

水 库 分 层 取 水

黄永坚编著

水利电力出版社

水库分层取水

黄永坚编著

•

水利电力出版社出版

(北京三里河路6号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

水利电力出版社印刷厂印刷

•

787×1092毫米 32开本 7.25印张 158千字

1986年9月第一版 1986年9月北京第一次印刷

印数 0001—2470册 定价1.50元

书号 15143·5987

目 录

前 言

第一章 水库取水调度与下游生态环境	(1)
第一节 水库水质分布特性	(1)
第二节 水库深层取水对下游带来的生态环境问题	(24)
第三节 改善水质优化生态环境的措施	(35)
第二章 水库分层取水概要和研究状况	(40)
第一节 分层取水概要	(40)
第二节 分层取水建筑物的型式与分类	(47)
第三节 水库分层取水的研究状况	(52)
第三章 水力自动取水设施	(59)
第一节 浮式板型取水装置	(60)
第二节 浮式管型取水装置	(117)
第三节 多层水力自动翻板型取水装置	(134)
第四章 机控分层取水设施	(149)
第一节 塔(井)式分层取水建筑物	(149)
第二节 斜卧式分层取水建筑物	(164)
第三节 机控圆筒式取水装置	(183)
第五章 水库水质成层期分层取水的水力计算	(193)
第一节 基本理论简介	(193)
第二节 管型取水装置在水质成层期的水力计算	(199)
第三节 直立面上的孔、缝在水质成层期放流的水力计算	(203)
第四节 出库水流的水温估算	(204)

第六章	分层取水设施的施工安装和运行管理	(207)
第一节	施工简述	(207)
第二节	管理简述	(212)
附录 I	国内外部分水库水力自动取水装置一 览表	(218)
附录 II	国内外部分机控塔(井)式分层取水 设施一览表	(220)
主要参考文献		(222)

第一章 水库取水调度与 下游生态环境

水库在防洪、灌溉、发电、通航、美化环境、发展旅游事业等方面发挥了巨大的综合效益。单就灌溉来说，修建水库后，下游广大灌区由缺水变成了水源充足，粮食产量成倍增长。但随着生产的发展，人们逐渐认识到，要使农业增产，单有水的“量”是不够的，还必须注意水的“质”。实践表明，从水库不同深度的水层中取水，将提供不同的水质，从而直接影响下游的生态环境和灌溉效果。例如，水库若采用深孔取水，会降低下游河、渠的水温，加重灌区水稻冷害的程度，影响库下游鱼类的生长和人畜生活用水。所以，深入研究水库的水质分布特性，探索水质的合理调度措施，使水库水资源发挥更大的效益，是具有重大意义的。

第一节 水库水质分布特性

为什么从水库的不同深度取水，其水质不同呢？这主要与水库的水质分布特性有关。水库的有关“水质”包括：水温、溶解氧、水生生物、矿物元素、酸碱度等。

一、水库水温特性

水库的水温特性研究是水质研究的重要内容，这不仅因为水温是水质的一项重要指标，而且还因为其他水质因子均与水温有直接关系。同时，水温特性的研究也是水库分层取水可能性与合理性分析的基础。所以，深入研究库内水温以

及库水出库后水温的变化特性，具有重要意义。

(一) 水体热运动概要

1. 水面与空间的热交换

水体时刻与周围的空间和介质进行热交换。这种交换绝大部分发生在水和空间的界面上（图1-1-1）。

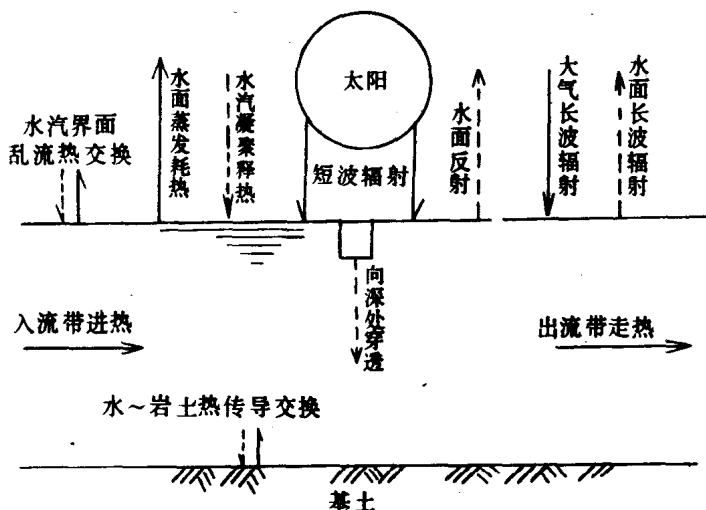


图 1-1-1 水体热交换示意

水体所获得的热量中以太阳的短波辐射为主，它除了少部分被反射掉以外，大部分被水体所吸收，被吸收的这部分热能约有一半留在水面一薄层内，剩下的以指数衰减的形成向深层穿透。

