

CAPÍTULO 3

DINÁMICA DEL CARBONO EN TURBERAS DE LA PATAGONIA CHILENA

Jorge Hoyos-Santillan^{1,2,3} & Claudia A. Mansilla^{2,4}

¹ School of Biosciences, The University of Nottingham, UK

² Network for Extreme Environments Research (NEXER), UMAG, Chile

³ Environmental Biogeochemistry in Extreme Ecosystems Laboratory, UMAG, Chile

⁴ Centro de Investigación GAIA Antártica, UMAG, Chile

E-mail: jorge.hoyos@umag.cl

RESUMEN

Debido a su capacidad para secuestrar carbono de la atmósfera, las turberas representan uno de los ecosistemas más importantes para mitigar el cambio climático. Las turberas de la Patagonia tienen una extensión superior a los 4,5 millones de hectáreas y contienen 1% del carbono almacenado en las turberas del planeta. Por esta razón, con la finalidad de reducir sus emisiones de carbono, Chile incluyó estos ecosistemas dentro de sus Contribuciones Determinadas a Nivel Nacional ante las Naciones Unidas. Sin embargo, existe información limitada sobre la dinámica del carbono en estos ecosistemas, lo que dificulta definir la capacidad de las turberas de la Patagonia para acumular carbono en el corto, mediano y largo plazo. Es importante tener en cuenta que, tanto la extracción de turba con fines comerciales, como el incremento de la temperatura y la disminución de precipitación en algunas regiones de la Patagonia, podrían transformar estos ecosistemas de sumideros a fuentes emisoras netas de carbono hacia la atmósfera. Uno de los aspectos centrales que se deben conocer con certeza es la tasa de acumulación de turba y carbono. Estos parámetros permiten estimar el balance de carbono y hacen posible proyectar medidas adecuadas de manejo, conservación y restauración de turberas prístinas e impactadas. Con base en la información bibliográfica disponible, se estimó que, en promedio, las turberas de la Patagonia acumulan turba, en el largo plazo, a una tasa de $0,43 \pm 0,02 \text{ mm a}^{-1}$, equivalente a una tasa promedio de acumulación de carbono de $12,25 \pm 0,55 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Durante los próximos treinta años, las turberas ubicadas en las regiones de Aysén y Magallanes podrían contribuir a la captura de 13 millones de toneladas de carbono, siempre y cuando se detenga su explotación comercial y las condiciones climáticas lo permitan. Existe una alta probabilidad de que, en las próximas décadas, las turberas adquirirán mayor relevancia dentro de los mecanismos para alcanzar la neutralidad en carbono

en 2050. De manera conjunta, los bosques nativos y turberas del país permitirán proyectar una ruta hacia la neutralidad en carbono que sea resiliente a diferentes crisis globales, incluyendo el cambio climático.

Palabras clave: carbono neutralidad, gases de efecto invernadero, metano, tasa de acumulación, descomposición, Mire.

INTRODUCCIÓN

A escala global, las turberas representan el reservorio de carbono de mayor magnitud en la biósfera (Yu, 2011), conteniendo ≈ 644 giga toneladas de carbono (Gt C; 1×10^9 toneladas de carbono) en un área de 399 millones de hectáreas (Leifeld & Menichetti, 2018; Page *et al.* 2011). Esto equivale a 21 % del carbono orgánico total del suelo en el planeta (Leifeld & Menichetti, 2018; Scharlemann *et al.* 2014). Cabe mencionar que, tanto las estimaciones del área global, como las estimaciones de contenido de carbono en turberas, mantienen un nivel alto de incertidumbre. Esto se debe a lo complicado y demandante de la logística necesaria para llevar a cabo las estimaciones de reservorios de carbono en turberas (Lawson *et al.* 2015); así como, a la tasa acelerada de degradación de estos ecosistemas a nivel mundial. La incertidumbre en la estimación del área y los depósitos de carbono en turberas representa uno de los retos más importantes para la inclusión de estos ecosistemas dentro de las acciones climáticas que se pueden emplear para dar cumplimiento al Acuerdo de París para mitigar emisiones de gases de efecto invernadero. En este acuerdo, se dispuso que los países firmantes presentarían sus Contribuciones Determinadas a Nivel Nacional (NDC por sus siglas en inglés) para la reducción de emisiones de gases de efecto invernadero, y las actualizarían de manera progresiva. Por esta razón, como parte de la actualización 2020 de las NDC, Chile optó disminuir la incertidumbre que existe actualmente sobre la cobertura espacial y contenido de carbono en las turberas del país, a través del desarrollo de un inventario nacional, que deberá concluirse en 2025 (Contribución de Integración - UTCUTS N°7; I7) (Gobierno de Chile, 2020). Adicionalmente, Chile se comprometió a “desarrollar métricas estandarizadas para la evaluación de la capacidad de adaptación o mitigación al cambio climático de humedales, especialmente turberas, implementando acciones para potenciar estos co-beneficios, en cinco sitios pilotos en áreas protegidas públicas o privadas el país” para el 2030 (Contribución de Integración - UTCUTS N°8; I8) (Gobierno de Chile, 2020). Para cumplir con el segundo compromiso, Chile deberá desarrollar investigación que



permita describir de manera cuantitativa la dinámica del carbono en las turberas del país. Dicha investigación deberá tomar en cuenta la heterogeneidad de estos ecosistemas, además de considerar los diferentes factores que influyen sobre la dinámica del carbono en el contexto del cambio climático global en el corto, mediano y largo plazo. Esto permitirá, eventualmente, incluir en las NDC metas cuantitativas de protección, conservación y restauración de turberas como mecanismo de captura y disminución de emisiones de carbono a nivel nacional.

Se estima que las turberas de la Patagonia, incluyendo los ecosistemas de Chile y Argentina, abarcan un área cercana a las 4,5 millones de hectáreas (Yu *et al.* 2010), y representan un reservorio potencial de ≈ 7 Gt C. En Chile, los humedales cubren al menos 3,5 millones de hectáreas, equivalentes al 4,5 % del territorio nacional (CONAF, 2017). La mayor parte de los humedales del país se encuentran en las regiones de Magallanes y Aysén, ocupando 3,2 y 0,1 millones de hectáreas, respectivamente (CONAF, 2017). Por lo tanto, 95 % de los humedales del país se encuentran localizados en estas dos regiones. En el caso específico de las turberas, estos ecosistemas cubren una extensión de entre 2,3 y 3,1 millones de hectáreas en la región de Magallanes (CONAF & CONAMA, 2006; Ruiz & Doberti, 2005), y contienen entre 3,6 y 4,8 Gt C (Hoyos-Santillan *et al.* 2019b). Independientemente de la incertidumbre en la información actual, el contenido

de carbono en las turberas de la Patagonia Chilena las convierte en un ecosistema de gran importancia en el contexto de los inventarios globales de carbono.

Este capítulo presenta una descripción general de los factores principales que regulan la dinámica del carbono en turberas de la Patagonia. Además, se describen los componentes que integran el balance de carbono en las turberas, mismo que define la capacidad que tienen estos ecosistemas de comportarse como sumideros de carbono. La primera sección del capítulo incluye una introducción general a la dinámica del carbono; la segunda sección abarca el balance de carbono en las turberas; la tercera sección aborda los procesos de acumulación de carbono en el corto y largo plazo; y la cuarta sección estima las contribuciones potenciales de las turberas Patagónicas al secuestro de carbono y el cumplimiento de la neutralidad en carbono para el 2050.

DINÁMICA DEL CARBONO EN TURBERAS

La biogeoquímica es el campo interdisciplinario de la ciencia, estrechamente ligado a la bioquímica, encargado de estudiar los mecanismos mediante los cuales interactúan los diferentes elementos químicos a través de los sistemas vivos (*e.g.* animales, plantas, microorganismos) y sus ambientes físicos (Haldar, 2013; Holland & Turekian, 2014). Esto incluye el estudio de aquellos factores que ejercen influencia directa o indirecta sobre los ciclos de elementos químicos claves para la vida en el planeta, como: carbono, nitrógeno y fósforo. En el caso del ciclo del carbono, la biogeoquímica estudia las rutas metabólicas de los organismos encargados de la producción y descomposición de materia orgánica. Adicionalmente, la biogeoquímica estudia los fluxes, reservorios y transformaciones del carbono en ecosistemas acuáticos y terrestres; así como, en la atmósfera. De manera conjunta, estos procesos constituyen la dinámica del carbono (Fig. 1).

