

河北昌黎台多极距观测数据和地下结构分析^①

郭建芳¹, 周剑青¹, 佟鑫¹, 王晶晶², 张思远¹

(1.河北省地震局秦皇岛中心台,河北 秦皇岛 066100; 2.辽宁省地震局盘锦地震台,辽宁 盘锦 124010)

摘要: 利用河北昌黎台近一年的多极距观测数据,分析各个测道的年变特征,发现随观测极距的增大,各测道年变特征也不尽相同,体现了降雨对年变低点相位的影响随地层深度增加而滞后的特点。同时将多极距观测值与理论值进行对比分析,发现观测误差均小于 1,上两层误差略大于下三层。结合该台站最新打井资料,利用电测深数据反演,得到昌黎台新的电性结构模型: $h_1=2.6\text{ m}, \rho_1=36.0\ \Omega \cdot \text{m}; h_2=14.4\text{ m}, \rho_2=528.6\ \Omega \cdot \text{m}; h_3=75.8\text{ m}, \rho_3=38.5\ \Omega \cdot \text{m}; h_4=\infty, \rho_4=817.0\ \Omega \cdot \text{m}$,与历史文献略有差别。

关键词: 地电阻率多极距观测; 年变动态特征; 地下结构层反演; 昌黎台

中图分类号: P315.75

文献标志码: A

文章编号: 1000-0844(2016)增刊 2-0190-07

DOI: 10.3969/j.issn.1000-0844.2016.Supp.2.0190

Multiseparation Array Earth Resistivity Observation Data and the Underground Structure of the Changli Station

GUO Jian-fang¹, ZHOU Jian-qing¹, TONG Xin¹, WANG Jing-jing², ZHANG Si-yuan¹

(1.Qinhuangdao Seismic Station, Earthquake Administration of Hebei Province, Qinhuangdao 066100, Hebei, China;

2.Panjin Seismic Station, Earthquake Administration of Liaoning Province, Panjin 124010, Liaoning, China)

Abstract: Using multiseparation apparent resistivity observation data obtained from the Changli station in the recent year, the annual variation characteristics of each observation channel is analyzed. We observe that when distance between the observation channels increases, the annual variation characteristics differ. The observed data is compared with the theoretical value, and the error is less than one; the error of the first and the second layer is larger than that of the subsequent layers. Finally, we combine the inversion observation data with the latest drilling data from the Changli station to develop a new electrical structure model.

Key words: multiseparation array earth resistivity observation; annual variation characteristics; inversion of the underground structure; Changli station

0 引言

目前我国用于地震前兆监测的地电阻率观测系统大部分都是单一极距的,该方法在实际观测中普遍存在地电阻率季节性变化的现象,这种变化与地震异常变化一起叠加在观测值中,给地震异常的识别和判定带来了一定困难^[1]。另外其综合反映的是地壳某个深度至地表(单一地层)的视电阻率随时间的变化,

不能区分所观测到的视电阻率变化主要来自于哪些深度层的贡献,更无法知道这些深度层各自对观测到的视电阻率的贡献^[2]。而解决这一问题的有效途径就是进行地电阻率的多极距观测,我国地震研究者早在 20 世纪 80 年代中期就提出了地震电阻率多极距观测的思路^[3]。

由地电阻率多极距观测发现的各类变化特征内

① 收稿日期: 2016-03-04

基金项目: 中国地震局地震科技星火计划青年项目(XH15005Y)

