Low Temperature Science

低温科学

2019 Vol.77 ISSN 1880-7593

陸面と大気の相互作用



北海道大学低温科学研究所編

Edited by Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

はじめに

地球の気候システムは、大気、海洋、陸面、生物、雪氷などの要素から構成され、それ ぞれの要素が互いに影響を及ぼし合いながら変動を続ける相互作用系をなしている。その 変動は、太陽放射の変動などの外的要因に対する各要素の第一次的な応答と、それにとも なう各要素間のフィードバックが重なることで生じるため、現在の気候の成り立ちはもと より、過去に起こった気候変動の解明、今後に起こるであろう気候変化の的確な見通しの ために、各要素間の相互作用に対する理解が重要である。

中でも陸面は、気候システムの中で最も大きな多様性をもつ要素である.陸面上には、 降水、温度、日射などの気候や大気の状態に応じて、裸地・植生・雪氷といった、地域に 特有な地表面の状態が形成され、その反面、それぞれの地表面状態(アルベド,粗度、水 分、熱慣性など)の違いに応じた、異なる影響を大気に対して及ぼしている.また、都市 や農耕地など、人為活動による改変を強く受けた領域が少なからず存在しているのも陸面 の特徴の一つである.それらの領域では、都市域における建築物や人工排熱、農耕地にお ける植栽や水分管理などのような、人為的な操作によって地表面の熱・水・物質収支が大 きく左右されるため、自然の地表面とは異なる影響を大気に及ぼす.一方、都市や農耕地 においては、生活や生産の環境を良好に保つために、地表付近の微気象や、土壌中の水や 温度などの条件を適切に維持・管理することが求められ、まさに地表と大気の相互作用過 程に関する正確な理解に基づいた実践が必要とされている.

本特集は、森林、都市、農耕地等を含む陸面と大気の相互作用過程に関わる研究におい て、気象、地球化学、水文、地理、都市工学、農業などの分野でそれぞれ活躍されている 方々に、最近の研究成果を取り入れた解説論文を執筆して頂き、分野を横断する解説集と して取りまとめたものである。陸面状態の違いはもとより、数 cm~数1,000 km にわた る空間スケールの異なる過程を対象とした、基礎研究から応用までを包含する内容になっ ている。これらの解説論文が、陸面と大気の相互作用に関わる分野横断的な研究の発展に 資することになれば望外の喜びである。

最後に、本巻の刊行にあたり、論文を執筆して下さったすべての著者と論文の審査を引 き受けて下さったすべての査読者に、この場をお借りして御礼申し上げる.

> 「低温科学」第77巻編集委員会 渡辺 力(北大 低温研) 桑形恒男(農研機構 農環研) 川島正行(北大 低温研) 下山 宏(北大 低温研)



はじめに

A Literature Review on Vegetation-Atmosphere Interaction Research for Carbon Cycle and		
Energy Balance in Terrestrial Ecosystems	···· Hiroki Ikawa	
冷温帯林の森林植生に由来する大気エアロゾルと雲粒生成への影響	雄三	17
安定同位体を用いた森林生態系における炭素循環の解明村山	昌平	27
積雪域に大雨が降った時の雪氷水文現象石井	吉之	41
地表面と永久凍土面の年平均温度の違い — 年平均気温・地表面温度が氷点下でなくても永久凍土は存在する — 	 和之	49
総観気象と大気-陸面相互作用 佐藤 友徳,中村 哲,エルデンバト エンフバト,寺村	大輝	61
寒気吹き出し時に東京都市域で発生する大気下層の乱気流の数値実験	正行	71
相互作用の担い手―接地層乱流の空間構造を探る	山 宏	79
都市域における熱輸送	健一	87
都市大気境界層の大規模計算が示す多スケール間の流れの相互作用 稲垣	厚至	97
大気-陸面相互作用における農耕地の影響とそのモデル化	圭介	105
農耕地における地表面交換係数石田	祐宣	117
水田群落微気象モデルの概要と農学分野への応用 桑形 恒男,伊川 浩樹,丸山 篤志,小野 圭介,吉本 真由美,石田 祐宣,渡近	四 力	125
高度な農地水管理のための水田水温シミュレーション 丸山 篤志,石田 祐宣,桑形 恒男,渡辺	力	137

A Literature Review on Vegetation-Atmosphere Interaction Research for Carbon Cycle and Energy Balance in Terrestrial Ecosystems

Hiroki Ikawa¹

Received 8 November 2018 and accepted 11 December 2018

It is known that the physical and biological processes that occur at the surface of terrestrial vegetation interact with the atmosphere. While research tends to focus on either the impact of the atmospheric processes on the ecosystem or vice versa, there is a profound need to study ecosystem processes in the vegetation surface-atmosphere coupled system. This paper aims to review a certain subject matter where mutual influences between vegetation and atmosphere are expected with respect to carbon cycle and energy balance to better understand this need to investigate this coupled system. Finally, derivations of basic equations for a clear-sky one-dimensional (1D) planetary boundary layer (PBL) model and a regional atmosphere.

熱や CO2 の輸送を介した植生-大気境界層の 相互作用に関する研究動向

伊川 浩樹¹⁾

陸域生態系の物理・生物的なプロセスが大気のプロセスと相互作用を持つことはよく知られている. 一般的に個々の研究は、大気が生態系の植生に与える影響、もしくは植生が大気側へ与える影響のどちらかに特化することが多い.一方で、大気と生態系を一つの系とみなす研究は昔から重要視はされているが、そのような研究は未だに発展途上である.本レポートで、陸域生態系の炭素循環とエネルギー収支に関して、大気との相互作用を考慮することが重要であると考える、いくつかのテーマに対する文献調査をおこなった.さらに、植生一大気相互作用を研究する上で有用なツールである、一次元の大気境界層モデルと領域気象モデルの風速場に関する、基本的な式の導き方について紹介する.

キーワード: 植生--大気相互作用,水循環,気候変動,土地利用,雲の生成 Vegetation-atmosphere interaction, Hydrological cycle, Climate change, Land use distribution, Cloud formation

1. Background

More than two decades ago, Entekhabi (1995) wrote in his review article that scientists still use Lewis F.

連絡先 伊川 浩樹 農研機構・農業環境変動研究センター 〒305-8684 茨城県つくば市観音台 3-1-3 Tel. 029-838-8239 Richardson's original scheme of stomatal resistance, but significant advances have been made in the field of landatmosphere interaction. Vegetation-atmosphere interaction research has gained an increasing amount of

e-mail : hirokiikawa@affrc.go.jp

¹⁾ 農研機構・農業環境変動研究センター

Institute for Agro-Environmental Sciences, National Agriculture and Food Research Organization, Tsukuba, Japan

attention in the past few decades to link ecosystem and environment studies with different spatial and temporal scales. For example, a received energy on Earth's surface is distributed to sensible and latent heat fluxes that in turn heat or moisten the planetary boundary layer (PBL). Furthermore, a sensible heat flux (more accurately buoyancy flux) modifies the PBL height, which affects the budget of heat, vapor, and other gases in the atmosphere that in turn regulates surface fluxes. These studies have proved that more appropriate boundary conditions must be considered, namely, the top of the PBL rather than the interface between the atmosphere and vegetation (Margulis and Entekhabi, 2001a). Here, I define a *coupled system* as an integrated system where the atmosphere and an ecosystem interact. Nonetheless, it is useful to assume a simple system for investigating each process within the boundary layer. Therefore, a majority of recent studies still implicitly rely on the assumption of an uncoupled system where the atmospheric and ecosystem processes occur separately. The difficulty of investigating the coupled system in an individual study has been a significant challenge in the advancement of vegetationatmosphere interaction research. In this paper, I aim to review a certain subject matter where mutual influences between the atmospheric forcing and vegetation feedback are evident. By so doing, I hope to better understand the importance of investigating vegetationatmosphere interactions in coupled systems in future research. Note that from a perspective of the land surface, I use *forcing* as an atmospheric effect on vegetation and *feedback* as vegetation and entrainment effects on the PBL. Our knowledge constrains this subject matter review to ecosystem- and regional-scale studies on energy balance and carbon dioxide (CO₂) in terrestrial ecosystems. It is important to note that relevant and important studies have also been conducted at the global scale (Manabe and Wetherald, 1967; Saito et al., 2004). Marine systems also affect the atmosphere over the land (Sato and Sugimoto, 2013), and other trace gases and volatile organic compounds (e.g., Miyazaki et al., 2016; Mochizuki et al., 2015; Vilà-Guerau de Arellano et al., 2011) are also important considerations in vegetation-atmosphere research.

2. Hydrological Cycle

Water flows continuously among different reservoirs on Earth's surface and in the atmosphere, whereas water flow and the state of each reservoir are strongly interrelated to each other and influenced by the local energy balance. When estimating evapotranspiration from the land surface, not only the moisture status of the vegetation surface, but also the net impacts on the humidity level in the atmosphere and the resultant change in the partition of net radiation must be considered.

Sensitivity analysis with relatively simple land surface and atmospheric models has successfully identified a number of unique hydrological processes. Margulis and Entekhabi (2001b) developed an adjoint framework for a simple land surface and boundary layer model. This adjoint framework is useful in efficiently identifying the sensitivities of state variables (e.g., evapotranspiration) to both temporally fixed and variable parameters and their pathways, which are the components of the net effect. With the developed adjoint model, a sensitivity analysis has been conducted for latent and sensible heat fluxes with and without accounting for boundary layer feedback (Margulis and Entekhabi, 2001a). Their sensitivity demonstrated that the results were clearly different between the coupled and the uncoupled cases. Specifically, the net effects of a perturbation on the canopy temperature and ground temperature were dampened when feedbacks to the atmosphere was considered. They noted, however, that it is still challenging to obtain a clear consensus regarding the important parameters that control the feedback loops based on case studies.

A combination of the Penman-Monteith equation and an atmospheric PBL model (e.g., McNaughton and Spriggs, 1986), is one of the simplest modeling approaches used to investigate vegetation-atmosphere interactions. van Heerwaarden et al. (2010) quantitatively analyzed forcing and feedback effects on the diurnal patterns of evapotranspiration in two contrasting temperature environments. A single time derivative equation of the Penman-Monteith equation coupled with the PBL model was employed. Thus, the sensitivity of the dependent variable (e.g., evapotranspiration) to each independent variable in the equation can be evaluated by the ratios of their derivatives with respect to time. Their model simulations showed that even though the total effect of boundary layer feedback (temperature and moisture fluxes from the land surface and entrainment) was similar between the two environments, the effect of adding or removing moisture had a more significant effect in cooler environments compared to the effect in warmer environments, which is reasonable according to the Clausius-Clapeyron relationship.

Similar model-based approaches in the framework of a regional atmospheric model have been conducted by Santanello and his colleagues (Santanello et al., 2015, 2013, 2011, 2009, 2007). Santanello et al. (2013) evaluated the performance of the NASA Unified Weather Research and Forecasting model (NU-WRF; Peters-Lidard et al., 2015) by coupling three land surface model (LSM) schemes and three PBL schemes plus offline LSM spin-ups (nine combinations) during dry and wet conditions in the southern Great Plains region of the United States. NU-WRF was run with a high spatial (~ 1 km) and temporal (~ 5 s) resolution for one week with LSMs spun up offline to provide initial land surface conditions. Santanello et al. (2013) compared surface heat fluxes (sensible, latent, and ground heat fluxes), air temperature, humidity, PBL height, and the lifting condensation level (LCL) deficit across the various simulations and observations.

Their results included the following:

- Surface heat fluxes varied more with the choice of LSM than with the PBL schemes.
- The difference in the surface heat fluxes between the coupled and the offline models was greater during wet regimes because shortwave radiation was overestimated owing to the inadequate representation of cloud formation.
- Both LSM and PBL schemes impacted the air temperature, humidity, and LCL deficit, but the impact of the PBL was greater during wet regimes.
- Model outputs such as reanalysis data are useful for investigating land-atmosphere interactions.

3. Climate Change

According to the classical theory of ecological research (e. g., Connell and Sousa, 1983), when the intensity of perturbation exceeds a certain threshold in a particular ecosystem, an alternative stable state, if it exists, appears as the integrative results of different processes across the atmosphere and biosphere. It is, therefore, important to understand the processes that are often overlooked owing to other competing factors in order to accurately understand the future trajectory of the vegetation-atmosphere coupled system under changing climate conditions.

One example where an alternative stable state likely occurs under climate change as the result of changing equilibrium among competing factors can be seen in the case of different species compositions with different interactions with the atmosphere (Baldocchi et al., 2000; Ikawa et al., 2015; Kobayashi et al., 2018; Nagano et al., 2018; Tsuyuzaki et al., 2008). Eddy covariance is a popular technique that is used to quantitatively understand ecosystem responses to the environment. With the aid of ecosystem models, eddy covariance data have been utilized to delineate a particular process that contributes to surface fluxes (Katul and Albertson, 1999; Lai et al., 2002; Ono et al., 2013; Uevama et al., 2016). Carbon and oxygen isotope techniques can also be used to understand the role of different ecosystem components (e.g., Murayama et al., 2010; Wei et al., 2017, 2015). Eddy covariance can also be useful for targeting a particular ecosystem composition (e.g., forest understory) (Baldocchi et al., 2000; Black et al., 1996; Falk et al., 2005; Helbig et al., 2016; Iida et al., 2009; Ikawa et al., 2015).

Ikawa et al. (2015), for example, conducted eddy covariance flux measurements for a sporadic black spruce forest in Alaska's interior (Fig. 1) as well as the understory compartment, which accounts for more than half of the areal fraction estimated by a flux footprint analysis. The major findings included the following: (1) the understory contributed to about half (40–80%) of the ecosystem CO₂ fluxes and an even greater fraction (50–98%) of surface energy fluxes and (2) the ecosystem and understory fluxes exhibited different responses to vapor pressure deficit. The results suggest that the



Fig. 1. Eddy covariance systems (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, International Arctic Research Center supersite, registered as US-Prr in FLUXNET) in a sporadic black spruce site (Ikawa et al., 2015; Nakai et al., 2013; Suzuki et al., 2015) for the ecosystem (a) and for the understory (b).

understory with the current species composition may be more vulnerable to extreme wet or dry conditions than black spruce trees, at least in the short term (e.g., a season).

Similarly, Helbig et al. (2016) conducted an eddy covariance measurement for a landscape of a jack pine forest in southern Taiga in Canada and for a permafrostfree wetland, which has been expanding in the forest. Their observations indicated that the wetland exhibited a higher albedo in the snow cover season, a greater latent heat flux, and a lower sensible heat flux compared to the landscape. They further investigated the potential impact of the conversion of a mixed boreal forest to a homogeneous wetland on the potential temperature and water vapor in the PBL using a clear-sky PBL model (McNaughton and Spriggs, 1986). They utilized observed surface fluxes as the boundary conditions of the model, and the model simulations indicated that the potential air temperature was lower, the water vapor pressure was greater, and the PBL height was lower for

the wetland compared to the mixed boreal forest. The simulation also indicated that the greatest cooling effect was simulated during the snow cover period, likely because the high albedo resulted in a low sensible heat flux. They noted that their simulation was limited because the feedback effects to the atmosphere on the surface fluxes were not considered.

4. Land Use Distribution: Irrigated Fields

Land use distribution and its impact on the atmospheric environment have been investigated in the context of land management, environmental change, and the combination of the two (Baldocchi and Ma, 2013; Baldocchi et al., 2016; Bonan et al., 1992; Hemes et al., 2018; Law et al., 2018). Aside from greenhouse gas effects, the atmospheric impacts of a vegetation surface are primarily determined by the surface heat fluxes (Santanello et al., 2013). However, the partition of energy and its atmospheric impact are complex. For



Fig. 2. Mase Rice Paddy Site, one of the oldest continuous eddy covariance sites in Japan.

example, increasing the aerodynamic conductance generally lowers the Bowen ratio, resulting in a cooling effect (Hemes et al., 2018; Chapter 6 in Kondo, 1994); on the other hand, a high rate of heat transfer could warm the atmosphere when the availability of moisture is limited (Baldocchi and Ma, 2013; Chapter 6 in Kondo, 1994). A cooler (warmer) land surface does not necessarily indicate a cooling (warming) effect on the atmosphere, and the mixing between the surface and the atmosphere must be considered (e.g., Okada et al., 2014).

The partition of energy and its impact on the atmosphere in the context of land use distribution have been investigated for irrigated agricultural fields. The impacts of irrigated fields on the atmosphere have long been recognized (Holmes, 1970). In particular, rice paddy fields distribute a large fraction of the received energy to evapotranspiration instead of a sensible heat flux (e. g., Ikawa et al., 2017). Ikawa et al. (2017) estimated the fraction of latent heat flux in net radiation to be 0.73 on average for 13 crop seasons on the basis of the data collected at the Mase Rice Paddy Site, one of the oldest continuous eddy covariance sites in Japan (Fig. 2) (Iwata et al., 2015, 2013, 2008; Saito et al., 2005). Low air temperatures are, therefore, often recorded in areas near

rice paddy fields (Dong et al., 2016; Kuwagata et al., 2014; Yokohari et al., 2001). However, Chen and Jeong (2018) reported that the average daily air temperature was higher in the irrigated areas compared to nonirrigated ones during the dry seasons on the North China Plain owing to warm temperatures at night.

The spatial distribution of air temperature and humidity near agricultural fields and other land uses have been reported in Japan (Kuwagata et al., 2018, 2014; Oue et al., 1994; Sakakibara et al., 2006; Yokohari et al., 2001). One of the important uses of such information is in the evaluation of whether and to what extent publicly available data from local meteorological stations are useful for agricultural management. With a meteorological data set obtained from one of the meteorological stations of the Japan Meteorological Agency (JMA) and from an adjacent crop field in the city of Kumagaya (known for its high temperature in summer), Kuwagata et al. (2014) compared air temperature between the two sites for three years. The result revealed that air temperature in the rice paddy field was lower than that at the JMA site, and the difference was more pronounced in the daily maximum temperature ($>1^{\circ}$ C) when solar radiation was high compared to the daily minimum temperature. Interestingly, the air temperature difference between the JMA site and a nearby forest in Kumagaya was known to be more pronounced in the daily minimum value than in the maximum value. Different local effects other than vegetation difference between the rice paddy field and the forest were not ruled out for a reason of the temperature difference compared to the JMA site; however, these results suggested that plant function types play an important role in determining the meteorological conditions over vegetation fields.

Kuwagata et al. (2018) further continued their study and compared the air temperature and vapor pressure between a rice paddy field and another JMA site in the city of Tsukuba, where surface energy flux data were available. Their main findings included the following: (1) air temperature was lower in the rice paddy field than at the JMA site, and the difference was primarily explained by the sensible heat flux; (2) the vapor pressure was higher in the rice paddy field than at the JMA site, and the difference was primarily explained by the latent heat flux; and (3) the daily minimum temperature difference in the fallow season was likely related to radiative cooling.

For agriculture, consideration of the vegetationatmosphere coupled system is particularly important for estimating the plant body temperature. Yoshimoto et al. (2011) constructed an energy balance model (IM² PACT) to estimate the panicle temperature of rice plants in the region of Kanto in Japan. The model was performed for the year 2007 when unusually high air temperatures were recorded with the atmospheric forcing data estimated from a regional atmospheric model with the model biases corrected using the data obtained from local meteorological stations. They demonstrated that the panicle temperature was a better indicator for heat-induced spikelet sterility than the air temperature. Although the atmospheric forcing data used in this study may not perfectly represent the condition of agricultural fields, this study successfully demonstrated the importance of estimating the thermal environment of plant canopy by considering the energy exchange between the atmosphere and vegetation and not solely by air temperature.

The integrative effects of atmospheric forcing and land surface feedback ultimately affect crop production. Yoshida et al. (2012) simulated rice crop yields under decreasing rice paddy field areas for two decades (1987-2006) for the island of Shikoku in Japan with a rice growth model (Iizumi et al., 2009) and a nonhydrostatic regional atmospheric model (Saito et al., 2007). Their simulation suggests that air temperature increased more in the grid cells dominated by rice paddy fields than others by five times owing to the decrease in the fraction of the area of rice paddy fields. The daily maximum air temperature in the farm lands increased more than the daily minimum air temperature over the simulation period. The resultant decrease in the rice yield was 0.27% (1,196t of rice production), which was likely due to the shortened growth period with a smaller amount of total absorption of solar radiation. They also indicated that their crop growth model and the regional model were driven separately and suggested that considering the fully coupled system with an accurate evaluation of the latent heat flux would improve their model simulations.

Even among irrigated agricultural lands, differences in crop types and varieties alter the interaction between vegetation and the environment (Ikawa et al., 2018; Le et al., 2011). Based on the results of the Tsukuba free-air CO2 enrichment experiment (Hasegawa et al., 2016; Nakamura et al., 2012), Ikawa et al. (2018) estimated evapotranspiration for a high-yielding rice cultivar (Takanari) and a commonly grown cultivar (Koshihikari) under changing atmospheric CO₂ concentrations using an LSM that consisted of submodels for photosynthesis (de Pury and Farquhar, 1997) and energy balance (Maruyama and Kuwagata, 2010; Maruyama et al., 2017; Watanabe, 1994). Our primary finding was that Takanari had 4-5% greater evapotranspiration than that of Koshihikari, but the increase was countered by an increase in CO2 expected in 50 years. We further coupled the LSM with the clear-sky PBL model (McNaughton and Spriggs, 1986), which simulates the PBL height and mean scalar quantity (e.g., temperature, humidity, and CO₂) in the PBL. These parameters estimated by the PBL model were fed in the LSM, and surface fluxes by the LSM were used for the PBL model. The computation was made by an explicit numerical method with a small time step (1 min). The model results suggested that the change in the cultivars or the



Fig. 3. Simulated potential air temperature in the PBL (a) and canopy temperature (b) in the hypothetical cases when Koshihikari or Takanari was extensively grown under the current CO_2 concentration (390 μ mol mol⁻¹) or atmospheric CO_2 concentrations elevated by 200 μ mol mol⁻¹ (eCO₂). The figure was redrawn from the data in the research by Ikawa et al. (2018).

 CO_2 conditions has a clear impact on the canopy temperature and air temperature in the PBL (Fig. 3).

Topography and aerodynamic roughness modulate vegetation-land interactions at an extensive spatial scale. With a hydrostatic mesoscale atmosphere model, which was developed by Kimura and Arakawa (1983), Watanabe and Shimoyama (2015) simulated wind vectors over the Kanto Plain in Japan. The model simulation successfully regenerated a wind convergence near the city. However, the model did not simulate the wind convergence when the same aerodynamic roughness was assigned for all land types. The value of such a mesoscale model is used as a tool to implement a control experiment over a large spatial scale. Watanabe and Shimoyama (2015) further conducted a numerical experiment by hypothetically reducing the capacity of evapotranspiration from the forest by half. One of the most noteworthy results of the hypothetical simulation is that basins displayed a particular increase in air temperature despite the absence of forests. The increased sensible heat flux in the mountains that surround the basins enhanced the valley breeze during the daytime. The valley breeze was compensated by the subsidence, which supplies adiabatically warmed air over the basin.

5. Cloud Formation and Surface Energy Partitioning

The net available radiation that a land surface ecosystem receives is redistributed to sensible and latent heat fluxes. These fluxes, in turn, play a key role in determining the turbulence in the atmospheric boundary layer, as well as the formation and characteristics of boundary layer clouds. Moderate levels of cloud shading may increase photosynthesis in some plants by increasing the diffuse radiation (Freedman et al., 2001; Mercado et al., 2009; Pedruzo-Bagazgoitia et al., 2017). The cloud shading determined by the cloud optical depth has nonlinear effects on surface fluxes and, therefore, ecosystem feedback to the atmosphere.

The majority of the advancements in cloudvegetation interactions have been accomplished using the large-eddy simulation technique (Horn et al., 2015; Vilà-Guerau de Arellano et al., 2014). In their seminal work, Vilà-Guerau de Arellano et al. (2014) performed a systematic numerical simulation to investigate how cloud shading affects energy partitioning of C3 and C4 plants and in return affects cloud formation under two competing factors (namely, the higher (lower) the buoyancy surface flux, the higher (lower) the convection, and the lower (higher) the evapotranspiration). A particular emphasis was also placed on analyzing the short time behaviors of stomatal conductance according to the meta-analysis reported by Vico et al. (2011) and how to mimic the perturbations of evapotranspiration measured by the scintillometer technique (van Kesteren et al., 2013). Sikma et al. (2017) further elaborated on this work by reporting that the pattern of such cloud formation depends on the atmospheric structure, which was primarily determined by background wind speeds.

Vegetation-atmosphere interactions and the resultant cloud formation also interplay with climate change. In a model simulation study, Vilà-Guerau de Arellano et al. (2012) suggested that elevated CO₂ decreases evapotranspiration via stomatal closure, which negatively affects cloud formation.

Synoptic-scale meteorology also interacts with the land surface and affects cloud formation. On the basis of the simulation over an idealized terrain using a twodimensional (2D) cloud-resolving model (Ogura and Yoshizaki, 1988), Shinoda and Uyeda (2002) demonstrated that rice paddy fields in eastern China supply additional water vapor to the wet monsoon and generate shallow convective clouds. Shallow convective clouds further supply the moist to the troposphere, resulting in a condition that inhibits evaporation cooling of uplifted air and favors the formation of deep convective clouds.

Upper-Atmosphere Processes

I mentioned earlier that the top of the PBL is an appropriate boundary condition that must be considered for vegetation-atmosphere interaction research. It is important to be aware of how sensitive the processes within the PBL are to the prescribed boundary conditions in the upper atmosphere.

Based on eddy covariance measurements on the land surface and from aircraft (Electra) within the daytime PBL over boreal forests with the framework of the Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS) (Sellers et al., 1997), Davis et al. (1997) reported flux divergences for potential temperature and water vapor. In their study, flux divergence was defined by "(the difference of) fluxes measurements at two levels spaced over a significant fraction of the convective boundary layer." One of their findings was that the flux divergence of water vapor was positive throughout the day, which indicates that the drying effect of the entrainment flux at the top of the PBL was greater than the moistening effect caused by evapotranspiration. Despite the drying air in the PBL, the effect of increased humidity outweighed and formed clouds as the PBL developed. They estimated the ratio of entrainment to surface flux of water vapor to be 1.57. Davis et al. (1997) also displayed an image of the cross section of the aerosolladen PBL height, which provides us a visual sense of the PBL top characterized by the entrainment air and convective cells.

Upper atmospheric processes also affect the CO₂ budget. Combe et al. (2015) compared the performances of two coupled land surface and atmosphere models and used the one with a better agreement with observations to perform a sensitivity analysis of subsidence and soil moisture with respect to meteorological variables, intrinsic water use efficiency (intrinsic WUE, ratio of photosynthesis and stomatal conductance), and evaporation fraction (EF). The sensitivity analysis was performed by either increasing subsidence or decreasing soil moisture, both of which are characteristics of a drought period in the study region. Their findings showed that both changes in subsidence and soil moisture had a similar level of impact on the EF and WUE in the short term (one day). In the case of changed subsidence, the atmospheric CO2 concentrations within the boundary layer were strongly modulated by a decrease in the height of the boundary layer. Based on these results, they emphasized the importance of the upper-atmosphere processes in the vegetationatmosphere system. They also added an insightful discussion that although day-to-day variations of boundary layer growth and entrainment are less important from an atmospheric state perspective, these processes can be important for a specific period of crop development when plants are sensitive to heat and water stresses.

Clear-Sky 1D Planetary Boundary Model as a Tool to Analyze Vegetation — Atmosphere Interactions

One of the difficulties in vegetation-atmosphere interactions is that it is often not possible to obtain information on all relevant processes based on observation. Models are useful to estimate missing information at best. Models are often useful in analyzing the impact of each process on the overall picture of vegetationatmosphere interactions.

The mixed-layer theory is one of the most powerful tools used to investigate vegetation-atmosphere interactions, and the theory is utilized in the aforementioned PBL models. Although its application is mostly limited to 1D conditions with a developed PBL, it makes it possible to relate land surface processes to the state of the PBL with simple formulations (Baldocchi and Ma, 2013; Combe et al., 2015; Helbig et al., 2016; Ikawa et al., 2018; van Heerwaarden et al., 2010). Equations associated with the PBL model based on the mixed-layer theory were developed in the period from 1960 to 1980 (McNaughton and Spriggs, 1986; Tennekes and Driedonks, 1981). Here, I introduce basic equations used in a clear-sky PBL model (McNaughton and Spriggs, 1986).

A budget equation of a scalar (c) (e.g., temperature, humidity, and CO_2) averaged over the mixed-layer (c_m) can be written after the Reynolds decomposition as follows:

$$\frac{dc_m}{dt} = \frac{\left(\overline{w'c'}\right)_s + \left(\overline{w'c'}\right)_e}{h} \tag{1}$$

where *h* is the boundary layer height (m), $\overline{w'c'}$ (unit of scalar \cdot m s⁻¹) is a flux of *c*, and *s* and *e* denote the surface and the entrainment, respectively. Here, the equation relates the land surface process $(\overline{w'c'})_s$ to c_m in a very simple way.

When the land surface flux, $(\overline{w'c'})_s$, is provided either by observation or by an LSM, additional equations are needed for $(\overline{w'c'})_e$ and h. In order to obtain the equation for h, the first derivative of the difference in c at the capping inversion ($c_e - c_m$) over time is introduced as follows:

$$\frac{d(c_e - c_m)}{dt} = \frac{dc_e}{dt} - \frac{dc_m}{dt}$$
(2)

The first term in the right-hand side (RHS) of Eq. (2) can be rewritten as

$$\frac{dc_e}{dt} \approx \frac{dc_e}{dz} w_e = \gamma w_e \tag{3}$$

where w_e is the entrainment velocity and γ is the vertical gradient of c_e (unit of scalar·m⁻¹). The entrainment velocity (w_e) is defined as the balance between the boundary growth (dh/dt) and the mean vertical velocity

 (w_s) . Equation (2) is, therefore, rewritten as

$$\frac{d(c_e - c_m)}{dt} = \gamma \left(\frac{dh}{dt} - w_s\right) - \frac{dc_m}{dt} \tag{4}$$

Under an ideal condition with a constant jump between the boundary layer and the entrainment ($c_e - c_m = const.$) and no mean vertical velocity ($w_s = 0$), combining Eqs. (1) and (4) yields

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\left(w'c'\right)_s}{\gamma h} \tag{5}$$

Equation (1) is then reduced to

$$\frac{dc_m}{dt} = \frac{\left(wc\right)_s}{h} \tag{6}$$

Ikawa et al. (2018) used Eq. (6) for virtual potential temperature, the mixing ratio of water vapor, and the mixing ratio of CO₂ concentration, whereas Eq. (5) was used for virtual potential temperature, assuming that the entrainment fluxes were zero and γ of the virtual potential temperature is 0.004 K m⁻¹. For some details and useful interpretations, I recommend Chapters 2 and 4 of Vilà-Guerau de Arellano et al. (2015) and Chapter 11 of Stull (1988).

8. Governing Equations for a Regional Atmospheric Model

8.1 General Equations

Here, I introduce how governing equations often used in a regional atmospheric model can be derived. Starting with the conservation of momentum (e.g., Stull, 1988),

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} U_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j^2}$$
(7)

where U(U, V, and W) is the wind vector on the cartesian coordinate (*x*, *y*, and *z*), *g* is the acceleration due to gravity (m s⁻²), *f_c* is the Coriolis parameter, ρ is the air density (kg m⁻³), *P* is the pressure (Pa = kg m⁻¹ s⁻²), ν is the kinematic viscosity (m² s⁻¹), δ is the Kronecker delta, and ε is the alternating unit tensor.

The Boussinesq approximation assumes that the air density varies linearly with temperature and that the density variation is important only in the buoyancy term (see also Eqs. 17 and 18). With that assumption, Eq. (7) can be expanded into mean and turbulent components:

$$\frac{\partial(\overline{U_{i}}+u_{i})}{\partial t} + (\overline{U_{j}}+u_{j})\frac{\partial(\overline{U_{i}}+u_{i})}{\partial x_{j}} \\
= -\delta_{i3}\left[g - \left(\frac{\theta_{v}}{\overline{\theta_{v}}}\right)g\right] + f_{c}\varepsilon_{ij3}(\overline{U_{j}}+u_{j}) - \frac{1}{\overline{\rho}}\frac{\partial(\overline{P}+p')}{\partial x_{i}} \quad (8) \\
+ \nu\frac{\partial^{2}(\overline{U_{i}}+u_{i})}{\partial x_{j}^{2}}$$

where θ_v is the virtual potential temperature (K).

The Reynolds average yields

$$\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} \overline{U_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{P}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \overline{U_i}}{\partial x_j^2} - \frac{\partial \overline{u_i'u_j'}}{\partial x_j} \quad (9)$$

Assuming that the fourth term in the RHS is much smaller than the fifth term,

$$\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} \overline{U_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{P}}{\partial x_i} - \frac{\partial \overline{u_i'u_j'}}{\partial x_j} \quad (10)$$

I rewrite the third term of the RHS in Eq. (10), introducing the spatiotemporally averaged potential temperature (Θ) and the Exner function ($\pi \equiv T/\Theta = (P/P_0)^{R/C_p}$). *T* is air temperature (K), P_0 is reference pressure (=1000 hPa), *R* is the gas constant of dry air (J kg⁻¹ K⁻¹), and C_p is the specific heat at constant pressure (J kg⁻¹ K⁻¹). The average air density (ρ_0) and average Exner function (Π) vary vertically as $\rho_0 = P_0/(RT_0)$ ($T_0 \approx \Theta - zg/C_p$) and $\Pi = T_0/\Theta$. Taking a derivative of π with respect to *P* yields

$$\frac{d\pi}{dP} = \frac{R}{C_p P_0} \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{R}{C_p} - 1} = \frac{R}{C_p P_0} \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{R}{C_p}} \left(\frac{P_0}{P}\right) = \frac{R\pi}{C_p P}$$
(11)

Rearranging Eq. (11),

$$dP = \frac{C_p P}{R\pi} d\pi \tag{12}$$

Using $1/\rho = RT/P = R\Theta\pi/P$ and substituting Eq. (12) into the third term of the RHS in Eq. (10) yields

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial\overline{P}}{\partial x_i} = \frac{R\Theta\overline{\pi}}{\overline{P}}\frac{C_p\overline{P}}{R\overline{\pi}}\frac{\partial\overline{\pi}}{\partial x_i} = C_p\Theta\frac{\partial\overline{\pi}}{\partial x_i}$$
(13)

Here, I indicate departures from the reference point by *dep*. The RHS of Eq. (13) hence becomes

$$C_{p}\Theta\frac{\partial\overline{\pi}}{\partial x_{i}} = C_{p}\Theta\frac{\partial(\Pi + \pi_{dep})}{\partial x_{i}} = C_{p}\Theta\left[\delta_{i3}\frac{\partial\Pi}{\partial x_{i}} + \frac{\partial\pi_{dep}}{\partial x_{i}}\right]$$
(14)

Finally, Eq. (10) can be written as

$$\frac{\partial \overline{U}_i}{\partial t} + \overline{U}_j \frac{\partial \overline{U}_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} \overline{U}_j - C_p \Theta \left[\delta_{i3} \frac{\partial \Pi}{\partial x_i} + \frac{\partial \pi_{dep}}{\partial x_i} \right] - \frac{\partial \overline{u}_i ' \overline{u}_j'}{\partial x_j} \quad (15)$$

8.2 Hydrostatic Assumption

Although nonhydrostatic models are more common in recent atmospheric research (Saito et al., 2007), the hydrostatic assumption is still useful for a wide range of research questions with relatively easy computations (Kimura and Arakawa, 1983; Kuwagata et al., 1994; Watanabe and Shimoyama, 2015). For the *z*-component, assuming a hydrostatic condition $(\partial \overline{P}/\partial z = -\rho g)$,

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial\overline{P}}{\partial z} = C_{\rho}\Theta\left[\frac{\partial\Pi}{\partial z} + \frac{\partial\pi_{de\rho}}{\partial z}\right] = -g \tag{16}$$

Rearranging and multiplying $\rho = \rho_0 (1 + \rho_{dep}/\rho_0)$ by Eq. (16) yields

$$\rho_0 \left(1 + \frac{\rho_{dep}}{\rho_0} \right) \left[\frac{\partial \Pi}{\partial z} + \frac{\partial \pi_{dep}}{\partial z} \right] = -\rho_0 \left(1 + \frac{\rho_{dep}}{\rho_0} \right) \frac{g}{C_p \Theta} \quad (17)$$

 ρ_0 is air density of average The Boussinesq approximation neglects buoyancy ρ_{dep}/ρ_0 in the LHS and assumes $\rho_{dep}/\rho_0 = -\theta_{dep}/\Theta$. Therefore,

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z} + \frac{\partial \pi_{dep}}{\partial z} = -\left[1 - \frac{\theta_{dep}}{\Theta}\right] \frac{g}{C_p \Theta} \tag{18}$$

For each x-, y-, and z-component, Eq. (15) with the hydrostatic assumption can be written as

$$\frac{\partial \overline{U}}{\partial t} + \overline{U} \frac{\partial \overline{U}}{\partial x} + \overline{V} \frac{\partial \overline{U}}{\partial y} + \overline{W} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} = f_c \overline{V} - C_p \Theta \frac{\partial \pi_{dep}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x_i}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \overline{U} \frac{\partial \overline{V}}{\partial x} + \overline{V} \frac{\partial \overline{V}}{\partial y} + \overline{W} \frac{\partial \overline{V}}{\partial z} = -f_c \overline{U} - C_p \Theta \frac{\partial \pi_{dep}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'u'}}{\partial x_i}$$

$$\frac{\partial \overline{U}}{\partial z} = -\frac{g}{C_p \Theta}$$

$$\frac{\partial \pi_{dep}}{\partial z} = \frac{g \theta_{dep}}{C_p \Theta^2}$$
(19)

9. Final Remark

In this work, I reviewed certain topics where mutual influences between vegetation and atmospheric forcing are evident. Vegetation-atmosphere coupled models have been implemented in the area of hydrological cycles (Margulis and Entekhabi, 2001a; Santanello et al., 2013; van Heerwaarden et al., 2010), and these works have developed effective tools to investigate vegetationatmosphere interactions. However, a significant challenge still remains in disentangling the complex interactions beyond very limited conditions where model simulations have been performed. It is evident that climate changes affect vegetation feedback to the atmosphere, particularly in sensitive areas, such as the northern high latitudes (Helbig et al., 2016; Ikawa et al., 2015), and future investigations are anticipated to quantitatively evaluate the magnitude of the changes in the vegetation feedback in such sensitive areas under climate change conditions. Crop yield, water use, and heat environment are interrelated sensitively to the feedback in areas like Southeast Asia where irrigated crop fields account for a major fraction of the land surface (Ikawa et al., 2018; Kuwagata et al., 2018, 2014; Yoshida et al., 2012; Yoshimoto et al., 2011). Typically, heterogeneous land surface characteristics make a fully coupled model simulation challenging in these areas. The continuous collection of meteorological and yield data is important. Finally, a vegetation-atmosphere coupled system is also influenced by the conditions at the top of and synoptic meteorology beyond the PBL (Combe et al., 2015; Davis et al., 1997; Shinoda and Uyeda, 2002; Sikma et al., 2017; Vilà-Guerau de Arellano et al., 2014).

A challenge still remains in the fact that the spatial and temporal scales of observations for the atmosphere are often much greater than those for the Earth surface, and their representations are mismatched. The majority of recent studies on vegetation-atmosphere interaction research are, therefore, based on models. However, our recent work suggests that buoyancy surface flux is very sensitive to even slight changes in plant water use (Ikawa et al., 2018), and further reinforcement of the current LSM based on observations may be necessary in order to accurately evaluate the effects of vegetation feedback to the atmosphere. With the recent development of an observation network, such as FLUXNET, long-term eddy covariance sites (e.g., Figs. 1 and 2) that accommodate interdisciplinary fields of research will play an important role in future research on vegetation-atmosphere interaction research.

Acknowledgment

The author thanks Tsutomu Watanabe, Tsuneo Kuwagata, Sachinobu Ishida, and Jordi Vilà-Guerau de Arellano for their constructive comments.

References

Baldocchi, D., S. Knox, I. Dronova, J. Verfaillie, P. Oikawa, C. Sturtevant, J.H. Matthes and M. Detto (2016) The impact of expanding flooded land area on the annual evaporation of rice. *Agric. For. Meteorol.*, **223**, 181–193.

- Baldocchi, D., B.E. Law and P.M. Anthoni (2000) On measuring and modeling energy fluxes above the floor of a homogeneous and heterogeneous conifer forest. *Agric. For. Meteorol.*, **102**, 187–206.
- Baldocchi, D. and S. Ma (2013) How will land use affect air temperature in the surface boundary layer? Lessons learned from a comparative study on the energy balance of an oak savanna and annual grassland in California, USA. *Tellus B*, **65**.
- Black, T.A., G. den Hartog, H.H. Neumann, P.D. Blanken, P.C. Yang, C. Russell, Z. Nesic, X. Lee, S.G. Chen and R. Staebler (1996) Annual cycles of water vapour and carbon dioxide fluxes in and above a boreal aspen forest. *Glob. Change Biol.*, 2, 219–229.
- Bonan, G.B., D. Pollard and S.L. Thompson (1992) Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 359, 716–718.
- Chen, X. and S.-J. Jeong (2018) Irrigation enhances local warming with greater nocturnal warming effects than daytime cooling effects. *Environ. Res. Lett.*, **13**, 024005.
- Combe, M., J. Vilà-Guerau de Arellano, H.G. Ouwersloot, C.M. J. Jacobs and W. Peters (2015) Two perspectives on the coupled carbon, water and energy exchange in the planetary boundary layer. *Biogeosciences*, **12**, 103–123.
- Connell, J.H. and W.P. Sousa (1983) On the Evidence Needed to Judge Ecological Stability or Persistence. Am. Nat., 121, 789–824.
- Davis, K.J., D.H. Lenschow, S.P. Oncley, C. Kiemle, G. Ehret, A. Giez and J. Mann (1997) Role of entrainment in surfaceatmosphere interactions over the boreal forest. J. Geophys. *Res. Atmospheres*, **102**, 29219–29230.
- Dong, J., X. Xiao, G. Zhang, M.A. Menarguez, C.Y. Choi, Y. Qin, P. Luo, Y. Zhang and B. Moore (2016) Northward expansion of paddy rice in northeastern Asia during 2000–2014: Rice Expansion in Northeastern Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 3754–3761.
- Falk, M., K.T. Paw U, S. Wharton and M. Schroeder (2005) Is soil respiration a major contributor to the carbon budget within a Pacific Northwest old-growth forest? *Agric. For. Meteorol.*, **135**, 269–283.
- Freedman, J.M., D.R. Fitzjarrald, K.E. Moore and R.K. Sakai (2001) Boundary layer clouds and vegetation-atmosphere feedbacks. J. Clim., 14, 180–197.
- Hasegawa, T., H. Sakai, T. Tokida, Y. Usui, M. Yoshimoto, M. Fukuoka, H. Nakamura, H. Shimono and M. Okada (2016)
 Rice free-air carbon dioxide enrichment studies to improve assessment of climate change effects on rice agriculture. In: Hatfield, J.L. and D. Fleisher (eds) *Advances in Agricultural Systems Modeling*, 7, 45–68. American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, and Soil Science Society of America, Inc.
- van Heerwaarden, C. C., J. Vilà-Guerau de Arellano, A. Gounou, F. Guichard and F. Couvreux (2010) Understanding

the daily cycle of evapotranspiration: A method to quantify the influence of forcings and feedbacks. *J. Hydrometeorol.*, **11**, 1405–1422.

- Helbig, M., K. Wischnewski, N. Kljun, L.E. Chasmer, W.L. Quinton, M. Detto and O. Sonnentag (2016) Regional atmospheric cooling and wetting effect of permafrost thawinduced boreal forest loss. *Glob. Change Biol.*, 22, 4048– 4066.
- Hemes, K.S., E. Eichelmann, S.D. Chamberlain, S.H. Knox, P.Y. Oikawa, C. Sturtevant, J. Verfaillie, D. Szutu and D. D. Baldocchi (2018) A unique combination of aerodynamic and surface properties contribute to surface cooling in restored wetlands of the Sacramento-San Joaquin Delta, California. J. Geophys. Res. Biogeosciences, 123, 2072–2090.
- Holmes, R.M.(1970) Meso-scale effects of agriculture and a Large Prairie Lake on the atmospheric boundary layer. *Agron. J.*, **62**, 546–549.
- Horn, G.L., H.G. Ouwersloot, J. Vilà-Guerau de Arellano and M. Sikma (2015) Cloud shading effects on characteristic boundary-layer length scales. *Bound.-Layer Meteorol.*, 157, 237–263.
- Iida, S., T. Ohta, K. Matsumoto, T. Nakai, T. Kuwada, A.V. Kononov, T.C. Maximov, M.K. van der Molen, H. Dolman, H. Tanaka and H. Yabuki (2009) Evapotranspiration from understory vegetation in an eastern Siberian boreal larch forest. *Agric. For. Meteorol.*, **149**, 1129–1139.
- Iizumi, T., M. Yokozawa and M. Nishimori (2009) Parameter estimation and uncertainty analysis of a large-scale crop model for paddy rice: Application of a Bayesian approach. *Agric. For. Meteorol.*, **149**, 333–348.
- Ikawa, H., C.P. Chen, M. Sikma, M. Yoshimoto, H. Sakai, T. Tokida, Y. Usui, H. Nakamura, K. Ono, A. Maruyama, T. Watanabe, T. Kuwagata and T. Hasegawa (2018) Increasing canopy photosynthesis in rice can be achieved without a large increase in water use-A model based on free-air CO₂ enrichment. *Glob. Change Biol.*, 24, 1321–1341.
- Ikawa, H., T. Nakai, R.C. Busey, Y. Kim, H. Kobayashi, S. Nagai, M. Ueyama, K. Saito, H. Nagano, R. Suzuki and L. Hinzman (2015) Understory CO₂, sensible heat, and latent heat fluxes in a black spruce forest in interior Alaska. *Agric. For. Meteorol.*, **214–215**, 80–90.
- Ikawa, H., K. Ono, M. Mano, K. Kobayashi, T. Takimoto, T. Kuwagata and A. Miyata (2017) Evapotranspiration in a rice paddy field over 13 crop years. J. Agric. Meteorol., 73, 109–118.
- Iwata, H., M. Mano, K. Ono, T. Tokida, T. Kawazoe, Y. Kosugi, A. Sakabe, K. Takahashi and A. Miyata (2018) Exploring sub-daily to seasonal variations in methane exchange in a single-crop rice paddy in central Japan. *Atmos. Environ.*, 179, 156–165.
- Katul, G.G. and J.D. Albertson (1999) Modeling CO₂ sources, sinks, and fluxes within a forest canopy. J. Geophys. Res. Atmospheres 1984-2012, 104, 6081–6091.

- van Kesteren, B., O.K. Hartogensis, D. van Dinther, A.F. Moene, H. A. R. de Bruin and A. A. M. Holtslag (2013) Measuring H₂O and CO₂ fluxes at field scales with scintillometry: Part II - Validation and application of 1-min flux estimates. *Agric. For. Meteorol.*, **178–179**, 88–105.
- Kimura, F. and S. Arakawa (1983) A numerical experiment on the nocturnal low level jet over the Kanto Plain. J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser II, 61, 848–861.
- Kobayashi, H., S. Nagai, Y. Kim, W. Yang, K. Ikeda, H. Ikawa, H. Nagano and R. Suzuki (2018) In situ observations reveal how spectral reflectance responds to growing season phenology of an open evergreen forest in Alaska. *Remote Sens.*, **10**, 1071.
- Kondo, J. (1994) *Meteorology of water environment (in Japanese)* Asakura-shoten, Tokyo.
- Kuwagata, T., S. Haginoya, K. Ono, Y. Ishigooka and A. Miyata (2018) Influence of local land cover on meteorological conditions in farmland: Case study of a rice paddy field near Tsukuba City, Japan. J. Agric. Meteorol., 74, 140–153.
- Kuwagata, T., Y. Ishigooka, M. Fukuoka, M. Yoshimoto, T. Hasegawa, Y. Usui and T. Sekiguchi (2014) Temperature difference between meteorological station and nearby farmland —Case study for Kumagaya city in Japan—. SOLA, 10, 45-49.
- Kuwagata, T., J. Kondo and M. Sumioka (1994) Thermal effect of the sea breeze on the structure of the boundary layer and the heat budget over land. *Bound.-Layer Meteorol.*, 67, 119–144.
- Lai, C.-T., G. Katul, J. Butnor, D. Ellsworth and R. Oren (2002) Modelling night-time ecosystem respiration by a constrained source optimization method. *Glob. Change Biol.*, 8, 124–141.
- Law, B.E., T.W. Hudiburg, L.T. Berner, J.J. Kent, P.C. Buotte and M.E. Harmon (2018) Land use strategies to mitigate climate change in carbon dense temperate forests. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **115**, 3663–3668.
- Le, P.V.V., P. Kumar and D.T. Drewry (2011) Implications for the hydrologic cycle under climate change due to the expansion of bioenergy crops in the Midwestern United States. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **108**, 15085–15090.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald (1967) Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. J. Atmospheric Sci., 24, 241–259.
- Mano, M., A. Miyata, Y. Yasuda, H. Nagai, T. Yamada, K. Ono, M. Saito and Y. Kobayashi (2007) Quality control for the open-path eddy covariance data. J. Agric. Meteorol., 63, 125–138 (in Japanese with English abstract).
- Margulis, S.A. and D. Entekhabi (2001a) Feedback between the land surface energy balance and atmospheric boundary layer diagnosed through a model and its adjoint. *J. Hydrometeorol.*, **2**, 599–620.
- Margulis, S. A. and D. Entekhabi (2001b) A coupled land surface-boundary layer model and its adjoint. J.

Hydrometeorol., 2, 274-296.

- Maruyama, A. and T. Kuwagata (2010) Coupling land surface and crop growth models to estimate the effects of changes in the growing season on energy balance and water use of rice paddies. *Agric. For. Meteorol.*, **150**, 919–930.
- Maruyama, A., M. Nemoto, T. Hamasaki, S. Ishida and T. Kuwagata (2017) A water temperature simulation model for rice paddies with variable water depths. *Water Resour. Res.*, **53**, 10065–10084.
- McNaughton, K.G. and T.W. Spriggs (1986) A mixed-layer model for regional evaporation. *Bound. -Layer Meteorol.*, 34, 243–262.
- Mercado, L. M., N. Bellouin, S. Sitch, O. Boucher, C. Huntingford, M. Wild and P. M. Cox (2009) Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature*, **458**, 1014–1017.
- Miyata, A., T. Iwata, H. Nagai, T. Yamada, H. Yoshikoshi, M. Mano, K. Ono, G. H. Han, Y. Harazono, E. Ohtaki, M. A. Baten, S. Inohara, T. Takimoto and M. Saito (2005) Seasonal variation of carbon dioxide and methane fluxes at single cropping paddy fields in central and western Japan. *Phyton*, 45, 89–97.
- Miyazaki, Y., S. Coburn, K. Ono, D. T. Ho, R.B. Pierce, K. Kawamura and R. Volkamer (2016) Contribution of dissolved organic matter to submicron water-soluble organic aerosols in the marine boundary layer over the eastern equatorial Pacific. *Atmospheric Chem. Phys.*, 16, 7695–7707.
- Mochizuki, T., Y. Miyazaki, K. Ono, R. Wada, Y. Takahashi, N. Saigusa, K. Kawamura and A. Tani (2015) Emissions of biogenic volatile organic compounds and subsequent formation of secondary organic aerosols in a *Larix kaempferi* forest. *Atmospheric Chem. Phys.*, 15, 12029–12041.
- Murayama, S., C. Takamura, S. Yamamoto, N. Saigusa, S. Morimoto, H. Kondo, T. Nakazawa, S. Aoki, T. Usami and M. Kondo (2010) Seasonal variations of atmospheric CO₂, δ13C, and δ18O at a cool temperate deciduous forest in Japan: Influence of Asian monsoon. J. Geophys. Res. Atmospheres, **115**, D17304.
- Nagano, H., H. Ikawa, T. Nakai, M. Matsushima-Yashima, H. Kobayashi, Y. Kim and R. Suzuki (2018) Extremely dry environment down-regulates nighttime respiration of a black spruce forest in Interior Alaska. *Agric. For. Meteorol.*, 249, 297–309.
- Nakai, T., Y. Kim, R. C. Busey, R. Suzuki, S. Nagai, H. Kobayashi, H. Park, K. Sugiura and A. Ito (2013) Characteristics of evapotranspiration from a permafrost black spruce forest in interior Alaska. *Polar Sci.*, 7, 136– 148.
- Nakamura, H., T. Tokida, M. Yoshimoto, H. Sakai, M. Fukuoka and T. Hasegawa (2012) Performance of the enlarged Rice-FACE system using pure CO₂ installed in Tsukuba, Japan.

J. Agric. Meteorol., 68, 15-23.

- Ogura, Y. and M. Yoshizaki (1988) Numerical study of orographic-convective precipitation over the Eastern Arabian Sea and the Ghat Mountains during the summer monsoon. J. Atmospheric Sci., 45, 2097–2122.
- Okada, M., M. Okada and H. Kusaka (2014) A polyethylene chamber for use in physical modelling of the heat exchange on surfaces exposed to a radiation regime. *Bound. -Layer Meteorol.*, **153**, 305–325.
- Ono, K., M. Mano, G. H. Han, H. Nagai, T. Yamada, Y. Kobayashi, A. Miyata, Y. Inoue and R. Lal (2015) Environmental controls on fallow carbon dioxide flux in a single-crop rice paddy, Japan. *Land Degrad. Dev.*, **26**, 331–339.
- Ono, K., A. Maruyama, T. Kuwagata, M. Mano, T. Takimoto, K. Hayashi, T. Hasegawa and A. Miyata (2013) Canopyscale relationships between stomatal conductance and photosynthesis in irrigated rice. *Glob. Change Biol.*, 19, 2209–2220.
- Ono, K., A. Miyata and T. Yamada (2008) Apparent downward CO₂ flux observed with open-path eddy covariance over a non-vegetated surface. *Theor. Appl. Climatol.*, **92**, 195–208.
- Oue, H., T. Fukushima and T. Maruyama (1994) A micrometeorological function of paddy fields that control temperature conditions. J. Jpn. Soc. Irrig. Drain. Rural Eng., 62, 955–960.
- Pedruzo-Bagazgoitia, X., H.G. Ouwersloot, M. Sikma, C.C. van Heerwaarden, C.M.J. Jacobs and J. Vilà-Guerau de Arellano (2017) Direct and diffuse radiation in the shallow cumulusvegetation system: Enhanced and decreased evapotranspiration regimes. J. Hydrometeorol., 18, 1731–1748.
- Peters-Lidard, C.D., E.M. Kemp, T. Matsui, J.A. Santanello, S. V. Kumar, J.P. Jacob, T. Clune, W.-K. Tao, M. Chin, A. Hou, J.L. Case, D. Kim, K.-M. Kim, W. Lau, Y. Liu, J. Shi, D. Starr, Q. Tan, Z. Tao, B.F. Zaitchik, B. Zavodsky, S.Q. Zhang and M. Zupanski (2015) Integrated modeling of aerosol, cloud, precipitation and land processes at satellite-resolved scales. *Environ. Model. Softw.*, **67**, 149–159.
- de Pury, D.G.G. and G.D. Farquhar (1997) Simple scaling of photosynthesis from leaves to canopies without the errors of big-leaf models. *Plant Cell Environ.*, **20**, 537–557.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita and Y. Honda (2007) Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser II, 85B, 271–304.
- Saito, K., T. Yasunari and J. Cohen (2004) Changes in the subdecadal covariability between Northern Hemisphere snow cover and the general circulation of the atmosphere. *Int. J. Climatol.*, 24, 33–44.
- Saito, M., A. Miyata, H. Nagai and T. Yamada (2005) Seasonal variation of carbon dioxide exchange in rice paddy field in Japan. Agric. For. Meteorol., 135, 93–109.

- Sakakibara, Y., Y. Kitahara and K. Nakagawa (2006) The relationship between urban-rural water vapor pressure differences and the population sizes of settlements in Saku, Nagano, Japan. J. Agric. Meteorol., 62, 1–8.
- Santanello, J.A., M.A. Friedl and M.B. Ek (2007) Convective planetary boundary layer interactions with the land surface at diurnal time scales: Diagnostics and feedbacks. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 1082–1097.
- Santanello, J. A., C. D. Peters-Lidard, A. Kennedy and S. V. Kumar (2013) Diagnosing the nature of land-atmosphere coupling: A case study of dry/wet extremes in the U.S. Southern Great Plains. J. Hydrometeorol., 14, 3-24.
- Santanello, J.A., C.D. Peters-Lidard and S.V. Kumar (2011) Diagnosing the sensitivity of local land-atmosphere coupling via the soil moisture-boundary layer interaction. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 766–786.
- Santanello, J.A., C.D. Peters-Lidard, S.V. Kumar, C. Alonge and W.-K. Tao (2009) A modeling and observational framework for diagnosing local land-atmosphere coupling on diurnal time scales. J. Hydrometeorol., 10, 577–599.
- Santanello, J. A., J. Roundy and P. A. Dirmeyer (2015) Quantifying the land-atmosphere coupling behavior in modern reanalysis products over the U.S. Southern Great Plains. J. Clim., 28, 5813–5829.
- Sato, T. and S. Sugimoto (2013) A numerical experiment on the influence of the interannual variation of sea surface temperature on terrestrial precipitation in northern Japan during the cold season. *Water Resour. Res.*, 49, 7763–7777.
- Sellers, P.J., F.G. Hall, R.D. Kelly, A. Black, D. Baldocchi, J. Berry, M. Ryan, K.J. Ranson, P.M. Crill, D.P. Lettenmaier, H. Margolis, J. Cihlar, J. Newcomer, D. Fitzjarrald, P.G. Jarvis, S.T. Gower, D. Halliwell, D. Williams, B. Goodison, D.E. Wickland and F. E. Guertin (1997) BOREAS in 1997: Experiment overview, scientific results, and future directions. J. Geophys. Res. Atmospheres, 102, 28731–28769.
- Shinoda, T. and H. Uyeda (2002) Effective factors in the development of deep convective clouds over the wet region of Eastern China during the summer Monsoon season. J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser II, 80, 1395–1414.
- Sikma, M., H.G. Ouwersloot, X. Pedruzo-Bagazgoitia, C.C. van Heerwaarden and J. Vilà-Guerau de Arellano (2017) Interactions between vegetation, atmospheric turbulence and clouds under a wide range of background wind conditions. *Agric. For. Meteorol.*, **255**, 31–43.
- Stull, R. B. (1988) An Introduction to Boundary Layer Meteorology Springer, Netherlands.
- Suzuki, R., H. Ikawa, Y. Kim and K. Sugiura (2015) Supersite in Boreal Forest of Alaska established by a Japan and USA collaboration study. *AsiaFlux Newsl.*, **38**, 14–18.
- Tennekes, H. and A.G.M. Driedonks (1981) Basic entrainment equations for the atmospheric boundary layer. *Bound.* -*Layer Meteorol.*, **20**, 515–531.
- Tsuyuzaki, S., K. Kushida and Y. Kodama (2008) Recovery of

surface albedo and plant cover after wildfire in a Picea mariana forest in interior Alaska. *Clim. Change*, **93**, 517-525.

- Ueyama, M., N. Tahara, H. Iwata, E.S. Euskirchen, H. Ikawa, H. Kobayashi, H. Nagano, T. Nakai and Y. Harazono (2016) Optimization of a biochemical model with eddy covariance measurements in black spruce forests of Alaska for estimating CO₂ fertilization effects. *Agric. For. Meteorol.*, 222, 98–111.
- Vico, G., S. Manzoni, S. Palmroth and G. Katul (2011) Effects of stomatal delays on the economics of leaf gas exchange under intermittent light regimes. *New Phytol.*, **192**, 640– 652.
- Vilà-Guerau de Arellano, J., C.C. van Heerwaarden and J. Lelieveld (2012) Modelled suppression of boundary-layer clouds by plants in a CO₂-rich atmosphere. *Nat. Geosci.*, 5, 701–704.
- Vilà-Guerau de Arellano, J., C.C. van Heerwaarden, B.J. van Stratum and K. van den van den Dries (2015) Atmospheric Boundary Layer: Integrating Air Chemistry and Land Interactions Cambridge University Press, New York.
- Vilà-Guerau de Arellano, J., H.G. Ouwersloot, D. Baldocchi and C.M.J. Jacobs (2014) Shallow cumulus rooted in photosynthesis. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1796–1802.
- Vilà-Guerau de Arellano, J., E.G. Patton, T. Karl, K. van den Dries, M. C. Barth and J. J. Orlando (2011) The role of boundary layer dynamics on the diurnal evolution of isoprene and the hydroxyl radical over tropical forests. J. Geophys. Res., 116, D07304.
- Watanabe, T.(1994) Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Bound.-Layer Meteorol.*, **70**, 13–35.
- Watanabe, T. and K. Shimoyama (2015) Atmosphere-land interaction (in Japanese). In: Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University (eds) Handbook of Low Temperature Science, 239–258. Maruzen, Tokyo.
- Wei, Z., K. Yoshimura, A. Okazaki, W. Kim, Z. Liu and M. Yokoi (2015) Partitioning of evapotranspiration using highfrequency water vapor isotopic measurement over a rice paddy field: Partitioning of evapotranspiration. *Water Resour. Res.*, **51**, 3716–3729.
- Wei, Z., K. Yoshimura, L. Wang, D.G. Miralles, S. Jasechko and X. Lee (2017) Revisiting the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration: Revisiting global ET partitioning. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 2792–2801.
- Yokohari, M., R.D. Brown, Y. Kato and S. Yamamoto (2001) The cooling effect of paddy fields on summertime air temperature in residential Tokyo, Japan. *Landsc. Urban Plan.*, **53**, 17–27.
- Yoshida, R., T. Iizumi, M. Nishimori and M. Yokozawa (2012) Impacts of land-use changes on surface warming rates and rice yield in Shikoku, western Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L22401.

Yoshimoto, M., M. Fukuoka, T. Hasegawa, M. Utsumi, Y. Ishigooka and T. Kuwagata (2011) Integrated micrometeorology model for panicle and canopy temperature (IM²) PACT) for rice heat stress studies under climate change. J. Agric. Meteorol., 67, 233–247.

冷温帯林の森林植生に由来する大気エアロゾルと 雲粒生成への影響

宮崎 雄三1)

2018年11月21日受付, 2018年12月11日受理

大気エアロゾル中の有機物は陸域生態系に巨大な自然発生源をもち,気候変動や生物地球化学的な 炭素・窒素循環に深く関わる.特に森林生態系においては,エアロゾルを介した大気 – 植生間の相互 作用の定量的理解が必要である.本稿では,気候変化に対する応答感度が高い冷温帯林での森林植生 に由来する大気有機エアロゾルの起源,およびエアロゾルの気候影響の評価において重要な有機物の 雲粒生成への影響に関し,筆者らが行ってきた観測研究の成果について解説する.

Atmospheric aerosols originated from cool-temperate forest vegetation and their effects on the formation of cloud particles

Yuzo Miyazaki¹

It is crucial to quantitatively understand the origin of biogenic organic aerosol in the atmosphere, because organics in atmospheric aerosol particles are closely linked to climate impact of aerosol as well as biogeochemical cycle of bioelements, such as nitrogen and carbon. Origin of natural organic aerosols and their effects on climate through the formation of cloud particles are discussed.

キーワード:大気エアロゾル,森林植生,有機物,雲生成 Atmospheric aerosol, Forest vegetation, Organic matter, Cloud formation

1. はじめに

大気に浮かぶ微粒子(エアロゾル)は、太陽の光を効 果的に散乱・吸収することで気温の変化をもたらす. さ らに雲を構成する雲粒(個々の水滴や氷晶)ができる際 の核(雲凝結核, Cloud Condensation Nuclei; CCN)とし て働くことで、雲や雨の量,雨の降り方に影響を与える など気候変動の重要な因子である.エアロゾルを構成す る成分の中で最大 80~90%の質量割合を占める有機物

連絡先 宮崎 雄三 北海道大学 低温科学研究所 〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目 Tel. 011-706-7448 e-mail: yuzom@lowtem.hokudai.ac.jp 1) 北海道大学 低温科学研究所 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan の多くは、陸上生態系に由来していると考えられている. しかし、温暖化など気候変化の影響を受けやすい寒冷域 において、生態系に由来する有機物の「種類」と「量」 の違いがエアロゾルや雲の生成に与える影響については 未解明な点が多く、気候に影響する因子のなかで最も不 確かなものの一つと考えられている.気候変動のメカニ ズムの解明において、生態系由来の大気エアロゾルによ る放射収支や雲・降水過程への影響をより正確に理解す ることは大きな課題として残されている.

