

Archives of Atmospheric Chemistry Research

第 37 号



Japan Society of Atmospheric Chemistry

目次

	Article No.
会長就任のあいさつ 10年後の日本大気化学会の発展に向けて	告志 037N01
会長退任のあいさつ 日本大気化学会の発展を信じて-感謝と期待	遙史 037N02
総説	

―トピックス:物質交換・物質循環―

対流圏-成層圏間の輸送過程	037A01
森林生態系スケールの植物起源 VOC フラックス望月智貴, 谷晃	037A02
大気ポテンシャル酸素(APO)の大気-海洋間のガス交換研究への応用遠嶋康徳	037A03
氷表面やバルク氷での化学反応	037A04

会員からのお知らせ

The 1st JpGU-AGU joint meeting "Stratosphere-Troposphere Interaction" Session Report	
	037N03
JpGU-AGU2017「飛行艇を用いた臨床地球惑星科学の創成」セッション開催報告	
	037N04

学会からのお知らせ

第23回大気化学討論会のお知らせ谷本浩志,永島達也,猪俣敏	037N05
JpGU-AGU Joint Meeting 2017「大気化学セッション」開催報告	
	037N06
第38回日本大気化学会運営委員会議事録日本大気化学会 運営委員会	037N07
日本大気化学会会員集会プログラム 日本大気化学会 運営委員会	037N08
第10期日本大気化学会役員選挙の結果について 日本大気化学会 選挙管理委員会	037N09

記事のご投稿について

論文や記事のご投稿をご検討されている方は,事前に本誌編集委員または日本大気化学会運営委員まで ご相談下さい。

日本大気化学会運営委員(第9期,平成29年6月30日まで):

今村隆史(国立環境研究所),入江仁士(千葉大学),岩本洋子(東京理科大),○江波進一(国立環境研 究所),梶井克純(京都大学),○澤庸介(気象研究所),○高橋けんし(京都大学),竹川暢之(首都大学 東京),谷本浩志(国立環境研究所),松見豊(名古屋大学),町田敏暢(国立環境研究所),村山昌平(産 業技術総合研究所),持田陸宏(名古屋大学)

〇印は本誌編集委員

同(第10期,平成29年7月1日から):

谷本浩志(国立環境研究所),入江仁士(千葉大学),岩本洋子(広島大学),江口菜穂(九州大学),江波 進一(国立環境研究所),金谷有剛(海洋研究開発機構),豊田栄(東京工業大学),中山智喜(名古屋大 学),永島達也(国立環境研),廣川淳(北海道大学),町田敏暢(国立環境研究所),持田陸宏(名古屋大 学),森本真司(東北大学)

会長就任のあいさつ

10年後の日本大気化学会の発展に向けて

谷本浩志1



1. 私と大気化学の出会い

今期より会長を務めることになりました谷本です。 2017年1月から,1990年代に日本で大気化学研究 が始まるきっかけになったとともに,現在も当学会と関 係が深い IGAC (International Global Atmospheric Chemistry project,地球大気化学国際協同研究計 画)の co-chair も務めております (http://www.igacproject.org)。

まず最初に,私と日本大気化学会の「馴れ初め」 についてお話ししたいと思います。私は 2001 年に学 位を取りましたので、当学会との関係は約20年に及 びます。当学会の年会とも言える「大気化学討論会」 に私が最初に参加したのは,まだ修士課程の学生だ った 1996 年, 別府温泉で開催された第3回目の討 論会でした。参加人数の公式記録は残っていないよ うですが、50人くらいだったでしょうか。温泉宿の大 広間で1つの発表が30分以上もかけて行われてい ました。発表の途中でもあちこちから質問が飛び、時 間などお構いなしにエンドレスで議論が行われる様 子を見て、怖いような身が引き締まるような思いがした ものです。例えるなら、お正月の親戚の集まりで「大 人の世界」に入れてもらったような・・・そんな気がした ものです。それが今や、会員数が 200 人を超える正 式な学会となり, 討論会もフォーマルな雰囲気で行わ れるようになりました。

日本大気化学会は 2014 年に「学会」になりました が,研究会としては 1999 年に発足しており,さらに大 気化学討論会は 1995 年に始まっていますので,原 点から数えると 22 年もの長い歴史があるということに なります。その間,日本で大気化学研究を立ち上げ た先生方,そしてそれに続いた先輩方の努力のおか げで発展してきた歴史ともいえ,今や大気化学は学 問として成熟した段階にあります[谷本ら,2015; Tanimoto,2017]。

2. 激動の時代における大気化学

一方,私が学位を取った後の16年間を振り返って みて強く実感するのは,我々は「激動の時代」を生き ているということです。その方向や振れ幅における不 確実性は今後ますます大きくなるでしょう。また,中国 の台頭は著しく,アジアにおける科学先進国はもは や日本(だけ)ではありません。こうした激動の時代に, どうやって日本の科学を次の発展に向けて成長させ ていくか,どうやって次世代を担う人材を育てるか,と いうことは,私たち現役世代に課された大きな使命だ と思います。学問が成熟するのはそれ自体良いこと ですが,その成長を持続することは楽なことではあり ません。次の成長,さらなる発展に向けて,常に知恵 を巡らせて,頭を働かせる必要があります。

3. 今後の成長に向けて

そこで,大目標として,10 年後の学会の発展を目 指したいと思います。それが意味することは,コミュニ ティの成長であり,今後 10 年をかけて日本の大気化 学のコミュニティが成長できるよう取り組みたいと思い ます。そして,それはとどのつまり,学生や若手研究 者の育成に行き着くと思っています。

具体的には,まず第一に,日本の大気化学研究の 国際的な「見える化」です。日本の大気化学研究の 質が(まだ)高いのは国際的にも認められているとこ ろですが, 昨今の科学技術政策のために, 残念なが ら相対的に量が不足しており、国際的な visibility に 劣っている状況です。二番目に,質の向上にも努め たいと思います。学会は大会と雑誌のユニークさ・独 自性がそのアイデンティティですから,大気化学討論 会や JpGU の大気化学セッションにおける質の充実 は成長の要です。そして三番目に、しかし最も大事と いっても良いのが,若手研究者の育成および女性研 究者の増加です。2018年9月には、日本開催が24 年ぶりとなる iCACGP-IGAC 2018 国際会議(14th iCACGP Quadrennial Symposium & 15th IGAC Science Conference, <u>www.icacgp-igac2018.org</u>)が高 松市で開催されますので,この機会が若手研究者の 皆さんが研究の世界に飛び込む「きっかけ」になれば と思います。

技術的な面では、学会活動に関わる生産性を高 めると同時に、リーダーシップを発揮していくことも重 要だと思っています。そこで、今期では学会ウエブの 刷新と選挙制度の改革に取り組みたいと思います。 ウエブの刷新についてはすでに始まっており、この記 事が出る頃には新しいサイト(https://jpsac.org)に移 行していることと思います。

4. ホームとしての日本大気化学会

私の考えを書いてきましたが、そのベースとなるの は、一人でも多くの会員に会の発展そして分野の発 展にコミットしてもらうことです。会を良くする活動は役 員だけでできることではなく、会員一人一人のリーダ ーシップが必要です。日本では学会役員というと、偉 い先生たちとか、研究以外の仕事をさせられる、とい う言葉を聞きますが、私は役員と会員の間に線はな い、と思っています。学会活動の本質は「情けは人の 為ならず」で、誰かにやらされるものでも、仕方なくや るものでもなく、自分のためにやるものだからです。



IGAC news 59 号における「Atmospheric Chemistry Research in Japan: Twenty five-year History with IGAC」をハイライトしたカバーページ

ぜひ一人でも多くの会員に, 会の活動にコミットして 頂いて, 日本の大気化学者の「ホームグラウンド」で ある日本大気化学会を発展させられるよう, 皆さんに 「大気化学愛」を感じてもらえるよう, 頑張っていきた いと思います。 会の運営は"Never perfect"で, 改良を 続けて進化させていく仕事はたしかに大変ではありま すが, 人の役に立つコミュニティサービスは楽しく充 実感もあります。 会員の皆様には, 会の運営に積極 的にご協力いただくとともに, 何かご意見があれば遠 慮せず言っていただいて, 会員一丸となって会を発 展させたいと思います。

5. 参考文献

- 谷本浩志,秋元肇,中澤高清,小池真,近藤豊,河村公隆, 松見豊,高橋けんし (2015),日本における地球大気 化学研究のこれまでとこれから,*地球環境*, 20, 151-162.
- Tanimoto, H. (2017), Atmospheric Chemistry Research in Japan: Twenty five-year History with IGAC, *IGAC news*, 59, 8-13.

著者所属:

1. 国立環境研究所

Hiroshi Tanimoto_<tanimoto@nies.go.jp>

Article No. 037N02

会長退任のあいさつ 日本大気化学会の発展を信じて 一感謝と期待-

今村隆史1



植松前会長の後を受け、学会(研究会)が今後の 発展に向けて新たな助走を始める時期に会長職を 務めさせて頂きました。この8,9期は、日本大気化学 会にとっていくつかの大きな変化があった時期であり ました。

その一つは, 言うまでもない, 大気化学研究会から 日本大気化学会への移行です。これまで幾度となく 大気化学研究会の学会化が検討されてきました。そ の中で,第7期の終わりに当時の植松会長の英断に より、「研究会から学会への名称変更に絞る形での学 会化」の提案がなされ(詳細は大気化学研究会ニュ ースレター No.28, 2012, に掲載された植松会長(当 時)からのメッセージを参照),多くの会員の皆様の賛 同が得られたことで、改称が決まりました。第8期では、 その方針に従い,準備を進め,2014年1月に日本大 気化学会へ改称となりました。植松会長時代に運営 委員を務め, 改称に消極的であった私が学会への改 称を進める期の会長を務めることになるとは不思議な めぐりあわせです。いざ「学会」に改称すると、(私の 想像を超えて)それは単なる改称以上の大きなプラス の面を生んだと思います。

二つ目の変化は本誌「大気化学研究」の刊行です。 「大気化学研究」誌の刊行は、「大気化学研究会ニュ ースレター」の充実を目指した助走(企画)を経た後 の、不連続的な飛躍であり、ニュースレターからの単 なる移行と位置づけることは出来ません。「大気化学 研究」は、学会が刊行する学術誌としての役割・要件 も十分に果たし得るものになっており、これにより、歴 代会長のもとで検討されてきた日本学術会議協力学 術団体への登録(指定)に向けた準備も整ったと言っ てよいでしょう。第 10 期には登録がなされると期待し ています。

三つ目の変化は、「学会」の安定的な運営を目指 し、「皆で支える」と言った意識の表れとして、事務局 機能の充実が図られたことです。これは今後の学会 運営において大きなメリットとなることでしょう。大気化 学研究会時代から長年、名古屋大学太陽地球環境 研究所(当時)の松見先生、高橋先生、中山先生な らびにそのスタッフの皆様のボランティア精神に大き く依存していた事務局運営を、外部委託を利用しつ つ学会全体として支えるとの変更は、会費の値上げ などを伴うものでしたが、会員の皆様の理解と協力も あり、新たな体制が整いました。運営委員の努力と会 員の皆様のご理解なしには成し得なかったことであり、 感謝申し上げます。

この2期4年間の大気化学研究会から日本大気化 学会への移行ならびにその後の学会としての活動強 化は,歴代会長のリーダーシップの下で検討されて きた基盤の上に構築されたものであり,また様々な運 営に関する改革や推進の多くは,若手・中堅からの 積極的な提案と実行力によって可能となったもので す。更に学会をより良いものにしたいとする会員の皆 様の思いと協力が一歩一歩の変化を可能にしたこと は言うまでもありません。その様な機会に,大きなボト ムアップの流れの邪魔をしないように見守る形で立ち 会えたことは幸運であり,皆様に心より感謝申し上げ ます。

来年(2018 年)には, 香川県で iCACGP-

IGAC2018 国際会議が開催されます。四半世紀ぶり の日本での国際会議開催は、大変喜ばしい事であり、 日本大気化学会が新たなステージに進む1ページを 飾ることは間違いないでしょう。日本大気化学会には 「大気化学研究会とは何?」、「四半世紀前に開催?」 と言う会員が増えつつあります。これからはそう言った 皆様の活躍が学会を支えていくことになり、来年の国 際会議が皆様の存在感をアピールする第一歩になる と期待しています。 今後日本大気化学会には、社会から求められる科 学的な知見の発信と責任に応えていく集団として、 知の創造と具現化を活発化する集団として、更には 新たな知の探索を担う問題児的な側面も寛容に受け 入れる集団としての役割を果たしていくことが期待さ れています。若手からシニアに至る全ての世代が役 割を果たし、学会活動を豊かなものにしている限り、 日本大気化学会が活力のある学会として、発展出来 ると信じています。

著者所属:

1. 国立環境研究所

Takashi Imamura <imamura@nies.go.jp>

対流圏ー成層圏間の輸送過程

Transport processes between the troposphere and stratosphere

稻飯洋一1*

対流圏-成層圏間の輸送過程は大局的な視点で見ると、低緯度域において対流圏から成層圏へ、高 緯度域において成層圏から対流圏へと大気が循環している。これには成層圏における力学過程とそ れによって形成される成層圏子午面循環(ブリュワー・ドブソン循環)が主要な役割を果たしている。近 年では両圏の境界は面ではなく厚みを持った遷移層(低緯度域では"tropical tropopause layer; TTL", 中-高緯度域では"lowermost stratosphere; LMS"や熱帯外遷移層"extratropical transition layer; ExTL" など)として捉えられるようになっており、鉛直一次元的な(非断熱的な)輸送だけではなくこのような遷 移層における準水平的な(準断熱的な)輸送過程が注目されるようになってきた。そして TTL という概 念の導入によって、対流圏から成層圏への大気輸送や成層圏の水蒸気分布に関する新たな理解が 導かれてきた。本稿では我々の生活圏に最も近い大気領域である対流圏と成層圏、そしてその境界 における大気輸送過程について、著者(ら)の取り組んでいる研究課題にも触れつつ概説する。

1. はじめに

地球を取り巻く大気は層構造を持つと理解されて おり、大雑把に言うと地表から高度十数 kmまでの領 域は対流圏,高度十数 kmから約 50 kmまでの領域 は成層圏,その境界は対流圏界面と呼ばれている。 その名前の通り、対流圏は太陽短波放射による地表 面加熱と水蒸気潜熱の解放を熱源とする熱対流によ って特徴づけられる領域である。一方、成層圏は上 から注ぐ太陽短波放射をオゾンが吸収するために上 空ほど高温、つまり強く成層している領域である。大 気の密度は上空ほど小さくなるため、両圏を構成す る大気の総質量比は対流圏 5 に対して成層圏は 1 程度となっている。

両圏間の物質輸送について最新の全球再解析デ ータを用いた研究によると、対流圏から成層圏へは 5.3×10^{10} kg s⁻¹,成層圏から対流圏へは 5.8×10^{10} kg s⁻¹という質量フラックスが見積もられている[Boothe and Homeyer, 2017] (質量保存していないのは解析 の誤差と考えられる)。これは一年あたりにして成層 圏の全大気質量の2倍に相当するような値であるが, 様々な輸送過程の全球の総計として計算された値で あり,実際には半年で成層圏の大気全てが入れ替わ ることはない。以降でその様々な輸送過程を紹介し ていくが,まず対流圏と成層圏,そしてその境界につ いて記述する。

2. 対流圏, 成層圏, その境界

20世紀初頭、フランスの気象学者レオン・ティスラ ン・ド・ボールは凧や気球による観測から、上空に地 表付近とは異なる大気領域があることを発見した。そ して気温の鉛直構造に注目して高度に伴い気温が 減少する高度約10kmまでの領域を「troposphere(対 流圏)」、その上空の気温が変わらないあるいは高度 に伴い増加する領域を「stratosphere(成層圏)」、その 境界を「対流圏界面 tropopause(対流圏界面)」と名 付けた[Chapman, 1950; 1951]。そして現在、対流圏 界面は、気温の鉛直勾配[Bethan et al., 1996; WMO, 1957]や極小[Selkirk, 1993; Seidel et al., 2001]など温 度に注目した熱的圏界面, 渦位のような断熱保存量 に注目した力学的圏界面[Hoskins et al., 1985], オゾ ンなどの物質分布に注目した圏界面[Bethan et al., 1996; Folkins et al., 2002]など様々な尺度から定義さ れている。

このような様々な対流圏界面の基準について Highwood and Hoskins [1998] は客観解析データを 用いてそれぞれの代表的な高度を調査した。そして, 熱帯域においては一つの基準で対流圏界面を定義 するのではなく,高度約13 kmから約18 kmまでの厚 みを持った「層」として捉える見方を示した。また同時 期に Folkins et al. [1999]は,熱帯域におけるオゾン ゾンデ観測と航空機観測から,高度 14 km から 17 km 付近にかけてオゾン分布の特徴が対流圏的なも のから成層圏的なものへと徐々に遷移してくことを示 し,この高度域を「tropical transition zone」と表現した。 Highwood and Hoskins や Folkins et al.が提唱したこ のような熱帯域における遷移層の概念は今日「熱帯 対流圏界層 (tropical tropopause layer; TTL)」と呼ば れている(図1)。

また、中-高緯度域においても両圏の境界は厚み を持った層として捉えられている[Holton et al., 1995]。 こちらの遷移層は渦位に基づく力学的対流圏界面を 下端,温位 380 K 面を上端とする領域で一般に定義 される「最下部成層圏(lowermost stratosphere; LMS)」 や、特に力学的圏界面に近い領域は「熱帯外遷移 層(extratropical transition layer; ExTL)」などと呼ば れている(図 2)。LMS は、中-高緯度域における「力 学的対流圏界面」の高度の季節変動(冬季に下降, 夏季に上昇)に応じてその厚みが季節変化する(冬 季に厚く夏季に薄くなる)。一方、TTL は熱帯大規模 擾乱や熱帯大気波動(赤道ケルビン波など)に伴っ て上下に波打つように厚みが変化する[Inai et al., 2012]。

対流圏と成層圏間の物質輸送はこれら TTL や LMS を介して理解されるが,まずは大局的な視点か ら見ていこう。



図1 熱帯対流圏界層(TTL)の模式図(J.R. Holtonによる)。高度16.5 kmの気温(赤線)極小と ともに13.5 kmから19 km付近がTTL領域として 描かれている。対流による持ち上げが鉛直輸送を 担うのは正味の放射加熱(緑線)が負の高度域で ある。放射加熱が正の高度域においてはブリュワ ー・ドブソン循環(BD循環;3節参照)にともなう冷 却が放射加熱とバランスして大気が上方輸送され ていくが,相対的に水平輸送の方が卓越している (紫両矢印)。

