

林内緩斜地における浅層地下水位の変化

北原 曜⁽¹⁾・遠藤 泰造⁽²⁾真島 征夫⁽³⁾・阿部 和時⁽⁴⁾

Hikaru KITAHARA⁽¹⁾, Taizo ENDO⁽²⁾, Yukio MASHIMA⁽³⁾ and
Kazutoki ABE⁽⁴⁾: Change of Groundwater Level in a
Subsurface Soil Layer of a Gentle Hillside in Forest

要旨：山地の浅い土層内における地下水位変化を研究するために、林業試験場北海道支場羊ヶ丘実験林内とその周辺林地などに多数の浅井戸を掘削し、1979年夏期より観測を開始した。このうち、非集水地形で緩斜面の落葉広葉樹林内に設置した浅井戸列の地下水位資料を、非定常自由地下水面式を用いて解析した。浅層地下水位は土壌の透水係数と有効間隙率との比に大きく影響されるが、これに加えて緩斜面では蒸発散量に著しく影響されることが判明した。蒸発散による浅層地下水位の日周変化は、落葉広葉樹の新葉展開最盛期から紅葉期までの期間に観測されたが、日減水深は各月によって大きく異なり、日射量だけを用いた推定日蒸発散量との比較を行った。深層浸透量については、晩秋の地下水位資料から算出できた。有効雨量についても、1降雨量と地下水位上昇の有無についての関係から求められたが、損失雨量は着葉期と着葉量の少ない時期とでは差がみられた。斜面傾斜角(θ)、土壌の透水係数(k)と有効間隙率(s)、有効雨量(R_e)、深層浸透量(F)、蒸発散量(E)を含めた地下水位(y)に関する理論式を導き、下記の差分式に変換して観測地下水位と比較した。

$$y_{m,n+1} = y_{m,n} + \frac{k \Delta t}{2s \Delta x} \left[\sin \theta (y_{m+1,n} - y_{m-1,n}) + \frac{\cos \theta}{\Delta x} \left\{ (y_{m+1,n})^2 - 2(y_{m,n})^2 + (y_{m-1,n})^2 \right\} \right] + \frac{\cos \theta}{s} (R_e - F - E)$$

x は斜面下端を原点にとった斜面上部方向への距離、 t は時間。

計算の結果、理論式による浅層地下水位の推定値は、観測地下水位ときわめてよく一致することがわかった。

I ま え が き

山地の浅い土層内における地下水(浅層地下水)の動きに関する研究は、山地斜面の崩壊機構や、山地における降雨水の流出機構、および林地土層の貯水機能などを解明する上できわめて重要な研究課題である。

山地崩壊と地下水の関係については、武居の地下水面の変動による土層安定条件の変化についての理論的考察¹⁰⁾、寺島らの斜面下部の局所的崩壊と地下水の関係についての模型実験¹²⁾などの研究があり、浅層地下水の動きが崩壊の重要な誘因であることが知られている。これに対し、後者の山地の流出機構や林地土層の貯水機能に関しては、降雨水流出の重要な形態である地下水流出の研究は少ないようである。

ところで、地下水面の理論的考察については福尾⁹⁾、Horton⁴⁾、飯田⁵⁾、川谷⁷⁾などの研究があるが、いずれも山地の自然状態での地下水位資料を用いた検証は行われていない。山地における自然状態の浅層地下水位の観測は少なく、藤枝ら⁶⁾、勝見ら⁸⁾、北原ら³⁾、中川ら⁹⁾、谷ら¹¹⁾の報告があるが、理論的考察は行われていない。このように山地の浅層地下水位の動態に関する理論的な検討が不十分なのは、地下水位

が地形要素に大きく影響されること、観測井の掘削および地下水位の観測がむずかしいことなどによるものと考えられる。

筆者らは、林業試験場北海道支場羊ヶ丘実験林およびその周辺林地などに、深さ約 1.5 m の浅井戸を多数掘削し、1979 年夏期より地下水位の観測を行っている。得られた観測値の一部を用いて地下水位変化の解析を行った結果、浅層地下水位の変化は、降雨量、深層浸透量、蒸発散量を含めた非定常自由地下水面式によく適合することが判明したので報告する。

なお、本研究は別枠研究「山地傾斜地における草地畜産管理システムの確立に関する総合研究」の一部として行ったものである。

II 地下水位の観測方法と観測地

地下水位観測のための浅井戸は、Fig. 1 に示すように当支場羊ヶ丘実験林内およびその周辺林地など

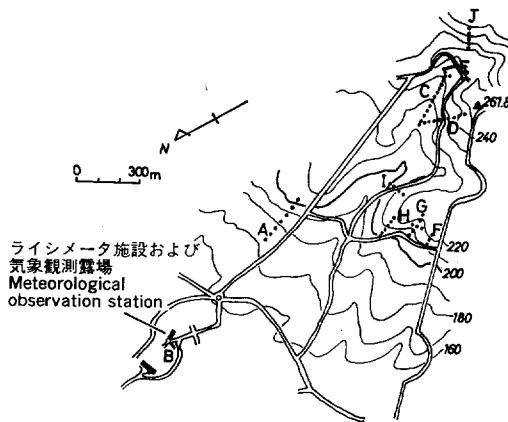


Fig. 1. 浅井戸列の配置
Location of shallow well lines.

に約 70 本設置した。浅井戸は、各斜面や谷に沿って並ぶ 3～16 本を 1 組とし、全部で 11 組 (A～J および T) の浅井戸列を構成している。各浅井戸列の浅井戸番号は、斜面下部から順に A-1, A-2, A-3, …… のようにつけた。個々の浅井戸は、塩化ビニル有孔管 (全長 2 m, 内径 10 cm または 20 cm の 2 種類) を用いて、地下部は約 1.5 m, 地上部は約 0.5 m となるよう埋設した。

自記水位計を 7 本の浅井戸 (A-2, 4, C-1, 6, 16, E-2, 5) に設置して、12 月から 3 月までの厳冬期を除いて地下水位変化を自記させている。この自記水位計による観測のほかに週 2～3 回程度の実測を行っているが、大雨時およびその直後などには随時実測を行っている。

この報告の解析には、これらの地下水位資料のうち、非集水地形で土壤が攪乱されていない林地に設置した E 浅井戸列の地下水位資料を使用した。

E 浅井戸列は、4.7 度の傾斜面に沿って E-1～5 の 5 本の浅井戸で構成されている (Fig. 2)。この斜面は非集水地形で平衡斜面である。E 浅井戸列周囲の林相は、シラカンバにハルニレなどの混じ

