第２章　簡単な都市熱環境の調査手法

２－１　気温について

(1) 気温の観測手法

①気温観測の意義

気温とは大気の温度のことであり、あらゆる気象現象を理解する上でもっとも基本的な気象要素である。中でも、小気候スケールの現象は地表面の熱的特性や地形など、気温に強く影響を及ぼす因子と密接な関係があり、現象の特徴が気温分布やその時間変化に顕著に現れる。また、気温は人間の生活や植物の生育にとっても重要な環境条件であり、こうした環境調査には、気温観測に関する知識が不可欠となる。

②温度計

気温観測に用いる温度計の条件としては、0.1℃単位まで測定ができることと、予想される最低気温と最高気温（-50℃から50℃まであれば大丈夫）の温度を測れることの2点である。それらを満たしていればどの温度計を用いていもよい。ただし、-50℃まで測定できる温度計はそう多くはないので、その場合、少なくとも-20℃まで測定できるものを選ぶようにする。ここではよく使われるアスマン通風乾湿計とサーミスタ温度計について紹介しておく。

●アスマン通風乾湿計

アスマン通風乾湿計（図２－１）は小気候観測において欠かせない携帯用気温観測機器であり、これには2本の棒状温度計がセットされている。棒状温度計とはアルコールや水銀（ガラス管の中に入っている）の体積が温度により変化する性質を利用した温度計のことである。2本の温度計のうち1本は乾球温度（気温）、もう1本は湿球温度（湿度）を測定するようになっている。

本体の構造をみると、温度計の感部を覆う部分は金属管が2重になっていて日射の影響を受けにくくなっている。本体の上部には小さなファンがついており、乾電池かゼンマイを使ってそのファンを回し強制的に通風させる。通風させる時間は3分程度必要である。したがって，毎正時に観測をする場合には、3分前から通風を開始して、正時に温度計の目盛りを読むようにする。

目盛りを読むときには0.2℃の目盛り幅から0.1℃の単位まで読み取ることが必要である。読み取りに時間がかかると自分の体温を感知し温度が上がってしまうので注意しなければならない。観測者はすばやく読み取れるようにあらかじめ練習しておくほうがよい。目盛りを読むときは目の位置を水銀やアルコールの上端と同じ高

さにすることを忘れてはならない。また、夜間の観測では温度計に懐中電灯をあてて目盛りを読み取る。光を温度計の前からあてるとガラス管に光が反射して読みにくいので、温度計の後ろから照らすようにしたほうがよい。

アスマン通風乾湿計は重く、観測時にはアスマンをつるすことのできる足を一緒に携帯したほうがよい。便利なのはカメラ用などの三脚であるが、温度計の感部が1.5mの高さになるような三脚を選ぶ必要がある。

図２－１　アスマン通風乾湿計

●データロガーつきのサーミスタ温度計

現在、気温観測で最もよく使われている温度計は、サーミスタ温度センサにデータロガー（自記記録計）がついたタイプである（図２－２）。サーミスタ温度計は温度変化により電気抵抗が変化する性質を利用した温度計であり、温度変化に対する応答速度が早く、棒状温度計よりも短時間で測定できるという長所をもっている。

図２－２　データロガー付きサーミスタ温度計の一例

データロガーつき温度計の利点はデータを無人で長期間測定できること、デジタルデータで記録されるのでパソコンへの取り込みが非常に楽なことである。ただし、機械に故障はつきものである。長期間にわたる測定の場合は、できれば1ヶ月に一度はデータの回収と機械等のメンテナンスをかねて現地を訪れるようにしたい。現地をよく観察することは気象・気候調査をする上でもっとも大切な基本事項であり、データを解析するときに非常に役立つからである。

図２－２の温度計はデータ記録数が約8000データ、単３電池４本で動作し、小型で軽くしかも安価(¥30000程度)で購入できる。野外で使用する場合は本体をビニール袋や配電ボックスなどのプラスチック製容器にいれるなど、雨が本体内部に入らないような工夫が必要である。たとえば、ビニール袋でくるんだ本体をプラスチック製の容器にしまい、容器のふたには水が入らないようにコーティングをするかビニールテープで塞いでおくとよい。

この他にもデータロガーつきのサーミスタ温度計には種々のものがあり、その性能は大きく異なる。したがって、温度計を購入する際には、温度センサーの条件(観測可能な温度帯)とともに、データロガーの性能（例えば，データの記録数、低温時の動作性など）をメーカーに確認し、観測に必要な期間や条件を考慮した上で値段と相談しながらきめるのがよい。

市販のデータロガーはRS232Cケーブルを用いてパソコンと接続できる。付属のソフトを用いて記録の予約スタートや記録インターバル（1秒間隔でも設定できるものもある）の設定、時計の調節などをあらかじめ行うことができるほか、記録したデータの回収やデータのグラフ表示などもできる。回収したデータを保存するときには、テキスト形式にすることをすすめる。他のソフト（表計算ソフトやグラフソフト）に、データを読み込ませるときに便利だからである。

●ハンディタイプのサーミスタ温度計

ハンディタイプのサーミスタ温度計は携帯用の温度計である。使い方は簡単である。まず本体の電源をいれる。30秒くらい待つと液晶に表示された温度が安定するようになる。その時の温度を記録用紙にメモをする。しかし、それでも気温の微変動によって値が定まらないときがある。そのような場合は複数回（3～5回くらい）繰り返し測定をした後でそれらの値を平均する。このタイプの温度計は、人が記録しなければならないので長期間の観測にはむいていないが、観測地点の場所を決めるときなどの予備観測には利用価値が高いだろう。

図２－３　ハンディタイプのサーミスタ温度計

③温度計の設置方法

どのような目的であっても、気温を観測する場合、温度計の感部を直接日射に当てるようなことをしてはならない。このような方法で測られた温度は、本来の気温より著しく高くなり、10℃以上高くなることも珍しくない。アスマン乾湿計やハンディタイプのサーミスタ温度計を用いて、いろいろな地点で一時的な観測を行う場合は、板などで日射を遮るだけでもよいが、一定時間の継続的な観測を行う場合には、温度計の感部をシェルター内に設置するのが原則である。シェルターとは温度計の感部に日射や雨・雪があたらないようにし，温度計が空気の温度だけを測定できるようするためのものである。かつて多く利用されていた百葉箱もシェルターの一種である。シェルター内の気温はシェルターの構造に影響をうけるため、どのような影響があるのかあらかじめ知っておかなければならない。シェルターにはファンをまわして空気を吸い込ませる通風機能（強制通風）を備えたタイプと、自然の風がシェルター内を通り抜けるだけの自然通風タイプのものとがある。

●強制通風式シェルター

強制通風式シェルター（図２－４）はシェルター上部に電動ファンが固定されていて、空気を下から吸引して通風を行うタイプのシェルターである。強制的に通風することで、空気とセンサの間の熱交換を効率的に行うことができ、気温が正確に測定できる。現在，気象庁の気温観測にはこの強制通風式シェルターが用いられており、もっとも信頼できるシェルターといえる。

図２－４　強制通風式シェルター
（気象庁AMeDAS観測所のもの）

図２－５　百葉箱の一例

●百葉箱

百葉箱（図２－５）はもっともよく知られている自然通風タイプのシェルターである。箱の表面は日射を反射しやすいように白く塗ってあり、本体側面は自然通風ができるようによろい戸となっている。百葉箱は箱自体が大きいので熱容量が大きく、そのため箱の外気温の微変動を受けずある程度時間平均的な気温が測定できる。しかし、自然通風により気温を測定しているので、日中，特に風の弱い日には箱の中が暖まりやすいのが欠点である。百葉箱を設置するときは扉のついている側を原則として北に向ける。これは扉を開けて中にセットされた棒状温度計の値を読むときに日射があたらないようにするための配慮である。

●市販の自然通風式シェルター

百葉箱よりもずっとコンパクトな自然通風式のシェルターは数枚のプラスチック製のディスクを重ねたもので、ディスクは白色で日射を反射しやすくなっており、雨や雪もあたらないようになっている（図２－６）。イメージとしては百葉箱を簡素化したようなものである。百葉箱と同様に，このシェルターも風の弱い日中に気温が高めになる問題がある。

図２－６　自然通風式シェルターの例

自然通風シェルターと市販の強制通風シェルターとで、その精度を比較したのが表２－１である。日中は自然通風シェルターが平均0.8℃高くなる。自然通風シェルターの高温化は、日中シェルター内が暖まりすぎるのが原因であると考えられる。一方，夜間の平均値に差はみられない。また、測定誤差は観測時刻によっても異なる。図２－７は日の出からの気温の変化を、強制通風シェルターと自然通風シェルターとで比較したものである。強制通風シェルターにくらべ、自然通風シェルターは日の出後の午前６時過ぎから気温が高めに出る。特に、気温が上昇していく午前中にはその差が大きい。百葉箱は箱自体の熱容量が大きいため、気温の上昇が遅れて強制通風シェルターよりも午前中は低めに出る傾向がある。

以上から自然通風シェルターは夜間ならば特に問題はないが、日中は気温が0.3～0.8℃程度高めに現れる。もちろん、この値はシェルターの形式によって異なるので、観測値から単純に0.8度を引くなどという補正を施せば解決するということはない。自然通風シェルターと、強制通風式シェルターによる観測値が混在している場合、日中に1℃程度の差が生じていても、それは観測手法による差である可能性も高い。既存の気象データを使う場合は、それぞれの観測所の観測がどのように行われているかを確認した上で、検討を進めることも必要である。

表２－１　強制通風式シェルター(市販品)と自然通風式シェルター(自作品)の精度の比較

	日中*		夜間**	
	気温(℃)	気温差(℃)	気温(℃)	気温差(℃)
強制通風式シェルター	33.6		26.3	
自然通風式シェルター(自作品)	33.4	+0.8	26.3	0.0
遮蔽板付自然通風式シェルター(自作品)	33.9	+0.3	26.3	0.0

*12:00-18:00の平均値（14時、15時は欠測）

**22:00-3:00の平均値

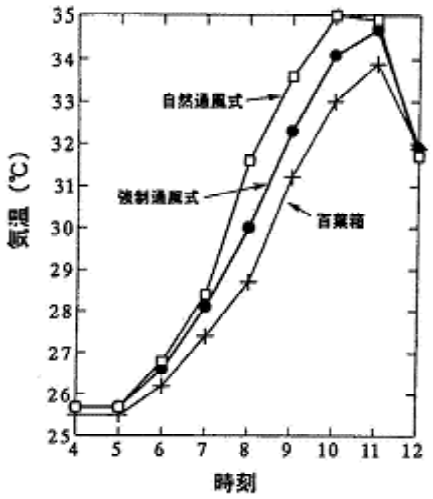

図２－７　シェルターの違いによる気温変化の比較（東京都立大･理学部露場:1994年8月）

④温度計の検定

温度計は安価でさまざまなメーカーから製品が提供されているが、同じメーカーの温度計を複数製品を同じ場所に置いて測ったとしても、観測値が一定になることはほとんどない(±0.5℃程度の差はよく生じる)。これは，温度計も工業製品であるため、製品毎の器差があるためである。そのため，観測前には必ず気象庁検定付きなどの標準温度計との比較検定を行い、器差を明らかにしておく必要がある。ここでは室内で行う氷点検定とアスマン通風乾湿計による野外での検定について紹介する。

●氷点検定

用意するもの：

標準温度計（気象庁検定付きのものなど，基準値として使う．0.1℃単位で目盛りがうってある），ジャーやポットなどの保温性の高いもの，検定する温度計，水，氷，攪拌棒，お湯，時計，記録紙，筆記用具

方法：

1. ジャーかポットに氷を入れ、それがちょうど浸せるくらいに水をはると氷点（0℃）ができる。その中に標準温度計と検定したい温度計をいれ、両方の温度計の値を記録する。
2. ジャーにお湯を少しづついれて水温を約10℃あげる。そこで再び温度を記録する。
3. 2の作業を繰り返し、水温を10℃づつあげながら、その都度温度を記録していく。最終的には50℃くらいまであげる。
4. お湯を注いだ後は、水温の偏りをなくすために、攪拌棒でたえず水（お湯）をかきまぜておくことが大切である。
5. 標準温度計で得られた値をｙ、検定している温度計で得られた値をｘとした散布図及び1次の回帰式(y=ax+b)を作成し、以後この検定した温度計を用いた後には、回帰式を利用して必ず観測値に補正をおこなうようにする。

