

第一篇 季节冻土和多年冻土形成和动态的热物理基础

第一章 地球表面的能量平衡和温度状况

§ 1.1 地球表面的能量交换

了解冻土条件与地球表面辐射 - 热量交换过程和其他气候特征间的关系问题,不仅过去就是现在仍然是冻土学的基础科学课题之一。早在 19—20 世纪交界时 А. И. Воейков, И. А. Лопатин, А. А. Янчевский, Р. И. Аболин, А. В. Львов 等人的著作已形成了对岩石圈的深层冻结与俄罗斯寒冷地区气候有关的基本认识。从 20 世纪 30 年代起在此区域工作的大多数专业人员都有计划地研究过把冻土学形成一门科学的问题,随研究目的解决各种科学和实践任务。它们可分为三组:第一组是关于地壳上层岩土温度状况与地表辐射 - 热量平衡分量,气温和大气降水间函数关系的理论研究工作。在解决这些课题中贡献最大的是 Д. В. 列多祖博夫(Редозубов), В. С. 卢基亚诺夫(Лукьянов), В. А. 库德里亚夫采夫(Кудрявцев), Г. В. 波尔哈耶夫(Порхаев), Н. С. 伊瓦诺夫(Иванов), М. К. 加夫里洛娃(Гаврилова), В. Т. 巴洛巴耶夫(Балобаев), А. В. 帕夫洛夫(Павлов), Л. С. 加拉古利娅(Гарагуля), В. В. 博丘克(Бойчук), П. Н. 卢戈沃伊(Луговой), Г. З. 佩尔施泰因(Перльштейн), В. Н. 布雷克辛(Брыксин)。在 Д. В. 列多祖博夫, В. С. 卢基亚诺夫和 В. А. 库德里亚夫采夫的著作中实质上是首先提出了把冻土特征与气候相联系的解析方程和经验方程,可以用于定量分析。

第二组任务的目的是研究与地球表面气候、能量交换特点有关的冻土条件的空间变化规律。М. И. 苏姆金(Сумгин), В. Ф. 图梅利(Тумель), В. А. 库德里亚夫采夫(Кудрявцев)和他的莫斯科大学学派[Л. Н. 马克西莫娃(Максимова), В. С. 梅连季耶夫(Мелентьев), С. А. 扎莫洛特奇科娃(Замолотчикова)等], М. К. 加夫里洛娃(Гаврилова), Н. А. 什波良斯卡娅(Шполянская), П. Н. 卢戈沃伊(Луговой), И. А. 涅克拉索夫(Некрасов)等许多学者的著作起了很大作用。他们确定了冻土条件的纬度和高度分带性,各种景观 - 气候条件下温度年波动层中岩土温度状况的形成规律。

第三组任务是实践中(冷生岩土带中的矿床开采),各种建筑物施工和冻土区土地的农业利用与土的热改良有关的问题。在这方面参与工作的有 П. И. 科洛斯科夫(Колосков), М. М. 克雷洛夫(Крылов), В. П. 巴卡金(Бакакин), В. Г. 戈利特曼(Гольтман), С. М. 福季耶夫(Фотиев), Л. М. 杰米久克(Демидюк), Б. А. 奥洛温(Оловин), А. В. 帕夫洛夫(Павлов), Г. В. 波尔哈耶夫(Порхаев), Г. З. 佩尔施泰因(Перльштейн), Л. Н. 赫鲁斯塔廖夫(Хрусталев), Э. Д. 叶尔绍夫(Ершов)等。

在 20 世纪 60—70 年代快速累积了岩土温度状况形成规律方面的现场资料。В. Т. 巴洛баев, А. В. 帕夫洛夫, Г. М. фельдман 根据多年状态观测,定量地描述了由气候和小气候条件决定的地表和土壤层及具有温度年波动岩土中的热交换特点。这些工作的成果可以更全面、更详细地描述求解冻土学热物理课题时形成地表温度状况的上边界条件。

实际资料的积累和许多冻土研究任务的解决在学科上取得了相当大的成就,同时一定程度上获得了令人难以置信的结论:具有大量现场观测资料时在热力学范围内可以单在局部水平上确定冻土层与所有气候分量间的函数关系。这是由两个主要原因决定的:第一,在岩石圈和大气圈之间的热量交换和水分交换中,一些全球性、区域性和局部的自然因素作用与地理位置和地段的地貌组构的关系是非唯一性的;其二,岩土冻结过程在实际自然条件中的极其多因素性。

前一种情况导致例如区域内地表相同辐射条件下在大气环流特征、气温状况、大气降水等方面有不同的气候类型。所以在一个大区(地区、地段)根据一些气候和冻土特征间确定的关系不能单凭它们一个或几个相似气候特征就用到另一个区域。然而许多研究者试图根据一些气候分量的可变性解释冻结岩土层(体)的空间变化。例如, П. Н. 卢говой(1970)研究山区多年冻土体特征与气候高度分带和逆温的关系。И. А. Некрасов(1976)试图确定各类多年冻土分布与地表辐射平衡的关系。可是由于对多年冻土层(体)形成条件缺乏综合性、全面的分析,他们得到的结论是有争议的、不清楚的。目前广为所知的各类多年冻土分布的分带性、高度带和区域性规律是以整体形式反映它们与气候的关系。本学科的奠基者们,如 Ч. И. 苏姆гин, В. Ф. 图мель, В. А. 库дрявцев, П. Ф. Швецов, И. Я. Баранов 等许多冻土学者,都研究过这些规律。В. А. 库дрявцев(1979)尤其注意到气候大陆性(作为整体指标)对冻土层分布的作用。Н. Н. Романовский(1993)发展了这一见解,对由北方欧亚大陆领土上,气候形成特点所决定的冻土区域性给出了最全面的认识。

如果对比气候带和区的布局(Б. П. Алисов 划分的,1969)与岩土冻结层的分布特征,则明显可知气候大陆性对俄罗斯亚洲部分冻土层优势发育的影响(图 1.1)。在大西洋强烈影响的欧洲领土上,多年冻土主要分布在北极和亚北极带,在温带只在

