

# 水文・水資源学のための気象予測概論

東京大学生産技術研究所 沖 大幹

## 1 はじめに

水文・水資源学が対象とする‘水’は、太陽によって暖められた大気の動き—風によって地球をめぐり、雨となって地表面に降り注いでいます。激しい雨は洪水となり、人間社会の弱点をついて水害をもたらし、逆に水源地域に寡雨が続きと渇水となります。従来水文・水資源工学においては、降水は河川流域など対象領域への外力として主に確率・統計的に取り扱われていました。しかし、ダイナミックに変動する降水～気象現象を知り予測することの重要性が、水文・水資源工学分野でも近年広く認識されるようになり、この分野への積極的な研究アプローチも行なわれています。しかしながら専門外の研究者にとっては、気象予測の学問体系は複雑でとっつきにくい点多いかと思えます。

本講習会は、現在の気象予測システムの最前線を紹介し、気象予測技術が今後よりいっそう水文・水資源学に取り入れられ、発展することを願って企画されたものです。気象学会の後援を得て、研究及び実務の第一線で活躍されているみなさまの御協力により、他に類をみない充実したプログラムとなっています。これから研究を始める若手から、現場の技術者の方まで、大勢の皆様のご参加をお待ちしております。

— ‘セミナー「気象予測とその水文・水資源学への応用」のご案内’ より

本稿の役割は、気象予測とその水文・水資源学への応用に関する全体像を示し、さらにそれらをよりよく理解するための基礎知識を整理することである。以下ではまず、気象予測と水文・水資源学との関わりについて論じ(2節)、次に個々の気象予測の位置づけを述べる(3節)。最後に便宜のため気象学にまつわる基礎方程式や用語の紹介を行なう(4節)。

水文・水資源学の領域は多岐にわたるが、ここでは降水量などの‘水の量’のみを考え、酸性雨や水質汚染といった‘水の質’や、森林植生などについての予測は考えない。水循環の量のみに着目する場合、河川の流量を予測する、ということがひとつの目標になるのは極めて自然である。それは、蒸発量や浸透量に比べると測定が簡単であり、かつ予測に対する社会的な要請も強いからである。また、流量が流域の特徴や乾湿の平均的な状態を空間的に代表していることもその一因であろう。

## 2 流量予測と気象予測

さて一般に、ある現象の予測を考えた場合、

$$T_L > T_C + T_F + T_N \quad (1)$$

という条件が満たされていないと予測としては意味がない。ここで、 $T_L$  は予測先行時間であり、予測開始時刻 ( $t_0$ ) から利用者が満足できる予測精度を満たさなくなる時刻 ( $t_n$ ) までの時間 (lead time) である。 $T_C$  はデータ収集時間であり、予測に必要な降水・融雪情報、あるいは流量データ

を取得・収集するのに要する時間である。 $T_F$  は予測計算時間で、流量予測の算出に必要とされる時間である。最後の  $T_N$  は予測情報利用必要時間であり、利用者側に予測情報が伝達された後、その予測情報が有効に利用されるために必要とされる時間である。

以下では具体例を挙げてこの式について議論し、気象予測の必要性を明らかにする。

## 2.1 洪水予測と気象予測

短時間の流量予測は、数分～数時間先の流量を予測するもので、洪水予測が主な用途であり、実時間洪水予測とも呼ばれる。本節ではこの実時間洪水予測を例にして (1) 式を検討する。まず、各項についての具体的な説明は以下の通りである。

- $T_L$  は自然科学的あるいは予測技術的側面と、それを利用する側のどちらかと言えば社会的側面との両者によって決まる。従来の流出モデルの研究結果ではあまりこうした予測精度と予測先行時間に関する議論がされておらず、 $T_L$  について具体的な数値を挙げることは難しい。まして、どの程度の予測精度で流量が推定されれば良いのか、あるいは流量ではなく水位の誤差で考慮すべきなのかといった利用者側の議論はあまりなされていないのが現状であろう。ここでは必要とされる精度を  $a$  として便宜的に予測先行時間を  $T_L(a)$  と書く。
- $T_C$  のうち、入手に要する時間は現在では通信技術の進歩によって数分程度に収まっているだろうが、通常の雨量計による計測では 1 時間単位で降水情報が取得されている。データ取得に関しても、大量データの収集など時間のかけかたによって得られる精度が変わることもあるので、 $a$  の関数として、 $T_C(a)$  と表すことにする。
- $T_F$  についても、計算機の発展によって数分程度に収まっているものと考えられる。計算の複雑さにより必要となる時間と予測精度はわずかながらも変化するであろうから、やはり必要とされる精度  $a$  の関数  $T_F(a)$  と表される。
- $T_N$  は、例えば水防活動のための人員配置に要する時間、ダムの予備放流の決定に要する時間と事前警報に必要な時間、また排水機場のポンプを稼働したり停止したりするのに最低限必要な時間がこれにあたる。予測に対して瞬時に対応するような用途では高い精度が期待されるであろうし、かなり前に予測情報があれば多少精度が悪くても有用な場合もあるだろう。従ってこれも必要とされる精度  $a$  の関数として  $T_N(a)$  と表されよう。

このように、(1) 式の各項はいずれも利用者が必要としている精度に応じて変化する。例えば利用者の要求精度が図-1 の  $a1$  のような場合には (a) のように精度の良い予測システムを利用する必要がある。しかしながら、要求精度が  $a2$  であるような場合には、 $T_L$  が長くとれる (b) のような予測システムの方が有用な予測情報となることが考えられる。なお、このように予測開始直後の精度が充分でない場合でも、 $T_L = t_n - t_0$  としてよいであろう。

さて、もし (1) 式が満たされていない時にはどのような対策が考えられるだろうか。

$T_C(a)$ ： 入力値である降水量情報の収集については気象レーダ情報を利用することによって数分程度に短縮できる。ただし、レーダ画像から推定される降水強度と地上雨量計との対応は必ずしも良くはないので、必要な精度との兼ね合いとなる。また、データ収集から予測計算へのデータ転送が自動化されていない場合にはシステム化することによって、ある程度の時間短縮が図れる。

$T_F(a)$ ： 複雑なモデルによる流量予測との差が明瞭でないこともあり、現実には比較的単純なモデルが使用されている。計算機の発達もあって計算時間そのものは短く、あまり大きな改善は望めない。

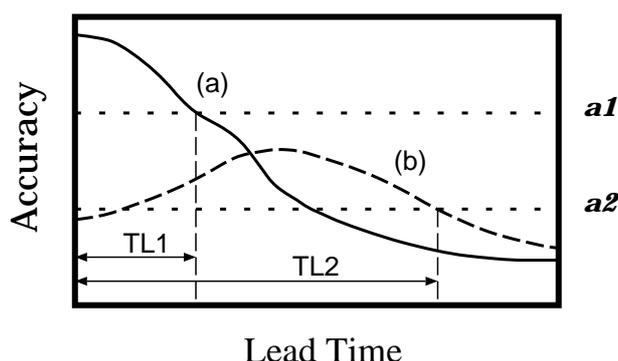


図 1: 予測精度と予測先行時間の予測システムによる違いの概念図。短時間予測では通常 (a) のような予測が選択されるだろうが、利用者の要求する予測精度  $a$  によっては (b) の方が長い先行時間を持つ予測が可能である。

$T_N(a)$ : これは、個々の利用者によって千差万別であり、一概には述べられないが、予測情報伝達手段の改善によって短縮することが可能である。しかしながら現在ではマスコミによる即時伝達が、すでに一種の予測情報として作用しているものと考えられ、むしろ行動決定過程の短縮に改善の余地があるだろう。

$T_L(a)$ : もし予測情報利用者の満足のいく精度で未来永劫にわたって予測が可能であるとしても、通常の‘降水-流出’モデルを利用する場合には降水が起点であるので、洪水ピークの予測では、洪水到達時間  $T_P$  よりも長い時間にわたる予測は不可能であることになる。すなわち、

$$T_P \geq T_L(a) \quad (2)$$

である。 $T_P$  自体は洪水規模や流域特性など自然条件によって基本的には決まっている。これを長くするためには、流域からの流出を抑えることや流下を遅らせることなどが考えられるが、いずれにせよ工作物による人為的な働きかけが必要となる。(1) 式と (2) 式から、

$$T_P \geq T_L(a) > T_C(a) + T_F(a) + T_N(a) \quad (3)$$

が得られる。(3) 式の右辺が社会的要請や技術水準によって決まっていて、しかも  $T_P$  を延長する際の人為的な所作、すなわちダム建設や遊水地など流域貯留施設の設置といった行為について実現可能なものをほぼやりつくしているにもかかわらず (3) 式の不等号が満たされていない場合には、流量予測モデルの精度向上だけでは流量予測を有意に行なうことは難しいことになる。

実際に都市流域を例にして考えてみる。流域面積  $5,000\text{km}^2$  余りの利根川八斗島流量観測所で約 1 日程度と言われる  $T_P$  も、小流域などではかなり短くなり、例えば角屋ら [1] の式を使うと、都市流域を想定した場合 (流域パラメータ=80.0)、 $T_P$  内の平均降水強度と流域面積をパラメータとして、 $T_P$  は図-2のように与えられる。これを見ると、有効時間降水量が  $20 [\text{mm}/\text{h}]$  以上といったちょっとした豪雨の場合には  $T_P$  はほぼ 1 時間以内となることがわかる。これに対し、レーダ雨量計を用いてデータ収集 ( $T_C(a)$ ) に 10 分、流出計算 ( $T_F(a)$ ) に 5 分かかるとすると、(3) 式が満たされるためには  $T_N(a)$  が 45 分以内でないと、どんなに精度の良い流量予測をしても間に合わない。水防活動や避難勧告における  $T_N(a)$  はこんなに短時間で充分なのであるだろうか？

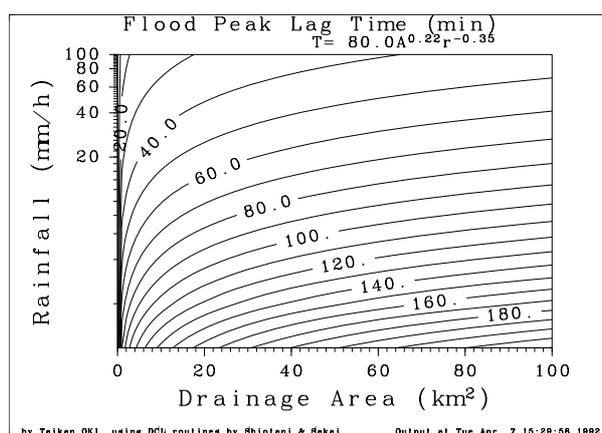


図 2: 都市小流域における洪水到達時間 (分)。角屋らの式に基づいて作成。

上流ダム流域を考えると丘陵山地に対しては図-2の流域パラメータが約 300 弱とされ、流域面積も増えるので、 $T_P$  は伸びるものの、洪水制御の必要があるような豪雨に対してはやはり数時間程度となる。しかしながら、ダムからの放流には河川の増水の影響を受ける下流部に対して事前警報が必要であり、通常 1 時間程度前には発令・伝達しておく必要がある。さらには、そうした警報発令決定に関わる時間、職員の待機に要する時間などを考慮すると、やはり  $T_N(a)$  は  $T_P$  と同程度かそれ以上となり、 $T_C(a)$  や  $T_F(a)$  を考慮すると有意な流量予測が難しいのではないだろうか？

