

〈論說〉

大氣의 물收支法에 의한 蒸發散量

On Evapotranspiration by Method of Atmospheric Water Balance

曹 喜 九
Cho, Hi Ku

1. 序 論

蒸發散량은 물收支를 構成하는 한 成分이므로 물收支는 蒸發散량을 求할수 있는 方法의 하나가 된다. 과거 數10年間에 水資源開發의 重要性이 高潮됨에 따라 물收支에 관한 研究가 많이 行하여졌다. 이들 大部分의 研究는 물循環過程中에 地表面에서 일어나는 물收支만을 主로 다룬 것이다. 이 收支中에 蒸發散량과 降水量은 地表面에서 大氣로 또 大氣에서 地表面로 移動하는 물의 量이다. 이와같이 이들 두 成分은 地表面과 大氣系 사이에 連續性을 갖고 있다. 그러므로 蒸發散량은 大氣中의 주어진 空間領域의 물收支에 의하여서도 亦是 求할 수 있게 된다. 即 蒸發散량은 大氣中의 물收支에서는 Input가 되는 反面에 地表面의 경우에는 Output 成分의 役割을 하게 된다. 따라서 降水量은 이와 反對役割을 한다.

最近에 大氣中의 水蒸氣輸送에 관한 研究가 활발해짐에 따라 이와 關係되는 大氣의 물收支가 水文學의 目的을 위하여 應用될 수 있음이 Rasmussen, Peixoto 등에 의하여 밝혀져 있다.

從來의 地表面에 대한 물收支法은 局地的 影響을 현저하게 받고 있어 그 地表面狀態의 評價와 地表面附近의 精密한 水文氣觀測이 要求되고 있다. 이러한 見地에서 比較的 廣範圍한 地域에 대한 水資源의 年計劃과 季節計劃을 위하여 大氣의 물收支法이 앞으로 보다 有效한 것으로 期待된다. 여기에 大氣의 물收支에 의한 蒸發散량을 算定할 수 있는 一般의 方法을 說明하고자 한다.

2. 地表面과 大氣의 물收支

地表面의 물收支는 一般의 形式으로 다음 式과 같이 표시된다.

$$R - E = R_o + S_o \dots \dots \dots (1)$$

여기서 R는 降水量; E, 蒸發散量; R_o , 流出量; S_o , 土壤水分變化量 이다. (1)式의 모든 量은 單位時間에 單位面積에서 표시된 값이다. 水文學에서는 이들 量은 普通 長期間에 廣範圍한 地域에 대하여 評價되고 있다. 大氣의 물收支式은,

$$E - R = R_a + S_a \dots \dots \dots (2)$$

로 된다. 여기서 R_a 와 S_a 는 주어진 大氣의 空間域에서 물(水蒸氣, 水滴과 水晶)의 流出(discharge)과 물含有量의 變化를 의미한다. 地表面과 大氣의 물收支關係를 그림과 같이 나타냈다.

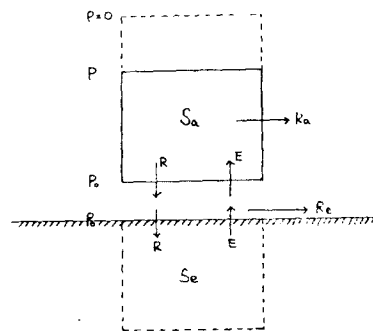


그림 1. 地表面의 물收支와 大氣의 물收支

式(1)과 (2)를 結合하면 地球와 大氣係의 물收支式을 다음과 같이 얻게 된다.

$$S_e + S_a = -(R_e + R_a) \dots\dots\dots(3)$$

大氣中の 물含有量은 比較的 적이다. 地理의 그리고 季節의으로 이 含有量은 約2~45kg/m² 혹은 2~45mm 程度에 不過하다. 故로 長期間의 물含有量의 變化, S_a는 地表의 變化量 S_e에 비하여 적이다.

따라서 (3)式은

$$S_e = -(R_e - R_a) \dots\dots\dots(4)$$

가 된다. 土壤水分變化量 S_e는 地表面과 土壤上層部의 水分變化量의 合, S_{e0}. 그리고 地下水와 土壤內의 流出量(discharge)의 合, S_{e0}로 나누어 생각할 수 있다. 即

$$S_{e0} = -(R_e + R_a + S_{e0}) \dots\dots\dots(5)$$

이 式은 測定하기 어려운 S_{e0}의 값을 求할 수 있는 方法이다.