Las turberas representan un tipo de humedal que, en términos de carbono, mantienen un comportamiento dual, emitiendo y capturando carbono, de manera simultánea, hacia la atmósfera (Joosten & Clarke, 2002). Es importante tener presente que, todas las turberas son humedales, pero no todos los humedales son turberas. Las turberas acumulan carbono a través de la acumulación de materia orgánica parcialmente descompuesta (*e.g.* hojas, ramas, frutos, raíces), cuya composición contiene carbono como parte de su estructura molecular (*e.g.* lignina, carbohidratos, ácidos grasos). En las turberas se acumula

materia orgánica debido a que, en el largo plazo, la tasa de producción asociada a la fotosíntesis supera a la tasa de descomposición (*i.e.* respiración aerobia y anaerobia). Este desbalance, que se inclina hacia la acumulación de materia orgánica, está asociado a factores que incluyen: i) la composición molecular de la materia orgánica en distintas especies vegetales (Hoyos-Santillan *et al.* 2015), ii) la estructura de consorcios microbianos específicos (Austin *et al.* 2014), iii) la temperatura (Girkin *et al.* 2020), y iv) la saturación de agua en el medio (*i.e.* condiciones de inundación prolongada) (Hoyos-Santillan *et al.* 2019a). De los factores previamente mencionados, el que limita los procesos de descomposición de materia orgánica de manera más importante, es la condición de saturación de agua en el ecosistema (Joosten & Clarke, 2002). Bajo condiciones de inundación prolongada, el agua forma una barrera física que limita la transferencia de oxígeno desde la atmósfera hasta el suelo, ocasionando que la descomposición de materia orgánica ocurra en condiciones anóxicas, cuyas tasas son sustancialmente más lentas que la descomposición en condiciones óxicas (Clymo, 1996). Consecuentemente, las turberas han acumulado materia orgánica durante miles de años (Clymo *et al.* 1998). Esta materia orgánica continúa degradándose lentamente, pero bajo ciertas condiciones ambientales, la tasa de descomposición puede llegar a superar a la tasa de acumulación (*e.g.* sequías prolongadas, drenado para agricultura), transformando a las turberas de sumideros a emisores netos de carbono hacia la atmósfera (Leifeld *et al.* 2019).

ESTRUCTURA DE LAS TURBERAS Y LA DINÁMICA DEL CARBONO

Con la finalidad de comprender la dinámica del carbono en turberas, resulta conveniente distinguir dos zonas principales en el perfil estratigráfico de la turba, constituyendo un sistema diplotélmico (*i.e.* con dos estratos) (Clymo *et al.* 1998; Ivanov, 1981) (Fig. 1). La terminología para hacer referencia a esta estructura estratigráfica se deriva del griego y fue propuesta por Ingram (1978). Primeramente, se distingue el estrato superficial denominado *acrotelm* o acrotelmo (ἄκρος = arriba, zona superior; τέλμα = pantano, turbera) (Ingram, 1978), al que también se suele hacer referencia como estrato “activo-vivo” debido a una traducción inadecuada del trabajo de Romanov (1968). En este estrato superficial el nivel freático fluctúa a lo largo del tiempo y es aquí donde ocurre el 90 % de la descomposición de la materia orgánica que eventualmente constituirá la turba (Mckenzie *et al.* 2013). En segundo término, el *catotelm* o catotelmo (κάτω = abajo, zona inferior), denominado de manera equivocada estrato “inactivo-inerte” (Rieley & Page, 2005), permanece permanentemente

saturado en agua, y la descomposición de materia orgánica ocurre de manera lenta en comparación con las tasas de descomposición en el *acrotelm*. Debido a las propiedades físico-químicas y biológicas de cada uno de estos estratos (Tabla 1), los procesos asociados a la dinámica del carbono que ocurren en cada estrato son substancialmente distintos. Todos los factores que afectan directa o indirectamente las propiedades del *acrotelm* y *catotelm*, así como, la relación de interdependencia que existe entre ambos estratos, definen el que una turbera se comporte como una fuente emisora o sumidero neto de carbono. Desde una perspectiva global, dependiendo de cómo se comporte la mayor parte de las turberas del planeta durante periodos prolongados de tiempo (*i.e.* fuente emisora o sumideros de carbono), estos ecosistemas contribuyen al aumento o disminución de la temperatura de la Tierra (Leifeld & Menichetti, 2018; Tian *et al.* 2016; Yu *et al.* 2013).

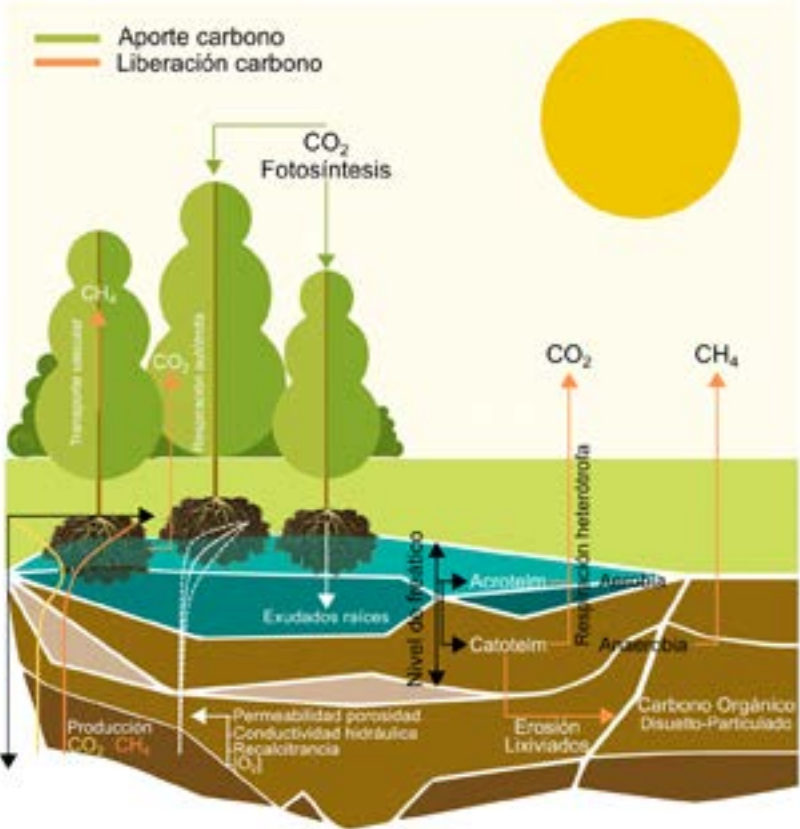


Fig. 1. Estructura y dinámica del carbono en turberas

Tabla 1. Características del *acrotelm* o *acrotelmo* y el *catotelm* o *catotelmo*.

Acrotelm o acrotelmo	Catotelm o catotelmo
Se extiende hasta la profundidad máxima alcanzada por el manto freático durante la temporada de menor precipitación pluvial (Clymo <i>et al.</i> 1998); suele tener una profundidad menor a 1 m (Baird & Wilby, 1999).	Comprende la zona que permanece permanentemente inundada. Contiene la mayor parte del carbono acumulado en las turberas.
Tiene una conductividad hidráulica alta (Baird <i>et al.</i> 2017).	Tiene una conductividad hidráulica baja que disminuye de manera paralela al aumento de profundidad.
El nivel del manto freático fluctúa de manera regular y en algunos casos es consistente con patrones estacionales de precipitación.	El nivel freático mantiene saturada esta sección de la turba, estableciendo condiciones anóxicas. En algunos casos, la rizosfera puede modificar las condiciones anóxicas (e.g. difusión de oxígeno hacia la matriz de suelo) (Hoyos-Santillan <i>et al.</i> 2016a).
Las condiciones óxicas y anóxicas se intercalan en función del nivel del manto freático. Esto da lugar a procesos de descomposición acelerada de materia orgánica durante los períodos óxicos.	Las condiciones anóxicas mantienen niveles de descomposición de materia orgánica limitados. Esto promueve la acumulación de materia orgánica parcialmente descompuesta (turba).
Soporta una matriz de material vegetal vivo que aporta gran parte de la materia orgánica que se acumulará como turba. La vegetación puede liberar sustratos a través de su sistema radicular (Girkin <i>et al.</i> 2018); así como, conducir gases desde la matriz de suelo hacia la atmósfera y viceversa (Pangala <i>et al.</i> 2013).	Se constituye principalmente de una matriz de material orgánico recalcitrante derivado de diferentes orígenes botánicos. El origen del material que conforma cada estrato se puede inferir a través del análisis de microfósiles (Phillips <i>et al.</i> 1997), polen y composición molecular (Carr <i>et al.</i> 2010).
Contiene consorcios microbianos aerobios y facultativos que pueden estar asociados al proceso de descomposición de materia orgánica.	Contiene consorcios microbianos facultativos o anaerobios que están asociados a la descomposición de materia orgánica en condiciones anóxicas. Dentro de estos procesos se encuentra la producción de metano (Winfrey & Zeikus, 1979).