作者简介: 郭建芳(1977-),女,河北昌黎人,高级工程师,主要从事电磁监测和分析预报工作。E-mail: gjfzzy76@sina.com。

容丰富。1968年金安忠^[4]在北京马各庄地电台进行了野外实验,用3种不同极距的四极对称装置观测地电阻率随时间的变化,认为对固定参数的“变化电性剖面”,年变幅将随观测极距的增加而减小,在观测极距较大时,年变幅将接近于零。1984年底至1985年,兰州地震研究所与四川省地震局合作在四川省郫县地电台进行了多极距试验观测,并利用水平层状介质模型及其响应系数理论进行了数据反演计算。试验结果表明,通过多极距观测资料的反演,可以得到等效的各层介质的电阻率随时间的变化,从而把表层季节性变化影响从实测曲线中检测出来,获得探测范围内深层介质电阻率的平稳变化过程^[5]。2006年开始,赵家骞等^[6]在南京市江宁地震台进行了5个不同长度极距的试验观测,试验结果表明地电阻率多极距观测与单一极距观测相比,在区分观测对象内部不同性质变化,特别是识别表层非震干扰方面大大前进了一步,能够定量识别表层非震干扰,为提取与地震有关的前兆信息提供了重要技术手段。王兰炜等^[1-2]利用最新研制的ZD8MI多极距观测仪在山丹台的观测试验不仅又一次论证了上述结果,而且发现利用多极距观测数据和适当的反演方法便可获得台站的初始电性结构模型和最佳电性结构模型,填补了前人研究的空白。

总之,通过多极距观测可达到两个目的:第一,一定程度上消除目前的单一极距电阻率观测受浅层环境干扰的问题,识别、减小或消除年变化现象对地电阻率观测的影响;第二,对于较简单的电性结构,比如水平层状介质,可以通过对多极距观测资料的反演得到地下介质的分层电性结构,以期获得地下各层介质电阻率的变化信息,从而揭示发生于地球内部的物理过程^[3,7-8]。

虽然多极距观测系统优势明显,但大多数台站目前还停留在单一极距观测模式,实现多极距观测的完全自动化并非易事。通过人机结合的半自动化操作可降低研究成本,达到研究的目的。2015年河北省昌黎台安装了多极距观测装置,结合自身观测条件,采用新老装置结合的方式,利用ZD8B观测仪采集了近1年的数据。该实验以反演分析年变特征为主,不仅要进行地电阻率多极距观测,同时也要观测测区内浅水位变化情况,以达到研究各层真电阻率年变和浅水位相关性的目的。本文利用现有观测数据对数据变化动态和地下结构模型做初步分析,研究结果将对昌黎台地电阻率观测背景有一个重新认识。

1 台站概况

昌黎地震台位于首都圈东部的环渤海地区,位靠燕山山前冲积平原,属华北地台燕山沉降段东段。该台东临渤海,西接唐山老震区,距1976年唐山 $M_S7.8$ 地震震中70 km。该台东约110 km为郟庐断裂带渤海段,NE走向的宁河—昌黎深断裂位于测区东5 km附近,西侧约20 km和65 km处为NW走向的滦县—乐亭断裂和NE走向的唐山断裂(图1),是河北省地震前兆台网东部唯一一个观测数据连续、可靠的地电台站,拥有地电阻率、地电场、地磁和电磁波四种观测手段。

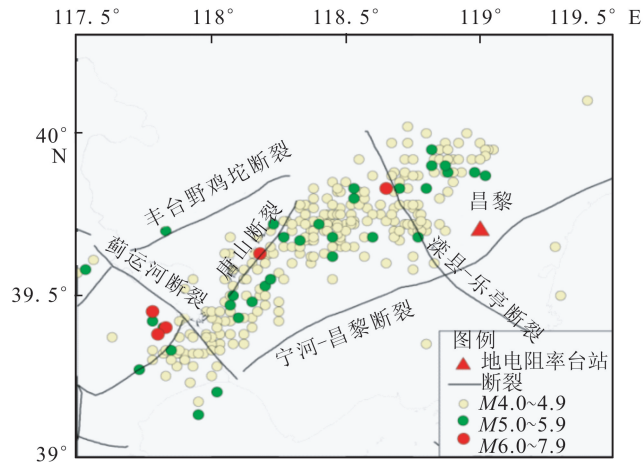


图1 昌黎台及周边断层分布图

该台第四系覆盖层厚70 m,含水层发育,总厚度20~30 m,基岩风化厚度8 m,主要开采20 m和30 m的含水层,含水层岩性为粗砂和中砂。下伏基岩为燕山期花岗岩,电性条件属两层电性断面。上覆第四系为低阻层, ρ_2 大约在几~几百 $\Omega \cdot m$,下伏基岩为高阻层, ρ_2 大约在几千~数万 $\Omega \cdot m$ 。台址勘察时得到该台地下有4个电性结构层,分别是:第一层 $h_1=6$ m, $\rho_1=45 \Omega \cdot m$;第二层 $h_2=24$ m, $\rho_2=90 \Omega \cdot m$;第三层 $h_3=85$ m, $\rho_3=55 \Omega \cdot m$;第四层 $h_4=\infty$, $\rho_4=1300 \Omega \cdot m$ ^[9,11]。其中第一层至第三层属于第四系覆盖层,第四层属基岩层。由于下面是高阻层,所以地电阻率观测主要受浅层电性层的影响较大。

