

日本と英国における降水の連続日数からみた季節変化の 気候学的評価

草 薙 浩*

要 旨

日本と英国の日降水量の年変化を降水連続日数ごとの成分へ分ける試みを行った。得られた成分ごとの時系列から、降水連続日数によって年変化形が異なることが示された。日本の1-3日連続成分の季節変化は、ケッペンの温帯湿潤気候の降水特性を示すが、4-6日連続成分の季節変化は、ケッペンの気候区にはない日本固有の梅雨と秋雨ピークによって特徴づけられる。7-30日連続成分の季節変化は、梅雨と冬季降水ピークが顕著なることを示す。英国の1-3日連続成分の季節変化は、ケッペンの西岸海洋性気候の特徴を示す。しかし、4-6日連続成分の季節変化は、夏季に少雨になる凹型の年変化をする。7-30日連続成分は、凹型がより顕著であり地中海性気候の特徴を示すことがわかった。日本と英国の降水連続日数別の年降水量成分と降水日数成分の分布グラフは、対数正規分布で表現されることが明らかになった。

1. はじめに

日本の降水量の季節変化を日降水量で見ると、梅雨や秋雨を明瞭なピークとして検出でき、月降水量の年変化の図では得られない詳細な季節変化の情報を得ることができる(草薙 2012)。草薙 (2016, 以下「前報」) は、日降水量の平年値のクラスター分析によって、降水の季節変化の違いから日本を9気候地域に区分して地理的(空間軸)な気候特性の違いを報告した。本研究では、降水の連続日数ごとの年変化特性を調べることを目指し、日降水量の平年値(30年間の統計データ)を計算する元になる日降水量時系列データ(30年間の日降水量の観測データ)を連続日数別の成分時系列に分けることを試みた。ここで、連続日数別の成分時系列とは、日降水量時系列データから抽出した、降り始めてその日のうちに上がる雨(1日成分)、2日間降り続く雨(2日連続成分)等、個々の連続日数別の成分の時系列のことで、詳しくは後述する。分

けられた日降水量の連続日数別の成分時系列を用いて降水連続日数の視点から、日本と英国の降水特性を気候学的に評価することを目的とした。なお、日本と対比させる相手として、日本と同じ北半球の中緯度帯にあり、ユーラシア大陸西岸に位置する英国を選定した。

これまで、日降水量時系列を連続日数別の成分時系列に分ける試みに関する研究報告は見られない。

2. 日降水量時系列データの解析方法

2.1 日降水量時系列データ

日降水量の平年値($d_i : i = 1 \sim 365$)を計算する元になる30年間(1981-2010年)の日本の日降水量時系列データ($Q_i : i = 1 \sim 10957$)は、気象庁の過去の気象データ・ダウンロードサイト(<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php>)から、日本全土を地理的にできるだけ均一な分布になるように気象官署及びアメダスの820観測地点を選定して、CSVファイルとして取得した。

英国の日降水量時系列データ(1981-2010年, $Q_i : i = 1 \sim 10957$)は、米国海洋大気局(National Oceanic and Atmospheric Administration : NOAA)の

* 京都ウェザー研究会, wrqgw841@yahoo.co.jp
—2016年1月29日受領—
—2016年7月15日受理—

提供する気象データベース：NCDC Climate Data Online (<http://www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo#TOP>) から181観測地点（地理的に英国と一体と見なせるアイルランドの18観測地点を含む）を入手した。

2.2 日降水量時系列データの連続日数別の成分への分解と日降水量季節変化の計算

日降水量時系列 ($Q_i: i=1\sim 10957$) の連続日数別の成分への分解の過程について、観測地点東京の日降水量時系列データを例にして述べる。日降水量時系列 (Q_i) を調べると、1981年1月1日から2010年12月31日までの全10957日のうち、1.0 mm以上の降水量観測値の記録されている日数は3043日で降水なし日数が7914日 ($=10957-3043$) であった。日降水量の観測値の最小単位は、気象台等では0.5 mm (1968年1月1日～) である。一方、アメダスでは、観測開始から2008年3月25日までは1 mm、それ以降は0.5 mm単位となっている。そこで、本研究の最小単位は、アメダスの1 mmに合わせて、気象台等と英国の1 mm未満の観測値は降水なしと見なした。

