

# 依水收支法研究地下水之流動

## The Study of The Ground Water Flow By The Water Balance Method

日本農林省平塚農業土木試驗場部長

水利局副工程司

金子良博士講演

張啓濱譯

### 一、緒 言

廣大區域之地下水流動量之實測，通常很困難。但依水收支調查求某區域之地下水流入量與地下水流出量之差，做為地下水流動量一事即屬可能者。

地下水流動量具有隨地形及推積層之性質等而異之區域特性。本報告係按類型整理水收支法所求得地下水流動量，比較五地區之調查資料，以求出土地條件與地下水流量，地表水與地下水之關係，廣大區域用水量，用水量之反覆利用等等之原則。這些均屬現況分析，但對將來也相差不多。

但有關水收支之各要素中，被認為既知值者也有不正確者，一個水收支公式中，也有含二個以上之未知值者。因此通常係把假定值代入水收支式試算，確信任何場合都不發生矛盾後，纔採用此假定值之方法。即利用僅依水收支關係之簡單之特別條件下所算出數值，大都能普遍地適用之性質。

例如在幾乎無地下水流動之低濕地，水收支計算可求得蒸發散量。亦有觀測幾乎無地下水補給之乾旱時期地下水位低下情形，以估計地下水流動之方法。不發生地表逕流之砂丘地之水收支關係比較簡單。但本報告，如下述各地區之計算所示般，係以地表逕流和地下水流動，在水收支上均成為重要因素者為對象來分析。

水收支調查祇要人員和費用允許，要提高多少精確度也有可能。但現實則常要求以不充足調查來估計未知值。用不充足資料來如何推測，為水收支計算上無法避免之問題。各區域之報告分別示出不同推測過程。

本文之對象區域為扇狀地、河川中游段之氾濫平原、盆地底等，並比較對照津輕平原、會津盆地、信濃川中游段、甲府盆地之釜無川扇狀地、丸龜平原等。這些區域之調查，分別由各地方農政局、調查事務所、縣等來實施，再根據其資料加以研究集成本研究報告。從事各區域之調查及資料整理人員之芳名，分別附記在各區域項下，謹此誌謝意。

### 二、水收支式及水收支調查

#### 1. 水收支式

水收支式適用於時間、區域被限定時。降雨後之短暫時間之水收支，因地表水時時刻刻在變化，需要把時間距分成很短，但本文所提之水收支，係無降雨之地表水安定時期，或與降雨強度無關者，其對象時間祇少在一日以上。故水收支式可如下式所示：

$$P = (D_2 - D_1) + E + (G_2 - G_1) + \Delta S \dots \dots \dots (1)$$

$$\Delta S = W_s + M + H \cdot P_a \dots \dots \dots (2)$$

$$G = (G_2 - G_1) + H \cdot P_a \dots \dots \dots (3)$$

- 於此 P：降雨量
- D<sub>1</sub>：地表水流入量
- D<sub>2</sub>：地表水流出量
- E：蒸發散量
- G<sub>1</sub>：地下水流入量
- G<sub>2</sub>：地下水流出量
- ΔS：貯留量變化
- W<sub>s</sub>：地表之水量變化
- M：不飽和層內之土壤濕度變化
- H：地下水位變化
- P<sub>a</sub>：地下水位變化部份之空隙率
- G：地下水補給量

註：(1)依 A Siline Bekchourine 之灌溉地水收支式，除(1)式各項外尚加地表與地中之凝縮量，並把地表水分成灌溉水之流入、流出量及其他流入、流出量。

(2)M. M. Krylov (1959) 所示自由地下水之水收支式，除(3)式各項外尚加下列與地下水位有關係之要素。

$$G + f_n + f_k = H \cdot P_a + (G_2 - G_1) + (Z_2 - Z_1) + Y_b$$

- 於此 f<sub>n</sub>：灌溉水之滲漏所致地下水補給量。
- f<sub>k</sub>：地表水之滲漏所致地下水補給量。
- G：降雨所致地下水補給量 ((3)式合 f<sub>n</sub> 及 f<sub>k</sub>)
- Z<sub>2</sub>：蒸發散所致地下水減少量
- Z<sub>1</sub>：做為凝縮水之地下水補給量
- Y<sub>b</sub>：地下水至水路之滲出量 (含在(1)式之 D<sub>2</sub>內)

於日本，Z<sub>1</sub> 和 Z<sub>2</sub> 幾乎可以勿略不計，但例外地也有需要考慮 Z<sub>2</sub> 之場合發生。

### (圖1.水收支對象區域)

水收支式可用某時間內之累積水量 ( $m^3$ ) 來表示，但以對象面積上之平均水深 (mm) 來表示者較便利。為比較各地之數值計，已求出長期累積流量處，也以每日平均水深 (mm/day) 來表示。

實施水收支調查以成立水收支式時，需要注意下列一般事項：

(1) 流量之整理：流量觀測可求得  $m^3/sec$ ,  $l/sec$  等某特定時間之數值。把它換算成一定時間內之累積流量時，雖在流量安定時期，對象時間內也需要2~3次流量觀測值。有流量變化時，需要儘量使其能求出多數觀測值，主要水路希望能設置自記水位計。

以往常在連續乾旱之流量安定時間內，祇實施一次同時觀測，就換算成爲一日，累積流量者較多。此種結果在了解大勢時有用，但進一步欲提高這些結果之可靠性時，則需要在流量比較大之水路，實際證明流量確實安定。

(2) 水收支對象時間與  $\Delta S$  之實際證明：累積流量及其他水收支式之各項，如採用期間愈長，了解地區別特性時愈有效。把水收支期間區分很短時，祇要連續地實施能累積之調查，也有自現地觀察實際證明  $\Delta S$  之累積值之可能。

$\Delta S$  之累積值必須有一定限度，計算結果是否在此限度內，爲首先被要求者。 $\Delta S$  之時期別累積值，必須與配置在各地方之量水尺水位，與減水深有關之田間浸水位，地下水位調查，土壤水分調查，或積雪調查之結果，不發生矛盾者。亦與降雨狀況，水田用水管理比較，不容許有不合理現象者。

以往吾人常選  $\Delta S$  儘量較小之時期來實施水收支調查，但爲建立水資源灌溉計劃計，需要在用水反覆利用困難時期，即  $\Delta S$  之變化較大時期，來實施水收支調查爲重要。

(3) 水收支對象區域：決定水收支地區之境界時，需要注意者乃選擇測定  $D_1$ 、 $D_2$  較便利而水量較集中處，與側方之出入較少處，可以使用車輛去流量測驗之道路而其交通量不多之線爲境界。

理論上面積雖不受限制，但因水收支式之各項互相有聯繫，爲獲得地區特性計，以數百公頃左右以上做對象較適當。同時如需求面積與反覆利用程度之關係時，也需要調查小面積者。

就立體方面言，上面境界爲地表面，下面境界則原則上至最上層不透水層與含水層下底相接處。但由於尚無完全不透水層，地區內之某一地方常發生不透水層中斷，自由地下水滲漏至深層之情形較多，故也

有把面積取大些，連被壓地下水一起來考慮水收支者。

自水收支境界下面取水之深井之水，及自下面不透水層裂縫壓上來之被壓地下水量，可當做  $D_1$ 、 $G_1$  之一部份。自由地下水至不飽和深層（曾爲飽和含水層）之滲漏量爲  $G_2$ ，如有人工地表水注入深井處，其水量需加算在  $D_2$  內。

### 2. 水收支調查

#### (1) 水收支地區與地形；

水收支地區之平面境界，需依微地形大概劃分，再依道路、堤防細分。天然堤防所圍成之地區常有自古以來所形成之水利組織團體，灌溉排水系統較完整，適合做大地區之單位。加上人工設施後，有者變成月堤內耕地。（圖2. 天然堤防所圍成地區）

扇狀地之灌溉排水路成放射狀，地下水之流動方向與扇狀地傾斜方向約略一致，宜以扇狀地頂端至末端，及某一中心角之兩側所圍成扇狀地做爲大地區。然後再分成上、中、下之小地區，地區境界宜採用沿等高線方向之道路。（圖3. 扇狀地之地區境界）

