

日本の極値雨量の長期変化傾向

唐沢好男

本レポートは地球温暖化時代における降雨の長期変化特性について、筆者の二つの英文論文[1], [2]を整理統合してまとめなおした和文解説である（注）。

電波伝搬特性に影響を与える気象現象の研究分野は電波気象と呼ばれ、電波の減衰を引き起こす降雨はその代表的なものである。そのため、世界各地において、降雨強度特性のモデル化が行われ、そのデータベースが無線回線の降雨減衰推定に利用されている。降雨特性は年毎のばらつきが大きいので、確率的に安定な特性を得るには 10 年スケールのデータ蓄積が求められる。一方、近年、地球温暖化問題が言われ、世界の気温は百年で 0.73°C の、我が国でも 1.21°C 上昇が指摘されている。このような長期的な変化が降雨特性にも現れれば、これまで、回線設計に利用されている降雨強度データベースも、いずれは見直しが必要になろう。そこで、本レポートでは、我が国の降水量に着目し、年間最大値の長期的傾向の有無を統計的推定法により調べる。データは、気象庁が 100 年を超える長期間の気象データをホームページで公開しており、その中の、年毎の日・1 時間・10 分間の最大降水量を用いる。解析の結果、日本の強雨は、1980 年代後半から増加傾向にあり、強さが 25 年で 10% 程度の上昇に転じていることが見えた。なお、この結果の無線通信の回線設計への影響、すなわち、降雨減衰量の未来予想については、別レポート（TR-YK-087）を見てほしい。

注：本レポートの初版（Nov. 10, 2024 版）は主に[1]の解説書になっていたが、本版は[1], [2]をまとめた改訂版である。なお、[1]の後半で行っている降雨強度の極値統計解析の内容は、分離して別レポート（[TR-YK-083](#)）にまとめている。

1. 地球温暖化と雨の降り方の変化

1.1 地球温暖化に伴う気温上昇

18 世紀後半に起こった産業革命以来、人類は石炭や石油などの化石燃料を燃やし続けているのであるが、20 世紀に入ってその勢いが増し、大気中に排出される二酸化炭素ガスによる地球温暖化が大きな問題になっている[3]。図 1 は、1979 年から 2023 年の約半世紀において、地球全体での平均気温の変化を表している[4]。地域によって程度に大小はあるが、ほぼ全域で気温の上昇が見られる。図 2 は、(a)世界・(b)日本・(c)東京におけるこの約 100 年間の年平均気温の変化を示している[4], [5]。どの図からもその気温の上昇傾向が読み取られ、世界（陸上+海上）では 100 年間で 0.73°C 、日本（都市化による影響が比較的小さい 15 地点の平均）では 1.21°C 、東京（大手町にある東京管区気象台エリアで都市化率 92.9%）で約 3°C である。東京が飛びぬけて上昇率が高いのは地球温

暖化に加え、都市特有のヒートアイランド現象が重なっているためと言われている[6]。本節では気温の上昇傾向を示すに留めているが、原因や未来予測については、気象庁の分析[7], [8]を見てほしい。(注：地球温暖化問題の捉え方には専門家の間でも様々な意見がある。現行の国際的な取り組み(IPCC, COP など)に対する批判は、例えば、[9]に詳しい。)

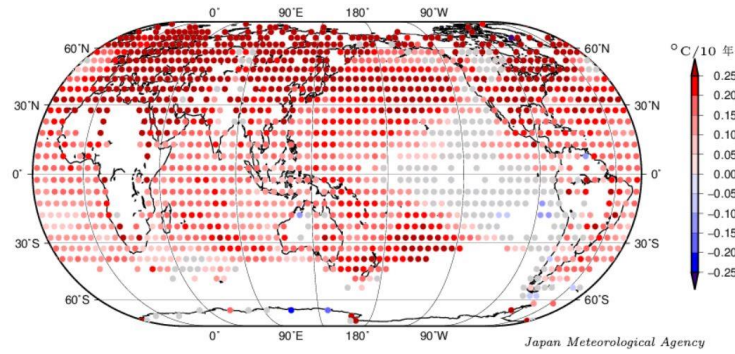
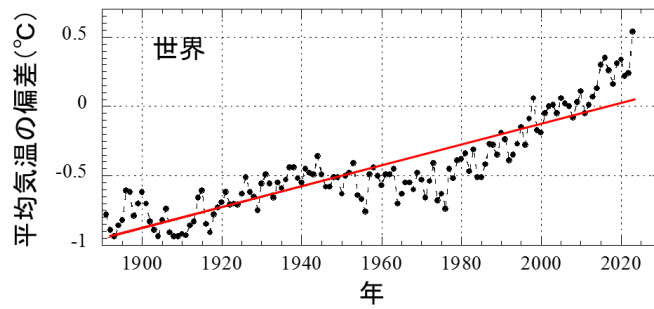
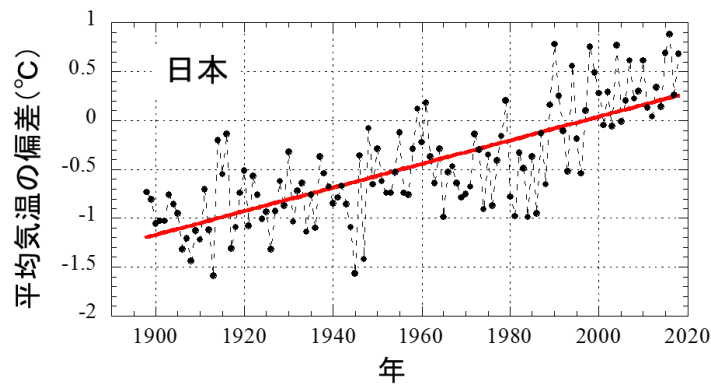


図1 地球上各地における年平均気温の長期変化傾向（1979年～2023年間で）（気象庁資料[4]）

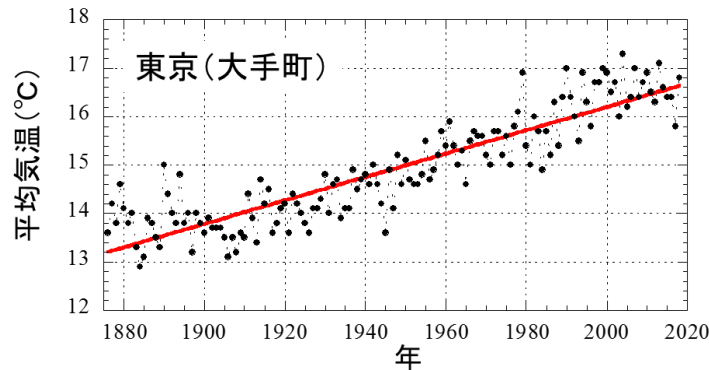


(a) 世界（陸上+海上） [4]



(b) 日本（都市化による影響が比較的小さい15地点の平均） [5]

図2 世界・日本・東京における100年間スケールでの平均気温の推移（赤線は回帰直線、気温の偏差は1990-2020年の30年間の平均値との差）



(c) 東京（東京管区气象台（千代田区））

図2（続き）

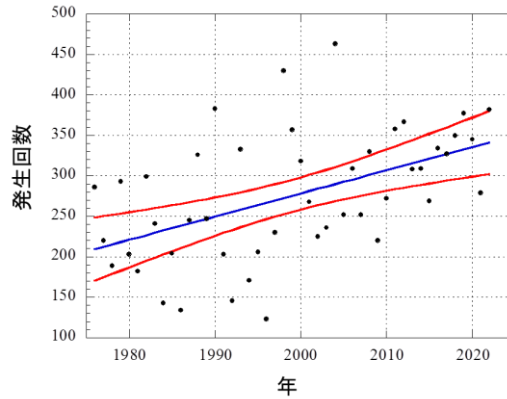
1.2 降雨への影響（気象庁レポート）

前節で、20世紀に入って、地球規模でも我が国においても、気温の上昇傾向があることを見た。では、気温に左右されると予想される雨の降り方はどうなのであろうか。気温が上昇すると大気中に含むことができる水蒸気量が増え、その最大値（＝飽和水蒸気量）は、気温が1℃上昇すると6～7%程度増加することが知られている。故に、潜在的な意味においては大雨になる可能性は高まっているのであるが、降雨については年毎の変動が大きく、十分に定量的な意味での結論には至っていない。それでも、気象庁の調べ等によって以下のことが明らかになっている[8]。

