

一种深层地温的推算方法

南庆红 桑修诚

(新疆气象研究所, 乌鲁木齐 830002)

提 要

根据热传导方程, 利用差分方法计算导温系数, 并用逐层下移温度初始场技术来推算深层各月平均地温, 并通过计算个例加以对比分析. 结果表明, 该方法简单实用, 计算精度有较大提高, 效果令人满意.

关键词: 导温系数; 温度初始场; 深层地温.

1 引 言

地中温度的垂直传导是个比较复杂的物理过程, 因它涉及到一系列土壤性质(如土质、土壤结构、含水量、孔隙度)以及由它们决定的土壤物理性质(如导热率、导温率、比容、比重等), 而这些要素和参数的测定都是很繁琐而困难的. 随着工程建设的不断增加, 如各种地下管道的铺设, 人们需要更多地了解不同深度地温, 尤其是深层地温. 为此本文将给出一种较简便推算深层地温的方法, 并利用短期观测资料试算出天山东段无资料地区120~220cm深度的各月平均地温.

2 原理及公式

土壤中温度变化问题, 理论上可用热传导方程来表示^[1]:

$$c\rho\frac{\partial T_z}{\partial t} = \text{div}(\lambda\nabla T_z) + e \quad (1)$$

式中 t 为时间; c 为热容量; ρ 为密度; T_z 为某深度(z)的地温; λ 为导热系数; e 为土壤中热源强度.

为求解上式, 须经大量简化. 假设 c 、 ρ 、 λ 为常数, 则上式改为

$$c\rho\frac{\partial T_z}{\partial t} = \lambda\left(\frac{\partial^2 T_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_z}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} + e\right) \quad (2)$$

再设土壤为一均质介质,任何时间里地温只随深度变化,土壤水平方向热传导为零;且土壤中无热源(即 $e=0$),则上式进一步简化为:

$$c\rho \frac{\partial T_z}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2}$$

令 $k=\lambda/c\rho$ 或 $k=\lambda/c_v$ (c_v 为定容比热)

$$\text{则} \quad \frac{\partial T_z}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} \quad (3)$$

这里 k 称为导温率(系数),它随季节、深度而变化,但在相对短的时间内和有限厚度内,可假设 k 是常数.同时认为土壤温度的周期性变化曲线,可作为研究土壤温度传导时应用上述微分方程的边界条件,则式(3)可求解为:

$$T_z(z, t) = T_0 + A_0 e^{-z \sqrt{\pi/(kT)}} \sin(2\pi t/T - z \sqrt{\pi/(kT)}) \quad (4)$$

式中 T_z 为任何深度每日(年)的温度变化; T_0 为初始场面(一般取地面)的日或年平均温度; A_0 为初始场面温度的日或年振幅; T 为周期(日或年); t 为时间(t 以秒计).

3 计算方法

3.1 导温系数 k 的确定

计算地温,关键是导温系数 k . k 的确定有几种方法:

(1) 根据 k 的表达式 $k=\lambda/c_v$ 来确定. 由于此法联系到更多的待测或推算因素,确定参数 λ, c_v 也同样困难(参见文献[1]),故使用不方便.

(2) 根据关系式(4)的有限积分方程式推出计算 k 的方法(参见文献[2]). 此法所需要的地温资料量比较大,这对很多地方而言,获得较长时期的地温更是困难,况且许多情况下不可能或来不及再做长年地温观测. 因此,无法求得没有常规地温观测地区的 k 值.

