

八王子流出試験地における水文観測 Observation System of Hachioji Hydrological Basin

京都大学防災研究所	○池淵周一
東京農工大学農学部	丹下勲
筑波大学地球科学系	田中正
筑波大学地球科学系	古藤田一雄

1. はじめに

本研究は丘陵地源流域における水循環機構を解明する目的で、東京都八王子市の多摩丘陵の一角にある東京農工大学農学部附属波丘地利用実験実習施設地内に2.2haの試験地を設置し、降雨から流出にいたる水文システムの各コンポーネントを総合的に観測するとともに、その観測結果から各コンポーネントの有機的関連構造を分析し、とくに地下水の自然涵養、流動プロセス、水平・鉛直方向トータルな形での水収支モデルの構成をはかろうとするものである。ここでは実施した観測の概要とその収集データの紹介を中心に一つの丘陵地源流域での水文特性を概述する。

2. 試験地の概要

本試験地は東京都八王子市の多摩丘陵の一角に位置し(図-1)、試験地の地況は面積; 2.2 ha, 標高; 145 ~ 180 m, 地質; 第三紀層, 土性; 植壊土, である。植生はクヌギ, コナラを中心とした落葉広葉樹が流域のほぼ全域を占めている。斜面では背高2 ~ 3 mの竹が密生し, 谷底では春から夏にかけてシダ類が繁茂する全くの自然流域である。谷底の地層約2 mは2次堆積物と思われるシルト質ロームにおおわれている。こうした関東ローム層の下には御殿峠礫層さらには連光寺層がある。御殿峠礫層が連光寺層に変化

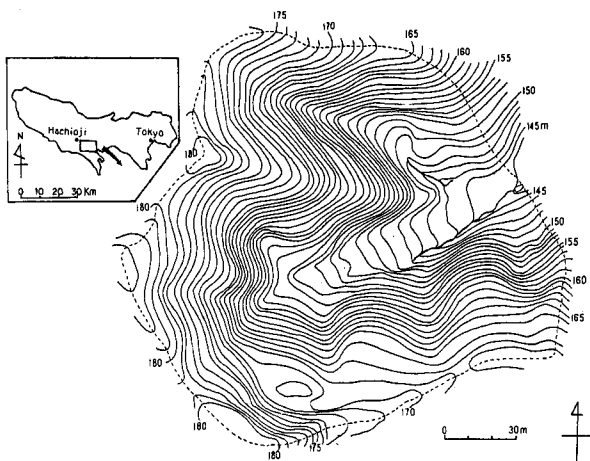


図-1 試験流域

する160mのところには後にみるように湧水がみられる場合があり、林地内は過湿状態にある。

3. 観測システムの概要

すでに波丘地利用実験実習施設では本試験地からみれば林外に相当する部分で、風力・風向、雲量、天気、降雨量、蒸発量、地温、最高・最低気温、日照時間などの気象観測をはかっており、また隣接する試験地流域(2.15 ha)においては昭和55年5月より小流域林分における水および栄養塩類の動態を調査すべく、表層地下水の測定、流出量の測定をはじめ降雨、林内雨、樹幹流、リターの採取をおこなっている。こうした観測と連けいする形で本試験地では昭和54年10月から雨量計、井戸、テンションメータ、パーシャル・フルーム型水位計、90°角堰などを設け、林内雨、地下水位、土壌水分、表流水、全流出量を観測するとともに、井戸掘削にあわせて谷底の粒度組成を把握した。さらに、昭和56年4月には新たに25 mの気象観測タワーを建設し、純放射計、乾湿度計、風速計、地熱流計を設置して平均樹高16 mのコナラ樹上で気象観測をはかり、同年8月からはコナラ樹内での気象観測をはかるべく、同タワーに乾湿度計、純放射計、超音波風速温度計を設置した。なお、タワー直下には径1.2 mの蒸発パンを設置している。これらデータはいずれも観測

