

地下水预报地震选辑
(2)

97 97

河北省地震局

一九八三年

前 言

一九七九年十月我局出版了《地下水预报地震选辑》第一集。在近三年内，又在监测、预报和科研工作中取得了一些新的成果，提出了一些新的见解，发现了一些新的问题。为了更好地达到互相交流、互相促进，共同提高的目的，我们编辑了《地下水预报地震选辑》第二集。纳入选辑的文章共三十七篇。选辑分三个部分。第一部分：地下水动力学方面；第二部分：水文地球化学方面；第三部分：方法、条件和机制实验方面。每一部分文章的编排顺序按文章定稿时间的先后安排。文章的内容基本上尊重原稿，不做大的原则性的修改，以便反映当时的认识水平。由于经验不足，水平有限，不妥之处请予批评指正。

在开展地下水的监测、预报和科研工作中，得到地质部门、石油部门、气象部门、水利部门等系统的大力支持，在此一并致以亲切的谢意。

本选辑中的图件由刘茜、王丽、刘德林同志清绘。

编 者

一九八三年二月

目 录

第一部分 地下水动力学方面

浅层地下水对多种地震前兆观测的干扰	贾化周	刘伯礼	李师群	(1)
高压自流热水的基本特点及其观测	李师群	贾化周	陈栓群	(10)
固体潮对地下水位的影响	董守玉	万迪堃	贾化周	(18)
降雨附加应力对地下水位的影响	金玉争	黄保大		(23)
地下水位主要干扰因素的识别与地震信息的提取	贾化周	董守玉	万迪堃	王信执笔 (36)
唐山地震地下水位趋势异常分析	贾化周	万迪堃	董守玉	王 信 王永林 (56)
冀中深井水位趋势性上升的初步研究	万迪堃	董守玉	贾化周	黄保大 (63)
任邱 ₁ 井自喷与地震的关系				侯建明 (69)

第二部分 水文地球化学方面

地下水氧含量年动态类型	尹汉南	王吉易	郑云贞	(77)
降水和抽水影响水氧浓度变化的机理	王吉易	尹汉南	郑云贞	王运启 (84)
对包气带氦气运移的几点认识	董守玉	李师群		(92)
射气测量技术	王永才			(99)
中国东部水氧正常动态和前兆现象的初步研究	尹汉南	王吉易		(104)
河北山口 ₄ 井水氧动态及其影响因素	尹汉南	执 笔		(128)
影响水氧动态的主要环境因素	王吉易	尹汉南	刘快胜	王道执笔 (132)
河北平山温泉动态的研究——浅谈水氧、水温与水位的关系	王运启	刘伯礼		(150)
浅谈水氧正常动态的概念	尹汉南			(155)
提高连续测氧仪脱氧装置稳定性的一种方法	王永才			(156)
水氧前兆机理综述	王吉易	尹汉南	冯 玮	(160)
邢台井水氧与流量、水位、降雨关系的研究	孙宝元	陈志峰	李二文	(168)
试论河北省地下水化学组成的分区特征	邓禹仁			(172)
氟离子选择电极在永平爆破中的应用	阮有杰	秦清娟		(177)
初探地震水文地球化学指标——可溶性 SiO_2 震兆显示的特征及其机理	邓禹仁			(182)
群分析法在地震地球化学研究中的应用	邓禹仁			(187)
地下水同位素组成及其在地震预报研究中的初步应用	邓禹仁			(193)
热水深部地球化学信息的初步研究	邓禹仁	张根深	王欣科	(198)
永清龙虎庄地下水氟浓度日变曲线的一次异常形态的分析	阮有杰	刘永清		(204)

第三部分 方法、条件、机制实验方面

胭脂红酸法测定深井水中的硼的试验研究	阮有杰	(211)
紫外光度法测定硝酸根的实验报告	李秀琴 阮有杰	(215)
关于“紫外光度法测定硝酸根的实验报告”的补充实验	李秀琴 秦清娟	(221)
气相色谱对硫化氢的测试	孙香荣	(223)
火焰光度插入法测深井水中钠的方法实验	李秀琴 秦清娟	(225)
深井水中硫酸根测定方法的研究	阮有杰 孙香荣	(230)
含碘水样酚红比色法测溴实验研究	李秀琴	(234)
饱水岩石超声振氧实验研究	冯 玮 王永才 邓禹仁 侯彦珍	(241)
超声振动和岩石放氢的实验研究	冯 玮 王永才 侯彦珍 张根深	(248)
在低频振动作用下土壤气中氧浓度变化的初步实验研究	王永才 冯 玮 侯彦珍	(257)

浅层地下水对多种地震 前兆观测的干扰

贾化周 刘伯礼 李师群

一九七九年

地下水在地质学中有三个方面的作用已引起人们广泛的重视，并有发展成地震水文地质学的前景。这三个方面是：

1. 地下水直接参与孕震活动，是促成地震发生的重要因素；
2. 地下水是地震预报特别是短临预报中较有希望的手段；
3. 浅层地下水对多种地震前兆观测有干扰。

本文着重讨论第三个问题，因为当前地震系统在监视预报中所依靠的观测资料，绝大多数是来自地壳表层的观测，它们受地下水活动的干扰很大，如果不能识别和排除这方面的干扰，势必将干扰误认为异常，造成预报中的失误，妨害预报效率的提高。为此目的，选用唐山地震前后曾出现过此类问题的有关资料进行分析，以引起人们对地下水观测的重视和讨论这方面问题的兴趣。由于讨论中涉及面较宽，不妥之处请予指正。

