

土壤水分含量 豫測 및 計劃灌溉 模擬 模型

開發에 關한 研究 (I)

A Study on the Development of a Simulation Model for Predicting Soil Moisture Content and Scheduling Irrigation

金 哲 會* · 高 在 君**
Chul Hoi Kim · Chae Koon Koh

Summary

Two types of model were established in order to product the soil moisture content by which information on irrigation could be obtained. Model- I was to represent the soil moisture depletion and was established based on the concept of water balance in a given soil profile. Model- II was a mathematical model derived from the analysis of soil moisture variation curves which were drawn from the observed data.

In establishing the Model- I, the method and procedure to estimate parameters for the determination of the variables such as evapotranspirations, effective rainfalls, and drainage amounts were discussed. Empirical equations representing soil moisture variation curves were derived from the observed data as the Model- II.

The procedure for forecasting timing and amounts of irrigation under the given soil moisture content was discussed.

The established models were checked by comparing the observed data with those predicted by the model. Obtained results are summarized as follows:

1. As a water balance model of a given soil profile, the soil moisture depletion D , could be represented as the equation(2).
2. Among the various empirical formulae for potential evapotranspiration (Etp), Penman's formula was best fit to the data observed with the evaporation pans and tanks in Suweon area. High degree of positive correlation between Penman's predicted data and observed data with a large evaporation pan was confirmed.

* 慶尙大學

** 서울大學校 農科大學

and the regression equation was $Y=0.7436X+17.2918$, where Y represents evaporation rate from large evaporation pan, in mm/10days, and X represents potential evapotranspiration rate estimated by use of Penman's formula.

3. Evapotranspiration, Et , could be estimated from the potential evapotranspiration, Etp , by introducing the consumptive use coefficient, Kc , which was represented by the following relationship:

$$Kc = Kco \cdot Ka + Ks \dots \dots \text{(Eq. 6)}$$

where Kco : crop coefficient

Ka : coefficient depending on the soil moisture content

Ks : correction coefficient

- a. Crop coefficient, Kco .

Crop coefficients of barley, bean, and wheat for each growth stage were found to be dependent on the crop.

- b. Coefficient depending on the soil moisture content, Ka .

The values of Ka for clay loam, sandy loam, and loamy sand revealed a similar tendency to those of Pierce type.

- c. Correction coefficient, Ks .

Following relationships were established to estimate Ks values:

$$Ks = Kc - Kco \cdot Ka, \text{ where } Ks = 0$$

$$\text{if } Kc = Kco \cdot Ka \geq 1.0, \text{ otherwise } Ks = 1 - Kco \cdot Ka$$

4. Effective rainfall, Re , was estimated by using following relationships:

$$Re = D, \text{ if } R - D \geq 0, \text{ otherwise, } Re = R$$

5. The difference between rainfall, R , and the soil moisture depletion D , was taken as drainage amount, Wd .

$$D = \sum_{i=1}^n (Et - Re - I + Wd) \text{ if } Wd = 0,$$

$$\text{otherwise, } D = \sum_{i=t_f}^n (Et - Re - I + Wd)$$

where $t_f = 2 \sim 3$ days.

6. The curves and their corresponding empirical equations for the variation of soil moisture depending on the soil types, soil depths are shown on Fig. 8 (a,b,c,d). The general mathematical model on soil moisture variation depending on seasons, weather, and soil types were as follow:

$$SMC = \Sigma (C_i \text{Exp}(-\lambda_i t_i) + Re_i - \text{Excess}_i)$$

where SMC : soil moisture content

C : constant depending on an initial soil moisture content

λ : constant depending on season

t : time

Re : effective rainfall

Excess : drainage and excess soil moisture other than drainage. The values of λ are shown on Table 1.

7. The timing and amount of irrigation could be predicted by the equation (9-a) and (9-b,c), respectively.
8. Under the given conditions, the model for scheduling irrigation was completed. Fig. 9 show computer flow charts of the model.
 - a. To estimate a potential evapotranspiration, Penman's equation was used if a complete observed meteorological data were available, and Jensen-Haise's equation was used if a forecasted meteorological data were available, However none of the observed or forecasted data were available, the equation (15) was used.
 - b. As an input time data, a crop calendar was used, which was made based on the time when the growth stage of the crop shows it's maximum effective leaf coverage.
9. For the purpose of validation of the models, observed data of soil moisture content under various conditions from May, 1975 to July, 1975 were compared to the data predicted by Model-I and Model-II. Model-I shows the relative error of 4.6 to 14.3 percent which is an acceptable range of error in view of engineering purpose. Model-II shows 3 to 16.7 percent of relative error which is a little larger than the one from the Model-I.
10. Comparing two models, the followings are concluded: Model-I established on the theoretical background can predict with a satisfiable reliability for practical use provided that forecasted meteorological data are available. On the other hand, Model-II was superior to Model-I in it's simplicity, but it needs long period and wide scope of observed data to predict acceptable soil moisture content. Further studies are needed on the Model-II to make it acceptable in practical use.

I. 序 論

作物의 栽培은 一般의 所以로 栽培의 對象이 되는 作物의 遺傳的인 性質과 環境條件 및 그것의 人爲的인 조작 如何에 따라서 成敗가 左右된다. 作物의 收量을 極大化 하기 爲하여는 生物學的으로 自然環境에 適合한 遺傳形質을 가진 品種을 擇해야 함은 勿論 作物의 物理學的인 栽培環境을 最適으로 하는 것이 要求된다. 그러나 實際로 作物生育에 適合한 環境의 人爲的인 操作은 營養의 供給과 適正 土壤水分의

維持, 즉 施肥와 灌溉를 除外하고는 어렵다.

특히 作物 栽培條件에 必要한 물의 人爲的인 調節, 즉 灌溉는 生物의 生育을 正常으로 誘導할 수 있는 調節因子로서 充分한 收量의 확보에 必須的인 한 要件이다.

우리나라는 水稻作 中心의 營農으로 밭은 全 土壤面積의 不過 10% 內外로서 代表的인 밭 作物으로는 보리와 콩을 들 수 있다. 이러한 밭 作物은 그 收支 採算이 必 農事보다 낮으며 따라서 灌溉 可能地域은 大部分 是으로 開畝을 實施하므로써 밭 作物에 대한 灌溉는 거의 度外視되어 왔을 뿐만 아니라 現實的으로

로도 地形의인 立地條件이 不備한 實情으로 關心의 對象에서 疏外되어 온 것이다. 그러나 恒久的으로 土地의 生産性を 增大시키고 또한 收益性を 保障할 수 있는 方案으로서의 밭 灌溉는 食糧增產에 크게 寄與할 것으로 期待되고 있다.

한편, 年平均 約 1,200mm內외의 많은 降雨量을 가진 氣象條件에도 不拘하고 降雨量의 大部分이 7,8 月に 偏寄되고 있어 地下水位가 낮고 土層이 얇은 밭에서는 無降雨日數가 10餘日 以上 持續될 境遇 圃場內의 有効水分이 萎凋點에 達하게 되므로 밭의 灌溉의 必要性은 切實한 것이다.

土壤水分이 萎凋點에 達하면 作物의 成長은 停止되며 따라서 旱害를 입게 된다. 곧 밭의 灌溉는 土壤水分含量이 萎凋點에 達하기 前에 實施하는 것이 바람직하다. 밭의 灌溉時期의 決定은 土壤水分含量에 左右되며 効率的인 灌溉計劃의 樹立을 爲하여는 土壤水分含量을 測定하여 이를 土臺로 灌溉時期를 定하는 것이 最善이다. 그러나 實際로 圃場에서 實測을 通하여 土壤水分含量을 測定하는 것은 非經濟的인 일 뿐만 아니라 現實的으로 어려운 일에서 土壤水分含量의 變化를 推定하는 豫測方法의 開發이 일찍부터 試圖되어 왔다^(42,43,44,109). 外國에서는 豫報體制⁽⁴²⁾ 및 豫測器具의 開發⁽⁹⁹⁾이 이루어져 왔으나 國內에서는 이러한 試圖가 全無할 뿐만 아니라 灌溉計劃의 樹立에 必要한 微氣象學的 因子에 依한 蒸發散量 推定式의 合理的인 利用도 制限되어 온 實情이다.

따라서 本 研究에서는 土壤水分含量의 豫測을 爲한 基本的인 模型을 設定하므로써 밭에 대한 灌溉의 時期와 量을 豫報할 수 있도록 하기 爲하여

- ① 微氣象學的 因子에 依한 蒸發散量을 定義하고,
- ② 作物 및 土壤資料를 利用하여 貯溜量 方程式을 定義하여 土壤水分含量의 推定模型을 設定하고,
- ③ 土壤水分 減少曲線에 依한 土壤水分含量의 推定模型을 設定하고,
- ④ 氣象 豫報體制에 依한 밭 作物의 灌溉時期의 決定을 爲한 模型을 開發하여,
- ⑤ 模型의 檢定을 통한 實用性을 比較 檢討하고자 하였다.

本 研究를 遂行함에 있어 物心兩面으로 指導하여 주신 高在君 博士님께 感謝드리며 資料 整理分析에 많은 도움을 준 朴承禹學兄과 資料 準備에 도움을 준 農業技術研究所 鄭英詳 學兄에게도 感謝를 드린다.

II. 研究史

밭 作物의 灌溉에 있어서 土壤水分含量의 豫測에 依한 灌溉時期의 決定을 爲한 試圖는 Penman⁽⁹²⁾, Baver⁽⁹³⁾, Pierce⁽⁹²⁾ 등에 依하여 氣象資料와 土壤 및 作物 등의 資料를 利用하여 推定한 것에서 비롯되었다^(91,92). 土壤斷面의 水文學的인 模型의 導入 利用은 van Bavel⁽¹¹⁹⁾에 依하여 紹介되어 Stayer⁽⁹⁴⁾, Fitzpatrick⁽⁹⁴⁾ 등은 이를 間斷灌溉 計劃에 適用하였으며, Jensen^(45,44,45) 그리고 그와 共同研究者들에^(90,91) 依한 實用化 컴퓨터 프로그램이 紹介되었던바 現在는 이미 實用화된 企業으로 擴大되어 왔다⁽⁹⁸⁾.

