



长江三角洲(南部)区域地面沉降模拟研究

薛禹群^{①*}, 吴吉春^①, 张云^①, 叶淑君^①, 施小清^①, 魏子新^②, 李勤奋^②, 于军^③

① 南京大学地球科学系, 南京 210093;

② 上海地质调查研究院, 上海 200072;

③ 江苏省地质调查研究院, 南京 210018

* E-mail: yuqunx@nju.edu.cn

收稿日期: 2007-10-30; 接受日期: 2008-01-31

国家自然科学基金重点项目资助(批准号: 40335045)

摘要 查明各土层变形特征是建立区域地面沉降模型的关键, 为此对研究区全部 12 个土层的变形特征进行全面论述, 并对变形特征与 5 种地下水位变化模式的关系加以讨论. 范围大、地质条件复杂、所经历的水位变化模式多种多样造成不同土层、不同地点的同一土层和不同阶段同一地点的同一土层都有不同的变形特征. 现有模型难以描述复杂的黏弹塑性本构关系, 为此对 Merchant 模型进行改造, 在此基础上建立相应的三维变系数水流模型和垂向一维沉降模型, 并讨论 2 个模型的耦合. 模拟结果良好, 显示所建立的模型确能反映长三角地区 $1.7 \times 10^4 \text{ km}^2$ 区域上复杂的地面沉降过程, 可用于预测预报和控制地面沉降方案的制订.

关键词

区域地面沉降模型
土层变形特征
蠕变
耦合
数值模拟

地面沉降是一种可由多种因素引起的地面高程缓慢降低的地质现象, 严重时会成为灾害, 其中过量抽取地下水是造成地面沉降最主要的原因. 我国因抽取地下水引起的地面沉降已遍及 17 个省市, 总面积达 $9 \times 10^4 \text{ km}^2$, 给当地经济造成巨大损失. 为有效控制地面沉降, 减少危害, 确保高速公路、高速铁路等的安全运行, 也为了这些地区的可持续发展和合理规划, 建立区域地面沉降模型以准确预测和控制地面沉降的发生、发展成为当前迫切需要解决的一个问题. 由于地下水降落漏斗和沉降区都连成了片, 完整描述一个地区的地面沉降, 涉及的范围往往很大, 达到 $(1 \sim 3) \times 10^4 \text{ km}^2$, 甚至更多. 纵观国内外此类模型多数只有几十或 $100 \sim 200 \text{ km}^2$ 且只考虑一、二层土, 只涉及一种简单类型的土层变形, 至今还未见到涉及 $1 \times 10^4 \text{ km}^2$ 以上、多种变形同时出现的大区域地面沉降模型. 这类大区域地面沉降模型和前面常见的

小范围模型 [1,2] 不同, 出现了很多新问题需要解决, 主要有: ① 面积大, 不仅涉及的地质背景复杂, 而且由于处于不同的区域地下水降落漏斗中或同一区域地下水降落漏斗的不同部位, 不同地点水位变化模式不同, 土体受力的情况不同, 同一土层会出现不同的变形, 甚至同一地点同一土层在它的不同历史时期也会出现性质完全不同的变形. 垂向上往往又有十几个土性不同的含水层、弱透水层, 抽、灌水情况又各不相同, 变形特征千差万别. 如此复杂的变形特征如何在同一个模型内得到充分反映, 需要研究; ② 历史长, 土体压缩过程中, 相应的水文地质参数(渗透系数、贮水率等)也会随之不断改变, 在长达几十年的沉降过程中反映地下水运动的参数就不应该像传统模型 [3] 那样可视为不变的常数, 而应是变系数的水流模型. 这种模型有一个和反映土层变形的沉降模型如何耦合的问题, 以反映几十年来压缩沉降

对水文地质参数的影响; ③ 每层土垂向上的厚度少的只有几米, 多的不过几十米, 而水平方向的展布则有数万平方千米, 如果按垂向尺度划分单元, 则三维问题所需内存量很可能超出一般计算机的容量; 如果加大水平方向单元的尺度又面临同一个单元水平和垂直方向尺度相差过大造成单元畸形的问题. 本文试图以长江三角洲江南部分的苏(州、无)锡常(州)和上海地区为例来说明前面两个问题的解决和区域地面沉降模型的建立(浙江部分缺少足够多的长期分层标资料, 难以模拟, 没有包括进来, 故实际模拟面积仅 $1.7 \times 10^4 \text{ km}^2$).

1 区域地质和地下水位变化情况

研究区位于 $119^\circ 55' \sim 122^\circ 00' \text{E}$, $30^\circ 17' \sim 32^\circ 00' \text{N}$, 为总厚度 200~350 m 的全新世、更新世松散沉积物所覆盖的大平原, 地面高程一般在 6 m 以下, 少量高程在 50~300 m 的残丘点缀其中. 为便于对比, 将本地区的全新统和更新统统一自上而下依次划分为表土层、潜水含水层、第一弱透水层(又可细分为第一硬土层、第一软土层、第二软土层、第二硬土层)、第一承压含水层、第二弱透水层(又名第三软土层)、第二承压含水层、第三弱透水层、第三承压含水层、第四弱透水层、第四承压含水层、第五弱透水层、第五承压含水层、第六弱透水层(图 1). 其下为强风化基岩并逐步过渡为新鲜基岩. 含水层中往往还夹有一些黏土夹层或透镜体, 弱透水层中也常夹有一些砂层.

上海因抽取地下水引起的地面沉降最初发现于 1921 年. 1949 年以前, 地下水开采量小, 年均地面沉降量 24 mm. 1949 年以后开采量大幅度增加, 沉降速率迅速增大, 特别是 1957~1961 年期间年均地面沉降量达 110 mm. 1972 年以前, 地下水开采量的 80.5% 来自第二、三承压含水层, 以后为了控制地面沉降, 采取限制总开采量、回灌水、调整开采层次等措施, 减少第二、三承压含水层的开采量, 增加第四、五承压含水层的开采量. 抽水量的改变造成各含水层的水位变化在不同时期呈现出不同的特点. 第二、三承压含水层的水位变化规律相似, 20 世纪 60 年代初期达到水位最低值, 此后, 由于减少开采量, 水位在夏降冬升的季节性循环往复中总体上迅速上升, 20 世纪

70 年代水位达到一个较高的值, 此后基本保持稳定. 1990 年开始, 受开采量增加的影响, 水位总体上开始下降, 但仍远高于 60 年代的最低水位. 第四、五承压含水层在 1965 年以前水位也有所下降, 但幅度不大, 平均水位仍基本稳定在一个较高值, 1986 年后, 总开采量增加, 且主要取自第四、五承压含水层, 尤其是第四承压含水层, 使得这两层地下水位大幅下降, 1990 年后已低于 60 年代的最低水位, 直到 1999 年底才得到遏制, 此后基本保持不变, 甚至略有回升. 主开采层的调整导致主沉降层发生变化, 90 年代早期前, 中浅部土层的变形在总变形量中所占的比例较大, 沉降主要发生在浅部土层中^[4]. 1992 年以后深部土层特别是第四承压含水层的变形在总变形量中所占的比例大幅提高, 如在劳动公园标、双阳中学标、浦东塘桥标和高桥化工厂标中第四承压含水层的变形分别占到该地总沉降量的 70.9%, 51.3%, 52.0% 和 48.1%.

20 世纪 60 年代初期, 苏锡常地区地下水基本处于天然状态, 60 年代中期随着地下水开采量的增加, 出现水位降落漏斗, 但到 70 年代以前水位虽有下降但区域上水位埋深仍多在 10~20 m 以内. 此后随着开采量的增大, 20 世纪 80 年代初, 三市的最大地下水位埋深分别达到 55, 59 和 58 m, 降落漏斗逐渐向外扩展, 三市逐渐相互连成片, 形成面积为 1500 km^2 的区域性地下水位降落漏斗. 进入 20 世纪 90 年代, 开采量急剧增加, 到 2000 年地下水降落漏斗中心(无锡市洛社镇)水位埋深已达 87.7 m, 发展成以三市为中心, 沪宁铁路为轴线、面积近 7000 km^2 的长条形降落漏斗. 随着降落漏斗的发展, 地面沉降进一步扩展. 至 2000 年苏锡常地区累计沉降量大于 200 mm 的地面沉降区已达 5000 km^2 , 最大沉降量达 2.8 m^[4].

2 土层变形特征

地面沉降条件下最能反映土体变形特点的是分层标附近观测孔内该土层水位(弱透水层水位观测资料往往不连续, 采用相邻含水层水位来代替)和分层标所测到的该土层变形量的关系曲线. 此水位-变形量曲线和土力学中的应力-应变曲线大致相当, 可以换算, 所以本文就以前者来分析各土层应力-应变特征. 只有搞清楚了这些特点后才能建立数学模型.