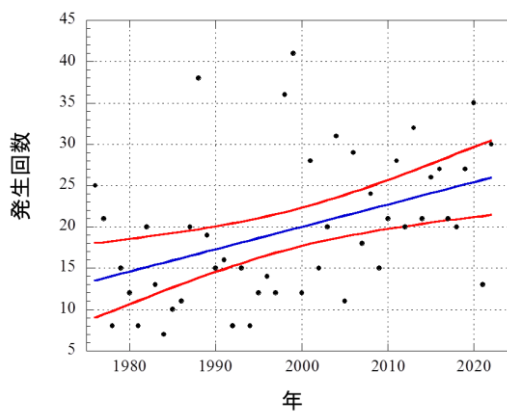
- ① 日本国内の年降水量には、統計的に有意な長期的変化傾向は見られない
- ② 日本国内の大雨及び短時間強雨の発生頻度は有意に増加し、雨の降る日数は有意に減少している

②により、強い雨が降る傾向にはあるが、無降雨期間も増え、①のように全降水量ではバランスが取れているようである。上記の②に関し、気象庁は、近年の強雨の変化傾向（大雨の降り方が変わってきている）を示す根拠を資料[10]に示している。図3は、アメダス観測が定常ルーチンになった1976年以降のおよそ50年のデータ（全国約1300地点）において、時間降水量が50mmと80mmを超える年間発生回数の経年変化を示している。図では、提示されている数値データに回帰直線（青色）と95%信頼区間（赤色）を加えて示している。それぞれの回帰直線が増加を示し、区間推定でも増加は有意であることを示している（資料では、(a)、(b)について信頼水準99%で有意と記されている）。同資料では、時間降水量が設定値を超える平均年間発生回数について、最近10年間（2013～2022年）を最初の10年間（1976～1985年）と比べると、設定値50mmで1.5倍（328回/226回）、80mmで1.8倍（25/14）、100mmで2.0倍（4.4/2.2）の数値を示している。注意事項・補足として「これらの変化には地球温暖化が影響している可能性がある」と記されている。このように、我が国の1980年以降において、雨の降り方が変わってきていることは確かなようである。（このデータ（強雨発生頻度の増加）と、この後に示す筆者の解析の結果（降雨強度の増加：主に4節）との整合性については、5節で詳しく述べる）。

地球温暖化に伴う降雨特性の変化のメカニズムについては、海洋気象（エルニーニョ現象などの）との関連などから研究が進められているが（例えば、[11]-[13]）、これらの研究については気象学の研究の成果を待ちたい。（「餅は餅屋に」であって、筆者は餅を食する側）



(a) 50mm 以上



(b) 80mm 以上

図3 全国 1300 地点当たりの 1 時間降水量設定値以上の大雨の年間発生回数
(回数の数値データは[10]より) (青線：回帰直線、赤線：95%信頼区間)

2. 解析に用いる降水量データ

気象庁では、日本各地（約 1,300 箇所）で長期に亘って観測している気象データをホームページで公開している[14]。この量は膨大（まさにビッグデータ、我が国の宝）であり、地点を定め、期間を特定したとしても、その全部を吸い上げようとするには極めて多大な労力が必要である。一方、それぞれの観測所の年毎の最大値についてはデータ量も限られ、吸い上げ作業も前者に比べてはるかに容易である。そこで、ここでは、指定地点における日降水量、1 時間降水量、10 分間降水量（単位はいずれも mm）のそれぞれの年間最大値について、2023 年までのデータを用いる（注 1）。年数は降水量ごとに共通にし、日降水量：100 年と 130 年、1 時間降水量：80 年、10 分間降水量：70 年

である。観測地点は、気象の統計的独立が保たれているであろう都道府県単位（数十 km 程度以上の距離にある）とし、その中で観測開始年を考慮して表 1 のように選んだ（注 2）。表 1 の数値から分かるように降水量には地域依存性が大きい。このため、気象庁の予報区分の大分類である 4 つの区域を A~D とし、表 1 に示している。なお、年間の最大値を与える降水現象は例外なく降雨であるため、降水量の最大値は最大降雨量と読み替えられる。

区域 A : 北日本（北海道・東北地方）

区域 B : 東日本（関東甲信地方・北陸地方・東海地方）

区域 C : 西日本（近畿地方・中国地方・四国地方・九州地方）

区域 D : 沖縄・奄美地方

なお、表 1 の右欄に載せている 1 時間降雨強度の年間時間率の 0.01% 値 $R_{0.01}$ （値は[15]より引用）は本レポートでは触れていず、別レポート（TR-YK-087）で利用している。

図 4 は各地点における日降水量年間最大値の 100 年間平均値 (1-day_1) を●で、前半 50 年間の平均値を○で、後半 50 年間の平均値を□で示している。この図から、i) 北日本（区分 A）から西日本（区分 B）に向かって、雨量が増加傾向にあること、ii) 前後 50 年間の比較では、後期 50 年のほうがやや大きい値になっているが、その差は小さいことが分かる。同図には、各地の年間最大降水量をその地の平均値で割った正規化降水量の 100 年間で のばらつきの標準偏差も示している（右側スケール）。標準偏差の値は 0.4 ± 0.1 程度に収まり、顕著な地域依存性が無いことが分かる。

【注 1】1 時間降水量の年間最大値については、気象台と AMeDAS 観測所（2003 年末まで）で定義が異なる。表 1 の全観測点は気象台クラスで、この場合、年間最大値（本レポートで使用）は任意の時分から始まる極値で、切れ目が毎正時ではない。故に、毎正時測定 of 1 時間降水量の年間最大値よりは平均で 20~30% 程度大きい目の値（5 節での議論参照）。

【注 2】原則は都道府県庁所在地、奈良県と沖縄県は連続データ取得開始時期が遅いため 10 分間降水量のみ。表 1 に示したデータは、基本的に連続的に安定測定ができていた期間のものであるが、地点によっては、特定の年に観測データが完全でないことを意味する「資料不足値」マークがある。これについては、最大値評価では、その影響は無視できると判断して、そこに与えられている値をそのまま用いている。日降水量については、過去 100 年分 (1-day_1) と 130 年分 (1-day_2) の二つを示している。過去 100 年分データは[1]の解析に用いたものであるが、地点の一部を組み替えることによって、都道府県単位の条件を変えることなく過去 130 年まで期間を延ばすことができるので、このデータも新たに用いた。ただし、地点番号 8, 10, 11, 14, 18, 19, 28 は開始時期が 1894 年に対して最大 3 年間足りていないが、その部分は全期間の平均値で埋めている。また、日降水量の年間最大値に関し、福井の 1946 年は欠測になっているが、これについてはその地（福井）の全期間平均値に置き換えている。

表1 解析評価に用いた地点と年間最大降水量（日・1時間・10分間）の観測期間内平均値

（日降水量：45地点, 1924-2023の100年間 (1-day_1) と1894-2023の130年間 (1-day_2)；1時間降水量：45地点, 1944-1923の80年間；10分間降水量：47地点, 1954-2023の70年間）（表中の数値の単位はmm）、 $R_{0.01}$ は[15]より（単位はmm/h）

