

# 云南省元谋干热河谷土壤水分的动态变化

黄成敏<sup>1)</sup>

何毓蓉

(中国科学院·水利部成都山地灾害与环境研究所 成都 610041)

**提 要** 用波谱分析法的研究结果表明,当地旱雨季土壤含水量差异较大;旱季土壤含水量<凋萎湿度,土壤水分严重亏缺。因受降水量的影响,土壤含水量呈周期为 1a 的波动变化。用谐波分析法还计算了各层次土壤含水量的谐波展开式。由此可预报土壤含水量变化趋势。

**关键词** 元谋干热河谷 土壤水分 波谱分析 周期性

作为水资源重要组成部分的土壤水分,一直是土壤研究的重点方向<sup>[1]</sup>。但目前对土壤水循环缺乏长期定位观测,研究方法还处于探索中。现拟以云南省元谋干热河谷作为研究区,力图用波谱分析法寻求当地土壤水分的时空变化规律。

## 1 研究区概况

元谋干热河谷地处滇中高原北部。因受“焚风效应”影响,热量高,降雨少,蒸发量大,干湿季分明。当地年均温 21.9℃,≥10℃积温 8 000℃以上,年降水量 615mm,年干燥度至 4.4(以 Penman 公式计)。90%以上降雨量集中于 6~10 月的雨季,旱季长达 7 个月。降雨少,且分配不均,加之蒸发强烈,故土壤水分严重亏缺。这已成为当地农业生产的最主要限制因素。目前对干热河谷区土壤水分研究的报道极少。因此掌握当地土壤水分的变化规律,对合理利用土壤资源,以及作物种植制度和节水措施的选择都具有重要意义。

## 2 实验方法

元谋干热河谷的典型土壤是燥红土<sup>[2]</sup>。土壤水分的定点现场观测设在两个亚类:普通燥红土和变性燥红土上进行。每月 5 日、15 日、25 日,即每旬各一次分表层(0~20cm)、亚表层(20~40cm)、底层(40~60cm)采集土壤样品,用烘干法测定土壤含水量。自 1993 年 6 月起连续观测两年(共计 75 旬)。土壤的基本理化性状见参考文献[3]。

## 3 土壤水分变化规律

### 3.1 土壤水分基本状况

观测数据表明,元谋干热河谷的干雨季土壤含水量差异显著。普通燥红土、变性燥红土在雨季的平均含水量均大大高于旱季,而变性燥红土的含水量又超过普通燥红土,这与前者的粘粒含量远高于后者密切相关(表 1)<sup>[2]</sup>。

1)现为中国科学院南京土壤研究所博士生。

本文收稿日期:1997-05-21。

一般认为,土壤相对持水量达70%~75%时才能满足作物需要。由表2可见,区内耕层土壤(0~60cm)的平均相对持水量在旱季都低于70%;由于旱季表层土壤的平均含水量<凋萎湿度,甚至土壤有效水分保证率呈负值,普通燥红土更为突出,反映出当地旱季土壤水分严重缺乏。由表2还可见,即使在雨季两种土壤的表层相对持水量和有效水分保证率也不高,普通燥红土各层次的相对持水量都<70%,故土壤墒情在雨季也欠佳。

表1 元谋干热河谷旱雨季土壤平均含水量

Table 1 Mean contents of soil water during dry and rainy seasons in Yuanmou Dry-Hot Valley

| 土壤深度<br>(cm) | 普通燥红土(g/kg) |       |       |       | 变性燥红土(g/kg) |       |       |       |
|--------------|-------------|-------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------|
|              | 雨季(I)       | 旱季(Ⅰ) | 雨季(Ⅱ) | 旱季(N) | 雨季(I)       | 旱季(Ⅰ) | 雨季(Ⅱ) | 旱季(N) |
| 0~20         | 162         | 91    | 124   | 77    | 164         | 112   | 207   | 135   |
| 20~40        | 191         | 116   | 122   | 113   | 272         | 135   | 241   | 180   |
| 40~60        | 218         | 125   | 149   | 135   | 253         | 170   | 243   | 183   |

注:雨季(I)、旱季(Ⅰ)、雨季(Ⅱ)、旱季(N)分别指1993年6~10月,1993年11月~1994年5月,1994年6~10月和1994年11月~1995年5月。

