

泥炭堆積モデルの変遷および気候特性を考慮した堆積予測

A Study of the Application of Peat Accumulation Model in Japan

北海道大学工学部
北海道大学大学院工学研究院

○学生員 内藤大梧 (Daigo Naito)
正 員 山田朋人 (Tomohito Yamada)

1. はじめに

泥炭地の多くは亜寒帯地域に属し、地球上の陸域面積に対する占有率は約 3%のみであるが、全土壌に存在する炭素のうち約 25%を保持している¹⁾。さらに将来の気温上昇は亜寒帯地方の泥炭の分解を促進し、二酸化炭素量を増加させうる。また泥炭地は地域特有の植生と高い地下水位によって成立しており、急速な温暖化の進行は二酸化炭素の放出だけでなく生物多様性の損失や地域水文環境の変化といった様々な影響を及ぼす可能性がある。

泥炭の堆積予測は前述した植生と地下水位、そして土壌特性の経年変化を考慮した数理モデルを用いてなされてきた。ここではその数理モデルを「泥炭堆積モデル」と呼び、泥炭堆積モデルがどのように進歩してきたのかを概説するとともに、北海道東部の気象情報を用いて泥炭がどのように堆積しているのかを計算した。

2. 泥炭堆積モデルの概要

泥炭堆積モデルは図-1 に示したとおり、大きく 3 つの要素で構成される。その 3 要素は、植物の生産・分解を表現する生物学的要素、地下水変動を表現する水文学的要素、圧密等の土壌特性の変化を表現する力学的要素である。入力変数として一般的に年平均気温と年降水量（年正味降水量）等を必要とする。現在の代表的なモデルとして植生変化に重点を置いた HPM (Holocene Peat Model)³⁾と地下水位変動を空間的に表現した DigiBog⁴⁾が挙げられる。

泥炭堆積モデルの研究は生物学的要素を数学的に表現することから始まり、地下水位による植物の遺骸の分解率の違いを考慮した 2 層 1 次元のモデルや 1 年で 1 層堆積する多層 1 次元のモデルの考案を経て、現在では多層多次元を表現するに至っている（図-2）。一方で土壌特性の変化に関しては透水係数や密度などを観測などから深さの関数として表現するに留まっていたが、2021 年には泥炭を多孔質弾性体として捉え、圧密過程を表現したモデル (MPeat) が開発された²⁾。

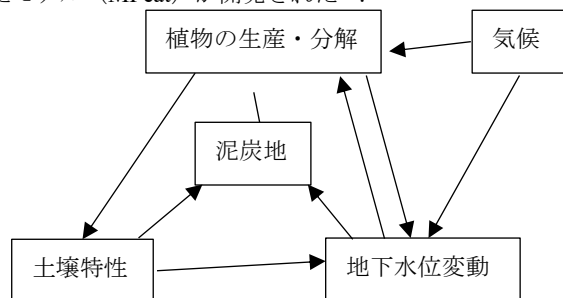


図-1 泥炭地を取り巻く要素

3. 泥炭堆積モデルにおける生物学的要素の表現

泥炭堆積モデルにおける生物学的要素は、微生物による植物の遺骸の分解と植物の生産を表す。英語ではこれらを「Ecological」と表現することが多いが、ここではわかりやすさを重視して単に「生物学」という表現を用いることとした。

3.1 植物の遺骸の分解量の表現式

泥炭は植物の遺骸が不完全分解されたものであり、分解は年月とともに少しずつ進行する。Clymo⁵⁾は泥炭の分解を式(1)で表した。

$$\frac{dm}{dt} = -\alpha m \quad (1)$$

式(1)の左辺は質量 $m[\text{kg}/\text{m}^2]$ を時間 $t[\text{year}]$ で微分したものである。 α は分解率 $[\text{year}^{-1}]$ である。分解率は好気層と嫌気層で異なり、嫌気層での分解率は好気層のその100分の1以下といわれている。その原因は好気層では微生物による分解量が多い好気分解が発生し、有機物の分解が進行するのに対し、嫌気層では好気分解が発生せず嫌気分解のみに留まるためである。

Frolking⁶⁾は式(1)を発展させ1年で1層の泥炭層が増えるという考え方を提唱した。この考え方は式(1)とともに現在の数理モデルでも用いられている。

現在の最先端モデルの一つである DigiBog⁷⁾では各層における飽和度を用いて好気分解と嫌気分解が発生する割合を決定し、さらに分解量を気温の関数として表現している。