●野外でのアスマン通風乾湿計による比較検定

野外でもアスマン通風乾湿計を用いれば、簡便に検定を行うことができる。方法は簡単で、観測をしている温度計のすぐ脇でアスマン通風乾湿計を回せばよい。一日数回、あるいは観測期間中に数度、なるべく気温が異なる時間帯を選び、同時に観測をする。最低でも観測前後の2回はおこなわなければならない。ここでも氷点検定と同様にアスマンを基準値yとした1次の回帰式を作成し、それを用いて補正をする。

⑤気温観測計画の条件

気温観測を始めるにあたり、観測者は観測計画をきちんと立て、器材の動作確認や検定など測定の準備を十分に行っておかなければならない。これらがきちんとできていればいるほど良い結果を得ることができるので、十分に時間をかけることを奨める。観測計画を立てるにあたり注意することとしては、以下のようなことが挙げられる。

・観測対象範囲は、知りたい気候現象の空間スケールに依存する。都市のヒートアイランドであれば都市の大きさが目安になる。

・観測方法は定点観測と移動観測の2つに大別できる。定点観測では現象の日変化、年変化、経年変化など時間によって現象がどのように変化するかを把握するときに用いる方法である。一方，移動観測では、主として気温分布などの分布図から、現象の空間像を把握するときに用いる方法である。こうした観測方法の選択は研究の目的に応じて臨機応変に対処すれば良いし、2つを併用すれば現象をより正確に把握できる。
・観測場所の選定はあらかじめ地図で観測地点を検討した上で、きちんと現場を確認する必要がある。観測場所は観測データにもっとも影響を与える要素なので、その検討には十分時間をかけ、慎重に行う。
・観測期間や時刻の設定は、現象の時間スケールや研究目的に応じて変化させる。たとえば、都市ヒートアイランドは風の弱い晴天夜間に顕著に出現する。したがって、観測期間は風の弱い晴天夜間が多く現れる季節をえらび、その中で1週間程度の集中観測期間を設定する。1週間は目安だが、雨など天候条件が悪く観測できない日もあることを考慮した結果である。観測の時刻は夜間となるが、なかでもヒートアイランドが最も明瞭になる日没数時間後には観測を必ず行うようにしたい。あとは研究の目的に応じて変えればよい。ヒートアイランドの時間変化を明らかにしたいのであれば、ヒートアイランドの出現時刻から消滅時刻まで観測を行えばよいということになる。
・観測機器類（温度計やシェルター）にはこれまでに述べたように、それぞれ長所や短所があり、それらは観測値に直接影響を与える。使用する機器類の精度をあらかじめ知っておくことは重要である。また、複数の機器を用いた観測をする際には、できるだけ温度計やシェルターの種類を統一しておくとよい。それらの種類が異なると、種類間の誤差も観測値に含まれてしまうからである。

⑥定点観測の方法

定点観測とは同じ場所である一定時間間隔でデータを測定する方法である。例えば、1時間毎や3時間毎に気温を測定したりする。このような定期的な測定には測定間隔を設定したデータロガーを用いるのが楽である。データロガーがなければ、決められた時間、例えば毎正時などに測定者が観測値を読みとり記録をする。

定点観測で重要なのは、観測地点の選定である。選定にあたっては、観測したい現象がもっとも現われやすい場所と、比較対象地点として現れない場所の最低2地点を選ぶことが望ましい。例えば、都市のヒートアイランドを測定するのであれば、都市内の地点と同時に都市外（郊外）の地点も選定しておく。図２－８は滋賀県長浜市におけるヒートアイランドの観測事例である。長浜市の中心部と郊外（水田地帯の真ん中）とで気温の測定を行った。夜間、都市の気温は郊外より高く、ヒート

アイランドが出現していることがはっきりとわかる。このように比較対象地点を設けることで現象の特徴を明確に把握できる。

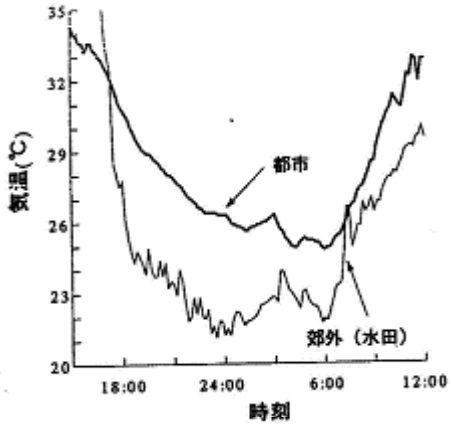

図２－８　都市と郊外における気温の時間変化（滋賀県長浜市：1994年9月10、11日）

観測地点の具体的な選定の仕方は、まず地形図上で観測地点の候補を定めた後、実際に現地へでかけて観測に最も適した場所をその近辺で探す。その際には以下の点に注意する。

・観測地点周囲の状況

風通しのよいできるだけ開けた場所を選ぶ。また，日陰にならないようにする。

・地表面の状態

芝地や草地を選ぶ。気温（地上1.5mで測定する気温）は地表面状態の違い（例えば草地やアスファルトなど）によって大きく異なるため、それらを統一しておく。

・地形

平らな場所を選ぶ。気温の測定値に与える小地形の影響は大きく、特に谷地形では夜間冷気が滞留するため気温が低くなるので注意が必要。

以上のような点に注意することにより観測場所の特異性を極力拾わないようにする。さきほどのヒートアイランドの例をあげれば、都市と郊外の両地点において上記の3点をそれぞれ満たすような場所を現地で探すのである。しかし、実際は理想的な場所はなかなか存在しない。特に都市内では開けた場所で、地表面が芝や草の場

所などほとんどないので、なるべくそれらに近い条件の場所を探す。小学校などの校庭にはよく百葉箱が設置されていることが多く、条件的には似ているので利用しやすい。

気温はさまざまな要因が複雑に影響を及ぼした結果なので、観測の際に生じる誤差や器差はできるだけ抑え、現象の成因をよりつかみやすくするという姿勢が大切である。現地での下見には最低1日を費やした方がよい。

⑦移動観測の方法

移動観測は１台の温度計で複数箇所の観測地点を移動し測定する方法である。観測範囲が広い場合は自動車を使う。移動観測で最も注意する点は移動時間である。移動時間が長いとその間に現象が大きく変化してしまう。移動時間は短いほどよいが、1時間程度なら時刻補正をすることで対応できる。

(a)準備

まず観測地点をきめる。観測地点は現象を捉えるのに適した場所や間隔で設ければ良い。図２－９は長浜市で行った自動車移動観測の地点を示した図である。長浜市のヒートアイランドの全体像を把握するために、都市よりも広い範囲を観測対象範囲とし、なるべく偏りのないように観測地点を選んだ。観測地点数が多いほど気温分布を正確に把握できるが、必ずしも多くする必要はない。観測地点はあらかじめ地図上でわかりやすい場所（例えば交差点）を選び、観測地点を効率よくまわれるような観測ルートを選定する。ルートを決めるときには必ず観測地点を数箇所重複するようにするか、スタート地点と終了地点を同じにしておく。重複させた地点での移動時間中の気温変化を用いて時刻補正（後述）を施すためである。ルートが決まれば、実際にそのルートを試しに移動して時間をはかる。1時間程度以内におさまればルートは決定である。次にルート上で観測地点を確認する。そのときには観測地点の周囲にある目印を記録しておく。特に、夜間の観測では、昼間に目立つものも夜には目立たない場合があるので、観測予定時刻に下見を必ず行うようにする。

図２－９　自動車による移動観測地点の設定例(滋賀県長浜市)

図２－１０　シェルターを取り付けた移動観測用の自動車

(b)観測の実施

自動車で移動観測をする場合、もっとも注意することは自分の車のエンジンから出る熱の影響を十分避けることである。そのため，温度計のセンサが自動車前部のバンパー左側約1.5mの高さになるように取り付ける必要がある（佐橋，1983）。簡単な取り付け方としては、図２－１０のように，園芸用ポールとガムテープを用いて支柱をつくり、その上部にシェルターを固定する。シェルターは、口径5.5cm、長さ20cmくらいの塩化ビニール管の表面に粘着テープ付アルミ箔(いずれもホームセンター等で入手できる)を張った自然通風タイプを自作するとよい。このシェルターの中央下部から温度計のセンサー部を入れておく。シェルターを固定する際には、自動車走行時にシェルター内を風が通りぬけるように、塩ビ管(シェルター)の切り口を進行方向に向けるようにする。支柱は、園芸用ポールを2本用いて三角形を作り、その三角形の頂点から別の園芸用ポールを車体の屋根まで伸ばして取り付ける。見た目はあまりよくないが、このような構造にすることでシェルターがしっかりと固定され、舗装道路上での移動観測には十分対応できる。

自然通風シェルター内にはなるべく応答速度の早い温度計をセットする。一口にサーミスタ温度計と言っても、応答速度が１分程度のものや、数秒程度のものがあるので、製造メーカーに確認する必要がある。ハンディタイプのものであれば、観測地点通過時に温度と時刻を記録する。そのため観測には運転者と記録係の最低2人が必要である。データロガー付きのタイプであれば、測定間隔を1秒くらいに設定し、観測地点通過時には時間のみを記録する。あとで通過時刻の前後15秒づつのデータを平均すると誤差が少なくなる。このときも運転手と通過時刻を記録するための記録係が必要である。観測地点は、目印としてわかりやすい交差点が多くなるが、赤信号待ちの自動車が停車しているので、測定する場所は交差点を通過する直前にしておいた方がよい。

(c)時刻補正

移動観測によって得られたデータには必ず時刻補正を施す。時刻補正とは地点毎に違う観測時刻をすべてある時刻にあわせるようにデータにかける補正である。前述した通り移動観測地点を重複させておくか、移動観測範囲の中に最低１個所は定点観測地点を設けておき、これらの地点での移動観測中に生じた定点観測地点の気温の変化（上がったか下がったか）を利用し補正を行う。補正値を求める式は、

補正値 ＝ 補正前の値 ±{(補正時刻までの時間[分]) × 1分あたりの定点観測地点の気温変化}

となる。例えば、移動観測を行うのに午後4時30分から午後5時30分までの1時間かかったとする。ここで得た観測データから午後5時の予想気温分布図を得るためには、

全観測地点の気温に時刻補正を施し、午後5時の値を推定する。午後4時30分から午後5時30分までの間に、定点観測地点の気温が10℃から7℃に下がっていたとすると、1分あたりの定点観測地点の気温変化は3/60℃（0.05℃）となる。この変化が全観測地点に共通と仮定した上で、全観測地点の補正分（右辺の第2項＝補正時刻までの時間×1分あたりの気温変化）をあらかじめ計算しておく。そして，補正分を加えるか減じるかについては、移動観測時刻の定点の値が、午後5時の定点の値に対して高いか低いかによる。ここでは、午後5時の値は、5時以前よりも低く、5時以降よりは高くなる。したがって、時刻補正を施すとき、午後5時以前の観測値には補正分の値を減じ、5時以降の観測値には逆に加えることになる。具体例で示すと、午後4時45分に観測された値（9℃とする）に時刻補正を施すと、8.25℃＝９℃-｛（15分）×0.05℃｝となる。移動観測範囲が広いときには定点を複数設け、観測地点に近い定点のデータを利用する。

２－２　風について

(1) 風観測の基礎

風とは空気の流れのことで、その向きを風向、速さを風速という。風向とは風の吹いてくる方向のことで、普通は北，北北東，北西・・・のように16方位であらわす。角度を用いる場合は、北が360°、東が90°、南が180°、西が270°である。風向を平均する際には、そのまま数値を平均するのではなく、風向風速をベクトルに分解して、ベクトルごとに平均する必要がある。例えば、北北東で10°の風向と北北西で350°の風向を単純に平均すると、180°の南風になってしまい、全く意味がない。なお、自記紙の風向記録では、0°～540°に風向が目盛られているものが使われている。これは、北（0°）～南（180°）～北（360°）～南（540°）に対応しており、記録ペンが両端にきたときに、自動的に風向記録の中央にシフトするようになっている。風速は一般的にはm/s（毎秒メートル）で表される。

風は常に一定の速さで吹いているわけではなく、強くなったり弱くなったりを繰り返している。この様な強弱の繰り返しを風の息という。そのため、風向と風速を測定する場合は、瞬間の値よりはある程度平均した方が空気の流れをより正確に把握できる。一般的には測定時間の前10分間の平均をとってその時間の風向と風速とする。

風は高さによって吹き方が異なる。地表に近いと、建築物や植生などの影響を受けて空気の流れが乱されるが、高度が上がるほど地表の影響が小さくなり、風速が強まる。地上の風を観測する場合も、地表からの乱れがなるべく小さくなるようにするため、地面からの高さ10mに風向風速センサーを設置するのが国際的な規準となっている。実際に現地で観測を行う場合は、広々としていて周囲に障害となるものが無い場所を選び、できるだけ高いところで測定する。また，風を観測する高度は極力同じ高度にそろえる.