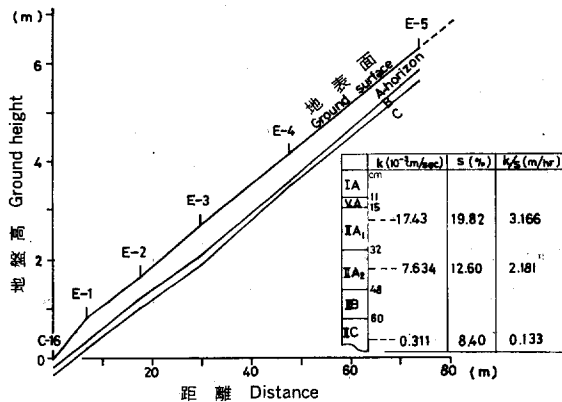


Fig. 2. E 浅井戸列の縦断面と E-2 付近の土壤物理性
Profile of E shallow well line and soil property at E-2.

ったう閉度約0.8の落葉広葉樹林で、シラカンバの胸高直径は12~42 cm、樹高は8~14 mである。また広葉樹林下には、樹高1 m前後のトドマツ、エゾマツ、アカエゾマツが、1.8×1.8 mの方形に樹下植栽されている。このほか林床には、チシマザサの稚苗(桿高15~25 cm)が散生している。

E浅井戸列の一例として、E-2付近の土壤断面と土壤物理性をFig. 2に示す。A層は層厚48 cmで火山灰の薄層を含み、B層は層厚12 cmで、A、B層はあわせて60 cmである。A、B層は深は、大小の礫を含む粘土質の野幌層で占められ非常に固結している。なお、A、B層の層厚は、E-1~5および林内各所ではほぼ同じである。

図中の k は透水係数、 s は有効間隙率である(後述)。ただし有効間隙率 s は次のようにして求めた。まず土壤採取円筒の上面まで静水中に48時間浸したのち、上下の両蓋を水中でかぶせすみやかに取り出して重量を測定し、そのあと、上蓋をゆるめ下蓋は取りはずしわずかに傾けて自然排水させる。それを48時間後に計量し、両者の重量の差を円筒容積で除して求めた。この求め方は従来の国有林野土壤調査法と異なり、土壤資料を完全に水浸させるので、きわめて粗な孔隙中を満たす重力水量も計測できる。したがって、地下水位変化を決定する有効間隙率 s の計測方法としてより合理的と思われる。

さて土壤物理性は地下60 cmを境に著しく異なり、特に地下水位変化の重要な要素である k/s 値(後述)は $\frac{1}{16}$ 以下に変化する。なお、土層内の根系分布は地下約60 cmまでである。

E浅井戸列の自記水位計はE-2およびE-5に設置され、E-2の水位計の記録縮尺は1981年4月以降は $\frac{1}{1}$ で、それ以前は $\frac{1}{10}$ である。E-5の記録縮尺は $\frac{1}{10}$ である。

気温と降水量は、E浅井戸列から約1.8 km離れた当支場ライシメータ気象観測露場で通年観測されている。日射量については、E浅井戸列から約3.5 km離れた北海道農業試験場気象観測露場の資料⁹⁾の提供を受け、これを使用した。

III 地下水縦断面の年変化

1981年3月から12月までの、各月の最初の観測日におけるE浅井戸列の地下水縦断面をFig. 3に示す。E浅井戸列の地下水縦断面の年変化の概略を記すと以下のとおりである。

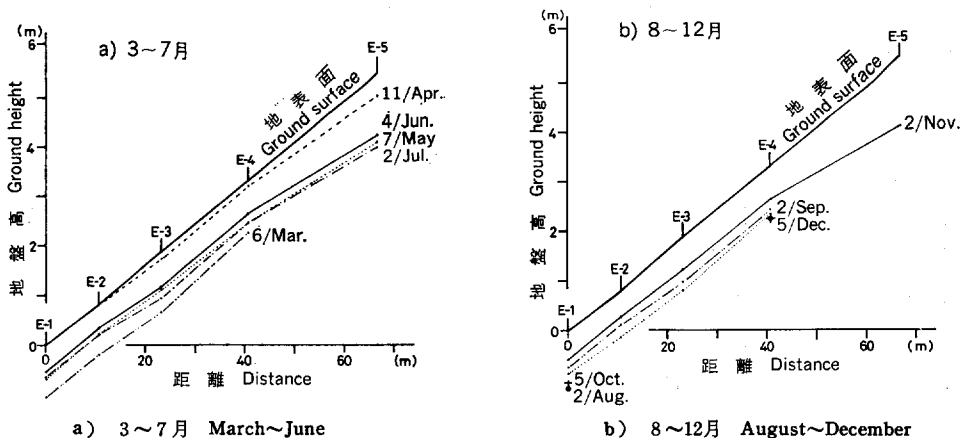


Fig. 3. 地下水縦断面の年変化 (1981年)

An annual change of profiles of groundwater levels (1981).

3月6日の観測では融雪は始まっていず、地下水位は各浅井戸で地下1m以深で、特にE-5では地下1.5m以深となり観測されなかった。4月の融雪期には各浅井戸とも地下水位は上昇し、斜面下部にあるE-1, 2では地表面に達した。またE-3, 4においても地下水位は地表面近くまで上昇した。5月から7月までのE浅井戸列の地下水面は、先行雨量によって上昇下降を繰り返し、地下約0.5~1mの範囲内に存在した。7月下旬から8月初めには晴天が続き、地下水位は下降し、8月2日の地下水位はわずかにE-1とE-4に観測されるだけになった。8月4日から9月にかけては、1降雨量が100mmを越す大雨が4回あり、E-1~4の地下水位は地表面に到達あるいは接近した。9月中旬から10月上旬にかけては晴天が続き、10月5日には地下水位はE-1とE-4だけに観測された。そのあとは12月5日まで、雨または融雪水によって地下水位は上昇下降を繰り返し、E-5以外は常時地下水位が観測された。

