

# Aguas Subterráneas en Turbas y Turberas

Jonathan S. Price, Colin P.R. McCarter y William L. Quinton  
Traducción: Elizabeth Naranjo

# *Aguas Subterráneas en Turbas y Turberas*

*The Groundwater Project*

## *Jonathan S. Price*

*Profesor emérito, Geografía y Gestión Ambiental*

*Universidad de Waterloo*

*Waterloo, Ontario, Canadá*

## *Colin P.R. McCarter*

*Profesor Asistente, Departamento de Geografía y Departamento de Biología y  
Química*

*Universidad de Nipissing*

*North Bay, Ontario, Canadá*

## *William L. Quinton*

*Profesor, Geografía y Estudios Ambientales*

*Universidad de Wilfrid Laurier*

*Waterloo, Ontario, Canadá*

*Traducción: Elizabeth Naranjo*

*Universidad de São Paulo*

*São Paulo, Brasil*

# *Aguas Subterráneas en Turbas y Turberas*

*The Groundwater Project*

*Guelph, Ontario, Canadá*

Todos los derechos reservados. Esta publicación está protegida por copyright. Queda prohibida la reproducción parcial o total o de este libro, en cualquier forma o por cualquier medio, sin la autorización por escrito de los autores (para solicitar autorización, diríjase a: [permissions@gw-project.org](mailto:permissions@gw-project.org)). La reproducción y distribución comercial están estrictamente prohibidas.

Los trabajos de Groundwater Project (GW-Project) están protegidos por copyright y pueden descargarse gratuitamente desde [gw-project.org](http://gw-project.org). Cualquiera puede utilizar y compartir los enlaces de [gw-project.org](http://gw-project.org) para descargar el trabajo de GW-Project. No está permitido publicar documentos de GW-Project en otros sitios web ni enviar copias de los documentos directamente a otras personas. Tenga la amabilidad de honrar esta fuente de conocimiento gratuito que le beneficia a usted y a todos aquellos que quieran aprender sobre las aguas subterráneas.

Copyright © 2023 Jonathan S. Price, Colin P.R. McCarter, and William L. Quinton (The Authors)

Publicado por The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canadá, 2023.

Price, Jonathan S.

Aguas Subterráneas en Turbas y Turberas/ Jonathan S. Price, Colin P.R. McCarter, and William L. Quinton - Guelph, Ontario, Canada, 2023.

108 páginas

Traducción de Elizabeth Naranjo, 2023, 111 páginas

ISBN: 978-1-77470-104-1

DOI: <https://doi.org/10.21083/978-1-77470-015-0>

Considere la posibilidad de inscribirse en la lista de correo GW-Project para mantenerse informado sobre la publicación de nuevos libros, eventos y formas de participar en el GW-Project. Al suscribirse a nuestra lista de correo electrónico, nos ayuda a construir una comunidad mundial de aguas subterráneas. [Registrarse](#).

Citación APA (7ma ed.): Price, J. S., McCarter, C. P. R., & Quinton, W. L. (2023). *Groundwater in peat and peatlands*. The Groundwater Project. [doi.org/10.21083/978-1-77470-015-0](https://doi.org/10.21083/978-1-77470-015-0).



*Editores de Dominio:* Eileen Poeter and John Cherry

*Comisión:* John Cherry, Paul Hsieh, Robert Kalin, Ineke Kalwij, Stephen Moran, Everton de Oliveira, and Eileen Poeter

*Comité de Dirección:* John Cherry, Allan Freeze, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Douglas Mackay, Stephen Moran, Everton de Oliveira, Beth Parker, Eileen Poeter, Ying Fan, Warren Wood, and Yan Zheng.

*Portada:* Jonathan Price, 2018.

*Traductor a Español:* Elizabeth Naranjo

## Dedicatoria

Este libro está dedicado a los estudiantes de posgrado y a los estudiantes de posdoctorado, cuyo incansable entusiasmo, perspicacia, compromiso y duro trabajo son la columna vertebral de los avances en la investigación que buscamos.

# Tabla de Contenidos

|   |             |
|---|-------------|
| <b>AUTORES</b> .....  | <b>III</b>  |
| <b>COPYRIGHT</b> .....  | <b>IV</b>   |
| <b>DEDICATORIA</b> .....  | <b>V</b>    |
| <b>TABLA DE CONTENIDOS</b> .....  | <b>VI</b>   |
| <b>PRÓLOGO DE THE GROUNDWATER PROJECT</b> .....   | <b>VIII</b> |
| <b>PRÓLOGO</b> .....  | <b>X</b>    |
| <b>PREFACIO</b> .....   | <b>XI</b>   |
| <b>AGRADECIMIENTOS</b> .....  | <b>XII</b>  |
| <b>AGRADECIMIENTOS DEL TRADUCTOR</b> .....  | <b>XIII</b> |
| <b>1 INTRODUCCIÓN</b> .....   | <b>1</b>    |
| <b>2 CONTROL DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS SOBRE LA FORMA Y FUNCIÓN DE LAS TURBERAS</b> ..... | <b>2</b>    |
| 2.1 ENTORNO HIDROGEOMÓRFICO Y CATEGORIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE TURBERAS .....            | 3           |
| 2.2 PANTANOS .....  | 4           |
| 2.3 MARJALES .....  | 6           |
| 2.4 CIÉNAGAS .....  | 8           |
| 2.5 COMPLEJOS DE TURBERAS .....   | 12          |
| 2.6 PROCESOS REGIONALES .....   | 13          |
| <b>3 TURBA: UN MEDIO POROSO</b> .....   | <b>15</b>   |
| 3.1 PROPIEDADES Y PROCESOS DE LA ZONA SATURADA .....                                      | 18          |
| 3.2 PROPIEDADES Y PROCESOS DE LA ZONA NO SATURADA .....                                   | 26          |
| <b>4 TRANSPORTE DE SOLUTOS</b> .....  | <b>32</b>   |
| 4.1 TRANSPORTE EN LA TURBA .....  | 32          |
| 4.2 TRANSPORTE EN TURBERAS .....  | 36          |
| <b>5 CONTAMINACIÓN EN LAS TURBERAS</b> .....  | <b>39</b>   |
| 5.1 CONTAMINANTES ATMOSFÉRICOS COMO FUENTES DE CONTAMINACIÓN .....                        | 39          |
| 5.2 CONTAMINANTES DIRECTOS COMO FUENTES DE CONTAMINACIÓN .....                            | 40          |
| 5.3 LÍQUIDOS EN FASE NO ACUOSA (NAPL) .....   | 41          |
| <b>6 ALTERACIÓN DE LAS TURBERAS</b> .....   | <b>44</b>   |
| 6.1 DRENAJE DE LAS TURBERAS .....   | 44          |
| 6.2 RECOLECCIÓN Y RESTAURACIÓN DE TURBAS .....  | 46          |
| 6.3 CAMBIO CLIMÁTICO .....  | 47          |
| 6.4 INCENDIOS FORESTALES EN TURBERAS .....  | 50          |
| <b>7 MODELACIÓN NUMÉRICA EN TURBAS Y TURBERAS</b> .....                                   | <b>53</b>   |
| 7.1 MODELOS NUMÉRICOS DE FLUJO Y TRANSPORTE .....   | 53          |
| 7.2 RETOS DE LA MODELIZACIÓN NUMÉRICA .....   | 55          |
| <b>8 ENFOQUES Y MÉTODOS</b> .....   | <b>58</b>   |
| 8.1 INSTALACIÓN Y USO DE POZOS Y PIEZÓMETROS .....  | 58          |
| 8.2 MUESTREO DE TURBA .....   | 60          |
| 8.3 PARAMETRIZACIÓN DE LA TURBA .....   | 62          |
| 8.3.1 Conductividad Hidráulica .....  | 62          |
| 8.3.2 Retención de Agua .....   | 63          |
| 8.3.3 Densidad Aparente y Porosidad .....   | 64          |

|           |  |            |
|-----------|--|------------|
| 8.3.4     | <i>Rendimiento Especifico y Porosidad Drenable</i> .....   | 64         |
| <b>9</b>  | <b>SECCIÓN DE RECAPITULACIÓN Y NECESIDADES EN MATERIA DE INVESTIGACIÓN</b> .....   | <b>66</b>  |
| <b>10</b> | <b>EJERCICIOS</b> .....  | <b>71</b>  |
|           | EJERCICIO 1 – DETERMINACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE LA TURBA MEDIANTE EL MÉTODO DE HVORSLEV....                            | 72         |
|           | EJERCICIO 2 – CÁLCULO DEL FLUJO DE AGUA DE UN DEPÓSITO DE TURBA CON CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DÉBIL EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD..... | 75         |
|           | EJERCICIO 3 – CÁLCULO DEL FLUJO DE AGUA Y SOLUTOS CON UNA DISMINUCIÓN MAS DRÁSTICA DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.....               | 77         |
|           | EJERCICIO 4 – CAMBIO DE LAS PROPIEDADES TÉRMICAS DE LA TURBA AL DESCONGELARSE .....  | 78         |
|           | EJERCICIO 5 – EFECTO DEL CONTENIDO DE HUMEDAD EN LA DESCONGELACIÓN.....  | 80         |
| <b>11</b> | <b>REFERENCIAS</b> .....   | <b>81</b>  |
| <b>12</b> | <b>CUADROS</b> .....   | <b>94</b>  |
|           | CUADRO 1 – ALTURA DE LAS TURBERAS ABOVEDADAS .....   | 94         |
|           | CUADRO 2 – TURBERAS DE PERMAFROST .....  | 95         |
|           | CUADRO 3 – HIDROLOGÍA DE LA TURBERAS TROPICALES.....   | 87         |
|           | CUADRO 4 – VARIABLES Y PARÁMETROS VAN GENUCHTEN-MUALEM (VGM) .....   | 89         |
|           | CUADRO 5 – POROSIDAD DE AGUA MÓVIL Y TRANSPORTE DE SOLUTOS .....   | 90         |
|           | CUADRO 6 – MERCURIO EN TURBERAS .....  | 92         |
| <b>13</b> | <b>SOLUCIONES DE EJERCICIOS</b> .....  | <b>93</b>  |
|           | SOLUCIÓN EJERCICIO 1 .....   | 93         |
|           | SOLUCIÓN EJERCICIO 2 .....   | 97         |
|           | SOLUCIÓN EJERCICIO 3 .....   | 99         |
|           | SOLUCIÓN EJERCICIO 4 .....   | 101        |
|           | SOLUCIÓN EJERCICIO 5 .....   | 104        |
| <b>14</b> | <b>ANOTACIONES</b> .....   | <b>105</b> |
| <b>15</b> | <b>ACERCA DE LOS AUTORES</b> .....   | <b>108</b> |
| <b>16</b> | <b>ACERCA DE LA TRADUCTORA</b> .....   | <b>110</b> |
|           | <b>MODIFICACIONES DE LA VERSIÓN ORIGINAL</b> .....   | <b>A</b>   |

## Prólogo de The Groundwater Project

En la Cresta del Agua de las Naciones Unidas (ONU) celebrada en diciembre de 2022, los delegados acordaron que las declaraciones de todos los principales eventos relacionados con las aguas subterráneas se unificarán en 2023 en un mensaje global sobre las aguas subterráneas. Este mensaje se dará a conocer en la Conferencia de la ONU sobre el Agua 2023, un acontecimiento histórico que llamará la atención al más alto nivel internacional sobre la importancia de las aguas subterráneas para el futuro de la humanidad y los ecosistemas. Este mensaje aportará claridad a las cuestiones relacionadas con las aguas subterráneas para avanzar en la comprensión global de los retos a los que nos enfrentamos y las acciones necesarias para resolver los problemas de las aguas subterráneas en el mundo. La educación sobre las aguas subterráneas es clave.

El tema del Día Mundial del Agua 2023, Acelerar el Cambio, está en sintonía con el objetivo de The Groundwater Project (GW-Project). El GW-Project es una organización benéfica canadiense registrada en 2018 y comprometida con el avance de la educación sobre las aguas subterráneas como medio para acelerar la acción relacionada con nuestros recursos esenciales de aguas subterráneas. Con este fin, creamos y difundimos conocimientos a través de un enfoque único: la democratización del conocimiento de las aguas subterráneas. Actuamos según este principio a través de nuestro sitio web [gw-project.org/](http://gw-project.org/), una plataforma global, basada en el principio de que

*“El conocimiento debe ser libre, y el mejor conocimiento debe ser el conocimiento libre.” Anónimo*

La misión del GW- Project es promover el aprendizaje sobre las aguas subterráneas en todo el mundo. Esto se logra proporcionando materiales educativos accesibles, atractivos, de alta calidad -gratis, en línea y en muchos idiomas- a todos los que quieran aprender sobre las aguas subterráneas. En resumen, el GW-Project proporciona los conocimientos y herramientas esenciales necesarias para desarrollar aguas subterráneas de forma sostenible para el futuro de la humanidad y los ecosistemas. Este nuevo tipo de esfuerzo educativo global es posible gracias a la contribución de un grupo internacional de profesionales voluntarios de diversas disciplinas. Académicos, consultores y jubilados contribuyen escribiendo y/o revisando los libros dirigidos a diversos niveles de lectores, desde niños a estudiantes de bachilleratos, licenciatura y posgrado o profesionales en el campo de las aguas subterráneas. Participan más de 1000 voluntarios de 127 países y seis continentes, y la participación va en aumento.

En los próximos años se publicarán cientos de libros en línea, primero en inglés y luego en otros idiomas. Un principio importante de los libros del GW-Project es el fuerte énfasis en la visualización, con ilustraciones claras para estimular el pensamiento espacial y crítico. En el futuro, las publicaciones incluirán también videos y otras herramientas dinámicas de aprendizaje. Cada cierto tiempo se publican Ediciones revisadas de los libros. Se invita a los usuarios a proponer revisiones.

Le agradecemos que forme parte de la comunidad del GW-Project. ¡Esperamos recibir noticias sobre su experiencia con los materiales del proyecto, así como ideas y voluntarios!

El Comité Directivo de The Groundwater Project

Enero 2023

## Prólogo

Este libro, *Aguas Subterráneas en Turbas y Turberas*, es único dentro de la bibliografía sobre la turba porque describe las turberas específicamente en el contexto hidrogeológico según sus características y propiedades, indica como se adquieren estos conocimientos y explica el papel de las turberas en el contexto del cambio climático. La turba es materia orgánica parcialmente descompuesta que se acumuló en condiciones de encharcamiento y falta de oxígeno. La turba es permeable y constituye una forma de acuífero no confinado con agua en la superficie o cerca de ella en zonas de flujo lento de aguas subterráneas.

Las turberas se encuentran principalmente en la parte septentrional del hemisferio norte, sobre todo en Canadá, Fennoscandia y Rusia. Estas turberas septentrionales están congeladas estacionalmente o contienen permafrost. También hay turberas tropicales, principalmente en Indonesia, Malasia, Papúa Nueva Guinea, República Democrática del Congo y Brasil.

Aunque las turberas sólo ocupan el 3% de la superficie terrestre y pocas personas viven en ellas o cerca de ellas, su estado es importante para el bienestar del planeta. La turba almacena el 30% del carbono del suelo terrestre. Para mantener este almacenamiento de carbono es necesario que la capa freática sea poco profunda. Si el nivel freático desciende, el oxígeno penetra en la turba y la oxida, liberando dióxido de carbono a la atmósfera. Esto forma parte de un bucle de retroalimentación de gases de efecto invernadero cuando un clima más cálido seca la turba liberando dióxido de carbono a la atmósfera, contribuyendo así al calentamiento atmosférico. Cuando el nivel freático disminuye en la turba, el grado de peligro de incendio aumenta notablemente. Los cambios en el uso del suelo en Indonesia y Malasia están perjudicando gravemente la función de las turberas para apoyar la producción de aceite de palma, pasta de papel, madera y agricultura. La quema de turba puede provocar incendios forestales con columnas de humo a escala mundial. Por ello, mantener las turberas saturadas es esencial para el bienestar de los seres humanos y del planeta.

Los autores han publicado ampliamente durante décadas sobre la mayoría de los aspectos de la turba relacionados con las aguas subterráneas y mucho más. El Dr. Jonathan Price es profesor emérito del Departamento de Geografía y Gestión Ambiental de la Universidad de Waterloo, Canadá; el Dr. William Quinton es profesor del Departamento de Geografía y Estudios Ambientales de la Universidad Wilfred Laurier, Canadá; y el Dr. Colin McCarter es titular de la Cátedra de Investigación Canadá sobre Cambio Climático y Medioambiente y profesor adjunto del Departamento de Geografía y del Departamento de Biología y Química de la Universidad de Nipissing, Canadá.

John Cherry, Líder de The Groundwater Project

Guelph, Ontario, Canadá, Enero 2023

## Prefacio

Las turberas son humedales cuyo suelo se compone de restos vegetales parcialmente descompuestos que se acumulan de forma que respondan a – y controlen- el flujo y almacenamiento de agua superficial y subterránea dentro de las turberas y la escorrentía hacia los ecosistemas situados aguas abajo. Los niveles freáticos suelen estar en la superficie o cercana a ella, al menos durante gran parte del año. Al ser el mayor almacén terrestre de carbono del mundo, las turberas tienen una fuerte influencia en el clima mundial.

Dependiendo del entorno, las turberas adquieren distintas formas que los científicos suelen clasificar como turberas, pantanos y marismas con suelos de turba. Las turberas han acumulado suficiente profundidad de turba, sobre todo debido a la abundancia de musgos *Sphagnum*, como para quedar topográficamente aisladas y recibir agua sólo a través de las precipitaciones, por lo que se desprenden de las aguas superficiales y subterráneas. Las turberas boreales y templadas suelen tener una cubierta escasa de árboles achaparrados, mientras que los sistemas tropicales pueden tener una cubierta densa de árboles grandes.

A diferencia de las turberas, los pantanos y marjales suelen recibir agua y iones disueltos constituyentes de terrenos minerales adyacentes, aunque las direcciones del flujo pueden invertirse. Al igual que en las turberas, la cantidad y calidad del agua recibida controla la función y estructura de su comunidad vegetal y, por tanto, las propiedades de su suelo y su capacidad para almacenar y transmitir aguas subterráneas. Las turberas suelen tener un suministro de agua más constante que los pantanos y, por tanto, un nivel freático más estable que favorece a los juncos y musgos pardos y, a veces, a los árboles; los pantanos suelen tener un intercambio de agua más episódico y, por tanto, un nivel freático variable, que es más favorable para la vegetación leñosa.

En las turberas, los suelos de formación más reciente -por lo tanto, menos descompuestos- se encuentran en las capas superiores; estos suelos más recientes pueden tener una porosidad extremadamente alta ( $\leq 95$  por ciento) y son típicamente más permeables (conductividad hidráulica saturada de hasta 10 a 1000  $\text{m d}^{-1}$ ), mientras que los suelos más profundos de 0,3 a 0,5 m generalmente tienen una conductividad hidráulica baja ( $\leq 0.5 \text{ m d}^{-1}$ ). En consecuencia, la retroalimentación de la transmisividad en las turberas exagera los flujos de aguas superficiales y subterráneas cuando el nivel freático es particularmente alto.

Comprender la hidrología y la calidad del agua de las turberas es clave para una gestión eficaz del territorio cuando las turberas son comunes en el paisaje.

## Agradecimientos

Agradecemos profundamente las minuciosas y útiles reseñas y contribuciones a este libro de las siguientes personas:

- ❖ Donald Siegel, Profesor Investigador; Profesor Emérito, Ciencias de la Tierra y Medioambientales, Universidad de Syracuse, Syracuse, Nueva York, EE. UU.;
- ❖ Joseph Holden, Catedrático de Geografía Física, Director de Water@Leeds, Universidad de Leeds, Leeds, Reino Unido;
- ❖ Donald Rosenberry, Hidrólogo Investigador, Servicio Geológico de Estados Unidos, Lakewood, Colorado, EE. UU.;
- ❖ Charles Harvey, Catedrático de Ingeniería Civil y Medioambiental, Clima, Medio Ambiente y Ciencias de la Vida, Ingeniería Civil y Medioambiental del MIT, Cambridge, Massachusetts, EE. UU.
- ❖ Connie Bryson, Editora de Ciencia, Alberta, Canadá;
- ❖ Everton de Oliveira, Presidente de Hidroplan, Presidente-Director del Instituto Agua Sostenible (Instituto del Agua Sostenible), Brasil;
- ❖ John Cherry, Profesor Adjunto, Universidad de Guelph; Profesor Emérito, Universidad de Waterloo, Canadá;
- ❖ Matthys Dippenaar, Profesor Asociado, Ingeniería Geológica e Hidrogeología, Universidad de Pretoria, África del Sur;

Agradecemos los comentarios de los doctores Behrad Gharedaghloo, Scott Ketcheson y Pete Whittington sobre las primeras versiones de este documento. Agradecemos a Amanda Sills y al Equipo de Formato del Groundwater Project su supervisión y formación de este libro. Agradecemos a Eileen Poeter (Colorado School of Mines, Golden, Colorado, EE. UU.) la revisión, edición y producción de este libro.

## Agradecimientos del Traductor

Agradezco al equipo de The Groundwater Project, en especial a Emily Horodezny (Coordinadora de traducción) por la oportunidad de formar parte de la traducción de este libro a español. Traducir este libro fue una experiencia increíble y me permitió conocer un poco más sobre Turbas y Turberas, su rol e importancia en los ecosistemas, así como los retos asociados a su investigación.

Esperamos que este libro traducido al español sea una herramienta útil para los hispanohablantes y pueda ser empleado como un instrumento para fomentar conocimiento e incentivar la investigación.

# 1 Introducción

La turba es la materia orgánica viva y muerta, parcialmente descompuesta (principalmente plantas), que forma la matriz del suelo de las turberas. Las turberas son humedales que contienen turba; el depósito de turba puede considerarse un acuífero no confinado poco profundo. Este libro se centra en la naturaleza de los intercambios de agua del suelo y subterránea hacia, desde y dentro de las turberas y los ecosistemas adyacentes o el sedimento subyacente. Considera la retroalimentación ecohidrológica entre el paisaje que controla la forma y la función de la turbera y la propia matriz de turba que modula los flujos de agua subterránea.

La morfología de las turberas está controlada por la interacción del flujo de agua subterránea con los procesos ecológicos que crean y destruyen la turba. Donde el nivel freático es alto, puede formarse turba; donde es bajo, la turba se descompone. La forma de la superficie de la turba, a su vez, controla la posición del nivel freático y los flujos asociados de aguas superficiales y subterráneas. En las turberas, el flujo de aguas subterráneas y la forma de la superficie del suelo están estrechamente relacionados.

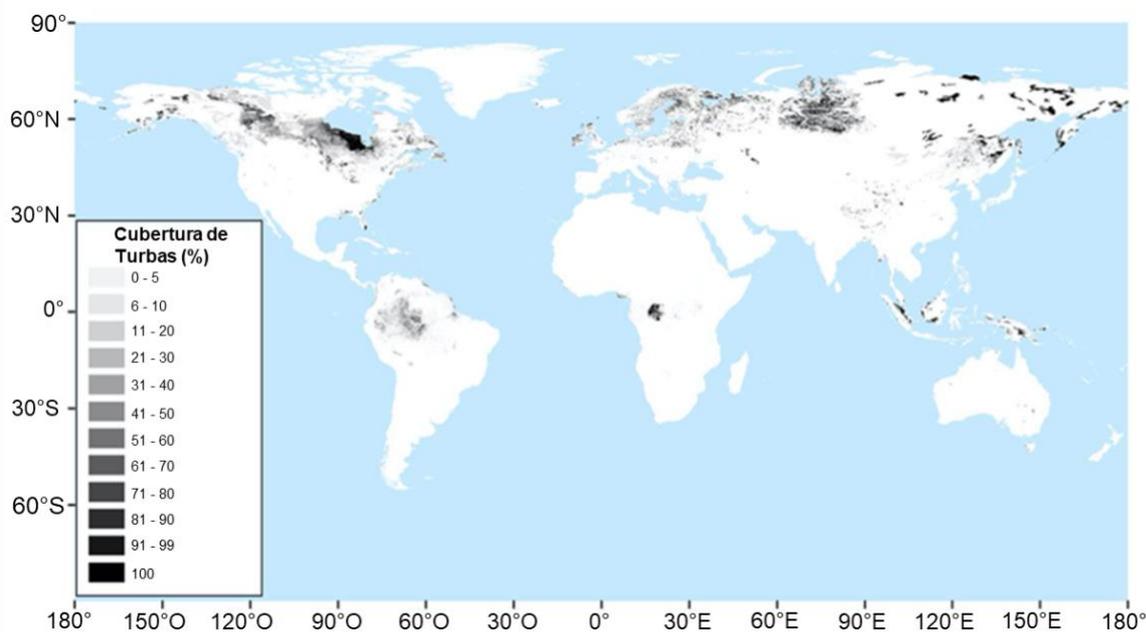
Las turberas pueden presentarse como complejos de turberas o como turberas aisladas en función de su conexión con otras turberas. Los complejos de turberas intercambian aguas subterráneas con el acuífero regional y con otros tipos de turberas. En cambio, las turberas aisladas sólo están vinculadas al sistema local de aguas subterráneas. La turba es la matriz de la que se componen todas las turberas, y su carácter refleja y modula los sistemas de aguas subterráneas locales y regionales. Dada la distinta naturaleza, carácter, métodos y aplicaciones de la hidrología de las aguas subterráneas en turberas y turberas, este libro constituye un recurso para estudiantes, investigadores y profesionales que se dediquen al estudio de las aguas subterráneas en este tipo de cubierta terrestre.

Este libro comienza con definiciones de turba y turberas y de cómo su interacción con el paisaje controla su forma y función. A continuación, se centra en las propiedades específicas de la turba que controlan el flujo de aguas subterráneas y el transporte de solutos y examina la naturaleza y el resultado de las alteraciones de las turberas. El libro concluye con un análisis de los métodos adecuados para evaluar la hidrología y las características hidráulicas de la turba.

Este libro no pretende ser una revisión bibliográfica, sino más bien un compendio y una síntesis de los procesos de las aguas subterráneas y del agua del suelo en turberas y turberas y de los métodos para evaluarlos, basados en gran medida en nuestros propios conocimientos y experiencia colectivos. Proporcionamos citas para fomentar y apoyar una mayor exploración de los procesos y cuestiones.

## 2 Control de las Aguas Subterráneas sobre la Forma y Función de las Turberas

La turba consiste en suelo orgánico que se acumula en terrenos donde el nivel freático está lo suficientemente cerca de la superficie del suelo durante el tiempo suficiente para inhibir la oxidación y descomposición del material vegetal. En condiciones de saturación de agua, la difusión de oxígeno en el perfil del suelo es lenta, por lo que se dificulta la actividad bacteriana que impulsa la descomposición, lo que da lugar a la acumulación de restos vegetales parcialmente descompuestos (turba). Los humedales que han acumulado un espesor suficiente de suelo orgánico (normalmente ~40 cm) son turberas, y su forma y funcionamiento reflejan su entorno hidrogeomórfico y su clima (Brinson, 1993). El clima favorece las turberas en las latitudes boreales y subárticas septentrionales, donde las precipitaciones superan o se aproximan a la evaporación potencial, y en las zonas tropicales, donde las precipitaciones son especialmente elevadas (Figura 1).



**Figura 1** - Distribución mundial de las turberas (de Xu et al., 2018). Las clases de sombreado negro son aplicables a Canadá y algunas zonas más pequeñas, como se muestra. En otros lugares, negro = turba y blanco = sin turba. Se puede acceder a los datos de este mapa con más detalle [aquí](#).

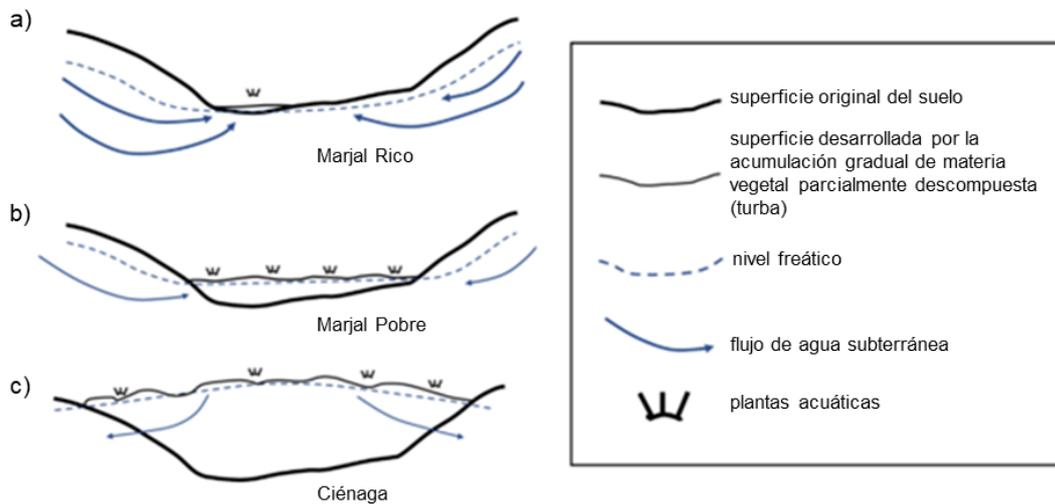
Las clasificaciones de las turberas suelen reflejar el origen, el carácter y el grado de aporte de aguas subterráneas. La concentración en el agua de poro de minerales disueltos y nutrientes introducidos por las aguas subterráneas afecta en gran medida a su estado trófico y a su función geoquímica y ecológica. Por lo general, las turberas se clasifican y denominan en función del grado de interacción con las aguas subterráneas, y en el presente documento se utiliza esta convención. En el contexto de las turberas, el agua subterránea

consiste en agua por debajo del nivel freático que puede estar presente en la superficie del suelo o cerca de ella. Este libro también trata de la zona vadosa de saturación variable que, de vez en cuando, contiene agua subterránea.

## 2.1 Entorno Hidrogeomórfico y Categorización de los Sistemas de Turberas

La combinación de los entornos hidrológico y geomórfico de una turbera controla las velocidades y direcciones del flujo, el tipo y la cantidad de minerales disueltos y nutrientes de las aguas subterráneas, y su ecología vegetal y microbiana. Las turberas en fases tempranas de desarrollo suelen encontrarse en fondos de valles y hondonadas/depressiones del paisaje y permanecen saturadas por la descarga de aguas subterráneas procedentes de acuíferos locales o regionales, además de por las precipitaciones y las aguas superficiales.

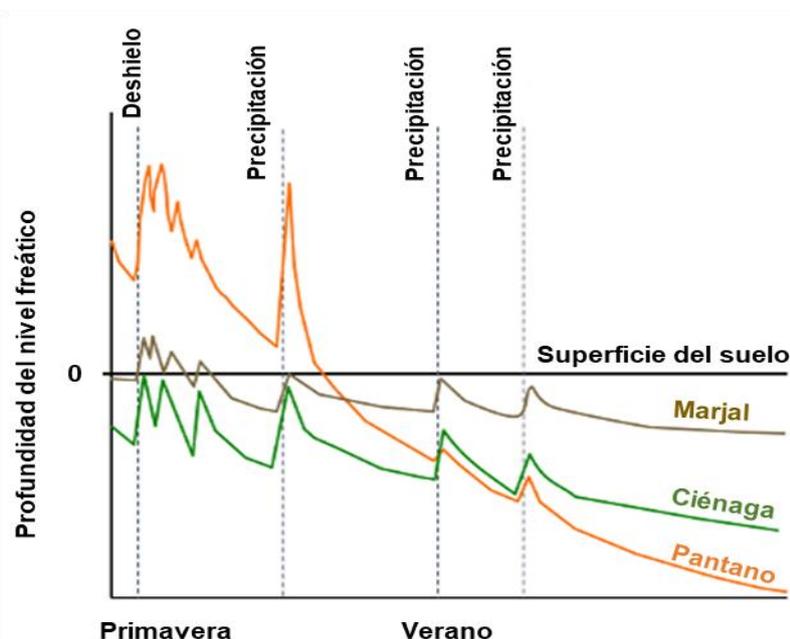
En un clima determinado, la fuerza de la interacción de las aguas subterráneas depende de la diferencia de carga hidráulica (p. ej., elevación del nivel freático) entre el humedal y el acuífero regional o de tierras altas adyacente, así como de la permeabilidad de los materiales basales bajo el valle que limitan los índices de intercambio de aguas subterráneas. Cuando las tasas de afluencia y precipitación son suficientes para causar una saturación persistente de la superficie del suelo de modo que crece vegetación hidrófita (amante del agua), se forma y acumula turba. La interacción de las aguas subterráneas con los sistemas de turberas evoluciona con el tiempo debido a las fuertes retroalimentaciones ecohidrológicas. Por ejemplo, la descomposición de la turba crea zonas de menor conductividad hidráulica que reducen las tasas de descarga de aguas subterráneas y alteran las fluctuaciones del nivel freático y los gradientes hidráulicos. Por ello, podemos distinguir a grandes rasgos una serie de tipos de turberas basados sobre todo en sus relaciones con las aguas subterráneas: pantanos, marjales y ciénagas, como se muestra en la Figura 2 (Zoltai and Vitt, 1995).



**Figura 2** - Transición de a) una turbera marjal rica incipiente con una afluencia relativamente fuerte de aguas subterráneas, a b) una turbera marjal pobre en el que la acumulación de turba acompañada de una elevación del nivel freático disminuye la afluencia de aguas subterráneas, a c) una ciénaga elevada en la que se invierte la dirección del flujo de aguas subterráneas. Los pantanos tienen una configuración hidrogeológica similar a la de los marjales, aunque el flujo de aguas subterráneas puede ser más débil que el de las aguas superficiales.

## 2.2 Pantanos

Los pantanos son comunes en paisajes boreales, templados, subtropicales y tropicales, pero pueden o no acumular turba. Suelen estar situados en el fondo de valles o en zonas ribereñas; están dominados por plantas leñosas, ya sean grandes arbustos o árboles (por ejemplo, > 10 m de altura), y su régimen hidrológico es muy episódico (Figura 3).



**Figura 3** - Hidrogramas estacionales hipotéticos de turberas templadas y boreales. Los pantanos presentan una variabilidad más extrema debido a la fuerza de las aportaciones episódicas de agua; las fuertes aportaciones de agua superficial exageran la respuesta del nivel freático, mientras que las fluctuaciones del nivel freático por debajo de la superficie pueden ser exageradas debido a la baja porosidad drenable y a la fuerte interceptación y transpiración de las copas de los árboles. Los marjales tienen niveles freáticos menos profundos y menor variabilidad, debido a la entrada sostenida de aguas subterráneas y/o superficiales. Con sus niveles freáticos en la capa superior de la turba, la mayor porosidad drenable reduce la respuesta del nivel freático a los intercambios de agua. Los niveles freáticos de las ciénagas responden únicamente a entradas episódicas de agua (precipitaciones, deshielo) y la pérdida de agua se debe principalmente a la evapotranspiración, pero también a pequeñas pérdidas por filtración de aguas subterráneas; no están modulados por la afluencia de aguas subterráneas, y los niveles freáticos suelen ser más bajos que en las turberas cercanas. Los valores de la escala del eje vertical se omitieron intencionadamente, pero serían del orden de decenas de centímetros.

Los pantanos pueden recibir o no aportaciones sustanciales de aguas subterráneas, pero suelen inundarse en respuesta al deshielo o a las lluvias torrenciales o, en el caso de los entornos ribereños, por el desbordamiento de las riberas. Debido a la salida de aguas superficiales y subterráneas y/o a la elevada evapotranspiración, su nivel freático desciende bruscamente durante los periodos secos. Este descenso es una característica esencial, ya que la mayoría de las especies leñosas de gran tamaño no soportan las inundaciones persistentes. Los pantanos de turba, por tanto, deben tener un régimen hidrológico en el que el drenaje sea lo suficientemente deficiente como para retrasar la descomposición de los materiales vegetales, y/o la deposición anual de hojarasca sea muy alta como para acumular suficiente materia orgánica para formar turba.

En cualquier caso (turba o pantano mineral), el descenso del nivel freático debe ser suficiente para permitir el crecimiento de plantas leñosas (Locky et al., 2005). No obstante, cabe señalar que algunos árboles de pantano, como el ciprés calvo, tienen adaptaciones

radiculares que les permiten tolerar largos periodos de inundación (Harms et al., 1980), aunque estos pantanos no suelen ser turberas.

En los pantanos de turba, los niveles freáticos estacionalmente bajos suelen dar lugar a turbas muy descompuestas. Esto puede verse favorecido por la naturaleza lábil (fácilmente descomponible) de la hojarasca y por las aportaciones externas de agua rica en minerales y nutrientes. El agua de los pantanos se denomina *minerógena*, en referencia a la entrada de agua rica en minerales procedente de tierras altas adyacentes con suelo mineral, y por lo tanto tiene una composición ecológica *minerotrófica* y un estatus trófico. El grado de aporte mineral depende de la velocidad y de la composición química de las aguas subterráneas (y a veces de las superficiales) que pueden amortiguar los ácidos orgánicos liberados por la descomposición de la materia vegetal; así, los pantanos pueden ser alcalinos, de pH intermedio o ácidos.

## 2.3 Marjales

En los paisajes subárticos, boreales y templados, los marjales suelen ser turberas alimentadas por aguas subterráneas (y a veces superficiales) dominadas por briofitas y juncos, a veces con cubierta arbórea o de arbustos leñosos; también se consideran minerogéneos.

Los marjales se dividen en tres grandes categorías que reflejan la fuerza y el carácter de los aportes de aguas subterráneas, lo que afecta en gran medida a su riqueza ecológica. Los *marjales ricos* se desarrollan donde se producen fuertes aportaciones de aguas subterráneas ricas en minerales y tienen un pH > 7. Los *marjales moderadamente ricos* tienen un pH de ~5,5 a 7. Los *marjales pobres*, en los que la influencia de las aguas subterráneas en la superficie es mínima, tienen un pH de ~4 a 4,5.

El nivel freático de los marjales suele permanecer cerca de la superficie del suelo (una diferencia clave con respecto a los pantanos) y suele mantenerse gracias a la afluencia de aguas subterráneas procedentes de tierras altas adyacentes (Figura 2) o de acuíferos regionales. La profundidad de la capa freática suele ir desde la superficie del terreno hasta sólo 15 ó 20 cm bgs (por debajo de la superficie del suelo), como muestra la Figura 3. En los pantanos con acumulación de turba, el nivel freático sube con la capa de suelo que se acumula, ya que el drenaje está limitado por gradientes muy pequeños. A medida que se acumula la turba, la superficie del suelo y el nivel freático subyacente se elevan, un proceso que reduce el gradiente hidráulico vertical y, por tanto, el flujo de agua subterránea (incluidos los iones disueltos, como el calcio) procedente de las tierras altas adyacentes (Figura 2).

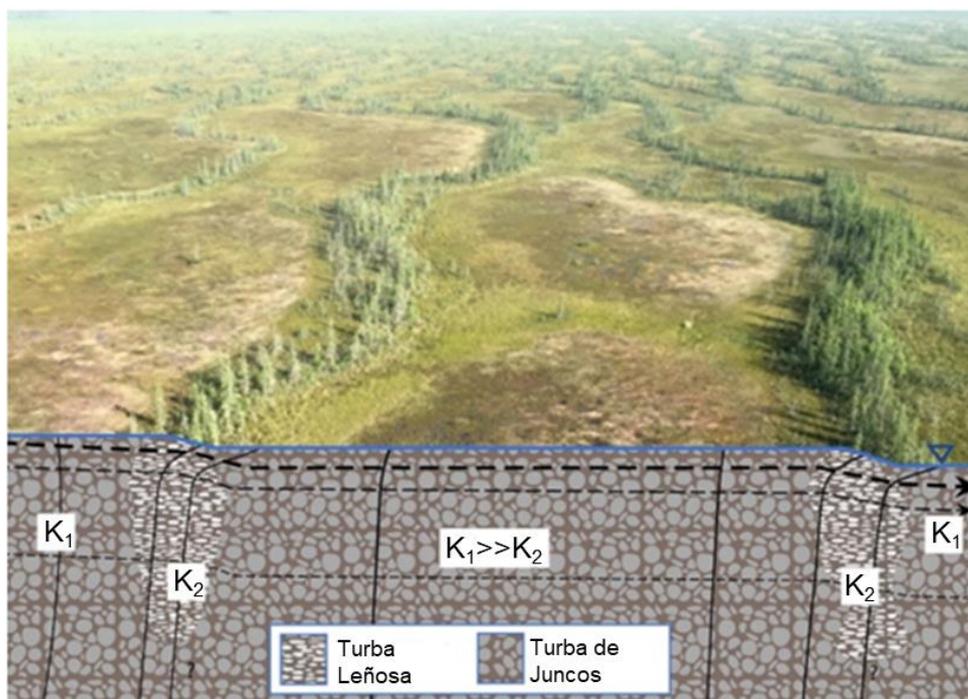
Cuando las concentraciones de solutos en las aguas subterráneas son bajas o cuando la descomposición de la turba por encima del suelo mineral subyacente es grande, los ácidos orgánicos liberados por la vegetación en descomposición no son neutralizados por el aporte de aguas subterráneas, por lo que el pH del agua de poro disminuye. Esto provoca

un cambio en la vegetación hacia una superficie dominada por musgos *Sphagnum* (Glaser et al., 2004), que son responsables de una mayor acidificación (Van Breemen, 1995). En esta fase, la turbera ha pasado de ser un pantano moderado a uno pobre, en el que la diversidad de la vegetación se ha reducido. Por lo tanto, al igual que en los pantanos, el carácter geoquímico de una *turbera pantanosa* puede ser alcalino, intermedio o ácido.

En los complejos de turberas más extensos, las aguas subterráneas que alimentan a las turberas pobres pueden proceder de *tierras altas* de turbera cenagosa más ácidas que de tierras altas minerales.

En estos complejos, los amplios (de 10 a 100 m de ancho) *marjales de canal* o *marjales de escalera* forman la red de drenaje de la cuenca, conectando los sistemas acuáticos que se encuentran a su paso. En las marjales ricos y moderados, las aguas subterráneas y superficiales mantienen un nivel relativamente alto de nutrientes y un pH neutro, mientras que los marjales pobres suelen encontrarse en zonas de flujo horizontal escaso o nulo, o donde la principal fuente de aguas subterráneas es una turbera adyacente.

En los marjales en los que se producen flujos de agua de gradiente descendente relativamente fuertes, puede formarse una microtopografía sistemática en un patrón repetitivo de crestas y charcas (a veces denominadas *flarks*) orientadas perpendicularmente a la dirección primaria del flujo (Figura 4). Las crestas (a veces llamadas *ribs*) tienen una conductividad hidráulica más baja (Whittington y Price, 2006). Los ribs y los flarks dan lugar a un nivel freático escalonado en la dirección del gradiente descendente y a periodos esporádicos de conectividad hidrológica cuando el nivel freático se encuentra dentro de la turba de alta conductividad hidráulica cercana a la superficie, o como flujo superficial. La diferenciación gradual entre las formas superficiales de cresta y flark se asocia con una retroalimentación positiva que favorece la acumulación de turba en micrositos mejor drenados y procesos de descomposición asociados con la inundación de zonas bajas.



**Figura 4** - Crestas (con árboles) y charcos (abiertos) en un marjal moderadamente rico. La estratigrafía y génesis de la turba (tipo de planta) es distinta entre las crestas (leñosa, *Sphagnum* y junco) y los flarks (juncos). La turba diferenciada en las crestas puede extenderse sólo parcialmente hasta el sustrato mineral (Foster et al., 1988). Las velocidades de flujo de las aguas subterráneas están controladas por las crestas, que tienen una conductividad hidráulica ( $K_2$ ) inferior a la de los charcos ( $K_1$ ), excepto quizás en los ~10 cm superiores, tal y como se explica en la sección 4.2. Las crestas retienen el flujo, dando lugar a un nivel freático escalonado a lo largo del gradiente hidráulico local. El flujo es perpendicular a las crestas, en este caso de izquierda a derecha (las líneas discontinuas indican el flujo, que es mayor cerca de la superficie; las líneas negras verticales son líneas isopotenciales que representan contornos de igual carga hidráulica). En primer plano, la separación entre crestas es de aproximadamente 40 m; en otros marjales, las crestas pueden ser mucho más pequeñas y estar más cerca de lo que se muestra aquí (Fotografía de J. Price).

## 2.4 Ciénagas

Una mayor acumulación de turba y el consiguiente aumento del nivel freático hasta una elevación igual o superior a la de las tierras altas minerales adyacentes (Figura 2), impide que las aguas subterráneas lleguen a la superficie del suelo y a la zona de enraizamiento de las plantas. En este caso, la turbera se convierte en una turbera alimentada exclusivamente por precipitaciones cerca de su superficie. Estas turberas elevadas se denominan ciénagas, al menos en las zonas subártica, boreal y templada.