(2) 簡単な風向風速計による観測

ここでは、手軽に持ち運びができ、観測ができる機器をいくつか紹介する。

図２－１１には中浅式風向風速計（横河ウェザック製）の概観を示す。矢羽根式の風向測定部と風車式（ビラム式という）の風速測定部が組み合わされており、専用の三脚にセットする。風向の測定は、測定時間中、矢羽根の示す方位を目で確認し、最頻風向を読みとる。風速は、風車の回転数の積算値がメーターに示され、それにより空気の移動距離が分かるので、目盛りに示される距離を測定時間で割って求める。風速計は風向計に固定されているため、風向に合わせて風速計が常に風上に向くようになっている。

図２－１２にはマイクロアネモ（牧野応用測器研究所製）のセンサー部分の概観

を示す。矢羽根式の風向計と３杯式風速計がアームを介して離して取り付けられており、三脚にセットして測定する。風向は矢羽根の方位を目で確認し、最頻風向を読みとる。風速は、３つのコーン型の風杯を120度の角度で取り付けた３杯式と呼ばれる風速計で測定する。風杯が１回転するごとにパルスが１つ発信され、計数器でパルスの数が記録されていく。そして、観測時間内のパルス数を風速に変換する。

以上２つの観測器は、どちらも持ち運びが容易で、どこでもすぐに観測ができる点で優れている。ただし、風が強いと三脚ごと倒れてセンサーを破損することがあるので、風が強まりそうな場合は事前に三脚を固定するなどの措置をとる必要がある。カタログ上ではどちらも風速20m/sまで測定できることになっているが、そこまでは観測する人間が耐えられないと思われる。

この他にも、各種の携帯形風速計が販売されている。理化学機器店などに問い合わせると気象測器のカタログを扱っていることが多く、検討する際に役立つ。

図２－１１　中浅式風向風速計

図２－１２　マイクロアネモ

(3) プロペラ式風向風速計による観測

AC電源の使えない野外で、長期間の風向風速データを取得する場合、記録部にデータロガーを用いてデータを記録する必要がある。ここではコーナシステム社が販売している風向風速観測装置を例にして、野外での長期間の風向風速観測について解説する。

コーナシステム社が組んでいるシステムは、YOUNG社（アメリカ）の風向風速センサーから、データを同社のデータロガーKADEC-UNに記録するもので、KADEC-KAZEの

商品名で販売されており、毎正時前10分間の平均風速、ベクトル平均風向の他に、毎正時前１時間の瞬間最大風速・風向、平均最大風速・風向なども記録できる。

定点で長期間の無人観測を行う場合は、しっかりした観測ポールを設置し、台風の来襲時にも耐えられるようにする必要がある。気象観測機器関係の各社から、気象センサー機器設置用観測ポールが販売されているが、ここでは自作の観測システムを紹介する。

図13には、岩手山山頂付近（標高1,875m）に設置した野外気象観測セットの外観を示す。これは東北農業試験場気象評価制御研究室の桑形恒男氏の考案によるものである。観測ポールは、一般に市販されている鯉のぼり用のアルミ製のもので、全長約４mで２本に分割できる。街のディスカウントストアーで一万円以下で購入できる。風向風速センサーの取り付け部は、太さの合ったエンビ製の水道用パイプを使って自作している。ポールの２ヶ所にUボルトを組み付け、そこからワイヤーを合計６本伸ばしてポールを支えている。

ポールの根元は金属製の杭で固定するが、どのみちそれだけではポールを支えきれないので、位置がずれない様にする程度で良い。この観測点では、薄い土壌の下がすぐ岩で、杭があまり効かないので、ワイヤーは岩とハイマツの根元に回して固定している。観測期間中に数回の点検を実施し、データ回収の他に、ワイヤーのゆるみ等を直すようにする。強風のため思わぬところのネジがゆるむので、ナットはダブルナットにするか市販のゆるみ止め接着剤を使う。また、ターンバックルは勝手に回転しないように針金等で固定する。

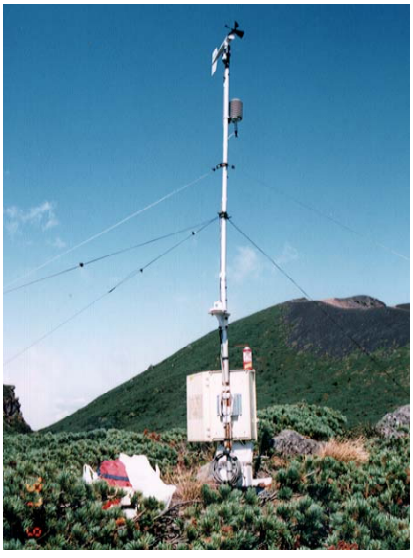

図２－１３　ポール類を自作した野外気象観測セット

風向風速センサーをポールに取り付ける際に、センサーの固定部分を南北に向け

る必要があるが、その場合はポールを立てる前にセンサーを固定して、方角を確認しながらポールを固定する。角度の多少のずれはやむを得ないので、機器の確認のたびにずれをチェックして、データ解析時に補正する。

なお，プロペラ式風速計のほかに，風速だけを観測する３杯式もよく使われている．ただし，３杯式風速計とプロペラ型風速計とを比較すると、３杯式の方が10%程度風速が大きめにでると言われており，両方の形式の風速計を用いる場合には，以上の特性の違いを把握し、観測にあたっては常にその点を考慮しておく必要がある。

２－３　既存気象資料の収集法

(1) 気象庁AMeDAS観測網

気象データを得ようとする場合、すべてを自力で観測しなければならない訳ではない。都市ヒートアイランドのような対象とする地域的広がりが小さい調査であっても、自前の観測値以外のデータを使用する場面は多く、自分で観測は一切行わなくても調査目的が達せられる場合も少なくない。自分の観測値だけで調査目的が達せられる場合であっても、自分が持つ観測値の適切性のチェックのため、他の機関による観測値を参照することが望ましい。

我が国でもっとも代表的な気象観測網は，気象庁のAMeDAS観測網である。AMeDAS観測網は、全国に1300ヶ所の観測所があり、そのうち約800ヶ所では気温、風向風速、日照時間、降水量を、約500ヶ所では降水量のみを観測している。観測所の密度は、平均して17km四方(289km^2)に１ヶ所の割合で設置されていることになっている。この約300km^{2}というのは、東京23区の半分程度の面積に当たる。市町村単位で見ると、例えば関東地方では、面積300km^{2}を越えるのは11市町村(政令指定都市除く)に過ぎず、市町村毎に必ず観測所があるというような密度ではない。しかし、全国で統一された観測手法によって均質な観測が行われているわけであり、最も基礎となるデータとして利用の機会は多い。

図２－１４　AMeDAS観測所(気温・風向風速・日照時間・降水量の４要素観測タイプ)

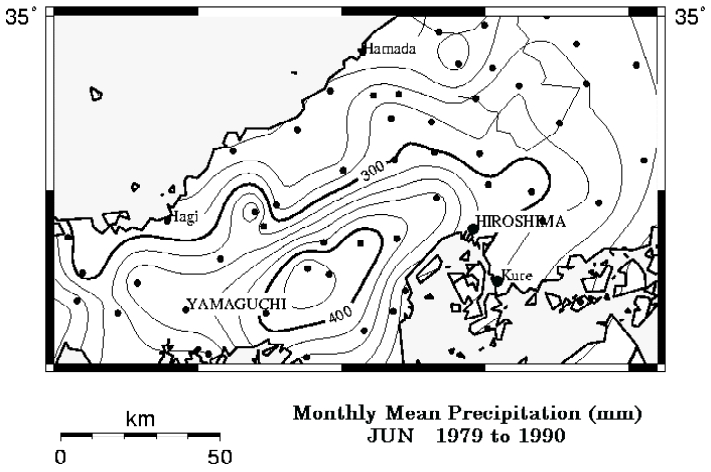

図２－１５　AMeDASデータを用いて作成した中国地方の降水量分布図(●が観測所位置)

(2) 刊行されている気象資料の利用

気象資料の入手というと、すぐに気象台に問い合わせるという人が多いかもしれない。しかし、気象資料に関する刊行物はかなり豊富に出回っており、わざわざこれらの機関に相談するまでもなく、身近な図書館などで解決する問題も、実は少なくない。

まず、もっとも入手が容易で、豊富なデータが収録されているのは、理科年表(国立天文台編、丸善発行、年刊)である。理科年表収録の資料は、平年値(30年間の観測値の平均値で、10年ごとに更新される。現在使用中の平年値は1961～1990年のもの)や、既往最大記録などの記録的なデータが主体で、特定の年の観測値などは収録されていない。平年値の収録されている地点は、気象官署(気象庁所管の観測所のうち有人の観測所)の半数以上に当たる80地点で(図２－１６)、各都道府県とも必ず1地点以上は収録されている。AMeDAS観測所については、観測年数が短いため平年値は計算されていないので、理科年表に未収録の気象官署を含めても、全国で平年値が得られるのはもともと160ヶ所程度に過ぎない。平年値が必要な場合であれば、理科年表のみで十分な場合も多いであろう。

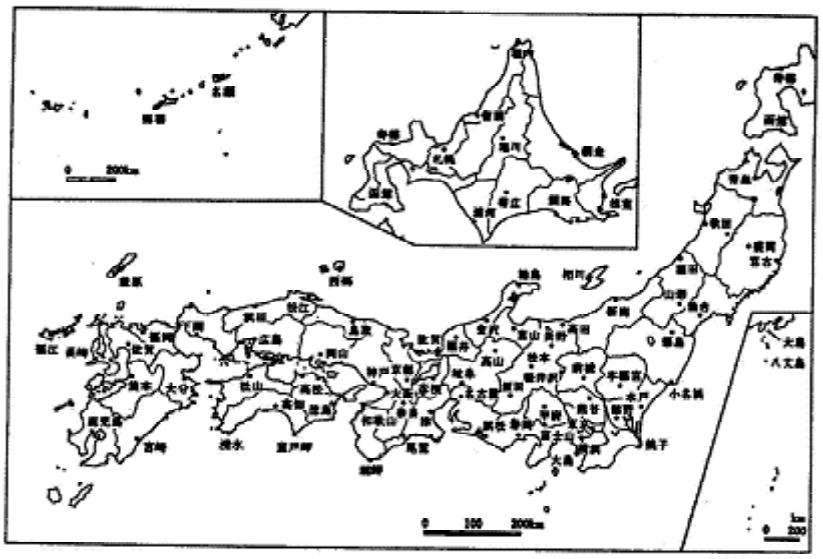

図２－１６　理科年表の気候表に収録されている観測所（理科年表1998年版）

平年値でなく、各月、各日の観測値を知りたい場合は、各都道府県単位で発行されている「○○県気象月報」(各地の管区気象台、地方気象台が編集)が便利である。都道府県によって若干異なるが、昭和30年代以降であれば確実に発行されているようである。気象月報に収録されているのは、その都道府県内にある気象官署、AMeDAS観測所の観測値の日別値である。例えば、AMeDAS観測所の４要素観測所であれば、日平均気温、最高・最低気温、日降水量、日最多風向、日平均風速、日日照時間、積雪深などが収録されている。気象官署の場合は、これに気圧、湿度、天気などが加わる。観測所の分布図や所在地一覧は、各月毎に収録されておらず、1月号あるいは12月号に収録されていることが多い。

