

陶小虎,赵坚,Xiaoming Wang,等. 地下水位变化对透—阻型岩溶塌陷影响的分析[J]. 中国岩溶,2017,36(6):777-785.
DOI:10.11932/karst2017y50

地下水位变化对透—阻型岩溶塌陷影响的分析

陶小虎¹,赵坚¹,Xiaoming Wang²,Ming Ye²,Roger Benito Pacheco Castro²

(1. 河海大学水利水电学院,南京 210098;

2. Geophysical Fluid Dynamics Institute, Florida State University, Tallahassee, Florida, 32306)

摘要:文章从一维地下水运动和渗透力学的角度,分析比较潜水位上升与承压水位下降对岩溶地区透—阻型盖层中阻水层渗透稳定性的影响,重点讨论了承压水位下降速度(降速)与下降深度(降深)对阻水层中渗透坡降的影响,结果表明:地下水位变化(潜水位上升或承压水位下降)产生的非稳定渗流不利于岩溶洞穴开口上方阻水层的稳定,承压水位的下降对岩溶开口附近处阻水层中渗透力的影响远大于潜水位的变化;在承压层水位最大降深确定的条件下,承压水位下降速度愈快,岩溶开口附近处阻水层中向下渗透力愈大。因此,在覆盖型岩溶地区抽取地下水时,为了减缓或避免覆盖型塌陷的发生,应同时控制好最大降深和最大开采速度。

关键词:透—阻型;岩溶塌陷;渗透力;一维地下水流;潜水位上升;承压水位下降;降速

中图分类号:P642.26;P641

文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2017)06-0777-09

0 引言

透—阻型岩溶塌陷指在上部为透水层,下部为阻水层的岩溶发育区,在自重应力、地下水、气等动力因素影响下,阻水层遭到破坏而形成土洞并不断向地面扩张,最后土洞顶板失稳产生塌落或引发地面变形沉降的地质灾害现象,往往直接造成财物毁坏和人员伤亡,并形成次生灾害,产生大范围的水土流失和环境恶化等后续效应,严重影响岩溶地区的可持续发展^[1-4]。

地下水活动是影响透—阻型岩溶塌陷的诸多因素中最为活跃的因素^[5-7]。潜水位上升或者承压水位下降,都会使得潜水层中的水通过阻水层向承压层流动,造成阻水层土体破坏,从而形成塌陷。贾连杰^[8]在对尼山水库岩溶塌陷研究分析时,指出水库蓄水致使潜水位大幅度上升是造成库区多处岩溶塌陷的主要因素。美国佛罗里达州 Dover/Plant 城是典型的透—阻型岩溶地区,在 2010 年的果园防冻措施

中,由于集中开采承压水造成承压水急剧下降,导致该区出现大量塌陷,经过调查认为是岩溶水位下降过低所致,并在后期评估中提出了预防岩溶塌陷形成的岩溶含水层临界开采水位^[9]。White^[10]通过整理佛罗里达州 Plant 城历次冰冻事件中岩溶塌陷特征,结合地统计理论分析得出了相同的结论,认为岩溶塌陷的规模与区域内地下水水位降低程度密切相关。地下水位的变化速度亦是诱发岩溶塌陷的一个非常重要的因素。Tharp^[11]分析了地下孔隙水压力变化对土洞扩张导致地面塌陷的影响,指出动态的地下水位不利于维持土洞的稳定,水位急降引发的岩溶塌陷可能因水位缓降而避免。雷明堂等^[12-14]通过对唐山、武汉等城市的三维岩溶塌陷试验,认为:当承压水位下降速度大于某一与土体结构有关的临界值时,会导致覆盖层颗粒被水力侵蚀,并造成塌陷。万志清等^[15]从应力角度分析土洞的起始条件,运用管流公式对土洞形成的地下水动力条件进行了量化研究。

基金项目:国家自然科学基金项目(51279045);江苏省普通高校研究生科研创新项目(CXZZ12_0246)

第一作者简介:陶小虎(1987—),男,博士研究生,主要从事地下水环境研究。E-mail:taoxiaohu_hhu@126.com。

收稿日期:2016-07-26

本文在前人研究的基础上,将从渗透力学角度和一维地下水运动出发,通过推导并求解,解释饱和地下水位变化对透一阻型盖层渗透稳定性的影响,比较潜水位上升或承压水位下降对阻水层作用的差异,揭示承压水位降速与降深对阻水层稳定的影响规律,以期为区域覆盖型岩溶塌陷的预防工作提供参考。

1 饱和非稳定渗流对岩溶塌陷的影响

1.1 饱和水流对土体的作用

对覆盖层中的饱和土体而言,水流对土体最主要的作用体现为力学作用。如图1所示,饱和土体中受到地下水的作用力主要分为:水对土体的浮力(F_1)和水流对土体产生同方向的拖拽力(F_2)^[16-17]。

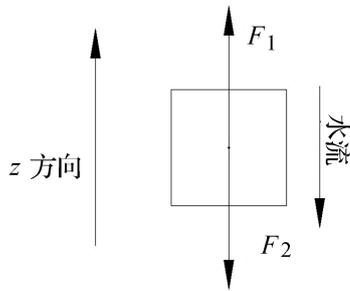


图1 单位体积孔隙介质上受到水的作用力
Fig.1 Forces of water acting on the unit volume of porous media

单位体积土体受到水的浮力为:

$$F_1 = -(1 - n) \nabla p \quad (1)$$

式中: n 为多孔介质孔隙率, ∇p 为压力梯度。

水流对单位体积固体颗粒的拖拽力为:

$$F_2 = n\gamma_w J \quad (2)$$

式中: γ_w 为水的容重, n 为孔隙率, $J = -\nabla h$ 为渗透坡降, ∇h 为水力梯度; $h = z + \frac{p}{\gamma_w}$ 为水头, z 为该点距离基准面的高度(一维 $\nabla z = 1$)。

