiración, percolación o descargas superficiales (escorrentía). Si consideramos un período de tiempo razonable lo suficientemente largo sin tendencias climáticas y/o influencia antropogénica se podría pensar en despreciar el cambio de almacenamiento, sin embargo esta condición idealizada es muy difícil de encontrar en la realidad y por tanto aproximaciones más complejas son comúnmente necesarias.

Estudios sobre el conocimiento del comportamiento del agua (flujo hídrico) en el páramo y su capacidad de regulación frente a las distintas intervenciones antropicas ha sido limitado y poco estudiado a nivel nacional (MAVDT & IAVH, 2010). Los estudios existentes se han aproximado a entender el balance hídrico del páramo desde modelos tradicionales de hidrologías de cuencas, tomando como referentes variables básicas de entrada y salida para balance hídrico de cuencas. (ver Díaz Granados, et al, 2005; García, 2010). Además, el monitoreo y registro de variables y parámetros tanto hidrológicas como meteorológicas para ecosistemas de alta montaña es escaso y no guarda una continuidad temporal (García, 2010: 8; MAVDT & IAVH, 2010: 20). De igual manera, si existiera el registro de ciertas variables hidro-climatológicas, estas descartarían la valoración del agua que es interceptada por las plantas y genera el fenómeno de precipitación horizontal en los páramos.

Algunas investigaciones han sugerido que el potencial hidrológico de los páramos se encuentra en la cantidad de materia orgánica acumulada en los suelos, que bajo diferentes grados de descomposición retiene grandes cantidades de agua y las libera lentamente. De igual manera, las densas capas de musgos influyen en esta funcionalidad hídrica. Por otro lado los niveles de evapotranspiración en el páramo son muy bajos por la incidencia permanente de niebla que impide la radiación directa de los rayos solares¹. Además, las características morfológicas de la vegetación de páramo, especialmente sus hojas alargadas con ápice acuminado, suculentas y pubescentes no tienen una alta incidencia en los procesos de evapotranspiración (Hamilton et al, 1995 en barrero, J, 2009). Es importante reconocer que en estos ecosistemas, además de las entradas de agua por procesos de precipitación vertical, también se genera un aporte a través la interceptación del agua de niebla la cual es retenida por la vegetación. La cuantificación de esta variable ha sido difícil de calcular ya que la formación de niebla depende de factores topográficos, ubicación geográfica del sitio, condiciones climáticas asociadas a corrientes e intensidad de vientos, contenido de

¹ No obstante esta situación en los recientes años ha tenido severos cambios por el cambio climático.

humedad en la atmosfera y su temperatura, entre otros (Tobon, 2009; Merriam, 1973; Hamilton & Scatena, 1995; Barrero, J, 2009)².

En el momento que el agua es interceptada por la vegetación, la almacena en su follaje o troncos y luego se libera en forma de goteos, proceso que se conoce como precipitación horizontal. Según Cavelier & Goldstein (1989) han establecido que la precipitación horizontal aumenta cuando disminuye la precipitación vertical y esta puede llegar a aportar el 65% de las entradas totales (Kerfoot, 1968; Harr, 1982; Cavelier & Goldstein, 1989; Juvik & Nullet, 1978; Schemenaur & Cereda, 1994; Bruijnzeel et al, 2006 en Barrero, J, . 2009). De acuerdo a lo anterior para los ecosistemas de páramo se asume un comportamiento hídrico similar al de los bosques altoandinos, en el sentido que el balance hidrico las entradas son mayores a las salidas por interceptación de la precipitación y la transpiración. Sin embargo, los rendimientos hídricos en los páramos son mayores (Tobón, 2009).

Dado que el ciclo hidrológico del páramo está asociado a los flujos de aguas subterráneas procedentes de áreas de turberas y acuíferos, se recomienda ampliar el conocimiento entre los vínculos existentes entre los humedales y los flujos subterráneos (García, 2010 & MAVDT- IAVH, 2010). De esta manera, sería factible determinar de qué forma los cambios de coberturas vegetales en el páramo impactan las funciones hidrológicas de este ecosistema. Complementariamente, el MAVDT & el IAVH (2010) proponen rescatar la tipología hidrológica de los humedales propuesta por RAMSAR (2010) basada en el entorno paisajístico y los mecanismos de transferencia de agua, de tal forma que sirva como guía para la delimitación de los páramos desde criterios hidrológicos.

Teniendo en cuenta que los páramos también son reconocidos como ecosistemas de humedales alpino neotropical, en donde su funcionalidad hídrica está estrechamente

² Duarte, 2011. Documento enfoque metodológico proyecto páramos y sistemas de vida.

asociada a sus propias características biofísicas (topografía, su vegetación, suelos, clima, geología, entre otras) y a las conexiones paisajísticas que presenten entre sí. Pritchard, D. (2010) sostiene que muchos humedales están conectados hidrológicamente y ecológicamente a masas de aguas subterráneas, en donde unos pueden ser dependientes de las descargas subterráneas, mientras que otros de descargas superficiales. En este sentido, se han reconocido 14 mecanismos de transferencia, los cuales dependerán de la presencia de acuíferos, las características de los suelos y el material geológico, el cual varía de acuerdo a su grado de permeabilidad (ver Fig 2). La arcilla es un estrato de baja permeabilidad mientras que la arena corresponde a un estrato semipermeable. Para facilitar la comprensión de los mecanismos de transferencia Acreman (2004 en Pritchard, D. 2010) elaboró una tipología hidrológica de los humedales basada en el entorno paisajístico (ver Pritchard, D. 2010: 40).

Entorno paisajístico	Subtipo con arreglo al mecanismo de transferencia de agua
Humedales de altiplanicie	Alimentados por aguas superficiales de altura
Humedales de ladera	Alimentados por aguas superficiales
	Alimentados por aguas superficiales y por aguas subterráneas
	Alimentados por aguas subterráneas
Humedales de fondo de valle	Alimentados por aguas superficiales
	Alimentados por aguas superficiales y por aguas subterráneas
	Alimentados por aguas subterráneas
Humedales subterráneos	Alimentados por aguas subterráneas
Humedales de depresión	Alimentados por aguas superficiales
	Alimentados por aguas superficiales y por aguas subterráneas
	Alimentados por aguas subterráneas
Humedales de llanuras bajas	Alimentados por aguas superficiales de tierras bajas
Humedales costeros	Alimentados por aguas superficiales
	Alimentados por aguas superficiales y por aguas subterráneas
	Alimentados por aguas subterráneas

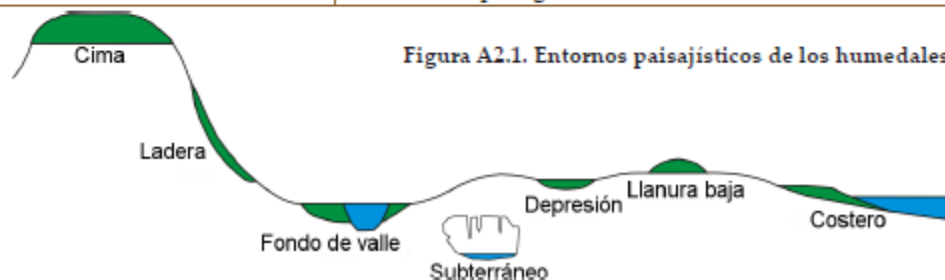


Figura A2.1. Entornos paisajísticos de los humedales

Figura 1 . Mecanismos de transferencia y clasificación de humedales.