日本全体の、各年の気象データを得たいような場合には、日本気象協会編の「気象年鑑」(年刊)が有用である。前年の(1997年版なら1996年)全国主要都市(札幌、帯広、秋田、仙台、新潟、金沢、東京、松本、名古屋、大阪、松江、広島、高知、福岡、鹿児島、那覇)の毎日の天気、最高・最低気温、降水量、最大風速、平均湿度が収録されているほか、その年の気象・気候のトピックスなどが解説されている。理科年表と同様の気象極値や災害年表なども収録され、毎日の天気図とその解説も載っている。

気象庁系以外の刊行物では、各市町村が発行している「○○市誌」などの、いわゆる地誌に気象関係の記述があることが多い。地誌が何分冊かになっている場合は、「自然編」の中に収録されているのが一般的である。データソースが、気象庁関係

のデータであることも多いが、入手が容易でない昔の資料が収録されていたり、自分が必要な狭い範囲内の観測地点だけのデータが要領よくまとめられているなど、便利なことも少なくない。また、未知の観測所、一般には入手困難な民間企業等の観測所のデータが収録されている場合もある。ただ、地誌は何らかのかたちでオリジナル資料を転記した二次資料であり、転記の際のミスに対する懸念がある。また、特に気象庁系以外の観測データを掲げている場合、観測方法や集計方法が不明瞭、あるいは誤っている場合も少なくない。地誌の収録気象データを利用する際には、ある程度の気象データの扱い方についての知識を持った上で、できれば他の情報源と併用してチェックした上で利用するなどした方がよい。

(3) 気象庁や気象台での資料収集

これまでに紹介した刊行物等では必要な情報が得られない場合、気象庁・気象台に問い合わせることになる。なお、最近気象庁も省力化が進んでいるため、多忙である。特に、測候所と呼ばれる気象官署は、所蔵資料も多くなく、配置人員も最小限になっているため、問い合わせ等に十分対応できない場合もあるようである。資料収集の問い合わせの場合は、気象庁本庁または、各都道府県に１ヶ所(北海道、沖縄は複数)ある地方気象台に照会する事をお薦めする。

気象庁(Tel 03-3212-8341)で資料収集をする窓口は大きく分けて２つある(以下、情報は1998年12月現在)。ひとつは統計室で、６階に閲覧室があり、AMeDAS観測所や気象官署のデータや、全国の都道府県気象月報などが自由に閲覧できる。利用できるのは、平日の10時から16時30分までである。セルフサービスによる複写も可能で、１枚30円である。閲覧室の専任職員はおらず、なにか問い合わせの必要がある場合は、隣室に声をかけて、手のあいている人が応じてくれる体制になっている。そもそもどのようなデータがあるのかわからない、といった場合は、いきなり統計室に行くより、天気相談所を訪ねた方がよい。１階に窓口があり、専任者が数人常駐しており、気象全般の相談に応じてくれる。天気相談所は各地の管区気象台等(札幌、仙台、大阪、福岡、沖縄)にも開設されている。

気象資料の収集時に限らないが、問い合わせをする場合は、自分がどのような目的で、どのような資料を必要としているのかを明確にしておくほうが、必要とする情報を得やすくする結果につながる。気象情報であれば

・気象資料をどのように使いたいのか
・対象とする地域はどこか
・平均的な値(平年値)が必要なのか、特定の期間の値が必要なのか
・時間分解能(年、月、日、時)はどれくらいが必要か
・必要とする要素はなにか

などは、問い合わせる前に最低限はっきりさせておく必要がある。また、前述のように、まず気象台に照会、ではなく、自分なりに資料収集をした上で照会した方が、話もスムースに通じるであろう。直接問い合わせた方が手っ取り早い、と考えられるかもしれないが、漠然とした資料要求に対しては、回答する側も戸惑ってしまい、本当に必要な情報がでてこない、あるいは出てくるのに手間取るということもある。

(4) デジタルデータの入手

近年、Internetを中心に、気象データをデジタル形式で入手することが容易になってきた。気象衛星画像や、気象レーダー、アメダスの観測データなどが、主として図のかたちで、至る所で目にすることができる。代表的なのは、日本気象協会の作成している「防災気象情報サービス」というホームページ(http://tenki.or.jp/)であるが、他にも、報道機関、民間気象会社など、多数存在する。Internet上のURLや、情報内容は頻繁に変わるので、ここでは詳しく触れないが、各種検索エンジンなどで探せば、多数の情報が得られるであろう。ただ、これらInternet上で得られる気象データは、リアルタイム値か、さかのぼってもせいぜい過去１～２日分程度しか得られない。アメリカのサイトなどでは、世界各地の過去の気象データをえることができ、日本のデータも含まれているが、地点数は多くない。気象庁のAMeDAS観測所の観測値で、実況値以外のものをInternet上で入手することは、かなり高額な有料サービスを利用する以外は、事実上できない。過去の気象データをデジタルデータで得ようという場合は、以下で紹介する気象庁関係の観測データが収録されたCD-ROMの利用が中心となる。

ここ数年のうちに、気象庁関係の観測データは急速にデジタルデータとして入手可能になってきた。データの多くはCD-ROMとして刊行されており、発行業務を取り扱っているのは、財団法人気象業務支援センター(電話：03-5281-0440　FAX：03-5281-0443)である。刊行されている資料は順次増加しているが、小気候調査と関係が深いと思われるものを挙げると以下のとおりである。なお、価格は、内容にかかわらず１枚2600円(税別)となっている。

※1998年９月現在、気象業務支援センターホームページより引用、加筆

●地上気象観測原簿データ（気象庁年報）

【内容】全国の気象台、測候所など気象官署約１５０ヶ所の観測データが地点別・時刻別、日別、旬・月別及び年集計値に気圧、気温、湿度、風、日照、降水量、各気象要素の日数、日射・放射等の１年分のデータを収録。

【CD】1989.4～1991年、1992～1994年、1995年、1996年、1997年の5枚

●地上気象観測時日別編集データ

【内容】日本の気象台や測候所で観測している資料が3時間毎(1991-1996年版は１時間毎)に収録してある。データはテキスト形式

【CD】1961-1970年、1971-1990年、1991-1996年の３枚

●気象庁月報のCD-ROM版

【内容】各月(１ヵ月分の)の地上気象観測資料(日射・ 放射を含む)、各月(１ヵ月分の)のアメダス観測資料、各月(１ヵ月分の)の高層気象観測資料

【CD】98年1月号から毎月作成(毎月１枚)

●アメダス観測年報

【内容】観測地点約1300ヶ所のデータが観測地点別・時刻別、日別でこのうち気温、降水量、風、日照の４要素は、約800ヶ所、降水量のみは約500ヶ所を収録。

【CD】1976～1978年、1979～1982年、1983～1986年、1987～1990年、1991～1994年、1995年、1996年、1997年の合計8枚

●高層気象観測年報

【内容】観測１８地点、気象観測船のデータ、気象ロケットの観測データの地点別、時刻別、日別に地上から約３０ｋｍの気圧、気温、湿度、風を収録。

【CD】1988～1990年、1991～1994年、1995年、1996年、1997年の合計5枚

●気象庁観測平年値

【内容】

(1)地上気象観測統計データ（1961～1990）:日本各地の気象官署で得られた地上気象観測資料を統計処理して作成した平年値・合計値・日数など、いわゆる平年値を収録

(2)アメダス統計データ（1979～1990）:日本各地の地域観測（アメダス）資料を統計処理して作成した準平年値を収録

(3)メッシュ統計値（旧メッシュ気候値）:地上気象資料及びアメダス資料などをもとに、日本全国を約１㎞×１㎞のメッシュに分け、このメッシュ毎に観測値を割り振り、多変量解析法を用いて計算した統計値を収録。気象要素は降水量、気温、最深積雪。

【CD】合計１枚

これらのCDは、言うなれば純粋なデータブックであり、市販されているアプリケ

ーションソフトや、電子地図・電子辞典などと同様には考えない方がよい。閲覧ソフトは、付属しているものの、必ずしも使い勝手のよいものではなく、印刷物と同様な感覚で使用できるものではない。複数形式のデータフォーマットのファイルの変換が苦にならない程度のコンピューターの知識があることが望ましい。

なお、CDの内容や、閲覧用ソフトなどは順次変化していくものと思われる。最新情報は気象業務支援センターのホームページ(http://www.jmbsc.or.jp/、1998年12月現在)、または同センターへの直接の問い合わせで得ることができる。

本稿2-1～2-3は、牛山素行（京都大学防災研究所）が牛山素行編『身近な気象・気候調査の基礎』古今書院（2000年２月）に加筆修正したものである。

(参考文献)

1) 佐橋　謙，1983：自動車による気温の移動観測における観測誤差
－特に自動車の影響を中心に－，天気，30，509-514.

2) 田中博春・浜田　崇・牛山素行，1994：簡易気温観測手法の精度について(2)，日本気象学会1994年秋季大会講演予稿集，p143.

3) 田中博春・浜田　崇・牛山素行・藤野　毅・柳下和之・鈴木智恵子，1997：簡易気温観測手法の精度について(3)，日本気象学会1997年春季大会講演予稿集，p218.

4) 日本気象協会，1988：『地上気象観測法』

２－４　簡便な体感指標について

(1) 体感指標とは何か

体感指標とは人間の暑さ、寒さの感覚（温冷感覚）を表す指標で、多様な気象条件における温冷感覚を単一の尺度で表すことができる。体感指標を用いれば、気象予報と連動させて日々の温冷感予測が可能となるし、ヒートアイランド対策が温冷感覚にどのような変化をもたらすかの推定に利用することもできる。

体感指標は、従来、室内空間の空調分野や気象分野で研究されてきており、様々なものが考案されている。それらすべてをここで紹介することはできないが、ほとんどは屋外への適用性の検証がなされていないものや限定的な気象条件で利用できるもので、屋外空間の様々な気象条件下、特に夏季と冬季の厳しい気象条件での温冷感を精度良く評価できる指標はまだ確立されていないのが実態である。

屋内空間の温冷感覚評価に関しては、ASHRAE（米国暖房・冷房・空気調和学会）の標準となっている標準有効温度SET*（Standard Effective Temperature）やISOの基準として制定されているPMV（Predicted Mean Vote）が用いられている。SET*やPMVは、気温、湿度の他に日射や風の影響、人間の着衣状態や作業状態も考慮した物理的、生理的理論に基づく指標であり、原理的には屋外空間への適用が可能であると考えられるが、それぞれの指標が作成されたときの条件に制約がある。SET*は人体の深部層と皮膚層の２層モデルにより表現した熱平衡方程式に基づく体感指標である。このモデルでは、図２－１７に模式的に示すように、人体の代謝熱量Mと人体から大気への潜熱輸送$E+E_{res}$（E:皮膚から衣服を通じての不感蒸泄と発汗，E_{res}:呼吸による蒸発）、顕熱輸送$C+C_{res}$（C:衣服-大気間の顕熱輸送量，C_{res}:呼吸による顕熱輸送量）、衣服から大気への赤外放射R、大気や周囲から受ける放射r、外部に対してなした仕事Wとの釣り合いを求めており、皮膚血流、発汗、ふるえによる体温調節が組み込まれている。しかしながら、暑い環境では生理反応（発汗）のモデル化に実際とのずれが生じることが指摘されている。また、PMVでは相対湿度が温冷感覚に与える影響を加味しておらず、PMVの基礎となった実験条件も無風、気温19.9～27.8℃の範囲でしかない。