BALANCE DE CARBONO EN TURBERAS

La característica excepcional de las turberas de acumular cantidades importantes de carbono está asociada a un desbalance entre las tasas de producción y descomposición de la materia orgánica vegetal (Joosten & Clarke, 2002). Este fenómeno se puede ilustrar, de manera sucinta, a través del balance de masa simplificado:

$$\text{Acumulación materia orgánica} = \text{Producción materia orgánica} - \text{Descomposición materia orgánica}$$

Donde la Acumulación de materia orgánica parcialmente descompuesta representa la turba; la Producción corresponde a la productividad primaria; y la Descomposición representa los procesos de degradación de materia orgánica a través de rutas aerobias y anaerobias. El estudio de la dinámica del carbono permite cuantificar la transferencia de carbono entre los distintos componentes del balance. Un entendimiento profundo de cada componente del balance y sus interacciones es esencial para estimar de manera adecuada la capacidad que tendrán las turberas de la Patagonia para mitigar o exacerbar el cambio climático. En esta sección, se describen los componentes Producción y Descomposición del balance.

PRODUCCIÓN DE MATERIA ORGÁNICA

La producción de biomasa vegetal en turberas se deriva de la actividad fotosintética de los organismos autótrofos (*i.e.* productividad primaria neta) (Dyukarev *et al.* 2019). Estos organismos fijan CO₂ atmosférico como sustrato para llevar a cabo sus funciones metabólicas, incluyendo la síntesis de compuestos estructurales (Chapin *et al.* 2011). En las turberas, sólo una fracción de la materia orgánica que se fija a través de fotosíntesis se incorpora al ecosistema como turba en el largo plazo. La magnitud de la fracción de materia orgánica; así como, el tipo de materia orgánica que constituye la turba varía dependiendo de cada ecosistema. En ecosistemas tropicales, la turba está constituida principalmente de biomasa de plantas vasculares (*e.g.* palmeras, mangle, árboles) (Hoyos-Santillan *et al.* 2015). En el caso de ecosistemas templados y aquellos localizados en altas latitudes (subantárticos, sub-boreales y boreales), donde se localizan más del 80 % de las turberas del planeta (Leifeld & Menichetti, 2018), las plantas no vasculares como los musgos (*e.g.* *Sphagnum*), contribuyen en mayor

proporción a la acumulación de carbono (Wieder & Vitt, 2006). Se estima que, de la totalidad de carbono acumulado en las turberas del planeta, la mayoría está constituida por *Sphagnum* (Clymo & Hayward, 1982). *Sphagnum* es un componente relevante de los ecosistemas de turberas de la Patagonia (Pisano, 1977). La productividad de *Sphagnum* es regulada por diferentes factores como: humedad, radiación solar, nivel freático, temperatura, disponibilidad de nutrientes (nitrógeno, fósforo y potasio), salinidad y pH (Gunnarsson, 2005; León *et al.* 2019). Asimismo, se ha observado que la productividad de *Sphagnum* disminuye conforme aumenta la latitud y disminuye la temperatura (Moore, 1989; Wieder & Lang, 1983). Sin embargo, debido a que los depósitos de turba más importantes del planeta se encuentran en altas latitudes, es probable que la recalcitrancia (*i.e.*, resistencia a la descomposición) de diferentes especies de *Sphagnum* tenga mayor influencia sobre la acumulación de carbono en el largo plazo, que el efecto que tiene la productividad primaria (Gunnarsson, 2005). *Sphagnum* no es el único género capaz de producir turba en las turberas ubicadas en regiones templadas, subantárticas, sub-boreales y boreales; también existen plantas vasculares que contribuyen de manera significativa a la formación de turba (*e.g.* herbáceas, arbustos, subarbustos) y constituyen parte integral de la heterogeneidad espacial de estos ecosistemas.

En la Patagonia, existe información limitada con respecto a la productividad primaria neta de la vegetación asociada a la producción de turba. En Tierra de Fuego, se estima que la productividad primaria promedio de *Sphagnum magellanicum* asciende a $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Robson *et al.* 2003), que se sitúa cerca del promedio global de productividad primaria de *Sphagnum* de $130 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (rango: $4 - 725 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) (Gunnarsson, 2005). Estos valores resultan considerablemente bajos en comparación con los reportados para la productividad primaria promedio en turberas tropicales ($1.050 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) (Sjögersten *et al.* 2014).

Es importante tener presente que, debido a que la producción de biomasa es un componente fundamental en el balance de carbono de las turberas, cualquier perturbación natural o humana que disminuya o detenga la incorporación de materia orgánica nueva al sistema, inclinará el balance hacia la descomposición de turba. Tal es el caso de aquellas turberas en que se remueve la vegetación de la superficie del acrotelm (*e.g.* extracción de *Sphagnum*) (Zajac *et al.* 2018). Por lo tanto, afectaciones directas a las comunidades vegetales que habitan estos ecosistemas podrían desencadenar la pérdida acelerada de los depósitos de turba y el carbono que esta contiene.

DESCOMPOSICIÓN DE MATERIA ORGÁNICA

Dentro del balance de carbono en las turberas, la descomposición define la cantidad de biomasa que se transformará en turba en el largo plazo. Así mismo, los procesos de descomposición de materia orgánica influyen directamente en la estructura de la turba, creando gradientes verticales de porosidad que se traducen en variaciones estratigráficas de la conductividad hidráulica (Baird *et al.* 2017; Couwenberg & Joosten, 1999) (Fig. 1). Al igual que la productividad primaria, las tasas de descomposición son reguladas por diversos factores, como: temperatura, pH, salinidad, disponibilidad de nutrientes (nitrógeno, fósforo). Sin embargo, hay dos factores que son determinantes para las tasas de descomposición: i) disponibilidad de oxígeno, y ii) recalcitrancia de la materia orgánica. La disponibilidad de oxígeno está estrechamente ligada al nivel freático pues, bajo condiciones de inundación continua, la transferencia de oxígeno desde la atmósfera hacia la materia orgánica se ve impedida y se favorece la descomposición anaerobia de la materia orgánica. De manera contrastante, si el nivel freático disminuye, la materia orgánica que no está saturada en agua se descompone de manera aerobia. En las turberas, estos procesos se alternan en diferentes escalas temporales, creando patrones discontinuos de descomposición (nivel freático bajo) y acumulación (nivel freático alto) de turba (Couwenberg & Joosten, 1999). La descomposición de materia orgánica bajo condiciones óxicas en turberas es sumamente relevante en términos cuantitativos. En el caso de *Sphagnum*, se estima que, del total de la biomasa incorporada a través de la vía fotosintética, entre el 30 y 80 % se descompone en condiciones óxicas en el *acrotelm*, por lo que pequeñas variaciones en la productividad primaria y las tasas de descomposición ejercen impactos significativos en el balance de carbono de las turberas (Gunnarsson, 2005). Con respecto a la recalcitrancia de la materia orgánica, ésta varía entre los diferentes tejidos de las plantas (hojas, tallos, raíces) (Hoyos-Santillan *et al.* 2015) y, como en el caso de *Sphagnum*, entre especies del mismo género (Belyea, 1996; Limpens & Berendse, 2003). La diferencia en la recalcitrancia de la materia orgánica de diferentes especies influye de manera tan importante sobre las tasas de descomposición que, se ha propuesto como la causa de que sólo 50 de las más de 400 especies de *Sphagnum* que existen produzcan turba (Gunnarsson, 2005). Además, se ha observado que la composición molecular de los tejidos de las plantas capaces de formar turba participa en la regulación de los flujos de nutrientes a nivel ecosistémico. Por ejemplo, a través de mecanismos como el Home Field Advantage, en que la materia orgánica de un tipo específico de vegetación se degrada más rápido en

el ecosistema en que fue producida, favoreciendo la competitividad de algunas especies vegetales (Austin *et al.* 2014; Hoyos-Santillan *et al.* 2018).

La descomposición de materia orgánica en turberas, tanto en condiciones óxicas como anóxicas, conduce a la producción de gases y a la liberación de material disuelto o particulado que es exportado hacia los cauces de agua. Considerando el balance de carbono y la contribución al calentamiento global, los gases de efecto invernadero más importantes que se producen en las turberas son: i) el dióxido de carbono (CO_2), y ii) el metano (CH_4). El carbono que se exporta desde las turberas hacia los cauces de agua (*i.e.* carbono fluvial) puede estar en forma de carbono orgánico disuelto, carbono orgánico particulado y/o carbono inorgánico disuelto (Brown *et al.* 2019). En conjunto, las emisiones gaseosas y la exportación de carbono fluvial, representan procesos antagónicos a la producción de materia orgánica dentro del balance de carbono en las turberas.

EMISIONES DE CO_2

Existen dos vías principales de producción de CO_2 en turberas: la respiración de las plantas y la descomposición de materia orgánica en condiciones óxicas y anóxicas (Fig. 1). Este gas es el compuesto principal mediante el cual se vuelve a liberar hacia la atmósfera el carbono que se había acumulado como turba durante miles años (Hoyos-Santillan *et al.* 2019a). El intercambio neto de carbono entre la atmósfera y las turberas resulta de la diferencia entre la productividad primaria bruta de la vegetación (GPP, por sus siglas en inglés), y las tasas de respiración de la vegetación y la turba (Respiración del Ecosistema; R_{eco} , por su nomenclatura en inglés). Para realizar el balance total de carbono es importante considerar también la producción de CH_4 en la turba. La diferencia entre la cantidad de CO_2 que se fija mediante GPP y las emisiones de CO_2 derivadas de la R_{eco} se denomina Intercambio Neto del Ecosistema (NEE, por sus siglas en inglés) (Bubier *et al.* 2003; Dyukarev *et al.* 2019). De manera integral, el NEE y las emisiones de CH_4 permiten evaluar cuantitativamente la capacidad de una turbera como sumidero de carbono.

