

地球の降水

二 宮 洸 三*

1. はじめに

地球の気候に関する基本的な変数（気候要素）は温度（気温、地表・海面温度）と降水量です。

地球の温度がどのようにして決定されるかは、多くのテキストで説明されています。太陽常数（これは太陽の表面温度と太陽-地球間距離によって決定されます）と地球の平均反射率が与えられれば、地球の放射バランスの条件を満たす地球全表面から放出される赤外放射量が求められます。そして、その赤外放射量をもたらし黒体温度として表面温度が決定されます。この計算で使用されるのは、ステファン-ボルツマンの放射則とステファン-ボルツマン常数です。ただし、平均反射率だけは観測値を使用しています。平均反射率も様々な地球科学的過程で決定されているのですから、その決定を回避して観測値を使用している点において上記の計算は完全に完結した推定ではありません。

この計算によって得られる地球-大気系の表面温度（または、大気の温室効果がない場合の地表温度）は $\sim 255\text{ K}$ (-18°C)です。これはほぼ対流圏中層の温度に対応しています。このような単純化した計算（思考）によっても地球の温度はほぼ妥当（ 100 K でもなく、 400 K でもなく）に推定されます。

2. 地球の降水量

地球上の降水は、気塊の上昇に伴う冷却による水蒸気の凝結によってもたらされます。したがって、降水量は上昇流の強さ、上昇流域の広さと大気の水蒸気量

によって決定されます。水蒸気量は、空気の温度と地表・海表面からの補給（蒸発）によって決まります。

多くのテキストでは地球全体で平均した年降水量の観測値は $\sim 1000\text{ mm}$ であると記述しています。しかし、どれだけの期間の、どれだけの観測点のデータに基づく値であるかは記述していません。そして、地球全体の水バランスからは、地球表面からの年間蒸発量も $\sim 1000\text{ mm}$ であると説明してあります。

この降水量は前記した放射バランスの考察に類似した単純化した考察によって説明されるのでしょうか。つまり、地球の年降水量が、 10000 mm でもなく、 100 mm でもないことが説明されるのでしょうか。私の知る限り、そのような単純化した考察はどのテキストにも書かれていません。

では、大気海洋結合モデルでは、どのようにして計算しているのでしょうか？ モデルでは、すべての物理変数（の時間的変化）は、幾つかの基本的な物理法則の方程式の時間的積分によって計算されます。重力加速度、公転周期、自転周期、地球半径、大気組成と大気・海洋の総質量、海陸分布は既知値として与えられ、外部的要因としては太陽放射（のスペクトラム）が与えられます。その計算の結果として温度、水蒸気量、風速が計算され、降水量と蒸発量も算出されます。

さきに述べた基本的な物理法則の方程式はモデルの格子点値を用いて計算されます。言うならば、格子点（現在の多くの大気海洋結合モデルでは格子間隔は $100\sim 10\text{ km}$ です）で代表される空間スケールについての方程式です。実大気中には、格子スケール以下の現象（たとえば、個々の積雲、乱流、拡散など）も共存していますから、それらの格子スケールの場に対する効果は、格子点の値から推定しなければなりません。

* Kozo NINOMIYA（無所属）。

knino@cd.wakwak.com

© 2014 日本気象学会

ん。このような推定方式を「サブグリッドスケール現象のパラメタリゼーション」と呼んでいます。

パラメタリゼーションも基本的には物理法則によっていますが、部分的には実験式（経験式）的な定式化にも依存している点において完全に普遍的法則だけに準拠しているわけではありません。

このような方法で、それぞれのモデルより得られた降水量と蒸発量は、相互に、また、観測値に比べて大きく異なることはありません。つまり、この水準にまでモデルの精度が向上しています。

