

砂丘地の水収支

矢野 友久*

Water Balance of Sand Dune

Tomohisa YANO

Faculty of Agriculture, Tottori University

1. まえがき

わが国における砂丘地の総面積は約24万haといわれているが、戦前はその多くが不毛地か砂防用の林地であった。戦後、散水かんがい技術の導入、砂丘地に適する作物の導入などにより、砂丘地の農業開発は急激に進み、高度な園芸地帯に変わりつつある。

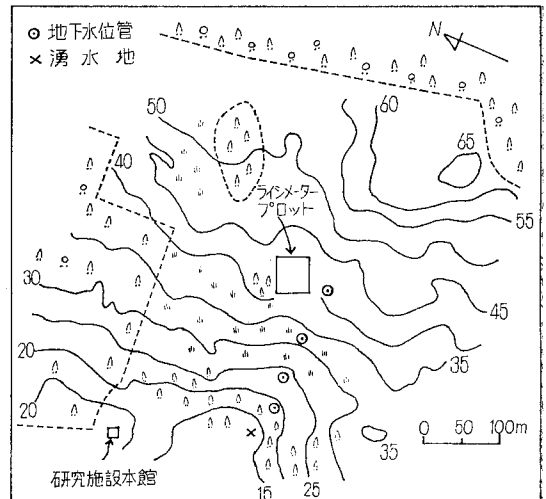
砂丘地では、砂の水分保留量が小さいために、年間を通じて根群域における有効水分量はしばしば欠乏し、干バツの害を受けやすいので、かんがいの必要度が高く、高度な水管理技術が要求される。かんがい用水量の決定あるいは合理的な水管理のために、水収支項の一つである蒸発散量の把握が重要な問題である。一方、水資源の観点からみると、砂丘砂は浸入能が大きいので、表面流去はほとんど生ぜず、蒸発散によって減少した水分量を補う以外は重力浸透によって地下水に供給される。砂の有効間ゲキ率は大きいので、湿潤地帯における砂丘地の地下水は水源として安定性がある。しかし、砂丘地の開発が進むにつれて、たとえば、裸地から作物栽培地や林地などに変えられたりするように、植生条件が変化した場合は水のバランスが変ってくる。将来の水文的予測をなすためにも、植生の有無あるいは植生の違いによる水収支の違いを把握しておく必要がある。

このような目的で、砂丘地における水収支について、主としてライシメーターによる水収支項の把握、地下水水位変化および地下水流量の観測を行っている。これまでに得られた結果を以下に述べる。

2. 実験ホ場の概況

実験ホ場は鳥取大学農学部付属砂丘利用研究施設構内の標高が海拔15~70mの起伏の多い丘陵地にあり、北側と東側を松林で囲まれた大部分が砂丘裸地である。この丘陵地内の標高約40mの位置に大きさ20×16mのプロットを設け、それらの中央にライシメーター（排水収支型3基、フローティング型1基、ウエイティング型1基）を

設置している。地内の北側諸々には火山灰土が露出し、この火山灰土、基盤岩などに粘土層が不透水層となり、地下水は地内の低所に湧出している。従来、地内の本格的な地質調査がなされていないので、地下水の分水界や帯水層の厚さなどは明らかでない（第1図）。



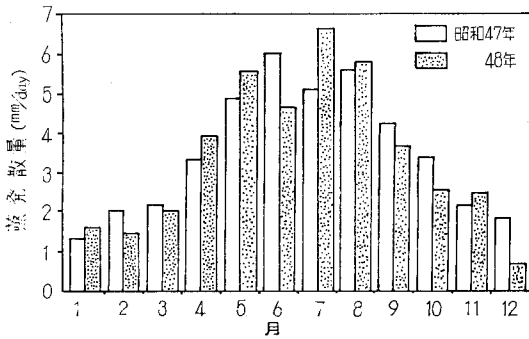
第1図 実験ホ場の概況

3. 観測結果と考察

(1) ライシメーターによる水収支

排水収支型ライシメーターは鉄筋コンクリート製、大きさ2×2m、砂層厚1mである。作物はオーチャードグラスとケンタッキー31フェスクの混植である。かん水は、植生区については前日までの降水量とライシメーターからの排水量をみながら、生育に適する比較的高い土壤水分を保ち、裸地区は自然降雨条件下においた。昭和47年および48年におけるライシメーター測定による水収支をかんがい期（4~9月）と非かんがい期に分けて第1表に示す。まず、47年4~9月の降水量が48年の同時期に比べて非常に大きいことが注目される。これは、47年7月の降水量が例年に比べて250mm程度多かったことによるものであり、その他の月は例年とほぼ同じであっ