Aunque la sucesión a ciénagas derivada de la acumulación de turba es común, es importante señalar que los pantanos y marjales pueden ser estados estables y persistir como tales durante milenios. Las turberas tropicales también pueden volverse abovedadas, pero dada su vegetación predominantemente leñosa se denominan pantanos (Page et al., 2000). Aunque la descarga local de aguas subterráneas procedentes de sedimentos minerales está ausente en las turberas abovedadas, la descarga regional de aguas subterráneas puede, en algunos entornos, sostener periódicamente la capa freática local (Siegel y Glaser, 1987). En

las regiones septentrionales, la formación de hielo subterráneo bajo las turberas o partes de ellas también puede elevar la superficie de la turbera por encima del terreno circundante.

Las ciénagas están dominadas por musgos *Sphagnum*, líquenes y hierbas, junto con pequeños arbustos y árboles achaparrados (Figura 5). Se dice que las ciénagas son *ombrógenas* y, por tanto, *ombrotroficas* ("ombro" deriva de la palabra griega que significa lluvia). La disminución de la minerotrofia favorece el cambio a plantas tolerantes al ácido, especialmente los musgos *Sphagnum*. Los musgos *Sphagnum* son más resistentes a la descomposición que la mayoría de las plantas vasculares y contribuyen al desarrollo vertical de la turbera emergente. Dado que el *Sphagnum* libera ácidos orgánicos, su presencia reduce aún más el pH ambiental. Van Breemen (1995) lo explica en su ingenioso artículo titulado "Cómo el *Sphagnum* empantana a otras plantas".



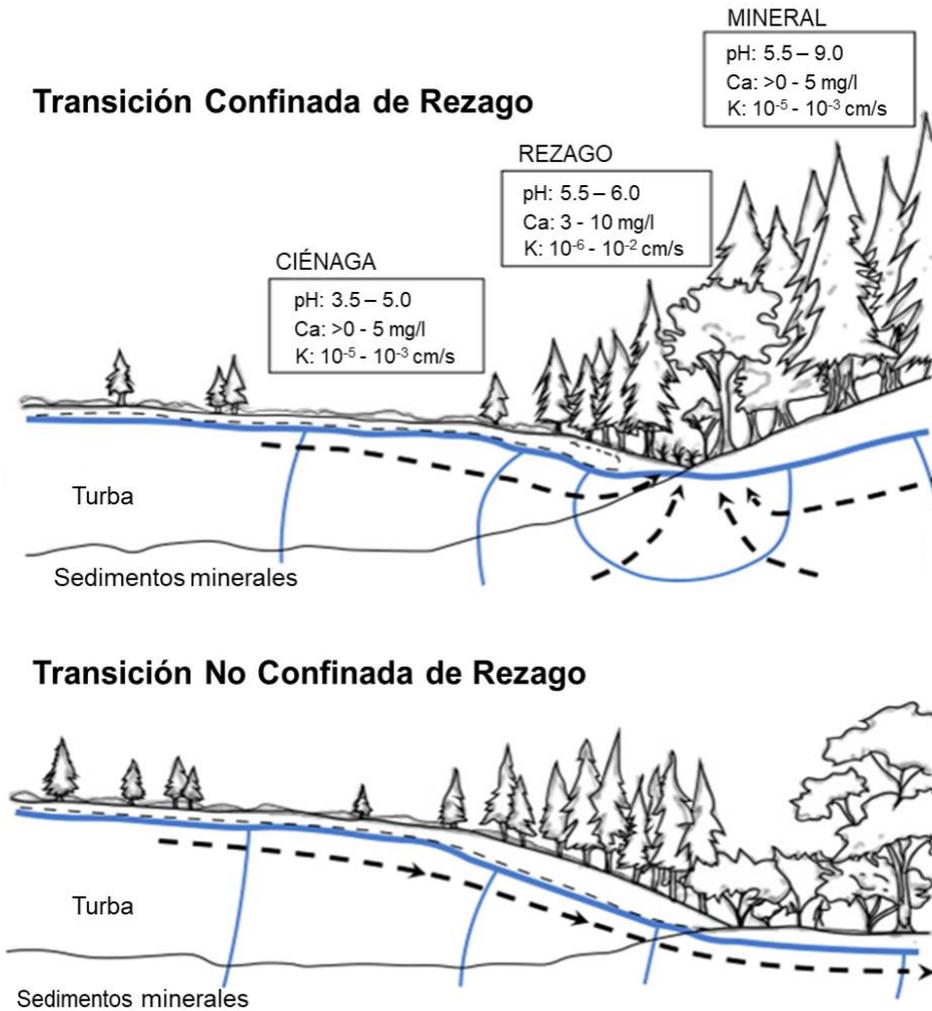
**Figura 5** – Ciénaga boreal dominada por musgos *Sphagnum* (primer plano a la izquierda) y abetos negros achaparrados (lado derecho y fondo), arbustos leñosos (primer plano a la derecha) y, a veces, líquenes (abajo a la derecha). La planta formadora de turba dominante es *Sphagnum*, que forma predominantemente la matriz de agua subterránea. Los musgos *Sphagnum* se clasifican en diferentes secciones del género. Las especies *Acutifolia*, como *S. fuscum* y *S. rubellum*, forman comunidades relativamente compactas, mejor adaptadas para estar por encima del nivel freático (mejor capilaridad). Las especies *cuspidata*, como *S. papillosum* y *S. angustifolium*, tienen formas de crecimiento y una estructura comunitaria más sueltas y se sitúan más cerca del nivel freático (Fotografía de J. Price).

Aunque las ciénagas, por definición, se alimentan únicamente de precipitaciones, por lo general no pueden distinguirse de los marjales con una afluencia muy débil de aguas subterráneas basándose en mediciones de aguas subterráneas. Más bien, la distinción entre ciénagas y marjales pobres se hace más comúnmente sobre la base del pH, la concentración de calcio y la presencia/ausencia de especies de plantas obligadas como *Juncus* spp. y

*Equisetum* spp. que son características de los marjales pobres. Las ciénagas suelen tener un  $\text{pH} < 4$  (Zoltai y Vitt, 1995).

En las ciénagas, la tasa de acumulación de turba es mayor lejos de los márgenes de la turbera, donde es más probable que se desarrolle *Sphagnum* (Figura 2c). Cerca de los márgenes de la turbera, el agua rica en minerales inhibe el crecimiento de *Sphagnum* debido a las elevadas concentraciones de cationes básicos, especialmente calcio. En la turbera central, la superficie del suelo de turba a menudo se eleva para producir un domo de turba, y tales sistemas a menudo se llaman *domos*, o *turberas elevadas*. La altura de las turberas abovedadas se analiza en el [Cuadro 1](#) ↓. En las turberas tropicales abovedadas, la forma final se alcanza primero cerca de los límites (es decir, los ríos), mientras que el almacenamiento de carbono tierra adentro progresa a un ritmo proporcional a la superficie interior restante (Cobb et al., 2017). En el margen de una turbera elevada, puede desarrollarse un *lagg* similar a un foso donde convergen las descargas de aguas subterráneas tanto de la turbera como del terreno mineral adyacente.

Cuando la descarga de aguas subterráneas es relativamente alta, los laggs son hidrológica, biogeoquímica y ecológicamente distintos (Figura 6). Donde la descarga es menor, o donde la descarga de las turberas continúa hacia tierra (hacia el terreno mineral), los laggs están menos definidos o incluso ausentes (Langlois et al., 2015, 2017; Howie y Tromp-van Meerveld, 2011). Los laggs recogen agua y la transportan lateralmente (es decir, dentro o fuera de la página de la Figura 6), por lo que pueden ser una característica importante que mejore la conectividad de las turberas con los sistemas de aguas superficiales. La ausencia del efecto modulador de la entrada de aguas subterráneas en las turberas (a pesar de los posibles efectos regionales señalados anteriormente) suele dar lugar a un nivel freático más profundo y variable que en las turberas; por naturaleza, es más episódico y suele alcanzar de 35 a 50 cm bgs (Figura 3). Es importante registrar el punto de referencia utilizado para medir el nivel freático cuando existe una microtopografía diferenciada que varía con el tiempo, como ocurre en las turberas. La profundidad del nivel freático es mucho mayor bajo los montículos que en las hondonadas.



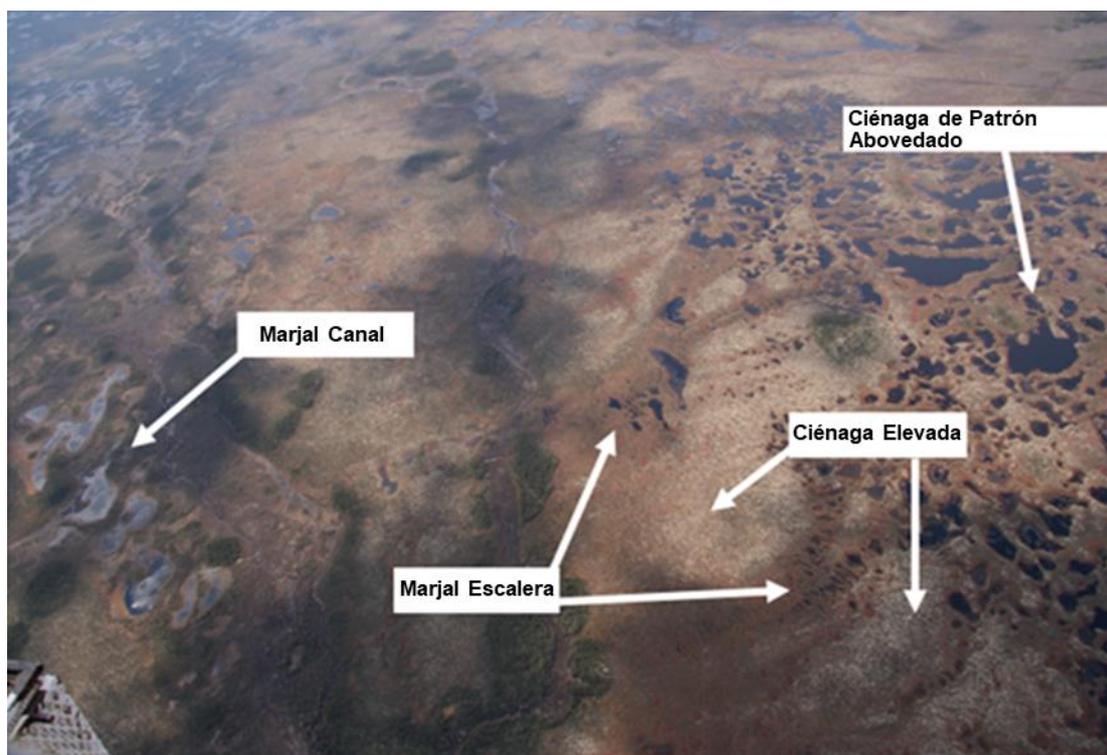
**Figura 6** - Diagrama conceptual de los laggs, que se producen en el margen de las ciénagas. La línea azul gruesa es el nivel freático, mientras que las líneas azules finas representan isopotenciales. En el diagrama superior, el flujo de agua subterránea (líneas negras discontinuas) de la ciénaga y el terreno mineral adyacente convergen para formar un rezago distinto (rezago confinado). En el diagrama inferior, donde el flujo de agua subterránea es unidireccional, se forma una característica menos distintiva (rezago no confinado). En ambos casos, la composición química del agua subterránea es una mezcla de agua procedente de terrenos orgánicos y minerales (modificado de Howie y Tromp van Meerveld, 2011).

La función hidrológica de las turberas en el paisaje en general es almacenar y verter agua periódicamente. La turba puede contribuir con agua subterránea a los depósitos minerales subyacentes, pero esto es generalmente menor debido a la baja conductividad hidráulica vertical asociada con la mayoría de las turbas basales y los sedimentos minerales subyacentes. Es poco probable que existan turberas en un entorno con alta recarga o pendientes pronunciadas, ya que una pérdida excesiva de agua daría lugar a condiciones demasiado secas para que se formara una turbera. Sin embargo, en ciertos lugares, incluidos aquellos con climas hipermarinos con precipitaciones persistentes y condiciones frescas y brumosas, pueden formarse *ciénagas de manto* en terrenos ondulados con pendientes de hasta  $15^\circ$  (Chico et al., 2020). Las ciénagas de manto son más comunes en

latitudes septentrionales, incluidas las partes septentrionales de Europa y Norteamérica, pero también están presentes en la Patagonia, Nueva Zelanda y las Islas Malvinas.

## 2.5 Complejos de Turberas

A largo plazo, la acumulación de turba y el aumento asociado de la elevación del nivel freático saturan las zonas adyacentes, de modo que las turberas pueden expandirse lateralmente, dependiendo de los gradientes topográficos locales. Cuando el clima es adecuado y los sedimentos cuaternarios son relativamente llanos y de permeabilidad suficientemente baja (Glaser et al., 2006), pueden desarrollarse *complejos de turberas* como los de la zona baja de la bahía de Hudson y el lago glacial Agassiz. Los complejos de turberas como éstos albergan una variedad de ciénagas, marjales y pantanos que dominan la cubierta vegetal y se unen a medida que se desarrollan las turberas. Con el tiempo, la acumulación de turba y el desarrollo del sistema alteran la clase de turbera y los patrones de conectividad. A veces, los flujos de las grandes turberas se autoorganizan y drenan a través de sistemas de turberas estrechas (Figura 7), que a menudo se forman en patrones de crestas y costados (por ejemplo, marjales en escalera, marjales acanalados; NWWG, 1997). Aunque las ciénagas también pueden generar crestas y charcas, los gradientes hidráulicos menos definidos dan lugar a un patrón desorganizado de charcas/estanques en la parte superior del domo (Price, 1994). Esto es visible en la turbera cenagosa abovedado de la Figura 7.



**Figura 7** - Los complejos de turberas son conjuntos de turberas individuales, donde los gradientes hidrológicos y topográficos locales impulsan el intercambio de agua y nutrientes entre ellas. En este caso, un complejo de turberas de la James Bay Lowland tiene una gran turbera cenagosa abovedado que ocupa la mayor elevación local. Drena a través de marjales en escalera en sus laterales y finalmente a una gran turbera pantanosa de canal que forma parte del sistema de flujo regional. Hay ciénagas elevadas más pequeños en lugares interfluviales, incluso entre marjales de escalera adyacentes. (Fotografía de J. Price)

## 2.6 Procesos Regionales

La presencia de turberas está relacionada con los gradientes latitudinales de temperatura y precipitación y los gradientes zonales de continentalidad (Rocheftort et al., 2012), que controlan la productividad y la descomposición de la vegetación (y, por tanto, la formación de turba) mediante la disponibilidad de energía y humedad. La geología del lecho rocoso y la litología también afectan a la distribución regional y al carácter de las turberas y sus relaciones con las aguas subterráneas. Regiones como las Tierras Bajas de la Bahía de Hudson tienen extensas turberas (Figura 1) y el complejo de turberas (Figura 7) debido a sedimentos de baja permeabilidad en un clima favorable. Los lechos rocosos precámbricos como el Escudo Canadiense en el este de Norteamérica también son de baja permeabilidad, pero la topografía irregular y los suelos delgados dan lugar a turberas aisladas, más comúnmente ciénagas y marjales pobres, ya que están mal conectadas con las aguas subterráneas.

Dado que la precipitación generalmente disminuye hacia el polo y con la continentalidad, y la evapotranspiración potencial aumenta hacia latitudes más bajas, las ciénagas tienen un límite norte y sur en la región precámbrica del este de Norteamérica (Damman, 1979). Las regiones con un mayor déficit hídrico estacional, como la llanura

boreal occidental más continental, tienden a tener más marjales que ciénagas (Vitt y Chee, 1990), dado que los intercambios de aguas subterráneas en los sedimentos profundos pueden aumentar el balance hídrico. Los climas oceánicos son favorables a la formación de turberas, especialmente ciénagas, ya que son más fríos y húmedos, mientras que los climas templados son propicios a la formación de turberas, a menudo pantanos. Sin embargo, las turberas de climas templados suelen depender más de los controles geomórficos que facilitan la entrada de aguas subterráneas, dadas sus mayores pérdidas por evapotranspiración.

Los humedales boreales y subárticos experimentan diferencias estacionales en sus relaciones con las aguas subterráneas debido al desarrollo de heladas estacionales. Dado que la capa freática está siempre cerca de la superficie del suelo, se congela a principios de la estación otoñal cuando las temperaturas del aire y del suelo poco profundo descienden por debajo de 0°C. A medida que el frente de congelación se desplaza hacia abajo a través del perfil saturado de la turba, se forma una capa de hielo relativamente impermeable a través de la turbera. Dicha capa de hielo puede persistir durante más de la mitad del año, tiempo durante el cual la superficie de la turbera se desacopla hidrológicamente de las aguas subterráneas subyacentes. En latitudes más altas, el hielo estacional se produce sobre el permafrost, suelo que permanece por debajo de 0°C durante al menos dos años consecutivos. El permafrost presenta una barrera permanente (es decir, durante todo el año) que separa las turberas de los sistemas de aguas subterráneas subpermafrost e influye enormemente en el desarrollo del paisaje de las turberas. El [Cuadro 2](#) ofrece un análisis más detallado de las turberas permafrost.

Las turberas tropicales comparten muchos de los procesos hidrológicos fundamentales con las turberas de otras regiones, aunque sin las características de clima frío descritas anteriormente. Dada la elevada evapotranspiración potencial en las latitudes tropicales, las turberas tropicales se desarrollan allí donde las precipitaciones son elevadas. En las zonas subtropicales, donde las precipitaciones suelen ser mucho menores pero la evapotranspiración potencial sigue siendo elevada, los pantanos son menos comunes, pero pueden aparecer cuando el aporte de aguas subterráneas compensa el déficit de precipitaciones. El [Cuadro 3](#) proporciona información adicional sobre la hidrología de las turberas tropicales.

### 3 Turba: Un Medio Poroso

En las turberas, la turba es el material acuífero que rige el flujo de agua y, por tanto, su conectividad con los acuíferos subterráneos locales y regionales. El flujo de agua a través de la turba se ve afectado por las propiedades de la matriz, por tanto, por su origen botánico y el impacto combinado de la descomposición y la compactación, que varían con la profundidad. La turba es un medio poroso cuyo carácter hidráulico puede describirse con términos similares a los utilizados para los sedimentos minerales. Sin embargo, las propiedades físicas y químicas de la turba que afectan al flujo y al transporte son claramente diferentes de las de los suelos minerales (Tabla 1). La turba es una matriz porosa con una porosidad total excepcionalmente alta (hasta el 98 por ciento), de la que sólo una parte conduce el flujo de agua.

**Tabla 1** - Ejemplos de propiedades de la turba en comparación con los suelos minerales (Modificado de Gharedaghloo & Price, 2017). Las citas de los valores están disponibles en Gharedaghloo y Price (2017).

| Propiedades del Suelo   | Turba   | Mineral   |
|---|---|---|
| Porosidad   | 86 – 98%  | Arena 21 – 49%<br>Arcilla 14 – 69%                    |
| Porosidad móvil, $\phi_{mob}$<br>(porosidad total, $\phi_t$ ) | Musgo <i>Sphagnum</i> 53% (90%)<br>Ligeramente descompuesto 37% (87%)<br>Humificado 12% (75%) | Arena 23% (32%)<br>Arcilla 8% (43%)                   |
| $K_{sat}$ (m/d)   | <i>Sphagnum</i> 10 – 10,000<br>Junco bien descompuesto 0.001                                  | Arena 0.004 – 40<br>Arcilla $5 \times 10^{-12}$ – 0.5 |
| Composición   | Orgánicos, lignina, celulosa, ácidos húmicos y fúlvicos, lípidos, ceras, resina, betún        | Minerales como cuarzo, feldespato, caolinita, etc.    |
| Mojabilidad   | Condionalmente hidrófilos e hidrófobos  | Generalmente hidrófilo                                |
| Estructura de los poros                                       | Porosidad dual con macroporos interconectados y porosidad inmóvil                             | Porosidad única (salvo fractura)                      |
| Distribución del tamaño de los poros                          | Bimodal   | Unimodal  |

La turba se compone de materiales orgánicos que comienzan a descomponerse en el momento de su deposición. Por lo tanto, los materiales orgánicos depositados inicialmente al inicio de la turbera acaban formando la capa de turba basal. Las propiedades físicas de la turba varían con el tiempo, ya que la deposición debida a la descomposición y compresión continuas suele dar lugar a una turba más descompuesta y consolidada con la profundidad (Figura 8); sin embargo, pueden aparecer capas menos descompuestas si, por ejemplo, se depositaron durante periodos más fríos y húmedos que redujeron la descomposición.



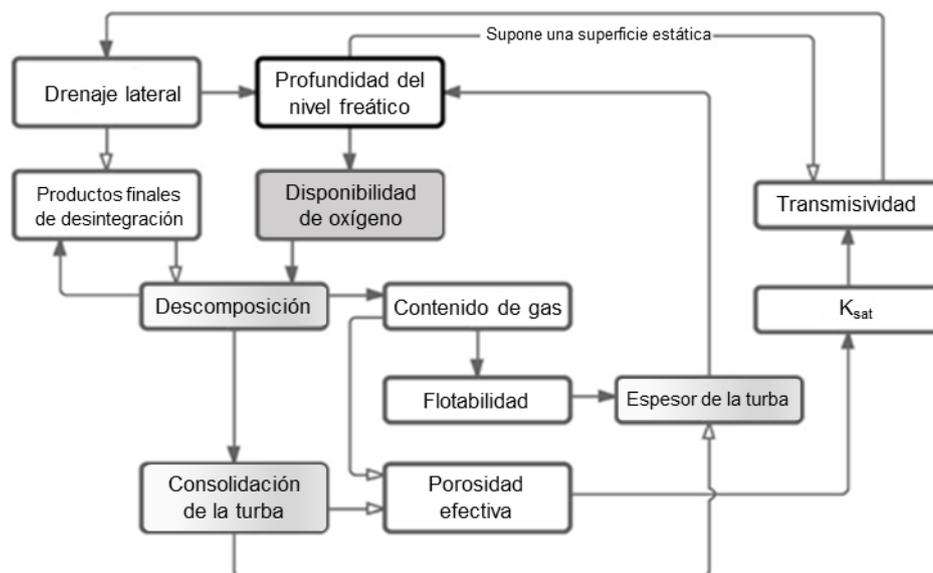
**Figura 8** - Perfil vertical de los ~60 cm superiores de ciénaga, dominada por musgos *Sphagnum*. En el gráfico adjunto, la materia orgánica se representa con negro y gris, mientras que el espacio poroso es blanco. El musgo vivo ocupa la capa superior caracterizada por grandes poros abiertos, descansando sobre los restos de los musgos muertos, poco descompuestos, inmediatamente por debajo. En profundidad, la estructura de la matriz es notablemente diferente, en la que la turba está más descompuesta y parcialmente comprimida por el peso del material suprayacente, lo que reduce el tamaño de los poros y provoca su aplanamiento. En este perfil, indicado como "turba moderadamente descompuesta", se puede observar una clara división en bandas, que posiblemente refleje periodos de mayor y menor descomposición asociados a periodos climáticos más cálidos/secos y más fríos/húmedos. En la sección inferior del perfil de turba, se indica turba de moderada a bien descompuesta. En este perfil en particular, los fragmentos de plantas todavía son visibles en profundidad, por lo que la descomposición es moderada en lugar de bien descompuesta. Fotografía del núcleo tomada de Ahad et al., 2020, con perspectiva modificada.

Para que se forme turba, la tasa media anual de acumulación de materia vegetal debe superar la tasa media anual de su descomposición. La materia vegetal se añade en la superficie del suelo y cerca de ella, y la descomposición se produce en todo el perfil de la turba. En los bosques tropicales, la formación de turba en charcas volcadas formadas por árboles desarraigados -que a menudo tienen más de un metro de profundidad- es una zona importante de acumulación de carbono (Domain et al., 2015). La capa superior está saturada de forma variable y comprende compuestos de carbono relativamente fáciles de descomponer; la descomposición por procesos microbianos aeróbicos en esta zona es relativamente rápida. La turba más profunda está perpetuamente saturada (a pesar de algunos gases biogénicos que puedan estar presentes), es relativamente resistente a la descomposición y, por lo tanto, la descomposición por bacterias anaerobias se produce muy lentamente. En latitudes y/o altitudes más altas, las bajas temperaturas del suelo también reducen la velocidad de descomposición de la turba.

La capa superior del perfil de turba se denomina a veces *acrotelmo*, cuya profundidad se aproxima a la profundidad media anual máxima del nivel freático. Su definición operativa es difícil, pero conceptualmente es la zona de saturación variable. Por debajo del acrotelmo, donde la turba está perpetuamente saturada, se encuentra el *catotelmo* (Ingram, 1978). Este modelo relativamente simplista de las turberas es útil para identificar capas claramente diferenciadas con procesos hidrológicos, geoquímicos y ecológicos contrastados (Rezanezhad et al., 2016). Sin embargo, otros lo han tachado de excesivamente simplista y reconocen que la importancia de los puntos calientes espacialmente diferenciados es fundamental para la función de las turberas (Morris et al., 2011), sobre todo porque muchas turberas se caracterizan por diversas formas de relieve microtopográfico (por ejemplo, montículos/hondonadas, crestas/depresiones) que tienen características hidráulicas y biogeoquímicas claramente diferentes (Baird et al., 2016).

A efectos del análisis de los procesos de las aguas subterráneas, tanto los musgos vivos como la materia vegetal (turba) muerta pero poco descompuesta y bien descompuesta forman parte de la matriz a través de la cual se produce el flujo de agua y solutos. Dado que la estructura física de la turba se degrada a medida que la materia vegetal se descompone y los espacios porosos se colapsan, sus propiedades hidráulicas cambian en consecuencia. Esto incluye una disminución de la conductividad hidráulica, la porosidad y la porosidad drenable con la profundidad (Rezanezhad et al., 2016). En algunas turberas -sobre todo en las turberas y, en menor medida, en los pantanos-, la conductividad hidráulica puede disminuir entre 4 y 5 órdenes de magnitud entre la parte superior y la inferior del acrotelmo (aproximadamente los 30 a 50 cm superiores de la turba), mientras que dentro del catotelmo, la conductividad hidráulica suele ser inferior al mínimo del acrotelmo y presenta una menor variabilidad dependiente de la profundidad (McCarter y Price, 2017a). Sin embargo, hay excepciones a esta tendencia (Chason y Siegel, 1986). Aunque el concepto de acrotelmo se aplica técnicamente a los pantanos, la turba degradada relativamente amorfa de muchos pantanos no suele presentar patrones verticales distintivos de variabilidad de la conductividad hidráulica, la porosidad o la porosidad drenable.

Del mismo modo, en las turberas alteradas en las que la capa acrotelmática ha sido eliminada o muy degradada, el concepto de acrotelmo distintivo no se aplica o, al menos, no es útil. Sin embargo, en la mayoría de las turberas y pantanos, el cambio en las características hidráulicas con la profundidad depende de la hidrología del sistema y la controla. Esto crea una retroalimentación ecohidrológica crítica que regula la forma y la función de las turberas (Figura 9). Waddington et al. (2015) ofrecen un buen análisis de las retroalimentaciones hidrológicas.



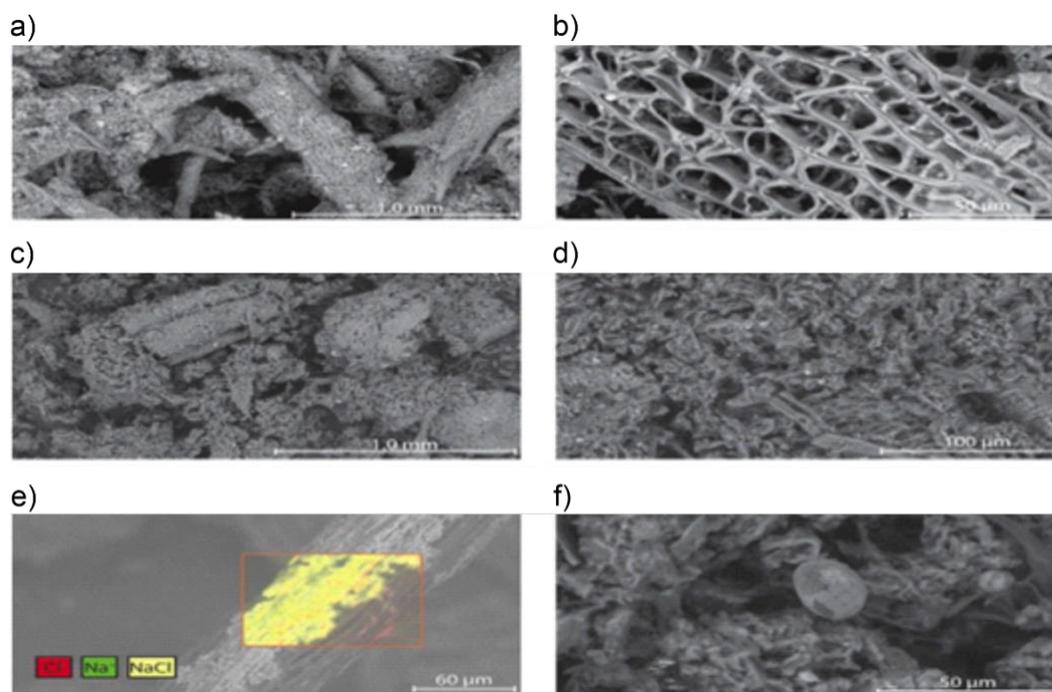
**Figura 9** - La profundidad del nivel freático retroalimenta la descomposición de la turba. Las flechas sólidas y de contorno representan relaciones positivas y negativas, respectivamente. El sombreado gris indica un proceso en la zona no saturada, el blanco es la zona saturada y la transición del blanco al gris implica tanto la zona saturada como la no saturada. La profundidad de la capa freática es función de los intercambios externos de agua, para un espesor de turba dado. El espesor de la turba está controlado por la aportación de materia orgánica, sujeta a descomposición y consolidación, que afecta a la estructura de la turba, incluida su porosidad, conductividad hidráulica y transmisividad. (De Waddington et al., 2015)

### 3.1 Propiedades y Procesos de la Zona Saturada

El perfil vertical de las propiedades hidráulicas puede tener un profundo efecto en la hidrología de las turberas. Las ciénagas y los marjales transfieren agua de manera eficiente a los ecosistemas adyacentes debido a un mecanismo de retroalimentación entre la profundidad del nivel freático y la transmisividad (Waddington et al., 2015). La transmisividad ( $L^2 T^{-1}$ ), el producto de la conductividad hidráulica y el espesor de la capa de flujo considerada aumenta exponencialmente a medida que el nivel freático se eleva hacia las capas cercanas a la superficie, donde la conductividad hidráulica es órdenes de magnitud superior (McCarter & Price, 2017a).

Por el contrario, cuando el nivel freático es profundo, la transmisividad es baja; en tales condiciones, la capa saturada es más fina y ocupa sólo las capas de turba más profundas y descompuestas, donde la conductividad hidráulica puede ser mucho menor. Pueden producirse excepciones cuando los macroporos o las capas más fibradas permiten un flujo preferente en profundidad. Las transmisividades extremadamente altas durante los periodos de nivel freático alto permiten a muchas ciénagas evacuar el agua únicamente por flujo subterráneo, sin que el flujo se autoorganice en riachuelos o arroyos. Aunque el efecto de este mecanismo puede amortiguarse en presencia de vías de flujo preferenciales; este mecanismo, gobernado por las estructuras a escala de poros, puede controlar el flujo de agua a escala de turbera (McCarter et al., 2020).

En general, se considera que la turba es un medio de doble porosidad (Tabla 1). Incluye poros relativamente grandes entre las partículas, como las hojas y ramas de materia vegetal, así como poros relativamente pequeños asociados a fragmentos más descompuestos y espacios cerrados y sin salida dentro de los restos de material celular vegetal (Figura 10).

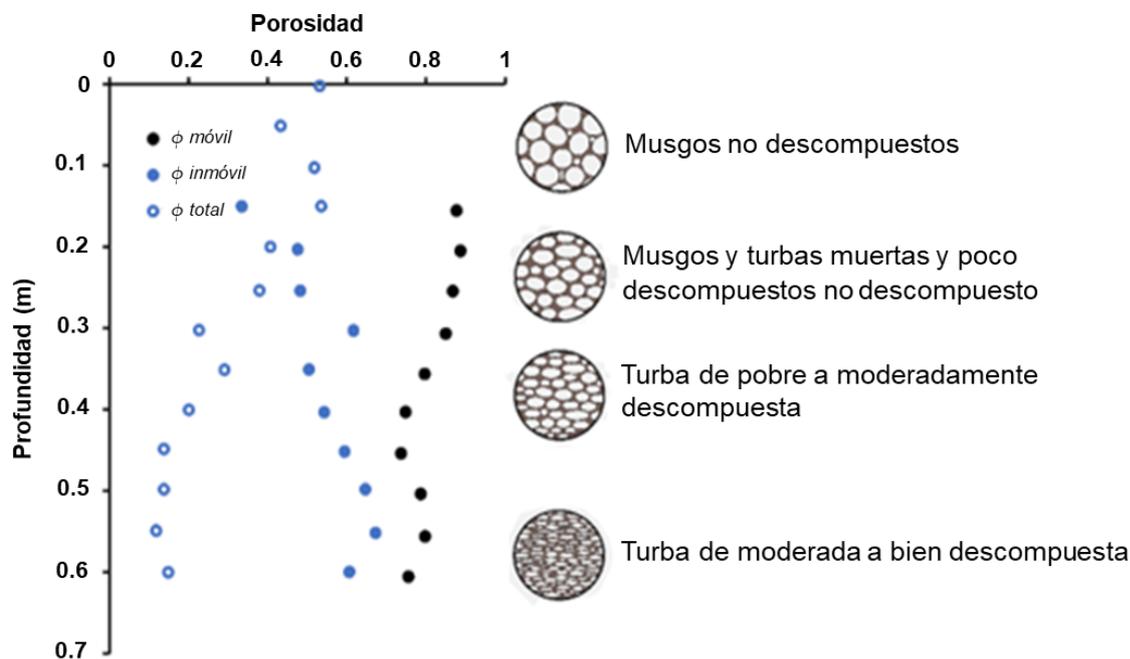


**Figura 10** - Imágenes de microscopio electrónico de barrido (SEM) de diferentes turbas (Fotografía modificada de McCarter et al., 2020).

- Turba de *Sphagnum* no descompuesta en la que la estructura de poros de las hojas y ramas crea una abundancia de poros grandes.
- Células hialinas desecadas que comprenden la mayor parte de la porosidad inmóvil de *Sphagnum* no descompuesto - aquí, las paredes celulares están en su mayoría ausentes, posiblemente degradadas por la desecación de la muestra para el análisis SEM.
- Turba de *Sphagnum* descompuesta (~30 cm bgs), con una mayor proporción de poros más pequeños que la turba de *Sphagnum* no descompuesta.
- Ampliación de la turba de *Sphagnum* descompuesta, destacando la reducción de los poros grandes.
- Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> adsorbidos y NaCl precipitado sobre turba. Las condiciones del SEM excluyen la presencia de agua líquida en la muestra. Las manchas rojas y verdes individuales sugieren la adsorción de los iones individuales. El NaCl probablemente combina Na<sup>+</sup> adsorbido y NaCl precipitado durante la obtención de imágenes.
- Una ameba testada dentro de turba, destacando la exclusión por tamaño de los poros más pequeños. Las muestras se desecaron completamente durante el proceso de obtención de imágenes.

En algunos lugares, la turba tiene mayores vías de flujo preferencial causadas por las raíces, la expansión y contracción, y la porosidad causada por la emisión de gases. Esto puede producir zonas localizadas de alta permeabilidad en profundidad donde las permeabilidades son muy bajas. Estos y otros poros más grandes pueden transmitir agua, mientras que el líquido dentro de los poros más pequeños de la turba saturada es mayoritariamente inmóvil. Por lo tanto, la porosidad total ( $\phi_t$ ) de la turba es la suma de la porosidad móvil ( $\phi_{mob}$ ) y la porosidad inmóvil ( $\phi_{im}$ ), como se muestra en la Figura 11. Esta

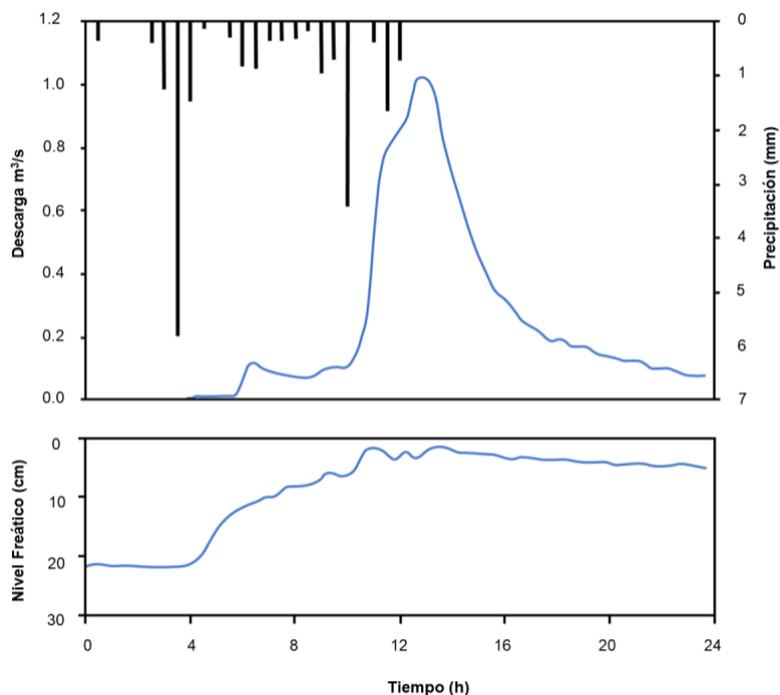
porosidad dual afecta en gran medida a la permeabilidad de la turba. Esta porosidad dual afecta en gran medida al flujo y almacenamiento de agua y solutos. La porosidad es una cantidad sin unidades, siendo el volumen de agua dividido por el volumen de la muestra.



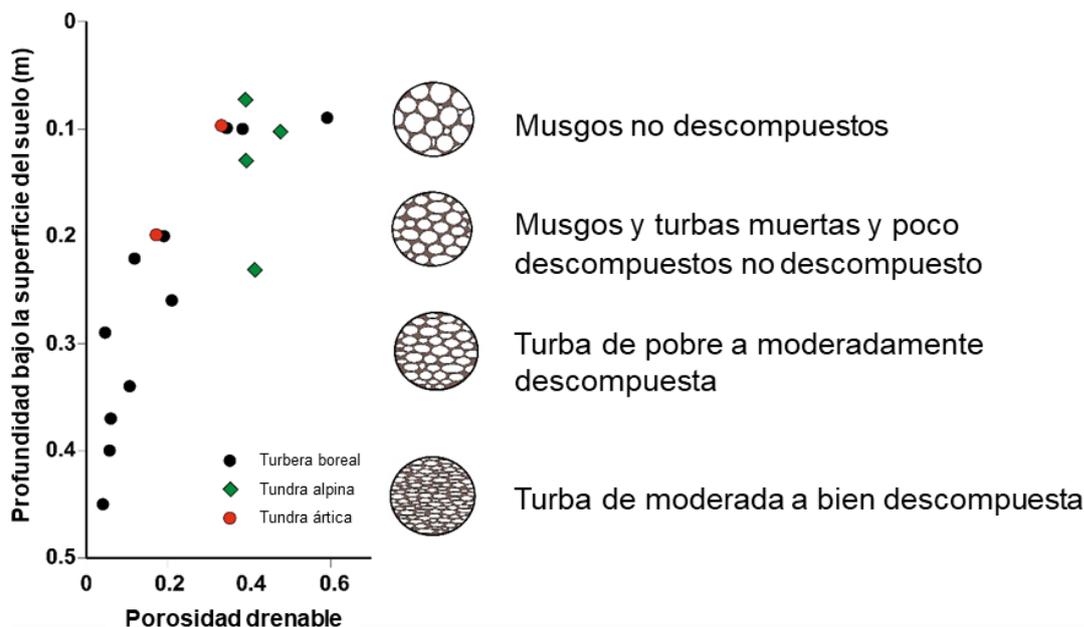
**Figura 11** - Cambio en la porosidad del agua móvil ( $\phi_{mob}$ ), la porosidad del agua inmóvil ( $\phi_{im}$ ), y la porosidad total ( $\phi_t$ ) con la profundidad por debajo de la superficie en una turba de turbera cenagosa de manto dominada por *Sphagnum* (Modificado de Hoag y Price, 1997). Los gráficos que representan el estado de descomposición de la turba se describen con más detalle en la Figura 8.

La turba poco descompuesta tiene una alta proporción de porosidad móvil (capa superior en la Figura 11; Tabla 1), y el flujo se produce con relativa facilidad (agua móvil). La descomposición de la turba reduce la fracción de poros más grandes, por lo que en muchas turberas  $\phi_{mob}$  disminuye con la profundidad, mientras que  $\phi_{im}$  aumenta (Figura 11). El predominio de poros más grandes cerca de la superficie del suelo es responsable de la alta conductividad hidráulica saturada en esa parte del perfil de turba.

Más profundo en el perfil, el nivel freático puede elevarse rápidamente en respuesta a la entrada de precipitaciones (Figura 12) porque gran parte de la turba permanece sin drenar, incluso a fuertes succiones. La proporción de agua de poros que puede drenarse gravitacionalmente ( $\phi_d$ ) es  $< 0.05$  en profundidad (Figura 13). Como tal, incluso durante condiciones secas, la turba altamente conductiva cerca de la superficie del suelo puede ser rápidamente reactivada en el proceso de escorrentía. Los niveles freáticos cerca de la superficie, donde la porosidad drenable es alta, exhiben una respuesta amortiguada (es decir, la turba cerca de la superficie, con alta porosidad drenable, puede ganar o perder volúmenes relativamente grandes de agua para un cambio dado en el nivel freático).



**Figura 12** - Precipitaciones (barras), escorrentía (diagrama superior) y nivel freático (diagrama inferior). Al principio, no hubo escorrentía y el nivel freático era bajo. El mayor episodio de lluvia no generó escorrentía, pero provocó el ascenso del nivel freático, rápido al principio (donde la porosidad drenable es baja) y menos rápido cerca de la superficie (donde la porosidad drenable es más alta). En este lugar (Trout Beck, Cumbria, Reino Unido; 6 de julio de 1995), la escorrentía no se inició hasta que el nivel freático estuvo a 10 cm de la superficie, debido al gran aumento de la transmisividad de la turba (Redibujado de Holden, 2006).



**Figura 13** - Variación de la porosidad drenable ( $\phi_d$ ) con la profundidad por debajo de la superficie del suelo basada en mediciones realizadas en muestras discretas de turba que representan un rango de profundidades (modificado de Quinton et al., 2008). Las acumulaciones de turba suelen ser inferiores a 30 cm en los dos sitios de tundra presentados aquí. Por este motivo, el número de observaciones presentadas para estos sitios es relativamente escaso. Por el contrario, las acumulaciones de turba suelen superar los 2 m en la turbera boreal, aunque sólo se presentan datos de los 50 cm superiores.

Las relaciones de almacenamiento de agua de algunas turberas se ven dificultadas por la alta compresibilidad de la turba, que ajusta su volumen en función de los cambios en la presión del agua según la posición del nivel freático. Esto da lugar a un proceso denominado respiración del fango, en el que la superficie del suelo sube y baja con los cambios en la profundidad del nivel freático. A veces se denomina oscilación de la superficie de la turba (Fritz et al., 2008). Este proceso es impulsado por cambios en la tensión efectiva,  $\sigma_e$  (Ecuación 1), que es la carga debida al peso de la turba y el agua expresada como tensión total,  $\sigma_T$  (Ecuación 2), por encima de un punto dado en el perfil de la turba compensada por la flotabilidad causada por la altura de la columna de agua por encima de ese punto, es decir, la presión del agua ( $\psi$ ).

$$\sigma_e = \sigma_T - \psi \tag{1}$$

$$\sigma_T = \rho_T gh \tag{2}$$

donde:

$\sigma_e$  = tensión efectiva ( $ML^{-1}T^{-2}$ )

$\sigma_T$  = tensión total ( $ML^{-1}T^{-2}$ )

$\psi$  = presión del agua ( $ML^{-1}T^{-2}$ )

$\rho_T$  = densidad media de la turba suprayacente y del agua ( $ML^{-3}$ )

Por lo tanto, la tensión efectiva es muy sensible a los cambios en la elevación del nivel freático, de forma que la elevación de la superficie puede disminuir muchos centímetros en un día (Roulet, 1991; Whittington y Price, 2006). Dada la alta compresibilidad de la turba en comparación con las matrices minerales, las fluctuaciones del nivel freático dan lugar a cambios de volumen. Las implicaciones de esto pueden ser importantes desde el punto de vista hidrológico, ecológico y biogeoquímico, ya que un descenso en la elevación del nivel freático induce un descenso en la elevación de la superficie del suelo, por lo que la profundidad del nivel freático bajo el suelo es menor de lo que sería en otras circunstancias. Hidrológicamente, esto significa que el flujo de agua saturada puede sostenerse en la capa superior del depósito de turba, y que la naturaleza de las relaciones de almacenamiento de agua se ve afectada, como se discute en el párrafo siguiente. Tener un nivel freático relativamente alto y constante afecta al tipo de comunidad vegetal, así como a los procesos de descomposición y, por tanto, a los intercambios de carbono.