生態系に由来する大気エアロゾルには、大気に放出さ れる揮発性有機化合物(Volatile Organic Compounds; VOCs)を前駆体として生成する生物起源二次有機エア ロゾル(Biogenic Secondary Organic Aerosol; BSOA)が 含まれる. Hallquist et al. (2009)による見積もりでは、 炭素換算で有機エアロゾルの放出生成の半分を超える 88TgC yr⁻¹が BSOA として供給されていると推定され ており、BSOA は全球の有機エアロゾルの多くの割合を 占めると考えられる.大きい存在量が推定される BSOA の雲生成への影響を理解することは、陸上生態系と気候の相互作用(Kulmala et al., 2004)の視点を含め、近年の地球温暖化や長期の気候変動を理解する上で重要である。また、大気エアロゾルは放出生成されるのみならず、地表面への沈着過程を通して陸上生態系に汚染物質などを負荷することで、生物地球化学的な循環に影響を及ぼす。この生物地球化学的なプロセスに伴うエアロゾルの放射影響は、-0.5±0.4 Wm⁻²もの放射強制力に匹敵するという見積もりもなされている(Mahowald, 2011).

陸域生態系の中でも、森林域は大気エアロゾルの重要 な発生源および消失源である.森林における植生の光合 成と植物からの揮発性有機化合物の放出、及び有機物を 中心とするエアロゾル生成は密接に関連しており、大気 と陸面の生物地球化学的な相互作用を考える上で重要な プロセスである(図1).森林域の中でも、高緯度帯に広 がる北方林は世界の森林の約三割を占めている.寒冷圏 の森林植生活動は気温の変化に対する応答感度が高く、 森林を中心とする自然起源のエアロゾルの数濃度は、寒 冷圏の大気境界層内において気温の上昇に伴って増加す ることが明らかになっている(Paasonen et al. 2013). これは主に、気温上昇に伴って植生起源の VOCs (Biogenic VOCs; BVOCs)の放出量が増大し、生成する BSOA の数が増加するためである.これにより、雲凝結 核として働くエアロゾルの数も増加し、結果として雲粒 の生成量が増加する.その結果,大気の冷却効果が働く という負のフィードバックが,エアロゾルを介して陸上 生態系と大気の間で働く可能性を示している(図1).

大気中において BVOCs の酸化反応等により生成され る BSOA は,極性の官能基をもつことから水溶性の有 機エアロゾルと密接に関係している.逆に言うと,有機 エアロゾルがもつ「水への溶けやすさ」という化学的性 質は,官能基や分子構造を通して粒子の生成履歴を示し ている.また,水(水蒸気)は普遍的に存在する大気成 分であり,粒子の化学的性質が凝結する水分量を決定づ けるなど,エアロゾルの吸湿特性と密接に関係する.さ らに近年では,エアロゾル中の「水」を媒体にした反応 が,BSOA 生成に重要な役割を果たすことが指摘されて いる.したがって有機エアロゾルの水溶性特性は,その 生成過程や化学・物理特性を理解する上で重要な指標で ある(宮崎, 2012).

雲凝結核の活性度を制御する主要な因子はエアロゾル 粒子の水溶性と吸湿特性であり、これらは化学組成の関 数である(McFiggans et al., 2006). ここで、雲粒の生成 ポテンシャルを示すパラメターκは主に溶質濃度の大小 によるエアロゾル粒子の吸湿性の違いを表し、エアロゾ ルの雲凝結核活性への化学組成の影響を表現する (Petters and Kreidenweis, 2007;持田, 2014). 有機物と 同様にエアロゾルの主要成分である硫酸塩は、雲凝結核



図1:有機エアロゾルを介した森林生態系と大気の相互作用の模式図. 気温上昇に伴い森林生態系が有機化合物をより多く放出し,エアロゾル成長と雲粒子濃度を増大 させることで放射バランスと森林生態系へ影響を与えるフィードバックを示す.

の活性に最も効果的な成分であり、 κ 値は 0.6 より大き い値を示す.一方,有機物の κ 値は一般的に小さく, BSOA の κ の典型値は 0.3 より低い.植生起源の影響 を強く受ける森林大気のエアロゾルにおいて,有機物は 粒子の大きな質量割合を占め,その多くはイソプレンや モノテルペン(主に α -ビネン)のような BVOCs から酸 化生成される BSOA から成る.一方,植生から直接放 出される一次生物起源エアロゾル(Primary Biological Aerosol Particles; PBAPs)もまた,有機エアロゾルの重 要な起源となる.図2に植生から放出される BVOCs と BSOA,および PBAPs のトレーサーとなる有機化合物 の一例を示す.これら植生起源の有機エアロゾルの大半 は水溶性を示す(Kanakidou et al., 2005).植生起源有機 物と硫酸塩の相対量は、エアロゾルの雲凝結核活性を変 化させうるため重要であると考えられている.

大気エアロゾルがどのような起源からどのように生成 されたかを知る上で鍵となる因子は、粒子の大きさと化 学組成であり、ここでは主に寒冷圏の森林大気エアロゾ ルにおける水溶性有機炭素(Water-Soluble Organic Carbon; WSOC)の起源と雲粒生成への影響について述 べる、本稿の筆者らは植生に由来するエアロゾルについ て、その起源や雲粒の生成に果たす役割を明らかにする ため、2009 年から国内の数カ所の森林観測サイトで長期 (数年スケール)・短期(数週間スケール)の大気観測を 行ってきた(Miyazaki et al., 2012a; 2012b; Jung et al., 2013; Miyazaki et al., 2014; Mochizuki et al., 2015; Müller et al., 2017). そのなかでも本稿では, 冷温帯林の代表的 な植生を有する北海道大学・苫小牧研究林および森林総 合研究所・北海道支所演習林で行ってきた植生起源の有 機エアロゾルと雲粒生成への影響に関する研究について 解説する.

2.森林大気エアロゾル試料の採取および化学分析と雲粒生成ポテンシャルの測定

大気エアロゾル試料の取得は森林総合研究所・北海道 支所演習林(42°59'N, 141°23'E)内,及び北海道大学・苫 小牧研究林(42°43'N, 141°36'E)内の各観測タワーにお いて,それぞれ通年で行った.森林総合研究所・北海道 支所演習林の主要構成種はシラカンバ,ミズナラなどの 落葉広葉樹であるが,周囲には常緑針葉樹も存在する. 林床植生はササで,地表面を広く覆っており,森林内の キャノピー平均高度は約20mである(Nakai et al, 2003).大気エアロゾル試料は2009年6月-2010年12 月の期間,約1週間ごとにハイボリュームエアサンプ ラーを用いてエアロゾル全量(Total Suspended Particles; TSP)を石英繊維フィルター上に連続的に取得 した.

北海道大学・苫小牧研究林では粒径(粒子の直径)ご とに分けた大気エアロゾルの採取と雲粒生成ポテンシャ



図2:植生から放出される BVOCs (Biogenic Volatile Organic Compounds) と大 気中での反応で生成する BSOA (Biogenic Secondary Organic Aerosol), および 植生等から直接大気へ放出される PBAPs (Primary Biological Aerosol Particles) の代表的な有機化合物.

ルの測定を行った.この冷温帯林は落葉広葉樹と人工林 である針葉樹林の混合林であり,林床に様々な種類の植 物が豊富に生育する.樹種は主にミズナラ,カエデ類, カンバ類であり,エゾマツやトドマツなどの針葉樹も散 生している.林床は主にシダに覆われており,オシダ類 が最も優占している.本稿では,苫小牧研究林において 2013年,2015年に通年でそれぞれ約1週間ごとに連続 取得した大気エアロゾル試料についての研究結果を紹介 する.粒径別エアロゾル試料を採取するため,カスケー ドインパクターをハイボリュームエアサンプラーに設置 し(Miyazaki et al, 2012b),観測期間を通して粒径 0.95 µm 以下と粒径 0.95 µm 以上の粒子を石英繊維 フィルターに捕集した.なお本稿では,粒径 0.95 µm 以 下の粒子をサブミクロン粒子,粒径 0.95 µm 以上の粒子 をスーパーミクロン粒子と定義する.

各観測サイトにおいて取得した大気エアロゾルのフィ ルター試料は冷凍保存した状態で持ち帰り,実験室にお いて以下に述べるパラメターを測定した.まず,BSOA トレーサー化合物や PBAPs トレーサー化合物は有機溶 媒で抽出後,トリメチルシリル (TMS)化し,ガスクロ マトグラフ (GC7890N, Agilent)/質量分析計 (MSD5975C, Agilent)を用いて測定した (Miyazaki et al, 2012a).エアロゾル中の水溶性有機炭素(WSOC)お よび無機物は超純水抽出後,それぞれ全有機炭素計 (TOC-LCHP, Shimadzu)およびイオンクロマトグラフ (Model 761 compact IC, Metrohm)を用いて測定を行っ た.

また、実験室で試料の一部から粒子を再発生させるこ とで、エアロゾルが持つ「雲粒生成ポテンシャル」を測 定した.ここでは、再発生させたエアロゾルの全個数を 測定し、装置の内部で過飽和(相対湿度>100%)の状態 に晒した後、粒径が0.75-10 μ mの水滴(雲粒)に成長し たエアロゾルの個数を測定する.過飽和の状態に晒す前 後を比べ、雲粒になったエアロゾルの数の割合を「雲粒 生成ポテンシャル」と定義し、調べる.本稿で解説する 筆者らの研究では、フィルター試料からエアロゾルを超 純水で抽出し、粒子を再発生させることで粒径ごとの雲 凝 結 核 の 活 性 度 を Scanning Mobility Cloud Condensation Nuclei Analysis (SMCA) (Moore, et al., 2010) というシステムによって測定し、前述の雲粒生成 ポテンシャルを示すパラメター κ を計算した (Müller et al., 2017).

3.森林大気中の有機エアロゾル質量への起源寄 与と季節変化

観測された大気エアロゾル中のWSOCの起源を推定 する手段として、各起源のトレーサーとなる化合物と WSOCの時間変動を対応させ、WSOC質量濃度への各 起源の寄与を統計的に定量化する方法がある. Miyazaki et al. (2012a)とMüller et al. (2017)では、何 れも因子分析の一つであるPositive Matrix Factorization (PMF)法 (Paatero and Tapper, 1994)を 用いた統計解析を行い、森林大気のWSOC質量に対す る起源寄与の定量化を行った、PMF法は最小二乗法に 基づく因子分析の一つで、先見情報を必要としない、従 来の因子分析と異なる利点としては、推定する濃度が負 の値にならないよう計算上の制約をかけることで、より 現実的な物理量 (ここでは質量濃度)を得ることができ る点などである.

図3は森林総合研究所・北海道支所(以下,森林総研 サイト)において通年で観測されたエアロゾル(TSP) に対し,PMF解析により計算された季節ごとのWSOC 質量濃度への起源別寄与を示す.植生の成長期にあたる 初夏のWSOC濃度のピークには,主にα-ピネンの酸化 に伴うBSOA生成と糖類化合物に代表される森林生態 系からの直接放出物が同程度寄与していることが見てと れる.なお,初夏の糖類化合物は,スクロースに関連す る成分が主要な割合を占めることから,花粉がこの時期 のWSOC濃度に大きく寄与することを示唆している. また,トレハロース(土壌等の菌類に由来するトレーサー 化合物)に関連する化合物が主成分の因子は,初夏と秋 にWSOC質量のそれぞれ24%と50%を占めることか ら,これらの季節では,土壌等からの直接放出物が



図3:森林総合研究所・北海道支所実験林において季節ごと に得られた TSP 中の WSOC 濃度の実測平均値(白丸)と化 学分析・PMF 解析によって推定された各起源の寄与を示す. Miyazaki et al. (2012a)の図を改訂.

WSOC 質量に寄与していると考えられる.特に秋の WSOC 濃度増大は,落葉等に伴う微生物等の大気への飛 散および BVOCs の放出が WSOC 濃度に寄与している ことを示唆している.一方,イソプレンに由来する BSOA は盛夏(7月-8月)にピークを示すなど,α-ピネ ンに由来する BSOA とは異なる季節性を示し,この時 期の WSOC 濃度の約4割を占めている.この季節性は, 主に光合成が最も活発になる盛夏において,気温と光強 度に依存するイソプレン放出量と大気の酸化能が最大と なることに起因する.α-ピネンに由来する BSOA と併 せ,盛夏の WSOC にはイソプレンに由来する BSOA 生 成が支配的に寄与している.このように森林大気エアロ ゾル中の有機物の量は,植生の活動度に強く影響を受け て季節的に大きく変動している.

サブミクロンエアロゾルの雲粒生成ポテン シャルの季節変化

図 4a に苫小牧研究林にて 2013 年と 2015 年に得られ たサブミクロン水溶性エアロゾルの κ の月平均値を示 す.ここでの κ (0.26-0.56;平均0.44±0.07) は他の 森林大気においてオンライン「その場」測定で得られた 值 (典型值 0.3 以下) (e.g., Pöschl, U. et al., 2010; Fors et al., 2011) よりも平均的に大きい値を示した. これは純 水抽出したエアロゾルのκは水溶性成分を対象としてい るため、その場測定による非水溶性成分も含むエアロゾ ルと比べ、一般的にκ値が高くなると解釈できる、κは 夏(6月-8月)に最大となり、秋(9月-11月)に最小と なる明瞭な季節変化を示している. この季節変化は 2013 年と 2015 年ともに見られ,再現性のある傾向であ ることがわかる. 雲粒生成ポテンシャルκの季節変化は 測定された場所に依存するが、過去の研究でも森林大気 エアロゾルの吸湿性が低くなる原因は有機物の割合が大 きくなるためで、その有機物は BVOC の放出増加とそ れに伴う BSOA 生成に起因する、と推測されてきた. しかし、それを裏付けるエアロゾル化学組成の測定、特 に通年で雲粒生成ポテンシャルと同時に測定した研究例 は限られていた.

そこで上記のκの時系列変動に対応した水溶性エアロ ゾル中の有機物と硫酸塩の質量割合の季節変化を図 4b に示す.平均すると夏には硫酸塩が支配的な成分でサブ ミクロン水溶性エアロゾルの約 60%を占め,κが最大と なることに対応している.一方,秋に水溶性有機物の質 量割合(~35%)が最大となる特徴が見て取れ,κがこの



図 4:北海道大学・苫小牧研究林において,(a) 2013 年と 2015 年に得られたサブ ミクロン水溶性エアロゾルの κ の月平均値,2013 年に観測された(b) 水溶性エア ロゾル中の WSOC と硫酸塩の質量割合の季節変化,および(c) α ビネン SOA (3-MBTCA は α -ビネンの高次酸化生成物),(d) イソプレン SOA,(e) PBAPs の各 トレーサー化合物の季節変化. Müller et al. (2017)の図を改訂.

季節に最小となることと対応する. 図5に水溶性エアロ ゾルの κ と有機物/硫酸塩の比との相関図を示す. 1年 間のデータを通して κ 値は有機物/硫酸塩の比と負の相 関を示した(全データ R²=0.60;月平均データ R²= 0.66).相関係数 R²は 2015年のデータでも 0.79(全 データ), 0.76(月平均データ)と高く,有意な正の相関 を示した. このことは,硫酸塩に対する有機物の相対的 な存在比がサブミクロン粒子の雲粒生成ポテンシャルを 制御する重要な因子であることを示唆している.

ここで注目すべきは有機物/硫酸塩の比が同程度の値 (0.62-0.64)を示すデータ群についても,κ値が秋 (0.41-0.42)と冬 (0.44-0.47)で有意に異なるという 事実である (図5).これは,水溶性エアロゾルの有機物 の化学組成の違いがκを変化させることを意味してい る.具体的には,秋に観測された有機物は,冬よりも吸 湿性の低い成分を含むことを示唆している.有機物の起 源とそれに伴う化学組成を明らかにするため,図4c-4e に BSOA と PBAPs の代表的なトレーサー化合物濃度 の季節変化を示す.秋にはα-ピネンの低次酸化生成物



図 5:サブミクロン水溶性エアロゾルのκと有機物/硫酸塩の 比との関係. Müller et al. (2017)の図を改訂.

であるピン酸の濃度が最大となる(図4c). さらに、ア ラビトールやトレハロース等の糖類化合物の濃度も同じ 季節に最大値となった。これは前述の森林総研サイトで の TSP 中の有機物の季節変化の傾向と類似している. 秋の有機物の濃度増加は α-ビネン由来 BSOA と PBAPs 両方の濃度増大と関連していることを示している.近年 は冷温帯林を含む高緯度帯の森林において. α-ピネンが 根や落葉、高い脱窒速度とともに土壌の微生物活動に 伴って放出することが報告されている(Aaltonen et al., 2011: Faiola et al., 2014). 秋に観測されたエアロゾル中 のピン酸と糖類トレーサー化合物の濃度増加は、この季 節のピン酸生成前駆物質である α-ピネンが樹木の葉よ りもむしろ林床に由来しており, さらにこれが κの減少 に関係していることを示唆している。一方、イソプレン 由来 BSOA のトレーサーである 2-メチルテトロール濃 度は夏に最大となるが、これは森林総研サイトでの結果 と同様、気温と光強度が最大となるこの時期に、イソプ レンの放出と BSOA 生成量が最大となることに起因す る.

図6に PMF 解析によって計算された,苫小牧研究林 での各季節におけるサブミクロンエアロゾル中の WSOC 質量への各起源の寄与を示す.秋は WSOC 質量 の75%が, α-ピネンに由来する BSOA および菌類やバ クテリア由来の有機物に起因している. α-ピネン由来 BSOA の寄与は春にも顕著に大きく,平均で WSOC の 57%を占めた.前述の森林総研サイトでの TSP の結果 とは異なり,サブミクロン粒子への花粉起源の寄与は小 さく,春や夏においても7%以下となった.これは花粉 粒子が主にスーパーミクロン粒子に多く存在することと 整合的である.夏には人為起源の硫酸塩起源が WSOC 質量の多く(~57%)を占める一方,α-ピネン BSOA や 菌類・バクテリア由来の有機物の寄与は小さい(~28%) という結果が得られている.エアロゾル中の硫酸塩濃度 の増大は粒子の酸化状態を高め,高水溶性の有機物の生



図 6: PMF 解析によって計算された,各季節における WSOC 質量への各起源 の寄与と κ 平均値. Müller et al. (2017)の図を改訂.

成を促進し,高酸化有機物が夏のWSOC 質量に支配的 に寄与していることを示唆している.対照的に,冬の WSOC 平均濃度は年間を通して最も低く,低酸化α-ピ ネンBSOA や人為起源の硫酸塩の寄与が支配的である. これらの結果は,WSOC 質量に対し異なる起源の寄与が 雲粒の生成ポテンシャルを制御する上で重要であること を示しており,特に秋の林床付近からの有機物放出がκ の減少の主な要因であることを示唆している.

5. 冷温帯林における雲粒生成の制御要因

エアロゾルの雲粒生成ポテンシャルの減少は、粒子中 における表面活性有機物の増加に起因すると考えられる (Sorjamaa et al. 2004; Frosch et al. 2011).前述の κの 減少のメカニズムを説明する一例として、Renbaum-Wolff et al. (2016)による最近の室内実験を例に挙げる と、硫酸塩と α-ピネン酸化生成物に富む BSOA が内部 混合した粒子で液相 – 液相分離が起きている.この研究 例では、高い相対湿度の条件下で、エアロゾル粒子表面 で α-ピネン由来の二次生成有機物の相、粒子の内部で水 に富む相に分離することを見出しているが、この粒子表 面の有機物に富んだ相は、粒子が雲凝結核として活性化 することを阻害しうる.したがって、α-ピネン由来の有 機物が硫酸塩に対して相対的に多い秋において、このメ カニズムがエアロゾルの雲粒生成ポテンシャルの低下を 一部説明できると考えられる.

以上をまとめると、筆者らの観測結果からは、低緯度 地域と比ベイソプレンの放出量が相対的に小さい冷温帯 林において、秋におけるエアロゾル中の有機物の大部分 (およそ 75%)は、森林内の地表付近で分解された有機 物が土壌や落ち葉などから主に α-ピネンとして放出さ れ. 大気エアロゾルの生成後に雲粒生成ポテンシャルを 低下させていることが示唆された、従来は、森林での BVOCs・エアロゾルの主な放出源は樹木の葉であると の考えが一般的であり、特に本稿で重要性を述べた α-ピ ネンは、主に針葉樹の葉から放出されるというのが一般 的な認識であった。また、これまでは雲粒の核として働 く硫酸エアロゾルの数が多いほど、単純に雲粒の数が増 えると考えられてきた、筆者らの研究結果からは、森林 環境の中でも土壌や落ち葉など林床付近で分解され大気 へ放出された有機物が、サブミクロンエアロゾルの雲粒 生成能力を抑制しうる可能性をフィールド観測から初め て示した (図7).

8. 寒冷域植生からのエアロゾル・雲粒生成と生 態系へのフィードバックのメカニズム解明に 向けて

近年, 冷温帯を含む高緯度帯の森林において, 地表付 近から大気へ放出される有機物の量は, 条件によっては 葉から放出される有機物と同程度であることが指摘され



図7:本稿で紹介した筆者らの研究(Müller et al., 2017)で提唱された, 冷温帯林の 林床からの有機物放出がエアロゾルの雲粒生成ポテンシャルを抑制することを示す 模式図.

ている(Faiola et al., 2014).森林植生は気温変化や日照 量,降水の変化など気候影響を受けるだけの「受け身」 ではなく,大気の組成を変化させることで気候の変化に 深く関与している.寒冷域における陸域植生の種類の違 い,特に地表付近から発生する生態系由来の有機物が雲 の生成抑制に与えるグローバルな影響を把握するには, 高緯度帯での異なる植生を有する他の森林域での観測 データも必要となる.

また,エアロゾル中の液相もしくは固相において,本 稿で紹介した有機成分が具体的にどのようなメカニズム で雲粒への成長を阻害しているのか,他の植生由来の有 機成分と比べ成長の阻害要因として何が違うのかなど, 分子レベルの室内実験や理論計算により,本稿で紹介し た研究結果の裏付け,マクロスケールの影響を理解する ためのミクロスケールのメカニズムの定量的理解が必要 となる.さらに,より広範に高緯度帯全域スケールでの 気候影響や生態系へのフィードバックなども今後解明す べき課題である.ここで解説した研究は,温暖化などに 起因する寒冷域の植生・土地利用の変化に伴う「有機物 の種類と量の変化」が,大気を介して引き起こす将来的 な気候影響を精度よく評価する上での,新たな知見とな ることが期待される.

謝辞

本稿で解説した研究成果は,引用元の原著論文の共著 者など,多くの方々の協力により得られました.研究は 文部科学省科研費,住友財団,鉄鋼環境基金,アサヒグ ループ学術振興財団,ノーステック財団および北海道大 学低温科学研究所の助成を受けて行われました.この場 を借りて,深謝の意を表します.

参考文献

- Aaltonen, H., J. Pumpanen, M. Pihlatie, H. Hakola, H. Hellén, L. Kulmala, T. Vesala and J. Bäck (2011) Boreal pine forest floor biogenic volatile organic compound emissions peak in early summer and autumn. *Agric. For. Meteorol.*, 151, 682–691.
- Faiola, C. L., G. S. Vanderschelden, M. Wen, F. C. Elloy, D. R. Cobos, R. J. Watts, B. T. Jobson and T. M. Vanreken (2014) SOA formation potential of emissions from soil and leaf litter. *Environ. Sci. Technol.*, 8, 2, 938–946.
- Fors, E. O., E. Swietlicki, B. Svenningsson, A. Kristensson, G. P. Frank and M. Sporre (2011) Hygroscopic properties of the ambient aerosol in southern Sweden - a two year study.

Atmos. Chem. Phys., 11, 8343-8361.

- Frosch, M., N. L. Prisle, M. Bilde, Z. Varga and G. Kiss (2011) Joint effect of organic acids and inorganic salts on cloud droplet activation. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 3895–3911.
- Hallquist, M., J. C. Wenger, U. Baltensperger, Y. Rudich, D. Simpson, M. Claeys, J. Dommen, N. M. Donahue, C. George, A. H. Goldstein, J. F. Hamilton, H. Herrmann, T. Hoffmann, Y. Iinuma, M. Jang, M. E. Jenkin, J. L. Jimenez, A. Kiendler-Scharr, W. Maenhaut, G. McFiggans, T. F. Mentel, A. Monod, A. S. H. Prévôt, J. H. Seinfeld, J. D. Surratt, R. Szmigielski and J. Wildt (2009) The formation, properties and impact of secondary organic aerosol: current and emerging issues. Atmos. Chem. Phys., 9, 5155–5236.
- Jung, J., Y. Miyazaki and K. Kawamura (2013) Different characteristics of new particle formation between urban and deciduous forest sites in northern Japan during the summers of 2010–2011. Atmos. Chem. Phys., 13, 51-68.
- Kanakidou, M., J. H. Seinfeld, S. N. Pandis, I. Barnes, F. J. Dentener, M. C. Facchini, R. Van Dingenen, B. Ervens, A. Nenes, C. J. Nielsen, E. Swietlicki, J. P. Putaud, Y. Balkanski, S. Fuzzi, J. Horth, G. K. Moortgat, R. Winterhalter, C. E. L. Myhre, K. Tsigaridis, E. Vignati, E. G. Stephanou and J. Wilson (2005) Organic aerosol and global climate modelling: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1053–1123.
- Kulmala, M., T. Suni, K. E. J. Lehtinen, M. Dal Maso, M. Boy, A. Reissell, Ü. Rannik, P. Aalto, P. Keronen, H. Hakola, J. Bäck, T. Hoffmann, T. Vesala and P. Hari (2004) A new feedback mechanism linking forests, aerosols, and climate. *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 557–562.
- Mahowald, N. (2011) Aerosol Indirect Effect on Biogeochemical Cycles and Climate. *Science*, **334**, 794–796.
- McFiggans, G., P. Artaxo, U. Baltensperger, H. Coe, M. C. Facchini, G. Feingold, S. Fuzzi, M. Gysel, A. Laaksonen, U. Lohmann, T. F. Mentel, D. M. Murphy, C. D. O'Dowd, J. R. Snider and E. Weingartner (2006) The effect of physical and chemical aerosol properties on warm cloud droplet activation. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2593–2649.
- 宮崎雄三(2012)水溶性有機エアロゾルの化学組成と二次生 成プロセスのレビュー.エアロゾル研究, 27 (1), 24-33.
- Miyazaki, Y., P. Fu, K. Kawamura, Y. Mizoguchi and K. Yamanoi (2012a) Seasonal variations of stable carbon isotopic composition and biogenic tracer compounds of water-soluble organic aerosols in a deciduous forest. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 1367–1376.
- Miyazaki, Y., J. Jung, P. Fu, Y. Mizoguchi, K. Yamanoi and K. Kawamura (2012b) Evidence of formation of submicrometer water-soluble organic aerosols at a deciduous forest site in northern Japan in summer. J. Geophys. Res. Atmos., 117, D19213, doi:10.1029/2012JD018250.
- Miyazaki, Y., P. Fu, K. Ono, E. Tachibana and K. Kawamura (2014) Seasonal cycles of water-soluble organic nitrogen aerosols in a deciduous broadleaf forest in northern Japan. J. Geophys. Res. Atmos., 119, 1440–1454, doi: 10.

1029/2013JD020713.

- Mochizuki, T., Y. Miyazaki, K. Ono, R. Wada, Y. Takahashi, N. Saigusa, K. Kawamura and A. Tani (2015) Emissions of biogenic volatile organic compounds and subsequent formation of secondary organic aerosols in a *Larix kaempferi* forest. *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 12029–12041, doi: 10.5194/acp-15–12029–2015.
- 持田陸宏(2014)大気エアロゾル粒子の吸湿性と雲凝結核活 性:理論,測定および展望.低温科学,72,41-48.
- Moore, R. H., A. Nenes and J. Medina (2010) Scanning Mobility CCN Analysis — A Method for Fast Measurements of Size-Resolved CCN Distributions and Activation Kinetics. *Aerosol Sci. Technol.*, 44, 861–871.
- Müller, A., Y. Miyazaki, E. Tachibana, K. Kawamura and T. Hiura (2017) Evidence of a reduction in cloud condensation nuclei activity of water-soluble aerosols caused by biogenic emissions in a cool-temperate forest. *Sci. Rep.*, 7, 8452, doi: 10.1038/s41598-017-08112-9.
- Nakai, Y., K. Kitamura, S. Suzuki and S. Abe (2003) Year-long carbon dioxide exchange above a broadleaf deciduous forest in Sapporo, Northern Japan. *Tellus*, **55B**, 305–312.
- Paasonen, P., A. Asmi, T. Petäjä, M. K. Kajos, M. Äijälä, H. Junninen, T. Holst, J. P. D. Abbatt, A. Arneth, W. Birmili, H. D. van der Gon, A. Hamed, A. Hoffer, L. Laakso, A. Laaksonen, W. R. Leaitch, C. Plass-Dülmer, S. C. Pryor, P. Räisänen, E. Swietlicki, A. Wiedensohler, D. R. Worsnop, V.-M. Kerminen and M. Kulmala (2013) Warming-induced increase in aerosol number concentration likely to moderate climate change. *Nature Geoscience*, 6, 438-442.

- Paatero, P. and U. Tapper (1994) Positive matrix factorization: a nonnegative factor model with optimal utilization of error estimates of data values. *Environmetrics*, **5**, 111–126.
- Petters, M. D. and S. M. Kreidenweis (2007) A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1961–1971.
- Pöschl, U., S. T. Martin, B. Sinha, Q. Chen, S. S. Gunthe, J. A. Huffman, S. Borrmann, D. K. Farmer, R. M. Garland, G. Helas, J. L. Jimenez, S. M. King, A. Manzi, E. Mikhailov, T. Pauliquevis, M. D. Petters, A. J. Prenni, P. Roldin, D. Rose, J. Schneider, H. Su, S. R. Zorn, P. Artaxo and M. O. Andreae (2010) Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. *Science*, **80**, 329, 1513–1516.
- Renbaum-Wolff, L., M. Song, C. Marcolli, Y. Zhang, P. F. Liu, J. W. Grayson, F. M. Geiger, S. T. Martin and A. K. Bertram (2016) Observations and implications of liquid-liquid phase separation at high relative humidities in secondary organic material produced by α-pinene ozonolysis without inorganic salts. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 7969–7979.
- Petters, M. D. and S. M. Kreidenweis (2007) A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1961–1971.
- Sorjamaa, R., B. Svenningsson, T. Raatikainen, S. Henning, M. Bilde and A. Laaksonen (2004) The role of surfactants in Köhler theory reconsidered. *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 2107–2117.

安定同位体を用いた森林生態系における 炭素循環の解明

村山 昌平1)

2018年12月8日受付, 2018年12月29日受理

安定同位体比の測定は,森林生態系の炭素循環の解明,特に各炭素フローの分離評価に有効である. 本稿では,質量分析計を用いた安定同位体比測定と森林生態系における二酸化炭素(CO₂)の安定同位 体比の変動プロセスの概要を述べる.酸素同位体比を利用した夜間の生態系呼吸を土壌呼吸と葉呼吸 に分離する研究例を紹介し,さらに最新のレーザー分光法によるCO₂の炭素同位体比の連続観測に基 づく炭素フロー分離評価の例を示す.

Understanding of carbon cycling in a forest ecosystem using stable isotope measurements

Shohei Murayama¹

Stable isotope measurements are very useful in obtaining a greater insight into the cycling of carbon in forest ecosystems, especially in the attribution of the net carbon flux into various gross fluxes. In this article, a brief description of stable isotope measurements using a mass spectrometer is given, along with processes that give rise to variations in the stable isotopic ratios of carbon dioxide (CO_2) in a forest ecosystem. Also included in the discussion are various studies highlighting the separation of nocturnal ecosystem respiration into soil and leaf respirations using oxygen isotopes, as well as separating out various gross carbon fluxes based on continuous stable isotope measurements of CO_2 using a recent laser spectroscopy.

キーワード:安定同位体比,森林生態系,炭素循環 Stable isotope, Forest ecosystem, Carbon cycle

1. はじめに

大気と森林をはじめとする陸上生態系との間では,エ ネルギーおよび水蒸気や二酸化炭素(CO₂)等の大気成 分の交換が行われている.植物は光合成により大気から CO₂を体内に取り込み,呼吸によりCO₂を大気へ放出 し,前者が後者を上回る場合,両者の差が植物の生長に なる.大気-陸上生態系間のCO₂交換は,生物活動の変 動に対応して日内変動や季節変動等を示す.例えば,晴

連絡先 村山 昌平 国立研究開発法人産業技術総合研究所 環境管理研究部門 〒305-8569 茨城県つくば市小野川 16-1 産総研つくば 西事業所 e-mail:s.murayama@aist.go.jp 天の日中には活発な光合成により CO₂ が正味で生態系 に吸収され,夜間には呼吸活動により大気へ放出される 日内変動を示す.また,光合成による CO₂ 吸収が呼吸に よる放出を凌駕する植物の生長季の晩春~初秋には正味 で生態系に吸収され,呼吸による放出が光合成による吸 収を凌駕する晩秋~初春には正味で大気へ放出される季 節変動を示す.さらに,植物の生長により生態系の群落 構造は変化し,また生態系を構成する植物も変化してい くと,それに伴ってエネルギーおよび大気成分の大気と

1)国立研究開発法人産業技術総合研究所 環境管理研究 部門

Environmental Management Research Institute, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukuba, Japan の交換も変化する、例えば、伐採や火災等の撹乱のあっ た森林生態系では、撹乱後のしばらくの期間は、森林が 再生し植物が生長し始めても、土壌中に蓄積された有機 物の分解等により,正味の CO2 放出を示す.その後,正 味の吸収に転じる頃から、吸収量は増大し森林生態系の バイオマスは急増していくが、やがてピークを迎え、森 林の老齢化に伴い、吸収速度は減少していく(例えば、 Amiro et al., 2006). 同様に,森林の農耕地化や気候変動 等に伴う植生の変化も、生態系の炭素循環や大気-生態 系間のエネルギーや大気成分の交換に大きな変化をもた らすであろう. このように、大気と陸上生態系は炭素循 環を通して相互に作用し、陸上生態系の炭素循環は、大 気-陸上生態系間のエネルギー,水収支等と相互に影響 を及ぼし合っている.このため、陸上生態系の炭素循環 の理解は、大気-陸上生態系間の相互作用の変動メカニ ズムを理解するための重要な課題の一つである.

一方,産業革命以降,人為起源のCO₂をはじめとする 温室効果気体が大気中に大量放出され,大気中濃度は急 速に増加しているが,気候変動に関する政府間パネル (IPCC)の第5次報告書(AR5)では,その結果,地球の エネルギー収支の変化をもたらし,気候システムに影響 を及ぼしていることが明瞭であると指摘している (IPCC,2013).近年,北半球中高緯度において,大気中 CO₂濃度の季節変動の振幅増大が検出され,その原因と して地球温暖化やCO₂濃度増加に伴う陸上植物の光合 成・呼吸活動の活発化が指摘されているが,従来の気候 -生態系モデルではその現象を再現できていない

(Graven et al., 2013). 図1に複数の地球システムモデ ルにより予測された,異なる代表的濃度経路シナリオ (RCP) に対する 21 世紀末までの海洋 (ocean) および陸 上生態系(land)による積算炭素吸収量の時系列を示す (IPCC, 2013). 図より海洋に比べて陸上生態系による吸 収量の推定の不確定性が非常に大きい. この不確定性 が、 喫緊の課題である CO2 濃度の将来予測の高精度化や 植林等による効果的な CO2 削減技術の策定の障害と なっている.陸上生態系の吸収量予測の不確定性が大き い主な原因は、大気中 CO2 濃度の増加に伴い陸上植物の 光合成による吸収が活発化する施肥効果や現在の寒冷地 の植生の変化により CO2の吸収量が増大するとともに、 気温や地温の上昇に伴い陸上植物の呼吸や有機物の分解 が活発化することにより CO2の放出量が増大するため、 両者の効果の程度により陸上生態系による正味の吸収量 が決定されるが、気候変動や CO2 濃度の上昇に対する両 者の応答は異なっており、それらの理解が不十分なため である.これらの問題を解決するためには、微気象学的 なフラックス観測で得られる正味の CO2 交換 (NEE) を、 環境応答性が異なる光合成による CO2 吸収(総一次生 産:GPP)と土壌を含む呼吸による放出(生態系呼吸: Rec) に、さらに土壌呼吸と地上部呼吸等の各炭素フロー に分離し、それぞれについて環境要因との関係を明らか にする必要がある.

森林生態系においては,1990年代以降,微気象学方法 による NEE の観測が行えるようになり,観測網が展開 されている.観測で得られる NEE を Rec と GPP に分離



図1:複数の地球システムモデルにより予測された異なる代表的濃度経路シナリオ (RCP)に対する21世紀末までの海洋(ocean)および陸上生態系(land)による積算 炭素吸収量の時系列(IPCC, 2013 を元に改編).

する方法としては,光合成が行われない夜間で乱流輸送 が活発な期間に測定された NEE を *Rec* と等しいと仮定 し,*Rec* を温度の関数で近似して推定し,日中も *Rec* は同 様の関数で表されるとして仮定して

$$NEE = R_{ec} - GPP \tag{1}$$

により GPP を推定していることが多い.しかし,上述 の仮定にはさまざまな問題点が指摘されており, *Rec* の 近似式についても大きな誤差を伴う(例えば, Reichstein et al. 2005). *Rec* の土壌呼吸と地上部呼吸へ の分離については,地表や葉等に設置したチャンバーを 用いて呼吸速度を求め,気温,地温,土壌水分等の環境 要因との関係から経験式を作成して推定する方法がある が,空間的な不均一性を考慮する必要がある.

炭素フローの分離評価に関しては、上述の手法以外に、 安定同位体比測定を利用した手法も用いられている. CO2の場合,安定同位体比として¹³C/¹²C,¹⁸O/¹⁶Oが主 に用いられる.これまでに呼吸と光合成,土壌呼吸と葉 呼吸の各過程における同位体分別(各過程における¹²C と¹³C, ¹⁶O と¹⁸O の移動や反応のしやすさの違い)が異 なることを利用した分離評価に関する研究が行われてき ている (例えば, Yakir and Wang, 1996; Bowling et al, 2003). CO₂の¹⁸O/¹⁶Oの変動は、H₂Oとの酸素原子の 同位体交換によっても起こり、炭素循環だけでなく水循 環も関係するため、¹³C/¹²Cの変動と比べて複雑な変動 を示す.このため、¹³C/¹²Cを用いた研究が主流であっ た (Farquhar et al, 1982; Ekblad et al, 2005). 一方, 呼 吸と光合成. 土壌呼吸と葉呼吸の¹⁸0の同位体分別の違 いが、一般的に¹³Cより大きいため、同位体分別の時間 変動を捉えることができれば、18O/16Oの利用は、各炭素 フローの分離評価に有効であることが指摘されており (Ogée et al., 2004),近年は、¹⁸O/¹⁶O に関する研究も進 められている (Bowling et al, 2003; Welp et al, 2006).

また,従来,安定同位体比の測定は,試料を現場で採取 し,研究室に持ち帰って同位体比測定用の質量分析計 (Isotopic Ratio Mass Spectrometer: IRMS) で分析して いたが,近年のレーザー分光技術の発展により,現場に 分析計を設置し,高時間分解能で多量の同位体比データ を取得して,解析を行うことが可能になりつつある.

本稿では、安定同位体比の大気観測に基づく、森林生 態系の炭素循環の解明に関する研究例を紹介する.最初 に IRMS による安定同位体比の分析手法と森林生態系 の CO₂の安定同位体比の変動プロセスの概要を述べる. 次に¹⁸O/¹⁶O を利用した夜間の *Rec* を土壌呼吸と葉呼吸 に分離する研究例を紹介し、さらにレーザー分光法によ る安定同位体比の連続観測に基づく炭素フロー分離評価 の例を示す.

2. IRMS による安定同位体比の測定

CO₂の安定同位体比を測定する場合,まず大気試料等 を精製し、高純度 CO2 試料を得る. 真空ライン中に試料 を小流量で流して、異なる温度のコールドトラップを用 いて, 試料中の H2 O と CO2 をトラップし, CO2 のみを 昇華させて高純度 CO2 を得るクライオジェニック法が 従来用いられていたが、ガスクロマトグラフィーを用い て試料から CO2 を分離し、オンラインで IRMS に導入 する方法も普及してきている. 質量分析計に導入された CO2 試料はイオン化され、加速電圧がかけられてイオン ビームとなり、さらに磁場がかけられた分析管中で質量 数に応じて分離され、ファラデーカップコレクターに達 しイオン電流として検出される. CO2の場合, 質量数44 $({}^{12}C{}^{16}O_2), 45 ({}^{13}C{}^{16}O_2, {}^{12}C{}^{17}O{}^{16}O), 46 ({}^{12}C{}^{18}O{}^{16}O, {}^{12}C{}^{17}O_2,$ ¹³C¹⁷O¹⁶O)が同時に測定できるように3つのコレクター が配置される. 未知試料と同位体比が分かった標準試料 を交互に測定し、それぞれの 45/44、46/44 のイオン電流 強度比を求める. さらに様々な補正により、未知試料 の¹³C/¹²C, ¹⁸O/¹⁶O が得られる (Allison et al., 1995). た だし、クライオジェニック法で大気試料から精製された CO2 試料については、CO2 と質量数が等しく、昇華点が 近い N₂O も混入しているため、その影響も補正する必 要がある. なお, H₂Oの¹⁸O/¹⁶Oは, 一定量の試料水に 少量の CO₂ を添加し、平衡装置を用いて一定温度に保っ て同位体平衡になった CO2 を IRMS に導入して測定を 行い、水と CO2 間の同位体分別に関する補正を行って求 めることができる.

ー般に未知試料の同位体比は,以下に示すように標準 試料の同位体比との千分率偏差であるδ値(‰:パーミ ル)で表す.

$$\delta = \frac{R_{sa} - R_{st}}{R_{st}} \times 1000 \tag{2}$$

ここで R は、炭素同位体比(∂¹³C)の場合,¹³C/¹²C,酸 素同位体比(∂¹⁸O)の場合,¹⁸O/¹⁶Oであり、添え字の sa, st は未知試料、標準試料を表す.標準試料としては、 CO₂の同位体比についてはサウスカロライナ州白亜紀 ピーディー層から算出されたベレムナイト(箭石:イカ の仲間)の化石を100%リン酸と25℃で反応させたとき に生じる CO₂の炭素および酸素同位体比を基準とする PDB-CO₂スケールが用いられていたが、上記化石試料 は消費してしまったため、別の標準試料の同位体比から PDB-CO₂スケールを定めた Vienna-PDB (VPDB) -CO₂ スケールが現在用いられている。H2Oの酸素および水 素同位体比については、未処理の標準平均海水 (Standard Mean Ocean Water: SMOW)の同位体比を 基準とする SMOW スケールが用いられていたが、現在 は国際原子力機関が海水を蒸留し、できる限り SMOW に同位体比を近づけた Vienna-SMOW (VSMOW)の同 位体比を基準とする VSMOW スケールが用いられてお り、CO2の酸素同位体比についてもこれが用いられる場 合がある. なお、VPDB-CO₂の¹³C/¹²C は 0.0112372 (Zhang et al. (1990) では 0.011180), ¹⁸0/¹⁶0 は 0.002088349077. VSMOW $O^{18}O/^{16}O$ to 0.0020052 cos る (Allison et al., 1995). 著者は、 クライオジェニック法 により試料の精製を行い、IRMS を用いて CO2 の安定同 位体比分析を行っているが、精製過程も含めた同位体分 析の総合的な測定誤差は、δ¹³Cについて 0.02‰、δ¹⁸O に ついて 0.05‰と見積もられている (Murayama et al. 2010).

森林生態系における CO₂ 同位体比の変動プロセス

3.1 同位体分別について

大気中,水中の拡散による分子の移動や化学反応は, 一般に質量数が小さい同位体ほど起こりやすい.同位体 毎の起こりやすさの違いの程度を同位体分別という.移 動や反応前後の ${}^{13}C/{}^{12}C$, ${}^{18}O/{}^{16}O$ をそれぞれ R_a , R_b とす ると,同位体分別係数 α_{a-b} は以下のように表される.

$$\alpha_{a-b} = R_a / R_b \tag{3}$$

一般的に同位体分別係数は1に近い値を取るため、以下 のε値を用いて表すことが多い。

$$\varepsilon_{a-b} = \alpha_{a-b} - 1$$
 (4)

なお, 文献によっては, 式 (3) の分母と分子を入れ替え て定義されている場合がある.また,式(4)の値(負に なる場合は正値になるように符号を入れ替えた値)が同 位体分別(Δ_{a-b} :‰で表記)であり,以下のように δ 値 と関連づけられる(以下は, ε_{a-b} が正値の場合).

$$\Delta_{a-b} = \varepsilon_{a-b} \times 1000$$

$$= (\alpha_{a-b} - 1) \times 1000$$

$$= \frac{\delta_a - \delta_b}{1 + \delta_b / 1000}$$

$$\approx \delta_a - \delta_b$$
(5)

3.2 炭素同位体比の変動プロセス

森林大気の CO₂の炭素または酸素同位体比の収支は 以下のように表される.

$$\delta_N NEE = \delta_R R_{ec} - \delta_A GPP \tag{6}$$

ここで、 δ_N 、 δ_R 、 δ_A はそれぞれ NEE、 R_{ec} 、GPP に対する CO₂ 同位体比を表す、 δ_N 、 δ_R 、 δ_A および NEE が求まれ ば、式(1) と組み合わせて、NEE を R_{ec} と GPP に分離 することが可能になる.

光合成による 13 C の同位体分別 (Δ_A) は,

$$\Delta_A \cong \delta_a - \delta_b$$

$$= a \frac{C_a - C_i}{C_a} + b \frac{C_i}{C_a}$$
(7)

で表される (Farguhar et al., 1982). ここで δ_a , δ_b (= δ_A) は、大気と植物組織の d¹³C, Ca, Ci は大気と葉内(細胞) 間隙)の CO₂分圧, a は大気 – 気孔間の¹³CO₂ と¹²CO₂ の拡散速度の違いによる分別(4.4%), b は固定酵素 (Rubisco) により CO₂ が固定される際の分別(~27‰) を表す.気孔が開いていて Ci が高い場合は、第2項の 分別の寄与が大きく Δ_A は大きくなり優先的に¹²CO₂が 固定される傾向が強まる. その逆の場合は、第1項の気 孔への取り込みの拡散過程における分別の寄与が大きく なって∆は小さくなり、¹³Cの分別は小さくなる. 図2 に大気 – 葉内間の CO₂ 交換経路の模式図を示す(Wehr and Saleska, 2015). 図に示された各ステップの同位体 分別を考慮したより詳細な Δ_A は、Farguhar and Lloyd (1993),半場(2009)等に示されている.なお、本稿で 対象とする森林生態系の樹木は C3 植物であるが、光合 成経路が異なる C4 植物や CAM 植物では、固定酵素と して PEP カルボキシラーゼと Rubisco が働き,両者の 同位体分別が大きく異なるため、これらの植物では C3 植物と比べて∆_Aが小さい.

呼吸における ¹³C の同位体分別 ($\Delta_R \approx \delta_a - \delta_R$) につい ては、光合成により植物に固定された炭素が基になって、 CO₂ として放出されるため、分別がほとんど無く植物体 の δ^{13} C に近い同位体比を持った CO₂ が放出されると考 えられる.特に植物の葉、幹枝、根の呼吸で放出される CO₂ は短いターンオーバータイムで放出されるため、最 近植物体内に固定された炭素と近い δ^{13} C を持った CO₂ が植物からの呼吸で放出されると考えられる.一方、土 壌有機物の分解や微生物呼吸で放出される CO₂ は、光合 成で固定されてからの経過時間が様々であり、最近固定 された炭素の δ^{13} C と異なる可能性がある.大気中の
$CO_2 の ∂^{13}C$ は、低い $∂^{13}C$ を持った化石燃料起源の CO_2 の一部が大気中に残存することにより約 0.02‰ 年⁻¹の 割合で経年減少している(Mook et al., 1983; Murayama et al., 2010). そのため、仮に土壌有機物のターンオー バータイムを 30 年とすると、およそ 30 年前の大気に相 当する現在より約 0.6‰高い $∂^{13}C$ を持った CO_2 が土壌 呼吸で放出されることになる. 仮に、光合成で吸収され た CO_2 と同量の CO_2 が土壌呼吸(あるいは、一部が土壌 呼吸で)として大気中に放出された場合、大気中の CO_2 濃度は変化しないが、 $∂^{13}C$ は増加することになり、同位 体的に非平衡状態にあると言える(Tans et al., 1993).

なお,式(6)のδ_N については,CO₂ 濃度とδ¹³Cの相 関から求める方法(Bowling et al., 2001)や,近年は同位 体連続測定装置を用いた渦相関法による¹³CO₂の NEE 測定から求められている(Griffis et al., 2008).



図2: 大気 – 葉内間の CO² 交換経路の模式図(Wehr and Saleska, 2015 を元に改編).

3.3 酸素同位体比の変動プロセス

図3に日中と夜間のCO2の d¹⁸Oの変動プロセスの模 式図を示す. ô¹⁸O の変動において, 重要なプロセスは, CO₂-H₂O 間の酸素原子の交換であり、CO₂の δ¹⁸O は、 最後に接触した液体のH₂Oのδ¹⁸Oに依存する.森林生 態系の場合、降水により地表に供給された水の一部は地 表面より蒸発するが,残りは土壌中に浸透し,土壌中で 呼吸・分解活動により放出された CO₂は、土壌水との間 で同位体平衡に達する.この CO2 が土壌呼吸として地 表面へ移動する際には、大気へ放出されるまでの経路に おける滞留時間や土壌水分量等に依存して、経路上の土 壌水と十分に平衡状態に達しない同位体交換も伴う. さ らに土壌中の拡散過程による同位体分別も起こる。これ らの結果、土壌中 CO₂ より δ¹⁸O が低い CO₂ が放出され、 一般に土壌呼吸により大気中 CO2 の δ¹⁸O は下げられ る.一方,植物は日中活発な蒸散作用により、地中より 土壌水を吸い上げ、気孔より水蒸気として水を大気中へ 放出する.この際、H2¹⁶Oが優先的に放出されるため、 気孔内の水の180は濃縮され、土壌水のδ180と比べて高 い値になる.特に好天時の日中,相対湿度が低いときに その傾向は強まる、このとき、気孔内に取り込まれた CO2の一部は、光合成により体内に固定されるが、残り は葉内の carbonic anhydrase (CA) 酵素の働きで気孔内 の高 ∂¹⁸O の水と速やかに同位体平衡になったのち、固 定されないで大気中へ戻ることになる. そのため, 一般 に光合成時には大気中 CO2の δ¹⁸O は上昇する傾向にあ る. このように呼吸と光合成で C¹⁸O¹⁶O の同位体分別効 果が異なるため. δ¹⁸O を利用して両者の分離が可能とな りうる.一方,夜間についても、日中の蒸散の影響で、 気孔内の水の 8¹⁸O は土壌水の 8¹⁸O と比べて高いため、



図3:日中と夜間のCO2のδ¹⁸Oの変動プロセスの模式図.

葉呼吸で放出される CO2 の d¹⁸O は、土壌呼吸で放出さ れるものより高くなる.このことを利用して、土壌呼吸 および葉呼吸以外の CO2 放出が小さいと仮定した場合, 微気象学的な手法で得られる夜間の NEE (= R_{ec})を土 壌呼吸と葉呼吸に分離することが可能となる.一連 の¹⁸O 循環のソースである降水の δ¹⁸O は, その起源や降 り方などに依存して変動し、土壌水および葉内水の δ¹⁸O 変動はその影響を受け、さらに CO2 の δ¹⁸O の変動もそ の影響を受ける.なお、図3に示した以外に、地表面付 近の大気中 CO2 が表層の土壌水と接触し、土壌表層の滞 留時間に応じて土壌水と同位体平衡あるいは一部平衡に なった後、大気に戻る非生物的なプロセス(インベージョ ン効果と呼ばれる)も CO2 の ô¹⁸0 の変動に影響を及ぼ すことが指摘されており(Tans, 1998; Miller et al, 1999; Stern et al. 2001), CO2の正味の交換がなくても、この 効果により大気中 CO2の δ¹⁸O は変動しうる.また、土 壌表層においてもCA酵素の働きで、CO2-H2O間の同 位体交換が促進されていることも指摘されている (Wingate et al., 2009).

光合成による CO₂ の¹⁸O の同位体分別(Δ_A)は以下 の式で表される (Flanagan et al., 1997).

$$\Delta_A \cong \delta_a - \delta_A$$

$$= \bar{a} + \frac{C_e(\delta_e - \delta_a)}{C_a - C_e}$$
(8)

ここで、 δ_a は森林大気中の CO₂ の δ^{18} O、 δ_A は大気から 葉内へ移動する CO₂の見かけ上の δ¹⁸O, ā は大気 – 葉内 の水との同位体交換が起こる葉緑体との間の拡散過程に よる出入りに伴う平均的な同位体分別(7.4‰), Caおよ び C_e は森林大気および葉緑体の CO_2 濃度, δ_a および δ_e は森林大気および葉内水と平衡な CO2 の 8¹⁸0 をそれぞ れ表す. Ceに関しては、植物組織のδ¹³Cを測定して式 (6) を用いることで C_iが推定され, さらに C_iと C_eの差 $(0.1 \times C_a \sim 0.2 \times C_a$ 程度)を減じることで推定される. ただし、式(6)で見積もられる Ciは、一定期間の平均値 であるため, ∆_Aの日内変動等の短時間の変動を推定す る場合は、*Ci*の変動を推定する必要がある(Welp et al, 2006). また,式(7)では,葉内水とCO2が完全に同位 体平衡になることを仮定しているが, 平衡の程度 (θ_{eq}) は植物種により違うことが指摘されており(Gillon and Yakir, 2001), 樹木では 0.93~0.99 と高く, C₄ 植物では, 0.16~0.38 と低い値を取る. θeg を考慮すると式 (7) は, 以下のとおり修正される.

$$\Delta_A = \bar{a} + \varepsilon \Big[\theta_{eq} (\delta_e - \delta_a) - \bar{a} \, \frac{1 - \theta_{eq}}{\varepsilon + 1} \Big] \tag{9}$$

$$\varepsilon = \frac{C_e}{C_a - C_e} \tag{10}$$

$$\delta_E = \delta_{sw} + \varepsilon_k + \varepsilon^* + h(\delta_v - \delta_{sw} - \varepsilon_k) \tag{11}$$

ここで, δ_{sw} は植物が吸い上げる平均的な土壌水(あるい は幹水)の δ^{18} O, ε_k は葉内外間の拡散過程による出入り に伴う水蒸気の同位体分別(Lee et al., 2009), ε^* は水が 蒸発する際の同位体分別(気液間同位体平衡:温度に依 存)(Bottinga and Craig, 1969), hは相対湿度(0~1), δ_v は蒸散が起きている葉周辺の大気中水蒸気の δ^{18} Oで ある.なお,式(11)で仮定した定常状態は,相対湿度 や葉の蒸散速度の変動が大きい場合,必ずしも成立しな いことが指摘されており,非定常状態の場合の補正式が 提案されている(Cuntz et al., 2003; Lai et al., 2006). δ_E (葉内水)と δ_e (CO₂)との関係は,式(12)および式(13) (Brenninkmeijer et al., 1983)で示される.

$$\delta_e = \delta_E + \varepsilon_{eq} \tag{12}$$

$$\varepsilon_{eq} = \frac{17604}{T} - 17.93$$
 (13)

ここで, *T* は葉内水と CO₂ 間で同位体交換が起こって いる場所の温度(絶対温度 K)である.

次に呼吸の同位体分別 (Δ_R) について述べる. 土壌呼 吸のみについて考えた場合 (Δ_{RS}) は,式 (14) で表される.

$$\Delta_{RS} = \delta_a - \delta_{RS}$$

$$= \delta_a - \delta_s + \varepsilon_{eff} \qquad (14)$$

$$= \delta_a - \delta_{sw} - \varepsilon_{eq} + \varepsilon_{eff}$$

ここで、 δ_{RS} は土壌から大気へ放出される CO₂の δ^{18} O, δ_S は土壌水と平衡な CO₂の δ^{18} O, δ_{SW} は土壌水の δ^{18} O, ε_{eff} は土壌から大気へ放出される際の拡散に伴う実質的 な同位体分別を表し、拡散による分別以外に、上述の土 壌から大気の経路上の土壌水との不完全な同位体交換の 影響およびインベージョン効果も含む. ε_{eff} の具体的な 数式による表現は、Tans (1998) および Stern et al. (2001)を参照されたい.

なお,以下で述べる夜間の葉呼吸に伴う同位体分別は, 式(8)あるいは式(9),(10)で表される.

3.4 森林生態系における CO2 の安定同位体比の変動

図4に岐阜県高山市の冷温帯落葉広葉樹林観測地において夏季(2008年7月22日~23日)に観測された大気中 CO₂ 濃度およびその安定同位体比の鉛直分布の時間 変動の例を示す(δ^{18} O については、VPDB-CO₂スケール の値). 当観測地は,標高1420mの乗鞍岳山麓に位置す る. 主要な植生は,平均樹高約17mのカンバ,ミズナ ラであり,林床部はササに覆われている(Murayama et al, 2010).



図4:岐阜県高山市の冷温帯落葉広葉樹林観測地において夏 季(2008 年7月 22 日~23 日)に観測された大気中 CO₂ 濃 度(a)およびそのδ¹³C(b)とδ¹⁸O(c)の鉛直分布の時間変 動の例.

凡例は、観測された概ねの時刻を示す(13hr:7月22日13時, …, 12hr:7月23日12時). 未発表データ.

CO2 濃度は、日中は森林上部の活発な光合成による CO2 吸収により減少し、また活発な大気の鉛直混合によ り、鉛直方向の濃度差は小さくなる、夕方~早朝にかけ ては,呼吸による CO2 放出により濃度は増加し,鉛直混 合が弱まるとともに地表面から放出される土壌呼吸起源 の CO2 の影響を受けて、地表付近の濃度が上層よりも高 くなる.一方, δ¹³C の変動は CO₂ 濃度の変動と逆相関 を示す. 日中は増加して, 鉛直方向の差は小さくなり, タ方~早朝にかけては、減少して特に地表付近の ∂¹³C が低くなる.これらの変動は、以下の過程で説明できる であろう.日中は、光合成により、12CO2が選択的に植 物により吸収され、大気中の ∂¹³C が増加する、夜間は、 光合成による CO2 吸収がなくなり, 呼吸により植物体内 や土壌有機物由来の d¹³C が低い CO₂ が大気に放出さ れ,大気中の δ¹³C が減少する.δ¹⁸O についても同様に, CO2 濃度と概ね逆相関を示している. δ¹⁸O の変動につ いては、以下のように説明できるであろう. 日中活発な 蒸散により葉内水の δ¹⁸O は増加し,光合成に伴い気孔 内に取り込まれた CO2 が葉内水と同位体平衡になる. そうして高い δ¹⁸O を持った CO2 の一部は植物体内に取 り込まれず、拡散により大気に戻るため、大気中の δ¹⁸O は増加する. 夜間は, 光合成がなくなり相対的に呼吸の 影響が強まる、土壌呼吸によって土壌空隙内に放出され た CO₂は、 ^{δ18}O が低い土壌水と平衡になった後、 さらに 拡散による分別を受けて大気へ放出されるため、大気中 の CO₂ の δ¹⁸O は減少する.

さて,大気中の CO₂ 濃度と同位体比が,大気と一つの CO₂ 起源との交換・混合により決定されている場合,以 下の関係が成り立つ.

$$C_{ob} = C_{bg} + C_{sc} \tag{15}$$

$$\delta_{ob}C_{ob} = \delta_{bg}C_{bg} + \delta_{sc}C_{sc} \tag{16}$$

ここで, Cおよび δ は CO_2 濃度および同位体比($\delta^{13}C$ または $\delta^{18}O$), 添え字の *ob*, *bg*, *sc* はそれぞれ観測, バック グラウンド, バックグラウンドに対して変動を引き起こ す起源を表す.式(15),(16)より,

$$\delta_{ob} = \frac{(\delta_{bg} - \delta_{sc})C_{bg}}{C_{ob}} + \delta_{sc} \tag{17}$$

のような関係式が得られる.したがって,バックグラウ ンドに対して変動を引き起こす起源が一つしかないと考 えられる状況であれば,観測で得られた C_{ob} , δ_{ob} に関し て, $\mathbf{x}: (C_{ob})^{-1}$, $\mathbf{y}: \delta_{ob}$ として相関を調べ,式 (17) に当 てはめて最小自乗法により近似直線を求めることによ

り, δ_{sc}を推定することが可能になる.この手法は、考案 者の名前から Keeling Plot 法と呼ばれ (Keeling, 1958), 安定同位体比を用いた CO2 濃度の変動の起源推定に広 く用いられている.なお,バックグラウンド値が変動し, 観測値とバックグラウンド値の偏差の起源を推定する場 合は, Keeling Plot 法を修正した解析手法も用いられて いる (Miller and Tans, 2003). 図5に図4で示したデー タのうち、光合成の影響を受けない夜間のデータについ て、Keeling Plot したものを示す. CO2 濃度の逆数と δ¹³C は強い相関を示し、最小自乗法で得られた近似直線 のy切片(式17の \deltasc)は、-26.3‰となった.この値 はC₃植物の代表的な値であり(Vogel, 1980),上記の通 り、CO2の変動は森林生態系の生物活動(呼吸活動)に よって生じたことが確かめられた。一方、 8¹⁸0 について も、顕著な相関関係が見られ、最小自乗法で得られた近 似直線の y 切片 (式 17 の δsc) は-16.1‰を示した.つ まり、各部位の呼吸で放出された CO2 が接する H2O と 同位体平衡になった後、拡散による同位体分別を伴って 大気に放出された CO2 の平均的な(各部位の呼吸量で重 み付けされた平均) δ¹⁸O がこの値であったことを示す.

Keeling Plot 法は, CO₂ 濃度の変動要因を調べるため に非常に有効な手段であるが, CO₂ 濃度および同位体の 変動レンジが狭いときは, δ_{se}の推定誤差が大きくなる. また, 観測期間中に CO₂ 変動を引き起こす起源が変わっ



図5:図4で示したデータのうち,夜間のデータに関する ∂¹³C(上)および∂¹⁸O(下)のKeeling Plot. 図中のRは相関係数を表す.

た場合や、起源が持つ同位体比が変動してしまった場合 は、 δ_{sc} を正しく推定できなくなる。特に δ^{18} O について は、降水イベント等により、H₂O の δ^{18} O が大きく変動し、 CO₂の δ^{18} O もその影響を受けることがあるので、どう いった期間のデータを用いて解析を行うかについて注意 が必要である。

4. 安定同位体比を用いた森林生態系の炭素フローの分離評価

以下では、安定同位体比を用いて森林生態系の炭素フ ローの分離評価が行われた研究例(Bowling et al, 2003 および Wehr et al, 2016)を紹介する.

4.1 ∂¹⁸Oの観測による夜間の生態系呼吸の土壌呼吸, 葉呼吸への分離

Bowling et al. (2003) では、米国オレゴン州のポンデ ローサ松から成る森林において, 2001年夏季の夜間に大 気、土壌、幹、葉のサンプルを採取して、大気中 CO2 濃 度および δ¹⁸O, 土壌水, 幹水, 葉内水の δ¹⁸O の測定を行 い,得られたデータから,夜間に土壌呼吸,葉呼吸,生 態系呼吸により大気中に放出される CO2 の δ¹⁸O を推定 し、夜間の生態呼吸に占める土壌呼吸および葉呼吸の割 合の変動を試算している. 葉内水の δ¹⁸0 については, 大気中水蒸気の d¹⁸O (d_v) を仮定し,式 (11) を用いた推 定も行っている、本研究では、同位体分別について単純 化しており、土壌呼吸で大気に放出される CO2 の δ¹⁸O (δ_s) については、土壌水と平衡になった CO₂ が拡散によ る同位体分別のみの影響を受けると仮定している(式14 の Eeffに土壌から大気の経路上の土壌水との不完全な同 位体交換の影響およびインベージョン効果を含まない). 葉呼吸で大気へ放出される $CO_2 の \delta^{18}O(\delta_l)$ については、 葉内水と平衡になった δ_eを持った CO₂ が拡散の同位体 分別の影響のみ受けると仮定している(式8において $C_e >> C_a$ の場合. $\theta_{eq} = 1$ および δ_E が定常状態であるこ とも仮定). 生態系呼吸による $CO_2 の \delta^{18}O(\delta_{ec})$ は, 夜 間の大気中 CO2 濃度と δ¹⁸O データに関する Keeling Plot で得られた y-切片より推定している. 夜間の生態 系呼吸 (*R_{ec}*) について, 土壌呼吸 (*R_s*) および葉呼吸 (*R_l*) 以外の呼吸は小さいと仮定すると(図3の夜間の模式図 参照),

$$R_{ec} = R_s + R_l \tag{17}$$

$$\delta_{ec}R_{ec} = \delta_s R_s + \delta_l R_l \tag{18}$$

式 (17), (18) より, 生態系呼吸に占める土壌呼吸の割 合は,

$$\frac{R_s}{R_{ec}} = \frac{\delta_l - \delta_{ec}}{\delta_l - \delta_s} \tag{19}$$

で表され,各呼吸に対する δ¹⁸O が分かれば,求めること ができる.この場合,図6に示したとおり,大気の CO₂ 濃度および δ¹⁸O データを用いた Keeling Plot で求まる δ_{ec} は,δ₁ とδ₅ の間に入る必要がある.図7に観測期間 中の各呼吸に対する δ¹⁸O および式 (19) から求められた 生態系呼吸に占める土壌呼吸の割合の時間変動を示す. 観測期間の前に降雨があったが,観測期間中は降雨イベ ントがなく乾燥化が進んだため,土壌水および葉内水の δ¹⁸O が徐々に増加していったことが観測されている. それに対応して,図7の δ₁ とδ₅ も増加し,δ_{ec} も増加し ている.式 (19) より求められた生態系呼吸に占める土 壌呼吸の割合の期間中の平均は,0.80±0.12 (1σ) であ り,別途チャンバー法で求められた割合 (0.77) と良く 一致していた.