No.	Site	Region	1-day_1	1-day_2	1-hour	10-min	$R_{0.01}$
1	Sapporo	A	73.65	72.55	23.01	8.93	32.9
2	Aomori	A	70.81	70.12	23.93	9.84	38.9
3-1	Morioka	A	77.79	-	27.40	12.33	43.5
3-2	Miyako	A	-	124.29	-	-	46.3
4	Akita	A	83.13	85.12	33.31	14.10	49.3
5-1	Ishinomaki	A	82.39	83.80	-	-	36.9
5-2	Sendai	A	-	-	32.89	11.80	46.5
6	Yamagata	A	72.80	74.37	28.77	12.08	43.0
7	Fukushima	A	84.61	84.38	29.22	12.76	44.1
8	Mito	B	107.68	105.87	38.06	15.15	58.0
9	Utsunomiya	B	111.36	108.91	47.39	18.93	69.4
10	Maebashi	B	97.75	96.87	45.41	17.63	67.5
11	Kumagaya	B	113.89	113.43	43.33	18.32	63.4
12-1	Katsuura	B	144.50	-	51.43	17.15	70.0
12-2	Choshi	B	-	118.34	-	-	61.0
13	Tokyo	B	125.66	122.89	42.61	15.95	60.3
14	Yokohama	B	130.57	129.26	40.60	15.20	63.8
15	Niigata	B	78.80	77.85	30.88	12.56	50.6
16	Fushiki	B	91.65	91.39	36.39	14.83	55.8
17	Kanazawa	B	99.88	99.35	37.40	14.09	57.3
18	Fukui	B	92.37	93.94	35.67	13.67	53.2
19	Kofu	B	99.32	100.39	31.43	13.09	44.5
20	Nagano	B	60.97	60.43	26.63	12.71	39.5
21	Gifu	B	117.48	117.85	43.35	17.44	63.0
22-1	Hamamatsu	B	142.32	143.72	-	-	69.9
22-2	Shizuoka	B	-	-	53.31	17.35	72.5
23	Nagoya	B	109.81	111.37	42.31	16.26	63.1
24	Tsu	C	137.65	136.77	43.31	15.60	61.1
25	Hikone	C	94.38	98.88	34.77	15.17	55.0
26	Kyoto	C	112.24	108.60	43.08	16.57	61.9
27	Osaka	C	93.91	93.21	35.71	14.59	56.7
28	Kobe	C	104.35	102.78	36.83	15.16	52.2
29	Wakayama	C	118.76	117.60	40.34	15.17	62.4
30	Sakai	C	113.39	110.10	35.25	13.82	52.6
31	Hamada	C	112.45	108.54	39.82	14.83	56.3
32	Okayama	C	82.76	80.22	32.58	13.84	49.9
33	Hiroshima	C	112.96	109.72	37.45	14.56	57.3
34	Shimonoseki	C	124.13	121.27	41.82	15.65	62.8
35	Tokushima	C	153.35	154.84	49.06	17.12	68.3
36	Tadotsu	C	84.59	85.67	29.19	12.42	48.0
37	Matsuyama	C	98.59	96.87	32.06	13.17	53.6
38	Kochi	C	198.13	195.51	60.89	18.93	85.7
39	Fukuoka	C	130.07	124.69	43.00	16.21	66.4
40	Saga	C	148.36	142.08	49.50	17.81	73.8
41	Nagasaki	C	150.73	145.7	53.13	17.44	78.5
42	Kumamoto	C	164.47	154.96	51.61	17.66	75.4
43	Oita	C	154.05	150.87	41.55	14.07	63.3
44	Miyazaki	C	187.80	186.13	52.53	17.92	76.5
45	Kagoshima	C	158.01	154.90	50.92	17.95	79.3
46	Nara	C	-	-	-	15.02	58.3
47	Naha	D	-	-	-	19.75	86.2
(total: site/year)			(45/100)	(45/130)	(45/80)	(47/70)	

（地点番号46のNara（奈良）は、都道府県の並びでは28番目の次に位置するが、図4の横軸を連続番号で並べたいためにこの位置に置いた）

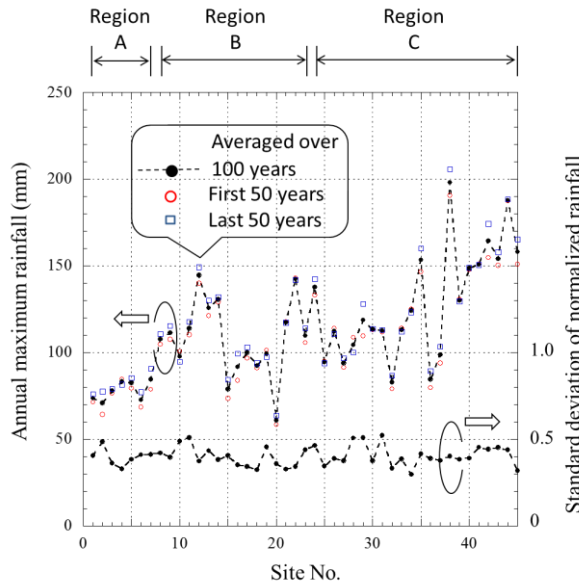


図4 各地点における日降水量年間最大値の平均値（左側スケール）と正規化データの標準偏差（右側）

3. 年間最大降水量の長期変化特性 (1) : 直線近似と信頼区間

3.1 地点別統計

図5は気温上昇率が最も大きい東京における時間降水量年間最大値の推移である。回帰直線（直線近似による最尤推定：青線）はわずかに増加の傾向を示しているが、95%水準の信頼区間（赤線）からは増加があるとは結論できない幅を示している。ここでは、この一例を示すにとどめるが、どの降水量、どの地点で見ても同じような傾向が見られる。雨量は年毎のばらつきが大きいので、地点ごとに対して100年程度の期間では、そのばらつきにマスクされて系統的増加があるかどうかの判断ができない。近年、大雨の降り方が変わり未曾有の豪雨がおきやすくなっていると言われるのに、地点別統計ではそれが言えないのである。

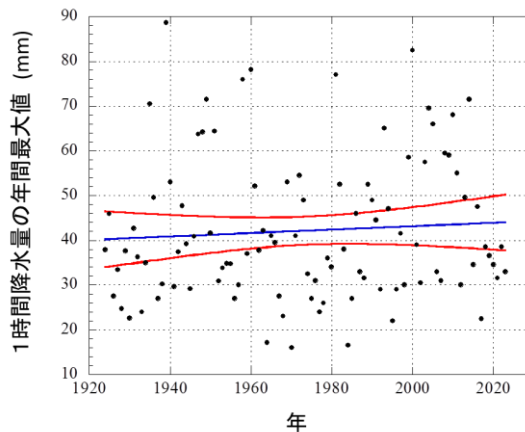


図5 東京（大手町）における1時間降水量年間最大値の年変化（青線：回帰直線、赤線：95%信頼区間の上限と下限）（数値データ[14]）

3.2 正規化データを用いた多点統計

地点毎の統計では長期的な傾向を読み取るには信頼区間幅が広く、データ数が足りないということを述べた。そこで、日本全体を俯瞰し、データ点数を増やして大局的に調べてみる。降雨の量は場所ごとに多い少ないがあるので、その地の平均値（表1の値）で割って正規化し、そのデータを全部集めて、全体としての傾向を調べるのである。長期変化の比率を見たい目的であるので、そのような正規化処理に問題はないであろう。データ数が地点数倍に増えるので、信頼区間幅が狭まって、何か傾向が見えてくるであろうという期待である。図4に地点毎の正規化最大日降雨量の年変化標準偏差を示しているが、気候区分A～Cに対して大きな傾向の違いが無く、このような多点統計の妥当性が示されている。

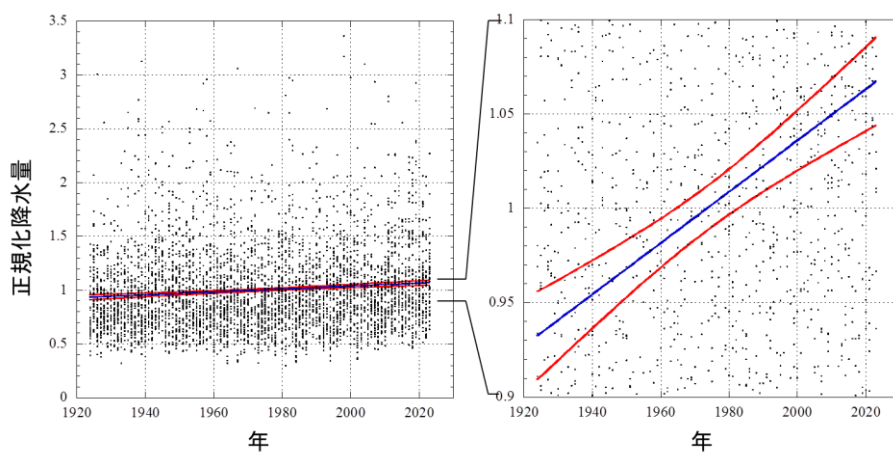
図6は3種類の年間最大降水量（日降水量は100年間のデータ）について、この結果を示している。それぞれの左右の図は同じもので、右側の図は左側の縦軸のスケールを引き伸ばして、信頼区間幅の変化が読み取れるようにしたものである。同図より、どの積分時間の最大降水量についても、回帰直線が観測期間内で10%強の増加になっていて、幅が狭まった信頼区間がその増加傾向をサポートしている。表2はこの特性をまとめている（表中の数値は観測年の初めを基準とした観測期間での増加の倍率）。