土壤水分의 推算을 爲한 基本 模型은 連繼決定法(Sequential determination process)과 氣象, 土壤 및 作物資料에 依한 方法으로 大別되는바⁽⁷⁾, 連繼決定法은 土壤水分未洽量의 推定을 土壤水分의 時間的 變化로서 定義하여 時間的 函數를 利用하는 法을 Molz⁽⁷⁶⁾가 導入하였고, Hagan等⁽⁴⁴⁾은 植物의 潛在水分에 依한 方法을, Buras⁽⁹⁾은 土壤水分 未洽量의 曲線을 利用하는 方法을 提示하여 圃場에 適用한 結果 妥當할 만한 結果를 보여준다고 하였다.

한편, 氣象, 作物 및 土壤資料에 依한 方法은 土壤斷面을 통한 水分의 流入 流出 因子로서 蒸發散量, 降雨量 및 土壤水分 未洽量의 變化量, 排水量 등을 考慮하여 時間的인 流入 流出의 算定에 依한 土壤水分 變化를 推定하는 方法이다⁽⁹²⁾. 이 때 蒸發散量의 決定을 爲하여는 潛在蒸發散量을 定義하였고⁽⁸⁴⁾ 潛在蒸發散量의 推定方法에는 蒸發計 發發量을 適用한 경우와^(9,17,98,99,100) 物理學的 또는 實驗方法^(9,9,17,44,90,99)에 依한 算定式을 利用한 例로서 大別할 수 있다.

蒸發量의 物理的 關係 究明은 17世紀의 Dalton으로부터 비롯되었으며 Dalton은 蒸發量을 바람, 溫度, 表面 條件 등의 函數로서 定義하였고 植物의 生長과 蒸發量의 關係가 Koeppen에 依하여 研究된 以後 많은 研究가 이루어져 왔다⁽⁹⁹⁾. 한편, Briggs는⁽⁹⁹⁾ 증발계시를 利用하여 蒸發量을 測定하므로써 氣象要因과 蒸發量의 關係 究明을 試圖하였다.

蒸發散量의 推定은 理論的인 方法과 實驗係數에 依한 方法으로 大別하여 볼 때 物理學的 背景에 依한 理論的인 方法은 質量移動法(Mass transfer method), 空氣 力學的인 方法(Aerodynamic method), 에너지收支(Energy balance) 및 結合法(Combination method) 등으로 區分된다.

質量移動法은 Dalton의 理論에서부터 開發된 方法

으로 Rohwen(1931), Penman(1948), Harbeck(1962), Pruitt(1963)등에 의하여 發展되어 왔으며^(70,72,113), 이 방법은 理論的으로 妥當성이 높으나 他方法에 比하여 實驗因子등의 活用이 不可避한 點이 있으므로 地域에 따른 補正이 要求되는 短點이 있다⁽⁹⁹⁾. Pruitt(1963)의 結果에 依하던 空氣力學的 方法은 廣範圍 地域에 있어서도 充分한 正確性을 보여준다고 하였으나 實用面에 있어서 實測이 어려워 適用이 힘들다고 하였다⁽⁹⁹⁾. 에너지 收支에 依한 蒸發散量의 推定은 實用化 되고 있으며 多濕地域일수록 높은 正確性을 보여 주어서 期待되며^(99,99), 특히 새로운 실측 計기의 普及으로 普遍化 될 수 있다.

實驗的인 方法으로서 氣象因子와 蒸發散量과의 關係로부터 蒸發散量을 推定하는 公式이 Blaney-Criddle(1942, 1952), Penman(1948), Thornthwaite(1948), Makkink(1957), Turc(1961), Hamon(1963), Jensen-Haise(1963), van Bavel(1966), Hargreaves(1948), Christiansen(1968) 등에 依하여 開發되어 灌溉計劃 樹立에 널리 利用되어 왔다. 이들 方法에 依한 推定值와 實測值와의 比較에 對한 많은 實驗結果를 檢討하여보던 그에 對한 妥當성이나 適用性이 地域에 따라서 一致하지 않는다^(6,9,88,77,96,100). 이들 方法中 Penman⁽⁹⁹⁾과 Van Bavel⁽¹¹⁰⁾등의 式은 實際와 매우 가까운 값을 보여주었는데, ^(77,96,100,120) 그 理由로서 Penman式은 質量移動法과 에너지 收支法에 依한 結合法으로 이들의 關係式에 主要因子를 微氣象學的 因子를 利用한 것에 있다고 하였다^(114,110).

Thornthwaite, Blaney-Criddle 및 其他의 方法은 利用할 수 있는 氣象資料가 具備된 以後는 그 利用이 制限될 것으로 考察되고 있고⁽⁹⁹⁾, 또한 實際로 實測 值와의 差異가 있음이 指摘되어 왔다^(6,9,88,77,96,100).

土壤水分未拾量의 豫測模型에서는 日別 氣象資料에 依하여 算定하는 것이 妥當하므로 蒸發散量의 推定은 Penman式과^(68,61,62) Thornthwaite式^(93,94) 및 Jensen-Haise式이^(60,60) 利用되었다. 이들의 模型에서는 推定式에 依한 潛在蒸發散量을 基準으로 作物의 種類 및 生育時期에 따른 相對蒸發散比(Relative evapotranspiration ratio) 또는 作物係數(Crop coefficient)^(118,60)를 實驗的으로 定義하여 蒸發散率은 作物의 生育에 따른 葉面指數(leaf index)^(68,61,61)의 差에 依한 被覆狀態^(7,60,90), 輻射率등의 變化에 起因하는 것으로 考察되어 왔다.

土壤水分含量에 따른 蒸發散率의 變化에 對하여는 여러 가지 模型이 提示되었다. Veihmeyer(1956)은

圃場容水量에서 부터 永久萎凋點까지의 水分狀態에서는 蒸發散率은 一定하다고 보아 土壤水分含量의 影響을 無視한 反面, Lemon⁽⁷²⁾은 一定 水分含量에 達한 以後에서는 土壤水分含量의 減少에 따라 蒸發散率이 變하는 模型을 제의하였으 며, Hagan⁽⁴²⁾, Jensen^(60,60,61,62), David⁽³⁷⁾등이 이를 修正 採擇하였고 Windson⁽¹¹²⁾은 潛在蒸發散量에 따른 蒸發散率의 變化를 考慮하였다.

蒸發計 蒸發量을 潛在蒸發散量으로 定義한 研究는 Pruitt⁽⁹⁵⁾등의 模型에서 利用되었던바, 元來 潛在蒸發散量은 自由水面 蒸發量에서 由來된 것으로서 Pruitt은 蒸發計의 크기는 勿論, 形狀과 位置에 따른 實際 蒸發散量과의 比較로서 植物生理學的인 考察을 提示하였다.

灌溉와 作物의 收量과의 函數關係를 考慮한 研究로서 灌溉時期를 選擇하는 方法이 最近 試圖되고 있는데^(68,68,76,90,110) 從來의 모든 模型에서 適正土壤 水分에 依한 方法과 함께 다루고 있으며 研究段階에 있다.

國內에 있어서 밭 作物의 灌溉計劃의 樹立을 爲한 長期 灌溉 豫報體制의 確立을 爲한 研究가 農業技術 研究所^(68,108)에서 遂行되어 왔으며 氣象資料와 蒸發散量에 關한 研究는 中央觀象臺(1971, 1972)에서 實施한 바 있다. 慎等⁽¹⁰⁴⁾은 水原地方의 蒸發散量을 算定하였던 바, 月別 蒸發散量은 Blaney-Criddle式과 Penman式, Jensen-Haise式, Thornthwaite式, Turc式의 諸 方法間에 높은 相關性을 보였으나 Blaney-Criddle式은 Penman, Jensen-Haise, Thornthwaite, Turc 等의 他方法에 比하여 약간 큰 값을 나타내 준다고 報告하였다. 實測 蒸發散量과 氣象資料間의 相關性究明을 爲한 實驗結果도 提示되었으나 利用性 有無는 考察되지 않고 있으며 部分的인 作物에 對한 資料만이 있다.

作物에 따른 蒸發散比의 推定을 爲한 實驗은 農業 技術研究所에서 보리(1972), 콩(1972~5), 밀(1972~5) 및 農工利用研究所에서 보리(1973), 밀(1975), 배추(1972), 당근(1972), 오이(1971)등을 調查되어 왔으며 水稻作에 對한 實驗도 相當量이 있다. 牧草 등에⁽¹¹⁾ 對한 研究結果도 有用한 狀態였다.

그러나 밭 作物의 灌溉計劃을 爲한 土壤水分 豫測 方法은 試圖되지 못하였고 既 實驗值 역시 測定 方法에 따른 差異를 주고 있어 이들의 資料를 補充 結合 必要性이 있다고 思料되었다.

Ⅲ. 模型의 設定

3-1. 土壤水分未含量 模型(模型-I)

3-1-1. 土壤斷面에서의 물 收支 模型

가. 圃場에서의 물 收支

圃場에서 一定 期間동안의 물의 流入 및 流出量을 나타내는 물 收支(Water-Balance)는 圃場의 地形의 條件이나 土壤因子에 依하여 左右될 것이다^(99,101). 물의 移動量은 그 移動方向에 따라 水平方向과 垂直方向으로 區分할 수 있다. 임의의 空間 直交座標係를 考慮할 때 그 斷面에 對한 물의 流入 및 流出機構는 그림-1과 같이 表示할 수 있다⁽⁹⁹⁾.

即, 主要因子로서 地表面 貯留量, 土壤中 貯留量, 降雨量, 灌溉水量, 地表面 流出量, 水平面 滲透量, 垂直面 滲透量, 毛管水 移動量 등을 考慮할 수 있다.

따라서 任意 期間동안의 물 收支를 나타내는 貯留量 方程式은

(地表面貯留量+土壤中貯留量)=(降雨量-地表面流出量)+(灌溉水量)-(葉面蒸散量+土壤面蒸發量)±(水平方向의 滲透量)±(垂直方向의 滲透量과 排水量)으로 表示할 수 있다.