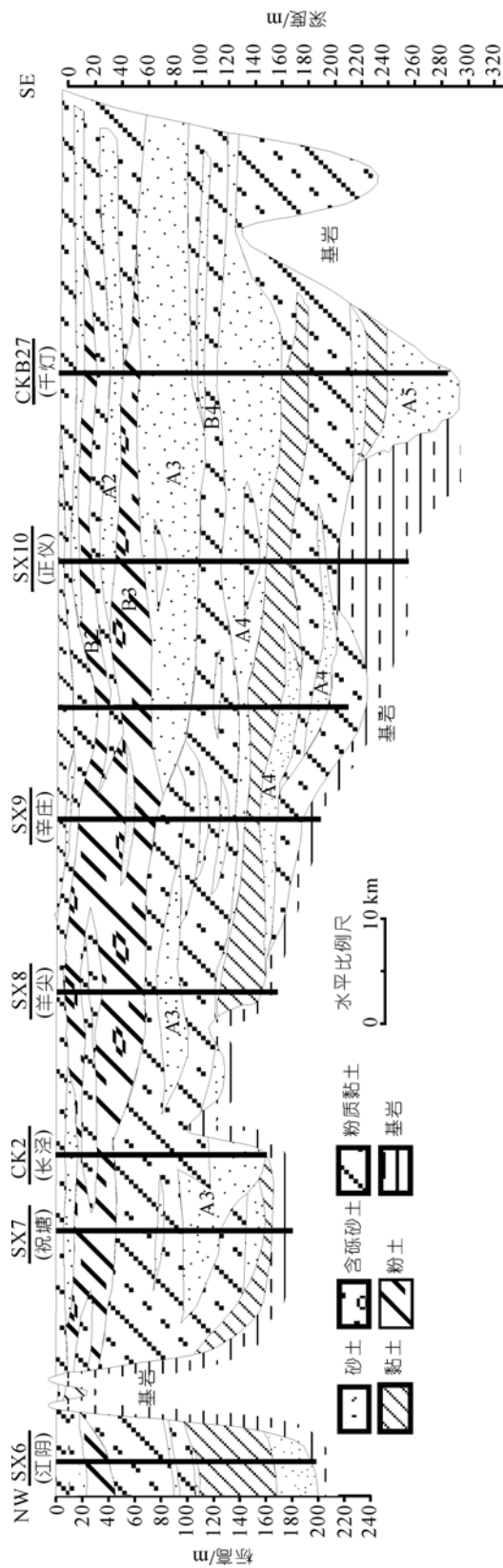


图 1 研究区水文地质剖面图
A2~A5 分别表示第 2~5 承压含水层; B2~B4 分别表示第 2~4 羽透含水层

潜水含水层主要为粉质黏土, 局部为粉土、粉细砂, 除少量民井开采外, 基本上没有大规模开采, 以弹性变形为主, 残余塑性变形很小, 总的变形量也很小(图 2, 图中累计变形量的正值表示土层压缩, 负值表示回弹, 以下同).

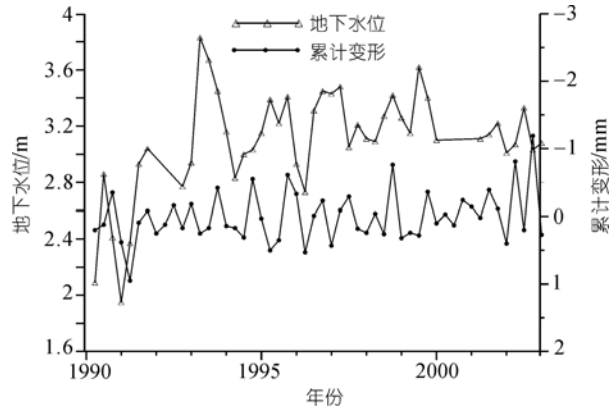


图 2 常州清凉小学分层标潜水含水层水位和变形曲线

第一弱透水层主要为黏土和粉质黏土, 压缩性大, 处于流塑~软塑状态. 大致在 1968 年以前, 尽管地下水位快速回升, 但土层仍以较快的速率压缩, 变形量很大; 1968~1985 年间, 水位年变幅很小, 变形速率有所下降, 但土层变形量依然增大, 随着水位下降、上升, 土层表现为持续压缩; 1985 年特别是 1989 年后, 由于地下水位总体上缓慢下降, 土层残余压缩变形较前一阶段明显增大. 水位—变形量—时间曲线的上述特征表明第一弱透水层不仅有塑性变形, 而且变形明显滞后于相邻含水层的水位变化, 存在蠕变(图 3).

第一承压含水层相当于原苏锡常地区第 I 承压含水层的上部, 主要由粉细砂、细砂、中粗砂组成, 在苏锡常地区分布很不稳定. 图 4 显示在反复加、卸载作用下, 残余变形量很小, 20 余年间累计变形总量不超过 3 mm, 主要为线弹性变形.

第二弱透水层为粉砂与黏土互层, 微层理发育. 图 5 显示虽局部时段接近弹性变形, 但就全过程而言, 仍以塑性变形为主. 水位上升时, 土层继续压缩, 表现出变形滞后和蠕变的特征.

第二承压含水层相当于原苏锡常地区第 I 承压含水层的下部, 由粉细砂、中粗砂组成. 如图 6 显示土层加荷段压缩量与卸荷段回弹量基本相当, 变形

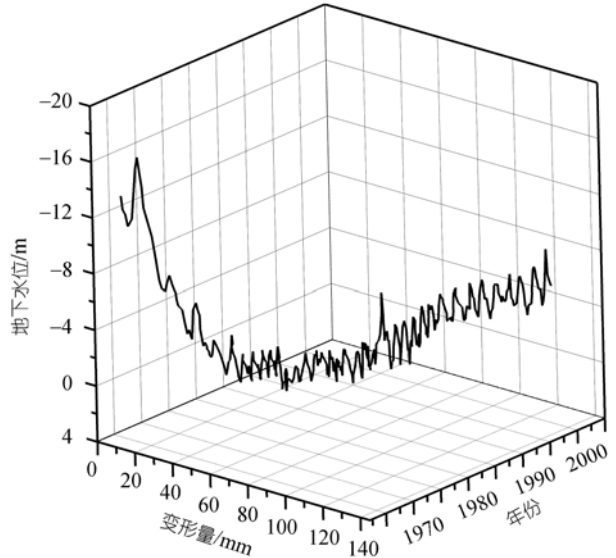


图 3 上海第一弱透水层的水位-变形量-时间曲线(上钢五厂标)

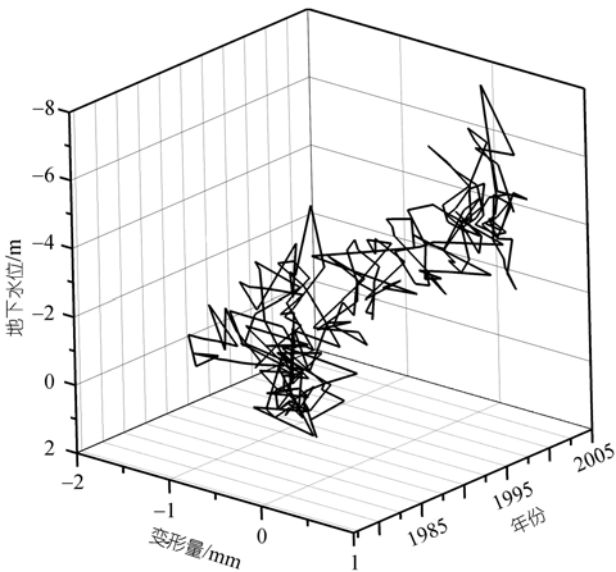


图 4 上海第一承压含水层水位-变形量-时间曲线(塘桥标)

具有比较典型的弹性变形特征. 这些特征和第二、三承压含水层 20 世纪 60 年代以前都是上海的主采层, 水位大幅下降, 60 年代初达到最低值, 以后限制开采量, 调整开采层次, 水位迅速恢复; 80 年代末期开采量虽然再次增加, 但水位仍高于 60 年代最低水位的情况有关.

第三承压含水层在全区分布稳定, 为粉、细砂和

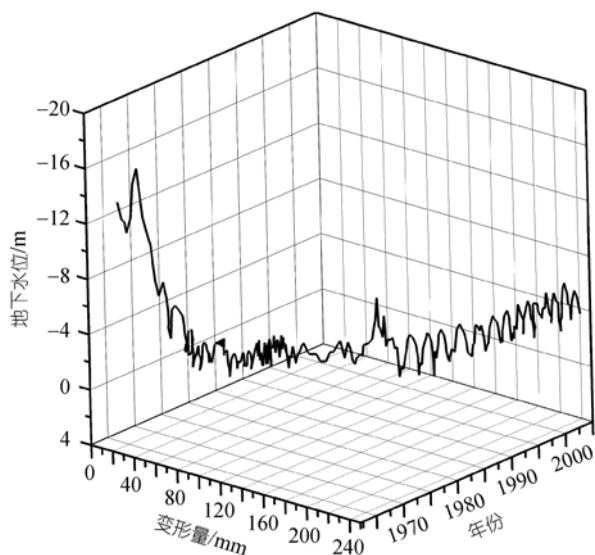


图 5 上海第二弱透水层水位-变形量-时间曲线
(劳动公园标)

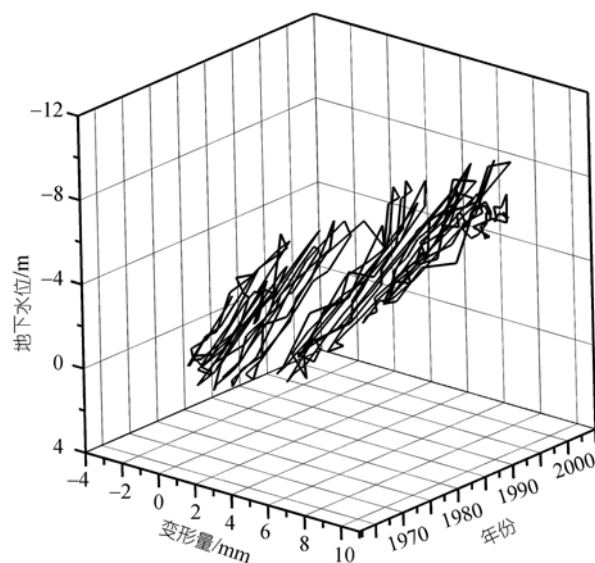


图 6 上海第二承压含水层水位-变形量-时间曲线(政法学院标)