3.2 植物の生産量の表現式

Clymo や Frolking はモデルの構築にあたって植物の生産量は一定であるという仮定を置いていたが、植物の生産量は地下水位と関連があることが多くの観測で確認されており、この関係性を植生生長関数と呼ぶ。Hilbert⁸⁾は観測結果から以下に示す式(2)を導いた。

$$\begin{aligned} G &= k(Z_0 - Z_{\min})(Z_{\max} - Z_0) \quad (Z_{\min} \leq Z_0 \leq Z_{\max}) \\ G &= 0 \quad (Z_0 \leq Z_{\min}, Z_{\max} \leq Z_0) \end{aligned} \quad (2)$$

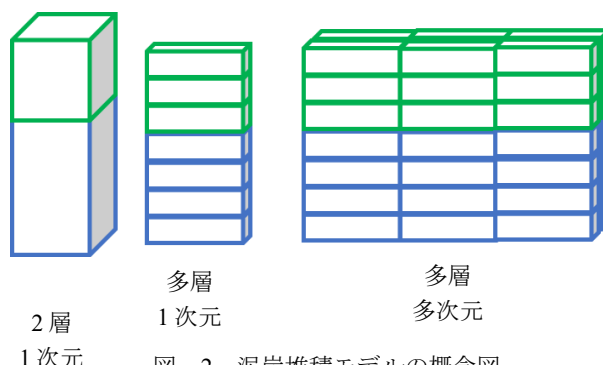


図-2 泥炭堆積モデルの概念図

ここで $G[\text{cm year}^{-1}]$ は植物の生産量, $k[\text{cm year}^{-1}]$ は生産量の最大値を決定するパラメータ, $Z_0[\text{cm}]$ は地下水位, $Z_{\min}[\text{cm}]$ と $Z_{\max}[\text{cm}]$ は植生が存在する地下水位の限界値を表す. 式(2)は植物の種類や気温の影響を考慮しない単純な式であるが, 地下水位による植生の発達の限界がよく表現されている.

Frolking³⁾らは HPM において植生長関数として式(3)を用いた. ここで NPP_i は i という植物の純一次生産量 (Net Primary Productivity), z_{WT} は地下水位, h_{PD} は泥炭深さを表し, そのほかは植生種類ごとに固有の値を持つパラメータである. 12 種類の植物それぞれについて植物生産量を地下水位と泥炭深さの関数として表した式(3)は, 泥炭地の発達とともに変化する植生を式(2)より詳細に表している.

一方で Morris^{9), 10)}らは Belyea¹¹⁾らの観測結果をもとに植生長関数を地下水位と気温の関数を用いて式(4)のように表した. $p[\text{kg m}^{-2} \text{ year}^{-1}]$ は植物の生産量, $Z[\text{m}]$ は地下水位, $T_{ave}[\text{°C}]$ は年平均気温を表す. 図-3 は式(4)をもとに筆者が作成した植生長関数のグラフである. 式(4)の使用の際は観測が高位泥炭で行われた点に注意する必要がある. 泥炭地は低位泥炭地と高位泥炭地に区別され, その植生は大きく異なる. したがって, 式(4)の使用の際には高位泥炭地のみを対象とする必要がある.

また, 式(2), 式(3), 式(4)の観測は石灰岩を基底に持つ欧米の泥炭地で行われており, 日本の火山灰性の土壌に適用できるかは議論が必要だと考えられる.