砂丘地之地下水流動方向與海岸線成直角，地區境界可以與地下水流動方向成平行。通常砂丘地內部因有地下水分水界，也有估計該線做爲地區境界，然後與地下水流動方向成直角地細分地區者。砂丘地無地下水之流入及流出，地區境界可以完全由地下水面之形狀來決定。（圖4. 砂丘地之地區境界）

天然河川尤其天井川（淤高性河川）流量測驗不容易，精確度不良好。所以應把它劃歸在水收支地區境界外，在流至河川及自河川之流入點測流量。這時祇要測驗河川流量，就可把河川單獨當成細長水收支地區。由此除可測驗地表水之河川回歸量外，尚可估計地下水之河水涵養量，或河水至沿岸地下水之滲漏量。（圖5. 河川與兩岸之水收支地區）

#### (2) 地區面積與地目別、地形別細分

地區之總面積，通常自 1/50,000 地形圖用求積儀求得。由於蒸發散關係需要把水田面積分離，故可依土地改良區域市町村資料，估計地區內所含水田面積，如有航空測量地圖，就可得更正確值。需要地目別或微地形別面積時，有使用航空照像，或把 1/50,000 地形圖按地目別地形別細分，用求積儀量其面積者。

#### (3) 流量測驗

流動測驗不必使對水收支影響大之大流量，與幾乎無影響之小流量，具有相同精確度。大流量必須根據國土調查法之水位及流量觀測規則，使用流速儀施

測。小流量可用表面流速、通水斷面及係數來求概略值，係數依水路狀況可採用 0.7~0.9 左右。如要長期累積流量時，可使用堰、巴歇爾量水槽、自記水位計及水位流量曲線。幫浦運轉時間，性能曲線，實測性能曲線之檢定，電力使用量等，均值得做參考。

#### (4) 地下水水位調查

地下水水位調查可求出地區內之貯留量變化，為明瞭在地區境界處影響地下水流入量與地下水流出量之地下水面坡度所需者。就前者言，地區面積愈大，或地區內地下水水位變化愈多，愈需要增加觀測點數。地下水水位觀測點被認為能代表附近之地下水水位變化狀態，故把各觀測點代表面積加權後，其平均地下水水位變化就可成為代表地區之數值，求地區境界附近之地下水水位坡度時，需要用水準儀測量各水井及測水管。

地下水水位除同時觀測時間實施多點實測外，需要繼續觀測代表水井。尤其在扇狀地、砂丘、台地等地下水水位變化大處，必須重視地下水對水收支有很大影響一事。

#### (5) 地區內減水深、地下水利用、湧水調查

| 項 \ 月份 | 1       | 2       | 3       | 4   | 5       | 6       | 7       | 8       | 9   | 10      | 11      | 12      |
|--------|---------|---------|---------|-----|---------|---------|---------|---------|-----|---------|---------|---------|
| 水田     | 0.4~0.5 | 0.4~0.5 | 0.5~0.6 | 0.6 | 1.0     | 1.0~1.1 | 1.2~1.3 | 1.2~1.3 | 1.3 | 0.8     | 0.7     | 0.5~0.6 |
| 水田以外   | 0.4~0.5 | 0.4~0.5 | 0.5~0.6 | 0.6 | 0.6~0.7 | 0.7     | 0.8     | 0.8     | 0.8 | 0.7~0.8 | 0.6~0.7 | 0.5~0.6 |

註：需依早稻、晚稻變更稻作初期、終期之比率。

#### (7) 貯留量變化 $\Delta S$ 之調查

構成  $\Delta S$  之地下水水位及土壤濕度變化，並非不可能近似地求代表地點之數值，其地表水變化較複雜。但在無地表水之砂丘及旱田地帶等地，可以避免此種繁雜手續，水收支計算較簡單。以往之水田地帶之水收支，都選擇幾乎無地表水變化之連續乾旱時期及用水管理安定時期。但因低平地可以不考慮 ( $G_2 - G_1$ )，反而常被要求把  $\Delta S$  當做未知值，自水收支式算出。

灌溉期間之  $D_1$  受水源限制無法極端地變化，故照理  $\Delta S$  也無法有大變化。由於用水管理靈活，局部水田之浸水位之變化雖大，計算廣大區域時會被平均化，故以觀測地點之數值直接當做  $\Delta S$  為危險想法。當然最好在各地點測水面高度，但以試算法求  $\Delta S$  較接近實際值。

在扇狀地等處地下水水位變化大處，與其用少數地下水水位觀測值計算  $\Delta S$ ，不如用試算法求  $\Delta S$  來檢討它與實測地下水水位間有什麼關係存在較佳。地下水位變

這些水因不進出地區境界，與水收支無直接關係，但減水深中，滲透水之一部份滲入附近之排水路成  $D_2$ ，一部份以地下水流至下游補給  $G_2$ ，滲透量大處，灌溉期與非灌溉期之  $G_2$  有很大差數。因此必須選擇能分析此種  $D_2$  及  $G_2$  之減水深測定地點。地區內之地下水利用及湧水調查，也要求要考慮與地區境界之關係，與  $D_1$ 、 $D_2$ 、 $G_1$ 、 $G_2$  之關係等。

#### (6) 蒸發散量調查

調查區域內外之蒸發散量實測值，可當做有力資料。但水田之有底箱、旱作作物之測滲計，特定地點之水分追跡，或套筒法 (Chamberme thod)，熱收支法所得數值，是否能代表全區域，需要加以檢討。一般係使用直徑 20cm 之小型蒸發計，用已知對蒸發計蒸發量之比率來計算。小型蒸發計目前在各地農業試驗場繼續使用觀測中。有關地方氣象所方面都廢止小型蒸發計，祇有小數地點設置大型蒸發計，水收支上無法實用。

對蒸發計蒸發量之比率之標準值如下：

化依降雨、滲透、地下水流動、空隙率情形，按區域可以推測其適當值。

空隙率  $P_a$  可以從土層各深度之三相分布圖求得，但需要檢討它是否能代表全區域。水收支在比較簡單特定條件下，也有可能自水收支式逆算  $P_a$  值（其方法列如後述）。

土壤濕度變化可從不飽和帶土層之期間前後之三相分布圖推測，連續乾旱時即與蒸發散量相等。但在低平地之低窪旱田等處，由周圍之水田滲透水及地下水補給水分，依一定限度保持土壤濕度之平衡。亦採用長對象期間時，其間可能有降雨，或過份乾燥促使蒸發散減少情形，需要注意土壤濕度變化之幅度。

### 三、水收支調查成果檢討

檢討水收支調查成果時，時常與調查區域無關而其原則共通者如下：

(1) 水收支式中之各項目，在測驗時會發生某一程

度之誤差，為無法避免者。已知數值也非與地區代表值會正確地一致。依推測值做試算，為最普通之方法。

但水收支左全部地區及全部時期必須都能成立，故各項受面積關係及時期關係所約束，不能採用任意數值。如能滿足上述條件，推測值在新正確值被求出以前，被判斷做正確值。

因此，水收支法在尋求大局上之誤差較少之數值時最有效。由於由單純條件依理論所導出數值及一地點所得正確實測值等，時常不易適用在廣大現場，需要把這些數值和水收支所得數值比較檢討。

(2)水收支式在理論上適用於微少時間及微少面積，也許以微分或積分之形狀來表示較佳，但代入實測值時，此種複雜形狀之使用困難。

(3)水收支區域如取自分水界， $D_1$  及  $G_1$  會變零，故以實測  $D_2$  可算出  $G_2$ 。如從最上游往下游順序隣接地區，即可求得地下水流動之絕對量。最簡單時之水收支式如下：

至分水界止為對象之山地流域

$$P = D_2 + E + G_2 + \Delta S \dots\dots\dots (4)$$

至地下水分水界止為對象之砂丘

$$P = E + G_2 + \Delta S \dots\dots\dots (5)$$

於山地流域  $G_2=0$  時較多，如期間採用一年，即  $\Delta S \doteq 0$ ，於砂丘期間採用一年時， $\Delta S$  之影響變少，如地下水位不同，不能忽略不計  $\Delta S$  值。