因此单位体积土体受到水的作用力为:

$$\begin{aligned} F_w &= -n\gamma_w \nabla h - (1 - n) \nabla p \\ &= -\gamma_w \nabla h + (1 - n)\gamma_w \nabla z \end{aligned} \quad (3)$$

由式(3)可知,饱和土壤中 $(1 - n)\gamma_w \nabla z$ 为常数,因此单位体积饱和土体上受到水的作用力主要取决于渗透力 $-\gamma_w \nabla h$ 的大小。当水的渗透力朝向不利于土体稳定的方向时,土体容易失稳。在渗透力学

中,通常采用临界渗透坡降 J_c 来判定土体渗透破坏起动的极限状态,一旦土体中的渗透坡降超出临界值时,土体将发生渗透变形或破坏。

1.2 饱和土体非稳定渗流

覆盖型岩溶塌陷的发育与土、水、岩的结构特征密切相关。如图2所示为典型的双层结构透一阻型盖层地质概化图,由潜水层(如松散砂层)、阻水层(如黏性土层)和承压层(岩溶层)组成。岩溶洞穴开口之上阻水层中的土体由于失去基岩支撑,在地下水向下渗透力以及自身重力作用下易失去平衡而下落,进而形成土洞并利于土洞的发育延伸扩展,并导致覆盖层整体失稳,诱发岩溶塌陷^[18-20]。

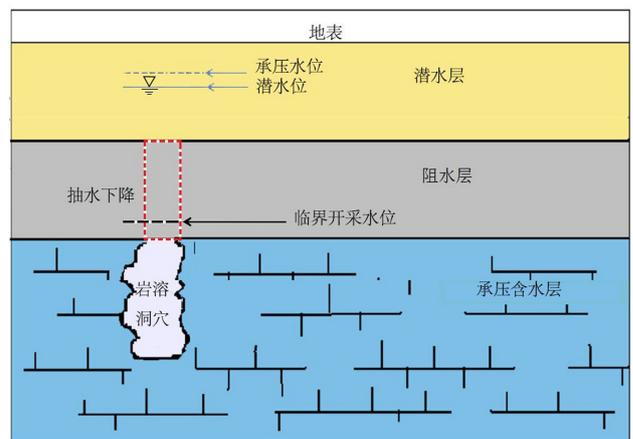


图2 岩溶区双层结构透一阻型盖层地质概化图
Fig.2 Sketch map of unconfined aquifer-aquitard system in karst area

在图2岩溶洞穴上方阻水层(虚线方框处)中,若不考虑水平方向的流动,地下水的流动可简化为一维垂直方向的渗流(图3),其中,阻水层的渗透系数为 K , 储水系数为 S_s ; 以阻水层底部为基准面,向上为正方向,阻水层顶部高程为 z_1 , 初始水头为 h_1 ; 阻水层底部高程为 z_2 (即为0), 初始水头为 h_2 。阻水层中的渗透力分布主要受到潜水层和承压层的水位波动影响。当潜水层水位上升(例如水库蓄水影响^[8])和承压含水层水位下降(如受到排水或者抽水影响^[9])都会造成阻水层中渗透坡降和渗透力[公式(3)]的变化。当区域性多井集中抽水时,区域内承压含水层水位呈近似线性下降^[9], 为便于分析,本文中假设承压水位成线性下降,即下降速度恒定为 B , 经过时间 t_2 , 停止下降。同样假设潜水位受水库蓄水或者其他补给影响以速度 A 线性升高, 经过时间 t_1 停止上升。

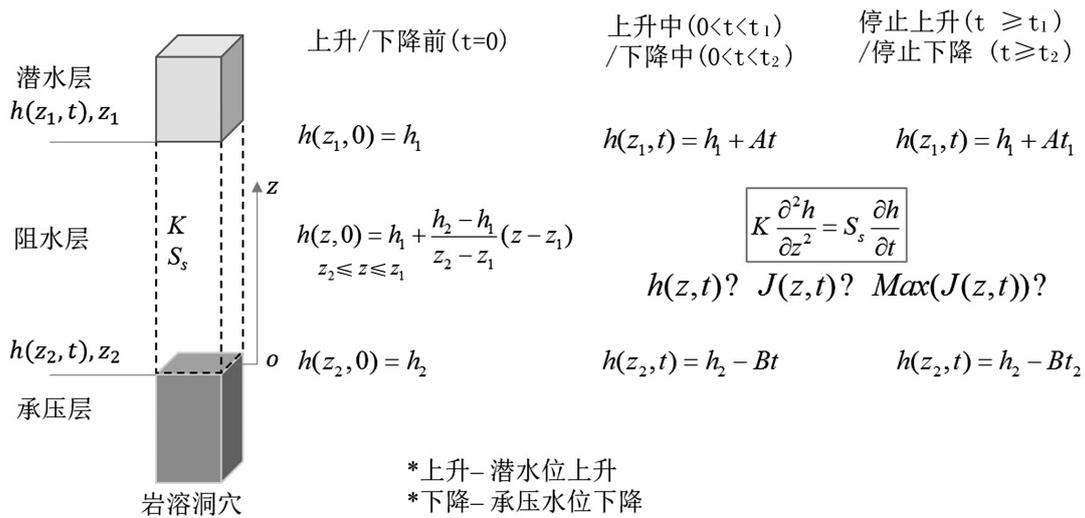


图 3 地下水水位变化一维示意图

Fig. 3 Schematic of 1D groundwater changes

(潜水位由于蓄水补给或者降雨的作用,以速度 A 上升;承压水位由于排水或者抽水作用,以速度 B 下降)

根据图 3 可得到偏微分方程组:

$$\begin{cases} K \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \\ h(z, 0) = h_1 + \frac{h_2 - h_1}{z_2 - z_1} (z - z_1) \\ h(z_1, t) = h_1 + Bt, (0 < t < t_1), \\ h(z_1, t) = h_1 + Bt_1, (t \geq t_1); \\ h(z_2, t) = h_2 - At, (0 < t < t_2), \\ h(z_2, t) = h_2 - At_2, (t \geq t_2) \end{cases} \quad (4)$$

