

例会講演要旨集

第 121 号

目 次

詳細目次・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・表紙裏

例 会

1. 岡山県牛窓における海水中二酸化炭素と pH の関係について —1993 年～2010 年測定結果・・・・・・ 1
2. 岡山市における降水中 pH, EC の考察 —2000 年～2010 年測定結果—・・・・・・ 5
3. 岡山市におけるろ過式採取法による降水量別湿性降下物の特徴
—2006 年～2010 年測定結果—・・・・・・ 9
4. 岡山県におけるアンダーセンサンプラーによる浮遊粉じんの測定・・・・・・ 13
5. 気象統計項目からみる岡山平野の都市気候 —高温・低温記録の出現日数・曝露時間数—・・・・・・ 17
6. 日本付近の早春に見られる季節遷移期の特徴（日々の気温変動と総観場に注目して）・・・・・・ 21
7. 2008 年 12 月 21 日の岡山空港の霧の JMANHM による再現実験・・・・・・ 25
8. 各種森林生態系における CO₂, 水蒸気フラックスの季節変化の特性・・・・・・ 29
9. カラマツ林における夜間 CO₂ フラックスの誤差要因の考察・・・・・・ 33
10. 水田灌漑水中の溶存 CO₂ 濃度の変動特性・・・・・・ 37
11. 水稲耕作地からのメタン放出量評価・・・・・・ 41
12. 水田における水蒸気フラックスと降水量の季節変化の特徴・・・・・・ 45
13. Terra/MODIS データを用いたアラスカ針葉樹林火災跡の判別・・・・・・ 49
14. 台風 Francisco (T0118) の初期渦形成過程・・・・・・ 53
15. 夜間から早朝に発生する短時間強雨の特徴・・・・・・ 54
16. 2010 年 4 月 16 日に中国・四国地方で見られた波状エコーについて・・・・・・ 58
17. WPR 下層風鉛直シアの特性について—WPR 下層風を利用した大雨実況監視手法の確立—・・・・・・ 62
18. 20 世紀における九州北西部の梅雨降水量の変動 —長崎の日別データの解析を例に—・・・・・・ 66
19. 日本の春の卓越気象系と季節感に関する中学校での授業実践報告（唱歌『朧月夜』を接点に）・・・・・・ 70
20. 都市緑道における夏季の温熱環境および温熱生理の空間的変動・・・・・・ 74

特別講演

陸域生態系の炭素固定プロセスと炭素収支・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 78

山本 晋氏（岡山大学環境理工学部教授）

2010 年 11 月 6 日(土)

岡山大学環境理工学部棟 1F（104 講義室）

日本気象学会関西支部

例 会

1. 岡山県牛窓における海水中二酸化炭素と pH の関係について —1993 年～2010 年測定結果・ 1
* 渡辺真士・山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)
2. 岡山市における降水中 pH, EC の考察 —2000 年～2010 年測定結果— 5
* 宮城祐太・江國真幸・山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)
松尾太郎・正木智美 (加計学園自然植物園)
3. 岡山市におけるろ過式採取法による降水量別湿性降下物の特徴
—2006 年～2010 年測定結果— 9
* 江國真幸・山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)
松尾太郎・正木智美 (加計学園自然植物園)
4. 岡山県におけるアンダーセンサンプラーによる浮遊粉じんの測定 13
* 安部未希・山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)
米谷俊彦 (元岡山大学資源生物科学研究所)
5. 気象統計項目からみる岡山平野の都市気候 —高温・低温記録の出現日数・曝露時間数— 17
* 重田祥範 (岡山大学大学院自然科学研究科)・大橋唯太 (岡山理科大学総合情報学部)
塚本 修 (岡山大学大学院自然科学研究科)
6. 日本付近の早春に見られる季節遷移期の特徴 (日々の気温変動と総観場に注目して) 21
* 松尾健一・加藤内蔵進 (岡山大学大学院教育学研究科)
7. 2008 年 12 月 21 日の岡山空港の霧の JMANHM による再現実験 25
* 本田英司 (気象庁岡山空港出張所)
8. 各種森林生態系における CO₂、水蒸気フラックスの季節変化の特性 29
* 小澤 優 (岡山大学環境理工学部)
柚山洋一・岩田 徹・山本 晋 (岡山大学大学院環境学研究科)
9. カラマツ林における夜間 CO₂ フラックスの誤差要因の考察 33
* 麻田菜未 (岡山大学環境理工学部)
柚山洋一・岩田 徹・山本 晋 (岡山大学大学院環境学研究科)
10. 水田灌漑水中の溶存 CO₂ 濃度の変動特性 37
* 赤池 曜 (岡山大学環境理工学部)
近本一宏・梶原大輔・岩田 徹・山本 晋 (岡山大学大学院環境学研究科)
11. 水稲耕作地からのメタン放出量評価 41
* 國塩惇大 (岡山大学環境理工学部)
梶原大輔・吉澤景介・岩田 徹・山本 晋 (岡山大学大学院環境学研究科)
12. 水田における水蒸気フラックスと降水量の季節変化の特徴 45
* 山 丹・柚山洋一・梶原大輔・岩田 徹・山本 晋 (岡山大学大学院環境学研究科)
13. Terra/MODIS データを用いたアラスカ針葉樹林火災跡の判別 49
* 大月 基 (岡山大学環境理工学部)
岩田拓記・原藺芳信 (アラスカ大学国際北極圏研究センター)
岩田 徹・山本 晋 (岡山大学大学院環境学研究科)
14. 台風 Francisco (T0118) の初期渦形成過程 53
* 吉田龍二 (京都大学理学研究科)・石川裕彦 (京都大学防災研究所)
15. 夜間から早朝に発生する短時間強雨の特徴 54
* 牧田広道・亀井雅章 (大阪管区气象台)
16. 2010 年 4 月 16 日に中国・四国地方で見られた波状エコーについて 58
* 岡崎賢治 (岡山地方气象台)・本田英司 (気象庁岡山空港出張所)
17. WPR 下層風鉛直シアの特性について —WPR 下層風を利用した大雨実況監視手法の確立— 62
* 亀井雅章・濱子訓志・牧田広道 (大阪管区气象台)

18. 20 世紀における九州北西部の梅雨降水量の変動 ―長崎の日別データの解析を例に―・・・ 66
*加藤内藏進（岡山大学大学院教育学研究科）・蔵田美希（岡山大学教育学部理科教室）
大谷和男（岡山大学大学院教育学研究科）
19. 日本の春の卓越気象系と季節感に関する中学校での授業実践報告（唱歌『朧月夜』を接点に）・・・ 70
*加藤内藏進（岡山大学大学院教育学研究科）・加藤晴子（岐阜聖徳学園大学教育学部）
藤本義博（倉敷市立西中学校，現：倉敷情報学習センター）
入江 泉（岡山大学大学院教育学研究科）
20. 都市緑道における夏季の温熱環境および温熱生理の空間的変動
―岡山市西川緑道公園を対象にして―・・・ 74
* 疋田浩之・大橋唯太（岡山理科大学総合情報学部）

（但し*は発表者）

特別講演

- 陸域生態系の炭素固定プロセスと炭素収支・・・ 78
山本 晋氏（岡山大学環境理工学部教授）

岡山県牛窓における海水中二酸化炭素と pH の関係について —1993 年～2010 年測定結果—

* 渡辺真士・山下栄次（岡山理科大学技術科学研究所）

1. はじめに

近年問題視されている地球温暖化は、二酸化炭素が大きな影響を与えていると考えられている。二酸化炭素は、大気—海洋間で交換が行われており、海洋の交換量に対する役割は、外洋に比べて沿岸海域の方が大きいと考えられている。1993 年から現在まで、岡山県牛窓で瀬戸内海沿岸海域の定点観測を行ってきた。本研究では、これまでの観測データを用いて $p\text{CO}_2$ と pH の関係をみていく。

2. 方法

2.1 測定場所及び期間

観測場所は岡山県瀬戸内市牛窓の岡山大学臨海実験所で行った。測定期間は 1993 年から 2010 年までの 18 年間だが、1995 年は観測を行っていない。測定データは合計 63 月で、総測定日数は合計 226 日分である。

2.2 測定項目及び測定方法

測定項目は、海水中二酸化炭素分圧(以下 $p\text{CO}_2$)、水素イオン濃度指数(以下 pH)と水温(以下 T_s)である。 $p\text{CO}_2$ の測定には大滝等(1994)によって開発された岡山式自動バブリング式海水中二酸化炭素計(S-ONE Co. INC.)の改良型、及び LICOR 社製の CO_2 ANALYZER NDIR(Non dispersive infrared gas analyzer) LI-6252 を用いた。岡山式自動バブリング式海水中二酸化炭素計のシステムは、NDIR 分析部(UNIT1)、平衡器部(UNIT2)、任意濃度キャリアガス発生部(UNIT3)、電源制御信号発生部(UNIT4)、PC によるシステム制

御・記録部(UNIT5)で構成される。平衡器に試料海水が入ると、任意濃度のキャリアガスをキャリアガス発生部で作り出し、試料海水と密閉された空間でバブリングさせる。この時、試料海水中の CO_2 はキャリアガスと交換して濃度差を生じ、NDIR で電圧差に交換され、この信号が PC へ送られる。NDIR の電圧が負のピークを示すときは試料海水の CO_2 がキャリアガスより低く、正のピークを示すときはキャリアガスの方が高いことを示す。この測定を異なる濃度のキャリアガスで 5 回行う。その後、5 つの電圧のピークとキャリアガス濃度との関係が表示され、最小二乗法で算出した回帰直線が描かれる。試料海水の濃度は電圧差のピークが 0 になる時であるから、その時のキャリアガス濃度の値から試料海水の二酸化炭素濃度を得ることができる。測定間隔は 15 分、単位は μatm で、測定した値は PC に記録した。

pH は、1993 年から 2005 年 3 月までは HORIBA 社製 Conductivity pH Meter DS-16 を用い、2005 年 4 月からは、HORIBA 社製 Conductivity pH DS-52 を用いた。測定した値は、付属のプリンタでプリントアウトして保存した。測定間隔は 5 分毎で、pH の校正及び標準には、pH の値が 6.86 と 9.18 の標準緩和能力を用いて 2 点校正を行った。

T_s は、HORIBA 社製 Conductivity Meter DS-15 の水温計で測定した。測定した値は、付属のプリンタでプリントアウトして保存した。 T_s の値は、比較検査成績書付水銀温度計で補正した。単位は $^{\circ}\text{C}$ である。

3. 結果・考察

3.1 pCO₂, pH, 水温の年変化

図1～図3に1993年6月から2010年2月までのpCO₂, pHとTsの年平均値を示した.

pCO₂の1993年6月から2010年2月までの平均値は409.2 μ atm, pHの平均値は8.165, 水温の平均値は17.2℃となった.

pCO₂の1993年から2010年までの年平均値を用いてTsとpCO₂, TsとpHとの相関関係を調べた.

図4に年平均Tsと年平均pCO₂との相関図を, 図5に年平均Tsと年平均pHの相関図を示す.

年平均Tsと年平均pCO₂とでは近似式が $y = 0.0358x + 2.7$ となり, 正の相関がみられ, 年平均Tsと年平均pHとでは近似式が $y = -31.34x + 273.4$ となり, 負の相関がみられた.

このことから, 年平均Tsと年平均pCO₂, 年平均pHは密接に関係していると思われる.

よって次に, pCO₂とpHの関係について詳細に検討していく.

3.2 pCO₂とpHの関係

図6, 7, 8に1日でのpCO₂とpHの相関の例を示す. 1日の平均水温が10℃の場合として, 2004年1月27日を, 20℃の場合として, 2002年6月8日を, 30℃の場合として, 2006年8月24日を示す.

図6はpCO₂の平均値が258.9 μ atm, pHが8.225, 近似式は $y = -599.96x + 5193.6$ で $R = 0.9271$, 図7はpCO₂の平均値が420.7 μ atm, pHが8.153, 近似式は $y = -1014.9x + 8696.4$, $R = 0.9700$, 図8はpCO₂の平均値が437.2 μ atm, pHが8.111, 近似式は $y = -1263.9x + 10695$, $R = 0.9912$ となった.

表1に近似線の傾きとTsの例を示す.

表1より, 平均水温が上昇すると近似線の傾

きが大きくなることがわかる. このことから, pCO₂とpHの関係には温度が関係していることがわかる. よって次に, pCO₂とpHの関係の温度依存性について検討していく.

3.3 pCO₂とpHの関係の温度依存性

図9にTsと傾きの関係を示した.

Tsは, 1993年6月から2010年2月までの226日分の1日平均水温を1℃ずつに平均値を求めた.

傾き(a)は, 1993年6月から2010年2月までの226日分の日毎のpCO₂とpHの近似式から求めた. 求めた傾きを平均水温を1℃ずつに区分して, 平均値を求めた.

図9より, 近似式は, $y = -39.117x - 203.3$, $R = 0.9425$ となった.

以上の結果から, pHと水温の数値が求められていれば, pCO₂の値が求められるということがわかる.

3.4 pHとTsからpCO₂を求めるモデルの検証

モデル式は, $pCO_2 = pH \times a + b$ で示される. aはpCO₂とpHの近似式の傾き, bはpCO₂とpHの近似式の切片である.

図10と図11に2009年8月11日と2010年2月21日のpCO₂の実測値とモデル値の比較を示した.

図10より, 2009年8月11日は, 実測値とモデル値の位相と日格差がよく一致していた.

図11より, 2010年2月21日は, 位相と日格差はよく一致していたが, モデル値が実測値よりも平均183.9 μ atm高かった.

実測値とモデル値が異なる値を示す時があるので, 傾き(a)と切片(b)の求め方についてまだ検討していく必要がある. 観照

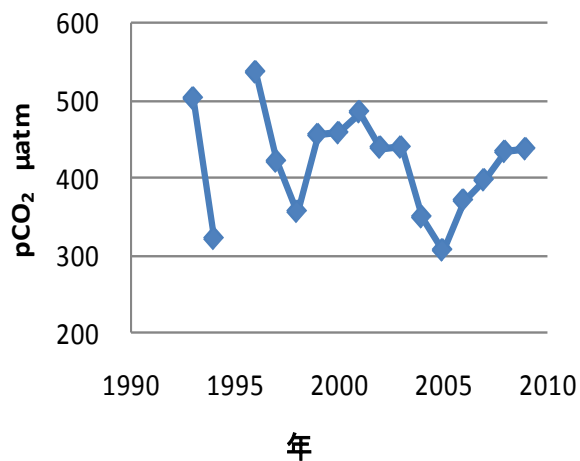


図1 pCO₂の年変化

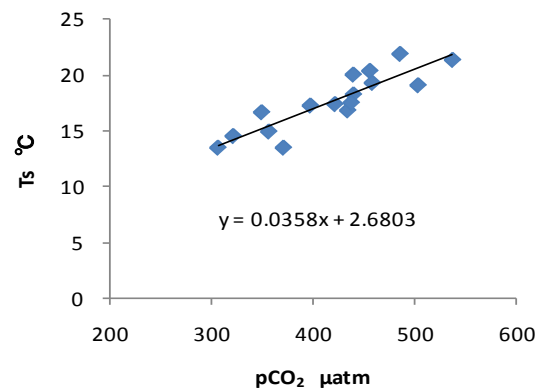


図4 年平均 Tsと年平均pCO₂の相関

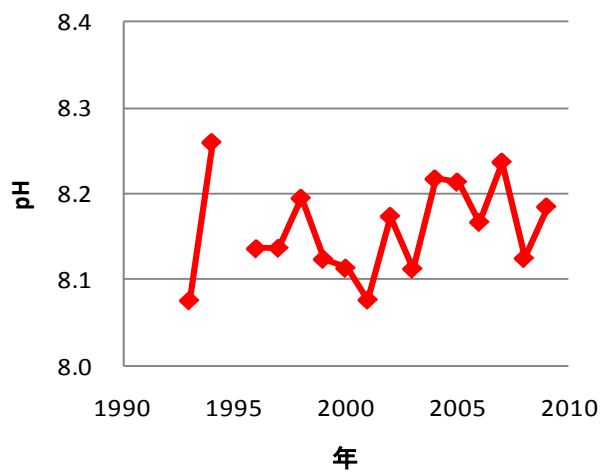


図2 pHの年変化

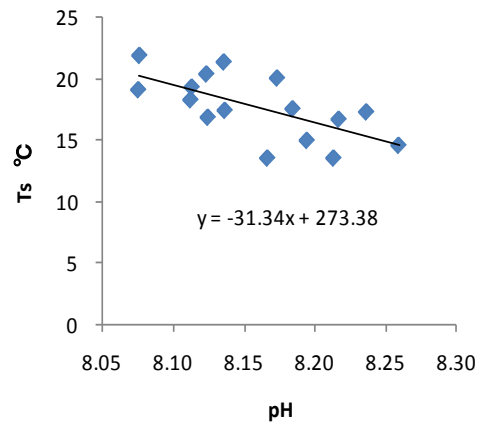


図5 年平均 Ts と年平均 pH の相関

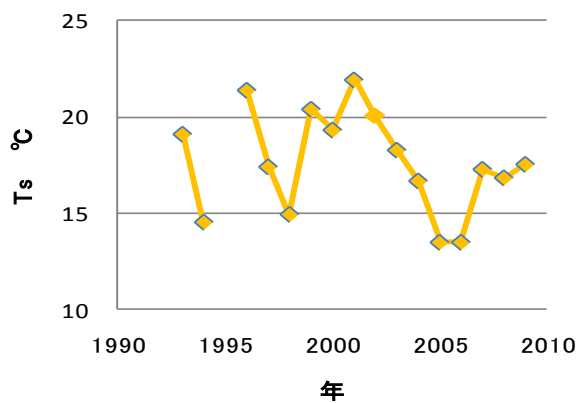


図3 Tsの年変化

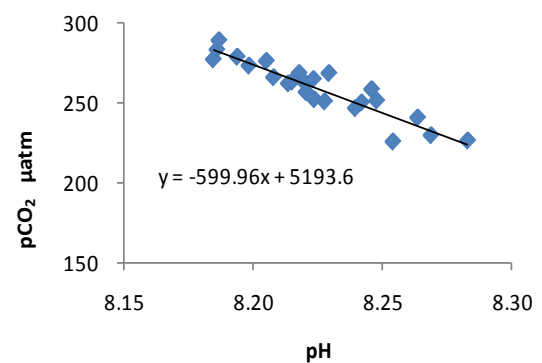


図6 pCO₂とpHの関係
2004年1月27日の例

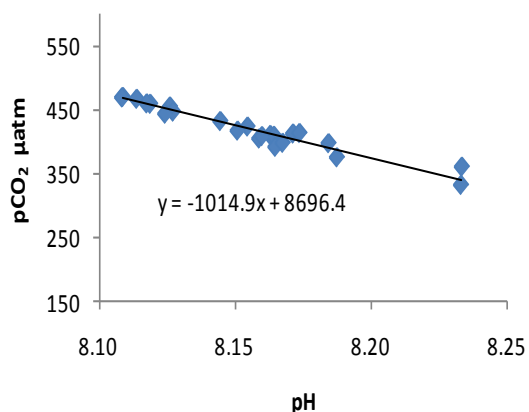


図 7 pCO₂とpHの関係
2002 年 6 月 8 日の例

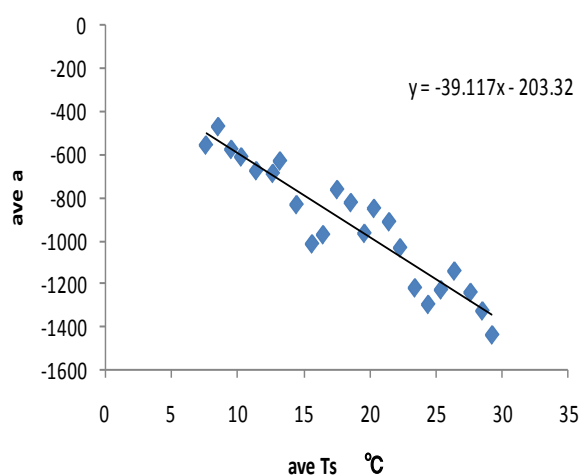


図 9 水温と傾きの関係

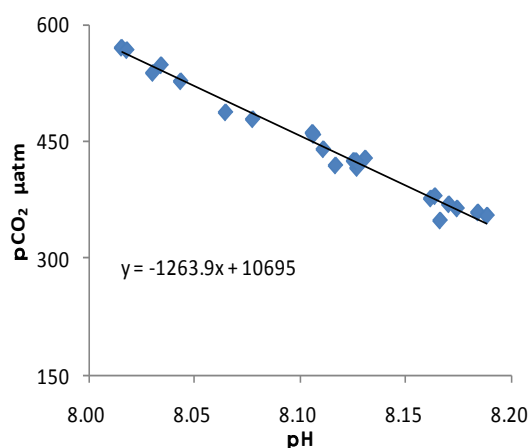


図 8 pCO₂とpHの関係
2006 年 8 月 24 日の例

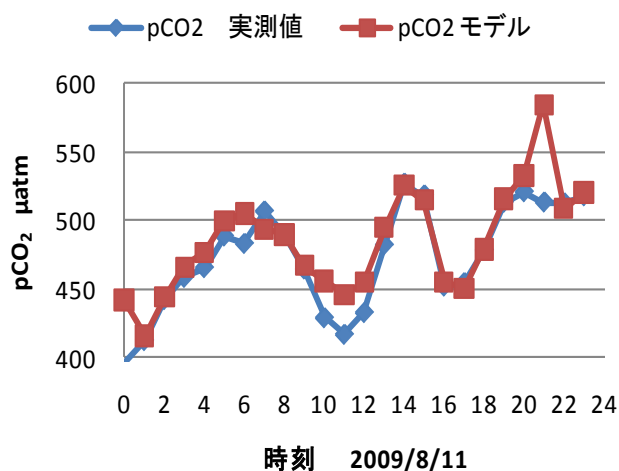


図 10 pCO₂の実測値とモデル値の比較
2009 年 8 月 11 日の例

表 1 近似線の傾きと平均水温の例

年月日	傾き	平均水温(°C)
2004年1月27日	-600.0	7.8
2002年6月8日	-1014.9	22.7
2006年8月24日	-1263.9	28.5

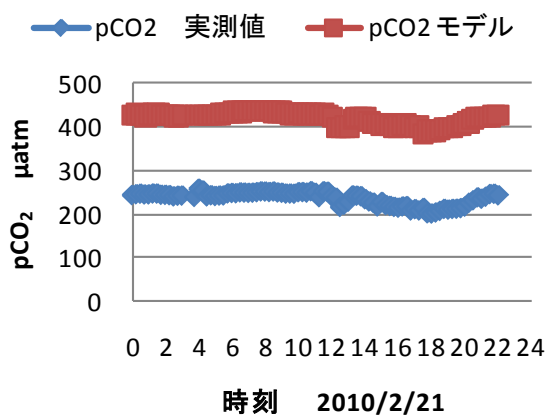


図 11 pCO₂の実測値とモデル値の比較
2010 年 2 月 21 日の例

岡山市における降水中 pH,EC の考察

—2000 年～2010 年—

*宮城祐太¹⁾,山下栄次¹⁾,江國真幸²⁾,松尾太郎³⁾,正木智美³⁾

¹⁾岡山理科大学科学技術研究所 ²⁾岡山理科大学院 ³⁾加計学園自然植物園

1 はじめに

本研究室では降水のモニタリングを 2000 年 5 月から現在(2010 年 10 月)まで継続して行っている。2000 年 5 月から 2006 年 11 月までは、レインゴーランド法(以下 RG 法)という採水方法を用いていた。しかし 2006 年 9 月から現在まではろ過式採取法(以下ろ過法)を用いてモニタリングを行っている。今回は両者の特性を踏まえた上で過去 10 年間の pH,EC について試算をし、考察を行った。

2 方法

2.1 採水場所・期間

図 1 に降水採取場所を示す。採取場所は岡山理科大学生態システム園内に 2 か所(Sta.1,Sta.2)岡山理科大学構内(Sta.3)に 1 か所の計 3 か所である。



図 1 降水採取場所

Sta.1 は森林内であるが、採水場所付近は樹木の少ない「空き地」と考えられる場所である。

Sta.2 は森林内で周りに高さ約 10m の樹木が生い茂る「森林内」と考えられる場所である。Sta.3 は岡山理科大学 10 学舎屋上で、周りに遮るものはなく、南には市街地が広がっている場所である。

測定期間は、Sta.1,Sta.2 は 2000 年 5 月から、Sta.3 は 2000 年 6 月から、ともに 2010 年 7 月までである。このうち 2000 年 5 月から 2006 年 9 月までは採水に、後述のレインゴーランドⅡを用い、2006 年 9 月以降は ADVANTEC 社製酸性雨採取装置 ACDR-047 型を用いている。

採取した降水試料は、Sta.1 が RG 法で 286 雨、1805 検体、ろ過法で 99 検体。Sta.2 は RG 法で 266 雨、1565 検体、ろ過法で 100 検体、Sta.3 は RG 法で 285 雨、1539 検体、ろ過法で 104 検体である。なお RG 法は一雨毎に採取をしていたが、ろ過法では 2 週間毎に採取をしている。

2.2 採取方法・分析機器

降水の採取には、堀場製作所レインゴーランドⅡと ADVANTEC 社製酸性雨採取装置 ACDR-047 型を用いている。

RG 法では、一雨毎に降水を 1mm 毎に 8mm まで自動的に分けて採取されるようになっている。また専用の自動フタ開け装置を取り付けることにより、乾性降水物の影響の少ない降水を採取できる。しかし初期降雨の挙動を明らかにできる反面、8mm 以降の降水については水受けカップに溜まる構造になっており、8mm 目以降の降水量との関係が明確化されないため、長期観測には向いていないというデメリットがある。

2006 年 9 月以降に用いている酸性雨ろ過式採取装置では 1 雨毎～1 ヶ月単位での採取が行える。この装置は降水の長期の採取単位における成分の変質を防ぐために考案された日本独自の採取方法で

ある（酸性雨調査法研究会，1993）．降水量との関係が明確化されるが，乾性降下物と湿性降下物を分離測定できないというデメリットがある．

採取した降水試料は，2000年5月27日から2004年11月18日までは堀場製作所製 Twin pH 分析器 B-212, Twin Cond 導電率分析器 B-173, 2004年12月4日以降は堀場製作所製 pH/cond meter D-54, pH glass electrode 9669-10D, EC glass electrode 3574-10C を用いて pH・EC (μS/cm) を測定した．

2.3 データ処理方法

RG 法における降水は上述の通り 8mm までしか採水できない．そこで気象庁 HP から採水を行った日の降水量のデータを用いて加重平均値を算出し平均値とした．このとき 8mm 目以降の pH・EC の値については水受けに溜まった pH・EC 値と近かった 7mm 目のデータを用いた（以下 7mm 法）．また，一雨中の pH 最大値と EC 値最小値を用いたモデル（以下 pH 最大値法）でも算出し，比較した．

加重平均値の算出方法を次に示す．

$$\text{加重平均値} = \frac{m_1 V_1 + m_2 V_2 + \dots + m_n V_n}{V_1 + V_2 + \dots + V_n} \quad (1)$$

ここで m は濃度， V は降水量を示す．pH の加重平均値は，一度各々の pH 値を水素イオン濃度 m_i とし，水素イオン濃度の算術平均値を求めてから pH 値に戻す方法で求めた．

月加重平均値は一雨毎に加重平均値をとり，(1)式を用いて算出した．年平均値も同様に月加重平均値を(1)式を用いて算出した．この方法で Sta.1～3 での月・年加重平均値を算出した．

3 結果及び考察

3.1 7mm 法と pH 最大値法の比較

RG 法とろ過法の並行測定 8 例を基に，7mm 法と pH 最大値法の比較・検討した．

RG 法による pH，EC とろ過法による pH，EC との差の平均値と標準偏差を表 1 に示した．

表 1 7mm 法と pH 最大値法の比較

7mm法		※fはろ過法を，rはRG法をあらわす．						
Sta	年月	pH _f	EC _f (μS/cm)	pH _r	EC _r (μS/cm)	ΔpH f-r	ΔEC (μS/cm) f-r	
Sta,1	2006/09	4.95	11.7	4.71	12.6	0.24	-0.9	
Sta,1	2006/11	4.88	15.0	4.79	19.4	0.09	-4.4	
Sta,2	2006/09	5.51		5.23		0.28	0.0	
Sta,2	2006/11	5.16	28.5	4.49	26.4	0.67	2.0	
Sta,3	2006/08	5.17	20.6	4.91	11.8	0.26	8.8	
Sta,3	2006/09	4.90	11.7	4.77	11.9	0.14	-0.2	
Sta,3	2006/10	4.79	20.3	4.74	13.3	0.05	7.0	
Sta,3	2006/11	4.82	16.2	4.64	18.6	0.18	-2.5	
	ave	5.02	17.7	4.78	16.3	0.24	1.2	
	sd	0.24	5.9	0.22	5.5	0.19	4.5	
	cv%	4.9	33.6	4.5	33.6	80.7	369.6	

pH最大値法								
Sta	年月	pH _f	EC _f (μS/cm)	pH _r	EC _r (μS/cm)	ΔpH f-r	ΔEC (μS/cm) f-r	
Sta,1	2006/09	4.95	11.7	4.71	12.6	0.24	-0.9	
Sta,1	2006/11	4.88	15.0	4.98	18.3	-0.10	-3.3	
Sta,2	2006/09	5.51		5.23		0.28	0.0	
Sta,2	2006/11	5.16	28.5	4.79	13.1	0.37	15.4	
Sta,3	2006/08	5.17	20.6	4.91	11.8	0.26	8.8	
Sta,3	2006/09	4.90	11.7	5.04	6.9	-0.13	4.8	
Sta,3	2006/10	4.79	20.3	4.74	13.3	0.05	7.0	
Sta,3	2006/11	4.82	16.2	4.64	18.6	0.18	-2.5	
	ave	5.02	18	5	14	0.14	3.7	
	sd	0.24	6	0	4	0.19	6.5	
	cv%	4.9	33.6	4.0	29.6	128.9	177.9	

7mm 法は、差の平均値、標準偏差は、pH では 0.24, 0.19 であり、EC では $1.2 \mu \text{ S/cm}$, $4.5 \mu \text{ S/cm}$ である。pH 最大値法では pH が 0.14, 0.19 であり、EC では $3.7 \mu \text{ S/cm}$, $6.5 \mu \text{ S/cm}$ である。ここで 7mm 法は、pH 値 0.24 と最大値法との差が 0.1 あるが、EC 値差が最大値法よりも $2.5 \mu \text{ S/cm}$ 小さい。この結果から EC の差を考慮して 7mm 法を用いて解析を行った。

3.2 pH・EC の月平均値から見た経年変化

Sta.3 での 2000 年 1 月から 2009 年 12 月までの pH・EC の経年変化を図 2,3 に示した。この図より pH と EC 年増加率を算出した。

表 2 に各 Sta における月平均値による pH・EC の年増加率を示した。

Sta.1 の pH 年増加率は 0.13, EC 年増加率は $-0.4 \mu \text{ S/cm}$ である。

Sta.2 の pH 年増加率は 0.12, EC 年増加率は $1.6 \mu \text{ S/cm}$ である。

Sta.3 の pH 年増加率は 0.12, EC 年増加率は $-0.4 \mu \text{ S/cm}$ である。

表 2 各 Sta における pH・EC の年増加率

Sta No	pH増加率	R	EC増加率	R
1	0.13	0.56	-0.4	0.08
2	0.12	0.66	1.6	0.35
3	0.12	0.65	-0.4	0.10

Sta.1,3 は、変化の位相は似ており pH は増加を示し、EC は $20 \mu \text{ S/cm}$ 前後の値を示すとわかった。Sta.2 における pH の増加率は Sta.1,3 と同じように増加を示した。しかし、EC の増加率は Sta.1,3 が減少であるに比べ増加を示していた。これは「森林内」という観点からみると、葉面に付着した乾性降水物の影響や、雨水中の水素イオン H^+ による葉面におけるイオン交換反応によるものだと考えられる(環境庁地球環境部編, 1997)。

3.3 pH・EC の年平均値から見た経年変化

Sta.1~3 での 2000 年 1 月から 2009 年 12 月までの経年変化を図 4,5 に示した。表 3 に各 Sta における年平均値による

pH・EC の年増加率を示す。

Sta.1 の pH 年増加率は 0.15, EC 年増加率は $-0.3 \mu \text{ S/cm}$ である。

Sta.2 の pH 年増加率は 0.13, EC 年増加率は $0.9 \mu \text{ S/cm}$ である。

Sta.3 の pH 年増加率は 0.13, EC 年増加率は $-1.2 \mu \text{ S/cm}$ である。

表 3 各 Sta における pH・EC の年増加率

Sta No	pH増加率	R	EC増加率	R
1	0.15	0.85	-0.3	0.16
2	0.13	0.85	0.9	0.60
3	0.13	0.89	-1.2	0.62

年平均値からみた pH・EC の年増加率は、月平均値からと同じような位相を示した。Sta.1,3 は、変化の位相は似ており pH は増加傾向を示し、EC は $20 \mu \text{ S/cm}$ 前後の値を示すことがあるとわかった。Sta.2 における pH の増加率は Sta.1,3 と同じように増加を示した。しかし、EC 増加率については、Sta.1,3 が減少であるに比べ増加を示していた。

月加重平均値と比較し年加重平均値は、経年変化をより明瞭にすることが出来た。

4 まとめ

RG 法とろ過法という採水方法が異なるデータを用いて、年平均値を試算した。

降水量を加味した加重平均値を用いることにより、経年変化を明らかにすることが出来た。特に年加重平均値を用いると、月加重平均値では明らかに出来なかった経年変化を明らかにすることが出来た。

以上より岡山市における降水中 pH は、近年急速に中性側へ移行しているが、EC については大きく変動していないと考察出来た。

5 参考文献

酸性雨調査法研究会編 (1993) : 酸性雨調査法。株式会社ぎょうせい, p64.

環境庁地球環境部編 (1997) : 地球環境の行方—酸性雨。中央法規出版株式会社, p90.

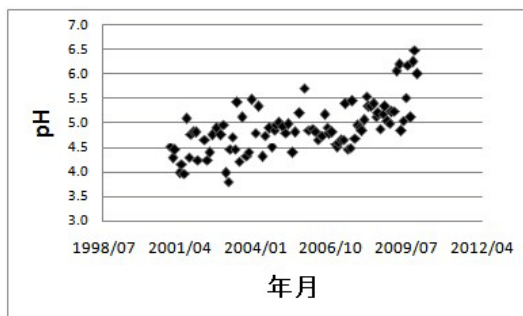


図 2 Sta.3 における月平均値から見た pH 経年変化(2000.1-2009.12)

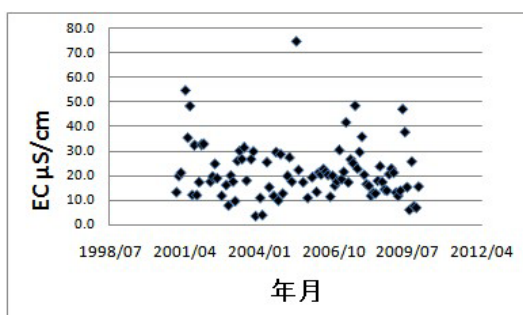


図 3 Sta.3 における月平均値から見た EC 経年変化(2000.1-2009.12)

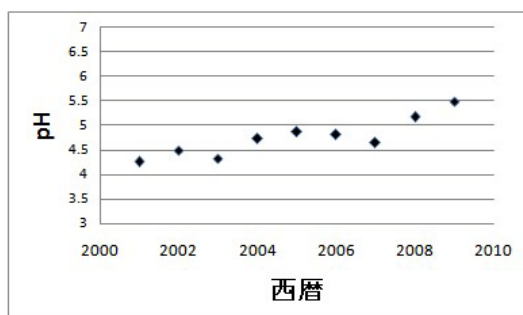


図 4 Sta.3 における年平均値から見た pH 経年変化(2000.1-2009.12)

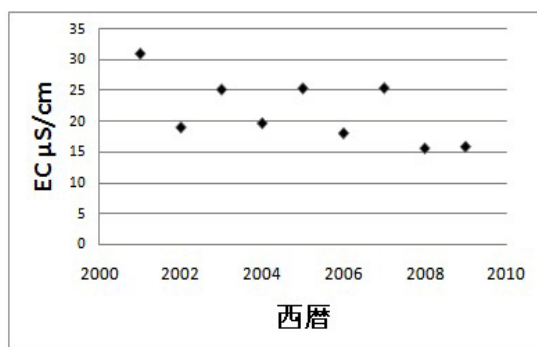


図 5 Sta.3 における年平均値から見た EC 年変化(2000.1-2009.12)

岡山市におけるろ過式採取法による降水量別湿性降下物の特徴 —2006 年～2010 年測定結果—

* 江國真幸（岡山理科大学院），山下栄次（岡山理科大学技術科学研究所）

松尾太郎，正木智美（加計学園自然植物園）

1. はじめに

現在，日本各地で降水の観測が行われている．その中でも降水を分割採取し，降水量毎にその成分をモニタリングする方法として，レインゴーランド法があり，小林ほか（2003，2004，2007），満崎ほか（2008），山下ほか（2009）により報告がされており，降り始めから 8mm までの初期降水の挙動について明らかになっている．しかし，この採取法では，8mm 以上の降水の採取が出来ないため，9mm 以上の雨については計算による推定を行い，1 雨の状況を把握するしかなかった．

そこで本研究では，降水を一括採取できるろ過式採取法を用い，降水量別降水成分の採取場所別特徴について検討した．

2. 方法

2.1. 採取場所・採取期間・採取頻度・検体数

採取場所は，岡山理科大学生態システム園内に 2 箇所（Sta.1，Sta.2），岡山理科大学構内に 1 箇所（Sta.3）である．採取期間は，2006 年 9 月 1 日～2010 年 8 月 30 日までである．Sta.1 は，森林内で比較的樹木が少なく，上空が開けている．Sta.2 は，森林内で樹木が生い茂っており，上空も樹木で覆われている．Sta.3 は，岡山理科大学 10 学舎屋上で，南には岡山市街地が広がっている．採取頻度は，原則 2 週間毎である．検体数は，Sta.1，Sta.2，Sta.3，共に 105 検体である．この内，降水量を記録しなかった（0mm）のは，Sta.1，Sta.2，Sta.3 で，7，7，6 検体であった．

2.2. 測定・分析機器・データ処理方法

降水の採取には，ADVANTEC 社製酸性雨採取装置 ACDR-047 型を用いた．この装置は，湿性降下物と乾生降下物を合わせた総降下物の採取を目的としたもので，降水の採取に電源を必要としない．1 降雨から 1 ヶ月単位の採取が行える．

pH と EC(μ S/cm)の測定には，堀場製作所製 pH/cond meter D-54 を用い，pH 電極は glass electrode 9669-10D を，また EC 電極は glass electrode 3574-10C を用いた．

イオン分析には，島津製作所製パーソナルイオ

ンアナライザ PIA-1000 を使用し，陽イオン（Cationと記す．）と陰イオン（Anionと記す．），それぞれ 1 台，計 2 台を用いた．測定したイオンは，Cationが， H^+ ， Na^+ ， NH_4^+ ， K^+ ， Mg^{2+} ， Ca^{2+} ，Anionが， Cl^- ， NO_3^- ， SO_4^{2-} である．測定されたイオンの単位はmg/lである．

pH，EC，イオン濃度は，決められた降水量の区分により区分けし，各区分毎に降水量加重平均を算出した．

3. 結果・考察

3.1 降水量による採取場所の特徴

表 1 に，測定場所別降水量別出現頻度を示した．この表は，降水を 0.5mm 以下（0mm と記す），0.6mm 以上～5.0mm 未満（5mm>と記す），5.0mm 以上～10mm 未満（10mm>と記す），10.0mm 以上～20.0mm 未満（20mm>と記す），20.0mm 以上～40.0mm 未満（40mm>と記す），40.0mm 以上～80.0mm 未満（80mm>と記す），80mm 以上（80mm<と記す）の 7 降水量区分に分け示した．各 Sta.の，0mm から 80mm>の出現頻度は，Sta.1 は 87 例，Sta.2 は 100 例，Sta.3 は 89 例であった．各 Sta.の 80mm<の出現頻度は，Sta.1 は 18 例，Sta.2 は 5 例，Sta.3 は 16 例となった．0mm から 80mm>の出現頻度では，Sta.2 の頻度が，Sta.1 と Sta.3 よりも多く，80mm<の出現頻度では，Sta.2 の頻度が，Sta.1 と Sta.3 よりも少なくなっていた．

図 1 に降水量別測定場所別頻度%を示した．Sta.1，Sta.2，Sta.3，共に 40mm>に最大値を持つ，一山型の分布となった．Sta.1 と Sta.3 は，0mm から 80mm<まで，似た推移をしていた．特徴的なのは Sta.2 であり，0mm，10mm>の出現頻度は，Sta.1 と同じであったが，5mm>，20mm>，40mm>，80mm>では，Sta.2 の出現頻度は，Sta.1 と Sta.3 よりも高かった．しかし，80mm<での各 Sta.の出現頻度は，Sta.1 は 18%，Sta.2 は 5%，Sta.3 は 16%であり，Sta.2 の 80mm<の出現頻度は，Sta.1 と Sta.3 よりも極端に少なかった．このような特徴となった理由としては，5mm>から

80mm>の降水時には、森林の樹木の葉や枝が障害となり、降水の一部が採取装置に到達しない現象と、降水が樹幹流となり、採取されない現象が同時に起きていると考察された。特に 80mm<では、降水が樹幹流となり、採取されない現象が起きていると考察された。

3.2 pH による採取場所の特徴

図 2 に降水量別測定場所別 pH の加重平均値を示した。各 Sta. の pH の最低値は、Sta.1 は 5mm>、Sta.2 は 10mm>、Sta.3 は 40mm>であり、森林内の pH は、降水量が 5mm>と 10mm>の時に、酸性であった。Sta.3 の pH は、40mm>の時に、酸性であった。各 Sta. の pH の最大値は、共に 80mm<であった。全体的に見ると、Sta.2 の 5mm>を除き、各 Sta. の pH の、降水量毎の推移は、降水量が増える毎に、pH は高くなっていた。Sta.2 の 5mm>の pH が高い理由は、森林の樹木の葉に付着した乾生降水物が、降水に溶け込む現象が起きていると考察された。

3.3 EC による採取場所の特徴

図 3 に降水量別測定場所別 EC の加重平均値を示した。各 Sta. の EC の、降水量毎の推移は似ており、5mm>が最大値となり、以後降水量が増える毎に EC は減少し、80mm<が最小値となっていた。Sta.1 と Sta.3 の EC は、10mm>から 80mm<まで、似た推移をしていた。Sta.2 の EC は、10mm>から 40mm>までは、Sta.1 と Sta.3 よりも高い値であったが、80mm>以降、Sta.1 と Sta.3 と同じ値となった。

3.4 Cation による採取場所の特徴

図 4～図 8 に、降水量別測定場所別 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} の加重平均値を示した。各 Sta. の Cation 濃度の、降水量毎の推移は、5mm>が最大値となり、以後降水量が増える毎に、濃度は減少していた。この推移は、EC の推移と良く似ていた。このような特徴となった理由は、第 1 に採取器に付着した乾生降水物が、降水に溶け込んで、それが採取タンクへと溜まっていくという過程で、降水量が少ない場合、降水に溶けている乾生降水物の濃度が高くなり、逆に降水量が多い場合、乾生降水物の濃度が低くなるためであると考察される。第 2 には、ウォッシュアウトの過程で、降水量が少ない場合は、気相中に存在しているエアロゾルが多く溶け込んだ降水が採取タンクへと溜まるが、降水量が多くなる毎に、気相中のエアロゾルは少なくなり、降水中に溶け込むエアロゾルが少なるため、採取タンク中の降水のイオン濃度が減少するためであると考察された。

Sta.1 と Sta.3 の Cation は、全ての降水量区分にて、濃度の差はあまり見られなかった。Sta.2 の Cation は、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} は、全ての降水量区分にて、Sta.2 の濃度が、Sta.1 と Sta.3 よりも高かった。特に K^+ は、Sta.2 の濃度と、Sta.1 ならびに Sta.3 の濃度との差が大きかった。このような特徴となった理由は、 K^+ は植物体に多くふくまれている成分である（村野，1993）ため、森林の樹木の葉や枝に降水が当たった際に、 K^+ が降水に溶け込んだ現象が起きていると考察された。 Na^+ は、そのほとんどが海塩から生じた物と考えられ（村野，1993）、 Ca^{2+} は、土壌やコンクリート、または海水中にも含まれている（村野，1993）ため、森林の樹木の葉に、車が走る時に巻き上げる道路粉塵や海塩粒子が沈着し、降水に溶け込み、採取タンクへと溜まるという現象が起きていると考察された。しかし NH_4^+ は、全ての降水量区分にて、Sta.2 の濃度が、Sta.1 と Sta.3 よりも低かった。

3.5 Anion による採取場所の特徴

図 9～図 11 に、降水量別測定場所別 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} の加重平均値を示した。各 Sta. の Anion 濃度の、降水量毎の推移は、5mm>が最大値となり、以後降水量が増える毎に、濃度は減少していた。この推移は、EC と Cation の推移と良く似ていた。このような特徴となった理由は、3.4 に記した通りである。

Sta.1 と Sta.3 の Anion は、 Cl^- は、全ての降水量区分にて、濃度の差は見られなかった。 NO_3^- と SO_4^{2-} は、全ての降水量区分にて濃度の差が見られ、Sta.3 の濃度が、Sta.1 の濃度よりも高かった。Sta.2 の Anion は、 Cl^- と NO_3^- は、5mm>から 40mm>までは、Sta.2 の濃度が、Sta.1 と Sta.3 よりも高く、80mm>以降は、Sta.1 と Sta.3 と同じ濃度となった。 SO_4^{2-} は、5mm>では、Sta.2 の濃度が、Sta.1 と Sta.3 よりも高いが、10mm>以降、Sta.1 と Sta.3 と同じ濃度となった。Sta.2 の Anion 濃度が、Sta.1 と Sta.3 よりも高い理由は、 Cl^- は海塩粒子が降下してくる場合には多く検出され（村野，1993）、 NO_3^- と SO_4^{2-} は、大気エアロゾルの主要と考えられる成分（浮遊粒子状物質対策検討会，1997）であるので、森林の樹木の葉に、海塩粒子や大気エアロゾルが沈着し、それが降水に溶け込み、採取タンクへと溜まるという現象が起きていると考察された。また Sta.2 の Anion 濃度が、降水量がえる毎に減少するのは、森林の樹木の葉に沈着した海塩粒子や大気エアロゾルが降水により洗い流されていく現象が起きていると考察