小屋内の自記記録装置で自記紙に読みとらせた。図-2はこれら観測機器の配置図を示しており、また図-3は気象観測タワーに設置された観測機器の配置図を示している。

4. 蒸発散観測とその推定

蒸発散量の決定は水蒸気フラックス強度の測定にあるが、これには大きく分けて直接法と間接法があり、前者にはライシメータ、チャンバー法が、後者には熱収支法、傾度法、組合せ法および乱流変動法がある^{参)}。本試験地にみられるような平均

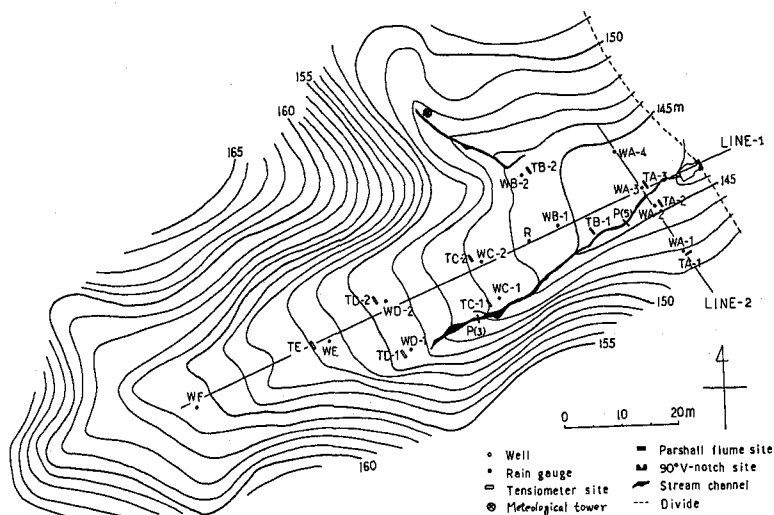


図-2 観測施設の配置図

樹高16 mもあるコナラ樹林地からの蒸発散観測はいままでに例がなく、その観測法も試行錯誤にならざるをえない。ここではまず組合せ法を採用した。

いま、樹林地表面における熱収支を考えるとつぎようになる。

$$R = L \cdot E + P + G + X$$

ここに、 R ；純放射フラックス、 L ；水の気化潜熱、 E ；蒸発散速度($L \cdot E$ ；潜熱フラックス)、 P ；顕熱フラックス、 G ；地中への熱フラックス、 X ；樹林内の空気、湿度変化、樹林地の温度上昇、光合成などに消耗した熱量、である。ここで、1) X の量的評価は今後の課題として、とりあえず無視し、2) 樹高表面に比較的近い接地気層においては垂直乱流熱フラックスは温度の垂直傾度と乱流拡散係数の積に比例する、3) 同様に、水蒸気の輸送も拡散係数を同じと仮定すると、

$$E = (R - G) / (L + C_p \frac{\partial T / \partial Z}{\partial q / \partial Z})$$

が得られる。ここに、 C_p ；空気、の定圧比熱、 $\partial T / \partial Z$ ；温度傾度、 $\partial q / \partial Z$ ；比

湿傾度、である。つぎに、2つの高度 Z_1, Z_2 での乾球温度差および湿球温度差で、これら傾度を表現するために比熱 q と水蒸気張力 e の関係および、水蒸気張力 e と湿球温度の飽和水蒸気圧、乾球温度、湿球温度の関係(いわゆる乾湿計公式)さらには湿球温度と飽和水蒸気圧曲線の傾度を順次つなぐと、最終的に蒸発散速度 E は

$$E = R - G / L \cdot \{1 - (r/k + r)(T_1 - T_2/T_{w_1} - T_{w_2})\}$$

で与えられる。ここに、 r ；乾湿計定数 ≈ 0.5 、 k ；湿球温度と飽和水蒸気圧曲線の $T_w = (T_{w_1} + T_{w_2})/2$ での傾度 $\approx 0.00107 T_w^2 + 0.017 T_w + 0.333 (mm \cdot H_g / ^\circ C)$ 、 $L = 597 - 0.6 T_w (Cal/g)$ 、である。