しかし、モデルの複雑な計算が成功したからと言っても、それが直ちに、なぜ地球の年降水量が1000 mmであるのか（1000 mm でなければならぬか）を物理的に端的に説明するものではありません。このように、地球の年平均降水量が ~ 1000 mmであることの理由はまだ示されていないのです。3節で述べるように、地球の降水は、多くの大気現象に関連して生じているので、その全体を包含し、かつ単純化した考察が困難だからです。

3. 循環系と降水

地球上では一様な降水分布が見られるわけではなく、大きな地域的・時間的な偏りが見られます。地球の気候状態の水平的分布は基本的には、緯度（日射量は緯度によって決定される）と海洋・大陸分布によって決定されています。そして、大気のような状況下において、様々な循環系が発生し、それぞれが降水をもたらす、降水分布を決定しています。中緯度の寒帯前線（ポーラーフロント）とそこで発生する温帯低気圧は中緯度の主要な降水をもたらします。熱帯収束帯と熱帯低気圧は低緯度の主要な降水をもたらします。これに対して、下降流の卓越する亜熱帯高気圧ゾーンでの降水量は非常に僅かです。

気温の季節変化と同様に、降水量にも大きな季節変化が現れています。特に季節的に顕著な盛衰を繰り返すモンスーンは大きな降水の季節変化を生じています。

さらに気象衛星雲画像や気象レーダの降水分布画像などを仔細にみれば、大きな循環系内部の個々の積雲対流や、その集合体であるメソスケール対流系が集中した強雨をもたらしていることが認められます。この特徴に注目すれば、降水現象が多スケール複合的現象であることが理解できます。気圧場や風速場においても、このような複合的様相は検出されますが、降水分

布においてもっとも明白に観察されます。

この観測的事実はある程度、大気海洋結合モデルでも再現されていますが、各循環系が、なぜどのような割合で全地球の降水を分担して引き起こしているかを（引き起こさねばならぬかを）説明するものではありません。

最近では、高分解能の気象予測モデルも降水現象の複合的様相をかなり正確に再現（あるいは予測）するようになりましたが、そのためには正確な初期値を与えることが必須であり、なぜ、複合的現象であるのかの必然性を説明していません。

4. 地球の蒸発量

地球の平均年降水量がなぜ、 ~ 1000 mmであるかを単純化した考察によって説明することは困難です。では蒸発量については、どのように考えられるでしょうか？

地表面・海面温度は、地球の熱収支から推定されます。大気の温室効果がない場合の地球表面温度は255 Kであることは前述しました。また地球放射の全部を吸収する一層の大気層を持つ場合の放射バランスからは地表面温度は303 Kであると計算されます。したがって、現実の地表・海面温度を、それらの中間をとり ~ 280 K ($=\sim 10^\circ\text{C}$)と想定します。

地表・海面における飽和水蒸気量（混合比）は表面温度から直接計算されます。地表面に接する大気の水蒸気量は地表・海面温度と等しいでしょう。その気温における飽和水蒸気量も計算されます。次に、観測データに基づいて下層大気の相対湿度を75%と仮定すれば、地表・海面と大気との混合比の差が求まります。次に地表（接地境界層）の風速を5 m/sと仮定します（つまり、0.5 m/sでもなく、50 m/sでもなく）。地表面からの蒸発量を評価する幾つかの半理論式・半実験式が提案されていますから、それらを使用すれば、地球の日蒸発量は ~ 4 mmと推定されます。

上記の考察では、大気の相対湿度と地表風速を観測データに準拠して与えていることが、最大の弱（欠）点ですが、地球の年蒸発量が、10000 mmでもなく、100 mmでもないことを一応は確かめたことになるでしょう。

水バランスの要請から、地球の蒸発量と降水量は等しいと考えられます。この考察は、地球の年降水量が10000 mmでもなく、100 mmでもないことを間接的に示しています。