与亚北极边界相邻的狭窄带(200 ~ 250 km)有岛状分布。在亚洲领土内北极和亚北极的多年冻土呈连续分布,在温带则为从连续到岛状分布。在西西伯利亚的温带多年冻土从亚北极边界处自北向南宽 500 ~ 650 km 的带内主要呈岛状分布,这仍然是大西洋的影响所致,虽然它已经大为削弱。在整个东西伯利亚和进入温带的远东区域内冬季受亚洲高压控制,在宽 1500 ~ 2000 km 的地带内多年冻土呈断续状和岛状分布。表 1.1 列出了这些资料,并且由此可知气候大陆性在俄罗斯自西北向东南一直到太平洋沿岸显著增强。由于区域的平原性,大西洋影响远播至欧洲和亚洲大陆。在东部亚洲大陆的东北部,由于山地地形,太平洋季风影响大为削弱。

表 1.1 俄罗斯领土上各气候带的年平均背景温度和多年冻土分布

气候带	气候区 (按 Б. П. Алисов, 1969)	气候类型 (按大陆度 A , °C)	冻土年平均温度 t_{cp} , °C	冻土分布
I. 北极带	1. 北极区	海洋型, A 小于 15		到处
	2. 大西洋区	次海洋型和次大陆型, A 为 15 ~ 27		
	3. 西伯利亚区	次大陆型和大陆型, A 为 22 ~ 34	低于 -5	
	4. 太平洋区	次大陆型和大陆型, A 为 22 ~ 34		
II. 亚北极带	5. 大西洋区	次海洋型和次大陆型(俄罗斯的西欧部分), A 为 20 ~ 27	高于 -1	到处
		次大陆型和大陆型, A 为 22 ~ 34	-1 ~ -3(低于 -3)	
	6. 西伯利亚区	高大陆型和极大大陆型, A 为 34 ~ 48	低于 -5(低于 -3)	
	7. 太平洋区	次海洋型, 次大陆型和大陆型, A 为 20 ~ 34	-3 ~ -5	
III. 温带	8. 大西洋 - 北极区	次大陆型, A = 22 ~ 27	0 ~ -0.5	自北向南宽 200 ~ 250 km
	9. 西西伯利亚大陆区	高大陆型, A 为 34 ~ 42	0 ~ -1	自北向南宽 500 ~ 650 km
	10. 东西伯利亚大陆区	高大陆型, A 为 34 ~ 42	0 ~ -1	自北向南度 大于 1500 km
	11. 远东季风区	极大大陆型和特极大大陆型, A 为 42 ~ 48 和高于 48	-1 ~ -2(-3)	
		次大陆型和大陆型, A 为 22 ~ 34	高于 -1	

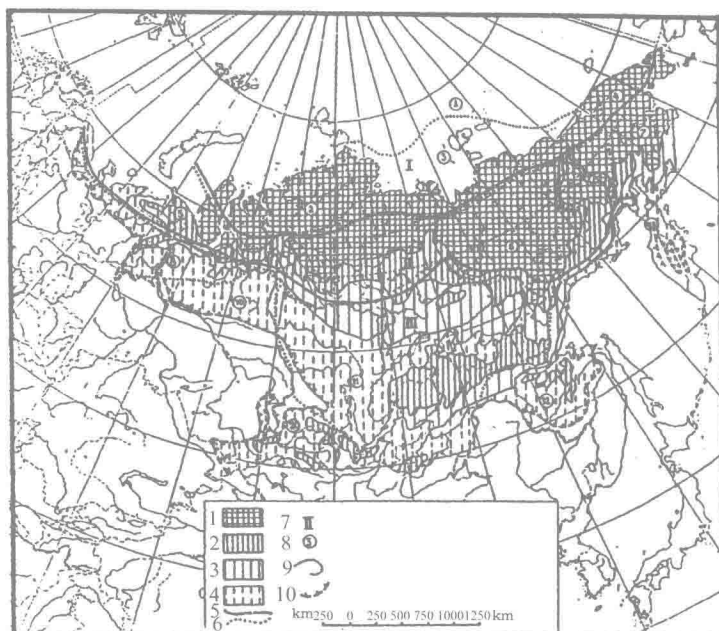


图 1.1 北极、亚北极和温带气候带的冻土 - 温度带分布略图

1— $t_{cp} < -5\text{ }^{\circ}\text{C}$; 2— $t_{cp} = -5 \sim -3\text{ }^{\circ}\text{C}$; 3— $t_{cp} = -3 \sim -1\text{ }^{\circ}\text{C}$; 4— $t_{cp} > -1\text{ }^{\circ}\text{C}$; 5—气候带界限;

6—气候区域界限; 7, 8—分别为带和区域编号; 9—地温界限; 10—多年冻土分布南界

由图 1.1 可知岩土的平均年温度(t_{cp})与气候大陆性有关。例如在亚北极带和温带 t_{cp} 的变化中, 最低的 t_{cp} 值是在具有高大陆性的地区。

一些主要冻土界限(包括地温界限)在 М. И. Будыко 的苏联气候区划图(1971)上有良好反映。他首先提出一个综合性指标——干旱指标(i_e)——作为全球地理纬度带的定量特征, 其部分表现就是冻土纬度分带性。干旱指标本身是地表年辐射总量(R)与年内蒸发地表所有大气降水消耗热量的(L_r)比值, 即 $i_e = R/L_r$ 。М. И. Будыко 分析这一指标的空间变化后, 在北极带、亚北极带和温带内按照地表被大气降水湿润度区分出几个区。在年大气降水量超过年水分蒸发量的过湿区包括: $i_e < 0.2$ 的北极荒漠; i_e 从 0.2 到 0.4 的苔原和森林苔原; i_e 从 0.4 到 0.6 的北方泰加林和 i_e 从 0.6 到 0.8 的含有混合林的南方泰加林。然后区分出的区有: 最佳湿润区(i_e 从 0.8 到 1 的阔叶林和森林草原), 次不充分湿润区(i_e 从 1 到 2 的草原), 不充分润湿区(i_e 从 2 到 3 的温带半沙漠)和极不充分湿润区($i_e > 3$ 的温带沙漠)。等于 1 的干旱指标可以区分降水比除去有效辐射外的所有吸收太阳辐射所能蒸发的降水量大于($i_e < 1$)和小于($i_e > 1$)的地段。这一方法还可以确立干旱指标与地表降水的径流系数的关系。 $i_e < 1/3$ 的苔原径流系数应超过 0.7, 森林带中是从 0.3 到 0.7, 草原是从 0.1 到 0.3, 在

半沙漠和沙漠是小于 0.1。М. И. БУДЫКО 把地理纬度带与地表辐射平衡值相连(图 1.2, 1.3), 同时指出气候形成的复杂情景。他在气候分类中应用了决定冷、暖半周期气象条件的地表-大气圈-宇宙空间系统(表 1.2)的辐射交换和热量物质传输复杂过程。地表温度可以作为这些过程的综合性标志, 并且是岩石圈上层形成岩土温度的主要因素。