表2 元谋干热河谷的土壤水分状况

Table 2 Soil water status in Yuanmou Dry-Hot Valley

| 土 壤   | 土壤深度<br>(cm) | 凋萎湿度<br>(g/kg) | 田间持水量<br>(g/kg) | 相对持水量(%) |       |       |       | 有效水分保证率(%) |       |       |       |
|-------|--------------|----------------|-----------------|----------|-------|-------|-------|------------|-------|-------|-------|
|       |              |                |                 | 雨季(I)    | 旱季(Ⅰ) | 雨季(Ⅱ) | 旱季(N) | 雨季(I)      | 旱季(Ⅰ) | 雨季(Ⅱ) | 旱季(N) |
| 普通燥红土 | 0~20         | 94             | 316             | 51.3     | 28.8  | 39.2  | 24.4  | 30.6       | -1.4  | 13.5  | -7.7  |
|       | 20~40        | 141            | 321             | 59.5     | 36.1  | 38.0  | 35.2  | 27.8       | -13.9 | -10.6 | -15.6 |
|       | 40~60        | 122            | 319             | 68.3     | 39.2  | 46.7  | 42.3  | 30.1       | -0.9  | 8.5   | 4.1   |
| 变性燥红土 | 0~20         | 156            | 441             | 37.2     | 25.4  | 46.9  | 30.6  | 2.8        | -15.4 | 17.9  | -7.4  |
|       | 20~40        | 112            | 316             | 86.1     | 42.7  | 76.3  | 57.0  | 78.4       | 11.3  | 63.2  | 33.3  |
|       | 40~60        | 118            | 304             | 83.2     | 55.9  | 79.9  | 60.2  | 72.6       | 28.0  | 67.2  | 34.9  |

注:相对持水量=(土壤含水量/田间持水量)×100(%);有效水分保证率=[(土壤含水量-凋萎湿度)/(田间持水量-凋萎湿度)]×100%。

以上仅对土壤水分状况作总体描述,以下用波谱分析法作进一步分析。

### 3.2 波谱分析原理简介

波谱分析对谐振变化既能使分析和预报相结合,又有明确的物理意义,所以在水文气象等领域内应用广泛;但用于研究土壤水分波动变化近年来才开展。

波谱分析分为谐波分析和能谱分析<sup>[4]</sup>。谐波分析是对某一时间序列 $X_t(t=1,2,\dots,n)$ 进行傅里叶级数展开,即将其表示成为有限个正弦波(或余弦波)的叠加形式。

$$\hat{X}_t = A_0 + \sum_{K=1}^p (A_K \cos \omega_K t + B_K \sin \omega_K t), \quad (1)$$

式中  $\hat{X}_t$  为原时间序列中  $X_t$  的估计值; $K=1,2,\dots,p$ ,为主要谐波波数; $A_0, A_K, B_K$  为傅里叶数; $\omega_K$  为角度。

对某一时间序列 $X_t(t=1,2,\dots,n)$ 在无限区间作傅里叶变换得连续谱的方法,则称为能谱分析。习惯上称为的能谱

$$E(k) = \frac{1}{m} [R(0) + 2 \sum_{\tau=1}^{m-1} R(\tau) \cos \frac{k\pi}{m} \tau + R(m) \cos k\pi], \quad (2)$$

其中  $\tau=0,1,2,\cdots,m$ , 为时延(或落后时间);  $m$  为最大时延(或最大落后时间);  $k$  是基本周期  $2m$  内谐波波数;  $R(\tau)$  为时间序列  $X_t(t=1,2,\cdots,n)$  的自协方差

$$R(\tau) = \frac{1}{N-\tau} \sum_{i=1}^{N-\tau} (X_i - \bar{X})(X_{i+\tau} - \bar{X}), \quad (3)$$

式中  $N$  为时间序列长度;  $\bar{X}$  为时间序列的平均值.

### 3.3 土壤含水量的动态变化

将在普通燥红土、变性燥红土上获得的各层土壤含水量分别组成时间序列  $X_t(t=1,2,\cdots,n)$ . 时间序列长度  $N=75$  旬,  $W_t$  为连续观测两年后每旬土壤含水量的测定结果.

一般由自相关函数分析法可判别一个时间序列的谐波模式及谐波周期长度<sup>[4]</sup>. 对元谋干热河谷土壤的含水量进行自相关函数分析后, 得出各层土壤含水量的自相关系数(表 3, 4). 由表 3, 4 可见, 各层土壤含水量的自相关系数在间隔 34~36 旬(即约 1a)时, 到一个高峰值, 随后降低, 这表明土壤含水量是以 1a 为周期的.