本研究の事例では、観測期間中、降雨イベントがなく 徐々に乾燥化が進んでいったが、降雨イベントがあると、 急激に土壌水の δ^{18} Oが変化する(例えば、Nakazawa et al, 1997). それに応じて各呼吸の δ^{18} Oも変化すると考 えられるが、それぞれの応答時間が異なるため、 δ_{ec} が図 6に示された範囲に入らない場合があり、式(19)で求め られる R_s/R_{ec} が1を超えたり負の値を示したりする場 合があるので注意が必要である.本研究では,上述のと おり関連する同位体分別を単純化しているため,そのこ とに伴う誤差について Bowling et al. (2003)では議論さ れており,より詳細なプロセスを考慮したモデルを導入 することで,より精度の高い推定が可能になり得ること が示唆されている.一方で,複雑な同位体分別プロセス を導入するためには,そのために必要な観測項目が増え たり,プロセスを導入するために用いられるモデルに高 い精度が求められたりするため,研究対象に応じて必要 なプロセスを抽出し,できる限りモデルを単純化するこ とも必要であろう.

4.2 レーザー分光法による CO₂ 安定同位体比連続観測 に基づく森林生態系における炭素フローの分離評 価

これまで CO₂の安定同位体比を高精度に測定するた めに、2章で述べた IRMS を用いた分析法が用いられて きた.しかし、森林生態系のように、生物活動の影響に より短時間で CO₂ 濃度やその同位体比が大きく変動す る観測地では、その変動を正確に捉えるためには、高頻 度に試料を採取して多数の試料の分析を行う必要があ り、従来の手法では限界があった.一方、近年のレーザー や半導体技術の急速な進歩により、レーザー分光法によ る連続測定が普及しつつある.当手法では、CO₂の各同 位体で吸収線波長が異なることを利用し、光学セルに導 入された大気試料中の CO₂ の各同位体により、各吸収線



図 6: 夜間のデータに関する Keeling Plot から求まる生態系 呼吸の δ^{18} O のシグナル (δ_{ec}) と土壌呼吸 (δ_{s}) および葉呼吸 (δ_{l}) の δ^{18} O のシグナルの関係 (Bowling et al., 2003 を元に 改編).



図7:各呼吸に対するδ¹⁸O シグナル(上)および生態系呼吸 に占める土壌呼吸の割合(下)の時間変動(Bowling et al., 2003 を元に改編).

で赤外光がどれだけ減衰するかにより各同位体の濃度を 求め、濃度比から同位体比が計算される.高精度の同位 体分析には吸収線強度が強い4.3 µm 付近の中赤外域の 利用が適しているが、この波長帯には多数の吸収線が密 にある.隣接する吸収線の干渉を避けるため、波長幅が 狭い中赤外光を射出できるレーザー光源が必要である. また、低濃度の同位体についても高精度に測定できるよ うに、高感度の検出器やコンパクトで光路長が長く取れ る光学セルが必要であり、さらにレーザー光源の可変な 波長範囲も考慮して、濃度で重み付けした吸収線強度が 各同位体で近くなるように吸収線を選定する必要があ る.以上のような仕様を満たす分析計が開発され、森林 生態系における観測にも導入されつつある.測定精度は IRMS よりやや劣るが、近年は IRMS に匹敵するものも

使用されるようになってきた.

Wehr et al. (2016) は、量子カスケードレーザーを搭 載した高精度の CO2 同位体連続測定装置を開発し(100 秒平均値の3時間以内の測定に対する95% 信頼区間は δ^{13} C: ±0.04‰, δ^{18} O: ±0.06‰), 2011 年 5 月~2013 年 10月の期間に米国マサチューセッツ州の温帯落葉樹林 観測地(Harvard Forest Environmental Measurement site)において、当装置を用いた微気象学的手法(渦相関 法) による¹²CO₂ および¹³CO₂の NEE 観測を実施した. 同時に熱・水フラックス,各種気象,土壌環境要素,チャ ンバー法による土壌呼吸等の観測も行われた、本研究で は、日中の総 CO₂ と ¹³CO₂ の収支を以下の式で表し、両 式から日中の NEE を日中の生態系呼吸(DER)と総生 態系生産(GEP:総光合成-光呼吸)とに分離して評価 することを試み、従来広く用いられている夜間の NEE (Rec) と温度の関係から DER を推定する手法との比較 が行われた.

 $NEE = DER - GEP \tag{20}$

$$\delta_{NEE} NEE = \delta_{DER} DER - \delta_{GEP} GEP \tag{21}$$

ここで δ 値は各添え字で示された CO₂ フローに対する δ^{13} C のシグナルを表す.本研究では,DER をさらに日 中の葉呼吸 (F_{DR}) とその他の呼吸,GEP を総光合成 (F_P) と光呼吸 (F_{PR}) に分け (図 2 参照),各 CO₂ フローの量 と対応する δ^{13} C が決定された.そのために観測で求め られた NEE と NEE および葉以外の呼吸の δ^{13} C が用い られ,また図 2 で示した詳細な葉内の同位体分別につい て熱・水フラックス,各種気象,土壤環境要素等の観測 結果や過去の文献値を用いてモデル化された (Wehr and Saleska, 2015). 図8に観測で得られた日中の大気中 CO₂の δ^{13} C (δ_a) および夜間の葉呼吸以外の呼吸に対する δ^{13} C (δ_{NR})とモ デル計算から求められた日中の光合成固定に対する δ^{13} C (δ_A)および葉内細胞間 CO₂ 濃度 (C_i)の推定値の変 動を示す.図より季節の進行とともに、 δ_A が増加し、葉 内の C_i が減少しているが、気孔コンダクタンスが減少 して C_i が減少し、それに伴い δ_A が増加していると考え られる (式7参照).

図9に生長季の前半(6~7月)と後半(8~9月)に分 けた3年間の平均的な NEE.および同位体観測に基づ いて分離された DER と-GEP の日内変動を示す. DER と-GEP については、従来の夜間の NEE と温度の関係 から求めた結果も示す. 図から生長季前半(6~7月)は, 生態系呼吸が日中に夜間と比べて半分以下に減少してお り、DER が従来法に比べて同位体観測に基づく推定が 大幅に減少していることが分かる.また、それに対応し て GEP も減少(図中の-GEP は増加)している.一方, 生長季後半(8~9月)については、夜間と日中の生態系 呼吸の差は小さい.従来法と比べても、DEP および GEP はわずかに減少する程度で大きな差は無い. 土壌 呼吸については、日中と夜間の差はチャンバー法による 観測結果から、当観測地では一般的に10%以内の変動の 小さな変動であることが分かっており、同位体法による 生長季前半に見られた日中の生態系呼吸の減少は, 地上 部呼吸の減少に起因するものであることが示唆される.



図8:日中観測で得られた大気中 CO₂の δ^{13} C(δ_a)(a),夜間 の観測で得られた葉呼吸以外の呼吸に対する δ^{13} C(δ_{NR})と モデル計算により求められた日中の光合成固定に対する δ^{13} C(δ_A)(b)および葉内細胞間 CO₂ 濃度(C_i)の推定値の変 動(c)(Wehr and Saleska, 2015 を元に改編).



図 9: 生長季の前半(6~7月)(a) と後半(8~9月)(b) に おける3年間の平均的な NEE,および同位体観測に基づい て分離された日中の生態系呼吸(DER)と-GEPの日内変動 (Wehr et al, 2016 を元に改編).

図 10 には、3 年間の平均的な DER と GEP の季節変 動を示す.本研究で得られた同位体観測に基づく結果 と、従来法および従来法で地上部呼吸をゼロ(土壌呼吸 のみ)にしたものが比較されている.また、従来法と同 位体観測に基づく DER 推定の差(△DER=従来法-同 位体法)および,1996~2009年の平均的な夜間の地上部 呼吸の変動も示す. この図からも, 生長季前半(6~7月) は従来法の推定が同位体法と比べて大きく、後半(8~9 月)は両者の差がほとんど無くなっているのが分かる. △DER の変動は、地上部呼吸と類似の季節変動を示し ており、同位体法の推定では、日中の地上部呼吸が大幅 に抑制されていることが示唆される.一方,当観測地に おける夜間の生態系呼吸に占める地上部呼吸の割合は, チャンバー観測の結果から、葉の厚みが増加し生長呼吸 が活発化すると考えられる6月は50%以上になるが、生 長がほとんど無くなる8月には10%程度に減少するこ とが見積もられている.このため、地上部呼吸が日中に 抑制される場合、日中の生態系呼吸の割合が大きい、生 長季前半に生態系呼吸への影響が大きくなる. 葉におけ る暗呼吸が光の当たる環境下で抑制される現象は, Kok



図 10:3年間の平均的な DER と GEP の季節変動. 本研究で得られた同位体観測に基づく結果と,従来法およ び従来法で地上部呼吸をゼロ(土壌呼吸のみ)にしたものが 比較されている(a).従来法と同位体観測に基づく DER 推 定の差(ΔDER=従来法-同位体法)(黒実線)および, 1996~2009年の平均的な夜間の地上部呼吸の変動(金実線) (b).Wehr et al. (2016)を元に改編.

効果として個葉レベルでは多くの樹種で観測されており (Kok, 1949), 上記現象はこの効果を反映しているのか もしれない.

もし、同位体法による推定が正しいとすると、従来法 による生長季前半の日中の生態系呼吸による CO2 放出 量および光合成による CO2 吸収量は,過大評価していた ことになる.また、同位体法に基づく GEP 推定結果を 用いた場合、当森林においては、光利用効率、水利用効 率について生長期前半と後半の違いがほとんど無くなっ た. 従来法では生長季前半に GEP が大きく見積もられ ており、その後減少する傾向が見られ(図10参照)、葉 の劣化や水ストレスに依るものと考えられていたが、当 森林においては、これらの影響は小さいのかもしれない. 本研究の結果は、従来の推定値や生態系モデルについて 修正が必要になる可能性や, 生態系モデルを用いた陸上 生態系における炭素収支予測にも影響を及ぼす可能性を 示唆している。当手法による炭素フローの分離手法につ いては、複数の分離手法との比較や他の植生への適用等 をとおして、今後さらに検証していく必要がある.

5. おわりに

本稿では、森林生態系の炭素循環の研究における安定 同位体比測定の有効性について、研究例を交えて紹介し た. 森林生態系における複雑な炭素循環プロセスをモデ ル化する上で,安定同位体比の観測データは新たな拘束 条件を与える.森林生態系内外の気象・土壌環境要素, 大気 - 生態系間の熱・水・CO2 収支や CO2 濃度等の変動 に追加して同位体比の変動も再現できる生態系モデルを 構築することにより、直接観測できない各炭素フローの 分離推定精度の向上が期待される. レーザー分光法によ る連続測定は、まだ研究例が少ないが、今後、さらに測 定精度や現場環境における安定性が向上して、高精度の 同位体連続観測データが蓄積されれば、上記モデルの検 証データとして有効に活用されるであろう.以上によ り、生態系モデルが改良され、生態系の各炭素フローの 推定精度が向上すれば、気候変動に伴う陸上生態系の炭 素収支予測の高精度化が可能になり、気候変動予測の高 精度化や大規模植林等の陸上生態系を利用した地球温暖 化に対する効果的な緩和策等の策定に貢献できることが 期待される.

参考文献

- Allison, C. E., R. J. Francey and H. A. J. Meijer (1995) Recommendations for the reporting of stable isotope measurements of carbon and oxygen in CO₂ gas. *Reference* and intercomparison materials for stable isotopes of light elements, International Atomic Energy Agency, IAEA-TECDOC, 825, pp. 155–162.
- Amiro, B. D., A. G. Barr, T. A. Black, H. Iwashita, N. Kljun, J. H. McCaughey, K. Morgenstern, S. Murayama, Z. Nesic, A. L. Orchansky and N. Saigusa (2006) Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada. *Agric. For. Meteorol.*, **136**, 237–251.
- Bottinga, Y. and H. Craig (1969) Oxygen isotope fractionation between CO₂ and water, and the isotopic composition of marine atmospheric CO₂. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 285-295.
- Bowling, D. R., N. G. McDowell, J. M. Welker, B. J. Bond, B. E. Law and J. R. Ehleringer (2003) Oxygen isotope content of CO₂ in nocturnal ecosystem respiration: 2. Short-term dynamics of foliar and soil component fluxes in an oldgrowth ponderosa pine forest. *Global Biogeochem. Cycles*, 17, 1124.
- Bowling, D.R., P. P. Tans, R. K. Monson (2001) Partitioning net ecosystem carbon exchange with isotopic fluxes of CO₂. *Global Change Biol.*, 7, 127–145.

- Brenninkmeijer, C. A. M, P. Kraft and W. G. Mook (1983) Oxygen isotope fractionation between CO₂ and H₂O. *Isotope Geosci.*, 1, 181–190.
- Craig, H. and L. I. Gordon (1965) Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Cons. Naz. delle Ric., Lab. di Geol. Nucl., Spoleto, Italy, pp. 9–130.
- Cuntz, M., P. Ciais, G. Hoffmann and W. Knorr (2003) A comprehensive global three-dimensional model of δ^{18} O in atmospheric CO₂: 1. Validation of surface processes. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4527.
- Ekblad, A., B. Boström, A. Holm, and D. Comstedt (2005) Forest soil respiration rate and δ^{13} C is regulated by recent above ground weather conditions. *Oecologia*, **143**, 136–142.
- Farquhar, G. D. and J. Lloyd (1993) Carbon and oxygen isotope effects in the exchange of carbon dioxide between terrestrial plants and the atmosphere. *Stable Isotopes and Plant Carbon-Water Relations*, Academic Press, Inc., San Diego, California, USA, pp. 47–70.
- Farquhar, G. D., M. H. O'Leary and J. A. Berry (1982) On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Aust. J. Plant Physiol.*, 9, 121–137.
- Flanagan, L. B., J. R. Brooks, G. T. Varney and J. R. Ehleringer (1997) Discrimination against C¹⁸O¹⁶O during photosynthesis and the oxygen isotope ratio of respired CO₂ in boreal forest ecosystems. *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 83–98.
- Gillon, J. and D. Yakir (2001) Influence of carbonic anhydrase activity in terrestrial vegetation on the ¹⁸ O content of atmospheric CO₂. *Science*, **291**, 2584–2587.
- Graven, H. D., R. F. Keeling, S. C. Piper, P. K. Patra, B. B. Stephens, S. C. Wofsy, L. R. Welp, C. Sweeney, P. P. Tans, J. J. Kelley, B. C. Daube, E. A. Kort, G. W. Santoni and J. D. Bent (2013) Enhanced seasonal exchange of CO₂ by northern ecosystems since 1960. *Science*, **341**, 1085–1089.
- Griffis, T. J., S. D. Sargent, J. M. Baker, X. Lee, B. D. Tanner, J. Greene, E. Swiatek and K. Billmark (2008) Direct measurement of biosphere-atmosphere isotopic CO₂ exchange using the eddy covariance technique. *J. Geophys. Res.*, **113**, D08304.
- 半場祐子(2009)光合成研究のための安定同位体測定法.低 温科学, 67, 73-82.
- IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Keeling, C. D. (1958) The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural areas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 13, 322–334.
- Kok, B. (1949) On the interrelation of respiration and photosynthesis in green plants. *Biochim. Biophys. Acta*, 3,

625-631.

- Lai, C. T., J. R. Ehleringer, B. J. Bond and K. T. Paw U (2006) Contributions of evaporation, isotopic non-steady state transpiration and atmospheric mixing on the δ¹⁸O of water vapour in Pacific Northwest coniferous forests. *Plant Cell Environ.*, **29**, 77–94.
- Lee, X., T. J. Griffis, J. M. Baker, K. A. Billmark, K. Kim and L. R. Welp (2009) Canopy-scale kinetic fractionation of atmospheric carbon dioxide and water vapor isotopes. *Global Biogeochem. Cycles*, 23, GB1002,
- Miller, J. B. and P. P. Tans (2003) Calculating isotopic fractionation from atmospheric measurements at various scales. *Tellus*, **55B**, 207–214.
- Miller, J. B., D. Yakir, J. W. C. White and P. P. Tans (1999) Measurement of ¹⁸O/¹⁶O in the soil-atmosphere CO₂ flux, *Global Biogeochem. Cycles*, **13**, 761-774.
- Mook, W. G., M. Koopmans, A. F. Carter and C. D. Keeling (1983) Seasonal, latitudinal, and secular variations in the abundance and isotopic ratios of atmospheric carbon dioxide: 1. Results from land stations. J. Geophys. Res., 88, 915–933.
- Murayama, S., C. Takamura, S. Yamamoto, N. Saigusa, S. Morimoto, H. Kondo, T. Nakazawa, S. Aoki, T. Usami and M. Kondo (2010) Seasonal variations of atmospheric CO₂, δ¹³ C, and δ¹⁸O at a cool temperate deciduous forest in Japan: Influence of Asian monsoon. J. Geophys. Res., 115, D17304.
- Nakazawa, T., S. Murayama, M. Toi, M. Ishizawa, K. Otonashi, S. Aoki and S. Yamamoto (1997) Temporal variations of the CO₂ concentration and its carbon and oxygen isotopic ratios in a temperate forest in the central part of the main island of Japan. *Tellus*, **49B**, 364–381.
- Ogée J., P. Peylin, M. Cuntz, T. Bariac, Y. Brunet, P. Berbigier, P. Richard and P. Ciais (2004) Partitioning net ecosystem carbon exchange into net assimilation and respiration with canopy-scale isotopic measurements: An error propagation analysis with ¹³CO₂ and CO¹⁸O data. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB2019.
- Reichstein, M., E. Falge, D. Baldocchi, D. Papale, M. Aubinet, P. Berbigier, C. Bernhofer, N. Buchmann, T. Gilmanov, A. Granier, T. Grünwald, K. Havránková, H. Ilvesniemi, D. Janous, A. Knohl, T. Laurila, A. Lohila, D. Loustau, G. Matteucci, T. Meyers, F. Miglietta, J.-M. Ourcival, J.

Pumpanen, S. Rambal, E. Rotenberg, M. Sanz, J. Tenhunen, G. Seufert, F. Vaccari, T. Vesala, D. Yakir and R. Valentini (2005) On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biol.*, **11**, 1424–1439.

- Stern, L. A., R. Amundson and W. T. Baisden (2001) Influence of soils on oxygen isotope ratio of atmospheric CO₂. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 753–759.
- Tans, P. P. (1998) Oxygen isotopic equilibrium between carbon dioxide and water in soils. *Tellus*, **50B**, 163–178.
- Tans, P. P., J. A. Berry and R. F. Keeling (1993) Oceanic ¹³C/¹²C observations: a new window on ocean CO₂ uptake. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 353–368.
- Vogel, J. C. (1980) Fractionation of the carbon isotopes during photosynthesis. Sitzungsberichte der Heidelbelger Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse Jahrgang *1980.* 3. Abhandlung Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg/New York, pp. 111-135.
- Wehr, R., J. W. Munger, J. B. McManus, D. D. Nelson, M. S. Zahniser, E. A. Davidson, S. C. Wofsy and S. R. Saleska (2016) Seasonality of temperate forest photosynthesis and daytime respiration. *Nature*, **534**, 680–683.
- Wehr, R. and S. R. Saleska (2015) An improved isotopic method for partitioning net ecosystem-atmosphere CO₂ exchange. Agric. For. Meteorol., 214–215, 515–531.
- Welp, L. R., J. T. Randerson and H. P. Liu (2006) Seasonal exchange of CO₂ and δ^{18} O-CO₂ varies with postfire succession in boreal forest ecosystems. *J. Geophys. Res.*, **111**, G03007.
- Wingate, L., J. Ogée, M. Cuntz, B. Genty, I. Reiter, U. Seibt, D. Yakir, K. Maseyk, E. G. Pendall, M. M. Barbour, B. Mortazavi, R. Burlett, P. Peylin, J. Miller, M. Mencuccini, J. H. Shim, J. Hunt and J. Grace (2009) The impact of soil microorganisms on the global budget of δ¹⁸O in atmospheric CO₂. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., **106**, 22411–22415.
- Yakir, D. and X.-F. Wang (1996) Fluxes of CO₂ and water between terrestrial vegetation and the atmosphere estimated from isotope measurements. *Nature*, **380**, 515–517.
- Zhang, Q. L., T. L., Chang and W. J. Li (1990) A calibrated measurement of the atomic weight of carbon. *Chinese Sci. Bull.*, 35, 290–296.

積雪域に大雨が降った時の雪氷水文現象

石井 吉之1)

2019年1月4日受付, 2019年1月16日受理

北海道における最近の ROS イベントに関係する研究成果の一部を取り上げて解説した. 2012 年 4~5月は、日射が十分な上に気温が高く風も適度な春の好天が 20 日以上続いたことにより、例年に ない速さで融雪が進み、4 月下旬から5月初めには ROS イベントが重なって融雪災害が多発した. 母 子里では、雪面上に著しい大雨が降った場合を想定した模擬降雨散水実験が2通りの方法で行われた. 自然積雪法では積雪底面流出が出現する場合と出現しない場合のどちらもが観測された. 積雪ブロッ ク法では積雪底面流出の流出率はほぼ1になるが、浸透水の自然の流れを乱している可能性がある. 2018 年 3月 9~10 日には ROS イベント時に雪泥による河道閉塞が起こり、その後の閉塞部の崩壊に よって融雪鉄砲水が発生したと推察される.

Snow hydrological impacts due to rain-on-snow events

Yoshiyuki Ishii¹

Some results of recent rain-on-snow (ROS) event studies in Hokkaido are discussed. Snow melting rates during April to May in 2012 were remarkably fast due to the warm, weak wind and a lot of sunshine conditions. Then, snowmelt hazards occurred many sites during a ROS event from late April to early May. Artificial rain sprinkling experiments were carried out in Moshiri by the two different ways. One was the natural snowpack method, and the other one was the snow block method. Both methods have merits and demerits. Under the ROS event from March 9 to 10 in 2018 in central Hokkaido, stream water level showed the typical changes at the time of the occurrence of snowmelt flash flood.

キーワード: ROS イベント, 融雪期, 模擬降雨散水実験, 融雪鉄砲水 Rain-on-snow event, Snowmelt season, Artificial rain sprinkling experiment, Snowmelt flash flood

1. はじめに

北海道では多くの地点で2月下旬にその冬の最深積雪 が観測され,その後,3月から4月にかけて融雪期を向

連絡先
石井 吉之
北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目
Tel. 011-706-5583
e-mail: ishiiy@pop.lowtem.hokudai.ac.jp
1)北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

かえる.本格的な融雪はその地点の日平均気温が0℃を 超え,積雪全層で雪温が0℃になった後に始まり,積雪 底面からもさかんに融雪水が流出するようになる.融雪 速度は,一般には日射(天候),大気放射(雲量,気温, 水蒸気量など),大気からの顕熱供給(気温,風速)など の大気条件によって決まる.さらに大雨が降るような気 象条件が重なると,高い気温や強い風速による顕熱供給 の増大が融雪の加速を招き,大雨と相まって河川流量の 急激な増大や傾斜地での土砂崩れなどをもたらすことが ある.

積雪上にまとまった雨が降る現象は rain-on-snow (ROS) イベントと呼ばれ,春先の融雪期のみならず冬期 の積雪期間中にも起こり,全層雪崩・土砂崩れ・地すべ

りや融雪洪水などの災害要因になっている. ROS イベ ントに関する雪氷水文学的な研究は、2000年まではそれ ほど多くなかった (Harr, 1986; Singh et al., 1997; Marks et al., 1998; Marshall et al., 1999; Sui and Koehler, 2001 な ど)が、2000年以降は世界各地でさかんに研究されるよ うになり (Whitaker and Sugiyama, 2005; McCabe et al., 2007; Mazurkiewicz et al., 2008; Eiriksson et al., 2013; Cohen et al., 2015; Wayand et al., 2015; Juras et al., 2016; Pomeroy et al., 2016 など), 2014 年のアメリカ地球物理 学連合秋季大会では"Rain-on-snow floods in a changing climate"という特別セッションが開催されるまでに至っ た. 日本でも、2016年の日本雪氷学会・日本雪工学会合 同全国大会において特別セッション「Rain-on-snow:積 雪時の降雨と災害」が開催され、ROS イベントに関する 研究の必要性や今後の方向性についての議論がなされ た. また、最近では ROS イベント時に対象とされる湿 雪(水を多く含む降雪や積雪)についての関心が高まり、 2017年の日本雪氷学会誌には湿雪特集号が組まれた.

しかし,実際に野外での ROS イベントに関する調査研 究事例となると数は少ない.その理由は,大雨に強風が 重なる悪天候下での観測が必要になるため,必ずしも十 分なデータを得ることができないからであり,それがま たこの現象についての理解が遅れる一因にもなってい る.

本稿では,積雪域に大雨が降った時の雪氷水文現象と して ROS イベントに焦点をあて,2012 年 4~5 月の北海 道内陸部から日本海側地域にかけての ROS イベントを 含めた速い融雪の特徴,北海道北部の母子里で行われた ROS イベントを想定した積雪上への模擬降雨散水実験 の結果と問題点,および 2018 年 3 月の北海道中央部に おける融雪鉄砲水発生時の河川水位変動について報告す る.

2. 2012年4月の速い融雪

前節でも述べたように,融雪の進み方には日射や大気 放射,および雪面への顕熱供給を決める気温や風速など が効いており,積雪深の大小には関係しない.融雪の開 始時期や消雪までに要する日数には,その年の気象条件 や積雪深の大小に応じた年毎の違いはあっても,融雪の 進み方すなわち融雪速度には年毎の違いは小さいという 一般的傾向がある.

ところが,2012年4月の北海道内陸部から日本海側地 域にかけての融雪は,これまでになく速い速度で進んだ. 図1は石狩川水系雨龍川源流部の母子里で観測された



2011~2013年のそれぞれ1~5月の積雪深変化である. 2011年は少雪年,2012年と2013年は多雪年であったが、 積雪深の大小に関らず 2011 年も 2013 年も同じ速度で融 雪が進んだのに対し、2012年の融雪はこれらに比べ著し く速く融雪が進んだ。特に4月下旬から5月初めにかけ ては、本州南岸の発達した低気圧が北海道を南から北に 通過し、南からの暖気の流入によって気温が高く風も強 い状態が続いたために融雪量が多くなり、これに降雨が 重なって北海道各地(初山別村、沼田町、夕張市、霧立 峠,中山峠など)で土砂崩れや融雪洪水が発生した.札 幌圏の幹線国道230号線を管理する北海道開発局の調査 によると、中山峠で融雪土砂崩れが発生した5月4日の 日換算雨量は126 mm (雨量70 mm+融雪量56 mm)で, 過去18年間で最も大きな値であった.先述の母子里で は晴天日の平均的な融雪熱量が 60~80 Wm-2 であるの に対し、この時には 107 Wm⁻² まで増大した。放射収支 量が大きかったことに加え顕熱輸送量の増加も融雪熱量 の増大に寄与した、このような暖気の流入と顕著な大雨 に伴って融雪量が著しく増大し災害に至る例は、必ずし も多くはないが良く知られている.たとえば、2006年5 月 10~11 日の天塩川の融雪洪水などもその一例である (石井, 2012a).

しかし、2012年4月の速い融雪は4月下旬から5月初 めのROSイベントが起きる以前から観測されていた. 図2に母子里近隣のAMeDAS幌加内における2011~ 2013年のそれぞれ1~5月の積雪深,日平均気温,日平 均風速,日照時間の経日変化を示す.積雪深,気温,日 照時間については平年値も併記した.ROSイベント時 には気温が高く風も強かったので融雪量が大きくなった が、4月上旬から下旬にかけては、気温も他の年や平年 値と比べ高くはなく、風速も同程度であった.母子里に おける4月18~24日の1週間平均の融雪熱量は59.2 Wm⁻²で、この地域における晴天日の平均的な融雪熱量



図2: AMeDAS 幌加内における1~5月の積雪深,気温,風速,日照時間の経日変化(赤矢印は2012年に暖気流入と ROSイベントが起きた期間を示す).

であった.また、4月の月降水量は55.5 mmで平年値 65.8 mmよりやや少なく、雨によって融雪が進んだとも 考えにくい.積雪密度や層構造の鉛直分布を図3に示す が、2012年だけが積雪特性が異なるようすは認められな い.AMeDAS幌加内における2012年の前後5年分の 3~5月の積雪深変化を図4に示す.11ヶ年のうち2012 年だけが融雪速度が速いわけではなく、2010年4月下旬 などにも同程度の融雪速度の期間が見られる。しかし、 2012年のように4月上旬から20日間以上も速い融雪が 継続した年はない.図2の中で、4月10日から30日ま での21日間における気温,風速,日照時間の期間平均値 を3ヶ年および平年値について表1にまとめた.2012年 は他と比べて気温が高く,風が適度に吹き,日照時間が 大きいようすが分かる.つまり,日射が十分な上に気温 が高く風も適度な春の好天が20日以上続いたことが速 い融雪につながったと考えられる.一時的な寒気の流入 や,厚い低層雲に覆われ弱い降雨も伴うような悪天候に よって,順調に進んでいた融雪が小休止する期間が毎年 のように出現するが,2012年は春の好天が長く続いたこ とが速い融雪につながり,さらに4月下旬から5月初め のROS イベントによって速い融雪が約1ヶ月も続くこ とになった.

3. 雪面上への模擬降雨散水実験

ROS イベント時における積雪内部での浸透水の流動 や貯留の実態を把握することは、積雪下の土壌層に供給 される水の量や応答時間を知る上で重要である.しか し、ROS イベントは毎年のように起きる現象ではなく突 発的に起こることが多いので、十分に観測体制を整えて のデータ取得が難しい、そこで積雪の上から模擬的に降 雨を散水し、積雪内の水の挙動や積雪底面流出水の流出 応答を調べようという研究がなされている (Singh et al., 1997; Eiriksson et al., 2013; Juras et al., 2016; 石井, 2012b など). 散水実験の方法には、自然積雪の上に散水する 方法(自然積雪法)と、積雪ブロックを切り出して散水 する方法(積雪ブロック法)の2通りがある.自然積雪 法では積雪内浸透水は必ずしも鉛直に流下するわけでは なく, 層境界などで水平方向に流動してしまうことがあ るため、流出率が著しく小さくなる恐れがある.一方、 積雪ブロック法は周囲との浸透水の行き来を遮断するた め流出率は1に近くなる.しかし,流動場を区切ってし まうので自然状態での浸透水の流れを再現しているとは 言いがたい側面もある. どちらの方法にも一長一短があ り、どちらがより好ましいかの判断は難しい、この節で は、北海道の母子里で行われた上記2通りの方法による 模擬降雨散水実験の結果を述べ、それぞれの問題点や改 善すべき点などについて論じる.

3.1 自然積雪法による模擬降雨散水実験

北海道北部の母子里盆地では 2011~2013 年の各融雪 期に,積雪表面に 100 mm 以上の大雨が降った時を想定 した模擬降雨散水実験が行われた(石井ほか, 2013).前 年 10 月に地表面に 1 m×1 m の積雪ライシメーターを 敷設しておき,冬の間はこの上に自然積雪を堆積させる. 2013/4/11

140 Snow depth (cm) 120 100 80 60 40 20 0 200 400 Remarkably wet snow Large granular snow Wet snow density (kg m⁻³) Small granular snow

2012/4/16

図3:積雪の層構造と濡れ密度の鉛直分布.

2011/4/5

180 160



図 4: AMeDAS 幌加内における 3~5 月の積雪深変化.

積雪ライシメーターとは積雪底面から流出する水を集め てその流量を測る設備である。春になり2m以上の積 雪深が1m程度になるまで融雪が進んだ時期に、市販の 噴霧ノズルを用いて雪面上1mから模擬降雨を降雨強 度約35mmh⁻¹で散水した.降雨量や散水継続時間は実 験によって様々であるが、3ヶ年の実験から、積雪底面流 出が顕著に現れる場合とほとんど現れない場合とが観測

された. 流出状況は散水量や積雪深とは関係がなく, そ の時の積雪の層構造に応じて多様、すなわち積雪内部で 鉛直下向きの浸透が顕著な場合と水平方向の流動が顕著 な場合のどちらもが起こりえることが明らかにされた (石井ほか, 2017a). こうした違いは層境界での粒径コ ントラストによると考えられるので、コントラストに応 じた流出特性の違いを多次元水分移動モデル (Hirashima et al., 2014) を用いた数値実験によって検討 した. 積雪底面流出が顕著な場合とそうでない場合につ いて再現計算を行った結果、粒径コントラストは層境界 での浸透水の滞留を引き起こすという面では重要である が、積雪底面流出が出現するか否かは、層境界よりさら に下層での水みちの発達の仕方に強く依存することが分 かった.

600

800

2011/4/5

2012/4/16 2013/4/11

3.2 積雪ブロック法による模擬降雨散水実験

次に、散水強度を時間的に変化させた場合の模擬降雨 散水実験を 2016 年と 2017 年の各融雪期に実施したが、 両年とも積雪底面流出は出現しなかった. そこで,

表1:AMeDAS 幌加内における気温,	風速,	日照時間の4	月	10	日から	30	Η
までの期間平均値.							

	Air temperature (deg-C)	Wind speed (ms ⁻¹)	Sunshine duration (hours)		
2011	4.0	2.6	4.4		
2012	4.5	1.2	6.1		
2013	2.7	2.5	3.2		
normal year	4.1	-	5.4		



図5: 散水開始1分後(A)と30分後(B)の着色水の浸透状況(石井ほか,2017b).

Singh et al. (1997) や Juras et al. (2016) のように積雪ラ イシメーター上の深さ約 1m の積雪ブロック(約1m³) を切り出し、周囲の自然積雪から切り離した状態で散水 実験を実施した、青インクで着色した水道水をノズルの 先から一定強度1.2 Lmin⁻¹(雨量強度にして72 mmh⁻¹) で75分間にわたって散水した.この時の気温は0~ 2℃, 積雪深は 102 cm であった。 散水開始 1 分後と 30 分後の着色水の浸透状況を図5に、また、散水量と積雪 底面流出量の時間変化を図6に示す.底面流出は散水終 了後も3時間以上も流出し続け、流出率は91%であっ た. 積雪ブロックの4側面が大気圧にさらされるので, 積雪内の浸透水の多くが側面に向かうようになり、4 側 面が着色した水で青く染まると予想されたが、1 面だけ ではなく4面が大気圧条件にあったことで、側面の壁を つたう流れは顕著にはならなかった.また、ブロックの 外へ出ていく水も無かったことから、散水量のほぼ全量 がブロック内の降下浸透に伴う遅れを伴って積雪底面か ら流出した. こうした結果は Singh et al. (1997) や Juras et al. (2016)の結果と同様である.しかし、ブロッ

クを周囲の積雪から切り離すことは,積雪内の横方向の 流れを人為的に妨げることになり,自然状態を再現して いるとは言いがたい.鉛直浸透が強調されすぎた結果で あると言えよう.融雪期のように積雪内部でさかんな融 雪水の浸透が起きている場合,そのようすを観察あるい は測定しようと積雪ピットを掘ると,その断面が大気圧 下におかれるため,その断面に向かう流れが起きてしま う.乾雪を対象とした積雪断面観測は,湿雪の場合は必 ずしも妥当な方法とは言えない.特に,降雨と融雪が重 なった時のように速い積雪内浸透が起きている時には注 意が必要である.

4. 雪泥と融雪鉄砲水

2018年3月9~10日には、発達した低気圧や前線の影 響で南から暖かく湿った空気が流れ込んで気温が上昇 し、時ならぬ融雪が急速に進んだ、これに太平洋側を中 心とした日雨量 100 mm 超の大雨が重なり、北海道各地 で浸水や洪水・雪崩被害が起こった。特に上川管内美瑛 町の辺別川では、雪泥による河道閉塞とその崩壊による 融雪鉄砲水が発生したと考えられ、河川改修工事中の作 業員が被災した.国土交通省の水文水質データベース (http://www1.river.go.jp/) に基づき, この時の河川水 位変動を検証してみる.近隣の AMeDAS 美瑛における 降雨量,気温,風速の変動を図7に示す.3月8日から 11 日までの3日間の総雨量は35mmで、上流部の AMeDAS 白金で観測された 134.5 mm に比べてかなり 少ない.3日間の雪面低下量が11cmなのでこの期間の 換算雨量は73mmとなるが、必ずしも洪水をもたらす ような量ではない. 被災地を含む近隣の河川水位観測所 の位置を図8に、各観測所におけるイベント前の最低水 位をゼロとした時の相対的水位変動を図9に示す. A, B. Cの3地点が美瑛川本流の観測所, D地点がその支 流の辺別川の観測所である.美瑛川の3観測所には降雨 融雪イベントに対応する類似した水位変動が現れてい る.しかし、辺別川の水位変動は他の3地点に比べ水位 の立ち上がりが遅れ、その後、急激な水位上昇と急低下 が起きている. その後でさらに2回の水位上昇と低下が ある. このような水位変動は、河川水の流れが一時的に ダムアップされた後に、ダム堤の開放によって鉄砲水が 起きた可能性を示唆する.河川を浮遊するアイスジャム やスノージャムからなる雪泥および流木や土砂などが河 道狭窄部や橋脚部などで流れに取り残されて積み重な り、一時的に河道が閉塞されて不安定なダム堤ができ、 その後、ダム堤が崩壊して鉄砲水が生じたと考えられる.



図6:散水量と積雪底面流出量の時間変化(石井ほか,2017b).





北海道のような寒冷積雪地域では,河氷の融解は一時 期に集中して起きたり,本格的な融雪期前の大雨によっ て起きることがある.こうした場合には,アイスジャム やスノージャムからなる雪泥による河道閉塞,あるいは 河川や水路などに廃棄した雪が固くて重い塊となって水 流を妨げる通水障害などが生じることがあり,浸水被害 や鉄砲水に対する注意が必要である.融雪期における河 道閉塞とその後の鉄砲水発生については,地形学地質学 及び水理学的な観点からの要因分析が必要なことは言う までもないが,気象学及び雪氷学的な観点からの要因分 析,すなわち,どういう気候条件のもとで発生しやすく なるか等の要因分析も必要と考えられる.

5. まとめ

本稿では,積雪域に大雨が降った時の雪氷水文現象と して,北海道における最近の ROS イベントに関係した 研究成果の一部を取り上げて解説した.



図8:被災地周辺の河川水位観測所の位置(下図は地理院地図より引用).



一般に融雪は地域毎にある決まった速さで進むことが 多いが、好条件が重なると著しく速くなることがあり、 このような時に大雨が重なると深刻な融雪災害につなが る危険がある.2012年4月~5月がまさにその例であ り、大雨に伴う融雪災害が北海道各地で多発した年で あった.

ROS イベントは突発的に起こることが多いので,野外 では十分に観測体制を整えてのデータ取得が難しい. そ こで積雪の上から模擬的に降雨を散水し,積雪内の水の 挙動や積雪底面流出水の流出応答を調べようという研究 がなされている.これには自然積雪法と積雪ブロック法 という2つの実験方法があるが,それぞれに一長一短が あり、どちらが望ましいかの判断は現時点では難しい.

2018 年 3 月 9~10 日の ROS イベントではアイスジャ ムやスノージャムからなる雪泥および流木や土砂などで 河道閉塞が起こり,その後,閉塞部のダム堤が崩壊して 融雪鉄砲水が発生したと考えられる.地震や大雨に伴う 土砂崩れによって川水が塞き止められ,河道閉塞湖が生 じる例は各地で報告されているが,北海道では雪泥によ る河道閉塞に対する注意喚起が必要である.

ROS イベント時の雪氷水文現象に関しては, 野外観測 データの蓄積が今後ますます重要になると考えられる. 大学や研究機関のみならず行政担当者と連携し合うこと により, 道路や河川の膨大な管理用データの中から希少 データの掘り起こしを行えば、ROS イベント時の雪氷水 文現象の実態解明に一歩近づけることが期待される。

謝辞

母子里における気象観測および模擬降雨散水実験には 低温科学研究所技術部の高塚徹・千貝健・森章一・中坪 俊一(現・JAXA)の各氏の支援を受けた.本研究の一 部は,文部科学省科学研究費補助金基盤研究(C)課題番 号 26350482 の助成を受けて実施した.

参考文献

- Cohen, J., H. Ye and J. Jones (2015) Trends and variability in rain-on-snow events. *Geophysical Research Letters*, **42**, 7115–7122.
- Eiriksson, D., M. Whitson, C. H. Luce, H. P. Marshall, J. Bradford, S. G. Benner, T. Black, H. Hetrick and J. P. McNamara (2013) An evaluation of the hydrologic relevance of lateral flow in snow at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes*, 27, 640–654.
- Harr, D. R. (1986) Effects of clear cutting on rain-on-snow runoff in western Oregon: a new look at old studies. *Water Resources Research*, 27, 1095–1100.
- Hirashima, H., S. Yamaguchi and T. Katsushima (2014) A multi-dimensional water transport model to reproduce preferential flow in the snowpack. *Cold Regions Science* and Technology, **108**, 80–90.
- 石井吉之(2012a)融雪と河川水.北海道の農業と気象(日本 農業気象学会北海道支部 編著),93-97,北海道新聞社, 札幌.
- 石井吉之(2012b)降雨と融雪が重なって生じる融雪出水. 日本水文科学会誌, 42, 101-107.
- 石井吉之, 中坪俊一, 森章一, 的場澄人 (2013) 降雨と融雪 が重なって生じる融雪出水 (2) — 3ヶ年の模擬降雨散水 実験の比較 —. 北海道の雪氷, **32**, 104-107.
- 石井吉之, 平島寛行, 山口悟 (2017a) Rain-on-snow に伴う融 雪災害の研究動向. 日本水文科学会誌, 47, 119-126.

- 石井吉之, 築場大将, 森章一, 高塚徹, 佐藤陽亮 (2017b) 積 雪ブロック法による模擬降雨散水実験, 陸水物理研究会報, **39**, 19.
- Juras, R., J. Pavlásek, T. Vitvar, M. Šanda, J. Holub, J. Jankovec and M. Linda (2016) Isotopic tracing of the outflow during artificial rain-on-snow event. *Journal of Hydrology*, 541, 1145–1154.
- Marks, D., J. Kimball, D. Tingey and T. Link (1998) The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, **12**, 1569– 1587.
- Marshall, H. P., H. Conway and L. A. Rasmussen (1999) Snow densification during rain. *Cold Regions Science and Technology*, **30**, 35–41.
- Mazurkiewicz, A. B., D. G. Callery and J. J. McDonnell (2008) Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrology*, **354**, 1–14.
- McCabe, G. J., M. P. Clark and L E. Hay (2007) Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 319–328.
- Pomeroy, J. W., X. Fang and D. G. Marks (2016) The cold rainon-snow event of June 2013 in the Canadian Rockies characteristics and diagnosis. *Hydrological Processes*, 30, 2899–2914.
- Singh, P., G. Spitzbart, H. Hubl and W. H. Weinmeister (1997) Hydrological response of snow pack under rain on snow events: a field study. *Journal of Hydrology*, **202**, 1–20.
- Sui, J. and G. Koehler (2001) Rain-on-snow induced flood events in South Germany. *Journal of Hydrology*, 252, 205– 220.
- Wayand, N. E., J. D. Lundquist and M. P. Clark (2015) Modeling the influence of hypsometry, vegetation, and storm energy on snowmelt contributions to basins during rain-on-snow floods. *Water Resources Research*, **51**, 8551–8569.
- Whitaker, A. C. and H. Sugiyama (2005) Seasonal snowpack dynamics and runoff in a cool temperate forest: lysimeter experiment in Niigata, Japan. *Hydrological Processes*, 19, 4179–4200.

地表面と永久凍土面の年平均温度の違い ----年平均気温・地表面温度が氷点下でなくても 永久凍土は存在する----

曽根 敏雄¹⁾,斉藤 和之²⁾

2019年1月9日受付, 2019年1月17日受理

永久凍土の有無を確認するには、地温観測が必要となるが、広範囲で調査を行うことは困難である. 地表面の温度ならば、観測は容易であるが、それだけでは永久凍土の有無は判明しない.しかし地表 面温度と永久凍土の温度との関係性が知られれば、それを手掛かりに地表面温度情報しかなくても永 久凍土の有無を推定できるかもしれない.永久凍土面(あるいは最大季節凍結深となる深さ)におけ る年平均地温と年平均地表面温度との差をサーマルオフセットという.そこで本稿では、サーマルオ フセットについて、これまでに出版された文献を調べ、年平均地表面温度が0℃以上あった場合でも 永久凍土が存在しうる条件について検討した.その結果、-3℃より小さなサーマルオフセットの値 は見いだせなかった.また地表面温度が低い所ほどサーマルオフセットが0に近づく傾向がみられ た.年平均地表面温度が0℃以上であっても永久凍土が存在する可能性はあるが、地表面温度が+3℃ 以上であれば、永久凍土が存在する可能性は低いといえよう.

Thermal Offset: Difference between permafrost top temperature and mean annual ground surface temperature

Toshio Sone1 and Kazuyuki Saito2

Measurement of ground temperature is required to prove the absence or presence of permafrost, although availability of the in-situ measurements is practically limited. Ground surface temperature is easier to measure, but does not suffice for proof. Knowledge on the relationship between mean annual ground surface temperature (MAGST) and ground temperature can facilitate inference on the absence or presence of permafrost. In this report, we conducted a synthesis analysis on the thermal offset (TOFF), defined as the temperature difference between the permafrost top and the ground surface, from the available literature, and investigated the conditions for presence of permafrost at the places with MAGST $\geq 0^{\circ}$ C. It is found that the lowest TOFF value was -3° C, and TOFF approaches 0° C as MAGST decreases. Despite it is possible to have permafrost with MAGST $\geq 0^{\circ}$ C, it is very likely to be permafrost-free when MAGST $> 3^{\circ}$ C.

キーワード:サーマルオフセット,永久凍土,地表面温度,永久凍土温度 Thermal offset, Permafrost, Ground surface temperature, Permafrost temperature

連絡先
曽根 敏雄
北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目
Tel. 011-706-5487
e-mail:tsone@pop.lowtem.hokudai.ac.jp
1)北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

2)国立研究開発法人海洋研究開発機構 統合的気候変動 予測研究分野

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokohama, Japan

1. はじめに

永久凍土とは、2年以上連続して0℃以下の土壌や岩 石のことを指す.現気候下の北半球では、氷床に覆われ ていない陸域のうちのおよそ四分の一(主に高緯度ある いは高標高域)を永久凍土が占めている(Zhang et al, 1999; 2000).その多くは北方林およびツンドラと呼ば れる植生に覆われているが、第四紀、特に後期更新世以 降で、気候-植生-地形が相互に影響しながら形成されて おり、その中で永久凍土が果たした役割は大きい.

寒冷な地域でも地表付近は夏期に融解し冬期に凍結す る層がある.この層を活動層といい,活動層の最深部は 永久凍土層との境界となる.この境界面を本稿では永久 凍土面という.永久凍土の存在は,夏季に地上植生や活 動層中の微生物活動に必要な水分の永久凍土面以下への 浸透・流出を防ぐ.また,永久凍土面は活動層内に広がっ た樹根を支える役目もする.一方で植生(および植物遺 骸に由来する有機物層や泥炭層)が断熱層として働くこ とにより,後氷期における温暖化した環境下でも永久凍 土が保持され,多くの有機炭素が蓄えられることになる. 近年,永久凍土の温度上昇や消失が報告され,また一部 が融解してそれまで凍結していた有機炭素が分解される ことにより温室効果ガスの追加的供給源となる可能性が 示唆されている(Schuur et al., 2015).

永久凍土がどこに存在し,またどのような温度状況に あるのかを知ることは,寒冷域の環境の現状を把握する ためにも,環境や社会基盤の将来状況を予測するにも重 要である.永久凍土の存在を確定するには地温観測が必 要になるが,観測の頻度・範囲・期間は様々な理由から 限られる.気温あるいは地表面という比較的観測しやす い気象要素から存在が推定できるのであれば,それは有 用な情報となる.

一般に永久凍土の地温プロファイルは図1のように説明されている.地表面付近では、夏に地温が高くなり、 冬には地温が低下する.地温の年平均値プロファイル は、教科書的には地表面が一番低く、深部になるにつれ て地殻熱流量に応じた地温勾配で上昇するように示され る(図1).このような場合には、年平均地表面温度が0℃ 以下でなくては永久凍土は存在しない.しかし実際に は、年平均地表面温度よりも永久凍土面の年平均温度の 方が低いことがあり、年平均地表面温度が0℃より高い 場合でも、永久凍土が存在することがある.

永久凍土面の年平均温度と年平均地表面温度の差は サーマルオフセット (thermal offset) といわれる (Burn and Smith, 1988; Goodrich, 1982). Burn and Smith



図1:永久凍土の地温プロファイル模式図. A:年平均地表面温度,B:年平均永久凍土面温度.

(1988) は年平均地表面温度が 0℃以上であっても,現在 の気候条件下で平衡状態にある永久凍土や,成長してい る永久凍土が存在する可能性があることを指摘した.

永久凍土の分布や地温状況を考えるときに,サーマル オフセットに関する知識は有益である.特に地表面温度 しか情報がないなかで永久凍土の有無を推定する場合に 役立つ.そこで本稿では,サーマルオフセットの実例を 紹介し,これまでの報告からサーマルオフセットが実際 にどのような値をとるのかを調べた.そして年平均地表 面温度が0℃以上であった場合でも,永久凍土が存在す る可能性があるのは,どのような条件下であるのかを検 討した.

2. サーマルオフセットの定義

サーマルオフセットは, Romanovsky and Osterkamp (1995) と Smith and Riseborough (1996) に従えば, 次 のように定式化される. まず年平均気温 (Mean Annual Air Temperature : *MAAT*) は次のように表せる.

$$MAAT = \frac{It - If}{P} \tag{1}$$

- *It* = 気温の融解指数(℃・日):日平均気温が正の日の日 平均気温の総和
- If=気温の凍結指数(℃・日):日平均気温が負の日の日 平均気温の総和の絶対値

P=1年間(365日)

また年平均地表面温度(Mean Annual Ground Surface Temperature: *MAGST*) は次のように示される.

$$MAGST = \frac{nt \times It - nf \times If}{P}$$
(2)

- nt=夏の気温と地表面温度とのスケーリングファクター (植生効果)
- nf=冬の気温と地表面温度とのスケーリングファクター (積雪効果)

ここで *nt*×*It* は地表面での融解指数, *nf*×*If* は地表面で の凍結指数である.

活動層における土質(有機物も含む)の鉛直構造がほ ぼ一様であり,融解期(春)と凍結期(秋)の土壌水分 がほぼ等しく,また地温の変化が主に熱伝導によって決 まることを前提として Romanovsky and Osterkamp (1995)および Smith and Riseborough (1996)は永久凍 土上面の温度(Temperature at the Top Of Permafrost: *TTOP*)を次のように表した.

$$TTOP = \frac{nt \times It \times kt - nf \times If \times kf}{kf \times P}$$
(3)

kt=地盤の熱伝導率(融解時)kf=地盤の熱伝導率(凍結時)

この式は以下のように解釈できる. $d \in Tabel{eq:abs}$ この式は以下のように解釈できる. $d \in Tabel{eq:abs}$ $T_s \in beta and the tabel{eq:abs}$ $d \in tabel{eq:abs}$ $T_s \in beta and the tabel{eq:abs}$ $T_s \in beta and the tabel{eq:abs}$ $T_s \in beta and the tabel{eq:abs}$ $d \in tabel{eq:abs}$ $T_s \in beta and the tabel{eq:abs}$ $T_s \in beta and tabel{eq:$

したがってサーマルオフセット (Thermal Offset: TOFF) は、次にように表せる.

$$TOFF = TTOP - MAGST$$
$$= \frac{nt \times It \times (rk - 1)}{P}$$
(4)

rk = kt/kf(熱伝導率の比)

Romanovsky and Osterkamp (1995) は, 式 (4) による 計算値と実測値, および Goodrich (1978, 1982) による 数値解法を用いた計算結果との比較を行って, 式 (4) の 有 効 性 を 確 認 し て い る. ま た Romanovsky and Osterkamp (1995) によると, Kudryavtsev (1981) も式 (4) を記述しているという.式(4)は、気候的な要因で ある *It* と、局所的な要因である *nt* と *rk* とでサーマルオ フセットが決まることを示している.季節凍土地域にお いては,*f* と *t* の添え字を交換し、符号を反転することで、 式(4)と同様に定義することができる.なおサーマルオ フセットという用語が、活動層中(あるいは季節的凍結 融解層中)で深くなるにつれて年平均地温が低下する現 象に対して用いられる場合もある(Cheng, 2004).

一般に永久凍土地域では,年平均地表面温度が高けれ ば,融解指数が大きくなると見込まれるので,サーマル オフセットの絶対値は大きくなると考えられる.また同 じ年平均気温なら内陸的気候ほど融解指数は大きくなる ので,内陸的な場所の方が同様に大きくなる.局所的に は,融解期の地表面温度が高く,融解時と凍結時の熱伝 導率の比が1から大きくずれる物質からなる場所ほど絶 対値は大きくなる.

凍土の熱伝導率については、次のようにまとめられて いる(木下,1982).①乾燥土については、温度による熱 伝導率の変化は小さい、②凍土の熱伝導率は、含水比に よって変化し、含水比が高いほど大きな値となる、③含 水比が低い場合には、凍土と未凍土の熱伝導率はほぼ等 しい、④含水比が高い場合には、凍土の熱伝導率は、未 凍土の値よりも大きくなり、約2倍程度になることもあ る、⑤凍土の熱伝導率は、温度が低いほど大きな値とな る、

野外においても、カナダの条件の異なる4地点におい て測定された活動層中の土壌の熱伝導率は夏に値が小さ く、冬に大きいことが報告されている(Goodrich, 1986). 熱伝導率の例としては、粘土で*kf*は2.21 Wm⁻¹K⁻¹, *kt* は1.13 Wm⁻¹K⁻¹, 砂で*kf*は3.01 Wm⁻¹K⁻¹, *kt*は2.19 Wm⁻¹K⁻¹で、有機質土壌で*kf*は1.20 Wm⁻¹K⁻¹, *kt*は 0.40 Wm⁻¹K⁻¹である(Goodrich, 1982). Riseborough and Smith (1998) は*rk*のとりえる範囲について、有機 質土壌の場合には0.3 から1.0 の範囲にあり、無機質土 壌の場合には0.6 から1.0 となると求めた.

通常では *kf≥kt* であるので,式(4) によると, TOFF≦0である.永久凍土面の年平均地温が年平均地 表面温度よりも低くなるには,気候的には融解指数の大 きい,すなわち夏に温かいところほど有利である.サー マルオフセットと地表面温度,活動層厚との関係性は4 章で詳しく考察する.

3. 永久凍土の地温プロファイルの観測例

この章では、地温プロファイル(地温鉛直分布)から



図 2:カナダ, ユーコン州 Mayo 付近の年平均地温プロファ イル. Burn and Smith (1988) を改変.

サーマルオフセットについて議論された事例を挙げる.

まずは、カナダ、ユーコン州 Mayo 付近(年平均気温 -4℃)の、表層の0.1-0.2 m が有機層(モス泥炭)に覆 われた主にシルト質ロームからなる場所で行われた地温 観測例(図2)をみてみよう(Burn and Smith, 1988).年 平均地温プロファイルは、いずれも地表面よりも永久凍 土面で温度が低い.この理由は、前章でも述べたように 湿潤な土壌の熱伝導率が融解時よりも凍結時に大きいた めと考えられる(Goodrich, 1978; 1982).また、地下深 部ほど地温が低下する傾向が見られるのは大部分が活動 層内である.次に地表面温度との関係をみてみよう.地 点A,B,Eは地表面温度が0℃以下であり、永久凍土面 の温度は地表面よりも0.4~1.7℃低くなっている.一 方、地点C,D,Fは地表面温度が0℃以上であるが永久

凍土層があり,永久凍土面の温度は地表面よりも1.2~ 2.1℃程度低い. このように,地表面温度よりも地中の 温度が低くなり(負のサーマルオフセット),地表面温度 が氷点下ではなくても永久凍土が存在することがある.

年平均気温が約-13℃であるアラスカ北部の Franklin Bluffs (FB), Deadhorse (DH), West Dock

(WD) での地温観測結果を図3に示す (Romanovsky and Osterkamp, 1995). 地表付近(約0.1~0.2 m まで) は泥炭か泥炭質シルトからなり、有機物を含んだシルト 層を覆う. 図3の特徴は、活動層上部で明瞭な地温勾配 の変化がみられることである. FB では、0-0.4 m 深で 主な変化が起こり、0.5-0.6m深では地温はほぼ一定で ある. DHでは、0.2m深上部までで大きな変化がみら れ, 0.3-0.4mよりも深部では変化は小さくなる. WD でも同様で、0.2m深より上部で明瞭な温度の変化が生 じている.また地温プロファイルには年々変動があり. 年により活動層の厚さが異なり、サーマルオフセットの 大きさにも変化がある. DHとWDでは、地表面の温度 が高い時に、地表面と永久凍土面の温度差がより大きい. しかし FB では、活動層深部ほど地温が低い傾向は共通 であるが、温度差と活動層の厚さとの関係は明瞭ではな い. これは、FB では活動層の厚さの変化が比較的小さ いためであると説明されている (Romanovsky and Osterkamp, 1995).

Lin et al. (2015) は、中国のチンハイ・チベット高原の 植生環境の異なる数ケ所で地温観測を行った.ここは年 平均気温は-4.3℃程度であるが、冬に乾燥して積雪が ほとんどなく、夏は日射により気温よりも地表面温度が 高くなるような場所である.これまで見てきた例と同様 に、活動層深部に向かって地温が低くなる傾向はみられ るが、地表付近では深さ0.2-0.4m付近まで、逆に地表 の方が低いような変化がみられる (図 4). Lin et al. (2015) は、これを Reversed Thermal Offset といって、 北米やスイスアルプスでは報告されていない稀な例であ るとした. そして, このような地温プロファイルになる 理由は、Site 4 がほとんど植生のない場所であり、冬季 の乾燥した凍土の熱伝導率よりも、夏季の湿潤な未凍結 土壌の熱伝導率の方が大きくなるためであろうと考え た、チンハイ・チベット高原の別の場所でも同じような 地温プロファイルが観測されている(Luo et al., 2018).

実際には、サーマルオフセットが正の値をとる例は稀 ではなく多数みられる。例えば、カナダ、ケベック州南 東部の山岳(年平均気温-3~-5℃)での観測では、地 表面温度は2010年には永久凍土面の温度より高かった が、2013年には永久凍土面の温度よりも低かった(図5、 Gray et al., 2017)。2013年でも、深さ5m以下では深く なるにつれて地温が低下するように変化しているが、地 表付近から5m深までは逆向きの変化が認められる。 カナダ、ユーコン州での観測でも、地表面温度の方が永 久凍土面の温度よりも低い例は多くみられている (Lewkowicz et al., 2012).



図3:アラスカ北部の年平均地温プロファイル.



4. サーマルオフセットと年平均地表面温度

4.1 サーマルオフセットの特性

これまでの世界各地での地温観測結果から,地表面温 度とサーマルオフセットとの関係を整理する.

Morse et al. (2012) は,カナダの北西準州 (NWT), Mackenzie Delta (年平均気温-9.4℃)の植生や地形条 件が異なる 19 ケ所で観測を行い,サーマルオフセット は 2006-2009 年の3年間で-2.1~0.0℃で,平均的には -0.8℃と報告している. 乾燥傾向にある高地 (Upland) と土壌水分が多い沖積地 (Alluvial) でサーマルオフセッ トがそれぞれ平均-0.5 と-1.1℃であった.

Morse et al. (2012) のデータから,年平均地表面温度, 永久凍土面の年平均地温,活動層厚とサーマルオフセッ トとの間の相関を調べた(図6).年平均地表面温度と サーマルオフセットの値は、それぞれの植生・地形条件 ごとにまとまった分布を示している。例えば、高地の Upland (Peat land, Flat tundra, Lower slope)では、年平 均地表面温度が約-3.4~-6.9℃で、サーマルオフセッ トは0.0~-1.0℃の範囲にある(図 6A).ここでは積 雪が少ないため年平均地表面温度は低く、乾燥している ので有機質土壌の発達に乏しい。低地の Alluvial (Horsetail flat, Willow, Sedge flat・wetland)では、微地 形に応じて積雪深の変化があり、それが年平均地表面温 度に反映される。積雪が多く湿潤で植生のある場所 (Willow)では、年平均地表面温度は+1.3から-2.4℃、 サーマルオフセットは-0.8~-2.1℃の範囲になる。地 表面温度や永久凍土面の年平均地温が低いほど、また活 動層が浅いほど、サーマルオフセットの値は0に近づく 傾向があるが、ここでは年平均地表面温度とサーマルオ



図 4:中国チンハイ・チベット高原における 2013 年の年平均 地温プロファイル. A site2, B site4. Lin et al. (2015) を改変.

フセットとの間の相関が一番良いことが判った.

次に、Morse et al. (2012) に加えて同じくカナダ、北 西準州 (NWT), Mackenzie Delta (Palmer et al., 2012), Inuvik 付近 (Tarnocai, 1984), このほかブリティッシュ・ コロンビア州 (Hasler et al., 2015) とユーコン州 (Lewkowicz et al., 2012; Burn and Smith, 1988), ケベッ ク州南東部の山岳での観測 (Gray et al., 2017), さらにア メリカ, アラスカ州 (O'Donnell et al., 2012; Osterkamp, 2005; Osterkamp and Romanovsky, 1999; Romanovsky and Osterkamp, 1995; Zhang et al., 1997; Zhang and Stamnes, 1998) のデータを用いて,北米各地における サーマルオフセットと年平均地表面温度との関係を図7 に示す. ここで,永久凍土が存在しない場合,季節的最 大凍結深における年平均地温と年平均地表面温度との差 をサーマルオフセットとする (2 章参照: Romanovsky and Osterkamp, 1995).

図7Aからサーマルオフセットの値の分布には地域ご とにまとまりがあることが判る.図7Bは観測地点の年 平均気温を0℃から-14℃まで2℃間隔に区分して,サー マルオフセットと年平均地表面温度との関係を示した. それぞれの温度範囲ごとに点をみると,図の左上側から 右下側へと分布し,年平均気温が低い場所ほど図の左下 側に,高い場所ほど図の右上側に分布している.同じ地 表面温度であるならば,年平均気温が低い場所ほど,サー マルオフセットはマイナス側へ振れる傾向がみられる. しかし,年平均気温が-10℃以下では,サーマルオフセッ トに-2℃以下の値はみられない.これは,サーマルオ フセットが負の値になる理由として,特に有機物を含む 土壌で凍結時と融解時の熱伝導率の違いが大きくなるこ と(*rk*<1)によるとすると,年平均気温が-10℃以下程



図 5 : カナダ,ケベック州での地温プロファイル. Gray et al. (2017)を改変.

度になると夏の温度が低くなり、有機物の発達には不利 になることが関係するためではないだろうか、年平均気 温が-2℃以上の地点で、サーマルオフセットが-1.8℃ 以下となる点がないのは、資料が少ないためであろう、 年平均気温が約3℃のアラスカ、アンカレッジ付近で -0.2℃の永久凍土が存在するという報告もある (Yoshikawa, 2013).

上記の北米のデータに、モンゴル (Ishikawa et al., 2018) および中国, チンハイ・チベット高原 (Lin et al., 2015; Luo et al., 2018), スイスアルプス (Hanson and Hoelzle, 2005; Hoelzle and Gruber, 2008; Rödder and Kneisel, 2012), 南極半島付近 (Chaves et al., 2017; Ferreira et al., 2017; Guglielmin et al., 2014; Hrbáček et al., 2015., Hrbáček et al., 2017; Ramos et al., 2017; Wilhelm et al., 2015), 南極高緯度 (Guglielmin, 2006; Guglielmin et al., 2011; Guglielmin and Cannone, 2012; Lacelle et al., 2016) におけるデータを加えたサーマルオフセットと年 平均地表面温度との関係を図8に示す. 全体的な傾向と して、年平均地表面温度が高い時にサーマルオフセット の絶対値が大きく,低くなるにしたがって,値は0に近 づいている.またサーマルオフセットが正の値となる地 点が北米、モンゴル、チベット、南極のどこでも見られ ることがわかる.



図6: カナダの北西準州 (NWT), Mackenzie Delta におけるサーマルオフセットと年平均地表面温度 (A), 永久凍土上面の年平均地温 (B),活動層厚 (C) との関係. Morse et al. (2012) のデータによる.