3. ブリュワー・ドブソン循環

対流圏-成層圏間の物質輸送,特に対流圏から成 層圏への輸送過程について,かつては対流圏にお ける熱対流に伴う大気の持ち上げが重要であると考 えられてきた[Danielsen,1982]。熱帯域で特に活発な 対流活動がこの物質輸送を担っていると考えるのは 合理的に思えるが,実はそうではない。両圏間の輸 送過程には成層圏における力学過程と「ブリュワー・ ドブソン循環(BD循環)」と呼ばれる成層圏子午面循 環が主要な役割を担っている(ダウンワード・コントロ ールの原理)[Haynes, et al.,1991]。

BD 循環は成層圏における水蒸気とオゾンの分布 からその存在が予見され[Brewer, 1949; Dobson, 1956], 1950 年代後半の大気圏内核実験による放射 性物質や1963年のインドネシアにおける大規模火山 噴火によるエアロゾルの観測によって直接的に確認 された[Butchart, 2014]。この BD 循環は図 2 の薄影 部に描かれた「wave-driven extratropical pump」によ って力学的に駆動されている。すなわち, 成層圏が 西風となる冬半球で(惑星規模の波長を持つ)プラネ タリー波が中-高緯度中部成層圏へ伝播し砕波する ことでそこで極方向への流れが生じ高度 30 km 以上 にまで届く経路を持つ循環 (BD 循環の deep branch) が形成される[*Haynes et al.*, 1991]。これに加えて夏 冬両半球で総観規模の傾圧不安定波が中緯度最下 部成層圏において砕波することによって高度 20 km 程度以下の経路を持つ比較的素早い循環 (BD 循環 の shallow branch)も形成されている[*Plumb*, 2002]。

これら2つの駆動メカニズムによる成層圏大気の極 向き輸送により,赤道域で対流圏大気の吸い上げ/ 極域で成層圏大気の押し下げが生じ,それに放射加 熱/放射冷却でバランスすることで大気が非断熱的に 上昇/下降(図 2 の赤道域における上矢印/極域にお ける下矢印)している。そしてこれに伴い赤道域にお いて対流圏から成層圏へ/極域において成層圏から 対流圏へ物質が輸送されている。

この赤道域の吸い上げは地形に起因するプラネタ リー波活動の南北半球の違いによって北半球冬季に 強くなり南半球冬季に弱くなるという季節変動を持っ ている。一方,(極域における)成層圏から対流圏へ の輸送については冬季に BD 循環の下方輸送が強 化されるが,同時に力学的対流圏界面高度も下がる (LMS の厚みが厚くなる)ため,成層圏から下降して きた大気は一旦 LMS 内に蓄えられる形となり,春季 における力学的圏界面の高度上昇に伴って一気に 対流圏へ流入する[Monks, 2000]。

4. TTLと成層圏水蒸気

BD 循環の観点から成層圏の入り口に位置する TTL は成層圏全体の(特に対流圏起源の)物質分布 に重要な役割を果たしている。中でも成層圏の水蒸 気分布はTTLにおける脱水過程に強く支配されてい る。本節はこれについて紹介するが,その前に少し おさらいをしておこう。空気が含有できる水蒸気の量 (飽和水蒸気量)は気温に強く依存しており,低温で あるほど小さくなる。ある空気が低温化した場合,飽 和水蒸気量を超えた分の水蒸気は水滴や氷晶となり



図 2 緯度-高度断面に描かれた成層圏における BD 循環とその駆動メカニズム(3 節参照)の模式図 [*Holton et al.*, 1995]。中-高緯度において対流圏界 面(黒太線)と380 K 温位面(黒細線)で囲まれた領 域(濃影部)が最下部成層圏(lowermost stratosphere; LMS)と呼ばれる領域である。両矢印 は双方向の輸送・混合過程を表している。

重力落下して空気中から除去される。これが本稿で いう脱水過程である。

Brewer [1949]も水蒸気の脱水過程に注目し、中緯 度下部成層圏で観測された低い水蒸気量の説明と して低温領域(熱帯対流圏界面)での脱水とそこから の輸送(すなわち BD 循環)を洞察した。そしてさらな る観測データの蓄積によって,成層圏の水蒸気量を 説明可能なほど低温な領域はインドネシア上空の北 半球冬季に限られることが明らかとなり,その時期に その領域からのみ成層圏へ空気が湧き出す「成層圏 の泉」仮説が唱えられた[Newel and Gold-Stewart, 1981]。しかしその後「成層圏の泉」において下降流 (つまり成層圏から対流圏へ向かう流れ)が示された ことにより[Gage et al., 1991; Sherwood, 2000],成層 圏への大気流入経路について論争となった。

この下降流問題に解決の糸口を見い出したのが Hatsushika and Yamazaki [2001]であった。彼らは積 雲対流に対する力学的な応答として(当時概念として 登場したばかりの)TTL に形成される「温位の東西構 造」と「温位面に沿う準水平的な流れ」によって対流 活発域の上空に下降流が出現する事を大循環モデ ルを用いて示した。さらに脱水メカニズムについては Holton and Gettelman [2001]が先駆的なアイデアを 提唱した。彼らは簡単な二次元モデルを用いて TTL 内の「水平的な大気の移流」を考えることによって「局 所的な低温域」が TTL 全体の空気を効率的に脱水 すると指摘した。そして, Hatsushika and Yamazaki [2001]によって示された TTL における気温と循環場 の構造とHolton and Gettelman [2001]によって提唱さ れた水平移流に伴う脱水とが本質的に同じ脱水過程 として帰着した。図 3 は Hatsushika and Yamazaki [2003]による模式図であり、インドネシア域の活発な 積雲対流の力学的な応答として TTL に形成される準 水平循環場とその東側に形成される低温域により、 大気が効率的に脱水されながら成層圏へ流入してい く様子が描かれている。このように TTL 概念の導入に よって成層圏水蒸気についての革新的な理解がもた らされた。

5. 成層圏の年齢とTTL-LMS 間の水平輸送

上述のように,TTL における水平輸送過程を勘 案することによって成層圏水蒸気分布に関する 理解は深化した。同じように,TTL や LMS にお ける水平輸送を考慮することが,以下で紹介する

「成層圏大気の年齢」を巡る問題の解決を図る一 助となるのではないかと著者は考えている。

対流圏から成層圏, 成層圏から対流圏への輸送 双方にとって, BD 循環が中心的な役割を果たしてい る(3節)が, この BD 循環の強度は「成層圏大気の年 齢; stratospheric age of air (AoA)」という指標を用い て評価されている[Kida, 1983; Waugh and Hall, 2002]。AoA とは地表に排出/吸収源を持ち化学的に 安定でその濃度が増加トレンドを示す二酸化炭素や 六フッ化硫黄の成層圏大気における濃度を利用する ことで, その大気が対流圏を離れてからの経過時間 を推定したものである(この性質から二酸化炭素や六 フッ化硫黄は「クロック・トレーサー」と呼ばれてい る)。

Path of the tropospheric air into the stratosphere



図3 TTL(この図において 150 hPa から 70 hPa の間の領域)を介した対流圏から成層圏への鉛直 輸送とTTL内における水平移流に伴う脱水の模 式図[Hatsushika and Yamazaki, 2003]。矢印は空 気の流れを表している(色は気圧軸の色に合わせ て描かれている)。対流活動域(インドネシア-西部 太平洋)上空のTTL内に赤道対称の高気圧性水 平循環場と低温域(青影部)が形成されており,低 温域を水平的に通過しながら大気は脱水される。

多くの全球モデルを用いた研究からは近年の地球 温暖化に伴って BD 循環が強化されていることが指 摘されている[e.g., *Butchart*, 2014, and references therein]。BD 循環の強化は成層圏大気の年齢の"若 年化"として確認されるはずであるが,日欧による中-高緯度成層圏におけるクロック・トレーサーの長期観 測結果からは"若年化"は示されていない [Engel et al., 2017]。この矛盾が現在における成層圏の謎の一 つとなっている。

この問題を解く手掛かりになりそうなのが, AoA に 加えてもう一つ時間の情報を持つ熱帯下部成層圏に 刻まれた「テープレコーダーシグナル」と呼ばれるも のである。これは TTL における脱水強度の季節変動 が熱帯下部成層圏の大気の水蒸気量として記録さ れたもので, 対流圏から成層圏へ流入していく大気 を磁気テープに, BD 循環(deep branch)の駆動源 (中緯度成層圏の砕波)をテープを巻き取るモーター に, 脱水が生じる熱帯対流圏界面を磁気へッドに例 えて名付けられた[*Mote et al.*, 1996]。熱帯下部成層 圏におけるこのようなテープレコーダーシグナルは水 蒸気以外にも,例えば二酸化炭素[*Andrews et al.*, 1999], 一酸化炭素[*Schoeberl et al.*, 2006], シアン化 水素[*Pumphrey et al.*, 2008]など TTL において季節 変動(あるいは年々変動)を持つ物質でも確認されて いる。

「成層圏大気の年齢問題」に対して, Hasebe et al. [2017]では赤道域における気球観測から見積もられ た AoA と上述のテープレコーダーシグナルから推定 される"磁気ヘッド"を通過してからの経過時間の両 方を用いて問題の解決を図っている。これに加えて, 著者はLMSとTTL間の準水平的な物質輸送に注目 している。LMSとTTLはほぼ同じ温位高度域に位置 しているが,強力な西風である亜熱帯ジェットがバリ アとなり相互の物質交換は抑制されている。一方で 地形による力学効果などによって励起されたロスビー 波の破砕(図 4)や,モンスーン(特にアジア夏季モン スーン)に伴って上部対流圏/下部成層圏に形成され る高気圧性循環場(図 5)は子午面方向の大気輸送 をもたらすことが知られている。これらは大きな AoA を持つ高緯度成層圏大気の混ざった比較的"高齢な "LMS の空気をTTL へとBD 循環よりも短い時間スケ ールで輸送していると考えられる。このような LMS-TTL 間の準水平的な混合過程は既に Ploeger et al. [2012], Homeyer and Bowman [2013]; Boothe and Homeyer [2017]などによって研究されてきたが, 「成層圏大気の年齢問題」を解くためには,この水平 混合過程の長期変化傾向を正しく把握する必要があ ると著者は考えている。

6. LMS-対流圏間の輸送

対流圏と成層圏を巡る残る輸送経路,LMS-対流 圏間の輸送は中緯度におけるロスビー波砕波に伴っ て温位 300 K から 350 K の高度域で双方向にもたら される[Wernli and Sprenger, 2007](図 4 で示したロス ビー波の砕波に伴う大気混合をより低高度で見たの と同じである)。これに加えて重要なプロセスが「対流 圏界面 fold」[Beekmann et al., 1997; Baray et al., 2000]や「切離低気圧」[Wirth, 1995]である。これらは 亜熱帯ジェットや極域ジェットの近傍で発生し,主に LMS 空気の対流圏への輸送を担っている(圏界面



図4 2009年1月14日における(亜熱帯ジェットのコアのある高度である)温位350K面の衛星観測されたオゾ ン混合比(色),東西風速(黒線),渦位(4.5 PVU;白線)の全球水平分布[Manney et al., 2011]。赤道を挟んだ南 北半球の両方で西風の強い領域が東西方向に繋がっており、この西風帯とほぼ同じ場所に4.5 PVUの渦位の等 値線が分布しているが、これらに沿って亜熱帯ジェットが存在している。両半球ともジェットを境にして赤道側でオ ゾン混合比が低くなっている(すなわち亜熱帯ジェットをバリアとして空気塊が隔離されている)。しかし、北アメリカ の西側やヨーロッパ上空などでは西風極大や渦位等値線が蛇行し、オゾン混合比の南北勾配も弱くなっている。 これがロスピー波の砕波とそれに伴う子午面方向の大気交換であると考えられる。

fold は現象の鉛直構造, 切離低気圧は水平構造に 注目したものであり, しばしば切離低気圧の発達に 伴って圏界面 fold が形成される)。このように対流圏 へ引き込まれた成層圏大気はフィラメント構造となり ながら周辺の対流圏大気とかき混ぜられる [Appenzeller and Davies, 1992]。

相対的に低頻度であるが対流圏から LMS への輸送も生じている[Hintsa et al., 1998; Ray et al., 1999]。 このような輸送には温帯低気圧に伴う寒冷前線による持ち上げ [Wernli and Bourqui, 2002] などが重要であると考えられている。ただし LMS 領域においては十分な非断熱加熱がないため, LMS を超えてより深い成層圏まで到達することはほとんどなく, LMS は対流圏よりも成層圏的な性質が色濃い領域となっている[Stohl et al., 2003]。

季節的に限られるが重要な過程となるのがアジア 夏季モンスーンによる対流圏大気の持ち上げである。 このモンスーンに伴って形成された上部対流圏/下部 成層圏の高気圧性大規模渦(図 5)の内部領域には 対流圏下層から持ち上げられた大気が閉じ込められ ており、ロスビー波の砕波やモンスーン期の終わりに 伴い渦内部の大気は外側の LMS へ(そして TTL や 熱帯下部成層圏へも)輸送される[Vogel et al., 2016; Ploeger et al., 2017]。

7. おわりに

冒頭で引用した Boothe and Homeyer [2017]による 対流圏-成層圏間の質量フラックスは全球の総量とし て見積もられた値であるが、LMS-TTL 間に注目する とTTLからLMS へは 1.2×10^{10} kg s⁻¹、LMSからTTL へは 0.5×10^{10} kg s⁻¹の質量フラックスが見積もられて いる。これに対して熱帯域における対流圏から成層 圏への正味の質量フラックスは 1.0×10^{10} kg s⁻¹と見 積もられており、したがって BD 循環に伴って対流圏 から成層圏へ輸送されている物質量の半分に匹敵 する質量が LMS から TTL へ輸送されていることにな る。1996 年から 2010 年までの再解析データを用いて



図5 北半球夏季である2007年7月4日に衛星観 測された温位390K面におけるオゾン混合比の水平 分布[Randel and Jensen, 2013]。矢印付き楕円はアジ ア夏季モンスーンと北米夏季モンスーンに伴い形成 された高気圧性循環場を表している。中緯度下部成 層圏のオゾンがアジアモンスーンの東側面を通って 熱帯に流入している様子が示されている。

上述の推定を行った Boothe and Homeyer [2017]は 論文のディスカッション中に今後の課題として解析期 間の延長を明記しており、より信頼性の高い見積もり はこれから発表されていくだろう。著者としては LMS 領域や熱帯上部対流圏における航空機を用いた観 測データなどを積極的に利用し、熱帯そして極域上 空の対流圏-成層圏境界領域の輸送過程に迫ってい きたい。

本稿執筆にあたっては, 匿名の査読者から建設的 なコメントをいただきましたこと, 謝意を表したい。

8. 参考文献

- Andrews, A. E. et al. (1999), Empirical age spectra for the lower tropical stratosphere from in situ observations of CO₂: Implications for stratospheric transport, *J. Geophys. Res.*, 104, 26,581- 26,595.
- Appenzeller, C., and H. C. Davies (1992), Stucture of stratospheric intrusions into the troposphere, *Nature*, 358, 570-572.
- Baray, J.-L., V. Daniel, G. Ancellet, and B. Legras (2000), Planetary-scale tropopause folds in the southern subtropics, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 353-356.

Beekmann, M., et al. (1997), Regional and global tropopause

fold occurrence and related ozone flux across the tropopause, *J. Atmos. Chem.*, 28, 29-44.

- Bethan, S., G. Vaughan, S. J. Reid (1996), A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere, Q. J. R. Meteorol. Soc., 122, 929-944.
- Boothe, A. C. and C. R. Homeyer (2017), Global large-scale stratosphere-troposphere exchange in modern reanalyses, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 5537-5559, doi:10.5194/acp-17-5537-2017.
- Brewer, A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 75, 351-363.
- Butchart, N. (2014), The Brewer-Dobson circulation, *Rev. Geophys.*, 52, 157-184, doi:10.1002/2013RG000448.
- Chapman, S. (1950), Upper atmosphere nomenclature, J. Atmos. Terrest. Phys., 1, 121-124.
- Chapman, S. (1951), Some phenomena of the upper atmosphere, *Proc. Phys. Soc. London*, B, 64, 833-843.
- Danielsen, E. F. (1982), A dehydration mechanism for the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 605-608.
- Dobson, G. M. B. (1956), Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. Roy. Soc. London*, 236A, 187-193.
- Engel, A. et al. (2017), Mean age of stratospheric air derived from AirCore observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 6825-6838, https://doi.org/10.5194/acp-17-6825-2017.
- Folkins, I., M. Loewenstein, J. Podolske, S. J. Oltmans, and M. Proffit (1999), A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozoneondes and aircraft measurements, J. Geophys. Res., 104(D18), 22,095-22, 102.
- Folkins, I., C. Braun, A. M. Thompson, and J. Witte (2002), Tropical ozone as an indicator of deep convection, J. Geophys. Res., 107(D13), 4184, doi:10.1029/2001JD 001178.

- Fujiwara, M., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, T. Horinouchi, and S. Fukao (2003), Turbulence at the tropopause due to breaking Kelvin waves observed by the equatorial atmosphere radar, *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 1171, doi:10.1029/2002GL016278.
- Gage, K. S. et al. (1991), Long-term mean vertical motion over the tropical Pacific: Wind-profiling doppler radar measurements, *Science*, 254, 1771-1773.
- Hasebe, F. et al., Observations of dynamics and chemistry in the tropical upper atmosphere to disentangle the processes responsible for global circulation changes, submitted to *the Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Hatsushika, H., and K. Yamazaki (2001), Interannual variations of temperature and vertical motion at the tropical tropopause associated with ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2891-2894.
- Hatsushika, H., and K. Yamazaki (2003), Stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 4610, doi:10.1029/2002JD002986.
- Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, and K. P. Shine (1991), On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, 48(4), 651-678.
- Highwood, E. J., and B. J. Hoskins (1998), The tropical tropopause, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 1579-1604.
- Hintsa, E. J., et al. (1998), Troposphere-to-stratosphere transport in the lowermost stratosphere from measurements of H₂O, CO₂, N₂O and O₃, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2655-2658.
- Holton, J. R. et al. (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403-440.
- Holton, J. R., and A. Gettelman (2001), Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2799-2802.
- Homeyer, C. R. and K. P. Bowman (2013), Rossby wave

breaking and transport between the tropics and extratropics above the subtropical jet, *J. Atmos. Sci.*, 70, 607-626, doi:10.1175/JAS-D-12-0198.1.