4. 泥炭堆積モデルにおける水文学的要素の表現

泥炭堆積モデルにおける水文学的要素とは, 主に地

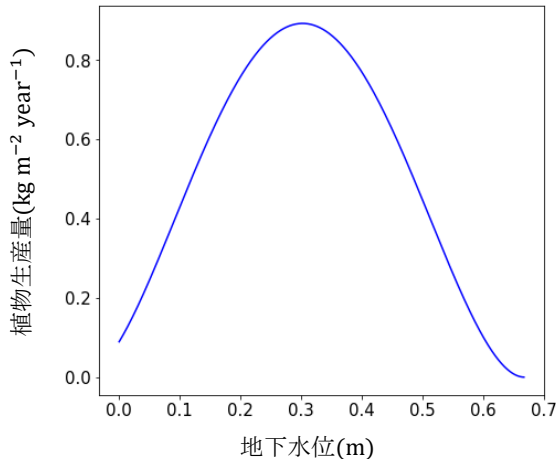


図-3 植生長関数の一例

$$\text{NPP}_i = \begin{cases} \text{NPP}_{i,\max} \cdot e^{-\left[\left(\frac{z_{WT}-z_{WT}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,WT}}\right)^2 + \left(\frac{h_{PD}-h_{PD}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,PD}}\right)^2\right]} & \text{if } z_{WT} \geq z_{WT}^{\text{opt}_i}, h_{PD} \geq h_{PD}^{\text{opt}_i} \\ \text{NPP}_{i,\max} \cdot e^{-\left[\left(\frac{z_{WT}-z_{WT}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,WT}}\right)^2 + \left(\frac{h_{PD}-h_{PD}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,PD}}\right)^2\right]} & \text{if } z_{WT} \geq z_{WT}^{\text{opt}_i}, h_{PD} < h_{PD}^{\text{opt}_i} \\ \text{NPP}_{i,\max} \cdot e^{-\left[\left(\frac{z_{WT}-z_{WT}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,WT}}\right)^2 + \left(\frac{h_{PD}-h_{PD}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,PD}}\right)^2\right]} & \text{if } z_{WT} < z_{WT}^{\text{opt}_i}, h_{PD} \geq h_{PD}^{\text{opt}_i} \\ \text{NPP}_{i,\max} \cdot e^{-\left[\left(\frac{z_{WT}-z_{WT}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,WT}}\right)^2 + \left(\frac{h_{PD}-h_{PD}^{\text{opt}_i}}{\sigma_{i,PD}}\right)^2\right]} & \text{if } z_{WT} < z_{WT}^{\text{opt}_i}, h_{PD} < h_{PD}^{\text{opt}_i} \end{cases} \quad (3)$$

$$p = \begin{cases} 0.001(9.3 + 133Z - 0.022(100Z)^2)^2(0.1575T_{ave} + 0.0091) & (0 \text{ m} \leq Z \leq 0.668 \text{ m}) \\ 0 & (Z > 0.668 \text{ m}) \end{cases} \quad (4)$$

地下水位の変動を表す. Hilbert⁷⁾は地下水位の変動を式(5)で表した.

$$\frac{dZ_0}{dt} = \frac{dH}{dt} - \frac{1}{\theta_{\max}} \left(P - \frac{E_0}{1 + c_1 Z_0} - (d_0 + c_2 H) \right) \quad (5)$$

ここで $Z_0[\text{cm}]$ は地下水位, $H[\text{cm}]$ は泥炭深さ, $\theta_{\max}$ は泥炭の単位深さ当たりの最大含水量, $P[\text{cm}]$ は年降水量, $E_0[\text{cm}]$ は年可能蒸発散量, $d_0[\text{cm}]$ は泥炭層厚さが 0 cm のときの年排水量, c_1, c_2 はパラメータである. 式(5)は地下水位による地表面からの蒸発散量の変動や泥炭層厚さによる排水量の変動を考慮した感覚的な式である. 現在ではより物理的に地下水位の変動を考慮した式(6)や式(7)が用いられている.

$$\frac{d\Gamma}{dt} = \frac{r}{\phi} - \frac{2\kappa\Gamma^2}{l^2\phi} \quad (6)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\kappa(d)}{s(d)} d \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\kappa(d)}{s(d)} d \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{P(t) - E(h, t)}{s(d)} \quad (7)$$

式(6)は泥炭の空間分布を考慮しない MPeat²⁾などのモデルで用いられており, $\Gamma[\text{m}]$ は地下水位, $r[\text{m}]$ は年正味降水量, $l[\text{m}]$ は泥炭地の半径, ϕ は有効間隙率, $\kappa[\text{m s}^{-1}]$ は透水係数を表す. 式(7)は泥炭の空間分布を考慮した DigiBog⁴⁾で主に用いられており, $h[\text{m}]$ は地下水位, $d[\text{m}]$ は地下水流の厚さ, $\kappa[\text{m s}^{-1}]$ は地下水位以下の平均の透水係数, s は可排水間隙率, $P[\text{m}]$ は降水量, $E[\text{m}]$ は蒸発散量を表す. 式(6), 式(7)においてともに必

