

都市域の降雨メカニズムとPMP
(可能最大降水量)推定
に関する研究

1995年12月

矢 島 啓

目次

第1章	緒論	1
第2章	レーダーを用いた都市域における降雨特性	7
2.1	概説	7
2.2	降雨資料の概要	8
2.2.1	解析に使用するレーダー雨量データ	8
2.2.2	降雨成因の分類	10
2.2.3	解析対象降雨の選定	10
2.3	降雨の時空間分布の解析	12
2.3.1	解析方法	12
2.3.2	解析結果および考察	14
2.4	クラスター解析を用いた降雨の時空間分布特性の分類	20
2.4.1	クラスター解析手法	21
2.4.2	解析結果および考察	22
2.5	結語	24
第3章	都市とその周辺における降雨生起特性	29
3.1	概説	29
3.2	月雨量でみた降雨の概観	30
3.3	降雨の生起特性	30
3.3.1	弱雨の生起特性	31
3.3.2	強雨の生起特性	37
3.4	弱雨に与える都市の影響の定性的評価	41
3.4.1	地表面粗度と弱雨の定性的関係	41
3.4.2	熱エネルギーと弱雨の定性的関係	42
3.5	結語	42
第4章	積雲対流性降雨に対する都市熱フラックスの影響の検討	45
4.1	概説	45
4.2	適用するモデルの概説	46
4.2.1	降水モデルの概要	46

4.2.2	モデルの降雨再現性	50
4.2.3	モデルへの熱フラックスの導入	55
4.3	都市の熱フラックス	55
4.4	地表からの熱フラックスの影響の検討方法	57
4.4.1	一般場の大気の設定	57
4.4.2	熱フラックスの影響の検討方法	59
4.5	熱フラックスの影響の検討結果	60
4.5.1	熱フラックスを導入した効果	60
4.5.2	都市と郊外での降雨の比較	64
4.5.3	積雲が移動することによる効果	64
4.6	結語	65
第5章	メソスケールモデルを用いた豪雨ポテンシャルの地域評価	69
5.1	概説	69
5.2	適用するメソスケールモデルの概要	71
5.2.1	基礎方程式	71
5.2.2	境界条件	73
5.2.3	計算手順	74
5.3	3次元風速場の算定	76
5.3.1	解析対象領域	76
5.3.2	解析対象および条件	77
5.3.3	3次元風速場の算定結果	77
5.4	1次元積雲モデルで用いる大気鉛直プロファイルの作成	81
5.4.1	解析対象場	81
5.4.2	大気鉛直プロファイルの作成	81
5.5	豪雨ポテンシャルの地域評価	84
5.5.1	基本パターンの検討	84
5.5.2	豪雨ポテンシャルの地域評価	88
5.6	結語	93
第6章	局地的降雨に対する可能最大降水量(PMP)の推定手法	95
6.1	概説	95
6.2	過去の豪雨記録	96
6.3	従来のPMP推定手法	98
6.3.1	PMPの定義と背景	98
6.3.2	PMPの推定アプローチ	99
6.4	積雲対流モデルを用いたPMPに関する予備的検討	103
6.4.1	大気湿潤度に注目した大気プロファイルの影響に関する検討	103
6.4.2	対流を起こす初期強制上昇流の影響に関する検討	105

6.5	積雲対流モデルを用いたPMP推定手法の検討	108
6.5.1	降雨の最大化の検討に用いる大気条件	108
6.5.2	シミュレーション結果の概要	115
6.5.3	大気的不安定度をパラメータに含んだPMP推定手法の検討	119
6.5.4	従来のPMP推定手法の検討	120
6.6	結語	124
第7章	結論	127
付録A	火力発電所およびごみ処理施設の一覧	131
A.1	火力発電所一覧	131
A.2	ごみ処理場一覧	133
付録B	Ferrier & Houzeによる一次元積雲対流モデルのパラメタリゼーション	135
B.1	微物理過程に伴うパラメタリゼーション	135
B.1.1	PCOND(雲水の蒸発, 凝結)	135
B.1.2	PRAUT(雲水から雨水への変化)	135
B.1.3	PRACW(雨水による雲水の捕捉)	135
B.1.4	PREVP(雨水の蒸発)	136
B.2	エントレインメントに関する補正	136
B.3	鉛直フラックスのパラメタリゼーション	136
B.4	サーマル構造のパラメタリゼーション	137
B.5	降水に関するパラメタリゼーション	138

目 次

2.1 解析対象域	8
2.2 ビーム高度と精度 (宝達山レーダ, MTI, 1991 年)	10
2.3 降雨場形状の模式図	13
2.4 選択降雨における 1 時間雨量と 24 時間雨量	15
2.5 1 時間雨量と 24 時間雨量における面積平均雨量比	16
2.6 1 時間雨量に対する 10 分と 30 分雨量の比率	17
2.7 1 時間雨量における降雨の生起場所と主軸方向	18
2.8 24 時間雨量における降雨の生起場所と主軸方向	19
2.9 1 時間雨量における降雨場の形状比	20
2.10 24 時間雨量における降雨場の形状比	21
2.11 計画降雨設定フロー	25
3.1 深山レーダー定量域内の地形コンター	31
3.2 深山レーダーから算定された一月雨量	32
3.3 1990 年 8 月の弱雨の降雨量および月雨量に占める割合	33
3.4 1991 年 8 月の弱雨の降雨量および月雨量に占める割合	33
3.5 1994 年 8 月の弱雨の降雨量および月雨量に占める割合	33
3.6 1991 年 8 月の弱雨の降雨回数の時間変化	35
3.7 クラスターごとの 1991 年 8 月の弱雨の生起回数割合の時間変化	36
3.8 1991 年 8 月の弱雨生起時間パターンのクラスター分析結果	36
3.9 大阪湾付近のアメダス地点位置図	37
3.10 1991 年 8 月のアメダス気象要素の時間変化	38
3.11 1990 年 8 月の強雨の降雨量および月雨量に占める割合	39
3.12 1991 年 8 月の強雨の降雨量および月雨量に占める割合	39
3.13 1994 年 8 月の強雨の降雨量および月雨量に占める割合	39
3.14 1994 年 8 月の強雨の降雨回数の時間変化	40
3.15 地表面粗度と弱雨の関係	43
3.16 熱エネルギーと弱雨の関係	43
4.1 降水過程における相変化	47
4.2 計算モデルで用いる円筒座標系	47

4.3 計算モデル用いられるスタaggerドグリッド	51
4.4 計算初期条件	52
4.5 ガストフロントの模式図	52
4.6 再現計算結果	54
4.7 熱フラックス導入の概念図	55
4.8 温位プロファイル	58
4.9 混合比プロファイル	58
4.10 混合層付近での温位分布	58
4.11 都市の混合層の模式図	59
4.12 郊外型大気プロファイルに対する顕熱の影響例	61
4.13 都市型大気プロファイルに対する顕熱の影響例	62
4.14 郊外型大気プロファイルに対する顕熱の降雨強度に与える影響例	63
4.15 都市型大気プロファイルに対する顕熱の降雨強度に与える影響例	63
5.1 豪雨ポテンシャルの評価算定フロー	70
5.2 3次元風速場のメソβスケールモデルと1次元積雲対流のメソγスケールモデルの関係	71
5.3 解析対象領域	76
5.4 設定した湿度条件	77
5.5 算定された初期水平風速	78
5.6 算定された 15 分後の水平風速	78
5.7 算定された 1 時間後の水平風速	79
5.8 算定された 2 時間後の水平風速	79
5.9 算定された 3 時間後の水平風速	80
5.10 解析対象領域	82
5.11 解析対象領域付近の地形コンター	82
5.12 解析対象領域付近の風速場	83
5.13 算定された基本パターンの豪雨ポテンシャルマップ	85
5.14 降雨強度の時間変化	86
5.15 3地点における鉛直風速の時間変化	87
5.16 温位, 水蒸気混合比の分布	89
5.17 都市部を想定した豪雨ポテンシャルマップ	91
5.18 山地部を想定した豪雨ポテンシャルマップ	91
5.19 豪雨ポテンシャルの総合評価マップ	92
6.1 豪雨記録	98
6.2 一般 PMP 図の例	99
6.3 可降水量と比湿の比較	101
6.4 大気湿潤度の積雲の成長への影響	105

6.5 大気湿潤度の降雨強度への影響	106
6.6 初期強制上昇流の積雲の成長への影響	107
6.7 初期強制上昇流の降雨強度への影響	107
6.8 高層気象観測の温位分布の例	109
6.9 高層気象観測の湿度分布の例	110
6.10 湿度分布係数 h_p の説明	111
6.11 乾燥領域を設定した相対湿度分布	112
6.12 CAPE の概念図	113
6.13 CAPE 頻度図	115
6.14 湿度分布係数 h_p の違いによる降雨強度の変化の例	117
6.15 $h_p=2/3$ の時の (a) 鉛直風速と (b) 雨滴の混合比の時間変化	117
6.16 $h_p=3/2$ の時の (a) 鉛直風速と (b) 雨滴の混合比の時間変化	118
6.17 単位比湿増加に伴う降雨量の変化	118
6.18 CAPE をパラメータとした降雨量の一例	120
6.19 大気湿潤度パラメータと降雨変換効率の比較図	121
6.20 地表面における相対湿度ごとに求めた降雨変換効率 $E_r [q_0]$	122
B.1 サーマル領域で用いる雲の分割図	137

表 目 次

2.1 AMeDASデータを用いて抽出した降雨一覧	11
2.2 特定面積に対する降雨量比	14
2.3 降雨場の形状比	19
2.4 クラスタ分析結果	23
4.1 モデルにおける変数の定義	50
4.2 観測による熱フラックスの例	56
4.3 数値計算に用い(得)られた熱フラックスの例	56
4.4 降雨に対する熱フラックスの効果	60
4.5 積雲の移動を考慮した降雨量	64
6.1 豪雨の日本記録	96
6.2 豪雨の世界記録	97
6.3 シミュレーションから得られた降雨量	105
6.4 気温減率の設定	111
6.5 設定した大気のパラメータ	114
6.6 シミュレーションから得られた最大鉛直風速と最大雨量	116
A.1 火力発電所所在地一覧	131
A.2 火力発電所一覧	132
A.3 ごみ処理場所在地一覧	133
A.4 ごみ処理場一覧	134
B.1 サーマルキャップ領域で用いる係数	138

第1章

緒論

本年は、我が国の災害史上忘れることのできない年となった。それは言うまでもなく1月17日に神戸付近を中心として発生し、大きな被害をもたらした兵庫県南部地震のためである。この地震は、震度7、マグニチュード7.2という未曾有の規模であり、これまで地震に対して無警戒であった関西地方で発生したことが災害研究者のみならず一般の人々に対しても大きな衝撃を与えた。我が国は、国土全体が活断層上にあるようなものであり[1]、どこで地震が発生してもおかしい状況ではない。しかし、人間の心理として、「希現象」＝「自分の生存中には起こるはずがないもので、体験することはない」ととらえてしまい、災害に対する意識が低くなっている。そのため実際に災害が発生した時には、この災害に対する意識の低さが被害を拡大しかねない状況にある。この点については洪水などの他の災害に関しても同様であり、今後は行政サイドの問題も含め、災害に対する人々の意識向上を図る必要がある。

ここで、本論文に関連した降雨に関する災害に視点を移してみる。我が国の年平均降水量は約1700 mmであり(降水量には降雨量の他に、降雪量なども含んでいる)、地球全体で平均した年平均降水量700 mmの2倍以上の多雨地域である[2]。これは、台風や梅雨前線のように大量の降雨をもたらされる機会が多いという日本の立地条件と、国土のほとんどが山地で地形が急峻であるため降雨を生じやすいという地形的条件とが主な原因となっている。このような大きな降水量のため、降雨に伴う災害は頻繁に発生している。そして、その災害も時代とともに様相を変えつつある。

戦前、戦後を通じて降雨に伴う災害は、昭和9年の室戸台風、昭和25年のジェーン台風、昭和34年の伊勢湾台風などに代表される大型台風に伴う洪水災害であった。しかし、その後社会資本整備の進展とともに大河川の整備は進みその氾濫による被害は少なくなる一方、改修の遅れた中小河川へと被害が移るようになってきた。しかも、昭和40年以降の都市化の拡大とともに人々の生活圏が山地部に近づいたため、集中豪雨に伴う土砂災害も目立つようになった。このことは、昭和57年から61年までの5年間の自然災害による死者数のおよそ6割を土砂災害が占めていることが明白に示している[3]。そこで、中小河川の改修や砂防工事も積極的に行われるようになったが、高度経済成長時代のひずみか、環境的な側面はほとんど考慮されることなく、山間部では景観上好ましいとは言

えない砂防ダムなどの構造物が増え、河川は大量の水を流すための水路のように扱われ、三面張りの、しかも河川上空にはフタをするような改修も行われた。このような都市内の中小河川(都市河川)は、下水道整備も加わり洪水を流す効率は高くなったものの、そのことがかえって洪水流出時間の短縮や洪水流量の増大をまねいた。そのため、近年、都市内では雷を伴う局所的な短時間の集中豪雨が引き起こす洪水が増加していることが大きな問題となっている[4]。このような集中豪雨の災害としては、今年の7月信越地方を中心として雷をともなった大雨で河川の増水、氾濫が相次ぎ、土砂崩れの被害が続出した災害や、平成6年9月に伊丹空港付近で極めて狭い範囲に4、5時間にわたり局地的な豪雨が生じ(この地域では100 mm/hr前後の豪雨と300 mmを越える総雨量があった[5])、空港機能も丸一日マヒした災害などが記憶に新しい。また、降雨は多いときばかりでなく、極端に少ない時には渇水という災害を引き起こす。ここ数年の九州北部を中心とする夏場の渇水問題は深刻である。特に、昨年の夏は全国的に記録的な猛暑少雨であり、8月の松山の月雨量は平年の2%にすぎず、琵琶湖も観測以来最低の-123 cmという水位を記録し、関西・四国地方をはじめ全国的に渇水が問題となった。

このように降雨は、時間的・空間的に集中しすぎても、あるいは分散しすぎても災害につながる。また、都市における集中豪雨のような現象は、資産集中度が高いところで起こるため人的被害や都市機能のマヒなど莫大な被害につながりやすく、今後、河川などの計画においても十分考慮する必要がある。しかしながら、現在、建設省河川砂防基準[6]に示される河川の計画をみると、基本的に大河川を対象とした基準となっており、これだけでは現代の都市域での複雑な災害形態に対応した計画を策定することが難しくなっていることがわかる。そのため、都市河川を対象とした河川計画の手引書[7]も発刊されているが、この手引書においても、都市河川の特異性に十分注意を払った上で計画を行うように述べられているものの、その具体的な方法についてはほとんど触れられていない。河川計画の一般的な方法は、既往最大洪水や経済効果などを参考にしながら河川の重要度に応じて計画規模を決定し、その規模に応じた基本高水を洪水防御施設で処理できるように分担流量を決定し、施設計画を行う。この時、計画の規模を越える洪水(超過洪水)の生起についても配慮する必要があるが、この問題については十分に考慮されていない。この超過洪水に対する問題は、米国において1930年頃から取り上げられており、特にダムの計画に用いる時の最大降雨を求める手法として、PMP(Probable Maximum Precipitation; 可能最大降水量)の推定手法が確立されてきた[8]。このPMPはこれまで、大規模な水理構造物の設計に用いられてきたが、都市河川においても、さきに述べたように計画を超過する降雨は重要であり、計画を超えたときのフェイル・セーフ対策を行うための重要な要素として用いることができる。また、近年話題となっている都市環境が降雨に及ぼす影響についても研究を行う必要がある。これまでの研究によると、都市化の進展にともない、強い降雨が増える観測や弱い雨が増えるという観測例はあるものの[9]、いまだその機構が明らかにされていない分野である。しかし、都市環境が降雨に与える影響が大きいならば、当然このことがらも河川計画に用いる計画降雨に考慮する必要がある。

そこで、以上述べたような観点から、本論文においては、特に都市河川において洪水被害をもたらすような降雨に対して計画論から安全度を高めるため、都市域における降雨現象を把握するとともに、都市河川にも適用できるようなPMPの推定手法を確立していくことを目標に研究を行ったものである。特に、近年、都市域での雷雨性豪雨による洪水災害が増加しているが、雷雨性豪雨はその発生を予測することが難しく、洪水流出が短時間であるため流出予測および洪水制御を行うことも容易でないため、洪水防御の計画段階において十分検討しておく必要がある。また、雷雨性豪雨以外の降雨も、その降雨強度が大きい時には、雷雨性豪雨と同様に激しい積雲対流活動が起こっていることが多い。そのため、本論文においては雷雨性豪雨に代表される積雲対流性の降雨を焦点にあって、積雲の寿命を考慮して、1時間程度までの降雨現象を中心にして検討を進める。

本論文の内容は、主に都市内の降雨の実態に関する研究を行った第2章および第3章と第4章以降のPMP(可能最大降水量)の推定に関連した研究を数値シミュレーションを通して行った研究の二つに大きく分けることができる。

以下、本論文の内容を示す。

第2章においては、これまでの地上雨量計による観測ではわからなかった詳細な降雨の時空間分布を把握するため、面的な情報を細かく捉えることのできるレーダー雨量計のデータをもとに解析を行う。特に、降雨の分布に重要な違いをもたらす降雨の成因(台風性や前線性など)を考慮して解析を行う。また、計画降雨には、降雨の時空間分布の特徴的なパターンを反映させる必要があることから、クラスター解析を用いて客観的にパターン分類する手法について検討を行う。

第3章においては、都市が降雨におよぼす影響をみるために、弱い雨を中心にして、どのような場所や時間で降雨が生じているかをレーダー雨量計のデータから明らかにするとともに、その原因について定性的な評価を行う。

第4章においては、近年都市で問題となっている雷雨性豪雨を対象として、都市の大気プロファイルあるいは、都市の熱フラックスが、積雲対流性の豪雨にどのような影響を与えるかについて、1次元の積雲対流モデルを用いた数値実験によって検討を行う。

第5章においては、日本のように複雑な地形をもつ地域では、場所によって大気の状態が異なるため、そこで起こり得る豪雨の強度(豪雨ポテンシャル)も異なっていると考えられる。そこで、この豪雨ポテンシャルの違いの評価を行うため、まず、現実的な場を想定するためメソβスケールでの3次元の大気シミュレーションを行い、地域ごとの大気状態を設定した後、それぞれの地域においてどのくらい強い降雨が生じるのかということを第4章で用いる積雲対流モデルのシミュレーションから推定し、豪雨ポテンシャルの違いを地域的に評価する。

第6章では、今後、日本の河川計画において重要な要素となると考えられるPMPの推定手法について検討を行う。特に、従来米国を中心に行われてきた推定手法についての検討を行い問題点を指摘するとともに、これからのPMP推定手法は、数値シミュレーションに基づいた物理的根拠のある手法を確立すべきであるとの立場から、積雲対流のシミュ

レーションを用いて豪雨を生じる要因やPMPを求める際に用いるパラメータについて検討を行い、PMP推定手法について考察する。

第7章においては、以上の考察をまとめた上で結論を述べる。

参考文献

- [1] 活断層研究会編：新編 日本の活断層 分布図と資料，東京大学出版会，1991.
- [2] 浅井富雄・武田喬男・木村竜治：大気科学講座2 雲や降水を伴う大気，東京大学出版会，1981，pp.132-137.
- [3] 芦田和男：土砂の生産・流出現象と災害，土木学会論文集 第393号II-9，1988，pp.92-103.
- [4] 灘岡和夫・玉嶋克彦・平山孝浩・石井敏雅：三次元レーダを用いた首都圏における雷雨性集中豪雨の解析事例，第35回水工学論文集，1991，pp.69-74.
- [5] 大西英紀・直江寛明：寒冷前線による大阪(伊丹)空港付近で発生した集中豪雨，日本気象学会1995年春季大会講演予稿集，1995，p.215.
- [6] 日本河川協会編：改訂建設省河川砂防技術基準(案) 計画編，山海堂，1977，pp.12-15.
- [7] 都市河川計画の手引き－洪水防御計画編－：財団法人国土開発技術センター，1993，pp.3-5.
- [8] Stallings.E.A., A.G.,Cudworth, E.M.,Hansen, W.A.,Styner: Evolution of PMP Cooperative Studies, *J. Water. Resour. Plann. Manage.*, vol.112, No.4, 1986, pp.516-526.
- [9] 原田朗：気象学のプロムナード 11 大気の汚染と気候の変化－人間社会と気候の変化－，東京大学出版会，1982，pp.73-92.

第2章

レーダーを用いた 都市域における降雨特性

2.1 概説

第1章で述べたように、都市河川において、時間的・空間的に集中した降雨は、例えばその規模が小さくても洪水災害をもたらす危険性をはらんでいる。そのため、今後ますます、都市域に生じる降雨を詳細に取り扱う必要がある。

これまでの河川計画において[1]、河川の計画規模は通常、降雨の生起確率をもって評価され、数年に一度の生起確率、雨量で評価すると50 mm/hr程度の計画規模を持つ都市河川が多い。ここで用いられる確率評価された雨量は、雨量観測所ごとに確率処理が行われるため、観測所間の降雨量の同時生起確率については評価できない。また、都市河川は流域面積が小さいため[2]、一地点の代表雨量観測所での確率雨量をもって計画がなされることも少なくない。この場合、1つの確率雨量が得られたときに、降雨の時間的・空間的な広がりに関する情報がないため、それらを再現する計画降雨モデルを作成することはできない。このような問題を解決するためには、降雨の地点雨量を評価するのではなく、降雨が生じている全体の場合を時間的・空間的にとらえて評価する必要がある。

従来の降雨の時空間分布に関する研究は、降雨場を事例解析的にとらえた研究[3]が主流であったが、最近では、M.Mejia and Rodriguez-Iturbe [4]のように、降雨場を確率場として表現しようとする研究や松林ら[5]のようにフーリエスペクトルを用いて降雨場を表現しようとする研究が行われている。しかしこれらの研究では、降雨場にとって重要な影響を与えられると思われる降雨の成因は考慮されていない。降雨の成因を考慮した研究として、寒川による降雨の生起確率評価に関する研究[6]が挙げられる。これによると、降雨の母集団を成因ごとに分離して確率評価を行えば、分離していない時に比べて大きな確率水文量が同じ生起確率に対して得られることがあるようである。

そこで本章では、降雨の時空間分布は、台風性や前線性などの降雨成因により特徴があるという観点にたち、大阪を中心とした都市部を対象として、建設省が大阪府の最西北部の深山に設置したレーダー雨量計の降雨データを用い、降雨成因を考慮した降雨場の時間的・空間的な分布の解析を行う。また、降雨の解析には、従来から行われているDAD

解析 (D (Duration): 降雨継続時間, A (Area): 降雨面積, D (Depth): 降雨量) の他に, これまであまり解析が行われていない降雨場形状 (降雨場を長円とみなしたときの主軸方向およびその長軸と短軸の比率) についても解析を行う。また, これらの解析結果を計画降雨に適用する場合には, あらかじめ特徴的な降雨の時空間分布のパターンを作成しておく必要がある。そこで, DAD の解析結果を用いて, 降雨の時空間分布に関して特徴的なグループの分類をクラスター解析により行えるかについて検討を行う [7] [8] [9]。

2.2 降雨資料の概要

本章は, 都市域における, 中小河川の治水計画で用いる計画降雨を作成するための基礎データとして資することを目的としている。そのため, 研究の対象範囲は, 大阪を中心とした大阪平野の都市部, 経度方向に 28 km, 緯度方向に 44 km の約 1,200 km² (図 2.1 に破線で示された中枠の範囲) とする。

降雨の時空間分布を解析するためには, 時間・空間ともに広範囲にわたる密な降雨観測データが必要となる。気象庁が全国に配置している地域気象観測システム AMeDAS は, 平均設置距離が 17 km と粗く, 観測時間間隔も 1 時間と長いため, 10 分単位のような短時間の降雨を解析することはできない。一方, 建設省が設置しているテレメータは, 河川流域ごとを基本として設置されているため, 場所により観測密度の差がある。また, このテレメータで得られる雨量データは 10 分間隔であることが多いが, 磁気媒体でのデータ入手が困難なため, データ入手後の処理に時間がかかる。そこで, 本研究においては, 降雨の時空間分布の解析を行うのに適している, 建設省が深山に設置したレーダー雨量計のデータを解析に用いる。また, 降雨日の選定には, 対象域内およびその周囲に存在するアメダス雨量観測所のデータを用い, 一定規模以上の降雨を抽出する。

2.2.1 解析に使用するレーダー雨量データ

本解析には, 建設省が大阪府の最西北部の深山 (標高 約 790 m) に設置し, 昭和 57 年からシステム運用を行っているレーダー雨量計のデータを用いる。深山レーダーは, 波長 5 cm の C バンドで走査するレーダー雨量計であり, 観測手順はビームの仰角を最低仰角 0.8° (1989 年以降は 0.4°) で固定した仰角固定観測を 1 分間, 仰角を 22.5° から 1° まで変化さ

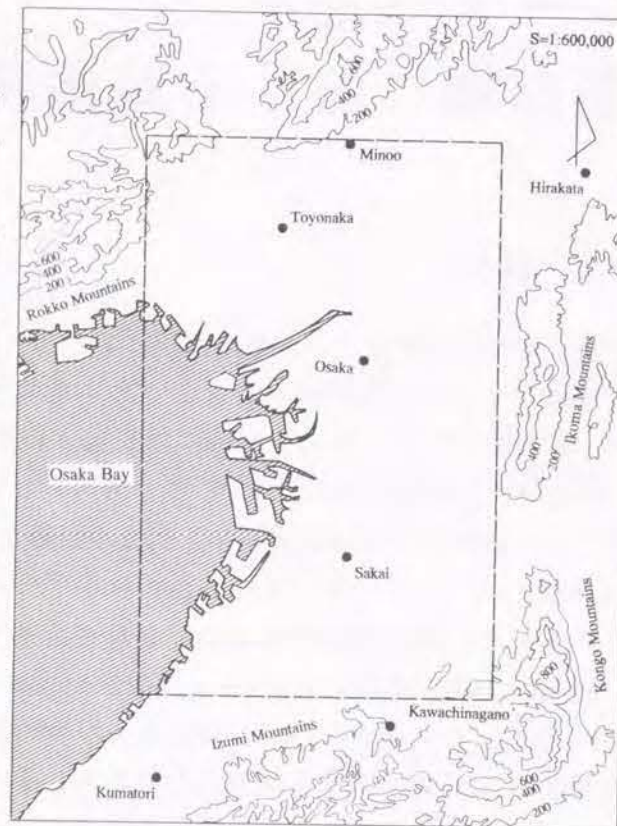


図 2.1: 解析対象域

せる仰角可変観測を 4 分間の, 合計 5 分を 1 サイクルとして連続観測を行っている。ただし, ビームの回転速度は, 1 分間あたり 5 回転である。また, レーダーの分解能は, レーダーを中心とする半径 120 km 以内の定量観測領域では, 方位方向に 128 等分, 120 km から 198 km の定性観測領域では 256 等分を行い, ビーム方向に 3 km ごとに分割した扇形メッシュが最小単位である。このように, レーダー雨量計は, 観測範囲が広く, 観測時間間隔も短いため降雨の時空間分布を把握するのに適している。しかし, テレメータなどでの雨量の直接観測とは異なり間接測定であるためその観測精度が問題となる。

ここで, レーダー雨量計および深山レーダーの観測精度について, これまでの調査研究にもとづきふれておく。まず, レーダー雨量計の原理は, アンテナよりパルス状の電波を発射し, 降水粒子により反射されアンテナで受信した電波を, あらかじめ検討を行って得られている受信電力と雨量との関係式により変換することにより雨量を算定している。ここで用いる変換式の精度を高めるために, レーダー雨量計のビーム高度をできるだけ低くする必要があるが, そうすると, 今度は, 山岳などの地形によるグランドクラッタ¹ が問題となる。現在多く用いられ深山レーダーにおいても採用されているグランドクラッタ除去法は, MTI (Moving Target Indicator) フィルターと呼ばれるものである。MTI フィルターは, 降水粒子による反射エコーがホワイトノイズに近いことを利用して, 低い周波数成分が卓越しているグランドクラッタから分離しようとするものである。しかしながら, この方法による場合, 反射エコーの強い近距離領域で信号の自己相関による出力低下を生じ, レーダーサイトから約 30 km 程度以内の近距離で降雨強度を少なく観測することが認められている (図 2.2 参照; レーダーサイトからの距離が 20 km 以内で降雨量を少なく評価していることがわかる。) [10]。また, レーダーサイトから遠くなるにつれてビーム角のため, 地上より高高度のエコーを受信しているという問題もあるが, これまでのレーダー雨量計による観測実績から, ビーム中心高度が標高 3,000 m 以下であれば地上雨量計とレーダー雨量の間に比較的良い相関関係があることが知られており, このことは深山レーダー雨量計でも確認されている [11] [12] [13]。ここでの解析対象領域は, レーダーサイトからの距離が約 25~50 km の範囲, 高度は約 1,200~1,800 m (1989 年以降はビーム角の変更に伴い 1,000~1,300 m) であり, MTI フィルターの問題やエコーの捉えている高度の問題はほぼないものと思われる。また, 深山レーダーを対象に, 91, 92 年の 2 年間の比較的大きな降雨をもたらし 10 降雨を対象に観測精度を降雨成因別に, 実績総降雨量と観測総降雨量を比較したところ [14], 低気圧性・前線性降雨や大気不安定によりもたらされた降雨では, 観測降雨量の方がやや大きく, 台風ではほぼ等しく, 停滞前線性の場合には観測降雨量の方が少し小さくなる (約 0.73 倍) という結果が得られている。しかし, 降雨全体で平均すれば, 地上雨量と観測雨量との相関係数は約 0.79, 総雨量で観測雨量は地上雨量の 1.01 倍となっており, ほぼレーダー雨量計の観測値を用いて今後の解析を行って問題がないと思われる。

本解析で使用するデータは, 仰角固定時観測のものであり, レーダー雨量計のデータの

¹ 地上に設置されたレーダーの場合, 空間に存在する反射目標からのエコーのほかに, 山岳, 建築物などからのエコーが複雑に重畳した信号を受信するがレーダーではこの地上からのエコーをグランドクラッタと呼ぶ。

1メッシュの大きさは、本対象範囲ではほぼ4 km²であるため、2 km × 2 kmのメッシュに変換した5分ピッチの雨量データとする。

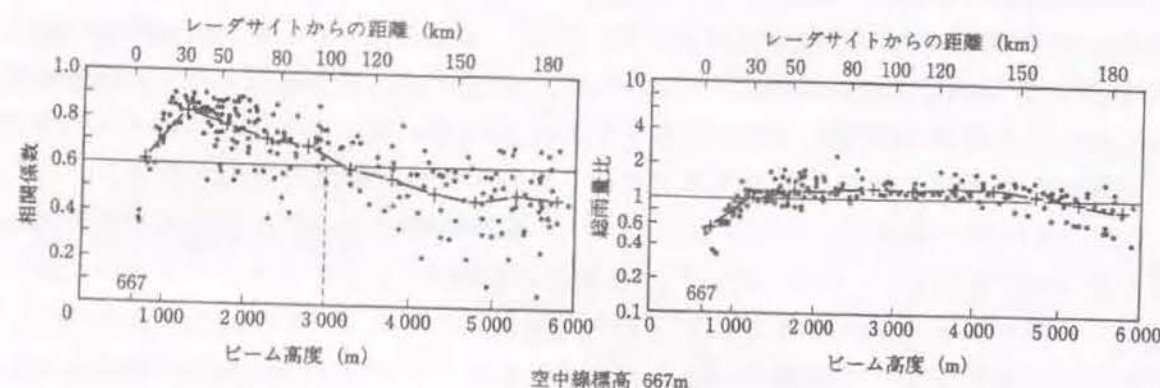


図 2.2: ビーム高度と精度 (宝達山レーダ, MTI, 1991 年) [11]

2.2.2 降雨成因の分類

降雨をもたらす気象擾乱はそれぞれ固有の物理的特性に起因する空間スケールと時間スケールをもつ [15]。日本で使用されている気象擾乱のスケール分類は、大きくは、大規模擾乱、中間規模擾乱、中規模擾乱、積雲対流の4つに分類される。本研究で対象とする擾乱は、積雲対流から中規模擾乱であり、空間スケールで数 km から数 10 km 程度 (すなわちメソ γ ~メソ β 規模²⁾、時間スケールで1日程度までのものである。この規模の気象擾乱における代表的な降雨の成因は、台風によるもの、前線によるもの、低気圧によるもの、大気的不安定によるもの (多くの場合、雷を伴った降雨) の4つが挙げられる。本研究では、それぞれの成因を台風性、前線性、低気圧性、雷雨性と呼ぶ。

降雨成因の判断は、降雨が生じた時の天気図 (9 時の地上天気図および 21 時の地上、850 hPa = 高度約 1,500 m, 700 hPa = 高度約 3,000 m, 500 hPa = 高度約 5,400 m の天気図) を参考にして分類する。ただし、複数の成因により降雨が生じていると思われるときは、その中で影響がいちばん強いと考えられる成因に分類する。

2.2.3 解析対象降雨の選定

解析の対象とする降雨の選定は、対象とする範囲およびその近辺に存在するアメダス雨量観測所 6ヶ所 (箕面、枚方、豊中、大阪、堺、河内長野) の雨量を基準とする。また、深山のレーダー雨量計システムは、1982 年 (昭和 57 年) から運用が開始されているため、アメダス雨量データについても 1982 年から 1992 年までの 11 年間を対象とする。

選定する降雨の基準は、6ヶ所のアメダス雨量観測所の中で1カ所でも1時間雨量が 30 mm を超えた地点が存在する降雨とする。抽出した降雨は全部で 38 降雨であり、それ

ら抽出した降雨の一覧を表 2.1 に示す。ただし、レーダー雨量計のデータは一部欠測等により、33 降雨のデータが使用可能である。

抽出した 38 降雨の降雨成因別の発生数は、台風性 6 降雨、前線性 17 降雨、低気圧性 5 降雨、雷雨性 10 降雨であり、前線性によってもたらされた豪雨の数が一番多い。また、発生した月をみると、6 月に 4 降雨、7 月に 7 降雨、8 月に 15 降雨、9 月に 11 降雨、その他に 1 降雨となっている。8 月に発生した降雨数が一番多いが、その中での降雨成因をみると、15 降雨中 8 降雨が雷雨性の降雨となっており、夏場の大気的不安定さが表れている。

表 2.1: AMeDAS データを用いて抽出した降雨一覧

1) No.	Date	Maximum 1-hour Rainfall (24-hour rainfall) (mm)						2) Rainfall Type
		Minoo	Hirakata	Toyonaka	Osaka	Sakai	Kawachi nagano	
*1	82.07.11	34 (76)	7 (27)	7 (28)	4 (20)	4 (17)	3 (11)	T
2	82.08.01	13 (92)	16 (134)	10 (76)	16 (102)	14 (116)	33 (213)	T
3	82.08.03	4 (16)	18 (56)	19 (31)	22 (85)	36 (163)	31 (143)	L
*4	82.08.08	26 (28)	0 (0)	38 (56)	11 (13)	19 (22)	1 (3)	S
5	82.08.09	5 (8)	54 (81)	7 (12)	1 (2)	0 (0)	7 (8)	S
6	82.08.10	0 (0)	30 (38)	0 (0)	0 (0)	9 (10)	0 (0)	S
7	83.07.05	17 (53)	22 (60)	32 (81)	21 (73)	25 (68)	39 (73)	F
8	83.08.21	33 (47)	48 (49)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	3 (5)	L
9	83.09.01	17 (29)	31 (35)	14 (16)	1 (1)	1 (1)	0 (0)	S
10	83.09.28	30 (259)	15 (111)	32 (272)	21 (149)	25 (71)	25 (96)	T
11	84.06.20	15 (32)	41 (52)	19 (30)	14 (25)	16 (51)	7 (22)	F
12	84.06.27	9 (18)	13 (27)	36 (49)	30 (49)	18 (36)	8 (25)	F
13	84.07.12	16 (17)	0 (0)	18 (32)	37 (39)	11 (13)	24 (27)	F
14	85.06.22	29 (58)	26 (83)	21 (49)	33 (51)	15 (33)	8 (26)	F
*15	85.06.25	14 (121)	12 (40)	9 (85)	17 (93)	32 (117)	17 (64)	F
16	86.07.10	36 (60)	28 (53)	14 (33)	11 (15)	5 (10)	24 (33)	F
17	86.07.21	34 (70)	31 (137)	10 (32)	22 (43)	40 (50)	5 (9)	F
18	86.08.22	12 (17)	3 (3)	7 (8)	30 (55)	10 (25)	0 (0)	L
19	87.08.05	13 (15)	8 (11)	30 (32)	23 (24)	22 (30)	28 (44)	L
20	87.08.18	11 (23)	16 (42)	34 (36)	1 (2)	5 (7)	0 (0)	F
21	87.09.11	0 (0)	16 (22)	1 (1)	35 (51)	9 (15)	6 (14)	F
22	88.07.16	25 (46)	33 (72)	20 (43)	26 (50)	3 (6)	2 (2)	F
23	88.08.05	0 (0)	31 (34)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	1 (1)	S
24	88.08.17	0 (0)	0 (0)	1 (1)	1 (1)	0 (0)	41 (46)	S
25	88.08.19	0 (0)	0 (0)	34 (45)	0 (0)	1 (1)	0 (0)	S
26	88.08.24	22 (36)	8 (9)	51 (53)	5 (6)	74 (98)	13 (19)	S
27	88.08.25	0 (0)	7 (7)	1 (1)	3 (4)	30 (32)	8 (10)	S
28	88.09.03	0 (0)	0 (0)	2 (2)	31 (38)	1 (2)	0 (0)	S
29	88.09.11	10 (10)	51 (53)	8 (8)	15 (16)	0 (0)	1 (2)	F
30	89.08.27	15 (76)	31 (95)	16 (68)	20 (67)	13 (45)	21 (48)	T
*31	89.09.03	33 (175)	21 (149)	24 (151)	22 (174)	35 (159)	27 (125)	F
32	89.09.06	10 (18)	34 (56)	13 (23)	7 (23)	9 (18)	16 (26)	F
33	89.09.14	41 (87)	30 (49)	44 (124)	23 (37)	4 (8)	2 (5)	F
34	89.09.19	17 (76)	12 (68)	16 (48)	29 (97)	41 (124)	36 (132)	T
35	90.02.11	25 (51)	22 (53)	30 (45)	11 (31)	9 (33)	18 (55)	L
*36	90.07.12	26 (68)	46 (72)	28 (56)	26 (80)	12 (36)	11 (19)	T
37	90.09.13	2 (7)	38 (43)	38 (68)	63 (106)	2 (2)	35 (37)	F
38	90.09.24	3 (7)	7 (20)	4 (13)	32 (54)	11 (12)	8 (18)	F

1) *: Data of radar rain gauge at Miyama is missing.

2) T: 台風性; F: 前線性; L: 低気圧性; S: 雷雨性

²メソスケールはメソ γ : 2~20 km, メソ β : 20~200 km, メソ α : 200~2000 km の3つのスケールに分けられる。1つの積雲はメソ γ スケールの現象である。

2.3 降雨の時空間分布の解析

これまでの研究において、降雨の時空間分布と言えば降雨のDAD解析を指すことが多く、降雨場の形状について言及されることはほとんどなかった。しかし、ほとんどの場合、降雨場が同心円の等雨量コンターを描くことはまれで偏平性をもっており、これについても調査する必要がある。そこで、本研究では、降雨のDAD解析だけでなく、降雨場形状の解析も行う。

2.3.1 解析方法

(1) DAD 解析

DAD解析は、時間については、10分、30分、1時間、3時間、6時間、12時間、24時間の雨量、面積については200 km²までの雨量にもとづいて次のような方法で解析を行う。

- (1) 5分ごとのレーダー雨量データを、2 km メッシュの雨量に変換する。ただし、仰角固定時観測で得られた降雨強度は、5分間は一定であるとしてデータを用いる。
- (2) 10分雨量、30分雨量については10分ごとの時系列で、1時間以上の雨量については30分ごとの時系列で、(1)で得られた5分ごとの降雨データを用いて対象領域内の雨量分布データを作成する。
- (3) (2)で作成した雨量分布データをもとに、降雨量の最も多いメッシュから、そのメッシュ近傍8点においてメッシュ降雨量の多い順に雨量を足し合わせ、面積平均雨量データを作成する。
- (4) 各時間ステップごとに面積平均雨量を算定した結果を、降雨時間および降雨面積についてそれぞれ最大値で包絡した値をもって最終のDAD解析結果とする。

(2) 降雨場形状の解析

降雨場形状を表す要素としては、図2.3に示すように、降雨場を長円とみなしたときの長軸・短軸比（以下、形状比と呼ぶ）および長軸（主軸）方向の2要素をあげることができる。

主軸方向の算定のためには、まず、降雨場の中心を式(2.1)によって算定する必要がある。

$$X_g = \frac{\sum R_{ij} \cdot X_{ij}}{\sum R_{ij}}, \quad Y_g = \frac{\sum R_{ij} \cdot Y_{ij}}{\sum R_{ij}} \quad (2.1)$$

ここで、 R_{ij} : ij メッシュの降雨量、 X_{ij} , Y_{ij} : ij メッシュの基準点からのX方向（経度方向）の距離、Y方向（緯度方向）の距離である。

また、主軸方向 α は、次式で表される降雨場の中心におけるモーメント M_α を最小にする角度である。

$$M_\alpha = \sum \frac{\{\tan \alpha (X_{ij} - X_g) - (Y_{ij} - Y_g)\}^2}{\tan^2 \alpha + 1} \cdot R_{ij} dA \quad (2.2)$$

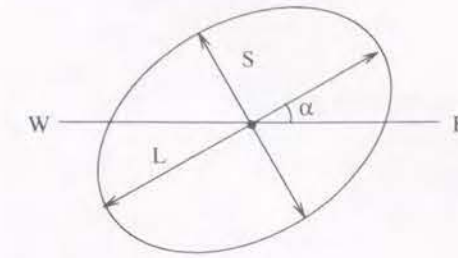


図 2.3: 降雨場形状の模式図

ここで、 X_g , Y_g はそれぞれ降雨場のX方向、Y方向の重心、 dA は1メッシュの面積である。

従って、

$$dM_\alpha / d\alpha = 0 \quad (2.3)$$

を条件として式(2.2)を微分すれば次式が得られる。

$$\frac{\sum \{(X_{ij} - X_g)^2 - (Y_{ij} - Y_g)^2\} \cdot R_{ij} dA}{\sum (X - X_g)(Y - Y_g) \cdot R_{ij} dA} \tan \alpha + \tan^2 \alpha - 1 = 0 \quad (2.4)$$

この式(2.4)に示される $\tan \alpha$ に関して2次の方程式を解けば、主軸方向 α とそれに直交する角度 α' を求めることができる。

降雨場の形状比は、NOAAの研究[16]にみられるように、あらかじめ楕円形のテンプレートを作成しておき、そのテンプレートに最も当てはまる形状比をもって評価する方法のように人間の感覚による手法が主流である。しかし、この方法による場合、多数の降雨場を解析することは時間的に困難であり、なんらかの定式化が必要である。形状比の算定は、降雨強度が大きな部分が想定した楕円に最も当てはまるように行うべきであり、本章においては、次のような方法で客観的に形状比を算定することを試みる。ただし、定式化は降雨場の大きさを考慮して決める必要があり、ここでは以下に示す式によって算定する。

まず、形状比が m であるとして、降雨場の中心から距離 L 、主軸方向と角度 θ をなす ij 地点のメッシュを通過する楕円と同面積を持つ円を考えたときの半径 r_{ij} は、

$$r_{ij} = L \sqrt{\sin^2 \theta / m + m \cos^2 \theta} \quad (2.5)$$

と表される。

ここで、 m の満たす条件を、

$$F = \sum (r_{ij}^2 \cdot R_{ij}) \rightarrow \min \quad (2.6)$$

として、式(2.6)を m について微分すれば、

$$m = \sqrt{\frac{\sum R_{ij} L_{ij}^2 \cos^2 \theta}{\sum R_{ij} L_{ij}^2 \sin^2 \theta}} \quad (2.7)$$

となり、形状比 m を求めることができる。

2.3.2 解析結果および考察

(1) DAD 解析

本解析における最小の解析面積 4 km^2 は、ほぼ地点雨量に相当するとして、以下、記述上 4 km^2 に対する降雨量を地点雨量と呼ぶことにする。

表 2.2 は、それぞれの対象降雨において、1 時間地点雨量を 1.0 とする基準として、1 時間雨量および 24 時間雨量の各面積平均雨量の割合を比率で表し、その平均と分散を降雨成因ごとに求めた表である。これによると、1 時間雨量では、台風性、前線性、低気圧性降雨は、降雨の空間的分布にそれほど違いはないが、雷雨性降雨では 100 km^2 から 200 km^2 の降雨場にかけて急速に降雨量が減少しており、雷雨性降雨の空間スケールの小さいことがわかる。また、24 時間雨量でみると、台風性降雨が他の 3 つの成因に比べて規模が大きく、前線性と低気圧降雨は類似した時空間分布構造を持っていることがわかる。また、低気圧性降雨での分散の値が大きいのは、低気圧性降雨のサンプル数が 4 つと少ない上に、そのサンプルの中に、大陸で消滅した台風に伴う湿舌が低気圧に流入したことによって長時間大規模な降雨が続いた降雨が含まれているからである。

表 2.2: 特定面積に対する降雨量比

基準面積 (km^2)	1 時間雨量に対する比率			24 時間雨量に対する比率			
	24	100	200	4	24	100	200
台風性	0.912 (0.002)	0.763 (0.003)	0.629 (0.011)	4.122 (0.282)	3.981 (0.234)	3.686 (0.222)	3.463 (0.176)
前線性	0.892 (0.003)	0.682 (0.020)	0.556 (0.028)	1.997 (0.315)	1.826 (0.286)	1.498 (0.245)	1.311 (0.250)
低気圧性	0.916 (0.003)	0.680 (0.023)	0.558 (0.042)	2.233 (1.553)	2.102 (1.463)	1.817 (1.329)	1.621 (1.406)
雷雨性	0.841 (0.012)	0.534 (0.021)	0.362 (0.014)	1.342 (0.069)	1.138 (0.060)	0.765 (0.048)	0.570 (0.038)

¹⁾ 基準は 4 km^2 に対する 1 時間雨量

²⁾ () 内の値は、比率の分散

図 2.4 には、1 時間地点雨量と 24 時間地点雨量の関係を図示したものである。これによると、台風性降雨の場合、データ間を結んだ直線の勾配は前線性や雷雨性降雨に比べ大きく、1 時間の地点雨量の規模が大きくなるに従い、全体の降雨規模も前線性や雷雨性の降雨より大きくなる傾向があることがわかる。ただし、低気圧性降雨については、1 時間雨量と 24 時間雨量の間には明確な相関は認められない。