もちろん、 $T_P$  が充分長く、期待される予測精度 ( $a$ ) も低くて、予測先行時間 ( $T_L$ ) がほぼ  $T_P$  と同じ位に充分長い場合には、降水予測が特に必要なくなる状況も考えられる。たとえば、上流の流量観測地点から約 1 日かかって洪水が到達するような海外の地点を考える。 $T_C$  は人手による電話を用いて 1 時間とし、予測は簡単な計算でほぼ即時にわかる ( $T_F \approx 0$ ) が、伝達にはラジオ等のニュースと掲示版を用いて約半日かかるとする。しかし残りの 10 時間あまりで住民は避難、自衛的な水防活動などを行うことが可能であり、降水予測がなくとも  $T_N$  に余裕があって、(3) 式が十分に満たされることになる。しかし、要求される予測精度が上がった場合や、そうした大きな河川以外の洪水については気象予測が重要となることはいうまでもない。

こうした  $T_N(a) > T_P$  のような状況では流出モデルの改善や必要予測精度劣化の許容 ( $a \rightarrow 0$ ) を行なっても、‘降水-流出モデル’のみを利用する限り  $T_P \geq T_L(a)$  であるから、常に (3) 式は満たされないことになる。これに対する有力な解決法が降水予測情報を利用することである。これは、降水予測による予測先行時間  $T_{LA}(a)$  を新たに (3) 式に加えることに相当し、

$$T_{LH}(a) + T_{LA}(a) > T_C(a) + T_F(a) + T_N(a) \quad (4)$$

が有意な予測となる条件になる。 $T_{LH}(a)$  は‘降水-流出モデル’による予測先行時間であり、 $T_{LA}(a)$  と並列的に記述するため  $T_L(a)$  を再定義したものである。降水予測の先行時間も許容される精度  $a$  によって大きく変化することが考えられることは同様である。しかしながら、たとえわずかでも気象予測によって予測先行時間全体が増大することは、(4) 式両辺が拮抗している場合には極めて有効である。

## 2.2 渇水予測と気象予測

渇水予測における気象予測の役割は洪水予測に比べてより明瞭である。(2) 式の洪水到達時間  $T_P$  を、‘降水変動に対応する流量変動の時間遅れ’ と解釈すると、渇水予測も洪水予測と同様に (4) 式で考えることができる。ここで  $T_N(a)$  を仮に 1 カ月とし、通常の降水-流出過程を考えると、(4) 式において  $T_{LA}(a)$  以外の項はすべて無視できるほどに小さい。従って、こうした長期の流量予測については  $T_{LA}(a)$  を長くすることが本質的に重要である。

ただし、融雪流出については、‘いずれ流出する’ という予測精度で考える限り  $T_{LH}(a)$  もかなり長いことが期待される。積雪の最盛期の積雪量情報が必要精度で得られる場合 [2] には、融雪期の総流出量を予測するにあたって気象予測は必要ないかもしれない。しかしながら細かい時間分解能での流出予測には、日射・気温・風速などを含めた気象予測が必要である。

## 2.3 計画流量と気象予測

近年の地球環境問題における気候変化の話題を待つまでもなく、過去の地球の気候は変化し続けている。そうした事態に対応するためには、さらに  $T_N(a)$  は長くなるであろう。それは、予測情報を得て、国家あるいは複数国家が意思決定をし、それに基づく大規模なプロジェクトを実行するにはかなりの期間を必要とするだろうからである。こうした問題に対して気象予測が不可欠であることに異論はあるまい。

また、このような時間スケールの長期予測に際しては、地表面での水収支・熱収支を比較的詳しく考慮する必要が出てくるので、気象予測と水文予測とのフィードバックシステムが生じることになる。ここでいう水文予測は経験的な‘降水-流出モデル’では不十分であり、土壌水分の移動や貯留はもちろん、植生や雪氷面などの地表面被覆とその不均一な空間分布までが考慮されている必要がある。

## 2.4 流量予測と気象予測 — まとめ

前節までの例に従って、気象予測を用いた流量予測の目標を分類すると表-1のようになる。こ

表 1: 流量予測の時間スケール

種別		時間スケール	
短時間の洪水予測	Short Term	3	hour
季節単位の渇水予測	Seasonal	3	month
社会計画的な水資源予測	Social Planning	30	year

こでいう時間スケールは、(4) 式右辺の値を念頭においており、それぞれの目標に対して (4) 式を満たすような気象予測を利用する必要がある。こうした目標を持って、気象予測システムの開発に貢献することが今後の水文・水資源予測発展のために重要であるだろう。

もし気象予測の利用側に徹するとしても、 $T_L(a)$ 、すなわちどのような精度でどの程度の先行時間をもって予測情報が必要であることを明確に示すことが極めて大切である。明確な目標は気象予測システムの開発側にとっても大きな指針となるだろうし、需要のないところには新しいものは生まれにくいからである。従って、「何を予測して欲しいか」、あるいは「何を予測精度の評価指標とするのか」をはっきりさせる必要がある。すなわち降水量だけでよいのか、気温も必要なの

か、あるいは蒸発量や放射量が重要な予測値であるのかという点や、その平均値のみで良いのか時間変動の統計的性質まで予測される必要があるのか、日変化や季節変化が重要なのか、あるいは絶対値よりも空間分布の相対値が重要なのか、といった点である。計画洪水流量を算定するには、ピーク降水量だけではなく降水の時間変化も重要であるがまだ予測という段階にはいたっていない [3]。さらには、予測という概念からはやや離れるが、地球上のある地点もしくは領域で、ある単位時間内に生起し得る‘可能最大降水量’なども、物理気候学的アプローチから解明されることが今後期待される。

### 3 気象予測システム

#### 3.1 大気現象のスケールと天気予報

天気予報としてもっとも馴染み深いのは当日～翌日の天気に関する短期予報であろう。しかしながら、現在発表されている天気予報には時間スケールの短いものから長いものまである。それらを大気現象のスケールと組み合わせて示したのが図-3である (内田 [4] より作成)。ここで言う

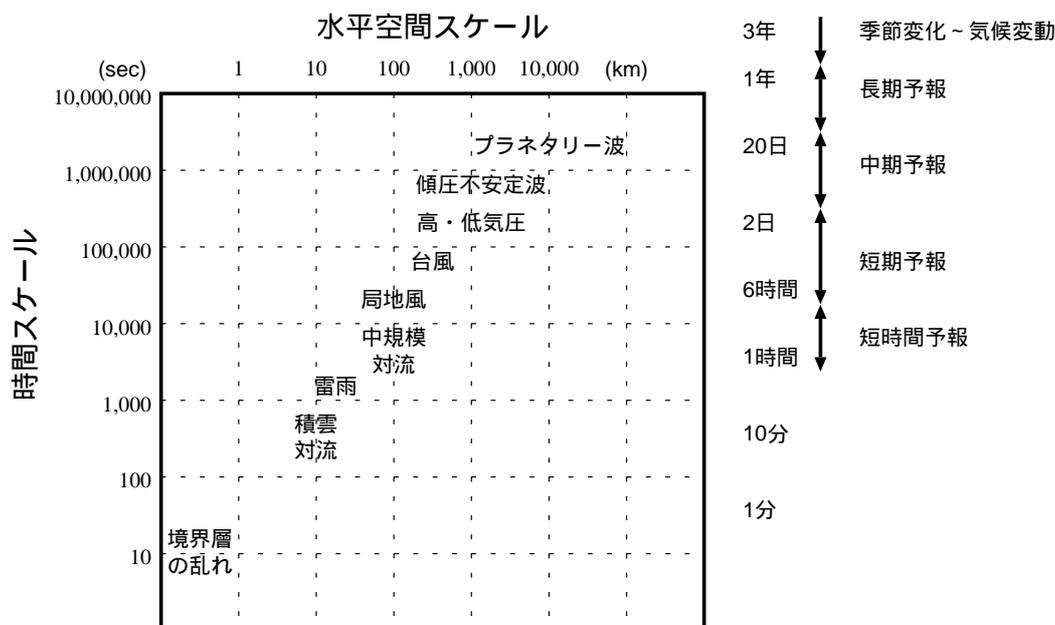


図 3: 大気現象の時空間スケールと気象予測。内田 [4] より作成。

時間スケールとは、小倉 [5] によれば、

- (i) 発生から消滅までの時間
- (ii) 繰り返して生起したり強弱を変えたりする場合にはその周期
- (iii) 形や強さをあまり変えないで移動している現象ではその現象がある地点を通過するのに要する時間

であり、水平空間スケールとは

- (i) 孤立した現象ならばその水平サイズ

(ii) 類似した現象が並んでいる場合には隣あったもの同士の距離

である。このように、一口にスケールといっても対象とする現象によって意味合いは微妙に異なる。図-3 をみて興味深いのは水平空間スケールと時間スケールがよく対応していて、水平空間スケールの大きいものほど時間スケールが長いことである。さらに、一カ月以上の‘時間スケール’を持つような大気の運動力学的現象はなく、長期予報や季節変化～気候変動の予報に対して大気の運動力学的アプローチだけでは不十分であることが推測される。なお、予報可能性そのものについては様々なアプローチで研究がなされているが、ほぼ2週間前後であるとされている [6]。

## 3.2 気象予測システムの概要

現在の気象予測システムの概要を図-4に示す。基本的には図の下から上へデータ・情報が伝達されていくように配置している。中央下部のゾンデや衛星による大気の観測に始まって上の短期予報にいたる流れが‘いわゆる天気予報’の作成手順であり、最も混みいつていることがわかる。それに比べて右側の短時間予報は新しい分野であり、比較的単純な手順となっている。なおここでは台風に関して別途行なわれる予報 [7, 8] は示していない。左側の長期予報では入手可能なデータをできるだけ集めて予報を行なっている様子がわかるであろう。GCM(General Circulation Model)に基づく気候予測はまだ実用化されていないと考えたので破線で示してある。以下ではこのシステムを構成する個々の要素について概説する

### 3.2.1 客観解析

まず、図-4の中央付近の流れを紹介する。基本となるのは最下段に位置する観測のうち、ゾンデを用いた高層観測である。全地球上で12(一部では6)時間おきに一齐に観測されており、得られたデータは国際的に収集・配信されている。観測項目は各気圧面の高度、風向風速、気温、湿度であり、観測地点数は約2,000地点弱である [9]。現在では静止衛星(GMSなど)の画像解析より得られる雲移動ベクトルのデータや、極軌道衛星(NOAAなど)の放射観測から推定された可降水量や指定気圧面と基準面(1,000hPa)との層の厚さのデータなども利用されている。また、船舶やブイなどの地上観測や航空機からのデータも3次元的ではないにせよ地上観測を補うものとして有効利用されている。