表 3 普通燥红土土壤含水量的自相关系数

Table 3 Autocorrelation coefficients of soil water contents in tydic dry red soils

| 土壤深度<br>(cm) | 间 隔 时 间(旬) |       |       |        |        |        |        |        |       |       |        |        |
|--------------|------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|
|              | 1          | 4     | 8     | 12     | 16     | 20     | 24     | 30     | 34    | 36    | 38     | 40     |
| 0~20         | 0.600      | 0.398 | 0.095 | -0.117 | -0.233 | -0.312 | -0.235 | 0.301  | 0.392 | 0.439 | 0.223  | 0.151  |
| 20~40        | 0.629      | 0.392 | 0.194 | -0.031 | -0.175 | -0.178 | -0.245 | -0.025 | 0.294 | 0.172 | -0.014 | -0.020 |
| 40~60        | 0.641      | 0.412 | 0.257 | -0.087 | -0.281 | -0.329 | -0.273 | -0.145 | 0.123 | 0.102 | 0.031  | -0.019 |

表 4 变性燥红土土壤含水量的自相关系数

Table 4 Autocorrelation coefficients of soil water contents in vertic dry red soils

| 土壤深度<br>(cm) | 间 隔 时 间(旬) |       |        |        |        |        |        |       |       |       |       |       |
|--------------|------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
|              | 1          | 4     | 8      | 12     | 16     | 20     | 24     | 30    | 34    | 36    | 38    | 40    |
| 0~20         | 0.516      | 0.310 | 0.036  | -0.212 | -0.290 | -0.462 | -0.309 | 0.268 | 0.447 | 0.357 | 0.269 | 0.123 |
| 20~40        | 0.459      | 0.355 | 0.046  | -0.325 | -0.393 | -0.443 | -0.242 | 0.159 | 0.389 | 0.360 | 0.202 | 0.199 |
| 40~60        | 0.591      | 0.383 | -0.154 | -0.318 | -0.365 | -0.404 | -0.341 | 0.208 | 0.521 | 0.591 | 0.369 | 0.171 |

对土壤含水量的时间序列进行能谱分析的结果, 也反映出土壤含水量存在着周期性变化. 经计算发现, 普通燥红土和变性燥红土的各层土壤含水量时间序列的落后一个时间单位的自相关系数  $r_{(1)}$  均  $>0.45$  (见表 3, 4), 因而可看作是“红燥声”过程; 以  $RE(k) = \bar{E}(k) X_{0.05^2} / \xi$  作为在显著性水平  $\alpha=0.05$  下的“红燥声”谱密度上限 [ $\bar{E}(k)$  为能谱值  $E(k)$  的光滑谱值], 且作显著性检验. 表 5, 6 结果显示, 唯  $k=2$  时, 即各层土壤含水量时间序列的第 2 谐波(相应周期为 1a), 其光滑谱  $\bar{E}(2) \geq$  各自的  $RE(2)$ , 这说明在显著性水平  $\alpha=0.05$  下, 土壤含水量的年周期变化是显著的.

上述是对土壤含水量所作的自相关函数分析和能谱分析, 并检验了土壤含水量的年周期变化. 进而所作的谐波分析, 可得出各层土壤含水量的谐波展开式. 以下各式中采用的土壤含水量估计值均具有显著影响的谐波分量, 无影响或影响少的分量已省略(检验显著性水平  $\alpha=0.01$ ).