含砾中粗砂, 相当于原苏锡常地区的第Ⅱ承压含水层。上海地区的情况如前述和第二承压含水层相似, 为典型的弹性变形(图 7)。苏锡常地区该含水层则表现出和上海相当含水层不同的非弹性变形特征(图 8), 这种差异主要和两地的水位变化有关。第三承压含水层一直是苏锡常地区的主开采层, 2000 年时漏斗中心的水位埋深已超过 80 m。1994 年后采取限采措施, 水位持续上升(常州由 1994 年的 -75.53 m 上升为 2003

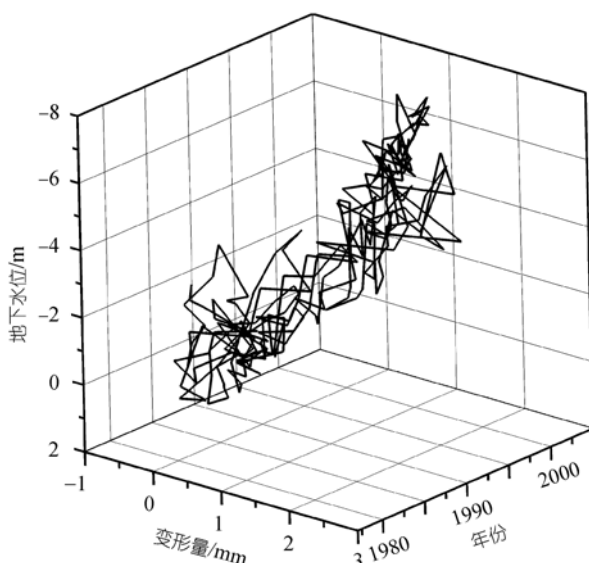


图 7 上海第三承压含水层水位-变形量-时间曲线(高桥化工厂标)

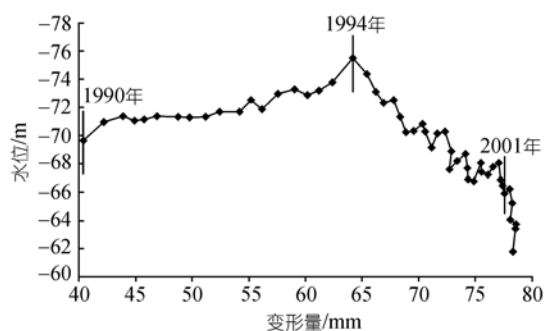


图 8 常州第三承压含水层水位-变形量曲线
(清凉小学标)

年的 -58.63 m), 但仍表现为持续的压缩, 直至 2001 年, 变形明显滞后于水位变化。这种滞后主要与蠕变有关, 因此与认为含水层中的砂土变形与应力变化同时完成的传统观点不同, 砂土也有蠕变变形, 只是蠕变变形要比黏土的小。室内试验结果也证实了这一点(图 9)。

第三弱透水层在区内广泛分布, 由黏土、粉质粘土组成, 具有中低压缩性, 处于可塑、硬塑状态。如图 10 所示, 上海该土层早期以弹性变形为主, 1990 年以后, 水位下降至低于历史上的最低水位(大约在 -8 m 左右), 残余变形量逐渐增大, 显示出弹塑性变形特征。常州地区该土层的变形特征和那里的第三承压含水层类似, 变形明显滞后于水位变化, 表现出塑

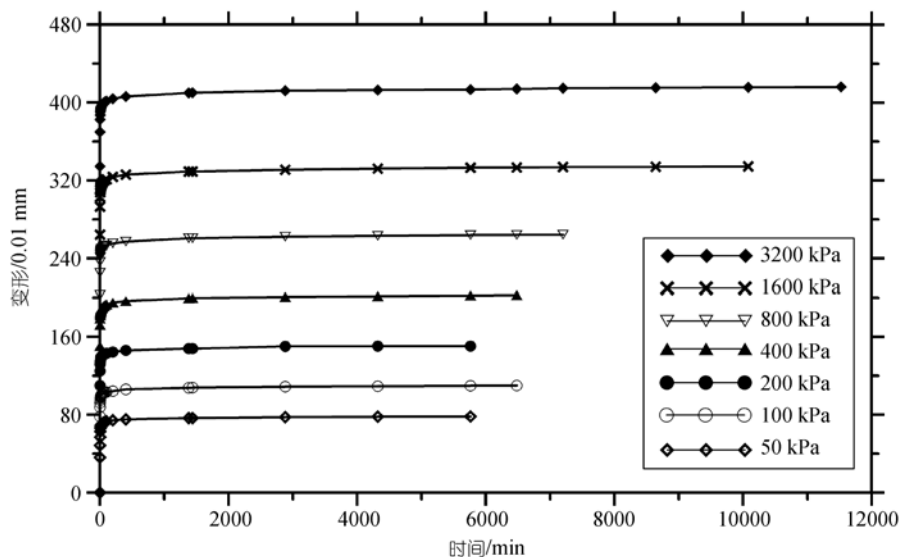


图 9 常州饱和砂性土在不同压力下的蠕变曲线

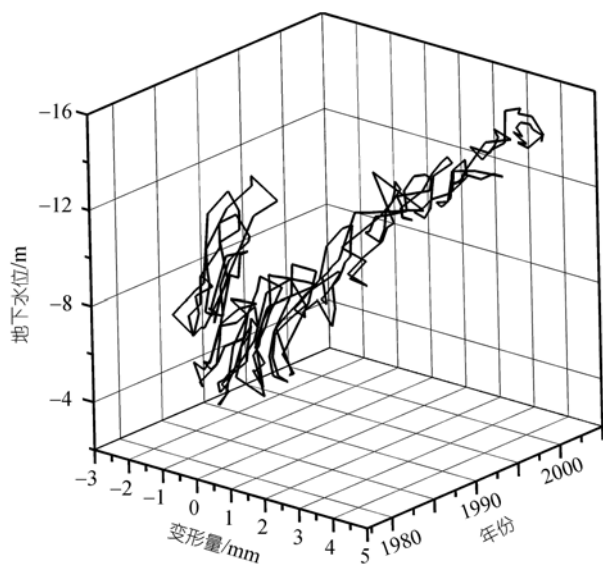


图 10 上海第三弱透水层水位-变形量-时间曲线
(桃浦标)

性和蠕变变形的特征(图 11).

第四弱透水层以杂色黏土、粉质黏土为主, 分布稳定, 处于硬塑状态. 水位-变形量-时间曲线明显受观测点位置的影响, 位于降落漏斗边缘的点只有很小的残余变形量, 以弹性变形为主(图 12(a)); 但位于降落漏斗中心附近的分层标显示在 1991 年以前, 以弹性变形为主; 1991~1993 年地下水位周期升降过程中存在明显的残余塑性变形; 1993 年以后, 水位上升

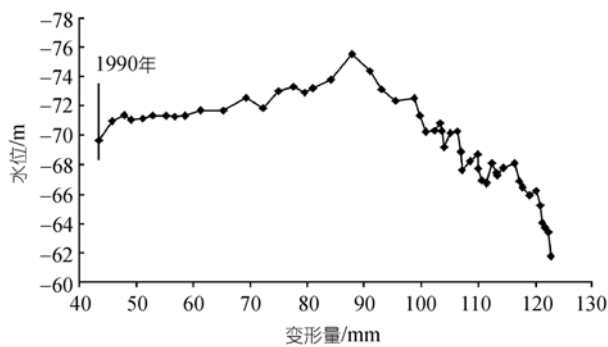


图 11 常州第三弱透水层水位-变形量曲线(清凉小学标)

时已基本上看不到回弹变形, 代之以持续的压缩, 变形明显滞后(图 12(b)).

第四承压含水层主要是粉细砂、细砂和含砾中粗砂, 是上海调整开采层次后的主采层. 第五承压含水层主要是粉细砂、中粗砂、砂砾石, 主要分布于上海北部和苏州的东北部, 仅上海开采此层水. 由于两层情况有些相似, 故一并叙述. 第四承压含水层大约在 1989 年前, 基本是弹性变形. 此后虽然平均水位仍高于历史上的最低水位, 但回弹时已有明显的残余塑性变形. 1991 年后, 随着开采量的增加, 水位迅速下降且低于历史上的最低水位, 即使在地下水位上升阶段, 土层也没有回弹, 而是持续压缩. 1998 年后, 开采量减少, 平均水位基本保持不变, 甚至略有回升, 但土层压缩变形仍继续增加, 表现出明显的滞后(图