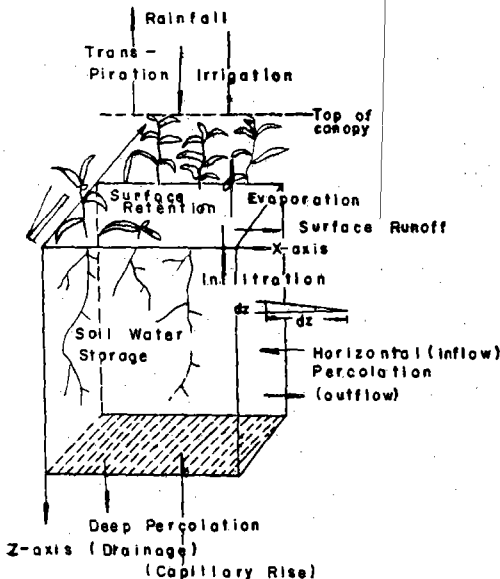


Fig. 1. Schematic Diagram for thorough hydrological field water balance.

그림-1에서 地表面의 기울기 dz/dx 및 dz/dy 를 無視할 때 地表面 流出量은 考慮할 必要가 없을 것이며 水平面 滲透量은 土壤中의 動水勾配에 따라 左右될 것이다. 또한 圃場이 充分히 크고 外水位의 影響을 無視한다면 水平方向의 물의 移動은 거의 無視할 수 있다. 따라서 貯留量 方程式은 降雨量, 地表面 貯留量 土壤中貯留量과 地中 排水量 및 植物의 蒸散量과 地表面 蒸發量으로서 決定할 수 있게 된다.

灌溉計劃의 樹立에서 고려되는 土壤中의 貯留量은 根域에서의 것을 對象으로 삼는 것이 一般의이며 根域은 作物의 種類, 土壤의 理化學의 特性 등에 左右될 것인 바⁽⁹⁹⁾, 그림-1의 模型에서는 $Z=L(m)$ 로 定義하였다.

나. 土壤水分 未含量의 數學的 模型

土壤中의 有效水分量의 變化를 利用한 貯留量 方程式에서 土壤水分 貯留量을 表示하는 基準으로 土壤水分 未含量(Soil moisture depletion)을 利用하면 貯留量 方程式에 依한 물 收支의 數學的 解析이 容易한 바, 여기서 土壤水分 未含量 D 는 圃場容水量 FC 와 現在의 土壤水分含量, SMC 의 差로서 定義된다. 즉

$$D = FC - SMC \dots \dots \dots \text{式 (1)}$$

과 같다.

土壤水分 未含量을 貯留量 方程式에 적용하여 數式으로 誘導하기 爲하여 土壤斷面圖를⁽⁹⁹⁾ 그림-2와 같이 定義하였을 때 水平方向의 滲透를 無視한 경우 물 收支모형으로서 n 日後의 土壤水分未含量 D 는

$$D = \sum_{i=1}^n (Et - Re - I + Wd) \dots \dots \dots \text{式 (2)}$$

이다. 여기서 Et 는 日別 蒸發數量(mm), Re 는 日別 有效降雨量으로 土壤水分含量에 直接 變化를 주는 量(mm), I 는 推定期間中 有效灌溉水量(mm), Wd 는 日別排水量(mm)으로서 垂直方向의 排水量과 毛細管에 依하여 根域內로 上昇되는 물의 量의 差이다. 한편 $i=1$ 은 充分한 灌溉나 降雨에 依하여 土壤水分含量이 圃場容水量에 達하여 $D=0$ 가 되는 最初日이며 n 는 推定日數이다.

充分한 量의 물이 土壤中에 供給될 경우 土壤水分含量은 飽和狀態에 이를 것이며 여기서 부터 圃場容水量에 達하는데 所要되는 時間은 土壤에 따라 左右되나 大略 24~72 時間으로 보고 있다⁽⁷⁸⁾.

土壤水分 未含量에 依한 貯留量 方程式, 式(2)는 圃場容水量 以下の 土壤水分含量에서 定義될 수 있어 $D \leq 0 \dots \dots \dots \text{式 (3)}$

의 條件을 滿足시킨다. 따라서 飽和狀態에서 圃場容水量에 達하는데 所要되는 時間 間隔을 考慮해야

하는 것이다.

한편 土壤水分 未拾量을 貯溜量 方程式에 導入한 研究는 David⁽⁴³⁾, Fitzpatrick⁽⁴⁴⁾, Wiser^(42a), Jensen^(47, 48, 49, 50), Franzoy⁽⁴⁶⁾ 등이 있는데, 이들은 土壤內의 물의 移動量인 排水量은 長期間을 考慮할 때 滲透에 依하여 利用될 것으로 判斷하여 考慮하지를 않았기 때문에 推定値와 實測値間에 약간의 差異를 보인 境遇도⁽⁴²⁾ 있었다.

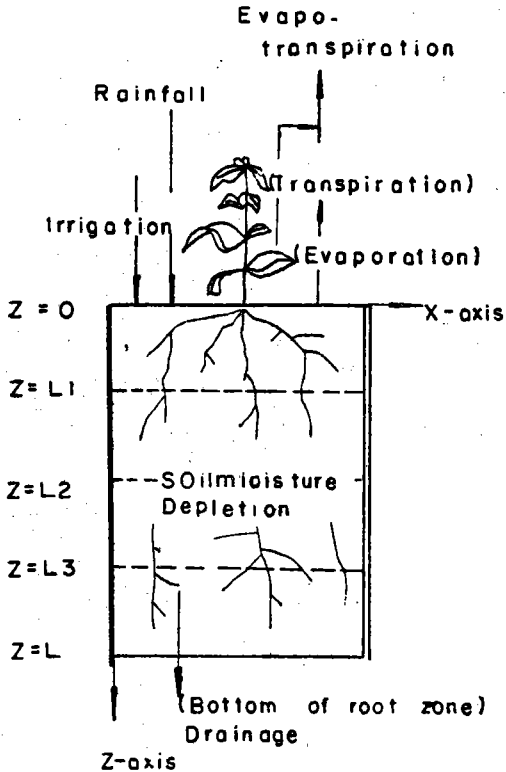


Fig. 2. Schematic Diagram describing mathematical model for estimating soil water depletion in the root zone.

3-1-2. 蒸發散量

土壤水分 未拾量의 推定에 있어서 가장 重要한 因子는 蒸發散量이다^(42, 43, 44, 45, 46, 47, 48). 蒸發散量은 葉面 蒸發散量과 土壤面 蒸發散量의 和로서 定義되며, 그 量은 氣象條件, 土性과 그 構造, 흙의 비옥도, 作物의 種類 및 그 生育狀態나 生育時期의 諸 要素에 따라 左右되며^(42, 43, 44, 45, 46, 47, 48), 以上의 諸 條件이 同一한 경우에는 主로 土壤의 含水量에 左右된다^(49, 50).

蒸發散量의 測定은 Lysimeter, Tank, Pot, Chamber, Tensiometer, Gypsum Block 등을 利用하여 實測에 依하여 可能하며^(41, 51), 間接法으로는 蒸發散 係數나 潛在蒸發散量을 決定하여 여기에 作物係數를

適用하는 方法 등이 있다.

潛在蒸發散量이란 임의의 氣象條件下에서 土性 및 其他 栽培環境이 適當하고 作物生育에 充分한 土壤水分이 유지되는 條件下에서 그 作物이 最大 有效 被覆效果를 나타낼 경우의 蒸發散量으로 定義한다^(40, 52).

土壤水分 未拾量의 豫報體制를 樹立하기 爲하여는 氣象資料 등으로 부터 算定이 可能한 間接法을 導入하는 것이 容易하며 여기서 얻어진 潛在蒸發散量에서 作物 및 土壤資料에 따른 蒸發散量이 推定되어야 하는 것이다.

가. 潛在蒸發散量 (Etp)

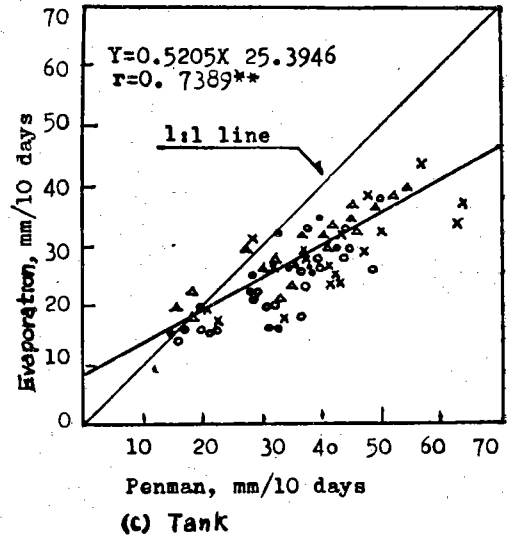
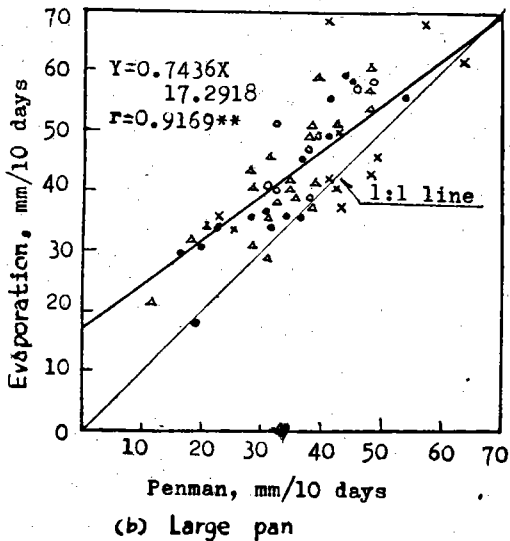
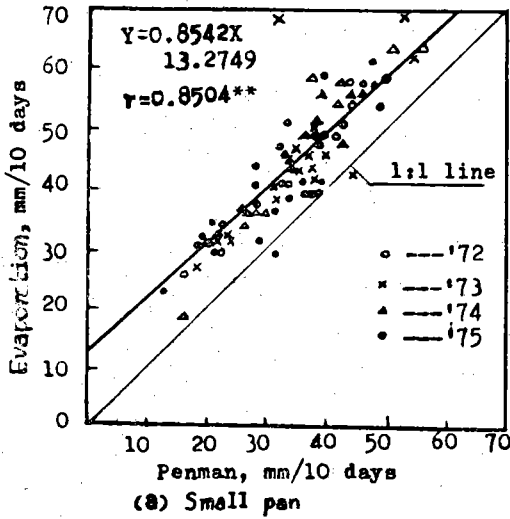
潛在蒸發散量은 蒸發計 蒸發量 또는 Tank 蒸發量을 直接 利用하는 方法이 있고 間接的으로는 蒸發機構의 物理學의 分析을 通한 微氣象學의 要因에 依한 方法과 經驗公式 등을 利用하는 方法 등이 있다. 여기서 作物의 生育過程中 最大 有效被覆效果를 나타내는 生育盛期를 除外하고는 蒸發散量은 自由水面 蒸發量에 못미치는 바, Penman (1952)⁽⁴⁴⁾은 그 理由로서 植物의 蒸散作用은 晝間에만 이루어지며 夜間에는 植物의 氣孔이 生理的인 調節機能으로 閉鎖되기 때 문인 點을 들었다. 土壤水分含量이 充分한 경우 植物의 蒸發散量은 自由水面 蒸發量과 高度의 相關性을 보임은 많은 實驗結果에 依하여 立證되었고⁽⁴⁵⁾ 또한 美洲에서는 蒸發명크의 諸元을 調節하므로써 植物의 蒸發散量을 定義하기 爲한 試圖가 成功的인 結果를 보여 주어서 自由水面 蒸發量을 潛在蒸發散量 算定에 利用함이 妥當할 것으로 看做되었다.

