

1. 航空機による地表面放射温度観測とフットプリント解析

1.1 地表面放射温度観測

集中観測領域内で測定された各観測点の顕熱フラックスについて、そのフラックス値の実現にどの程度の範囲の地表面が寄与しているかを明らかにすることを目的として、航空機による地表面放射温度観測とフットプリント解析を行った。ここで、フットプリントとは地表面のある点において発生した乱流フラックスの、測定点におけるフラックス値に対する寄与率として定義されるものである。測定時の条件に応じたフラックス寄与率の分布を推定することにより、測定点でのフラックス値の実現に寄与している地表面の範囲を推定できる。一方、地表面放射温度観測によって集中観測領域における地表面温度の水平分布が明らかになるので、各フラックス測定点における顕熱フラックス値とそのフラックス値の実現に実質的に寄与している範囲内の地表面温度との関連を推定することができる。これが、本章における観測と解析のねらいである。

航空機による地表面放射温度観測の概要を表1に示す。実際の観測において、航空機（セスナ）に赤外線カメラ（サーモグラフィ）を搭載し、航空機の側窓から地表面の熱赤外域の波長における静止画像を撮影した。1回の撮影で集中観測領域全域を撮影することはできなかったため、領域の周囲を航空機で周回して、部分画像を合成する

ことで領域全体の地表面温度分布を得た（図1）。航空機は大阪府の八尾空港を拠点として集中観測領域との間を往復した。所要時間は八尾空港と集中観測領域との間の往復に約1時間40分、観測に約20分であった。一連の観測は期間中に4回行われた。以下では、そのうち最も条件が良かった11月17日午前中に行われた例について記述する。

異なる地点から撮影された熱赤外画像を合成するには、各画像ごとに異なる幾何的な特性、大気中の吸収物質（水蒸気など）による温度変化、撮影面の日当たりの良い部分が多いか少ないかなどの相違を補正する必要がある。そこで、撮影された各画像について次のような補正を行った。

- ・幾何補正：各画像について一点からの透視図法的な画像を鉛直上方から正射した画像に変換する。
- ・器差補正：赤外線カメラと基準温度計の温度目盛りの差の補正。
- ・大気補正：航空機上で測定された地表面放射温度を、大気中の吸収物質で変化させられた分だけ補正し、地表面における値に変換する。
- ・射出率補正：地表面の射出率（放射率・黒体度）が1ではないことによって、放射温度が真の地表面温度と異なった分を補正する。
- ・測定角補正：放射温度は測定天底角に応じて、地表面の射出率の違いや幾何構造による影響で変化するため、これを補正する。

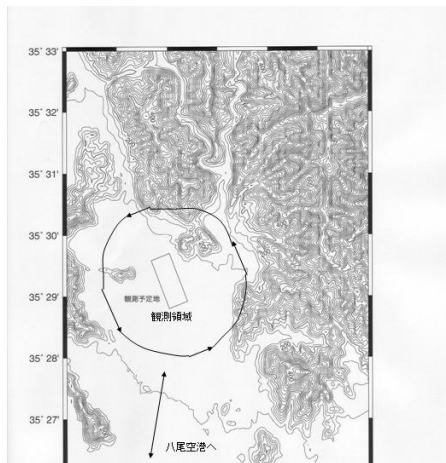


図1 集中観測領域と熱赤外画像撮影時の航空機の航路

表1 航空機による地表面放射温度観測の概要

| | |
|-----------|--|
| 日時 | 2002年11月17日11時35~58分 2002年11月17日14時29~52分 2002年11月19日13時01~25分 2002年11月20日11時20~36分 |
| 赤外線カメラの機種 | Inframetrics MODEL 740 |
| 航空機の機種 | セスナ C-172 |
| 測定天底角 | 60度 |
| 測定高度 | 約1350m |
| 画素数 | たて198×横256 |
| 温度範囲 | 0~50 |
| 階調数 | 256 |