5. 観測が示す降水量の最大限界値

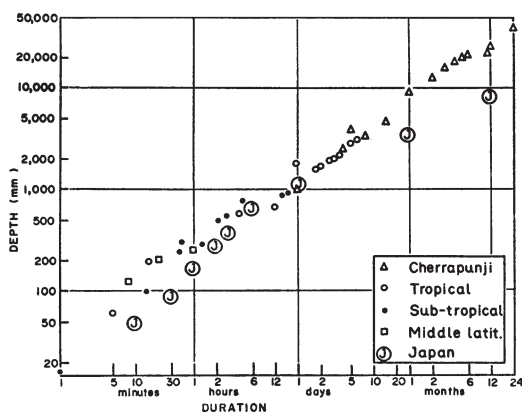
各地点における降水量を具体的に表現するためには、降水量を測る時間を定義しなければなりません。一般には、気候値（たとえば100年間、30年間の平均値）、年降水量、季節（3カ月）降水量、1カ月降水量、10日間降水量、5日間降水量、日降水量、1時間降水量、10分降水量、1分降水量などが定義され使用されています。

気候値、年降水量、季節降水量等は、水資源に関する社会的情報として重要です。日降水量、時間降水量等は、降雨災害に関する社会的情報としても必要です。

このため各時間（期間）降水量の上限について関心が持たれ、幾つかの報告があります。第1図は地球上の各期間についての降水量の最大値と期間の関係を示す図です。（これ以後も、新しいデータを追加した幾つかの報告がありますが、大勢に大きな変化は見られません。）この図では、熱帯、亜熱帯、中緯度における世界記録のほかに、日本列島上での日本記録も示してあります。

長期間（1年～1カ月など）降水量の世界記録はアッサム地方のチェラプンジで記録されています。この多量の降水はアジア（インド）夏期モンスーンに伴ってもたらされています。特に、急峻なヒマラヤ山地の南側のアッサム地方では地形性上昇流の寄与が大きく大量の降水がもたらされます。

5～1日間降水量の世界記録の多くは熱帯～亜熱帯



第1図 世界と日本の降水量極値の depth-duration 関係（二宮・秋山 1978；世界のデータは Jennings 1950 による）。なお同じ図は気象研究ノート138号（1979）257ページにも掲載されている。

で記録されています。それはハリケーン、台風などの発達した熱帯低気圧によってもたらされたものです。

1時間～10分降水量の世界記録は、熱帯でも中緯度帯でも観測されています。この時間帯の強雨は発達した積乱雲によってもたらされます。積乱雲は大気の成層状態が不安定になれば、発生します。陸面の日射による加熱、下層での暖湿流の流入、中～上層での寒気の侵入が大気の成層を不安定化するのので、激しい積乱雲は熱帯、亜熱帯でも中緯度帯（の夏期）でも発生します。

一方、1日間～1時間の時間帯の降水の記録は、熱帯・亜熱帯で観測されています。このような強雨は積乱雲または積乱雲の集団によってもたらされます。この時間（期間）帯の日本の記録が世界記録に匹敵しているのは興味深い事実です。このような日本の豪雨の多くは梅雨前線帯で発生した積乱雲の集団によってもたらされています。

6. 水蒸気バランスからみた降水量の最大限界値

では第1図にみられた各時間（期間）帯の降水量の最大値（つまり限界値）はどのような条件あるいはメカニズムにより決定されているのでしょうか？この問題を水蒸気バランスの観点から考えてみます。

降水量に関係する基本的な要素として大気中に存在する水蒸気量を考察します。底面積 1 cm^2 の気柱に含まれる水蒸気量は最大でも $5\sim 7\text{ g}$ （降水量に換算すれば $50\sim 70\text{ mm}$ に相当する）です。したがって、単一の気柱が積乱雲として持ち上がっても（あるいは、転倒して上下が入れ替わっても）放出できる降水量の総量は $50\sim 70\text{ mm}$ です。一般に積乱雲のライフタイムは 0.5 時間の程度です。これらの数値は ~ 30 分の時間帯の降水の最大値と整合的です。

