

# 中国土壤分布与气候条件的联系\*

刘多森

(中国科学院南京土壤研究所)

系统是由相互联系、相互制约的若干部件组成的具有一定结构和特定功能的整体。自然界的任何系统,均与其环境相关联。系统与环境的联系,历来为人们所注意。熊毅教授将土壤生态系统定义为“研究土壤与环境条件的相互关系,以及系统本身的结构、功能、平衡与演变规律的一门科学”<sup>[7]</sup>。气候是土壤系统十分重要的环境条件。研究土壤分布与气候条件的本质联系,是土壤生态系统的研究内容之一。

Волобуев В. P. 在研究土壤分布与气候条件的关系方面,做了不少有益的工作。他以年降水量为横坐标,以年平均温度为纵坐标,划出了11个土壤气候分布区图<sup>[6,9-11]</sup>,无疑具有积极意义。由于土壤的复区性,不同土壤气候分布区彼此相交的情况是不可避免的。但是,图上不同区的相交,仅在相应于客观自然界有可能在气候上局部重叠的不同土壤时,才具有合理性。然而,在 Волобуев 的仅仅共计11个土壤气候分布区中,黑钙土区竟与砖红壤区、大部分灰化的红壤区、副热带红壤和黄壤区等7个区相交,栗钙土区竟与副热带红壤和黄壤区等5个区相交,显然是不合理的。导致部分区之间不合理相交的原因之一,正如他自己所说:“这些分布区在图解上位置的不明确,解释为这些土壤成因的不清楚和命名的不肯定”<sup>[6]</sup>。此外,笔者认为,Волобуев 的土壤气候分布区的部分不合理相交的产生,还有二种原因:其一,年降水量仅反映了水分收入,而没有反映水分支出,因而不能准确反映土壤地带的湿润程度;其二,年平均温度仅反映了温度的平均状况,而没有反映温度在一年中不可忽视的波动变化,也没有反映温度与成土速度的内在联系。

我们试用物理化学的某些规则进行演绎,尝试建立显域性土壤分布的气候指标,把土壤—气候的宏观分布规律与成土过程的微观的物理化学分析联系起来,可能是有益的。“宏观与微观研究相结合”<sup>[7]</sup>,正是熊毅教授倡导的研究土壤生态系统的思想方法。

## 一、成土过程的温度效应

化学动力学中的范荷甫规则指出:温度每升高10℃,反应速度大约增加2—4倍。换言之,以  $k_{t+10}$  表示  $t+10^\circ\text{C}$  时的速度常数,以  $k_t$  表示  $t^\circ\text{C}$  时的速度常数,则二者之比,亦即反应速度的温度系数  $\gamma$  在区间 [2, 4] 之内,而在  $t^\circ + n \cdot 10^\circ\text{C}$  与  $t^\circ\text{C}$  时的速度常数之比为:

$$\frac{k_{t+n \cdot 10}}{k_t} = \gamma^n$$

\* 本文经蔡蔚祺、龚子同同志审阅,又承李连捷教授斧正,谨致谢意。

成土过程可视为地壳表层一系列相互关联的化学反应。植物呼吸作用的速度的温度系数在 0—25°C 范围内为 2.5<sup>[6b]</sup>。成土速度的温度系数的准确值是难以确定的。但考虑到我们的目的仅在于不同土类成土速度的相对比较, 因而把成土速度的温度系数统一地取为区间 [2, 4] 的中值 3, 将不失其比较意义。

假设, 旬平均气温  $t$  在一年中随旬数  $x$  的增加而上升与下降的变化都是线性的。从瞬时气温在各年中复杂的实际波动变化(包括日变化)来看, 这一假设是近似的、简化的, 但又不致妨碍对问题的讨论。采取必要的简化假定, 对理论模型的建立是不可避免的。