Durante miles de años, las turberas han participado de manera directa en la regulación de las concentraciones de CO_2 y CH_4 en la atmósfera (Frolking *et al.* 2006; Tian *et al.* 2016). Actualmente, las turberas que no han sido alteradas por actividades humanas, representan un sumidero de aproximadamente $0,1 \text{ Gt C a}^{-1}$ (Frolking *et al.* 2011). Mientras que existe una cantidad substancial de información referente a emisiones de CO_2 en turberas del hemisferio norte;

así como, de turberas localizadas en regiones tropicales (Sjögersten *et al.* 2014), la información correspondiente a turberas de la Patagonia es limitada. Investigación reciente, que ha evaluado el NEE, sugiere que algunas turberas de la Patagonia funcionan como sumideros de carbono y por lo tanto mantienen flujos netos negativos de CO₂ hacia la atmósfera. En las turberas dominadas por *Sphagnum magellanicum* ($- 27 \pm 28 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) se observó un NEE cuatro veces menor al NEE de las dominadas por *Astelia pumila* y *Donatia fascicularis* ($- 122 \pm 76 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) (Holl *et al.* 2019). Esto indica que, diferentes comunidades vegetales presentan capacidades distintas de captura de carbono. Así mismo, se observó que la captura neta de CO₂ en turberas puede disminuir hasta 3 veces bajo condiciones ambientales de alta temperatura y sequía (Holl *et al.* 2019), lo que acentúa la importancia de evaluar el impacto del cambio climático en estos ecosistemas.

EMISIONES DE CH₄

Los humedales, incluyendo las turberas, representan la fuente natural de emisiones de CH₄ más importante a nivel mundial (Tian *et al.* 2016), liberando cerca de 0,03 Gt de CH₄ anualmente (Frolking *et al.* 2011). El CH₄ es entre 25 y 72 veces más potente que el CO₂ como gas de efecto invernadero, dependiendo del horizonte de tiempo que se emplee para hacer la comparación (Reisinger *et al.* 2010). La producción biológica de CH₄ se denomina metanogénesis, mientras que el consumo de CH₄ se denomina metanotrofia. Los organismos metanógenos son anaerobios estrictos, por lo que la presencia de oxígeno inhibe la producción de CH₄. En las turberas, el CH₄ se produce, principalmente, mediante dos rutas anaerobias (Conrad, 2005). Un mecanismo utiliza acetato como sustrato (ruta acetoclástica; $*\text{CH}_3\text{COOH} \rightarrow \text{CO}_2 + *\text{CH}_4$), mientras que el otro utiliza hidrógeno y CO₂ (ruta hidrogenotrófica; $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$). La dominancia de cada una de estas rutas depende de la disponibilidad de sustratos y de equilibrios termodinámicos (Schulz & Conrad, 1996). Tanto la producción de acetato como de hidrógeno requieren de la disponibilidad de sustratos fácilmente degradables (Hoyos-Santillan *et al.* 2016). Por esta razón, gran parte del CH₄ que se produce en las turberas se deriva de la descomposición de exudados liberados por las raíces de la vegetación que habita estos ecosistemas; es decir, de materia orgánica que se sintetizó recientemente a través de la actividad fotosintética (Girkin *et al.* 2018; Hoyos-Santillan *et al.* 2016). Debido a la gran cantidad de factores que ejercen influencia sobre los diferentes procesos metanogénicos y metanotróficos, la cuantificación de las emisiones de CH₄ requiere monitoreos con amplia representatividad espacial y temporal. Por ejemplo, a nivel temporal,

es importante considerar que las emisiones de CH₄ presentan variaciones diurnas, estacionales, e incluso entre milenios.

Con respecto a la Patagonia, se han observado emisiones bajas de CH₄ en turberas dominadas por *A. pumila* (0,09 ± 0,16 mmol CH₄ m⁻² d⁻¹), *D. fascicularis* (0,66 ± 0,96 mmol CH₄ m⁻² d⁻¹), y *S. magellanicum* (1,52 ± 1,10 mmol CH₄ m⁻² d⁻¹) (Münchberger *et al.* 2019). Las bajas emisiones se han atribuido a la liberación de oxígeno hacia el catotelm por parte de algunas de las especies vegetales, lo que inhibe la actividad de los organismos metanógenos. Este mecanismo de mitigación de emisiones de CH₄ ha sido observado en ecosistemas tropicales, particularmente en comunidades vegetales capaces de desarrollar complejos radiculares densos (*e.g.* palmera *Raphia taedigera*) (Hoyos-Santillan *et al.* 2016). Incluso, para la Patagonia se ha reportado supresión completa de las emisiones de CH₄ debido a la liberación de oxígeno por parte de las estructuras vasculares de *A. pumila* y *D. fascicularis* (Fritz *et al.* 2011). Sin embargo, la limitación en la disponibilidad de información concerniente a las emisiones de carbono en turberas de la Patagonia hace evidente la necesidad de desarrollar mayor investigación en esta línea.

ACUMULACIÓN DE CARBONO

Las turberas que acumulan turba de manera activa se denominan “Mire”; en el caso de aquellos ecosistemas en que habitan comunidades vegetales que potencialmente pueden formar turba, pero no necesariamente lo hacen, se les denomina “Suo” (Joosten & Clarke, 2002). Esta distinción es importante en términos de dinámica del carbono, ya que no todas las turberas se encuentran acumulando turba y por lo tanto carbono. Conocer la velocidad de acumulación de carbono que han mantenido las turberas a lo largo de miles de años; así como, la velocidad a la que acumulan carbono actualmente, permite definir el papel que juegan estos ecosistemas en el ciclo global de carbono (*i.e.*, sumideros o fuentes emisoras netas). Además, a partir de las tasas de acumulación de turba es posible evaluar la vulnerabilidad de una turbera ante el cambio climático.

ACUMULACIÓN DE CARBONO EN TURBERAS DE LA PATAGONIA

Para estimar la tasa aparente de acumulación de carbono en el largo plazo en una turbera (long-term (apparent) rate of carbon accumulation; LORCA), es necesario contar con: i) un registro confiable de la antigüedad de la sección más

profunda (basal) de la turbera (años calibrados antes del presente, CE 1950); ii) la densidad de la turba ($g_{\text{turba b.s.}} \text{ cm}^{-3}$); y iii) el contenido de carbono en la turba a través del perfil estratigráfico ($gC g_{\text{turba b.s.}}^{-1}$) (Korhola *et al.* 1995). Para fines de cálculo, la fracción de carbono contenido en la turba se suele considerar constante ($0,5 gC g_{\text{turba b.s.}}^{-1}$), aunque idealmente se deben llevar a cabo los análisis correspondientes. Es importante tener en cuenta que, la LORCA no considera el proceso de descomposición de materia orgánica que ocurre de manera continua en el *acrotelm*. Para considerar dichos factores, es necesario estimar la tasa "real" de acumulación de carbono en el largo plazo (actual long-term net rate of carbon accumulation; ARCA), para la cual se requiere el empleo de modelos teóricos de acumulación neta de materia orgánica en turberas (Korhola *et al.* 1995). Sin embargo, para estimar adecuadamente ARCA es necesario desarrollar modelos específicos para cada región y tipo de turberas. La ARCA siempre es menor que LORCA; en ecosistemas boreales, la ARCA, en promedio, es $\approx 40 \%$ menor que la LORCA (Korhola *et al.* 1995).

La información existente con respecto a tasas de acumulación de turba en la Patagonia es relativamente limitada. Mientras que en el hemisferio norte se cuenta con estudios que involucran el análisis de cientos de núcleos de turba (> 1.300 núcleos) (Korhola *et al.* 1995), en la región de la Patagonia las estimaciones emplean la información derivada del análisis de menos de una centena de núcleos obtenidos entre $- 45^\circ S$ y $- 65^\circ S$ (23 núcleos) (Loisel, 2012, 2015). A partir de dicha información se estima que, las turberas de la Patagonia mantuvieron una tasa promedio de acumulación de carbono durante el Holoceno de $17,1 \pm 2,9 g C m^{-2}$ (Loisel, 2015). Sin embargo, en el contexto de establecimiento de programas enfocados al manejo sostenible, conservación, y análisis del impacto del cambio de uso de suelo y cambio climático en turberas, es importante tener un conocimiento e interpretación adecuado de las tasas de acumulación de turba. Específicamente, es relevante contar con información que considere las tasas de acumulación de turba que condujeron a la estructuración de los perfiles estratigráficos que existen hoy en día en la Patagonia.