・画像間補正：各静止画像について、主に測定方位角と直達日射の入射角の関係に応じた平均的な温度の相違が生じるので、これを補正する。

(1) 幾何補正

上空から真下への撮影以外では、地表面の形をゆがめて撮影してしまうので、上空から正射した図に直すために幾何補正を行う。本研究で用いた方法は、画像中心の測定角（天底角と方位角）と他の画素の画像中心からのずれだけを考慮した簡単なものである。レンズ等による画像のひずみは考慮していない。飛行機の座標 (x_a, y_a, z_a) から測定角 $(\theta_a + \theta', \phi_a + \phi')$ で測定した地点の地図上の座標 $(x, y, 0)$ との対応は式(1)のように表される。

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} z_a \sec(\theta_a + \theta') \tan \phi' \\ z_a \tan(\theta_a + \theta') \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \phi_a & \sin \phi_a \\ -\sin \phi_a & \cos \phi_a \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} x_a \\ y_a \end{pmatrix} \quad (1)$$

ただし、 $\theta_a, \theta', \phi_a, \phi'$ は画像中心における天底角とその画像中心からのずれ、画像中心における方位角とその画像中心からのずれである。実際には θ', ϕ' を画像上の位置から読みとり、 $x_a, y_a, z_a, \theta_a, \phi_a$ の5つを未知パラメータとして、

シンプレックス法（奥村，1986）により最適化した。この最適化のために、基準点として主に道路の交差点など赤外画像からも判読しやすいところを決め、25,000分の1地形図から位置を判読した。一つの画像に含まれる基準点の数は少ないときで7,8点、多いときで30点以上になった。

11月17日午前においては15面の赤外画像について、各画像につき8~15点の基準点を使用して各パラメータの最適化を行った。その結果、飛行高度や測定天底角はほとんど変わっていないはずだが画像によってはばらつきが見られるなど、若干のパラメータでは誤差が大きかった。具体的には測定高度が1500~2000m(平均1800m)、測定天底角が33~50度(平均43度)の範囲にあった。これらのパラメータについて、幾何補正の際に全画像についての平均値等はいわずに、各画像についてのパラメータ値をそのまま用いた。図2に航空機から撮影した赤外画像の原画像と幾何補正後の画像の一例を示す。今回の観測では測定天底角が60度大きいため、カメラから見て横長の画像であっても実際には奥行きの高い領域を撮影している。今後の飛行ではGPSを搭載して飛行高度を既知パラメータとするなど、未知パラメータの数を減らしたほうがよいと考えられる。それから、この結果を用いても画像ごとに当てはめ誤差による若干のずれが生じるので一部の図については若干平行移動させている。移動距離は30m以内である。