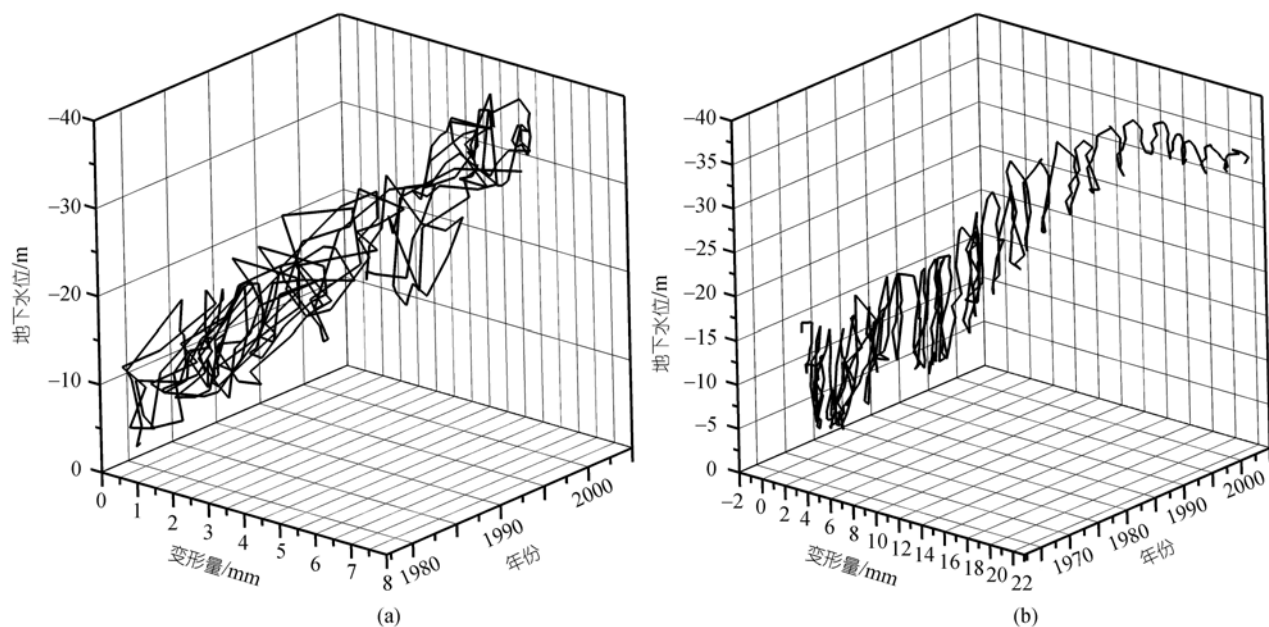


图 12 上海第四弱透水层水位-变形量-时间曲线

(a) 上海面粉厂; (b) 双阳中学

13). 常州第 4 承压含水层的情况如图 14 所示, 在地下水位下降、上升过程中, 表现出持续的压缩, 变形存在明显的滞后. 室内试验也证实第四承压含水层土样在反复加卸载条件下表现出流变特性, 此时荷载随时间变化及相应的变形曲线如图 15 所示, 与分层标的结果是一致的. 上海第五承压含水层变形情况和第四承压含水层大致相似(图 16).

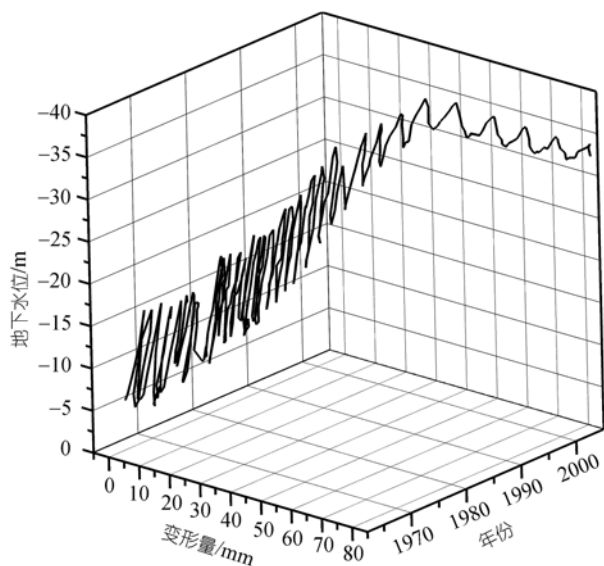
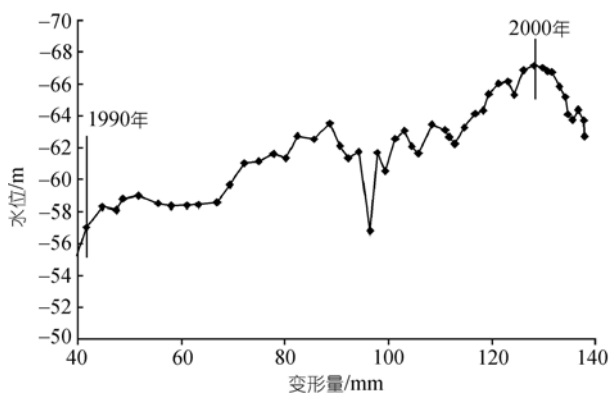


图 13 上海第四承压含水层水位-变形量-时间曲线(上棉 17 厂标)

图 14 常州第四承压含水层水位-沉降量曲线
(清凉小学标)

第五、第六弱透水层只在上海局部分布, 只有同时监测这两个弱透水层和第五承压含水层总变形的面粉厂分层标, 没有各层单独的分层标观测资料. 从该分层标的观测资料可以看出这二个土层的变形基本上是弹性变形, 塑性变形量小, 变形滞后不明显.

从上面的分析不难看出, 土层变形量不仅与土层性质有关, 还与土层所经历的地下水位变化情况有关. 土层中地下水位的变化实质上反映了土层所经历的有效应力的变化过程, 因此会影响土层的变形. 所以在这儿有必要再次强调地下水位变化模式

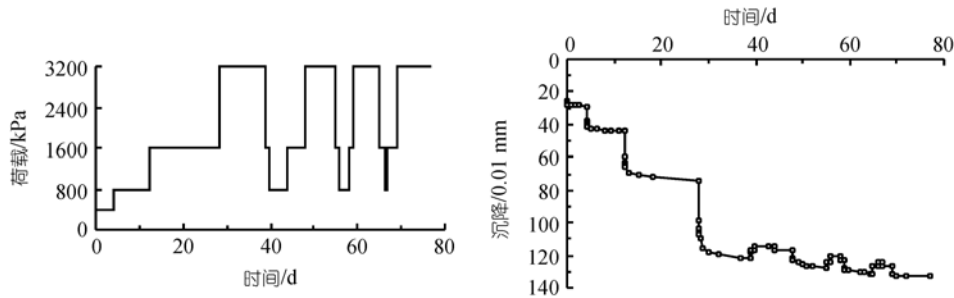


图 15 上海第四承压含水层砂土反复加卸载条件下的变形特性

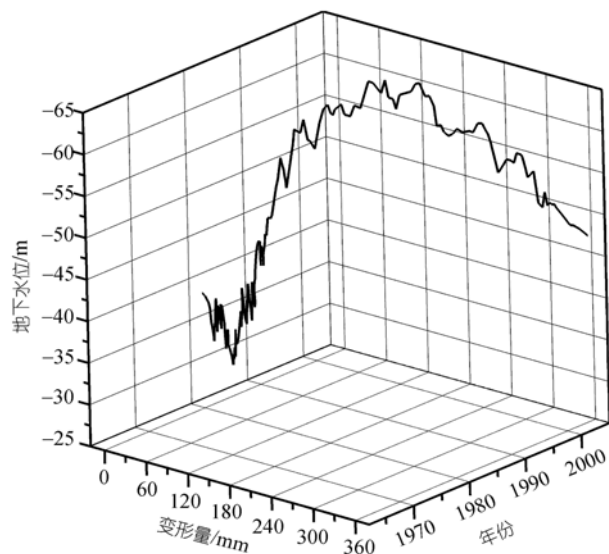


图 16 上海第五承压含水层水位-变形量-时间曲线(华漕卫生院标)

对含水砂层变形的影响. 上海土层中地下水位变化大致可以归纳为五种模式, 相应地也呈现了不同的变形特征:

模式 1 水位从较低值上升到某一高度后, 在一定范围内反复升降, 随着季节变动, 水位在一定范围内变化, 土层也相应地经受着反复加卸载的作用, 这种作用是缓慢的, 以年为周期. 土层在缓慢的循环荷载作用下, 随着循环次数增加, 土体加载压缩和卸载回弹逐步接近, 土体变形表现出弹性的特点(图 17).

模式 2 水位在循环往复中总体上持续下降, 并低于该土层历史上曾达到的最低水位. 相应地, 土层承受着加载、卸载的反复作用, 每次增加的应力都大于卸载减少的应力, 总体上土层承受的有效应力持续增加, 土体相当于处于初始压缩状态. 此时土层不

仅存在残余变形, 还有随时间发展的蠕变变形(图 18). 变形具有显著的黏弹塑性性质, 变形量大.

模式 3 水位从较高值变化到较低值后, 在较小范围内波动, 其平均值基本保持不变或略有回升, 土体所受有效应力也基本保持不变. 由于土体具有蠕变性, 变形仍在增加(图 19). 不仅粘土有蠕变性, 上述资料显示作为含水层的砂土同样也有蠕变性.

模式 4 水位在循环往复中总体上持续下降, 但仍高于该土层历史上曾达到的最低水位. 这时土层变形与水位变化几乎同步, 蠕变变形很小, 可忽略不计(图 20). 在每年的水位循环变化中有明显的残余变形, 仍呈现出一定的塑性, 但比模式 2 的初始压缩时的变形小得多.

模式 5 水位逐步恢复, 总体上持续上升, 有效应力减小, 土层处于回弹状态, 变形接近于弹性(图 21).