このように考えると、図-3の気象観測データで $Z = 20.5 m$ での純放射量、 $Z = 16.5, 19.5 m$ の2つの高度での乾湿球温度および $Z = 0 m$ での地熱流データを上式に代入することによって、時々刻々の蒸発散量を推定することができる。図-4はある晴天時のこれら各要素の日変化を示したものである。同様に図-5

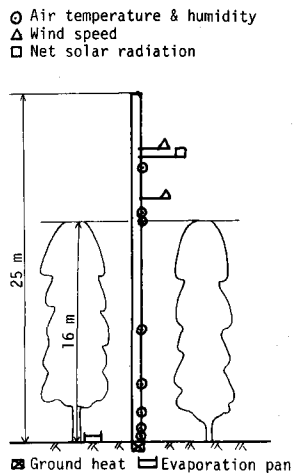


図-3 気象観測タワー

は樹林内の気象観測をはじめた8月25日の結果である。夜間においてはマイナス値をとっており、樹林地内の凝結量とみなされよう。日時が異なるので両者を直接比較することはできないが、樹高上と地表付近での蒸発散量は1オーダー近く異なっているようである。地表付近での蒸発散量がほとんど土壌面蒸発量だと考えると、樹林地内の土壌面蒸発はきわめて少なく、蒸発散量のほとんどは蒸散によるものとも考えられる。なお、タワー直下での蒸発パンの日変化量と地表付近の蒸発散量変化がほぼ同じ値をとっており、林地では蒸散量が蒸発量よりかなり大きいものと思われる。なお、参考までに8月30日と10月3日の樹林地内の温度変化を提示しておく。今後、Xのうち樹林内の空気、湿度変化に係わる熱量を評価するのに用いられるが、夏と秋での温度分布の相異、顕熱フラックスの向きなどが読みとれる。こうしたデータ収集ならびに分析を通して下記のような検討課題も抽出された。すなわち、1) 乾球、湿球の温度差の符号からみた場合、熱収支式におけるXの存在を無視できないのではないかと考えられる部分があり、その場合はXの存在を考えると現象説明がうまくいくようである。樹林体そのものの温度上昇をみる観測システムの整備がいるようである。2) 湿球温度差が0.05以下になるとその値をそのまま入れるのでは誤差が大きくなるので、その場合はすべて蒸発散量になると考えたが、そうした箇所がいくつかある。樹林地上の乾湿球温度差を測定する位置および間隔についても検討する必要がある。

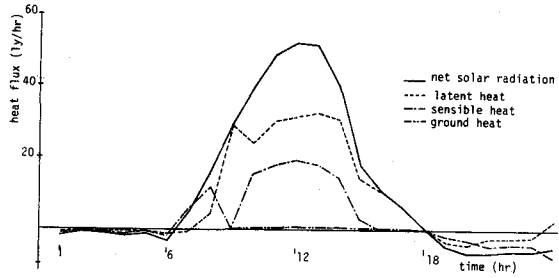


図-4 蒸発散観測データ(5月14日)

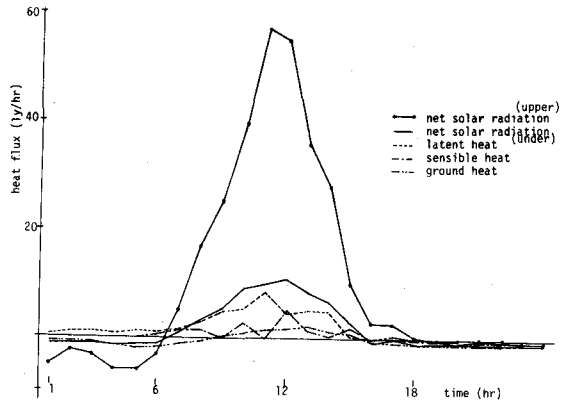


図-5 蒸発散観測データ(8月25日)