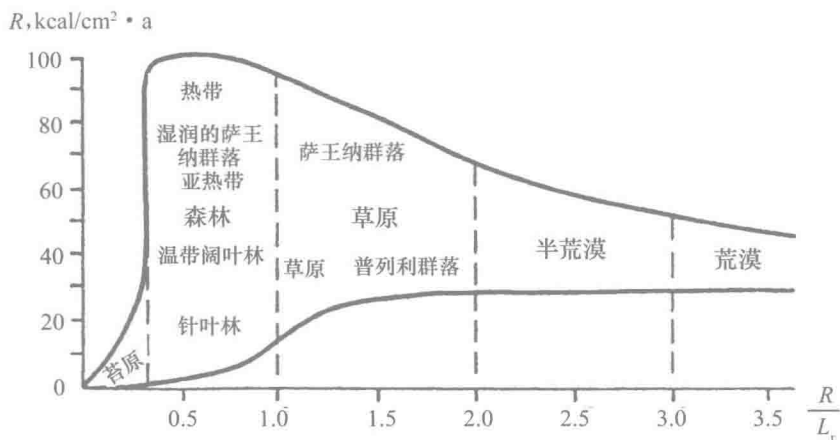


图 1.2 植物分带曲线图(Будыко, 1971)

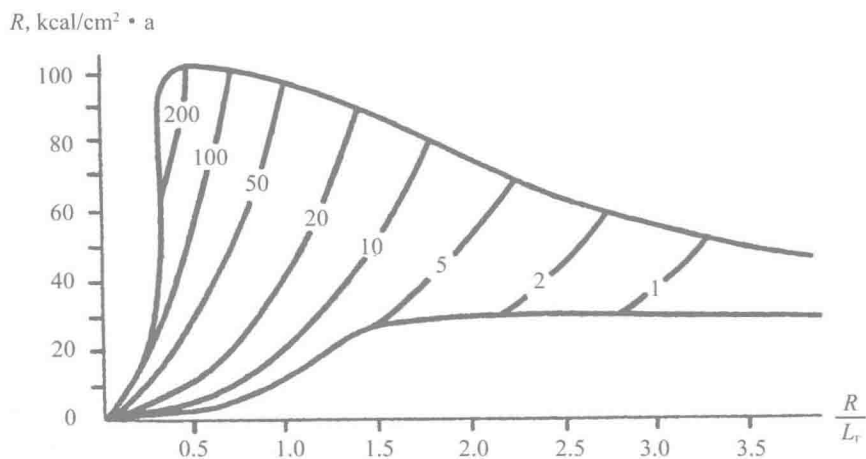


图 1.3 各地理带中的径流 (cm/a) (Будыко, 1971)

表 1.2 苏联气候的分类指标 (按 Будыко - Григорьев) (Будыко, 1971)

湿润条件		暖期温度条件		冬季温度条件	
特征	干旱度 指 标	特征	大于 +10 ℃ 时期 的地表温度之和	特征	气象条件
I. 过分 潮湿	<0.45	1. 很冷 (北极荒漠)	整个暖期内温度 低于 +10 ℃	A. 少雪寒冷	1 月温度低于 -32 ℃, 积 雪旬平均最大高度小于 50 cm
II. 潮湿	0.45 ~ 1	2. 寒冷 (苔原, 森林 苔原)	0 ~ 1000 ℃	B. 多雪寒冷	1 月温度低于 -32 ℃, 积 雪旬平均最大高度大于 50 cm
III. 稍 潮湿	1 ~ 3	3. 次热 (针叶林, 高 山草甸, 山地草原和 西伯利亚草原)	1000 ~ 2200 ℃	C. 少雪, 次寒冷	1 月温度从 -13 到 -32 ℃, 积雪旬平均最大高度 小于 50 cm
IV. 干旱	>3	4. 热 (混合林和阔叶 林, 森林草原, 草原, 北方荒漠)	2200 ~ 4400 ℃	D. 多雪, 次寒冷	1 月温度从 -13 到 -32 ℃, 积雪最大平均高度 小于 50 cm
		5. 很热 (亚热带植 物, 沙漠)	>4400 ℃	E. 亚温暖	1 月温度从 0 到 -13 ℃
				F. 温暖	1 月温度高于 0 ℃

众所周知,在行星尺度决定地表温度的基本能源是太阳辐射和地中热流。太阳辐射的大部分被大气圈、水圈和陆地吸收,其余部分被反射和散在宇宙空间。在有大气圈存在的条件下吸收辐射,保证着地表现代平均行星温度等于 +15 ℃,在无大气圈时它将会是 -18 ℃ (Кондратьев, 1980; Хмелевцев, 1988)。太阳辐射能是地中能量的 1 万倍,因此除去火山活动区外的地表温度与地表 - 大气圈 - 宇宙系统中太阳能的收入、转换和再分配有关。图 1.4 表示地球的年平均辐射 - 热平衡示意图。由此图可知,100 个标准单位的太阳辐射中由于云反射 (27 个标准单位)、大气圈和云的逆分子与气溶胶散射 (7 个标准单位) 共有 34 个标准单位毫无改变地散向宇宙空间。剩下的 66 个单位中云和大气圈分别吸收 12 和 6 个单位 (它们中有 3 个单位被臭氧层吸收)。

到达地表的有 48 个标准单位,其中 30 个是直接辐射(Q_{np}),18 个是散射辐射(q)。地表吸收 43 个单位,有 5 个单位被反射(去向宇宙空间的有 3 个单位,被大气圈和云散射与吸收 2 个单位)。被大气圈和地表吸收的短波辐射转换成长波辐射是大气圈、大陆海洋表面热过程的能源(水分的蒸发和凝结、湍流热转移,大气运动和气旋,洋流的热迁移)。