以上分析说明, 不同水位变化模式下, 含水砂层具有不同的变形特征, 如果其他条件相同, 模式 2 造成的变形最大. 不同水位变化模式下, 弱透水层也应具有不同的变形特征, 限于观测资料, 目前还难以分析. 需要注意的是同一含水层在不同的时期可能经历不同的水位变化模式, 例如上海第四承压含水层的水位从 1970 年代开始下降, 1990 年代以后水位大幅度下降, 抽灌水量虽有季节变动, 以年为周期循环, 但水位上升值小于下降值, 所以总体上下降, 且低于该土层历史上曾经达到的最低水位, 出现模式 2; 1998 年开始, 水位下降的趋势得到遏制, 基本达到稳定并有小幅回升, 出现模式 3 的情况. 上海的第二承压含水层也经历过不同的水位变化模式, 20 世纪 50 年代末水位达到最低值后, 由于限制开采量, 水位逐步回升, 土层处于回弹状态, 变形接近弹性(模式 5),

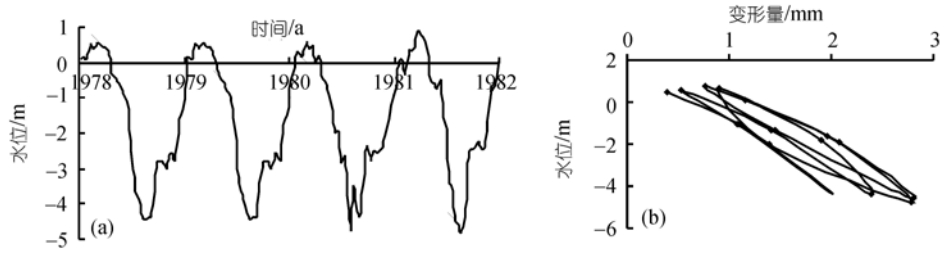


图 17 面粉厂分层标处第二承压含水层的水位变化(a)及变形与水位的关系(b)

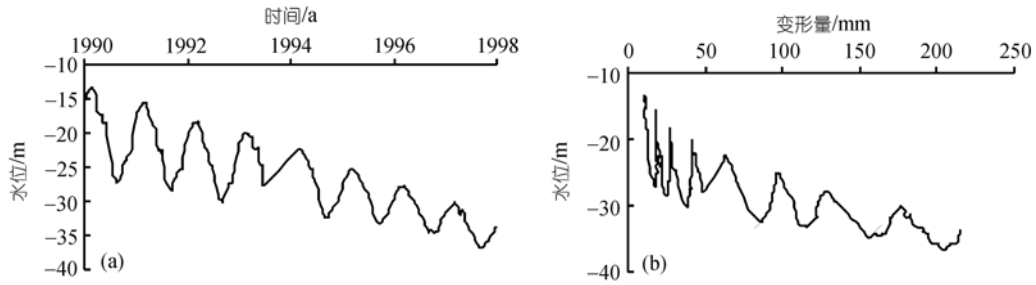


图 18 劳动公园分层标处第四承压含水层的水位变化(a)及变形与水位的关系(b)

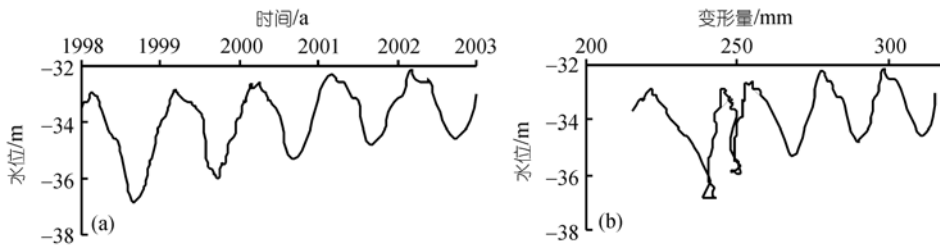


图 19 劳动公园分层标处第四承压含水层的水位变化(a)及变形与水位的关系(b)

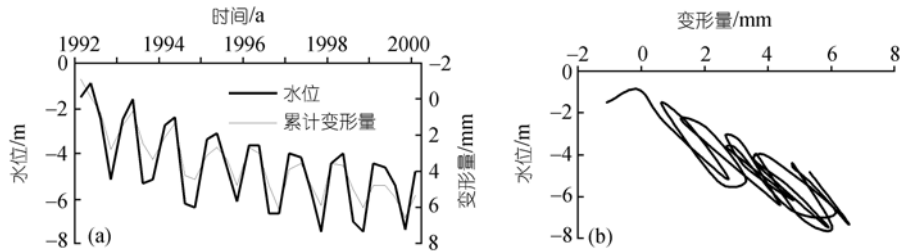


图 20 双阳中学分层标处第二承压含水层的水位变化(a)及变形与水位的关系(b)

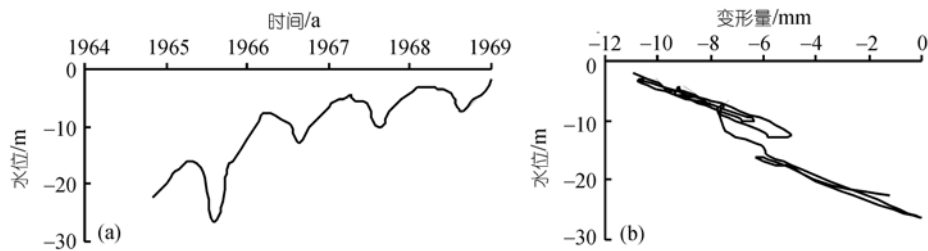


图 21 双阳中学分层标处第二承压含水层的水位变化(a)及变形与水位的关系(b)

一些地方水位在达到一定高度后, 随季节变动, 但平均值基本保持不变, 如模式 1 所示; 进入 90 年代, 开采量再次增加, 水位又下降, 但下降程度比 50 年代小得多, 仍高于 60 年代早期的水位, 出现模式 4 的情况。

从上面的分析可以看出: 由于土性和土层所经历的地下水位变化模式的不同, 区域地面沉降中土层的变形特征表现出明显的差异性。不仅不同的土层会表现出不同的变形特征, 同一土层在不同地区由于处于降落漏斗的不同部位, 水位变化模式不同也会有不同的变形特征。在漏斗边缘部位土层常表现为弹性变形, 而在漏斗中心部位则为黏弹塑性变形, 中间可能还有过渡类型。更为重要的是同一地点的同一层土, 在不同的沉降阶段, 由于水位变化模式不同而表现出不同的变形特征, 上海漏斗中心部位上棉十七厂分层标 1991 年前后第四承压含水层的变形(分别为弹性变形和黏弹塑性变形)就是明证, 常州清凉小学分层标也显示出类似特征。此外, 含水砂层的变形并不是前人所认为的“弹性”^[5~7], 上海、常州长时期分层标观测资料、室内试验都证实上海的第四、五承压含水层和常州的 3 个承压含水层不仅变形是非线性的, 而且都存在变形滞后。

3 数值模拟

范围大、地质水文地质条件差异大、土层变形复杂, 必然造成不能再像传统的那样用一种变形模型来描述长三角地区的地面沉降, 必须根据水位变化模式采用相应的应力-应变-时间关系来计算土层的变形, 水流模型也要作相应的改变以适应不同的土体变形。不仅 6 个含水层和 6 个弱透水层要分别建立模型, 而且同一土层还要根据所处水位降落漏斗的部位, 考虑水位变化模式分区采用不同的模型, 在几个降落漏斗中心部位同一土层还要根据水位变动情况的不同阶段采用不同的模型。当然所有这些工作还都要叠加在传统的根据土性进行的各种水文地质参数和土力学参数分区上。因此, 每一层土都有二十多个变形分区, 全区范围内总的分区数就有 300 个。从时间尺度来说, 上海有数十年的分层标观测资料, 但苏锡常地区远没有这么长的资料, 所以长江三角洲(南部)的模型从 1995 年模拟到 2002 年, 共 7 a。另外对上海还进行了限于上海市 6340 km² 的区域模拟,

时间从 1961~2005 年, 共 45 a。两者的时间步长都是 3 个月。

区域地面沉降模型由两个模型, 即水流模型和沉降模型耦合组成。考虑到研究区总的说来是大平原, 水平变形很有限, 为简化计算采用垂向一维沉降模型, 水流模型则采用三维变系数非均质、各向异性模型。

变形虽然复杂, 各地区各时段差别很大, 但就其类型来说却是有限的, 大致可归纳为 4 种类型, 即弹性变形、弹塑性变形、黏弹性变形和黏弹塑性变形。当然不同土层、不同地区、不同时段, 具体采用的模型和模型中的参数是各不相同的。在这 4 类模型中, 前 3 种前人做过不少工作, 但最后一种研究不多。虽然在土力学文献中, 这方面的理论研究不少, 但具体用到地面沉降中, 还有不少困难。Gu 等^[2]曾用 Bjerrum 提出的黏弹塑性本构关系^[8,9]构建了相应的水流模型和沉降模型来研究浅层土的变形。Bjerrum 模型将应变分为瞬时弹性、瞬时塑性应变和蠕变, 并假设蠕变发生在有效应力保持不变的条件下。但如前述长三角地区地面沉降中有效应力不仅变化, 而且变化比较大, Gu 等的方案就不再适用。其他一些刻画黏弹塑性本构关系的理论流变模型^[10~12], 涉及的参数都太多, 在如此大范围的区域地面沉降模拟中难以取得这些参数, 也无法应用。为此必须找一种涉及的参数少, 理论上又比较严密的模型, 以便在实际地面沉降模拟中应用。循此思路本文选中了 Merchant 模型。它由虎克弹簧体 a、开尔文体(包括虎克弹簧体 b 和牛顿黏壶 λ)串联而成(图 22), 只能描述黏弹性应力-应变关系, 无法刻画当土体有效应力大于先期固结压力后, 土体发生的黏塑性变形。本文将原来 Merchant 模型中的线性虎克弹性体 a 和 b 改成能反映弹塑性变形的非线性弹簧体, 当土体有效应力小于先期固结压力, 弹簧体 a 和 b 的变形都是弹性的, 此时弹簧体 a 和开尔文体可以刻画瞬时弹性和黏弹性变形; 若土体有效应力大于先期固结压力, 弹簧体 a 和 b 的变形是塑性的, 此时弹簧体 a 和开尔文体可以刻画瞬时塑性和黏塑性变形。经过如此改造的 Merchant 模型就能够刻画瞬时弹性、瞬时塑性变形, 以及黏弹性、黏塑性变形, 满足了模拟要求。经过这样修正的 Merchant 模型除了具有能刻画上述几

