

廖欣, 刘春平, 杨贤和, 田育萍, 石云, 唐彦东. 2011. 承压井水位对含水层潮汐应力响应是否满足不排水条件的检验. 地震学报, 33(2): 234-242.

Liao Xin, Liu Chunping, Yang Xianhe, Tian Yuping, Shi Yun, Tang Yandong. 2011. Undrained examination of tidal response of water-level in confined wells. *Acta Seismologica Sinica*, 33(2): 234-242.

承压井水位对含水层潮汐应力响应 是否满足不排水条件的检验^{*}

廖 欣¹⁾ 刘春平^{1),†} 杨贤和²⁾
田育萍²⁾ 石 云¹⁾ 唐彦东¹⁾

1) 中国河北三河市燕郊 065201 防灾科技学院

2) 中国成都 610041 四川省地震局

摘要 以 Hsieh 模型为基础, 提出了利用地震前后承压井水位潮汐分波的振幅及初始相位变化与否作为判断依据, 检验井水位对含水层潮汐应力响应是否满足不排水条件的简便方法。将该判别方法用于分析会理川-06 井和川-18 井水位观测数据, 利用 Baytap-G 潮汐分析方法分别计算出 3 次选定地震前后两井水位各分波(M_2 和 O_1)振幅和相位值。结果表明, 川-06 井水位潮汐响应先满足排水条件, 其后地震波增强含水层导水(渗透)性使其满足不排水条件; 川-18 井由于导水系数较大, 水位潮汐响应满足不排水条件。最后, 结合理论潮汐应力潮汐分析结果, 通过理论模型反推出震前和震后川-06 井所揭露含水层的导水系数和 Skempton 系数, 以及川-18 井所揭露含水层的 Skempton 系数。

关键词 井水位 潮汐分析 不排水条件 导水系数 Skempton 系数

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2011.02.010 中图分类号: P315.72⁺3 文献标识码: A

Undrained examination of tidal response of water-level in confined wells

Liao Xin¹⁾ Liu Chunping^{1),†} Yang Xianhe²⁾
Tian Yuping²⁾ Shi Yun¹⁾ Tang Yandong¹⁾

1) Institute of Disaster Prevention Science and Technology, Yanjiao, Sanhe City, Hebei 065201, China
2) Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

Abstract: Based on the Hsieh model, a novel but simple method is proposed to examine whether the undrained condition is satisfied for the response of well water-level to tidal stress action, by monitoring the change of amplitude and initial phase of tidal constituents of the water-level. Water-levels of the well C (Chuan)-18 and C-06 are analyzed with the examination method. The chosen

* 基金项目 科技部公益性行业科研专项(200808055, 200808079)及河北省教育厅科学研究计划项目(Z2009104)
联合资助。

收稿日期 2010-01-05 收到初稿, 2010-12-01 决定采用修改稿。

† 通讯作者 e-mail: lcp@fzxy.edu.cn

amplitude and initial phase of tidal constituents (M_2 and O_1) of the water-level in C(Chuan)-18 and C-06 well, and theoretical tidal stress before and after the earthquakes, are calculated with the Baytap-G tidal analysis method. The result shows that the tidal response of the water-level in C-06 well was drained at first, then it was in an undrained state because seismic waves enhanced the aquifer hydraulic conductivity (permeability). Due to high hydraulic conductivity, the tidal response of the water-level in C-18 well meets undrained state. Finally, we figure out the Skempton coefficient and the Transmissivity of the aquifer tapped by the C-06 well, as well as the Skempton coefficient of the aquifer tapped by the C-18 well.