(4)計算  $(G_2 - G_1)$  時以對象面積平均水深  $\text{mm/day}$  來表示，但在低平地  $(G_2 - G_1) \doteq 0$  之水田地帶，連續乾旱時期，水收支式之各項以水田面積平均水深來表示較便利。斯時  $D_1$  僅通過水田， $D_2$  僅受水田之蒸發散、滲透、剩餘水之影響，乃水田以外之面積百分率少，其  $\Delta S$  與  $E$  一致所致。

但期間變成長時間時，中間有降雨，水田以外之流出量會影響  $D_2$ ，故必須以全區域為對象。

(5)  $(G_2 - G_1) \doteq 0$  而僅以水田面積為對象來計算之連續乾旱時期之  $(D_1 - D_2)$ ，可用下式表示。 $(D_1 - D_2)$  為廣區域用水量。

$$D_1 - D_2 = E + \Delta S \dots\dots\dots (6)$$

斯時之  $E$  為水田之蒸發散量，如  $\Delta S$  為既知值，夏季應該可算出  $7\text{mm/day}$  左右。但  $\Delta S$  相當複雜，不得不採用由  $EP$  及  $E/EP$  求  $E$ ，逆算  $\Delta S$ ，由實際用水管理狀況檢討其適當性之方法。有關  $E$  值，各地都有水田內之有底箱試驗結果。

(6)在低平水田地帶求  $\Delta S$  之時期別及地點別變化

，為計劃用水反覆利用困難之整田期、中間晒田後之補給水源不可欠者。

於寒冷水田，同時需要低溫時之深水灌溉用水處，也希望能確知  $\Delta S$  在現狀下之數值趨勢。通常深水灌溉用水量受  $D_1$  限制不充足，亦受畦畔貯留能力之限制。

把中間晒田、減水、溫度上昇等，或防除病蟲害關係， $\Delta S$  大致變負者，按地區計算好一事，乃排水計劃或用水反覆利用上非常重要者。

(7)水田地帶之  $\Delta S$  之安定時期為，除降雨後數日外，自插秧後約二星期至中間晒田前止，及中間晒田終了後約二星期至減水開始前止。但連續乾旱時，水田以外地方有土壤濕度減少，地下水位低下趨勢，計算地區全體時，需要把此種關係加以考慮。連續乾旱所致  $D_1$  之減少， $E$  增大所致  $\Delta S$  之減少趨勢，在水收支調查中時常遭遇到。

(8)  $D_1$  有多餘時，由於對乾旱不安， $\Delta S$  反而變正值，促使  $D_2$  顯著減少。如  $D_1$  不充足時，也有上游地區之  $\Delta S$  反而變正值，下游之  $\Delta S$  變成特大負值者。

(9)廣大區域  $A$  分成幾個小地區時，如分別令各地區之貯留量變化為  $\Delta S_i$ ，面積為  $A_i$ ，因其加權平均值相當於  $A$  之  $\Delta S$ ，

$$\text{故 } \Sigma(\Delta S_i \times A_i) = \Delta S \times A \dots\dots\dots (6)$$

此種關係雖簡單，在水收支計算上係屬應嚴格遵守之限制條件。

(10)水收支計算如僅用短時間同時觀測值似無法依  $\Delta S$  來檢算，但長期連續觀測後，可比較檢討  $\Delta S$  之累積值與實際值，即可增加可靠性。

(11)低平地帶可以忽略不計  $(G_2 - G_1)$  處，可把無降雨及非灌溉時之  $D_2$  之給水來源，推想為地下水位之降低所致地下水滲出。小雨常未達到地下水就趨往  $E$  項，地下水經毛管上昇消耗之量，在日本通常為可以忽略不計程度者。

$(G_2 - G_1)$  無法忽略不計時，在非灌溉期之乾燥時期，可成立下列水收支關係。

$$(G_2 - G_1) = (D_1 - D_2) - H \cdot P_a \dots\dots\dots (7)$$

由此可算出  $(G_2 - G_1)$  值。

(12)水收支上無法忽略不計  $(G_2 - G_1)$  之地點為，洪積地、階段丘、扇狀地、稍有傾斜之谷底平原、氾濫平原、砂丘、火山山麓及河川水位低之三角洲，海岸平原與外水位高會產成堤防下滲透  $G_1$  之低濕地。水收支式以計算可以求出  $(G_2 - G_1) + \Delta S$  值，故

採用估計  $\Delta S$ ，試算  $(G_2 - G_1)$ ，檢討  $\Delta S$  及  $(G_2 - G_1)$  在一切場合之適當性之方法。

(13)  $(G_2 - G_1)$  表示該地區之特性，係由地形、推積層之透水性、地下水位坡度、地下水流動斷面來決定，某一地區之地下水流動能力，按時期應無差別纒對。祇地下水位坡度、氣象條件、人為條件所控制之地下水補給量等變化值，對  $(G_2 - G_1)$  也有影響作用而已。因此，在容易算出  $(G_2 - G_1)$  之特定時期求出該值，依變化之條件，多多少少修正後，就可適用在其他時期。

(14) 可能使  $(G_2 - G_1)$  發生變化者，以地區境界附近之地下水坡度變化為主，流動斷面變化之關係較微小。因此就水收支式所算得  $(G_2 - G_1)$  之時期別變化言，地區境界附近之地下水位坡度是否互相對應，希望加以檢討。地下水位坡度變化，係由水田滲透水，降雨所致地下水補給狀態，地下水流動之遲延，及地區內地下水貯留能力而產生。

因此，地下水甚深地下水位變化量大處，透水性大地下水位坡度變化靈敏地影響流動量處，上游地下水流域大地下水位之高峰會遲延到達等處， $(G_2 - G_1)$  會變動很大。即扇狀地上端部份、砂丘、台地等之變動大，低平地幾乎無變動。

(15) 水收支式算出者，通常為  $(G_2 - G_1)$ ， $G_2$  及  $G_1$  本身之變化雖不常有，由於時期上之遲延，時常使  $(G_2 - G_1)$  之變化加大。

(16) 地下水補給與地區面積成比例，不滲出地區內而依地下水流動時，與面積無關而以平均水深所示  $(G_2 - G_1)$  值為一定值。可以把它當成河川比流量般。在砂丘地大致完全有如此趨勢，扇狀地上端部或台地也有近似這種情形。

但通常地區擴大愈包括下游區域後，由於透水性及地下水位坡度關係，地下水流動會逐漸困難，地下水會滲入河川及排水路。因此  $(G_2 - G_1)$  值逐漸減少成負值者較多。

使地區面積減小時，水量  $G_2$  及  $G_1$  會逐漸接近相等，其差  $\Delta G$  與面積  $\Delta A$  之關係  $\Delta G/\Delta A$ ，被認為具有土地特性數值，如沿上游至下游，以一連串平原為對象則愈往上游  $\Delta G/\Delta A$  愈大，愈往下游逐漸減小，中途成負值，為一般標準形狀。地區面積愈小，則各部份之特性愈明，乃不必待言者。

(17) 於砂丘地、台地處， $(G_2 - G_1)$  之性質與地下水流動本身之  $(G_2)$  之性質無大差別。所以  $(G_2 - G_1)$  之計算值在地下水位坡度愈大時，即地下水位愈高時

，明顯地有愈大趨勢。利用本性質可以檢討計算所得  $(G_2 - G_1)$  之適當性。(圖6. 地下水位與  $(G_2 - G_1)$  之關係)

(18) 如假定  $(G_2 - G_1)$  與地下水位成比例，在砂丘地等處已算出一年平均每日  $(G_2 - G_1)$  時，可根據地下水位加以時期別修正。

(19) 在砂質地等處，有選出被認為地下水補給量  $G \neq 0$  之時間，由  $(G_2 - G_1) + H \cdot P_a = 0$  求  $(G_2 - G_1)$  之方法。斯時，如假定  $(G_2 - G_1)$  與地下水位成比例，因知地下水位就可逆算  $(G_2 - G_1)$ ，雖在  $G \neq 0$  時，年間終頭到尾均可以計算旬別  $(G_2 - G_1)$  值。

