

doi:10.3799/dqkx.2017.067

不同饱和黏性土渗透系数预测方法的应用与对比： 以苏北沿海平原黏土为例

葛 勤^{1,2}, 梁 杏³, 龚绪龙^{1*}, 刘 彦¹

1. 国土资源部地裂缝地质灾害重点实验室, 江苏南京 210018

2. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

3. 中国地质大学湿地演化与生态恢复湖北省重点实验室, 湖北武汉 430074

摘要: 渗透系数(K)是水文地质、岩土工程领域的重要参数,而低渗透介质的结构较为复杂,在实际应用中,场地的尺度、介质的扰动程度等均会对 K 的确定产生影响。利用 $\delta^{18}\text{O}$ 化学示踪法、室内试验及经验公式法估算饱和黏性土的垂向渗透系数,并对比分析不同预测方法的适用性。以苏北沿海平原第四纪厚层黏土为例, $\delta^{18}\text{O}$ 化学示踪法预测厚层黏性土的渗透系数低于 10^{-11} m/s,室内法测得渗透系数为 $2.61 \times 10^{-8} \sim 9 \times 10^{-12}$ m/s,经验法预测值较大,是室内法的几倍到几十倍。 $\delta^{18}\text{O}$ 化学示踪法是表征天然条件下长时间的实验结果,除了反映数十米厚层黏性土的等效渗透性能,还可预测黏土孔隙水的渗流时间;结合测定黏土样品液塑限等室内实验参数,室内实验和经验公式法可以提供系列剖面黏土的渗透系数,更清晰地说明厚层黏土剖面不同渗透系数预测方法的差异性。

关键字: 黏性土; 渗透系数; $\delta^{18}\text{O}$ 化学示踪; 室内实验; 经验公式; 苏北沿海平原; 水文地质。

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2017)05-0793-11

收稿日期: 2016-12-17

Application and Comparison of Various Methods for Determining Hydraulic Conductivity in Saturated Clay-Rich Deposits—A Case Study of Clay-Rich Sediments in North Jiangsu Coastal Plain

Ge Qin^{1,2}, Liang Xing³, Gong Xulong^{1*}, Liu Yan¹

1. Key Laboratory of Earth Fissures Geological Disaster, Ministry of Land and Resources, Nanjing 210018, China

2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Hubei Key Laboratory of Wetland Evolution and Ecological Restoration, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: The hydraulic conductivity (K) of deposits is one of the important and fundamental properties for solving various problems in the study filed of hydrogeology and geotechnical engineering. However, in the study of clay-rich deposits, the selection of the evaluation method for K is obviously affected by the scale of the site and the degree of deposits disturbance due to the complex deposit structure. Chemical ($\delta^{18}\text{O}$ as the tracer), laboratory, and empirical formula methods were used to predict the vertical hydraulic conductivity in saturated clay-rich deposits, and their practicability was analyzed. Take the Quaternary thick clay-rich sediments in North Jiangsu coastal plain for example, the estimated hydraulic conductivity of the thick clay-rich sediments was lower than 1×10^{-11} m/s using $\delta^{18}\text{O}$ chemical methods. Using laboratory method, that range between 2.61×10^{-8} and 9×10^{-12} m/s. The larger predictive values were determined by empirical formula method and higher than that obtained using hydraulic method by several times. Chemical method was applied to display the long-term experimental results under the natural conditions, and the equivalent permeability of the decade meters clay-rich deposits. Besides, the residence time of pore water in the sediments was also predicted. Combined with the laboratory parameters of clay samples, such as liquid and

基金项目: 国家自然科学基金项目(No.41272258); 国土资源部地裂缝地质灾害重点实验室开放基金项目(No.EFGD2013007)。

作者简介: 葛勤(1990-),女,博士研究生,主要从事低渗透水文地球化学的研究。ORCID:0000-0001-5509-3900.E-mail: geqin90827@126.com

* **通讯作者:** 龚绪龙, ORCID:0000-0003-4231-9995.E-mail: xulunggong@126.com

引用格式: 葛勤,梁杏,龚绪龙,等,2017.不同饱和黏性土渗透系数预测方法的应用与对比:以苏北沿海平原黏土为例.地球科学,42(5):793-803.

plastic limit, laboratory and empirical formula methods could provide series hydraulic conductivities of the whole profile, in order to show the difference of different permeability coefficient prediction methods in thick clay-rich profile.