上記の考察から見れば、第1図に示された世界記録の8分間降水量 126 mm （ババリア：1920年5月25日）や15分間降水量 198 mm （ジャマイカ：1916年5月12日）は非常に大きいですが、特異現象としてはあり得ない観測値ではないと思われます。なぜなら、積雲スケールの降水域のなかの狭い部分に降水が集中することがあり得るからです。

このような単一の気柱の上昇（あるいは転倒）は気柱内の水蒸気を消費し尽くすので、それ以上の降水をもたらしません。すなわち、第1図にみられる数時間の期間内における数百 mm の降水は単一の気柱の上昇・転倒では説明されません。つまり、周囲からの流

入・集中がなければならないことを意味しています。

一方、熱帯・亜熱帯においても海面からの1日間の蒸発量はたかだか10 mmです。したがって大量の水蒸気を含む熱帯～亜熱帯の海洋性気団が十分な水蒸気を獲得するに要する期間として5～10日を要するはず。このことは、～10日の期間をかけて水蒸気を蓄積した気団（気柱の集団）が特定の地域（地点）に収束しなければ大きな降水を賄えないことを示しています。

降水に関する気象擾乱（循環システム）とその環境場の条件がどれだけ持続するか、どれだけの期間成層不安定が持続するか（積雲対流による不安定解消に抗して、成層を不安定化する要因が持続しなければなりません）、また、下層の収束（これは、連続の式が示すように上昇流を意味します）がどれだけ持続し、どれだけの水蒸気を周囲から獲得できるかなどが、対象とする時間（期間）内の降雨量の限界を定めているはず。しかし、残念ながら、その限界値を的確に、かつ、定量的に説明した報告はまだありません。

7. 降水現象の水平スケール

第1図は強雨の時間的集中性・継続性を示すのみで、各ケースの水平的スケールの情報を与えてくれません。5節の議論が示すように、強雨の降水量の限界はその現象の水平スケールと密接に関係しているはず。

この問題に踏み込むには、地点降水量だけではなく、適切な「面積」についての、面積降水量-継続期間のダイアグラムを作成する必要があります。しかし、これまでには、このような試みはなされていません。それは、十分に稠密なデータがないからでしょう。

世界的な解析は困難であるとしても、せめて第1図に記された日本の豪雨記録のケースについてだけでも、幾つかの面積スケール別に降水量-継続期間ダイアグラムが作成されることが望まれます。どなたかの挑戦を期待します。

8. 水蒸気輸送・水蒸気フラックス収束・水蒸気移流

ある時点（瞬間）における大気中の水蒸気量が降雨量に関係することはすでに述べました。それに加えて周囲からの水蒸気の流入が必要なことも強調しました。このことに関して、もう少し議論を深めましょ

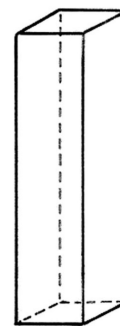
う。

水蒸気輸送（水蒸気フラックス）は、空気の流れ（風）による水蒸気の流れ（の量）を意味します。水平風の東西、南北成分を (u, v) 、 p -座標における上昇流を ω 、水蒸気の混合比を q と書けば、 (uq, vq) 、 ωq は、水蒸気の水平および鉛直フラックスを表します。（なお、 q ではなく、 ρq と書くこともあります。 ρ は空気密度です。）

多くの強雨のケースでは対流圏下層で大きな水平水蒸気フラックスが解析（観測）されます。同時に対流圏下・中層では大きな水蒸気鉛直（上向き）フラックスも解析されます。これは重要な観測的事実ですが、大きな水平水蒸気フラックスは必ずしも大きな降水量と直接的に結びつきません。大きな水平フラックスが、降水をもたらさぬまま頭上を通過することもある（ありうる）からです。