水 位 与 水 温

河北省平山县温塘热矿水位于紫荆关断裂带与灵寿——深泽断裂带交汇部位。热矿水分布近南北向。出露区基岩为花岗片麻岩，上复近代冲积层并含浅层冷水。热矿水为 Cl-SO_4 — Na 型，矿化度1.1—1.8克/升，属微咸水。 F^- 含量为6.4—9.5毫克/升， HBO_2^- 含量为4.0—7.5毫克/升， Br^- 含量为1.5—2.4毫克/升，可溶性硅酸含量为75至95毫克/升。热水井水位埋深变化在1.5至3.0米之间，水温变化在50至62℃之间。水型与矿化度不相适应，以及水中离子浓度春季高，夏秋低，说明深部热矿水与上部浅层冷水混合。 F^- 、 HBO_2^- 可溶性硅酸较高，显示热矿水在循环过程中通过了火成岩地层； Br^- 含量较高，氯溴系数小于300，说明热矿水通过海相地层；氮气占水中溶解气体总量的60—70%，说明热矿水是大气成因的。经初步估算，热矿水循环深度1500—2000米。邢台地震时，这里是烈度七度异常区，喷砂冒水水柱高达数米，水温下降一月之久。综上所述，温塘热矿水补给区广而远，循环深度大，构造连通性好。

由于热矿水的水头高过冷水水位，因此在热矿水与冷水连通时，热矿水向外扩散进入冷水区，依次出现热矿水的出露区、温水区和冷水区。温水区的范围随潜水的调节水位而变化。潜水位埋深大时，也就是潜水层厚度变薄时，由于潜水侧向压力减小，导致热矿水的扩散速

度加快, 扩散范围扩大; 反之热矿水的扩散范围缩小, 扩散速度减慢。随着温热水区的扩大和缩小, 热矿水的水温也相应地变化, 热扩散降低时水温增高, 热扩散加强时水温下降。因此平山温塘热矿水水温与水位埋深的变化有相关关系。水温年变化不是由地温变化引起的, 而是由水位变化引起的, 它不反映深部热矿水本身水位、水温的年变化, 只反映混合水的水位及扩散、混合后的水温变化。以代表性较强的 5 至 7 月为例, 经相关计算, 相关系数 -0.95, 回归系数 -8.964, 回归方程:

$$y = -8.96x - 76.6$$

式中:

y —— 混合热矿水水温 (°C)

x —— 混合热矿水水位埋深 (米)

经 f 检验相关性极好, 离散度不大。水位每上升一米水温上升 9 °C (表 1)。

水位埋深与水温观测五日均值一览表

表 1

月	5		6		7		备 注
项 目	埋深 (米)	水温 (°C)	埋深 (米)	水温 (°C)	埋深 (米)	水温 (°C)	
日	1—5	2.73	52.5	3.04	50.0	2.16	56.0
6—10							
11—15							
16—20							
21—25							
26—31							
	2.76	52.2	2.96	50.6	2.11	58.0	
	2.78	52.1	3.04	49.6	2.03	59.5	
	2.76	51.5	2.58	51.3	1.92	60.0	
	2.78	52.0	2.46	52.1	1.93	59.9	
	2.89	51.9	2.30	53.7	1.95	60.7	

热矿水在地表的天然出露区, 一般都是接近地质时期的构造活动区, 深断裂构成热矿水的活动通道, 使其涌出地面。从理论上说, 由于它具有广阔的补给区和深远的迳流途径, 通过调节缓冲作用使其水位、水温和流量稳定。但有不少矿泉和人工热水露头有年周期变化, 与平山温塘热矿水相似, 所以温塘热矿水的变化规律有一定普遍意义。例如河北省昌黎县李埏坨热矿水水位、水温的年变化即属于这一类型, 这一变化曾作为唐山 7.8 级地震的前兆, 实际上是由于潜水位变化引起的。因此在利用水温变化进行地震预报时, 首先要判别有无潜水的影 响, 再找出其年动态变化, 然后在年动态的基础上提取信息, 否则会把正常变化误认为是地热异常。

水 位 与 水 氧

地下水的补给、迳流和排泄将直接反映到水位动态上, 同时也引起水质的相应变化, 因此, 水位和水氧必须同时观测, 互相验证, 以确定正常和异常。

华北平原第四系中蕴藏着丰富的地下水, 它是主要的供水水源, 每年 3—6 月为春灌期, 10—11 月为秋灌期, 造成地下水位的两次降落。一般春季比秋季下降幅度大。7—9 月为雨季, 这个时期一方面由于用水量减少, 另一方面又由于降水渗入补给地下水, 从而使水位急剧恢复和上升。与水位变化相适应, 水氧也相应地变化。由于含水结构和围岩富氧程度的不同, 我们常见的有两种类型:

1. 双层结构的含水岩系: 上部为第四系孔隙潜水, 下部为基岩裂隙或裂隙岩溶承压水。由于第四系中镭盐相对富集 (粘性土 $Ra: 1.3 \times 10^{-10} \%$, $U: 4.3 \times 10^{-4} \%$), 所以孔隙潜水中氧浓度一般偏高, 而裂隙岩溶水中因灰岩中镭盐很少 ($Ra: 0.5 \times 10^{-10} \%$, $U: 2.7 \times 10^{-4} \%$, $Th: 0.5 \times 10^{-4} \%$), 故水氧浓度极低。在井孔没有进行止 (隔) 水或两者间没有有效隔水层的情况下, 井孔揭穿两层使其混合形成混合水。抽水水位下降, 岩溶水的比例增大, 水氧浓度相应下降, 抽水结束水位恢复, 水氧也逐渐恢复到抽水前的水平。如山口四号井就是这种类型的代表, 也完全是由于井孔中两种不同地下水混合比改变造成的。只要水井同时利用两层或多层不同水质的含水层, 抽水时即会因混合比的变化引起水氧的变化。当下层富氧时其结果相反。

2. 单层结构的含水层, 不论是潜水还是承压水, 水氧变化的特点是一致的。抽水时水位下降, 水氧则显著增加, 流量、水位稳定时水氧也随之稳定, 抽水停止, 水位逐渐恢复, 水氧也恢复到抽水前的水平。如山口五号井就是这种类型的代表 (图 1)。