2. 水体内部热交换

在水面与空间进行热交换的同时，水体内部也进行以下交换：

(1) 表层水与深层水之间的热传导：表层与深层之间存在温差，所以就产生了热传导，主要以分子运动的形式进行。由于水的导热系数小，所以这种传导十分缓慢。

(2) 水体竖向对流产生的热交换：当表面水温随气温降低时，其密度变大，沉向下层，下层温度较高的水就浮向上层，产生了竖直对流和热量交换。这种现象日夜都在进行，在夏季，明显地发生在表面几米厚的水层中，在冬季，则波及整个水库的水深。

(3) 垂直环流产生的热掺混：水在流动过程中和风浪的作用下，伴生了垂直环流，促使热量在垂直环流到达的范围内掺混，这种现象只发生在水面以下 5 m 左右的范围内。

3. 平衡水温

在热交换过程中，当水面温度比周围的气温低时，水面则从空间吸热；当水面温度高于气温时，热则向空中释放。在某一气象条件下，水温最终趋向一个平衡值，称为平衡水温，其值在冬季稍低于气温，夏季稍高于气温。

根据以上热交换的特点，上层水在温度较高的季节里所获得的热量多，温升快；下层获得的热量少，温升慢，而且水面温度永远不会超过平衡水温。

(二) 库内水温特性

天然河道的水深一般不大。但由于水流湍动，环流速度的垂直分量较大，故使上下层水体不断搅混，水面与空间的热交换成果能迅速传递到其他部位，因此水温在水流整个断面上的分布是基本上均匀的。

水库蓄水后，形成庞大的水域，库内水体流动缓慢，或趋于静止，大部分水库形成了与天然河道不同的水温分布特性。

初春前，气温低，库内水由于前期的冰冻、冷却，上下对流混合，故上下层水温基本一致，这种水温状态称为混合型。入春以后，由于日照增强，气温升高，库水表面吸收了空间辐射的大部分热量，故水温迅速增高并与气温相近；而水库的深层水体，已如上述，温升较缓慢，仍保持较低的温度，形成明显的温度分层结构（图1-1-2）。持这种水温状态的水库称成层型水库。

从图1-1-2可以看出，成层型水库按水温结构，沿水深可分为以下三层：

表温层：变动于水面以下0~4m范围内。此层水与空间直接进行热交换，吸收热能多，温度高。因受风浪剪切、垂直环流、竖向对流等的影响，层内水温相互掺混，全层温度基本上均一。故亦称表面混合层。

温跃层：存在于水面以下4~15m范围内，一般不超过20m。全层从上到下水温变化剧烈，温度梯度大。

深层：从温跃层结束直至库底，层内基本上保持或接近初春的较低温度，全层温度梯度很小，或接近均一。

根据水的物理特性，表层水温高，所以密度小，如无外力搅动，只留在上层；而4℃以上的水体，水温愈低，密度愈大，愈是沉在下层，所以虽然表层水温已达20~30℃以上，但底层水却仍保留冬天或初春入库的温度。上下层最大温差有时可达20℃左右。到了秋季，日照强度、气温一起降低，水库水温由表层依次冷却下来。其原因之一，由于上层水冷却后下沉与下层水不断对流混合，使下层水温升高。其原因之二，由于下层水长期的热传导、辐射和对流，本身温度已在逐步上升。从而使上下层水温逐渐趋于一致，并随着气温下降而冷却，恢复到初春前的状态，完成一个循环。