この解析では傾向を浮き上がらせるために、日本全国100年間全体での信頼区間解析を行ったが、気候が異なる地方毎、あるいは、もう少し短期間に分けての傾向の違いを見ることもしたくなる。しかしながら、区分数を多くすればするほど、それぞれに含まれるデータ数が少なくなって信頼区間幅が広がり、変化傾向の判断が難しくなるというジレンマがある。このことを念頭に置いた上で、正規化降雨量の年変化特性を地域別に見てみよう。図7は、区域A（データ数7）、B（16）、C（22）に対して、それぞれの日降水量の年変化特性を図6の右側図のスケールで示している。同図より、データ数が少なくなっていることにより信頼区間幅が広がっていて、定量的な物言いがしにくい。回帰直線を見る限り傾向的に大きな違いはないと言えるであろう。

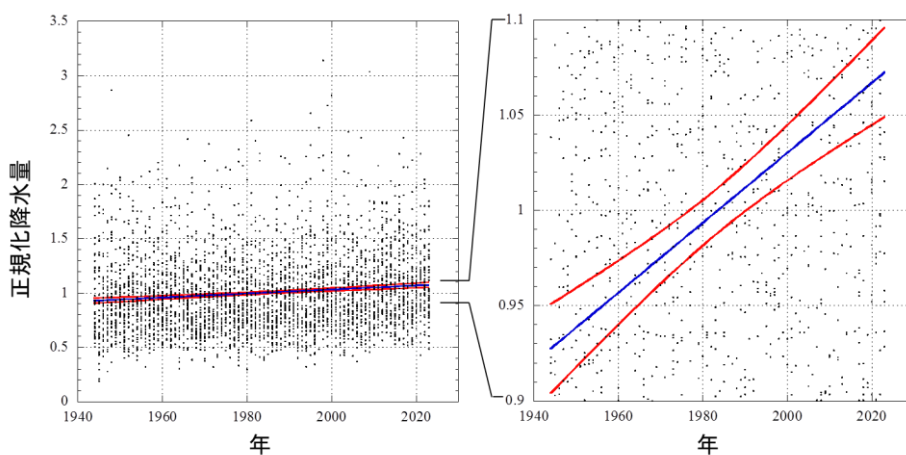
表2 日本全国における正規化降水量の評価期間での増加倍率（下の注参照）

	1-day	1-hour	10-min
地点数	45	45	47
期間 (年数)	1924-2023 (100)	1944-2023 (80)	1954-2023 (70)
最尤推定	1.14	1.16	1.14
95%区間	1.09-1.20	1.10-1.21	1.10-1.19

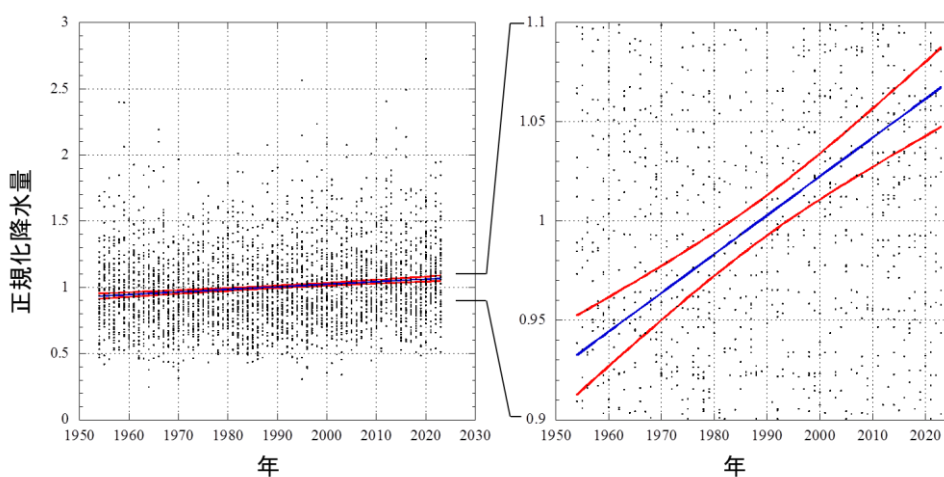
（注：表中の数値は、最尤推定に関しては、解析期間の最初の年（1924, 1944, 1954）を基準にした最後の年（2023）に対する増加の倍率（100, 80, 70年間の増加率）。95%区間では、左側数値は上限カーブの左端点から見た下限カーブの右端点の増加率、右側数値は下限カーブの左端点から見た上限カーブの右端点の増加率）



(a) 日降水量 (1-day_1)



(b) 1時間降水量



(c) 10分間降水量

図6 日本全国における正規化降水量の年毎の分布と最尤推定（回帰直線）及び区間推定

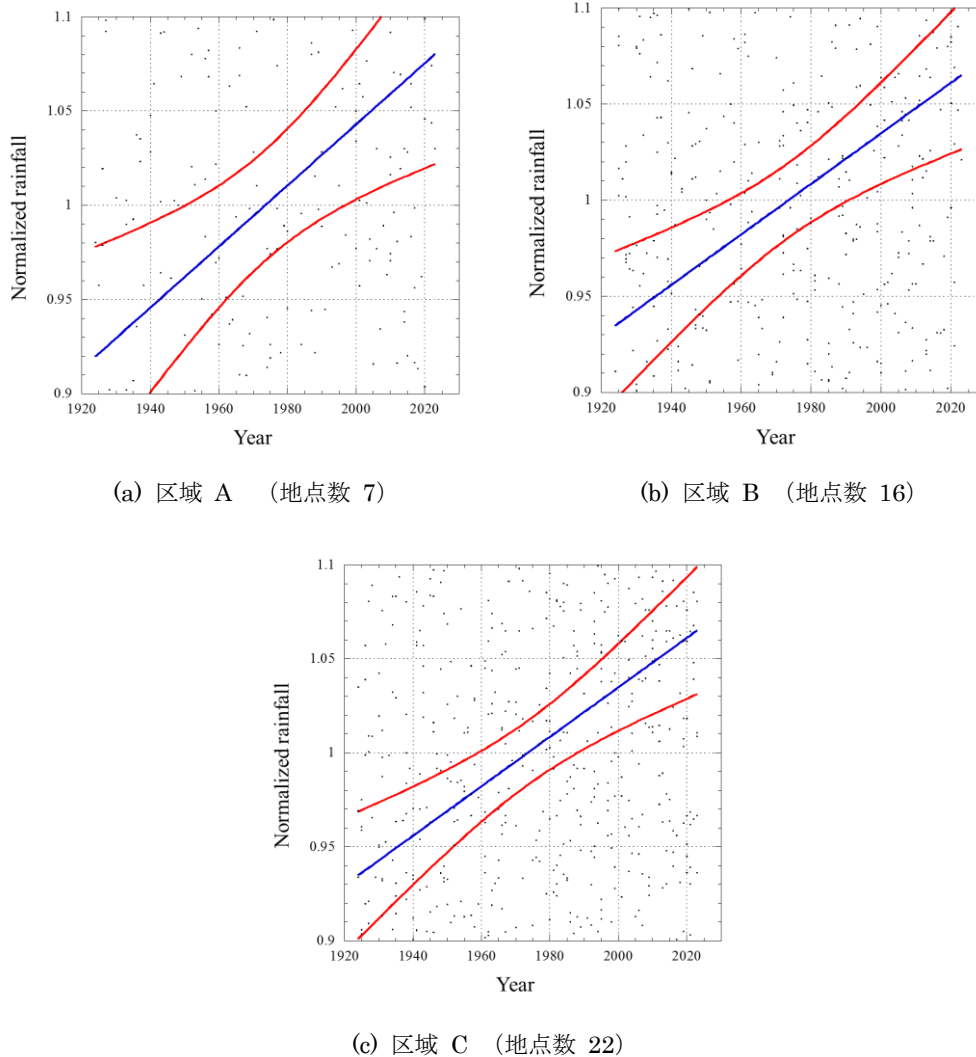


図7 地域別の正規化日降水量の長期変化特性 (図6の右側図と同じ縦軸拡大スケール)