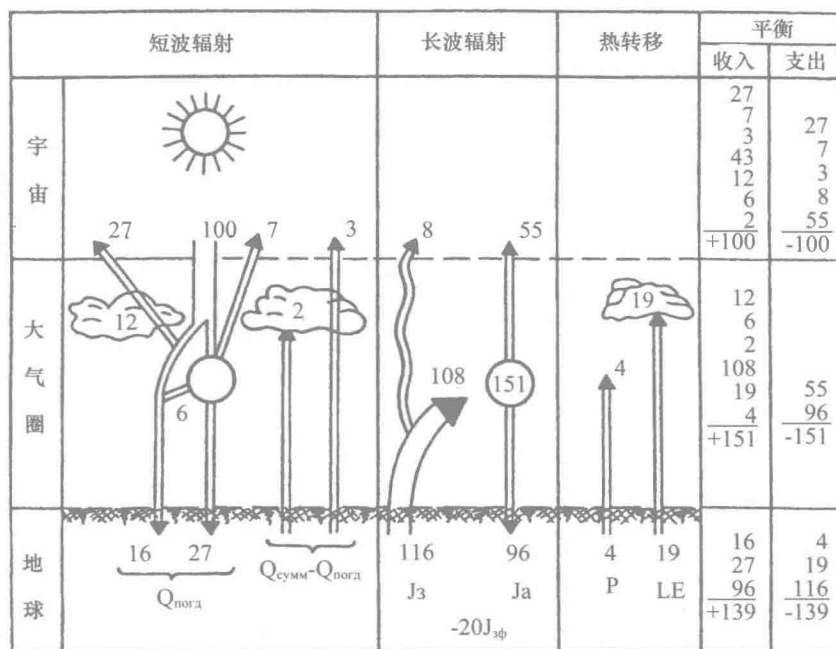


图 1.4 全球辐射 - 热量平衡示意图

(按 Б. П. Алисов, О. А. Драздов 和 Е. С. Рубинштейн)

由图 1.4 可知,大气圈含有全部能量类型的总和(包括地表的蒸发和湍流所散发的 19 和 4 个标准单位)有 151 个标准单位。在大气圈辐射换热过程中,尤其是它的近地表层吸收了地表放射的大部分能量(116 个标准单位中的 108 个单位)并且以逆辐射形式发射出长波辐射(96 个单位),在长波波段中具有高吸收和放射性能。这就决定了大气圈在地表温度形成中的巨大作用和它的空间变化,Б. Н. Достовалов 在研究形成冻土层的热力条件时对此特别注意(Достовалов, Кудрявцев, 1967)。

由于大气圈的温室效应以及大气圈和水圈的能量转移,赤道和极地间地表温度的最大差值不超过 130°C (在相反条件下温差可能达到 300°C),最小温差仅 20°C 。大气团和水体沿纬向和经向的移动抑制了地壳各种区域的不均性并且损失或获得一部分能量。当大气团在海洋上自南向北运动时大气圈由于有自赤道向极地的海洋暖流

而吸收能量。当大气团在大陆上运动时会丢失能量,尤其在东西向迁移时损失得特别大,其解释是冬季当太阳辐射收入下降时大气湍流减少,还由于大量降水使大气圈连续“干燥”。这些冬季降水几乎不蒸发,不会补充大气圈的能量储备。夏季当气团在大陆上自南向北运动时会损失大量大气圈能量,因为随着收入太阳辐射值的减少补充大气圈能量的热过程(例如蒸发)强度显著减弱。所以,如果太阳辐射有纬度分带性特征,则大气圈辐射亦具有纬度和区域性变化的特征。这在一年的大气圈水分迁移平均强度 $[\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})]$ 的分布中得到间接证明(水分含量和迁移,1984)(图 1.5)。

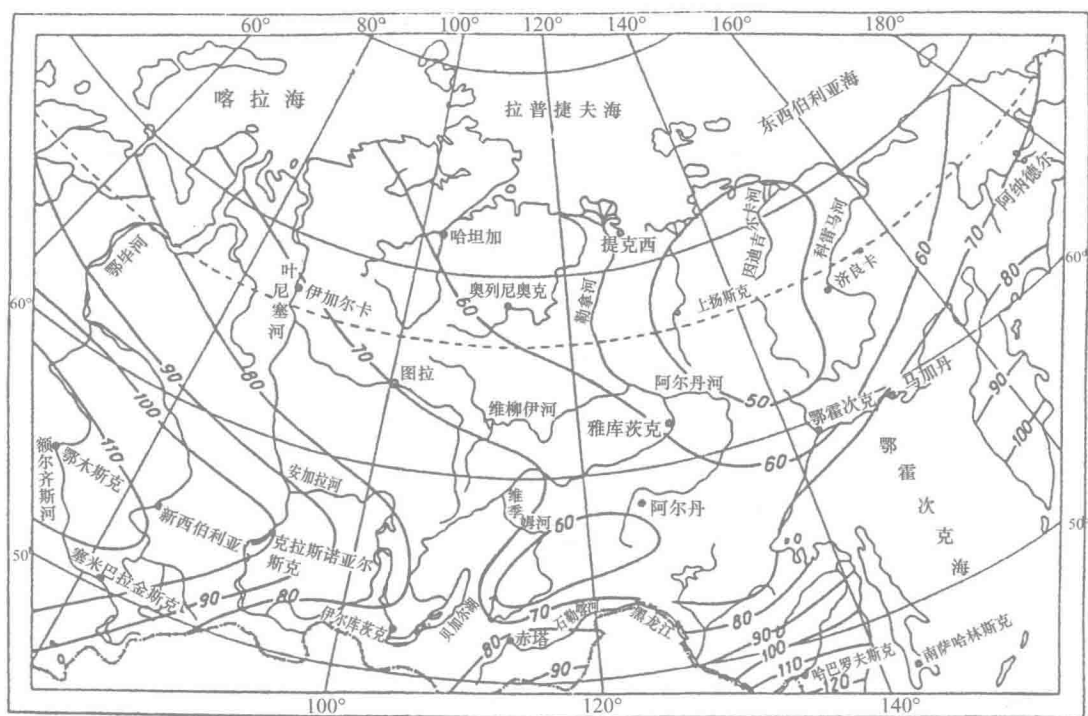


图 1.5 大气圈中一年内水分迁移的平均强度, $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$

(按照“水分含量和迁移图集”,1984)

显然,水分迁移最小的地域的大气圈辐射是最小的。据 В. Н. Брыксин(1989)的资料,欧亚大陆北部大气圈辐射区域性变化率夏季达到 15%,而冬季为 50%,按其计算,一年内可保证地表温度变化 10°C 。这些资料与冻结岩土层分布区域性的认识相符(图 1.1)。

为了分析大气圈中辐射-热量过程对下垫面温度的影响,可以用一些综合性指标,如大气圈逆辐射,当地纬度和地形高度,空气的环流特征、湿度、温度以及云量,大气降水状态相关的气温的垂直梯度和热平流(气团的水平热量、水分迁移)。

