

运用三维变密度潮汐效应模型确定滨海含水系统的海底等效边界——山东烟台夹河中下游地区为例

成建梅¹, 陈崇希¹, 吉孟瑞², 孙桂明²

(1. 中国地质大学环境地质研究所, 湖北武汉 430074; 2. 山东省第三地质队地质工程勘察院, 山东烟台 264000)

摘要: 确定咸淡水界面的位置是滨海地区海水入侵研究的主要任务之一。对于天然条件承压含水层而言, 含水层顶板向海底延伸的距离直接影响了咸淡水界面的位置, 它可以通过承压含水层中地下水的潮汐效应信息来确定。考虑到咸淡水之间密度的差异, 建立了山东省夹河中下游地区滨海含水系统地下水三维变密度潮汐效应模型。通过反复对比潮汐效应观测中的地下水水头波动与模型计算出的水头波动, 确定了滨海承压含水系统的海底边界。同时, 也初步估计出海区与近海陆区含水层的水文地质参数。

关键词: 地下水潮汐效应; 变密度; 海底边界; 三维数值模型。

中图分类号: X141

文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2002)02-0225-07

作者简介: 成建梅 (1971-), 女, 副教授, 博士, 主要从事地下水流动及污染数值模拟技术研究。

0 引言

在世界各地滨海地区通常是经济高度发达的地区, 从而使滨海水文地质问题^[1~5]成为许多学者研究的重点。在滨海含水系统研究中, 临海边界条件的正确处理直接影响到模型的仿真程度。目前, 绝大多数的模型将平面图的海岸线(水边线)作为整个含水系统的边界。实际上, 一般模型涉及的深度至少几十 m, 可以超过百 m, 甚至更深。而近岸的海底地形一般不可能形成“深沟”, 而是缓坡向外海倾斜。即使良好的深水港口, 一般也不超过 20 m 深。如此看来, 海岸线一般只能作为潜水层的边界; 承压含水层, 特别是深部承压含水层(后两者往往是地下水开采的主要层位)将会向海底延伸, 它们的边界离海岸线有相当一段距离。因此, 平面图上离海岸线仅几 m、几十 m 的承压开采井, 其实离该含水层的海底边界——“海底海岸线”甚远矣。这个问题明显地、乃至决定性地影响咸淡水的分布。要查清海底边界条件, 按传统的方法进行海上勘探, 是十分费力又费钱的。

许多滨海地区的研究表明^[4], 滨海含水系统大

多数是多层含水系统, 并且近岸含水层中地下水水头经常随海水潮汐波动而上下波动, 即地下水具潮汐效应性质。Ferris^[6]推导了海潮呈正弦变化条件下的地下水水位波动公式。Carr 等^[7]给出了顶板位置与海岸线一致时地下水随海潮波动的公式。Sun^[8]推导了河口区潮汐荷载作用下的地下水水头波动的二维解析解。Jiao 等^[9]推导了滨海越流含水系统地下水潮汐效应的二维解析解, 用于研究香港特区某机场地下水受海潮作用下的水头变化规律, 确定了该含水系统的水文地质参数。

一般来说, 距海岸愈近, 地下水的潮汐效应愈明显。这说明可以通过对岸边水头的潮汐动态研究来推测出含水层的情况(如延伸范围、水文地质参数等)。Li 等^[10]运用复变函数给出了含水层顶板向海底无限延伸时地下水水头随潮汐波动的一维解析解, 并用于粗略地确定了广西北海一滨海含水层向海底的延伸位置。Nawang 等^[11]发表的马来西亚某滨海含水层地下水模型中, 无论论证地假定承压含水层顶板向海底延伸 5 km 和 15 km, 并处理为水头已知边界。陈崇希等^[12]和 Chen 等^[13]提出了运用地下水潮汐观测信息确定滨海含水层的“等效排泄边界”的思路, 并运用准三维水流模型进行了等效边界位

收稿日期: 2001-09-29

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(No. 49872081)。

置的反复验证. 一些研究表明, 离海岸不同距离地下水对潮汐的效应因含水层类型不同而不同^[14]. 承压含水层往往具有较强的潮汐感应能力, 海潮可影响甚至距海岸几 km 的含水层; 而在潜水含水层, 潮汐常仅能影响几 m 至几十 m 的范围. 以上的研究大多仅限于解析方法, 数值方法不多, 且忽略了由于海水和含水层中淡水之间密度差异对潮汐效应的影响.