降水に直接的に関係するのは、水蒸気水平フラックス収束 $(\partial uq/\partial x + \partial vq/\partial y)$ です。第2図に模式的に示した「ある単位底面積を持つ気柱」について考察します。「水蒸気水平フラックス収束」は気柱の四側面から出入する水蒸気水平フラックスの差引した量を示します。気柱の上端を十分に高く（実際的には200 hPa）とれば、上面から抜ける鉛直フラックスはゼロとなります（大気上端では上昇流も混合比もゼロに近づくから）。気柱の底面（地面・海面に接している）からは、蒸発によって気柱に水蒸気が供給されていますが、その量はたかだか～10 mm/day に過ぎません。したがって、地表から大気上端まで鉛直積分した水蒸気水平フラックス収束が、実質的に降雨を維持してい

気柱上面（大気上端）



気柱底面（地表面）

第2図 水蒸気収支を考察する「気柱」の概念図。

ることになります。しかも水蒸気水平フラックスは対流圏下層で大きいので、下層における水平フラックス収束が実質的に降水を維持していることになります。大きな水蒸気水平フラックス収束のあるときには気柱内の混合比も増加しますがその増加量は降水量に比較してわずかです（すでに飽和に達していますから）。

以上の考察が示すように、「水収支」の観点から考えれば、降雨と直接的に関連しているのは水蒸気水平フラックス収束です。

しかし、さらに考察しなければなりません。実際に降水をもたらすのは上昇運動に伴う断熱冷却による凝結です。気柱内には鉛直フラックスがありますが、気柱について鉛直積分すると底面におけるフラックス（底面における地表からの蒸発量）と上面のフラックス（ $=0$ ）だけが残るので、上昇運動の役割は収支計算においては「陽」に現れません。実際の凝結過程では上昇運動が不可欠ですが、その結果としての水蒸気の消費を勘定した収支計算では水平フラックス収束だけが「陽」に現れたと解釈されます。このように、単に数式表現の形式的表現にだけとらわれず、実際の現象と対比しながら数式表現の持つ意味を吟味しなければなりません。

つぎに、水蒸気移流について述べます。水蒸気の水蒸気水平移流と鉛直移流はそれぞれ、 $(u\partial q/\partial x + v\partial q/\partial y)$ および $(\omega\partial q/\partial p)$ で表されます。水蒸気混合比の大きな領域から小さな領域に向かって風が吹けば、大気中の水蒸気量を増加させ、降水をもたらすでしょう。この点において、水蒸気移流の分布図もまた、降雨の観察、モニターにおいて重要です。

ここで、水蒸気フラックス収束と水蒸気移流の関係について説明しなければなりません。

考察の基本となるのは、水蒸気の連続の式（水蒸気質量の保存の式）で、次の式で表されます；

$$dq/dt = \partial q/\partial t + \partial uq/\partial x + \partial vq/\partial y + \partial \omega q/\partial p \quad (1)$$

この式は、フラックス形式で表現されています。一方、空気の連続の式は、

$$\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \partial \omega/\partial p = 0 \quad (2)$$

ですから、

$$q(\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \partial \omega/\partial p) = 0$$

です。

したがって(1)式は、

$$dq/dt = \partial q/\partial t + u\partial q/\partial x + v\partial q/\partial y + \omega\partial q/\partial p \quad (3)$$

となります。これは移流（アドベクション）形式の表現です。

つまり、(1)式と(3)式は、物理的に同一の意味を持ちます。どちらを用いて解析（観察）するかは、どちらが現象の理解に適するかによって決められます。

水蒸気の発生源（蒸発域：ソース）から消滅域（降水域：シンク）への水蒸気輸送を観察する時には、水蒸気フラックスとその収束量を調べる（図示する）と分かりやすいと思います。

なお、水蒸気バランスを考えれば

$$\text{降水量} = \text{底面からの蒸発量} + g \int dq/dt \, dp \quad (4)$$

が成立します。

もし水蒸気の水蒸気水平移流がなければ、

$$\text{降水量} = \text{底面からの蒸発量} + g \int [\partial q/\partial t + q(\partial u/\partial x + \partial v/\partial y)] \, dp \quad (5)$$