- Hoskins, B. J., M. E. Mcintyre, and A. W. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, Q. J. R. Meteorol. Soc., 111, 877-946. (Correction (1987), O. J. R. Meteorol. Soc., 113, 402-404.)
- Inai, Y., T. Shibata, M. Fujiwara, F. Hasebe, and H. Vömel (2012), High supersaturation inside cirrus in well-developed tropical tropopause layer over Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20811, doi:10.1029/2012GL 053638.
- Kida, H. (1983), General circulation of air parcels and transport characteristics derived from a hemispheric GCM, Part 2, Very long-term motions of air parcels in the troposphere and stratosphere, J. Meteorol. Soc. Jpn., 61, 510-522.
- Manney, G. L., et al. (2011), Jet characterization in the upper troposphere/lower stratosphere (UTLS): Applications to climatology and transport studies, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 6115-6137.
- Monks, P. S. (2000), A review of the observations and ortings of the spring ozone maximum, *Atmos. Eniviron.*, 3, 3545-3561.
- Mote, P. W. et al. (1996), An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, J. Geophys. Res., 101, 3989-4006.
- Newell, R. E., and S. Gould-Stewart (1981), A stratospheric fountain?, J. Atmos. Sci., 38, 2789-2796.
- Ploeger, F. et al. (2012), Horizontal transport affecting trace gas seasonality in the tropical tropopause layer (TTL), J. Geophys. Res., 117, D09303, doi:10.1029/2011JD017267.
- Ploeger, F., P. Konopka, K. Walker, and M. Riese (2017), Quantifying pollution transport from the Asian monsoon anticyclone into the lower stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 7055-7066, https://doi.org/10.5194/acp-17-7055-2017.

- Plumb, R. A. (2002), Stratospheric transport, J. Meteorol. Soc. Jpn., 80, 793-801.
- Pumphrey, H. C., C. Boone, K. A. Walker, P. Bernath, and N. J. Livesey (2008), Tropical tape recorder observed in HCN, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05801, doi:10.1029/2007GL 032137.
- Randel, W., and E. Jensen (2013), Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate, *Nat. Geosci.*, 6(3), 169-176, doi:10.1038/ngeo 1733.
- Ray, E. A. et al. (1999), Transport into the Northern Hemisphere lowermost stratosphere revealed by in situ measurements, J. Geophys. Res., 104, 26, 565-26, 580.
- Schoeberl, M. R. et al. (2006), The carbon monoxide tape recorder, *Geophys. Res. Lett.*, 33(12), L12811, doi:10.1029/2006GL026178.
- Seidel, D. J., R. J. Ross, J. K. Angell, and G. C. Reid (2001), Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, 106, 7857-7878.
- Selkirk, H. B. (1993), The tropopause cold trap in the Australian monsoon during STEP/AMEX 1987, J. Geophys. Res., 98, 8591-8610.
- Sherwood, S. C. (2000), A stratospheric "drain" over the maritime continent, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 677-680.
- Stohl, A., et al. (2003), Stratosphere-troposphere exchange: A review , and what we have learned from STACCATO, J. Geophys. Res., 108(D12), 8516, doi:10.1029/2002JD 002490.
- Vogel, B. et al. (2016), Long-range transport pathways of tropospheric source gases originating in Asia into the northern lower stratosphere during the Asian monsoon season 2012, Atmos. Chem. Phys., 16, 15301-15325, https://doi.org/10.5194/acp-16-15301-2016.
- Wang, W. et al. (2014), Stratospheric ozone depletion from future nitrous oxide increases, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 12967-12982, doi:10.5194/acp-14-12967-2014.

- Waugh, D., and T. Hall (2002), Age of stratospheric air: Theory, observa-tions, and models, *Rev. Geophys.*, 40(4), 1010, doi:10.1029/2000RG000101.
- Wernli, H., and M. Bourqui (2002), A Lagrangian "1-year climatology" of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere, J. Geophys. Res., 107(D2), 4021, doi:10.1029/2001JD000812.
- Wernli, H., and M. Sprenger (2007), Identification and ERA-15 climatology of potential vorticity streamers and cutoffs near the extratropical tropopause, J. Atmos. Sci., 64(5), 1569-1586.
- Wirth, V. (1995), Diabatic heating in an axisymmetric cut-off cyclone and related stratosphere-troposphere exchange, Q. J. R. Meteorol. Soc., 121, 127-147.
- World Meteorological Organization (WMO) (1957), Definition of the tropopause, *WMO Bull.*, 6, Geneva, Switzerland.

原稿受領日:2017年6月5日 掲載受理日:2017年6月27日

著者所属:

1. 東北大学理学研究科 大気海洋変動観測研究センター

* 責任著者:

Yoichi Inai <yoichi_inai@m.tohoku.ac.jp>

森林生態系スケールの植物起源 VOC フラックス

Biogenic volatile organic compound fluxes above forest ecosystems

望月智貴¹, 谷晃¹*

全球で年間に植物が生産し放出する生物起源揮発性有機化合物(biogenic volatile organic compounds: BVOC)は人為起源揮発性有機化合物(anthropogenic VOC)の放出より数倍多いと見積 もられる。BVOC はオゾンや水酸基ラジカルとの反応性が高く、二次有機エアロゾルの生成や対流圏 オゾンの生成の助長に関わるだけでなく、森林生態系の炭素収支など多岐にわたって大気環境に影 響を及ぼす重要な微量気体である。森林は大気中へ放出されるテルペン類の重要な起源であるが、 それら放出量の推定は不確実性が大きい。本稿では、森林生態系スケールのテルペン類フラックスの 測定方法やフラックスに及ぼす環境要因の影響に加え、これまでに筆者らが測定で得た知見を紹介 する。

1. はじめに

揮発性有機化合物 (volatile organic compounds: VOC) は揮発性を有し大気中で気体状となる有機化 合物の総称である。大気中へ放出される VOC は人 間活動によって放出される人為起源揮発性有機化 合物 (anthropogenic VOC: AVOC) と生物が生産し放 出する生物起源揮発性有機化合物 (biogenic VOC: BVOC) の二つに分けられる。植物が生産し放出する BVOC の主成分はイソプレン (C_5H_8) やモノテルペン ($C_{10}H_{16}$) などのテルペン類である。地球全体で 1 年 あたりに放出される BVOC 量は約 1000 Tg であると 見積もられ, VOC 総排出量の 90%を占めると推定さ れている[*IPCC*, 2013; *Guenther et al.*, 2012]。

テルペン類は「森の香り」の主成分であり、人の心 身をリラックスさせる効果があるが、本稿では大 気中に放出されたテルペン類が大気化学に及ぼす 影響について述べる。テルペン類は二重結合を持つ ために大気中でオゾンや水酸基ラジカルとの反応性 が極めて高く、テルペン類の大気中での寿命は数分 から数時間である[Atkinson and Arey, 2003]。テルペ ン類の酸化生成物は揮発性が低く,その一部は微小 な二次有機エアロゾル (secondary organic aerosol: SOA)を形成する。SOA は太陽光を直接反射するだ けではなく(直接効果),その一部は雲凝結核として 作用することで雲の生成や雲の長寿命化に関与する (間接効果)。これらは温暖化を緩和する方向に働く ため(負の放射強制力),地球の大気冷却効果に対 する定量的評価が求められている[Kanakidou et al., 2005, IPCC, 2013]。最近の推定で,BVOC 酸化由来 の SOA 量が AVOC 酸化由来の SOA 量より数倍多 いと報告されたが,その不確実性は大きい[Hallquist et al., 2009]。

一方, テルペン類は水酸基ラジカルとの反応で局 地的な対流圏オゾン生成など光化学オキシダントの 生成を助長する。対流圏オゾンは人に健康被害を及 ぼしたり, 農作物など植物の生育に悪影響を及ぼし たりする。他方, 1分子中に多数の炭素を含むテルペ ン類の植物による放出は, 光合成によって植物体内 に固定された炭素を再び大気中へ放出することを意 味するため, 森林生態系の炭素循環を評価する上で 無視できない可能性がある。

本稿では、樹木からのテルペン類放出特性と森林 生態系スケールにおけるテルペン類フラックスの観 測研究を中心に紹介する。

2. テルペン類放出特性

イソプレンは主に広葉樹(コナラ属, ヤマナラシ属 など)から放出される(表 1)。イソプレンはその前駆物 質であるジメチルアリルニリン酸にイソプレン合成酵 素が作用することで合成される。イソプレンは低沸点 (34℃)であるため,細胞内で生成後,気孔を介して 拡散現象によって大気中へすぐに放出される(非貯 蔵型)。イソプレン放出は,イソプレン合成酵素が温 度と光合成有効光量子束密度(photosynthetic photon flux density,以下 PPFD)に依存するため,そ れら環境要因の影響を受ける。

モノテルペンは多種の針葉樹(スギ属,カラマツ属 など)や広葉樹(コナラ属,カバノキ属など)から放出 される(表 1)。モノテルペンは,前駆物質であるゲラ ニルニリン酸にモノテルペン合成酵素が作用すること で合成される。沸点が150℃以上になるモノテルペン の放出タイプは,合成したモノテルペンを植物体内 のモノテルペン貯蔵組織に一度蓄えて,そこから温 度に依存する蒸気圧にしたがって大気中へ放出する タイプ(貯蔵型),細胞内で合成したモノテルペンを 大気中へすぐに放出するタイプ(非貯蔵型),貯蔵型 と非貯蔵型の両方の放出機構をもつタイプ(複合型) の3つに分類される(表 1)。

モノテルペン貯蔵型のモノテルペン放出は温度に 依存する。スギ,ヒノキ,カラマツなどの樹種が挙げら れる。モノテルペン非貯蔵型のモノテルペン放出は

表 1. テルペン類の放出型と代表的な樹木

テルペン類	放出型	代表的な植物
イソプレン	非貯蔵型	コナラ、ミズナラ、ヨーロッパヤマナラシなど
モノテルペン	貯蔵型	スギ、ヒノキ、カラマツなど
	非貯蔵型	トキワガシ、シラカンバ、ウバメガシなど
	複合型	ヨーロッパアカマツ、トウヒなど
無放出	-	ケヤキ、ブナ、イチョウなど

温度と PPFD に依存する。トキワガシやシラカンバな どの樹種が挙げられる。複合型のモノテルペン放出 は温度とPPFD に依存する。ヨーロッパアカマツやトウ ヒなどの樹種が挙げられる。その他,ケヤキ,ブナ,イ チョウなどテルペン類を放出しないタイプ(無放出型) が存在する(表 1)。これに該当する樹種は多い。

イソプレン放出とモノテルペン放出を説明する経験 モデルとして Guenther et al.[1993]が体系化した G93 モデルが一般的に用いられる。これは,全球や特定 の地域におけるテルペン類の放出インベントリ推定 モデル(例えば MEGAN モデル)に組み込まれて用 いられている[Guenther et al., 2012]。

3. テルペン類フラックス

3.1. フラックス測定法

テルペン類放出測定は、森林群落レベル、枝葉レ ベル、および個葉レベルに分けられる。本稿では、枝 葉レベルと個葉レベルの説明は割愛するので、詳細 は谷[2010]を参照されたい。

テルペン類放出の群落レベルの測定には微気象 学的手法に基づくフラックス測定法がある。フラックス 測定法は森林群落と大気間における物質の交換速 度を求める手法として幅広く使われている。物質は大 気境界層で起こる渦状の風にしたがって輸送される。 鉛直上向きの成分を持つ風は下方の物質を上方へ 輸送し,鉛直下向きの成分を持つ風は上方の物質を 下方へ輸送する。フラックスは測定高度面における 単位面積,単位時間における物質の輸送量として表 される。

フラックス測定法の利点として,測定対象(フットプ リント)エリア内の森林の代表的なフラックス値を求め ることができること,植物への刺激を避けて自然状態 で測定できること,連続測定できる機器があれば自 動で長期間の測定が可能であること,などが挙げら れる。一方,一様な植生が広がった平坦な地形の選 定や森林群落上にできる粗度境界層を避けるため群 落面より少なくとも5m程度高い微気象タワーが必要 であり、フラックス測定法を適用できる場所には制限 がある。傾斜角が大きく複雑な地形でフラックス測定 を行う場合は、一般的に地形の影響をできるだけ取り 除くために座標変換が行われる。

テルペン類のフラックス測定で使われている手法 について簡単にまとめる。傾度法(gradient 法)は森 林群落上の二高度でガス採取し,二高度のガス濃度 差に拡散係数を乗じて算出する。テルペン類の拡散 係数は顕熱に対する拡散係数と同等と見なし [Monteith and Unsworth, 1990],拡散係数は温位勾 配(二高度の温位差/高度差)と渦相関法で測定した 顕熱フラックスから測定間隔ごとに求める。

渦相関法(eddy covariance法)は二酸化炭素フラッ クスなどの微量気体のフラックス測定で世界的に広く 使われている。渦相関法は森林群落上の一高度で 超音波風向風速温度計を用いて 10 Hz 程度の頻度 で鉛直風速の変動を測定し,同時に応答速度の速 い分析機器やセンサーでガス濃度を測定する。二酸 化炭素の場合はそのような高応答性の測定器(非分 散型赤外線吸収方式)が利用できるが、微量なテル ペン類では困難であった。しかし、1998年に VOC の リアルタイム分析用に, 陽子移動反応質量分析計 (PTR-MS)が開発され[Lindinger et al., 1998], テル ペン類の測定に応用された[Tani et al., 2003, 2004]。 これにより,森林群落上のテルペン類フラックスの測 定を高時間分解能で連続測定できるようになった。し かし、PTR-MS はカラムを持たないため、同じ分子量 のテルペン類の総量を求めることはできるが異性体 を分離して個々の化合物を定量できない。一つの質 量数を測定する時間が短いと(1秒以下)測定精度が 低下する[Hayward et al., 2002]。森林観測サイトへの PTR-MS の設置,稼動には商業電源が必要であるこ とから,測定できるサイトが制限される。

渦集積法(eddy accumulation 法)は森林群落上の 一高度で上昇流,下降流によって輸送される物質を 別々に採取する方法である。鉛直風速の大きさに比 例してガスサンプリング流量を変動させて,各貯蔵容 器や吸着管にサンプル空気を集積する。渦集積法 は渦相関法と同じ原理であるが、サンプルを貯蔵容 器へ貯蔵するため高応答を有する濃度測定器を必 要としない。しかし、実際の測定では常に変動する鉛 直風速に合わせて速い応答速度でガスサンプリング 流量を制御する難しさがある。

渦集積法のガス採取法を基本とし、ガスサンプリン グ流量を一定にすることによって測定を簡易化した 簡易渦集積法(relaxed eddy accumulation 法,以下 REA 法)が提案された[Bussinger and Oncley, 1990]。 上昇流と下降流のガスの濃度差に,鉛直風速の標準 偏差と、渦相関法を用いた顕熱フラックスの測定で実 験的に求められる係数を乗じて算出する。一般的に, 上昇流と下降流の濃度差が小さくなりフラックスの誤 差が大きくなる微風時の影響を除去するため,ガス 採取には鉛直風速に閾値を設け, 鉛直風速が閾値 の絶対値より高い場合のみガスを採取する。REA 法 によるガス採取装置は市販されていないため、これま で研究者たちが様々な簡易渦集積採取装置(以下 REA 装置)を開発してきた[Beverland et al.,1996; Bowling et al., 1998; Darmais et al., 2000]。それらの 中でも,上昇流の空気を採取する経路,下降流の空 気を採取する経路, 閾値以内の時にガス採取しない で排気する経路(ダミー経路)を,高速応答するテフ ロン製三方電磁弁を用いて切り替えるタイプが多い [Darmais et al., 2000; 望月ら, 2011]。 筆者らは 100 V の商業電源を必要とせず12Vバッテリーで駆動でき, 狭小なタワー上に設置できる小型のREA装置(縦34 cm×横60 cm×高さ30 cm, 重さ8 kg)を製作した(図 1)。我々がREA装置を製作する上で、電磁弁でガス 採取経路とダミー経路の切り替え時に一定流量が維 持できず, テルペン類の回収率が低下する問題が生 じた。ガス採取経路とダミー経路の吸引抵抗を同じに することで、それらの問題が著しく改善(回収率 90% 以上)することができた[望月ら,2011]。

分画乱流変動法(disjunct eddy covariance method 法)の開発が *Rinne et al.* [2000]によって行われた。こ



図1 可搬型簡易渦集積採取装置

れは渦相関法と渦集積法(簡易渦集積法)の間のような手法で、ガスサンプリング時間を 0.1 秒以下と可能な限り短く分画することによってわずかな変動(小さな渦)による物質の輸送も評価できる特徴を持つ。

3.2. 森林群落スケールのテルペン類フラックス測定3.2.1. テルペン類フラックスを制御する環境要因

群落上のモノテルペンフラックスは、ニホンカラマ ツ林[Mochizuki et al., 2014], アカマツ林[Tani et al., 2002], ポンデローサマツ林[Holzinger et al., 2006]で は温度のみに,トキワガシ林[Ciccioli et al., 2003; Plaza et al., 2005],トキワガシとイタリアカサマツの混 合林[Fares et al., 2013]では温度と PPFD に依存する と報告された。他方, 群落上のイソプレンフラックスは, クロトウヒ林[Pattey et al., 1999], カロリナポプラ林 [Westberg et al., 2000], アマゾンの熱帯雨林[Rinne et al., 2002]では温度と PPFD に応答して変動すること が報告されている。これは2章に記したテルペン類放 出型の違いと関連する。

筆者らは 2011 年 5 月から 2012 年 4 月にかけて, 国立環境研究所が管理する富士北麓フラックス観測 サイトのニホンカラマツ林にて一年間断続的に森林 群落上のモノテルペンフラックスを REA 法で測定し た。モノテルペンは Tenax-TA と Carbotrap b を充填し た採取管に捕集し,加熱脱着装置付き GC-MS で分 析した。モノテルペンフラックスは夏季に最も高くなり, かつモノテルペンの組成は季節ごとに異なることを明 らかにした。モノテルペンフラックスは気温が高くなる につれて指数関数的に増加し、ニホンカラマツのモノ テルペンフラックスは温度依存性があった(図 2)。更 に、降水があった翌日に高いモノテルペンフラックス が観測され、その後数日間かけてモノテルペンフラッ クスが減少していった(図 3)。

筆者らは、室内実験において、葉の濡れによりモノ テルペンフラックスが数時間高い状態が続くことを確 認した。しかし、フィールド観測で得た降水後に数日 間スケールで続く高いフラックスは説明できない。森 林生態系において降水の影響を受けやすい環境因 子として土壌体積含水率に着目したところ、モノテル ペンフラックスと土壌体積含水率の間に正の線形関 係があることを認めた。降水によって変化する土壌体



図 2 モノテルペンフラックスと温度の関係。降水後のデ ータを省いている。Mochizuki et al. [2014] を改変。



図 3 モノテルペンフラックスと土壌体積含水率の日平 均値と降水量の変動。*Mochizuki et al.* [2014] を改変。

積含水率がモノテルペンフラックスの新たな説明変 数になることを明らかにした[Mochizuki et al., 2014]。 なお、降水中、ならびに降水直後のモノテルペンフラ ックスは超音波風向風速温度計のプローブが雨で濡 れて作動しない場合があるため、測定できなかった。