本课题研究从实际复杂的水文地质条件出发, 充分考虑了烟台夹河中下游地区滨海地下水受海潮、夹河河潮及开采等综合因素影响, 地下水已不同程度受海水入侵而咸化, 咸淡水之间密度差异对地下水运动及盐分运移已起着不容忽视的作用. 鉴于此, 本文建立了三维变密度地下水潮汐效应模型, 通过反复对比潮汐效应观测中的水头波动和计算水头波动, 确定了山东烟台夹河中下游地区滨海含水层的海底等效边界, 同时也求得了外推区的水文地质参数.

1 海底等效边界及确定方法

在向海天然径流排泄的含水层中, 地下水向海底的排泄方式可归纳为两种^[13]: (1) 线状集中排泄, 即海底地形切割到承压含水层 (或承压含水层顶板不连续, 构成岩性天窗), 如图 1a 所示; (2) 面状越流排泄, 即承压含水层弱透水顶板连续分布, 使地下水呈面状向海底越流排泄, 如图 1b 所示. 其他类型是二者的混合. 要区分这两种排泄方式, 确定出排泄边界的位置, 不进行海上钻探是很难的. 因此, Chen 等^[13]提出了等效排泄边界的概念, 在具有相同渗透阻力的前提下, 将面状越流排泄和其他混合类型的排泄转化为线状集中排泄的情况, 使其在陆区观测孔控制范围以内的水力计算是等效的. 等效边界可

定义为近岸观测孔至海底集中排泄口的距离, 如图 1a, 1b 所示.

等效边界在水力计算上的等效可用类似欧姆并联电路中电阻的计算原理来证明^[13]. 若面状越流排泄情况下地下水流分为 n 个分流束, 根据达西定律, 每个分流束的流量 Q_i 为

$$Q_i = K_i \frac{H_i}{l_i} \quad i = \frac{H_i}{R_i},$$

$$R_i = \frac{l_i}{K_i}, \quad i = 1, 2, 3, \dots, n. \quad (1)$$

式中: K_i 为第 i 流束的平均渗透系数 (L/T); l_i 为第 i 流束的从陆区边缘观测孔至海底等效边界的平均距离 (L); H_i 为第 i 流束对应的渗透距离 l_i 的水头损失 (L); i 为第 i 流束的平均过水断面 (L^2); R_i 为第 i 流束的渗透阻力系数 (TL^{-2}); 由于地下水向海底呈面状排泄, 设 H 为陆区边缘观测孔至等效边界的水头损失, 则一般情况下有

$$H_1 = H_2 = \dots = H_n = H, \quad (2)$$

可推出总流量 Q 为

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i = \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{R_i} = H \sum_{i=1}^n \frac{1}{R_i}. \quad (3)$$

按等效边界定义, 总流量 Q 为

$$Q = K \frac{H}{L} = \frac{H}{R}, \quad R = \frac{L}{K}. \quad (4)$$

即有

$$\frac{1}{R} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{R_i} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_n}. \quad (5)$$

式中: R 为等效渗透阻力系数; K 为平均渗透系数; L 为等效边界距陆区边缘观测孔的距离.