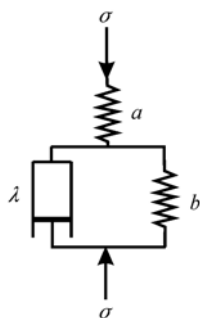


图 22 Merchant 模型

种变形的优点外, 还有一个好处是涉及的参数少, 适合大区域地面沉降模拟。Merchant 模型有下列表达式 [13]:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = (1+e_0)\gamma\alpha_1 \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{1}{\alpha_2\eta} [(1+e_0)\gamma(\alpha_1+\alpha_2)(H_0-H) + (e-e_0)], \quad (1)$$

式中, e 为孔隙比; e_0 为初始孔隙比; α_1, α_2 分别为弹簧 a, b 的体积压缩系数; η 为牛顿黏壶的黏滞系数; γ 为水的容重; H 为 t 时刻的水头; H_0 为每一时段的初始水头。经过修正的 Merchant 模型的表达式与(1)式相同, 只是式中 α_1, α_2 不再是常数, 它们的取值将由(2), (3)式确定:

$$\begin{cases} \alpha_1 = \alpha_{ke1} & (H > H_p) \\ \alpha_1 = \alpha_{kv1} & (H \leq H_p) \end{cases}, \quad (2)$$

$$\begin{cases} \alpha_2 = \alpha_{ke2} & (H > H_p) \\ \alpha_2 = \alpha_{kv2} & (H \leq H_p) \end{cases}, \quad (3)$$

式中, α_{ke1} 和 α_{kv1} 分别为弹簧 a 的弹性和塑性体积压缩系数; α_{ke2} 和 α_{kv2} 分别为弹簧 b 的弹性和塑性体积压缩系数; H_p 为土层历史上曾达到的最低水头。

描述地下水运动的水流方程可写成下列形式 [14]:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{i,j} \frac{\partial H}{\partial x_j} \right) = \gamma\phi\beta \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\partial \varepsilon}{\partial t}, \quad (i, j=1, 2, 3) \quad (4)$$

式中, $K_{i,j}$ 为渗透系数张量的分量; ϕ 为孔隙度; β 为水的体积压缩系数; ε 为垂向应变, 以压应变为正; 余同前。而 $\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = -\frac{1}{1+e_0} \frac{\partial e}{\partial t}$, 再联合(1)式, 便可得修正的

Merchant 模型刻画的黏弹塑性本构关系下的水流方程为

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{i,j} \frac{\partial H}{\partial x_j} \right) = \gamma\phi\beta \frac{\partial H}{\partial t} + \gamma\alpha_1 \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{1}{\alpha_2\eta} \left[\gamma(\alpha_1+\alpha_2)(H_0-H) + \frac{e-e_0}{1+e_0} \right]. \quad (5)$$

修正的 Merchant 模型包括弹性、弹塑性、黏弹性和黏弹塑性模型, 也就是说前面 3 种模型是修正 Merchant 模型的特例。通过改变模型中参数的设置就可以得到不同的水流模型, 即前人已经得到的不同本构关系下的水流方程 [1,14~19]。

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{i,j} \frac{\partial H}{\partial x_j} \right) = \gamma\phi\beta \frac{\partial H}{\partial t} + \gamma\alpha \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (\text{土体为弹性变形}) \quad (6)$$

式中, α 为土的体积压缩系数。黏弹性变形情况下, 土层中的水流方程和(5)式相似, 只是其中的体积压缩系数 α_1, α_2 是常数。弹塑性变形条件下的水流方程与(6)式相似, 只是式中的体积压缩系数在弹性变形和塑性变形条件下取不同的值:

$$\alpha = \alpha_{ke}, \quad H > H_p \text{ 时}; \quad \alpha = \alpha_{kv}, \quad H \leq H_p \text{ 时} \quad (7)$$

式中, α_{ke} 为土层弹性体积压缩系数; α_{kv} 为土层塑性体积压缩系数。

不同本构关系下的水流方程配以适当的初始条件和边界条件就构成相应的水流模型, 这些初始条件、边界条件的表达式在有关文献 [20, 21] 中都能找到。

考虑到(1)式的差分形式为

$$\frac{\Delta e}{\Delta t} = (1+e_0)\gamma\alpha_1 \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{1}{\alpha_2\eta} [(1+e_0)\gamma(\alpha_1+\alpha_2)(H_0-H) + \Delta e], \quad (8)$$

而 $\Delta H = H - H_0$, 垂向一维变形时, 应变 $\varepsilon = (e_0 - e)/(1+e_0) = -\Delta e/(1+e_0)$, 其中 $\Delta e = e - e_0$ 。 Δt 时间内土层垂向变

形(沉降)量 $\Delta L = \int_0^L \varepsilon dz = -\int_0^L \frac{\Delta e}{1+e_0} dz$, 式中 L 为土

层厚度, 由此式与(8)式联合便可得修正 Merchant 模型刻画的垂向一维沉降方程为

$$\Delta L = -\int_0^L \frac{\gamma\alpha_1\Delta H + \frac{1}{\alpha_2\eta} \gamma \Delta t (\alpha_1 + \alpha_2) \Delta H}{1 + \frac{1}{\alpha_2\eta} \Delta t} dz, \quad (9)$$

同样通过对上式的简化, 即通过参数的设置可以得

到不同变形条件下的沉降模型

$$\Delta L = -\int_0^L \alpha \gamma \Delta H dz, \quad (\text{弹性变形条件下}) \quad (10)$$

如将(9)式中的 α_1 , α_2 都取为常数, 使得黏弹性变形条件下的沉降模型, 它与式(9)在形式上相似. 弹塑性本构关系下的沉降模型和弹性本构关系条件下的沉降模型(10)类似, 只是体积压缩系数在弹性变形和塑性变形条件下如(7)式那样, 取不同的值^[14~16,18,19].

有了水流模型和沉降模型, 下一个问题就是如何把它们耦合起来构成一个完整的区域地面沉降模型. 完全耦合的 Biot 模型, 孔隙水压力和变形同时算出, 效果最好. 但对于土体变形和渗透性质都是各向异性的弹性土体来说, 需要 28 个参数, 如果介质是非均质的、应力—应变关系是非线性的, 则参数更为复杂, 无法在实际问题中应用. 通常采用的是两步走方案, 实质上将水压力和变形计算分为独立的两步, 没有耦合, 不能反映沉降过程中参数的变化. 为此本文加以改进成为耦合的两步模型.

首先需要考虑模型中的渗透系数和贮水率会随着沉降而不断变化, 国内缺少这方面的试验资料, 根据研究区土层性质采用 Lambe 等^[22]的渗透系数 K 与孔隙比 e 的关系式, 对黏土有

$$K(e) = K_0 10^{m(e-e_0)}, \quad (11)$$

对砂土有

$$K(e) = K_0 \left(\frac{e}{e_0} \right)^3 \left(\frac{1+e_0}{1+e} \right), \quad (12)$$

式中, m 为与土性有关的无量纲参数; K_0 为孔隙比为 e_0 时的渗透系数. 贮水率 $S_s = \gamma(\alpha + \phi\beta)$ 中的 β 和 γ 可以看作常数, 而孔隙度 $\phi = e/(1+e)$, 于是贮水率随沉降的变化可以通过土的体积压缩系数 α 随沉降的变化来反映. 根据压缩系数和压缩指数 C_c 、膨胀指数 C_s 的定义不难确定土的体积压缩系数 α 和有效应力、孔隙比的关系为

$$\alpha_{kv} = 0.434 \frac{C_c}{(1+e_0)\sigma'}, \quad (\sigma' \geq \sigma_p) \quad (13)$$

$$\alpha_{ke} = 0.434 \frac{C_s}{(1+e_0)\sigma'}, \quad (\sigma' < \sigma_p) \quad (14)$$

式中, σ' 为有效应力; σ_p 为前期最大固结压力.

其次, 采用下列迭代方法完成整个运算. ① 根

据室内、野外试验和沉降观测资料给出有关初始参数, 分别计算出第一时段的水头和变形量; ② 根据有效应力和孔隙比的变化, 由(11)~(14)式计算出新的渗透系数和体积压缩系数等参数, 并将它们代入水流模型和沉降模型再次计算出该时段的水头和变形; ③ 比较前后两次水头和变形的计算结果, 如果超过给定的误差范围(分别为 2 个很小的正数 ε_1 , ε_2)则修改参数后重复第②、③步, 反复计算直至前后两次计算结果之差小于给定误差(ε_1 , ε_2)为止; ④ 计算下一时段的水头和变形量, 直至完成所有时段的计算; ⑤ 将水头与变形量计算结果与观测结果比较, 如两者间的误差超过允许误差(ε_1 , ε_2), 则调整初始参数, 重复上述各步, 直至计算值与观测值之间的误差小于允许误差(ε_1 , ε_2)为止. 文献^[2]也提过类似迭代法, 但没有这么完整, 且只考虑渗透系数随孔隙比的变化.