この降水日数を時系列的に見ると、降水が或る1日だけに見られ前後の日には見られないケース、降水が2日続くケース、降水が3日続くケース、…など、降水日の連続性は様々である。そこで、降水日の継続期間が1日だけのケースを取り出し、それ以外の日を0 mmとした時系列を作りこれを1日成分時系列 ($q_{1i}: i=1\sim 10957$)、降水日が2日連続して見られたケースのみを取り出し、それ以外の日の降水量を0 mmとした時系列を2日連続成分時系列 (q_{2i})、 k 日連続して見られたケースのみを取り出し、それ以外の日の降水量を0 mmとした時系列を k 日連続成分時系列 (q_{ki})、等と定義する。以降、(Q_i) を全日降水量時系列と定義すると、(Q_i) と日降水量連続日数別の成分時系列 (q_{ki}) の関係は式(1)で表せる。

$$\begin{pmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \\ Q_4 \\ Q_5 \\ \vdots \\ Q_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} q_{11} \\ q_{12} \\ q_{13} \\ q_{14} \\ q_{15} \\ \vdots \\ q_{1n} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} q_{21} \\ q_{22} \\ q_{23} \\ q_{24} \\ q_{25} \\ \vdots \\ q_{2n} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} q_{31} \\ q_{32} \\ q_{33} \\ q_{34} \\ q_{35} \\ \vdots \\ q_{3n} \end{pmatrix} + \cdots + \begin{pmatrix} q_{k1} \\ q_{k2} \\ q_{k3} \\ q_{k4} \\ q_{k5} \\ \vdots \\ q_{kn} \end{pmatrix} \quad (1)$$

但し、 $n=10957$

東京の場合、1日成分時系列 (q_{1i}) は、降水日数

が847日で、降水なし日数と降水が2日以上連続する日数の合計日数が10110日 ($=10957-847$) であった。以下、2日連続成分時系列 (q_{2i}): 1048日、3日連続成分時系列 (q_{3i}): 555日、4日連続成分時系列 (q_{4i}): 336日、5日連続成分時系列 (q_{5i}): 125日、6日連続成分時系列 (q_{6i}): 84日、7日連続成分時系列 (q_{7i}): 21日と少なくなる。なお、降水連続日数の最大は10日間、10日連続成分時系列 (q_{10i}): 10日となった。その結果、東京では10日間雨の降り続いたのは30年間で1回 ($=10日/10日$) だけであった。

平年値の日降水量 ($d_i: i=1\sim 365$) 及び日降水量連続日数別の成分 ($d_{ki}: i=1\sim 365$) は、各観測地点の30年間の全日降水量時系列データ ($Q_i: i=1\sim 10957$) 及び日降水量連続日数別の成分時系列データ ($q_{ki}: i=1\sim 10957$) を30年の統計期間で算術平均して求めた。次に、1年間 (365日) の値を、9日間移動平均を3回繰り返すKZフィルタを用いた日別平滑平年値の算出方法に従って計算した (気象庁2011a; 草薙2015)。うるう年の2月29日は、全10957日のうち7日間のみなので平年値計算に含めなかった。日降水量データに欠測のある観測地点平均の欠損割合 v (%) は、日本では2.8% ($=254746日 \cdot 地点 / (820地点 \times 10957日) \times 100$) と小さかったので、計算結果に与える影響は少ないと判断して欠損日は降水なしとして取り扱った。一方、英国では34.4% ($=682715日 \cdot 地点 / (181地点 \times 10957日) \times 100$) と大きいので欠損日は降水なしとして取り扱うと年降水量が過小評価されるため、各観測地点の欠損割合で補正した。なお、欠測日は降水なしとして取り扱ったので、連続降水日の途中に欠測日がある場合、連続降水が欠測日の前後に分かれる取り扱いをした。補正後降水量 $Q_i = Q'_i / (100 - v_i)$ 、但し、 Q'_i : 補正前降水量、 v_i : 観測地点の欠損割合である。