由上可知, 等效边界的确定可以通过以下方法: 选定地下水有日周期波动的观测孔进行潮汐效应观测, 同时进行海潮观测; 依此数据编制地下水水头波动中值等值线图、水头波幅等值线图和水头波动滞

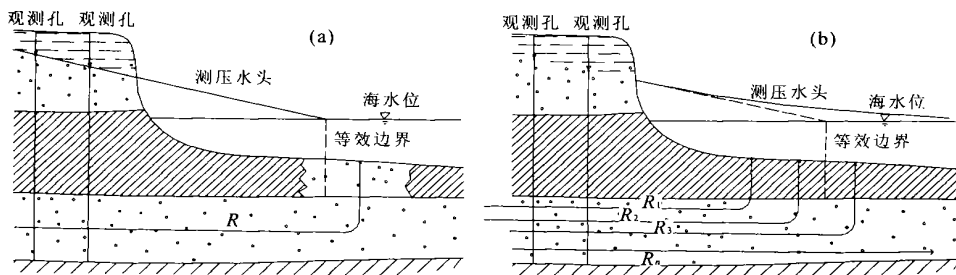


图 1 地下水海底排泄方式

Fig. 1 Drainage patterns

a. 线性集中排泄方式; b. 面状越流排泄方式

后时间(相对于海潮波动)等值线图;利用水头中值等值线线性外推至水头等于海水位处,利用地下水水位波动等幅线外推至海潮实测变幅处以及利用地下水波动滞后等时线推至滞后时间为零的位置,三者互相校验,初步获得等效边界的位置;利用海水位波动作为等效边界的已知水头,通过数值模拟计算陆区观测孔的水位波动,以此与观测孔的实际水位波动进行拟合,进一步校正等效边界的位置和含水层参数,直至拟合良好为止。至此,获得的含水层等效边界可作为含水系统的海底边界,可用于模型预测。

上述方法是陈崇希等于 1986—1988 年为广西北海禾塘水源地建立地下水模型确定允许开采量所遇海底边界问题而提出的一种方法,该法主要基于天然状态地下水系统。然而,1990 年以后的烟台夹河地区,已发生明显海水入侵,不宜再直接使用上述方法,而应考虑咸淡水之间密度差异等因素对确定边界带来的影响,如下文所述。

2 地下水潮汐效应数值模拟

2.1 水文地质条件及模型概化

研究区位于山东胶东半岛,主要范围为大沽夹河中下游地区,北临黄海,如图 2 所示。区内的丘陵区广泛分布有太古宇—下元古界胶东群和下元古界粉子山群地层。河谷两侧及滨海地带被第四系覆盖。第四系孔隙水是本区主要的地下水源,含水层结构从夹河上游至下游逐渐由单层、二元结构向三层结构变化,局部甚至存在五层结构,如图 3 所示。第四系厚度变化较大,滨海地带厚度达 70~100 m,向南逐渐变薄,在永福园附近,第四系仅几 m。地下水补给以大气降水、河流侧渗、基岩侧渗和上游地区迳流补给为主,主要沿夹河由南向北迳流,人工开采是主要排泄方式之一,部分地下水向黄海排泄,并存在少量地面蒸发。