筆者らは,森林におけるテルペン類放出から SOA に含まれるテルペン類酸化物質の生成に至る制御 要因を明らかにするため,夏季に富士北麓カラマツ 林で樹冠上のテルペン類フラックス, 樹冠下のテル ペン類, テルペン類酸化物質およびオゾンの濃度を 同時測定した(図 4)。樹冠上のテルペン類フラックス と樹冠下のテルペン類酸化物質濃度の間に相関は なかった。他方,オゾン濃度が高い時にテルペン類 酸化物質濃度が高かった。森林外部からオゾンを含 む酸化剤が森林域に流入したとき、樹冠下のテルペ ン類の酸化反応が進んでテルペン類酸化物質の生 成が増加することが示唆された[Mochizuki et al., 2015]。このように, BVOCを基点とした大気化学反応 において、様々な森林生態系からの BVOC 放出量と その反応物の生成量を見積もることは,地球の放射 収支や降水パターンを推定する上で重要である。



図4 αピネンフラックス, αピネンとその酸化物質(3-メ チル-1,2,3-ブタントリカルボン酸: 3-MBTCA)の濃度,オ ゾン濃度の日変化。*Mochizuki et al.* [2015] を改変。

3.2.2. 森林群落上のテルペン類フラックスの比較

表 2 に世界各地の森林群落上で測定されたイソプ レンとモノテルペンのフラックスを気候別にまとめる。 イソプレンフラックスは最大 35 nmol m⁻² s⁻¹ (2100 ngC m⁻² s⁻¹)であり, 熱帯雨林, 地中海のオーク林, 北方林 のクロトウヒ林で比較的大きい。モノテルペンフラック スは最大 6.7 nmol m⁻² s⁻¹ (800 ngC m⁻² s⁻¹)であり、地 中海のオーク林や北方林の針葉樹で比較的大きい。 熱帯,乾燥,温帯,亜寒帯,寒帯に分布するいずれ の森林もイソプレンとモノテルペンの放出源である。 森林生態系の炭素循環において,年間の正味炭素 吸収量に占める BVOC 放出による炭素再放出の割 合は、ポンデローサマツ林で約4%[Bouvier-Brown et al., 2012], ニホンカラマツ林で約 1%[Mochizuki et al., 2014]に達すると見積もられた。森林生態系から放出 されるイソプレンとモノテルペンの量は炭素収支を評 価する上で無視できない場合があり,他の森林生態 系においても同様に評価する必要性がある。

4. 今後に向けて

森林生態系の BVOC 放出源は, 葉だけでなく幹 や土壌圏(根系, リター, 微生物など)など様々であり [Lin et al., 2007; Leff et al., 2008; Greenberg et al., 2012; 深山ら,2016], 複雑である。特に, 森林生態系 の土壌圏に関する BVOC フラックスの報告例は少な い。森林全体の BVOC フラックスに対する土壌の BVOC フラックスの占める割合は、無視できる程度に 小さいという報告[Hayward et al., 2001; Greenberg et al., 2012]や重要な放出源の一つであるという報告 [Aaltonen et al., 2011; 深山ら,2016]があり, 森林土壌 圏の BVOC フラックスの放出特性とその放出量を明 らかにすることは、今後の重要な研究分野である。

これまでの森林群落レベルの BVOC フラックス測 定は数日から一年程度の短期的なものであり,数年 にわたり長期間連続測定した例はない。地球温暖化, 化を捉えるためには, BVOC フラックスを長期的に測 CO2 濃度の上昇,降水パターンの変化などの地球環

表2 森林群落上のテルペン類フラックスの一覧

測定サイト	森林植生	方法	イソプレンフラックス	モノテルペンフラックス	採取期間	引用文献
寒帯,亜寒帯	-					
Saskatchewan, Canada	Picea mariana Populus tremuloides	REA	5.6 nmol m ⁻² s ⁻¹ 10.6 nmol m ⁻² s ⁻¹		Midsummer, 1994	Westberg et al. [2000]
Huhus, Finland	Pinus sylvestris	FG		1.8 nmol m ⁻² s ⁻¹	June– September 2003	Räisänen et al. [2009]
Czech	Picea abies	EC		$1.3 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	Summer (2010, 2011, and 2012)	Juráň et al. [2017]
Tomakomai, Japan	Larix kaempferi	FG	$0.5 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$0.07 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	September, 2003	Ieda et al. [2006]
Yamanashi, Japan 温帯, 地中海	Larix kaempferi	REA		1.3 nmol m ⁻² s ⁻¹	2011-2012	Mochizuki et al. [2014]
Nagano, Japan	Pinus densiflora	FG		0.12-3.8 nmol m ⁻² s ⁻¹	May-November 2000	Tani et al. [2002]
New England, USA	Mixed forest (red oak, red maple, red pine)	EC	$18.0 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$0.4 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	Summer, 2007	McKinney et al. [2011]
California, USA	Ponderosa pine	EC		0.3 nmol m ⁻² s ⁻¹	June 2003-April 2004	Holzinger et al. [2006]
California, USA	Ponderosa pine	REA		$2.5 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	1999-2000	Bouvier-Brown et al. [2012]
Michigan, USA	Hardwood forest (aspen, beech)	EC	13.0-14.8 nmol $m^{-2} s^{-1}$		May-September (1999-2002)	Pressley et al. [2005]
Vielsalm, Belgium	Mixed forest (<i>Pseudotsuga</i>	DEC	8.2-9.0 nmol m ⁻² s ⁻¹	2.0-5.4 nmol m ⁻² s ⁻¹	July-September 2009	Laffineur et al. [2011]
West of Cologne, Germany	Mixed deciduous forest (beech, birch and oak)	EC	35.3 nmol m ⁻² s ⁻¹	3.9 nmol m ⁻² s ⁻¹	July 2003	Spirig et al. [2005]
Zhejiang province, China	Bamboo (Phyllostachys	REA	13.5 nmol m ⁻² s ⁻¹	0.02 nmol m ⁻² s ⁻¹	July 2012	Bai et al. [2016]
Mediterranean, France	Oak forest (Quercus pubescens)	DEC	30.2 nmol m ⁻² s ⁻¹		May–June 2012	Kalogridis et al. [2014]
Mediterranean, France	Quercus pubescens, Acer monspessulanum	DEC	22.1-41.2 nmol $m^{-2} s^{-1}$		July-August 2010	Baghi et al. [2012]
Mediterranean, Italy	Quercus ilex	REA		5.3-6.7 nmol m ⁻² s ⁻¹	February 1997- June 1998	Ciccioli et al. [2003]
Mediterranean, Italy	<i>Quercus ilex</i> and <i>Pinus pinea</i>	EC	2.5 nmol m ⁻² s ⁻¹	3.6 nmol m ⁻² s ⁻¹	September- October 2011	Fares et al. [2013]
Mediterranean, Spain	Quercus ilex	FG		2.2 nmol m ⁻² s ⁻¹	September- October 2000	Plaza et al. [2005]
乾燥帯、熱帯	-				~ .	
Malaysia	Oil palm plantation	DEC	6.5 nmol m ⁻² s ⁻¹	$0.9 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	Spring-summer 2008	Langford et al [2010]
Costa Rica	Tropical wet forests (<i>Mimosaceae</i> , <i>Arecaceae</i>)	REA	$10.2 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$		18-22 October 1999	Geron et al [2002]
Amazon, Brazil	Rainforest	DEA	9.8 nmol m ⁻² s ⁻¹	0.5 nmol m ⁻² s ⁻¹	July 2000 (rainy season)	Rinne et al [2002]
Amazon, Brazil Savanna, South	Tropical forest Combretum, Acacia	REA REA	9.7 nmol $m^{-2} s^{-1}$ 1.4 nmol $m^{-2} s^{-1}$	$0.9 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	Summer 2001 February 2001	Kuhn et al. [2007] Harley et al. [2003]
Maun, Botswana	Colophospermum mopane	REA		$\sim 6.9 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	January and February 2001	Greenberg et al [2003]
Northern Congo	Mixed tropical forest	REA	$2.1-6.5 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$		March and November 1996	Serca et al [2001]

太字は基礎放出速度(イソプレンフラックスについては温度 30°C, PPFD1000 µmol m⁻² s⁻¹で標準化, モノテルペンフラックスの貯 蔵型については温度 30°Cで標準化, 非貯蔵型については温度 30°C, PPFD1000 µmol m⁻² s⁻¹で標準化)を示す。FG(flux gradient)は傾度法, EC(eddy covariance)は渦相関法, REA(relaxed eddy accumulation)は簡易渦集積法, DEC(disjunct eddy covariance)は分画乱流変動法, DEA(disjunct eddy accumulation)は高応答を有する機器を必要としない分画乱流変動法を示 す。 境の変化に対する森林生態系の BVOC 放出量の変 定することが重要である。それらの知見は、BVOC が 大気化学に及ぼす影響を将来予測するためのモデ ルの精度向上に貢献できる。

5. 参考文献

- Aaltonen, H., et al. (2012), Boreal pine forest floor biogenic volatile organic compound emissions peak in early summer and autumn. *Agri. Forest Meteo.*, 151, 682-691.
- Atkinson, R., and J. Arey (2003), Gas-phase tropospheric chemistry of biogenic volatile organic compounds: a review, *Atmos. Environ.*, 37 (Supplement 2), 197-219.
- Baghi, R., et al. (2012), A new disjunct eddy-covariance system for BVOC flux measurements – validation on CO₂ and H₂O fluxes, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 3119-3132.
- Bai, J., et al. (2016), Seasonal variations in whole-ecosystem BVOC emissions from a subtropical bamboo plantation in China, *Atmos. Environ.*, 124, 12-21.
- Beverland, I. J., et al. (1996), Measurement of carbon dioxide and hydrocarbon fluxes from a sitka spruce forest using micrometeorological techniques, J. Geophys. Res., 101(D17), 22807-22815.
- Bowling, D. R., et al. (1998), The use of relaxed eddy accumulation to measure biosphere-atmosphere exchange of isoprene and other biological trace gases, *Oecologia*, 116(3), 306-315.
- Bussinger, J. A. and S. P. Oncley (1990), Flux measurement with conditional sampling, J. Atmos. Oceanic Technol., 7(2), 349-352.
- Bouvier-Brown, N. C., et al. (2012), Contributions of biogenic volatile organic compounds to net ecosystem carbon flux in a ponderosa pine plantation, *Atmos. Environ.*, 60, 527-533.
- Ciccioli, P., et al. (2003), Relaxed eddy accumulation, a new technique for measuring emission and deposition fluxes of volatile organic compounds by capillary gas chromatography and mass spectrometry, *J. Chromatog. A.*, 985, 283-296.

- Darmais, S., et al. (2000), Emission fluxes of VOC by orange trees determined by both relaxed eddy accumulation and vertical gradient approaches, *Chemosphere: Global change science*, 2, 47-56.
- Fares, S., et al. (2013), Observations of diurnal to weekly variations of monoterpene dominated fluxes of volatile organic compounds from Mediterranean forests: Implications for regional modeling, *Environ. Sci. Technol.*, 47, 11073-11082.
- Geron, C., et al. (2002), Biogenic volatile organic compound emissions from a lowland tropical wet forest in Costa Rica, *Atmos. Environ.*, 36, 3793-3802.
- Greenberg, J. P., et al. (2003), Eddy flux and leaf-level measurements of biogenic VOC emissions from mopane woodland of Botswana, *J. Geophys. Res.*, 108(D13), 8466
- Greenberg, J. P., et al. (2012), Contribution of leaf and needle litter to whole ecosystem BVOC fluxes, *Atmos. Environ.*, 59, 302-311.
- Guenther, A. B., et al. (1993), Isoprene and monoterpene emission rate variability: Model evaluations and sensitivity analyses, J. Geophys. Res., 98(D7), 12609-12617.
- Guenther, A. B., et al. (2012), The model of emissions of gases and aerosols from nature version 2.1 (MEGAN2.1): an extended and updated framework for modeling biogenic emissions, *Geosci. Model Dev.*, 5, 1471-1492.
- Hallquist, M., et al. (2009), The formation, properties and impact of secondary organic aerosol: current and emerging issues, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5155-5236.
- Harley, P., et al. (2003), Micrometeorological and leaf-level measurements of isoprene emissions from a southern African savanna, J. Geophys. Res., 108(D13), 8468.
- Hayward, S., et al. (2001), Monoterpene emissions from soil in a Sitka spruce forest, *Atmos. Environ.*, 35, 4081-4087.
- Hayward, S., et al. (2002), Performance characteristics and applications of proton transfer reaction-mass spectrometer for measuring volatile organic compounds in ambient air, *Environ. Sci. Technol.*, 36, 1554-1560.

- Holzinger, R., et al. (2006), Seasonal variability of monoterpene emission factors for a Ponderosa pine plantation, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1267-1274.
- Ieda, T., et al. (2006), Diurnal variations and vertical gradients of biogenic volatile and semi-volatile organic compounds at the Tomakomai larch forest station in Japan, *Tellus B*, 59, 177-186.
- IPCC (2013), Climate Change 2013: The physical Science Basis.
 Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovermental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Juráň, S., et al. (2017), Fluxes of biogenic volatile organic compounds above temprate Norway spruce forest of the Czech Republic, Agri. Forest Meteo., 232, 500-513.
- Kalogridis, C., et al. (2014), Concentrations and fluxes of isoprene and oxygenated VOCs at a French Mediterranean oak forest, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 10085-10102.
- Kanakidou, M., et al. (2005), Organic aerosol and global climate modeling: a review. *Atoms. Chem. Phys.*, 5, 1053-1123.
- Kuhn, U., et al. (2007), Isoprene and monoterpene fluxes from Central Amazon rainforest inferred from tower-based and airbone measurements, and implications on the atmospheric chemistry and the local carbon budget, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2855-2879.
- Laffineur, Q., et al. (2011), Isoprene and monoterpene emissions from a mixed temperate forest, *Atmos. Environ.*, 45, 3157-3168.
- Langford, B., et al. (2010), Fluxes and concentrations of volatile organic compounds from a South-East Asian tropical rainforest, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8391-8412.
- Leff, J. W., and N. Fierer (2008), Volatile organic compound (VOC) emissions from soil and litter samples, *Soil Biol. Biochem.*, 40, 1629-1636.
- Lin, C., et al. (2007), Volatile organic compounds in the roots

and rhizosphere of *Pinus* spp., *Soil Biol. Biochem.*, 39, 951-960.

- Lindinger, W., et al. (1998), On-line monitoring of volatile organic compounds at pptv level by means of Proton-Transfer-Reaction Mass Spectrometry (PTR-MS) medical applications, food control and environmental research, *Int. J. mass Spectrom. Ion Proc.*, 173, 191-241.
- 深山貴文ら(2016), アカマツ林における α-ピネン放出量の 空間分布特性, *日本森林学会誌*, 98, 59-64.
- McKinney, K. A., et al. (2011), Emissions of isoprenoids and oxygenated biogenic volatile organic compounds from a New England mixed forest, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 4807-4831.
- Mochizuki, T., et al. (2014), Long-term measurement of terpenoids flux above a *Larix kaempferi* forest using a relaxed eddy accumulation method, *Atmos. Environ.*, 83, 53-61.
- Mochizuki, T., et al. (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.
- 望月智貴ら(2011),可搬型簡易渦集積採取装置の開発とカ ラマツ林のテルペン類フラックス測定への応用, Eco-Engineering, 23(3), 81-88.
- Monteith, J. L., and M. H. Unsworth (1990), Principles of environmental physics, 2nd edition. Edward Arnold, London.
- Pattey, E., et al. (1999), Measurement of isoprene emissions over a Black Spruce stand using a tower-based relaxed eddyaccumulation system, *J. Applied Meteo.*, 38(7), 870-877.
- Plaza, J., et al. (2005), Field monoterpene emission of Mediterranean oak (*Quercus ilex*) in the central Iberian Peninsula measured by enclosure and micrometeorological techniques: Observation of drought stress effect, *J. Geophys. Res.*, 110, D03303.
- Pressley, S., et al. (2005), Long-term isoprene flux measurements above a northern hardwood forest, J.

Geophys. Res., 110, D07301.

- Räisänen, T., et al. (2009), Monoterpene emission of a boreal Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) forest, *Agri. Forest Meteo.*, 149, 808-819.
- Rinne, H. J. I., et al. (2000), A true eddy accumulation system for trace gas fluxes using disjunct eddy sampling method, *J. Geophys. Res.*, 105(D20), 24791-24798.
- Rinne, H. J. I., et al. (2002), Isoprene and monoterpene fluxes measured above Amazonian rainforest and their dependence on light and temperature, *Atmos. Environ.*, 36, 2421-2426.
- Serca, D., et al. (2001), EXPRESSO flux measurements at upland and lowland Congo tropical forest site, *Tellus B*, 53, 220-234.
- Spring, C., et al. (2005), Eddy covariance flux measurements of biogenic VOCs during ECHO 2003 using proton transfer reaction mass spectrometry, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 465-481.
- Tani, A., et al. (2002), Monoterpene fluxes measured above a Japanese red pine forest at Oshiba plateau, Japan, Atmos. Environ., 36, 3391-3402.
- Tani, A., et al. (2003), Measurement of monoterpenes and related compounds by proton transfer reaction-mass spectrometry (PTR-MS), *Int. J. Mass Spectrom.*, 223-224, 561-578.
- Tani, A., et al. (2004), Effect of water vapour pressure on monoterpene measurements using proton transfer reactionmass spectrometry (PTR-MS), *Int. J. Mass Spectrom.*, 239, 161-169.
- 谷晃(2010),入門講座 大気環境の健康影響と植物影響 -第1稿 植物からのテルペン類放出測定 -,大気環境 学会誌,45,A13-20.
- Westberg, H., et al. (2000), Isoprene emission inventory for the BOREAS southern study area, *Tree Physiology*, 20, 735-743.