された。

4. まとめ

2006年9月1日～2010年8月30日までの4年間、ろ過式採取装置をSta.1, Sta.2, Sta.3の3地点に設置し、2週間毎に降水を採取した。採取期間の間で、検体数は、Sta.1, Sta.2, Sta.3, 共に105検体である。この内、降水量を記録しなかった(0mm)のは、Sta.1, Sta.2, Sta.3で、7, 7, 6検体であった。

2週間毎の降水量を、0mmから80mm<の7区分にして、出現頻度を見ると、Sta.1, Sta.2, Sta.3, 共に40mm>に最大値を持つ、一山型の分布となった。Sta.1とSta.3は、0mmから80mm<まで、似た推移をしていたが、Sta.2は、0mmから80mm>までは、Sta.1とSta.3よりも頻度が高かったが、80mm<の出現頻度は、Sta.1とSta.3よりも極端に少なかった。

2週間毎のpHを、0mmから80mm<の7区分にし、各区分の降水量加重平均を求めると、各Sta.のpHの最大値は、共に80mm<であった。全体的に見ると、Sta.2の5mm>を除き、各Sta.のpHの、降水量毎の推移は、降水量が増える毎に、pHは高くなっていた。

2週間毎のECを、0mmから80mm<の7区分にし、各区分の降水量加重平均を求めると、各Sta.のECの、降水量毎の推移は似ており、5mm>が最大値となり、以後降水量が増える毎にECは減少し、80mm<が最小値となっていた。

2週間毎のCationを、0mmから80mm<の7区分にし、各区分の降水量加重平均を求めると、各Sta.のCation濃度の、降水量毎の推移は、5mm>が最大値となり、以後降水量が増える毎に、濃度は減少していた。この推移は、ECの推移と良く似ていた。

2週間毎のAnionを、0mmから80mm<の7区分にし、各区分の降水量加重平均を求めると、各Sta.のAnion濃度の、降水量毎の推移は、5mm>が最大値となり、以後降水量が増える毎に、濃度は減少していた。この推移は、ECとCationの推移と良く似ていた。

これらの結果により、EC, Cation濃度, Anion濃度の降水量別変化は、降水量が増える毎に減少することが明らかとなった。このような特徴となった理由は、第1に採取器に付着した乾生降下物が、降水に溶け込んで、それが採取タンクへと溜まっていくという過程で、降水量が少ない場合、降水に溶けている乾生降下物の濃度が高くなり、

逆に降水量が多い場合、乾生降下物の濃度が低くなるためであると考察される。第2には、ウォッシュアウトの過程で、降水量が少ない場合は、気相中に存在しているエアロゾルが多く溶け込んだ降水が採取タンクへと溜まるが、降水量が多くなる毎に、気相中のエアロゾルは少なくなり、降水中に溶け込むエアロゾルが少なくなるため、採取タンク中の降水のイオン濃度が減少するためであると考察された。

参考文献

- 小林賢・松尾太郎・正木智美・山下栄次, 2003: レインゴーランド法による生態システム園の酸性雨測定-2000年5月～2002年12月-, 岡山理科大学自然植物園研究報告 第8号, pp.31-45
- 小林賢・矢部智恒・松尾太郎・正木智美・山下栄次, 2004: レインゴーランド法による生態システム園の酸性雨測定II-2000年5月～2004年5月-, 岡山理科大学自然植物園, Naturalistae 第9号, pp.55-62
- 小林賢, 満崎純, 松尾太郎, 正木智美, 山下栄次, 2007: レインゴーランド法による生態システム園内の酸性雨測定III, 岡山理科大学自然植物園, Naturalistae 第11号, pp.95-103
- 浮遊粒子状物質対策検討会, 1997: 浮遊粒子状物質汚染予測マニュアル, (株)東洋館出版社, p.17
- 満崎純, 小林賢, 山下栄次, 松尾太郎, 正木智美, 2008: レインゴーランド法による生態システム園内の酸性雨測定IV, 岡山理科大学自然植物園, Naturalistae 第12号 pp.9-19
- 村野健太郎, 1993: ポピュラーサイエンス 酸性雨と酸性霧, 裳華房, pp.42-43
- 山下栄次, 小林賢, 矢部智恒, 満崎純, 月森信一郎, 平田圭佑, 松尾太郎, 正木智美, 2009: レインゴーランド法による生態システム園内の酸性雨測定V-森林内の降雨の特徴-, 岡山理科大学自然植物園, Naturalistae 第13号, pp.27-35

表1 測定場所別降雨量別出現頻度

単位: 回			
場所	Sta.1	Sta.2	Sta.3
降水区分			
0 mm	7	7	6
5 mm>	5	9	7
10 mm>	11	11	10
20 mm>	16	17	16
40 mm>	28	32	27
80 mm>	20	24	23
80 mm<	18	5	16
標本数	105	105	105

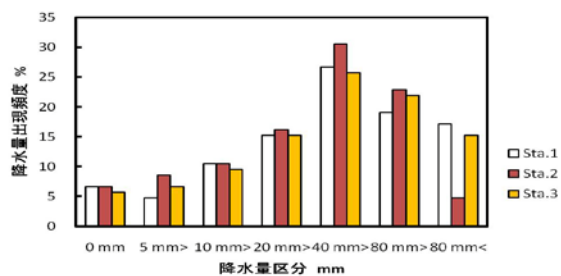


图1 降水量別測定場所別出現頻度%

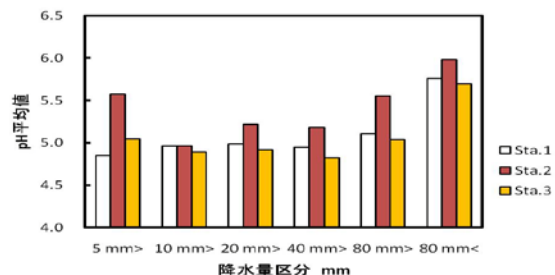


图2 降水量別測定場所別pH平均値

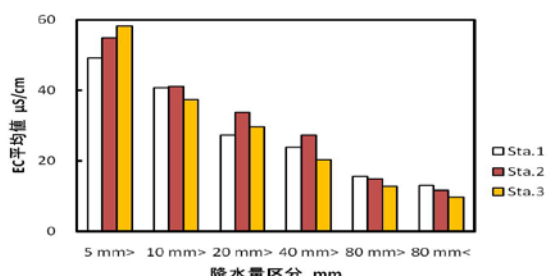


图3 降水量別測定場所別EC平均値

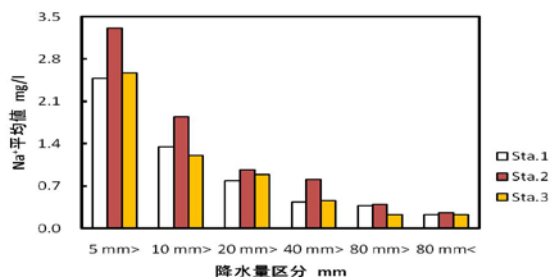


图4 降水量別測定場所別Na⁺平均値

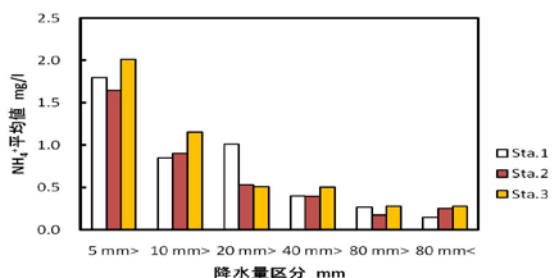


图5 降水量別測定場所別NH₄⁺平均値

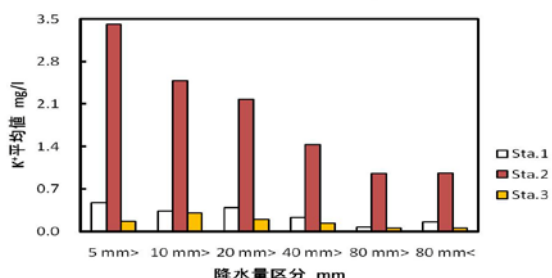


图6 降水量別測定場所別K⁺平均値

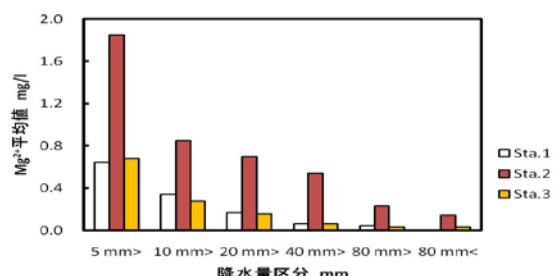


图7 降水量別測定場所別Mg²⁺平均値

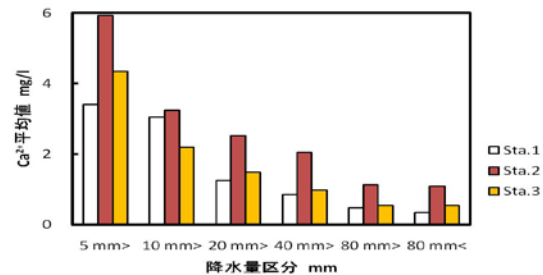


图8 降水量別測定場所別Ca²⁺平均値

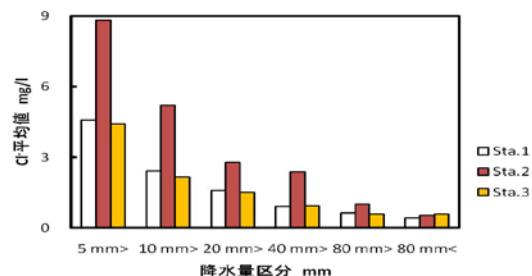


图9 降水量別測定場所別Cl⁻平均値

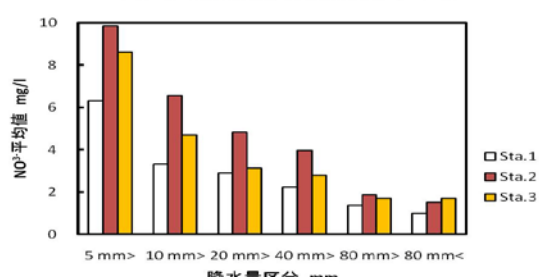


图10 降水量別測定場所別NO₃⁻平均値

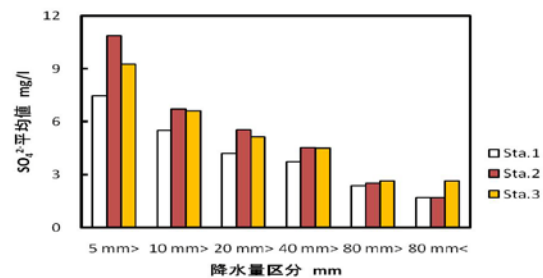


图11 降水量別測定場所別SO₄²⁻平均値

岡山県におけるアンダーセンサンプラーによる浮遊粉じんの測定

* 安部未希, 山下栄次 (岡山理科大学技術科学研究所)

米谷俊彦 (岡山大学資源生物学研究所)

1 はじめに

岡山大学資源生物学研究所(倉敷)と岡山理科大学 10 学舎屋上において, 1982 年 2 月～2010 年 9 月の間でアンダーセンサンプラーを用いて粉じんを捕集し, データを解析した.

総粉じん量, 粗大粒子, 微小粒子の経年変化を考察した. 黄砂に注目して, アンダーセンサンプラーで実際に岡山県の黄砂が捉えられていることを証明したので報告します.

2 方法

解析に使用したデータは, 岡山大学資源生物学研究所米谷俊彦氏により得られたものである. また, 2007 年 5 月以降のデータは, 岡山理科大学山下研究室で採取したものである.

以後, 岡山大学の採取データを倉敷データ, 岡山理科大学で採取したものを理大データとする.

倉敷データは, 採取期間が 1982 年 2 月～2007 年 3 月である. 採取は毎週 1 回で, 7 日間の平均値と 1220 週分のデータが得られた. 測定場所は, 倉敷市の資源生物科学研究所の圃場内にある気象観測用のろ場である.

理大データは採取期間が 2007 年 5 月～2010 年 9 月上旬である. 採取は倉敷データと同様に原則毎週 1 回で, 7 日間の平均値と 135 週分のデータが得られた. 測定場所は岡山市岡山理科大学内の 10 学舎屋上である.

使用機器と捕集用ろ紙は倉敷, 理大データ共通である.

使用機器はアンダーセンサンプラーを使用

した. 本器は, 9 段にろ紙をセットして大気を吸収し, 粒度別に分級して粒径分布を測定することができる. 捕集できる粒径はアンダーセンサンプラーの上から, 第 0 段は $11\mu\text{m}$ 以上, 第 1 段は $7.0\sim 11\mu\text{m}$, 第 2 段は $4.7\sim 7.0\mu\text{m}$, 第 3 段は $3.3\sim 4.7\mu\text{m}$, 第 4 段は $2.1\sim 3.3\mu\text{m}$, 第 5 段は $1.1\sim 2.1\mu\text{m}$, 第 6 段は $0.65\sim 1.1\mu\text{m}$, 第 7 段は $0.43\sim 0.65\mu\text{m}$, 第 8 段(バックアップフィルター)は $0.43\mu\text{m}\sim 0.3\mu\text{m}$ である.

捕集用ろ紙は Advantec GB-100R 80mm と Advantec GB-100 80～21mm を使用した.

黄砂発生時期は岡山地方気象台による, 1982 年から 2010 年の黄砂観測日を集計して用いた.

総粉じん量は, アンダーセンサンプラーで得られた 9 段の総計で示した. 採取された粉じんの粒径は, $11\mu\text{m}$ 以上～ $0.3\mu\text{m}$ で, $11\mu\text{m}$ 以上～ $2\mu\text{m}$ の粗大粒子と $2\mu\text{m}\sim 0.3\mu\text{m}$ の微小粒子に分けることができる(浮遊粒子状物質対策検討会, 1997: 甲斐憲次, 2007). 粗大粒子量を第 0 段～第 4 段までの合計で示し, 微小粒子量を第 5 段～第 8 段の合計で示した.

3 解析結果及び考察

3.1 浮遊粉じんの経年変化

図 1 に総粉じん量の経年変化を示した. また, 図 2 に粗大粒子量の経年変化を, 図 3 に微小粒子量の経年変化を示した.

図 1 の倉敷データは, 1992 年に $58.4\mu\text{g}/\text{m}^3$

の最大値があり、1990 年まで減少して $29.1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ になるが、1999 年から 2006 年までは多少前後はするがほぼ一定の値である。理大データは 2007 年から 2010 年まで年々減少している。

図 2 の倉敷データは 1992 年に $32.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ の最大値があり、1997 年まで減少して $19.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ になり、1997 年から 2006 年まではほぼ一定の値を示している。理大データについては、2007 年から 2008 年にかけては増加しているが、2008 年以降は減少している。

図 3 の微小粒子量は 1992 年に $25.8 \mu\text{g}/\text{m}^3$ から 1999 年まで減少して $11.1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ になり、1999 年から 2006 年まで増加している。理大データは 2007 年から 2008 年にかけては増加しており、2008 年から 2009 年にかけては減少している。また、2009 年から 2010 年にかけては増加しているといえる。

これらより、倉敷と理大で値に差はあるが、岡山での傾向は捉えられているといえる。また、多少の前後はあるが、全体的に岡山の総粉じん量、粗大粒子量は近年減少傾向にあると考えられる。

3.2 各ステージの総粉じん量の存在比

図 4 に岡山理科大学で採取したデータを基に、各ステージの総粉じん量の存在比の平均値を示した。他のステージに比べて第 2 段は小さく、第 6 段と第 7 段は大きかった。

3.3 黄砂の粒径

表 1 に岡山地方気象台により観測された 2007 年から 2010 年の黄砂の出現日を示した（気象庁ホームページ）。

図 5 に黄砂が観測された 2009 年 3 月 10 日～3 月 16 日までの約 1 週間分のデータ（黄砂 2 日観測）を、図 6 に 2010 年 4 月 30 日～5 月 12 日までの 2 週間分のデータ（黄砂 5 日観測）の存在比を示した。

また、図 7 に黄砂が観測されなかった 2010 年 7 月 29 日～8 月 3 日の 1 週間分のデータの存在比を示した。

図 5、6 を図 4 と比較すると、第 3 段と第 4 段の存在比が大きい、第 6 段と第 7 段の存在比は小さいことがわかる。また、図 5、6 を図 7 と比較しても同様に第 3 段と第 4 段の存在比が大きいのに対し、第 6 段と第 7 段の存在比は小さいといえる。

よって、黄砂は第 3 段と第 4 段に含まれていると判断できる。これにより、黄砂の粒径は $2.1 \mu\text{m} \sim 4.7 \mu\text{m}$ のものが多いと考えられる。

3.4 黄砂出現日と第 3 段と第 4 段の存在比

図 8 に黄砂が含まれていると考えられる第 3 段の存在比の変化と黄砂が観測された日のグラフを示した。

図 9 に、同じく黄砂が含まれていると考えられる第 4 段の存在比の変化と黄砂が観測された日のグラフを示した。

図 8 と図 9 より、黄砂の観測された日の第 3 段と第 4 段の存在比が大きいのがわかる。しかし、黄砂が観測されていない日でも存在比の大きい時もあり、黄砂の明白な傾向を捉えるのは難しいと考えられる。これについては、今後さらに詳細に検討したい。

謝辞

アンダーセンサンプラーの捕集について協力頂いた、岡山理科大学技術科学研究所山下研究室、堂田吉則氏、江國真幸氏、宮城祐太氏、渡辺真士氏に深謝します。

参考文献

甲斐憲次、2007：気象ブックス 018、黄砂の科学、株式会社成山堂書店、p 6 - 20。

気象庁ホームページ：気象統計情報、黄砂。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/kosahp/kosa_data_index.html

浮遊粒子状物質対策検討会、株式会社数理計画、1997：浮遊粒子状物質汚染予測マニュアル、東洋館出版社、東京、p 12 - 14

2007年	2008年	2009年	2010年
3月28日	3月3日	2月12日	3月13日
3月29日	3月4日	2月21日	3月16日
4月1日		3月16日	3月21日
4月2日		3月17日	4月30日
4月3日		3月18日	5月1日
5月26日		12月26日	5月4日
5月27日			5月5日
			5月6日
			5月21日
			5月22日
			5月25日

表1 黄砂の観測日
(2007年～2010年)

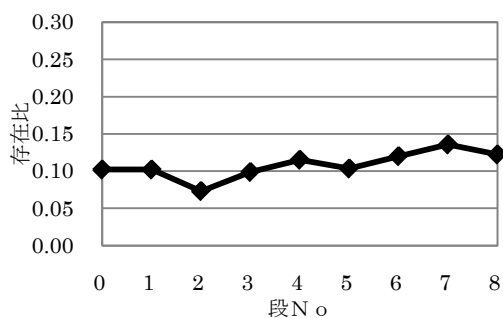


図4 各ステージの存在比
(総粉じん量を 1.00 とした)

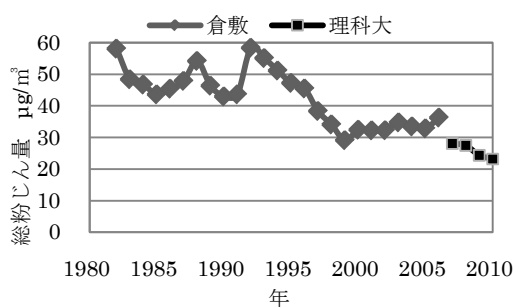


図1 総粉じん量の経年変化

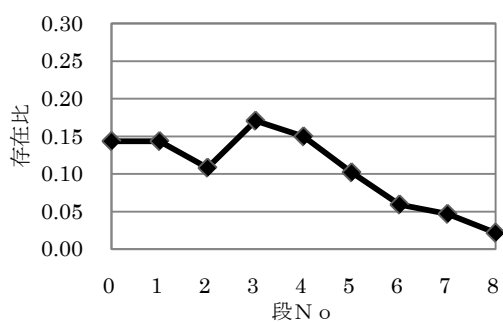


図5 各ステージの存在比
(2009/3/10～3/16)

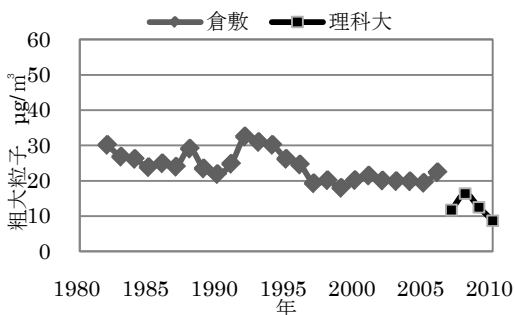


図2 粗大粒子量の経年変化

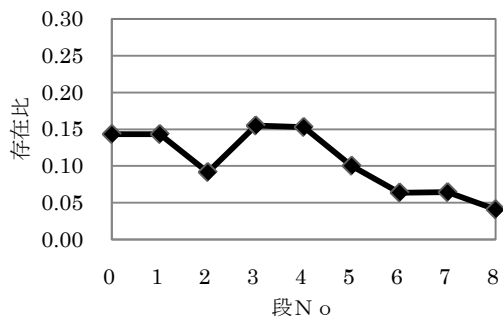


図6 各ステージの存在比
(2010/4/30～5/12)

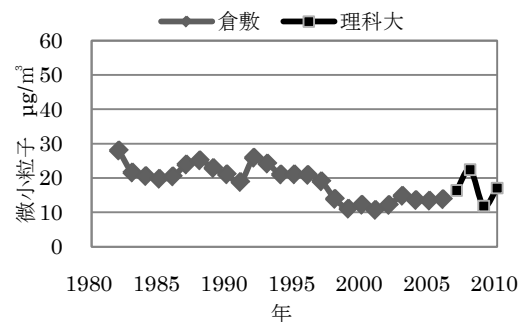


図3 微小粒子量の経年変化

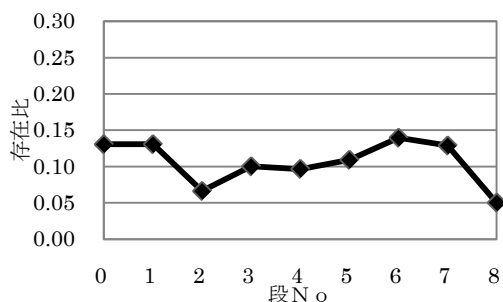


図7 各ステージの存在比
(2010/7/29～8/3)

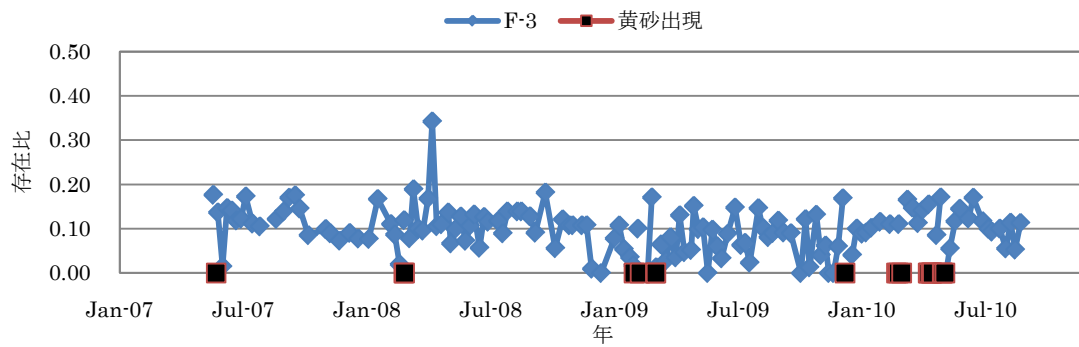


図 8 第 3 段における存在比の変化

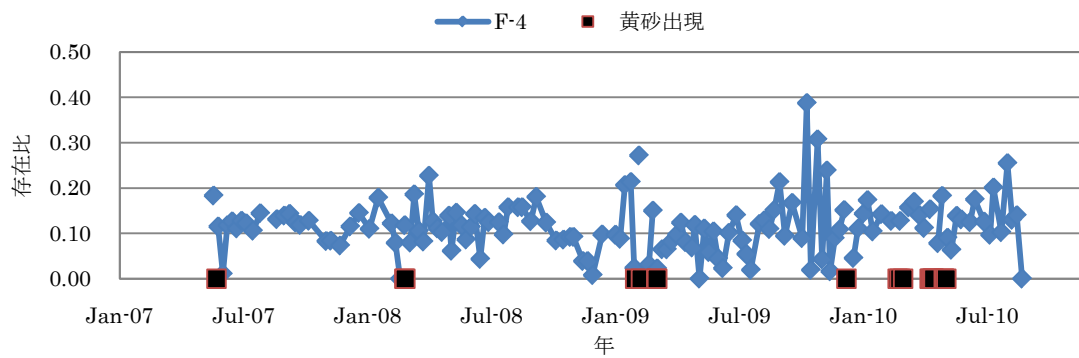


図 9 第 4 段における存在比の変化

気象統計項目からみる岡山平野の都市気候 —高温・低温記録の出現日数・曝露時間数—

*重田祥範（岡大院・自然科学）・大橋唯太（岡山理大・総合情報）・塚本修（岡大院・自然科学）

1. はじめに

地球の平均気温は 20 世紀中に 0.6°C 上昇したと報告されている¹⁾。一方、日本の大都市は、過去 100 年間に地球規模の約 5 倍に相当する $2.5\sim 3.0^{\circ}\text{C}$ の上昇であったとされている²⁾この大都市の気温上昇には、ヒートアイランド現象が密接に関わっているという報告もある。このため、近年ではヒートアイランド現象に対する社会的関心が高まっている。

日本では 1994 年の夏に記録的な高温になって以降、著しい高温が多々記録されるようになった。高温の極値は各地で次々に更新されており、2007 年 7 月 21 日には山梨県甲府市で 40.4°C 、同年 8 月 16 日には埼玉県熊谷市において日本の観測史上最高値となる 40.9°C が記録された。このように、夏季におけるヒートアイランド現象は地球温暖化に加えて都市域に劣悪な熱環境を生み出し、熱中症や睡眠障害を増加させている。このヒートアイランド現象を定量的に把握する指標として、都市と郊外の差いわゆるヒートアイランド強度が用いられてきた³⁾。

その一方で、気象庁では気候特性を評価する指標として、従来から日最低気温($T_{\min}$)・日最高気温($T_{\max}$)の階級別日数を記録している。その主なものは、冬日($T_{\min} < 0.0^{\circ}\text{C}$)、熱帯夜日($T_{\min} > 25.0^{\circ}\text{C}$)、真冬日($T_{\max} < 0.0^{\circ}\text{C}$)、夏日($T_{\max} > 25.0^{\circ}\text{C}$)および真夏日($T_{\max} > 30.0^{\circ}\text{C}$)などである。これらの年間日数の変化は、都市間での気候変動の尺度としてしばしば用いられてきた⁴⁾。一方、熱帯夜日数などの気象用語は睡眠障害など生活環境へ密接に関連した言葉であり、都市ヒートアイランドを評価する指標としても大変重要であると思われる。しかし、過去の都市気候研究ではヒートアイランド強度など現象の定量的な評価はおこなわれているが、猛暑日数や冬日日数などの気象統計日数を用いてヒートアイランド現象を検討した例はほとんどない。

そこで、本研究では典型的な瀬戸内海式気候に属し、晴天日が多い都市として知られている岡山市を対象として、高温・低温記録の出現日数を調査した。そのうえで、岡山平野の広範囲で長期的な気温の計測をおこない、測定された気温から集計した気象統計項目を用いて岡山平野の都市気候について検討した。さらに、最新の環境省の調査では 30°C 以上の時間数がヒートアイランド現象の新しい指標⁵⁾とされていることや、生活環境の面からも高温(もしくは低温)にさらされている時間は大変重要であると考え、曝露時間・積算時間数も算出した。

2. 都市域における高温・低温記録の経年変化

2.1 過去 30 年間の気象統計日数

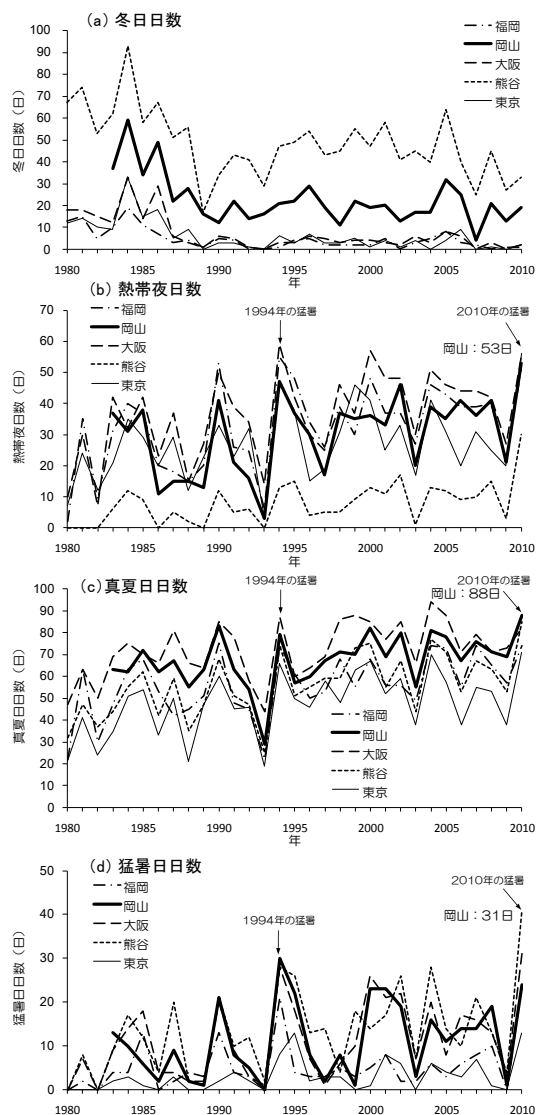
既存の冬日日数・熱帯夜日数・真夏日日数および猛暑日数数の指標を用いて、岡山市と日本の主要都市の高温・低温記録日数を比較する。統計日数の経年変化を検討するには、ヒートアイランド現象の影響を加味する必要があるため、比較対象地域には福岡・大阪・東京などの大都市を選択した。また、日本における観測史上最高温度を記録している熊谷市も対象とした。統計日数を検討する期間は、高度経済成長以降である 1980 年から 2010 年の 30 年間とした。各都市の年間統計日数はそれぞれの気象台で測定された地上気象観測日別値⁶⁾を用いて算出した。

第 1 図に各都市における統計日数の経年変化を示す。岡山は他の大都市に比べて都市規模は小さいが、高温記録に関する指標は同様に高く推移している。特に、2010 年の真夏日日数は 88 日となり岡山が最大である(第 1 図 c)。過去 30 年間の経年変化を検討した結果、全ての都市で低温記録の指標である冬日の年間日数は減少傾向にあり、逆に高温記録の指標である熱帯夜日数・真夏日日数・および猛暑日数数はどれも増加傾向であった。この傾向は、ヒートアイランドが明瞭に出現する大都市ほど顕著であるといえる(第 1 図 a, b)。

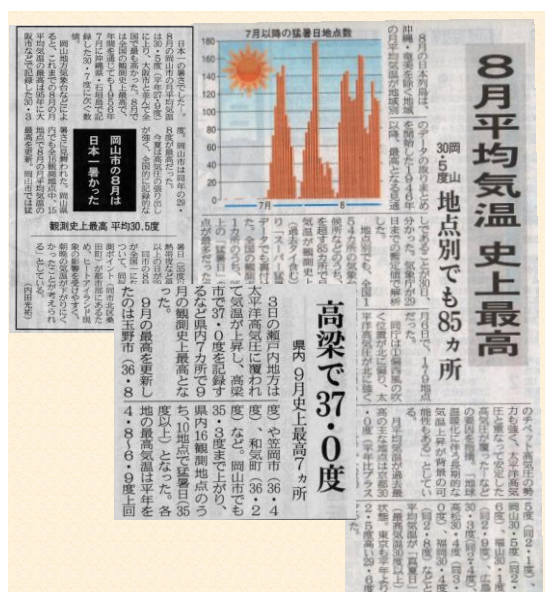
2.2 2010 年の記録的な猛暑

2010 年の夏は日本各地で記録的な猛暑となった。気象庁は同年 9 月 1 日に、6 月から 8 月までの全国平均気温が 1898 年の観測開始以来 113 年間で最も高かったと発表し、この猛暑を 30 年に 1 度の異常気象と認定した⁷⁾。特に各地で猛暑が続いた 8 月は、気象庁の全観測点 154ヶ所のうち 77ヶ所で観測開始以来、平均気温が最も高くなった。その中でも、岡山と大阪で平均気温が 30.5°C となり、記録を更新した(第 2 図)。

岡山市(桑田町)では 2010 年 8 月 15~26 日にかけて 12 日間連続で猛暑日となり、1990 年 8 月 1 日~11 日(11 日間)の連続猛暑日の記録を更新し、歴代 1 位となった。一方、連続熱帯夜日数は 2010 年 7 月 30 日~8 月 29 日にかけて 31 日間連続熱帯夜となり、1983 年 7 月 30 日~8 月 19 日(21 日間)の連続熱帯夜の記録を更新し、こちらも歴代 1 位となった。この猛暑は 9 月中旬まで続き、連日猛暑に関する報道が相次いだ(第 2 図参照)。



第1図 各都市の統計日数の経年変化(1980~2010年).
(a)冬日日数, (b)熱帯夜日数, (c)真夏日日数, (d)猛暑
日日数をそれぞれ示す.



第2図 山陽新聞朝刊(2010年8月31日, 9月5日).

3. 研究方法

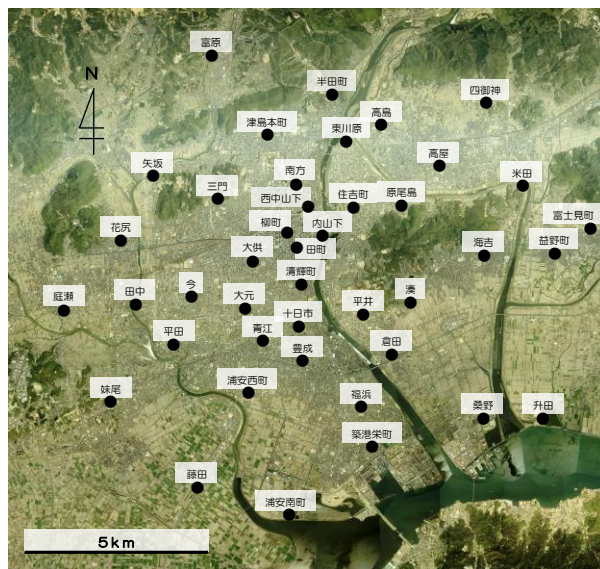
3.1 岡山平野における気温の広域観測

2009年12月15~2010年9月30日(現在も継続中)にかけて, 岡山平野を対象に定点型による気温観測を実施した. 対象地域は瀬戸内海から約15km離れた平野に位置する東西約13km, 南北13kmの範囲内である. (第3図). 気温の観測は都市部と郊外で周辺環境をできる限り統一するため, 全ての地点に対して天空率0.5以上かつ地表面状態が裸地である街区公園という条件を設けて, 岡山平野内の合計43地点(3.9km²内に1地点の空間密度)で実施した.

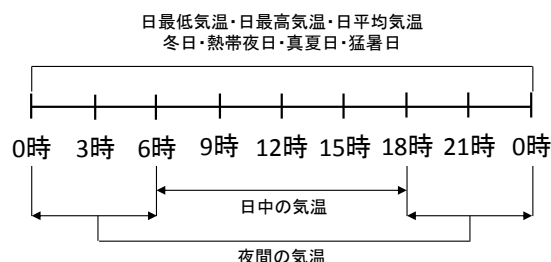
測定値のサンプリング間隔は2分とし, 以後の解析には10分ごとに中央平均した20分間の平均値を用いた.

3.2 気象統計項目の定義

気象統計項目の定義は, 日境界を0時(24時)とし, 熱帯夜などの気象用語やその閾値に基づいて集計される年間日数・時間数とする. 第4図に気象統計項目の定義の概要を示す. ここで, 日最低気温・日最高気温は10分毎に集計された測定値の1日の極値である. 一方, 日平均気温は10分毎に算出された144個(24時間)の平均値である. また, 日中の気温は午前6時10分~午後6時00分の平均値, 夜間の気温は午前0時10分~午前6時00分および午後6時10分~午前0時00分の平均値とする.



第3図 観測対象地域. 黒丸は地上気温の測定地点を示す.



第4図 気象統計項目の定義.

4. 結果

4.1 都市部と郊外の気温差

都市部と郊外の気温差を把握するため、以下の(1)式を用いて、各気象統計項目で都市部と郊外の月平均気温差を求めた。

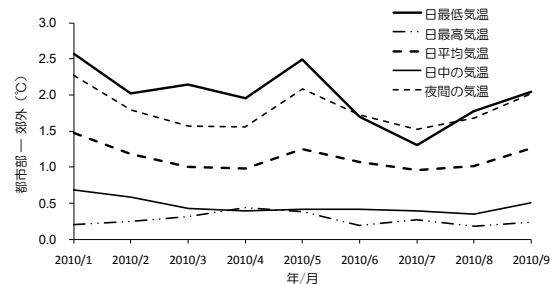
$$\Delta T_{u-r} = T_u - T_r \quad (1)$$

ここで、 T_u は都市部の平均気温(第3図;柳町, 田町, 清輝町), T_r は郊外の平均気温(第3図;富原, 半田町, 四御神)を表す。 T (気温)には日最低気温・日最高気温・日平均気温・日中の平均気温・夜間の平均気温をそれぞれ代入する。各項目で求めた都市部と郊外の気温差を第5図に示す。都市部と郊外の日最低気温および夜間の平均気温で差をとる場合には、常に都市部のほうが高い傾向であった。気温差は冬季～春季にかけて大きく約2.5℃、逆に夏季では小さく約1.5℃であった。一方で、日最高気温および日中の平均気温で差をとった場合には、季節に対応する変化はほとんど認められず、都市部と郊外の気温差も約0.5℃であった。したがって、都市部と郊外の気温差が大きくなる気象統計項目は、夜間の気温低下に代表される日最低気温であることがわかった。この特徴は一般的に述べられているヒートアイランド現象の特徴とよく一致している。

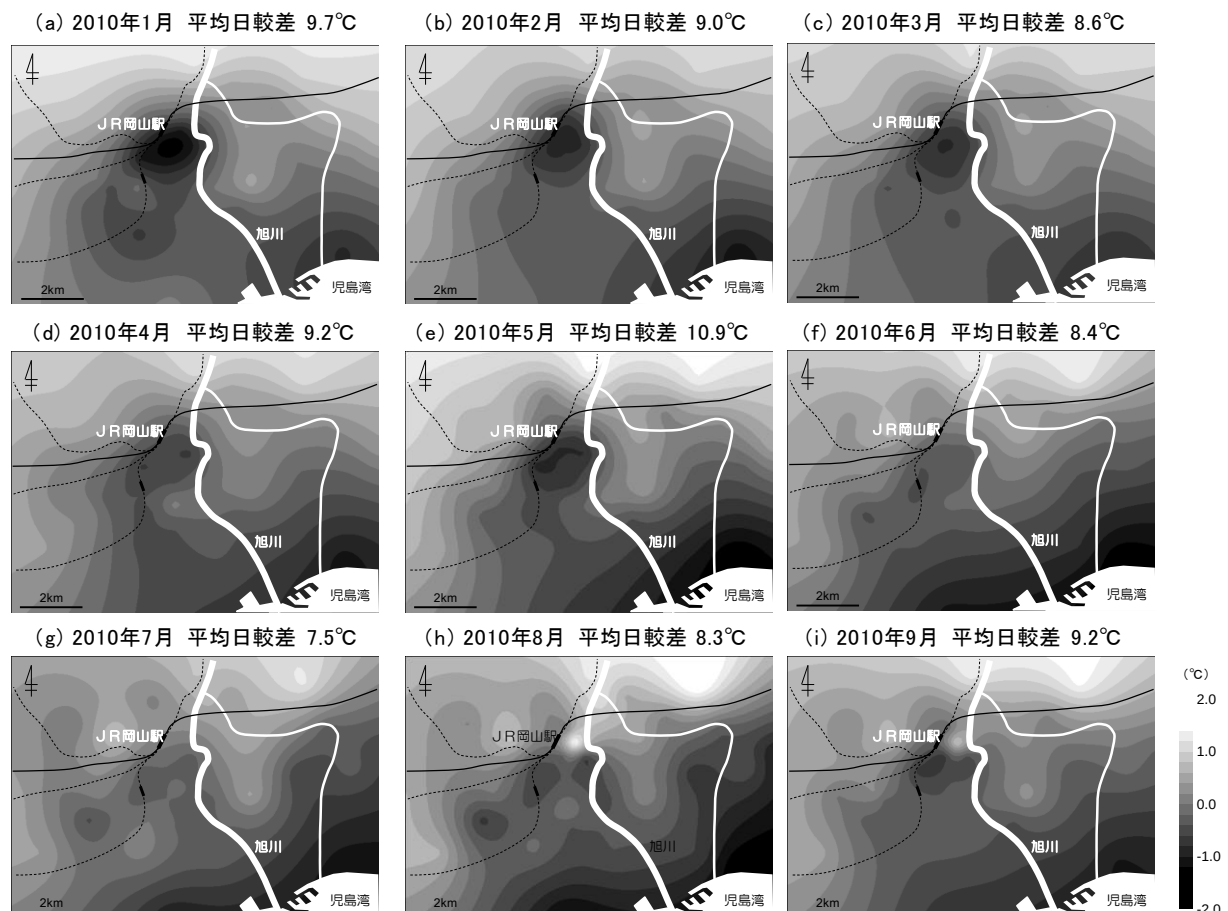
4.2 気温の日較差の季節変化

気温の日較差が大きい日、もしくは地域では、体調不良などを訴える人も多く、ストレスを感じやすくなるとされている。日較差は気象擾乱とその場の地形および地表面の熱的特性によって大きく変化してしまうため、定量的な評価は困難である。

そこで、本研究では測定値から得られた日最低気温および日最高気温の値を用いて日較差の月別平均値を算出し、日較差の時空間的分布について検討をおこなった。その結果、日較差の大きい地域は観測領域の北部であった(第6図)。一方、日較差の小さい地域は、季節によって変化しており、冬季は都市部であるが、夏季につれて児島湾沿岸部へと移動するような特徴が認められた。

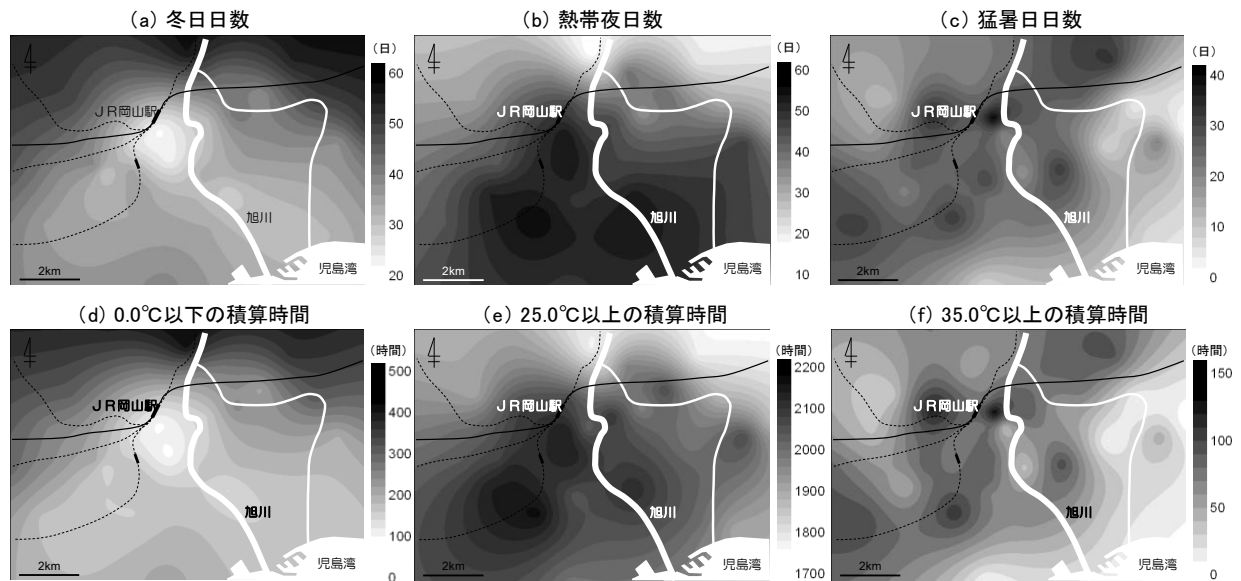


第5図 気象統計項目による都市と郊外の気温差。



第6図 岡山平野における月平均日較差の偏差分布。(2010年1～9月)。

図中の黒色部分は偏差が小さく、日較差が観測領域内で小さい地域を示す。



第 7 図 高温・低温記録の出現日数と積算時間の水平分布。(2010 年 1～9 月)。
図中の黒色部分は日数もしくは積算時間が多い地域を示す。

4.3 高温・低温記録の出現日数と積算時間

2009 年 12 月～2010 年 9 月までの高温・低温記録の出現日数と積算時間の水平分布を第 7 図に示す。

・冬日日数(第 7 図 a)および積算時間数(第 7 図 d)は都市部(JR 岡山駅・岡山地方気象台周辺)で少なく約 25 日(約 150 時間)であった, 一方, 北側の郊外では 50 日以上(約 400 時間)となっており, 2 倍以上の明瞭な差が認められた。

・熱帯夜日数(第 7 図 b)および積算時間数(第 7 図 e)は, 都市部から南の沿岸部にかけて多く 50 日以上(2000 時間以上)である, 一方の観測領域北部では少なく 10 日未満(1800 時間未満)となっており, 熱帯夜日数では約 5 倍の差であった。

・真夏日日数(図省略)および積算時間数(図省略)は, スポットの出現している。領域南東部(児島湾周辺)で少なく約 75 日(約 600 時間)であり, 一方の観測領域北部では多く約 90 日(約 900 時間)以上となっていた。