SET*の他に，人体の熱収支解析に基づく体感指標として仮想熱負荷量VTLがある。VTL算出に用いられるモデルは人体を単一層として扱っており、着衣・作業状態と人体の発汗作用を考慮している。SET*同様、数値プログラムを利用する必要があり、屋外空間への適用性については若干の検討が試みられている。

気象学分野では米国気象局が作成した不快指数THIや米国で冬季に利用されている風力冷却指数WCI（Wind Chill Index）がある。不快指数は算定式の簡便さから、我が国でも夏季の気象状況を表す指標として一般に用いられているものの、気温と湿

度のみからなる評価式のため、屋外空間の熱環境の特徴である日射や風の影響が考慮されていない。また、風力冷却指数は極寒状態において人体から失われる熱量を簡易な式で指標化したもので、風速の適用条件が限られており、微風時、放射による冷却が卓越する場合への適用性については検証が必要である。

屋外では放射、風の影響が大きくなることを考慮して提案された温冷感指数TSIは夏季、冬季の幅広い屋外の気象条件に適用できるように求められた次の簡易指標であらわされる。

$$TSI=a_1(\sqrt{U}+a_2)(T_b-T_0)+a_3$$

ここで、T_o：作用温度（ $=(h_rT_r+h_cT_a)/h$ ）、T_b：基準温度(=36.8℃)、h_c：対流熱伝達率 、放射熱伝達率h_r=4.66(W/m^2/K)、a_1，a_2，a_3は実測値に基づき求められる定数で、夏季はそれぞれ0.19，0.07，3.39，冬季はそれぞれ-0.0244，2.14，4.245とおく。現地における放射温度T_rを算出するには短波放射量と長波放射量の直接測定結果から計算する方法と、グローブ温度計を用いる方法がある。後者の方が必要な機器も少なく、簡便にTr（すなわち正味の入力放射量）を推定できるが、どのような放射成分の寄与が大きいかまではわからない。

以下、夏季と冬季の双方に適用できる屋外空間の温冷感予測指標として，人体熱収支解析に基づくSET*及び簡便な式に基づき温冷感を直接推定する温冷感指標TSIを用いて、現地への適用性を比較する。

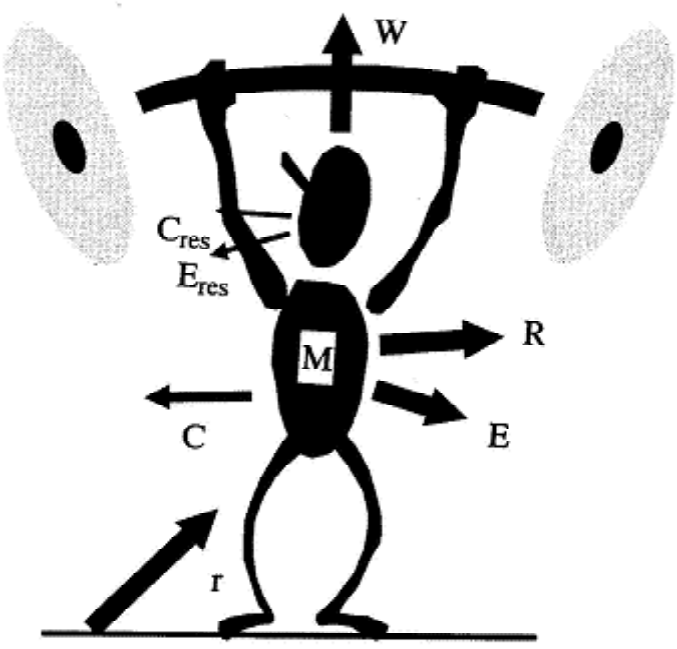

図２－１７　体感指標のモデル

(2) 体感指標作成のための温冷感覚調査

温冷感覚指標の値が実際の温冷感覚とどのような対応関係にあるかを調べるには、実際に屋外にて温冷感覚と気象条件の調査が必要となる。(3)で述べる適用結果は、市街地、水辺空間、沿道、公園、緑陰等の空間を対象に実際に行った温冷感覚の申告実験と気象条件の測定に基づくものであり、ここではこの調査方法について概説する。

現地調査で計測した気象要素は、気温、湿度、風速、グローブ温度で、これらの値から人体への入力放射量（放射温度）を推定することができる。気象要素は１地点あたり５分間計測した。温度と湿度は日射を遮蔽したセンサーで計測し、グローブ温度は環境条件が大きく変わると安定した指示値を得るのに時間がかかるため、それぞれの計測地点に予め設置しておく。指標値の算出に当たっては温度、湿度、風速等の５分間平均値を用いる。

熱環境が同一でも、人間の温冷感覚は、個人差、男女差、年齢差により異なり、平均的には、女性より男性が、また、熟年者より若年者の方が暑く感じる。このような個人差を平均化するため、１地点当たりの被験者は原則として性別、年齢層に幅を持たせた10名とし、各自の申告値の平均を各時刻、各地点における平均的温冷感覚として用いる。被験者は、各地点で5分間程度立位・脱帽状態で佇んだ後、温冷感覚に関する6～8段階の選択肢より最も適当と思われるものを選択し、用紙に記入する。温冷感覚を表す尺度として、例えば表２－２に示すカテゴリーがGaggeらにより用いられているが、日本語では夏季に「暖かい」、冬季に「涼しい」という表現は一般的に用いられないことから、季節により選択肢を使い分けた表２－３を用いた。観測時の気象条件の範囲は表２－４に示すとおりである。

表２－２　温冷感覚のスケール

暑い	hot
暖かい	warm
少し暖かい	slightly warm
中立	neutral
少し涼しい	slightly cool
涼しい	cool
寒い	cold

表２－３　温冷感覚と快適感に関する選択肢

夏季	冬季
温冷感	温冷感
0.極端に暑い	0.極端に寒い
1.非常に暑い	1.非常に寒い
2.暑い	2.寒い
3.やや暑い	3.やや寒い
4.どちらでもない	4.どちらでもない
5.やや涼しい	5.やや暖かい
6.涼しい	6.暖かい
7.非常に涼しい	7.非常に暖かい

表２－４　現地観測時の気象条件

	夏季	冬季
気温（℃）	21.7～37.6	1.7～11.2
湿度（%）	34.7～72.0	36.8～90.0
風速（m/s）	0.1～ 5.6	0.2～ 8.7
グローブ温度（℃）	27.9～54.3	1.8～25.3

(3) 体感指標の適用例

図２－１８、図２－１９に体温調節機能や着衣状況といった人体側の条件が加味されたSET*と温冷感の申告値の関係を示す．また、図２－２０、図２－２１には参考のため、不快指数と夏季の温冷感の関係並びに風力冷却指数と冬季の温冷感の関係を示す。これらは、全国６都市（冬季は５都市）で行った調査結果に基づいて整理したものである。なお、不快指数、風力冷却指数WCIは、次式により算出される。

THI = 0.81Ta+ 0.01Rh(0.99Ta- 14.3) + 46.3　Ta:気温（ ）、Rh：相対湿度（%）

WCI=33+(T-33)(0.55+0.417 -0.0454U)　(U 1.79m/s, T<33)　U：風速（m/s）

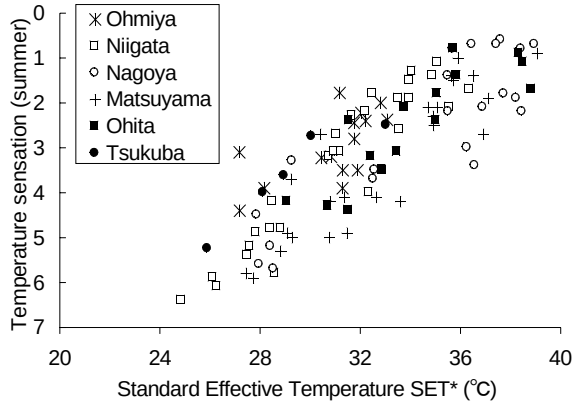

図２－１８　新標準有効温度SET*と温冷感の関係（夏季）

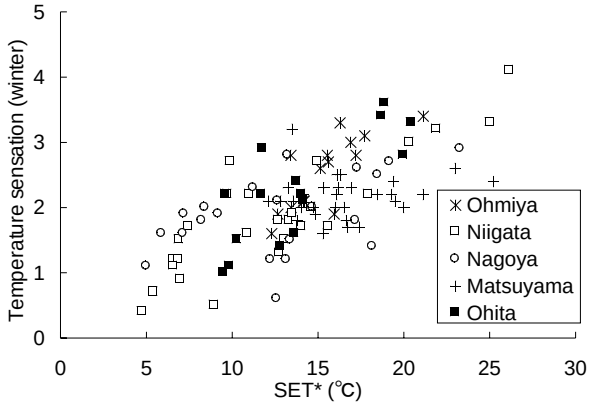

図２－１９　新標準有効温度SET*と温冷感の関係（冬季）

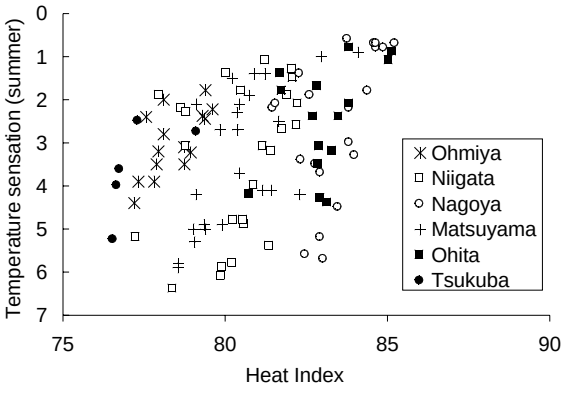

図２－２０　不快指数THIと温冷感の関係（夏季）

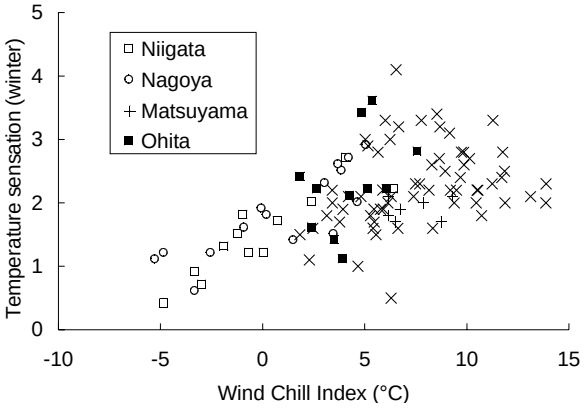

図２－２１風力冷却指数WCIと温冷感の関係(冬季)

夏季のSET*と温冷感の相関はかなりよいが、人体の環境適応性に基づく地域差のため必ずしも同一の直線上にデータがプロットされないことがわかる。冬季は、夏季に較べるとばらつきが大きいものの、両者の間には正の相関関係がみられる。また、SET*の変化に対する温冷感の感度を夏季と冬季で比較すると、ほぼ倍の違いがみられる。このことは、排熱削減などのヒートアイランド対策により夏季と冬季で仮に同じ気温低下が生じたとしても、温冷感の変化は夏季の方が大きいことを意味している。図２－２０の不快指数の場合は、都市間のばらつきが大きく、様々な気象条件に適用できる指標とは言い難い。風力冷却指数の場合、WCIの値が小さい場合は温冷感との相関がよいが、風速が適用条件外（×でプロット）の場合やWCIがゼロ以上になってくると、温冷感申告値との相関はかなり落ちる。

夏季及び冬季におけるTSIと温冷感申告値の関係を図２－２２、図２－２３に示す。夏季、冬季ともにTSIがSET*よりも温冷感との相関が高いことがわかる。SET*は作業

状態や着衣量の影響を考慮できる反面、数値プログラムによる人体熱収支の平衡状態の計算が必要になる。一方，TSIでは，作業状態は調査時の状態（立位）、着衣量はそれぞれの季節のごく標準的な状態にしか適用できないという制約はあるものの、申告値との相関が高く、今回の実測範囲で得られた広範な屋外の気象条件に適用できることから、実用的な温冷感予測指標として用いることができる。