昌黎台地电阻率观测资料映震效果较好,在1975年海城 $M_S7.3$ 和1976年唐山 $M_S7.8$ 大震中观测到了原始数据突出的地电阻率异常^[10],震中距分别为340 km和70 km。两次震前均无正常年变特征,唐山强震后地电阻率年变形态基本恢复正常。1998年冯锐等^[11]利用电阻率层析分析技术在昌黎台

做实验观测,于4月14日 M_L 5.0和 M_L 4.4两次唐山地震前6天左右记录到了明显异常变化,表现为图像反差加大、高低阻区集中分布的有序性特征,震后该特征消失。该实验的反演结果为探索中地震前兆异常奠定了实验基础。

2 观测系统介绍

台站原有观测系统布设见图2(a),其中: $AB_{NS} = 1000\text{ m}$, $MN_{NS} = 250\text{ m}$; $AB_{EW} = 1000\text{ m}$, $MN_{EW} = 200\text{ m}$ 。新架设的多极距观测系统布设见图2(b),布设方案和计算方法已经在文献[12]中介绍;当供电电极距不大于 1000 m 时,第4层的响应系数小于 20% ;第三层响应系数最高值在 $AB = 300 \sim 400\text{ m}$,其贡献可以达到 70% ,因此在设计观测极距时最主要是顾及到第3层的贡献;第2层响应系数最高值在 $AB = 100\text{ m}$ 左右,最高贡献率 60% ,在电测深曲线上的点位表示如图3所示。因电极点位较多,图2(b)中只标注了供电电极距对的埋设位置,测量极距对未标注,同一测向的相同颜色点位代表供电电极距对A、B两点。NS向:(1) $AB = 30\text{ m}$, $MN = 6\text{ m}$;(2) $AB = 125\text{ m}$, $MN = 30\text{ m}$;(3) $AB = 400\text{ m}$, $MN = 80\text{ m}$;(4) $AB = 500\text{ m}$, $MN = 125\text{ m}$;(5) $AB = 1000\text{ m}$, $MN = 250\text{ m}$ 。EW向:(1) $AB = 30\text{ m}$, $MN = 6\text{ m}$;(2) $AB = 125\text{ m}$, $MN = 30\text{ m}$;(3) $AB = 300\text{ m}$, $MN = 80\text{ m}$;(4) $AB = 400\text{ m}$, $MN = 125\text{ m}$;(5) $AB = 1000\text{ m}$, $MN = 200\text{ m}$ 。其中,2个测向 1000 m 的极距布设利用原有装置,电极均为 $90\text{ cm} \times 90\text{ cm}$ 的铅板,埋深 2.5 m ;新装置所有线路引到原有电杆架空布设,供电和测量极距对选取了工业用高纯度不锈钢管,长 80 cm ,厚 3 mm ,地下埋深 1.5 m 。由于观测环境所限, 1000 m 的布线中心点“O”不重合于新装置中心点。新老装置观测仪器分别为ZD8B和ZD8M地电仪,二者的仪器性能参数基本一致,其主要区别在于网络传输功能的不同。

对于该台观测数据的稳定性,可以通过整理近几年的月观测精度来反映。表1为2007—2015年的观测统计结果(2013年前后要求保留精度不同),其中前7年使用ZD8B仅进行观测。根据评比标准,要求月精度 $<0.3\%$ (2015年之前以此为标准),结果均符合要求,与其他文献统计一致^[13]。目前日常观测系统各项指标稳定可靠,在全国评比中已经多次夺得前三名的好成绩。良好的观测条件为本项目的研究奠定了基础。