이와같이 水文學의 目的을 위하여 式(1)과 마찬가지로 式(2)도 亦是 應用할 수 있음을 알 수 있다. (R-E)가 式(1)에서 地表의 流出量과 土壤水分變化量으로서 表示되나 式(2)에서는 大氣中の 水蒸氣移動量과 含有量의 變化로서 表示될 수 있다. 여기에서 前者의 方法은 이 論議의 範圍에서 벗어난 課題이다. 後者는 水文學事業을 위하여 1954年度에 美國에서 Benton and Estoque에 의하여 처음으로 試圖되었으나 아직 徹底하게 研究되지는 않았다. 이 實用性은 大氣의 물收支構成에 必要한 水分輸送量을 正確하게 評價함에 따라 可能할 것이다.

3. 大氣의 물收支式

單位質量의 空氣中에 水蒸氣의 凝結率은 比濕, q의 減少率과 同一하다. 만일 凝結된 물이 降水量으로서 全部 落下한다면 單位質量의 降水率, R_i는 다음 式으로 表示된다.

$$R_i = -\frac{dq}{dt} \dots\dots\dots(6)$$

式(6)은 大氣中の 어떤 高度, P에서 다음과 같이 주어진다.

$$R_i = -\frac{\partial q}{\partial t} - \nabla \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p}$$

여기 ∇, ω는 水平風速 Vector, 等壓面에 대한 垂直速度(ω = -dp/dt)로 各各 나타낸다. 連續方程式을 利用하여 R_i는 다시 다음과 같이 變形될 수 있다.

$$R_i = -\frac{\partial q}{\partial t} - \nabla \cdot q - \nabla \cdot \frac{\partial(q\omega)}{\partial p} \dots\dots\dots(7)$$

지금 地面(P₀)에서 高度, P까지 式(7)을 積分하면

單位地面을 가진 氣柱에서의 全降水率이 決定된다. 그러나 이 結果는 蒸發에 의하여 大氣에 水蒸氣의 供給이 없을때 만이 成立된다. 여기에 蒸發에 의한 물의 供給을 考慮하면 大氣의 물收支는 一般의으로 다음 式과 같이 表示된다.

$$E = R + \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P^0} \frac{\partial q}{\partial t} dp + \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P^0} \nabla \cdot q \nabla dp - \left(\frac{1}{g} gw \right)_P \dots\dots\dots(8)$$

여기의 E는 蒸發散量, g는 重力加速度이다. 右邊의 第一項은 單位時間에 單位面積의 水蒸氣含有量, 第二項은 水平水蒸氣束의 發散을 意味한다.

$$W = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P^0} q dp, Q = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P^0} g \nabla dp \dots\dots\dots(9)$$

여기 W는 可降水量, Q는 積算한 水蒸氣束을 의미한다. 第三項(—)는 그 地域上의 高度, P까지 平均을 의미한다.

다시 垂直速度, ω는 連續方程式에서

$$\omega = \int_P^{P^0} \nabla \cdot \nabla dp + \omega_0 \approx \int_P^{P^0} \nabla \cdot \nabla dp \dots\dots(10)$$

이 된다. 但 地上에서의 垂直加速度, ω₀는 零이다. 만일 地上(p₀)에서 大氣上部(P=0)까지 積分을 하게 되면 式(10)은 亦是 零이 된다. 式(9)와 (10)에서 積分限界를 地上에서 大氣上部까지로 하면 式(8)은 다음과 같이 表示할 수 있다.

$$E = R + \frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{Q} \dots\dots\dots(11)$$

이와같이 蒸發散量은 降水量, 可降水量의 變化和 水蒸氣束의 發散量의 合으로 求할 수 있다. 따라서 ∂w/∂t와 ∇·Q는 式(2)의 S_a와 R_a에 각각 해당된다. 式(8)과 (11)의 右邊의 第二項은 長期間에 대하여 求하게 되면 無視할 수 있다.

$$E = R + \nabla \cdot \bar{Q} \dots\dots\dots(11')$$

降水量 R는 觀測되므로 水分輸送 Vector, Q만 알면 蒸發散量 E를 簡單히 求할 수 있게 된다. Q의 값을 求할 수 있는 高層氣象觀測所가 比較的 적으므로 各要素의 地域的인 平均을 取하여 式(11)을 水文學의 目的을 위하여 評價할 수 있다. []를 面積平均으로 표시하면

$$[E] = [R] + \frac{1}{g} \int_0^{P^0} \frac{\partial [q]}{\partial t} dp + \frac{1}{g} \int_0^{P^0} [\nabla \cdot q \nabla] dp \dots\dots\dots(12)$$

혹은

$$[F] = [R] + \frac{1}{g} \int_0^{P^0} \frac{\partial [q]}{\partial t} dp + \frac{L}{Ag} \int_0^{P^0} q \widehat{\nabla} dp \dots\dots\dots(13)$$

