

DZ

中华人民共和国地质矿产部标准

DZ 40—85

地 热 资 源 评 价 方 法

1985-10-10发布

1986-05-01实施

中华人民共和国地质矿产部 批准

地热资源评价方法

地热资源是地质矿产资源之一，为加强地热资源的开发利用研究，特制定本标准。本标准可作为国家、省、市、自治区制定长远规划的依据，也作为本系统进行地热田普查和初步勘探的设计依据。

名词、术语

1.1 地热资源

系指在当前的技术经济条件下可以开发利用的地下岩石和水中的热能，也包括在未来条件下具有潜在价值的热能。

根据研究程度，地热资源还可进一步划分为远景地热资源、推测地热资源及已查明地热资源（图1）。

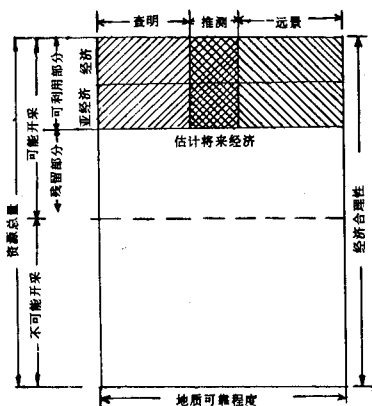


图1 地热资源评价表

1.1.1 远景地热资源

系指在小比例尺（相当于1:100万或1:50万）区域调查的基础上，根据某些地热现象，如温泉、浅层地温等物探资料，并基于一般的地热地质条件和理论，推测其存在的地热资源。

远景地热资源可作为进行中等比例尺调查和制定规划的依据。

1.1.2 推测地热资源

系指在中比例尺（相当于1:20万或1:10万）区域调查的基础上，相应开展了地热地质、地热地球化学和地温调查、重、磁、电或地震等物探以及钻探工作，得出的地热资源。

推测地热资源可作为规划大比例尺地热调查，编制地热普查、初步勘探设计的依据。

1.1.3 已查明地热资源

又称已确认地热资源，系指在大比例尺（相当于1:5万等）调查的基础上，相应开展了地热地质、地热地球化学、地温调查、重、磁、电或地震等物探工作，经钻探验证，地质构造和热储边界清楚。同时，经过长时间单井、多井抽水试验或放喷试验以后，在计算出的地热资源。

1.2 地热储量

系指已查明地热资源的一部分，即在当前条件下可以用地质学方法圈闭而又能经济、合理、合法地开采的有用能源。

1.3 热储

系指含有能被开发利用的热流体的岩石或岩层。

热储还可分为孔隙热储和裂隙热储。砂层、砂卵石层、胶结较差的砂岩、砾岩和部分碳酸盐岩等属孔隙热储。火成岩、变质岩、部分碳酸盐岩和致密砂岩、砾岩属裂隙热储。在进行地热资源评价时，对于孔隙和裂隙二者兼有的热储，如砂岩、砾岩和碳酸盐岩等按孔隙热储考虑。

1.4 地热田

系指在一定范围内，具有盖层、热储、热流体通道和热源的地质体。其热能可供开发并具有社会效益。

1.5 有效利用地热资源量

被开发出来的地热能（即从井口得到的热量）只有一部分被利用，将被利用的部分称为有效利用资源量。由式（1）表示：

$$\eta = \frac{Q_z}{Q_{wh}} \dots\dots\dots (1)$$

式中： η ——有效利用率；

Q_z ——有效利用资源量，kcal；

Q_{wh} ——可采地热资源量（从井口得到的资源量），kcal。

有效利用率和利用目的及技术水平有关。

2 进行地热资源评价的某些规定

2.1 深度

就总的趋势而言，一个地区的温度随着深度增加而增加。从经济和技术条件考虑，钻进愈深技术愈复杂，钻井（孔）的成本愈高。为此，将2000m以浅定为经济型地热资源，2000~3000m定为亚经济型地热资源。

2.2 温度

对热储温度划分如表1：

表 1

< 20℃	冷水
> 20 ~ 40℃	低温
> 40 ~ 60℃	中低温
> 60℃ ~ 当地沸点	中温
> 当地沸点	高温

2.3 评价热储的规定

凡具有下述两条件者才能被当作可利用的热储加以评价：

a. 深度1000m以浅的温度大于40℃。

b. 单井出水量大于20m³/h，当无水量资料时，其导水系数必须大于1达西·m。

2.4 地热田的规模

地热田分为大、中、小三种类型。其划分方法是有效利用资源量折算成发电量，然后按发电量的大小进行划分（表2）。同时规定用于高温发电的地热田服务年限应大于30年，用于综合利用的中低温地热田，其服务年限应大于100年。

表 2 地热田规模划分

地热田规模	发电量 10 ⁴ kW	热量 10 ⁴ kcal/h	煤量 10 ⁴ t/a
大型地热田	> 5	> 4300	> 15
中型地热田	1 ~ 5	860 ~ 4300	3 ~ 15
小型地热田	< 1	< 860	< 3

注：工程上1度电相当于860 kcal热量、0.5kg煤。

3 符号、代号

本方法常用量和单位名称代号、符号是根据《中华人民共和国法定计量单位》有关内容，并结合地热开发的具体需要编制的（表3）。凡未列入的量和单位，仍应按国家标准的规定执行。

表 3 地热资源常用量代号和单位名称符号对照表

序号	量		原 用 单 位	新 单 位		附 注
	名 称	代号	名称与符号	名 称	符 号	
1	长	长度 $l(L)$	公里	千米（公里）	km	
		宽度 b	米（公尺）	米	m	
		高度 h				
	度	厚度 $\delta(d,t)$	厘米	厘米	cm	
		半径 r, R	毫米	毫米	mm	
		直径 d, D				
		距离 s	微米	微米	μm	
2	面 积	$A(S)$	平方公里	平方公里	km ²	
			平方米	平方米	m ²	
			平方厘米	平方厘米	cm ²	
			平方毫米	平方毫米	mm ²	
3	体 积	V	立方米	立方米	m ³	
			升	升	l, L	
			毫升	毫升	ml	
		气体体积 V_n	立方米	立方米	m ³	
4	时间	$t(T)$	日（天）	日（天）	d	
	周期	T	时	（小）时	h	

