



—No. 14

1091:405:406 (湖面蒸発; 気団変質; ボーエン比; パン蒸発計)

湖面や海面の蒸発

近藤 純正*

Q 湖面蒸発量の緯度分布は何で決まるか？

第1図は日本の湖における年蒸発量の緯度分布である。北海道の緯度では約500mmであるのに対し、西南日本では約2倍の1000mm前後である。

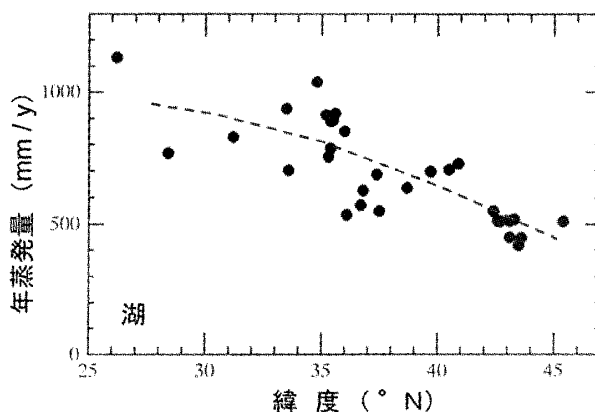
研究集会で、この緯度分布の要因を聞くと、多くの専門家は低緯度ほど日射量が多いことによるという。しかし、年間の平均日射量は北海道で約 130Wm^{-2} 、西南日本で約 150Wm^{-2} で大きな違いはなく、図の緯度分布を決めるおもな要因はこれとは別にある。

顕熱・潜熱輸送量と放射伝達量

熱の伝わり方として伝導、対流、放射の3通りがある。大気中では、微風でも空気塊は動いており、伝導による熱は微少で通常は考えなくてもよい。対流によって運ばれる熱を顕熱輸送量という。対流には、温度差つまり密度差によって生じる自然対流と、空間的な風速差によって生じる強制対流（乱流）がある。乱流は空気塊が不規則的に動く流れである。放射は日射（波長 $0.15\sim 3\mu\text{m}$ ）や目に見えない長波放射（赤外の $3\sim 100\mu\text{m}$ ）によって、光速度で伝わる。

水が水蒸気に相変化するとき、周囲から気化の潜熱が供給される。逆に凝結するときは水蒸気から周囲に同量の潜熱が解放され、水蒸気は「潜んだ熱」をもって移動していることになる。このことから水蒸気輸送量を潜熱輸送量ともいい、顕熱輸送量や放射伝達量と同じ単位（ $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}=\text{Wm}^{-2}$ ）で表す。これらの時間積算量は、 Jm^{-2} で表す。

気象資料には日積算量や月積算量が使われており、
 $1\text{MJd}^{-1}\text{m}^{-2}=11.574\text{Wm}^{-2}$



第1図 湖面の年蒸発量の緯度分布（近藤 1994, 図14.5; 表14.7）。

である。資料を見る際には、積算時間（時、日、月、年）に注意しなければならない。

1. 1950年代までの蒸発の研究史

蒸発計という皿（パン蒸発計）の水が1日間に減る量から蒸発量を知る方法が世界中で用いられてきた。多くの国では現在でも観測が続けられている。以前には、海洋研究船の船上に設置したパン蒸発計から海洋の蒸発量が、湖面近くに設置したパン蒸発計から湖面蒸発量が推定されていた。

1930～1940年代の欧米において、地表面近くの大気層（接地境界層）内の風の鉛直分布は、気温の鉛直勾配が小さい時、高さを対数目盛で表すと直線分布「対数則」であることが観測から知られていた。

対数則に基づき、蒸発量は2高度の風速と比湿から求める傾度法がある（近藤 1994）。安定度が中立でない場合も含め、これら乱流輸送理論に基づく方法を「空気力学的方法」という。

* Junsei KONDO, 東北大学名誉教授。

© 2012 日本気象学会

長時間の平均蒸発量を求めるのに「熱収支法」がある(近藤 1994)。これは地表面(水面, 陸面)に出入りする熱の収支を測り, 熱収支式の残差量を蒸発に要した潜熱として蒸発量を知る方法である。地表面の熱収支式において, 地表面下に入出入りする熱エネルギーは地中温度または水温の時間変化から知ることができる。海流がある場合には普通には利用できない。

空気力学的方法と熱収支法の両方の「組み合わせ法」もある。あらかじめ求められた実験式を用いれば, 地表面温度は正確に測らなくてもよく, 例えばペンマンの方法がある。

広い流域で用いられる「水収支法」は, 降水量と河川による流出量を観測し, 水収支式の残差として流域の蒸発散量を求めるものである。ただし地中水分の貯留量の変化を知ることが難しく, 貯留量が小さい期間, 例えば冬から翌年の冬までの1年間の流域平均の蒸発散量を知る場合に利用できる。