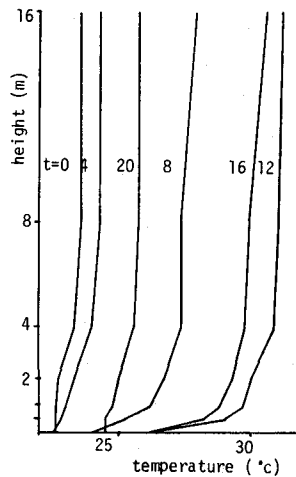


図-6 樹林内温度分布(8月30日)

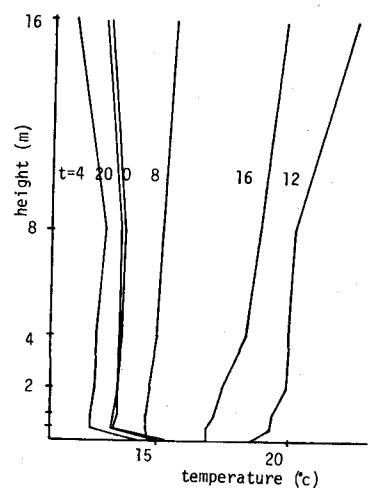


図-7 樹林内温度分布(10月30日)

いずれにしてもこうした樹高の大きいしかも落葉広葉樹林地内の気象観測システムは皆無に近く、まず樹高上および樹林地内の気象観測データをさらに連続して観測するとともに、それらを総合的に分析することによって現象説明、精度の向上をはかっていきたい。いままでの分析を通じて樹林地内の蒸散量がかな

り大きいことがうかがえるし、この試験地が落葉広葉樹が支配的であることを考えると、こうした蒸発散量の季節変化は水収支にかなりの影響を及ぼすのではないかと考えられ、鋭意観測を継続している。

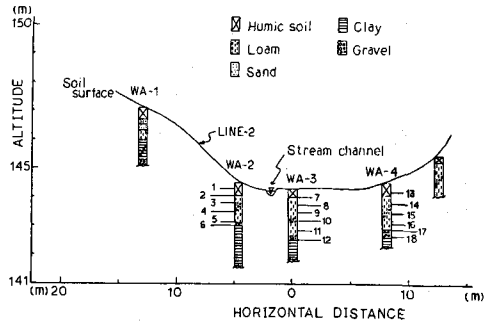
5. 地下水位観測とその流動特性

流域の谷底部分で図-2に示した位置に観測井を掘り、地下水位の変動を調べた。図-8は観測井のボーリングにあわせて調べた土壌構成図である。表層2 m ぐらいまでは clay loam および silty clay がほぼ70%程度を占めている。図-9は谷底における土壌の3相分布であり、固相が深さ方向に一樣にほぼ60%程度、土壌含水量は表層近くで40%、深くなるにつれて60%に漸近している。谷底では地下水位はほぼ地表下1.1~1.3 mのところにある。図-10は55年9月9日~12日に総降雨量194.5 mmの降雨があったとき、地下水位が図-2上のLine 1に沿って時間的にどのように推移していったかを示したものである。雨が降る前すなわち、9月6日10時の地下水位から降雨終了後5日目の9月17日15時までの地下水位が描かれている。降雨とともに地下水位が上昇し、WD-2、WB-1地点などでは地表に達するまでに上昇している。またWB-1から下方は地下水位が低下し、直接90°角堰に流出している。図-11は流出量がピークに達した12日2時の凹地貯留および地表流の発生域を示している。この地表流を上流へと追跡した結果、その発生源はパイプ状の穴を通しての地表面からの水の吹き出し(●印)と、朽ちた木の切り株からの水の吹き出し(×印)であった。これはパイプ流ないしは復帰流でその発生地点は谷底奥の標高160 m付近と、谷底中央の標高150 m付近に集中している。地下水位とマトリックサクシンの連続記録により、こうした流れが集中していた地点では図に示すように地下水面が地表に達するまでに上昇していること、および上向きの水分フラックスが生じていることがわかった。