ACTUALIZACIÓN DE LAS TASAS DE ACUMULACIÓN DE CARBONO EN TURBERAS DE LA PATAGONIA

Información bibliográfica

Con la finalidad de actualizar las estimaciones de las tasas de acumulación de carbono en la Patagonia, se analizó la información bibliográfica correspondiente a 96 núcleos de turba distribuidos entre las latitudes 40° S y 55° S (Fig. 2). Únicamente se incluyeron en el análisis aquellos núcleos en que se contase con dataciones de ^{14}C en la sección basal del perfil estratigráfico. Se descartaron aquellos núcleos en que la información únicamente correspondiera a los estratos superficiales, pues se interpretarían de manera inadecuada las tasas de acumulación de turba, sobrestimando la acumulación potencial de turba en largo plazo (Young *et al.* 2019). Resulta fundamental considerar este aspecto, debido a que la sobreestimación de las tasas potenciales de acumulación de turba ha tenido consecuencias negativas en el desarrollo y modificación de políticas públicas relacionadas al manejo sostenible de turberas sujetas a explotación con fines comerciales. El error más común que suele cometerse es considerar que, la tasa reciente de acumulación del *acrotelm* es equivalente a la tasa de acumulación en el largo plazo. La equivocación radica en el hecho de asumir que la mayor parte de la biomasa generada recientemente por la vegetación se incorporará a la turba. Contrario a esta suposición, hasta el 80 % de la biomasa sintetizada fotosintéticamente se degrada antes de incorporarse a la turba (Gunnarsson, 2005). Además, la tasa de acumulación de carbono en el *acrotelm* suele ser al menos un orden de magnitud superior al LORCA (Young *et al.* 2019). Al asumir que las tasas recientes de acumulación de turba son equivalentes a las tasas de acumulación en el largo plazo, se sobrestima la capacidad de regeneración de turba en ecosistemas sujetos a explotación. Consecuentemente, se suele confundir la recuperación de la cobertura superficial de la vegetación con la recuperación neta de materia orgánica. De esta forma se justifica, de manera equivocada, la extracción continua tanto de la cobertura vegetal de las turberas como de la turba, bajo la falsa impresión de que es posible explotar la turba de manera sostenible, ignorando el hecho de que la turba es un recurso no renovable en el corto-mediano plazo (Evers *et al.* 2016).

A partir de los datos reportados en la literatura se construyó una base de datos que incorporó: la profundidad, edad basal, latitud, longitud y altitud de cada uno de los núcleos de turba. Empleando la profundidad y las edades basales de los núcleos de turba, se estimó la tasa de acumulación de turba (mm a^{-1}).

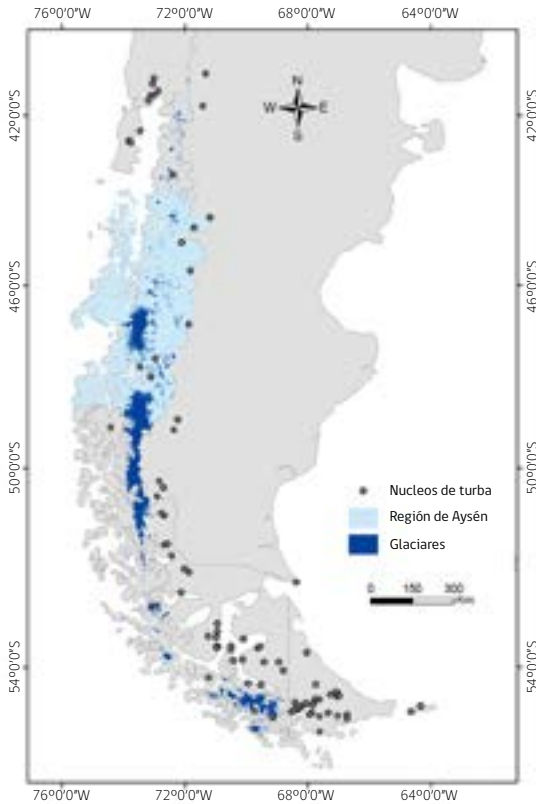


Fig. 2. Ubicación geográfica de los núcleos de turba en la Patagonia (n=96).

turberas de la Patagonia y de las regiones de Aysén y Magallanes, para estimar la cantidad total de carbono que podrían acumular anualmente estos ecosistemas. Es importante mencionar que, las estimaciones de acumulación de carbono son “potenciales”, y consideran que la tasa de acumulación de carbono en el largo plazo se mantendrá durante las próximas décadas. Sin embargo, debido al cambio climático es probable que las tasas de acumulación de carbono varíen significativamente.

Para evaluar la diferencia de la LORCA en diferentes regiones de la Patagonia (< 45°S, Norte, Centro 45°S–50°S, Sur > 50°S) se empleó un Modelo Lineal Mixto usando Residual Maximum Likelihood (REML), lo que permitió analizar la base de datos desbalanceada. El nivel de significancia se estimó a partir de la prueba de Wald usando una distribución F ($P < 0,05$).

Posteriormente, utilizando las tasas de acumulación de turba, considerando una densidad turba de $0,056 \text{ g cm}^{-3}$ y asumiendo un contenido de carbono en turba de 50 % (Turunen *et al.* 2002; Loisel, 2012;), se calculó una LORCA actualizada para las turberas de la Patagonia. Es importante tener presente que, la LORCA representa una tasa aparente de acumulación de carbono en el largo plazo, que comprende la tasa de acumulación de la materia orgánica que se conservó tras ocurrir los procesos de descomposición de materia orgánica acontecidos en el *acrotelm*. Finalmente, se empleó la LORCA, en combinación con el área total de

LORCA ACTUALIZADA

En promedio, las turberas de la Patagonia comenzaron a acumular carbono hace 13.249 ± 430 años y tienen una profundidad de $5,6 \pm 0,3$ m (Fig. 3a,b). Se estima que, la tasa promedio de acumulación de turba en la Patagonia es de $0,43 \pm 0,02$ mm a⁻¹, equivalente a una LORCA promedio de $12,25 \pm 0,55$ g C m⁻² a⁻¹. No se observaron variaciones significativas en las tasas de acumulación de carbono en función de la latitud ($F_{2,93} = 2,76$; $P > 0,05$) (Fig. 3c). En perspectiva, la tasa promedio de $12,25 \pm 0,55$ g C m⁻² a⁻¹ para la Patagonia es menor que la LORCA promedio reportada para turberas boreales ($19,90 \pm 0,33$ g C m⁻² a⁻¹; $n = 1010$) (Korhola *et al.* 1995) y mucho menor que las reportadas para regiones tropicales como Kalimantan (56 g C m⁻² a⁻¹) (Page *et al.* 2004).

LAS TURBERAS DE LA PATAGONIA Y LA NEUTRALIDAD EN CARBONO

Con el objetivo de contribuir a mantener el incremento en la temperatura del planeta por debajo de los 2 °C con respecto a la época pre-industrial (IPCC, 2018), en 2017 Chile ratificó el Acuerdo de París y se comprometió a alcanzar la Neutralidad en Carbono para el año 2050 (Gobierno de Chile, 2020). La Neutralidad en Carbono se refiere a que el país consiga mantener emisiones netas de CO₂ iguales a cero. Es decir, que las emisiones antropógenas de CO₂ sean equivalentes a las remociones antropógenas de CO₂ en un período determinado de tiempo (Matthews, 2018). Dentro del marco del Acuerdo de París, los países firmantes deben presentar las Acciones Climáticas que ejecutaran para alcanzar la Neutralidad en Carbono. El mecanismo por medio del cual los países presentan sus compromisos de mitigación de emisiones, es a través de sus NDC.

En 2019 el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) definió que, la conservación y restauración de turberas representaba una alternativa de impacto inmediato para mitigar las emisiones de carbono hacia la atmósfera (IPCC, 2019). En la misma línea, desde hace unos años se ha promovido a las turberas como parte de las Soluciones Climáticas Naturales o Soluciones Basadas en la Naturaleza (Natural Climate Solutions o Nature Based Solutions). Estos mecanismos buscan, a través de la conservación, restauración y el manejo adecuado del suelo, incrementar la capacidad de almacenamiento de carbono; así como, la disminución de las emisiones de gases de efecto invernadero en diferentes ecosistemas (bosques, turberas, pastizales) (Griscom

et al. 2017). Finalmente, en abril del 2020, Chile incluyó a las turberas dentro de sus NDC, y se comprometió a: i) desarrollar un inventario nacional de turberas, y ii) evaluar la contribución de estos ecosistemas a la mitigación del cambio climático (Gobierno de Chile, 2020). Para lograr esto, Chile deberá desarrollar una cantidad importante de investigación en los próximos años, enfocada en el estudio de la dinámica del carbono de las turberas de la Patagonia. Será particularmente prioritario, desarrollar un balance global de carbono en las turberas del Patagonia, mismo que establezca con menor incertidumbre si estos ecosistemas se comportan como sumideros o fuentes emisoras netas de carbono hacia la atmósfera.