우리나라에서 蒸發散量의 算定式으로 利用되어 온 것은 Blaney-Criddle公式(B-C 公式으로 稱함), Penman式이며 近年에 논의 用水量 推定에서는 Hargreaves式이⁽⁴⁷⁾ 利用되기도 하였다. 蒸發散量 算定式에 對한 考察 結果로서, 慎等⁽⁴⁶⁾은 潛在蒸發散量을 B-C結果値와 Penman, Jensen-Haise, Thornthwaite, Turc의 4가지 公式의 結果値의 中間程度라고 結論지었다. 그러나 이는 實測資料와의 對比를 考慮하지 않을 뿐만 아니라 月別 蒸發散量의 推定値이므로 日別 蒸發散量 推定에는 利用할 수 없다.

潛在蒸發散量을 推定함에 있어 에너지 收支에 依한 方法이 理論的으로 가장 妥當하다⁽⁴⁰⁾. 따라서 Penman(1948, 1952)⁽⁴⁰⁾에 依한 結合法은 매우 適用性이 높다고 報告되었다. 다만 過去 20餘年間的 各國의 많은 實驗結果에 依하여 Albedo의 利用에 따른 個人的인 判斷의 差異를 볼수 있는 點과 風速資料 및 水蒸氣壓의 算定方法에 있어서 修正이 필요한 것으로

되어 있다(77). 實測值와의 最大偏差는 日平均 ±13% 를 보인다는 結果도 있었으나(48,100) 地域 및 土壤條件 등을 망라한 結果로서 利用에는 큰 障礙가 없을 것으로 思料되었다.

한편, 筆者는 國內외의 文獻을 考察하므로써 代表的인 潛在蒸發散量의 推定公式를 選擇할 目的으로 여러가지 作物에 對한 蒸發散量의 實測結果가 充分히 具備되지 못한 點을 감안, 各計算值와 自由水面 蒸發量과의 關係를 比較하므로써 推定式의 選擇을 試圖하였다. 여기서 採擇한 公式으로는 日別 潛在蒸發散量 推定式에 Penman과 Jensen Haise式을, 旬別 推定式에는 B-C公式, Hamon 公式, Turc式을 選擇하였으며, 그 計算을 爲한 컴퓨터 프로그램은 附錄-I와 같으며 蒸發計 蒸發量 및 其他의 自由水面 蒸發量과의 旬別 比較值는 附錄-II와 같다.



(c) Tank
Fig. 3. Correlation between Evaporation from free water surface and that estimated by Penman method.

그림-3(a,b,c)는 Penman式의 推定值와 小型 Pan (直徑 20cm×높이 10 cm), 大型 Pan(直徑120×높이 25cm) 또는 Tank(直徑 226cm×높이 80cm)의 自由水面 蒸發量과의 高度의 正相關을 나타내주어 大型蒸發計 蒸發量에 가까우며 小型蒸發計 蒸發量 보다 약간 적은 값을 보여줌을 알 수 있다. 따라서 본 研究에서는 Penman式을 利用하여 潛在蒸發散量을 算定하기로 하였다.

나. 蒸發散量 (Et)

作物의 蒸發散量 Et는 潛在蒸發散量 E_p의 算定值로부터 다음과 같이 定義할 수 있다. 즉

$$Et = Kc \cdot E_p \dots \dots \dots \text{式 (4)}$$

여기서 Kc는 無次元의 數로서 Jensen (42,48) 및 van Wijk (1954) 등이 提示한 것과 같은 係數이며 보통 作物係數(Crop coefficient)(6,6,15)나 消費係數(Consumptive coefficient)(28)로서 定義되는 數로서 蒸發計 蒸發量과 蒸發散量의 比(Cet=Et/E_p) 등과 같은 係數이다. 이때 Kc는 土壤의 種類에 依한 土壤 内部로부터 表面의 蒸發狀態에 이르는 經路에서의 土壤水分의 移動에 對한 抵抗과 地面에서 空氣中으로 水分이 蒸發擴散되는 것에 抑制抵抗하는 것으로 作物에 따라 定義되는 輻射에너지 등의 差로서 야기되는 作物의 生育段階에 따른 内部의 有效抵抗의 比이다(46). 여기서는 蒸發散比로서 定義하였던 바, 이에 蒸發散比는 作物의 種類(C)와 그 生育時期(S) 土壤水分(SM)과 地表面의 水分狀態(SC) 등으로써 推定되는 方法을 採擇하여 實驗 結果에 依하여 補正

活用토록 하였다. 한편 Jensen (1968)은 蒸發散比를 輻射에너지의 入, 反射率로부터 正義되는 理論式을 誘導하였으며⁽⁴⁰⁾, Bowen比에 依한 算定方法도 提示되어 왔으나⁽⁴¹⁾, 여기서는 이를

$$Kc=f(C,S,SM,SC) \dots\dots\dots\text{式 (5)}$$

로서 正義하여

$$Kc=Kco \cdot Ka+Ks \dots\dots\dots\text{式 (6)}$$

로서 表示하였다. Kco 는 作物生育時期 및 種類에 따른 作物係數, Ka 는 土壤水分係數, Ks 는 地表面 濕潤狀態에 따른 補正係數로서 實驗의 으로 定義하도록 하였다.

(1) 作物係數 (Kco)

作物의 生育期間中 土壤中의 水分含量의 變化에 따른 蒸發散의 內抵抗力을 無視하고 生育段階에 따른 蒸發散比는 作物에 따라 決定되는데, Jensen 은⁽⁴²⁾ 이를 開花植物消費型(Heading type)과 Alfalfa型으로 區分할 수 있다고 하였다. 開花植物消費型이란 大麥등과 같이 出穗開花期의 區分이 可能하고 最大 有效被覆狀態가 一時的으로 나타나는 作物등을 말하며, 따라서 이 期間을 中心으로 作物의 水消費 패턴의 區分이 可能한 形態이다. Alfalfa型은 一定期間의 生育後에는 完全한 被覆效果를 보이며 그 期間이 比較的 긴 作物로 定義하였다. 各 作物別로 生育段

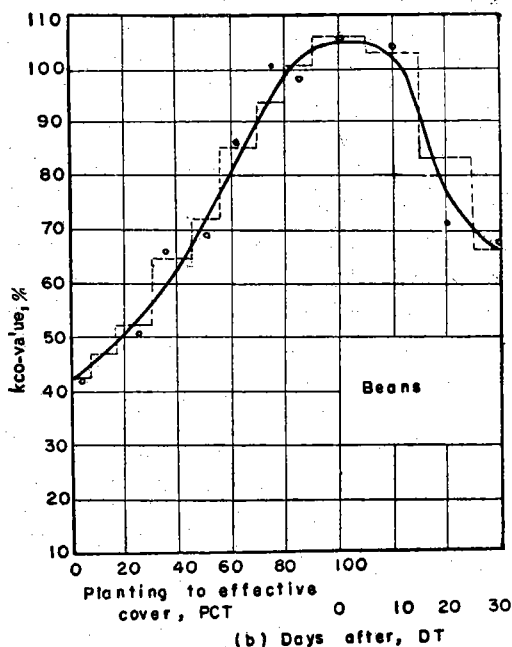


Fig. 4-b. Changes in crop coefficients as influenced by growth stage of beans under the non-stressed soil moisture content.

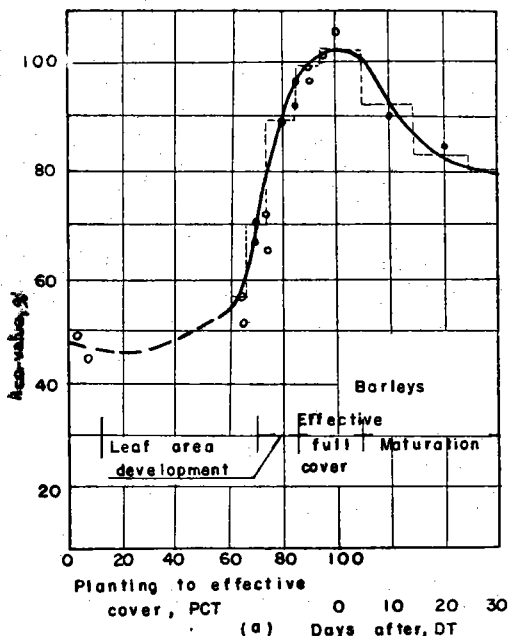


Fig. 4-a. Changes in crop coefficients as influenced by growth stage of barleys under the non-stressed soil moisture content.