式中: z 为距离阻水层底部基准面的高度,因此阻水层中各点高度满足 $z_2 \leq z \leq z_1$ 。

令: $x = \frac{z - z_1}{z_2 - z_1}$, 则 $0 \leq x \leq 1$;

可得:

$$\begin{cases} \alpha \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\partial h}{\partial t} \\ h(z, 0) = h_1 + (h_2 - h_1)x \\ h(z_1, t) = h_1 + At, (0 < t < t_1); \\ h(z_1, t) = h_1 + At_1, (t \geq t_1) \\ h(z_2, t) = h_2 - Bt, (0 < t < t_2); \\ h(z_2, t) = h_2 - Bt_2, (t \geq t_2) \end{cases} \quad (5)$$

式中: $\alpha = \frac{K}{(z_2 - z_1)^2 S_s}$ 。

令: $h(x, t) = v(x, t) + w(x, t)$, $w(x, t) = (1 - x)h(0, t) + xh(1, t)$;

根据偏微分方程组中的边界条件可得:

$$h(0, t) = \begin{cases} h_1 + At (0 < t < t_1) \\ h_1 + At_1 (t \geq t_1) \end{cases},$$

$$h(1, t) = \begin{cases} h_2 - Bt (0 < t < t_2) \\ h_2 - Bt_2 (t \geq t_2) \end{cases}$$

代入方程(5)中,得:

$$\begin{cases} v_t - \alpha v_{xx} = (x - 1)h_t(0, t) - xh_t(1, t) \\ v(x, 0) = 0 \\ v(0, t) = 0, v(1, t) = 0 \end{cases} \quad (6)$$

式中:

$$h_t(0, t) = \begin{cases} A (0 < t < t_1) \\ 0 (t \geq t_1) \end{cases},$$

$$h_t(1, t) = \begin{cases} -B (0 < t < t_2) \\ 0 (t \geq t_2) \end{cases}$$

偏微分方程(6)相应的齐次问题的特征函数系为: $\{\sin n\pi x\}$ 。设定偏微分问题(6)的形式解为:

$$v(x, t) = \sum_{n=1}^{\infty} T_n(t) \sin n\pi x, \text{ 其中 } n = 1, 2, \dots \quad (7)$$

将(7)式代入(6)式可得:

$$\begin{aligned} \sum_{n=1}^{\infty} [T'_n(t) + \alpha (n\pi)^2 T_n(t)] \sin(n\pi x) \\ = (x - 1)h_t(0, t) - xh_t(1, t) \end{aligned} \quad (8)$$

对等式(8)左右两边同乘以 $\sin(m\pi x)$ ($m = 1, 2, \dots$), 并在 $[0, 1]$ 上关于 x 积分,得:

$$\begin{aligned} \sum_{n=1}^{\infty} [T'_n(t) + \alpha (n\pi)^2 T_n(t)] \int_0^1 \sin(n\pi x) \sin(m\pi x) dx \\ = \int_0^1 [(x - 1)h_t(0, t) - xh_t(1, t)] \sin(m\pi x) dx \end{aligned} \quad (9)$$

对式中右边项进行傅里叶展开,并利用三角函数系的正交性,即(9)式变换为:

$$[T'_m(t) + \alpha(m\pi)^2 T_m(t)] = 2h_t(1,t) \frac{\cos m\pi}{m\pi} - 2h_t(0,t) \frac{1}{m\pi} \quad (10)$$

根据初始条件:

$$T_m(0) \sin m\pi x = 0, \text{得 } T_m(0) = 0$$

对式(10)进行拉普拉斯变换,记 $T_m(t)$ 的拉普拉斯变化为 $L[T_m(t)] = \bar{T}_m(s)$

$$s \bar{T}_m(s) + \alpha(m\pi)^2 \bar{T}_m(s) = 2 \frac{\cos m\pi}{m\pi} \frac{A}{s} (e^{-s t_2} - 1) + 2 \frac{1}{m\pi} \frac{B}{s} (e^{-s t_1} - 1) \quad (11)$$

对(11)式作拉普拉斯逆变换得

$$T_m(t) = \frac{T_{Am} + T_{Bm}}{\alpha} \quad (12)$$

式中:

$$T_{Am} = \frac{2A}{(m\pi)^3} [e^{-\alpha(m\pi)^2 t} - 1 + H_{t_1} - H_{t_1} e^{-\alpha(m\pi)^2 (t-t_1)}]$$

$$T_{Bm} = \frac{2B \cos m\pi}{(m\pi)^3} [e^{-\alpha(m\pi)^2 t} - 1 + H_{t_2} (1 - e^{-\alpha(m\pi)^2 (t-t_2)})]$$

式中: $H_{t_1} = H(t-t_1)$, $H_{t_2} = H(t-t_2)$ 为 Heaviside 单位函数。

因此偏微分方程组(4)的解为:

$$h(z,t) = \sum_{m=1}^{\infty} \frac{T_{Am} + T_{Bm}}{\alpha} \sin m\pi \left(\frac{z-z_1}{z_2-z_1} \right) + (1 - \frac{z-z_1}{z_2-z_1}) h(z_1,t) + (\frac{z-z_1}{z_2-z_1}) h(z_2,t) \quad (13)$$

t 时刻,地下水在垂直方向上的渗透坡降为:

$$J(z,t) = -\frac{1}{\alpha(z_2-z_1)} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{T_{Am} + T_{Bm}}{m\pi} \cos m\pi \left(\frac{z-z_1}{z_2-z_1} \right) + \frac{h(z_1,t)}{z_2-z_1} - \frac{h(z_2,t)}{z_2-z_1} \quad (14)$$