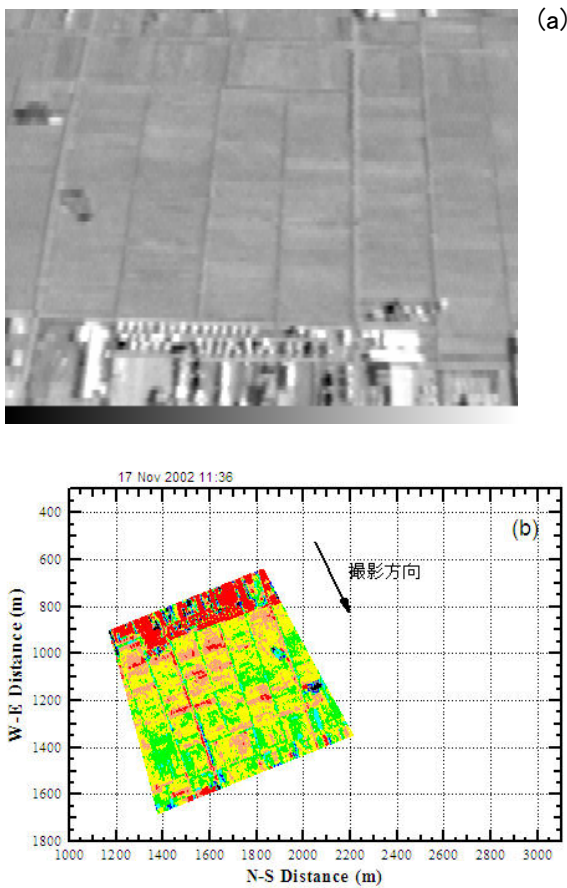


図2 航空機から撮影した赤外画像の例。(a) 原画像と (b) と幾何補正後に水平面座標に投影した画像。

(2) 器差補正

一般に放射温度計（赤外線カメラを含む）が表示する放射温度は機器によって一般に実際の放射温度と若干の誤差がある。器差補正とはその差を補正するものである。器差補正には疑似黒体壺を用いた。これは疑似的に空洞放射を測定できるような形状および塗装がなされた金属製の容器である。容器の内部には数リットルの水を蓄えられるようになっており、基準温度計で計測された温度と放射温度計の指示値を比較することによって、器差補正值を検定できるものである。今回の測定の1年以内に行った検定による器差補正值は、放射温度計の測定値が12以下では+1.5、測定値が15以上では+1.7であった。その間は線型内挿によって補正值を得た。

(3) 大気補正・射出率補正

大気中の吸収物質によって地表面から射出された熱赤外放射の大きさは地表面から離れるほど地表面における値から変化している。原因となる吸収物質は主に水蒸気と二酸化炭素であり、窓領域と呼ばれる波長域でも光路長が数百メートルより長くなると、その差は無視できなくなる。航空機観測のように地表面近くで観測が行えない場合、大気補正を行わない、または大気補正の精度が落ちると、放射温度の精度の良い測定は困難になる。

一方、地表面は必ずしも黒体として熱赤外放射を射出しているわけではない。その射出率は黒体に近いため、測定値の精度を気にしない、低層雲による曇天の場合など、射出率を必ずしも気にしなくてよい場合もあるが、一般に放射温度測定値の精度が要求される場合は射出率を考慮した放射温度測定値の補正が必要である。本研究ではMODTRAN3 Ver1.5により大気補正と射出率補正を同時に行った。MODTRAN3は米国空軍地球物理学研究所(AFGLまたはAFRL)により開発・頒布されている放射計算プログラムで、世界中で広く使われているプログラムの一つである(Berk et al., 1989)。最新の規格はMODTRAN4であり、<http://www2.bc.edu/~sullivanab/soft/modtran4.html> からアクセス可能である。ただし、使用には若干の宣誓事項の応諾と料金が必要になる。

本研究では、雲無し、地表面射出率 0.98 を設

定した。また、大気の気温・湿度・気圧の鉛直分布には11月17日11時30分に現地で放球されたラジオゾンデのデータを使用した。補正值（放射温度に加算する値）は多くの測定値が含まれる10~20の範囲では2~4であり、放射温度が高いほど減衰される放射量が大きくなるために補正量は大きくなる。また、測定天底角が大きいほど光路長が長くなるために補正量は大きくなる。

(4) 測定角補正

今回の観測では測定角（天底角）が大きくなるほど田んぼの放射温度が低い値になる傾向が見られた。この傾向の原因について、集中観測領域では既に刈り入れが終わっていて、田んぼはわらを敷き詰められるか丈の短い切り株が残されているか状態だったので、植生キャノピーの表面温度に鉛直分布があったためとは考えにくい。そこで、原因は水面と同様に田んぼの面の射出率が天底角が大きくなるほど小さくなっているためと考えられる(Matsushima and Kondo, 1997)。しかし、天底角と射出率の関数関係を求めることができなかったため、前述のように射出率は一定とし、測定データの測定天底角に対する傾向によって測定角補正量を求めた。測定角の基準は天底角60度とした。具体的な補正值は次の通りである。すなわち、天底角50度以下では-0.7、天底角50度以上では測定角を θ 度として、（補正值[]） $= (\theta - 60) / 15$ とした。

(5) 画像間補正（特に測定方位角補正）

今回の観測では、集中観測領域全体の地表面温度分布図を構成するのに、部分的な画像を合成して行わざるを得なかった。このため、約20分程度をかけて行った一連の撮影中に直達日射等の条件が変化して、温度画像の条件が整わない可能性がある。今回の観測では、航空機を集中観測領域を周回させて撮影したために、測定方位角による変化が大きかった。具体的には、直達日射が照射されている面を多く見える方位角と、影の部分がよく見える方位角とで、各画像の放射温度の平均値で2程度の差を生じた。これを単純に合成して全体の地表面温度分布図を作成すると、観測領域内の場所ごとの地表面温度の相違よりも、測定方位角による変化のほうが卓越してしまう。そこで次のようにして測定方位角による温度差を