地表面上の大気中において, 数百kmの空間スケール内に入出入りする水蒸気量をラジオゾンデ観測から求め, 水分収支の残差量から蒸発量を知る「大気水収支法」がある。

2. 湖面蒸発の研究

1945年以降の戦後復興期には, 電力需要の増加に伴い水力発電用の電源開発が行われ, 日本の主要大学では人工降雨の実験と雲物理学の研究が盛んになった。

さらに数年経ち, 東北電力会社では, 人工降雨の実験だけでは不十分で, 水の損失も知る必要があり, 発電用貯水池として利用していた十和田湖からの蒸発の研究を東北大学に委託してきた。

私が先輩の研究を引き継いで湖面蒸発の研究を始めたのは1957年のことである。パン蒸発計(直径20cmと120cm)による観測と, 中立安定時に利用できる傾度法に基づき, 水面上の2高度で風速と比湿および気温の観測を行った。

パン蒸発計は熱容量が小さく, その水温は湖水温と大きく違った。蒸発計の周囲に湖水をポンプで循環し水温を湖水温に近づけようとしたが無理であった。さらに強風日には湖面は波立つが蒸発計内は波立たず水面の性質が異なる。

一方, 傾度法では気温と湿球温度の連続観測が必要で, 当時利用され始めたサーミスタを用いた。その出力用の直流増幅器は東北大学の電気通信研究所で作ってもらい, 高さ1m大の装置になった。当時の増幅

器は不安定であり, 2つの標準抵抗器と気温・湿球センサーの出力を自動的に切り替えて記録する方式とした。当時のサーミスタ抵抗値は数十キロ・オームであり, 室内計測には適していたが, 波しぶきや雨滴が舞う野外では高抵抗サーミスタであるために漏電し, 絶縁に注意が必要であった。

中立安定度を仮定した傾度法は冬季の蒸発量を過小評価することになり。そのため, 安定度を考慮した新方式に変更し, 観測誤差を考慮し4高度で風速・気温・比湿を測ることになる。

十和田湖のほぼ中央にある小さな岩礁「御門石」に高さ5.5mの観測塔を建てて年間にわたる連続観測を始めた。当時は適当な自記記録装置がなく, 8ミリカメラを用いて1時間ごとにコマドリする記録装置を手製した。温度計, 湿度計, 風速計カウンターとサーミスタ水温計出力目盛盤を撮影記録し, 回収後ループで数値を読み取った。

1~2カ月ごとに冬の御門石へフィルムの交換に行くと, 強風日の波しぶきで観測塔の高さ2~3m以下が大きな水塊で覆われており, 4高度の観測に基づく空気力学的方法は実用にならない。そこで, 1高度の気象要素と水温の観測から蒸発量や顕熱輸送量を求める「バルク法」を開発した。1960年以前に世界中で得られていた水面粗度に関する論文では, 水面の粗度は 10^{-5} ~ 10^{-2} mの範囲にばらついている。これらの平均的な粗度を用いて蒸発量の季節変化を求めた。

その結果, 蒸発量は夏に少なく, 秋から冬にかけて多いという当時の常識に反する結果を得た。この季節変化は, 十和田湖が深く(最深334m, 平均深度80m), 水の熱的慣性が大きく水温は気温に比べて夏に低く, 冬に高いことだと結論付けた。

この結論を確かめるために, こんどは水深の浅い長野県野尻湖(最深41m, 平均水深21m)でも蒸発量を求めることになる。

十和田湖では, 別に大きな問題点があった。最終目標は湖の全面からの蒸発量を知ることであるので, 観光船をチャーターして湖面上を縦横に走り, 船の速度を考慮して風速の空間分布を観測すると, 湖岸の風速は湖の中央部の風速の約50%である。空気力学的方法では, 蒸発量は風速に比例するので, 風速の代表性の誤差がそのまま蒸発量の誤差となる。そこで野尻湖では, 熱収支法でも蒸発量を求めることとし, 各熱収支項の大きさを求めた。水中の貯熱量は水温鉛直分布の1か月ごとの変化から求めた。

貯熱量の絶対値の平均値は十和田湖で 111Wm^{-2} 、野尻湖では 61Wm^{-2} となった。それぞれは十和田湖では蒸発の潜熱の年平均値の約2倍に対し、野尻湖ではほぼ同等である。そのため、野尻湖では蒸発量は8～9月に最大、2～3月に最小となる。

その頃から私は熱収支式の特徴を理論的に調べ、熱収支法では、蒸発量は風速に対してそれほど敏感でなく、蒸発量は周辺観測所の気象データから推定できることがわかった。水中へ入る日射量の透過率と深さとの関係が必要だが、各地の湖の透明度と水深はよく対応しており、湖の広さと深さが分かれば数値計算で水温鉛直分布と蒸発量・顕熱輸送量の季節変化を解くことが可能となった。各地の湖では、断片的ながら水温データがあり、計算との比較から数値計算結果をチェックできて、日本各地の湖面蒸発量を推定した。