・猛暑日日数(第 7 図 c)および積算時間数(第 7 図 f)は, 真夏日日数と同様にスポット的に出現しているのが特徴的であり, 領域南東部(児島湾周辺)で少なく 0～10 日(約 50 時間), 一方の都市部の北側や観測領域北部では多く 30 日(約 120 時間)以上であった。この差は児島湾と瀬戸内海から海風が冷氣として侵入しやすいことなど地理的影響によってもたらされたものと推測される。また, 都市部に位置する岡山地方気象台は, 31 日であった。

5. まとめ

岡山平野を対象として長期的な気温の計測をおこない, 測定された気温から集計した気象統計項目を用いて岡山平野の都市気候について検討した。

その結果, 気象統計項目の種類が異なることによって日数の水平分布パターンも大きく変動することが確認された。このことから, ヒートアイランド現象の抑制策を検討するにあたっては気温の絶対値だけでなく, 熱帯夜などの日数や継続時間数も重要であるといえる。なお, その他の気象統計項目や継続時間数については会場で詳しく発表する。

謝辞

本研究を進めるにあたり, 貴重な観測データを提供して頂きました気象庁, ならびに定点型観測点の設置場所と航空写真を提供して頂きました岡山市役所の方々に厚くお礼申し上げます。

本研究の一部は, (株)中国銀行「平成 21 年度百間川水とみどり基金助成」の援助を受けたことを記して謝意を表します。

引用文献

- 1) 総合科学技術会議環境担当議員, 内閣府政策総括官, 2003 : 地球温暖化研究の最前線, 総合科学技術会議地球温暖化イニシアティブ気候変動研究分野報告書。
- 2) ヒートアイランド対策関係府庁連絡会議, 2004: ヒートアイランド対策大綱。
- 3) Oke, T.R., 1973: City size and the urban heat island, Atmos. Environ., **7**, 769-779。
- 4) 足永靖信, 阿倍敏雄, 2007: 気象統計項目の経年変化データを用いた日本の 16 都市の地域性に関する統計的分類-年間日数および年間時間数による検討-, 日本建築学会環境系論文集, 第 614 号, 65-70。
- 5) ヒートアイランド対策手法調査総括委員会, 2006: 平成 17 年度ヒートアイランド現象による環境影響評価に関する調査検討業務報告書。
- 6) 気象庁ホームページ電子資料閲覧,
<http://www.data.jma.go.jp>
- 7) 気象庁ホームページ報道発表資料, <http://www.jma.go.jp>

日本付近の早春に見られる季節遷移期の特徴 (日々の気温変動と総観場に注目して)

* 松尾健一, 加藤内蔵進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

1. はじめに

日本付近は、夏・冬のアジアモンスーンや春・秋の中緯度の傾圧不安定波等の卓越時期等の違いに伴い、多彩な季節サイクルがみられる。その中で、冬から春への進行について、加藤・加藤(2006)、加藤他(2009, 天気)は、南西諸島を除く日本列島域で3月終わりから4月初め頃に季節進行としての急昇温がみられることを指摘し、それが冬型のパターンほぼ完全な季節的消失に対応することを明らかにした。しかし、Kanno and Matsumoto (1993, JMSJ)は、初冬、真冬、晩冬における平均場の違いを指摘しており、日々の総観場のサイクルがこれらをどう反映しているのかも興味深い。なお、長期的にみた気候変化や異常気象は、単にある平均場からのアノマリーというよりも、このような季節経過のベースからどう歪むかという視点での理解も必要である。この意味でも、季節経過の実態を詳細に捉える研究が必要である(加藤他, 2009, 環境制御)。

そこで、本研究では、日々の総観規模現象の出現状態に注目することによって真冬から春への遷移期の理解を深めるための解析を行った。

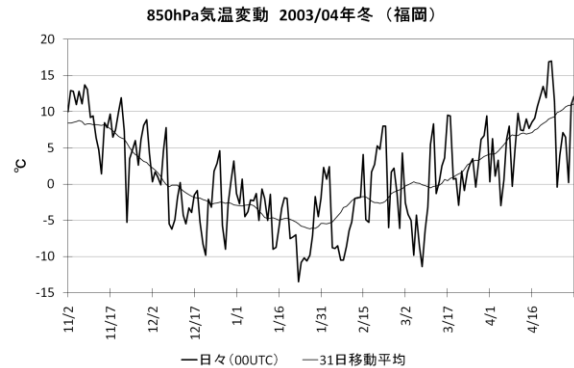
解析データには、各気象官署における2003～2008年の11～4月の毎日の生の気象データ(気象庁HP)や地上天気図(「天気」)、全球客観解析値(「気候系監視年報」(気象庁CD-ROM))を用いた。

2. 福岡における850hPa気温変動

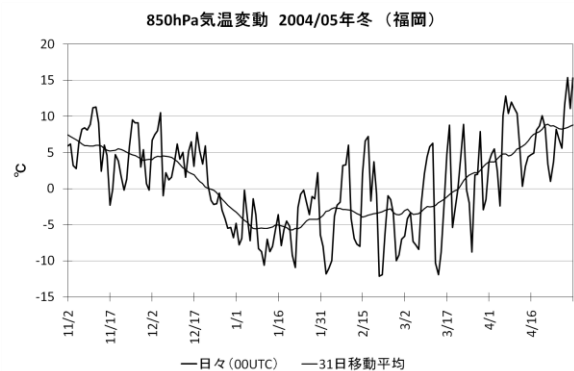
2003/04年冬の地点福岡を例とする850hPa気温の時系列を第1図(a)に示す。31日移動平均値によると1月下旬から気温が上昇し始めることが認められるが、日々の変動をみると、2～3月にも1月と同程度の低温日が現れている。しかし、この時期には1月の日々の気温の極大日と比べ5℃程度も高い高温の極大日も出現している。つまり、2～3月には、まだ顕著な低温日の出現があるものの4月の気温に匹敵するような高温日が出現するようになり、一方、低温日の減少は季節的に遅れるという季節経過を辿る。2～3月の平均気温の季節的上昇は、このような高温日、低温日の出現状況の変化に対応していることになる。

このような特徴は、2004/05年冬(第1図(b))、

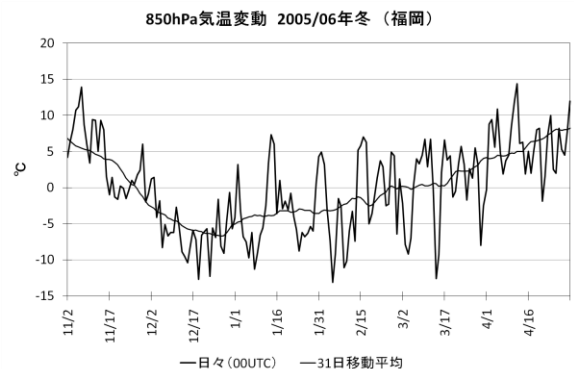
2005/06年冬(第1図(c))についても同様にみられる。



(a) 2003/04年冬



(b) 2004/05年冬



(c) 2005/06年冬

第1図 福岡における毎日の850hPa, 00UTCにおける気温と31日移動平均値の時系列(℃)。

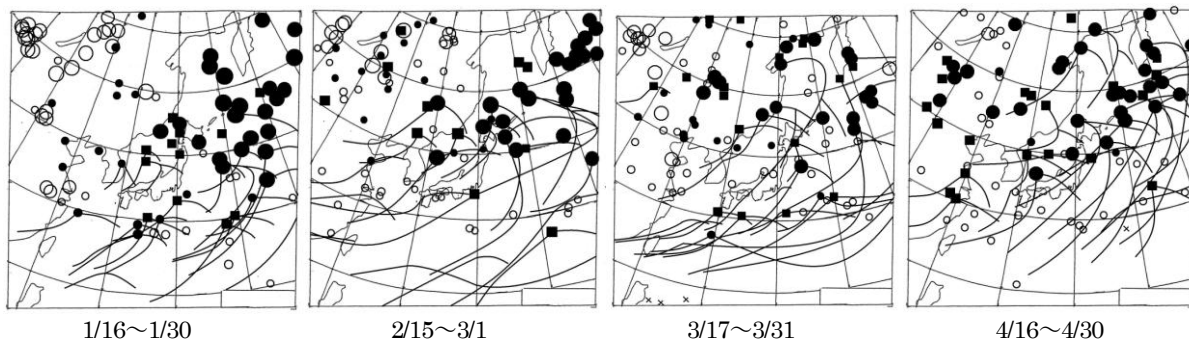
3. 地上天気図における高・低気圧の出現状況

2003/04年冬の地上天気図上の高・低気圧や前線の位置を重ねたものを第2図に示す。2月前半頃までは、日々でみても強い高気圧、低気圧がそれぞれ西方、東方に出現する状況が卓越

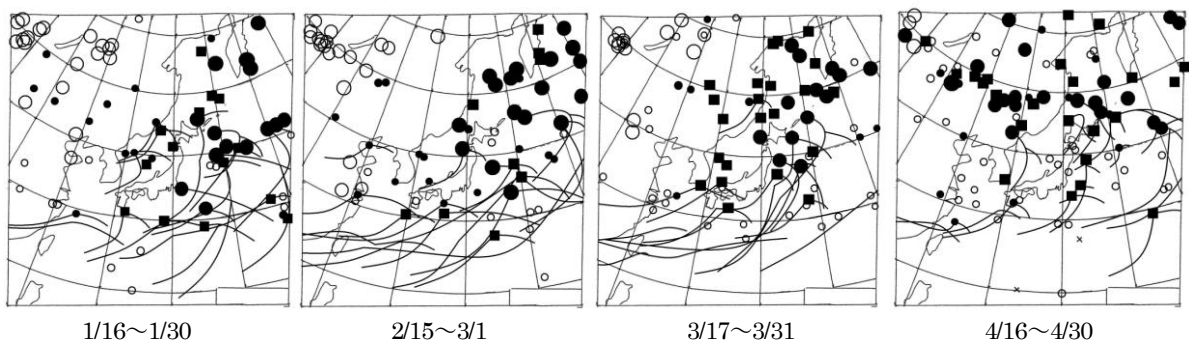
する。しかし、2 月半ば頃になると基本的にはそのような状況が続きながらも、日本海やその北方（40～50N）に中心示度が低い低気圧も出現するようになる。前章で述べた高温日は、日本列島の北部、あるいはそのすぐ北方を低気圧が発達しながら通過する際の、暖気移流に関連している可能性が考えられる。加藤他（2009）

が指摘した 3 月終わり頃の冬型のパターンのほぼ消失へ向けて、単に「日々でみたシベリア高気圧が徐々に弱まっていく」というよりは、真冬にシベリア高気圧が卓越していた領域内で、強いシベリア高気圧はまだ出現するものの次第に低気圧が発達できるようになるという季節遷移過程が示唆される点が興味深い。

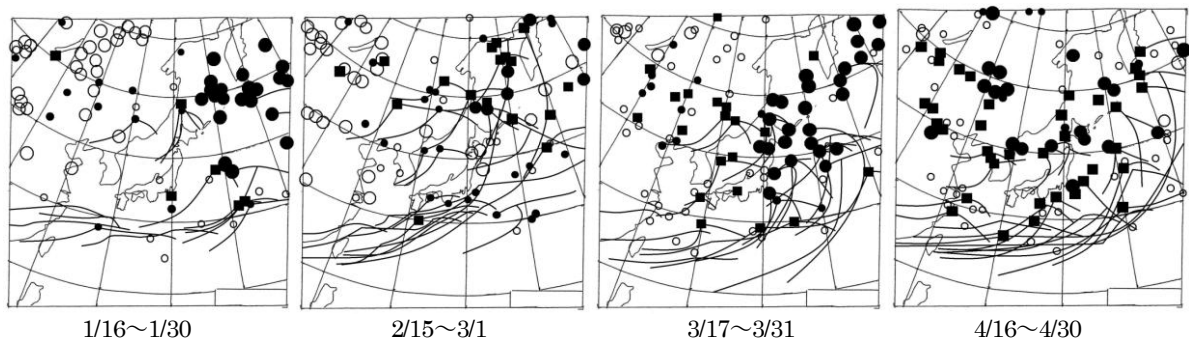
(a) 2004 年



(b) 2005 年



(c) 2006 年



第 2 図 各日 00UTC における地上天気図上の高気圧中心（白丸）、低気圧中心（黒丸）、前線（実線）の位置を半月毎に重ねたものの季節進行。1/16～1/30、2/15～3/1、3/17～3/31、4/16～4/30 の各期間について示し、上段から順に (a) 2004 年 (b) 2005 年 (c) 2006 年。中心気圧 (PC) の値により丸印の大きさを変えて表示。

高気圧 PC $\geq$ 1032hPa : ○, PC<1032hPa : ◯

低気圧 PC>1008hPa : ●, 1008hPa $\geq$ PC $\geq$ 998hPa : ■, PC<998hPa : ●

前線 — 熱帯低気圧 ×

4. 南風成分と気温との対応

前章で示したように、2 月半ば頃から、低気圧が日本の北方を発達・東進することに伴う南風の侵入イベントの出現も予想される。そこで、福岡における 850hPa、00UTC の毎日の南風成分と気温との関係を示す散布図を第 3 図に示す

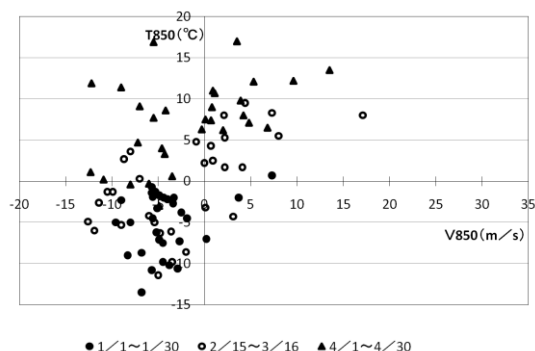
（南風成分 v は、風向を α 、風速を U とすると、 $v = -U \cos \alpha$ として計算）。

期間を通して、全体としては気温が低いときは北風、気温が高いときは南風成分が強い傾向がみられる。しかも平均気温が低い 1 月には散布図上で第 3 象限にデータが集まっているのに

対し、4月には第1象限に分布するデータが第3象限のものよりもはるかに多い。一方、興味深いことに2/15～3/16（白丸）には1月と同様な北風・低温日が多数出現するとともに、

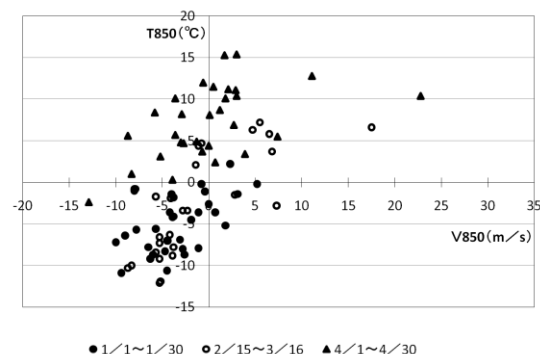
4月と同様な南風・高温日の出現も多い。すなわち、この期間には真冬と春をそれぞれ特徴づける日が、双方とも高頻度で出現しやすいことを示唆している。

850hPaの南風成分と気温との散布図(2004年, 00UTC, 福岡)



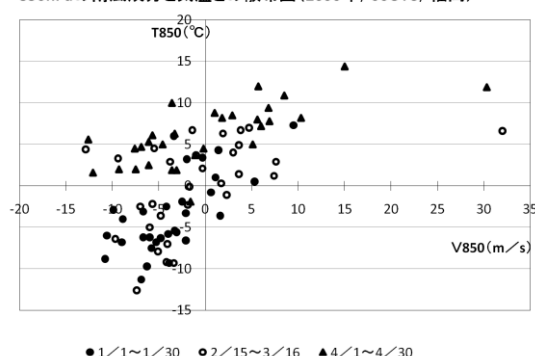
(a) 2004年

850hPaの南風成分と気温との散布図(2005年, 00UTC, 福岡)



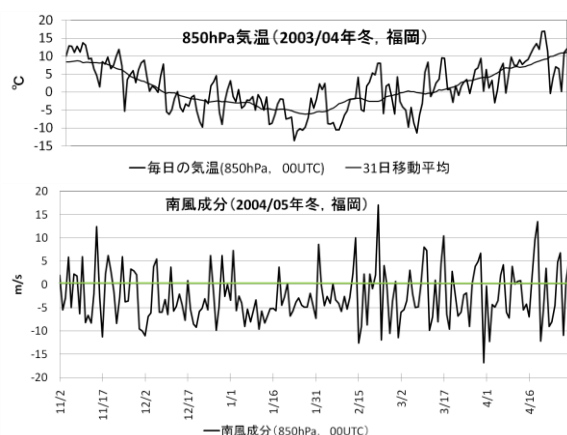
(b) 2005年

850hPaの南風成分と気温との散布図(2006年, 00UTC, 福岡)



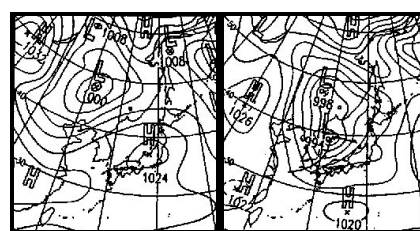
(c) 2006年

第3図 850hPaにおける南風成分 (V_{850}) (m/s) と気温 (T_{850}) ($^{\circ}\text{C}$) との関係を示す散布図 (00 UTC, 福岡)。1/1～1/30を黒丸, 2/15～3/16を白丸, 4/1～4/30を三角形で示す。

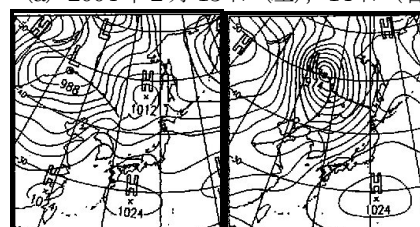


第4図 2003/04年冬の福岡における毎日の850hPa, 00UTCでの南風成分 (m/s) と気温 ($^{\circ}\text{C}$) の時系列。

具体的な現象例を把握するために、2003/04年冬について850hPaの気温と南風成分の日々の時系列を第4図に示す。2月半ば頃以降には



(a) 2004年2月13日(左), 14日(右)



(b) 2004年3月9日(左), 10日(右)

第5図 第4図に示す時系列の中で、南風成分が大きく、気温が高い日の地上天気図(00UTC)の例。

南風成分の変動幅が大きくなる傾向があり、強い南風の侵入する日が時々出現する。日々の気温も、このような強い南風侵入に対応して高く

なりやすいことがうかがえる。このような南風成分が大きく気温が高い日の例として、2月13日～14日、3月9日～10日の地上天気図を第5図に示す。これらの日には、モンゴル方面から東進してきた強い低気圧が日本列島の北西に存在しており、前面で南風が吹きやすい状況、あるいは少なくとも移動性高気圧の後面で北の寒気の侵入は起きない状況であることが示唆される。このように、2月半ば以降にモンゴル付近から低気圧が東進しながら40Nより北方で発達しやすい日が時々出現するようになるという季節遷移が、西南日本の冬から春への進行の中で重要な意味を持つことが注目される。

5. 全球客観解析値を用いた半旬平均値の気温変動

4.で述べた大規模場の背景に関連して、115E、130Eに沿った半旬平均850hPa気温の時間緯度断面を、2004年について第6図に示す(気候系監視年報に収録されたデータを編集して作図)。

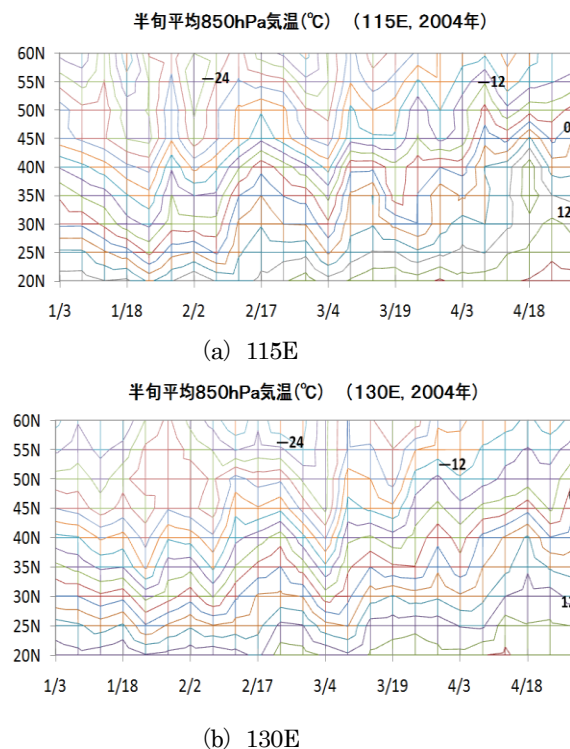
日本列島付近の130E(第6図(b))では、3月上旬あたりまで南北の温度傾度の大きい緯度帯が北方から本州南方海上まで南北に幅広く伸びているが、大陸側の115E(第6図(a))では、高緯度の寒気域は3月前半頃まで比較的強いに対して、35N付近では、2月中旬頃から気温が上昇し始める。したがって、2月中旬から3月前半頃には、大陸側では傾圧性の集中帯が40～50N付近に集中することになり、日本列島の北部～北方～西方から東進してくる低気圧が発生・発達しやすくなることが示唆される。

6.まとめ

真冬から春への遷移期である2月後半～3月前半にかけては、2004年～2006年の福岡における850hPaの例ではあるが、日々の変動幅を同様に保ったままで平均気温が上昇するわけではなく、真冬に匹敵する低温日は出現し続ける一方で4月に匹敵する顕著な高温日もしばしば出現することで、季節変化としての昇温が起きていることが確認できた。

これは、大陸側では年による差異はあるものの、2月中旬～3月上旬頃には低緯度側の若干の昇温に伴って、40～50Nに傾圧性の大きい領域が特に集中することにより、まだ強いシベリア高気圧が出現するその緯度帯での低気圧も活発化する。このため、低気圧が日本列島の北方を東進するとともに発達しやすくなり、その

低気圧の通過に伴う低緯度側の暖気が流入しやすくなる環境となることも明らかになった。



第6図 半旬平均した850hPa気温(°C)の時間緯度断面(2004年)

7.おわりに

本研究で得られた結果のエッセンスを素材として、季節の変わり目にも注目させて日本の多彩な季節サイクルのベースを捉える眼を育む授業開発も行っている。それに関連して気象学と音楽とを連携させた学習プランに基づく研究授業も行う予定である。

参考文献

- Kanno,H.,J.Matsumoto , 1993 : Seasonal phase lock of temporal and spatial variations of the lower cold air in the winter northern hemisphere. JMSJ. Vol.71 , (No.1) ,111-122.
- 加藤晴子, 加藤内蔵進, 2006 : 日本の春の季節進行と童謡・唱歌, 芸術歌曲にみられる春の表現 - 気象と音楽の総合的な学習の開発に向けて -. 岡山大学教育実践総合センター紀要, 第6巻, 39 - 54.
- 加藤内蔵進, 加藤晴子, 逸見学伸, 2009 : 日本の春の季節進行と季節感を切り口とする気象と音楽との連携 - 小学校での授業実践 -. 天気, Vol.56, No.4, 15-28.
- 加藤内蔵進, 加藤晴子, 別役昭夫, 2009 : 東アジア気候環境とその変調を捉える視点の育成へ向けた学際的授業開発の取り組み (多彩な季節感を接点に). 環境制御, 第31号, 9-20.

2008 年 12 月 21 日の岡山空港の霧の JMANHM による再現実験

本田英司（気象庁岡山空港出張所）

要旨

2008 年 12 月 21 日、岡山空港で霧が発生し離陸便 1 便が欠航した。昨年度の事例解析では、この事例が滑昇霧であった事を実況データに立脚して示した。今年度の調査では、気象庁非静力学モデル（以下「JMANHM」という）による数値実験を行って気流の構造を調査し、概念モデルとしてまとめた。

1. 当日の気象状況

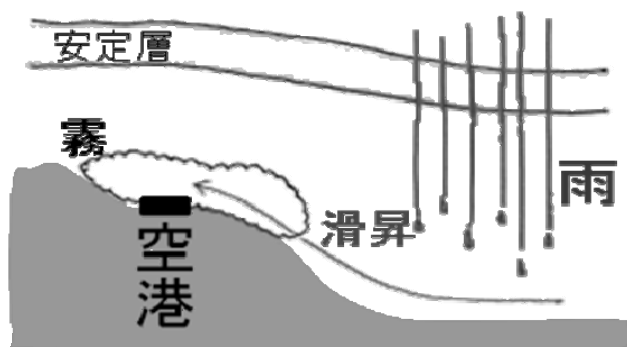
2008 年 12 月 21 日、寒冷前線が北西から接近し、20 時台に岡山空港を通過した（図省略）。

岡山空港では 14 時台から 20 時台まで断続的に霧となったが、中でも 17 時 5 分から 20 時 23 分にかけては 198 分間にわたって視程 800m 以下の霧が持続したため、この間に離陸便 1 便が欠航した。

2. 昨年度的事例解析

昨年度的事例解析では、岡山空港の上空 975hPa 面付近に安定層があり、霧はこの冷氣の中で発生した事を示した。また、岡山空港と岡山地方気象台の気温・露点を解析し、岡山平野の低地にあった空気が岡山空港へ滑昇して霧を発生させた事を示した（本田，2009）（第 1 図）。

昨年度的事例解析では、岡山空港と岡山地方気象台を含む直径 20km 程度の狭い範囲内での現象を主に議論したが、このような狭い領域の現象が、どのように総観規模の現象と絡み合っているのかを



第 1 図 滑昇霧の模式図。低い安定層があり、雨が降って安定層の下で霧が発生し、高台にある空港に流れ込む様子を示す。

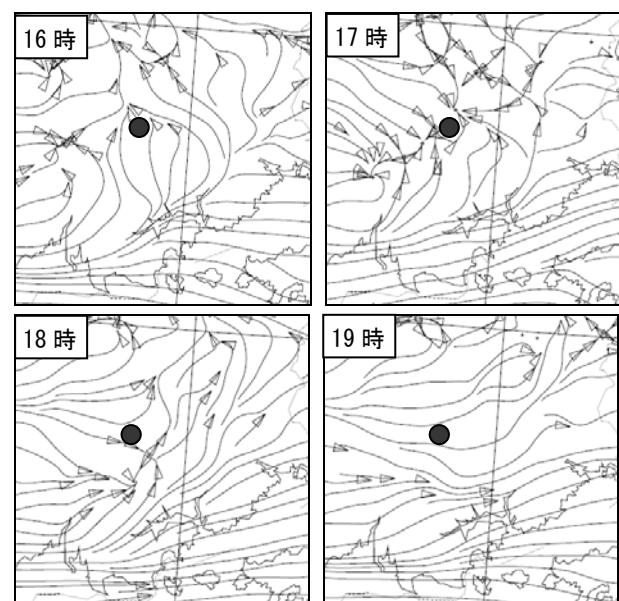
かという視点での理解は不十分であった。

3. JMANHM による再現実験

今回の調査では、JMANHM を使用して気流の構造を調査した。まず、2008 年 12 月 21 日 00UTC を初期時刻として気象庁メソ解析値と全球モデルから初期値・境界値を作成し、水平格子間隔 5km で格子数 102×102、鉛直 50 層で計算した (5km-NHM)。

次に、5km-NHM の計算結果の 3 時間予報値 (2008 年 12 月 21 日 03UTC) を以降から初期値・境界値を作成し、水平格子間隔を 2km に落として、格子数 102×102、鉛直 50 層で FT=9 まで計算した (2km-NHM)。

4. JMANHM の計算結果の解析



第 2 図 2km-NHM により計算された地上の流線。丸印は岡山空港の位置を表す。

4.1 JMANHM の計算結果と実況の比較

2km-NHM の計算結果で地上風の時系列（第2図）を見ると、地上風向は時間と共に南東から南西を経て北西に変わったが、実際に観測された風向も、南東から南西を経て北西に変化しており（本田，2009）、実況とモデルの風向の変化傾向は一致していた。

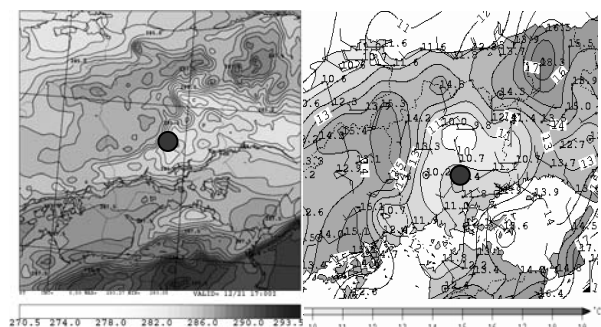
また、地表面に近いモデル面第2層温位（第3図左）とアメダス気温（高度補正 $9.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ）・風分布（第3図右）を比較すると、温位の分布も概ね一致していた。

これらの事から、モデル計算は実況を再現していると言える。

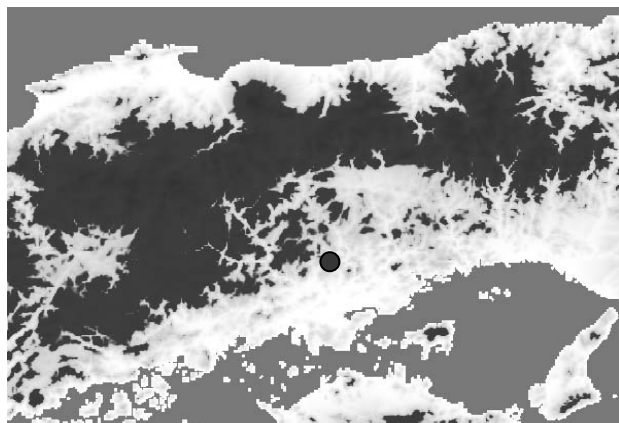
4.2 県南東部の冷気の分布と相対湿度

第3図のように、岡山県南東部には冷気がある。この冷気の分布と地形（第4図）を見比べると、冷気は標高約 350m より低い所に溜まっている事が分かる。

昨年度の事例解析（本田，2009）によれば、岡



第3図 (左)2km-NHMにより計算された17時のモデル面第2層の温位[K] (段彩および等値線)。丸印は岡山空港の位置。(右) 2008年12月21日17時のアメダス気温 (高度補正 $9.8^{\circ}\text{C}/\text{km}$) (段彩・等値線) と風 (矢羽根) の分布図。丸印は岡山空港の位置。

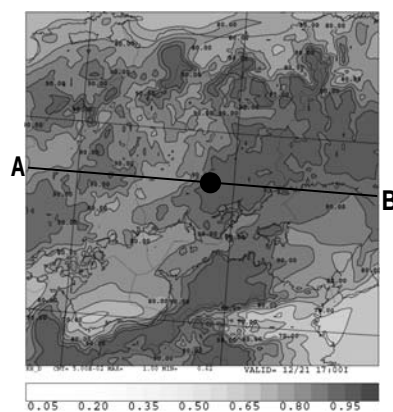


第4図 岡山県の地勢図。丸印は岡山空港の位置。標高 350m 以上を黒色で着色してある。

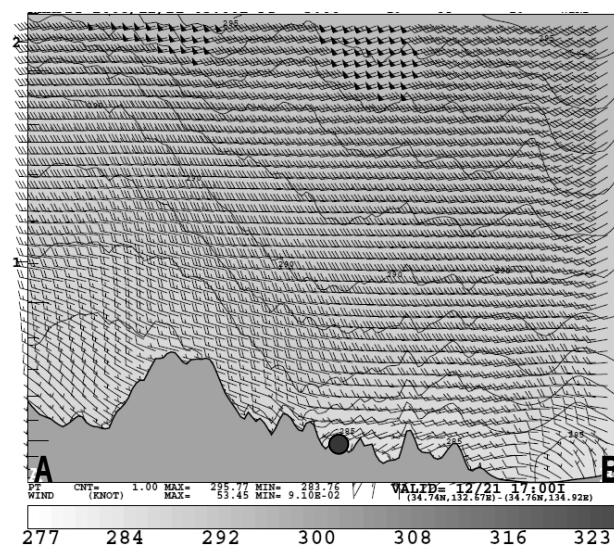
山空港の地上から約 975hPa までは冷気層で、約 975hPa より上に安定層があった。当時の海面気圧は 1016hPa 前後であり、975hPa 面はおよそ標高 350m 付近にあたる。

安定層の底面（冷気層の上端）が標高約 350m 付近にあったため、冷気が標高 350m より低い所に溜まる形で分布したと考えられる。

一方、モデル計算結果の時系列（図略）において冷気内の相対湿度に着目すると、西から進んできた暖域内の降水が掛って相対湿度が高くなる様子が見られた。このことから、降水によって冷気内の湿度が上昇したものと考えられる。17時の相対湿度の図（第5図）を見ると、冷気の中では相対湿度が 95%を超えている事が分かる。



第5図 2km-NHMにより計算された17時のモデル面第2層の相対湿度[%] (段彩および等値線)。丸印は岡山空港の位置。A-Bは第6図の断面図の経路。



第6図 2km-NHMにおけるFT=5 (17時) の高度約2km以下の東西一鉛直断面図。温位[K] (等値線と段彩)、水平風 (矢羽根) を示す。丸印は岡山空港の位置。断面の経路は第5図を参照。

4.3 冷気の断面解析

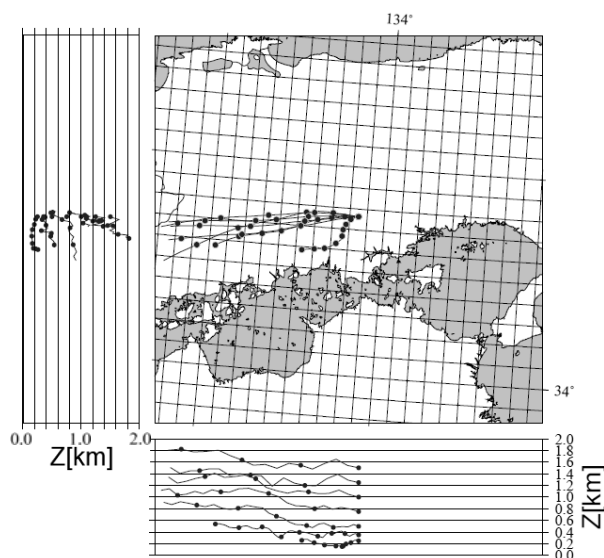
東西断面図（第6図）を見ると、岡山県南東部の地表付近には285K以下の冷気がある。この低温位の空気層では温位の鉛直勾配が急になっており、かなり安定した成層状態である事が分かる。この部分が、地表付近の冷気に対応すると考えられる。

等温位面が西から東へ向かって低くなるように傾斜している理由は、寒冷前線の接近により等温位面が傾斜したと考えられるほか、第6図の断面図でみられるように、岡山県南部では地形が西から東に向かって低くなっていることから、等温位面もこれに沿って東側が低くなるという地形的な効果もあるかもしれない。

いずれにしても、前夜からの放射冷却によって岡山県南東部には地表に冷気があった事に加えて、擾乱と地形の効果により等温位面が東に向かって低くなった事も寄与して、岡山県南東部の冷気の上に安定層が形成され、この安定層で地表の冷気層は上から蓋をされる形となった。このため冷気層が長時間維持されたものと考えられる。

4.4 流跡線解析による気流の由来

2km-NHMで岡山空港に南寄りの風が吹いたFT=5（17時）からFT=1（13時）に時間を遡って空気の軌跡を調べると、西から下降しつつ岡山空港に入ってくる気流と、南西から上昇しつつ岡山空港に入ってくる気流が見られた（第7図）。



第7図 2km-NHMにおいて、岡山空港上空の標高250, 350, 500, 750, 1000, 1250, 1500mの位置にトレーサーを置き、FT=5（17JST）からFT=1（13JST）へ遡った後方流跡線解析。下の図はトレーサーの軌跡の東西-鉛直断面図であり、左の図は南北-鉛直断面図である。

西から下降しつつ入ってくる気流は、安定層の上を吹き抜ける気流とみられ、広範囲の5km-NHMの計算結果も活用して調べると、豊後水道などから流入した空気が下降しつつ入って来ていた。

一方、地表付近で南西からゆっくりと上昇しつつ入ってくる空気は、安定層の下で気流とみられる。これは安定層の上の強い西風とは明らかに違う動きを示している。地表付近が安定層になっているため、水平運動量の鉛直輸送が阻害され、上空の一般風が地上に達しない形になっていると考えられる。

地表冷気の中で吹いている南西風は山地に向かって吹くため、地形的に上昇する傾向がある。この地形性の上昇流が岡山空港に滑昇霧をもたらしたと考えられる。

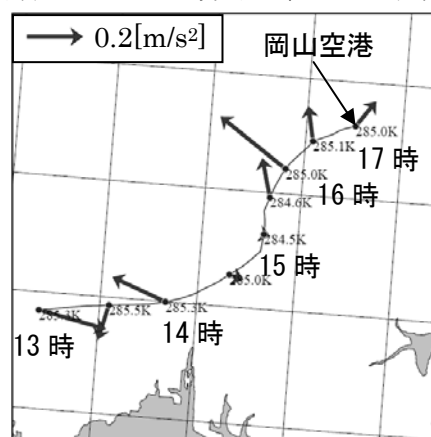
4.5 南風の由来

第7図の流跡線解析で、地表付近のトレーサーのみを図示したものが第8図である。流速は遅く、元々岡山県南東部の冷気の中にあつた空気がゆっくりと流入して来る様子が見られる。

第8図で気圧傾度力を見ると、南寄り成分の力が働いており、これによって岡山空港付近で南寄りの風が吹いたものと考えられる。

第8図で南東から北西に向かう気圧傾度力が見られた16時の海面更正気圧の分布を見ると、岡山県南東部を中心とする高圧部がある事が分かる（第9図）。

この海面更正気圧の分布は、モデル面第2層温



第8図 2km-NHMにおいて、岡山空港上空の標高250mの位置にトレーサーを置き、FT=5（17JST）からFT=1（13JST）へ遡った後方流跡線解析。トレーサーは左下から右上へ移動した。30分毎のトレーサー位置を丸印で示してある。数字は温位[K]。太矢印は気圧傾度力による加速度ベクトル。

位（第3図左）で示される冷気の分布とよく一致していた。つまり、岡山県南東部にある高压部は、地表冷気によって形成されたものと推察される。

これらの事を総合すると、地表冷気がある事によって総観場の気圧分布が歪められ、県南東部は若干高压場になっており、この高压部による気圧傾度力によって、冷気の中で弱い南風が吹いたものと考えられる。

5. まとめ

以上の議論のまとめとして、今回の事例について第10図のような概念モデルを作成した。

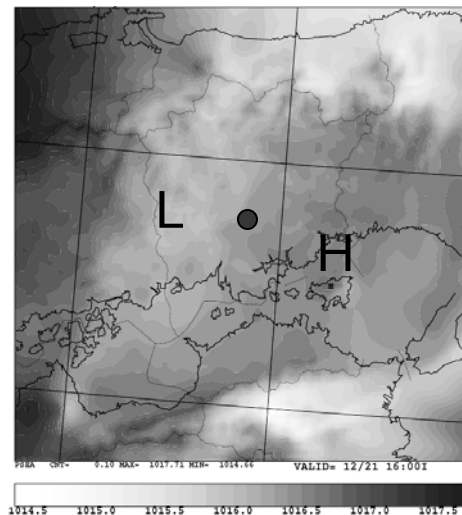
①岡山県南東部には前夜からの放射冷却で地表に冷気が溜まっている。②この冷気の上では、擾乱と地形の効果により等温位面が低くなり、岡山県南東部の冷気の上に安定層が形成される。③この安定層の底面の高さが標高350m前後の場合は、岡山県北部・西部の山地が冷気の側面をせき止め、更に安定層が冷気の上に蓋をする事によって、岡山県南東部の地表付近に冷気が長時間維持される。④この冷気が存在する事により地上気圧場が若干歪められて、南東から北西へ向かう気圧傾度力が働く。これが冷気内部で南寄りの風を発生させる。⑤この南寄りの風が地形性の上昇流となって滑昇霧をもたらしたと考えられる。

参考文献

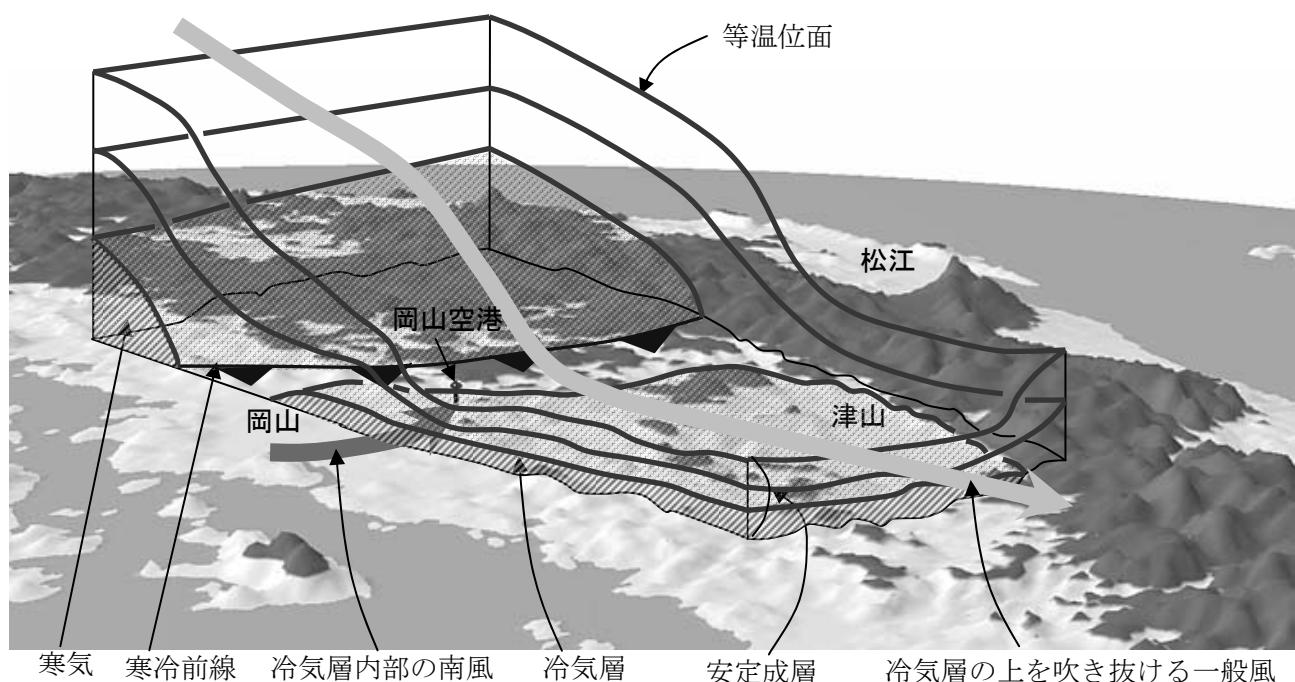
本田英司（2009）：2008年12月21日の岡山空港の霧の事例解析．平成21年度大阪管区気象研究会誌（中国地区）．

謝辞

本稿の地図は国土地理院の数値地図50mメッシュ（標高）を利用して、フリーソフト「カシミール3D」により作成しました。ここに記して謝意を表します。



第9図 2km-NHMのFT=4（16時）の海面更正気圧[hPa]。HとLはそれぞれ高压部と低压部を表す。丸印は岡山空港の位置。



第10図 2008年12月21日の霧発生時の概念モデル図。地形は標高350m以上の所を灰色に塗っている。鉛直方向の大きさは誇張して描いている。太実線は等温位面、斜線域は冷気または寒気、太矢印は気流を表す。

各種森林生態系におけるCO₂、水蒸気フラックスの季節変化の特性

*小澤優⁽¹⁾、柚山洋一⁽²⁾、岩田徹⁽²⁾、山本晋⁽²⁾

1；岡山大学環境理工学部、2；岡山大学大学院環境学研究科

1. はじめに

近年、環境問題の中で地球温暖化が重要な問題となっており、CO₂などの温室効果ガスの挙動が調査されている。また、気候変動に伴う水収支の変化も大きな問題である。森林は生態系活動により、大気との間でCO₂、H₂Oなどの様々な物質の交換が行われている。そして、森林は陸域に占める面積の割合が高いため、森林の果たす役割は大きい。また、植物は気孔を通して二酸化炭素の交換とともに、水の交換を行っているので、光合成活動の中で蒸散についても考える必要がある。

CO₂交換量、水蒸気に影響を与える要因として考えられるのは、植生はもちろん、緯度・経度・土壌などの環境条件、気温・日射などの気象条件がある。

そこで本研究では、条件の異なる3サイトにおけるCO₂フラックス、水蒸気フラックスの季節変化について、植生、環境条件、気象条件の違うサイトで比較、考察を行った。また、CO₂フラッ

クスに影響を与える要因として、気温、日射について検討した。

2. 観測概要

本研究では、植生の異なる桐生、高山、苫小牧の3つのサイトで、2003年に観測されたデータを用いて解析した。

生育期間は高山、苫小牧ではDOY152～273であると考えた。また桐生では、光合成が活発に行われている期間をDOY120～315とした。各サイトの詳細と測器については表1に示す。

各サイトの位置は図1に示す。桐生は、ヒノキの常緑針葉樹林であるが、アカマツも一部含まれ、常緑針葉樹と落葉広葉樹の混合林となっている。高山は、落葉広葉樹林である。苫小牧は、落葉針葉樹のカラマツ人工林であるが、落葉広葉樹と常緑針葉樹も散在している。

表1. 各サイトの情報

	桐生	高山	苫小牧
位置	34° 58' N 135° 59' E	36° 08' N 137° 25' E	42° 44' N 141° 31' E
標高(m)	250m	1420m	140m
植生	常緑針葉樹と落葉広葉樹の混合林	落葉広葉樹	落葉針葉樹
樹高(m)	18m	15－20m	15m
樹齢(年)	N/A	50 年	45 年
最大 LAI	4.5-5.5	3.5	5.6
年平均気温(°C)	14.8	6.3	6.4
降水量(mm)	1970.5	2293.5	1034
測器			
CO ₂ /H ₂ O 濃度変動	LI-COR LI7500	LI-COR LI6262	LI-COR LI6262
気温	Vaisala HMP-45C	Vaisala HMP233	Vaisala HMP-45D
風速計	Kaijo DA-600-T	Kaijo DA-600-3TV	Kaijo DA-600-3TV