こうして得られるデータは空間時間分解能も誤差特性などの精度も異なる。そうした不均質なデータから数値予報の初期値用の3次元的な格子点データを計算機を用いて作成する作業を客観解析と呼び、力学的知識を盛り込んだ統計的内挿手法が用いられる。また、図-4には示していないが、得られるデータの品質管理(伝達過程でのエラーのチェックを含む)も重要である。現在では客観解析には4次元同化という手法が実用化されていて、1サイクル前の客観解析データを初期値として数値モデルによって時間的に数値積分された予測値を次の客観解析データの第一近似値として利用している。現在の気象数値モデルでは観測誤差に匹敵する精度で6ないし12時間の予測が可能となっていることがこの手法を可能にした大きな要因である。4次元同化手法では、定時に観測されないデータも利用することが可能であり、空間3次元に時間次元を加えた4次元データを取り扱うのでこの名前で呼ばれる。力学的予報モデルを用いているため、解析変数間の力学的バランスが自動的に満たされる。また、観測の少ない領域にも観測が密な領域の情報が移流・伝播していき、結果として解析データ全体の精度が向上することが期待されている。しかしながら、やはりしっかりとした観測精度と観測密度のある領域の方が精度は良いものと考えられる [10]。一方数値モデル側から見ると、4次元同化によって常に予測精度が検証されていることに



とが期待されている。分解能と側面境界条件を除けば、局地モデルと GCM の構成や基本思想はほぼ同じである。数値予報モデルについてはすぐ後にもう少し詳しく解説する。

### 3.2.3 MOS と確率予報

数値予報モデルでは気圧・風・気温・湿度のみならず、降水量や蒸発量などがすべて計算されている。しかしながら、いまのところ予報モデルの降水量の計算値はそのまま短期予報に用いるほどの精度がなく、モデル出力値から天気への統計的な翻訳が行なわれている。これが MOS(Model Output Statistics) と呼ばれる手法である [4, 13]。各予報地域に対して数値モデル出力値から予報気象要素(降水量や気温など)を求める回帰式があらかじめ作成されていて、式の係数は地域や時刻・時期によってきめ細かく設定されている。降水確率を目的変数とする回帰式も作成されていて、これによって降水確率が予報されているわけである。しかしながら、数値予報の精度は上がってきており、雨量や気温などについては数値予報の結果がそのまま利用されるようになる日も遠くないと思われる。

### 3.2.4 レーダー・アメダス合成図と短時間予報

現在の数値計算に基づく予報では、客観解析データの時間空間分解能の限界や予測開始直後の精度の問題などから、数時間先の気象予測をすることは難しい。しかしながらそうした数時間先の細かい空間スケールでの予報に需要があったため、気象レーダと地域気象観測網(AMeDAS)とを組み合わせたレーダー・アメダス合成図に基づく短時間予報のシステムが開発・実用化されている [14]。レーダー・アメダス合成図は気象用レーダによって得られる画像データを地上のアメダスデータでキャリブレーションして降水分布を算定したものであり、この実用化はレーダのデジタル化と通信網の発達によるところが大きい。そのキャリブレーション精度についてはもちろん様々な面から検討されている [15, 16]。短時間予報の原理は基本的には画像の外挿であるが、地形の効果や衛星データなどからの情報を基に雨域の発達や衰弱の効果が入り入れられている。

工学分野でもレーダ画像を用いた予測手法は種々研究されているが [17, 18, 19, 20, 21]、単なる外挿によっても 1 時間程度の予測は可能であることが知られている。したがって、当面 3 時間後の降水分布を必要とされる精度で予測することが目標である。

雲をシミュレートできるような大気数値モデル(雲モデル)を用いて短時間予報をすることも考えられているが(例えば [22])、計算機資源の問題と、初期値作成の問題から現在のところ仮想的な状態についての数値実験が研究されている段階であろう。レーダなどを用いた局地スケールの初期値作成についての研究も行なわれている(例えば [23])。

### 3.2.5 長期予報と気候予測

長期予報や気候予測については、ある時点での大気の状態を初期値として数値積分するだけでは不可能であると考えられている。そこで、GCM の出力や、海水面温度、そして月平均の上空の気圧配置などをもとに過去の事例解析に基づく統計的予測が行なわれている状態である。しかしながら、より現実的な海洋モデルや陸面モデルを GCM に組み込んで地球表面近傍(大気-陸域-海洋)の状態をすべてシミュレートすれば、大気の持続性を越えて予測が可能になるのではないかと期待されている [24]。

### 3.3 大気モデルの利用形態

大気モデルは、従来から大きく二つの目的に用いられている。ひとつは、気候システムの再現と現象の理解、あるいは発見の目的のためであり、Manabe[25]に見られるように、過去から未来に及ぶ気候値をモデルによってシミュレートしようとするものである。これは、鉛直一次元のモデルによって、大気の平均的な成層を説明しようとした試み [26] にその緒を見ることができる。3次元全球のモデル、いわゆる GCM もはじめは種々の境界条件に気候値を用いていたが、発展するにしたがって海洋や陸面の状態変数もモデル内で予報するようになってきている。CO<sub>2</sub> の増加に伴う地球温暖化の予測も、どちらかというとも本来こうした研究の延長上にあり、現在と異なった大気成分組成に対して、どのような大気循環・大気成層が平衡解となるかについての数値実験であった。

もうひとつはいわゆる予報モデルとしての使い方である。実学としての気象学では、気象予測がその使命であり、その時代にわかっている範囲、実用的に可能な範囲で、予測を行う必要がある。物理学的な支配方程式にのっとり、ある大気の初期状態から時間積分して予測を行う原理が考えられたのは、まだ電子計算機ができる前の事である。

前者の気候を研究する目的では一般に長時間積分した結果の平均や分散などを用い、また、しばしば簡略化した非現実的な境界条件のもとでの大気の振舞いを調べることがなされる。一方後者の予報モデルとして使用される場合には、常に観測値を初期値とし、現実地球の状態をなるべく忠実に再現した境界条件のもとで、比較的短い時間積分を行った結果が議論される。どちらの使い方をするにせよ、大気モデル(あるいはプログラムコードそのもの)自体はかなりの部分が共有されているし、全く同一の場合もある。

また、直接測定することが困難であったり時空間的に細かく知ることが難しい量も、大気数値モデルの中では全て知ることができるため、良好な大気シミュレーションが可能な数値モデルの結果を吟味して、大気現象の仕組みを知る研究も盛んに行なわれている。もちろん、結果が合っているからといって、その内部構造まで現実的かどうかについては意見の分かれるところであるけれども、例えば全球の表層土壌水分量などの場合、現時点では直接観測手法がないので、単純なモデルによる算定結果であっても有効な情報だと考えられる。

### 3.4 大気数値モデルの構成

大気数値モデルの構成を図-5に示す。大気数値モデルは運動方程式、連続式、熱力学の式といった‘力学過程’と呼ばれる部分と、数値化の際の空間分解能の限界から表現されないスケールの現象の効果を取り入れるための‘物理過程’と呼ばれる部分、さらには海洋や陸面といった境界条件を扱う部分とに伝統的に分けられる。これらに対して空間的な離散化やパラメタライズが行われ、時間積分アルゴリズムによって順次処理される。モデルそのもの以外にも、初期値を作成するシステム(短時間の予測の場合にはこちらの方が重要であるとも言える)や、結果を処理する診断システムなどがモデルを支えている。わが国の数値モデルに関して詳しくは文献を参照されたい [27, 28]。一般に大気数値モデルの結果は膨大なデータ量となるので、その効率的な保存システムや、効果的な表示手段の開発なども、時として極めて重要な研究課題となる。

#### 3.4.1 力学過程

現在では、力学過程は多くの大気数値モデルでプリミティブ方程式と呼ばれる方程式系が用いられている。‘primitive’とは、‘原始的な’という意味の英語であるが、これはこの方程式が‘単純

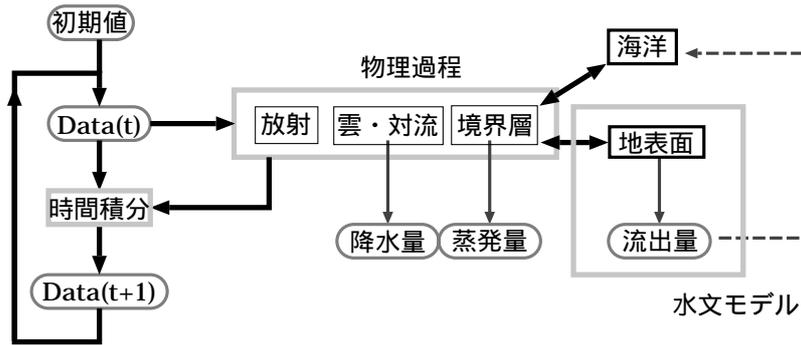


図 5: 大気数値モデルの構成

で粗野な近似式である’ という意味ではなくて、‘近似をしない元の式である’ という意味であり、歴史的な事情によりそう呼ばれる。すなわち、数値予報の発展の過程で、古くは数値解法のテクニクや計算機能力の限界により、ある程度単純化した方程式系が用いられていた。しかしながら計算機能力があがり、また計算不安定を起こす原因が研究されて対処法が確立すると、より近似の少ない、つまり流体の方程式そのものに立ち返った方程式が使われるようになった。ただし、雲を表現しようとするものを除いて、大気現象の鉛直スケールは水平スケールに比べて非常に小さいため、鉛直方向には静力学平衡が仮定される。このようにして導出されるのがプリミティブ方程式系である。静力学平衡 (hydrostatic) というと鉛直速度が 0 であるような理解がされている場合もあるが、それは誤りである。鉛直速度の時間積分 ~ 予報がなされないだけで、水平方向の風場が定まると、質量保存の式が満たされるように鉛直速度が診断的に決定される。数式でいうと、鉛直方向の運動方程式の中で、時間変化項と移流項を全て落したものと理解してもよいだろう。高層気象観測のデータ処理が静力学平衡を仮定して行われているし、また、非静力学平衡の式系では積分計算の時間ステップを細かくとらねばならなくなり、計算時間が膨大になってしまう。こうした理由で、雲モデルより大きい空間スケールの現象を扱う場合には、静力学平衡のプリミティブ方程式系が今後しばらくは用いられるものと思われる。

鉛直方向の座標軸のとり方にも任意性がある、それにより見かけの方程式は異なってくる。気象学では一般に高度座標系  $z$  よりも気圧座標系  $p$  が多く用いられる。これは高層観測データが取り扱い易いこと、ならびに質量保存則が簡単にあらわせることが理由である。しかし、現実的な数値予報モデルとして用いる場合には地表面地形の凹凸に対して通常の  $p$  座標系は取り扱いが面倒になる。そこで、地表面気圧で正規化した気圧座標系  $\sigma$  や、高度座標系を正規化した座標系などが考案され用いられている。しかし、 $\sigma$  座標系では切断誤差の問題が新たに発生する。そのため大気上層では  $p$  座標系に近付ける工夫をしたり、あえて温位  $\theta$  が鉛直座標に用いられたいしている。