4.2 考察

Smith and Riseborough (2002) は、カナダの気象ス テーションの値を用いて、nt=0.8と仮定し、鉱物質土 壌 (rk=0.6)と有機質土壌 (0.3)の場合の年平均気温と サーマルオフセットとの関係を式 (4)より算出した. そ の計算によればサーマルオフセットは、例えば年平均気 温が 0℃の時に約-4.1℃ (rk=0.3)、-2.3℃ (rk=0.6) になる. 永久凍土の有無にかかわらず、サーマルオフ セットの値は-4℃程度にはなりうることが判る. しか し図 6-8 によると、年平均永久凍土面温度と地表面温度 との差が最も大きい場合でも、-3℃程度までである.

サーマルオフセットが-2℃以下の場所の植生・地形 条件としては、有機質のマットに覆われた有機物を多く 含む土壌層(Lewkowicz et al., 2012),特に泥炭 (O'Donnell et al., 2012; Tarnocai, 1984)の存在があげら れ、湿地、湿潤で植生のある場所(Morse et al., 2012)と いうことになる. 有機物の層の効果は, Riseborough and Smith (1998) も述べている. Zamolotchikova (1988) は, temperature shift という語を用いて, サーマ ルオフセットと同じ概念について述べており, 東シベリ アでは, サーマルオフセットは, 泥炭で-1~-3℃, 多 湿な粘土で-0.3~-2.1℃, 乾燥した粘土で-0.5℃と 報告している.

年平均地表面温度がプラスであり残存している永久凍 土が地下氷を含む場合には、氷を融解するのに必要な潜 熱の効果で永久凍土面の地温は0℃となり、サーマルオ フセットの負の値が大きくなる.図8のモンゴルでサー マルオフセットが-2.6℃となった場所は、植生のない lake plain と記載されているが(Ishikawa et al., 2018), 残存した氷を含んでいるのかもしれない、年平均気温が 氷点下でないような場所で、植生層の影響でサーマルオ フセットが負の値となっていて存在する永久凍土を eco-



図7:北米におけるサーマルオフセットと年平均地表面温度との関係.

(A) 地域ごと (NWT: 北西準州, B.C.: ブリティッシュ・コロンビア州)

(B) 年平均気温0℃から-14℃までの2℃間隔

Burn and Smith (1988), Gray et al. (2017), Hasler et al. (2015), Lewkowicz et al. (2012), Morse et al. (2012), O'Donnell et al. (2012), Osterkamp (2005), Osterkamp and Romanovsky (1999), Palmer et al. (2012), Romanovsky and Osterkamp (1995), Tarnocai (1984), Zhang and Stamnes (1998), Zhang et al. (1997) $\mathcal{O}\vec{\tau} - \mathcal{F}$ C L Z.



図8:北米,モンゴル,チンハイ・チベット高原,スイス,南極におけるサーマルオフセットと年平均地表面温度との関係.

図 7 のデータに加えて Chaves et al. (2017), Ferreira et al. (2017), Guglielmin (2006), Guglielmin et al. (2011), Guglielmin et al. (2014), Guglielmin and Cannone (2012), Hanson and Hoelzle (2005), Hasler et al. (2015), Hoelzle and Gruber (2008), Hrbáček et al. (2015), Hrbáček et al. (2017), Ishikawa et al. (2018), Lacelle et al. (2016), Lewkowicz et al. (2012), Lin et al. (2015), Luo et al. (2018), Ramos et al. (2017), Wilhelm et al. (2015), Zhang et al. (1997) のデータによる.

system-driven とする見方もある (Shur and Jorgenson, 2007).

次にサーマルオフセットがプラスになる例について考 察する. 中国チンハイ・チベット高原の植生の乏しい地 点で見られた地表付近の Reversed Thermal Offset は, 前章でも述べたように冬に土壌が乾燥し間隙を空気が満 たす一方で,夏には土壌水分が多く,熱伝導率が夏に高 くなるためと説明される(Lin et al., 2015).図8に示し た南極高緯度の極地砂漠気候のような地域でも,冬期の 乾燥した土壌よりも,夏期に融雪によって湿潤化しわず かに熱伝導率が高くなるため,サーマルオフセットがプ ラスになると考えられている(Lacelle et al., 2016).

一方,式(4)に基づく定式化が当てはまらない事象に ついても検討したい.富士山山頂部は,年平均気温が -6℃であり,永久凍土の存在が推定されたが,2008年 に開始した深さ3mまでの地温観測では,永久凍土の存 在は確認できなかった(池田ほか,2012).ここでは融解 期に台風などによる降雨量が多く,砂礫層からなる場所 では,降雨の際に雨水が浸透して地温が急上昇する現象 がみられた(岩花ほか,2011).一方,水の浸透性が低い 熔結層からなる場所では,年平均地温が約-3℃の永久 凍土の存在が確認された(池田ほか,2013).このように 融解期の降水量が多く熱の移流の効果が卓越する地域で は,式(4)は成り立たない.降水が年平均地温を上昇さ せる効果としては,ロシアでは南部の地域で最大1~ 2.5℃というのが典型的な値で,カムチャツカ南東部で 0.3~1.0^C以下,コリマ高地では 0.6^Cを超えず,ヤノ インデギルカ,コリマ低地とチュコト半島ではほとんど 0.3~0.5^Cを上回らないという(Zamolotchikova, 1988).また植生のない粗い破砕岩からなる山の斜面で, 地温を 1~4^C上昇させるという観測例があるという (Zamolotchikova, 1988).アラスカ北部ではサーマルオ フセットにプラスの値が見られなかったが(図7A),降 水量が少なくrk < 1であり,熱伝導が地温変化の主な要 因であるためと考えられる.

カナダでは,式(3)を用いた永久凍土面の年平均地温 地図の作成などが行われてきたが(Henry and Smith, 2001),式(3)および式(4)の適応できる地域について, 特に降雨量との関係について検討がなされたことはな い.図7Aをみるとブリティッシュ・コロンビア州,ケ ベック州,ユーコン州でサーマルオフセットの値がプラ スになっている場所がある.図7Aには山岳地のデータ が含まれるが,ユーコン州,ブリティッシュ・コロンビ ア州の内陸山岳部の年降水量は400-600 mm (Lewkowicz et al., 2012)である.またケベック州の例 も山岳地で,降雨量が多いことが推定される.サーマル オフセットの値がプラスになった場所では,降雨量が多 いことや,地表付近の構成物質が降水の浸透性が高いと いった局所的な環境条件を反映しているのであろう.

5. まとめと今後の課題

今回文献を調べた限りでは、サーマルオフセットの値 は-3℃が下限となっていることが判った.したがって 年平均地表面温度が+3℃以上の場所には、永久凍土が 存在する可能性は低い.しかし年平均地表面温度が0℃ 以上でも、雨が少なく(例えば年降水量400 mm以下)、 マット状の植生があり、泥炭などの有機質土壌で湿潤な 場所には、永久凍土が存在する可能性がある.また年平 均地表面温度が低い所ほど、サーマルオフセットの値は 0に近づく傾向があることが示された.

本稿では使用する資料が限られた.今後は北欧,ロシ ア,南米などの地域の資料についても検討したい.式(3) および式(4)が適応できる地域の検討も必要であろう. また,より広い範囲に対して永久凍土の有無を推定する には,測定がより多く行われている気温(年平均気温) と地温との関係を知ることが重要になってくる.年平均 気温と年平均地表面温度との差をサーフェスオフセット というが,今後はサーフェスオフセット,サーマルオフ セットの両者を同時に検討することが必要である.

謝辞

執筆の機会を与えて頂いた北海道大学低温科学研究所 の渡辺力教授に感謝します.また,有益なコメントを頂 いた株式会社工学気象研究所の森淳子博士に深くお礼申 し上げます.本研究は北海道大学低温科学研究所共同研 究の成果の一部である.

参考文献

- Burn, C. R. and C. A. S. Smith (1988) Observations of the 'thermal offset' in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Arctic*, **41**, 99–104.
- Chaves, D. A., G. B. Lyra, M. R. Francelino, L. D. B. Silva, A. Thomazini and C. E. G. R. Schaefer (2017) Active layer and permafrost thermal regime in a patterned ground soil in Maritime Antarctica, and relationship with climate variability models. *Science of the Total Environment*, 584–585, 572–585.
- Cheng, G. (2004) Influences of local factors on permafrost occurrence and their implications for Qinghai-Xizang Railway design. *Science in China, Ser. D Earth Sciences*, 47, 704–709.
- Ferreira, A., G. Vieira, M. Ramos and A. Nieuwendam (2017) Ground temperature and permafrost distribution in Hund Peninsula (Livingston Island, Maritime Antarctic): An assessment using freezing indexes and TTOP modeling. *Catena*, 149, 560–571.
- Goodrich, L. E. (1978) Some results of a numerical study of ground thermal regimes. *Proceedings, Third International Conference on Permafrost,* Vol. 1. Ottawa: National Research Council. 29–34.
- Goodrich, L. E. (1982) The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal*, 19, 421–432.
- Goodrich, L. E. (1986) Field measurements of soil thermal conductivity. *Canadian Geotechnical Journal*, 23, 51–59.
- Gray, J., G. Davesne, D. Fortier and E. Godin (2017) The thermal regime of mountain permafrost at the summit of Mont Jacques-Cartier in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada: A 37 year record of fluctuations showing an overall warming trend. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28, 266–274.
- Guglielmin, M. (2006) Ground surface temperature (GST), active layer and permafrost monitoring in Continental Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 133– 143.
- Guglielmin M., M. R. Balks, L. S. Adlam and F. Baio (2011) Permafrost thermal regime from two 30-m deep boreholes in Southern Victoria Land, Antarctica. *Permafrost and*

Periglacial Processes, 22, 129–139.

- Guglielmin, M. and N. Cannone (2012) A permafrost warming in a cooling Antarctica?. *Climatic Change*, **111**, 177–195.
- Guglielmin M., M. R. Worland, F. Baio and P. Convey (2014) Permafrost and snow monitoring at Rothera Point (Adelaide Island, Maritime Antarctica): Implications for rock weathering in cryotic conditions. *Geomorhology*, 225, 47–56.
- Hanson, S. and M. Hoelzle (2005) Installation of a shallow borehole network and monitoring of the ground thermal regime of a high alpine discontinuous permafrost environment, Eastern Swiss Alps. Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography, 59, 84–93.
- Hasler, A., M. Geertsema, V. Foord, S. Gruber and J. Noetzli (2015) The influence of surface characteristics, topography and continentality on mountain permafrost in British Columbia. *The Cryosphere*, **9**, 1025–1038.
- Henry, K. and M. Smith (2001) A Model-based map of ground temperatures for the permafrost regions of Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 389–398.
- Hoelzle, M. and S. Gruber (2008) Borehole and ground surface temperatures and their relationship to meteorological conditions in the Swiss Alps. In: *Proceedings Ninth International Conference on Permafrost*, pp. 723–728 June.
- Hrbáček, F., K. Láska and Z. Engel (2015) Effect of snow cover on the active-layer thermal regime - A case study from James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27, 307–315.
- Hrbáček, F., D. Nyvlt and K. Láska (2017) Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on Jame Ross Island, Eastern Antarctic Penibsula. *Catena*, 149, 592–602.
- 池田 敦, 岩花 剛, 末吉哲雄 (2012) 富士山高標高域にお ける浅部地温の通年観測 — 永久凍土急激融解説の評価も 含めて —. 地学雑誌, 121, 306-331.
- 池田 敦,岩花 剛,末吉哲雄 (2013) 富士山の永久凍土再 発見と今後の研究展望. NPO 法人富士山測候所を活用す る会 第6回成果報告会講演予稿集, 12-13.
- Ishikawa, M., Y. Jamvaljav, A. Dashtseren, N. Sharkhuu, G. Davaa, Y. Iijima, N. Baatarbileg, K. Yoshikawa (2018) Thermal states, responsiveness and degradation of marginal permafrost in Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29, 271–282.
- 岩花 剛,池田 敦,福井幸太郎,斉藤和之,末吉哲雄,原
 田鉱一郎,澤田結基 (2011)富士山頂における3m深地温
 測定 (2008-2010年) 永久凍土の存在確認と長期変化把
 握に向けて —. 雪氷, 73, 119-131.
- 木下誠一編(1982)凍土の物理学.森北出版, 227p.
- Kudryavtsev, V. A. (ed.) (1981) *Permafrost (short edition)* (in Russian). MSU Press, 240 pp.
- Lacelle, D., C. Lapalme, A. F. Davila, W. Pollard, M. Marinova, J. Heldmann and C. P. McKay (2016) Solar radiation and air and ground temperature relations in the cold and hyper-

arid Quartermain Mountains, McMurdo Dry Valleys of Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, **27**, 163– 176.

- Lewkowicz, A. G., P. P. Bonnaventure, S. L. Smith, and Z. Kuntz (2012) Spatial and thermal characteristics of mountain permafrost, northwest Canada. *Geografiska Annaler. Series A*, 94, 195–213.
- Lin, Z., C. R. Burn, F. Niu, J. Luo, M. Liu and G. Yin (2015) The thermal regime, including a reversed thermal offset, of arid permafrost sites with variations in vegetation cover density, Wudaoliang Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26, 142–159.
- Luo, D, H. Jin and Q. Wu (2018) Thermal regime of warm-dry permafrost in relation to ground surface temperature in the source areas of the Yangtze and Yellow rivers on the Qinghai-Tibet plateau, SW China. Science Total Environment, 618, 1033–1045.
- Morse, P. D., C. R. Burn, and S. V. Kokelj (2012) Influence of snow on near-surface ground temperatures in upland and alluvial environments of the outer Mackenzie Delta, Northwest, Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49, 895–913.
- O'Donnell, J. A., M. T. Jorgenson, J. W. Harden, A. D. McGuire, M. Z. Kanevskiy and K. P. Wickland (2012) The effects of permafrost thaw on soil hydrologic, thermal, and carbon dynamics in an Alaskan peatland. *Ecosystems*, 15, 213–229.
- Osterkamp, T. E. (2005) The recent warming of permafrost in Alaska. *Global and Planetary Change*, **49**, 187–202.
- Osterkamp, T. E. and V. E. Romanovsky (1999) Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **10**, 17–37.
- Palmer, M. J., C. R. Burn and S. V. Kokelj (2012) Factors influencing permafrost temperatures across tree line in the uplands east of the Mackenzie Delta, 2004–2010. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **49**, 877–894.
- Ramos, M., G. Vieira, A. Molina, A. Abramov and G. Goyanes (2017) Recent shallowing of the thaw depth at Creater Lake, Deception Island, Antarctica (2006–2014). *Catena*, 149, 519–528.
- Riseborough, D. W. and M. W. Smith (1998) Exploring the limits of permafrost. *Permafrost: Seventh International Conference, Yellowknife, Canada, Proceedings*, Lewkowicz AG, Allard M(eds). Nordicana 57, Quebec, 935–942.
- Rödder, T. and C. Kneisel (2012) Influence of snow cover and grain size on the ground thermal regime in the discontinuous permafrost zone, Swiss Alps. *Geomorphology*, 175–176, 176–189.
- Romanovsky, V. E. and T. E. Osterkamp (1995) Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near-surface permafrost in Northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**, 313–335.
- Shur, Y. L. and M. T. Jorgenson (2007) Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and

ecosystems. Permafrost and Periglacial Processes, 18, 7-19.

- Schuur, E. A., G. A. D. McGuire, C. Schädel, G. Grosse, J. W. Harden, D. J. Hayes, G. Hugelius, C. D. Koven, P. Kuhry, D. M. Lawrence, S. M. Natali, D. Olefeldt, V. E. Romanovsky, K. Schaefer, M. R. Turetsky, C. C. Treat and J. E. Vonk (2015) Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, **520**, 171–179, doi:10.1038/nature14338.
- Smith, M. W. and D. W. Riseborough (1996) Ground temperature monitoring and detection of climate change. *Permafrost Periglacial Processes*, 7, 301–310.
- Smith, M. W. and D. W. Riseborough (2002) Climate and the limits of permafrost: A zonal analysis. *Permafrost Periglacial Processes*, 13, 1–15.
- Tarnocai, C. (1984) Characteristics of soil temperature regimes in the Inuvik area. In: Olson, R., ed. Northern Ecology and Resource Management. Edmonton: University of Alberta Press. 19–37.
- Wilhelm, K. R., J. G. Bockheim and S. Kung (2015) Active layer thickness prediction on the West Antarctic Peninsula. *Permafrost Periglacial Processes*, 26, 188–199.
- Yoshikawa, K. (2013) Permafrost in our time. University of

Alaska Fairbanks Permafrost Outreach Program, Bang Printing, 300pp.

- Zamolotchikova, S. A. (1988) Mean annual temperature of grounds in East Siberia, *Proceedings of 5th International Conference on Permafrost*, Vol.1, Trondheim: Tapir Publishers, 237–240.
- Zhang, T., T. E. Osterkamp and K. Stamnes (1997) Effects of climate on the active layer and permafrost on the North Slope of Alaska, U.S.A. *Permafrost Periglacial Processes*, 8, 45–67.
- Zhang, T. and K. Stamnes (1998) Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, **9**, 229–246.
- Zhang, T., R. G. Barry, K. Knowles, J. A. Heginbottom and J. Brown (1999) Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 23, 147–169.
- Zhang, T., J. A. Heginbotom, R. G. Barry and J. Brown (2000) Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 24, 126–131.

総観気象と大気-陸面相互作用

佐藤 友徳¹, 中村 哲¹, エルデンバト エンフバト¹, 寺村 大輝²

2018年11月18日受付, 2018年12月12日受理

大気と陸面の相互作用は様々な時間スケールで生じており,双方の時空間変動において重要な役割 を果たしている.ここでは総観規模の大気場と関連した大気陸面相互作用について,ユーラシア大陸 の中高緯度帯を対象地域とした研究を概説する.近年の東ヨーロッパから西シベリアの積雪偏差は植 生活動の水に対する依存度を高めていた.さらに,積雪偏差は土壌水分偏差として夏まで情報を持続 し,熱波のきっかけとなる準定常波の発生確率を変調する.モンゴル周辺の半乾燥地域では,初夏の 土壌水分量が数値モデルによる夏季降水量の季節内変動の再現に重要である.また,陸面状態の不均 一性はメソ対流系の発生確率に有意な影響を与えることも分かった.

Atmosphere-land interaction in synoptic-scale meteorology

Tomonori Sato¹, Tetsu Nakamura¹, Enkhbat Erdenebat¹ and Hiroki Teramura²

Interaction between atmosphere and land plays a crucial role in their spatial and temporal variations. This article reviews recent progresses on atmosphere-land interaction that relates to synoptic meteorology over mid-tohigh-latitude Eurasia. We found a potential impact of snow water anomaly on the following summer climate via modifications of local vegetation activities and quasi-stationary waves.

キーワード:総観気象,大気陸面相互作用,ユーラシア大陸,土壌水分 Synoptic meteorology, Atmosphere-land interaction, Eurasian continent, Soil moisture

1. はじめに

陸面と大気は様々な時空間スケールで相互作用してい る.土地利用改変のように人間活動の直接的な寄与が大 きい局地的な大気陸面相互作用については、簡単な解説 が佐藤(2009)で述べられている.本稿では、特にメソ スケールから総観スケールの気象の中にみられる大気陸 面相互作用について、著者らの最近の研究を紹介しなが ら解説する.対象とする現象の空間規模が大きくなるに つれて、時間スケールも長くなる.本稿で紹介する総観 規模の話題は、数日以上の時間スケールに対応するため、

連絡先 佐藤 友徳 北海道大学 大学院地球環境科学研究院 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 5 丁目 Tel. 011-706-2288 e-mail:t_sato@ees.hokudai.ac.jp 気象の中~長期予報や年々変動に関係する.また,広域 の大気陸面相互作用を考える場合には,大気と陸面は鉛 直一次元的な関係から複雑化し,水平方向に構造を持つ ようになる.結果として,相互作用のシグナルが空間方 向に同調することもある.このような大気と陸面の相互 作用の関係性とその空間的特徴を理解することで,総観 気象における陸面過程の重要性を把握することができ る.現在,国際気候研究プログラム WCRP が主導する S2S (Seasonal to subseasonal)予測プロジェクトでは, リードタイムが数週間から数か月程度の気象予報の精度 向上において,陸面過程は重要な役割を果たしていると

 北海道大学 大学院地球環境科学研究院
 Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
 2) 北海道大学 大学院環境科学院
 Graduate school of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan 認識され,様々な研究が展開されつつある(Mariotti et al., 2018).

ここで紹介する研究の多くは、中国-モンゴル-ロシア にかけてのユーラシア大陸北東部に位置する気候遷移帯 を対象に行われている.日本の天候にも影響するこの地 域は降水量の年々変動が大きく、年降水量に対して多く の割合を占める夏季降水量の将来変化は、複数の気候モ デル間で一致した見解が得られていない.もともと中緯 度帯は自然変動の振幅が大きいため、温暖化のシグナル を検出することが難しいが、それに加えてユーラシア大 陸全域における大気陸面相互作用の外部強制に対する応 答過程がモデル間で異なっている可能性も考えられる. 以上のことから、広域の大気と陸面の相互作用は、中長 期予報と気候変動研究のどちらにも関連する重要な課題 であるといえる.

北東アジアにおける熱波の増加と土壌の乾燥 化

モンゴルを中心とする北東アジア地域では,2000年代 に熱波が頻発した. Erdenebat and Sato (2016) による と,モンゴルにおける熱波の日数は1980年代にはひと 夏あたり0.6日,1990年代は4.2日であったのに対し, 2000年代は9.4日であり,最も多かった2002年は22日 に達した.1981年~2010年の気象場を解析すると, 2000年代にはモンゴル周辺の500hPa高度場に有意な 正偏差が認められることから(図1),2000年代にはモン ゴル周辺は高気圧に覆われることが多くなったと考える ことができる.すなわち,総観規模の大気循環場の変化 が熱波増加の主要因として挙げられる.このときモンゴ ル周辺で大気と陸面との間に起こっているであろう相互 作用の過程を図2に示す。図2の右側、すなわち大気か ら陸面への強制は広く知られている. 高気圧下で熱波が 生じることはいわば当然であり、今回の事例でも疑う余 地はないだろう.しかし、同じ高気圧の条件下でも、土 壌が乾燥している場合と湿潤な場合とでは、前者の方が ボーエン比が大きくなるため、熱波が強くなることが予 想される.実際に2003年に発生した欧州の熱波では、 数値モデルを用いた感度実験によって、春の土壌が乾燥 していた場合の方が熱波が強化されると指摘されている (Fischer et al., 2007a, b). Erdenebat and Sato (2016) で は、観測データを丁寧に解析し、モンゴルにおける熱波 に対する陸面の寄与の評価を試みた、その結果、土壌が 乾燥している場合は、そうでない場合に比べて、熱波の 発生が数日早まることが分かった、すなわち、乾燥した 土壌は熱波の開始を早め継続時間を延ばす効果がある. また、モンゴルが高気圧支配下にあった日数を大気強制 インデックスと定義し、大気強制インデックスと熱波の 日数を年ごとに比較すると、土壌が乾燥していた年ほど 大気強制インデックスに対する熱波日数の増加率が大き いことが分かった. すなわち, 同様な大気条件下であっ ても、土壌が乾燥しているときほど熱波の総日数が長く なりやすいといえる.この傾向は、領域大気モデルを用 いた数値実験でも実証されている (Erdenebat, 2016). これらが意味することは、強い高気圧が原因で、気温上 昇と土壌乾燥化が結果であるという関係だけでなく、も ともと存在していた土壌水分の負偏差が気温上昇の原因 になり得る(図2左下)という点である.

高気圧下で乾燥化した陸面は、より上層の大気、例え ば総観規模の高気圧に対してどのような役割を果たすの だろうか? Fischer et al. (2007b)では、前述の欧州熱 波の事例において、乾燥した土壌がもともと存在してい



図1:気候値に対する 2000 年代の 500 hPa 高度偏差 (等値線) および地上 気温偏差 (カラー)の分布. Erdenebat and Sato (2016) より.



図2: 大気陸面相互作用と総観規模大気場の関係.

た高気圧偏差をさらに強めることを示している. これ は、図2の左側部分に相当する陸面から大気への強制に 相当する. モンゴル周辺においても, 土壌水分の偏差に 対して図1に示したリッジ(気圧の尾根)がどのように 影響を受けるのか,数値実験によって調べられている (Erdenebat and Sato, 2018). しかし, リッジの陸面に対 する応答は, さらに広域の陸面状態やユーラシア大陸上 を通過する偏西風の内部変動にも左右されるため, 大陸 の西に位置する欧州に比べると複雑なようである. これ に関連する研究は4節でも述べることにする.

路水量の季節内変動における初期土壌水分の 役割

アジアモンスーン地域の降水量変動、特に年々変動に おいては、土壌水分が重要な役割を果たしている. Sato and Xue (2013) は, 陸面モデル SSiB (Xue et al. 1991; 2001)と結合した領域気象モデルを用いて、夏季東アジ アモンスーンの年々変動に着目した実験を行った.彼ら は複数の陸面モデル出力に基づいて作成された初夏の土 壌水分量の空間分布を真値と仮定し, これを初期値とし て用いることで、引き続く夏季の降水量の再現性がどの 程度改善するかを調べた、その結果、低緯度起源の水蒸 気輸送が降水量変動に支配的であると考えられる 35°N よりも南の地域では、土壌水分が補正されても降水量の 年々変動は改善されなかったのに対して、中国北西部や モンゴルなど中緯度の半乾燥地域では、夏季降水量の 年々変動が大幅に改善した. Sato and Xue (2013)の実 験では5月の土壌水分量の気候値を初期値として用いて いるため、土壌水分の初期値には年々変動の効果が含ま れていない. それにも関わらず, 降水量の再現性が向上 した. すなわち, この地域では年々変動を考慮した土壌

水分を用いることよりも、バイアス(気候値からの系統 的なずれ)を取り除くことの方が重要であるといえる. バイアスが含まれる土壌水分初期値を用いた場合にはそ の悪影響が数ヶ月持続することを意味している.これ は、陸面からの顕熱・潜熱フラックスの配分割合が土壌 水分の多寡に応じて敏感に変動する乾燥・半乾燥地域の 特徴であろう (Seneviratne et al., 2010). Sato and Xue (2013)によると、土壌水分の平年からの偏差が特に大き かった 2002 年の干ばつ年では、土壌水分の湿潤バイア スを補正した効果が顕著である。このように初夏の土壌 水分量が夏季平均降水量に影響するという事実は、リー ドタイム1ヶ月以上の予報において重要な意味を持つ. これらの地域では、陸面と大気の間に強い正のフィード バックが存在することで陸面状態の偏差が維持されやす く、陸面の大気に対する強制が長期間継続していると考 えられる. このフィードバックは局所的なものだけでな く,4節で紹介するように大陸規模の大気や陸面の偏差 の持続性にも寄与している可能性がある.

上で述べたように、適切な土壌水分の初期値化はさら に時間スケールの短い季節内の降水量変動も改善するの だろうか. Sato and Xue (2013) のモデル出力データを 用いて、土壌水分のバイアスを除去した効果が5日平均 降水量の時間変動を改善するのかどうか検証してみた. この数値実験は地域気象モデルの一つである WRF-ARW version 3.0.1 (Skamarock et al. 2008) を用いて,各 年5月25日を初期値として1993年から2003年の11年 分の夏季の計算を行ったものである. モデルの水平格子 間隔は 54km とした. 土壌水分の初期値は NCEP-DOE Reanalysis 2 (National Centers for Environmental Predictions および Department of Energy が共同で作成 した再解析データ; Kanamitsu et al., 2002) による 1998 年5月25日の値を使用した(以降, CNTL 実験). また 感度実験として GSWP2 (Second Global Soil Wetness Project; Dirmeyer et al. 2006) によって作成された5月 の気候値(1986-1995年)を初期値とした実験も行われ た(以降, GSWP 実験). 両実験ともに積分期間中の土 壌水分は陸面過程モデルが予報している.図3にモンゴ ル周辺(42°-52°N, 90°-120°E)を領域平均した1998年夏 季の5日降水量の時系列を示す. 降水量の観測データと して APHRODITE (The Asian Precipitation Highly Resolved Observational Data Integration Towards the Evaluation of Water Resources; Yatagai et al., 2009) を用 いた. CNTL 実験では、6月の降水量が観測値の2倍近 くに達し過大であった.一方,GSWP 実験では,6月の 降水量の過大傾向が改善されている. 各実験と



図 **3**: モンゴル周辺における 1998 年 6-8 月の 5 日降水量の時系列. 黒線,赤線,青線はそれぞれ APHRODITE, CNTL 実験, GSWP 実験に よる.

表1:6-8月の降水量時系列に対する各実験とAPHRODITEとの相関係数.

	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
CNTL	0.64	0.61	0.25	0.56	0.55	0.07	0.47	0.22	0.57	0.68	0.76
GSWP	0.70	0.59	0.43	0.58	0.56	0.54	0.52	0.35	0.68	0.66	0.86

APHRODITE との間の領域平均5日降水量の相関係数 を表1に示す.実験を行った多くの年において,GSWP 実験の方が観測降水量との相関が高く、現実的な降水量 変動を再現できていることが分かる.特に, CNTL 実験 において相関が極めて低かった 1995年, 1998年, 2000 年において GSWP 実験では顕著な改善が見られた.こ の改善に至るまでの詳細なメカニズムは今後調査する必 要があるが、土壌水分量の変化に対して内陸の水蒸気輸 送量が変化するだけでなく、大気循環パターンの変化に 伴う水蒸気輸送経路の変化も関係していると考えられ る. さらに、6節で触れるメソ降水系の振る舞いも土壌 水分の大小に応じて変化している可能性がある.また, 表1から分かるように降水に対する土壌水分のインパク トは、年によって異なっている. Guo and Dirmeyer (2013)は、乾燥地域では湿潤年に、湿潤地域では乾燥年 に、それぞれ土壌水分と降水量のカップリング強度が強 まると主張している. どのような大気場や水文レジーム が土壌水分の降水に対するインパクトの大小を決めてい るのか、今後の進展が期待される.

4. 中-高緯度陸域の夏季気温分布と陸面過程

ユーラシア大陸上の中-高緯度地域において,夏季降 水量や地上気温の年々変動の偏差場に東西方向に走る波 状パターンが見られることが多くの研究で指摘されてい る. Iwao and Takahashi (2006) や Iwasaki and Nii (2006) はモンゴルにおける降水量の年々変動に着目し、これを 決定する大気場の偏差として、大陸を東西に縦断する波 列パターンが存在することを示した. すなわち, ユーラ シア大陸上を流れる亜熱帯ジェットや亜寒帯ジェットの 近傍で準定常ロスビー波が伝播し、各地域の降水量の 年々変動をコントロールしているのである. さらに, Horton et al. (2015) や2節で述べた Erdenebat and Sato (2016) では、数十年に及ぶ異常高温の発生頻度のトレン ドも同様に波状パターンを呈していることを示してい る.このことは、準定常波が近年は特定の位相を持ちや すい傾向にあることを暗示している. Koster et al. (2016) は北米大平原の一部に与えた土壌水分偏差が準 定常波を励起し、北米全体に波及する高度偏差を形成す ると主張している、このような陸面状態の偏差を起源と するテレコネクションパターンは、ユーラシア大陸北部 でも存在する可能性がある.しかし, Koster et al. (2016) でも述べられているように、大気-陸面間の相互作用は 複雑であり、サンプル数が不十分だと有意なシグナルを 検出することが困難である. つまり再解析データ等の過 去データのみから陸面の寄与を同定することは容易では ない. そこで, Sato and Nakamura (2018) では, AGCM (大気大循環モデル)による大規模アンサンブル実験の データを解析することで、ユーラシア大陸上における過 去の地上気温の偏差場に対する陸面過程の寄与を調べ



図4:d4PDFによる6-8月平均地上気温の(a)第1主成分および(b)第2主成分と,(c,d)各 主成分のスコアで回帰した5月の表層土壌水分偏差. (a)および(b)の符号が逆転すれば,(c)および(d)の符号も逆転する.

た.使用したデータは、気候変動リスク情報創生プログ ラムによる「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候 予測データベース」(d4PDF; Mizuta et al., 2017)である. ここでは特に 60 km-AGCM による 1951-2010 年の 60 年分の過去実験(100 メンバー)の月平均値を使用した. この実験では、過去に観測された全球の海面水温データ を境界条件として用いている.そのため、過去の海面水 温変動に対する 100 通りの大気の応答の様子が出力され ていることになる.

夏季(6-8月)平均したユーラシア大陸周辺の地上気 温分布(サンプル数6,000=60年×100メンバー)に対 する主成分解析を行い、卓越する気温偏差パターンとそ の形成過程を解析した. ここでは, 温室効果ガス濃度の 変化などの外部強制と海面水温や海氷分布の変化による 影響を排除し、大気と陸の内部変動に起因する夏季気温 変動に着目するため、地上気温として各年のアンサンブ ル平均値からの偏差を解析に用いている。第1.2主成 分はユーラシア大陸上を東西に走る波状パターンである ことから、前述のように準定常波の伝播が夏季気温分布 を決める主要因であることが確認できる(図4a, b). 両 モードはそれぞれ約1/4波長ずつ水平方向にずれている のみで, 波長や経路は類似している. また, スコア時系 列も解析した 60 年間でほぼランダムな変動をしている ことから、波列パターンは大気-陸面結合系の内部変動 によるものと解釈することができる(図略). 100 通りの アンサンブルメンバーの中には、図5に示すようなユー ラシア大陸上の地上気温偏差が波列状に分布している様 子を現実的に再現するメンバーも存在する.次に,波列 パターンの位相を決める要因を考察する. 第1主成分ス

コアで回帰した5月の土壌水分(図4c)は、黒海・カス ピ海の北で乾燥偏差(または湿潤偏差)であり, 6-8月の 同地域における高温偏差(または低温偏差)と整合して いる.同様に第2主成分スコアで回帰した5月の土壌水 分(図4d)はカザフスタン周辺で乾燥偏差(または湿潤 偏差)を示した.これらの結果から、カザフスタン-ロシ ア-ウクライナ周辺における春の積雪水量偏差や土壌水 分偏差が、準定常波の位相の選択に影響し、引き続く夏 のユーラシア大陸広域の気温偏差を決めている、という ストーリーを考えることができる. この地域では近年の 北極海の海氷面積減少にともなってブロッキングの発生 頻度が増加し、寒波の発生が増えているとの主張があり (Liu et al., 2012), この地域の陸面過程は北極と中緯度の 気候変動の橋渡しを担う重要なプロセスであるかもしれ ない. 図6を見ると、ユーラシア大陸上では500 hPa 面 高度の年々変動の振幅が大きいことが分かる. バイカル 湖周辺では1980年代は5700m高度線が低緯度側を通 過し(赤線), 2000年代には高緯度側を通過(青線)して いる.基本場として高緯度側が低高度(すなわち低気圧) で、低緯度側が高高度(すなわち高気圧)であることを 考慮すると、2000年代には同地域は高気圧傾向になって いるといえる.これとは対称的に 60°E 付近の地域では, 2000年代は1980年代に比べて低緯度側に5700m高度 線が位置しているため、低気圧傾向になっている、この 特徴は図1や図5とも整合する.

これらの結果をふまえると、モンゴル周辺の近年の熱 波の増加は、大気の内部変動に由来するカザフスタン-ロシア-ウクライナ周辺の積雪水量の増加が関係してい る可能性が示唆される. Bulygina et al. (2009) によれば、



図 5:2000 年代と 1980 年代の 6-8 月平均地上気温の差. (a) JRA-55,(b) d4PDF. d4PDF の図は特定のメンバー(N=13) を用いている. 東西に並んだ 波列状の気温差の分布,すなわち西ヨーロッパおよびモンゴル周辺における 2000 年代の昇温強化 とロシア西部およびカザフスタン周辺における昇温抑制,が(a)と(b)で類似している.



図6:500 hPa 面におけるジオポテンシャル高度分布. カラー線は各年代における各年の6-8月平均した5700 m 高 度線の位置を表す. 黒線は1981-2010 年の平均を表す.

この地域では実際に1990年代以降,積雪深の増加が指 摘されており,この解釈と整合する.Nitta et al. (2017) によると、全球気候モデルにおいて、融雪に伴って拡大 する湿地をモデル中で適切に再現し、低地に融雪水が長 期間滞留する状態を表現できるようになると、この地域 の夏の高温バイアスが軽減される.これも、この地域の 積雪偏差が夏の気温に対して重要な要因であることの証 左である.

本節で述べたような大陸規模の大気陸面相互作用で は、冬の積雪偏差が陸面過程の様々なプロセスに蓄積さ れ、夏の気温偏差へと伝達されていることが確認できる. つまり、本稿の冒頭で述べたように、大気陸面相互作用 の詳細な理解は季節予報の改善に貢献できる可能性があ る.話は逸れるが、広域かつ長期間持続する熱波は、土 壌の乾燥傾向を強め、大規模な森林火災を誘発すること がある.シベリア周辺を起源とする森林火災由来の大気 汚染物質がはるばる日本まで長距離輸送される例も報告 されており(Ikeda and Tanimoto, 2015; Yasunari et al., 2018)、陸面状態の偏差が物質輸送という形で再び広域 の大気に情報を伝達するという地球化学的経路が存在す ることも付け加えておく.


図7:年最大 NDVI と各気象変数(上段から地上気温,降水量,日射量の順)の年々変動の相関係数の分布. 左段は 1982-1999年,右段は 2000-2015 年を解析対象としている.玉本(2017)より.

5. 植生活動度と気候偏差の連動

4節で紹介した解析では、カスピ海や黒海の北に位置 するカザフスタン-ロシア-ウクライナの国境周辺で春の 積雪偏差と夏季平均気温との関係が示唆された。ここで は、この地域の陸面過程にどのような特徴があるのか、 植生活動と気象条件の年々変動の関係に着目しながら大 気陸面相互作用を考えることにする。植生活動の様子を 観測できる高い空間分解能を持つ衛星データが利用可能 になって、既に数十年が経過した.このデータ蓄積のお かげで、気候変動に対する陸上生態系の応答がさかんに 研究されている. Ramakrishna et al. (2003) や Seddon et al. (2016) は植生のモニタリングによく使われる衛星 搭載センサーである AVHRR や MODIS をそれぞれ利 用して植生活動と気象の関係を調べているが、気候変化 を議論するためにはさらに長期間の解析が望ましい. そ こで、玉本(2017)では、1982年から2015年の期間につ いて、正規化植生指数 (NDVI: Normalized Difference Vegetation Index) と気象要素(ここでは降水量,気温, 日射量)の関係がどのように変遷しているのか調査した. 植生指数の算出には AVHRR および MODIS のデータ を用い、気象データは全球再解析データ JRA55 を用い た. 図7に植生指数と各気象変数の年々変動の相関係数 の分布を示す. 解析では、各グリッドの年最大 NDVI と、年最大 NDVI となる月の気象変数の平年からの偏差 を用いた. 西シベリアからカザフスタンの周辺地域は、 周囲に比べて気象変数と植生活動の相関が高いことが分 かるだろう. 2000年以前は気温や日射量と植生指数の 年々変動に正の相関が認められるが、2000年以降は、降 水量と植生指数との間の正相関が強まっている。すなわ ち、解析期間の前半は気温と日射量が植生活動の制限要 因だったが、近年は降水量が制限要因となっている. さ らにこの地域では、1~2か月前の降水量と植生指数との 相関が高いことが分かっており(玉本, 2017)、降水量偏 差が土壌水分偏差としてシグナルを持続し、夏の植生活 動の偏差として現れるというメモリ効果の存在が示唆さ れる. ただし、本研究では気象データの解析には再解析 データを使用しており,詳細な議論には検討の余地が 残っているため、後続研究が待たれる.

6. メソ対流系を介した大気と陸面の関係

最後に,陸面状態が北東アジア地域で発生・発達する 対流システムに与える影響について述べる. Iwasaki et al. (2008)や Sato et al. (2007)によって,中国北部やモ ンゴル周辺では夏季に対流活動の日変化が顕著であるこ とが示されている.この対流活動の日変化は山谷風循環 のような地形起伏に起因するものに限らず,植生や土壌 水分の空間分布の不均一性に起因することもある.半乾 燥地域の西アフリカサヘルでは,地温の分布が不均一で あるほどメソ対流系(MCS)の発生数が増加する(Taylor et al., 2011).同様の関係がモンゴル周辺でも見られる のかどうか,寺村ほか(2018)では長期間の衛星観測デー タを用いて解析を行った.その手順と結果は以下の通り である.

気象衛星ひまわり5号の赤外輝度温度が-40℃以下と なる領域を発達した対流雲とみなし、対流雲の日変化を 調べた. 解析期間は1998-2002年の6-8月. 対象地域は 40°-50°N, 100°-120°E である. この地域では対流雲の面 積が午後に最大となるため、ピークとなる時間帯4時間 の平均対流雲面積と午前中の4時間の平均対流雲面積の 差を対流活動度と定義し、それぞれの日について対流活 動度を算出した。対流活動度が大きいほど、対流雲が午 後に広く発達することを表す.次に,地温分布を推定す るために可視反射率が0.2以下の領域の赤外輝度温度を 地温の指標(LSTBB)とした.ここでは、対流雲の出現 頻度が最も少なかった午前10時のLSTBBを解析する. データの空間分解能 0.05 度よりも小さな雲による LSTBB への影響を極力排除するため LSTBB≦0℃の領域 は解析に用いない. さらに,前後10日平均LSTBBから の各日の偏差を本解析に用いている.

図8にLST_{BB}分布の標準偏差を対象地域内で平均し た値と対流活動度との関係を示す. LST_{BB}分布の不均 一性が大きい場合ほど対流活動が活発になりやすいこと が図から読みとれる.地温分布の不均一性が大きいと, 熱的局地循環が発達しやすくなり、水平対流の収束域で 上昇流が強まる. これが積雲対流のトリガーとなってい ると解釈することができる. ここで紹介した解析方法で は、衛星の空間分解能より小さな小積雲の影響を除去で きていない可能性があり、LST_{BB}の標準偏差が大きい日 には既に対流雲が発生している可能性を否定できない. すなわち、午前10時の時点で小積雲が多く存在してい る日ほど、対流活動の日変化が大きくなるという効果も 含まれている.静止気象衛星データを用いて客観的に自 動検出した MCS が最初に発生した位置の LST_{BB} を詳細 に調べるなど今後の進展を期待したい. 図8で示された 結果は、改善の余地はあるものの、次の2つの観点から 非常に重要な意味を持つと考えている.

(1) 大気の総観場は各日の MCS の発生確率と潜在的な 発生可能エリアを決定する。それに対して陸面状態は MCS の発生しやすい場所をより詳細に特定する際の手



図8:0.4°×0.4°格子内のLST_{BB}分布の標準偏差と対流活動 度インデックスの関係.

対流活動度インデックスは対流活動の日変化振幅が上位 20%を超えた日数で定義した. 横棒は LSTBB標準偏差の10 パーセンタイルごと(棒)の範囲を示す. バーの横幅は10% ごとの値の範囲を, 短い縦棒との交点はその平均値を表す.

がかりとなる.一般的な短時間降水の数値予報では,下 層風の収束や水蒸気量の増加など,対流活動の予兆であ るメソスケール循環を観測によって捕えることが重要で ある.一方,本研究から得られた知見は,メソスケール 循環の発生に寄与する陸面諸量を解析することで,循環 が生じる前にメソ対流系が発生・発達しやすい場所を見 つけることができるかもしれない.

(2) 北東アジア地域は夏季のストームトラック(低気圧 活動の活発な領域)上に位置している.ここで大量に発 生する MCS は,自由大気へ水蒸気を輸送する働きがあ るだろう.また MCS 内の凝結加熱は自由大気を強く加 熱し,総観規模場を変質させるかもしれない.衛星デー タの解析から指摘されているように,陸面状態の空間不 均一性が MCS の発生率に影響を与えているとすると, 陸面状態は中緯度の低気圧活動を何らかの形で強制して いる可能性がある.メソからシノプティックの大気現象 や大気場への強制プロセスの解明が今後の重要なテーマ となるだろう.

7. 結び

本稿では、様々な空間スケールで実施されている大気 陸面相互作用の研究のうち、筆者等が行ったメソスケー ルとそれより大きな空間スケールの研究に焦点を当てて 執筆した.ユーラシア大陸の中-高緯度地帯に見られる 大気陸面相互作用の特徴を図9にまとめる.これらの研 究にはそれぞれ個別の研究動機があり独立に開始した研 究であったが、大気陸面相互作用をキーワードにするこ とで多くの共通項があることを確認でき、なかには今後 発展が期待される発見があった.しかし、それと同時に



図9:ユーラシア大陸における夏季の大気総観場と大気陸面相互作用.

新しい疑問も浮かんでくる。例えば、東欧~西シベリア の地域では、積雪偏差が植生動態変化や夏のユーラシア 広域の気温パターンに関係することが示唆された. この 地域の積雪偏差はどのような要因で形成されるのだろう か. 先行研究では、北極海の海氷面積変動や北大西洋振 動の寄与が指摘されているが、その寄与は数10年規模 でどのように変動するのだろうか.また、この地域の陸 面状態の変化は東アジア地域の季節予報精度に影響する のだろうか. モンゴル周辺の半乾燥地帯では、初夏の土 壌水分が夏の降水量の多寡に寄与していることや, 強い 降水をもたらすメソ擾乱の発生と関係していることが分 かりつつある. それでは、将来懸念されている強い降水 や干ばつなどの極端気象の増加に対して、大気陸面相互 作用はどの程度の貢献をしているのだろうか、また、陸 面スキームの違いによって、将来の極端気象の頻度や強 度はどの程度異なるのだろうか.

これらの疑問に答えるためには、大気陸面相互作用の 素過程の理解を進めるのと同時に、気象予報や気候変動 予測および要因分析などの時間変化を含んだ問いに対し て、素過程の理解がどのように適用できるのかを常に探 求することが肝要であると考える。

謝辞

本研究は、北極域研究推進プロジェクト(ArCS)、科 学研究費補助金(15H05464)の支援で実施された.

参考文献

Bulygina, O. N., V. N. Razuvaev and N. N. Korshunova (2009) Changes in snow cover over Northern Eurasia in the last few decades. *Environ. Res. Lett.*, 4, 045026. doi: https://doi. org/10.1088/1748-9326/4/4/045026.

- Dirmeyer P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki and N. Hanasaki (2006) GSWP-2: multimodel analysis and implications for our perception of the land surface. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1381–1397.
- Fischer, E. M., S. I. Seneviratne, D. Lüthi and C. Schär (2007a) Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06707, doi: https://doi.org/10.1029/2006GL029068.
- Fischer, E. M., S. I. Seneviratne, P. L. Vidale, D. Lüthi and C. Schär (2007b) Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. J. Clim., 20, 5081– 5099.
- Erdenebat, E. (2016) Statistical and numerical study of hot extremes in Mongolia: possible contribution of soil moisture to the recent increase in heat waves. PhD dissertation, Hokkaido University. 93pp.
- Erdenebat, E. and T. Sato (2016) Recent increase in heat wave frequency around Mongolia: Role of atmospheric forcing and possible influence of soil moisture deficit. *Atmos. Sci. Lett.*, **17**, 135–140.
- Erdenebat, E. and T. Sato (2018) Role of soil moistureatmosphere feedback during high temperature events in 2002 over Northeast Eurasia. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **5**, doi: https://doi.org/10.1186/s40645-018-0195-4.
- Guo, Z. and P. A. Dirmeyer (2013) Interannual variability of land-atmosphere coupling strength. J. Hydrometeor., 14, 1636–1646.
- Horton, D. E., N. C. Johnson, D. Singh, D. L. Swain, B. Rajaratnam and N. S. Diffenbaugh (2015) Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends. *Nature*, **522**, 465–469.
- Ikeda K. and H. Tanimoto (2015) Exceedances of air quality standard level of PM2. 5 in Japan caused by Siberian wildfires. *Environ. Res. Lett.*, **10**, 105001 doi: 10. 1088/1748-9326/10/10/105001.
- Iwao, K. and M. Takahashi (2006) Interannual change in

summertime precipitation over northeast Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi: https://doi.org/10.1029/2006GL027119.

- Iwasaki, H. and T. Nii (2006) The break in the Mongolian rainy season and its relation to the stationary Rossby wave along the Asian jet. J. Clim., 19, 3394–3405.
- Iwasaki, H., T. Sato, T. Nii, F. Kimura, K. Nakagawa, I. Kaihotsu and T. Koike (2008) Diurnal variation of convective activity and precipitable water around Ulaanbaator, Mongolia, and the impact of soil moisture on convective activity during nighttime. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1401–1415.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter, (2002) NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). Bull. Am. Meteorol. Soc., 83, 1631–1643.
- Koster, R. D., Y. Chang, H. Wang and S. D. Schubert (2016) Impacts of local soil moisture anomalies on the atmospheric circulation and on remote surface meteorological fields during boreal summer: A comprehensive analysis over North America. J. Clim., 29, 7345–7364.
- Liu, J., J. A. Curry, H. Wang, M. Song and R. M. Horton (2012) Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **109**, 4074–4079.
- Mizuta, R., A. Murata, M. Ishii, H. Shiogama, K. Hibino, N. Mori, O. Arakawa, Y. Imada, K. Yoshida, T. Aoyagi, H. Kawase, M. Mori, Y. Okada, T. Shimura, T. Nagamoto, M. Ikeda, H. Endo, M. Nosaka, M. Arai, C. Takahashi, K. Tanaka, T. Takemi, Y. Tachikawa, K. Temur, Y. Kamae, M. Watanabe, H. Sasaki, A. Kitoh, I. Takayabu, E. Nakakita and M. Kimoto (2017) Over 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **98**, 1383– 1398.
- Mariotti, A., P. M. Ruti and M. Rixen (2018) Progress in subseasonal to seasonal prediction through a joint weather and climate community effort. *npj Clim. Atmos. Sci.*, **1**, 4.
- Nitta T., K. Yoshimura and A. Abe-Ouchi (2017) Impact of Arctic wetlands on the climate system: Model sensitivity simulations with the MIROC5 AGCM and a snow-fed wetland scheme. J. Hydormeteor., 18, 2923–2936.
- Sato, T., F. Kimura and A. S. Hasegawa (2007) Vegetation and topographic control of cloud activity over arid/semiarid Asia. J. Geophys. Res. -Atmospheres, 112, D24109, doi: 10. 1029/2006JD008129.
- Sato, T. and Y. Xue (2013) Validating a regional climate model's downscaling ability for East Asian summer monsoonal interannual variability. *Clim. Dyn.*, **41**, 2411– 2426, doi:10.1007/s00382-012-1616-5.

- Sato, T. and T. Nakamura (2018) Intensification of hot Eurasian summers by climate change and landatmosphere interaction. Submitted.
- Seddon W. A, M. Macias-Fauria, P. R. Long, D. Benz and K. J. Willis (2016) Sensitivity of global terrestrial ecosystems to climate variability. *Nature*, **531**, 229–232.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky and A. J. Teuling (2010) Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth Sci. Rev.*, **99**, 125–161.
- Skamarock W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR TECHNICAL NOTE, NCAR/TN-475 + STR.
- Taylor, C. M., A. Gounou, F. Guichard, P. P. Harris, R. J. Ellis, F. Couvreux and M. De Kauwe (2011) Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soilmoisture patterns. *Nature Geoscience*, 4, 430–433.
- Ramakrishna R. N., C. D. Keeling, H. Hashimoto, W. M. Jolly, S. C. Piper, C. J. Tucker, R. B. Myneni and S. W. Running (2003) Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science*, **300**, 1560–1563.
- Xue Y, P. J. Sellers, J. L. Kinter and J. Shukla (1991) A simplified biosphere model for global climate studies. J. *Clim.*, 4, 345–364.
- Xue Y, F. J. Zeng, K. E. Mitchell, Z. Janjic and E. Rogers (2001) The impact of land surface processes on simulations of the U.S. hydrological cycle: a case study of the 1993 flood using the SSiB land surface model in the NCEP Eta regional model. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2833–2860.
- Yasunari, T. J., K.-M. Kim, A. M. da Silva, M. Hayasaki, M. Akiyama and N. Murao (2018), Extreme air pollution events in Hokkaido, Japan, traced back to early snowmelt and large-scale wildfires over East Eurasia: Case studies, *Sci. Rep.*, 8, 6413, doi: 10.1038/s41598-018-24335-w.
- Yatagai A, O. Arakawa, K. Kamiguchi, H. Kawamoto, M. I. Nodzu and A. Hamada (2009) A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. SOLA, 5, 137–140.
- 佐藤友徳(2009)土地被覆改変と気候.細氷, 55, 2-7.
- 玉本 誠(2017)衛星データを用いた全球の過去34年間にお ける植生活動と気象要素の関係.北海道大学大学院環境科 学院 修士論文.26pp.
- 寺村大輝, 佐藤友徳(2018) 北東アジア半乾燥地域における メソ対流系の発達に対する大気と陸面の寄与. 日本気象学 会 2018 年秋季大会講演予稿集, A363.

寒気吹き出し時に東京都市域で発生する 大気下層の乱気流の数値実験

川島 正行¹⁾

2018年11月30日受付, 2019年1月15日受理

寒気吹き出し時の2012年3月26日の昼過ぎ,東京都市部の北東方向に位置する山岳域から都市部 に向かって下層雲が流れ込み,羽田空港では視界不良と乱気流によって飛行機の離発着が遅れた.本 研究では大気メソスケールモデルを用いてこの事例を再現し,強い乱気流の発生に及ぼす下層雲と都 市の影響について調べた.感度実験の結果から,乱気流の発生には大気境界層上部での雪の昇華によ る冷却の他,都市の土地被覆に伴う顕熱輸送の増加が重要であることが示唆された.

Mesoscale model simulation of low-level turbulence in the Tokyo metropolitan area during a cold-air outbreak

Masayuki Kawashima¹

A strong low-level turbulence event occurred in the Tokyo metropolitan area during a cold-air outbreak on 26 March 2012. Mesoscale model simulations showed that the sublimation cooling beneath low-level clouds and the enhanced sensible heat flux over the metropolitan area are responsible for the strong turbulence.

キーワード:境界層乱流,メソスケールモデル,都市の影響 Cloud-land surface interaction, Turbulence, Mesoscale model, Urban effects

1. はじめに

陸面の状態は、力学・熱収支・物質循環を通して大気 境界層の構造に大きな影響を与える.コンクリートやア スファルト等の人工被覆で覆われた都市域は、草地、森 林等の植生域と比べて保水力が低く、水の蒸発に伴う熱 の消費が小さくなるため、日射による熱の蓄積が大きく なる.これに人口排熱の効果が加わることで、都市域で は地表面から大気へ与えられる顕熱が大きくなり、気温 が周辺の郊外に比べ高くなる現象(ヒートアイランド現

連絡先 川島 正行

北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目
Tel. 011-706-5491
e-mail:kawasima@lowtem.hokudai.ac.jp
1)北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

象) が起こる.

都市化の進展は、大気境界層の構造の変調を通し、積 乱雲に伴う対流性降水(雷雨)にも影響を与えているこ とが古くから指摘されている、米国の都市部を対象とし た研究では、大都市の中心部の風下側に夏季の降水の極 大がみられることや、都市化の進展に伴い、夏季の降水 が増加傾向にあることが報告されている(Changnon, 1968; Huff and Changnon, 1973; Burian and Shepherd, 2005; Niyogi et al., 2017).日本国内でも東京都市域を対 象として様々な研究が行われており、Yonetani (1982) や藤部(1998, 2004)、佐藤・高橋(2000)らにより、夏 季の対流性降水が増加していることが報告されている. また、佐藤ほか(2006)は、夏季の降水システムに及ぼ す東京都市域の影響についてレーダーデータを用いて調 べ、日中に山岳域で発生した降水システムを都市が強化 すると報告している.

都市の風下側における降水強化の要因であるが, ヒー トアイランド循環に伴う下層収束が環境風により都市中 心の下流側にずれることで, 都市の風下で対流が発生あ



図1:気象衛星「ひまわり」の2012年3月26日10LT,12LT,15LTの可視画像.

るいは強化することが,具体的なメカニズムとして挙げ られている(Rozoff et al., 2003; Baik et al., 2001; Kusaka et al., 2014).他にも都市部と郊外の地表面(摩擦の差) により生じる下層風の収束の効果(Hjelmfelt, 1982)や 都市における雲の凝結核となるエアロゾルの放出の効果 (Rosenfeld, 2000; van den Heever and Cotton, 2007)など も,都市における降水増加に寄与する要因として示唆さ れている.

夏季の降水システムと比べ弱いこともあり,冬季の 雲・降水に関係した現象に対する都市の影響を議論した 研究は比較的少ないが,冬季の降水に対する都市の影響 は無視できるという報告(Changnon et al., 1991)や,夏 季の対流性降水とは逆に,都市の風下で降水が減少する という報告もある(Changnon, 2004; Perryman and Dixon, 2013).

以上に述べたように,都市域における陸面と雲・降水 システムの相互作用の観点から,降水に対する都市域の 影響について調べた研究は多く行われてきたが,雲・降 水システムに伴う風速擾乱に着目し,都市の影響を調べ た研究は殆どない.

2012年3月26日の昼過ぎ,東京国際空港(羽田空港) およびその周辺で強い下降流が下層雲の下で発生し,乱 気流と視界不良によって飛行機の離発着が遅れた.航空 機の離着陸時の安全性,運航効率の効率化の観点から, 大気下層で起こる乱気流の成因を理解することは非常に 重要である.本稿では、冬季における雲と都市域の陸面 の相互作用により生じる現象としてこの事例をとりあ げ,領域大気モデルによる数値実験により大気下層での 乱気流の発生メカニズムについて調べる.なお、時間・ 空間的に不規則に変動する流れを意味する「乱流」と、 「乱気流」の間には明確な区別がないが、本稿では航空機 の運航に影響を及ぼすような、強い気流の乱れを「乱気 流」と呼ぶことにする.

2. 対象事例

2012年3月26日の昼過ぎ、東京国際空港周辺で強い 下降流が下層雲の雲底下で発生し、乱気流と視界不良に よって飛行機の離発着が遅れた.当日は、真冬並みの寒 気が日本上空を覆い、図1の気象衛星「ひまわり」の可 視画像に示したように、日本海側には発達した筋雲が発 生した. 以降, 時刻はすべて日本時間 (LT) とする. 午 前中、太平洋側は快晴であったが、昼前から東京都市部 の北西方向に位置する山岳域から東京・神奈川に雲が流 れ込んだ.藤吉・川島(2018)は、この日の東京工業大 学の大岡山キャンパスでの観測から、東京都市部では雲 底がところどころ地上付近にまで垂れ下がった乱層雲に 変わり「しぐれ」が発生したこと、雲が大岡山の観測点 上を通過する際,ドップラーライダーにより8ms⁻¹を 越える下降流が観測されたことを報告した. 寒気吹き出 し時には、一般的には太平洋側は快晴になると思われて いるが、衛星画像を確認するとこのような東京都市部上 空への雪雲の侵入は頻繁に起きていることが分かる.

3. 数値実験の設定

本研究では、2012年3月26日の大気場を領域大気モ デルを用いて再現し、乱気流の発生メカニズムについて 考察を行う.領域大気モデルは Weather Research and Forecasting -Advanced Research (WRF-ARW) Version 3.2 (Skamarock et al., 2008)を用いた.計算領域は図2 に示す範囲で、水平18km格子の領域で総観場を再現 し、この領域に6km、2km格子の領域を双方向ネスト して計算を行った.モデル上端は50hPaに設定し、鉛 直方向に41層を取った.

主要な物理過程のスキームとして Thompson の雲微 物理過程スキーム (Thompson et al., 2008), Mellor-Yamada-Janjić の境界層スキーム (Janjić, 2002), Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) 長波放射スキーム



(Mlawer et al., 1997), Dudhia 短波放射スキーム (Dudhia, 1989), を用いた.また, 18 km 格子の領域で のみ Kain-Fritsch の積雲パラメタリゼーション (Kain and Fritsch, 1990)を用いた.初期値・境界値には NCEP/NCAR Reanalysis 1を用い,海面水温には NCEP Real-time Global SST データを用いた.時間積分は 2012 年3月24日 2100 LT から3月26日 2100 LT について 行った.

大気境界層や雲中における小規模な気流の乱れ(乱流) は領域大気モデルの格子間隔(数km)では表現できな いが. 現実の大気中では乱流による混合が風速や気温. 水蒸気などの物理量の分布を決める上で極めて重要な役 割を持っている. そのため, 数値大気モデルでは, 予報 された風速や気温などの物理量の鉛直分布から, 乱流に よる鉛直混合の強さを推定する手法(大気境界層のパラ メタリゼーション)を用い、物理量の混合を行っている. ここでは乱流の強さの指標として、モデルに実装されて いる大気境界層スキームで推定された、格子サイズ以下 の風速の乱れの二乗に比例する物理量である乱流運動エ ネルギー (Turbulent Kinetic Energy; TKE) を見てゆく. TKEは、モデルで計算される風速のシア(空間変化)が 大きい場所や、日中の地表付近など大気の成層が不安定 となる場所で生成され大きな値をとる.また、基準とな る再現実験(CTRL)のほかに、乱気流の生成に対する 雪の昇華の効果、東京都市部の土地被覆の効果を調べる ための感度実験を行った.

4. 結果

4.1 基準実験(CTRL)

図3にモデルで計算された2km格子領域における 雲・降水物質量(雲水,雲氷,雨水,雪の総和の鉛直積



図 3: 基準実験(CTRL)で再現された(a)~(c)鉛直方向に積算した雲・降水物質量(雲水, 雲氷, 雨水, 雪の総和)と高度 2 km の水平風ベクトル, (d)~(f)高度 1 km の相対湿度と水平風の時系列. 標高の等値線(実線)は高度 500 m から 500 m おき.

分値)と高度2kmの水平風,高度1kmの相対湿度と水 平風の時間変化を示す.なお,雲・降水物質量の殆どの 部分は雪で占められている.関東平野部では,雪や雨は 地上に落下する前に昇華または蒸発してしまい,地上に 到達する降水はない.図1と同様,1000LT(図3a)に は寒気吹き出しに伴う雪雲が山岳域でのみ見られ,関東 平野には雲は殆ど存在しない.その後,東京の北西に位 置する関東山地を抜けた雪雲が面積を拡大しつつ東南東 方向に移動し,1200LTから1430LTにかけ東京都市部 を通過した(図3b, c).

寒気吹き出し時の北西風が日本列島の山脈を越える 際,気温・気圧が下がることで空気中の水蒸気が凝結し, 山脈の日本海側に雪や雨を降らす.このため,山脈を越 えてきた風は乾燥した状態となる.山脈を越え関東平野 に吹きおろす乾燥した北西風は「からっ風」として知ら れている.高度1kmの相対湿度と風ベクトルを見る と,1000LT(図3d)には関東北部の山岳の風下(南側) は比較的湿潤であったが,1200LT(図3e)には強化し た北西風の発達により顕著な乾燥域となった.この乾燥 域は1430LT(図3f)には東京都市部にまで伸びている.

図4に図3aの四角で囲んだ領域(139.6~139.8°E. 35.6~35.8°N) について水平平均した TKE と温位,相 対湿度と水平風,雪の混合比と,雲の発生や雪の昇華な ど,水の相変化が起こる際に発生する熱の時間-高度断 面を示す. 温位は乾燥空気を断熱的に標準気圧(1000 hPa)にしたときの温度で、温位が上空ほど高い場合に 大気は安定となる. 06 LT を過ぎると地表面が日射で暖 められることで、地表面付近の温位が上層し、大気下層 の成層は不安定になる. この不安定状態を解消するため にモデル中では鉛直混合が起こり, TKE が大きく, 鉛直 方向の温位傾度が小さな対流混合層が形成される。11 LT には対流混合層は厚さ2km 程度に発達する(図 4a). 対流混合層の高度は11~15 LT でほぼ一定である が,13~14 LT にかけ TKE の急激な増加が起きている ことが特徴的である。11~14 LT にかけ、対流混合層上 部から高度4km までの湿度が増加しているが、これは 解析領域への雪雲の侵入に対応する.一方,14LT以降, 図 3f に示した乾燥北東気流の侵入により, 高度2km 以 下が乾燥していることが分かる(図4b).図4cに示し た雪と加熱の分布を見ると、乾燥空気と湿潤域の境界に 対応した高度・時間で3Kh⁻¹に達する顕著な冷却が示 されている. この冷却の大部分は乾燥空気中での雪の昇 華によるものである. 下層の TKE の極大はこの冷却と 対応していることから、上空での冷却が成層を不安定化 させ、TKEの増加に寄与していたと示唆される.



図4:図3(a)の四角で囲んだ領域(139.6~139.8°E, 35.6~35.8°N)について平均した物理量の時間 – 高度断面 図.

 (a) 乱流運動エネルギー(陰影, m² s⁻²)と温位(等値線, 1 K 間隔), (b) 相対湿度(%, 陰影)と水平風ベクトル, (c) 雪の混合比(陰影, g kg⁻¹)と水の相変化に伴う加熱(等値 線, 0.5 K h⁻¹間隔).