令:

$$J_{rate}(z,t) = -\frac{1}{\alpha(z_2-z_1)} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{T_{Am} + T_{Bm}}{m\pi} \cos m\pi \left(\frac{z-z_1}{z_2-z_1} \right) \quad (15)$$

$$J_s(t) = -\frac{h(z_1,t) - h(z_2,t)}{z_1 - z_2} \quad (16)$$

J_{rate} 是 t 时刻由地下水位变化速率 A 、 B 引起的渗透坡降变化的分布,与初始水头无关。不难看出, J_{rate} 与地质参数 K 、 S_s 相关,这与雷明堂等^[12-14] 试验成果一致。又通过积分计算可知 $\int_{z_2}^{z_1} J_{rate}(z,t) dz = 0$,

$$\frac{\int_{z_2}^{z_1} J(z,t) dz}{z_1 - z_2} = J_s(t), \text{因此 } J_s \text{ 即是 } t \text{ 时刻阻水层中平均渗透坡降,与 } K、S_s \text{ 无关。}$$

在对承压水进行开采时,为预防地面沉降灾害发生和合理开采地下水资源,一般会对承压水层设置临界开采水位: h_{2cr} , 即临界降深为 $\Delta h_{2cr} = h_2 - h_{2cr}$ 。当潜水层水位保持不变时, $A = 0$; 因此,持续开采时间为 $t_2 = \frac{\Delta h_{2cr}}{B}$, 代入(14)式得:

$$J(z,t) = \sum_{m=1}^{\infty} \left[\frac{2B \cos m\pi}{\alpha(m\pi)^2 (z_1 - z_2)} (H(t - \frac{\Delta h_{2cr}}{B}) - 1) (1 - e^{-\alpha(m\pi)^2 (t - \frac{\Delta h_{2cr}}{B})}) \cos m\pi \left(\frac{z-z_1}{z_2-z_1} \right) \right] + J_s(t) \quad (17)$$

公式(17)为在潜水位不变、承压层临界降深 Δh_{2cr} 确定的条件下,承压水位以速度 B 降至临界开采水位过程中以及停止下降后阻水层中各点的渗透坡降。

2 一维非稳定渗流试验

如图 4a 所示为一维非稳定渗流试验装置示意图,黏性土层厚 0.3 m,渗透系数为 $4.84E-7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,储水系数为 0.021 4,临界渗透坡降为 8.0,在阻水层 0.0 m、0.05 m、0.10 m、0.15 m、0.20 m、0.25 m、0.30 m 处装有压力传感器监测水头变化情况,其他参数见表 1。设定 S1 为承压层水位下降工况,S2 为潜水层水位上升工况,S3 为承压层水位下降和潜水层水位同步上升工况。为了便于对三种工况进行比较分析,保持三种工况下潜水位和承压水位水头差变化一致,最终均为 0.3 m(图 4b)。将各工况试验设置参数代入公式(13)计算,并依据计算值与实验值绘制图 5。

根据图 5 所示,3 种试验工况所测得各点水头随时间变化曲线与由公式(13)计算的解析解基本重合,最大相对误差为 4.3%,说明本文推导的公式(13)、公式(14)、公式(15)、公式(16)可用于分析阻水层的垂直渗透稳定性。图 5 曲线变化特征表明,三种工况下阻水层中的水头变化呈非线性变化。S1 工况下,承压水位降落过程中,距离底部较近的水头值变化较快,潜水层一侧的水头值变化较慢,表现出明显的滞后性;在 S2 工况下,由于潜水面的上升,距离潜水层较近位置的水头值变化较快,但承压层一侧的水头值变化较慢,明显滞后。在 S3 工况下,由于潜水面和承压层地下水同时变化,阻水层上下含水层地下水成相反方向同速度变化,导致阻水层中水头以阻水层中心点成对称性变化。

表 1 各工况计算参数

Table 1 Parameters of the three cases studied

工况	潜水位上升 速度 $A / m \cdot s^{-1}$	承压水位下降 速度 $B / m \cdot s^{-1}$	潜水位持续 上升时间 t_1 / s	承压水位持续 下降时间 t_2 / s	初始潜水位 h_1 / m	初始承压水位 h_2 / m
S1	0	0.002	0	175		
S2	0.002	0	175	0	0.4	0.45
S3	0.001	0.001	175	175		

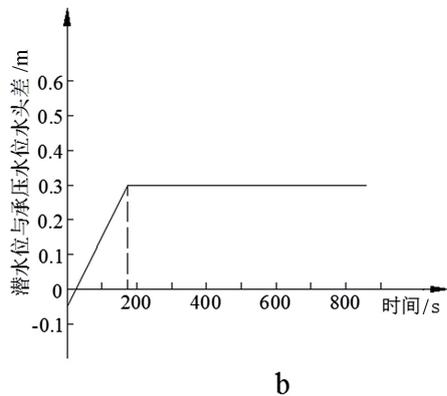
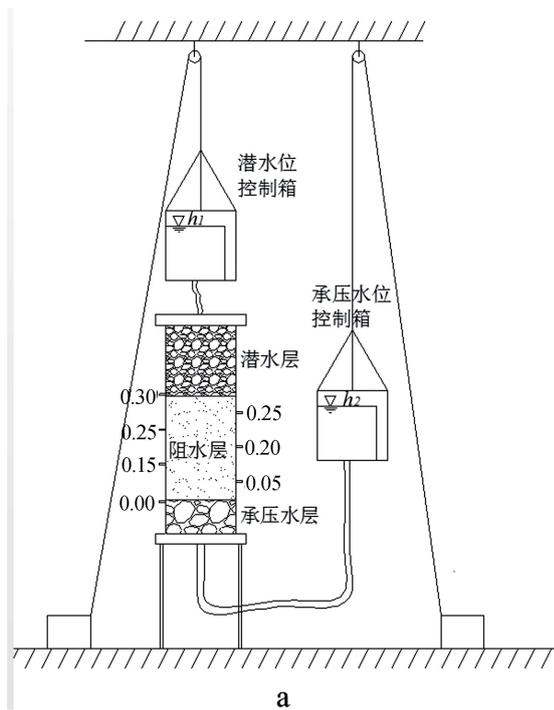
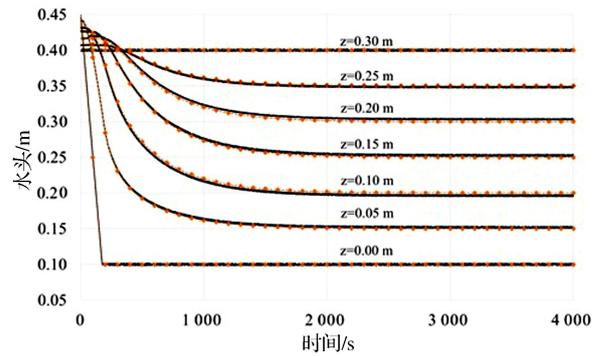
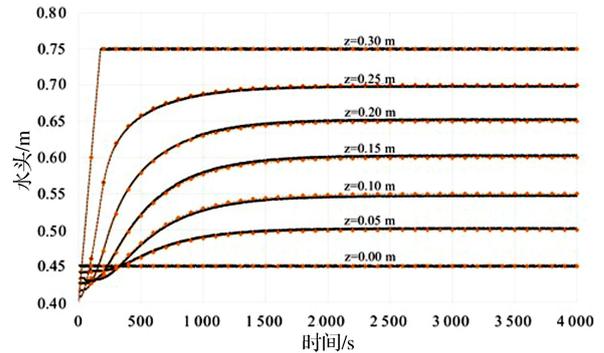