補正した。まず、一連の観測における各画像の測定方位を4方位(東,西,南,北)に分ける,次に,4方位で共通して撮影されている部分を抽出し,各方位間の平均温度差を計算する(6通りの温度差が計算される),この平均温度差に基づいて各画像の温度の補正を行う。11月17日午前の観測の例では,各方位間の温度差は次のようになった:北-南2.3,北-西1.4,西-南1.1,北-東1.3,東-南1.2,東-西0.6(ただし「北」は北向きに撮影したこと,「北-西」は北向きと西向きの温度差を示す)。上の結果では,各方位間の温度差はバランスしていない。例えば,北-南は2.3であるが,北-西と西-南の和は2.5である。そこで,北-南の2.3を基準として北-西と西-南および北-東と東-南は比例配分するようにしてバランスさせた。その結果,各方位間の温度差は次のようになった:北-南

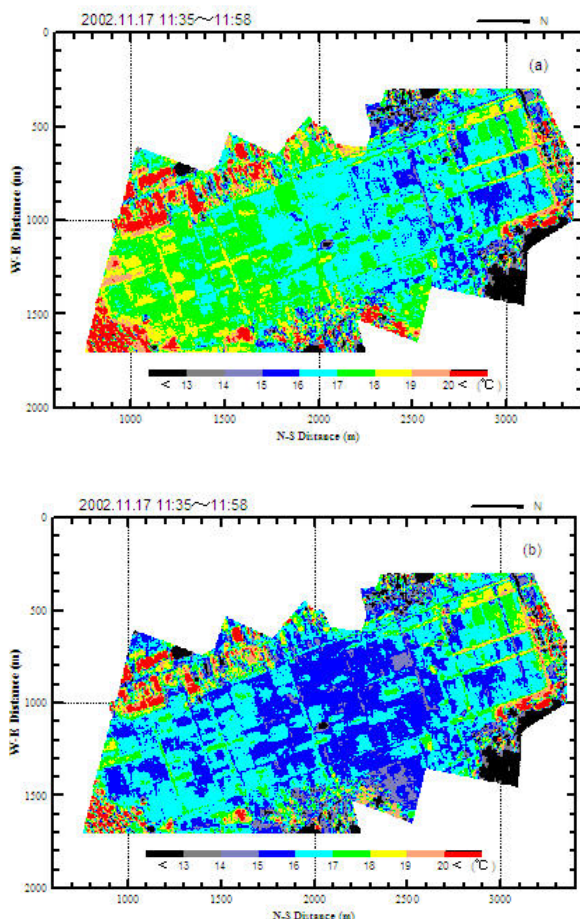


図3 (a) 画像間補正前と (b) 画像間補正後の集中観測領域における地表面放射温度分布図。

2.3,北-西1.3,西-南1.0,北-東1.2,東-南1.1,東-西0.1。東向きに撮影した画像の放射温度を基準値として,上記の温度差に従って補正を行った。図3には画像間補正を行う前後の地表面放射温度分布図を示した。特に領域の南部で直達光の照射面を過剰に撮影していた部分が補正されていることが分かる。

1.2 顕熱フラックスのフットプリント解析

乱流フラックスのフットプリント (footprint) $\phi(x, y, z)$ とは点 $(0, 0, z)$ において測定された乱流フラックス値 $F(0, 0, z)$ の実現に寄与した地表面のフラックス源 $Q(x, y, 0)$ の比として次のように定義される。

$$\phi(x, y, z) = \frac{F(0, 0, z)}{Q(x, y, 0)} \quad (2)$$

ただし,各変数の次元は, $F(0, 0, z)$ の次元を dl^2t^{-1} (l は長さ, t は時間の次元)とすると, $Q(0, 0, z)$ の次元は dt^{-1} , $\phi(x, y, z)$ の次元は l^{-2}