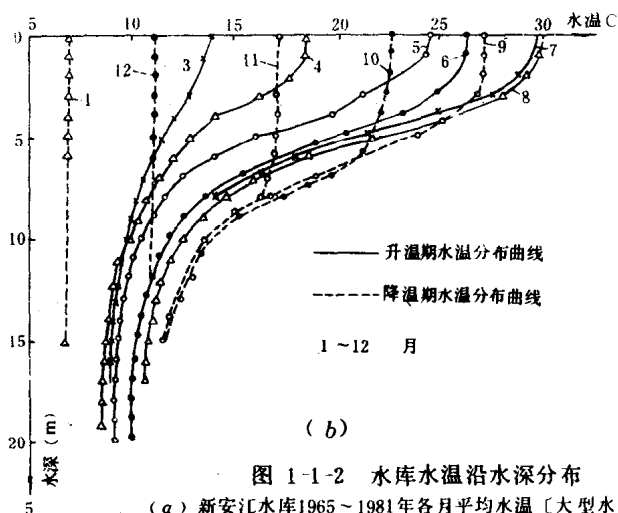
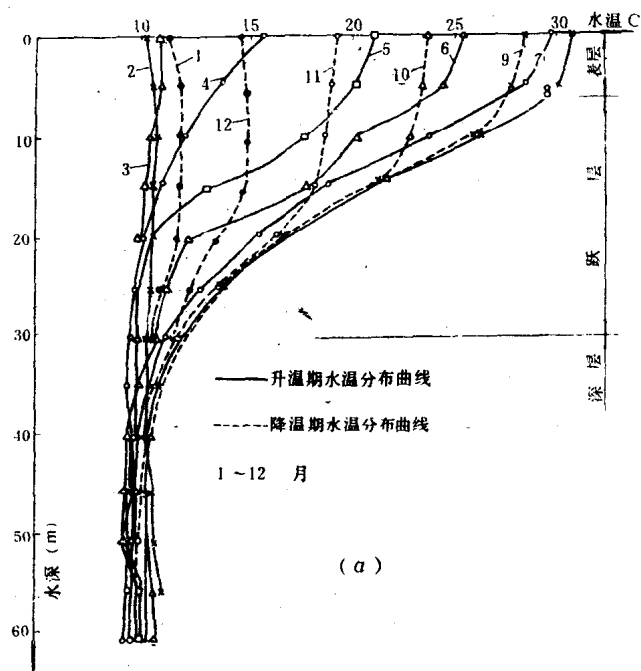


图 1-1-2 水库水温沿水深分布

(a) 新安江水库1965~1981年各月平均水温 [大型水库] :

(b) 抱桐水库1982年各月水温 [小(一)型深水库]

灌溉水库一般都是水温成层型的，不论大小，几乎都有上述特点。只是大型水库库面大，风浪大，其动能搅混影响的深度大，所以表温层的厚度相对要大些。深水库上述三个温度层的特点较明显〔图 1-1-2 (a)〕，浅水库深层厚度小或且只有表温层和温跃层〔图 1-1-2 (b)〕。

江南各省灌溉水库大致是夏半年（每年的春分到秋分）为成层型，冬半年（每年的秋分到次年的春分）为混合型。就全国而言，南方成层的时间长些，可达 7 ~ 8 个月；北方则短些，一般只有 4 ~ 5 个月。由于 4℃ 以下的水体，水温愈高，密度愈大。所以，在冬季结冰期内，北方水库还出现水温上层低于底层的现象。