3. 連続日数別の成分による降水特性評価

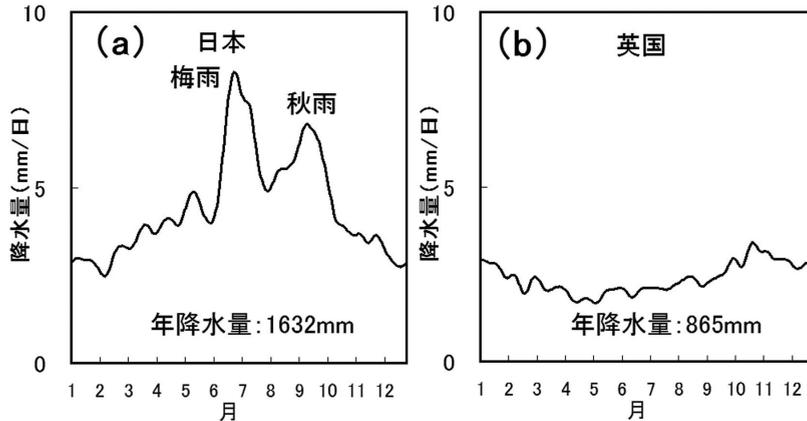
3.1 連続日数別の成分の平均日降水量グラフ

日本 (820観測地点平均) と英国 (181観測地点平均) について、日降水量の平年値の年変化グラフを第1図に示す。第1図aの日本の日降水量グラフは、年降水量1632 mmで夏季に降水の山を示す凸型グラフの上に明瞭な梅雨ピーク (8.5 mm/日) と少し小さい秋雨ピーク (7.0 mm/日) を持つ季節変化の大きい特徴的な形をしている。一方、第1図bの英国の日降水量グラフは、年降水量865 mmと日本の約1/2で

目立った降水ピークのない季節変化の小さなグラフである。

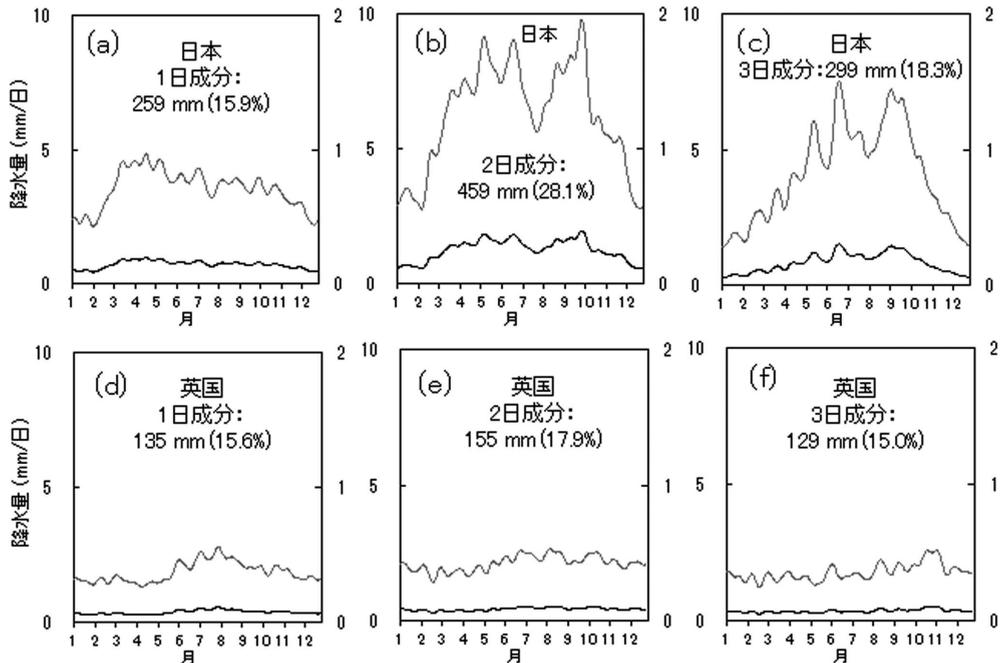
日本の冬季は、北西季節風が卓越し、日本海側は降水が多く太平洋側は晴天になりやすい。春～夏は、前線の停滞等により雨の日が続くことがある。夏季に

は、太平洋高気圧が降水量にも影響を与え、秋季には台風による雨など、日本には降水を支配する季節要因の多いことが降水量グラフに反映している。一方、英国は、年間を通じて北大西洋海流と偏西風の影響下にあり、季節変動要因が少ないことが降水量グラフに反映している。