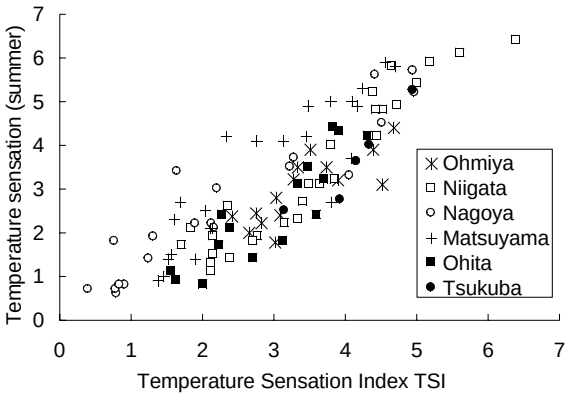

図２－２２　温冷感指数TSIと温冷感の関係
（夏季）

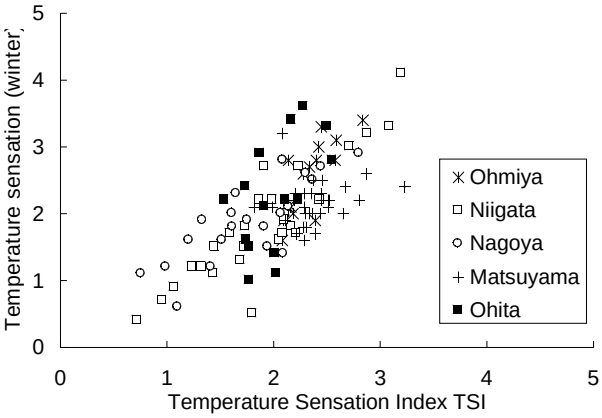

図２－２３　温冷感指数TSIと温冷感の関係
（冬季）

２－５　都市域の放射環境調査

(1) 放射に関する法則

①電磁波とは

光は電磁波の一種であることが知られている。電磁波は、光速と同じ、1秒間に約30万km進む間に一定回数振動する。波長の異なる電磁波は性質が異なり、電磁波は波長により以下の様に区分されることが一般的である。

名称	波長	
γ線	～0.1Å（Å：10^{-8}cm）	
X線	Å	
紫外線	～0.38μm（μ：10^{-3}cm）	
可視光線	0.38～0.8μm	↕ 気象現象に関与
近赤外線	0.8μm～5μm	
遠赤外線	5μm～1mm	
マイクロ波	1mm～1m	
電波	1m～数km	

電磁波に対する物質の特性は、透過率τ、吸収率a、反射率α、射出率εといった値により表現される。透過、吸収、反射は、当該物質に外部から電磁波が照射された際の、その後の電磁波の振る舞い方を決定する。照射された電磁波は、その一部は物質を通過し、一部は物質により吸収、残りは照射された方向とは異なる方向に反射されてしまう。これらの電磁波のエネルギーの各々を照射された電磁波のエネルギーで除したものを、各々、透過率τ、吸収率a、反射率αという。

$$\text{透過率}\tau + \text{吸収率}a + \text{反射率}\alpha = 1$$

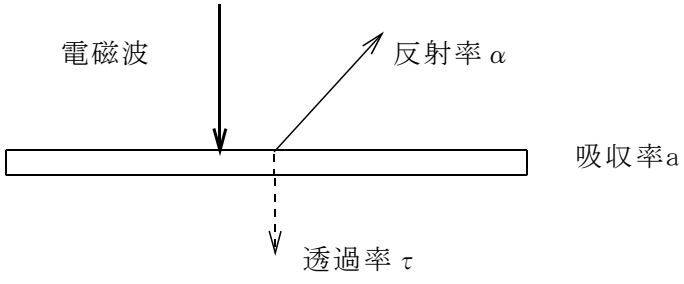

図２－２４　電磁波の透過、吸収、反射

物質は電磁波を放出する性質を持つが、射出される電磁波の強度は、波長や温度だけでなく、物質に依存する。温度を同一にした場合、最も強い強度の電磁波を射出する物質を黒体という。ある物質が射出する電磁波の強度を、同じ温度の黒体が射出する放射の強度で割った値εを射出率といい、ある物質から射出される放射は下記のように示すことができる。射出率ε=0～1、黒体の射出率=1である。

実際の物質から射出される放射=射出率ε×同じ温度の黒体放射

液体や固体はその表面からあらゆる波長の電磁波を放射し、気体はそれぞれの分子が固有の波長の電磁波を放射する。従って、上記の様な物質の放射特性は、場合によっては波長ごとに把握される必要があり、気象現象に関与する放射には以下のものがある。

可視光線・近赤外線：直接太陽から来た放射、地球大気や地物により反射された太陽起源の放射である。

遠赤外線：地球大気やあらゆる地物が、自らの温度に応じて射出するもの。地球上の地物は、周囲から照射された遠赤外線の一部を吸収し残りを反射する。

②エネルギー密度

黒体から放射されるエネルギー密度は、温度と波長による。縦軸にエネルギー密度、横軸に波長を目盛った座標系上において、特定の黒体表面温度を仮定した際の物理法則であるプランク関数は、短波長側から急速に立ち上がり、ある波長でピークに達した後、長波長側には相対的にゆっくり下がる。ピークの位置および横軸とグラフで形成される図形の面積の両者が温度と対応しており、高温になる程大きくなる。

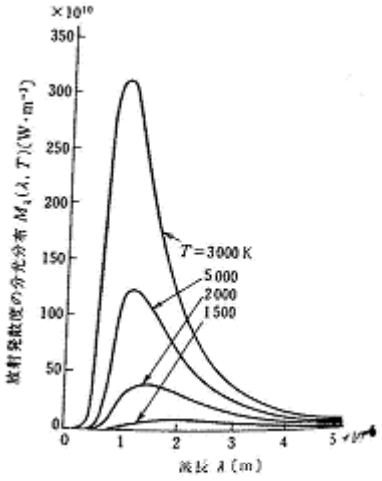

図２－２５　プランクの放射則

また、エネルギー密度のピークの波長λmax（μm）と温度T（K）は反比例しており、エネルギー密度のピークは、高温な物質ほど短波長域に現われ、低温な物質ほど長波長域に現われる。

射出率εと吸収率aは全く別の概念であるが、実は数値としては全く同じ値となることが知られている。

(2) 短波放射

①全天日射量

太陽表面から照射され地球大気上限に到達する大気外日射量は、すべて平行光線であるが、これが地球大気の中に入ると、直進することが困難となる。一部は地球大気に吸収され、一部は地球大気により進行方向とは異なる方向に反射され、残りが直進し地表面に到達する。地表面において太陽の方向から到達する日射強度は直達日射量とよばれ、直達日射計により測定される。直達日射計は赤道儀上に設置されており、太陽を追尾しながら、太陽の方向から来る日射の強度を測定する。現在わが国で、高層気象台（つくば）、輪島測候所などの永年気候観測官署に直達日射計が配備されている。

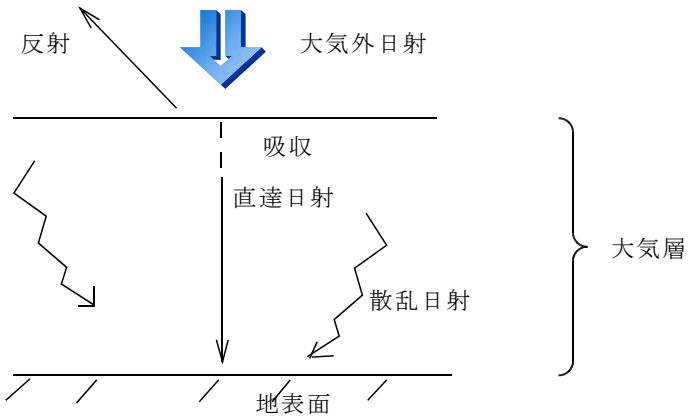

図２－２６　全天日射

直達日射は平行光線であり、太陽の方向からのみ入射するが、全天日射のもう一つの要素である散乱日射は、天空のあらゆる方向から入射する。散乱日射の放射強度は、天空上で太陽の方向およびその逆方向に近いほど強く、太陽の方向から90°離れた方向で最も弱い。天空を撮影した写真を低分解能階調表示すると、天空に帯状の模様が存在する。散乱日射量は、全天日射計に太陽遮蔽装置を取り付けて測定される。

(a)雲の影響

雲は極めて強力に太陽放射を反射するため、雲が直達日射を遮蔽すると日射量は大幅に低下する。逆に、日射強度をモニターしておいて、閾値を超えると日照ありと判断することが可能とされている。しかしながら、雲と全天日射量との関係は単純ではなく、発達した積雲が太陽を遮蔽することなく、かつ、雲列が壁をなす様に日射観測点を取り囲んでいる場合には、雲により反射された太陽放射が集光されて、大気外全天日射量を上回る大きな全天日射量が観測される場合もある。

日照時間観測あるいは雲量観測の結果があると、全天日射量はある程度の精度では推定できるが、上述のごとく雲の挙動およびその影響は極めて複雑なので、全天日射量は実測するに超したことはない。

(b)遮蔽物の影響

地上の遮蔽物は、全天日射量に対して、雲と同じ様な影響を与える。雲と地上の遮蔽物の違いは、地上の遮蔽物は位置や形状が変化せず、その下には大気層がなくて直接地表面に接している点である。まず、地上の遮蔽物は全天日射を遮蔽する。直達日射は太陽の方向からのみ入射するので、天空上の太陽の位置と地上の遮蔽物のスカイラインの位置を求めることにより、直達日射の有無あるいは直達日射量自体を推定することが可能である。遮蔽物のスカイラインの天空上の位置は、経緯儀により測定することも可能であるが、近年では、等角等高投影法の魚眼レンズを用いて撮影された全天空写真上で測定することが行われている。

散乱日射量は、天空率に比例するので、遮蔽物のない屋上面や郊外平坦面の全天散乱日射量と天空率の測定値があれば、高精度で推定出来る。天空率を求めるためには、すべての遮蔽物のスカイラインの天空上の位置が必要であるので、等角等高投影法の魚眼レンズを用いて撮影された全天空写真を用いて計測する方法が多用されている。

地上の遮蔽物によって遮蔽された日射は、遮蔽物の表面に入射し、一部が吸収され、残りは反射される。遮蔽物の表面に入射する日射には、直達日射と散乱日射が含まれ、直達日射の反射には、2種類の反射が混在する。

・鏡面反射　　:全成分を平行光線のまま反射(ガラスやタイルで大きい)
・完全散乱反射:全成分を等方的に反射(アスファルトで大きい)

完全散乱反射を考えた場合、地上の遮蔽物の表面に入射した全天日射量のうち壁面で反射されたものは、地表面に入射する。従って、地上の遮蔽物に囲まれた地点の全天日射量は、日影の地点では屋上面より明白に減少するが、日向の地点では日向側壁面からの反射日射および地表面で一旦反射された日射の一部の多重反射が加わるために、屋上面より大きくなる場合もある。

(c)日影の影響

地物が存在すると日影が出現する。日影部分には直達日射が来ないので日射量は大幅に減少するが、その分の日射量は、日影を作った地上の遮蔽物の表面に入射する。都市の幾何学的な特徴は、いわゆる都市キャニオンが形成されていることであるが、都市キャニオンの床面に入射して吸収される日射量は減少するものの都市キャニオンの壁面に入射して吸収される日射量の増加がこれを上回ることにより、都市キャニオン全体では吸収される日射量が、平坦面より大きくなる。

水平面に入射する直達日射量は、水平面の面積に比例するので、屋上面における直達日射量を把握した上で都市キャニオンの床面に形成された日影面積を求めることにより、都市キャニオンの壁面全体に入射する直達日射量を求めることが可能となる。地上の遮蔽物の日影は、太陽の高度と方位によって形状が変化する。地上の遮蔽物の形状が把握されていれば、緯度と太陽の赤緯および時角から求めた太陽の高度角と方位角を用いて、地上の遮蔽物の日影の位置の時間変化を計算で求めることが可能である。最近では地理情報システムGISを用いて市街地内における日影面積分布を解析する技術が開発されている。