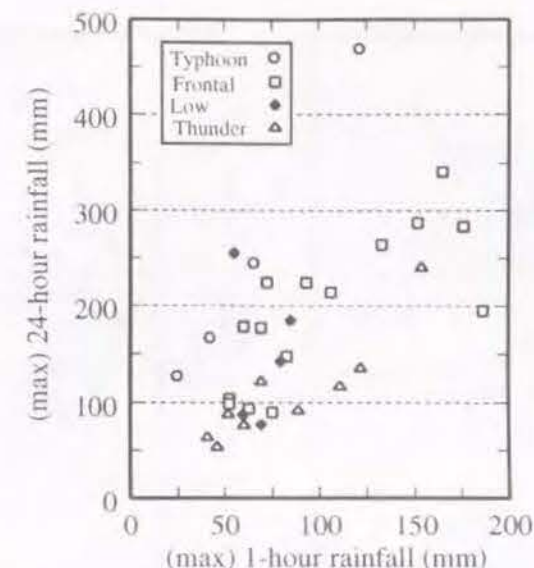
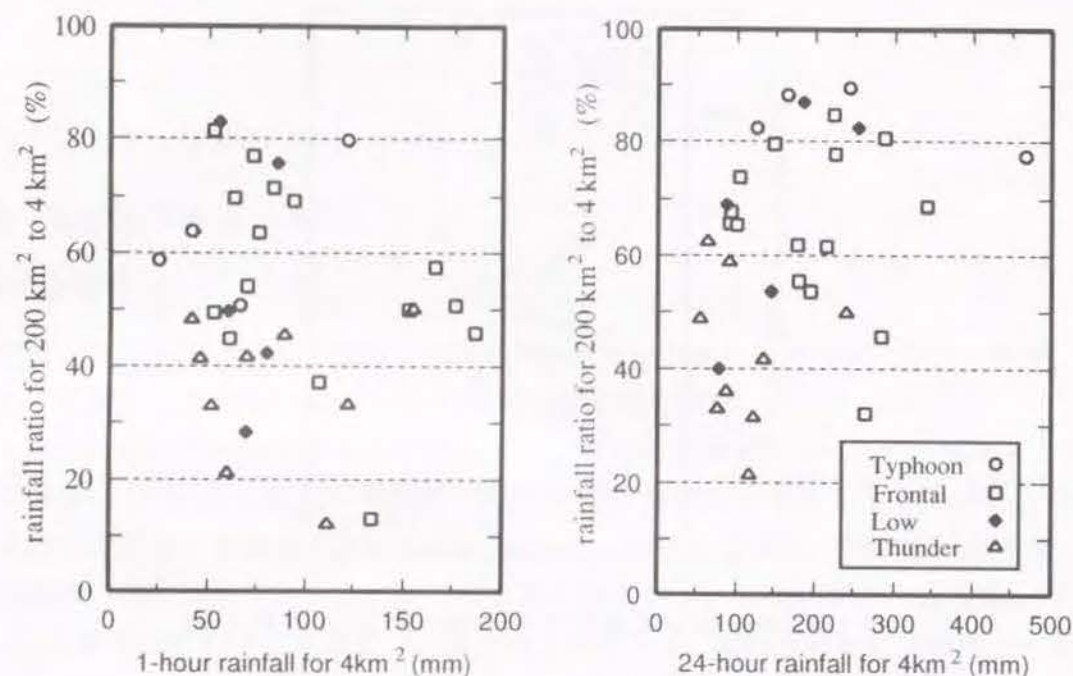


図 2.4: 選択降雨における 1 時間雨量と 24 時間雨量

次に、図 2.5 は、降雨の空間的な広がりを見るために、 4 km^2 と 200 km^2 に対する面積平均降雨量の比率を 1 時間雨量と 24 時間雨量について調べた結果である。1 時間雨量については、全体的には、最大雨量が大きくなると、同じ最大雨量における雨量比率の最大値が小さくなる傾向、すなわち、最大雨量が大きくなるほど降雨域の中心から離れるに従い降雨が減衰する割合が大きい傾向がみられる。しかし、成因別に細かくみると、台風性降雨においては、さきの傾向と反対の傾向がみられ(これは台風の降雨規模が大きいため 200 km^2 程度では、降雨の減衰が少ないため)、低気圧性降雨についてはケース数が少ないこともあり、はっきりとした傾向を読みとることはできない。また、前線性と雷雨性降雨では、最大降雨量が大きくなるにつれて 200 km^2 に対する降雨量は減衰することは明確に現れており、その減衰の割合は雷雨の方が大きいことがわかる。

しかし、24 時間雨量については、降雨域の移動とともに、地域の降雨量がある程度平滑化されてしまうため 1 時間雨量に対するような傾向はみられない。また、3 時間、6 時間、12 時間雨量についても同様に調べると、3 時間雨量については 1 時間雨量と同じ傾向が、6 時間、12 時間雨量については、24 時間雨量と同様な傾向がある。

図 2.6 は 1 時間以内の短時間降雨を調べるために、最大 1 時間の地点雨量に対する 10 分と 30 分雨量の比率を図示したものである。これによると、平均すると、1 時間雨量に対して、10 分でその約 4 割、30 分で約 7 割の降雨が生じていることがわかる。ただし、雷雨性降雨については、1 時間雨量の多少にかかわらず、10 分で 30 mm 程度の降雨しか生じていない。すなわち、1 時間雨量が約 80 mm 以下の雷雨性降雨は、他の成因の降雨より大きな 10 分雨量をもたらしているが、それより規模の大きな降雨では、他の成因の降雨の方が大きな 10 分雨量となっている。また、この最大 1 時間雨量を生じた直前の大坂管区気象台における下層大気の状態を調べると、台風性降雨において平均すると、相対

図 2.5: 1 時間雨量と 24 時間雨量における面積平均雨量比 ($200 \text{ km}^2/4 \text{ km}^2$)

湿度 87.2 % (比湿 16.1 g/kg), 前線性降雨においては相対湿度 85.2 % (比湿 17.2 g/kg), 低気圧性降雨においては相対湿度 77.0 % (比湿 15.6 g/kg), 雷雨性降雨においては相対湿度 63.6 % (比湿 17.1 g/kg) であった。ただし, 湿度の観測は 3 時間間隔 (1990 年 4 月以降は 1 時間毎) であり, 実際に降雨場に流入し降雨をもたらした大気と一致している保証はないが, おおよその傾向をつかむことはできる。このデータから雷雨性降雨の生じている時は, 気温が高いため水蒸気の絶対量である比湿は前線性の降雨時と同じ程度と高いが, 相対湿度は他の降雨成因の時に比べて低いことがわかる。また, 雷雨性降雨時には中・上層まで大気が十分湿っていないことがあるため, 上昇気流にともない水蒸気から雨へと相変換される量が大きな値をとり得ることができないため, 10 分雨量でみると必ずしも雷雨性降雨の雨量が大きくはないのではないかと推測される。

(2) 降雨場形状解析

1 時間雨量および 24 時間雨量の分布にもとづいて, 降雨場を長円とみなしたときの主軸 (長軸) 方向および長軸・短軸比の形状比を調べる。ただし, 降雨場の中心が, 対象領域の境界から 5 km 以内の場合は, 境界の影響を解析結果が受けると考え解析結果から除外する。

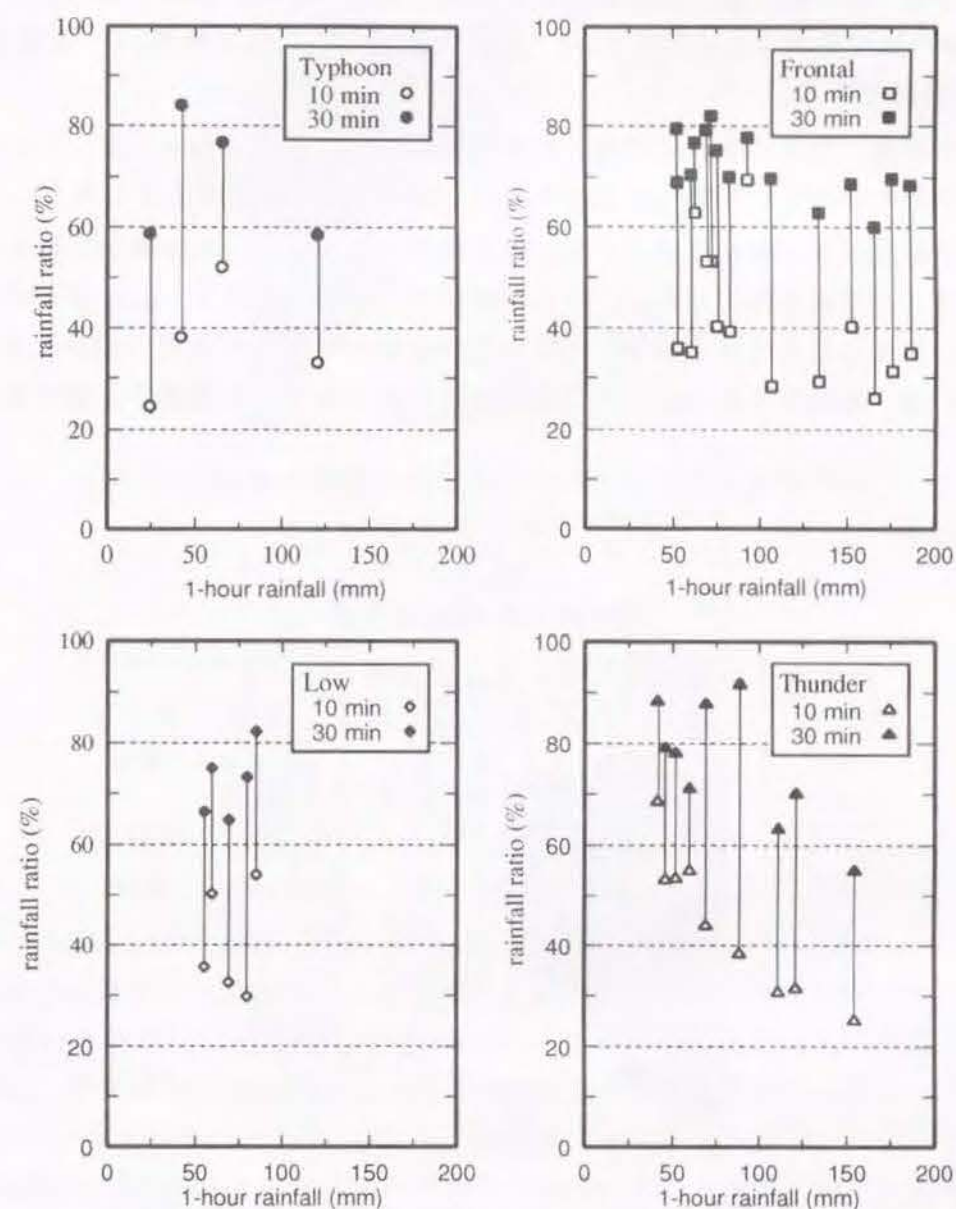


図 2.6: 1 時間雨量に対する 10 分と 30 分雨量の比率

(a) 主軸方向

一連の降雨の1時間雨量, 24時間雨量分布のなかで, 最大地点雨量を示し最も発達した段階であると考えられる降雨場の主軸方向を, それぞれ図2.7と図2.8に示す。

ただし, 図中で箱型で示されている方向は, 次に示す降雨場の形状比 m が2.0以上のもの, すなわち, 偏平性が高い降雨場的主軸方向である。また, 主軸方向に添えている文字は, 降雨の成因を示すものであり, T: 台風性降雨, F: 前線性降雨, L: 低気圧性降雨, S: 雷雨性降雨である。

主軸方向が特に明確に表れるのは, 前線性降雨がバンド状になって生じているときが多いが, 台風性降雨も, 雨域の進行方向に対して主軸方向を示すこともある。

どちらの時間雨量の分布に対しても, 降雨場の主軸方向は, 大阪湾から枚方方面へのびていることがわかる。これは, 中北の研究[17]にみられるように水蒸気の流入場が大阪湾からもたらされることが多いうえに, 対象域のまわりが西北方面が六甲山地, 西側が生駒山地, 南側が和泉山地および金剛山地に囲まれている地形の影響であると考えられる。

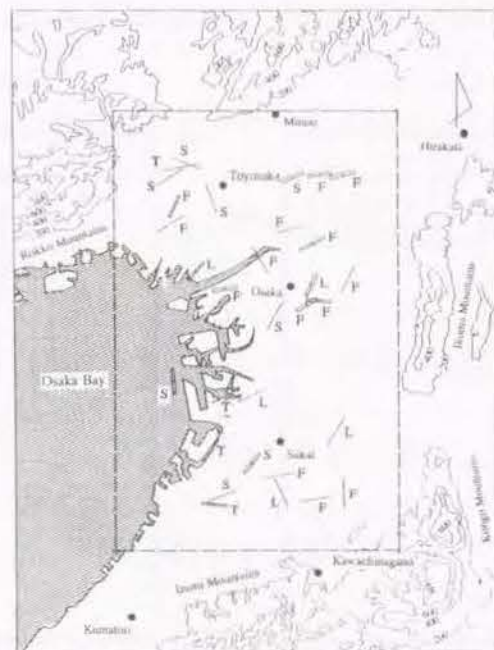


図 2.7: 1時間雨量における降雨の生起場所と主軸方向

(b) 降雨場の形状比

主軸方向の場合と同様に, 1時間雨量, 24時間雨量分布の降雨場に対する形状比を調べ, その結果を表2.3にまとめる。

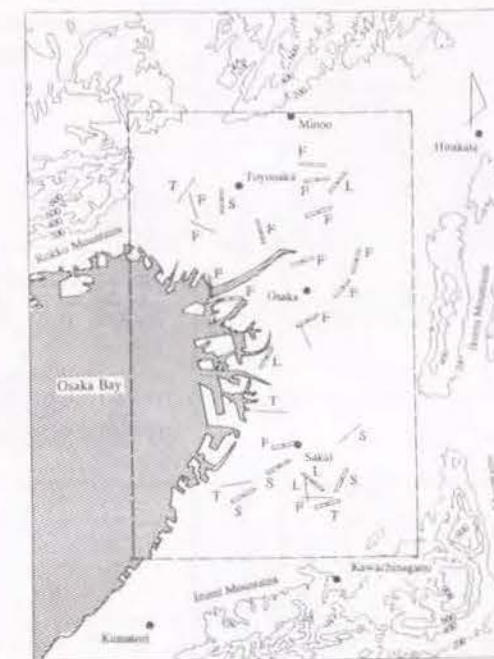


図 2.8: 24時間雨量における降雨の生起場所と主軸方向

表 2.3: 降雨場の形状比

		台風性	前線性	低気圧性	雷雨性
1時間 雨量	Range	1.1~5.2	1.1~4.8	1.1~3.5	1.2~5.0
	Average	2.0	2.1	2.1	2.1
	Variance	0.89	0.58	0.45	0.63
24時間 雨量	Range	1.2~1.8	1.1~3.8	1.2~2.7	1.1~2.5
	Average	1.4	2.2	1.8	1.7
	Variance	0.06	0.72	0.32	0.24

1時間雨量を対象にした場合では, 降雨の成因によって大きな差はないが, 24時間雨量を対象にした場合には, 前線性降雨の偏平性が高いことがわかる。このことを詳しくみるために, 降雨成因ごとに最大地点雨量と形状比との関係を調べた結果を図2.9と図2.10に示す。これから分かるように, 1時間雨量を対象にした場合, 降雨量が大きくなるにしたがい形状比が小さくなる傾向が認められる。また, 24時間雨量を対象にした場合, 前線性降雨は地点雨量の大小にかかわらず, 偏平性が高いことがわかる。

これらの解析から, 今後, 河川計画においては, 対象河川流域の形状と降雨場の形状を十分に考慮する必要があることが明らかとなった。

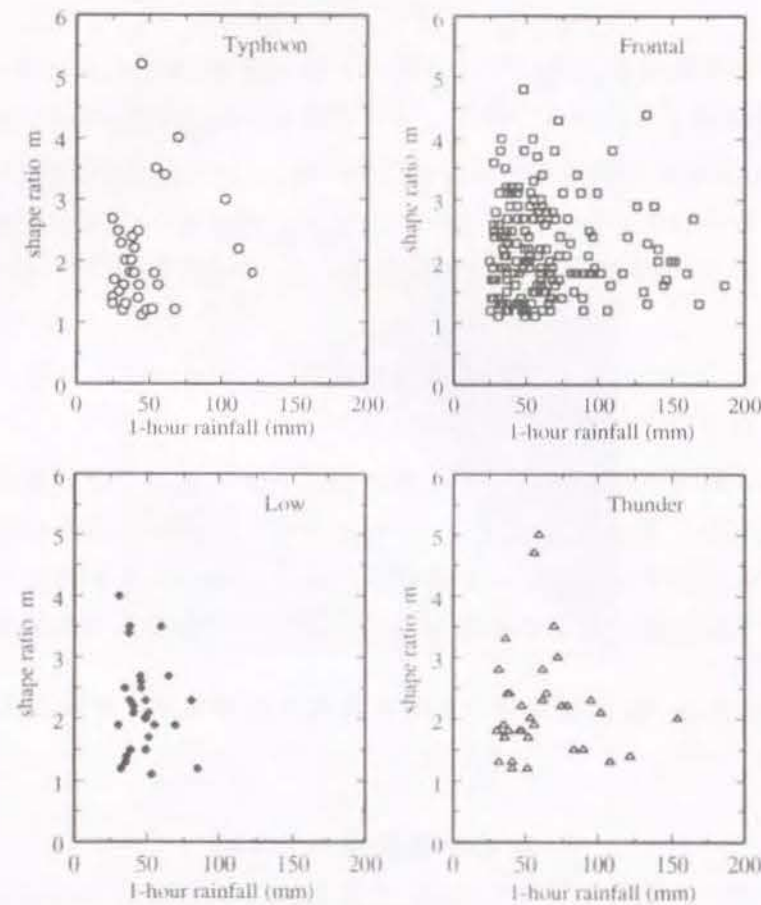
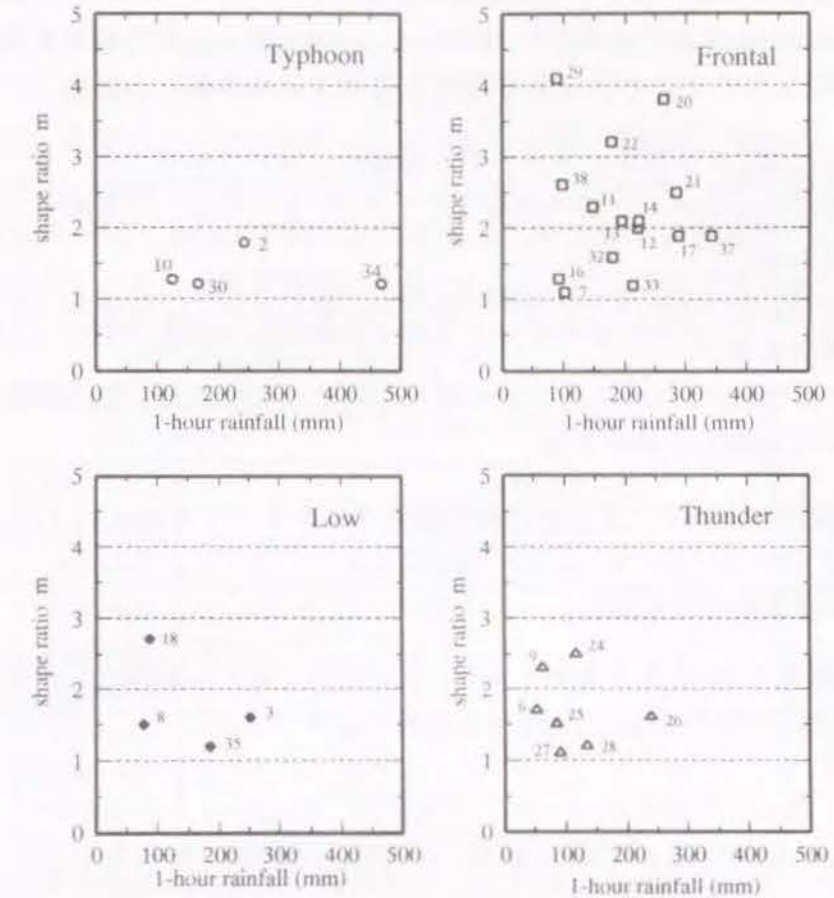


図 2.9: 1 時間雨量における降雨場の形状比

2.4 クラスタ解析を用いた降雨の時空間分布特性の分類

これまでの解析で、降雨の成因ごとに降雨場に特徴があることがわかる。これを都市河川の治水計画の計画降雨に反映させるためには、特徴的なグループを代表できるような複数の設計降雨が必要となる。そこで、ここでは先に行った DAD 解析結果をもとに、一連の降雨場を 24 時間の最大地点雨量を基準として降雨の DAD を正規化したベクトル場としてとらえ、クラスタ解析を行う。

過去の研究においてクラスタ解析は、リモートセンシングで得られる大量のデータを分類することに用いられることが多かったが、Kalkstein らは [18] 気候の分類に適用している。これは、環境問題の広範な変化に与える気候のインパクトを評価するために気候の分類に利用した研究である。また、本研究のように、降雨の時空間分布の分類に適用することは、これまでに行われていないようである。

図 2.10: 24 時間雨量における降雨場の形状比
(添字の数字は表 2.1 の降雨番号を示す)

2.4.1 クラスタ解析手法

(1) クラスタ解析手法

クラスタ解析は、対象群をグループに分割する。このとき、事前に定義された分類基準は持たず¹、データが持つ性質のみを利用する。すなわち、何らかの意味で「似ている」対象は同じグループに入るように、「似ていない」対象は別のグループに入るようにする。クラスタ解析の目的は、つまり、互いに似ている対象を集めたグループ(クラスタ)を発見することである [20]。

クラスタ解析は、最初に 1 個のオブザーベーションに関して 1 つのクラスタを構成する。次に、最も似通った 2 つのクラスタが 1 つのクラスタとして組み合わせられ、このようにして求められた新しいクラスタのセットの中で最も似通った 2 つのクラスタが再び 1 つのクラスタとなるように階層的に分類されていく。この時用いる類似度の基準として、いくつかの手法があるが [19]、ここでの検討では、1 クラスタ内に含

¹事前に定義された分類基準を持つ分類手法は、判別分析と呼ばれる。

まれる要素数を同じ程度に分割する特徴がある群平均法 (Average linkage method), 重心法 (Centroid method), ウォード法 (Ward's method) の3つの手法を適用する。

3手法の差は, 2つのクラスター間の距離の計算方法によって異なる。

- 群平均法では, 2つのクラスター間の距離は, 各クラスターから1つずつとったオブザーベーションのペア間の距離 (ここでは, ユークリッド距離の2乗) の平均値で定義される。
- 重心法では, 2つのクラスター間の距離は, 各クラスターの重心 (平均値) 間の距離で定義される。
- ウォード法では, 2つのクラスター間の距離は, クラスター間の群間平方和を全変数について合計した値である。

ここでの計算では, SAS による統計解析処理プログラムで解析を行う。

(2) DAD 解析結果のベクトル化

24時間地点雨量を1.0とする基準として, 次に示す2通りの変数パターンを正規化した7次元と19次元のベクトル場にDAD解析結果を変換する。

- パターンA
 - 4 km² に対する1時間, 3時間, 6時間, 12時間の各雨量
 - 24 km², 100 km², 200 km²に対する24時間の各雨量
- パターンB
 - 4 km² に対する1時間, 3時間, 6時間, 12時間の各雨量
 - 24 km² に対する1時間, 3時間, 6時間, 12時間, 24時間の各雨量
 - 100 km² に対する1時間, 3時間, 6時間, 12時間, 24時間の各雨量
 - 200 km² に対する1時間, 3時間, 6時間, 12時間, 24時間の各雨量

パターンAは, パターンBの変数から一部を省略したものであり, 降雨場の時間的な広がりを地点雨量の時間雨量の変化で代表させ, 空間的な広がりを24時間雨量における面積平均雨量の変化で代表させたものである。

2.4.2 解析結果および考察

クラスター解析を行った結果を表2.4に示した。変数パターンAとBを用いた両方とも, 降雨を大きくは3つのクラスターに分類している。それぞれのクラスターをみると, 変数パターンA, Bのどちらの解析の場合も, クラスター1は長時間, 広範囲にわたって降雨が持続する降雨が多く, 台風型クラスターと呼ぶことができる。このクラスターに, 前線性降雨も多く含まれていることからわかるように, 前線性降雨も規模が大きくなると, 台風性の降雨と同じような現象スケールで雨が降っている。クラスター2は時間的には数時間程度, 降雨面積も小さい範囲の降雨クラスターであり, 雷雨型クラスターと呼

ぶことができる。また, クラスター3は前線性降雨がほとんどであり, 降雨強度はあまり強くないが, ある程度の強度を保った, しとしとした降雨が長時間, 広範囲にわたって降る降雨であり, 前線型クラスターと呼ぶことができる。

ただし, 前線性降雨はどのクラスターにも分散して属している。これは, 梅雨前線あるいは秋雨前線が広い範囲で活発に活動したときには, クラスター1の台風型となり, 停滞前線あるいは低気圧にともなう前線に対し暖湿流入や大気不安定が生じ, 局地的に降雨が生じた場合はクラスター2の雷雨型になり, それ以外のときがクラスター3の前線型となることが多く, 前線性降雨の多様性を反映しているからである。

表 2.4: クラスター分析結果

Variable Type	Clustering Method	Cluster NO.														
		1					2					3				
		T	F	L	S	計	T	F	L	S	計	T	F	L	S	計
A	Average	4	6	1	1	12	-	4	2	7	13	-	5	2	1	8
	Centroid	4	4	1	-	9	-	4	2	7	13	-	7	2	2	11
	Ward's	4	6	1	1	12	-	4	2	8	14	-	5	2	-	7
B	Average	4	6	1	1	12	-	2	2	7	11	-	7	2	1	10
	Centroid	4	6	1	1	12	-	2	2	7	11	-	7	2	1	10
	Ward's	4	6	1	1	12	-	2	2	7	11	-	7	2	1	10

変数パターンAとBでは, 若干の降雨について分類されるクラスターが異なるが, これはパターンAでは変数の数が少ないため, 時間的, 空間的な降雨の広がりを十分表現できていないことによるものである。また, クラスター分析手法の違いをみると, 変数パターンAの場合には, 手法間の結果の違いが少しみられるが, パターンBの場合は, どの手法でも同じ結果となっている。

このように, クラスター解析を行えば, 降雨の時空間分布は, 大きくは3つに分類することができることがわかる。これは先に述べたDAD解析を行った時の降雨成因ごとの違いを特徴づけるものである。今後, 河川計画における設計降雨も, 降雨のDADの特徴的な3種類程度を想定したモデルを作り, 降雨場形状の特性をその上加味していくことが必要であると考えられる。

2.5 結語

本章は、大阪平野の都市部に降った降雨を対象とし、1982年から1992年までの、11年間のアメダスデータを用いて豪雨を抽出した上でレーダー雨量データを用い、降雨の成因を考慮したDAD解析などの統計的解析を行った。ここで得られた主な成果をまとめると、以下ようになる。

- (1) 抽出した豪雨を降雨の成因ごとに分類した結果、豪雨をもたらす降雨成因は前線性降雨によるものが多く、また、月別の豪雨発生数が多い8月では雷雨による豪雨が多く、夏場の大気的不安定性が高いことがわかった。
- (2) 降雨の成因を考慮したDAD解析を行い、降雨成因ごとの特徴をあきらかにした。また、これまで、あまり研究が行われていない、10分や30分雨量についても解析を行い、雷雨性降雨の短時間降雨が前線性などの他の成因の降雨と比べて降雨強度が必ずしも強くはないことを明らかにした。
- (3) 降雨場の形状について解析を行い、主軸方向については、水蒸気の流入状況や地形の影響と考えられるが、大阪湾から枚方方面に向かう角度を示しており、また、降雨場の形状比については、前線性降雨の場合大きな値を示すこと、すなわち、偏平した形状を示す傾向があることがわかった。
- (4) DAD解析結果にもとづいて降雨のクラスター分析を用いて、降雨を大きくは、台風型降雨、雷雨型降雨、前線型降雨の3種類のグループに分類することができることが分かった。

などが挙げられる。

これまでの河川計画における計画降雨は、降雨の特徴をほとんど考慮せず、地点雨量の処理という枠から抜け出していない。しかし、今後、都市河川の計画がより安全なものになるためには、降雨のDAD解析およびクラスター分析から得られる3パターンの降雨のDAD特性に応じて、DADの確率評価を行い計画降雨を設定していく必要がある。そして、降雨の生起場所や降雨の成因により降雨場の形状にも特徴があるため、対象流域や想定する降雨パターンに応じた降雨場形状を設定し、それぞれの降雨パターンに対応できる河川計画を立案する必要がある。すなわち、以上のことをフローチャートに示せば、今後は図2.11のような形で計画降雨を設定していくのが望ましいと考えられる。

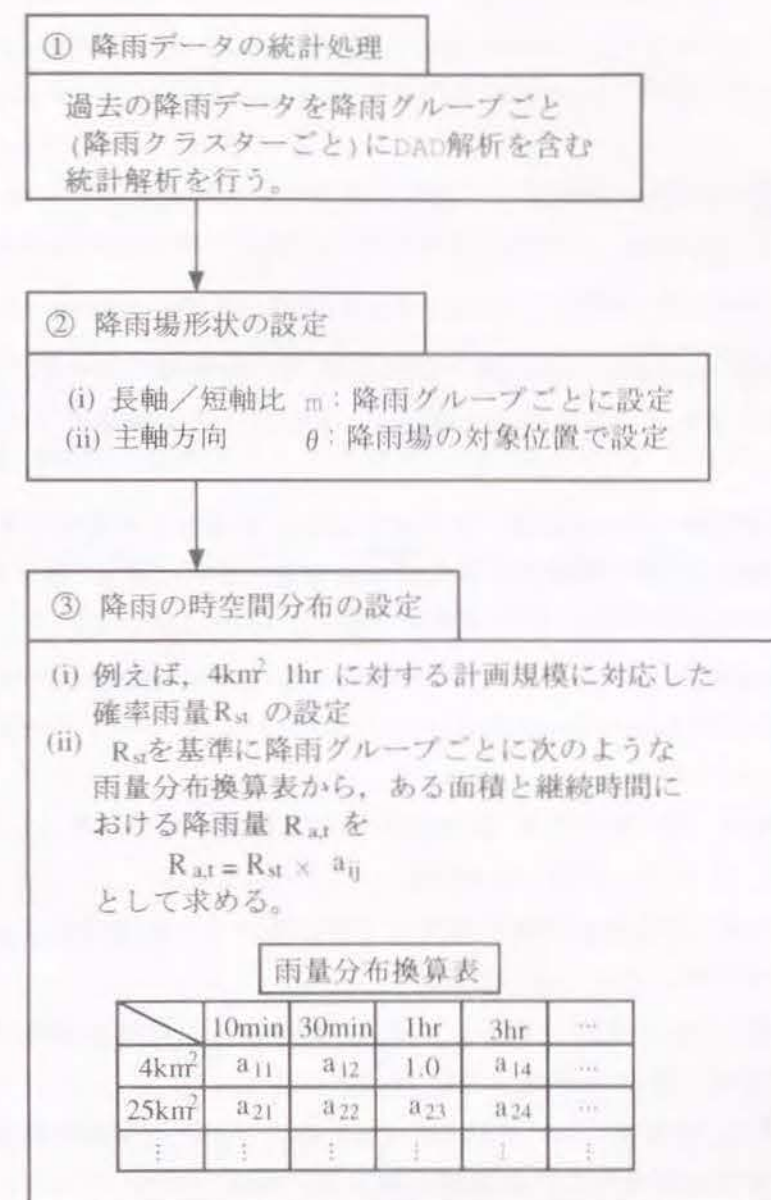


図 2.11: 計画降雨設定フロー

また、水防体制や洪水防御体制の難しさを考慮すると、都市内では、積雲対流による短時間の局地的な豪雨の危険性も無視することができず、計画規模の決定や計画論上のフェイル・セーフの検討のために、まず、局所的な降雨に対して、単位時間に降ることが可能な最大降雨である最大可能降水量(PMP: Probable Maximum Precipitation)の算定を行う必要があり、その推定手法については第6章で検討を行う。

参考文献

- [1] 日本河川協会編：改訂建設省河川砂防技術基準(案) 計画編，山海堂，1977，pp.12-15.
- [2] 都市河川計画の手引き－洪水防御計画編－：財団法人国土開発技術センター，1993，pp.3-5.
- [3] 高木不折・原田守博・阿知波正道：名古屋市における豪雨の空間分布特性の統計的評価，昭和62年度科学研究費補助金研究成果報告書（研究代表者：高木不折），都市流出に係わる豪雨の時空間的広がりに関する研究，1988，pp.20-23.
- [4] M.Mejia, Rodriguez-Itrube: On the synthesis of random field sampling from the spectrum: An application to the generation of hydrologic spatial process, *Water Resour. Res.*, Vol.10, No.4, 1974, pp.705-711.
- [5] 松林宇一郎・林尚一郎・高木不折：計画降雨への空間分布特性の導入に関する一考察，水工学論文集，第37巻，1993，pp.45-50.
- [6] 寒川典昭・片桐健：発生母集団毎の年最大日降水量とその頻度分析，水文・水資源学会研究発表会要旨集，1993，pp.152-153.
- [7] 矢島啓・池淵周一：降雨成因を考慮した降雨の時空間分布特性の統計的解析，京都大学防災研究所年報，第37号B-2，1994，pp.267-280.
- [8] 矢島啓・池淵周一：都市域における降雨のDAD解析とその計画降雨策定への試み，平成6年度土木学会関支部年次学術講演会概要集，1994，II-18.
- [9] 矢島啓・池淵周一：降雨成因を考慮した降雨場の解析とそのクラスター分析，土木学会第49回年次学術講演会概要集，1994，II-44.
- [10] 吉野文雄：レーダ水文学の発展と課題－レーダによる降水強度の定量観測を中心として－，土木学会論文集，第491号/II-27，1994，pp.15-30.
- [11] 山口高志・北川明・小野寺直・高木克也・幸弘美：レーダ雨量計の精度向上について，河川情報研究NO.1，河川情報センター，1993.
- [12] 近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所：深山レーダ雨量補正検討(パンフレット)，1984年3月.
- [13] 木下武雄：レーダ雨量計の実用化への開発，土木学会論文集，第351号/II-2，1984，pp.1-15.
- [14] 近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所：91,92年深山レーダ雨量計の観測精度について，1993年3月.

- [15] 二宮洸三：気象学のプロムナード2 雨とメソ・システム，東京堂出版，1981，pp.27-29.
- [16] E.M.Hansen, L.C.Schreiner, and J.F.Miller: Application of Probable Maximum Precipitation Estimates - United States East of 105th Meridian, NOAA Hydrometeorological Report, No.52, 1982, pp.15-29.
- [17] 中北英一：地形が降雨場に及ぼす影響を考慮した短時間降雨予測手法の開発と3次元レーダー観測情報利用に関する研究，京都大学学位論文，1990，pp.31-36.
- [18] L.S.Kalkstein, G.Tan, J.A.Skindlov: An Evaluation of Three Clustering Procedures for Use in Synoptic Climatological Classification, *J.Climate and Applied Meteorology*, vol.26, 1987, pp.717-730.
- [19] SASによる判別およびクラスター分析コース，SASソフトウェア株式会社，1988，pp.8-9.
- [20] SASによるデータ解析 基礎編下，丸善株式会社，1984，pp.1-4.

第3章

都市とその周辺における降雨生起特性

3.1 概説

近年、都市域における降雨現象に関心が高まってきている。それは、降雨現象が都市のさまざまな影響を受けて、郊外とはかなり様相の異なる観測例が見受けられるからである。例えば、Changton は米国の主要な都市において、風下側に向かうほど夏場の降雨量や豪雨の発生回数が増加していることを報告している [2]。この報告において、都市内の降雨量はその周辺の郊外での降雨量と比べて、1割増から多いところでは2倍にも達する増加がみられたことが示されている。また、都市と降雨の関係の解明を目的として、1970年代にセントルイスにおいて行われた大規模な観測実験である大都市気象実験計画 (METROMEX : metropolitan meteorological experiment) は有名である [3]。この実験では、都市およびその周辺の風系、熱・水蒸気・エアロゾルの分布を調べ、それらが雲の形成・発達、降水現象におよぼしている都市の影響を明らかにしようとした。実験の結果、都市内では都市や工業活動の影響を受けて降雨分布に特徴があらわれることや、発雷日数が多いことなどを明らかにするなどさまざまな成果をあげている。

このように都市での降水現象にはさまざまな特徴がみられることが報告されており、都市河川の計画を行うときにも、都市の降雨に対する影響が大きければ、計画に考慮する必要がある。そこで、本章においては、第2章と同じ深山レーダーの雨量データを用いて、都市およびその周辺を対象とした降雨現象を、8月の降雨に限定して解析を行い、その特徴について検討を加える。ここで、8月の降雨に限定したのは、その他の月に起こる降雨現象は、前線性や台風などの大規模なスケールの降雨現象が多いため、都市の影響よりも地形などの影響が大きく現れてくるためである。また、解析は、強い降雨強度を示す時ばかりでなく、都市においては、ヒートアイランド現象に代表される熱的環境が、一般に雲を形成したり成長を促すと考えられるため、雲の形成している状態に近いと考えられるレーダー雨量計でみた弱い降雨(地上では必ずしも降雨が観測されていない)の生起にも注目して解析を行い、都市の影響を定性的に評価することを試みる [1]。

3.2 月雨量でみた降雨の概観

本節で扱うデータは第2章で対象としたものと同じ深山レーダー雨量計のデータを用いる。

対象としたは、1990年、1991年、1994年の3年分の8月のデータである。ここで、1992年および1993年のデータを用いず、連続していない年の降雨データを用いるのは、1992年には、台風10号、台風11号、台風12号の3つの台風が関西に降雨をもたらした影響が大きく、1993年は台風の襲来に加え前線の活動も活発であったため、本章での都市における降雨特性をみる目的に適さないのを除外した。ただし、1991年には、8月30日に台風14号の影響による降雨があるため、この日のデータは解析データより除外する。

まず、対象とする年の8月の気象概況を述べる。ただし、気温と月雨量の値は、大阪管区気象台における値である。

- 1990年8月は猛暑が続き、全国的にみて月平均気温が $+1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 高く、大阪での8月の最高平均気温は 34.7°C 、最低平均気温は 25.8°C であった。また、月雨量は22 mmと少雨であった。
- 1991年8月は低温で曇った日が続く、8月の最高平均気温は 32.6°C 、最低平均気温は 24.9°C であった。また、月雨量は49 mmであったが、その雨量には、台風14号到来時にもたらされた33.5 mmが含まれている。
- 1994年8月は記録的な猛暑が続き、最高気温や月平均気温の記録を更新したところが多く、大阪での8月の最高平均気温は 34.4°C 、最低平均気温は 27.1°C であり、最低気温が異常に高かったことがわかる。月雨量が平年の20%以下のところも多く、特に松山では平年の2%の月雨量で渇水被害が全国的に起こった。また、大阪における月雨量は59 mmであった。

ここで、レーダーデータからみた月雨量の分布を図3.2に示す。ただし、図中において、最も大きなコンターラインの内側にハッチングをほどこしわかり易くした(これ以降の図においても同様である)。また、この時使用したレーダー雨量計のデータは第2章と同様に5分間隔のデータであり、その5分間の降雨強度は一定として降雨量を求めた。また、雨量データは、 $3\text{ km}\times 3\text{ km}$ メッシュの平均雨量に変換してとり扱った。

図3.2および地形コンターを示した図3.1からわかるように、山岳部では降雨量が多く、大規模なスケールの降雨がなくても、降雨現象は地形の影響を受けやすいことが示されている。また、特に大阪湾東側の臨海部では降雨量が多く特異な分布形態を示しているところがみられるが、これについては次節以降解析を行う。

3.3 降雨の生起特性

一般に、降水強度が 3 mm/hr 未満を弱い雨、 15 mm/hr 以上を強い雨というが[4]、ここでは、レーダー雨量計で5分ごとに得られる降雨強度が 3 mm/hr 以下の降雨を弱い雨とし、

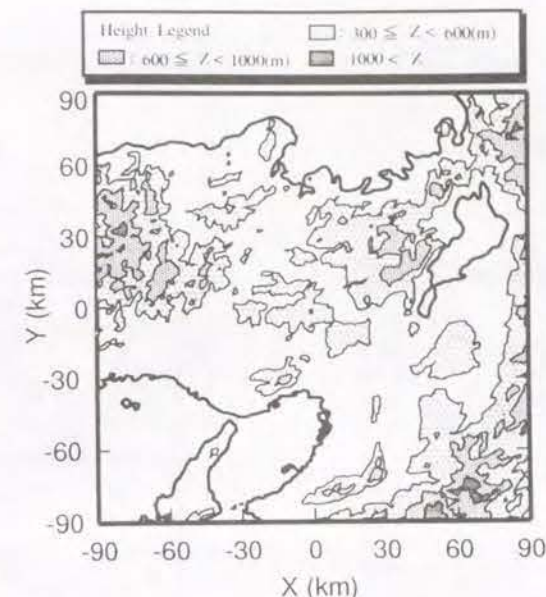


図 3.1: 深山レーダー定量域内の地形コンター

降雨強度が 30 mm/hr 以上を強雨と呼び、これらの降雨がどこで、どのような時間帯に発生しているかについて解析を行う。ただし、都市の影響をみるために、特に都市の発達した大阪湾周辺の60 km四方の領域を対象とする。

3.3.1 弱雨の生起特性

(1) 生起場所の特性

弱雨の生起場所の特性を調べるために、各年の8月ごとに 3 mm/hr 以下の降雨強度を示した時の降雨量の合計を図3.3から図3.5の左図に示すとともに、この積算雨量が8月総雨量に占める割合を右図に示した。

これらの図より次のような特徴を読み取ることができる。

- 弱雨が多いのは臨海部と六甲山、和泉山脈、金剛山地などの山地部およびそれらの中間に位置する特定の場所である。
- 臨海部の月雨量のほとんどが弱雨で占められている。
- 1994年8月において弱雨の雨量が特に多い。
- 海上部において、関西新空港付近で弱雨が多い。
- 大阪南港において、1990年、1991年においては弱雨の量は多くなかったが、1994年に大きな降雨量を生じている。

これらの原因について、定性的な解析を3.4において行う。

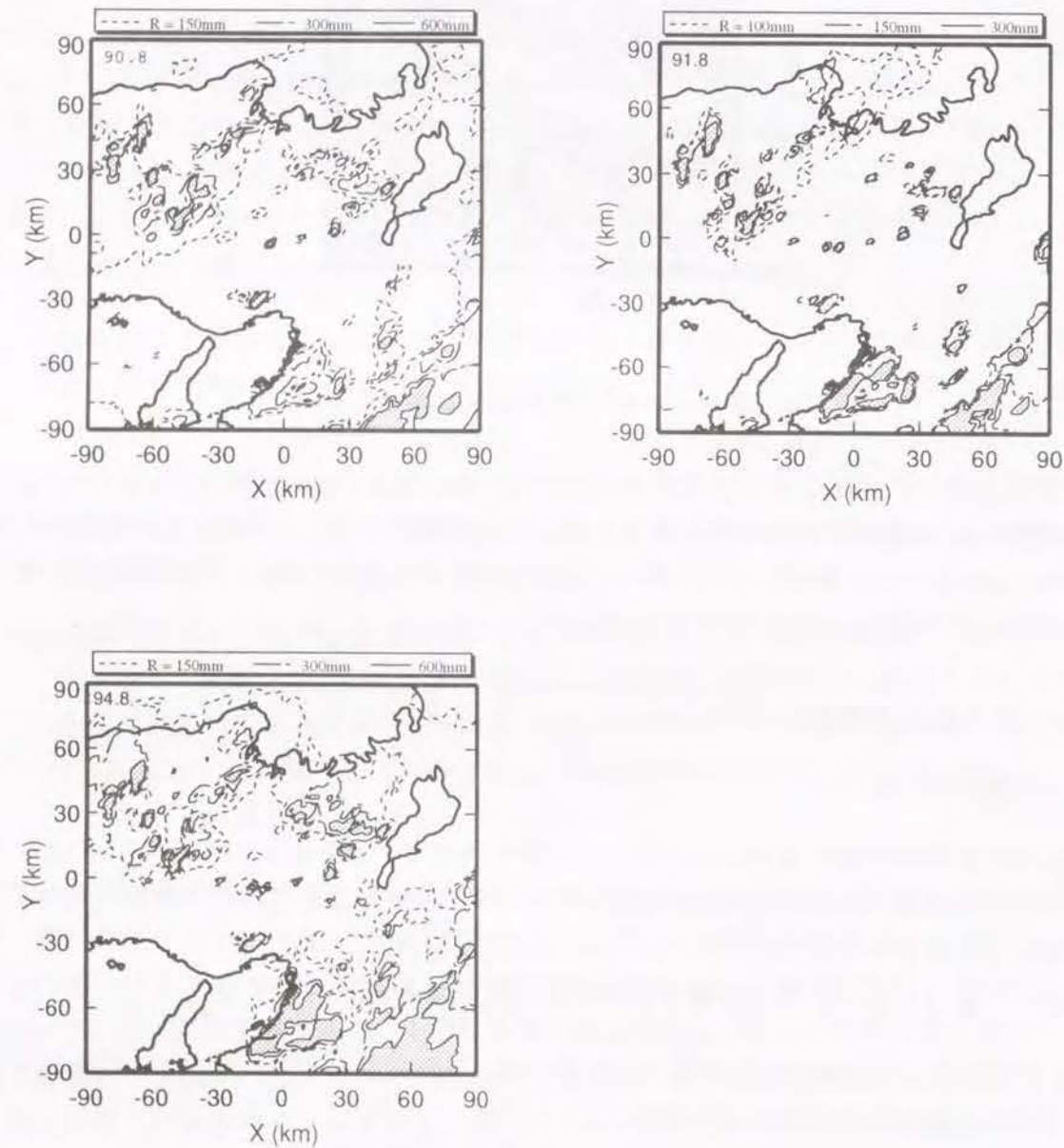


図 3.2: 深山レーダーから算定された一月雨量

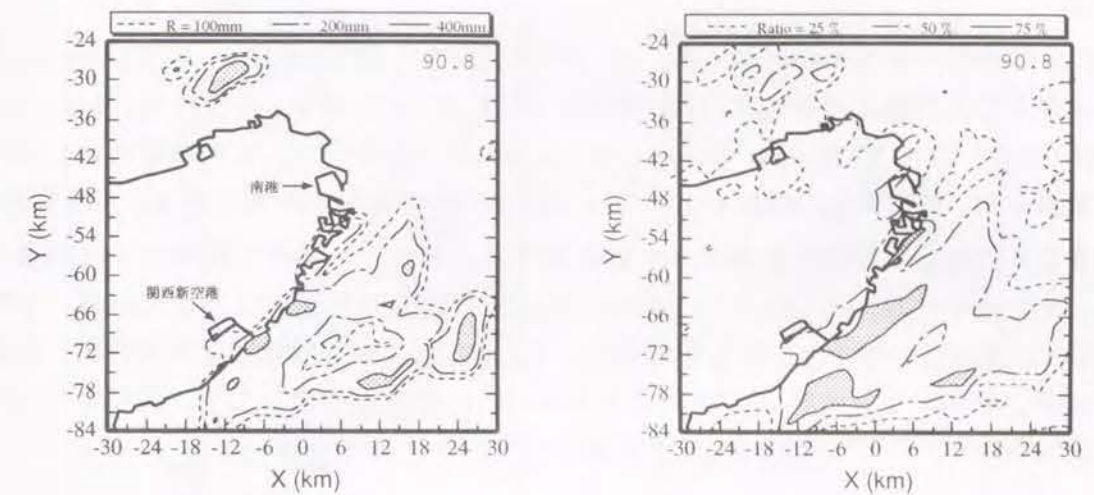


図 3.3: 1990 年 8 月の弱雨の降雨量および月雨量に占める割合

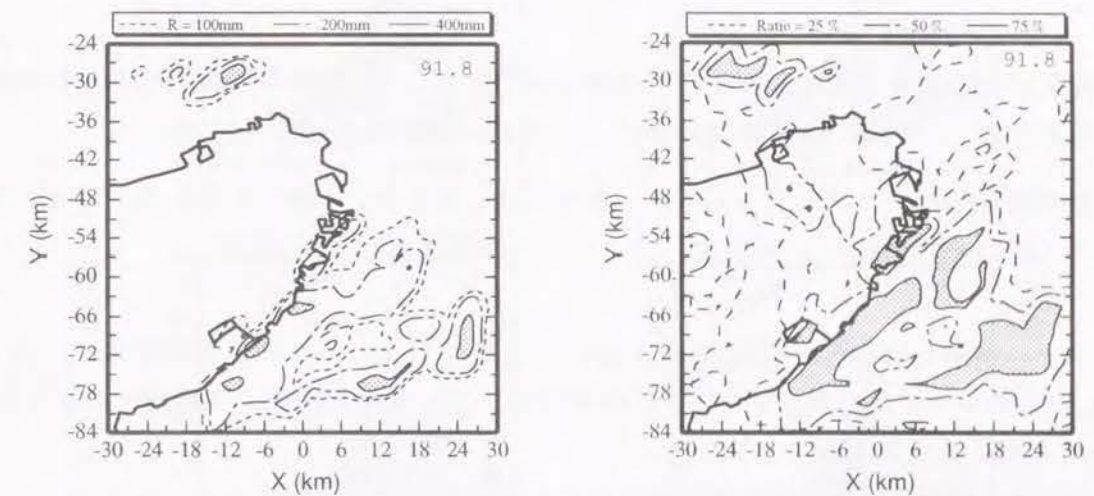


図 3.4: 1991 年 8 月の弱雨の降雨量および月雨量に占める割合

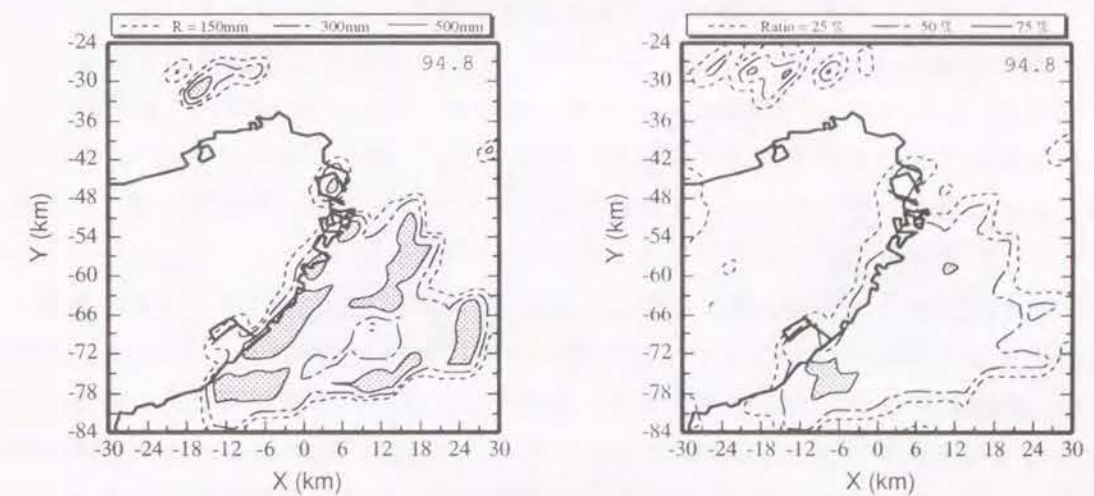


図 3.5: 1994 年 8 月の弱雨の降雨量および月雨量に占める割合

(2) 生起時間の特性

弱雨の生起時間の特性をみるために、レーダー雨量計の5分間隔のデータで3 mm/hr以下の降雨が生じた回数について、1日24時間を3時間ごとに分割し、すなわち、0~3、3~6、6~9、9~12、12~15、15~18、18~21、21~24時の8分割を行い、その時間内に生じた回数を積算した。時間変化の傾向がよくあらわれている1991年の結果を図3.6に示した。