(3) 根据微分方程式(3)直接求算导温系数 k . 其计算方法是将各站点短期实测地温资料代入微分方程式(3)的差分格式(5)进行求算,即

$$\frac{T_{z_i}^{j+1} - T_{z_i}^j}{\Delta t} = \frac{k_{i+\frac{1}{2}}(T'_{z_{i+1}} - T'_{z_i}) - k_{i-\frac{1}{2}}(T'_{z_i} - T'_{z_{i-1}})}{\Delta z^2} \quad (5)$$

令 $k_{i+\frac{1}{2}} = k_{i-\frac{1}{2}} = k$ (即假设土壤中有限厚度内导温系数相等)

则上式可导出

$$k = \frac{\Delta z^2}{\Delta t} \cdot \frac{T_{z_i}^{j+1} - T_{z_i}^j}{T'_{z_{i+1}} - 2T'_{z_i} + T'_{z_{i-1}}} \quad (6)$$

式中 T_z 为地温, i 为深度, j 为时间, Δt 为时间间隔, Δz 为深度间距, $T'_z = (T_z^{j+1} + T_z^j)/2$.

因在求解微分方程时令 k 为常数,实际土壤中各个季节和各层位的导温系数都有差异,有时甚至较大. 为弥补此不足,在计算导温系数 k 时,应尽量利用所有实测资料,分季分层求算导温系数. 在对无资料地区进行短期考察时,应充分考虑导温系数随时间和深度变化的特点,合理设计考察区点的地温观测季节和观测深度,以求充分体现当地土壤的导温特性.

以上各种方法求出的导温系数,在用于试算地温时还可对 k 值做适当调整,直到计算地温与实际地温拟合最佳,方能确定出合理的导温系数.

3.2 深层地温计算

通常,已知地面温度场和导温系数,就可利用式(4)求出不同深度不同时间的地温.但是如果所求地温的深度较大,则计算出的地温失真情况就比较严重.例如用 $k_{0\sim 160}$ (参见表3)计算库尔勒、吐鲁番站 160cm 深度的各月平均地温,它与实际值比较误差较大(见表1).其特点是计算值冬季偏低,夏季偏高,两地 160cm 深度的计算地温年振幅(最热月平均地温与最冷月平均地温之差)分别为 18.7℃和 26.0℃,比实际地温年振幅(11.5℃和 17.1℃)大 7.2℃和 8.9℃.另外,从两站的误差看,冬季误差最大,其原因可能是由于冻土层的存在,使之上下层性质(即冻土与非冻土)相差甚远.而计算地温时用 $k_{0\sim 160}$ 代表整层导温系数,这必然会将地面低温失真迅速导入下层,致使计算结果比实际地温低得多.

鉴于上述情况,本文采用了温度初始场下移技术,利用各层不同的导温系数计算深层地温.具体方法是(仍以库尔勒、吐鲁番为例):首先以常规的 0cm 地温为初始场,用 0~80cm 层段的导温系数 $k_{0\sim 80}$ 求得 80cm 深度的各月平均地温,再以该层面地温为初始场,用 $k_{80\sim 240}$ 代入式(4),求得 80~240cm 深度层段内各深度各月平均地温,其结果见表2.

比较表1和表2,用地面温度为初始场,计算 160cm 深层各月平均地温的误差范围是 -5.0~3.7℃(库尔勒)和 -5.7~3.8℃(吐鲁番);用温度初始场逐层下移法算得 160cm 深度各月平均地温误差范围是 -1.4~4.0℃(库尔勒)和 -3.1~-0.1℃.显然后一种方法优于前一种,特别是冬季地温的推算大为改善.对于更深层地温的推算,可以采取多次地温初始场下移,当然相应的要测求出不同层段的导温系数.

虽然分步计算得到较好的逐月值,但年平均误差略有增大,其原因是:温度初始场下移技术中两次利用式(4),为更好的拟合地温年变化,需要调移(正弦)曲线位相.由于上下层导温性质不一,所调整的时间参数 t 也不一样,可能导致 12 个离散点(即诸月地温值)平均值更偏离曲线均值,如何改进尚有待进一步探讨.