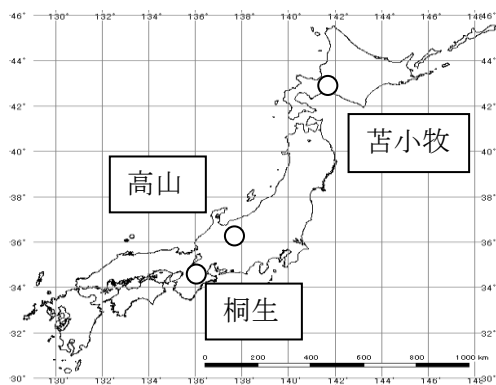


図 1. 各サイトの位置

3. 解析方法

気温、日射、 CO_2 フラックス、水蒸気フラックスは日平均値を使用した。3サイトとも CO_2 ・水蒸気データは 10Hz でサンプリングしており、 CO_2 ・水蒸気フラックスは渦相関法によって算出されている。水蒸気フラックスは、潜熱フラックスを、水の気化潜熱($2.50 \times 10^6 \text{J/kg}$)で除して算出した。また、PPFD(光合成有効光量子束密度)が $0.1 \text{mol/m}^2/30\text{min}$ 以上のときを日中、 $0.1 \text{mol/m}^2/30\text{min}$ 以下の時を夜間と定義して、日中と夜間での CO_2 フラックス・水蒸気フラックスの季節変化の比較をした。

4. 結果と考察

はじめに、日中と夜間に分けた CO_2 フラックスの季節変化を図 2 に示す。 CO_2 フラックスは正の値が CO_2 の放出、負の値が CO_2 の吸収を表す。

桐生は日中の CO_2 吸収量の値が夏季以外にも大きくなっている。これは桐生が常緑針葉樹であ

るため、年間を通して光合成が行われていると考えられる。

高山と苫小牧では、植生が落葉樹林であるため、展葉期に吸収量が大きくなり、生育期で最大値をとり、落葉期に小さくなっていくという同じ形をとっている。しかし、高山と苫小牧では最大の吸収量をとる DOY が異なっており、苫小牧の方が高山より 1 カ月ほどピークが早い。これは、苫小牧ではサイトの多くをカラマツが占めており、カラマツは成長が早く、夏季はじめの光合成活動が活発である特徴があるためだと考えられる。

次に、日中と夜間に分けた水蒸気フラックスの季節変化を図 3 に示す。水蒸気フラックスは植物の蒸散と、土壌など植物以外からの蒸発の和を表している。光合成が活発に行われ、気温の高くなる日中に、水蒸気フラックスの値は大きくなっている。また、森林が展葉する夏季に最大値をとっている。

また、高山、苫小牧は気温が低く、12 月～3 月ごろまで積雪が見られる。桐生では雪は少ない。よって、桐生では 1 年中一定して蒸発散が行われるが、高山、苫小牧では夏季と冬季の値が大きく異なる。また、苫小牧は森林の下層部に常緑の植生があり、冬季にはわずかであるが蒸発散が行われている。

CO_2 ・水蒸気フラックスともに苫小牧では大きな値を示しているが、これは苫小牧のカラマツ林の活発な光合成活動の影響だと考えられる。

このような季節変化の要因として、光合成に影響を与える日射と、光合成活動と有機物の分解の両者に影響を与える気温が考えられる。

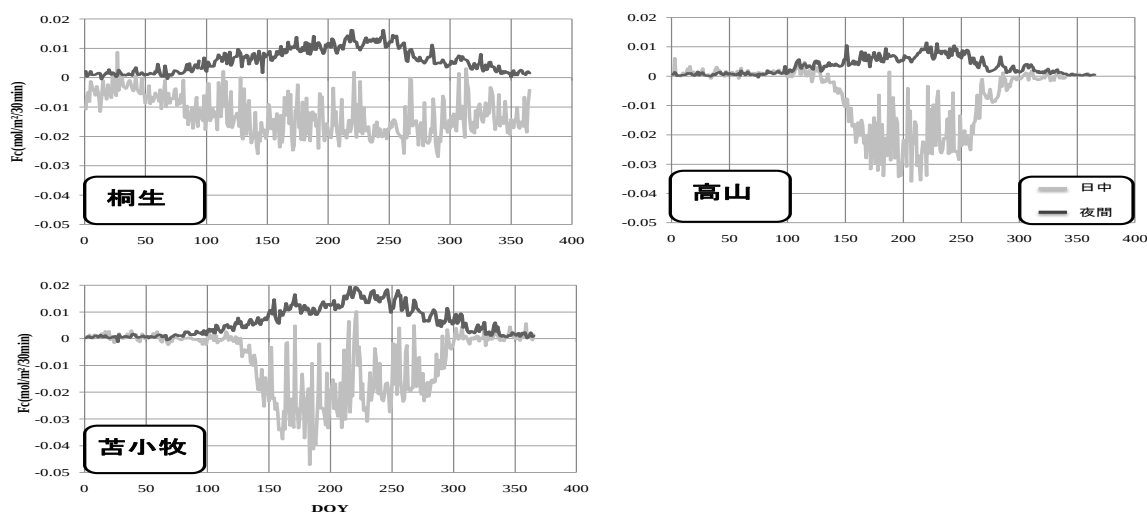


図 2. 日中と夜間の CO_2 フラックスの季節変化

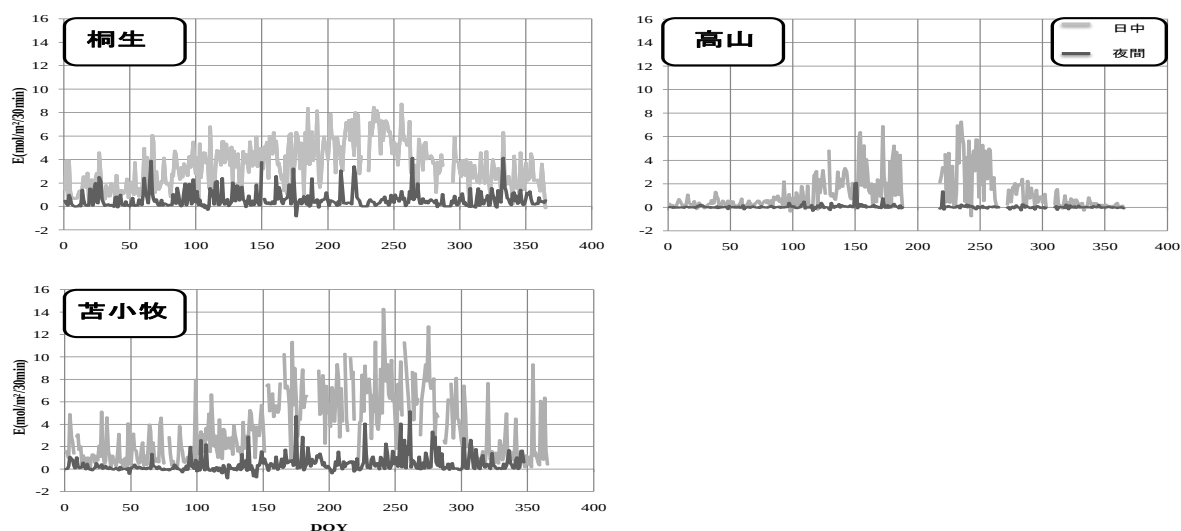


図 3. 日中と夜間の水蒸気フラックスの季節変化

まず、日射が光合成に与える影響を調べるため、生育期における日中の CO_2 フラックスと日射の関係を図 4 に示す。どのサイトも日射量が大きくなるにつれて CO_2 を吸収している。最大値を苫小牧と比較すると桐生は 40%、高山は 20% 小さくなっている。苫小牧が最大の値を示しているのは、植生や、LAI の影響によるものと考えられ、苫小牧が最も効率よく CO_2 を吸収していると考えられる。なお、高山、苫小牧では CO_2 フラックスの分散が大きいのは、日射量だけでなく、生育期における植生の状態、VPD(飽差)、土壌水分も関係しているからだと考えられる。

次に、気温が光合成活動と有機物の分解の両者

に与える影響を調べるため、生育期における日中の CO_2 フラックスと気温の関係を図 5 に示す。どのサイトでも、気温が高くなるにつれて、吸収量が大きくなるとは言えない。これは気温が高くなると、有機物の分解が促進され、生態系呼吸量が増大するが、一方で日中は光合成活動が活発に行われて吸収量が増えて、打ち消していることによる。また気温がある値から高くなると、植物が乾燥を防ぐため光合成が抑制されることも理由であると考えられる。

このように、気温がある値から高くなると、日射量が大きくても CO_2 フラックスが小さくなることもある。

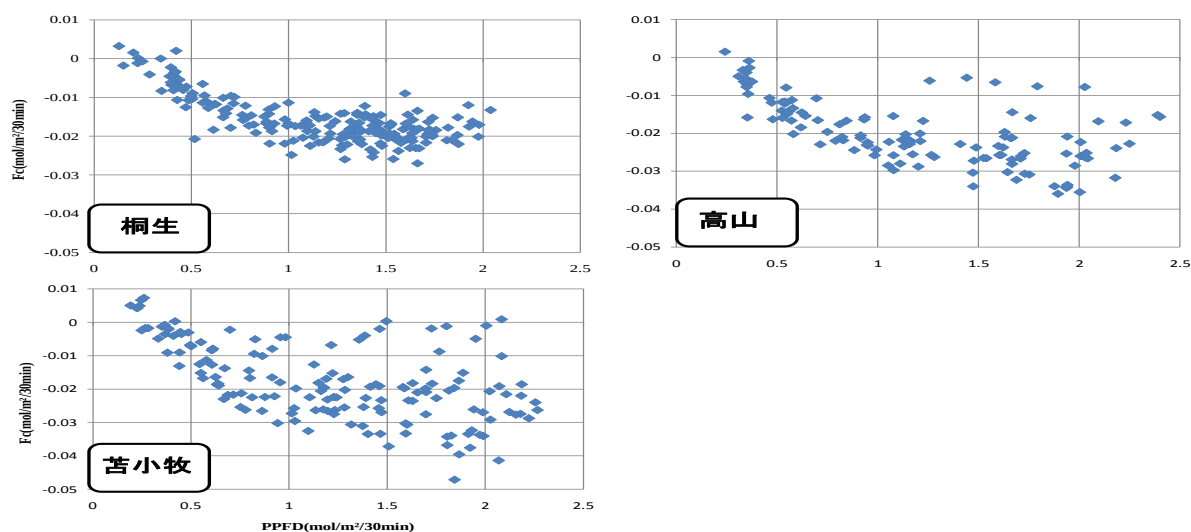


図 4. 日中の CO_2 フラックスと日射の関係

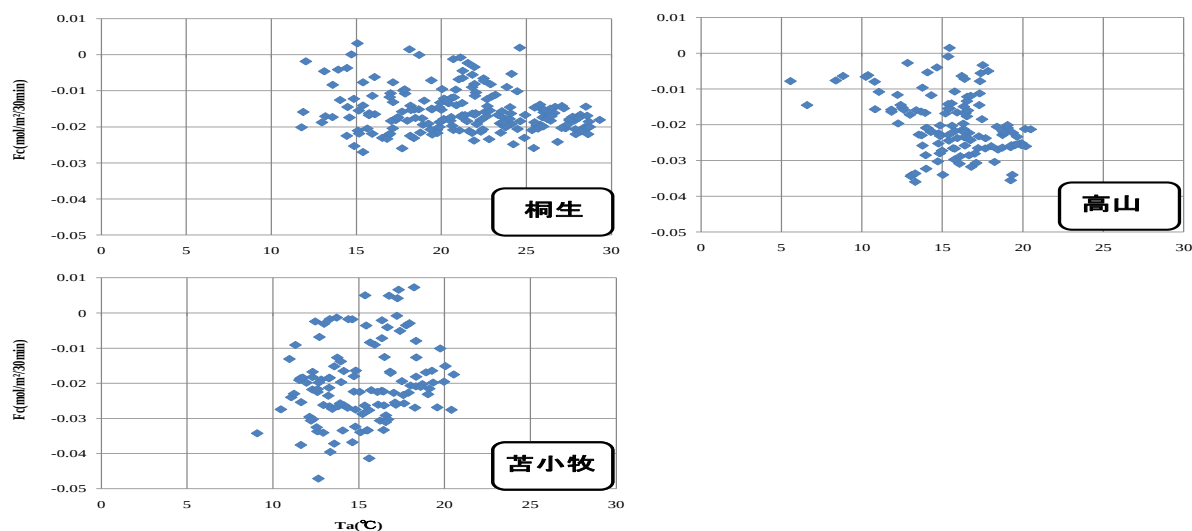


図5. 日中の CO_2 フラックスと気温の関係

5. まとめ

各種森林生態系における CO_2 ・水蒸気フラックスの季節変化を調べた。植生、光合成に影響を与える日射、光合成活動と有機物の分解に影響を与える気温の、 CO_2 ・水蒸気フラックスに与える影響を調べた。

日中と夜間の CO_2 フラックスの季節変化については、常緑針葉樹の桐生では年間を通して吸収が行われている。高山や苫小牧では、生育期における吸収量が多いが、苫小牧における最大値の方が大きいのは、植生の影響だと考えられる。

日中と夜間の水蒸気フラックスの季節変化については光合成の盛んな夏季で、値が大きくなり、苫小牧での値が最大である。また、高山、苫小牧は雪と冬季の低温の影響を受け、夏季と冬季で値が大きく違っているが、桐生では雪が少なく気温が高いため、1年中一定の蒸発散が見られる。

CO_2 フラックスと日射の関係については、日射量が大きくなると、吸収量が大きくなっている。同じ日射量でも、苫小牧での吸収量が最も大きくなっている。

CO_2 フラックスと気温の関係については、相関があまり見られず、 CO_2 フラックスに影響を与える他の要因が考えられる。気温がある値から高くなると、日射量が大きくても光合成が抑制されることがある。また、気温が高くなると有機物の分解が促進され、生態系呼吸量が大きくなる。そのため、気温と生態系呼吸量の関係についても考察していきたい。

今後、土壌水分量や乾燥度を表す VPD などとフラックスの関係を調べたい。また、水蒸気フラックスに影響を与える要因や、 CO_2 ・水蒸気フラ

ックスの比である WUE についても検討していきたい。

参考文献

- 鶴田麻吏子,2009:カラマツ森林生態系における CO_2 と水蒸気フラックスの季節変化に関する研究 岡山大学環境理工学部環境デザイン工学科卒業論文
- 塚本幸生,2009:森林における夜間の CO_2 流出量に関する研究 岡山大学大学院環境学研究科修士論文
- 近藤純正,2000:地表面に近い大気の科学 7 章

謝辞

本研究で使用したデータは、AsiaFlux のデータベースを使用させていただきました。記して深く感謝いたします。

カラマツ林における夜間 CO₂フラックスの誤差要因の考察

*麻田菜未¹⁾、柚山洋一²⁾、山本晋²⁾、岩田徹²⁾

1:岡山大学環境理工学部 2:岡山大学大学院環境学研究科

1. はじめに

近年、地球温暖化が重要な問題となっており、CO₂大気中濃度の増大がその最大の要因であると考えられる。大気圏と陸域生態系間の CO₂ 交換量の変動は CO₂ を決める重要な要素である。日本の陸域生態系の中で森林生態系は約 7 割を占めており、森林生態系と大気との CO₂ 交換量を精度よく求め、炭素吸収・固定における森林生態系の役割を定量的に計測・評価する手法の確立が緊要の課題となっている。

現在、日本および世界の多くのサイトで CO₂ フラックスの連続観測が行われている。しかし、森林生態系の多くは複雑な地形にあり渦相関法に対して理想的ではなく、タワーで観測された CO₂ フラックスによる CO₂ 放出量が過小に評価されることが指摘されている。ここでは、日本の観測サイトにおいて最も平坦な地形にある苦小牧サイトを選定する。

もう一つの問題として、夜間の安定大気状態に発生する CO₂ 気塊の林内貯留の問題がある。多くのサイトで設置されているタワーは、樹高より高い位置で観測が行われているため、乱流卓越状態の時は CO₂ の貯留は発生せず、林上のタワーでの観測が可能であるが、夜間のように静穏状態の時は CO₂ 気塊が林内に貯留し、林上のタワーで観測することができない。

本研究では、地形の問題の少ない苦小牧の夜間における大気条件が異なる時の生態系呼吸量、気温の観測データを利用し、比較解析を行うことで、渦相関法による CO₂ フラックスの誤差の補正と高精度化を検討する。

2. 観測概要

本研究では苦小牧サイトの 2002 年、2003 年のデータを使用して解析を行った。

観測場所は北海道苦小牧市、東部森林管理署管内国有林内の苦小牧フラックスリサーチサイトに設置されている高度 42m のタワーである。

苦小牧サイトの情報、測定項目については表 1 にまとめて示す。

渦相関法によるフラックス観測には高度 27 m に設置した超音波風向風速温度計 (Kaijo DA-600) と赤外線ガス分析計 (LI-COR、LI-6262) を用いている。

表 1 苦小牧サイトの項目と測器

位置	42° 44' N 141° 31' E	
標高	115m	
植生	カラマツ	
平均樹高	18~20m	
傾斜度	1°	
年平均気温	7.7°C	
測定項目	測器	測定高度(m)
風向、風速	Kaijo DA-600-3TV	27
気温	Vaisala HMP-45D	14
CO ₂ 濃度	LI-COR LI-6262	27
鉛直風速変動量	Kaijo DA-600-3TV	
温度変動量	Kaijo DA-600-3TV	27
湿度変動量	LI-COR LI-6262	

3. 解析方法

本研究では、夜間の大気安定状態における CO₂ 気塊の林内貯留の問題について考察するために夜間のデータのみについて検証を行う。そのため、夜間を日射量が 10W/m² 以下の時を夜間と定義している。

また、夜間の CO₂ 気塊の林内貯留の影響を受

けていない乱流卓越状態のデータとして、 u_* が0.3 以上の場合を選別した。

4. 結果と考察

はじめに、気温(T_a)が生態系呼吸量(Re)に与える影響について調べるために着葉時の気温と Re の相関の解析を行った。

月ごとに5月から9月までの $u_* > 0.3$ である気温と Re の夜間の30分値をプロットし、図1に示す。どの期間も共通して、気温が高くなるにつれて生態系呼吸量も上昇している。特に、生育活動が活発な5、6月の期間は正の相関が顕著に表れている。生態系呼吸量が最も多くなっているのは8月である。7月では、生態系呼吸量が高くなっているが、気温が 15°C 以上の時の相関は、5、6月と比較して小さくなっている。なお、 $u_* < 0.3$ の状態の Re については $u_* > 0.3$ の場合の Re と T_a の関係から推定した。

次に、夜間の大気状態が乱流卓越状態の時と静穏状態での生態系呼吸量(Re)の時間変化の差異について比較を行った。図2に乱流卓越状態と静穏時における着葉時、落葉時の純生態系交換量(NEE)、生態系呼吸量(Re)、摩擦速度(u_*)の時系列を示す。観測データは乱流卓越状態の着葉時：6/30～7/1、落葉時：11/11～11/12、静穏状態の着葉時：9/5～9/6、落葉時：11/22～11/23である。

まず、乱流卓越状態の着葉時と落葉時では、 u_* の増減に伴い Re も増減していることが分かる。生態系呼吸量の平均は着葉時が $Re=7.18$ 、落葉時が $Re=2.37$ である。着葉時と落葉時の Re の差は、 CO_2 気塊の林内貯留の影響ではなく生育期間に生態系呼吸量が増加することと、気温の差によるものだと考えられる。静穏状態では Re の平均は着葉時が $Re=6.82$ 、落葉時が $Re=0.62$ であった。

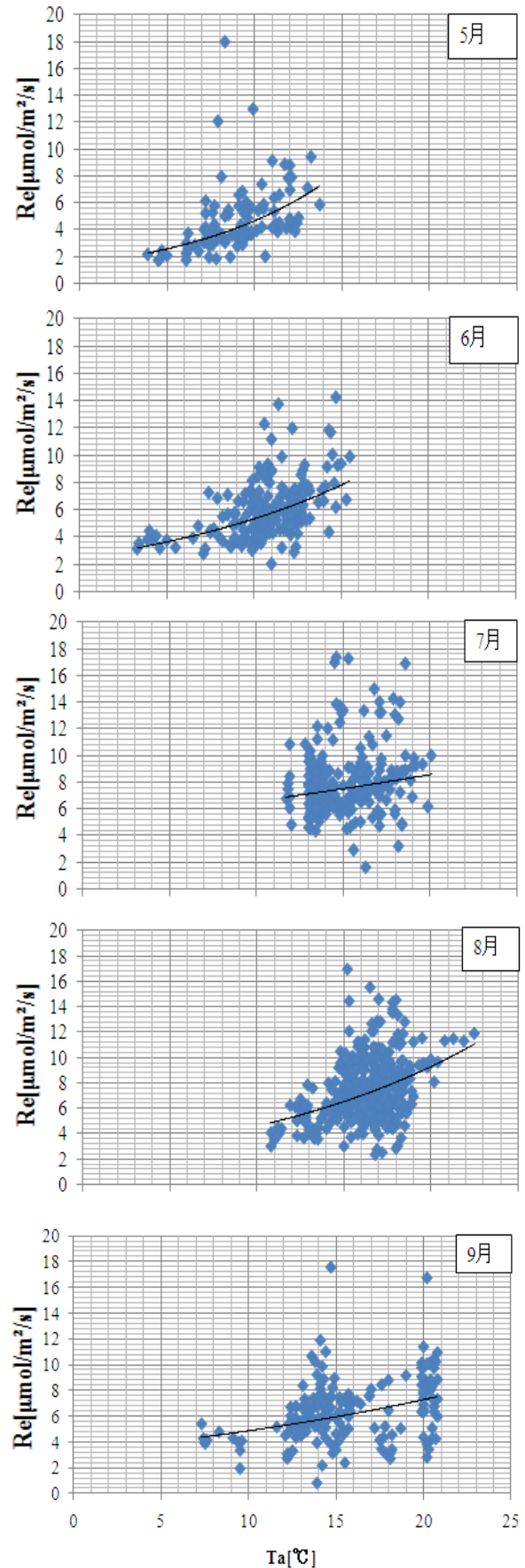
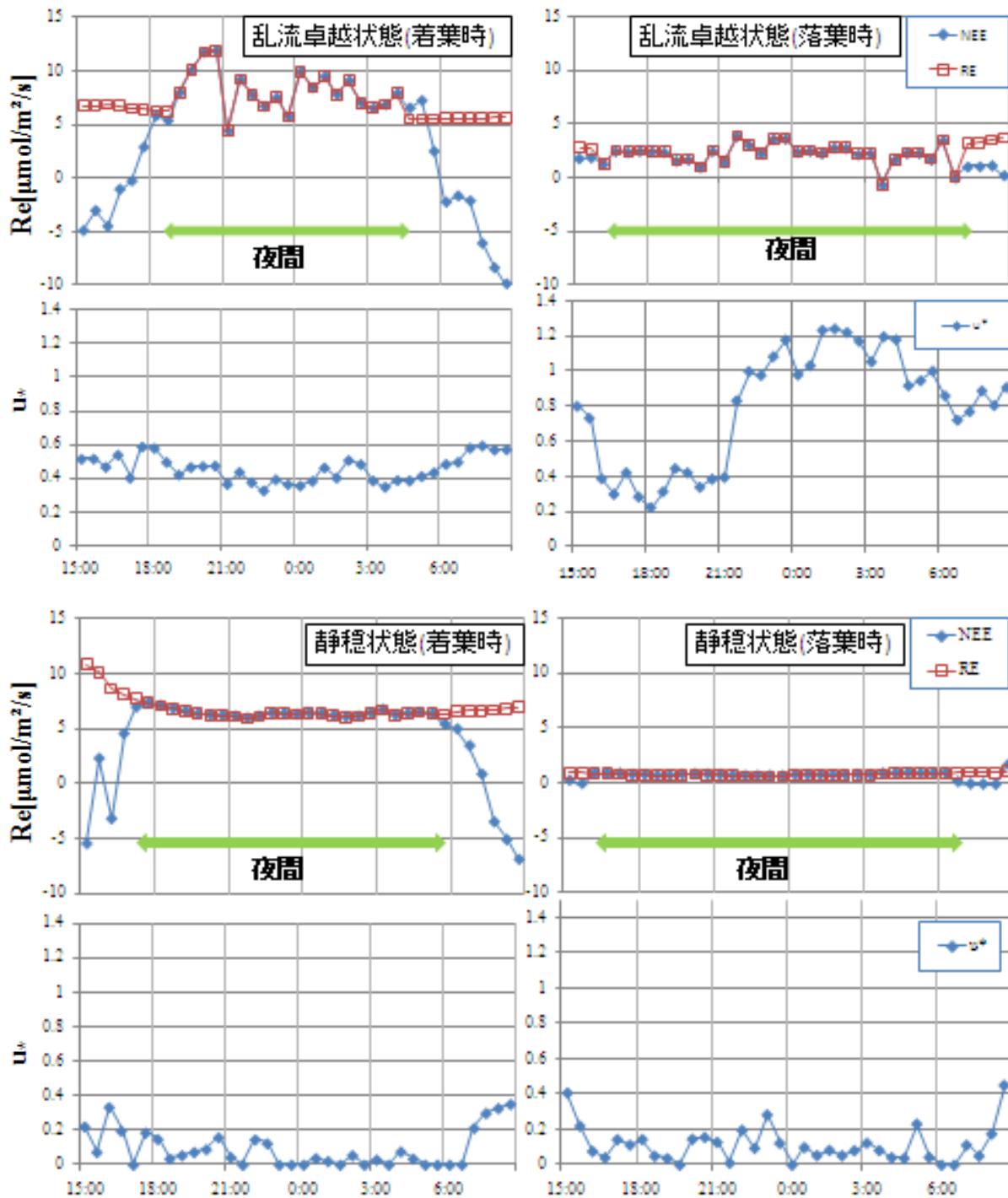


図1 T_a と Re の関係



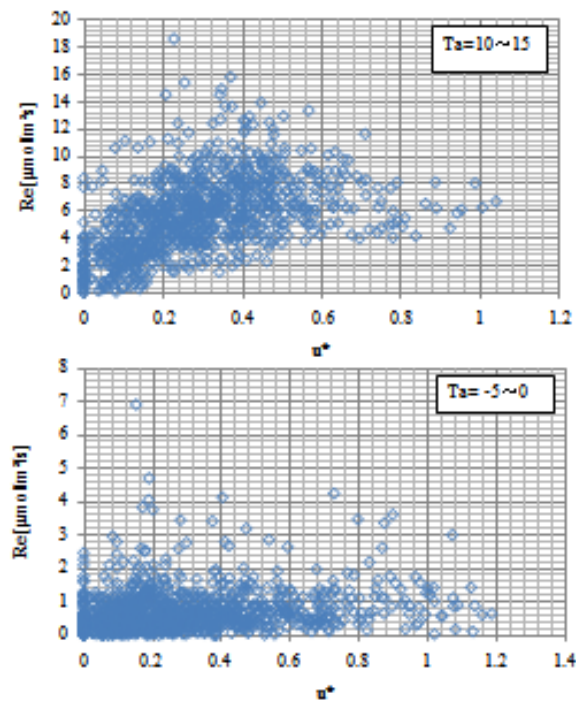
上段：乱流卓越状態 左：着葉時(2002/6/30～7/1) 右：落葉時(2002/11/11～11/12)
 下段：静穏状態 左：着葉時(2002/9/5～9/6) 右：落葉時(2002/11/22～11/23)

図2 u^* と Re の関係

しかし、着葉時の乱流卓越状態と静穏状態の Re の平均値を比較すると、それぞれ $Re=7.18$ 、 $Re=6.82$ となっており、その差は 0.36 となっている。落葉時には、 u^* の変動による影響は着

葉時と同様の結果となっている。しかし、落葉時の Re の平均値については着葉時よりも小さいが乱流卓越状態で $Re=2.37$ 、静穏状態で $Re=0.62$ となっている。

そこで次に、 u_* と Re の関係を定量的に調べるために夜間の着葉時と落葉時における u_* と 生の Re の相関について検証した。 u_* と Re は着葉時が 2002 年 5 月から 9 月の期間、また気温の影響を少なくするために気温が $10\sim 15^{\circ}\text{C}$ の時、落葉時が 2002 年の 11 月から 2003 年の 3 月の $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ の時について夜間の 30 分値をプロットし、図 3 に示す。



上段：着葉時(2002/5~11)

下段：落葉時(2002/11~2003/3)

図 3 u_* と Re の関係

着葉時では $u_* \leq 0.3$ の時の Re の平均値が 4.58、 $u_* > 0.3$ の時の Re の平均値は 7.04 であり、静穏状態の時の Re の値が乱流卓越状態の時と比較して 2.46 小さくなっている。また、落葉時では $u_* \leq 0.3$ の時の Re の平均値が 0.64、 $u_* > 0.3$ の時の Re の平均値は 0.84 で、0.20 の差が見られた。これから、摩擦速度が小さい静穏状態の Re の観測値が過小評価されていることが考えられる。

5. まとめ

苫小牧森林生態系観測サイトにおける夜間に発生する CO_2 気塊の林内貯留と大気状態の関係について考察した。まず、着葉時における T_a

と Re について考察すると、それらは互いに正の相関があると考えられた。次に、夜間の大気状態が乱流卓越状態である時と静穏状態である時についての生態系呼吸量(Re)の時間変化について比較・検証を行った。結果、着葉時、落葉時と共に、乱流卓越状態には u_* の増減に伴い Re の値も変動するが、静穏状態における Re の推定値は u_* が変動してもほぼ一定であった。これは、静穏状態の時、 Re の変動が正しく推定されていないためと考えられる。

そこで、 u_* が Re に与える影響を定量的に考察するため夜間の着葉時における u_* と生の Re の相関について検証を行った。結果、着葉時の $u_* \leq 0.3$ では u_* と Re の間に正の相関があった。また、着葉時の平均値が $u_* \leq 0.3$ の時 $Re = 4.58$ 、 $u_* > 0.3$ の時 $Re = 7.04$ であり 2.46 の差が見られ、落葉時では平均値が $u_* \leq 0.3$ の時 $Re = 0.64$ 、 $u_* > 0.3$ の時 $Re = 0.84$ で差が 0.20 と、どちらも静穏状態の時の方が小さい値であった。これは、大気安定時に Re が正しく観測されていないためと考えられる。

今後は、 Re と T_a 、 u_* の関係をさらに調べて、 Re の測定誤差の要因について考察したい。

謝辞

本研究で使用したデータは、AsiaFlux のデータを使用させていただきました。記して深く感謝いたします。

参考文献

- 塚本幸生、2009：森林における夜間の CO_2 流出量に関する研究 岡山大学大学院環境学研究科修士論文
- 塚本修、文字信貴、岩田徹 2001：地表面フラックスと大気境界層、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
- 塚本修、文字信貴編、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、1-8, 19-56, 105-140

水田灌漑水中の溶存 CO₂ 濃度の変動特性

赤池曜* (岡山大学環境理工学部)

梶原大輔, 近本一宏, 岩田徹, 山本晋 (岡山大学大学院環境学研究科)

1. はじめに

近年、地球温暖化が社会問題となっており、二酸化炭素を主体とした温室効果ガス濃度の将来予測が重要視されている。そこで、現在、陸域生態系のフラックス観測サイトにおいて二酸化炭素循環の把握を目的とした長期連続測定が行われている。陸域生態系には、森林、草原、耕作地などがあるが、水田はその中でもモンスーンアジアを代表する農耕地生態系の1つであり、アジア地域では農耕地のうち約31%と広域にわたる (IRRI, 2007)。大気・水田耕作地間の二酸化炭素交換は、水稻の光合成による二酸化炭素吸収と、水稻および土壌の呼吸からの二酸化炭素放出で大部分が構成されている。しかし、水稻生育期間中の水田には、灌漑水が導入されており、土壌や稲の根部から放出された二酸化炭素は灌漑水に溶解し、排水と同時に水田系外へ流出する可能性が高いと考えられる。水田における二酸化炭素循環を定量化するためには、この灌漑水へ溶解した二酸化炭素の流出を考慮する必要がある。本報告では、用水および排水時の溶存炭素量濃度を灌漑水導入期間通して実測し、灌漑水の溶存二酸化炭素濃度の変動を調べた。

2. 観測概要

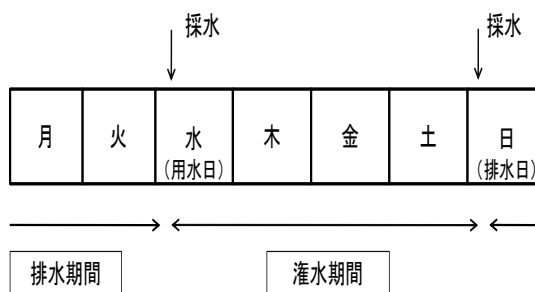
2.1 観測場所・採水日程

観測はフラックス常設観測を実施している大麦・水稻二毛作田 (岡山県玉野市南七区: 34°32'N, 133°55'E) で行った。2010 年の水稻生育期間は 6 月 20 日~10 月下旬、灌漑水導入期間は 6 月 18 日~10 月 10 日である。圃場の水管理は、4 日間

灌水と 3 日間排水を繰り返して周期的に行われている。用水日 (水曜) と排水日 (日曜) の週 2 回、灌漑水の採水を 7 月 7 日 (用水) から行った (図 1a)。ルーチン観測では用水の季節変化を観測するため、圃場傍の用水路からの採水も行った (水曜日 11:00~12:00, 日曜日 7:00~8:00)。

水稻生育最盛期である 8 月 25 日~8 月 29 日を集中観測期間とし、8 月 25 日~8 月 28 日は毎日 11:00~12:00、8 月 29 日は 7:00~8:00 (排水時) に採水を行った。また、8 月 27 日は集中観測日とし、6:00~18:00 に 2 時間おきに採水を行った (図 1b)。

(a) ルーチン観測 (7/7~10/10)



(b) 集中観測期間 (8/25~8/29)

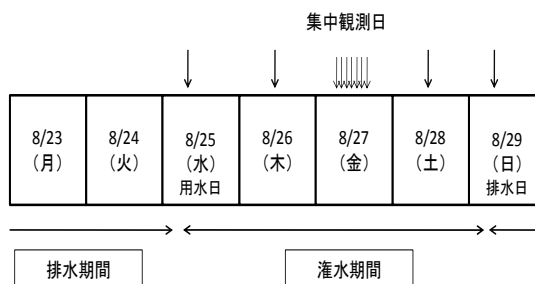


図 1. 採水スケジュール

2.2 採水方法

ルーチン観測は圃場内の5か所の定点でそれぞれ2サンプルと用水路から20分おきにそれぞれ2サンプルを3回の計16サンプル採取した。

集中観測(8/25~8/29)は27日(集中観測日)を除き、ルーチン観測と同様に10サンプルを採取した。27日(集中観測日)は圃場内の2か所の定点(③,④)からそれぞれ2サンプルを2時間おきに7回(6, 8, 10, 12, 14, 16, 18時)の計28サンプルを採取した(図2)。



図2. 対象圃場と採水場所

2.3 測定方法

試料分析は燃焼触媒酸化方式 TOC 計 (TOC-VCSH, SHIMADZU)を用いた。TOC 計により TC (Total Carbon: 全炭素濃度)、IC (Inorganic Carbon: 無機炭素濃度)を測定し、全炭素濃度と無機炭素濃度の差より TOC (Total Organic Carbon: 有機炭素濃度)濃度を求めた($TOC=TC-IC$)。各サンプルについて3回ずつ分析を行った。圃場の不均質性とサンプリング誤差を小さくするため、分析から得られた10個(サンプル数2×採水場所5)の炭素濃度データの平均値を濃度代表値として使用した。1つのデータは各サンプルの3回平均値とした。

3. 結果および考察

3.1 ルーチン観測

図3にルーチン観測の炭素濃度変化を示す。灌水導入期間を通して排水日の炭素濃度は用水日に対して上昇していることがわかる。TOCは濃度の増加量に少しばらつきが見られるが、ICは安定して濃度が増加する傾向が強い。灌水期間中に根や土壌の呼吸により放出した二酸化炭素が灌漑水に溶け出すためであると考えられる。また、灌水期間中に水位が低下していることから、灌水期間中に圃場系外に灌漑水が徐々に流出している可能性が高い。

3.2 集中観測

図4に集中観測期間の炭素濃度変化を示す。用水時から排水時にかけて、炭素濃度が線形に増加している。この結果は灌水期間に炭素濃度が増加するルーチン観測の結果と一致する。集中観測日には、早朝8:00から16:00にかけてIC濃度が低下している。これは、水藻が灌漑水中の溶存炭素を取り込み光合成に利用したと考えられる。なお、集中観測期間に降雨は観測されなかった。

4. まとめ

水稻生育期間における灌水期間の溶存炭素濃度の時間変化、季節変化を調べた。その結果、炭素濃度は灌水期間全体で線形に増加し、日内では水藻の光合成のために変動することがわかった。炭素濃度は7月中旬から9月中旬の間に平均して高い傾向が見られる。

謝辞

本研究を行うにあたり、器材をお貸しいただいた山下英治教授(岡山理科大学)に心より感謝致します。

参考文献

田村直也 2009: 水田灌漑中の溶存 CO_2 の変動特性に関する研究、岡山大学環境理工学部環境デザイン工学科平成20年度卒業論文

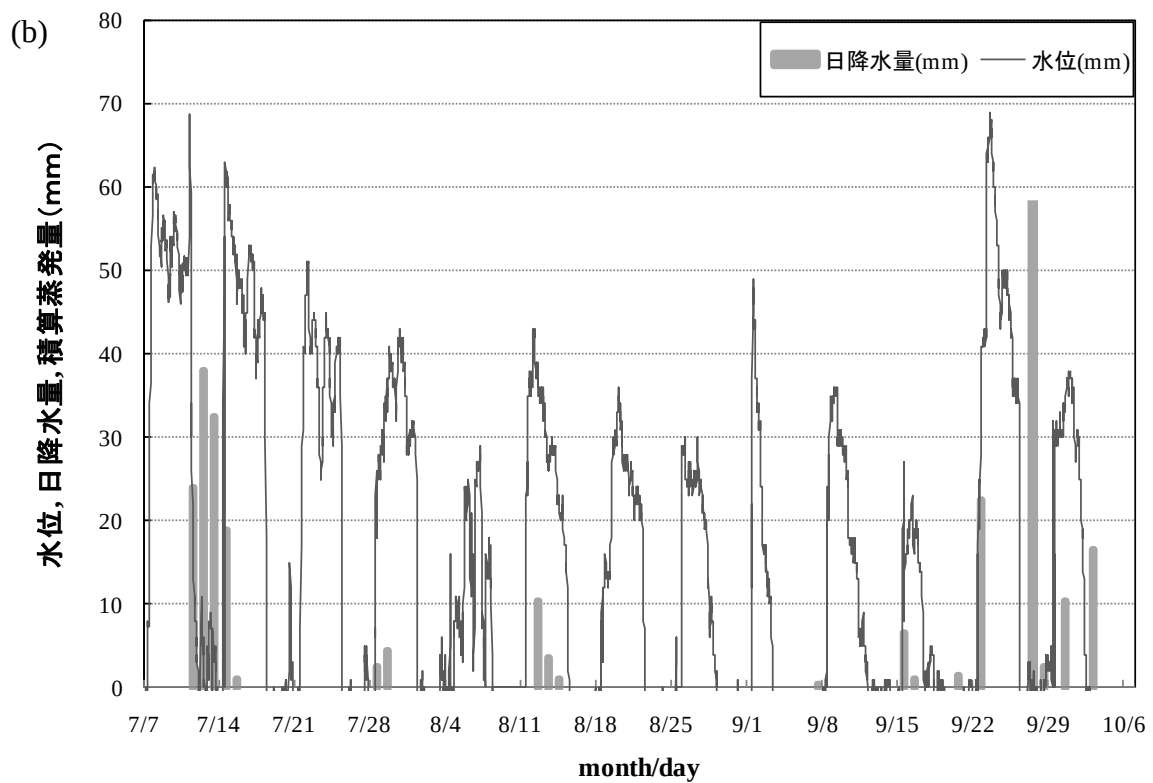
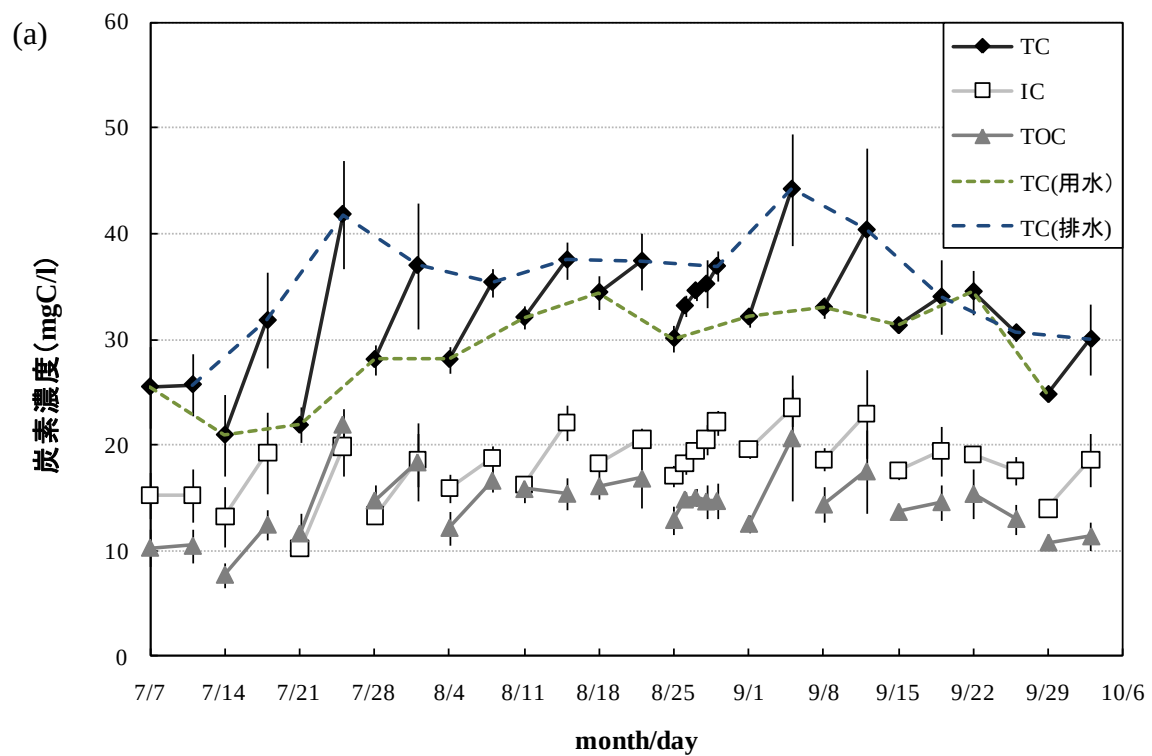


図 3. 水稻生育期間における(a)炭素濃度(b)水位、日降水量の変化

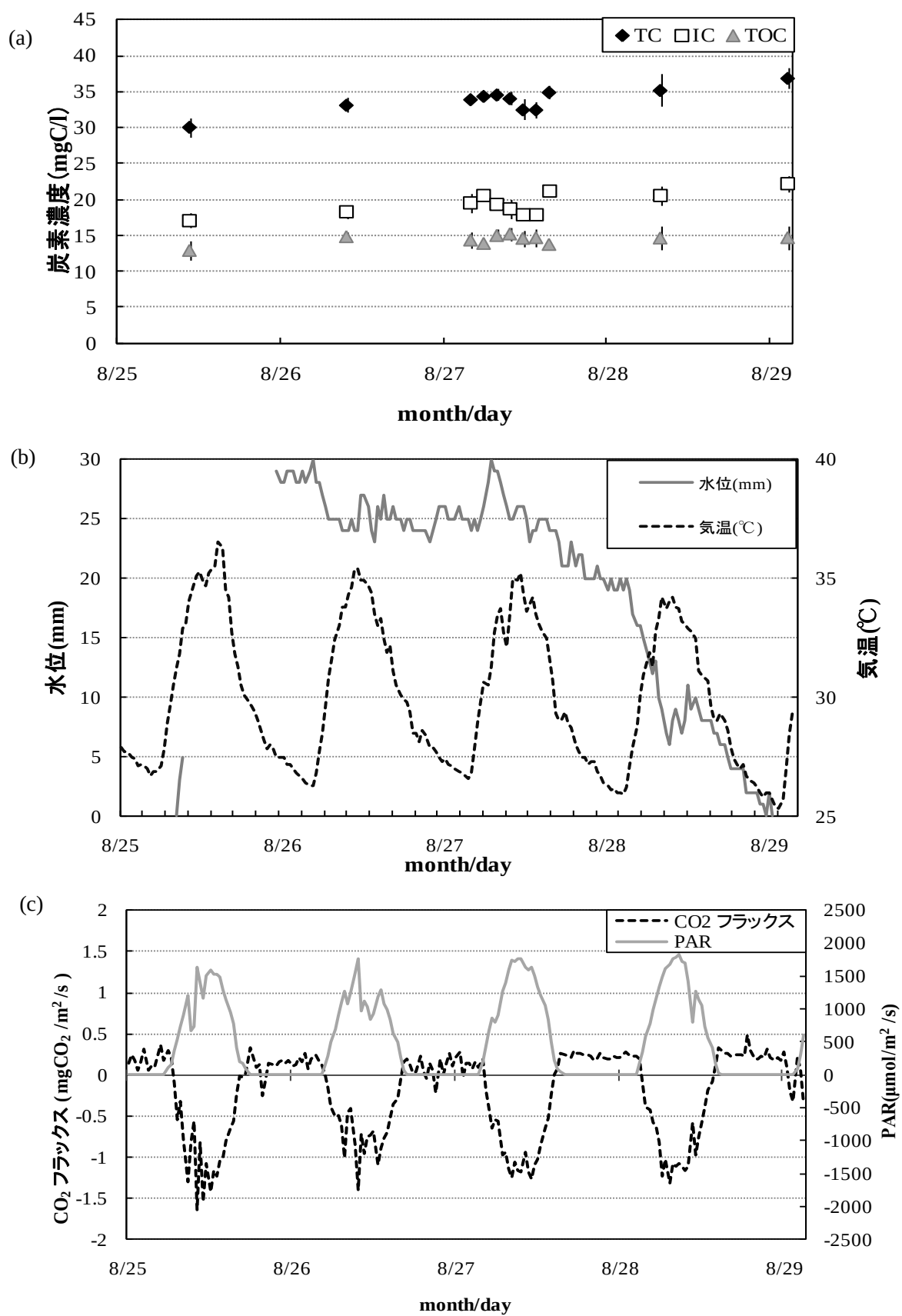


図 4. 集中観測期間 (8/25～8/29) における
(a)炭素濃度、(b)水位、気温、(c)日射量、CO₂ フラックスの変化

水稲耕作地からのメタン放出量評価

國塩惇大* (岡山大学環境理工学部)

梶原大輔、吉澤景介、岩田徹、山本晋 (岡山大学大学院環境学研究科)

1. はじめに

アジアには世界の水田の約9割が存在しており、温暖化に及ぼす影響を明らかにするためには、水田の炭素収支を定量的に評価しなければならない。メタンは温室効果ガスの1つであり、嫌気的な環境で有機物の分解により発生し、水田は主要な発生源の1つである。メタンは温暖化への寄与率も二酸化炭素に次いで大きいと言われており、水田の炭素収支を評価する上で重要な要素である。

本研究ではプロファイル法を用いて、水稲耕作地におけるメタンフラックスを算出した。得られたメタンフラックスを用いて、灌漑水や気温、水稲体の成長の影響を解析し、水稲耕作期間におけるメタン放出量を推定した。

2. 観測概要

観測は岡山県玉野市南七区にある大麦 - 水稲の二毛作田 (34°32' N、135°5'E、面積 1.4ha) において 2005 年以降連続的に実施している。本報告では 2009 年のデータを使用した。2009 年の水稲は 6 月 20 日に移植され、10 月 25 日に収穫された。水稲耕作期間中は 4 日間灌水させ、3 日間排水する水管理が行われた。

風向および風速は超音波風向風速温度計(DA-600, kaijo) を用いて測定した。測定に用いたサンプル空気は、地表面上 1.75m、0.91m、0.45m、0.20m の 4 高度にそれぞれ吸引口を設置して吸引を行い、2 分 30 秒ごとに電磁弁で切り換え、FID 式分析計(APHA-370, HORIBA) および湿度温度プローブ(HMP45, vaisala) へ導入した。4 高度から得られたメタン濃度と水蒸気濃度は 30 分平均値を算出し、プロファイル法によって

メタンフラックスを算出した。図 1 は観測に用いたプロファイルタワーである。

3. 解析方法

3.1 メタンフラックスの推定

以下の式を用いてメタンフラックスを算出した。

$$F_{CH_4} = -K_{CH_4} \frac{dCH_4}{dz} = -\frac{ku_*}{\phi_{CH_4}} \frac{dCH_4}{d \ln z} \quad (1)$$

ここで K_{CH_4} はメタンの拡散係数、 CH_4 はメタン濃度 (mg/m^3)、 z は測定高度 (m)、 k はカルマン係数 ($= 0.4$)、 u_* は摩擦速度、 ϕ_{CH_4} は無次元勾配を表す。メタン濃度の変動特性は水蒸気のスカラー量の変動特性と相似であると仮定し、 ϕ_{CH_4} の代わりに ϕ_{H_2O} を使用した。本圃場における大気の安定、不安定条件別に ϕ_{CH_4} は以下の式で表すことができる (多田, 2009)。

$$\phi_{CH_4} = \phi_{H_2O} = \begin{cases} 3(1-16\zeta)^{-1/2} & (\zeta \leq 0) \\ 3+5\zeta & (\zeta \geq 0) \end{cases} \quad (2)$$

ここで ζ はモニン・オブコフの安定度パラメータである。

3.2 データの選抜

算出したメタンフラックスは以下の条件によって選抜を行った。

1. メタン濃度のプロファイルにおいて、片対数グラフの近似直線が負の勾配である。
2. 片対数グラフの近似直線の R^2 値が 0.75 以上である。
3. 摩擦速度が 0.05m/s 以上である。
4. 吹送距離が十分にある(風向が 90°~240°)。

4. 結果と考察

4.1 水稻体の成長との関係

図2は2009年の水稻耕作期間におけるメタンフラックスの経時変化、図3は水稻体の植生の高さと LAI の経時変化である。2009 年のメタンフラックスは $1\sim 4\mu\text{gCH}_4/\text{m}^2/\text{s}$ となった。また 2008 年は $1\sim 5\mu\text{gCH}_4/\text{m}^2/\text{s}$ であった。

7月下旬からメタンフラックスは大きく増加しており、同じ時期に植生高と LAI も大きくなっていることがわかる。土壌で発生したメタンの約9割が水稻体を介して放出すると言われている (Holzapfel-Pschorn et al, 1986)。図4は7月上旬から8月上旬の水稻の様子である。7月上旬では地表面上に出ているのは大部分が葉であるが、8月上旬になると茎まで出ているのがわかる。メタンの放出は水稻体の生育状態の影響を受けていると考えられる。

4.2 灌漑水との関係

図5は8月下旬から9月上旬にかけてのメタンフラックスの経時変化である。網掛けの部分が灌漑期間である。灌漑を行った直後、メタンフラックスが一時的に減少している。これは灌漑水が土壌や水稻体などのメタンの放出経路に蓋をしている状態となり、大気への放出を妨げているためと考えられる。

また、灌漑してから日数を経るにつれて、メタンフラックスが増加していることもわかる。これは灌漑水が地表面を覆うことで、土壌中の嫌気性が大きくなったと推測される。灌漑水が排出されると、灌漑期間中に土壌内に溜まったメタンが放出し、メタンフラックスが増加したと考えられる。この傾向は 2008 年にも見ることができた。(多田, 2009)

4.3 気温との関係

図6はメタンフラックスと気温の関係を示したものである。メタンフラックスは気温の上昇により大きくなっている。図7は灌漑期間、排

水期間に分けて気温との関係を示したものである。灌漑期間には指数関係が見られ、 $\text{CH}_4\text{Flux} = 0.008e^{0.1639T}$ の式で表すことができる。2008 年のデータでは排水期間にも同じような指数関係が見られたが、2009 年の排水期間では、はっきりと見ることはできなかった。

5. まとめ

周期灌漑水田では水稻の成長状態がメタンの放出に影響を与えている。また、灌漑水が与える影響も大きい。灌漑すると土壌中が嫌気的になり、経時的にメタンが生成されている様子もわかる。メタンフラックスと気温との間には相関があると考え、欠損を補完することにより、水稻の生育期間全体のメタンフラックスを算出できる可能性がある。

参考文献

多田浩昭, 2009:「周期灌漑水田におけるメタンフラックスに関する研究」:平成 20 年度岡山大学環境理工学部環境デザイン工学科卒業論文.