令  $t_1$  为最冷旬均温 (°C),  $t_2$  为最热旬均温 (°C), 且有  $t_2 > t_1 \geq 0^\circ\text{C}$ , 并令  $t = 0^\circ\text{C}$  时旬成土速度为 1, 则在除温度外其他条件均相同时, 旬成土速度在 18 旬(半年)内的积分的 2 倍为

$$2 \int_0^{18} 3^{0.1 \left( \frac{t_2 - t_1}{18} x + t_1 \right)} dx = \frac{3.6}{\ln 3} \left[ \frac{100(3^{0.1t_2} - 3^{0.1t_1})}{t_2 - t_1} \right] \quad (1)$$

且令:

$$T = \frac{100(3^{0.1t_2} - 3^{0.1t_1})}{t_2 - t_1} \quad (2)$$

我们将  $T$  命名为成土过程的温度效应, 它近似地反映了不同土壤地带因温度状况不同而引起的成土速度的相对大小。这里应当说明, 取上述定积分的“2 倍”, 仅出于计算上的方便。可以证明, 如果在一年内旬均温的上升时段与下降时段不等, 仍将得出式(1)的结果。

考虑到  $t < 0^\circ\text{C}$  时, 液态水将冻结为冰, 作为化学反应的成土过程将趋近于停顿。虽然土壤水与任何溶液一样, 具有冰点下降等依数性质, 但因其影响甚微, 而允许我们仍然把  $0^\circ\text{C}$  近似地看作土壤自由水的冰点。因此, 当  $t_2 \geq 0^\circ\text{C}$ ,  $t_1 < 0^\circ\text{C}$  时, 我们只取上述旬成土速度在旬均温  $t \geq 0^\circ\text{C}$  的旬区间内的积分:

$$2 \int_{\frac{-18t_1}{t_2 - t_1}}^{18} 3^{0.1 \left( \frac{t_2 - t_1}{18} x + t_1 \right)} dx = \frac{3.6}{\ln 3} \left[ \frac{100(3^{0.1t_2} - 1)}{t_2 - t_1} \right]$$

且令:

$$T = \frac{100(3^{0.1t_2} - 1)}{t_2 - t_1} \quad (3)$$

显然, 当  $t_2 < 0^\circ\text{C}$ ,  $t_1 < 0^\circ\text{C}$  时, 应有:

$$T = 0 \quad (4)$$

$T$  等于零, 大体反映了雪线以上的成土过程的温度效应。

成土过程的温度效应  $T$ , 可按式 (2), (3), (4) 统一表示为:

$$T = \begin{cases} \frac{100(3^{0.1t_2} - 3^{0.1t_1})}{t_2 - t_1}, & \text{当 } t_2 > t_1 \geq 0^\circ\text{C} \\ \frac{100(3^{0.1t_2} - 1)}{t_2 - t_1}, & \text{当 } t_2 \geq 0^\circ\text{C} > t_1 \\ 0, & \text{当 } t_1 < t_2 < 0^\circ\text{C} \end{cases}$$

从表 1 看出, 成土过程的温度效应  $T$  将比年平均气温更能反映不同土类在温度状况

表 1 年均温相同地点成土过程的温度效应 ( $T$ )Table 1 Temperature effect of soil forming process ( $T$ ) for the locations of same annual mean temperature

地 点 Location	土 类 Soil great group	年均温(°C) Annual mean temperature	$T$	$t_2$ (°C)	$t_1$ (°C)	$t_2 - t_1$ (°C)
黑龙江呼玛 Huma, Heilongjiang	暗棕壤 Dark brown forest soil	-2.1	17.0	20.5	-29.5	50.0
西藏班戈湖 Bangehu, Xizang	高山草原土 Alpine steppe soil	-2.1	7.83	10.5	-17.2	27.7
西藏那曲 Naqu, Xizang	高山草甸土 Alpine meadow soil	-2.1	6.80	8.9	-15.5	24.4
辽宁岫岩 Xiuyan, Liaoning	棕壤 Burozem	7.5	37.2	24.4	-12.1	36.5
河北张家口 Zhangjiakou, Hebei	褐土 Drab soil	7.5	35.0	23.3	-10.8	34.1
宁夏盐池 Yanchi, Ningxia	灰钙土 Sierozem	7.5	34.1	22.6	-9.6	32.2
西藏拉萨 Lasa, Xizang	灌丛草原土 Shrubby steppe soil	7.5	25.2	15.7	-2.6	18.3