表1 1~12月及年平均 160cm 地温的计算值与实际值对比(℃)

站名	类别	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
库 尔 勒	实际	7.8	6.2	6.3	8.7	11.5	14.0	16.1	17.4	17.7	16.6	14.0	10.7	12.3
	计算	2.8	2.2	4.5	9.0	12.9	16.8	19.8	20.9	20.0	17.2	11.4	6.2	12.0
	误差	-5.0	-4.0	-1.8	0.3	1.4	2.8	3.7	3.5	2.3	0.6	-2.6	-4.5	0.3
吐 鲁 番	实际	9.8	8.1	9.2	12.6	16.4	20.2	23.3	25.1	25.1	22.9	18.8	13.9	17.1
	计算	4.1	2.9	5.4	10.2	15.9	21.9	26.6	28.9	28.0	24.2	15.9	8.9	16.1
	误差	-5.7	-5.2	-3.8	-2.4	-0.5	1.7	3.3	3.8	2.9	1.3	-2.9	-5.0	-1.0

注:实际值年限分别为 10 年(库尔勒)和 18 年(吐鲁番)平均地温

表2 1~12月及年平均80cm和160cm地温的计算值与实际值对比(°C)

站名	深度	类别	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
库尔勒	80	实际	3.4	2.8	5.1	10.2	14.3	17.6	19.9	20.8	19.5	16.2	11.3	6.4	12.3
		计算	1.1	0.9	3.9	8.8	14.6	20.0	23.6	24.4	22.1	17.4	10.2	4.5	12.6
		误差	-2.3	-1.9	-1.2	-1.4	0.3	2.4	3.7	3.6	2.6	1.2	-1.1	-1.9	0.3
	160	实际	7.8	6.2	6.3	8.7	11.5	14.0	16.1	17.4	17.7	16.6	14.0	10.7	12.3
		计算	6.6	4.8	5.1	7.6	11.8	16.3	19.8	21.4	20.6	17.7	14.1	10.0	13.0
		误差	-1.2	-1.4	-1.2	-1.1	0.3	2.3	3.7	4.0	2.9	1.1	0.1	-0.7	0.7
吐鲁番	80	实际	3.2	3.8	8.4	15.1	20.9	25.7	28.9	29.7	27.5	22.4	15.3	7.8	17.4
		计算	2.2	2.2	6.3	11.5	17.8	23.9	28.2	29.6	27.7	22.9	13.1	6.1	16.0
		误差	-1.0	-1.6	-2.1	-3.6	-3.1	1.8	-0.7	-0.1	0.2	0.5	-2.2	-1.7	-1.4
	160	实际	9.8	8.1	9.2	12.6	16.4	20.2	23.3	25.1	25.1	22.9	18.8	13.9	17.1
		计算	9.0	6.7	6.9	9.5	13.7	18.5	22.6	25.0	24.9	22.4	18.1	13.1	15.9
		误差	-0.8	-1.4	-2.3	-3.1	-2.7	-1.7	-0.7	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7	-0.8	-1.2

注:实际值年限分别为10年(库尔勒)和18年(吐鲁番)平均地温。

4 应用举例

本研究利用天山东段库尔勒至鄯善一线的10个短期观测站资料(1992年1月21~30日和1992年7月20~30日的0cm、80cm和160cm地温)和两个常规站资料对120~220cm深层地温进行试算分析,具体步骤如下:

首先,用冬夏各10天的逐日地温测值代入式(6)算得各站冬、夏半年0~160cm层段的导温系数,同时对两个地温常规观测站分层计算导温系数(表3)。其结果表明,导温系数随地域、层位和季节确实变化较大。就时间看,普遍规律是冬季导温系数大,夏季导温系数小;就层位言,下层导温系数大,上层的小。这主要是表层土粒度小,含有较多腐殖质,在地下水位深的地方,往往表层土壤所含水份多于下层土壤(受降水或浇灌影响),这样就使得表层或上层土壤的热容量增大。而愈往下层,一般是原始土壤,颗粒粗,有的甚至为原岩,含有机质和水很少,其热容量就小。因 k 与热容量呈反比,自然上层的导温系数 $k_{0\sim 80}$ 要小于下层的 $k_{80\sim 240}$ 。本例中的这种计算结果也是符合一般规律的^[1]。 $k_{0\sim 160}$ 介于上层和下层土壤之间,既含上层热容量大的土壤,又含下层热容量小的土壤,所以 $k_{0\sim 160}$ 介于 $k_{0\sim 80}$ 和 $k_{80\sim 240}$ 之间。