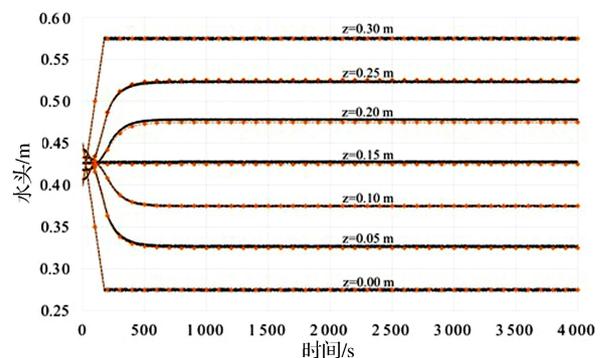
图 4 一维试验装置示意图及地下水水位变化图
Fig. 4 Sketch map of experimental model & the changes of groundwater level



工况S1水头随时间变化曲线



工况S2水头随时间变化曲线



工况S3水头随时间变化曲线

图 5 各工况试验值(实线)与解析解(◆虚线)的比较
Fig. 5 Comparison between the experimental data (solid line) and analytical value (dash line)

3 饱和非稳定渗流对岩溶塌陷的渗透稳定性

3.1 潜水位上升与承压水水位下降水力特性比较

根据公式(14)结合上述试验工况参数进一步计算和分析,结果如图6所示。

(1)承压水位变化的水力特性

在地下水位变化前,承压水位高于潜水位形成稳定渗流场,水流从承压层越流至潜水层。在承压水位下降的作用下,阻水层中渗透坡降的不均匀变化[图6(S1-1)、图6(S1-2)]。当承压水水位减小时,渗透坡降最大值出现在阻水层底部,其他位置变化幅度相对较小[图6(S1-1)]。承压水开始下降初期,阻

水层中的渗透方向仍处于向上的状态,较短时间之后,岩溶开口上方的阻水层处首先改变渗透方向,造成向下的渗透力,且渗透坡降初期增长幅度较大,之后幅度逐渐变小,最后呈较稳定增长趋势,因此渗透力在水位降落过程中是逐步增加的。当停止下降时,最高点处的渗透坡降为-0.1626,并继续变大,直至稳定状态;最低点处的渗透坡降达到最大值6.0024,之后逐渐变小。因此,在承压水位下降过程中,岩溶洞穴上方阻水层黏土处向下渗透力不断增大,加上此处失去基岩的支撑,向下的渗流易成为不利于下部土体稳定的致塌力,促进下部土体往岩溶洞穴剥落,对地层的稳定是不利的。