6. 流出観測とその特性

図-12は林内雨量と林外雨量の差をみるために一雨ごとの総雨量で両者を比較したものである。林外雨量のほうがやや多くなっているが、林内雨量計が樹葉のうっ閉度が小さいところに位置しているため、この程度の差しかでてこなかったのかもしれない。

図-13、14は林内雨量ハイトグラフと、最下流端90°角堰での流量ハイドログラフを示したものである。ハイドログラフはピークにすばやく対応し、降雨の時間変化に対する流出量のおくれ時間は数分~10分程度である。その他の観測結果とも合せて考察すると、本試験地流域においては降雨前の土湿状態がハイドログ



Sampling point	Grain size distribution			Sampling point	Grain size distribution		
	0	50	100		0	50	100
1				10			
2				11			
3				12			
4				13			
5				14			
6				15			
7				16			
8				17			
9				18			

Legend: Clay (~0.005 mm), Silt (0.005 ~ 0.074 mm), Sand (0.074 ~ 2 mm), Gravel (2 mm ~)

図-8 谷底の土壌構成

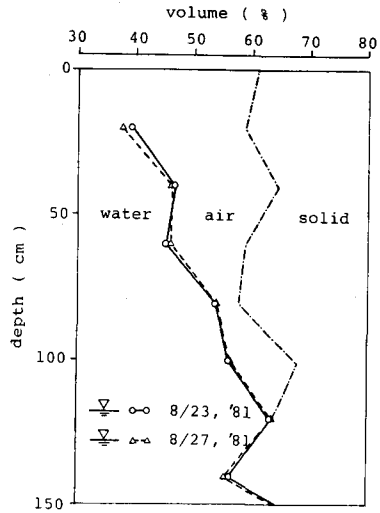


図-9 谷底の土壌の3相分布

ラフの形成に大きな影響を与えているようであり、降雨強度が大きくなるとハイドログラフのピーク形成には直接河道降雨が支配的要素になるようである。また前述したように本試験地では地表流はその発生源をパイプ流ないしは復帰流で占められているようである。

7. おわりに

本研究はわれわれがこの2年間に実施した丘陵地源流域での水文観測およびデータ収集を中心に述べたものである。これまでかなりのデータが得られ、現在も観測を継続しているが、その整理や検討が十分におこなわれていないので、研究の実施状況と観測データの紹介が主な内容になってしまった。今後は、これらデータを総合的に分析し、丘陵地源流域での水循環機構の解明や森林機能の量的評価をはかっていきたい。

〔参考〕 農業気象学ハンドブック

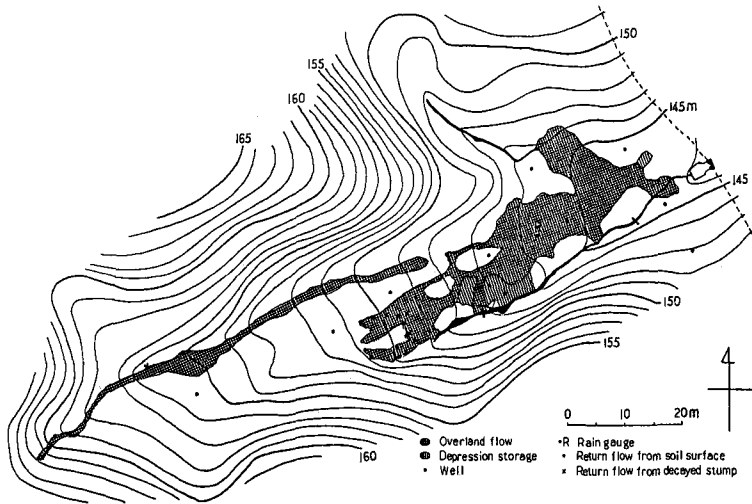


図-10 流出ピーク時の谷底表面の状態 (55年9月12日 14時)