水库各部位水温与气温密切相关，但滞后于气温，埋深愈大，滞后愈久。不同水深的水体，其水温年过程线如图 1-1-3 所示。

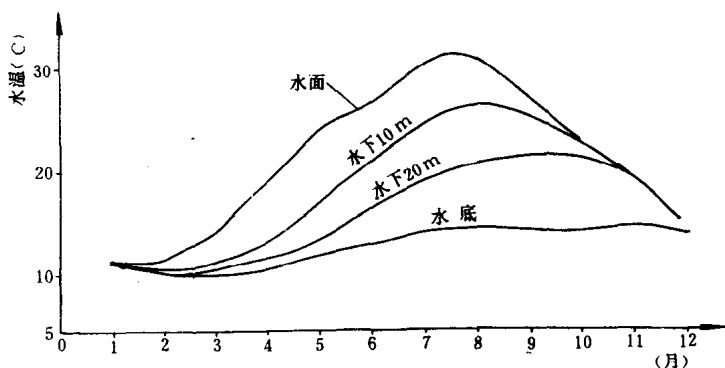


图 1-1-3 狮子滩水库1965~1977年历年逐月各层平均水温分布图

从整个水库来说，由于库面各处的自然条件不一，其升

温结果也会不同，导致水库各处的瞬间密度的差别，因而形成水平向的密度流，使热量水平转移，最终趋向等高面上的水温均匀，等温线呈水平状（图 1-1-4）。

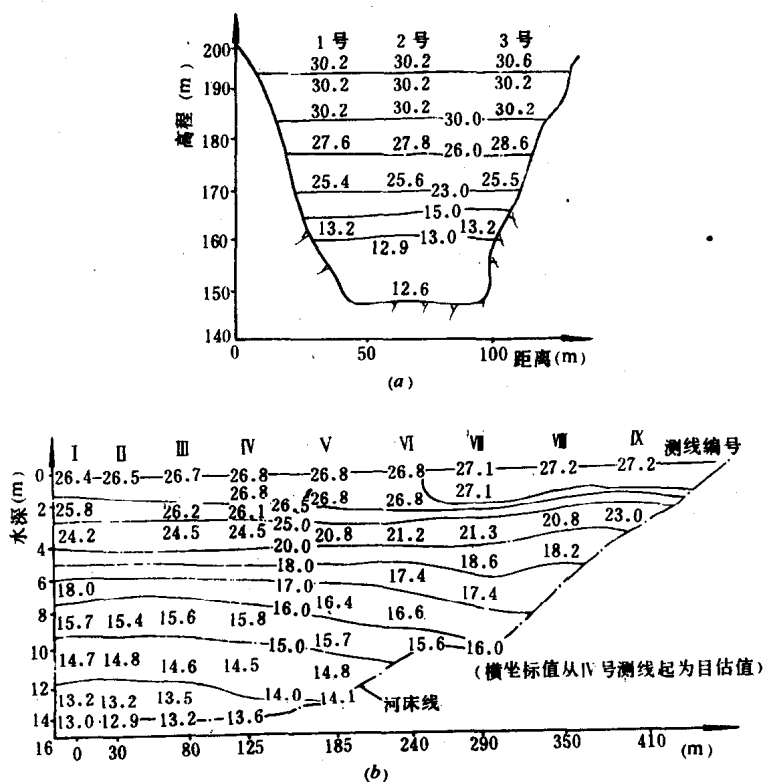


图 1-1-4 等高水面上的水温分布
(a) 上犹江水库横断面；(b) 大同源水库〔小（一）型〕纵断面

另有一小部分水库，来流出流交换快，水温来不及成层就被流走，故保持与原河道大致相同的水温分布特性，这类

水库称为水温混合型。调节性能差的径流式电站水库，其水温分布一般是混合型的。

入库水流总是进入与其密度相同的水层，春季夏初来水温度一般较低，来水将以异重流的形式潜入水库的中、下层，7~9月来水温度较高，一般流入表层。但如此时来水浑浊度大，则因其比重大，将流入下层，对原来水温结构将产生较大的影响。

(三) 库水出库后的水温变化

库水出库后，进入下游河、渠，在新的环境下，水温产生新的变化。河、渠水温直接影响两岸农田灌溉效果和沿河水生生物的生长，所以必须深入研究。

1. 输水道出口水温

以上讨论表明，在水稻生长季节，水库水温有成层分布的特点，底层水温比表层水温低很多。根据前人观测，水库底层水的混浊度也比表层高。

因此，底层水的比重比表层水的比重大。由于灌溉水库的深孔取水口的进口一般与库底同高程，故流量不大，进口流速较小，根据“异重流”原理，从水库深孔放水时就总是底层的低温水首先流出(图 1-1-5)。

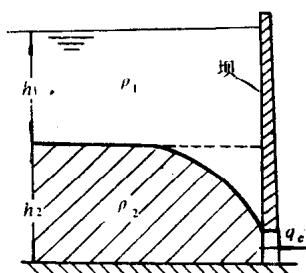


图 1-1-5 水库深孔放水

根据 Huber 公式，可以对深层取水时进口前的流层厚度做如下估算

$$h_2^3 = \frac{q_e^2}{(1.66)^2 g \varepsilon} \quad (1-1-1)$$

$$\varepsilon = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1}$$

式中 ρ_1 、 ρ_2 ——分别为上、下层流体的密度 ($\text{kg} \cdot \text{s}^2/\text{m}^4$)，可从表 5-1 中查用；

q_c ——进口单宽流量 ($\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{m}$)；

h_2 ——进口前的流层厚度 (m)。

当面层水温为 30°C ，底层水温为 12°C 时，根据上式，对大同源水库和抱桐水库底孔放水时的流动层厚度进行估算，见表 1-1-1。

表 1-1-1 流动层厚度估算

水库名称	正常高水位时的水深 (m)	设计灌溉流量 (m^3/s)	泄水口尺寸 $b \times h$ (m)	泄水口平均流速 (m/s)	进口前的流层厚度 h_2 (m)
大同源	15.5	0.60	0.7×0.7	1.63	1.87
抱桐	22.0	1.00	1.0×1.4	0.71	2.07