と表される(Horst and Weil, 1992; Kormann and Meixner, 2001)。式(2)によると,フットプリント $\phi(x, y, z)$ はフラックスの点源 $Q(x, y, 0)$ が測定点 $(0, 0, z)$ におけるフラックスに影響する程度を示していることが分かる。

フラックスのフットプリントは通常 $0 < \phi < 1$ で定義される。したがって, $F \neq 0$ かつ $Q \neq 0$ であり,フラックスの測定高度を $z = z_m$ と固定する

と, ϕ が連続関数であればある点 (x, y, z_m) においてピークを持つことは容易に推定できる。この点におけるフットプリントを $\phi_{\max}(x_{\max}, y_{\max}, z_m)$ とする。さらに, ϕ は測定点から離れるほど連続的に0に収束するものと考えられるので,ピーク点 $(x_{\max}, y_{\max}, z_m)$ を含み,

ある大きさ $\phi_0 (\leq \phi_{\max})$ の等値線で囲まれる領域 Ω を定義することができる。領域 Ω に含まれるフットプリントの積分値とフットプリント全体の積分値との比を P とすると,

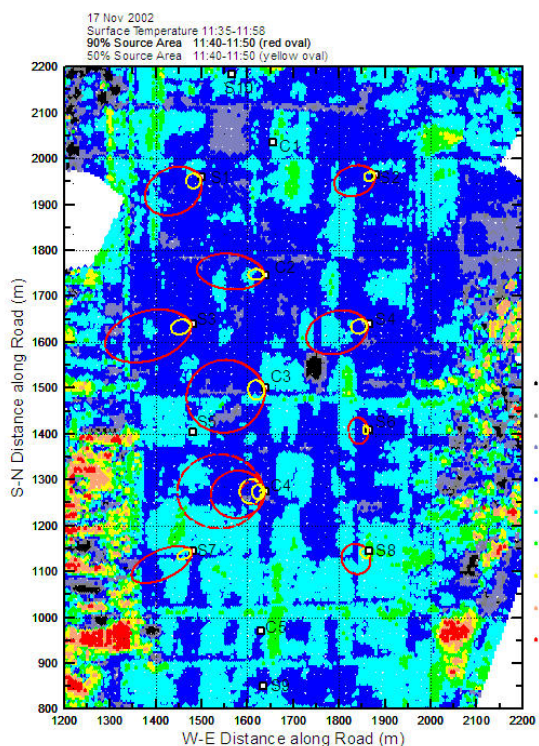
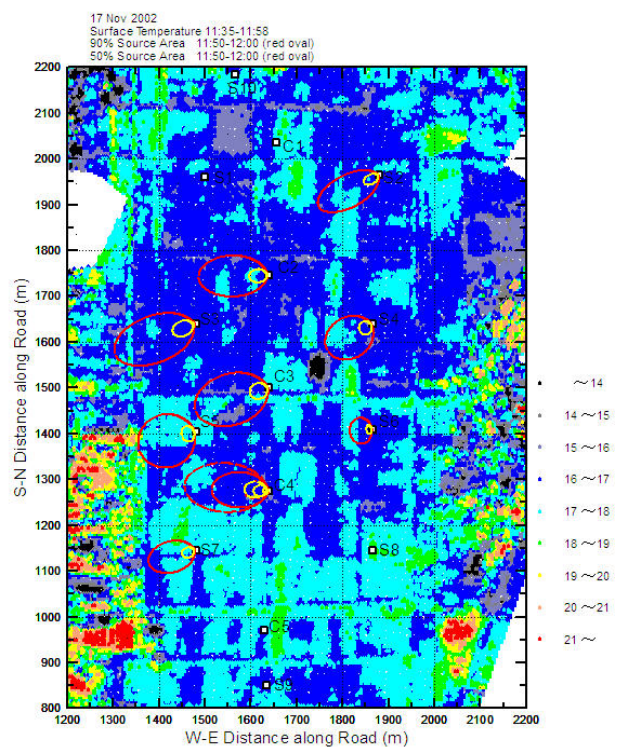
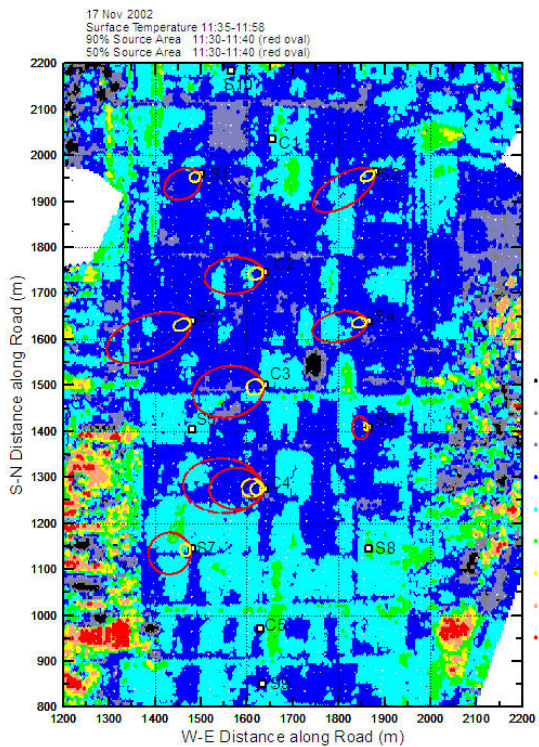