図3.6より、例えば関西新空港対岸の臨海部では、3~6時にかけて弱雨の生起回数が増加し、その後6~9時にかけて一旦減少し、その後再び増加し18時ごろまではほぼ一定の回数を示し、その後、減少している様子がわかる。ここで、全体的な時間変化傾向を把握するために、弱雨の生起回数が3000回以上であった45地点を対象として、次のような方法で生起時間パターンの分類を2.4.1と同様にクラスター分析を用いて行う。

- 地点ごとに、1日のなかで1時間ごとに弱雨の生起回数を、8月内の積算回数として求める。
- 最大の生起回数を示した時間帯を基準(100%)として、他の時間帯の生起回数の割合を求め、1地点につき24個のパラメータ(24時間分)の設定を行う。
- この設定したパラメータをもとに、群平均法、重心法、ウォード法を用いてクラスター解析を行う。

クラスター解析を行った結果、ウォード法による時間変化のパターン分類結果が良好であり、3つのグループに分類している。このグループごとの生起回数の時間変化の割合を、グループ平均したものを図3.7に示す。

ここで、グループ1は日中に大きな生起回数を示し、夜間は極端に少なくなるパターンであり、このグループに属する地点は8地点である。グループ2は、6~10時にかけて生起のピークを示すとともに、15時付近に最低の生起回数を示すパターンであり、このグループに属する地点は11地点である。グループ3は1日中一定した弱雨の生起を示すパターンであり、このグループには26地点が属している。これら45地点のそれぞれのクラスター分析結果は図3.8に示す通りであり、グループ1に属する地点は少なく、その特徴を見出すことは難しいが、グループ2は関西新空港対岸より南側の臨海部に多く、グループ3はグループ2より北側の地域および山地部に多くみられる。

また、アメダス地点、大阪、堺、熊取の3地点(図3.9参照)における、風向・風速、および気温の気象要素の時間変化を月平均で調べたものを図3.10に示す。ただし、風向については、時間ごとに得られるデータから、連続する3方位の回数を合計し、最多な風向を示す中心方位で代表させた。図3.10より、グループ1は、気温あるいは風速の時間変化と類似した傾向を示しており、大気の活発な運動に伴って弱雨が発生していると考えられる。しかし、グループ2および3については、これだけのデータからその原因を推定することは難しい。

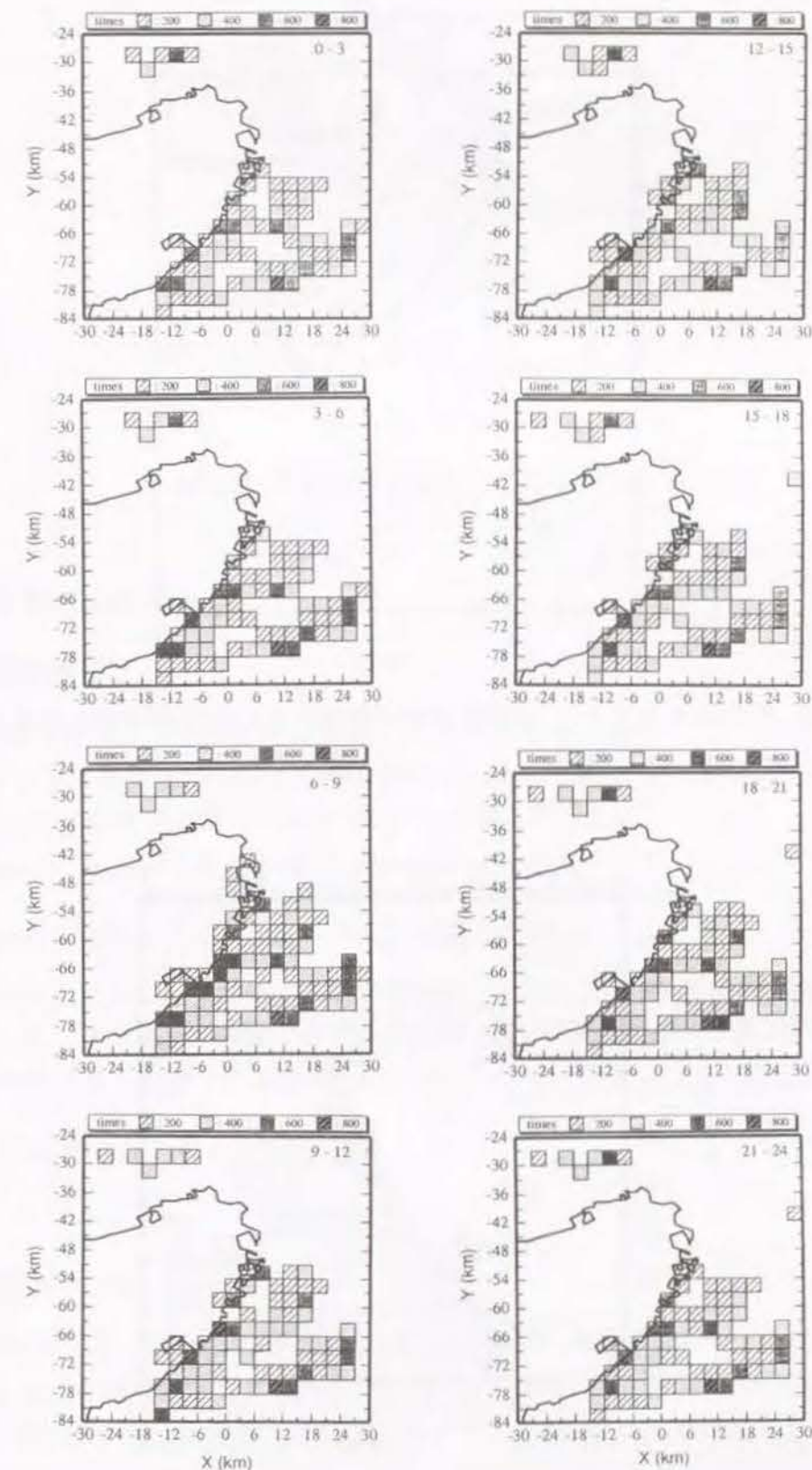


図3.6: 1991年8月の弱雨の降雨回数の時間変化

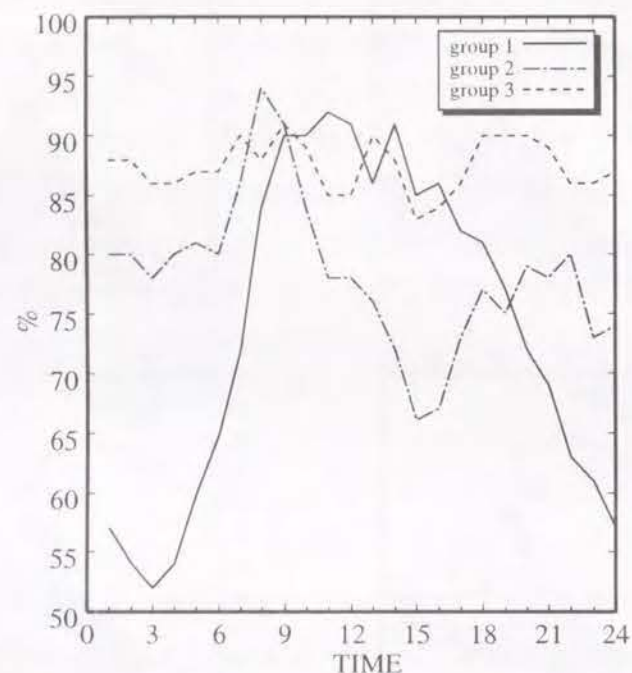


図 3.7: クラスターごとの 1991 年 8 月の弱雨の生起回数割合の時間変化

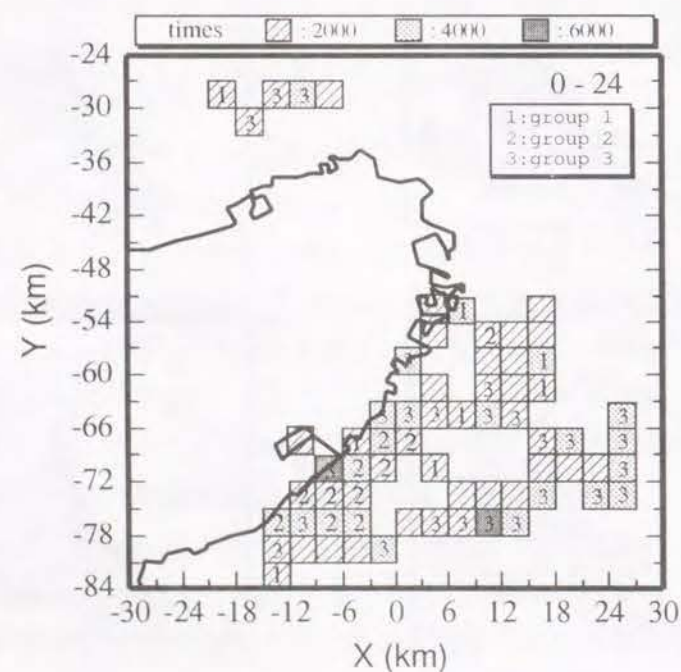


図 3.8: 1991 年 8 月の弱雨生起時間パターンのクラスター分析結果

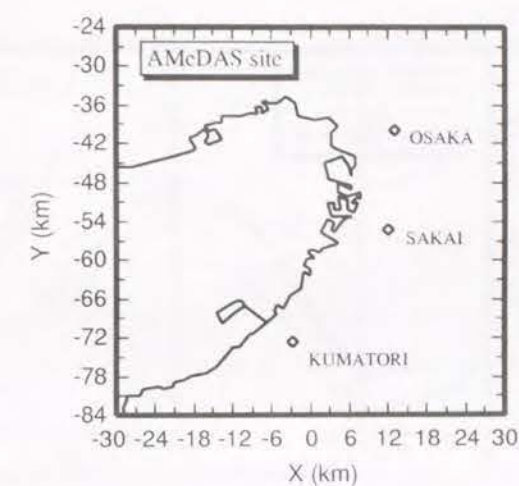


図 3.9: 大阪湾付近のアメダス地点位置図

3.3.2 強雨の生起特性

(1) 生起場所の特性

強雨の発生場所を、弱雨の時と同様に大阪湾周辺を対象として、年ごとの 8 月内に 30 mm/hr 以上の降雨強度を示した時の降雨量の合計を図 3.11 ～図 3.13 の左図に示し、また、この積算雨量が月雨量に占める割合を右図に示した。

これらの図より次のような特徴がわかる。

- (1) 強雨は、臨海部と金剛山地付近で多く生じている。
- (2) 1994 年 8 月において強雨の雨量が特に多い。これは、1994 年 8 月は記録的な猛暑が続いたため大気が不安定となり、夕方から一部雷をともなった激しい降雨が生じた日が数日あるためである。

ただし、強雨は一月で最大 3 時間程度しか生じないため、これらの特徴の一般性は不確定である。

(2) 生起時間の特性

強雨の生起している時間の特性をみるために、レーダー雨量計の 5 分間隔のデータで 30 mm/hr 以上の降雨が生じた回数を、弱雨の時と同様に 1 日を 3 時間ごとに 8 分割し、それぞれの時間帯に生じた回数の変化を一月でまとめた。発生回数の最も多い 1994 年の結果を図 3.14 に示す。

図 3.14 より、この年の強雨の発生は、そのほとんどが 15 時から 21 時の間に発生しており夕立ちの雷雨の形態を示していることがわかる。また、時間を分離することにより、15～18 時は淀川沿い、18～21 時は大和川沿いの領域で多く発生していることが示されて

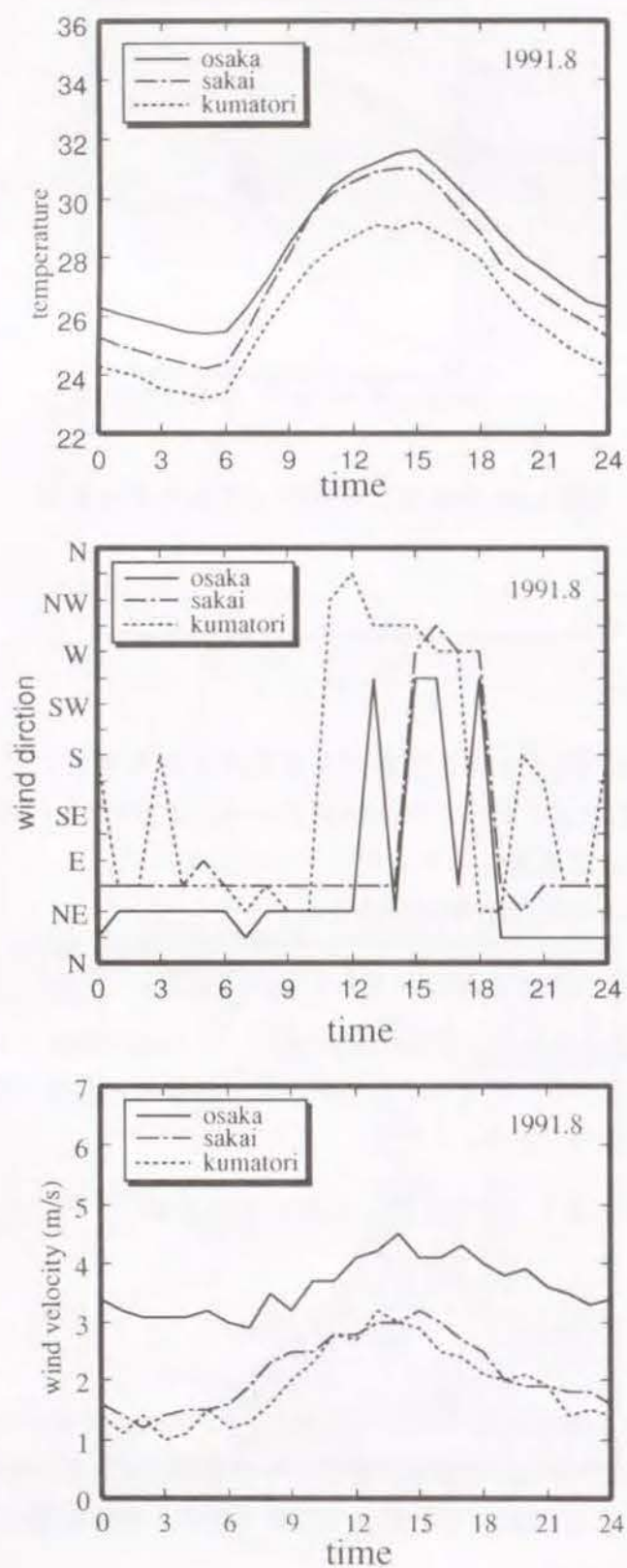


図 3.10: 1991 年 8 月のアメダス気象要素の時間変化

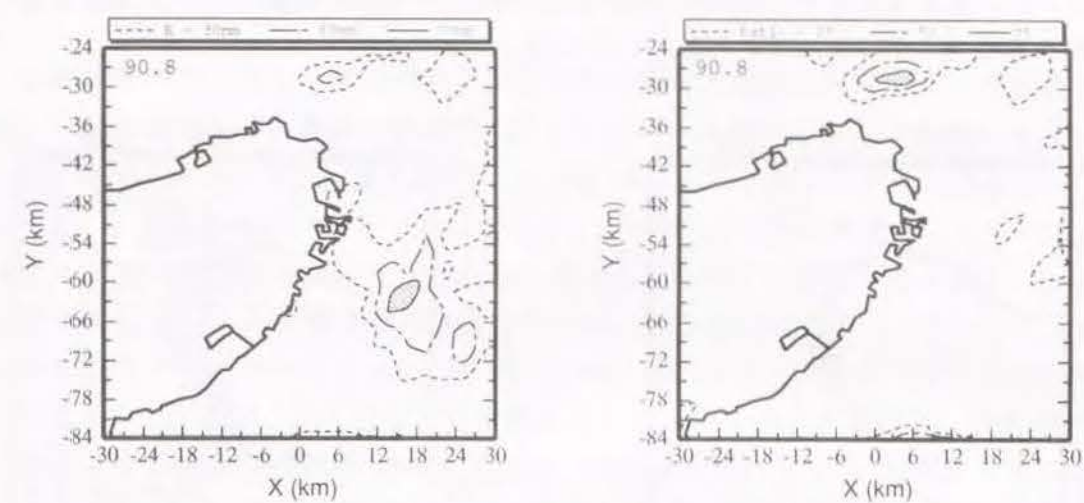


図 3.11: 1990 年 8 月の強雨の降雨量および月雨量に占める割合

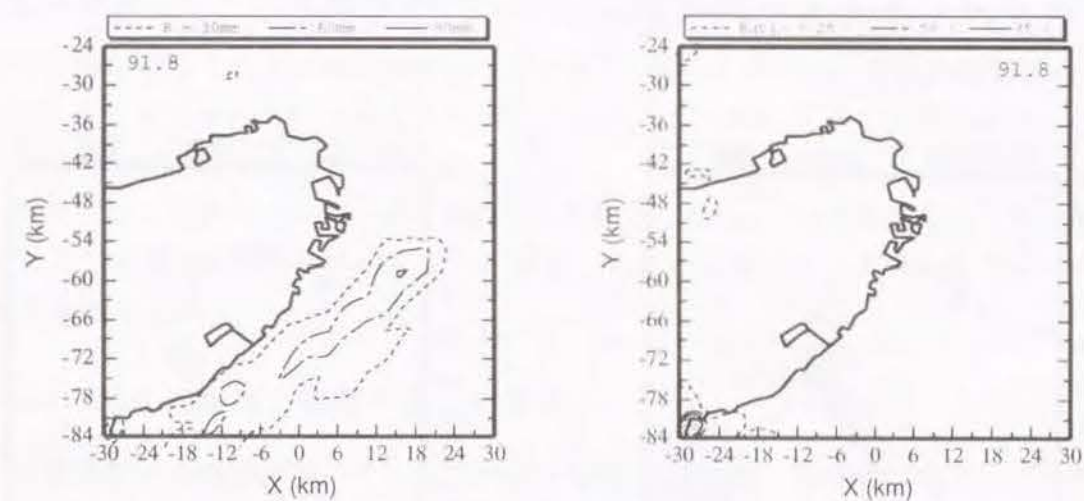


図 3.12: 1991 年 8 月の強雨の降雨量および月雨量に占める割合

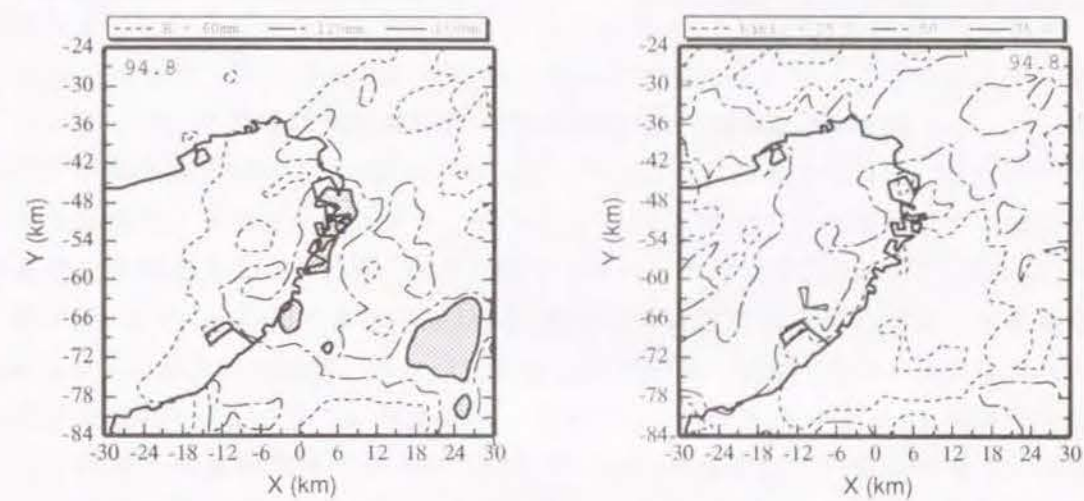


図 3.13: 1994 年 8 月の強雨の降雨量および月雨量に占める割合

いる。これは、首都圏において多摩川や荒川などの大河川沿いで観測された雷雨性集中豪雨に伴う落雷発生パターン [5] と類似している。

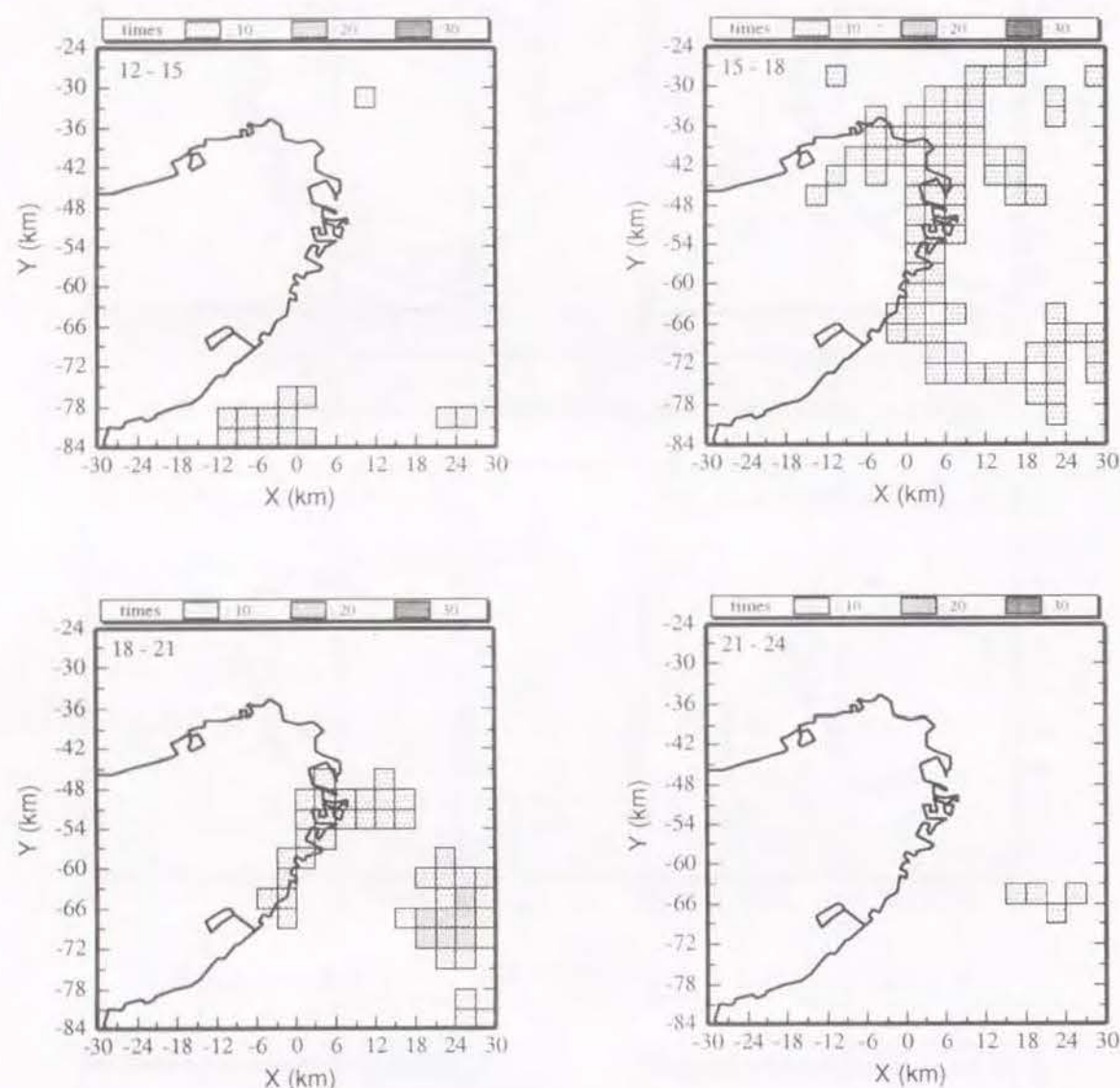


図 3.14: 1994 年 8 月の強雨の降雨回数の時間変化

3.4 弱雨に与える都市の影響の定性的評価

さきに述べたように、強雨の発生は8月中に数時間程度しかなくデータ数が少ないため、ここでは発生回数の多い弱雨について、都市の影響の定性的な評価を行う。

弱雨の発生場所の特徴は 3.3.1 に示したが、その中で関西新空港のところで多い特徴があった。関西新空港は1987年1月に着工し、1994年9月4日に開港したことから、この場所での弱雨の多さは、飛行機の離発着に伴うなんらかの影響というよりも、海面というほぼ平らな場に大きな構造物が存在するため、これが粗度となり大気を乱すことにより弱雨が増えていると考えられる。また、南港のところで、1994年に急に弱雨が増加し特異点となっているが、ここには、近年建設された火力発電所が存在し、1990年12月から1991年1月までは60万KWの発電所出力、1991年2月から1991年10月までは120万kwの出力、それ以降は180万KWの出力である。それゆえ、1994年8月は火力発電所がすべて完成している状態であり、この火力発電所がもつ熱的なエネルギーが降雨に影響をおよぼしていることが想像できる。また、火力発電所でタービンを回した蒸気は、海水によって冷却されてもとの水に戻されるが、役目の終わった海水は、もとの温度に比べて約6~7℃高くなるというデータもあり [6]、このことが大気に及ぼす影響があるものと推測される。

そこで、ここでは、弱雨の多く生起する場所と、大気にとって粗度として働く高層建築物および高速道路網、熱エネルギーに関連した火力発電所およびごみ焼却場の位置との関係を調べる。

3.4.1 地表面粗度と弱雨の定性的関係

高層建築物の調査については、次のように行った。まず、大阪市内については、大阪市メッシュデータ分析システム (PM-3) [7] を用いて、平成4年土地利用現況調査の250mメッシュのデータから、「延べ床面積/建物用途地域」を平均的なメッシュ内の建物の階数として算定した。また、大阪府下については、土地情報マッピングシステム TMS (Ver.2.00) に収められた大阪府土木部平成4年度建物土地利用度調査結果から丁目単位の平均階数データを利用した。そして、それらのデータをもとにレーダー雨量計のメッシュ3km四方において、平均階数が3階以上の面積が90,000 m² (300m四方相当の面積) 以上のメッシュに注目した結果を、高速道路網とともに図 3.15 に示す。図中の一点鎖線より南側を対象に高層建築物の調査を行っている。また、図中の弱雨の生起回数は1994年8月のものである。

図 3.15 より、臨海部の高速道路沿い、海岸部と山地部の間に位置し高層建築物が多いメッシュに囲まれる場所、および山地部が弱雨の多い地域であり、地表面粗度の影響があることがわかる。ただし、臨海部は、ほぼ平らな面である海面から、様々な土地利用からなる陸域への遷移地帯であり、この粗度の違いが臨海部での弱雨の多さの本質であって、高速道路網は陸域の粗度を高める要素の1つとして働いていると考えられる。また、大阪市内中心部では高層建築物が多いのにも関わらず、弱雨の発生はほとんどみられない。これは、市内の気温の高さや水蒸気量など関係してると考えられ、今後の都市気

候の研究課題であり、観測などを行い原因を明らかにする必要がある。

3.4.2 熱エネルギーと弱雨の定性的関係

関西電力が所有する火力発電所7ヶ所とごみ焼却場で450 t/day以上の処理能力のあるものを図3.16に示した。これらの諸元は付録に示す。ただし、図中の弱雨の生起回数はさきと同様に1994年8月のものである。

図3.16より、大規模な火力発電所がある南港および堺港の東側には弱雨の多い地域があり、火力発電所の影響が示唆される。しかしながら、ごみ焼却場と弱雨の定性的な関係を見出すことは難しい。

3.5 結語

以上、レーダー雨量計の1990年、1991年、1994年の8月のデータを用い、弱雨や強雨の生起特性について検討を行ってきた。

本章で得られた成果まとめると以下ようになる。

- (1) 弱雨は、大きく粗度の異なる海域から陸域への遷移地帯である臨海部で発生しやすく、また、大規模火力発電所の存在する場所や高層建築物があり地表面粗度の影響が大ききところの周辺でも発生しやすいことがあきらかとなった。
- (2) それに対し、強雨は、気温の高い日が続き大気不安定になると、夕方に雷雨の形で臨海部あるいは山地部で生じやすいことをあきらかにした。また、沿川ぞいに発生することがあることも示した。

以上、弱雨と強雨の生起特性についての検討を行ったが、今後、弱雨については、これが強雨の発生に結び付いていく機構があるか検討を行う必要がある。また、強雨については、その生起回数が少ないため、第4章において、数値モデルを用いて都市の顕熱や潜熱フラックスが降雨におよぼす影響について検討を行う。

また、レーダー雨量計の情報として、今後はレーダーのメッシュが細かな(最小250 m)大阪市下水道局が所有するレーダーを用いて詳細な検討を行う必要がある。いずれにせよ、都市の降雨に対する影響は少なからずあるものと思われるが、今後、この影響をいかに評価して河川計画に取り入れるかが課題となる。

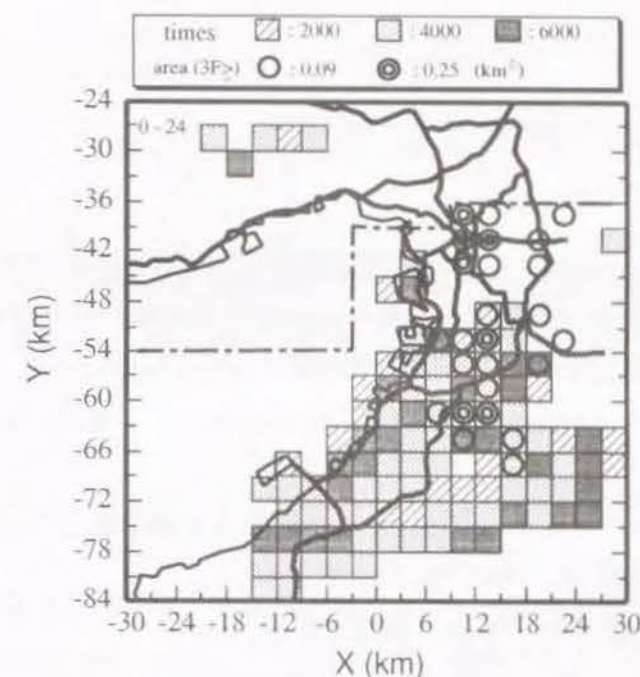


図 3.15: 地表面粗度と弱雨の関係

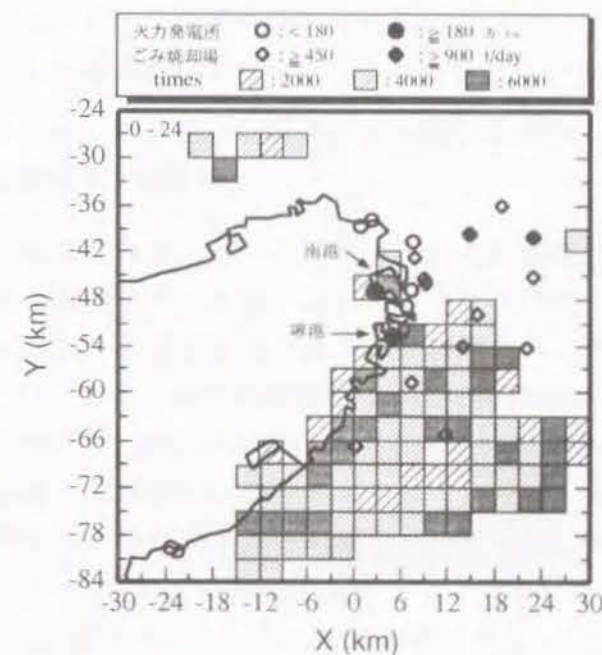


図 3.16: 熱エネルギーと弱雨の関係

参考文献

- [1] 矢島啓・池淵周一・中北英一：大阪湾周辺における夏期の降雨生起特性，京都大学防災研究所年報，第39号B-2，1996.(掲載予定)
- [2] Changton, S.A., Jr.: Inadvertent Weather Modification., *Water Res. Bull.*, **12**, 1976, pp.695-718.
- [3] 原田朗：気象学のプロムナード 11 大気汚染と気候の変化－人間社会と気候の変化－，東京大学出版会，1982，pp.73-120.
- [4] 和達清夫監修：新版 気象の事典，東京堂出版，p.9.
- [5] 灘岡和夫・二瓶泰雄・今井一隆・安田登：首都圏において見出された「沿川型」落雷パターンについて，水文・水資源学会 1995 年研究発表要旨集，1995，pp.176-177.
- [6] 関西電力の火力発電所パンフレット，1994，p.4.
- [7] 大阪市メッシュデータ分析システム操作マニュアル (PM-3)，大阪市，1986.

第4章

積雲対流性降雨に対する都市熱フラックスの影響の検討

4.1 概説

第1章でも述べたように，近年，都市中小河川において，雷雨性の集中豪雨による水害が増加しているといわれている [1]。これは，まず，流域の都市化に伴い，流域内の降雨浸透域の減少，地表面粗度の減少や下水道整備に伴う洪水流出時間の短縮及び洪水ピーク流量の増大など，洪水ハイドログラフを尖鋭・極大化していく流出過程による影響があげられる。また，流出過程への入力である降雨に対する都市環境の影響もあるものと考えられる。都市の降雨に及ぼす影響として，

- (1) ヒートアイランドによる大気成層の不安定化
- (2) 都市のビル群による地表面粗度の変化による水平風の収束
- (3) 自動車や工場などから排出される煤煙による都市上空の大気中に含まれるエアロゾル増加による雲物理学的影響

などがあげられる [2]。今後，都市において防災上きわめて重要になると考えられる短時間の局所的な積雲対流性降雨を河川計画において扱うためには，都市のこのような降雨に対する影響を評価しておく必要がある。第3章においては，降雨レーダーのデータを用いて，都市とその周辺における降雨生起特性について検討を行った。しかしながら，これだけのデータからだけでは，都市の降雨に対する定性的な影響の評価はできるものの，降雨に対する都市の影響を定量的に評価することはできない。また，強い降雨はその生起確率が低いため，定性的に評価することも難しい。そこで，本章では特に，都市の顕熱や潜熱フラックスがどの程度降雨に影響を及ぼしているかを定量的に評価するために，Ferrier and Houze によって開発された1次元積雲対流モデル [4] を用いて，都市の下層からの顕熱・潜熱などの熱フラックスが積雲対流性降雨に与える影響について検討を行う。

本章においては，まず Ferrier and Houze によって開発されたモデルの再現を行った上で，下層からの熱フラックスの評価を行うことができるようにモデルの改良を行う。そして，簡易モデルを用いて，大気混合層内における都市のヒートアイランドによる昇温効果を

見積もり、都市と郊外における2種類の大気場を設定し、下層からの熱フラックスの値を変化させたシミュレーションを行い、積雲対流性降雨に与える熱フラックスの影響について検討を行う [5]。

4.2 適用するモデルの概説

4.2.1 降水モデルの概要

積雲対流による激しい降水は、1) 大気下層への暖気流入、2) 地表面の加熱、3) 大気上層への寒気流入、などにより大気の不安定化が生じ、そこへ、山岳などの地形的条件やガストフロント (次節で補足説明を行う) などの外的誘因によりもたらされる。この時、「一般場 (積雲が発生・発達しているまわりの環境の場、すなわち、積雲対流による関連した運動を除いた大規模なスケールの場合を意味する)」の風のシアが強い場合には、マルチセル型¹やスーパーセル型²の巨大雷雨となることが多いが、その観測例はあまり多くない (例えば、Browning et al. [6])。

本章では積雲対流による降雨をシミュレートするため Ferrier and Houze によって開発された1次元積雲対流モデルを用いる。このモデルは、気団性雷雨における単一对流セルの発達・衰退過程を表現するモデルであり、1次元の数値シミュレーションながら、GATE³によって得られた次のようなデータを用いて検証され、ほぼこれらのデータと一致したシミュレーション結果が得られており、そのシミュレーション精度の高いモデルである。ただし、雲の微物理過程については、氷晶過程を含まない暖かい雨のモデルである。

- 航空機による雲中の鉛直風速データ [7] [8]
- レーダーデータ [9] [10] [11]
- 3次元モデルのアウトプットデータ [12] [13] [14]

また、このモデルは1次元モデルであるため、2次元や3次元のモデルに比較して計算上扱いやすく、様々な条件のもとでシミュレーションを行うことができるという利点がある。また、半径約1 km、高さ20 kmの円柱という空間スケールと、約1時間という時間スケールを持つモデルであるため、局所的かつ短時間の積雲対流性降雨をシミュレートする本章の対象とする目的のスケールに適している。

(1) 降水過程

このモデルは氷晶過程を含まない暖かい雨のモデルであり、降水過程は図 4.1 に示すとおりである。

図 4.1 からわかるように、水分の状態としては、水蒸気、雲水、雨水の3種類が存在し、これら状態間の変化の過程は次の通りである。まず、飽和状態では、空気中の水蒸

¹規則的に組織されたいくつかの対流セルで構成されたもの

²ほぼ定常状態になった巨大な1個の雲のかたまりとなったもの

³Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment

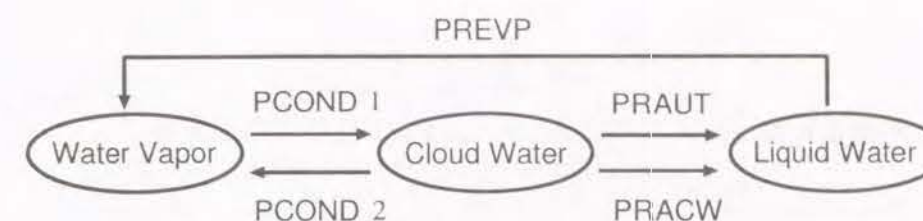


図 4.1: 降水過程における相変化

気は凝結して雲粒になる (PCOND1)。雲粒は、この凝結過程による成長あるいは雲粒同士の併合過程による成長により雨粒に変換されたり (PRAUT)、雨粒の落下に伴い雲粒が捕捉され雨粒に取り込まれる過程 (PRACW) を経て雨粒になる。また、不飽和の場合は、まず雲粒が蒸発し水蒸気になり (PCOND2)、それでも不飽和の場合は雨粒が蒸発する (PREVP)。

(2) 座標系および変数

モデルでは、図 4.2 に示すような円筒座標系 (r, λ, z) を用いる。計算される変数は、鉛直風速 w 、温位 θ 、水蒸気の混合比 q_v 、雲水の混合比 q_{cw} 、雨水の混合比 q_r である。これらの変数を A で代表させるとき、本シミュレーションにおいて、変数 A は雲の周囲の場の値 A_e からの偏差、すなわち A_e と雲中の実際の値 A_i との差として式 (4.1) のように扱う。

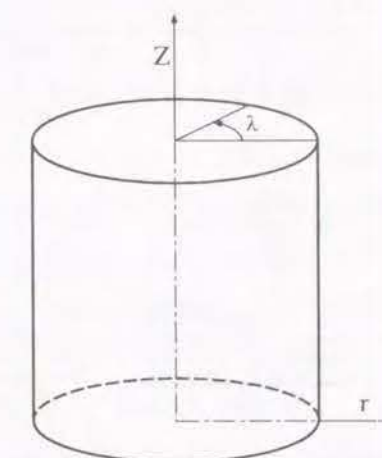


図 4.2: 計算モデルで用いる円筒座標系

$$A_e = A_i + A \quad (4.1)$$

変数 A の等高度面での雲中内の平均値は $\bar{A}$ と表し、式 (4.2) のようである。

$$\bar{A} = \frac{1}{\pi R^2} \int_0^{2\pi} \int_0^R A r dr d\lambda \quad (4.2)$$

また、雲の外周上に沿った平均値は $\bar{A}$ と表し、式(4.3)のようである。

$$\bar{A} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} A(R) d\lambda \quad (4.3)$$

ここで、 $A(R)$ は $r=R$ での A の値を表している。また、 $\bar{A}$ および $\bar{A}$ からの A に対する偏差はそれぞれ A' 、 A'' と定義する。

(3) 予報方程式

まず、大気の流れ式は次式のとおりである。

$$\frac{1}{r} \frac{\partial(ru)}{\partial r} + \frac{1}{\rho_c} \frac{\partial(\rho_c w)}{\partial z} = 0 \quad (4.4)$$

ここで、 ρ_c は一般場の大気の密度であり、高さのみの関数であると仮定される。 u は半径方向の速度 dr/dt である。この連続式を式(4.2)を用いて面平均すれば次式のようにになる。

$$\frac{2}{R} \left(\bar{u} - \bar{w} \frac{\partial R}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_c R^2} \frac{\partial(\rho_c R^2 \bar{w})}{\partial z} = 0 \quad (4.5)$$

また、変数 A の時間に関する全微分式を円筒座標系における形に変形すれば次のようである。

$$\frac{dA_r}{dt} = \frac{\partial A_r}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial(ruA_r)}{\partial r} + \frac{1}{\rho_c} \frac{\partial(\rho_c wA_r)}{\partial z} \quad (4.6)$$

この式を式(4.1)、式(4.5)を用いて面平均すれば、次のような予報方程式が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{A}}{\partial t} = & - \frac{\partial A_r}{\partial t} - \bar{w} \frac{\partial A_r}{\partial z} + \underbrace{\frac{d\bar{A}_r}{dt}}_{(i)} \\ & + \underbrace{\frac{\bar{A}}{\rho_c R^2} \frac{\partial(\rho_c R^2 \bar{w})}{\partial z}}_{(ii)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_c R^2} \frac{\partial(\rho_c R^2 \bar{w} \bar{A})}{\partial z}}_{(iii)} - \underbrace{\frac{2}{R} (\bar{u} \bar{A}'' - \bar{w} \bar{A}'' \frac{\partial R}{\partial z})}_{(iv)} \end{aligned} \quad (4.7)$$