力学過程の方程式の一例 [29] を以下に示す。導出など数値予報全般については Haltiner and Williams[30] に詳しい。また、数値化に関する問題点や、基本的な物理過程については気象研究ノート [31] や数値予報課報告別冊 [32] が非常に参考になる。

地上気圧を  $p_s$ 、モデル中での最上端を  $p_t$ 、気圧を  $p$ 、そして  $\pi = p_s - p_t$  として、

$$\sigma = \frac{p - p_t}{\pi} \quad (5)$$

のように定義される  $\sigma$  を鉛直座標にとる。 $\sigma$  は地表面で 1.0、モデル大気上端で 0 となる。 $x$  軸

を東西方向、 $y$  軸を南北方向にとり、それぞれ東向き、北向きを正にとる。 $x$ 、 $y$ 、 $\sigma$  方向速度をそれぞれ  $u$ 、 $v$ 、 $\dot{\sigma}$  として、運動方程式は、

$$\frac{d\pi u}{dt} = f\pi v - \pi \frac{\partial \phi}{\partial x} - \pi \sigma \alpha \frac{\partial \pi}{\partial x} + F_x \quad (6)$$

$$\frac{d\pi v}{dt} = -f\pi u - \pi \frac{\partial \phi}{\partial y} - \pi \sigma \alpha \frac{\partial \pi}{\partial y} + F_y \quad (7)$$

ただし、 $F_x$ 、 $F_y$  は摩擦などの外力であり、時間微分  $\frac{d}{dt}$  は連続式を用いてフラックス形式の

$$\frac{dX}{dt} = \frac{\partial X}{\partial t} + \frac{\partial Xu}{\partial x} + \frac{\partial Xv}{\partial y} + \frac{\partial X\dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (8)$$

である。 $\alpha$  は比容、 $\phi$  はジオポテンシャル、 $f$  はコリオリパラメータである。連続式は

$$\frac{d\pi}{dt} = 0 \quad (9)$$

と表される。実際には要素に分解し、 $\dot{\sigma} = 0$  (at  $\sigma = 1, 0$ ) を用いて地表面からモデル大気上端まで積分して、

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \int_0^1 \frac{\partial \pi u}{\partial x} + \frac{\partial \pi v}{\partial y} d\sigma \quad (10)$$

と変形した式が使用される。熱力学方程式は、 $C_p$  を乾燥大気の定圧比熱として

$$\frac{d\pi C_p T}{dt} = \pi \omega \alpha + Q \quad (11)$$

と表せる。ここに、 $Q$  は非断熱加熱項、 $\omega$  は鉛直気圧速度で、

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \pi \dot{\sigma} + \sigma \left[ \frac{\partial \pi}{\partial t} + u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} \right] \quad (12)$$

である。 $p$  は鉛直下向きに増加するので、 $\omega > 0$  は下向きへの流れを示す。静力学平衡の式は、

$$\delta \phi = -\pi \frac{RT}{p} \delta \sigma = -RT \delta(\ln p) \quad (13)$$

となる。ここで  $\ln$  は自然対数を表す。大気は理想気体で近似できるので、状態方程式は、

$$p\alpha = RT \quad (14)$$

となる。水蒸気や雲水等を考慮する場合には、それぞれの物理量の保存式と、各相 (氷・水・水蒸気) 間の変換式などがさらに加わることになる。例えば、水蒸気  $q$  の消滅 (凝結) 量を  $m$ 、生成 (蒸発) 量を  $e$  とおくと、水蒸気の保存式は

$$\frac{dq}{dt} = -m + e \quad (15)$$

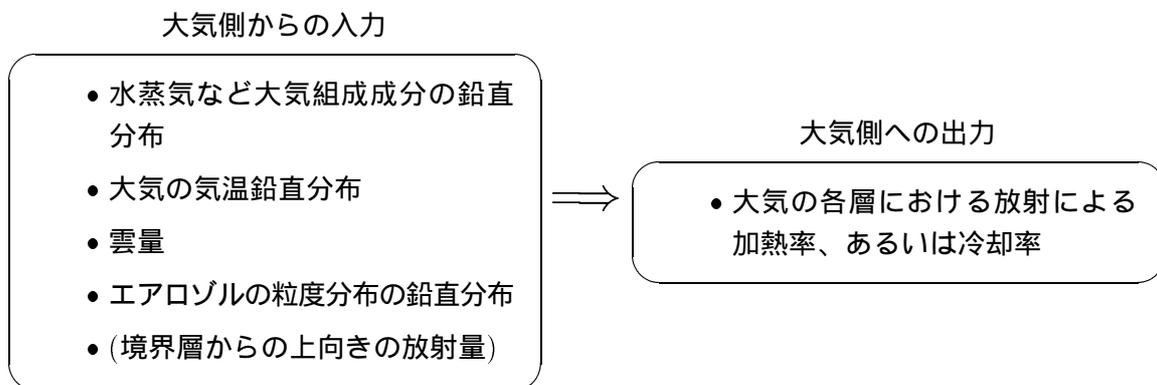
となる。ただし、水蒸気でなく雨滴などを考える場合には全微分 (8) 式において、鉛直方向の速度を大気の数  $\dot{\sigma}$  ではなく、雨滴の落下速度を考慮して与える必要がある。

こうして得られた方程式系を用いた時間積分では、何らかの時間積分スキームによって (6) 式、(7) 式、(10) 式、(11) 式、そして (15) 式から次の時間ステップの  $u$ 、 $v$ 、 $T$ 、 $\pi$ 、 $q$  などの大気の状態量が得られる。 $\phi$  は (13) 式から、 $\dot{\sigma}$  は (9) 式をある層まで鉛直積分した式から算定されるが、 $F_x$ 、 $F_y$ 、 $Q$ 、 $m$  および  $e$  については大気の状態量から別途算定されなければならない。こうした算定がパラメタリゼーションと呼ばれており、以下のように、放射、境界層、そして降水の 3 つの過程に分けられる。

### 3.4.2 放射過程

放射過程は、いわば大気への外力、大気を駆動しているエネルギー源である。放射過程の計算は、短波放射と長波放射とに単純化されたものから、吸収帯ごとにかなり詳しく計算するものまで、目的に応じて様々な方法がある。オゾンや温暖化ガスの影響を調べる場合には、放射過程を詳しく表現する必要があるが、短期的な予報が目的の場合には、放射過程はそれほど重要ではないとみなされ、簡便化されていることが多い。もっとも、降水には明瞭な日周期が見られる [33, 34] ので、そうした現象を含めてシミュレーションしようとするならば、放射過程が必須となるだろう。

水文過程に関係した問題として、雲の効果がある。雲が放射過程に及ぼす影響はまだよくわかっておらず、また、一般的な取り扱いも定まっていない。さらに、雲量を変数として持っているモデルでも積雲などの降水物理過程に現れる雲とは必ずしも一貫していないのが現状であり、放射過程で用いられる雲量は一般に湿度の関数で表現されている。この点に関しては気象学分野でも問題意識が高く、一部で熱心に研究が進められているようである。現時点での放射過程のパラメタリゼーションは、



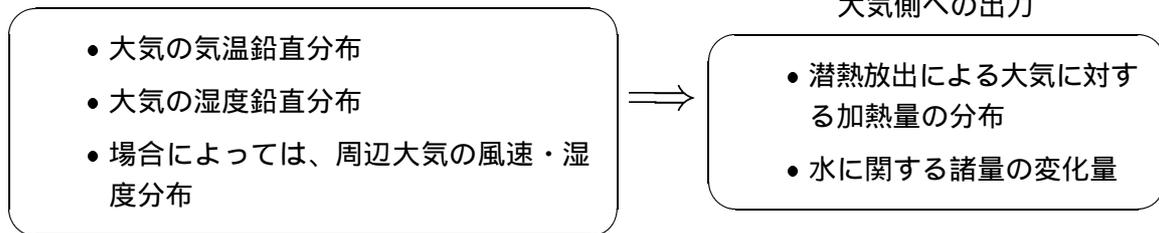
と理解される。これらは、大気全層で考えると、地表面からの顕熱・潜熱フラックスで暖められた大気の温度を冷やし、平衡に保つ役割をしている。

### 3.4.3 積雲，降水過程

放射過程で地上に達したエネルギーは地表で潜熱および顕熱として大気に移動する。潜熱は対流によって凝結して雨となるときに解放され、そのエネルギーが実際に大気に与えられる。低気圧に伴うような大規模上昇流による水蒸気の凝結は、過飽和を解消するという形で表現されることが多い。また、降水過程ではないが、不安定かつ凝結を伴わない状態も、比較的簡単にパラメタライズされる。問題は、大気モデルで表現できない空間スケールの積雲対流の取り扱いである。現在よく用いられている方式には、(i) 対流調節，(ii) Kuo，(iii) Arakawa-Schubert の 3 つがある。各手法の比較についてはかなり調べられてきてはいるが (例えば [35])、モデルの分解能などに依存するため、どの方式が良い、という結論は必ずしも出ていないように思われる。空間解像度の荒い GCM では Kuo 方式が、狭い領域のモデルでは対流調節が良く用いられているようである。また、それぞれのモデルで、オリジナルの手法に対して様々な工夫が加えられている事が多い。

降水過程としては、対流に付随して下降流やエントレインメント、雨滴の蒸発などの効果が考慮されることもあり、また雲の種類をいくつかに分類する場合もある [36]。しかし、雲そのものをシミュレートするモデルを除いては、水の状態量としてはせいぜい液相を雲水と雨水とに分ける程度で、あまり細かな取扱いはされないのが普通である。

今のところ降水過程のパラメタリゼーションとは、  
大気側からの入力



であると考えて良いだろう。これらは、モデル大気中の不安定成層を解消する役割を持っている。

#### 3.4.4 大気境界層と鉛直混合

最下層からの運動量・熱・水蒸気のフラックスが、放射過程と同様の駆動源として大気の流れを決める重要な要素であるという認識は強く、流体力学的な境界層理論や観測事実などが様々な形で利用されつつある。基本的には、最下層に対してバルク法 (例えば [37]) と呼ばれる方法を用いてフラックスを見積もることにより大気境界層は表現されている。海洋上に対して良く用いられてきたのは Kondo [38] のパラメタリゼーションで、係数を変えることによって陸上にも適用されている。