Las turberas más susceptibles a la respiración de las turberas suelen ser las que contienen turba poco descompuesta con un alto contenido en agua. La respiración de las turberas se ve exacerbada por grandes cambios en la elevación del nivel freático. Mientras que la relación entre la elevación del nivel freático y el almacenamiento de agua en acuíferos no confinados se rige normalmente por el rendimiento específico ( $S_y$ ), como se explica en la sección 8.3, los cambios en el almacenamiento de agua asociados a los cambios en el volumen del acuífero pueden ser importantes en la turba. Esto es similar al parámetro de almacenamiento específico ( $S_s$ ) que es significativo para acuíferos confinados y despreciable para acuíferos no confinados. Por ejemplo, Price y Schlotzhauer (1999) mostraron que para un depósito de turba de 1,8 m de corte (corte significa que parte de la masa de turba ha sido recolectada), un descenso de ~50 cm de la elevación del nivel freático provocaba que la elevación de la superficie descendiera unos 10 cm. El cambio en el almacenamiento de agua debido a la compresión en la porción saturada del depósito de turba fue mayor que el que se asociaría únicamente con el descenso del nivel freático (es decir, el volumen de drenaje de agua de poros calculado como el producto del cambio en el nivel freático y el rendimiento específico). En ese sistema, el cambio de almacenamiento ( $\Delta S$ ) debe calcularse mediante la ecuación 3, que requiere tanto  $S_y$  como  $S_s$ .

$$\Delta S = \Delta WT * (S_y + bS_s) \quad (3)$$

donde:

$\Delta S$  = cambio en el almacenamiento ( $L^3/L^2$ )

$\Delta WT$  = Cambio en la elevación del nivel freático (L)

$S_y$  = rendimiento específico (-)

$b$  = espesor saturado del depósito de turba antes del descenso del nivel freático (L)

$S_s$  = almacenamiento específico ( $L^{-1}$ )

La estimación del balance hídrico utilizando únicamente  $S_y$  (~0.05) sin  $bS_s$  (~0.08) dio lugar a un error superior al 100%. En el mismo lugar, Price (2003) registró una disminución de dos órdenes de magnitud en la conductividad hidráulica a 0.75 m por debajo de la superficie como consecuencia de la subsidencia estacional. La conductividad hidráulica en un lugar cercano no perturbado, donde las fluctuaciones del nivel freático eran mucho menores, se redujo aproximadamente un 50%.

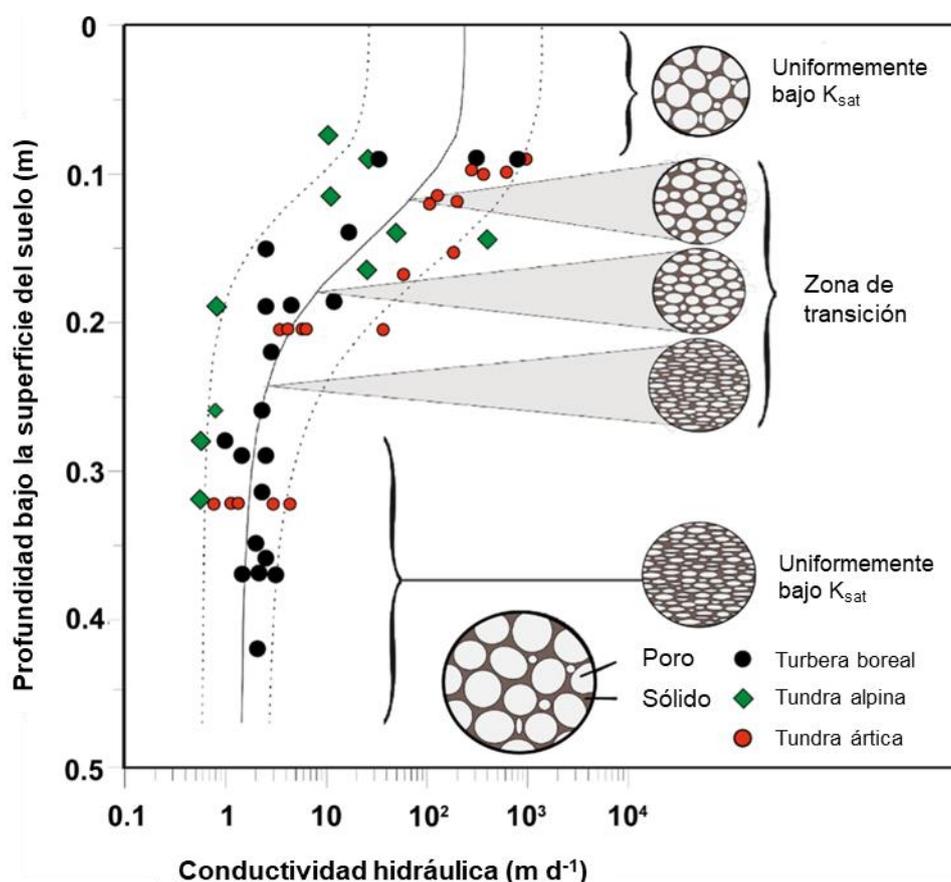
Un parámetro ampliamente utilizado para cuantificar el carácter hidráulico de la turba saturada es la conductividad hidráulica ( $K_{sat}$ ). La conductividad hidráulica de la turba saturada está relacionada con el tamaño y la conectividad de los poros, de forma que aumenta proporcionalmente con el cuadrado del diámetro medio de la garganta de los poros; también se ve afectada por el volumen, la distribución y la forma de los poros; todos ellos dependen del grado de descomposición y compactación. El  $K_{sat}$  de una matriz de turba está relacionado con el radio hidráulico de los poros (área transversal/perímetro). Así, a mayor profundidad (por tanto, típicamente mayor descomposición) el radio hidráulico medio disminuye como resultado de la reducción de los diámetros de las gargantas de los poros, y quizás también como resultado del aplanamiento (debido a la compresión) de las formas de los poros. Ambos cambios aumentan la resistencia hidráulica, por lo que tienden a reducir la conductividad hidráulica con la profundidad.

Mientras que muchos investigadores han informado de la clara disminución de  $K_{sat}$  con la profundidad, otros han informado de valores superiores a los esperados en profundidad, posiblemente debido a macroporos asociados con inclusiones leñosas (Chason y Siegel, 1986) o capas de turba menos descompuesta que probablemente reflejan períodos de clima más húmedo/frío durante el desarrollo.

Se ha utilizado una amplia gama de técnicas para medir  $K_{sat}$  sobre el terreno - incluido el uso de trazadores y pruebas de recuperación del nivel del agua- y en el laboratorio -incluido el uso de permeámetros y análisis de imágenes de muestras, como se expone en la Sección 8, *Métodos y Enfoques*-. Los enfoques a mayor escala para estimar  $K_{sat}$  como las pruebas de acuíferos, pueden producir estimaciones más altas porque es más probable que incluyan macroporos (Glaser et al., 2021).

Aunque los valores absolutos de  $K_{sat}$  pueden variar ampliamente para diferentes tipos de turba, entornos hidrogeomórficos e incluso dentro de una misma turbera, los perfiles típicos de  $K_{sat}$  demuestran características de perfil comunes que incluyen la presencia de una capa superior relativamente delgada (~0.1 m) de vegetación viva y turba ligeramente descompuesta donde los valores promedio de  $K_{sat}$  son altos (por ejemplo,

10 – 1000 m d<sup>-1</sup>) como se muestra en la Figura 14. Debajo de ésta hay una capa de turba más gruesa en un estado más avanzado de descomposición donde los valores de  $K_{sat}$  y la variabilidad son típicamente más bajos (~0.5 – 5 m d<sup>-1</sup>). Entre estas dos capas puede encontrarse una zona de transición en la que la tasa de reducción de  $K_{sat}$  con el aumento de la profundidad es grande (Figura 14). Mientras que el alto  $K_{sat}$  de la turba acrotelm es crítico para la conectividad entre turberas adyacentes o con el sistema acuático adyacente, el  $K_{sat}$  típicamente más bajo de la turba catotelm puede modular los intercambios de agua y solutos entre las aguas subterráneas más profundas y la turbera, aunque es más probable que esto esté controlado por los sedimentos minerales subyacentes de baja permeabilidad (Reeve et al., 2000).



**Figura 14** – Conductividad hidráulica saturada de la turba que recubre el permafrost de las turberas boreales (Quinton et al., 2008), la tundra alpina (Quinton et al., 2004) y la tundra ártica (Quinton et al., 2000). La línea continua indica el mejor ajuste de  $K_{sat}$  frente a la profundidad determinado por el método de mínimos cuadrados; las líneas discontinuas indican las envolventes superior e inferior de los puntos de datos para la turbera boreal. Los valores de  $K_{sat}$  de la tundra ocupan un rango similar. La reducción de  $K_{sat}$  con el aumento de la profundidad se explica en gran medida por la disminución del diámetro medio de los poros y del radio hidráulico de los poros con la profundidad (Modificado de Quinton et al., 2008).

La conductividad hidráulica de la turba en un entorno determinado puede reducirse temporalmente por la consolidación de la turba causada por el descenso

estacional del nivel freático (Price, 2003); también puede subestimarse debido a una reducción de la presión del agua de poros que provoque el colapso de la estructura de la turba durante un bail test utilizada para estimar la conductividad hidráulica. Además, Beckwith & Baird (2001) demostraron que los gases biogénicos, concretamente el metano, liberados por la turba de moderada a bien descompuesta pueden reducir la conductividad hidráulica aparente al bloquear los poros, aunque Glaser et al. (2021) sugieren que puede causar la dilatación de los poros. Este efecto es menos importante en las capas superiores de la turba, donde la estructura de los poros es mayor (Kettridge et al., 2013). Rosenberry et al. (2006) encontraron volúmenes de gas en la turba del 2 al 20 por ciento, cuya presión puede influir en los gradientes hidráulicos (Kellner et al., 2004) de tal manera que los aumentos de presión en profundidad pueden causar inversiones de flujo, o incluso un flujo radial hacia el exterior (Waddington & Roulet, 1997).

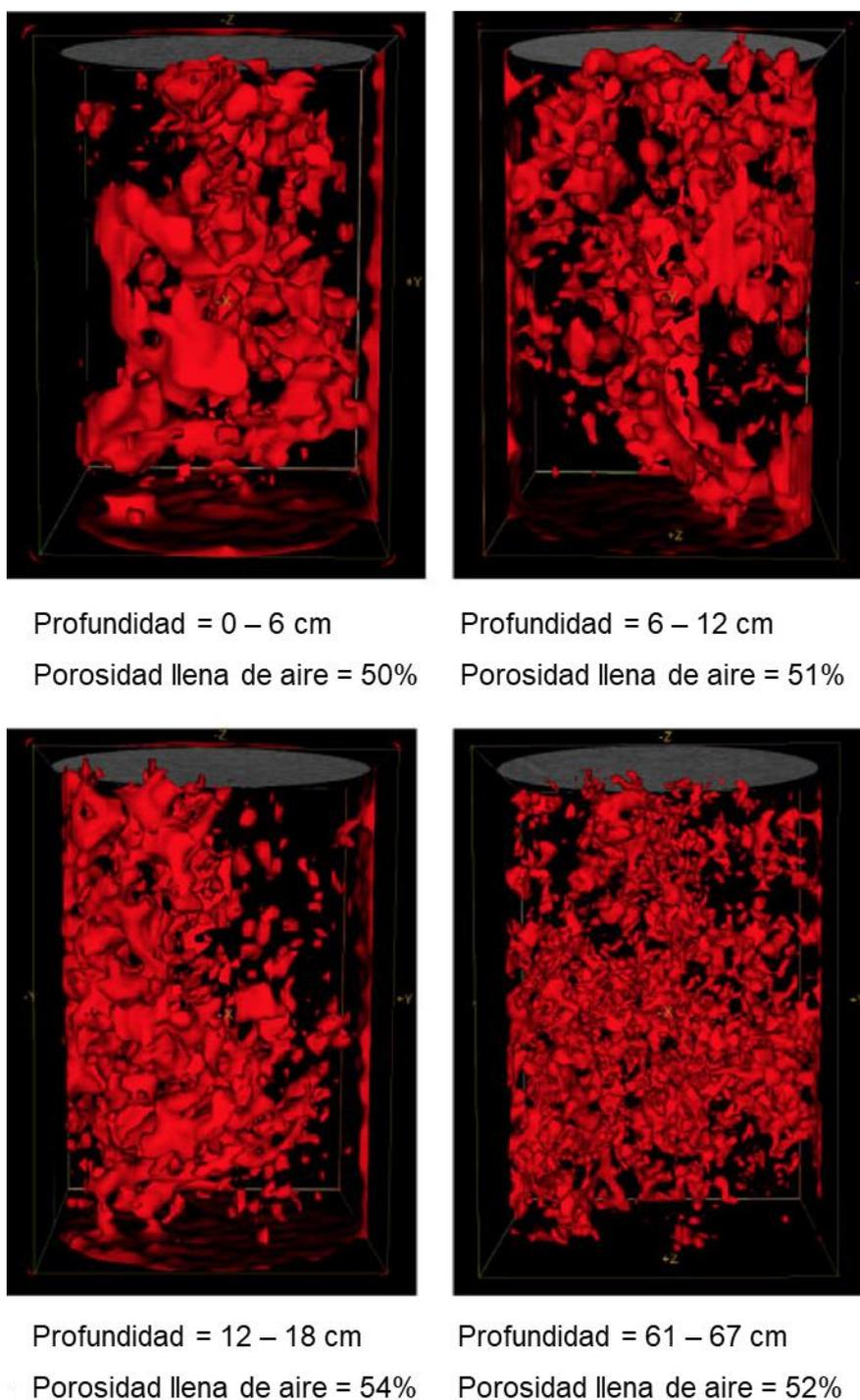
Por último, la conductividad hidráulica se ve afectada por la viscosidad del agua y existen fuertes gradientes de temperatura en las aguas subterráneas cercanas a la superficie en las turberas que son lo suficientemente grandes como para causar diferencias sustanciales en la viscosidad, por lo que se debe tener cuidado al comparar, o utilizar, dichos valores. En el apartado 8.3, *Conductividad Hidráulica*, se ofrecen más detalles sobre la evaluación de la conductividad hidráulica.

### 3.2 Propiedades y Procesos de la Zona No Saturada

En el acrotelmo, el rápido cambio del tamaño y la forma de los poros con la profundidad permite importantes retroalimentaciones ecohidrológicas que sustentan procesos biológicos críticos y la acumulación de turba. Dicha retroalimentación depende de la relación entre la retención de agua del suelo y la conductividad hidráulica no saturada ( $K_{\text{unsat}}$ ) dentro de la turba, una relación regida por las estructuras porosas comentadas anterior y estadísticamente relacionada con la densidad aparente (Livett & Lennartz, 2019). A medida que aumenta la densidad aparente de la turba, también lo hace su capacidad para retener agua. Una mayor capacidad de retención de agua aumenta el valor de  $K_{\text{unsat}}$  a la misma presión de agua del suelo y, por lo tanto, la capacidad de la turba para conducir el agua. Rezaneshad et al. (2010) descubrieron que para una presión del agua del suelo de  $\psi = 40$  cm, los poros grandes y gran parte de la fase de agua conectada continuamente de las muestras de turba de *Sphagnum* inicialmente saturadas se habían drenado y, como resultado, ya no podían conducir suficiente agua para evitar el estrés ecohidrológico.

La Tomografía Computarizada (TC), una técnica de imagen utilizada en el campo de la medicina para generar una imagen detallada de las estructuras internas permite comprender mejor las vías del agua en la turba. Reveló que, además del drenaje de los poros más grandes, también se drenaban los poros más pequeños, lo que dejaba una forma más irregular y un radio hidráulico menor de las vías de agua conectadas restantes. Esto redujo

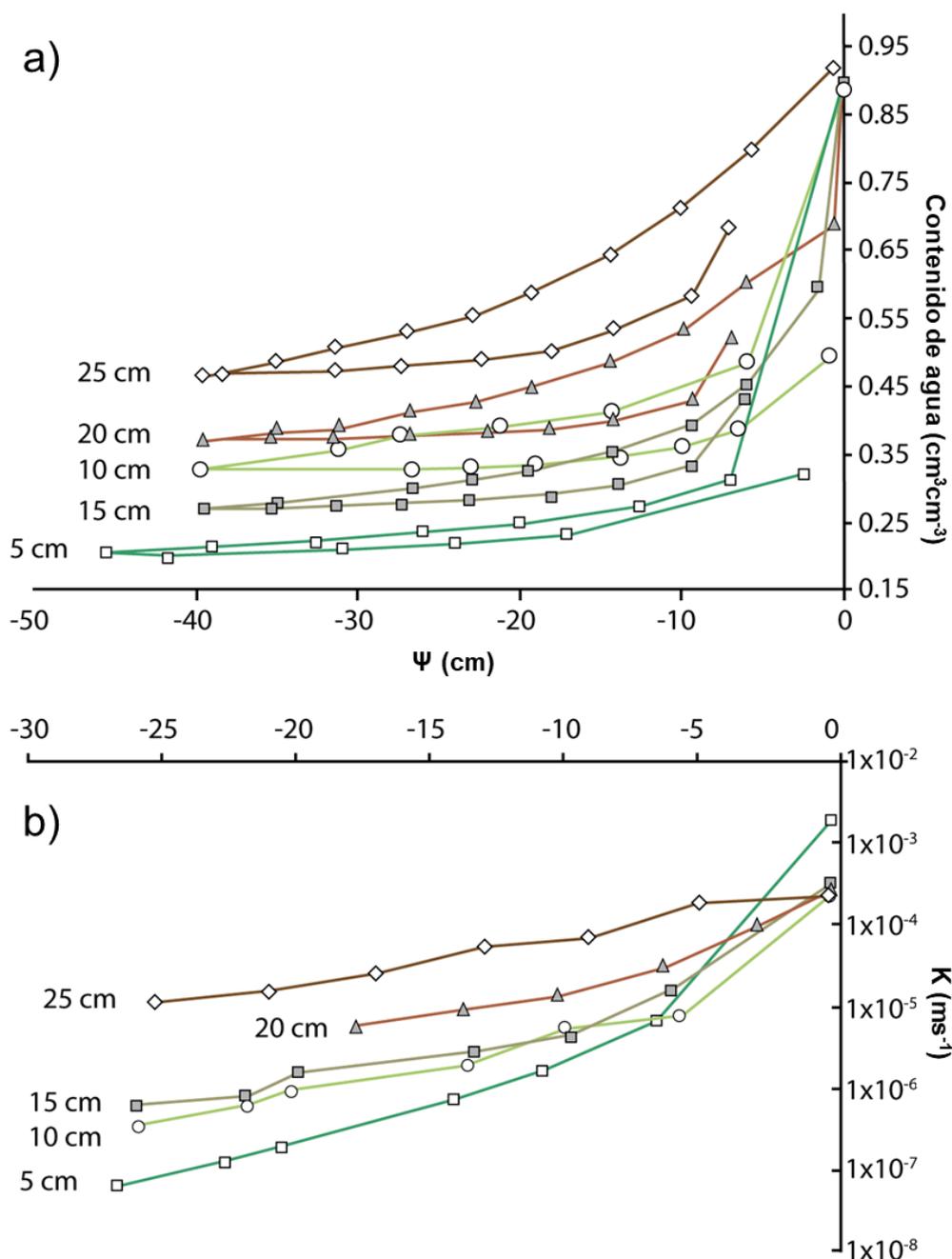
el valor de  $K_{\text{unsat}}$  y, por tanto, limitó el movimiento del agua. En la Figura 15 se muestra una visualización de los poros llenos de aire y su tamaño decreciente con la profundidad.



**Figura 15** - Visualización de la porosidad llena de aire (en rojo) de muestras de turba a profundidad creciente, todas a  $\psi = 40$  cm. En cada núcleo de 6 cm de diámetro, el número total de poros llenos de aire aumentó con la profundidad de 7,956 a 13,267 a 15,041 y finalmente a 39,812 (Modificado de Rezanezhad et al., 2010).

Las imágenes tridimensionales de Rezanezhad et al. (2010) fueron utilizadas por Gharedagloo et al. (2018) para desarrollar un modelo de red de poros que simulaba el movimiento del agua a través de poros individuales y redes de poros. Estas simulaciones mostraron que, si bien la conductividad hidráulica es isotrópica (es decir, independiente de la dirección de la medición) a escalas pequeñas, se vuelve anisotrópica (es decir, dependiente de la dirección de la medición) a escalas mayores debido a la fuerte heterogeneidad resultante de la estructura en capas de la turba. Esto favorece el transporte horizontal en las capas superiores, como se explica en la sección 4.1, *Transporte en la Turba*.

En la superficie cercana, donde la turba de *Sphagnum* se caracteriza por una baja densidad aparente y una alta conductividad hidráulica, el contenido de agua del suelo puede disminuir entre un 30% y un 60% con una disminución de sólo 5 cm de la presión del agua del suelo (Figura 16a). Este drástico descenso del contenido de agua del suelo disminuye el  $K_{unsat}$  en al menos un orden de magnitud (Figura 16b), creando relaciones altamente no lineales entre la presión del agua del suelo y la conductividad hidráulica no saturada. Esto crea condiciones que disminuyen el ascenso capilar del agua a la superficie del musgo, limitando así la evaporación. En las turbas con mayor densidad aparente, como las turbas de juncia, la disminución tanto del contenido de agua del suelo como del  $K_{unsat}$  no es tan grave porque el agua se retiene preferentemente en los poros más pequeños. En consecuencia, la evaporación de las turbas de mayor densidad aparente rara vez está limitada por procesos capilares, y se ve aumentada por la transpiración de las plantas vasculares, que tiran del agua hacia arriba en el perfil del suelo. Para una presión negativa dada, la turba de las capas más bajas del perfil tiene un mayor contenido de agua que la de las capas menos profundas porque los poros más pequeños de la profundidad permanecen continuamente conectados (Figura 16a). En saturación (es decir, presión mayor o igual a cero), la zona poco profunda tiene la conductividad hidráulica más alta (Figura 16b) debido a sus grandes poros. Sin embargo, con una pequeña disminución de la presión, los poros más grandes se drenan, lo que reduce la conectividad de los poros y, por lo tanto, la conductividad hidráulica. En consecuencia, una turba más descompuesta en profundidad que retiene agua a presiones decrecientes mantiene un mayor nivel de conectividad y, por tanto, de conductividad hidráulica.



**Figura 16 –** a) Ejemplos de curvas de retención de agua del suelo para el drenaje y la rehumectación de una turbera cenagosa. La histéresis hace que la curva de rehumectación se trace con un contenido de agua más bajo para una presión dada. Las curvas de retención de agua del suelo suelen tener un hombro en el intervalo de presiones cercano a cero, lo que representa un contenido de agua sostenido a presiones ligeramente negativas; a continuación, el contenido de agua disminuye sustancialmente con una mayor reducción de la presión a medida que se drena la matriz. En este ejemplo, el método no fue capaz de realizar pruebas en este rango de presión, por lo que no se aprecia el hombro. Para una presión negativa dada, las zonas más profundas tienen un mayor contenido de agua que las zonas poco profundas porque los poros son más pequeños y mantienen así zonas de agua continuamente conectadas. b) Conductividad hidráulica en función de la presión para las mismas capas de turba. En saturación, es decir, presión cero, la zona poco profunda tiene la conductividad hidráulica más alta debido a sus poros grandes, pero las zonas continuas de agua disminuyen sustancialmente en los poros grandes tras una pequeña disminución de la presión. En consecuencia, una turba más descompuesta en profundidad que retiene agua a presiones decrecientes sostiene un mayor nivel de conectividad y, por tanto, de conductividad hidráulica. Modificado de Price & Whittington, 2010.

La conductividad hidráulica responde a la congelación del suelo de forma similar a como responde al secado del suelo, ya que el agua retenida en poros relativamente grandes se congela fácilmente, mientras que la retenida en poros pequeños (y por tanto bajo mayor tensión) puede permanecer sin congelar muy por debajo de 0 °C (Kane & Stein, 1983). Por lo tanto, la conductividad hidráulica de los suelos que se secan y se congelan disminuye drásticamente a medida que el agua de los poros grandes se drena y/o se congela y el agua líquida restante se ve obligada a fluir a través de poros pequeños y películas delgadas (Watanabe & Flury, 2008). Por esta razón, la relación entre la temperatura del suelo y el contenido de agua líquida, denominada característica de congelación del suelo es análoga a la característica de humedad del suelo no congelado (Miller, 1980).

La proporción de agua en un medio de saturación variable como la turba puede describirse con el parámetro de *saturación efectiva*,  $S_e$ , definido por la Ecuación 4.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4)$$

donde:

$S_e$  = saturación efectiva (-)

$\theta$  = contenido volumétrico de agua del suelo (-)

$\theta_r$  = contenido residual de agua (-)

$\theta_s$  = contenido volumétrico de agua en saturación (-)

Los valores de  $\theta_s$  y  $\theta_r$  pueden aproximarse a partir de curvas de retención de agua en el suelo como las que se muestran en la Figura 16. Al simular el flujo en turba, las ganancias y pérdidas de agua de la matriz deben calcularse utilizando el valor apropiado de conductividad hidráulica no saturada dada la presión cambiante del agua del suelo. El método más común para describir las relaciones entre la retención de agua del suelo y la conductividad hidráulica no saturada en la turba consiste en ajustar el modelo de propiedades hidráulicas del suelo van Genuchten Mualem (VGM) (van Genuchten, 1980) a los datos medidos. El modelo de retención de agua del suelo VGM se define mediante la Ecuación 5.

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (5)$$

donde:

$h$  = *tensión* hídrica del suelo expresada como valor positivo, equivalente a  $-\psi$   
(L)

$\alpha$  = parámetro de escala que es el recíproco de la presión de entrada de aire  
(L<sup>-1</sup>)

$n$  = parámetro adimensional de forma que está inversamente relacionado con la distribución del tamaño de los poros (-)

$m$  = definido como  $1-1/n$  (-)

Los valores de los parámetros de la Ecuación 5 pueden estimarse recogiendo un conjunto de valores para  $S_e$ ,  $\alpha$ , y  $h$  experimentalmente en un laboratorio. A continuación,  $n$  puede determinarse mediante ajuste de curvas.

La conductividad hidráulica en el modelo de propiedades hidráulicas del suelo VGM (van Genuchten, 1980) sigue el modelo de conductancia Burdine Mualem (Mualem, 1976). Aquí, el modelo de conductividad hidráulica VGM (van Genuchten, 1980) comúnmente sigue la Ecuación 6 en estudios de turba, donde  $m$  se restringe como se indicó anteriormente.

$$K(h) = \frac{K_{sat} \{1 - (\alpha h)^{mn} [1 + (\alpha h)^n]^{-m}\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{ml}} \quad (6)$$

donde:

$K$  = conductividad hidráulica

$K_{sat}$  = conductividad hidráulica de la turba saturada

$l$  = parámetro de escala relacionado con la distribución del tamaño de los poros

Los demás parámetros son los definidos para la Ecuación 5 (Mualem, 1976).

A diferencia de los suelos minerales que suelen fijar  $l$  en 0.5, los estudios en turba han descubierto que el ajuste de  $l$  proporciona una mejor concordancia con los datos medidos. Aunque los modelos más complejos describen mejor los perfiles multimodales de retención de agua y conductividad hidráulica del suelo (Weber et al., 2017), para la mayoría de las aplicaciones el modelo de van Genuchten-Mualem proporciona una buena representación de los procesos hidrológicos subyacentes.

Los detalles sobre el rango de los parámetros de retención del suelo/conductividad hidráulica no saturada para la turba se proporcionan en el [Cuadro 4](#).

## 4 Transporte de Solutos

La estructura de la turba y de las turberas, que crea la complejidad inherente al flujo de agua, influye significativamente en el transporte de nutrientes, carbono y contaminantes. La complejidad del transporte no sólo está relacionada con factores físicos, sino también con las condiciones biogeoquímicas. De forma similar al transporte en suelos minerales, el transporte de masas en turbas y turberas está controlado por la estructura física de la matriz, los gradientes hidráulicos, el carácter de la red de poros, así como las propiedades del soluto.

El movimiento de solutos a través de la red de poros junto con el agua que fluye se denomina flujo advectivo. Si el soluto no reacciona con los demás solutos o con el suelo, se considera un soluto conservativo. Las condiciones biogeoquímicas en la turba se rigen ampliamente por la reactividad de la materia orgánica y la presencia de especies químicas sensibles al redox (es decir,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ). Como tal, la estructura hidrofísica del acuífero de turba controla y es controlada posteriormente por los procesos de transporte de masas (McCarter et al., 2020).

Los rápidos cambios espaciales horizontales y verticales en las condiciones físicas y biogeoquímicas de las turberas dan lugar a complicados procesos de transporte y transformación de solutos a varias escalas espaciales. En efecto, los procesos de transporte a dos escalas espaciales rigen el transporte global de solutos en las turberas:

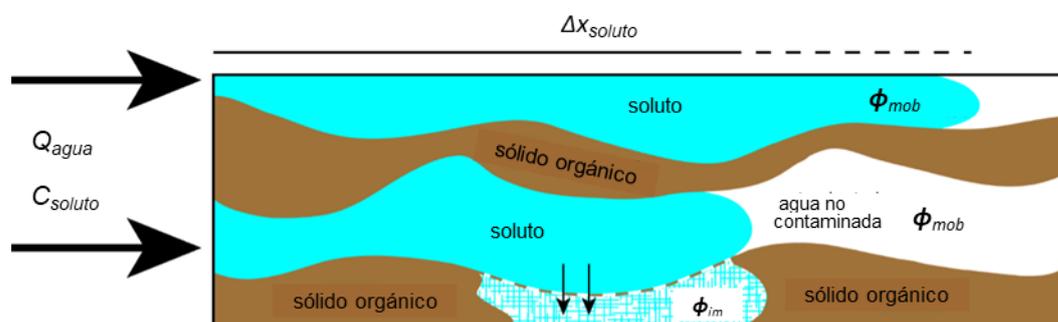
- procesos con los poros de la turba; y,
- procesos a escala de las turberas afectados por la distribución espacial de las propiedades de los poros e influidos por las características microtopográficas.

Estos aspectos se tratan en las subsecciones de este capítulo.

### 4.1 Transporte en la Turba

De forma similar al flujo de agua, el tamaño, la forma y la conectividad de la red de poros gobiernan el transporte advectivo de solutos en la turba. Una propiedad crítica de la red de poros de la turba que influye tanto en el flujo de agua como en el de solutos es su estructura de doble porosidad, discutida en la Sección 3, *Turba: Un Medio Poroso*. En las turberas, la distribución de los poros, desde un predominio de macroporos en la turba cercana a la superficie a poros más numerosos, pero de menor diámetro en profundidad, da lugar a rápidos cambios de las velocidades de transporte vertical y horizontalmente. El aumento en la abundancia de poros pequeños con la profundidad también coincide con un aumento de la porosidad inmóvil,  $\phi_{im}$ , que no contribuye al flujo advectivo. Los solutos se transfieren a la porosidad inmóvil desde la porosidad móvil a través de la difusión, que es impulsada por gradientes químicos. Los solutos que migran a la porosidad inmóvil se

sustraen del soluto que fluye en la porosidad móvil (Figura 17) con el efecto neto de retardar la migración de la pluma de solutos (Hoag & Price, 1997).



**Figura 17** – Dos poros dentro de una turba sin (arriba) y con (abajo) una porosidad inmóvil. El azul representa el agua de poro con soluto disuelto, el blanco representa el agua de poro con concentración cero de soluto y el marrón representa la materia orgánica. Ambos poros tienen la misma concentración de entrada ( $C_{soluto}$ ). La porosidad móvil y su área de sección transversal son idénticas en ambos poros, y el agua fluye a través de ellos a la misma tasa de descarga volumétrica ( $Q_{agua}$ ). La pluma es más corta en el poro inferior, como indica la parte sólida de la línea negra  $\Delta x_{soluto}$  sobre la Figura, porque parte de la masa de soluto que de otro modo se transportaría junto con  $Q_{agua}$  se difunde en la zona de porosidad inmóvil.

El material parental (por ejemplo, musgo *Sphagnum*, juncos, madera) tiene una gran influencia en la distribución del tamaño de los poros y la partición entre la porosidad móvil e inmóvil, por lo que desempeña un papel importante en el transporte de solutos. La estimación de la porosidad móvil y su influencia en el transporte de solutos se estudia más a fondo en el [Cuadro 5](#) <sup>1</sup>. Sin embargo, la mayor parte de nuestra comprensión del transporte de solutos en turbas y turberas se ha determinado en el 1 m superior de turba dominadas por *Sphagnum* de ciénagas o marjales pobres. McCarter et al. (2020) y Rezanezhad et al. (2016) proporcionan buenos debates sobre el transporte de solutos en la turba.

La mayor parte del transporte de solutos en las turberas se realiza a través de poros de gran diámetro (diámetros de poro  $> 70 \mu m$ ), altamente conectados y cercanos a la superficie, que consisten principalmente en macroporos (diámetros de poro  $> 250 \mu m$ ). El transporte de solutos a través de estos poros se realiza predominantemente mediante flujo advectivo. El alto grado de conectividad, junto con el predominio de poros grandes, da como resultado dispersividades bajas del orden de  $\sim 10^{-1} - 10^0$  cm (Hoag & Price 1997; McCarter et al., 2019). La dispersividad es una propiedad dependiente del medio y de la escala que representa tanto la difusión como las variaciones en la advección que no se contabilizan en la porción de flujo de una solución para representar la propagación de un soluto. A medida que la turba sufre descomposición y compactación, como ocurre al aumentar la profundidad por debajo de la superficie, la dispersividad aumenta (Kleimeier et al., 2017).

De forma similar a las propiedades de flujo del agua, la turba de *Sphagnum* y la de juncia difieren en las propiedades de transporte de solutos. En la turba de *Sphagnum*, la

dispersividad y la tortuosidad son inferiores a las de la turba de juncia a una profundidad equivalente por debajo de la superficie de la turba. Esto se debe a las diferencias en la estructura de los poros y, por tanto, en el flujo de agua, que se han comentado anteriormente. Como tal, la distribución a pequeña escala, a menudo sistemática, de macroporos y microporos, y la complejidad de la red de poros en la misma, se expresa a mayor escala espacial, creando una clara región de transporte de solutos mejorado. Estas regiones de transporte mejorado pueden estar distribuidas tanto vertical como lateralmente, como se discute en la Sección 3.2, *Propiedades y Procesos de la Zona No Saturada*.

La transferencia de solutos dentro y entre los espacios porosos móviles e inmóviles se rige por el coeficiente de difusión efectivo, que es específico tanto del soluto (el coeficiente de difusión de agua libre) como del medio (diámetros de garganta de los poros). El coeficiente de difusión de agua libre está relacionado con el tamaño de los iones y la viscosidad del fluido (en el caso de la mayoría de las turberas, agua "dulce"). El diámetro de la garganta del poro es el tamaño de la parte estrecha de la abertura entre los poros.

Aunque la transferencia de soluto de las zonas de porosidad móvil a las zonas de porosidad inmóvil está influenciada por el tamaño de la garganta de los poros, los cambios en las propiedades de la turba (aumento del grado de descomposición) en los 50 cm superiores de la turba de *Sphagnum* no fueron suficientes para disminuir la difusión en la porosidad inmóvil (McCarter et al., 2019). Es probable que este no sea el caso en turbas más profundas y descompuestas, pero aún no se han realizado mediciones de esto en turbas más profundas.

Aunque la difusión en la porosidad inmóvil ha sido bien establecida en la turba, los coeficientes de transferencia de masa que se utilizan para describir matemáticamente el proceso pueden ser lo suficientemente altos como para que los solutos en la porosidad móvil se transfieran esencialmente a la porosidad inmóvil de forma instantánea (McCarter et al., 2019). En estas circunstancias, la turba puede simularse como un medio de porosidad única con una porosidad igual a la porosidad móvil (Simhayov et al., 2018). Actualmente, no se sabe qué descarga específica es lo suficientemente baja como para que las tasas de transferencia de masa entre los poros móviles e inmóviles sean lo suficientemente altas en relación con la tasa de flujo como para que se puedan ignorar los efectos de la porosidad dual (por lo tanto, representados con un modelo de porosidad única). Sin embargo, Kleimeier et al. (2017) muestran que los efectos de porosidad dual estaban presentes en flujos Darcy tan bajos como  $1.4 \times 10^{-5}$  cm/s.

Cuando la difusión efectiva del soluto en la turba es baja, la presencia de una porosidad inmóvil puede conducir a un lavado alargado de los solutos, ya que el flujo difusivo más lento de la porosidad inmóvil transfiere lentamente los solutos al espacio poroso móvil (Hoag & Price 1997). Este proceso puede prolongar el periodo de contaminación si un soluto entra en una turbera.

En la turba, los solutos son generalmente reactivos debido al alto contenido de materia orgánica. La materia orgánica, ya se considere turba o suelo orgánico, elimina cationes del agua de los poros mediante adsorción. En la turba, las capacidades de intercambio catiónico a menudo superan los 100 centimoles por kilogramo ( $\text{cmol kg}^{-1}$ ) y pueden ser muy superiores a las de las arcillas y margas arcillosas, que suelen ser de 30–50  $\text{cmol kg}^{-1}$ , y a las de las arenas, que suelen ser de 3–5  $\text{cmol kg}^{-1}$  (Kyzoïl, 2002; Rippey & Nelson, 2007). Esto hace que muchos cationes sean esencialmente inmóviles en todas las turbas excepto en las cercanas a la superficie y en las de alta conductividad hidráulica, donde los tiempos de residencia del agua en el suelo son bajos.

Los mecanismos que rigen la adsorción de cationes son complejos en la turba. En los musgos *Sphagnum*, se cree que la adsorción de cationes se produce en dos regiones diferentes: el espacio poroso y los espacios intercelulares. En los suelos que no están compuestos por células vegetales vivas y muertas, la adsorción se produce principalmente en la interfaz entre el agua de los poros y la fase sólida. Sin embargo, la presencia de células vegetales crea una región secundaria para que se produzca la adsorción. En las hojas de *Sphagnum*, los iones se transfieren a través de las membranas celulares de la hoja de *Sphagnum* debido a los gradientes iónicos entre el agua intercelular y el agua de poro. Una vez dentro del espacio intercelular, los cationes se adsorben a la pared celular. Esto permite que los cationes se fijen en toda la pared celular de la hoja, no sólo en la superficie de los poros (Clymo, 1963; Richter & Dainty, 1989). Por el contrario, en las ramas y tallos de *Sphagnum*, el intercambio iónico directo con la superficie del tejido es el mecanismo de adsorción de cationes dominante, lo que disminuye la capacidad de adsorción aparente debido a una disminución de la superficie disponible.

La capacidad de adsorción de cationes depende de la ubicación física del sitio de unión de adsorción y de la composición química altamente variable de la materia orgánica, de ahí la complejidad de los procesos de adsorción en la turba. La mayoría de los cationes sufrirán un intercambio iónico directo con la turba basado en la carga superficial negativa general de la turba a pH relevantes de 4 a ~7 (McCarter et al., 2020). Sin embargo, la presencia de grupos carboxilo y/o grupos azufre reducidos (entre otros) en la turba crea una gran heterogeneidad en el potencial de adsorción dependiendo de la geoquímica específica de un catión dado. Estos complejos no se desorben fácilmente, lo que conduce a una eliminación relativamente estable a largo plazo de metales -y la mayoría de los cationes- de las aguas de poro de las turberas (Pratte et al., 2018). La heterogeneidad en los procesos de adsorción conduce a tasas de transporte diferenciales de cationes basadas en su química específica, la composición de materia orgánica de la turba y las condiciones geoquímicas predominantes, por lo que predecir el transporte de contaminantes a grandes escalas espaciales en turberas puede ser difícil, como se discute en la Sección 4.2, *Transporte en Turberas*.

Los procesos de transporte en turbas y turberas se rigen por las condiciones geoquímicas predominantes tanto del agua de los poros como de la turba, debido al fuerte control que ejerce la estructura de los poros sobre el transporte de solutos. La descomposición de la materia orgánica, en este caso la turba, controla las estructuras porosas específicas y, en muchos casos, la estratificación de la turba dentro de una turbera. Estos procesos de descomposición se rigen por el contenido de humedad del suelo, el suministro de nutrientes microbiológicamente disponibles (por ejemplo,  $O_2$ ,  $NO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ), el carbono lábil para actuar como aceptor de electrones y la eliminación oportuna de los productos finales de la descomposición (Bauer et al., 2007). Es el equilibrio, o desequilibrio, de estos procesos lo que permite la acumulación de materia orgánica en las turberas y da a la turba su estructura única. McCarter et al. (2020) ofrecen una visión más detallada de estos procesos y de su interacción con los procesos hidrológicos y de transporte de solutos en la turba.

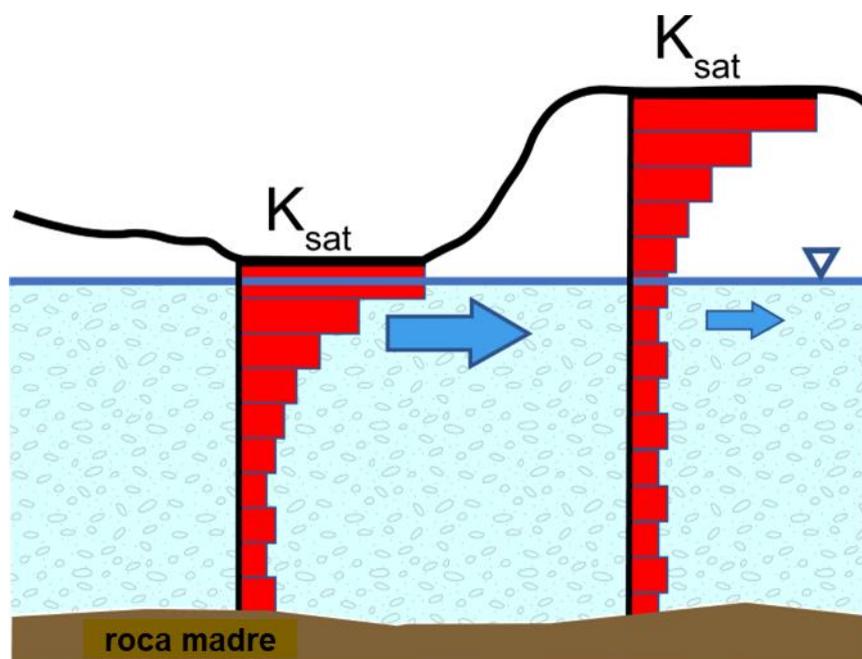
## 4.2 Transporte en Turberas

En las turberas, la pronunciada disminución de la conductividad hidráulica con la profundidad y la distribución asociada de micro y macroporos pueden inducir patrones de transporte de solutos a gran escala. En la turba de alta conductividad hidráulica cercana a la superficie, el transporte de solutos sigue el flujo de agua, con una gran proporción (> 90 por ciento) del flujo de masa total a menudo transportado dentro de los pocos decímetros superiores (McCarter & Price, 2017b). Esto se ilustra con los solutos disueltos. Debido a la baja dispersividad de estas redes de poros cercanas a la superficie, los penachos de solutos resultantes suelen ser alargados y estrechos, tanto vertical como horizontalmente (Hoag & Price, 1995; McCarter & Price, 2017b).

Aunque las vías de flujo preferente locales, como las creadas por la estratificación de turba con diferentes estados de descomposición, o las raíces, pueden inducir flujos de solutos muy superiores a los esperados de la pluma de solutos primaria (Baird & Gaffney, 2000; McCarter & Price, 2017b), su impacto suele ser localizado. A medida que la conductividad hidráulica disminuye a un valor más uniforme con la profundidad, las plumas de solutos se transportan a través de una mayor proporción del acuífero de turba. Por lo tanto, el conocimiento de la forma del perfil de transmisividad es fundamental para comprender el transporte de solutos en las turberas.

En muchas turberas, la topografía de la superficie no es uniforme. La topografía de montículos y hondonadas, que es una característica definitoria de muchas turberas, en particular las ciénagas, da lugar a regiones de flujo preferente y transformación de solutos. Dentro de las hondonadas, la conductividad hidráulica cerca de la superficie es mayor que a una elevación equivalente debajo de los montículos adyacentes. Esta distribución lateral de la conductividad hidráulica resulta en un transporte preferencial de solutos dentro y entre las hondonadas, mientras que el transporte lateral limitado ocurre a través de los

montículos (Balliston et al., 2018). Este transporte entre huecos se produce tanto como flujo por tierra como en la subsuperficie cercana, donde la conductividad hidráulica de la turba cercana a la superficie en los huecos es típicamente alta (Figura 18).



**Figura 18** - Perfiles de conductividad hidráulica idénticos (arbitrarios) con profundidad por debajo de la superficie bajo una hondonada (izquierda) y un montículo (derecha) dan como resultado una transmisividad mucho mayor bajo las hondonadas cuando el nivel freático está cerca de la superficie de la hondonada. Se observan perfiles de conductividad hidráulica con formas similares en los sistemas de crestas y costados de los pantanos, como se muestra en la Figura 4.