Independientemente del trabajo de investigación que se deberá realizar en los próximos años, actualmente es posible hacer estimaciones generales sobre la capacidad de las turberas de la Patagonia para capturar CO₂ en el largo plazo. Considerando el área total de turberas en la Patagonia (4,5 millones de hectáreas en Chile y Argentina), y la tasa aparente de acumulación de carbono en el largo plazo actualizada ($12,25 \pm 0,55 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$), se estima que estos ecosistemas podrían acumular 550 mil toneladas de carbono anualmente. Por su parte, considerando el área total de turberas de las regiones de Aysén y Magallanes ($\approx 3,3$ millones de hectáreas) (CONAF, 2017; CONAF & CONAMA, 2006), es posible estimar que, las turberas localizadas en estas regiones podrían contribuir anualmente a la acumulación de 430.000 toneladas de carbono (≈ 13 millones de toneladas de carbono entre 2020 y 2050). Esta cantidad podría parecer pequeña en comparación con los 95 millones de toneladas de CO_{2eq} que se proyecta emitirá Chile en 2030 (Gobierno de Chile, 2020). Sin embargo, el hecho de que las turberas funcionen como sumideros y no como fuentes emisoras de carbono, garantiza la conservación del importante reservorio de carbono que representan, mismo que es 4,7 veces superior al de la biomasa aérea de todos los bosques de Chile (Hoyos-Santillan *et al.* 2019b). El caso diametralmente opuesto sería que, debido a intervención humana o al cambio climático, las turberas de la Patagonia se comportasen como fuentes emisoras de CO₂ a la atmósfera. Por ejemplo, la extracción de la cubierta vegetal de las turberas o de turba podría ejercer impactos negativos cuasi-permanentes en estos ecosistemas, liberando cantidades importantes de carbono. En ese escenario, se dificultaría de manera significativa el que Chile pudiese alcanzar la Neutralidad en Carbono. A partir las estimaciones de acumulación de turba en el largo plazo incluidas en este capítulo, la regeneración de una capa de 20 cm de espesor de turba podría tomar 400 años en la región de Aysén, y 500 años en la región de Magallanes. Aunque esta estimación es meramente ilustrativa y,

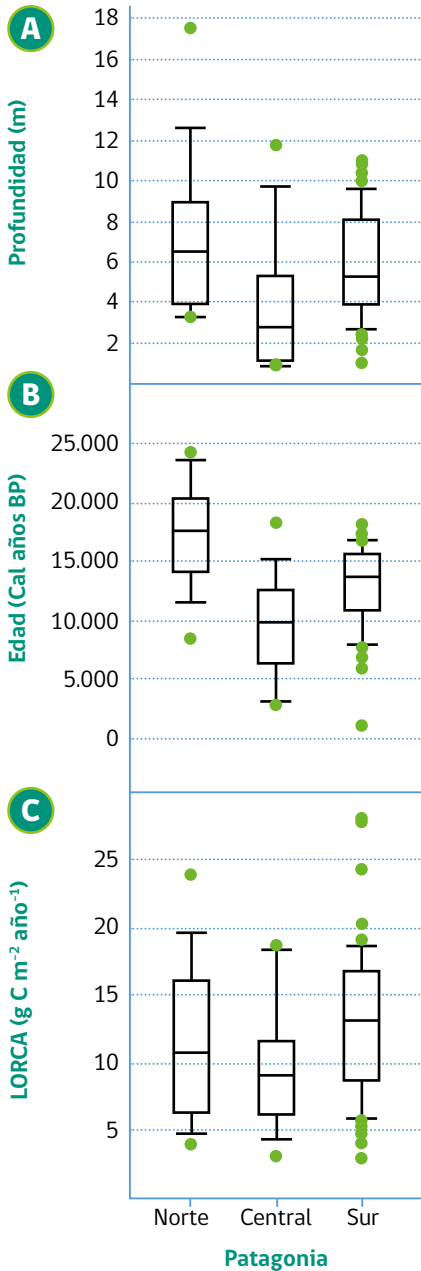


Fig. 3. Turberas de la Patagonia: **A)** profundidad, **B)** edad y **C)** LORCA

como se comentó previamente, asume que se mantiene constante la tasa de acumulación de turba los pasados 18 mil años, hace evidente la necesidad de evaluar cuantitativamente el impacto real de la extracción de turba sobre la dinámica del carbono en la Patagonia. Esto adquiere aún mayor relevancia debido a que las proyecciones actuales de cambio climático sugieren que habrá variaciones contrastantes de las tasas de precipitación entre la región norte y sur de la Patagonia (Garreaud *et al.* 2013), lo que se traducirá en afectaciones diferenciadas en las tasas de acumulación-descomposición de turba.

CONCLUSIONES

- Existe incertidumbre con respecto a la extensión y contenido de carbono en las turberas de la Patagonia. Las estimaciones actuales indican que cubren más de 4,5 millones de hectáreas y contienen cerca de 7 Gt de carbono.
- Es necesario desarrollar investigación enfocada al estudio de la dinámica del carbono en turberas de la Patagonia. Esto permitirá proyectar la estabilidad de los reservorios de carbono de las turberas bajo la influencia de los escenarios anticipados de cambio climático global.
- Las turberas de la Patagonia son ecosistemas frágiles, y cualquier

alteración que afecte su capacidad de acumular materia orgánica afectará dramáticamente el balance de carbono en el sistema. Por ejemplo, alteraciones humanas o naturales que interrumpan la producción de biomasa o que aceleren los procesos de descomposición de materia orgánica, podrían transformar a las turberas de la Patagonia de sumideros a emisores netos de carbono en el corto-mediano plazo.

- Basados en el análisis de la bibliografía disponible, se estimó una tasa de acumulación de turba de $0,43 \pm 0,02 \text{ mm a}^{-1}$ ($n = 96$), que se traduce en una LORCA promedio de $12,25 \pm 0,55 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ para las turberas de la Patagonia.
- Las turberas de la Región de Aysén y Magallanes podrían contribuir potencialmente a la acumulación de ≈ 430.000 toneladas de carbono anualmente, sólo si las condiciones climáticas lo permiten y se detienen los procesos de degradación asociados a actividades comerciales.

AGRADECIMIENTOS

JHS agradece financiamiento ANID/FONDECYT 11200024 y CAM desea agradecer el financiamiento otorgado por el Proyecto PAI/SIA 77180002, ANID, Chile.

BIBLIOGRAFÍA

Austin, A. T., Vivanco, L., González-Arzac, A., y Pérez, L. I. (2014). There's no place like home? An exploration of the mechanisms behind plant litter-decomposer affinity in terrestrial ecosystems. *The New phytologist*, 204, 307-314. <https://doi.org/10.1111/nph.12959>

Baird, Andrew J., & Wilby, R. L. (1999). *Eco-Hydrology* (1a ed.). Routledge.

Baird, Andy 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(3), 1333-1339. <https://doi.org/10.1002/2016GL072245>

Belyea, L. R. (1996). Separating the Effects of Litter Quality and Microenvironment

on Decomposition Rates in a Patterned Peatland. *Oikos*, 77(3), 529. <https://doi.org/10.2307/3545942>

Brown, S. L., Goulsbra, C. S., & Evans, M. G. (2019). Controls on fluvial carbon efflux from eroding peatland catchments. *Hydrological Processes*, 33(3), 361-371. <https://doi.org/10.1002/hyp.13329>

Bubier, J., Crill, P., Mosedale, A., Froking, S., & Linder, E. (2003). Peatland responses to varying interannual moisture conditions as measured by automatic CO₂ chambers. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2), 35.1-35.15. <https://doi.org/10.1029/2002GB001946>

Carr, A. S., Boom, A., Chase, B. M., Roberts, D. L., & Roberts, Z. E. (2010). Molecular fingerprinting of wetland organic matter using pyrolysis-GC/MS: an example from the southern Cape coastline of South Africa. *Journal of Paleolimnology*, 44(4),

947-961. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9466-9>

Chapin, F. S., Matson, P. A., & Vitousek, P. M. (2011). Carbon Inputs to Ecosystems. En *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology* (pp. 123-156). Springer New York. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-9504-9_5

Clymo, R. S. (1996). Assessing the accumulation of carbon in peatlands. En R. Laiho, J. Laine, & H. Vasander (eds.), *Northern Peatlands in Global Climate Change* (pp. 207-212). The Academy of Finland.

