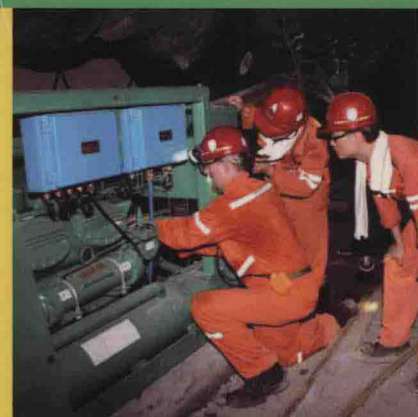




普通高等教育“十三五”规划教材

矿井降温与空气调节

主编 赵 丹



 煤炭工业出版社

普通高等教育“十三五”规划教材

矿井降温与空气调节

主编 赵 丹

煤炭工业出版社

· 北 京 ·

图书在版编目 (CIP) 数据

矿井降温与空气调节/赵丹主编. --北京:煤炭工业出版社, 2018

普通高等教育“十三五”规划教材

ISBN 978-7-5020-5317-8

I. ①矿… II. ①赵… III. ①矿井—降温—研究 ②矿井空气—空气调节—研究 IV. ①TD72

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2017) 第 316748 号

矿井降温与空气调节 (普通高等教育“十三五”规划教材)

主 编 赵 丹

责任编辑 闫 非 籍 磊

责任校对 孔青青

封面设计 北京地大天成印务 设计印前中心

出版发行 煤炭工业出版社 (北京市朝阳区芍药居 35 号 100029)

电 话 010-84657898 (总编室)

010-64018321 (发行部) 010-84657880 (读者服务部)

电子信箱 cciph612@126.com

网 址 www.cciph.com.cn

印 刷 北京建宏印刷有限公司

经 销 全国新华书店

开 本 787mm × 1092mm¹/₁₆ 印张 10¹/₄ 字数 239 千字

版 次 2018 年 3 月第 1 版 2018 年 3 月第 1 次印刷

社内编号 8174 定价 23.00 元

版权所有 违者必究

本书如有缺页、倒页、脱页等质量问题,本社负责调换,电话:010-84657880

内 容 提 要

本书系统地介绍了矿井空气和矿山地热的基础知识、矿井热源及其放热量的计算方法、矿井热交换的基本原理以及井巷热交换的计算过程，并对矿井降温技术措施（非人工制冷降温、人工制冷降温）和矿井空调系统计算进行了详细介绍。

本书是高等院校安全工程专业的教材，也可供科研、设计人员以及从事矿井降温的工程技术人员阅读和参考。

前言

随着煤炭开采强度的增加，浅部资源日益减少，开采深部资源已成为人类的必然选择。随着矿井开采深度的增加，地温不断升高，矿井高温问题日益成为制约深部矿床有效开采的重要因素。由于矿井热环境条件的改变使工作条件恶化，不仅影响井下作业人员的工作效率，影响矿山的经济效益，而且严重地影响井下作业人员的身体健康和生命安全。矿井开拓及生产系统的布局、采矿工艺、矿井火灾的预测与控制、矿井的正常通风与灾变通风等都与井下的热环境有关，因此研究矿井热环境的基本特征以及风流通过井巷与其进行热质交换的基本规律对于控制井下热环境，实现矿井降温具有非常重要的意义。目前，矿井通风降温方面的专著较多，但适用于高等院校安全工程专业的教材非常少，笔者担任矿井降温与空气调节这门课的教学任务，为此编写了本教材，以满足教学之需。

矿井降温与空气调节是安全工程专业的核心课程之一，其内容涉及采矿工程、通风安全、气象、地质地热、环境工程、劳动卫生、制冷、空气调节等多学科领域。本书认真地研究了安全工程专业矿井降温与空气调节的教学大纲，结合目前国内外矿井降温技术的状况和发展方向，全面地阐述了矿井降温的基本理论知识和矿井热交换计算方法，使学生了解国内外矿井降温的新技术与新装备，并能结合工程实例对新建、改扩建矿井进行矿井风温预测及制冷空调系统热计算，形成了完整的矿井降温体系。各章后还附有思考题，以便学生复习和巩固知识点。