4. 年間最大降水量の長期変化特性 (2) : 非線形近似と AIC

期間全体での増加傾向を見たいときのもっとも粗い近似は図6に示した直線近似(回帰直線)であり、回帰直線での傾向が有意であるかどうかは信頼区間評価で示すことができた。期間内の変化傾向をさらに詳しく分析したいためには多くの自由度を持つ非線形特性(曲線や折れ線)で近似するのが良いであろう。しかし、自由度を上げれば上げるほど、すなわちモデルのパラメータの数を多くすればするほどモデルの観測値への近似度(尤度)は高くなるが、それだけでよいのであろうか。このような場合において、よいモデル(の構造と自由度)を選択する指標に AIC (Akaike Information Criterion: 赤池情報量基準)がある。ここでは、その手法の簡単なおさらいをした後、具体的な解析結果を示す。

4.1 モデリングに対する考え方

4.1.1 選択したモデルのパラメータ値の最尤推定

i 番目の試行における変数 x_i に対して観測値 y_i があるとする。この有限個 n の標本値から変数 x と観測値 y の関係を見出したい。本レポートの場合では、 x が年、 y が降水量の年間最大値に対応する。この場合、年である x の値に物理的な意味はないので、 x が y を生み出すというような因果関係でなく、 x の変化と y の変化に類似性があるかと言う相関関係になる。

ここでモデルとして、以下の関数 f を仮定しよう。こうなるだろうと仮定するのであるから、真の特性を表しているのではない。

$$y = f(x|\boldsymbol{\theta}) \quad (1)$$

式中のベクトル表記 $\boldsymbol{\theta}$ はモデルのパラメータで、パラメータ数の次元をもつ。試行 i 毎の結果は、他の要因による誤差 ε をもち以下の式になる。

$$y_i = \bar{y}_i + \varepsilon_i \quad (\bar{y}_i \equiv f(x_i|\boldsymbol{\theta})) \quad (2)$$

ここで、誤差 ε は平均値 0、分散 σ^2 の正規分布を仮定する。関数形 f を決めた後のモデリングの目的は、分散 σ^2 を最小にするパラメータ $\boldsymbol{\theta}$ の値 $\hat{\boldsymbol{\theta}}$ を求めることになる。この時の分散の最小値を $\hat{\sigma}^2$ とすると、 $\hat{\boldsymbol{\theta}}$ と $\hat{\sigma}^2$ は対数尤度関数を用いて求められる。

正規分布の対数尤度関数 l は以下である。

$$l(\boldsymbol{\theta}, \sigma^2) = -\frac{n}{2} \log(2\pi\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2$$

これより、 $\hat{\boldsymbol{\theta}}$ と $\hat{\sigma}^2$ は

$$\frac{\partial l(\boldsymbol{\theta}, \sigma^2)}{\partial \boldsymbol{\theta}} = \mathbf{0} \Rightarrow \frac{\partial}{\partial \boldsymbol{\theta}} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i(\boldsymbol{\theta}))^2 = \mathbf{0} \Rightarrow \hat{\boldsymbol{\theta}}$$

$$\frac{\partial l(\hat{\boldsymbol{\theta}}, \sigma^2)}{\partial \sigma^2} = 0 \Rightarrow \hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i(\hat{\boldsymbol{\theta}}))^2$$

の連立方程式を解くことにより求められる。この時の最大対数尤度は以下になる。

$$l(\hat{\boldsymbol{\theta}}, \hat{\sigma}^2) = -\frac{n}{2} \log(2\pi\hat{\sigma}^2) - \frac{n}{2} \quad (3)$$

4.1.2 モデル関数の選び方

では、本目的に関して、モデルとしてどのような関数形を選べばよいのであろうか。代表的な近似モデルには以下のようなものがある。

1) 線形近似

対象区間を直線で結ぶ近似で、回帰直線である。区間内での大雑把な変化を見たいときにまず考える近似である。回帰直線で変化の傾向はわかるが、その傾向が有意であるかどうかは区間推定による信頼区間を見る必要がある。本レポート3節での解析がこの適用例。地点毎に得られる100年間程度のデータには若干の長期変化傾向が見られるが区間推定によってその判定は否定され、一方、日本のデータ全体で見れば100年間で10%強の増加が有意であることが示された。

2) 多項式近似

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_Kx^K \quad (4)$$

とするモデルである。区間内に凹凸があるような傾向を見るのに適している。 $K=1$ は上記の線形近似である。次数 K を大きくすれば、標本値に近似度の良い、すなわち尤度の高いモデルになるが、それが良いとは限らないことを4.1.3項で述べる。また、区間の端部で変化が強調されやすくなる傾向があり、区間外をそのまま外挿するのは危険である。

3) 折れ線近似

区間を複数に分割し、その区間内を直線で結ぶ近似。区間内の特定の点付近で傾向が変わるような事象の近似に適している。本稿4.3節での解析に、一回曲りの折れ線近似（単曲折れ線近似）を適用する。これは以下の4パラメータの式で表される。

$$y = \begin{cases} ax+b & (x < c) \\ ac+b+d(x-c) & (x \geq c) \end{cases} \quad (5)$$

$a=0$ とすれば、定常状態から増加傾向（あるいは減少傾向）に変わる事象を表す3パラメータのモデルになる。

4) その他の近似

変数 x の増加に対して y が飽和傾向をもつ事象に対しては対数近似が、また、増加や減少が徐々に激しくなる事象に対しては指数関数近似がよく用いられる。しかし、降水量の変化傾向を表すには適していない。多項式近似の端部での変化の強調を緩和するよう分子と分母の両方に多項式を用いる有理関数近似がある。この近似ではパラメータの数が多くなり、簡易なモデル化を目的とする応用には難点がある。

4.1.3 良いモデルの選択指針：AIC

事象が起きるメカニズムが分かっている、真の関数形が既知の場合は、そのモデルのパラメータは最尤推定によって決定すればよい。しかしその関数形や次数が分からない場合には、適したモデルをどのように選ぶかという基準（＝評価方法）が必要になる。例えば、多項式近似を選んだとし

でも、次数をどう決めるかということである。尤度を上げるだけなら、次数を大きくすればよいが、過剰な次数は、その標本値に対しては近似度が良い（＝誤差が少ない）が、独立な同じサイズの標本値に対してはむしろ誤差が増大するという現象が現れる。ゆえに、尤度だけでは決まらない最適な次数がある。尤度にあまり違いがないなら、パラメータ数の少ない簡易なモデルを選びたい。そう言うときの選択基準がほしい。

この選択指標に AIC（Akaike Information Criterion: 赤池情報量規準）がある。評価式は

$$AIC = -2 \times \{ \text{最大対数尤度} : l(\hat{\theta}, \hat{\sigma}^2) \} + 2 \times \{ \text{パラメータの数} : N_p \} \quad (6)$$

で、この AIC 値が小さい方が良いモデルと言う選択基準である（理論の詳細は[16]に、その概要は[17]に）。なお、パラメータの数 N_p は(2)式の誤差 ε の確率分布を決めるパラメータなので、例えば多項式近似であれば、モデルのパラメータ数 $K+1$ と分散 σ^2 の計 $K+2$ である。

以下、本レポートでのモデル選択は(6)式の AIC 値に従う。

4.2 多項式近似

(4)式による多項式近似を採用する。定めるべき係数の数は $K+1$ である。最小二乗誤差近似は誤差が正規分布で現れる場合には最尤推定になる。降水量の最大値の確率分布は Gumbel 分布に近く、正規分布とは若干異なるが[1]、ここではこのまま解析を進める。