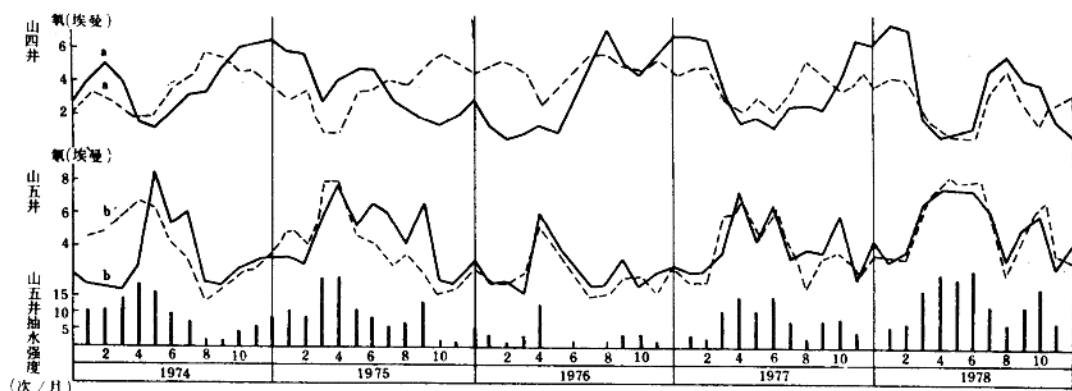


图 1

a —— 山四井水氧实测值的月均值曲线 $a' - y_4 = 5.52 - 0.21x$
 b —— 山五井水氧实测值的月均值曲线 $b' - y_5 = 1.19 + 0.306x$
 (x: 山 5 井抽水强度次/月) 方程的理论曲线

山口四号井与山口五号井距离150米, 同时因抽水而变化, 但它们的变化完全是相反的。山五井水氧与抽水强度的关系, 经相关计算, 相关系数0.94, 回归方程:

$$y_5 = 0.306x + 1.19$$

式中:

y_5 —— 山五井水氧浓度

x —— 山五井抽水强度

用这个方程计算得到如图 1. b' 理论曲线, 显见 b' 与 b 两条曲线相近, 说明山五井的水氧动态变化完全是该井抽水引起的; 山四井水氧变化与山五井相反, 它与抽水强度呈负相关, 相关系数为 -0.83 , 回归方程为

$$y_4 = 5.52 - 0.21x$$

式中 y_4 —— 山四井水氧浓度

x —— 山四井抽水强度

用该方程计算得到图 1. a' 理论曲线, a' 与 a 两条曲线不如 b' 与 b 吻合的好, 特别是在每年

的冬季,理论值偏低,实测值偏高,在1975年下半年至1976年上半年理论值偏高,实测值偏低,这些都是混合比发生变化的结果。

水氧变化依附于水位变化,是因为水位变化引起了水动力条件的改变。根据达尔西定律

$$Q = VW$$

在地质条件没有剧烈变化的情况下,地质体中的过水断面 W 是不变的,抽水使流量 Q 增大,破坏了地下水的自然动态,从而引起渗透速度 V 的增加。根据B·V巴拉诺夫关系式:

$$C = \frac{N}{Qt} = \frac{AK\rho(1-\gamma)}{W} (1 - e^{-\frac{\lambda L_1}{V_1}}) e^{-\frac{\lambda L_2}{V_2}}$$

式中 C ——地下水中氧浓度;

N ——地下水中氧含量;

Q ——地下水流量;

t ——地下水流动时间;

e, λ ——自然对数的底(2.718)及氧的衰变常数 2.097×10^{-6} 秒;

A, K, ρ, γ, W ——岩石的含镭量、射气系数、密度、孔隙度及含水量;

L_1, V_1 ——地下水在含镭岩石中流程和流速;

L_2, V_2 ——地下水在不含镭岩石中的流程和流速。

在不含镭岩石中流动的地下水(目前我们所观测的井多属此类)水氧浓度与渗透速度呈正变。渗透速度 V 增加,引起水氧浓度的增加。所以抽水造成水氧浓度的增大。

显然,在利用水氧浓度变化预报地震时,必须注意研究水动力条件改变而引起的水氧变化,否则会以假当真,造成错报。

水位与地形变

1. 沧州地形变。

沧州短水准有东西和南北两条测线,测线长490米,三个端点埋设在土层中3.8米深处,处在地下水位变动带内。东西测线北临砖厂水坑,坑深约12米,季节性积水和排水。东西测线南和南北测线西各有引水渠道平行延伸。台站东为沧州市集中供水水源区,西北约6公里的杜林为大化供水水源区,东南约2公里的十二户为自来水管厂的采水区。资料表明,短水准不仅有随机跳动,而且有明显的年变化和趋势变化。

(1) 大坑3—9月积水,10月至翌年2月排水。渠道在春灌和秋灌期临时性充水时下渗补给地下水,抬高潜水位,引起短水准的跳动。经台站人员五次放水试验表明,哪边放水,哪边就抬升。跳动随放水时间而增长,最大变化量2毫米。

(2) 南北向短水准年变化非常明显,每年2—3月最少,3—7月有时延续到8—9月逐月上升。它与潜水位变化完全吻合。本区潜水位变化幅度甚大,丰水期水位埋深只有0.5米,枯水期达4.2米。高水位期在1—3月,低水位期在6—7月。高水位时短水准形变量最小,低水位时形变量最大。造成水位年动态变化的主要原因是春季大面积抽水灌溉,形成低水位期,雨季降水渗入补给地下水,使水位抬升形成高水位期。

本区含水层为粉细砂,属弹塑性体,当其饱水时,潜水位以上土层向下的压力由土颗粒(有效压力)和水(孔隙压力)共同承受,随着从含水层中提取地下水,水位剧降,孔隙压力随之减小,土层承受的压力增大,这一过程可用渗压微分方程来描述: $-\frac{\partial v}{\partial t} dt = -\frac{\partial q}{\partial z} dz \cdot dt$, 在

dt 时间内,孔隙体积V的缩小(负号)是由出水量Q增大引起的。抽水水位下降,土体自然压缩,位于潜水位活动带内的标石必然要反映这一力学过程,从而形成短水准的年变化,最大变化量达4毫米。