本书的出版得到了中国煤炭科工集团沈阳研究院杨德源研究员的指导，以及王长彬和王伟的支持和帮助，感谢辽宁工程技术大学安全科学与工程学院的刘剑教授、周西华教授、贾进章教授对书稿提出的宝贵意见，感谢国家自然科学基金《基于风速测量的矿井通风系统故障源诊断技术研究》(51204088)团队和刘伟的支持及学生陈帅、李斌、毕建乙、王东、王大伟、李薇、孙红丽、康云龙、亢巍等对书稿文字部分的校对工作。值得说明的是，书中引用

了不少其他作者的图标和数据，仅在参考文献列出，没有一一标注，就此深表歉意。

由于编者经验不足和水平有限，书中难免存在疏漏和不足之处，恳请广大专家和读者批评、指正。

编 者

2017 年 8 月

目次

第一章 矿山地热基础	1
第一节 地热的来源	1
第二节 地壳的热状况	7
第三节 矿区地温类型和热害等级	13
第四节 矿山地热利用	16
思考题	20
第二章 矿井热源	22
第一节 地表大气	22
第二节 井筒中空气的自压缩温升	23
第三节 围岩放热	25
第四节 机电设备放热	29
第五节 矿井运输放热	31
第六节 热水的放热	32
第七节 其他热源	37
思考题	38
第三章 矿井空气及热环境评估	39
第一节 矿井空气	39
第二节 矿井热环境对人体的影响	49
第三节 矿井热环境评估指标	59
思考题	65
第四章 矿井热交换理论及计算	66
第一节 传热学基本原理	66
第二节 矿井围岩热物理特性参数及热湿交换系数	70
第三节 矿井热交换计算	75
第四节 热交换对自然风压的影响	82
思考题	86
第五章 矿井风流热力状态预测	87
第一节 矿井风流热力状态预测的任务及程序	87

第二节 矿井风流热力状态预测方法	88
第三节 矿内不同特征点的热计算	95
思考题	101
第六章 非人工制冷降温	102
第一节 改善矿井通风条件	102
第二节 改革采煤方法及管理顶板	105
第三节 井下热水治理	106
第四节 其他技术措施	107
第五节 矿工个体防护	108
思考题	110
第七章 人工制冷降温	111
第一节 矿井空调系统的分类	111
第二节 制冷循环的基本原理及制冷方法	117
第三节 制冷机组	120
第四节 空气冷却器和换热器	125
第五节 矿井空调排热及供冷管道的保冷	132
第六节 制冷剂和载冷剂	136
思考题	138
第八章 矿井制冷降温系统设计计算	139
第一节 矿井制冷降温系统热计算	139
第二节 矿井供水系统计算	147
第三节 矿井空调的经济分析	151
思考题	156
参考文献	157

第一章 矿 山 地 热 基 础

矿山地热与气象环境是人类进行采矿工程活动最基本的自然环境，是制约采矿业发展及采矿技术应用的基本因素。随着国民经济的发展对矿物资源需求的逐年增长，矿床开采深度将不断增加，因此，矿山地热对采矿技术及采矿工艺有着极为重要的影响。在设计采矿工程系统时，必须具有完整的、系统的岩石热物理参数资料，以及深部岩体的温度资料。没有这些资料，就不可能最经济、最有效地选择最佳的采矿工程系统。矿山地热环境与采矿工程活动有着密切的关系，是制约采矿工程活动的基本环境因素。矿山始终是地热水研究的重要阵地，世界各地的许多深部矿井都进行过或正在进行地热研究工作。由于矿井热力计算和矿井降温都要求进行详细的地温测量和地热研究工作，从而需要我们对井田地温场的特点与各种致热因素的内在联系有清晰的了解。

第一节 地 热 的 来 源

一、地球的结构

人类在地球上的活动范围仅局限于地球的最外层，即大气圈、岩石圈和水圈的表层。地球的平均半径为 6371 km，然而，最深的矿井不足 5 km，最深的钻孔也不过十几千米。近几十年来，随着地球物理勘探技术的发展，特别是地震学的出现和应用，人们根据大量地震资料的分析和研究，才逐渐认识到地球内部的结构。