Aunque la permeabilidad suele ser menor en los montículos situados en el mismo plano que la turba de las hondonadas adyacentes, sigue habiendo transporte lateral de solutos. Dentro de los montículos, la materia orgánica disponible y los tiempos de residencia más largos aumentan el potencial de reacciones biogeoquímicas y secuestro de contaminantes. Mientras que la topografía de montículos y hondonadas se asocia típicamente con turberas dominadas por *Sphagnum*, los matojos pueden formarse a partir de agrupaciones densas de juncos en turberas dominadas por juncos, que son funcionalmente comparables a los montículos anteriormente mencionados. Por lo tanto, la mayor parte del transporte de solutos se realiza alrededor de los matojos. Esta complicada ruta de los solutos en las turberas dificulta la predicción precisa del desarrollo de la pluma de solutos.

Las turberas con un flujo direccional definido, como las turberas de escalera y las turberas septentrionales acanaladas (a veces denominadas como *aapa fangos*, en Europa), suelen tener una superficie de cresta de turba (p. ej., Figura 4) o una topografía de cresta de turba (p. ej., Figura 7). Las crestas de turba son zonas de montículos de turba elevados, similares a los mogotes, pero son lineales y el flujo de agua es perpendicular a las crestas de turba. Las charcas son extensiones planas de musgo o juncos en las que el nivel freático está cerca o por encima de la superficie. La variación espacial de la profundidad del nivel

freático en relación con la turba cercana a la superficie o la altura de la superficie del agua por encima del suelo facilita periodos de tasas de transporte de solutos extremadamente altas durante los periodos de nivel freático alto. La mayoría de los solutos se transportan preferentemente en estas capas de agua subterránea altamente permeables o en el agua superficial (McCarter y Price, 2017b).

Durante los periodos de nivel freático alto, el transporte de solutos es rápido, con tasas del orden de cientos de metros por día, lo que es extremadamente alto para las turberas. Sin embargo, la presencia de charcas abiertas que dividen en dos estas turberas que conducen el flujo superficial puede aumentar o disminuir el tiempo de tránsito de solutos, dependiendo de la mezcla y el almacenamiento de solutos, el aumento o la disminución de las reacciones biogeoquímicas, o el flujo preferencial dentro de las charcas (McCarter & Price, 2017b). Al igual que en otras turberas, durante los periodos de flujo bajo el nivel freático reside dentro de la turba más profunda de menor conductividad hidráulica y el transporte de solutos disminuye exponencialmente, lo que reduce en gran medida la conectividad gradiente abajo.

La topografía de las turberas también altera la reactividad de los distintos solutos (McCarter et al., 2017). Muchas especies químicas sensibles al redox o metálicas se eliminarán preferentemente en las crestas de turba, en lugar de en las charcas, debido a la abundancia de materia orgánica (turba) en las crestas. Mientras que, en la charca, nutrientes como el nitrato o el fosfato pueden eliminarse preferentemente de la columna de agua mediante la absorción por las algas u otros procesos bioquímicos que dependen de la luz solar. Así pues, la movilidad de cualquier soluto en estos sistemas no sólo dependerá de las tasas de transporte hidrológico, sino también de la partición entre el agua superficial y las tasas de reacción subsuperficiales a escala de turbera. Es esta combinación de transporte dependiente del nivel freático y alta heterogeneidad espacial de las tasas de reacción lo que dificulta la predicción del patrón de plumas de solutos reactivos en las turberas.

## 5 Contaminación en las Turberas

Con el aumento de las actividades de extracción de recursos, como la recolección de la turba, la minería y los corredores de transporte asociados en las zonas boreales, y con la explotación forestal y el desarrollo agrícola en los entornos tropicales, aumenta el riesgo de liberación antropogénica de contaminantes en las turberas. En muchos casos, los contaminantes alteran la capacidad de las turberas para prestar importantes servicios ecosistémicos, como el secuestro de carbono. Estas alteraciones se deben a cambios en el ciclo de nutrientes y carbono o a la perturbación directa de los sistemas bióticos (por ejemplo, por metales tóxicos) que forman parte integrante de la función de las turberas. Las fuentes de contaminación van desde los aportes acuosos directos hasta la deposición atmosférica a larga distancia. El tipo de turbera, el contaminante específico y el modo de entrada determinan la movilidad del contaminante y los cambios en las funciones de la turbera. Por ejemplo, en algunas turberas, un producto químico será un contaminante móvil, pero en otras estará secuestrado. Para mitigar adecuadamente los impactos adversos sobre la salud humana y medioambiental es fundamental comprender las interacciones entre los contaminantes específicos, los métodos de suministro y la función de las turberas.

### 5.1 Contaminantes Atmosféricos como Fuentes de Contaminación

La deposición atmosférica de contaminantes es una vía de introducción de contaminantes en los sistemas de aguas subterráneas de las turberas. A diferencia de otros ecosistemas, donde los metales tóxicos o traza pueden crear regiones locales de funcionalidad ecosistémica disminuida, la gran masa de materia orgánica (es decir, turba) limita tanto la toxicidad como la movilidad de muchos metales tóxicos y traza. Esto se consigue, principalmente, mediante la adsorción en la materia orgánica. Curiosamente, esto convierte a las turberas en excelentes registros a largo plazo de las tasas de deposición de metales, con claras señales de la Revolución Industrial captadas en las turberas europeas (Livett et al., 1979; Shotyck et al., 1996).

Debido a estos procesos de secuestro, los contaminantes que entran en las turberas no suelen provocar la contaminación de las aguas subterráneas a escalas espaciales mayores. A pesar de que las turberas tienen una capacidad sin igual para secuestrar metales durante largos periodos de tiempo (siglos), los cambios en las condiciones hidrológicas, geoquímicas o climáticas pueden alterar el delicado equilibrio de las funciones de las turberas que regulan el secuestro de metales, convirtiendo los sumideros de metales en fuentes. Estas alteraciones pueden liberar metales previamente secuestrados en sistemas más susceptibles, como acuíferos de agua potable, ríos y lagos, a través de la entrada directa de aguas subterráneas y/o la erosión superficial de la turba. Por ejemplo, Rothwell et al. (2007) descubrieron que el Cu, el Ni, el Pb, el Ti, el V y el Zn se lixiviaban de la turba a los

arroyos de cabecera, y que el Pb, el Ti y el V se movilizaban por la liberación de carbono orgánico disuelto (COD); el Pb también se libera por la erosión (Rothwell et al., 2008).

La contaminación atmosférica puede proceder de fuentes relativamente locales, como el  $\text{NO}_3^-$  y el  $\text{SO}_4^{2-}$  — componentes importantes de la lluvia ácida — o distales, como en el caso del mercurio. En el recuadro [Cuadro 6](#) se ofrecen más detalles sobre el mercurio en las turberas. La deposición atmosférica de estos contaminantes sensibles al redox puede provocar un aumento de la mineralización (descomposición) de la turba (Chapin et al., 2003). Esto puede provocar cambios en la variabilidad del nivel freático y en la retención de humedad del suelo, y por tanto en los flujos de agua y solutos. La especie específica del contaminante determinará su reactividad y toxicidad dentro de las turberas, de ahí su persistencia y movilidad en los sistemas de aguas subterráneas de las turberas y su impacto en la hidrología de las turberas.

## 5.2 Contaminantes Directos como Fuentes de Contaminación

Con el aumento de las presiones urbanísticas en todo el mundo, especialmente en el Norte, ha aumentado el riesgo de contaminación directa de las turberas. La contaminación directa puede provenir de la exposición terrestre, como en el caso del tratamiento de aguas residuales, de los vehículos que circulan por las carreteras de las turberas, de los vertidos asociados al descarrilamiento de trenes, o de la contaminación subsuperficial, como la producida por las fugas de tuberías enterradas. Dependiendo del vector de la contaminación, los procesos que rigen su movimiento y degradación serán diferentes.

Los contaminantes disueltos pueden moverse rápidamente en la capa de alta conductividad hidráulica cercana a la superficie en muchas turberas. Esto puede dar lugar a grandes áreas de contaminación, junto con el potencial de impactos aguas abajo. Sin embargo, las capas superiores de las turberas suelen ser las zonas biogeoquímicamente más activas debido a la abundante y lábil materia orgánica, la alta densidad de raíces vasculares, el acceso al oxígeno, las temperaturas estivales más cálidas y la exposición a la luz solar. Estas propiedades permiten la rápida transformación o secuestro de la mayoría de los contaminantes. Así, muchos contaminantes solubles no permanecen mucho tiempo después de que la fuente contaminante haya sido detenida o fijada. El riesgo de que estas fuentes de contaminantes causen efectos medioambientales adversos depende del equilibrio entre el aumento del transporte cerca de la superficie y la reactividad de un contaminante dado, así como de su toxicidad.

En contraste con los contaminantes superficiales o cercanos a la superficie, los contaminantes subsuperficiales más profundos a menudo permanecen en las turberas durante períodos de tiempo más largos debido a la matriz de conductividad hidráulica comúnmente baja en profundidad, incluso después de que se haya remediado la fuente. Los contaminantes subsuperficiales introducidos en las capas de baja conductividad

hidráulica del catotelmo se mueven lentamente. El limitado potencial de transporte debe equilibrarse con la materia orgánica relativamente recalcitrante y la ausencia general de aceptores de electrones (por ejemplo,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) en profundidad en la mayoría de las turberas. Estas condiciones no son propicias para la biodegradación de la mayoría de los contaminantes. Desde el punto de vista geoquímico, la turba enterrada en el catotelmo fija fuertemente los contaminantes catiónicos, limitando aún más la migración de contaminantes. En la mayoría de los casos, los contaminantes subsuperficiales permanecerán en las turberas durante largos periodos de tiempo, mucho más allá de la contaminación superficial directa.

### 5.3 Líquidos en Fase No Acuosa (NAPL)

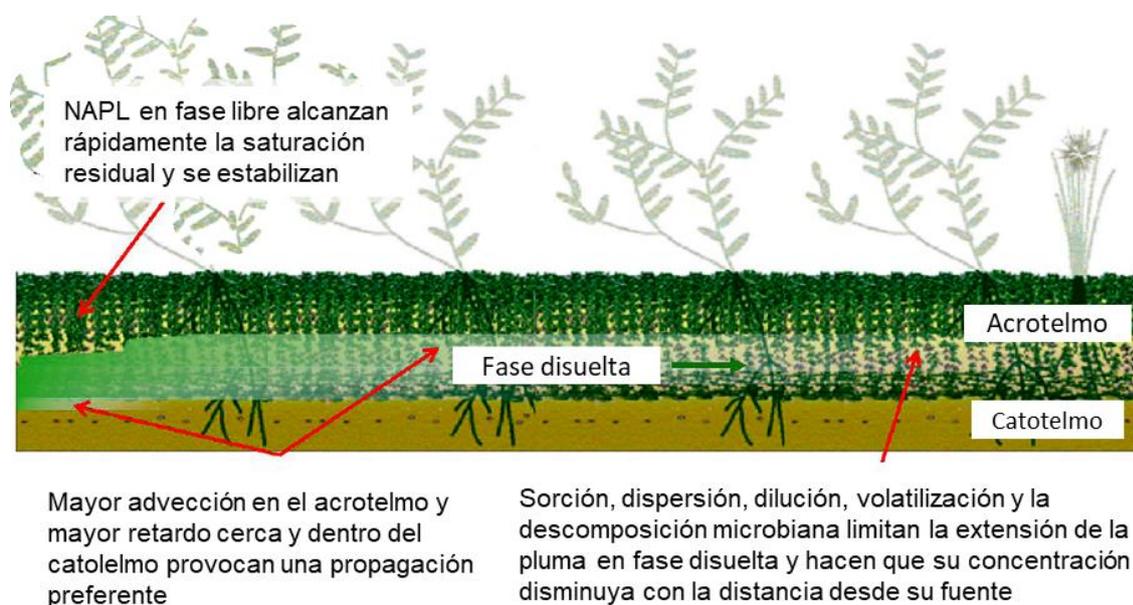
Hasta ahora, nuestras descripciones de los procesos de transporte y del comportamiento de los contaminantes se han dirigido a las sustancias solubles en agua. Sin embargo, los líquidos en fase no acuosa (NAPLs) tienen propiedades de transporte y reactividad dramáticamente diferentes, y se comportan de forma diferente en las turberas que en los suelos minerales. Como la mayoría de los contaminantes en las turberas, la probabilidad de transporte o secuestro de estos contaminantes concretos dependerá del tipo específico de turbera, de las comunidades biológicas, del método de introducción (por ejemplo, tuberías superficiales o enterradas) y de si es más "ligero" que el agua (LNAPL, por ejemplo, combustible diésel) o más denso que el agua (DNAPL, por ejemplo, betún o disolventes clorados). Aunque muchos de los procesos que rigen la migración de los NAPL en las aguas subterráneas son comunes a los sistemas minerales y de turba, las propiedades químicas y mecánicas de la turba (Tabla 1) son tan diferentes de las de los sedimentos minerales que el destino de los NAPL puede ser claramente distinto.

La mojabilidad de una matriz de suelo se refiere a la inclinación de un fluido de poro (incluyendo aire, agua y NAPL) a extenderse sobre una superficie de poro en compañía de los otros fluidos. Esto depende de la química superficial del poro y del historial de humectación. La turba seca se utiliza como agente trapeador en los vertidos de petróleo sobre agua porque las moléculas de hidrocarburos no polares mojan preferentemente la turba. Sin embargo, si se moja con agua, se reduce la afinidad por los NAPL. Por tanto, la humectabilidad condicional de la turba ejerce un fuerte control sobre la movilidad de las NAPL.

En un perfil de suelo de turba, los poros suelen estar ya húmedos de agua debido a los procesos capilares. Sin embargo, la turba poco descompuesta cercana a la superficie, que comprende predominantemente poros grandes, drena con facilidad, y los poros se humedecen cada vez más con aire (más hidrófobos). La turba más profunda y descompuesta tiene una distribución del tamaño de los poros más pequeña que retiene más agua; por lo tanto, los poros pueden estar predominantemente llenos de agua y permanecer húmedos. Cuando se introducen NAPL (por ejemplo, un vertido), entrarán

preferentemente en los poros más grandes que están húmedos de aire y se bloquearán de los poros llenos de agua (húmedos de agua) que son más frecuentes en profundidad. La consecuencia de esto es que los LNAPL derramados se extenderán preferentemente en la capa superior y no podrán penetrar en la turba más descompuesta en profundidad. Esto es cierto tanto para los LNAPL como para los DNAPL, aunque es más probable que estos últimos aprovechen los poros parcialmente húmedos de agua y se desplacen hacia abajo por la turba. Gharedaghloo & Price (2017) proporcionan más detalles sobre la humectabilidad de la turba y su implicación en el transporte de NAPL.

El comportamiento de humectación de un suelo controla la relación capilar-saturación y la relación permeabilidad-saturación relativa, que pueden definirse tanto para el agua como para los NAPL (Gharedaghloo & Price, 2019). En presencia de poros llenos de NAPL, el agua retrocederá hacia las gargantas de los poros, y el bajo grado de saturación de agua se corresponderá con presiones bajas (más negativas). Simultáneamente, el bajo grado de saturación de agua reducirá la permeabilidad al agua y se restringirá la redistribución del agua. Por el contrario, la saturación de NAPL será alta y relativamente más móvil. Sin embargo, dado un vertido de volumen finito, la propagación de NAPL disminuirá la saturación de NAPL y, simultáneamente, la permeabilidad de NAPL hasta que se alcance el nivel de saturación residual. Así, tras extenderse rápidamente en la capa superior de la turba, la distribución de las NAPL se estabilizará, tras lo cual la volatilización, los procesos microbianos y la solubilización reducirán aún más la reserva de NAPL. Los solutos liberados de las NAPL tenderán a permanecer cerca de la superficie, donde su movilidad y extensión están limitadas por la descomposición microbiana (Gupta et al., 2020) y la adsorción (Gharedaghloo y Price, 2021), que es alta en la matriz de turba rica en materia orgánica (Figura 19).



**Figura 19** - Esquema de la redistribución de NAPL en fase libre y fase disuelta a través de una turbera. Se producirá una propagación preferente de los NAPL en los horizontes poco profundos de la turba hasta alcanzar la saturación residual. Los componentes solubles fluirán preferentemente en la capa superior y su concentración disminuirá con la distancia desde el depósito de NAPL hasta que la pluma de fase disuelta alcance su extensión máxima (Modificado de Gharedaghloo & Price, 2017).

## 6 Alteración de las Turberas

La alteración de las turberas puede deberse a actividades antropogénicas intencionadas o no intencionadas. La alteración intencionada es el resultado de actividades como la minería, la agricultura, la silvicultura, la recolección de turba, la expansión urbana y la exploración de recursos; estas alteraciones tienden a ser localizadas. Las perturbaciones no intencionadas se deben a fenómenos como el cambio climático, la contaminación atmosférica y los incendios; estas perturbaciones pueden ser generalizadas. Dado que las turberas son uno de los principales almacenes terrestres de carbono, la pérdida de turba o de su función de acumulación de turba se considera uno de los principales factores que contribuyen al cambio climático. En la mayoría de los casos, las perturbaciones, ya sean intencionadas o no, pueden tener grandes repercusiones en el flujo de aguas subterráneas dentro de las turberas y hacia los sistemas circundantes.

### 6.1 Drenaje de las Turberas

La mayoría de las alteraciones de las turberas están relacionadas con actividades que drenan o desecan la turba. Esto puede dar lugar a un hundimiento debido al aumento de la tensión efectiva asociada a un nivel freático más bajo; dicho hundimiento sólo es parcialmente reversible al volver a humedecerse. El hundimiento adicional se produce con niveles freáticos más bajos como resultado de una mayor descomposición por microbios aeróbicos, que no es reversible.

Ambas causas de hundimiento alteran la estructura, y por lo tanto las propiedades hidráulicas, de la turba; el colapso de la turba reduce su porosidad y permeabilidad y aumenta su capacidad de retención de agua, por lo que disminuye la conectividad hidrológica entre la antigua turba cortada y la nueva capa de musgo en los sistemas restaurados (Gauthier et al., 2018). Además de los cambios estructurales de la turba, el hundimiento de la superficie de la turba puede dar lugar a un cambio a gran escala en la relación de las aguas subterráneas con los ecosistemas adyacentes y las interacciones con ellos, ya que la disminución de la superficie puede inducir un aumento de las entradas de aguas superficiales y subterráneas de los ecosistemas adyacentes.

En las turberas, la eficacia del drenaje aumenta con la profundidad de la zanja y disminuye con la separación entre zanjas. La eficacia del drenaje es mayor junto a la zanja y disminuye con la distancia, de modo que las distancias habituales oscilan entre 30 y 50 m, en función de los objetivos de gestión de la tierra. Hasta cierto punto, se trata de un proceso autorregulado, ya que el hundimiento de la turba asociado al drenaje reduce la conductividad hidráulica de la turba y, por tanto, su potencial de drenaje. Sin embargo, en las turberas con pendientes pronunciadas, como las turberas de manto comunes en las Islas Británicas, el drenaje puede contornearse para captar el flujo por tierra, lo que aumenta la eficiencia del drenaje de las turberas (Holden et al., 2006). El drenaje altera directamente el

balance hídrico al favorecer la filtración hacia los desagües, pero el nivel freático más bajo puede limitar las pérdidas por evapotranspiración. Sin embargo, la conectividad de la superficie con el agua almacenada en la zona vadosa y por debajo del nivel freático se ve favorecida (Price, 1996) por la mayor capacidad de retención de agua asociada a una turba drenada más descompuesta, y por el hundimiento de la superficie que mantiene el nivel freático más cerca de la superficie de lo que estaría en caso contrario. La mayor conectividad de la superficie con el agua almacenada en este entorno ayuda a mantener la evaporación del suelo.

El drenaje de turberas para la agricultura o la silvicultura es común en Europa, pero no tanto en Norteamérica. Además de los impactos del drenaje en la estructura física de la turba señalados anteriormente, la adición de fertilizantes o agua rica en nutrientes para la agricultura puede aumentar preferentemente la descomposición de las turbas superficiales (Liu et al., 2017). Esto puede crear una inversión del perfil típico de la turba, donde la turba más densa se encuentra en la superficie y la turba se vuelve menos densa con la profundidad. A medida que se produce la descomposición en estas turbas superficiales, se produce una mayor proporción de flujo superficial, similar a los drenados para la extracción de turba hortícola. El drenaje de turberas para la silvicultura suele dar lugar a niveles freáticos aún más bajos debido a la mayor pérdida de agua por transpiración. Como los sistemas radiculares de los árboles suelen penetrar mucho más profundamente en la zona freática que los arbustos de raíces poco profundas comunes en las turberas, se produce una mayor pérdida de agua directamente desde debajo del nivel freático que con los arbustos solos. El descenso del nivel freático puede aumentar la descarga local de aguas subterráneas o reducir su recarga.

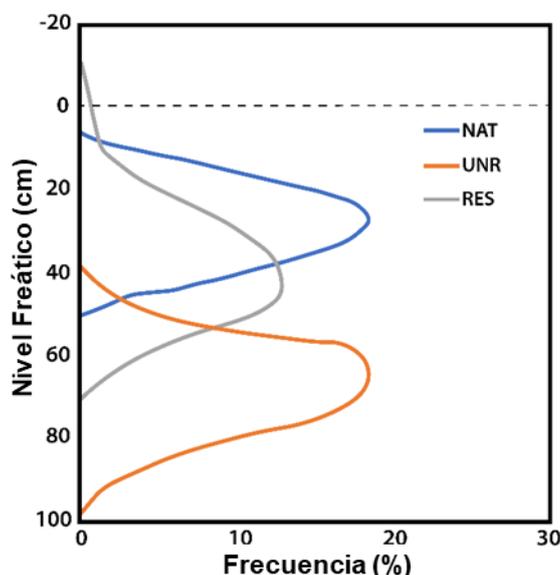
En las turberas tropicales, especialmente en el Sudeste Asiático, la degradación de las turberas está impulsada por la tala, el drenaje, las plantaciones a gran escala y los incendios recurrentes (Dohong et al., 2017). La conductividad hidráulica extremadamente alta que se encuentra en los domos de turba tropicales exagera el impacto de la zanja, lo que resulta en niveles freáticos >1 m por debajo de la superficie, promoviendo la rápida descomposición de la materia orgánica (Baird et al., 2017), por lo que las irregularidades topográficas causadas por el hundimiento. Esto dificulta la rehumectación uniforme tras el bloqueo de la zanja (Dohong et al., 2018). Wösten et al. (2008) sugirieron que los niveles freáticos a más de 40 cm por debajo de la superficie del suelo provocan degradación, por lo que estos sistemas son muy sensibles a los cambios.

Cabe señalar que la degradación de las turberas en todos los contextos puede deberse inadvertidamente a la ubicación inadecuada de las carreteras, que tiene el mismo efecto sobre las propiedades de la turba que el drenaje en el lado descendente de la pendiente. Estos efectos pueden ser parcialmente reversibles en el caso de carreteras temporales, dependiendo del alcance y la duración de la perturbación (Elmes et al., 2021).

## 6.2 Recolección y restauración de Turbas

La recolección de turba suele realizarse en turberas dominadas por *Sphagnum*, ya que el musgo *Sphagnum* suele ser la enmienda del suelo preferida para la horticultura. En los lugares de recogida de turba, se instalan zanjas de drenaje para reducir el contenido de agua de la turba y aumentar la capacidad de carga para que las máquinas puedan acceder al lugar. La distancia entre las zanjas suele ser de unos 30 m, pero para turbas más densas (de baja conductividad hidráulica) se requiere una distancia menor. El material de la superficie (vegetación viva y muerta pero poco descompuesta que forma la turba) suele arrancarse para acceder a la turba, y la turba subyacente se extrae en bloques o se extrusiona, pero hoy en día suele extraerse mediante recolección al vacío.

Para esto último, se rastrilla la superficie para romper la conexión capilar del material superficial desde la fuente de agua subyacente; se deja secar al sol y al viento, y luego se recoge con aspiradoras industriales. En un lugar de extracción de turba en Canadá (Bois des Bel, Quebec), la profundidad media del nivel freático era de ~65 cm, en contraste con una parte no explotada de la misma turbera, donde el nivel freático medio era de ~25 cm (Figura 20).



**Figura 20** - Frecuencia de la profundidad del nivel freático en una turbera natural (NAT), una turbera drenada no restaurada (UNR) y una turbera restaurada (RES). En los sitios natural y no restaurado, la superficie (línea discontinua) está a 0 cm. Para el sitio restaurado, en el que se había regenerado una capa de musgo de ~15 cm, la interfaz entre la superficie de corte y el musgo regenerado también se muestra a 0 cm; el musgo regenerado se produjo por encima de eso (Basado en datos de McCarter & Price, 2013).

La variación del nivel freático es mayor en los lugares cosechados, sobre todo porque la porosidad drenable de la turba se reduce a ~0.05 desde 0.35 a 0.55 en la turba no perturbada (Price, 1996), debido a la consolidación de la turba causada por el descenso del nivel freático (disminución de la presión del agua en los poros) y el peso de la maquinaria, así como a la mayor descomposición causada por la aireación. La restauración de estos sistemas degradados requiere el bloqueo de las zanjas de drenaje para reducir la pérdida de agua. Sin embargo, debido al hundimiento o al corte de la turba que altera el perfil natural de la superficie, así como a la alteración de las propiedades hidráulicas de la matriz de turba, las relaciones "normales" del nivel freático no se restablecen hasta que los musgos *Sphagnum* se regeneran lo suficiente y se descomponen parcialmente en su base, de modo que las propiedades hidráulicas con la profundidad hacen una transición similar a la de un sistema no alterado (Taylor & Price, 2015).

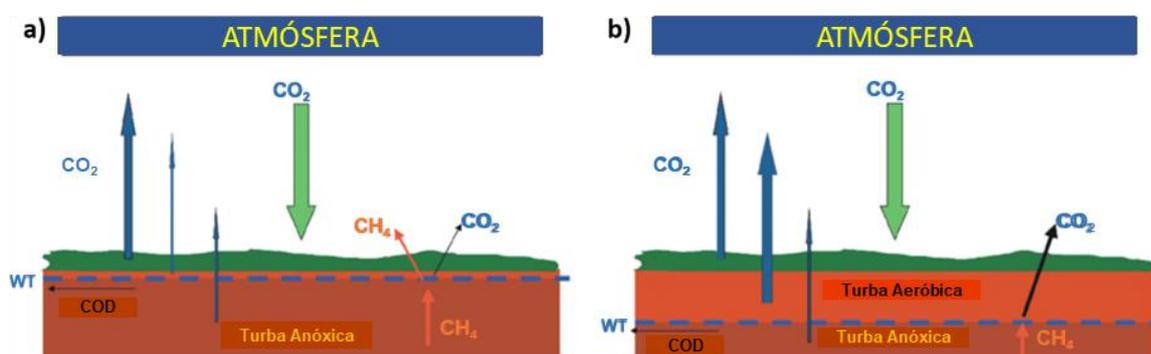
Aunque los musgos tardan en regenerarse en la turba cortada, pueden introducirse como parte del proceso de restauración. Dado que los musgos *Sphagnum* no son vasculares, la conectividad entre la turba más profunda y la superficie depende del ascenso capilar del agua a través de la matriz. Sin embargo, en las primeras fases de la regeneración, la turba de corte subyacente, compactada y más descompuesta pasa bruscamente a los musgos introducidos para el restablecimiento. El resultado es una barrera capilar que restringe el movimiento ascendente de la humedad desde la turba hasta los musgos (McCarter & Price, 2015), lo que puede limitar su crecimiento y resistencia.

### 6.3 Cambio Climático

El cambio climático tiene un impacto incierto en los sistemas de turberas, ya que éstas se han desarrollado en un entorno hidrogeomórfico particular como consecuencia del clima local que ha prevalecido desde la deglaciación. Los intercambios de agua dentro de las turberas, y entre ellas y el paisaje circundante y/o los sistemas fluviales, son producto del clima que ha prevalecido durante su desarrollo. Las tasas de secuestro y descomposición del carbono, que dictan las tasas de acumulación de turba y su forma final, están estrechamente ligadas al clima (Figura 21).

El cambio climático afecta indirectamente a las interacciones turberas-aguas subterráneas a través de cambios en las comunidades florales y faunísticas, las redes tróficas, la disponibilidad de nutrientes, la estructura hidráulica de la turba, su estado térmico u otras propiedades del ecosistema. Dada la importancia de las aguas subterráneas para el balance hídrico en muchos entornos de turberas, y la sensibilidad de las turberas a los cambios en el balance hídrico, incluso pequeños cambios en la interacción turbera-aguas subterráneas podrían alterar el flujo de gases de efecto invernadero a la atmósfera (Figura 21), como aumentar la emisión de CO<sub>2</sub> en los escenarios de desecación y aumentar el flujo de CH<sub>4</sub> en los de humedecimiento, amplificando potencialmente el calentamiento del clima (Tarnocai, 2006). Sin embargo, no se conocen bien los procesos de retroalimentación

ecohidrológica que pueden amortiguar o amplificar los flujos de gases de efecto invernadero. En gran parte, esto se debe a la falta de claridad sobre el ritmo, el patrón y la trayectoria de cambio de los ecosistemas de turberas, sus paisajes circundantes y sus interacciones con los sistemas de aguas subterráneas.



**Figura 21** - Representación simplificada de los intercambios de carbono a) en la actualidad y b) en un clima más cálido. a) El dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) se captura de la atmósfera mediante la fotosíntesis de las plantas. Estas plantas forman el depósito de turba. El  $\text{CO}_2$  es liberado por la hojarasca vegetal y la turba en descomposición, especialmente en la zona aeróbica por encima de la capa freática (WT). También se liberan pequeñas cantidades de metano ( $\text{CH}_4$ ) de la turba saturada y anóxica situada por debajo del nivel freático, aunque parte de éste se oxida a medida que se desplaza por la zona aeróbica. b) Un cambio climático que provoque un descenso del nivel freático acelera la pérdida de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera desde la zona aeróbica más gruesa, lo que constituye una retroalimentación positiva del calentamiento climático. Es más probable que el  $\text{CH}_4$  se oxide en el escenario de nivel freático bajo, y dado que el  $\text{CH}_4$  es un importante gas de efecto invernadero, esto representa una retroalimentación negativa para el calentamiento climático. En la mayoría de las turberas, el mayor eflujo de  $\text{CO}_2$  tendrá un mayor impacto en el calentamiento global que la reducción de  $\text{CH}_4$ . El carbono orgánico disuelto (COD) producido por la turba en descomposición se desplaza a través de las aguas subterráneas y puede ser una importante fuente de carbono para los medios acuáticos aguas abajo. Un nivel freático más bajo reducirá la salida de aguas subterráneas y, por tanto, la exportación de COD. Diagrama de Renou-Wilson et al. (2011).

El calentamiento climático tiene el potencial de transformar las turberas porque aumenta la disponibilidad de la energía necesaria para impulsar los procesos hidrológicos, meteorológicos y ecológicos que controlan su forma y función (Carpino et al., 2021). En las regiones tropicales, se espera que el calentamiento del clima aumente la frecuencia y la gravedad de las sequías (y de los incendios forestales) y de las inundaciones. En general, se cree que el calentamiento del clima aumentará las precipitaciones, ya que el aire más cálido puede contener más agua precipitable. Esto podría dar lugar a la introducción y sustitución de especies vegetales, lo que a su vez provocaría cambios en el ciclo local del agua y los nutrientes y una alteración del tipo de materia orgánica para la formación de turba. Por ejemplo, un nivel freático más bajo favorece el crecimiento de la vegetación leñosa, que es en sí misma una forma de almacenamiento de carbono, aunque probablemente sólo sea importante en su establecimiento inicial. Sin embargo, los efectos continuados del crecimiento forestal incluyen mayores pérdidas por transpiración e interceptación de las precipitaciones, lo que favorece la desecación de la turba. Durante periodos de décadas a siglos, esto podría alterar las interacciones de las aguas subterráneas a través de cambios en las propiedades hidráulicas de la turba.

Un aumento de la temperatura del agua de las turberas inducido por el calentamiento del clima puede aumentar la frecuencia y duración de las condiciones hipóxicas y anóxicas, lo que puede reducir las tasas de crecimiento de las especies que forman las turberas, aunque esto puede verse compensado cuando las aguas subterráneas contribuyen significativamente al balance hídrico de las turberas. El aumento del nivel del mar provocado por el deshielo de los casquetes glaciares de Groenlandia y la Antártida provocará la pérdida de humedales costeros en los trópicos y en otros lugares.

En la región templada, se prevé que el calentamiento del clima aumente la frecuencia y duración de las sequías, ejerciendo más presión sobre los sistemas de aguas subterráneas para mantener las turberas. Los inviernos más cálidos producirían una mayor frecuencia de deshielos a mediados de invierno, reduciendo la cantidad de nieve en el suelo al final del invierno. Esto reduciría la magnitud de la recarga anual de humedad del final del invierno a las turberas. La ausencia de cambios significativos en la precipitación total anual en algunas regiones templadas puede enmascarar cambios significativos en la distribución temporal de la precipitación. Por ejemplo, Shook & Pomeroy (2012) informaron de un aumento de la frecuencia de grandes tormentas convectivas en las praderas canadienses y, como consecuencia, de una mayor inundación y conectividad hidrológica de las turberas y otros humedales (Hayashi et al., 1998). Estos cambios pueden perturbar la recarga de los sistemas de aguas subterráneas locales y, por tanto, alterar su función de sustento de los sistemas de turberas.

Tal vez el mayor impacto del cambio climático sobre las turberas se prevea en las regiones boreales y subárticas, ya que son estas regiones las que contienen la mayor parte de las turberas del mundo, tienen un aumento de temperatura previsto superior a la media mundial y porque las turberas de estas regiones se desarrollaron y funcionan en presencia de hielo estacional en el suelo y/o permafrost. La pérdida de hielo subterráneo/permafrost puede alterar profundamente el funcionamiento hidrológico de las turberas. Por ejemplo, el hielo terrestre, ya sea estacional o interanual, puede retener el agua y limitar así el drenaje; sin embargo, a medida que se descongela y la superficie del suelo se hunde, se desarrollan conexiones hidrológicas entre los humedales previamente retenidos, lo que les permite transportar en cascada aguas subterráneas poco profundas de un humedal al siguiente (Connon et al., 2015).

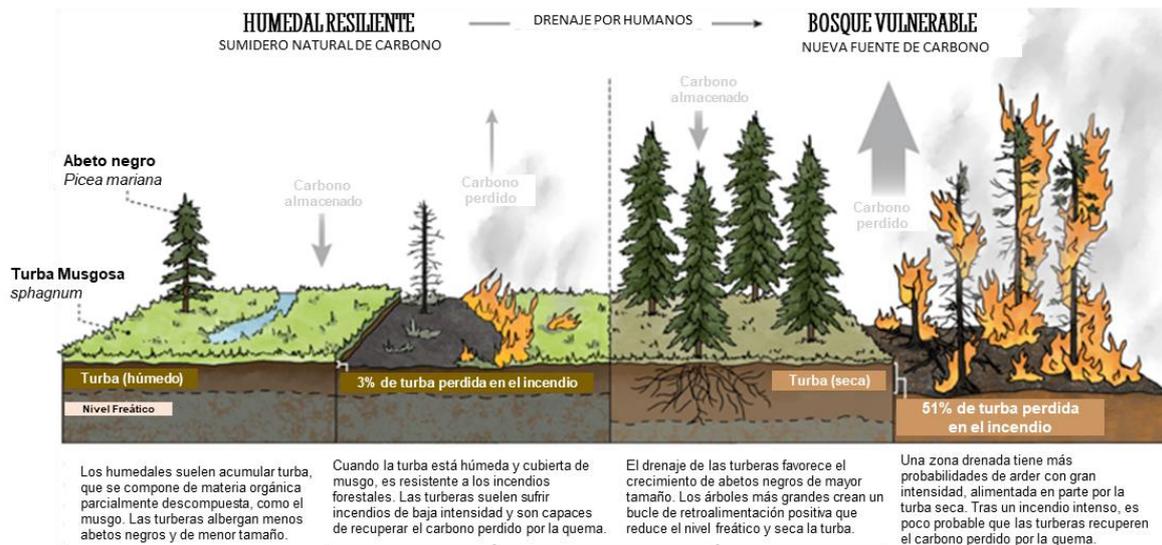
El hielo estacional y el permafrost pueden impedir el flujo entre las aguas subterráneas y los sistemas de aguas superficiales; el deshielo de esas capas que lo impiden puede aumentar la interacción de las aguas subterráneas con los humedales, un proceso que suele denominarse *reactivación de las aguas subterráneas* (St. Jacques y Sauchyn, 2009). En las regiones de permafrost, el deshielo del suelo puede producir *taludes* (Connon et al., 2018; Devoie et al., 2019) en los que la profundidad del deshielo estival supera la profundidad de recongelación invernal. Tales capas proporcionan un conducto para el intercambio de agua subterránea suprapermafrost incluso durante el invierno. El deshielo

de los embalses de permafrost y el desarrollo de taludes pueden conducir a la deshidratación de los humedales (Haynes et al., 2018). El deshielo del permafrost y el hundimiento de la cubierta terrestre resultante también pueden alterar drásticamente el entorno local para los procesos de formación y descomposición de la turba (Swindles, 2015), y por lo tanto la hidrología de las turberas (St. Jacques & Sauchyn, 2009). En el [Cuadro 2](#) se ofrece información adicional sobre las aguas subterráneas en las turberas de permafrost.

En resumen, es difícil predecir los cambios que se producirán en una turbera concreta como consecuencia del cambio climático. Dada la fuerte retroalimentación ecohidrológica de los sistemas de turberas, se recomienda cautela a la hora de generalizar los resultados sin conocer a fondo los procesos del ecosistema.

## 6.4 Incendios Forestales en Turberas

Las condiciones climáticas y medioambientales mundiales están poniendo a prueba los límites de las turberas para regular sus funciones hidrológicas y biogeoquímicas; los efectos acumulados de las perturbaciones en las turberas sugieren que estas funciones a largo plazo del ecosistema están en un punto de inflexión. Especialmente preocupantes son los efectos de los incendios forestales en las turberas, no sólo en su función hidrológica, sino también en su impacto negativo sobre el medio ambiente y la salud humana. Con el calentamiento del clima, es probable que aumenten los incendios forestales en los paisajes dominados por turberas, ya que se prevé que éstas se vuelvan más secas (Helbig et al., 2020). La susceptibilidad a los incendios es similar a la asociada al drenaje o deshidratación asociados a la actividad humana (Figura 22).



**Figura 22** - El elevado nivel freático de las turberas no perturbadas ofrece cierta protección contra los incendios forestales. Aunque la superficie puede arder, la baja intensidad del incendio deja suficientes semillas y diásporas cercanas y un sustrato más adecuado para la recolonización de las plantas típicas de las turberas. Los niveles freáticos más profundos asociados al drenaje, la desecación o el calentamiento climático intensifican la gravedad de las quemaduras por incendios forestales, consumiendo gran parte del depósito de turba y dejando la zona desprovista de material genético viable para recolonizar la superficie, y con unas propiedades del sustrato totalmente diferentes a las anteriores a la quema (Gráfico de Ebein, 2019 basado en datos de Wilkinson et al., 2018).

Además de la gran pérdida de carbono asociada a las quemaduras graves, el grosor de la turba restante y el carácter hidráulico del perfil del suelo alteran el régimen de las aguas subterráneas y, por tanto, la función de cualquier ecosistema recuperado en el futuro. Es fundamental comprender las interacciones entre los incendios forestales de turberas y los cambios en la hidrología de las turberas para adaptarse mejor a esta creciente perturbación.

Inmediatamente después de un incendio forestal en una turbera, varios cambios clave en los procesos físicos e hidrológicos afectan al flujo de agua. Los cambios en la estructura física y química de la turba provocados por los incendios desempeñan un papel fundamental en la cantidad de agua que se filtra a la capa freática. A medida que la turba se seca durante la combustión, las moléculas orgánicas se vuelven hidrófobas (Moore et al., 2017), lo que reduce el volumen de agua que se filtra en la turbera a través de gargantas de poros de menor diámetro.

Inmediatamente después de un incendio forestal en una turbera, varios cambios clave en los procesos físicos e hidrológicos afectan al flujo de agua. Los cambios en la estructura física y química de la turba provocados por los incendios desempeñan un papel fundamental en la cantidad de agua que se filtra a la capa freática. A medida que la turba se seca durante la combustión, las moléculas orgánicas se vuelven hidrófobas (Moore et al., 2017), lo que reduce el volumen de agua que se filtra en la turbera a través de gargantas de poros de menor diámetro.

El grado de hidrofobicidad está relacionado no solo con el origen botánico de la turba, sino también con la duración y el grado de calentamiento y, por tanto, con la gravedad del incendio (Wilkinson et al., 2020). Estos cambios dan lugar a que una mayor proporción de la escorrentía superficial y cercana a la superficie se genere a partir de turberas quemadas (Sherwood et al., 2013) en lugar de por el flujo de aguas subterráneas. Sin embargo, la gran proporción de macroporos en la matriz superior de la turba puede permitir un rápido flujo de derivación desde la superficie hacia turbas más profundas, no hidrófobas. Así pues, la estructura específica de los poros de la turba tras el incendio rige en parte la proporción total de agua que recarga el acuífero de la turbera. A medida que se produce cierta percolación, las partículas de ceniza de grano fino se movilizan hacia abajo, aumentando la densidad aparente de la turba (Elmes et al., 2019), lo que reduce la conductividad hidráulica saturada (Ackley et al., 2021) y el rendimiento específico (Sherwood et al., 2013).

La pérdida de vegetación vascular tras un incendio puede reducir la transpiración, lo que provoca un aumento de la altura del nivel freático, incrementa la transmisividad del perfil de la turba y aumenta la escorrentía subsuperficial de las turberas quemadas (Morison et al., 2020). Sin embargo, se ha observado que el aumento de la evaporación provocado por la reducción del sombreado compensa en parte la reducción de la transpiración y puede dar lugar a un descenso del nivel freático (Thompson et al., 2014). En cualquier caso, la reducción de la amortiguación de las entradas y salidas hidrológicas causada por la eliminación de la vegetación superficial y la cubierta del suelo puede verse exacerbada por el menor rendimiento específico, impulsando una mayor variabilidad del nivel freático. Al mismo tiempo, a medida que la vegetación vascular y briofítica de la turbera se recupera del incendio, se producen retroalimentaciones posteriores en la hidrología de la turbera impulsadas por los cambios en el intercambio de agua atmosférica. A medida que la vegetación de la turbera se recupera tras el incendio, el nivel freático disminuye debido al aumento de la evapotranspiración de la vegetación vascular; el retorno de los suelos hidrófilos aumenta la conectividad de la superficie de la turbera con el nivel freático. No son sólo los efectos directos de los incendios forestales en la hidrología de las turberas, sino también la evolución de esta perturbación concreta a lo largo del tiempo y los efectos agravantes del cambio climático lo que hace de los incendios forestales en las turberas una perturbación hidrológica especialmente insidiosa.

## 7 Modelación Numérica en Turbas y Turberas

Al igual que en muchas ramas de las ciencias ambientales, la modelización numérica se ha utilizado para simular los procesos de las turberas, con diversos grados de éxito. La simulación de la posición del nivel freático (y a veces de la humedad del suelo) es un objetivo común porque el nivel freático (y la humedad del suelo) es muy importante para el funcionamiento de las turberas desde los puntos de vista hidrológico, de la calidad del agua y del transporte de solutos, climático, biogeoquímico y ecológico. Los que se centran en la ecología, la biogeoquímica y, a veces, el clima suele utilizar un enfoque simplificado de la hidrología para dirigir procesos mecanicistas relevantes para su interés principal. Aquí nos centramos únicamente en la modelización de la hidrología y el transporte de las aguas subterráneas (incluidas las aguas del suelo). En su mayor parte, la modelización del flujo y el transporte en turberas y turberas ha utilizado modelos numéricos desarrollados para la matriz porosa de sistemas minerales.

Los procesos fundamentales representados son en su mayoría similares, pero algunas características de la turba y las turberas plantean retos adicionales que aumentan la incertidumbre. Entre ellas se incluyen los gradientes hidráulicos muy bajos asociados con el paisaje relativamente plano, la superficie muy irregular y a veces sistemáticamente irregular (es decir, la microtopografía), la matriz altamente compresible, la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas y el carácter de doble porosidad de la turba. Esta sección se centra en el uso de modelos para simular el flujo y el transporte en turbas y turberas, y en los retos especiales que plantea el uso de tales modelos.

### 7.1 Modelos Numéricos de Flujo y Transporte

La sofisticación del modelo elegido para un proyecto debe reflejar la naturaleza del dominio que se simula, el grado de parametrización, la disponibilidad de datos de parámetros y el objetivo. La modelización de los sistemas de turberas y su interacción con los sistemas de aguas subterráneas minerales adyacentes o subyacentes requiere un enfoque bidimensional o tridimensional.