上的差别。黑龙江呼玛的暗棕壤,西藏班戈湖、那曲的高山土壤,年均温皆为 $-2.1^{\circ}\text{C}$ <sup>1)</sup>,毫无差别;但其 $T$ 值则分别为17.0, 7.83, 6.80,从而较好地分辨了上述土类的温度条件。同样,辽宁岫岩的棕壤,河北张家口的褐土,宁夏盐池的灰钙土,西藏拉萨的灌丛草原土,年均温皆为 $7.5^{\circ}\text{C}$ ,也没有差别;而其 $T$ 值则互不相同,从而比较合理地反映了这些土类所处的热量带。

表1启示,并从理论上也可证明,在年均温相等的条件下,旬均温在一年中的波动( $t_2 - t_1$ )愈大者,则其成土过程的温度效应 $T$ 愈大。正因为 $T$ 反映了温度波动变化对成土过程的影响,所以它比年均温提供的信息更为充分。

## 二、成土过程的湿润效应

不同成土过程可视为在水溶液中进行的一系列连续化学反应的不同阶段。成土速度不仅与温度有关,而且随湿润程度增加而增加。湿润程度增加时,土壤水溶液浓度减小,淋溶速度增强,成土速度随之增加,反应的化学平衡向成土方向移动。

据测试资料<sup>[9a]</sup>,我们可以算出:在 $-10-30^{\circ}\text{C}$ 的范围内每升高 $10^{\circ}\text{C}$ 时,与水(或冰)平衡的饱和水蒸气压将增加2.35—1.81倍。考虑到旬平均气温波动的一般范围及饱和水蒸气压对温度的非线性关系,我们近似地认为,每升高 $10^{\circ}\text{C}$ 时,饱和水蒸气压增加2倍。

假设,旬均温 $t$ 在一年中随旬数 $x$ 的增加而上升与下降的变化都是线性的。令 $t_1$ ,  $t_2$ 分别表示最冷和最热旬均温( $^{\circ}\text{C}$ ),并令 $t = 0^{\circ}\text{C}$ 时的饱和水蒸气压为1,则饱和水蒸