第1図 日本と英国の平均日降水量グラフ。
(a) 日本：820地点平均、(b) 英国：181地点平均。

平年値の日降水量連続日数別の成分 ($d_{hi} : i = 1 \sim 365$) をグラフ化すると最大で50個 (降水が51日以上連続するケースはなかった) の降水量グラフが得られた。そのうちの1日成分、2日連続成分、3日連続成分の3つの連続日数別の成分降水量グラフを第2図に示す (連続日数別の成分の降水量は小さいので、縦軸を5倍に拡大したグラフも重ねて示した)。



第2図 日本と英国の連続日数別の成分降水量グラフ。
実線は左軸目盛、破線は実線の縦軸を5倍に拡大したグラフで、右軸目盛に対応する。
(a) 日本1日成分、(b) 日本2日連続成分、(c) 日本3日連続成分、(d) 英国1日成分、(e) 英国2日連続成分、(f) 英国3日連続成分。

第2図aの日本の1日成分の降水量グラフは冬季を除いて変化の小さい季節変化(0.43~0.94 mm/日)、第2図bの2日連続成分は変動の大きい季節パターン(0.55~1.95 mm/日)、第2図cの3日成分は富士山のような山型の季節パターン(0.29~1.51 mm/日)と連続日数による大きな違いがある。一方、第2図d, e, fの英国の降水量グラフは、1日成分(0.27~0.53 mm/日)、2日連続成分(0.29~0.52 mm/日)、3日連続成分(0.26~0.51 mm/日)のすべてにおいて、その季節変化が日本と比べて小さい。

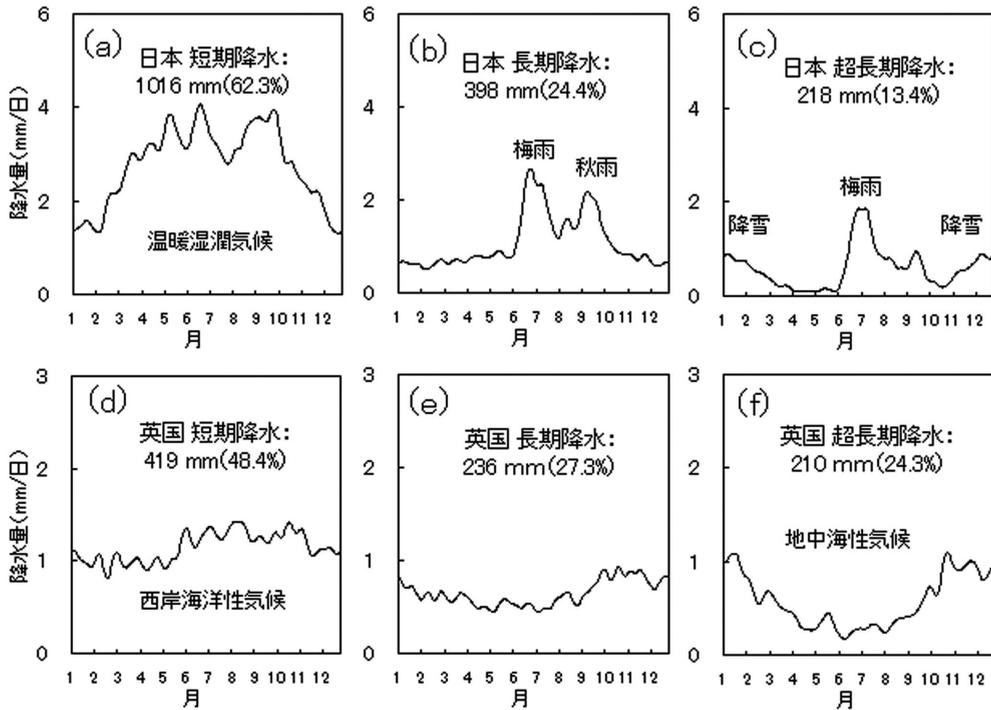
平年値の日降水量連続日数別の成分(d_{hi} : $i=1\sim 365$)から算出した連続日数別成分(30日まで)の年降水量と年降水日数を第1表に示す。日本と英国の年降水量と年降水日数は、どちらも2日連続成分をピークにして降水継続日数が増すほど減少しており、