其次,根据表3的导温系数以及各站地面各月平均温度资料代入式(4),求得120~220cm各深度月平均地温。为直观起见,再绘制成时间-深度的地温变化图(见图1~图4,其它图略)。在12个站的地温计算中,库尔勒、吐鲁番是用温度初始场下移法处理计算的,其它站由于考察观测资料的缺乏(如无40cm地温观测),无法求得0~80cm层段的导温系数 $k_{0\sim 80}$,故只能用 $k_{0\sim 160}$,而且以地面温度为初始场直接计算各深层地温。鉴于这种算法所得地温冬季误差较大,为减小此误差,我们又根据两种算法求得的库尔勒、吐鲁番各层地温的差值,适当确定出冬半年各月各层的温度订正,进而修正所有以 $k_{0\sim 160}$ 计算出的冬半年地温。

表 3 各站点不同深度冬、夏季导温系数 $k \times 10^{-3}/\text{cm}^2\text{s}^{-1}$

站名	冬			夏			土层性质
	$k_{0\sim160}$	$k_{0\sim80}$	$k_{80\sim240}$	$k_{0\sim160}$	$k_{0\sim80}$	$k_{80\sim240}$	
库尔勒	1.600	0.4985	2.180	0.9946	0.4216	2.650	沙壤土
焉 耆	1.068			0.2158			盐碱沙壤土
和 硕	1.068*			0.3441			盐碱沙壤土
马 兰	1.068*			0.4702			盐碱沙壤土
榆树沟	1.898			0.2992			岩 石
库米什	1.925			0.5417			砂岩沉积
觉罗塔格	1.898*			0.5627			岩 石
山 1 点							
觉罗塔格	1.898*			0.6635			岩 石
山 2 点							
吐鲁番	1.710	0.4868*	2.267	1.257	0.3408*	2.174	沙壤土
迪坎乡	1.927*			0.5693*			沙壤土
鄯 善	1.927*			0.5693			沙壤土
鄯善火车站	1.927			2.355			砾石砂土