(3) 沧州市的主要供水水源是地下水。本区第四系可分四个含水组:第Ⅰ含水组由0.5到30米深,水位标高7—8米,为潜水;第Ⅱ含水组30—150米深,为咸水,水位标高>0米,没有开采,高水位期在1—3月,低水位期在6—7月;第Ⅲ含水组150—350米深,水位埋深27—50米,水位标高-20至-40米,是主要开采层,开采期主要在3—7月,其它季节为地下水的恢复期。高水位期在1至3月,低水位期在6至7月;第四含水组在350米以下,目前开采较少。各含水组均以粉细砂为主,岩相较稳定,为多层结构。近年来随着开采强度的增加,地下水下降漏斗不断加深和扩大,特别是杜林大化水源地和十二户自来水厂水源地投产,在杜林又形成一个发展中的漏斗,位于沧州漏斗之上,在十二户一带形成一个与沧州漏斗相连的近东西向地下水凹槽。受这个凹槽控制,南北测线垂直等水位线,随地下水面南倾其南端点下沉较大,而东西测线平行于等水位线,故南北测线年动态比东西测线明显。随着地下水降落漏斗的发展,地面也出现一个沉降区。地下水降落漏斗中心与地面沉降中心完全一致,分别在沧州市和杜林两地。在黄骅至沙河桥的长水准剖面上,沧州市最大下沉量达127.8毫米。水位埋深分别与全年开采量、地面沉降量呈直线相关,两条相关线近乎重合。说明地面下沉完全是由于水位降低造成的(表2、图2、3、4)。

表 2

时间 (年)	年总开采量 (万吨)	漏斗中心水位埋深(米)	漏斗中心地面 沉降值(毫米)
1974	959	-36.0	-21.1
1975	1088	-42.0	-65.5
1976	1322	-46.5	-106.4
1977	1148	-48.0	未测
1978	1571	-53.3	-127.6