여기 A는 그 地域의 面積, L은 A를 둘러싼 周邊의

길이다. $q\widehat{V}_n$ 는 周邊을 통하여 外部로 移動하는 水分束의 平均値를 표시한다. 따라서 V_n 는 그 地域을 둘러싸고 있는 周邊L에 대하여 直角風速成分을 의미한다. 따라서 式(11')는

$$[E] = [R] + \frac{1}{g} [\nabla \cdot \widehat{Q}] \dots\dots\dots(14)$$

혹은

$$[E] = [R] + \frac{L}{Ag} \widehat{Q}_n \dots\dots\dots(15)$$

이 된다. 여기 \widehat{Q}_n 는 周邊L에 대하여 直角으로 이동하는 平均水分束이다.

水分輸送의 發散 $\nabla \cdot \widehat{Q}$ 는 一定한 格子點의 輸送値로서 計算할 수 있다. 그 格子點은 緯度 ϕ 와 經度의 交點을 擇하고 東西와 子午線에 따르는 移動値를 Q_i, Q_{i+1} 로 表示하면 그 發散은

$$\nabla \cdot \widehat{Q} = \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial Q_i}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (Q_i \cos \phi) \right] \dots\dots\dots(16)$$

가 된다. a 는 地球의 半徑이다.

式(13)과 (15)를 利用할 때 高層氣象觀測所를 連結하여 多角形으로서 A의 境界로 하는 것이 便利하다. 式(15)는 格子點에 의하여 計算할 때 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$[E] = [R] + \frac{1}{2Ag} \sum_{i=1}^N L_i (\widehat{Q}_{n,i} + \widehat{Q}_{n,i+1}) \dots\dots\dots(17)$$

여기 $i=N$ 에 대하여서는 $i+1=1$ 이다. 格子點 i 와 $i+1$ 사이에 \widehat{Q}_n 의 平均값은 두 地點사이의 \widehat{Q}_n 값이 線型으로 變한다는 假定下에 兩地點의 값을 合하여 平均으로 取한 것이다.

實測風은 地形의 影響을 크게 받기 때문에 그 代表性을 喪失한 경우가 있다. 그러므로 地形의 影響을 强하게 받는 地方에서는 式(15)의 實測風에 의한 方法보

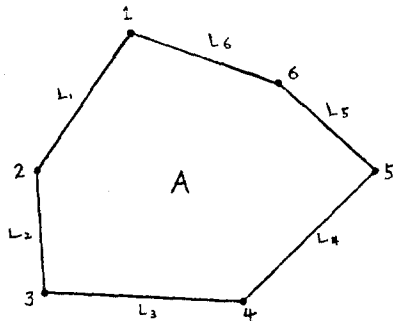


그림 2. 大氣의 水收支調査를 위하여 高層氣象觀測所를 連結한 多角形表

다 地均風에 의한 方法을 利用하는 것이 有效하다. 水平面積A를 가진 氣柱內에서 地均凡에 의한 水蒸氣의 純流出은 다음式으로 표시된다.

$$\frac{1}{g} \int_0^p \int_A f V_n \cdot dL dp = \int_0^p \int_A f_L \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial L} dL dp \dots\dots(18)$$

여기 f 는 Coriolis因子, Z 는 等壓面의 高度이다. 즉 q, f 와 Z 를 境界에 따라 안다면 式(17)을 計算할 수 있다. 그림 2에서 各 格子點에 q, f 와 Z 를 q_i, f_i 와 Z_i 로 表示하면 式(13)은 다음 近似式으로 나타낼 수 있다.

$$[E] = [R] + \frac{1}{g} \int_0^p \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dp + \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N \int_0^p \frac{(Z_i - Z_{i+1})(q_i + q_{i+1})}{f_i + f_{i+1}} dp \dots\dots(19)$$

式(15)와 마찬가지로 多角形의 各 地點 사이의 값은 線型으로 變한다는 假定下에서 誘導된 것이다. 勿論 이 假定은 個個의 경우에 대하여서는 正確한 方法이 못된다. 그러나 長期間에 대한 平均値를 代入하면 만족한 近似値를 얻을 수 있다. 故로 地均風에 대한 式(18)은

$$[E] = [R] + \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N \int_0^p \frac{(Z_i - Z_{i+1})(q_i + q_{i+1})}{f_i + f_{i+1}} dp \dots\dots\dots(20)$$

로 된다. 式(17)과 (20)은 積算한 水分束의 發散量을 多角形內에서 求했다면 같은 結果를 가지게 된다.