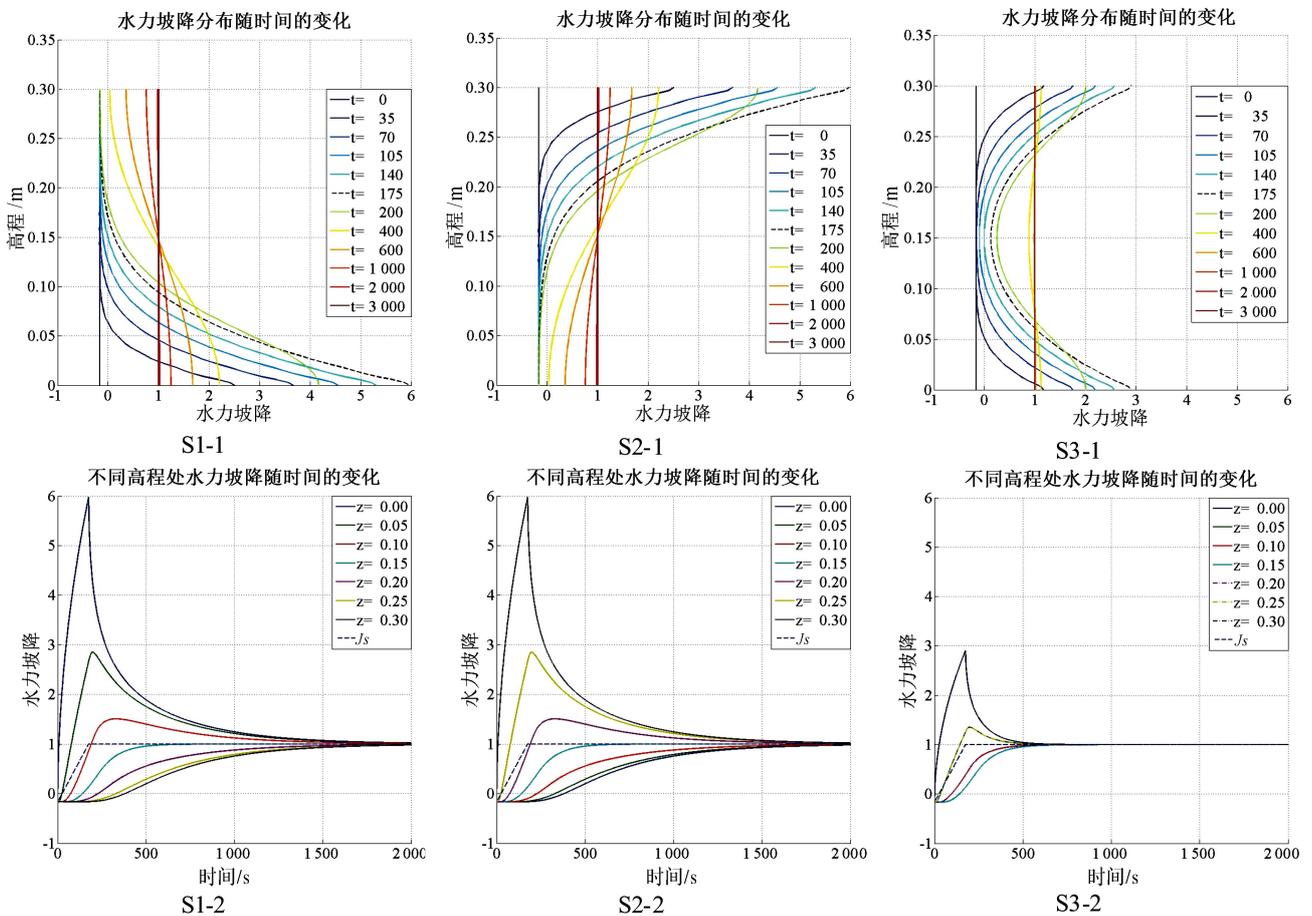


图6 承压水位下降与潜水位上升水力特性的比较

Fig. 6 Comparison of hydraulic characteristics between piezometric level drawdown and phreatic level

(2)潜水位变化的水力特性

由图6(S2-1)、图6(S2-2)可知,阻水层中渗透坡降亦呈现不均匀变化。在地下水位变化前,承压水位高于潜水位形成稳定渗流场,水流从承压层越流至潜水层。潜水位上升后,渗透坡降最大值出现在与潜水层接近位置(上边界处),其他位置变化幅度相对较弱[图6(S2-2)]。潜水位上升初期,阻水层中的渗

透方向仍处于向上的状态,较短时间之后,上边界处首先改变渗透方向,造成向下的渗透力,且初期渗透坡降增长幅度较大,后逐渐幅度变小,最后呈较稳定增长趋势,岩溶洞穴上方阻水层黏土下部渗透坡降值增加,但增长幅度较小。当潜水位停止上升时,最低点处(近承压层位置)的渗透坡降为-0.1626,并继续变大,直至稳定状态;最高点处的渗透坡降达到最

大值 6.002 4,之后逐渐变小,直至稳定状态。

潜水位上升无疑增大了地下水垂直向的流动,但其最大渗透坡降的位置首先会出现在潜水层与阻水层的交界面上,由于有下方土体的支撑作用,对土层的结构影响不大,且很难影响下部的稳定。另外,潜水位升高,增加了对潜水层中土体颗粒浮托作用,即会减轻阻水层中土体的有效应力,因此造成岩溶土洞发育可能性较小;另一方面若无蓄水设施或连续暴雨的影响,其水位变化一般较小,不足以影响饱和阻水层的稳定性。这里需要说明的是,暴雨之后会形成很多的塌陷,一般是因在局部地区地层中已经形成了土洞,受暴雨的影响,造成土体软化,降低土体力学强度,并增加了土洞拱顶的荷载,使得拱顶结构失稳而造成塌陷^[13-14]。

(3)承压水位和潜水位同时变化的水力特性

由图 6(S3-1)、图 6(S3-2)可知,由于土层上下含水层地下水水位成相向同速度变化,导致了阻水层中渗透坡降的对称性变化。在承压水位和潜水位同时变化过程中,渗透坡降最大值出现在阻水层两端,中间位置的渗透坡降几乎不变;在第 175 s 时刻(上下水位停止变化时),土层上下两端点的渗透坡降达到最大值 2.92,是上述两种工况线性叠加的一半。显然,该工况下阻水层底部受到水流最大渗透力低于 S1 工况,高于 S2 工况。

综上所述,三种工况都会造成向下的渗透力,且同等时刻下,由于潜水层与承压水层水头差一致,阻水层中平均渗透坡降相等,因此地下水对它的整体渗透合力相同,但因各工况下最大渗透力出现位置不同,造成破坏的性质不同。因此,承压水位的下降对岩溶开口附近处阻水层中渗透力的影响远大于潜水位的变化。

3.2 承压水位下降速度对渗透稳定的影响

根据公式(17)、公式(16),在承压水位下降试验的基础上,计算分析承压含水层同一降深(试验模型中为 0.35 m)下,不同降速引起的阻水层底部的渗透坡降变化。

在承压水下降过程中,模型最低点处在不同降速下渗透坡降均大于平均渗透坡降,可见动态的地下水位不利于维持土洞的稳定(图 7)。同一降深条件,降速越快,阻水层底部渗透坡降值与阻水层中平均渗透坡降偏离越大,造成最大渗透坡降越大,在降速为 0.000 1 m · s⁻¹、0.000 2 m · s⁻¹、0.000 5 m · s⁻¹、0.001 m · s⁻¹、0.004 m · s⁻¹时,阻水层底部的最大渗透坡降分别为 1.436、1.866、2.946、4.218、8.495。

显然,在降速为 0.004 m · s⁻¹时,阻水层底部的最大渗透坡降会超过临界渗透坡降 8.0,易发生渗透变形或破坏。图 8 反映了同一降深下,阻水层底部最大渗透坡降与降速呈指数函数关系,降速愈快,阻水层底部最大渗透坡降愈大。当降速超过 0.0036 m · s⁻¹