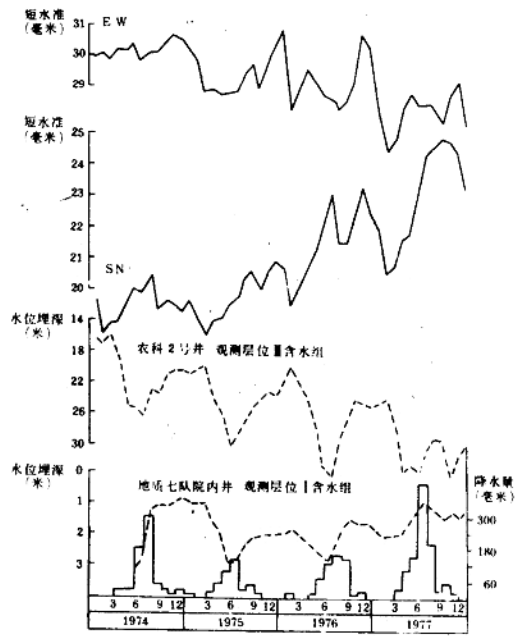


图2 水准、水位埋深与降水关系曲线图

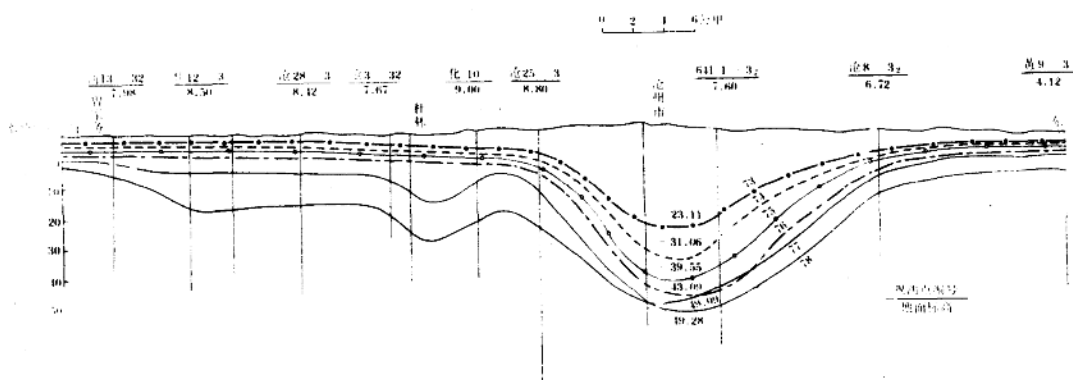


图3 沧州市Ⅲ含水组下降漏斗剖面图

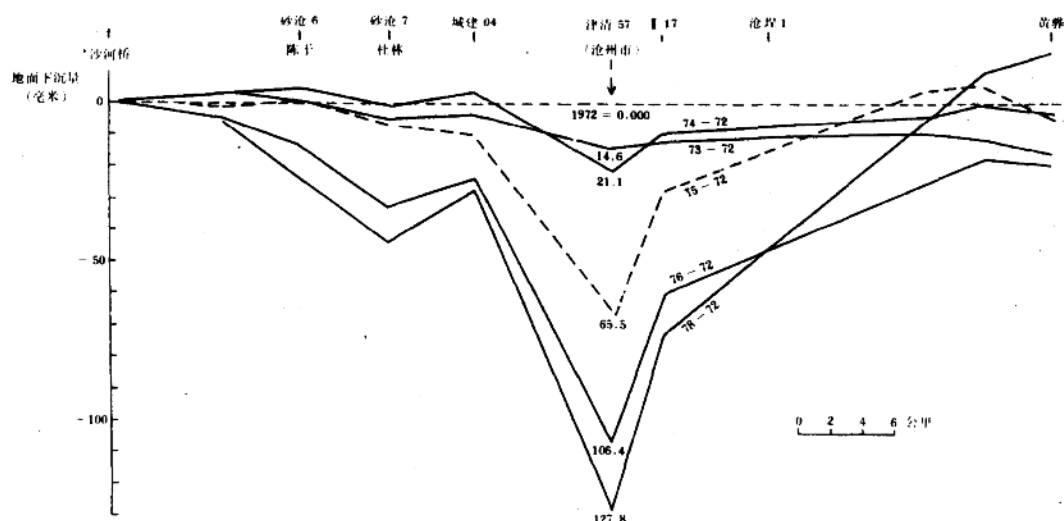


图4 沧州地形变剖面图

沧州市抽水所以造成地面下沉，其条件有二：一是水头差。上层水位逐层高于下层，这就造成上层水向下层运动的水动力条件；二是压密层。本区主要的隔水层是粘土和亚粘土，具有大的孔隙度，经统计，粘性土的总厚度可达80（150米内）至200米（350米以内），分别占地层总厚度的53.5%至71%。这两个条件相结合，在水头梯度的作用下，促使粘性土层中的地下水通过越流渗透补给第Ⅲ含水组。在粘性土失水的同时产生压密作用，从而造成地面下沉。证明这一论点的根据有三：一是数学模拟，分别求出1974年沧州越流补给量为82.04%，弹性释放量为17.6%，侧向补给量为0.36%。1975年越流补给量为74.21%，弹性释放量为24.26%，侧向补给量为1.53%；二是第Ⅲ含水组的水质普遍矿化。本区水质具有上高下淡的垂直分带现象，咸水层为矿化度10克/升的 $\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}$ 水，第三含水组为矿化度1克/升左右的 $\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$ 水。上层咸水越流补给下层，造成第三组含水层水质变坏。通过

• 引自河北省地质局《河北平原（重点黑龙港地区）地下水资源评价及合理开发利用勘察研究报告》。

77/75年8个测点的对比,矿化度为858.8/847.2,增值11.6毫克/升, Cl^- 为167.7/158.2,增值9.5毫克/升, SO_4^{2-} 为168.7/164.2增值4.5毫克/升, HCO_3^- 为377.5/384.1,减少6.6毫克/升, Na^+ 为301.4/296.2,增长5.2毫克/升;三是未开采的咸水水位动态与第Ⅲ含水组水位动态完全一致,说明它们有水力联系。

综上所述,沧州地面沉降完全是由于开采地下水,地下水漏斗的扩展造成的。沉降的主要途径是通过越流渗透,粘性土被逐渐疏干压密。通过计算发现有部分弹性储量的消耗,说明含水层也有不同程度的压密。

总之,沧州水准不论是随机变化、季节性变化还是趋势变化,都是地下水活动的结果,均服从渗压微分方程的支配。它是一种正常动态,而不是唐山7.8级地震前兆。更不是唐山地震后孕育更大地震的前兆。

2. 坝县地形变。

坝县与沧州一样是由于过量开采第Ⅱ含水组地下水,造成地下水降落漏斗的不断加深和扩大,从而引起地面下沉。尽管上复河湖相地层岩相较稳定,但地面下沉中心与漏斗中心不一致,地面沉降中心在漏斗中心以西8公里的临津附近,而且西翼陡东翼缓,平面位置大体与牛驼镇东断裂相吻合,故沉降中心的偏离可能是牛驼镇东断裂两侧相对垂直运动(东侧下沉)造成的。牛驼镇东断裂西侧是牛驼镇凸起,东侧是坝县凹陷,沿断裂又为重力异常带和地热梯度异常区(指西侧),平均每延深100米,地温提高 10°C ,是冀中拗陷热异常最高的地区。断裂带东北端的武清凹陷西缘亦为热异常区,每延伸100米,地温增高 6°C 。所以雄县至永清间应密切注意,加强监视(图5、6)。

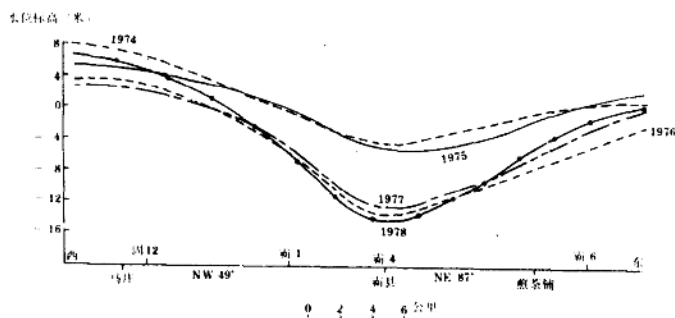


图5 霸县第二含水组漏斗剖面(历年低水位对比)

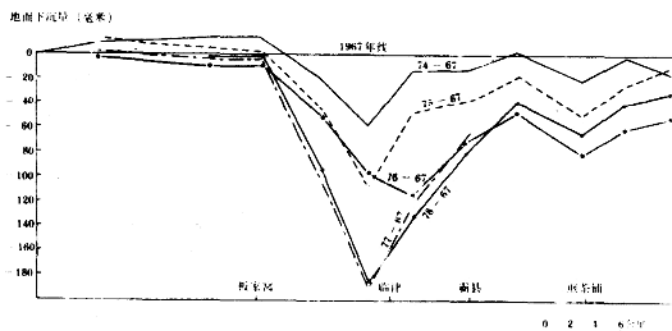


图6 霸县地面沉降剖面

地下水与视电阻率

一、目前地震台站广泛采用四极对称法进行视电阻率的测试工作。从理论上说,其探测深度 $H = \frac{AB}{2}$, 但实际有效探测深度往往在 $\frac{AB}{4} - \frac{AB}{6}$ 之间。当供电电极距 AB 过小或探测体内存在高阻屏蔽层时, 电流将由表层通过, 视电阻率 ρ_k 基本上由表层电阻率决定。表层视电阻率的高低决定其含水量的多少, 矿化度的高低和水温的高低。土层湿度增大或水位水压的抬高标志着含水量增多, 电阻率降低; 水中离子增多和水温升高同样也造成视电阻率降低, 反之则升高。在正常情况下, 水温年变化很小, 水溶液中离子浓度变化也不大, 都可视为常量。所以引起视电阻率变化的主要因素是水位(水量)的高低变化, 水位变化大, 视电阻率的变化也大。水位变化受降水渗入、人为开采以及补给、排泄、迳流条件的影响, 呈周期性的年变化规律, 从而引起视电阻率也以同样的周期发生变化。

在异常情况下, 地应力发生变化, 地层产生形变, 其中含水孔隙、含水量发生变化, 视电阻率也跟着发生变化, 二者呈反变关系; 当地层产生剧烈变动, 发生上下不同含水层的沟通, 不同水质、水温, 不同压力的水混合时, 导致离子浓度、水温和水位(水压)的变化, 同样也要引起视电阻率的剧烈变化, 出现突变异常。