Key words: clay-rich deposit; hydraulic conductivity; $\delta^{18}\text{O}$ chemical method; laboratory method; empirical formula method; North Jiangsu coastal plain; hydrogeology.

0 引言

低渗透黏土是控制区域水流的重要组成部分,是污染物运移、咸水下渗以及地面沉降等的主要场所 (Malusis and Shackelford, 2002; 崔莉红等, 2014). 基于其较低的低渗透性, 常被认为是含水层的天然保护屏障, 并作为核废料以及 CO_2 的重要储存场所 (Mazurek *et al.*, 2011). 在古环境的研究中, 孔隙水在低渗透黏土中流动缓慢, 甚至不能流动, 孔隙水作为重要的信息载体, 极有可能封存了一定时期的古环境信息 (Hendry and Wassenaar, 1999; 李静等, 2012a; Al *et al.*, 2015; 牛宏等, 2016). 饱和渗透系数 (K) 是低渗透黏土孔隙水流动、运移以及水盐相互作用的有效指标, 是表征低渗透介质渗透特性的重要参数之一.

常用的低渗透介质的 K 的确定方法可以划分为 3 种类型: (1) 化学示踪法; (2) 室内实验法; (3) 经验公式法. 化学示踪法主要用来估计通量或者孔隙水的实际流速, 是间接获取低渗透介质的 K 的一种方法 (Savoie *et al.*, 2006), 常用于预测厚层黏性土长时间尺度的渗透特性. 室内实验法是采用室内测试仪器获取低渗透介质 K 的一种方法 (Yu *et al.*, 2013; Ilek and Kucza, 2014). 经验公式法在缺乏实验数据的情况下, 利用已有研究成果的经验公式, 估计低渗透介质的 K . 由于土壤的岩性及其他参数更易于获取, 利用多孔介质及流体的物理参数预测 K , 是目前工程及地球科学研究中常用的重要方法之一 (Ishaku and Kaigama, 2011).

实际上, 低渗透黏土的 K 难以准确确定, 不同学者、不同方法获取的低渗透介质的 K 相差几倍、数十倍, 甚至上千倍. Gardner *et al.* (2012) 通过对比黏土实测与理论示踪模拟剖面, 预测了低渗透黏土的 K . 室内实验方法适用和测试的范围较广, K 测试区间为 $10^{-17} \sim 10^{-5}$ m/s (Luffel *et al.*, 1993; Eaton *et al.*, 2007), 对于局部裂隙及浅层风化带的出现也具有较好的表征. 党发宁等 (2015) 总结对比多种 K 的经验公式, 认为采用稠度指标修正的 Kozeny-Carman 和斯托克斯经验公式可以预测黏性土的 K . 粒度、液塑限、孔隙比 (e) 等黏土参数也是影响 K

的重要指标 (邓永锋等, 2011; Vienken and Dietrich, 2014). 尽管相关的研究成果较为丰富, 研究进展较为前沿, 但低渗透介质的结构较为复杂, 在实际应用中, 场地的尺度、介质的扰动程度等均会对 K 确定方法的选择产生影响, 且需要引入不同的假设条件. 对比 K 的 3 种预测方法有助于大家更好地了解每种方法的优点和不确定性, 为今后更好地选择不同低渗透介质类型 K 的适用方法提供一定的科学依据和参考价值.

苏北沿海平原受气候变化、海面波动及一些自然灾害的影响, 晚第四纪以来沉积了厚层的海相及海陆交互层, 沉积的厚层黏土层及海相层为饱和黏土渗透系数预测方法的对比提供了基础条件. 因此, 本文以苏北沿海平原 SY1 孔第四纪饱和黏性土为例, 结合实测剖面黏性土常规参数, 应用 1D $\delta^{18}\text{O}$ 对流扩散溶质运移模型、室内高压渗透仪以及 KC 经验方程预测黏性土的渗透系数, 总结对比不同方法在低渗透介质中的适用性, 为低渗透介质的溶质运移提供参数依据.