工作区河流主要为大沽夹河,由内外夹河组成。

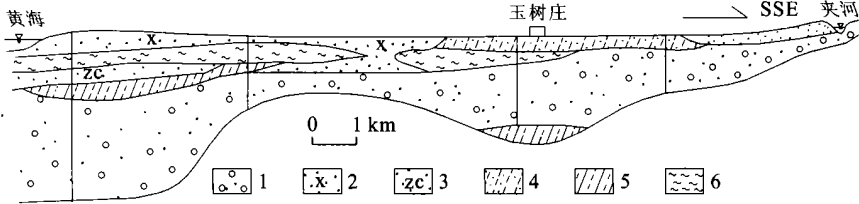


图 3 夹河中下游地区纵向地质剖面

Fig. 3 Geological section from the Yellow Sea to Yushuzhuang in the Jiahe river

1. 砂砾石;2. 细砂;3. 中粗砂;4. 亚砂土;5. 粉质粘土;6. 淤泥及淤泥质粉土

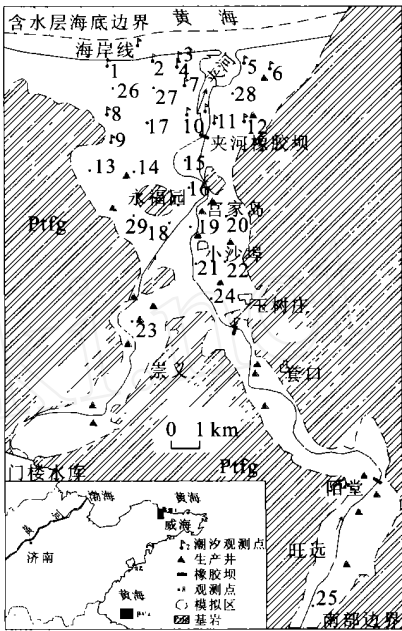


图 2 夹河中下游地区综合平面图

Fig. 2 Schematic map in the Jiahe river

自外夹河上游陌堂至夹河入海口,依次建有陌堂、玉树庄和夹河三个橡胶坝。自夹河橡胶坝以北,河流逐渐变宽,特别在距入海口较近,约 1.5 km 的河段,最窄处也至少 500 m,最宽处达 1 500 m。该区潮汐平均最高潮位为 1.76 m,平均最低潮位为 - 1.88 m,多年平均潮位 0.07 m。在建夹河橡胶坝以前,一般高潮时,海水沿河道可达到宫家岛南部,低潮时可达原化肥厂(现夹河橡胶坝)附近,当强大北风或风暴潮时,潮水沿河道可抵达小沙埠村南。1988 年 8 月建立夹河橡胶坝后,该坝坝顶高程为 2 m,挡住了海潮沿河向南的涨入,将海水控制在夹河橡胶坝以北。

研究区是一个比较完整的水文地质单元,东西两侧为弱透水的基岩与第四系的接触界线,为弱透水边界;南边是人为边界,为夹河上游地区地下潜流;上面为潜水面边界;北边是海边界;底面是由变质岩构成的隔水边界。研究区含水系统内部结构可

概化为五层,由上至下分别为:中细砂潜水含水层;淤泥、淤泥质亚粘土及亚粘土,为弱透水层;中粗砂及砾砂层,为承压含水层;淤泥、淤泥质细砂及亚砂土,为弱透水层;砂卵砾石层,为承压含水层。其中第 3,4 层仅分布于永福园以北地区,其他层位在局部地段也存在缺失现象。为研究方便,选择比海水入侵影响区大的区域,即上述完整水文地质单元作为模拟区。模型边界概化为:南部边界为定流量边界,为内、外夹河上游地区地下泄流量;北部海边界为第一类边界;底部边界处理为零通量边界;潜水面边界处理为第二类边界。

2.2 潮汐效应观测及数值模拟

为了利用潮汐效应观测信息确定研究区北部承压含水层向海底的延伸范围,我们选择大潮期进行了三次潮汐试验观测,其中最长的历次 36 h,对 10 对观测孔进行了水头波动观测,孔位如图 2 所示。每对孔分上下两层水位(分层观测),孔号 GK1A(B) 中的 1 代表观测孔编号,A 代表承压水,B 代表潜水。

作为一个改进,本研究是在考虑地下水密度变化影响的模型基础上引入潮汐效应的,因此其水流控制方程为:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_{ij} \left(\frac{\partial H}{\partial x_j} + C e_j \right) \right] = \mu_s \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} - \frac{q}{\alpha} - \mu_s TE \frac{\partial H_s}{\partial t} \quad (6)$$

式中: K_{ij} 渗透系数张量 ($i, j = 1, 2, 3$); H 对淡水而言的参考水头(淡水水头); x_i, x_j 笛卡尔坐标系 ($i, j = 1, 2, 3$); α 密度耦合系数,定义为 $\alpha = \rho_s / C_s$; ρ_s 密度差率,定义为 $\rho_s = (\rho_s - \rho_0) / \rho_0$; C_s 为与流体最大密度 ρ_s 对应的浓度; ρ 混合溶液的密度; ρ_0 参考密度(淡水密度); C 溶液浓度; e_j 重力方向单位矢量第 j 个分量; μ_s 单位贮水系数; t 时间; α 孔隙率; q 源汇流量; TE 为潮汐效率, $TE = H / H_s$, H_s 为海水位变化值, H 为由于海潮荷载变化引起的海底下承压含水层水头变化值。上式右端最后一项表示海水水位波动引起的荷载变化速率对下伏承压含水层水头变化速率的影响。