Holzapfel-Pschorn,A.,Conrad,R. and Seiler,W, 1986: Effects of vegetation on the emission of methane from submerged paddy soil. Plant Soil, 92, 223-233.

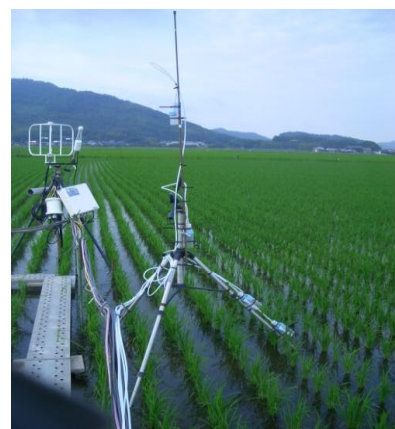


図 1 プロファイルタワー 2009 年 7 月 9 日撮影

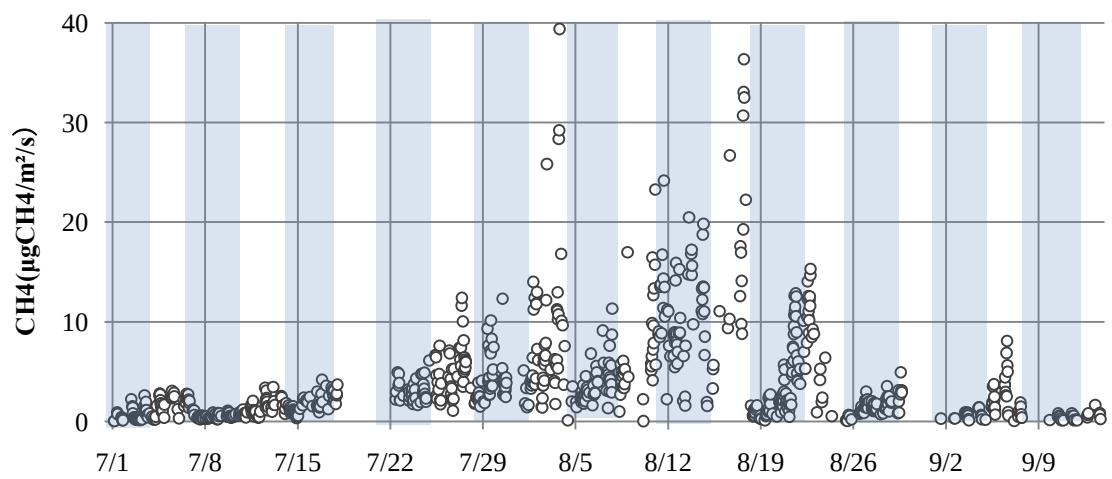


図 2 メタンフラックスの経時変化 (2009.7/1～9/14)

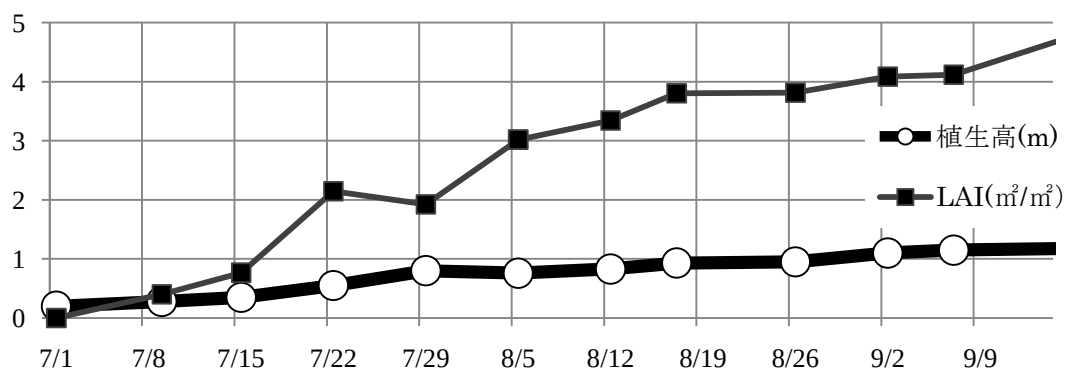


図 3 水稻体の植生高と LAI の経時変化 (2009.7/1～9/14)



図 4 水稻の成長状況 2009.7/9 撮影(左) 2009.7/22 撮影 (中央) 2009.8/5 撮影(右)

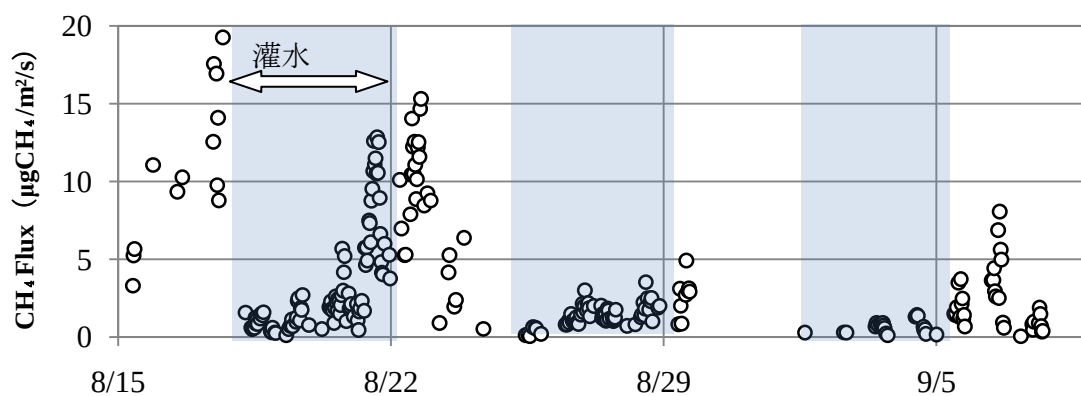


図 5 メタンフラックスの経時変化 (2009.8/15～9/8)

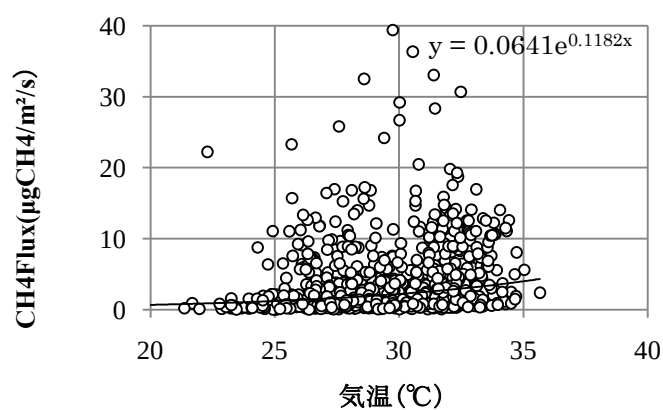


図 6 メタンフラックスと気温の関係 (2009.7/1～9/14)

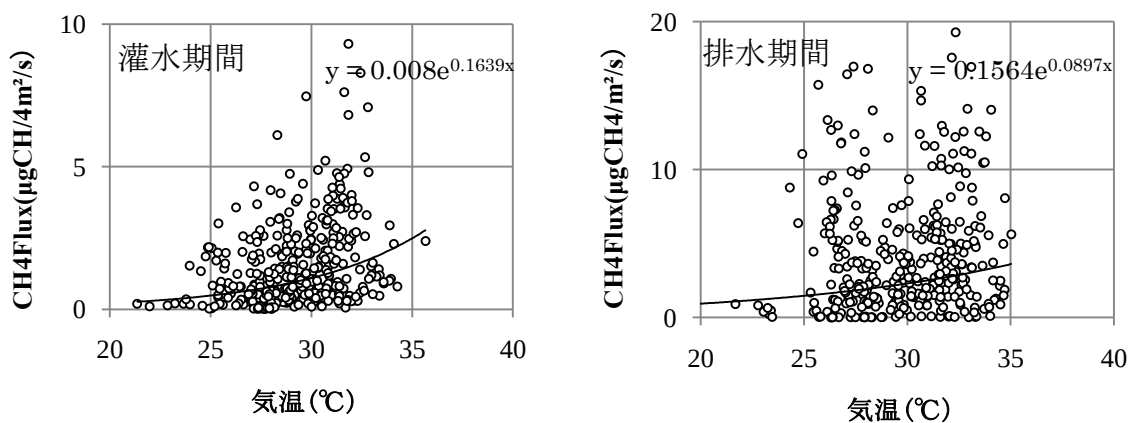


図 7 灌水期間 (左) と排水期間 (右) におけるメタンフラックスと気温の関係 (2009.7/1～9/14)

水田における水蒸気フラックスと降水量の 季節変化の特徴

* 山丹、柚山洋一、梶原大輔、岩田 徹、山本 晋
(岡山大学大学院環境学研究科)

1. はじめに

経済の急速な発展や人口の持続的増加に伴って、水の使用量の増大により都市では水資源の不足が問題になり、注目されている。農業用水は用水量の大部分を占めており、更に水田はモンスーンアジアを代表する農業生態系であるため、水田における水循環についての研究は農業用水量を適切に評価し、水資源を効率的に使用するために重要である。

水田における水収支は流入として降水量と灌漑水量、流出として蒸発散量、地下浸透量と排出量がある。この内蒸発散量は水循環の主要な構成要素であり、気温、PAR（光合成有効放射量）、降水量など気象因子と環境要因の影響を強く受ける。本研究では水稲単作水田を対象としてフラックスまたは気象要素の長期的観測により、気象条件の変化が蒸発散量に及ぼす影響を検討した。

2. 観測対象地の概要

本研究の観測は岡山県玉野市八浜町の児島湾にある岡山大学農学部付属八浜農場(北緯 34 度 29 分、東経 133 度 57 分)の水稲圃場で実施した。圃場の面積は約 300×300 m²であり、周辺は同様な水田で、主風向に対する吹走距離（フィッチ）は約 500m である。

水稲は 5 月中旬に稲籾が圃場に直接播種され、約 2 週間後に発芽した。6 月中旬に灌漑が始まり、稲の生育状況に応じて管理される。8 月下旬から 9 月上旬に出穂し、10 月中旬に刈り取りが行われた。

3. 測定方法

本研究では八浜サイトの 2008 年のデータを用いて解析を行った。潜熱フラックスの算出に必要な水蒸気濃度変動と風速変動は、超音波風速温度計と赤外線ガス分析計を使用し、10Hz でサンプリ

ングし、ハードディスクに記録して渦相関法により算出した。気温と PAR は 10 秒間隔でサンプリングし、データロガーに記録した。降水量は転倒ます型雨量計で測定された。測定器の詳細は表 1 に示す。

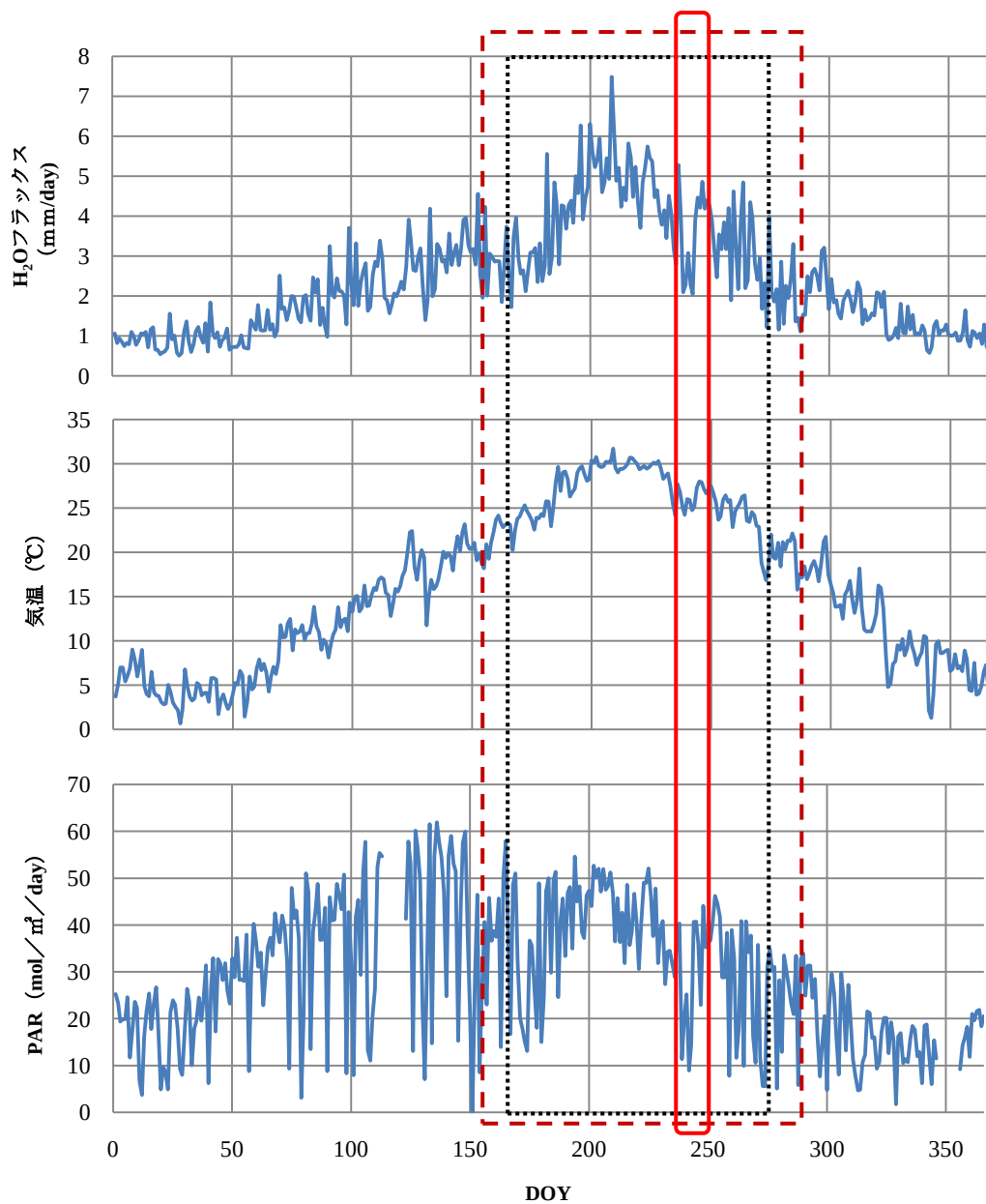
表 1 測定項目と測定器

風速の変動	超音波 風速温度計	Kaijo SAT-550
H ₂ O 濃度の 変動	赤外線 ガス分析計	LI-7500
気温	温湿度プローブ	Vaisala HMP45
PAR（光合成 有効放射）	光量子センサー	Li-Cor LI-190
降水量	転倒ます型 雨量計	OTA 34-T

4. 結果と考察

まず、水蒸気フラックス、気温、PAR の季節変化について調べた。そのグラフを図 1 に示す。ここで水蒸気フラックスと PAR は日積算値、気温は日平均値を取った。グラフを見ると、水蒸気フラックスは灌漑が始まった DOY165 あたりから稲の生長につれて急激に増加を続け、DOY200 前後にピークを迎え、その後は収穫まで緩やかに減少した。これは、非生育期には裸地表面からのみの蒸発が行われ、灌漑水が入ってからは湛水した水面からの蒸発、稲が発芽した後は稲からの蒸散が加わるためだと考えられる。

水蒸気フラックスは気温、PAR とよく似た季節変化をしており、気温と PAR が水蒸気フラックスに大きく影響を与えることがわかる。



 生育期
 出穂期
 灌漑期

図1 水蒸気フラックス、気温、PARの季節変化

次に、水蒸気フラックスと降水量の季節変化を図2に示す。値は5日間の積算値である。全体的に見ると春季と秋季には降水量が増加すると水蒸気フラックスが大きくなり、降水量が減少するとき水蒸気フラックスも小さくなっている。夏季のDOY170-220あたりの降水がない時期、水蒸気フラックスは増加しているが、灌漑期であり、地表が湛水しているためであると考えられる。

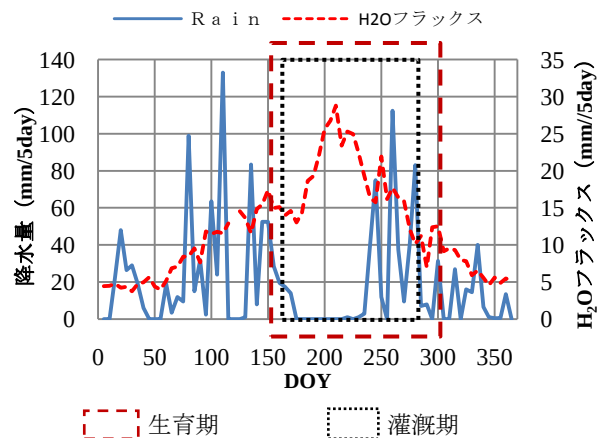


図2 H₂Oフラックスと降水量の季節変化

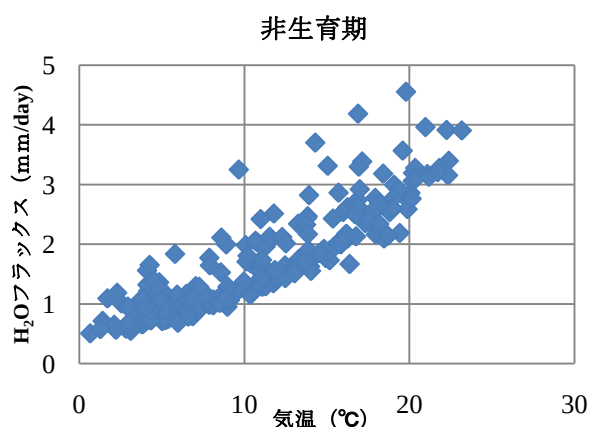
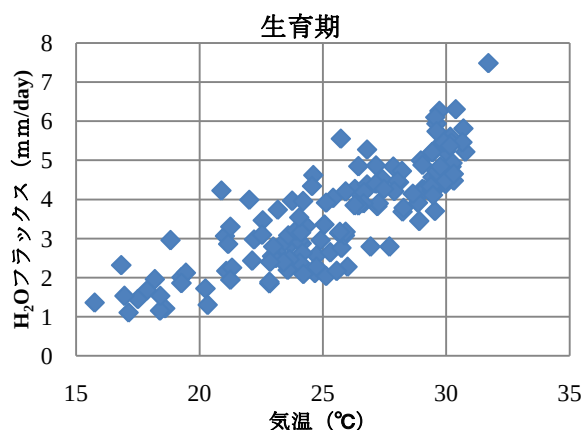


図 3-1 H₂O フラックスと気温の相関

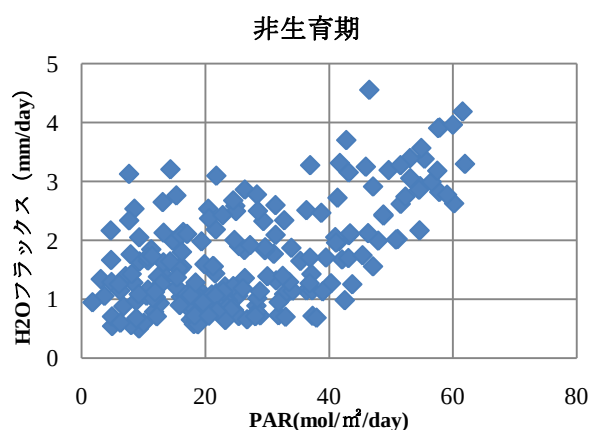
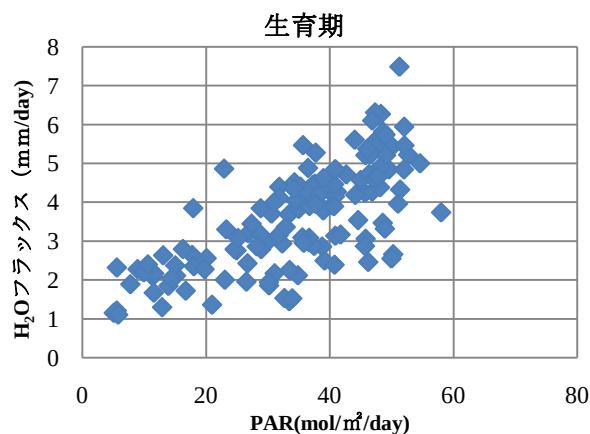


図 3-2 H₂O フラックスと PAR の相関

気温と PAR が水蒸気フラックスに与える影響を詳しく考察するため、水蒸気フラックスと気温、PAR の相関をそれぞれ生育期と非生育期に分けて解析し図 3 に示した。同様に水蒸気フラックスと PAR は日積算値、気温は日平均値を取った。

図 3-1 からわかるように、水蒸気フラックスは生育期と非生育期を通し、気温と正の相関があり、気温の上昇により蒸発散量が増大していることがわかる。

生育期における蒸発散は蒸発だけでなく、PAR の影響を受ける蒸散が加わるためばらつきが大きい。非生育期における蒸発散は地表面からの蒸発のみなので、気温は蒸発に与える影響が大きいことがわかる。

図 3-2 を見ると生育期に水蒸気フラックスは

PAR と正の相関があり、非生育期にははっきり相関が見えない。生育期には光合成活動による稲からの蒸散が効いて、非生育期は地表面からの蒸発のみであるためだと考えられる。

次に、細かい変化を調べるために生育期間における降雨が開始してから 1 週間の水蒸気フラックス、降水量、気温、PAR の時間変化を調べた。値は全て 30min 平均値を取り、図 4 に示す。降水時は気温、PAR、水蒸気フラックス何れも低い値を取り、雨が止んだ後は高くなっている。これは降雨中気温が低下、日射が減少するため蒸発散量が減少し、雨が止み天気がよくなって、日射量や気温が上昇するに従って、蒸発散量が大きくなるためである。

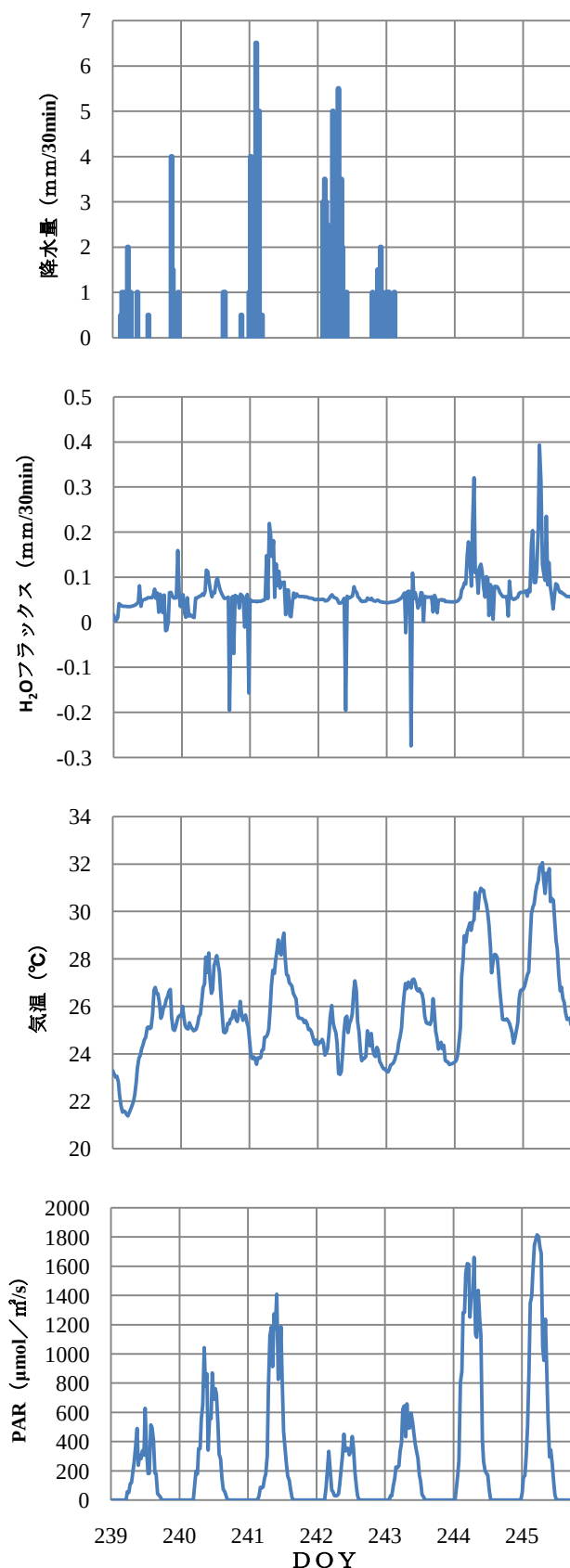


図4 降水量、H₂O フラックス、気温と PAR の時間変化

5. まとめ

本研究では水稲単作田における水蒸気フラックスの季節変化と気温、PAR、降水量との関係の考察を行った。

まず、水蒸気フラックスと気温、PAR の季節変化を調べた。気温と PAR は水蒸気フラックスに影響を与えと考えられた。また、水蒸気フラックスと降水量の関係を考察した。季節変化は春季、秋季に水蒸気フラックスが降水量に対応しているが、夏季に降水がない時水蒸気フラックスが増加し続けているのはこの時期地表面が湛水状態である水田の特徴が原因として考えられる。

次に、生育期と非生育期別の水蒸気フラックスと気温、PAR の相関関係をそれぞれ調べた結果生育期における水蒸気フラックスは非生育期に比べ大きい値が見られる。原因として生育期において稲からの蒸散が効いているのに対して非生育期には地表面からの蒸発のみであるということが考えられる。また、気温は蒸発に与える影響が大きく、PAR は蒸散に大きい影響を与えることがわかった。

続いて、短期的な例として 1 週間の時間変化を調べた。降水時には気温と日射量が下がるため、蒸発散量が減少し、雨が止むと気温と日射量が上がるため蒸発散量が増加する傾向が見られた。

参考文献：

近藤純正, 1994：水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支, 323-333

柚山洋一, 2010, 森林生態系における蒸発散量の季節変化、年々変動の要因と水収支の評価に関する研究, 岡山大学環境理工学部環境デザイン工学科卒業論文

梶原大輔, 2010, 単作田と二毛作田における二酸化炭素収支に関する研究, 岡山大学環境理工学部環境デザイン工学科卒業論文

Terra/MODIS データを用いたアラスカ針葉樹林火災跡の判別

大月基* (岡山大学環境理工学部), 岩田拓記, 原蘭芳信 (アラスカ大学国際北極圏

研究センター), 近本一宏, 岩田徹, 山本晋 (岡山大学大学院環境学研究科)

1. はじめに

地球温暖化の進行によりアラスカやシベリアなどの北極域における北方林では、温暖化の影響が顕著に現れていることが報告されている (Kimball et al., 2006)。またクロトウヒ林生態系は北方林の卓越種であり、北アメリカ大陸のアラスカやカナダ以北に広く分布しており、現在の気候下で二酸化炭素 (CO_2) の吸収源であることが報告されている (Ota et al., 2009, Ueyama et al., 2007)。

しかしアラスカでは頻繁に森林火災が起こり火災跡地での植生遷移により地表面の状態が年々変化している。それに伴って、 CO_2 の純生態系交換量 (Net Ecosystem Exchange, NEE) も年々変化することが考えられる。したがってアラスカのクロトウヒ林生態系における NEE をより正確に評価するためには、森林火災による植生の変化を考慮に入れることが必要である。本研究では、Terra 衛星に搭載されている中分解能撮像分光放射計 (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) のプロダクトデータから得られる植生指標や Landsat 衛星に搭載されている ETM+ センサーにより得られるデータから、火災前後での植生指標の変化や火災強度の空間分布を調べた。

2. 解析対象地及び使用データ

森林火災跡地での植生の回復過程や火災強度の分布を調べるため、アメリカ合衆国アラスカ州フェアバンクス市内にあるポーカーフラットサイト (PF サイト) の火災跡 ($65^{\circ}07\text{N}$, $147^{\circ}26\text{W}$, 標高 495m) を選択し、衛星データ解析を行った。PF サイトでは、2004 年 6 月下旬に森林火災が発生した。現在火災発生から約 6 年が経過しており、ラブラドルティリー (*Ledum Groenlandicum*) やブルーベリー (*Vaccinium uliginosum*) などの植物が林床に

生い茂っているが、クロトウヒは表面が炭のような状態であり、活性はゼロに等しいと推察される。火災発生直後の PF サイト周辺の空撮写真を図 1 に示す。PF サイトでは、2008 年 8 月より CO_2 フラックス観測が開始されている。



図 1 : PF サイトの様子

本研究では、米国国家航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration, NASA) が管理運営している、地球観測衛星 Terra の MODIS センサーにより得られたデータを使用する。今回は地表面反射率のプロダクトデータである MOD09、雲の影響などを取り除いた処理済の NDVI (Normalized Difference Vegetation Index, 正規化植生指数) 及び EVI (Enhanced Vegetation Index) のプロダクトデータである MOD13A2 を使用した。またアラスカの森林火災跡地における先行研究 (K.Kushida, 私信) では、解像度の高い ALOS 衛星データを用いて火災強度の推定を行う経験式が提案されている。その経験式から広域の Burn Ratio (火災によって植生がどの程度燃えたかを示す割合) を判定することは可能かどうかを調べるため、LANDSAT の衛星データも使用した。

3. LANDSATデータによる火災強度の評価

LANDSATの衛星データを用いて、先行研究(Kushida)で用いられた火災跡地の燃え具合を判別する指標 BRI (Burn Ratio Index) を計算した。この指標は植物の赤波長を吸収しやすく、緑波長を反射しやすいという特性を用いて、燃えた部分と燃えていない部分の判別を行っている。

$$BRI = (Green - Red) / (Green + Red)$$

ここで Green は緑波長領域の信号強度、Red は波長領域の信号強度を表す。

4. MODISデータによる指標の検討

まず MODIS データから PF サイトタワー (65.116926°N, 147.425883°W) 付近の 2000 年から 2009 年における 5 地点平均の BRI を計算した。次に MODIS センサーの衛星データから求められる植生指標が、森林火災によってどのように変化するかを調べるため、PF サイトにおける植生指数の時空間変化について調べた。ダウンロードした衛星データ (MOD09, MOD13A2) の中から、以下の指標を計算し、火災前後の変化、火災後の植生の再生過程を反映することが可能かを調べた。NIR は近赤外波長領域、Red は赤波長領域、Blue は青波長領域、Green は緑波長領域の信号強度を表す。

$$NDVI = (NIR - Red) / (NIR + Red)$$
$$GR = Green / (Red + Blue + Green)$$

2000 年から 2009 年までのデータについて、PF サイトタワー付近で、植生や土地の状態が近いと考えられる 5 地点を選び出した。そしてそれぞれの年・地点ごとに植生指標 (NDVI, GR) の 2000 年から 2009 年の 5 地点平均を算出し、季節変化を比較した。

5. 結果

5.1 火災強度の評価

PF サイトの上空写真と Burn Ratio の分布及び抽出した 5 地点の位置関係を図 2 に示す。PF サイトの実際の画像と Burn Ratio の画像を比較したところ、二つの画像で燃えた地点と燃え残った地点の場所が対応していることが分かった。この結果よ

り、先行研究 (K.Kushida) で用いられていた指標 BRI の経験式が、Landsat の衛星データで代替可能であり、BRI の画像から火災強度の判別は可能であると考えられる。さらに MODIS データから求めた 2000 年から 2009 年における 5 地点平均の BRI を図 3 に示す。2000 年から 2009 年の BRI を比較したところ、2004 年 6 月下旬に発生した火災によって、値が大きく減少し、火災前後での指標の変化がはっきりと分かる。特に 4 月から 8 月の植生シーズンの値は火災直後と翌年はほぼゼロになっている。2006 年以降は回復傾向にあるものの、シーズンの最大値は 1/3～半分以下となっていることが分かる。

5.2 PF の植生指数の時間変化

NDVI, GR の 2000 年から 2009 年の時系列及び火災が起こっていない地点のクロトウヒ林、現在の PF サイトの様子を図 4 に示す。NDVI は火災前は最大値が約 0.8 であったのに対し、火災直後の 2005 年は最大値が約 0.5、2006 年から 2009 年は最大値が約 0.6 となり火災前後での植生の変化がはっきりと判別できた。また 2005 年から 2007 年にかけて、NDVI が徐々に上昇していることが分かった。その要因としては、ラブラドルティーツーやブルーベリーなどの下層植生が火災後に徐々に生い茂った事が挙げられる。GR は火災前は最大値が約 0.5 であったのに対し、火災後は最大値が 0.4～0.45 程度になり、火災前後での指標の変化は判別できるものの NDVI ほど顕著ではない。また植生の回復傾向も表れない結果となった。

6. まとめ

PF サイトにおける今回の解析で LANDSAT の衛星データから燃えた地点と燃え残った地点の判別は可能であることが分かった。

今後、LANDSAT の 90m グリッドの衛星データを 500m グリッドに変換し、MODIS の 500m グリッドの衛星データと比較し、先行研究で用いられた指標が MODIS のデータで代替可能かどうかを調べていきたい。

参考文献

- [1] Justin Epting, David Verbyla, Brian Sorbel, 2005 : Evaluation of remotely sensed indices for assessing burn severity in interior Alaska using Landsat TM and ETM+, Remote Sensing of Environment 96, 330pp.
- [2] 植山雅仁, 2007 : アラスカにおける大気－森林間の二酸化炭素とメタンの交換量の評価, 岡山大学博士論文, 120－125pp
- [3] 太田雄二, 2009 : 人口衛星データを用いた北米クロトウヒ林生態系における二酸化炭素交換量推定に関する研究, 岡山大学修士論文, 1-2pp
- [4] Kimball, K.S., Zhao, M., McDonald, K.C. and Running, S.W., 2006. Satellite remote sensing of terrestrial net primary production of the pan-arctic basin and Alaska, Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, doi:1007/s11027-005-9014-5.