地球是一个分层结构的球体，由外向里依次为地壳、地幔和地核，如图 1-1 所示。

(1) 地壳。地壳可分为大陆型和大洋型两大类。大陆型地壳由沉积岩层、花岗岩层和玄武质层组成，平均厚度为 35 ~ 40 km，平均密度为 2700 ~ 3000 kg/m³。地表有 70% 的面积被水覆盖，其余为陆地。大陆地壳沉积物之下是花岗岩组成的基底，深度再增加是玄武岩。从大陆地表到 35 km 深处有一个分界面，此面称为莫洛霍维奇间断面，简称“莫霍面”，如图 1-2 所示，莫霍面就是地壳的下界。

我国大陆地壳厚度变化很大，有两条明显的变化带：一条沿太行山麓，另一条在东经 104°，南北构造地带。太行山以东地壳厚

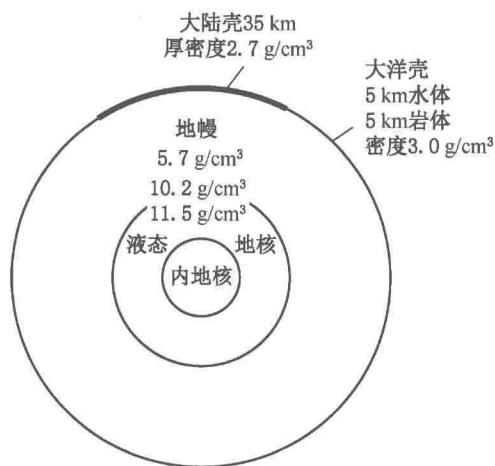


图 1-1 地球结构示意图

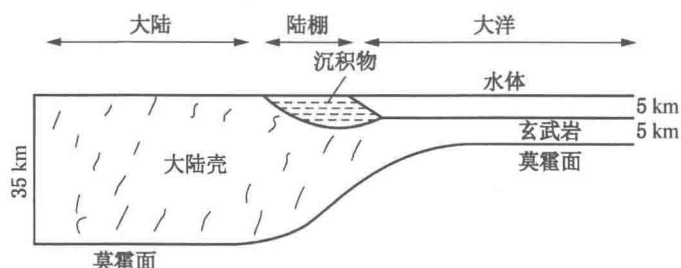


图 1-2 地壳概略剖面

度为 30 ~ 40 km，太行山以西至南北构造带为 40 ~ 50 km，南北构造带以西厚度继续增加，至青藏高原地壳厚度可达 70 km。

(2) 地幔。地壳之下为地幔，厚度大约为 2900 km，平均密度为 5700 kg/m^3 。地幔的物质不能直接观察到，主要靠地震波速度变化来推断。

上地幔低速层与火山岩浆活动、地表温度场分布，以及地震活动均有密切的关系。大量观测资料表明，原生玄武岩浆源于上地幔的局部熔融，岩浆层位于 100 ~ 350 km 深处，与低速层位置相一致。与火山活动有关的地震大部分发生在 60 ~ 200 km 的区间，显示出与低速层有某种内在联系。构造活动地区的地表，热流高值与低速层位置较浅有直接关系。

(3) 地核。地幔以下为地核。地核分为内核和外核，外核厚度为 2100 km，平均密度为 10200 kg/m^3 ，内核厚度为 1336 km，密度为 11500 kg/m^3 。

地震资料表明，外核为液态，内核为固态。据许多数学家推算，地核是由以铁为主的铁镍合金组成。

二、地热能类型

地热能源不断的以热传导的方式在地球表面散发的热量有 $1.026 \times 10^{21} \text{ J/a}$ ，再加上其他的方式释放的能量，地球每年实际散发的热量比上述数值还要大。如此巨大的热量释放是靠什么来维持的呢？热源又是什么呢？