この式(4.7)における、(i)項は変数 A のソース・シンク項を表し、(ii)項はダイナミック・エントレインメントを表し、(iii)項は変数 A の鉛直フラックスの収束を表し、(iv)項は側面渦混合によるエントレインメントを表している。ただし、この(iv)項は(ii)項に比べて十分小さいのでここでは無視する。また、それぞれの変数に対するソース・シンク項は以下のように表される。

$$\frac{d\bar{w}}{dt} = \bar{B} - R_d \theta_{cr} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} \quad (4.8)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = \frac{L}{\tau C_p} (\text{PCOND} + \text{PREVP}) \quad (4.9)$$

$$\frac{dq_v}{dt} = -\text{PCOND} - \text{PREVP} \quad (4.10)$$

$$\frac{dq_{cw}}{dt} = \text{PCOND} - \text{PRAUT} - \text{PRACW} \quad (4.11)$$

$$\frac{dq_r}{dt} = \text{PREVP} + \text{PRAUT} + \text{PRACW} + \frac{1}{\rho_c} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_c \bar{V}_r q_r) \quad (4.12)$$

ここで、

$$\tau = \left(\frac{p_c}{1000} \right)^{R_d/\theta_{cr}} \quad (4.13)$$

$$\bar{B} = g \left(\frac{\bar{\theta}}{\theta_c} + 0.61 \bar{q}_v - \bar{q}_{cw} - \bar{q}_r \right) \quad (4.14)$$

$$\bar{P} = \frac{T_{cr} \bar{P}}{\theta_{cr} p_c} \quad (4.15)$$

式(4.12)の右辺の最後の項は、雨に関する鉛直フラックスの収束を表しており、 $\bar{V}_r$ は粒径分布による重み付けを行った落下速度である。このモデルで用いる変数およびパラメータは一括して表4.1に示す。また、微物理過程などのパラメタリゼーションについては付録に述べる。

表 4.1: モデルにおける変数の定義

Variables	Definitions	Unit
A	Deviation from the environmental value	
$\bar{A}$	Cloud-averaged value of variable A	
$\bar{A}$	Averaged value of A along the outer boundary of the cloud	
A_e	Environmental value of A	
A_c	Actual value of a quantity within the cloud	
w, u	Vertical and radial velocity	m s^{-1}
R	Radius of a cloud	m
ρ_e	Density of environmental air	kg m^{-3}
θ, θ_{ve}	Potential and virtual equivalent potential temperature	K
T_{ve}	Virtual environmental temperature	K
PCOND	Rate of net condensation (or evaporation) of cloud water	s^{-1}
PREVP	Rate of evaporation of rain	s^{-1}
PRAUT	Rate of auto-conversion of cloud water into rain	s^{-1}
PRACW	Rate of collection of cloud water by rain	s^{-1}
q_v, q_{cw}, q_r	Mixing ratios of water vapor, cloud water and rain	kg kg^{-1}
$\bar{V}_r$	Mass-weighted fall-speed of raindrops	m s^{-1}
L	Latent heat of liquid-to-vapor	J kg^{-1}
p	Atmospheric pressure	Pa
P	Non-dimensional pressure	
R_d	Gas constant for dry air	$\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$
C_p	Specific heat at constant pressure	$\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$
g	Gravitational acceleration	m s^{-2}

4.2.2 モデルの降雨再現性

(1) 数値計算法

降雨モデルの支配方程式の数値計算は、差分法を用いて行う。鉛直風速 w は中央差分を用い、温位 θ 、水蒸気 q_v 、雲水 q_{cw} 、雨水 q_r に関しては、Soong and Ogura による修正上流差分法 [15] を用いて計算を行う。ただし、鉛直方向の差分間隔 Δz は 200 m であり、計算領域は高度 20 km までである。時間に関しては、前進差分を用い、差分時間間隔 Δt は 1 sec とする。また、本モデルで使用するパラメータは Ferrier らによる同定値を用いた。

(2) 変数の配置と境界条件

図 4.3 に示すように、鉛直風速 w と無次元化圧力 P 及びその他の変数 A (温位 θ 、水蒸気の混合比 q_v 、雲水の混合比 q_{cw} 、雨水の混合比 q_r) については半グリッドずつずらすスタaggerドグリッド上に配置した。

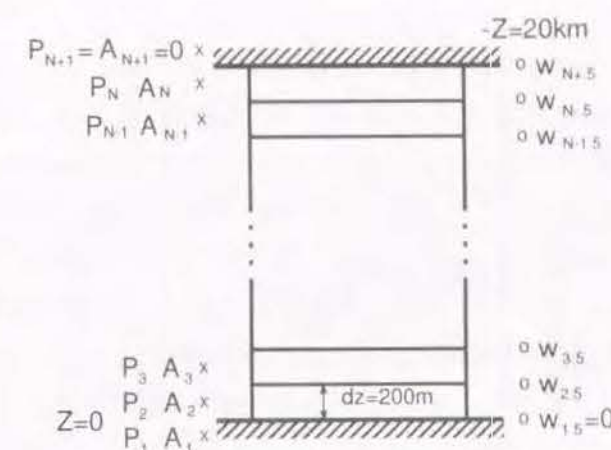


図 4.3: 計算モデル用いられるスタaggerドグリッド

鉛直風速 w に関する境界条件は次の通りである。

$$\left. \begin{array}{l} \text{地表面} \quad : \bar{w}_{1.5} = 0 \\ \text{計算領域の上端} : \bar{w}_{N+0.5} = 0 \end{array} \right\} \quad (4.16)$$

ここでの添え字は計算グリッド高度を表すインデックスである。

無次元化圧力 P と変数 A については次のとおりである。

$$\text{計算領域の上端} : \bar{P}_{N+1} = \bar{A}_{N+1} = 0 \quad (4.17)$$

(3) 計算初期条件

大気条件は、GATE から得られた気温 T と露点温度 T_d の鉛直プロファイル (図 4.4) を Ferrier and Houze [4] から読み取り用いた。この図からわかるように、高度 3 km と 7 km 付近に乾燥した領域が存在する。またこの大気の安定度をみるために相当温位の鉛直プロファイル調べた結果、高度 3 km 以下が不安定となっていることがわかった。

本モデルで用いる対流の初期化は、既に存在する積雲対流にともなうガストフロント (gust front) を想定している。ガストフロント [16] は、積雲内の下降流が地表面に近づくにつれ、発散し、通常その先端に続くきわだった集中を生み出しているところを指す。ガストフロントの特性とそれに伴う流れは観測や実験や数値モデリングの解析から研究がなされており、図 4.5 は観測と数値研究によって作成されているガストフロント模式図である。ガストフロントのシステムは通常 0.5~2 km の高さで、それは下降流の源の強さとそこからの距離により決定される。最大の鉛直運動の範囲は 2.3~10 m s^{-1} で、フロントの直上部でみられ、それより上方では、深い対流性の雲が生成されることがある。

このガストフロントの生成は、4 段階に分けることができる。まず、第 I 段階では、雨滴が蒸発して冷やされた下降流が地表面付近で発散する。第 II 段階ではガストフロントの形成を発達させ、その先端ではロール状の形状を示している。第 III 段階の成熟段階はちょうど図 4.5 のようである。最終ステージである第 IV 段階では、ガストフロントはも

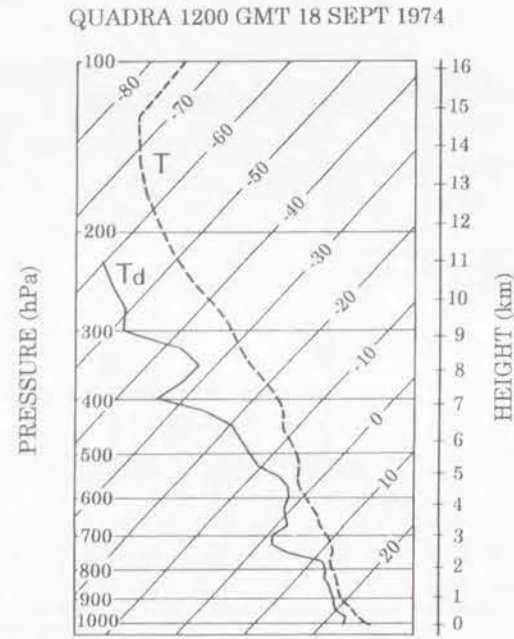


図 4.4: 計算初期条件

はや蒸発によって冷却された下降流は供給されなく、発達した下降流は鉛直方向に縮小していく。

本シミュレーションの初期にガストフロントとして与える地表近くでの強制的な上昇流は、地表面で0 m/s、そして、高度とともに放物的に増加させ、最大時に、高度400 mで2 m/sとなるように与える。また、時間的には、シミュレーション開始時に、鉛直風速はどの領域においても0とし、最初の100 [sec]で最大値まで線形的に増加させ、次の1100 [sec]はそれを維持し、合計20分間の上昇流を与える。

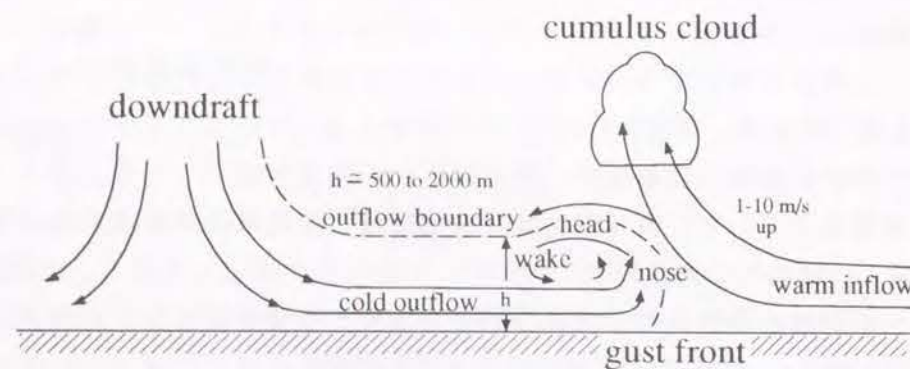


図 4.5: ガストフロントの模式図

(4) 再現結果

前節の条件を考慮しシミュレーションを行った結果、図 4.6a ~ 図 4.6f が得られた。図 4.6a は鉛直風速 ($\bar{w}$)、図 4.6b は温位 ($\bar{\theta}$)、図 4.6c は水蒸気の混合比 ($\bar{q}_v$)、図 4.6d は雲水の混合比 ($\bar{q}_{cw}$)、図 4.6e は雨水の混合比 ($\bar{q}_r$)、図 4.6f は降雨強度の時間変化を示したものである。これらの図は、横軸に時間、縦軸に高度をとっている(ただし、図 4.6f の縦軸は降雨強度)。ここで、注意を要することは、 $\bar{A}$ (A は w, θ などの変数) は雲の周囲の場の値からの雲中の値の偏差であるということである。従って、 $\bar{w}$ と $\bar{q}_{cw}$ および $\bar{q}_r$ については雲の周囲の場の値が0であるため図中の値は雲中の値を示すが、 $\bar{\theta}$ と $\bar{q}_v$ に関しては、一般場の値が0でないため図中の値は雲中の値と異なる。

本研究で行ったシミュレーション結果からわかるように、計算開始20分から25分にかけて急速に雲が発達し(図 4.6a 参照)、高度7 kmまで雲頂が達すると乾燥域(図 4.4 参照)の空気をエントレインするため温位は低下し負の浮力が発生する(図 4.6b ; 25 min, 7 km 参照)、その後空気塊に対する水分負荷(図 4.6d、図 4.6e ; 25~30 min 参照)も加わり下降流が発生し、対流活動が衰退していく過程が表現できている。また、降雨強度の変化をみると、雲の発達期に急速に降雨が生じ、計算開始後25分のときに最大強度33.5 mm/hrを示し、その後は単調に減少している。これらの結果を Ferrier らのものと比較すると定量的な差はあるがほぼ同様な結果であった。定量的な差は、本研究のシミュレーションで初期条件として用いる大気プロファイルを読みとるときの誤差のためであると考えられる。このように本研究の数値モデルは実現象の特徴を十分表現しており、これを適用して都市内の熱フラックスが降雨に与える影響の検討を行うことができる。

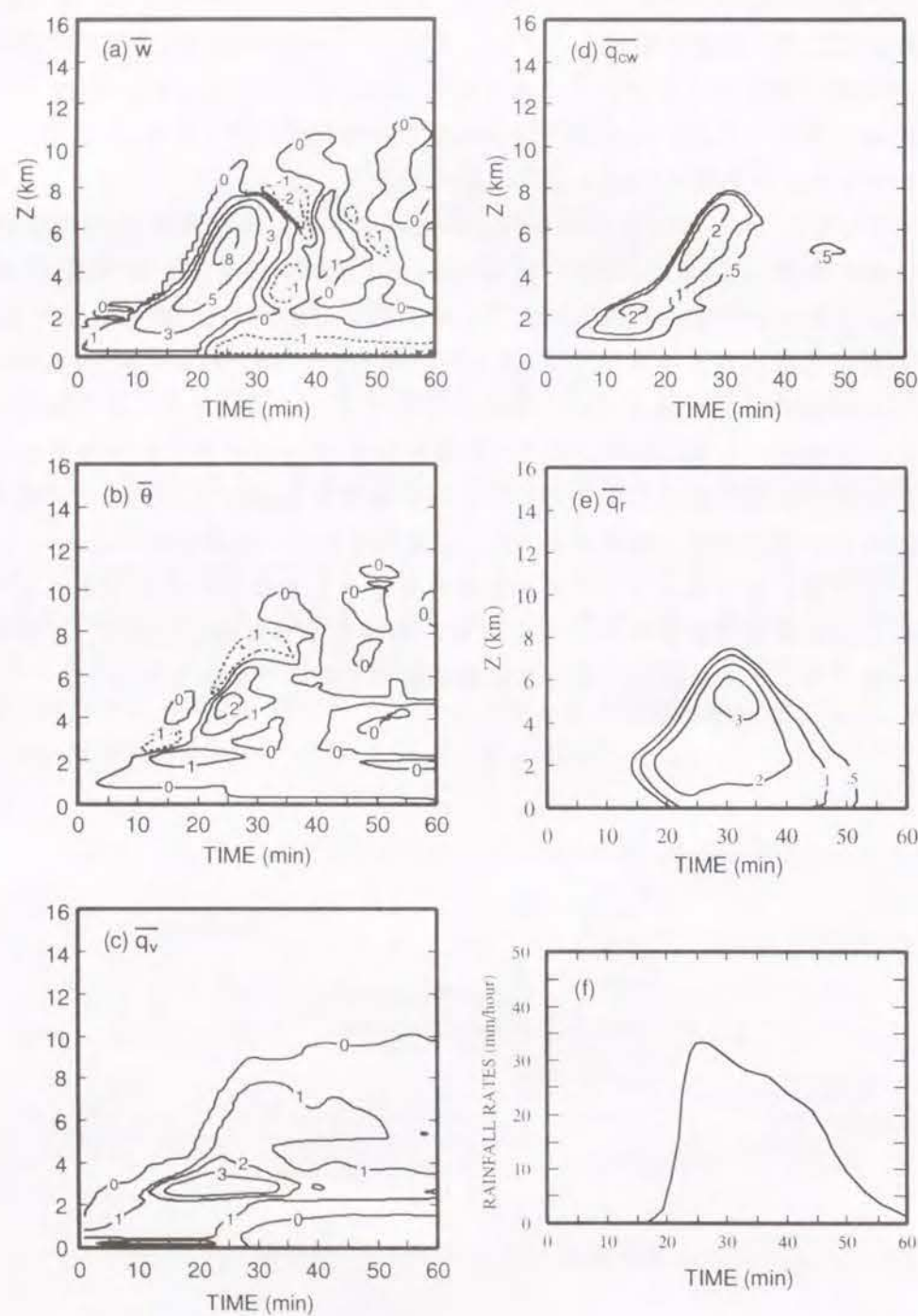


図 4.6: 再現計算結果

4.2.3 モデルへの熱フラックスの導入

本章では、都市における降雨について検討を行うため、Ferrier & Houze のモデルでは考慮されていなかった大気最下層(地表)からの潜熱、顕熱の熱フラックスを取り扱うことができるようにモデルを改良する必要がある。(このモデルでは、海洋上での積雲をシミュレートしているため考慮されていなかったと考えられる。)

顕熱や潜熱は、地表面の摩擦の作用と熱的な作用によって発生する乱流により上空へ運ばれている。そのため、顕熱、潜熱フラックスは、大気境界層内の風や下層大気および地中の湿度や温位分布の影響から決定される。しかし、本章での目的は、それらを精密に扱うことではなく、積雲性降雨における地表面からのこれら熱フラックスの影響を定量的に評価することであるため、顕熱 H および潜熱 E は、境界条件として与える。

境界条件で用いる熱フラックスは、式(4.7)を参考にして、積雲の最下層の計算グリッド内の温位 θ と水蒸気の混合比 q_v を次式のように評価することによって導入する。すなわち、地表面からの顕熱は最下層のグリッド内の温度を上げ、同様に、潜熱は、最下層のグリッド内の水蒸気量を増加させるように次式のように表す。

顕熱に関しては

$$\frac{\Delta \bar{\theta}_1}{\Delta t} = \frac{(\rho_e R^2)_2 \bar{w}_2 \bar{\theta}_1}{(\rho_e R^2)_1 \Delta z} - \frac{(\rho_e R^2)_{1.5} (\bar{w} \bar{\theta})_{1.5} - (\rho_e R^2)_{0.5} \bar{H} / (C_p \rho_e)}{(\rho_e R^2)_1 \Delta z} \quad (4.18)$$

潜熱に関しては

$$\frac{\Delta \bar{q}_{v1}}{\Delta t} = \frac{(\rho_e R^2)_2 \bar{w}_2 \bar{q}_{v1}}{(\rho_e R^2)_1 \Delta z} - \frac{(\rho_e R^2)_{1.5} (\bar{w} \bar{q}_v)_{1.5} - (\rho_e R^2)_{0.5} \bar{E} / (l \rho_e)}{(\rho_e R^2)_1 \Delta z} \quad (4.19)$$

ただし、 $\bar{H}$ はモデル領域で平均化された顕熱フラックス(人工熱も含む)であり、 $\bar{E}$ は潜熱フラックスである。

4.3 都市の熱フラックス

数値シミュレーションを行うにあたり、降雨モデル最下層で境界条件として用いる地表面からの熱フラックスをあらかじめ決定しておく必要がある。そこで、シミュレーションで用いる地表面からの顕熱および潜熱フラックスを過去の観測や計算条件から値を把握する。

小宮 [19] らが、夏期、都心と東京湾で行った観測によると、表 4.2 のような熱フラックスの値が得られている。

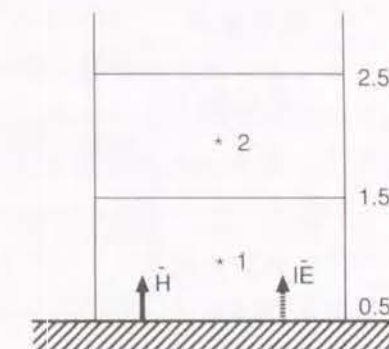


図 4.7: 熱フラックス導入の概念図

表 4.2: 観測による熱フラックスの例

観測場所	熱フラックス	観測値
都心部	顕熱フラックス	約 370 w/m ² (ピーク, 午後2時前後) 50 - 100 w/m ² (夜間)
	潜熱フラックス	80 - 180 w/m ² (日中) 0 w/m ² (夜間)
ウォーター フロント部 (舞浜)	顕熱フラックス	約 300 w/m ² (ピーク, 午後2時前後) 0 w/m ² (夜間)
	潜熱フラックス	120 - 220 w/m ² (日中) 0 w/m ² (夜間)
東京湾海上	顕熱フラックス	0 w/m ²
	潜熱フラックス	0 w/m ²

また, Kimura ら [23] による東京郊外の湿った裸地上での測定によると, 顕熱フラックスが $-20 \sim 90 \text{ w/m}^2$, 潜熱フラックスが $-30 \sim 420 \text{ w/m}^2$ 程度である。

一方, 大気境界層の数値計算に用いたり, 結果として得られる値は, 一ノ瀬ら [20] による数値計算によると表 4.3 のようである。この表からわかるように, 都市域においては, 人工熱は顕熱流や潜熱流と同じオーダーでありその存在が大きい。ただし, 本章で行うシミュレーションにおいては, 人工熱も顕熱の一部として取り扱う。

表 4.3: 数値計算に用い(得)られた熱フラックスの例

計算対象場所	熱フラックス	値
東京 23 区	顕熱フラックス	50 - 150 w/m ²
	潜熱フラックス	100 - 200 w/m ²
	人工フラックス	150 - 200 w/m ²

人工熱に関して他の数値計算モデルで用いられている値を参考にすると, 都市部では $20 \sim 100 \text{ w/m}^2$ 程度, 郊外では 0 w/m^2 を用いている例が多いようである [21]。これら人工熱は, 一般的には都市の規模が大きくなり, 人口密度が高くなるに従い大きくなるが, 発電施設などの大きな熱源があればその影響は非常に大きい。例えば, 大阪湾ウォーターフロント部には, 200 万 kw クラスの発電所が2ヶ所隣接して存在する。この大きな熱源が, 100 km^2 内 (すなわち, 10 km 平方の地域に) における人工熱の一部になるとすると, 平均的な発熱量はそれだけで約 80 w/m^2 となる [22]。

4.4 地表からの熱フラックスの影響の検討方法

4.4.1 一般場の大気の設定

積雲対流のシミュレーションを行う上で, 一般場の大気の設定を行う必要がある。本章では, 下層からの熱フラックスの影響だけでなく, 都市とその郊外での大気場の違いの影響もみるため, 郊外型の大気場とヒートアイランドによる昇温効果を考慮した都市型大気場の2種類を設定する。

まず, 基本となる郊外型の大気プロファイルは, 1988 年8月と9月に大阪で生じた雷雨性豪雨6降雨時(8月5日, 17日, 19日, 24日, 25日, 9月3日)の高層気象観測データを参考として, 温位と相対湿度の分布を与えること [17] により設定する。高層気象観測データは, 大阪近辺では, 潮岬, 米子, 輪島の3ヶ所で毎日9時と21時の2回定時観測が行われている。

温位の分布は3ヶ所のどの豪雨ケースでもほぼ同じであり, 約 14 km の圏界面高度まで気温の減少に従い緩やかに上昇し, それ以上の高度では, 気温がほぼ一定となるため温位は急激に上昇する。また, 通常日中は, 大気最下層に混合層と呼ばれ非常に攪拌され均一となっている層が存在するため, 高度 1.2 km までを温位(および比湿)を一定とする混合層として次式のように設定する。

$$\theta(z) = \begin{cases} \theta_{sur} & z \leq z_{mix} \\ \theta_{sur} + (\theta_{tr} - \theta_{mix})((z - z_{mix})/(z_{tr} - z_{mix}))^{4/5} & z_{mix} < z \leq z_{tr} \\ \theta_{tr}[\exp(g(z - z_{tr})/(C_p T_{tr}))] & z_{tr} < z \end{cases} \quad (4.20)$$

ここで, 添字の sur は地表面での値を, mix は混合層内の値を, tr は圏界面での値であることを表し, $\theta_{tr} = 345 \text{ K}$, $z_{mix} = 1.2 \text{ km}$, $z_{tr} = 14 \text{ km}$, $T_{tr} = 208 \text{ K}$, $C_p = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ である。また, 気圧と高度の関係は静水圧近似で求める。

一方, 相対湿度分布は観測地点および豪雨によってバラツキがあるため, 圏界面まで単調に減少し圏界面高度 z_{tr} ($=14 \text{ km}$) 以上の高度で相対湿度を 10% の一定値とするように次式により与える。

$$H(z) = \begin{cases} H(z) (q: \text{const}) & z \leq z_{mix} \\ H_{mix} + (H_{tr} - H_{sur})((z - z_{mix})/(z_{tr} - z_{mix}))^{4/5} & z_{mix} < z \leq z_{tr} \\ H_{tr} & z_{tr} < z \end{cases} \quad (4.21)$$

ここで, q は比湿, H_{tr} は 10% である。

大気プロファイルを決定するためには, 地表面での気圧と気温の値が必要である。これについては, 1988 年9月3日18時に大阪で 31 mm/hr の雷雨性降雨を生じた時の気圧 1002.4 hPa と気温 31.7°C の値を用いる。また, 地表面での湿度は 63% (比湿では 18.5 g/kg) として与えた。このようにして最終的に得られた郊外型大気プロファイルは, 図 4.8, 図 4.9 に示す温位および水蒸気混合比のプロファイルである。

また, 都市型大気プロファイルは, 水蒸気の混合比については, 水蒸気の絶対量を変えないため郊外型と同じプロファイルを用い, 温位については都市のヒートアイランドを考

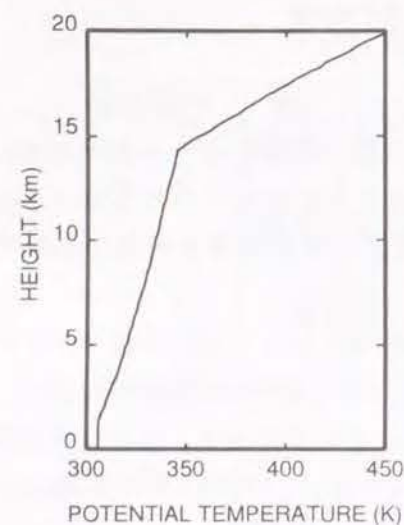


図 4.8: 温位プロファイル

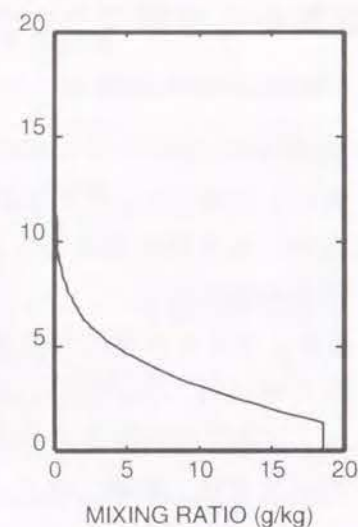


図 4.9: 混合比プロファイル

慮するため、郊外型大気プロファイルの下層の温位を $\Delta\theta = 1$ K 上昇させた(図 4.10 参照)。

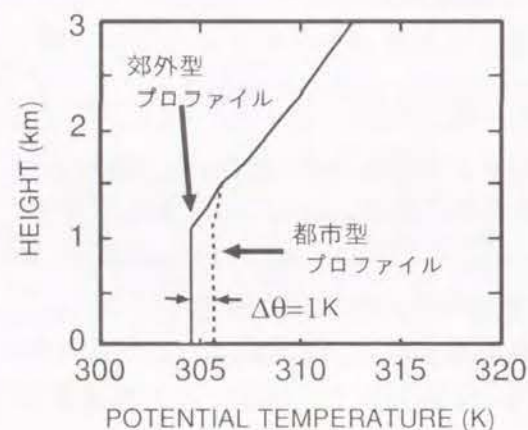


図 4.10: 混合層付近での温位分布

このヒートアイランド効果 $\Delta\theta$ は、近藤 [18] によると、図 4.11 に示すように都市の風上と風下の温位の鉛直分布の模式図で示される都市気象の「簡略モデル」を考え、都市内の混合層内の気温の上昇 ΔT を次のように求めている。

都市の顕熱フラックスが周囲より ΔH だけ多いと仮定し、都市の風向に沿った長さを L_u 、風速を U とすると、気柱が都市の上を通過して余計に受け取る熱量 $\Delta Q = \Delta H \cdot L_u / U$ は、混合層高度 h と同じ高さの気柱が ΔT だけ昇温するために必要な熱量 $\Delta Q = C_p \rho \Delta T \cdot H$ と等しいとすると、気温の上昇 ΔT は以下ようになる。

$$\Delta T = \Delta H \frac{L_u}{C_p \rho \cdot h U} \quad (4.22)$$

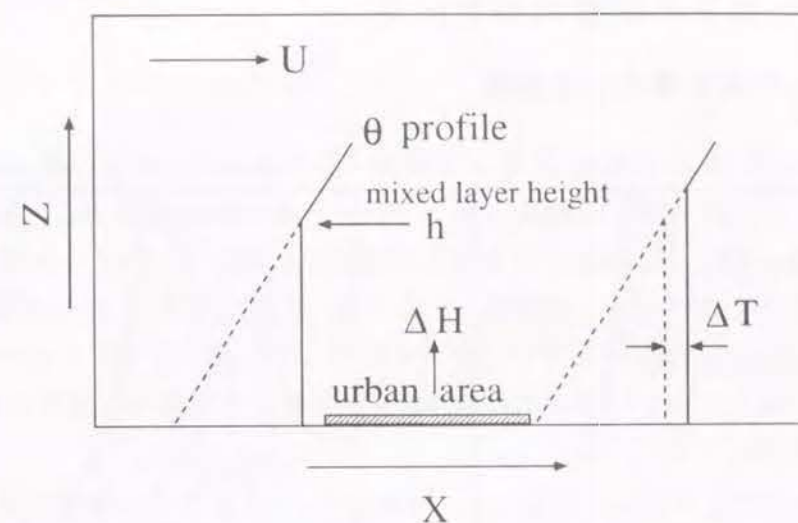


図 4.11: 都市の混合層の模式図

ここで、混合層高度 $h = 1000$ m 程度、都市の規模が 300 km^2 程度、すなわち、 $L_u = 10 \text{ km}$ 程度、水平風速 U が $0.5 \sim 1.0 \text{ m/sec}$ 程度、郊外に比べて多い顕熱フラックス ΔH (人工熱フラックスを含む) が $100 \sim 200 \text{ W/m}^2$ 程度であるとする、 $\Delta T \approx 0.8 \sim 1.6^\circ\text{C}$ となる。そこで、本研究においては $\Delta T = 1.0^\circ\text{C}$ とした。

4.4.2 熱フラックスの影響の検討方法

先に示した郊外型と都市型の2つの大気プロファイルを用意した上で次のような検討を行う。ただし、シミュレーションで用いる初期強制上昇流やモデル定数はモデル再現時と同じ値を用い、シミュレーションは2時間分行う。

- (1) 都市型、郊外型の大気プロファイルを用いて、顕熱フラックス $\overline{H}$ は $0 \sim 500 \text{ W/m}^2$ 、潜熱フラックス $\overline{LE}$ は $0 \sim 200 \text{ W/m}^2$ の範囲で変化させたシミュレーションを行い、熱フラックスを導入したことによる降雨に対する影響を検討する。ただし、潜熱と顕熱フラックスの組み合わせを変え13ケースのシミュレーションを都市型、郊外型のプロファイルそれぞれに対して行う。また、参考のためにモデル再現時の大気プロファイル (GATE 型プロファイル) についても同様の計算を行う。
- (2) (1) で行ったシミュレーション結果から、都市と郊外型の大気プロファイルの違いが降雨にどのような差を生み出しているかの比較・検討を行う。
- (3) 積雲は発生した場所で成長、消滅するのではなく、しばしば移動を伴いながら発達する。そこで、初期の大気場の条件として郊外型の大気プロファイルを用い、顕熱 (人工熱も含む) は時間的に増加させ、潜熱は時間的に減少させるシミュレーションを行うことによって都市への積雲の接近を表現し、積雲が郊外から都市に接近するに伴う降雨に対する熱フラックスの影響の検討を行う。

4.5 熱フラックスの影響の検討結果

4.5.1 熱フラックスを導入した効果

シミュレーションにおける顕熱 $\overline{H}$ および潜熱 $\overline{\ell E}$ の組み合わせは、表 4.4 の通りであり、シミュレーション結果による総降雨量 R (mm) と最大降雨強度 $R_{\max}$ (mm/hr) とともに示す。また、図 4.12, 図 4.13 には郊外型・都市型大気プロファイルに対して、顕熱のみを 400 W/m^2 を与えた時の、鉛直風速 $\overline{w}$, 温位 $\overline{\theta}$, 雲水の混合比 $\overline{q_{cw}}$ の時間変化を示し、図 4.14, 図 4.15 には2つの大気プロファイルに対して、熱フラックスのない場合、顕熱だけを 400 W/m^2 与えた場合、潜熱だけを 100 W/m^2 与えた場合の3通りの降雨強度の時間変化を示している。

図 4.12 の郊外型プロファイルの場合は、顕熱 400 W/m^2 を与えた影響によって、鉛直速度もわずかながら増加し、温位偏差も増大しており、対流活動が活性化していることがわかる。しかし、都市型プロファイルに対する図 4.13 の場合、その影響はほとんどない。

これを雨量でみると、表 4.4 から、郊外型プロファイルでは $R = 8.8 \rightarrow 9.7 \text{ mm}$ ($R_{\max} = 21.0 \rightarrow 22.4 \text{ mm/hr}$), 都市型プロファイルでは $R = 9.8 \rightarrow 10.5 \text{ mm}$ ($R_{\max} = 22.0 \rightarrow 22.5 \text{ mm/hr}$) の増加であり、どちらも顕熱を与えた影響はあまりみられない。これは、参考に行った熱帯海洋上での GATE 型プロファイルでも同様の結果であった。また、同じフラックス量で潜熱の影響をみた場合、顕熱の場合よりも小さな変化しかあらわれない。

このように積雲性降雨中に与えられる地表からの熱フラックスは、降雨現象に対してほとんど影響を与えないことがわかった。

表 4.4: 降雨に対する熱フラックスの効果

$\overline{H}$ (W/m^2)	$\overline{\ell E}$ (W/m^2)	郊外型		都市型		GATE 型	
		R (mm)	$R_{\max}$ (mm/hr)	R (mm)	$R_{\max}$ (mm/hr)	R (mm)	$R_{\max}$ (mm/hr)
0	0	8.7	21.0	9.8	22.0	12.9	33.5
100	0	8.9	21.3	10.0	22.1	13.1	34.1
200	0	9.2	21.6	10.1	22.2	13.3	34.5
300	0	9.5	22.0	10.3	22.4	13.4	34.5
400	0	9.7	22.4	10.5	22.5	13.8	35.5
500	0	10.2	23.0	10.6	22.6	14.1	36.0
0	50	8.8	21.1	9.9	22.0	12.9	33.6
0	100	8.9	21.2	9.9	22.0	13.1	33.9
0	200	9.0	21.4	10.0	22.1	13.1	33.8
200	50	9.2	21.7	10.2	22.3	13.2	34.1
200	100	9.3	21.8	10.2	22.3	13.2	34.2
400	50	9.8	22.4	10.5	22.5	13.9	35.6
400	100	9.9	22.5	10.5	22.5	14.0	35.7

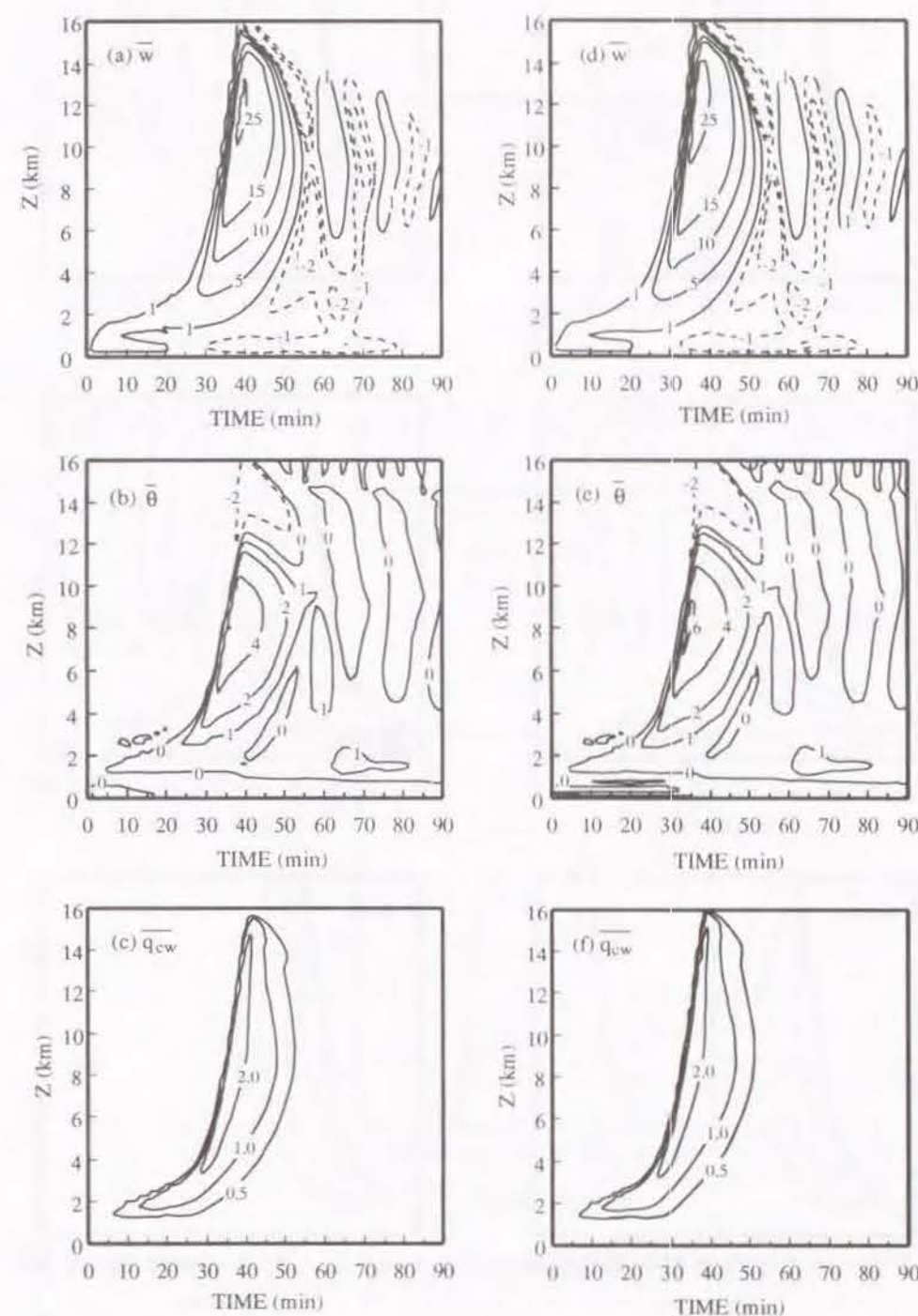


図 4.12: 郊外型大気プロファイルに対する顕熱の影響例

((a),(b),(c): $H = 0 \text{ W/m}^2$, $\ell E = 0 \text{ W/m}^2$ ((d),(e),(f): $H = 400 \text{ W/m}^2$, $\ell E = 0 \text{ W/m}^2$)

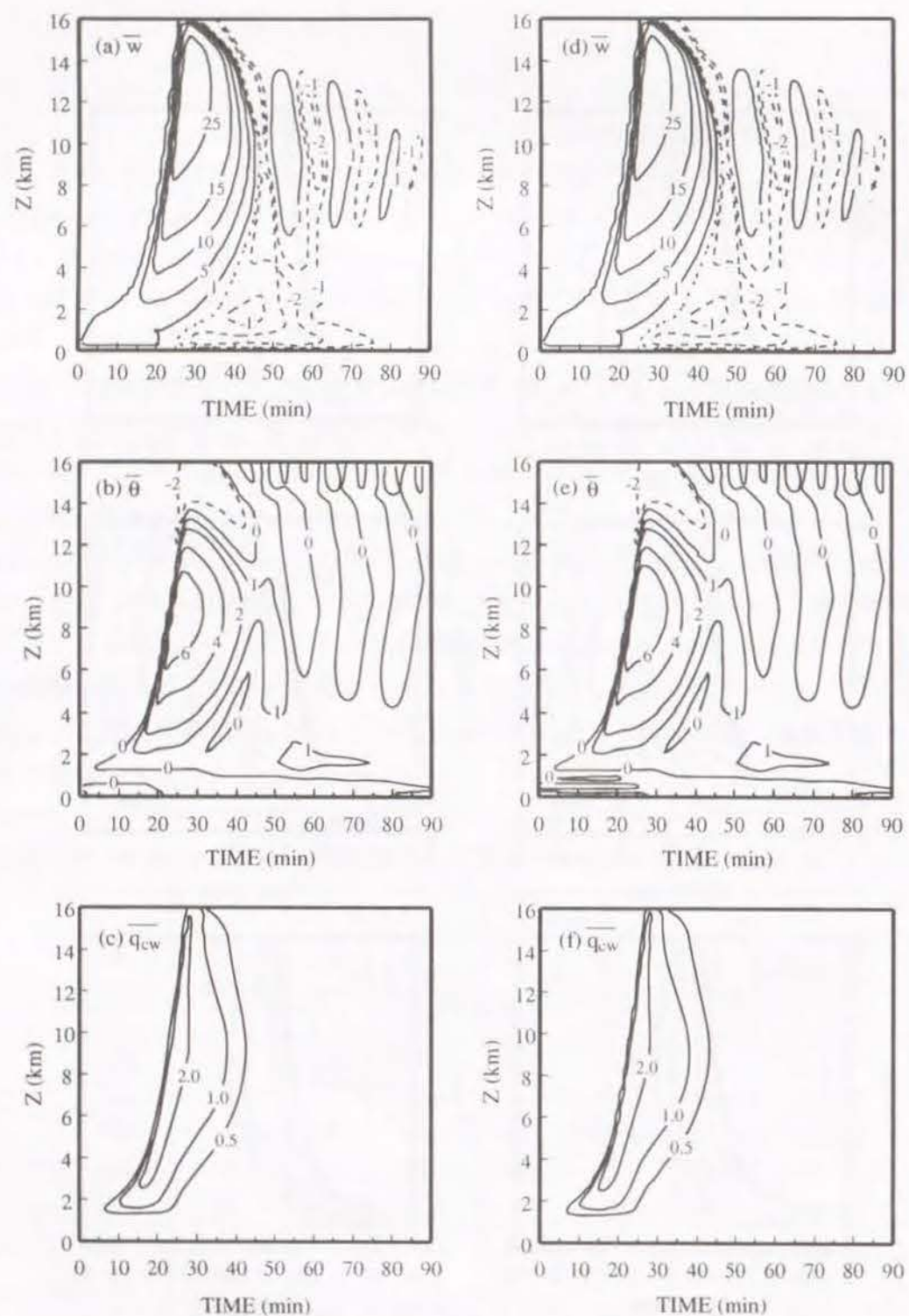


図 4.13: 都市型大気プロファイルに対する顕熱の影響例

((a),(b),(c): $H = 0 \text{ w/m}^2$, $lE = 0 \text{ w/m}^2$
 (d),(e),(f): $H = 400 \text{ w/m}^2$, $lE = 0 \text{ w/m}^2$)

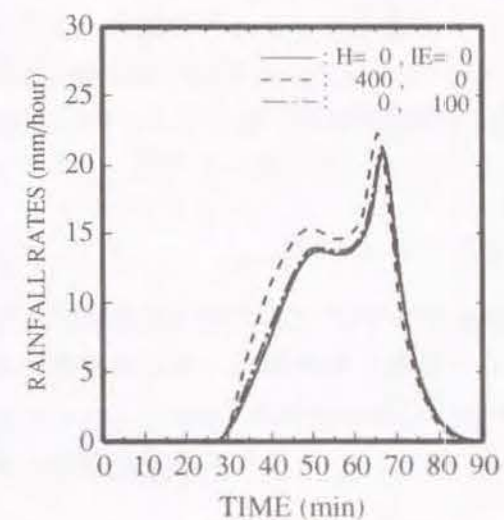


図 4.14: 郊外型大気プロファイルに対する顕熱の降雨強度に与える影響例

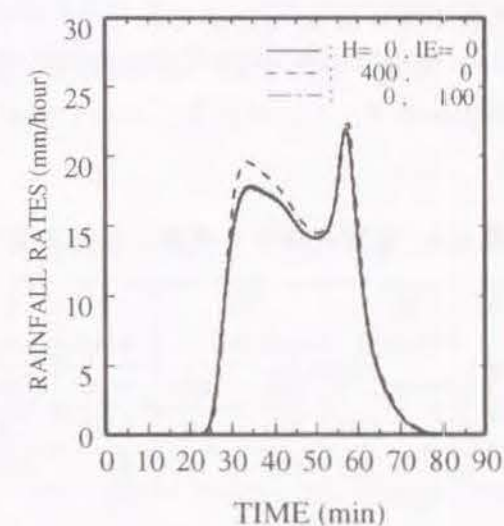


図 4.15: 都市型大気プロファイルに対する顕熱の降雨強度に与える影響例

4.5.2 都市と郊外での降雨の比較

都市と郊外型の大気プロファイルの違いによって、表 4.4 から郊外より都市の方が 1 割程度降雨量が多いことがわかる。これは郊外よりも多い都市の人工熱を含む顕熱フラックスの時間的な積分量によるヒートアイランド効果のために混合層高度が上昇し、大気下層の対流不安定度が増加した結果、降雨量が増加したものであると考えられる。ただし、顕熱や潜熱の熱フラックスの増加にともなう降雨量の変化は、郊外型プロファイルの方が大きい。これは、郊外型プロファイルの方が下層の温位が低く、相対湿度が高い(比湿は都市型と同じ設定であるため)ために、熱フラックスの影響が大きくあらわれものと考えられる。

4.5.3 積雲が移動することによる効果

シミュレーションは、すべてのケースで顕熱は 100 W/m^2 、潜熱は 100 W/m^2 から計算を開始し、case1 は顕熱および潜熱とも時間的に変化させない場合、case2 と case3 は 2 時間でそれぞれ最終値まで線形的に増加させる。ただし、case2 における最終値は、顕熱は 200 W/m^2 、潜熱は 0 W/m^2 であり、case3 における最終値は、顕熱は 300 W/m^2 、潜熱は 0 W/m^2 である。

この条件で行ったシミュレーション結果を表 4.5 に降雨量について示す。この表より積雲が都市に接近し、顕熱が増加することによる降雨量の変化は見られないことがわかる。これは、もともと顕熱および潜熱とも積雲対流の活性化の効果が少ないことと、積雲の成長発達段階の時間は対流活動開始後 20 分程度であり、その間に変化する熱フラックスは数十 W/m^2 であるため、その影響があまりないためである。また、一般場を時間的に変化させていないことにも原因がある。この点に関しては、今後メソスケールモデルと結合して改善する必要がある。

表 4.5: 積雲の移動を考慮した降雨量

case	$\overline{H}$ (W/m^2)	$\overline{LE}$ (W/m^2)	R (mm)	$R_{\max}$ (mm/hr)
case1	100 $\rightarrow$ 100	100 $\rightarrow$ 100	9.06	21.45
case2	100 $\rightarrow$ 200	100 $\rightarrow$ 0	9.06	21.46
case3	100 $\rightarrow$ 300	100 $\rightarrow$ 0	9.10	21.50

4.6 結語

本章においては、Ferrier らによって開発された 1 次元の積雲対流モデルを改良し、地表からの顕熱や潜熱の熱フラックスの降雨に対する影響をあきらかにした。ここで、本章における成果をまとめると以下ようになる。

- (1) 熱フラックスを導入することにより、より実現象に近いシミュレーションを行うためのモデルに改良することができた。
- (2) 下層からの顕熱および潜熱の熱フラックスは積雲対流性降雨の降雨量を増加させるが、その量はわずかであり、降雨量の違いは大気プロファイルによる影響の方が大きいことが明らかとなった。すなわち、熱フラックスの影響は、瞬間的な強度よりも時間的な積分効果が大きいことがわかった。
- (3) 都市における大気場の方が、ヒートアイランドによる下層大気の昇温効果のために、郊外型の大気場の降雨量より 1 割程度多くなる。
- (4) 降雨中に積雲が移動し下層からの熱フラックスが変化しても、積雲の成長時間は数 10 分程度であるため、その影響はあらわれない。

今後は、降雨に大きな影響を及ぼす雲の周囲の大気場を時間的に変化させることができるようにこのモデルをメソスケールモデルと結合して、モデルの精度を向上させていく必要がある。また、第 5 章においては、その前段階として、メソスケールモデルのシミュレーションを行った結果を初期条件として、1 次元の積雲対流モデルの計算を行い、場所ごとに異なる、生じる可能性がある降雨強度の最大値の評価検討を行う。

参考文献

- [1] 灘岡和夫・玉嶋克彦・平山孝浩・石井敏雅：三次元レーダを用いた首都圏における雷雨性集中豪雨の解析事例，第35回水工学論文集，1991，pp.69-74.
- [2] 河村武(編著)：大気科学講座1 地表に近い大気，東京大学出版会，1981，pp.22-23.
- [3] 日本河川協会編：改訂建設省河川砂防技術基準(案)，計画編，山海堂，1977，pp.12-15.
- [4] Ferrier,B.S., R.A., Houze jr. : One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, *J. Atmos. Sci.*, vol.46, 1989, pp.330-352.
- [5] 辻基宏・矢島啓・池淵周一・中北英一：都市の効果を考慮した積雲対流性降雨の検討，1995年水文・水資源学会研究発表要旨集，1995，pp.254-255.
- [6] Browning,K.A.,and G.B.Foote : Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression., *it Quart.J.Roy.Met.Soc.*, **102**, 1976, pp.499-534.
- [7] LeMone,M.A., E.J.Zipser : Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part I : Diameter,intensity,and mass flux., *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1980, pp.2444-2457.
- [8] Zipser,E.J., M.A.LeMone : Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part II : Synthesis and model core structure, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1980, pp.2458-2469.
- [9] Warner,C., G.L.Austin : Statistics of radar echoes on day 261 of GATE., *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1978, pp.983-994.
- [10] Szoke,E.J., E.J.Zipser : A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part II : Life cycles of convective cells., *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1986, pp.199-218.
- [11] Szoke,E.J., E.J.Zipser, D.P.Jorgensen : A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE.Part I:Vertical profile statistics and comparison with hurricanes., *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1986, pp.182-197.
- [12] Simpson,J., G.van Helvoirt : GATE cloud-subcloud interactions examined using a three-dimensional cumulus model., *Contrib. Atmos. Phys.*, **53**, 1980, pp.106-134.
- [13] Simpson,J., G.van Helvoirt, M.McCumber : Three-dimensional simulations of cumulus congestus clouds on GATE day 261., *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1982, pp.126-145.
- [14] Simpson,J., B.R.Morton, M.McCumber, R.S.Penc : Observations and mechanisms of GATE waterspouts., *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1986, pp.753-782.