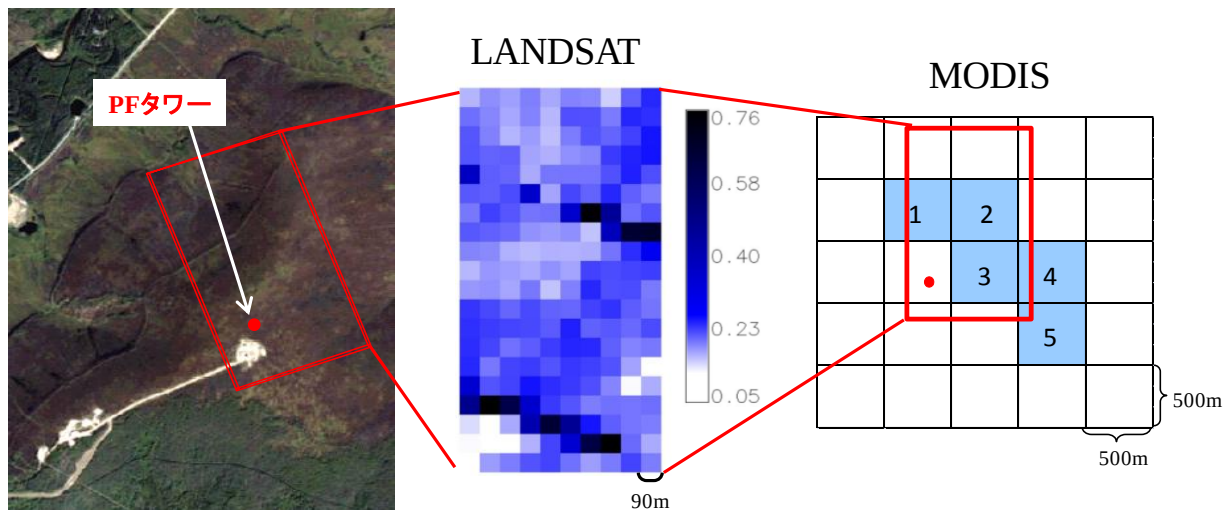


図 2 : PF サイトの空撮写真, LANDSAT からの BRI 分布, MODIS から抽出した 5 地点位置関係の様子

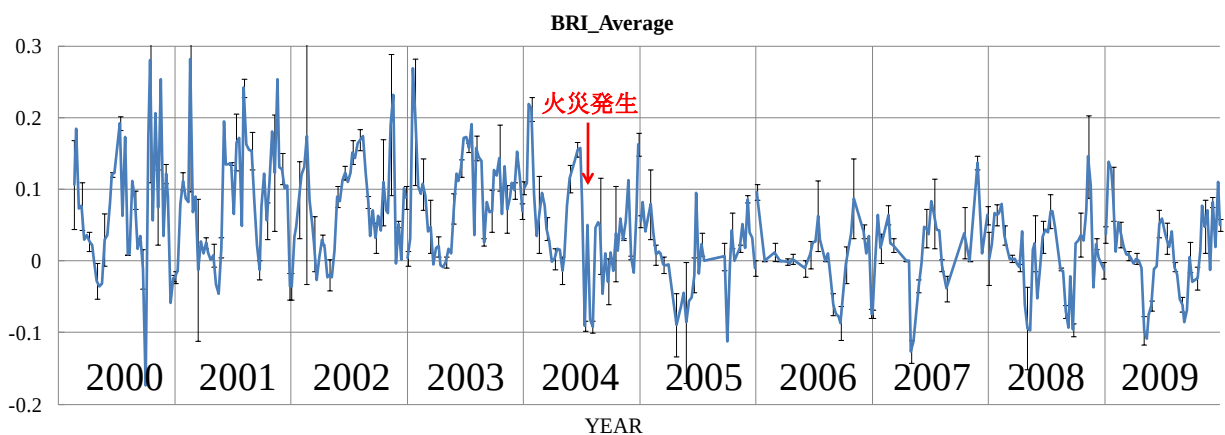
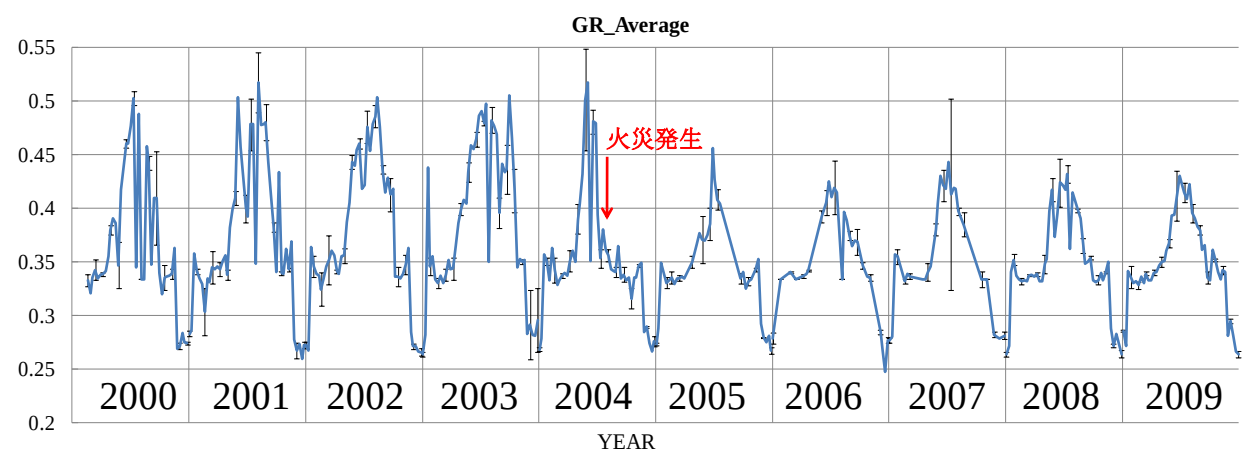
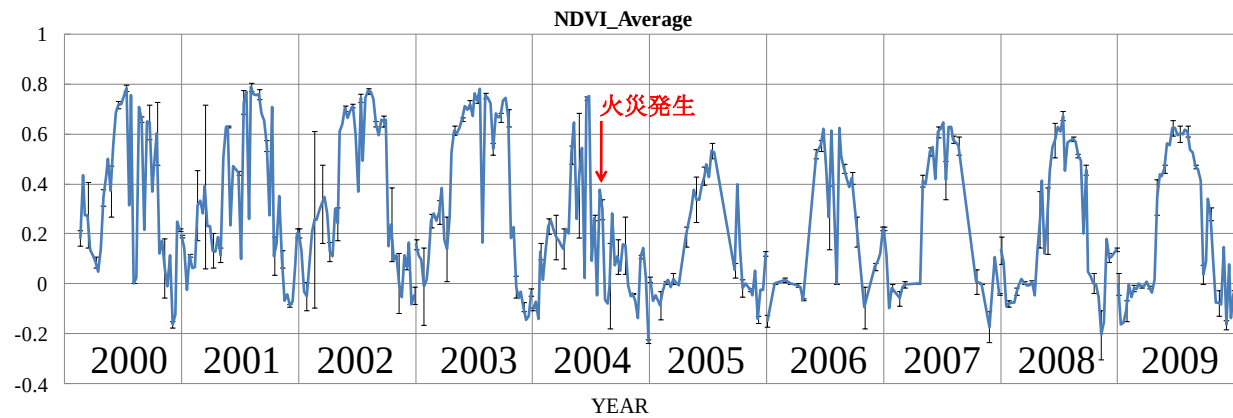


図 3 : MODIS データから計算した PF サイトタワー付近 5 地点平均の BRI



火災が起こっていないクロトウヒ林



PFサイトの現在の様子(2010年6月撮影)

図4：PFサイトでのNDVI，GRの2000－2009年時系列と火災が起こっていないクロトウヒ林，現在のPFサイトの様子(2004年6月下旬火災発生)

台風 Francisco (T0118) の初期渦形成過程

*吉田龍二・石川裕彦（京都大学・防災研究所）

1. はじめに

台風の発生は一般に初期渦の形成である発生段階とそのあと台風強度に達するまでの発達段階に分けられる。本研究では前者の初期渦の形成を取り扱う。この現象は数100kmのスケールで起きる現象であり、空間的にも時間的にも密な観測結果や数値モデルのデータが必要となるため最近になって盛んに研究されるようになってきた。これまでに、航空機観測や数値モデルを使用した研究によって、大きく2つの形成過程が提唱されている。1つはTop-Down仮説(Bister and Emanuel 1997, Ritchie and Holland 1997), もう一方はBottom-Up仮説(Montgomery 2006, Kieu and Zhang 2008)である。しかし、これらの仮説が検証された台風発生事例が少なく、実際の初期渦形成過程を説明することができるかどうかは明らかではない。そこで本研究では数値モデルを用いて、実現象を再現することで、台風の初期渦形成を詳細に調べ、前述の仮説によって説明できるものかどうか検証することを目的とする。

2. 数値モデルの設定

対象とした事例は北西太平洋上で発生した台風 Francisco (T0118) であり、数値モデルはメソ気象モデル WRF-ARW version 3.0.1.1 (Skamarock et al. 2008)を用いた。ドメインは2-way ネスティングを用いて4段階とり、水平格子幅は第1ドメイン:27km, 第2:9km, 第3:3km, 第4:1kmとした。初期値・境界値にはNCEP/FNLを用い、6日間の時間積分を行った。

3. 結果と考察

JTWC のベストトラックデータによれば Francisco は2001年9月17日06UTCに北緯13.5度、東経166.5度にてTDになったとされている。数値モデルによって再現さ

れたTDの17日06UTCにおける渦中心の位置はベストトラックより3度ほど北にシフトしている。また、同時刻には下層渦付近の地上風速は18m/sを超えていたため、現実よりも早くTDとなり発達ははじまっている。

再現された Francisco の発生における1つめの特徴は、中層にメソ渦が存在していることである(図1の破線の円)。このメソ渦はほぼ融解層のすぐ上に存在し、周囲に活発な対流域を持っているため、MCVだと考えられる。

2つめの特徴はTD発生に先立ち対流圏下層に低気圧性の渦が存在し、さらにこれら2つの下層渦が17日00UTCから09UTCにかけて併合する様子がみられることである(図1A~Cの丸印と三角印)。この併合に対応して背の高い雲域が発達する(図1A~Cのシェード)。下層渦の1つは中層のメソ渦の下に偶然に移動しくるように見え、下層渦が中層渦の下へ進入したあと、それまでメソ渦の周りでのみ活発であった対流が、メソ渦の下でも活発になった、このようにして下層と中層の渦のカップリングが進んだと考えられる。

図1で示した下層渦の併合が起きている時のPVの断面図を描いたものが図2A~Cである。下層渦1と記したものは中層にも循環が見られ、前述のメソ渦とのカップリングが確認できる。下層渦1, 下層渦2の両方とも下層から上層へ伸びた強いPVを伴っていることが特徴である。2つの強いPV域は徐々に接近し、図2Cでは併合している様子がわかる。図には示していないが、図2Cのあと3時間後には強いPVの領域には対流が立たなくなり、壁雲が形成され始めていた。このように、中層にあるメソ渦と下層の渦がカップリングしたあと、渦の周りに対流が強化され、これによって強いPVをもった複数の対流が励起された。そしてこの鉛直に伸びたPVをもつ対流が併合しスケールアップしていくことでTDの初期渦を形成したと考えられる。

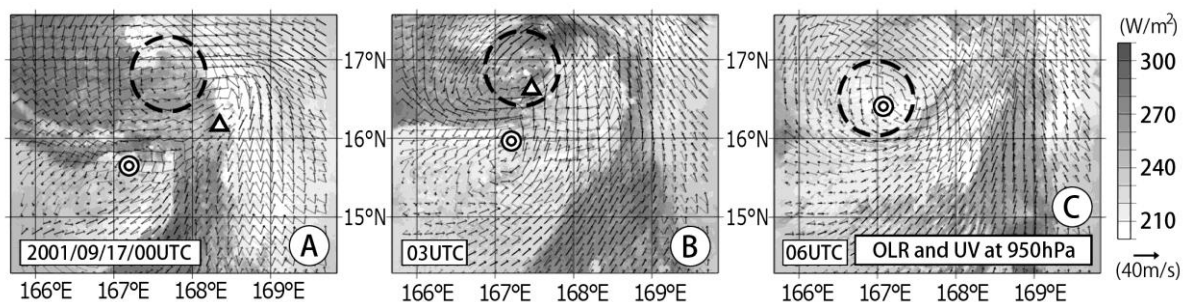


図1. T0118事例の数値シミュレーション結果ですべて第4ドメイン(1km格子間隔)の出力である。A~CはOLRと950hPa面の風。破線の円は中層のメソ渦を示す。左から2001年9月17日00, 03, 06UTCと並ぶ。Aの◎と△は下層渦の位置を示す。

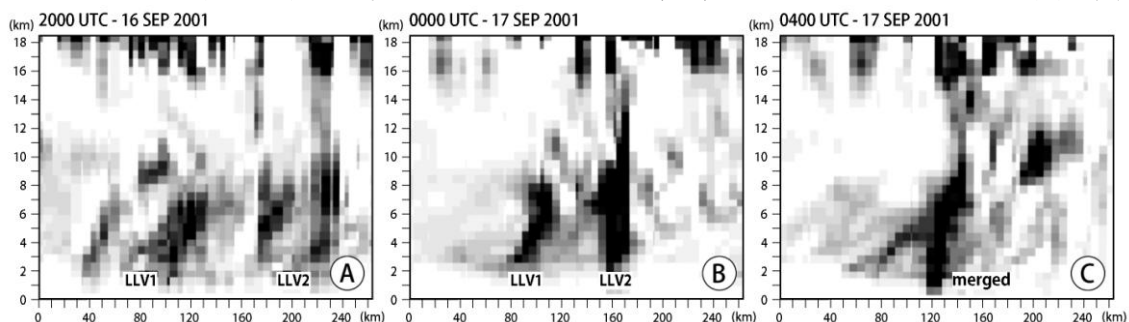


図2. T0118事例の数値シミュレーション結果ですべて第2ドメイン(9km格子間隔)の出力を利用して描いたPVの鉛直断面図である。LLV1, LLV2と示しているのが下層渦であり、LLV1は図1の◎, LLV2は△に相当する。

夜間から早朝に発生する短時間強雨の特徴

牧田広道・亀井雅章（大阪管区気象台）

要旨

今年、大阪府内で発表された大雨警報9事例のうち、3事例が夜間から早朝の時間帯に発表された。3事例を解析した結果、不安定場の中で各事例に特有な特徴が得られた。北部から南下した局所的な乾燥域（衛星の水蒸気画像）、下層を通過したシア（ウインドプロファイラ）、下層シアの前面を紀伊水道から大阪湾・淀川沿いに補給された水蒸気（可降水量、水蒸気移流量）が各事例の大雨監視のポイントの一つであることがわかった。

1. はじめに

大阪府では今年の暖候期に大雨・洪水警報が9回発表された。総観場の分類は、梅雨前線、台風、熱雷、不安定各2事例、前線南下1事例であった。本研究では、夜間から早朝の時間帯に発表された3事例について解析した（8月21日、9月3日、9月23日）。不安定場の中で大雨発生トリガーとなった要因を見出し、実況監視手法の向上に繋げることが目的である。第1表には不安定指数等を、第1図には各事例のレーダー・エコーの推移を示す。時間は全て日本時間である。

2. 事例解析

2.1 2010年8月21日（事例1）

2.1.1 概要

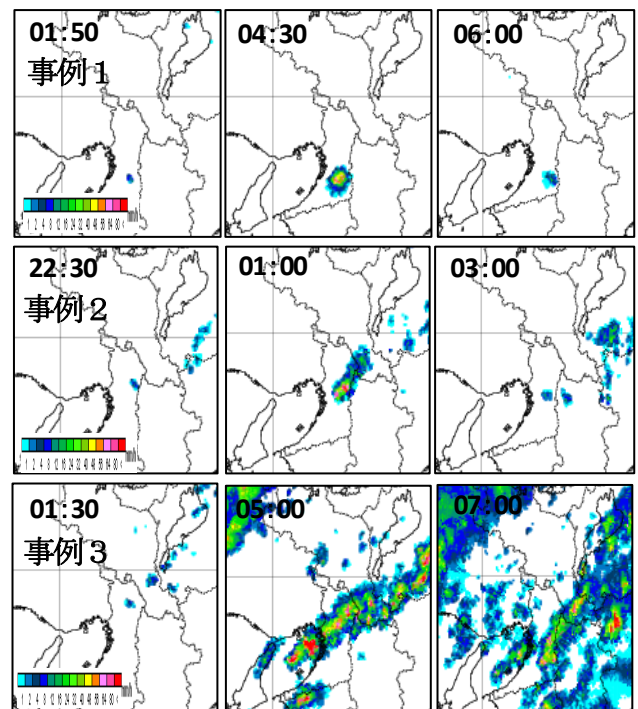
8月21日02時過ぎに南河内の富田林市付近で発生した弱いエコーはその後急速に発達し、大阪狭山市付近では04時30分までの1時間に72mmの非常に激しい雨が観測された（第1図）。

2.1.2 総観場

地上は日本の東海上に中心を持つ高気圧が西に張り出していた。上空には目立ったトラフはなかったが、弱い寒気（500hPa面で -3°C 前後）が残ったため、前日の日中は不安定な天気であった。

2.1.3 環境場の形成

下層925hPa面の毎時大気解析によると、02時に降紀伊水道沿いで南から南西風が卓越してきた（第2図）。泉州・南河内では大阪湾からの西風が和泉山地からの南風との間で収束していた（第3図）。不安定場の中で、



第1図 各事例のレーダー・エコーの推移

8月21日（事例1）、9月3日（事例2）、9月23日（事例3）

下層での暖湿気の流入と地上での収束線の形成により、大雨の発生条件は整っていた。

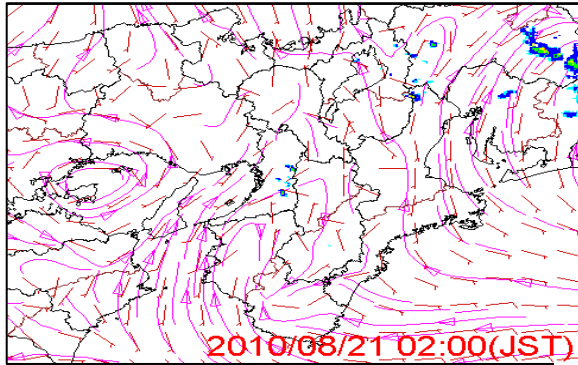
2.1.4 トリガー

衛星の水蒸気画像によると、01時頃に近畿北部にあった乾燥域（暗域、第4図）は06時頃には近畿南部まで南下した。エコーは乾燥域の南側で顕在化したこと

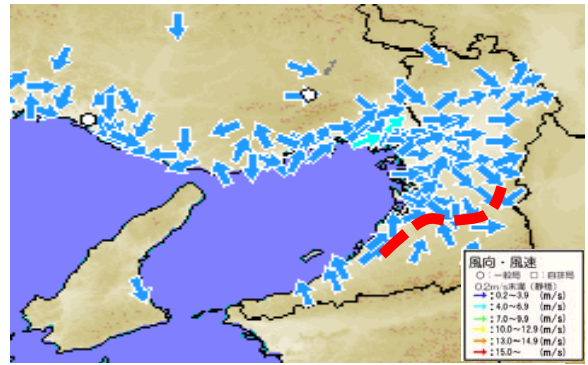
第1表 潮岬高層資料等による3事例の安定度の比較

PW(大阪)は大阪管区気象台上空の可降水量を示す。

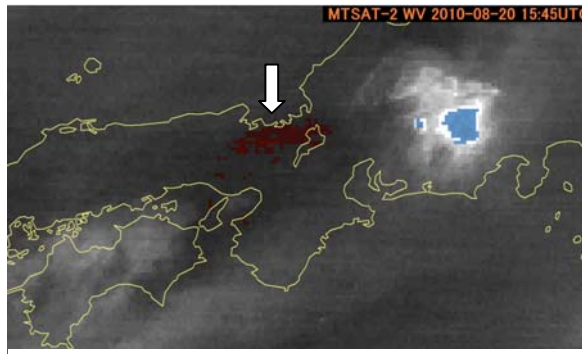
潮岬高層	T_{500} ($^{\circ}\text{C}$)	SSI	K-index	PW (mm)	$\theta_e(850)$ (K)	$w(850)$ (g/kg)	$\Delta\text{LCL-LFC}$ (hPa)	PW(大阪) (mm)
2010年8月20日21時	-2.9	0.23	33.3	57.9	350	14.2	49	54
8月21日09時	-3.7	0.35	29.3	50.8	347	14.0	102	58
2010年9月2日21時	-2.5	1.95	33.7	56.6	346	13.6	73	60
9月3日09時	-2.3	2.94	32.8	51.2	344	12.9	87	54
2010年9月22日21時	-6.1	-1.16	32.7	49.3	345	13.3	16	58
9月23日09時	-6.9	-2.16	33.6	49.5	345	13.6	72	54



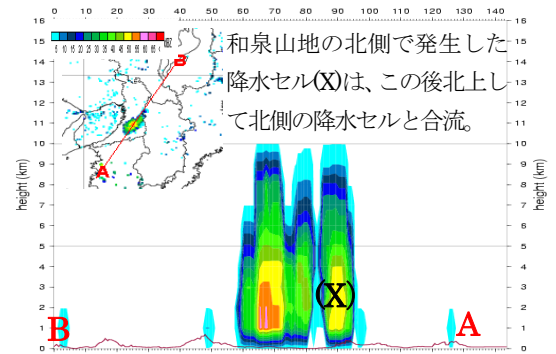
第2図 925hPa面の毎時大気解析（8月21日02時）
紀伊水道沿いでは南風が揃い大阪湾に流入してきた。



第3図 8月21日02時の風分布
（“そらまめ君”より引用） 太い点線はシアアを示す。



第4図 8月21日01時の水蒸気画像（⇒は局所的な暗域を示す） 暗域は中上層の風に流され南下した。



第5図 8月21日03時20分のエコー断面図（AB間） 図中の（X）は着目した降水セル

から、上空の乾燥空気塊が周囲の気温を下げることで不安定をさらに増長したことが推定された。なお、大阪府付近での水蒸気移流量には大雨前後で大きな変化は見られなかった（第2表）。

2.1.5 メソ的な特徴

大阪狭山市付近の停滞したエコーの南側では、和泉山地の北側で発生したエコーが北上しており、停滞性のエコーと移動性のエコーとの合流が見られた（第5図）。また、エコーの各ステージを vil（鉛直積算雨量）の10分間偏差（dvil）で見ると、発生期から成長期にかけて正偏差が卓越するが、負偏差が卓越して急速に衰弱期に向かうといった特徴が見られた（第6図）。

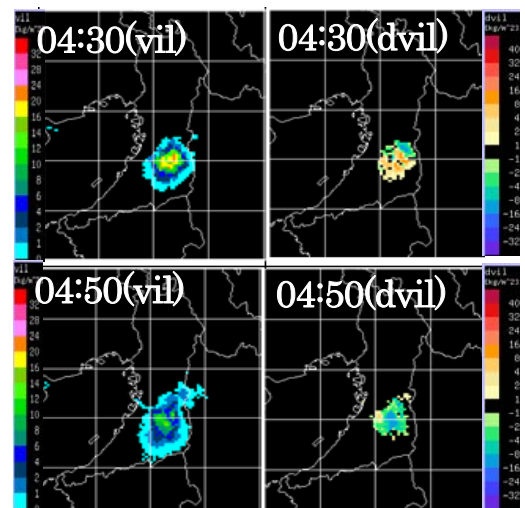
2.2 2010年9月3日（事例2）

2.2.1 概要

9月2日23時過ぎに東部大阪の大東市付近で発生したエコーはその後急速に発達し、3日01時20分までの1時間に東大阪市付近で70mmの非常に激しい雨が観測された（第1図）。

2.2.2 総観場

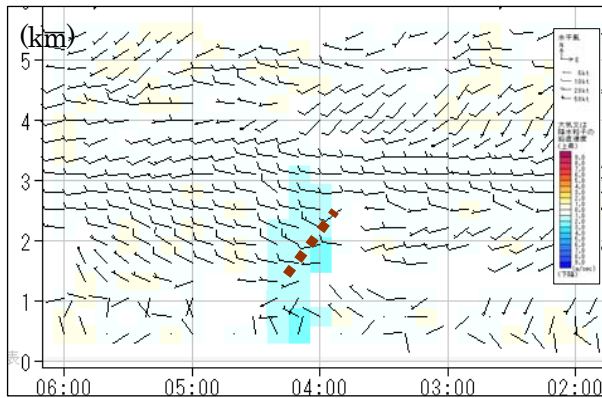
地上では日本海中部に熱帯低気圧があり、その南側には潜在的な前線が北陸地方から中国地方にのびていた。上空には明瞭なトラフはなかったが、事例1と同様に500hPa面で -3°C 前後の寒気が残っていた。



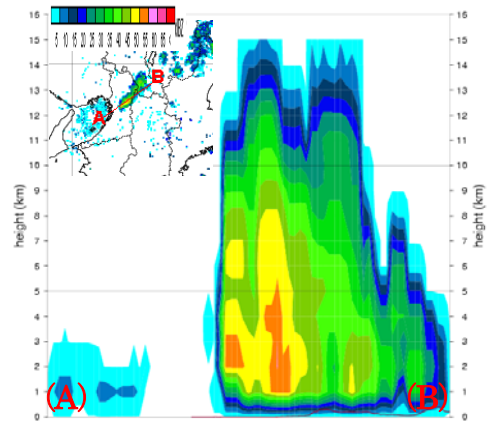
第6図 04時30分と04時50分のvilとdvilの分布

2.2.3 環境場の形成

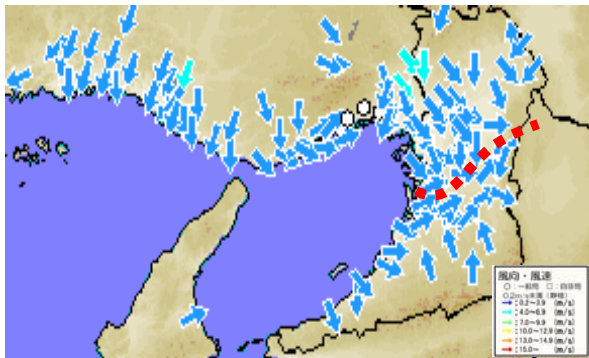
下層850hPa面の毎時大気解析によると、3日00時過ぎから04時頃にかけてシアアが通過した。シアアの南側では南西風が卓越していた。この頃、大阪湾からの西風は東部大阪付近の東風との間で収束していた。事例1と同様に、不安定場の中で、下層での暖湿気の流入と地上での収束線の形成により、大雨の発生条件は整っていた。



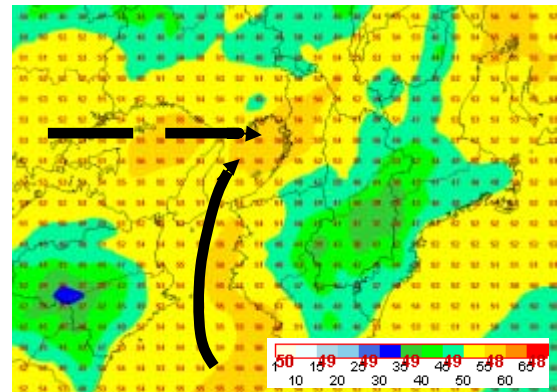
第7図 名古屋ウインドプロファイラ
9月3日02時～06時 時間経過は右から左



第8図 9月3日01時のエコー断面図 (AB間)



第9図 9月23日04時の風分布 (“そらまめ君” より引用)



第10図 23日03時の可降水量

MSMの23日03時初期値解析。06時には紀伊水道と瀬戸内海から可降水量の移流がさらに加わる。

2.2.4 トリガー

01 時頃に東大阪市付近で大雨をもたらせたエコーは04 時頃には名古屋付近に達した。名古屋ウインドプロファイラでは04 時頃に高度約2km をシアアの通過が確認できる (第7図)。このシアアは2日22 時頃に中国地方にあった前線位相に対応したもので、北陸地方にあった別の前線位相と合流することで顕在化したと推定される。なお、大阪府付近での水蒸気移流量には大雨前後で顕著な変化が見られた (第2表)。

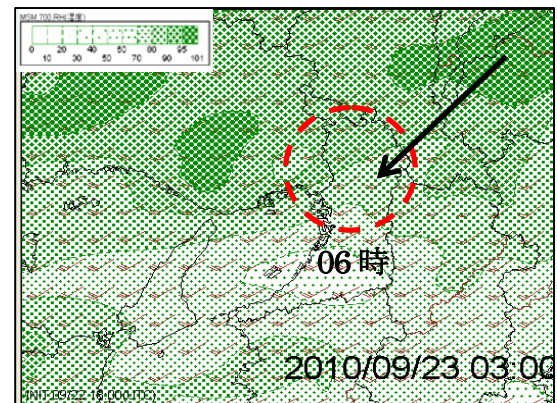
2.2.5 メソ的な特徴

発達した降水エコーの中には、いくつかの対流セルが存在している。個々の対流セルの動きをみると、対流セルが1つの降水エコーの中で盛衰を繰り返している段階から、突然移動速度を増す段階に移る (第8図)。対流セルが降水エコー内での水蒸気の補給がなくなると新たな水蒸気を求めて降水エコーから飛び出すことと関係しているかもしれないが、詳細は不明である。この段階で大雨のピークは過ぎることになる。

2.3 2010年9月23日 (事例3)

2.3.1 概要

9月23日01時頃に京都市付近で発生したエコーはその後急速に発達し、大阪市西区等で05時までの1時間に約50mmの非常に激しい雨となった (第1図)。



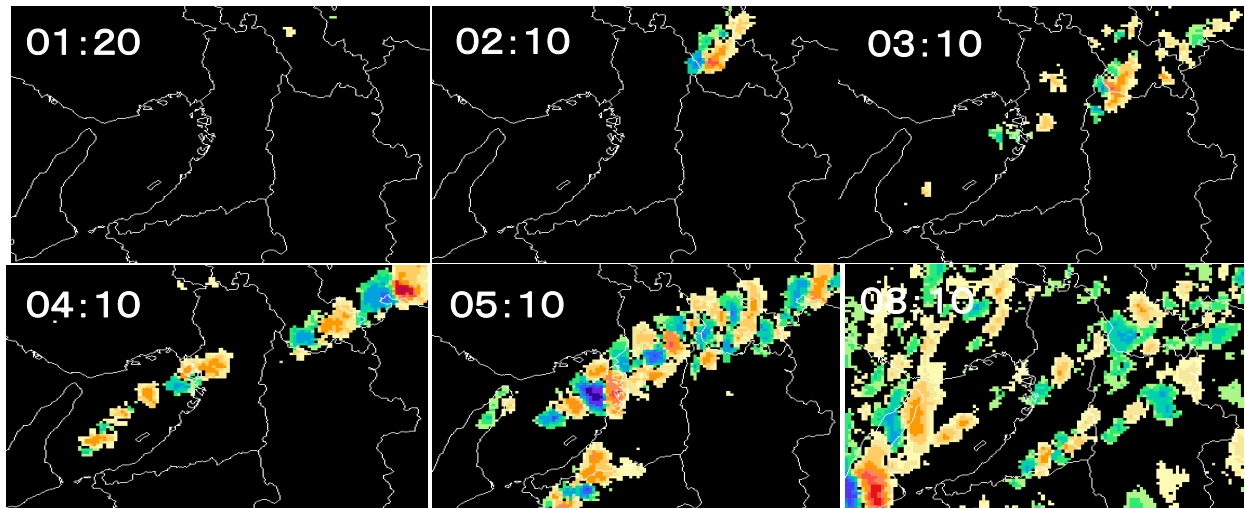
第11図 23日03時の700hPa面の湿度分布
MSMの23日03時初期値解析。矢羽は移動方向。

2.3.2 総観場

地上では9月22日は近畿北部に停滞前線がありゆっくり南下していた。近畿地方での前線の活動は22日夜は一旦小康状態となったが、23日未明から再び顕在化した。上層は西谷の場が深まっていた。

2.3.3 環境場の形成

925hPa面の毎時大気解析によると、前線に対応した



第12図 dvil で見た降水エコーのステージ毎の特徴（9月23日01時20分～08時10分、凡例は第6図参照）

01時20分」京都山城付近に点エコーが発生。02時10分」降水エコーは3つのセルで構成される。03時10分」収束線周辺で弱い降水エコーが発生。大雨の環境場が形成。04時10分」収束線上の降水エコー内では個々の降水セルがセル同士で結合し始める。線状エコーの形成に加速度的に向かう。05時10分」降水エコーの発達は止められず、降水セルは水蒸気の補給がなくなるまで盛衰を繰り返す。08時10分」降水セルの結合は弱まり線状の形態は急速に崩れる。大雨は解消する。

シアーが04時から05時頃にかけて大阪府を通過した。シアーの南側では南西風が卓越していた。この頃の地上では、22日21時頃に北大阪にあったシアーが、04時頃には大阪市西区付近まで南下した（第9図）。事例1や事例2と同様に、不安定場の中で、下層での暖湿気の流入と地上での収束線の形成により、大雨の発生条件は整っていた。

2.3.4 トリガー

西日本を東西にのびる前線は、下層の暖湿気が入りやすい中国地方で顕在化した。近畿地方で一旦小康状態となった前線が再び活発化したトリガーとして、下層シアーの通過があった。さらに、大阪湾から滋賀県にかけての水蒸気の局所的な移流がシアー通過に重なりエコーを顕在化させたと推定される（第10図）。事例1、事例2とは異なり発達したエコーは下層シアーにより持ち上げられた中層の高湿な領域にも対応していた（第11図）。なお、大阪府付近での水蒸気移流量には事例2と同様に大雨前後で顕著な変化が見られた（第2表）。3事例とも、大雨直前に西風成分の水蒸気量が増加したことが共通している。大阪湾からの水蒸気の補給が大雨発生に重要となることが示唆される。

2.3.5 メソ的な特徴

京都市付近で発生したエコーは、下層シアーに沿って中層の流れとは反対に南西方向の大阪湾に向かって拡大していった。エコーが移動したのではなく、大阪湾付近で新たに発生し、あたかも南西方向に移動しているように見えた。第12図にはエコーの特徴を示す。降水セルはdvilの負偏差域をdvilの正偏差域が取り囲むように規則的に分布している。さらに、降水セル

第2表 事例毎の水蒸気移流量の見積もり
大阪管区気象台の気象要素（風と露点温度）から推定

水蒸気移流量(℃・m/s)	U*露点 +:西風	V*露点 +:南風	合計
事例1(大雨発生前の3時間平均)	53.6	0	53.6
大雨発生後の3時間平均	36.4	0	36.4
事例2(大雨発生前の3時間平均)	61.8	-8.2	53.7
大雨発生後の3時間平均	-32.1	12.8	-19.3
事例3(大雨発生前の3時間平均)	36.8	-22.3	14.5
大雨発生後の3時間平均	-21.3	-33.1	-54.4

は結合を繰り返しながら1つの降水系を成している様子が伺える。

3. まとめ

大雨の3条件が揃っているという状況下、予報現場での着目点を次のようにまとめることができる。

(1) 衛星画像（事例1）

モデルでは表現できない局所的なシグナルを発する場合があり、水蒸気画像の解析が有効である。

(2) ウインドプロファイラ（事例2）

エコーの急発達の監視にウインドプロファイラによるシアー解析が有効である。

(3) 水蒸気量の分布（事例2、3）

水蒸気量の大小（補給経路）とエコーの移動方向は対応しており、大阪湾からの西風成分の水蒸気量に着目することが有効である。

(4) dvilによる降水セルの監視（事例1、2、3）

dvilは降水エコーの盛衰を視覚的に表現している。ステージ毎の降水セルの分布をパターン化しておくことで、実況監視に有効活用できると思われる。

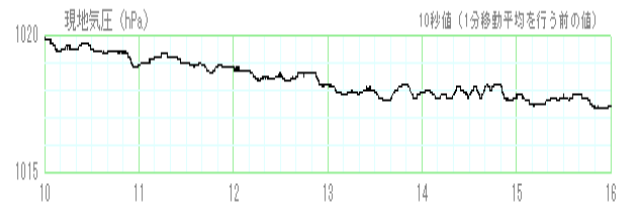
2010 年 4 月 16 日に中国・四国地方で見られた波状エコーについて

*岡崎賢治 (岡山地方气象台) 本田英司 (岡山空港出張所)

1. はじめに

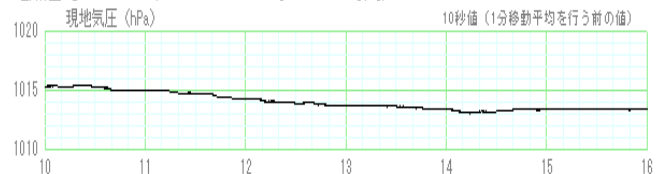
2010年4月16日、ある一定の間隔をあけて広がる波状の降水エコーが日中にわたって中国・四国・近畿地方で観測された。発生源は安芸灘付近で、その付近で発生しては北東の方に進行していった。それぞれのバンドは小さいいくつかの対流セルの列から構成されており、進行方向に進むにつれてエコー頂高度が高く、また反射強度も大きくなっていった(第1図参照)。一方、地上の気圧変化を10秒値でみると、気圧の変動の形状が波状になっている特徴がみられた。この特徴はその日の中国・四国地方の数か所で見られたが、広島市のように降水エコーのあまりかからなかった地点ではその特徴が見られず、一方岡山市ではその特徴が特に顕著であった。周期は一番波状が明瞭な時間帯で10分程度、振幅は最大で0.5hPaほどであった(第2,3図参照)。この日の天候は前日の夕方予報に雨を予想しておらず、当日の朝予報は雨を予想したが降り出しの時間帯の見積もりなどが大きく外れ、問い合わせの対応に苦慮した。このようなエコーが発生した原因を探ることは天気予報が外れたことの原因を知ることにもつながり、気

地点番号: 47768 (2010/04/16 16時までの6時間)



第2図 4月16日10時～16時の気圧の10秒値 (岡山)

地点番号: 47765 (2010/04/16 16時までの6時間)

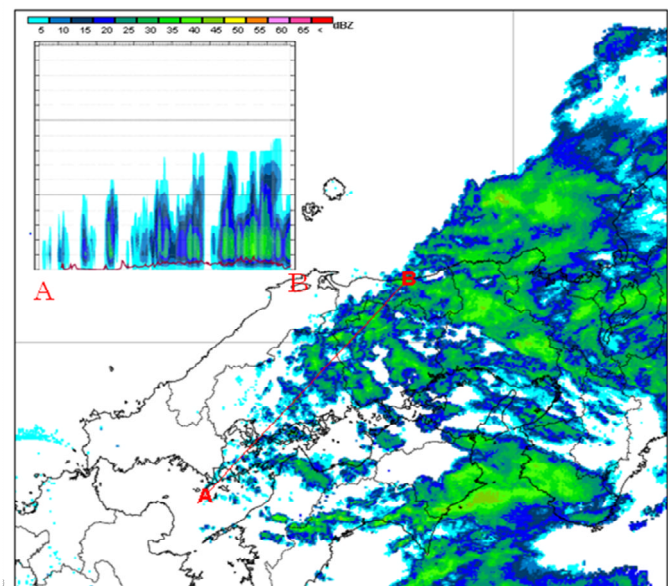


第3図 4月16日10時～16時の気圧の10秒値 (広島)

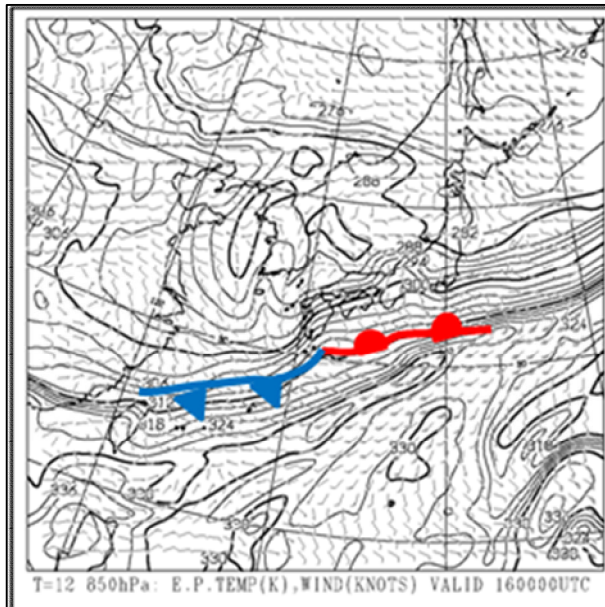
象現象としても大変興味深いものであり、調査することには意義がある。そこで、その発生原因およびメカニズムについて気象観測10秒値データ、アメダス10分値とウインドプロファイラデータ、高層観測データを用いて考察してみた。

2. 解析結果と考察

このときのエコーは天気図からも推察されるように前線(温暖前線)の北側に位置していた(第4図参照)。SATAID(気象庁の雲解析ソフト)のGSM(気象庁の数値モデル)GPV表示機能を用いてみると断面図解析から、等温度線の右肩下がりの勾配が変わっている部分がはっきりわかり、このことから温暖前線面の遷移層がしっかりしたものであることがわかる(第5図参照)。また高松のウインドプロファイラデータをみると、高度2km付近で強い



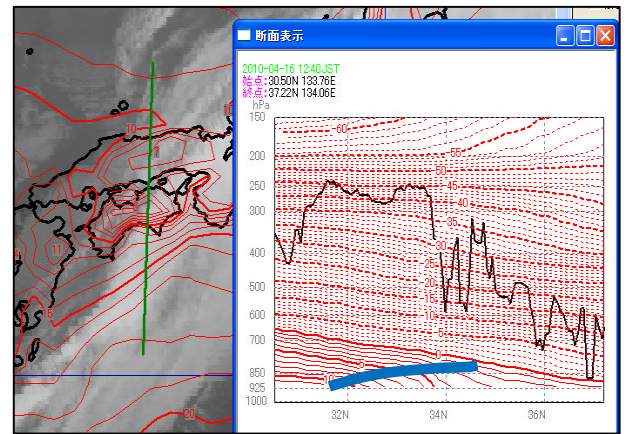
第1図 4月16日14時10分のレーダー画像断面図(AからBにかけて雲頂高度が高くなっている)



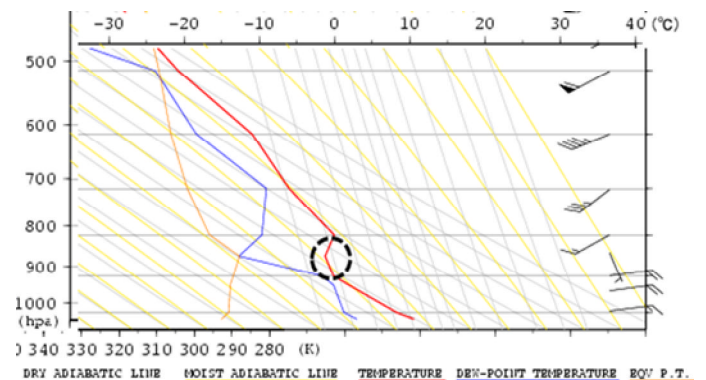
第4図 数値モデル (GSM) の2010年4月16日午前9時の風と相当温位と前線解析

鉛直シアが存在しており、風が南東から南西に変化する間を遷移層と考えると第7図のように解析できる。その付近(1000m~2000m)の鉛直プロファイルを検討すると松江のエマグラムから、遷移層付近(900hPa~800hPa)では気温の逆転層が存在している(第6図丸印)。この遷移層の中の逆転層から推察されるようにこの遷移層の中では、気塊は外力を加えなければ上昇しにくく、外力として力が与えられた場合、気塊は上層しても下降しても元の位置に戻ろうとする振動を起こす環境場のなかであったと考えられる。この上昇と下降という波動現象は、安定層および強い鉛直シアという二つのキーワードからケルビン・ヘルムホルツ波ではないかと推察される。

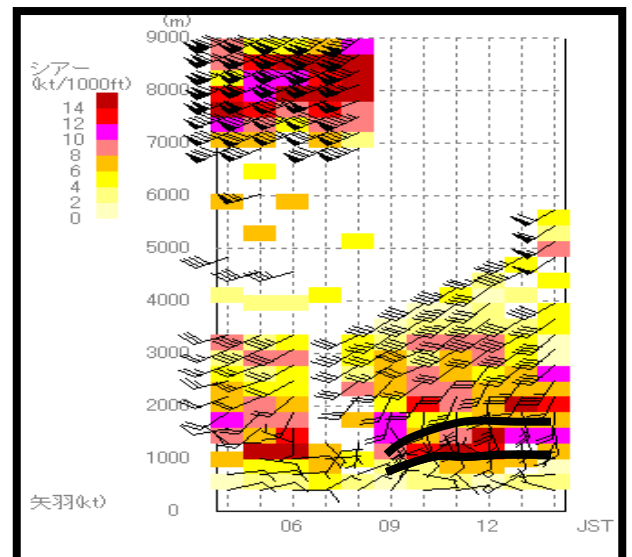
具体的にこのような状況のなかでどのようにして波状のエコーが生成したのであろうか？そこで上記の観測事実及び解析結果を踏まえ、この波状エコーの形成機構として、ケルビン・ヘルムホルツ波が安定層のなかの気塊を玉突きのように次々に押し上げ、気塊は振動することで対流を励起し、その後潜在不安定により対流雲が発生し、上空の風に運ばれながら発達したのではないかと仮説をたてた。もしケルビン・ヘルムホルツ波が発生した場合には、気塊は重力を復元力として鉛直



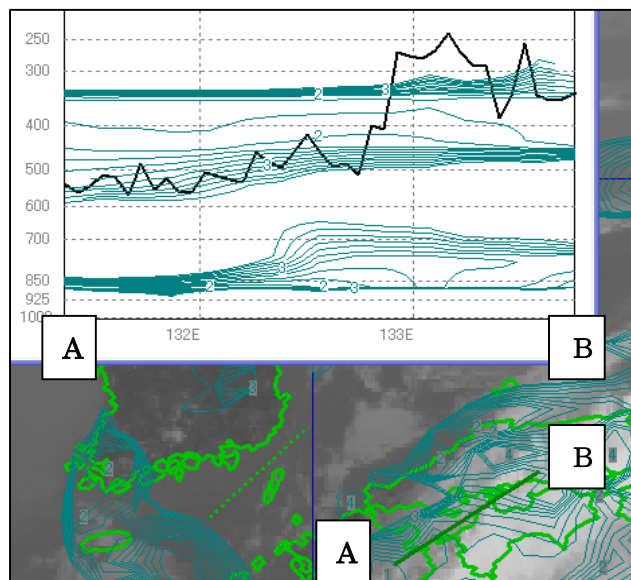
第5図 SATAIDによる衛星画像と全球モデルGPV気温データの合成：2010年4月16日12時40分 右図の太い青線は前線面



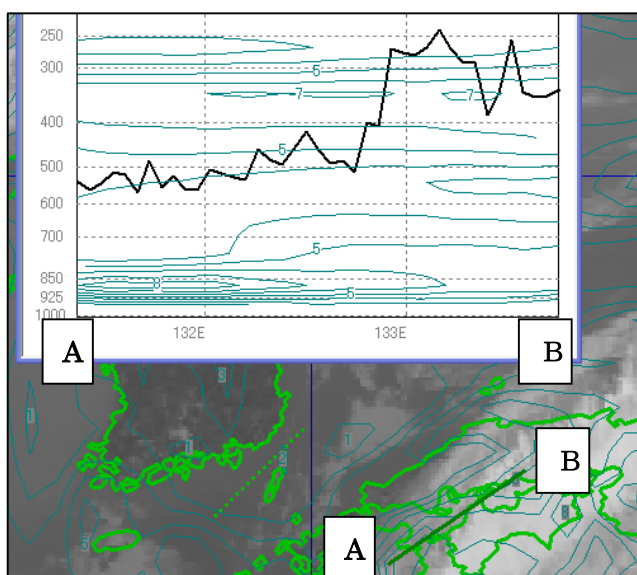
第6図 松江の4月16日09時のエマグラム。図中丸印は逆転層



第7図 2010年4月16日の高松のウインドプロファイルデータ (図中黒実線は解析した遷移層) 着色は鉛直シアの強さ



第 8 図 数値モデル (G S M) でのリチャードソン数断面図 (A-B)



第 9 図 数値モデル (G S M) でのウインドシェアの断面図 (A-B)

運動を繰り返し（上昇したり下降したりする）それを運ぶ水平風が存在するので波状のエコー形状が観測されることが考えられる。この仮説については今後数値実験などによって厳密に検証される必要があるが、仮説の正しさを証明するために物理量の数値が妥当か否かを考察してみた。検討した物理量はリチャードソン数で以下の式によって定義される。

$$Ri = (g/\theta) (\Delta \theta / \Delta z) (\Delta u / \Delta z)^{-2} = N^2 (\Delta u / \Delta z)^{-2} \quad (1)$$

ここで

θ : 平均温位

($\Delta u / \Delta z$) : 鉛直シヤー (Δz は1000ft)

($\Delta \theta / \Delta z$) : 温位の鉛直勾配

N : ブラントパイサラ振動数

である。

(1) 式からわかるようにこの値は鉛直シヤーの 2 乗に反比例する量である。遷移層付近（さらにもう少しこまかく言うと安定層内）で、リチャードソン数が 0.25 より小さければ、ケルビン・ヘルムホルツ波が発生する可能性が考えられる。この 0.25 という数字に近い値かどうかを調べたものが第 8 図である。第 8 図は GSM の GPV を SATAID を用いて表示したもので波状エコー付近のリチャードソン数の断面図である。これをみると確かにケルビン・ヘルムホルツ波が発生しているのではないかと推察した下層 2Km くらいに値の最小値はあるが、その値は 2 前後と一ケタほど考えている値と違うことがわかる。そこでこのリチャードソン数の要素である鉛直シヤーの値を調べたものが第 9 図である。これも GSM の GPV を SATAID を用いて表示したものであるが、この値をみると最大で 8 前後であることがわかる。一方第 7 図の高松のウインドプロファイラデータでは観測された値は 14 前後になっておりモデルの値は観測値の約半分になっている。つまりリチャードソン数は鉛直シヤー量の 2 乗に反比例することを考慮して観測値から推定すると実際のリチャードソン数は GSM の値の 4 分の 1 前後の 0.5 に近い値であったのではないかと推察される。

第 10 図は今回の観測事実および考察したものを模式図にしたものである。上述した事の繰り返しになるが、波状エコーは温暖前線面付近の強い鉛直シヤーをともなった安定層をもつ遷移層のなかでケルビン・ヘルムホルツ波が発生し、上下に伝搬していく。伝搬していく上側では遷移層の上の不安定層の中で雲を発生させて北東へ進み発達させていく。下層に伝搬したものは地上の気圧の変動となって現れるといった概念図を表している。

温帯低気圧に伴う降水系には様々なものが知られており、この波状エコーについても Takahashi ら (1993) が知られている。彼らの

調査によるとこの様な波状パターンは反射強度だけでなくドップラー速度においても見られた。エコー発生時には高度 3-4km で強い鉛直シヤーがあり、その時のリチャードソン数の最小値は 0.14 であったことからこのことはケルビン・ヘルムホルツ不安定により波状エコーが形成されたと考えた。今回みられた波状のエコーはこの構造に近いものと考えられる。Takahashi ら(1999) では寒冷前線後面で発生しているなどの違いがあるが本質的に強い鉛直シヤーのもとでのケルビン・ヘルムホルツ波の発生ということでは共通していると思われる。

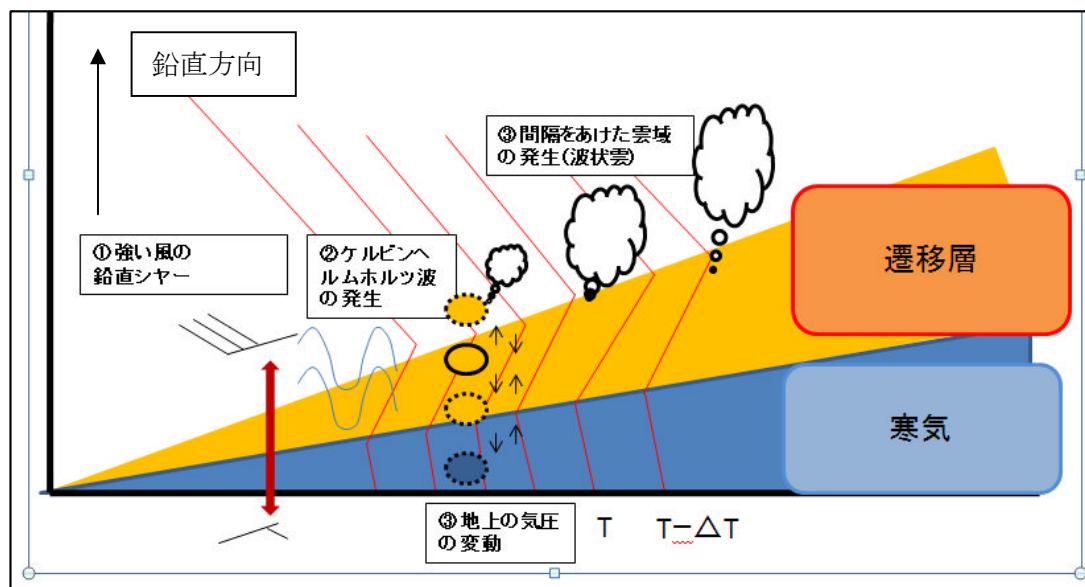
3. まとめ

2010年4月16日、波状のエコーが観測された。エコーは雲頂高度2-4kmほどあった。また発生時には高度2km付近で強い鉛直シヤーおよび

気温の逆転層が存在しており、地上の気圧変化にも波動がみられた。高度2km前後のリチャードソン数は数値モデルで算出される値は2.0前後であったがウインドプロファイラなどから見積もるとケルビン・ヘルムホルツ不安定が起きる可能性のある0.25より少し高い0.5前後であった。このような事例は過去の調査でも似たようなものがあるが、今回の考察の正しさを示すには、数値実験やさらに他の事例解析などが必要であり、機会があれば取り組んでみたい。

参考文献

Takahashi, H. Uyeda and K. Kikuchi .1993: A Doppler Radar Observation on Wave-like J. Meteor. Soc. Japan, **71**, 357-365.