1) 此处及下文所有气象记录,主要引自中央气象局编《1951—1970中国地面气候资料》。

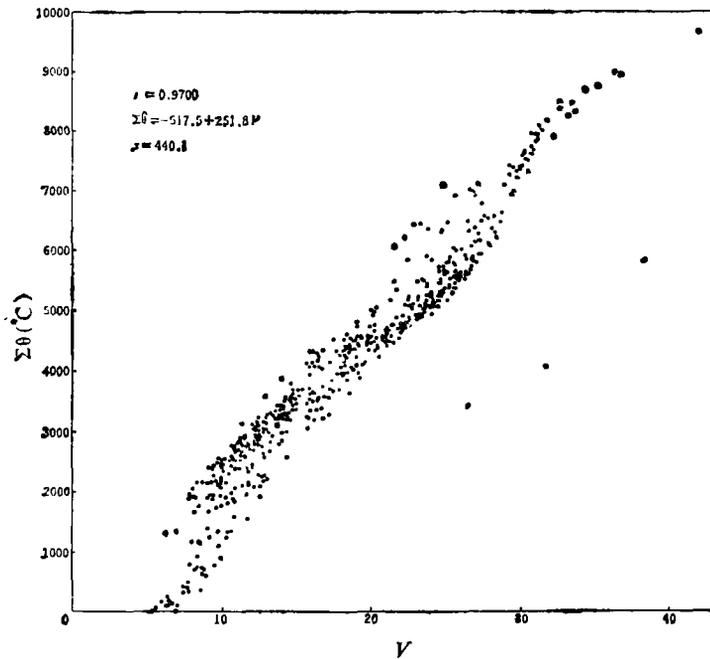


图1 饱和水蒸气效应 ( $V$ ) 与有效积温 ( $\Sigma\theta$ ) 的相关性

Fig. 1 Correlation between effect of saturated water vapour pressure ( $V$ ) and effective accumulated temperature ( $\Sigma\theta$ )

气压在 18 旬(半年)内的积分的 2 倍在形式上与式 (1) 相似:

$$\frac{3.6}{\ln 2} \left[ \frac{100(2^{0.1t_2} - 2^{0.1t_1})}{t_2 - t_1} \right]$$

且令:

$$V = \frac{100(2^{0.1t_2} - 2^{0.1t_1})}{t_2 - t_1} \quad (5)$$

我们将  $V$  命名为饱和水蒸气效应, 它近似地反映了不同土壤地带饱和水蒸气压的相对大小, 并近似地与不同土壤地带的最大可能蒸发量成正比。当旬均温  $t < 0^\circ\text{C}$  时, 虽然水冻结为冰, 但蒸发过程仍继续进行。因此, 没有必要对  $t < 0^\circ\text{C}$  的条件另作处理。

正如 M. H. 布德科所说, 关于  $\geq 10^\circ\text{C}$  的积温的“物理解释”, “直到目前为止……还不很清楚”, 但是“在利用积温来间接估计不同气候条件下的蒸发力方面具有很大的可能性”<sup>[4]</sup>。不少研究者经常使用  $\geq 10^\circ\text{C}$  的积温(即有效积温)  $\Sigma\theta$  乘以常数表示最大可能蒸发量。值得注意的是, 我们利用中国 578 个气象台站 1951—1970 年的 20 年平均记录进行计算,  $V$  与  $\Sigma\theta$  的相关系数  $r$  竟高达 0.9700, 大大超过了概率 0.001 时相关系数的临界值, 二者的相关性极为显著。经计算,  $\Sigma\theta$  对  $V$  的直线回归方程为:

$$\Sigma\hat{\theta} = -517.5 + 251.8V$$

剩余标准差  $s$  为 440.1 $^\circ\text{C}$ 。  $V$  与  $\Sigma\theta$  的相关性如图 1, 其中 95% 的点落在区间  $\Sigma\hat{\theta} \pm 380.2^\circ\text{C}$  之内。  $\Sigma\theta$  的物理意义, 似可从  $V$  得到某种启示。

用  $\geq 10^\circ\text{C}$  的积温  $\Sigma\theta$  表征最大可能蒸发量, 在  $\Sigma\theta < 1500^\circ\text{C}$  的情况下可能是不

表 2 平均年降水量相近地点成土过程的湿润效应 ( $M$ )Table 2 Moisture effect of soil forming process ( $M$ ) for the locations of similar mean annual precipitation

地点 Location	土类 Soil great group	平均年降水量 (mm) Mean annual precipitation	$M$	$t_2$ (°C)	$t_1$ (°C)
云南元江 Yuanjiang, Yunnan	燥红土 Dry red soil	781.1	22.7	29.2	16.0
陕西安康 Ankang, Shanxi	黄棕壤 Yellow-brown soil	779.6	33.3	28.5	2.9
湖北郧西 Xunxi, Hubei	黄棕壤 Yellow-brown soil	788.3	33.8	28.9	2.1
山东青岛李村 Licun of Qingdao, Shandong	棕壤 Burozem	777.4	42.6	26.3	-3.2
山东莱阳 Laiyang, Shandong	棕壤 Burozem	779.1	44.7	26.2	-5.0
吉林桦甸 Huadian, Jilin	暗棕壤 Dark brown forest soil	781.9	72.5	23.0	-20.4
吉林靖宇 Jingyu, Jilin	暗棕壤 Dark brown forest soil	783.7	78.8	21.4	-20.5