日降水量（ここでは 130 年間データ（1-day_2）を用いる）について、 $K=1\sim 5$ のときの回帰曲線を図 8 に示す。誤差を少なくする（＝尤度を上げる）と言う視点で見れば、次数が高い方が良いのであるが、次数を高くすると、データのばらつき要因に振られて回帰曲線の形が不自然になり、同じ状況における独立なデータを当てはめた場合、逆に誤差が増大する傾向を示すことになる[17]。ゆえに、次数の選択において、どこかに最適な値があるはずで、それを見つけねばならない。この次数の選択に(6)式の値で判断する AIC を用いる。AIC 評価でのパラメータ数 N_p は $K+2$ である。

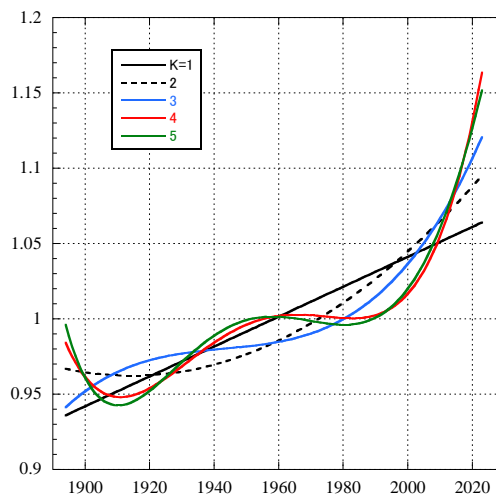


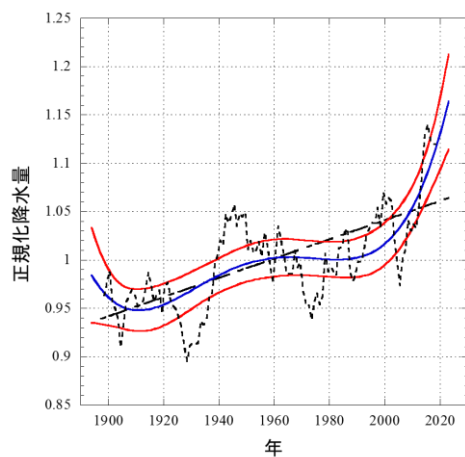
図 8 多項式次数 K をパラメータとする正規化最大日降水量（130 年分）の年変化傾向を表す回帰曲線

表 3 は、3 種類の降水量について、 $K=1\sim 5$ のモデルに対する平均二乗残差（分散の最尤推定値 $\hat{\sigma}^2$ ）、最大対数尤度 $l(\hat{\theta}, \hat{\sigma}^2)$ 、AIC 値 (AIC) および最小値との差分 (ΔAIC) を示している。同表より、日・1 時間・10 分間降水量に対して AIC 値が最小となる $K=4, 2, 2$ を最適としている。

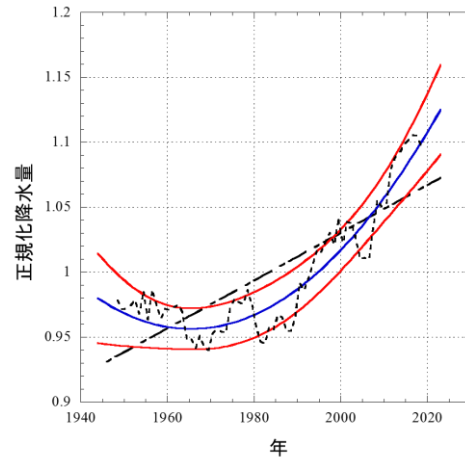
回帰曲線にも信頼区間がある。ただしその計算法は、直線近似の場合に比べてパラメータ数が多い分計算が複雑になる。ここでは、数値解析ソフト Matlab に具備されている関数 `polyconf` を用いて求めている。図 9 は、各降水量について、AIC で選ばれた次数での回帰曲線（青色）と 95%信頼区間（赤色）を示している。比較のため、 $K=1$ の回帰直線（黒色一点鎖線）と観測値（各地の正規化降水量）の 10 年間移動平均値（黒色点線）も併せて示している。

表 3 多項式近似における最大対数尤度と AIC 評価値

Rainfall	K	$\hat{\sigma}^2$	$l(\hat{\theta}^2)$	AIC	ΔAIC
1-day	1	0.16089	-2956.79	5919.57	13.79
	2	0.16069	-2953.13	5914.26	8.472
	3	0.16059	-2951.24	5912.49	6.704
	4	0.16035	-2946.89	5905.78	0
	5	0.16033	-2946.60	5907.19	1.409
1-hour	1	0.13068	-1445.22	2896.44	14.31
	2	0.13009	-1437.07	2882.13	0
	3	0.13009	-1437.02	2884.04	1.913
	4	0.13003	-1436.19	2884.37	2.241
	5	0.13002	-1436.10	2886.20	4.070
10-min	1	0.08708	-653.04	1312.07	13.57
	2	0.08667	-645.25	1298.51	0
	3	0.08662	-644.32	1298.65	0.137
	4	0.08660	-643.95	1299.90	1.392
	5	0.08657	-643.37	1300.73	2.222



(a) 日降水量（130 年間、最適（青線）： $K=4$ ）



(b) 1 時間降水量（80 年間、最適（青線）： $K=2$ ）

図 9 各降水量の経年変化に対する AIC で定めた回帰曲線（青色）と 95%信頼区間（赤色）
（図には、参考として、回帰直線（一点鎖線）と観測値の 10 年間の移動平均（点線）も示す）

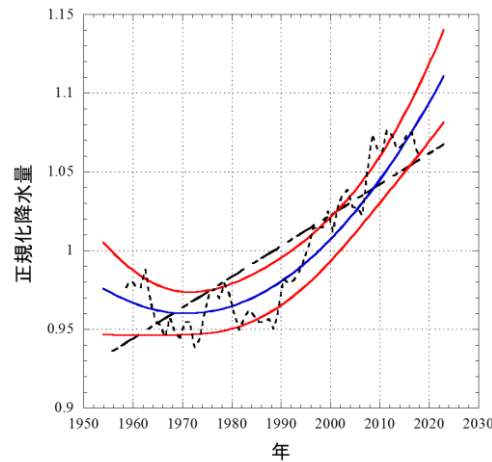
(c) 10 分間降水量 (70 年間、最適 (青線) : $K=2$)

図 9 (続き)

日降水量の結果 (図 9 (a)) より、回帰曲線に見る上昇傾向は 1980 年代後半から始まっていて、この傾向を区間推定もサポートしている。時間降水量と 10 分間降水量 (同図(b), (c)) では、観測期間が短い分変化が単調になっているが、1990 年以降で上昇傾向になるのは共通である。図 6 に見られた $K=1$ の回帰直線が示す 100 年間で 1 割強の増加は、1990 年辺りからの強い増加傾向がその数値を決めている、この部分だけを見れば、20~30 年で 1 割増のペースに見える。

4.3 単曲折れ線近似

各種降水量の年間最大値について、前節で示した多項式近似により、1980 年代後半からの増加が始まっているように見えた。そこで、この転換点をより明確にするために、一回の曲りをもつ折れ線近似 (単曲折れ線近似) で評価する。(5)式に示すようにモデルのパラメータは係数 a, b, c, d の 4 つである。前半部を平坦 (=定常状態) とする、すなわち、 $a=0$ とする 3 パラメータ (b, c, d) のケースとも比較を行う。パラメータの数を p とし、 $p=3$ ($a=0$) と 4 の 2 ケースである。最大尤度関数を得るための係数の最適化は、最急降下法を用いた。AIC の評価式は(6)式で、 $N_p = p+1$ である。

表 4 は AIC による評価結果をまとめている。同表の ΔAIC は表 3 のそれぞれの降水量の AIC 最小値 (赤字) を基準にしてその差を示している。同表より、日降水量 (130 年間) では、一回曲りの折れ線近似は、多項式近似に比べて不十分であるが、時間降水量 (80 年間) と 10 分間降水量 (70 年間) では、両方とも $p=3$ の折れ線近似モデルに優位性が示されている。