* 鳥取大学農学部



第2図 蒸発散量の月別変化

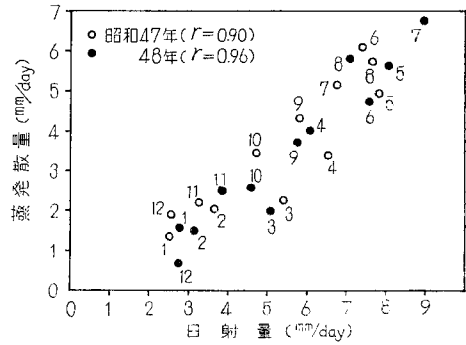
た。48年については、7、8月の降水量が異常に少なかったためである。蒸発散量は両年とも同様な傾向を示しており、年平均日蒸発散量は47年3.6mm、48年3.3mmであった。蒸発散量の月別日平均値の変化は第2図に示すように、山型分布を呈し、ピーク値は47年6月の6.1mm、48年7月の6.7mmであった。ピーク値は通常、7、8月に生ずるが、47年については、7、8月よりも気象条件に恵まれていたことと、生育状態も前後の刈りとの中間にあって良好であったことによる。砂面蒸発量は季節による変化は認められず、年平均日蒸発量は47年0.7mm、48年0.4mmと非常に小さい。これは、表面層の蒸発に対して、下層からの毛管保給が追いつかないので、毛管切断による気乾砂層を形成し、これが蒸発を抑制しているからである。蒸発散量については項をあらためて詳しく述べる。

第1表 ラインメーター測定による水収支成分

年	期間 (日数)	降水量 (mm)	カン水量 (mm)	蒸発量		浸透排水量	
				蒸発散 (mm)	砂面蒸 (mm)	植生区 (mm)	裸地区 (mm)
昭和47年	4~9月 (192日)	1323.9	593.6	936.6	145.5	942.9	1173.6
	10~3月 (164日)	973.9	95.4	354.9	91.0	716.4	888.2
48	4~9月 (183日)	471.6	975.6	929.6	94.5	537.1	395.6
	10~3月 (198日)	976.7	35.0	340.1	62.5	662.3	900.6

排水収支型ラインメーターは水収支の原理を応用したものであり、ラインメーター底部からの浸透排水量は蒸発散量、土壤保留量を満たす以外の余剰降水量であり、ホ場においては根群域下への深部浸透量として地下水に補給される量に相当する。ここで、浸透排水量の降水量とカン水量に対する割合を地下水補給率とすれば、植生区に対して50~60%、裸地区に対して約90%になり、地帯の有無による水収支の違いが著しい。

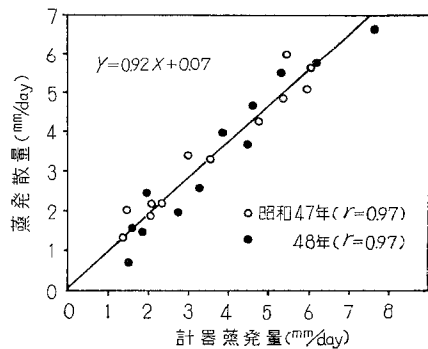
(2) 蒸発散量と気象要素



第3図 蒸発散量と日射量

蒸発散に影響する因子は、気象条件、作物条件および土壤水分条件に大別されるが、本実験の場合、土壤水分については、前記のように、蒸発散に対する制限因子とならないように十分なカン水を行った。作物条件については、葉面積指数が47年2~5、48年2~10であり、年間を通して植生の違いがかなりあり、48年の場合が47年よりも繁茂した状態であった。

蒸発散は蒸発の潜熱によるエネルギー伝達現象とみなすことができ、そのエネルギー源は太陽である。したがって、単独の気象要素としては、植被面の純放射量が蒸発散量に対してもっとも相関が強いといわれている。しかし、年間を通じて純放射量の測定値が得られていないので、代りに全短波放射量、すなわち日射量を用いて蒸発散量との関係を検討した(第3図)。ここで、日射量の単位は蒸発の潜熱(585cal/g, 20°C)で除して蒸発当量(mm/day)であらわし、また、図中の数字は月を示す。両者の関係は相関係数0.9以上であり、相関は非常に強いが、厳密にみると直線関係はなく、同じ日射量に対して春よりも秋に蒸発散量が多いというループ曲線を描いている。これは、大気と土壤の貯熱期(春)においては放熱期(秋)よりも熱エネルギーが蒸発散に少く使われるということによって説明できる。一方、計器