第 10 図 波状雲のできる仕組みの模式図

WPR 下層風鉛直シアの特性について

—WPR 下層風を利用した大雨実況監視手法の確立—

亀井雅章・濱子訓志・牧田広道（大阪管区气象台）

要旨

予想資料で表現されない大雨が度々発生することがあり、新しい実況監視手法の確立が急務となっている。特に低気圧や前線を伴う現象では、低気圧前面の暖気と後面の寒気の状態が大雨に関与することがわかっている。そこで、10 分毎にデータが配信される WPR に着目し、大雨注・警報発生事例において、風の鉛直シアの変動を調査した。その結果、注・警報発表のトリガーや雨量予測として利用でき、美浜・高松の水平シアの収束増加も、大雨発生予測に有効であることが分かった。

1. はじめに

予報現場では、大雨発生中及びその前後の実況監視として、WPR で下層風の強まりや、前線通過のタイミング、中層乾燥域の貫入等を主に確認している。今回は WPR の鉛直シアの時系列変化に着目して、調査を実施した。

風向は環境場によって、ある層から上の層に向かって、時計回りや、反時計回りに変化する（風の順転）。この風向変化が時計回りであれば、暖気移流、逆の場合は寒気移流である（第 1 図）。鉛直シアの大きさは、各層間の風向差及び風速差に比例する。そこで、WPR 下層風の順転を計算して、その変動の特徴から大雨発生の時間帯の予測（リードタイム）を、暖気移流量や寒気移流量から降水量を見積もることをそれぞれ目的に調査した。

2. 鉛直シアの定義、調査方法

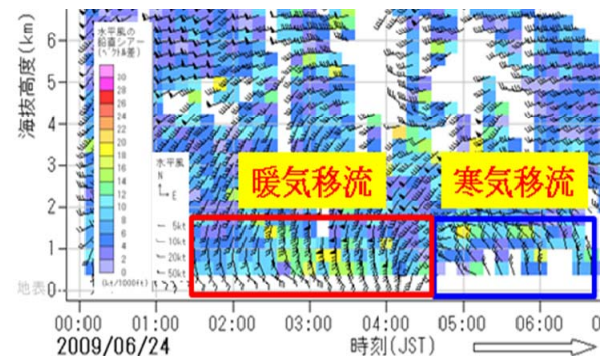
低気圧接近により前面で暖湿流が強まり、大雨を降らせる為、水蒸気の移流に着目することで大雨発生のトリガーを見つけることができると考えられる。地上の露点温度や WPR の S/N 比は先行降雨の影響がある場合は、その影響を受けることがある為、使用できない。そこで、水蒸気移流量を間接的に知ることのできる、WPR 下層風を利用した風の順転に着目してみた。WPR は 10 分毎にデータが配信され、また低気圧や前線の立体構造を把握することができる為、気象官署やアメダスのデータよりも実況監視としての利用価値が高い。

WPR 観測は、地上から 850hPa 付近までは、394m、690m、985m、1281m、1576m の高度で観測されている。鉛直シアの大きさを各層間の風向・風速の差（ベクトル差）と定義した。観測データの抜けが生じることがある為、それぞれの高度で計算された鉛直シアを平均した。また、風向がある層から

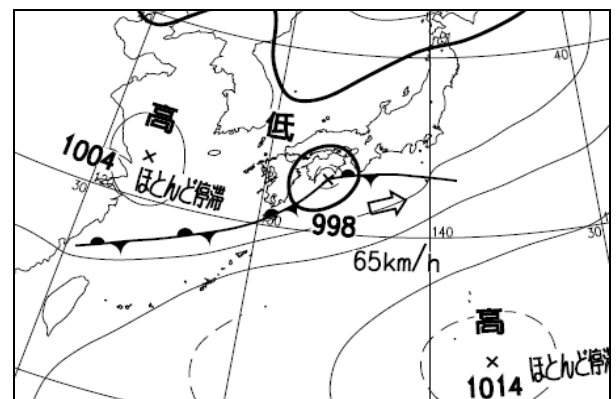
上の層に向かって時計周り（暖気移流）の場合を「正」、逆（寒気移流）の場合を「負」とした。

低気圧が山陰を東進する場合、大阪湾での収束の形成が、大雨に関与することがわかっている。この為、美浜と高松の WPR 風から水平シアを鉛直シアと同様に計算した。

事例については、低気圧の東進事例をコース別に調査をした。低気圧の東進事例の為、暖気移流及び寒気移流は大阪より西側の地点（以下、「上流」と呼ぶ）から開始される。この為、上流の WPR 観測地点について調査した。



第 1 図 WPR 下層風で見る暖気移流と寒気移流



第 2 図 2009 年 6 月 24 日 3 時 (JST) 地上天気図

3. 事例解析

3.1 近畿南岸を東進する低気圧

低気圧が四国南岸から近畿南岸を通過した事例で、大阪府内で警報級雨量を観測した事例（第2図）と注意報級雨量までに至らなかった事例（第5図）を取り上げた。局地天気図解析を行った結果、2事例とも瀬戸内で小低気圧は解析できなかった。

まず、大阪より西側での鉛直シアの変動を調査した。四国南岸を低気圧が東進する事例の為、WPR観測地点として、清水、高知、美浜を調査した。

次に、低気圧の東進事例である為、海面気圧の変動も調査した。第3図より、西側の官署から次第に海面気圧が低下しているのが分かる。また、美浜では強雨のピークと最低気圧（気圧の底）の発現時刻が重なっており、清水と高知では最低気圧の発現時刻から1時間後に強雨のピークとなっている。これは、強雨が低気圧前面の暖湿流の強まりに対応していることを示唆しているが、実況監視でリードタイムを確保する為に、海面気圧の変動を使用するのは適当ではないと考えられる。

3.1.1 2009年6月24日事例（警報級雨量）

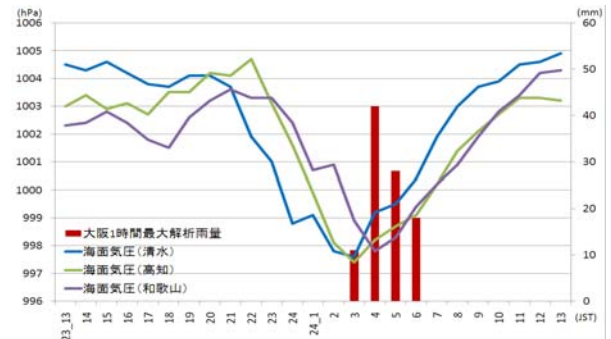
第4図より、高知と美浜の鉛直シアを比較すると、暖気移流のピークや寒気移流が開始するタイミングに時間的なズレがある。どちらも高知の方が早い。これは、高知の方が西側にある為、妥当な結果といえる。高知で寒気移流（鉛直シアが正から負に変わる）となってから、大阪で警報級雨量が観測されるのは、約2時間後である。また、美浜で暖気移流がピークを迎えた直後に大阪で警報級雨量が観測されている。美浜で寒気移流が開始されると降水現象は終息に向かっていることが分かる。

次に、前線活動の強さを見た。高知で寒気移流が開始されてから1時間後の美浜の暖気移流と高知の寒気移流の和（前線の傾圧性）は、約7.4m/s（第4図）であった。また、高知のWPR断面図（第7図）を見ると、寒気移流と暖気移流の境界は高度約2kmにあった。

3.1.2 2009年4月14日事例（注意報級雨量未満）

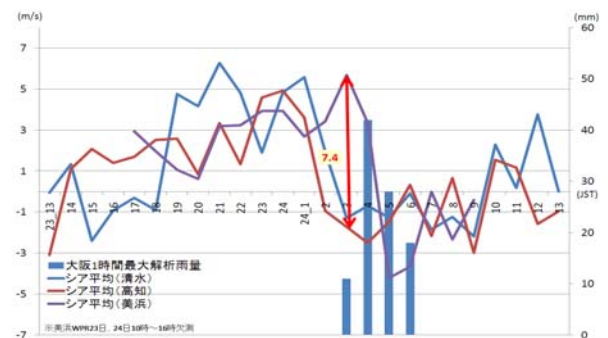
第6図より、清水、高知とも前節の警報級雨量の事例に比べれば暖気移流、寒気移流ともに小さい。また、清水、高知で寒気移流が始まる頃に、美浜で暖気移流のピークを迎えている。その頃から、10mm以上の降水量が観測されており、寒気移流が始まると、降水現象は終息を迎える。

高知で寒気移流が開始されてから、1時間後の美浜の暖気移流と高知の寒気移流の和（前線の傾圧性）は、約2.9m/s（第6図）であった。高知のWPR断面図（第8図）を見ると、寒気移流と暖気移流の境界は高度約1kmにあった。



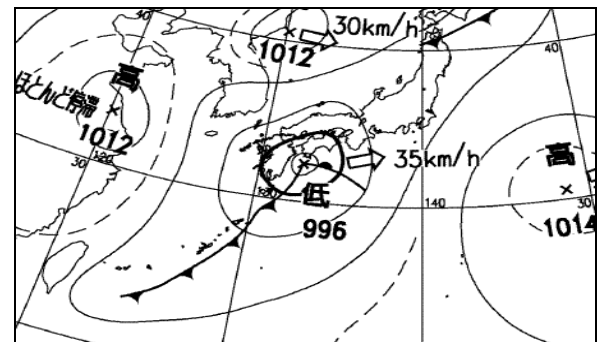
第3図 海面気圧と大阪降水量時系列

(2009年6月23日～24日)

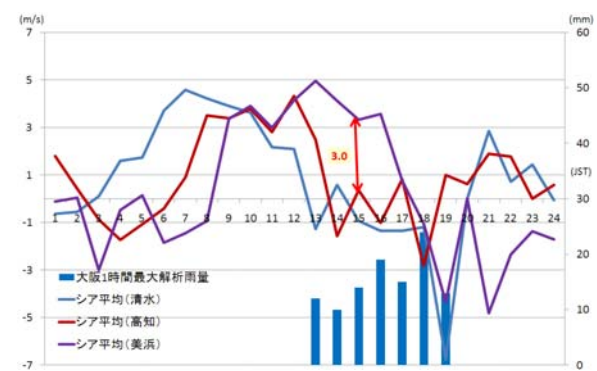


第4図 WPR鉛直シアと大阪降水量時系列

(2009年6月23日～24日)



第5図 2009年4月14日12時（JST）地上天気図



第6図 WPR鉛直シアと大阪降水量時系列

(2009年4月14日)

3.2 山陰沿岸を東進する低気圧

低気圧が山陰沿岸を東進する事例で、大阪で警報級雨量が観測された事例（第9図）と注意報級雨量が観測された事例（第11図）を取り上げた（注意報級雨量未満の事例はなかった）。局地天気図解析を行った結果、2事例とも瀬戸内で小低気圧は解析できなかったが、大阪湾で収束が形成されていた為、美浜と高松のWPRから水平シアも調査した。

まず、鉛直シアの変動を調査した。前線位相が北側から下りてくる事例の為、WPR観測地点として、鳥取、高松、美浜を調査した。

また、鳥取、高松、和歌山の海面気圧を調査したところ（図省略）、鳥取と高松はほぼ同じ時間帯に最低気圧（気圧の底）となり、それから数時間遅れて和歌山で最低気圧となった。高松で最低気圧が観測されてから、6時間以上経過した後に大阪府で警報級雨量を観測した。また、和歌山では気圧が上昇傾向に転じて後に大阪で警報級雨量となっている。この為、3.1節の事例同様、実況監視でリードタイムを確保する為に、海面気圧の変動を使用するのは適当ではないと考えられる。

3.2.1 2007年8月31日事例（警報級雨量）

第10図より、鳥取で暖気移流のピークとなる時間帯には、美浜ではまだ暖気移流は開始されていない。鳥取で寒気移流が始まる頃に、美浜で暖気移流が始まっている。鳥取の寒気移流開始から約3時間後に美浜で暖気移流のピークとなり、大阪府内で警報級雨量が観測されている。また、美浜で寒気移流が開始されると、降水量は終息に向かっていることは、南岸低気圧の事例と同じである。

鳥取で寒気移流が始まって、1時間後の美浜の暖気移流と鳥取の寒気移流の和（前線の傾圧性）は、約4.4m/s（第10図）であった。鳥取のWPR断面図（図省略）を見ると、寒気移流と暖気移流の境界は高度約2kmにあった。

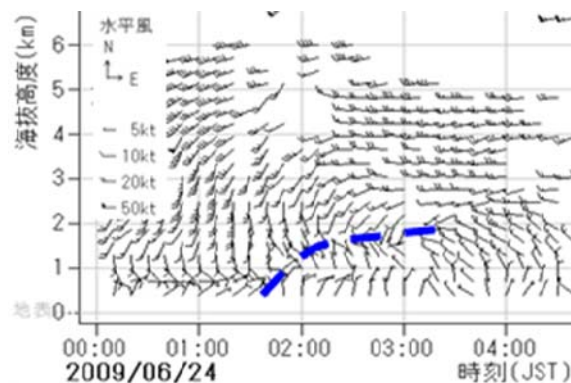
第13図をみると、水平シアが顕著に増大して、ピークとなった3時間後に警報級の雨量が観測されていることがわかる。

3.2.2 2009年7月1日事例（注意報級雨量）

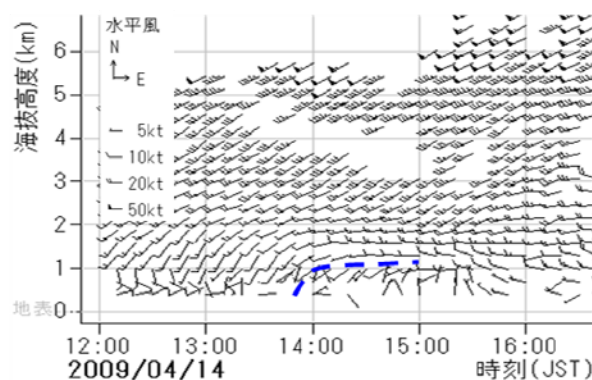
第12図より、鳥取で寒気移流が始まって約2時間後に大阪府内で降水量のピークとなっている。降水量のピークと美浜の暖気移流のピークにずれが生じているのがわかる。また、美浜の暖気移流の強まりがピーク前の時間帯にも現れており、美浜は既に暖域内となっていて、暖気移流のピーク

があまり明瞭ではないことも分かる。美浜で寒気移流が開始されると、降水現象は終息に向かっている。

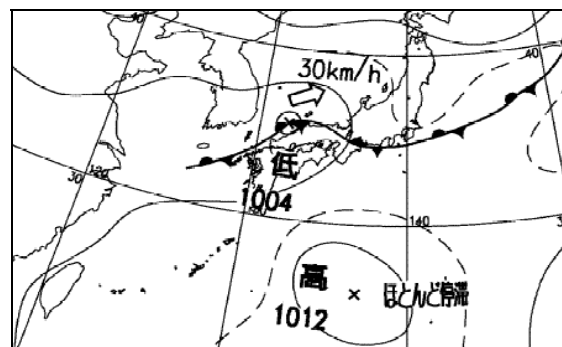
前節の事例同様、水平シアを調査したが、水平シアのピークを迎えた後に、降水量のピークが表



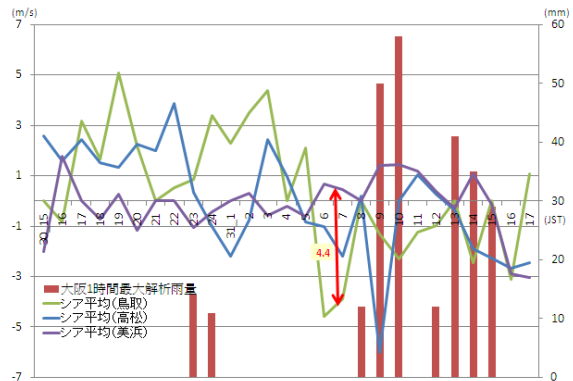
第7図 高知 WPR 断面図（2009年6月24日）



第8図 高知 WPR 断面図（2009年4月14日）



第9図 2007年8月30日21時（JST）地上天気図



第10図 WPR 鉛直シアと大阪降水量時系列

（2007年8月30日～31日）

れている(図省略)。

鳥取で寒気移流が開始されてから、1 時間後の美浜の暖気移流と鳥取の寒気移流の和（前線の傾圧性）を取ると、約 3.0m/s（第 12 図）であった。鳥取の WPR 断面図（図省略）を見ると、寒気移流と暖気移流の境界は高度約 1km にあった。

4. 考察とまとめ

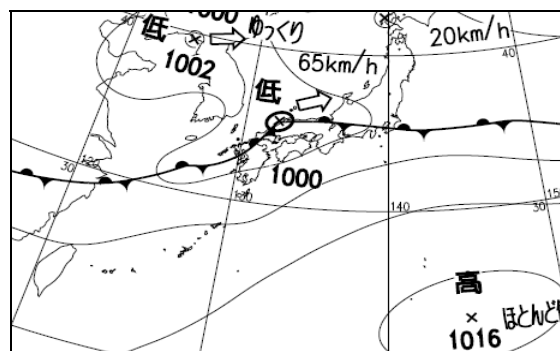
前節までの調査から以下のことが分かった。

- (1) 大阪府内で警報級雨量となる場合、上流の WPR 観測地点（山陰沿岸を東進する低気圧の場合は鳥取、南岸低気圧の場合は高知）で寒気移流が始まると、美浜で暖気移流量が増加する。美浜の暖気移流のピーク前後で大阪府内の降水量もピークを迎える。
- (2) 大阪府内の大雨は、上流の WPR 観測地点で寒気移流が開始されてから 2～3 時間後であり、これを大雨注・警報発表のトリガーとして使用できるのではないかと考えられる。
- (3) 美浜が寒気移流に変わると、大阪府内の降水は終息に向かう。
- (4) 大阪湾での収束の強化を見る為、美浜と高松の WPR 風の水平シアに着目すると、水平シアが顕著な増加を示した後、大阪府内で降水量のピークが見られた。しかし、水平シアの大小が、そのまま降水量の多寡には結びつかないと考えられる。
- (5) 大阪府内での降水量の多寡は、前線の活動度（上流の寒気移流の大きさと美浜の暖気移流の大きさ）や寒気移流と暖気移流の境界の高さから、予測可能ではないかと推定される。

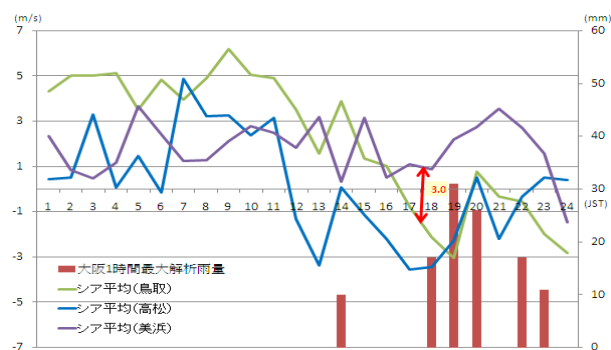
今回の調査から、鉛直シアの変動からリードタイムを確保することは、可能であることは分かった。降水量の多寡については、暖気移流量及び寒気移流量と関係があると考えられるが（表）、事例数を蓄積する必要がある。

5. 今後に向けての課題

降水量は中・上層の状態にも左右される為、降水量ピーク時における GPV 予想値にも着目する必要がある。今後は、各 GPV 予想値とピーク時の降水量の関係を調査して、大雨注・警報級雨量に至る GPV 予想値の閾値を求めていく方針である。

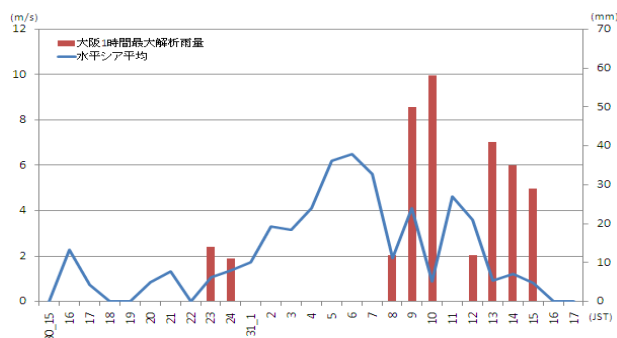


第 11 図 2009 年 7 月 1 日 9 時 (JST) 地上天気図



第 12 図 WPR 鉛直シアと大阪降水量時系列

(2009 年 7 月 1 日)



第 13 図 WPR 水平シアと大阪降水量時系列

(2007 年 8 月 30 日～31 日)

表 じょう乱別の降水量と各 WPR 下層風シア量との関係

低気圧のコース	南岸		山陰沿岸	
降水量	警報級	注意報級未満	警報級	注意報級
前線の活動度	7.4	3	4.4	3
暖気移流と寒気移流の境界の高度	2	1	2	1
水平シアの大きさ(ピーク時)			6.5	10.9

※前線の活動度：上流の寒気移流開始から 1 時間後の上流の寒気移流量と美浜の暖気移流量の和

参考文献

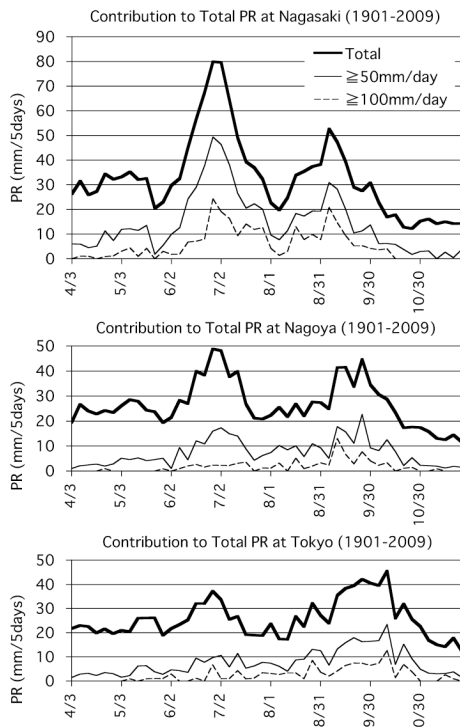
局地的気象監視システム (WINDAS) による高層風観測業務の開始. 測候時報 70.3, 72 - 73

20 世紀における九州北西部の梅雨降水量の変動 ー長崎の日別データの解析を例にー

*加藤 内蔵進（岡山大学大学院教育学研究科（理科））・蔵田美希（岡山大学教育学部理科教室）
大谷和男（岡山大学大学院教育学研究科（理科））

1. はじめに

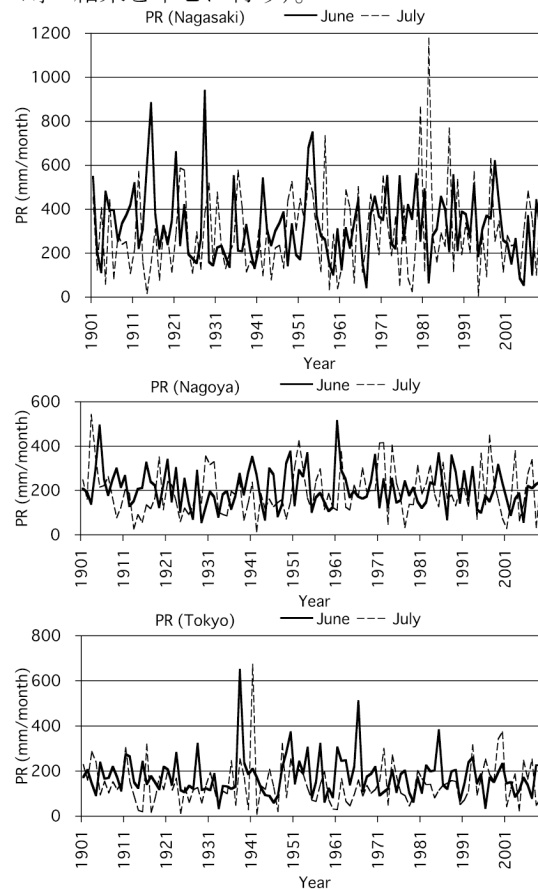
梅雨前線付近の降水には、西日本側と東日本側で顕著な東西差があり、また、モンスーン等に関連した細かいステップでの季節遷移も大きい。西日本側の梅雨最盛期には、例えば、日降水量が 50mm あるいは 100mm を超えるような多降水日の出現頻度の高まりに対応して、トータルでも多量の降水になる（第1図。データソースは、本章の最後を参照）。



第1図 半旬降水量と多降水日（50mm/日以上、及び、100mm/日以上）による降水量の寄与。上から順に、長崎、名古屋、東京について示す。

加藤他（2009，日本気象学会関西支部中国地区例会）は、6 月後半頃に、九州北西部で多雨日の減少を反映した降水量減少が 2000 年代以降に顕著である点を指摘した。しかし、今後の日本付近の気候変化予測のための基礎情報の一つとして、季節サイクルの位置付けの中で更に長期間のデータに基づく年々変動の記述が必

要となる。そこで本研究では、まず、多降水日の出現に伴って降水量の多い西日本（特に九州北西部）に注目し、また、単に月の総降水量のみでなく、日々の多降水日の出現状況や総降水量への寄与なども吟味するため、まずその代表として、長崎について詳細な解析を行った（気象庁 HP に掲載された 1901 年～2009 年における日降水量データに基づく）。なお、日本列島での東西差も把握する必要があるので、東日本の東京、中部日本の名古屋についても同様な解析を行えるようデータを編集した（発表は長崎の結果を中心に行う）。



第2図 上から順に、長崎、名古屋、東京における6月（実線）、7月（破線）の月降水量の年々変動（mm）。

2. 6～7 月の総降水量の年々変化の概要

第2図に示されるように、6月や7月の月降水量の年毎の変動は大きく、また、数10年周期での変動も見られる。しかも長崎では、20世紀後半に比べて、20世紀前半には平均的に6月の降水量が少ない傾向があるだけでなく、短周期での年々の変動も大きかった。7月には短周期の変動が20世紀を通じて大きく、20世紀前半と後半の6月に見られた違いは明瞭でなかった。また、6月の上述のような長期傾向は、中部日本から関東にかけての名古屋、東京では明瞭でなく、長崎（西日本）で明瞭に見られた点も興味深い。そこで、本研究では、長崎で見られたこのような変動に伴う降水の特徴を詳細に検討するために、1901～1945年の期間と、1956～2000年の期間について比較する（以下、単に、前者を20世紀の「前半」、後者を「後半」と呼ぶことにする）。

3. 20世紀前半と後半における長崎の6月の総降水量の年々変動特性の比較

長崎では、20世紀前半の年毎の変動が平均値に対して対称的ではなく、5～10年毎に極端に降水量の多い年が出現するような特徴を示していた。2章で述べた両期間における6月の月降水量と年々の標準偏差を比較すると、20世紀の前半と後半の期間では、平均値は、それぞれ331mm、328mmと殆ど等しいが、年々の標準偏差は、前半184mm、後半137mmと、前半がかなり大きかった。

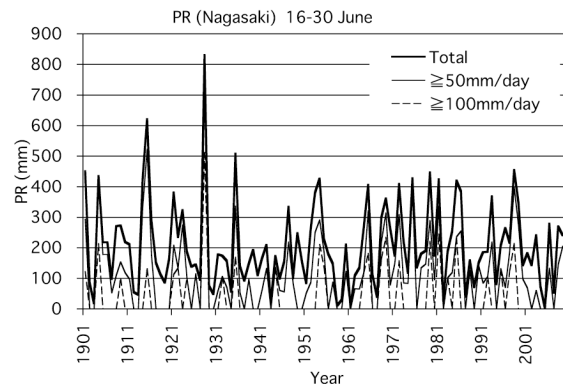
更に、「平均値±(標準偏差/2)」にほぼ対応する年（ここでは、400mm以上の年、250mm以下の年をカウント）の出現割合を調べた。その結果、6月の月降水量400mm以上の年は20世紀前半に約24%、後半に約29%と大差はないが、250mm以下の年は、20世紀後半は約27%であったのに対し、20世紀前半には約47%もあった。また、長崎の6月の降水量について、期間平均値を上回る年だけで平均した値と期間平均値を下回る年だけで平均した値を求めると、期間平均値を上回る年だけの平均は、20世紀前半と後半の期間とも219mmであったのに対し、期間平均値を上回る年の平均は、20世紀後半の442mmに対し、前半は516mmにも達していた（前半は、該当する年数は少ないが）。

以上のように、20世紀前半には、かなり降

水の多い年はあるものの、降水の少ない年の頻度が降水の多い年の頻度よりも高く、『降水の多寡』の年々のばらつき方に大きな非対称性が見られた点が興味深い。

4. 20世紀前半と後半における長崎の6月の多降水日の寄与の変動特性の比較

6月の長崎について、多降水日（以下、50mm/日以上）の降水日をさすことにするが、併せて、100mm/日以上）の降水日の寄与も調べる）の総降水量への寄与の年々変動を調べると、20世紀前半、後半を問わず、総降水量の大きな年には、50mm以上、あるいは100mm以上の日の降水量の寄与が多かった（第3図）。



第3図 長崎における6月後半の総降水量（太い実線）に対する多降水日の寄与。50mm/日以上）の日の寄与（細い実線）、100mm/日以上）の日の寄与を示す。

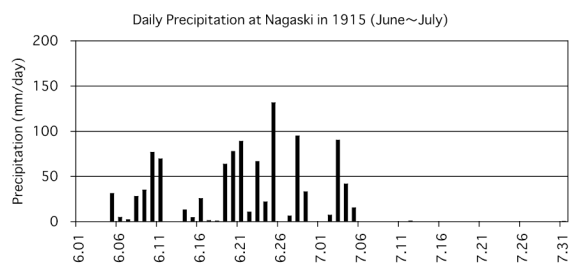
第1表 長崎の6月の降水量やそれに対する多降水日の寄与の平均や年々変動の標準偏差の、20世紀前半と後半との比較。「平均±標準偏差」の形式で表示。

期間	総降水量±標準偏差	寄与(≥50 mm/日)±標準偏差	寄与(≥100 mm/日)±標準偏差
1901～1945	331.4±183.9	176.0±173.5 (2.2±1.9日)	57.0±99.8 (0.4±0.6日)
1956～2000	328.1±136.7	186.4±132.3 (2.2±1.6日)	64.5±91.4 (0.5±0.7日)

また、6月の月降水量やそれに対する多降水日の寄与の、両期間における平均と年々の標準偏差を第1表に示す。20世紀前半には、降水量50mm以上の日のみで合計した降水量の年々変動の標準偏差は174mmと後半の132mmに比べてかなり大きく、20世紀前半の長崎における6月降水量の非対称的で大きな年々変動は、上記のような『多降水日』の寄与の年々変動を大きく反映したものであることが分かった。

但し、50 mm/日以上の日々の平均雨量，すなわち、「多降水日のひと雨」の平均雨量を計算すると、1901 年～1945 年では 81 mm/日、1956 年～2000 年では 86mm/日と、大きな差異は見られなかった。また、6 月後半の総降水量の大きな年の中で、日降水量 100mm 以上の寄与の大きな年も、例えば、20 世紀前半では 1928 年、20 世紀後半では 1968 年などのように、時々見られたが、平均的には、日降水量 100mm 以上の日の寄与の両期間での差異は小さかった点が興味深い。

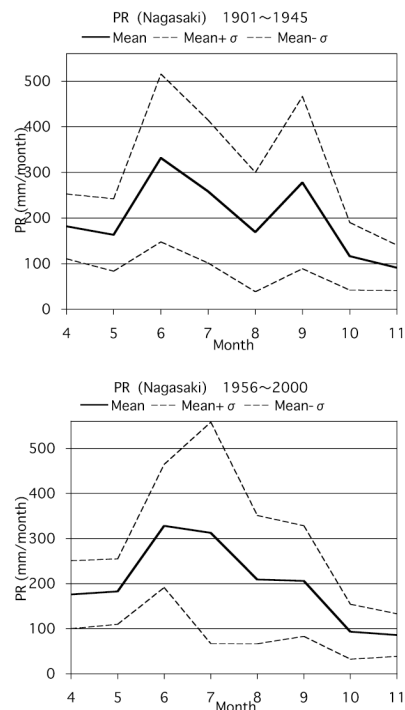
従って、20 世紀前半の 6 月降水量の大きな年々変動は、『顕著な大雨』というよりは、『ごく普通の大雨』の起きる頻度の年々変動を強く反映したものであることが示唆される（6 月後半の総降水量の大きかった 1915 年の日降水量時系列の例を参照（第 4 図））。



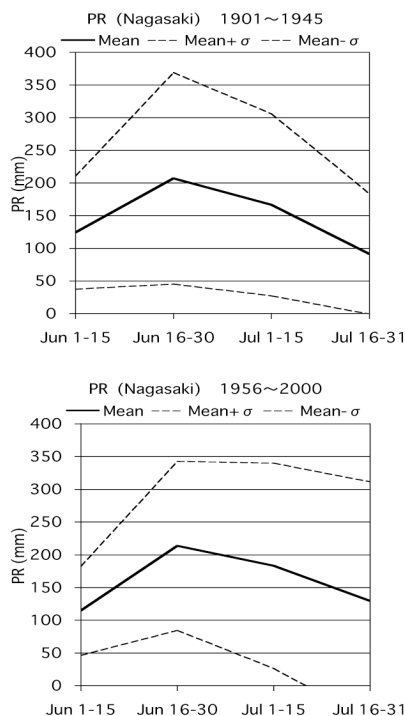
第 4 図 長崎における 6 月後半の総降水量が多かった 1915 年の日降水量時系列 (mm/日)。

5. 梅雨期の降水傾向の季節経過に関する年々変動の 20 世紀前半と後半の違い

西日本では、6 月後半になると、南アジアのモンスーンの開始に伴って亜熱帯高気圧域からの下層強風に伴う水蒸気輸送が多くなり、それを反映して、多降水日の頻出による降水量の増加がある。まず、長崎における月降水量の平均値や年々変動の標準偏差の季節経過を見ると（第 5 図）、前述のように 6 月には、20 世紀前半には後半に比べて降水量に年々変動が大きかったが、逆に 7 月には、20 世紀後半が前半に比べて、平均降水量、年々変動ともに大きくなっている。一方、9 月には、6 月と同様に 20 世紀後半に年々変動が小さくなっているだけでなく、降水量の平均値も 20 世紀後半に減少している。なお、20 世紀前半の 9 月の大きな年々変動は、降水の多寡の年々のばらつきの『非対称性』も伴っていた。



第 5 図 長崎における暖候期の月降水量とその年々変動性の季節変化 (mm/月)。変動性については、破線で、「平均値±年々の標準偏差」を示した。1901～1945 年（上図）と 1956～2000 年（下図）の両期間で比較。



第 6 図 長崎の半月降水量の 6～7 月における経過とその年々変動。変動性については、破線で、「平均値±年々の標準偏差」を示した。1901～1945 年（上図）と 1956～2000 年（下図）の両期間で比較。

次に、6～7 月について、長崎における半月平均降水量や年々変動の大きさの季節経過を、20 世紀前半と後半について、それぞれ第 6 図の上段、下段に示す。また、20 世紀後半から前半の平均を引いた差（平均降水量）や後半の値を前半で除した比（標準偏差）を、第 7 図の上段、下段にそれぞれ示す。

20 世紀後半に比べて 20 世紀前半の 6 月降水量の大きな年々変動は、6 月前半、後半を通じて共通して見られた（6 月前半よりも後半が、両期間とも年々変動は大きい）。一方、興味深いことに、20 世紀後半の 7 月（特に 7 月後半）の平均降水量は、20 世紀前半よりも増加しており、しかも、7 月後半の降水量の標準偏差が、20 世紀後半には 20 世紀前半に比べて倍程度にも達するほど、その年々変動が 20 世紀後半に大きくなったことが注目される（6 月後半の平均降水量が、7 月後半のそれよりも絶対量としては大きい）。

また、20 世紀後半における 7 月後半の平均降水量の増加や年々の変動性の高まりは、多雨日の寄与の増大と対応していた。興味深いことに、6 月後半と違って、7 月後半の 20 世紀後半での総降水量やその年々変動の増大は、降水量が 100mm を超える日の降水量の寄与が、総降水量の増加にもその年々変動性の増大にも大きく寄与していた。

以上のように、7 月後半には、（本来の盛夏期に対応して）降水の少ない年も 20 世紀後半の方が 20 世紀前半よりも多く現われやすくなるものの、逆に、『多降水日』の出現の増大、特に、100mm/日を超えるような顕著な大雨のイベントの寄与の増加に伴い、総降水量の多い年が 20 世紀前半よりも多く出現し（大きな年々変動性）、20 世紀後半で平均した 7 月後半の降水量も増加したことになる。

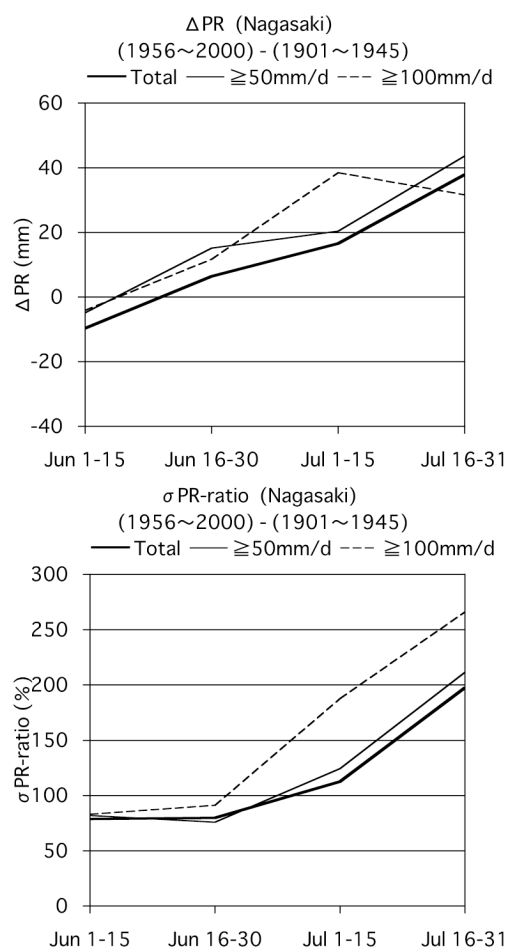
6. まとめ

梅雨期の降水量が特に大きい九州北西部の例として、長崎における 1901 年以降の日降水量データに基づき、梅雨期の降水量の長期変化について解析した。主な結果は、次の通りである。

(1) 6 月の降水量について、20 世紀前半は、「かなり降水の多い年はあるものの、降水の少ない年の頻度が高い」という年々のばらつきの非対称性が顕著であり、それは、日降水量 50～

100mm 程度の『多降水日』の寄与の年々変動を反映していた。

(2) 20 世紀後半には、20 世紀前半に比べ、7 月（特に後半）の平均降水量と年々変動は増加、9 月の降水量と年々変動は減少していた。特に 7 月後半のそれは、年々の平均値の増加も、年々変動の増大も、『多降水日』の寄与の大きさを反映していた点が明らかになった。



第 7 図 長崎における半月降水量とその多降水日による寄与の、1901～1945 年に対する 1956～2000 年の期間平均値の差（上段）と年々変動の標準偏差の比（下段）。

日本の春の卓越気象系と季節感に関する中学校での授業実践報告

(唱歌『朧月夜』を接点に)

*加藤内蔵進(岡山大学大学院教育学研究科(理科))・加藤晴子(岐阜聖徳学園大学教育学部(音楽))

藤本義博(倉敷市立西中学校(現在、倉敷情報学習センター))

入江泉(岡山大学大学院教育学研究科(理科))

1. はじめに

地球温暖化に伴う地域規模の気候変化は、重要な環境問題の一つであり、その対処のためには、現実に行き始めている気候変化の兆候を、国民一人一人がいち早く感じ取れるような力を育む必要がある。

ところで、日本付近など東アジアの気候系は、中緯度の代表的システムとアジアモンスーン双方の影響を強く受け、童謡・唱歌、歌曲、詩歌などの表現にも見られる多彩な季節感を伴う季節サイクルを示す。従って、上記のような『アンテナ』の育成の際には『季節サイクルの歪み』に注目させる視点も重要であり、そのために、多彩に移り変わる『季節サイクルのベース』への理解を育む学習が不可欠となる。その際に、多彩な季節感を反映した感覚的要素も、季節サイクルを科学的に捉える際の教材に活用出来るものとする(逆に、そのような科学的要素を理解することにより、音楽表現の指導など、他教科の教育へフィードバックさせることも可能になる)。

本研究では、『移り変わりの履歴を持った季節』をも意識させつつ、音楽との連携による季節感にも注目して、まず、日本の春の天気系に関する学習プランを検討した(中学3年生を対象に授業実践)。日本付近の春には、傾圧不安定波に伴う高低気圧の周期的通過が卓越する。このような天気系は、小学校第5学年の理科で、「西から東への天気の移り変わる天気変化の仕組み」として学習する現象である。更に、中学校理科第2分野では、そのような温帯低気圧の構造と降水等の天気分布との関連、高気圧と低気圧と天気変化、に関するプロセスについて学習する。

一方、小学校第6学年の歌唱教材の一つとして、『朧月夜』も学習する。そこで、これらの既習事項を踏み台に、『朧月夜』の歌詞から浮かび上がる気象的背景のイメージとも関連させつつ、冬との比較の中で春の卓越気象系の特徴を把握する学習プランを検討し、授業実践を行った。

2. 授業の概要

1) 対象者および授業日時：倉敷市立西中学校第3学年理科(約30名)、2009年12月11日(金)第1、2校時目。

2) 授業者：加藤内蔵進、加藤晴子、藤本義博

3) テーマ：「冬からの季節の変化を意識して、日本の春に卓越する気象システムと季節感を捉えよう」

4) 音楽の教材：『朧月夜』(高野辰之・岡野貞一)

5) 学習活動

①曲に歌われている気象現象を歌詞から読み取る(日

本絵画の横山大観『夜桜』も併せて見て)。歌詞を口語に置き換え、自分たちの体験と重ね合わせてみる。

②『おぼろ月夜』が歌われている時期の気象をデータで分析。

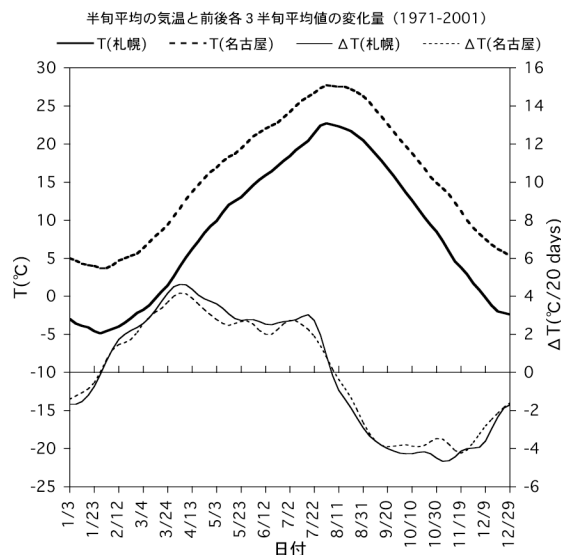
③日々の天気系の現われ方の冬から春にかけての変化を、気象データ分析などを通して捉える(『移り変わりの履歴』をも意識して季節を捉える視点)。

④これらの学習をもとに、再度、歌の表現を味わう。

但し、今回は学習活動①、②を中心に授業実践を行った。

3. 学習活動の詳細

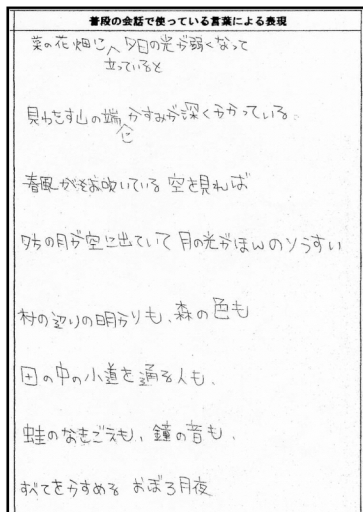
3.1 対象とする時期の気象・気候の状況



第1図 札幌(太い実線)と名古屋(太い点線)における半旬平均した地上気温 T (°C)の季節進行(1971—2001年平均)(加藤他(2009a)より引用)。また、下段には、当該半旬の後の3半旬の平均値から前3半旬の平均値の差をとった変化量(季節進行としての昇温量 ΔT (°C/20 days))の季節進行も示す(下段は、札幌：細い実線、名古屋：細い点線)。1-2-1の重みで移動平均した半旬平均値の時系列に基づく。

2. 5)で述べた学習活動の詳細やその気象学的背景について、以下に抜粋して述べる。なお、気候学的には、3月終わりから4月初め頃に、日本列島全域で季節的な急昇温する(第1図、加藤他(2009a))。この急昇温は、南西諸島を除く日本列島全域で見られ

るという。これは、冬の気象循環場のパターンがほぼ完全に消失することに関連しており（加藤他 2009a），その時期以降には、温帯低気圧・移動性高気圧が交互に日本列島付近を通過しやすくなる。