注：带“*”的数据均为调整值。

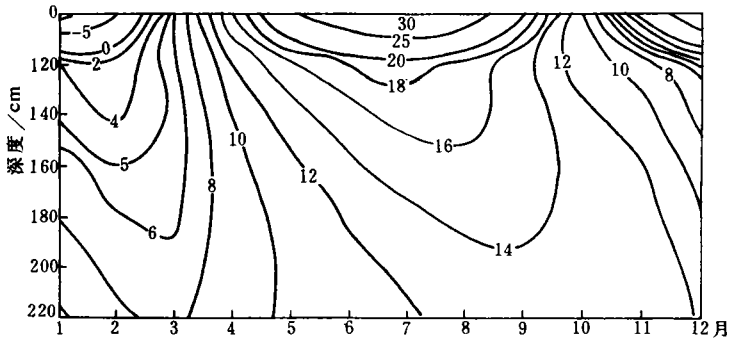


图 1 库尔勒地温年变化

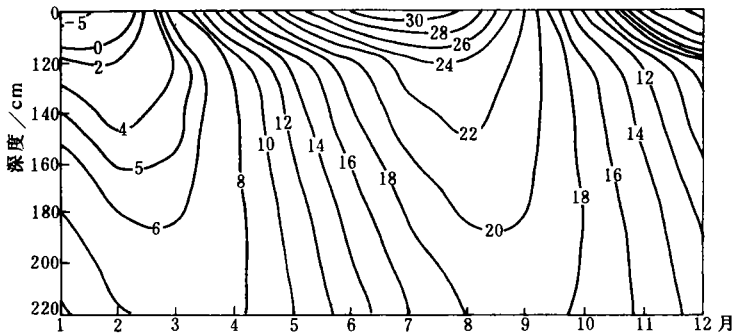


图 2 马兰地温年变化

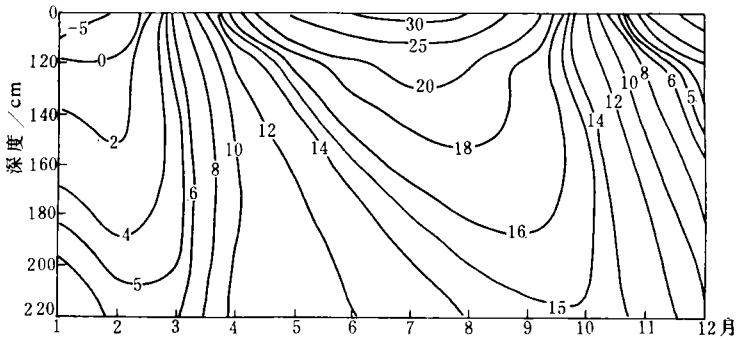


图3 库米什地温年变化

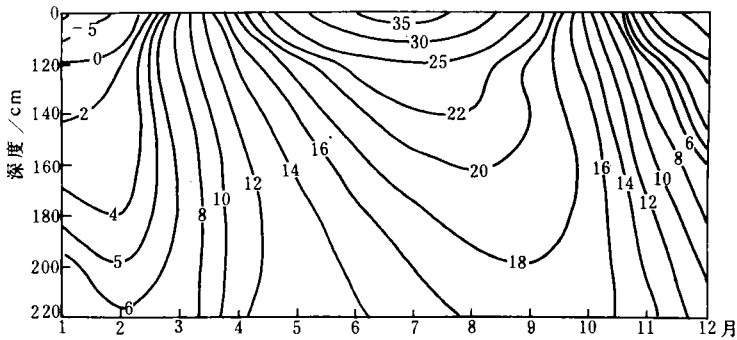


图4 鄯善地温年变化

5 结 语

经过研究和试用分析,用下移温度初始场技术做深层地温推算是可行的,且精度明显提高.本方法适用性很广,尤其对上下层土壤物理性质差异较大的地区更加适宜.本文强调深层地温,是由于土层剖面往往是上下段的物理性质不一样,由此造成各层段的导温系数相差很大,故必须分段处理.若从表层至深层土壤成分均匀,物理性质一样,那就可由地表初始场直接推算深层地温了.用短期地温资料反演导温系数简单易行,但是,用短期资料算得的导温系数是否有代表性,以及它能否用于计算多年平均地温的问题,还需进一步研究.本文研究表明,在干旱地区,因地层中水份(影响导温系数变化主要因子之一)变化不大,短期观测分冬夏两次即可.对于土壤干湿变化大的地区,要适当加密观测时段,如每季各测几天,或以干湿季分测.总之,要求 k 值能充分代表当地某一时段某一层位的常年状况,由此所求地温结果才更接近实际值.

必须指出,本文所介绍的方法不适合极端低温年份的地温推算.

参 考 文 献

- 1 姚贤良,程云生等.土壤物理学.北京:农业出版社,1986.468~493.
- 2 周亚军,汤懋苍.用地温做年度降水预报的一种改进.高原气象,1989,8(3):228~233.

A METHOD OF CALCULATING DEEP SOIL TEMPERATURE

Nan Qinghong Sang Xiucheng

(The Meteorological Institute of Xinjiang, Ürümqi 830002)

Abstract

Based on heat conductive equations, a method of calculating deep soil temperature is developed. The thermal conductivity is calculated by difference method, and monthly averages of deep soil temperature are derived with the technique of moving down initial temperature field layer by layer. In addition, several examples are given. The results are effective.

Key words: Thermal conductivity; Temperature initial field; Deep temperature.