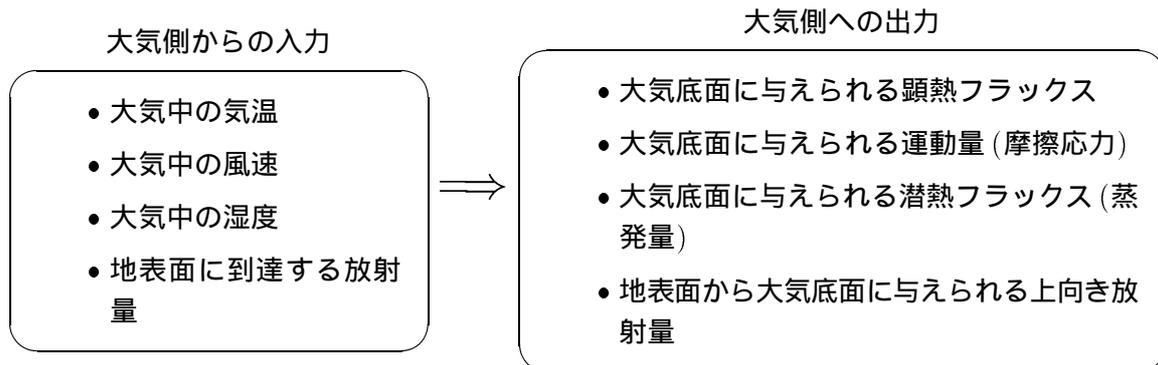
近年では、大気モデルに加えて、海洋モデルや地表面モデルを同時に動かして変数量のやりとりをすること (カップリング) が盛んに行なわれている。

**海洋モデル** 海洋が気候に及ぼす影響の極めて大きいことは衆目の一致するところであろうが、海洋モデルを完全にカップリングさせた大気モデルはあまり多くない。それは、海洋の応答時間スケールが大気に比べて長く、かつ表現すべき水平空間スケールが大気よりも 1 オーダー小さいという取り扱いにくさが原因である。実際のところ、気候値を与える、海洋表層の混合層のみ考慮する、という時代を経て、海洋の深層循環まで組み込んだ大気海洋結合モデルが開発されたのは最近のことであるし、今日でも、現在の気候のシミュレーションを手軽に行なう際には、月平均気候値の海水面温度を与えることが多い。しかし、長期の気候変動を問題にする場合には、最終的には海洋の効果が支配的であると考えられており、現在一部で懸命に研究が進められている状況である。

**地表面モデル** 古くは気候値が与えられたりしていた地表面状態であるが、現在では地温・土壤水分、あるいは植被状態や積雪状態が変数としてモデルで予報されるようになってきている。こうした地表面モデルとしては Sellers らの Simple Biosphere (SiB) モデル [39] や Dickinson らの Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) [40] が有名である。これらのモデルに限らず、地表面過程に重点をおいたモデルでは、土壌の内のモデルの層こそ少ないものの、不飽和浸透過程も考慮されている。最近の US での成果もまとめられている (*Journal of Geophysical Research*, Vol.97, D3, 1992) ので、興味のある方はそちらをご一読されたい。定時観測とデータ伝達網の確立した気象観測と異なり、こうした水文量の広域観測は皆無と言ってよいから、そのモニタリングが必要とされている。そうした意味で、上向き放射過程や蒸発量と土壤水分の関係、植物からの蒸散量などモデルの検証が行なえる実測データの取得は重要であり [41]、マイクロ波による衛星リモートセンシングによる土壤水分観測などにも期待がかかっている。

海洋モデルや地表面モデルをどの程度現実的に組み込むかによってその扱いは大きく異なるが、

大気側からみた境界層とは、



という応答をするブラックボックスである。

鉛直混合については乱流理論に基づいたクロージャーモデル [42] を用いて表現されることも多いが、安定度の簡単な関数で全層に拡散係数を与えて表現されたりすることもあるようである。ちなみに水平混合は、物理的な根拠もさることながら、計算の安定の為に考慮されていることも多い。

### 3.5 数値化に伴う諸問題

#### 3.5.1 空間的離散化

従来はテーラー展開に基づく差分方程式を作成して用いていた。しかし、差分によると格子で表現されない波が不適切に取り扱われてしまうエイリアシングという現象や、位相送れなどが生じてしまう [43]。これらを回避する空間差分については画期的な研究成果があがり [44]、現在でも研究用モデルでは格子点法もしばしば用いられている。しかしながら、全球モデルでは球面関数を用いて水平空間方向に波数展開して力学過程を取り扱うのが現在の主流である。日本の場合には、局所モデルについても三角関数を用いて波数展開する方式が開発され実用化している。もっともこれらの場合でも、非線形項や非断熱過程 (物理過程のパラメタリゼーション) の計算には格子点上に変換した値が通常用いられる。

#### 3.5.2 時間積分

時間積分には様々な方法があるが、その要点は

- いかに安定に積分を進めるか
- いかにして波が変形せず、不要な波が生起しないようにするか
- いかに計算時間を節約するか

の3点に要約されよう。計算不安定の原因となる高周波成分を減衰させたりするアルゴリズムもあり、線形理論の範囲では様々な検討がなされている [43]。流れにともなう数値積分の理論的な制約によって、空間解像度が上がると時間間隔もそれに応じて短くせねばならない。扱う数値モデル中で表現される最も早い速度を  $c$ 、空間グリッド間隔を  $\Delta x$ 、時間積分ステップを  $\Delta t$  とすると、これらの間に満たされねばならない条件は、

$$c\Delta t \leq \Delta x \quad (16)$$

と表現される。水平方向を考えると、 $c$  は早い重力波で  $100 \text{ [m/s]}$  とされるので、格子間隔が  $30 \text{ [km]}$  の場合には、 $\Delta t$  は  $5 \text{ [min]}$  程度となる。しかし、最近のモデルでは鉛直方向に細かく層がとられていて、特に下層付近では層厚が  $1 \text{ km}$  未満のものもある。鉛直方向の速度は少し遅いにしても、このような場合には  $\Delta t$  は数十秒程度にしなくてはならなくなる。雲モデルの場合にはグリッドサイズが  $1 \text{ [km]}$  程度、音波を含むような方程式系（質量保存の式に密度の時間変化項が入る）だと  $c$  は  $300 \text{ [m/s]}$  にもなる。このような場合には  $\Delta t$  は實際上  $1 \text{ 秒位}$  となり、長時間積分が困難となることがわかるだろう。

### 3.5.3 境界条件

空間的な境界条件としては、まず地表及びモデル大気上端がある。地表面については地表面過程のパラメタリゼーションが行われ、大気上端についてはモデル上の不用な反射を防ぐために、仮想的な波エネルギーの吸収層がおかれたりする。全球モデルでは存在しないが、局所モデルでは計算領域の側面境界も存在する。より大きな領域を予報するモデルの値を境界条件として与える（‘ネストさせる’ という）のが現業の予報モデルなどでは普通であるが、そうでない場合には、できるだけ不用な反射を押えるようなスキームで側面境界値が与えられる。いずれの場合でも、境界付近にはノイズを減衰させるような領域が設けられる。

## 3.6 補：洪水予報

洪水予報については水文関係の研究者には馴染み深いものであろうし、参考文献を挙げるにとどめる。その名も「洪水の数値予報」[45] という本が出版されており、不飽和浸透に関する Richards の式に立脚したいわゆる物理水文学と、やや大きな流域に対して現実的に適用可能な Kinematic wave モデルについて、原理から数値化の問題解決法にいたるまでが要領良くまとめられている。手軽に概要をつかむには、同じ著者の解説 [46] が読みやすくおもしろい。さらに、現在実際に現場で用いられている洪水予報モデルについて知るには、建設省のマニュアル [47] がよいだろう。高橋ら [48] の本もそれらを理解する助けとなる。

降水量を入力値とし、流出量を実測と合わせる経験的なモデルについてはその実用的ニーズを背景として研究が蓄積されており、現在では何も知らない学生でも夏休みのレポート程度の手間暇をかければ流出予測ができるほどにこの分野は成熟している。実用的には‘合えば良い’ という意見もあるし、物理モデルといってもモデル化のレベルが違うだけで、概念的な要素が皆無というわけでは決してない。しかしながら、

- (i) 物理法則にのっとっていけば、演繹的な予測ができる。逆に、演繹的に用いることができないモデルは物理モデルではない。
- (ii) 現実の河川管理を考えた場合、‘その時点で可能な限りの対策を講じる’ 必要がある\* のだから、洪水予測に関しても、より普遍性と説得性のあるモデルを使用する必要がある。

という2点からも、物理的流出モデルのますますの発展と応用が期待される。

これまでの水文流出モデルは、計画論を意識した作りのものが多く、毎時もしくはそれ以下の時間分解能での降水量が与えられた後の流量を的確に予報するものである。そうした精密な流出モデルを予報モデルとして有効に用いるためには気象予測が重要であることははじめに述べた通りである。

---

\*これは、‘治水事業は財政的、技術的制約があり、過渡的、相対的な安全性の確保をもって足りる’ ことと裏腹だと考える

そういった中でカルマンフィルターを用いた洪水流出予測を実際の現場に利用しようとしている試みもある [49]。これらは予測推定誤差と観測誤差とを考慮して真値を推定する点など最適内挿法を用いた 4 次元同化手法に似ているが、カルマンフィルターでは観測値から逆推定される状態量に対して最尤値を求める点が大きく異なる。

## 4 気象予測セミナーの基礎知識

水文・水資源学用の気象学における基礎的用語について必要最小限を以下にまとめる。全体像を学ぶには、小倉 [5] や近藤 [50]、榎根 [51] などがわかりやすい。また、Bras[52] にもかなり気象・気候分野の話題が豊富に載っていて、水文学から見た大気の水循環について包括的かつやさしく丁寧に書かれており学びやすい。

気象力学については小倉 [53] が系統だっている。大規模循環についての入門には広田 [54] が良いだろうし、同じ著者による読み物 [55] もある。

### 4.1 水に関する気象用語

この節については、詳しくは浅井らの本 [56] を参照されたい。

#### 4.1.1 大気中の水蒸気量

大気中の水蒸気量は比湿 (specific humidity  $q$ , 水蒸気量 / 湿潤空気) で表される。

$$q \equiv \frac{\rho_v}{\rho_m} = \frac{r}{1+r} \quad (17)$$

$\rho_v$  は水蒸気の密度、 $\rho_m$  は湿潤空気の密度である。 $q$  の単位には通常 [g/kg] が用いられる。他には、混合比 (mixing ratio  $r$ ) と呼ばれる量もあり、“水蒸気量 / 乾燥空気量” で表される。

$$r \equiv \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{\varepsilon e}{p-e} \quad (18)$$

$\rho_d$  は乾燥空気の密度。 $\varepsilon \equiv \frac{m_v}{m_d} \approx 0.622$ 。ここに、 $m_d=28.964$  g/mol、 $m_v=18.015$  g/mol はそれぞれその分子重量である。 $p$  は総気圧、 $e$  は水蒸気分圧である。また、相対湿度は“実際の混合比 / 飽和混合比”であり、飽和水蒸気圧を  $e_s$  とすれば、

$$R_h \equiv \frac{e}{e_s} \times 100 \quad (19)$$

のように求められる。また、通風温度計の湿球温度を  $T_w$  [°C]、乾球温度を  $T$  [°C] とすると、水蒸気圧は

$$e = e_s(T_w) - 0.5(T - T_w) \frac{p}{755} \quad \text{湿球が氷結しない時} \quad (20)$$

$$e = e_s(T_w) - 0.44(T - T_w) \frac{p}{755} \quad \text{湿球が氷結する時} \quad (21)$$

より求められる。(21) 式の場合の飽和蒸気圧は氷面に対する値を用いるが、相対湿度に変換する場合には常に水面に対する値を用いる [理科年表]。

#### 4.1.2 飽和水蒸気圧 $e_s$ の求め方

Tetens の実験式

$$e_s = 6.11 \times 10^{\frac{aT}{b+T}} \quad (22)$$

ここに、 $e_s$  は hPa 単位、気温  $T$  は摂氏。定数  $a$  と  $b$  は水に対して  $a = 7.5$ 、 $b = 237.3$  であり、氷に対しては  $a = 9.5$ 、 $b = 265.3$  である。