适合的。西藏亚东帕里的最热旬均温为  $8.0^{\circ}\text{C}$ ，青海称多清水河的最热旬均温为  $6.8^{\circ}\text{C}$ ，其  $\geq 10^{\circ}\text{C}$  的积温均为零。尽管如此，人们绝不可能认为这二个地方的最大可能蒸发量等于零。因为当气温  $< 10^{\circ}\text{C}$ ，即使  $< 0^{\circ}\text{C}$  时，蒸发过程并未停止。正因为如此，图 1 中  $\sum \theta < 1500^{\circ}\text{C}$  的点，明显偏低。看来，在  $\sum \theta < 1500^{\circ}\text{C}$  的情况下，用  $V$  比用  $\sum \theta$  表征最大可能蒸发量的效果似乎更好些。

令  $P$  表示年降水量(毫米)，则成土过程的湿润效应  $M$  可表示为：

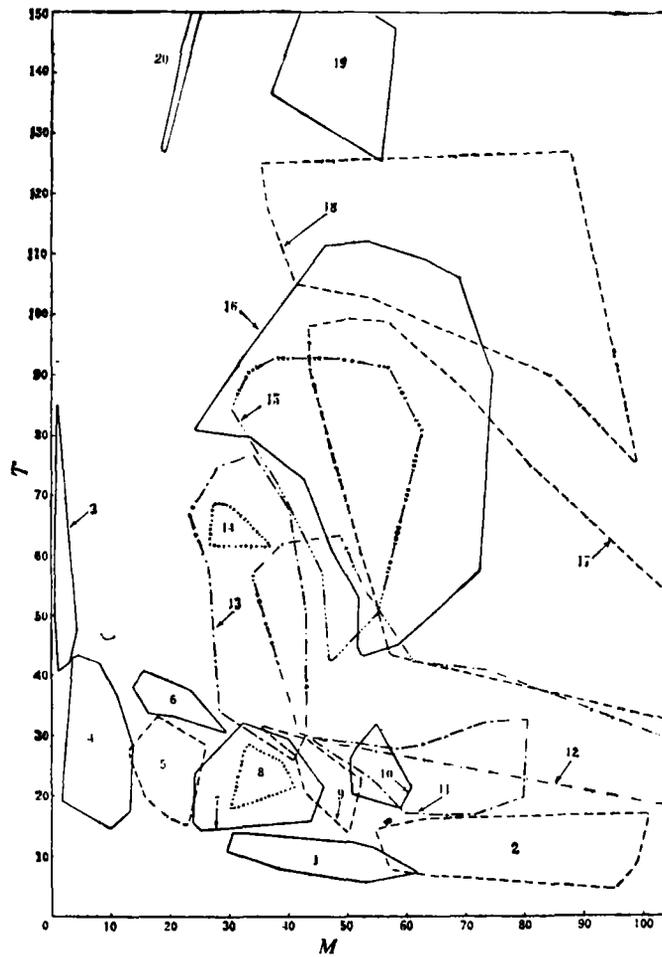
$$M = \frac{P}{V} \quad (6)$$

$M$  近似地表征了除湿润程度外其他条件均相同时成土速度的相对大小。或者说，成土速度是在其他条件相同时随  $M$  增加而增加的单调函数。该单调函数可能是幂函数，其指数估计在开区间  $(0, 1)$  之内。