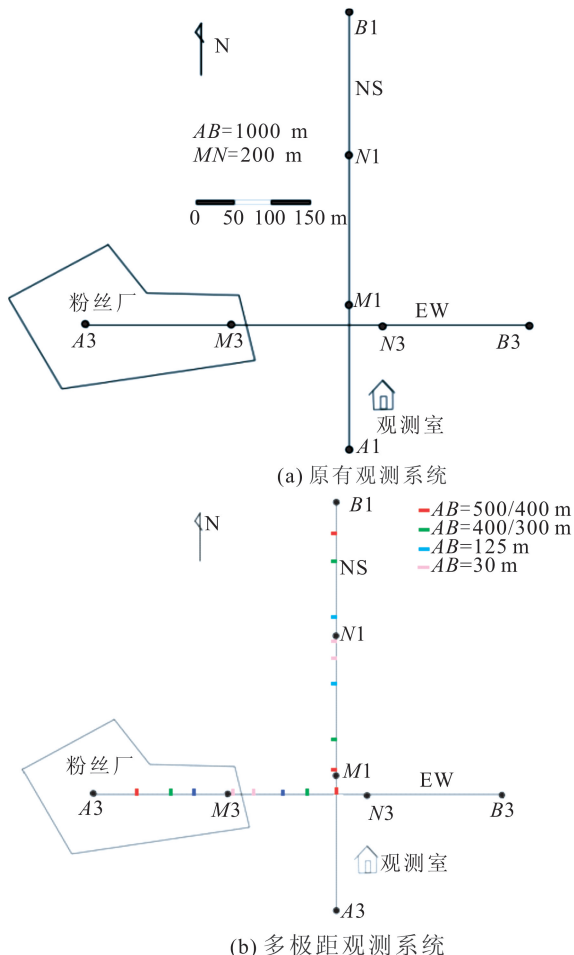


图2 昌黎台原有观测系统和新架设多极距观测系统布设图

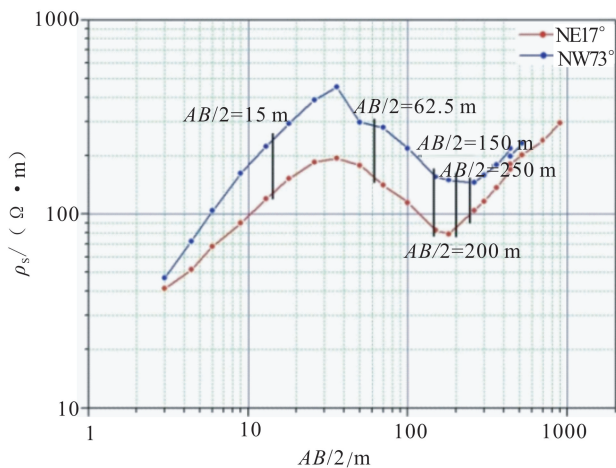


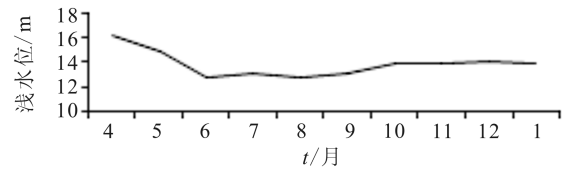
图3 多极距观测供电电极距 AB 在电测深曲线上的位置图

3 实验观测数据分析

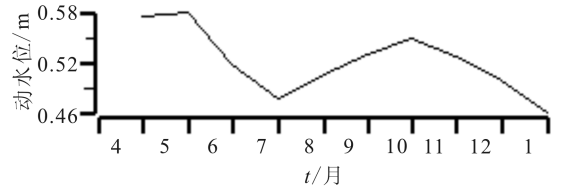
3.1 年变动态特征分析

观测试验的地电阻率、浅水位观测采集频次至少6次/月,浅水位观测井采用台站院内 48 m (初始数

据)深的废旧吃水井。该井水位动态变化主要反映测区浅水层的变化情况(测量水面距井口的距离),这也是影响地电阻率观测的主要因素。其动态变化与昌黎何家庄台的承压井动水位有不同之处(图 4),何家庄井位于昌黎地电台东 10 km,井深 301.4 m,地处地热异常区,172~180 m 处岩石破碎,是该井的主要出水段。研究区地下水类型为脉冲状裂隙水,补给区为北部山区及北东向低山丘陵区,排泄上覆中粗砂夹砾石含水层^[15]。本质上承压井动水位是源头水头高度和含水岩层压力变化的反映,不能表征地电阻率测区下方岩层中含水量的变化。从微观机理分析,多数台站地电阻率与地下水位年变化呈“镜像”特点,即“负