Gratch の式 • for water surface :

$$\begin{aligned} \log_{10} e_s &= 10.79574 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 5.02800 \log_{10} \left(\frac{T}{T_1}\right) \\ &+ 1.50475 \times 10^{-4} \left\{1 - 10^{-8.2969 \left(\frac{T}{T_1} - 1\right)}\right\} \\ &+ 0.42873 \times 10^{-3} \left\{10^{4.76955 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right)} - 1\right\} + 0.78614 \end{aligned} \quad (23)$$

• for ice surface :

$$\begin{aligned} \log_{10} e_s &= -9.09685 \left(\frac{T_1}{T} - 1\right) - 3.56654 \log_{10} \left(\frac{T_1}{T}\right) \\ &+ 0.87682 \left(1 - \frac{T}{T_1}\right) + 0.78614 \end{aligned} \quad (24)$$

$e_s$  が飽和水蒸気圧 (hPa) で、気温  $T$  は Kelvin (= degree Celsius + 273.15) である。また、 $T_1$  は水の三重点の温度 (273.16 K) である。

Clausius-Clapeyron's equation

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L}{R_v T^2} \quad (25)$$

$L$  は潜熱定数 (水と水蒸気間で、2,507 J/g = 597 cal/g at 0 C、氷と水蒸気では、2,834 J/g = 677 cal/g である)。 $L$  は温度で変化するが、定数だとみなせば式 (25) は積分できて、

$$\ln e_s = -\frac{L}{R_v T} + const. \quad (26)$$

となる。 $R_v = 0.4615$  J/gK は水蒸気の気体定数である (ちなみに、乾燥空気の気体定数は (0.28705 J/gK)。積分定数は実験から定められて、蒸発と昇華の両者に対して、 $e_s = 6.11$  hPa (at  $T=273$  K) となっている。従って、

$$\ln \frac{e_s}{6.11} = \frac{L}{R_v} \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T}\right) \quad (27)$$

もし、 $L$  の温度変化も考慮する場合には、気温  $T$  [K] の時の凝結熱  $L(T)$  [ J kg<sup>-1</sup> ] は

$$L(T) = 2.5 \times 10^6 - 2.38 \times 10^3 (T - 273.15) \quad (28)$$

として与えられる [57]。

## 4.2 測高公式

ある気圧  $p_1$  での高さ  $z_1$  とある気圧  $p_2$  での高さ  $z_2$  との間には

$$\ln \frac{p_1}{p_2} = -\frac{1}{R} \int_{z_2}^{z_1} \frac{g dz}{T'(z)} \quad (29)$$

という関係がある。平均気温  $T'_m$  を考えると、

$$T'_m = \frac{z}{\int_{z_2}^{z_1} \frac{dz}{T'}} \quad (30)$$

従って、式(29)は

$$p_1 = p_2 \frac{g z}{R T'_m} \quad (31)$$

と書ける。もし、気温の鉛直分布がわからない場合には、 $T'_m = t_m + \varepsilon_m$  などが仮定される。ここに、 $t_m$  は  $z_1 \sim z_2$  間の平均気温 (K) である。また、 $\varepsilon_m$  は、水蒸気量の影響を考慮するための修正項である。 $t_m$  は平均的な鉛直気温減率  $\Gamma$  を例えば、 $0.5 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$  というように仮定して計算される。 $\varepsilon_m$  は  $1.0 \text{ }^\circ\text{C}$  前後の小さな値であり ( $t_m \leq 10 \text{ }^\circ\text{C}$ )、大きくとも  $3.0 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $t_m \simeq 30 \text{ }^\circ\text{C}$ ) である。気象庁によって作成された  $t_m$  と  $\varepsilon_m$  のグラフ [地上気象観測法、p.38] から、

$$\varepsilon_m = \begin{cases} 0, & \text{for } t_m < -20 \text{ }^\circ\text{C} \\ \frac{3}{55}(t_m + 20), & \text{for } -20 \text{ }^\circ\text{C} < t_m < 35 \text{ }^\circ\text{C} \\ 3, & \text{for } 35 \text{ }^\circ\text{C} < t_m \end{cases} \quad (32)$$

のように近似できる [10]。

## 4.3 断熱気温減率

空気塊が断熱的に鉛直運動をするときの、高度変化に伴う気温の低下率を断熱気温減率 (adiabatic temperature lapse rate) といい、乾燥空気の場合、

$$\frac{dT}{dp} = \frac{R_d T}{C_{pd} p} \quad (33)$$

であり、静力学的平衡が成り立っているとすると、

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_{pd}} \equiv \Gamma_d \quad (34)$$

$g=9.81 \text{ m/s}^2$ 、乾燥空気の定圧比熱  $C_{pd}=1.005 \text{ J/gK}$  を用いると、 $\Gamma_d=0.00976 \text{ K/m}$  となる。湿潤空気の場合には、

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_{pm}} = \frac{\Gamma_d}{1 + 0.846r} \quad (35)$$

$C_{pm}$  は混合比  $r$  の湿潤空気の定圧比熱で、0.846 は乾燥空気と水蒸気との定圧比熱の比である。さて、液体水の量を  $l$ 、凝結量を  $r_s$ 、凝結熱を  $L$ 、液体水の比熱を  $c$  とすると、熱力学の第一法則より、

$$-L dr_s = (C_{pd} + r_s C_{pv} + lc) dT - R_d T \frac{dp_d}{p_d} - r_s R_v T \frac{de_s}{e_s} \quad (36)$$

となる、ただし、 $p_d = p - e_s$ 。キルヒホフ (Kirchhoff) の法則  $dL = (C_{pv} - c)dT$  と、Clausius-Clapeyron の式を用いて変形すると、

$$(C_{pd} + mc) \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp_d}{p_d} + d \left( \frac{Lr_s}{T} \right) = 0 \quad (37)$$

が得られる。これを用いて、35式は

$$\frac{dT}{dp} = \frac{\frac{R_d}{p_d} + \frac{\epsilon L e_s}{T p_d^2}}{\frac{C_{pd} + mc}{T} - \frac{L r_s}{T^2} + \frac{r_s}{T} \frac{dL}{dT} + \frac{de_s}{T} \left[ \frac{R_d}{p_d} + \frac{L(\epsilon + r_s)}{T p_d} \right]} \quad (38)$$

静力学的平衡が成り立っているとすると、

$$-\frac{dT}{dz} = \Gamma_d \frac{\frac{p}{p_d} \left[ 1 + \left( \frac{L}{RT} - 0.61 \right) r_s \right]}{1 + \frac{C_{pv} r_s + cl}{C_{pv}} + \frac{L^2 r_s (\epsilon + r_s)}{C_{pd} R_d T^2}} \equiv \Gamma_s \quad (39)$$

ただし、 $0.61 \approx \frac{1}{\epsilon} - 1$  で、 $\epsilon = 28.964/18.105$  は乾燥空気と水蒸気の分子量の比である。 $\Gamma_s$  は飽和 (湿潤) 断熱減率 (moist or saturation adiabatic lapse rate) と呼ばれる。偽断熱過程に対しては、 $l = 0$  であり、さらに、 $L/(RT) \gg 0.61$ 、 $p \approx p_d$ 、 $C_{pd} \gg C_{pv} r_s$ 、 $r_s \ll \epsilon$  を代入すると、

$$\Gamma_s \cong \Gamma_d \frac{1 + \frac{L r_s}{R_d T}}{1 + \frac{\epsilon L^2 r_s}{C_{pd} R_d T^2}} \quad (40)$$

が得られる。飽和断熱減率は一定ではなく、気圧と気温とに依存する。通常の大気圏中部では  $6 \sim 7\text{K/km}$ 、高温多湿の地上では  $4\text{K/km}$  程度である。

#### 4.4 大気の安定・不安定

大気の仮温度 (virtual temperature) は  $T_v \equiv (1 + 0.61q)T$  と定義される。これを用いると、水蒸気の影響による大気の気体定数の変化が仮温度の変化として考慮されるので、気体定数を一定として扱うことができるようになる。ある高さにおいて、気温減率が  $\Gamma$  である静力学平衡の大気において、空気塊が周囲の空気を乱すことなく断熱的に鉛直方向に微小変位 ( $\delta z$ ) したとする。変位したときの空気塊の密度を  $\rho'$ 、周囲の空気の密度を  $\rho$  とすると、その空気塊に働く鉛直加速度は、

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = -\frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z} - g = g \frac{\rho - \rho'}{\rho'} = g \frac{T_v' - T_v}{T_v} \quad (41)$$

となる。 $T_v'$ 、 $T_v$  はそれぞれ空気塊とその周囲の空気の仮温度であり、空気塊は常に周囲と同じ気圧になるものと考えている。ここで、仮温度の減率を  $\Gamma'$  とすると、空気塊が未飽和の場合、

$$T_v' - T_v = (\Gamma_v - \Gamma_d) \delta z$$

なので、

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{g}{T_v} (\Gamma_v - \Gamma_d) \delta z \quad (42)$$

となる。従って、この空気塊は、

$$\begin{aligned} \Gamma_v &> \Gamma_d \text{ 安定} \\ &= \Gamma_d \text{ 中立} \\ &< \Gamma_d \text{ 不安定} \end{aligned}$$

である。また、安定な時にはこの空気塊は単振動  $\delta z \propto \sin \omega t$  をし、振動数  $\omega$  は

$$\omega = \sqrt{\frac{g}{T_v}(\Gamma_d - \Gamma_v)}$$

である。気塊が飽和している時には、気塊の断熱減率は  $\Gamma_s$  になり、安定条件は、

$$\begin{aligned} \Gamma_v &> \Gamma_d \text{ 絶対不安定} \\ \Gamma_d &> \Gamma_v > \Gamma_s \text{ 条件付不安定} \\ \Gamma_s &> \Gamma_v \text{ 絶対安定} \end{aligned}$$

となる。ここで、条件付不安定の時には、飽和ならば不安定だが、ある程度未飽和ならば安定となる。これから、蒸発等によって下層が湿っても、下層大気が直接暖められるのと同様に不安定さが増すことが理解できるであろう。