以上がE浅井戸列の地下水位の年変化であるが、E-5の地下水位は融雪期や大雨後短期間以外は観測されず、また地下水位変化も他のE-1~4に比べ減水レートが大である。この確かな理由は不明であるが、E-5が林道沿いにあるためにその影響が現れているものとも考えられる。すなわち、林道によってA, B層を切断されたために、A, B層中を斜面下部へ流下すべき水分が林道により遮断されたと考えられる。したがって、解析資料には、E-1~4の1980年と1981年の観測値を使用した。なかでも特に、自記水位計を設置したE-2を中心にE-1~3の各浅井戸の資料を使用した。

IV E-2 浅井戸における地下水位変化

自記水位計の設置してあるE-2の1980, 1981両年の地下水位変化をFig. 4に示す。*印は、地下水位が降雨のため急上昇して自記水位計がスケールアウトしたことによる欠測と、地下水位が浅井戸の底以下に低下した期間を示している。両年の地下水位変化の概略を以下に述べる。

1980年：観測期間3月26日~11月4日。

3月26日にはすでに融雪は開始しており、以後4月30日の消雪日まで融雪による地下水位の日周変化が続いた。地下水位が地下約15cm以内に存在する時には、林内の凹地に湛水面が観測された。5月から10月にかけては、地下水位は降雨に敏感に反応するが、この年は大雨がなく地下水位は地表面に到達していない。9月から10月にかけては降雨量が少なく、10月には地下水位は浅井戸の底（地下約110cm）以深になった。

1981年：観測期間3月6日~11月24日。

3月15日の降雨により地下水位は急上昇した。4月の融雪期には、前年同様の日周変化がみられたが、この期間に20mm以上の降雨があると特に激しく上昇し地表面に到達している。消雪日は4月24日で、以後地下水位はしだいに低下した。5月から10月にかけては、前年同様降雨に敏感に反応した。7月は降雨量が少なく、地下水位は浅井戸の底以下になった。8月から9月上旬にかけては大雨が4回あり、再三地下水位は地表面に到達し地表流が観測された。9月中旬から10月上旬は降雨量が少なく、地下水位は浅井戸の底以下となったが、10月中旬以後の降雨で地下水位は急上昇し、その後上下を繰り返しながらしだいに低下した。10月下旬からは降雪期になり根雪開始は11月22日であった。この時期は暖かい日があると積雪の一部が融け、融雪水の供給によって地下水位は上昇した。

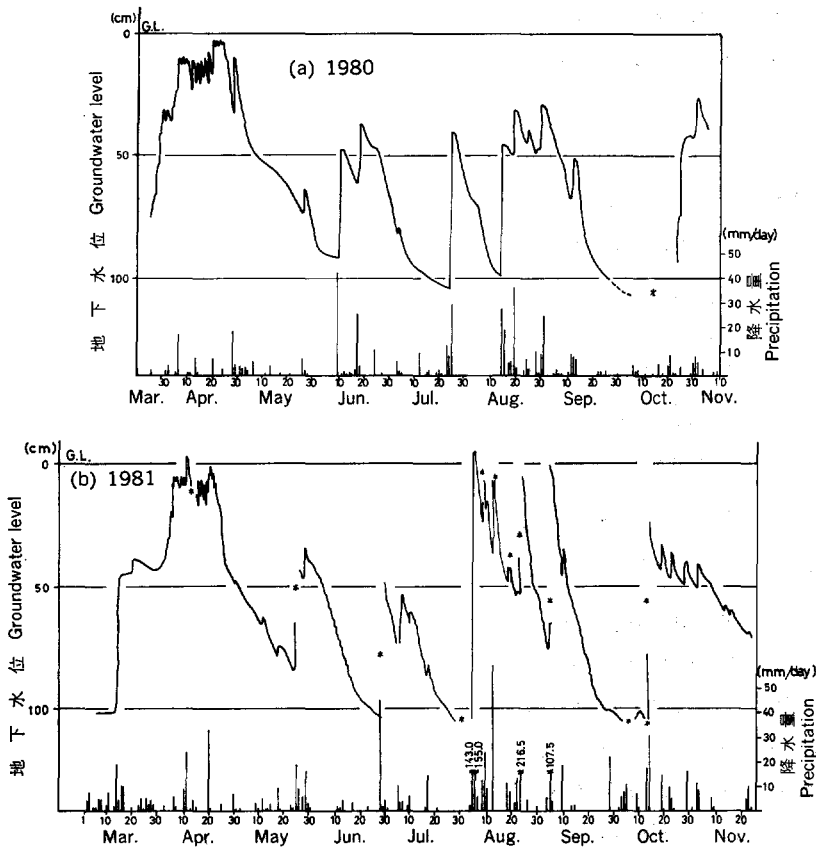


Fig. 4. E-2 の地下水位変化
Change of groundwater level at E-2.

V 地下水面式

斜面の条件は非集水地形で平衡斜面とする。斜面の浅い土層は透水層で、その下底には難透水層が存在するが、この難透水層の走行は地表面と平行であるとする。浅層透水層内では、透水係数 (k) と有効間隙率 (s) が均一と仮定する。

以上の条件下で、斜面の単位幅あたりを移動する流量 (Q) についての運動方程式は、ダルシー則より次式ようになる。

$$Q = kIy \quad \dots\dots\dots(1)$$

y は難透水層から垂直に測った水位、 I は動水勾配で斜面下端を原点にとると、

$$I = \sin \theta + \cos \theta \frac{\partial y}{\partial x} \quad \dots\dots\dots(2)$$

θ は斜面の傾斜角、 x は斜面下端を原点にとった斜面上部方向への距離である。

一方、連続方程式は、

$$\frac{\partial Q}{\partial x} - s \frac{\partial y}{\partial t} = (-r_e + f + e) \cos \theta \quad \dots\dots\dots(3)$$

r_e : 単位時間に地下水面に到達した重力水量, f : 単位時間に難透水層へ浸透する水量,
 e : 単位時間の蒸発散量。

(1), (2), (3) 式より,

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{k}{s} \left\{ \sin \theta \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\cos \theta}{2} \frac{\partial^2 y^2}{\partial x^2} \right\} + \frac{\cos \theta}{s} (r_e - f - e) \dots \dots \dots (4)$$

(4) 式は非定常自由地下水面式であるが, 二階非線形偏微分方程式で解は容易に得られない。よって飯田⁵⁾にしたがひ以下のとおり差分式で表す。

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial y}{\partial t} \right)_{m,n} &= \frac{y_{m,n+1} - y_{m,n}}{\Delta t} \\ \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right)_{m,n} &= \frac{y_{m+1,n} - y_{m-1,n}}{2 \Delta x} \\ \left(\frac{\partial^2 y^2}{\partial x^2} \right)_{m,n} &= \frac{y_{m+1,n}^2 - 2(y_{m,n})^2 + (y_{m-1,n})^2}{(\Delta x)^2} \end{aligned}$$