第4図 蒸発散量と計器蒸発量

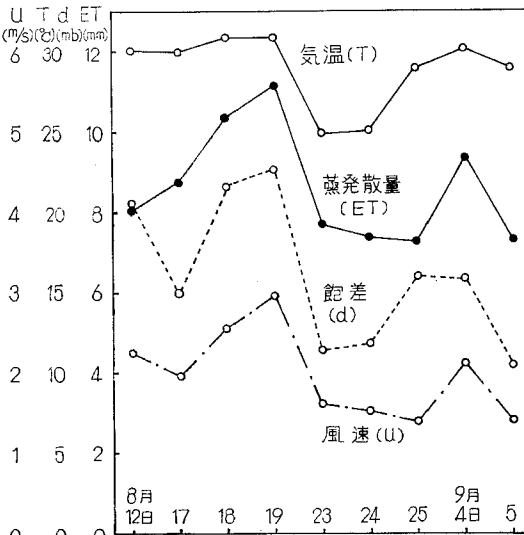
蒸発量は各気象要素の蒸発に対する総合的な効果の指標であり、その蒸発散量に対する相関はきわめて強いといわれている。両者の関係を第4図に示す。ここで、計器蒸発量は直径20cmの蒸発計をホ場に隣接した気象観測用露場に設置して測定したものである。相関係数はともに0.97であり、両者はほぼ直線関係を示す。47、48年において生育状態の違いがかなりみられ、また、年間を通して植生の質的变化がかなりあるにもかかわらず、両者がほぼ同様な直線関係を示すことは蒸発散に対して気象要素の影響が支配的であることを意味し、実用的には計器蒸発量によって蒸発散量を推定することが可能である。

前記の排水収支型ライシメーターでは短時間の蒸発散量の測定ができないので、代りに計量型ライシメーターが用いられ、わが国では間接計量型に属するフローティングライシメーターが主として用いられている。これは土槽（この場合、大きさ1.2×1.2m、砂層厚0.9m）をやや大きな水槽に浮かべ、その重量変化をアルキメデスの原理により間接的に測定し、蒸発量を求める装置であ

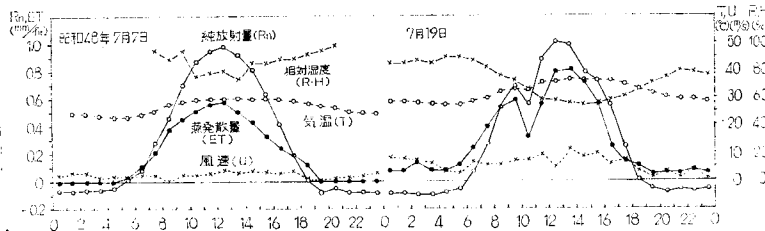
る。昭和47年8、9月の晴天日を選んで微気象観測を行った結果を第5図に示す。純放射量は300~400lyで大きく変化しなかったのに対し、蒸発散量は7~11mm(潜熱伝達量に換算すると、400~650ly)と非常に大きな変化を示した。図にみられるように、気温、飽差、風速ともに蒸発散量に強い影響を示しており、気温が高く、飽差ならびに風速が大きい条件のもとで蒸発散量が大きくなるといえる。熱収支式 $R_n = IE + A + S$ (R_n : 純放射量, IE : 潜熱伝達量, A : 顕熱伝達量, S : 地中熱伝達量) から A を逆算すると、 $-100 \sim -300ly$ となる。顕熱伝達量が負の値は、大気から植被面に熱エネルギーが向かうことを意味し、乾燥地によくみられる現象である。ただし、用いたライシメーターの植被面の高さが周囲より10cm程度高く、蒸発散に対する風の影響がより強くあらわれるために、実際のホ場の蒸発散量より若干大きな値を示していることは考えられる。しかし、植被上の温度プロフィールは植被面近くに最大温度が生じ、負の顕熱伝達量が存在することを裏づけている。この現象は、ホ場の周囲の高温で乾燥した裸地からの熱および水蒸気の移流によるものであり、熱収支法や空気力学的方法などの気象要素によって蒸発散量を推定する方法は、なるべく植被面近くで気象要素の測定を行わなければ大きな誤差を招く¹⁾。