#### 4.5 気象学の常識について

自然科学の発展は測定技術の発展とともにある。そこで、その学問特有の概念や用語には測定技術に起因するものが少なくない。気象学も多分にもれず、手法や術語に観測・測定手段の影響を見ることができる。部外者にはそうした観測技術起因の用語や、歴史的因縁を持つ用語は唐突でわかりにくい。筆者が気象学を学ぶ際に疑問に思い、多くの方にお聞きしてようやく理解したつもりになっているそうしたいくつかの概念を以下に記す。

##### 4.5.1 ゾンデ観測と標準気圧面

大気の定量的な 3 次元観測はゾンデと呼ばれる気球に測器をつけて飛揚させ、電波で送られてくる観測データを地上で受信して解析・記録される。通常観測項目は気温と気圧と湿度であり、静力学平衡の式から各気圧面の高さが算定される。通常、風向風速はゾンデの位置の時間微分から算出される。

観測解析結果は、地上から観測データの得られた上空まで 100 [hPa] - 50 [hPa] おき (上空では 5 [hPa] おき) に決められている標準気圧面での値に整理され、世界的なデータ交換網へ送信され、また記録として保存される。

こうして得られるデータを基に議論されるので、しばしば ‘○○ [mb = hPa] 面では’ という解説を目にするが、よく出てくるのは次の 3 つ位 (表-2) である。200 hPa よりも上層になると成層

表 2: よく出てくる標準気圧面

気圧面 [hPa]	高度 [m]	気温 [K]	意味合い
850	約 1,500	約 270	対流圏下層の代表
500	約 5,500	約 250	対流圏中層の代表
200	約 12,000	約 215	対流圏上層の代表

圏に入り、水はほとんど存在しなくなる。‘輪島上空 5,000m に寒気が入り込んで’、という冬の天気予報でおなじみのフレーズも、輪島における高層観測の 500 hPa 面での温度分布に基づく話である。

また、気圧面を基準にした 2 次元で議論されることが多いので、気象学で収束とか発散とかいう場合には気圧面上での水平 2 次元の収束発散を意味する。静水圧近似が広く用いられている影響もあるのだろうが、‘多くの場合下層の収束は上昇流の存在を意味し、上空の発散と対応している’ というような表現が用いられる。流体の 3 次元的な収束・発散 = 0 (もしくは密度時間変化) だと思っている初学者には奇異に感じられるだろう。

#### 4.5.2 予報スコア

大循環場の予報精度評価には北半球の 500 hPa 面高度場の予報値と実況値との比較が用いられる。なぜ 500 hPa 面かというのが疑問であったが、それは

- 表-2にあるように、500 hPa 面が対流圏を代表する面である
- 500 hPa 面の気圧配置が中長期予報のための重要な資料である
- 世界の主な数値予報を行なっている機関の間で 500 hPa 面の予測結果を即時通報しあって、予測精度の比較が行ないやすい
- こうした重要性から過去のデータの蓄積がなされてきている

といった理由のようである。

#### 4.5.3 リモートセンシング

レーダによる気象観測の勉強を始めると、エコーの形と並んでエコー頂を指標として現象や予測の議論をしている論文に数多く出あうこともある [58, 59, 60]。確かにエコー頂も雲の発達指標として重要であろうが、おそらくレーダによって簡単に得られる定量的な観測値がエコー頂だけであった時代の反映で、そのような取り扱いがなされていたものと思われる。現在のように反射強度及びドップラー風速が 3 次元データとして入手される時代には、特にエコー頂のみにこだわる必要はないであろう。

また、レーダで観測されるのは雨滴からの反射であり、画像中に見える気象擾乱の固まりのひとつひとつはエコーと呼ばれ、ある程度線状に伸びた形状をしているとレインバンドと呼ばれることもある。一方、衛星画像で見えているのは太陽光の反射(可視域)や赤外放射輝度(赤外域)の強弱であり、衛星画像中のひとつひとつの像は雲に対応していると考えられていて、それら大気擾乱の固まりはクラウドクラスターと呼ばれる。衛星画像中の線状のものもレインバンドと呼ばれることもあり、台風などではレーダ画像中でも同様に認識されることもあるが、一般には異なった測器では、同じ現象の異なった面が見えていると考えた方が良いでしょう。

#### 4.5.4 メソ

‘メソ’ という耳慣れない言葉は「中間」を意味するギリシャ語 ‘mésos’ に由来する [61]。何と何との中間かと言うと、大規模な (macro) スケールの気象現象と、微 (micro) 気象現象との中間であるが、これらはそれぞれ、ゾンデ観測データで議論できるスケールと地上の 1 サイトで観測できるスケールだと言える [62]。この中間スケールが研究の俎上にのようになったのは、まぎれもなくレーダなどによってこのスケールの現象が観測されはじめてからである。また、メソ  $\alpha$  スケールと呼ばれる 1,000 km スケールの現象を中間規模擾乱、メソ  $\beta$  である 100 km スケールの現象を中規模擾乱と呼んでいる本もある [63]。

#### 4.5.5 シア

流体力学を学んだ人ならば、shear と聞けばずり変形や剪断応力、壁（底面）での摩擦などを思い浮かべるであろうが、気象学の文献でシアと出てきた場合には、鉛直方向あるいは水平方向に風速が変化している様子を指すことが多く、それぞれ鉛直シア、水平シアと呼ばれる。温度や湿度が高さ方向に変化していることを指して‘鉛直シア’と呼ぶ人もいるが、これは誤用であろう。赤道付近の降水量や台風進路など個々の現象についての予報精度を検討する際にはもちろんそうした量に関し比較が行なわれているが、モデルの精度、といった場合、どうも 500 hPa 面高度場の予測精度を指すようである。

#### 4.5.6 ナビエストークスの式

気象学で通常扱われるスケールは分子粘性が効くスケールよりもはるかに大きいいため、運動方程式の粘性項には渦粘性係数が用いられることが多いし、解析的な取り扱いでは第一次近似としてこの項が落とされることもある。しかしながら、このような方程式も Navier–Stokes の式と気象学では呼ばれることが多いようである。少なくとも粘性項がない方程式は Euler の運動方程式と呼ぶべきではないかと思われるが [64]、‘スケール解析の結果 neglect されただけでちゃんとわかっている’ということなのかもしれない。

#### 4.5.7 短波と長波

気象学における放射過程では‘短波’、‘長波’という用語が必ず出てくる [65]。太陽から地球に降り注ぐ放射は 6000K の黒体放射に近いスペクトル分布を持ち可視光～近赤外域に主なエネルギーが収まっている。一方地球表面や大気から射出される放射は 200～300K の黒体放射スペクトルに近く、遠赤外域にそのエネルギーピークを持つ。両者の中心波長が大きく異なるため、波長 4.5  $\mu\text{m}$  を境として、前者を短波放射、後者を長波放射と便宜的にわけて取り扱われることが多い。

地表面の放射収支を考えた場合、短波放射と長波放射それぞれについて吸収と反射（散乱）が考えられるが、地表面への下向きの長波放射はほぼ全て吸収される（これは長波領域において地表面の射出率がほぼ 1 であるのと同義である）ので、長波放射の地表面での反射については考慮されない。従って気象学の放射過程で反射率（albedo）と言えば、短波放射の反射率を言う。

#### 4.5.8 顕熱と潜熱

大気を持つ内部エネルギーは大気の気温に比例する量と、大気中の水蒸気量に比例する量との和でほぼ近似され、前者が顕熱、後者が潜熱と呼ばれる。つまり、同じ気温の大気でも、湿っている大気は乾いている大気よりも多くのエネルギーを持っているわけである。気温計で測定できるのは顕熱であって潜熱は測定されないが、なんらかの原因でその気塊が上昇し、断熱膨張によって気温が下がると飽和水蒸気圧も低下するので、含まれていた水蒸気は凝結して熱を出し大気が暖められる。すなわち、潜熱が顕熱に変換するわけである。降水現象の大気への効果としては、この潜熱から顕熱への変換（‘潜熱の放出’とも呼ばれる）が重要である。

また、この内部エネルギーの単位面積・単位時間あたりの流れが顕熱フラックスや潜熱フラックスであり、後者は蒸発量に対応する。ちなみに潜熱フラックス 100  $[\text{W}/\text{m}^2]$  はほぼ 0.144  $[\text{mm}/\text{h}]$  の蒸発強度に相当する。

## 5 おわりに

今回の気象セミナーの概要がつかめるように、またセミナー中に理解できない言葉がひとつでも減るようにと意図したが、帰って煩雑になったかもしれない。また、今後の調査研究の役に立つようにと極力引用文献を示したつもりであるが、筆者の不勉強のため偏りや遺漏が多いことと思う。この点についてはどうぞご容赦願いたい。

はじめの節で長々と述べた予測精度と需要については、実際への応用を考えた場合、実に重要であると思う。今後こうした切口での調査研究が増えることを願う。逆に、今回のセミナーで、どの程度の精度でどのような気象予測が可能であるかについての認識が深まり、その応用研究が進むことも期待される。

もちろん予測と背中合わせに‘現象を再現する’という学問的興味があることはもちろんであり、そうした目的のためには実際への応用などといった目先の結果にとらわれることなく、試行錯誤を繰り返しながら心ゆくまで現象の本質を探ってゆけばよいだろう。

最後に、現在考えられているこれからの水文-気象予測システムを図-6に示す。従来は降水を予

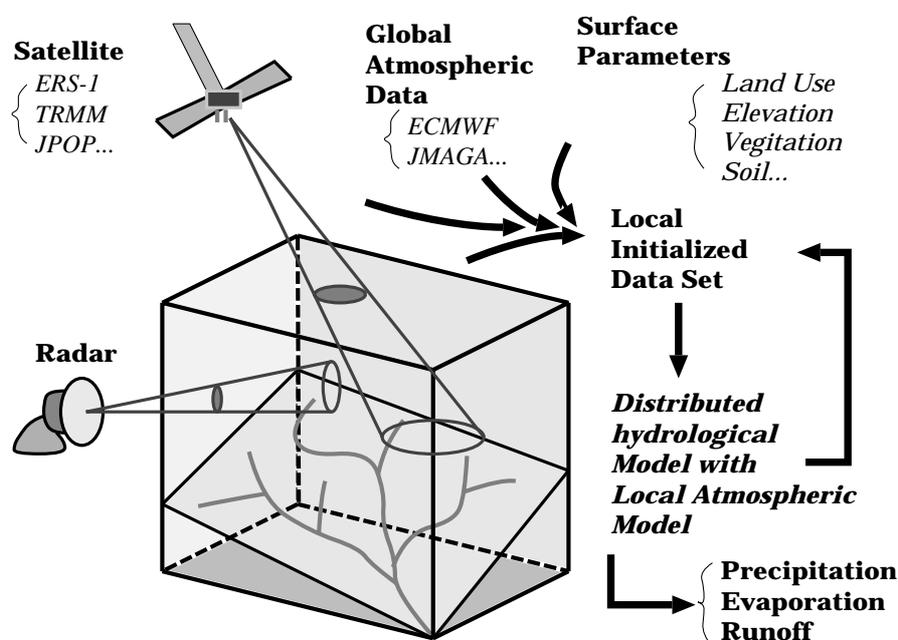


図 6: 気象予測を取り込んだ将来の水文予測システム

測の起点とせねばならなかったが、気象予測を取り込むことによって、より長い予報が可能になると期待されている。この場合、時間的な予測延長に関してはむしろ気象予測にまかせ、水文予測研究は流出現象の緻密な再現に今後とも力を注いでいくことになるのかもしれない。