В. А. Кудрявцев(1979)深入研究太阳辐射的分带性和季节性,大气圈在地表温度形成中的作用对冻土条件空间变化形成了一系列重要原则。他在指出冻土状态的严寒度自南向北增强的地理纬度分带性时(在此之前的冻土学者均把它与收入太阳辐射的纬度分带性相关)划分出大陆分带性(后来把它命名为地域性)。它表现在自海洋边岸到大陆深处冻土条件的严寒度增大并与大气圈的影响有关。库氏指出,在实际环境中这两个分带性是叠加的,其结果在俄罗斯领土上冻土条件严寒度的增强是自西南向东北到贝加尔湖,在远东是自东南向西北。他还指出,在山区有高度和气候带的类似叠加作用。

地表的辐射-热量过程(除去吸收的短波辐射)与其温度有关。这些过程的关系以隐式表示在辐射热量平衡方程中:

$$R = (Q_{np} + q)(1 - A) - I_{\text{эф}} = LE + P + B \quad (1)$$

式中, Q_{np} 和 q —分别为直接和散射辐射; A —地表反射率; $I_{\text{эф}}$ —地表的有效辐射,等于地球本身辐射与大气圈的逆辐射之差; R —辐射平衡; LE —地表蒸发水分的耗热; P —地表与近地面层空气间的涡流换热; B —进入岩土中的热量。

决定辐射热量平衡空间可变性的是纬度分带性。这明显地表现在表 1.3—1.6 中。它们是 Е. И. Несмелова 在整理水文气象部门太阳辐射观测网观测资料时获得的。如一年内平面获得的总辐射量($Q_{np} + q$)自南向北(自 58°N 到 68°N)的减少在俄罗斯的欧洲部分达 25%,在西西伯利亚和东西伯利亚达 18%~20%。辐射平衡值在此方向减少 30%~40%。有针叶林覆盖的欧洲地域一年的蒸发耗热自南向北(从 58°N 到 68°N)减少 40%~45%,在西西伯利亚减少 25%~30%,而在东西伯利亚减少 20%。蒸发耗热的绝对值在欧洲地域和西西伯利亚比东西伯利亚大 25%~30%。年涡流交换耗热的纬度可变性在欧洲地域为 35%~40%,在西西伯利亚不大,在东西伯利亚和远东达 45%以上。

由大气环流、云量、地形和地表湿润度决定的能量交换分量自西向东亦有空间变化。自然,太阳辐射的变化是最小的,仅为 3%~7%。蒸发耗热变化为 10%~25%。它在西西伯利亚最大,在东西伯利亚最小。涡流换热的耗热的变化在东西向极小。

表 1.3 中纬度的总辐射值,千卡/(厘米²·月)(冻土预报原理,1974)

纬度, °N	月												年
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
欧洲地域													
54	2.0	3.6	8.5	11.5	14.0	16.5	16.0	12.5	8.0	4.5	2.0	1.3	100.4
56	1.5	3.1	8.0	11.0	14.2	16.0	15.3	11.5	7.0	3.0	1.8	1.0	93.4
58	1.2	2.8	7.4	11.0	13.5	16.0	15.0	11.3	6.5	3.0	1.3	0.8	89.8
60	0.8	2.4	6.3	11.0	13.0	15.5	14.5	10.5	5.8	2.7	1.0	0.5	84.0
62	0.5	1.8	6.0	10.5	12.0	14.5	14.5	9.5	5.0	2.0	0.6	0.5	77.4
64	0.3	1.6	5.5	10.5	12.0	14.2	14.2	9.5	4.5	2.0	0.5	0.4	75.2
66	0.2	1.4	5.1	10.0	12.0	14.5	14.0	9.0	4.0	1.5	0.4	0.3	72.4
68	0.1	1.0	4.8	9.5	13.0	14.0	13.5	8.0	3.6	1.2	0.2	0.0	68.9
西西伯利亚													
54	2.2	4.0	9.1	11.8	15.0	16.8	15.5	12.8	7.8	4.0	2.2	1.5	102.7
56	1.8	3.5	8.8	11.5	14.0	16.3	15.0	12.0	7.0	3.8	1.8	1.0	96.5
58	1.5	3.1	8.0	11.5	13.2	16.0	14.7	11.5	6.5	3.0	1.5	0.9	91.4
60	1.0	2.7	7.2	11.5	12.8	15.8	14.7	11.0	7.0	2.8	1.1	0.5	88.1
62	0.6	2.0	6.1	11.5	12.5	15.8	14.5	10.8	5.2	2.7	0.6	0.4	82.7
64	0.5	1.8	5.9	11.3	12.8	15.5	14.5	10.5	4.7	2.5	0.5	0.4	80.9
66	0.2	1.5	5.5	10.5	13.0	15.3	14.5	10.2	4.0	2.1	0.4	0.3	77.5
68	0.1	1.2	5.0	10.8	13.8	14.5	14.0	9.5	3.7	1.8	0.3	0.0	74.7
东西伯利亚和远东													
54	2.2	4.2	9.0	11.0	14.0	15.5	15.0	12.0	8.0	5.0	2.5	1.8	100.2
56	1.8	3.8	8.2	11.0	14.0	15.5	14.8	11.3	7.5	4.0	2.0	1.5	95.4
58	1.5	3.1	7.8	11.5	14.0	15.5	14.8	11.0	7.0	3.2	1.7	0.9	92.0
60	1.0	2.8	7.2	11.5	14.0	15.0	14.0	11.0	6.5	3.2	1.5	0.5	88.2
62	0.6	2.2	6.8	11.3	14.0	15.0	14.0	10.5	6.0	3.0	1.0	0.4	84.8
64	0.5	2.0	6.1	11.0	14.5	15.0	14.0	10.4	5.5	2.8	1.0	0.4	83.2
66	0.2	1.5	5.8	11.5	14.5	15.0	14.0	10.2	4.2	2.4	0.5	0.3	80.1
68	0.1	1.3	5.3	11.5	11.5	15.0	14.0	9.0	4.0	2.0	0.3	0.0	74.0

表 1.4 俄罗斯中纬度的辐射平衡总值, 千卡/(厘米²·月)(冻土预报原理, 1974)