(a) 昌黎台院内浅水位变化



(b) 昌黎何家庄井动水位变化

图 4 2015 年 4 月—2016 年 1 月昌黎台测区浅水位与附近动水位变化曲线

表 1 昌黎台地电阻率月精度统计表

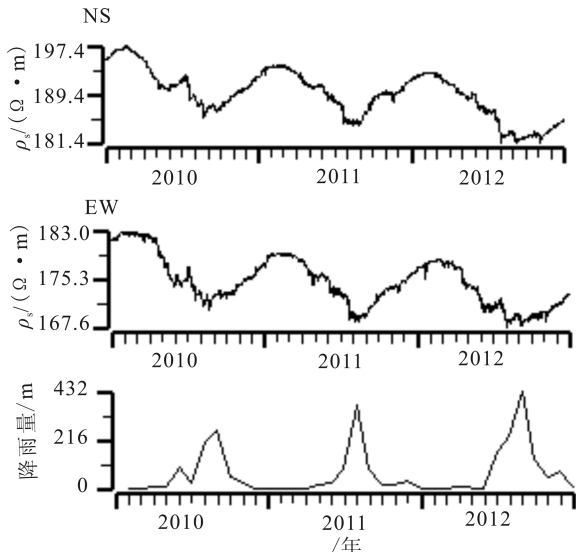
年份	测向	测道											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2007	NS	0.04	0.04	0.06	0.08	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05
	EW	0.06	0.05	0.10	0.06	0.14	0.09	0.13	0.11	0.09	0.08	0.09	0.06
2008	NS	0.11	0.11	0.12	0.12	0.14	0.17	0.12	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11
	EW	0.09	0.09	0.12	0.11	0.11	0.14	0.10	0.09	0.10	0.11	0.09	0.10
2009	NS	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.15	0.14	0.14	0.10	0.12	0.11	0.10
	EW	0.09	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.14	0.15	0.11	0.13	0.11	0.12
2010	NS	0.10	0.11	0.12	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.10
	EW	0.11	0.13	0.14	0.17	0.15	0.14	0.13	0.12	0.11	0.13	0.11	0.11
2011	NS	0.12	0.12	0.13	0.18	0.14	0.15	0.15	0.14	0.13	0.12	0.12	0.11
	EW	0.11	0.10	0.12	0.17	0.15	0.15	0.16	0.15	0.13	0.12	0.12	0.12
2012	NS	0.12	0.13	0.14	0.15	0.15	0.17	0.16	0.13	0.12	0.14	0.13	0.11
	EW	0.10	0.12	0.15	0.16	0.15	0.15	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12
2013	NS	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
	EW	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2
2014	NS	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
	EW	0.1	0.09	0.09	0.1	0.09	0.09	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
2015	NS	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1
	EW	0.09	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2

相关”。测区下方潜水面水位的上升意味着表层含水量的增加,从而引起表层电阻率的减小;反之,潜水面水位的下降意味着表层含水量的减小,从而引起表层电阻率的增大。表层电阻率随潜水水位季节性的涨落而发生季节性变化,是地电阻率年变化的基本原因,也有部分台站的地电阻率与地下水位呈“正相关”,比如四川成都台^[16]。