从表中可见，水的流动只限于库底很薄的一层，而这层水正是库内水温最低的。所以，水库采用深孔放水，进入下游河、渠的水体温度都是很低的。表 1-1-2 示出一个小(一)

表 1-1-2 江西省永修抱桐水库 1980 年深式取水时灌溉期几种水温比较

日 期	表层 4 m 厚水层平均水温 ($^\circ\text{C}$)	底层 4 m 厚水层水温 ($^\circ\text{C}$)	涵管出口水温 ($^\circ\text{C}$)	出口比表层低 ($^\circ\text{C}$)
5 月	22.37	9.33	9.47	12.90
6 月	26.68	10.13	10.35	16.33
7 月	28.92	11.35	11.43	17.49
8 月	27.75	16.98	15.78	11.97
9 月	26.52	22.29	22.3	4.22
平均	26.45	14.02	13.87	12.58

型水库深层取水时的实际出库水温，整个灌溉期水温平均只有13℃多。大、中型水库的出库水温更低。

2. 渠（河）水温沿程变化特点

渠（河）水面相对于水库来说，比较狭小，有的渠道沿途受树丛、山影遮蔽，故与空间接触面小，日照稀薄，接受空间的热能少。所以，低温水进入河、渠后，即使在温热期，温度回升也比较缓慢。根据水库下游的群众反映，即使是盛夏，水也是“冰冷刺骨”的。哪怕是距水库数里到数十里以外，人们仍不敢用此水洗澡。随着各级渠道不断分流，越往下游流量越小，水温才较明显地上升。

为了探索小型渠道水温的变化特性，江西省水利科学研究所曾在省内几座小（一）型水库的渠道上进行了观测。其情况如下：

所观测渠道的底宽为1~2 m，除局部有浆砌石衬砌以外，一般为土床，渠道流量0.2~1 m³/s，相当于大中型水库灌区的小支渠或田间毛渠。观测表明，库水进渠后，水温将随流沿程发生变化，流到一定距离后，水温与当天气温趋近。其影响水温变化的因素有：

（1）起始水温：当起始水温比气温低时，水温沿程回升。起始水温比气温高时，则沿程水温下降。

（2）天气情况：在加温季节，晴天和气温高的日子，水温沿程回升快，阴雨天和气温低的日子，水温回升慢。

（3）渠道联结水塘的影响：由于塘面宽阔吸收太阳能多，水塘内原有水温较高，低温水经过水塘时，受到掺混，所以出塘水温明显增高。

（4）渠道积水的影响：渠道通水前往往有积水，其水温与气温相近，低温水经过时，受到掺混而突然升温，但这

种影响历时较短，一般几小时后即消失。

(5) 渠内流量大小的影响：流量大，水深大，回升慢；流量小，水深小，回升快。

(6) 风速的影响：风速大，蒸发快，耗热多，水温回升慢。

(7) 渠水流动的影响：由于渠水上下不断掺混，渠道表层水温与深部水温无明显差别。

抱桐水库渠道的观测成果(表1-1-3)，表明了上述情况的存在。

表 1-1-3 抱桐水库沿渠水温的几次观测成果

水温 日期	桩号 (°C)	0 +	0 +	1 +	2 +	3 +	3 +	始末	当时	天气	备 注
		000	500	000	000	000	500	水温 温差	气温	情况	
1980.6.29		10.8	12.3	14	16.4	18.2	26.0	15.2	30.4	晴天	3 + 000
1980.8.30		19.0	19.8	20.3	21.4	23.6	26.6	7.6	28.8	多云	到3 + 500
1980.5.19		9.6	9.7	10.2	11.3	13.5	19.5	9.9	19.7	小雨	之间有水
1980.9.20		23.4	23.1	23.1	22.0			-0.5	21.3	阴小雨	塘一口； Q = 0.6 m ³ /s

从表 1-1-3 看出，6 月 29 日和 8 月 30 日同是晴天多云，气温相近，但是前者起始水温低，前三 km 每 km 平均回升 2.47℃，后者起始水温高，每 km 平均只回升 1.73℃；而 5 月 19 日起始水温比 6 月 29 日更低，但当时气温低，又是小雨，所以每公里也只回升 1.3℃。9 月 20 日起始水温比气温高，所以沿程水温下降。3 + 000 与 3 + 500 之间有一个水塘，所以水温受水塘调节，有一个突变。