纬度, °N	月												年
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
52	-0.5	-0.2	1.6	5.1	7.6	8.7	8.3	6.4	3.8	1.1	-0.4	-0.7	40.8
54	-0.6	-0.3	1.2	4.7	7.5	8.5	8.2	6.1	3.4	0.8	-0.5	-0.8	38.2
56	-0.6	-0.4	0.7	4.3	7.4	8.4	8.0	5.8	3.0	0.5	-0.6	-0.8	35.7
58	-0.7	-0.5	0.2	3.7	7.2	8.3	7.9	5.6	2.7	0.3	-0.6	-0.8	33.3
60	-0.8	-0.6	-0.2	3.2	6.9	8.3	7.8	5.4	2.4	0.1	-0.7	-0.8	31.0
62	-0.8	-0.6	-0.4	2.2	6.5	8.2	7.8	5.3	2.1	0.1	-0.7	-0.9	28.8
64	-0.7	-0.6	-0.4	1.3	6.0	8.2	7.7	5.1	1.9	-0.2	-0.8	-1.0	26.5
66	-0.7	-0.6	-0.4	0.6	5.5	8.2	7.7	4.9	1.6	-0.4	-0.9	-1.0	24.5
68	-0.7	-0.6	-0.4	0.1	5.0	8.3	7.6	4.5	1.3	-0.7	-0.7	-1.0	22.7

能量交换所有分量的特征是季节性变化大。例如, 一年中吸收太阳辐射的变化达 10 ~ 20 倍, 蒸发耗热达 60 ~ 100 倍, 涡流换热达 2 ~ 3 倍。大气圈的逆辐射, 按 В. Н. Брыксин 的计算, 在一年内变化 1.5 ~ 2 倍。显然由气团运动所决定的 P 和 I_{at} 的季节性波动相对不大。

表1.5 总蒸发量(E, mm)和蒸发耗热[$LE, \text{千卡}/(\text{厘米}^2 \cdot \text{年})$]的分布
(冻土预报原理, 1974)

森 林	纬度, °N	E												年	LE
		月 份													
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
俄罗斯的欧洲部分															
针叶林	68	0	1.3	5.2	15.7	44.5	65.5	57.6	39.3	21	10.5	1.3	0	262	15.7
	66	0	1.5	6	17.9	50.7	74.5	65.5	44.7	23.8	11.9	1.5	0	298	17.9
	64	0	1.9	7.9	22.6	63.9	94	82.7	56.4	30.1	15.0	1.9	0	376	22.6
	62	0	2.2	8.8	26.4	75	110	96.8	66	35.2	17.6	2.2	0	440	26.4
	60	0	2.4	9.7	29.2	83	122	107	73	39	19	2	0	486	29.2
	58	0	2.5	10	30	85	125	110	75	40	20	2.5	0	500	30.0
混合林和阔叶林	56	2.5	5	15	44	89	99	89	64	44	25	15	2.5	494	29.6
	54	2.4	5	14	44	87	97	87	63	44	24	15	2	484	29.0
	52	2.3	5	14	42	84	93	84	60	42	23	14	2	464	27.8
西西伯利亚															
针叶林	68	0	3	15	48	75	72	51	27	9	0	0	0	300	18.0
	66	0	0	4	18	58	20	86	61	32	11	0	0	360	21.6
	64	0	0	4	21	67	105	101	71	38	13	0	0	420	25.2
	62	0	0	4	23	72	111	108	77	40	14	0	0	450	27.0
	60	0	0	5	24	75	118	113	80	42	14	0	0	470	28.2
	58	0	0	5	25	78	123	118	83	45	15	0	0	420	25.2
阔叶林	56	0	5	10	28	85	108	94	70	42	23	5	0	470	28.2
森林草原	54	0	4	9	26	69	101	88	66	40	22	4	0	440	26.4
东西伯利亚和远东															
北泰加林	66	0	0	2	8	29	85	74	48	16	3	0	0	265	15.9
	64	0	0	3	9	31	91	80	51	17	3	0	0	285	17.1
	62	0	0	3	10	33	98	85	55	19	3	0	0	305	18.3
	60	0	0	3	10	35	102	90	58	19	3	0	0	320	19.2
中、南泰加林	58	0	2	6	19	51	77	74	54	26	10	2	0	320	19.2
	56	0	2	6	19	49	74	71	52	25	9	2	0	309	18.5
	54	0	2	6	19	49	74	71	52	25	9	2	0	310	18.6

表 1.6 中纬度涡流换热值的分布(P , 千卡/厘米²)(冻土预报原理,1974)

地区	纬度, °N	月												年
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
欧洲地域	68	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0	6
	66	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0	6
	64	0	0	0	0	1	2	2	1	1	0	0	0	7
	62	0	0	0	0	1	2	2	1	1	1	0	0	8
	60	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0	7
	58	0	0	0	0	1	1	3	1	1	1	0	0	8
	56	0	0	0	0	1	2	3	2	1	1	0	0	10
	54	0	0	0	1	1	3	3	3	2	1	0	0	14
	52	0	0	0	1	2	4	4	3	2	1	0	0	17
西西伯利亚	68	0	0	0	0	0	2	2	2	1	0	0	0	7
	66	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0	6
	64	0	0	0	0	1	2	1	1	1	0	0	0	6
	62	0	0	0	0	1	2	1	1	1	1	0	0	7
	60	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	6
	58	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0	7
	56	0	0	0	1	2	2	3	2	1	1	0	0	12
	54	0	0	0	1	2	3	3	2	1	1	0	0	12
	52	0	0	0	2	2	4	4	3	2	1	0	0	18
东西伯利亚和远东	68	0	0	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0	6
	66	0	0	0	0	0	2	1	1	1	0	0	0	5
	64	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0	0	7
	62	0	0	1	1	1	2	1	1	1	1	0	0	9
	60	0	0	1	1	2	2	2	1	1	1	0	0	11
	58	0	0	1	1	2	2	2	1	1	1	0	0	11
	56	0	0	1	1	2	2	2	2	1	1	0	0	12
	54	0	0	1	1	2	2	2	2	1	1	0	0	12
	52	0	0	1	1	2	2	2	2	1	1	0	0	12

表 1.3—1.6 所列出的中纬度辐射—热量平衡各分量的指标和它们的相互关系在具体地段上与大气圈的层结、含水量、云量、小气候条件(与斜坡方位的朝向、地形、反射率有关),自然覆盖、地表湿润度、下垫岩土和土壤的成分和含水量有关。