②反射日射

全天日射量が地表面に入射すると、吸収と反射が起こる。反射日射量は全天日射計を逆さまに設置して計測する。但し、反射日射を計測する全天日射計を直接地表面に設置することは出来ない。設置した観測機器が入射する全天日射の場を乱してしまい、正しい測定値が得られないからである。通常地表面からの反射日射量を測定する際には、地表面上約２m付近の高度で計測が実施される。地表面の粗度が大きい場合には、反射日射量を測定する高度を高くする必要がある。都市キャニオンを形成しているビルが林立している都市地表面からの反射日射量を測定するためには、日射計は最低でもビルの高度の２倍以上の高度に位置する必要がある。

森林気象の観測の場合には、林床に櫓を組んで計測に必要な測定高度を樹冠より高い場所に確保することができるが、交通量の多い実際の都市で、このような高度に日射計を設置して反射日射量を計測することは、事実上不可能である。このため、都市地表面からの反射日射量を計測する際には、しばしば航空機がプラットフォームとして用いられる。近年では、マルチスペクトルスキャナーを航空機に搭載したリモートセンシング技術が普及してきたので、その測定値から反射日射強度を求めることが行われるようになってきた。マルチスペクトルスキャナーとは、移動の方向に従って、地表の二次元画像を記録する装置である。

高コストである航空機搭載機器による観測のルーチン化は極めて困難であるため、地球探査衛星搭載のマルチスペクトルスキャナーを利用することも行われている。

航空機搭載マルチスペクトルスキャナーは、年々多チャンネル化されるとともに高空間分解能化されてきている。航空機や衛星に搭載されたマルチスペクトルスキャナーによる観測値を利用する際には、航空機や衛星の観測高度が大きいために地表面と観測機器の間に介在する大気が大きな影響を及ぼすので、正確な地表面情報を得るために種々の大気補正法が提唱されている。

(a)アルベド

太陽放射に対する反射率は、一般に、アルベドと呼ばれている。アルベドは、何の形容詞も付けずに用いられた場合には、通常、入射方向角には依存するが反射日射は等方性である太陽放射全波長の反射率である場合が一般的である。

アルベドは、同じ場所で全天日射量と反射日射量を測定して両者の比を求めることにより知ることができる。この様な目的で上向きと下向きの日射フラックス密度（フラックス:放射エネルギーの単位時間あたりに放射される量、フラックス密度:フラックスの広がる表面積で、全フラックスを割った値)を同時に測定する機器が市販されており、アルベドメータと呼ばれる。

平面のアルベドの値は、平面を構成している物質の材質や色に強く依存している。表面形状が複雑な場合には、さらに表面形状にも依存する。表面の粗度が大きい場合や表面状態が不均一な場合には、アルベドメータは設置高度に対して極めて明瞭な依存性を有するため、アルベドメータ観測値にも影響がある。本来アルベドメータ観測は対象面の太陽放射反射率の値を得る目的で実施されるのに、アルベドメータは対象面から離して設置せざるを得ない。そのため、アルベドメータで観測された値が何のアルベドを示しているかについては常に吟味する必要がある。

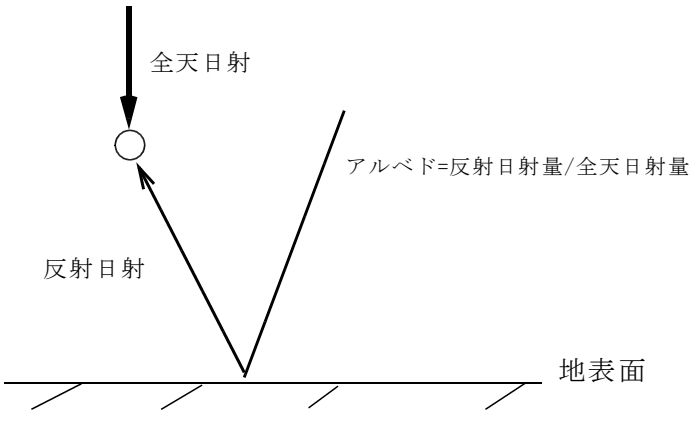

図２－２７　アルベド

(b)日射の多重反射

アルベドの高い物質が向き合っていると、多重反射という現象が起こる。積雪表面の全天日射量の増加は良く知られている例である。新雪面は0.95を上回る高アルベドを示し、入射した日射のかなりの部分が反射される。反射日射は大気層を下から上に向かって進もうとするが、ここで大気粒子により散乱を受け、一部が再び新雪面に入射する。再び新雪面に入射した日射のかなりの部分がまた大気層に向かって反射される。即ち、最初に入射した日射の一部が反射を繰り返して何度も入射する。このような現象を多重反射という。多重反射が起こることにより系に吸収される日射量も増大する。

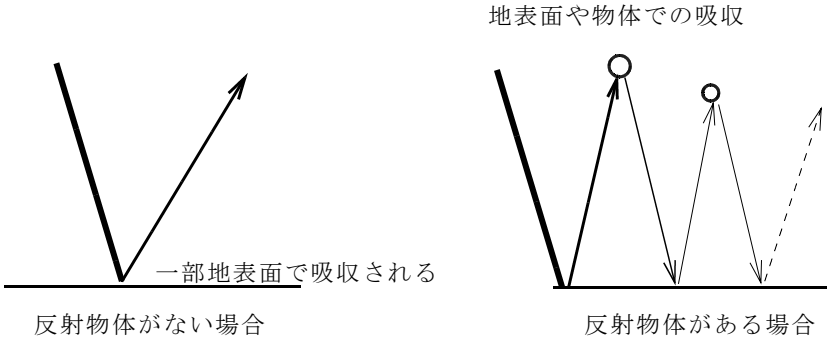

図２－２８　日射の多重反射

同様に、都市キャニオン内でも多重反射が起こり、都市キャニオン全体としてのアルベドは都市キャニオン構成面である屋上面、壁面、床面のアルベドより小さくなる。

③短波放射収支

対象としている系に流入してくるすべての太陽起源の放射量から、その系から流出するすべての太陽起源の放射量を引いた値を短波放射収支といい、太陽起源の放射の形で系内に流れ込んできたエネルギー量を意味する。

地表面	:(全天日射量)-(反射日射量)
都市キャノピー層	:(全天日射量)-(都市地表面での日射量) +(都市地表面での反射日射量)-(大気境界層下端における反射日射量)

*都市キャノピー層とは、建築物の上端（屋根面・屋上面）から下の層を示す。

対象である系が太陽起源の放射以外の形態でエネルギーを流出させることがなければ、エネルギー保存則によって、流れ込んできた太陽起源の放射エネルギーは系の内部エネルギーの増加、即ち、温度の増加と見合っていることが要求される。

(3) 長波放射

①大気放射

様々な高さの微小気層が射出した長波放射が当該気層から地表面までの気層内を減衰しながら到達し、地表面から大気上限までの全気層の貢献の総和が実際に観測される下向き長波放射フラックス密度である。大気放射は地表面から大気上限までの大気の鉛直構造によって定まるものである。

(a)大気汚染物質による付加放射

観測される長波放射は気層の透過率に依存する。気層の透過率に貢献する大気組成は、その貢献の大きさの順に水蒸気、二酸化炭素、オゾンが挙げられ、貢献の程度はこの順に一桁づつ小さくなる。これらの気体は温室効果ガスと呼ばれている。清純大気の場合には、上記の温室効果ガスによる吸収・射出だけで大気放射が形成されるが、汚染質を含んでいる場合には、汚染質による放射の吸収・射出が付加される。汚染質による大気放射の増加分を付加放射と呼ぶことがある。

(b)雲の影響

上層の絹雲等は長波放射に関して半透明（一部を吸収し、一部を透過させる）であるが、地上に近い下層雲は黒体に近い。即ち、雲は極めて強力に太陽放射を反射するが、照射された長波放射をほぼ完全に吸収し、雲底温度に応じた黒体放射を射出する。

地表面から雲底高度までの全気層の貢献の総和に、更に、雲底が射出した長波放射が雲底から地表面までの気層内を減衰しながら到達した放射を加えたものが、完全曇天時に観測される大気放射である。雲底は大気に比べてはるかに強力な放射物

体なので、雲が上空を覆うと、大気放射は大幅に増加する。逆に、大気放射をモニターしておいて、閾値を超えると曇天と判断することが可能である。

(c)遮蔽物による付加放射

遮蔽物が全天を覆うような状況は都市キャニオン内では想定し難いが、地平線近くを天空の代わりに地物が占める状況は一般的に生じる。下向き長波放射計の視野内に地物が入ると、曇天時と同様のメカニズムで、長波放射量を増加させる。

(d)遮蔽物の表面温度の影響

遮蔽物からの付加放射が大きいのは、地物からの放射が大きいことと、地物の表面温度が天空温度に比べて極めて高温であるためである。地物表面から射出される長波放射は、地物表面温度での黒体放射とほぼ等しいので、地物表面温度を把握できれば、高い精度で推定できる。地物表面温度は放射温度計により測定できる。

(e)天空率の影響

散乱日射量を見積もるために天空率が有益であったが、同様に、地物に遮蔽されていない天空からの大気放射量を見積もるためにも天空率が有益である。天空率が小さくなる程下向き長波放射は大きくなる。

②反射長波放射

これまでは、地表面や天空を遮蔽する地物を黒体と仮定して記載してきた。厳密にはこれらは黒体ではなく、１より小さい射出率をもつ。地表面や地物は不透明体なので、射出率がεならば、吸収率はε、反射率は１－εである。従って、１より小さい射出率εを認める場合には、地表面や地物による長波放射の反射を考慮する必要がある。

(a)長波放射の多重反射

射出率εが１より小さい面が向かいあっている場合には、日射の場合と同様に多重反射が起こる。天空率が小さい都市キャニオンほど、地物からの付加放射と地物との多重反射が大きくなり、結果的に、長波放射による熱損失が小さくなる。これはヒートアイランド現象の原因とも言える。

③長波放射収支

対象としている系に流入してくるすべての長波放射量から、その系から流出するすべての長波放射量を引いた値を長波放射収支といい、長波放射収支は短波放射収支と同様に議論できる。

地表面	:(下向き長波放射量)-(上向き長波放射量)
都市キャノピー層	:(大気境界層からの下向き長波放射量)-(都市地表面の下向き長波放射量) +(都市地表面の上向き長波放射量)-(大気境界層下端の上向き長波放射量)

都市境界層(気温や風に都市地表面の影響が及ぶ地上約1kmまでの層のうち、都市キャノピー層以外の部分）についても、同様にして長波放射収支を求めることができる。大気中の特定の高度における長波放射収支は、長波放射収支計か、全波長放射収支計とアルベドメータを用いて実測することができる。しかし、都市キャニオン層内や都市境界層内で放射収支の実測を計画する場合には、反射日射量観測と同様に、観測プラットフォームの確保が極めて困難である。

長波放射収支は、長波放射の形で系内に流れ込んできたエネルギー量を意味する。対象にしている系が長波放射以外の形態でエネルギーを流出させることがなければ、エネルギー保存則によって、流れ込んできた長波放射エネルギーは系の内部エネルギーの増加、即ち、温度の増加と見合っていることが要求される。都市を含めた地球上の環境では、一般に、長波放射収支は常に負の値を取る。従って、長波放射収支は系の内部エネルギーを減少させ、温度を低下させる。都市キャニオンの様な天空率の小さい空間においても、長波放射収支の値は負であるが、その絶対値は小さいので、冷却率も小さい。

(4) 放射収支と温度との関係

長波放射収支は常に負であるのに対して、短波放射収支は負になることがなく、日中正の値を取り、夜間はゼロとなる。このため、放射収支は、日中は系の内部エネルギーを増加させる方向に貢献し、夜間は系の内部エネルギーを低下させる方向に貢献する。