Los cortes transversales en distintas épocas del año (verano, invierno) de un humedal, también, ayuda a visualizar los diferentes mecanismos de transferencia que influyen en un humedal.

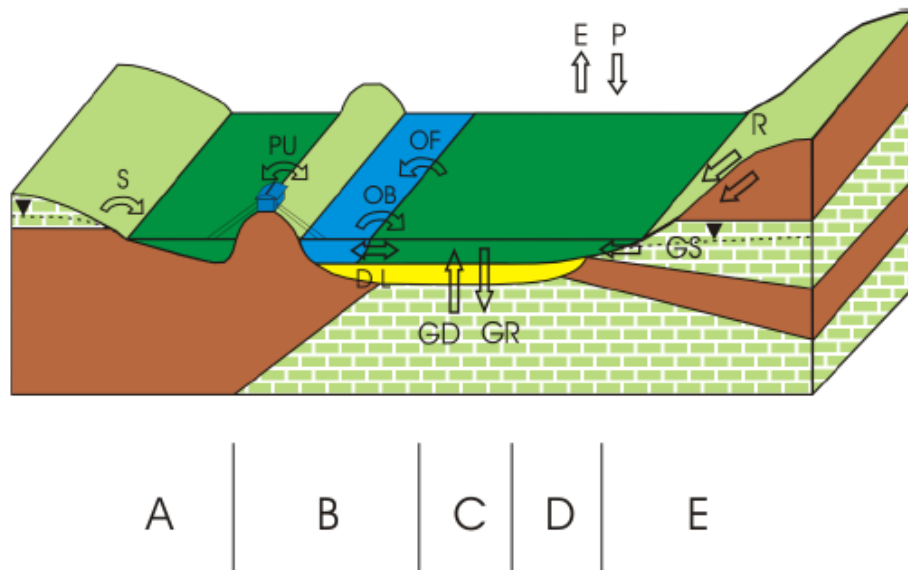


Figura 2 . Diagrama tridimensional de un hipotético humedal, donde se muestra posibles mecanismos de transferencia de agua. Tomado de Pritchard, D. (2010:22).

En la zona A se alimenta por aportes de manantiales (s) y las salidas por actividades de bombeo (pu). En la B, por desbordamiento de ríos (OB). La zona C, aguas subterráneas (GD, GR) se intercambian. En la D las aguas provienen de la Precipitación y se pierde por evaporación (E). En la zona E, los aportes provienen de la filtración de aguas subterráneas (GS) y escorrentía de laderas (R). El área café corresponden a estratos de baja permeabilidad, el amarillo a estratos semipermeables, verde oscuro indican humedales, la zona de cuadros verdes claros son acuíferos y la flecha corresponde a la punta piezométrica (nivel que alcanza el agua subterránea si no se lo impidiera una capa de baja permeabilidad situada encima del acuífero).

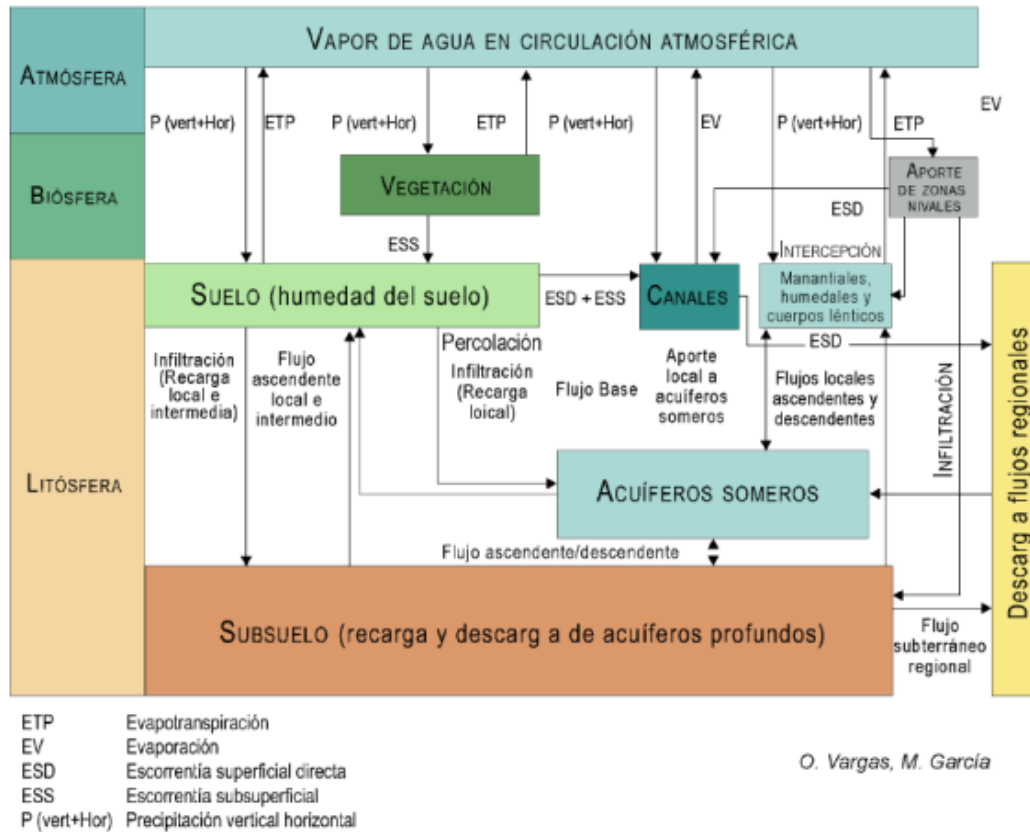


Figura 3. Ciclo hidrológico en páramos (Fuente: Orlando Vargas)

Este estudio se enfoca en entender la respuesta hidrológica de la cuenca asociada a los páramos objeto de estudio (i.e Santurbán, Rabanal y Guerrero). Para este fin es necesario entender las interacciones entre los diferentes componentes del ciclo hidrológico que juegan un rol relevante:

Precipitación: Todo el volumen de agua que entra la fase terrestre del ciclo hidrológico es conocido como precipitación. Por esta razón, este componente controla la distribución espacio-temporal de la respuesta hidrológica (Dingman, 2002; Pérez, 2011). Comúnmente, la medición de la precipitación se hace usando en puntos de observación (pluviómetros o pluviógrafos) que sirven como base para estimar la distribución regional de la lluvia. Aunque en cuencas pequeñas los valores puntuales ayudan a obtener una distribución relativamente realista, en cuencas más grandes métodos de interpolación

son requeridos (P.ej. *Kriging*, *IDW*, *Spline*, entre otros). En este caso, la calidad de los resultados será determinada por la densidad de estaciones disponibles en el área de estudio.