续表 3

序号	量		原 用 单 位	新 单 位		附 注
	名 称	代号	名称与符号	名 称	符 号	
4	周 期	T	分	分	min	
	时间常数	$\tau(T)$	秒	秒	s	
5	速 度	v, u, w	公里/小时	公里每小时	km/h	
			米/秒	米每秒	m/s	
6	质 量 (重量)	m	亿吨	亿吨	10^8t	
			万吨	万吨	10^4t	
			吨	吨	t	
			公斤	千克 (公斤)	kg	
			克	克	g	
			毫克	毫克	mg	
7	质量流量 (重量流量)	q_m	吨/昼夜	吨每日	t/d	
			吨/小时	吨每小时	t/h	
			公斤/秒	千克每秒	kg/s	
8	流 量 (体积流量)	q_v	米 ³ /昼夜	立方米每日	m ³ /d	
			米 ³ /秒	立方米每秒	m ³ /s	
			升/秒	升每秒	l/s, L/s	
9	密 度 (容重)	ρ	吨/米 ³	吨每立方米	t/m ³	
			公斤/米 ³	千克每立方米	kg/m ³	
			克/厘米 ³	克每立方厘米	g/cm ³	
10	力	力 F	吨	兆牛	MN	$F = ma = \frac{d(mV)}{dt}$
			吨力	千牛	kN	$W = mg$
	重力	W ($p \cdot G$)	公斤			$1\text{N} = 1 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$
			公斤力	牛顿	N	$1\text{N} \sim 0.1 \text{ kgf}$
11	压力 (压强)	p	吨/米 ²	帕 (斯卡)	Pa	$1 \text{ kgf/cm}^2 = 9.8 \times 10^4 \text{ pa}$
			吨力/米 ²			$1 \text{ mmHg}, 0 = 9.80665 \text{ pa}$
	正应力	σ	公斤/厘米 ²	帕 (斯卡)	Pa	$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$

续表 3

序号	量		原 用 单 位	新 单 位		附 注
	名 称	代号	名称与符号	名 称	符 号	
11	切应力 (剪应力)	τ	公斤力/厘米 ² 标准大气压	帕 (斯卡)	Pa	1 kgf/cm ² = 98066.5 Pa 1 atm = 101325 Pa
12	渗透率	k	米/昼夜	米/日 (天)	m/d	
		k_d	达西	平方厘米	cm ²	
			毫达西	平方毫米	mm ²	
13	粘度	$\eta(\mu)$	泊 厘泊	帕 (斯卡) 秒	Pa·s	1 泊 = 0.1 帕秒 (Pa·s)
14	功	$w, (A)$	千克力米	兆焦 千焦	MJ kJ	1 kg·m = 9.80665 J
	能量	$E, (W)$	瓦(特)小时 (W·h)	焦 (耳)	J	1 W·h = 3.6 kJ
15	热力学温度	$T, (\theta)$	开氏度	开(尔文)	K	
	摄氏温度	$t, (\theta)$	摄氏度	摄氏度	°C	
16	热、热量	Q	千卡 (大卡)	兆焦 千焦	MJ kJ	1 cal = 4.1868 J
				焦 (耳)	J	
			卡 (cal)			
17	热导率 (导热系数)	$\lambda(k)$	卡/厘米·秒·°C 大卡/米·秒·°C	瓦(特)每米开(尔文) W/m·°C	W/m·K W/m·°C	1 cal/cm·s·°C = 4.1868 × 10 ⁻³ W/m·K
18	传热系数 (总)传热系数	K, k	卡/厘米 ² ·秒·°C 大卡/米 ² ·秒·°C	瓦(特)每平方米开(尔文) W/m ² ·°C	W/m ² ·K W/m ² ·°C	1 cal/cm ² ·s·°C = 4.1868 × 10 ⁻⁴ W/m ² ·K
19	热 容	C	卡/°C	焦(耳)每开(尔文) 焦(耳)每摄氏度	J/K J/°C	
20	比热容	c	卡/克·°C 大卡/公斤·°C	焦(耳)每千克开(尔文) 焦(耳)每千克摄氏度	J/kg·K J/kg·°C	1 kcal/kg·°C = 4.1868 × 10 ³ J/kg·K
21	有功功率	P		兆瓦	MW	
			千瓦	千瓦	kW	
			瓦	瓦 (特)	W	
			微微瓦	皮瓦	PW	

续表 3

序号	量		原 用 单 位	新 单 位		附 注
	名 称	代号	名称与符号	名 称	符 号	
22	电能 (量)	W	千瓦小时 (度)	兆焦	mJ	1 kW · h = 3.6 MJ
				千焦	kJ	
				焦(耳)	J	
				千瓦小时	kW · h	
23	质量浓度	ρ_s	毫克/升	千克每立方米	kg/m ³	
				毫克每立方米	mg/m ³	
				千克每升	kg/L	
				毫克每升	mg/L	

4 地热资源量评价

地热资源类型不同,其计算方法也不相同。目前我国已发现的地热资源类型大致有:沉积盆地型、断裂(裂隙)型和近期岩浆活动型三种类型。

4.1 热储法

4.1.1 计算

热储法的地热资源量按式(2)计算:

$$Q_R = \bar{C} A d (t_r - t_j) \quad (2)$$

式中: Q_R ——地热资源量, kcal;

A ——热储面积, m²;

d ——热储厚度, m;

t_r ——热储温度, °C;

t_j ——基准温度(即当地地下恒温层温度或年平均气温), °C;

\bar{C} ——热储岩石和水的平均热容量, kcal/m³ · °C, 由式(3)求出:

$$\bar{C} = \rho_c c_c (1 - \phi) + \rho_w c_w \phi \quad (3)$$

式中: ρ_c 、 ρ_w ——分别为岩石和水的密度, kg/m³;

c_c 、 c_w ——分别为岩石及水的比热容, kcal/kg · °C;