放射収支=短波放射収支+長波放射収支
日中の放射収支>0　夜間の放射収支<0

系の内部と外部の放射収支以外のエネルギー交換は、系の外が大気の場合には顕熱と潜熱の乱流輸送により行われ、系の外が固体の場合には熱伝導により行われる。放射収支を含めた系の内部と外部のエネルギー交換の結果正味のエネルギーの増減が生じた場合には、系の温度が増減する。この過程はエネルギー保存則により、以下のように表すことができる。短波放射収支以外の要素は系の温度に依存しているので、短波放射収支の値が決まると、熱収支式を満たすような、新しい温度が自動的に決定される

熱収支式:放射収支+潜熱交換+顕熱交換+伝導熱交換=内部エネルギーの変化

日中：短波放射収支>0
長波放射収支･顕熱輸送･潜熱輸送･熱伝導<0
内部エネルギー>0

夜間：短波放射収支=0
長波放射収支、内部エネルギー<0
顕熱輸送･潜熱輸送･熱伝導>0

短波放射収支を除く熱収支の各項を系（例えば地表面の一区画）の温度を用いた数式で表現した後、熱収支式を系の温度について解けば、系の温度を求めることができる。この手順を計算機に行わせることによって、系の温熱環境を計算機の中で再現したり予測したりすることが可能となる。このような手法を数値シミュレーションと呼ぶ。都市の温熱環境を理解するためにも数値シミュレーションは極めて有益である。

２－６ その他の調査手法―空間情報の取得、対策の提言とその効果の評価に使える手法

都市熱環境の調査手法には、気温や体感温度に関わる気温、湿度、風速、放射（短波、長波）等の気象要素を実測する方法のほかに、次に述べるリモートセンシング[1)]による方法、数理モデルによる方法が考えられる。都市の熱環境調査に関して、

（Ｉ）広域的にその状況を把握できる手法

（ＩＩ）植栽、環境水面の導入など熱環境の改善につながる政策を評価できる手法が望まれる。ここで述べるリモートセンシングによる方法は、直接の気温ではないにしても、それと密接な関係をもつ地表面温度を広域に同時的に観測できる方法である（すなわち、上記の（Ｉ）に対応）。また、数理モデルによる方法は、大気との熱や運動量のやりとりの速さに関する地表面特性を気象モデルに組み込んで、局地的な地表面性状の違い、その総体としての広域土地利用分布の違い、人工排熱の空間分布の違い等が都市熱環境にどう影響するかを評価できる（上記の（Ｉ），（ＩＩ）に対応）。以下、それぞれの方法の不完全な点も含め、それらの特性に簡単に触れる。

(1) リモートセンシングによる方法

航空機に搭載したＭＳＳ（Multi-Spectral-Scanner）により、地表からの熱赤外放射強度を計測し都市内規模で地表面温度を推定することが行われている（例えば、梅干野、1994[2)]）。航空機観測と同時に地上でMSSと同じ感度波長帯の放射温度計を用いて主要な土地被覆の放射温度を計測することにより航空機計測値の検量線を作り地表温度分布の推定を行うことができる（梅干野ら、1994[3)]）。以上のように、同時的、広域観測が可能であり、地表性状と結びつけて情報を蓄積すれば、熱環境改善方策のための情報も提供できる有力な方法である。難点は、MSS観測の赤外放射情報から地表面温度を推定する際の誤差や観測に要する費用のほかに、〝気温〟を決める他の要因、例えば風の流れによって運ばれてくる熱の効果や局所的に地表面から大気に熱を運ぶ能力を表す渦拡散係数の違い、および人工熱源の影響等を直接的には考慮できないことであろう。例えば、地表面がおなじ土地利用であっても、その場所が沿岸部にあるのか内陸部にあるのかによって水平方向熱輸送の影響によりむろん気温が異なる。リモートセンシングによる地表面温度の推定からは、直にこのことはでてこない。したがって、例えば、夏季のある場所の高温の原因を精度良く推定し必要十分な対策に結び付けること、あるいは将来の土地利用の変化に伴う気温の変化の予測方法として単独には限界があることを意味する。

(2) 数理モデルのシミュレーションによる方法

①土地利用変更による熱環境緩和策の簡便な予測・評価方法：鉛直一次元モデル

気象観測によって現状を知る手法に対して、何らかの数理モデルによって代替する方法が考えられる。モデルには、現実の簡単な近似としての鉛直方向一次元モデルと現実に近い空間三次元モデルが考えられる。地表付近の気温は、図２－２９に示す熱の出入りによって決まると考えられるが、注目しているボックス内の地表面が一様であって水平方向に十分な距離があれば、鉛直一次元モデルによって地表面の違いがどう気温に影響するかを近似的に推定することが可能である。例えば、地表面性状が、舗装道路、芝生等のようにわかっているとき、地表面における熱収支式、地面下の熱伝導式、大気側での熱輸送式、運動方程式を連立して解くことにより気温を推定することができる。この場合、むろん人工熱源の影響も考慮できる。大気側の式として、都市キャノピーの内部構造を考慮したモデルから、接地層(地表面から高さ50～100m程度までの層）を仮定した比較的簡便なものまである。

鉛直一次元モデルは、暗黙のうちに、諸量が水平方向に一様であることを仮定しており、風によって熱が運ばれる効果などを表現できない。したがって、実気温を精度良く再現することは、場合によっては難しいが、地表面性状の違いによる気温に対する相対的な効果を簡便に評価できる。熱環境緩和に対する局所的な対策の効果を安価に予測、評価できる方法といえる。適用例としては、例えば、文献（4, 5）がある。

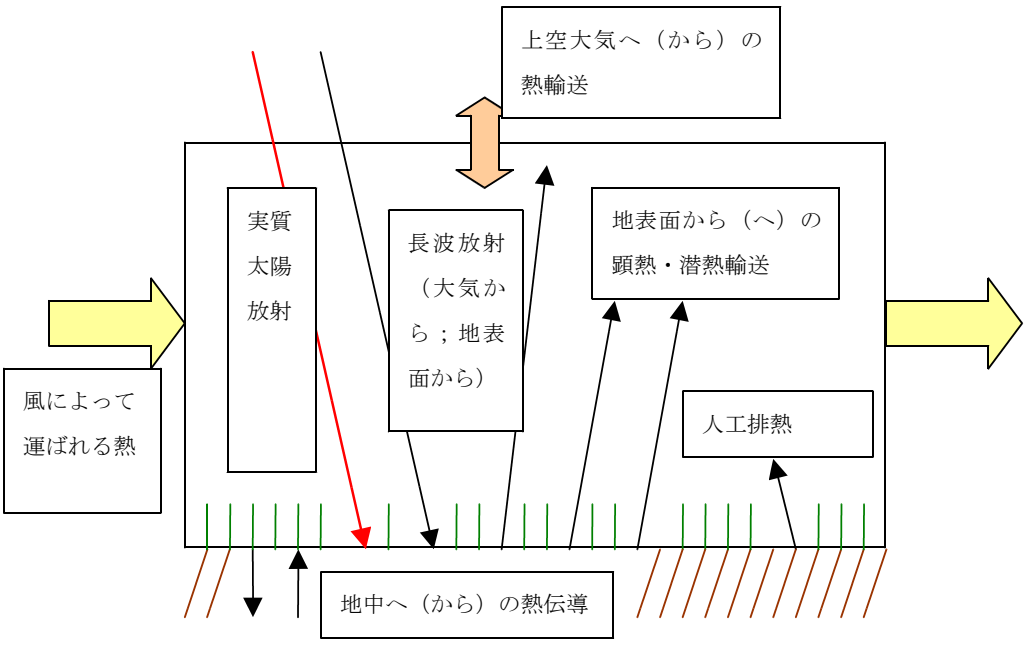

図２－２９　地表付近の気温を決める種々の過程

②都市域における熱環境緩和策の総合的な予測・評価法：空間三次元モデル

上述の一次元モデルが風によって熱が運ばれてくる効果等を評価できないという欠点があるのに対して、地表面と大気間の熱や運動量の交換過程を表す適切なモデルと結合した空間三次元の非定常気象モデルはこれらの効果も表すことができ、熱環境緩和のための様々な施策を総合的に評価できる重要な手段となる可能性を持っている。

対象とする都市域がおかれている地形特性に起因する流れ場や気温場（すなわち、都市域熱環境のためのバックグラウンド）そのものも再現されるため現実的な条件のもとで施策が評価できるという利点がある。また一度評価のためのシステム（モデル）を構築すれば、安い費用で様々な政策の効果を容易に評価できることも優れた点である。

都市空間に存在する複雑な形状および機能を持つ地物（例えば、種々の植物）と大気間の熱の交換過程や風速に対する効果が数式モデルとして完全には表現できていないことが難点と言えば言えるが、（これらのより精緻なモデル化は今後に待つとして）現時点でも現実の環境計画に実用に耐える情報を与える程度の精度はあると考えられる。

また、評価すべき施策の空間スケールによって要求されるモデルに種々の段階があると考えられる。大規模な地域スケール（例えば、50-100km四方）での土地利用計画の評価（林地丘陵部や水田地帯をなくすことが隣接する都市の気温にどう影響するか）、都市の規模（例えば20km）での都市構造の評価（建物の高度分布に関する計画、緑地帯の導入、都市河川の整備などが大気の流れ、気温場に与える影響）、街区規模での施策の評価（植栽、建物の壁面材質の選択、道路舗装面の材質選択、道路巾の決定などの熱環境に対する影響）等、施策の空間スケールの違いで要求されるモデルも違ってくると考えられる。一般に大スケールであるほど地表－大気間の熱交換等もマクロな表現で十分なことが多い。多数ある適用例の一部は、文献(6-12)に示されている。

(参考文献)

1) 土屋清編著，1993：リモートセンシング概論，328頁，朝倉書店.

2) 梅干野晃，1994：緑化による都市気候調整，空気調和・衛生工学，Vol. 68, 865-870.

3) 梅干野晃，古賀和博，山下純一，1994：サイドルッキング航空機ＭＳＳデータを用いた丘陵開発地域の顕熱流束解析，日本建築学会計画系論文集，No.462，49-58.

4) 石野久弥，森山正和，水出喜太郎，中山哲士，1995：1次元熱収支モデルによる数値計算と地表近傍環境の観測による都市熱環境解析に関する研究，日本建築学会計画系研究論文集，No.469，45-51.
5) 赤川宏幸，小宮英孝，大塚清敏，1996：地域開発における熱環境評価，環境システム研究，Vol.24，586-592.
6) 大濱隆司，金子慎治，上野賢仁，井村秀文，1995：三次元クロージャーモデルによる都市熱環境構造の解析-福岡市周辺地域への適用-，環境システム研究，Vol.23，214-221.
7) 藤野毅，浅枝隆，和気亜紀夫，1996：夏季の都心部周辺における気温分布特性に関する数値実験，地理学評論，Vol.69A-10，817-831.
8) 一ノ瀬俊明，下堂園和宏，鵜野伊津志，花木啓祐，1997：細密地理情報にもとづく都市気候数値シミュレーション地表面境界条件の高精度化，天気，Vol.44，785-797.
9) 河原能久，川又孝太郎，玉井信行，1994：臨海部の開発が海風と都市熱環境に及ぼす影響に関する数値実験，環境システム研究，Vol.22，274-279.
10) Kitada, T., Okamura, K., and Tanaka, S., 1998：Effects of topography and urbanization on local winds and thermal environment in the Nohbi Plain, coastal region of central Japan: A numerical analysis by meso-scale meteorological modelwith a k-ε turbulence model, J. Applied Meteorology, Vol.37, 1026-1046.
11) 北田敏廣，米津千晴，1993：都市域における緑被率、環境水面率の増加が夏季の地域規模の気候緩和に及ぼす影響，環境工学研究論文集，Vol.30，361-370.
12) Kimura, F., and Takahashi, S., 1991：The effects of land-use and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo metropolitan area, A numerical experiment, Atmos. Environ., Vol.25B, 155-164.