4.2 雪の昇華の効果

基準実験(CTRL)の結果から、東京都市部での乱気 流の発生には、乾燥空気中での雪の昇華に伴う冷却の効 果が寄与していることが示唆される.このことを確認す るため、3月26日0900LT以降の時間について、モデル の熱力学方程式中で雪の昇華による冷却項を0にした実 験(NOSUBL)を行った.図5に3月26日1200LTから1700LTの時間について平均した、地上から高度2 km までのTKEの平均値の水平分布を、CTRLと NOSUBLについて示す.図には示さないが、CTRLと NOSUBLで雪雲の分布は殆ど変わりない.両方の実験 で東京都市部において局所的にTKEが大きくなってい ることが特徴的であるが、NOSUBLの都市部における TKE は平均で0.77 m² s⁻²とCTRL(1.25 m² s⁻²)に比 べ小さく、TKEの生成において雪の昇華による冷却が 寄与していることを示している.

4.3 都市の土地被覆の効果

図5のTKEの空間分布を見ると、明らかに東京都市 部でTKEが大きくなっていることから、乱気流の発生 には、都市の地表面状態が寄与していることが示唆され る.このことを確認するため、モデル中での地表面状態 の設定を変えた実験を行った。図6に基準実験で用いた 土地被覆分布と、感度実験(MODLU)で用いる土地被 覆分布を示す.感度実験では東京都市部(図6bの実線 で囲んだ領域)の土地被覆を市街地(Urban and Built-Up land)から、畑・牧草地(Cropland/Grassland Mosaic) に変更した.

図7に MODLU について、図4と同様の時間-高度断面を示す.土地被覆を改変した領域は狭いため、CTRL と MODLU とで雪雲の分布や水平風は殆ど変わりない (図7b, c). CTRL と同様に日の出の時刻以降に境界層 が発達し、TKE の時間変化は定性的には似ているが、そ の値は明らかに CTRL よりも小さいことが分かる.図 8 は CTRL と MODLU について図 5 と同様の図を示し たものである. MODLU の土地被覆を改変した領域で, TKE は平均で 0.59 m² s⁻² と CTRL の 50%以下になっ ており,両者の差(図 8c)の分布を見ても都市の効果が TKE の増加に大きく寄与していることが分かる.図9 は CTRL と MODLU の地表面顕熱フラックスと地表面 温度の差(CTRL-MODLU)を示したもので,CTRL で は都市部の地表面温度が MODLU よりも 4K 程度高く, これにより顕熱フラックスが MODLU よりもはるかに 大きくなっていることが分かる.東京都市部で地表面温 度が高くなったのは、モデル中での地表面における蒸発 散(潜熱フラックス)が畑・牧草地に比べ抑制されたた めである.



図5:(a) 基準実験(CTRL)で予報された乱流運動エネルギー,(b) 雪の昇華に伴う冷却をなくした実験(NOSUBL)で予報された乱流運動エネルギー,(c) CTRL と NOSUBL の乱流運動エネルギーの差(CTRL-NOSUBL).

すべて時刻 1300~1700 LT,地表から高度 2 km についての平均値.各パネルの上の数値(ave)は四角で囲んだ領域の平均値.



図6:数値実験で使用した土地被覆の分布.

(a) 基準実験 (CTRL), (b) 土地被覆を改変した実験 (MODLU). (b) の実線で囲んだ領域は都市 (Urban and Built-up land) を畑・牧草地 (Cropland/Grassland Mosaic) に変更している.

5. まとめ

本稿では、冬季の雲と都市域の陸面の相互作用により 生じる現象として、羽田空港周辺で発生した大気下層の 乱気流をとりあげ、領域大気モデルによる数値実験によ



図7:図4に同じ. ただし土地被覆を改変した実験 (MODLU)の結果.

りその発生メカニズムについて調べた.2012年3月26 日の昼過ぎ,羽田空港周辺で強い下降流が下層雲の雲底 下で発生し,視界不良と乱気流によって飛行機の離発着 が遅れた.乱気流が発生した気象場の要因としては,雪 雲が東京都市部上空に西北西から侵入し,関東北部の山 岳風下のおろし風に由来する乾燥空気中での雪の昇華に より成層が不安定化したことが領域大気モデルを用いた 数値実験から示唆された.

モデルで推定された乱流運動エネルギーの空間分布から、乱気流の発生には、気象場だけでなく、都市域の地 表面の効果が寄与していることが示唆された.モデル中 での地表面状態の設定を変えた感度実験により、都市の 土地被覆により顕熱フラックスが周辺より大きくなり、 雲底下での乱流運動エネルギーの増加に寄与しているこ とが確認された.ただし、本研究の数値実験で用いた格 子間隔は2kmと粗く、当然ながら観測と直接比較でき るような境界層や雲内部の乱流構造は表現されていな い.乱流混合による雪の昇華の促進過程なども含め、乱 気流の形成メカニズムを正しく理解するためには、 Large Eddy Simulation (LES) による数値実験を行う必 要がある.

近年,東京などの大都市における局所的な豪雨が社会 的問題になっており,都市が対流性降水の発生や強化に 与える影響について盛んに研究が行われるようになっ た.本研究の結果は,冬季の弱い雲・降水システムであっ ても,都市域における陸面との相互作用により航空機の 運航など人間活動に影響を与えうることを示唆してい る.冬季の雲・降水システムに対する都市の影響も,大 気-陸面相互作用の重要な研究課題の一つと考えられ, 今後の研究の活発化と進展が期待される.



図 8: (a) 基準実験 (CTRL) で予報された乱流運動エネルギーと (b) 土地被覆の改変を行った実験 (MODLU) で予報された乱流運動エネルギー, (c) CTRL と MODLU の乱流運動エネルギーの差 (CTRL-NOSUBL). すべて 1300~1700 LT, 地表から高度 2 km についての平均値. (b), (c) の破線で囲んだ領域は土地被覆を 変更した領域.



図 9: (a) 基準実験(CTRL)における地表面顕熱フラックスと(b)土地被覆の改変を行った実験(MODLU)の顕熱フラックス,(c)CTRLとMODLUの地表面温度の差(CTRL-NOSUBL). すべて 1300~1700 LT についての平均値.(b),(c)の破線で囲んだ領域は土地被覆を変更した領域.

参考文献

- Baik, J.-J., Y.-H. Kim and H.-Y. Chun (2001) Dry and moist convection forced by an urban heat island. J. Appl. Meteor., 40, 1462–1475.
- Burian, S. J. and J. M. Shepherd (2005) Effect of urbanization on the diurnal rainfall pattern in Houston. *Hydrol. Processes*, **19**, 1089–1103.
- Changnon, S. A. Jr. (1968) The La Porte anomaly: Fact or fiction? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **49**, 4–11.
- Changnon, S. A., Jr. (2004) Urban effects on winter snowfall at Chicago and St. Louis. *Bull. Ill. Geogr. Soc.*, **46**, 3–12.
- Changnon, S. A., Jr., R. T. Shealy and R. W. Scott (1991) Precipitation changes in the fall, winter, and spring caused by St. Louis. J. Appl. Meteor., 30, 126–134.
- Dudhia, J. (1989) Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J. Atmos. Sci., 46, 3077–3107.
- 藤部文昭(1998)東京における降水の空間偏差と経年変化の 実態 — 都市効果についての検討 — . 天気, 45, 7-18.
- 藤部文昭(2004) ヒートアイランドが降水におよぼす影響 --- 夏の対流性降水を中心にして ---. 天気, 51, 109-115.
- 藤吉康志,川島正行(2018)寒気吹き出し時に羽田空港周辺 で発生した「しぐれ」に伴う悪天候の事例解析.都市にお ける極端気象の観測・予測・情報伝達(小司禎教,三隅良 平,中谷剛 編),気象研究ノート,236,175-184.
- Hjemfelt, M. R. (1982) Numerical simulation of the effects of St. Louis on mesoscale boundary-layer airflow and vertical air motion: Simulations of urban vs non-urban effects. J. Appl. Meteor., 21, 1239–1257.
- Huff, F. A. and S. A. Changnon (1973) Precipitation modification by major urban areas. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 54, 1220–1232.
- Janjić, Z. I. (2002) Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. NCEP Office Note, 437, 61 pp.

- Kain, J. S. and J. M. Fritsch (1990) A one-dimensional entraining / detraining plume model and its application in convective parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784-2802.
- Kusaka, H., K. Nawata, A. Suzuki-Parker, Y. Takane and N. Furuhashi (2014) Mechanism of precipitation increase with urbanization in Tokyo as revealed by ensemble climate simulations. J. Appl. Meteor. Climatol., 53, 824–839.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono and S. A. Clough (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. J. Geophys. Res., 102 (D14), 16663–16682.
- Niyogi, D., M. Lei, C. Kishtawal, P. Schmid and M. Shepherd (2017) Urbanization impacts of summer heavy rainfall climatology over the eastern United States. *Earth Interact.*, 21, Paper No. 5.
- Perryman, N. and P. G. Dixon (2013) A radar analysis of urban snowfall modification in Minneapolis-St. Paul. J. Appl. Meteor. Climatol., 52, 1632–1644.
- Rosenfeld, D. (2000) Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, **287**, 1793–1796.
- Rozoff, C. M., W. R. Cotton and J. O. Adegoke (2003) Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms. J. Appl. Meteor., 42, 716–738.
- 佐藤友徳, 寺島司, 井上忠雄, 木村富士男(2006)東京都市 域における夏季の降水システムの強化. 天気, 53, 479-484.
- 佐藤尚毅,高橋正明(2000)首都圏における夏期の降水特性の経年変化,天気,47,643-647.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers (2008) A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475 + STR.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen and W. D. Hall (2008) Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Mon.*

Wea. Rev., **136**, 5095–5115.

van den Heever, S. C. and W. R. Cotton (2007) Urban aerosol impacts on downwind convective storms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 828–850. Yonetani, T. (1982) Increase in number of days with heavy precipitation in Tokyo urban area, *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1466-1471.

相互作用の担い手一接地層乱流の空間構造を探る

渡辺 力¹⁾,下山 宏¹⁾

2018年11月30日受付, 2018年12月27日受理

著者らは、地表面直上における乱流の空間構造やメカニズムを理解するために、野外のフィールド における、多数のセンサーを水平方向に配置した観測や PIV 法による流れの可視化計測とともに、数 値シミュレーションによる解析を並行して進めている。接地層の乱流には、流れ方向に長く伸びる大 規模構造(ストリーク構造)が存在し、主流風速や温度の変動を特徴づけている。その一方で、運動 量や熱の輸送に関与する鉛直風速の変動は、それよりも空間スケールの小さな渦構造によってもたら される。こうしたスケールの異なる2種類の構造が互いを強め合うことで接地層の乱流が維持され、 大気一陸面相互作用の根幹を担っている。

Exploring the spatial structure of near-surface atmospheric turbulence

Tsutomu Watanabe¹ and Kou Shimoyama¹

To elucidate the spatial structure and mechanism of turbulence in the atmospheric surface layer, we are conducting field measurements by a horizontal rake of thermocouples and sonic anemometers, a direct inspection of velocities' spatial distributions using a PIV technique and numerical simulations using the lattice Boltzmann method. Fluctuations in horizontal velocities and temperature are characterized by streamwise-elongated large-scale structures, i.e., the so-called streak structures, whereas vortical structures of much smaller scales are responsible for causing vertical velocities that contribute to the vertical transfer of momentum and heat. These two different-scale structures are mutually reinforcing each other to maintain the surface-layer turbulence.

キーワード: 乱流, 接地境界層, PIV, 野外観測, 格子ボルツマン法 Turbulence, Atmospheric surface layer, Particle image velocimetry, Field measurements, Lattice Boltzmann method

1. はじめに

地表面に接する厚さ数10mほどの大気層を接地境界 層(または接地層)という.接地層を吹く風は、大小さ まざまな渦を含み、時々刻々と姿を変えながら流れるい

連絡先
渡辺 力
北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目
Tel. 011-706-5488
e-mail:t-wata@lowtem.hokudai.ac.jp
1)北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

わゆる乱流の状態にある.日々の生活の中で,私たちは, 風に「息」(強さや向きの細かい変動)があることを体感 し, 煙突から出た煙がたなびく様子や,水面のさざ波や 水田の穂波を見ることによって,その様子を断片的に知 ることができる.

乱流は、さまざまな大きさをもつ不規則な3次元渦運 動からなり、大気中の熱や物質を拡散させる性質をもつ. それによる輸送・拡散の効率は、層流状態のときの分子 拡散に比べ、はるかに(数オーダーも)大きい. そのた め、常に乱流状態にある接地層では、大気の運動量や、 地表から放出された熱や物質が速やかに上下方向に輸送 される.

接地層の大気は,直下にある地表面の影響を強く受け, 風速,温度,湿度などが高さとともに急激に変化する特 有な微気象環境を形成する. こうした接地層の環境場 は、植物の生理・生態プロセス、地表面起源の物質の拡 散,地表面下の熱・水輸送過程,都市環境,寒冷地域で の積雪や凍土の消長など、陸面過程に強い影響を及ぼし ている. その一方で、微気象環境自体も、これらの個別 過程との相互作用によって時空間的な変動を繰り返して いる.相互作用の過程において、地表を構成する個々の 要素(すなわち土壌、植物、積雪、建築物等)の表面と 接地層大気の間では、常に熱や物質の交換が行われてい る. そして、接地層大気の中を、乱流が熱や物質を上下 方向に輸送することにより, 上空の大気と陸面との間に 熱や物質の流れが生じ、よりマクロなスケールの熱・物 質循環へとつながっている.こうした背景から、接地層 における乱流輸送のメカニズムを理解し、支配要因を特 定して適切にモデル化することは、気象学、水文学、生 態学,農学などの広範な分野に対する重要な貢献となる.

近年,計算機技術の著しい発展を背景に,乱流の大規 模な数値シミュレーションが行われるようになった. そ れにより,境界層乱流の3次元的な構造やその形成メカ ニズムに関する解析が進められている.一方,普及が進 んだとは言え,決して廉価とは言えない乱流計測器を野 外フィールドにおいて3次元的に配置することは現実的 ではないし,仮にできたとしても,無数の測器を設置す ると流れ場自体に影響を及ぼしてしまう.そうした技術 的な制約から,観測による実証的な研究はやや遅れ気味 である.そこで本稿では,フィールド観測に重点を置き ながら,数値モデルも併用しつつ,接地層における乱流 の空間構造を捉える試みを紹介する.

細線熱電対列による乱流水平構造の観測

従来, 乱流の空間構造に関する観測的研究では, 1地 点の微気象観測タワーに複数の乱流測器を設置して行 う, 高さ方向の観測が主流であった. それにより, 乱流 構造の鉛直断面(高度-時間断面から推定する)に関す る知見が蓄積されてきた(たとえば Bergström and Högström, 1989; Gao et al., 1989). 一方, 先行する数値 シミュレーション研究により, 接地層の乱流は, 水平面 内にも特徴的な構造(後述)をもつことが示唆されてき た. しかし, 上で述べた理由から, 野外フィールドにお いて, 乱流構造の水平分布を観測で示した例は多くない (希少な観測例として Marusic and Hutchins, 2008 によ る報告がある). そこで, 応答の速い細線熱電対を横一 線に並べ, 1 高度における温度変動の水平-時間断面を 計測することで, 乱流の水平構造を推定する観測を行っ た.

2009年3~4月に北海道長沼町の畑地で実施した観測 (大友,2010)の様子を図1に示す.この観測では、長さ 66mの直線上に、44本の細線熱電対と5台の超音波風 速温度計を設置し、温度や風速の変動を0.1秒間隔で連 続記録した.直径0.05mmの銅-コンスタンタン熱電 対を自作し、園芸用の細いポールを用いて地面上に設置 することにより、流れ場への影響を最小限に抑えつつ、 乱流に伴う急速な気温変動の測定を可能にしている.測



図1: 乱流水平構造の観測. 平坦な畑地において44本の細線熱電対(直径0.05mm)と5台の超音波風 速計(Gill WindMaster)を全長66mの直線上に配置している.

器の設置高度は地上1.5mである.10分間の平均風向 が,測器の列に対して垂直に近いときのデータを解析す ることにより,平均風と平行な水平面内における,乱流 の空間構造を求めることができる.

図2に観測結果の一例を示す.この図は、大気安定度 が中立に近い条件下における乱流の水平構造を、細線熱 電対によって計測された温度の時間変動データから推定 したものである. 図の縦軸は,風向に直交する方向の水 平距離を示し、図の縦幅が熱電対列の全長(66m)の範 囲に相当する. 横軸は、図の右端を基準とする風上方向 への水平距離である. ここでは、乱流の特徴が時間的に 変化せずに風に流されるとして(これを Taylor の凍結 乱流仮説という; Taylor, 1938; Stull, 1988), 基準時刻か らの経過時間に平均風速をかけた値を水平距離としてい る.図によれば、高さ1.5mという、地表のごく近くを 吹く風の中に,流れ方向に伸びる筋状の高温域と低温域 が交互に存在していることが分かる。特に、暖色で示さ れた高温域は、凍結仮説に基づく推定ではあるが、風上 方向に 100 m 以上にも渡って続いていることが確認で きる. 図には示さないが、超音波風速計によって同時に 計測された水平風速変動との照合により、高温の領域は 主流風速が周りより遅い低速な領域とほぼ一致し、低温 領域は高速領域に対応していることが分かっている。こ れまで、乱流の数値シミュレーション研究により、境界 層の乱流速度場には、「ストリーク構造」と呼ばれる流れ 方向に長く伸びる大規模な構造が形成されることが指摘 されてきた(たとえば Foster et al., 2006). 本観測の結 果は、現実の接地境界層においても、それと同様な筋状 の大規模構造が存在していることを示すものである.

また,同じ観測の結果から,大規模構造が大気安定度 とともに姿を変える様子を確認することもできた(図は 省略).変化の傾向のみを簡単に示すと,不安定度が増 すとともに筋状構造の蛇行が大きくなり,次第にセル状 の対流のような構造が現れるようになる.一方,成層が 安定になると筋状の構造は姿を消し,空間スケールの小 さな細粒状の乱流変動や,内部重力波とみられる波状の 構造がしばしば見られるようになる.乱流に運動エネル ギーを供給するソースには,平均風速の鉛直シアーと浮 力の2つがあるが,大気安定度の変化とともに,2つの ソースの相対的な寄与の大きさや,それぞれの空間ス ケールが変化するため,乱流構造にこのような違いが生 じてくるのである.

このように,接地境界層における水平風速や温度の変動には,特に大気安定度が中立~不安定の条件において, 空間スケールの大きな構造が関与している.こうした大 規模な構造は,各物理量の輸送に対する直接的な寄与は 大きくないものの,境界層における乱流運動を維持する 上で重要な役割をもつと考えられており(Townsend, 1976; Hutchins and Marusic, 2007),その形成プロセスの 解明に向けた研究が進められている.

一方,地表面と大気との交換(運動量や熱などの鉛直 フラックス)には、各瞬間における風速の上下方向の成 分である鉛直風速が関与する.図3は、5台の超音波風 速計の記録をもとに、図2と同じ瞬間の鉛直風速の空間 分布を推定した結果である.この図によれば、鉛直風速 の空間分布には、水平風速や温度とは違う、細かな変動 が卓越していることが分かる.つまり、運動量や熱など のフラックスは、水平風速や温度の変動に寄与する乱流 構造よりもひとまわり空間スケールの小さな構造(渦) によって輸送されている.しかし、この観測では超音波 風速計の設置間隔が広いため、それを十分に解像するこ とはできない.輸送に寄与するこうした小スケールの渦 の構造をより詳しく調べるためには、風速の空間分布を さらに高い解像度で、しかも時間変動からの推定ではな く直接的に計測する必要がある.



図2:図1の観測で得られた気温偏差の水平分布.

ここで、気温偏差とは10分間の平均気温からの差であり、横軸の風上距離xは基準時刻からの経過時間と10分平均風速(5.95 ms⁻¹)の積である.



図3:図2と同時刻における鉛直風速の水平分布.

3. PIV による乱流空間構造の詳細な直接観測

PIV (Particle Image Velocimetry) 法と呼ばれる流速 の計測手法(たとえば,可視化情報学会,2002)を,野 外の流れに応用することができれば、速度の空間分布を 直接測り、空間スケールの小さな乱流現象の実態を「そ の場」で明らかにすることができる. PIV とは、風の流 れに混入させたトレーサーの動きをレーザー光で可視化 し、その様子を撮影した映像から、画像解析によって各 座標における瞬間風速を求める手法である. この手法 は,従来,室内の風洞や水路など,流れや撮影の条件が 安定した環境で用いられてきた、それを、変動の大きな 野外環境へ応用するため、広範囲にトレーサーを散布す ることのできるシーディング装置や、輝度の十分でない 可視化流れを撮影するための最適な方法などについての 開発・改良を進めてきた.図4に野外 PIV 法の概念図 を示す. この図は、流れの鉛直断面を計測する際の装置 やカメラ等の配置を示しているが、レーザー光を地表面 と平行に照射し、上方(もしくは斜め上方)からトレー サーの動きを撮影することで, 流れの水平断面を計測す ることができる.

図5に、2010年12月に北海道月形町の石狩川河川敷

(草地)で実施した観測において、実際に撮影された画像 の例を示す(森, 2011). 撮影範囲は地面直上の横幅9 m×高さ4.5m程度の鉛直断面であり、図の右から左に 向かって吹く風の風下側からレーザー光を照射すること よって、トレーサーの濃淡分布の一断面を可視化したも のである.風下方向に傾いた濃淡のパターンが流されて いく瞬間が捉えられているのが分かる.地面直上の接地 層では、水平風速が高度とともに急激に大きくなる(つ まり大きなシアーをもつ)ため、この図のように、風下 の斜め上方向に引き伸ばされたような構造が頻繁に形成 される. 元の動画では、これと同様な風下に傾くパター ンが、渦巻くような動きを伴いながら、先行するパター ンに次々とのしかかるようにして流れていく様子を見る ことができる.このような、地面直上に形成される、空 間スケールの比較的小さな渦構造が、運動量や熱などの 物理量を上下方向に輸送する働きを担っているのであ る.

PIV では、一定時間ごとに撮影された図5のようなト レーサーの濃淡画像をもとに、画像間のトレーサー位置 の変位を求めることで、撮影面内の各座標における瞬間 風速を算出する、観測時に取得する動画は、一般的なビ デオカメラを用いる場合には1秒間に 30~60 枚の画像



図4:野外 PIV 観測の模式図.



図 5: PIV 観測で撮影された画像の例. 撮影範囲はおよそ横幅 9 m×高さ 4.5 m. スケール板の大きさは 30 cm×30 cm.

で構成されるので、各コマの画像について同じ処理を繰 り返すことで、風速ベクトルの詳細な時空間変動を求め ることができる。そのようにして、図5における超音波 風速計のセンサー部のやや風上側の座標点で算出された 風速の水平成分を、超音波風速計による実測値と比較し た結果が図6である。PIVによって、超音波風速計で実 測された0.1秒毎の風速とほぼ同等の算定結果が得られ ていて、乱流の解析に耐えうるデータを取得できること が分かる。

また, PIV によって算出された, 図5と同じ瞬間にお ける風速ベクトルの空間分布を図7に示す. ベクトルが 算出できるのはトレーサーが明瞭に写っている領域に限 られるものの, この図の例では, およそ25 cm の空間解 像度で風速の瞬時値を求めることができている.このように,各瞬間における風速ベクトルの詳細な空間分布を, 「その場」で求められることが,野外 PIV 観測の最大の 利点である.PIV は,夜間における乱流の時空間構造を 計測する手法として有望であり,今後も観測事例を積み 重ねることで,中立~安定成層下における乱流の空間構 造の実態を解明していくことができる.

4. 数値流体シミュレーションの新たな手法

乱流の空間構造について,その形成メカニズムまで含 めて解明していくためには,数値シミュレーションによ る解析を並行して進めるのが有効である.従来,境界層



図6: PIV によって算出された水平風速と超音波風速計(SAT)による実測値の比較. ただし、PIV 風速は、時間平均値が実測と一致するようにスケーリングしてある. 個々のデータの間隔は0.1秒.



図7: PIV によって算出された風速ベクトルの空間分布.

乱流の数値シミュレーション研究には,流体の運動方程 式であるナビエ・ストークス式に基づく LES (Large-Eddy Simulation) が広く用いられてきた (Deardorff, 1970; Moeng, 1984; Kanda and Hino, 1994; Watanabe, 2004, 2009; Inagaki et al., 2012; Ito et al., 2017). それらの 研究では,計算機性能の著しい向上とともに大規模な数 値計算が実行されるようになり,高レイノルズ数の流れ の構造が次第に明らかにされつつある.一方,中規模程 度の計算を手軽に実施することができれば,前節で例示 したような観測結果を解釈するなどの目的で,条件を変 えた複数回のシミュレーションを行うには効率的であ る.

近年,計算効率の高い格子ボルツマン法(Lattice Boltzmann Method, LBM; たとえば Chen and Doolen, 1998)が,数値流体力学の手法として用いられるように なってきた.LBM は,流体の巨視的な密度や流速に対 する予測式を用いるのではなく,ボルツマン方程式に基 づき,微視的な流体粒子の運動速度を統計的に取り扱う ことによって,密度や流速の変化を予測する方法である. 手法の詳細については,例えば蔦原ら(1999)や稲室 (2001)らによる解説を参照して頂くことにするが,重要 な点は,流速が音速より十分遅い通常の条件下では, LBM の基礎方程式は(単純であるが)巨視的にはナビ エ・ストークス方程式と等価になるという点である (Krüger et al., 2017).LBM は,アルゴリズムが単純な ためプログラミングが平易であることや,移流の計算に ほとんど誤差を含まないことに加え,各計算格子におけ る演算の並列性が高いという優れた特徴をもつ. そのた め,並列演算性能に優れる GPU (Graphics Processing Unit)を用いることによって大幅な高速化が見込まれ, 規模の比較的大きな計算を,ワークステーションやパソ コン単体で実行することもできる.また,本稿では取り 扱わないが,複雑な形状をもつ物体周りの流れの計算を, 比較的容易に行えることも LBM の特色の一つである (本巻の稲垣厚至氏の解説を参照).現在のところ,気象 の分野ではまだあまり用いられてはいないが,これらの 優れた特徴をもつ LBM は,今後,特に大気境界層にお ける気象の研究において広く応用されるようになるもの と思われる.

実際に、LBM によって乱流の数値シミュレーション を行った結果の一例を図8に示す(中島, 2018). これは、 乱流シミュレーションのベンチマークの一つである平行 平板間流(互いに面した2つの平板にはさまれた領域内 を一定の外力によって駆動される流れ)を再現し、壁面 付近の乱流構造を解析した例である.計算コストの削減 のため、粗い格子を用いながらもレイノルズ数の高い流 れの再現を可能にするために、LES の考え方をLBM に 導入して計算を実行している.図から、空間スケールの 大きな低速ストリーク構造と、その周りに巻き付くよう にして比較的小さな渦構造が形成されている様子が確認 できる.壁面の近傍で生じる乱流は、これらの構造が互 いを強め合いながら、平均流のシアーから運動エネル ギーを得ることによって維持される(Robinson, 1991; Adrian et al., 2000; Schoppa and Hussain, 2002). この計



図8:LBM によるチャネル流の数値シミュレーション結果から抽出された壁面付近の乱流構造. 青色と黄色の部分はそれぞれ低速ストリークと渦を示す.レイノルズ数 Rer=180.

算例は、レイノルズ数の比較的低いケースのシミュレー ション結果であるが、上で観測された接地層の乱流(レ イノルズ数が高い)においても、異なる空間スケールを 持つ構造同士の相互作用が、乱流の形成・維持やそれに 伴う輸送効率を決定する重要なメカニズムになっている ことは間違いない、先に述べた観測手法やこのシミュ レーション法を併用した研究を進めることで、それを明 らかにしていくことが可能である。

謝辞

本稿で紹介した解析結果の図は、大友康平氏、森 文 洋氏、中島正寛氏らの修論研究において得られた観測 データや計算結果に基づくものである.また、東工大の 稲垣厚至博士には、格子ボルツマン法の導入にあたり的 確なアドバイスを頂いた.本稿で解説した研究の一部 は、JSPS 科研費(26550002)と北海道大学低温科学研究 所による助成及び北海道大学低温科学研究所技術部の支 援を受けて実施した.

参考文献

- Adrian, R. J., C. D. Meinhart and C. D. Tomkins (2007) Vortex organization in the outer region of the turbulent boundary layer. J. Fluid Mech., 422, 1–54.
- Bergström, H. and U. Högström (1989) Turbulent exchange above a pine forest. II. Organized structures. *Boundary-Layer Meteor.*, 49, 231–263.
- Chen, S. and G. D. Doolen (1998) Lattice Boltzmann method for

fluid flows. Annu. Rev. Fluid Mech., 30, 329-364.

- Deardorff, J. W. (1970) A three-dimensional numerical investigation of the idealized planetary boundary layer. *Geophys. Fluid Dynam.*, 1, 377-410.
- Foster, R. C., F. Vianey, P. Drobinski and P. Carlotti (2006) Near-surface coherent structures and the vertical momentum flux in a large-eddy simulation of the neutrallystratified boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **120**, 229–255.
- Gao, W., R. H. Shaw and K. T. Paw U (1989) Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy. *Boundary-Layer Meteor.*, 47, 349–377.
- Hutchins, N. and I. Marusic (2007) Large-scale influences in near-wall turbulence. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 365, 647–664.
- 稲室隆二 (2001) 格子ボルツマン法:新しい流体シミュレー ション法.物性研究, 77(2), 197-232.
- Inagaki, A., M. C. L. Castillo, Y. Yamashita, M. Kanda and H. Takimoto (2012) Large-eddy simulation of coherent flow structures within a cubical canopy. *Boundary-Layer Meteor.*, 142, 207–222.
- Ito, J, T. Oizumi and H. Niino (2017) Near-surface coherent structures explored by large eddy simulation of entire tropical cyclones. *Sci. Rep.*, 854, 88–120.
- Kanda, M. and M. Hino (1994) Organized structure in developing turbulent flow within and above a plant canopy, using a large eddy simulation. *Boundary-Layer Meteor.*, 68, 237–257.
- 可視化情報学会 編 (2002) PIV ハンドブック.森北出版, 東京.
- Krüger, T., H. Kusumaatmaja, A. Kuzmin, O. Shardt, G. Silva and E. M. Viggen (2017) *The Lattice Boltzmann Method*. Springer, Switzerland.

- Marusic, I. and N. Hutchins (2008) Study of the log-layer structure in wall turbulence over a very large range of Reynolds number. *Flow Trubulence Comust.*, **81**, 115-130.
- Moeng, C.-H. (1984) A Large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence. J. Atmos. Sci., 41, 2052–2062.
- 森 文洋(2011) PIV 法を用いた接地境界層における乱流構 造の把握. 北海道大学大学院環境科学院修士論文.
- 中島正寛(2018)格子ボルツマン法を用いた接地境界層乱流の解析.北海道大学大学院環境科学院修士論文.
- 大友康平(2010)接地境界層における乱流の水平構造に関す る観測的研究.北海道大学大学院環境科学院修士論文.
- Robinson, S. K. (1991) Coherent motions in the turbulent boundary layer. Annu. Rev. Fluid Mech., 23, 601-639.
- Schoppa, W. and F. Hussain (2002) Coherent structure generation in near-wall turbulence. J. Fluid Mech., 453, 57-

108.

- Stull, R. B. (1988) An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer, Dordrecht.
- Taylor, G. I. (1938) The spectrum of turbulence. Proc. Roy. Soc. A, 164, 476–490.
- Townsend, A. A. (1976) *The structure of turbulent shear flow*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- 蔦原道久・高田尚樹・片岡武(1999)格子気体法・格子ボル ツマン法.コロナ社,東京.
- Watanabe, T. (2004) Large-eddy simulation of coherent turbulence structures associated with scalar ramps over plant canopies. *Boundary-Layer Meteor.*, **112**, 307–341.
- Watanabe, T. (2009) LES study on the structures of coherent eddies inducing predominant perturbations in velocities in the roughness sublayer over plant canopies. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87, 39–56.

都市域における熱輸送

菅原 広史¹⁾,山野 満男²⁾,萩島 理³⁾,成田 健一⁴⁾

2018年11月26日受付, 2018年12月27日受理

都市の暑熱環境は,将来の気候変動下において重要性を増す社会的課題である.本報では都市キャ ノピー上における熱輸送について実例を用いて解説した.大気中で熱を鉛直上向きに輸送するのは暖 気の上昇と冷気の下降であるが,大気成層が不安定な状態においてキャノピー上での熱輸送を担うの は,上昇する暖気であった.不安定性が強くなるほど,回数は少ないが強い乱流変動によって熱が輸 送されていた.キャノピー上での暖気上昇が,日射で加熱された建物壁面での上昇流と関連している 例を示した.

Heat transfer in cities

Hirofumi Sugawara¹, Mitsuo Yamano², Aya Hagishima³ and Ken-ichi Narita⁴

Turbulent heat transport in urban atmospheric boundary layer was investigated through the quadrant analysis with a field observation data. Heat flux above the buildings was dominated by upward ejection of warmer air in unstable stratification. In more unstable conditions, less frequent but stronger eddies accounted for a dominant portion of the turbulent heat transfer. An example was shown for a linkage in which the ejection above buildings corresponds to the buoyancy-driven upflow at the building walls.

キーワード:熱輸送, 乱流, 都市気候 Heat flux, Turbulence, Urban climatology

1. はじめに

都市域では,地球温暖化と別の都市化に伴うローカル な温暖化が生じている.東京では都市化による気温上昇 は地球温暖化によるものと同程度以上であることが指摘 されている(気象庁,2002).都市化は特に下層大気に対 して多大な影響を及ぼすと考えられている.例えば,沿 岸域において都市の内陸側では海風の進行が遅くなる現 象が知られており、都市・郊外間に形成される水平対流 のような大気循環が原因とされている (Yoshikado, 1990; Ohashi and Kida, 2002). また、都市の存在が暖候期にお ける短時間強雨の一因となっている (Sugawara et al. 2018; 高橋, 2003) との指摘もある. ただし、降水過程は 様々な要因が複雑に作用しているため、慎重な議論が必 要である (Kusaka et al. 2014).

また、世界人口のうち約50%は都市で生活しており、

連絡先 菅原 広史 防衛大学校 地球海洋学科 〒239-8686 横須賀市走水 1-10-20 Tel. 046-841-8310 ext 3304 e-mail:hiros@nda.ac.jp 1)防衛大学校 地球海洋学科 Department of Earth and Ocean Sciences, National Defense Academy of Japan, Yokosuka, Japan 2) 航空自衛隊

3) 九州大学 総合理工学研究院

Japan Air Self Defense Force, Fuchu, Japan

Faculty of Engineering Sciences, Kyushu University, Fukuoka, Japan

⁴⁾ 日本工業大学 建築学科

Faculty of Architecture, Nippon-Institute of Technology, Miyashiro, Saitama, Japan

都市域の大気環境,特に夏季の暑熱環境は社会的に重要 な研究課題である。例えば,熱帯夜は人間の健康に影響 を与える(井原・玄地,2008).熱中症による死亡者数と 気温には正の相関がある(藤部,2013).

都市における夏季の暑熱環境を緩和する方法は、ス ケール別に考えることができる (図1). 一番小さい人間 スケールでは体感温度を下げることを目的とした暑熱対 策が有効であり,例えば日射遮蔽 (Sakai et al., 2012) や 遮熱舗装(赤川ほか、2008)がある、建物スケールでは 建物から大気への熱輸送を抑制する方法が検討されてお り,屋上や壁面の緑化(一ノ瀬ほか,2006)や高反射性 塗料 (近藤ほか, 2008), あるいはいわゆる省エネ対策が これにあたる、街区スケール(建物がいくつか集まった スケール、後に述べる都市キャノピーもこれにあたる) では逆に熱を外へ出すことが目標となる. つまり街区か ら上空への熱輸送を促進し、街区内の人間空間をより低 温にするわけである。例えば都市計画において風通しの よい建物配置を行うなどの方法である(持田・石田, 2009). 都市スケールでは、山風や海風など、自然に形成 される冷気を活用して都市を冷やす都市計画が考えられ ている (一ノ瀬, 1993).

本報では街区スケールの熱輸送に着目する.都市を街 区スケールで捉える場合,個々の建物の形状は無視され, 都市キャノピーとして捉えるのが一般的である.都市 キャノピーとは、地面から建物の上端付近までの層を指 す.なお、都市気候では建物キャニオンという用語もあ る.これは建物に挟まれた空間のことで、キャノピーよ りは少し小さい空間スケールを指す.

都市域を含めて一般に地表面と上空との間の乱流によ る熱輸送は,sweepとejectionという2つの空気の動き (乱流構造)によって行われている.熱が上向きに輸送 されている場合(すなわち上空が低温な場合)を考える と,sweepは上空の低温空気塊が下降流により運ばれて くる現象,ejectionは逆に高温空気塊が上昇流で運ばれ る現象である.sweepとejectionどちらも熱を鉛直上向 きに輸送している.菅原・成田(2012)は都市内に海風 が進入する際,sweepがejectionより優位であることを 示している.街区スケールでの暑熱対策を考える際,こ のような熱輸送のメカニズムの理解が重要となる.

この sweep, ejection は、都市キャノピーのみならず 植生キャノピーにおいてもみられる乱流構造である。一 方で、熱ではなく運動量の輸送については、都市キャノ ピーと植生キャノピーとで乱流構造が異なるとされてい る(森脇・菅原、2012). 具体的には、大気が不安定成層 となっている場合、都市キャノピーでは ejection が卓越 することが報告されている (Feigenwinter and Vogt,



図1:都市の暑熱環境改善の考え方.

2005; Oikawa and Meng, 1995). 一方で植生キャノピー では sweep が卓越する (Gao et al., 1992). この相違の 理由は, 植生キャノピーと都市キャノピーで構成要素(葉 と建物壁)の空間スケールの違いによるものと考えられ る (森脇・菅原, 2012).

しかしながら,熱輸送に関してはそのような知見はま だ得られていない. そもそも sweep/ejection といった 乱流構造の把握は都市域ではあまり報告されていないの が実状である.そこで,本報では都市キャノピーでの熱 輸送における乱流構造 (sweep/ejection) について,特に 大気安定度との関係を中心に実測例を示すことにする.

なお、どのような場所を「都市」あるいは「郊外」や 「田舎」と呼ぶかは、一般社会においては人それぞれ異な るであろう.都市気候学の分野では、地上気温に影響を 与える要素(建物などの幾何形状、地表面の材質、人間 活動に伴う排熱)の程度によって都市が分類されている (Stewart and Oke, 2012). 幾何形状は例えば建物高さで 表現され、高層の建築物ほど大気の動きを抑制する効果 が大きく、結果的に地上における日向部分の気温を高め ることにつながる。材質については、例えばアスファル トなどの非透水性の材質で覆われている場所では日中の 表面温度が高くなる. 排熱としてはエアコンの室外機か らの排熱や自動車の排気ガスなどがある.あるいは、土 地被覆ではなく人口密度も都市化の指標となる (Skoulika et al. 2014). しかしながら、人口密度 100-300 人/km² 程度の一般的には田舎と考えられるような 場所であっても、都市化によると思われる高温傾向が報 告されており(Fuiibe, 2000), どのようなメカニズムに よって高温傾向が表れているのか非常に興味深い.

2. 研究手法

2.1 住宅団地における計測

計測は東京都杉並区にある荻窪団地(35.7 N, 139.6 E)において 2007 年の 6~11 月に行った. 団地周辺の地 形はほぼ平坦で, 周辺の土地被覆は 2~3 階建ての住宅 が主である. Stewart and Oke (2012)の土地被覆分類 (local climate zone)では "compact midrise" に相当す る.

観測開始時点において荻窪団地はすでに取り壊すこと が決まっており,住民は退去した後であった.したがっ て人工排熱の発生はなかった.これは都市気候の観測と いう面では大きな利点であり,建物が大気に与える熱的 な影響をピュアに捉えることができる.

団地は個々の建物が高さ14.3mで東西方向に長い構

造である.東西方向の長さは 36 m,南北方向の建物間 隔は 23.5 m である.200×200 m² のエリアにほぼ同じ 形状の建物が 20 棟並んでいる.

計測は団地内の2つの場所で行った.ひとつは、団地 のほぼ中央に位置する給水塔頂上(高さ37.4m,給水塔 屋上面からは1.6m)における3次元超音波風速計によ る計測である、測定時間間隔は0.1秒である、給水塔は 細長い構造(平面が3×3m)をしているため,給水塔自 体により形成される風の乱れは小さいと考えられる. も うひとつは、この給水塔から50mほど離れた場所にあ る、都市キャニオンにおける風と気温の2次元分布(南 北・鉛直断面) 測定である。図2に測器の配置図を示す。 3次元超音波風向風速計と温度計(強制通風式放射シー ルド付きの熱電対)を壁と地面に設置した。壁および地 面からの距離は約1mである。測定時間間隔は風速は 0.1秒, 気温は2秒である. このキャニオンのアスペク ト比 (高さ/幅) は 0.61 であった. 都市気候ではこのア スペクト比が都市キャノピーの形状パラメータとしてよ く使われる (例えば Grimmond and Oke, 1999). キャニ オンの底面(地面)は草地となっていた.

2.2 データのクオリティコントロール

計15台の超音波風速計は5台のデータ記録装置に分 散して接続した.これはケーブル長や記録装置のチャン ネル数制限のためである.データ記録装置は約2週間に 1回の頻度で時刻合わせを行った.データの同期を保証 するため、ここでは時刻合わせから3日後までのデータ を使用する.

また,解析は晴天日を抽出して行った.晴天日は日照 時間が可照時間の70%以上である日とした.さらに,現 象が解釈しやすいよう,南風あるいは北風時のデータを 使用することとした.この風向は都市キャニオンに直交 する方向である.最終的には夏の3日間(8月6,7,22 日)および冬の2日間(11月23日,12月14日)を解析 対象とした.

2.3 熱輸送量の計算

乱流による顕熱輸送量 *H* は, 超音波風速計で計測さ れる温度 *T* および鉛直風速 *w* を用いて以下のように書 ける.

$$H = \overline{T'w'} \tag{1}$$

ただし, は時間平均値を表す. T'および w'はそれぞ れ時間平均値からの偏差である.



図2: 観測機材の配置図. 黒丸が超音波風速計.写真は建物間の空間の南北断面を西側から撮影したもの.

$$T' = T - \overline{T} \tag{2}$$

$$w' \!=\! w \!-\! \overline{w} \tag{3}$$

式(1)により,観測条件等にしたがって設定される平均 時間ごとの顕熱輸送量が計算される.この手法による熱 輸送量の計測・計算は渦相関法と呼ばれる.なお,詳細 は省略するが,実際の計算においては,鉛直軸修正のた めの座標回転および水蒸気変動の補正(塚本ほか,2001) を行っている.

2.4 4象限解析

乱流による熱輸送を sweep と ejection に分解して両 者の強度や出現頻度を比較するため 4 象限解析と呼ばれ る手法を用いる.4 象限解析は顕熱輸送量 $(\overline{T'w'})$ を (T', w') 平面上で4つの象限に分解する (図 3). それ ぞれの象限の乱流変動は以下のように呼ぶこととする (Shaw et al., 1983).

第1象限 (T'>0, w'>0): ejection

第2象限 (T' < 0, w' > 0): outward interaction

第3象限 (T'<0, w'<0): sweep 第4象限 (T'>0, w'<0): inward interaction ejection と sweep は熱を上向きに, outward interaction と inward interaction は下向きに輸送する.

トータルの顕熱輸送量に占める第i象限の割合 Siは

$$S_{i} = \frac{\langle T' w \rangle_{i}}{T' w'} \tag{1}$$

のように表される.ただし,

$$\langle T'w \rangle_i = \frac{1}{\tau} \int_0^\tau T'w Q_i dt \tag{2}$$

$$Q_i = \begin{cases} 1 & (T'w' \text{ is in } i - th \text{ quadrant}) \\ 0 & (otherwise) \end{cases}$$
(3)

t は平均時間である. sweep と ejection の熱輸送への寄
 与度の比 *Rs* は以下のように書ける.

$$R_{\mathcal{S}} = \frac{S_1}{S_3} \tag{4}$$

また,時間上での第 i 象限の出現頻度 J_i およびその sweep・ejection での比 R_T は



図3: 乱流変動を T'・w'平面上の4象限に分割した例. キャノピー上における計測例.8月22日12:20-12:30. 回数は0.1秒ごとの計測 を1データとしてカウントしたもの.

$$J_{\rm i} = \frac{1}{\tau} \int_0^\tau Q_i \, dt \tag{5}$$

$$R_T = \frac{J_1}{J_3} \tag{6}$$

となる. ここで式(2)において解析対象とする T' や w'の絶対値に下限値を設け,弱い乱流(小さな温度・速度 変動)を除いて $S_i を 求める方法がある(例えば$ Feigenwinter, 2000). しかし,ここでは下限値は設けず,全ての乱流変動を解析対象とすることで,現象の全体像を捉えることとした.

大気安定度の指標として,測定高度 *z* とモニンオブコ フ長 *L* の比 *z/L* を用いる.*L* は

$$L = \frac{u^2}{k \left(\frac{g}{T}\right) T^*} \tag{7}$$

*u**は摩擦速度,*k*はカルマン定数(0.4),*g*は重力加速 度,*T*は平均気温,*T**は摩擦温度である.*z/L*は安定成 層時には正の値をとり,不安定成層時には負となる.

本報では平均時間 *τ* を 10 分としている.これは一般 的な大気境界層研究における渦相関法の平均時間(10~ 30分)(塚本ほか,2001)からすると若干短い.しかしな がら,ここでは一般風の風向の変化に対応したキャノ ピー内の流れ場の変化を示すため,短めの平均時間を とった.平均時間内に風向の変化があると,その計測時 刻における輸送量計測値の品質が落ちるためである.

3. 熱輸送を担う乱流構造の日・季節変化

図4に晴天日の日変化として夏季(8月22日)と冬季 (11月23日)の例を示す.風向は終日ほぼ一定で8月 22日は南より11月23日は北よりであった.*Rsと R* は都市キャノピー上(給水塔)で測定したものであり, 顕熱輸送量の絶対値が10Wm⁻²以上の時間帯について のみプロットしてある.

*Rs*は夏季であればほぼ終日1を超えており, ejection が sweep より強いことがわかる.また, *Rs*は大気が不 安定な時間帯ほど大きな値をとっている.この傾向は Feigenwinter (2000)でも見られている.*Rs*の季節によ る違いを見ても、やはり夏季の方が大きな値をとってい ることがわかる.これは、夏季は冬季よりも日射が強い



図4:夏季および冬季の典型的晴天日における日変化. S.R.とS.H.は日射量および顕熱輸送量.大気安定度,風速, Rs, Rr はキャノ ピー上における計測値.

ために大気が不安定になりやすく、その不安定成層下での大きな浮力が ejection の発生に寄与しているものと考えられる.

一方で,時間占有比率 R_T は夏季に1を下回っており, かつ冬季より小さい.夏季は冬季に比べて,回数は少な いが強い乱流変動が顕熱輸送を担っていることがわか る. R_s と R_T の負の相関は夏冬それぞれの日変化にお いてもみられる.

4. 熱輸送を担う乱流構造の気象条件への依存性

図5は、大気安定度と R_s , R_T の関係について、解析 対象とした晴天日5日間のデータを示したものである. ここでは不安定側 (z/L < 0)のデータのみ示している. R_s は大気が不安定になるほど (z/Lがマイナスに大き くなるほど)大きくなり、 R_T は逆に小さくなっている. このことからも、不安定時には頻度は少ないが強い乱流 によって熱が輸送されていることがわかる. 図6はこの大気安定度依存性を別の視点から見たもの である.データは図5のものと同じで,横軸はスカラー 平均風速である.縦軸横軸とも解析時間10分間の標準 偏差で規格化してある.図6(a)と(b)からは,水平風 速偏差が大きいと気温と鉛直風速は負の偏差を示すこと がわかる.一方,風速変動が負の側(平均風速よりも弱 風)では気温と鉛直風速は正の偏差を示している. sweepと ejection は瞬時の*T'とw*'で判定されるもの であり,図6のようなアンサンブル平均された値の正・ 負とは必ずしも一致しない.しかしながら,図6では気 温と鉛直風速の正・負が明確に分離しており,sweepは 強風時に,ejection は弱風時に発生していると考えられ る.

図6(c)は顕熱輸送量であり、夏季と冬季に明確な違いがみられる.夏季は弱風、強風いずれにおいても水平 風速の偏差が小さい時よりも顕熱輸送量が大きくなっているが、冬季は強風時のみ顕熱輸送量の増加がみられる. したがって、夏季は sweep と ejection の両方で熱輸送が



図5:大気安定度とRs, RTの関係.



図6:風速と鉛直風速・気温・顕熱輸送量の関係. 縦軸横軸は10分間の標準偏差で規格化した偏差.

なされているが、冬季は sweep が主であるといえる.

キャノピー上での ejection 現象とキャノ ピー内気流構造の関係

前章では、キャノピー上の顕熱輸送には弱風時に発生 する ejection が影響を与えていることがわかった. ここ では、その ejection とキャノピー内の流れ場との対応に ついて一例を示す. 図7はキャノピー内の流れ場(南北 風と鉛直風の合成ベクトル)の南北・鉛直断面上での分 布である.屋上高さでの風が強い時には、図7(a)のよ うなキャノピー内を周回する流れがよく見られる.この ような流れ場の存在は既往研究においても指摘されてお り (Eliasson et al., 2006; Sugawara et al., 2008), キャノ ピー上の速い流れが風下側壁面付近でキャノピー内に入 り込み,壁面や地面に沿って周回するものと考えられる. この上空の速い流れが下降する動きは乱流輸送における sweepと対応することが想像される.一方,屋上での風 が弱いとき(図7b)には風上側だけでなく風下側の壁面 においても上昇流がみられ、強風時とは明らかに異なっ た流れ場となっている。風下側壁面での上昇流は、周回 する流れのように上空の速い流れのキャノピー内への入 り込みではなく、日射により加熱された壁面において浮 カにより生じたもの(例えば Offerle et al., 2007)と考えられる.

このとき、上空での熱輸送はどうなっていたであろう か?図8に給水塔屋上での顕熱輸送量 T'w'(10秒間の 移動平均)を示した. ここで T'および w'は 10 分平均 値からの偏差である.図7(b)に相当する時刻の30秒 前(12:25:30)に顕熱輸送のピークが見られ(図 8a), それは ejection で生じていることがわかる (図 8b). 30 秒の時間ずれは、キャノピー計測場所と給水塔との距離 (キャノピーが給水塔の風下 50 m) および、この時の屋 上面での風速(南風 2.5 m s⁻¹)と整合的である.した がって、キャノピー内での両側壁面での上昇流は、上空 での ejection と対応する現象であることがわかる. すな わち、キャノピー上を比較的速度の遅い(風速の小さい) 空気塊が通過することで、上空では大気が不安定になり ejection が発生し、キャノピー内では浮力により両側壁 面での上昇流が生じたといえる. 浮力によってキャノ ピー上へ出た空気塊は、上空大気をより不安定化させる と考えられる、この事例ではキャノピーが給水塔よりも 風下側にあるため、上昇流でキャノピー内を出た空気塊 を給水塔で直接測定できているわけではない、給水塔の 風上側にもほぼ同じ形状の建物が並んでおり、そこでも 弱風時には図7(b)のようなキャノピー内の流れが生じ



図7:キャノピー内の流れ場. 8月22日.図2に示した南北断面上での分布で、矢印は5秒平均の南北・鉛 直風合成ベクトル、図左右両端の灰色四角は建物を示している。図中央上端 の矢印は北側建物屋上での計測値.



図8:図7と対応した時刻のキャノピー上での時系列. 8月22日. 矢印が水平位置を考慮したうえで図7(b)と対応する時刻.

ていたことが想像できる.

6. まとめ

都市キャノピーから上空への熱輸送は、人間の生活空間から外へ熱を逃がすものであり、都市の暑熱環境対策 を考える上で非常に重要である.都市計画では建物配置 を工夫してこの熱輸送を促進する方策が実際にとられて いる.一方で、上空へ輸送された熱は大気を不安定化さ せることで、都市周辺の風系を変え大気汚染物質の集積 を引き起こし(Ohashi and Kida, 2002)、対流性降水を助 長する(Sugawara et al., 2018).少なくとも数10 kmの スケールでみて、都市が大気現象に与える影響は無視で きないものである.本報ではこのキャノピー上での熱輸 送について大気安定度との関係、そしてキャノピー内の 流れ場との関係性について実例を示した.

熱輸送を担う乱流は、大気の成層状態が不安定なほど、 回数は少ないが強い ejection の特徴をもっていた.ま た、キャノピー上空での ejection と壁面での日射加熱に よる上昇流は、いずれも速度の遅い空気塊時に発生した 一連の現象であることが示唆された。

本稿で示されたように、日射加熱が流れ場を変えるの であれば、エアコンや自動車からの人工排熱も影響して いると考えられる.人工排熱はその絶対量の推定 (Moriwaki et al., 2008)や都市域の短時間強雨との関係 (Sugawara et al., 2018)からも研究が進められている. 人工排熱は当然のことながら人間活動の強度によりその 量が変化する.したがって都市気候は、例えば経済活動 との関連も考えられ(足立, 1997)、自然科学の枠にはま らない学際的な学問領域であると言える.

謝辞

観測においては(独)都市再生機構の協力を得た.

参考文献

足立アホロ(1997)経済活動が都市温度に及ぼす影響―名古

屋市を例として一. 天気, 44, 621-629.

- 赤川宏幸,竹林英樹,森山正和(2008)湿潤舗装と遮熱舗装 上の温熱環境改善効果に関する実験的研究.日本建築学会 環境系論文集,**73**,85-91.
- Eliasson, I., B. Offerle, C.S.B. Grimmond and S. Lindqvist (2006) Wind fields and turbulence statistics in an urban street canyon. *Atmos. Environ.*, **40**, 1–16.
- Feigenwinter, C. (2000) The vertical structure of turbulence above an urban canopy. Doctor thesis, University of Basel.
- Feigenwinter, C. and R. Vogt (2005) Detection and analysis of coherent structures in urban turbulence. *Theor. Appl. Climatol.*, 81, 219–230.
- Fujibe, F. (2000) Detection of urban warming in recent temperature trends in Japan. Int. J. Clim., 29, 1811–1822.
- 藤部文昭(2013) 暑熱(熱中症)による国内死者数と夏季気 温の長期変動,天気,**60**,372-381.
- Gao, W., R. H. Shaw and K. U. Paw (1992) Conditional analysis of temperature and humidity microfronts and ejection/ sweep motions within and above a deciduous forest. *Bound.-Layer Meteorol.*, **59**, 35–57.
- Grimmond, C. S. B. and T. R. Oke (1999) Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. J. Appl. Meteor., 38, 262–1292.
- ーノ瀬俊明(1993)シュトゥットガルトにおける「風の道」
 一都市計画で都市気候を制御する試み一. 天気, 40, 691-693.
- ーノ瀬雅之,石野久彌,郡公子,永田明寛(2006) ヒートア イランド低減化手法としての屋上緑化の実測評価.日本建 築学会環境系論文集,**71**,47-54.
- 井原智彦, 玄地裕(2008)被害算定型ライフサイクル影響評価手法によるヒートアイランド現象の環境影響評価. 日本 建築学会環境系論文集, 73, 1407-1415.
- 気象庁(2002)20世紀の日本の気候.気象庁.東京.
- 近藤靖史,小笠原岳,大木泰祐,有働邦広(2008)建物屋根 面の日射反射性能向上によるヒートアイランド緩和効果. 日本建築学会環境系論文集,**73**,923-929.
- Kusaka, H., K. Nawata, A. Suzuki-Parker, et al. (2014) Mechanism of Precipitation Increase with Urbanization in Tokyo as Revealed by Ensemble Climate Simulations. J. Appl. Meteorol. Climatol., 53, 824–839.
- 持田灯,石田泰之(2009)風の道.天気,56,571-572
- Moriwaki, R., M. Kanda, H. Senoo, A. Hagishima and T. Kinouchi (2008) Anthropogenic water vapor emissions in Tokyo. *Water Resour. Res.*, 44, W11424.

- 森脇亮, 菅原広史(2012)都市におけるフラックスおよび乱 流観測(気象研究ノート第224号 都市の気象と気候). 日本気象学会,103-154.
- Offerle, B., I. Eliasson, C.S.B. Grimmond and B. Holmer (2007) Surface heating in relation to air temperature, wind and turbulence in an urban street canyon. *Bound. -Layer Meteorol.*, **122**, 273–292.
- Ohashi, Y. and Kida, H. (2002) Numerical experiments on the weak-wind region formed ahead of the sea-breeze front. J. Meteorl. Soc. Japan, 80, 519–527.
- Oikawa, S. and Y. Meng (1995) Turbulence characteristics and organized motion in a suburban roughness sublayer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **74**, 289–312.
- Sakai, S., M. Nakamura, K. Furuya, N. Amemura, M. Onishi, I. Iizawa, J. Nakata, K. Yamaji, R. Asano and K. Tamotsu (2012) Sierpinski's forest: New technology of cool roof with fractal shapes. *Energy Build.*, 55, 28–34.
- Shaw, R. H., J. Tavangar and D.P. Ward (1983) Structure of the reynolds stress in a canopy layer. J. Appl. Meteorol., 22, 1922–1931.
- Skoulika F., M. Santamouris, D. Kolokotsa and N. Boemi (2014) On the thermal characteristics and the mitigation potential of a medium size urban park in Athens, Greece. *Landsc. Urban Plan.*, **123**, 73–86.
- Stewart, I. D. and T. R. Oke (2012) Local climate zones for urban temperature studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 1879–1900.
- Sugawara, H., A. Hagishima, K. Narita, H. Ogawa and M. Yamano (2008) Temperature and wind distribution in an E-W-oriented urban street canyon. SOLA, 4, 53–56.
- 菅原広史,成田健一(2012)都市内河川による暑熱環境の緩 和効果.水文・水資源学会誌, 25, 351-361.
- Sugawara, H., R. Oda and N. Seino (2018) Urban thermal influence on the background environment of convective precipitation. J. Meteorolol. Soc. Japan, 96A, 67–76.
- 高橋日出男(2003)東京とその周辺における夏季(6~9月) 日降水量の階級別出現特性の経年変化.天気, 50, 31-41.
- 塚本修,文字信孝,伊藤芳樹(2001)乱流変動法による運動 量・顕熱・潜熱(水蒸気)のフラックス測定(気象研究ノー ト第199号 地表面フラックス測定法).日本気象学会, 19-56.
- Yoshikado, H. (1990) Vertical structure of the sea breeze Penetrating through a large urban complex. J. Appl. Meteorol., 29, 878-891.

都市大気境界層の大規模計算が示す 多スケール間の流れの相互作用

稻垣 厚至1)

2018年12月5日受付, 2018年12月25日受理

都市建物は地球上で最も大きな粗度要素と捉えられ、それが都市大気境界層を特徴づける要素の一 つとなっている.この大きな粗度要素のため、街路を抜ける風の流れは建物幾何形状に強く規定され る.一方、近年都市建物形状から大気境界層全体を陽的に解像する、フルスケールの大規模計算が行 われるようになり、建物より数オーダー大きな大気混合層の流れが都市地表面近傍の流れに直接的な 影響を及ぼすことや、単体建物の影響が非常に広範囲に及ぶことなどが知られるようになってきた. 本論ではこれら時空間スケールの大きく異なる風の相互作用の解説に加え、大気境界層の新しい計算 手法として期待される、格子ボルツマン法について紹介する.

Numerical simulation of the interaction process of orderly different scale of motions seen in urban boundary layer

Atsushi Inagaki¹

Building roughness in urban boundary layer is extremely large compared to the other roughness on the earth's surface. Therefore, flow characteristics within the urban canopy strongly depends on the surrounding building geometry. However, a full-scale simulation of the urban boundary layer has revealed some evidences on the direct interaction of different size of eddies over different layers of the urban boundary layer.

キーワード: 渦スケール, 格子ボルツマン法, 相互作用, 大規模数値計算, 都市大気境界層 Eddy scale, Lattice Boltzmann method, Interaction, Full-scale computation, Urban boundary layer

1. はじめに

都市が作り出す大気環境、気候特性を適切に診断する ためには、その物理過程を把握することは不可欠である。 例えば、沿岸域の高層ビル群が背後の都市の気温を増加 あるいは減少させるのか、建物が積乱雲の発生に寄与し ているのか、と言った議論がなされることがあるが、こ

連絡先

稲垣 厚至
東京工業大学 環境・社会理工学院
〒152-8552 東京都目黒区大岡山 2-12-1 Ⅰ4-9
Tel. 03-5734-2768
e-mail:inagaki.a.ab@m.titech.ac.jp
1)東京工業大学 環境・社会理工学院
Tokyo Institute of Technology, School of Environment and Society, Tokyo, Japan

れらはつまり,都市のような局所的な地表面の特徴が作 る渦構造が,より広域な場を支配する大きな乱流の性質 を改変することができるのかといった,乱流現象の階層 性に関する問題と考えることができる.

日中の都市大気境界層を鉛直一次元に捉えると、上空 数km まで発達する大気混合層、その下の高度100m程 度まで発達する接地境界層、建物近傍の粗度境界層ある いは建物高さ以下の層として定義される都市キャノピー 層から構成されている.各層は乱流状態にあり、それぞ れ大気境界層高度(~1000m),地面からの高さ(10~100 m),建物の大きさ(~10m)程度の空間スケールを持っ た渦構造に流れが支配されている.従来の研究体系では 各層個別の取り扱いがなされており、メソ気象を考える 上では境界層乱流全体をモデル化し(Wyngaard, 2004), 接地境界層のモデリングでは対数則や Monin-Obukhov 相似則に見られるように大気混合層の挙動や地表面性状 を陽的には考慮せず,都市キャノピー層の流れを考える 上では周囲の建物幾何形状との関係が主に論じられてき た.これは各層で卓越する渦スケールが大きく異なり, スケール分離の考えが鉛直一次元的な議論では妥当に働 いたためと考えられる.

しかしながら、実際の大気の流れには各層を隔てる物 理的な壁は無く、地表面近傍のシアで生成された乱流エ ネルギーは各層を跨いだ乱流活動により境界層全体へ運 ばれる.いくつかの研究成果はより具体的に、各層間の 直接的な相互作用の存在及びその重要性を指摘してい る. 例えば都市や植生キャノピー内の流れが混合層乱流 変動の直接的な影響を受けていることが示されている (Inagaki et al., 2012; Patton et al., 2015). 一方で、地表面 の粗度単体から発生する大規模な渦構造が水平数 km 以 上に渡ってその影響を持続することが観測および数値実 験により示されている (Fujiyoshi et al., 2009; Park et al., 2015; Inagaki et al., 2017). これらの現象を考えるために は境界層全体を俯瞰した視点が必要であり、各層の卓越 渦スケール全てを解像した大規模数値計算を行うことは 一つの解決策である.本論では都市大気境界層を題材 に、大気境界層の大規模数値解析の手法と、スケールの 異なる流れの相互作用の実例について紹介する.

2. 都市大気境界層の建物解像数値解析

大気境界層の熱対流から建物背後にできる渦までを陽 的に取り扱うためには、大領域且つ高解像度の計算が必 要である.計算手法は様々存在するが、近年、格子ボル ツマン法(Lattice Boltzmann Method, LBM)を用いた流 体計算が都市大気境界層の大規模計算に利用されるよう になった.この計算手法は比較的新しいため気象分野へ の応用事例はまだ少ないが、その計算効率の高さから今 後の発展が期待されている.本節ではLBMの計算手法 について簡単に説明し、それに加えて都市大気境界層を 計算するための計算設定について述べる.

2.1 格子ボルツマン法 (LBM)

LBM は流体計算法の一つであり, Navier-Stokes 式を 使わずに Boltzmann 方程式を用いて流れを記述する. 両者の流体計算過程は全く異なるものの, 式の上では等 価であることが示されている(例えば, Cheng and Doolen, 1998).

LBM では流体のマクロな動きを, 流体を構成する仮 想的な粒子群の動きで表現し, その時間発展を予測する. 個々の粒子の動きは個別に取り扱わず, 空間内で区切ら れた格子内に含まれる粒子群の速度分布関数として記述 する.速度分布関数は速度に関して離散化し,全ての粒 子は1タイムステップで必ず近隣の格子点上に移動する か,静止すると仮定する.粒子速度は離散的であるが, 格子内の粒子速度の平均値として計算されるマクロな流 体の速度は連続的である.隣の格子に移動(並進)した 粒子はその中で衝突し,移動方向を変える.Bhatnagar-Gross-Krook (BGK)モデルはこの衝突則を記述したモ デルの一つであり,全ての方向の速度分布関数が単一の 時間緩和係数に基づいて平衡分布関数に向かうと仮定し ている.Boltzmann方程式中の衝突項をBGKモデルで 表現した,格子BGKモデルは以下の式で定義される.

$$f_i(\vec{x} + \vec{c}_i \Delta t, t + \Delta t) = f_i(\vec{x}, t) + \frac{1}{\tau} (f_i(\vec{x}, t) - f_i^{eq}(\vec{x}, t)) \quad (1)$$

ここで、 f_i はi方向に動く粒子の速度分布関数、 f_{eq} は平 衡速度分布関数、 \vec{x} は位置ベクトル、 \vec{c}_i はi方向の粒子 速度、tは時間、 Δt はタイムステップ、 τ は時間緩和係数 である。この式の左辺と右辺第一項が並進過程を表わ し、右辺第二項が衝突過程を表わす。平衡分布関数は Maxwell-Boltzmann 分布を流速について 2 次オーダー まで展開し、衝突前後で質量と運動量が保存される条件 から以下のように導かれる。

$$f_{i}^{eq}(\vec{x},t) = \rho w_{i} \left(1 + 3\vec{c}_{i} \cdot \vec{u} + \frac{9}{2} (\vec{c}_{i} \cdot \vec{u})^{2} - \frac{3}{2} \vec{u}^{2} \right)$$
(2)

ここで、 ρ は密度、 \vec{u} はマクロな流速、 w_i は重み係数で あり粒子速度の離散化に応じて値が変わる。時間緩和係 数は Navier-Stokes 式との比較から動粘性係数を用いて 表現される。

$$\tau = \frac{1}{2} + 3\nu \tag{3}$$

ここで、レは動粘性係数であるが、これに sub-grid-scale (SGS) 渦動粘性係数を加えることで Large Eddy Simulation (LES) による乱流モデルを導入することが できる. LES は格子幅以下の小さな渦がもたらす乱流 輸送の効果を表現したモデルであり、これを導入するこ とで気象計算に要求される大レイノルズ数の流れの計算 が可能となる.