为了查清地热的来源，人们在世界各地进行了大量的地热观测和研究工作。观测和研究表明，就时间范围来说，有两类热源：持续时间相当长的稳态热源和寿命较短的瞬间热源。

1. 稳态热源（放射性成因热）

地表热流量里有 20% ~ 80% 来自于地壳内放射性元素衰变所释放的热量，是地球内热的主要来源。

放射性元素虽然很多，但只有具备以下 3 个条件才能成为地球内热的主要来源：

- (1) 具有足够的丰度。
- (2) 放射性生热量大。
- (3) 半衰期与地球的年龄相当。

目前已具备上述 3 个条件的放射性元素有：铀（U）、钍（Th）和钾（K），其半衰期、衰变常数及生热率见表 1-1。

表 1-1 U、Th、K 的半衰期、衰变常数和生热率

元素	半衰期/ Ma	衰变常数/a	存在比 ^① / %	衰变能/ (10 ⁻¹³ ·原子 ⁻¹)	生 热 率	
					J/(g·a)	J/(g·s)
²³⁸ U	4500	1.54×10 ⁻¹⁰	99.27	75.9	2.97	9.42×10 ⁻⁸
²³⁵ U	710	9.72×10 ⁻¹⁰	0.72	72.4	0.125	51.93×10 ⁻⁸
²³² Th	13900	4.99×10 ⁻¹¹	100	63.7	0.84	2.64×10 ⁻⁸
⁴⁰ K	1300	$\lambda_e = 5.85 \times 10^{-11}$ $\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10}$	0.012	1.14	0.92	2.93×10 ⁻⁸
普通 K	—	—	—	—	11.3×10 ⁻⁵	3.60×10 ⁻¹²
普通 U	—	—	—	—	3.05	9.63×10 ⁻⁸

注：① 存在比。在元素中所占的比例。

放射性衰变将质量转换成辐射能，辐射能又转变成热能。所有天然放射性同位素都能在某种程度上产生热量。但可以证明，只有²³⁸U、²³⁵U 和²³²Th 衰变系列以及同位素⁴⁰K 的衰变热才起重要作用。天然放射性元素热产率常数：铀为 9525×10⁻⁵ W/kg，钍为 2.561×10⁻⁵ W/kg，钾为 3.477×10⁻⁹ W/kg。由于目前对地球内热起作用的放射性元素仅有 U、Th 和⁴⁰K，因而放射性元素总的产热量 Q_R 的计算式为

$$Q_R = C_{238U} q_{238U} + C_{235U} q_{235U} + C_{232Th} q_{238Th} + C_{40K} q_{40K} \tag{1-1}$$

式中 C_i ——物质中放射性元素的含量，g， i 代表放射性元素，如²³⁸U、²³⁵U 等；

q_i ——放射性元素的产热量，J/(g·s)。

由式（1-1）可以看出，各种岩石热产率的大小均受到 U、Th、K 含量的控制，而不同放射性元素的含量又有很大的不同。

放射性元素 U、Th、K 在地球分异演化过程中集中于地壳及以上地幔的顶部，以大陆地壳上部的酸性岩浆岩如花岗岩中最为富集。而在基性岩、超基性岩中，如玄武岩、橄榄岩、榴辉岩含量甚低，两者的生热率可相差数百倍。有人做过概略统计，酸性岩浆岩的生热量约占总生热量的 70%，基性岩约占 20%，超基性岩约占 10%。地球内部不同深度的热源估量见表 1-2 和表 1-3。