ϕ ——岩石的孔隙度, %。

将式(3)代入式(2)即得式(4):

$$Q_R = A d [\rho_c c_c (1 - \phi) + \rho_w c_w \phi] (t_r - t_j) \quad (4)$$

热储法不但适用于非火山型地热资源量的计算,而且适用于与近期火山活动有关的地热资源量计算。不仅适用孔隙型热储,而且也适用于裂隙型热储。凡条件具备的地方,一律采用这种方法。

4.1.2 回收率

用热储法计算出的资源量不可能全部被开采出来,只能开采出一部分,二者的比值称为回收率。用式(5)表示:

$$R_E = \frac{Q_{wh}}{Q_R} \quad (5)$$

式中: R_E ——回收率;

Q_{wh} ——开采出的热量，即从井口得到的热量；

Q_k ——埋藏在地下热储中的地热资源量。

回收率的大小取决于热储的岩性，孔隙及裂隙发育情况，是否采取回灌措施以及回灌井布署是否科学合理等等。在进行地热资源评价时，对回收率作如下规定：对大型沉积盆地的新生代砂岩，当孔隙度大于20%时，热储回收率定为0.25；碳酸盐岩裂隙热储定为0.15；中生代砂岩和花岗岩等火成岩类热储则根据裂隙发育情况定为0.05~0.1。

4.1.3 参数确定

4.1.3.1 比热、岩石密度

热储岩石的比热、密度由试验获得，但在初期工作阶段缺少试验数据时，可参照表4、表5。

表4 岩石比热等一览表

项目 \ 岩石名称	花岗岩	石灰岩	砂岩	钙质砂 (含水率 43%)	干石 英砂 (中—细粒)	石英砂 (含水率 8.3%)	砂粘 (含水 率15%)	空气 (一个 大气压)	冰	水 (平均)
比热, cal/g·°C	0.19	0.22	0.21	0.53	0.19	0.24	0.33	0.24	0.49	1
密度, g/cm ³	2.70	2.70	2.60	1.67	1.65	1.75	1.78	0.00129	0.92	1
热导率, (10 ⁻³ cal/cm·s·°C)	6.50	4.80	6.20	1.70	0.63	1.40	2.20	0.055	5.30	1.43

4.1.3.2 孔隙度(裂隙率)

对于孔隙热储层，孔隙度可以通过实验室求出，也可以用测井方法求得。对于裂隙热储层，可以通过实验室试验、测井、抽水试验及比拟法求得。

表5 饱和蒸汽表

温度 °C	压力 m bar (100 Pa)	密度, g/cm ³		热焓, cal/g	
		液体	气体	液体	气体
0	6.11	0.99978	4.8472×10^{-6}	-0.010	597.49
20	23.37	0.99828	1.7290×10^{-5}	20.030	606.23
25	31.67	0.99712	2.3041×10^{-5}	25.023	608.41
30	42.43	0.99517	3.0368×10^{-5}	30.014	610.57
35	56.24	0.99409	3.9612×10^{-5}	35.005	612.73
40	73.78	0.99225	5.1161×10^{-5}	39.995	614.88
45	95.86	0.99023	6.5461×10^{-5}	44.987	617.01
50	123.40	0.99803	8.3017×10^{-5}	49.980	619.13
55	157.46	0.98567	1.0440×10^{-4}	54.975	612.23
60	199.26	0.98315	1.3023×10^{-4}	59.972	623.32

续表 5

温度 ℃	压力 m bar (100 Pa)	密度, g/cm ³		热焓, cal/g	
		液体	气体	液体	气体
65	250.16	0.98040	1.6123×10^{-4}	64.972	625.38
70	311.69	0.97766	1.9817×10^{-4}	69.975	627.43
75	385.56	0.97420	2.4189×10^{-4}	74.982	629.45
80	473.67	0.97164	2.9333×10^{-4}	79.993	631.45
85	578.09	0.96844	3.5350×10^{-4}	85.009	633.42
90	701.13	0.96512	4.2350×10^{-4}	90.031	635.36
95	845.28	0.96166	5.0448×10^{-4}	95.058	637.27
100	1013.30	0.95812	5.9773×10^{-4}	100.092	639.15
110	1432.70	0.95067	8.2649×10^{-4}	110.183	642.81
120	1985.50	0.94284	1.1217×10^{-3}	120.311	646.31
130	2701.30	0.93456	1.4967×10^{-3}	130.483	649.64
140	3613.80	0.92587	1.9666×10^{-3}	140.705	652.78
150	4760.00	0.91678	3.5481×10^{-3}	150.986	655.72
160	6180.60	0.90726	3.2599×10^{-3}	161.334	658.43
170	7920.20	0.89730	4.1228×10^{-3}	171.758	660.90
180	10026.0	0.88690	5.1599×10^{-3}	182.267	663.10
190	12552.0	0.87604	6.3973×10^{-3}	192.872	665.01
200	15548.0	0.86409	7.8641×10^{-3}	203.585	666.60

在完整井中进行稳定流抽水试验, 热储的裂隙率和流体的流量有式 (6) 关系:

$$\phi = \frac{1}{577.9} \sqrt{\frac{K_c \mu B \ln R / r}{H}} \quad (6)$$

式中: ϕ ——裂隙率, %

B ——液体的容积系数;

μ ——液体的粘度, CP (1 CP = 1 mPa · s);

H ——热储层的有效厚度, m;

R ——试验井的影响半径, m;

r ——试验井的半径, m;

K_c ——产量指数;

577.9 ——换算系数。

a. 容积系数 B 是指液体在地下热储中的体积 $V_{\text{地下}}$ 与在地面体积 $V_{\text{地上}}$ 之比, 即式 (7) 所示:

$$B = \frac{V_{\text{地下}}}{V_{\text{地上}}} \dots\dots\dots (7)$$

液体在储层条件下的体积通常总大于它在地面脱气后的体积,其 B 值大于1。容积系数也可用热储条件下液体的比容与地面条件下的比容的比值来表示。图2表示压力与热储中流体的容积系数之间的关系曲线。