Dada la capa de turba relativamente fina (desde una perspectiva hidrogeológica) y la proximidad de la capa freática a la superficie, los procesos dominantes pueden representarse normalmente mediante un modelo que incorpore sólo procesos de flujo saturado; con el acoplamiento a la atmósfera representado por una condición de contorno de superficie apropiada. Los modelos libremente disponibles y bien documentados como MODFLOW, que representan las ecuaciones diferenciales parciales para el flujo, proporcionan un enfoque útil para evaluar las influencias a escala de paisaje sobre la función de las turberas. Por ejemplo, Reeve et al. (2000) demostraron la importancia de la permeabilidad del depósito mineral subyacente en la naturaleza del flujo vertical en las turberas de ciénagas. En las turberas subyacentes a depósitos de baja permeabilidad, el flujo

simulado era principalmente horizontal, con celdas de flujo aisladas que variaban lateralmente, asociadas con características de turberas a escala meso. En cambio, en las zonas con depósitos minerales subyacentes de permeabilidad relativamente alta, el flujo simulado fue principalmente vertical. Quillet et al. (2017) mostraron -utilizando un modelo de flujo saturado- cómo un depósito de esker permeable controlaba la pendiente topográfica de la turbera adyacente, y la importancia de la heterogeneidad vertical en el depósito de turba para mantener niveles freáticos adecuados. Se demostró que una menor conductividad hidráulica de la turba asociada con una mayor descomposición cerca de los márgenes de las turberas aumenta el almacenamiento de agua, lo que es favorable para el desarrollo de las turberas (Lapen et al., 2005).

Sutton (2021) simuló el flujo saturado tridimensional y el transporte en un sistema de turbera de pantano construido en tierras altas y demostró que el patrón espacial de contaminación salina en la turbera de pantano reflejaba el diseño del sistema, incluyendo características como las cuencas de recarga en las tierras altas. Este estudio, y la mayoría de los demás, no representan explícitamente el efecto de la congelación del suelo en los estudios de simulación. Dada la proximidad de la capa freática a la superficie en las turberas, las propiedades hidráulicas de las capas cercanas a la superficie pueden cambiar profundamente con la congelación, y esto requiere una representación explícita de los procesos térmicos para simular las condiciones invernales (McKenzie et al., 2007).

Un reto particular asociado a la representación del flujo y el transporte a escala del paisaje es el alto grado de discretización necesario para representar la disminución exponencial de la conductividad hidráulica con la profundidad, especialmente en las capas superiores. Esta característica de las turberas controla el mecanismo de retroalimentación de la transmisividad que se ha descrito anteriormente, en el que el flujo horizontal depende en gran medida de la elevación del nivel freático, ya que ésta dicta hasta qué punto las capas de alta permeabilidad participan en el proceso de flujo. Los niveles más altos de discretización del modelo requieren una parametrización más detallada y, por tanto, más recursos computacionales. Este último argumento disminuye con la disponibilidad de una mayor potencia de procesamiento informático, pero la necesidad de valores de parámetros precisos aumenta en consecuencia.

Para representar el flujo vertical y el transporte, que es importante para las transferencias vegetación-atmósfera en superficie, a menudo basta con un enfoque unidimensional. Normalmente, estos enfoques unidimensionales representan explícitamente condiciones de saturación variable en el perfil. Dada la disponibilidad, la relativa simplicidad y la limitada demanda computacional de los modelos numéricos disponibles gratuitamente (por ejemplo, Hydrus 1D; Simunek, 2005), se ha obtenido un conocimiento considerable de lo que gobierna el flujo y el transporte en los perfiles de turba. En general, esto se hace resolviendo el flujo de agua con la Ecuación de Richard en conjunción con un modelo de propiedades hidráulicas del suelo, como las relaciones van

Genuchten-Mualem (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980), como se discute en la Sección 3.2 *Propiedades y Procesos de la Zona No Saturada* y representada por las Ecuaciones 5 y 6. Cuando se simula agua saturada de forma variable, el modelo de la Zona No Saturada se basa en la Ecuación de Richard. Cuando se simula el flujo de agua saturada variable en turberas, las condiciones límites superiores (es decir, precipitación y evapotranspiración) son los impulsores clave del sistema hidrológico.

## 7.2 Retos de la Modelización Numérica

El reto de simular el movimiento del agua en las capas superiores gira en torno a la disminución exponencial de la conductividad hidráulica saturada. Esto se ve agravado por los profundos cambios de saturación asociados a los macroporos que prevalecen en las capas superiores, especialmente en los sistemas dominados por *Sphagnum*. La evaporación de la superficie drenada del musgo genera presiones extremas de agua en el suelo ( $< 10,000 \text{ cm H}_2\text{O}$ ) que no pueden parametrizarse con seguridad en las relaciones de conductividad de la humedad por presión necesarias para simular el flujo. Además, mientras que la precipitación se infiltra rápidamente, el papel de los macroporos es clave, pero requiere el uso de funciones de doble permeabilidad para simular adecuadamente. Aunque estas funciones están disponibles en el modelo Hydrus 1D, por ejemplo, tienen un mayor número de parámetros que deben caracterizarse mediante mediciones o procedimientos estadísticos. Existe escasa información sobre los valores de estos parámetros en la bibliografía sobre turbas, por lo que el uso de estas funciones para modelizar el flujo de agua en turbas y turberas ha sido poco frecuente.

Al igual que la simulación del flujo de agua, la representación numérica del transporte de solutos en turbas y turberas es difícil. Las consideraciones que se exponen a continuación se aplican a enfoques unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales, aunque su aplicación se ha centrado principalmente en simulaciones unidimensionales debido a las dificultades asociadas a la parametrización. Una consideración primordial al modelar el transporte de solutos en la turba es su naturaleza de porosidad dual, que crea condiciones en las que un soluto dado puede entrar en la porosidad inmóvil y ser eliminado del flujo advectivo. Así, el transporte de solutos se caracteriza comúnmente por el modelo de transporte de solutos móvil-inmóvil (van Genuchten & Wagenet, 1989) para dar cuenta de la porosidad inmóvil dentro de la turba ( $\phi_{\text{mob}}$  y  $\phi_{\text{im}}$  se describen en la Sección 3.1, *Propiedades y Procesos de la Zona Saturada*). Sin embargo, hay algunas pruebas de que la tasa de transferencia de solutos a la porosidad inmóvil puede ser lo suficientemente alta en algunas turbas como para que el modelo de transporte de solutos móvil-inmóvil se simplifique al modelo de advección-dispersión (Simhayov et al., 2018; McCarter et al., 2019) o que la turba pueda representarse mediante modelos de permeabilidad dual (Liu et al., 2017).

El modelo de transporte de solutos por dispersión por advección asume que la porosidad móvil es aproximadamente la misma que la porosidad total, una suposición clave que generalmente no se cumple cuando se simula el transporte de solutos en turbas y turberas. Por el contrario, los modelos de permeabilidad dual son un grupo de modelos que simulan al menos dos dominios de poros diferentes con propiedades hidráulicas y/o de transporte de solutos drásticamente distintas. Por ejemplo, en turbas de pantano muy degradadas, los macroporos pueden acelerar la aparición de un pulso de soluto, pero la irrupción completa de la pluma de soluto se produce mucho más tarde, mostrando a menudo una curva de lavado multimodal en experimentos de irrupción (Liu et al., 2017).

Los solutos reactivos, como los cationes o los nutrientes, requieren una mayor parametrización más allá de los parámetros hidrofísicos discutidos anteriormente (es decir, la caracterización de los parámetros biogeoquímicos de la turba y del soluto). Como la mayoría de los sistemas de turba, estos parámetros no suelen estar bien caracterizados en la bibliografía. Incluso suponiendo un trazador conservador como el cloruro en la turba puede dar lugar a resultados erróneos. Por ejemplo, el ajuste de las curvas de penetración utilizando modelos unidimensionales ha demostrado que la adsorción de aniones (McCarter et al., 2018) y la exclusión de aniones de los poros de garganta estrecha pueden operar en la turba (McCarter et al., 2019), retrasando o acelerando la penetración del soluto.

Además, la mayoría de los solutos reactivos se modelan simplemente con coeficientes de decaimiento/producción de primer orden o isothermas de adsorción (a menudo Langmuir, Freundlich o isothermas lineales), dependiendo de los procesos específicos en cuestión. La simulación del transporte de cationes en la turba requiere la representación de su capacidad de intercambio catiónico, especialmente porque está fuertemente relacionada con el contenido de materia orgánica (Gharedaghloo & Price, 2021). Del mismo modo, los coeficientes de decaimiento/producción de primer orden se utilizan a menudo para la mayoría de los solutos reactivos, independientemente de la complejidad de las reacciones biogeoquímicas que se simulan. La modelización numérica de los solutos reactivos en la turba se ve a menudo limitada por la incapacidad de dar cuenta adecuadamente de la complejidad de la composición de la materia orgánica (turba), debido sobre todo a la falta de una comprensión mecanicista detallada de los diversos procesos biogeoquímicos y de las expresiones numéricas asociadas de tales procesos en la turba.

A pesar de las dificultades, se han utilizado simulaciones unidimensionales de flujo vertical y transporte para ilustrar la naturaleza de importantes procesos hidrológicos en turbas y turberas. Los modelos unidimensionales han demostrado que la distribución de los poros en los musgos controla la evaporación de las turberas; ciertas especies de montículos *Sphagnum* mantienen mejor la humedad a pesar de su posición elevada (McCarter & Price, 2014); y, la presión de entrada de aire está positivamente correlacionada con la acumulación de carbono (Kettridge et al., 2016). Sin embargo, las simulaciones del

ascenso capilar del agua y los solutos han demostrado que incluso los montículos adyacentes y visualmente similares pueden presentar una marcada variabilidad en las propiedades hidráulicas que afecta en gran medida a la distribución de solutos (Balliston & Price, 2020).

Si bien la evaluación en laboratorio de las propiedades hidráulicas que rigen la retención de agua y la conductividad hidráulica no saturada son útiles para simular las condiciones de flujo en una columna de laboratorio, la calibración de un modelo unidimensional que represente un sitio de campo puede generar valores de parámetros claramente diferentes (Elliott & Price, 2020). La simulación de estos procesos en modelos multidimensionales es posible, pero la dificultad en la parametrización se ve agravada por la variabilidad espacial añadida inherente a todos los sistemas de turberas.

## 8 Enfoques y Métodos

Los métodos utilizados para medir, monitorear y caracterizar los procesos de las aguas subterráneas en turbas y turberas suelen derivarse de otros medios y entornos geológicos. La estructura única tanto de la turba como de las turberas requiere el ajuste de muchos métodos bien establecidos cuando se aplican a este medio complejo. Aquí ofrecemos descripciones generales de varios métodos utilizados en la hidrología de turberas y, cuando es necesario, destacamos los desarrollos metodológicos fundamentales de la bibliografía.

### 8.1 Instalación y Uso de Pozos y Piezómetros

Lo ideal sería que los pozos utilizados para estimar la capacidad de un acuífero para suministrar agua penetraran completamente en él. Como muchos depósitos de turba tienen unos pocos metros de espesor, esto no suele ser un problema. Los pozos en turberas se utilizan normalmente para determinar el nivel freático estático (no el rendimiento del acuífero), por lo que no es necesario que penetren completamente. Sin embargo, un pozo debe extenderse más allá del acrotelmo porque, por definición, el nivel freático puede estar por debajo del fondo del acrotelmo. En la práctica, el pozo debe ser más profundo para proporcionar estabilidad, idealmente anclado en el sustrato mineral. Muchos profesionales utilizan un tubo de PVC (cloruro de polivinilo) de 1.5 m de longitud para permitir una penetración de al menos 1 m (y 0.5 m hacia arriba), lo que es suficiente en ciénagas y pantanosas. En los pantanos, el nivel freático puede ser más profundo, por lo que la longitud debe elegirse en consecuencia.

Por su naturaleza, los piezómetros están diseñados para controlar la carga hidráulica en un intervalo de profundidad determinado. La longitud de la toma ranurada depende del usuario; sin embargo, una longitud de toma de 20 cm suele ser práctica para profundidades dentro del catotelma (normalmente < 4 m de espesor). Incluso pueden estar justificadas longitudes de ranura más cortas (10 cm o menos), particularmente en la capa superior, donde la conductividad hidráulica puede cambiar profundamente con la profundidad. Observamos que la longitud de pantalla elegida está en función de los objetivos de la investigación, donde las longitudes de ranuras más pequeñas aumentan la precisión espacial de la medición a expensas de aumentar el número de puntos de medición necesarios para obtener matemáticamente los promedios espaciales que de otro modo se generarían con longitudes de pantalla más largas. Aunque longitudes de ranuras muy cortas -o en algunos casos tubos abiertos sólo por la parte inferior (por ejemplo, para medir sólo la carga hidráulica)- pueden aumentar la discretización espacial, el desfase temporal (tiempo necesario para que los piezómetros se equilibren) puede ser excesivo y las mediciones instantáneas pueden no reflejar el estado actual del sistema, especialmente cuando la conductividad hidráulica es baja. Con los piezómetros, el intervalo ranurado

debe centrarse con respecto a la profundidad deseada que se pretende representar (por ejemplo, una toma ranurada de 20 cm colocada entre 40 y 60 cm bgs representa la altura media o la conductividad hidráulica a 50 cm de profundidad). Entonces, mientras el intervalo esté por debajo del nivel freático, la carga hidráulica y la recuperación de carga durante las pruebas reflejan la misma parte del depósito de turba, con las advertencias que se comentan a continuación.

La medición del nivel de agua en un pozo o piezómetro suele ser más problemática en la turba que en los suelos minerales. Esto se debe a que el nivel del agua subirá a medida que el observador se acerque a la tubería (la turba es muy compresible) y a que los dispositivos electrónicos no suelen funcionar en las turberas debido a las bajísimas concentraciones iónicas del agua. La alta compresibilidad plantea un problema relacionado: la elevación de la tubería (y el ascenso) puede cambiar entre mediciones. A medida que el nivel freático desciende a lo largo de la estación, la superficie de la turba puede disminuir. Para tuberías cortas, su elevación puede disminuir en consecuencia. En instalaciones más largas, las tuberías pueden ser estables, pero cuando la elevación de la superficie disminuye, el ascenso aumenta. Las fluctuaciones estacionales de la superficie suelen ser reversibles. Es una buena práctica colocar un anillo o marcador cerca de la base de la tubería y medir manualmente el ascenso cada vez que se realice una medición de la altura. Además, debido a la naturaleza irregular de la superficie de la turbera, el ascenso debe medirse siempre en el mismo lado de la tubería. Si la longitud de la tubería es suficiente (es decir, la base es estable), entonces el cambio en la elevación de la superficie se puede deducir como se discute en Price & Schlotzhauer (1999).

Los tubos poco profundos también son susceptibles a las heladas. Anclar el tubo a una varilla metálica clavada en el sustrato mineral puede reducir su movimiento. No obstante, si se realizan mediciones plurianuales o si se evalúan gradientes hidráulicos verticales u horizontales, es una buena práctica sondear la parte superior de los tubos cada temporada. El uso de un transductor de presión de registro suspendido del pozo puede reducir los errores causados por el peso de un observador que se acerca. Sin embargo, sigue estando sujeto a la estabilidad del pozo/piezómetro.

El nivel de la superficie también puede medirse con un sensor ultrasónico, pero sólo es necesario cuando los cambios de elevación de la superficie son grandes y forman parte del objetivo del seguimiento (Fritz et al., 2008). Para medir el nivel del agua en una ciénaga, donde no pasa corriente eléctrica a través de la débil solución iónica, puede utilizarse una varilla de soplado. Se trata de un tubo flexible que se inserta en un tubo rígido graduado de diámetro ligeramente mayor, o de un tubo graduado flexible que permite al usuario oír el burbujeo que se produce al soplar a través del tubo mientras se inserta. La precisión de estos dispositivos es de unos  $\pm 5$  mm, aunque puede lograrse una mayor precisión mediante el uso constante por parte del mismo operador.

La imprecisión puede ser problemática en los estudios de turberas si la intención es medir gradientes hidráulicos verticales, que suelen ser de una magnitud similar al error del dispositivo de medición, sin tener en cuenta los errores causados por la subsidencia/compresión y la topografía. El cálculo del gradiente vertical entre piezómetros muy espaciados ( $\geq 1$  m) reduce proporcionalmente el efecto del error de medición. Los gradientes verticales también pueden determinarse midiendo la altura hidráulica en un piezómetro en relación con el nivel freático local, medido en un pozo o fosa poco profunda en el acrotelmo. Para reducir los errores asociados con la naturaleza compresible de la turba, se recomiendan pasarelas locales (por ejemplo, tablas horizontales de 15 a 30 cm de ancho fijadas a pilotes verticales de madera hincados en el suelo mineral debajo de la turba) para que los profesionales no estén parados sobre la superficie de la turbera.

## 8.2 Muestreo de Turba

El muestreo de las propiedades hidrofísicas del suelo requiere que la estructura del suelo permanezca intacta. Por consiguiente, los suelos de turba requieren consideraciones especiales a la hora de tomar muestras de sus propiedades hidrofísicas, ya que la turba es un medio plástico, elástico y compresible que dificulta la extracción de muestras intactas y sin alterar. Esto es especialmente cierto en el caso de los delicados musgos cercanos a la superficie que se alteran con facilidad.

El método más fácil para extraer núcleos intactos y sin alterar es con tijeras o un cuchillo dentado y un alojamiento de guía, donde la guía (por ejemplo, un trozo de tubo de PVC, o tubo de estufa idealmente  $\geq 5$  cm de diámetro) se coloca suavemente sobre la superficie de la turba, mientras se corta alrededor del alojamiento de guía, que luego se empuja suavemente en el suelo, con cuidado de no deformar la delicada superficie de la turba (Figura 23). Una ligera torsión del alojamiento de la guía puede ayudar a hundir la guía y reducir la deformación. Una vez alcanzada la profundidad deseada, se excava la turba fuera y alrededor del alojamiento de la guía y se corta cuidadosamente la muestra de turba a lo largo de la parte inferior del alojamiento de la guía para separarla de la turbera. Este método funciona mejor con turba cercana a la superficie (0 a 40 cm) y con testigos más cortos ( $< 20$  cm).



**Figura 23** - Muestreo de la capa superior de la turba de pantano utilizando un anillo de PVC de 10 cm de diámetro y 5 cm de altura, con un cuchillo y unas tijeras. Las capas inferiores pueden muestrearse secuencialmente. Las muestras más grandes pueden cortarse con cuchillos dentados o una sierra de mano; se aconseja almacenarlas en una nevera o contenedor rígido. (Fotografías de J. Price, C. McCarter y W. Quinton)

El muestreo secuencial con este método puede utilizarse hasta el nivel freático. También se puede utilizar un saca muestras de caja, como el saca muestras Wardenaar, que tiene bordes metálicos afilados que cortan alternativamente la turba y luego se aprietan para retener la muestra al retirar el saca muestras. Si el clima lo permite, la toma de muestras grandes en invierno (cuando la turba está congelada) puede minimizar la compresión, y las submuestras pueden cortarse con mayor precisión.

La toma de muestras mientras la turba está congelada permite extraer muestras de tamaño mucho mayor (por ejemplo, las dimensiones de una nevera portátil) sin alterar la estructura de la turba. Este método se realiza mejor utilizando una motosierra para cortar la turba congelada de la superficie. En primer lugar, se cortan las dimensiones del contorno deseado en la turba congelada y, a continuación, se corta una amplia zona que rodea la muestra deseada. Estas zonas exteriores se eliminan para permitir el acceso vertical a la muestra de turba. A continuación, la muestra puede cortarse horizontalmente desde la parte inferior con una sierra de mano y extraerse la muestra. La muestra debe recortarse a lo largo de los bordes cortados por la motosierra para eliminar cualquier turba alterada. Aunque este método puede facilitar la obtención de testigos de turba grandes y no alterados, daña la turbera circundante y debe realizarse con prudencia.

Para el muestreo de turba más profunda, se pueden utilizar saca testigos rusos y de pistón. Estos se describen en Pitkänen et al. (2011), así como en Shotyk & Noernberg (2020), que comparan el muestreo volumétrico de turba utilizando saca testigos de caja, rusos y de pistón. En todos los casos, se produjo una deformación de la turba cercana a la superficie,

por lo que debe utilizarse una de las técnicas de muestreo descritas anteriormente junto con un dispositivo de extracción de testigos.

## 8.3 Parametrización de la Turba

Los parámetros que caracterizan las propiedades de la turba están sujetos a una variabilidad espacial considerable, tanto entre las turberas como dentro de ellas. Diversos parámetros, como la conductividad hidráulica, la porosidad, la retención de agua y la porosidad drenable, pueden ser claramente diferentes en montículos adyacentes visualmente similares. El conocimiento de las escalas de variabilidad de los parámetros que rigen el comportamiento de la turba es importante para predecir o interpretar su hidrología.

### 8.3.1 Conductividad Hidráulica

$K_{\text{sat}}$  se evalúa comúnmente utilizando el método de bail test de Hvorslev (1951). Para caracterizar la conductividad hidráulica en el acrotelmo, generalmente se requiere una longitud de ranura menor, como se discute en la Sección 8.1, *Instalación y Uso de Pozos y Piezómetros*. Esto tiene el doble propósito de aumentar el detalle en la zona donde el rango de  $K_{\text{sat}}$  es más alto y disminuir la velocidad de recuperación, ya que ésta será probablemente rápida en las capas superiores.

Hvorslev (1951) sugiere que la longitud de la ranura debe ser cuatro veces mayor que el diámetro de la tubería para minimizar el error. El uso de este método con suficientes profundidades de muestreo genera un perfil  $K_{\text{sat}}$  que puede utilizarse para producir una función de transmisividad (McCarter & Price, 2017c). Una función de transmisividad es importante para calcular el flujo horizontal, dada su sensibilidad a la elevación del nivel freático dentro del perfil, como se discute en la Sección 3.1, *Propiedades y Procesos de la Zona Saturada*. A veces se puede utilizar un pozo para generar una función de transmisividad (por ejemplo, Price & Maloney, 1994). Para lograr esto, se requiere bail test en todo el rango de elevaciones del nivel freático porque la recuperación de la carga de un pozo bombeado dependerá fuertemente de la posición del nivel freático, dado el extremo cambio vertical en la conductividad hidráulica en el acrotelmo. En este caso, el pozo deberá penetrar en la turba del catotelmo.

Debido a que los depósitos de turba son delgados y están cerca de la superficie del suelo en relación con la mayoría de los acuíferos minerales, suelen experimentar una gran variación de temperatura, tanto estacional como verticalmente dentro del perfil de turba. La recuperación de carga puede variar apreciablemente con la temperatura porque ésta afecta a la viscosidad. La *viscosidad dinámica* ( $\mu$ ; a menudo expresada en unidades de segundos Pascal), que es un multiplicador en la fórmula de la *permeabilidad relativa* ( $k$ ; a menudo expresada en metros cuadrados), aumenta en un 50 por ciento en agua a 5 °C en comparación con la viscosidad a 20 °C, con una reducción proporcional de la permeabilidad y, por tanto, de la conductividad hidráulica. Aunque esto no es relevante para el valor

medido de  $K_{\text{sat}}$  en un punto de un perfil de turba, sí lo es cuando se comparan las propiedades de la turba a lo largo del perfil o entre turberas, dadas sus diferencias de temperatura. Comparar  $k$ , en lugar de  $K_{\text{sat}}$ , evita esta complicación.

La determinación en laboratorio del  $K_{\text{sat}}$  de la turba utilizando un permeámetro sigue los protocolos habituales utilizados para los suelos minerales. Sin embargo, la contracción o compresión del núcleo durante el muestreo, el transporte y la preparación - incluido el cambio de volumen al descongelarse- puede provocar un flujo de derivación por la pared interior del permeámetro. Se puede utilizar cera de parafina (Hoag y Price, 1997) o Parafilm<sup>TM</sup> (McCarter et al., 2019) para confinar el agua dentro de la muestra de turba durante las pruebas.

La determinación de la conductividad hidráulica no saturada utilizando celdas de presión de placa fija es problemática porque la turba se aleja de la placa porosa (superior) a presiones ( $\psi$ ) más bajas (más negativas). El uso de una muestra de turba entre una placa de presión superior flotante y una placa de presión inferior fija (Price et al., 2008) puede utilizarse para controlar las diferencias de altura y, de este modo, calcular  $K_{\text{unsat}}$  en un rango de cargas de presión o contenidos de humedad. Dirigir el agua hacia abajo a través de la muestra para generar un gradiente de carga unitario es el método preferido (McCarter et al., 2017c).

Alternativamente,  $K_{\text{unsat}}$  puede determinarse utilizando el método de evaporación (Schindler et al., 2010). Esto requiere el uso de tensiómetros para determinar la carga (gradientes). El uso de tensiómetros en turba es una práctica común, pero los tensiómetros no funcionan bien en turba poco descompuesta (musgo) debido al escaso contacto entre la turba (musgo) y la copa del tensiómetro. Los infiltrómetros de tensión ofrecen un método alternativo que puede utilizarse en el laboratorio o sobre el terreno. El infiltrómetro de tensión libera agua a un ritmo más lento que la filtración del agua estancada manteniendo una pequeña presión negativa sobre el agua que se desplaza desde un disco colocado sobre una superficie de turba nivelada.

### 8.3.2 Retención de Agua

Los experimentos de retención de agua (incluidos los ensayos relacionados, como el de  $K_{\text{unsat}}$ ) sufren la contracción de la muestra a presiones más bajas. La práctica común consiste en expresar el contenido volumétrico de agua ( $\theta_v$ ) en relación con el volumen original (es decir, saturado) del suelo. Sin embargo, la relación con el grado de saturación no es lineal y, por tanto, no suele establecerse. La estimación de la retención de agua a alta presión (alta  $\theta_v$ ) requiere una placa de presión o un disco poroso con alta presión de entrada de aire (por ejemplo, Price et al., 2008).

Para muestras poco descompuestas (especialmente musgo), es esencialmente imposible medir puntos  $\psi - \theta_v$  para  $|\psi|$  menores que la longitud de la muestra, ya que el agua drena inmediatamente a la base de la muestra (Golubev et al., 2021). En consecuencia,

muchas curvas de retención para turba poco descompuesta no exhiben una presión de entrada de aire, como muestra la Figura 16. Para presiones más bajas ( $\theta_v$  bajo), puede utilizarse una cámara de presión, pero puede producirse una contracción extrema.

### 8.3.3 Densidad Aparente y Porosidad

La densidad aparente ( $\rho_b$ ) se basa generalmente en la masa seca de sólidos y el volumen original (de campo) de la muestra. Para evitar la combustión, las muestras de turba deben secarse a 95 °C o menos durante 24 horas o hasta alcanzar una masa estable. La porosidad total ( $\phi_t$ ) equivale al contenido de agua saturada ( $\theta_s$ ). Este puede evaluarse directamente en el laboratorio a partir de la masa saturada (menos la masa seca, teniendo en cuenta el volumen de la muestra y la densidad del agua). Sin embargo, el hinchamiento de la muestra en el momento de la saturación puede confundir el volumen, y puede dar lugar a  $\phi_t$  aparente o  $\theta_s > 1$ , lo cual es imposible. En este caso,  $\phi_t$  puede calcularse sobre la base de  $\rho_b$  de forma que  $\phi_t = 1 - \rho_b/\rho_p$ , donde  $\rho_p$  es la densidad de partículas. Sin embargo, el rango de densidad de partículas para la turba puede variar de  $\sim 0.9$  a  $1.5 \text{ g cm}^{-3}$  (Gharedaghloo & Price, 2021; Redding & Devito, 2006), y de  $< 0.9$  a  $\sim 0.7 \text{ g cm}^{-3}$  para los musgos *Sphagnum* sin descomponer y ligeramente descompuestos (Whittington et al., 2021), por lo que debe evaluarse la densidad de partículas para adquirir confianza en este método.

En la turba, que comprende poros móviles ( $\phi_{mob}$ ), o inmóviles ( $\phi_{im}$ ) como se muestra en la Figura 11, la determinación de la distribución de la porosidad es metodológicamente desafiante. McCarter et al. (2019) encontraron que la porosidad móvil coincide con la porosidad drenable a ( $\psi$ ) = -100 cm, que se mide comúnmente durante los experimentos de retención de agua del suelo.

### 8.3.4 Rendimiento Específico y Porosidad Drenable

El rendimiento específico ( $S_y$ ) es la relación entre el volumen de agua que puede drenar por gravedad de un volumen saturado de material y el volumen total de ese material saturado. Como tal,  $S_y$  relaciona el cambio en la elevación del nivel freático con el cambio en el almacenamiento y puede medirse como la diferencia entre el contenido de humedad saturado y el contenido de humedad tras el drenaje por gravedad.

El rendimiento específico es un parámetro importante en el modelado de turba saturada y en la estimación de balances hídricos. Freeze & Cherry (1979, Sección 2.10, subsección [Transmisividad y Rendimiento Específico en Acuíferos No Confinados](#)) caracterizan  $S_y$  como una propiedad del perfil más que como una propiedad de una capa distinta. Aunque muchos investigadores han informado de  $S_y$  para capas específicas de turba, tales valores se refieren en realidad a la porosidad drenable ( $\phi_d$ ). La porosidad drenable dentro del acrotelmo puede oscilar entre 0.45 cerca de la superficie y 0.048 en la base (Rezanezhad et al., 2016). El rendimiento específico de una turbera es, por tanto, el valor integrado de un rango de porosidades drenables.

La determinación de  $S_y$  puede realizarse comparando la cantidad de agua añadida o perdida desde el perfil de turba (por ejemplo, por precipitaciones medidas o evapotranspiración) frente al cambio de elevación del nivel freático medido. Por ejemplo, se puede utilizar la relación lluvia-elevación, que es la cantidad de lluvia dividida por la consiguiente elevación del nivel freático (Dettmann & Bechtold, 2016). En el laboratorio, la porosidad drenable ( $\phi_d$ ) de una capa específica puede determinarse como la diferencia en el volumen de agua en una muestra de turba saturada y luego drenada (normalmente drenada durante 24 horas), con respecto al volumen total de la muestra.

## 9 Sección de Recapitulación y Necesidades en Materia de Investigación

Las turberas son acuíferos no confinados poco profundos. Las aguas subterráneas de las turberas encarnan los principios de un sistema ecohidrológico que incluye su desarrollo y función y, a su vez, sus relaciones con las aguas subterráneas. En un entorno hidrogeomórfico dado, sujeto al clima, los intercambios de aguas subterráneas están controlados por el carácter de los acuíferos y acuitardos minerales adyacentes y subyacentes, de manera que las turberas incipientes se forman donde la saturación persistente impide la descomposición del material vegetal. Esto forma la matriz, la turba, que alberga las aguas subterráneas, en un ciclo ecohidrológico en constante evolución.

Aunque los principios de flujo y almacenamiento de las aguas subterráneas no difieren de los de las matrices minerales, las propiedades físicas y químicas de la matriz de la turba confieren características y retos distintos a la medición y comprensión de las relaciones entre las aguas subterráneas. Las características distintivas surgen de la relativa inestabilidad del medio, que experimenta descomposición física y consolidación en escalas de tiempo órdenes de magnitud más cortas que las de los materiales minerales. La química superficial de las partículas de turba facilita las reacciones de oxidación-reducción, imparte una enorme capacidad de intercambio catiónico y modifica el comportamiento de humedecimiento que controla las relaciones capilares. La interacción de las turberas con los sistemas de aguas subterráneas adyacentes dicta su clase, forma y función (por ejemplo, ciénagas frente a marjales frente a pantanos) porque las entradas de aguas subterráneas compensan la tendencia a la acidificación causada por los ácidos orgánicos liberados cuando la turba y la materia vegetal se descomponen. El resultado de este equilibrio químico y de las condiciones de humedad determina la composición (especies) y la forma (por ejemplo, musgos, juncos o plantas leñosas) de la comunidad vegetal, que retroalimenta la hidrología del sistema al influir en la estructura de la matriz de turba y en los intercambios de agua por evapotranspiración y escorrentía.

Los retos a los que se enfrentan los investigadores y profesionales encargados de evaluar la función de las turberas abarcan toda la gama de escalas, desde los espacios porosos hasta ecosistemas enteros. Este libro sobre las aguas subterráneas en turbas y turberas ha puesto de relieve muchos de los procesos importantes de las aguas subterráneas. Sin embargo, sigue habiendo muchas incertidumbres que plantean retos de investigación. Algunas de estas incertidumbres y retos asociados se discuten a continuación.

El efecto del calentamiento global sobre la biogeoquímica y la ecohidrología de las turberas es mucho más complejo e incierto de lo que aquí se describe; los cambios en la temperatura atmosférica se predicen con más seguridad que los cambios en las

precipitaciones. La conocida Ecuación de Clausius-Clapeyron indica que la presión de vapor aumenta de forma no lineal con la temperatura del aire y, como tal, un clima más cálido implica una atmósfera potencialmente más húmeda. Sin embargo, no está claro si el aumento potencial de las precipitaciones es suficiente para compensar las pérdidas por evapotranspiración potencialmente más elevadas, o si será necesario que los sistemas se adapten a un estado persistentemente más seco.

Las repercusiones hidrológicas de los posibles cambios en la estacionalidad de las precipitaciones y la temperatura tampoco son seguras en toda la gama de climas en los que se encuentran las turberas. Por ejemplo, los sistemas de mayor latitud en el Canadá subártico tendrán probablemente un período más corto de acumulación de nieve, por lo que habrá menos nieve que derretir y las estaciones de crecimiento serán más largas. Es probable que se produzcan cambios en la vegetación; los sistemas más secos tendrán más árboles, por lo que habrá más intercepción de las precipitaciones y mayor transpiración, lo que contribuirá a un bucle de retroalimentación positiva que aumentará la descomposición de la turba, alterará las propiedades hidráulicas, etc. Estos cambios pueden agravar las perturbaciones con una mayor frecuencia e intensidad de los incendios forestales en las turberas u otras perturbaciones naturales y humanas que pueden alterar aún más los procesos que sustentan las funciones de las turberas.

La clase de turbera podría cambiar, por ejemplo, si cesara la débil afluencia de aguas subterráneas a las turberas de marjales pobres; entonces evolucionarían a ciénagas. El aumento de las tasas de descomposición podría ralentizar o incluso invertir el desarrollo de las ciénagas abovedadas, reconectando esas zonas a los sistemas de aguas subterráneas. Los periodos prolongados de desecación estival que potencian la vegetación leñosa pueden hacer que las turberas pasen a ser pantanos, o que los pantanos de turba pierdan suelo orgánico y se conviertan en pantanos minerales. En resumen, nuestra capacidad para predecir estos cambios depende fundamentalmente de la comprensión mecánica de la ecohidrología de turbas y turberas y de sus retroalimentaciones con los procesos biogeoquímicos. Sin embargo, los vínculos entre la ecohidrología y los procesos biogeoquímicos siguen siendo una cuestión de investigación fundamental.

Los procesos a escala de turbera que controlan la dirección, las tasas y la persistencia del flujo producen una retroalimentación que da lugar a formas de turbera distintas y con patrones. La causa de los patrones en las turberas (cresta/charco, montículo/hueco) sigue siendo un tanto especulativa: un mecanismo de retroalimentación entre la productividad biótica, la descomposición, la elevación del nivel freático y el flujo de agua. En el caso de la microtopografía de crestas y charcos en turberas, la orientación de las crestas perpendiculares al flujo disminuye la velocidad de drenaje, aumenta el almacenamiento de agua superficial (es decir, depresiva) y permite una respuesta de escorrentía umbral (es decir, "llenar y derramar") una vez que se supera la capacidad de almacenamiento de agua de cada charco. Sin embargo, los sistemas de crestas y charcos, como las turberas de

escalera, son un conducto para la pérdida de agua de las grandes ciénagas abovedadas (como se muestra en la Figura 7), capaces de transmitir grandes cantidades de agua tras el deshielo o las lluvias torrenciales.

Aunque las reacciones ecohidrológicas y biogeoquímicas que producen la microtopografía son inciertas, el desarrollo de la microtopografía en escalas de tiempo mensurables es posible. El seguimiento a largo plazo de los niveles de agua a lo largo de décadas, combinado con el análisis de imágenes aerofotográficas o de satélite archivadas durante el mismo periodo, indican que el cambio microtopográfico acompaña a los cambios persistentes en el almacenamiento de agua de las turberas. Por ejemplo, se ha observado que los céspedes de *Sphagnum* desarrollan una topografía de montículos-huecos en los casos en que las turberas pierden agua por altas tasas sostenidas de drenaje. Tales cambios permiten la colonización de las turberas por los árboles en las superficies relativamente secas de los montículos, lo que presenta el potencial de retroalimentación que resulta en la desecación de la turbera a través del aumento de la evapotranspiración. Es necesario seguir investigando para evaluar si este proceso, impulsado por el aumento del drenaje, podría ser también el resultado del aumento de la evapotranspiración provocado por el calentamiento climático, y lo que estos cambios implican para los ecosistemas situados aguas abajo.

Al igual que el flujo de agua en la turba y en las turberas, el transporte de solutos se complica por las retroalimentaciones y los vínculos ecohidrológicos. Sin embargo, los estudios sobre el transporte de solutos en las turberas sólo han empezado a tener en cuenta recientemente las complejas estructuras de las turbas y la química de su superficie. El transporte de solutos en la turba no sólo está sujeto a procesos de doble/multiporosidad; como sustrato orgánico, es altamente reactivo con una amplia gama de sustancias químicas, compuestos y elementos. Esto hace que la comprensión del transporte reactivo en la turba sea difícil pero crítica si queremos entender las retroalimentaciones entre la ecohidrología y la biogeoquímica que gobiernan muchos procesos clave de las turberas.

A escala de las turberas, se cree que los vínculos entre las propiedades hidrofísicas de la turba, la microtopografía y el movimiento de nutrientes y carbono dan lugar a regiones de elevado ciclo de nutrientes/carbono, lo que provoca retroalimentaciones tanto positivas como negativas. Sin embargo, la fuerza e importancia relativas de tales procesos y retroalimentaciones están aún por resolver. Comprender el movimiento de nutrientes, carbono y otros elementos/compuestos desde la escala de los poros hasta la escala del paisaje de las turberas sustenta gran parte de nuestra comprensión colectiva de las turberas, pero las limitaciones actuales de nuestro conocimiento de los procesos en la turba limitan nuestra comprensión de las turberas.

Se ha descrito la alta compresibilidad de la turba. Sin embargo, aparte de la sugerencia de que la descomposición disminuye los diámetros medios de los poros y la sobrecarga aumenta la compresión de los poros —ambos factores reducen  $K$ — aún queda

mucho por aprender y conocer. Por ejemplo, el rendimiento específico se utiliza casi exclusivamente para relacionar los intercambios de agua con la posición del nivel freático, pero, dada la compresibilidad de ciertas turbas, unida al descenso extremo del nivel freático en algunos entornos, la inclusión del almacenamiento específico puede ser esencial para evaluar los cambios en el almacenamiento de agua. Sin embargo, este enfoque no ha sido ampliamente adoptado por la comunidad hidrológica de las turberas.

La alta compresibilidad de la turba provoca una *respiración del fango* que hace que el nivel freático esté más cerca de la superficie de lo que estaría en un medio más rígido, lo que da lugar a propiedades hidráulicas que varían en escalas de tiempo cortas (de horas a días). La caracterización de las propiedades hidráulicas, como la densidad aparente y la porosidad, se basa principalmente en un volumen de campo fijo y muestreado, pero los núcleos de turba se encogen a medida que disminuye la presión del agua en el suelo, por lo que expresar la porosidad de una muestra bajo tensión, basándose en el volumen de campo de la muestra, subestima la proporción de saturación en comparación con lo que se calcularía si se utilizara el volumen de muestra reducido. Es necesario prestar más atención a la contabilización explícita del cambio de volumen en la estimación y expresión de los parámetros hidráulicos.

Se están produciendo avances en la modelización hidrológica de las turberas en varias áreas clave. A escala de parcela y de zona, la modelización se ha centrado en simular el flujo y el almacenamiento de agua, solutos y energía, normalmente en una dimensión. La modelización puede incorporar mecánicamente la porosidad móvil frente a la inmóvil, para demostrar y evaluar la partición del agua en consecuencia, en una matriz de turba. Sin embargo, algunas simulaciones, y presumiblemente algunas turbas, no muestran este comportamiento. Es necesario comprender mejor qué turbas (por ejemplo, turba de *Sphagnum*, turba leñosa) y su estado de descomposición requieren que se tenga en cuenta la porosidad compleja.

Los estudios que realizan simulaciones en 2- y 3-D en turbas y turberas siguen siendo escasos, pero la adición de una dimensionalidad adicional a la modelización de los flujos de agua, solutos y energía revelará probablemente nuevos conocimientos sobre la hidrología de las turberas, del mismo modo que los modelos de 1-D han hecho avanzar sustancialmente los conocimientos en las últimas décadas. A escala regional, la modelización de las aguas subterráneas se ha centrado en la representación de los humedales en esquemas de superficie terrestre para mejorar el acoplamiento de los modelos hidrológicos con los atmosféricos. Para incorporar de forma realista las funciones de las turberas a los modelos climáticos globales es esencial incorporar las retroalimentaciones sin una complejidad inmanejable.

La modelización y cuantificación de los flujos de agua y solutos en turbas y turberas requiere un conjunto de parámetros; lo ideal sería medirlos, pero normalmente se estiman o se toman de la bibliografía que describe otros lugares. A diferencia de los suelos minerales

con componentes medibles (porcentaje de arcilla, porcentaje de limo, porcentaje de arena, contenido de materia orgánica y densidad aparente) que facilitan el desarrollo y la adopción generalizada de funciones de pedotransferencia, la turba es de naturaleza predominantemente orgánica con muy poco componente mineral. Sin embargo, varias propiedades de la turba se prestan al desarrollo de funciones de pedotransferencia. Dado que el grado de descomposición aumenta con la profundidad, se produce un cambio sistemático en las propiedades físicas, hidráulicas y térmicas de la turba. Por ello, el grado de descomposición y la densidad aparente, así como otras propiedades clave como el origen botánico de la turba y su contenido de humedad, pueden utilizarse para inferir otras propiedades que controlan el flujo y el almacenamiento de masa y energía. Sin embargo, no se han relacionado los índices químicos medibles de la turba orgánica -es decir, las relaciones isotópicas del carbono o las relaciones C/N- con las propiedades hidrofísicas. Así pues, nuestra falta de conocimientos sobre la gama de propiedades físicas, químicas e hidráulicas de todos los tipos de turba limita nuestra capacidad para desarrollar una función universal de transferencia pedológica.

Nuestra comprensión de la hidrología de las turberas está dominada por lo que hemos aprendido de las turberas septentrionales. Esto refleja no sólo la gran superficie ocupada por turberas en el hemisferio norte, sino también la capacidad de los investigadores del norte para generar financiación e interés regional por la turba y las turberas por parte de un estamento científico, industrial y social. En la actualidad, el interés por las grandes turberas de las regiones subtropicales y tropicales es cada vez mayor. El interés mundial ha aumentado con el reconocimiento de su papel en el balance mundial de carbono debido al deterioro de la calidad del aire por los extensos plumas de humo de los incendios de turba, como el de Sumatra en 2015, y el papel del desmonte de tierras y la agricultura en su desaparición.

Muchos de los procesos que rigen la aparición, el crecimiento y la degradación de las turberas tropicales, los mecanismos que controlan los flujos de agua y solutos, e incluso algunos enfoques básicos de la restauración son compartidos con las turberas septentrionales mejor estudiadas. Sin embargo, el clima, los orígenes botánicos de la turba, la estructura hidráulica y las escalas de explotación para el desarrollo de recursos de las turberas tropicales/subtropicales son muy diferentes y requieren un enfoque exclusivo y una amplia investigación. Aunque un excelente grupo de científicos ha informado sobre la forma de las turberas tropicales, su hidrología y la biogeoquímica del carbono, la importancia mundial de estas turberas justifica un mayor esfuerzo investigador.

## 10 Ejercicios

Los ejercicios de esta sección ofrecen a los lectores la oportunidad de explorar algunas actividades comunes para estimar los parámetros y flujos de agua, solutos y calor en la turba. A continuación, se presenta un resumen de cada ejercicio.

El Ejercicio 1 consiste en calcular la conductividad hidráulica de la turba utilizando el método de Hvorslev (1951) y los datos de un slug test. Se proporcionan dos ejemplos. El primero requiere una solución estándar para una respuesta piezométrica común en medios porosos. El segundo ejemplo es para una respuesta que muestra una fuerte evidencia de compresibilidad de la turba, que requiere un ajuste manual de la curva de respuesta del bail test para forzar la solución a ajustarse a la cola de la curva.

El Ejercicio 2 estima el flujo de agua subterránea y de un soluto reactivo desde una turbera hasta el canal de un arroyo, ilustrando que la disminución de  $K_{\text{sat}}$  con la profundidad hace que el flujo dependa fuertemente de la posición del nivel freático. Los valores dependientes de la profundidad de  $K_{\text{sat}}$ , porosidad ( $\phi_t$ ), porosidad móvil ( $\phi_{\text{mob}}$ ), densidad aparente ( $\rho_b$ ), coeficiente de distribución que controla el retardo del soluto ( $R_f$ ), se utilizan para determinar el flujo de soluto.