Key words: water-level; tidal analysis; undrained condition; transmissivity; Skempton coefficient

引言

在具有水位潮汐现象(特指固体潮作用下的井水位变化)的观测井中,一些井往往在震前或震后出现水位潮汐异常——井水位潮汐振幅和相位发生变化,利用井水位对含水层潮汐应力(应变)的响应(以下简称井水位潮汐响应),可以用来推求含水层各种参数,以及分析这些参数震前震后的变化。Rhoads 和 Robinson(1979)以井水位对地球固体潮汐的响应原理为基础,建立了估算封闭含水层的孔隙度、骨架体积模量和储水率的方法。Hsieh 等(1987)推导出井水位对含水层孔压响应的振幅比和相位差的解析表达式,并以此为基础,给出了利用井水位和体应变固体潮来估算含水层渗透系数的方法。Elkhouri 等(2006)以 Hsieh 模型为基础,对加利福利亚地区的两口观测井水位进行分析,得出了含水层渗透系数的多年变化规律,并与周边地区的地震目录对比分析得出,地震波能够增加含水层的渗透系数。同时,井水位潮汐响应还是反演震后区域应力场变化的重要手段和基础。张昭栋等(1994b, 1999, 2001)得出井水位固体潮系数与含水层应力之间的关系,并给出了通过固体潮效应反演含水层应力变化的理论方法。利用井水位潮汐响应,还可以探求井水位地震前兆异常信息。张昭栋等(1994a)以菏泽 $M_S 5.9$ 地震为例,指出井水位固体潮系数及对潮汐应变的时间滞后在震前存在变化。事实上,通过井水位潮汐效应反演震后含水层应力变化往往是基于不排水假设,而只有含水层处于排水条件时才能推求渗透(或导水)系数。因而在上述应用以及井水位潮汐异常分析中,都无法回避一个重要的问题,那就是井水位潮汐响应是满足不排水假设还是处于排水条件。

本文以 Hsieh 模型为基础,提出一个利用地震前后承压井水位潮汐响应振幅及相位变化与否作为判断依据,来检验井水位潮汐响应是否满足不排水假设的简便方法,并给出利用井水位数据推求含水层 Skempton 系数和导水系数的方法。本文提出的排水与不排水的判断方法,以及基于该方法的含水层参数的推求,是利用井水位研究地震前后含水层介质力学和水力学属性变化规律的基础,使承压井水位潮汐异常机理的定量分析成为可能。

1 理论基础

由于井的出现改变了承压含水层原有的封闭条件,井与含水层之间就会产生水的相互渗流(张昭栋等, 2002),井水位对含水层应力(应变)的响应是井-含水层系统孔隙弹性响应

和水力响应的综合过程(Doan *et al*, 2006). 在引潮力作用下, 含水层骨架体积变化(体应变)引起孔压变化, 井孔与含水层之间产生附加压力梯度, 使其中的水发生渗流; 而渗流又改变孔压最终影响含水层骨架应变. 渗流与应变相互影响, 使井-含水层系统趋于压强平衡, 井水位变化就是系统内部相互平衡的外在表现.

1.1 Hsieh 模型

Hsieh 等(1987)以理想井-承压含水层系统为研究对象, 即考虑含水层是最典型的水平分层承压含水层, 同时假设其为饱和连续的各向同性均匀孔隙弹性介质, 且具有各向同性的渗透属性, 在此基础上考虑含水层孔压变化为谐波扰动, 井水位变化为谐波响应, 得出了井水位对含水层压强(孔压)水头响应的振幅比 A 和相位差 η_{H-h} 的表达式为

$$A = \left| \frac{h_0}{H_0} \right| = (E^2 + F^2)^{-1/2} \quad (1)$$

$$\eta_{H-h} = \arg \frac{h_0}{H_0} = -\tan^{-1} \frac{F}{E} \quad (2)$$

式中, h_0 和 H_0 分别是频率为 ω 的井水位和含水层孔压水头的潮汐分波振幅; $E \approx 1 - \omega r_c^2 \text{Kei}(\alpha)/2T$; $F \approx \omega r_c^2 \text{Ker}(\alpha)/2T$; $\alpha = r_w (\omega S/T)^{0.5}$; Ker 和 Kei 分别为开尔文函数的实部和虚部; S 为储水系数(无量纲), 大部分承压含水层的取值范围为 10^{-3} — 10^{-5} ; T 为导水系数; r_w 为含水层处井孔半径, 若存在滤网, 则为滤网半径; r_s 为井孔套管半径, 或井水位波动范围处的井孔半径.