q 의 값은 高度에 따라 急激히 減少하므로 積分限界를 大氣上部까지 定할 必要가 없다. 大部分의 경우에 地上에서 400 혹은 500mb까지 取하여도 큰 誤差가 없다. 普通 標準高度는 1000, 850, 700, 500, 400mb로 定하고 이들 高度間에 變量은 線型變化를 한다는 假定下에 400mb까지 積分한다. 이와같이 積分限界가 地上에서 高度P까지인 경우에는 式(8)의 右邊第三項을 無視할 수 없게 된다. 故로 式(17)과 (20)에 式(10)을 追加하여야 할 것이다. 式(17)의 實測風에서 $\nabla \cdot qV$ 와 ω 項, 式(11)의 $\nabla \cdot V$ 은 同一多角形內에서 $\sum q_n, V_n, L_i, \sum V_n L_i$ 를 計算하면 된다. V_n 을 求하기 위하여 高層觀測點의 風向, 風速을 그 點에서 東西, 南北成分 u, v 를 求하여 等値線을 그린다. 이線에 의하여 그 領域周邊에 대한 直角成分을 求하면 $u_n + v_n = V_n$ 가 된다. 이 實測風에 의한 方法에서 氣柱의 두께는 地上에서 850mb로 定하고 900mb面을 代表로 하여 分析할 수도 있다. 이와같이 日氣圖分析은 한 高度面에서만 u, v 成分과 q 를 調査하는 過程이 必要하다. 地均風近似法인 경우는 前述한 5個의 標準高度를 分析하여야 한다.

鹽月(1970)은 日本 Setouchi에서 調査한 蒸發散量이 Thornthwaite法에 의하여 求한 값과 거의 類似함을

發表했다.

表 1 은 Peixoto(1973)가 大氣의 물收支를 利用하여 緯度別 $[\nabla \cdot \bar{Q}]$ 의 平均值 即 $[E] - [R]$ 에 해당하는 값을 求한 것이다. 이 表에서 알수 있는 바와 같이 降

雨量이 많은 赤道低壓帶와 亞寒帶低壓帶의 收斂地帶에 서는 降水量이 蒸發量보다 많음을 나타내고 있다. 이 것은 實際觀測值와 잘 一致되고 있다.

표 1. 水分束의 平均發散量 $[\nabla \cdot \bar{Q}]$ (cm/year)

년	구	차	0-10°	10-20°	20-30°	북			70-80°	
						31-40°	40-50°	50-60°		
Peixoto (1973)			-75.34	30.25	48.37	25.50	-26.55	-36.17	-19.19	-10.44
Budyko (Sellers)			-69.90	23.80	45.60	13.00	-26.60	-32.00	- 8.00	- 5.00(70-90°)
Starr and Peixoto			-43.30	25.10	43.30	21.80	- 1.40	-36.10	-30.10	-17.30
Peixoto and Crisi			-42.50	30.20	48.50	26.60	-26.00	-36.20	-36.20	- 8.30(70-90°)
Conrad and Wust			-43	37	48	19	-32	-32	-25	-22
						남				
Peixoto (1973)			-19.28	66.34	27.87	18.16	-19.39	-52.32	-22.06	4.12
Budyko (Sellers)			-14.10	40.90	55.90	22.40	-33.10	-52.60	-24.40	- 3.70

4. 結 言

蒸發散量을 大氣의 물收支에 의하여 算定할 수 있는 一般적인 方法을 說明했다. 이 물收支를 評價할 때 많은 오차를 誘發할 수 있는 問題點을 內包하고 있으나 長期間과 廣範圍의 地域에 應用할 경우 이들 誤差는 많이 減少될 수 있다. 알므로 大氣의 물收支는 水文學의 目的을 위하여 活用할 수 있는 가장 近代의 이고 合理的인 方法의 하나가 될 것으로 믿어진다.

主要 參考 文獻

Palmén, E., 1967: Evaluation of Atmospheric Moisture Transport for Hydrological

Purpose, WMO/IHD, Rept. No.1.
Peixoto, J.P., 1973: Atmospheric Vapor Flux Computations for Hydrological Purpose, WNO/IHD, Rept. No.20.

Rasmussen, J.L., 1970: Atmospheric Water Balance of the Upper Colorado River Basin, Water Resources Res. 6, 62-76.

Shiotsuki, Y., 1970: Evapotranspiration of West Japan by Means of Water Vapor Budget Analysis. J. of Agr. Met. Japan, Vol.26, No. 1, 25-33.

會誌編輯委員名單

(無 價)

幹 事 金 始 源

委 員 崔 榮 博 安 守 漢 李 元 煥

高 在 雄 姜 瑄 沅 曹 喜 九

尹 龍 男 鮮 干 仲 皓