これらを (4) 式に代入して整理すると,

$$y_{m,n+1} = y_{m,n} + \frac{k \Delta t}{2s \Delta x} \left\{ \sin \theta (y_{m+1,n} - y_{m-1,n}) + \frac{\cos \theta}{\Delta x} \left[(y_{m+1,n})^2 - 2(y_{m,n})^2 + (y_{m-1,n})^2 \right] \right\} + \frac{\cos \theta}{s} (R_e - F - E) \dots (5)$$

R_e : Δt 時間の有効雨量, F : Δt 時間の深層浸透量, E : Δt 時間の蒸発散量。

(5) 式を用いて, E-1~3 浅井戸の観測資料から Δt 時間後の E-2 の地下水位を推定し, 実測値と比較する。解析は次のようにすすめた。まず右辺第 3 項を確定するため, 晩秋期の蒸発散を無視できる期間の地下水位資料から 1 日あたりの F を, 次に暖候期の地下水位の日周変化から E を, そして降雨に対する地下水位上昇の有無から R_e を決定した。これに対し (5) 式の右辺第 2 項については, 晩秋の大雨資料を用いて検証した。最後に, (5) 式全体を盛夏の約 1 か月間の資料を用いて検証した。

VI 深層浸透量 (F) の決定

深層浸透量 F は次の条件の資料から決定した。

- ① 地下水位が地下 60 cm 以深の資料。地下 60 cm を境に難透水層が存在し, 地表面から地下 60 cm までの範囲の地下水は, 斜面に沿って流下する流量が多いと考えられるが, 地下 60 cm 以深の地下水位変化は深層浸透量をあらわし, ややゆるやかな減水曲線を示す。
- ② 蒸発散項を無視できる期間の資料。当支場羊ヶ丘実験林では晩秋から融雪期までである。
- ③ 降雨または融雪の影響のない資料。

上記の 3 条件を満たすのは, 1981 年 11 月 19 日~22 日の資料であった。日減水深は少し変動があったが, 19 日 1.4 cm, 20 日 0.7 cm, 21 日 0.9 cm, 22 日 1.8 cm (Fig. 5) で平均すると 1.2 cm/day である。したがって 1 日あたりの深層浸透量 (F) は,

$$\frac{F \cos \theta}{s} = 1.2 \text{ cm/day}$$

より $F = 0.10 \text{ cm/day}$ である。

VII 蒸発散量 (E) の決定

1980, 1981 両年の E-2 における地下水位資料では, 蒸発散作用によると思われる日周変化は, 5 月下

旬から10月中旬までの期間で、地下水位が地下0~101 cm までの範囲にある時に観測された。特に6月から9月の期間では、蒸発散の影響によって日減水深は2~10 cm/day と非常に大きい値を示した。なお、E-2 付近の新葉の展開は、4月末から6月中旬までで、蒸発散による日周変化の現れる5月下旬は新葉の展開最盛期であり、また日周変化の終了する10月中旬は紅葉最盛期である。このように蒸発散による地下水位の日周変化の消長は、付近の植生の季節変化ときわめてよく一致している。

1980, 1981 両年の地下水位資料から、蒸発散量を決定するため次の条件の資料を選定した。

① 地下水位が地下60~90 cm の範囲にある場合の資料。この層間は野幌層で比較的均質であり、減水勾配は一定であると考えられる。また減水勾配は、A, B 層に比べゆるやかである。地下90 cm 以深では減水曲線はやや異なる。

② 無降雨期間、または1降雨量5 mm 以下(後述)の降雨があっても地下水位に影響がほとんど認められなかった期間。

以上の2条件を満たす各月の日数の合計は、1980年では5月計10日、6月計4日、7月計4日、8月計7日、9月計6日、10月計0日、1981年では5月計11日、6月計7日、7月計7日、8月計0日、9月計8日、10月計0日、11月計4日であった。これらの資料から1981年の減水の一例を Fig. 5 に示す。図示したように各月とも特徴ある減水曲線をあらわし、特に6, 7, 9の各月は、蒸発散による明瞭な日周変化が認められる。

これらの資料から日減水深を求め、日蒸発散量の推定式と比較した。日蒸発散量の推定は、以下の方法で行った。

PAVLOV の経験式¹⁸⁾は、

$$N = A(W + w) - 14 \quad \dots\dots\dots(6)$$

ここで N は純放射量 ly/day, $W + w$ は全短波放射量であるが、日射量 ly/day とほぼ同値であるので日射量を用いる。

A はアルベドに関係した係数で、

$$A = 0.85 \exp(-0.0192a) \quad \dots\dots\dots(7)$$

ここで a はアルベドで広葉樹の場合 0.15~0.20 であるが、計算には 0.17 を用いた。

(6), (7) 式より日射量から純放射量を求め、次に蒸発散量 (E , mm/day) は (8) 式から求めた。

$$E = \frac{0.9N}{l} \times 10 \quad \dots\dots\dots(8)$$

ここで l は水の蒸発潜熱で 580 cal/gr である。

(6), (7), (8) 式を整理すると (9) 式のように表される。

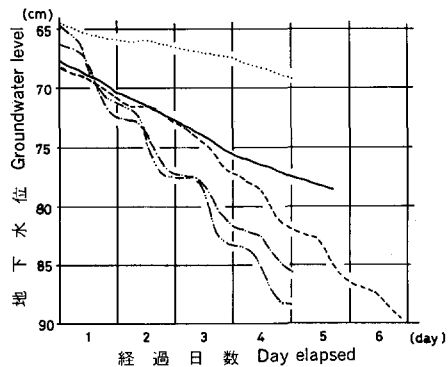


Fig. 5. E-2 の減水曲線例 (1981年)
Examples of recession curves at E-2, 1981.