Evapotranspiración: es un término colectivo para referirse a todos los procesos por los cuales el agua en la superficie, o cerca de ella, se convierte en vapor de agua atmosférico. El término incluye evaporación desde lagos, ríos, suelo desnudo, superficies vegetativas y desde las hojas de las plantas (lo que comúnmente se conoce como transpiración). La medición directa de la evapotranspiración representa un reto importante ya que tiene un alto grado de dificultad y los costos asociados son en muchos casos muy altos. Por esta razón, se han desarrollado diversas metodologías basadas en variables que se pueden medir más fácilmente (P.ej. temperatura, velocidad del viento, brillo solar, entre otras).

Escorrentía superficial: es una lámina de agua definida como el exceso de precipitación que se mueve sobre la superficie de la tierra hacia las corrientes de agua después de ocurrido el fenómeno de infiltración. En la literatura se reconocen dos tipos de mecanismos que controlan el proceso de generación de escorrentía. El primero, llamado **flujo hortoniano** (HOF) en honor al investigador Robert Horton quien expuso el proceso en una serie de artículos en la década de los 30s (Horton, 1931; 1933; 1936), consiste en la generación de escorrentía debido a que la intensidad de la lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo por un período lo suficientemente largo para generar encharcamiento más allá del almacenamiento superficial del suelo (Loague et al. 2010). En el HOF, la superficie del suelo se satura por la precipitación ya que no es capaz de transmitir el agua hacia capas inferiores del suelo lo suficientemente rápido.

Originalmente se creía que la generación de escorrentía por este proceso estaba asociada a toda la cuenca. Sin embargo Betson (1964) introdujo el concepto de áreas parciales que explicó como los procesos que dan origen al flujo hortoniano sólo ocurren en regiones de la cuenca y su extensión varía de una cuenca a otra. Adicionalmente,

sus investigaciones sugieren que la extensión de estas áreas está asociado a la saturación del suelo y a la intensidad de la lluvia. Estos dos factores parecen ser particularmente importantes en escenarios de transición o condiciones “inusuales”. En estos grupos podemos incluir el cambio del uso de la tierra, la introducción de una fuerte influencia antropogénica o el cambio climático.

El segundo proceso se le conoce con el nombre de **flujo duniano** en honor al investigador Thomas Dunne quien junto a Richard Black introdujeron el concepto en 1970. Este mecanismo ocurre cuando la intensidad de la lluvia es menor que la capacidad de infiltración de la capa de suelo superficial por un período lo suficiente largo para hacer que el nivel freático alcance la superficie. Este proceso está asociado a regiones relativamente bajas de la cuenca donde el nivel freático está lo suficientemente cerca de la superficie.

Infiltración: este término se refiere al movimiento de agua desde la superficie hacia la subsuperficie. En muchos estudios, términos como infiltración neta, drenaje o percolación han sido introducidos para describir el movimiento de agua más allá de la zona radicular, lo que comúnmente es asociado al término **recarga** (Scanlon y Cook, 2002). Aunque la recarga se podría definir más detalladamente como el agua que alcanza el acuífero desde cualquier dirección (Lerner 1997), en esta aproximación conceptual nos referiremos a la recarga como sinónimo de infiltración neta, drenaje o percolación.

La tasa de infiltración neta o recarga está determinada por tres aspectos fundamentales (Pérez, 2011; Dingman, 2002):

1. La tasa a la cual el agua arriba al suelo, i.e. intensidad de la lluvia
2. La conductividad hidráulica de la capa de suelo cerca a la superficie, la cual es determinada por el grado de saturación del suelo (humedad del suelo)
3. Propiedades hidráulicas del suelo tales como presión de entrada de aire al suelo y el tamaño de los poros, i.e. parámetros de Van Genuchten (Van Genuchten, 1980)

2. MODELOS HIDROLÓGICOS

Para entender de manera integral la respuesta hidrológica de la cuenca se pueden usar diferentes aproximaciones conceptuales, comúnmente conocidas como modelos hidrológicos. Estos están compuestos por dos partes principales: modelo conceptual y modelo computaciones.

- El modelo conceptual se soporta en aproximaciones hidrológicas que describen las dinámicas a través de variables, propiedades y procesos relevantes que ayudan a explicar el sistema natural, que para el caso de modelos hidrológicos está representado por el ciclo hidrológico o partes de él.
- El modelo computacional es la herramienta capaz de simular los procesos hidrológicos definidos en el modelo conceptual. Esta herramienta está compuesta por funciones o representaciones de la realidad capaces de transformar las variables de entrada en variables de salida, usando parámetros que caracterizan propiedades relevantes del sistema natural o de los procesos asociados a éste.

Los modelos hidrológicos pueden ser clasificados de acuerdo a la descripción espacial de los procesos en simplificados y distribuidos, y de acuerdo a los procesos físicos que describe en empíricos, conceptuales o basados en la física.

Un modelo simplificado asume la cuenca como una unidad donde las variables y parámetros representan valores promedio de la cuenca. Un modelo distribuido es estructurado para describir la variación espacial de las propiedades de la cuenca usando una red de puntos llamada malla.

Un modelo empírico es definido como un modelo desarrollado sin la consideración explícita de procesos físicos. Típicamente estos modelos asumen una relación funcional entre valores de entrada y salida concurrentes en el tiempo a través de uso de inferencia estadística o conceptos de hidrofísica como redes neuronales. Un modelo basado en la física describe los procesos usando descripciones complejas basadas en representaciones matemáticas en donde todos los parámetros, en principio,

tienen un significado físico (Pérez et al. 2011) Un modelo conceptual usualmente combina estructuras y ecuaciones de base física con relaciones empíricas.

Para construir modelos hidrológicos a escala de cuencas, usualmente se usan combinaciones de estos tipos de modelos. Una combinación muy común es modelos conceptuales simplificados, los cuales tratan de describir las dinámicas de flujo del ciclo hidrológico usando relaciones basadas en parámetros físicos de una manera simplificada. Este tipo de modelos normalmente están basados en esquemas de tanques donde la transferencia de agua de un tanque a otro puede estar basado en relaciones físicas, empíricas o semi-empíricas. Ejemplos de este tipo de modelos incluyen SWAT (Arnold et al. 1998) y HBV (Lindstrom et al. 1997). En la literatura se puede encontrar que normalmente los modelos conceptuales son simplificados sin embargo existen algunas excepciones como el reconocido modelo TOPMODEL (Beven et al. 1995) y mHM (Kumar et al. 2010), los cuales se pueden definir como distribuido (o semi-distribuido) conceptual o también llamados distribuido basados en procesos.