从表 2 看出，成土过程的湿润效应  $M$  将比年降水量更能反映不同土壤地带在湿润状况上的差别。不同地点年降水量 20 年平均值绝对相等的情况几乎是不存在的，但我们毕竟可以找出年降水量相近的若干地点。云南元江的燥红土与吉林桦甸的暗棕壤，年降水量仅仅相差 0.1%，几乎相同；但其成土过程的湿润效应  $M$  则分别为 22.7, 72.5，从而比较合理地反映了不同土壤地带的湿润状况。

### 三、中国 20 类土壤的气候集

利用中国 586 个气象台站 1951—1970 年的 20 年平均记录，分别算出各地成土过程的温度效应  $T$  和湿润效应  $M$ 。以  $M$  为横坐标、 $T$  为纵坐标点图，则在图上得到 586 个点。



- 1.高山亚高山草原土 Alpine and subalpine steppe soil, 2.高山亚高山草甸土 Alpine and subalpine meadow soil, 3.棕漠土 Brown desert soil, 4.灰棕漠土 Gray brown desert soil, 5.棕钙土 Brown soil, 6.灰钙土 Sierozem, 7.栗钙土 Chestnut soil, 8.灌丛草原土 Shrubby steppe soil, 9.黑钙土 Chernozem, 10.黑土 Black soil, 11.暗棕壤 Dark brown forest soil, 12.棕壤 Burozem, 13.褐土 Drab soil, 14.垆土 Lou soil, 15.黄棕壤 Yellow-brown soil, 16.红壤 Red soil, 17.黄壤 Yellow soil, 18.赤红壤 Lateritic red soil, 19.砖红壤 Latosol, 20.燥红土 Dry red soil.

图 2 中国 20 类土壤的气候指标的点集

Fig. 2 Sets of points of climatic indices for 20 soil great groups of China

依据全国<sup>[2],1)</sup>及地方<sup>[1,3],2-5)</sup>土壤图,分别认定各点的土壤类型。不同的土壤类型,在图 2 分别构成其气候指标点的不同的点集,分别称为某种土壤的气候集,简称为集。不同的集,各自被相应的围线所包含。

- 1) 马溶之: 中国土壤图 (1/800 万), 1958。
- 2) 中国科学院新疆综合考察队: 新疆维吾尔自治区百万分之一土壤图, 1960—1961。
- 3) 石华、侯传庆等: 广西僮族自治区土壤图 (1/75 万), 1961。
- 4) 云南省农业厅: 云南省土壤图 (1/50 万), 1959。
- 5) 中国科学院黑龙江流域综合考察队: 东北地区自然地图集, 土壤图 (1/500 万), 1965。

从图 2 看出,不同土壤的气候集彼此相当好地分离开来。然而,某些集仍存在彼此相交、包含的情况。但是,这种相交、包含,合理地反映了有关土壤之间的如下规律性联系:

(一) 共存性 有的土类可以和另一土类共同存在于相同气候。如在大兴安岭东坡,山间冲积阶地的黑土即与广泛分布于山体的暗棕壤共存。因此,黑土气候集的大部分与暗棕壤集重叠,但二集的重叠面积只占暗棕壤集的少部分。

(二) 渐变性 自然界相毗邻的土壤之间,往往表现出逐渐演变的特点,并不存在一条非此即彼的截然界线。土壤的这种渐变性,显然与岩石分布非此即彼的突变特点不同。因此,在各个土壤气候集序列(见第四节)中毗邻土壤的气候集在图 2 上局部相交,是符合自然界的客观事实的。

(三) 土壤性质上的某些共性 例如,西藏雅鲁藏布江谷地的灌丛草原土,李连捷教授等曾称为山地栗钙土<sup>[1]</sup>。后来,另一些研究者因其海拔 >3500 米,纬度 <30°,具有与北方低海拔、高纬度的栗钙土不同的某些成土条件,遂命名为灌丛草原土<sup>[2]</sup>、山地灌丛草原土<sup>[2]</sup>。西藏高原的灌丛草原土虽与我国北方的栗钙土在地域上相距甚远,但其水热条件仍然具有某些相似之处,从而呈现出土壤性质上的某些共性——草原植被下的腐殖化作用、钙化作用及类似的剖面形态。灌丛草原土的气候集包含于栗钙土集之内,恰恰是二者具有某些共性的反映。