- [15] Soong,S.T., Y.Ogura : A Comparison between Axisymmetric and Slab-Symmetric Cumulus Cloud Models, *J. Atmos. Sci.*, vol.30, 1973, pp.879-893.
- [16] Cotton,W.R., Anthes,R.A. : Storm and cloud dynamics, academic press, 1989, pp.492-493.
- [17] Weisman,M.L., J.B.Klemp : The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy, *Mon. Wea. Rev.*, vol.110, 1982, pp.504-520.
- [18] 近藤純正(編著)：水環境の気象学，朝倉書店，1994，pp.300-302.
- [19] 小宮・杉山・赤川 et al.：都心と東京湾における熱流の測定(その1～3)，日本建築学会大会学術講演梗概集，1994，pp.1463-1468.
- [20] 一ノ瀬俊明・下堂菌和宏・鶴野伊津志・花木啓祐：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(第2報)～省エネルギーによる都市の熱環境緩和効果の検討～，日本気象学会大会予稿集，1995.5，p.117.
- [21] 河村武(編著)：大気環境の科学3 都市の大気環境，東京大学出版会，1979，pp.172-173.
- [22] 原田朗：大気の汚染と気候の変化－人間社会と気候の変化－，東京大学出版会，1982，pp.114-115.
- [23] Kimura,F.,Y.,Shimizu : Estimation of Sensible and latent Heat Fluxes from Soil Surface Temperature Using a Linear Air-Land Heat Transfer Model, *J. Applied Meteorology*, vol.33, 1994, pp.477-489.

第5章

メソスケールモデルを用いた豪雨ポテンシャルの地域評価

5.1 概説

第4章においては、1次元積雲対流モデルを用いて積雲によってもたらされる降雨に対して、都市の潜熱や顕熱の熱フラックスが与える影響について検討を行ってきた。しかし、現実の降雨現象には、都市の存在による熱フラックスの影響の他に、日本のように山地が多く起伏に富んだところでは、地形の影響も存在している。そのため、数10 kmしか離れていない地点間において大気の総観スケールの場合に差はなくても、それぞれの地点における大気の状態は、地形の影響により差が生じ、そこで起こり得る豪雨のポテンシャルも異なっているものと考えられる。しかしながら、従来の河川計画において計画降雨を設定するときには、地域を代表する雨量観測所の降雨データから作られた計画年に対応した降雨量を基準としており、複雑な地形の影響を考慮した上で地域の特性に合った計画降雨を設定することは難しい。

そこで、本章においては、中北らが開発してきた3次元のメソβスケールの風速場をシミュレートできるモデル[1]を用いて、実際に豪雨が生じた時の総観場の大気の流れをシミュレートしたのち、地形の影響を受けた地域特性に応じた大気プロファイルを用いて、その場所で起きる可能性がある積雲対流性降雨による最大降雨強度を算定し、地域ごとの豪雨ポテンシャルの評価を事例解析的に行う。

本研究で用いる「豪雨ポテンシャル」という言葉は、豪雨がある場所において発生しやすいということを意味しているのではなく、あるきっかけで積雲が発生し激しい降雨が生じた時に、地形の影響を受け地域に応じた大気特性が、その場所で最大どのくらい強い降雨が生じる可能性を持っているのかということを意味している。また、本章での目的は、主に、地形の存在により大気の流れが影響を受けて大気の状態がそれぞれの地点において異なる影響を考慮した豪雨のポテンシャルを評価することにあるが、同時に、熱フラックスの影響や山地部での対流を引き起こすきっかけとなる強い上昇流の影響を考慮した上で、総合的に地域の豪雨ポテンシャルを評価する[2]。

本章で算定する豪雨ポテンシャルの評価は図5.1にしたがって行う。

- (1) メソ β スケールで計算する領域の初期水平風速を、中北ら [1] にならって、総観場の地衡風および密度をもとに、気圧傾度力、コリオリ力および運動方程式に含まれる拡散項であるサブグリッド項の釣合条件から算定する。
- (2) メソ β スケールでの3次元風速場の計算を行い、地形の影響が十分反映される時間まで計算を行う。
- (3) (2)で行った結果をもとに、図 5.2 に示すように任意地点での大気プロファイルを切り出し、積雲対流モデル(第4章において示したモデル)の初期条件として入力できるように200 mごとに高度20 kmまで大気鉛直プロファイルを作成する。
- (4) (3)で作成した大気プロファイルをもとに、基本となるパターンのシミュレーション、都市部を想定して下層の温位を $\Delta\theta$ 上昇させ顕熱フラックスを与えたシミュレーション、山地部を想定し、積雲対流モデルに与える初期の強制上昇流の風速を増大させたシミュレーションの3パターンの1次元積雲対流モデルの計算を行う。ただし、ここでの基本パターンは、都市でも山地でもない海上部の想定ということになる。
- (5) (4)での計算結果をもとに、総合的に地域の豪雨ポテンシャルの評価を行う。

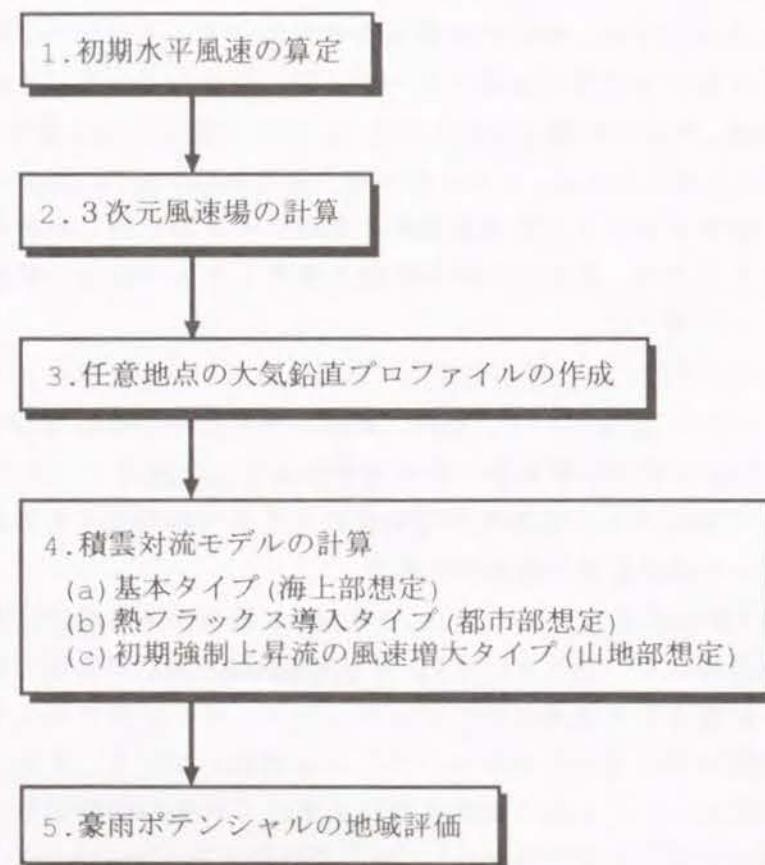
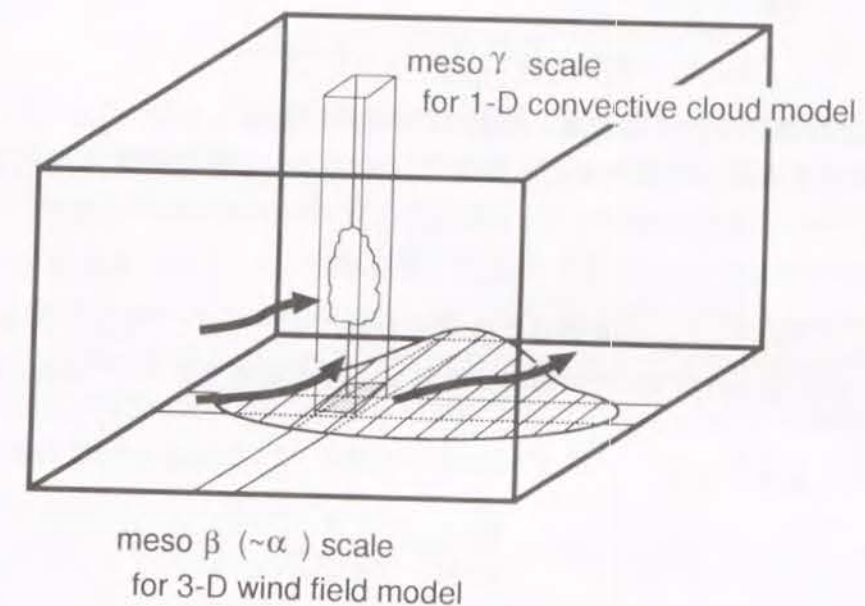


図 5.1: 豪雨ポテンシャルの評価算定フロー

図 5.2: 3次元風速場のメソ β スケールモデルと1次元積雲対流のメソ γ スケールモデルの関係

5.2 適用するメソスケールモデルの概要

本章で用いる積雲対流モデルは第4章で示したものである。ここでは3次元風速場の算定を行うモデルについてその概要を示す。

本章で用いるモデルは、中北・足立・池淵 [3], [4] で用いているモデルに側方境界条件を改良したモデル [5] に、さらに、地形の影響を考慮できるようにしたものである。ただし、中北らのモデルではメソスケールモデルと境界層モデルを組み合わせでシミュレーションを行っているが、境界層モデルのパラメータを複雑な土地利用の現実の3次元の場に設定することは難しい。そこで、ここでは境界層モデルを導入するかわりに、メソスケールモデルのみを用いて大気シミュレーションを行い、それから得られる大気場に対し、5.4.2に示す補正を加えることにする。

5.2.1 基礎方程式

まず、メソスケールでみた物理量 ϕ を、総観スケールでみた物理量 ϕ_0 とそれからの偏差 ϕ' とに分けて考える。すなわち、

$$\phi = \phi_0 + \phi' \quad (5.1)$$

とする。さらに、総観スケール、メソスケールともに静力学的釣合状態にあるとする。

従属変数として、気温 T と気圧 p の代わりに温位

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p [\text{hPa}]} \right)^{R_d/C_p} \quad (5.2)$$

およびエクスナー関数

$$\pi = C_p \left(\frac{p [\text{hPa}]}{1000} \right)^{R_d/C_p} = \frac{C_p T}{\theta} \quad (5.3)$$

を用いる。 R_d は乾燥空気の気体定数, C_p は定圧比熱である。

山岳地形の存在を考慮した解析を行うために, 高度を表す独立変数 z の代わりに

$$s = \frac{z - h(x, y)}{H(x, y, t) - h(x, y)} \quad (5.4)$$

を独立変数として用いた (x, y, s) 座標系に格子点を設ける。ただし, $h(x, y)$ は地点 (x, y) での地表の標高, $H(x, y, t)$ は時刻 t での解析対象領域上端の高度であり, 一定気圧面 (200 hPa 面) とする。

基礎式は次のとおりである。

連続式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 \omega) = \\ -\frac{1}{H-h} \frac{\partial H}{\partial t} \frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 s) - \frac{\rho_0}{H-h} u \frac{\partial(H-h)}{\partial x} + v \frac{\partial(H-h)}{\partial y} \end{aligned} \quad (5.5)$$

東西方向の運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial s} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial x} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial x} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial x} \\ + f(v - v_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s} \right) \end{aligned} \quad (5.6)$$

南北方向の運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial s} = -\theta_0 \frac{\partial \pi'}{\partial y} + (1-s) \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial h}{\partial y} + s \frac{\theta'}{\theta_0} g \frac{\partial H}{\partial y} \\ - f(u - u_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s} \right) \end{aligned} \quad (5.7)$$

静力学的釣合式

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{\theta'}{\theta_0^2} g(H-h) \quad (5.8)$$

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial \theta}{\partial s} \right) \quad (5.9)$$

水蒸気の保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(\rho_0 K \frac{\partial m_v}{\partial s} \right) \quad (5.10)$$

ただし,

$$\omega = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \quad (5.11)$$

$$K = \begin{cases} 10 [\text{m}^2/\text{s}] & (z(s) - h > 400\text{m}) \\ k(z-h)u_* & (z(s) - h \leq 400\text{m}) \end{cases} \quad (5.12)$$

である。ここで, u_{g0}, v_{g0} は総観場の地衡風, (u, v, ω) は風速である。 f はコリオリパラメータであり, 地球の回転角速度を Ω , 緯度を ϕ とすれば $f \equiv 2\Omega \sin\phi$ で定義される。ここで用いる中北のモデルでは一貫して北緯 35 度での値 $8.36518 \times 10^{-5} [\text{s}^{-1}]$ を用いている。 K は渦拡散係数であり, m_v は水蒸気の混合比である。 ρ_0 は大気の密度である。

また, 運動方程式を解くためには, 静力学的釣合式 (5.8) を用いてエクスナー関数値の変動量 π' を積分する必要がある。そこで, 上端での π' の境界条件を定めやすいように, 上端を圧力一定面 (200 hPa 面) とした座標系を考える。この H の時間更新式は, 上端および下端において $\omega = 0$ という条件のもとに連続式 (5.5) を積分することにより,

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0^{\text{top}}} \int_0^1 \left[\frac{\partial}{\partial x} \{ \rho_0 u (H-h) \} + \frac{\partial}{\partial y} \{ \rho_0 v (H-h) \} \right] ds \quad (5.13)$$

となる。ただし, 添字 top は座標上端での値であることを示す。

5.2.2 境界条件

上端・下端の境界条件および ω, H の側方境界条件は中北・足立・池淵 [4] と同じものを用い, $u, v, \omega, \theta, m_v$ の側方境界条件には放射境界条件 [5] を用いる。

(1) 上端の境界条件

解析領域上端は等圧面としているので, 上端の π は一定である。変位 π' は初期のエクスナー関数値と, その時点の上端での高度に対応する総観場でのエクスナー関数値の差を求めればよいことになる。初期値としては, 総観場の値を用いているので, (x, y, z) 座標系を用いた式で表わせば,

$$\pi'(x, y, H(x, y, t)) = \pi_0(x, y, H(x, y, 0)) - \pi_0(x, y, H(x, y, t)) \quad (5.14)$$

となる。

また, 風速および温位の境界条件は, $\omega < 0$ のとき,

$$\frac{\partial u}{\partial s} = \frac{\partial v}{\partial s} = \frac{\partial \omega}{\partial s} = \frac{\partial \theta}{\partial s} = 0 \quad (5.15)$$

である。

(2) 下端の境界条件

下端すなわち地表 ($s = 0$) における風速および温位の境界条件は,

$$u = v = \omega = 0, \quad \frac{\partial \theta}{\partial s} = 0 \quad (5.16)$$

である。

(3) 側方境界条件 (放射境界条件)

一般に、側方境界条件としては、解析領域内部で生じる重力波が境界で反射して解析領域内の諸量の分布に対して不自然な算定結果を与えることを防ぐために、重力波が境界外へ透過するような条件を用いることが望ましい。そこで、本章では、そのような条件の1つである放射境界条件を u, v, θ, m_e の側方境界条件として用いる。この条件は変数 ϕ に対して

$$C \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial t} = 0 \quad (5.17)$$

と表せる。ただし、 C は卓越する波の速度である。これの決定は木村 [6] や葛葉 [7] 同様、Orlanski [10] と類似の方法によった。式 (5.17) を差分表現すると

$$\phi_b^{n+1} = \phi_b^n (1 - \gamma) + \gamma \phi_{b-1}^n \quad (5.18)$$

となる。ただし n は時間ステップ数、 $b, b-1$ は ϕ が境界点および境界より1つ内側の点での値であることを表す。また $\gamma = C\Delta t/\Delta x$ である。 γ の値は

$$\gamma = \frac{\phi_{b-1}^n - \phi_{b-1}^{n-1}}{\phi_{b-2}^{n-1} - \phi_{b-1}^{n-1}} \quad (5.19)$$

として求める。ただし $0 \leq \gamma \leq 1$ すなわち $0 \leq C \leq \Delta x/\Delta t$ とする。

この放射条件は、境界近くに上昇流がある場合にはあまり良い結果を与えないことがある [6] ので、境界で上昇流が存在する場合の境界条件は

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (5.20)$$

としている。

5.2.3 計算手順

時間積分は Matsuno [8] の方法によっている。ここで用いた方法では、第 n 時間ステップから第 $n+1$ 時間ステップまでの Δt (10sec) 時間の時間更新において次の計算を行う。

$$x_{(n+a)}^* = x_{(n)} + f(x_{(n)})a\Delta t \quad (5.21)$$

$$x_{(n+1/2)}^* = x_{(n)} + f(x_{(n+a)}^*)\frac{1}{2}\Delta t \quad (5.22)$$

$$x_{(n+1)} = x_{(n)} + f(x_{(n+1/2)}^*)\Delta t \quad (5.23)$$

ただし、 $f(x) = dx/dt$ である。この方法によると、まず前進差分により $a\Delta$ 時間後の値 $x_{(n+a)}^*$ を求め、次に両側差分を用いて $\Delta t/2$ 時間後の値 $x_{(n+1/2)}^*$ を求める。そして最後に $x_{(n+1/2)}^*$ を用いて Δt 時間後 ($n+1$ ステップ) の値を求めることになる。ただし、右肩の* は時間ステップの更新の際に必要な暫定的な値であることを意味する。 a は $0 < a \leq 1$ の範囲で $1/4, 1/3, 1/2, 1$ などの値が用いられ、その値によって性質が異なる。本モデルにおいては数値計算の安定性を優先して中北ら [1] と同様 $a=1$ としている。

シミュレーションの計算手順は以下の通りである。

- (1) 水平風速 u, v , 温位 θ , エクスナー関数 π の初期値を総観場の地衡風および密度をもとに、気圧傾度力、コリオリ力、サブグリッド項の釣合条件から求める [3], [4]。
- (2) 連続式 (5.5) および (5.13) を用いて初期の $\omega, \partial H/\partial t$ を計算する。
- (3) 前ステップでの $u, v, \omega, \theta, \theta', \pi'$ を運動方程式 (5.6), (5.7), 熱力学方程式 (5.9) に代入し、時間を更新させた u, v, θ を求める。
- (4) 前ステップの $\partial H/\partial t$ から H を更新する。更新した H は、中北ら [9] の山岳地形を導入したモデルにおいて山岳地形および u, v, θ を平滑化するのに用いられた Low-pass filter によって平滑化する。
- (5) H が更新されるので、それにともない、 σ 座標系では固定されている格子点は z 座標系では移動し、総観場での値が変化するので、更新された格子点における総観場での変数値 $\theta_0, \pi_0, \rho_0, u_{g0}, v_{g0}$ を求めなおす。
- (6) u, v と連続式 (5.5) および (5.13) から $\omega, \partial H/\partial t$ を計算する。
- (7) (3), (5) でそれぞれ求めた θ, θ_0 を用いて、静力学的釣合式を上端から積分し、 π' を求める。
- (8) (3) に戻り、この手順を繰り返す。

5.3 3次元風速場の算定

5.3.1 解析対象領域

解析の対象領域は、図 5.3 に示すように深山レーダーサイトを中心として、東西に180 km ずつ、南に270 km、北に324 kmの範囲の360 km×594 kmの領域である。また、シミュレーションを行う時の水平方向の格子点間隔は、東西方向、南北方向とも9 kmとし、鉛直方向(s方向)の格子点の配置は、

$$s = 0, 5, 10, 50, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000, 3000, 4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10000, 11000, H_0 (\times 1/H_0) \quad (5.24)$$

とした。 H_0 は、初期状態における深山上空の200 hPa面の高度を最上端とした(およそ12,500 m)。さらに、各変数の初期値も中北ら[9]と同じものを与える。

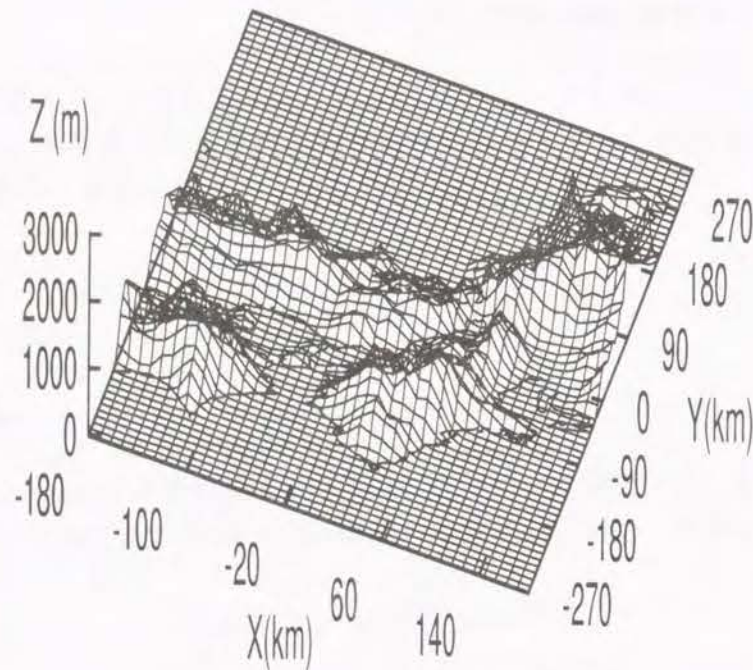


図 5.3: 解析対象領域

5.3.2 解析対象および条件

中北ら[9]によって推定された、近畿地方に豪雨がもたらされたときの1986年8月21日21:00の総観スケールの場合を用いる。推定された水平風速分布は図 5.5 に示すとおりである。また、この時の大気場を用いる湿度の条件は、総観場が南西の風を示していることから、潮岬での高層観測から得られた湿度分布を単純化し、図 5.4 のように標高0 mで95%、標高6,000 mで75%、標高7,000 mで45%、200 hPa面の高度で20%となるような相対湿度のプロファイル領域すべてに適用した。ここで、相対湿度のプロファイルを場所ごとに応じて詳細に設定しなかった理由は、本章の研究の目的が、主に地形の影響による大気場の相違をみることに示す3次元風速場の算定結果から、大気の流れが定常となるまで約3時間のシミュレーションを行う必要があり、この時には潮岬上空の大気が近畿地方まで及んでいると考えられるためである。

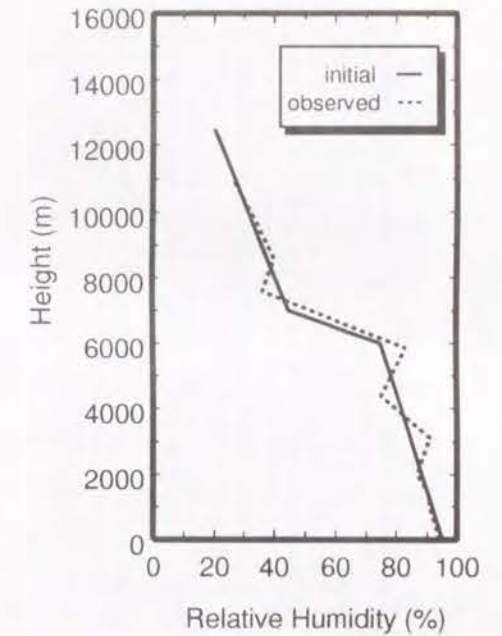


図 5.4: 設定した湿度条件

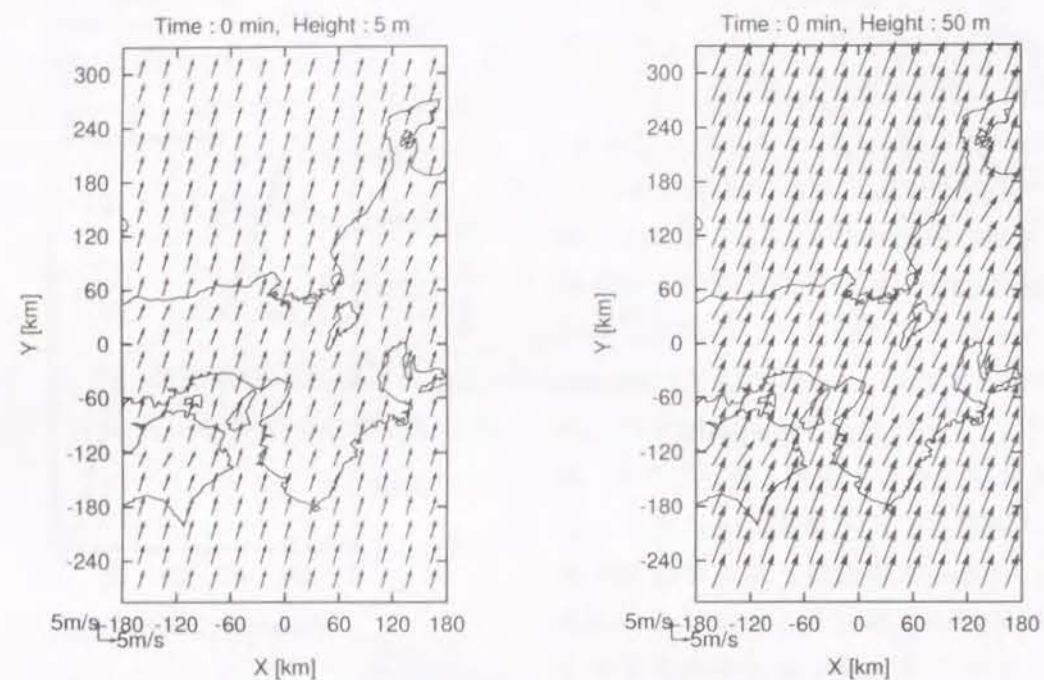
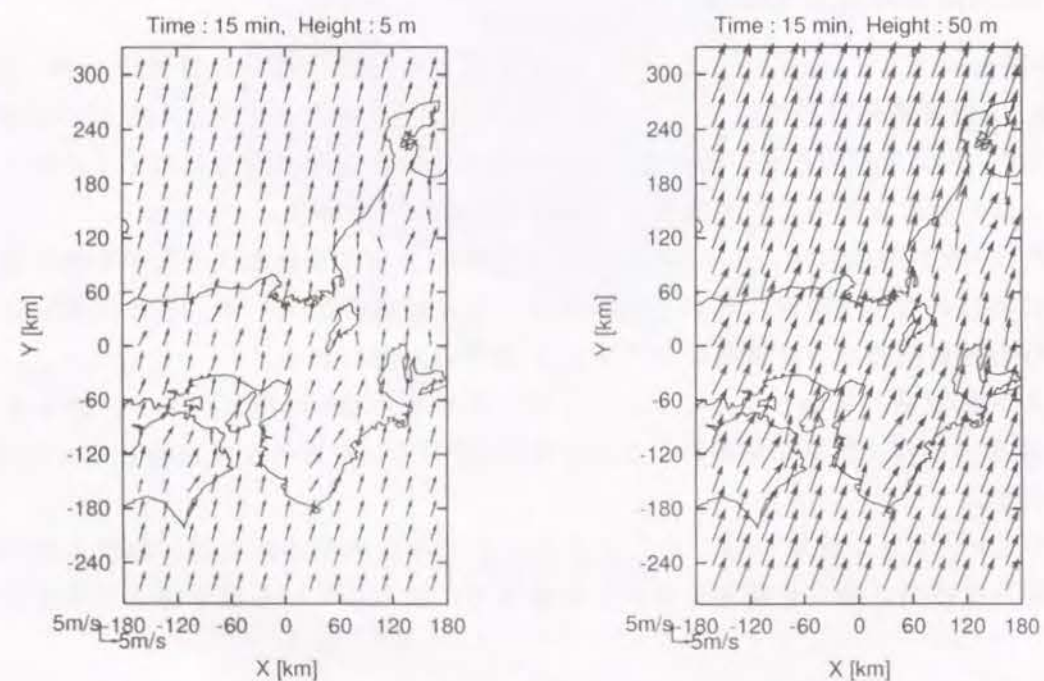
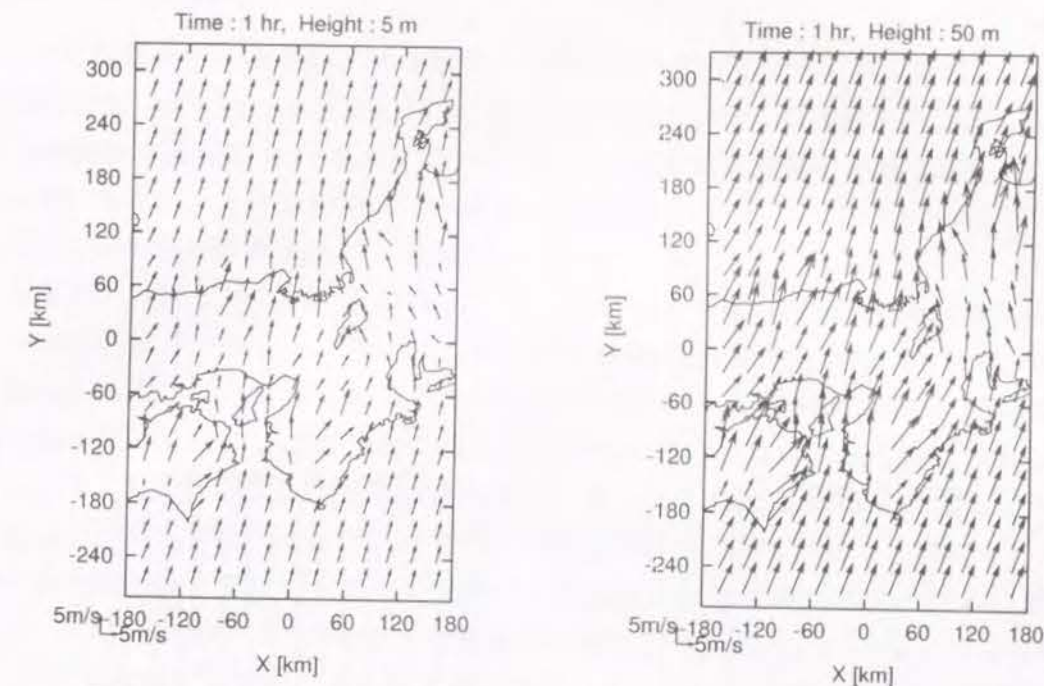
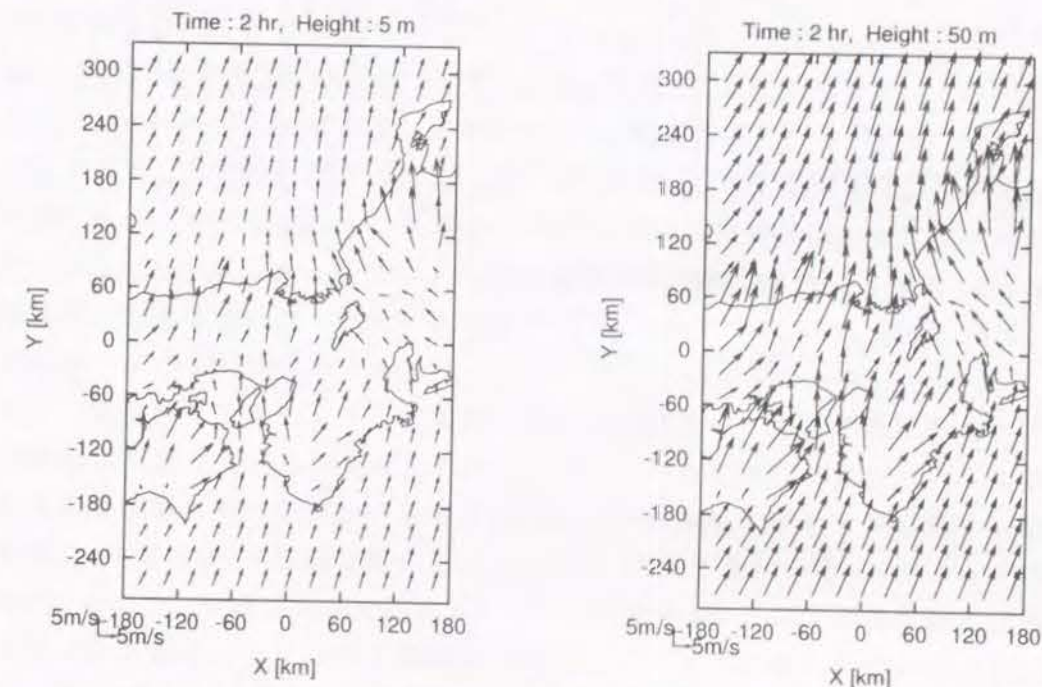
5.3.3 3次元風速場の算定結果

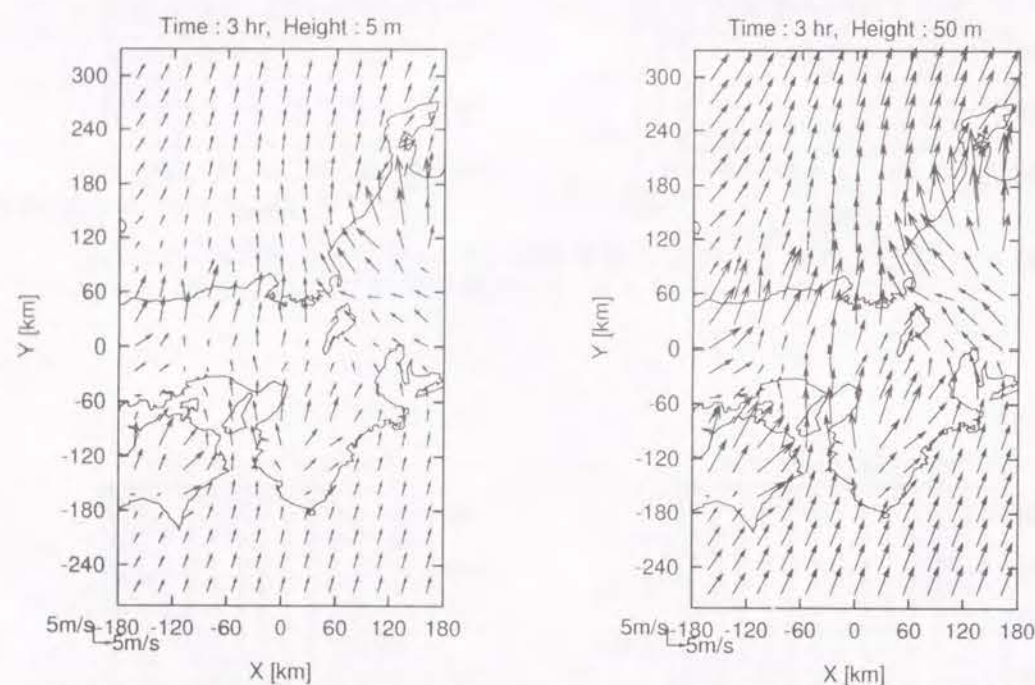
3次元風速場のシミュレーションを行った結果を図 5.6～図 5.9に、計算開始15分、1時間、2時間、3時間後の場合の風速ベクトル場について、高度およそ5 m、50 mの結果で示す。ここで、およそ5 mと書いたのは、上端高度が可変の σ 座標系では同じ s の値に対しても、上端の変化とともに、実際の高度も変化するからである。

中北らの行った計算時には、シミュレーション開始60分後に現れたような不自然な風速場の存在はみられなく、非常に安定した風速場の算定結果が出ている。これはおもに側方境界条件を放射境界条件に変更したことによるものと思われる。

地形による風速場の影響は、シミュレーション開始から徐々に現れており、図 5.8 と図 5.9 を見比べれば、計算開始後およそ2時間～3時間で、定常的な風速場となっていることがわかる。

このシミュレーション結果から、メソ β スケールでみた大気の流れは、紀伊山地や淡路島の影響を受けて、風向を偏向しながら近畿地方に流入している様子がよく示されている。

図 5.5: 算定された初期水平風速 (左: $s = 5/H_0$, 右: $s = 50/H_0$)図 5.6: 算定された15分後の水平風速 (左: $s = 5/H_0$, 右: $s = 50/H_0$)図 5.7: 算定された1時間後の水平風速 (左: $s = 5/H_0$, 右: $s = 50/H_0$)図 5.8: 算定された2時間後の水平風速 (左: $s = 5/H_0$, 右: $s = 50/H_0$)

図 5.9: 算定された3時間後の水平風速 (左: $s = 5/H_0$, 右: $s = 50/H_0$)

5.4 1次元積雲モデルで用いる大気鉛直プロファイルの作成

5.4.1 解析対象場

1次元積雲モデルの対象とする範囲は、深山レーダーサイトを中心座標にしたとき、東西方向には $-40.5 \text{ km} \sim 49.5 \text{ km}$ 、南北方向には $-85.5 \sim 0.5 \text{ km}$ の大阪を中心とする $90 \times 90 \text{ km}$ 四方の領域であり図 5.10 に示すとおりである。3次元風速場の計算は 9 km メッシュで行なっているため、この対象領域は、東西、南北方向にそれぞれ10メッシュずつの合計100個のメッシュから構成されている(図 5.11 参照)。

本領域を選択したのは、図 5.11 に示すようにこの領域の中心は大阪平野であり、その南西には淡路島が存在し、周囲は山地に囲まれ地形が複雑であり、地形の影響が大気場にあられやすいと考えられることと、特に大阪のような都市において豪雨ポテンシャルの地域評価を行うことは今後の都市河川計画において重要であるからである。

ここで、この領域における風速場を詳しく調べたものを図 5.12 に示す。これから大気下層ほど地形の影響を受けて、山地により風向が偏向されているが、高度が $1,000 \text{ m}$ にも達すると地形の影響はほとんどみられず、総観場から風速場が決定されていることがわかる。また、同図(右下)に全体的な風速場の模式図も示した。この図において、'太い矢印'が中高層の空気の流れであり、'細い矢印'が下層の地形の影響を受けている風の流れを示している。図中のポイント A においては空気が収束しやすいことがわかる。また、山地を大気が流れるときには、標高の低い谷部に集中しやすいことを示している。

5.4.2 大気鉛直プロファイルの作成

3次元風速場の計算では 200 hPa 面(およそ 12.5 km)までの計算を行っているが、積雲の発達には時には圏界面(日本の夏では $15 \sim 16 \text{ km}$ 程度)まで達するため、これ以上の高度の大気プロファイルが必要である。第4章で行った積雲対流モデルの計算では高度 20 km までの大気プロファイルを作成したが、ここでも同様に、3次元風速場の計算で得られた水平距離 9 km のメッシュごとに、 σ 座標で求められた大気諸変数から内挿補間することにより 200 m ピッチで 20 km までの大気プロファイルを作成することとする。ただし、3次元風速場の計算で扱われていない高度のプロファイルについては、潮岬、輪島、米子の高層観測データから補間作成する。

また、積雲が発生するような大気不安定な状態では、大気の流れの乱れにより下層に混合層が発達していると考えられる。しかし、さきに述べたように、ここで用いている3次元風速場のモデルでは、大気が地表面との摩擦の影響を大きく受ける地表面付近の領域(大気境界層)を詳細に扱っていないため、大気下層のシミュレーションの精度は高くない。そこで、作成された大気プロファイルの高度 400 m 以下の温位および水蒸気の混合比が一定となるように、この層内の平均量をもつように修正を加えた。また、都市を想定した大気プロファイルを作成する場合は、4.4.1 を参考にして、下層 400 m の温位を 1 K 上昇させ、都市の昇温効果を表現した。

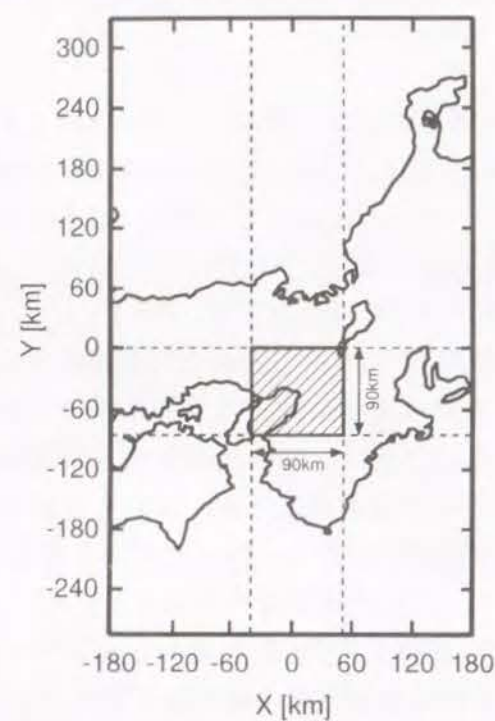


図 5.10: 解析対象領域

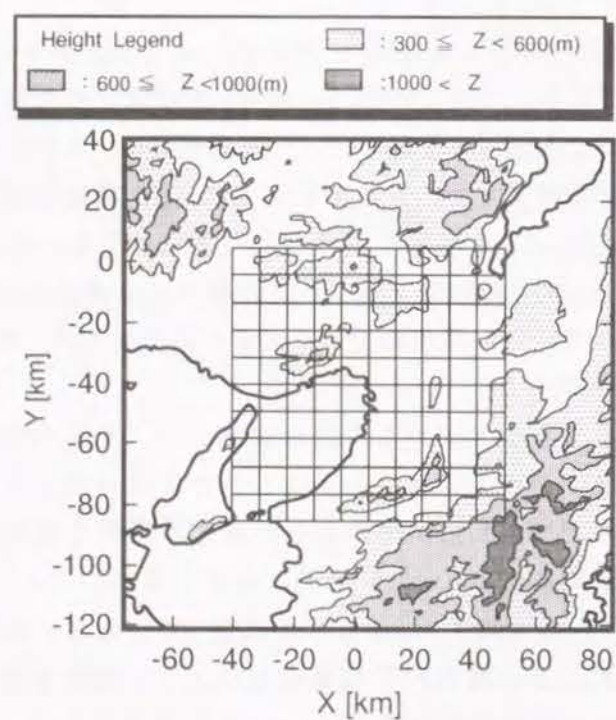


図 5.11: 解析対象領域付近の地形コンター

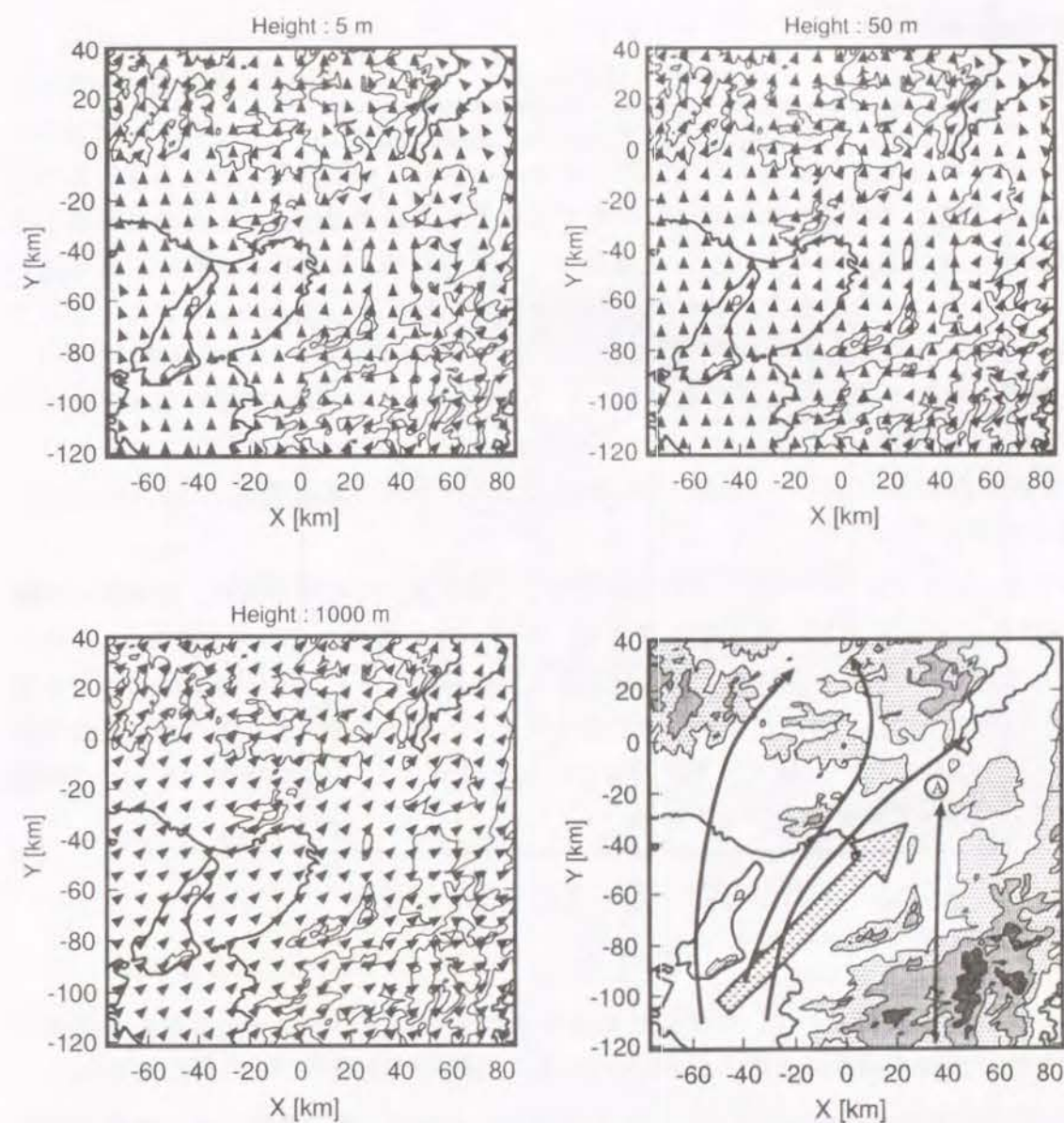


図 5.12: 解析対象領域付近の風速場

5.5 豪雨ポテンシャルの地域評価

前節において作成した任意地点の大気鉛直プロファイルを初期条件として、積雲対流モデルのシミュレーションを行い豪雨ポテンシャルの評価を行う。ここで用いる「豪雨ポテンシャル」という言葉は、5.1で述べたように、ある場所において、あるきっかけで積雲対流性の激しい降雨が生じた時に、最大どのくらい強い降雨が生じる可能性をその場所の大気もっているかということを意味している。