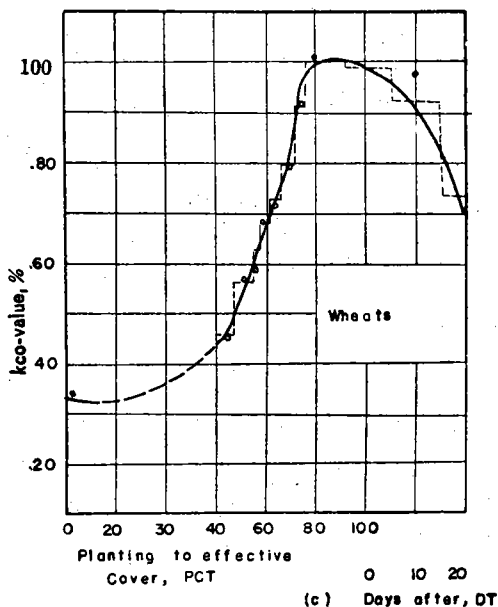


Fig. 4-c. Changes in crop coefficients as influenced by growth stage of wheats under the non-stressed soil moisture content.

階에 다른 蒸發散比에 對한 많은 資料가 提示되있으며 灌溉 計劃에 利用되어 왔다.

國內에서의 作物係數는 B-C公式의 K값의 決定을 爲한 實驗이 實施되었던 바, 蒸發散量을 實測하여 各各의 旬別 K값을 決定하여 준 것이다. 여기서 各各의 實驗結果는 그 實驗裝置等에 따라 相當量의 差異를 살피 볼 수 있었다. 그러나 以上の 資料를 蒸發散量으로 定義할 수 있을 때, 여기서 旬別 報告資料를 潛在蒸發散量으로 나누어 生育段階別 作物係數로서 定義하도록 하였던 바, 그림-4 (a,b,c)의 結果를 얻었다.

以上에서 얻어진 結果를 比較하여 볼 때 各 作物에 따라 蒸發散比에 差異가 있음을 알 수 있었고 또한 그 生育段階別로 氣象資料에 依存하여 變化한 것을 觀察할 수 있었다. 한편 各 作物에 對한 外國의 實驗結果와는 差異가 있었는데 이는 地域, 土壤條件, 作物品種등의 差에 起因하는 것이라고 하는 判斷을 내릴 수 있다.

(2) 土壤水分係數 (Ka)

蒸發散比는 任意의 作物에 있어서 어떤 生育期間에 對하여 土壤의 種類를 考慮하지 않을 때 土壤水分의 函數로서 定義할 수 있다. 土壤水分 含量에 따른 蒸發散比의 變化는 Lowry⁽¹⁾나 David⁽²⁾ 등에서 綜合的인 考察을 찾아볼 수 있는 것은 Veihmeyer型, Pierce型, O'Neill型, Thornthwaite型으로 區分이 可能하다. Lemon⁽³⁾은 土壤水分의 含量이 一定水準에 達할 때까지 比가 一定한 값을 가지며 限界水分含量未滿에서는 土壤含水量과 函數關係를 提示하였으며, 以後 Holmes(1963), Bayer(1965)의 結果에 依하여 確認되었다. 한편 Jensen (1968, 1971, 1972)는 土壤水分 減少에 따른 蒸發散率은 有効水分量의 自然對數에 比例한다고 하여 數式으로 利用하는 方法을 擇하였다.

土壤水分含量에 따른 土壤別 蒸發散比의 變化模型을 誘導하기 爲하여 農技研의 實驗 結果(1974)註(1)를 利用하여 日別 土壤水分 減少量과 潛在蒸發散量의 比로부터 砂質土, 粘土質土 및 壤土에 對한 土壤係數를 定義한 結果 그림-5를 얻었다.

그림-5는 Pierce型和 類似한 結果를 보였으며 Holmes 등의 資料와 Lowry⁽¹⁾의 結果를 參考할 때 이와 類似한 類型으로서 判斷되었다.

(3) 補正係數 (Ks)

地表面의 濕潤狀態에 따라 地表面에서 氣化하는

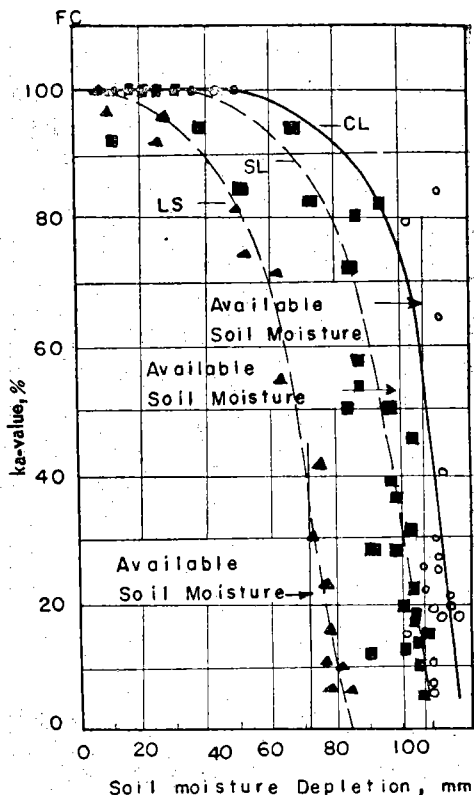


Fig. 5. Relationship between relative evapotranspiration rate and soil moisture depletion.

抵抗은 크게 달라진다. 充分한 量의 물이 灌溉된 後 또는 降雨 直後 地表面에 남은 水分은 쉽게 蒸發이 되며 Jensen(1971)은 이를 土壤面 濕潤狀態를 表示하는 係數로서 定義하였고 作物係數 및 土壤水分係數를 써서 推定할 수 있다고 하였으며 土壤水分係數의 函數로서 定義하여 3日間씩 考慮하였다. Pierce(1960)의 結果 역시 降雨 初日은 60%, 2日째는 50%, 3日째는 40%씩 補完 增大시킨 報告가 있다.

式 (6)에서 補正係數 Ks는

$$Ks = Kc - Kco \cdot Ka$$

로서 表示할 수 있는데, 萬若 $Kc = Kco \cdot Ka \geq 1.0$ 인 경우는 $Ks = 0$ 이며, $Kc < 1.0$ 의 경우는 降雨當日에 만 限하여 $Ks = 1 - Kco \cdot Ka$ 로 하여 自由水面 蒸發量과 같은 量의 蒸發散을 考慮하였다.

3-1-3. 有効降雨量, Re와 排水量, Wd

가. 有効降雨量 (Re)

式 (2)에서 有効降雨量 Re는 밭에서의 有効降雨量

註 1) 農業技術研究所의 土壤水分測定資料를 參考하였다.

의 決定이 어려울기 때문에 一般的인 定義가 困難하다⁽¹⁰⁰⁾. 따라서 概略的인 有効降雨量의 推定을 위한 實驗公式등이 研究되어 왔으며 土壤水分 未捨量의 推定模型에서도 여러 가지를 考慮해왔다. 즉 Hagan⁽⁴¹⁾ 등은 U.S.D.A 有効降雨量 算定表를 導入하였고 David⁽⁴²⁾는 貯溜方程式의 實驗式을 誘導하므로써 降雨量에 따른 土壤水分 未捨量에 增減을 주는 因子를 常數로서 定義하였다.

그러나 日別 土壤水分 未捨量의 貯溜量 方程式에서 地表 流出量에 對한 資料의 不足等을 考慮할 때 土壤水分 未捨量에 따른 補正안으로서 有効降雨量을 決定하는 方法이 適用된 事例등을⁽⁴³⁾ 參考하여 다음 式으로 表示하였다. 즉

$$R-D \geq 0 \text{ 이면 } Re=D \dots\dots\dots \text{式(7-a)}$$

$$R-D < 0 \text{ 이면 } Re=R \dots\dots\dots \text{式(7-b)}$$

이다. 여기서 R은 日別 降雨量(mm)이다.

한편 降雨量이 매우 적은 경우나 순간적인 소나기 등은 實際로 土壤水分에 거의 影響을 미치지 못하는 바⁽⁴⁾, 最大無効雨量에 對한 實驗結果를 Corey⁽⁴⁴⁾ 등에서 찾아볼 수 있었는데, 여기서 筆者는 5mm를 最大無効雨量으로 定하여 蒸發散率에 土壤濕潤 補正係數 Ks란을 調整하도록 하였다.

나. 排水量 (Wd)

排水量은 圃場에서 土壤中の 動水勾配나 外水位의 影響에 따라 土壤의 物理的 特性의 函數로서 定義될 것이나⁽¹⁰¹⁾, 단지 式(7)의 條件을 滿足할 경우 降雨에 依하여 土壤水分이 圃場容水量 以上에 達한 것으로 하여

$$Wd=R-D \text{ (但, } R-D \geq 0 \text{ 일 때) } \dots\dots \text{式(8)}$$

로서 定義하였다. 따라서 土壤中の 排水量은 土壤水分이 圃場容水量 以下일 경우 無視하였다⁽⁴⁵⁾.

한편 Wd의 값을 式(2)에 代入하면 土壤水分 未捨量은 式(7)에 依하여 이미 降雨量의 排水條件이 包含되었으므로 이를 無視하였으며 實際로 圃場에서의 根域以下의 排水量 記錄이 有用한 경우에만 利用하도록 制限하였다.

式(8)에서 $Wd > 0$ 이면 土壤水分含量이 圃場容水量 以上임을 意味하며 따라서 飽和狀態에 達한 土壤水分含量이 圃場含水量으로 될 때까지의 時間長徑 t_f 는 土壤의 物理的 特性에 支配되는 바, 式(2)의 貯溜量 方程式에서 t_f 를 考慮하면

$$Wd=0 \text{ 이면 } D = \sum_{i=1}^n (Et - Re - I + Wd)$$

$$Wd > 0 \text{ 이면 } D = \sum_{i=1}^{t_f} (Et - Re - I + Wd) \dots\dots \text{式(9)}$$

로서 表示된다.