(四) 耕种土壤与其起源土壤的相应性 耕种土壤起源于自然土壤。经长期耕种熟化形成的垆土、绵土、水稻土等,必然与其起源土壤的气候集相重叠。例如,渭汾盆地的垆土是在下垫褐土上发育的古老耕种土壤,其气候集必完全包含于褐土集之中。

黄棕壤是红、黄壤与棕壤之间的过渡性土壤,其气候集与红壤、黄壤、棕壤者局部相交是符合自然界客观实际的。红、黄壤集的左下部均为云贵高原的点,而且红壤集左下部与黄壤集不重叠的部分均由云南红壤所构成。由于黄棕壤的过渡性质及云南红壤所处高原气候的特殊性,以致出现了黄棕壤集大部与红壤集重叠的情况,有待进一步研究。出现这一情况的原因,可能是我们把成土速度的温度系数统一取为 3 造成的。因为严格地说,反应速度的温度系数对于不同反应及不同温度范围是不尽相同的。对于土壤脱硅富铝化作用及云贵高原气温波动较小、最热旬均温较低的条件,反应速度的温度系数可能 >3,取值于半开区间 (3, 4] 之内。云贵高原成土速度的温度系数取值 > 3 时,则云贵的红壤、黄壤、赤红壤的温度效应将随之增加,从而使红、黄壤集与黄棕壤集之间,赤红壤集与红壤集之间更好地分离开来。因为红、黄壤集左下部由云贵的点所组成,而赤红壤集的下缘由云南的点所组成。中央气象局使用的划分气候带的温度指标,对云南地区在数值上也有不同的要求<sup>3)</sup>,以使用经验修正方法来反映该地区的特殊气候。

#### 四、土壤气候集序列

概观中国 20 类土壤的气候集,可归纳出如下规律:

(一) 当成土过程的温度效应  $T$  保持在区间 [15, 40] 时,随湿润效应  $M$  的增加,不同

1) 中国科学院西藏综合考察队: 西藏的土壤, 1970。

2) 中央气象局: 中国气候图集。说明, 地图出版社, 1966。

土壤的气候集呈如下序列逐步演变:“灰棕漠土—棕钙土和灰钙土—栗钙土—黑钙土—黑土”。其中灰钙土集与棕钙土集的湿润效应大体相当,唯灰钙土集的温度效应略高。上述序列完全符合于我国北方从西部的荒漠经荒漠草原、干草原到东部的草甸草原、草甸的土壤经相地带性规律。当湿润效应极低、温度效应较灰棕漠土集略高时,有棕漠土集存在。

(二)当成土过程的湿润效应 $M$ 保持在 $>44$ ,温度效应 $T > 16$ 时,随温度效应 $T$ 的增加,不同土壤的气候集呈如下序列逐步演变:“暗棕壤—棕壤—黄棕壤—红壤和黄壤—赤红壤—砖红壤”。其中黄壤集比红壤集的湿润效应略高而温度效应略低。上述序列完全符合于我国东部自北向南的森林土壤纬相地带性规律。

(三)当成土过程的湿润效应 $M$ 保持在区间 $[30, 40]$ ,温度效应 $T > 15$ 时,随温度效应 $T$ 的增加,呈现“栗钙土—褐土—黄棕壤—红壤”的气候集序列。这同我国从内蒙古中部向南到湘赣的土壤纬相分布规律是符合的。