(——) May 14~18, (---) Jun. 11~16,
(-·-) Jul. 13~16, (-··-) Sep. 16~19,
(·····) Nov. 19~22.

$$E = 0.0131(W + w) - 0.22 \quad \dots\dots\dots(9)$$

また日減水深の推定値 (D , mm/day) は, $D = E/s$ である。

(9) 式によって日射量だけから日蒸発散量を推定した。Fig. 6 に 1980, 1981 両年の地下水位の実測日減水深と, (9) 式による日蒸発散量の推定値との関係を示す。なお実測日減水深の値には, 深層浸透量 F も含まれている。実測日減水深と推定日蒸発散量との関係は, 両年とも似た傾向を示した。すなわち 5 月は一定の日減水深を示し, 推定日蒸発散量と無関係である。5 月の日減水深が 11 月の日減水深 (F 値) よりやや大きいのは, 新葉の展開などに使用される水量が含まれていることによると考えられる。6 月は, 日減水深と推定日蒸発散量との間に直線関係がみられるようになるが, そのばらつきは大きい。7, 8 月は, 直線関係がより明瞭となりばらつきも少ない。9 月は, 日減水深は大きいがかかなりばらつく。10 月は, 両年とも資料が得られなかった。11 月は, 5 月よりもさらに日減水深は小さく, この時期の減水は深層浸透量だけによると考えられる。

以上のように, 日減水深と推定日蒸発散量との関係はややばらつきが大きい, 7, 8 月では直線関係,

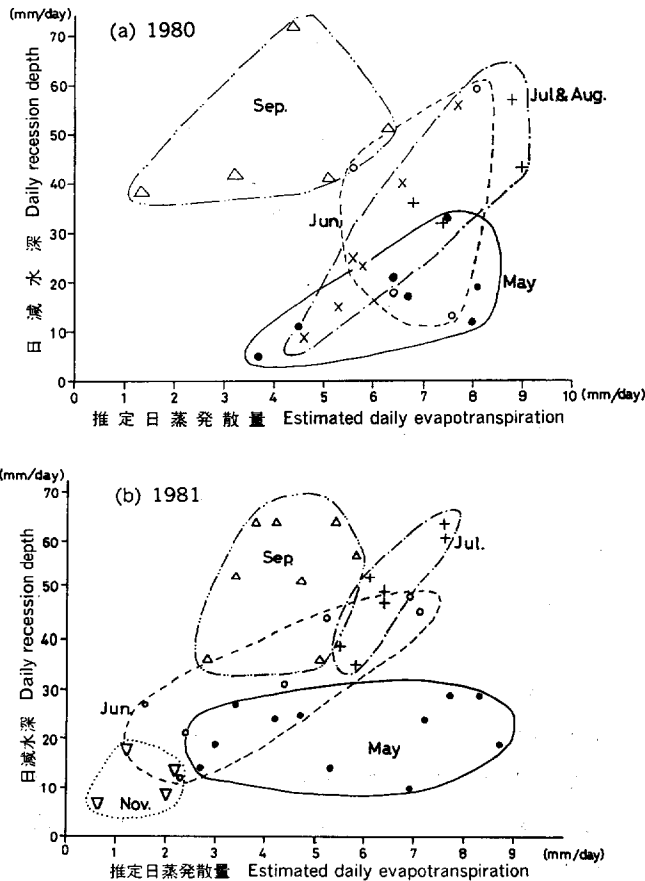


Fig. 6. 日減水深と推定日蒸発散量との関係
Relationship between daily recession depth and estimated daily evapotranspiration.

5, 11月では無関係である。換言すると, 7, 8月のこの付近の林地の蒸発散量は日射量と直線関係があるが, 6月および9月の蒸発散量は風など他の要因にも影響されると考えられる。また5月および11月の蒸発散量は, 0に近いと考えられる。推定日減水深 (E/s) はまた, 日減水深に比べかなり過大な値を示すので, 5月および10月以降の日蒸発散量は0とし, 6月から9月までの期間は(9)式のまま使用する。

なお今後, 森林の実蒸発散量は, 地下水位変化の詳細な解析によって定量化されると考えられる。

VIII 有効雨量 (R_e) の決定と降雨に対する地下水位上昇の遅れ

降雨の一部は地下水面に到達するまでに, 樹木や草本による遮断とか, 土壤水分不足量への補給によって損失する。したがって地下水位を予測するには, 損失雨量を算出し有効雨量 (R_e) を求める必要がある。Table 1 に, 1降雨量と地下水位上昇の有無について示す。1980, 1981両年とも5月1日から11月3日までの資料である。ただし, 地下水位の欠測期間と地下水位が浅井戸の底以下にあったため, 観測できなかった場合は除いてある。

E-2 と降雨量観測露場とは約 1.8 km 離れているので, 降雨量にやや差があると考えられるが, 両年とも約 5 mm 以上の降雨があると地下水位は上昇した。この 5 mm 前後の降雨量は損失雨量と考えられる。損失雨量をさらに季節別にみると, 5月(新葉展開期)と10月(落葉期)のような着葉量の少ない時期と, 6月から9月までの着葉期とは少差がみられた (Table 1)。すなわち1降雨量を R (mm) とすると, 1降雨量に対する有効雨量 (R_e , mm) は, 落葉期または着葉量の少ない時期では,

$$\left. \begin{aligned} R_e &= 0 && (R < 4.0 \text{ の場合}) \\ R_e &= R - 4.0 && (R \geq 4.0 \text{ の場合}) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(10)$$

着葉期では,

$$\left. \begin{aligned} R_e &= 0 && (R < 6.0 \text{ の場合}) \\ R_e &= R - 6.0 && (R \geq 6.0 \text{ の場合}) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(11)$$

である。計算には, 1降雨の最初の4または6mmを損失雨量として Δt 時間の有効雨量を決定した。

一方, 降雨に対する地下水位上昇の時間の遅れは, 地下水位変化を推定する上で重要な要素となる。Fig. 7 に, 降雨に対する地下水位上昇の時間の遅れとその時の地下水位との関係を示す。時間の遅れは, 先に求めた損失雨量 (4または6mm) に達した時刻と地下水位上昇開始時刻との差とした。Fig. 7 に示した両者の関係は, 変動が大きく明確では