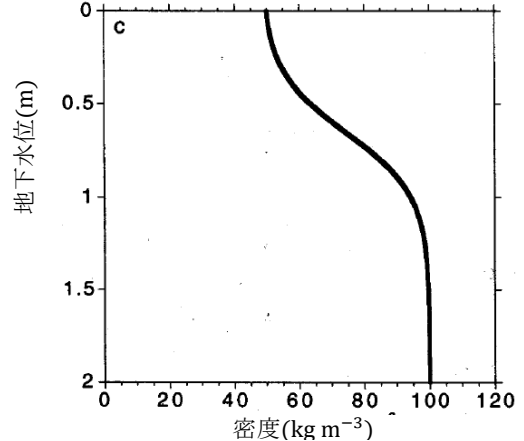


図-4 深さ-密度関数の一例 (Frolking et al., 2001)

要となるのが正味降水量，すなわち降水量と蒸発散量の差である．2章で示した通り泥炭地における植物生産量は地下水位の関数であり，地下水位の予測は泥炭堆積モデルにおいて重要な意味を持つ．したがって正味降水量の値の変動が泥炭の堆積に影響を与えるといえる．

5. 泥炭堆積モデルにおける力学的要素の表現

泥炭堆積モデルにおける力学的要素とは土壌特性の変化，すなわち圧密による有効間隙率・透水係数・密度の変化を指す．それらは多くのモデルでボーリング調査によって得られた泥炭コアの分析結果をもとにしたパラメータを用いて深さの関数として表現されている．例として Frolking⁶⁾が示した図を図-4に示す．Mahdiyasa²⁾は泥炭を多孔質弾性体として捉えることでより物理的にその変化を考慮した．金沢大学の岩崎によれば「多孔質弾性体とは，多孔質を作る骨材が弾性体であり，さらに，流体と骨材との相互作用を考慮したシステムのことであり」¹²⁾．一方でパラメータから脱却したわけではなく，Mahdiyasa が発表した MPeat では密度 ρ [kg m⁻³]と有効間隙率 ϕ はともに深さと変位の関数として式(8)，式(9)で表される．

$$\rho_t = \rho_{t-1} \left(\frac{b_{t-1}}{b_{t-1} - u_{t-1}(1 + \beta z_{t-1})} \right) \quad (8)$$

$$\phi_t = \phi_{t-1} \left(\frac{b_{t-1} - u_{t-1}(1 + \beta z_{t-1})}{b_{t-1}} \right) \quad (9)$$

ここで， b [m]は泥炭層厚さ， u [m]は圧密による鉛直変位， β [m⁻¹]はパラメータ， z [m]は地下水位を表す．

ボーリング調査から得られる泥炭コアの情報は地域間の相違が大きく，土壌特性の変化を表現するパラメータの設定に関しては地域の調査に基づくべきだと思われる．

6. 泥炭堆積モデルの北海道東部への適用

日本の泥炭地は北海道に多く存在している．ここでは北海道東部の年正味降水量と年平均気温を用いてどのように泥炭が堆積するのかを考えた．また，正味降水量と年平均気温を増加させた際に泥炭の堆積がどのように変化するのかを検証した．

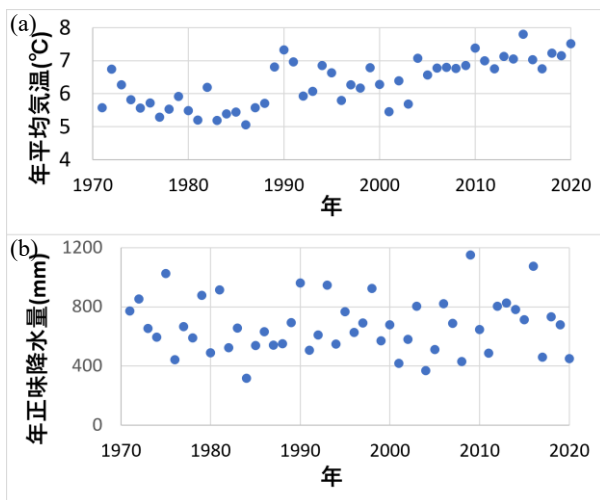


図-5 釧路観測所の(a)年平均気温と(b)正味降水量

6.1 使用した泥炭堆積モデル

泥炭堆積モデルの中で2021年に発表された MPeat²⁾を用いた．MPeat はインターネット上で Matlab のソースコードが公開されている (<https://github.com/multiform-UoN/MPeat>)．入力変数として1年間の正味降水量と年平均気温を必要とする．スピンアップ期間は約400年である．必要なパラメータはMPeatの開発者が過去の論文などをもとに設定したものをを用いており，日本においてふさわしいものであるかは別途検討する必要がある．