当然,从不同角度观察图2,还可归结出其他的土壤气候集序列,例如青藏高原自西向东的“高山亚高山草原土—高山亚高山草甸土”序列等。

从图2还可看出,整个森林土壤的湿润效应 $M > 30$ ,同时温度效应也必须大于一定值。整个草原土壤的总气候集,也同时与一定的 $M, T$ 相适应。因此,不考虑温度状况而仅仅用湿润系数或干燥度划分森林与草原是不够全面的。

看来,土壤的温度效应和湿润效应的点集,较好地反映了土壤地理分布规律。用温度效应和湿润效应比用年均温和年降水量讨论土壤分布与气候条件的关系,从理论上及实际分辨效果上均有所进步。

### 参 考 文 献

- [1] 中国科学院内蒙古宁夏综合考察队、中国科学院南京土壤研究所,1978: 内蒙古自治区与东北西部地区土壤地理。土壤图,科学出版社。
- [2] 中国科学院南京土壤研究所编图组,1978: 中华人民共和国土壤图。地图出版社。
- [3] 文振旺等,1965: 新疆土壤地理。土壤图,科学出版社。
- [4] 布德科, M. И. (李怀瑾等译,1960): 地表而热量平衡。179—180页,科学出版社。
- [5] 李连捷等,1958: 西藏农业考察报告。科学出版社。
- [6] 沃洛布耶夫, B. P. (杨景辉译,1958): 土壤与气候。201页,科学出版社。
- [7] 熊毅,1978: 土壤生态系统研究的意义与展望。土壤,6期。
- [8] Никольский, В. П. 等(陶坤译): 苏联化学手册。科学出版社。a,第一册,818—819页,1958; b,第三册,29页,1963。
- [9] Volobuev, V. R., 1964: Ecology of soils. 94, Jerusalem.
- [10] Волобуев, В. Р., 1945: О почвенно-климатических ареалах. Почвоведение. № 1.
- [11] Волобуев, В. Р., 1974: Введение в энергетику почвообразования. «Наука», М.

## RELATIONSHIP BETWEEN SOIL DISTRIBUTION AND CLIMATIC CONDITION IN CHINA

Liu Duosen

(*Institute of Soil Science, Academia Sinica, Nanjing*)

### Summary

In soil forming process, it is assumed that the velocity of soil chemical reactions is increased by three times with the temperature rising every 10°C; the mean air temperature in ten-days,  $t$ , is changed linearly during a year; and when  $t < 0^\circ\text{C}$ , the soil forming velocity equals zero. Under these conditions, the temperature effect of soil forming process,  $T$ , may be expressed by the equation:

$$T = \begin{cases} \frac{100(3^{0.1t_2} - 3^{0.1t_1})}{t_2 - t_1}, & \text{when } t_2 > t_1 \geq 0^\circ\text{C} \\ \frac{100(3^{0.1t_2} - 1)}{t_2 - t_1}, & \text{when } t_2 \geq 0^\circ\text{C}, t_1 < 0^\circ\text{C} \\ 0, & \text{when } t_1 < t_2 < 0^\circ\text{C}, \end{cases}$$

where  $t_1$  and  $t_2$  are the mean air temperature in the coldest and the hottest ten-days respectively.

It is also assumed that the saturated water vapour pressure is increased by two times with the temperature rising every 10°C; and the change of  $t$  is linear during a year. From what is said above, the effect of saturated water vapour pressure,  $V$ , may be indicated as follows:

$$V = \frac{100(2^{0.1t_2} - 2^{0.1t_1})}{t_2 - t_1}$$

The correlation coefficient between  $V$  and effective accumulated temperature equals 0.9700. Obviously, the moisture effect of soil forming process,  $M$ , may be given by the following equation:

$$M = \frac{P}{V}$$

where  $P$  is the mean annual precipitation.

Based on the data obtained from 586 meteorological stations in China, 586 pairs of corresponding values of  $T$  and  $M$  were calculated. From these values, point sets of climatic indices for 20 soil great groups of China were obtained. It is shown that these point sets of climatic indices can better reflect the regularity of soil geographic distribution.