现将几座水库渠道在温热期水温回升实测资料示于表 1-1-4 中。

表 1-1-4

渠道水温实测资料

水库名称	水库规模	流量 (m^3/s)	渠首 水温 ($^{\circ}\text{C}$)	距渠首某距 离处水温 ($^{\circ}\text{C}$)	观测日期	天气和 气温 ($^{\circ}\text{C}$)
三溪浦(浙江)	中型	2.0左右	13.0	4.2 km 19.2	1966.6.24	晴 32
石脑(江西)	小(一)	1.0左右	10.8	2.4 km 14.8	1981.5.7	晴 30.4
大同源(江西)	小(一)	0.3左右	12.8	1.96 km 18.2	1980.5.25	多云 27.9
星星哨(吉林)	大型		13.2	11.9 km 14.8	1981.5.23	

从表 1-1-4 可以看出,虽然当时气温已达 30°C 左右,但是低温水历经 $2 \sim 3 \text{ km}$ (小型水库)至 10 km (大型水库)后,水温还低于 20°C 。又据1982年4~9月的实测资料,江西省柘林水库电站尾水流到 50 km 以外的修、潦两河交汇处,水温平均每 km 回升 0.037°C 。在该处,潦河水温接近或大于当时气温,而修河由于受柘林电站尾水的影响,水温平均要比潦河低 3.44°C ,其中五月份低达 5.8°C (表 1-1-5)。

表 1-1-5 涂家埠修、潦两河交汇处的两河水温对比

日 期	修河水温 ($^{\circ}\text{C}$)	潦河水温 ($^{\circ}\text{C}$)	潦河比修河高 ($^{\circ}\text{C}$)	同期气温
4月15日~4月30日	14.7	20.4	5.7	20.7
5月	19.3	25.1	5.8	25.4
6月	23.13	25.56	2.43	24.9
7月	25.9	29.6	3.7	28.05
8月	27.35	30.1	2.75	28.2
9月1日~9月15日	29.8	30.03	0.23	29.5
平均	23.36	26.80	3.44	26.11

大型水电站的低温尾水,影响的范围更大。据1961~1981年实测资料,新安江水库蓄水发电后,坝下 10 km 的罗桐埠站,4~10月平均水温由建库前的 24.53°C 下降到 12.19°C ,降低了 12.34°C ,流到 260 km 处的杭州闸口,水温还比建库

前低 $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$ 。丹江口水电站尾水，每 100km 只回升 $0.64 \sim 0.84^{\circ}\text{C}$ ，流经 $380 \sim 430\text{km}$ 后才恢复到天然状态。

这些事实说明，水库的低温水进入下游河、渠后，水温沿程随着气象条件而变化，但因水深大、流速快，而水面却相对较小，所以水温上升较慢。流量很小的支渠，低温水也需到 $2 \sim 3\text{km}$ 后才趋于正常。所以水库的干渠两侧有一条受冷水影响的低产带。

(四) 冷水进田后的水温变化

形成水田水温的四大要素为：水面热辐射、与大气之间的潜热、显热交换以及向地中的热传导。因此，水田温度只取决于水深、气象条件和水稻的繁茂程度。用低温水灌田时，在放水时间内，进口为灌溉水温，水从进口往水田内扩散之后，由于水面不断接受热辐射以及同原来田里的温水混合，故水温逐渐接近平衡温度。因此，水田内的水温，在进口附近为灌溉水温，田间水温根据距进口的远近，呈指数曲线分布，并趋近于平衡水温。由此可见，用冷水灌田时，田内水温分布很不均匀，而用温水灌田时，田间水温分布较均匀(图 1-1-6)。

稻田内的水温变化情况，还与如下因素有关。

灌水时间长短的影响：低温持续时间的长短，对水稻受害的影响差别很大。时间短，受害轻；时间长，受害严重。所以，若水田的进水口多，从各进水口向田内同时进水，则进水口附近低温水流经的时间短，受害可大大减轻，相反，若灌溉时间长，或连续灌溉（串灌漫灌）时，则进水口附近低温水流经的时间长，受害加重，影响的范围也大。

灌溉水量多少的影响：把稍冷的水和很冷的水分别进行少量和大量两种情况连续灌溉，得到的水田温度的分布模式