表 1-2 地球内部不同深度的热源估计量

深度/km	0 ~ 100	100 ~ 200	200 ~ 300	300 ~ 400	>400
百分数/%	50	25	15	8	2

生热率 $A(H)$ 随着深度 H 的增加而成指数规律减小：

$$A(H) = A(0) \exp(-H/H_l) \tag{1-2}$$

式中 $A(0)$ ——地表的产热率；

H_l ——对数减缩量, m;
 H ——任一深度, m; 在 $H = H_l$ 时, $A(H) = A(0)/e$ 。

表 1-3 各类岩石放射性元素的含量及生热率

岩 类		放射性元素平均含量 (10 ⁻⁴ %)			K/U	平均总生热量		密度/ (kg·m ⁻³)
		U	Th	K		10 ⁻⁸ J/(g·a)	10 ⁻¹⁴ J/(g·s)	
沉积岩		3.00	5.0	20000	6.7×10 ⁴	1561	49.4	2300
花岗岩		4.75	18.5	37900	8.0×10 ³	3419	108.0	2700
花岗闪长岩		2.00		18000	9.0×10 ³	1421	45.2	2750
玄武岩		0.60	2.7	8400	1.4×10 ⁴	504	15.9	3000
榴辉岩	低 U	0.048	0.18	360	7.5×10 ³	34	1.09	3200
	高 U	0.250	0.45	2600	1.0×10 ⁴	143	4.56	3200
橄榄岩		0.015	0.05	63	4.2×10 ³	9.4	0.3	3200
纯橄榄岩		0.008	0.023	8	1.0×10 ³	4.5	0.14	3300
球类陨石		0.012	0.04	845	7.0×10 ⁴	16.5	0.52	3600

2. 瞬间热源

如果地壳上部几公里深处存在破碎带，且该地带足以使流体循环，形成并能维持水热对流系统，则在该区域内将出现高热流值。这种地热系统的寿命比较短（1000 ~ 100000 a）。持续时间比较长的水热系统只可能由浅层侵入体一类的局部地壳内热源来支撑。例如，某些位于近代火山活动区域内的高温矿区和地热田，往往伴有高温热水涌出或出现热泉。这种热源与地球的年龄相比，可以视为瞬间，但对于开发期较短的矿区来说将成为一种主要热源。

3. 其他热源

地球除上述热源之外，还有形成地球重力能、重力势能、压缩地球的弹性能、重力分异能、地球旋转能等。潮汐摩擦引起的地球旋转减慢而产生的热量相当于放射性热的 10% ~ 30%，大部分分布在海洋之中。地质构造作用、变质作用和岩浆作用都将释放出能量。

三、地热的传输

地球的内热几乎全部是以传导方式向地表传输的，除了受近代火山影响或者有循环于深部大断裂之中的热水系统地区之外，热对流和热辐射对上部地壳温度的影响与太阳的辐射热相比很小，因为地壳是固体，温度低得足以阻止辐射传热。

另外，地球的内部热能在向地表传输过程中，被储存或阻隔在接近地表的地带，但深度仍超出目前的钻探深度。由于地表存在的自由水有时可能循环到接近岩浆上升的深度上，水作为载热体才将部分热能传输到接近地表的浅部。

1. 地温梯度

由于地球内部强大热源作用的结果，从地心向地表存在着温度差，沿地表的法线方向

上形成无数个等温面，必然引起热量的迁移。将沿等温面法线方向上单位距离的温度增量作为地温梯度，即地温随着深度增加的比率称为地温梯度 $G(Z)$ ：

$$G(Z) = \frac{\Delta t}{\Delta Z} \tag{1-3}$$

式中 $G(Z)$ ——地温梯度， $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 或 $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ；

Δt ——温度增量， $^{\circ}\text{C}$ ；

ΔZ ——深度增量， m 。

在工程上，为了便于评价地热状况，根据地温梯度值将地热状况分为三大类和三个区域：

- (1) 低温类，负地热异常区： $G(Z) < 1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ；
- (2) 中常温类，正常地热区： $G(Z) = 1.6 \sim 3.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ；
- (3) 高温类，正地热异常区： $G(Z) > 3.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。

采用上述指标，是基于如下考虑：通常地热正常区域，热流密度在 $40 \sim 60\text{ mW}/\text{m}^2$ 之间，而一般岩石热导率在 $2.0 \sim 2.5\text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ 之间，在没有明显的附加致热因素影响之下，地温场中对应的地温梯度值应为 $1.6 \sim 3.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。故权且以 $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 和 $3.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 作为地温梯度中常区的下限和上限，低于 $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 的为低温类，高于 $3.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 为高温类。但是单独采用地温梯度值评价地热状况是不够严格的，因为在相同的热流值的背景下，地温梯度受岩石热导率的控制，二者互为消长。这里之所以采用地温梯度，而未采用区域热流值作为指标，是考虑到在矿山勘探的现场测量中，直接获得的是大量的钻孔温度和地温梯度资料，而不是热流值，因此，采用地温梯度作为评价指标有其实用性和普遍性。