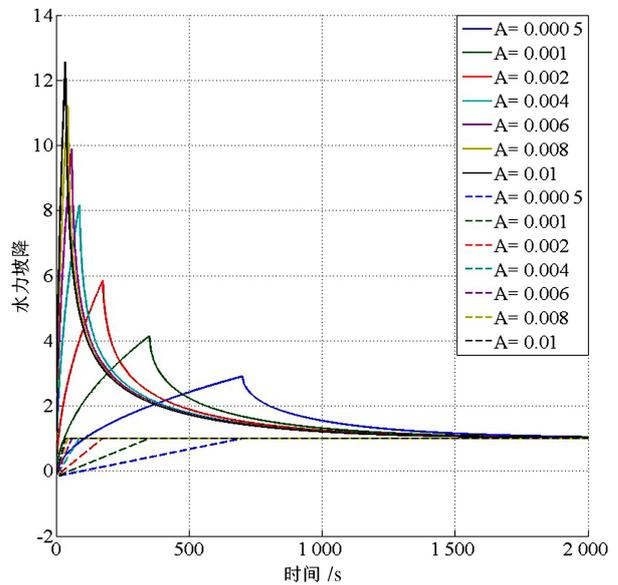


图 7 同一降深、不同降速下,模型最低点渗透坡降随时间变化[虚线为公式(16)Js 时间曲线]

Fig. 7 Hydraulic gradient versus time with different drawdown rates (the dash lines are Js versus time according to equation 16)

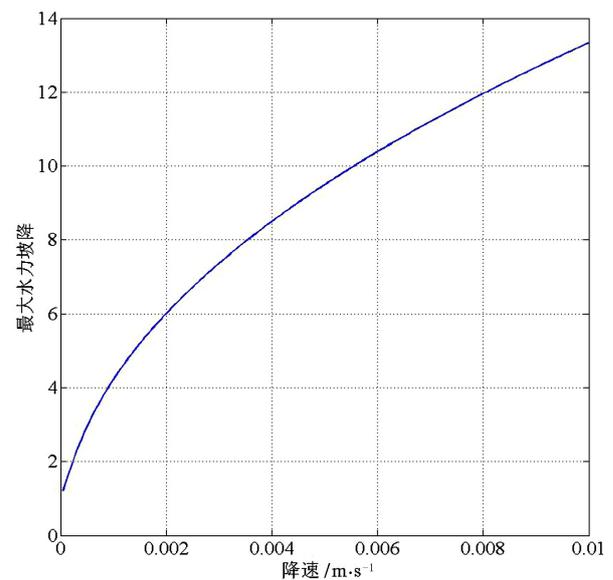


图 8 同一降深下,试验模型最低点最大渗透坡降与降速的关系

Fig. 8 Maximum hydraulic gradient versus drawdown rate with the same drawdown

时,阻水层底部最大渗透坡降超出临界渗透坡降值,对土体稳定不利,易造成土洞的发育与扩展。

3.3 抽水降深、降速与最大渗透坡降之间的关系

根据公式(17)可分别计算获得降深、降速与阻水层底部最大渗透坡降,并建立相互关系绘制成图9,图中红色平面为试验土样的临界渗透坡降值8.0。在临界渗透坡降平面下方的降深、降速所产生的最大渗透坡降均在允许范围之内,地下水流对岩溶塌陷的形成影响较小,有利于土体的稳定。显然,在同一降深下,降速愈快,所形成的最大渗透坡降愈大;在同一降速条件下,降深越大,所形成的最大渗透坡降越大。因此在岩溶地区的承压水资源抽采过程中,需要充分考虑抽采速度与降深之间的关系,严格控制所形成的最大渗透坡降不要超过临界值。

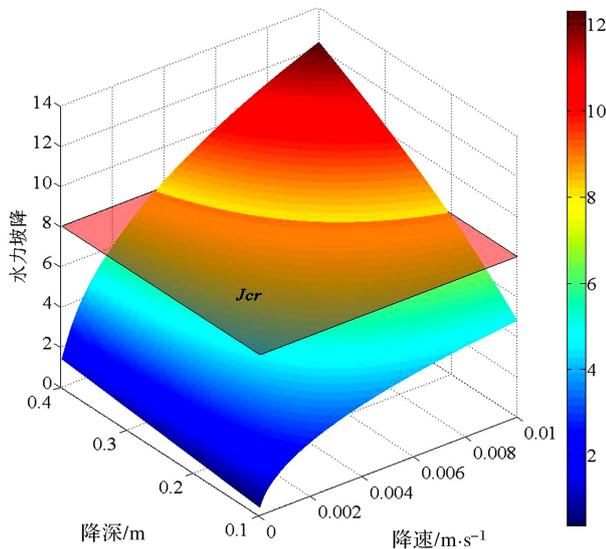


图9 降深、降速与阻水层底部最大渗透坡降之间的关系

Fig. 9 Maximum hydraulic head versus drawdown head and drawdown rate at bottom point

4 结论与讨论

(1)水对饱和土壤中土体的作用力主要受到水流的影响,即渗透力(渗透坡降)的影响。在岩溶塌陷形成机理分析中,渗流方向是岩溶塌陷前期土层中洞穴形成和稳定分析的关键,潜水位上升或者承压水位降落时都会使得渗流方向向下。同等水力变化条件下,承压含水层开采水资源不利于岩溶地区的安全,更有利于岩溶塌陷的形成。潜水位上涨对岩溶地区安全的影响相对较小。

(2)同一降深条件下,形成的最大渗透坡降与降速成指数关系,降速越大,形成的最大渗透坡降越大,

易使得岩溶开口处的土体发生渗透变形,或以流土形式破坏。在岩溶地区开采地下水资源时,应在控制最大降深的同时,还需要控制最大的开采速度,防止出现开采过程中局部渗透破坏。