6.2 使用したデータ

1971年から2020年までに AMcDAS 釧路観測所で観測されたデータを用いた．ペンマン法を用いて可能蒸発散量を計算し，実蒸発散量への補正係数として0.7を用いて年正味降水量を算出し，その平均値と50年間の平均気温を入力データとして用いた．また気候条件の変動に対する泥炭の堆積の変化を調べるためのデータとして，年正味降水量の平均値を1割・2割増加させ，年平均気温の平均値を1度・2度上昇させたものをを用いた．各年の年平均気温と正味降水量のグラフを図-5に示す．年平均気温は過去50年間でやや上昇傾向にあると思われる一方，年正味降水量は値のばらつきは大きいもののはっきりとした変動は見られない．

6.3 結果

スピンアップ後にデータを50年間分入力し続けた際の計算結果のグラフを図-6，図-7，図-8に示す．年正味降水量・年平均気温の増加とともに泥炭の堆積量が増加している．

6.4 考察

気温の上昇とともに泥炭地の減少が危惧されているが，今回の結果では年平均気温が増加しているにもかかわらず泥炭の堆積量は増加している．これは年正味降水量の増加によって地下水位が変動し，最終的に植物の生産量が分解量を上回っているためである．一方で植物の生産量・分解量と地下水位・気温の関係性については日本での定量的な評価が不十分でありより詳細な調査が必要である．

7. まとめ

本論文では生物学，水文学，力学の要素を組み合わせで構築されている泥炭堆積モデルの変遷を説明し，各要素における重要な点を式系と概念図を用いて体系立てて説明した．植生生長関数は観測事実から導かれる経験

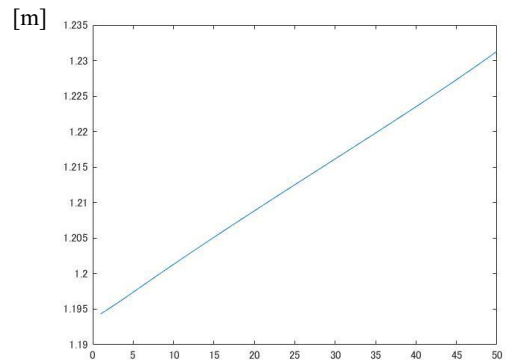


図-6 年正味降水量と年平均気温の平年値を用いた泥炭層厚さ[m]

なものでありその地域性に関してはより詳細な検討を必要とする一方で、泥炭の堆積の重要なファクターとなる地下水位は、正味降水量を入力変数として物理式に基づいた推定が可能となっている。したがって地域性を考慮した植生生長関数を用いるとともに、将来の正味降水量を正確に推定することが将来の泥炭の堆積を予測するうえで重要である。泥炭の土壌特性の変化に関しては2021年に物理式を用いたモデルが発表されたものの、未だ泥炭コアの分析結果をもとにパラメータを設定する必要がある。

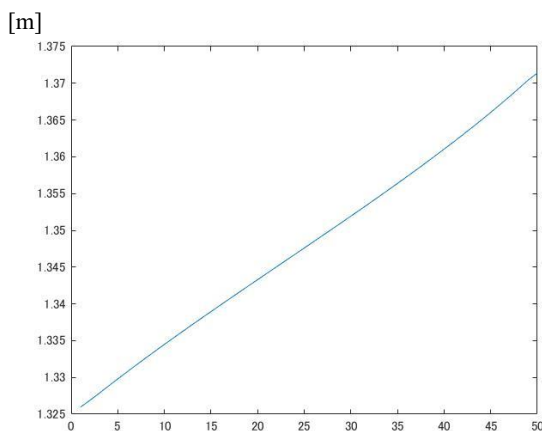
北海道東部の気象データの平年値とそれを一定量増加させたものを用いて泥炭堆積モデルの結果を比較したところ、泥炭の堆積量は増加の傾向を見せた。このような気象外力が発生しうることについては別途検討が必要であるほか、日本国内での適用にあたっては国外の観測に基づいた植生生長関数を日本で用いることができるかを議論する必要がある。また、深さと密度の関係式等のパラメータや泥炭地の半径等の地域固有の値を持つパラメータに関しても日本での調査をもとに調整する必要があると考えられる。