図 4(a)

図 4(c)

図 4(b)

図 4 集中観測領域における地表面温度分布と各乱流観測点における KM による顕熱フラックス寄与域の分布．赤線は 90%寄与域の外縁，黄線は 50%寄与域の外縁を示す．C4 においては測定高度の異なる複数の寄与域を同時に示した．90%, 50%寄与域とも小さい破線は測定高度 1.0m の場合，大きい破線は測定高度 6m の場合，実線は測定高度 2.45m の場合を示す．座標軸は図 2, 3 と異なり，道路に沿っている．フラックス寄与域の推定対象とした時間帯は，(a) 11 時 30 ~ 40 分，(b) 11 時 40 ~ 50 分，(c) 11 時 50 ~ 12 時 0 分．

$$P = \frac{\iint_{\Omega} \phi(x', y', z_m) dx' dy'}{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \phi(x', y', z_m) dx' dy'} \quad (3)$$

P は $0 \leq P \leq 1$ の値を取り得る．このとき，この領域 Ω を測定点 $(0, 0, z_m)$ に対するフラックス寄与域 (source area) と称し， P は Ω の寄与率を表す．例えば， $P = 0.5$ なら，領域 Ω はフラックス測定点 $(0, 0, z_m)$ に対する 50%寄与域であると言える (Schmid, 1994) .

地表面放射温度観測によって集中観測領域に

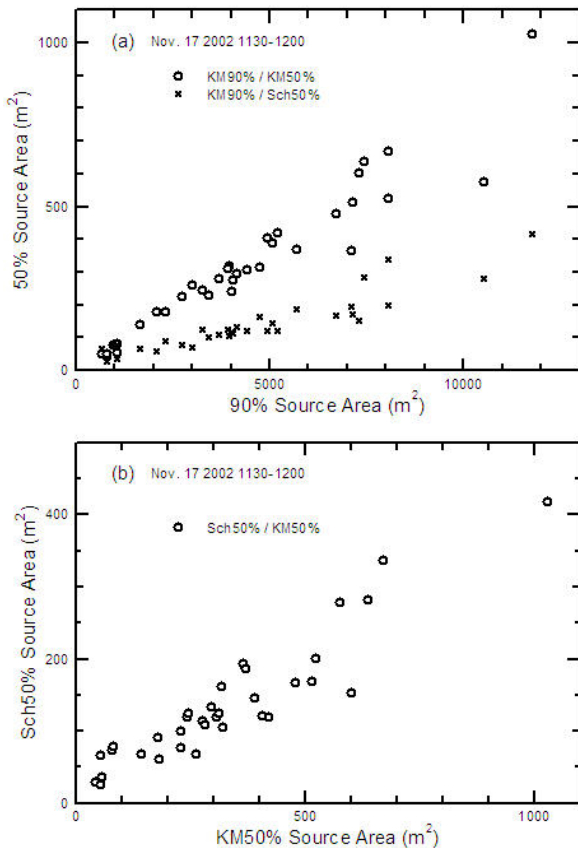


図 5 フラックス寄与域の面積の比較．
 (a)KM90%寄与域と KM50%および Sch50%寄与域との比較，
 (b)KM50%寄与域と Sch50%寄与域との比較．