地温梯度虽然明显的受地层岩性的影响，但其基本控制因素仍是深部热源，所以它不仅较好地反映地层剖面上的温度变化情况，而且也具有区域性特征。例如，在地壳活动地区，地温梯度较大可达 $10 \sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ，甚至更高，在构造稳定地区地温梯度一般接近正常值，部分矿区的地温梯度见表 1-4。

表 1-4 部分矿区地温梯度

矿 区 名 称		地温梯度/ $(^{\circ}\text{C} \cdot 100\text{ m}^{-1})$
国内	平顶山矿	3.2 ~ 3.5
	合山里兰矿	2.5 ~ 3.0
	北票台吉矿	2.74
	淮南九龙岗矿	1.83
	丰沛三河尖矿	2.69
	资兴周元山矿	2.41
	水口山康家湾铅锌金矿	1.93 ~ 2.61
国外	加拿大基尔坎特湖金矿	1.3
	姆口提金矿	0.7
	美国马格马铜矿	1.66 ~ 2.76

表 1-4 (续)

矿 区 名 称		地温梯度/($^{\circ}\text{C} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$)
国外	南非维特瓦特兰德金矿	0.7 ~ 1.3
	西部金矿	0.86
	巴西莫罗煤矿	1.5 ~ 2.17
	赞比亚路安莎亚铜矿	1.8 ~ 2.3
	印度科拉金矿	1.56
	澳大利亚阿哥纽镍矿	1.3
	英国兰开夏煤矿	2.94
	德国鲁尔煤矿	3.57
	法国亚尔萨斯钾盐矿	3.7
	苏联顿涅茨矿	3.51
	日本赤平煤矿	3
	丰羽铅锌矿	4.38

不同矿区的地温梯度变化很大,见表 1-4,同一矿区,甚至同一矿井的不同地段的地温梯度也不完全相同。例如,平顶山矿区的西部地温梯度是 $2.2 \sim 2.9^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$,东部为 $3.2 \sim 4.4^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$,其中的八矿西翼为 $3.1 \sim 3.5^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$,东翼为 $3.5 \sim 4.6^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ 。

2. 大地热流密度

大地热流密度和地温梯度一样,是表征一个地区地热状况的重要参数,作为判别地温正常与否的尺度。大地热流密度是指地球的内热以热传导方式传输到地表,而后散发到太空中去的热量,在数值上它等于岩石热导率与垂直方向的地热梯度的乘积:

$$q = -\lambda G(Z) \quad (1-4)$$

式中 q ——大地热流密度, W/m^2 ;

λ ——岩石热导率, $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ 。

负号“-”表示热量由高温向低温方向流动。

大地热流密度易受地质构造、地形、地下流水(水、油和气)的运动和近代火山活动等多种因素的影响,因此不能在地表直接利用仪器测量,可以通过求算钻孔一段的地温梯度和测量该段岩层岩石的导热系数进行计算得到。

大地热流密度测试工作始于 20 世纪 30 年代末,直到 1955 年,全部数据尚不足 100 个,截至 1981 年底,全球数据达 10058 个,这些数据在全球面积上平均每 50000 km^2 上才有 1 个测点。

我国大地热流测试工作始于 20 世纪 50 年代末,在 60 年代初仅取得 3 个热流数据,到 1987 年中国科学院地质研究所将我国大陆地区 167 个热流数据汇编成册。

1970 年,用等面积格子质量加权平均法对全球 3127 个热流数据所做的统计分析表明,海、陆及全球平均热流值非常接近,几乎相等:

全球平均值: $q = 61.5 \pm 31 \text{ mW}/\text{m}^2$;

大陆平均值: $q = 61.1 \pm 19.3 \text{ mW/m}^2$;
 海洋平均值: $q = 61.5 \pm 32.7 \text{ mW/m}^2$ 。

第二节 地壳的热状况

一、温度带

由于每年从地球内部散发到太空中的热量是 $1.026 \times 10^{21} \text{ J}$ ，而地球表面每年接受太阳辐射的热量约为 $2.345 \times 10^{24} \text{ J}$ ，可见地面及地壳最表面的温度状况实际上是由太阳辐射决定的。由于太阳辐射能力具有周期性的变化，故地壳的最上层产生了温度的日变化、年变化，以至世纪性的长周期变化。