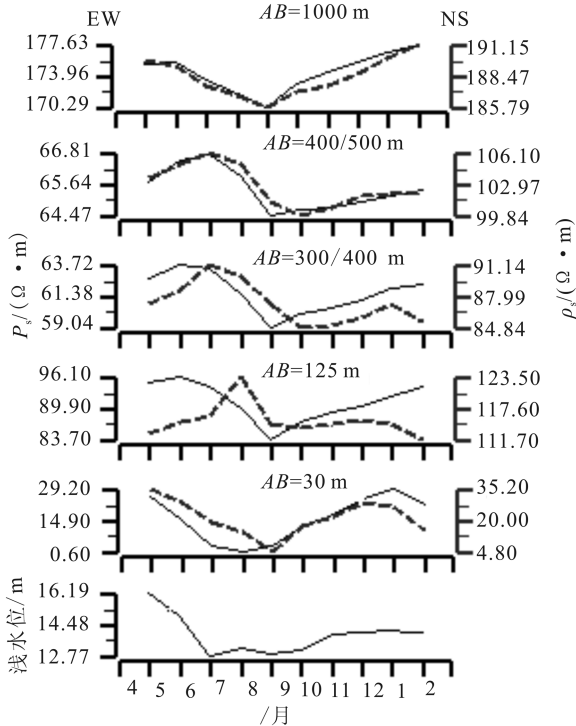
昌黎台属于“负相关”变化台站,如图 5 所示。图 5(a)搜集了 2010—2012 年地电阻率与昌黎地区降雨量,二者负相关明显;图 5(b)为多极距实验观测地电阻率和地下水位同步情况,2015 年浅水位距地面埋深在 12~16 m,测值越大表示水位越低,反之水位越高。10 个测道中有 9 个测道准同步较好,为“负相

关”变化,另外 $AB_{NS} = 125$ m 的数据上半年变化畸形,下半年趋势较稳定,怀疑是装置不稳定所致。

分析 5 种布极的数据变化,发现有 3 种特征:(1) $AB = 30$ m 的极距对与地下水位吻合最好(尤其是 EW 测向)。据文献[12]分析,该极距的探测深度大概在 14 m 左右,此处是浅水位的埋深位置,受地表水量影响也最大,因此对该道数据年变可做解释;(2) $AB = 125$ m、 300_{EW} (400_{NS}) m、 400_{EW} (500_{NS}) m 时,探测深度分别为 55 m、81(85) m 和 85(88) m,地电阻率变化极小值出现在 8、9 月份,较正常降雨时间滞后 2 个月左右。年变形态类似正弦波型,但上半年测值一般大于下半年,且随着极距增加而变化明显,说明雨季过后深层比浅层富含了更多水量。这些水源可



(a)地电阻率与降雨量负相关变化



(b)多极距观测地电阻率与浅水位负相关变化

图5 昌黎台地电阻率与降雨量、浅水位负相关变化(2015-04-2016-01;虚线表示NS向,实线表示EW向)

能一部分来自上层渗漏,另外也可能有其他水系补给,这可能是125 m的供电电极距测值大于300 m、400 m、500 m测值的因素之一。各道数据变化与电测深曲线趋势基本一致;(3)AB=1 000 m的供电电极距测值变化简单,呈“V”型,上半年测值略小于下半年,但相差不大。此时探测深度约96 m,测值达170~190 $\Omega \cdot \text{m}$,说明基岩含水量可能大大降低。

3.2 地电阻率观测值和理论值对比分析

依据布设之初采用的初始电性结构模型^[13]计算地电阻率理论值,相关计算过程和方法见文献[3, 14]。计算结果和观测数据对比见表2。从表2可见,各项观测误差均小于1,偏差最大的为最短极距AB=30 m,AB=125 m的观测误差次之,剩余3个测道均小于0.5,反映了越接近表层,影响因素越大。

表2 昌黎台多极距观测值与理论值对比

测向	布极/m		地电阻率		
	AB	MN	观测值	理论值	误差
EW	1 000	200	174.75	212.87	-0.18
	400	125	65.46	97.71	-0.33
	300	80	61.82	84.02	-0.26
	125	30	92.21	74.61	0.24
	30	6	16.30	59.77	-0.73
NS	1 000	250	188.64	209.44	-0.10
	500	125	102.70	116.37	-0.12
	400	80	86.90	99.23	-0.12
	125	30	115.30	74.61	0.55
	30	6	18.81	59.77	-0.69