(20) 求空隙率  $P_a$  時，以實測特定地點者較多，但如能以計算估計地區平均  $P_a$  值，其誤差會反而變小。貯留量變化  $\Delta S$  可如下式表示，因  $P_a$  及  $\Delta S$  具有某一幅度之直線關係，可以直線坡度當做  $P_a$ 。

$$\Delta S = W_s + M + H \cdot P_a \dots\dots\dots(8)$$

$W_s$ ：地表水變化       $M$ ：土壤濕度變化

自水收支式計算  $(G_2 - G_1) + \Delta S$  時，如某一特定時期之  $(G_2 - G_1)$  為已知值，如砂丘地般可求出時期別  $(G_2 - G_1)$  值，被認為  $(G_2 - G_1) \neq 0$  等等場合，均可計算  $\Delta S$ ，故應儘量要多算。如該時期之地下水位變化  $H$  有實測值時可點繪  $\Delta S$  與  $H$  之關係，繪點雖分散，但利用寬帶狀傾斜情形就可知  $P_a$  值。

(圖7.  $\Delta S$  與  $H$  之關係出島台地之例)

#### 四、水收支調查區域概況 與地下水流動

##### 1. 津輕平原

津輕平原屬岩木川等之推積低平地，為水田 37,000ha，旱田 17,000ha 之水田及蘋果園地帶。本平原之上游部份為扇狀地，中游部份為天然堤防，下游部份為低濕三角洲，有殘留未埋沒海灘。中下游部份自 300 年左右前開始至今，進行着水田開發，故津輕平原對水源山地流域之比率為 1:4.2，用水量頗不充足。(圖8. 調查區域位置及水收支地區圖)

調查對象區域位於平原之上中游段，包括淺瀨石川扇狀地，浪岡川扇狀地，岩木川右岸天然堤防以及隣接之後背濕地帶，匯集至十川之排水。把本區域分成下列四地區實施水收支調查。

浪岡上游段：含浪岡川之小扇狀地，共 1,283ha (水田 1,029ha)，坡度 1/200~1/350，扇狀地堆積情形平緩，非礫質者。

浪岡下游段：大部份屬後背濕地，東側鄰接洪積台地，坡度 1/700 左右，土壤分佈以粘質土壤為主，面積 1,445ha (水田 1,020ha)。

津輕上游段：以淺瀨石川之洪積扇狀地及覆蓋其末端之沖積扇狀地為主。上游段之坡度為 1/100，下游段為 1/400，左右，由砂礫層所構成，面積 2,905ha（水田 2,189ha）。

津輕下游段：由岩木川之天然堤防及後背濕地所造成。天然堤防屬砂壤土，以蘋果園及住宅地為主，後背濕地大部份分佈着粘土質土壤。

坡度 1/1,000 左右，面積 2,315ha（水田 1,607ha）。

本區域於昭和 41 年 6 月中旬、42 年 6 月中旬、42 年 7 月下旬及 42 年 8 月上旬施行水收支調查。亦於 43 年 4 月中旬，在田面大致乾燥狀態下，融雪後已逐漸發生地下水位低下時期，施行試求  $(G_2 - G_1)$  之調查。此種非灌溉期調查之水收支關係簡單，本次所獲  $(G_2 - G_1)$  值被認為大致能適用其他時期者。依水收支計算結果，可求得  $(G_2 - G_1) + \Delta S$ ，但不容易由此分離  $\Delta S$ 。首先要考慮當時之土壤濕度、地下水、地表水條件，假定  $\Delta S$  來求  $(G_2 - G_1)$ ，應用於灌溉期水收支計算。如以  $(G_2 - G_1)$  為已知值計算所得灌溉期各地區之  $\Delta S$  都適當，則認為假定之  $\Delta S$  及計算時所用  $(G_2 - G_1)$  均為正確。

非灌溉期之  $\Delta S$  假定如下。土壤濕度減少量與蒸發散量相等。地下水位低下為上游段 10mm/day，下游段 5mm/day，空隙率 0.15。地表水在下游段僅殘留着一部份逐漸減少之融雪水。

由此計算所得  $(G_2 - G_1)$  為浪岡上游 + 0.8mm/day，浪岡下游及津輕上游均 - 0.4mm/day，津輕下游 - 1.4mm/day，津輕上下游 1.2mm/day，參照地形、透水性、地下水位坡度，判斷為適當數值。

把此  $(G_2 - G_1)$  值適用在灌溉期，則依水收支計算所得  $(G_2 - G_1) + \Delta S$  可算出  $\Delta S$ ，如把  $\Delta S$  中水田以外之土壤濕度變化假定與蒸發散量相等，則可決定地表地下水之變化。調查當時係屬用水管理上之安定時期，由於連續乾旱關係，依理僅有一些減少趨勢。計算結果滿足了這些條件，故認為假定之  $(G_2 - G_1)$  大致正確。

浪岡上游為 0.8mm/day，乃因非灌溉期融雪水及灌溉期水田滲透水之地下水補給促使  $G_2 > G_1$  所致。浪岡川扇狀地之規模小，堆積物不大粗，故滲透不大。

浪岡下游為，自東方洪積台地流入之  $G_1$  雖然相當大，因其西部屬低濕地，地下水會滲入排水路，故  $(G_2 - G_1)$  為 - 0.4mm/day。

津輕上游由淺瀨石川洪積扇狀地及沖積扇狀地所

成，自洪積扇狀地上方流入之  $G_1$  雖然很大，因滲出沖積扇狀地下游段之地下水關係， $G_2$  減少， $(G_2 - G_1)$  為 - 0.4mm/day。

津輕下游為，自其上方地區及附近之淺瀨石川、岩木川河床方面流入之  $G_1$  雖然很大，因區域內屬低濕地，至排水路之滲出量很多， $(G_2 - G_1)$  為 - 1.4mm/day。津輕上下游之  $G_1$  在量上很大，單位面積平均水深據計算為 - 1.2mm/day，尚無矛盾。

總之，本調查對象區域之堆積比其他扇狀地及盆地等緩和， $(G_2 - G_1)$  在  $\pm 1$ mm/day 左右，很少有地點別變化。本特性可使津輕平原之水田化容易，對將來之用水反覆利用也有便利，更表示排水不充足，需要加以改善。

## 2. 會津盆地

會津盆地為南北約 32km，東西約 12km 之地溝性盆地，由匯集盆地之大小河川所搬運，砂礫層堆積較厚之複合扇狀地及盆地底之氾濫平原所構成。水田 17,000ha、旱田 16,000ha，與盆地面積相比山地流域較小，盆地之年降雨量為 1,300mm 左右，融雪水之流出很早就終止，故整田用水之供給非常有問題。因此計劃在上游山地設置蓄水庫，由於所增加水資源在盆地內會被反覆利用，需要實施各部份之水收支調查，究明  $(G_2 - G_1)$  之特質。

會津盆地以日橋川及大川為界，灌溉排水系統不相同，故把調查區域分成二處。（圖 9. 調查區域位置與水收支地區圖）

北會津地區為大川左岸及官川右岸之 2,880ha（水田 2,200ha），乃大川之氾濫堆積地。其灌溉水大部份取自大川（合計約 8m<sup>3</sup>/sec），一部份取自湧水及深井。本地區之標高為 180~220m，坡度為南→北 1/200~1/300。

喜多方區域位於日橋川及大川之右岸，乃東西北三方皆被山所圍之 2,318ha（水田 3,888ha）土地。有一羣支流經過其地，乃大部份由砂礫層所成之複合扇狀地。標高 580~260m，坡度為北東→南西或北→南 左右。

減水深意外地小，乃地下水高所致，區域內各地都有湧水及許多淺井，為其主要灌溉水源。該羣支流之流域面積，僅達水田面積之 4~5 倍。

本地區之水收支調查，於 42 年 6 月中旬、8 月中旬（北會津區域）及 8 月初旬（喜多方地區）施行。北會津地區分成 A、B、C 三地區，喜多方地區分成 A、B、C、D 四地區。調查於 43 年度尚在繼續中，42 年度雖以安定時期以一日同時觀測為主，業已究明