Table 1. 1降雨量と地下水位上昇の有無 (E-2)
Relationship between a rainfall and a response of groundwater level (E-2)

| 1降雨量 Rainfall* (mm) | 上昇有 Yes | 上昇無 No | 合計 Total | 備 考 Remark |
|---------------------------|------------|-----------|-------------|--------------------------------------------|
| 1.0> | 0 | 7 | 7 | |
| 1.0~ | 1 | 13 | 14 | Yes : 10/2 |
| 2.0~ | 1 | 9 | 10 | Yes : 8/30 |
| 3.0~ | 0 | 6 | 6 | |
| 4.0~ | 3 | 2 | 5 | Yes : 5/13, 5/30, 10/25 No : 6/13, 8/26 |
| 5.0~ | 3 | 1 | 4 | Yes : 5/6, 5/11, 6/29 No : 8/17 |
| 6.0~ | 2 | 0 | 2 | |
| 7.0~ | 2 | 0 | 2 | |
| 8.0≤ | 36 | 0 | 36 | |
| 合計 Total | 48 | 38 | 86 | |

* Observed period : May 1~Nov. 3, 1980 and 1981

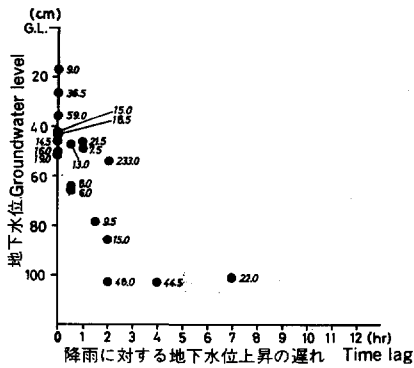


Fig. 7. 地下水水位と降雨に対する地下水水位上昇の遅れとの関係
Relationship between groundwater level and time lag of a response for a rainfall.

注) 図中の数字は一降雨量 (mm)
Remark) Number shows a rainfall amount (mm)

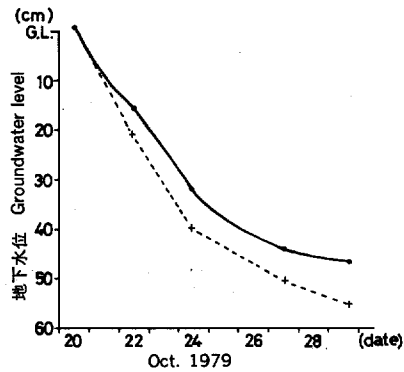


Fig. 8. 1979 年 10 月下旬の地下水水位変化
Change of groundwater level late in October 1979.
(—) Observed groundwater level
(---) Estimated groundwater level

ないが、地下 60 cm 以内に地下水水位が存在する場合の時間の遅れは、3 時間以内である。時間の遅れと地下水水位の関係が明確でないのは、降雨量、雨量強度、降雨直前の土壤水分状態など複雑な要因が絡んでいるためと考えられる。

以上のように、この付近の透水層中の地下水水位変化を、(5) 式を用いて日単位で検証する場合には、時間の遅れは無視できる。

なお、地下水水位上昇と降雨の関係については、損失雨量や時間の遅れの問題など今後検討しなければならない重要な課題が含まれている。

Table 2. 1979 年 10 月下旬の地下水水位計算資料
Used data for calculation of groundwater level late in October 1979

| 観測日 Date | 時刻 Time | 観測地下水水位 Observed groundwater level (cm) | | | 時間間隔 Δt | | 降雨量 R (mm) | 有効雨量 R_e (mm) | 期間深層浸透量 $F \Delta t$ (cm) | 蒸発散量 E (mm) | 推定地下水水位 Estimated (cm) |
|-------------|------------|--------------------------------------------|------|------|--------------------|------|---------------|--------------------|------------------------------|----------------|---------------------------|
| | | E-1 | E-2 | E-3 | hrs | days | | | | | |
| Oct. 20 | 12:00 | 58.6 | 61.2 | 40.4 | | | | | | | |
| | | | | | 47 | 1.96 | 2.5 | 0 | 0.196 | 0 | |
| 22 | 11:00 | 37.0 | 44.4 | 14.1 | | | | | | | 38.8 |
| | | | | | 47 | 1.96 | 0 | 0 | 0.196 | 0 | |
| 24 | 10:00 | 16.7 | 28.0 | 8.9 | | | | | | | 20.1 |
| | | | | | 74 | 3.08 | 0 | 0 | 0.308 | 0 | |
| 27 | 12:00 | 4.6 | 16.0 | 1.6 | | | | | | | 9.5 |
| | | | | | 52.5 | 2.19 | 0.5 | 0 | 0.219 | 0 | |
| 29 | 16:30 | — | 13.3 | — | | | | | | | 4.8 |

IX 晩秋期の地下水位変化

晩秋期の大雨直後で、しかもそのあとの降雨量が少ない期間の資料を使用して、(5)式の R_e と E を除いた部分の検証を行う。次に検討資料の概要を説明する。

1979年10月19日~20日にかけて154mmの大雨を記録し、地下水位は一気に地表面まで到達した。そのあと11月1日まで、約11日間の総降雨量はわずか3.0mmで、地下水位は減水した (Fig. 8)。Table 2 にこの期間の計算資料を示す。各変数については、 $\Delta t = 1.96 \sim 3.08$ day, Δx は浅井戸間隔で11.61 m, y_1, y_2, y_3 はそれぞれE-1, 2, 3の地下水位で難透水層からの深さに $\cos \theta$ を乗じた値である。 k/s はA, B層とも比較的近い値を示したので平均値を用いた。前述したように、この時期の蒸発散量は無視できるので $E = 0$, またこの時期の損失雨量は4mmであるので $R_e = 0$, 深層浸透量は $F = 0.10$ cm/day となる。

差分による水位の誤差 ϵ は次式で示される。

$$\begin{aligned} \epsilon_1 &= \frac{1}{\Delta t} (y_{m,n+1} - y_{m,n}) - \frac{\partial y}{\partial t} \\ \epsilon_2 &= \frac{k \sin \theta}{s \cdot 2 \Delta x} (y_{m+1,n} - y_{m-1,n}) - \frac{k \sin \theta}{s} \frac{\partial y}{\partial x} \\ \epsilon_3 &= \frac{k \cos \theta}{2s (\Delta x)^2} \{ (y_{m+1,n})^2 - 2(y_{m,n})^2 + (y_{m-1,n})^2 \} - \frac{k \cos \theta}{2s} \frac{\partial^2 y^2}{\partial x^2} \\ \epsilon &= \epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3 \end{aligned}$$

ここで $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ について具体的に検討する。 ϵ_1 については、Fig. 8 の実測値のように1~2日間の減水は直線で近似することができるので、誤差は小さいと考えられる。 ϵ_2 と ϵ_3 については、各浅井戸の地下水位の差に対して Δx が非常に大きいので、やはり誤差は小さいと考えられる。