Los modelos conceptuales simplificados o semi-distribuidos son muy atractivos ya que nos ofrecen una buena aproximación de la realidad con una aproximación relativamente sencilla de operar. En casos donde existen limitaciones importantes de información espacial, estos modelos constituyen virtualmente la única manera de aproximar las investigaciones. Algunas limitaciones bien conocidas de los modelos existentes de este tipo están relacionadas con (i) la simplificación del componente subterráneo, (ii) problemas para estimar de manera precisa los valores de almacenamiento de agua en el suelo y (iii) la incapacidad para describir detalladamente los flujos de agua (delinear líneas de flujo). En el contexto de este trabajo considerando los objetivos de esta investigación son de particular relevancia los dos primeros problemas. Para contrarrestar los problemas relacionados con la simplificación del componente subterráneo y con la estimación del almacenamiento de agua en el suelo se propone un proceso iterativo de corrección de las humedades del suelo de manera diaria que se explican en el siguiente capítulo.

3. MODELO CONCEPTUAL PROPUESTO

Dadas las particularidades de un ecosistema de alta montaña asociadas a la importancia del componente subsuperficial, para estudiar las dinámicas hidrológicas es muy importante entender la interacción de los componentes superficie y subsuperficie. Para entender esta interacción en la literatura se han propuesto diferentes aproximaciones siendo una de las más destacadas el concepto de continuidad de flujo (Pérez, 2011; Pérez et al, 2011; Kollet y Maxwell, 2006; Panday y Huyakorn, 2004; Vanderkwaak and Logue, 2001; Freeze y Harlan, 1969), el cual se soporta en un modelo distribuido basado en la física donde se hace un balance en cada uno de los nodos como el expresado en la figura 4.

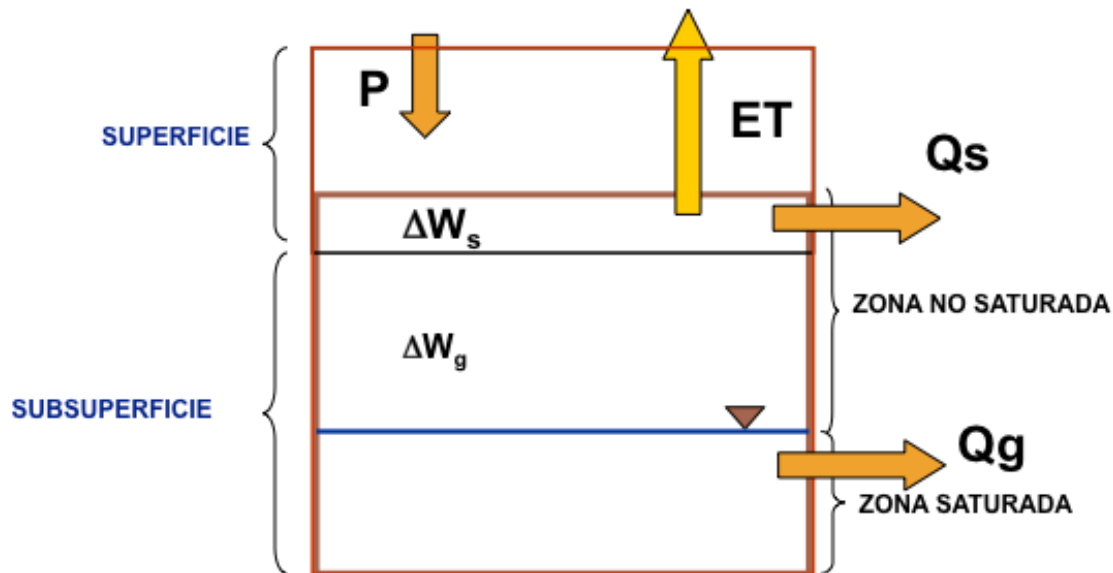


Figura 4. Aproximación conceptual de modelos distribuidos acoplados superficie-subsuperficie para cada nodo (Fuente: Los Autores)

El balance se puede expresar de la siguiente manera:

$$P - ET_j - (Q_s + Q_g) = (Dw_s + Dw_g)$$

Donde

- P: precipitación
- ET_j: evapotranspiración
- Q_s: escorrentía superficial

- Q_g : escorrentía subsuperficial
- ΔW_g : cambio en el almacenamiento subterráneo
- ΔW_s : cambio en el almacenamiento superficial (incluye la capa superficial de suelo y las depresiones superficiales).

Aunque esta aproximación resulta ideal en problemas complejos, presenta grandes limitaciones en el contexto del presente ejercicio ya que tiene altos requerimientos de información de tipo distribuido. Alternativamente, se propone un modelo distribuido basado en procesos (o semi-distribuido conceptual) en el cual se asumen subdivisiones espaciales de la cuenca que resultan del análisis de propiedades hidrológicas (unidades hidrológicas de respuesta, UHR o unidades hídricas de paisaje), las cuales espacialmente representan un comportamiento promedio del área asociada a la unidad. Para contrarrestar los problemas relacionados con la simplificación del componente subterráneo y con la estimación del almacenamiento de agua en el suelo se propone un proceso iterativo de corrección de las humedades del suelo de manera diaria. El punto de partida de la metodología es la definición del volumen de control el cual es presentado en la figura 5.

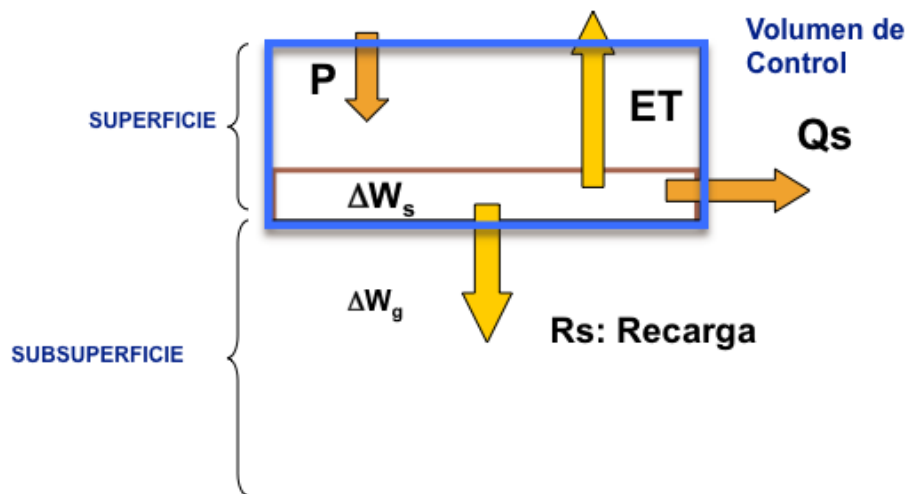


Figura 5. Aproximación conceptual semi-distribuida propuesta para unidad hidrológica de respuesta (UHR) (Fuente: Los Autores)

En este caso el balance para cada UHR se puede expresar como:

$$P - ET_j - Q_s - R_s = \Delta W_s$$

Donde R_s : recarga o infiltración neta

Para estimar los componentes del balance para cada UHR se propone un esquema de relaciones semi-empíricas y físicas dependiendo del proceso que se requiera describir.