随着深度的增加，太阳辐射能对地温的影响幅度越来越小，可用如下函数表示：

$$\Delta t_H = \Delta t_0 e^{-L_W H} \tag{1-5}$$

式中 Δt_H ——在深度 $H(\text{m})$ 处温度的变幅,℃;
 Δt_0 ——地表大气的年温度的变幅,℃:

$$\Delta t_0 = (1/2)(t_{\max} - t_{\min})$$

L_W ——温度衰减系数，对某一矿区为常数：

$$L_W = \sqrt{\frac{\pi}{aT_z}}$$

a ——岩石的导温系数, m^2/s ;
 T_z ——温度变化周期，日 (24×3600) 或年 ($365 \times 24 \times 3600$);
 $t_{\max}, t_{\min}$ ——最热月和最冷月平均温度,℃。

在式 (1-5) 中, $\Delta t_H = 0$ 时, 此深度为恒温带深度。因为内热和外热对地壳浅层的影响深度和范围不同, 所以, 从地表到地下某一深度的地带存在着明显的分带性, 依次为变温带、恒温带和增温带, 如图 1-3 所示。

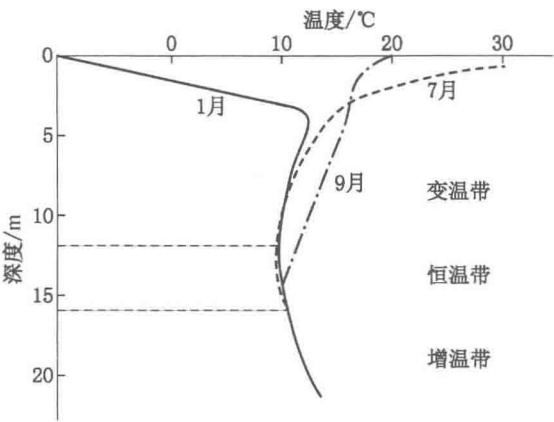


图 1-3 浅层地温分带示意图

1. 变温带

从地表到恒温带以上为变温带, 该地带的温度受到太阳辐射能影响较大, 不同深度的温度随着太阳辐射能的季节性变化而变化, 夏季温度高, 冬季温度低, 其温度的变幅随着深度的增加而减小, 到恒温带减小到 0。对于地面平坦, 岩性均一, 各向同性的岩层, 可以认为任何时间的温度只是随着深度变化, 因此, 在垂直轴上的热传导微分方程为

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial H^2} \quad (1-6)$$

式中 t ——温度, $^{\circ}\text{C}$;
 τ ——时间, h ;
 a ——岩石或土壤的导温系数, m^2/h ;
 H ——深度, m 。

地表的温度在时间为 τ 时的变化特征为

$$t_{(0,\tau)} = t_0 - \Delta t_0 \cos[(2\pi \tau / T_{BH} - (\pi/6))] \quad (1-7)$$

式中 t_0 ——周期内地表年平均温度;
 Δt_0 ——地表温度变化幅度, $\Delta t_0 = (1/2)(t_{\max} - t_{\min})$;
 T_{BH} ——变化周期 (a 或 d), h 。

解微分方程 (1-7), 得出地壳最上层任一深度的温度为

$$t(H, \tau) = t_0 + \frac{qH}{\lambda} + \Delta t_0 e^{-\sqrt{\frac{\pi}{aT}}H} \sin\left(\frac{2\pi}{T_{BH}}\tau - \sqrt{\frac{\pi}{aT_{BH}}}H\right) \quad (1-8)$$

式中 q ——大地热流密度, W/m^2 ;
 λ ——岩石热导率, $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$;
 H ——任一深度, m ;
 a ——岩石导温系数, m^2/h 。

设 H_a 为年影响深度, H_d 为日影响深度, 其两者的关系为

$$H_a = 19.1 H_d \quad (1-9)$$

式中 H_a ——年影响深度, m ;
 H_d ——日影响深度, m 。

例如, 对于一般岩石, 导温系数 $a = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, 热导率 $\lambda = 2.1 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$, 则有在 $H = \sqrt{a\pi T_{BH}}$ 深度上温度变幅 Δt_H 和 Δt_0 之比等于 $e^{-\pi} = 1/23$, 即 $\Delta t_H/\Delta t_0 = 1/23$, 故 $\Delta t_H = \Delta t_0/23$, $H = \sqrt{a\pi T_{BH}} = 10 \text{ m}$ ($T = 365 \times 24 \times 3600 \text{ s}$)。