地區別特性之大概情形。

自水收支計算所求得  $(G_2 - G_1) + \Delta S$  分離  $\Delta S$  時，曾參考下列條件。

調查當時係屬連續乾旱時期，稻作之用水管理安定，故假定地下水變化為零。水田以外之土壤濕度變化，假定與蒸發散量相等。地下水位變化參考區域內外九地點之繼續觀測資料。大川沿岸之地下水較淺，灌溉期間中，在用水管理時期，不太有變化。喜多方市周圍盛行幫浦揚水，發見有特異變化。大勢上上游段變化大，下游段則小。42年由於5月左右遇乾旱地下水揚水頗盛，地下水位曾低下，8月時揚水較少，地下水位稍有回復。因此揚水盛行之A地區，調查時之水位回復採用  $1\text{cm/day}$ ，空隙率 0.2，假定增加  $2\text{mm/day}$  之  $\Delta S$ 。

由此求得地區別  $(G_2 - G_1)$  如下(單位  $\text{mm/day}$ ):

北會津地區 6月13日 A: +11.2 B: -1.9  
C: -0.3 A+B+C: +4.5  
8月11日 +11.7 -4.0 +10.2 +0.7

喜多方地區 8月8~9日 A: -2.4 B: -6.5 C: -12.4  
D: -8.1 A+B: -4.4  
C+D: -10.9  
A+B+C+D: -6.6

於北會津地區A區，自大川方面及山地之  $G_1$  僅少，但水田滲透水之補給所致  $G_2$  大，求得比津輕區域甚大之  $(G_2 - G_1)$ 。B區因自上游段及大川河床之  $G_1$  大，區域內有湧水， $(G_2 - G_1)$  變負值，C區因沿該區之大川及官川河床稍為低下， $(G_2 - G_1)$  被推測應該屬正值，也許量水時有誤差，原因不明。

喜多方地區A區，自上游之  $G_1$  大，區域內盛行地下水利用，故  $(G_2 - G_1)$  變負值，由於與下游境界部份為厚砂礫層，地下水坡度大， $G_2$  相當大，其負值程度比其他地區者小。B區屬扇狀地之下半部，與自上游之  $G_1$  相比，至下游之  $G_2$  較小， $(G_2 - G_1)$  變負之數值相當大。C區自上游境界部份經粗大厚推積層有大量  $G_1$  流入，由於下游境界附近之河床低下，至河床之滲出水多，因屬扇狀地之傾斜變換地帶故有湧水，喜多方市盛行地下水利用等等理由， $G_2$  減少， $(G_2 - G_1)$  變成大負值。D區位於扇狀地下游段，除透水性關係全區域常見有至水路之滲入水外，由於河床低下， $D_2$  增大， $G_2$  減少。因此  $(G_2 - G_1)$  之負值程度相當大。

如上述，喜多方區域因自上游之每單位面積地下水流入量  $G_1$  非常大，滲出在扇狀地傾斜變換地帶及

河床低下處，或地下水利用盛行關係，使  $(G_2 - G_1)$  之負值程度加大。

### 3. 信濃川中游左岸區域

本調查區域位於信濃川中游左岸，長岡市之對岸，為南北 20km，東西 2~5km 之信濃川天然堤防地帶。西方及南方鄰接丘陵及階段丘，東、北方臨信濃川。南半部標高 27~50m，向北以約 1/1,000 傾斜，北半部 15~32m，向北以 1/1,500 緩慢傾斜，沿上游段信濃川分佈着礫質低段丘，沿下半段信濃川則由砂質天然堤防所成，有古老天然堤防以帶狀銜接在地區內部。後背濕地屬廣大水田地帶，以坩土為主，一部份分布泥炭地。總面積 6,902ha (水田 5,073ha)，分成上下二地區，上游地區再分成澁海川左岸及右岸，以施行水收支調查。

(圖10.調查區域位置及水收支區域圖)

本區域之排水大部份匯集黑川，沿岸曾屬排水不良地帶，經改修後，常時水位已大量低下。其灌溉水之大部份取自信濃川，由於信濃川河床低下與信濃川發電所尖峰發電關係，取水量過去不充足，國營事業完成之現在，自信濃川及澁海川之取水量最大達  $17\text{m}^3/\text{sec}$ ，大致已無灌溉水不安定情形。

水收支調查時期為6月中旬1日，6月下旬2日，7月下旬2日，8月下旬2日共四次，依流量最安定之6月中旬，7月下旬之結果知，信濃川取水量為約  $13\text{m}^3/\text{sec}$ ，佔全流入量之 91~92%，全取水量之 21~22% 被消耗，78~79% 則還元至信濃川。

地下水流動方向由本區域境界內外之水井水位可查知。由該水位知，係由南及西方高位部流入，向東方之信濃川流出，信濃川不以地下水流入區域內。

從水收支調查及E之推測值所得  $(G_2 - G_1) + \Delta S$  分離  $\Delta S$  時，可在安定時期推算  $\Delta S$  以求各地區之  $(G_2 - G_1)$ ，適用於各時期，檢討  $\Delta S$  是否有矛盾就可。 $\Delta S$  之安定時期假定為7月中旬，由此所得  $(G_2 - G_1)$  值如下(單位: +mm/day)。

| 時 期  | 全區域 | 上游區 | 下游區 | 上 游 上 游 |       |
|------|-----|-----|-----|---------|-------|
|      |     |     |     | 澁海川右岸   | 澁海川左岸 |
| 6月中旬 | 1.5 | 2.1 | 1.3 |         |       |
| 6月下旬 | 1.6 | 2.2 | 1.2 | 2.7     | 1.2   |
| 7月下旬 | 1.6 | 2.2 | 1.1 | 2.4     | 0.8   |
| 8月下旬 | 1.4 | 1.7 | 1.3 | 2.5     | 0.8   |

本計算結果滿足下列條件，可謂相當適當。

土壤濕度減少被認為水田以外土地之蒸發散量。地表水變化於6月中旬、7月下旬等安全期等於零，6月

下旬考慮前 2 日降雨量 28.8mm 之減水，假定上游段平均  $-1\text{mm/day}$ ，8 月下旬為減水期，假定全區域平均  $-0.5\text{mm/day}$ 。地下水減少量在 6 月中旬、7 月下旬之連續乾旱時期平均  $1\text{cm/day}$ ，空隙率 0.15 即  $1.5\text{mm/day}$ ，減水期即平均  $0.3\text{mm/day}$ 。沿上游信濃川之澁海川右岸地下水位顯示特別大。加權平均各地區別  $\Delta S$  值即可得全區域之平均  $\Delta S$  值。

$\Delta S$  之假定，需要使地區別  $(G_2 - G_1)$  之時期變化儘量少且合理。因此所得  $(G_2 - G_1)$  為  $1 \sim 2\text{mm/day}$  左右，與其他調查區域比較，變化非常小。上游段  $2\text{mm/day}$  上下，下游段  $1\text{mm/day}$  強，上游段沿信濃川地區為  $2.5\text{mm/day}$  左右一節，適合土地條件。

通常  $(G_2 - G_1)$  之數值小者表示平坦氾濫平原及天然堤防地帶之特性，常成正值者乃自上游之地下水流入量微少，區域內之降雨、水田滲透水成為  $G_2$  之主給水源所致。本特性將來施行排水改良後，也幾乎不變。

#### 4. 甲府盆地釜無川扇狀地

本區域乃由甲府盆地之釜無川及笛吹川夾圍所成，佔釜無川扇狀地之大部份，面積達  $2.981\text{ha}$  (水田  $1,360\text{ha}$ )。釜無川為砂礫供給多之荒涼河川，屬於高性河川 (天井川)，向區域內有多量地下水流入，但扇狀地末端因笛吹川有抑止地下水流動作用，故中下游段有很多湧水，扇狀地平均坡度  $1/200$ ，由厚砂礫層所構成，透水性大，推想地下水位也發達。標高  $247 \sim 290\text{m}$ ，間距  $9\text{km}$ 。