4. PRECIPITACIÓN

La precipitación es un parámetro fundamental en los modelos de balance hídrico y de cálculos hidrológicos ya que es la información base de entrada en el ciclo, por ello es el parámetro que se mide con mayor frecuencia y con el que más información se cuenta para este caso. Por ser un valor que esta medido en terreno no ser realiza ningún cálculo para obtenerlo.

Los datos de precipitación que se usaran serán series diarias de estaciones en cada uno de los tres páramos, actualmente la densidad de estaciones dentro del límite de los páramos no es muy buena, por lo cual se contara con datos de estaciones cercanas a la zona de estudio. Los datos de precipitación solicitados pertenecen a estaciones del IDEAM y de la CAR. Esta información será utilizada en el cálculo de precipitación efectiva y posteriormente en la estimación de la infiltración. En la figura 6 se presentan las estaciones meteorológicas, climatológica e hidrológicas identificadas en cada uno de los páramos.

Es importante reconocer que en estos ecosistemas, además de las entradas de agua por procesos de precipitación vertical, también se genera un aporte a través de la interceptación del agua de niebla la cual es retenida por la vegetación. La cuantificación de esta variable ha sido difícil de calcular ya que la formación de niebla depende de factores topográficos, ubicación geográfica del sitio, condiciones climáticas asociadas a corrientes e intensidad de vientos, contenido de humedad en la atmosfera y su temperatura, entre otros (Tobon, 2009; Merriam, 1973; Hamilton & Scatena, 1995; Barrero, J, 2009).

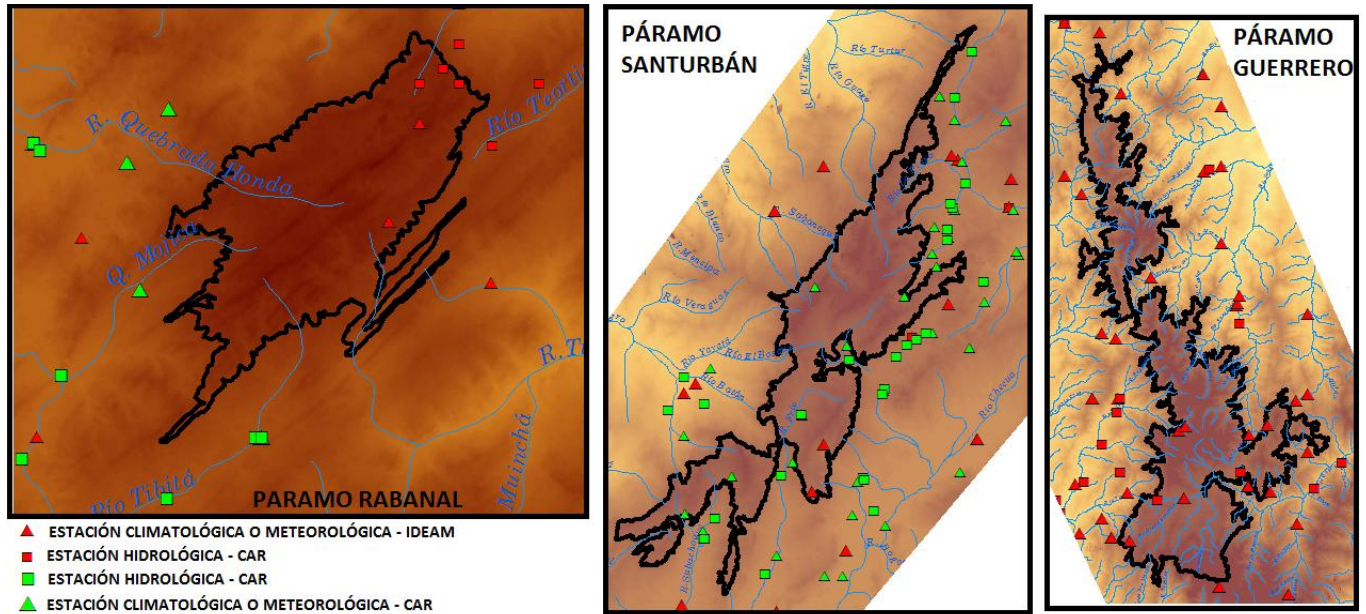


Figura 6. Localización de estaciones de la CAR e IDEAM en los Páramos

En el momento que el agua es interceptada por la vegetación, la almacena en su follaje o troncos y luego se libera en forma de goteos, proceso que se conoce como precipitación horizontal. Según Cavelier & Goldstein (1989) han establecido que la precipitación horizontal aumenta cuando disminuye la precipitación vertical y esta puede llegar a aportar el 65% de las entradas totales (Kerfoot, 1968; Harr, 1982; Cavelier & Goldstein, 1989; Juvik & Nullet, 1978; Schemenaur & Cereda, 1994; Bruijnzeel et al, 2006 en Barrero, J, . 2009). De acuerdo a lo anterior para los ecosistemas de páramo se asume un comportamiento hídrico similar al de los bosques altoandinos, en el sentido que el balance hídrico las entradas son mayores a las salidas por interceptación de la precipitación y la transpiración. Sin embargo, los rendimientos hídricos en los páramos son mayores (Tobón, 2009).

5. EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración es la pérdida de humedad de una superficie por evaporación directa sumada a la pérdida de agua por transpiración de la vegetación. Existen varias metodologías para su estimación las cuales se basan en diferentes parámetros climáticos como radiación solar, humedad relativa temperatura, precipitación etc. Para el cálculo de la evapotranspiración en este proyecto se implementará la metodología de Thornthwaite, basado en datos de temperatura media y la localización latitudinal de la zona.

El método de Thornthwaite consiste (1948) consiste en calcular la evapotranspiración como una función de la temperatura media de la zona, y luego se le aplica una corrección por la duración astronómica del día y el número de días del mes. Este método es ampliamente aplicado en hidrología y para el cálculo de balances hídricos y caracterizaciones climáticas.