連続日数別の期間が30日までの全ての降水量グラフを眺めていては時間スケールから見た整理がし難い。気象庁の雨に関する用語の中に、長雨とは数日以上続く雨の天気、と解説されている(気象庁 2011b)。これを参考にして、本研究では、降水連続日数について、『短期降水』(1-3日)、『長期降水』(4-6日)、『超長期降水』(7-30日)と仮に名づけて3分割した。時間スケールを3分割した降水量グラフは、日本だけでなく英国でも、それぞれを区別する明瞭な違いがみられる(第3図)。第3図aの日本の短期降水(1-3日成分の積算)は、年降水量の62.3%(=1016 mm/1632 mm)を占め、ケッペンの温帯湿潤気候の降水特性(夏季に多雨の凸型のグラフ)がはっきりしている(北野 2005)。第3図bの長期降水(4-6日成分の積算)は、年降水量の24.4%(=398 mm/1632 mm)

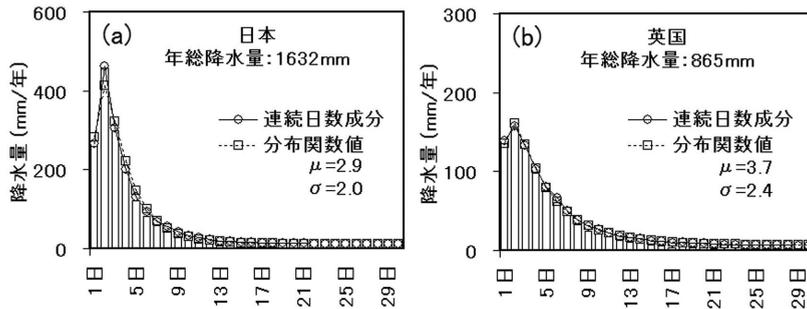
を占め、ケッペンの気候区にはない日本固有の梅雨と秋雨ピークによって特徴づけられる。第3図cの超長期降水(7-30日成分の積算)は、年降水量の13.4%(=218 mm/1632 mm)を占め、梅雨ピークに加えて冬季の降雪ピークが現れている。第3図b, cの比較から、冬季降雪は梅雨より長期間の降水といえる。第3図dの英国の短期降水(1-3日成分)は、年降水量の48.4%(=419 mm/865 mm)を占め、ケッペンの西岸海洋性気候の降水量グラフ(北野 2005)の特徴を示している。しかし、第3図eの長期降水(4-6日成分)は、年降水量の27.3%(=236 mm/865 mm)を占め、夏季に少雨になる凹型のグラフへの変化を示している。第3図fの超長期降水(7-30日成分)は、年降水量の24.3%(=210 mm/865 mm)を占め、凹型の傾向

第1表 連続日数別の成分の年降水量と年降水日数。

	日本			英国		
	年降水量 mm/年	降水日数 日/年	日降水量 mm/日	年降水量 mm/年	降水日数 日/年	日降水量 mm/日
1日	258.7	27.0	9.6	135.4	19.1	7.1
2日	458.7	36.9	12.4	154.5	18.8	8.2
3日	298.9	22.5	13.3	129.4	14.9	8.7
4日	193.2	14.8	13.1	98.6	11.1	8.9
5日	121.8	9.3	13.1	76.1	8.4	9.1
6日	82.6	6.0	13.7	61.1	6.4	9.6
7日	57.3	4.1	13.9	44.7	4.7	9.5
8日	44.0	3.0	14.5	33.2	3.4	9.8
9日	29.7	2.1	14.3	24.8	2.5	9.9
10日	21.3	1.6	13.5	20.8	2.0	10.2
11日	16.7	1.2	13.8	17.1	1.5	11.1
12日	11.2	0.9	13.2	12.4	1.1	11.5
13日	7.3	0.6	12.4	10.3	0.9	10.9
14日	6.0	0.5	11.4	9.8	0.8	12.0
15日	4.1	0.4	10.8	6.5	0.6	10.7
16日	3.7	0.3	11.4	5.8	0.5	11.3
17日	3.1	0.3	11.0	3.2	0.3	10.9
18日	2.0	0.2	9.7	4.3	0.4	12.1
19日	2.3	0.2	10.3	3.8	0.3	12.4
20日	1.4	0.2	9.5	3.0	0.3	11.9
21日	1.6	0.2	10.7	2.1	0.2	11.9
22日	1.0	0.1	9.5	1.6	0.1	11.6
23日	1.1	0.1	9.5	1.6	0.2	10.6
24日	0.8	0.1	10.4	1.4	0.1	13.7
25日	0.7	0.1	9.8	0.9	0.1	11.7
26日	0.7	0.1	10.2	1.0	0.1	11.7
27日	0.6	0.1	10.0	0.7	0.1	8.5
28日	0.2	0.0	8.9	0.8	0.0	16.8
29日	0.5	0.0	10.8	0.2	0.0	11.8
30日	0.4	0.0	9.5	0.5	0.1	8.5
合計	1632	133	11.5	865	99	10.7