表5 普通燥红土土壤含水量的能谱值

Table 5 Spectral values of soil water contents in typical dry red soils

| k  | 表层(0~20cm)   |         | 亚表层(20~40cm) |         | 底层(40~60cm)  |         |
|----|--------------|---------|--------------|---------|--------------|---------|
|    | $\bar{E}(k)$ | $RE(k)$ | $\bar{E}(k)$ | $RE(k)$ | $\bar{E}(k)$ | $RE(k)$ |
| 0  | 0.936        | 4.881   | 2.452        | 7.909   | 2.440        | 9.739   |
| 1  | 2.306        | 4.740   | 4.022        | 7.546   | 5.095        | 9.241   |
| 2  | 4.372        | 4.363   | 4.953        | 6.635   | 7.026        | 8.016   |
| 3  | 2.184        | 3.855   | 2.292        | 5.528   | 3.043        | 6.572   |
| 4  | 0.919        | 3.317   | 1.041        | 4.487   | 0.468        | 5.255   |
| 5  | 1.029        | 2.817   | 0.862        | 3.620   | 0.302        | 4.187   |
| 6  | 0.429        | 2.383   | 0.527        | 2.935   | 0.486        | 3.362   |
| 7  | 0.236        | 2.021   | 0.562        | 2.405   | 0.601        | 2.735   |
| 8  | 0.328        | 1.723   | 0.548        | 1.996   | 0.845        | 2.257   |
| 9  | 0.287        | 1.481   | 0.457        | 1.679   | 0.771        | 1.890   |
| 10 | 0.256        | 1.284   | 0.485        | 1.430   | 0.324        | 1.605   |
| 11 | 0.226        | 1.123   | 0.790        | 1.234   | 0.540        | 1.381   |
| 12 | 0.202        | 0.991   | 0.319        | 1.076   | 0.260        | 1.202   |
| 13 | 0.103        | 0.881   | 0.135        | 0.949   | 0.333        | 1.057   |
| 14 | 0.038        | 0.790   | 0.186        | 0.844   | 0.458        | 0.939   |
| 15 | 0.093        | 0.714   | 0.255        | 0.758   | 0.238        | 0.842   |
| 16 | 0.089        | 0.649   | 0.160        | 0.686   | 0.273        | 0.761   |
| 17 | 0.140        | 0.595   | 0.120        | 0.625   | 0.258        | 0.694   |
| 18 | 0.193        | 0.548   | 0.246        | 0.574   | 0.323        | 0.636   |
| 19 | 0.157        | 0.508   | 0.195        | 0.530   | 0.225        | 0.588   |
| 20 | 0.163        | 0.474   | 0.154        | 0.493   | 0.169        | 0.546   |
| 21 | 0.294        | 0.444   | 0.140        | 0.461   | 0.202        | 0.510   |
| 22 | 0.177        | 0.418   | 0.116        | 0.433   | 0.200        | 0.480   |

表6 变性燥红土土壤含水量的能谱值

Table 6 Spectral values of soil water contents in vertic dry red soils

| k  | 表层(0~20cm)   |         | 亚表层(20~40cm) |         | 底层(40~60cm)  |         |
|----|--------------|---------|--------------|---------|--------------|---------|
|    | $\bar{E}(k)$ | $RE(k)$ | $\bar{E}(k)$ | $RE(k)$ | $\bar{E}(k)$ | $RE(k)$ |
| 0  | -0.174       | 7.276   | -0.003       | 11.012  | -0.188       | 4.846   |
| 1  | 3.253        | 7.151   | 5.893        | 10.866  | 2.356        | 4.768   |
| 2  | 8.303        | 6.800   | 14.664       | 10.454  | 6.182        | 4.551   |
| 3  | 4.091        | 6.289   | 7.849        | 9.834   | 3.207        | 4.232   |
| 4  | 1.835        | 5.694   | 2.030        | 9.086   | 1.803        | 3.855   |
| 5  | 2.477        | 5.082   | 1.615        | 8.283   | 1.519        | 3.463   |
| 6  | 1.063        | 4.498   | 0.540        | 7.485   | 0.323        | 3.085   |
| 7  | 0.485        | 3.967   | 0.294        | 6.730   | 0.223        | 2.736   |
| 8  | 0.586        | 3.499   | 1.083        | 6.038   | 0.141        | 2.425   |
| 9  | 0.872        | 3.093   | 1.488        | 5.420   | 0.033        | 2.154   |
| 10 | 0.493        | 2.745   | 0.763        | 4.874   | -0.022       | 1.919   |
| 11 | 0.169        | 2.448   | 0.354        | 4.397   | 0.018        | 1.717   |
| 12 | 0.224        | 2.196   | 0.121        | 3.982   | 0.048        | 1.544   |
| 13 | 0.141        | 1.980   | 0.116        | 3.622   | 0.101        | 1.396   |
| 14 | 0.014        | 1.796   | 0.326        | 3.310   | 0.125        | 1.269   |
| 15 | 0.081        | 1.639   | 1.390        | 3.039   | 0.780        | 1.159   |
| 16 | 0.163        | 1.504   | 3.006        | 2.803   | 1.193        | 1.065   |
| 17 | 0.269        | 1.387   | 1.879        | 2.598   | 0.413        | 0.984   |
| 18 | 0.505        | 1.286   | 0.583        | 2.419   | 0.173        | 0.913   |
| 19 | 0.447        | 1.199   | 0.680        | 2.262   | 0.120        | 0.852   |
| 20 | 0.325        | 1.123   | 0.382        | 2.125   | 0.070        | 0.799   |
| 21 | 0.387        | 1.056   | 0.541        | 2.005   | 0.064        | 0.752   |
| 22 | 0.338        | 0.998   | 1.157        | 1.900   | 0.178        | 0.711   |