El Ejercicio 3 ilustra la importancia de tener en cuenta el carácter de la distribución de  $K_{\text{sat}}$  planteando una pregunta similar a la del Ejercicio 2 con una disminución más drástica de  $K_{\text{sat}}$  con la profundidad.

El Ejercicio 4 evalúa el cambio en las propiedades térmicas de un suelo de turba a medida que se descongela, pasando de saturado y congelado, a saturado y descongelado, y luego a no saturado y descongelado. El objetivo es ilustrar cómo afecta esto al flujo de calor que entra y sale del suelo.

El ejercicio 5 demuestra el impacto de los cambios en el contenido de agua del suelo sobre el deshielo del permafrost, lo que crea un bucle de retroalimentación en los sistemas de turberas que favorece la pérdida de permafrost.

## Ejercicio 1 – Determinación de la Conductividad Hidráulica de la Turba mediante el Método de Hvorslev

La determinación de la conductividad hidráulica ( $K_{\text{sat}}$ ) de la turba puede realizarse utilizando el método de Hvorslev (1951), cuya aplicación fue descrita por Freeze y Cherry (1979) para acuíferos minerales. El método para determinar  $K_{\text{sat}}$  en turba es idéntico y se basa en cronometrar la recuperación de la cabeza de un pozo o piezómetro que ha sido achicado. La recuperación de la carga no es lineal, disminuyendo exponencialmente a medida que el nivel de agua en el pozo o piezómetro se equilibra con la carga hidráulica circundante; por lo tanto, debería trazarse contra el tiempo como una línea recta en un gráfico semi logarítmico. Sin embargo, a menudo la respuesta del piezómetro en la turba ni siquiera es logarítmica lineal, porque una suposición clave que rige la respuesta a menudo no es válida. Es decir, la turba es altamente compresible en comparación con los sedimentos minerales, por lo que la creación de un gran gradiente de altura mediante el achique del piezómetro hace que la turba se comprima y expulse agua hacia el piezómetro en lugar de proceder de la supuesta extensión "semi-infinita" del acuífero. Esto da lugar a que la tubería se llene (recuperación de la cabeza) más rápidamente de lo que lo haría de otro modo, sobrestimando así el "verdadero"  $K_{\text{sat}}$  (Rycroft et al., 1975).

En este conjunto de problemas, se proporcionan dos conjuntos de datos para un bail testa en una turbera (cresta y descarga de un pantano estampado en el norte de Alberta). Uno tiene la respuesta logarítmica lineal esperada y otra muestra evidencia de compresión de turba, en la cual no hay una respuesta logarítmica lineal. Este ejercicio demuestra cómo determinar un valor razonable de  $K_{\text{sat}}$  para ambos casos.

Bail Test consisten en extraer agua de un pozo o piezómetro y controlar la respuesta. Aquí nos centramos en el uso de un piezómetro, ya que los cálculos son más sencillos porque tiene una longitud de entrada fija. A continuación, se comenta la adaptación del método a un pozo, siendo el método idéntico salvo en un aspecto.

En un "Bail Test", cuanto más rápidamente se recupere el nivel de agua en la tubería, mayor será la conductividad hidráulica. Las mediciones incluyen  $H$ , que es la carga hidráulica total al comienzo de la prueba (es decir, antes de extraer el agua) y  $H_0$ , que es el valor de la carga hidráulica total inmediatamente después de extraer el agua del pozo o piezómetro (tiempo = 0). La variable en este ejercicio es la cabeza hidráulica dependiente del tiempo a medida que el pozo o piezómetro se recupera.

Otros valores clave son las dimensiones de la toma, incluido su radio interior,  $r$ , y el radio exterior y la longitud de la toma:  $R$  y  $L_e$ , respectivamente. Estos parámetros se ilustran en la imagen asociada a la ecuación para  $K_{\text{sat}}$ . El método de Hvorslev (1951) se basa en un factor de forma empírico para este tipo de piezómetro con el fin de identificar un parámetro de desfase temporal,  $T_0$ , que se calcula como el tiempo en el que la recuperación

adimensional  $(H-h)/(H-H_0)$  alcanza un valor de 0.37. Estos valores se utilizan en la siguiente ecuación desarrollada por Hvorslev para determinar  $K_{sat}$ .

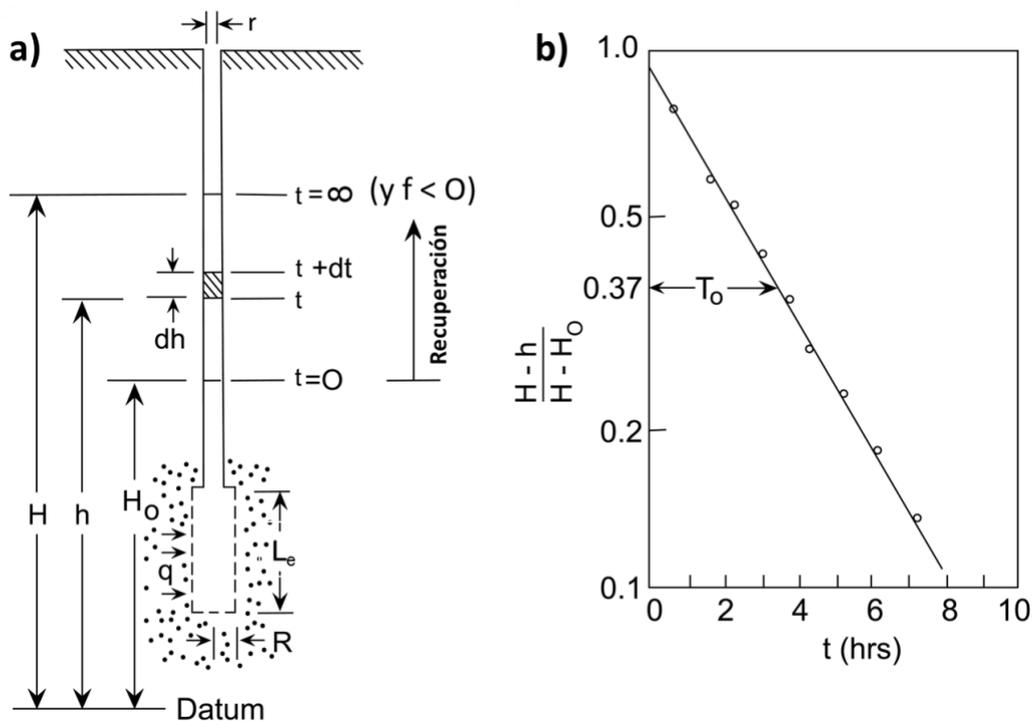
$$K_{sat} = \frac{r^2 \ln(L_e/R)}{2LT_0}$$

donde:

$K_{sat}$  = conductividad hidráulica saturada ( $LT^{-1}$ )

$R$  = radio exterior de la entrada (L)

$L_e$  = longitud de la entrada (L)



a) Identificación de los valores  $H$ ,  $H_0$ , y  $h$ , a diferentes tiempos ( $t$ ), así como  $r$ ,  $R$ , y  $L_e$ ; b)  $K_{sat}$  se determina por la tasa de recuperación, que aquí se representa en un diagrama logarítmico lineal, a partir del cual  $T_0$  se estima a partir de un punto de la recta correspondiente a  $(H-h)/(H-H_0) = 0,37$ . Diagrama de Freeze y Cherry (1979).

Como ya se ha indicado, la respuesta suele ser no lineal en turbas especialmente compresibles. En este caso, se traza una línea recta desde las coordenadas al inicio del ensayo (1, 0), que es paralela a una línea tangente a la asíntota de la curva de recuperación. Así lo describe Hvorslev (1951, página 41). Esencialmente, este enfoque utiliza la última porción de los datos de recuperación que refleja mejor las propiedades de la turba, en lugar de la porción inicial que es un artefacto de la prueba. Para utilizar este enfoque, grafique los datos adimensionales de recuperación  $(H-h)/(H-H_0)$  frente al tiempo, estime la pendiente de la sección inferior (idealmente más recta) de la curva y trace una línea paralela a esta parte inferior de la curva, con su origen en 1,0 en el gráfico semilogarítmico (o 0,0 en un

gráfico lineal). A continuación, determine el parámetro de desfase temporal ( $T_0$ ) a partir de un punto de la línea correspondiente a  $(H-h)/(H-H_0) = 0.37$  en el diagrama semilogarítmico. Inevitablemente, los distintos usuarios estimarán una pendiente ligeramente diferente de la parte de cola de la curva y, por tanto, calcularán valores diferentes de  $K_{\text{sat}}$ . Sin embargo, el resultado se acercará más al valor real que una estimación sin corregir.

El "Bail Test" se realizó en una franja acanalada y una franja de un pantano acanalado en el norte de Alberta, Canadá. Las tomas del piezómetro se encontraban ambas a 1.81-2.31 m por debajo de la superficie del suelo local. Se introdujeron tubos de PVC de 5 cm de diámetro interior en un orificio piloto hasta la profundidad requerida; así, su diámetro exterior (6.4 cm) representa el radio exterior del tubo. En estos ejemplos, se utilizó un transductor de presión de registro para registrar la recuperación de la carga.

- 1) [Acceda al conjunto de datos #1](#) ↗ para calcular  $K_{\text{sat}}$  (m/d) para el piezómetro situado a 1.81- 2.31 m por debajo de la superficie del suelo en una costilla de una turbera modelada.
- 2) [Acceda al conjunto de datos #2](#) ↗ para calcular  $K_{\text{sat}}$  (m/d) para el piezómetro situado a 1.81-2.31 m por debajo de la superficie del suelo, en un flanco de una turbera estampada.

[Haga clic para ver la solución del Ejercicio 1](#) ↴

## Ejercicio 2 – Cálculo del Flujo de Agua de un Depósito de Turba con Conductividad Hidráulica Débil en Función de la Profundidad

El movimiento de contaminantes depende en gran medida de los procesos hidrofísicos que tienen lugar en una turbera. Aquí consideramos una turbera con una fuente de contaminante constante a cierta distancia de un arroyo adyacente. El contaminante es débilmente adsorbente y ha alcanzado el equilibrio geoquímico en la turbera.

La sorción del contaminante puede ser representada por una isoterma de adsorción lineal sin limitación en los sitios de adsorción, por lo tanto, un coeficiente de retardo ( $R_f$ ) puede ser determinado como sigue.

$$R_f = 1 + \frac{\rho_b K_d}{\phi_t}$$

donde:

$R_f$  = velocidad relativa del soluto con respecto al agua (coeficiente de retardo)

$\rho_b$  = densidad aparente ( $\text{g cm}^{-3}$ )

$\phi_t$  = porosidad total

$K_d$  = coeficiente de adsorción ( $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ )

Para simplificar la evaluación, suponemos que el contaminante ha alcanzado el equilibrio con la turba y que la cantidad de contaminante en la fracción de agua móvil ( $C_f$ ) es proporcional a la inversa del factor de retardo.

En el régimen de nivel freático alto, el nivel freático está en la superficie de la turba y el gradiente hidráulico horizontal en todas las capas es (i) es 0.004. En el régimen de nivel freático bajo, el nivel freático está 20 cm por debajo de la superficie de la turba y el gradiente hidráulico horizontal en todas las capas es 0.001. Los parámetros hidráulicos y de transporte pertinentes figuran en el cuadro siguiente.

| Parámetros del suelo y de los solutos |         |          |          |          |           |
|---------------------------------------|---------|----------|----------|----------|-----------|
| Profundidad de la Capa de Turba       | 0–10 cm | 10–20 cm | 20–30 cm | 30–50 cm | 50–150 cm |
| Espesor de capa (cm)                  | 10      | 10       | 10       | 20       | 100       |
| $\phi_t$                              | 0.83    | 0.83     | 0.8      | 0.78     | 0.65      |
| $\phi_{mob}$                          | 0.45    | 0.45     | 0.4      | 0.35     | 0.2       |
| $\rho_b$ ( $\text{g cm}^{-3}$ )       | 0.12    | 0.12     | 0.15     | 0.18     | 0.25      |
| $K_{sat}$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )      | 2000    | 1500     | 1200     | 300      | 83        |
| $K_d$ ( $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ ) | 15      | 15       | 17       | 23       | 35        |
| $R_f$                                 | 3.2     | 3.2      | 4.2      | 6.3      | 14.5      |

Determinar la proporción de agua contaminada que se exportará al arroyo adyacente en regímenes de nivel freático alto y bajo en varias capas de turba distintas.

Asumir:

- 1) El flujo dentro de la turbera es paralelo al nivel freático y que el fondo de la turbera no es un límite de flujo.
- 2) El nivel freático permanece constante.
- 3) La anchura ( $w$ ) del frente de flujo entre la turbera y el arroyo es de 20 m.
- 4) El flujo se ajusta a la ley de Darcy.
- 5) Hay una cantidad constante de contaminante en la interfase, pero la concentración de contaminante en el agua de poro es 1 para una capa con un factor de retardo de 1, mientras que la concentración en el agua de poro es  $1/R_f$  para capas con  $R_f > 1$ .

Contrasta los dos regímenes del nivel freático y calcula la diferencia en la proporción de agua contaminada entre los dos escenarios. ¿Qué proporción del contaminante se desplaza a través de la capa superior de turba? ¿Cómo se compara esto con el flujo de agua?

[Haga clic para ver la solución del Ejercicio 2](#) ↓

## Ejercicio 3 – Cálculo del Flujo de Agua y Solutos con una Disminución Mas Drástica de la Conductividad Hidráulica

Las turberas pueden tener una variedad de distribuciones de conductividad hidráulica que van desde disminuciones relativamente monótonas con la profundidad - como se calculó en el Ejercicio 2- hasta perfiles exponenciales de conductividad hidráulica. En el Ejercicio 2, una disminución relativamente monótona de la conductividad hidráulica provocó ligeras diferencias en la proporción de transporte de agua y contaminantes en los 30 cm superiores de la turba. En condiciones de nivel freático bajo, la proporción de agua y contaminante en la capa superior saturada (20 - 30 cm) aumentó mientras que la masa total de contaminante exportada al arroyo disminuyó en ~1 orden de magnitud. Las turberas con una disminución exponencial más pronunciada de la conductividad hidráulica son comunes y pueden tener un comportamiento de transporte extremadamente diferente.

Utilizando los mismos valores para los siguientes parámetros hidrológicos de las turberas  $K_{sat}$  (promedio ponderado de espesor = 409 cm  $d^{-1}$ ), gradientes hidráulicos, dimensiones de la cara de flujo, profundidades de la capa de turba y elevaciones del nivel freático; así como los parámetros hidrofísicos y de reacción actualizados que se proporcionan en la siguiente tabla; calcule la proporción de flujo de agua y contaminante en condiciones húmedas y secas.

| Parámetros del suelo y de los solutos. |         |          |          |          |           |
|--|---------|----------|----------|----------|-----------|
| Capa de Turba (d)                      | 0–10 cm | 10–20 cm | 20–30 cm | 30–50 cm | 50–150 cm |
| Espesura de la Capa (cm)               | 10      | 10       | 10       | 20       | 100       |
| $n_t$                                  | 0.98    | 0.93     | 0.91     | 0.85     | 0.70      |
| $n_{mob}$                              | 0.40    | 0.35     | 0.25     | 0.20     | 0.10      |
| $\rho_b$ (g $cm^{-3}$ )                | 0.05    | 0.07     | 0.09     | 0.11     | 0.18      |
| $K_{sat}$ (cm $d^{-1}$ )               | 5000    | 1000     | 100      | 10       | 1         |
| $K_d$ (cm <sup>3</sup> $g^{-1}$ )      | 2       | 8        | 12       | 18       | 25        |
| $R$                                    | 1.1     | 1.6      | 2.2      | 3.3      | 7.4       |

Compara y contrasta las turberas del Ejercicio 2 y del Ejercicio 3. Piensa en cómo el cambio a una distribución exponencial de la conductividad hidráulica afecta a la liberación de contaminantes al arroyo adyacente. ¿Qué cambio en los parámetros, la conductividad hidráulica o el coeficiente de partición/densidad de carga, tiene un mayor impacto en el transporte de solutos?

[Haga clic para ver la solución al Ejercicio 3](#) ↴

## Ejercicio 4 – Cambio de las Propiedades Térmicas de la Turba al Descongelarse

A medida que un perfil de turba se descongela, cambia de estado de ser:

- saturado y congelado; a
  - saturado y no congelado; y luego a
  - no saturado y no Congelado (en otras palabras, el suelo se descongela y luego drena).
1. La capacidad calorífica volumétrica ( $\text{J m}^{-3} \text{C}^{-1}$ ) es la cantidad de calor necesaria para elevar la temperatura de una unidad de volumen de suelo. Calcule los valores de la capacidad calorífica volumétrica de un suelo de turba para cada una de estas tres etapas utilizando la opción adecuada de las siguientes ecuaciones.

$$Cv_{WSA} = Cv_W (\theta) + Cv_S (1 - \phi_t) + Cv_A (\phi_t - \theta)$$

$$Cv_{IWS} = Cv_I (\phi_t - \theta) + Cv_W (\theta) + Cv_S (1 - \phi_t)$$

$$Cv_{WS} = Cv_W (\phi_t) + Cv_S (1 - \phi_t)$$

donde:

$C_v$  = capacidad calorífica volumétrica

$\theta$  = contenido volumétrico de agua del suelo

$\phi_t$  = porosidad total

$W$  = subíndice referido al agua

$S$  = subíndice referido al suelo

$A$  = subíndice referido al aire

$I$  = subíndice referido al hielo

Supongamos que el perfil del suelo es totalmente de turba. Los resultados de Hayashi et al. (2007) sugieren que el contenido de humedad del suelo líquido para el suelo congelado está en el rango de 0.15 a 0.2 (suponga 0.2 para este caso) y el contenido de agua drenada es de 0,5. Para cada constituyente, los valores de calor específico,  $cp$  ( $\text{J kg}^{-1} \text{C}^{-1}$ ), densidad de masa  $\rho$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ), porosidad,  $\phi_t$  (-), y conductividad térmica,  $k_t$  ( $\text{W m}^{-1} \text{C}^{-1}$ ) se dan en la siguiente tabla. La capacidad calorífica volumétrica es el producto de la capacidad calorífica específica y la densidad.

| Propiedades termofísicas de los componentes |                  |          |           |               |
|---|------------------|----------|-----------|---------------|
|   | Calor Específico | Densidad | Porosidad | Conductividad |
| Aire  | 1010             | 1.2      | -         | 0.025         |
| Hielo (at 0° C)                             | 2120             | 920      | -         | 2.2           |
| Agua  | 4185             | 1000     | -         | 0.57          |
| Turba                                       | 1920             | 40       | 0.9       | 0.25          |

2. ¿Cómo afectaría la transición de una condición a la siguiente a las temperaturas dentro del perfil de turba? 3. ¿Qué factores podrían afectar a la velocidad de transición de una condición a la siguiente y, por tanto, a la velocidad de aumento de la temperatura en el perfil de turba? Para quienes tengan acceso a las publicaciones comerciales de la editorial Wiley, Hayashi y otros (2007) ofrecen un análisis exhaustivo de este tema.
3. Otra propiedad térmica importante de los medios porosos es su conductividad térmica ( $\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ), definida como la cantidad de calor transferida a través de una unidad de superficie por unidad de tiempo bajo una unidad de gradiente de temperatura. Teniendo en cuenta la gran diferencia entre los valores de conductividad térmica presentados en la tabla anterior, describa cómo afecta la transición de una etapa composicional a la siguiente a la velocidad de descongelación del suelo.

[Haga clic para ver la solución del Ejercicio 4](#) ↴

## Ejercicio 5 – Efecto del Contenido de Humedad en la Descongelación

El permafrost subyace en gran parte de las turberas de las ecozonas Boreal y Taiga. El deshielo del permafrost se produce cuando el espesor del suelo que se descongela en verano supera el espesor del suelo que se vuelve a congelar durante el invierno. Explica cómo un cambio en el contenido de humedad del suelo puede provocar el deshielo del permafrost. La lectura del artículo de Connon et al. (2018) es útil al completar este ejercicio.

[Haga clic para ver la solución del Ejercicio 5](#) ↴

## 11 Referencias

- Ackley, C., Tank, S. E., Haynes, K. M., Rezanezhad, F., McCarter, C., & Quinton, W. L. 2021. Coupled hydrological and geochemical impacts of wildfire in peatland-dominated regions of discontinuous permafrost. *Science of the Total Environment*, 782, [doi:10.1016/j.scitotenv.2021.146841](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146841).
- Ahad, J. M., Macdonald, R. W., Parrott, J. L., Yang, Z., Zhang, Y., Siddique, T., Kuznetsova, A., Rauert, C., Galarneau, E., Studabaker W. B., & Evans, M. 2020. Polycyclic aromatic compounds (PACs) in the Canadian environment: A review of sampling techniques, strategies and instrumentation. *Environmental Pollution*, 266, [doi:10.1016/j.envpol.2020.114988](https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.114988).
- Anderson, J. A. R. 1983. The tropical peat swamps of western Malesia, in *Ecosystems of the World: Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*, 4B, Regional Studies, editor, A.J.P. Gore, Elsevier, New York, United States, 181–199.
- Baird, A. J. & Gaffney, S. W. 2000. Solute movement in drained fen peat: A field tracer study in a Somerset (UK) wetland. *Hydrological Processes*, 14(14), 2489–2503, [doi:10.1002/1099-1085\(20001015\)14:14<2489::AID-HYP110>3.0.CO;2-Q](https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001015)14:14<2489::AID-HYP110>3.0.CO;2-Q).
- Baird, A. J., Milner, A. M., Blundell, A., Swindles, G. T., & Morris, P. J. 2016. Microform-scale variations in peatland permeability and their ecohydrological implications. *Journal of Ecology*, 104(2), 531–544, [doi:10.1111/1365-2745.12530](https://doi.org/10.1111/1365-2745.12530).
- Baird, A. J., Low, R., Young, D., Swindles, G. T., Lopez, O. R., & Page, S. 2017. High permeability explains the vulnerability of the carbon store in drained tropical peatlands. *Geophysical Research Letters*, 44, 1333–1339, [doi:10.1002/2016GL072245](https://doi.org/10.1002/2016GL072245).
- Balliston, N. E., McCarter, C. P. R., & Price, J. S. 2018. Microtopographical and hydrophysical controls on subsurface flow and solute transport: A continuous solute release experiment in a subarctic bog. *Hydrological Processes*, 32, 2963–2975, [doi:10.1002/hyp.13236](https://doi.org/10.1002/hyp.13236).
- Balliston, N. E. & Price, J. S. 2020. Heterogeneity of the peat profile and its role in unsaturated sodium chloride rise at field and laboratory scales. *Vadose Zone Journal*, 19, [doi:10.1002/vzj2.20015](https://doi.org/10.1002/vzj2.20015).
- Bauer, M., Heitmann, T., Macalady, D. L., & Blodau, C. 2007. Electron transfer capacities and reaction kinetics of peat dissolved organic matter. *Environmental Science & Technology*, 41(1), pages 139-145, [doi:10.1021/es061323j](https://doi.org/10.1021/es061323j).
- Beckers, F. & Rinklebe, J. 2017. Cycling of mercury in the environment: Sources, fate, and human health implications: A review. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 47(9), 1–102, [doi:10.1080/10643389.2017.1326277](https://doi.org/10.1080/10643389.2017.1326277).
- Beckwith, C. W. & Baird, A. J. 2001. Effect of biogenic gas bubbles on water flow through poorly decomposed blanket peat. *Water Resources Research*, 37, 551–558, [doi:10.1029/2000WR900303](https://doi.org/10.1029/2000WR900303).

- Belyea, L. R. & Baird, A. J. 2006. Beyond “the limits to peat bog growth”: Cross-scale feedback in peatland development. *Ecological Monographs*, 76(3), 299–322. [doi.org/10.1890/0012-9615\(2006\)076\[0299:BTLTPB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9615(2006)076[0299:BTLTPB]2.0.CO;2).
- Bishop, K., Shanley, J. B., Riscassi, A., de Wit, H. A., Eklöf, K., Meng, B., Mitchell, C., Osterwalder, S., Schuster, P. F., Webster, J., & Zhuj, W. 2020. Recent advances in understanding and measurement of mercury in the environment: Terrestrial Hg cycling. *Science of The Total Environment*, 721, [doi:10.1016/j.scitotenv.2020.137647](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137647).
- Branfireun, B. A., Cosio, C., Poulain, A. J., Riise, G., & Bravo, A. G. 2020. Mercury cycling in freshwater systems - An updated conceptual model. *Science of The Total Environment*, 745, [doi:10.1016/j.scitotenv.2020.140906](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140906).
- Brinson, M. M. 1993. A hydrogeomorphic classification for wetlands. Wetlands Research Program Technical Report, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC, USA, page 79, [WRP-DE-4](#).
- Carpino, O., Haynes, K., Connon, R., Craig, J., Devoie, E., & Quinton, W. 2021. Long-term climate-influenced land cover change in discontinuous permafrost peatland complexes. *Hydrology and Earth System Science*, 25(6), 3301–3317, [doi:10.5194/hess-25-3301-2021](https://doi.org/10.5194/hess-25-3301-2021).
- Chapin, C. T., Bridgham, S. D., Pastor, J., & Updegraff, K. 2003. Nitrogen, phosphorus, and carbon mineralization in response to nutrient and lime additions in peatlands. *Soil Science*, 168(6), 409–420, [doi:10.1097/01.ss.0000075286.87447.5d](https://doi.org/10.1097/01.ss.0000075286.87447.5d).
- Chason, D.B. & Siegel, D. I. 1986. Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, northern Minnesota. *Soil Science*, 142(2), 91–99, [doi:10.1097/00010694-198608000-00005](https://doi.org/10.1097/00010694-198608000-00005).
- Chico, G., Clutterbuck, B., Clough, J., Lindsay, R., Midgley, N. G., & Labadz, J. C. 2020. Geo-hydromorphological assessment of Europe's southernmost blanket bogs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45(12), 2747–2760, [doi:10.1002/esp.4927](https://doi.org/10.1002/esp.4927).
- Clymo, R. S. 1963. Ion exchange in *Sphagnum* and its relation to bog ecology. *Annals of Botany*, 27(106), 309–324, [doi:10.1093/OXFORDJOURNALS.AOB.A083847](https://doi.org/10.1093/OXFORDJOURNALS.AOB.A083847).
- Clymo, R. S. 1984. The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Biological Sciences*, 303(1117), 605–654, <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rstb.1984.0002>.
- Clymo, R. S. 1987. The ecology of peatlands. *Science Progress*, 71, 593–614, <http://research.sbcs.qmul.ac.uk/r.clymo/Clymo-article-PDFs/32-Clymo-1987-Peatland-ecology.pdf>.
- Cobb, A. R., Hoyt, A. M., Gandois, L., Eri, J., Dommain, R., Abu Salim, K., Kai, Su'ut, F. M., N. S. H., & Harvey, C. F. 2017. How temporal patterns in rainfall determine the geomorphology and carbon fluxes of tropical peatlands. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(26), [doi:10.1073/pnas.1701090114](https://doi.org/10.1073/pnas.1701090114).

- Connon, R., Quinton, W., Craig, J., Hanisch, J., & Sonnentag, O. 2015. The hydrology of interconnected bog complexes in discontinuous permafrost terrains. *Hydrological Processes*, volume 29(18), 3831–3847, [doi:10.1002/hyp.10604](https://doi.org/10.1002/hyp.10604).
- Connon, R. F., Devoie, É., Quinton, W. L., Veness, T., & Hayashi M. 2018. The influence of shallow taliks on permafrost thaw and active layer dynamics in subarctic Canada. *Journal of Geophysical Research*, 123(2), 281–297, [doi:10.1002/2017JF004469](https://doi.org/10.1002/2017JF004469).
- Damman, A. W. H. 1979. Geographic patterns in peatland development in eastern North America, Classification of mires and peats. Proceedings of the International Symposium on Peat and Peatlands, Hyytlala, Finland, 213–228.
- Dettmann, U. & Bechtold, M. 2016. One-dimensional expression to calculate specific yield for shallow groundwater systems with microrelief. *Hydrological Processes*, 30(2), 334–340, [doi:10.1002/hyp.10637](https://doi.org/10.1002/hyp.10637).
- Devoie, É. G., Craig, J. R., Connon, R. F., & Quinton, W. L. 2019. Taliks: A tipping point in discontinuous permafrost degradation in peatlands. *Water Resources Research*, volume 55(11), 9838–9857, [doi:10.1029/2018WR024488](https://doi.org/10.1029/2018WR024488).
- Dohong, A., Aziz, A. A., & Dargusch, P. 2017. A review of the drivers of tropical peatland degradation in South-East Asia. *Land Use Policy*, 69, 349–360.
- Dohong, A., Aziz, A. A., & Dargusch, P. 2018. A review of techniques for effective tropical peatland restoration. *Wetlands*, 38(2), 275–292.
- Dommain, R., Cobb, A. R., Joosten, H., Glaser, P. H., Chua, A. F., Gandois, L., Kai, L., Ming, F.-M., Salim, A., Su'ut, K. A., Harvey, N. S. H. & Harvey, C. F. 2015. Forest dynamics and tip-up pools drive pulses of high carbon accumulation rates in a tropical peat dome in Borneo (Southeast Asia). *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(4), 617–640, [doi:10.1002/2014JG002796](https://doi.org/10.1002/2014JG002796).
- Elbein, P. 2019. Tree Planting Programs Can Do More Harm Than Good. National Geographic, April 26, 2019, <https://pulitzercenter.org/reporting/tree-planting-programs-can-do-more-harm-good>.
- Elliott, J., & Price, J. 2020. Comparison of soil hydraulic properties estimated from steady-state experiments and transient field observations through simulating soil moisture in regenerated Sphagnum moss. *Journal of Hydrology*, 582, [doi:10.1016/j.jhydrol.2019.124489](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124489).
- Elmes, M. C., Thompson, D. K., & Price, J. S. 2019. Changes to the hydrophysical properties of upland and riparian soils in a burned fen watershed in the Athabasca Oil Sands Region, northern Alberta, Canada. *CATENA*, volume 181, [doi:10.1016/j.catena.2019.104077](https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104077).
- Elmes, M. C., Wells, C. M., Sutherland, G. S., Kessel, E. D., Price, J. S., & Petrone, R. M. 2021. Evaluating the hydrological response of a boreal fen following the removal of a temporary access road. *Journal of Hydrology*, 594, [doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125928](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125928).

- Fritz, C., Campbell, D. I., & Schipper, L. A. 2008. Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand - Magnitude and spatiotemporal variability. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(17), 3264–3274, [doi:10.1002/hyp.6912](https://doi.org/10.1002/hyp.6912).
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, 604 pages, <https://gw-project.org/books/groundwater/>.
- Foster, D. R., Wright Jr., H. E., Thelaus, M., & King, G. A. 1988. Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada. *The Journal of Ecology*, 76, 1164–1185, [doi:10.2307/2260641](https://doi.org/10.2307/2260641).
- Gauthier, T. L. J., McCarter, C. P. R., & Price, J. S. 2018. The effect of compression on Sphagnum hydrophysical properties: Implications for increasing hydrological connectivity in restored cutover peatlands. *Ecohydrology*, 11(8), [doi:10.1002/eco.2020](https://doi.org/10.1002/eco.2020).
- Gharedaghlou, B., & Price, J. S. 2017. Fate and transport of free-phase and dissolved-phase hydrocarbons in peat and peatlands: Developing a conceptual model. *Environmental Reviews*, 26(1), 55–68, [doi:10.1139/er-2017-0002](https://doi.org/10.1139/er-2017-0002).
- Gharedaghlou, B. & Price, J. S. 2019. Characterizing the immiscible transport properties of diesel and water in peat soil. *Journal of Contaminant Hydrology*, 221, 11–25, [doi:10.1016/j.jconhyd.2018.12.005](https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2018.12.005).
- Gharedaghlou, B. & Price, J. S. 2021. Assessing benzene and toluene adsorption with peat depth: Implications on their fate and transport. *Environmental Pollution*, 274, [doi:10.1016/j.envpol.2021.116477](https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.116477).
- Gharedaghlou, B., Price, J., Rezanezhad, F., & Quinton, W. L. 2018. Evaluating the hydraulic and transport properties of peat soil using pore network modeling and X-ray micro computed tomography. *Journal of Hydrology*, 561, 494–508, [doi:10.1016/j.jhydrol.2018.04.007](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.007).
- Glaser, P. H., Hansen, B. C., Siegel, D. I., Reeve, A. S., & Morin, P. J. 2004. Rates, pathways and drivers for peatland development in the Hudson Bay Lowlands, northern Ontario, Canada. *Journal of Ecology*, 92(6), 1036–1053, [doi:10.1111/j.0022-0477.2004.00931.x](https://doi.org/10.1111/j.0022-0477.2004.00931.x).
- Glaser, P. H., Siegel, D. I., Reeve, A. S., & Chanton, J. P. 2006. Hydrogeology of major peat basins in North America. *Developments in Earth Surface Processes*, 9, 347–376, [doi:10.1016/S0928-2025\(06\)09015-8](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(06)09015-8).
- Glaser, P. H., Rhoades, J., & Reeve, A. S. 2021. The hydraulic conductivity of peat with respect to scaling, botanical composition, and greenhouse gas transport: Mini-aquifer tests from the Red Lake Peatland, Minnesota. *Journal of Hydrology*, 596, [doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125686](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125686).
- Golubev, V., McCarter, C. P. R., & Whittington, P. 2021. Ecohydrological implications of the variability of soil hydrophysical properties between two Sphagnum moss microforms and the impact of different sample heights. *Journal of Hydrology*, 603, [doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126956](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126956).

- Grundling, P. L., Clulow, A. D., Price, J. S., & Everson, C. S. 2015. Quantifying the water balance of Mfabeni Mire (iSimangaliso Wetland Park, South Africa) to understand its importance, functioning and vulnerability. *Mires and Peat*, 16(12), 1–18, [mires-and-  
http://mires-and-peat.net/media/map16/map\\_16\\_12.pdf](http://mires-and-peat.net/media/map16/map_16_12.pdf).
- Gupta, P. K., Gharedaghloo, B., Lynch, M., Cheng, J., Strack, M., Charles, T. C., & Price, J. S. 2020. Dynamics of microbial populations and diversity in NAPL contaminated peat soil under varying water table conditions. *Environmental Research*, 191, [doi:10.1016/j.envres.2020.110167](https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.110167).
- Harms, W. R., Schreuder, H. T., Hook, D. D., & Brown, C. L. 1980. The effects of flooding on the swamp forest in Lake Ocklawaha, Florida. *Ecology*, 61(6), 1412–1421, [doi:10.2307/1939050](https://doi.org/10.2307/1939050).
- Hayashi, M., van der Kamp, G., & Rudolph, D. L. 1998. Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands, 1. Water balance. *Journal of Hydrology*, 207(1–2), 42–55, [doi:10.1016/S0022-1694\(98\)00098-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00098-5).
- Hayashi, M., Goeller, N., Quinton, W. L., & Wright, N. 2007. A simple heat-conduction method for simulating the frost table depth in hydrological models. *Hydrological Processes*, 21(19), 2610–2622, [doi:10.1002/hyp.6792](https://doi.org/10.1002/hyp.6792).
- Haynes, K. M., Connon, R. F., & Quinton, W. L. 2018. Permafrost thaw induced drying of wetlands at Scotty Creek, NWT, Canada. *Environmental Research Letters*, 13(11), [doi:10.1088/1748-9326/aae46c](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae46c).
- Haynes, K., Smart, J., Carpino, O., Disher, B., & Quinton, W. 2020. The role of hummocks in re-establishing black spruce forest following permafrost thaw. *Ecohydrology*, 14(3), [doi:10.1002/eco.2273](https://doi.org/10.1002/eco.2273).
- Helbig, M., Waddington, J. M., Alekseychik, P., Amiro, B., Aurela, M., Barr, A. G., Black, T. A., Carey, S. K., Chen, J. & Chi, J. 2020. The biophysical climate mitigation potential of boreal peatlands during the growing season. *Environmental Research Letters*, 15(10), [doi:10.1088/1748-9326/abab34](https://doi.org/10.1088/1748-9326/abab34).
- Hoag, R. S. & Price, J. S. 1995. A field-scale, natural gradient solute transport experiment in peat at a Newfoundland blanket bog. *Journal of Hydrology*, 172, 171–184, [doi:10.1016/0022-1694\(95\)02696-M](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02696-M).
- Hoag, R. S. & Price, J. S. 1997. The effects of matrix diffusion on solute transport and retardation in undisturbed peat in laboratory columns. *Journal of Contaminant Hydrology*, volume 28, issue 3, pages 193–205, [doi:10.1016/S0169-7722\(96\)00085-X](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(96)00085-X).
- Holden, J. 2006. Peatland hydrology. *Developments in Earth Surface Processes*, 9, 319–346, [doi:10.1016/S0928-2025\(06\)09014-6](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(06)09014-6).
- Holden, J., Evans, M. G., Burt, T. P., & Horton, M. 2006. Impact of land drainage on peatland hydrology. *Journal of Environmental Quality*, 35(5), 1764–1778, [doi:10.2134/jeq2005.0477](https://doi.org/10.2134/jeq2005.0477).

- Holden, J., Wearing, C., Palmer, S., Jackson, B., Johnston, K., & Brown, L. E. 2014. Fire decreases near-surface hydraulic conductivity and macropore flow in blanket peat. *Hydrological Processes*, 28(5), 2868–2876, [doi:10.1002/hyp.9875](https://doi.org/10.1002/hyp.9875).
- Hooijer, A., Page, S., Jauhiainen, J., Lee, W.A., Lu, X. X., Idris, A., & Anshari, G. 2012. Subsidence and carbon loss in drained tropical peatlands. *Biogeosciences*, 9(3), 1053-1071, [doi:10.5194/bg-9-1053-2012](https://doi.org/10.5194/bg-9-1053-2012).
- Howie, S. A. & Tromp-van Meerveld, I. 2011. The essential role of the lag in raised bog function and restoration: A review. *Wetlands*, 31, 613–622, [doi:10.1007/s13157-011-0168-5](https://doi.org/10.1007/s13157-011-0168-5).
- Hvorslev, M. J. 1951. Time lag and soil permeability in ground-water observations (Number 36). Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, US Army, <https://erdc-library.erdcdren.mil/jspui/bitstream/11681/4796/1/BUL-36.pdf>.
- Ingram, H. A. P. 1978. Soil layers in mires: Function and terminology. *Journal of Soil Science*, volume 29, pages 224-227, [doi:10.1111/j.1365-2389.1978.tb02053.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1978.tb02053.x).
- Ingram, H. A. P. 1982. Size and shape in raised mire ecosystems: A geophysical model. *Nature*, volume 297, 300–303, <https://doi.org/10.1038/297300a0>.
- Kane, D. L. & Stein, J. 1983. Water movement into seasonally frozen soils. *Water Resources Research*, volume 19(6), 1547–1557, [doi:10.1029/WR019i006p01547](https://doi.org/10.1029/WR019i006p01547).
- Kellner, E., Price, J. S., & Waddington, J. M. 2004. Pressure variations in peat as a result of gas bubble dynamics. *Hydrological Processes*, 18(13), 2599–2605, [doi:10.1002/hyp.5650](https://doi.org/10.1002/hyp.5650).
- Kettridge, N., Kellner, E., Price, J. S., & Waddington, J. M. 2013. Peat deformation and biogenic gas bubbles control seasonal variations in peat hydraulic conductivity. *Hydrological Processes*, 27(22), 3208–3216, [doi:10.1002/hyp.9369](https://doi.org/10.1002/hyp.9369).
- Kettridge, N., Tilak, A. S., Devito, K. J., Petrone, R. M., Mendoza, C. A., & Waddington, J. M. 2016. Moss and peat hydraulic properties are optimized to maximize peatland water use efficiency. *Ecohydrology*, 9, 1039–1051, [doi:10.1002/eco.1708](https://doi.org/10.1002/eco.1708).
- Kleimeier, C., Rezanezhad, F., Van Cappellen, P., & Lennartz, B. 2017. Influence of pore structure on solute transport in degraded and undegraded fen peat soil. *Mires and Peat*, 19(18), 1–9, [doi:10.19189/MaP.2017.OMB.282](https://doi.org/10.19189/MaP.2017.OMB.282).
- Kurylyk, B. & Hayashi, M. 2015. Improved Stefan Equation correction factors to accommodate sensible heat storage during soil freezing or thawing. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(2), 189–203, [doi:10.1002/ppp.1865](https://doi.org/10.1002/ppp.1865).
- Kyzoil, J. 2002. Effect of physical properties and cation exchange capacity on sorption of heavy metals onto peats. *Polish Journal of Environmental Studies*, 11(6), 713–718, <http://www.pjoes.com/pdf-87512-21371?filename=Effect%20of%20physical.pdf>.
- Langlois, M. N., Price, J. S., & Rochefort, L. 2015. Landscape analysis of nutrient-enriched margins (lagg) in ombrotrophic peatlands. *Science of The Total Environment*, 505, 573-586, [doi: 10.1016/j.scitotenv.2014.10.007](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.10.007).

- Langlois, M. N., Richardson, M. C., & Price, J. S. 2017. Delineation of peatland lagg boundaries from airborne LiDAR. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122(9), 2191–2205, [doi:10.1002/2017JG003835](https://doi.org/10.1002/2017JG003835).
- Lapen, D. R., Price, J. S., & Gilbert, R. 2005. Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes. *Hydrological Processes*, 19(2), 371–386, [doi:10.1002/hyp.1507](https://doi.org/10.1002/hyp.1507).
- Liu, H., Forsmann, D. M., Kjærgaard, C., Saki, H., & Lennartz, B. 2017. Solute transport properties of fen peat differing in organic matter content. *Journal of Environmental Quality*, 46(5), 1106–1113, [doi:10.2134/jeq2017.01.0031](https://doi.org/10.2134/jeq2017.01.0031).
- Liu, H. & Lennartz, B. 2019. Hydraulic properties of peat soils along a bulk density gradient - A meta study. *Hydrological Processes*, volume 33(1), 101–114, [doi:10.1002/hyp.13314](https://doi.org/10.1002/hyp.13314).
- Livett, E. A., Lee, J. A., & Tallis, J. H. 1979. Lead, zinc and copper analyses of British blanket peats. *Journal of Ecology*, volume 67(3), 865–891, [doi:10.2307/2259219](https://doi.org/10.2307/2259219).
- Locky, D. A., Bayley, S. E., & Vitt, D. H. 2005. The vegetational ecology of black spruce swamps, fens, and bogs in southern boreal Manitoba, Canada. *Wetlands*, 25(3), 564–582, [https://www.academia.edu/1535705/The vegetational ecology of black spruce swamps fens and bogs in southern boreal Manitoba Canada](https://www.academia.edu/1535705/The_vegetational_ecology_of_black_spruce_swamps_fens_and_bogs_in_southern_boreal_Manitoba_Canada).
- McCarter, C. P. R., & Price, J. S. 2013. The hydrology of the Bois-des-Bel bog peatland restoration: 10 years post-restoration. *Ecological Engineering*, 55, 73–81, [doi:10.1016/j.ecoleng.2013.02.003](https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.02.003).
- McCarter, C. P. R., & Price, J. S. 2014. Ecohydrology of Sphagnum moss hummocks: mechanisms of capitula water supply and simulated effects of evaporation. *Ecohydrology*, 7(1), 33–44, [doi:10.1002/eco.1313](https://doi.org/10.1002/eco.1313).
- McCarter, C. P. R., & Price, J. S. 2015. The hydrology of the Bois-des-Bel peatland restoration: hydrophysical properties limiting connectivity between regenerated Sphagnum and remnant vacuum harvested peat deposit. *Ecohydrology*, 8(2), 173–187, [doi:10.1002/eco.1498](https://doi.org/10.1002/eco.1498).
- McCarter, C. P. R., & Price, J. S. 2017a. Experimental hydrological forcing to illustrate water flow processes of a subarctic ladder fen peatland. *Hydrological Processes*, volume 31(8), 1578–1589, [doi:10.1002/hyp.11127](https://doi.org/10.1002/hyp.11127).
- McCarter, C. P. R., & Price, J. S. 2017b. The transport dynamics of chloride and sodium in a ladder fen during a continuous wastewater polishing experiment. *Journal of Hydrology*, 549, 558–570, [doi:10.1016/j.jhydrol.2017.04.033](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.033).
- McCarter, C. P. R., Ketcheson, S., Weber, T. K. D., Whittington, P., Scarlett, S., & Price, J. 2017c. Modified technique for measuring unsaturated hydraulic conductivity in Sphagnum moss and peat. *Soil Science Society of America Journal*, 81(4), 747–757, [doi:10.2136/sssaj2017.01.0006](https://doi.org/10.2136/sssaj2017.01.0006).