實際의 圃場에서 土壤斷面의 排水量은 式(8)의 結果에 못미칠 것은 當然하며, 따라서 本 模型에서 算定한 排水量은 根域에서의 排水量으로 定義할 수 있으며 實際로 根域內에 土壤水分이 充分한 Floating type lysimeter에서 測定한 結果를 分析하면 그림-

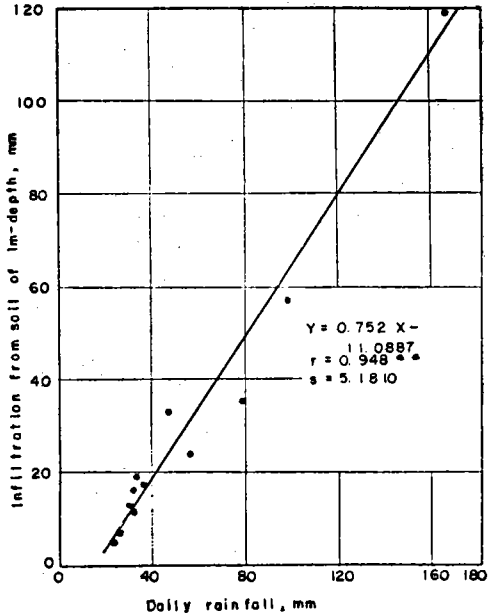


Fig. 6. Relation between daily rainfall and total infiltration from soil of 1m depth

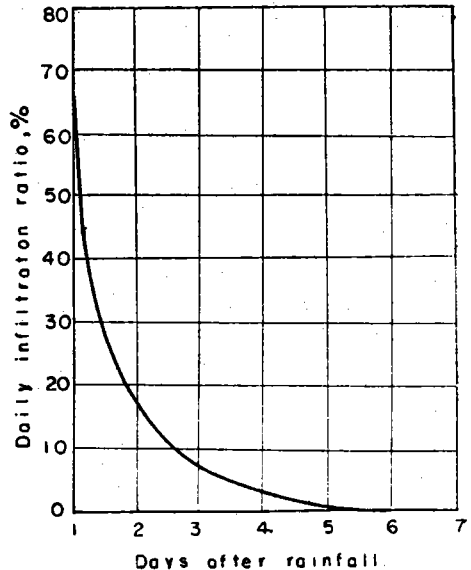


Fig. 7. Change in daily infiltration ratio with respect to days after rainfall.

6 및 그림-7과 같다. 그림-6은 降雨量과 總排水量을 보여 주는것으로서 排水量은 降雨量과 正相關을 보여 降雨량이 많을 수록 그량이 增加되나 降雨량이 約 20mm以下에서는 排水량이 나타나지 않음이 觀察되었다. 한편 그림-7은 根域中의 물의 排水量의 日別變化를 보여주는 데, 降雨初日은 約 69%로서 그량이 많으나 時間이 經過함에 따라 急한 減少를 보여줌을 알 수 있었다.

以上에서 살펴본 바와 같이 本 模型에서 排水量의 推定結果는 보다 補完이 要求되겠으나 貯溜量의 推定에서는 큰 無理가 없다고 본다.

3-2. 土壤水分 減少曲線 模型(模型-I)

3-2-1. 土壤水分 減少曲線

土壤水分의 減少는 土壤面 蒸發量과 葉面 蒸散量에 의한 것으로 볼 때, 無降雨日數의 持續에 따라서 土壤水分의 減少量을 實測, 이로부터 季節에 따른 平均 土壤水分 減少率을 設定하면 單純化된 模型을 開發할 수 있다. 이를 David⁽²⁷⁾, Buras⁽²⁸⁾ 등이 使用하므로써 廣範圍한 地域의 灌溉計劃의 樹立에 適用되어 왔다.

土壤水分의 時間的 減少量에 對한 模型으로서 몇 가지 函數型이 紹介된 것을 보면 指數型, 對數函數型 및 直線型 등으로 大別할 수 있으며⁽²⁸⁾, 或은 減少量의 絕對量을 써서 季節別로 長期間을 考慮한 高次

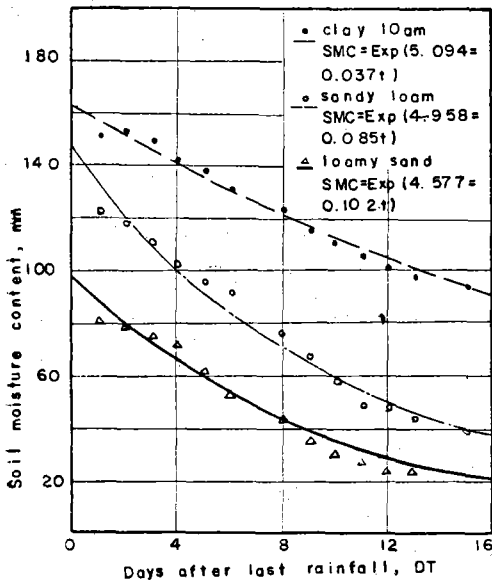


Fig. 8-a. Changes in soil moisture content with respect to days after last rainfall for three soils.

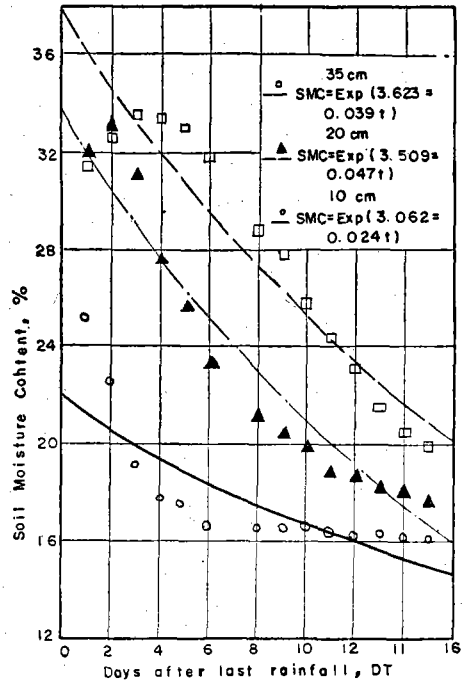


Fig. 8-b. Changes in soil moisture content with respect to days after last rainfall for three soil depths of clay loam.

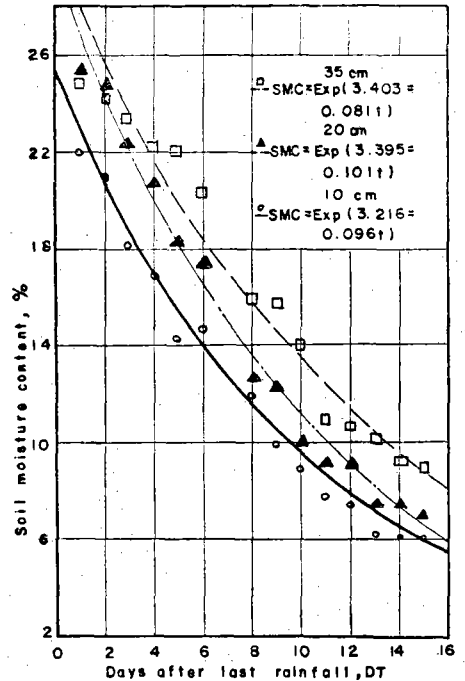


Fig. 8-c. Changes in soil moisture content with respect to days after last rainfall for three soil depths of sandy loam.

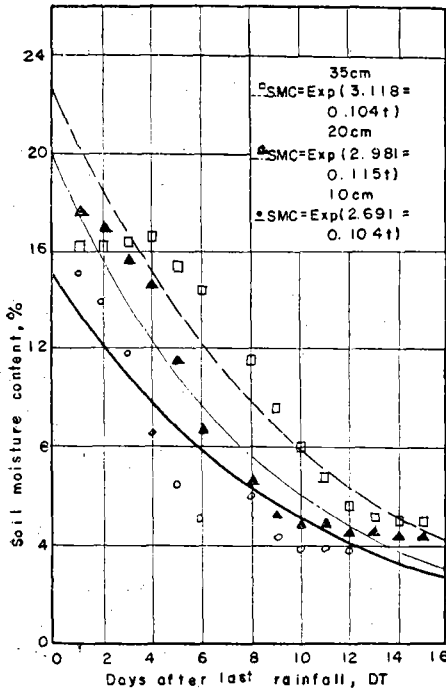


Fig. 8-d. Changes in soil moisture content with respect to days after last rainfall for three soil depths of loamy sand.

函數型이 誘導되기도 하였다.

여기서 土壤水分含量의 實測 資料를 使用하여 無降雨 持續日數에 따른 土壤水分 減少曲線의 模型을 各各 ① 直線의 인 變化, ② 常用對數函數, ③ 自然對數函數, 或은 ④ 指數函數로서 設定하여 檢定한 結果, 指數函數로 定義함이 妥當하였다. 各 土壤別 深度別 土壤水分 變化 樣相을 圖示하면 그림-8(a.b.c.d)와 같다.

3-2-2. 土壤水分 減少曲線의 模型化

以上の 結果로부터 土壤水分의 減少를 時間의 函數로서 定義할 때,

$$SMC = C \cdot \text{Exp}(-\lambda t) \dots\dots\dots \text{式}(10)$$

로서 表示할 수 있는데 各各 季節에 따른 作物 및 氣象資料를 考慮할 때 土壤水分은

$$SMC = \sum [C_i \text{Exp}(-\lambda_i t_i) + R_{e_i} - \text{Excess}_i] \dots\dots\dots \text{式}(11)$$

로서 定義할 수 있다. 여기서 C는 初期含水率에 따른 常數이며 λ는 季節에 따른 常數, R_e 및 Excess는 各各 有効雨量 및 排水量과 其他 水分의 剩餘量이다.

여기서 水分의 剩餘量을 考慮함은 土壤水分의 變化는 外部로부터의 流入에 依한 量 以外에도 土壤中의 水分擴散등에 依한 實際의 인 水分量의 增加나 水

平方向의 外水位에 따른 水分 移動 등의 長期記錄을 有用한 資料로서 選擇하기 爲한 것이다.

農業技術研究所의 土壤資料로부터 λ를 旬別로 追跡한 曲線-1과 같다. 여기서 λ값의 變化와 季節 및 土壤水分含量間에 對한 統計分析을 試圖하였으나 有意性이 없었는데, 이는 實驗의 誤差에 依한 것이나 土壤의 샘플 크기가 작은 이유에서 나온 誤差로 볼수 있겠다. 따라서 本 模型에의 適用은 實驗에서 使用된 土壤資料만에 支配될 것으로 思料되었다.

Table 1. Variation of λ-values with respect to the soil textures.