(3)降速与降深以及渗透坡降变化之间的关系较为复杂,今后仍需要进一步深入研究和探索。

参考文献

- [1] 程星, 彭世寿. 岩溶区地下水水位下降致塌的数值模拟研究 [J]. 地球与环境, 2005, 33(S1): 119-123.
- [2] Waltham T, Bell F G, Culshaw M. Sinkholes and subsidence [M]. Berlin: Springer, 2005.
- [3] 戴建玲, 雷明堂, 蒋小珍. 线性工程岩溶塌陷危险性评价研究 [J]. 中国岩溶, 2012, 31(3): 296-302.
- [4] Zalasiewicz J, Williams M, Steffen W, et al. The New World of the Anthropocene [J]. Environmental Science & Technology, 2010, 44(7): 2228-2231.
- [5] 金晓文, 陈植华, 曾斌, 等. 岩溶塌陷机理定量研究的初步思考 [J]. 中国岩溶, 2013, 32(4): 437-446.
- [6] 李颜贵, 刘子龙, 于孝民, 等. 唐山黄庄岩溶塌陷形成条件和机理分析 [J]. 中国岩溶, 2014, 33(3): 299-307.
- [7] 林丹, 游省易, 唐小明. 矿坑排水与岩溶地面塌陷的关系 [J]. 中国岩溶, 2016, 35(2): 202-210.
- [8] 贾连杰. 尼山水库岩溶塌陷机理研究 [D]. 青岛: 中国海洋大学, 2006.
- [9] Peterson R O, James O, Rumbaugh I. Hydrogeologic Impacts Observed During the January 2010 Freeze Event in Dover/Plant City, Hillsborough County, Florida [M]. Brooksville, Florida: Southwest Florida Water Management District, 2012.
- [10] White C L. Geostatistical Analysis Of Sinkhole Occurrence Due To Increased Groundwater Pumping During Freeze Events In Plant City, Florida [D]. Tallahassee, Florida: The Florida State University, 2013.
- [11] Tharp T M. Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes [J]. Engineering Geology, 1999, 52(1-2): 23-33.
- [12] 雷明堂, 蒋小珍, 李瑜. 唐山市岩溶塌陷模型试验研究 [J]. 中国地质灾害与防治学报, 1997, 8(S1): 187-194.
- [13] 雷明堂, 蒋小珍, 李瑜. 岩溶塌陷模型试验: 以武昌为例 [J]. 地质灾害与环境保护, 1993, 4(2): 39-44.
- [14] Lei M, Gao Y, Jiang X, et al. Experimental Study of Physical Models for Sinkhole Collapses in Wuhan, China [M]//BECK B F. Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, 2005: 91-102.
- [15] 万志清, 秦四清, 李志刚, 等. 土洞形成的机理及起始条件 [J]. 岩石力学与工程学报, 2003, 22(8): 1377-1382.
- [16] Bear J. Dynamics of fluids in porous media [M]. New York: Courier Dover Publications, 2013.

- [17] Terzaghi K. Theoretical soil mechanics [M]. New York: John Wiley & Sons, 1943.
- [18] Fidelibus M D, Gutiérrez F, Spilotro G. Human-induced hydrogeological changes and sinkholes in the coastal gypsum karst of Lesina Marina area (Foggia Province, Italy) [J]. *Engineering Geology*, 2011, 118(1-2): 1-19.
- [19] 刘之葵, 梁金城, 周健红. 岩溶区土洞发育机制的分析 [J]. *工程地质学报*, 2004, 12(1):45-49.
- [20] 贾龙, 蒙彦, 管振德. 岩溶土洞演化及其数值模拟分析 [J]. *中国岩溶*, 2014, 33(3):294-298.

Analysis of seepage effect on the formation of sinkhole in unconfined aquifer-aquitard system caused by groundwater changes

TAO Xiaohu¹, ZHAO Jian¹, Xiaoming WANG², Ming YE², Roger Benito Pacheco Castro²

(1. College of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China;

2. Geophysical Fluid Dynamics Institute, Florida State University, Tallahassee, Florida 32306, USA)

Abstract Cover-collapse sinkholes are an extremely complex process that often cause unpredictable geological disaster. They occur abruptly and can lead to catastrophic damages such as human death and injury, property damage, losses of soil and water and environmental problems, as well as may cause secondary disaster. Groundwater is one of the crucial triggering factors for sinkhole development and collapse. To have a better understanding of the mechanical effect of groundwater on sinkhole formation, the force exerted by the groundwater on the soil particles in saturated zone with porous medium was analysed. In this case, the entire hydraulic force acting on the soil particle by groundwater depends on the seepage force or the value of hydraulic gradient which causes the velocity of groundwater movement. A 1D groundwater flow model was simply established, where the unconfined aquifer-aquitard system overlies the confined aquifer, in order to study the hydraulic gradient distribution in the confining unit. The differences between the effects of the phreatic level arising and piezometric level lowering were compared. Moreover, the effects of drawdown rate and drawdown of piezometric level in confined aquifer on the confining unit were mainly discussed. The results show that groundwater movement with variation of the water table or piezometric level in karst area will erode and disintegrate the soil, resulting in the formation of soil cavity and upward propagation of the erosion. The unsteady seepage due to groundwater level fluctuations goes against the stability of the confining layer above the karst opening; the impact of seepage force resulting from piezometric level lowering is greater than that of the phreatic level arising; the size of the soil cavity formed is related to the degree of the decline of piezometric level which is also influenced by the decline rate; under the conditions with the same piezometric level declines in the confined aquifer, the higher the drawdown rate is, the larger the maximum hydraulic gradient will be formed at the bottom. It was demonstrated that under the same drawdown condition, a critical drawdown rate should be made to prevent the soil failure; meanwhile, when a huge drawdown rate is needed, we should shorten the time of continuous drawdown. In other word, a critical drawdown should be proposed to protect the stability. Thus, controlling maximum operating head and maximum drawdown rate is critical in managing the groundwater exploitation in confined aquifer, in order to reduce or avoid the occurrence of cover-collapse sinkhole.

Key words unconfined aquifer-aquitard system, sinkhole, seepage force, 1D groundwater movement, phreatic level arising, piezometric level drawdown, drawdown rate

(编辑 黄晨晖)