粒子の速度分布関数を格子内で平均することで、マクロな密度及び流速が診断的に得られる.

$$\rho = \sum_{i} f_{i}, \ \rho \vec{u} = \sum_{i} f_{i} \vec{c}_{i} \tag{4}$$

ここで, \vec{c}_i は粒子速度を表わすが, マクロな流速 \vec{u} と平行な成分のベクトルである.

速度分布関数の境界条件として、Non-slip 条件では粒 子が壁で進行方向と逆方向に跳ね返るとする BounceBack 条件で表現される (Zhou and He, 1997). また, Slip 条件では粒子が壁で鏡面反射するとして表現され

LBM を使う利点として、質量が粒子の並進及び衝突 前後で保存されるように定式化されているため連続式を 別途連立して解く必要が無く、またほぼすべての計算を 局所的な代数計算で行うことができるため、Graphics Processing Unit (GPU)を用いた計算効率が非常に高い (Onodera et al., 2013). LBM の都市大気境界層研究で の利用実績として、これまでに格子数 10,000×10,000× 100 オーダーの都市気流の計算が行われている (Onodera et al., 2013, Inagaki et al., 2017, Huda et al., 2017). 精度としては Huda et al., (2017)が示す通り、 既存の Navier-Stokes 式に基づく LES モデルに比べて 遜色ない.

2.2 都市大気境界層気流計算の設定

る.

都市大気境界層の計算設定について述べる. 日中の大 気境界層高度は概ね1,000m程度まで発達し、水平風速 が弱い場合はセル状の構造、ある程度強い場合は流れ方 向に伸びたロール状の熱対流が形成される(Grossman. 1982).熱対流のアスペクト比はセル状構造の場合は 1.5 程度 (Caughey and Palmer, 1979), ロール状で1.2 程度である (Yagi et al., 2017). これらを包括するため の計算領域として水平3~4km程度の計算領域が必要 となる.格子間隔については道幅を32点程度で分解す ると、建物周りの流れについて風洞実験結果をほぼ再現 できることが、Direct Numerical Simulation の結果から 得られている (Coceal et al., 2006). しかしながら, あら ゆる街路についてこの条件を満足する計算を行うことは 難しく、対象とする街区のみこの条件を適用することが 現実的である.建物上空の流れ場に関して、都市の場合 は建物による圧力抵抗が全抵抗の9割以上を占めている ことから (Coceal et al., 2006), 建物周りの流れが概ね再 現されていれば地表面抵抗及び、それによって駆動され る境界層内の現象も再現されると考えられる. Kanda et al. (2013) は東京 23 区の中から1 km×1 km の領域を 100 地点切り出し、それぞれ2m 解像度の LES 計算を実 施しており、風洞実験や実都市の観測事例から得られた 平均風速分布及び粗度パラメータを概ね再現できること を確認している. また、都市街区の計算は風や気温の体 感指標の評価に使われることもあるが、その場合人間が 直接触れる高さに格子点が設けられるべきであり、その 観点では鉛直格子幅2m以下が望ましい.

3. 発達する中立都市乱流境界層

LBM で計算された、中立大気安定度の条件下で発達 する乱流境界層の計算結果から、建物が境界層に及ぼす 影響について見てみる.図1は計算領域を示しており、 東京都臨海部の長手方向19.6km、スパン方向4.8km、 鉛直方向1kmの領域を対象とする.格子間隔は2mと し、実都市にある個々の建物形状が陽的に解像されてい る.流入条件に風速10ms⁻¹の一様流を与えた.実観 測の再現計算では流入風に含まれる乱流変動や境界層高 度を考慮する必要があるが(例えば、Lund et al., 1998, Xie and Castro, 2010)、本解析では仮想的な計算例とし て、海からの比較的乱れの少ない風を想定した一様な流 速を与えた.積分時間は4,800秒とし、最後の1,800秒 間のデータを統計処理した.

一様な流入風を与えたため、境界層の下層部に地表面 状態の影響が反映された接地境界層が十分発達するには 長い吹送距離が必要となる。例えば接地境界層の普遍性 を議論する為には境界層高度と粗度要素の大きさが 40~50 倍程度離れている必要があると言われているが (Jimenez, 2004),本計算事例では流入端から約 15 km の地点で境界層高度が約 500 m となり、平均建物高さの 約 50 倍の高さを達成している。図は割愛するが、流入 端から 5 km 以上内陸へ進むと、境界層の上側半分の層 では境界層高度及び摩擦速度で無次元化した乱流強度の 鉛直分布が、吹送距離や地表面条件に依らずに相似とな ることが確認されており(Inagaki et al., 2017),バルク なパラメータで規格化される一般的な境界層の特徴が再 現されている。

次に流れの瞬間構造を見てみる.図2は高度198m における主流風速の水平断面分布を示しており、流れ方 向に伸びた低速及び高速域の筋状構造が確認できる. こ の筋状構造は異なる地表面を含む様々な実験条件におい て確認されており、浮力に比べて地表面抵抗が卓越する ような乱流境界層の普遍的な性質であると考えられてい る (例えば, Tomkins and Adrian, 2003; Watanabe, 2004; Hutchins and Marusic, 2007; Inagaki and Kanda, 2010; Takimoto et al., 2011). ここで筋状構造の幅に着目する と、下流に行くに従い筋の幅が広くなっていることが確 認できる、これについて、中立安定度の条件下で行われ た平板乱流境界層の実験結果では、筋状構造の幅は境界 層高度の関数として表現できる事が指摘されている (Marusic and Hutchins, 2008). 一方, ドップラーライ ダーで実測された実都市上空の筋状構造の幅は、境界層 高度による無次元化のみでは室内実験や数値実験結果と

100



図2:主流方向瞬間風速の高度198mにおける水平断面分布(Inagaki et al. 2017を一部修正).

一致せず,局所的なシアの強さに依る補正を加えることで,流れのスケールや大気安定度に依らない普遍的な関係となる事が示されている(図3及び式(5), Yagi et al., 2017; Inagaki et al., 2017).

$$\frac{\lambda_y}{\delta} = f\left(\frac{z}{\delta}\phi_M^{-1}\right) \tag{5}$$

ここで, λ,は筋状構造の代表幅,δは境界層高度,zは地

面からの高さ、 ϕ_M は局所的な無次元速度勾配であり、 $\phi_M = \frac{z}{u^*} \frac{dU}{dz}$ のように摩擦速度 uと地表面からの高さ zで無次元化されている. fは実験から得られた普遍関数 とする. この式は、卓越する筋状構造の大きさは境界層 高度で決まるものの、その高度変化は、各高度の風速分 布(局所的なシアの強さ)に応じて修正されることを示 唆している.なお、これらの筋状構造は接地境界層内の



図3: 無次元化された筋状構造の幅の鉛直分布(Inagaki et al., 2017 を一部修正). 縦軸は境界層高度で無次元化した高さ(z/d)を局所的なシアの強さ

 $(\phi_{M} = \frac{z}{u_{*}} \frac{\partial U}{\partial z})$ で無次元化したもの、横軸は境界層高度で無次元化した、相互相関から導かれた筋状構造幅 (λ_{y}/δ) .破線は実都市の数値実験、ピンクは 直方体粗度群に関する風洞実験結果、黄色は粗面平板を模擬した数値実験、 中抜きシンボルはそれぞれドップラーライダーによる都市上空の観測事例で 色は大気安定度の違いを示す (灰色:安定、緑:中立、オレンジ:不安定).

構造であり,それらが作る風速変動を平均することで対 数則や Monin-Obukhov 相似則のような平均統計量の普 遍法則が得られることから,両者は相補的な関係にある といえる.なぜ統計量の普遍法則が成立するのかと言っ た流体力学の根本的な問題があるが,上記の通り,それ を考えるためには瞬間的な乱流構造の幾何特性やその力 学過程を考える必要があることが理解できる.これに関 して式(5)は両者の関係を明示した式となっている.

以上の結果は乱流境界層全般に通じるものであり,都 市のユニークな特徴とは言えない.ここで再度図2の瞬 間像をよく見ると,(X,Y)=(10km,3km)の個所から 太めの筋が下流10km以上に渡って計算領域の下流端 まで伸びていることが確認できる.この構造の上流端に は,計算領域内で最大規模の高さと容積を持った建物が 存在しており,それが筋状構造を生み出すトリガーと なっていると考えられる.建物背後の風速低減自体は特 筆すべきことではないが、それが10km以上持続するこ とは自明ではなく、乱流構造の力学過程の理解無くして 説明することは難しい.建物背後にできる長い筋状構造 は実都市でもドップラーライダーにより観測されている (Fujiyoshi et al., 2009).一様平板で発達する筋状構造と は異なり、アンサンブル平均してなお残るこのような特 性こそ、都市大気境界層の特徴であると言え、建物より 数オーダー大きな広域の気象場を考える上でも個々の建 物の存在を無視しえない場合があることを示唆してい る.さらに付け加えておくと、領域内で最も高い建物は 上記とは別であるが、その背後では10km以上も尾を引 く構造は見られなかったことから、トリガーとなる建物 の形状、あるいは環境場の条件はやや複雑であると考え られる.

4. 大気混合層と都市キャノピー層の相互作用

次に、別の計算事例に基づき、対流混合が都市キャノ ピー層の流れに及ぼす直接影響について見てみる.こち らの計算では大規模並列計算に対応した Navier-Stokes 式に基づく LES モデル(Raasch and Schröter, 2001)を 使用した.計算条件としては理想化した都市幾何を想定 しており、水平 2,560 m×2,560 m,鉛直 1,710 mの領 域を 2.5 mで解像し、地表面には高さ 40 mの立方体を 建蔽率 0.25 で整列配置した.建物の屋根面及び床面か ら一定の顕熱フラックスを与え(0.1 K m s⁻¹)、対流混 合層を発達させた.水平方向は周期境界とし、流入及び 流出端で流量(20 m s⁻¹)が時間変化せず一定に保たれ るように流れを駆動した.計算された流れ場の定性的な 特徴として、接地境界層と対流混合層の乱流統計量がそ れぞれ相似則に従うことを確認している(Castillo et al, 2011).

図4aは建物の2倍の高さ(高度80m)における,主 流風速変動値の水平断面分布図である.青は低速領域, 赤は高速領域であり,中立大気安定度と同様にそれぞれ 筋状の構造を持つことが確認できる.その大きさは個々 の建物より十分大きく,幅は建物の約5倍,流れ方向に は数十倍以上の大きさを持っている.これらは浮力とシ アで駆動される水平ロール渦であり,境界層全体に渡っ てコヒーレントな構造を持つことを確認している.本数 値実験における建物高さは均一のため,先の計算事例で 見た孤立峰から発生するような,地表面条件に固定され た流れは見られず.ランダムに位置を変えて動いている.

図 4b, 4c, 4d は高度 5 m における建物キャノピー層 の流れを示しており,それぞれ主流方向風速,スパン方 向風速,温位の変動成分の水平断面分布である.建物上 空の流れと異なり,正方配列された建物形状に沿って流



図4:風速変動量の水平断面分布(Inagaki et al., 2012 を一部修正). (a) 高度 80 m(粗度要素の高さの2倍)の主流風速変動,(b) 高度5mの主流風速変動,(c) 高度5mのスパン風 速変動,(d) 高度5mの温位変動.(b)の灰色の領域は高度80mにおける負の主流風速変動値を示す領域である. 筋状の低速領域と高速領域が交互に,Y方向に並んで形成されている.
れの分布が強く規定されている.図4bの主流方向風速 について見てみると、高速域は主流風向(左右方向)に 平行な道路上、低速域は建物背後に確認できる.しかし、 より大きなスケールで俯瞰してみると、キャノピー上の 高速域の下には高速域(図4aと4bの赤い領域を対比) のクラスターが街区を越えて形成されていることが確認 できる.次に図4cのスパン方向風速に着目する.この 図には建物高さの2倍の高さで観測された低速領域が灰 色で示されているが、これとスパン方向風速変動の位置 及び向きと見比べると、上空の筋状の低速領域(灰色の 領域)に向かってスパン方向の収束(下側に赤い領域、 上側に青い領域で挟まれている個所)が生じていること が確認できる.図4dは温位変動の分布を示している が、上空の低速領域と高温領域が対応していることが分 かる.

以上より,キャノピー内の瞬間的な風速分布は,上空 で発達する乱流構造の直接的な影響を受けていることが 分かる.上空の乱流構造は個々の建物より十分大きいた め,街区を隔てて連動する流れが生じている.同様の結 果は植生の数値計算でも確認されている (Patton et al., 2015).

5. まとめ

本論では都市大気境界層の大規模数値計算により示さ れた,空間スケールが大きく異なる流れの相互作用の例 を紹介した.ミニマルな計算領域を設けて大気境界層各 層の特性を考えることの利点は言及するまでもないが, それだけでは説明の難しい物理過程が存在することを本 論で示した.そのような現象を既存の乱流モデルの中で どう扱うのか,あるいは計算機性能を最大限に活用した フルスケールのシミュレーションを行うべきなのか,今 後の検討課題である.

謝辞

本研究は科学研究補助金,基盤研究(C)(課題番号 17K06570)において行われた.ここに謝意を表す.

参考文献

Castillo, M. C. L., A. Inagaki and M. Kanda (2011) Inner and outer turbulence within the inertial sublayer of a near neutral atmospheric flow over an urban-like surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, 140, 453–469.

- Caughey, S. J. and S. G. Palmer (1979) Some aspects of turbulence structure through the depth of the convective boundary layer. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 105, 811–827.
- Cheng, S. and G. D. Doolen (1998) Lattice Boltzmann method for fluid flows. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **30**, 329–364.
- Coceal, O., T. G. Thomas, I. P. Castro and S. E. Belcher (2006) Mean flow and turbulence statistics over groups of urbanlike cubical obstacles. *Boundary-Layer Meteorol.*, **121** (3), 491–519.
- Fujiyoshi, Y., K. Yamashita and C. Fujiwara (2009) Detection of organized airflow in the atmospheric boundary layer and the free atmosphere using a 3D-scanning coherent Doppler lidar. *Proc. SPIE 7382*, 738204. doi: 10.1117/12.835943.
- Garratt, J. R. (1992) *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Grossman, R. L. (1982) An analysis of vertical velocity spectra obtained in the BOMEX fair-weather, trade-wind boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 23, 323–357.
- Huda, A. N., A. Inagaki, M. Kanda, N. Onodera and T. Aoki (2017) Large eddy simulation of the gust index in an urban area using the lattice Boltzmann method. *Boundary-Layer Meteorol.*, **163** (3), 447–467.
- Hutchins, N. and I. Marusic (2007) Evidence of very long meandering features in the logarithmic region of turbulent boundary layers. J. Fluid Mech., 579, 1–28.
- Inagaki, A., M. C. L. Castillo, Y. Yamashita and M. Kanda (2012) Large-eddy simulation of coherent flow structures within a cubical canopy, *Boundary-Layer Meteorol.*, 142 (2), 207–222.
- Inagaki, A., M. Kanda, A. N. Huda, A. Yagi, N. Onodera and T. Aoki (2017) A numerical study of turbulence statistics and the structure of a spatially-developing boundary layer over a realistic urban geometry. *Boundary-Layer Meteorol.*, 164 (2), 161–181.
- Jiménez, J. (2004) Turbulent flows over rough walls. Annu. Rev. Fluid Mech., 36, 173–196.
- Kanda, M., A. Inagaki, T. Miyamoto, M. Gryschka and S. Raasch (2013) A new aerodynamic parametrization for real urban surfaces. *Boundary-Layer Meteorol.*, 148 (2), 357–377.
- Lund, T. S., X. Wu and K. D. Squires (1998) Generation of turbulent inflow data for spatially-developing boundary layer simulations. J. Comput. Phys., 144, 233–258.
- Marusic, I. and N. Hutchins (2008) Study of the log-layer structure in wall turbulence over a very large range of Reynolds number. *Flow Turbul. Combust.*, **81** (1-2), 115-130.
- Onodera, N., T. Aoki, T. Shimokawabe and H. Kobayashi (2013) Large-scale LES wind simulation using lattice Boltzmann method for a 10 km × 10 km area in metropolitan Tokyo. *Tsubame E. S. J.*, **9**, 2–8.
- Park, S. B., J. J. Baik and B. S. Han (2015) Large-eddy simulation of turbulent flow in a densely built-up urban area. *Environ Fluid Mech.*, 15, 235–250.

- Patton, E. G., P. P. Sullivan, R. H. Shaw, J. J. Finnigan and J. C. Weil (2016) Atmospheric stability influences on coupled boundary layer and canopy turbulence. *J. Atmos. Sci.*, 73 (4), 1621–1647.
- Raasch, S. and M. Schröter (2001) PALM A large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. *Meteorol. Z.*, 10, 363–372.
- Takimoto, H., A. Inagaki, M. Kanda, A. Sato and T. Michioka (2013) Length-scale similarity of turbulent organized structures over surfaces with different roughness types. *Boundary-Layer Meteorol.*, 147 (2), 217–236.
- Tomkins, C. D. and R. J. Adrian (2003) Spanwise structure and scale growth in turbulent boundary layers. J. Fluid Mech., 490, 37–74.

- Watanabe, T. (2004) Large-Eddy Simulation of coherent turbulence structures associated with scalar ramps over plant canopies. *Boundary-Layer Meteorol.*, **112** (2), 307–341.
- Wyngaard, J. C. (2004) Toward numerical modeling in the "terra incognita". *J. Atmos. Sci.*, **61** (14), 1816–1826.
- Xie, Z.-T. and I. P. Castro (2008) Efficient generation of inflow conditions for large eddy simulation of street-scale flows. *Flow, Turbulence and Combustion*, **81** (3), 449–470.
- Yagi, A., A. Inagaki, M. Kanda, C. Fujiwara and Y. Fujiyoshi (2017) Nature of streaky structures observed with a Doppler lidar. *Boundary-Layer Meteorol.*, **163** (1), 19–40.
- Zou, Q. and X. He (1997) On pressure and velocity boundary conditions for the lattice Boltzmann BGK model. *Phys. Fluid*, **9**, 1591.

大気-陸面相互作用における農耕地の影響と そのモデル化

小野 圭介¹⁾

2018年12月27日受付, 2019年1月17日受理

大気一陸面相互作用を研究する上で大気一陸面結合モデルは重要なツールであり,領域気象解析, 流域水文解析,気候変動予測等において欠かすことのできない存在となっている.陸面モデルは,大 気一陸面結合モデルの基幹を成すモデルで,大気の境界条件に当たる地表面フラックスを算出する. 陸面モデルで多様な地表面を表現するために目的と空間スケールに応じた簡略化が行われるが,農耕 地に関しては実態とかけ離れた仮定や表現がなされる場合もある.そこで,大気一陸面相互作用にお ける農耕地の扱いについて理解を深めることを目的に,農耕地で実際に起きていること,およびそれ をモデル化する際の課題や注意点を考察した.

Challenges for describing agroecosystems in the land-atmosphere interaction

Keisuke Ono¹

Land-atmosphere coupled models are widely used for investigating the land-atmosphere interaction in the studies on regional weather and hydrological analyses as well as climate projections. Land surfaces consist of many types of land cover/use and thus the exact parameterization of each type of surfaces is a key for the success of those studies. Cropland occupies substantial area in certain regions, so-called breadbasket. However, in many land surface models, croplands are expressed as a small number of virtual/actual crop species and not precisely parameterized for crop growth and crop/field management. Moreover, the spatial distributions of crop/field management as well as the characteristics of cropland are highly variable depending on farmers' circumstance and governmental policy. This paper provides a short review and future direction on those topics towards the improvement of land-atmosphere coupled models.

キーワード:陸面モデル,作物モデル,地表面パラメータ,土地利用 Land surface model, Crop model, Surface parameters, Land cover

1. はじめに

大気-陸面相互作用を研究する上で、大気と陸面のエ ネルギー輸送が結合し影響を及ぼし合う過程が記述され た大気-陸面結合モデルは重要なツールであり、領域気 象解析、流域水文解析、気候変動予測等において欠かす

連絡先 小野 圭介 農業・食品産業技術総合研究機構 農業環境変動研究セン ター 〒305-8604 茨城県つくば市観音台 3-1-3 Tel. 029-838-8239

e-mail: onok@affrc.go.jp

ことのできない存在となっている(本巻の伊川浩樹氏の 解説参照).大気一陸面結合モデルは、大気中の各種現 象を表す大気モデルと、大気の境界条件に当たる地表面 フラックス(以下フラックス)を算出する陸面モデルか ら成り立っている.一般的な陸面モデルは、熱収支に基 づきフラックス(本稿では、上向き長波放射,運動量、

1) 農業・食品産業技術総合研究機構 農業環境変動研究 センター

Institute for Agro-Environmental Sciences, National Agriculture and Food Research Organization, Tsukuba, Japan 顕熱, 潜熱の各フラックスを想定する)を求める. 熱収 支を解くためには, 日射量, 大気放射, 気温, 風速, 水 蒸気濃度, 二酸化炭素 (CO₂) 濃度等の気象条件と, 葉面 積指数 (LAI), 群落高, 粗度長, アルベド, 気孔コンダ クタンス等のいわゆる地表面パラメータが必要になる. 陸面モデルは, これらの地表面パラメータの大小によっ て植生の種類や量を表現する. 農耕地を対象とする場合 も同様で, 作物種の違い, 作物の有無, 作物の量や状態 は地表面パラメータによって表現される.

大気一陸面結合モデルは、面的に適用することによっ て両モデルの結合のメリットが最大限に発揮される.た だしこれは、当然のことながら、モデル内で地表面の状 態と位置関係が意図どおりに表現される場合に限る.計 算対象領域に農耕地があれば、農耕地の地表面状態を模 するパラメータが適切に与えられなければならない.

農耕地 (agricultural land) は農業に供される土地で, 自然草地と変わりのない粗放的な放牧地から温室等の施 設を設置したところまで様々である(ただし、包含する 土地利用は農耕地の定義によって異なる). その中でも 耕地(cropland)は、人の手によって耕され作物が栽培 される土地で,バングラデシュ,ウクライナ,インド, デンマーク、ハンガリー等の農業活動の盛んな国では国 土の 50% 以上を占める (Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2016). わが国は, 国土全体では11.8%(世界平均と同程度)であるが、茨 城県,千葉県,埼玉県,佐賀県では20%を超える(農林 水産省大臣官房統計部, 2018). 世界にも局所的に耕地 面積割合が極めて高い地域(穀倉地帯とも呼ばれる)が ある.このような国や地域では、耕地が地域気象に大き な影響を及ぼしていることが観測とシミュレーションの 両アプローチによって示されている. 例えば、アメリカ の五大湖周辺は、大気-陸面結合モデルと気象記録を用 いた解析から、1900年代に入り森林が開拓され耕地と なったことで最高気温が最大1.5℃低下していた (Bonan, 2001). インドシナ半島では、大気-陸面結合 モデルによるシミュレーションと水の同位体比の分析か ら,20世紀後半の特定の月の降水量の減少傾向が森林伐 採によって生じた可能性が高いことが示唆されている (Kanae et al., 2001). さらに、耕地の21% (Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2016) で行われている灌漑の影響も大きい。20世紀後半に灌 漑耕地が急増した中国東北部やインド北西部では、その 間の気温上昇が、全球気候モデルにより推定されたもの より大幅に抑制されていた (Lobell et al., 2008).

このような現象の発見や検証には、陸面モデルに耕地

の特徴が適切に反映されたことが大きく影響している. 五大湖周辺とインドシナ半島の事例では、耕地が森林に 比べてアルベドが高く粗度長が小さいことを考慮するこ とで現象の再現が可能となった. 灌漑の事例は, 陸面モ デルに灌漑による表層土壌水分の増加が考慮されていな いことで観測データに見られない昇温が計算されたこと から逆説的に導かれたものである.しかし、一般に、陸 面モデルでは、モデル全体のバランスから、耕地の特徴 が大幅に簡略化される場合も多い。例えば、全球への適 用を想定して開発され、その後多くの陸面モデルに影響 を及ぼした SiB2 (Sellers et al., 1996) では、陸域の植生 を9種のパラメータセットで表現することとし(耕地は C3 草原と合わせて1つのパラメータセット), パラメー タの経時変化は考慮されていない(必要に応じて人工衛 星データを用いる). 他方, より小さいスケールへの適 用を前提としたいわゆる領域気象モデルでは、耕地の分 類はやや詳しくなる傾向がある. パッケージ化された領 域気象モデルとして広く使われている WRF には、灌漑 の有無や森林との混合土地利用も考慮されるオプション が用意されている (Skamarock et al., 2008). しかし, 作 物種の区別はなく、SiB2と同様に成長を踏まえたパラ メータの経時変化も標準パッケージには含まれていな い.

大気-陸面相互作用を研究する上で,面積や機能の観 点から農耕地が重要であることは上に述べたとおりであ る.陸面モデルで地表面を表現するためには目的と空間 スケールに応じた簡略化が必要ではあるが、農耕地に関 しては実態とかけ離れた仮定や表現がなされる場合も散 見される. そこで本稿では、大気一陸面相互作用におけ る農耕地の扱いについて理解を深めることを目的に、農 耕地の中でもとりわけ耕地について、そこで実際に起き ていること、およびそのモデル化に際しての課題や注意 点を論じる.筆者自身は大気-陸面結合モデルの開発や 利用に直接携わっていないため、大気一陸面結合モデル についての理解は十分ではないが、和文で類似のものが ないことから一定の役割は果たしうると考えている. な お、農業は気候のみならず文化との関わりにより非常に 多様な形態をとることから、とくに栽培体系については 筆者が直接知りうる国内の状況を想定する。本稿の内容 は、気象分野に限らず、新品種や栽培技術の大気に対す る影響の評価, 衛星リモートセンシングデータの解釈, 物質循環モデルの改良等にも役立つことを期待してい る.

2. 大気から見た耕地の特徴

陸面モデルにおけるイネ等の単年作物を栽培する耕地 の扱いについて、自然生態系と比較したときの特徴は次 の5点に集約できる.

①地表面状態の変化が速い.

- ②土壌や土壌表面が攪乱を受ける.
- ③灌漑,施肥,収穫等にともない物質の水平移動が生じる.
- ④個々の圃場について①~③のタイミングや強度が異なる.

⑤空間分布が固定されない.

①は、作物の成長が速いことと収穫等の大規模な改 変・攪乱が突発的に発生することによる、これは、特定 条件でのモデル化やシミュレーションではその耕地を十 分に代表していない可能性があることを意味する.ま た、年間を通じたシミュレーションを行う場合は、着目 する作物の作付け期間のみならず、非作付け期間や裏作 も考慮する必要がある。②は、土壌を耕したり(耕起)、 表層土壌を細かく粉砕する(砕土)ことにより生じる. 自然生態系では,森林火災等の大規模攪乱であっても, 土壌の天地返しや砕土が広範に発生することはまずな い. ③も自然状態では大規模には生じないもので、土壌 の水収支や物質収支まで考慮したい場合には定量的に把 握する必要がある. ④, ⑤は、陸面モデルを走らせるた めに、いつどこで何がどのように栽培されたか(され得 るか)を把握する必要があることを意味する.基本的に は生産者の意向が反映されるが、生産者の意思決定には 社会の経済的・政策的状況が大きく影響する. とくに⑤ は、大気-陸面相互作用を広域かつ長期的(1年以上)に 予測したい場合には注意を要する.

以下に①,②,④,⑤の要因とその実態について,従 来のモデルによる扱いを含めて紹介する.③は、メタン (CH4)や一酸化二窒素(N2O)等の温室効果ガスの発生 量や物質循環を考える上では重要であるが、それらを扱 わない一般的な陸面モデルでは必ずしも考慮する必要が 無いため本稿では省略する.

2.1 作物生育

作物は自然植生と比較して短期間に形態や機能が大き く変わるうえ,耕地には作物以外の植生が通常存在しない.そのため,作物の成長の速さが直接大気に影響する. また,形態や機能とその変化速度は,作物種や品種によっ て大きく異なる. 形態の変化で特徴的なのは、葉面積と 群落高である、単年作物は、数ヶ月の間に発芽から成熟 に達したのち、収穫によってある日突然群落が消滅する. 単年作物は最大 LAI が大きいものが多く(そのように 品種改良され、品種の最大パフォーマンスが得られるよ うに栽培されるため),単位時間当たりの変化がとくに 大きい.肥料と水分が十分であれば.発芽から3~4ヶ月 程度で最大 LAI が 6~8 m² m⁻² 程度に達するのが一般 的である.機能面では、気孔コンダクタンスや気孔の環 境応答特性が生育にともない大きく変化することが上げ られる.水稲では、群落の平均的な気孔コンダクタンス は、生育初期から生育後期にかけておおよそ半減するこ とがわかっている (Maruyama and Kuwagata, 2008; Ono et al., 2013). また、作物の形態や機能は作物種で大きく 異なる. 群落高は、トウモロコシやサトウキビでは3m 以上に達するが、同等の最大 LAI を持つダイズは最大 で1m程度である.群落構造もトウモロコシとダイズ では大きく異なる.機能面でも,個葉の平均的な気孔コ ンダクタンスの最大値(開花前後に最大となることが多 い)は作物種によって異なる.最近のメタ解析では、イ ネで 0.61 ± 0.24 mol m⁻² s⁻¹. コムギで 0.36 ± 0.13 mol m⁻²s⁻¹, トウモロコシで 0.34 ± 0.19 mol m⁻²s⁻¹が得 られている (Hoshika et al., 2018). さらに, 作物では, 形態や機能が、品種や管理によって大きく異なることも 特徴的である. 例えば、ソルガムの群落高は、子実型の 品種では1.5m程度であるのに対し、サイレージ用の品 種では3m近くに達する.また,気孔コンダクタンスに も品種間差があることが知られている. インド型イネ品 種は平均的に日本型イネ品種よりも最大気孔コンダクタ ンスが大きい傾向がある (e.g., Chen et al., 2014). さら に、灌漑や施肥の多寡によってもこれらは大きく変化す る.いずれも各作物種・品種にとって最適な範囲があり、 そこからの逸脱は生育不良を引き起こす.ただし、通常 の商業生産では灌漑や施肥は最適化されていると見なせ るため、その影響やモデル化については本稿では深く触 れないが、最適と見なせない条件を対象とする場合は作 物モデル等を用いて適切に評価する必要がある.

初期の陸面モデルでは、このような作物の特徴が考慮 されることはまれで、耕地については仮想的な作物の有 無のみが考慮されるのが一般的であった。2000年以降、 作物の成長過程を予測できる作物モデルと陸面モデルの 結合が様々なレベルで行われ、複数の作物に対応する汎 用作物モデルを結合した陸面モデルも開発されている (Gervois et al., 2004). しかし、これらは欧米で開発され たこともあり、水稲や田面水の扱いについては不十分な ところが多い. 一方, 国内で開発された陸面モデル MATSIRO (Takata et al., 2003) にはすでに精緻な水田・ 水稲モデルが開発されているが (Masutomi et al., 2016), 国内のその他の主要作物については水稲と同様の精度で の扱いに至っていない.

作物の成長過程を扱える陸面モデルを大気一陸面結合 モデルに導入し、領域気象解析まで行った事例をいくつ か紹介する.アメリカ中西部のコーンベルトを対象に大 気-陸面結合モデルで気象再現を試みた研究では、作物 の LAI を播種日や環境から予測できるモデルを組み込 むことによってより実測値に近い降水量の出力を得るこ とができた(Levis et al., 2012). 国内の水稲については、 大気-陸面結合モデルを用いて水稲栽培面積と領域気象 の関係、およびその関係が水稲収量に及ぼす影響を解析 した研究がある (Yoshida et al., 2012). ただし, この研 究では、水稲生育を予測する作物モデル (PRYSBI) がメ ソスケールモデル (JMA-NHM) に影響を及ぼさない構 造となっており、大気一陸面相互作用という観点では完 全ではない.他方、生育期間の一時期を対象にしたもの であるが、気孔コンダクタンスの異なる2つの水稲品種 の栽培と大気境界層内の気温や水蒸気圧の相互作用につ いて、陸面モデルと大気境界層モデルを結合して評価し た研究が最近発表されている (Ikawa et al., 2018).

2.2 非作付け期間,多毛作

陸面モデルで耕地を表現する際、忘れられやすいのが 非作付け期間や裏作の存在である. これらは一般的な土 地利用分類には現れないが、年間を通じたシミュレー ションでは考慮する必要がある.例えば、関東地方では 水稲作付け期間は長くて6ヶ月程度であり、残りの6ヶ 月間は休耕として裸地の状態で放置されるか裏作として 麦類が栽培される. 関東平野内に位置する熊谷市とつく ば市の近郊水田の気象環境を比較すると,冬季の気温低 下に顕著な違いがあり、その原因の一つとして熊谷市近 郊では裏作としてコムギが栽培されていることが影響し たと推察する報告もある(Kuwagata et al., 2014, 2018). さらにこの研究では、水稲苗の移植の10日ほど前から 開始される湛水が最低気温に顕著に影響することも併せ て報告されている. また, 同じつくば市近郊の単作田で は、非作付け期間の降水量が土壌水分を介して土壌有機 物の分解速度に影響を与えていることがわかっている (Ono et al., 2015). これは、年間を通じて CO₂ フラック スや CH4 フラックスを推定する際には非作付け期間の 熱収支・水収支の挙動が重要であることを意味している. 国内では「水田フル活用」と呼ばれる施策のもと、水 田で麦類,ダイズ,飼料作物を作付けすることが推奨さ れている.とくにダイズは転換畑として夏季に水田を畑 として利用するため,地表面は明らかに水田と異なる特 徴を持つ.ところが,国内で多用される国土数値情報の 土地利用細分メッシュデータはあくまで土地利用図であ り,どのような作物が栽培されていても水田は「田」と して分類される.水田で水稲以外を栽培する事例は比較 的大規模な経営体においてブロックローテーションの一 環として実施されることが多く,今後農地の集約化や大 規模化でブロック面積が拡大したり,空間解像の高いシ ミュレーションを行うことがあれば考慮する必要が出て くる可能性もある.

国内に限らず積雪地域では、非作付け期間の多くが雪 面となる.このような地域でシミュレーションを行う 際、積雪や融雪のタイミングが他の土地利用と異なる場 合は積雪を明示的に扱う必要がある.とくに畑地では、 積雪期間の長さが夏季の地温や土壌水分に大きく影響す るため、作付け期間のみを対象とする場合であっても冬 季の積雪状況に関する前歴が重要である.また、気候変 動にともないわが国でも積雪の量や期間が今後変化する ことが予想されており(Kawase et al. 2013)、将来気候 でのシミュレーションでは耕地でもこのことを考慮する 必要があるかもしれない.

2.3 土壌の攪乱,土壌表面の改変

一般的な作物栽培では,作付け準備として,非作付け 期間に耕起(土壌を掘り起こすこと)や砕土(表層土壌 を細かく粉砕すること)が行われる.また,ダイズや一 部の野菜では,作付け期間中にも除草等の目的で中耕と 呼ばれる耕耘(耕起と砕土を行い土壌を栽培に適した状 態に整える)が行われることもある.国内では,耕起と 砕土を同時に行うロータリー耕耘(図1)が広く行われ ているが,ロータリー耕耘の耕深は通常15 cm 程度であ るため,土壌の特性や栽培する作物によってはより深く まで耕すためにプラウ(図2)による耕起が行われる.

耕起や砕土は、大気側へは表層土壌水分や粗度長の急 激な変化となって現れる.一般的なロータリー耕耘は、 土壌表面が乾燥した状態で行われ、表面から15 cm まで の土壌が粉砕、均一化される.これにより、表層土壌水 分が一時的に増加し、土壌表面の凹凸が小さくなる(図 1).表層土壌水分の増加はアルベドの低下をともなう場 合が多い(Cresswell et al, 1993).土壌面の凹凸の変化 は粗度長の変化をともなう.ロータリー耕耘は地表面の 凹凸を解消する方向に働くが、プラウによる深耕は凹凸 を増大させる(図1,2を比較するとよくわかる).ただ



図1:ロータリー耕耘の様子.

トラクターに標準的なロータリー耕耘部を取り付け, 圃場内 をゆっくり走行することで耕起と砕土を同時に行う. 耕深 (耕す深さ) はロータリー爪の回転半径によって異なるが通 常は15 cm 程度である. 耕耘された土壌の表面は, 耕耘され ていない土壌の表面より起伏が細かく(幾何学的粗度が小さ い), 直後は相対的に高い土壌水分によって色も濃く見える (アルベドが小さい).



図2:プラウを行った直後の土壌表面. プラウ(犂)をトラクターで曳くことによりロータリー耕耘 より深くまで掘り起こすことができる.砕土効果は小さいた め、大きな土塊が表面に露出し、幾何学的粗度が大きくなる.

し、ロータリー耕耘でも、実施時の土壌水分によっては 土塊が形成され、凹凸が耕耘前より大きくなる場合もあ る.また、耕起にともなって土壌中に蓄積されていた CO₂が放出されることもある(Reicosky et al., 1997). さらに、大気側からは直接見えないが、耕起により地温 や土壌水分のプロファイルが一旦リセットされるほか、 砕土により間隙率が変化する.これは、その後の地温や 土壌水分の推移に影響を及ぼす、通気性の向上により土 壌有機物分解が促進されることもある(Dao, 1998).耕 起や砕土がアルベド、土壌水分、ガス交換等に及ぼす影 響は個別には比較的よく調べられているが、総合的に評 価された研究はほとんどない、耕起や砕土の影響は、実



図3:マルチ資材で覆われた土壌表面. マルチと呼ばれる主にポリエチレン製のフィルムで土壌面を 覆うこと(マルチング)で、地温、土壌水分、雑草・病虫害発 生、土壌飛散等を制御する.目的に応じて異なる色のフィル ムを用いる.この写真のマルチ(透明ポリエチレンフィルム) は、土壌消毒のための燻蒸を促す目的で施用されたものであ る.

施するタイミングや作業機械の特性に依存するため、土 壌物理分野や物質循環分野においても一般化やモデル化 は遅れている.陸面モデルへの導入はこれらの開発を 待ってからになると思われる.

マルチによる被覆も土壌表面の特性を大きく変化させ る、マルチは土壌表面を覆う被覆資材で、多くはポリエ チレン製のフィルム状のものである(図3).マルチで作 物苗以外の土壌表面を覆うことで, 雑草の成長, 蒸発に よる乾燥、雨の侵入による過度な湿潤化、熱の移動を制 限し、作物の成長を補助する. したがって、マルチは本 来的に地表面熱収支を改変することが目的であり、その 影響は陸面モデルでも考慮されなければならない. しか し、マルチは野菜等の園芸作物に用いられることが多く、 栽培規模の観点からイネ等の土地利用作物と比べて、大 気-陸面結合モデルで考慮する重要性は現時点では極端 に大きいとは言えない. 他方, 土地利用作物では, 収穫 時にわらが圃場に散布されることにより土壌表面が一時 的にマルチ状態になることがある(わらマルチと呼ばれ る) (図4の左側). わらマルチは収穫後最初の耕耘によ り土壌中にすき込まれるが(図4の右側),それが遅れる と数ヶ月にわたって地表面に存在する. その間,物理 的・生物的な分解によってわらマルチの特性(反射率. 粗度長,熱伝導,通気性)は日々変化する.このような 期間をシミュレーションの対象とする場合はわらマルチ の特性を考慮する必要があるが、経時変化まで含めたわ らマルチの効果を総合的に扱えるモデルはまだ開発され ていない.

耕起やマルチの他に土壌表面や土壌表層の特性を改変

図4:収穫時に散布された稲わらで覆われた地表面(左)とそれをロータリー耕耘によりすき込んだ後の地表面(右). 一般に、わらで覆われた地表面は、土壌面に比べ、アルベドが高く、蒸発効率(蒸発のしやすさ)が低い.

するものとして、堆肥や炭(バイオ炭)の施用,客土(土 壌改善等の目的で土を追加したり入れ替えたりするこ と)などが挙げられる.客土は、量によっては作土の特 性が完全に入れ替わることもある.堆肥は土壌特性を変 化させるほか、黄色土のように色の薄い土壌に投入した 場合はアルベドを低下させる効果がある.炭も同様にア ルベドを低下させる効果があり (Genesio et al., 2012), 国内では従前から融雪促進や土壌改良に用いられている ほか、近年海外では炭素隔離の目的で大規模に施用され る事例が見られる.しかし、わらマルチと同様にその効 果は耕起や分解の影響を受けるほか、すき込みによって 土壌の理化学性を変化させる効果もある.わらマルチと 同様に、これらを総合的に評価できるモデルの開発、お よびそれらの陸面モデルへの組み込みは今後の課題であ る.

2.4 作目や管理の空間分布

大気一陸面結合モデルを面的に適用するためには、地 表面状態の空間分布についての情報が必要となる。地表 面状態の空間分布については、リモートセンシングデー タがよく用いられる。2000年代中盤以降は、2 機体制と なった MODIS (NASA が開発した中解像度分光セン サー)により全球で1日2回の観測が可能となり、それ らのデータを活用したシミュレーションも多く見られ る。しかし、MODIS の標準的なプロダクト (MOD12) では、従来型の土地被覆カテゴリーが踏襲されており、 耕地は「croplands」または「cropland/natural vegetation mosaic」のみとなっている。水田と畑は区別されず、 同じ畑でトウモロコシとダイズが輪作されていても区別 はない、国内では、耕地一区画の面積が小さいため、 MOD12 (解像度は 500 m)より国土数値情報の土地利用 細分メッシュデータ(解像度は100m)が用いられるこ とが多い.しかし,前述のように,土地利用細分メッシュ データにおいても,耕地は「田」と「その他の農用地」 が区別されているのみで,作目(作物種)や管理の情報 は含まれていない.

ある大気状態を大気―陸面結合モデルで再現したい場 合に必要となるのは、本質的には土地の利用形態を表す 土地利用ではなく、実際その土地が何に覆われているの かを表す土地被覆の情報(マップ)である.しかし、土 地被覆マップは、耕地の分類が土地利用マップと同じか むしろ粗いものが多く, 現時点で耕地に関しては土地被 覆マップの優位性は低い. 国内では JAXA が, 陸域観 測技術衛星2号 (ALOS2) の可視近赤外域センサー (AVNIR-2)のデータに基づいて国内の 2006~2011 年 の平均的な土地被覆を解像度 30 m (内部的には 10 m) で推定したマップ(「高解像度土地利用土地被覆図」)を 提供しており(橋本ほか,2014),分類は土地利用細分メッ シュと同等のものとなっている. 作目や管理の情報は, 各国政府が提供している統計データが最も信頼性が高 い. 国内の CH4 発生量を推計した研究では、気象庁の地 域区分と土壌マップを基礎として,作付けや圃場整備状 況等に関する統計データを国内136 ゾーンに按分した マップを構築し、そこに物質循環モデルの一つである DNDC-Rice を適用することで信頼性の高い値を得た (Hayano et al., 2013; Katayanagi et al., 2016). 現時点で は主な統計データの取りまとめ単位が市町村レベルの行 政区分であるため、大気-陸面結合モデルへ適用するに は空間分解能が問題となるが、耕地特性の面的な把握と いう観点では考慮に値する手法である.

3. 耕地を表現する地表面パラメータの特徴

陸面モデルでは、LAI、群落高、粗度長、アルベド、気 孔コンダクタンス等のいわゆる地表面パラメータの大小 によって植生の種類や量を表現する.耕地を対象とする 場合も同様で、作物種の違い、作物の有無、作物の量や 状態は地表面パラメータによって表現される.

陸面モデルは、地表面パラメータの種類や数にその特 徴が現れる.植生地の陸面モデルは、植物群落を表現す る層数によって、単層モデル、2層モデル、多層モデルに 大別される.それぞれでエネルギーやガスの交換が行わ れる層の数が異なり、単層モデルでは土壌と合わせて1 層、2層モデルでは群落と土壌の2層、多層モデルでは 群落内に複数の層を想定する.単層モデルはビッグリー フモデルとも呼ばれ、群落が土壌面を十分に覆っている 条件では現実的な精度でフラックスを予測することがで きる. 群落が未発達の段階を含める場合は2層モデルが 適している. 多層モデルは複雑な群落構造を表現できる が, その分パラメータを揃える必要がある. 大気一陸面 結合モデルでは, 計算負荷を抑えるため, 単層モデルか 2層モデルが用いられることが多い. 以下ではこの2つ のモデルを想定して, 前節で述べた耕地の特徴を地表面 パラメータで表現する際に考慮すべき点や課題を概説す る. なお, 2層モデルについては本巻の桑形恒男氏の解 説も参照されたい.

3.1 放射に関するパラメータ

一般的な陸面モデルにおいて,作物群落の日射吸収と 大気放射吸収に関する主たるパラメータは,LAIと吸光 係数である.いずれも成長にともない変化する (Maruyama et al., 2007).成長の推定は従来の作物モデ ルが得意とするところであり,作物モデルとの結合が精 度向上の最短ルートと考えられる.ただし,一般的な作 物モデルで計算されるのはLAIのみで,吸光係数は定 数とするか別途与えられる場合が多い.生育期間後半の 老化にともなう群落構造の変化についてはモデル化に至 るための実測例が圧倒的に不足している.

3.1.1 葉面積指数(LAI)

LAIは、陸面モデルで植生を扱う上で最も重要なパラ メータである.吸収日射量や粗度長は基本的に LAIの 関数で表される.LAIは、播種時には0m²m⁻²で、通 常の作物は開花頃に最大となる.最大になるまでの期間 は夏作物では2~3ヶ月であるが、秋まきコムギは5ヶ月 程度要する、最大LAIは、作物種、環境、施肥によって 大きく変わるが,吸収日射量や粗度長に対する感度は LAI に対して対数的に増加するため、陸面モデルでは最 大LAIよりも生育初期のLAI 増加速度が重要となる. 開花以降は、葉は群落下部から徐々に枯死する、枯死し た葉は生理的な機能を失うが、運動量吸収や日射吸収に は寄与する. そのため、この時期は、活性が失われてい ない緑色葉のみをカウントした Green LAI (GLAI) を区 別して用いることがある. イネ科作物では子実部(穂) が群落の上部に位置するものが多く、それらも少なから ず運動量や日射の吸収に寄与する.しかし、子実部がど の程度の LAI に相当するのかは十分に調べられておら ず. 一般化したモデルやデータセットの構築は今後の課 題である.

3.1.2 吸光係数

LAIと日射吸収割合を関係づけるパラメータが吸光 係数である.吸光係数は群落内の葉の傾きと分布,なら びに個葉の波長特性に関係している.イネとダイズは対 照的で,イネは吸光係数が比較的小さく,群落の下部ま で日射が透過する性質がある.一方ダイズは,葉が水平 に近い角度で隙間なく分布することから吸光係数が大き く,ほとんどの日射が群落上部で吸収される.なお,ダ イズを含めたマメ科作物は向日運動(太陽の位置によっ て葉の向き・角度が変化する)を行うため,太陽位置と 吸光係数の関係を定式化する際は注意が必要である.吸 光係数も成長にともなって変化(増加)することが知ら れており,それを適切に再現することが重要である.し かし,LAIと同様に,老化にともなう個葉形態や日射吸 収特性の変化は肥料条件や生育環境に依存する部分が大 きいため,モデル化が遅れている.

3.1.3 土壌面のアルベド

土壌面のアルベドは、非作付け期間と、作付け期間中 の群落が閉じるまでの期間は熱収支に大きく影響する. 土壌表面のアルベドには、表面のテクスチャや微起伏お よび表層土壌水分が影響する. 国内の代表的な土壌にお けるアルベドと表層土壌水分の関係は、陸面モデルで利 用しやすい形で定式化されている(福本・小川, 1996). 一方、耕起とアルベドを関連づけた研究は数が少ない. 海外では数例見られるが (e.g., Matthias et al., 2000), 国 内ではまだ行われていないものと思われる、土壌や耕起 方法は国や地域で異なるため、国内でも同様の研究が行 われることを期待したい. 定性的には、アルベドは、耕 起で生成される起伏により低下し、 砕土による均平化で 上昇するが、その程度は太陽高度にも依存する. 土壌の 表面形状と反射特性の関係はある程度の定式化が可能で あるため (Irons et al., 1992), 耕起と土壌表面形状との 関係が明らかになれば、耕起とアルベドのより頑健な定 式化が可能になるものと思われる.

3.2 乱流輸送に関するパラメータ

単層モデルと2層モデルで多く採用されるバルク式型 のモデルでは、接地境界層内の輸送速度(空気力学的コ ンダクタンスとも呼ばれる)を支配するパラメータとし て粗度長と地面修正量(ゼロ面変位とも呼ばれる)が重 要である.これらもやはり成長にともなって大きく変化 する.

3.2.1 地面修正量,群落高

バルク式を採用する大気-陸面結合モデルにおいて は、地面修正量は、大気最下層の代表高さから群落まで の距離を定めるためのパラメータとなる.地面修正量は 群落高との比で表したときの特徴が古くから調べられて おり、多くの陸面モデルでその比が使われている、地面 修正量と群落高の比は、定数とする場合は0.6~0.7が 用いられ、より詳細なモデル (Sellers et al., 1996; Watanabe, 1994) では個葉の抵抗係数と LAI の積で表 される. 土壌面では通常, 地面修正量, 群落高ともに0 であるが、非作付け期間でも収穫後の刈り株が大きい場 合には考慮する必要がある. なお. 作物は森林に比べ群 落の形状が変化しやすいため、高風速時に群落高が減少 し、それにともなって地面修正量も減少する(真木ほか、 1968). また, 地面修正量と群落高の比自体も風速によっ て変化(減少)することがある(Legg et al., 1981). これ らは、1 グリッド内の地表面がすべて作物群落で覆われ るような場合や強風条件下では大気-陸面結合モデルで も考慮する必要があるかもしれない.

群落高は、2.1 で述べたように、作物の成長にともなっ て変化し作物種によっても大きく異なるため、LAIと同 様に作物モデルを利用した推定が第一候補となる。しか し、すべての作物モデルで群落高が出力されるわけでは ない. 例えば、CERES を結合した大気一陸面結合モデ ルによる領域気象解析の研究では, 群落高は別のモデル を用いて推定されている (Tsvetsinskaya et al., 2001). 国内で広く普及している水稲生育モデル SIMRIW (Horie et al., 1995) やその派生モデルでは、群落高は内 部的にも計算されない構造となっている. これは, LAI がほとんどの作物モデルで予測されることと対照的であ る.LAIが群落光合成量に直接影響するのに対し、群落 高は生育予測そのものに直接影響を及ぼさないことか ら、作物モデルで積極的に考慮されてこなかったものと 思われる.また、群落高が考慮されているモデルでも、 その検証はLAIに比べると軽んじられる傾向がある. しかし、近年は倒伏や洪水影響の観点で群落高のモデル 化が見直される動きもあり(Confalonieri et al., 2011; Liu et al., 2018), 今後の進展が期待される. なお, 前述の Masutomi et al. (2016) では、群落高は LAI の関数で表す こととし、出穂前後でその関係が変わることを考慮する ことにより移植から成熟までの植生高の連続的な算出を 可能とした.

3.2.2 粗度長

粗度長は、バルク輸送係数を求める際の地表面側の境

界に当たり,地表面付近の複雑な輸送過程が押し込めら れたパラメータである.基本的には,地表面の凹凸(幾 何学的粗度)と対応する.単層モデルや2層モデルの群 落層については,地面修正量と同様に群落高とLAIの 関数で表されることが多い.ただし,この関数の適用に 当たっては,栽植密度を含めたバルクな群落構造が,そ の関数の適用条件と大きく外れていないことが前提とな る.また,地面修正量にも当てはまることであるが,と くに生育の後半は,今後老化による群落構造変化に関す る知見が蓄積されることで,異なる関係式,モデルが提 示される余地がある.加えて,粗度長は地面修正量と同 様に高風速時に減少する傾向がある.

非作付け期間や作付け期間中の土壌面の粗度長は、従 来一定値が与えられることが多かったが、例えば水田に おいては、本巻の石田祐宣氏、丸山篤志氏の解説で示さ れているように耕起や田面水位の上下によって変化す る. このことは、陸面モデル内の地温や水温の予測には もちろん大きな影響を及ぼすが、大気一陸面結合モデル の中では他の誤差に埋もれる可能性もあるため、考慮す るか否かは目的に応じて判断する必要がある.

以上は主に運動量輸送の粗度長(z_0)を念頭に置いた ものであるが、粗度長は顕熱輸送(z_T)や潜熱輸送(z_q) についても個別に定義されるものであり、これらは通常 z_0 と一致しない. z_T と z_q は、群落層については、 z_0 の場 合と同様に、個葉の交換係数とLAIから推定する方法 が利用されることが多い.他方、土壌面については、半 理論的に決められた粗度長の対数比($kB^{-1} = \ln(z_0/z_T)$) を使って求める方法があるが、耕起後の凹凸の大きい土 壌面にどの程度適用できるのかはわかっていない. z_T と z_q は、原理的に交換面の effective な温度と水蒸気圧 が必要となることから、 z_0 に比べて実測から求めること が格段に難しい.そのため、難易度の高い(不確実性が 高い)測定に依存しない推定法や新たなモデルフレーム ワークの開発が待たれる.

3.3 作物生理に関するパラメータ

陸面モデルの作物生理に関わるパラメータは,通常の エネルギー輸送を考える上では群落の蒸発(蒸散)のし やすさに関するパラメータのみとなる.このパラメータ の表現方法は陸面モデルによって様々であるが,最終的 には作物の気孔開度(気孔コンダクタンス)と関連づけ られているものがほとんどである.気孔コンダクタンス のモデル化にも長い歴史があるが,決定版といえるもの はなく,用途に応じて使い分けられている(Damour et al., 2010).気孔コンダクタンスの日変化を表したい場合 は、作物内部の状態よりも日射や飽差等の外部環境に関 係づけられることが多い。他方、季節変化を表したい場 合は、必然的に作物の成長と関係づけられる必要がある、 陸面モデルではこれまで主に前者の関係が用いられてき たが、長期的な予測においては後者も考慮されるように なりつつある (Levis et al., 2012). ただし, 作物の老化 にともなう種々の変化とそのモデル化については、形態 面のみならず機能面でも研究が遅れているところであ り、気孔コンダクタンスも例外ではない、現時点では、 葉の窒素量の低下に応じて気孔コンダクタンスを低下さ せるモデルが最もメカニスティックと考えられるが、老 化により群落内の窒素量分布も変化するため、従来の単 層モデルや2層モデルでは扱いづらい.また,生育後半 の群落の窒素動態については不明なところも多い. 老化 はそれまでの成長過程の蓄積であるため、同一品種で あっても環境や管理の微妙な違いが反映されやすい. ま ずは、これら老化の扱い方の差異がどの程度大気に影響 を及ぼすのかを仮想実験(計算)により明らかにするこ とが必要と思われる.

4. 耕地を対象とした陸面モデルの方向性

これまで述べたように、大気一陸面結合モデルで耕地 を扱うためには、作物の急速な成長や耕起等にともなう 地表面パラメータの経時変化をどのようにモデル化する かが重要であり、さらにこれを面的に適用することを想 定した場合には複数の作目(作物種)を同じフレームワー クで取り扱えることやその基盤となる土地被覆や管理の マップの精度が鍵となることを述べた.以下にこれらの 課題に対する将来展望を記して本稿の結びとしたい.

作物成長過程を扱うモデルとしては、いわゆる作物モ デルがあり、2000年以降、作物モデルと陸面モデルの結 合が様々なレベルで行われていることは先述の通りであ る.今後は、個別に結合モデルを構築することよりも、 すでに汎用作物モデルが結合された陸面モデルをプラッ トフォームとして未考慮の作物を加えていくことが効率 的と思われる.これらは欧米で開発されたこともあり、 水田や水稲の成長過程については対応が不十分なところ が多く、国内の研究者の貢献が期待されるところである. また、並行して、生育後半の群落形状や生理パラメータ のモデル化研究は計測を含めて進める必要がある.作物 モデル側においても、作物の温度環境や水利用の再現に おいて陸面モデルとの結合はメリットが大きいため、結 合モデルを相互に利用できる環境が整えられれば効果的 にモデルの高度化や精緻化が図れる可能性がある.

一方で、作物モデルと陸面モデルの結合は、作付け期 間のシミュレーションには有効であるが、非作付け期間 の課題解決には直接つながらない。作物モデルの主眼は 作付け期間である.非作付け期間を精緻に扱うために は、2.3 で述べたように、耕起やわらマルチが地表面パ ラメータに及ぼす影響の評価とモデル化が急務である. 土壌プロセスを主な対象とする物質循環モデルは、通年 の適用を前提としており、耕起を考慮できるものもある (Li, 2000). しかし,物質循環モデルでは粗度長やアル ベドといった陸面モデルに必須のパラメータは内部的に も考慮されていないため、モデルの単純な結合は難しい と思われる。物質循環モデルに陸面モデルの要素を取り 入れることから開始し、そのエッセンスを陸面モデルに フィードバックするという方向性をここでは提案してお きたい、物質循環モデルと陸面モデルの結合は、作物モ デルの場合と同様に双方に大きなメリットがある.物質 循環モデルでは、モデル内の様々な生物・化学反応速度 に用いられる地温がより精緻に推定できることになる. 陸面モデルでは、肥料成分の動態、N2OやCH4等の温室 効果ガスも予測できることになり、適用環境や用途の幅 が広がる.

作付けや施肥量等の管理の面的な情報(マップ)は, 大気-陸面相互作用研究のみならず, 収量推定, 温室効 果ガス排出量推定のほか、社会科学分野も含めて様々な 分野で高いニーズがある.しかし、日本国内でさえもこ のようなマップは未だ作成されていない. 大気-陸面相 互作用研究の関心の中心は、やはり、異なる特性を持っ た地表面の空間配置が大気に及ぼす影響である.土地被 覆の把握にはリモートセンシングデータの活用が最も直 接的である. 地表面パラメータをリモートセンシングか ら直接得ることができれば、土地被覆推定のステップを 省くことができる.しかし、それでもなお、何がどのよ うに栽培されている中でのその地表面パラメータの値な のかを知ることは将来予測の観点で重要である。例え ば、前述した JAXA が提供する高解像度土地利用土地 被覆図がより高頻度に作成されれば、その動態と統計 データとを組み合わせた機械学習的アプローチにより, 予測につながる土地被覆動態モデルを作成することも可 能かもしれない.他方、1グリッド内に複数の土地被覆 が存在した場合の扱いについても研究を深める必要があ る.現在は、各土地被覆のフラックスを面積で按分する 方法、あるいは構成する土地被覆をコンポジットした地 表面パラメータからフラックスを算出する方法が用いら れることが多いが、どちらも直接的な検証が難しいこと から甲乙つけがたい.いずれにしても、この問題は、地

表面パラメータをどこまで精緻化すべきかという問いと 併せて考えていくべきものである.耕地の特徴を地表面 パラメータに反映させるための研究を進める上では,目 的に応じた時空間解像度の土地被覆や栽培管理情報が得 られるのか,得られた場合のモデルの精度は十分か,と いう基本的な問いを忘れずにバランスよく突き詰めてい くことが重要と思われる.

参考文献

- Bonan, G. B. (2001) Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the Midwest United States. J. Clim., 14, 2430–2442.
- Chen, C. P., H. Sakai, T. Tokida, Y. Usui, H. Nakamura and T. Hasegawa (2014) Do the rich always become richer? Characterizing the leaf physiological response of the high-yielding rice cultivar Takanari to free-air CO₂ enrichment. *Plant Cell Physiol.*, **55**, 381–91.
- Confalonieri, R., S. Bregaglio, A. S. Rosenmund, M. Acutis and I. Savin (2011) A model for simulating the height of rice plants. *Eur. J. Agron.*, 34, 20–25.
- Cresswell, H. P., D. J. Painter and K. C. Cameron (1993) Tillage and water content effects on surface soil hydraulic properties and shortwave albedo. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 816–824.
- Damour, G., T. Simonneau, H. Cochard and L. Urban (2010) An overview of models of stomatal conductance at the leaf level. *Plant. Cell Environ.*, **33**, 1419–1438.
- Dao, T. H. (1998) Tillage and crop residue effects on carbon dioxide evolution and carbon storage in a Paleustoll. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62**, 250–256.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (2016) FAOSTAT statistics database.
- 福本昌人,小川茂男(1996)各種の裸地土壌におけるアルベ ドと分光反射率の土壌水分依存性.水文・水資源学会誌, 9,92-95.
- Genesio, L., F. Miglietta, E. Lugato, S. Baronti, M. Pieri and F. P. Vaccari (2012) Surface albedo following biochar application in durum wheat. *Environ. Res. Lett.*, 7, 014025 (8pp).
- Gervois, S., N. de Noblet-Ducoudré, N. Viovy and P. Ciais (2004) Including croplands in a global biosphere model: methodology and evaluation at specific sites. *Earth Interact.*, **16**, 1–25.
- 橋本秀太郎,田殿武雄,小野里雅彦,堀雅裕,塩見慶(2014) 多時期光学観測データを用いた高精度土地被覆分類手法の 開発.日本リモートセンシング学会誌,**34**,102-112.
- Hayano, M., T. Fumoto, K. Yagi and Y. Shirato (2013) Nationalscale estimation of methane emission from paddy fields in Japan: Database construction and upscaling using a process-based biogeochemistry model. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **59**, 812–823.

- Horie, T., H. Nakagawa, H. G. Centeno and M. J. Kropff (1995)
 The rice crop simulation model SIMRIW and its testing. In: Matthews, R. B., M. J. Kropff and D. Bachelet (eds)
 Modeling the Impact of Climate Change on Rice Production in Asia, 51–66. CAB International, Oxon.
- Hoshika, Y., Y. Osada, A. de Marco, J. Peñuelas and E. Paoletti (2018) Global diurnal and nocturnal parameters of stomatal conductance in woody plants and major crops. *Glob. Ecol. Biogeogr.*, 27, 257–275.
- Ikawa, H., C. P. Chen, M. Sikma, M. Yoshimoto, H. Sakai, T. Tokida, Y. Usui, H. Nakamura, K. Ono, A. Maruyama, T. Watanabe, T. Kuwagata and T. Hasegawa (2018) Increasing canopy photosynthesis in rice can be achieved without a large increase in water use -A model based on free-air CO₂ enrichment. *Glob. Chang. Biol.*, 24, 1321–1341.
- Irons, J. R., G. S. Campbell, J. M. Norman, D. W. Graham and W. M. Kovalick (1992) Prediction and measurement of soil bidirectional reflectance. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **30**, 249–260.
- Kanae, S., T. Oki, K. Musiake, S. Kanae, T. Oki and K. Musiake (2001) Impact of deforestation on regional precipitation over the Indochina Peninsula. J. Hydrometeorol., 2, 51–70.
- Katayanagi, N., T. Fumoto, M. Hayano, Y. Takata, T. Kuwagata, Y. Shirato, S. Sawano, M. Kajiura, S. Sudo, Y. Ishigooka and K. Yagi (2016) Development of a method for estimating total CH₄ emission from rice paddies in Japan using the DNDC-Rice model. *Sci. Total Environ.*, **547**, 429–440.
- Kawase, H., M. Hara, T. Yoshikane, N. N. Ishizaki, F. Uno, H. Hatsushika and F. Kimura (2013) Altitude dependency of future snow cover changes over Central Japan evaluated by a regional climate model. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 12444–12457.
- Kuwagata, T., S. Haginoya, K. Ono, Y. Ishigooka and A. Miyata (2018) Influence of local land cover on meteorological conditions in farmland: Case study of a rice paddy field near Tsukuba city, Japan. J. Agric. Meteorol., 74, 140–153.
- Kuwagata, T., Y. Ishigooka, M. Fukuoka, M. Yoshimoto, T. Hasegawa, Y. Usui and T. Sekiguchi (2014) Temperature difference between meteorological station and nearby farmland -Case study for Kumagaya city in Japan-. *SOLA*, 10, 45–49.
- Legg, B. J., I. F. Long and P. J. Zemroch (1981) Aerodynamic properties of field bean and potato crops. *Agric. Meteorol.*, 23, 21–43.
- Levis, S., B. B. Gordon, Erik Kluzek, P. E. Thornton, A. Jones, W. J. Sacks and C. J. Kucharik (2012) Interactive crop management in the Community Earth System Model (CESM1): Seasonal influences on land-atmosphere fluxes. J. Clim., 25, 4839–4859.
- Li, C. S. (2000) Modeling trace gas emissions from agricultural ecosystems. *Nutr. Cycl. Agroecosystems*, **58**, 259–276.
- Liu, F., P. Wang, X. Zhang, X. Li, X. Yan, D. Fu and G. Wu

(2018) The genetic and molecular basis of crop height based on a rice model. *Planta*, **247**, 1–26.