おける地表面温度の水平分布が明らかになり，またフットプリント解析により地表面温度測定時の顕熱フラックス値に寄与する地表面の範囲が推定される．このため，各測定点における顕熱フラックス値とフラックス寄与域内の地表面温度との関連を推定することができる．以上が，解析的なフットプリントモデルの基本的な部分である．具体的なフットプリントやフラックス寄与域を推定するための方法を研究したものはこれまでにいくつかあるが，本研究では，このうち Kormann and Meixner(2001)(以下 KM)と Schmid (1994)(以下 Sch)を用いて，両者によるフラックス寄与域を比較検討することにした．KM は Horst and Weil(1992)などと同様に統計的に定常な水平移流 - 鉛直拡散の平衡を仮定した解析的なモデルである．しかし，風速や拡散係数の鉛直分布を表すのにモニン・オブコフの相似則の代わりにベ

キ乗則を用い，解析的な計算がしやすいように工夫してある．ベキ乗則の指数は安定度や地表面粗度と密接に対応しているが，KM では数値シミュレーションによってオブコフ長と地表面粗度と指数との対応を示している．一方，Sch モデルは 50% フラックス寄与域のパラメタリゼーションを提示している．このパラメタリゼーションは Gryning et al.(1987)による接地境界層の拡散モデルを数値的に解くことによって得られたものである．いずれのモデルも，主風向とその風速，摩擦速度，オブコフ長，測定高度，地表面粗度，主風向に直交する風速成分の標準偏差をパラメータとして必要とする．

具体的な事例には，前節と同じく 2002 年 11 月 17 日午前のデータを用いる．対象とした乱流測定点は C2, C3, C4, S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8 の 11 点である．対象とした時間帯は地表面放射温度が測定された時間帯を含む 11 時 30 分から 12 時 0 分まで 30 分間で，この時間帯を 3 等分した 10 分平均値ごとに各乱流測定点 footprint 解析を適用した．ただし，データ品質等の都合のため，S8 については 11 時 30 分からの 20 分間，S5 については 11 時 50 分からの 10 分間，S8 については 11 時 40 分からの 10 分間のみ解析を行った．解析対象時間帯における集中観測領域での大まかな気象条件は，風向が西南西，風速 2 ms⁻¹，気温 11℃，天気はほぼ快晴であった．また，乱流統計量の概要は，摩擦速度 0.1~0.3 ms⁻¹，摩擦温度 0.2~1℃，オブコフ長-0.5~-30 m，地表面粗度 1.7cm，主風向に直交する風速成分の標準偏差 0.4~1.2 ms⁻¹であり，地点によりかなりばらばらついていた．顕熱の測定高度は地点によりややばらつきがあるものの，2.4~2.7m の間に収まっていた．

図 4 に補正済み地表面温度分布とともに，各乱流測定点における KM によるフラックス寄与域を図示した．KM では任意の比率 P によるフラックス寄与域を比較的簡単に計算できるが，ここでは 90%と 50%寄与域（以下それぞれ KM90%，KM50%）を同時に示した．図 4 に示されるように，KM50%は KM90%に比べて，測定点に近いごく小さい領域を占めるに過ぎない．また，フラックス寄与域の定義からも明らかだが，KM50%は KM90%の部分集合

になっている。フラックス寄与域の面積は KM90%では 500~12,000 m², KM50%では 50~1,000 m² と乱流測定点や時間帯によって大きく異なっている。しかし、同一地点・時間帯についてはその比はほぼ一定であり、KM50%は KM90%の約 7%である(図 5a)。なお、フラックス寄与域の外縁の等値線におけるフットプリントの大きさ ϕ_0 は KM50%