- McCarter, C. P. R., Weber, T. K. D., & Price, J. S. 2018. Competitive transport processes of chloride, sodium, potassium, and ammonium in fen peat. *Journal of Contaminant Hydrology*, 217, 17–31, [doi:10.1016/j.jconhyd.2018.08.004](https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2018.08.004).
- McCarter, C. P. R., Rezanezhad, F., Gharedaghlou, B., Price, J. S., & Van Cappellen, P. 2019. Transport of chloride and deuterated water in peat: The role of anion exclusion, diffusion, and anion adsorption in a dual porosity organic media. *Journal of Contaminant Hydrology*, 225, [doi:10.1016/j.jconhyd.2019.103497](https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2019.103497).
- McCarter, C. P. R., Rezanezhad, F., Quinton, W. L., Gharedaghlou, B., Lennartz, B., Price, J., Connon, R., & Van Cappellen, P. 2020. Pore-scale controls on hydrological and geochemical processes in peat: Implications on interacting processes. *Earth-Science Reviews*, volume 207, [doi:10.1016/j.earscirev.2020.103227](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103227).
- McKenzie, J. M., Voss, C. I., & Siegel, D. I. 2007. Groundwater flow with energy transport and water-ice phase change: Numerical simulations, benchmarks, and application to freezing in peat bogs. *Advances in Water Resources*, volume 30(4), 966–983, [doi:10.1016/j.advwatres.2006.08.008](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.08.008).
- Miller, R. D. 1980. Freezing phenomena in soils in *Applications of Soil Physics*, editor, D. Hillel, Academic Press, San Diego, 254–299, [doi:10.1016/B978-0-12-348580-9.50016-X](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-348580-9.50016-X).
- Moore, P. A., Lukenbach, M. C., Kettridge, N., Petrone, R. M., Devito, K. J., & Waddington, J. M. 2017. Peatland water repellency: Importance of soil water content, moss species, and burn severity. *Journal of Hydrology*, 554, 656–665, [doi:10.1016/j.jhydrol.2017.09.036](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.036).
- Morison, M. Q., Petrone, R. M., Wilkinson, S. L., Green, A., & Waddington, J.M. 2020. Ecosystem scale evapotranspiration and CO<sub>2</sub> exchange in burned and unburned peatlands: Implications for the ecohydrological resilience of carbon stocks to wildfire. *Ecohydrology*, 13(2), [doi:10.1002/eco.2189](https://doi.org/10.1002/eco.2189).
- Morris, P. J., Waddington, J. M., Benscoter, B. W., & Turetsky, M. R. 2011. Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: Looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model. *Ecohydrology*, 4, 1–11, [doi:10.1002/eco.191](https://doi.org/10.1002/eco.191).
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513–522, [doi:10.1029/WR012i003p00513](https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513).
- NWWG. 1997. National Wetlands Working Group, The Canadian Wetland Classification System, second edition, editors, W.R. Centre, B.G. Warner, and C.D.A. Rubec, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada, <https://nawcc.wetlandnetwork.ca/Wetland%20Classification%201997.pdf>.
- Ogata, A. & Banks, R. B. 1961. A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media: Fluid movement in earth materials. US Government Printing Office, <https://pubs.usgs.gov/pp/0411a/report.pdf>.
- Page, S. E., Rieley, J. O., Shotyck, Ø. W., & Weiss, D. 2000. Interdependence of peat and vegetation in a tropical peat swamp forest in *Changes and Disturbance in Tropical*

- Rainforest in South-East Asia, editors D.M. Newberry, T.H. Clutton-Brock, and G.T. Prance, Imperial College Press, 161–173, [doi:10.1142/9781848160125\\_0014](https://doi.org/10.1142/9781848160125_0014).
- Page, S. E., Siegert, F., Rieley, J. O., Boehm, H. D. V., Jaya, A., & Limin, S. 2002. The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. *Nature*, 420, 61–65, [doi:10.1038/nature01131](https://doi.org/10.1038/nature01131).
- Page, S. E., Rieley, J.O., & Wüst, R. 2006. Lowland tropical peatlands of Southeast Asia. *Developments in Earth Surface Processes*, 9, 145–172, [doi:10.1016/S0928-2025\(06\)09007-9](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(06)09007-9).
- Pitkänen, A., Turuen, J., & Simola, H. 2011. Comparison of different types of peat corers in volumetric sampling. *Suo-Mires and Peat*, 62, 51–57, <http://www.suo.fi/pdf/article9877.pdf>.
- Pratte, S., Bao, K., Shen, J., Mackenzie, L., Klamt, A. M., Wang, G., & Xing, W. 2018. Recent atmospheric metal deposition in peatlands of northeast China: A review. *Science of The Total Environment*, 626, 1284–1294, [doi:10.1016/j.scitotenv.2018.01.183](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.183).
- Price, J. S. 1994. Patterned Peatlands. *The Canadian Geographer*, 38(4), 363–367, [uwaterloo.ca/wetlands-hydrology/publications/patterned-peatlands](http://uwaterloo.ca/wetlands-hydrology/publications/patterned-peatlands).
- Price, J. S. 1996. Hydrology and microclimate of a partly restored cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes*, 10(10), 1263–1272, [doi:10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199610\)10:10%3C1263::AID-HYP458%3E3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199610)10:10%3C1263::AID-HYP458%3E3.0.CO;2-1).
- Price, J. S. 2003. Role and character of seasonal peat soil deformation on the hydrology of undisturbed and cutover peatlands. *Water Resources Research*, 39, [doi:10.1029/2002WR001302](https://doi.org/10.1029/2002WR001302).
- Price, J. S., & Maloney, D. A. 1994. Hydrology of a patterned bog-fen complex in southeastern Labrador, Canada. *Nordic Hydrology*, 25(5), 313–330, [doi:10.2166/nh.1994.0011](https://doi.org/10.2166/nh.1994.0011).
- Price, J. S., & Schlotzhauer, S. M. 1999. Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland. *Hydrological Processes*, 13(16), 2591–2601, [doi:10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199911\)13:16<2591::AID-HYP933>3.0.CO;2-E](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199911)13:16<2591::AID-HYP933>3.0.CO;2-E).
- Price, J. S., & Whittington, P. N. 2010. Water flow in Sphagnum hummocks: Mesocosm measurements and modelling. *Journal of Hydrology*, 381(3–4), 333–340, [doi:10.1016/j.jhydrol.2009.12.006](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.006).
- Price, J.S., Whittington, P.N., Elrick, D.E., Strack, M., Brunet, N., & Faux, E. 2008. A method to determine unsaturated hydraulic conductivity in living and undecomposed Sphagnum moss. *Soil Science Society of America Journal*, 72(2), 487–491, [doi:10.2136/sssaj2007.0111N](https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0111N).
- Putra, S. S., Holden, J., & Baird, A. J. 2021. The effects of ditch dams on water-level dynamics in tropical peatlands. *Hydrological Processes*, 35(5), [doi:10.1002/hyp.14174](https://doi.org/10.1002/hyp.14174).
- Quillet, A., Larocque, M., Pellerin, S., Cloutier, V., Ferlatte, M., Paniconi, C., & Bourgault, M. A. 2017. The role of hydrogeological setting in two Canadian peatlands

- investigated through 2D steady-state groundwater flow modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 62(15), 2541–2557, [doi:10.1080/02626667.2017.1391387](https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1391387).
- Quinton, W. L., Gray, D. M., & Marsh, P. 2000. Subsurface drainage from hummock covered hillslopes in the arctic tundra. *Journal of Hydrology*, 237(1–2), 113–125, [10.1016/S0022-1694\(00\)00304-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00304-8).
- Quinton, W. L., Carey, S. K., & Goeller, N. T. 2004. Snowmelt runoff from northern alpine tundra hillslopes: Major processes and methods of simulation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8, 877–890, [doi:10.5194/hess-8-877-2004](https://doi.org/10.5194/hess-8-877-2004).
- Quinton, W. L., Hayashi, M., & Carey, S. K. 2008. Peat hydraulic conductivity in cold regions and its relation to pore size and geometry. *Hydrological Processes*, 22, 2829–2837, [doi:10.1002/hyp.7027](https://doi.org/10.1002/hyp.7027).
- Reeve, A. S., Siegel, D. I., & Glaser, P. 2000. Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology*, 227(1–4), 207–217, [doi:10.1016/S0022-1694\(99\)00183-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00183-3).
- Renou-Wilson, F., Bolger, T., Bullock, C., Convery, F., Curry, J., Ward, S., Wilson, D., & Müller, C. 2011. BOGLAND: Sustainable management of Peatlands in Ireland, STRIVE report series, 181. Environmental Protection Agency, Ireland, 157 pages, <https://www.epa.ie/publications/research/land-use-soils-and-transport/bogland-sustainable-management-of-peatlands-in-ireland-final-report.php>.
- Rezanezhad, F., Quinton, W. L., Price, J. S., Elliot, T. R., Elrick, D., & Shook, K. R. 2010. Influence of pore size and geometry on peat unsaturated hydraulic conductivity computed from 3D computed tomography image analysis. *Hydrological Processes*, 299, 2983–2994, [doi:10.1002/hyp.7709](https://doi.org/10.1002/hyp.7709).
- Rezanezhad, F., Price, J. S., Quinton, W. L., Lennartz, B., Milojevic, T., & Van Cappellen, P. 2016. Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. *Chemical Geology*, 429, 75–84, [doi:10.1016/j.chemgeo.2016.03.010](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.010).
- Redding, T. E., & Devito, K. J. 2006. Particle densities of wetland soils in northern Alberta, Canada. *Canadian Journal of Soil Science*, volume 86(1), 57–60, [doi:10.4141/S05-061](https://doi.org/10.4141/S05-061).
- Richter, C., & Dainty, J. 1989. Ion behavior in plant cell walls. II. Measurement of the Donnan free space, anion-exclusion space, anion-exchange capacity, and cation-exchange capacity in delignified *Sphagnum russowii* cell walls. *Canadian Journal of Botany*, 67(2), 460–465, [doi:10.1139/b89-064](https://doi.org/10.1139/b89-064).
- Rippy, J. F. M. & Nelson, P. V. 2007. Cation exchange capacity and base saturation variation among Alberta, Canada, moss peats. *Horticultural Science*, 42(2), 349–352, [doi:10.21273/HORTSCI.42.2.349](https://doi.org/10.21273/HORTSCI.42.2.349).
- Rocheffort, L., Strack, M., Poulin, M., Price, J. S., Graf, M., Desrochers, A., & Lavoie, C. 2012. Northern peatlands in Wetland Habitats of North America: Ecology and Conservation Concerns, editors D.P. Batzer and A.H. Baldwin, University of California Press, 119–134.

- Rosenberry, D. O., Glaser, P. H., & Siegel, D. I. 2006. The hydrology of northern peatlands as affected by biogenic gas: current developments and research needs. *Hydrological Processes*, 20, 3601–3610, <https://doi.org/10.1002/hyp.6377>.
- Rothwell, J. J., Evans, M. G., Daniels, S. M., & Allott, T. E. H. 2007. Baseflow and stormflow metal concentrations in streams draining contaminated peat moorlands in the Peak District National Park (UK). *Journal of Hydrology*, 341(1–2), 90–104, [doi:10.1016/j.jhydrol.2007.05.004](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.05.004).
- Rothwell, J. J., Evans, M. G., Daniels, S. M., & Allott, T. E. H. 2008. Peat soils as a source of lead contamination to upland fluvial systems. *Environmental Pollution*, 153(3), 582–589, [doi:10.1016/j.envpol.2007.09.009](https://doi.org/10.1016/j.envpol.2007.09.009).
- Roulet, N. T. 1991. Surface level and water table fluctuations in a subarctic fen. *Arctic and Alpine Research*, 23(3), 303–310.
- Rycroft, D. W., Williams, D. J. A., & Ingram, H. A. P. 1975. The transmission of water through peat: II. Field experiments. *The Journal of Ecology*, 557–568, <https://www.jstor.org/stable/pdf/2258735.pdf>.
- Schindler, U., Durner, W., von Unold, G., Müller, L. 2010. Evaporation method for measuring unsaturated hydraulic properties of soils: Extending the measurement range. *Soil Science Society of America Journal*, 74(4), 1071–1083, [doi:10.2136/sssaj2008.0358](https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0358).
- Sherwood, J. H., Kettridge, N., Thompson, D. K., Morris, Silins, P. J., U., & Waddington, J. M. 2013. Effect of drainage and wildfire on peat hydrophysical properties. *Hydrological Processes*, 27(13), 1866–1874, [doi:10.1002/hyp.9820](https://doi.org/10.1002/hyp.9820).
- Shook, K., & Pomeroy, J. 2012. Changes in the hydrological character of rainfall on the Canadian prairies. *Hydrological Processes*, 26, 1752–1766, [doi:10.1002/hyp.9383](https://doi.org/10.1002/hyp.9383).
- Shotyk, W., Cheburkin, A. K., Appleby, P. G., Fankhauser, A., & Kramers, J. D. 1996. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony, and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters*, 145(1), [doi:10.1016/S0012-821X\(96\)00197-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00197-5).
- Shotyk, W. & Noernberg, T. 2020. Sampling, handling, and preparation of peat cores from bogs: review of recent progress and perspectives for trace element research. *Canadian Journal of Soil Science*, 100(4).
- Siegel, D. I., & Glaser, P. H. 1987. Groundwater flow in a bog-fen complex, Lost River Peatland, northern Minnesota. *The Journal of Ecology*, 743–754, [doi:10.2307/2260203](https://doi.org/10.2307/2260203).
- Simhayov, R. B., Weber, T. K. D., & Price, J. S. 2018. Saturated and unsaturated salt transport in peat from a constructed fen. *SOIL*, 4, 63–81, [doi:10.5194/soil-4-63-2018](https://doi.org/10.5194/soil-4-63-2018).
- Simunek, J., Van Genuchten, M. T., & Sejna, M. 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. University of California-Riverside Research Reports, 3, 1–240, [https://www.pc-progress.com/Downloads/Pgm\\_hydrus1D/HYDRUS1D-4.08.pdf](https://www.pc-progress.com/Downloads/Pgm_hydrus1D/HYDRUS1D-4.08.pdf).

- St. Jacques, J. M., & Sauchyn, D. J. 2009. Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada. *Geophysical Research Letters*, volume 36(1), [doi:10.1029/2008GL035822](https://doi.org/10.1029/2008GL035822).
- Sutton, O. 2021. Projecting the hydrological and geochemical evolution of a constructed fen watershed in the Athabasca oil sands region, Alberta, Canada. UWSpace, <http://hdl.handle.net/10012/16965>.
- Swindles, G. T. 2015. The long-term fate of permafrost peatlands under rapid climate warming. *Scientific Reports* 5, article 17951, [doi:10.1038/srep17951](https://doi.org/10.1038/srep17951).
- Tarnocai, C. 2006. The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands. *Global and Planetary Change*, 53(4), 222–232, [doi:10.1016/j.gloplacha.2006.03.012](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.03.012).
- Taylor, N. & Price, J. 2015. Soil water dynamics and hydrophysical properties of regenerating Sphagnum layers in a cutover peatland. *Hydrological Processes*, 29(18), 3878–3892, [doi:10.1002/hyp.10561](https://doi.org/10.1002/hyp.10561).
- Thompson, D. K., Benscoter, B. W., & Waddington, J. M. 2014. Water balance of a burned and unburned forested boreal peatland. *Hydrological Processes*, 28(24), 5954–5964, [doi:10.1002/hyp.10074](https://doi.org/10.1002/hyp.10074).
- Tjerngren, I., Karlsson, T., Björn, E., & Skjällberg, U. 2012. Potential Hg methylation and MeHg demethylation rates related to the nutrient status of different boreal wetlands. *Biogeochemistry*, 108(1–3), 335–350, [doi:10.1007/s10533-011-9603-1](https://doi.org/10.1007/s10533-011-9603-1).
- Van Breemen, N. 1995. How Sphagnum bogs down other plants. *Trends in Ecology & Evolution*, 10(7), 270–275, [doi:10.1016/0169-5347\(95\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0169-5347(95)90007-1).
- Van Genuchten, M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*, 44(5), 892–898, [doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x](https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x).
- Van Genuchten, M. T., & Wagenet, R. J. 1989. Two-site/two-region models for pesticide transport and degradation: Theoretical development and analytical solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 53(5), 1303–1310, [doi:10.2136/sssaj1989.03615995005300050001x](https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300050001x).
- Vitt, D. H., & Chee, W. L. 1990. The relationships of vegetation to surface water chemistry and peat chemistry in fens of Alberta, Canada. *Vegetatio*, 89(2), 87–106, [doi:10.1007/BF00032163](https://doi.org/10.1007/BF00032163).
- Waddington, J. M., Morris, P. J., Kettridge, N., Granath, G., Thompson, D. K., & Moore, P. A. 2015. Hydrological feedbacks in northern peatlands. *Ecohydrology*, 8(1), 113–127, [doi:10.1002/eco.1493](https://doi.org/10.1002/eco.1493).
- Waddington, J. M., & Roulet, N. T. 1997. Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland. *Journal of Hydrology*, 191(1–4), 122–138.
- Watanabe, K., & Flury, M. 2008. Capillary bundle model of hydraulic conductivity for frozen soil. *Water Resources Research*, 44(12), [doi:10.1029/2008WR007012](https://doi.org/10.1029/2008WR007012).

- Weber, T. K. D., Iden, S. C., & Durner, W. 2017. A pore-size classification for peat bogs derived from unsaturated hydraulic properties. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6185–6200, [doi:10.5194/hess-21-6185-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-6185-2017).
- Whittington, P., Koiter, A., Watts, D., Brewer, A., & Golubev, V. 2021. Bulk density, particle density, and porosity of two species of Sphagnum: Variability in measurement techniques and spatial distribution. *Soil Science Society of America Journal*, 85(6), 2220–2233, [doi:10.1002/saj2.20327](https://doi.org/10.1002/saj2.20327).
- Whittington, P. N. & Price, J. S. 2006. The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada. *Hydrology Processes*, 20(17), 3589–3600, [doi:10.1002/hyp.6376](https://doi.org/10.1002/hyp.6376).
- Wilkinson, S. L., Moore, P.A., Flannigan, M. D., Wotton, B. M., & Waddington, J. M. 2018. Did enhanced afforestation cause high severity peat burn in the Fort McMurray Horse River wildfire? *Environmental Research Letters*, 13(1), <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/aaa136>.
- Wilkinson, S. L., Verkaik, G. J., Moore, P. A., & Waddington, J. M. 2020. Threshold peat burn severity breaks evaporation-limiting feedback. *Ecohydrology*, 13(1), [doi:10.1002/eco.2168](https://doi.org/10.1002/eco.2168).
- Wösten, J. H. M., Clymans, E., Page, S. E., Rieley, J. O., & Limin, S. H. 2008. Peat–water interrelationships in a tropical peatland ecosystem in Southeast Asia. *Catena*, 73(2).
- Wösten, J. H. M., Page, S. E., & Limin, S. H. 2007. Implications of groundwater level fluctuations for a tropical peatland ecosystem in southeast Asia in *Proceedings of International Symposium and Workshop on Tropical Peatland*, Leicester: CARBOPEAT, University of Leicester, pages 212–224.
- Xu, J., Morris, P. J., Liu, J., & Holden, J. 2018. PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *Catena*, 160, 134–140, [doi:10.1016/j.catena.2017.09.010](https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.010).
- Zoltai, S. C., & Vitt, D. H. 1995. Canadian wetlands: environmental gradients and classification. *Vegetatio*, 118(1), 131–137, [doi:10.1007/BF00045195](https://doi.org/10.1007/BF00045195).

## 12 Cuadros

### Cuadro 1 – Altura de las Turberas Abovedadas

La turba se acumula en un medio saturado debido a la lenta velocidad de descomposición de la materia orgánica en el catotelmo. Lejos del lagg (interfaz entre la turbera y el terreno mineral adyacente), hacia el centro del macizo de turba, los gradientes hidráulicos horizontales son menores, por lo que el drenaje es más lento, de modo que se acumula más turba. Esto puede verse exacerbado por el aislamiento del macizo central del agua minerotrófica, a diferencia de lo que ocurre más cerca del lagg, donde el agua rica en solutos puede acelerar la descomposición y dar soporte a plantas vasculares menos resistentes a la descomposición que el *Sphagnum*. Estos gradientes y flujos se ilustran en la Figura 6.

La altura del domo de una turbera puede ser mayor en sistemas grandes -áreas de mayor exceso de precipitación sobre evapotranspiración- y donde la conductividad hidráulica saturada de la turba es baja (drenaje más lento). Ingram (1982) proporcionó un modelo analítico simplista que relaciona estos parámetros con la altura del domo de la turbera, aunque su simplicidad es quizá excesiva para tener importancia práctica (Belyea y Baird, 2006). En la práctica, la altura que puede alcanzar un domo es finita, porque la lenta descomposición de un depósito de turba muy grueso, aunque esté saturado, acaba degradando una cantidad de materia orgánica equivalente a la que se añade anualmente (Clymo, 1984).

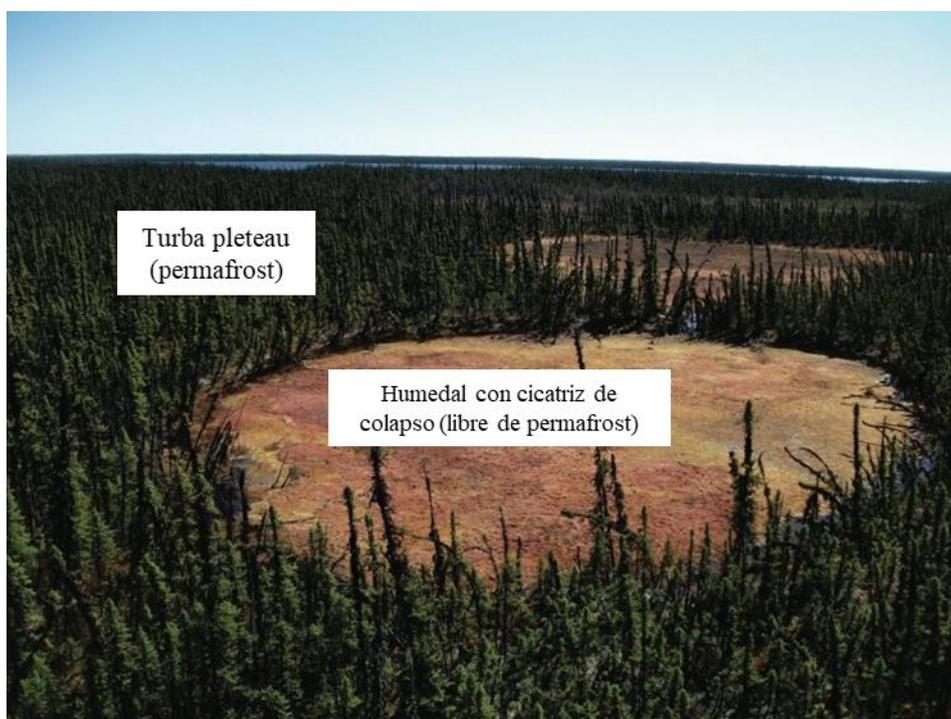
Clymo (1987) estima un rango de alturas entre 0.5 y 10 m para las turberas templadas o boreales, aunque la mayoría son < 5 m. En las turberas tropicales, donde las precipitaciones pueden ser mucho mayores, pueden producirse depósitos de turba de ~20 m (Anderson, 1983), por lo que es posible que las alturas de los domos sean mayores.

[Volver al texto vinculado al Cuadro 1](#) ↗

## Cuadro 2 – Turberas de Permafrost

Las regiones boreal y subártica contienen aproximadamente la mitad de la superficie de turberas del planeta. En estas regiones, el permafrost suele ser discontinuo, con mayores concentraciones en terrenos bajos donde predominan las turberas. En estos terrenos, el permafrost se limita a menudo a las turberas arboladas conocidas como *mesetas de turba*, que se elevan de 1 a 2 m por encima de los humedales libres de permafrost, a menudo desarbolados, como los humedales de cicatriz de colapso y las turberas de canal (Cuadro 2 – Turberas de Permafrost

). A diferencia de los humedales que las rodean, las turberas contienen una zona vadosa bien desarrollada. Al ser una capa relativamente seca, la zona vadosa tiene una conductividad térmica muy baja, propiedad que le permite aislar térmicamente y preservar el permafrost subyacente, incluso en regiones donde la temperatura media anual del aire es cercana o incluso superior al punto de congelación.



**Figura Box 2-1** - Humedales de cicatriz de colapso (sin permafrost) formados dentro de una meseta de turba cubierta de árboles. Scotty Creek, Territorios del Noroeste, Canadá. (Fotografía de R. Connon)

Las mesetas de turba y los humedales de cicatrices de derrumbes suelen estar organizados en *complejos de humedales de meseta* distintos, separados por turberas de canal que recogen el agua que drena de los complejos y la conducen a la salida de la cuenca. Debido a su posición topográfica más elevada (de 1 a 2 m), a las superficies inclinadas y a la presencia de permafrost relativamente impermeable (rico en hielo) cerca de la superficie del suelo, las aguas subterráneas suprapermafrost (es decir, por encima de la capa de permafrost) drenan desde las mesetas de turba arboladas hacia los humedales de cicatrices

de colapso o directamente hacia los pantanos de canal. La muy alta permeabilidad de las superficies de las mesetas de turba impide el flujo por tierra; como resultado, el drenaje de las mesetas es predominantemente a través de la capa saturada entre la capa freática y la capa de escarcha subyacente.

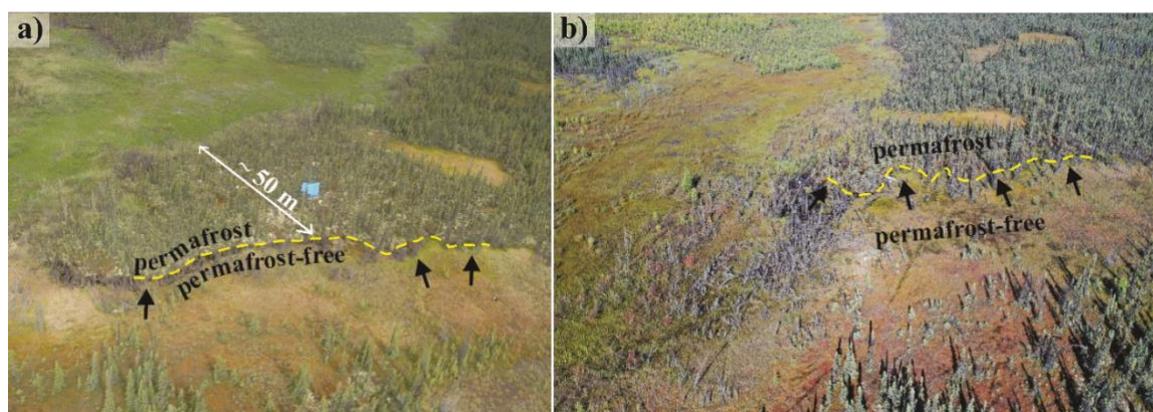
El nivel freático es la base de esta zona de flujo de aguas subterráneas *suprapermafrost* porque es relativamente impermeable, dado que la turba subyacente está congelada y saturada de hielo y una pequeña cantidad (< 15% del volumen del suelo) de agua no congelada. El efecto combinado de la dependencia de la profundidad de la conductividad hidráulica y la casi impermeable turba congelada subyacente hace que el grado de descongelación de la capa estacionalmente congelada (activa) sea un factor crítico que controla la tasa de escorrentía subsuperficial. Los caudales subsuperficiales son elevados al principio de la estación de deshielo, ya que el nivel freático en ese momento está cerca de la superficie del suelo; por lo tanto, la capa saturada suprayacente ocupa turba con altos valores de conductividad hidráulica. Más adelante en la estación de deshielo, cuando la capa saturada se encuentra a mayor profundidad en la turba, los índices de escorrentía subsuperficial son órdenes de magnitud inferiores

Dado que la tasa de flujo lateral de las aguas subterráneas a través de la capa activa en el caso de las turberas permafrost -y a través de la capa de turba descongelada en el caso de las turberas congeladas estacionalmente- está estrechamente relacionada con el grado de descongelación del suelo, el flujo de aguas subterráneas de las turberas está estrechamente relacionado con la conducción de energía hacia el suelo. La mayor parte (> 85%) del flujo de calor conducido verticalmente hacia abajo desde la superficie del suelo de la meseta hacia el perfil de la turba se utiliza para derretir el hielo del suelo (Hayashi et al., 2007). Debido a las variaciones espaciales de la humedad del suelo cerca de la superficie (es decir, las zonas más húmedas permiten una mayor conducción de energía hacia la profundidad de la capa de escarcha que se está descongelando), la profundidad de la capa de escarcha puede variar mucho en distancias cortas y, por lo tanto, también puede hacerlo la topografía de la capa de escarcha.

Las variaciones topográficas de la superficie de la capa freática, incluida su pendiente, controlan la velocidad y la dirección del flujo de agua subterránea. Sin embargo, a diferencia de la topografía de otras superficies impermeables (por ejemplo, el lecho rocoso), la topografía de la capa freática evoluciona cuando las temperaturas del aire son superiores a 0 °C debido a las variaciones espaciales y temporales del deshielo del suelo. Como resultado, las velocidades y direcciones del flujo subsuperficial de las mesetas y de las turberas congeladas estacionalmente suelen variar con el tiempo a lo largo de la estación de deshielo.

Las mesetas de turba son un tipo de turbera que surge del desplazamiento hacia arriba de la superficie del suelo resultante de la formación de permafrost. A escala del paisaje, durante un periodo de décadas a siglos, las mesetas de turba se forman dentro de

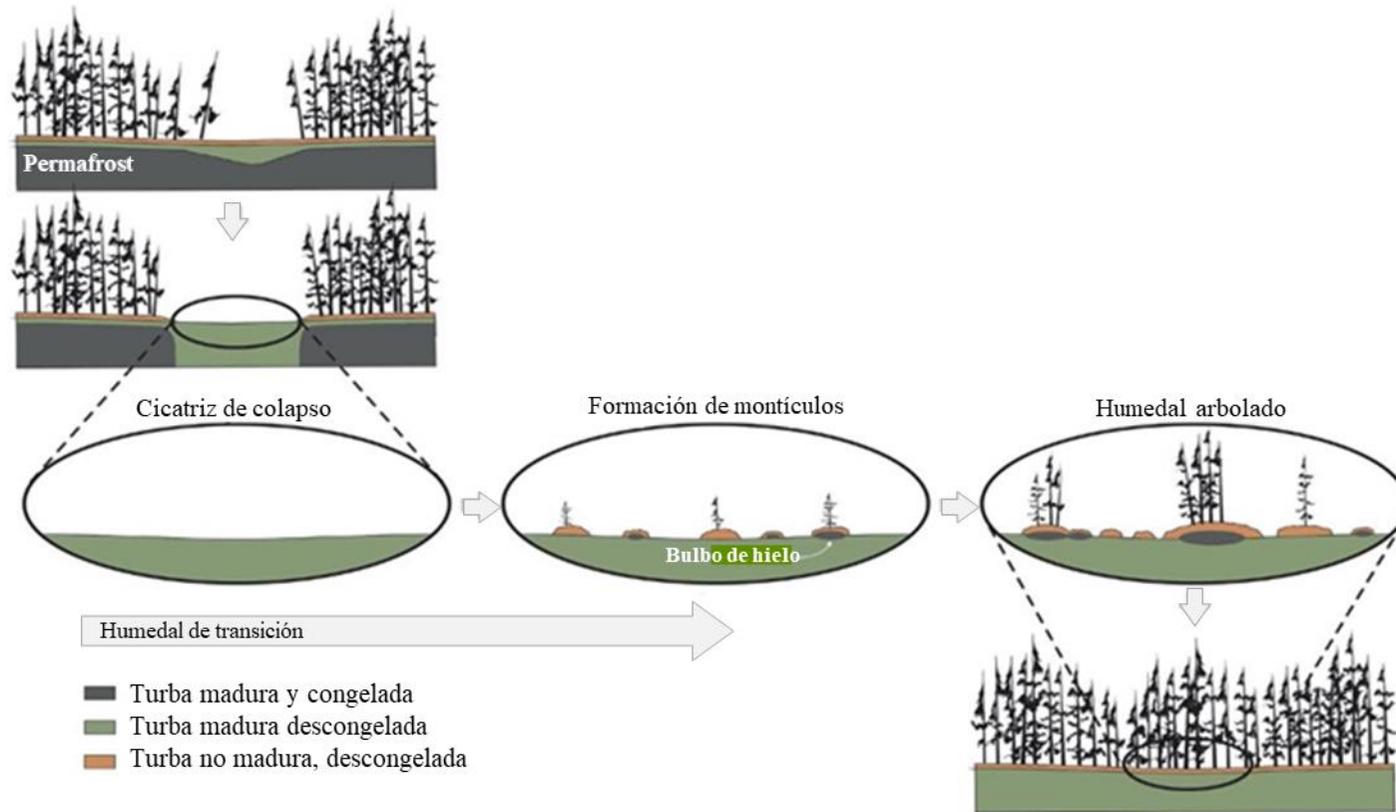
los humedales donde los bulbos de hielo interanuales se agregan en cuerpos de permafrost cuyo crecimiento desplaza verticalmente el terreno del humedal suprayacente. A continuación, se produce el hundimiento y el colapso a través de un tipo de degradación del permafrost denominado *erosión termokárstica*, un proceso que transforma el terreno de permafrost cubierto de árboles (mesetas de turba) de nuevo en humedales sin árboles ni permafrost, conocidos como cicatrices de colapso. Esta erosión implica el deshielo simultáneo del permafrost, el hundimiento de la superficie del suelo y la inundación de los humedales adyacentes. Este proceso es una característica continua y definitoria del tipo de paisaje que se muestra en la Figura Box 2-2.



**Figura Box 2-2** - Cambio de la cubierta terrestre inducido por el deshielo del permafrost entre a) el 14 de junio de 2003 y b) el 30 de agosto de 2020, en Scotty Creek, Territorios del Noroeste, Canadá. Las líneas amarillas discontinuas indican el límite entre terrenos con permafrost (mesetas de turba arboladas) y terrenos sin permafrost (humedales sin árboles). Las flechas negras indican la dirección de expansión del terreno libre de permafrost. (Créditos de las fotografías: (a) W. Quinton; (b) M. Dominicó)

La transformación de un bosque subyacente al permafrost en un bosque libre de permafrost (Figura Box 2-3) se lleva a cabo a través de una serie de etapas intermedias durante las cuales los procesos clave (por ejemplo, el aumento de la conectividad hidrológica con la red de drenaje de la cuenca, el drenaje parcial de los humedales, el desarrollo de la topografía de montículos y el establecimiento de plántulas de árboles) alteran el entorno ecohidrológico e introducen nuevos procesos y retroalimentaciones. Aún no se han cuantificado la dirección y la importancia relativa de estos y otros procesos y sus retroalimentaciones asociadas. Las escalas temporales de la transición se estiman en menos de medio siglo, según la bibliografía y las observaciones de cambios recientes captadas por archivos de imágenes aéreas/satelitales (Haynes et al., 2020). La modelización ecohidrológica de los procesos y retroalimentaciones asociados representados en la Figura Box 2-3 mejoraría enormemente la comprensión mecanicista de este entorno cambiante y sus implicaciones para las interacciones turbera-agua subterránea. Esta representación identifica el bosque de picea negra -subyacente a permafrost o libre de permafrost- como miembros finales; entre estos miembros finales hay un tipo de humedal definido como *humedal de transición* cuyos procesos y propiedades hidrológicos y ecológicos evolucionan con el tiempo.





**Figura Box 2-3** - Transición a humedal tras el desarrollo de un humedal de cicatriz de colapso inducido por el deshielo del permafrost. Las flechas grises indican mecanismos directos y las líneas discontinuas representan retroalimentaciones potenciales. El drenaje parcial de los humedales tras el deshielo del permafrost en sus márgenes permite el desarrollo de montículos. El aislamiento térmico de la turba superficial no saturada ayuda a preservar los bulbos de hielo estacionales que se desarrollan durante el invierno debido a la mayor exposición de los montículos a la atmósfera. Las superficies aeróbicas de los montículos favorecen el restablecimiento de la picea negra, catalizando la formación de humedales arbolados y, en última instancia, el retorno de los bosques de picea negra, aunque sin permafrost (Modificado de Haynes et al., 2020).

[Volver al texto vinculado al Cuadro 2](#)

### Cuadro 3 – Hidrología de la Turberas Tropicales

Donde las turberas tropicales son comunes, las precipitaciones pueden ser extremas (~3800 mm/año; Wösten et al., 2007). En consecuencia, la afluencia de aguas subterráneas suele contribuir en menor medida al balance hídrico, aunque en algunas turberas puede ser importante desde el punto de vista geoquímico (Grundling et al., 2015). Además, muchas turberas tropicales acumulan capas sustanciales de turba y se vuelven abovedadas, similares a las turberas boreales, por lo que son ombrotáficas y moderadamente ácidas (Baird et al., 2017). Las fluctuaciones del nivel freático se deben principalmente a las lluvias; en comparación, las pérdidas por salida de aguas subterráneas o evapotranspiración son mucho menos variables. El nivel freático suele elevarse por encima de la superficie en las estaciones húmedas y puede descender considerablemente en la estación seca.

Cuando tienen un perfil abovedado, los pantanos tropicales pierden agua. La salida de aguas subterráneas puede ser sustancial, facilitada por la conductividad hidráulica extremadamente alta de las capas superiores de turba ( $470 \text{ m d}^{-1}$ ; Baird et al., 2017). Estas tasas son similares a las de la grava no consolidada. Sin embargo, el flujo horizontal se ve atenuado por los gradientes hidráulicos generalmente bajos típicos de los extensos pantanos tropicales. Estos gradientes siguen aproximadamente la pendiente topográfica creada por el domo de la turbera. Dichos gradientes oscilan entre 0.01 cerca de los márgenes y 0.001 en la cima (Page et al., 2006). La conductividad hidráulica de la turba más profunda puede ser dos órdenes de magnitud inferior a la de la turba cercana a la superficie, por lo que el mecanismo de retroalimentación de la transmisividad descrito en el texto principal de este libro también opera en las turberas tropicales.

La apertura de zanjas en vastas zonas de turberas tropicales para la producción de aceite de palma provoca la disminución del nivel freático, normalmente hasta ~1 m o más, en comparación con ~0 m en zonas no drenadas fuera de la estación seca. Las zanjas de drenaje aumentan los gradientes hidráulicos locales, de modo que la salida de aguas subterráneas, a través de la descarga a la red de zanjas, puede ser sustancial. El drenaje también provoca el hundimiento de la turba, en parte por la pérdida de presión del agua que la sostiene, pero también por la descomposición de la turba. El drenaje de un pantano del sudeste asiático provocó un hundimiento de casi 1.5 m en los primeros cinco años, atribuible principalmente a la consolidación primaria. A partir de entonces, el hundimiento de la superficie de 0.05 m y 1 se atribuyó a la descomposición de la turba (Hooijer et al., 2012).

La recuperación de estas zonas es problemática porque la consolidación primaria sólo es parcialmente reversible y el hundimiento causado por la descomposición de la turba no es reversible. El bloqueo de las zanjas puede ser eficaz para elevar el nivel freático durante la estación húmeda, pero puede provocar inundaciones. Durante las estaciones

secas, el nivel freático suele estar por debajo de la base de la zanja, por lo que las zanjas tienen poco efecto (Putra et al., 2021).

Los incendios de turba son un resultado habitual de las actividades de drenaje en los pantanos tropicales y se ven exacerbados por los periodos secos estacionales y los ciclos a más largo plazo, como El Niño. Page y otros (2002) calcularon que los incendios de turba provocados por El Niño en 1997 en Indonesia liberaron una masa de carbono equivalente entre el 13% y el 40% de la generada por el uso anual de combustibles fósiles a escala mundial. El fuego también reduce la superficie de la turba y, como consecuencia, pueden producirse grandes inundaciones en los periodos más húmedos. La quema reduce la conductividad hidráulica de la turba cercana a la superficie (Holden et al., 2014).

[Volver al texto vinculado al Cuadro 3](#) ↑

## Cuadro 4 – Variables y Parámetros Van Genuchten-Mualem (VGM)

En la mayoría de los casos, el contenido volumétrico de agua en saturación,  $\theta_s$ , equivale a la porosidad total,  $\phi_{\text{mob}} + \phi_{\text{im}}$ , como se ha comentado en el apartado 2.1. El contenido de agua residual,  $\theta_r$ , varía entre 0,01 y 0,15 y a menudo se estima porque las mediciones a tensiones extremas ( $h > 200$  cm, donde  $h = -\psi$ ) son menos comunes en la turba. El contenido de agua residual,  $\theta_r$ , es una porción del  $\phi_{\text{im}}$  medido por las curvas de retención de agua del suelo. Tanto  $\theta_s$  como  $\theta_r$  están fuertemente relacionados con la densidad aparente y el grado de descomposición, disminuyendo  $\theta_s$  y aumentando  $\theta_r$  con el incremento de la densidad aparente.

De forma similar tanto a  $\theta_s$  como a  $\theta_r$ , el parámetro VGM  $n$  está relacionado con la densidad aparente, disminuyendo de  $\sim 0.2$  a  $\sim 0.01$  para densidades aparentes que oscilan entre  $0.02$ - $0.8$  g cm<sup>3</sup>. Sin embargo, esta relación estadística es más débil que las determinadas por las medidas de porosidad (Liu y Lennartz, 2019). La presión de entrada de aire (caracterizada por  $1/\alpha$ ) está fuertemente correlacionada tanto con la macroporosidad (discutida en la Sección 3.1) como con  $K_{\text{sat}}$  (Liu y Lennartz, 2019). En términos generales,  $\alpha$  disminuye con el aumento de la densidad aparente porque la entrada de aire en una turba más densa requiere una mayor presión. En la turba de juncia,  $\alpha$  oscila entre  $\sim 10^{-3}$  –  $\sim 10^1$  cm<sup>-1</sup>, y en la turba de Sphagnum oscila entre  $10^{-1}$  –  $10^1$  cm<sup>-1</sup>. A diferencia de la turba de juncia y de Sphagnum, que están limitadas a rangos relativamente pequeños de  $\alpha$ , la turba leñosa abarca un amplio rango de valores notificados, pero el número limitado de valores notificados puede sesgar el verdadero rango de la turba leñosa.

Los valores de  $K_{\text{unsat}}$  definidos para una tensión dada,  $h$  -utilizando la Ecuación 6- emplean un parámetro de escala,  $l$ , relacionado con la distribución del tamaño de los poros. Típicamente,  $l$  es negativo en la turba y oscila entre 6 y 1. Hasta la fecha, no se ha definido una relación estadística entre  $l$  y la densidad aparente; sin embargo, esto puede deberse a la elección de fijar  $l$  en algunos estudios de turba, mientras que se ajusta  $l$  en otros estudios. Se sabe mucho menos sobre cómo varía  $l$  con otras propiedades físicas de la turba en comparación con lo que se sabe sobre los parámetros del modelo de retención de agua del suelo, debido a la escasez de estudios que abarquen tanto la retención de agua del suelo como la conductividad hidráulica no saturada.

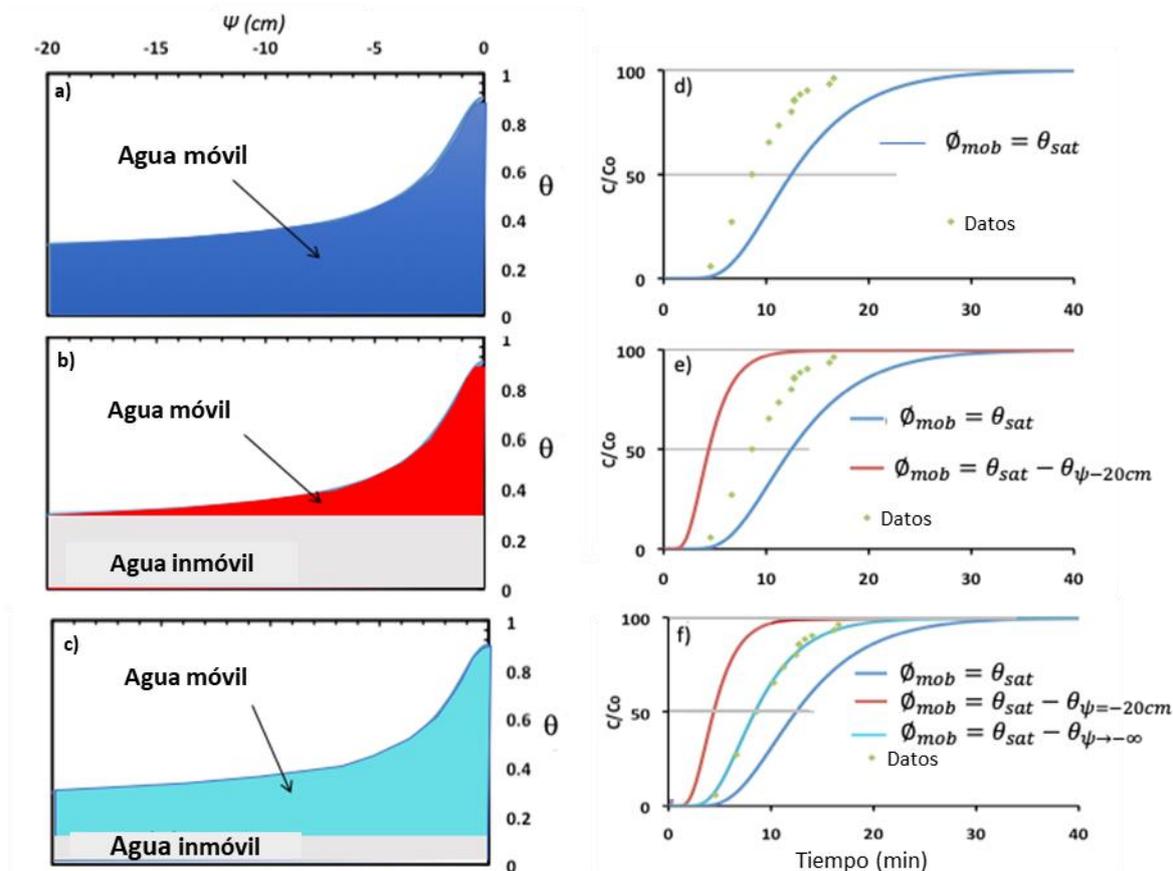
[Volver al texto vinculado al Cuadro 4](#) ↑

## Cuadro 5 – Porosidad de Agua Móvil y Transporte de Solutos

El flujo de agua a través de una unidad de superficie de suelo es función de su conductividad hidráulica y del gradiente que lo atraviesa, según la ley de Darcy. El flujo de agua resultante tiene las unidades de velocidad, pero se denomina más correctamente *descarga específica*,  $q$  (cm/s).