Thornthwaite determinó que la evapotranspiración era proporcional a la temperatura media afectada por un coeficiente exponencial y propone la ecuación:

$$ETP = K 16 (10T/I)^a$$

Donde:

ETP: evapotranspiración potencial media en mm/día

K: Coeficiente de ajuste por duración del mes y del día

T: Temperatura media diaria en °C

I: Índice de calor anual

$$a = 675 \cdot 10^{-9} I^{3-771} \cdot 10^{-7} I^2 + 1972 \cdot 10^{-5} I + 0,49239$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i = \sum_{i=1}^{12} \frac{T^{1,514}}{5}$$

$$K = \frac{nd}{30} \cdot \frac{nh}{12}$$

Donde:

K: factor de corrección por duración de días y mes

nd: Número de días del mes

nh: número de horas del día según la latitud

EL factor de corrección K depende de la duración del mes y del día. Este último valor está relacionado con la latitud en la cual se encuentra la zona de estudio y la época del año.

En la tabla 1 se presentan los valores de K para diferentes latitudes siendo la de 5° la más cercana para este caso de estudio.

Tabla 1 Factor de corrección K para diferentes latitudes

LATITUD NORTE	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.01
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.12	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91

Los niveles de evapotranspiración en el páramo son muy bajos por la incidencia permanente de niebla que impide la radiación directa de los rayos solares³. Además, las características morfológicas de la vegetación de páramo, especialmente sus hojas elongadas con ápice acuminado, suculentas y pubescentes no tienen una alta incidencia en los procesos de evapotranspiración (Hamilton et al, 1995 en barrero, J, 2009). Algunos estudios de Tobón (2009) han calculado la variable de evapotranspiración teniendo en cuenta los aportes que tienen diversas coberturas vegetales (vegetación de páramo, bosque alto andino y pastos). Los aportes son referidos a la resistencia aerodinámica que tiene cada cobertura, y que hacen parte de la ecuación de Penman – Monteith que calculan la evapotranspiración.

³ No obstante esta situación en los recientes años ha tenido severos cambios por el cambio climático.

6. ESCORRENTÍA SUPERFICIAL O PRECIPITACIÓN EFECTIVA

La escorrentía superficial hace referencia a la cantidad de agua que escurre sobre la superficie del terreno, una vez ocurre un evento de precipitación, la escorrentía depende directamente de la cantidad de agua que se precipita y de factores físicos del terreno como la capacidad para infiltrar esta agua. Existen muchos métodos llamados lluvia-escorrentía que buscan estimar la escorrentía partiendo de datos de lluvia, en todos se establece que esta relación está condicionada por un factor o coeficientes de escorrentía que determina la relación entre estas dos variables.

Un método ampliamente implementado es el método del número de curva del Soil Conservation Services (SCS) de Estados Unidos, en este método la profundidad de escorrentía (precipitación efectiva), es una función de la profundidad total de precipitación, y de un parámetro de abstracción referido al número de curva de escorrentía (CN).

Este método fue desarrollado basado en datos de precipitación y escorrentía de 24 horas. Esto limita el cálculo de la profundidad de escorrentía, y no toma explícitamente en consideración las variaciones temporales de la variación de la lluvia. Para la tormenta como un todo, la profundidad de exceso de precipitación o precipitación efectiva es siempre menor o igual a la profundidad de precipitación P ; de manera similar después que la escorrentía se inicia la profundidad adicional de agua retenida en la cuenca F_a es menor o igual a alguna retención potencial máxima S . Existe una cierta cantidad de precipitación I_a (abstracción inicial antes del encharcamiento) para la cual no ocurrirá escorrentía, luego la escorrentía potencial será $P-I_a$. La hipótesis del método del SCS consiste en que las relaciones de las dos cantidades reales y las dos cantidades potenciales son iguales, es decir:

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a}$$

Por continuidad:

$$P = P_e + I_a + F_a$$

Combinando las ecuaciones 1 y 2 se obtiene P_e :

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

Donde:

$$I_a = 0.2S$$

y

$$S = \frac{2540}{CN} - 254$$

Reemplazando la ecuación 4 y 5 en la ecuación 6 se obtiene un valor para la precipitación efectiva.

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}$$

Con esta ecuación se generan valores de escorrentía o precipitación efectiva para determinado valor de la precipitación. Como el origen de esta ecuación está en eventos de tormenta, es decir para periodos cortos (precipitación diaria) no debe ser utilizada directamente para trabajar con valores mensuales de la precipitación, ya que se desconocería la presencia de otros procesos del ciclo hidrológico como la evapotranspiración, por tanto, para los cálculos de precipitación efectiva en este proyecto se utilizarán valores de precipitación diaria.

CN es el número de curva el cual corresponde a un valor que se obtiene de combinar parámetros de vegetación, cobertura del suelo, tipo de suelo, pendiente y humedad del suelo. En el siguiente capítulo se describirá como se valoran estos parámetros para obtener el valor de CN.

7. UNIDADES HIDROLÓGICAS DE RESPUESTA

Las unidades hidrológicas de respuesta (UHR) son arreglos espaciales las cuales responden de una forma única ante un mismo valor de precipitación, estas resultan de combinar parámetros de tipo de suelo, cobertura y pendiente del terreno y están condicionadas por la humedad del suelo en el momento de que ocurre la precipitación.

Las UHR buscan clasificar una cuenca o parte de esta en pequeñas unidades las cuales presentan un comportamiento similar ante la precipitación, es decir porciones de superficie que generan una escorrentía igual ante una misma cantidad de precipitación.

Los modelos lluvia- escorrentía buscan establecer una relación entre el volumen de precipitación y el volumen de escorrentía generado, expresando esta relación como un coeficiente de escorrentía.

$$\frac{V_{Esc}}{V_p} = C$$


Esta relación no es lineal y cada método busca estimarlo basado en diversos parámetros. El método del Número de curva (CN) explicado anteriormente basa esta relación en un valor que permite al mismo tiempo clasificar una cuenca o una región en UHR y establecer el cálculo de la escorrentía teniendo como entrada la precipitación. Para el proyecto nos basaremos en esta clasificación de CN teniendo en cuenta las siguientes propiedades:

- ✓ Cobertura del Suelo: condiciona el grado de exposición del suelo a una superficie de infiltración (el suelo desnudo) y determina el grado de retención de precipitación en la superficie la cual posteriormente se evaporará y no tendrá contacto con el suelo.
- ✓ Tipo de Suelo: De acuerdo a sus propiedades físicas, principalmente la conductividad hidráulica, determina la velocidad de infiltración.
- ✓ Pendiente: Influye en el tiempo de permanencia del agua sobre una superficie, determinado la velocidad del flujo superficial

La cobertura del suelo y el tipo de suelo, serán tomadas de la cartografía existente para los páramos a escala 1:100.000 suministrada por el Instituto Alexander von Humboldt a través de la geodatabase, mientras que la pendiente se obtendrá del análisis del el Modelo de elevación digital (DEM) con resolución espacial de 30m.