フローティングライシメーターは構造上若干の問題があり、試作の機会が得られたので、直接計量型(ウエイイング)ライシメーターを製作した。これは精密な秤であり、土槽(直径2m、深さ1.5m)の風袋重量をテコの原理を応用して相殺する。降雨または蒸発により土槽に重量変化が生じた場合の計量サオの変位を検出し、変位から重量変化を知るものである。重量変化は自記記録される。記録計の最小日盛は500g(水深0.16mm)で、長期間の連続測定のために、加除オモリによる折返し記録機構を採用した(連続記録幅250kg)。ライシメーター底部からの排水は、土槽と周辺ホ場の水分条件をできるだけ等しくするために、フィルターを通して負圧をかけて重力水を吸引、排水する構造とした。

ウエイイングライシメーターによる蒸発散量の測定例を第6図に示す²⁾。ここで、気温、相対湿度、風速(高さ8m)は気象観測用露場において得られたものである。蒸発散量は、牧草が十分な生育を示していない状態での測定のために小さい値を示し、純放射量の総計は両月とも6.6mmに対して、蒸発散量は7日4.6mm、19日6.8mmと



第5図 蒸発散量と気象要素 (測定時間08:00~18:00, 高さ50cm)



第6図 蒸発散量と気象要素の時間変化

第2表 降水量の分布 (単位 mm)

年	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
昭和	44年	251.0	157.7	101.5	116.1	92.3	207.8	190.0	93.3	184.1	140.6	95.4	177.7	1807.5
	47年	231.9	224.1	121.0	97.2	120.2	183.4	473.6	136.9	275.8	141.8	162.5	189.2	2357.6
	48年	165.6	143.0	94.1	93.0	67.1	111.3	23.8	37.3	162.9	84.6	217.9	231.0	1431.6

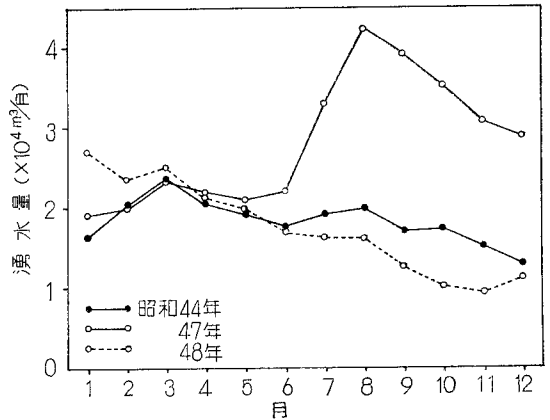
1.5 倍の違いを示した。気象要素の蒸発散量に対する影響は第5図と同様な傾向を示している。また、19日の10～11時における純放射量の急変に対して、蒸発散量も即座に反応することがよく現われている。

(3) 湧水量および地下水位変化

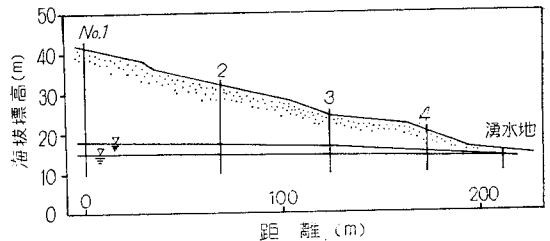
湧水量および地下水位の観測は第1図中に示す位置において、それぞれ3インチ型パーシャルフリュームによる自記記録および触針水位計(5日毎の手ばかり)によって行っている。昭和44, 47および48年の月降水量の変化を第2表に示す(45, 46年における湧水量と地下水位の観測は行っていない)。過去20年の年平均降水量は約2,000mmであり、44年は200mm少なく、47年は350mm多く、48年は600mm少ない。降水量の分布は、44年は全般的にやや少なく、47年は7月を除いて平均に近く、48年は7, 8月に異常に少ない値を示している。