原稿受領日: 2017年5月23日 掲載受理日: 2017年6月8日

著者所属:

- 1. 静岡県立大学 食品栄養科学部環境生命科学科
- * 責任著者:
- Akira Tani <atani@u-shizuoka-ken.ac.jp>

大気ポテンシャル酸素(APO)の大気-海洋間のガス交換 研究への応用

Application of atmospheric potential oxygen (APO) to the study of air-

sea gas exchange

遠嶋康徳1*

大気の主成分である酸素濃度の変化を検出するための精密測定法が開発され,炭素循環研究に 応用されてから早くも 30 年の年月が経過しようとしている。この間,様々な酸素測定方法が 開発され,大気観測を実施する研究機関も増えた。当初はグローバルな炭素収支の究極の解決 方法と思えた酸素測定であったが,海洋からの酸素の脱ガスという大きな問題が立ちはだかり, 炭素収支の推定精度に限界をもたらしている。一方,大気中の酸素濃度の時空間分布が大気-海 洋間のガス交換と密接に関連していることに着目し,大気-海洋間のガス交換を通じて海洋の 循環や生物過程の研究に応用する試みが進められている。特に酸素と二酸化炭素の和として定 義されるトレーサー,大気ポテンシャル酸素 (APO)を導入することで大気-海洋間のガス交換 を反映したトレーサーとしての特徴は強調される。本稿では APO に基づく研究成果について 紹介する。

1. はじめに

産業革命以降の社会経済活動の進展とともに 化石燃料消費量の増加や森林伐採等の土地利用 変化によって二酸化炭素(CO₂)排出量が増加し, 大気中の CO₂ 濃度も増加の一途をたどっている。 CO₂は温室効果ガスであるため,その急激な増加 による地球温暖化が懸念されている。ところで, CO₂の発生プロセスである燃焼や呼吸では同時に 酸素(O₂)が消費され,通常1モルの CO₂に対し て1モル以上の O₂ との交換が生じる。したがっ て,大気中では CO₂よりも O₂の方が大きな濃度 変動を示すと予想されるが,観測的事実として確 認されるまでには高精度の分析手法の開発を待 たなければならなかった。大気中の O₂ 濃度観測 の扉を最初に開いたのは現在スクリップス海洋 研究所の教授である Ralph Keeling で[*Keeling and Shertz*, 1992], その後さまざまな分析手法が開発さ れ,複数の研究機関による大気観測が実施される ようになった。

環境研でも独自に分析手法を開発し地上ステ ーションや貨物船を使って O₂ 濃度の広域観測を 実施している (図 1)。これらの観測結果を用いて グローバルな炭素収支の解明だけでなく,大気-海 洋間のガス交換やCO₂の発生源に関する情報を取 得する研究が実施されている。ところで,O₂観測 結果を用いて大気-海洋間のガス交換について解 析する場合,O₂とCO₂の和として定義される大気 ポテンシャル酸素 (Atmospheric Potential Oxygen,



図1 環境研が実施する地上ステーション(赤四角)および貨物船(赤点)を利用した大気試料のボトルサンプリング地点の分布。白四角は APO の西部太平洋における 緯度分布を議論する際の各緯度帯の平均観測位置。

APO)は非常に便利なトレーサーである。そこで, APOとは何か,またそれを使う利点について説明 し、環境研の観測に基づく研究結果について紹介 する。

2. APO とはなにか?

Stephens et al. [1998]は,大気中の CO₂ は陸上植物の光合成によって有機物と O₂ に変換可能であるので O₂ と等価であると考え, APO を次式のように定義した。

 $APO = O_2 + \beta \times CO_2 \tag{1}$

ここでβは陸上植物の呼吸・光合成の際の-O₂/CO₂ 交換比を表し, *Severinghaus* [1995]によって 1.10± 0.05 と推定されている。つまり,大気が陸上植物 の呼吸・光合成の影響をうけても APO は変化し ない保存量となっている。

一方, 化石燃料燃焼による CO_2 の放出量を F, 陸域生物圏および海洋による CO_2 の吸収量をそれ ぞれ B および O, 海洋からの O_2 の放出量を Z と すると, 大気中の CO_2 と O_2 の濃度変化 ΔCO_2 と ΔO_2 はそれぞれ次式のように表される。

$$\Delta CO_2 = F - B - O \tag{2}$$

$\Delta O_2 = -\alpha \times F + \beta \times B + Z \qquad (3)$

ここで, α は化石燃料の燃焼の際の-O₂/CO₂ 交換 比を表し,現在の全世界の化石燃料消費における α の平均値は約 1.4 と推定されている。式(2)を β 倍して式(3)との和を取ると,ちょうど陸域生物圏 の項が消去され次式となる。

ΔO₂+β×ΔCO₂ = (β-α)×F -β×O+Z (4) ところで,式(4)の左辺は式(1)から ΔAPO を表し ているので,β=1.1 および α=1.4 を代入して式(4) を書き換えると次式となる。

 $\Delta APO = -0.3 \times F - 1.1 \times O + Z$ (4') つまり、式(4')が意味することは、APO は化石燃料の燃焼によって減少し、残りは大気-海洋間の CO₂ と O₂の交換で決まる、ということになる。式 (2)と(3)から分かるように CO₂ と O₂のそれぞれの 濃度変動には陸域生物圏の影響が重複して含ま れている。APO はその重複している部分を除き、 CO₂濃度とはより独立した(完全に独立ではない が)トレーサーになっている。

なお、大気中の O₂ 濃度の変化は O₂/N₂比のある 基準からの偏差として表され、次式のように δ(O₂/N₂)が定義される[*Keeling and Shertz*, 1992]。

 $\delta(O_2/N_2) = \{(O_2/N_2)_{sample}/(O_2/N_2)_{reference}-1\} \times 10^6$ (5) $\delta(O_2/N_2)$ 値は per meg という単位で表され, 4.8 per meg の変化が微量気体 1ppm の変化に相当する。 また, APO は $\delta(O_2/N_2)$ を用いて次式で計算され, 同様に単位として per meg が用いられる。

δAPO = δ(O₂/N₂) + β×[CO₂]/X₀₂ (6) ただし, X₀₂ は大気中の酸素濃度(モル分率)で X₀₂=0.2094 を用いた[*Tohjima et al.*, 2005a]。

3. 大気-海洋間のガス交換のトレーサーとし ての APO の応用

3.1 APO の季節変動

APO の季節変動は大気-海洋間の CO₂および O₂ の交換によって決まり、これらの変動は海洋循環 や生物活動、海水温の季節変動と密接に関連する



図2 大気-海洋間の CO₂および O₂の交換の季節変動 を駆動する,生物過程,海洋鉛直混合,海水温変動の 影響についての模式図。

(図 2)。一般に中・高緯度の海洋では夏季に表層 が温められて成層化するため鉛直混合が抑えら れ,冬季に表層が冷やされて密度が大きくなるた め鉛直混合が起こる。このとき,低酸素で高CO2, 高栄養塩の深層海水が表層に運ばれるため、大気 から海水に O2 が吸収され海洋から大気に CO2 が 放出される。一方,夏季には一次生産によって海 水表層の CO2 が減少し O2 が生成されるため海洋 から大気に O2 が放出され, CO2 は大気から海洋に 吸収される。また,海水温の上昇・下降は気体の 溶解度を下降・上昇させるため、 $CO_2 \cdot O_2$ ともに 夏季には海水から放出、冬季は海水に吸収する方 向に働く。ここで注意しなければならないことは, 大気-海洋間のガス交換では O2 に比べて CO2 は交 換速度が著しく遅いということである。このため, 海洋面積の割合が大きい南半球ではCO2の季節変 動が小さいが、海洋からの O₂ フラックスの季節 変動を反映して O2 および APO には明瞭な季節変 動が現れる。

環境研は 2001 年末より日本-オーストラリア・ ニュージーランド間および日本-北米間を運航す る貨物船を利用したボトルサンプリングを実施 している(図1)。図3に APO の観測結果を示す。 なお,船舶による観測値は経度180°以西のものを 用い幅10°の緯度帯毎にプロットした。この図か ら APO が秋から冬に減少し春から夏に増加する 季節変動を示しながら徐々に減少する様子が見



図3 西部太平洋(経度180°以西)で観測された APOの 時系列。



図4 西部太平洋における APO の季節変動振幅の緯度 分布(Tohjima et al. [2012]の図を一部改変)。赤は観測 結果,青はモデル計算結果を表す。

て取れる。また、季節変動の大きさは低緯度で小 さく、南北両半球で緯度が高くなるほど大きくな る傾向を示す。低緯度で APO の季節変動が小さ い理由は、海洋の鉛直混合や生物生産に明瞭な季 節性がないためである。

西部太平洋域における APO の季節振幅の緯度 分布を図4に示す[*Tohjima et al.*, 2012]。APO の振 幅は赤道付近で極小値(約20 per meg)を示し,

南半球では 35°S の約 50 per meg まで単調に増加 する。一方, 北半球では 20°N まではゆっくりと 増加,その後急激に増加して 50°N で約 110 per meg に達する。図4にはモデル計算された APO の緯 度分布も示してあるが,非常によく振幅の変化を 再現していることが分かる。なおモデル計算は既 報の O₂ および CO₂ の海洋フラックスの気候値と 化石燃料の燃焼に伴う CO2 および O2 フラックス を全球大気輸送モデル(NIES99 TM)によって輸送 させ APO の時空間変動を計算した。モデル計算 結果を詳しく調べると,北部北太平洋上で APO の 季節振幅が非常に大きくなる原因は単に海洋フ ラックスの影響だけでなく,海洋フラックスの季 節性と大気境界層高度の季節性の相互作用(整流 効果 (rectifier effect)) による増幅効果の影響も大 きく, 整流効果による増幅は 50°N 付近では 30% に達することが分かった。陸上の場合とは逆に, 洋上の大気境界層高度は冬に高く、夏に低い季節 変動を示す。O2は冬季に海に吸収され夏季に大気 に放出されるが,冬季は境界層高度が高く上空の 空気と混ざるため洋上大気中の O₂ 濃度の減少が 緩和され,夏は逆に高濃度の O2 が現れやすくな る。振幅が大きくなるか小さくなるかは、夏季と 冬季の影響の度合いで決まるが、各グリッドの境 界層高度の季節変動をなくし平均値として輸送 モデルを走らせた場合と比較すると,北部北太平 洋のカムチャッカ半島の南側付近で特に整流効 果による増幅効果が顕著に表れることが分かっ た。

3.2 APO 年平均値の緯度分布

大気-海洋間のガス交換には季節変動に加えて, 中・高緯度で大気から海洋に吸収され,赤道域付 近で海洋から大気に放出されるという大きな循 環の存在が海洋の観測結果の逆計算解析や海洋 の生物地球化学モデルを用いた研究から推定さ れていた[Gruber et al., 2001; Stephens et al., 1998]。 また,これらの解析から求められた大気-海洋間の O₂ フラックスと大気輸送モデルを用いた計算か ら, APO の年平均値が赤道域に極大値を持つこと が予想されていたが, O₂濃度の観測は地上に限ら れていたため赤道極大の存在は観測からは確か めることができなかった。

赤道極大を捉えるためには,洋上での定期的な 大気観測が必要となる。プリンストン大学の Battle らは太平洋の沿岸や離島に展開する地上ス テーションに加えて,貨物船や研究船を利用して 1996 年から 2002 年にかけて洋上における大気試 料の採取を実施した。これらの観測から南は南極 点から北はアラートに及ぶ APO の緯度分布を明 らかにし,年平均値に赤道極大があることを明ら かにした[Battle et al., 2006]。

一方,前述した環境研による貨物船を使った観 測から西部太平洋域にも APO の年平均値の緯度 分布に赤道極大が現れることを明らかにした [Tohjima et al., 2005b]。プリンストン大学の船舶観 測はその後継続されなかったが,環境研の貨物船 を使った観測は現在に至るまで継続されている。



図 5 西部太平洋における APO の年平均値の緯度分布 (*Tohjima et al.*, [2012]の図を一部改変)。赤四角は観測 結果を,緑丸および青丸はモデル計算結果を(緑および 青はそれぞれ海洋 CO₂ フラックスに *Takahashi et al.* [2002]と *Takahashi et al.* [2009]を用いている)表す。

Tohjima et al. [2012]は 2002-2008 年に観測された APO を解析し,7年間の平均的な季節変動と年平 均値の空間分布を求め,前節でも述べたモデル計 算結果との比較を行った。

図 5 に西部太平洋における APO の年平均値の 緯度分布を示す。観測結果(赤四角)を見ると, APO 年平均値は赤道付近に極大を示す。また、南 半球では 35°S までなだらかに減少するが、北半 球では緯度とともに南半球よりも急勾配で減少 し 40°N 付近で極小値を示した後,急激に上昇す ることが分かった。モデル計算では、海洋の CO2 フラックスについて Takahashi et al. [2002]と Takahashi et al. [2009]の2 種類を用いて計算を行 ったが、後者の方が前者を用いるよりも南半球の 勾配がなだらかで、観測結果とも比較的よい一致 を示すことが分かった。Takahashi et al. [2009]では 用いる海洋観測データの増加により Takahashi et al. (2002)と比べて南極海の CO₂ 吸収フラックスが 下方修正されており, 上記の結果はフラックスの 修正の妥当性を支持するものであった。一方、北 半球ではモデル計算結果はいずれも 20°N から 40°Nの減少を再現できおらず,モデル計算に用い た海洋の年平均 O₂ フラックスの北太平洋中緯度 帯における吸収量が過小評価されている可能性 が示唆された。

モデル計算結果は40°N以北のAPO年平均値の 高まりをよく再現している。これは、季節変動の ところでも説明したフラックスと大気輸送の季 節変動の相互関係で大気中の APO 濃度の季節変 動に偏りが生じるいわゆる整流効果によりもの である。冬季の APO の低下が大気の鉛直混合で 薄められ、夏季の APO の上昇が強調されるため、 APO の年平均値が高まる。このように、APO 年平 均値を解析する場合にもフラックスだけでなく 大気輸送の効果を正確に見積もる必要がある。

3.3 APO 年平均値の緯度分布の年々変動

これまでは APO の年平均値の気候値的な分布 について見てきた。ところで、よく知られている ように赤道域は El Niño · Southern Oscillation (ENSO) 現象に伴って大気・海洋の状況が大きく 変動するため、大気-海洋間のガス交換にも影響を 及ぼす可能性がある(図 6)。例えば, El Niño 時 には貿易風が弱まり太平洋の東部赤道域におけ る深層海水の湧昇が弱まるため、低温の深層海水 の表層への供給が平年より減少し,東部太平洋を 中心に太平洋赤道域の表層海水温が平年値より も上昇する。また,深層海水は低酸素,高 CO₂, 高栄養塩であるため,深層海水の表層への供給の 減少は東部太平洋赤道域において大気から海洋 への酸素の吸収を減少させ、海洋から大気への CO₂の放出を増加させる。一方, 湧昇の減少によ って栄養塩の表層への供給も減少し、また表層海 水温の上昇による海水の成層が強化されるため 鉛直混合が抑圧されることも栄養塩の供給を減 らす。したがって、一次生産が減少し、海洋から 大気への O₂の放出が減少する可能性がある。ま た,表層海水温の上昇は気体の溶解度を減少させ るので、O2および CO2の大気への放出を促進する 方向に働く。La Niña 時には上記の影響が逆に現 れると考えられる。もちろん、大気輸送も ENSO サイクルに伴って大きく変動するため,その影響



図 6 (上)El Niño および(下)La Niña における太平洋 赤道域の東西横断面での海洋および大気-海洋間のガ ス交換の変動の模式図。



図 7 西部太平洋における APO 年平均値の緯度勾配 (25-0°S)の時系列(*Tohjima et al.* [2015]の図を一部改 変)。赤線はボトルサンプリング,紫線はモデル計算の 結果をそれぞれ表す。比較のため図の下方に ENSO の 指標である Nino-4 インデックス(+が El Niño, -が La Niña 的状況を示す)を示す。

も考慮する必要がある。このように ENSO サイク ルが大気-海洋間のガス交換にどのように影響す るかは非常に複雑であると予想された。

そこで、環境研の貨物船の観測結果を解析し、 ENSO 現象に対して APO の緯度分布がどのよう に応答するかどうかを調べた。その結果、APO の 赤道極大が 2009/2010 年の El Niño 時にほぼ消滅 したこと事が分かった。25°S から赤道までの年平 均 APO の緯度方向の傾きを計算し、ENSO サイク ルの指標である西部赤道域の表面海水温の偏差 (Niño-4 インデックス)と比較したところ、西部

太平洋域では APO の赤道極大が El Niño 時に小さ く La Niña 時に大きくなることが分かった(図 7)。 大気輸送モデルを用いた計算結果と比較すると, この APO の ENSO に関連した変動はフラックス に年々変動が与えられていなくてもかなりの程 度説明できることが分かった。つまり,平年時は 太平洋赤道域の中心に位置している APO の年平 均値の高まりが貿易風の強弱を反映して東西に 移動し, El Niño 時には東に, La Niña 時には西に 移動するためと説明された。一方,モデル計算に 基づく APO の緯度勾配と観測結果を詳しく比較 すると、モデル計算結果は緯度勾配の変動を25% 程度過小評価していることが示された。つまり、 大気輸送モデルが正しいと仮定すれば、太平洋赤 道域からの APO フラックスは El Niño 時に減少、 La Niña 時に増加するような変動を示している可 能性を示唆するものであった。

しかし、スクリップス海洋研究所の観測結果を 用いた逆計算解析の結果からは、海洋からの APO フラックスは El Niño 時に増加し、La Niña 時に減 少するという、真逆の結果が報告されている [*Rödenbeck et al.*, 2008]。Rödenbeck らは El Niño 時 に東部太平洋赤道域の湧昇の減少が海洋の O₂ 吸 収量を減少させることで相対的に O₂ の放出量が 増えたためと説明している。確かに、東部太平洋 赤道域での応答はこのように考えるのが合理的 である。しかし、El Niño 時の湧昇の減少は栄養塩 の供給の低下による一次生産の低下や、高 CO₂海 水の供給の低下によって APO フラックスを減少 させる可能性もある。もしかすると、太平洋赤道 域の東と西では ENSO サイクルに対するフラック スの応答が違っている可能性もある。

4. 今後の展望

まさにこの原稿執筆中にスクリップス海洋研 究所の Eddebbar らによる論文が受理された。彼ら は複数の海洋モデルの結果を解析し、太平洋赤道 域の東部・中部と西部では APO フラックスの ENSO サイクルに対する応答が異なること、すな わち APO フラックスのダイポールモードの存在 を予測し、Rödenbeck et al., [2008]と Tohjima et al. [2015]の結果は矛盾しないことを示した [Eddebbar et al., 2017]。今後も、観測と解析を進め ることで、ENSO 等の気候変動に対する大気-海洋 間のガス交換の応答のメカニズムの解明を進め てゆく必要がある。そのためにも、東部太平洋赤 道域における観測が今後重要な課題となるであ ろう。さらに、2015/2016 年の冬にピークを迎えた El Niño 現象は 1997/1998 年の El Niño 現象に次ぐ 規模となったことが知られているが, この El Niño 現象に対して APO の時空間分布がどのように応 答したかの解析も重要となるであろう。

また,赤道域だけでなく中・高緯度帯の APO に ついてもその変動メカニズムを解明する必要が ある。現時点で海洋モデルは大気-海洋間の O₂ 交 換の年々変動を過小評価する傾向にあり, APO の 年々変動を十分に説明できていないのが現状で ある。しかし, APO 変動のメカニズムの解明が進 めば, O₂観測に基づくグローバルな炭素収支推定 の精度向上や,海洋の循環や生物過程のより正確 な理解につながると期待される。

5. 参考文献

- Battle, M., et al. (2006), Atmospheric potential oxygen: New observations and their implications for some atmospheric and oceanic models, *Glob. Biogeochem. Cycles.*, 20, GB1010. doi:10.1029/2005GB002534.
- Eddebbar, Y. A., et al. (2017), Impacts of ENSO on air-sea oxygen exchange: observation and mechanisms, *Glob. Biogeochem. Cycles* (accepted).
- Gruber, N., M. Gloor, S.-M. Fan, and J. L. Sarmiento (2001) Airsea flux of oxygen estimated from bulk data: Implications for the marine and atmospheric oxygen, *Glob. Biogeochem. Cycles.*, 15, 783-803.
- Keeling, R. F. and S. R. Shertz (1992), Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle, *Nature*, 358, 723–727.
- Rödenbeck, C., C. Le Quéré, M. Heimann, and R. F. Keeling (2008), Interannual variability inoceanic biogeochemical processes inferred by inversion of atmospheric O₂/N₂ and CO₂ data, *Tellus B*, 60, 685-705. doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00375.x.
- Severinghaus, J. P. (1995), Studies of the terrestrial O₂ and carbon cycles in sand dune gases and in Biosphere 2, Ph.D. Thesis, Columbia Univ., New York, 148 pp.