となります。大気上端では q はゼロなので、 ω を含む項は(4)(5)式では消失しています。 q は下層で大きいので、水蒸気水平移流がなくても、大気下層で大きな質量収束（必然的に上昇運動を伴う）があれば大きな降水をもたらされます。

大きな水蒸気傾度があり（つまり水蒸気量の等値線が密集している状態）、等値線を横切る風に注目するときには、移流を観察すると便利です。移流形式で考える場合でも、水平移流だけで降水が起きるわけではありません。やはり上昇運動（すなわち、下層の収束）が無ければ降水は発生しません。

要するに、「同じ物理的内容を表すにしても、気象の観察と理解に便利な数式表現を選択すればよい」と言う結論になります。そして単に数式表現の形式的理解にとどまらず、実際の現象・過程と対比させて理解することが大切です。

9. 対流性降水と気層の安定性

対流性降水の発生の有無、強弱は気層の安定性により決定されます。気層の安定性は、大気下層から気塊を仮想的に持ち上げ、それが外界に対してどれだけ高温になるか、あるいはどれだけの浮力を持つかなどに

よって判定されます。その具体的な評価として、各種の安定指数や対流有効位置エネルギー（CAPE）などが広く使われています。

具体的には、下層の空気が高温・湿潤で、上層の空気が低温・乾燥であれば、気層は不安定です。すなわち、下層の相当温位が上層の相当温位より大きければ気層は不安定です。相当温位のかわりに湿潤スタティックエネルギーを使用する場合もあります。

上記の判断（安定度の判定）は高層観測のデータに基づいてなされますが、予測のためには数値予報で予測された気温・混合比の鉛直分布を用いて判断します。

実際の予測には数値予報の予測データを使うのですが、ここでは、気層の安定性の時間的変化がどのようにして進行するのかを考察します。この考察には、温度・水蒸気量の3次元的移流（水平移流と鉛直移流）過程を調べます。または気温と水蒸気量をひとまとめに扱う相当温位や湿潤スタティックエネルギーの移流を調べます。

環境場について見れば、下層の暖気移流・湿気移流と上層の寒気移流・乾気移流は気層を不安定化します。逆に、下層の寒気移流・乾気移流と上層の暖気移流・湿気移流は気層を安定化します。

下層における非断熱的加熱（例えば日射による加熱、地面・水面からの顕熱補給）、地面・水面からの蒸発による水蒸気量の増加は気層を不安定化します。上層における放射冷却は気層を不安定化します。

一方、積雲対流は下層の高相当温位の気塊を上層に

持ち上げますから気層を安定化します。ですから、激しい対流性降水が持続するためには、積雲対流による安定化作用（不安定の解消作用）に抗して移流による不安定化作用が続く必要があります。

現実には起る激しい対流性降水の強度や継続時間の限界は上記した幾つかの過程のバランスから決まっているはずですが。

激しい対流性降水の性質は、8節の水蒸気収支、9節の安定度の時間的変化の両方の観点から考察しなければなりません。

8および9節の議論は少し複雑になりました。興味を持たれたら、参考文献（例えば二宮 2001）をお読みください。

ここまでは、降水域の環境場について議論しました。さらに、風の水平シア、対流セルの構造や対流セル間の相互作用なども、対流性降水の強弱・時間的変化に大きく関与します。対流セルの強い降水を伴う下降流が収束域を持続させるスーパーセル対流や、既存の対流セルの下降流が後続する対流セルを励起するマルチセル対流などが調べられています。

参 考 文 献

- Jennings, A. H., 1950: World's greatest observed point rainfalls. *Mon. Wea. Rev.*, 78, 4-5.
- 二宮 光三, 2001: 豪雨と降水システム. 東京堂出版, 247 pp.
- 二宮 光三, 秋山 孝子, 1978: 降水強度および水蒸気収支から見た日本の豪雨の特徴. 文部省科学研究費自然災害特別研究・研究成果 (1978) No.A-53-4, 19-31.