二、有年周期变化的视电阻率台站是不乏其例的。现以嘉峪关与昌黎二台为例, 分别讨论如下:

1. 嘉峪关视电阻率与地下水的关系。

台站位于酒泉盆地北大河冲积平原上, 地面平坦, 潜水含水层为酒泉砾岩层 (Q_3), 厚 30 至 40 米, 下部为玉门砾岩 ($Q-N_2$)。玉门砾岩胶结甚好, 不含水, 为高阻屏蔽层。地下水接受融雪水通过河流的渗入补给, 最后汇入黑河排入居延海。水位变化受农田灌溉影响很大, 高水位期在 1—3 月, 低水位期在 7—9 月。与其相对应, 视电阻率高值期在 7—9 月, 低值期在 1—3 月, 二者呈反变关系, 并有极好的相关性, 即水位越浅, 视电阻率越小, 反之亦然。经相关计算, 相关系数 $r = 0.95$, (自由度 $M = 35 - 2 = 33$, 置信水平 $r_{0.05} = 0.335$, 故 $|0.95| \gg 0.335$, 相关性极好) 回归方程:

$$\rho_k = 4.72h - 2.17$$

式中 ρ_k —— 视电阻率 (欧姆·米),

h —— 地下水位埋深 (米),

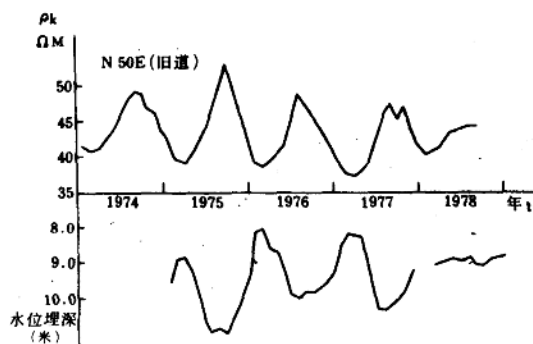


图7 嘉峪关视电阻率与地下水位关系图

水位埋深每增加一米, 视电阻率即增加 4.72 欧姆·米 (图 7)。河北的唐山、邢台、天津的宝坻均属这种类型。

2. 昌黎台视电阻率与地下水水温、水位的关系。

台站位于燕山山前冲积洪积平原北部边缘, 地势大致由北向南倾斜, 但斜度较小地面平坦, 第四系松散沉积物厚约 70 余米, 其中砂砾层为主要潜水层。下部是燕山期花岗岩, 为高阻屏蔽层。热水沿断裂带在测线西北面 1 公里处上涌并被钻并揭

露。热水排入第四系含水层，并往东南渗入测线分布区，故第四系含水层的水温受深层热水水温和热水渗入量的影响，水温升高，离子的活动性增强，同时矿化度较高的热水渗入量增多，使混合水的离子浓度增加，这些变化都会造成第四系含水层视电阻率的降低。用水温 t ($^{\circ}\text{C}$) 与 (EW道) 视电阻率 ρ_k 做相关计算，相关系数 $r = -0.84$ ，(自由度 $M = 10$ ，置信水平 $r_{0.05} = 0.576$ ， $|0.84| > 0.576$ ，相关性极好)，回归方程

$$\rho_k = 267.3 - 0.889t$$

水温每升高 1°C ，视电阻率下降 0.889 欧姆·米。

基岩热水源远流长，水温和水压变化很小，但热水井中测得的水温表明热水水温受潜水位变化的影响，潜水位高时使热水扩散困难，热量散失少，故水温升高，反之则降低（与前述平山温矿水水温变化原理相同）。潜水位的变化又受大气降雨的控制，呈现出明显的年变化周期，在它的影响下，水温，视电阻率也出现相应的年变周期：即 7—9 月降雨集中，潜水位因得到渗入补给而升高到高峰，水温也升到高值，视电阻率则降低到低值；1—2 月分则正好相反。

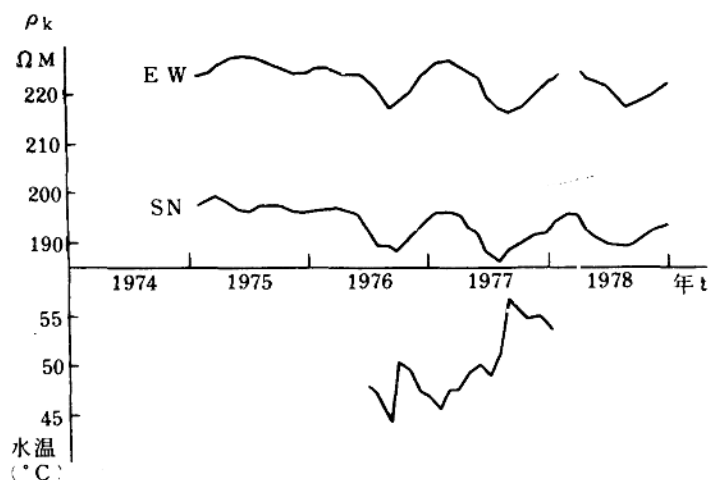


图 8 昌黎视电阻率与地下水位关系图

三、利用视电阻率预报地震，尽可能避开高阻屏蔽层或加大极距，以求探测体的深度较大，从而避开浅层地下水活动造成的干扰。对于上述类型的视电阻率观测值，要尽量取得相应的辅助观测数据，求得年变化的基准线和相应的较正值，以便提取真正的地震信息。

高压自流热水的基本特点 及其观测

李师群 贾化周 陈拴群

一九八一年

地下水广泛分布在地壳岩石的空隙中，它不仅可以直接参与震源活动，而且可以传递构造运动引起的岩体应力应变状态的变化，为地震预报提供前兆信息。我省利用石油部、地质部等单位提供的深井建成了一批观测井，其中一部分是高压自流岩溶热水。这种地下水有它自己的特点，在动态观测中还没有现成的经验，如何实现连续自记的正常观测，为地震预报服务，是急待解决的课题。现谈一点粗浅的意见。