ここでの検討において、1次元積雲対流モデルとメソスケールの3次元風速場モデルとは独立した形で計算を行い、大気場の条件だけの受渡しを行う。これは第4章で述べたように、積雲の発生にはさまざまな原因、形態が存在しているため、これら2つのモデルを相互に考慮して積雲の発生条件を決定するよりも、豪雨ポテンシャルを求めると言う観点からはメソスケールモデルとは独立して積雲の発生・初期化の条件を、最も強い降雨もたらす条件で与えた方が現実的であると考えられるからである。ただし、この発生・初期化の条件の設定は、本研究では5.5.1、5.5.2に示すような仮定で設定している。また、積雲を発生させる大気場の条件として、1) 豪雨ポテンシャル評価の基本とするパターン(海上部の想定)、2) 山地部を想定したパターン、3) 都市部を想定したパターンの3通りに仮想的な形で設定して検討を行った上で、対象地域の豪雨ポテンシャルについて総合的な評価を行う。

本章で扱ったメソスケールモデルでは境界層を詳細に扱っていないため、地表面の情報(海上と陸上部で大きく異なる粗度の情報や、下層からの熱フラックスの情報など)を反映させることができなく、第3章で明らかとなった臨海部で発生しやすい降雨は表現できない。しかし現段階では、地形の影響による豪雨ポテンシャルの違いをみるのが主目的であるため、この問題についてはメソスケールモデルとは独立に、3つの想定パターンに内蔵させることによって表すことにしている。

5.5.1 基本パターンの検討

基本パターンの検討として、作成した任意地点の大気鉛直プロファイルをもとに次のような条件で検討を行う。また、シミュレーションはすべてのメッシュに対して行う。

1次元積雲対流モデルのシミュレーションを行うにあたり、第4章における検討と同様に、シミュレーション初期に与える強制上昇流を、地表面で0 m/s、そして、高度とともに放物的に増加させ、最大時に、高度400 mで2 m/sとなるように設定する。また、時間的には、シミュレーション開始時に、鉛直風速はどの領域においても0とし、最初の100 [sec]で最大値まで線形的に増加させ、次の1100 [sec]はそれを維持し、合計20分間の上昇流を与え、シミュレーションは1時間行う。ただし、この強制上昇流については、どの程度まで強いものが発生する可能性があるかについて、今後、観測やシミュレーションモデルによって検討する必要がある。

(1) シミュレーション結果

1次元積雲対流モデルで算定された最大降雨強度を0~30, 30~60, 60~90, 90~120, 120~ (mm/hr)の5段階に分類してメッシュごとにハッチングしたものを図5.13に示す。

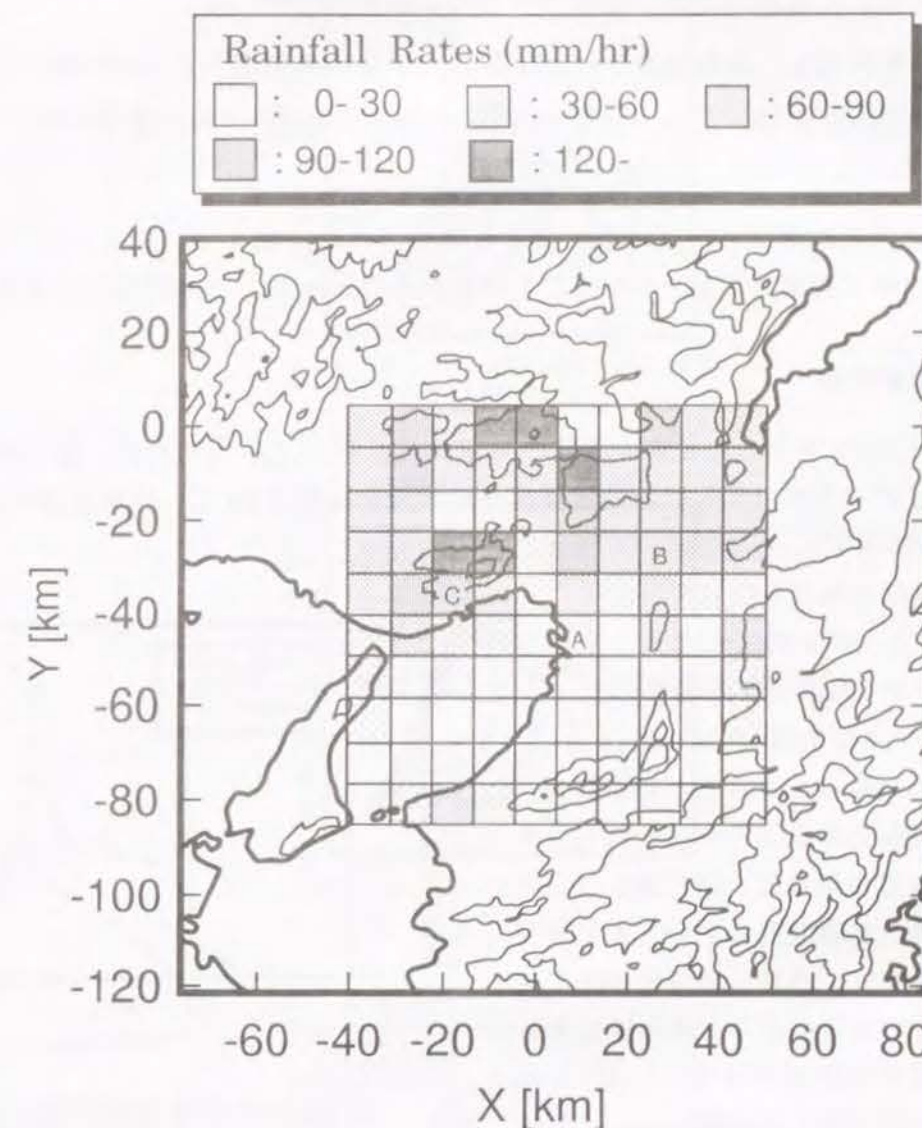


図 5.13: 算定された基本パターンの豪雨ポテンシャルマップ

この図において次のような特徴がある。

- 領域の南側では降雨が生じにくく、北側では強い降雨が生じるポテンシャルを示している。
- 標高の高い山地部では高い豪雨ポテンシャルを示している。
- 大阪平野内でも、臨海部よりは内陸部の方が強い豪雨ポテンシャルを示している。
- 風向に沿った山地と山地との間の低地(六甲山の裏側)では、豪雨ポテンシャルが低い。

このように大気の見え方からみると大きな違いのない地域においても、その立地条件により大気を持つ豪雨ポテンシャルに大きな差があらわれることが明確に示されている。

(2) 積雲の発達状況

シミュレーションを行ったときの積雲の発達状況を詳しくみるために、図 5.13 における地点 A, B, C の 3 地点における降雨強度の時間変化を図 5.14 に、鉛直風速の時間変化図を図 5.15 に示す。

この 3 地点はそれぞれ、

- ポイント A: 大阪湾臨海部
- ポイント B: 大阪平野内陸部
- ポイント C: 山地部(六甲山地)

と特徴のある 3 地点を選定している。

図 5.15 から分かるように、これら 3 地点における積雲の発達は、同じような傾向を示しており、どの地点においてもシミュレーション開始から 20 分~30 分にかけて高度約 12 km まで積雲は成長しその後衰退している。積雲内の鉛直風速をみれば、3 地点における対流の激しきの違いが良く現れており、特に山地部のポイント C では最大 15 m/s 以上の風速を示している。その結果、降水粒子も大量に作られるため、図 5.14 に示すように、ポイント C における降雨強度が最も強い値を示す結果となっている。

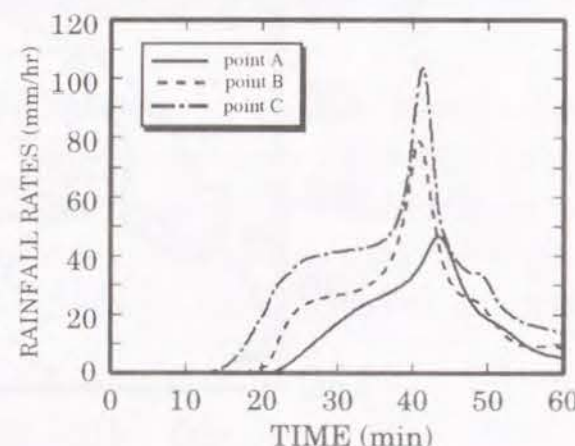


図 5.14: 降雨強度の時間変化

(3) 温位、水蒸気の分布状況

さきに示したように数 10 km 程度しか離れていない地点においても、そこにおける大気を持つ豪雨ポテンシャルは大きく異なっている。この原因を調べるために、大気下層の温位および水蒸気混合比の分布状況について調べた結果を図 5.16 に示す。この図に示された高度はシミュレーションモデルの σ 座標系においてシミュレーション開始時に設定された標高でなく高度の値であることに注意する必要がある。

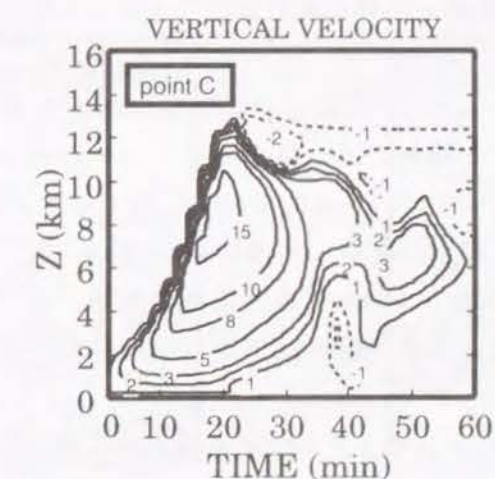
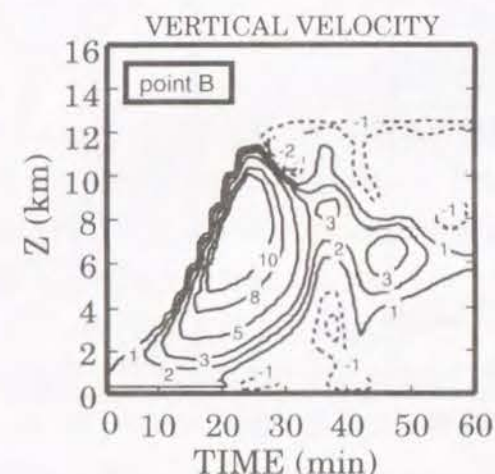
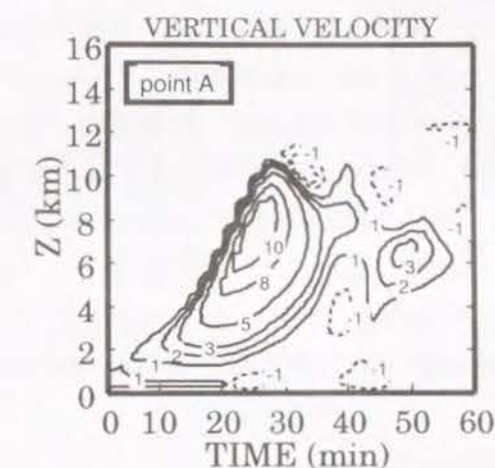


図 5.15: 3 地点における鉛直風速の時間変化

図 5.16 より、山地部でも大気下層の水蒸気量は周囲と比較して変わらない値を示している。しかし、山地部では標高が高く、気温が周囲より低くなるため、大気中の水蒸気は凝結しやすく、その結果、強い雨が降りやすくなるものと推察される。

一方、大阪平野部をみると、紀伊山地、和泉山地の影響のため、50 m 高度でみれば、臨海部から内陸部に入るにしたがい水蒸気量が減少しているが、温位は上昇している。さらに、1000 m および 3000 m 高度の値をみれば、水蒸気量、温位とも大阪平野内ではほぼ一定の値を示していることもわかる。すなわち、最下層の温位が高い平野内陸部の方が臨海部よりも大気の安定度が低く、強い降雨をもたらす可能性が高くなっていると考えられる。また、大阪平野南北間の違いをみると、水蒸気量の分布には差はなく、温位の分布をみると、50 m 高度では差がないが、1000 m 高度では南にいくほど温位が高くなっており、このため、大阪平野の南側が大気の安定度が高くなり降雨があまり生じなかったものと推測される。

5.5.2 豪雨ポテンシャルの地域評価

(1) 都市部想定パターン

都市の大気に及ぼす影響の特徴として、地表面粗度や地表面からの顕熱フラックス(人工熱なども含む)が大きいことなどがあげられる。そのため、都市部における大気下層の成層状態はかなり特殊な形態を示し、ヒートアイランドのような問題が生じている。ここで都市部を想定するパターンとしては、地表から高度400 mまでの大気の温位を1K上昇させ、都市部の昇温効果を表現するとともに、積雲対流のシミュレーション中にも、地表面から300 (w/m²)の顕熱フラックスを与える。また、初期強制上昇流などの他の計算条件は、基本パターン時と同じものを用いる。

1次元積雲対流のシミュレーションは、基本パターン時と同様にすべての領域で行った。最終的に得られた結果を、さきと同様に降雨強度ごとに5段階に分類したものを図 5.17 に示す。

図 5.17 から、基本パターン時と比較して全体的に降雨量が増大していることが読み取れる。特に、大阪湾内でこれまで強い降雨が生じていなかったところの降雨強度が増大している。基本パターン時において降雨が発生しなかったメッシュに、都市部の条件を想定したことにより新たに降雨が発生した場所が9ヶ所あった。また、基本パターン時に 60 mm/hr の降雨強度を示したメッシュの最大降雨強度について、都市部想定条件下での最大降雨強度と比較したところ、都市部想定条件下では、平均して基本パターン時の 1.28 倍の値となっていた。

また、参考のために、大気プロファイルは基本パターン時のものを用い、積雲対流のシミュレーション中に顕熱フラックスを与えた条件も検討を行った。この場合、降雨強度は基本パターン時とあまり差がなく、基本パターン時に 60 mm/hr の降雨強度を示したメッシュの最大降雨強度について比較したところ、平均して基本パターン時の 1.03 倍の値であった。この検討より、第 4 章でも示したが、都市においては、顕熱フラックスの時間的

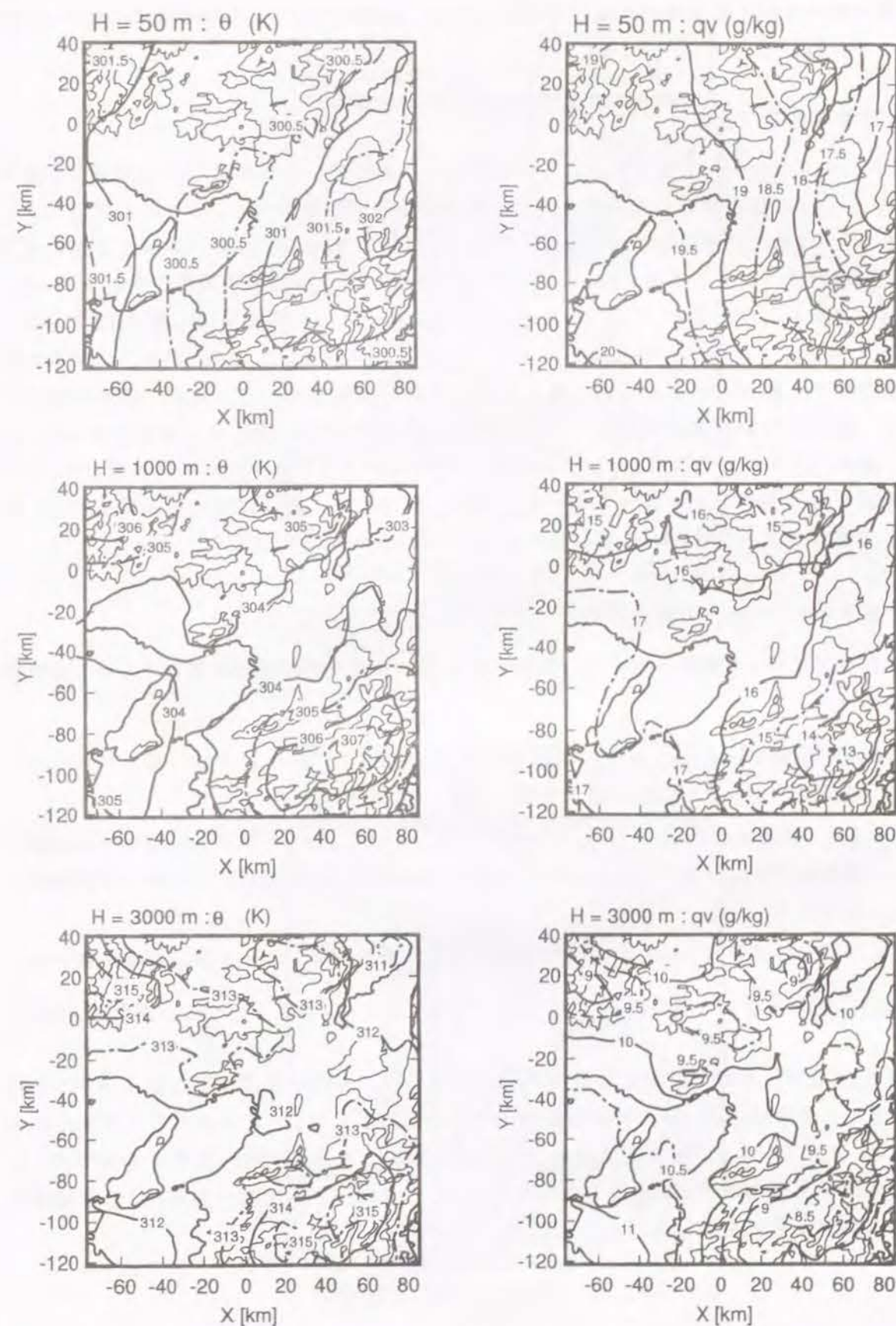


図 5.16: 温位, 水蒸気混合比の分布

な積分量により大気下層が昇温していることが、豪雨ポテンシャルの増大につながっていることがわかる。

(2) 山地部想定パターン

3次元のシミュレーションから得られた鉛直上昇流は、山地部およびその周囲で、最大数10 cm/secの値が得られた。そこで、山地部を想定する豪雨ポテンシャルの評価パターンとして、1次元の積雲対流モデルのシミュレーション開始時に与える強制上昇流の風速を、基本パターン時の最大2.0 m/sからその1.5倍の3.0 m/sに強め同様の検討を行った。最終的に得られた結果を、さきと同様に降雨強度ごとに5段階に分類し図5.18に示す。

図5.18から、全体的に降雨量が増大していることが読み取れるが、特に、六甲山の北部に位置する標高の高い山地部において降雨強度が増大している。基本パターン時において、降雨が発生しなかったメッシュに、新たに降雨が発生したのは10ヶ所であった。また、基本パターン時に60 mm/hrの降雨強度を示したメッシュの最大降雨強度について、山地部想定条件下での最大降雨強度と比較したところ、山地部想定条件下では、平均して基本パターン時の1.43倍の値を示していた。

(3) 豪雨ポテンシャルの総合評価

これまでに行った検討をもとに、次のような基準で最終的な豪雨ポテンシャルの総合評価を行う。

- 水平距離9 km メッシュ内の海域面積率が50 %以上である場合は、基本パターンの豪雨ポテンシャルの評価結果を用いる。
- 3次元風速場の数値シミュレーションで用いている、フィルタリングを行った地形の標高が200 m以上のメッシュでは、山地部を想定した豪雨ポテンシャルの評価結果を用いる。
- 上記以外のメッシュでは、都市部を想定した豪雨ポテンシャル評価結果を用いる。

以上のことを考慮し、最終的な地域の豪雨ポテンシャルの評価を行ったものを図5.19に示す。

図5.19より、本章で対象とした事例解析の場合は、大阪平野南側では豪雨ポテンシャルが低く、全体的には、標高の高い山地部で高い豪雨ポテンシャルを示すことが明らかとなった。ただし、5.4.1で大気が収束しやすい場であることが示された枚方付近では、必ずしも大きな豪雨ポテンシャルとならなかった。これは、メソ大気の収束と1次元積雲モデルの強制上昇流を直接結びつけていないからであると考えられる。

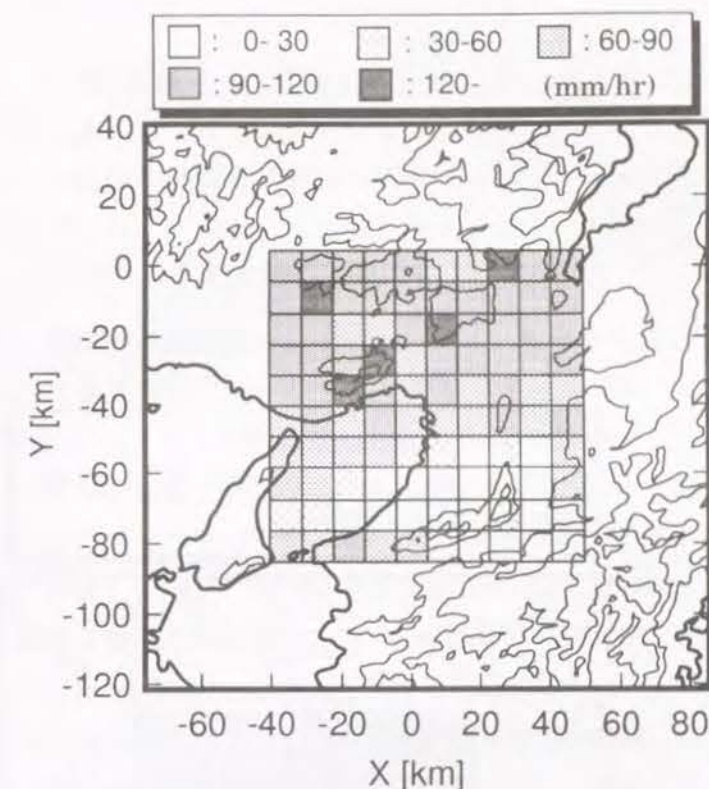


図 5.17: 都市部を想定した豪雨ポテンシャルマップ

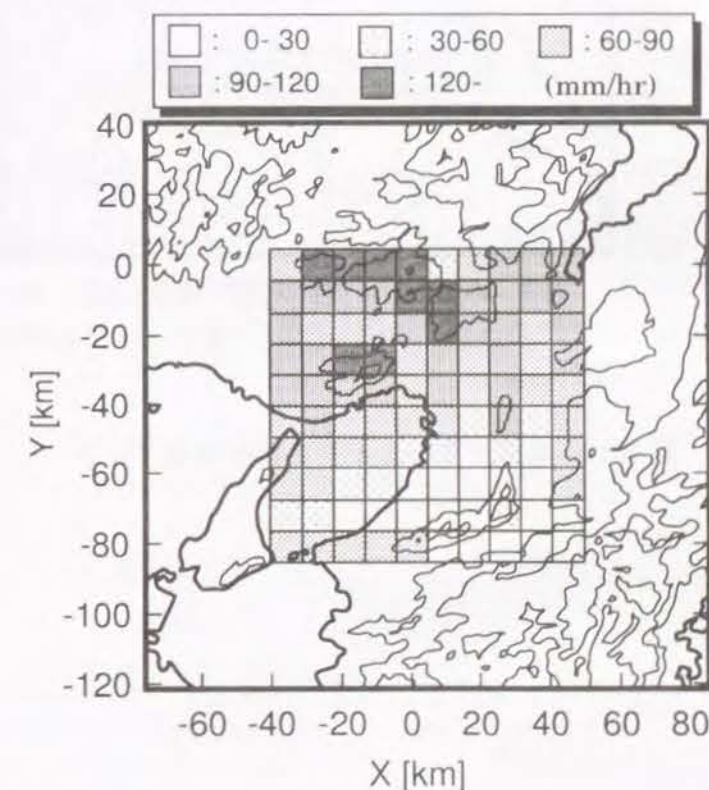


図 5.18: 山地部を想定した豪雨ポテンシャルマップ

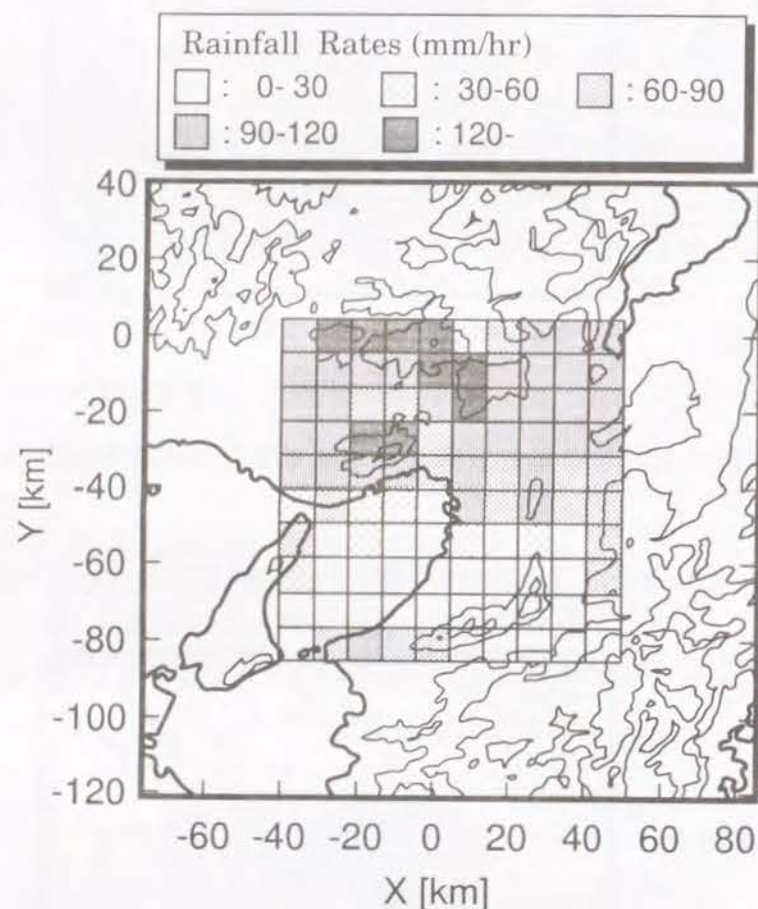


図 5.19: 豪雨ポテンシャルの総合評価マップ

5.6 結語

本章においては、まず、近畿地方に豪雨をもたらした1986年7月21日21:00の総観場のデータを用いた3次元風速場のシミュレーションを行った。そして、大気場の地域的な違いを評価した上で、1次元の積雲対流モデルのシミュレーションを行い、豪雨ポテンシャルの地域的な評価を行った。

ここで、本章における成果をまとめると以下のようになる。

- (1) 地形を考慮した3次元風速場のシミュレーションを行う場合、側方境界条件に放射条件を取り入れることにより、非常に安定した風速場が得られる。
- (2) 大阪平野においては、枚方付近は大気が収束しやすい場であることが示された。このことは、ここで対象とした場のシミュレーションにおいては、この辺りは必ずしも大きな降雨量は生じなかったが、地形的に降雨が生じやすい場所であることを示唆している。ただし、今後、1次元積雲モデルの強制上昇流に、地形による大気の収束効果を考慮すると、この点については改善されることが考えられる。
- (3) 豪雨ポテンシャルを、「その場所において積雲対流性豪雨が生じたときに起こる可能性がある最大降雨量、すなわち潜在的な豪雨強度である。」として、3次元風速場のシミュレーションから得られる大気場をもとに、地域ごとにさまざまな仮定を行った上で、1次元積雲対流モデルのシミュレーションを行い地域の豪雨ポテンシャルを評価した。その結果、本研究で用いたメソの場では、
 - 大阪平野南側では豪雨ポテンシャルが低く、北側で高い。
 - 風の流れに沿う山地と山地の間の低地においては豪雨ポテンシャルが低い。
 - 全体的に豪雨ポテンシャルは、標高の高い山地部で高い。

ということが明らかとなった。

今後は、3次元風速場のシミュレーションモデルに境界層を扱うモデルを加え、都市や海上などの効果もモデルに反映できるようにするとともに、1次元積雲対流モデルとの結合を図り、解析事例を増やして豪雨ポテンシャルの一般的な形の評価を行う必要がある。

参考文献

- [1] 中北英一：地形が降雨場に及ぼす影響を考慮した短時間降雨予測手法の開発と3次元レーダー情報の利用に関する研究，京都大学博士論文，1990，pp.59-102.
- [2] 矢島啓・池淵周一・中北英一：PMP推定のための豪雨ポテンシャルの地域評価，水工学論文集第40巻，1996（掲載予定）。
- [3] 中北英一・足立琢也・池淵周一：地表面水蒸気フラックスが降雨分布に与える影響に関する基礎的検討，水工学論文集第38巻，1994，pp.25-32.
- [4] 中北英一・足立琢也・池淵周一：地表面フラックスが降水分布に及ぼす影響に関する基礎的解析，京都大学防災研究所年報第37号B-2，1994，pp.235-252.
- [5] 中北英一・足立琢也・岡田憲夫・池淵周一：都市および土壌水分分布による降雨発生に関する基礎的検討，水文・水資源学会1995年研究発表会要旨集，1995，pp.252-253.
- [6] 木村富士男：局地風モデルを利用した光化学大気汚染の数値シミュレーション，気象研究所技術報告，第11号第7章，1984，pp.217-295.
- [7] 葛葉泰久：広域場からの蒸発散現象のモデル化とその時・空間平均化手法の開発に関する研究，1993，京都大学博士論文.
- [8] Matsuno, T.: A Finite Difference Scheme for Time Integrations of Oscillatory Equation with Second Order Accuracy and Sharp Cut-off for High Frequencies, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, Vol.44, 1966, pp.85-88.
- [9] 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬：降雨分布特性の気象力学的解析，第32回水理講演会論文集，1988，pp.13-18.
- [10] Orlanski, I.: A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows, *J. Comput. Phys.*, Vol.21, 1976, pp.251-269.

第6章

局地性降雨に対する 可能最大降水量 (PMP) の推定手法

6.1 概説

従来より河川の計画・設計を行う場合，通常，降雨の生起確率(リターン・ペリオド)を基準として用いている。しかし，この確率年を求める水文統計解析において，水文量の上限値を与えない(無限大)の分布形状を仮定して算定することが多く，物理的な観点からみると問題がある。また，水文統計解析に用いるデータ数が少ないときに最大の水文記録が年々増加するようなことがあれば，確率年に応じた水文量はそれにつれて容易に変化する。このため水文統計解析においては極値の取り扱いが重要であり，近年水文頻度解析モデルに物理的(水文学的)意味のある上下限値を導入しようとする試みがなされている(宝[1])。そこでは，降雨の最大量をあらかじめ与えることが必要となる。また，この最大降雨量を知ることができたならば，フェイル・セーフを考慮した合理的な河川計画を決定することが可能となる。それゆえこの降雨ポテンシャル(可能最大降水量，PMP)は非常に重要な意味を持ち，古くからその推定が試みられている。

PMPの算出には，既往最大雨量を包絡するような形で求める統計的方法と，従来から行われている過去の豪雨が生じたときの大気の可降水量や比湿などの大気湿潤度をパラメータとして「湿度の最大化」を行う作業を基本とする方法が用いられている。しかし，これらの方法は降雨のメカニズムをほとんど考慮していないため理論的根拠が弱く，推定値の精度が問題であり，また，推定手法を発展させることも難しい。一方，近年において，気象学者を中心とした研究により，降雨のメカニズムが明らかにされてきており，それらを表現する数値モデルも提案されている。そこで，本章においては，まず，従来の手法に関して検討を行い，その問題点を明らかにする。そして，都市部でしばしば洪水をもたらす要因となる雷雨性降雨のような激しい対流現象を対象として，降雨メカニズムを考慮するために第4章で用いた Ferrier and Houze によって開発された1次元積雲対流のモデル[4]を用い，PMPの推定手法に検討を加える。特に，降雨量は大気の湿潤度だけでなく大気の安定度も関係していることに注目し，従来の推定手法で考慮されている湿潤度に関連したパラメータの他に不安定度(CAPEを用いる)をパラメータとして用いた上

で、さまざまな大気条件のもとでの降雨シミュレーションを行い、短時間における可能最大降水量の推定手法の改良を試みる [2] [3]。

6.2 過去の豪雨記録

ここで、PMP推定の検討を行う前に、過去の豪雨の日本記録および世界記録について宝 [5] が整理したものを表 6.1、表 6.2 および図 6.1 (図中の直線は世界記録の最大値の包絡線である) に示しておく。但し、この整理は、日本記録については、吉野 [6]、石原 [7]、桑原 [8]、宮沢 [9]などを参考にし、世界記録については WMO [10] および van der Leeden et al. [11] を参考に行っている。

これらのデータから、日本の豪雨記録については6時間以上の降雨継続時間については世界記録と大きな差はないが、それよりも短い、特に1時間よりも短い降雨では日本記録は世界記録と比べて半分以上の小さな値となっている。

表 6.1: 豪雨の日本記録

期間	降水量 (mm)	地点	生起日
10分	49.0	足摺岬(高知)	Sep.13.1946
20分	64.4	足摺岬(高知)	Oct.17.1944
30分	110.0	幸物(長崎)	July 25.1982
1時間	187.0	長与町(長崎)	July 25.1982
2時間	296.3	足摺岬(高知)	Oct.17.1944
3時間	377.0	西郷(長崎)	July 25.1957
4時間	467.0	西郷(長崎)	July 25.1957
5時間	575.0	西郷(長崎)	July 25.1957
6時間	647.0	西郷(長崎)	July 25.1957
7時間	707.0	西郷(長崎)	July 25.1957
10時間	844.5	西郷(長崎)	July 25.1957
16時間	1052.5	西郷(長崎)	July 25.1957
24時間	1114.0	日早(徳島)	Sept. 11.1976
2日	1685.0	日早(徳島)	Sept. 10-11.1976
3日	2114.0	日早(徳島)	Sept. 10-12.1976
4日	2508.0	日早(徳島)	Sept. 10-13.1976
7日	2781.0	日早(徳島)	Sept. 7-13.1976
1ヵ月	3514.0	大台ヶ原山(奈良)	Aug.,1938
12ヵ月	8517.0	大台ヶ原山(奈良)	Sept.,1919-Aug.,1920

表 6.2: 豪雨の世界記録

期間	降水量 (mm)	地点	生起日
1分	38.1	Barot, Guadeloupe	Nov.26.1970
5分	63.0	Port Bells, Panama	Nov.29.1911
8分	126.0	Fussen, Bavaria	May.25.1920
15分	198.1	Plumb Point, Jamaica	May.12.1916
20分	205.7	Curtea-de-Arges, Rumania	July 7.1947
42分	304.8	Holt, Mo.	June 22.1947
2時間10分	482.6	Rockport, W. Va.	July 18.1889
2時間45分	588.8	D'Hanis, Tex. (17mi. NNW)	May 31.1935
4時間30分	782.3	Smethport, Pa.	July 18.1942
9時間	1086.9	Belouve, La Reunion	Feb.28.1964
12時間	1340.1	Belouve, La Reunion	Feb.28-29.1964
18時間30分	1688.8	Belouve, La Reunion	Feb.28-29.1964
24時間	1869.9	Cilaos, La Reunion	Mar.15-16.1952
2日	2499.9	Cilaos, La Reunion	Mar.15-17.1952
3日	3240.0	Cilaos, La Reunion	Mar.15-18.1952
4日	3721.1	Cherrapunji, India	Sept.12-15.1974
5日	3853.9	Cilaos, La Reunion	Mar.13-18.1952
6日	4055.1	Cilaos, La Reunion	Mar.13-19.1952
7日	4110.0	Cilaos, La Reunion	Mar.12-19.1952
8日	4129.8	Cilaos, La Reunion	Mar.11-19.1952
15日	4797.6	Cherrapunji, India	June 24-7.8.1931
31日	9300.0	Cherrapunji, India	July.1861
2ヵ月	12766.8	Cherrapunji, India	June-July.1861
3ヵ月	16368.8	Cherrapunji, India	May-July.1861
4ヵ月	18737.6	Cherrapunji, India	Apr.-July.1861
5ヵ月	20411.9	Cherrapunji, India	Apr.-Aug.,1861
6ヵ月	22454.5	Cherrapunji, India	Apr.-Sept.,1861
11ヵ月	22990.0	Cherrapunji, India	Jan.-Nov.,1861
1年	26461.2	Cherrapunji, India	Aug.,1860-July.1861
2年	40768.3	Cherrapunji, India	1860-1861

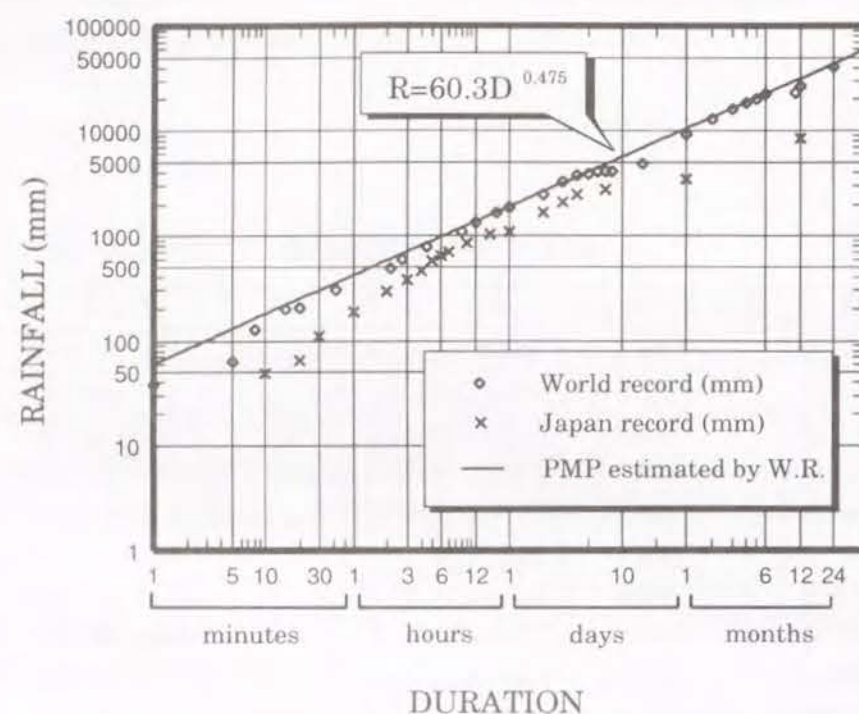


図 6.1: 豪雨記録

6.3 従来のPMP推定手法

6.3.1 PMPの定義と背景

PMPとは、Probable Maximum Precipitationの略であり、日本語では可能最大降水量と訳される。また、これはアメリカ気象協会によると、「ある季節、地域に対して物理的に可能な、理論的に最大化された降水量」と定義されている[12]。

ここでPMPの歴史について簡単に振り返ってみる[10]、[13]。1930年代以前、アメリカにおいてダムのスピルウェイ(余水吐)の規模を決定する水文解析は、入手可能な水文データを統計解析することにより行われてきた。しかし、このような方法では洪水のサンプル数が少ないとき洪水規模を決定するのが困難であった。しかも、このころ河川の最大流量記録が数年の内に次々と更新されたという事実もあり、当時の水文学者たちは、他の方法により流域の洪水ポテンシャルの上限(Probable Maximum Flood: PMF)を推定する必要があると考えた。このPMFを得るためには、流域の降雨ポテンシャルの上限(すなわちPMP)を知る必要があった。そこで、PMPを推定する研究がNational Weather Serviceの水文気象部で進められ、1940年以降、PMPは主要な水理構造物を設計する際に用いられている。ただし、当初PMPはMPP(Maximum Possible Precipitation)と呼ばれていたが、最大可能降水量をどのように求めても結局は不確定なもの域を出ないことからPMPという語を用いるようになった。

また、この50年の間にも、PMPを算定する方法の修正は続けられ、地形性降雨の強い

地域に対する補正も行われている。そして、現在のPMP研究の課題は、観測降雨量と他の降雨指標を用いた比較によるPMPレベルの評価である。

米国においてはPMPは一般化された形で季節毎や降雨面積、継続時間ごとにマップ化されており、その一例として一年を通じたPMP値の10 mi²の面積に対する6時間雨量の等値線として描いたものを図6.2に示す([12]より引用)。

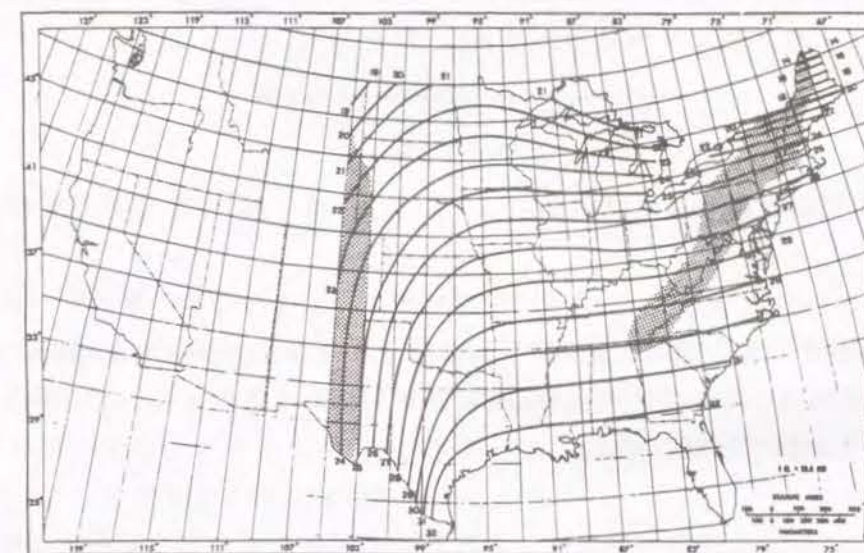


図 6.2: 一般PMP図の例

6.3.2 PMPの推定アプローチ

はじめに、WMOのマニュアル[10]にある米国を中心に発展してきたPMP推定手法について述べ、次に、我が国におけるPMP研究のレビューを行う。

(1) 米国を中心としたPMP推定手法

米国で開発されたPMP推定のアプローチは、過去の主要な豪雨の記録に基づき推定されており、3つのステップ、1)湿度の最大化、2)転置、3)包絡から求められる。特に、湿度の最大化はPMP推定において重要かつ基本的な作業であり、転置、包絡はそれを補正する役割を果たしている。

湿度の最大化(Moisture Maximization): 湿度の最大化とは、豪雨時の降雨量を、豪雨発生時の大気の水蒸気条件よりも高湿度の条件を与えることによって増大させることである。具体的には、12時間持続した過去最高露点温度に対する地表面から200 hPaまでの気層における可降水量と、実際に起こった豪雨時の12時間持続露点温度に対する同じ気層の可降水量との比率を実績降雨量に掛けあわせることにより降雨量を増大させる操作であり次式のように表される。

$$\text{湿度の最大化雨量} = \text{観測降雨量} \times \frac{W_{p \max}}{W_{p \text{stim}}} \quad (6.1)$$

ここで、 $W_{p \max}$ ：観測された可降水量の最大値、 $W_{p \text{stim}}$ ：豪雨時の可降水量である。ただし、可降水量とは、単位底面積当たりの鉛直気柱に含まれる水蒸気量のことであるが、ここでは地表面の大気データから偽湿潤断熱過程を仮定し、すなわち地表面の気塊を偽湿潤断熱過程で上昇させたときの各高度での気塊の状態が、そのまま一般場の大気状態であると仮定し、次式により求められる値を用いている。

$$W_p = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{200} q dp \quad (6.2)$$

ここで、 W_p は可降水量、 p_0 は地表面での大気圧、 q は比湿（≡水蒸気の混合比）である。

転置(transposition)： 転置とは、PMPを推定するのに十分な数の豪雨データが入手できないとき、地形的かつ気象的な性質が同じ地域に生じた豪雨のDAD (Duration-Area-Depth; 降雨時間と降雨面積と降雨量との関係) 値を取り入れることであり、この操作により豪雨データを増加させることができる。

包絡(envelopment)： 過去の豪雨データを用いて湿度の最大化や転置を行って得られた地域毎のPMP値は、周辺地域とその値がスムーズな等値線を描くことができるように、各種の指標をもって修正が行われる。ここで用いられる指標には、特定面積に対する地域ごとの過去最大雨量や100年規模の地点降雨量や雷雨の生起頻度などがある。

これらのことを考慮して最終的にできたPMPチャートがさきに示した図6.2である。

(2) 日本におけるPMP研究とPMP推定における問題点

日本では河川計画においてPMPという概念は採り入れられていないためか、PMPに関する研究は少ない。ここでは、建設省土木研究所が行っているPMPの研究(裏戸[14]、高須[15])を示す。

土木研究所では、式(6.1)における可降水量の代わりに地表面での比湿を用いて湿度の最大化を行い、1時間の地点雨量に対するPMPを算定している。この方法における比湿比(=既往最大比湿/既往最大1時間雨量時の比湿)は地域により差があるが1.4~2.3程度であり、推定された雨量すなわちPMPは150~350 mmとなっている。また200年確率1時間雨量(16年間のアメダスデータから算出)と比べると、PMPの方が大きな値となっている。

しかし、ここで式(6.1)における可降水量の代わりに地表面での比湿を用いる方法と従来の可降水量を用いた方法では補正の割合は1対1に対応するのかという疑問が生じる。そこで、地表面における大気の気圧を1013 hPaとし、気温を22℃から34℃の範囲、相対湿度0%から100%の範囲の条件で可降水量と比湿の比較を行った結果を図6.3に示す。