謝辞

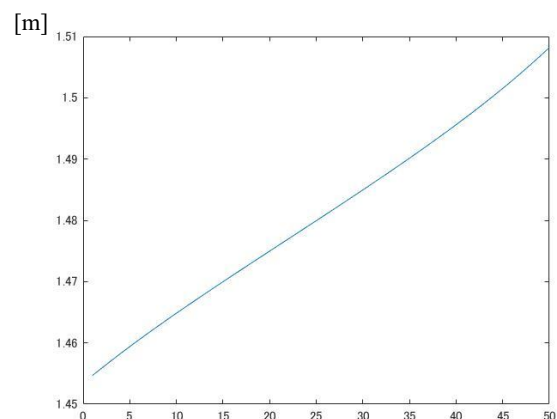
本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム領域テーマC「統合的気候変動予測」JPMXD0717935561、科研費基盤研究(B)19H02241の支援を受けた。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W., and Hunt, S. J. (2010), Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13402, doi:10.1029/2010GL043584.
- 2) Mahdiyasa, A. W., Large, D. J., Muljadi, B. P., Icardi, M., & Triantafyllou, S. (2021). MPeat—A fully coupled mechanical-ecohydrological model of peatland development. *Ecohydrology*, e2361. <https://doi.org/10.1002/eco.2361>
- 3) Frolking, S., Roulet, N. T., Tuittila, E., Bubier, J. L., Quillet, A., Talbot, J., and Richard, P. J. H.: A new model of Holocene peatland net primary production, decomposition, water balance, and peat accumulation, *Earth Syst. Dynam.*, 1, 1–21, <https://doi.org/10.5194/esd-1-1-2010>, 2010.
- 4) Baird, A.J., Morris, P.J. and Belyea, L.R. (2012), The DigiBog peatland development model 1: rationale, conceptual model, and hydrological basis. *Ecohydrology*, 5: 242-255. <https://doi.org/10.1002/eco.230>
- 5) Clymo, R. S.: The limits to peat bog growth, *Philos. Trans. Roy. Soc. B*, 303, 605–654, 1984.
- 6) Frolking, S., Roulet, N., Moore, T. *et al.* Modeling Northern Peatland Decomposition and Peat Accumulation. *Ecosystems* 4, 479–498 (2001). <https://doi.org/10.1007/s10021-001-0105-1>
- 7) Young, Dylan & Baird, Andy & Morris, Paul & Holden, Joseph. (2017). Simulating the long-term impacts of drainage and restoration on the ecohydrology of peatlands. *Water Resources Research*. 53. 10.1002/2016WR019898.
- 8) Hilbert, D.W., Roulet, N. and Moore, T. (2000), Modelling and analysis of peatlands as dynamical systems. *Journal of Ecology*, 88: 230-242. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.2000.00438.x>
- 9) Morris, P. J., Baird, A. J., Young, D. M., and Swindles, G. T. (2015), Untangling climate signals from autogenic changes in long-term peatland development, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 10,788–10,797, doi:10.1002/2015GL066824.
- 10) Morris, P.J., Belyea, L.R. and Baird, A.J. (2011), Ecohydrological feedbacks in peatland development: a theoretical modelling study. *Journal of Ecology*, 99: 1190-1201. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2011.01842.x>
- 11) Belyea, L. R., and R. S. Clymo (2001), Feedback control on the rate of peat formation, *Proceedings of the Royal Society of London B*, 268, 1315–1321, doi: 10.1098/rspb.2001.1665.
- 12) 岩崎宏：多孔質弾性体と流体の練成解析，数理解析研究所講究録，第1748巻，pp.48-57，2011.



図ー7 年正味降水量を1.1倍，年平均気温を1度増加させた際の泥炭層厚さ[m]



図ー8 年正味降水量を1.2倍，年平均気温を2度増加させた際の泥炭層厚さ[m]