压强水头 H 的实质是离井孔无穷远处的含水层孔压水头, 即不排水条件下的含水层压强水头. A 即为井水位振幅与不排水条件下含水层压强水头振幅的比值, 无量纲. 该比值最先由 Cooper 等(1965)定义为幅值响应, Doan 等(2006)将其称为相对振幅. 本文则采用相对振幅的定义. 由式(1)、式(2)可知, 井水位对含水层压强水头的响应, 受含水层导水系数 T , 储水系数 S , 井径参数 r_c 和 r_w , 以及潮汐信号 ω 的频率影响. 对于特定井-含水层系统, 在特定频段潮汐孔压作用下, A 和 η_{H-h} 对含水层的储水系数不敏感, 主要受含水层导水系数的控制(详细分析过程见 Hsieh 等(1987)文章). 它们随导水系数的变化规律如图 1 所示.

1.2 井水位对潮汐应力的响应模型

根据 Biot 孔隙弹性理论, 不排水条件下含水层孔压对潮汐(平均)应力的响应表示为

$$p = \rho g H = B \sigma_m \quad (3)$$

式中, σ_m 为含水层潮汐(平均)应力(以下简称潮汐应力); B 为含水层 Skempton 系数, 为反映含水层弹性和孔隙弹性属性的综合参数(Wang, 2000; Hamiel *et al*, 2005), 与损伤变量有关(Hameil *et al*, 2004), 常见含水层岩石, 如砂岩、灰岩等的 Skempton 系数为 0.5—0.8; ρ 为水的密度; g 为重力加速度.

考虑含水层的潮汐应力为谐波扰动, 结合式(1)—(3)可得井水位与潮汐应力之间的振幅比 M (或称井水位-潮汐应力系数)和相位差 η 为

$$M = \frac{BA}{\rho g} \quad (4)$$

$$\eta = \eta_{H-h} + \eta_{\sigma-H} \quad (5)$$

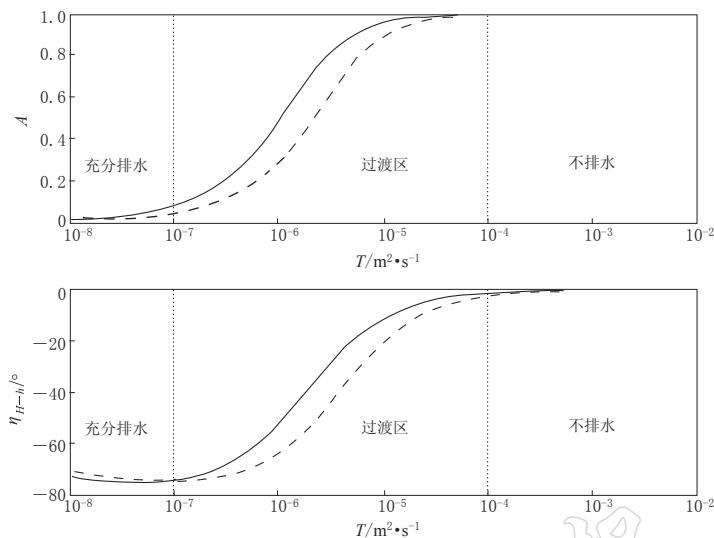


图 1 井水位 M_2 波(虚线)和 O_1 波(实线)相对振幅 A (上图)和相位差 η_{H-h} (下图)

随导水系数(T)的变化(参考 Doan 等(2006)文章, 取 $S=10^{-4}$, $r_e=r_w=0.1$ m)

Fig. 1 Plot of predicted amplitude response A and phase shift η_{H-h} of M_2 (dotted line) and O_1 (solid line) tidal constituent of water level, response to tidal pressure in the aquifer, versus aquifer transmissivity T for storativity $S=10^{-4}$ and well radius $r_w=r_e=10$ cm after Doan *et al.* (2006)