図 10 は、3 種類の降水量の年間最大値の年変化特性に対して、単曲折れ線近似での AIC 最小値の近似曲線を実線で示している。また、比較のため、多項式近似における AIC 最小値曲線を点線で重ねている。評価期間が長い日降水量に対して単曲折れ線近似が十分なのは、折れ曲がり点が複数あるためと理解できる。1 時間降水量と 10 分間降水量については、単曲折れ線近似の方が良い評価値になっている。図から明らかなように、3 種類の降水量について、また、

異なるタイプの近似曲線であっても、1980年代後半以降、およそ25年で10%程度の増加傾向が共通に見られることが分かる。

表4 3種類の正規化降水量年間最大値の長期変化傾向に対する単極折れ線近似のAICによる評価（赤色次数が最良値）

Rainfall	p	$\hat{\sigma}^2$	$l(\hat{\theta}^2)$	AIC	ΔAIC
1-day	3	0.16067	-2952.75	5913.50	7.72
	4	0.16052	-2949.95	5909.89	4.11
1-hour	3	0.13003	-1436.13	2880.25	-1.88
	4	0.13002	-1436.05	2882.10	-0.03
10-min	3	0.08661	-644.10	1296.21	-2.30
	4	0.08659	-643.78	1297.56	-0.94

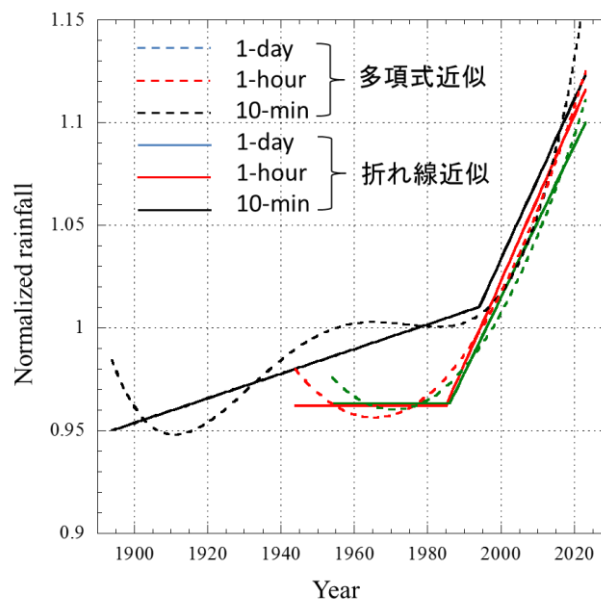


図10 3種類降水量の長期変化特性（点線：多項式近似、実線：単曲折れ線近似）

5. 年変化傾向に関する気象庁報告書との整合性

降雨量の統計は、気象庁や気象研究者の専門分野である（餅は餅屋の世界）。彼らは地球温暖化の降雨に対する影響をどう見ているのだろうか。1.2節で述べたように、気象庁では、1976年から稼動しているAMeDASデータ（約1300箇所）を用いて、1時間降水量がしきい値（50mm, 80mm, 100mm）を超える強雨事象の発生回数を調べ、1980年以降に増加傾向が見られることを示している[10]（本報図3参照）。同報告書では、平均年間発生回数について、最近10年間（2013~2022年）を最初の10年間（1976~1985年）と比べると、設定値50mmで1.5倍（328回/226回）、80mmで1.8倍（25/14）、100mmで2.0倍（4.4/2.2）とまとめられている。

扱っている強雨事象が1時間降水量（この場合は降雨量）なので、以下、1時間降雨量の確率分布に着目してみよう。我が国における降雨量の確率分布については、1分間降雨強度も1時間降雨量も下記の「細矢のM分布」によく近似できることが調べられている[18]。

$$\text{PDF: } f(R) = \frac{\alpha}{R} \left(\frac{1}{R} + \beta \right) e^{-\beta R} \quad (7a)$$

$$\text{CDF: } F(R) = \int_R^{\infty} f(R) dR = \frac{\alpha}{R} e^{-\beta R} \quad (7b)$$

(ただし R の下限は $F(R)=1$ を得る値)

式中の α , β は分布のパラメータである。降雨強度の分布は累積確率が小さい部分（すなわち強い雨の部分）はガンマ分布に、大きい部分（弱い雨の部分）は対数正規分布によく合うが、(7)式はこれを連続的につなぐ良い近似になっている。

本レポートと気象庁レポートでは、強雨の長期変化傾向の把握という点で共通であるが、以下の2点に着目点が異なる。

- ① 本レポートは時間率を決めた状態で、それに対する降水量を見ている（1時間降水量の年間最大値は、近似ではあるが、長期間統計での時間率 0.011% に相当）。一方、気象庁報告は降水量をしきい値にして発生回数を見ている。
- ② 日本全国をひとまとめにした正規化降水量を処理している本レポートに対して、気象庁報告書では正規化無しの実降水量データに着目している。

①について二つの結果を共通に見る方法を述べる。長期統計の始めの期間と終わりの期間で降雨量の確率分布が変化し、累積時間率のどの点の値に対しても η_R 倍大きくなっているとしよう（ここでは、 η_R を降雨強度増加率と呼ぶ）。変化前の期間での累積確率を F_0 、パラメータ値を α_0, β_0 、変化後の期間での累積分布を F_1 、パラメータ値を α_1, β_1 とすると、降雨強度 R の累積分布 F_1 は次式になる。

$$F_1(R) = F_0 \left(\frac{R}{\eta_R} \right) = \frac{\alpha_1}{R} e^{-\beta_1 R}, \quad \left(\alpha_1 = \eta_R \alpha_0, \beta_1 = \frac{1}{\eta_R} \beta_0 \right) \quad (8)$$

次に、累積分布における降雨量 R について、 F_1 と F_0 の比： $\eta_p = F_1/F_0$ を見てみよう。この値は次式で与えられる。

$$\eta_p \left(\equiv \frac{F_1(R)}{F_0(R)} \right) = \eta_Y \exp \left\{ - \left(\frac{1}{\eta_R} - 1 \right) \beta_0 R \right\} \quad (9)$$

累積確率 $F(R)$ は降水量が単位時間当たり R 以上になる事象の時間率であり、長期間における発生回数の平均値に比例する。故に、時間率変化係数 η_p は、 $\eta_R > 1$ の下では、発生回数の増加率を意味する。これにより、累積分布を介して、降雨強度増加率 η_R と発生回数増加率 η_p を共通の土俵で評価できる（＝相互に変換できる）。

次に、上記②について考える。本レポートでは、長期間変化には地域依存性が小さいとして日本全国のデータをひとまとめに扱っている。一方、気象庁報告書ではしきい値 50mm, 80mm, 100mm の降水量に対して、期間 1976-1985、2013~2022 の平均回数の比で発生回数の増加率 (η_p に相当) を求めている。気象庁レポートでの 50mm や 80mm を超える事象は、その大部分は強い雨が降りやすい九州や四国などに起きているものと推量される。

累積分布で定量的な評価をするためには、パラメータ値 α, β を具体的に定めないといけないため、ここでは強雨地域の代表として熊本を選んでみよう。熊本 (表 1 の地点番号 42) は同表の 45 箇所において、時間降水量年間最大値ランキングで上位約 10% (第 5 位) に当たる地点である。

ここまでの説明を図 1 1 にまとめている。同図の黒点線は熊本における 1951 年~1980 年 (30 年間) の時間降水量累積分布の観測値、これを細矢の M 分布に近似したのが黒実線 F_0 ($\alpha=0.0888, \beta=0.0715$) である (脚注)。同図の赤実線 F_1 は $\eta_R=1.1$ としたときの計算結果で、 F_0 の縦軸方向に η_R 倍されたものになっている。このようにカーブが上方に移動するという見方は、時間率に対して、降雨の強さの増加を知るということに資する。

一方、赤線が黒線から右側に移動したという見方もできる。この場合は、降雨量をしきい値にして、累積確率が変わった、すなわち、降雨量 R 以上になる事象の発生する回数を捉えるという見方である。気象庁報告書のデータはこの見方である。