Las moléculas individuales de agua y solutos disueltos viajan más rápido que la velocidad indicada por la descarga específica porque los sólidos de la matriz no conducen el agua. La velocidad de las moléculas de agua y solutos es más rápida porque la tasa volumétrica de descarga pasa sólo a través del área transversal de los poros. Esto se denomina *velocidad lineal media del agua de los poros*,  $v_L$  (cm/s). Por tanto,  $v_L = q/\phi$ , por lo que conocer la porosidad de una matriz es clave para estimar la velocidad lineal media de un soluto que la atraviesa. También afecta a la propagación (dispersión) de ese soluto. Si hay una matriz de doble porosidad -como es el caso de muchos suelos de turba- la estimación de la velocidad lineal media debe hacerse utilizando sólo la porosidad del agua móvil ( $\phi_{mob}$ ).

Estimar el  $\phi_{mob}$  no es sencillo. Un enfoque consiste en basarlo en la proporción de agua que puede drenarse de una muestra de turba, según se estima utilizando curvas de retención de agua. Estos valores varían considerablemente, dependiendo del origen botánico de la turba y de su estado de descomposición (por ejemplo, Figura 16). Dado que la velocidad de desplazamiento del soluto es sensible al valor de  $\phi_{mob}$ , este parámetro puede estimarse al ajustar un modelo de datos de avance del soluto. El parámetro de dispersión también puede incluirse en el proceso de ajuste. La Figura Cuadro 5-1 muestra algunos intentos de simular los datos medidos de penetración de solutos ajustando los valores de  $\phi_{mob}$  determinados a partir de un conjunto de curvas de retención de agua.



**Figura Cuadro 5-1** - Ilustración sistemática del impacto del uso de tres estimaciones diferentes de  $\phi_{mob}$  - a), b), c)- y las curvas de retención de agua asociadas en las curvas simuladas de penetración del soluto (líneas continuas) frente a los datos medidos (puntos verdes)-d), e), f)- en una columna de laboratorio suponiendo que no hay cambio en el volumen de la muestra con los cambios de presión y drenaje, y utilizando un soluto conservador. Las curvas de penetración son un gráfico que muestra la concentración de soluto descargada de la columna, expresada en relación con la concentración de la fuente ( $C/C_0$ ), en función del tiempo. Las curvas de penetración se simularon utilizando la solución de Ogata-Banks (Ogata y Banks, 1961). En cada caso, la velocidad del agua de poro fue igual a  $v = q/\phi_{mob}$ , donde  $q$  es el cociente del volumen de descarga y el área de la sección transversal de la columna. Las curvas de avance mostradas en d), e) y f) corresponden a  $\phi_{mob}$  ilustrado en a), b) y c). En el primer caso (a), se supone que toda el agua es móvil, por lo que la porosidad inmóvil  $\phi_{im} = 0$  y a plena saturación (donde  $\psi = 0$ ) la porosidad móvil  $\phi_{mob}$  es 0,9. La curva de rotura simulada resultante que se muestra en (d) (línea azul continua) es más lenta que la rotura observada (es decir, traza a la derecha de los datos medidos). En el segundo caso (b),  $\phi_{im}$  se determinó observando dónde se nivela el contenido de agua con la disminución de la presión del agua del suelo, lo que sugiere que el agua puede drenar fácilmente por encima de esta presión, por lo que es móvil. Esto ocurrió en  $\psi \sim -20$  cm en el que  $\phi_{im} = 0,35$ , por lo tanto, en  $\psi = 0$  la porosidad móvil  $\phi_{mob} = 0,9 - 0,35 = 0,55$ . Utilizando  $\phi_{mob} = 0,35$ , la curva de rotura simulada que se muestra en (e), línea roja continua) es más rápida que la rotura observada (es decir, traza a la izquierda de los datos medidos). Dado que estos dos casos ponen entre paréntesis los datos observados, debe ser que  $\phi_{mob}$  se encuentra entre estos valores. Para la tercera simulación, se estimó  $\phi_{mob}$  ajustándolo hasta que la curva de ruptura simulada coincidiera con los datos observados, como se muestra en (f). En este caso  $\phi_{mob}$  es la diferencia entre  $\theta_{sat}$  y un valor de  $\phi_{im}$  que puede reflejar el contenido de agua (0,11) que se produce como  $\psi \rightarrow -\infty$  ( $\phi_{mob} = \theta_{sat} - \theta_{\psi \rightarrow -\infty}$ ). Así, en plena saturación (cuando  $\psi = 0$ ) la porosidad móvil  $\phi_{mob}$  es  $0,9 - 0,11 = 0,79$ . La curva de ruptura simulada resultante se muestra en (f) mediante la línea turquesa sólida.

[Volver al texto vinculado al Cuadro 5.1](#)

## Cuadro 6 – Mercurio en Turberas

En muchas turberas septentrionales, el mercurio se considera un contaminante preocupante cuya biodisponibilidad y capacidad de bioacumulación en las redes tróficas dependen de la fuente de agua subterránea y de la hidrología interna de una turbera (Branfireun et al., 2020). El mercurio elemental gaseoso tiene un tiempo de residencia atmosférica de varios meses, lo que permite su distribución global y su eventual deposición en los ecosistemas, a menudo lejos de su fuente original.

Los suelos saturados y altamente orgánicos comunes en las turberas albergan una diversidad de microbios anaeróbicos, en particular reductores de sulfato y metanógenos, que facilitan la transformación del mercurio inorgánico depositado y/o almacenado en metilmercurio (Bishop et al., 2020). El metilmercurio es una neurotoxina bioacumulable que se ha relacionado con resultados adversos para el medio ambiente y la salud humana (Beckers y Rinklebe, 2017). Las turberas con menor conectividad con las aguas subterráneas (es decir, las turberas y los pantanos pobres) suelen ser fuentes importantes de metilmercurio en los paisajes, mientras que las turberas más minerotróficas, como los pantanos o los pantanos ricos, pueden ser sumideros netos de metilmercurio (Tjerngren et al., 2012). En general, la cobertura de turberas en muchos paisajes septentrionales se asocia a menudo con el aumento de las concentraciones de metilmercurio en peces y otros animales salvajes de los que las comunidades locales, como las comunidades indígenas de James Bay Lowland, pueden depender como fuente de alimento.

[Volver al texto vinculado al Cuadro 6](#) ↗

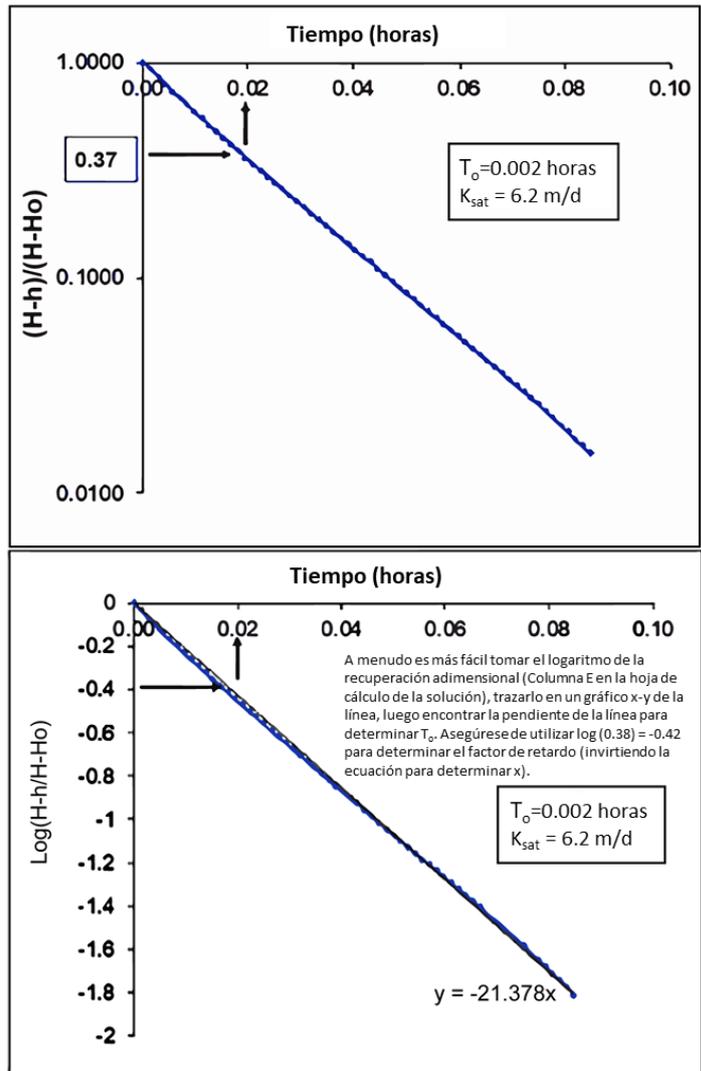
## 13 Soluciones de Ejercicios

### Solución Ejercicio 1

1. [Aquí se proporciona una hoja de cálculo Excel con la solución para el conjunto de datos #1](#). El tiempo en segundos (columna A) se expresa en horas (columna B) y se utiliza para trazar los datos. La tasa horaria se multiplica finalmente por 24 para expresar la respuesta en m/d. Las medidas de altura ( $h$ ) se indican en la columna C (m). La recuperación de la carga ( $H-h/H-H_0$ ) se calcula en la columna D. La recuperación de la carga se traza en espacio logarítmico lineal, como se muestra en el gráfico superior de la imagen siguiente. A continuación, se ajusta una línea a los datos. Aunque los datos forman una línea recta en este caso, los datos a menudo se desvían de una línea recta en momentos posteriores; si los puntos posteriores muestran una pendiente claramente menor (véase el conjunto de datos #2), entonces siga las instrucciones para el conjunto de datos nº 2. El parámetro de desfase temporal ( $T_0$ ) se interpreta a partir de los datos como el momento en que la recta alcanza  $(H-h/H-H_0) = 0.37$ . A veces, es más fácil trabajar con gráficos lineales, especialmente cuando se interpola entre números, lo cual es difícil en una escala logarítmica. El logaritmo de los valores de recuperación de la carga se calcula en la columna E. Estos valores se trazan aritméticamente como se muestra en el gráfico inferior de la siguiente imagen. La ecuación de la línea puede calcularse utilizando la función de ajuste lineal del programa Excel. El valor de ( $T_0$ ) se estima como  $x$  en la ecuación de la recta sustituyendo  $y$  por 0.37. A continuación, el valor de ( $T_0$ ) se utiliza en la ecuación de Hvorslev proporcionada en el ejercicio 1 junto con los demás parámetros de forma proporcionados en el ejercicio 1 para calcular  $K_{sat}$  que es  $\sim 6.2$  m/d. El cálculo se muestra en la siguiente ecuación presentada en el ejercicio 1 y los gráficos se muestran en la siguiente imagen.

$$K_{sat} = \frac{r^2 \ln(L_e/R)}{2L_e T_0}$$

$$K_{sat} = \frac{(0.05\text{m})^2 \ln(0.5\text{m}/0.064\text{m})}{2(0.5\text{m}) \frac{0.02\text{hr}}{24 \frac{\text{hr}}{\text{day}}}} = 6.167\text{m/d} \approx 6.2\text{m/d}$$

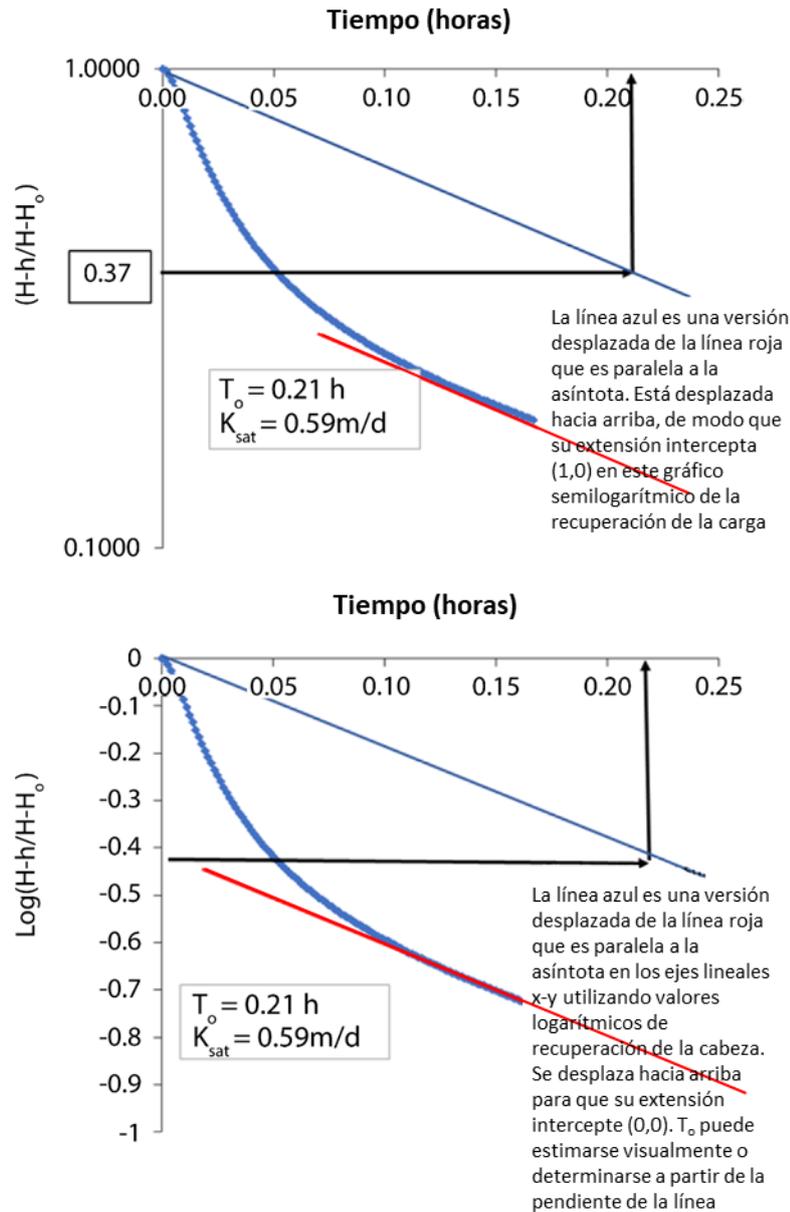


Gráficos de recuperación de la carga para el conjunto de datos #1. El gráfico superior está en espacio logarítmico lineal, a partir del cual se lee  $T_o$  ( $T_o = 0,02$  h). El gráfico inferior presenta los mismos datos trazados como valores logarítmicos (de recuperación de carga) en una escala lineal.  $T_o$  puede leerse a partir de la curva o, alternativamente, estimarse a partir de la ecuación de la línea proporcionada en el gráfico. A continuación, se calcula  $K_{sat}$  mediante la ecuación de Hvorslev.

2. [Aquí se proporciona una hoja de cálculo Excel con la solución para el conjunto de datos #2](#). Para el conjunto de datos #2, los datos no se representan como una línea recta, probablemente como consecuencia de la compresión de la turba causada por el gran gradiente de la carga impuesto por el bombeo. Si se ajusta una línea recta a todo el conjunto de datos o a los datos tempranos, la estimación de  $T_o$  dará como resultado un parámetro de desfase demasiado pequeño y, por lo tanto, sobreestimaré  $K_{sat}$ . Para obtener un valor más representativo, utilice sólo los datos tardíos y trace una línea paralela a la asíntota (es decir, los datos tardíos) de la curva de recuperación de la cabeza (línea roja), luego desplace esa línea hacia arriba para que comience en el origen (1,0 en el gráfico semilogarítmico), como se muestra en la imagen siguiente (línea azul

delgada). Esta tasa (línea azul delgada) refleja mejor la tasa real de recuperación después de la entrada de agua inicialmente rápida causada por el agua exprimida por el colapso de la turba alrededor de la toma. Lea  $T_o$  a partir de esta línea (0.21 h) y calcule la conductividad hidráulica.  $K_{sat} = 0.59$  m/d.  $T_o$  podría calcularse a partir de la pendiente de esta nueva línea, pero requeriría utilizar coordenadas estimadas a partir de la línea, por lo que es redundante y supone más trabajo que simplemente estimar un valor de  $T_o$  a partir de la línea. El cálculo se muestra a partir de la siguiente ecuación.

$$K_{sat} = \frac{(0.05\text{m})^2 \ln (0.5\text{m}/0.064\text{m})}{2 (0.5\text{m}) \frac{0.21\text{hr}}{24\frac{\text{hr}}{\text{day}}}} = 0.59\text{m/d} \sim 0.6\text{m/d}$$



Gráficos de recuperación de la cabeza para el conjunto de datos #2. El gráfico superior está en espacio logarítmico lineal. Los datos no se trazan como una línea recta, lo que sugiere que la recuperación inicial mejorada no refleja la tasa real. Se dibuja una asíntota en la cola de la curva de recuperación y se desplaza hacia arriba. El valor de  $T_0$  se lee a partir de esta línea como  $T_0 = 0.21 \text{ h}$ . El gráfico inferior presenta los mismos datos trazados utilizando valores logarítmicos de recuperación de la cabeza en una escala lineal.  $T_0$  se lee de la misma forma, pero utilizando  $-0.43$  en el eje y que es el logaritmo de  $0.37$ .  $K_{sat}$  se calcula a partir de la ecuación 5 como  $0.6 \text{ m/d}$ .

[Volver al Ejercicio 1](#) ↑

## Solución Ejercicio 2

Para completar estos cálculos, primero calcule la velocidad lineal promedio del agua subterránea ( $v_L$ ) como se muestra en la siguiente ecuación, en la interfase del arroyo para los escenarios de agua alta y baja en cada capa de turba.

$$v_L = \frac{K_{sat} i}{\phi_{mob}}$$

donde:

$K_{sat}$  = conductividad hidráulica saturada de una capa determinada ( $\text{cm d}^{-1}$ )

$\phi_{mob}$  = porosidad móvil para una capa determinada

A continuación, calcula la proporción de agua ( $p_w$ ) que fluye hacia el arroyo desde cada capa ( $i$ ), como se muestra en esta ecuación. En este caso, la suma de  $l_i$  es 150 cm.

$$p_{wi} = \frac{v_{Li} \frac{l_i}{\sum_{i=1}^n l_i}}{\sum_{i=1}^n v_{Li} \frac{l_i}{\sum_{i=1}^n l_i}}$$

Velocidad media ponderada por espesor

|        |          | 0–10 cm | 10–20 cm | 20–30 cm | 30–50 cm | 50–150 cm | Velocidad media ponderada por espesor |
|--------|----------|---------|----------|----------|----------|-----------|---------------------------------------|
| Húmedo | $v_{Li}$ | 17.78   | 13.33    | 12.00    | 3.43     | 1.66      | 4.44                                  |
|        | $p_{wi}$ | 0.27    | 0.20     | 0.18     | 0.10     | 0.25      |                                       |
| Seco   | $v_{Li}$ |         |          | 3.00     | 0.86     | 0.42      | 0.68                                  |
|        | $p_{wi}$ |         |          | 0.34     | 0.19     | 0.47      |                                       |

Utilizando una concentración base de  $1 \text{ mg cm}^{-3}$  para la condición máxima cuando  $R_f = 1$ , la cantidad de contaminante en una capa designada por  $i$  ( $M_{ci}$ ) exportada a la corriente es el producto del caudal volumétrico del agua subterránea y la concentración de contaminante que se supone proporcional a  $1/R_f$ , como sigue.

$$M_{ci} = v_{Li} l_i w C_i$$

$$M_{ci \text{ with } R=1} = 17.78 \frac{\text{cm}}{\text{d}} 10 \text{ cm } 2000 \text{ cm } 1 \frac{\text{mg}}{\text{cm}^3} 1 \frac{1 \text{ g}}{1000 \text{ mg}^3} = 356 \frac{\text{g}}{\text{d}}$$

Para un  $R_f = 3.2$ , expresa la masa de contaminante exportada a la corriente.

$$M_{ci} = v_{Li} l_i w \frac{C_i}{R_{fi}}$$

$$M_{c1} = 17.78 \frac{\text{cm}}{\text{d}} 10 \text{ cm } 2000 \text{ cm } \frac{1 \text{ mg}}{3.2 \text{ cm}^3} 1 \frac{1 \text{ g}}{1000 \text{ mg}^3} = 111 \frac{\text{g}}{\text{d}}$$

La proporción de contaminante ( $p_c$ ) que fluye a la corriente desde cada capa ( $i$ ) es el cociente de la capa  $M_c$  y la suma de  $M_c$  para todas las capas.

$$p_{c i} = \frac{M_{ci}}{\sum_{i=1}^{1=n} M_{ci}}$$

Los resultados figuran en la siguiente tabla.

Masa de contaminante en gramos por día exportada a la corriente y proporción de contaminante por capa

|        |          | 0-10 cm | 10-20 cm | 20-30 cm | 30-50 cm | 50-150 cm | Masa Total (g/d) |
|--------|----------|---------|----------|----------|----------|-----------|------------------|
| Húmedo | $M_{ci}$ | 112     | 84       | 57       | 11       | 2         | 267              |
|        | $p_c$    | 0.42    | 0.32     | 0.21     | 0.04     | 0.01      |                  |
| Seco   | $M_c$    |         |          | 14       | 3        | 1         | 18               |
|        | $p_c$    |         |          | 0.81     | 0.15     | 0.03      |                  |

En condiciones húmedas, la disminución de la conductividad hidráulica y de otras propiedades hidráulicas de la turba en los 20 cm superiores del perfil da lugar a una diferencia menor en la proporción de flujo de agua al arroyo desde las capas superiores 1 y 2 (0.07) que el flujo de contaminante (0.09). Incluso con una mayor disminución de la conductividad hidráulica y un aumento del coeficiente de partición en la siguiente capa de turba (20 a 30 cm), la proporción de contaminante que sale al arroyo desde esta tercera capa (0.19) es mayor que la proporción de flujo de agua desde la capa (0.18). Esto sugiere que la conductividad hidráulica es un fuerte control en la exportación de este contaminante débilmente adsorbente. Si el coeficiente de partición fuera mucho mayor, como el del mercurio inorgánico ( $\sim 10^{3-5} \text{ mL g}^{-1}$ ), los cambios relativamente pequeños en la conductividad hidráulica no afectarían a la masa total de contaminante exportado al arroyo hasta tal punto.

El menor espesor saturado en condiciones secas (nivel freático bajo) dio lugar a una disminución de la exportación de contaminantes de más de un orden de magnitud (267 g/d frente a 18 g/d).

[Volver al Ejercicio 2](#) ↑

### Solución Ejercicio 3

Utilizando el mismo procedimiento que en la solución del Ejercicio 2, las velocidades y proporciones calculadas de agua y contaminantes se recogen en las siguientes tablas.

|        |          | 0–10 cm | 10–20 cm | 20–30 cm | 30–50 cm | 50–150 cm |
|--------|----------|---------|----------|----------|----------|-----------|
| Húmedo | $v_{Li}$ | 50.00   | 11.43    | 1.60     | 0.20     | 0.04      |
|        | $p_{wi}$ | 0.78    | 0.18     | 0.03     | 0.01     | 0.01      |
| Seco   | $v_{Li}$ |         |          | 0.40     | 0.05     | 0.01      |
|        | $p_{wi}$ |         |          | 0.67     | 0.17     | 0.17      |

|        |          | 0–10 cm | 10–20 cm | 20–30 cm | 30–50 cm | 50–150 cm | Masa Total (g/d) |
|--------|----------|---------|----------|----------|----------|-----------|------------------|
| Húmedo | $M_{ci}$ | 907     | 143      | 15       | 1        | 0         | 1066             |
|        | $p_c$    | 0.85    | 0.13     | 0.01     | 0.00     | 0.00      |                  |
| Seco   | $M_{ci}$ |         |          | 10       | 1        | 0         | 11               |
|        | $p_c$    |         |          | 0.95     | 0.05     | 0.00      |                  |

La disminución exponencial de la conductividad hidráulica con la profundidad crea un flujo preferencial de agua (0.78) y contaminantes (0.85) a través de los 10 cm superiores de la turbera en condiciones húmedas. Incluso en condiciones secas, son los 10 cm superiores de la turba saturada los que transportan la mayor parte del agua (0.67) y del contaminante (0.95). En la capa superior de turba saturada, la proporción de flujo de contaminantes es mayor que la proporción de flujo de agua; por debajo de esta capa superior, la proporción de flujo de agua es mayor que la proporción de flujo de contaminantes. Esto se debe al aumento del coeficiente de retardo con la profundidad que es común en las turberas, lo que pone de manifiesto la compleja interacción entre el transporte de solutos y las propiedades hidrofísicas y geoquímicas de las turberas. En resumen, la disminución exponencial de la conductividad hidráulica ejerce un control muy fuerte sobre la distribución de los contaminantes dentro de un perfil de turba.

En relación con la turbera del Ejercicio 2, que tiene una disminución más monótona de la conductividad hidráulica, hay más masa de contaminante exportada al arroyo (1066 g d<sup>-1</sup> frente a 267 g d<sup>-1</sup>) en la turbera de disminución exponencial en condiciones húmedas, debido al  $K_{sat}$  sustancialmente mayor en la capa superior y a la menor  $R_f$  en las dos capas superiores. Asumiendo el mismo perfil  $R_f$ , la diferencia sigue siendo grande entre los perfiles  $K_{sat}$  exponencial y monótonico (1066 g d<sup>-1</sup> frente a 396 g d<sup>-1</sup>). Sin embargo, en condiciones secas, la masa de contaminante exportada a la corriente se reduce en ~40% entre las turberas exponenciales (11 g d<sup>-1</sup>) y monótonicas (18 g d<sup>-1</sup>) debido a la sorción 2 veces mayor en el caso monótonico. Estos dos ejemplos y su comparación ponen de relieve

la necesidad de comprender tanto las propiedades hidrológicas como geoquímicas de las turberas para predecir, remediar y/o mitigar adecuadamente los impactos potenciales de las perturbaciones.

La masa de contaminante en gramos por día exportada a la corriente y la proporción de contaminante por capa cuando  $R_r$  es la misma que en el Ejercicio 4 pero con el perfil de conductividad hidráulica exponencial.

|        |          | 0–10 cm | 10–20 cm | 20–30 cm | 30–50 cm | 50–150 cm | Masa Total (g/d) |
|--------|----------|---------|----------|----------|----------|-----------|------------------|
| Húmedo | $M_{ci}$ | 316     | 72       | 8        | 1        | 0         | 396              |
|        | $\rho_c$ | 0.80    | 0.18     | 0.02     | 0.00     | 0.00      |                  |
| Seco   | $M_{ci}$ |         |          | 5.3      | 0.3      | 0.0       | 5.6              |
|        | $\rho_c$ |         |          | 0.95     | 0.05     | 0.00      |                  |

[Volver al Ejercicio 3 ↑](#)

## Solución Ejercicio 4

Parte 1: La capacidad calorífica volumétrica de cada constituyente es el producto del calor específico por la densidad másica, calculada mediante la siguiente ecuación.

$$Cv = cp \rho$$

La primera fase del proceso de descongelación es una columna de suelo saturada y congelada. La capacidad calorífica volumétrica para esta fase se deriva de la siguiente ecuación utilizando una  $\theta$  de cero porque la porosidad total es hielo y el contenido de agua líquida es cero.

$$Cv_{IWS} = Cv_I(\phi_t - \theta) + Cv_W(\theta) + Cv_S(1 - \phi)$$

donde:

$Cv_{IWS}$  = capacidad calorífica volumétrica de una mezcla de hielo, agua y tierra [ $J m^{-3} C^{-1}$ ]

$Cv_I$  = capacidad calorífica volumétrica del hielo =  $(2120)(920)=1,950,400 J m^{-3} C^{-1}$

$Cv_W$  = capacidad calorífica volumétrica del agua =  $(4185)(1000)=4,185,000 J m^{-3} C^{-1}$

$Cv_S$  = capacidad calorífica volumétrica del suelo =  $(1920)(40)=76,800 J m^{-3} C^{-1}$

$\theta$  = humedad volumétrica del suelo [-]

$\phi$  = porosidad [-]

$$Cv_{IWS} = 1,950,400(0.9 - 0.2) + 4,185,000(0.2) + 76,800(1 - 0.9) = \mathbf{2,209,960 J m^{-3} C^{-1}}$$

La Segunda fase se caracteriza por la saturación del suelo y en ausencia de hielo se estima a partir de la siguiente ecuación.

$$Cv_{WS} = Cv_W(\phi_t) + Cv_S(1 - \phi_t)$$

$$Cv_{WS} = 4,185,000(0.9) + 76,800(1 - 0.9) = \mathbf{3,7774,180 J m^{-3} C^{-1}}$$

La fase final se caracteriza por un suelo no Congelado y no Saturado con un contenido de agua de agua drenada  $\theta_d$  de 0.5, por lo que la capacidad calorífica volumétrica se estima a partir de la siguiente ecuación.

$$Cv_A = (1010)(1.2) = 1,212 J m^{-3} C^{-1}$$

$$Cv_{WSA} = Cv_A(\phi_t - \theta_d) + Cv_W(\theta_d) + Cv_S(1 - \phi_t)$$

$$Cv_{WSA} = 1,212(0.9 - 0.5) + 4,185,000(0.5) + 76,800(1 - 0.9) = \mathbf{2,100,644 J m^{-3} C^{-1}}$$

La siguiente tabla siguiente los valores calculados de la capacidad calorífica volumétrica para las tres condiciones de suelo utilizando **kilojulios**.

Capacidad calorífica volumétrica para cada fase en el deshielo del suelo.

| Fase                           |            | $\text{kJ m}^{-3} \text{C}^{-1}$ |
|--------------------------------|------------|----------------------------------|
| (1) Saturado y Congelado       | $Cv_{IWS}$ | 2210                             |
| (2) Saturado y No Congelado    | $Cv_{WS}$  | 3774                             |
| (3) No Saturado y No Congelado | $Cv_{WSA}$ | 2100                             |

Parte 2: En primer lugar, divida el perfil de la turba en una serie de capas computables y concluya que la capa superior será la que primero se descongele, por lo que sería la primera en realizar la transición de una mezcla de suelo y agua helada a una de agua y suelo únicamente y, por último, a una mezcla no saturada de agua suelo aire. Suponiendo que todas las capas inferiores también se descongelan y drenan, también seguirían esta misma transición, aunque el inicio de la transición se retrasaría al aumentar la profundidad por debajo de la superficie del suelo. Las capas de turba compuestas por una mezcla de hielo-agua-suelo se calientan con relativa rapidez. Para las capas cercanas a la superficie del suelo, esta condición es relativamente efímera, ya que son las primeras en descongelarse. Las capas más profundas pueden permanecer en este estado durante largos periodos. Con la transición a la siguiente fase de composición de agua y suelo solamente, la velocidad de calentamiento se reduce considerablemente debido al aumento del calor específico que acompaña al cambio de fase de hielo a agua. Las capas que pasan a la última fase de composición agua-suelo-aire pueden calentarse fácilmente debido a que el calor específico del aire es mucho menor que el del agua. La velocidad y el patrón de calentamiento del perfil de turba dependen, por tanto, de la velocidad a la que se descongelan y drenan sus capas individuales. Los aportes de las precipitaciones, incluida la cantidad equivalente de agua de nieve presente al final del invierno, la pendiente de la superficie del suelo y las propiedades hidráulicas de la turba en cada capa computacional afectan a la velocidad de descongelación y drenaje y, por lo tanto, afectan indirectamente a la velocidad y al patrón de calentamiento del perfil de turba.

Parte 3: Dada la elevada porosidad de la turba, este tipo de suelo es susceptible de sufrir grandes variaciones de conductividad térmica con las variaciones del contenido de humedad del suelo y los cambios de fase. Cuando está congelada y saturada, la turba es un transmisor térmico muy eficaz. Durante el invierno, esto permite que el perfil de la turba conduzca energía hacia la atmósfera a altas velocidades en respuesta al gradiente térmico dirigido hacia arriba. Al descongelarse, el suelo se satura de agua líquida. En este estado, sigue siendo un conductor térmico muy eficaz y conduce la energía desde la superficie del suelo hacia el perfil de turba a altas velocidades en respuesta al gradiente térmico dirigido hacia abajo. En estas condiciones, el deshielo del suelo se produce a gran velocidad. Con el deshielo y el drenaje continuados, las capas de la parte superior del perfil de turba se vuelven insaturadas y, como resultado, su conductividad térmica disminuye. En estas

condiciones, las capas cercanas a la superficie se convierten en aislantes térmicos eficaces, por lo que disminuye la velocidad de descongelación del suelo.

[Volver al Ejercicio 4](#) ↑

## Solución Ejercicio 5

El ejercicio 5 no tiene solución numérica, por lo que se trata más de una respuesta que dé una solución. En respuesta a esta pregunta, debe reconocerse que el permafrost bajo las turberas Boreales y Taiga está compuesto típicamente de turba saturada de hielo. Dada la elevada porosidad de la turba (como se muestra en la tabla presentada con el Ejercicio 4) y que el agua ocupa un volumen menor que una masa equivalente de hielo, la fusión del hielo que ocupa los poros de dicho permafrost provoca una reducción del volumen de la capa de permafrost que se descongela. Por lo tanto, la descongelación del permafrost provoca el hundimiento de la superficie del suelo suprayacente. Esto reposiciona la superficie del suelo para que esté más cerca de la capa freática subyacente, lo que aumenta el contenido de humedad y, por tanto, la conductividad térmica de las capas cercanas a la superficie. Este proceso acelera el ritmo de descongelación del permafrost. La velocidad de descongelación del suelo implique o no descongelación del permafrost, se produce preferentemente debido a perturbaciones locales de la superficie del suelo. El deshielo preferencial impone gradientes hidráulicos locales que dirigen el drenaje hacia las depresiones de deshielo. Este proceso también aumenta el contenido local de humedad del suelo y, por tanto, la capacidad del perfil de turba en las zonas de deshielo preferencial para transmitir energía hacia abajo, hacia el frente de deshielo, aumentando la profundidad del deshielo y atrayendo el drenaje horizontal desde mayores distancias. Esta secuencia de retroalimentaciones positivas produce un "talik" (es decir, una capa no congelada) entre la parte inferior del suelo recongelado estacionalmente y la capa de permafrost subyacente. Antes de la formación del talik, el permafrost pierde energía hacia la atmósfera durante el invierno en respuesta al gradiente térmico dirigido hacia arriba (como se indica en la solución del Ejercicio 4). Sin embargo, una vez que se forma un talik, el gradiente térmico se dirige hacia el permafrost durante todo el año, por lo que la formación de talik acelera el deshielo del permafrost. Se incluye más información sobre este tema en Connon et al. (2018) y Kurylyk & Hayashi (2015).

[Volver al Ejercicio 5](#) ↑

## 14 Anotaciones

|             |  |
|-------------|--|
| $A$         | subíndice referido al aire   |
| $\alpha$    | parámetro de escala que es el recíproco de la presión de entrada de aire ( $L^{-1}$ )                    |
| $b$         | espesor saturado del depósito de Turba (L)   |
| $C_v$       | capacidad calorífica volumétrica ( $M^{-2}L^2T^{-2}K^{-1}$ )   |
| $C_{vi}$    | capacidad calorífica volumétrica del hielo ( $M^{-2}L^2T^{-2}K^{-1}$ )                                   |
| $C_{vIWS}$  | capacidad calorífica volumétrica de una mezcla de hielo, agua y suelo ( $M^{-2}L^2T^{-2}K^{-1}$ )        |
| $C_{vs}$    | capacidad calorífica volumétrica del suelo ( $M^{-2}L^2T^{-2}K^{-1}$ )                                   |
| $C_{vw}$    | capacidad calorífica volumétrica del agua ( $M^{-2}L^2T^{-2}K^{-1}$ )                                    |
| $\Delta S$  | cambio de almacenamiento (L)   |
| $\Delta WT$ | cambio en la elevación del nivel freático (L)  |
| $h$         | tensión hídrica del suelo expresada como valor positivo, equivalente a $-\psi$ (L)                       |
| $I$         | subíndice referido al hielo  |
| $K$         | conductividad hidráulica ( $LT^{-1}$ )   |
| $K_{sat}$   | conductividad hidráulica saturada ( $LT^{-1}$ )  |
| $K_u$       | conductividad térmica del suelo no congelado ( $MLT^{-3}K^{-1}$ )  |
| $L_e$       | longitud efectiva del orificio de entrada (L)  |
| $L$         | calor latente del agua basado en la masa ( $L^2T^{-2}$ )   |
| $l$         | parámetro de escala relacionado con la distribución del tamaño de los poros (-)                          |
| $m$         | $1-(1/n)$ (-)  |
| $n$         | parámetro adimensional de forma inversamente relacionado con la distribución del tamaño de los poros (-) |

|                      |  |
|----------------------|--|
| $p_c$                | proporción de contaminante (-)                                       |
| $\phi$               | porosidad (-)  |
| $\phi_{im}$          | porosidad inmóvil (-)  |
| $\phi_{mob}$         | porosidad móvil (-)  |
| $\phi_t$             | porosidad total (-)  |
| $\psi$               | presión del agua expresada como la altura de una columna de agua (L) |
| $p_w$                | proporción de la porosidad del agua (-)                              |
| $R$                  | radio exterior del orificio de entrada (L)                           |
| $R_f$                | velocidad relativa del soluto con respecto al disolvente (-)         |
| $\rho_b$             | densidad aparente (ML <sup>-3</sup> )                                |
| $\rho_T$             | densidad media de la turba suprayacente y del agua                   |
| $\rho_w$             | densidad del agua (ML <sup>-3</sup> )                                |
| $S$                  | subíndice referido al suelo  |
| $S_e$                | saturación efectiva (-)  |
| $S_s$                | almacenamiento específico (L <sup>-1</sup> )                         |
| $S_y$                | rendimiento específico (-)   |
| $\sigma_\varepsilon$ | tensión efectiva (ML <sup>-1</sup> T <sup>-2</sup> )                 |
| $\sigma_T$           | tensión total (ML <sup>-1</sup> T <sup>-2</sup> )                    |
| $\theta$             | contenido volumétrico de agua del suelo (-)                          |
| $\theta_r$           | contenido de agua residual (-)                                       |
| $\theta_s$           | contenido volumétrico de agua en saturación (-)                      |
| $T_s$                | temperatura superficial del suelo (K)                                |
| $v_a$                | velocidad aparente del contaminante (LT <sup>-1</sup> )              |

- $v_L$       velocidad lineal media de las aguas subterráneas ( $LT^{-1}$ )
- $W$         subíndice referido al agua
- $X(t)$      distancia entre la superficie del suelo y el fondo de la capa descongelada en un momento dado (L)

## 15 Acerca de los Autores



El **Dr. Jonathan Price** es Profesor Emérito del Departamento de Geografía y Gestión Medioambiental de la Universidad de Waterloo y estudia la hidrología de los humedales dominados por turba. Su investigación se centra en la restauración de turberas utilizadas para la extracción de turba y la creación de turberas en paisajes postminados. Dirigió la conceptualización, el diseño y la evaluación de una turbera alimentada por aguas subterráneas y su cuenca en la zona de arenas petrolíferas de Athabasca, en Alberta (Canadá), para la recuperación de un paisaje minado. El Dr. Price también ha realizado trabajos pioneros sobre el transporte de contaminantes en turberas, incluidos solutos e hidrocarburos. Ha supervisado a más de 60 estudiantes de posgrado y becarios de posdoctorado y ha sido autor y coautor de más de 200 artículos revisados por expertos en revistas sobre temas como la física del agua en el suelo, la micrometeorología, la calidad del agua, el transporte de contaminantes, la ecología y el desarrollo del suelo, así como la hidrología de los humedales a escala de cuenca.



El **Dr. Colin McCarter** es profesor adjunto y titular de la Cátedra de Investigación de Canadá en Cambio Climático y Medioambiental de la Universidad de Nipissing. Terminó su doctorado en 2016 en la Universidad de Waterloo y disfrutó de varias becas postdoctorales, incluida una beca postdoctoral NSERC. La investigación del Dr. McCarter se centra en cómo las interacciones y retroalimentaciones entre los procesos ecohidrológicos, biogeoquímicos y físicos del suelo controlan el transporte de nutrientes, carbono y contaminantes en los paisajes del norte bajo un clima cambiante. El Dr. McCarter está especialmente interesado en cómo la estructura de los suelos orgánicos de los humedales, como la turba, gobierna el flujo de agua y contaminantes y las implicaciones para la restauración de turberas contaminadas industrialmente.



El **Dr. William Quinton** es Profesor en el Departamento de Geografía y Estudios Ambientales de la Universidad Wilfrid Laurier. Lleva estudiando en el Ártico canadiense desde 1987 y en la región del valle del río Mackenzie desde 1991. En 1999 creó la estación de investigación de Scotty Creek y desde entonces ha dirigido varios estudios de investigación importantes en el sur de los Territorios del Noroeste centrados en las repercusiones del deshielo del permafrost en los procesos hidrológicos. El Dr. Quinton fue Catedrático de Investigación de Canadá en Hidrología de las Regiones Frías (2005-2015) y desempeñó un papel destacado en el desarrollo del Acuerdo de Asociación Laurier GNWT, el Instituto Laurier para la Ciencia del Agua e iniciativas relacionadas. También fue Director del Centro de Investigación de las Regiones Frías, Presidente de la Sección de Hidrología de la Unión Geofísica Canadiense, Representante Nacional ante la Asociación Internacional de Ciencias Hidrológicas y Delegado Principal ante el Grupo de Trabajo de Cuencas de Investigación del Norte. Ha publicado más de 100 artículos en revistas y supervisado a más de 50 estudiantes de posgrado. La estrecha colaboración con las comunidades indígenas es un tema central del trabajo del Dr. Quinton.

## 16 Acerca de la Traductora



**Elizabeth Naranjo** es Ingeniera en Ciencias del Agua por la Universidad Regional Amazónica Ikiam, Napo-Ecuador. Durante la carrera fue parte de varios proyectos de investigación sobre la contaminación del agua en la región amazónica. También fue voluntaria dentro del Geoparque Napo Sumaco Aspirante Unesco, donde inicio el desarrollo de la caracterización de estructuras kársticas, especialmente la hidrología de dolinas. Como tesis de grado evaluó la vulnerabilidad a la contaminación de la Formación Kárstica

Napo. Actualmente se encuentra realizando un doctorado directo en el Instituto de Geociencias de la Universidad de São Paulo (Brasil). Su proyecto pretende evaluar contaminantes emergentes y otros contaminantes de origen antrópico en agua subterránea con la finalidad de implementar alternativas de remediación. Este proyecto se encuentra dentro de un proyecto temático denominado SACRE | Soluciones integradas del agua para ciudades resilientes.

Por favor, considere la posibilidad de inscribirse en la lista de correo del GW-Project para mantenerse informado sobre la publicación de nuevos libros, eventos y formas de participar en el GW-Project. Al suscribirse a nuestra lista de correo electrónico nos ayuda a construir una comunidad mundial de aguas subterráneas. [Inscribirse](#)↗.



# Modificaciones de la Versión Original

## Cambios de la Versión Original a la Versión 2

Versión Original: Marzo 24, 2023, Versión 2: Noviembre 13, 2023

Los números de pagina se refieren al PDF original.

La página ii, indicación añadida de que se trata de la versión 2 del libro

En la página 65, se han detallado los nombres de los archivos Excel del Ejercicio 1, Conjuntos de Datos #1 y #2, y se han corregido los enlaces a la pagina de descarga de los archivos.

En las páginas 93 y 94, se han elaborado los nombres de los archivos Excel para la solución del Ejercicio 1, Conjunto de Datos #1 y #2 y se han corregido los encales a la pagina de descarga de los archivos.