式中, η_{e-H} 为潮汐应力与含水层孔压之间的相位差, 是不排水孔隙弹性响应所产生相位差, 本文假定为常数。综合上述分析可知, 对于特定的井-含水层系统, 在特定频段的潮汐应力作用下, 井水位潮汐响应主要受含水层 Skempton 系数及导水系数的影响。井水位对潮汐应力的响应, 与井水位对含水层孔压的响应一样, 存在 3 个不同区间(图 1):

1) 不排水区间。当含水层导水性较好时, 井水位与潮汐应力之间的振幅比和相位差均不随导水系数变化或几乎不变, $\eta_{H-h} \approx 0$, $\eta \approx \eta_{e-H}$, $A \approx 1$, $M \approx B/\rho g$ 。意味着井孔水柱压强和不排水条件下含水层孔压的潮汐振幅数值上近似相等, 且相位几乎一致, 井水位潮汐响应满足不排水条件。虽然整个含水层中的水量变化较大, 但是由于水力梯度较小, 参与渗流的有效含水层体积较大, 因此单位体积含水层排(进)水量反而较小, 含水层应变对潮汐应力的响应也满足不排水条件。不排水条件下, 井水位潮汐响应主要受含水层孔隙弹性响应的控制, 可以利用井水位数据和潮汐应力直接推求 Skempton 系数, 但是不能推求导水系数。

2) 过渡区间(部分排水区间)。随着导水系数的减小, M 由不变化或变化较小, 过渡到单调变小; 而 η 则急剧变小。部分排水条件下, 井水位潮汐响应同时受含水层孔隙弹性响应和水力响应的控制, 不仅可以根据相位差大小来确定含水层渗透(导水)系数(Hsieh *et al.*, 1987; Elkhoury *et al.*, 2006), 而且还可以反推含水层 Skempton 系数。

3) 充分排水区间。当含水层导水性特别差时, $A=1$, $M=1$ 。意味着井水位潮汐响应的幅值可以忽略, 满足充分排水条件。同时, 由于参与渗流的有效含水层的水力梯度较大, 能够与井孔之间充分地进行水量交换, 虽然排入井孔的水量较小, 但单位体积含水层排(进)水量大, 含水层应变对潮汐应力的响应也满足充分排水条件。在充分排水条件下, 实

际井水位观测数据的信噪比较小,由此推求出的导水系数以及 Skempton 系数误差较大.

孔隙弹性理论(Biot, 1941; Rice, Cleary, 1976; Wang, 2000)中,不排水条件指不存在水的流动,排水条件是指不存在孔压变化.这两个极端条件在实验中能够得到较好地控制,然而天然条件下是不可能存在的(Roeloffs, 1996).本文所指的井水位潮汐响应满足不排水条件(假设)是指井水柱压强近似等于不排水条件下的含水层孔压;充分排水条件是指井水位潮汐变化可以忽略不计;排水条件是充分排水条件和部分排水条件的统称,指含水层为达到井-含水层系统的压强平衡而排出水的情况(水量变化不可忽略).很明显,本文中井水位潮汐响应的充分排水条件相当于经典孔隙弹性理论中的排水条件.处于排水条件时,井水柱压强不等于不排水条件下含水层孔压.大部分出现水位潮汐现象的承压井水位对潮汐应力的响应是处于不排水和部分排水条件.

1.3 井水位潮汐响应排水与否的检验

若含水层发生形变的同时孔压已经形成,那么通过上述分析可知,井水位与实际潮汐体应变(应力)之间的相位滞后大小,能够在一定程度上检验含水层是否满足不排水假设.然而一些井水位监测台站并没有直接观测体应变,只能利用理论潮汐应力(应变)计算相位差.此时井水位与理论潮汐应力之间的相位差 η ,包含了理论潮汐应力与实际潮汐孔压变化之间的相位差 η_{e-H} ,显然不能直接作为检验条件.但可以结合井水位对潮汐应力响应的振幅比和相位差随导水系数增大变化与否,来检验含水层在潮汐应力作用下是否满足不排水条件.