第3図 連続日数の期間30日を3階級に分けた降水量グラフ。
 (a) 日本1-3日連続成分の積算グラフ, (b) 日本4-6日連続成分の積算グラフ, (c) 日本7-30日連続成分の積算グラフ, (d) 英国1-3日連続成分の積算グラフ, (e) 英国4-6日連続成分の積算グラフ, (f) 英国7-30日連続成分の積算グラフ。



第4図 連続日数別の成分の年降水量ヒストグラムと対数正規分布による近似。
 ○：連続日数別の成分，□：対数正規分布関数。

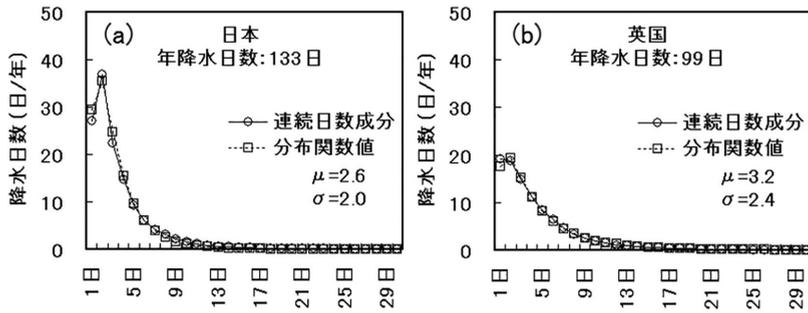
がより顕著になり地中海性気候の降水量グラフ（北野 2005）の特徴を示すようになり，連続日数によって降水特性が変化することが明らかになった。

3.2 連続日数別の成分の年降水量分布グラフ

第1表に示す日本と英国の連続日数別の成分の年降水量の値を縦軸に，日数（降水連続日数）を横軸にして第4図の棒グラフに示す。第4図は，日本と英国の

どちらも，2日連続成分の降水量をピークにして3日連続成分から大きな連続日数別の成分側になだらかな裾をもつ非対称的特徴的な形のグラフになっている。棒グラフの頂点をなぞってゆく一種の分布曲線を描いていて，検討の結果，対数正規分布曲線に似ていることがわかった。対数正規分布関数は多くの自然現象

を統計解析する場合に用いられる分布関数で，気象現象にも対数正規分布に従う例が報告されている（López 1977；Stull 1988）。Stull（1988）は，カメラによる積乱雲の観測結果から，大気中に浮遊する雲の大きさの度数分布が対数正規分布に従うグラフ図を報告している。また，降水量の頻度分布の統計解析には，ガンマ分布関数を適用する手法も多く見かけるが



第5図 連続日数別の成分の降水日数ヒストグラムの対数正規分布による近似。

○：連続日数別の成分，□：対数正規分布関数。

(たとえば、須田 1990)、本研究では入江 (1986) がとった手法である対数正規分布関数を適用することにした。そこで、連続日数別の成分の年降水量の分布グラフを対数正規分布関数で近似することを試みた。

降水連続日数を k とすると、年降水量の連続日数成分の分布関数値 $f(k)$ は式(2)の対数正規分布関数によって与えられる。

$$f(k) = \frac{s}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma k} e^{-\frac{(\ln k - \ln \mu)^2}{2(\ln \sigma)^2}} \quad (2)$$

但し、 μ ：降水連続日数の平均値、 σ ：標準偏差、 s ：スケール定数 ($s = \sum f(k) = \sum q(k)$ になるように定義)