- Stephens, B. B., R. F. Keeling, M. Heimann, K. D. Six, R. Murnane, and K. Caldeira (1998), Testing global ocean carbon cycle models using measurements of atmospheric O₂ and CO₂ concentration, *Glob. Biogeochem. Cycles.*, 12, 213–230.
- Takahashi, T., et al. (2002), Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Res. II*, 49, 1601-1622.
- Takahashi, T., et al. (2009), Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep-Sea Research II*, 56, 554-577. doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.009.
- Tohjima, Y., et al. (2005a), Preparation of gravimetric standards for measurements of atmospheric oxygen and re-evaluation of atmospheric oxygen concentration, *J. Geophys. Res.*, 110, D11302, doi:10.1029/2004JD005595.
- Tohjima, Y., H. Mukai, T. Machida, Y. Nojiri, and M. Gloor (2005b), First measurements of the latitudinal atmospheric O₂ and CO₂ distributions across the western Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17805. doi:10.1029/2005GL023311.
- Tohjima, Y., et al. (2012), Analysis of seasonality and annual mean distribution of atmospheric potential oxygen (APO) in the Pacific region, *Glob. Biogeochem. Cycles.*, 26, GB4008. doi:10.1029/2011GB004110.
- Tohjima T., et al. (2015), ENSO-related variability in latitudinal distribution of annual mean atmospheric potential oxygen (APO) in the equatorial Western Pacific, *Tellus-B*, 67, 25869, doi:10.3402/tellusb.v67.25869.

原稿受領日: 2017 年 5 月 16 日 掲載受理日: 2017 年 5 月 29 日

著者所属:

1. 国立環境研究所 環境計測研究センター

* 責任著者:

Yasunori Tohjima <tohjima@nies.go.jp>

氷表面やバルク氷での化学反応

Chemical reactions on ice surface and in bulk ice

薮下彰啓1*

地球表面において氷は、雪、氷微粒子、海氷や氷河などとして豊富に存在しており、その表面は 絶えず大気にさらされている。そのため氷と大気との間の物質変換・交換が起こり物質の大気中 濃度を変化させている。本稿ではこのような大気化学に影響を及ぼす氷表面やバルク氷で起こる 化学反応に着目し、ミクロな視点から室内実験研究例を紹介する。

1. はじめに

1980年代半ば頃に大気と雪の相互作用が大気化 学に与える影響が明らかとなり、寒冷地における氷雪 が関与する化学反応現象は"Snowpack Chemistry"と 呼ばれ、反応機構の提案がなされている[Dominé and Shepson, 2002]。2000年4月にカナダのアラート で行われた気相化学種の観測値と気相化学反応の みを考慮したモデル値とは大きく異なってお り、"Snowpack Chemistry"が大気化学組成に大きな 影響を及ぼしていることが示唆されている。その後も 研究が行われ総説等にまとめられている[Grannas et al. 2007a; Simpson et al., 2007; Dominé et al., 2008; Abbatt et al., 2012; Bartels-Rausch et al., 2014]。近年 においても既知の反応では説明できない観測結果 が報告されている。

ウエッデル海(南極大陸の南極半島とクイーンモー ドランドに挟まれた大湾)の海氷上と棚氷近傍で地上 観測が行われ,既往の研究のみでは説明できない 高濃度のヨウ素(I₂) (平均 5.8 pptv)と一酸化ヨウ素ラ ジカル(IO)(平均 5.1 pptv)が測定されている [*Atkinson et al.*, 2012]。同時に観測されている大気中 の CH₃I, C₂H₅I, CH₂ICl, 2-C₃H₇I, CH₂IBr, 1-C₃H₇I の 濃度は, それぞれ 0.2 pptv かそれ以下である。高濃 度 I₂と IO 観測結果を説明するためには, 観測された 有機ヨウ素化合物の量はあまりにも少なく、ウエッデ ル海に未知の無機的なヨウ素発生源がある事を示唆 している。高濃度 I₂と IO が観測された場所には共通 点がある。I₂ 濃度はウエッデル海上でも棚氷が存在 する領域で特に高くなっている。IO は人工衛星によ る観測も行われており、海氷が存在する領域の上空 において特に高濃度で存在する事が示されている。 っまり、I₂と IO 濃度はともに氷が存在する領域で高 い値を示しているため、I₂と IO の気相中への放出に は氷での化学反応が関与していると考えられる。

春季にアラスカの Barrow において約一ヶ月間大 気観測が行われ,そのうち数日間に渡って高濃度の ガス状亜硝酸(HONO)が観測されている[Villena et al., 2011]。HONO は二酸化窒素(NO₂)の大気エアロゾル などでの不均一反応や,もしくは硝酸イオン(NO₃⁻)の 光分解による間接放出によって大気中に放出されて いると考えられているが,その生成メカニズムや発生 源については不明な点が多い[Scharko et al., 2014]。 Barrow で観測された HONO は,大気が比較的清浄 なときに限れば,太陽光フラックスと NO₂ 濃度と強い 相関があるため, NO₂ の雪氷での光化学反応が関係 していると報告されている。

このように雪氷が存在する地域での観測結果には まだ不明な点が多い。本稿では、大気化学に関わる 化学反応として,水溶液が凍結することによって進行 する化学反応,そこに太陽光が照射されることによっ て起こる光化学反応について室内実験研究例を紹 介する。

2. 凍結によって進む化学反応

通常の反応は低温で反応水溶液を凍結させること により、極度に抑制されるかもしくは停止する。しかし ながらある種の反応は凍結した水溶液の中で促進さ れることが 1960 年代頃から報告され,その特異性が 明らかになってきている[O'Concubhair and Sodeau, 2013]。この特異性は凍結した水溶液は凍結していな い水溶液とは大きく状況が異なっていることに起因す る。この状況の違いはいくつかあるが、その中で最も 反応に影響を与えているのは水溶液に含まれる溶質 の濃縮効果である。水溶液に溶けている溶質などは 水分子が結晶化していく際に氷結晶の外に押し出さ れる。押し出された溶質は氷結晶と氷結晶の間にあ る結晶粒界に集まり,非常に高い濃度になる。温度 が低下するにつれて,液体サイトの体積が減少し,よ り溶質を濃縮する。このように水溶液が凍結する際に 溶質は結晶粒界に濃縮される。この濃縮効果によっ て反応が促進されると考えられている。この他にも凍 結が反応に影響を与える可能性のある効果として、 凍結による固相と液相の電位差,氷表面の触媒効果, 溶液の濃度勾配,温度勾配などが考えられている。 これらの効果については、総説にまとめられている [Pincock, 1969; O'Concubhair and Sodeau, 2013]. のようにしていくつかの反応は凍結することで進行し たり,また促進されたりすることが分かっている。

大気化学に関わる先駆的な研究が竹中らによって 報告されている[Takenaka et al., 1992]。水溶液中に おける亜硝酸イオン(NO₂)の溶存酸素による NO₃^{-へ} の酸化反応速度は温度を下げるにつれて遅くなるが, 凍結させると温度を下げた方が反応速度は速くなる。 室温での同条件での反応と比較した場合,凍結によ り 10⁵ 倍加速されると報告されている。このことは通常 溶液中では遅くて無視できるような反応も凍結が起こ るような場合には重要になってくることを示している。

凍結だけでは反応が進行しないけれども,塩化ナ トリウム(NaCl)を添加して凍結させると進行する場合 もある[Takenaka et al., 2006]。没食子酸 (gallic acid, 芳香族カルボン酸の一種)の酸化分解反応は、アル カリ性水溶液中では反応が進行するが,酸性溶液中 ではほとんど進行しない。また NaCl の非存在下で凍 結させてもそれほど酸化分解しない。しかしながら、 NaCl の添加によって中性および酸性条件下(pH4.5) でさえも凍結によって没食子酸の分解反応は促進さ れる。水溶液の凍結が起こる際,溶質のすべてが成 長している氷相から排除されるわけではない。実際に は溶質の一部が氷結晶の中に取り込まれている。氷 相と液相に分離して取り込まれた陰イオンと陽イオン の数の差は氷相と液相との間に電位差を引き起こす。 このように希薄水溶液の凍結によって電位差が生じ る現象は以前より確認されている[Workman and Reynolds, 1950]。この効果は凍結と同時に開始され て凍結が完了すると電位差もなくなる。電位は氷相と 液相の界面をH⁺とOH⁻が移動することによって生じる。 凍結電位の値は-90 V から+210V である [Cobb and Gross, 1969]。塩化物イオン(Cl⁻)はナトリウムイオン (Na⁺)より容易に氷に包含される。つまり、NaCl を添 加した水溶液が凍結する場合は氷中で凍結していな い水溶液は正に帯電し、そしてその結果凍結してい ない水溶液から氷に H⁺が移動し, 凍結していない水 溶液には OHが移動する。その結果凍結していない 没食子酸水溶液のpHはアルカリ性になり,没食子酸 の分解が進行する。

上記と同様の効果によって生じるH⁺移動が反応促 進に効いているかもしれない研究が報告されている。 NO₂とヨウ化物イオン(I⁻)の水溶液中での反応は酸性 条件下(pH < 5.5)で起こることが知られているが,それ より高い pH 6.10 でも凍結させると反応が進行する [O'Driscoll et al., 2008]。これは主に凍結濃縮が効い ていると述べられている。この反応により I₂ と一酸化 窒素(NO)を生成する事が確認されている。I₂とNOの 生成過程で、H₂ONO⁺が反応種として生成する。

$$HONO + H_3O^+ \leftrightarrows H_2ONO^+ + H_2O \tag{1}$$

この H₂ONO⁺生成反応は,氷相と液相の界面を H⁺が 移動することで促進されうる。つまり I₂と NO の生成が 凍結によって促進されたのは,凍結濃縮のみならず (1)反応が促進されたためでもあるかもしれないと述 べられている。

3. バルク氷での光化学反応

酸性水溶液中(pH 3.5)での酸化鉄粒子の光還元 分解反応は遅いが, 凍結した水溶液では促進される ことが報告されている[Kim et al., 2010]。 電子供与体 として, ギ酸やシュウ酸などの有機物が添加された場 合もされない場合も凍結によって光還元分解反応は 促進されている。Kim らによるとこの反応は凍結によ る濃縮効果によって酸化鉄粒子,有機物とH₃O⁺が結 晶粒界に濃縮し促進されている。またこの他にも有機 物の光化学反応が凍結した水溶液で促進されること が報告されている[Grannas et al., 2007b]。 p-ニトロア ニソールとピリジンの光化学求核置換反応について 調べられており、236-272 K で凍結させた水溶液では 約40倍反応速度が促進されている。この速度は溶質 濃度と温度に依存しており, 上記の場合と同様に濃 縮効果が効いている。このように光化学反応も水溶 液と比較して凍結した水溶液で促進される反応があ る。

"はじめに"で述べたように、ウエッデル海に未知の 無機的なヨウ素発生源がある事が示唆されている。 筆者らは凍結した水溶液での Γ(aq)の光化学反応に 関して反応機構や凍結による効果などを明らかにす るための研究を行った[*Kim et al.*, 2016]。253 K で NaI 水溶液(10 μM, pH 3)を凍結させて紫外光(>300 nm) を 3 時間照射した後に NaI 水溶液を 298 K で融解さ せると気相中に I₂(g)が生成した。続いて、凍結させる 前の水溶液の NaI 濃度を 10 μ M, pH 3 とし, 他の条 件を変化させて行った実験結果の比較を図 1 に示す。 実験は紫外光を照射しなかった実験, 溶存酸素を除 去した水溶液を使用した実験, またこれら両方を行っ た実験, そして凍結させていない水溶液に紫外光を 照射した実験である。これらの結果から I₂(g)が生成 するためには紫外光, 溶存酸素, 凍結という条件が 必要であることがわかる。 $\Gamma(aq)$ の吸収スペクトルは, 225 nm 付近に強い吸収を持ち, 300 nm 以上ではほ とんど光を吸収しない。酸性条件下では $\Gamma(aq)$ は $O_2(aq)$ によって酸化される。

$$O_2(aq) + 4H^+ + 6I^-(aq) \rightarrow 2H_2O + 2I_3^-(aq)$$
 (2)

しかし図 1 より紫外光を照射したものと照射していないものとを比較すると照射したものの方が I₂(g)濃度が高くなっている。実験で使った光は 300 nm 以上なので実際にこの波長の光が反応に関係していることが考えられる。ここで図 1 より溶存酸素を除去したものと



図1 条件の違いによる l2(g)濃度の変化。全ての実験 において10 µM, pH3のNaI水溶液を使用した。253 K で紫外光を3時間照射するか,照射せずに3時間放置 した水溶液を298 K で溶解させ測定を行った。A 紫外光 照射した凍結水溶液, B 照射していない凍結水溶液, C 溶存酸素を除去し紫外光を照射した凍結水溶液, D 溶 存酸素を除去し紫外光照射していない凍結水溶液, E 紫 外光照射した凍結させていない水溶液。

していないものを比較すると3倍程度の差があること が分かる。このことから、O2(aq)は I(aq)を直接酸化す る反応以外の方法で I2(aq)生成反応に寄与している 可能性がある。I'(aq)などのハロゲン化物イオンは水 溶液中などで O₂(aq)と電荷移動錯体(X-O₂)を形成 すると報告されている[Levanon and Navon, 1969]。 I-(aq)と O2(aq)が電荷移動錯体を形成することによって 300 nm 以上の光を吸収し反応するならば凍結して いない水溶液でも反応が起こることが考えられるが、 実験結果より Nal 水溶液に紫外光を照射してもほと んど I₂(g)は生成していない。水溶液が凍結すること の影響として考えられるものは上でも述べたように濃 縮効果が大きな影響を及ぼしている。水分子が結晶 化していくと O₂(aq)など気体は溶けていることができ なくなり気相に放出される。しかし一部の O2 は気泡と なり,結晶粒界中に閉じ込められてしまう。よって凍 結した水溶液では濃縮した I (aq)と飽和した O₂(aq)に より電荷移動錯体が形成されやすくなることで反応を 促進したと考えられる。

$I^{-}(aq) + O_{2}(aq) \rightarrow (I^{-}O_{2})(aq) \rightarrow I + O_{2}^{-}(aq)$	(3)
$I + I^{-}(aq) \rightarrow I_{2}^{-}(aq)$	(4)
$I_2^{-}(aq) + I_2^{-}(aq) \rightarrow I_3^{-}(aq) + I^{-}(aq)$	(5)

 $I_{3}(aq) \leftrightarrows I_{2}(aq) + I(aq)$ (6)

$$I_2(aq) \rightarrow I_2(g)$$
 (7)

光により反応が促進される理由については以下のような理由も考えらえる。I'(aq)がわずかながら 300 nm 以上の光を吸収することで励起して、O₂(aq)に電子を 渡す事で I 原子となる。さらにこれらの反応よって生 成する I 原子同士が結合や(4)-(7)反応を経て I₂(aq) が生成するとも考えられる。これらの反応も濃縮によ って促進されうる。

もう一つ"はじめに"で述べたように、大気が比較的 清浄なとき、Barrow で観測された HONO は太陽光フ ラックスと NO₂ 濃度と強い相関がある。これについて は、氷中でのフミン酸による NO₂ の HONO への還元 反応で説明されており、この反応は可視光によって 促進される[Bartels-Rausch et al., 2010]。反応機構と して、ベンゾフェノンのような分子が増感剤として働い て、フェノールのような還元剤(電子供与体)から電子 を受け取り、その電子を NO₂に与えると報告されてい る[George et al., 2005]。

増感剤 + hv → 増感剤*	(8)
増感剤*+還元剤(red)→還元剤(ox)+増感剤*-	(9)
増感剤*-+NO2(ads) → NO2 ⁻ + 増感剤	(10)
$NO_2^- + H_3O^+ \leftrightarrows HONO + H_2O$	(11)

ベンゾフェノンやフェノールはフミン酸の典型的な構成要素であり、極域の雪からも見つかっている。実験では、HONO生成速度は氷中のフミン酸濃度と比例している。フミン酸濃度が0.5 µg cm⁻³以下の低濃度範囲においては、HONO生成速度は直線的に増加している。フィッテングした直線を外挿すると純粋なフミン酸膜で以前に報告されている生成速度と一致している[Bartels-Rausch et al., 2010]。このことから、氷中と液相中で起こっている化学反応は同じであると考えられている。しかしながら、このような相関があるのは氷中のフミン酸濃度が低い時だけで、濃くなるとHONO生成速度はフミン酸濃度に比例せずに遅くなる。これに関しては、氷マトリクス中の有機物の一部が、例えば塊になるなどしてNO2が有機物に接触できなくなるためではないかと述べられている。

水銀が雪や海氷で見つかっている。元素状水銀, Hg(0), は揮発性が高くほとんど雪や氷の表面に存 在せず, 主に水に溶けやすい二価水銀, Hg(II), の 形で存在している。フィールド観測により, 雪表面に 存在していた Hg(II)が Hg(0)として再放出される反 応が太陽光照射によって促進されることが報告され ている[Lalonde et al., 2002]。室内実験において, ベ ンゾフェノンやシュウ酸を含む氷に 300-420 nm の光 を照射すると氷からの Hg(0)放出が促進されることが 明らかになっている[Bartels-Rausch et al., 2011]。有 機物存在下での水銀の光還元については水溶液中 で報告されており、2 つのメカニズムが同時に作用し ていると考えられている[Si and Ariya, 2008]。一つは 有機物が Hg(II)と錯体を形成して光を吸収して分子 内酸化還元反応が起こる機構である。もう一つは有 機物が光を吸収して電子もしくはエネルギーを分子 間でやりとりする機構で、先ほど述べた NO₂と同様で ある。