地震波提供了一个使含水层导水系数增大的条件.在地震波作用下,含水层岩体发生周期性的应变,使得裂隙中的水来回快速流动,清除了裂隙中的沉积物质,增加了含水层的渗透性(Brodsky *et al*, 2003),因而地震为验证含水层的排水与否提供了一个天然实验.通过判断井水位各潮汐分波的振幅和相位在地震前后变化与否,就能够检验井水位潮汐响应是否满足不排水假设.若井水位潮汐分析得到的震前和震后的振幅和相位不变,则井水位潮汐响应满足不排水假设;否则满足排水条件.当然地震选取至关重要,由于含水层在地震波作用下渗透系数增加的大小与地震波峰值加速度呈正比关系(Elkhoury *et al*, 2006),当峰值加速度越大时,含水层渗透系数的变化越大,则对于排水与否的判断越有利,因而应选择震级相对较大的地震.同时为了排除地震对含水层弹性参数的影响,应选取距离井孔相对较远的地震(或井孔位于震源中场和远场地区).

2 实例分析

2.1 井孔基本条件

本文选取位于四川省会理县中厂镇(102.06°E , 26.31°N)的川-06 井和川-18 井进行实例分析.两井相距 200 m,位于磨盘山—西格达断裂与宁会断裂交汇部位,均属国家级井网,观测资料较好,并且能够清晰记录固体潮和水震波.两井的基本情况见表 1(参考四川省地震局台网中心“地下水动态观测井卡片”).

2.2 井水位和理论潮汐应力的潮汐分析

选取川-18 井 2004—2009 年和川-06 井 2004—2007 年水位数据(由于采矿干扰于 2007 年停止观测)进行分析,并且选择离会理较远的 3 次大震:苏门答腊地震($2004-12-26$, $M_w = 9.0$; $2005-03-28$, $M_w = 8.6$)和汶川地震($2008-05-12$, $M_w = 7.9$)作为分析地震.在这 3

表 1 川-18 井和川-06 井的基本情况

Table 1 Basic informations of C-06 and C-18 well

测井	井深/m	观测层位/m	含水层岩性	渗透系数/m·d ⁻¹	r_w /m	r_c /m
川-18 井	523.28	364.66—371.35	上为大理岩裂隙带	0.1457	0.0455	0.073
		443.29—460.54	下为大理岩断层破碎带			
川-06 井	600.26	251—283	大理岩断层破裂带	0.0135	0.028	0.0445

注: 渗透系数是通过成井时抽水试验求得.

次地震发生时, 两口井水位都产生了较强的水震波, 同时都出现了水位同震阶梯变化. 利用 Baytap-G 潮汐数据分析方法(Ishiguro, Tamura, 1985; Tamura, 1987; Tamura *et al*, 1991), 分别对所选取地震前后两井水位进行潮汐分析, 潮汐分析时间间隔为 30 天, 同时以滑动步长为 15 天增加 1 次分析, 以作检验. 为了避免气压的干扰及提高分析精度, 这里选择 M_2 波和 O_1 波作为地震前后对比分析的潮汐分波. 关于地震前后井水位 M_2 波和 O_1 波振幅与相位移(相对于理论潮汐应力而言)见表 2. 理论潮汐应力的 M_2 波和 O_1 波振幅分别为 0.617 kPa 和 0.251 kPa。