Clymo, R. S., & Hayward, P. M. (1982). The Ecology of *Sphgnum*. En A. J. E. Smith (Ed.), *Bryophyte Ecology* (pp. 229-289). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-009-5891-3_8

Clymo, R. S., Turunen, J., & Tolonen, K. (1998). Carbon Accumulation in Peatland. *Oikos*, *81*(2), 368. <https://doi.org/10.2307/3547057>

CONAF. (2017). *Superficie de usos de suelo regional*. <https://www.conaf.cl/nuestros-bosques/bosques-en-chile/catastro-vegetacional/>

CONAF, y CONAMA. (2006). *Monitoreo y actualización: Catastro de uso del suelo y vegetación, Región de Magallanes y Antártica Chilena*. <http://www.conaf.cl/nuestros-bosques/bosques-en-chile/catastro-vegetacional/>

Conrad, R. (2005). Quantification of methanogenic pathways using stable carbon isotopic signatures: a review and a proposal. *Organic Geochemistry*, *36*(5), 739-752. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2004.09.006>

Couwenberg, J., & Joosten, H. (1999). Pools as Missing Links: The Role of Nothing in the Being of Mires. En V. Standen, J. Tallis, & R. Meade (Eds.), *Patterned mires and mire pools- Origin an development; flora and fauna* (pp. 87-102). British Ecological Society.

Dyukarev, E. A., Godovnikov, E. A., Karpov, D. V., Kurakov, S. A., Lapshina, E. D., Filippov, I. V., Filippova, N. V., & Zarov, E. A. (2019). Net Ecosystem Exchange, Gross Primary Production And Ecosystem Respiration In Ridge-Hollow Complex At Mukhrino Bog. *Geography, Environment, Sustainability*, *12*(2), 227-244. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-77>

Evers, S., Yule, C. M., Padfield, R., O'Reilly, P., & Varkkey, H. (2016). Keep Wetlands Wet: The Myth of Sustainable Development of Tropical Peatlands - Implications for Policies and Management. *Global Change Biology*. <https://doi.org/10.1111/gcb.13422>

Fritz, C., Pancotto, V. A., Elzenga, J. T. M., Visser, E. J. W., Grootjans, A. P., Pol, A., Iturraspe, R., Roelofs, J. G. M., & Smolders, A. J. P. (2011). Zero methane emission bogs: extreme rhizosphere oxygenation by cushion plants in Patagonia. *New Phytologist*, *190*(2), 398-408. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2010.03604.x>

Frolking, S., Roulet, N., & Fuglestedt, J. (2006). How northern peatlands influence the Earth's radiative budget: Sustained methane emission versus sustained carbon sequestration. *Journal of Geophysical Research*, *111*(G1), G01008. <https://doi.org/10.1029/2005JG000091>

Frolking, S., Talbot, J., Jones, M. C., Treat, C. C., Kauffman, J. B., Tuittila, E.-S., & Roulet, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate system. *Environmental Reviews*, *19*, 371-396. <https://doi.org/10.1139/a11-014>

Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-Scale Control on the Patagonian Climate. *Journal of Climate*, *26*(1), 215-230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>

Girkin, N. T., Dhandapani, S., Evers, S., Ostle, N., Turner, B. L., y Sjögersten, S. (2020). Interactions between labile carbon, temperature and land use regulate

- carbon dioxide and methane production in tropical peat. *Biogeochemistry*, 147(1), 87-97. <https://doi.org/10.1007/s10533-019-00632-y>
- Girkin, N. T., Turner, B. L., Ostle, N., Craigon, J., & Sjögersten, S. (2018). Root exudate analogues accelerate CO₂ and CH₄ production in tropical peat. *Soil Biology and Biochemistry*, 117, 48-55. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.11.008>
- Gobierno de Chile. (2020). *Chile's Nationally Determined Contribution*. [https://www4.unfccc.int/sites/ndcstaging/](https://www4.unfccc.int/sites/ndcstaging/PublishedDocuments/Chile%20First/Chile's_NDC_2020_english.pdf) PublishedDocuments/Chile First/Chile's_NDC_2020_english.pdf
- Griscom, B. W., Adams, J., Ellis, P. W., Houghton, R. A., Lomax, G., Miteva, D. A., Schlesinger, W. H., Shoch, D., Siikamäki, J. V., Smith, P., Woodbury, P., Zganjar, C., Blackman, A., Campari, J., Conant, R. T., Delgado, C., Elias, P., Gopalakrishna, T., Hamsik, M. R., Herrero, M., Kiesecker, J., Landis, E., Laestadius, L., Leavitt, S. M., Minnemeyer, S., Polasky, S., Potapov, P., Putz, F. E., Sanderman, J., Silvius, M., Wollenberg, E., & Fargione, J. (2017). Natural climate solutions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(44), 11645-11650. <https://doi.org/10.1073/pnas.1710465114>
- Gunnarsson, U. (2005). Global patterns of *Sphagnum* productivity. *Journal of Bryology*, 27(3), 269-279. <https://doi.org/10.1179/174328205X70029>
- Halder, S. K. (2013). Exploration of Geochemistry. En *Mineral Exploration: Principles and Applications* (pp. 55-71). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416005-7.00004-0>
- Holl, D., Pancotto, V., Heger, A., Camargo, S. J., & Kutzbach, L. (2019). Cushion bogs are stronger carbon dioxide net sinks than moss-dominated bogs as revealed by eddy covariance measurements on Tierra del Fuego, Argentina. *Biogeosciences*, 16(17), 3397-3423. <https://doi.org/10.5194/bg-16-3397-2019>
- Holland, H. D., & Turekian, K. K. (eds.). (2014). *Treatise on Geochemistry* (2a ed.). Elsevier.
- Hoyos-Santillan, J., Craigon, J., Lomax, B. H., Lopez, O. R., Turner, B. L., & Sjögersten, S. (2016). Root oxygen loss from *Raphia taedigera* palms mediates greenhouse gas emissions in lowland neotropical peatlands. *Plant and Soil*, 404(1-2), 47-60. <https://doi.org/10.1007/s11104-016-2824-2>
- Hoyos-Santillan, J., Lomax, B. H., Large, D., Turner, B. L., Boom, A., Lopez, O. R., & Sjögersten, S. (2015). Getting to the root of the problem: litter decomposition and peat formation in lowland Neotropical peatlands. *Biogeochemistry*, 126(1-2), 115-129. <https://doi.org/10.1007/s10533-015-0147-7>
- Hoyos-Santillan, J., Lomax, B. H., Large, D., Turner, B. L., Boom, A., Lopez, O. R., & Sjögersten, S. (2016). Quality not quantity: Organic matter composition controls of CO₂ and CH₄ fluxes in neotropical peat profiles. *Soil Biology and Biochemistry*, 103, 86-96. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.08.017>
- Hoyos-Santillan, J., Lomax, B. H., Large, D., Turner, B. L., Lopez, O. R., Boom, A., Sepulveda-Jauregui, A., & Sjögersten, S. (2019). Evaluation of vegetation communities, water table, and peat composition as drivers of greenhouse gas emissions in lowland tropical peatlands. *Science of The Total Environment*, 688, 1193-1204. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.366>
- Hoyos-Santillan, J., Lomax, B. H., Turner, B. L., & Sjögersten, S. (2018). Nutrient limitation or home field advantage: Does microbial community adaptation overcome nutrient limitation of litter decomposition in a tropical peatland? *Journal of Ecology*, 106(4), 1558-1569.

- <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12923>
- Hoyos-Santillan, J., Miranda, A., Lara, A., Rojas, M., & Sepulveda-Jauregui, A. (2019). Protecting Patagonian peatlands in Chile. *Science*, 366(6470), 1207-1208. <https://doi.org/10.1126/science.aaz9244>
- Ingram, H. A. P. (1978). Soil layers in mires: function and terminology. *Journal of Soil Science*, 29(2), 224-227. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1978.tb02053.x>
- IPCC. (2018). IPCC, 2018: Summary for Policymakers. En V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, & T. Waterfield (eds.), *Global Warming of 1.5°C* (p. 32). <https://www.ipcc.ch/sr15/>
- IPCC. (2019). Summary for Policymakers. En P. R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmonte, H. Portner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, ... J. Malley (eds.), *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems* (En prensa, pp. 1-36). <https://doi.org/10.4337/9781784710644>
- Ivanov, K. E. (1981). *Water movement in mirelands*. 276. <https://doi.org/10.1097/00010694-198203000-00012>
- Joosten, H., & Clarke, D. (2002). *Wise Use of Mires and Peatlands: Background and Principles including a Framework for Decision-Making*. International Mire Conservation Group and International Peat Society.
- Korhola, A., Tolonen, K., Turunen, J., & Jungner, H. (1995). Estimating long-term carbon accumulation rates in boreal peatlands by radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 37(2), 575-584. <https://doi.org/10.1017/S0033822200031064>
- Lawson, I. T., Kelly, T. J., Aplin, P., Boom, A., Dargie, G., Draper, F. C. H., Hassan, P. N. Z. B. P., Hoyos-Santillan, J., Kaduk, J., Large, D., Murphy, W., Page, S. E., Roucoux, K. H., Sjögersten, S., Tansey, K., Waldram, M., Wedeux, B. M. M., & Wheeler, J. (2015). Improving estimates of tropical peatland area, carbon storage, and greenhouse gas fluxes. *Wetlands Ecology and Management*, 23(3), 327-346. <https://doi.org/10.1007/s11273-014-9402-2>
- Leifeld, J., & Menichetti, L. (2018). The underappreciated potential of peatlands in global climate change mitigation strategies. *Nature Communications*, 9(1), 1071. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03406-6>
- Leifeld, Jens, Wüst-Galley, C., & Page, S. (2019). Intact and managed peatland soils as a source and sink of GHGs from 1850 to 2100. *Nature Climate Change*, 9(12), 945-947. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0615-5>
- León, C. A., Neila-Pivet, M., Benítez-Mora, A., & Lara, L. (2019). Effect of phosphorus and nitrogen on *Sphagnum* regeneration and growth: an experience from Patagonia. *Wetlands Ecology and Management*, 27(2-3), 257-266. <https://doi.org/10.1007/s11273-019-09657-4>
- Limpens, J., & Berendse, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss from decomposing *Sphagnum*. *Oikos*, 103(3), 537-547. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0706.2003.12707.x>
- Loisel, J. (2012). *Autogenic and allogenic controls on carbon dynamics in peatlands from Alaska and Patagonia* [Lehigh University]. <http://preserve.lehigh.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=2124&context=etd>