4. 氷表面での光化学反応

氷表面でのアントラセンの光分解反応は水溶液や バルク氷内と比べて 5 倍速い[Kahan et al., 2010a]。 水溶液,氷と粉砕した氷の三つの場合でのアントラセ ンの光分解では、水溶液と氷はほぼ同じ分解速度で あるが,粉砕した氷では最も速く分解されている。つ まり光分解速度には比表面積が効いていることを示 している。一連の研究として、フレッシュな氷表面と NaCl や臭化ナトリウム(NaBr)などの塩を含む氷表面 でのハルミン(harmine, ピリジン環を持つ有機化合物 の一種)の光分解速度定数が測定されている[Kahan et al., 2010b]。水溶液中でのハルミンの光分解は NaCl 濃度に依存しない。また氷表面でのハルミンの 光分解は水溶液中よりも速い。しかしながら、塩を含 む氷表面でのハルミンの光分解について、塩の濃度 を増加させていくと光分解は遅くなる。そして最終的 には水溶液中で測定された値と同じになっている。こ れは塩を含む水溶液が凍結する際に溶質が氷結晶 の外に押し出されて,表面に高濃度の塩水が生じた ためである。さらに一連の研究で、氷表面でのベンゼ ンの光分解の研究がされている[Kahan and Donaldson, 2010b]。ベンゼンは地球に届く太陽光の 波長をほとんど吸収しないため水溶液中では直接光 分解しない。しかし氷表面ではベンゼンの吸収がレッ ドシフトするため、太陽光によって光分解する。このよ うなことは他の芳香族化合物でも起こり得る可能性が ある。

氷表面とバルク氷での NO3 の光分解についての

研究が行われている[Marcotte et al., 2015]。氷での NO3⁻の拡散を抑制するために低温(70,100,120 K)で 実験が行われている。その結果,70 K では氷表面の 方がバルク氷に比べて光分解が約 3 倍速くなってい る。120 K では NO3⁻が拡散するためほぼ同じ値となっ ている。この実験では表面 NO3⁻とバルク NO3⁻の赤外 スペクトルが測定されている。非対称伸縮に対応する 吸収スペクトルは 2 つに割れており、そのスプリッティ ングは表面 NO3⁻の方が大きい。このことは、表面 NO3⁻の方が溶解した環境でより化学的不均質性が大 きいことを意味している。また本研究より、このスプリッ ティングが大きいほど実効光分解速度も大きい事が 示されている。つまり氷表面では、NO3⁻の幾何学的 歪みから選択則が破れて吸収断面積が増加し、光 分解速度が促進されたと考えられている。

5. おわりに

本稿では凍結によって進行する化学反応,バルク 氷と氷表面での光化学反応について大気化学に関 わる研究例を紹介した。この他にも大気と氷の相互 作用として,氷表面への吸着や吸着した分子と気体 との反応などがある。このように氷は多相の反応容器 として機能し,大気の物質交換・変換に影響を与えて いる。雪,氷微粒子,海氷や氷河などが存在する地 域での大気化学を理解するためには,氷での基本的 な化学・物理過程を理解し,反応機構を明らかにす ることが必要である。

今後の室内実験の観測に対する課題の一つは, 環境条件をいかにして近づけるかであろう。例えば雪 は主に水蒸気が凝結することによって生成している が,室内実験では水溶液を凍結させている場合が多 い。また海氷は海表面から凍結していくが,室内実験 で表面から凍結させることは困難である。大気化学モ デルに対しては,様々な条件で定量的な測定を行い, 反応をパラメータ化できるまで明らかにすることが課 題であろう。氷表面やバルク氷での化学反応の研究 は今後もさらに発展し,既知の反応のみでは説明で きない観測結果の理解や大気化学モデルの改善に 貢献していくことが期待される。

6. 参考文献

- Abbatt, J. P. D. et al. (2012), Halogen activation via interactions with environmental ice and snow in the polar lower troposphere and other regions, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 6237-6271.
- Atkinson, H. M. et al. (2012), Iodine emissions from the sea ice of the Weddell Sea, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 11229-11244.
- Bartels-Rausch, T. et al. (2010), Humic acid in ice: Photoenhanced conversion of nitrogen dioxide into nitrous acid, *Atmos. Environ.*, 44, 5443-5450.
- Bartels-Rausch, T. et al. (2011), Photoinduced reduction of divalent mercury in ice by organic matter, *Chemosphere*, 82, 199-203.
- Bartels-Rausch, T. et al. (2014), A review of air-ice chemical and physical interactions (AICI): liquids, quasi-liquids, and solids in snow, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 1587-1633.
- Cobb, A. W. and G. W. Gross (1969), Interfacial electrical effects observed during the freezing of dilute electrolytes in water, *J. Electrochem. Soc.*, 116(6), 796-804.
- Dominé, F. and P. B. Shepson (2002), Air-snow interactions and atmospheric chemistry, *Science*, 297, 1506-1510.
- Dominé, F. et al. (2008), Snow physics as relevant to snow photochemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 171-208.
- George, C., R. S. Strekowski, J. Kleffmann, K. Stemmler and M. Ammann (2005), Photoenhanced uptake of gaseous NO₂ on solid organic compounds: a photochemical source of HONO?, *Faraday Discuss.*, 130, 195-210.
- Grannas, A. M. et al. (2007a), An overview of snow photochemistry: evidence, mechanisms and impacts, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4329-4373.
- Grannas, A. M., A. R. Bausch and K. M. Mahanna, (2007b), Enhanced aqueous photochemical reaction rates after freezing, J. Phys. Chem. A, 111, 11043-11049.
- Kahan, T. F., R. Zhao, K. B. Jumaa and D. J. Donaldson (2010a),

Anthracene photolysis in aqueous solution and ice: photon flux dependence and comparison of kinetics in bulk ice and at the air-ice interface, *Environ. Sci. Technol.*, 44, 1302-1306.

- Kahan, T. F., N. O. A. Kwamena and D. J. Donaldson (2010b), Different photolysis kinetics at the surface of frozen freshwater vs. frozen salt solutions, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 10917-10922.
- Kahan, T. F., and D. J. Donaldson (2010), Benzene photolysis on ice: implications for the fate of organic contaminants in the winter, *Environ. Sci. Technol.*, 44, 3819-3824.
- Kim, K., W. Choi, M. R. Hoffmann, H.-I. Yoon and B.-K Park (2010), Photoreductive dissolution of iron oxides trapped in ice and its environmental implications, *Environ. Sci. Technol.*, 44, 4142-4148.
- Kim, K. et al. (2016), Production of molecular iodine and triiodide in the frozen solution of iodide: implication for polar atmosphere, *Environ. Sci. Technol.*, 50, 1280-1287.
- Lalonde J. D., A. J. Poulain and M. Amyot (2002), The role of mercury redox reactions in snow on snow-to-air mercury transfer, *Environ. Sci. Technol.*, 36, 174-178.
- Levanon, H. and G. Navon (1969), Spectrum and stability of oxygen iodide charge-transfer complex, J. Phys. Chem., 73(6), 1861-1868.
- Marcotte, G. et al. (2015), Surface-enhanced nitrate photolysis on ice, *J. Phys. Chem. A*, 119, 1996-2005.
- O'Concubhair, P. and J. R. Sodeau (2013), The effect of freezing on reactions with environmental impact, *Acc. Chem. Res.*, 46(11), 2716-2724.
- O'Driscoll, P., N. Minogue, N. Takenaka, and J. R. Sodeau (2008), Release of nitric oxide and iodine to the atmosphere from the freezing of sea-salt aerosol components, *J. Phys. Chem. A*, 112(8), 1677-1682.
- Pincock, R. E. (1969), Reactions in frozen systems, *Acc. Chem. Res.*, 2(4), 97-103.
- Scharko, N. K., A. E. Berke and J. D. Raff (2014), Release of nitrous acid and nitrogen dioxide from nitrate photolysis in

acidic aqueous solutions, *Environ. Sci. Technol.*, 48, 11991-12001.

- Si, L., and P. A. Ariya (2008), Reduction of oxidized mercury species by dicarboxylic acids (C2-C4): kinetic and product studies, *Environ. Sci. Technol.*, 42, 5150-5155.
- Simpson, W. R. et al. (2007), Halogens and their role in polar boundary-layer ozone depletion, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4375-4418.
- Takenaka, N., A. Ueda, and Y. Maeda (1992), Acceleration of the rate of nitrite oxidation by freezing in aqueous solution, *Nature*, 358, 736-738.
- Takenaka, N., M. Tanaka, K. Okitsu and H. Bandow (2006), Rise in the pH of an unfrozen solution in ice due to the presence of NaCl and promotion of decomposition of gallic acids owing to a change in the pH, *J. Phys. Chem. A*, 110, 10628-10632.
- Villena, G. et al. (2011), Nitrous acid (HONO) during polar spring in Barrow, Alaska: A net source of OH radicals?, J. Geophys. Res., 116, doi: 10.1029/2011JD016643.
- Workman, E. J. and S. E. Reynolds (1950), Electrical phenomena occurring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity, *Phys. Rev.*, 78(3), 254-259.

原稿受領日: 2017 年 5 月 16 日 掲載受理日: 2017 年 5 月 23 日

著者所属:

- 1. 九州大学大学院 総合理工学研究院
- * 責任著者:

Akihiro Yabushita

<yabushita.akihiro.773@m.kyushu-u.ac.jp>

The 1st JpGU-AGU joint meeting "Stratosphere-Troposphere Interaction" Session Report

江口菜穂¹*, Rei Ueyama², Sean Davis³, Seok-Woo Son⁴

2017年5月20~25日に千葉市・幕張で行われた 第1回 JpGU–AGU joint meeting (日本地球惑星科学 連合-米地球物理学連合合同大会)において、「成 層圏-対流圏相互作用~統一領域としての新しい 視点~(Stratosphere-Troposphere Interaction;以後 ST)」セッションを開催した。これまでJpGU会議では、 2年に1回中層大気セッションを開催してきたが、今 回は AGU との共同開催ということもあり、中層大気 関連からは本セッションと「Interhemispheric and intrahemispheric coupling of the atmosphere」(代表: 佐藤薫(東大)) セッションが提案された。

本セッションには最終的に46件の発表申し込みが あり,合計4コマ(24件の口頭発表)と22件のポスタ 一発表があった。大気科学セクションの EE(話もスラ イド/ポスターも英語)内では最大規模であった。発表 者は,欧米13名,日本以外のアジア9名,国内22 名,発表者の内約12名が学生であった。口頭発表 の時間枠4コマをそれぞれ,(1)観測・客観解析デー タ,(2)高緯度ST,(3,4)熱帯~中緯度ST(短期~長 期現象)とテーマを設定,学生や若手研究者による口 頭発表を優先し,アジアと欧米の発表件数やジェン ダーバランスを考えて,プログラム編成を行った。以 下で特に興味深かった研究発表をテーマ別に簡単 に紹介する。

(1) Pan(NCAR, 米)は 2014 年北半球冬季に西部 太平洋上の 3 つの航空機観測キャンペーン(CAST, ATTREX, CONTRAST)より,対流圏中層で高濃度オ ゾン,低濃度水蒸気が亜熱帯ジェット下層からの等 温位面輸送とハドレー循環で説明できることを示した。 Podglajen(LMD, 仏)は ATTREX と POSIDON(2016 年秋)の航空機観測から,熱帯対流圏界面遷移層 (Tropical Transition Layer; TTL)内の鉛直乱流の見 積もりを行い,積乱雲からの距離と乱流強度の関係 や乱流強度と巻雲の発生について発表した。藤田 (東北大)はCONTRAIL航空機観測のメタンと同位体 のデータを用いて,ユーラシア大陸上の上部対流圏/ 下部成層圏(upper troposphere/lower stratosphere UT/LS)のメタンの季節変化の要因を示し,藤原(北 大)から客観解析データ比較研究 SPARC (Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate) Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) が紹介された。

(2) 中村(北大)から極域の ST 過程の話題が提供 され,特に最近 20 年間の極域の地上気温上昇によ る海氷減少と中高緯度の極低温が,大気海洋相互 作用を介した負の AO-like (Arctic Oscillation;北極振 動)パターンによる成層圏,対流圏内の南北循環場 の強化で説明できることを示した。Son(ソウル大,韓) は成層圏突然昇温 (Sudden Stratospheric Warming; SSW)の絶対・相対定義とモデルバイアスとの関連を 議論し,平野(東大)も渦位による新たな SSW の定義



写真:ポスター発表と口頭発表の様子

を提唱した。Wang(極研,中)は 2009 年 SSW 時の極 域気温プロファイルから圏界面逆転層(Tropopause Inversion Layer)の成因を議論した。雨宮(東大)はUT のアジアモンスーン高気圧の季節内変動をβ面浅水 モデルの結果を示し,代(東北大)はつくばに設置し た高分解能フーリエ変換型赤外分光計の HC1 デー タを用いてその長期変動と成層圏循環との関係を, 石戸谷(産総研)は大気球データを用いて成層圏の Age of Air (AOA)を詳細に議論した。

(3, 4)近年熱帯のST研究が加速している。SATIO-TCS(Stratospheric And Tropospheric Influences On Tropical Convective Systems)課題が, SPARC の Emerging SPARC activity に昨年採択され, 国内でも それに関連した大型プロジェクトが立ち上がった。こ れらの背景を意識して今回,「統一領域としての新し い視点」をセッション名に入れた。

本テーマでは,余田(京大)が準2年周期変動によ る熱帯積雲対流活動への影響を,小寺(名大)が成層 圏の寒冷化と夏季モンスーン対流との関連を示した。 Davis(NOAA, 米)は'Tropical width'の Hudson の定 義[Hudson, 2012]をオゾン全量で再考し, 稲飯(東 北大)は成層圏中緯度の AOA を TTL と Lower most stratosphere の混合過程を考慮した後方流跡線解析 の結果を示した。Tao(NASA,米)は複数の客観解析 データを用いてラグラジアン的に成層圏南北循環を 考察した結果,オイラー計算よりも上昇流が半分ほど 弱く,かつ非断熱過程のデータ間の差異にも強く依 存することを示し, Schoeberl (Science and Technology Corporation,米)が当日キャンセルとなった口頭発 表を急遽引き受けてくれ,成層圏の水蒸気とTTLの 雲形成に影響を与えているプロセスを示した。Jensen (NASA,米)は観測と数値実験から,TTL 内の氷雲 形成がガラス状の有機化合物による不均一過程が主 であることを示し,高島(福大)は圏界面を突き抜ける overshoot 雲の季節内, 経年変化を示し, Pfister(NASA,米)は静止気象衛星から雲頂高度デ ータを作成した結果を, Ueyama(NASA, 米)は熱帯

LSの水蒸気量の約10%が積雲対流活動によって説明できることを観測と数値実験で示した。 Noersomadi(京大)はCOSMICの3つの気温導出手法の比較検証結果を,坂崎(ハワイ大)は熱帯の降水の半日周期が成層圏のオゾン加熱による潮汐の影響を受けている可能性を示唆した。

このように熱帯から極域まで幅広く, 観測, データ 解析, 数値モデルを用いた ST 過程に関する研究紹 介と議論の場を国内で得られたことは, 参加者と国内 の本分野にとって大変有意義な機会となったと思う。 また24日夜にセッション懇親会を大気化学セッション と同じ居酒屋で開催した。実際にはほとんど交流は なかったが, 参加者から国際学会のセッション単位で の親睦会は初めてで今後も参加したいと好評であっ た。来たる2018年10月1~5日に京都でSPARC GA (General Assembly) がアジアで初めて開催され, その前週には高松で iCACGP/IGAC 共同国際会議 が開催される。大気化学会員の皆様にもぜひ SPARC GA 会議にも足を運んでいただければと思う。

最後に本セッションは JpGU 電子ジャーナル PEPS (Progress in Earth and Planetary Science)の特別セッ ションに採択され,海外参加者(1名)の旅費の補助を 受けた。また大気水圏科学セクションの旅費補助(1 名)を受けた。ここに御礼を申し上げる。

Hudson, R.D. (2012), Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, *Atmos., Chem. Phys.*, 12, doi:10.5194/acp-12-7797-2012.

著者所属:

- 1. 九州大学 応用力学研究所
- 2. NASA Ames Research Center
- 3. NOAA ESRL
- 4. Seoul National University
- * 責任著者:

Nawo Eguchi <nawo@riam.kyushu-u.ac.jp>

JpGU-AGU2017「飛行艇を用いた臨床地球惑星科学の 創成」セッション開催報告

角皆潤1*,植松光夫2,谷本浩志3,篠原宏志4

1. はじめに

日本大気化学会および日本地球化学会,さらに 日本学術会議 IGAC 小委員会の推薦で,日本学術 会議マスタープラン 2017 に提案した,「飛行艇を用 いた臨床地球惑星科学の創成」が,大型研究計画 の一つとして採択され,また,重点研究計画のヒアリ ング対象の一つに選定された。この計画は,大型飛 行艇を学術研究の新しいツールとして活用すること を目指すもので,これにより,既存の船舶や航空機 では実現不可能な試料採取や観測が実現し,世界 初の新しい「臨床地球惑星科学」,すなわち現場観 測と実証を基本とした新しい地球惑星科学を創始す ることを目指している。

この「飛行艇」計画の概要を紹介・宣伝するとともに、 飛行艇の学術利用のアイデアを広く募集することを 目的に、2017 年 5 月 23 日、幕張メッセ国際会議場 において、JpGU-AGU Joint Meeting 2017 の一般セ ッションの一つとして「飛行艇を用いた臨床地球惑星 科学の創成」を開催させていただいた。この場をお借 りして、概要をご報告させていただきます。

2. セッション概要

当日は,まず代表コンビーナである角皆(名古屋 大・院・環境学)が,飛行艇計画の概要と,「マスター プラン 2017」の申請に至るまでの経緯やその結果を 報告し,さらに今後の活動方針を提案した。この中で, 飛行艇計画は,マスタープラン 2017 の重点研究計 画のヒアリングまで進み,研究者のボトムアップ型の 計画としては大健闘したこと,しかしながら,ボトムア ップ型の研究計画は基本的にマスタープランの重点



図1 オーラルセッションの様子

計画として対象外である可能性が高いこと,さらに重 点計画として採択されるには,既存の大型研究機関 との連携が不可欠であることを紹介した。

続いて講演した名古屋大学宇宙地球環境研究所 の石坂丞二教授は,海色衛星リモートセンシングに おける,海表面観測を通じた校正・検証の重要性と, これを実現する観測ツールとして,飛行艇の優位性 を報告した。さらに,台風に伴って海洋生態系が応 答することや,渦やフロントなどの存在に伴って植物 プランクトンブルームのタイミングが変化することなど, 最新の海洋生態学研究の成果を紹介し,このような 局所的な突発現象が海洋生態系に与える影響を解 明するには,抜群の機動力を備え、かつ採水や生物 のサンプリング、最新の観測 ROV 等の投入が可能な 飛行艇の導入が強く望まれることを報告した。

次に,日本大気化学会の会長でもある,国立環境 研究所の谷本浩志室長らが,大気化学分野におけ る飛行艇に対する期待を紹介した。特に,一般的な 航空機では実現不可能な,低速・低高度飛行での対 流圏大気観測の意義や,ピンポイントで海域に着水 して実施する大気-海洋間の物質収支の観測が,大 気化学を中心とした広範な分野にもたらす発展の可 能性を展望した。