2.3 不排水条件的检验与参数推求

从表 2 可以看出, 对于川-06 井而言, 井水位 M_2 波和 O_1 波相位移在 2004 年苏门答腊地震后都变大, 而各波振幅变化不明显, 尤其是 O_1 波. 这充分表明震前川-06 井水位潮汐变化满足过渡区的特点. 而 2005 年苏门答腊地震前后井水位 M_2 和 O_1 波振幅和相位移几乎不变, 且较 2004 年地震后没发生较大变化. 这意味着 2004 年苏门答腊地震后含水层渗透性增强使得井水位对含水层潮汐应力的响应由排水条件变成不排水条件. 当其满足不排水条件时, 井水位潮汐振幅的平均值为 3.999 cm. 结合理论潮汐应力 M_2 波振幅可得 $M=6.481 \text{ cm/kPa}$, 进而可得含水层 Skempton 系数 $B=0.635$ (由于 M_2 波振幅和位相的误差较小, 因而本文关于含水层参数的推求采用 M_2 波数据). 不排水条件下, 井水位与理论潮汐应力之间的 M_2 波相位差 $\eta=13.456^\circ$. 考虑到不排水条件下, $\eta_{H-h}=0$, 则 $\eta_{H-H}=13.456^\circ$. 以 η_{H-H} 作为校正相位, 则 2004 年 12 月 26 日苏门答腊地震之前井水位(满足排水条件)与实际孔压之间的 M_2 波平均相位差 $\eta_{H-h}=15.826^\circ$; 井水位 M_2 波潮汐振幅平均为 3.721, 由此可得 $M=6.031 \text{ cm/kPa}$. 若取储水系数 $S=1\times 10^{-4}$, 由已知的井孔半径参数和相位差 η_{H-h} , 利用 Hsieh 模型可反推出川-06 井所处含水层 2004 年苏门答腊地震前导水系数 $T=3.21\times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. 将反推得到的震前导水系数代入式(1)得 $A=0.934$, 进而将 A 和 M 代入式(4)可得 $B=0.646$. 当然不同储水系数假设条件下推求出的参数不同, 详见表 3.

由表 3 可知, 储水系数变化一个量级, 排水条件下推求出的导水系数相对变化约为 20%, Skempton 系数的相对变化小于 5%. 这充分说明, 储水系数的选择对导水系数和 Skempton 系数的推求影响不大. 由此推求出的导水系数, 与根据抽水试验得到的渗透系数和含水层厚度(表 1)求得的 $T=4.38\times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 具有相同的数量级. 由此进一步推求出的震前 Skempton 系数, 与前面震后不排水条件下推求的 0.635 相差不大. 我们所认识到的含水层对远场地震(动态应力)的响应是弹性的观念与这一结果是一致的. 综合对比分析理论导水系数与实际抽水试验值, 及震前震后理论 Skempton 值, 充分体现了参数推求方法的可行性.

对于川-18 井而言, 2004 年苏门答腊地震和 2008 年汶川地震前后 M_2 波和 O_1 波的振

表 2 三次地震前后各井水位 M_2 波和 O_1 波的振幅与初始相位Table 2 Amplitude and phase of M_2 and O_1 tidal constituents of water level before and after three chosen earthquakes

时间段	川-06 井				川-18 井			
	M_2		O_1		M_2		O_1	
	相位差/°	振幅/cm	相位差/°	振幅/cm	相位差/°	振幅/cm	相位差/°	振幅/cm
2004-11-11—2004-12-10	-29.127 (0.204)	3.751 (0.014)	-15.018 (0.373)	1.790 (0.012)	-4.443 (0.284)	3.796 (0.019)	-4.305 (0.538)	1.684 (0.016)
2004-11-26—2004-12-25	-29.436 (0.221)	3.690 (0.014)	-13.472 (0.407)	1.744 (0.012)	-4.742 (0.341)	3.772 (0.022)	-2.664 (0.655)	1.641 (0.019)
2004-12-27—2005-01-25	-12.787 (0.234)	3.957 (0.016)	-1.837 (0.476)	1.689 (0.014)	-4.701 (0.319)	3.844 (0.021)	-2.982 (0.621)	1.652 (0.018)
2005-01-11—2005-02-09	-14.202 (0.205)	3.975 (0.014)	-3.255 (0.408)	1.748 (0.012)	-4.900 (0.217)	3.858 (0.015)	-3.741 (0.423)	1.659 (0.012)
2005-02-11—2005-03-12	-13.267 (0.206)	3.997 (0.014)	-4.026 (0.415)	1.745 (0.013)	-4.567 (0.268)	3.862 (0.018)	-4.808 (0.514)	1.689 (0.015)
2005-02-26—2005-03-27	-13.382 (0.235)	4.029 (0.017)	-3.394 (0.480)	1.730 (0.015)	-4.797 (0.333)	3.883 (0.022)	-5.225 (0.671)	1.619 (0.019)
2005-03-29—2005-04-27	-13.268 (0.228)	4.027 (0.016)	-3.035 (0.473)	1.684 (0.014)	-11.854 (0.478)	3.716 (0.030)	-8.118 (0.904)	1.587 (0.025)
2005-04-13—2005-05-12	-13.828 (0.230)	4.006 (0.016)	-3.991 (0.460)	1.724 (0.014)	-23.928 (0.339)	3.544 (0.021)	-13.994 (0.625)	1.577 (0.017)
2008-03-28—2008-04-27					-5.539 (0.228)	3.925 (0.016)	-4.321 (0.502)	1.801 (0.016)
2008-04-12—2008-05-11					-6.208 (0.348)	3.922 (0.014)	-3.217 (0.653)	1.788 (0.020)
2008-05-13—2008-06-12					-6.257 (0.524)	3.900 (0.036)	-4.612 (1.206)	1.687 (0.035)
2008-05-28—2008-06-27					-6.568 (0.215)	3.878 (0.014)	-6.153 (0.490)	1.700 (0.015)