Las coberturas se encuentra parametrizadas y tabuladas con relación al CN, en libros de hidrología se pueden encontrar múltiples tablas de clasificación, sin embargo, el programa de modelación SWAT (Soil and Water Assesment Tool), cuenta con una base de datos de Coberturas vs CN muy completa y cuenta con una herramienta para generación de UHR basado en información cartográfica. Se plantea utilizar esta herramienta para la clasificación en UHR de los tres paramos, para lo cual, previamente se realizará una reunión entre los profesionales del equipo consultor con la personas encargadas del tema en el Instituto Humboldt para verificar la homologación de las coberturas encontradas en la cartografía con la disponible en la base de datos del SWAT y contrastarlas con las interpretadas a escala 1.50.000 bajo el método de corine land cover y los diversos levantamientos de vegetación realizados en los tres páramos de estudio.

USO DE LA TIERRA	COBERTURA TRATAMIENTO O PRACTICA	CONDICION HIDROLOGICA	GRUPO DE SUELOS			
			A	B	C	D
1. Rastrojo	Hileras Rectas	-----	77	86	91	94
2. Cultivos en Hileras	Hileras Rectas	Mala	71	81	88	91
	Hileras Rectas	Buena	67	78	85	89
	Curvas de Nivel	Mala	70	79	84	88
	Curvas de Nivel	Buena	65	75	82	86
	Cur/Niv y Terrazas	Mala	68	74	80	82
	Cur/Niv y Terrazas	Buena	62	71	78	81
3. Cultivos en Hileras Estrechas	Hileras Rectas	Mala	65	76	84	86
	Hileras Rectas	Buena	63	75	83	87
	Curvas de Nivel	Mala	63	74	82	85
	Curvas de Nivel	Buena	61	73	81	84
	Cur/Niv y Terrazas	Mala	61	72	79	82
	Cur/Niv y Terrazas	Buena	59	70	78	81
4. Leguminosas en Hileras Estrechas o Forraje en Rotación	Hileras Rectas	Mala	66	77	85	89
	Hileras Rectas	Buena	58	72	81	85
	Curvas de Nivel	Mala	64	75	83	85
	1/ Curvas de Nivel	Buena	55	69	78	83
	Cur/Niv y Terrazas	Mala	63	73	80	83
	Cur/Niv y Terrazas	Buena	51	67	76	80
5. Pastos de Pastoreo		Mala	68	79	86	89
		Regular	49	69	79	84
		Buena	39	61	74	80
	Curvas de Nivel	Mala	47	67	81	88
	Curvas de Nivel	Regular	25	59	75	83
	Curvas de Nivel	Buena	6	35	70	79
6. Pastos de Corte		Buena	30	58	71	78
7. Bosque		Mala	45	66	77	83
		Regular	36	60	73	79
		Buena	25	55	70	77
8. Patios		-----	59	74	82	86
9. Caminos de Tierra 2/		-----	72	82	87	89
10. Pavimentos		-----	74	84	90	92


NUMERO DE CURVA CN

TIPO DE SUELO

COBERTURA DEL SUELO

Figura 7. Tabla de valores del número de curva (Tomado de Ven Te Chow, Hidrología aplicada) Los valores de Uso de la tierra, cobertura tratamiento o practica y condición hidrológica describen la cobertura del suelo, los grupos de suelo es una clasificación del tipo de suelo de acuerdo a su permeabilidad yendo de muy permeable (Tipo A) a impermeable (D).

8. INFILTRACIÓN NETA

Para el cálculo de la infiltración neta usamos la ecuación de Darcy modificada para la zona no saturada que se puede expresar de la siguiente manera:

$$R_s = -k_s k_w \nabla h$$

Donde K_s : la conductividad hidráulica saturada
 K_{rw} : conductividad relativa no saturada
 ∇h : gradiente de presión de agua

Pero también podemos expresar:

$$K_{rw}(S_w) = (S_e)^{1/2} - \left(1 - (1 - S_e^{1/m})^m\right)^2$$

Donde:

$$S_e = \frac{S_w - S_{wr}}{1 - S_{wr}} \quad \gamma \quad S_r(h) = S_{wr} + \frac{1 - S_{wr}}{\left(1 + (\alpha h)^N\right)^m}$$

Donde: S_{wr} : saturación residual de agua
 α : inverso de la presión de entrada de aire
 N : factor de distribución de poro
 m : $1 - (1/N)$ para $N > 1$

Para la estimación de los parámetros S_{wr} , α y N (conocidos como los parámetros de Van Genuchten), Carsel y Parrish (1988) propusieron una relación basada en la textura estimada a partir de una recopilación de estudios realizados sobre muestras de suelos en todo el mundo. Adicionalmente, para la estimación de K_s algunos esquemas han sido propuestos en la literatura que relacionan el tipo de suelo, la textura o propiedades asociadas a la distribución del tamaño de grano (Schaap y Leijj, 1998; Schaap et al.

2001; Hölting, 1995; Busch, 1993; Carsel and Parrish, 1988; Hazen, 1982; Bear, 1972; Beyer, 1964)

Para agregar el valor de la infiltración neta en las UHR se introduce el concepto de *capacidad de infiltración neta aproximada* presentado en Pérez et al. 2011:

$$\bar{Q}_{cap} = \frac{1}{A_{total}} \int_A k_{rw}(x, y, z_{surf}) k_s dA$$

Al comparar la intensidad de la lluvia (Q_I) con la capacidad de infiltración Q_{cap} se puede estimar la infiltración para cada UHR, de la siguiente manera:

Cuando $Q_I > Q_{cap}$ Q_{cap} será la infiltración aproximada.

Cuando $Q_I < Q_{cap}$ Q_I será la infiltración aproximada.

Para este último caso en zonas bajas donde el nivel freático se encuentre en la condición inicial próximo a la superficie se producirá exfiltración.

Como podemos observar en la ecuación de *capacidad de infiltración neta aproximada* la estimación de Q_{cap} requiere de la estimación de la humedad del suelo. Para este fin se propone el uso de una metodología simple que se soporta en la ecuación de balance, en particular se propone que la saturación del suelo se puede representar usando la siguiente función:

$$S_w = S_{wo} + \frac{Dw_s}{l_e n}$$

Donde l_e : profundidad de la zona radicular

n : porosidad del suelo

S_{wo} : es la saturación inicial del suelo

A partir de la anterior definición se puede calcular la saturación diaria del suelo mediante un proceso iterativo que actualiza la saturación usando el término de almacenamiento:

$$S_{w_i} = S_{w_{i-2}} + \frac{Dw_{s_{i-1}}}{I_e n}$$

Donde S_{w_i} es la saturación en el paso de tiempo actual, $S_{w_{i-2}}$ es la saturación al inicio del paso de tiempo anterior y $Dw_{s_{i-1}}$ es el cambio de almacenamiento de superficial al final del paso de tiempo anterior. Este último se calcula usando la siguiente expresión iterativa basada en la ecuación de balance propuesta:

$$Dw_{s_{i-1}} = P_{i-2} - ET_{i-2} - Q_{s_{i-2}} - R_{s_{i-2}}$$

Donde nuevamente el subíndice $i-2$ se refiere al inicio del paso de tiempo anterior e $i-1$ al final del paso de tiempo anterior.