一、冀中拗陷岩溶裂隙水的区域概况

1. 深层岩溶裂隙水的形成与分布

我省观测的高压自流热水井大都分布在冀中拗陷，观测水层为岩溶裂隙水。因此，需首先了解一下岩溶裂隙水的形成与分布特点。

新生代开始冀中拗陷向下沉降，伴随着断裂产生升降差异，在断裂下降一侧接受沉积成为凹陷，上升一侧也被海水淹没成为潜山。

拗陷区第三系地层厚达8500米。处于拗陷中心部位的饶阳凹陷是一个以震旦亚界地层为主体的古隆起区，它的核部位于高阳以东河间以西，北至埕县南至饶阳一线，核部剥蚀了震旦亚界以上地层达3500米，在古隆起的周围依次出现寒武奥陶系、石炭二迭系地层，西部保定——石家庄一带出现石炭系和中生界地层。

震旦亚界至下古生界巨厚的碳酸盐岩层中古老的缝洞被新生界地层覆盖，成为地下水储存迳流的场所，这种古岩溶的发育程度和现代岩溶水的循环强弱关系不大。这就是冀中拗陷广泛分布岩溶水的地史原因。

2. 深层岩溶裂隙水的循环与热异常的形成

巨厚的碳酸盐岩层以寒武系徐庄组、馒头组为区域隔水层，将岩溶裂隙水分为上下两个含水岩系，两个含水岩系之间由于断裂的沟通，局部有一定水力联系。

根据华北石油总指挥部勘探成果，各个含水岩系无论在横向或纵向都是一个大的水力连通体。

根据岩溶裂隙水已有的水质分析资料，并考虑到构造因素，可将古潜山岩溶裂隙水分成六个区，如表1图1所示。

表 1

分区代号	分区名称	分 区 依 据		位 置
		矿化度 (mg/l)	水 型	
I	供 水 区	<450	$\text{HCO}_3^- - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$	太行山、燕山
II	强 交 替 区	450—1000	多种离子水	宝坻、北京、涿县、保定、定县
III	弱 交 替 区	1000—3000	$\text{Cl}^- \cdot \text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$	雄县、无极、赵县
IV	微交替承压区	3000—5000	$\text{Cl}^- - \text{Na}^+$	廊坊、埧县、任邱、高阳、饶阳。
V	排 泄 区	5000—10000	$\text{Cl}^- - \text{Na}^+$ $\text{Cl}^- \cdot \text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+$	留路、南马庄、风河营、候尚村
VI	地下水停滞区	>10000	$\text{Cl}^- - \text{Na}^+$	孙虎、护驾池

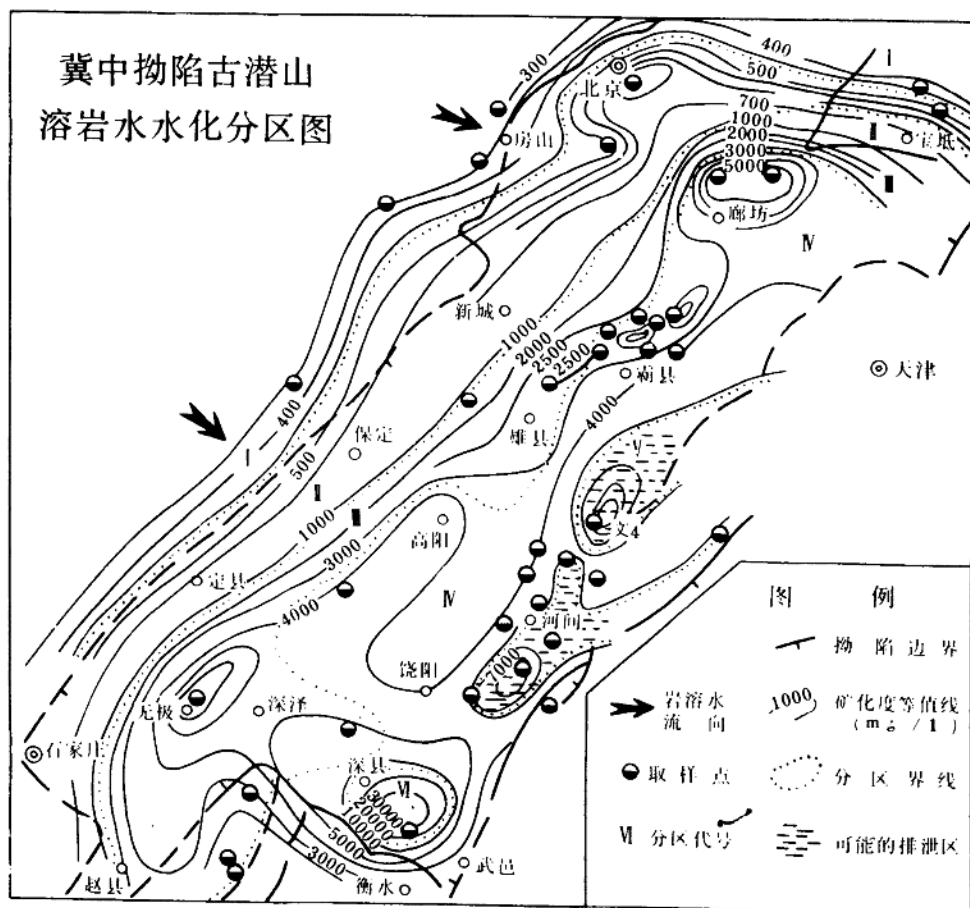


图 1

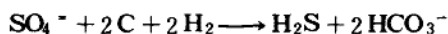
注：该图来自《华北油田勘探开发研究报告集》

从表1和图1可以看出,冀中拗陷岩溶裂隙水具有明显的水平分带规律,反映出岩溶裂隙水由西北向东南依次处于供水、交替、承压、排泄及停滞区的特点。我局现有的热水观测井多在Ⅲ—Ⅳ区,个别井在Ⅴ、Ⅵ区。这些井水的气体含氮量都较高,如井口水温达98℃的极12井逸出气中 N_2 占76%,说明热水是大气成因的。