Fig. 8 に示したように、(5)式の E と R_e を除いた式から算出した値は、実測値に比較してやや過小であった。この主な理由は k/s 値によるもので、 k/s 値を集積し精度を高めれば、さらに十分な結果が得られるものと考えられる。

X 盛夏の地下水位変化

これまで述べてきたように、(5)式のうち右辺第2項および R_e, F, E 項をそれぞれ分離して検証す

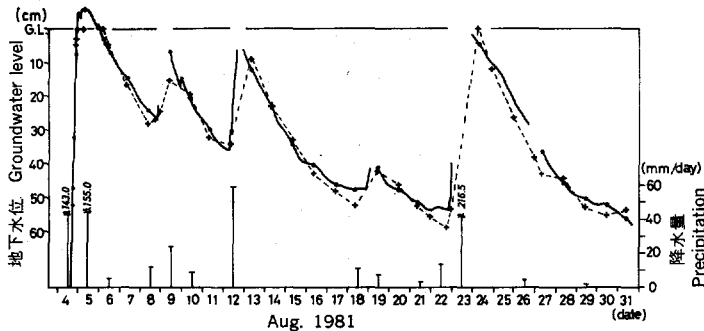


Fig. 9. 1981年8月の地下水位変化
Change of groundwater level in August 1981.
(-●-●-) Observed groundwater level
(-+-+-) Estimated groundwater level

Table 3. 1981 年 8 月の地下水位計算資料 (一部)
A part of used data for calculation of groundwater level in August 1981

| 観測日 Date | 時刻 Time | 観測地下水位 Observed groundwater level (cm) | | | 時間間隔 Δt | | 降雨量 R (mm) | 有 効 量 R_e (mm) | 期間深層 浸透量 $F \Delta t$ (cm) | 蒸 発 量 E (mm) | 推 定 地下水位 Estimated (cm) |
|-------------|------------|-------------------------------------------------|------|------|--------------------|-------|--------------------|------------------------------|-------------------------------------|----------------------------|-------------------------------------|
| | | E-1 | E-2 | E-3 | hrs | days | | | | | E-2 |
| Aug. 10 | 9:44 | 27.3 | 39.7 | 17.8 | | | | | | | 40.1 |
| | | | | | 23.6 | 0.984 | 0 | 0 | 0.0984 | 7.0 | |
| 11 | 9:21 | 18.6 | 30.2 | 11.1 | | | | | | | 27.6 |
| | | | | | 24.1 | 1.005 | 14.5 | 8.5 | 0.1005 | 6.2 | |
| 12 | 9:28 | 17.0 | 29.6 | 11.6 | | | | | | | 25.9 |
| | | | | | 24.6 | 1.025 | 44.5 | 44.5 | 0.1025 | 0.6 | |
| 13 | 10:04 | 36.1 | 47.3 | 21.0 | | | | | | | 51.0 |
| | | | | | 21.7 | 0.903 | 0 | 0 | 0.0903 | 3.0 | |
| 14 | 7:44 | 26.0 | 37.1 | 15.5 | | | | | | | 36.7 |
| | | | | | 25.5 | 1.061 | 0 | 0 | 0.1061 | 3.3 | |
| 15 | 9:12 | 16.6 | 25.8 | 8.9 | | | | | | | 27.0 |
| | | | | | 24.3 | 1.014 | 0 | 0 | 0.1014 | 7.1 | |
| 16 | 9:32 | 10.6 | 19.8 | 4.8 | | | | | | | 16.6 |
| | | | | | 24.2 | 1.008 | 0 | 0 | 0.1008 | 6.5 | |
| 17 | 9:43 | 5.5 | 13.9 | — | | | | | | | 12.1 |

ることができた。最後に 1981 年 8 月の資料を使用して、(5) 式全体の検証を行う。

この期間の E-2 の地下水位変化の概要を述べる。1981 年 7 月中旬から 8 月 3 日にかけて晴天が続き降雨量は少なく、地下水位は浅井戸の底以下に減水した。しかし 8 月 3 日深夜から 6 日朝まで総雨量 305.5 mm の大雨を記録し、地下水位は一挙に地表面まで到達した。そのあとも大雨が 3 回あり、約 1 か月間地下水位は地表面から 60 cm の範囲内を上下した。

この約 1 か月間の資料を用いて (5) 式全体を検証する。計算結果の一部を Table 3 に示す。計算方法は 1979 年 10 月の地下水位計算の場合と同様としたほか、 R_e は (11) 式を用い 1 降雨のうち初期の 6 mm を損失雨量として差し引いて計算し、また E の計算は (9) 式を使用した。Fig. 9 に実測値と計算値を示す。図示したように蒸発散項 E の値が過大なため、計算値は実測値よりもやや小さいが、比較的よく両者は一致しており、(5) 式は地下水位変化の推定に十分使用できる。

XI おわりに

今後は、急傾斜面における浅層地下水位の変化、および地形要素を加えた三次元流の実証を行っていきたい。また地下水位変化の重要な要素である k/s 値を、地被条件別とか土壌母材別に集積していく必要がある。一方、比較的緩斜面では、蒸発散が地下水位に非常に大きく影響するので、森林の蒸発散量の実測方法を含めて定量化していく必要がある。

末尾ながら、当支場羊ヶ丘実験林内の地下水位観測を行うにあたって、当支場実験林室長 勝見精一技官はじめ実験林室の方々に数々の便宜を図っていただいた。ここに深く感謝する。

XII 摘 要

(1) 山地の浅い土層内における地下水の動きを研究するために、北海道支場羊ヶ丘実験林内などに約70本の浅井戸を掘削した。各浅井戸の深さは約1.5mで、地下水位観測は1979年夏期より継続している。このうち、非集水地形で、緩斜面の落葉広葉樹林地内に設置したE浅井戸列(E-1~5)の地下水位変化の資料を解析に供した。

(2) 地下水縦断面の1981年の年変化は以下のとおりであった。融雪期以前の各浅井戸の地下水位は、地下1m以深であったが、4月の融雪期には各浅井戸とも水位は上昇し、斜面下部にあるE-1, 2浅井戸では地表面に達した。7月下旬から8月初めに晴天が続いた時は、すべての浅井戸で地下水位が1m以深になった。8月から9月の大雨では、E-1~4の地下水位は地表面に到達あるいは接近した。