Month	Soil type 10day	Clay	Sandy	Loamy	Remarks
		loam	loam	sand	
May	First	0.0130	0.0284	0.0131	
	Mid	0.0159	0.0273	0.0209	
	Last	0.0471	0.0882	0.1146	
June	First	0.0549	0.0278	0.0119	
	Mid	0.0229	0.0318	0.0202	
	Last	0.0363	0.0109	0.0529	
July	First	0.0052	0.0583	0.0481	
	Mid	0.0418	0.0583	0.0067	
	Last	0.0237	0.0193	0.0357	

3-3. 灌溉時期 및 灌溉量의 豫測

3-3-1. 作物의 適正 土壤水分含量

栽培作物의 收量增大를 爲하여는 土壤中의 有効水分이 作物의 生育에 支障이 없이 恒常 維持되는 것이 바람직하다. 作物의 適正 含水量의 維持는 經營學의 立場에서도 매우 重要한 것으로 水分의 不足에 依한 旱害와 過剩水分에 依한 被害 역시 招來되기 때문에 充分히 考慮되어야 한다.

Moore⁽⁷⁾는 土壤水分과 作物의 生育과의 關係를 考察하였는데 Veihmeyer(1956)은 作物의 生育지연은 土壤水分이 永久萎凋點에 가깝게 달할 때까지 거의 無視할 만 하다고 하였으나 Hagan⁽⁸⁾은 作物生長의 相對率은 實際 根域中에서의 平均 土壤水分不足率의 函數라고 定義하였고 土壤水分 不足率은 鹽類 및 土壤水分 未洽量의 函數로서 土壤水分의 關係는 萎凋點 以上일 境遇는 無視할 수 있다고 하였다.

作物의 適正 土壤水分含量의 維持를 爲하여는 圃場에서 土壤調査 및 實測을 通하여 根域內의 最大 許容 土壤水分未洽量을 決定하면 되나, 實際로 有効水分을 最適含水率의 水準으로 實驗적으로 設定

하여 이에 따른 灌溉計劃의 經營學的 分析을 土壤로 判斷되어야 할 것이다.

그러나 國內의 適用은 問題가 있으며 國內의 資料로는 不適合하다고 判斷되어 圃場內의 土壤水分의 萎凋點을 最大 許容土壤水分 未洽量으로 定義하여 圃場含水量사이를 適正 土壤含水量으로 하였다.

3-3-2. 灌溉時期의 決定

土壤水分 未洽量에 依한 灌溉時期의 決定은 土壤水分 未洽量 D 가 土壤別 最大 許容 土壤水分未洽量 D_{max} 에 達하는 때로서 決定할 수 있다. 여기서 次期灌溉日까지의 日數는 豫想되는 平均蒸發散量을 正하면

$$N = \frac{D_{max} - D}{Et} \dots \dots \dots \text{式}(12-a)$$

但, $D > D_{max}$ 이면 $N = 0$

로서 表示된다. 여기서 N 는 降雨가 없을 때의 灌溉日까지의 日數, \overline{Et} 는 以前 및 以後의 平均期待 蒸發散量이다.

한편 灌溉水量, W_i 은

$$W_i = \frac{D_{max}}{E}, D_{max} > D \dots \dots \dots \text{式}(12-b)$$

$$W_i = \frac{D}{E}, D > D_{max} \dots \dots \dots \text{式}(12-c)$$

으로 表示할 수 있는 바, 여기서 E 는 灌溉效率이다

3-4. 計劃灌溉模型

가. 土壤水分豫測 模型의 假定

計劃灌溉의 數學的 模型의 設定에서 採擇한 基本的인 假定과 그에 對한 考察은 다음과 같다.

① 土壤水分의 豫測은 初期의 土壤水分 未洽量을 基準으로 하여 行하여지며, 따라서 初期의 土壤水分 未洽量이 實測으로 提供되어야 한다.

② 土壤水分含量의 豫測은 日單位로 實施하여 灌溉時期의 推定이 可能토록 하며 推定期間의 選定은 地域, 土壤, 氣象 및 作物等 諸 條件에 따라서 左右될 것이나 氣象 長期豫報의 正確性등을 配慮하여 最大 7日 最適 3日內外로 設定하며 豫測 實施後의 土壤水分의 實測值를 利用하여 補完하는 것이 바람직하다.

③ 模型을 設定할 때 圃場의 地形의 特性을 無視하고 다만 垂直方向의 水 收支만을 對象으로 하였으며, 排水量을 考慮하지 않음으로서 實際 圃場中의 土壤水分含量과 多少 差異가 있을 것이다.

따라서 본 模型을 適用함에 있어 圃場條件에서 實測資料에 依한 補完이 要求될 것이다.

④ 模型은 實際 利用者의 活用可能性을 考慮하여 設定되도록 하였다.

⑤ 豫測期間에 對한 補完을 考慮함으로써 氣象資料의 依存性을 달피도록 設定하였으며 土壤水分未洽量에 依한 蒸發散量의 산정으로 饋드백시스템 (Feedback system)을 채택하였다. 또한 推定期間의 長短에 따라 可及의 그 精密性을 유지시키기 위하여 推定方法을 細分化하였으며 實測資料에 依한 補完이 可能할 때 그 精密性은 相對的으로 增大될 수 있을 것이다.

나. 計劃灌溉模型의 完成

그림-9 (a,b)는 計劃灌溉의 模型의 Computer Flow Chart이다. 본 模型에서는 氣象, 土壤, 作物等에 關한 資料를 利用하여 蒸發散量, 降雨量, 土壤水分未洽量 및 그 量에 따른 灌溉 時期 與否의 判斷과 灌溉量等에 關한 資料를 提供토록 設定되었으며 豫測期間은 資料의 有用性에 따라 任意로 調節할 수 있었으나 實測資料와 均衡을 이루도록 하였다. 본 模型의 計算은 實測資料 3日, 豫測資料 3日間으로 設定하였다.

本 模型의 各 過程에 對한 主要 內容은 다음과 같다.

(1) Subroutine ETP:

潛在蒸發散量(Etp)의 計算을 爲한 Subroutine으로 實測氣象資料를 利用하여 Penman式에 의해 計算한다.

(2) Subroutine E(ETP/JEN):

潛在蒸發散量 (Etp)의 計算을 爲한 Subroutine으로 氣象 豫報資料가 주어질 경우 이에 따른 豫想 潛在蒸發散量을 算定한다. 이 때 氣象豫報로서 주어진 溫度 및 日照時數등에 依하여 計算이 可能할 수 있도록 Jensen-Haise法을 利用하는 바, Jensen-Haise法은

$$Etp = (0.025T + 0.08) \frac{Hsh}{59} \dots \dots \dots \text{式}(13)$$

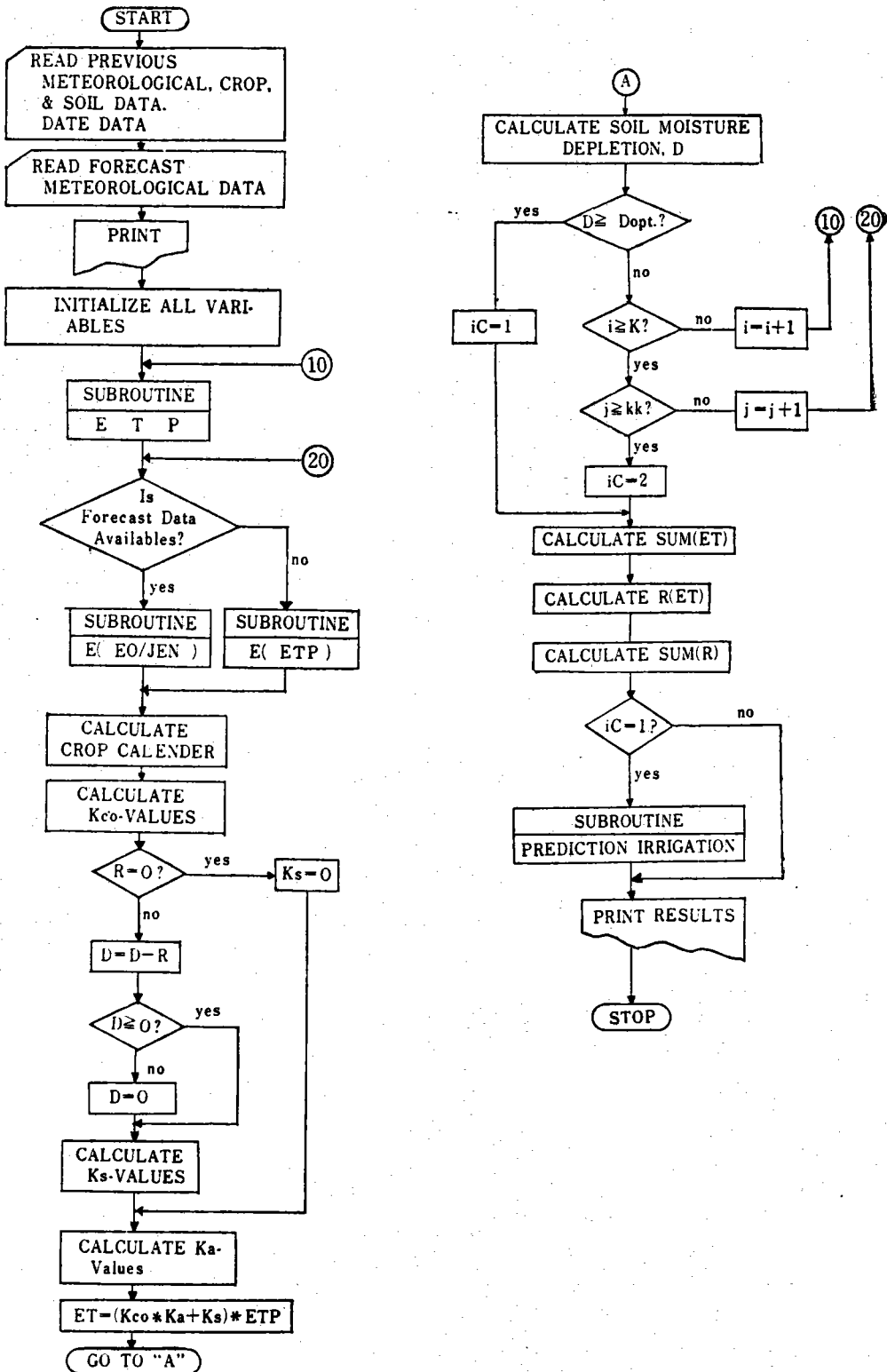
로서 定義되며 여기서 T 는 溫度($^{\circ}C$), Hsh 는 短波 輻射量($cal/cm^2/day$)로서 다음 式으로 計算된다.

$$Hsh = (0.2 + 0.53n/N) \times Qa \dots \dots \dots \text{式}(14)$$

여기서 n 는 日別 日照時數(hr), N 는 可照時數(hr)이며 Qa 는 extra-terrestrial radiation ($cal/cm^2/day$)이다. 이 때 N 및 Qa 는 緯도에 따라 決定되며 表-2는 水原地方의 旬別值를 보여준다.