- Lobell, D. B., C. Bonfils and J. M. Faurès (2008) The role of irrigation expansion in past and future temperature trends. *Earth Interact.*, **12**, 1–11.
- 真木太一,高見晋一,新庄彬(1968)ソルゴー植被上に於け る風速分布式中の地面修正量と粗度長について.農業気 象,24,127-132.
- Maruyama, A. and T. Kuwagata (2008) Diurnal and seasonal variation in bulk stomatal conductance of the rice canopy and its dependence on developmental stage. *Agric. For. Meteorol.*, **148**, 1161–1173.
- Maruyama, A., T. Kuwagata, K. Ohba and T. Maki (2007) Dependence of solar radiation transport in rice canopies on developmental stage. *Japan Agric. Res. Q.*, **41**, 39–45.
- Masutomi, Y., K. Ono, M. Mano, A. Maruyama and A. Miyata (2016) A land surface model combined with a crop growth model for paddy rice (MATCRO-Rice v. 1) - Part 1: Model description. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 4133–4154.
- Matthias, A. D., A. Fimbres, E. E. Sano, D. F. Post, L. Accioly, A. K. Batchily and L. G. Ferreira (2000) Surface roughness effects on soil albedo. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64**, 1035.
- 農林水産省大臣官房統計部 (2018) 面積調查 平成 30 年耕地 面積 (7月15日現在). 作物統計.
- Ono, K., M. Mano, G. H. Han, H. Nagai, T. Yamada, Y. Kobayashi, A. Miyata, Y. Inoue and R. Lal (2015) Environmental controls on fallow carbon dioxide flux in a single-crop rice paddy, Japan. L. Degrad. Dev., 26, 331–339.
- Ono, K., A. Maruyama, T. Kuwagata, M. Mano, T. Takimoto, K. Hayashi, T. Hasegawa and A. Miyata (2013) Canopyscale relationships between stomatal conductance and

photosynthesis in irrigated rice. *Glob. Chang. Biol.*, **19**, 2209–2220.

- Reicosky, D. C., W. A. Dugas and H. A. Torbert (1997) Tillageinduced soil carbon dioxide loss from different cropping systems. *Soil Tillage Res.*, **41**, 105–118.
- Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo and L. Bounoua (1996) A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J. Clim.*, 9, 676–705.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers (2008) A description of the advanced research WRF Version 3, NCAR technical note, Mesoscale and Microscale Meteorology Division. *Natl. Cent. Atmos. Res. Boulder, Color. USA.*
- Takata, K., S. Emori and T. Watanabe (2003) Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Glob. Planet. Change*, **38**, 209–222.
- Tsvetsinskaya, E. A., L. O. Mearns and W. E. Easterling (2001) Investigating the effect of seasonal plant growth and development in three-dimensional atmospheric simulations. Part I: Simulation of surface fluxes over the growing season. J. Clim., 14, 692–709.
- Watanabe, T. (1994) Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Boundary-Layer Meteorol.*, **70**, 13–35.
- Yoshida, R., T. Iizumi, M. Nishimori and M. Yokozawa (2012) Impacts of land-use changes on surface warming rates and rice yield in Shikoku, western Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 39, 1–5.

農耕地における地表面交換係数

石田祐宣

2019年1月7日受付, 2019年1月17日受理

農耕地と大気間における運動量や熱・水蒸気等の輸送過程を理解することは,作物生育に適した環 境の保全や,周辺の微気候に与える影響を予測する上で大変重要である.本解説では農耕地に焦点を 当て,大気陸面間で交換される運動量や熱・水蒸気等を定量的に評価するために欠かせない交換係数 について,定義や特性,導出方法を含めて紹介する.交換係数の決定要素は,地表面の粗度とゼロ面 変位,そして大気の安定度である.農耕地において,地表面の粗度とゼロ面変位は植生高と葉面積指 数の関数として表すことが可能である.ただし,水面のように滑らかな地表面や微風時の交換係数の 扱いには注意が必要である.

Exchange coefficients over agricultural land surface

Sachinobu Ishida¹

Understanding the transport processes of momentum, heat and water vapor between the agricultural land surface and the atmosphere is highly important for controlling cultivation environments and predicting surrounding microclimate. I introduce the exchange coefficients of momentum, heat and water vapor between the agricultural land surface and the atmosphere, including their definitions, characteristics and derivation methods. The determinant factors of the exchange coefficients are roughness lengths, zero-plane displacement height, and stability of the atmosphere. In the case of agricultural land surface, the roughness lengths and the zero-plane displacement height can be expressed as a function of vegetation height and leaf area index. It must be noted that the exchange coefficients of smooth surface and/or under natural convective conditions have characteristics different from other conditions.

キーワード:交換係数, 乱流輸送量, 粗度長, 熱収支, 自然対流 Exchange coefficients, Turbulent flux, Roughness length, Heat balance, Natural convection

1. はじめに

太陽から放射されたエネルギーは,一旦地表面で受け 止められてからその一部が大気を加熱し,大気を動かす 原動力となる.また,降水は地表面に到達した後,地

連絡先
石田 祐宣
弘前大学大学院理工学研究科
〒036-8561 青森県弘前市文京町3
Tel. 0172-39-3621
e-mail:ishida@hirosaki-u.ac.jp
1) 弘前大学 大学院理工学研究科
Graduate School of Science and Technology, Hirosaki
University, Hirosaki, Japan

中/水中に浸透する分と蒸発して再度大気へ還元される 分に分配される.一方で空気は粘性流体であるため,地 表面から絶えず摩擦力を受ける.特に陸面は海面等の水 面に比べ多様であり,土地利用により大気に与える影響 も様々である.その中で農耕地は植生地の一種に分類さ れるものの,人為的に管理されているため自然の植生地 と異なり特殊な環境と考えられる.農耕地と大気間にお ける運動量や熱・水蒸気等の輸送過程を理解することは, 作物生育に適した環境の保全や,周辺の微気候に与える 影響を予測する上で大変重要である.本解説では農耕地 に焦点を当て,大気陸面間で交換される運動量や熱・水 蒸気等を定量的に評価するために欠かせない交換係数に ついて,定義や導出方法を含めて紹介する.

2. 交換係数の定義と特性

2.1 地表面の熱収支

まず,大気陸面間の熱交換について考える.一般的に 地表面の熱収支式は次式で表される.

$$(1 - \operatorname{ref})S + \varepsilon(L - \sigma T_{s}^{4}) = H + lE + G$$

$$(1)$$

ここで, ref ε はそれぞれ地表面のアルベド (日射に対 する反射率)と射出率(植生地はほぼ1とみなせる),S とLはそれぞれ地表面に到達する全天日射量と大気放 射量(長波放射量), Ts は地表面温度, σはステファン・ ボルツマン定数である。 左辺全項の総和を正味放射量 Rn と呼ぶことが多く, 地表面に与えられる熱エネルギー と考えることができる、この熱エネルギーは、右辺の各 項に分配される. H, IE はそれぞれ主に対流によって地 表面から大気へ輸送される顕熱・潜熱,Gは地中への伝 導熱である. 潜熱輸送量 IE は, 地表面からの蒸発量 E に単位質量あたりの蒸発の潜熱1を掛けることにより表 されている.地表面の特性に依存しない全天日射量 S と大気放射量 L が同じであったとしても、地表面の特性 (アルベド, 地表面の湿潤度, 地表構成物の熱的特性) や 気象条件(気温、湿度、風速)により各項に分配される エネルギー量は大きく異なる.特に顕熱輸送量 H は大 気の加熱量であり、潜熱輸送量 IE は熱に換算されてい るが蒸発量 E は大気の加湿量に相当し、これら2項が 直上の大気に与える影響は大きい.

2.2 バルク式による顕熱・潜熱輸送量の表記

顕熱と潜熱の輸送は対流を伴う拡散によって行われ る.対流を生じる要因は大きく分けると、水平風速の鉛 直勾配(流体力学の分野では機械的作用と呼ぶ)による 部分と、温度(密度)差が起因となった浮力による部分 に分類され、実際の対流に両要因は混在しうる.前者の 要因が勝っているときの対流を強制対流、後者が勝る場 合を自然対流と呼ぶ.顕熱と潜熱の輸送は、対流におけ る機械的作用(強制対流)の強さの指標となる水平風速 Uと輸送(拡散)される物理量の差との積にほぼ比例す る.このような概念の下、顕熱・潜熱輸送量 H, IE を表 す式をバルク式と呼び、次のように表す.

$$H = c_{\rm p} \rho C_{\rm H} U (T_{\rm S} - T) \tag{2}$$

$$lE = l\rho C_{\rm E} U\{q_{\rm SAT}(T_{\rm S}) - q\} = l\rho\beta C_{\rm H} U\{q_{\rm SAT}(T_{\rm S}) - q\} (3)$$

ここで c_p は空気の定圧比熱, ρ は空気の密度, T_s は地表 面温度, $T \ge q$ は大気の温度(気温)と比湿, q_{SAT} (T_s) は T_s における飽和比湿, β (=0~1)は蒸発効率である. そして $C_{\rm H}$ と $C_{\rm E}$ が顕熱と潜熱に対するバルク輸送係数 であり、今回主に解説する交換係数である. $C_{\rm H}$ と $C_{\rm E}$ は 自由水面(β =1)においては同一の値となるので、本解 説では $C_{\rm H}$ を中心に説明する. $C_{\rm H}$ は定数ではなく、地表 面状態や気象条件により異なる値を取る. また、風速が 弱い場合は風速 U との積 ($C_{\rm H}U$, $C_{\rm E}U$)を一つの係数 (交 換速度)として扱うこともある.

2.3 種々の交換係数とバルク輸送係数の関係

既往の交換係数に関する研究を遡ると,熱輸送に関してはニュートンの冷却法則(Newton, 1701)に行きつく. オリジナルの表現では物体から失われる熱となっている が,これはすなわち顕熱輸送量のことであり,次式で表 される.

$$H \propto (T_{\rm S} - T) \tag{4}$$

Newton (1701)では, *T*sを物体の温度, *T*を周囲の温度 としている.式(4)の比例係数が広義の交換係数の原型 となる.ただし, Newton (1701)が発表された段階では 式(4)の検証が行われておらず, 1800年代に入ってから 伝熱工学の分野で検証および交換係数の定量評価が行わ れはじめた.

蒸発に関しては, Dalton (1802) が自由水面からの蒸発量 E を定式化している.水面温度における飽和水蒸気圧 e の差に比例し,次式のように表される.

$$E = C(e_{\rm s} - e) \tag{5}$$

ここで, Cは空気力学的コンダクタンスであり, 広義の 交換係数の原型である.後に, Cは風速の関数になるこ とが様々な地表面上で検証されている(例えば, Rohwer, 1931; Sverdrup, 1937; Penman, 1948).

上記のような経緯より,地表面から輸送される顕熱・ 潜熱輸送量をそれぞれ

$$H = c_{\rm p} \rho g_{\rm H} (T_{\rm S} - T) \tag{6}$$

$$lE = l\rho g_{\rm E} \{ q_{\rm SAT}(T_{\rm S}) - q \}$$

$$\tag{7}$$

または,

$$H = c_{\rm P} \rho \frac{T_{\rm S} - T}{r_{\rm H}} \tag{8}$$

$$lE = l\rho \frac{q_{\text{SAT}}(T_{\text{S}}) - q}{r_{\text{E}}} \tag{9}$$

のように表すこともある.ここで, gH, gE はそれぞれ顕 熱・潜熱輸送に関するコンダクタンス(交換速度), rH, rcは抵抗である.自由水面ではない土壌からの蒸発や, 植物葉面が光合成時に気孔から蒸散を行う場合,それぞ れ土壌の乾燥度や気孔の開口度が影響を及ぼすため,式 (6)~(9)の形式が適する場合がある.植物生理が関わる 気孔コンダクタンスについては,本巻の桑形恒男氏ほか や小野圭介氏の解説を参照して欲しい.

伝熱工学の分野において,式(4)の比例係数を熱伝達 率h (convective heat transfer coefficient) と呼び,流体 力学の理論と数多くの実験により定量評価が行われてき た.熱伝達率hは式(2)中の $c_{PO}C_{H}U$ もしくは式(6)中の $c_{PO}g_{H}$ に相当する.理論・実験両側面から見つけられた アナロジーにより,実験結果は下記の無次元量で整理さ れた.

Nu=
$$\frac{\ell h}{\kappa}$$
 : ヌッセルト数 (10)

Re=
$$\frac{U\ell}{\nu}$$
 : レイノルズ数 (11)

$$Gr = \frac{gb'\ell^3(T_s - T)}{\nu^2} : グラスホフ数$$
(12)

$$\Pr = \frac{\nu}{\kappa}$$
 : プラントル数 (13)

Ra=Gr•Pr : レイリー数 (14)

ここで, ℓは対流の代表的長さスケール, κ は流体の熱伝 導率, ν は流体の動粘性係数, g は重力加速度, b'は流体 の体積膨張率である. Nu は対流を含めた熱伝達と熱伝 導の比で, 無次元化された熱伝達率である. Re は慣性 力と粘性による摩擦力の比で, この値が臨界値を超える と流れは層流から乱流へ移行する. 実験結果は, 強制対 流の場合と自然対流の場合に大きく分けられる. これら の実験は, 気象学にとっては比較的小さな空間スケール を対象として行われたものであるため, 屋外スケールで の検証が必要である.

屋外のスケールで風が強い場合は,浮力が相対的に弱 く強制対流でかつ乱流状態の条件が当てはまる.このよ うな条件においては,

$$Nu \propto Pr^n Re^m$$
 (15)

と表すことができ、Colburn (1964) によるとn=1/3、 m=0.8である.またReが大きくなるに従い、mの値 がやや大きくなる傾向があることより、NuはReに対し てほぼ比例関係にあり、熱伝達率h(つまり交換速度 $C_{\rm H}U, C_{\rm E}U$)は風速Uに比例する式(2)、(3)と調和的で ある.

一方, 同スケールで風が極めて弱い場合であっても,

流体の下方が高温で上方が低温のとき浮力が生じ自然対 流による熱輸送が生じる.このような場合,自然対流で かつ乱流状態の条件が当てはまり,

$$Nu \propto Ra^{n'}$$
 (16)

と表せる (例えば, Mikheyev, 1968; Fujii and Imura, 1972; Lloyd and Moran, 1974). 概ね Ra>10⁶ のスケールにお いては n'=1/3 であり, 熱伝達率 h は風速とは無関係で, 物体と周囲の温度差 ($T_{\rm S}-T$) の 1/3 乗に比例すること がわかる (近藤, 1994; Kondo and Ishida, 1997). 繰り返 しになるが, ある程度風速 Uが弱い条件となった場合 に熱伝達率 h (もしくは交換速度 $C_{\rm H}U$, $C_{\rm E}U$, コンダク タンス $g_{\rm H}$, $g_{\rm E}$) が必ずしも0に漸近しないことに注意が 必要である.

3. 交換係数の導出方法

3.1 交換係数を求めるために必要な観測

ここでは、バルク輸送係数 $C_{\rm H}$, $C_{\rm E}$ を観測により求め る方法を紹介する. $C_{\rm H}$, $C_{\rm E}$ を求めるためには、式(2)、 (3)中の $C_{\rm H}$, $C_{\rm E}$ 以外の変数と係数を全て求める必要が ある. 右辺のうち重要な測定項目は基準高度における U, T, q および地表面の $T_{\rm S}$, $q_{\rm SAT}$ ($T_{\rm S}$)である. その他、 $c_{\rm P}$ は定数であり、 ρ は気温、気圧、水蒸気圧の関数、l は 気温の関数である. 左辺の H, lE については、次に示す 渦相関法(渦共分散法)で測定する.

$$H = c_{\rm p} \rho \overline{w'T'} \tag{17}$$

$$lE = l\rho \overline{w'q'} \tag{18}$$

ここで, wT, wq はそれぞれ鉛直風速 $w \ge T$ (正確に は温位 θ), $w \ge q$ の共分散値である. この方法で H, IEを求めるには, w, T, q の瞬時値を 10 Hz 以上の短い周 期で測定する必要があるため, 一般的には超音波風速温 度計や赤外線ガス分析計等を使用する(タワーフラック ス観測マニュアル編集委員会, 2012).

ただ,上記の方法により求めたバルク輸送係数は地表 面状態や気象条件によって大きく異なる.バルク輸送係 数の性質を理解するためには,次に紹介するモニン・オ ブコフの相似則 (Monin and Obukhov, 1954)を用いて整 理する必要がある.

3.2 モニン・オブコフの相似則 (Monin-Obukhov similarity theory)

一般的に,地表から高度数十mまでの接地境界層内 はほぼ乱流状態にあり,大気の性質は乱流統計量によっ て表現される. Monin and Obukhov (1954) によって提 案されたモニン・オブコフの相似則は, この乱流統計量 を運動量輸送量 τ (= $-\rho w u'$;下向きの輸送を正とし, uは主風向方向の水平風速),顕熱輸送量H,浮力パラ メータ g/T_0 (T_0 は場の平均温度)の3つのパラメータ を用いた関数で一意に決定できるとするものである. こ れら3つのパラメータは接地境界層内では一定とみな し,組み合わせることで次の3つのスケール

$$u_* = \sqrt{\tau/\rho} = \sqrt{-w'u'}$$

: 速さのスケール [摩擦速度] (19)

$$T_* = -H/(c_{\rm P} \rho u_*) = -\overline{w'T'}/u_*$$

: 温度のスケール [摩擦温度] (20)

$$L = -\frac{u^{\frac{3}{2}}}{k\frac{g}{T_0} \cdot \frac{H}{c_{P}\rho}} = \frac{u^{\frac{2}{2}}}{k\frac{g}{T_0}T_*}$$

: 長さのスケール [オブコフ長] (21)

が考案された.ここでk(=0.4)はカルマン定数であり, $\tau>0$ を仮定している.u*は風速の変動の大きさの指標 で正の値を取り,T*は同様に気温変動の大きさを表す. 気象学の分野では,浮力による対流の起こりやすさにつ いて大気安定度という概念があり,下方が上方に比べ高 温で浮力が生じる状態を不安定,逆に下方が上方に比べ 低温で対流が抑制される状態を安定と呼ぶ.T*は不安 定(H>0)の時に負の値,安定の時に正の値となる.Lは安定度の指標の一つ(対流における機械的作用と浮力 による作用の比)であり符号はT*と一致するが,中立 (H=0)の時に∞で不連続となる.そこで,相似則では $\zeta=zL(z:$ 大気側の基準地上高)を安定度の指標とする ことが多い.式(19),(20)より,

$$\tau = \rho u^2 \tag{22}$$

$$H = -c_{\rm P}\rho u \cdot T \cdot \tag{23}$$

と表すことができる.また、相似的に比湿や蒸発量についても下記の通り表記できる.

$$q_* = -E/(\rho u_*) = -\overline{w q'}/u_*$$

: 比湿のスケール [摩擦比湿] (24)

接地境界層内における水平風速,気温,比湿の時間平 均値の鉛直プロファイルは,大気が中立時(*H*=ζ=0) に次式のような対数分布となる.

$$U(z) - U_{\rm S} = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z - d}{z_0} \tag{25}$$

$$T(z) - T_{\rm S} = \frac{T_*}{k} \ln \frac{z - d}{z_{\rm T}}$$
(26)

$$q(z) - q_{\rm S} = \frac{q_*}{k} \ln \frac{z - d}{z_{\rm q}} \tag{27}$$

Us は地表面における風速で0となる.ここで, z_0 , z_T , z_q はそれぞれ空気力学的粗度(一般的に粗度長と呼ばれる),気温・比湿分布に対する粗度であり,風速・気温・ 比湿の対数分布における切片である.凹凸が大きく摩擦が強い地表面では z_0 が大きい. z_T , z_q も同様の傾向があるが,地表面からの顕熱・潜熱の輸送されやすさが反映されるため z_T , $z_q=z_0$ とはならない.また, dはゼロ面変位(または地面修正量)であり,地表面を構成する粗度物体(農耕地においては植生)が密に配置されている場合に,地上高度の基準を修正する高さである.

大気が中立ではない場合,風速と気温・比湿のプロファ イルは対数分布からずれる.中立でない場合も含める と,各プロファイルは次式のような安定度Lも変数とし た関数となる.

$$U(z) - U_{\rm S} = \frac{u_*}{k} \Psi_{\rm M}(z, d, z_0, L)$$
⁽²⁸⁾

$$T(z) - T_{\rm S} = \frac{T_*}{k} \Psi_{\rm H}(z, d, z_{\rm T}, L)$$
(29)

$$q(\mathbf{z}) - q_{\mathrm{S}} = \frac{q_*}{k} \Psi_{\mathrm{E}}(\mathbf{z}, d, \mathbf{z}_{\mathrm{q}}, L) \tag{30}$$

 Ψ_{MHE} は、風速・気温・比湿の鉛直勾配に関する普遍関数 φ_{MHE}/ζ をそれぞれ区間 [$\frac{z_0}{L} \sim \zeta, \frac{Z_T}{L} \sim \zeta, \frac{Z_q}{L} \sim \zeta$] で積分したものであることから積分普遍関数と呼ばれる. Ψ_{MHE} は中立時に式(25)~(27)のような対数式になる. 中立時以外の条件を含めた具体的な関数形についてはこれまで数多くの観測的研究で明らかにされており、近藤(1994) では、不安定時については Dyer and Hicks (1970)、安定時については Kondo et al. (1978)の普遍関数が紹介されている.

3.3 バルク輸送係数の導出

モニン・オブコフの相似則を踏まえて, 観測からバル ク輸送係数を求める方法を整理する. 説明上, 運動量輸 送量のバルク式も紹介する. 式(2),(3)と同様であるが, 下向きを正とし,

$$\tau = \rho C_{\rm M} U (U - U_{\rm S}) = \rho C_{\rm M} U^2 \tag{31}$$

と表される.ここで、*C*Mは運動量に対するバルク輸送 係数である.式(28)もしくは式(25)と式(31)を組み合わ せると、

ス際の値でもある

$$C_{\rm M} = \frac{k^2}{\Psi_{\rm M}^2(z, d, z_0, L)} : 安定度にかかわらない表記 (32)$$

$$C_{\rm M} = \frac{k^2}{\left(\ln\frac{z-d}{z_0}\right)^2} \qquad : \pm \pm \pm (L = \infty; \zeta = 0) \qquad (33)$$

となり,特に中立時においては粗度長 z_0 とゼロ面変位 d がわかれば,中立時の C_M を求めることができる.また, C_M は風速の測定高度 z にも依存することがわかる.同様に,式(2),(3) とモニン・オブコフの相似則を組み合わせることにより,

$$C_{\rm H} = \frac{k^2}{\Psi_{\rm M}(z, d, z_0, L) \cdot \Psi_{\rm H}(z, d, z_{\rm T}, L)}$$
(34)

$$C_{\rm E} = \frac{k^2}{\Psi_{\rm M}(z, d, z_0, L) \cdot \Psi_{\rm E}(z, d, z_0, L)}$$
(35)

となる.中立時には,

$$C_{\rm H} = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z-d}{z_0}\right) \left(\ln \frac{z-d}{z_{\rm T}}\right)} \tag{36}$$

$$C_{\rm E} = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z-d}{z_0}\right) \left(\ln \frac{z-d}{z_{\rm g}}\right)} \tag{37}$$

となり, zo, dに加え zT,q がわかれば中立時の CHE を求 めることができる.風速と気温や比湿の測定高度が異な る場合には,式(36),(37)中にある分母の z がそれぞれ 異なるので注意が必要である.中立時以外の CHE は, d, zo,T,q に加え既知の積分普遍関数 ΨMHEに安定度 L を当て はめれば式(34),(35)から求めることができる.

交換係数(バルク輸送係数)の基本パラメータとなる 粗度長 z_oとゼロ面変位 d は,まず大気安定度が中立に近 くある程度風が強い条件下で,風速の鉛直プロファイル 観測を複数回行い,式(25)により求める.3変数(u*, z₀, d)を同時に求めるため,なるべく多くの高度(4高 度以上)で測定することを推奨する.原理上,風速と同 時に気温・比湿の鉛直プロファイルを測定することによ り z_{T,q}を求めることができるが,中立に近い条件では気 温や比湿の鉛直方向の差が非常に小さくなるため,対数 分布の切片を導出することが困難である.やや不安定の 条件下で鉛直プロファイルの観測を行い,積分普遍関数 Y_{MHE} により対数分布からのずれを考慮しながら z_{T,q}を 求めることが望ましい.

4. 種々の条件下における農耕地の交換係数

農耕地に関連する地表面における粗度長と交換速度・ 交換係数を表1にまとめた(Allen et al., 1998;近藤, 2000). ただし,これらは大気安定度が中立の条件を想

表1:各種地表面における粗度長と交換速度. 上段のデータは近藤(2000), FAO Penman(草丈0.12 mの 草地を想定)は Allen et al. (1998)よりそれぞれ引用. *裸地 面については, ポテンシャル蒸発量(近藤・徐, 1997)を求め

地表面	$z_0(m)$	$C_{\rm H}U({\rm m~s^{-1}})$
湖面・海面	$10^{-4} \sim 10^{-3}$	$1.25 \times 10^{-3} U_{10m}$
積雪面	2×10^{-4}	$(1.0+2.0 U_{\rm lm}) \times 10^{-3}$
裸地面*	5×10^{-3}	$(2.7+3.1 U_{\rm lm}) \times 10^{-3}$
草丈0.1mの草地	10^{-2}	$(2.0+4.5 U_{1.5m}) \times 10^{-3}$
草丈1mの水田	0.1	$6.0 \times 10^{-3} U_{10m}$
森林	0.5	$8.0 \times 10^{-3} U_{50m}$
FAO Penman	1.5×10^{-2}	$4.8 \times 10^{-3} U_{2m}$

定して求められた値であり、また粗度構成物体の高さや 配置密度によっても値は異なるので目安として見てほし い.この表には、植生地の基準蒸発量(十分湿っている 場合の蒸発量)を求める際の交換係数も掲載した. "FAO Penman"の値はFAO(国際連合食糧農業機関)が Penman-Monteith法に基づき、草丈0.12 m の草地を想 定した地表面からの蒸発散量を求める際、用いている交 換係数である(Allen et al., 1998). 裸地面の値は、ポテ ンシャル蒸発量を求める際の交換係数である(近藤・徐、 1997).近藤(1994)では、各種地表面における z_0/z_T が 紹介されており、およそ 1~100 の範囲(弱風時の水面の み例外で1未満)の値を取るが、概ね z_0 が大きいと z_T も 大きくなる.式(36)を見て明らかなように、 z_{0T} が大き いと $C_{\rm H}$ は大きくなる性質があり、この傾向は表1にも 表れている.

4.1 滑らかな地表面の粗度

地表面上の大気の流れの大部分は,水平風速の鉛直シ ア(勾配)によって生じた乱渦が支配的な乱流状態にあ るが,地表面付近のごく薄い層は風速が極めて弱く層流 状態になっており,渦粘性よりも空気の分子粘性が卓越 した粘性底層と呼ばれる.幾何学的粗度(凹凸)の大き さh'が粘性底層の厚さを下回っているような非常に滑 らかな地表面においては,もはや空気力学的粗度 zoは幾 何学的粗度 h'にはよらず,水平風速と空気の分子粘性 によって決定する.同様に気温・比湿分布に対する粗度 zr.gは,分子粘性の代わりにそれぞれ分子温度拡散係数 と分子水蒸気拡散係数がパラメータとなる.乱流と層流 のおおよその境界はレイノルズ数 Re により区分される が,地表面付近では式(11)の風速に摩擦速度 u* を用い た表面レイノルズ数が定義され,この値が11.6となる ような長さℓが粘性底層の厚さとなる.h'が粘性底層 の厚さ *l* を十分下回る場合, *z*_{0,T,q} は次のように *u**の関数として表される.

$$z_0 = 0.111 \frac{\nu}{\nu_*}$$
 (38)

$$\frac{z_0}{z_{\rm T}} = 0.34$$
 (39)

$$\frac{z_0}{z_q} = 0.22$$
 (40)

これらの関係は, Kondo (1975) で海面上において, Kondo and Yamazawa (1986) で積雪面上において検証 されている.

4.2 植被密度による交換係数の違い

先述のように、たとえ同じ植生高の地表面であっても 植生の配置密度や葉面積指数が異なれば、交換係数の値 は異なる.ただ、実際に観測によって植生地の ZOT.gを 求めようとしても、地表面温度分布が複雑であるため、 特に zT.g を直接求めることは困難である. Kondo and Watanabe (1992) は、植物群落を鉛直方向に多層に区 切った数値モデルを構築し、植物群落内の乱流による運 動量・顕熱・水蒸気輸送も計算することで、群落全体を 1層もしくは群落と土壌面の2層とした場合の交換係数 を求め、群落全体の乱流輸送量を実測値で検証した. さ らに Watanabe (1994) ではこの結果に基づき, 植生高で 規格化した植物群落の粗度長とゼロ面変位を個葉の交換 係数と葉面積指数および植生高の関数として表した。そ の結果によると、一般的な植生では葉面積指数が大きく なるほどゼロ面変位 d は大きくなり幾何学的粗度長 h' に漸近する一方, 20および CH は葉面積指数が2前後の 時に極大となった.葉面積指数がおよそ2を超えると, 段々と群落上の乱渦が群落内に入り込めなくなり、群落 上の空気の流れにとっては摩擦が減り ZOT は減少するた めである.

実際の単一の農耕地において, 粗度長 zo はどの程度季 節変化するであろうか.石田ほか(1997)は, 宮城県遠 田郡小牛田町(現美里町)の水田において中立条件下で 風速のプロファイル観測を行い, 作付け期間に6回 zo の 測定を行った.その結果, zo は 0.015 m(田植え直後)~ 0.1 m(収穫直前)の値を取った.この値は,表1の草地 と水田の範囲に相当する.しかし,この結果は測定回数 が限られていたため,茨城県つくば市真瀬の水田におい て連続的に測定された風速の鉛直プロファイルのデータ (小野, 2008)を用い,通年のゼロ面変位 dと粗度長 zo の変動を解析した.その結果, zo は田植え直後の 2× 10⁻⁴ mの最小値からイネの生長とともに増加し,出穂

期に0.2mの極大値を取った後収穫期まで微減する変 化をたどり、石田ほか(1997)に比べ幅広い範囲の値を 取ることがわかった(石田ほか, 2013). 農耕地の水管理 や農作物の温度管理の視点から、作付け期間の交換係数 を知ることは重要であるが、昨今は農耕地の土地利用に よる微気候形成や農耕地から排出される温室効果ガスの 評価という視点から、非作付け期間の交換係数の評価も 重要である.非作付け期間の zo は, Kondo and Sato (1982) では 0.006~0.012 m, 石田 ほか (1997) では 0.015 m であったかが、こちらも測定回数が限られてい た. つくば市真瀬の水田のデータを解析すると、非作付 け期間の zo は 0.001~0.03 m の範囲となった(石田ほ か、2013). 湛水状態や土壌が耕起された平坦な状態で 20はmmのオーダーで小さく,水田に株や藁,ひこばえ が散在している状況では cm のオーダーと大きくなり, 非作付け期間でも明らかに管理状況によって zoが異なる ことがわかった. 粗度長 zo の値1桁の違いは, 交換係数 に換算すると1.5~2倍程度の違いに相当する.

4.3 自然対流時における交換係数

2.3節で説明したように、風が極めて弱い条件でも自 然対流が発生すれば乱流輸送が生じる.よって、このよ うな条件下で交換速度 CHUは0にならず、表1にまと めたような「切片」の値が存在する.自然対流時の交換 速度は、次に示すように地表面と大気の温度差の1/3 乗 に比例する.

$$C_{\rm H}U = b(T_{\rm S} - T)^{1/3} \tag{41}$$

よって式(41)を式(2)に代入すると、

$$H = c_{\rm P} \rho b (T_{\rm S} - T)^{4/3} = C (T_{\rm S} - T)^{4/3}$$
(42)

と表すことができる. Kondo and Ishida (1997) は、屋外 スケールでこの比例係数 b の値を求めるため室内実験と 屋外観測を行った. その結果,比例係数 b の値は,水面 に近い滑らかな地表面において 1.1×10^{-3} (m s⁻¹ K^{-1/3}),凹凸のある地表面において 3.8×10^{-3} (m s⁻¹ K^{-1/3}) であった. Ishida (2006) は、粗度物体の配置に よって比例係数 b がどのように変化するか追加実験を 行った.実験では、室内に黒色に塗装したアルミ板を設 置し、その上に同じく黒色に塗装した一辺 2 cm のアル ミ立方体を規則的に配置した.配置パターンは全部で7 通りであり、うち5 パターンは図 1 に示すように、粗度 物体の配置面積率が 1/32、1/16、1/8、1/4、1/2 となる ような配置である.加えて、配置面積率が 1/8 のまま、 立方体を 2 段(高さ 4 cm)、3 段(高さ 6 cm)の場合の 2



図1:自然対流時における交換係数を求める室内実験の際の 粗度物体の配置図(Ishida, 2006).

図中の分数値は粗度物体の配置面積率rを示す(表2).

表 2:自然対流時における粗度物体の配置と交換係数の関係. Ishida (2006)を一部改変. h'は粗度物体の高さ, rは粗度物体の配置面積率 (配置は図 1 を参照), d'は粗度物体の平均間隔, C, bはそれぞれ $H = C(T_{\rm S} - T)^{4/3}$, $C_{\rm H}U = b(T_{\rm S} - T)^{1/3}$ の比例係数.

h'(cm)	r	h'/d'	$C(W m^{-2} K^{-4/3})$	$b(m s^{-1} K^{-1/3})$
0	—	—	1.4	1.1×10^{-3}
2	1/32	0.125	2.0	1.6×10^{-3}
2	1/16	0.177	2.5	2.0×10^{-3}
2	1/8	0.250	3.1	2.5×10^{-3}
2	1/4	0.354	3.5	2.8×10^{-3}
2	1/2	0.500	2.6	2.1×10^{-3}
4	1/8	0.500	5.4	4.4×10^{-3}
6	1/8	0.750	5.6	4.5×10^{-3}

パターンの配置で測定を行った.表2は,滑らかな地表 面の場合の結果も合わせ,粗度物体の配置パターンごと の比例係数*C*, *b*の値を示した.この結果より,自然対 流の条件においても,粗度物体の密度が適度なときに交 換速度が極大値を取ることがわかる.この傾向は, Kondo and Watanabe (1992) および Watanabe (1994) による植生上の交換係数と葉面積指数との関係に類似し ている.

Maruyama et al. (2017) による水田水温を予測する数 値モデルでは、イネ群落下の地表面と大気間の顕熱・潜 熱輸送量の算出過程において、自然対流時の交換係数も 考慮することで水温の推定精度が向上した. 植生群落下 のような極端に風が弱い条件では、本節で紹介した交換 速度を導入する必要がある. なお、Maruyama et al. (2017)のモデルで使用した係数 bの値は 2.4×10⁻³~ 3.6×10⁻³ (m s⁻¹ K^{-1/3})である.

5. おわりに

本解説では、大気陸面間の運動量・熱・水蒸気の輸送 に関わる交換係数について、その決定原理や求め方、実 測例のレビューを行った。交換係数の決定要素は、地表 面の粗度 zorra とゼロ面変位 d、そして大気の安定度であ る. さらに、農耕地においては、地表面の粗度とゼロ面 変位は植生高と葉面積指数の関数として表すことが可能 である。数値モデルに交換係数を導入する方法について は、本巻の桑形恒男氏ほかの解説と、丸山篤志氏ほかの 解説が参考になるであろう.

参考文献

- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith (1998) FAO Irrigation and drainage paper No.56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Colburn, A. P. (1964) A method of correlating forced convection heat-transfer data and a comparison with fluid friction. *Int. J. Heat and Mass Transfer*, **7**, 1359–1384.
- Dalton, J. (1802) Experimental essays on the constitution of mixed gases: on the force of steam or vapour from water or other liquids in different temperatures, both in a Torricelli vacuum and in air; on evaporation; and on expansion of gases by heat. *Memoirs of the Literary and Philosophical Society of Manchester*, 5, 536–602.
- Dyer, A. J. and B. B. Hick (1970) Flux gradient relationship in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 715–721.
- Fourier, J. (1822) *Théorie analytique de la chaleur*. Firmin Didot, Paris.
- Fujii, T. and H. Imura (1972) Natural convection heat transfer from a plate with arbitrary inclination. *Int. J. Heat and Mass Transfer*, 15, 755–766.
- Ishida, S. (2006) Observational studies on the turbulent kinetic energy change due to the nonlinearity of the fluid dynamics in the atmospheric surface layer. Doctoral Dissertation, Tohoku University.
- 石田祐宣,石田智美,近藤純正(1997)水田地帯における熱 収支の季節変化.水文・水資源学会誌,10,123-132.
- 石田祐宣,小野圭介,丸山篤志,桑形恒男,間野正美,宮田 明(2013)水田における空気力学的粗度長の季節変化 — 特に非作付期間に着目して —. 日本農業気象学会 2013 年全国大会講演要旨, 100.
- Kondo, J. (1975) Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound.-Layer Meteorol.*, 9, 91–112.

近藤純正(編著)(1994)水環境の気象学 — 地表面の水収

支·熱収支—. 朝倉書店, 東京.

- 近藤純正(2000)地表面に近い大気の科学 理解と応用 — 東京大学出版会,東京.
- Kondo, J. and S. Ishida (1997) Sensible heat flux from the earth's surface under natural convective conditions. J. Atmos. Sci., 54, 498–509.
- Kondo, J., O. Kanechika and N. Yasuda (1978) Heat and momentum transfers under strong stability in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci., 35, 1012–1021.
- Kondo, J. and T. Sato (1982) The determination of the von Kármán constant. J. Meteorol. Soc. Japan, 60, 461–471.
- Kondo, J. and T. Watanabe (1992) Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. J. Atmos. Sci., 49, 2183–2199.
- Kondo, J. and H. Yamazawa (1986) Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Bound.-Layer Meteorol.*, 34, 123–135.
- 近藤純正,徐健青(1997)ポテンシャル蒸発量の定義と気候 湿潤度. 天気,44,875-883.
- Lloyd, J. R. and W. R. Moran (1974) Natural convection adjacent to horizontal surface of various planforms. *J. Heat Transfer*, **96**, 443–447.
- Maruyama, A., M. Nemoto, T. Hamasaki, S. Ishida and T. Kuwagata (2017) A water temperature simulation model for rice paddies with variable water depth. *Water Resour.*

Res., 53, 10,065-10,084.

- Mikheyev, M. (1968) *Fundamentals of heat transfer*. Peace Publishers, Moscow.
- Monin, A. S. and A. M. Obukhov (1954) Dimensionless characteristics of turbulence in the surface layer. *Tr. Akad. Nauk SSSR, Geofiz. Inst.*, 24, 163–187.
- Newton, I. (1701) Scala graduum caloris, Calorum descriptiones & signa (Scale of the degrees of heat). *Philos. Tr.*, 22, 824–829.
- 小野圭介(2008) 渦相関法による水田生態系の二酸化炭素及 び水蒸気フラックスの動態解明. 筑波大学大学院生命環境 科学研究科,博士論文.
- Penman, H. L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London, A, 193, 120– 145.
- Rohwer, C (1931) Evaporation from free water surfaces. U.S. Dept. Agr. Tech. Bull. 271.
- Sverdrup, H. U. (1937) On the evaporation from the oceans. J. Mar. Res., 1, 3–14.
- タワーフラックス観測マニュアル編集委員会(編)(2012)タ ワーフラックス観測マニュアル.森林総合研究所,つくば.
- Watanabe, T. (1994) Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Bound.-Layer Meteorol.*, **70**, 13–35.

水田群落微気象モデルの概要と農学分野への応用

桑形 恒男¹⁾,伊川 浩樹¹⁾,丸山 篤志¹⁾,小野 圭介¹⁾ 吉本 真由美¹⁾,石田 祐宣²⁾,渡辺 力³⁾

2018年12月29日受付, 2019年1月17日受理

本報告では水田群落一大気間の運動量・熱・物質輸送と群落微気象環境を物理的な理論に基づき再 現する、「水田群落微気象モデル」の概要について説明し、農学分野での応用例について簡単に紹介す る. はじめにモデルの構造と基本式について解説した上で、水田微気象を特徴付けるモデル中の重要 なパラメータについて説明する.次に農学分野への応用として、イネの生育や稔実に影響を与える地 温や水田水温の評価、コメ品質ならびに高温不稔の発生に影響を及ぼす穂温の推定に加え、イネの生 育期間を通した蒸発散量の推移や、収量と直接関係した群落光合成の評価例について、将来の高大気 CO2濃度環境に対する影響評価を含めて紹介する.

Micro-climate model for a rice paddy field and its application to agriculture

Tsuneo Kuwagata¹, Hiroki Ikawa¹, Atsushi Maruyama¹, Keisuke Ono¹, Mayumi Yoshimoto¹, Sachinobu Ishida² and Tsutomu Watanabe³

We introduce the outline of the micro-climate model for a rice paddy field, which simulates the physical processes of momentum, heat and substances (such as H_2O and CO_2) exchanges between rice crop canopy and atmosphere and micro-meteorological conditions in the canopy. First, the structure of the model is explained, and the set of equations are described. We also explain the several model parameters which play important roles in the exchange processes between the rice crop canopy and the atmosphere and the micro-meteorology in the canopy. The model is useful not only for agro-environment studies, but also for agricultural practices, through the estimations of agro-environmental conditions in the rice paddy field, such as paddy water and soil temperatures, evapotranspiration, photosynthesis, and leaf and panicle temperatures of rice crop.

キーワード:作物一大気相互作用,蒸発散,水田微気象,地表面熱収支,作物生産環境 Crop-atmosphere interaction, Evapotranspiration, Micro-meteorology of rice paddy, Land surface heat balance, Crop production environment

連絡先 桑形 恒男 農研機構 農業環境変動研究センター 〒306-8604 茨城県つくば市観音台 3-1-3 Tel. 029-848-8202 e-mail:kuwa@affrc.go.jp 1)農業・食品産業技術総合研究機構 農業環境変動研究 センター Institute for Agro-Environmental Sciences, National Agriculture and Food Research Organization, Tsukuba, Japan

2) 弘前大学 大学院理工学研究科

Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, Hirosaki, Japan

3) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

1. はじめに

水田や畑地などの作物群落(湛水層や土壌層を含む) と大気との間では,運動量・熱・物質(水蒸気や二酸化 炭素)が大気乱流によって効率的に輸送されている.そ れら大気乱流による輸送過程を通して,作物体の温度分 布や群落内の気温・湿度・二酸化炭素濃度などの群落微 気象環境が,群落外の気象条件と作物の生理・生態的な 特性に依存した形で形成される.

一方,作物群落と大気間の二酸化炭素や水蒸気の輸送 は,作物群落の光合成や蒸発散の変化を通して,作物の 収量や水利用に直接的な影響を与える.葉温や穂温など の作物体の温度や群落内の気温・湿度分布,根域の温度 や土壌水分もまた,作物の生育や品質,病虫害の発生な どに大きな影響を与える.例えば水稲においては,出 穂・開花時ならびに登熟前期の穂温が,猛暑年の不稔率 増加やコメの品質低下に直接の影響を与えている可能性 が示唆されている(Hasegawa et al., 2011; Yoshimoto et al., 2011 など).また作物病害を引き起こす糸状菌やバ クテリアは,結露や降雨による葉面の濡れが原因で植物 体に感染しやすくなる.イネの最重要病害である「いも ち病」の場合,気温 15~25℃で夜間に葉の濡れが 10 時 間以上継続すると,いもち病菌が葉に侵入することが知 られている(越水, 1988).

作物や自然植生を含む植物群落と大気間の運動量・ 熱・物質輸送は、大気に対しても様々なスケールで影響 を与える。例えば耕作期間中の水田においては、顕熱に 比べて潜熱輸送が卓越するため、晴天日の日中に周囲に 比べて低温となる(Kuwagata et al., 2014, 2018). これ は水田の気候緩和作用として知られている.また北半球 で暖候期に大気 CO₂ 濃度が低下するのは、陸上の植物活 動の活発化にともない、植物が光合成によって大気中の CO₂ を大量に吸収することが原因である.

本報告では、われわれの研究グループがこれまで開発 してきた、水田群落一大気間の運動量・熱・物質輸送と 群落微気象環境を物理的な理論に基づき再現する、「水 田群落微気象モデル」の概要について説明し、その農学 分野における応用例について簡単に紹介する。

2. モデルの構造と基本式

2.1 基本式

「水田群落微気象モデル」の基本的な考え方は, Kondo and Watanabe (1992) に基づいており(近藤, 1994; Watanabe, 1994), それに水田群落微気象を正確に再現 するために必要な改良がなされている(Kuwagata et al., 1998).水平方向に一様な水田を想定し,植物群落層(一 層)と湛水層ならび土壤層との間の熱交換をモデル化す る(図1).群落下の地表面(水面または土壌面)ならび 群落層(全体を一層とする)の熱収支は,それぞれ次式 によって表すことができる.

$$S_{g}+m_{L}L_{d}+(1-m_{L})\sigma T_{c}^{4}=\sigma T_{g}^{4}+H_{g}+lE_{g}+G$$
(1)

 $S_{\rm c} + (1 - m_{\rm L})(L_{\rm d} + \sigma T_{\rm g}^{4}) = 2(1 - m_{\rm L})\sigma T_{\rm c}^{4} + H_{\rm c} + lE_{\rm c}$ (2)

ここで Sg と Sc はそれぞれ群落下の地表面と群落層が吸 収する日射量, Hgと IEg は群落下の地表面から大気に 輸送される顕熱ならび潜熱フラックス (W m⁻²), H_cと IE。は群落層から大気に輸送される顕熱ならび潜熱フ ラックス(W m⁻²)を表す. ただし Eg は群落下の地表 面から大気への蒸発速度(kg m⁻² s⁻¹), E_c は群落層から 大気への蒸発散速度(kg m⁻² s⁻¹), *l* は水の気化熱(J kg⁻¹) である. また La は群落上端に入射する下向き長 波放射量(大気放射)(Wm⁻²)を,Gは群落下の土壌や 湛水層に蓄えられる熱フラックス(Wm⁻²)をそれぞれ 表している. さらに Tg と Tc は、群落下の地表面なら びに群落層の温度(K), mLは群落層の長波放射量に対 する透過率, σはステファンボルツマン定数(=5.67× 10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴) である. 群落下の地表面と群落層を構 成する個々の葉は長波放射に対して黒体(射出率=1)で あると仮定している.

群落下の地表面 – 大気間と群落層 – 大気間における顕 熱 Hと潜熱 IE の交換量は、以下のバルク輸送式で表す ことができる。

$$H_{g} = c_{p}\rho C_{Hg}U(T_{g} - T_{a}) \tag{3}$$

 $lE_{g} = l\rho C_{Eg} U(q_{sat}(T_{g}) - q_{a})$ (4)

$$H_{\rm c} = c_{\rm p} \rho C_{\rm Hc} U (T_{\rm c} - T_{\rm a}) \tag{5}$$

$$lE_{\rm c} = l\rho C_{\rm Ec} U(q_{\rm sat}(T_{\rm c}) - q_{\rm a}) \tag{6}$$

ここで T_{a} , q_{a} , Uは, それぞれ群落上における気温 (K), 比湿 (kg kg⁻¹),風速 (m s⁻¹) であり, q_{sat} (T_{g}) と q_{sat} (T_{c}) は地表面温度 T_{g} と群落温度 (群落層の平均的な温 度) T_{c} に対する飽和比湿 (kg kg⁻¹), c_{p} は空気の定圧比 熱 (J kg⁻¹K⁻¹), ρ は大気密度 (kg m⁻³) をそれぞれ表 す.また C_{Hg} と C_{Eg} は群落下の地表面 – 大気間の顕熱と 潜熱フラックスに対するバルク輸送係数 (無次元), C_{Hc} と C_{Ec} は群落層 – 大気間の顕熱と潜熱フラックスに対す るバルク輸送係数 (無次元) である.

群落下の土壌や湛水層に蓄えられる熱フラックス G



図1:「水田群落微気象モデル」における植物群落層と湛水層ならび土壌層との間の熱交換過程の模式図.

各矢印は3層の間で交換される熱フラックスを表している.ここで群落下の 地表面温度 T_g は湛水層の水温 T_w (鉛直方向に一定値を仮定)と一致する(式 11).上側の図が放射フラックス,下側の図がそれ以外のフラックス(顕熱・ 潜熱フラックスと地表面下に輸送される熱フラックス)をそれぞれ表してい る. $L_u = m_L \sigma T_g^4 + (1 - m_L) \sigma T_c^4$ は群落から大気に放出される長波放射フ ラックスである(本文中では説明省略).

は次式で表すことができる.

$$G = G_{\rm w} + G_{\rm s} \tag{7}$$

ここで $G_w \ge G_s$ は湛水層の貯熱量変化と土壌層への熱 フラックス ($W m^{-2}$) で、それぞれ次式によって表され る.

$$G_{\rm w} = c_{\rm w} \rho_{\rm w} D_{\rm w} \frac{\partial T_{\rm w}}{\partial t} + c_{\rm w} \rho_{\rm w} w_{\rm p}^* (T_{\rm w} - T_{\rm w}^*)$$

$$\tag{8}$$

$$G_{\rm s} = -\lambda_{\rm s} \frac{\partial T_{\rm s}}{\partial z} \Big|_{z=0} \tag{9}$$

 c_w は水の比熱 (J kg⁻¹ K⁻¹), ρ_w は水の密度 (kg m⁻³), D_w は湛水層の深さ (m), w^*_p は水田外からの水の流入 速度 (m s⁻¹), T_w は湛水層の水温 (鉛直方向に一定と仮 定) (K), T^*_w は水田外から流入する水の温度 (K) であ る. また λ_s は土壌の熱伝導率 (W m⁻¹ K⁻¹), T_s は土壌 温度 (K), z は土壌面からの深さ (m) を表す.

土壌温度 T_sの鉛直分布の時間変化は,以下の熱伝導 方程式によって表すことができる.

$$c_{\rm s}\rho_{\rm s}\frac{\partial T_{\rm s}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\rm s}\frac{\partial T_{\rm s}}{\partial z}\right) - c_{\rm w}\rho_{\rm w}w_{\rm p}\frac{\partial T_{\rm s}}{\partial z} \tag{10}$$

*c*_s は土壌の比熱 (J kg⁻¹K⁻¹), ρ_s は土壌の密度 (kg m⁻³), *w*_p は土壌内の水の鉛直フラックス (m s⁻¹) (下向きに正 で深さによらず一定値とする)である.

式 (1)~(10) が「水田群落微気象モデル」の基本式と なる.ここで式 (1)~(6) における T_g は湛水層の水温 T_w と等しく、土壌面表層の温度 $T_{s(z=0)}$ は水温 T_w と一 致する.

$$T_{g} = T_{w} \tag{11}$$

$$T_{\mathrm{s}(z=0)} = T_{\mathrm{w}}$$

10 個の基本式 (式 1~10) に対して, 未知数は 10 個 (T_w , T_c , $T_s(z)$, H_g , H_c , IE_g , IE_c , G, G_w , G_s) となり, こ れら 10 個の未知数に対して式 (1)~(10) を解くことが できる. ここで地温鉛直分布 $T_s(z)$ は深さ z の関数であ るが, 偏微分方程式 (10) の数値解として求まる. 詳細 な地温の鉛直分布が不要な場合は, 式 (10) の代わりに 強制復元法などに基づいたより簡易な式も利用可能であ る (Maruyama et al, 2017).

モデル計算の実行には群落上の気象データ(T_{a} , q_{a} , U, S_{d} , L_{d})が入力データとして必要である(S_{d} は全天日射量). 群落下の地表面と群落層が吸収する日射量 S_{g} と S_{c} については, 群落上の全天日射量 S_{d} から評価し, その評価手法に関しては 2.2 節で説明する. また水田外からの水の流入量 w^{*}_{p} , 水田外から流入する水の温度

(12)

 \mathcal{M}_{I}

 T^* w, 土壌内の水の鉛直フラックス w_p については外部 条件として与える.土壌に関する物理パラメータ (c_s, ρ_s , λ_s) に関しては,既存文献や実測データに基づき決定す る.群落下の地表面 – 大気間ならび群落層 – 大気間の顕 熱と潜熱フラックスに対するバルク輸送係数 ($C_{Hg}, C_{Eg}, C_{Hc}, C_{Ec}$) は群落下の地表面と群落層,大気間の熱輸送に 関する最も重要なパラメータであり,2.3節で詳しく説 明する.

2.2 日射ならびに長波放射

群落下の地表面と群落層が吸収する日射量 Sg と Sc は,植物群落内の日射伝達モデルを用いて評価することができる.植物群落内の日射伝達モデルには,群落による一次元の日射吸収のみを考慮した簡単なものから,群落内の三次元的な日射吸収・透過・反射過程を考慮した複雑なものまで,さまざまなモデルが考案されていて,目的に応じて任意のモデルを用いることが可能である. ここでは Ikawa et al. (2018)などで使用している,群落内での一次元的な日射の吸収・透過・反射を考慮した簡易なモデル (2成分モデル, Appendix)に基づく, Sg と Sc の算定式について紹介する.

2成分モデルに基づく群落下の地表面と群落層が吸収 する日射量 Sg と Sc はいずれも全天日射量 Sd に比例す る.

$$S_{g} = \tau S_{d} \tag{13}$$

$$S_{\rm c} = (1 - r - \tau)S_{\rm d} \tag{14}$$

τとrは群落層全体で定義される日射に対する透過率と 反射率(アルベド)であり、次式で表すことができる.

$$\tau = (2\alpha/A)(1 - r_g) \tag{15}$$

$$r = [1 - \alpha(A/B)]/r_{\rm f} \tag{16}$$

*r*gは群落下の地表面のアルベド(日射に対する反射率) で,式中のパラメータ(*r*f,*α*,*A*,*B*)は次式で表される.

$$r_{\rm f}' = r_{\rm f}/(1 - \tau_{\rm f})$$
 (17)

$$\alpha = (1 - r_{\rm f}^{\prime 2})^{1/2} \tag{18}$$

$$A = (1 - r_{\rm f}' r_{\rm g} + \alpha) \exp(\alpha F' LAI) - (1 - r_{\rm f}' r_{\rm g} - \alpha) \exp(-\alpha F' LAI)$$
(19)

$$B = (1 - r_{\rm f}' r_{\rm g} + \alpha) \exp(\alpha F' LAI) + (1 - r_{\rm f}' r_{\rm g} - \alpha) \exp(-\alpha F' LAI)$$
(20)

 $F' = F(1 - \tau_{\rm f}) \tag{21}$

は葉の傾きを表すファクター(葉の傾きがランダムに分布した条件でF=0.5), LAI は植物群落の葉面積指数 (m² m⁻²) である.

一方,熱収支式(1)と(2)における群落層の長波放 射に対する透過率 mL は次式で表される.

$$=\exp(-d_{\rm f}F_{\rm L}\,LAI)\tag{22}$$

 F_L は葉の傾きを表すファクター(葉の傾きがランダム に分布した条件で F_L =0.5)で、便宜上の都合で日射伝 達におけるFとは別の記号で表記する.また d_i =1.66 (全方向に一様な大気放射を仮定)を使用する.

2.3 バルク輸送係数

ここでは「水田群落微気象モデル」の最も重要なパラ メータである,群落下の地表面-大気間ならび群落層-大気間の顕熱と潜熱フラックスに対するバルク輸送係数 (*C*_{Hg}, *C*_{Eg}, *C*_{Hc}, *C*_{Ec})について説明する.これらのバルク 輸送係数は,接地境界層の乱流による輸送理論に基づい て評価することができる.なお,バルク輸送係数の概念 や理論的背景については,本巻の石田祐宣氏の解説「農 耕地における地表面交換係数」を参照されたい.

2.3.1 中立条件

中立な大気条件(群落上の高さ約100m以下の仮温位 が鉛直方向に一定な場合に相当)において,群落下の地 表面 – 大気間の顕熱(または潜熱)フラックスに対する バルク輸送係数(C_{Hg})N(または(C_{Eg})N)と,群落層 – 大 気間の顕熱(または潜熱)フラックスに対するバルク輸 送係数(C_{Hc})N(または(C_{Ec})N)の間には,以下の関係式 が成り立つ(Kondo and Watanabe, 1992).

 $(C_{\rm H})_{\rm N} = (C_{\rm Hg})_{\rm N} + (C_{\rm Hc})_{\rm N}$ (23)

 $(C_E)_{\mathbf{N}} = (C_{\mathrm{Eg}})_{\mathbf{N}} + (C_{\mathrm{Ec}})_{\mathbf{N}} \tag{24}$

ここで $(C_{\rm H})_{\rm N}$ ならび $(C_{\rm E})_{\rm N}$ は, 群落層と群落下の地表面 を合わせた群落全体の顕熱 $(H=H_{\rm g}+H_{\rm c})$ ならび潜熱フ ラックス $(IE=IE_{\rm g}+IE_{\rm c})$ に対するバルク輸送係数であ る. 添え字 N は中立条件での値であることを示してい る.

群落下の地表面 – 大気間のバルク輸送係数,ならび群 落全体(群落層 + 地表面) – 大気間のバルク輸送係数は, それぞれ次式によって評価することができる.

$$(C_{\rm Hg})_{\rm N} = \frac{k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_{\rm 0}}\right) \left(\ln\frac{z_{\rm a1}-d}{z_{\rm T+}}\right)} = \frac{f_{\rm hg}k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}}{z_{\rm 0s}}\right) \left(\ln\frac{z_{\rm a1}}{z_{\rm Ts}}\right)}$$
(25)

$$(C_{\rm Eg})_{\rm N} = \frac{k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_{\rm 0}}\right) \left(\ln\frac{z_{\rm a1}-d}{z_{\rm q+}}\right)} = \frac{f_{\rm eg}k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}}{z_{\rm 0s}}\right) \left(\ln\frac{z_{\rm a1}}{z_{\rm qs}}\right)}$$
(26)

$$(C_{\rm Mg})_{\rm N} = \frac{k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_0}\right) \left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_{0+}}\right)} = \frac{f_{\rm mg}k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}}{z_{0\rm s}}\right)^2}$$
(27)

$$(C_{\rm H})_{\rm N} = \frac{k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_0}\right) \left(\ln\frac{z_{\rm a1}-d}{z_{\rm T}}\right)}$$
(28)

$$(C_{\rm E})_{\rm N} = \frac{k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_{\rm 0}}\right) \left(\ln\frac{z_{\rm a1}-d}{z_{\rm q}}\right)}$$
(29)

$$\left(C_{\rm M}\right)_{\rm N} = \frac{k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_{\rm 0}}\right)^2} \tag{30}$$

ここで $(C_{Mg})_N$ ならび $(C_M)_N$ はそれぞれ, 群落下の地表 面-大気間ならび群落全体-大気間の運動量交換に関す るバルク輸送係数を表す.また k はカルマン係数. za は 群落上における風速の測定高度(m), zal は気温と湿度 の測定高度である.一方、(z_{0s}, z_{Ts}, z_{as})は群落内の風速, 気温、比湿分布に対する群落下の地表面の空気力学的粗 度を表し、群落下の地表面(水面または土壌面)の空気 力学的な粗さに依存する. さらに (z0, zT, zq) は群落上の 風速,気温,比湿分布に対する群落全体の空気力学的粗 度(m), dはそれら分布に対する群落全体のゼロ面変位 (m), (z₀₊, z_{T+}, z_{q+}) は群落内の地表面の運動量と熱,水 蒸気輸送に対する長さパラメータを表し、群落の高さh (m) や葉面積指数 LAI などの関数となる (2.3.3 を参 照). 式 (25)~(27) においては、それぞれ2番目の等号 の両辺の比較からパラメータ $f_{hg} \ge f_{eg}$, f_{mg} の値が求ま り、それらの値を非中立な大気条件における、群落下の 地表面 – 大気間の顕熱(または潜熱)フラックスと運動 量交換に対するバルク輸送係数の評価(2.3.2の式33~ 39) において使用する.

最後に, 群落層 - 大気間の顕熱(または潜熱)フラッ クスに対するバルク輸送係数(*C*_{Hc})_N(または(*C*_{Ec})_N) を,式(30)~(31)を用いて算定する.

$$(C_{\rm Hc})_{\rm N} = (C_{\rm H})_{\rm N} - (C_{\rm Hg})_{\rm N} = \frac{f_{\rm hc}k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_0}\right)\left(\ln\frac{z_{\rm a1}-d}{z_{\rm T}}\right)}$$
(31)

$$(C_{\rm Ec})_{\rm N} = (C_{\rm E})_{\rm N} - (C_{\rm Eg})_{\rm N} = \frac{f_{\rm ec}k^2}{\left(\ln\frac{z_{\rm a}-d}{z_{\rm 0}}\right)\left(\ln\frac{z_{\rm a1}-d}{z_{\rm q}}\right)}$$
(32)

ここでは式(25)~(26)の場合と同様に、それぞれ2番目の等号の両辺の比較からパラメータ fnc と fec の値が求まり、それらの値を非中立な大気条件における、群落層-大気間の顕熱(または潜熱)フラックスに対するバルク輸送係数の計算(2.3.2の式40と式41)に使用する.

2.3.2 非中立条件

非中立な大気条件における,群落下の地表面-大気間 の顕熱(または潜熱)フラックスに対するバルク輸送係 数 *C*_{Hg}(または *C*_{Eg})ならび,群落下の地表面-大気間の 運動量交換に対するバルク輸送係数 *C*_{Mg}は,それぞれ次 式を用いて評価することができる.

$$C_{\text{Hg1}} = \frac{f_{\text{hg}}k^2}{\Psi_{\text{M}}(z_{\text{a}}, z_{0\text{s}}, L_{\text{g}})\Psi_{\text{H}}(z_{\text{a}1}, z_{\text{Ts}}, L_{\text{g}})}$$
(33)

$$C_{\rm Hg2} = C_{\rm f} (T_{\rm w} - T)^{1/3} / U \tag{34}$$

$$C_{\rm Hg} = \max\left[C_{\rm Hg1}, C_{\rm Hg2}\right] \tag{35}$$

$$C_{\text{Eg1}} = \frac{f_{\text{eg}}k^2}{\Psi_{\text{M}}(z_{\text{a}}, z_{0\text{s}}, L_{\text{g}}) \Psi_{\text{E}}(z_{\text{a}1}, z_{q\text{s}}, L_{\text{g}})}$$
(36)

$$C_{\rm Eg2} = C_{\rm f} (T_{\rm w} - T)^{1/3} / U \tag{37}$$

$$C_{\text{Eg}} = \begin{cases} C_{\text{Eg1}} & \text{when } C_{\text{Hg}} = C_{\text{Hg1}} \\ C_{\text{Eg2}} & \text{when } C_{\text{Hg}} = C_{\text{Hg2}} \end{cases}$$
(38)

$$C_{\rm Mg} = \frac{f_{\rm mg}k^2}{\left[\Psi_{\rm M}(z_{\rm a}, z_{\rm 0s}, L_{\rm g})\right]^2} \quad \text{(when } C_{\rm Hg} = C_{\rm Hg1}\text{)} \tag{39}$$

ここで $\Psi_{\rm M}$ ($z_{\rm a}, z_{0\rm s}, L_{\rm g}$), $\Psi_{\rm H}$ ($z_{\rm al}, z_{0\rm T}, L_{\rm g}$), $\Psi_{\rm E}$ ($z_{\rm al}, z_{0\rm q}, L_{\rm g}$) は, 群落下の地表面に接する大気層(群落内)の風速,

気温, 比湿分布に対する無次元プロファイル関数で, 風 速ならび気温・湿度の測定高度 (*z*_a と *z*_{a1}), 地表面の粗 度 (*z*_{0s}, *z*_{Ts}, *z*_{qs}), 群落下の地表面 – 大気間の運動量・熱・ 水蒸気輸送に関するモニン-オブコフの安定度スケール *L*_g (m)の関数で表され, 具体的な関数形に関しては近 藤 (1994) に記載されている. ここで群落下の地表面 – 大気間の運動量交換に対するバルク輸送係数 *C*_{Mg} は, *L*_g の計算 (式 44 と式 46) に使用する.

弱風で日射が強い条件では,群落下の地表面-大気間 の熱・水蒸気輸送に対する自然対流の効果が卓越する. 群落が存在すると地表面直上の風速が弱くなり,自然対 流による輸送が生じやすい.本モデルでは自然対流の理 論から算定されるバルク輸送係数(式34と式37)が,接 地境界層の乱流による輸送理論に基づくバルク輸送係数 (式33と式36)を上回った場合に,自然対流による輸送 が支配すると仮定し,両者のバルク輸送係数の大きい方 を採用する.式(34)と(37)における $C_{\rm f}$ は群落下の地表面の粗さに依存した係数であるが,湛水層の深さが十分にある水面の場合は, $C_{\rm f}=1.2\sim2.4\times10^{-3}\,{\rm m\,s^{-1}\,K^{-1/3}}$ が使用できる(Kondo and Ishida, 1997; Maruyama et al., 2017).