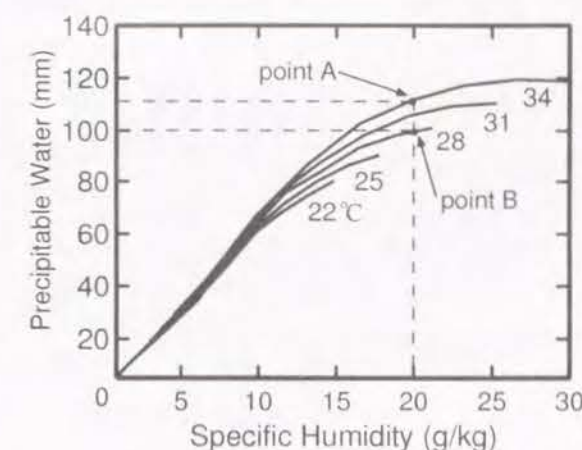


図 6.3: 可降水量と比湿の比較

図6.3から相対湿度が高くなるにつれ、気温の違いにより両者の間に差が生じることがわかる。例えば、この図のポイントA(気温34℃、相対湿度80%)とB(気温28℃、相対湿度90%)では比湿はどちらも20 g/kgであるが、可降水量では100 mmと112 mmとなり、この差10%程度がそのままPMPの差につながる。このように物理的な現象、つまり降雨機構を考慮せずに、単に可降水量や比湿をパラメータとして用いてPMPを推定することには問題がある。さらに、可降水量を算定する際に、偽湿潤断熱過程を仮定していることによる実際の大気との誤差の問題も存在する。また、湿度の補正を行う際に、12時間持続する露点温度を用いるが、それより短い時間(12時間未満)に対するPMPについては過小評価する可能性がある上に、湿度に関する観測値は、その観測点が限られており、観測時間間隔も気象官署で通常3時間おきのデータしか得られないなど、さまざまな問題がある。

また、この他のPMP研究として、桑原[16]による統計的推定法を用いた研究が挙げられる。6.2で述べたように、日本での最大観測雨量は、世界最大観測雨量と比較して、降雨時間が6時間以上の値は両者の間に大きな差はないが、降雨時間が短くなるにつれて差が広がる傾向がある。しかし、桑原は、「ともにかなりの広さをもつ地域での、起こりうる最大雨量のDD(Depth-Duration)関係を比較した場合、短時間雨量では地域差が少なく、降雨時間が長くなるに従い雨量の地域差は大きくなる」とする二宮の豪雨規模と時間スケールに関する見解[17]を世界と日本のDD関係においても適用できると拡大解釈して、次式によりPMPを推定している。

$$h(t) = \frac{f(t)}{g(t)} \geq 1 \quad (6.3)$$

$$\frac{dh(t)}{dt} \geq 0 \quad (6.4)$$

ここで、 t は降雨時間、 $f(t)$ は全世界における最大観測雨量の包絡線によるDD式、 $g(t)$ はPMPとして推定される日本の最大雨量のDD式。

式(6.3)および式(6.4)は、降雨時間が長くなるにつれて、日本の最大降雨量が世界記録と比べて、相対的に小さくなっていくことを表しているが、この式による推定の結果、桑原は、日本で起こりうる最大地点雨量として10分雨量で110～150 mm、1時間雨量で290～360 mmの値を示している。日本における最大豪雨記録は、10分で49 mm、1時間で187 mmであるので、これと比較してかなり大きな値をPMPであるとしている。

しかしながら、これらいずれの方法も、その物理的な推定根拠が弱いため、その推定精度について議論することはできない。そこで、本章においては以下に示すように、数値シミュレーションを用いたPMP推定のアプローチを試みる。

6.4 積雲対流モデルを用いたPMPに関する予備的検討

6.3で指摘したように従来のPMP推定手法では降雨の物理機構を考慮していないため推定の理論的根拠に乏しく、推定値の精度を評価したり、向上させることは不可能である。今後、推定精度を上げるためには、降雨の物理過程を考慮した推定が必要である。そこで、本節では、局所的かつ短時間に対する最大降雨量をもたらす原因として考えられる雷雨性豪雨に代表されるような強い積雲対流による降雨に注目し、第4章で用いた降雨シミュレーションを導入して検討を行う。

積雲対流による激しい降水は、1) 大気下層への暖気流入、2) 地表面の加熱、3) 大気上層への寒気流入、などにより大気的不安定化が生じ、そこへ、山岳などの地形的条件やガストフロントなどの外的誘因が重なりもたらされる。したがって、従来のPMP推定手法では、地表面の大気の湿潤度のみをパラメータとして降雨の最大化を行っているが、この他にも、大気を持つ潜在不安定度、シアーの影響、下層からの熱フラックスの影響、対流を起こす外的要因の強度(ガストフロントに代表されるアウターフローや地形の影響)などが強い降雨をもたらす要因として考えられる。

本節では、PMP推定への予備的検討として、(1) 大気の湿潤度に注目し、相当温位分布を固定して、気温、湿度を変化させた大気プロファイルを用いた検討 (2) 初期条件で与える強制上昇流を変化させた検討、の2例についてシミュレーションを行い、積雲対流性降雨において、降雨量の増加に与える要因の影響を検討する。

6.4.1 大気湿潤度に注目した大気プロファイルの影響に関する検討

ここでは、一般に大気の大気対流不安定度を表すパラメータである相当温位 θ_e の鉛直分布を固定し、湿度および気温の分布を変化させ大気の大気湿潤度を変えることによる積雲対流性降雨への影響について検討を行う。

θ_e は式(6.5)で定義され、気塊が偽湿潤断熱過程で上昇し、気塊のもつ水蒸気をすべて蒸発させ潜熱として放出した後、乾燥断熱過程で基準気圧(=1000 hPa)まで下降した時の温位を表している。ここで用いた偽湿潤断熱過程という言葉は、気塊が上昇する時に放出する潜熱は気塊のみを暖めるのに用いられ、生成された凝結物は直ちに系外に脱落する非可逆反応であることを表している。

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{C_p q_v}{L T_d}\right) \quad (6.5)$$

ここで、 C_p は定圧比熱、 q_v は水蒸気の混合比、 L は蒸発の潜熱、 T_d は露点温度である。

また、この相当温位 θ_e と大気の大気対流安定との関係は式(6.6)のようであり、 θ_e の鉛直方向の勾配が正の時は安定であり、0の時は中立、負の時は不安定である。

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \begin{cases} > 0 & : \text{安定} \\ = 0 & : \text{中立} \\ < 0 & : \text{不安定} \end{cases} \quad (6.6)$$

式(6.5)からわかるように、相当温位は気温と湿度をパラメータとしているため、同じ相当温位でも気温が高いときは湿度は低くなり、気温が低いときは湿度は高くなる。従って、同じような対流不安定度を持つ大気状態であっても、湿潤度の異なる大気プロファイルが存在する。そこで、このような大気プロファイルの湿潤度の違いが降雨量にどのような影響を与えるのかを調べる。ただし、大気プロファイル以外の初期条件は第4章で行ったモデル再現計算時(これを「コントロールラン」と呼ぶことにする)のものと同一とした。また、シミュレーションの初期に与える強制的上昇流は、最大時に地表面で0 [m/s]、そして、高度とともに放物的に増加させ、高度400 mで2 [m/s]となるようコントロールランの時と同様に与える。

シミュレーションで用いる大気プロファイルの条件は次の3通りである。

条件1-1: 大気全体の気温を0.5℃上げ大気の湿潤度を下げる。

(可降水量比 - 2.2%, 地上比湿比 - 0.9%)

条件1-2: 大気全体の気温を0.5℃下げ大気の湿潤度を上げる。

(可降水量比 + 2.1%, 地上比湿比 + 0.9%)

条件1-3: 大気全体の気温を1.0℃下げ大気の湿潤度をさらに上げる。

(可降水量比 + 4.3%, 地上比湿比 + 1.8%)

ただし、可降水量比および地上比湿比はコントロールランの時との比であり、コントロールランの時の可降水量は58 mm、地上比湿は18 g/kgである。

このシミュレーションを行い得られた鉛直風速および降雨量の時間変化を図6.4a～図6.4cおよび図6.5に示す。また、それぞれの条件に対する最大降雨強度と、計算時間1時間内の降雨量を表6.3に次のシミュレーション結果とともにまとめて示す。

条件1-1の場合(図6.4a)は、雲は発達せず、降雨も生じなかった。条件1-2の場合(図6.4b)は、雲頂は約13 kmまで発達し、降雨量はコントロールラン時の19 mmから49 mmに増加した。条件1-3の場合(図6.4c)は、雲頂は約15 kmまで発達し、鉛直風速も20 m/s以上にまで発達した。また、降雨量もコントロールラン時の3.4倍の65 mmに増加した。この雲が発達した高度15 kmは圏界面高度であるため、これ以上の高度では大気が非常に安定しており雲は発達しにくい。

以上から、相当温位プロファイルを一定として大気の対流不安定度を等しくして、大気湿潤度の違いの影響を見た場合、少しの大気湿潤度の差によって、雲の発達や降雨量が大きく変化することがわかる。特にシミュレーションを行った範囲では水蒸気量の変化は数%程度であるが、降雨量は数倍に増加している。このように積雲対流降雨において、水蒸気量の降雨に対する影響が大きいことがわかる。これは、従来のPMP推定手法に可降水量をパラメータとして用いていることに対する妥当性を示している。

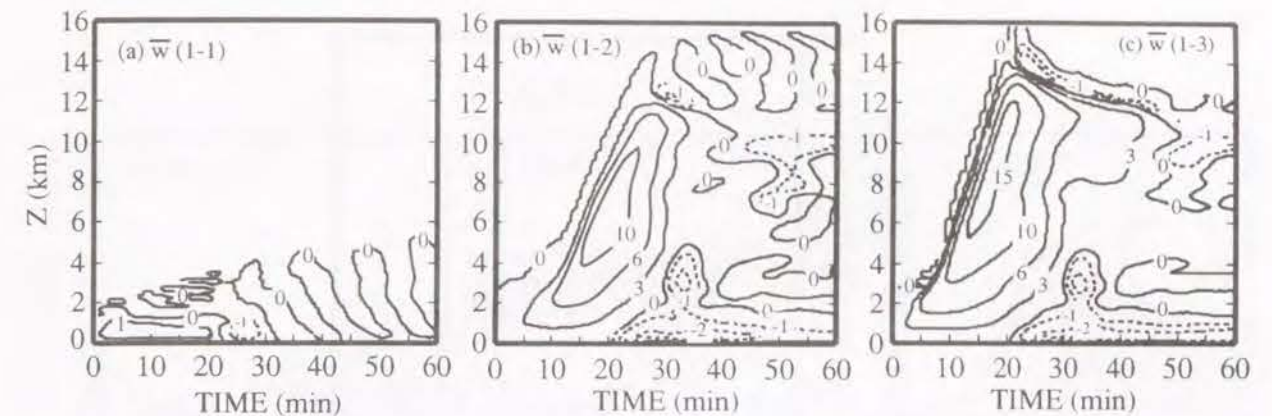


図 6.4: 大気湿潤度の積雲の成長への影響

(a) 条件1-1, (b) 1-2, (c) 1-3の時の鉛直風速 $\bar{w}$ の時間変化

表 6.3: シミュレーションから得られた降雨量

condition	最大降雨強度 (mm/hr)	1時間雨量 (mm)
1-1	0	0.0
1-2	104	43.0
1-3	162	65.0
2-1	20	5.4
2-2	37	14.3
2-3	70	24.6
control run	47	19.0

6.4.2 対流を起こす初期強制上昇流の影響に関する検討

このモデルでは、雲を発生させるトリガーとして、ガストフロントを模擬した強制上昇流を与えている。この強制上昇流も降雨量の変化に影響を与える重要なパラメータであると考えられるため、このパラメータを変化させたときの降雨量について検討を加える。ただし、初期上昇気流以外の初期条件はコントロールラン時と同じとした。

シミュレーションで用いる初期強制上昇流の条件は次の通りである。

条件2-1: 初期強制上昇流の最大値を1.0 m/sにする。

条件2-2: 初期強制上昇流の最大値を1.5 m/sにする。

条件2-3: 初期強制上昇流の最大値を3.0 m/sにする。

ただし、コントロールラン時の初期強制上昇流は2.0 m/sである。

これらの条件のもとで行ったシミュレーション結果から得られた鉛直風速および降雨量

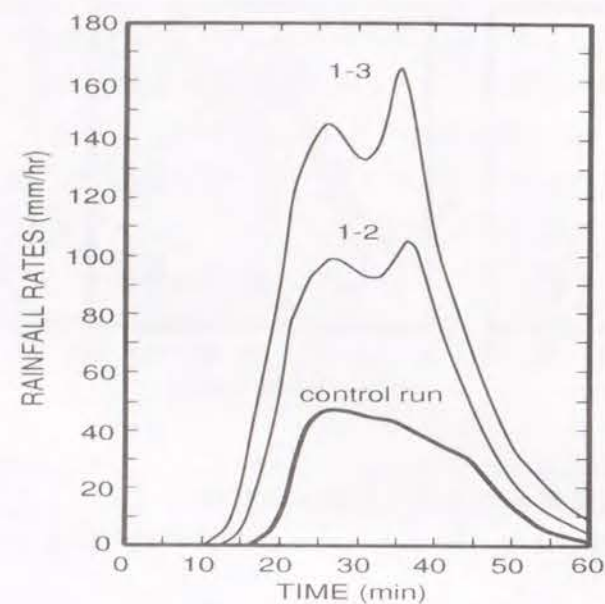


図 6.5: 大気湿潤度の降雨強度への影響

の時間変化を図 6.6a～図 6.6c および図 6.7 に示し、それぞれの条件に対する降雨強度と降雨量を表 6.3 にまとめた。

図 6.6a～図 6.6c からわかるように、条件 2-1 を除いて雲の発達状況はほぼ同じである。ただし、雲が発達する時間は初期強制上昇流が強くなるに従い短くなっており、条件 2-2 (図 6.6b) では、20 分から 25 分にかけて急速に発達しているが、条件 2-3 (図 6.6c) では、15 分から 20 分にかけて発達している。しかしながら、全体的な発達状況は同じであり、雲頂高度もほぼ同じである。この原因は高度 7 km 付近の乾燥領域があるため、この辺りの高度で雲の成長が急速に衰えるからである。ただし条件 2-1 の場合は、対流の初期化が弱いため、高度 3 km 付近の乾燥領域によって雲の発達が抑えられ雲が十分成長しなかったためである。また、降雨量に注目すると、表 6.3 から初期風速が強くなるにしたがい、降雨量が増加することがわかる。この初期風速の最大値については今後研究課題でもあるが、ここでのシミュレーションを行った範囲では最大コントロールラン時の 1.5 倍まで初期風速を強めたが、降雨量は 1.3 倍程度にしか増加せず、大気の湿潤度に比べて感度が鈍い結果であった。

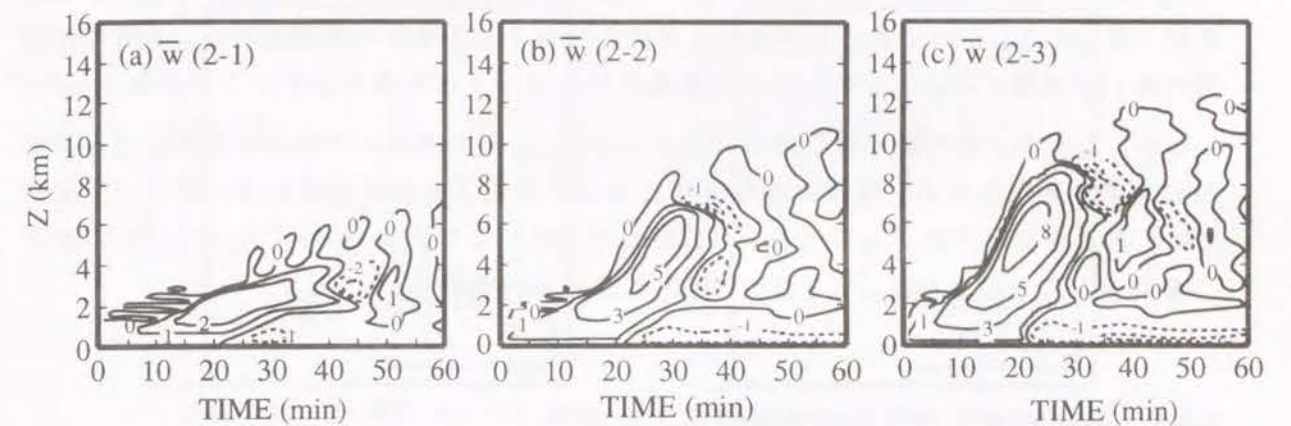


図 6.6: 初期強制上昇流の積雲の成長への影響

(a) 条件 2-1, (b) 2-2, (c) 2-3 の時の鉛直風速 $\bar{w}$ の時間変化

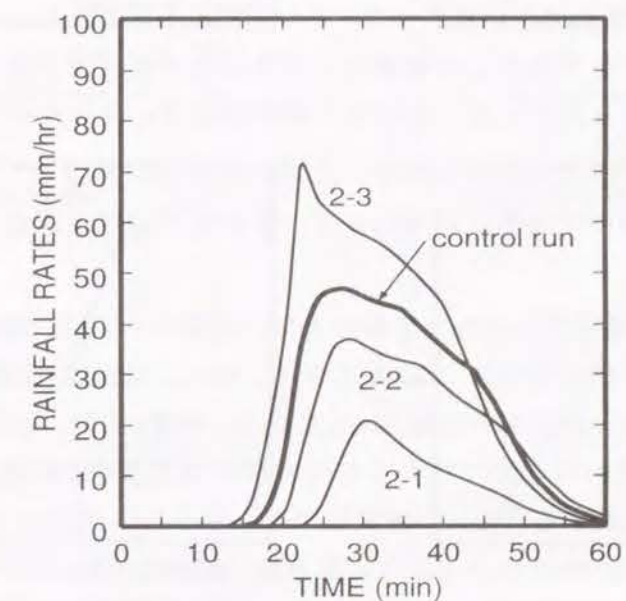


図 6.7: 初期強制上昇流の降雨強度への影響

6.5 積雲対流モデルを用いたPMP推定手法の検討

6.4においては、大気の安定度を固定して大気の湿潤度を変化させた場合の検討と積雲を作る最初のきっかけである初期強制上昇流を変化させた場合の検討を行い、大気湿潤度の違いが積雲によってもたらされる降雨に対して与える影響が大きいことがわかった。

しかしながら、同じ湿潤度を持つ大気であっても、その水蒸気の分布が異なれば、大気安定度も異なるため、積雲の成長過程に差が生じることが予想される。そこで、本節では、さまざまな大気プロファイルの設定を行ったうえでシミュレーションを行い、大気湿潤度と不安定度に注目したPMP推定手法の検討を行う。

6.5.1 降雨の最大化の検討に用いる大気条件

(1) 大気場の設定

第4章ではあまりふれなかったが、現実的な大気プロファイルの設定を人為的に行うことは難しい。それは、自然界においては、どんな大気プロファイルも存在するわけではなく、例えば、大気不安定度が大きくなりすぎると、自然に起こる対流調節作用によって、安定な大気にもどろうとするなど何らかの制限があるからである。

本章においては大気湿潤度や不安定度の異なる多くの大気プロファイルが必要とするため、何らかの定形化したプロファイルを設定しなくてはならない。これまでの降雨モデルの計算においては、観測値を初期プロファイルとすることがほとんどあり、Weisman [18] による一般場の温位と相対湿度を対流圏内とそれ以上の高度でそれぞれ定式化したものがあるが、日本における大気状態と比べると現実的な設定値となっていない。

そこで、やはり過去の大気状態を参考に設定する方法が有効となる。ここでは、雷雨が発生した時の大気場のデータを参考にして、第4章における設定よりも詳細な設定を行う。

まず、日本の雷雨が発生するような夏場の大気の観測例として、潮岬、輪島、米子の3ヶ所における高層観測の例を図6.8、図6.9に示す。特に、気温場(温位分布)については対流圏内でも、混合層内、対流圏中上層部(高度10 km程度)まで、対流圏上部(高度15 km程度)、およびそれ以上の成層圏ではかなり分布形状が異なっていることがわかる。そこで、これらのことを反映するために、地表面での条件を気圧1000 hPa、気温25～30℃(1度ごと)、相対湿度60～80%(1%ごと)に設定し、気温分布については表6.4のような気温減率(Γ)を用い設定した。ここで、地上から1 kmまでは温位がほぼ等しい混合層と考え、乾燥断熱減率 $\Gamma_d [= 9.76 \text{ (K/km)}]$ に近い値を設定した。また、相対湿度 $H(z)$ の分布については式(6.7)のように、混合層内では比湿が一定で、高度10 kmまではある関数で単調減少し、それ以上の高度では10%で一定となるように設定したうえで、あとに示すような乾燥領域を大気中層にもつように修正を加えた。

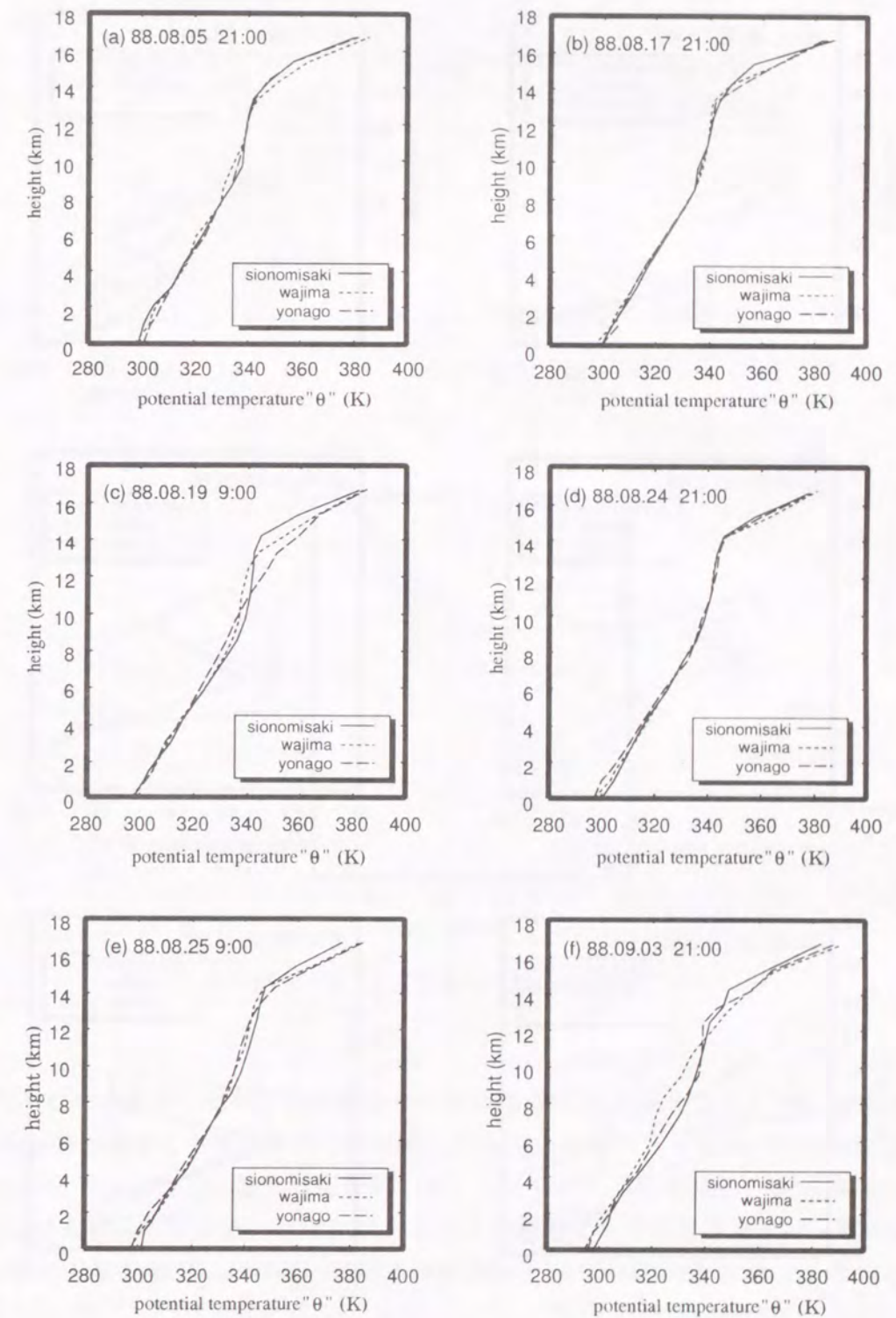


図 6.8: 高層気象観測の温位分布の例

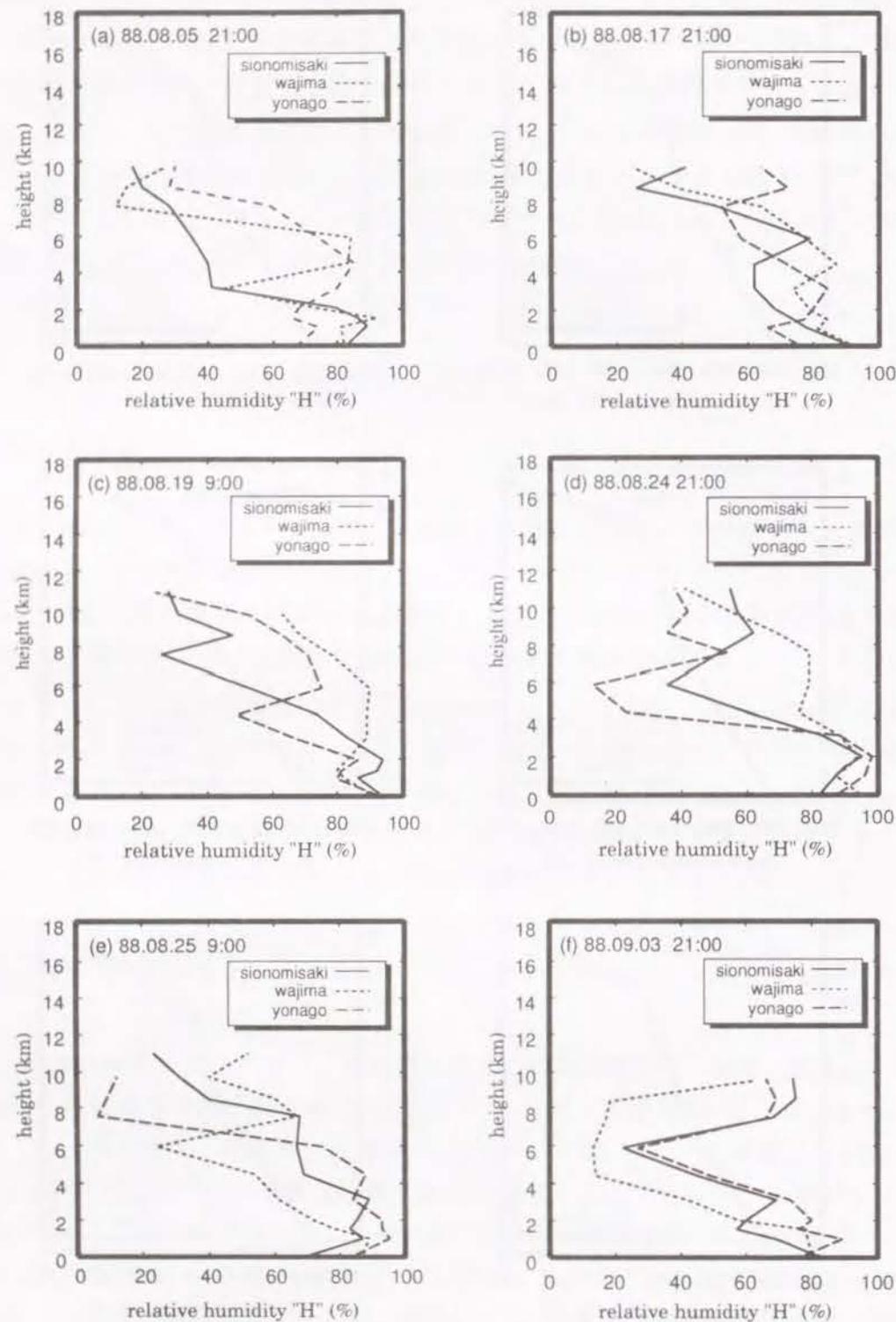


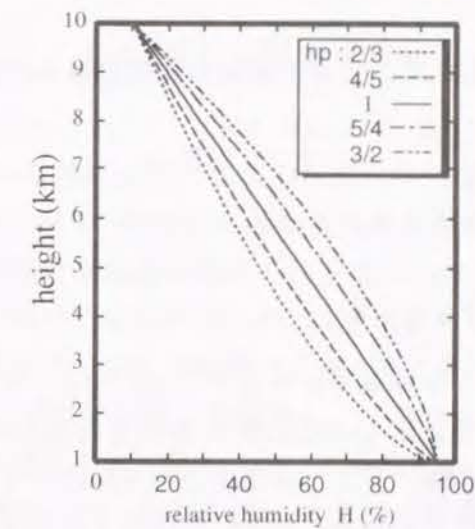
図 6.9: 高層気象観測の湿度分布の例

表 6.4: 気温減率の設定

z (km)	0 - 1	1 - 10	10 - 13	13 - 15	15 -
Γ (K/km)	9.5	6.0	8.0	5.0	0.0
備考	対流圏				成層圏
	混合層	圏界面 15km			

$$H(z) = \begin{cases} q_v : \text{一定} & z \leq 1,000 \\ H(1\text{km}) - (H(1\text{km}) - 10) \times [(z - 1000)/9000]^{hp} & 1,000 < z \leq 10,000 \\ 10 & 10,000 < z \end{cases} \quad (6.7)$$

z : in m

図 6.10: 湿度分布係数 hp の説明

ただし、この式を用いる時、混合層内での相対湿度は95%を上限とした。また、相対湿度の分布形状が異なる大気を表すため湿度分布係数 hp を導入しており、その値については $2/3$, $4/5$, 1 , $5/4$, $3/2$ の5通りの値を用いた。大気中の水蒸気量は、この hp が $2/3 \rightarrow 3/2$ と大きくなる順に増加する。相対湿度分布の違いをわかりやすくするため、混合層高度1 kmの相対湿度を95%、10 kmにおける相対湿度を10%としたときの分布を図6.10に示す。

また、夏場の大気が不安定な日は、図6.9に示すように、対流圏中層に乾燥領域がよくみられる。そこで、図6.11に示すように、高度4~6 kmで相対湿度が10%になり、高度3 kmと高度7 kmでそれぞれ初めに設定した湿度プロファイルの値と等しくなるように線形的に減少あるいは増加する乾燥領域をもつように湿度プロファイルを修正した。

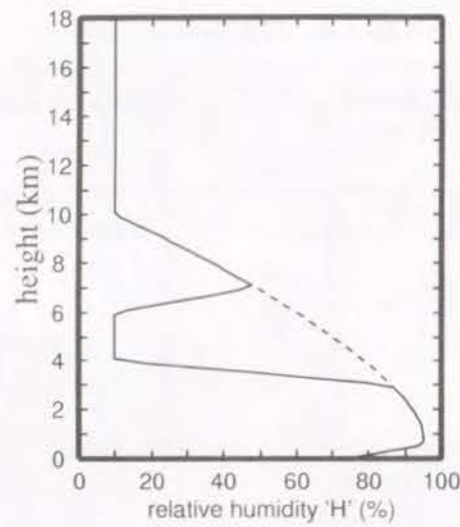


図 6.11: 乾燥領域を設定した相対湿度分布

これらすべてのケースにおいて、気圧と高度の関係は静水圧近似、すなわち

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad (6.8)$$

を用いた。

(2) 降雨の最大化に用いるパラメータ

ここで、PMPを推定するときの基準とするパラメータについて述べる。従来は、可降水量あるいは地表面における比湿などの大気湿度のみをパラメータとしているが、降雨メカニズムを考えれば、同じ大気湿度を示す大気でも、その水蒸気の分布の違いにより設定した大気不安定度が異なり、生じる降雨量にも差があることは容易に想像できる。そこで、本章においては、大気湿度と不安定度をあらわす指標の2つのパラメータを用いて降雨の最大化について検討を行う。

ただし、大気湿度のパラメータにはいくつかのものが考えられるが、ここでは、地表面における比湿 q_v と地表面の大気状態から偽湿潤断熱過程を用いて算定した可降水量 W_{pl} と実際の大気プロファイルに対して式(6.2)を適用して求めた可降水量 W_{p0} の3通りについて算定した。

また、大気不安定度を表すパラメータとして大気潜在不安定度を表すCAPEを用いることとした。ここで、相当温位 θ_e によって表すことのできる対流不安定度をパラメータに用いないで、潜在不安定度CAPEを用いたのは、対流不安定度は任意の高度において評価できる値であり、どの高度で評価するかが問題となるのに対し、潜在不安定度CAPEはひとつの大気状態に対応し、ひとつの値が決定されるためパラメータとして扱い易いからである。

ここで、潜在不安定度CAPEについて解説を加える。CAPEは大気が条件付き不安定の

とき、パーセル理論に従い上昇する空気塊が開放するエネルギーのことであり、図6.12にその概念図を示す。

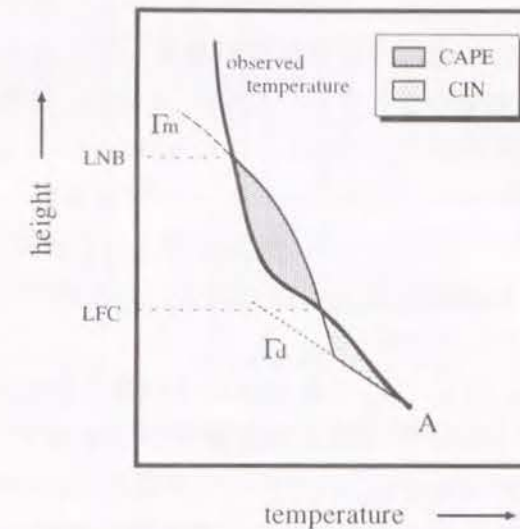


図 6.12: CAPE の概念図

この図において、点Aの気塊を持ち上げたとき、この気塊は飽和するまでは乾燥断熱減率 Γ_d にしたがって気温が下り、飽和した後は湿潤断熱減率 Γ_m にしたがって気温が下がり、ある高度において気塊の気温は周囲のそれと等しくなる。この高度がLFC (level of free convection) であり自由対流高度と呼ばれる。LFCにおいては、気塊に正の浮力も負の浮力もかからないため、外力なしにこの気塊は上昇することができる、また、この高度より気塊が上昇すると、そこでは正の浮力を獲得し、エネルギーを得ることになる。そして、再び、気塊の気温と周囲のそれが等しくなった高度がLNB (level of neutral buoyancy) すなわち中立浮力高度であり、LFCからLNBに大気上昇するときに気塊が得たエネルギーの和がCAPEである。数式を用いれば、式(6.9)のように表される。実際の観測で得られたCAPEの値は、非常に不安定な時には、6000 J/kg程度の大きな値を示すこともある(Williams [19])。また、上昇気塊がLFCに達するまでに得る負の浮力のエネルギーの和は、CIN (convective inhibition energy) と呼ばれ、CAPEと反対に大気対流活動を抑制するエネルギーの指標となり、式(6.10)のように表される。

$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} (T_{vp} - T_{et}) R_d d \ln P \quad (6.9)$$

$$CIN = \int_{sfc}^{LFC} (T_{vp} - T_{et}) R_d d \ln P \quad (6.10)$$

$$T_{vp(e)} = (1 + 0.608 q_v) T_{p(e)} \quad (6.11)$$

ここで、sfcは地表面を表し、 $T_{vp}(T_{et})$ と $T_p(T_e)$ はそれぞれパーセル(大気場)の仮温度と温度であり、 q_v は比湿である。

(3) 設定した大気のパラメータ状態

ここで、設定した大気プロファイルについて、大気湿潤度とCAPEの大気パラメータを算定する。ただし、シミュレーションを行った結果、不安定度が大きすぎると対流活動が終息せず下降流が生じないため、大気湿潤度が増加しても降雨量が減少することがわかった。これは、1つには、積雲のまわりの一般場の大気に、積雲からの大気のやりとりを考えていないところに原因がある。しかし、シミュレーションを行っている時間は1時間程度であり、この時間スケールでは積雲のまわりの大気場を一定とする方が自然であるため、このような大気状態の設定ケースは現実的でないと考えシミュレーション結果から除外した。また、最大10分雨量が10 mm以下のケースも除いた。その結果、この条件を満足するケース数は217ケースであった。

算定したCAPE, CIN, q_v , W_{p0} , W_{p1} の最大値および最小値について表6.5において、湿度分布係数hpごとにまとめた。最大値は地表面での気温30℃、相対湿度72%の時であり、最小値は気温25℃、相対湿度69%(*印のものは68%)の時である。ただし、CINの最大値は気温30℃、相対湿度60%の時であり、最小値は気温によらず相対湿度80%の時である。

表 6.5: 設定した大気のパラメータ

parameter	hp	2/3	4/5	1	5/4	3/2
CAPE (J/kg)	max	6480	6462	6441	6424	6412
	min	1879*	2053	2040	2028	2021
CIN (J/kg)	max	55.5	50.0	55.5	59.3	63.0
	min	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
q_v (g/kg)	max	19.2	19.2	19.2	19.2	19.2
	min	13.5*	13.7	13.7	13.7	13.7
W_{p1} (mm)	max	44.8	46.2	47.7	48.9	49.7
	min	32.6*	33.7	34.8	35.7	36.2
W_{p0} (mm)	max	102.3	102.3	102.3	102.3	102.3
	min	79.4*	79.8	79.8	79.8	79.8

CAPE値は地表面における大気気温あるいは相対湿度が高くなるにしたがい、また、湿度分布係数hpが小さくなり大気が乾燥しているほど増加しており、本章で設定した大気は最大6000 J/kg以上もの非常に不安定な状態まで設定できている。大気が乾燥しているほどCAPE値が大きくなるのは、大気が乾燥するほど式(6.11)で示される仮温度が低くなるため、上昇気塊の仮温度との差が大きくなるからである。このことは大気の下層が暖かく湿潤で、上層は冷たく乾燥しているほどCAPEは大きくなり大気が潜在的に不安定になることを意味している。また、CAPEの頻度図を描けば図6.13のようであり、2000~4500 J/kg前後の値がほとんどである。一方、CINはCAPE値が大きくなるほど、小さくなる傾向があり、CAPEが最大値を示すときには、CINの値はその1/1000のオーダーであり、CAPEが最小値を示すときには、CINの値はその1/5のオーダーである。

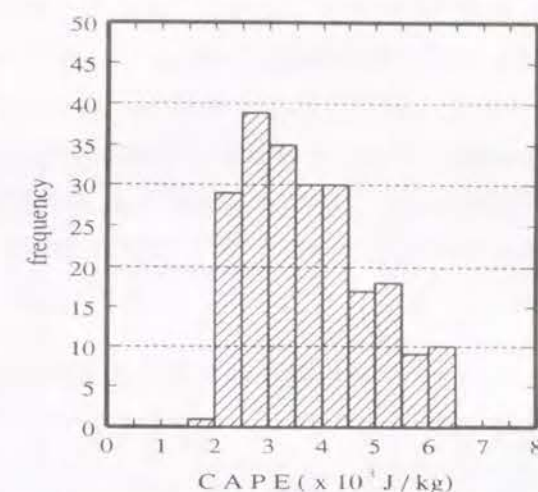


図 6.13: CAPE 頻度図

また、比湿 q_v は過去の観測によると25 g/kg以上の値を示すこともあるが、雷雨が発生するような大気では、混合層が発達し下層の水蒸気が上方へと活発に輸送されほぼ一般的な比湿になるため地表面での湿度はそれほど大きな値をとらないので、本章で設定した最大値19.2 g/kgも小さすぎる値ではないと思われる。可降水量に関しては、偽湿潤断熱過程により地表面の大気状態から求めた W_{p0} は、設定した大気プロファイルから求めた値 W_{p1} の2倍程度の値を示しており、大気が十分湿潤な状態でない場合は、実際の大気中に含まれる水分量である可降水量を過大評価することに注意する必要がある。

6.5.2 シミュレーション結果の概要

さきに示した大気プロファイルを用いて、積雲対流のシミュレーションを行うにあたって、シミュレーションの初期には、ガストフロントを模擬した地表近くでの強制的な上昇流を、最大時に地表面で0 [m/s]、そして、高度とともに放物的に増加させ、高度400 mで2 [m/s]となるように与える。また、時間的には、シミュレーション開始時に、鉛直風速はどの領域においても0とし、最初の100 [sec]で最大値まで線形的に増加させ、次の1100 [sec]はそれを維持し、合計20分間の上昇流を与えた。

シミュレーションから得られた最大風速および最大雨量は、表6.6に示すとおりである。ここでのhpはさきに示した湿度分布係数であり、2/3→3/2と大きくなる順に大気中の水蒸気量は増加し、不安定度は減少する。この表からわかるように、本研究で用いているモデルでは、単一積雲を扱っているが、10分で最大27.2 mm、60分で52.3 mmの激しい降雨が生じる現象をシミュレートできている。特に、都市内においては、下水道整備の影響もあり降雨に対する流出現象が10分程度の時間スケールで激しく変動するため、今後、都市内の河川計画や下水道計画において、このような短時間の雨量は、計画を決定する重要な要素となっていくと考えられる。そこで、本章においては以後10分雨量を中心に議論を進める。

表 6.6 において湿度分布係数 h_p が大きくなる(上段から下段へ)に従い上昇流の風速は増加するが、10分雨量およびその他の雨量は減少していることを読み取ることができる。これは次のように説明することができる。すなわち、 h_p が大きくなるのに従いCAPE値は減少し、潜在不安定度が減少する。そのため、対流活動は潜在不安定が大きいほど($h_p=2/3$ に近いほど)、最大雨量からみて活発な長時間の対流が維持される。そのため、上昇流により生成される降水粒子の数も増加し、対流活動の消滅期に入り下降流が生じるときにそれだけ多くの降水粒子を地表にもたらしることができるため降雨量は大きくなる。

表 6.6: シミュレーションから得られた最大鉛直風速と最大雨量

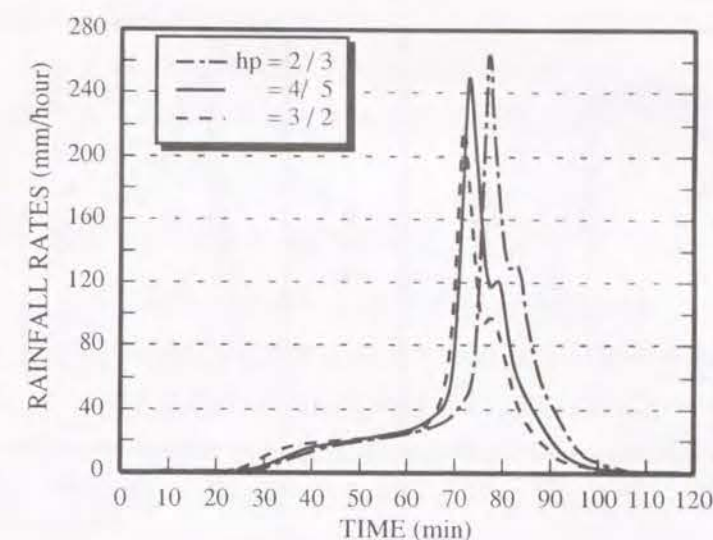
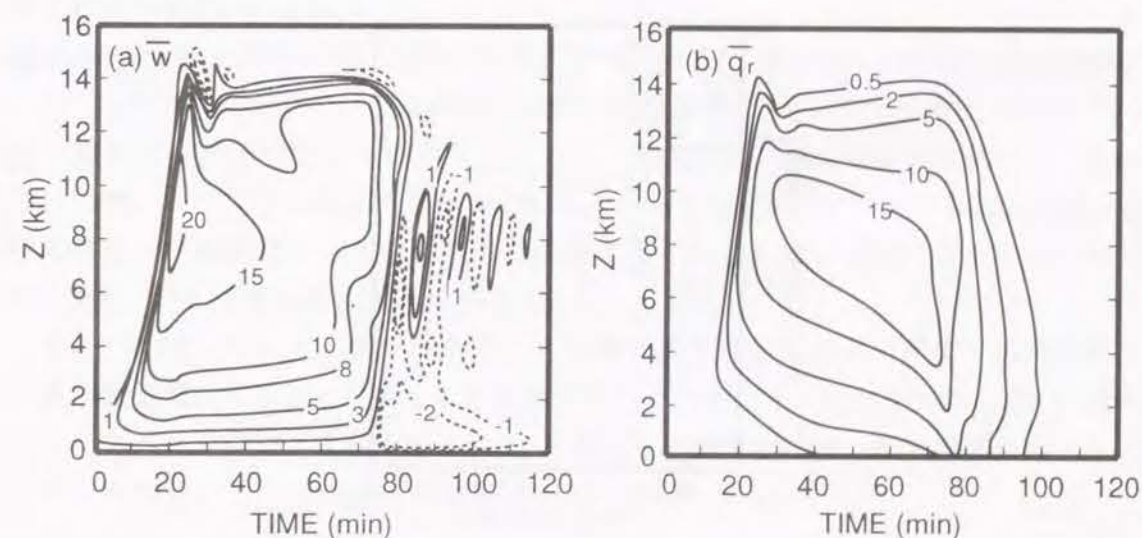
h_p	最大風速		最大雨量			
	上昇流 (m/s)	下降流 (m/s)	瞬間 (mm/hr)	10min (mm)	30min (mm)	60min (mm)
2/3	22.2	6.3	265.8	27.2	43.6	52.3
4/5	22.5	6.3	259.1	26.0	42.3	52.0
1	22.8	6.4	255.1	24.5	40.7	51.0
5/4	23.1	6.4	257.5	23.2	37.8	48.4
3/2	23.3	6.3	258.6	22.5	37.0	47.7

このことを示す例として、地上での気温 30°C 、相対湿度 72% のときの $h_p = 2/3, 4/5, 3/2$ に対する降雨強度の時間変化を描いたものを図 6.14 に示す。

図 6.14 から、大気的不安定度が増す($3/2 \rightarrow 2/3$)に従い、対流活動の時間が長くなるため降雨強度のピークが現れる時間は遅くなるとともに、ピーク値が増加していることが認められる。一方、最大鉛直風速は、対流活動が活発になると、大量の降水粒子が生成され、それが上昇流の負荷となりマイナスの浮力として働くため、対流活動が活発でない方が、かえって大きな鉛直風速を示しているのである。このことを詳しくみるために、 $h_p=2/3$ と $3/2$ のときの、鉛直風速 $\bar{w}$ と雨滴の混合比 $\bar{q}_r$ (g/kg) の時間変化図をそれぞれ図 6.15 と図 6.16 に示す。これより、積雲の発達は、圏界面高度(15 km)で成長が妨げられるためどちらも差がないが、鉛直風速の 10 m/s のコンターの大きさを比べれば、 $h_p=2/3$ の時の方が大きく、それだけ大きな鉛直風速が長時間維持されており、積雲内の対流活動がより活発であることがわかる。また、この図から読み取ることができないが、計算値をみると、鉛直風速が最大値を示す20分前後の雨滴の混合比は $h_p=2/3$ の方が大きい。さらに、積雲の衰退する時間をみると、 $h_p=2/3$ の場合は、対流開始約75分後からであるが、 $h_p=3/2$ では約65分後からである。この差約10分および対流活動の違いにより積雲内に生成される雨滴の量に差が生じ、 $h_p=2/3$ の方が降雨量が大きくなる。