考虑到密度变化对水头、流速的影响,水流方程满足以下初始和边界条件:

$$H(x_i, 0) = H_0(x_i), \quad (7a)$$

$$H(x_i, t)|_1 = H_B(x_i, t), \quad (7b)$$

$$-v_i n_i|_2 = 0, \quad (7c)$$

$$-v_i n_i|_{2-2} = \frac{B_2}{B_2} v_{B_2}, \quad (7d)$$

$$-v_i n_i|_{2-1} = \left(-\frac{\partial W}{\partial t} - \mu_d \frac{\partial H}{\partial t} \right) n_3, \quad (7e)$$

$$H^*(x_i, t)|_{2-1} = x_3 \quad (7f)$$

式中: H_0 初始水头; H_B 边界 1 上给定的水头; n_i 沿边界 2-1、2-2 或 2 上在 x_i 轴方向法向单位矢量; W 潜水面 2-1 上降水入渗补给强度; μ_d 给水度; $H^*(x_i, t)$ 潜水面参考水头; x_3 潜水面某点高程; v_i 地下水渗透速度在 x_i 轴上的分量; v_{B_2} 和 B_2 分别为流量边界 2-2 上的单位通量和进入模拟区水流的密度,当 v_{B_2} 为零时,表示边界隔水,用 2 表示; $*$ 为潜水面变动带地下水密度,潜水面下降时 $*$ = , 上升时接近 0 (降水浓度)。

溶质运移方程可表示为:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (u_i C) = \frac{\partial C}{\partial t} - \alpha C^*, \quad (8)$$

式中: D_{ij} 为弥散系数张量 ($i, j = 1, 2, 3$); C^* 为源汇浓度; u_i 为地下水平均流速 ($i = 1, 2, 3$), 有

$$u_i = - \frac{K_{ij}^0}{\alpha} \left(\frac{\partial H}{\partial x_j} + C e_j \right) \quad (9)$$

式中: K_{ij}^0 为参考渗透系数, $K_{ij}^0 = (\alpha K_{ij}) / \alpha$ 。

溶质运移方程满足以下初始条件和边界条件:

$$C(x_i, 0) = C_0(x_i), \quad C(x_i, t)|_1 = C_B(x_i, t) \quad (10)$$

$$\left(D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} + u_i C \right) n_i|_2 = 0, \\ -D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} n_i|_{2-1} =$$

$$\left(1 - \frac{\alpha}{\alpha} \right) C \mu_d \frac{\partial H}{\partial t} n_3 + \frac{W}{\alpha} \left(-\frac{\partial}{\partial t} - C \right) n_3 -$$

$$D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} n_i|_{2-2} = \frac{v_{B_2}}{B_2} \left(\frac{B_2}{B_2} C - C \right) n_3.$$

式中: C_0 初始浓度; C_B 边界 1 上给定的浓度; α , α , α , α 浓度给定边界、隔水边界、潜水边界和弥散通量边界; n_i 边界上外法向单位矢量; C 降水的溶液浓度; C 沿流量边界 2-2 进入水的浓度。

因此,上述式(6)~(10),描述了密度不断变化地下水运动的规律,构成滨海含水层潮汐效应数学模型。方程中的水头、流速和浓度在求解过程中是相互关联的,因此,本文使用了一种耦合迭代方法^[15,16]以便能够精确地求解每一个时间步长对应的水头、流速和浓度值。