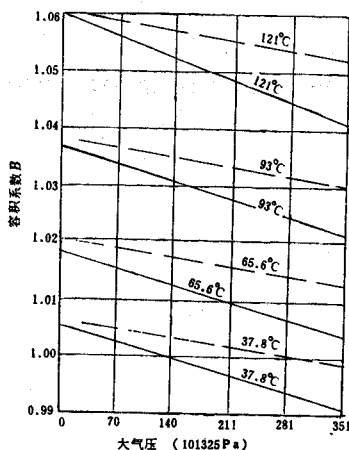


图2 容积系数与压力关系图

b. 液体的粘度 μ 和液体的温度有关,温度愈高粘度越小,粘度变化会导致流速的成倍变化(表6)。

表6 水温和粘度关系

水温, °C	0	20	40	60	80	100
粘度, cP (mPa·s)	1.792	1.005	0.656	0.469	0.357	0.234

c. 产量指数 K_c 由式(8)表示:

$$K_c = \frac{Q}{\Delta P} \dots\dots\dots (8)$$

式中: Q ——流量, m^3/d ;

ΔP ——动水位和静水位的压力差值, 用大气压表示, bar (101325Pa)。

4.1.3.3 热储面积的确定

圈定热储面积一般多采用综合分析方法,即利用地质(包括钻井地质)、地球物理和地球化学资料进行综合分析。地球物理方法包括测温、红外线、重力、磁法、地震、电法等,测温、红外线、视电阻率法等大致能反映出热田面积的大小。重力、磁法、地震是间接方法,利用它们在查明地质条件的基础上,配合测温、钻井等资料进行综合分析,往往能得到比较好的效果。此外,利用磁法资料计算居里点,了解深部高温热储的分布往往也能得到较好的结果。在地热显示区域热储浅埋区,利用热流体的标性化学成分,如汞、砷、氯、二氧化硅以及水热蚀变带等作为圈定热储面积的依据。

a 根据浅层地温梯度圈定热储面积

在热储埋藏很浅（几米至几十米）的热异常区，以及有特殊热源的热异常区，一般进行浅部测温。从这种深度得到的地温（ t ）包括三种因素，由式（9）所示：

$$t = t_a + t_b + t_p \quad \text{..... (9)}$$

式中： t_a ——由特殊热源引起的地温， $^{\circ}\text{C}$ ；

t_b ——正常地温， $^{\circ}\text{C}$ ；

t_p ——因气温的日变化、年变化而引起地温发生周期性变化， $^{\circ}\text{C}$ 。

其中 t_a 及 t_b 是稳定的， t_p 随时间变化而发生周期性变化，同时在一定的深度也发生变化。气温的日变化大致影响到地下0.5m，年变化的影响深度大致为10~20m。为消除 t_p 的影响，应通过观测求出地温变化的年平均值来消除周期性变化。此外由于地形、植被、朝阳或背阴等因素的影响，测定的误差达2~3 $^{\circ}\text{C}$ 。因此，在进行浅部地温梯度计算时应进行校正。例如，欲求0.75m深处的地温梯度，则设1m深的地温为 t_1 ，0.5m深的地温为 $t_{0.5}$ ，0.75m的地温梯度 $\Delta t/\Delta h$ 由式（10）表示：

$$\Delta t/\Delta h_{0.75} = \frac{t_1 - t_{0.5}}{50} \quad \text{..... (10)}$$

通过地温梯度圈画出热异常范围并根据地质情况，把有可能获得经济效益的地温梯度下限作为计算热储面积的边界。

b. 利用深层地温梯度圈定热储面积

深层测温工作多在隐伏地热区特别是沉积盆地地热资源地区进行。所计算的地温梯度必须是恒温层以下的。一般基底以上的盖层的地温梯度能较准确地反映热储的分布情况。如果用地温梯度圈定热储边界时，应在1000m以浅地温不得小于40 $^{\circ}\text{C}$ 时的地温梯度（ $\Delta t/\Delta h$ ）为下限，即式（11）所示：

$$\Delta t/\Delta h = \frac{40 - t_0}{1000 - h} \quad \text{..... (11)}$$

式中： t_0 ——恒温层温度或年平均气温， $^{\circ}\text{C}$ ；

h ——恒温层深度，m。

恒温层温度和年平均气温变化因地而异，在确定地温梯度的下限值时，应根据当地的实际情况考虑。

4.1.3.4 热储厚度的确定

确定热储厚度的方法大致可以分为钻探和综合分析两种方法。

a. 钻探法

除少数钻孔为取参数需全部取心外，多采用钻探录井和地球物理测井确定热储厚度。

钻探录井包括钻时录井、岩心录井和岩屑录井等。

地球物理测井配合录井资料可以确定岩性、岩层厚度、热流体流量、压力及孔隙度等。在确定孔隙热储厚度时，利用自然电位及顶（底）部梯度曲线进行划分如能利用微电极测井资料确定热储厚度，其效果更好。对于裂隙热储厚度的划分可采用电阻率、自然伽玛、中子伽玛、声波和井径等。

b. 综合分析法

当资料不充分或钻孔（井）不足控制热储的情况下，利用已有的地质、物探及地球化学资料进行综合分析来确定热储厚度。

对于有温泉出露的热显示且有基岩出露的地区，如果热储属于沉积岩类（碳酸盐岩、砂岩等），可以根据地层、岩性、地质构造、地温和钻孔资料进行综合分析确定。如果热储属于花岗岩等火成岩，除了研究地质构造和地温外，还需一定数量的钻孔控制才能确定。

对于水热活动比较强烈的地区，除了研究地质条件外，应利用电测深等物探资料进行综合分析来确定热储厚度。

对于沉积盆地型地热田，如果热储属孔隙型，可以利用钻孔资料算出砂厚比，即热储厚度和相应的地层厚度的百分比，然后通过地震资料得到的地层厚度进行计算即可。

4.1.3.5 热储温度的确定

a. 直接测量法

当有钻孔（井）揭露或穿透热储时，可用热敏电阻等井温仪进行测量。计算时采用顶、底板温度

的平均值。

b. 地温梯度推算法

当工作区内揭露热储的井(孔)很少或仅有浅层地温资料时,应根据地质情况,利用热储上部的地温梯度按式(12)推算热储温度:

$$t = (d - h) \frac{\Delta t}{\Delta h} + t_0 \quad (12)$$

式中: t ——热储温度, $^{\circ}\text{C}$;

d ——热储埋藏深度, m ;

h ——常温层埋藏深度, m ;