对于以上数据变化特征,可以通过地层反演和打井数据得到新的佐证。

3.3 地下结构的反演

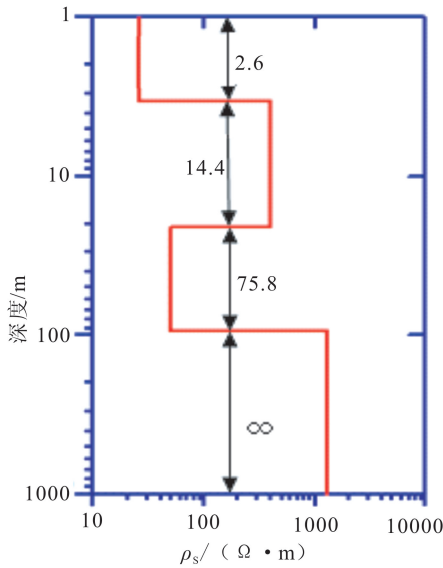
利用IX1D电磁测深反演软件进行分层模型的计算,分析过程主要利用最小二乘法和平滑模型。该软件由美国INTERPEX公司研发,已有20多年的研究历程。结合昌黎台电测深数据(图3)反演地下结构模型,也许不同于历史研究者的方法,故反演结果因人而略有差异。图6(a)为反演地层厚度,同时搜集了2015年5月昌黎台院内打井留下的最新土层数据[图6(b)]。新的结构模型参数见表3。该结果与文献记载的初始电性结构模型^[9,11]略有差别。

表3 昌黎台电性结构模型新参数

层数	岩性	地电阻率/ $(\Omega \cdot \text{m})$	厚度/m	埋深/m
第一层	黄土	36.0	2.6	2.6
第二层	细沙→粗砂	528.6	14.4	17.0
第三层	卵石→砂砾→ 基岩风化层	38.5	75.8	92.8
第四层	花岗岩	817.0	∞	

由此可知,上述5种布极的探测深度由浅至深分别位于:细沙→粗砂层、砾石→层、风化(混合花岗岩)层、风化(混合花岗岩)层和花岗岩层。

昌黎台地处河北平原带,根据地下水大区域研究,该区域含水层自上而下划分为^[18]:第一含水层组底界面埋深40~60 m,第二含水层组底界面埋深120~170 m,第三含水层组底界面埋深140~350 m,第



(a) 昌黎台地下结构层反演图(单位: m)

埋深/m	岩性	地层
0~2	黄土	
2~24	粉砂	
24~45	粗砂与黏土互层	
45~68	砾石卵石	
68~92	混合花岗岩	
92-	花岗岩片麻岩	

(b) 昌黎台打井地层结构图

图 6 昌黎台测区地下结构分层图

四含水层组底界面埋深 350~500 m。对本实验有影响的水位层应该是第一层,也就是图 6 中第三层的中部条带(45~68 m)。但随着每年地下水的不断开采,浅层和深层水位埋深均出现下降趋势^[18-19]。相比 1959 年来说,2003 年山前平原大部分地区浅层地下水位降幅达 20~40 m,部分地段高达 60~70 m;中部平原也多在 1~10 m,部分地段则达 10~15 m;滨海平原多在 1~5 m^[20]。最新研究也表明,水位下降现象一直在持续^[21]。据 30 多年前历史文献记载^[22],昌黎地区主要开采 20 m、30 m 两个含水层,含水层岩性为粗砂和中砂。对比表 2,含水层应位于第三层,故该层反演电阻率值偏低。但考虑到昌黎台测区地下水位可能每年呈下降趋势,由此导致该层含水量减

少,上层电阻率有可能高于下层,而下层的风化层(混合花岗岩)含水量变化未影响到电阻率的明显改变,所以探测深度位于第三层的电阻率值表现大小差异,300 m 和 400 m 的极距测值偏低,主要水层可能位于此处,即 80~90 m 处。

4 结论

经分析,河北昌黎台地电阻率多极距观测数据变化稳定可靠,在不同层位的变化信息能够反映测区地层结构的真实情况。由浅至深,各层年变形态特征可分成 3 种:

(1) AB=30 m 的极距对与地下水位吻合最好(尤其 EW 测向),该探测深度与浅水位观测深度基本一致。

(2) AB=125 m、300_{EW}(400_{NS}) m、400_{EW}(500_{NS}) m 时,探测深度虽然同处一个层位,但岩性不同,地电阻率测值在 AB=125 m 时最大,AB=300 m 时最小,这可能与介质本身及富含水量情况有关。同时各层观测数据在雨季后低于雨季前,说明降雨导致的“滞后”变化存在。