在高温污水排放区, 由于部分污水渗入地下, 土壤或岩石被加热增温, 使变温带的深度加大。例如, 平顶山六矿工业广场下的变温带深度达 60 m。

2. 恒温带

变温带以下至增温带以上为恒温带。该地带是外热 (太阳辐射能) 和内热影响相对平衡区, 一般为 3~5 m 厚。该处温度基本上不受大气温度季节性变化的影响, 常年保持在一定的数值上, 波动范围很小。

影响恒温带深度和温度的因素很多, 主要是地理位置, 气候条件, 太阳辐射强度, 地形起伏状况, 地下水活动, 植被状况, 工程活动和岩土的热物理性质等。一般情况下, 低纬度地区的太阳照射强度大, 前平均气温高, 恒温带的深度比高纬度地区的大些。因为大

气、土壤和岩石系统的热平衡不稳定及平衡时间的短暂，所以恒温带的深度会有微小的变化，在同一地区的不同部分，实测的深度也不可能完全一致，有的地方深，有的地方浅，但波动幅度很小。

在一个地区恒温带上的深度 (h_{hw}) 和温度 (t_{hw}) 可通过浅钻孔长期观测确定。观测孔应选在能代表当地自然条件，同时避开地下水强烈活动地带，在矿区还应避开通风影响区，孔深不小于 50 m。一个矿区需要保留的观测孔视具体情况而定。每年的春、夏、秋、冬四季各观测 1 次，至少要在当地最高和最低气温时各观测 1 次，连续观测时间不少于 2 年，观测资料绘成深度—温度曲线，几条曲线的交点就是该孔的恒温带深度和温度，取各孔的平均值，即作为一个矿区的恒温带参数。在实际工作中，若一个地区无实际观测的恒温带资料，恒温带深度可近似用下式计算：

$$h_{hw} = 19.1 h_d \tag{1-10}$$

式中 h_d ——大气温度日变化影响深度（一般为 1~2 m），可在当地气象站（台）查得，取年平均值。

恒温带温度 t_{hw} 可用下述经验公式计算：

$$t_{hw} = t_m + 0.2 \pm 0.006Z \tag{1-11}$$

式中 t_m ——该地区地表以下 1.6~2 m 深处的温度，℃；

Z ——相对高程，气象站高于地表取“-”，低于地表取“+”号。

恒温带深度一般为 15~30 m，恒温带温度一般略高于当地大气的多年平均温度（1~2℃），同地表温度相近。

我国部分地区的恒温带资料见表 1-5。

表 1-5 我国部分地区恒温带资料

地 区	北 纬	恒 温 带		多年平均 气温/℃	地面平均 温度/℃	资 料 来 源
		H_a/m	$t_a/℃$			
辽宁抚顺	41°50′	20	10.5	7.4	8.3	抚顺煤科分院
辽宁营口	40°39′	20	10.0	—	—	中科院地质所
河北怀来	40°21′	14	9.0	8.5	10.6	怀来地热电站
河北唐山	39°38′	35	12.7	10.7	12.9	中科院地质所
天津	39°10′	32	13.6	12.8	13.5	市城建局
河北雄县	38°58′	15	13.9	—	—	中科院地质所
山东东营	37°27′	20	14.5	12.5	14.9	中科院地质所
河南新郑	34°40′	19	16.5	—	—	河南地勘局
陕西蓝田	34°10′	20	16.6	13.5	—	陕西水文一队
平顶山	33°46′	20	17.2	14.8	16.9	平顶山矿务局
河南确山	32°56′	20	16.2	—	—	中科院地质所
淮南	32°40′	20	16.8	15.5	—	抚顺煤科分院
安徽庐江	31°00′	25	18.9	15.0	—	中科院地质所
广西合山	23°53′	20	23.0	20.8	—	合山矿务局