根据物理过程的特性,能量交换的各分量与大气圈边界处地表温度的关系是不同的。如有效辐射是温度函数的四次方,用以下公式表达(Будыко, 1971):

$$I_3 - I_{\text{ат}} = I_{\text{эф}} = \sigma \delta T^4 (0.4 - 0.06\sqrt{e})(1 - cn^2) + 4\sigma \delta T^3 (T_0 - T), \quad (1.2)$$

式中, $I_3, I_{\text{ат}}, I_{\text{эф}}$ 分别为实际云量条件时的地表辐射、大气圈逆辐射和有效辐射; T —绝对气温; T_0 —地表绝对温度; e —空气绝对湿度; n —云量,以小数表示; $c=0.7 \sim 0.82$ (在 $40^\circ\text{N} \sim 75^\circ\text{N}$) 的云量系数,表示被云层吸收的长波辐射份额; $\delta = 0.85 \sim 0.95$, 地表辐射能率; $\sigma = 0.82 \times 10^{-10}$, 斯蒂芬—玻尔兹曼常数。

В. А. Кудрявцев(1979)研究地表年平均温度与有效辐射的关系后得出结论:增强气候的大陆度(相应地减少大气圈的逆辐射)会导致年平均温度(t_0)下降。在太阳的吸收辐射量相等时随气候从海洋到极大陆性大陆度的增加, t_0 的差值可达 $6 \sim 8^\circ\text{C}$ 。现在应当可以说,大气圈的逆辐射是保持空气近地层温度某种平衡水平的能源,围绕着它发生对应吸收的短波辐射、有效辐射、蒸发耗热、涡流换热和热周转。

有些气候学者(Будыко, 1956)认为,地表蒸发耗热量(LE)可用解涡流扩散方程求得,其蒸发水流可由下式求得:

$$E = \rho D_{\text{вих}} (e_0 - e_{\text{в}}), \quad (1.3)$$

$$D_{\text{вих}} = \{K^2 / \ln(z_2/z_1)\} \cdot \{u_1 / \ln[(z_1 + z_0)/z_0]\}。 \quad (1.4)$$

式中, ρ —空气密度; e_0 —近地表水气压; $e_{\text{в}}$ —2 m 高处的水气压; $z_1 = 1 \text{ m}$, $z_2 = 2 \text{ m}$; z_0 —粗糙参数; K —卡尔曼常数($K \approx 0.38$); u_1 —1 m 高处的风速。粗糙系数 z_0 是高出地表面的高度,它消除气流的动能并使平均风速等于零。以下各种表面的 z_0 (cm) 值引自 А. В. Павлов 的著作(1984):

压密雪的光滑表面或冰	0.001 ~ 0.01
带有稀灌木的积雪	0.01 ~ 1
低草草甸	0.1 ~ 1
裸露土壤、水气场	0.5 ~ 2
苔藓—地表苔原、干旱草原、已收割农田	1 ~ 2
高草草甸	1 ~ 10
湖泊和水域的水面	0.01 ~ 3
灌木丛	10 ~ 30
森林	小于 500

含水量小于最大水容量 $2/3$ 的土或土壤做下垫的土的近地表水气压力可由下式

求得(Павлов, 1975):

$$e_n = e_0 \cdot \exp \frac{17t_n}{235 + t_n} \quad (1.5)$$

式中, e_0 —0℃时的饱和水气压($e_0 = 6.1 \text{ mP}$); t_n —地表温度,℃。

由以上方程可知地表温度与蒸发的关系式是经由单位含水量(水气压力)与温度关系间接表示的。

按照 А. Р. Константинов(1968)的资料,蒸发与地表温度的关系近似对数关系(图 1.6)。

蒸发度 E_0 (E_0 —在此气象条件和地表充分润湿条件下的最大可能蒸发)与近地表平均气温(t)关系的 Л. Тюрк(1958)经验公式如下:

$$E_0 = 300 + 25t + 0.05t^3, \quad \text{mm}。$$

在实际条件中的蒸发量再由下式求得:

$$E = \frac{1.054r}{\sqrt{1 + \left(\frac{1.054r}{E_0}\right)^2}}, \quad (1.6)$$

式中, r —年降水总量, mm。

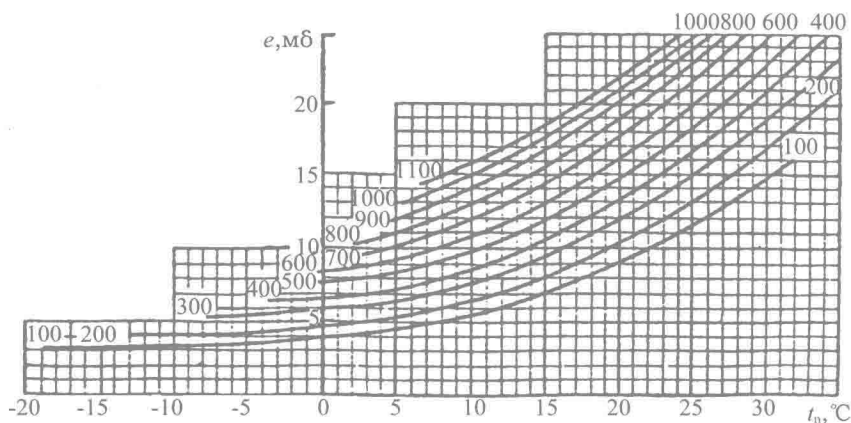


图 1.6 按照地表年平均温度(t_n)和空气湿度(e)计算多年年平均蒸发的诺模图

А. Р. Константинов(1968)获得的昼夜涡流热计算公式表示涡流热与地表温度的关系有以下形式

$$P = au_{\phi\lambda}(1 + b(t_0 - t_{вз})/(u_{\phi\lambda})^2)(t_0 - t_{вз}), \quad \text{kcal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{d}), \quad (1.7)$$

式中, $u_{\phi\lambda}$ —2 m 高处月平均风速, m/s; $t_{вз}$, t_0 分别为 2 m 和地表的月平均气温,℃。系数 a 和 b 如下: 1) 有雪时期, $a = 4.0$, $b = 0.1$; 2) 无雪时期, $a = 6.0$, $b = 0.9$ 。一个月