考虑承压含水层向海底的延伸,依经验,剖分时预先向北(离海岸线)多延伸了 2 km,待模型识别时

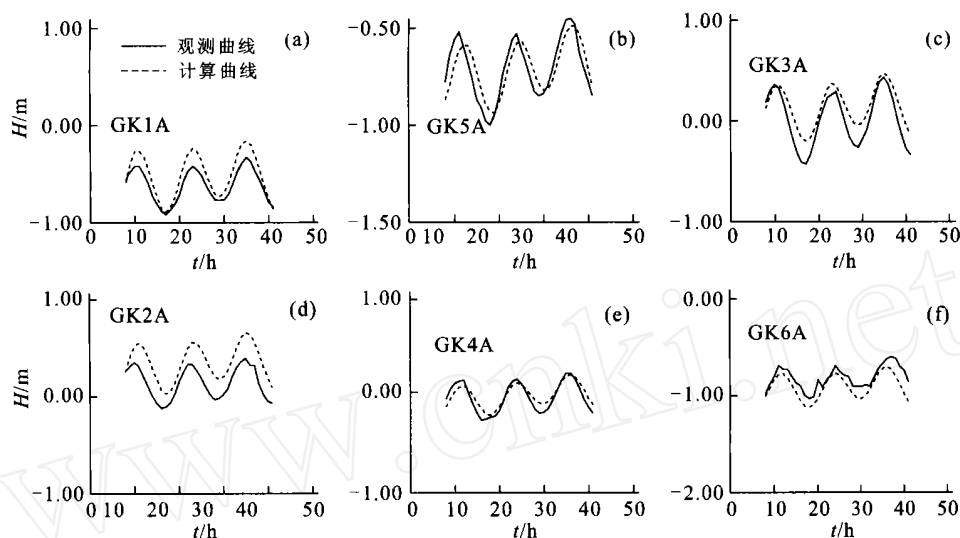


图4 潮汐效应观测拟合对比曲线

Fig. 4 Comparison of observed head fluctuation in tidal effect observation with calculated head fluctuation

实线为观测曲线;虚线为计算曲线

再确定准确的海底边界. 研究区采用任意四面体剖分^[17,18],共划分三维结点数 9 627 个,四面体单元数 42 567 个. 根据各层岩性差异将第 1 至 5 层的含水介质共分为 54 个子区,17 个降雨入渗补给系数子区、6 个灌溉回归系数分区和 8 个河流越流系数子区.

通过反复地修改模拟区的北部外边界位置以拟合潮汐效应观测曲线,最终确定出含水层向海底的延伸范围,如图 2 所示. 图 4 为地下水实际波动与潮汐效应计算出的水头波动对比曲线. 另外,也确定出在这种条件下临海区及海下含水层的水文地质参数.

通过计算发现,外推带的弹性释水率 μ_s 对引起的含水层潮汐效应程度影响明显, μ_s 越小,引起的潮汐波动愈大,到一定程度,这种特征不再明显;同时数值试验也表明含水层“等效边界”的位置对岸边承压水水头的潮汐动态影响十分明显,这充分说明海边地带承压水水头潮汐动态可以反映含水层向海底的延伸情况. 在同样情况下,潮汐效应波动愈大,表明承压含水层顶板向海延伸距离愈近. 因此,利用岸边水头潮汐动态确定含水层的等效边界是有效和可信的. 同样还可以知道,含水层参数也影响了承压水对海潮波动的反应,因此,利用潮汐效应动态可以确定出含水层的某些参数,如 μ_s ,渗透系数等.

综上所述可知,滨海地带地下水潮汐动态信息对于确定含水层向海底延伸范围是十分重要的,可以充分利用潮汐信息来确定“等效边界”,以正确地

进行滨海地区地下水数值模拟.

2.3 感潮河段潮汐效应研究

在夹河橡胶坝以北,受海潮影响,海水定时地涌入和退出夹河,河水位随之波动. 通过研究近河观测孔的日微动态发现,河水位与地下水位呈现一种特殊的联系: GK7, GK10, GK11 观测孔尽管离海较远,其水头动态依然表现为上下波动的性质. 为了确定近河观测孔水位随潮波动的原因,将其作为河水位变化引起的越流补给量变化处理,模拟结果表示,即使给河流越流系数赋一个很大的值(大的超出常规),河水位变化也无法引起下部承压水如此大而迅速的水位波动. 显然近河观测孔水位的日波动不是由于河水变化引起的越流补给变化位造成的. 相反,将其作为河水位变化引起的荷载变化处理,运用式(6)模拟河水位变化引起的荷载效应,式中 H_s 应为 H_r ,便可以准确地模拟出河水位变化引起的承压水水位波动,如图 5 所示. 因此,本区潮汐规律显得比较特殊,受海潮影响,使夹河入海口段成为感潮河段,河水位随潮变化产生荷载效应使夹河下游两侧的一些观测孔水位也随潮汐而波动. 本文首次研究了感潮河流附近地下水潮汐效应特征,对感潮河流进行了模拟. 由此可知,近河观测孔水头随潮汐的波动不是夹河潮汐波动引起越流变化所致,而是潮汐带来的荷载变化引起承压水的波动. 因此,此段河流不能简单地处理为河流越流补给地下水,而应将其作为感潮河段,运用感潮河段引起的荷载效应进