- Loisel, J. (2015). Turberas como sumideros de carbono. En E. Domínguez & D. Vega-Valdés (eds.), *Funciones y servicios ecosistémicos de las turberas en Magallanes-Colección libros INIA N° 33* (1a ed., pp. 297-315). Instituto de Investigaciones Agropecuarias.
- Matthews, J. B. R. (Ed.). (2018). IPCC, 2018: Anexo I: Glosario. En *Calentamiento global de 1.5 C, Informe especial del IPCC sobre los impactos del calentamiento global de 1.5 C con respecto a los niveles preindustriales y las trayectorias correspondientes que deberían seguir las emisiones mundiales de gases de efecto inv* (p. 2).
- Mckenzie, J. M., Siegel, D. I., & Rosenberry, D. O. (2013). Improving Conceptual Models of Water and Carbon Transfer Through Peat. En Andy J. Baird, L. R. Belyea, X. Comas, A. S. Reeve, & D. L. Slater (eds.), *Carbon Cycling in Northern Peatlands* (pp. 265-275). <https://doi.org/10.1029/2008GM000821>
- Moore, T. R. (1989). Growth and net production of *Sphagnum* at five fen sites, subarctic eastern Canada. *Canadian Journal of Botany*, *67*(4), 1203-1207. <https://doi.org/10.1139/b89-156>
- Münchberger, W., Knorr, K.-H., Blodau, C., Pancotto, V. A., & Kleinebecker, T. (2019). Zero to moderate methane emissions in a densely rooted, pristine Patagonian bog - biogeochemical controls as revealed from isotopic evidence. *Biogeosciences*, *16*(2), 541-559. <https://doi.org/10.5194/bg-16-541-2019>
- Page, S. E., Rieley, J. O., & Banks, C. J. (2011). Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Global Change Biology*, *17*(2), 798-818. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02279.x>
- Page, S. E., Wüst, R. A. J., Weiss, D., Rieley, J. O., Shotyk, W., & Limin, S. H. (2004). A record of Late Pleistocene and Holocene carbon accumulation and climate change from an equatorial peat bog (Kalimantan, Indonesia): implications for past, present and future carbon dynamics. *Journal of Quaternary Science*, *19*(7), 625-635. <https://doi.org/10.1002/jqs.884>
- Pangala, S. R., Moore, S., Hornibrook, E. R. C., & Gauci, V. (2013). Trees are major conduits for methane egress from tropical forested wetlands. *New Phytologist*, *197*(2), 524-531. <https://doi.org/10.1111/nph.12031>
- Phillips, S., Rouse, G. E. G., y Bustin, R. M. (1997). Vegetation zones and diagnostic pollen profiles of a coastal peat swamp, Bocas del Toro, Panamá. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *128*(1-4), 301-338. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)81129-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)81129-7)
- Pisano, E. (1977). Fitogeografía de Fuego - Patagonia chilena. I.- Comunidades vegetales entre las latitudes 52 y 56° S. *Anales del Instituto de la Patagonia*, *8*, 121-250.
- Reisinger, A., Meinshausen, M., Manning, M., & Bodeker, G. (2010). Uncertainties of global warming metrics: CO2 and CH4. *Geophysical Research Letters*, *37*(14). <https://doi.org/10.1029/2010GL043803>
- Rieley, J. O., & Page, S. E. (2005). *Wise use of tropical peatlands: focus on Southeast Asia*. ALTErrA - Wageningen University and Research Centre and the EU INCO - STRAPEAT and RESTORPEAT.
- Robson, T. M., Pancotto, V. A., Flint, S. D., Ballare, C. L., Sala, O. E., Scopel, A. L., & Caldwell, M. M. (2003). Six years of solar UV-B manipulations affect growth of *Sphagnum* and vascular plants in a Tierra del Fuego peatland. *New Phytologist*, *160*(2), 379-389. <https://doi.org/10.1046/j.1469-8137.2003.00898.x>
- Romanov, V. V. (1968). Hydrophysics of Bogs. *Isreal Program of Scientific Translations*.
- Ruiz, J., & Doberti, M. (2005). *Catastro y caracterización de los turbales de Magallanes*.
- Scharlemann, J. P., Tanner, E. V., Hiederer, R., & Kapos, V. (2014). Global soil carbon:

- understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management*, 5(1), 81-91. <https://doi.org/10.4155/cmt.13.77>
- Schulz, S., & Conrad, R. (1996). Influence of temperature on pathways to methane production in the permanently cold profundal sediment of Lake Constance. *FEMS Microbiology Ecology*, 20(1), 1-14. [https://doi.org/10.1016/0168-6496\(96\)00009-8](https://doi.org/10.1016/0168-6496(96)00009-8)
- Sjögersten, S., Black, C. R., Evers, S., Hoyos-Santillan, J., Wright, E. L., & Turner, B. L. (2014). Tropical wetlands: A missing link in the global carbon cycle? *Global Biogeochemical Cycles*, 28(12), 1371-1386. <https://doi.org/10.1002/2014GB004844>
- Tian, H., Lu, C., Ciais, P., Michalak, A. M., Canadell, J. G., Saikawa, E., Huntzinger, D. N., Gurney, K. R., Sitch, S., Zhang, B., Yang, J., Bousquet, P., Bruhwiler, L., Chen, G., Dlugokencky, E., Friedlingstein, P., Melillo, J., Pan, S., Poulter, B., Prinn, R., Saunois, M., Schwalm, C. R., & Wofsy, S. C. (2016). The terrestrial biosphere as a net source of greenhouse gases to the atmosphere. *Nature*, 531(7593), 225-228. <https://doi.org/10.1038/nature16946>
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K., & Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland-application to boreal and subarctic regions. *The Holocene*, 12(1), 69-80. <https://doi.org/10.1191/0959683602h522rp>
- Wieder, R. K., & Lang, G. E. (1983). Net Primary Production of the Dominant Bryophytes in a Sphagnum-Dominated Wetland in West Virginia. *The Bryologist*, 86(3), 280. <https://doi.org/10.2307/3242723>
- Wieder, R. K., & Vitt, D. H. (eds.). (2006). *Boreal Peatland Ecosystems* (Vol. 188). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-31913-9>
- Winfrey, M. R., & Zeikus, J. G. (1979). Microbial methanogenesis and acetate metabolism in a meromictic lake. *Applied and environmental microbiology*, 37(2), 213-221. <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=243190&tool=pmcentrez&rendertype=abstract> Young, D. M., Baird, A. J., Charman, D. J., Evans, C. D., Gallego-Sala, A. V., Gill, P. J., Hughes, P. D. M., Morris, P. J., & Swindles, G. T. (2019). Misinterpreting carbon accumulation rates in records from near-surface peat. *Scientific Reports*, 9(1), 17939. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53879-8>
- Yu, Z. (2011). Holocene carbon flux histories of the world's peatlands: Global carbon-cycle implications. *The Holocene*, 21(5), 761-774. <https://doi.org/10.1177/0959683610386982>
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W., & Hunt, S. J. (2010). Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 37(13). <https://doi.org/10.1029/2010GL043584>
- Yu, Z., Loisel, J., Turetsky, M. R., Cai, S., Zhao, Y., Frolking, S., MacDonald, G. M., & Bubier, J. L. (2013). Evidence for elevated emissions from high-latitude wetlands contributing to high atmospheric CH₄ concentration in the early Holocene. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(1), 131-140. <https://doi.org/10.1002/gbc.20025>
- Zajac, E., Zarzycki, J., & Ryczek, M. (2018). Degradation of peat surface on an abandoned post-extracted bog and implications for re-vegetation. *Applied Ecology and Environmental Research*, 16(3), 3363-3380. https://doi.org/10.15666/aeer/1603_33633380