注：括号内的数据为潮汐分析误差. 含水层理论潮汐应力取压应力为正，相位移为负值表示相位滞后。

表 3 不同储水系数条件下的参数推求结果对比

Table 3 Contrast of parameters under different storativity condition

储水系数	$T/\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	A	B
1×10^{-3}	2.400×10^{-6}	0.920	0.642
1×10^{-4}	3.020×10^{-6}	0.928	0.636
1×10^{-5}	3.631×10^{-6}	0.934	0.633

幅和相位都没有发生类似的变化, 满足不排水条件, 直接推求出其所揭露含水层的 Skempton 系数为 0.608。而在 2005 年苏门答腊地震后各分波相位差均减小, 幅值也相应变小, 尤其是 O_1 波, 充分表明震后含水层导水系数变小。这与地震波增加含水层导水系数相矛盾。关于这部分异常, 可能是 2005 年 8 月 5 日会东 $M_S 5.3$ 地震的前兆。限于文章结构和篇幅, 有关川-18 井水位在会东地震之前的潮汐异常变化及川-06 井不变的“异常”, 在本文不展开深入分析。

3 讨论与结论

通过上述分析可得出以下结论: 当井水位潮汐变化的某分波(往往取 M_2 波)振幅和相位在地震发生后不发生变化或变化相对较小时, 井水位潮汐响应满足不排水条件, 否则为排水条件。当井水位潮汐响应满足部分排水条件时, 可以利用井水位和理论潮汐应力数据来推求含水层导水系数和 Skempton 系数; 而当井水位潮汐响应满足不排水条件时, 只能推求含水层 Skempton 系数。

不排水假设的检验及基于该检验的含水层参数推求方法, 对于井水位变化机理研究及异常成因分析都有着非常重要的作用。在地震孕育、发生周期中, 由于含水层应力条件的变化使得含水层导水系数发生变化, 甚至可能出现岩石损伤继而改变 Skempton 系数。当井水位潮汐响应符合排水条件时, 其潮汐变化受含水层 Skempton 系数和导水系数的综合影响, 此时井水位潮汐异常可能是含水层弹性、孔隙弹性属性或水力学属性变化的结果; 而在不排水条件下, 则井水位潮汐异常归因于含水层弹性和孔隙弹性属性的变化。利用井水位和理论潮汐应力(应变)的相位差推求含水层导水系数, 是 Hsieh 等(1987)方法的扩充和改进, 对校正相位 $\eta_{\sigma-H}$ 的选取相对于 Elkhouri 等(2006)的经验预估, 理论上更加严谨。同时本文对通过井水位分析含水层应力场变化具有一定的指导意义。由于构造应力变化频率很小, 井水位响应往往满足不排水条件, 因而可以直接利用井水位和根据井水位潮汐响应推求出的 Skempton 系数计算含水层的受力变化情况, 进而分析应力场的变化情况。