的 P 总量等于一日量乘以一个月的天数。

冻土研究中常用的简易关系式为：

$$P = \alpha(t_0 - t_{\text{вс}}) \quad (1.8)$$

式中, α —地表与大气圈涡流换热系数, $\text{kcal}/(\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{h})$; $t_0, t_{\text{вс}}$ 分别为地表和空气的月平均温度, $^\circ\text{C}$ 。 α 值可用 A. B. Павлов(1975, 1979) 提出的经验公式确定：

$$\alpha = (u_1)^{1/2} (7 + 3.6 \Delta t / (u_1)^2), \quad (1.9)$$

式中, u_1 —高 1 m 处的风速, m/s ; Δt —地表和空气的温度差值, $^\circ\text{C}$ 。

暖半期或寒半期进入土壤中的热流总量 (B) 与按谐波定律变化的地表温度有关, 可按以下一般公式确定 (B. A. Кудрявцев, 1967) (详见第二章)：

$$B = \xi(nA_{\text{cp}}C + Q_{\phi}) + t_{\xi} \sqrt{\frac{2\lambda TC}{\pi}}, \quad (1.10)$$

式中, A_{cp} — ξ 层中温度年波动的平均 (物理) 波幅, $^\circ\text{C}$; t_{ξ} — ξ 层底面处的年平均温度, $^\circ\text{C}$; ξ —土壤和岩土的季节融化或季节冻结层的厚度, m ; T —周期, 等于 1 年, h ; C —土壤和岩土的体积热容量, $\text{J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$; Q_{ϕ} —土壤和岩土中水分相变热量, J/m^3 ; λ —土壤和岩土的导热系数, $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{k})$; n —系数, Q_{ϕ} 值小时等于 $\sqrt{2}$, Q_{ϕ} 增大时小于 $\sqrt{2}$ 。

表 1.7 按公式 (1.10) 计算的冷半年负辐射平衡值之和
(按气象站资料) 和负的年热循环值 (Достовалов, Кудрявцев, 1967)

气象站	观察时期	负辐射平衡, $\text{kcal}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$	岩土中的负热循环值, $\text{kcal}/(\text{m}^3 \cdot \text{a})$
列宁格勒	1953—1959	20000	17000
莫斯科	1958—1964	25760	26000
北叶尼塞地区	多年	40900	41300
阿尔丹市	多年	33000	37800
渡口镇 (博代博区)	1957—1962	43000	48000
维季姆	多年	32000	39000
伊谢季	多年	40000	42000
雅库茨克	1957—1963	32600	39500
赤塔	1958—1959	35000	41000

在地表的辐射—热量平衡方程中年热循环量常被忽略, 因为它比其他分量小得多。年平衡方程亦如此, 因为一年内土壤和岩土中的热循环平衡实际是个很小的值,

并且经常接近零值。夏半年进入土壤的总热流量与平衡的其他分量相比亦很小。可是冬半年的情况不同(Гарагуля, 1967)。到达地表的太阳辐射急剧下降(它促使降雪), 当常常补偿涡流换热(当 $t_{вз} > t_0$) 的蒸发耗热不大时(见表 1.5), 支持地表温度的主要能源是大气圈的逆辐射、热气团的平流和来自下垫岩土的热流。长波的放射换热是地表的主要能量过程。年热循环影响下的地表温度的某些上升实质上会瞬时被“用于”放射。考虑到 $I_s = f(t^4)$ 表示冬季能量交换特点, 致使除去吸收太阳辐射的有效辐射值, 亦即冬季负辐射平衡值, 接近年热循环负值部分的值(表 1.7)。据此可以认为地表温度降至 0°C 以下和岩土的季节冻结均发生在负的辐射平衡条件下, 即 $I_{эф} > Q_{пол}$ 。这一关系间接地证明了 М. И. Будыко(1956)建立的辐射平衡图。例如, 在辐射平衡图上北半球 12 月的岩土季节冻结分布南界是沿着零等值线的。辐射平衡的月总值等值线反映出岩土的季节冻结深度和年平均温度的纬度分带特征。

由于地表放射和热量交换过程的复杂性和多因素性所有气候学的计算方法本质上都是经验性的。目前不同作者为解决与研究辐射 - 热量平衡有关的各种问题, 提出了大量方程式(Бойчук, 1971; Брыксин, 1981, 1989; Будыко, 1971; Гаврилова, 1978; Гарагуля, 1967; Гарагуля, Достовалов, Кудрявцев, 1966; Достовалов, Кудрявцев, 1967; Кондратьев, 1965, 1980; Константинов, 1968; Павлов, 1975, 1979; Тюрк, 1958 等)。由本书引用的方程可知, 热量平衡方程中的每个分量均对地表温度状况施加自己的影响。显然一年内的吸收辐射量越大($Q_{пол}$), 地表和下垫岩土的年平均温度(t_{cp})越大, 反之亦然。如果存在着一种单值关系, 则显然就应该会有一个使多年冻土产生或消失的 $Q_{пол}$ 临界值。一些学者(Швецов, 1959; Некрасов, 1976)试图把多年冻土形成条件与辐射平衡相联系($R = Q_{пол} - I_{эф}$, $I_{эф}$ — 地表有效辐射)并寻找对应多年冻土分布南界的 R 临界值。它们认为, 既然辐射换热的热力平衡几乎是瞬时确立的, 则有效辐射和辐射平衡的变化特征应该符合吸收辐射的变化特征(亦即 $Q_{пол, max}$, $Q_{пол, min}$ 观测值在时间上与 $I_{эф, max}$, $I_{эф, min}$ 值相符等)。同样, 有效辐射与辐射地表温度的函数关系的存在认为亦存在 t 与 $Q_{пол}$ 和 R 的函数关系, 相应地认为, 随 R 增大, 地表温度应单值地上升。可是实际上极少见到逆关系, 说明辐射 - 热量平衡分量与下垫面温度间有更复杂的相互关系。对此 В. А. Кудрявцев 解释如下。图 1.7 表示辐射 - 热量平衡结构变化略图和地表水分蒸发和凝结耗热减少时的辐射平衡值, 以及下垫岩土温度的相应变化。图上有两种情况的 $Q_{пол}$ 值是相同的。当蒸发量急剧减小时(第二种情况)地表温度应当上升并增大有效辐射($I_{эф}$)和涡流换热的耗热(P)。 $I_{эф}$ 的增大与 t^4 成比例, 而 P 却是与温度的一次方成比例。所以前者增大的量远比后者要大。在此条件下 $Q_{пол}$ 不变时上述两个值的增量之和将等于辐射平衡减少的值。这样, 在第二种情况中地表温度上升同时会发生辐射平衡减小。相反亦可知, 当 $Q_{пол}$ 不变时蒸发耗热增大会