扇狀地中下游段正在進行排水改良，沿排水路之地下水，受排水路水位之調節，敏感地有影響。本地區之灌溉水，以扇頂部之釜無川集水暗渠取水者為主，加上扇狀地下游段鑿堀水井羣之水量後，最盛期可供給約  $6\text{m}^3/\text{sec}$  之水量。下游段排水河川匯集湧水，故灌期及非灌溉期之流量豐富，使笛吹川在洪水期，合流點附近發生浸水災害。

本區域雖屬砂礫質扇狀地，地下水位一般很淺，大部份為  $1\text{m}$  前後，年間水位變化以  $10 \sim 30\text{cm}$  左右為標準。但在進行排水路改修附近，地下水位  $1.5 \sim 2.0\text{m}$ ，地下水位變化達  $1\text{m}$ 。

地下水低下處減水深為  $40\text{mm/day}$  以上，田間整備地區因重機械關係低下至  $22\text{mm/day}$  左右，一般地下水位高處為  $17\text{mm/day}$  左右。(圖 11. 甲區盆地釜無川扇狀地位置與水收支地圖區)

本區域分成上中下三地區以實施水收支調查。觀測時間為流量安定時期之 7 月下旬、8 月底、10 月中旬共三次，在 2 日內施行二次，求累積流量後換算成

$\text{mm/day}$  值。

由於流量安定時期之水源無問題，地表水變化視為零。水田以外之土壤濕度變化視為與蒸發散量相等。地下水位係參考觀測井之繼續記錄，假定水位低下為 7 月下旬  $1\text{cm/day}$ ，8 月底  $2\text{cm/day}$ ，10 月中旬 (非灌溉期)  $3\text{cm/day}$ ，空隙率 0.25。

因此所得各時期  $(G_2 - G_1)$  如下 (單位  $\text{mm/day}$ ):

| 時 期             | I    | II    | III   | 全區域   |
|-----------------|------|-------|-------|-------|
| 42年 7 月 20~21 日 | 48.0 | -34.5 | -17.8 | - 9.3 |
| 8 月 31~9 月 1 日  | 22.9 | -29.1 | - 2.4 | - 4.0 |
| 10 月 12~13 日    | 9.3  | -20.8 | -11.5 | - 9.8 |

本成果表示雖屬同一地區，時期別  $(G_2 - G_1)$  之差數很大，與其他區域相異。乃自釜無川河床方面之地下水流動，及水田滲透水之地下水補給有很大變動所致。使其有可能者，乃砂礫層中含有豐富地下水脈，由於地下水坡度及地下水位之變動，會敏感地影響地下水流動量所致。亦與灌溉水之滲透，排水路上之堰閘操作等也有關係。

非灌溉期之  $(G_2 - G_1)$ ，把各地區之特性表示得很好。由此可知，上游地下水貯留量之減少，成為  $G_2$  之增大，滲出於中游段，無法滲出者再滲出於下游段。流過上游地區之水路中之水，也滲漏成  $G_2$  之給水源。灌溉時期自釜無川河床，扇頂部方面所流入之  $G_2$  增大情形顯著，由於水田滲透水及水路漏水所致地下水補給比它大， $(G_2 - G_1)$  達  $48\text{mm/day}$ 。

於中游段，除上游地區流入之  $G_1$  外，尚加上自釜無川河床流入之  $G_1$ 。它在非灌溉期也多量湧出在地區內，其  $(G_2 - G_1)$  據計算為  $-20.8\text{mm/day}$ ，在灌溉期湧水更增大，成  $-34.5\text{mm/day}$  及  $-29.1\text{mm/day}$ 。

於下游段，由於中游段湧出後之殘留部份出現於本段，每單位面積湧水量比中游段者小，但與其他區域比較，尚相當大。亦 8 月底之數值為  $-2.4\text{mm/day}$ ，10 月中旬  $-11.5\text{mm/day}$  一節，推想為雖由於非灌溉期地下水位低下促使  $G_2$  急激減少，自上游之  $G_1$  未同量減少所致。

總言之，釜無川扇狀地之地下水流動非常大，與由揚水試驗所得 K 計算所得數值大不相同。水收支計算所得  $(G_2 - G_1)$  乘以地區面積求其流動量差數結果，中下游段共有  $6\text{m}^3/\text{sec}$  餘之流動減少 (即湧水量)。其補給來源應為上游地區之滲透量，及自釜無川方面之地下水流入量，堆積層中需要有能够流動這些水量



之能力。如無地下水脈之存在，似無法說明其原委。

亦調查排水路堰閘之開閉所致水位變化對兩岸之影響結果，也表示有與均質土層中之地下水流動相異之高流速。

### 5. 丸龜平野

調查區域為佔香川縣丸龜平原之大部份之土器川扇狀地，為面積 5,730ha (水田 4,167ha) 之水田地帶。年雨量 1,100mm 左右之寡雨地帶，且河川流量幾乎無法期望故，由滿濃池以及大小池塘來供給灌溉用水。扇頂部標高 110m，最下游段之沿海岸水田為 2m，坡度 1/100~1/250，相當陡急。砂礫層分布在上游段，就扇狀地言，堆積緩和，主要由壤土及粉壤土所成。

本區域以池塘為主要水源，河川流量因河床層砂礫質且陡急，故極不安定，河水附近之湧水稱為「出水」，當做重要水源來使用等等，為其特徵。滿濃池 (蓄水量 1,540 噸) 放水至貫穿區域中央部之金倉川，以堰在中途取水。金倉川成為降雨時之排水河川。

水收支調查在 42 年 6 月 17 日~9 月 20 日間繼續 96 日及連續乾旱時期之 6 月 17 日~30 日，8 月 3 日~7 日，8 月 25 日~29 日間分別 14 日、15 日、5 日加以連續調查，得能檢討累積值。調查地區分為全區域、上游地區、下游地區、含在上游地區之一部份等。

全區域水收支把 96 日按半旬別劃分，先求  $(G_2 - G_1) + \Delta S$ 。它相當於初期為整田用水導入 120mm (水田平均水深) 左右，至終期為大部份之減水已終止之期間。地區別水收支調查，自每日之水收支，以日單位求得  $(G_2 - G_1) + \Delta S$ ，但研究分析時需採用期間累積量之平均 mm/day。

自  $(G_2 - G_1) + \Delta S$  分離  $\Delta S$  時，根據本區域之地形、堆積層狀態，假定時期別  $(G_2 - G_1)$  無較大變化，並由一部份地下水位變化記錄，整田用水或減水狀況來推算、試算  $\Delta S$ 。其結果如各時期，各地區均適當，則把假定值認為正確來採用。由此所得  $(G_2 - G_1)$  如下 (單位 mm/day)：

| 地 區   | 6月17日<br>~30日 | 8月3日<br>~7日 | 8月25日<br>~29日 | 6月17日<br>~8月29日 |
|-------|---------------|-------------|---------------|-----------------|
| 上游地區  | + 2.1         | + 2.6       | + 3.4         | —               |
| 下游地區  | - 1.8         | - 2.1       | - 2.5         | —               |
| 詳查地區  | + 2.4         | + 2.2       | + 3.4         | —               |
| 全 區 域 | —             | —           | —             | - 1.1           |

從全區域看水收支知，自土器川河床方面之  $G_1$  相當大，自海岸流至海中之  $G_2$  為，由地下水坡度及

透水性來判斷，當然為  $G_2 > G_1$ ，即  $(G_2 - G_1)$  以 -1.1mm 左右為適當。

上游地區之  $G_1$ ，有相當量，由於灌溉水之滲透，以地下水補給  $G_2$  之增大情形顯著，因導入整田用水後它加入  $G_2$  需要相當時間，

故 6 月下旬 +2.1mm/day，8 月初旬 +2.6mm/day，8 月下旬 +3.4mm/day 與實情一致。

下游地區之  $G_2$  比  $G_1$ ，自透水性及地下水坡度言，當然較小，就單位面積言，有比全區域大之負值，故各時期分別成為 -1.8mm/day，-2.1mm/day，-2.5mm/day 乃正確者。亦負值漸增之原因，為自上游之  $G_1$  漸增所致。