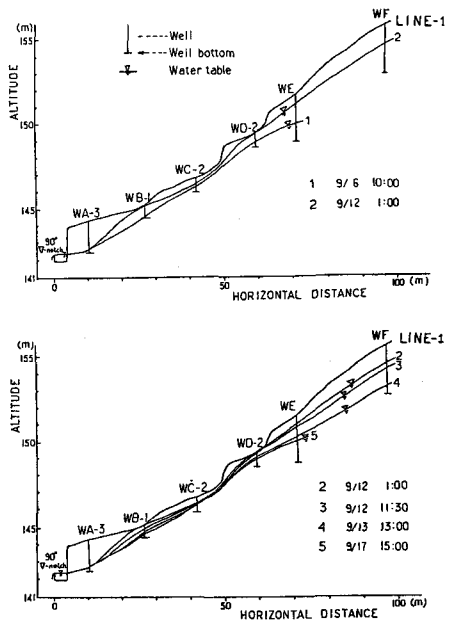


図-11 降雨流出時の地下水位の変化 (縦断, 55年9月6日~9月17日)

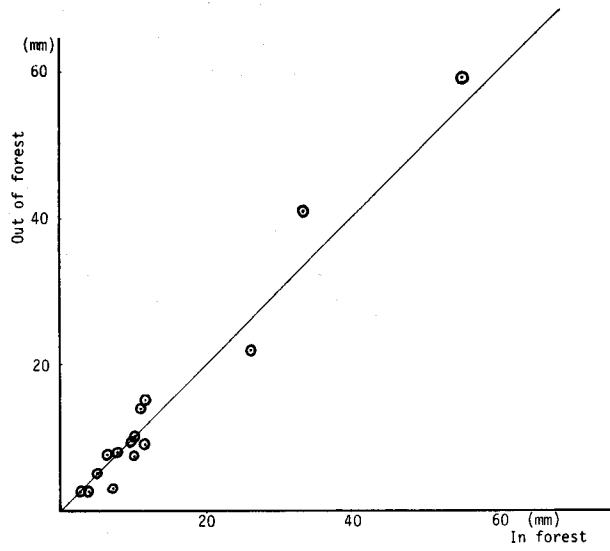


図-12 林内雨量と林外雨量の比較

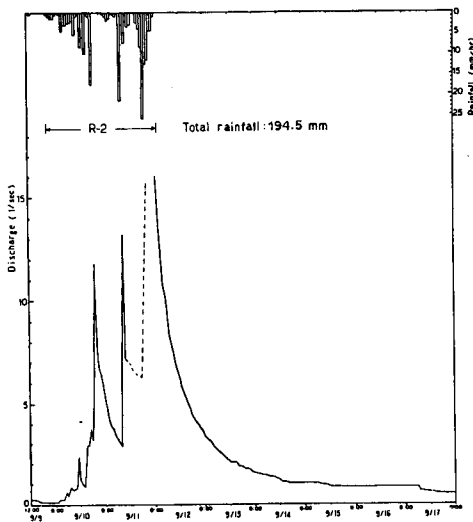


図-13 降雨流出時のハイドログラフ
(55年9月9日～9月17日)

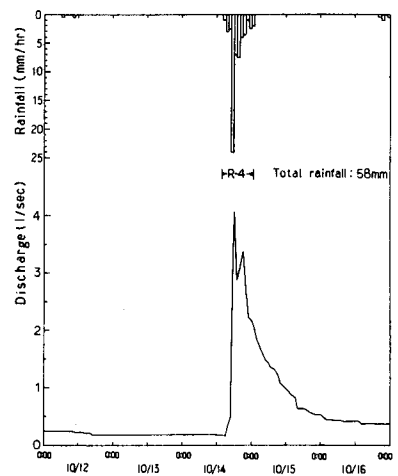


図-14 降雨流出時のハイドログラフ
(55年10月12日～10月16日)