至于开头提到的第 3 个问题, 我们引入了一种新的算法——多尺度有限元法, 这种方法通过基函数本身满足渗流微分方程, 不再要求单元内的参数是常数, 即单元内的参数可以是非均质的, 这时介质的非均质性已通过解渗流定解问题反映到基函数上面了. 即一个单元内可以存在参数不同的介质, 如含水层和弱透水层, 所以能克服前面提到的内存大和单元畸形问题. 后来又以密集精细剖分的 Galerkin 有限元法再次计算同一上海地区, 两种方法的结果比较接近, 证实多尺度有限元法不仅能克服前述困难, 且能以较少的单元得到比较满意的结果, 远较传统的一般有限元法的结果为好. 有关本文所用多尺度有限元法和 Galerkin 有限元法限于篇幅不能一一详述, 前者可参阅有关论文^[23,24], Galerkin 有限元法可参阅有关著作^[21,25,26].

模型识别阶段从 1995 年 12 月至 2000 年 12 月. 对每个观测孔(点)所有观测时刻拟合误差绝对值的均值: 水位误差小于 0.5 m 或误差小于变幅 10% 的观测孔占总观测孔的 82.4%, 沉降量小于 2 mm 的标头占总分层标头数的 72.7%. 水位拟合精度高于国标 GB/T 14497-93 的要求, 沉降量拟合精度虽然没有国标, 但结果是令人满意的. 所有结果显示两者基本一致. 为了进一步检验考核模型, 把上述拟合求得的参数和模型原封不动地用来模拟另一时期, 即 2000 年 12 月至 2002 年 12 月的地面沉降情况, 此时每个观测

孔(点)所有时段计算值和观测值误差绝对值的均值: 水位误差小于 0.5m 或误差小于变幅 10% 的观测孔占总观测孔的 73.8%(精度也高于国标), 沉降量误差小于 2 mm 的标头占总分层标头数的 63.4%. 少数水位观测孔和分层标模拟结果误差大于 0.5 m 和 2 mm, 主要是由于这些水位观测孔的实测水位变幅太大(本身是开采井或位于开采井附近)以及分层标资料存在误差, 甚至反常有关. 另外一个值得注意的问题是上海地区不仅观测点, 特别是分层标的密度远高于江苏地区, 有利于控制整个地区的水位动态和土层变形情况, 能更准确地划分不同变形类型区的边界位置, 而且观测资料的精度也高于江苏, 所以当仅限于上海地区模拟时, 识别阶段每个观测孔(点)在所有观测时刻拟合误差绝对值的均值: 水位误差小于 0.5 m 或误差小于变幅 10% 的观测孔占总观测孔的 91%, 沉降量误差小于 2 mm 的标头占总分层标头数的 82.3%, 远高于整个三角洲(南部)模拟的精度. 检验阶段也是这样. 从全局看, 所有结果显示两者吻合良好, 说明模型是合理、可靠的.

数值模拟再现了 1995 年 12 月至 2002 年 12 月长江三角洲南部地区地面沉降的全过程, 时间序列长, 流场情况复杂, 存在多个区域性水位降落漏斗, 土层的应力应变情况又复杂, 同时存在多种土层变形类型, 参数选择任意性少. 所有时段所有观测点的水位和沉降量模拟结果令人满意. 所得参数与区域资料一致, 沉降过程中参数的变化符合实际情况. 进一步说明模型是合理、可靠的.

为了考核模型预测未来地面沉降的准确性, 有关部门最初并没有把 2002 年以后的资料给我们, 只

提供了这个阶段的开采量和回灌量, 要求预报 2002~2005 年的水位和沉降量, 以便和已有的监测资料核对, 结果累计沉降量误差在 2 mm 以内.

上述 3 个阶段的计算误差都较小, 初步显示区域地面沉降模型是一个较完善的模型, 能较好地再现过量开采地下水引起的水位下降和地面沉降过程, 能有效地刻画大区域的地面沉降现象, 并具备较好的预测预报能力.

部分水位观测孔所在结点处水位观测值和模拟值(计算值)的对比曲线列于图 23 中, 部分分层标处各土层累计沉降量观测值与模拟值(计算值)的对比曲线列于图 24 中. 部分模拟结果列于图 25 和 26 中, 从中不难看出两者变化趋势基本一致, 吻合较好.

4 结论

过量抽取地下水导致长江三角洲出现大范围的地面沉降, 为了控制地面沉降建立数学模型, 进行数值模拟是必要的.

(1) 模型由水流模型和沉降模型通过水流模型中渗透系数与孔隙比、土的体积压缩系数(贮水率通过它来表现)与有效应力、孔隙比的关系耦合而成. 在迭代过程中这些参数不断变化, 水流模型的控制方程也因此成为变系数方程, 从而完成了两个模型接近真正意义上的耦合. 在沉降过程中渗透系数、贮水率随沉降而不断变化在构建模型中具有十分重要的意义.

(2) 查明土层的变形特征是正确建立地面沉降模型的关键. 土层变形特征不仅与土性有关, 还和它所经历的地下水位变化有关. 对于一个大区域模型

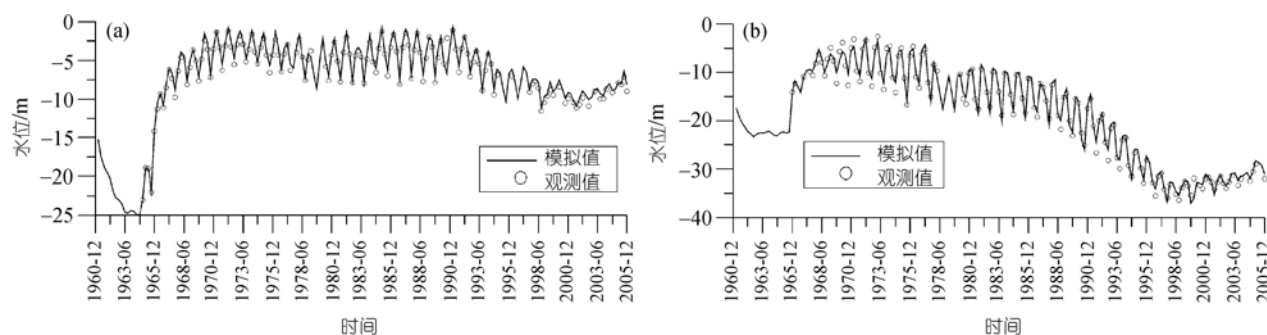


图 23 水位观测值与模拟值对比图

(a) 第三承压含水层 56569 号结点(普 099-01 孔); (b) 第四承压含水层 73734 号结点(杨 001-02 孔)