同様に, 群落層 - 大気間の顕熱(または潜熱)フラッ クスに対するバルク輸送係数 C_{Hc}(または C_{Ec})ならび, 群落全体 - 大気間の運動量交換に対するバルク輸送係数 C_Mは,次式より評価する.

$$C_{\rm Hc} = \frac{f_{\rm hc}k^2}{\Psi_{\rm M}(z_{\rm a} - d, z_{\rm 0}, L)\Psi_{\rm H}(z_{\rm a1} - d, z_{\rm T}, L)} \tag{40}$$

$$C_{\rm Ec} = \frac{f_{\rm ec}k^2}{\Psi_{\rm M}(z_{\rm a} - d, z_{\rm q}, L) \Psi_{\rm E}(z_{\rm a1} - d, z_{\rm q}, L)} \tag{41}$$

$$C_{\rm M} = \frac{k^2}{\left[\Psi_{\rm M}(\boldsymbol{z}_{\rm a} - \boldsymbol{d}, \boldsymbol{z}_{\rm 0}, \boldsymbol{L})\right]^2} \tag{42}$$

大気の安定度の指標となるモニン-オブコフの安定度 スケールLとLgは、次式によって計算される.

$$L = -\frac{\Theta_0 u^{*^3}}{kgH_v/(c_p \rho)} \tag{43}$$

$$L_{\rm g} = -\frac{\Theta_0 u_{\rm g}^3}{kg H_{\rm vg}/(c_{\rm p} o)} \tag{44}$$

$$u^{*2} = C_{\mathrm{M}} u^2 \tag{45}$$

 $u_{*g}^{2} = C_{Mg} u^{2} \tag{46}$

 $H_{\rm v} = H + 0.608 \, T_{\rm v} c_{\rm p} E \tag{47}$

 $H_{vg} = H_g + 0.608 \, T_v c_p E_g \tag{48}$

 $H = H_{\rm g} + H_{\rm c} \tag{49}$

$$E = E_{g} + E_{c} \tag{50}$$

ここでgは重力加速度 (m s⁻²), Θ 0 は基準となる温位 (K), $u_* \ge u_{*g}$ はそれぞれ群落全体ならびに群落下の地 表面の摩擦速度 (m s⁻¹), T_v (=(1+0.608 q_a) T_a) は群落 上の仮温度 (K) を表す.

2.3.3 群落下の地表面と群落層の輸送過程を支配する 輸送パラメータの評価

群落上の風速,気温,比湿分布に対する粗度(zo, zr, zq) とゼロ面変位 d,群落下の地表面の運動量と熱,水蒸気 輸送に対する長さパラメータ(zo+, zr+, zq+)は,群落下 の地表面 – 大気間ならび群落層 – 大気間の顕熱と潜熱フ ラックスに対するバルク輸送係数(CHg, CEg, CHc, CEc)を 評価する上で,最も基本的かつ重要な輸送パラメータで ある.

いずれの輸送パラメータとも, 群落の高さ h や葉面積 指数 *LAI*, 個葉 – 大気間の運動量, 熱, 水蒸気に関する 輸送係数 (*c*_d, *c*_h, *c*_e), 群落下の地表面の粗度 (*z*_{0s}, *z*_{Ts}, *z*_{qs}) の関数となる.

$$d = f_{\rm d}(LAI, h, c_{\rm d}) \tag{51}$$

$$z_0 = f_{z0}(LAI, h, c_d, z_{0s})$$
 (52)

$$z_{\mathrm{T}} = f_{z\mathrm{T}}(LAI, h, c_{\mathrm{d}}, c_{\mathrm{h}}, z_{\mathrm{0s}}, z_{\mathrm{Ts}})$$

$$(53)$$

$$z_{q} = f_{zq}(LAI, h, c_{d}, c_{e}, z_{0s}, z_{qs})$$

$$(54)$$

$$z_{0+} = f_{zT}(LAI, h, c_d, z_{0s}) \tag{55}$$

$$\boldsymbol{z}_{\mathrm{T}+} = \boldsymbol{f}_{\mathrm{zT}}(LAI, \boldsymbol{h}, \boldsymbol{c}_{\mathrm{d}}, \boldsymbol{z}_{\mathrm{Ts}}) \tag{56}$$

$$\boldsymbol{z}_{q+} = \boldsymbol{f}_{zq}(LAI, \boldsymbol{h}, \boldsymbol{c}_{d}, \boldsymbol{z}_{qs}) \tag{57}$$

これらの輸送パラメータは,植物群落内外の放射伝達, 乱流輸送,群落と群落下の地表面の熱収支に関わる各プ ロセスの相互作用を理論的に扱った多層の群落輸送モデ ルを数値的に解くことによって評価することができる (Kondo and Watanabe, 1992;近藤, 1994).われわれの 研究グループの「水田群落微気象モデル」(標準版)にお いては,多層の群落輸送モデルに基づく実験式を使用し ている(近藤, 1994; Watanabe, 1994).

2.4 水田微気象を特徴付ける各種パラメータ

前節でも述べたように、群落下の地表面 – 大気間なら び群落層 – 大気間の顕熱と潜熱フラックスに対するバル ク輸送係数(CHg, CEg, CHc, CEc)は群落下の地表面と群落 層、大気間の熱輸送に関する最も重要な係数である. ぞ れぞれの係数の大きさによって、群落下の地表面と群落 層からの顕熱・潜熱フラックスの大小関係や、群落層に おける顕熱と潜熱フラックスの比率などが変化し、水温 Twや地温 Ts,群落温度 Tcにも影響を与える.バルク 輸送係数はいずれも、群落の高さ h や葉面積指数 LAI, 個葉 – 大気間の運動量、熱、水蒸気に関する輸送係数(ca, ch, ce)、地表面の粗度(20s, ZTs, Zqs)などの各種パラメータ の関数となる(2.3.3を参照).

一方,全天日射量 Sa の,群落下の地表面と群落層の吸 収日射量 Sg と Sc への分配率(Sg/Sd ならび Sc/Sd)と, 群落層の長波放射に対する透過率 mL も,群落下の地表 面と群落層のエネルギー分配を支配する重要な要因であ る.群落下の地表面と群落層のエネルギー分配の変化 は、前述のバルク輸送係数と同様に,群落下の地表面・ 群落層と大気との間の顕熱・潜熱フラックスならびに, 水温 Tw や地温 Ts,群落温度 Tc に影響を与える.これ ら日射の分配率(Sg/Sd ならび Sc/Sd)と長波放射の透過 率 mL に対しては,群落の繁茂度の指標となる葉面積指 数 LAI に加え,地表面のアルベド rg,個葉のアルベド ri,個葉の日射透過率 ri,葉の傾きを表すファクターF など,群落層の光学的な特性などを表すパラメータが大 きく影響する(2.2節を参照).

次に,これらの水田微気象を特徴付ける各種パラメー タに関して,簡単に説明する.

2.4.1 群落の高さhと葉面積指数 LAI

群落の高さ h と葉面積指数 LAI はイネの成長に応じ て変化し,群落の熱収支と温度環境に大きな影響を与え る.田植え(苗の移植)直後の LAI は 0.1 以下であるが, イネの成長と共に増加し,出穂期には最大 4~6 程度ま で達するが,登熟が進むとやや低下する(Ikawa et al, 2017).群落の高さ h について田植え直後は 0.1 m 程度 であるが,出穂期以降はおおむね 1 m 以上の高さにな る.「水田群落微気象モデル」において, h と LAI は原 則として外部条件として与えることになる.

顕熱(潜熱)の群落層と群落下の地表面への分配比 H_c/H_g (E_c/E_g)はLAIの増加と共に上昇する.例えば 潜熱に関しては,移植直後は群落全体の潜熱 IEの殆ど が群落下の地表面(湛水面)からの潜熱 IE_g で占められ るのに対して($E_c/E_g \sim 0$),出穂期には IE に占める IE_g の割合が3割程度($E_c/E_g = 2 \sim 3$)まで低下する (Maruyama and Kuwagata, 2010).

一方, 群落の温度環境に関して, 湛水層の水温 Twの 日平均値は, LAIが1~2未満では田植え前の水田に比 べて高めに推移する. LAIが2以上になると田植え前 の水田より低くなり, LAIの増加と共に単調に低下する ようになる. ただしこれらの特徴は日射量が弱い条件で は顕著でない(Kuwagata et al., 1998, 2000, 2008). LAI が1~2未満で晴天日の水温が田植え前より高くなるの は, 群落層が湛水面直上の風速を弱め, 水面と大気間の 顕熱・潜熱交換を抑制するためで, 風が弱い条件ではそ の効果は小さい. また LAIが2以上で水温が低下する のは, 湛水面に入射する日射量の減少による水温低下効 果が*LAI*と共に増加し, 湛水面と大気間の熱交換抑制 による水温上昇効果を上回るためである(Kuwagata et al., 1998, 2000, 2008).

2.4.2 個葉-大気間の運動量,熱,水蒸気に関する輸送 係数(*c*_d, *c*_h, *c*_e)

個葉-大気間の運動量,熱,水蒸気に関する輸送係数 (cd, ch, ce)は、それぞれ次式によって定義される(近藤, 1994).

 $\tau_l = \rho c_d u^2$

$$H_l = c_p \rho c_h u (T_l - T) = \frac{c_p \rho (T_l - T)}{r_a}$$
(59)

$$E_l = \rho c_e u(q_{\text{sat}}(T_l) - q) = \frac{\rho(q_{\text{sat}}(T_l) - q)}{r_{\text{a}} + r_{\text{s}}}$$
(60)

ここで (τ_l, H_l, E_l) はそれぞれ個葉と大気間の単位面積当 たりの運動量輸送量 $(kg m^{-1} s^{-2})$, 熱輸送量 $(W m^{-2})$, 水蒸気輸送量 $(kg s^{-1} m^{-2})$ を表し, (T, q, u) はそれぞれ 葉面の近傍における気温, 比湿, 風速である. また r_a と r_s はそれぞれ葉面境界層抵抗と気孔抵抗 $(s m^{-1})$ であり, 輸送係数 (c_h, c_e) との間に以下の関係式が成り立つ (近 藤, 1994).

$$c_{\rm h} = \frac{1}{ur_{\rm a}} \tag{61}$$

$$c_{\rm e} = \frac{1}{u(r_{\rm a} + r_{\rm s})} \tag{62}$$

個葉-大気間の運動量,熱輸送は主として葉面境界層 における分子拡散によって支配される.運動量,熱に関 する輸送係数 (cd, ch) は, 葉のサイズや形, 植物群落の構 造などに依存し、イネ群落の場合 cd = 0.18, ch = 0.05 程 度となる (Watanabe and Kondo, 1990; Kondo and Watanabe, 1992). 一方, 個葉 - 大気間の水蒸気輸送に は葉面境界層における分子拡散に加え、気孔内-葉表面 間の水蒸気拡散が重要となる.式(62)において ce の評 価と直接関わる気孔抵抗 r_s (= g_s^{-1} , g_s は気孔コンダク タンスと呼ばれる)は後者の輸送効率に関わるパラメー タであり、気孔の密度や開き具合の影響を強く受ける. また式 (61) と (62) より ce を算定するためには, rsの 他に葉面の近傍における風速 u が必要となるが、「水田 群落微気象モデル」においては、植物群落内の風速鉛直 分布の解析解(Kondo, 1972)に基づく群落層の平均風速 を使用する (Maruyama and Kuwagata, 2008).

気孔の開き具合は植物の生理的な調節機能を通して, 日々の気象条件の日変化やそれに応答した植物の水分状

(58)

態などの影響を受けて時間単位で変化する.一般に rs はこれら変数を用いた関数で経験的に表すことができ る.

$$r_{\rm s}^{-1} = g_{\rm s} = f_{\rm gs}(S_{\rm abs}, \Psi_l, D_l, T_l, ...)$$
 (63)

ここで f_{gs} は、葉面の吸収日射量 S_{abs} 、葉の水ポテンシャ ル Ψ_l 、葉面における飽差 D_l (hPa)、葉温 T_l …などの関 数である、「水田群落微気象モデル」では、葉面の吸収日 射量のみを考慮した以下の関数を利用している (Maruyama and Kuwagata, 2008, 2010).

$$r_{\rm s}^{-1} = g_{\rm s} = \frac{g_{\rm smax}}{1 + S_{\rm absH}/S_{\rm abs}} \tag{64}$$

ここで g_{smax} と S_{absH} は、イネの生育ステージや生育状態 に依存したパラメータとなる.また光合成モデルとの結 合を前提とした、以下のモデル式も利用可能である (Ono et al., 2013; Ikawa et al., 2018).

$$r_{\rm s}^{-1} = g_{\rm s} = m_{\rm gs} \frac{P_{\rm n}}{(C_l - \Gamma)(1 + D_l/D_0)} + g_{\rm smin}$$
(65)

ここで P_n は葉の正味光合成速度 (μ mol m⁻² s⁻¹), C_l は 葉表面での CO₂ 濃度 (μ mol mol⁻¹), Γ は光合成の CO₂ 補償点 (μ mol mol⁻¹), g_{smin} は気孔コンダクタンスの最小 値, $m_{gs} \ge D_0$ (hPa) はそれぞれ, 光合成に対する応答感 度と飽差に関する応答特性に関わるパラメータである.

2.4.3 地表面の粗度 (ZOs, ZTs, Zqs)

湛水層の深さが十分に深い場合,群落下の地表面は空気力学的になめらかな面と判断され,実用的には z_{0s} = 0.06 mm, z_{Ts} = z_{qs} =0.16 mm が利用できる. 湛水深が概ね5 cm より浅くなると土壌面が露出し,地表面の粗度が増加する. 粗度の変化は地表面(湛水面または土壌面) – 大気間の熱交換を通して水温・地温に直接影響を与えることから,水温や地温の正確な評価のために,これら効果のモデル化も実施している(Maruyama et al., 2017).

2.4.4 地表面と個葉の光学的なパラメータ

湛水温や地温に影響を与える群落下の地表面のアルベド r_g は, 湛水の有無や土壌の種類に依存し, 湛水が存在する場合は0.05~0.1程度の値になる(Kuwagata et al., 2008; Maruyama et al., 2007).また植物群落の日射・長波放射環境に関わるイネの葉の光学的なパラメータについては, 個葉のアルベド $r_f=0.3$, 個葉の日射透過率 $r_f=0.2\sim0.3$ を利用し, 葉の傾きを表すファクターFとFLには原則として0.5(葉の傾きがランダムに分布した条件)を利用するが, Fを群落内外の日射量測定に基づく

チューニングパラメータとして扱う場合もある(Ikawa et al., 2018; Maruyama et al., 2007).

3. モデルの応用

3.1 地温と水田水温

水田の水温や地温は、イネの生育や稔実に大きな影響 を与えていることが古くから知られており、水温や地温 の評価は重要なモデルの応用の一つである. Kuwagata et al. (2008) は田植え前の群落層が存在しない条件(モ デル上ではLAI=0) に「水田群落微気象モデル」を適用 し、日々の水温と地温鉛直分布の変化を高精度で再現で きることを確かめた. また Kuwagata et al. (1998) で は、LAIの変化と気象条件が水温に与える影響を再現で きることを確認している. さらに Maruyama et al. (2017)では湛水深の変化による土壌面露出にともなう 地表面粗度の変化を Kondo and Yamazawa (1986) の手 法に基づきモデル化し, 湛水深の変化が日平均水温と水 温日変化におよぼす影響を、高い精度で再現することに 成功した.後者のモデルの詳細と水田水管理への応用に 関しては、本巻の丸山篤志氏の解説「高度な農地水管理 のための水田水温のシミュレーション」を参照されたい.

群落層が存在しない条件(LAI=0)での日平均水温 〈Tw0〉を「水田群落微気象モデル」の簡易版(式1,3, 4 を日平均値 〈…〉 に適用したモデルで 〈G〉 =0 を仮定) より計算し、群落層が存在する条件下での日平均水温 $\langle T_{\rm w} \rangle$ との差 $\langle T_{\rm w} - T_{\rm w0} \rangle$ を補正することで、田植えから 刈り取りまでの日々の日平均水温 〈Tw〉の推移を評価す る手法も開発されている (Kuwagata et al., 2008). ここ で $\langle T_w - T_{w0} \rangle$ は、LAI と気象条件(日射量、風速)を 用いた実験式により表される.「水田群落微気象モデル」 の標準版より簡易に日平均水温 〈Tw〉 が評価できること が本手法のメリットで、気候予測シナリオとイネ生育モ デルを用いたコメ収量・品質の将来予測(Ishigooka et al., 2017) や、水田水温の影響を考慮したネ発育モデル (Fukui et al., 2017) などで活用され,「モデル結合型作物 気象データベース (MeteoCropDB)」 (Kuwagata et al., 2011) 上のイネ発育予測にも実装されている.

3.2 群落温度環境

1章でも述べたように、出穂・開花時ならびに登熟前 期の穂温が、猛暑年の不稔率増加やコメ品質低下に直接 の影響を与えている可能性が示唆されている.「水田群 落微気象モデル」(標準版)をベースにして、出穂期以降 の穂温を評価するモデル(IM²PACT)が、Yoshimoto et al. (2011) によって開発されている. このモデルにおい ては、次の3つのステップで、穂の温度の日変化を計算 することができる(詳細に関しては上記論文を参照). (1) はじめに、穂の存在が群落微気象に影響を与えない と近似的に仮定し、「水田群落微気象モデル」の基本式 (2.1節) に基づき群落温度 T_c と湛水層の水温 T_w を計 算する.水温 T_w と地温は式(8)~(10) で評価するが、 水田外からの水の流入に伴う熱移動は考慮していない. (2) 次に、群落内の熱輸送プロセスを考慮して、(1) の 結果から穂が存在する高度での気象条件(気温、湿度、 風速)を算定する.

(3) 最後に(2) で得られた気象条件を穂の熱収支式に適用することで、穂温を計算する.

IM²PACT による数値計算に基づき,2007年の関東・ 東海地方を中心とした高温イベント時の穂温の空間分布 を評価した.穂温は熱収支によって決まるため,日射量 や湿度,風速の影響も受け,気温の空間分布とは必ずし も特徴が一致しないことが明らかとなった(Yoshimoto et al., 2011). IM²PACT は、「モデル結合型作物気象デー タベース (MeteoCropDB)」(Kuwagata et al., 2011) に 実装され,気象庁における全国の地上気象観測所(約 150 地点)を対象に,任意の時期の穂温や葉温(群落温 度)の日変化が評価できる仕組みが構築されている(図



図2:「モデル結合型作物気象データベース」(MeteoCropDB Ver.2, https://meteocrop.dc.affrc.go.jp/real/) による, 群落微 気象ならびに穂温の日変化の評価例(2018年7月23日, 熊谷). この日, 熊谷では40℃以上の高温となったが, 昼前後の湿度 が20%台まで低下し, 風も比較的強かったため, 穂温の日最 高値は34~35℃程度にとどまったものと評価された.

2).

3.3 熱収支と蒸発散量

Maruyama and Kuwagata (2010) では「水田群落微気 象モデル」に簡易な作物生育モデルを結合することで、 九州3地域における水稲の生育期間(田植えから収穫ま で)を通した水田の熱収支と蒸発散量の日々の変化をモ デル計算により評価した.計算結果は実測データとよく 一致し、モデルの有用性が確認された、水田では顕熱に 比較して潜熱の割合が圧倒的に多く、生育期間を通した 全蒸発散量に占める蒸散量の割合は4割以上であること がモデル計算によって示された. とりわけ渇水時におい ては、地域における水利用や灌漑計画の策定のために、 水田における水消費量の評価が必要となる。この結合モ デルを用いることで、イネの移植時期の変化が水田にお ける水消費量に及ぼす影響の評価が可能となる (Maruyama and Kuwagata, 2010). また Yoshimoto et al. (2005) は、イネの FACE (free-air CO₂ enrichment) 実験において、実測により求めた個葉の気孔コンダクタ ンスgsを「水田群落微気象モデル」に適用することで、 将来の高 CO2 濃度環境(200 ppm の大気 CO2 濃度の上 昇)がイネの生育期間を通した蒸発散量と水利用効率(乾 物生産量/総蒸発散量)に及ぼす影響を評価した. その 結果,イネの蒸発散量は高CO2 濃度環境で8.2%減少し, 水利用効率は19%向上(乾物生産量は9.1%増加)する という結果を得た.

3.4 群落光合成と蒸発散量の関係

「水田群落微気象モデル」に光合成モデルを組み入れ ることで、収量と直接関係のある群落光合成が評価でき るようになる. Ikawa et al. (2018) では主に生態学分野 で利用されている群落光合成モデル (de Pury and Farquhar, 1997) を本モデルに組み入れ、実際の水田に おける群落光合成と熱収支、湛水温ならび地温鉛直分布 の日変化が高精度で再現できることを確かめた (図 3~ 4).

このモデルを用いて,高い光合成能力を持つインディ カの多収品種(タカナリ)と国内で慣行的に栽培されて いるジャポニカ品種(コシヒカリ)との間の,登熱前期 における群落光合成と蒸発散量の違いを評価した結果, 「タカナリ」は「コシヒカリ」に比べて,群落光合成は1 割ほど大きいが,蒸発散量も5%ほど多くなることがわ かった(Ikawa et al., 2018).さらに FACE 実験で得ら れた生理パラメータに基づき,大気 CO2 濃度の上昇の影 響を調べたところ,将来の大気 CO2 濃度(現在より 200



図3: 光合成モデル(de Pury and Farquhar, 1997)を組み入れた「水田群落微気象モデル」によって計算された 水田の群落光合成と熱収支の日変化,ならびに観測データとの比較(2011年8月,つくば市の真瀬水田フラック スモニタリングサイト).

 P_c : 群落光合成(観測値は純生態系生産力 NEP), IE: 潜熱フラックス(蒸発散量), H: 顕熱フラックス, G_s : 土壌層への熱フラックス. John Wiley and Sons の許可を得て Ikawa et al. (2018) より転載.



図4:光合成モデルを組み入れた「水田群落微気象モデル」に よって計算された水田の湛水温 Tw ならび地温 Ts の鉛直分 布(上から順に,土壌面からの深さ1,2.5,5,40 cm)の日 変化,ならびに観測データとの比較(2011 年 8 月,つくば市 の真瀬サイト).

ppm上昇)で「タカナリ」を栽培すると,蒸発散量は現 在の「コシヒカリ」とほぼ同程度であるが,群落光合成 は現在に比べて約1.3倍増加するという結果が得られ, 水利用の効率が大幅に増加する可能性が示された (Ikawa et al., 2018).

4. おわりに

前節での説明にあるように「水田群落微気象モデル」 は、イネの生育環境や水利用などを把握する上で有用な ツールである.著者らは現在、コメ収量・品質の評価が 可能なイネ生育モデルとの結合ならび、イネの病害発生 予察を目的とした結露や降雨による葉面の濡れ時間の予 測(Kuwagata et al., 2000)に加え、水田以外の畑地への 拡張(「耕地群落微気象モデル」への発展)や、耕地やそ の周辺の気象環境が評価可能な大気循環モデルとの結合 なども予定していて、今後とも農学ならびにその関連分 野における利用拡大が期待される.

- de Pury, D. G. G. and G. D. Farquhar (1997) Simple scaling of photosynthesis from leaves to canopies without the errors of big-leaf models. *Plant Cell Environ.*, **20**, 537–557. https: //doi.org/10.1111/j.1365–3040.1997.00094.x
- Fukui S., Y. Ishigooka, T. Kuwagata, M. Kondo and T. Hasegawa (2017) Taking account of water temperature effects on phenology improves the estimation of rice heading dates: Evidence from 758 field observations across Japan. J. Agric. Meteorol., 73 (3), 84–91.
- Hasegawa, T., T. Ishimaru, M. Kondo T. Kuwagata, M. Yoshimoto and M. Fukuoka (2011) Spikelet sterility of rice observed in the record hot summer of 2007 and the factors associated with its variation. *J. Agric. Meteorol.*, **67** (4), 225–232.
- Ikawa, H., C. P. Chen, M. Sikma, M. Yoshimoto, H. Sakai, T. Tokida, Y. Usui, H. Nakamura, K. Ono, A. Maruyama, T. Watanabe, T. Kuwagata, and T. Hasegawa (2018) Increasing canopy photosynthesis in rice can be achieved without a large increase in water use—A model based on free-air CO₂ enrichment. *Glob. Change Biol.*, 24, 1321–1341.
- Ikawa H., K. Ono, M. Mano, K. Kobayashi, T. Takimoto, T. Kuwagata and A. Miyata (2017) Evapotranspiration in a rice paddy field over 13 crop years. J. Agric. Meteorol., 73 (3), 109–118.
- Ishigooka Y., S. Fukui, T. Hasegawa, T. Kuwagata, M. Nishmori and M. Kondo (2017) Large-scale evaluation of the effects of adaptation to climate change by shifting transplanting date on rice production and quality in Japan. J. Agric. Meteorol., 73 (4), 156–173.
- 越水幸男(1988)アメダス資料による葉いもち発生予察法. 東北農業試験場研究報告,78,67-121.
- 近藤純正 (編著) (1994) 水環境の気象学 地表面の水収支・ 熱収支 — . 朝倉書店,東京, 348pp.
- Kondo, J. (1972) On a product of mixing length and coefficient of momentum absorption within plant canopies. J. Meteor. Soc. Japan, 50, 487–488.
- Kondo, J. and S. Ishida (1997) Sensible heat flux from the earth's surface under natural convective conditions. J. Atmos. Sci., 54, 498-509.
- Kondo, J. and T. Watanabe (1992) Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. J. Atmos. Sci., 49 (23), 2183–2199.
- Kondo, J. and H. Yamazawa (1986) Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Bound.-Layer Meteorol.*, 34, 123–135.
- Kuwagata T., S. Haginoya, K. Ono, Y. Ishigooka and A. Miyata (2018) Influence of local land cover on the meteorological conditions in farmland: Case study for rice paddy field near Tsukuba City, Japan. J. Agric. Meteorol., 74 (4), 140–153.
- Kuwagata, T., T. Hamasaki and T. Watanabe (1998) Influence of canopy density on rice paddy field water temperature.

Proc. 23rd Conf. on Agric. For. Meteorol., American Meteorological Society, 198-201.

- Kuwagata, T., T. Hamasaki and T. Watanabe (2000) Study on the characteristics of rice paddy water temperature and its relation to dew formation on leaves. *Proc. 24th Conf. on Agric. For. Meteorol.*, American Meteorological Society, 133-134.
- Kuwagata, T., T. Hamasaki and T. Watanabe (2008) Modeling water temperature in a rice paddy for agro-environmental research. *Agric. For. Meteorol.*, **148**, 1754–1766.
- Kuwagata, T., Y. Ishigooka, M. Fukuoka, M. Yoshimoto, T. Hasegawa, Y. Usui and T. Sekiguchi (2014) Temperature difference between meteorological station and nearby farmland—Case study for Kumagaya City in Japan—. SOLA, 10, 45–49 (doi:10.2151/sola.2014–010).
- Kuwagata, T., M. Yoshimoto, Y. Ishigooka, T. Hasegawa, M. Utsumi, M. Nishmori, Y. Masaki and O. Saito (2011) MeteoCrop DB: an agro-meteorological database coupled with crop models for studying climate change impacts on rice in Japan. J. Agric. Meteorol., 67 (4), 297–306.
- Maruyama, A., T. Kuwagata, K. Ohba and T. Maki (2007) Dependence of solar radiation transport in rice canopies on developmental stage. *JARQ*, **41** (1), 39–46.
- Maruyama, A. and T. Kuwagata (2008) Diurnal and seasonal variation in bulk stomatal conductance of the rice canopy and its dependence on developmental stage. *Agric. For. Meteorol.*, **148**, 1161–1173.
- Maruyama, A. and T. Kuwagata (2010) Coupling land surface and crop growth models to estimate the effects of changes in the growing season on energy balance and water use of rice paddies. *Agric. For. Meteorol.*, **150** (7–8), 919–930.
- Maruyama, A., M. Nemoto, T. Hamasaki, S. Ishida and T. Kuwagata (2017) A water temperature simulation model for rice paddies with variable water depths. *Water Resour. Res.*, DOI:10.1002/2017WR021019.
- Ono, K., A. Maruyama, T. Kuwagata, M. Mano, T. Takimoto, K. Hayashi, T. Hasegawa and A. Miyata (2013) Canopyscale relationships between stomatal conductance and photosynthesis in irrigated rice. *Glob. Change Biol.*, 19, 2209–2220 (doi:10.1111/gcb.12188).
- Yoshimoto, M., M. Fukuoka, T. Hasegawa, M. Utsumi, Y. Ishigooka and T. Kuwagata (2011) Integrated micrometeorology model for panicle and canopy temperature (IM² PACT) for rice heat stress studies under climate change. *J. Agric. Meteorol.*, **67**, 233–247.
- Yoshimoto, M., H. Oue and K. Kobayashi (2005) Energy balance and water use efficiency of rice canopies under free-air CO₂ enrichment. *Agric. For. Meteorol.*, **133**, 226–246.
- Watanabe, T. (1994) Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Bound.-Layer Meteorol.*, **70**, 13–35.
- Watanabe, T. and J. Kondo (1990) The influence of canopy

structure and density upon the mixing length within and above vegetation. J. Meteor. Soc. Japan, 68 (2), 227-235.

Appendix

群落内日射量の2成分モデル

2成分モデルでは,群落内の日射を鉛直下向きと上向 きの2方向の日射成分(それぞれ S¹ と S¹)のみで表現 する.両成分に対する群落内の日射伝達は,以下の連立 微分方程式で表される.

$$\frac{dS^{\perp}}{dL} = F(1 - \tau_{\rm f})S^{\perp} - Fr_{\rm f}S^{\uparrow} \tag{A1}$$

$$\frac{dS^{\dagger}}{dL} = -F(1-\tau_{\rm f})S^{\dagger} - Fr_{\rm f}S^{\perp} \tag{A2}$$

 $r_{\rm f}$ は個葉のアルベド(日射に対する反射率), $\tau_{\rm f}$ は個葉の 日射透過率, Fは葉の傾きを表すファクター(葉の傾き がランダムに分布した条件でF=0.5)である.ここで 変数Lは群落下端から積算した単位土地面積当たりの 葉面積(m²m⁻²)で,群落上端L=LAI(ここでLAIは 葉面積指数)と群落下端L=0における境界条件は,そ れぞれ次式で表される.

$$S^{\perp}(LAI) = S_d \tag{A3}$$

$$S^{\uparrow}(0) = r_{g} S^{\downarrow}(0) \tag{A4}$$

Saは群落上端に入射する日射量(全天日射量), rgは群落下の地表面のアルベドである.

連立微分方程式 (A1)~(A2) を境界条件 (A3)~(A4)

の下で解くと、次式が得られる. $S^{\perp} = A_1 \exp(\alpha F'L) + A_2 \exp(-\alpha F'L)$ (A5)

$$S^{\dagger} = \frac{A_1}{r_{\rm f}'} (1 - \alpha) \exp\left(\alpha F' L\right) + \frac{A_2}{r_{\rm f}'} \exp\left(-\alpha F' L\right) \tag{A6}$$

$$r_{\rm f}' = r_{\rm f}/(1 - \tau_{\rm f})$$
 (A7)

$$\alpha = (1 - r_{\rm f}^{\prime 2})^{1/2} \tag{A8}$$

$$A_1 = (1 - r_f r_g + \alpha) S_d / A \tag{A9}$$

$$A_2 = (1 - r_{\rm f} r_{\rm g} - \alpha) S_d / A \tag{A10}$$

$$F' = F(1 - \tau_{\rm f}) \tag{A11}$$

$$A = (1 - r_{\rm f}' r_{\rm g} + \alpha) \exp(\alpha F' LAI) - (1 - r_{\rm f}' r_{\rm g} - \alpha) \exp(-\alpha F' LAI)$$
(A12)

式(A5)と(A6)より, 群落層全体で定義される日射 に対する透過率 r と反射率 r (アルベド)は, 最終的に以 下のようになる.

$$r = \frac{S^{\dagger}(LAI)}{S^{\dagger}(LAI)} = [1 - \alpha(A/B)]/r_{\rm f}$$
 (A13)

$$S_{g} = (1 - r_{g})S^{\downarrow}(0) = (1 - r_{g})(2\alpha/A)S_{d} = \tau S_{d}$$
(A14)

式 (A13) 中のパラメータ B は次式で表される.

$$B = (1 - r_i r_g + \alpha) \exp(\alpha F' LAI)$$

 $+ (1 - r_i r_g - \alpha) \exp(-\alpha F' LAI)$ (A15)

高度な農地水管理のための水田水温シミュレーション

丸山 篤志¹⁾,石田 祐宣²⁾,桑形 恒男¹⁾,渡辺 力³⁾

2018年12月27日受付, 2019年1月17日受理

陸面大気相互作用によって形成される農耕地の熱環境は、作物の生育や収量を左右するなど農業上 の重要な役割を果たしている.群落微気象モデルの農業における利用例として、イネの生育に影響を 及ぼす水田水温のシミュレーションについて解説した.水田水温を推定する既存モデルをレビューす るとともに、田面と群落の熱収支に基づいたモデルを紹介し、田面における熱交換係数の特性を論じ た.これをもとに、水田の水深や灌漑時刻など水管理方法によって水田水温がどのように変化するの かシミュレーションを行った.その結果から、水管理方法が水田群落の熱環境に強く影響を及ぼして いる可能性を示した.

Simulation of paddy water temperature for advanced water management on agricultural lands

Atsushi Maruyama¹, Sachinobu Ishida², Tsuneo Kuwagata¹ and Tsutomu Watanabe³

The thermal environment of the agricultural land formed by the interaction between the land surface and the atmosphere plays an important role in agriculture to affect growth and yield of crops. As an application example of micro-meteorological model in agriculture, a water temperature simulation of rice paddies was described. In addition to reviewing existing models estimating paddy water temperature, a model based on the energy budgets of the ground and the plant canopy was explained in detail, and the characteristics of the heat exchange coefficient on the paddy ground surface was also discussed. Based on these knowledge, it was simulated how the paddy water temperature is changed by water management such as water depth and irrigation time in paddy fields. It was suggested from the result that the water management strongly affects the thermal environment in paddy fields.

キーワード:作物生育,自然対流,粗度長,熱輸送,深水管理 Crop growth, Natural convection, Roughness length, Heat exchange, Deep-flooding management

1. はじめに

陸面と大気との相互作用によって形成される農耕地の 地温や群落温度などの熱環境は,作物の生育や収量に影 響を及ぼす.一方で,農耕地では栽培する作物・作期の 選択,あるいは土壌の耕起や水管理などによって陸面の 状態を人為的に変化させることができる.そのため,農 業においては,古くから陸面と大気との熱交換(あるい

連絡先 Institute for Agro-Environmental Sciences, National 丸山 篤志 Agriculture and Food Research Organization, Tsukuba, 農業・食品産業技術総合研究機構 農業環境変動研究セン Japan 2) 弘前大学 大学院理工学研究科 ター 〒305-8604 茨城県つくば市観音台 3-1-3 Graduate School of Science and Technology, Hirosaki Tel. 029-838-8148 University, Hirosaki, Japan 3) 北海道大学 低温科学研究所 e-mail: maruyama@affrc.go.jp 1) 農業·食品産業技術総合研究機構 農業環境変動研究 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido センター University, Sapporo, Japan

は運動量・物質交換)を効果的に利用することで作物の 生産が行なわれてきた.例えば、農耕地における"畝"は その典型的なものの一つであろう.畝は、平坦な耕地の 比較的高い場所に作物体を規則的に配置させることで、 作物の日射環境や風通しをよくすると同時に、地温や土 壌水分を適切に保つ役割を果たしている.あるいは、農 耕地の"灌漑"も熱環境や水環境を大きく変化させる重要 なものである.灌漑によって土壌水分は増加し、土壌熱 容量および日中の潜熱の増加によって一般に地表面温度 の振幅は減少する.さらに、水田では水深も人為的に変 化させることができるため、その管理方法によっても水 田水温などの熱環境が変化する.

水田水温は、イネの発育、伸長、展葉、受精など様々 な生育過程に影響を及ぼす (Shimono et al., 2004; Roel et al., 2005; Murai-Hatano et al., 2008; Julia and Dingkuhn, 2013, Fukui et al., 2017). 特に, 穂ばらみ期の低温によ る受精障害の発生は収量に直接的な影響を及ぼす. 夏季 の低温日の水田水温は一般的に気温よりも高い傾向があ り (Kuwagata et al., 2008), さらに水深が深いほど水田 水温の日平均値が高いことが経験的に知られている(佐 藤, 1960; Uchijima, 1976; Stuerz et al., 2014). そのため, 低温期間中に深水管理によって稲体を保温することで, 低温障害を回避する技術が発達してきた(Satake et al., 1988). このような気象条件や水管理方法による水田の 熱環境の変化を把握することは、陸面における熱交換や 熱収支が農業でどのような役割を果たしているのか理解 する上で重要であろう. ここでは、農業における群落微 気象モデルの利用例として、水田水温のシミュレーショ ンを紹介する. すなわち, 水田水温を推定する群落微気 象モデル,田面(群落下の地表面:水面または土壌面) における熱交換係数の特性, さらに水管理方法による水 温変化のシミュレーションについて解説する.

2. 水田水温を推定する群落微気象モデル

気象条件から水田水温を推定するため,これまでに多 くの研究が行なわれており,各種のモデルが提案されて いる.ほとんどのモデルは地表面の熱収支理論に基づい ており,大きく3種類に分類される.すなわち,1)田面 の熱収支式に基づいて水温を計算するモデル(Uchijima, 1963;高見ほか,1989;丸山ほか,1998;Cofalinieri et al, 2005;Ohta and Kimura, 2007;Kuwagata et al., 2008), 2) 田面と群落の熱収支式に基づいて水温を計算するモデル (Maruyama and Kuwagata, 2010; Smesrud et al., 2014; Nishida et al., 2018), 3) さらに群落を多層に分割して各 層の熱収支式を解いた上で水温を計算するモデル(井上, 1985; Kim et al., 2001; Saptomo et al., 2004) である. 1) のモデルの利点は、構造が簡単なために計算や解釈が容 易なことであり、水田水温の広域分布や気候との基本的 な関係を評価するのに適している.一方で、群落を通じ た水温への間接的な影響、例えば気孔の環境応答や群落 温度の影響は評価することができない。2)のモデルの 利点は、上記の群落を通じた影響を評価できることであ り、水温と同時に群落温度や水面の蒸発量、群落の蒸散 量を個別に計算できる、そのため、群落微気象と作物と の基本的な関係を評価するのに適している.3)のモデ ルの利点は、群落温度の鉛直分布や群落内の乱流輸送を 含めた総合的な微気象環境を評価できることである。そ のため、作物の器官ごとの熱環境の評価や、葉群分布に よる微気象の変化の評価などにも広く利用することがで きる.一方で、モデルの構造が複雑なため、その計算に は群落の特性に応じた数多くの熱力学的・生理的なパラ メータを必要とする.

ここでは、2)のモデルに分類される Maruyama and Kuwagata (2010)をもとに、水田の水深と流入・流出を 考慮することで、水管理の影響も評価できるようにした 水田水温のシミュレーションモデル (Maruyama et al., 2017)を紹介する。モデルの理論的な背景は本巻の桑形 ほかの解説「水田群落微気象モデルの概要と農学分野へ の応用」で詳しく述べているが、図1に示す田面と群落 における熱収支を以下の式で表す。

$$Rn_{g} = H_{g} + lE_{g} + G_{w} + G_{s}$$

$$Rn_{c} = H_{c} + lE_{c}$$
(1)

ここで, Rn は正味放射量, H は顕熱フラックス, IE は 潜熱フラックスで, 添え字の $g \ge c$ はそれぞれ, 田面 –



図1:水田における田面および群落の熱収支の模式図. T_a は気温, T_w は水温, T_g は田面温度, T_s は土壌面温度, Rnは正味放射量, Hは顕熱フラックス, IEは潜熱フラックス, G_w は水体の貯熱量変化, G_s は地中熱フラックスで, 添え字 $o_g \geq c$ はそれぞれ田面 – 大気間と群落 – 大気間のエネル ギー交換を表す. Maruyama et al. (2017)の図をもとに作成.
大気間と群落-大気間のエネルギー交換を表す.田面下 への熱フラックスは,水体の貯熱量変化 Gw および地中 熱フラックス Gs の 2 つの項に分けている.なお,単位 はここでは省略する.田面と群落における正味放射量は 以下の放射収支式で表す.

 $Rn_{g} = (1 - r_{g})\tau_{s}R_{s} + \tau_{L}R_{L} + (1 - \tau_{L})\sigma T_{c}^{4} - \sigma T_{g}^{4}$ $Rn_{c} = (1 - r)R_{s} - (1 - r_{g})\tau_{s}R_{s} + (1 - \tau_{L})(R_{L} + \sigma T_{g}^{4}) - 2(1 - \tau_{L})\sigma T_{c}^{4}$ (2)

ここで、 r_g は田面のアルベド、 $R_s \ge R_L$ は群落上の下向 きの短波放射と長波放射、 $\tau_s \ge \tau_L$ は短波放射と長波放 射に対する群落の透過率、 σ はステファン・ボルツマン 定数、 T_g は田面温度、 T_c は群落温度である(τ_s は本巻 の桑形ほかの解説における透過率 $\tau \ge c$ 定義が異なるので 注意). なお、田面と群落は長波放射に対して黒体(射出 率=1) と仮定している、田面 – 大気間と群落 – 大気間 における熱交換は以下のバルク輸送式で表す.

$$H_{g} = c_{P}\rho C_{Hg}U(T_{g} - T_{a})$$

$$lE_{g} = l\rho C_{Eg}U(q_{sat}(T_{g}) - q_{a})$$

$$H_{c} = c_{P}\rho C_{Hc}U(T_{c} - T_{a})$$

$$lE_{c} = l\rho C_{Ec}U(q_{sat}(T_{c}) - q_{a})$$
(3)

ここで, c_P は大気の定圧比熱, ρ は大気の密度, l は水の 気化熱, T_a は気温, q_a は大気の比湿, Uは風速, q_{sat} (T_g) および q_{sat} (T_c) は T_g および T_c に対する飽和比湿, C_H および C_E は顕熱および潜熱に対するバルク輸送係数で ある. 最後に, 水体の貯熱量変化および地中熱フラック スは, それぞれ水深の関数および強制復元法 (Watanabe, 1994) に基づいた土壌面温度の関数として以下の式で表 す.

$$G_{\rm w} = c_{\rm w} \rho_{\rm w} D_{\rm w} \frac{dT_{\rm w}}{dt} + c_{\rm w} \rho_{\rm w} Q_{\rm in} (T_{\rm w} - T_{\rm in}) - c_{\rm w} \rho_{\rm w} Q_{\rm out} (T_{\rm w} - T_{\rm out})$$

$$G_{\rm S} = \left(\frac{c_{\rm S} \rho_{\rm S} \lambda_{\rm S} \omega}{2}\right)^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1}{\omega} \frac{dT_{\rm S}}{dt} + (T_{\rm S} - T_{\rm S0})\right]$$
(4)

ここで、 c_w は水の比熱、 ρ_w は水の密度、 D_w は水深、 T_w は水温、 Q_{in} は流入量、 Q_{out} は流出量、 T_{in} は流入する水 の温度、 T_{out} は流出する水の温度、 T_{S0} は土壌面温度、 T_{S0} は土壌面温度の日平均値、 ω は日周変化の角周波数、 c_S は土壌の比熱、 ρ_S は土壌の密度、 λ_S は土壌の熱伝導率 である。

ここで、水面と土壌面は水体の層に接していることか ら $T_g = T_w = T_s$ とおくと、式(1) - (4) の 10 個の方程式 に、気象条件 (R_s , R_L , T_a , q_a , U)、水管理条件 (D_w , Q_{in} , Q_{out} , T_{in} , T_{out})、放射パラメータ (r_g , r, m_s , m_L) およびバルク輸送係数 (C_{Hg} , C_{Eg} , C_{Hc} , C_{Ec})を与えるこ とで、同方程式中の水温を含めた 10 個の未知数 (T_w , *T_c*, *Rn_g*, *Rn_c*, *H_g*, *H_c*, *lE_g*, *lE_c*, *G_w*, *G_s*) を数値的に 求めることができる. このうち, 放射パラメータは, 作 物の葉面積指数および葉の傾き具合によって変化する が, イネの生育期間を通じた熱収支の計算ができるよう, それらの要因と作物生育との関係がモデル化されている (Maruyama et al., 2007). 同様に, バルク輸送係数も群 落の高さや葉面積指数, 平均的な気孔コンダクタンスに よって変化するが, それらの要因と作物生育との関係が モデル化されている (Maruyama and Kuwagata, 2008). バルク輸送係数はさらに田面の凸凹の鉛直スケールにも 依存し, その特性を次節で紹介する.

3. 田面における熱交換係数の特性

田面-大気間の熱交換に影響を及ぼす田面の凸凹の鉛 直スケール(粗度長)は、図2に示すように水田の水深 によって土壌面が水没(あるいは露出)することで変化 すると考えられる。そこで、Maruyama et al. (2013)は、 田面の幾何学的な粗度長と水深との関係を以下の簡単な 一次関数で表した。



Dw は水深, Dwf は土壌面が水没するときの水深で, Dw>Dwf のときの田面は全て水面となり, 0<Dw<Dwf のときの田面 は水面と土壌面の両方を含む.



図3:水田における土壌面の幾何学的な粗度長(h_{0s})の計測の様子. (a)基準高度に水平に設置した直尺(b)ノギスによる基準高度から土壌面までの鉛直距離の計測.

$$h_{0} = \begin{cases} h_{0s} \left(1 - \frac{D_{w}}{D_{wf}} \right), (D_{w} < D_{wf}) \\ 0, (D_{w} \ge D_{wf}) \end{cases}$$
(5)

ここで, ho は田面の幾何学的な粗度長, hos は排水時に おける土壌面の幾何学的な粗度長, Dw は水深, Dwf は土 壌面が完全に水没するときの水深である. 湛水時におけ る水面の幾何学的粗度長は土壌面と比べて十分に小さい ことから, ここでは無視している.

幾何学的な粗度長の定義は、Kondo and Yamazawa (1986) に従って $h_0 = 2\sigma$ (σ は標高の標準偏差) とし、図 3 に示すように実際の水田でノギスを用いて基準高度からの偏差を 0.125 m 間隔で計測した. その結果、土壌面の 幾何学的な粗度長は測線の方向によって異なり、畝に対して平行な方向で 21.9 mm、直交する方向で 28.6 mm であった. この結果から水田における土壌面の幾何学的 な粗度長の代表値を $h_{0s} = 25$ mm とし、さらに水深がその 2 倍 (=4 σ) になったとき土壌面がほぼ水没すると考えて $D_{wf} = 50$ mm とした. これらの値は水田の土壌特性 や地域によっても異なると考えられるが、イネの移植栽培では一般的に機械による代かきが行なわれるため、移植直後の水田では同程度の値になるものと思われる.

次に,幾何学的な粗度長と空気力学的な粗度長の理論 的な関係を Kondo and Yamazawa (1986) に従って以下 のように表す.

$$\left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{z_{0s}}\right)^{-2} = \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{h_{0}} + R\right)^{-2}$$

$$\left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{z_{0s}}\right)^{-1} \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{z_{Ts}}\right)^{-1} = \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{h_{0}} + R\right)^{-1} \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{h_{0}} + R + B_{H}^{-1}\right)^{-1}$$

$$\left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{z_{0s}}\right)^{-1} \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{z_{qs}}\right)^{-1} = \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{h_{0}} + R\right)^{-1} \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{h_{0}} + R + B_{E}^{-1}\right)^{-1}$$

$$\left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{z_{0s}}\right)^{-1} \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{z_{qs}}\right)^{-1} = \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{h_{0}} + R\right)^{-1} \left(\frac{1}{k}\ln\frac{z_{a}}{h_{0}} + R + B_{E}^{-1}\right)^{-1}$$

ここで、20s, 2Ts, 2qs はそれぞれ、運動量、熱、水蒸気に 対する空気力学的な粗度長である.これらの粗度長をも とに、大気安定度の影響を適切に考慮することで、田面 - 大気間のバルク輸送係数を計算することができる (Watanabe, 1994).ただし、水蒸気については表面での 飽和を仮定しており、水面や飽和した土壌表面など湿っ た表面を対象とする.また、kはカルマン定数、2aは参 照高度である.R, BH^{-1} , BE^{-1} はそれぞれ、粗度関数、 底層スタントン数、底層ダルトン数と呼ばれる表面のご く近傍における運動量、熱、水蒸気輸送の特徴を表す無 次元数で、粗度長に加えて空気の動粘性係数や分子拡散 係数から計算される(詳しくは Maruyama et al., 2017). なお、この式を用いて先ほどの土壌面の幾何学的な粗度 長(h_{0s} =25 mm)を空気力学的な粗度長に換算すると、 20s=5 mm、2Ts=2qs=0.15 mm に相当する.

一方で,群落内では一般的に風速が小さいため,田面 -大気間の熱交換は強制対流だけでなく自然対流にも支 配される.ところが,バルク輸送係数の計算における大 気安定度の補正ではその影響を十分には表現することが できない.そこで,自然対流条件下におけるバルク輸送 係数を Kondo and Ishida (1997)に従って以下の式で表 す(詳しくは本巻の石田の解説「農耕地における地表面 交換係数」を参照).



図4: 深水管理と浅水管理の水田水温の差(△T) に対するモ デルの再現性.

△Tの実測値およびモデル計算値(縦軸)を深水管理の水田 水温と気温の差(横軸)に対してプロットしてある.2011年 7月6日~27日の北海道農業研究センター(札幌市豊平区) の水田におけるイネの生育初期の観測値および解析結果 (Maruyama et al., 2017)をもとに作成.

$$C_{\rm Hg}U = c_{\rm f}(T_{\rm g} - T_{\rm a})^{\frac{1}{3}}$$

$$C_{\rm Fg}U = c_{\rm f}(T_{\rm g} - T_{\rm a})^{\frac{1}{3}}$$
(7)

ここで, ci は自然対流に対する熱交換係数であり, この 値も土壌面の幾何学的な粗度長によって変化すると考え られることから,以下の一次関数で表す.

$$c_{\rm f} = c_{\rm fw} + (c_{\rm fs} - c_{\rm fw}) \frac{h_0}{h_{0\rm s}} \tag{8}$$

ここで, c_{fw} と c_{is} は水田における水面と土壌面の自然対 流に対する熱交換係数である.これらの値を水田の移植 後における熱収支観測から求めた結果, c_{fw} = 0.0024, c_{is} = 0.0036 が得られた.このうち水面に対する値は,過 去に湖や海面で得られている値よりもやや大きいが,こ れは水面上に存在する群落が熱交換面の温度むらを生じ させる粗度物体として作用することで,通常の開かれた 水面よりも熱交換係数が大きくなったものと推察され る.

このようにして,水深による幾何学的な粗度長の変化 が式(5)で計算され,強制対流および自然対流の条件下 での熱交換速度が式(6)および式(7)-(8)で計算さ れる.実際の計算では,両者で計算される値のどちらか 大きいほうを熱交換速度として用いる.図4は,水深に

よる幾何学的な粗度長の変化が水温にどのように関わっ ているのかを示す解析例である.この図には、札幌にお ける深水管理(水深10cm)と浅水管理(水深0cm)の 水田の水温差(AT:日平均値)について,実際の観測値 とモデルによる計算値が示されている. *ΔT* は水温と気 温との差に依存する傾向があるため、図の横軸に深水管 理の水温と気温との差をとってある。また、モデルによ る計算値として、式(5)を用いて ho を変化させた場合 (粗度長変化の効果あり)と変化させない場合(粗度長変 化の効果なし)の2つを示した. *ΔT* は最大で 2℃ 程度 に達したが、モデルで粗度長変化の効果を考慮しない場 合はこの温度差をほとんど再現できないのに対し、考慮 した場合には観測結果に近い値が得られており、粗度長 の変化が水温にかなりの影響を与えていることがわか る. すなわち,水深が浅い場合には土壌面が露出するこ とで田面の粗度長が大きくなり、大気との熱交換が活発 になることで水温が低くなる.反対に、水深が深い場合 には土壌面が水没することで田面の粗度長が小さくな り、大気との熱交換が抑制されることで水温が高くなる (図2を参照).

4. 水管理方法による水温変化のシミュレーション

これまでに解説した群落微気象モデルと田面の熱交換 係数のモデルを用いることで、様々な気象条件や水管理 方法による水田水温の変化をシミュレーションできる. 図5には、イネの低温障害が発生するような気象条件を 想定し、札幌の6月の低温日を対象に、水深の変化が水 田水温にどのような影響を与えるのかシミュレーション した結果を示す.

日平均水温は水深の増加とともに上昇する傾向がみら れ、その上昇幅は最大で2.5℃に達している.特に、田 面の粗度長が変化する水深5cm以下の範囲での上昇が 顕著であり、水田水温が田面の粗度長に強く依存してい ることがわかる.このことから、水田において低温障害 の対策として実施される深水管理(Satake et al., 1988) は、稲体の一部を(気温よりも水温が高いため)水面下 で保温すると同時に、水温自体も上昇させる効果のある ことがわかる.日最高水温は、水深5cm以下の範囲で は日平均水温と同様に水深の増加とともに上昇する傾向 がみられるが、水深5cm以上の範囲では逆に低下する 傾向がみられる.これは、水体の体積熱容量が土壌より も大きいため、水体が増加すると熱収支の結果として表 面温度の日変化が小さくなるためである.一方で、日最 低水温は水深の増加とともに単調に上昇し、水体の熱容



図5:異なる水深に対する水温変化のシミュレーション. (計算条件:日平均気温10℃,気温日較差10.8℃,水蒸気圧8.5 hPa,日射量350 W m⁻²,風速2 m s⁻¹,葉面積指数0.25 m² m⁻²).



図6:異なる灌漑時刻に対する水温変化のシミュレーション. (計算条件:日平均気温10℃,気温日較差10.8℃,水蒸気圧8.5 hPa,日射量350 W m⁻²,風速2 m s⁻¹,葉面積指数0.25 m² m⁻²).

量の増加の影響を受けて,水深 5 cm 以上の範囲でも上 昇が続いている.

一般に,作物の生育は温度の日平均値だけでなく日最 高値や日最低値にも左右される(Lobell, 2007).そのた め,水深の変化は,日平均水温と同時に日最高水温や日 最低水温の変化も通じて複雑な形でイネの生育に影響を 与えていると考えられる.また,低温(あるいは高温) によるイネの受精障害の発生では,1~2℃の温度変化に よって稔実率が最大で30%以上も異なることが知られ ている(Shimono et al, 2005; Maruyama et al., 2013).そ のため,受精障害の発生するような気象条件下では,水 深など水管理方法の違いが,水温の変化を通じてイネの 収量にも影響を与えている可能性がある.

次に,水管理で毎日の水深を一定に保った場合に,灌 漑時刻によって水田水温がどのように異なるのかシミュ レーションした結果を図6に示す.ここでは,先のシ ミュレーションと同様に札幌の6月の低温日を対象に, それぞれ異なる時刻(1~24時)に灌漑を実施した場合 の水田水温を計算している.減水深は20 mm day⁻¹と 仮定し,前日からの減水分を補給するために水深20 mm 相当の灌漑を定時刻に行い,流入した水は水田全体に速 やかに広がるものと仮定している.また,流入水の温度 は,水源からの距離が十分に離れた用水路を想定し,前 日の水田水温の日平均値に等しいと仮定している.

日平均水温に着目すると,水深が浅い場合は灌漑時刻 によって温度が変化し、3~9時に灌漑を行ったときの温 度が高く、反対に18時頃に灌漑を行ったときの温度が 低いことがわかる.これは主に,午前中に灌漑を行なう ことで熱交換の活発な日中の水深が比較的深くなり、そ れによって粗度長が小さいことが水温を高める方向に作 用するためである(前節を参照).一方で,水深が深い場 合には温度変化があまり明瞭でない. すなわち, 日平均 水温は水深が浅い場合ほど灌漑時刻による違いが現れや すいといえる.次に、日最高水温に着目すると、全ての 水深において、灌漑時刻によって温度が大きく変化して おり、特に12~14時に灌漑を行ったときの温度が低い. これは、本来の日最高水温が出現する時刻に比較的低い 温度の用水が流入することで、日最高水温が低く抑えら れるためである. 日最低水温も, 同様に全ての水深にお いて灌漑時刻による温度変化が大きく、温度が最も高く

143

なる灌漑時刻は1~4時の間であった(なお,水深が深い ほどその時刻が遅い傾向がみられる).反対に,水温が 最も低くなる灌漑時刻は5~6時であり,わずかな灌漑 時刻の違いが水田の熱環境に大きな影響を及ぼすことが わかる.

以上のように、水深および灌漑時刻によって水田水温 は変化するため、水管理を適切に行うことで、水田水温 を少しだけ制御することが可能である。同様のシミュ レーションは、任意の気象条件に対して実行できるため、 その結果から水田水温を高く(あるいは低く)する最適 な時刻に灌漑を行うことで、イネの生育に適切になるよ う温度制御する高度な水管理を行うことができる。この ようなモデルシミュレーションに基づいた水管理は現 在、水田の圃場水管理システム(若杉ほか、2018)にも 応用されており、気象予報値をもとに冷害対策のために 水田水温を高める最適な灌漑時刻を計算し、圃場の給水 装置を自動で遠隔操作する仕組みが構築されている。こ のように、陸面における熱交換や熱収支の基礎知識を、 気象データやシミュレーションに基づいて農耕地で効果 的に活用する新たな利用方法が広まっている。

参考文献

- Confalonieri, R., L. Mariani and S. Bocchi (2005) Analysis and modelling of water and near water temperatures in flooded rice (Oryza sativa L). *Ecol. Model.*, **183**, 269–280.
- Fukui, S., Y. Ishigooka, T. Kuwagata and T. Hasegawa (2015) A methodology for estimating phenological parameters of rice cultivars utilizing data from common variety trials. J. Agric. Meteorol., 71, 77-89.
- 井上君夫 (1985) 水田微気象環境のシミュレーションモデル. 農業気象, **40**, 353-360.
- Julia, C. and M. Dingkuhn (2013) Predicting temperature induced sterility of rice spikelets requires simulation of crop-generated microclimate. *Europ. J. Agron.*, 49, 50–60.
- Kim, W., T. Arai, S. Kanae, T. Oki and K. Musiake (2001) Application of the simple biosphere model (SiB2) to a paddy field for a period of growing season in GAME-Tropics. J. Meteorol. Soc. Jpn., 79, 387-400.
- Kondo, J. and H. Yamazawa (1986) Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Bound-Lay. Meteorol.*, 34, 123–135.
- Kondo, J. and S. Ishida (1997) Sensible heat flux from the earth's surface under natural convective conditions. J. Atmos. Sci., 54, 498-509.
- Kuwagata, T., T. Hamasaki and T. Watanabe (2008) Modeling water temperature in a rice paddy for agro-environmental research. *Agric. For. Meteorol.*, **148**, 1754–1766.
- Lobell, D. B. (2007) Changes in diurnal temperature range and

national cereal yields. Agric. For. Meteorol., 145, 229-238. 丸山篤志,大場和彦,黒瀬義孝(1998)平衡水温モデルによ

- る異常気象年の水田水温の推定.農業気象,54,247-254.
- Maruyama, A., T. Kuwagata, K. Ohba and T. Maki (2007) Dependence of solar radiation transport in rice canopies on developmental stage. *Jpn. Agric. Res. Quart.*, **41**, 39–45.
- Maruyama, A. and T. Kuwagata (2008) Diurnal and seasonal variation in bulk stomatal conductance of the rice canopy and its dependence on developmental stage. *Agric. For. Meteorol.*, **148**, 1161–1173.
- Maruyama, A. and T. Kuwagata, (2010) Coupling land surface and crop growth models to estimate the effects of changes in the growing season on energy balance and water use of rice paddies. *Agric. For. Meteorol.*, **150**, 919–930.
- Maruyama, A., W. M. W. Weerakoon, Y. Wakiyama and K. Ohba (2013) Effects of increasing temperatures on spikelet fertility in different rice cultivars based on temperature gradient chamber experiments. J. Agron. Crop Sci., 199, 416-423.
- Maruyama, A., M. Nemoto, T. Hamasaki, S. Ishida and T. Kuwagata (2017) A water temperature simulation model for rice paddies with variable water depths. *Wat. Res. Res.*, 53, 10065–10084.
- Murai-Hatano, M., T. Kuwagata, J. Sakurai, H. Nonami, A. Ahamed, K. Nagasuga, T. Matsunami, K. Fukushi, M. Maeshima and M. Okada (2008) Effect of low root temperature on hydraulic conductivity of rice plants and the possible role of aquaporins. *Plant Cell Physiol.*, 49, 1294–1305.
- Nishida, K., S. Yoshida and S. Shiozawa (2018) Theoretical analysis of the effects of irrigation rate and paddy water depth on water and leaf temperatures in a paddy field continuously irrigated with running water. *Agric. Wat. Manag.*, **198**, 10–18.
- Ohta, S. and A. Kimura (2007) Impacts of climate changes on the temperature of paddy waters and suitable land for rice cultivation in Japan. *Agric. For. Meteorol.*, 147, 186–198.
- Roel, A., R. G. Mutters, J. W. Eckert and R. E. Plant (2005) Effect of low water temperature on rice yield in California. *Agron. J.*, 97, 943–948.
- Saptomo, S. K., Y. Nakano, K. Yuge and T. Haraguchi (2004) Observation and simulation of thermal environment in a paddy field. *Paddy Wat. Env.*, 2, 73–82.
- Satake, T., S. Y. Lee, S. Koike and K. Kariya (1988) Male sterility caused by cooling treatment at the young microspore stage in rice plants. XXVIII. Prevention of cool injury with the newly devised water management practices—effects of the temperature and depth of water before the critical stage. *Jpn. J. Crop Sci.*, 57, 234–241.
- 佐藤正一(1960)本邦暖地の稲作気候と水田微気候ならびに 微気候調節に関する研究.九州農業試驗場彙報, 6, 259-364.
- Shimono, H., T. Hasegawa, S. Fujimura and K. Iwama (2004)

Response of leaf photosynthesis and plant water status in rice to low water temperature at different growth stages. *Field Crop. Res.*, **89**, 71–83.

- Shimono, H., T. Hasegawa, M. Moriyama, S. Fujimura and T. Nagata (2005) Modeling spikelet sterility induced by low temperature in rice. *Agron. J.*, 97, 1524–1536.
- Smesrud, J. K., M. S. Boyd, R. H. Cuenca and S. L. Eisner (2014) A mechanistic energy balance model for predicting water temperature in surface flow wetlands. *Ecol. Eng.*, 67, 11–24.
- Stuerz, S., A. Sow, B. Muller, B. Manneh and F. Asch (2014) Leaf area development in response to meristem temperature and irrigation system in lowland rice. *Field Crop. Res.*, 163, 74–80.

- 高見晋一, 菅谷博, 鳥山和伸(1989)水田水・地温の簡易推 定法. 農業気象, **45**, 43-47.
- Uchijima, Z. (1963) An investigation on annual variations in water temperature and heat balance items of shallow water. *Bull. Nat. Inst. Agric. Sci. Series A*, **10**, 101–125.
- Uchijima, Z. (1976) Microclimate of the rice crop: *Climate and Rice*, IRRI, 115–140.
- 若杉晃介,鈴木翔,丸山篤志(2018) 圃場水管理システムを 用いた ICT のフル活用による高機能水田地帯の構築.農 業農村工学会誌, 86, 289-292.
- Watanabe, T. (1994) Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Bound-Lay. Meteorol.*, **70**, 13–35.

■紀要「低温科学」の変遷 --

- ·低温科學, 第1輯 (1944年)-第10輯 (1953年)
- ·低温科學. 生物篇, 第11輯 (1954年) 第35輯 (1978年)
- ·低温科学.物理篇,第11輯(1953年)-第53輯(1995年)
- ·低温科学.物理篇.資料集,第27輯(1970年)-第63輯(2005年)
- (このうち, 第1輯(1944年12月)~第3輯(1950年12月)は岩波書店発行, 第4輯(1948年10

月)は北方出版社発行,第5輯(1950年12月)以降は低温科学研究所発行)

・低温科学. 第64巻(2005年)~

※第 68 巻(2009 年)Supplement Issue(英文增刊号発行)

■著作権-

- ・本紀要に掲載された論文の著作権は、北海道大学低温科学研究所に属する.
- ・ただし、原著者が出典を明示して再利用することは妨げない.
- ・また,掲載論文の一部または全部を電子的に蓄積し,北海道大学低温科学研究所が行う情報提供 サービスにより公開することがある.

	2019年3月20日
発 行 者	北海道大学 低温科学研究所 〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目 URL:http://www.lowtem.hokudai.ac.jp
編集者	渡辺 力
印刷・製本	(株)アイワード

© 2019 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University





INSTITUTE OF LOW TEMPERATURE SCIENCE HOKKAIDO UNIVERSITY, SAPPORO, JAPAN http://www.lowtem.hokudai.ac.jp