(3) AB=1 000 m 的供电极距测值变化简单呈“V”型,上半年测值略小于下半年,但相差不大,此时探测深度约 96 m,测值达到 170~190 Ω·m,花岗岩属性,含水量大大降低。

观测值与理论值误差均小于 1,上两层因接近地表,误差略偏大,下三层观测误差在 0.5 以下。利用电测深数据反演该台地下结构,并与最新打井记录对比分析,得到新的地层厚度: $h_1=2.6$ m、 $\rho_1=36.0$ Ω·m; $h_2=14.4$ m、 $\rho_2=528.6$ Ω·m; $h_3=75.8$ m、 $\rho_3=38.5$ Ω·m; $h_4=\infty$ 、 $\rho_4=817.0$ Ω·m。

浅层水位能表征降雨量和开采的共同结果,利用多极距观测方式做多年跟踪观测,不仅有利于研究各层地电阻率的变化,也有利于了解地球介质所处的环境条件变化,进一步掌握介质的物理属性。目前在地震研究中,环境变化研究似乎显得非常重要,是成为地震和非震前兆变化的一个重要指标。

参考文献

[1] 王兰炜,朱旭,朱涛,等.地电阻率多极距观测系统及实验研究[J].地震,2011,31(1):20-31.
 [2] 朱涛,王兰炜,胡哲,等.电阻率多极距观测台站的电性结构模型及参数反演研究[J].工程地球物理学报,2011,8(1):16-23.
 [3] 钱家栋,陈有发,金安忠.地电阻率法在地震预报中的应用[M].北京:地震出版社,1985.
 [4] 金安忠.地电阻率正常年变化的初步研究[J].地球物理学报,

- 1981,24(1):10-17.
- [5] 赵和云,钱家栋.郛县台多极距观测资料的反演和分析[J].中国地震,1987,3(增刊1):67-77.
- [6] 李艳东.地电阻率多极距观测系统的研究与设计[D].北京:中国地震局分析预报中心,2002.
- [7] 钱家栋,赵和云.地电阻率的数值模拟和多极距观测系统[J].地震学报,1988,10(1):12-25.
- [8] 毛先进,钱家栋,杨玲英.地电阻率多极距观测及研究进展[J].地震研究,2008,34(4):1-13.
- [9] 张学民,翟彦忠,郭建芳,等.2004年印尼8.7级强震前昌黎台的远场电性异常特征探讨[J].地震,2006,26(4):82-93.
- [10] 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组.一九七六年唐山地震[M].北京:地震出版社,1982:28-50.
- [11] 冯锐,郝锦琦,周建国.地震监测中的地电阻率层析技术[J].地球物理学报,2001,44(6):833-843.
- [12] 佟鑫,郭建芳,周剑青,等.昌黎地电台多极距观测系统的设计[J].华北地震科学,2016,34(1):66-70.
- [13] 周剑青,郭建芳,朱彦珍,等.地震前昌黎台地电阻率变化特征分析[J].地震工程学报,2014,36(1):120-126.
- [14] 阮爱国,毛桐恩,李清河,等.层状方位各项异性介质的视电阻率计算[J].地震学报,2002,24(5):502-509.
- [15] 张子广,盛艳蕊,李非,等.昌黎井水位、水氡趋势动态特征分析[J].华北地震科学,2011,29(2):19-22.
- [16] 钱家栋,马钦忠,李劲秣.汶川 M_s 8.0 地震前成都台 NE 测线地电阻率异常的进一步研究[J].地震学报,2013,35(1):4-17.
- [17] 中国地震局监测预报司.地震电磁学理论基础与观测技术[M].北京:地震出版社,2010:19.
- [18] 孙晓明.环渤海地区地下水资源可持续利用研究[D].北京:中国地质大学,2007.
- [19] 刘志国.河北平原地下水资源可持续利用研究[D].沈阳:东北大学,2007.
- [20] 钱永.开采条件下华北平原浅层地下水系统演变研究[D].北京:中国地质科学院,2007.
- [21] 温荣平.河北省地下水超采及造成的危害和治理[J].水利科技与经济,2015,21(12):10-14.
- [22] 钱复业.地震预报-地点方法论文集[M].福州:福建科学技术出版社,1985:318-321.