$\frac{\Delta t}{\Delta h}$ ——地温梯度, $^{\circ}\text{C}/\text{m}$;

t_0 ——常温层温度或当地年平均气温, $^{\circ}\text{C}$ 。

c. 地球化学温标算法(见附录A)

4.1.3.6 渗透系数与渗透率

水文地质学把岩石本身可以通过流体的能力称为渗透系数(用 K 表示)。地热、石油等则称为渗透率(用 K_d 表示)。水文地质学是以常温水为研究对象,其物理性质(容重、粘度)变化很小,可以忽略不计。而对地热水等流体则不可忽视。

根据达西定律,通过多孔介质的流量 Q 与渗透系数 K 、水头损失 h 、以及垂直于流向的断面积 A 成正比,与水流经的长度 l 成反比,即式(13)所示:

$$Q = K \frac{h}{l} A \quad (13)$$

渗透率的物理意义是流体在孔隙介质中渗透时,当量的孔道截面积大小。通常把通过渗透面积 A 为 1cm^2 、长度 l 为 1cm 的岩样、压差 ΔP 为 1atm (101325Pa),液体粘度 μ 为 1cP ($1\text{mPa}\cdot\text{s}$),流量 Q 为 $1\text{cm}^3/\text{s}$ 的渗透能力作为多孔介质的渗透率,即式(14)所示:

$$K_d = \frac{Q \mu \Delta l}{A \Delta P} \quad (14)$$

渗透率的单位为 cm^2 ,称为达西。在实际应用中,多采用毫达西,即千分之一达西。

渗透系数的量纲为(长度/时间),渗透率的量纲为(长度) 2 。两者的关系为式(15)所示:

$$K_d = \frac{\rho g}{\mu} K \quad (15)$$

式中: ρ ——液体密度;

g ——重力加速度;

μ ——液体的粘度。

粘度 μ 和密度 ρ 可以通过查表得出,由此可以算出 K_d 或 K (表7)。

表7 不同水温情况下渗透率为1达西时与渗透系数换算表

水温 $^{\circ}\text{C}$	10	20	30	40	50	60	70	80	90
渗透系数 K m/d	0.64	0.79	1.01	1.22	1.50	1.79	2.04	2.46	2.69

渗透率可以通过试验室试验及抽水试验取得。

4.2 自然放热量推算法

在天然状态下,地球内部的热量通过热传导、对流并以温泉、喷气孔等形式释放的热量称为自然放热量。用从地表测量获得的放热量来推算地下储藏的热量,是假定地下热量与自然放热量有成正比的

倍数关系，一般从几倍到一千倍。这种方法比较粗略，但在进行地热资源规划时，仍不失为一种较好的方法。本标准规定用十倍。

4.2.1 计算

自然放热量推算法的地热资源量按式 (16) 计算：

$$Q_z = Q_d + Q_k + Q_h + Q_s + Q_r \quad (16)$$

式中： Q_z ——计算区的总放热量；

Q_d ——从热传导求出的放热量；

Q_k ——从喷气孔求出的放热量；

Q_h ——从河流求出的放热量（应扣除温泉水流入河中的流量）；

Q_s ——从温泉求出的放热量；

Q_r ——从冒气地面求出的放热量。

该式的量纲为 kcal/s。式 (16) 比较完善地表达了一个地热区所要测量的内容，但一个地热区不一定都具有式 (16) 所表达的内容，因此应有几项就测量几项。

4.2.2 放热量调查

放热量调查的内容和方法比较多，如对温泉、温泉河、热水塘、冒气地面和喷气孔等有不同的测量方法。此外，可以通过测温 and 岩石的热导率计算热流量；利用红外线温度测量地表温度计算热异常区的放热量；利用降雪测定放热量等。关于常见的温泉和河流的放热量调查方法如下：

4.2.2.1 温泉放热量调查

温泉放热量按式 (17) 计算：

$$Q = q_v c \rho (t_1 - t_0) \quad (17)$$

式中： Q ——温泉的放热量，kcal/s；

q_v ——温泉的流量，L/s；

c ——温泉水的比热，kcal/kg·°C；

ρ ——温泉水的密度，kg/L；

t_1 ——温泉水的温度，°C；

t_0 ——非热异常区恒温层温度，°C。

因为 $c\rho \approx 1$ ，所以有式 (18)：

$$Q = q_v (t_1 - t_0) \quad (18)$$

测定温泉流量的方法有容积法、流速法和喷出高度法。当温泉从垂直地面的管口流出 (图 3) 时，用喷出高度法按式 (19) 计算流量：

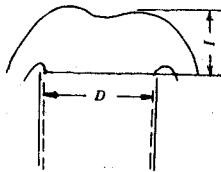


图 3 根据垂直喷出高度求流量示意图

$$q_v = 0.0423 C D^2 \sqrt{H} \quad (19)$$

式中： q_v ——温泉流量，l/s；

C ——系数，0.8或0.9；

D ——管子内径，cm；

H ——泉水喷出高度，cm；

0.0423——换算系数。

4.2.2.2 河流放热量调查

当温泉从河底涌出,不能直接测放热量时,可在温泉出露点的上游和下游布置测线,分别测出河流上、下游的流量与水温,二者的放热量差就是温泉的放热量。按式(20)计算:

$$Q = \rho_2 c_2 q_{v2} t_2 - \rho_1 c_1 q_{v1} t_1 - \rho_0 c_0 (q_{v2} - q_{v1}) t_0 \quad (20)$$

式中: Q ——河流放热量, kcal/s;