詳查區域含在上游地區中，表示有與此大致相同數值。

$\Delta S$  之推算，資料雖不充分，但全區域長期時，因導入整田用水，地下水位急激上昇，除在減水期尚以  $\Delta S$  之增值殘存外，由於  $\Delta S$  之變動對  $(G_2 - G_1)$  之影響情形少，可做為試算之一種基準。各地區在灌溉初期因地下水位上昇所致  $\Delta S$  之增加甚顯著，可參考區域內水井水位，空隙率 0.1 來計算。

土壤濕度變化似應發生於水田以外之土地，由於面積率小，鑑於連續乾旱之期間長，與周圍水田等之補給平衡等，除有降雨影響之場合外，均視為零。

總之，土器川扇狀地雖然具有相當傾斜度，除上游段外堆積層之透水性不太大，與埋沒盆地之扇狀地 (會津盆地、甲府盆地) 相異，地下水流動  $(G_2 - G_1)$  之絕對值小，變動量也不多。

## 五、地下水流動 $(G_2 - G_1)$ 之區域別比較

以上所述係於津輕平原、會津盆地、信濃川中游、甲府盆地、丸龜平原等五區域，主要地究明地下水流動  $(G_2 - G_1)$  之實態，但加以比較檢討後，可使  $(G_2 - G_1)$  受天然條件，人為條件影響之程度，在量上且有法則地被究明。

調查區域以沖積平原之水田地帶為主，透水性大之砂礫質扇狀地，堆積比較緩和之扇狀地，天然堤防發達之河川中游段氾濫平原，天然堤防與後背濕地混和存在之低平地等等之地形及堆積層之性質相異，均無法忽略不考慮地下水流動  $(G_2 - G_1)$  之區域。 $(G_2 - G_1)$  對水收支之影響大之地形，包括砂丘、台地、階段丘、火山山麓、砂礫質谷低平原、砂質海岸平原、外水位高而有堤防下滲透之低地等，本文即以扇狀地及其鄰接地帶為調查對象區域。

降雨、融雪、蒸發散等氣象條件，灌溉水之滲透 (G<sub>2</sub>-G<sub>1</sub>)，但這些因素均受土地條件之限制。茲比較施行水收支調查之各地區之土地條件如所致地下水補給，堰閘之調節所致排水路水位變化，排水幹線之改修或田間整理等人為條件，均影響下：

表 1：調查區域之地形

| 區 別              | 全面積<br>ha | 水田面積<br>ha | 地形分類   | 標 高<br>m | 坡 度         | 土 壤          | 地下水位<br>m |
|------------------|-----------|------------|--|----------|-------------|--------------|-----------|
| 1. 津 輕 平 原       |           |            |  |          |             |              |           |
| 浪 岡 上 游          | 1,283     | 1,029      | 扇 狀 地  | 20~35    | 1/200~1/350 | 壤 土          | 1~3       |
| 浪 岡 下 游          | 1,445     | 1,020      | 後 背 濕 地  | 17~20    | 1/700       | 坩 土          | 1         |
| 津 輕 上 游          | 2,905     | 2,189      | { 洪 積 扇 狀 地<br>{ 沖 積 扇 狀 地<br>{ 天 然 堤 防 地<br>{ 後 背 濕 地 | 20~45    | 1/100~1/40  | 砂 礫 質        | 1~3       |
| 津 輕 下 游          | 2,315     | 1,607      |  | 15~20    | 1/1,000     | 砂 壤 土<br>坩 土 | 1         |
| 2. 會 津 盆 地       |           |            |  |          |             |              |           |
| 北 會 津 區 域        | 2,880     | 2,200      | 氾 濫 平 原  | 180~220  | 1/200~1/300 |              |           |
| A                | 1,500     | 1,100      | "  | 195~225  | 1/200       | 砂 礫 質        | 2~5       |
| B                | 820       | 700        | "  | 190~200  | 1/300       | 砂 質 壤 土      | 0~2       |
| C                | 560       | 400        | "  | 180~190  | 1/300       | 坩 壤 土        | 1         |
| 喜 多 方 區 域        | 5,318     | 3,888      | 複 合 扇 狀 地  | 180~260  | 1/80~1/300  |              |           |
| A                | 2,104     | 1,194      | 扇 狀 地 上 游  | 200~250  | 1/80        | 砂 礫 質        | 1~5       |
| B                | 1,136     | 941        | " 下 游  | 180~200  | 1/200       | 坩 壤 土        | 1~2       |
| C                | 909       | 504        | " 上 游  | 200~240  | 1/100       | 砂 礫 質        | 0~5       |
| D                | 1,169     | 949        | " 下 游  | 180~200  | 1/200       | 坩 壤 土        | 1         |
| 3. 信 濃 川 中 游 左 岸 | 5,073     | 1,829      |  |          |             |              |           |
| 上 游              | 1,774     | 641        | 氾 濫 平 原  | 27~50    | 1/1,000     | 砂 壤 土        | 2         |
| 下 游              | 3,295     | 1,188      | 天 然 堤 防 地  | 15~32    | 1/1,500     | 坩 質 土        | 1~2       |
| 4. 甲 府 盆 地       | 2,981     | 1,360      | 釜 無 川 扇 狀 地  | 247~290  | 1/200       |              |           |
| I、上 游            | 582       | 290        | " 上 游 段  | 270~290  | 1/150       | 砂 礫 質        | 2~        |
| II、中 游           | 767       | 294        | " 中 游 段  | 255~270  | 1/170       | "            | 1~2       |
| III、下 游          | 1,632     | 776        | " 下 游 段  | 247~255  | 1/300       | "            | 1~2       |
| 5. 丸 龜 平 原       | 5,730     | 4,167      | 土 器 川 扇 狀 地  | 2~110    | 1/100~1/250 |              |           |
| 上 游              | 2,460     | 1,770      | 扇 狀 地 上 半  | 35~110   | 1/160       | 砂 礫 質<br>壤 土 | 1~3       |
| 下 游              | 3,270     | 2,397      | " 下 半  | 2~15     | 1/200       | 壤 土、坩 土      | 1~3       |

表 2：區域別、時期別(G<sub>2</sub>-G<sub>1</sub>)

(mm/day)

| 平原名稱    | 地區劃分    | 時 期      | 地 區       |       |          |        |
|---------|---------|----------|-----------|-------|----------|--------|
|         |         |          | 上 游       | 中 游   | 下 游      | 全 區 域  |
| 津 輕 平 原 | 浪 岡 輕 津 | 各 期      | + 0.8     |       | - 0.4    |        |
|         |         | "        | - 0.4     |       | - 1.4    | - 1.2  |
| 會 津 盆 地 | 北 會 津   | 42.6.13  | + 11.2    | - 1.9 | - 0.3    | + 4.5  |
|         |         | 42.8.11  | + 11.7    | - 4.0 | + 10.2   | + 0.7  |
|         |         | 42.8.8~9 | - 2.4(A)  |       | - 6.5(B) | - 4.4  |
|         |         | 42.8.8~9 | - 12.4(C) |       | - 8.1(D) | - 10.9 |

|       |         |              |        |  |        |       |
|-------|---------|--------------|--------|--|--------|-------|
| 信濃川中游 | 信濃川中游左岸 | 42.6.14      | + 2.1  | $\left( \begin{array}{c} \text{上游} \\ \text{左右} \end{array} \right)$<br>$\left( \begin{array}{c} 1.2 \\ 2.7 \\ 0.8 \\ 2.4 \\ 0.8 \\ 2.5 \end{array} \right)$ | + 1.3  | + 1.5 |
|       |         | 42.6.27~28   | + 2.2  |  | + 1.2  | + 1.6 |
|       |         | 42.7.26~27   | + 2.2  |  | + 1.1  | + 1.6 |
|       |         | 42.8.23~24   | + 1.7  |  | + 1.3  | + 1.4 |
| 甲府盆地  | 釜無川扇狀地  | 42.7.20~21   | + 48.0 | - 34.5   | - 17.8 | - 9.2 |
|       |         | 42.8.31~9.1  | + 22.9 | - 29.9   | - 2.4  | - 4.0 |
|       |         | 42.10.12~13  | + 9.3  | - 20.8   | - 11.5 | - 9.8 |
| 丸龜平原  | 土器川扇狀地  | 42.6.17~8.29 |        | 詳查區  |        | - 1.1 |
|       |         | 6.17~30      | + 2.1  | $\left( \begin{array}{c} + 2.4 \\ + 2.2 \\ + 3.4 \end{array} \right)$  | - 1.8  |       |
|       |         | 8.3~7        | + 2.6  |  | - 2.1  |       |
|       |         | 8.25~29      | + 3.4  |  | - 2.5  |       |