3. 東シナ海における気団変質の研究

数値天気予報の精度向上のために、1960年代には世界中で海面熱収支量の正確な評価が必要となった。日本が中心となり国際協力研究「AMTEX」(気団変質実験)が東シナ海で1974年と75年の2月に行うことになり、約10年間の準備期間があった。

私はそれまで湖面蒸発の研究をしてきたので、「わが出番だ!」と考えた。海洋では海洋運動による熱移流が大きく、その評価は困難なので「熱収支法」は利用できない。また、当時使用され始めた乱流輸送量を直接観測する「渦相関法」は、冬の荒れた洋上、しかも広域分布の観測は不可能であり、海面の顕熱・潜熱輸送量の評価はバルク法しか実用にならない。

それまで湖で使用してきた水面粗度は、前述のように多数の研究の平均値を利用したとしても不正確で、弱風から暴風状態まで適用してよいのかどうか不明である。さらに、風速分布に対する粗度と気温や水蒸気分布に対する粗度の違いも明確ではなかった。

AMTEXに先立ち、私は正確なバルク法を開発すべきと、当時、科学技術庁国立防災科学技術センター(現在の防災科学技術研究所)が相模湾平塚沖に1965年に建造した世界有数の海洋観測塔で基礎研究すべきと自ら希望して転勤した。ここでは若い研究者(藤縄幸雄、内藤玄一、渡部 勲氏など)と共に研究に熱中できた。その一つの成果として「安定度を考慮した海面バルク法」をつくった。

その後、再び東北大学に帰る機会があり、大気安定度が非常に安定な時と、非常に不安定な時についての

研究や、カルマン定数の正確な観測などから、海面バルク法を確かなものとした。

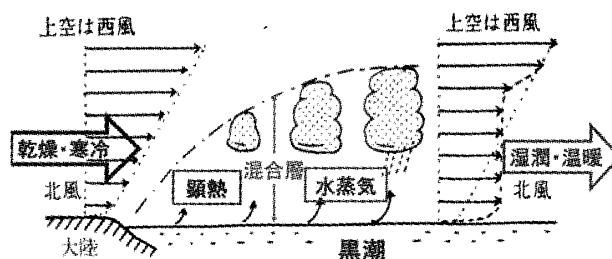
AMTEX本番では、日本の主要大学と気象庁、外国からはアメリカ、カナダ、オーストラリアの研究者が参加した。海面熱収支量の評価に用いた資料のうち、特に漁船や商船から3時間ごとに送られてくる気象通報が役立った。これら気象通報をもとに東シナ海と周辺の地域天気図などを作成した。最終的には毎日の熱収支量(顕熱、潜熱、放射量)と海面摩擦応力の各分布図を作成した。

4. 水面蒸発の熱収支的な特徴

2月の沖縄近海には10～15日の間隔で大陸から優勢な寒波が来襲する。そのとき、黒潮に沿った海面から大気へ顕熱が 300Wm^{-2} 前後、蒸発の潜熱が 800Wm^{-2} 前後も運ばれる(蒸発量に換算すると1日当たり27mm)。これら両者の合計は 1000Wm^{-2} を超える。このエネルギーは地球表面が吸収する日射量の世界平均値(150Wm^{-2})の約7倍、また、大気上端に入射する日射量の世界平均値(340Wm^{-2})の約3倍である。この莫大なエネルギーが黒潮海域から大気へ供給されて、気団変質が行われているのである。

顕熱の潜熱に対する比「ボーエン比」は、気候を表す重要なパラメータである。東シナ海周辺のボーエン比は気温の低い北方ほど大きい、南方ほど小さい。つまり、大陸から北風となって海上に出てきた寒冷・乾燥気団は、海面から顕熱と水蒸気が供給され温暖・湿潤化されるが、相対的に見れば顕熱は北方で多く南下にしたがって減少する。その代わり水蒸気の供給量は南下と共に増加し、大気は湿潤化する。

第2図は気団変質の模式図である。寒冷気団が暖かい海上へ吹き出すと、海面から多量の熱と水蒸気が供給されて下層大気は不安定化し、対流によって熱と水蒸気は上方へ輸送されて積雲が発生し、ときには雨を降らせる。



第2図 気団変質の模式(近藤 1987, 図12.6)

図の一点鎖線以下の層は不安定な「混合層」となり、風速は鉛直方向に一様化される。この一様化によって、上空の強風が降りてきて海面付近の風速が増加する。その結果、顕熱と潜熱の交換が一層盛んになり、それに応じて対流活動もますます激しくなる。ただし、この加速によって海面摩擦も大きくなるので、風速は際限なく大きくはなれない。