$$\sum q(k) = 1632 \text{ mm (日本)}, 865 \text{ mm (英国)}$$

さらに、連続日数別の成分値 $q(k)$ と分布関数値 $f(k)$ の一致度 (h) を式(3)で定義する。

$$h = (1 - \sum |q(k) - f(k)| / \sum q(k)) \times 100 \quad (3)$$

但し、 $q(k)$ は連続日数別の観測成分値、 $f(k)$ は分布関数値、 $k = 1 \sim 30$ 、

2つの変数 μ と σ の最適値の導出は以下の手続きで行った。最初に1組の μ と σ の初期値を式(2)に代入して関数値 $f(k)$ を計算し、観測成分値 $q(k)$ との一致度 (h) を式(3)で評価する。次いで、 μ と σ を少しずつ変化させながら一致度 (h) が最も大きくなる μ と σ の組み合わせを探す操作を繰り返す。最終的に得られた μ と σ の最適値と一致度 (h) は、日本： $\mu = 2.92$ 日、 $\sigma = 1.97$ 日、 $h = 90.2\%$ 、英国： $\mu = 3.65$ 日、 $\sigma = 2.38$ 日、 $h = 96.9\%$ となった。

連続日数別の成分と最適値による対数正規分布関数

のグラフを第4図に重ねて示す。連続日数別の成分値と分布関数値はよく一致していることがわかる。

降水現象を時間スケールから見た場合、1日から1月に及ぶ長期間に渡って雨を降らせる降水システムは、積乱雲・雲クラスター・線状降水帯・集中豪雨・前線・台風・温帯低気圧などが関係し、空間スケール

の大きい現象が長い時間スケールを持つことが示されている(明石 1999; 気象庁 2015)。それ故、第4図の長期間の連続日数別の成分ほど空間スケールの大きい降水システムを反映するとの前提に立って、第4図は降水システムの大きさと、それによる降水量との関係を表すと見なせる。大気中で発生して浮遊する積乱雲の大きさの度数分布が対数正規分布に従うとする Stull (1988) の観測結果と同様に、日本と英国の上空で30年間に発生する降水システムの大きさの統計が対数正規分布に従う可能性が示唆される。

第1表の降水日数についても対数正規分布関数で近似を試みた結果を第5図に示す。図中に示す対数正規分布関数の平均値 μ について、英国が日本の1.2倍 ($= 3.2$ 日/ 2.6 日) となり、第4図の降水量の場合の1.3倍 ($= 3.7$ 日/ 2.9 日) と似た結果になった。

4. おわりに

日降水量時系列データを連続日数別の成分時系列に分ける試みによって、降水現象の時間スケールに着目することで新たな情報を得られる可能性が示唆された。

謝辞

本短報をまとめるにあたり、編集委員の藤部文昭氏と査読者の方には、本稿の改訂に適切なご指摘・コメントとご助言を頂きました。各位に対して心より御礼申し上げます。

参考文献

- 明石秀平, 1999: GPSと天気予報 新しい数値予報システムのはなし. 細水, (45), 64-73.
入江浩一, 1986: 岡山市における降雨強度確率分布. 岡山

- 理科大学紀要, (22A), 299-304.
- 気象庁, 2011a: 気象観測統計の解説. 111-113. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html> (2016.9.10閲覧).
- 気象庁, 2011b: 天気予報等で用いる用語 (降水). http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/kousui.html (2015.12.15閲覧).
- 気象庁, 2015: さまざまな気象現象. <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-1-2.html> (2016.1.10閲覧).
- 北野 豊, 2005: 読んでわかる! 地理 (上). 山川出版社, 33-44.
- 草薙 浩, 2012: 日降水量グラフから見た日本列島の梅雨と秋雨. 日本気象学会2012年度秋季大会予稿集, A313.
- 草薙 浩, 2015: 気温の海拔高度減率グラフと気温図によるアメリカと日本の気候の地域特性評価. 天気, 62, 525-532.
- 草薙 浩, 2016: 平年日降水量時系列のクラスター分析による日本の9気候地域区分の提案. 天気, 63, 5-12.
- López, R. E., 1977: The lognormal distribution and cumulus cloud populations. Mon. Wea. Rev., 105, 865-872.
- Stull, R. B., 1988: Cloud size distribution. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Pub., 565-566.
- 須田芳彦, 1990: 降水量の度数分布にみられる時間特性とその地域的・局地的特徴. 地理学評論, 63A, 315-334.

Climatological Evaluation of Seasonal Changes of Consecutive Precipitation-Days in Japan and the United Kingdom

Hiroshi KUSANAGI*

* *Kyoto Weather Research Group, 131-16 Okamedani-Manjojiki, Fukakusa, Fushimi, Kyoto, 612-0846, Japan.*

(Received 29 January 2016; Accepted 15 July 2016)