水温的高低反映了循境途迳的深浅,井水的循环深度大,水温就高。岩溶和断裂的发育造成了深部高温热水的上涌串层,形成冀中拗陷多处北东向延伸的热异常区,这些热异常区与上地幔隆起区、断裂带的展布是一致的。热异常的形成,热传导是次要的,热对流的方式是主要的。热水中可溶性 SiO_2 的含量一般在80—120毫克/升,井口一般无硅酸盐沉淀。根据福涅尔和楚斯代尔的成果,用 $Na^+ - K^+ - Ca^{++}$ 地温计计算结果,水温都在200℃左右。所以,尽管它们的井口水温不相同,但热平衡深度是一致的。

3. 岩溶热水的封闭性

我省岩溶热水井多分布在弱交替或微交替的承压区,水的来源远,循环深度大,各井口都可嗅到 H_2S 臭味,反映了地下水处于还原环境。在还原条件下由于脱硫酸作用,使 SO_4 还原为 H_2S 。



结果使水中 SO_4 减少甚至消失。

岩溶裂隙水的还原环境和水平分带规律揭示出我们所观测的岩溶热水处于弱开启的而不是完全封闭的水文地质构造体系。

二、高温热水的基本特点

1. 温度高。

井深一般在1000~3400米,井口水温70~100℃,地下热平衡温度200℃左右,属高温热水或低温过热水。井口水温的高低与放水量大小密切相关,放水量大时热水循环快,影响深度大,热量散失少,所以水温就高,反之则降低。

2. 井水的物理化学作用强烈。

当静水压力(r_h)与地层中孔隙水压(P)相平衡且大于水溶液中各化学组分的饱和压力时,各化学组分也处于平衡状态,当开井放(抽)水时,井内压力减小,一旦静压力低于某组分的饱和压力,该组分就会从水溶液中析出,引起一系列的化学变化。如脱碳酸作用:



从而又引起PH、Eh等的变化,产生连锁反应。

3. 动水压力水头高于静水压力水头。

浅层自流水的静水压力水头高于动水压力水头,而高温热水则相反。如极12井,当自流量为5升/秒时,井口剩余压力为6公斤/厘米²,井口水温98℃。放水阀门全部打开时,喷出的水气(汽)可与云彩相连,几里地外即可听到响声,估计水温超过100℃,井口剩余压力可达数十个大气压,但当全部关闭井水冷却后,静水位在地面下13米处;晋19、虎1、高4等井也都有类似情况。深层高温热水的静水压力低于动水压力,可能是个普遍现象,其原因有三:(1)井水的自流不是靠静水压力驱动而是靠溶解气和减压过程中引起的一系列物理化学

反应产生的大量气体驱动的,靠这种气体分离时的弹性膨胀力使井水上升自流。因此,这种井排气量大;(2)水体容重减小。由于气体的分离膨胀和井筒中水温的升高,使水体的容重减小,而且随着水体的上移容重还要进一步减小,必须有比原静水位更高的水柱压力才能与井下的孔隙水压相平衡;(3)水的惯力。

4. 弹性能量极易消耗。

不论是靠弹性水压驱动的自流井还是靠气体驱动的自流井,在排水过程中,都有大量气体逸出并伴随弹性能量的消耗,特别是热水,这种现象尤为突出。随着弹性能量过多的消耗,动水压力和排水量也要逐渐降低。为了确保观测并能多年使用,并使压力保持稳定,必须控制适当的排水量。

5. 对地壳应力应变的变化反映灵敏。

由于含水层深度大,盖层厚,封闭性好,透水性强,含水层的导水系数($T = KM$)和水压传导系数($a = KM/\mu^*$)均大,所以对地壳应力应变的变化反映灵敏。

三、热水井的处理与观测

1. 变自流井为静水位观测井

静水位观测设备简单,投资少,见效快,精度高,效果好,所以能观测静水位的井应尽量观测静水位。高压热水因动水压力水头高于静水压力水头,所以在建井时首先要安装总阀门关井,待井水冷却后测其静水位,如果静水位在地面以下则和一般井的观测一样,如果静水位高出地面不超过10米,则可用加高井管和井房的办法达到观测静水位的目的。

2. 出少量原油井的观测

在井管的一侧安装付管,主付管之间在最低水位下用直径 < 1 吋的管子按“U”形串联起来,这样主管中的油、气不会进入付管,所以可在付管安装仪器测量水位,在主管内捞油。为避免捞油前后造成水位曲线突降,可采取在主井管内注水补偿的办法,使捞油前后静水压力保持不变,从而排除了原油对水位观测的干扰。但这种方法使井的放大倍数要有所降低。

3. 动水位观测

(1) 管路的安装及其作用。

利用总阀门①控制排水量,以防弹性能量的过多消耗。据浅牛6井的试验,排水量占总出水能力的 $1/4 - 1/3$ (1.5升/秒)时水压较稳,水面波动较小。利用管②的非淹没形式大致固定井水的出口高度。当地下无压力变化时,因总阀门不变,管②的粗细高度都不变,井内出水量大体也应不变。但气体可造成出水量的脉冲式变化。为此,管②的顶端加工成花管的形式,当井下压力增大时,管②内的压力水头也升高,管壁排水孔的总过水断面随之增加,流速也加大;压力减小时,排水的过水断面减小,水的流速也减小,保持细水长流,使气体引起的脉冲式变化减小,这样管②初步起到了调节水量或滤波的作用。

井水在上升过程中逐渐减压,从管②流入管③时水的压力降到零,又由大的水流变成细弱水流,所含气体大部逸出,故起到了排气作用,而且气泡破裂时产生的振动不会传到②、③管间的水中,即使是井水从管②喷出时压力很大,也会由于侧向喷水孔的孔径小($\phi = 5 - 10$ 毫米)阻力大以及③管管壁的阻挡而得到缓冲,使③管内的水面波动减小。尽管如此,水面波动仍达几至十几厘米,所以,如果通过导水管④直接将水排出,排水量是不均匀的,因此还需通过管④将水引入下述的测量系统中测定。