5. 夏は暑いので汗がでる

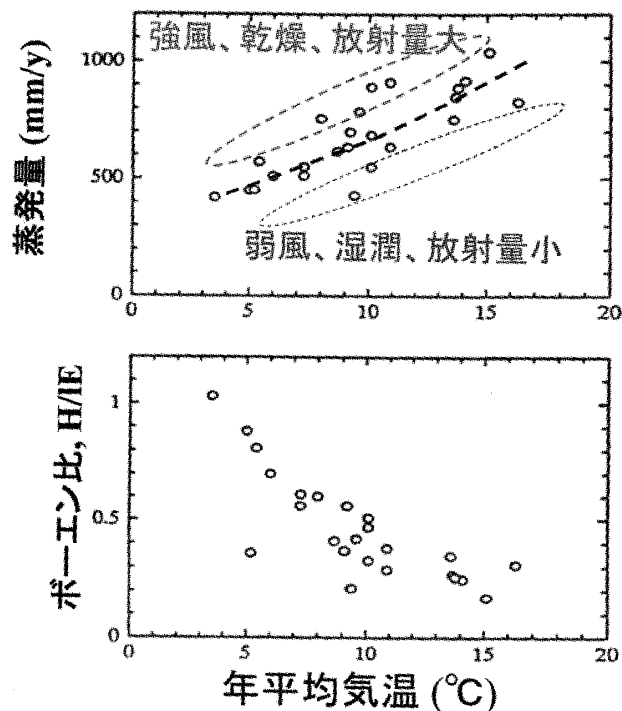
「なぜ夏は汗が出るか」を子どもに尋ねると、「暑いからだ」と答える。ところが専門家の多くは、子どものように、明快な答えはできない。

第3図は湖面における気温と蒸発量、およびボーエン比との関係であり、年蒸発量を定める大きな要因は年平均気温であることがわかる。これを熱収支的に説明すれば、地表面に入る放射のエネルギー（日射量、大気放射量）は地表面温度を上げて、上向きに出る長波放射量と顕熱と蒸発の潜熱の3つのエネルギーに分配されることで熱収支を保つ。ここでは年平均値を考えているので、地中（水中）温度の上昇・下降のための貯熱量はゼロである。

ボーエン比は気温が高いほど小さいのはなぜか？それは、飽和水蒸気量が気温とともに指数関数的に増加することによる。この性質により、低温時は空気が乾燥していたとしても水面と大気間の比湿差は大きくなれない。しかし、高温時にはわずかな水温気温差でも大きな比湿差ができて蒸発は大きくなる。つまり、同じ放射エネルギーのもとで、水面からの熱放出の際、低温時は水温を上げ、おもに顕熱によって放出されるのに対し、高温時は水温を少し上げるだけで、大部分が蒸発の潜熱として放出される。

このボーエン比の気温依存性は、暑い夏は人体から発汗しやすいことになる。人体は平均約 100Wm^{-2} の熱量を放出しており、冬は体温気温差が大きいので顕熱によって大部分が失われている。もし汗腺が働かなければ、暑い夏は体温が気温より上昇して顕熱を放出させるが（熱中症）、汗腺の働きにより体温を上昇させずとも皮膚と空気間の比湿差が大きく発汗による熱放出で体温が正常に保たれる。

第3図(上)に注目しよう。破線は日本の平均的な気候にある湖の年蒸発量である。仮に、強風あるいは乾燥あるいは放射量が大きめの湖ではこの破線より上にプロットされ、逆に弱風あるいは湿潤あるいは放射量が小さめの湖では下方にプロットされる。



第3図 日本各地の湖における年平均気温と年蒸発量の関係(上)、および年平均気温と年間のボーエン比の関係(下) (近藤2000, 図5.5)。

同図(下)は各湖の年平均のボーエン比である。低温の北海道では顕熱と潜熱はほぼ同じ大きさであるのに対し、高温の西南日本では潜熱（蒸発）によって失われる熱エネルギーが顕熱の5倍程度である。つまり同じ放射収支量があるとしても、気温の高い西南日本では、その大部分が蒸発の潜熱の形で大気へ運ばれる。この特徴は、熱帯・亜熱帯海洋における海洋・大気間のエネルギー交換でも同じである。

なお、ボーエン比の気温依存性からすれば、水温・気温差は北洋ほど大きく、南洋ほど小さいことになる。これに、海洋運動による熱移流が加われば、水温・気温差は変わる。こうした熱収支の結果として海水温度の水平分布図が決まってくる。

参考文献

- 近藤純正, 1987: 身近な気象の科学. 東京大学出版会, 189pp.
- 近藤純正 (編著), 1994: 水環境の気象学. 朝倉書店, 350pp.
- 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気科学. 東京大学出版会, 324pp.