$$\text{普通燥红土表层土壤含水量谐波展开式} \quad W_1 = 111.3 + [14.0 \cos(2\pi t/T) + 16.5 \sin(2\pi t/T)] + [23.5 \cos(4\pi t/T) + 32.8 \sin(4\pi t/T)]; \quad (4)$$

$$\text{亚表层} \quad W_2 = 131.7 + [28.0 \cos(2\pi t/T) + 18.4 \sin(2\pi t/T)] + [12.8 \cos(4\pi t/T) + 38.5 \sin(4\pi t/T)]; \quad (5)$$

$$\text{底层} \quad W_3 = 153.9 + [31.9 \cos(2\pi t/T) + 10.2 \sin(2\pi t/T)] + [-8.5 \cos(4\pi t/T) + 4.41 \sin(4\pi t/T)]. \quad (6)$$

$$\text{变性燥红土表层土壤含水量谐波展开式} \quad W_1 = 157.3 + [31.6 \cos(4\pi t/T) + 40.9 \sin(4\pi t/T)] + [0.4 \cos(10\pi t/T) - 28.3 \sin(10\pi t/T)]; \quad (7)$$

$$\text{亚表层} \quad W_2 = 197.3 + 18.6 \cos(4\pi t/T) + 66.5 \sin(4\pi t/T); \quad (8)$$

$$\text{底层} \quad W_3 = 206.7 + 27.8 \cos(4\pi t/T) + 37.4 \sin(4\pi t/T). \quad (9)$$

式(4~9)中  $W_1, W_2, W_3$  的单位是 g/kg;  $T$  同式(2)中的  $m$ .

由上可知,普通燥红土的各层土壤含水量主要是第一波、第二波,即谐波周期分别为  $2a, 1a$  的展开式;变性燥红土的各层土壤含水量主要为第二波,即谐波周期为  $1a$  的展开式. 因此由谐波分析结果表明,土壤含水量具有明显的年周期性变化. 而由以上的谐波展开式可预报耕层土壤内各层土壤含水量状况.

再则对当地降雨量时间序列所作的谐波、能谱分析结果表明,降雨量年周期变化也十分强烈. 因此在元谋干热河谷区,正是因气候(主要是降雨量)具有强烈的年周期性,而土

壤本身的水分调节能力(特别是抗蒸发性能)较低<sup>[5]</sup>,这导致土壤含水量的年周期变化也相当显著。

综上所述,鉴于元谋干热河谷土壤、气候、植被等诸多方面的长期观测和研究,对土壤含水量所作的波谱分析和得出的谐波展开式,不必实测土壤含水量,就能估计和预报当地的土壤含水量及其变化趋势。

### 参 考 文 献

- [1] 庄季屏. 四十年来的中国土壤水分研究. 土壤学报, 1989, 26(3): 241~248.
- [2] 何毓蓉, 黄成敏. 云南省元谋干热河谷的土壤系统分类. 山地研究, 1995, 13(2): 73~78.
- [3] 黄成敏, 何毓蓉. 元谋干热河谷试区土壤的基本物理特性研究. 土壤农化通报, 1995, 10(1): 23~28.
- [4] 黄忠恕. 波谱分析方法及其在水文气象学中的应用. 北京: 气象出版社, 1983. 28~101.
- [5] 黄成敏, 何毓蓉. 云南省元谋干热河谷的土壤抗旱力评价. 山地研究, 1995, 13(2): 79~84.

## DYNAMIC VARIATION OF SOIL WATER IN YUANMOU DRY-HOT VALLEY, YUNNAN PROVINCE

Huang Chengmin He Yurong

(*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences*  
& *Ministry of Water Conservancy Chengdu 610041*)

### Abstract

The variation rules of soil water have been studied by the long-term observation on 2 soil types, i. e. typic dry red soils and vertic dry red soils in Yuanmou Dry-Hot Valley, Yunnan Province. The average contents of soil water varied greatly between dry and rainy seasons. During dry season the soil water contents are generally lower than wilting percentage, and relative water-holding capacity and guarantee rate of available water are low. It is obvious that the soil water is seriously deficient. The fluctuation of soil water contents was dealt with, employing Wave Spectral Analysis Method. The results showed that the soil water contents fluctuated pronouncedly with the period of one year due to inferior water-regulating capacity of soils, in addition, strongly influenced by the local climate, especially the precipitation. Further, by use of Harmonic Analysis Method, the Harmonic Equations of soil moisture contents of each soil layer within the soil depth of 60cm have been determined. As a result, the change tendency of soil water can be forecast.

**Key words** Yuanmou Dry-Hot Valley, soil water, wave spectral analysis, periodicity