こうした予測システムでは一般に数値モデルが目玉されがちであるが、数値予報についてはかなり研究が蓄積されていると思われるので、より現実的なモデル化をして個々のプロセスの精度良い予測を行なうためにも、衛星や地上レーダなどを用いた初期値・境界条件観測・解析手法の開発や、現象解明に力を注ぐことが重要であると最後に強調しておきたい。

## 参考文献

- [1] 角屋睦, 福島晟. 中小河川の洪水到達時間. 京大防災研年報, Vol. 19 B, pp. 143–152, 1976.
- [2] 小池俊雄, 高橋裕, 吉野昭一. 積雪面積情報による流域積雪水量の推定. 土木学会論文集, Vol. 357/II-3, pp. 159–165, 1985.
- [3] 宇治橋康行, 高瀬信忠, 家門邦彦. パターン認識概念に基づく月降水量の解析とシミュレーション. 土木学会論文集, Vol. 417, No. II-13, pp. 43–52, 1990.
- [4] 内田英治. 天気予報の話. 中公新書, No. 763. 中央公論社, 1985.
- [5] 小倉義光. 一般気象学. 東京大学出版会, 1984.
- [6] 増田善信. 数値予報. 気象学のプロムナード, No. 3. 東京堂出版, 1981.
- [7] 気象庁予報部. 低緯度の数値予報. 数値予報課報告・別冊, No. 33. 気象庁, 1987.
- [8] 上野充. 我国の数値予報システムの現状 (4). 天気, Vol. 38, pp. 141–147, 1991.
- [9] 気象庁予報部. 気象データと客観解析. 数値予報課報告・別冊, No. 36. 気象庁, 1990.
- [10] 沖大幹, 虫明功臣, 増田耕一. 大気水収支法による地球規模での年河川流出量の算定. 水工学論文集, Vol. 36, pp. 573–578, 1992.
- [11] 住明正. 数値予報の過去・現在・未来. ながれ, Vol. 5, pp. 312–325, 1986.
- [12] 佐藤信夫. 我国の数値予報システムの現状 (2) 全球解析予報システムの過去・現在・未来. 天気, Vol. 38, pp. 11–31, 1991.
- [13] 立平良三. 新しい天気予報. 第II期気象学のプロムナード, No. 2. 東京堂出版, 1986.
- [14] 立平良三. 天気情報の見方. 岩波新書 (黄版), No. 368. 岩波書店, 1987.
- [15] 山本哲. レーダー・アメダス合成値による月降水量推定の検討. 研究時報, Vol. 43, pp. 311–322, 1991.
- [16] 北畠尚子, 大林正典. レーダー・アメダス合成図と東京都の雨量観測網による観測値との比較. 研究時報, Vol. 43, pp. 285–310, 1991.
- [17] 椎葉充晴, 高棹琢馬, 中北英一. 移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討. 水理講演会論文集, Vol. 28, pp. 423–428, 1984.
- [18] 日野幹雄. “仮想加重法”による降雨の短時間予測. 水理講演会論文集, Vol. 29, pp. 203–208, 1985.
- [19] 土木研究所河川部水文研究室. レーダ雨量計による短時間降雨予測に関する調査報告書. 土木研究所資料 2406, 建設省土木研究所, 1986.
- [20] 中北英一, 椎葉充晴, 池淵周一, 高棹琢馬. 3次元レーダ情報を利用した降雨予測手法の開発. 水工学論文集, Vol. 34, pp. 91–96, 1990.
- [21] 山田正. 工学的な観点に基づく集中豪雨の予測手法の開発と立抗の利用, pp. 59–73. 雲を掴む実験・マジックモンキープロジェクト 実行委員会編, 雲物理現象研究会刊, 1990.
- [22] 神田学, 日野幹雄. 大気-土壌系の相互作用に着目した対流性雲の発生・発達に関する3次元lesモデルによる検討. 水工学論文集, Vol. 35, pp. 27–32, 1991.

- [23] 中北英一, 田中実, 椎葉充晴, 池淵周一, 高棹琢馬. 3次元レーダーによるエコー強度情報を用いた水蒸気相変化量と大気3次元風速の同時推定. *水工学論文集*, Vol. 36, pp. 483–488, 1992.
- [24] 気象庁予報部. 力学的長期予報をめざして. 数値予報課報告・別冊, No. 35. 気象庁, 1989.
- [25] S. Manabe, J. Smagorinsky, and R. F. Strickler. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 93, pp. 769–798, 1965.
- [26] S. Manabe and R. F. Strickler. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 21, pp. 361–385, 1964.
- [27] 木田秀次. 我国の数値予報システムの現状 (1) 概要. *天気*, Vol. 37, pp. 591–602, 1990.
- [28] 瀬上哲秀. 我国の数値予報システムの現状 (3) 狭領域モデルの概要. *天気*, Vol. 38, pp. 93–102, 1991.
- [29] T. Oki, K. Musiake, and T. Koike. Spatial rainfall distribution at a storm event in mountainous regions estimated by orography and wind direction. *Water Resour. Res.*, Vol. 27, No. 3, pp. 359–369, 1991.
- [30] G. J. Haltiner and R. T. Williams. *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley & Sons, 1980.
- [31] 岸保勘三郎, 相原正彦, 山岸米二郎, 片山昭, 久保田効, 清水喜允, 住明正, 木田秀次, 岡村存, 近藤洋輝, 菊池幸雄, 立平良三, 菊池正武, 吉田泰治. 数値予報 (上・下), 気象研究ノート, 第134巻. 日本気象学会, 1978.
- [32] 気象庁予報部. 数値予報モデルの物理過程. 数値予報課報告・別冊, No. 34. 気象庁, 1988.
- [33] M. Murakami. Analysis of the deep convective activity over the Western Pacific and Southeast Asia, Part I: Diurnal variation. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 61, pp. 60–76, 1983.
- [34] 沖大幹, 虫明功臣, 三浦一彦. 衛星観測のための降雨日周期解析. 1991年研究発表会要旨集, pp. 10–13. 水文・水資源学会, 1991.
- [35] A. Numaguti and Y.-Y. Hayashi. Behavior of cumulus activity and the structures of circulations in an “aqua planet” model. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 69, pp. 541–561, 1991.
- [36] A. Noda and T. Tokioka. The effect of doubling CO<sub>2</sub> concentration on convective and non-convective precipitation in a general circulation model coupled with a simple mixed layer ocean model. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 67, pp. 1057–1069, 1989.
- [37] 竹内清秀, 近藤純正 (編). 地表に近い大気. 大気科学講座, No. 1. 東京大学出版会, 1981.
- [38] J. Kondo. Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic condition. *Bound.-Layer Meteor.*, Vol. 9, pp. 91–112, 1975.
- [39] P. J. Sellers, Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, pp. 505–531, 1986.
- [40] R. E. Dickinson and A. Henderson-Sellers. Modeling tropical deforestation: A study of gcm land-surface parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 114, pp. 439–462, 1988.

- [41] W. J. Shuttleworth, J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, C. J. Moore, and J. M. Roberts. Post-deforestation Amazonian climate : Anglo-Brazilian research to improve prediction. *J. Hydrol.*, Vol. 129, pp. 71–85, 1991.
- [42] G. L. Mellor and T. Yamada. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 31, pp. 1791–1806, 1974.
- [43] 新田尚, 大林智徳, 近藤洋輝, 遠藤昌宏, 菊池幸雄, 岩嶋樹也. 気象力学に用いられる数値計算法, 気象研究ノート, 第 110 巻. 日本気象学会, 1972.
- [44] A. Arakawa and V. R. Lamb. *Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model*, Vol. 17 of *Methods in Computational Physics*. Academic Press, 1977.
- [45] 日野幹雄, 太田猛彦, 砂田憲吾, 渡辺邦夫. 洪水の数値予報 —その第一歩—. 森北出版, 1989.
- [46] 日野幹雄. 最近の水文学から. *ながれ*, Vol. 5, pp. 282–293, 1986.
- [47] 建設省河川局. 建設省河川砂防技術基準 (案) 調査編. 建設省河川局監修, 1986.
- [48] 高橋裕 (編). 河川水文学. 水文学講座, No. 11. 共立出版, 1978.
- [49] 橋本識秀, 兪朝夫, 星清. 洪水流出予測における実際的課題とその解決法. 水工学論文集, Vol. 36, pp. 567–572, 1992.
- [50] 近藤純正. 身近な気象の科学. 東京大学出版会, 1987.
- [51] 榎根勇. 水と気象. 現代の気象テクノロジー, No. 1. 朝倉書店, 1989.
- [52] R. L. Bras. *Hydrology : An introduction to hydrologic science*. Addison-Wesley Publishing, 1990.
- [53] 小倉義光. 気象力学通論. 東京大学出版会, 1978.
- [54] 廣田勇. グローバル気象学. 気象の教室, No. 1. 東京大学出版会, 1992.
- [55] 廣田勇. 地球をめぐる風. 中公新書, No. 687. 中央公論社, 1983.
- [56] 浅井富雄, 武田喬男, 木村竜治. 雲や降水を伴う大気, 大気科学講座, 第 2 巻. 東京大学出版会, 1981.
- [57] K. P. Georgakakos and R. L. Bras. A hydrologically useful station precipitation model 1. formulation. *Water Resour. Res.*, Vol. 20, No. 11, pp. 1585–1596, 1984.
- [58] 小平信彦, 青柳二郎, 大谷和夫, 立平良三, 藤原美幸, 柳沢善次, 島田信一, 鳥居貢, 土屋巖. 気象レーダ, 気象研究ノート, 第 90 巻. 日本気象学会, 1967.
- [59] 小平信彦, 立平良三. 気象レーダ特集号, 気象研究ノート, 第 112 巻. 日本気象学会, 1972.
- [60] 小平信彦, 立平良三, 志崎大策, 武田喬男, 岩坂泰信, 内藤恵吉. 気象レーダ特集, 気象研究ノート, 第 139 巻. 日本気象学会, 1980.
- [61] 気象庁予報部. メソスケールと数値予報. 数値予報課報告・別冊, No. 32. 気象庁, 1986.
- [62] 渡辺和夫, 渡辺次雄, 今井一郎, 岸保勘三郎, 藤井辰男, 香原信義. 中小スケールの気象, 気象研究ノート, 第 11 巻. 日本気象学会, 1960.
- [63] 二宮洗三. 雨とメソ・システム—集中豪雨のメカニズムを探る—. 気象学のプロムナード, No. 2. 東京堂出版, 1981.

[64] 日野幹雄. 明解水理学. 丸善, 1983. pp.345.

[65] 会田勝. 大気と放射過程. 気象学のプロムナード, No. 8. 東京堂出版, 1982.