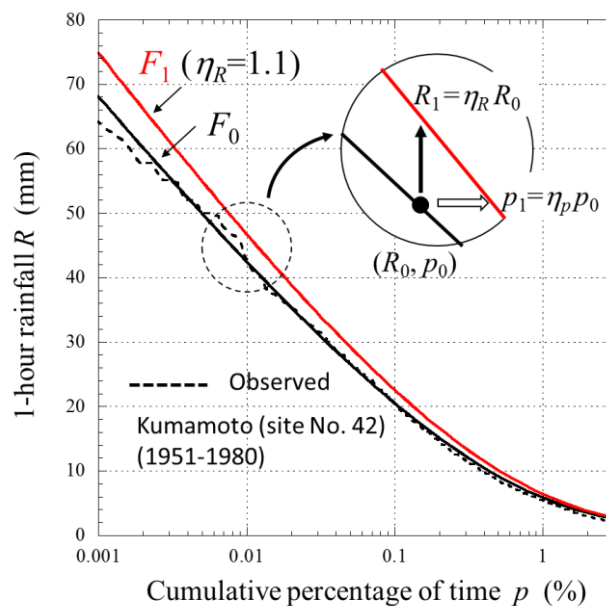


図 1 1 降雨量累積分布における降雨強度増加率 η_R と強雨発生回数増加率 η_p の関係
(基準分布 F_0 は熊本での 30 年間の時間降水量の観測値を細矢の M 分布に近似している)

注：5 ページの脚注 1 にも書いたように、表 1 の年間最大値に用いる 1 時間降水量と、累積分布評価に用いる 1 時間降水量の定義の違いに注意。表 1 で熊本の 1 時間雨量年間最大値 (任意時間の中の 1 時間) の平均値は 51.61mm であるが、図 11 での年間最大値相当の時間率 (0.011%) の値 (毎正時区切りの 1 時間降水量) は 40mm 付近になっている。この差は、定義 (データ処理の方法) の違いによる。

図12は図11の F_0 （熊本の従来値）を基準にして、 F_1 との比（発生回数増加率 η_p ）を降雨強度増加率 η_R をパラメータとして示している。同図には、気象庁報告書が示す結果もプロットしている。気象庁報告書では発生回数の増加率を最近10年間（2013~2022年）と最初の10年間（1976~1985年）のそれぞれの平均値の比で与えているので、それぞれの中ごろの年である1980年と2017年に対して図10の1時間降水量（単曲折れ線近似）の増加率 η_R をみると1.1程度であり、熊本のデータはこれによく合っている。気象庁結果は日本全国のデータを正規化せずにそのまま使っているので、強雨地域の寄与が大きいとは言え、熊本単独のデータと直接比べられるものではないが、両解析結果に整合性があるとは言えるであろう。

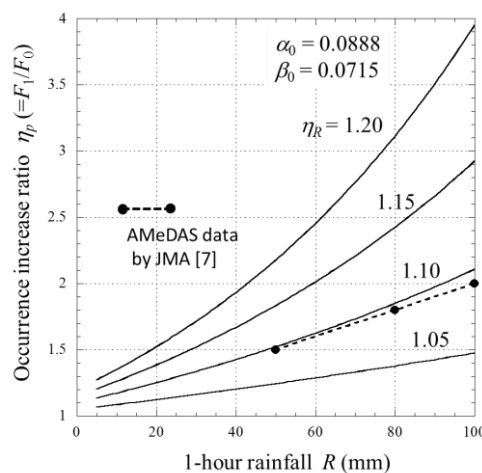


図12 降雨量増加率 η_R をパラメータとする1時間降雨量しきい値（横軸の値を越える事象）と発生回数増加率 η_p の関係（計算値は熊本データのパラメータ値より）

6. まとめ

日本の降水量の年間最大値データを用いて、降雨の統計的性質に見られる長期間の変化傾向を明らかにした。結果をまとめると

- 1) 降水量は年毎のばらつきが大きいいため、100年規模のデータであっても、地点毎に見るのでは、有意な長期変化傾向を見出せないこと（95%信頼区間判定において）
- 2) 地点毎の着目降水量年間最大値の平均値で正規化した正規化降水量を用いて共通に扱えるデータ数を増やし、このデータで解析すると、100年規模の時間スケールにおいて、1割強の増加傾向が見られること
- 3) 同じデータから非線形近似の回帰線を求め、その最適次数をAICによって定めると、その増加傾向は1980年代後半頃から始まっていること

が、明らかになった。

本レポートで述べた降水量の年間最大値（すなわち、年間最大降雨量）の長期変化特性は、地球温暖化問題の影響が含まれていると思われるが、それを明確にするためには多様な気候特性を持つ

地球規模での同様な解析が必要である。本レポートでの評価手法が、そのような評価において大いに役立つことを期待している。

参考文献

- [1] Y. Karasawa, “Long-term statistical properties of extreme rainfall data in Japan,” *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, (to be published in 2025). Early Access area on IEEE Xplore:
<https://ieeexplore.ieee.org/document/10640060>
- [2] Y. Karasawa, “Long-term variations of extreme rainfall in Japan for predicting the future trend of rain attenuation in radio communication systems,” *Climate*, vol. 2005, 13, 145, pp. 1-19, 2025.
<https://www.mdpi.com/2225-1154/13/7/145>
- 同内容は： 唐沢好男, “日本の極値データに見る長期変化傾向 [II],” 信学技報, AP2024-126, pp. 200-205, 2024.10., 同[III], 信学技報, AP2025-3, pp. 13-18, 2025.04., 同[IV], 信学技報, AP2025-41, pp. 43-48, 2025.07.
- [3] IPCC, *Climatic Change 2013: The Physical Science Basis*, document IPCC, 2013.
- [4] 気象庁, 世界の年平均気温, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_wld.html
- [5] 気象庁, 日本の年平均気温, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_jpn.html
- [6] 気象庁, ヒートアイランド現象, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr_faq/index.html
- [7] 気象庁, “地球温暖化予測情報 第9巻,” 2017.03, <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol9/pdf/all.pdf>
- [8] 気象庁, 日本の気候変動 2020, <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/index.html>
- [9] 渡辺正, 「気候変動・脱炭素」14のウソ, 丸善出版, 2022.
- [10] 気象庁, 大雨や猛暑日（極端現象）のこれまでの変化,
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html
- [11] K. E. Trenberth, “Changes in precipitation with climatic change,” *Clim. Res.*, vol. 47, pp. 123-138, doi:10.3354/cr00953, 2011.
- [12] R. F. Adler, et al., “The global precipitation climatology project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation,” *Atmosphere*, vol.9, no. 4, doi:10.3390/atmos9040138, 2018.
- [13] H. Shioyama, et al., “Attributing historical changes in probabilities of record-breaking daily temperature and precipitations extreme events,” *SOLA*, vol. 12, pp. 225-231, doi: 10.2151/sola.2016-045, 2016.
- [14] 気象庁, 過去の気象データ検索, <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
- [15] 総務省, 電波法関係審査基準（固定局関係審査基準）の改正版, 2011.06,
降雨減衰計算部分の抜粋：http://www.radio3.ee.uec.ac.jp/ronbun/Rain_ATT_Calc_Method.pdf
- [16] 小西貞則, 北川源四郎, 情報量規準, 朝倉書店, 2004.
- [17] 唐沢好男, 電波伝搬モデルの基礎（第9章 AIC）, 私製公開本, 2024.
http://www.radio3.ee.uec.ac.jp/ronbun/Probability_Distributions_Chap_9.pdf
- [18] 細矢良雄, “日本各地の1分雨量分布の一推定法,” 信学論 B, vol. J71-B, no. 2, pp. 256-262, 1988.

読者の皆さんへ

本レポートの姉妹版として、極値統計学的視点でまとめたレポートが下記にあります。

YK-083 [日本の降雨の \$N\$ 年間最悪値の統計](#)

本レポートの続編として、降雨減衰量の未来予測まとめたレポートが下記にあります。

YK-087 [無線回線降雨減衰量の未来予測](#)