3年間の月湧水量の変化を第7図に示す。年湧水量は44年22万 m^3 、47年34万 m^3 、48年21万 m^3 、であり、47年の大きい値は7月の集中豪雨(9～16日, 420mm)の影響によるものである。湧水量の年間変化は、1, 2月の降水による極大値が3月に生じ、夏季の湧水の影響で、11, 12月に極小値を生ずる傾向を示す。このほかに梅雨期に大きな降雨があれば、47年の場合のように、8月に第2の極大値が生ずる。47年の場合、7月の降雨が非常に多かったために、湧水量が急増し、その減少がゆるやかなために、極小値が年末に現われず、48年については、7, 8月の降雨が異常に少なかったために、湧水量が非常に少なく、8月の極大値が現われていない。ピークの遅れについては、前記の7月の集中豪雨による湧水量のピークが8月14日に生じており、この流域に対しては、降水に対する湧水のピークの遅れは約1カ月といえる。ただし、後に示すように、地下水位が低い場合は水面コウ配が著しくゆるやかになるので、遅れは大きくなる。

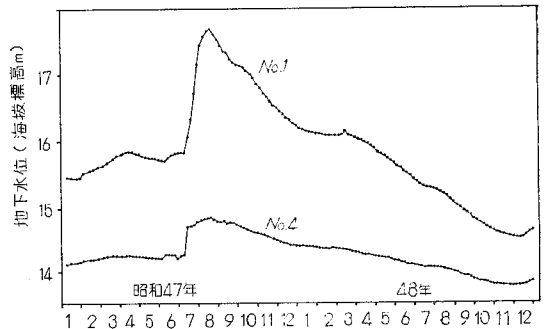
つぎに、地下水位測定管の埋設位置から湧水池にかけての地形断面図を第8図に示す。図中に47, 48年の最高水位および最低水位を併記した。47, 48年における地下水位変化(No.1, 4地点)を第9図に示す。No.1地点の地下水位変化の形、ピークの出現時期ともに湧水量の変化と似ており、この地点が流域を代表する地点、すなわち流域の重心に近いとみなしてもよいであろう。地下



第7図 湧水量の月別変化



第8図 地下水位管から湧水池にかけての地形断面図



第9図 地下水位の変化

水位の変化高は地点によって異なり、最大変化幅はNo.1は3.3m, No.4は1.1mであった。最大湧水量および最小湧水量の場合の水面コウ配は、それぞれ 1/60, 1/230 となり大きな違いがみられた。

(4) 流域全体の水収支

流域全体の水収支式は次式であらわされる。

$$R = E + D + Hp_a + M$$

ここで、 R ：降水量、 E ：蒸発散量、 D ：地下水流出量と流入量の差、 Hp_a ：飽和層の水分保留量（ H ：地下水位変化量、 p_a ：有効間ゲキ率）、 M ：不飽和層の水分保留量である。現在の時点では、流域面積の値を含めて右辺の各項はすべて未知である。ここでは、今までに得られた観測値を利用して各項を仮定し、水収支計算を試みた。まず、この流域において地下水流入量は無いものとし、地下水流出量は湧水量に等しいとみなした。流域面積については流域の大部分が裸地であることを考えて、ライシメーター（裸地区）の浸透排水量の降水量に対する割合から流域面積を計算すると、47年15.9ha、48年16.5haとなり、平均値16.2haを採用した。地下水位変化量はNo.1地点の値を用い、有効間ゲキ率は $p_a=0.15$ 、0.2、0.25に設定した。蒸発散量はライシメーターにおける砂面蒸発量を用いた。計算に際して不飽和層の水分保留量 M を未知数とした。結果は $p_a=0.15$ において適切な値が得られ、累加水分保留量 ΣM は47年-160mm、48年170mmとなり、2年間総合すると、10mmとなる。1年間を水収支の期間にとる場合、同一時期では土壌水分

がほぼ同じと考えて、 $\Sigma M=0$ を計算における十分条件としているが、本流域の場合、不飽和層がNo.1地点で約25mと長いので、たとえば容積分1%の変動が $M=250\text{mm}$ に相当し、1年間の水収支期間に対して $\Sigma M=0$ とみなすことは無理である。したがって、不飽和層の水分保留量を未知数とする計算方法を採用することは若干問題がある。また、各水収支項の信頼度が低いことを考えると、上記の計算はまだ試算の域を出ていない。

4. あとがき

ライシメーターによる水収支、地下水位および地下水流出量（湧水量）の観測によって砂丘地の水収支のおおよその傾向をつかんだが、地質調査による地域の水理地質学的特性および植生の違いあるいは水分条件が異なる場合の蒸発散量の把握など、今後に残された問題が多い。

文 献

- 1 矢野友久、長智男ほか：鳥取大学農学部研究報告，26，100—106，1974
- 2 長智男、矢野友久：農業土木学会誌，42(6)，362—367，1974