当然本研究仍存在某些不足。井水位分波振幅和相位在地震前后变化与否的判断标准取决于井水位观测精度和潮汐分析精度的大小, 需要一定的经验性, 这在一定程度上影响了排水与不排水的判断。关于严格的判断准则有待更深入的探讨。

M Ishiguro 和 Y Tamura 为本文提供了 Baytap-G 程序包, 审稿人提出的修改意见使本文得以很大改进。在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- 张昭栋, 耿杰, 高玉斌, 张铸钢. 1994a. 菏泽 5.9 级地震前豫 01 井水位对气压和固体潮响应的变化[J]. 地震研究, 17(2): 164-170.
- 张昭栋, 郑金涵, 陈建民, 苏鸾声, 王忠民, 石荣会, 王学聚, 王梅. 1994b. 井水位阶变与含水层所受体应力之间的定量关系[J]. 地球物理学报, 37(A02): 222-229.
- 张昭栋, 刘庆国, 耿杰. 1999. 由承压井水位动态反演水井含水层的应力变化[J]. 华南地震, 19 (1): 37-42.
- 张昭栋, 刘庆国, 刘涛, 陈殿润. 2001. 由井水位资料反演大同-阳高 6.1 级地震前后应力场的动态演化过程[J]. 西北地震学报, 23(1): 66-68.
- 张昭栋, 郑金涵, 耿杰, 王忠民, 魏焕. 2002. 地下水潮汐现象的物理机制和统一数学方程[J]. 地震地质, 24(2): 208-

214.

- Boit M A. 1941. General theory of three-dimensional consolidation [J]. *Appl Phys*, **12**(02): 155–164.
- Brodsky E E, Roeloffs E, Woodcock D, Gall I, Manga M. 2003. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **108**(B8): 2390.
- Cooper H H, Bredehoeft Jr J D, Papadopoulos I S, Bennett R R. 1965. The response of well-aquifer systems to seismic waves[J]. *J Geophys Res*, **70**(16): 3915–3926.
- Doan M L, Brodsky E E, Prioul R, Signer C. 2006. Tidal analysis of borehole pressure: A tutorial[R]. *Schlumberger Research Report*: 34–35.
- Elkhouri J E, Brodsky E E, Agnew D C. 2006. Seismic waves increase permeability[J]. *Nature*, **441**: 1135–1138.
- Hamiel Y, Lyakhovsky V, Agnon A. 2004. Coupled evolution of damage and porosity in poroelastic media: Theory and applications to deformation of porous rocks[J]. *Geophys J Int*, **156**: 701–713.
- Hamiel Y, Lyakhovsky V, Agnon A. 2005. Rock dilation, Nonlinear deformation, and pore pressure change under shear [J]. *Earth Planet Sci Lett*, **237**(3-4): 577–589.
- Hsieh P A, Bredehoeft J D, Farr J M. 1987. Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis [J]. *Water Resour Res*, **23**(10): 1824–1832.
- Ishiguro M, Tamura Y. 1985. BAYTAP-G in TIMSAC-84[J]. *Computer Science Monographs*, **22**: 56–117.
- Rice J R, Cleary M P. 1976. Some basic stress diffusion solution for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents [J]. *Rev Geophys Space Phys*, **14**(2): 227–241.
- Rhoads G H, Robinson E S. 1979. Determination of aquifer parameters from well tides [J]. *J Geophys Res*, **84**(B11): 6071–6082.
- Roeloffs E. 1996. Poroelastic techniques in the study of earthquakes-related hydrologic phenomena[J]. *Adv Geophys*, **37**: 135–195.
- Tamura Y. 1987. A harmonic development of the tide-generating potential[J]. *Marees Terrestres Bulletin d'Informations*, **99**: 6813–6855.
- Tamura Y, Sato T, Ooe M, Ishiguro M. 1991. A procedure for tidal analysis with a bayesian information criterion[J]. *Geophys J Intl*, **104**(3): 507–516.
- Wang H F. 2000. *Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology*[M]. Princeton: Princeton University Press: 33–37.