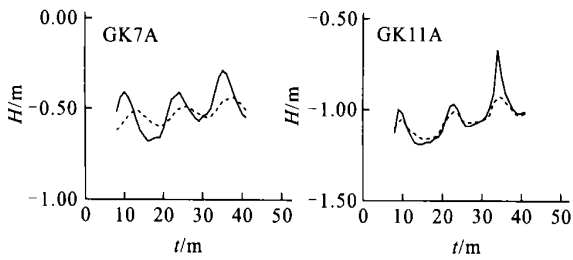


图 5 感潮河段附近潮汐效应观测水头波动对比曲线

Fig. 5 Comparison of observed head fluctuation with calculated head fluctuation near the tidal reach

行模拟.

3 结论

本文改变了常规直接将海岸线作为含水系统第一类边界的处理,在考虑地下水密度变化的基础上,建立了考虑密度变化的三维地下水潮汐效应模型,通过数值模拟方法运用滨海地带岸边水头潮汐效应观测信息确定含水层向海底的延伸范围,作为含水系统的外边界;同时对感潮河流引起的潮汐效应也进行了研究,并利用潮汐效应信息识别出外推区和近海地带的部分水文地质参数,为夹河中下游地区海水入侵研究奠定了基础.另外,感潮河段潮汐效应研究表明,此类河段两岸承压水头随潮汐产生的微动态不是河水波动引起的越流补给变化所致,而是由河潮产生的荷载变化引起的.

参考文献:

- [1] 陈崇希,万军伟.地下水水平井流的模型及数值模拟方法——考虑井管内不同流态[J].地球科学——中国地质大学学报,2002,27(2):135-140.
CHEN C X, WAN J W. A New model of groundwater flowing to horizontal well and the numerical simulation approach [J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2002, 27(2): 135-140.
- [2] 陈崇希,黎明,刘文波.单斜含水层-泉流系统概念模型研究[J].地球科学——中国地质大学学报,2002,27(2):140.
CHEN C X, LI M, LIU W B. Study on conceptional model for monocline aquifer-spring system [J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2002, 27(2): 140.
- [3] 马腾,王焰新. U () 在浅层地下水系统中迁移的反应——运输耦合模拟——以我国南方核工业某尾矿库为例[J].地球科学——中国地质大学学报,2000,25(5):456-461.
MA T, WANG Y X. Coupled reaction-transport modeling of migration of uranium () in shallow ground-system: a case study of uranium grngue site in southern China [J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2000, 25(5): 456-461.
- [4] 梁杏,王旭升,张人权,等.珠江口盆地东部第三纪沉积环境与古地下水流模式[J].地球科学——中国地质大学学报,2000,25(5):542-546.
LIANG X, WANG X S, ZHANG R Q, et al. Tertiary sedimentary environments and palaeo-groundwater flow patterns in eastern Pearl River Mouth basin [J]. Earth Science—China University of Geosciences, 2000, 25(5): 542-546.
- [5] Chir-Fu Tsang. 非均质介质中地下水流动与溶质运移模拟——问题与挑战[J].地球科学——中国地质大学学报,2000,25(5):443-450.
Chir-Fu Tsang. Modeling groundwater flow and mass transport in heterogeneous media: issues and challenges [J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2000, 25(5): 443-450.
- [6] Ferris J G. Cyclic fluctuation of water level as a basis for determining aquifer transmissibility [J]. IAHS Publ, 1951, 33:148-155.
- [7] Carr P A, Van der Kamp G. Determining aquifer characteristics by the tidal method [J]. Water Resources Research, 1969, 5(5): 1023-1031.
- [8] Sun H. A two-dimensional analytical solution of groundwater response to tidal loading in an estuary [J]. Water Resources Research, 1997, 33(6): 1429-1435.
- [9] Jiao J, Tang Z. An analytical solution of groundwater response to tidal fluctuation in a leaky confined aquifer [J]. Water Resources Research, 1999, 35(3): 747-751.
- [10] Li G M, Chen C X. Determining the length of confined aquifer roof extending under the sea by the tidal method [J]. Journal of Hydrology, 1991, 123: 97-104.
- [11] Nawang W M, Kishi Y. Modelling of saltwater movement in multilayered coastal aquifer at Tanjuang Mas, Malaysia [A]. In: Proc of international conference on calibration and reliability in groundwater modelling [C]. Hague: IAHS Publ, 1990, 3-6: 112-119.
- [12] 陈崇希,林敏,舒本媛.滨海承压含水层等效边界——以北海禾塘水源地为例[J].水文地质工程地质,1990,(4):2-4.
CHEN C X, LIN M, SU B Y. Determination of equivalent boundary in coastal confined aquifer—by example of