次に,産業技術総合研究所活断層・火山研究部 門の篠原宏志首席研究員が,飛行艇に対する,火 山学分野からの期待を紹介した。前半部分では,近 年の火山噴煙観測技術の発展と,これを低速飛行出 来る航空機に搭載することで実現出来た,噴煙観測 の成果を紹介した。後半部分では,近年噴火した西 之島や口永良部島を具体例に,このような離島火山 観測における飛行艇の有用性を報告した。この際, 会場から安全の判断基準に関する質問があり,関係 者が納得した基準を作成して,安全と研究の両立を 諮る上でも,観測専用機を持つ必要があるとの認識 が示された。

次に,東京大学大学院総合文化研究科の角野浩 史准教授が,飛行艇を利用した海底火山活動の迅 速診断との題目で講演した。スペイン・カナリア諸島 で起きた海底火山噴火を例に,希ガスを指標に用い た海底火山活動研究の火山学分野・固体地球科学 分野における重要性と,これを実現する上で,上空 からの目視観測と着水しての試料採取が両立できる 飛行艇の利点を紹介した。

オーラルセッション最後は、北海道大学低温科学 研究所の木村勇気准教授で、自身が観測ロケットを 用いて実施している微小重力実験の意義と、現状で はロケットからのデータ転送は出来ても試料回収が 難しいことを紹介した。そして、海上に着水するロケッ トを速やかに捜索し、回収を実現する手段として、飛 行艇の導入を提案した。著者らを始めとした出席者 の多くにとって、宇宙空間のような微小重力環境で塵 やガスが集積して惑星へ進化する過程への興味や、 これを模擬した微小重力実験は馴染みの無いもので あったが、木村准教授は、その重要性を平易かつ明 快に説明され、飛行艇の魅力がまた一つ増えた。

続いて,場所をポスター会場に移して,議論が続いた。名古屋大学の鋤柄千穂特任助教らの「飛行艇を利用した海洋時系列観測」は,1990年代から船舶

を用いて実施されている海洋定点時系列観測について、その意義と維持の難しさについて紹介し、これを容易に実現する手段として、飛行艇の導入を提案した。

海洋研究開発機構の朴昊澤主任研究員らの「海 洋-大気-陸の観測ネットワークによる北極水循環の 実態解明」は、海氷減少が危惧されている北極海で、 上空からの広域的な観測と、海面上における海氷や 海水の直接観測を同時に実現することで、北極海に おける広域的な水循環と、その経年変化の解明が期 待出来ることを紹介した。

名古屋大学の中川書子准教授らの「フロート水上 機を用いた湖沼観測の可能性」は、大型飛行艇を用 いた海洋観測のフィジビリティスタディ(実行可能性 調査)として、北米を中心に観光用途に普及が進ん でいる、小型フロート水上機を用いた湖沼観測の実 現を提案した。

名古屋大学の伊藤昌稚特任助教らの「大型イベントの発生に即応した飛行艇観測」は、巨大地震や大型台風,隕石落下、タンカーからの大量オイル流出や原発事故等といった、海洋域における「大型イベント」の発生に即応した初動観測について、その重要性と、これに研究船を用いる場合の問題点を報告し、これを解決する手段として飛行艇の導入を提案した。

3. 参考文献

植松光夫, 平啓介, 奥田章順 (2003), 飛行艇が新しい海洋 観測時代を切り開く, *海の研究*, 12(5), 517-527.

著者所属:

- 1. 名古屋大学 大学院環境学研究科
- 2. 東京大学 大気海洋研究所
- 3. 国立環境研究所 地球環境研究センター
- 4. 産業技術総合研究所 活断層·火山研究部門
- * 責任著者:

Urumu Tsunogai <urumu@nagoya-u.jp>

第23回大気化学討論会のお知らせ

谷本浩志^{1*},永島達也¹,猪俣敏¹

第 23 回大気化学討論会を香川県高松市にて開 催致しますので、下記のとおりお知らせ致します。

日程: 2017年10月2日(月)午後~4日(水)午前

会場 : サンポートホール高松 (4F 第1小ホール)

宿泊 : 喜代美山荘 "花樹海"

ウエブサイト: https://jpsac.org/symposium/23rdtouronkai 2017/

講演要旨申込: 2017 年7月3日から8月6日まで **事前参加登録**: 2017 年7月3日から8月31日まで 9月1日以降の登録は参加費+1000円となります。

討論会参加費

前納: 一般 3,000 円, 学生 2,000 円 当日: 一般 4,000 円, 学生 3,000 円

懇親会費

一般 4,000 円, 学生 1,000 円

宿泊費

一泊あたり 一般 9,000 円, 学生 7,500 円

本討論会は、学生からシニアまで大気化学に関連 する研究者が一堂に会し、自由な雰囲気の中で活発 な討論を行い相互の交流を深めることを目的として 1995年から開催されています。今年は第23回目を 迎え、初めての四国開催となります。

なお,今回の討論会は,同所にて 2018 年に開催 される iCACGP-IGAC2018 国際会議のプレ大会と位 置付けられています。24 年ぶりに日本で開催される 同会議に向けた日本の大気化学コミュニティの機運 を高める場となるよう,多くの皆様のご参加を心よりお 待ちしております。

討論会2日目(10/3)の夜には、宿泊先の花樹海に

てナイトセッション(夜間集会)の開催を予定していま す。学会の今後・iCACGP-IGAC2018 国際会議の準 備状況などについて報告と議論をできればと思って います。

また,今回は初の試みとして,大気化学討論会後の2日間(10月5日~6日)にわたり,若手研究者の キャリア形成を支援するための短期合宿(ショートコース)を企画しました。学生はもちろんのこと,若手研究 者の方は,こちらにもご参加をお待ちしております。

お問い合わせ

〒305-8506 茨城県つくば市小野川 16-2 国立環境研究所内 第23回大気化学討論会事務局 email: touronkai-2017@jpsac.org

第23回大気化学討論会実行委員会:

谷本浩志,永島達也,猪俣敏(国立環境研究所) 寺尾徹,石塚正秀(香川大学)

著者所属:

- 1. 国立環境研究所
- * 責任著者:

Hiroshi Tanimoto <tanimoto@nies.go.jp>

JpGU-AGU Joint Meeting 2017「大気化学セッション」 開催報告

夏を思わせる汗ばむ陽気の中,アメリカ地球物理 学連合(AGU)と初めて共同開催することになった JpGU-AGU Joint Meeting 2017において、5月23~ 24日に「大気化学セッション」を開催いたしました。今 回は口頭30件,ポスター22件,合計52件の発表が 予定され,直前キャンセル3件を除く49件の発表が なされました。口頭会場には常に多くの方々にご参 加いただき、また、ポスター会場においても大変活発 な議論が展開されました。

大気化学セッションの発表数は前回に比べて増加 しました。これは、近年の JpGU 参加費の値上がりや 他のセッションとの競合が参加数を減少させるのでは という懸念に反して嬉しいことではありましたが、AGU との共同開催によって JpGU 全体の発表数が2割増 加したことの寄与も大きいと考えています。このように 今回の発表数増加の評価は容易ではないのですが、 プログラム委員といたしましては、今後も引き続き、発 表数増加に向けた努力を継続していくなどして、日 本大気化学会を盛り上げていく所存です。

今回,発表使用言語として「JJ」,すなわち,1)ポ スター・スライドの言語,2)ロ頭発表の言語,につい て、「英語/日本語を発表者が選択可」としました。こ れには、広く学生にも開けたセッションとする狙いが ありました。また、若手~シニア間の交流の場、大気 化学を中心とした分野間の交流の場となることも期待 しました。これらは、関連の他セッションには無い特 徴だったと考えます。

実際,多数の学生からの発表があり,セッションを 盛り上げていただきました。学生からは,思いがけず 英語で質問を受けるなど,改めて英語の必要性を感 じたとの声を多数聞きました。JpGU での発表の場が, 学生らが国際的に活躍する重要な一歩となればと願っています。

他方, 言語が統一されていないことから, ご参加の 方々には少なからずご不便をお掛けしたことも否めな いと思っています。しかしながら, 日本大気化学会の アットホームな雰囲気も手伝って, 無事セッションを終 えることができました。皆様のご理解に感謝申し上げ ます。上記のように使用言語について賛否あるかと思 いますが, 今回の経験が今後に役立てば幸いです。

初の試みとして、日本大気化学会の懇親会を企画 しました。場所の事前手配などもあり、団体代表者に よる事前登録方式としました。最終的に 31 名もの 方々にご参加いただき、貴重な交流の場となったよう に思いました。会員の皆様におかれましては、雰囲 気等について写真をご参照のうえ、次回の参考にし ていただけたらと思います。

最後になりますが、本セッションにご参加いただい た全ての方々に改めて感謝申し上げます。特に、ご 講演していただいた方、議論にご参加いただいた 方々に御礼申し上げます。直前のキャンセルで空い た時間が足りなくなるほど活発に議論がなされたこと は、大変有意義だったように思いました。来年もどう ぞよろしくお願いいたします。



(左)ロ頭発表と(右)懇親会の様子。

(日本大気化学会 運営委員会(JpGU担当:入江仁士,町田敏暢,谷本浩志,岩本洋子))

第38回日本大気化学会運営委員会議事録

日時:2017 年 5 月 22 日(月)18:00 - 21:00 場所:幕張テクノガーデン CB303 号室 出席者: (第9期)今村隆史,入江仁士,岩本洋子,江波進一, 竹川暢之,谷本浩志,町田敏暢,持田陸宏 (第10期)谷本浩志,入江仁士,岩本洋子, 江口菜穂,江波進一,金谷有剛,豊田栄,永島達也, 中山智喜,廣川淳,町田敏暢,持田陸宏,森本真司 欠席者:

松見豊, 梶井克純, 澤庸介, 高橋けんし, 村山昌平

【現委員会の審議事項】

1) 規約と細則の改正について

今村会長より規約と細則の改正について説明があった。会事務局移転,会費の値上げ,学生会員・賛助会員の位置付け,学会誌「大気化学研究」の位置づけ,学生優秀発表賞の位置づけ,などに関連して,規約や細則を変更した。規約と細則(「学生優秀発表賞に関する細則」まで)は本年4月1日から施行し, 今後気づいたことがあれば次期運営委員で検討する。

2) 学会誌「大気化学研究」に関連する細則等について

今村会長より学会誌に関する細則等について説 明があった。編集委員会(高橋,澤,江波)が作成し た原案を基に作成した。編集委員会の細則,投稿規 定,著作権については今村会長案を採用し,本運営 委員会で挙がった修正点を適宜修正し,施行するこ とが承認された。編集規定は細則等に準じて書きぶ りを修正する。 【現委員会の報告事項】

3) 日本学術会議関連学協会への登録申請に向け て

今村会長より日本学術会議関連学協会(以下,学 協会)への登録に向けて説明があった。大型研究計 画に関するマスタープランの申請は学協会登録団体 である必要がある。また,奨励賞・学生賞を受けた場 合,履歴書等に学協会登録団体の賞か否かを明記 させる場合もある。これまで,学術誌を出していないこ とが障壁であったが,「大気化学研究」を発行してか ら約2年が経ち,学協会登録申請への準備が整いつ つある。申請してから審査を通過するまで 3-4 ヶ月か かる見通しである。次回の国際会議(IGAC-iCACGP, 2018年9月)までに学協会に登録されるよう,次期運 営委員にお願いしたい。

4) 運営委員選挙結果の報告

村山選挙管理委員長が作成した開票結果に基づ いて町田委員から説明があった。

5) 会計報告, 会計監査報告

決算報告書に基づいて谷本委員より説明があった。 学会口座の入出金の履歴も示した。会計監査報告 については、横内監事が欠席のため今村会長が代 理で報告した。領収書を含む関連書類全て確認し、 会計が適正かつ正確であることを確認した。

- 6) 会員動向の報告,会費未納者の除名について 資料に基づいて谷本幹事より説明があった。
- 7) 学会誌「大気化学研究」の編集状況について 編集作業は順調に進んでおり,現在査読を行って

いる段階。予定通り7月中に出版予定であると江波 委員より報告があった。

8) 学会ウエブページの検討状況について

資料に基づいてウェブ WG の永島委員より説明が あった。ドメイン・レンタルサーバーについては岩本 委員より補足があった。新しいウェブサイトは7月3日 に公開予定である。

9) JpGU 大気化学セッションの開催状況について

JpGU 大気化学セッションの代表コンビーナである 入江委員より報告があった。5/23-24の日程で開催予 定である。52件の講演申込みがあり、5コマを獲得で きた。AGU との共催になったことで海外からの講演 者が増えた。今年は初めて懇親会を企画した。対流 圏成層圏セッションの懇親会と同じ会場で開始時間 はほぼ同じである。両セッションあわせて約50名が参 加予定。

10) 2017 年大気化学討論会の準備状況について

資料に基づいて谷本幹事より説明があった。IGAC @高松のプレ大会として同会場で10/2-4の予定で実施する予定である。運営委員会を初日の午前中に行い、2日目の夜に夜間集会を行う。会場とは離れているができるだけ温泉旅館に泊まってほしい。10/5-6は 若手向けのショートコースを予定している。従来、講演申込と要旨投稿の〆切をズラしていたが、今回は同時(8/6を予定)とした。申込は学会ウェブサイトの 討論会ページを通じて行う。

11) 2018 年 iCACGP-IGAC 会議の準備状況について

資料に基づいて谷本幹事・LOC 代表より説明があった。今後,主催,後援,共催などを整理する。基調 講演の候補者について日本人数名の情報を SSC に 伝えた。ECSP の座長の適任者(学位取得後 3-4 年, 日本在住であれば国籍は関係なし)がいれば教えて ほしい。

【新委員会の審議事項】

12) 会長指名の運営委員2名の報告, 副会長の選出

配付資料に基づいて谷本新会長より説明があった。 ・会長指名運営委員

谷本新会長が永島達也(国立環境研),江口菜穂 (九大)の両氏に依頼し,本人の了承を得た。

・副会長の選出

持田委員が副会長に選出された。

13) 新運営委員会における委員会および WG の構成, 担当の選任について

幹事会

会長,副会長,庶務,会計を幹事会とする。庶務 幹事を永島委員,会計幹事を町田委員が担当す る。

編集委員会

江波委員と森本委員が担当する。分野を広く網羅 するため,残り2名を外部から入れることが提案さ れた。

• 年会・プログラム委員会

豊田委員が年会委員,岩本委員,中山委員,江 口委員の3名がプログラム委員を担当する。

表彰委員会

廣川委員(委員長),町田委員,金谷委員が担当 する。

· 選挙管理委員会

入江委員(委員長), 江波委員, 豊田委員が担当 する。

将来計画 WG について

学術団体 WG は継続する。6/30 までは今村会長も メンバーとして活動する。

・ウェブ WG(岩本, 永島)は公開され活用する段

階になるまで継続する。

・ 国際会議 WG(谷本, 永島, 猪俣)は IGAC の
 LOC が主な任務である。

・女性 WG は気象学会で実施している内容を参考に江口委員が担当する。

・人材育成 WG は女性 WG と一緒に活動しても よいかもしれない。入江委員、中山委員が担当す る。

・選挙制度 WG は選挙制度の改革を検討する。
 金谷委員,廣川委員,入江委員,江波委員,豊田
 委員が担当する。

以上,各担当の選任が確認・了承された。任期は 2017年7月1日より2019年6月30日までの2 年間とすることが確認された。

監事

気象研の松枝秀和氏が担当することが了承された。

- ・活動支援
 大気環境衛星委員会は金谷委員を中心に活動する。その他,新規の委員会が提案・承認されれば
 積極的に学会が支援する。
- 14) 2017 年度日本大気化学会奨励賞の募集要項 町田委員と廣川委員が作成することが了承された。
- 15) 会員集会の内容検討 資料の会員集会次第を確認した。
- 16) その他

町田委員より、マイページ、ポータル機能に関する リマインドと紹介があった。

(日本大気化学会 運営委員会)

JpSAC news

日本大気化学会会員集会プログラム

日時:2017年5月24日(水)12:15-13:00 場所:幕張メッセ国際会議場301B

- 1) 今村会長挨拶
- 2) 会員報告, 会計報告
- 3) JpGU-AGU 大気化学セッションの開催状況
- 4) 大気化学討論会の準備状況
- 5) 学会誌「大気化学研究」について
- 6) 学会役員選挙について
- 7) 谷本次期会長挨拶
- 8) 奨励賞の募集について
- 9) IGAC 国際会議について
- 10) 事務局よりお知らせ
- 11) Web ページの改訂について

(日本大気化学会 運営委員会)

第10期日本大気化学会役員選挙の結果について

1. 役員選挙について

日本大気化学会の選挙細則に基づき第10期(大 気化学研究会からの期)運営委員会役員選挙を実 施した。

2017 年 1 月 16 日(月) 公示 2017 年 2 月 24 日(金) 投票締め切り

2. 開票

日時:2017年3月7日(火) 15:00-18:00 場所:気象研究所地球化学輪講室 有権者数:大気化学会正会員210名 投票総数:109通 白票・無効票:7票(うち 会長投票分1票,運営委 員投票分6票)

3. 当選者

会長

谷本浩志(国立環境研究所)

運営委員(10名,50音順)

入江仁士(千葉大学)

岩本洋子(広島大学)

江波進一(国立環境研究所)

金谷有剛(海洋研究開発機構)

豊田栄(東京工業大学)

中山智喜(名古屋大学)

廣川淳(北海道大学)

町田敏暢(国立環境研究所)

持田陸宏(名古屋大学)

森本真司(東北大学)

投票結果を受け、日本大気化学会事務局から当 選者の役員就任意思確認を実施した。

4. 結果報告

2017年3月10日(金) 電子メールにて報告 2017年5月24日(水) 会員集会にて報告

> (日本大気化学会 選挙管理委員会 (村山昌平(委員長),竹川暢之,澤庸介))

編集後記

「大気化学研究」の創刊以後,約2年間にわたり,澤さん,江波さんとともに編集作業に携わってきました。至らない点が多々 あったかと存じますが,日本大気化学会の発展に貢献したいという思いを持って作業を行ってきましたので,どうかお許し頂け ましたら幸いです.特に,お忙しい合間を縫って,貴重な原稿をご執筆下さった皆様方にはあらためてお礼を申し上げます. 次号より,新しい編集委員会にて編集作業を進めて頂くことになっております.引き続き,本学会の重要な柱となりますよう,本 誌へのご支援をお願い申し上げます.(高橋)

大気化学研究 第37号 (2017年7月20日 発行)

編集兼発行:日本大気化学会
編集委員:高橋けんし(委員長),澤庸介,江波進一
連絡先:〒162-0801 東京都新宿区山吹町358-5 アカデミーセンター 日本大気化学会事務局
電話: 03-5389-6237
FAX: 03-3368-2822
電子メール: jpsac-post@bunken.co.jp
ホームページ: http://www.stelab.nagoya-u.ac.jp/ste-www1/div1/taikiken/

《本誌掲載著作物の転載を希望される方へ》 本誌に掲載された著作物を転載される場合は、上記までご連絡ください。無断での二次使用や勝手 な加工はお控えください。