ρ_1 、 ρ_2 、 ρ_0 ——上、下游及附近恒温层水的密度, kg/L;

c_1 、 c_2 、 c_0 ——上、下游及附近恒温层水的比热, kcal/kg·°C;

q_{v1} 、 q_{v2} ——上、下游水流量, L/s;

t_1 、 t_2 ——上、下游水温, °C;

t_0 ——附近恒温层水温。

一般说来 $\rho_1 c_1 \approx 1$, 则有式(21):

$$Q = q_{v2} t_2 - q_{v1} t_1 - (q_{v2} - q_{v1}) t_0 \quad (21)$$

4.3 水热均衡法

这一方法主要通过一汇水区(热水盆地或山间盆地)内的水、热均衡计算,能够了解地下深部水,热储存量和汇水区外水热补给情况。这种方法对山区裂隙水、山间盆地比较适用。

4.3.1 水均衡法

在一个汇水区内,水的收入量有:

降水量 q_w ;

深部的热量及地下水补给量 q_{vr} 。

汇水区的水支出量有:

温泉水量 q_{vq} ;

河水流出量 q_{wh} ;

实际蒸发量 q_{vz} 。

有式(22)的关系:

$$\begin{aligned} q_{vz} + q_{vr} &= q_{vq} + q_{wh} + q_{vz} \\ q_{vr} &= q_{vq} + q_{wh} + q_{vz} - q_{vz} \end{aligned} \quad (22)$$

即

上式各项的量纲均为 m^3/a 。

4.3.2 热均衡法

汇水区内的热收入量有:

阳光照射量 Q_y ;

大地热流量 Q_d ;

热异常区热储存量 Q_r 。

汇水区内的热支出量有:

向大气散发的热量 Q_f ;

温泉等热显示点的放热量 Q_s 。

有式(23)的关系:

$$\begin{aligned} Q_y + Q_d + Q_r &= Q_f + Q_s \\ Q_r &= Q_f + Q_s - Q_d - Q_y \end{aligned} \quad (23)$$

即

上式各项的量纲均为 kcal/a。

水热均衡法是建立在长期动态观测的基础上的。特别是在山区,热储厚度、分布以及有关参数都不清楚的情况下都可以使用。

4.4 其他方法

4.4.1 类比法

类比法又称比拟法。即利用已知地热田的地热资源量,去推算地热地质条件相似的地热田的地热资源量。

4.4.2 水文地质学计算法

水文地质学计算法如静储量、动储量、弹性储量等都可用来进行地热资源评价，但其计算结果应换算成热量。该方法未考虑热储岩石的热量，计算结果显著偏小。

5 地热流体化学成分分析结果评价

地热流体包括水、汽两部分，使用目的不同，其评价要求也不一样，如用作饮用水，应按照饮用水标准评价；如用于工业，应按工业用水标准评价。本标准仅提出矿水评价标准和有害成分的排放标准。

5.1 矿水命名及医疗矿水标准

见表8。

表8 医疗矿水标准

温度 ℃	成分	Rn	CO ₂ mg/L	总S mg/L	Fe ²⁺ +Fe ³⁺ mg/L	I ⁻ mg/L	Br ⁻ mg/L	H ₂ SiO ₃ mg/L	总As mg/L	H ⁺ mg/L
>20	含量		500	2	10	5	25	50	0.7	1

温度 ℃	成分	Al ³⁺ mg/L	Cu ²⁺ mg/L	Mn ²⁺ mg/L	F ⁻ mg/L	Li ⁺ mg/L	Sr ²⁺ mg/L	Ba ²⁺ mg/L	Ra mg/L	总固形物 g/L
>20	含量	100	1	10	2	1	10	5	1 × 10 ⁻⁴	1

5.2 地热水有害成分排放标准

根据中华人民共和国国家标准《工业三废排放标准》规定，按照水源的不同用途，对工业废水的排放有不同的要求。对饮用水源及风景游览区的水质要严禁污染；对农业和渔业用水要保证动植物的生长条件，动植物体内的有害残毒不得超过食用标准；对工业水源，不得影响生产用水的要求。上述规定适用于对地热水的评价（表9）。

表9 地热水有害成分最高允许排放浓度

有害物质 名称	汞及无机 化合物 (按Hg计)	镉及无机 化合物 (按Cd计)	六价铬 化合物 (按Cr计)	砷及无机 化合物 (按As计)	铅及无机 化合物 (按Pb计)	pH值	硫化物	铜及其 化合物 (按Cu计)	氟的无机 化合物 (按F计)
最高允许 排放浓度	0.05mg/L	0.1mg/L	0.5mg/L	0.5mg/L	1.0mg/L	6~9	1mg/L	1.0mg/L	10mg/L

6 地热资源评价报告提纲

6.1 前言：目的任务、自然地理及交通条件、研究程度。

6.2 区域地质特征

地层、地质构造、岩浆活动情况、地质发展简史、地热地质特征（包括蚀变带、温泉等热显示）。

6.3 地球物理特征

地温场分布情况、地温场与地质构造、地层岩性和盖层的关系以及形成条件。

6.4 地球化学特征

区域水化学条件及热储水化学特征、水化学温标及热储温度推算。同位素水化学及解释。以利用为目的的水质评述。

6.5 地热资源评价

资源类型、热储分布及特征，参数的确定，如厚度、孔隙度、渗透率、比重、比热和热导率等。资源计算方法、评价和建议。

6.6 开发利用

经济效益及开发利用前景。

6.7 附图

6.7.1 地质构造图（平原区应附基底地质构造图）。

6.7.2 地温分布图及地温梯度图。

6.7.3 水化学图。

6.7.4 热储分布及等厚度图。

6.7.5 地热资源评价图（2000m以浅、2000—3000m）。

6.7.6 地热资源模数图。

6.8 附表

6.8.1 井（孔）、温泉等统计表（温度、梯度、水流量、水位、放热量等）。

6.8.2 热储物性一览表（岩石名称、密度、比热、孔隙度、渗透率、热导率等）。

6.8.3 水质分析成果表。

6.8.4 地热资源计算结果一览表。

附录 A

地球化学温标计算方法

(补充件)