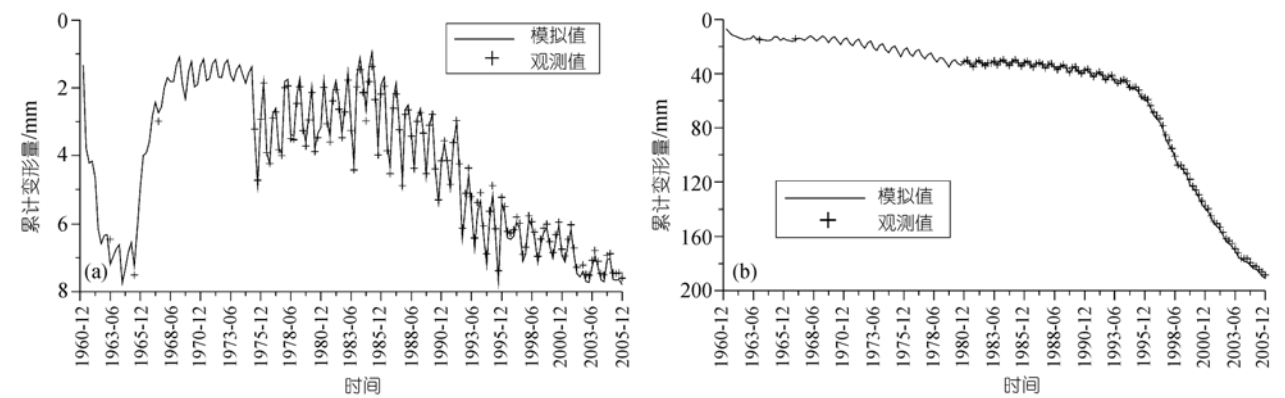


图 24 累计沉降量观测值与模拟值对比图
(a) F10 分层标处第二承压含水层累计沉降量; (b) F4 分层标处第四承压含水层累计沉降量

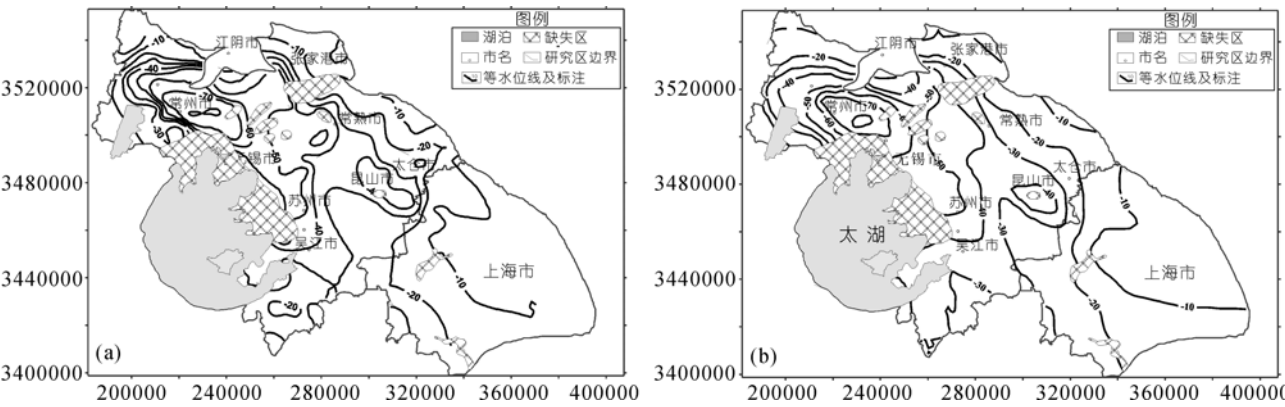


图 25 研究区第三承压含水层 2000 年 3 月等水位线图
(a) 实测结果; (b) 模拟结果

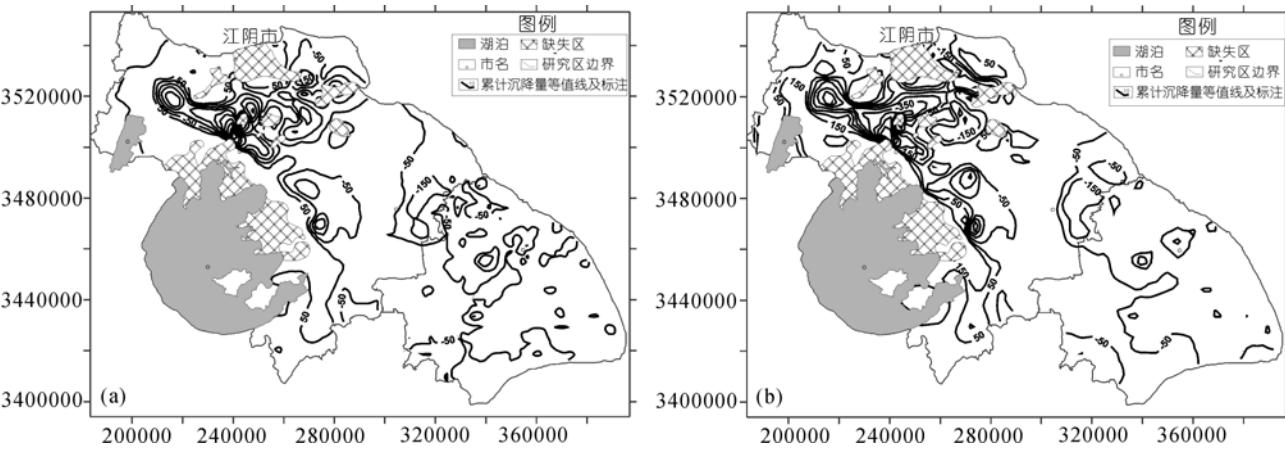


图 26 研究区 1995 年 12 月至 2002 年 12 月累计地面沉降量等值线图
(a) 实测结果; (b) 模拟结果. 单位为 mm

来说, 不仅土性复杂多变, 而且所经历的地下水位变化也是多种多样, 因而形成复杂多变的变形特征, 不同土层、不同地区的同一土层、不同时段的不同地点同一土层它们的变形往往是完全不同的, 分层标和附近的水位观测孔提供的这方面的信息是最可靠的, 也是最直接的数据来源, 室内试验只能起辅助作用. 研究区 174 个标点组成的 27 组分层标为本次模拟提供了精确的数据保证.

(3) 所建立的模型是合理、可靠的. 它不仅能再现地面沉降条件下, 土层不断压缩情况下的水流动态, 还能反映过量抽水条件下, 土层的压缩过程. 具有较高的拟合精度, 能为地面沉降的预测和评估提供科学依据. 本模型适用于长江三角洲地区, 可用于该地区地面沉降的预测预报以及在控制地面沉降条件下评估地下水的可采资源量. 用于其他地区, 由于地质条件不同, 虽然模型中的参数、初始条件、边界条件都要根据具体情况有所修改, 但核心部分即包

括修正的 Merchant 模型在内的几个模型仍然适用, 耦合、迭代的方法和多尺度有限元法依然可用. 查明该地区土层的变形类型、定解条件后, 就可在本文提供的模型中选择恰当的模型, 采用与本文类似的耦合、迭代方法, 确定参数后应用.

(4) 含水砂层的变形滞后有一定的普遍性, 不仅上海的第四、五承压含水层如此, 常州等地的 3 个含水层也有变形滞后, 从而导致 1992 年后, 上海第四承压含水层在该地总沉降量中占了很高比例. 为何出现这种现象目前研究还很不夠, 一种可能的解释是含水砂层和实验室用的由纯砂粒组成的砂不同, 往往含有黏粒, 有的甚至还夹有小的黏土透镜体有关, 但这只能解释部分砂土的蠕变性, 无法解释一些黏粒含量很少的砂土何以也有蠕变性. 且室内试验已证明, 纯净的砂土也具有蠕变性, 这可能和砂土颗粒沿粒间接触面的相互滑动有关.

参考文献

- Gambolati G, Gatto P, Freeze R A. Mathematical simulation of the subsidence of Venice: 2. Results. *Water Resour Res*, 1974, 10(3): 563—577 [\[DOI\]](#)
- Gu X Y, Ran Q Q. A 3-d coupled model with consideration of rheological properties. In: Carbognin L, Gambolati G, Johnson A I, eds. *Proceedings of the 6th International Symposium on Land Subsidence*, Sep 24-29, Ravenna, Italy, 2000. 355—365
- 李勤奋, 方正, 王寒梅. 上海市地下水可采量模型计算及预测. *上海地质*, 2000, 2: 36—43
- 张阿根, 魏子新. 中国地面沉降. 上海: 上海科学技术出版社, 2005. 1—240
- Shearer T R. A numerical model to calculate land subsidence, applied at Hangu in China. *Eng Geol*, 1998, 49(2): 85—93 [\[DOI\]](#)
- Waltham A C. *Ground Subsidence*. London: Blackie & Son Limited, 1989. 1—202
- Ortega-Guerrero A, Rudolph D L, Cherry J A. Analysis of long-term land subsidence near Mexico City: field investigation and predictive modeling. *Water Resour Res*, 1999, 35(11): 3327—3341 [\[DOI\]](#)
- Bjerrum L. Engineering geology of Norwegian normally consolidated marine clays as related to settlements of buildings. *Geotechnique*, 1967, 17: 81—118
- Garlanger J E. The consolidation of soil exhibiting creep under constant effective stress. *Geotechnique*, 1972, 22: 71—78
- Borja R I, Karazanjian J E. A constitutive model for the stress-strain-time behavior of “wet” clays. *Geotechnique*, 1985, 35(3): 283—298
- Janbu N. Twenti-fifth Rankinelecture: soil models in offshore engineering. *Geotechnique*, 1985, 35(3): 239—282
- Yin J H, Graham J. Elastic visco-plastic modeling of one-dimensional consolidation. *Geotechnique*, 1996, 46(30): 515—527
- 黄文熙. 土的工程性质. 北京: 水利电力出版社, 1983. 1—481
- Gambolati G, Freeze R A. Mathematical simulation of the subsidence of Venice: 1. theory. *Water Resour Res*, 1973, 9(3): 721—733 [\[DOI\]](#)
- Helm D C. One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixley, California, part 1, constant parameters. *Water Resour Res*, 1975, 11(3): 465—478 [\[DOI\]](#)

- 16 Helm D C. One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixley, California, part 2, stress-dependent parameters. *Water Resour Res*, 1976, 12(3): 375—391 [\[DOI\]](#)
- 17 Corapcioglu M Y, Brutsaert W. Viscoelastic aquifer model applied to subsidence due to pumping. *Water Resour Res*, 1977, 13(3): 597—604 [\[DOI\]](#)
- 18 Neuman S P, Preller C, Narasimhan N T. Adaptive explicit-implicit quasi three dimensional finite model of flow and subsidence in multiaquifer systems. *Water Resour Res*, 1982, 18(5): 1551—1561 [\[DOI\]](#)
- 19 Gambolati G, Giuseppe R, Werter B, et al. Mathematical simulation of the subsidence of Ravenna. *Water Resour Res*, 1991, 27(11): 2899—2918 [\[DOI\]](#)
- 20 薛禹群. 地下水动力学原理. 北京: 地质出版社, 1986. 1—345
- 21 薛禹群, 谢春红. 地下水数值模拟. 北京: 科学出版社, 2007. 1—451
- 22 Lambe T W, Whitman R V. *Soil Mechanics, SI Version*. New York: John Wiley and Sons, 1979. 1—553
- 23 薛禹群, 叶淑君, 谢春红, 等. 多尺度有限元在地下水模拟中的应用. *水利学报*, 2004, (7): 7—13
- 24 Ye S J, Xue Y Q, Xie C H. Application of the multiscale finite element method to flow in heterogeneous porous media. *Water Resour Res*, 2004, 40, W09202: 1—9
- 25 薛禹群, 谢春红. 水文地质学的数值法. 北京: 煤炭工业出版社, 1981. 1—317
- 26 孙訥正. 地下水流的数学模型和数值方法. 北京: 地质出版社, 1981. 1—328