- Hetang pumping area in Beihai [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1990, (4): 2 - 4.
- [13] Chen C X, Lin M, Li G M, et al. Modelling of quasi-3D groundwater flow and studying of equivalent drainage boundary in Beihai Peninsula, Guangxi [J]. Journal of China University of Geosciences, 1992, 3 (1): 105 - 115.
- [14] Chen C X, Jiao J. Numerical simulation of pumping tests in multilayer wells with non-darcian flow in the wellbore [J]. Ground Water, 1999, 37(3): 465 - 474.
- [15] Cheng J M, Chen C X. Three-dimensional modeling of density-dependent salt water intrusion in multi-layered coastal aquifers in Jiahe River basin, Shandong Province, China [J]. Ground Water, 2001, 39(1): 137 - 143.
- [16] Galeati G G, Cambolati G, Neuman S P. Coupled and partially coupled Eulerian-Lagrangian model of freshwater-saltwater mixing [J]. Water Resources Research, 1992, 28(1): 149 - 165.
- [17] 成建梅. 滨海多层含水系统海水入侵三维水质模型及应用[D]. 武汉:中国地质大学,1999.
- CHENG J M. Three-dimensional seawater intrusion in multi-layered aquifer system: formulation and application [D]. Wuhan: China University of Geosciences,1999.
- [18] Huyakorn P S, Anderson P F, Mercer J W, et al. Salt-water intrusion in aquifers: development and testing of a three-dimensional finite element model [J]. Water Resources Research, 1987, 23(2): 293 - 312.

Determination of Seaward Boundary with Three-Dimensional Density-Dependent Tidal Effect Model : By Example of Coastal Aquifers in Jiahe River Basin , Shandong Province

CHENG Jian-mei¹, CHEN Chong-xi¹, JI Meng-rui², SUN Gui-ming²

(1. *Institute of Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;*
2. *Institute of Geotechnique Survey, The Third Geology Pioneer of Shangdong Province, Yantai 264000, China*)

Abstract : One of the main tasks in studying saltwater intrusion into coastal aquifer system is to determine the position of the saltwater-freshwater interface. For a natural confined aquifer, this position is related to the roof length of the aquifer extending under the sea. This information can be obtained from fluctuations of confined groundwater level caused by tidal effect of the sea. In the paper, taking account to the density difference between freshwater and seawater, a three-dimensional density-dependent tidal-effect model is developed in the Jiahe River basin, Shandong Province, China. The position of the aquifer roof extending under the sea, which is called the equivalent boundary toward sea, is determined by converging hydraulic head fluctuations data observed in the tidal-effect observation experiment. The aquifer parameters near the sea side are also estimated according to tidal fluctuation information.

Key words : tidal effect of groundwater; variable-density; seaward boundary; three-dimensional model.