在温泉出露区,可以利用地球化学温标来估算热储(基础温度)。这个方法的基础是:水热流体在热储温度下,与矿物达到了化学平衡,且随后流体温度降低时,这个平衡仍予保持。

各类地球化学温标,即用各种化学和同位素反应计算热储温度的方法很多,本标准仅规定几种目前普遍采用的定量评价方法。

A.1 SiO_2 温标

根据热水与不同类型二氧化硅达到溶解平衡的情况,可选用相应的各类温标。

A.1.1 无蒸汽损失的石英温标

热水中的二氧化硅是由热水溶解石英所形成,这部分热水在其达到取样点(如地面泉或井口)时没有蒸汽损失,则可选用式(A1)计算:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \lg c} - 273.15 \quad (\text{A1})$$

A.1.2 最大蒸汽损失的石英温标

如溶解石英的这部分热水到达采样点时已发生了闪蒸,则可选用式(A2)计算:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1522}{5.75 - \lg c} - 273.15 \quad (\text{A2})$$

A.1.3 无蒸汽损失的玉髓温标

如果热水中的二氧化硅是由热水溶解玉髓所致,这部分热水在到达采样点时没有发生蒸汽损失,则可选用式(A3)计算:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{4.69 - \lg c} - 273.15 \quad (\text{A3})$$

A.1.4 有蒸汽损失的玉髓温标

溶解玉髓的热水在达到采样点时已发生了闪蒸,则可选用式(A4)计算:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1263}{5.32 - \lg c} - 273.15 \quad (\text{A4})$$

A.1.5 非晶质二氧化硅温标

如果热水溶解了非晶质二氧化硅则可选用式(A5)计算:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{731}{4.52 - \lg c} - 273.15 \quad (\text{A5})$$

A.1.6 α -方石英温标

如果热水中的二氧化硅是由热水溶解 α -方石英而形成,则可选用式(A6)计算:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{4.78 - \lg c} - 273.15 \quad (\text{A6})$$

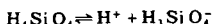
A.1.7 β -方石英温标

如果热水中的二氧化硅是由热水溶解 β -方石英而形成,则可选用式(A7)计算:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{781}{4.51 - \lg c} - 273.15 \quad (\text{A7})$$

各类二氧化硅温标的公式虽然较多,但是根据在热储中已经发现的或推断最有可能存在的(石英或玉髓)二氧化硅矿物,还是可以正确选用适当公式的。上述计算公式适用范围 $t = 0 \sim 250^{\circ}\text{C}$ 。式中

c 为溶解的 H_4SiO_4 形式的 SiO_2 含量(ppm)。当pH大于8.5时,水中 SiO_2 总量不全以 H_4SiO_4 的形式存在,这时:



因此要计算出 H_4SiO_4 形式中的 SiO_2 含量。



$$K_{H_4SiO_4} = \frac{[H^+][H_3SiO_4^-]}{[H_4SiO_4]}$$

平衡常数 K 随温度变化。 $H^+ = 10^{-pH}$, H^+ 亦受温度控制。

当温度为20℃时, $\lg K_{H_4SiO_4} = -10.01$;

当温度为25℃时, $\lg K_{H_4SiO_4} = -9.91$ 。

然后根据计算式

$$K_{H_4SiO_4} = \frac{[10^{-pH}][\Sigma SiO_2 - C_{H_4SiO_4}]}{[C_{H_4SiO_4}]}$$

算出溶解的 H_4SiO_4 形式的 SiO_2 含量(即 $C_{H_4SiO_4}$)。

在使用 SiO_2 温标公式时,要考虑下列因素:

- 温标计算公式在温度250℃以下才是有效的。
- 当水沸腾时,水中 SiO_2 随蒸汽分离而浓度增大。这时应采用式(A2)或(A4),若热储介于传导冷却(无蒸汽损失)和绝热冷却(有蒸汽损失)之间,则计算结果应介于式(A1)、(A2)之间或式(A3)、(A4)之间。
- 取样之前可能发生二氧化硅聚合和沉淀作用,为此要试算非晶质 SiO_2 温度,如有勘探钻孔时应与采样时的实测温度进行对比,以验证是否发生了这种聚合或沉淀。
- 取样之后,随温度降低在样品运输和保存期间可能发生二氧化硅聚合作用,当水中 SiO_2 浓度大于115ppm时,取样时要做稀释处理。
- 除石英之外,应注意其他硅酸盐对水中二氧化硅的控制。
- 当pH大于8.5时,要先进行水中 H_4SiO_4 形式的 SiO_2 含量的计算。
- 公式不适用于已受稀释的热水,如果是冷水和热水的混合水,则采用混合模型(见混合温标)。
- 对pH远小于7的酸性水不适用。

A.2 Na-K地热温标

Na-K地热温标是基于钠长石和钾长石在一定温度条件下达到平衡而建立的,即在具备钠、钾长石平衡环境的天然水中,Na、K的含量比值是温度的函数,这一比值不受以后温度降低的影响。且不受降水稀释或内蒸浓缩的影响。根据这一事实,不同研究者根据实验资料的统计结果,提出了不同的计算公式。在具备钠、钾长石平衡环境的条件下可以应用下列公式:

$$A.2.1 \quad t(^{\circ}C) = \frac{1217}{\lg(Na/K) + 1.48} - 273.15 \quad (t > 150^{\circ}C) \dots\dots\dots (A8)$$

(据Fournier)

$$A.2.2 \quad t(^{\circ}C) = \frac{885.6}{\lg(Na/K) + 0.8573} - 273.15 \quad (t > 150^{\circ}C) \dots\dots\dots (A9)$$

(据Truesdell)

以上两式在温度大于270℃时差别不大。

$$A.2.3 \quad t(^{\circ}C) = \frac{933}{\lg(Na/K) + 0.933} - 273.15 \quad (t = 25 \sim 250^{\circ}C) \dots\dots\dots (A10)$$

(据Arnorsson)

$$A.2.4 \quad t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1319}{\lg(\text{Na}/\text{K}) + 1.699} - 273.5 \quad (t = 250 \sim 350^{\circ}\text{C}) \dots\dots\dots (A11)$$