の場合は $\phi_0 / \phi_{\max} = 0.003 \sim 0.006$ 程度、KM90%

の場合は $\phi_0 / \phi_{\max} = 0.15 \sim 0.19$ 程度であった。

気象条件は各地点でほぼ同様だったが、乱流統計量は各地点でかなりばらついていたために、それがフラックス寄与域の大きさや形に反映していることが図から読みとれる。一般に、大気の静的安定度が安定に行くほど、主風向に直交する風速成分の標準偏差が大きいほど、そして地表面粗度が大きいほどフラックス寄与域は大きくなる。例えば、C3 と S6 のフラックス寄与域は両地点間があまり離れていないにもかかわらず大きさや形が大きく異なっている。これは C3 に比べて S6 のほうがオブコフ長が小さい(不安定が強い)ために測定点のごく近傍の影響しか受けにくく、また主風向に直交する風速成分の標準偏差がやはり小さいために、直交方向から影響を受けにくくなっているためである。解析対象の条件では、各測定点について、比較的大きな KM90%でも相互の重なりは見られなかった。これは、オブコフ長が小さいことから推察されるように、日射量の大きい日中で、風速が弱かったために、不安定が強かったためと推定される。

乱流測定点 C4 では他の地点と異なり、3 高度(1.0m, 2.45m, 6m)で顕熱の測定を行った。そこで、各高度に対するフラックス寄与域を推定し、図 4 に図示した。11 時 40 分の例では、測定高度 6m に対する KM50%と測定高度 1.0m に対する KM90%がほぼ重なっており、測定高度によってフラックス寄与域が大幅に変化することが見て取れる。

次に、図 5(b)における Sch の 50%寄与域(Sch50%)と KM50%の面積比に注目すると、前者は後者寄りの小さくその比は約 4 割である。KM90%と比較すると、その比はわずか 3%しかない(図

5a)。このように、フットプリントモデルが異なると、同じ比率の寄与域の面積が大きく異なることが分かった。フラックス寄与域の面積はこのようにモデルによって、および比率 P の値で大きく異なっているが、寄与域内の平均地表面温度は面積ほどには異なっていない。11 月 17 日午前の例では、KM90%と KM50%の平均地表面温度を比較すると、両者の絶対値は 16~17 程度で、大きく異なっても温度差は 0.6 程度であり、多くの場合は 0.3 以内に収まっている。当時の気温が 11 程度であることを考慮すると、この程度の温度差では顕熱フラックス値に大きな影響は与えないと考えられる。これは顕熱フラックスの測定値に寄与する主要な部分が KM50%の範囲内にあるため、その範囲外で KM90%域内の寄与は相対的に小さいためである。また、フラックス寄与域内で地表面温度があまりばらついた分布をしていなかったことも原因の一つと考えられる。

謝辞

航空機観測に際しては、航空機のチャーター、運航、機内での機材の設置等について、大阪航空株式会社と東邦航空株式会社にご協力いただいた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- Berk, A., L. S. Bernstein, D. C. Robertson, 1989: MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7, GL-TR-89-0122.
- Gryning, S. E., A. A. M. Holstag, J. S. Irwin, and B. Sivertsen, 1987: Applied dispersion modelling based on meteorological scaling parameters, Atmos. Environ., 21, 79-89.
- Horst, T. W. and J. C. Weil, 1992: Footprint estimation for scalar flux measurements within the atmospheric surface layer, Bound.-Layer Meteorol., 59, 279-296.
- Kormann, R. and F. X. Meixner, 2001: An analytical footprint model for non-neutral stratification, Bound.-Layer Meteorol., 99, 207-224.
- Matsushima, D. and J. Kondo, 1997: A proper method for estimating sensible heat flux above

a horizontal-homogeneous vegetation canopy using radiometric surface observations, J. Appl. Meteorol., 36, 1696-1711.

奥村晴彦, 1986: パソコンによるデータ解析入門, 技術評論社.

Schmid, H. P., 1994: Source areas for scalars and scalar fluxes, Bound.-Layer Meteorol., 67, 293-318.