Cabe resaltar que la principal suposición en esta aproximación es que el cambio de almacenamiento superficial se debe al cambio de almacenamiento de agua en el suelo, en ese sentido se desprecia el almacenamiento que pueda ocurrir en depresiones locales del terreno.

La recarga se calcula entonces usando el esquema de cálculo propuesto con la definición de la capacidad de infiltración:

$$R_s = Q_{cap} \text{ si } Q_f > Q_{cap}$$

$$R_s = Q_{ri} \text{ si } Q_f < Q_{cap}$$

Como se ha mencionado anteriormente, para el cálculo de la recarga se requiere estimar los parámetros hidráulicos del suelo definidos a partir de texturas y/o tipos de suelos, que además se corrigen por humedad de acuerdo a la metodología propuesta. En la definición de los parámetros se pueden incorporar particularidades como contenido de materia orgánica (Schaap y Leij, 1998; Schaap, et al. 2001).

9. CONSTRUCCIÓN DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL

Para construir un modelo conceptual hidrogeológico de un área asociada a páramos se debe:

a. Definir el dominio de estudio y las fronteras del modelo

La definición de la cuenca hidrogeológica representa un reto en la mayoría de estudios en nuestro país ya que no se cuenta con la información suficiente. En ese sentido, comúnmente se escoge la cuenca hidrográfica coincidente con la hidrogeológica y se define esta última como la unidad de estudio, sin embargo, esta suposición puede introducir algunas inconsistencias importantes en muchos casos. Para la definición de la cuenca hidrogeológica es recomendable el uso de líneas sísmicas, las cuales nos ayudan a definir cambios de *facies* en grandes extensiones. Alternativamente, se puede usar el conocimiento experto de geólogos en la definición de las fronteras del área de estudio.

En este trabajo, se propone el área de estudio como el área delimitada como páramo por el Instituto, sin perjuicio de analizar el comportamiento de la geología en las fronteras. Si información sísmica es facilitada, se podría intuir la extensión de los acuíferos usando la metodología de extinción de facies.

b. Caracterizar las unidades hidrogeológicas de tal manera que podamos definir propiedades hidráulicas de los materiales y estimativos de recarga

Uno de los principales problemas es la descripción de la heterogeneidad y la anisotropía⁴ de las formaciones asociadas a páramos, así como la escasez de núcleos⁵ que permitan determinar la geometría de la formación en profundidad. En este caso particular se presenta esta situación por lo que resulta muy difícil definir de manera adecuada propiedades hidráulicas de las formaciones.

⁴ Anisotropía se refiere a que las propiedades físico-químicas no son independientes de la dirección en las que se observen. Para el caso particular las propiedades hidráulicas de las formaciones son diferentes en las direcciones X, Y (y Z).

⁵ Los núcleos son muestras de suelos obtenidos mediante técnicas de perforación que permiten extraer secciones continuas del material que ayudan a describir la estratigrafía del subsuelo.

Para enfrentar esta problemática se propone el uso de los mapas geológicos disponibles y de las descripciones asociadas (leyendas), que servirán de referencia para estimar de manera aproximada los rangos de valores de dichas propiedades a partir de tablas y relaciones semi-empíricas disponibles en la literatura.

c. Describir el sistema de flujo a través de la definición de áreas de recarga y descarga, y las posibles conexiones con cuerpos superficiales y otros acuíferos.

Se deben definir zonas de recarga y valores de recarga. Idealmente, esto se debe hacer usando técnicas basadas en análisis isotópicos, sin embargo, en la práctica una manera simplificada de desarrollar esta actividad es superponiendo mapas de pendiente, cobertura, geológicos y precipitación de tal manera que nos permita encontrar zonas asociadas a recarga o utilizando modelos de balances semi-distribuidos. En este caso particular, las zonas de recarga y descarga se estiman a partir de la metodología propuesta en el numeral anterior haciendo uso de la balances y del concepto de capacidad de infiltración neta aproximada. Un tercer grupo, las llamadas zonas de transición, se definen donde los valores de infiltración o exfiltración son muy pequeños. Estas zonas son caracterizadas por características particulares de pendientes y tipo de suelo.

10. BIBLIOGRAFÍA

- [1] Bear, J. [1972], Dynamics of fluids in porous media, American Elsevier, New York.
- [2] Beyer, W. [1964], 'Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve', WWT 14, 165–168.
- [3] Busch, K.-F., Luckner, L. & Tiemer, K. [1993], Geohydraulik, Vol. 3 of Lehrbuch der Hydrogeologie, Borntraeger, Berlin.
- [4] Carsel, R., Parrish, R., 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. Water Resour. Res, 24(5):755–769.
- [5] Dunne, T., Black, R., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water Resources Research, 6(5):1296–1311.
- [6] Freeze, R., Harlan, R., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydro-logic response model. Journal of Hydrology, 9(3):237–258.
- [7] Hazen, A. [1892], 'Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in filtration.' Ann. Rep. State Board of Health Mass. 24, 541–556.
- [8] Horton, R., 1931. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 12:189–202.
- [9] Horton, R., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 14:446–460.
- [10] Horton, R., 1936. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 17:344–357.
- [11] Hölting, B. [1995], Hydrogeologie, 5. edn, Spektrum Akademischer Verlag, Stuttgart.
- [12] Kollet, S., Maxwell, R., 2006. Integrated surface–groundwater flow modeling: A free- surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. Advances in Water Resources, 29(7):945–958.

- [13] Kumar, R., Samaniego, L., & Attinger, S. (2010). The effects of spatial discretization and model parameterization on the prediction of extreme runoff characteristics. *Journal of Hydrology*, 392(1), 54-69.
- [14] Panday, S., Huyakorn, P., 2004. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 27(4):361–382.
- [15] Pérez, A. J., Abrahao, R., Causapé, J., Cirpka, O. A., & Bürger, C. M. (2011). Simulating the transition of a semi-arid rainfed catchment towards irrigation agriculture. *Journal of Hydrology*, 409(3), 663-681.
- [16] Schaap, M., Leij, F., 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*, 163(10):765.
- [17] Schaap, M., Leij, F., van-Genuchten, M., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3-4):163–176.
- [18] Van-Genuchten, M., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 44(5):892–898.
- [19] Vanderkwaak, J., Loague, K., 2001. Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resources Research*, 37(4):999–1013.