茲把各區域、時期 ( $G_2 - G_1$ ) 整理彙如表 2。表 2 乃特定區域之數值，諒想大致可以適合在地形類似區域，茲列出由表 2 推算之一般趨勢如下：

(1) 調查對象區域中，近似低濕地者有浪岡下游、津輕下游、信濃川左岸下游段。但其標高比幾平無傾斜之三角洲地帶稍大，坡度為 1/1,000 上下，河川或排水幹線之水位比田間低下 1~2m 左右。在此種地區，自上游段之地下水流入量僅少之信濃川區域，( $G_2 - G_1$ ) 為 +1mm/day 強，自上游段之地下水流入量相當多之浪岡區域及津輕區域，求得 -1mm/day 上下之數值。一般趨勢可諒想為 ±1mm/day 左右。於大河川下游區域，如改修排水幹線，促進田間整備後，地下水之移動變活潑，予想也會發生此種程度上之 ( $G_2 - G_1$ )。

(2) 於河川中游段之氾濫平原，天然堤防發達，下層堆積物由小砂礫變質，表層形成砂質壤土處，以灌溉水為主要給水來源之 ( $G_2 - G_1$ ) 成為 +2mm/day 左右。上述乃像信濃川左岸區域之上游地區之場合，尤其在河床低下，平水位在田面下 3m 左右處，成為 +2.5mm/day 左右。

(3) 盆地底之氾濫平原，下層堆積物為厚砂礫層，但表層由砂質至粘土質混合之會津盆地大川沿岸之北會津區域之實例為，上游段之 ( $G_2 - G_1$ ) 為 +11mm/day 左右，但在大河河床相對地比附近田面高，地下水處處露出地表之中游段，則成為 -2mm/day ~ -4mm/day 左右。但它是灌溉期之數值，乃水田滲透水所致  $G_2$  之增大值大之場合。北會津區域為傾斜 1/200~1/300，乃支流之堆積弱少時應形成扇狀

地處，也可以歸屬扇狀地之類型。

(4) 津輕區域之浪岡川上游段為傾斜 1/200~1/300 左右之小扇狀地。水源山地流域為丘陵，砂礫之供給少，與坡度相比堆積較穩和。此處之灌溉期及非灌溉期之 ( $G_2 - G_1$ ) 均成 +0.8mm/day。但為非灌溉期，初春融雪水之影響尚殘留之場合，灌溉期中曾觀測數次，但任何時期均幾乎無變化。

本實例似可代表發達於三紀層軟岩地帶之山麓之小扇狀地，含扇頂至扇端之場合之類型。

(5) 相當陡急洪積扇狀地及覆蓋其裾端之沖積扇狀地，佔地區之大部份之實例為津輕上游段所示者。由於包括至扇端部，( $G_2 - G_1$ ) 似可變成大負值，但數次觀測均成 -0.4mm/day。乃洪積扇狀地在砂礫層中混入泥土及粘土使透水性變稍不良，扇端段具有一部份湧出，一部份向下游以地下水流動之性質所致。

於與它鄰接之下游段，( $G_2 - G_1$ ) 成為 -14mm/day，表示乃幾乎無  $G_2$  般地透水不良，自上游段流入之  $G_1$  有相當量所致。

像以上實例可以說能代表稍為緻密之洪積扇狀地及展開於其下方沖積地之 ( $G_2 - G_1$ )。

(6) 丸龜平原之土器川扇狀地為坡度 1/100~1/250，扇狀地規模達半徑 14km，可謂大型者。假如發達於盆地周邊等內孔部，諒想堆積物必為粗大砂礫。但本扇狀地為僅扇頂部附近或現河床附近為砂礫，大部份為壤土及粉土堆積較厚。扇狀地末端成為海中堆積之三角洲。地下水流動以海面為基準面被抑止，推想比內陸部弱小。

因此上游段有水田滲透水所致地下水補給處，

( $G_2 - G_1$ ) 值為 2~3mm/day 左右，與自上游流入者比向海之流出較弱故，下游段成 -2mm/day 上下。非灌溉期之資料缺乏，惟依推測為上游段 +1mm/day 左右，下游段 -1mm/day 上內。

土器川之山地流域雖小，却形成大規模之扇狀地，乃末端向海延長而自由發達所致，( $G_2 - G_1$ ) 之性質為，堆積力方面為規模更小之扇狀地。

(7)會津盆地之喜多方區域為代表覆蓋盆地之陡急小扇狀地羣者。小扇狀地之上游山地為急峻而具崩壞性，砂礫之供給旺盛。坡度為上游段 1/80，下游段 1/200 左右，上游段屬粗大砂礫質，下游段為除下層深部外，漸變為透水性小之坍塌土質。

通過埋沒河谷之厚堆積層有大量之  $G_1$  流入本地區。於上游段其一部份湧出，或經地下水利用，殘餘部份則移動至下游段，因此產生 ( $G_2 - G_1$ ) 達 -12mm/day 處，透水性減低之下游段示出有 -7mm/day 左右。喜多方區域以盛行利用地下水出名，自厚堆積層埋沒之寬廣河谷至扇狀地地下水流動連續處，可知 ( $G_2 - G_1$ ) 具有如此大負值，亦下游段因河床低下，滲出此處之地下水多，對增加負值也有關係，為盆地底等之本支流稍下降時常見之實例。

(8)甲府盆地之釜無川，由於支流御勅使川等有龐大砂礫供給，成為大規模之淤高性河川。因此自河床向沿岸滲漏之  $G_1$  特別大。另一方面扇狀地之下端因滙流之笛吹川水位被抬高，地下水流動被抑止，透水性稍變不良，故湧水量多。其坡度為上中下游段分別 1/150、1/170、1/300，乃半徑約 10km 之典型扇狀地。引至此地之灌溉用水，擴散在砂礫質而滲透性過大之上游段水田後，產生大量地下水補給，故灌溉期之 ( $G_2 - G_1$ ) 達 +48mm/day。本地區在非灌溉期，由

於水路漏水及灌溉期所蓄積之地下水貯留量減少，也示出有 +9mm/day 左右之 ( $G_2 - G_1$ )。自上游段有多量之  $G_1$  流入，逐漸減低透水性，地下水坡度也能使地下水湧出，故中游段之 ( $G_2 - G_1$ ) 經計算為 -34 mm/day，在非灌溉期，其勢能不甚衰減，成為 -20mm/day 左右。

下游段因滲出在中游段之殘餘地下水會流入其地，負之數值比中游段者小，惟與其他區域相比尚大。本地區正在進行改修排水路，滲至排水路之滲出水受排水路水位之上下影響很大。

本地區之特徵為，在扇狀地流動之 ( $G_2 - G_1$ ) 很大，如單獨  $G_2$  或  $G_1$  時，必比其差額有更大數值。能夠流動上述之堆積層之性質，必須猜想為大空隙而有水脈流過之狀態。微少之地下水位及地下坡度會大大地影響 ( $G_2 - G_1$ ) 一事，如不考慮有水脈之存在，似無法加以說明。

通常在如此粗大砂礫質淤高性河川附近，可以實測到負值大之 ( $G_2 - G_1$ )，於淤高性河川下游也可得達 -40mm/day 之數值。像設置集水暗渠之地點，則大致與此一致。但曾在堤內或排水路看見有多量湧水處，由於最近之河床低下，其值有減少，可由各地觀察而知之。

註：本文翻自金子良博士著「水收支式による地下水流動の研究」一文，係金子良博士應中國農業工程學會邀請 1 月 24 日在水利局大禮堂公開演講稿，因由時間匆促，翻後立即付印，事前事後均未與著作者取得連絡，文中難免有遺漏及錯誤，尚希讀者鑒諒，又文中附圖以金子良博士未能及時寄到致未能刊印日後有機當設法補印亦請讀者鑒原。