また、地表面での大気の湿潤度の変化に対する降雨量の変化の感度を調べるために、シミュレーションを行った結果から、湿度分布係数 h_p および地表での気温を一定にして相対湿度を高くしたときの降雨量の変化を単位比湿増加に伴う10分雨量の増加量という観点から調べたものを図 6.17 にまとめた。

この図から、 h_p が $3/2 \rightarrow 2/3$ と変化し大気的不安定度が大きくなるほど、単位比湿が

図 6.14: 湿度分布係数 h_p の違いによる降雨強度の変化の例図 6.15: $h_p=2/3$ の時の (a) 鉛直風速 $\bar{w}$ (m/s) と (b) 雨滴の混合比 $\bar{q}_r$ (g/kg) の時間変化

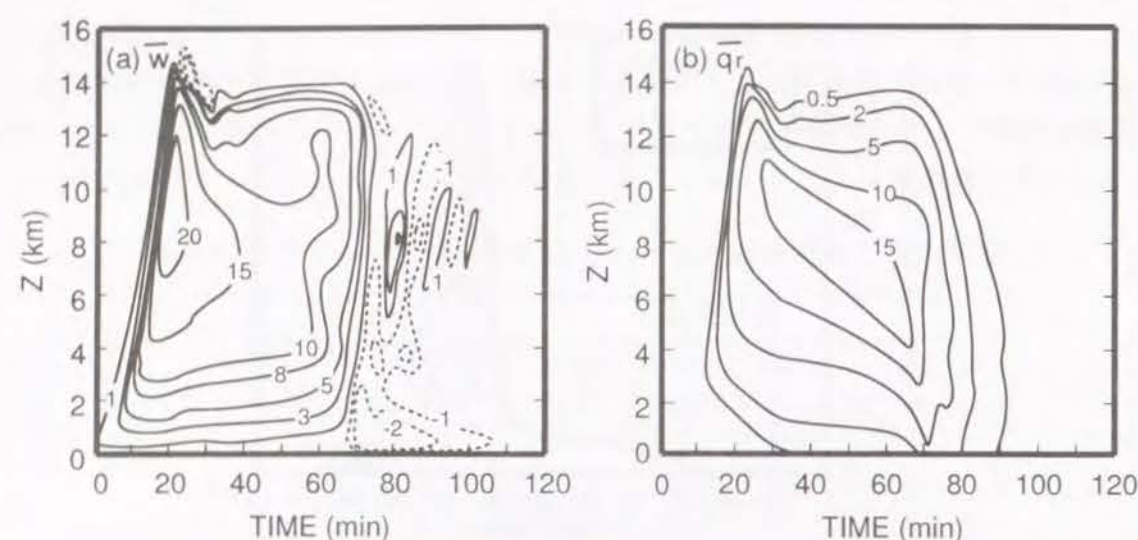
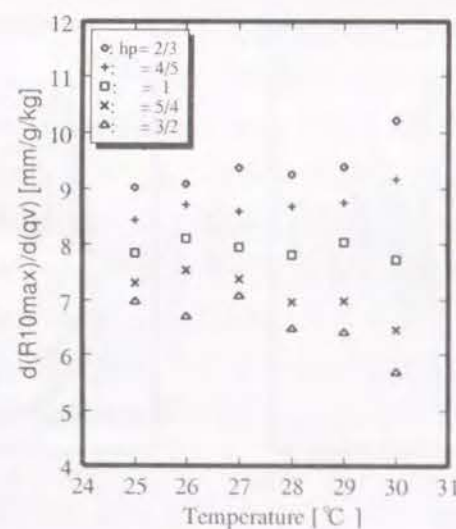
図 6.16: $hp=3/2$ の時の (a) 鉛直風速 $\bar{w}$ (m/s) と (b) 雨滴の混合比 $\bar{q}_r$ (g/kg) の時間変化

図 6.17: 単位比湿増加に伴う降雨量の変化

増加したときの降雨量の増加は大きい。また、この割合は、大気的不安定度が高い場合 (hp が $2/3$ に近い)、地上気温が増加するに従い増加する傾向にあるが、逆に、不安定度が低い場合 (hp が $3/2$ に近い) には減少する傾向にある。

このように同じように比湿が 1 g/kg 増加しても、大気の状態によって降雨量の増加する割合は異なる。そのため、比湿などの大気湿潤度を表すパラメータを用いて降雨の最大化を行うときには、その他のパラメータも考慮して補正を行うことが望ましいことがわかる。

6.5.3 大気的不安定度をパラメータに含んだ PMP 推定手法の検討

さきに行ったシミュレーション結果からわかるように、積雲対流によりもたらされる降雨は、地上における大気の湿潤度だけでなく大気の潜在不安定度すなわち CAPE とも大きく関係している。そこで、ここでは、相対湿度 H が 72% のときのシミュレーションの結果を、横軸に CAPE 値と縦軸に最大 10 分雨量を取りプロットしたものを図 6.18 に示す。図中の点線は、気温ごとに hp の異なる 5 つのポイントを指数関数で近似したものである。この図からわかるように、同じ気温に対し hp が異なる時の CAPE の差は最大 $50 \sim 70 \text{ J/kg}$ 程度であり、気温が変化したときの CAPE の差 (数千 J/kg のオーダー) と比較して小さいものの、降雨量は $1.2 \sim 1.3$ 倍程度の範囲で変化している。このように、地表面では同じ大気の湿潤度でも CAPE が数十 J/kg 増加すれば降雨量が大きく増加することがわかる。

従ってシミュレーションにより、大気の湿潤度および CAPE をパラメータとして起こり得る最大雨量をあらかじめ推定しておけば、過去の様々な大気状態から大気湿潤度と CAPE を求めることにより、その大気条件で起こり得る最大降雨量を推定することができる。そして、さらに過去のさまざまな大気場に対する最大雨量の中での最大値をみつければ、これがすなわち PMP となる。

従来の PMP 推定手法では、大気の湿潤度を表す水蒸気量とそれが降雨に変換される割合の 2 つのパラメータをそれぞれ独立した形で降雨の最大化 (従来手法の言葉を借りれば、湿度の最大化) を行い PMP を推定しているが、実際にはこの 2 つのパラメータは独立ではないため、ここで示したようにあらかじめシミュレーションを行い、地表面における大気の湿潤度と不安定度の 2 つを同時に考慮した推定を行えば、さらに精度の高い物理的根拠のある PMP 推定が行えるようになる。

ただし、湿潤度や不安定度のパラメータと降雨量との関係がどの程度一般的であるかは問題であるが、今後さらに様々な大気条件のもとでのシミュレーションを行い、普遍性のあるパラメータの抽出を行った上で PMP 推定を行っていけば、推定精度も向上していくと考えられる。

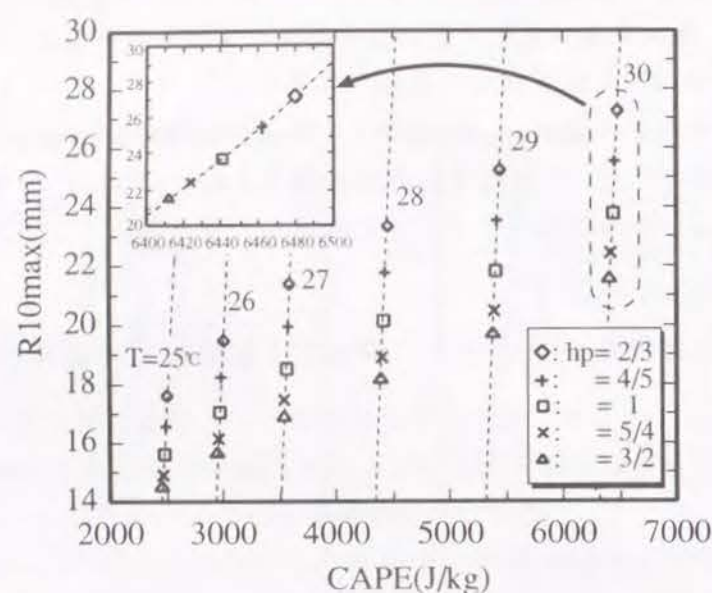


図 6.18: CAPE をパラメータとした降雨量の一例 ($H = 72\%$, $T = 25 \sim 30^\circ\text{C}$).

6.5.4 従来の PMP 推定手法の検討

6.5.3 で示した方法は、シミュレーションの問題や大気プロファイルのデータ入手の問題があるため、現段階では適用することが難しい。そこで、先に行ったシミュレーション結果をもとに、「湿度の最大化」を基本とする従来の PMP 推定手法に検討を加え、それを改良する手法を示す。

PMP の従来手法では、式 (6.1) によって降雨の最大化を行っているが、この式は、過去最大の大気湿潤度を示すときに発生する豪雨でも、大気に含まれる水蒸気量の変換効率 (単位時間内に大気中の水蒸気のどの程度の割合が降雨に変換されたかということ) を示す式 (6.12) で示される値が、過去に起こった豪雨の値がそのまま維持されると仮定して推定していることを意味している。

$$\text{降雨変換効率 } [Er] = \frac{\text{観測降雨量}}{W_{p\text{stm}}} \quad (6.12)$$

そこで、シミュレーション結果から、式 (6.12) において観測降雨量に最大 10 分雨量、 $W_{p\text{stm}}$ の代わりに q_v (比湿)、 W_{p1} (実際の可降水量)、 W_{p0} (偽湿潤断熱過程より求めた可降水量) の 3 つのパラメータを用いて降雨変換効率 Er の値を求めたものを図 6.19 に示す。

この図中に示した直線は、 hp および地表面の相対湿度を一定にして、気温のみを上昇させて大気湿潤度を高くした結果の一例を示している。この場合、比較的、降雨変換効率 Er は一定に保たれるが、気温を一定にして、相対湿度をあげることによって大気の湿潤度を高くするときには Er が大きく変化する。このように、同じ比湿や可降水量の大気湿潤度をもっている大気でも、降雨変換効率は大気条件によって大きく違ってくる。すなわち、PMP 推定を行う際には、比湿などの湿潤度のパラメータだけを最大化するのでは

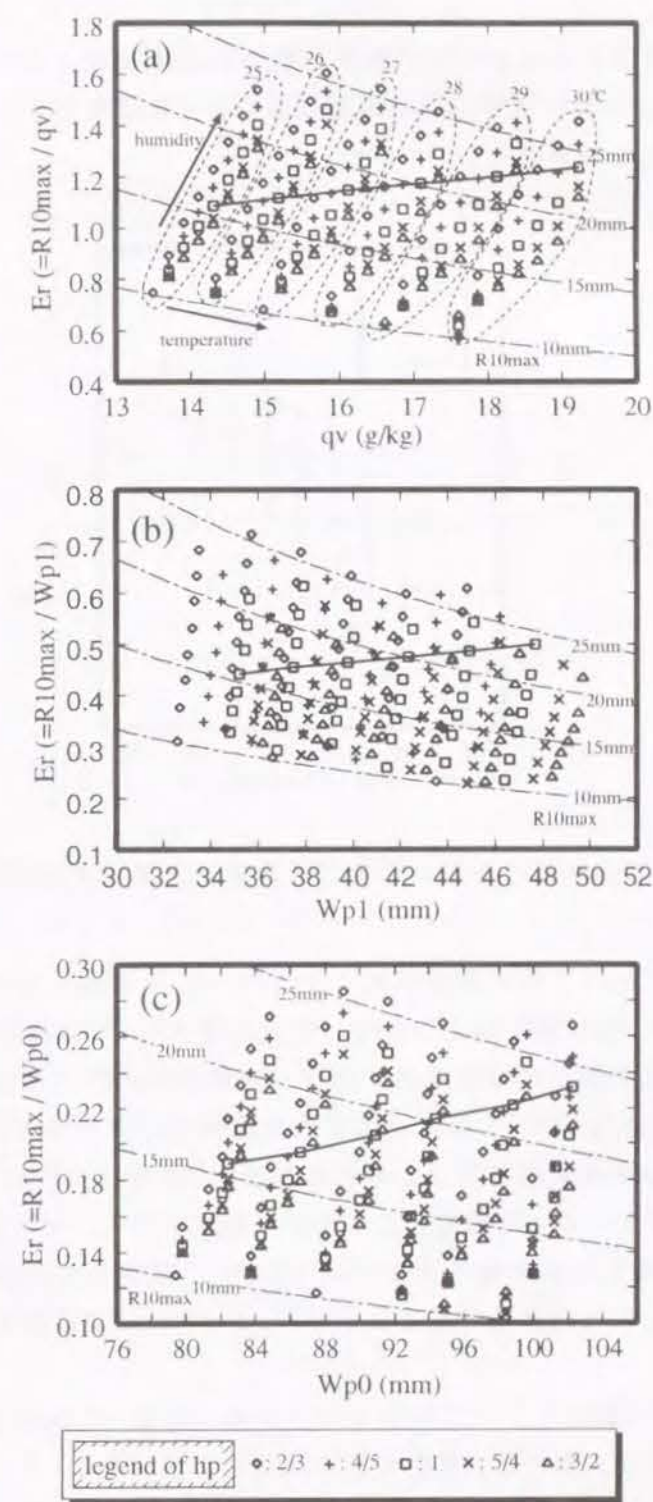


図 6.19: 大気湿潤度パラメータと降雨変換効率の比較図。
湿潤度を表すパラメータに (a) q_v , (b) W_{p1} , (c) W_{p0} を用いている。また、図中の直線は、 $hp = 1$, $H = 72\%$ に対して、気温を上昇させ大気湿潤度を高くした時の結果を示している。

なく降雨変換効率を同時に考慮した上で最大雨量を生じるような大気条件をみつける必要がある。

ここで、相対湿度が等しいときには、降雨変換効率 E_r がほぼ一定に保たれることに注目し、湿度分布係数 h_p の違いは考慮せずに地表面での相対湿度ごとに E_r の平均値および最大・最小値を調べたものを図 6.20 に示す。

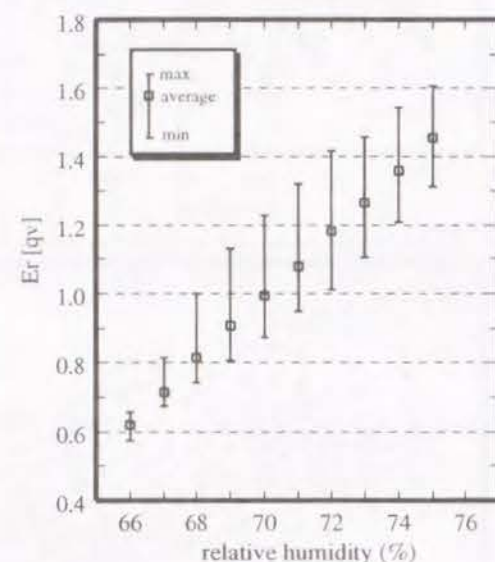


図 6.20: 地表面における相対湿度ごとに求めた降雨変換効率 E_r [qv]

この図より地表面における相対湿度が高くなるにつれ E_r も高くなっていることがわかる。それゆえ、従来の PMP 推定法において「湿度の最大化(可降水量あるいは比湿の最大化)」を行う時、過去の豪雨時の地表面での相対湿度が高い時の大きな E_r を、過去最大の可降水量(あるいは比湿)を示すが高い気温のため湿度はそれほど高くない大気場(したがって低い E_r 値を示す大気場であると考えられる)に適用して PMP 値を過大評価したり、これとは反対の場合に過小評価をしたりする可能性がある。そこで、今後、地表面での相対湿度ごとに分類した E_r の最大値を用いて PMP の推定を行えば、降雨変換効率の過大評価や過小評価をある程度避けることができ、PMP の推定精度を向上させることが可能となる。

また、同じ相対湿度における E_r にもかなりバラツキがある。これは大気の湿潤度が等しくても不安定度が異なる大気では、発生する対流現象に差が生じ、その結果、降雨量も異なってくるからであると考えられる。しかしながら、先に述べたように、これら相対湿度が同じ時のバラツキの程度は、湿度の違いを考慮しない時の E_r の取り得る範囲 ($E_r = 0.6 \sim 1.6$) に比較すると小さいため、地表面の相対湿度を考慮したうえで従来の PMP 推定手法を適用することは十分意味のあることである。

以上のことをまとめると、次のようになる。すなわち、地上の相対湿度が一定ならば、 E_r は(他のパラメータの影響と比べ)かなり一定に保たれるので、地上の相対湿度ごとに

従来の PMP 推定手法である湿度の最大化を適用すれば、PMP の推定精度を向上させることができる。また、同じ相対湿度に対しても図 6.20 のように E_r はばらつきがあるが、6.5.3 に示したように、CAPE のような新たなパラメータを導入することによってこのばらつきを評価することができ、さらに推定精度をあげることができる。

6.6 結 語

本章では、短時間における可能最大降水量(PMP)推定手法を確立していくことを目的とし、従来の推定手法に検討を加えた上で1次元積雲対流モデルを用いてPMP推定手法の検討を行った。

ここで本章における成果をまとめると以下のようなになる。

- (1) 湿度の最大化を基本とする従来のPMP推定手法は、用いるパラメータにより推定値に差を生じることをあきらかにした。これは、この手法が物理的根拠が弱いことによる限界であり、このことは統計的手法による推定も同様であり、今後は降雨物理機構を考慮できる数値シミュレーションによる手法が有効であることを示した。
- (2) 1次元積雲対流シミュレーションを用いて降雨の最大化するパラメータについて初期強制上昇流と大気湿度に関する予備的検討を行った結果、大気中に含まれる水蒸気量が降雨量に影響を与える大きな要因となることがわかった。
- (3) 大気中に同じ水蒸気量を持つ大気プロファイルでも、その分布の違いにより大気の安定度が異なり、上層の大気が乾燥している方が大気の潜在不安定度が増し、降雨量も増加することがわかった。
- (4) 今後PMPを推定するときには、大気湿度と降雨変換効率 E_r (単位時間内に大気中の水蒸気が降雨に変換される割合)を独立したパラメータとして取り扱うのではなく、あらかじめシミュレーションを行い大気湿度とCAPEのような大気不安定度の2つのパラメータを同時に考慮した上で、ある大気場に対して起こり得る最大雨量が算定できるようにしてPMPの推定を行えば、さらにPMPの推定精度の向上が図れることを示した。
- (5) 降雨変換効率 E_r は降雨が生じたときの地表面における相対湿度が高くなるにつれて、大きくなることをあきらかにした。これは、従来の湿度の最大化を行うPMP推定において、地表面における相対湿度ごとに降雨変換効率を設定して従来から行われている湿度の最大化(moisture maximization)を行えば、PMP推定の精度が向上することを示している。すなわち、この方法が、現段階でPMP推定精度を最も簡単に向上させることができる方法であり、従来のPMP推定値をこの方法によって見直すことが望ましいと考えられる。

などが挙げられる。

さらに、今後の課題としては、モデルの精度の問題が挙げられる。これについては降雨モデルを引続き発展させ、その精度を向上させる必要があり、モデルの精度向上は、すなわちPMPの推定精度の向上につながる。このように、降雨メカニズムを考慮できるシミュレーションモデルを用いてPMPを推定すれば、将来に渡ってモデルの精度向上とともにPMP推定値の精度も向上していくことが期待できる。

参考文献

- [1] 宝 馨：水文頻度解析の古くて新しいパラダイム，土木学会第50回年次学術講演会概要集，II-1，1995，pp.2-3.
- [2] 矢島啓・辻基宏・池淵周一・中北英一：短時間の可能最大降水量(PMP)推定手法に関する基礎的研究，京都大学防災研究所年報 第38号B-2，1995，pp.297-312.
- [3] 矢島啓・辻基宏・池淵周一・中北英一：積雲対流モデルを用いた短時間可能最大降水量(PMP)推定手法の検討，水文・水資源学会誌，vol.9，No2，1996.(掲載予定)
- [4] Ferrier,B.S,R.A.,Houze,jr.: One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, *J.Atmos.Sci.*, 1989, **46**, pp.330-352.
- [5] 宝 馨：頻度解析への両側有界分布の適用，統計数理研究所・平成7年度共同研究「極値理論の工学への応用」，1995.
- [6] 吉野正敏：日本における雨量最大観測値・雨慮-時間曲線・雨量強度-時間曲線の特性とその分布，気象集誌(*J.Met.Soc.Japan*)，38(1)，1960，pp.27-46.
- [7] 石原健二：水文気象の話(V)，水温の研究，10(5)，pp.3-11.
- [8] 桑原英夫：日本における降雨時間別最大雨量観測値と起こりうる最大級豪雨の降雨強度曲線，農業土木学会誌，47(7)，1979，pp.505-510.
- [9] 宮沢清治：防災と気象－気象災害を防ぐには－。現代の気象テクノロジー，朝倉書店，1982，pp.170-174.
- [10] World Meteorological Organization: Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, Operational Hydrology Repo. No.1, 1986.
- [11] van der Leeden,F., Troise,F.L.and Todd,D.K.: The Water Encyclopedia,2nd.Ed., Lewis Publisher, 1990, p.44.
- [12] Schreiner,L.C.,J.T.Riedel: Probable Maximum Precipitation Estimates, United States East of the 105th Meridian, Hydrometeo.Repo., No.51, 1978, pp.2.48-72.
- [13] Stallings,E.A., A.G.,Cudworth, E.M.,Hansen, W.A.,Styner: Evolution of PMP Cooperative Studies, *J.Water.Resour.Plann.Manage.*, vol.112, No.4, 1986, pp.516-526.
- [14] 裏戸勉・中村明・長谷川修: 可能最大日雨量の試算，土木技術資料20-8，1978，pp.397-402.
- [15] 高須修二・宮脇千晴・廣瀬昌由・松山兼二：時間雨量の地域特性，水工学論文集，第38巻，1994，pp.45-50.

- [16] 桑原英夫: 日本で起こりうる最大短時間雨量について, 天気, vol.29, no.7, 1982, pp.37-45.
- [17] 二宮洸三: 豪雨の時間スケールからみた降水強度局地の地理的分布, 天気, 47, 1977, pp.138-148.
- [18] Weisman, M.L. and J.B. Klemp: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, *Mon. Wea. Rev.*, vol.110, 1982, pp.504-520.
- [19] Williams, E., and N. Remmo: An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, vol.121, No.1, 1993, pp.21-36.

第7章

結論

本論文においては、「都市域を水害から守る」という大きな目標のもとに、都市域周辺で起こる降雨の特性について検討を行うとともに、特に、都市内の中小河川にとって防災上重要になる局地的な短時間の降雨に焦点をあて、可能最大降水量(PMP)を推定するための手法を中心に研究を行った。

第1章においては、降雨現象にともなう災害の形態を概観し、都市域の河川計画における降雨の取り扱いの問題点をあきらかにするとともに、本論文の位置付けを示した。また、第2章以降の前半部においては、大阪平野を中心とする都市部における降雨の実態についての研究を行い、第4章以降の後半部においては、数値モデルを用いて都市環境の降雨におよぼす影響、および、これからの河川計画において重要になってくると考えられるPMP推定に関する研究を行った。

以下、本研究で得られた結論を各章ごとに整理して述べる。

第2章においては、大阪平野の都市部に降った降雨を対象とし、1982年から1992年までの、11年間のアメダスデータを用いて豪雨を抽出した上でレーダー雨量計のデータを用い、降雨の成因を考慮したDAD解析などの統計的解析を行った。その結果、豪雨をもたらす降雨成因は前線性降雨によるものが多く、また、月別の豪雨発生数が多い8月では雷雨による豪雨が多く、夏場の大気的不安定性が高いことがわかった。また、降雨の成因を考慮したDAD解析を行い、降雨成因ごとの特徴を明らかにした。この時、従来から行われているDAD解析に加え、降雨場の形状について解析を行い、降雨場を楕円とみなした時の主軸(長軸)方向については、大阪湾から枚方方面に向かう角度を示すことが多く、また、降雨場の形状比(長軸と短軸の長さの比)については、前線性降雨の場合大きな値を示すこと、すなわち、偏平した形状を示す傾向があることをあきらかとした。さらに、DAD解析結果にもとづいたクラスター分析を行った結果、降雨群を大きくは、台風型、雷雨型、前線型の3種類のグループに分類できることを示した。以上のことより、今後、都市河川の計画をより安全なものにするためには、3パターン程度のDAD特性をもつ計画降雨を設定する必要があるとともに、降雨場の形状やそれを楕円とみなしたときの主軸方向も対象流域や想定する降雨成因に応じて設定する必要があることを明らかにした。

第3章においては、第2章と同様にレーダー雨量計のデータを用いて、強雨(強い雨)や

弱雨(弱い雨)が発生している場所および時間に関して、都市との関係を中心にして定性的な検討を行った。特に、大阪湾周辺を対象とした場合、強雨に関しては、臨海部あるいは山地部で生起することが多く、特に、94年8月を対象とした解析では、これらの降雨は、夕方の大気不安定化に伴い生じていることが示された。また、弱雨に関しては、海と陸との粗度の違い、都市の粗度、地形、熱フラックスなどが原因となって生じていることが定性的に示された。具体的には、都市の粗度は高層建築物、高速道路が挙げられ、地形は当然のことであるが山地部であり、熱フラックスは火力発電所などである。ただし、これらが及ぼす影響を詳細に検討するためには、今後解析メッシュの細かい大阪市の下水道局のレーダーを用いる必要がある。

第4章においては、第3章で都市環境が降水現象に及ぼしている影響を定性的に示したのとは対照的に、Ferrierらによって開発された1次元の積雲対流モデルを改良したモデルを用い、シミュレーションにより地表からの顕熱や潜熱の熱フラックスが降雨に与える影響を定量的に評価することを試みた。その結果、降雨中の下層からのそれら熱フラックスは積雲対流性降雨の降雨量を増加させるが、その量はわずかであり、顕熱フラックスの時間的積分量の結果として生じる大気下層の昇温効果による大気プロファイルの違いが、降雨量の増加に大きな影響を与えることが明らかとなった。

第5章においては、豪雨ポテンシャルを、「その場所において積雲対流性豪雨が生じたときに示される最大降雨量、すなわち潜在的な豪雨強度である。」と定義して、3次元風速場のシミュレーションから得られる大気場を初期条件として1次元積雲対流モデルのシミュレーションを行い、地域の豪雨ポテンシャルを評価した。メソスケールでの評価は、近畿地方に豪雨をもたらした1986年7月21日21:00の総観場のデータを用いた3次元風速場のシミュレーションによった。このシミュレーションにおいて、側方境界条件に放射条件を取り入れることによって、安定した風速場が得られることを示すと同時に、大阪平野においては、枚方付近は大気が収束しやすく降雨が生じやすい場であることを示した。また、算定された大気場をもとにした積雲対流モデルのシミュレーションを行った結果、大阪平野南側では豪雨ポテンシャルが低く、北側で高く、また、風の流れに沿う山地と山地の間の低地においては豪雨ポテンシャルが低く、全体的に豪雨ポテンシャルは、標高の高い山地部で高いことを明らかとした。

ただし、本章においては事例解析的な検討を行っているため、今後は、解析事例を増やすとともに、3次元風速場のシミュレーションモデルに境界層を詳細に扱えるモデルを加え、都市や海上などの粗度の違いや熱フラックスの効果もモデルに反映できるように研究を進め、豪雨ポテンシャルの一般的な評価を行う必要がある。

第6章においては、短時間における可能最大降水量(PMP)推定手法を確立することを目標とし、従来の推定手法に検討を加えた上で1次元積雲対流モデルを用いてPMP推定手法の検討を行った。本章では、まず、湿度の最大化を基本とする従来のPMP推定手法は、用いるパラメータにより推定値に差を生じることをあきらかにし、今後は降雨物理機構を考慮できる数値シミュレーションによる手法が有効であることを示した。つぎに、1次元積雲対流シミュレーションを用いて降雨の最大化パラメータについて初期強制上昇

流と大気の湿潤度に関する予備的検討を行った結果、大気中に含まれる水蒸気量が降雨量に影響を与える大きな要因であることを示した。その上で、都市の夏場の大気をさまざまな仮想的な条件下で設定し、同じ水蒸気量を持つ大気でも、その分布の違いにより大気の安定度が異なり、上層の大気が乾燥している方が大気不安定度が増し、降雨量も増加することがわかった。そこで、単位時間内に大気中の水蒸気が降雨に変換される割合を降雨変換効率 E_r と定義し、この E_r は降雨が生じたときの地表面における相対湿度が高くなるにつれて、大きくなることをあきらかにした。これは、従来の湿度の最大化を行うPMP推定において、地表面における相対湿度ごとに降雨変換効率 E_r を設定して従来から行われている湿度の最大化(moisture maximization)を行えば、PMP推定の精度が向上することを示している。また、今後PMPを推定するときには、大気の湿潤度と降雨変換効率を独立したパラメータとして取り扱うのではなく、あらかじめシミュレーションを行い大気の湿潤度とCAPE(不安定エネルギー)のような大気不安定度の2つのパラメータを同時に考慮した上で、ある大気場に対して起こり得る最大雨量が算定できるようにしてPMPの推定を行えば、さらにPMPの推定精度の向上が図れることがあきらかとなった。

推定されたPMP値を河川計画にどのように用いるかについても今後十分議論する必要がある。

以上述べたように、本論文では、都市内の中小河川の洪水災害の防御に対して、降雨の成因に応じた細かい計画降雨の設定法に関する検討を行うとともに、都市環境が降雨におよぼす影響を評価し、これまで河川計画において用いられていないPMPという概念を河川計画に用いることにより、都市河川の治水安全度が高められるとの観点から、その推定手法についての検討を行った。

最後に、本研究で得られた成果が、現実の河川計画にも取り入れられ、都市河川の洪水災害の防止・軽減に役立つことを祈念し本論文の結びとする。

謝 辞

筆者の在職中から様々なご相談にのっていただいたばかりか、再び大学で学ぶ機会を与えていただき、本研究を進めるにあたり終始暖かいご指導とご鞭撻をいただいた京都大学防災研究所 池淵周一 教授に甚大なる感謝の意を表します。

京都大学防災研究所 中北英一 助教授には、研究において数々のご指導、ご助言をいただくとともに、私的な面においても多々ご相談にのっていただいたことに深く感謝いたします。

京都大学工学部 高埴琢馬 教授、京都大学防災研究所 岡田憲夫 教授、椎葉充晴 教授には、研究の方向性に関してご教授いただくとともに、研究姿勢についてもご指導いただきました。心から感謝いたします。

京都大学防災研究所 友杉邦雄 助教授、宝 馨 助教授、京都大学工学部 堀智晴 講師、立川康人 助手、京都大学防災研究所 大石哲 助手には、ふだんから折りにふれて様々なご助言をいただくとともに、暖かいご支援をいただきました。ここに厚くお礼を申しあげる次第であります。

研究を進めるにあたり、建設省淀川ダム統合管理事務所からは深山レーダー雨量計のデータを頂きました。また、日本気象協会関西本部からはアメダスなどの気象データを、大阪府土木部都市整備局、大阪市土木部総合計画課からは土地利用に関するデータを頂きました。特に、日本気象協会の辻本浩史氏、山路昭彦氏の両氏にはたびたび無理を言ってデータを手配していただきました。ここに、データ取得にご足労頂いたすべての方々にお礼申し上げます。

(株)パシフィックコンサルタンツインターナショナルおよびパシフィックコンサルタンツ(株)の方々には、筆者の在職時に実務に関するさまざまな知識を授けてくださるとともに、研究を再び初めるきっかけを与えて下さったことに厚くお礼申し上げます。

筆者の学部時代および修士課程の恩師であります、当時京都大学防災研究所 芦田和男 教授(現河川環境管理財団顧問)、江頭進治 助教授(現立命館大学理工学部教授)には、研究の取り組み方など丁寧にご指導頂きました。ここに、感謝の意を表します。

本論文作成にあたり、修士課程学生 辻基宏氏には多大なご協力を得るとともに、博士後期課程学生 田中賢治氏をはじめとする京都大学防災研究所水資源研究センターの諸兄および京都大学工学部水工計画学研究室の諸兄とはさまざまなディスカッションを行い、論文作成にもご協力いただきました。ここに感謝の意を表します。また、京都大学防災研究所水資源研究センター 永田敏治 技官、杉浦容子女史には研究のさまざまな面において助けていただきました。この場をお借りして感謝の意を表します。

最後に、阪神大震災で被災したにもかかわらず、筆者が研究を続けられるよう支えてくれた母をはじめとする家族の愛情に感謝します。また、筆者が会社を退職し再び学生として大学に入学することを快諾してくれた、筆者の良き理解者であった今は亡き父に対し最大の敬意を表し哀心より感謝する次第であります。

付録 A

火力発電所およびごみ処理施設の一覧

A.1 火力発電所一覧

表 A.1: 火力発電所所在地一覧

NO.	所名	所在地
1	堺 港	堺市築港新町1丁目2
2	南 港	大阪市住之江区南港南7丁目
3	大 阪	大阪市住之江区平林北1丁目2番65号
4	多 奈 川	大阪府泉南郡岬町多奈川大字谷川
5	多奈川第二	大阪府泉南郡岬町多奈川大字谷川
6	春 日 出	大阪市此花区西九条7丁目1番22号
7	三 宝	堺市築港八幡町138
8	尼崎東	尼崎市東浜町1の1
9	尼崎第三	尼崎市末広町2丁目16

表 A.2: 火力発電所一覧

NO.	所名 発電所出力 (10 ³ kW)	UNIT NO.	ボイラー 燃焼方式	タービン 定格出力 (10 ³ kW)	運転開 始年月
1	堺 港 2,000	1	天然ガス・重・原油	250	S 39.12
		2	〃	〃	S 40. 8
		3	〃	〃	S 41. 4
		4	〃	〃	S 42. 3
		5	〃	〃	S 42.10
		6	〃	〃	S 43. 2
		7	〃	〃	S 45.10
		8	〃	〃	S 46. 2
2	南 港 1,800	1	天然ガス	600	H 2.12
		2	〃	〃	H 3. 2
		3	〃	〃	H 3.10
3	大 阪 624	1	天然ガス	156	S 34. 4
		2	重 油	〃	S 34.10
		3	〃	〃	S 35. 2
		4	〃	〃	S 35. 3
4	多 奈 川 462	1	重油・原油	75	S 31. 4
		2	〃	〃	S 31.11
		3	〃	156	S 38. 4
		4	〃	〃	S 38.10
5	多奈川第二 1,200	1	重油・原油	600	S 52. 7
		2	〃	〃	S 52. 8
6	春 日 出 312	1	重 油	156	S 38.10
		2	〃	〃	S 39. 1
7	三 宝 156	1	重 油	156	S 44. 7
8	尼崎東 312	1	重 油	156	S 40. 9
		2	〃	〃	S 41.10
9	尼崎第三 468	1	重油・原油	156	S 38. 1
		2	〃	〃	S 38. 5
		3	〃	〃	S 44. 9

A.2 ごみ処理場一覧

表 A.3: ごみ処理場所在地一覧 (平成6年3月31日現在)

NO.	市町村・一部 事業組合名	施設名	所 在 地
1	大阪市	八尾工場	八尾市上尾町7丁目1-1
2		森之宮工場	城東区森之宮1丁目6番11号
3		平野工場	平野区瓜破南1丁目4番35号
4		港工場	港区福崎1丁目2番51号
5		南港工場	住之江区南港南1丁目2番142号
6		大正工場	大正区南恩加島1帳面11番24号
7		住之江工場	住之江区北加賀屋4丁目26番
8		鶴見工場	鶴見区焼野2丁目11番5号
9	堺 市	東工場(旧炉)	石原町1丁目102番
10		東工場(新炉)	〃
11		南工場	御池台5丁目1番1号
12	泉北環境整備 施設組合	第2事業所3号炉	和泉市舞町92番地
13		第2事業所4号炉	〃
14		第2事業所5号炉	〃
15	柏羽藤環境 事業組合	柏羽藤クリーン センター	柏原市円明町666番地
16	東大阪都市 清掃施設組合	第3工場	東大阪市水走4丁目6番25号
17		第4工場	〃
18	岸和田市	清掃工場	貝塚市半田464番地
19	貝塚市	清掃工場	〃
20	清掃施設	清掃工場	〃
21	組 合	清掃工場	〃

表 A.4: ごみ処理場一覧 (平成6年3月31日現在)

NO.	施設	処理方式 及び 炉型式	公称能力及び炉数 [地区合計] (t/日)	竣工 年月日
1	八尾工場	ストーカ式・全連続	450 / (150)x4 内1予備	S 41.10. 6
2	森之宮工場	"	900 / (300)x3	S 44. 2.27
3	平野工場	"	600 / (200)x2	S 46. 5.24
4	港工場	"	600 / (300)x2	S 52. 5.25
5	南港工場	"	600 / (300)x2	S 53. 3.31
6	大正工場	"	600 / (300)x2	S 55. 7. 7
7	住之江工場	"	600 / (300)x2	S 63. 9.20
8	鶴見工場	"	600 / (300)x2	H 2. 3.31
9	東工場(旧炉)	"	300 / (150)x2 [600]	S 43.10.31
10	東工場(新炉)	"	300 / (150)x2	S 52. 3.31
11	南工場	"	450 / (150)x3	S 48. 3.31
12	第2事業所3号炉	"	150 / (150)x1	S 48. 3.31
13	第2事業所4号炉	"	150 / (150)x1 [450]	S 53. 3.31
14	第2事業所5号炉	"	150 / (150)x1	H 3. 3.25
15	柏羽藤クリーン センター	"	450 / (150)x3	H 4. 3.31
16	第3工場	"	600 / (200)x3 [1200]	S 50. 3.12
17	第4工場	"	600 / (200)x3	S 56. 3.31
18	清掃工場	"	150 / (150)x1	S 57. 5.31
19	清掃工場	"	150 / (150)x1 [600]	H 1. 9.
20	清掃工場	"	150 / (150)x1	H 4. 2.
21	清掃工場	"	150 / (150)x1	H 5. 3.31

付録B

Ferrier & Houze による一次元積雲対
流モデルのパラメタリゼーション

B.1 微物理過程に伴うパラメタリゼーション

B.1.1 PCOND(雲水の蒸発, 凝結)

Yau et.al [1] のパラメタリゼーションを参考としてPCONDは以下のように設定した。

$$\text{PCOND} = \frac{\rho_v (\bar{q}_{vr} - q_{vs})}{\Delta t [1 + L^2 q_{vs} / (C_p R_v T_c^2)]} \quad (\text{B.1})$$

ただし q_{vs} は水蒸気の飽和混合比であり, $\bar{q}_{vr} > q_{vs}$ の時は水蒸気が凝結し $\bar{q}_{vr} < q_{vs}$ の時は雲水が蒸発することを意味する。また, R_v は水蒸気に対する気体定数である。

B.1.2 PRAUT(雲水から雨水への変化)

Kessler 型のパラメタリゼーション [2] を採用している。

$$\text{PRAUT} = \rho_v \alpha \max [0, (\bar{q}_{vr} - q_{c0})] \quad (\text{B.2})$$

ここで, $\alpha = 0.001 \text{ s}^{-1}$, $q_{c0} = 1.0 \text{ g kg}^{-1}$ である。

B.1.3 PRACW(雨水による雲水の捕捉)

$$\text{PRACW} = \frac{\pi}{4} \Gamma(3 + b_r) \rho_v \bar{q}_{cr} N_{0r} \left(\frac{p_0}{p_r} \right)^{0.4} a_r \lambda_r^{-(3+b_r)} \quad (\text{B.3})$$

ここで Γ はガンマ関数, $a_r = 842 \text{ m}^{1-b_r} \text{ s}^{-1}$, $b_r = 0.8$, $N_{0r} = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$, $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ である。また, λ_r は粒径分布の勾配であり, 次式のとおりである。

$$\lambda_r = \left(\frac{\pi \rho_L N_{0r}}{\rho_v \bar{q}_r} \right)^{1/4} \quad (\text{B.4})$$

ここで ρ_L は液体の水の密度である。

B.1.4 PREVP(雨水の蒸発)

Marshall(1948) [3] を参考として次のように設定する。

$$\text{PREVP} = 2\pi(S-1)N_0 B^{-1} \times \left[\frac{0.78}{\lambda_r^2} + 0.31S_c^{1/3} \Gamma(2.5 + 0.5b_r) \left(\frac{\rho_c a_r}{\mu} \right)^{1/2} \times \left(\frac{p_0}{p_c} \right)^{0.2} \lambda_r^{-(2.5+0.5b_r)} \right] \quad (\text{B.5})$$

ここで $S = \overline{q_{vc}}/q_{vs}$, μ は空気の動粘性係数, S_c はシュミット数である。また, B は次式のとおりである。

$$B = \frac{L}{K_a T_c} \left(\frac{L}{R_v T_c} - 1 \right) + \frac{1}{\rho_c q_{vs} \phi} \quad (\text{B.6})$$

ここで K_a は空気の熱伝導率, ϕ は空気中における水蒸気の拡散率である。

B.2 エントレインメントに関する補正

式(4.7) (ii) 項のダイナミック・エントレインメントを過大評価しないために次式のように対流セルの半径を補正する。

$$R(z) = \begin{cases} R_0 \left[\frac{\rho_c(0)\hat{w}(0)}{\rho_c(z)\hat{w}(z)} \right]^{1/2} & ; z \leq Z_R \\ R(Z_R) & ; z > Z_R \end{cases} \quad (\text{B.7})$$

ここで $R(z)$ は高さ z における対流セルの半径であり, $\hat{w}(z)$ は次式の通りである。

$$\hat{w}(z) = w_0 + w_1 \frac{z}{Z_R} \quad ; z \leq Z_R \quad (\text{B.8})$$

ただし, $w_0 = 1 \text{ m s}^{-1}$, $w_1 = 1.75 \text{ m s}^{-1}$, $Z_R = 4 \text{ km}$, $R_0 = 1 \text{ km}$ である。

B.3 鉛直フラックスのパラメタリゼーション

式(4.7) (iii) 項の鉛直フラックスは, 次式のように平均量によるフラックスと変動成分によるフラックスに分けて取り扱う。

$$\overline{wA} = \chi_A \overline{w} \overline{A} + \overline{w^* A^*} \quad (\text{B.9})$$

$$\chi_A = \frac{3(3xy - 4x - 4y + 6)}{2(3 - 2x)(3 - 2y)} \quad (\text{B.10})$$

ここで, w^* および A^* は, w と A の水平面内分布に対する乱流変動成分であり, $\overline{w^* A^*}$ は式(B.11)のとおりである。また, 式(B.10)における係数 x , y については次章に示す。

$$\overline{w^* A^*} = -K_A \frac{\partial \overline{A}}{\partial z} \quad (\text{B.11})$$

ただし, $K_w = 2K_m$, $K_\theta = K_v = K_{cw} = 3K_m$, $K_r = K_m$ である。

また Cotton [4] によれば K_m は次のようにパラメタ化される。

$$K_m = \frac{1}{\sqrt{2}} (c\Delta)^2 |\overline{\text{def}}| \quad (\text{B.12})$$

$$\Delta = (\pi R^2 \Delta z)^{1/3} \quad (\text{B.13})$$

$$|\overline{\text{def}}| = \left[2 \left(\frac{\bar{u}}{R} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right)^2 - 2 \frac{\bar{u}}{R} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial r} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{B.14})$$

ここで, $c = 0.2$ である。

B.4 サーマル構造のパラメタリゼーション

サーマルとは, 積雲対流が発生する際に, 雲頂付近で生じる対流の反転のことであり, これによって積雲は成長を促される。このサーマル構造を考慮するために, このモデルでは対流セルを図 B.1 のように 4 領域に分割している。領域ごとの x は式(B.15)に従い表 B.1 を用いて決定する。また, y の値についても x と同様にして決定する。

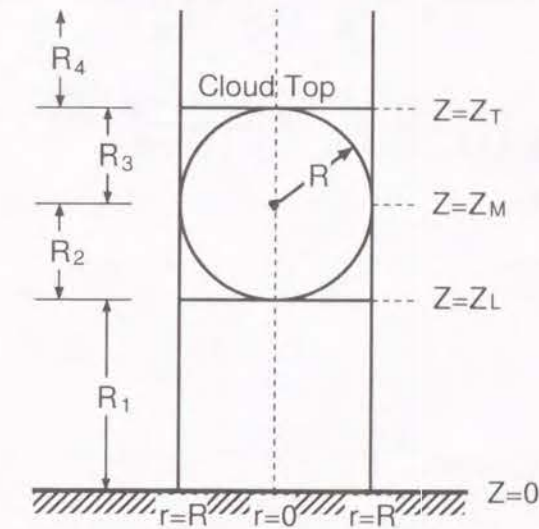


図 B.1: サーマル領域で用いる雲の分割図

$$x(t, z) = \begin{cases} x^L & ; z < z_L \\ x^L + (x^M - x^L) \left(\frac{z - z_L}{R_T} \right) & ; z_L \leq z < z_M \\ x^M + (x^T - x^M) \left(\frac{z - z_M}{R_T} \right) & ; z_M \leq z < z_T \\ x^T & ; z \geq z_T \end{cases} \quad (\text{B.15})$$

表 B.1: サーマルキャップ領域で用いる係数

Variable	Coefficients	Values of coefficients		
		$z = Z_L$	$z = Z_M$	$z = Z_T$
w	x	1.0	1.1	1.2
θ	y_θ	0.75	1.0	1.1
q_v	y_v	0.75	0.9	1.0
q_{cw}	y_{cw}	0.75	0.9	1.0
q_r	y_r	0.75	0.9	1.0

B.5 降水に関するパラメタリゼーション

式 (4.12) の最後の項は、次式のように書ける。

$$\frac{1}{\rho_c} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_c \hat{V}_r q_r) = \frac{1}{\rho_c R^2} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_c R^2 \zeta_r \hat{V}_r \bar{q}_r) \quad (\text{B.16})$$

ここで $\hat{V}_r$ は次のようである。

$$\hat{V}_r = \frac{\Gamma(4 + b_r)}{6} a_r \lambda_r^{-b_r} \left(\frac{p_0}{p_c} \right)^{0.4} \quad (\text{B.17})$$

$$\zeta_r = \left[\frac{2}{(2 + b'_r)y_r} \right] \left(\frac{3}{3 - 2y_r} \right)^{1+b'_r} \times \left[\frac{1 - (1 - y_r)^{3+b'_r}}{(3 + b'_r)y_r} - (1 - y_r)^{2+b'_r} \right] \quad (\text{B.18})$$

ただし、 $b'_r = b_r/4$ である。

参考文献

- [1] Yau, M.K., P.M. Austin : A Model for Hydrometeor Growth and Evolution, *J. Atmos. Sci.*, vol.36, 1979, pp.655-668.
- [2] Kessler, E. : On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation, *Meteor. Monogr.*, No.32, Amer. Meteor. Soc., 1969, p.84.
- [3] Marshall, J.S., and W.M. Palmer : The Distribution of Raindrops with Size, *J. Meteor.*, vol.5, 1948, pp.165-166.
- [4] Cotton, W.R : On Parameterization of Turbulent Transport in Cumulus Clouds, *J. Atmos. Sci.*, vol.32, 1975, pp.548-564.
- [5] Ferrier, B.S., R.A., Houze jr. : One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, *J. Atmos. Sci.*, vol.46, 1989, pp.330-352.