(据 Arnorsson)

上述公式中阳离子浓度以 mg/kg 或 ppm 为单位。钠钾地热温标不适用于 pH 远小于 7 的酸性水, 富钙的热水如出现钙华) 及不同成因的热水发生了混合的情况。还有的研究者认为不适用于 Na/K 当量克分子比值小于 8 或大于 20 的情况, 以及不适用于小于 120℃ 的热液。

A.3 Na-K-Ca 温标

在富钙水中, Na-K 温标将得到异常高的结果, 因此 Fournier 和 Truesdell 提出了 Na-K-Ca 温标。计算公式如下:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{\lg(\text{Na}/\text{K}) + \beta [\lg(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2.06] + 2.47} - 273.15 \dots\dots\dots (A12)$$

阳离子浓度以 mg/kg 为单位, 若 $t < 100^{\circ}\text{C}$, 且 $[\lg(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2.06]$ 为正, β 取 4/3; 若 $t > 100^{\circ}\text{C}$ 或 $[\lg(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2.06]$ 为负, β 取 1/3。

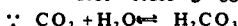
若阳离子浓度以重量克分子浓度为单位, 即用 $\text{Na}(\text{ppm})/23 \times 1000$, $\text{K}(\text{ppm})/39.1 \times 1000$, $\text{Ca}(\text{ppm})/40.1 \times 1000$, 则可用公式:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{\lg(\text{Na}/\text{K}) + \beta \lg(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) \times 2.24} - 273.15 \dots\dots\dots (A13)$$

若 $t < 100^{\circ}\text{C}$, 且 $\lg(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na})$ 为正, β 取 4/3; 若 $t > 100^{\circ}\text{C}$ 或 $\lg(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na})$ 为负, β 取 1/3。

捷克的 Pace 发现, 当有方解石沉淀且水中 Ca 浓度降低时, 该温标不适用于与冷水密切相关的高碳酸盐水。为此, 他提出校正, 在温度低于 75°C , $P_{\text{CO}_2} > 10^{-4} \text{ atm}$ ($1 \text{ atm} = 101325 \text{ Pa}$):

$$I = 1.36 + 0.253 \lg P_{\text{CO}_2}$$



$$K = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{[\text{CO}_2]}$$

$$\text{而 } P_{\text{CO}_2} = [\text{CO}_2] = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{K}$$

当温度为 20°C 时, $\lg K = -1.36$;

当温度为 25°C 时, $\lg K = -1.42$ 。

校正公式:

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{\lg(\text{Na}/\text{K}) + \beta [\lg(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2.06] + 2.47 + I} - 273.15 \dots\dots\dots (A14)$$

来自深部的地下水, 镁含量一般极低, 因高温时镁保留在固相中, 但随着温度降低及冷地下水的掺入, 镁在水中的含量增加。为此当水中含有较明显的镁浓度时, 要进行镁校正, 福尼埃及普特介绍的镁校正经验公式为:

a. 用当量百分比计算 R 值:

$$R = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K}} \times 100 \dots\dots\dots (A15)$$

当 $R = 5 \sim 50$ 时:

$$\Delta t_{\text{Mg}} = 10.66 - 4.7415R + 325.87 (\lg R)^2 - 1.032 \times 10^4 (\lg R)^2 / T + 1.968 \times 10^7 (\lg R)^2 / T^2 + 1.605 \times 10^7 (\lg R)^3 / T^2 \dots\dots\dots (A16)$$

当 $R < 5$ 时:

$$\Delta t_{\text{Mg}} = -1.03 + 59.971 \lg R + 145.05 (\lg R)^2 - 36711.6 (\lg R)^2 / T + 1.67 \times 10^7 \lg R / T^2 \dots\dots\dots (A17)$$

式中 T 为 Na-K-Ca 温标计算的值。Mg 校正后的温度:

$$T_{Mg} = T - \Delta t_{Mg} \dots\dots\dots (A18)$$

A.4 Na-Li 温标

该温标是由法国C·富雅克和G·米夏尔据世界各典型地热水的统计资料提出的,适用于含盐量低或中等的水。

$$\lg Na/Li = \frac{1000}{T} - 0.38 \dots\dots\dots (A19)$$

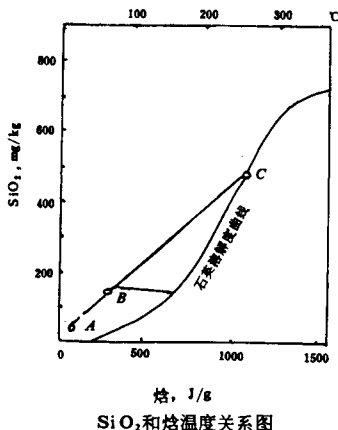
当 $|Cl^{-}| > 0.3$ 克分子/公斤时,采用:

$$\lg Na/Li = \frac{1195}{T} + 0.13 \dots\dots\dots (A20)$$

作者认为, Li较K易在地下水运移中保持其原浓度,地表冷水大体服从上述关系式。

A.5 混合温标

当 SiO_2 温标与阳离子浓度计算的温度相差悬殊,在地热系统内温度、组分有规律的变化,尤其是活泼元素(不参与系统中蚀变矿物的)发生变化时,认为水为混合类型水。假定混合前后蒸汽或热量不从热水组分中损失、 SiO_2 溶解度受石英溶解度控制,则可以利用实测温度和 SiO_2 浓度,在 SiO_2 (ppm) 焓图(下图)上计算深部热水的温度,并由此推算冷水的混合比例。图中的A是由冷水实测的 SiO_2 含量和温度(°C), B是由热水实测的 SiO_2 含量和温度(°C), C是A、B连线在石英溶解度曲线上的交点,反映深部热水组分和温度。AB/AC表示热水和冷水的混合比例。



SiO₂和焓温度关系图

附加说明:

本标准由地质矿产部水文地质工程地质司提出并归口。

本标准由地质矿产部水文地质工程地质司、北京市水文地质工程地质公司负责起草。

本标准主要起草人谢长芳、郑克桢、马大乐、白铁珊、李心庚、张道富。