第2図 生徒による口語訳のワークシート記載例。

『朧月夜』の歌詞からキーとなる歌詞の例を抽出すると、「おぼろ月（霞）」、「菜の花」，「春風そよ

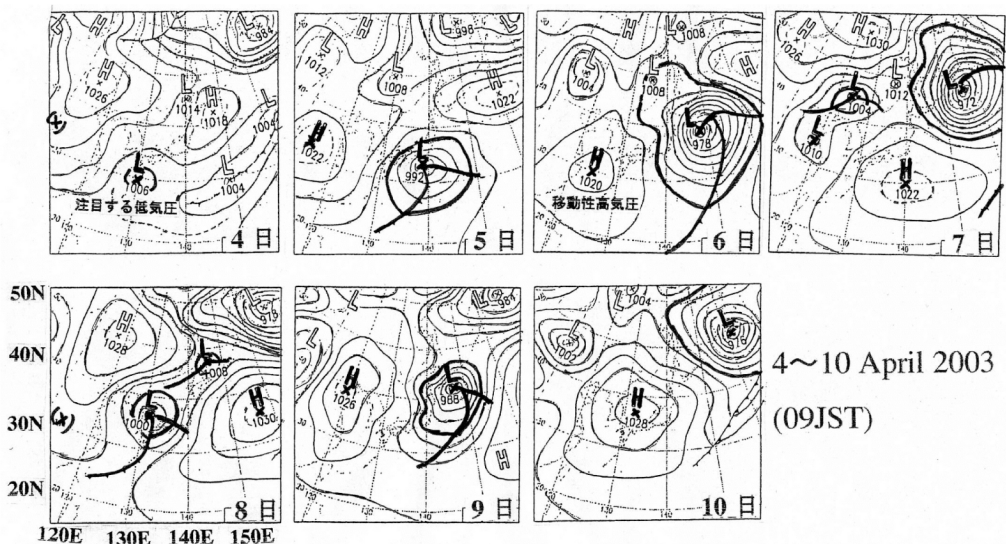
吹く」，「さながらかすめる」，等が上げられる。これらのキーワードや全体の歌詞から，まさに，前述の（季節変化としての）急昇温後の時期に卓越する次の気象状況の特徴が浮かび上がる。

- (a) 周期的な天気変化となる（温帯低気圧と移動性高気圧とが交互に通過）
- (b) そのサイクルの中で，移動性高気圧に覆われる時には，穏やかな晴天となる（寒くなく，風も弱い）
- (c) 移動性高気圧が通過して後面に入ると，前線が次第に近づき，上層の薄雲が覆う（地上付近の湿気もあり，生暖かい感じがするとともに霞みやすい）

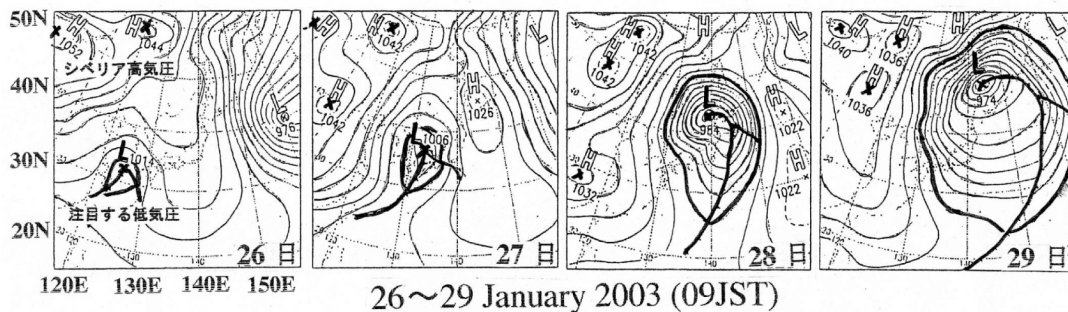
『朧月夜』で歌われているこのような状況は，横山大観の絵画『夜桜』という作品に描かれている情景（満開の桜の傍のたき火の煙が，まっすぐ昇る）とも相通じるものがある。

3. 2 学習活動①：

上述のようなイメージを生徒に捉えさせて気象の学習への橋渡しとするため，『朧月夜』の歌詞の口語訳させるとともに，歌詞から浮かぶ気象情景について，ワークシートに書かせた。歌詞を日常の言葉に置き換えた部分の例について，生徒が記載したワークシートから第2図に示す。



第3図 2003年4月4～10日の地上天気図を並べたもの（各日 09JST）（加藤 2009）。対象とする低気圧の中心や前線，高気圧の中心をマークするとともに，最も外側の閉じた等圧線を太線でなぞった。

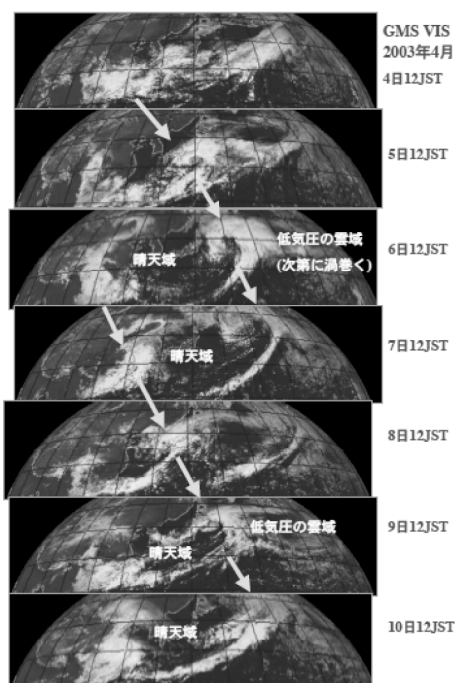


第4図 2003年1月26～29日の地上天気図を並べたもの（各日 09JST）（加藤 2009）。

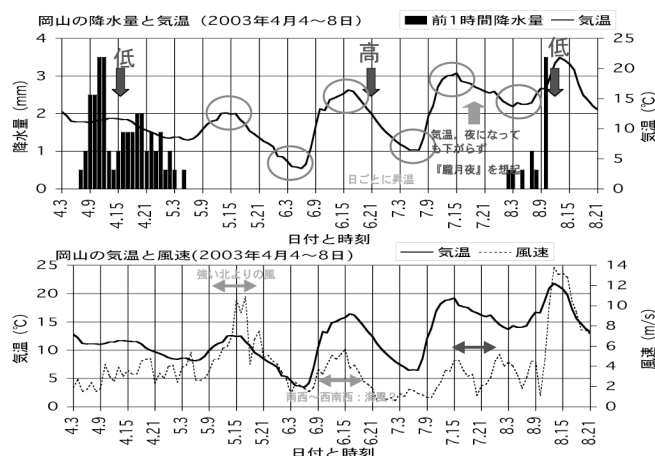
3. 3 学習活動②, ③:

3.1 で述べた3月終わりと4月初め頃の季節的な急昇後の時期に現れる温帯低気圧・移動性高気圧の周期的通過が見られた例として、2003年4月4日～8日の事例を教材として取り上げた(天気図のsequenceを第3図に示す(加藤 2009))。また、低気圧通過後に強い西高東低の冬型の気圧配置となった2003年1月26～29日の事例の天気図を加藤(2009)から引用し、第4図に示す。

授業では、まず、春の事例について、その事例の天気図のsequence(第3図)や衛星画像のsequence(第5図, 加藤(2009))、1時間毎の岡山での地上気象観測データのグラフ(第6図, 加藤他(2009b))、等を提示した。



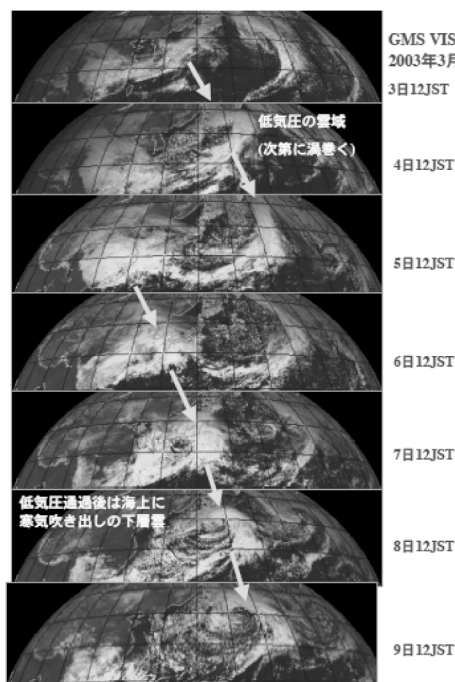
第5図 2003年4月4～10日の期間の気象衛星可視画像を並べたもの(各日09JST)。加藤(2009)より引用。



第6図 低気圧・移動性高気圧通過時の岡山における1時間ごとの気象要素(加藤他(2009b)のFig. 9を改変し教材化)。

授業では、これらの図を用いて、低気圧や高気圧の領域を色塗りするなどの手作業を行わせ、それらから読み取れる現象の特徴について考察させた。低気圧通過直後は岡山でも北風が強く、日中の気温は12.5℃までしか上昇しなかった。また、6日朝の冷え込みもそれなりに強かった。しかし、移動性高気圧の中心が近づいた6日の日中から7日にかけては、風は4m/s程度と弱くなり、昼間の気温は15～19℃まで上昇するようになった。特に次の低気圧が接近した7日夜には、気温があまり下がらず(風もまだ弱い)、『臘月夜』に歌われた気象状況になったことが示唆される。

更に、冬と春の卓越天気系の違いを確認させるために、第4図に示す事例の天気図や第7図に示す気象衛星画像のsequence(加藤 2009)を生徒に配布し、温帯低気圧が日本付近を発達しながら通過した後、次に移動性の高気圧が覆ってくるのではなく、シベリアにほぼ停滞している『シベリア高気圧』との間で西高東低の冬型の気圧配置に移行して持続することを、やはり天気図の主要なシステムや等圧線に色を付けさせながら説明した。授業時間の関係で生徒に作業をさせることは出来なかったが、4月の事例と1月の事例について、注目する低気圧・前線、及び、高気圧の位置と中心気圧の1日毎の変化を白地図に重ねて記入した図を提示し、『臘月夜』に歌われている季節には、単に日本付近を低気圧が周期的に通過しやすくなるだけでなく、その後に移動性高気圧が覆って来やすいことが、冬との大きな違いである点を、繰り返し述べた(典型的な冬型持続時には、次の高気圧は大陸に強い勢力で停滞)。



第7図 2003年3月3～9日の期間の気象衛星可視画像を並べたもの(各日09JST)。加藤(2009)より引用。

更に、新潟と東京の日々の天気表(1997～2008年、『気象年鑑』(気象業務支援センター))に、「雪または雨」を朱色、「晴れまたは快晴」を黄色で塗ったものを提示し、冬から春の天気パターンへの交代の様子

を説明した。冬には、「日本海側の新潟で雪または雨、太平洋側の東京で晴れ」、というパターンの持続が視覚的にも明瞭にわかる。2月後半～3月前半頃になると、新潟も東京も同様な天気パターンが数日程度の間隔で交代することも多くなるが（いわゆる、周期的な傾圧不安定波の通過。視覚的には、「新潟で晴れまたは快晴の日も多少目立つようになる」ことに対応）、まだ、冬特有の天気パターンが明瞭に現われることも多い。このような冬特有の天気パターンが殆ど見られなくなるのが3月下旬以降であり、加藤他（2009a）等が指摘した春の急昇温後の時期に対応する。

なお、今回は、限られた時間の研究授業であったので、この点については当方で作業済の図を提示して説明のみを行ったが、一連の学習プランとしては、生徒に作業を行わせて事実関係の把握やその意味の考察に使える時間を確保させることにより、今述べたような、「どのような経過を経て巡って来た『春』なのか」に関する理解を深まさせることが出来るのではと考える。そのことが、「異常気象や気候変化を捉える際のベースとしての季節サイクル」を詳細に捉える力に繋がるものと考ええる。

4. 授業の分析

4. 1 学習活動①に関連して

まず、『朧月夜』の歌詞から感じた気象状況についてのワークシートの記載内容をまとめると次の通りである。なお、括弧内の数字は、記述のあった延べ人数を示す（回収できた16名分のワークシートより）。

●『朧月夜』の時の、比較的薄い雲(巻層雲、高層雲など)の存在（計13名）

＊「月に雲」「少し天気悪そう」「明日はくもりだな」等も含む

●霧（『霧』でなく、『霞』の筈ではあるが）（計6名）

●春の風

○弱風（「無風」「空気が重い」「どんより」も含む）（計10名）

○暖かさ

・春の風（4名）

・暖かい（「少し暖かい」も含む）（3名）

・少し冷たい（4名）（「寒そう」「気温が下がっている」も含む）

以上の記載内容を総合すると、『朧月夜』に表現された季節感として、「ひんやりと感じる人もあるが、暖かさを感じる人もいる季節」と捉えていることになる。しかも、興味深い点は、本時の最初の時間でありながら、すなわち、気象データの分析に基づく学習に入る前でありながら、これらの記載がなされていることである。すなわち、『朧月夜』の歌詞や曲のイメージのみの中にも、生徒達が、これだけもの気象的背景を感じ取れるだけの情報が含まれている点に、我々は大いに注目すべきであると考ええる。このことは、作品の歌唱・鑑賞指導との連携により、作品から受容する感覚的イメージを更に科学的なデータで具体化する方向で、気象の学習へ効果的に繋げられるような学習プランを効果的に行える可能性を強く示唆している。

4. 2 学習活動②、③に関連して

一方、授業で扱った内容を確認する事後アンケートの中の、「天気図で見たときの冬の特徴と春の特徴」の質問への記載内容を検討した（28名分を回収）。

その結果、冬については、シベリア高気圧の存在（5名）、冷たい風（5名）の他に、「高気圧が動かない」という回答が15名もあった。春には、西から東へ移動しながら交互に温帯低気圧と移動性高気圧が通過する頻度が高いのと対照的であり、アンケートの回答にも、春には、穏やかな天気（1名）、暖かい（「南西から暖かい風」も含む）（2名）の他、「高気圧が移動」を記載したのが20名もいた（「移動性高気圧」という名称も6名、「低気圧と交互に通過」を2名が挙げていた）。

このように、シベリア高気圧があまり移動しないで冬型の気圧配置形成に維持する冬と違って、春には、低気圧だけでなく高気圧も日本付近を移動性として東進するという特徴を、生徒達はそれなりに捉えていたものと考えられる。但し、春の移動性高気圧の通過時や、その後の前線接近に伴う陽気や雲の特徴の変化等に関する記載はあまりなされておらず、気圧配置の日々の変化や季節的位置付けの理解を、身近な場所での詳細な天気変化の特徴や季節感に結び付けさせる、更なる工夫の必要性も今後の課題であると考ええる。

引用文献

加藤内蔵進，2009：小学5年の「西から東へ移り変わる天気」の学習に関する気象学的背景の理解のための教育学部生への講義。岡山大学教育実践総合センター紀要，第9巻，83-96。

加藤内蔵進・加藤晴子・逸見学伸，2009a：日本の春の季節進行と季節感を切り口とする気象と音楽との連携（小学校での授業実践）。天気，56（No.4），203-216。

加藤内蔵進・加藤晴子・別役昭夫，2009b：東アジア気候環境とその変調を捉える視点の育成へ向けた学際的授業開発の取り組み（多彩な季節感を接点に）。環境制御，第30号，9-20。

都市緑道における夏季の温熱環境および温熱生理の空間的変動

—岡山市西川緑道公園を対象にして—

*疋田浩之・大橋唯太（岡山理科大学総合情報学部）

1. はじめに

近年、地球規模での温暖化やヒートアイランド現象によって都市域の気温が年々上昇している。特に2010年の夏（6～8月）における平均気温は気象庁が統計を開始した1898年以降で最も高い値となった。その中で、地域交流や憩いの場として設置された緑道公園が近年、都市域のオアシスとして注目されている。都市域に緑地を設置することにより暑熱環境が緩和されることは多数の研究によって報告されており、藤崎・半田（1994）や山田（1996）などがみられる。これらの研究ではWBGT（Wet-bulb Globe Temperature；湿球黒球温度）やDI（Discomfort Index；不快指数）など様々な温熱環境指標が用いられている。しかしこの温熱指標には気象要素しか加味されておらず、人体側の体温や血圧などの生理的変化が無視されている。

SET*（Standard New Effective Temperature）は、1971年Gaggeらにより提唱された世界中で広く使われている温熱環境指標である。多くの温熱環境指標は気温や風速、日射量などの気象要素のみを用いて温熱環境の評価を行っているのに対し、SET*は気象要素の他に着衣量や代謝量などを含む人体側の熱交換も考慮した温熱環境の評価に利用される。本来SET*は屋内環境の評価を目的に提唱され、米国暖房冷凍空調学会（ASHRAE）が基準とする温熱環境指標としても知られている。しかし、木内（2001）の研究によってSET*の屋外空間での適応性が報告されて以来、屋外における温熱環境の評価にも利用されつつある（桑原ほか、2002；野田、2010）。

SET*を用いた温熱環境の評価は多数報告されているが、その多くはオイラー的概念に基づく固定点観測であり、実際の屋外における人間活動では歩行状態が多いため、体感する温熱環境はやや異なることが推測される。一方、ラグランジュ的概念に基づいた温熱環境の評価が仲吉・神田（2009）によって報告されている。彼らは都市での微気象の違いが温熱環境と人体の温熱生理に及ぼす影響について移動観測の視点から述べている。

そこで本研究では、仲吉・神田（2009）の手法にならったラグランジュ的概念に基づき、岡山市街地に存在する緑道内および側道を対象に温熱環境と人体温熱生理の移動観測を行った。

本研究で扱う緑道は、岡山市が1974年に市街地を流れる西川を緑化事業により整備をおこない完成させた、総延長約2.4km、約4万本の樹木を有する西川緑道公園である（岡山市HPより）。この西川緑道内および側道での観測結果をもとに、緑陰空間の暑熱緩和効果を調べ、緑道内および側道でそれぞれ比較・検討する。

2. 観測概要

2010年7月26日～9月17日のうち晴天日10日間を選択し、岡山市街地中心部に位置する西川緑道公園内の緑道と隣接する側道で、歩行による温熱環境と温熱生理の移動観測を実施した。本稿では、このうち8月20日に実施した観測結果を報告する。観測実施日の8月20日は日積算日照時間9.9時間、日最高気温36.1℃を記録した猛暑日であった。

2-1. 観測項目および使用測器

観測項目は気象要素として気温・相対湿度・黒球温度・風速・気圧を、生理要素として血圧・脈拍数・体深部温度・体表部温度をそれぞれ選んだ。気温と相対湿度は超小型温湿度ロガーTSDL-HT2（テクノサイエンス社製）、黒球温度はベルノン式黒球温度計（柴田科学社製）を用いた。風速と気圧はKestrel4500（Nielsen-Kellerman社製）、血圧と脈拍数はオムロン自動血圧計HEM-637IT（オムロン社製）、体深部温度は耳用体温ロガーDBTL-1（テクノサイエンス社製）、体表部温度はおんどとりJr.RTR52（T&D社製）によって計測した。

サンプリング間隔は気温・相対湿度・黒球温度・体深部温度・体表部温度を1秒、風速と気圧を2秒とし、血圧と脈拍数は移動中適宜とした。また、移動空間の日陰・日向の判別のためにドライブレコーダーMBDR-1（フィールテック株式会社製）

を利用した。

2-2. 観測方法

観測対象時間は13時30分～15時30分とし、13時30分～14時15分は緑道内を、14時45分～15時30分は側道を歩行による移動測定した。このとき気象要素を測定する測器は自転車に設置し、押しながら歩行していった。一方、生理的要素を測定する測器は被験者の身体に装着した。観測測器の外観図を第1図に示す。

3. 観測結果

8月20日に西川緑道内とその側道でそれぞれ計測された気温、SET*、収縮期血圧の空間的特徴について述べる。この日おこなった観測の被験者は20代後半の健康な男性であった。緑道内で計測された気温、SET*、体深部温度、血圧、脈拍数の結果を第2図、一方、側道で計測されたそれを第3図に示す。また、西川緑道とその側道の地図を第4図に示す。

3-1. 緑道内の計測値

緑道内におけるSET*の最高値は14時2分2秒に計測された41.0℃であった。この値が計測された場所は桃太郎大通り（緑道④と⑤のあいだ）で、観測時には日向環境が確認された。また、緑道内での気温の最高値は13時45分17秒に計測された37.1℃であった。この場所（裸地①）は太陽放射を遮断する樹木が少ないため、日向環境となっていた。一方、最低値はSET*が13時50分10秒に計測された35.2℃、気温が13時46分28秒に計測された34.3℃であった。これらの値が計

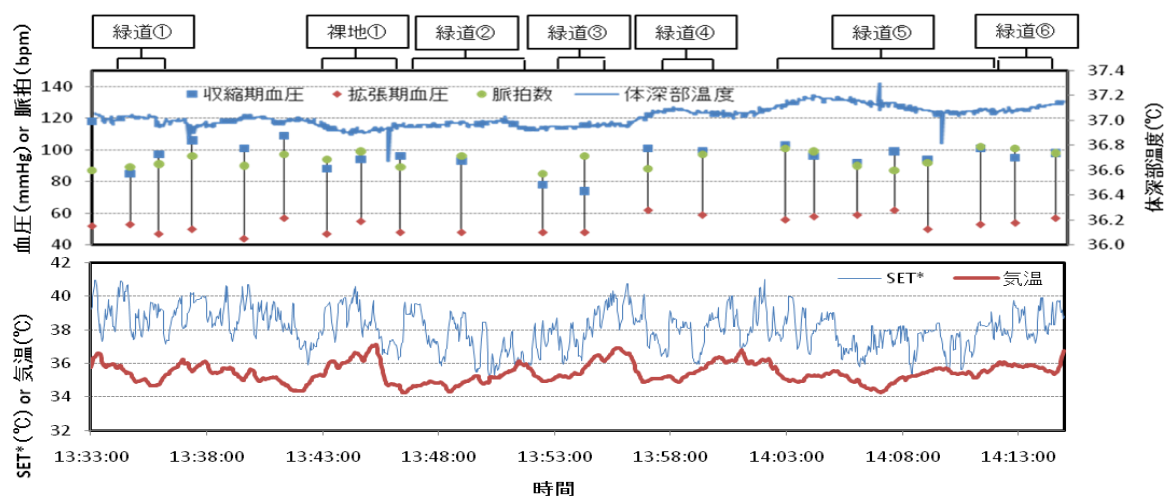
測された場所（緑道②）は、ともに樹木（ヤマモモ、ケヤキ）により直達日射が遮られている場所であり、観測時には日陰が形成されていた。

今回の計測により、緑道内であっても場所によってSET*で5.8℃、気温で2.8℃の差が生じていることが明らかとなった。

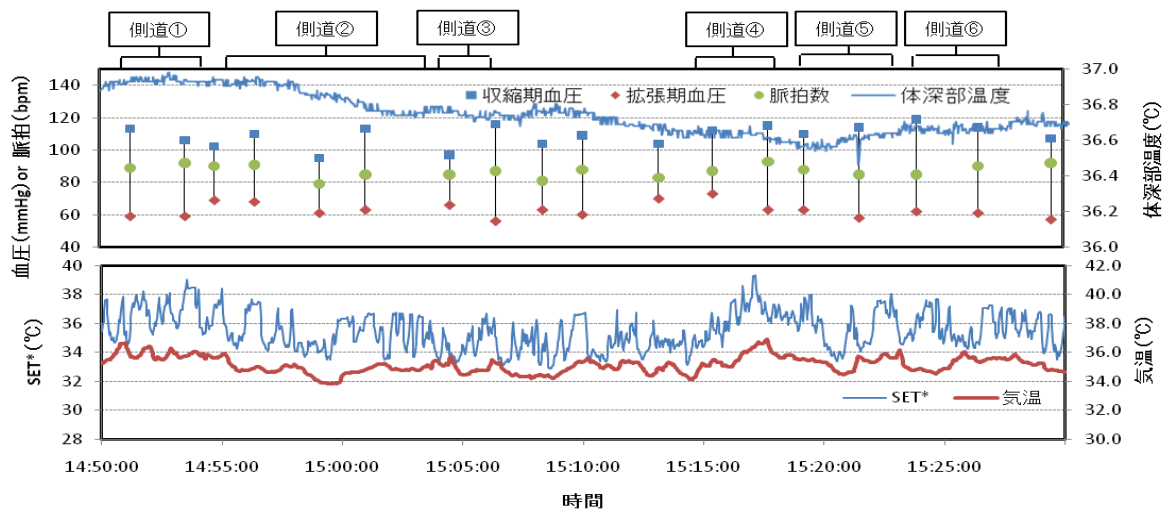
緑道内で収縮期血圧が最も高かったのは13時41分に計測した109mmHgであった。この値が計測された場所（緑道①と裸地①のあいだ）は樹木が少ないため直達日射が遮断されず、日向環境となっていた。反対に収縮期血圧が最も低かったのは13時55分に計測した74mmHgであった。この値が計測された場所（緑道③と④のあいだ）は周囲に樹木が存在せず、日向環境であった。



第1図 観測測器の外観図。
(上) 気象要素 (下) 生理要素の計測機器。



第2図 緑道内で計測された気象要素、生理要素の変動。
(上) 生理要素、(下) 気象要素の結果。



第3図 側道で計測された気象要素、生理要素の変動。
(上) 生理要素、(下) 気象要素の結果。

3-2. 側道内の計測値

側道で計測された SET^* と気温の最高値は 15 時 17 分 7 秒に計測された 39.3°C と 15 時 17 分 37 秒に計測された 36.9°C であった。これらの値はともに第3図で示した側道④で計測されていた。この周囲には直達日射を遮る建築物等が存在しなかったため、観測時には日向環境となっていた。一方、最低値は SET^* が 15 時 8 分 35 秒に記録された 32.9°C 、気温が 14 時 59 分 29 秒に計測された 33.8°C であった。これらの値が計測された場所(側道②、側道③と④のあいだ)は、ともに周囲に中層建築物が存在し、日陰が形成されていた。

今回の計測で、側道内では場所によって SET^* で 6.4°C 、気温で 3.1°C の差が生じていることが明らかとなった。

側道内で収縮期血圧が最も高かったのは 15 時 21 分に計測された 119mmHg であった。この値が計測された場所は小規模な交差点(側道⑤)であり、周囲の中層建築物の間から直達日射が届くことで日向環境となっていた。反対に収縮期血圧がもっとも低かったのは 14 時 58 分に計測された 95mmHg であった。この値が計測された場所(側道②)は周囲に中層建築物が存在し、日陰が形成されていた。

4. まとめ

温熱環境と人体の温熱生理の空間的な変動を明らかにする目的で岡山市街地中心部の西川緑道で移動観測をおこなった。その結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) 緑道内と側道ともに、 SET^* と気温は樹木や建物によって日陰となっている場所で低い

値を示し、反対に樹木が少ない場所や交差点で高い値を示した。

- (2) 同じ緑道内であっても場所によって SET^* で 5.8°C 、気温で 2.8°C の差が生じていた。同様に側道では SET^* で 6.4°C 、気温で 3.1°C の差がみられた。
- (3) 収縮期血圧は場所によって変動しており、緑道内と側道で計測した値を比較した結果、緑道内で概ね低くなる傾向がみられた。

今後は周辺環境などの微気象を考慮して考察を行い、さらに SET^* と温熱生理を関連づけた空間的特徴を検討していく。

謝辞

本研究を実施するにあたり御協力をいただきました、岡山理科大学総合情報学部生物地球システム学科大橋研究室4年生、岡山理科大学大学院数理・環境システムの山本伸子氏、岡山大学大学院自然科学研究科の重田祥範氏に心より謝意を表します。

引用文献

- 木内豪、2001：屋外空間における温冷感指標に関する研究
桑原浩平・持田徹・長野克則・嶋倉一實、2002：屋外環境における温冷感の実験的検証と評価
仲吉信人・神田学、2009：ラグランジュアン人間気象学
野田珠生、2010：温熱指標の計測による都市緑道の快適性評価
藤崎健一郎・半田真理子、1994：公園、街路等の植栽が微気象に与える影響
山田宏之、1996：各種温熱環境指数を用いた夏季緑陰の温熱環境評価



側道①



側道②



側道③（桃太郎大通り）



側道④



側道⑤



側道⑥



緑道⑥



緑道⑤



緑道④



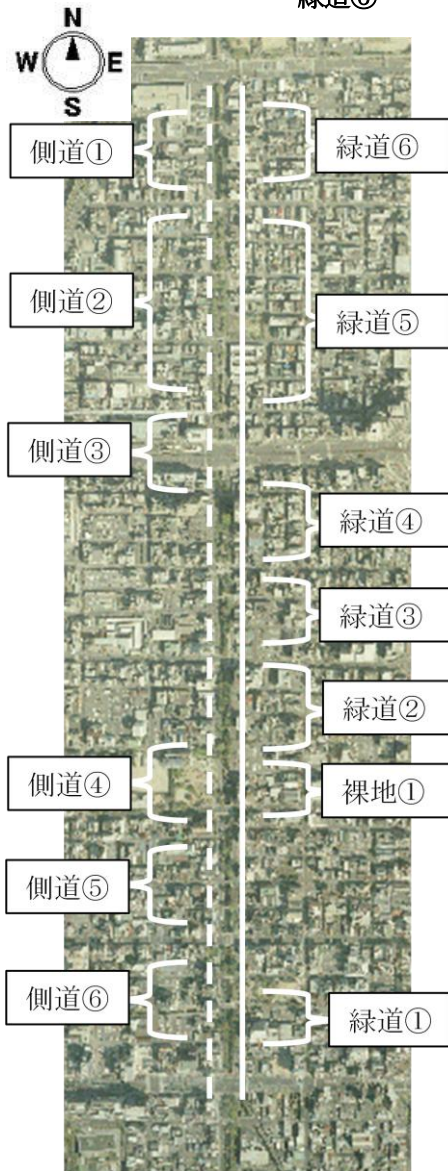
緑道③



緑道②



緑道①



第4図 西川緑道とその側道の地図。
実線が緑道、波線が側道の位置を表す。



緑道①

陸域生態系の炭素固定プロセスと炭素収支

岡山大学大学院 環境学研究科 (環境理工学部)

山本 晋

地球上の炭素は大気圏、海洋、陸上植生、地圏という貯蔵庫に蓄積・存在している。また、炭素はこれらの貯蔵庫の間で気体、無機炭素、有機炭素と形を変えながら、循環している。IPCC (気候変動に関する政府間パネル) 第4次レポート(2007)によると、1990年代においてこれら圏間での正味交換量(収支)は化石燃料消費とセメント生産で炭素換算64億トンC、土地利用の変化で16億トンCの両者の合計80億トンCが年々大気へ放出され、陸上植物生態系に26億トンC、海洋に22億トンCで合計48億トンCが年々大気から吸収されて、差し引き32億トンC(=80-48)が年々大気中に残留していることになっている。これらの数値はIPCCが調査研究成果をまとめて、相互に矛盾の無いように調整したもので、化石燃料消費とセメント生産に伴う放出量、大気への残存量はかなり正確であるが、その他の交換量については大きな誤差があるといわれている。図一1に全球の陸域生態系での炭素循環プロセス、炭素移動量と大気・植生・土壌圏の炭素貯蔵量の概略を示している。

さらに、京都議定書では森林に関して各締約国が温室効果ガス排出抑制・削減のために取るべき政策措置の一つとして、「持続可能な森林経営の推進」を位置づけ、削減目標達成の判定に当たって、1990年以降の新規植林(過去50年来森林でなかった土地への植林)・再植林(1990年以来一度も森林でなかった土地への植林)によって造成された森林が削減目標約束期間(2008-2012年)にCO₂を吸収する分から森林減少(森林を他の用途に転換)による放出分を差し引いた値を削減目標に加味することが規定された。2005年2月にこの京都議定書がロシアの調印により発効したことを受けて、炭素吸収・固定における森林生態系の役割を定量的に計測・評価する手法の確立が緊要の課題となっている。

ここでは、陸域生態系における炭素固定のプロセスと炭素収支の野外調査結果を紹介し、陸域生態系炭素循環モデル計算結果との比較検証について述べる。

1) 陸域生態系(植物地上部・地下部、林床植生、土壌圏)の炭素収支

陸域生態系(植物部と土壌を含む系)での炭素循環において、土壌圏はとりわけ重要な役割を果たしており、世界の陸域生態系植物部の5000億トンCに対して、土壌にはその3倍の15000億トンCの炭素が貯蔵されているといわれている(IPCC第3次レポート,2001)。森林生態系においては、現状は植林での炭素固定能(バイオマスの増加)の評価に重点が置かれており、地上・土壌圏の有機物(枯れ枝、粗大枯死木などを含む)の分解・蓄積が十分に考慮されていない。従来からのバイオマス調査の結果と併せて、次の2)で述べる陸域生態系での炭素収支の地上観測の結果を組み込み、陸域生態系全体の正味としての炭素吸収量評価が必要である。

2) 陸域生態系でのCO₂吸収(放出)量の地上調査による評価

陸域生態系への炭素固定量は光合成によるCO₂吸収量(総生産量)から植物の呼吸、有機物の分解によるCO₂放出量を差し引いた量となる。森林生態系では、一般的には林齢の増大とともに呼吸量が増えるが、総生産量は一定林齢でピークを迎え、その後は減少するために純生産量はしだいに小さくなる。一方、土壌に貯蔵される炭素量は落枝・落葉量と土壌有機物分解(土壌呼吸)の速度に依存しているが、その収支(土壌中への蓄積量)はまだ定量的に解明されていない。土壌を含む陸域生態系への大気からのCO₂吸収量は純生産量からさらに土壌呼吸量・枯死木の分解量を差し引いた値である。最近、この視点から土壌圏を含む各種陸域生態系での炭素収支と気象・環境条件との関係を解明する地上調査が盛んに行われている。

①生態学的方法による調査

樹木など生きている植物体の現存量、現存量の増加分と枯死した植物体の量を長期的に計測することによって植物体への一定期間における炭素固定量(あるいは放出量)

を推定する方法である。この方法では森林に調査区を設けて、その中にある樹木の種類・直径・樹高等を一定の期間間隔で測定（毎木調査）する事によって現存量とその増加分を推定する。この植物体現存量の変動（一定期間での固定量）から土壤微生物の働きによる分解量（土壤呼吸量）、枯死木の分解量を差し引いたものがその土壤も含めた森林生態系の炭素正味の吸収あるいは放出量ということになる。

②微気象学的方法による調査

微気象学的手法は植生中に立てた観測タワーを利用して、植生上でCO₂のフラックス（単位面積当たりのCO₂鉛直輸送量）をCO₂濃度高度分布・CO₂濃度変動観測、風速高度分布・乱流変動などの観測データから計算する方法で、特にCO₂濃度変動と乱流変動を高周期で観測して両者の相関からフラックスを求める渦相関法は近年広く用いられるようになった。この方法によりフラックスの日内変動、季節変動など短時間での炭素収支の変化の測定が可能になり、大気と植物生態系間のCO₂フラックスと気象条件の関係、炭素収支の季節変化、年々変化を詳細に調べることが出来る。図－2に各種陸域生態系での炭素フラックス観測と生態系調査による炭素蓄積量とフローの関連を示す。しかし、微気象学的方法にも炭素収支推定値に20～30%の誤差があるといわれており、特に年間などの長期的な積算値の誤差は大きく、検討課題として残されている。図－3に各種陸域生態系での炭素収支観測結果を示している。

③生態学的手法と渦相関法による炭素収支推定結果のクロスチェック

同一サイトで植物体現存量調査、土壤圏調査などを行い、生態学的手法によって推定した炭素収支推定値（炭素蓄積量とフロー）と渦相関法による二酸化炭素フラックス連続観測の結果とのクロスチェックを行ない、両手法の炭素収支量の評価と誤差要因の定量的な解析が行われている。

世界の諸研究機関・諸大学により、現在世界の300カ所を超える森林を含む陸域生態系でフラックスの長期モニタリングを行っており、CO₂収支が調べられている。これらのデータは、FLUXNET、AsiaFluxなどの相互に利用出来るネットワークを構築して共有し、地域からグローバルな陸域生態系

の炭素収支の定量的把握を目指している。

3) 陸域生態系の炭素動態モデルの検証とモデルによる広域（グローバル）の炭素収支の将来予測

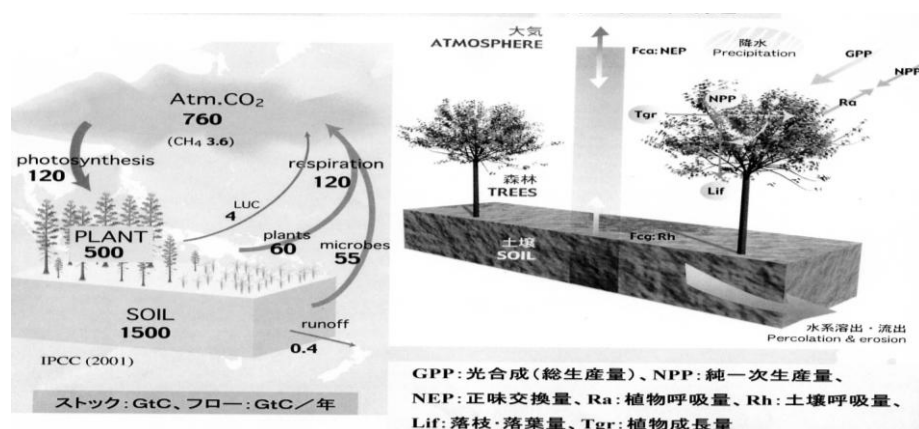
長期的な視野に立って、科学的な炭素管理を行う上では野外調査、森林統計データを基礎に多様な陸域生態系でのCO₂循環過程を解明し、気候、CO₂濃度等の環境変化に対する陸域生態系の応答を含むプロセスモデルの構築が不可欠な課題である。さらにプロセスモデルと人工衛星データ、植生統計資料等を組み合わせて、陸域生態系モデルの検証とそのスケールアップを図り、グローバル/リージョナルスケールの物質循環モデルと統合して、世界の陸域生態系の炭素収支・植物生産における役割を解明する試みが今始まっている。

将来における炭素収支、陸域生態系の生産能力推定値の変動を考えるには、グローバルな炭素動態のシミュレーションによる将来炭素収支予測、CO₂高濃度条件下での施肥効果による植物生産量、気温上昇に伴う有機堆積物の分解速度・植物呼吸量の変化、大気中の窒素降下物の土壤富栄養化による植物生産量の変化等の解明が不可欠である。植林事業でも、このような10-100年のスケールでの長期的な炭素吸収量の変動を予測する必要がある。陸域生態系の炭素収支モデル(Sim-CYCLE)によるグローバルな炭素動態のシミュレーション（及川武久、2002）の計算結果を図－4に示す。これによると現状と70年後の土壤、植生（大気濃度が70年間で350から700ppmに2倍化の条件、植生分布の変化は考慮しない）それぞれの炭素プールが現状の642.3GtC、1495.1GtCから835.1、1559.0へと増大して、植物総生産量（GPP）、純一次生産量（NPP）、植物呼吸（AR）、土壤有機物分解（HR）、植物生態系の炭素固定量（NEP）も現状から気温の上昇、CO₂濃度の上昇により増大している。

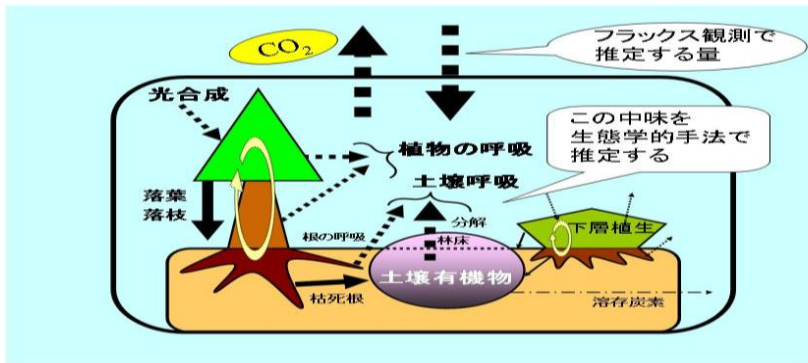
謝辞：本発表の多くは環境省地球環境総合研究推進費『21世紀の炭素管理に向けたアジア陸域生態系の統合的炭素収支研究』（平成14-18年度）により行った研究成果の一部です。本研究の課題代表者及川武久筑波大学名誉教授はじめ、関係の皆様深く感謝いたします。

[参 考 文 献]

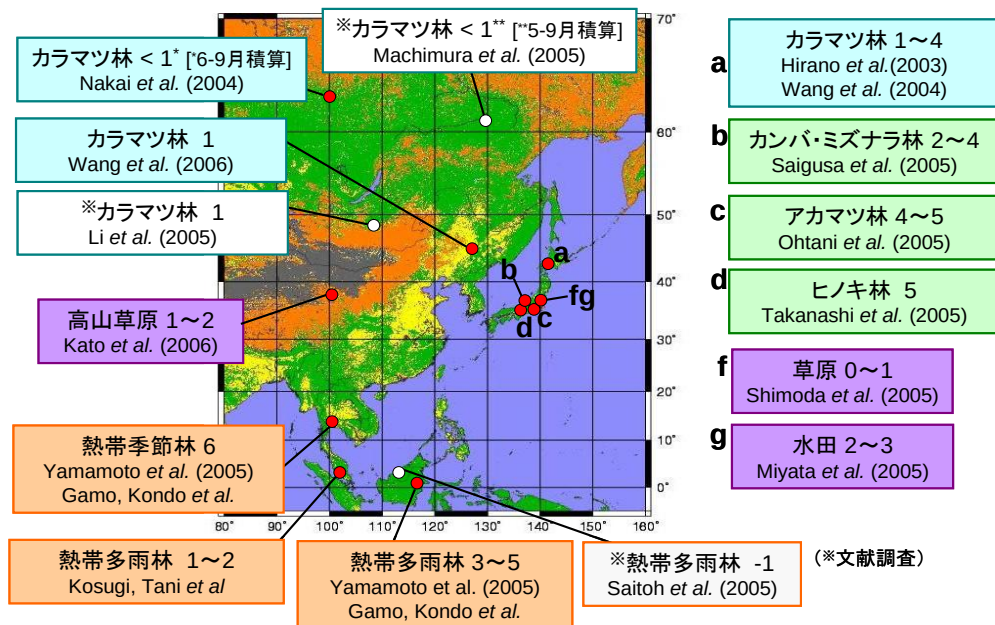
- Owen, K.E. et al., 2007. Linking flux network measurements to continental scale simulations: ecosystem CO₂ exchange capacity under non-water-stressed conditions. *Global Change Biol.* 13, 734–760.
- 環境省主催：環境省地球環境研究総合推進費戦略プロジェクトワークショップ、2006. 21世紀の炭素管理に向けたアジア陸域生態系の統合的炭素収支研究：システムアプローチで見えてきた東アジア陸域生態系の炭素動態、講演要旨集.
- AsiaFlux (booklet): A regional network for coordinating the tower-based carbon flux research with the atmospheric, oceanic, soil, and terrestrial water researches.
- 小池勲夫 編、2006. 地球温暖化はどこまで解明されたか：日本の科学者の貢献と今後の展望、2.3 陸上生態系への吸収と放出pp21-27（三枝信子）、丸善株式会社.
- 山本 晋、2005. 森林生態系の炭素固定のしくみと炭素固定量の評価、環境管理、41、594-601.
- Yamamoto, S. et al. 2005. Synthetic analysis of the CO₂ fluxes at various forests in East Asia. In: Omasa, K., Nouchi, I., and DeKok, L.J. (Eds.), *Plant Responses to Air Pollution and Global Change*, Springer-Verlag Tokyo, 215–225 pp.
- Kosugi, et al. 2005. Three years of carbon and energy fluxes from Japanese evergreen broad-leaved forest, *Agricultural Forest Meteorol.* 132, 329–343.
- Fang, Jingyun et al. 2005. Biomass carbon accumulation by Japan's forests from 1947 to 1995. *Global Biogeochemical Cycle*. 19, GB2004 (10 pages).
- Saigusa, N., Yamamoto, S., Murayama, S., and Kondo, H., 2005. Inter-annual variability of forest site estimated by long-term flux carbon budget components in an AsiaFlux measurements. *Agric. For. Meteorol.* 134, 4–16.
- Ohtuka, T. et al., 2005. Biometric based estimates of net primary production (NPP) in a cool-temperate deciduous forest stand beneath a flux tower. *Agric. For. Meteorol.* 134, 27–38.
- Ito, A., Saigusa, N., Murayama, S., and Yamamoto, S., 2005. Modeling of gross and net carbon dioxide exchange over a cool-temperate deciduous broad-leaved forest in Japan: Analysis of seasonal and interannual change. *Agric. For. Meteorol.* 134, 122–134.
- 伊藤昭彦他、2004. 地球システムモデルで用いられる陸域モデル：研究の現状と課題、天気、51、227-239.
- 山田和人、邊見達志、2003. 京都議定書と森林吸収源の問題、生物の科学遺伝別冊17号、17-25.
- 藤沼康実、三枝信子、平野高司、2003. 温室効果ガスのモニタリングと森林フラックスの測定、生物の科学遺伝別冊17号、48-57.
- 及川武久、2002. 地球温暖化に対する陸上生態系に応答、数理科学 No.470, 78-83.
- Falge, E. et al. 2002. Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agric. For. Meteorol.* 113, 53–74.
- Baldocchi, Dennis et al. 2001. FLUXNET: A new tool to study temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 2415–2434.



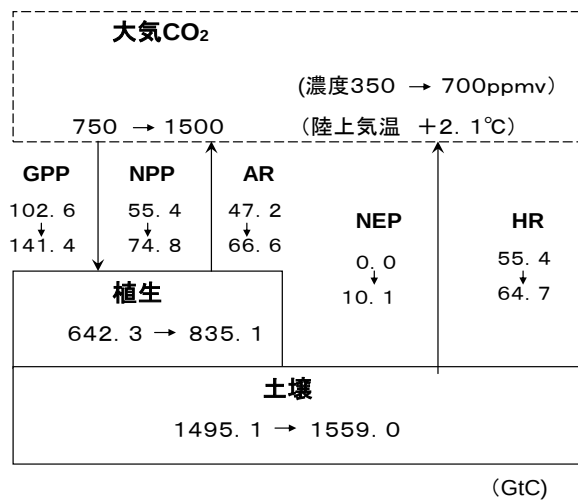
図ー1 陸域生態系での炭素循環プロセス、炭素移動量と大気・植生・土壌圏の炭素貯蔵量の概略値（IPCC第3次報告書、2001）



図ー2 各種陸域生態系での炭素フラックス観測と生態系調査による炭素蓄積量とフロー



図ー3 東アジアのフラックス観測サイトのNEP (生態系炭素固定量) の年間値 (1~6tC/ ha/ 年)



図ー4 Sim-CYCLE によって推定された現在とCO₂倍増時 (70年間の漸増) の陸上生態系の炭素収支の変化 (現在から70年後) (及川、2002)