Jensen-Haise法에 依하여 豫測資料를 提供토록 한 것은 Penman法의 計算에 있어서의 보다 많은 精密 氣象資料등이 要求되는 바, 이의 豫報는 現實의 으로 困難할 것으로 判斷되었기 때문이며, 實際로 그림-10의 結果와 같이 두 方法間의 推定值가 相關性이 높을 뿐만 아니라, Jensen-Haise方法으로 算定한

Fig. 9-a. Computer flow chart for scheduling irrigation by simulation method(Model-1)



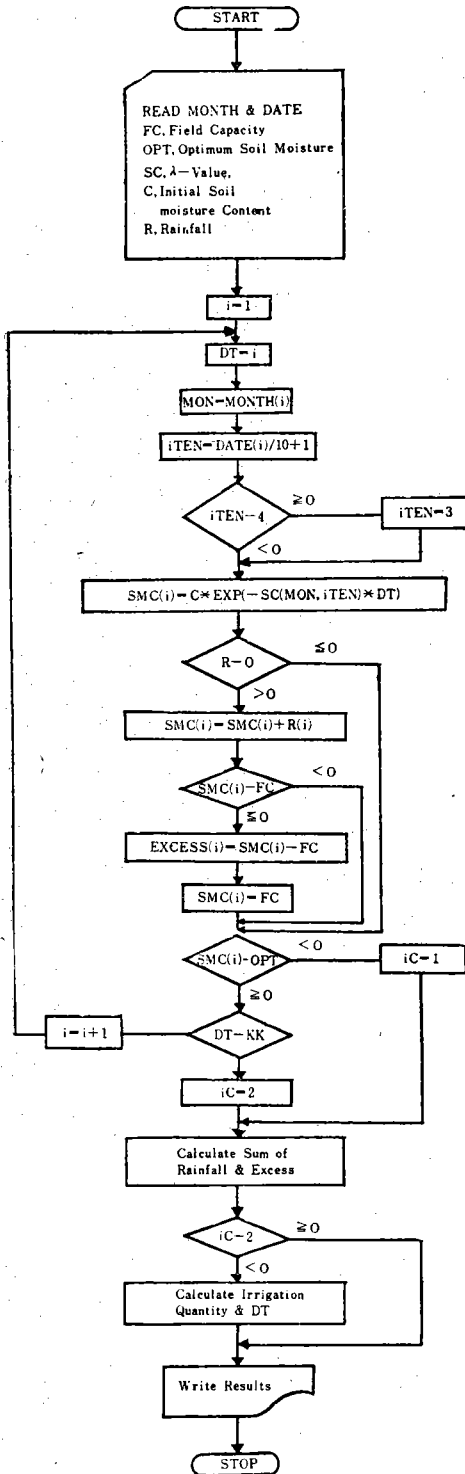


Fig. 9-b. Computer flow char for scheduling irrigation by soil moisture depletion curve method (Model-II).

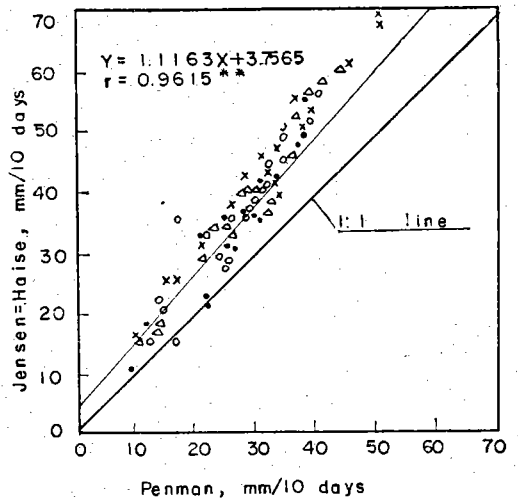


Fig. 10. Correlation between evapotranspiration estimated by Penman method and that by Jensen-Haise method.

값이 Penman의 것보다 약간 큰 값을 나타내기 때문에 豫測資料로서 그 利用性이 있다고 判斷된다.

Table 2. Ten-day N- & Qa-Values in Suweon area

Month	Qa-Value			N-Value		
	First	Mid	Last	First	Mid	Last
Jan.	372.99	396.68	431.68	9.68	9.87	10.12
Feb.	475.37	527.75	580.13	10.48	10.83	11.20
Mar.	628.82	679.89	732.27	11.53	11.95	11.32
Apr.	738.34	760.61	875.48	12.76	13.16	13.52
May.	911.55	942.62	965.00	13.87	14.18	14.44
Jun.	977.38	986.07	986.07	14.64	14.74	14.74
Jul.	977.38	967.38	952.62	14.68	14.52	14.27
Aug.	915.24	879.17	838.10	13.95	13.62	13.26
Sep.	792.03	740.96	688.58	12.84	12.45	12.07
Oct.	632.51	581.44	527.75	11.64	11.26	10.88
Nov.	480.37	436.68	399.30	10.49	10.17	9.91
Dec.	374.30	359.30	359.30	9.71	9.59	9.59

(3) Subroutine E(ETP) :

潛在蒸發散量 豫測值를 算定하기 爲한 Subroutine 으로 氣象 豫報資料가 提供되지 않았을 경우 潛在蒸發散量의 推定을 爲한 것이다.

그림-11은 水原地方의 1972년~1975년의 潛在蒸發散量의 旬別 變化를 圖示해 주는바, 이로부터 灌溉 豫測期間을 3~10月로 假定하고 每旬別 潛在蒸發散量이 年中 最大를 보이는 7月 下旬頃의 最大潛

在蒸發散量 $\max(Etp)$ 를 利用하여 다음 式으로 求하였다.

$$E(Etp) = \text{Max}(Etp) \cdot \text{Exp}\left(-a \frac{|t_i - t|}{\Delta t}\right)^b$$

.....式(15)

여기서 $E(Etp)$ 는 3月 1日부터 t_i 日後 및 10月 31日부터 t_i 日前的 潛在蒸發散量 (mm/day), Δt 는 潛在蒸發散量의 最大值를 보여주는 날(北區에서는 7月 15日~7月 25日 頃으로 報告되었다)을 t 日로 하였을 때 3月 1日 및 10月 31日의 平均 \overline{Etp} 를 써서 이 날까지의 期間으로 定義하며 또한 a 및 b 는 常數이다.

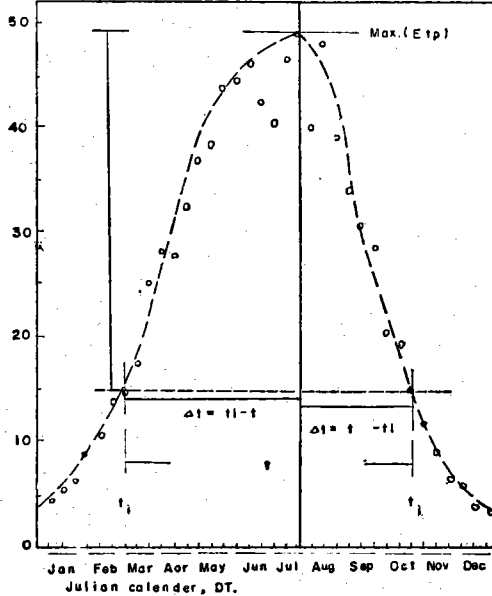


Fig. 11. Comparison between expected potential evapotranspiration and actual values.

a, b 의 常數는 本 模型에서 3月 1日과 10月 31日의 資料를 쓰기 위하여 $-a = \ln(\overline{Etp}/\max(Etp))$ 로서 定義하였던 바 $\overline{Etp}/\max(Etp) = 0.296$ 으로 $a = 1.217$, b 는 初期條件과 最少自乘法에 依하여 간단히 決定될 수 있으며, 여기서는 1.7~2.1內외의 값으로 算出되어 $b = 2.0$ 으로 해서 標準偏差가 작은 값을 얻었고 또한 利用上 便利하므로써 이를 採擇하였다.

(4) Subroutine Crop Calendar:

모델의 人力資料로서 Julian Calendar를 基準하면 現實적으로 氣象資料의 活用이 可能하다. 그러나 作物의 生育時期는 반드시 Julian Calendar에 準하지 아니하고 同一한 月曆에도 地方에 따른 差 및 同一地域에서도 作物의 播種時期나 肥培 管理 등의 差로서 作物資料는 同質性的 것으로 解析할 수 없게 된다. 따라서 Julian Calendar를 補完 作物의 有效被覆效果의 最大值를 보이는 時期를 基準하는 作物 月曆을 算定하기 爲하여 Subroutine을 두었다. 여기서는 播種日, 最大 有效被覆時期 등의 資料에 依하여 定義한다.

(5) Subroutine Predicting Irrigation:

灌溉時期 및 灌溉量을 算定하기 爲한 Subroutine이다. 土壤水分未洽量이 適正 土壤水分未滿일 경우 그 時期와 이 때 圃場面積 및 灌溉方法과 灌溉效率에 따른 灌溉量의 算定이 可能하도록 하였다. 이 때 灌溉量 $E(IRR)$ 은

$$E(IRR) = \sum E_i A_i W_i \dots \dots \dots \text{式}(16)$$

로서 表示한 바, 여기서 $E(IRR)$ 은 圃場面積 A_i 의 灌溉豫想量 (m^3), E_i 는 A_i 面積의 圃場에 對한 灌溉效率이다.