(3) 地下水位変化には蒸発散が大きく影響することが判明した。蒸発散による地下水位の日周変化は、5月下旬(新葉展開最盛期)から10月中旬(紅葉期)までの期間で、地下水位が地下0~101cmまでの範囲にある時、観測された。日減水深は各月によって差がみられ、日射量だけを用いた推定日蒸発散量と比較を試みた。

(4) 1降雨量と地下水位上昇の有無についての関係から損失雨量を求めた。損失雨量は、着葉期と着葉量の少ない時期とでは差がみられた。

(5) 有効雨量、深層浸透量、蒸発散量を含めた地下水位変化に関する理論式を導いた。この式を差分式に変換し、E-1~3における1981年8月の観測資料を用いてE-2の翌日の地下水位を推定した。その結果、推定地下水位と実測地下水位はよく一致し、理論式で地下水位の変化を推定できた。

引用文献

- 1) 藤枝基久・阿部敏夫・岸岡 孝：山地小流域における井戸水位調査の一例。日林関西支講，31，299~302，(1980)
- 2) 福尾義昭：斜面透水層中の浸透流。京大防災研年報，13(A)，565~572，(1970)
- 3) 北海道農業試験場農業気象研究室：昭和55，56年羊ヶ丘気象月報，(1980，1981)
- 4) HORTON, R. E.: Maximum groundwater levels. American Geophysical Union, 344~348, (1936)
- 5) 飯田 修：非定常自由地下水面に関する実験的研究。日林誌，58，1~5，(1976)
- 6) 勝見精一・塩崎正雄：表層地下水位の変化。北方林業，32，243~246，(1980)
- 7) 川谷 健：急傾斜面上での浸透流について(数値計算例)。第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集，60~61，(1974)
- 8) 北原 曜・遠藤泰造・真島征夫・阿部和時：蒸発散による浅層地下水位の減水について。日林北海支講，30，274~276，(1982)
- 9) 中川 鮮・島 通保：上嵯峨地すべり地の地下水について(続)。京大防災研年報，21(B-1)，323~332，(1978)
- 10) 武居有恒：山くずれの平衡条件に対する地下水流の影響について。新砂防，55，1~15，(1964)
- 11) 谷 誠・福島義宏・鈴木雅一：山腹斜面における地下水位の観測結果。91回日林講，411~413，(1980)
- 12) 寺島治男・福園輝旗・森脇 寛：斜面崩壊機構に関する実験研究(斜面下部の崩壊について)。新砂防，102，18~24，(1977)
- 13) 内島善兵衛：技術者のための農業気象学講座。農業技術，19，(1964)

Change of Groundwater Level in a Subsurface Soil
Layer of a Gentle Hillside in Forest

Hikaru KITAHARA⁽¹⁾, Taizo ENDO⁽²⁾, Yukio MASHIMA⁽³⁾
and Kazutoki ABE⁽⁴⁾

Summary

Many shallow wells were made along the slopes and the bottoms in the experimental forest of Hokkaido Branch (Fig. 1) to study the change of groundwater level in the subsurface soil layer. Each shallow well has a depth of 1.5 m under the ground surface. The groundwater levels were observed from the beginning of March to the end of November every year since 1979.

In this paper, the data of groundwater level at E shallow well line on the gentle hillside in broadleaved forest were reported. E shallow well line has five wells designated E-1, 2, 3, 4 and 5.

The monthly profile of groundwater level at E shallow well line in 1981 and the change of groundwater level at E-2 in 1980 and 1981 were shown in Fig. 3 and 4.

The change of groundwater level was influenced significantly by the evapotranspiration. The diurnal change by the evapotranspiration was observed from the latter part of May, the flushing and developing period, to the middle of October, the yellow coloring period, in the range of 0 to 101 cm under the ground.

The loss amount of rainfall was calculated by a rainfall and the response of groundwater level. A difference in the loss amount of rainfall was recognized between leafless period

$$R_e = 0 \quad (R < 4.0)$$

$$R_e = R - 4.0 \quad (R \geq 4.0)$$

and leafy period

$$R_e = 0 \quad (R < 6.0)$$

$$R_e = R - 6.0 \quad (R \geq 6.0)$$

in which R_e (mm) was an effective rainfall and R (mm) was a rainfall.

The data of groundwater level observed at E shallow well line were analyzed by an unsteady free surface groundwater level equation as follows:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{k}{s} \left\{ \sin \theta \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\cos \theta}{2} \frac{\partial^2 y^2}{\partial x^2} \right\} + \frac{\cos \theta}{s} (r_e - f - e)$$

where

t : time, T;

x : distance along the aquiclude, L;

y : groundwater depth measured vertically from the aquiclude, L;

θ : gradient;

k : coefficient of permeability of the subsurface soil layer, LT^{-1} ;

Received July 7, 1982

(1) (3) (4) Hokkaido Branch Station

(2) Kansai Branch Station

- s : effective porosity of the subsurface soil layer, dimensionless;
 r_e : effective rainfall rate, LT^{-1} ;
 f : aquiclude leakage rate, LT^{-1} ;
 e : evapotranspiration rate, LT^{-1} ;

The equation described above can be rewritten in the form of difference equation as follows :

$$y_{m,n+1} = y_{m,n} + \frac{k \Delta t}{2s \Delta x} \left[\sin \theta (y_{m+1,n} - y_{m-1,n}) + \frac{\cos \theta}{\Delta x} \left\{ (y_{m+1,n})^2 - 2(y_{m,n})^2 + (y_{m-1,n})^2 \right\} \right] + \frac{\cos \theta}{s} (R_e - F - E)$$

where

- R_e : effective rainfall for the time of Δt , L;
 F : aquiclude leakage for the time of Δt , L;
 E : evapotranspiration rate for the time of Δt , L.

The R_e value was calculated by a rainfall and the response of groundwater level. The daily aquiclude leakage was calculated from the date of groundwater level in late autumn when evapotranspiration seemed to be a negligible amount. The daily evapotranspiration was estimated by PAVLOV's equation using insolation.

By these three terms and the groundwater levels of three shallow wells, E-1, 2 and 3, the groundwater level of E-2 well was estimated and compared with the observed one as shown in Fig. 9.

The estimated groundwater level was fairly well fitted with the observed one. The result showed that the change of groundwater level in the subsurface soil layer could be explained well by the theoretical equation including coefficient of permeability, effective porosity, gradient, rainfall, aquiclude leakage and evapotranspiration.