1 理论背景

1.1 化学示踪法

化学示踪法直接预测低渗透介质的渗透速率或者孔隙水的垂向流速, 是利用实测的水力梯度和孔隙度间接获取 K 的一种方法 (Gardner *et al.*, 2012). 自然条件下, 孔隙水在垂向水力梯度的控制下, 以 1D 垂向的对流扩散运移为主 (Hendry *et al.*, 2004, 2013). 化学或者同位素组分可以作为天然的示踪剂提取低渗透介质中孔隙水的运移方式及运移时间的信息. 当孔隙水以分子扩散运移为主时, 天然示踪剂作为一种信息载体, 可以提供大量的传统地下水研究手段无法获取的信息. 运用该方法预测黏土渗透系数必须满足 2 个条件: (1) 提供垂向剖面连续的示踪剂数据; (2) 剖面的上下边界之间存在浓度梯度.

孔隙水在黏性土中的运移满足平衡的溶质运移模型, 利用 Fick 定律对流扩散模型表征垂向 1D 饱和和介质溶质运移过程:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 C}{\partial Z^2} - V \frac{\partial C}{\partial Z}, \quad (1)$$

边界条件和初始值表示为:

$$\begin{aligned} C(z, t) &= C_1, 0 < z < Z, t = t_0, \\ C &= (z, t) = C_2, z = 0, t > t_0, \end{aligned} \quad (2)$$

式中: D_e 为有效扩散系数(m^2/s); V 为实际流速(m/s); C 为溶质浓度(mg/L); z 为垂向溶质运移距离(m); Z 为黏土层的实际厚度(m); t 为运移时间(s).

利用 Peclet 常数(P)可以判断对流或者扩散运移方式对溶质运移的贡献程度:

$$P = \frac{V^2 T}{D_e}, \quad (3)$$

式中: T 为溶质运移的所有时间(s).如果 $P < 1$, 溶质以扩散为主, 对流作用可以忽略, 反之, 溶质以对流作用为主(Love *et al.*, 1995). 本文假设黏土孔隙水运移满足达西定律, 以此为前提对数据进行分析.

1.2 室内实验法

室内试验一般采用变水头和常水头两种方法, 实验中会采用外在气压增加渗透的水力梯度, 提高实验的效率. 本文采用自主研发饱和和低渗透黏土高压渗透仪(图1)(葛勤等, 2015)完成 K 的测试. 实验仪器主要由渗透容器、特制高压供水瓶、精密压力表、精密调压阀、空压机、干燥装置、进水管、进气管以及温度计等组成. 仪器所能测的 K 范围为 $10^{-6} \sim 10^{-13} m/s$, 压力表的范围为 $0 \sim 1 MPa$, 精度可达 $4 \times 10^{-3} MPa$, 调压阀的范围为 $0.05 \sim 0.8 MPa$, 精度为 $2 \times 10^{-3} MPa$.

该方法适用范围较广, 可以确定不同层位连续的渗透系数. 但采样过程中, 由于周围围压的释放, 试样样品存在不同程度的膨胀, 对原状样品产生二次扰动, 导致室内测试值较实际数据偏大.

1.3 经验公式法

Kozeny-Carman(以下简称 KC)经验方程被广泛地应用于多孔介质 K 的预测. KC 经验方程 1927 年被 Kozeny 提出, 随后由 Carman 进行了补充修改(Carman, 1937, 1939). 修正经验公式为:

$$K = C \left(\frac{g}{\rho_w \gamma_w} \right) \frac{e^3}{(1+e)S^2 G_s^2}, \quad (4)$$

式中: C 为黏土弯曲度及形状系数对 K 的影响系数, 约为 0.125, 无量纲; g 为万有引力常数, $9.8 \times 10^3 N/g$; γ_w 为流体的容重, $1 \times 10^6 g/m^3$; e 为孔隙度, S 为颗粒的质量比表面积, m^2/g ; ρ_w 为自由水的密度, $1 \times 10^6 g/m^3$; G_s 固体颗粒比重(= 岩土的密

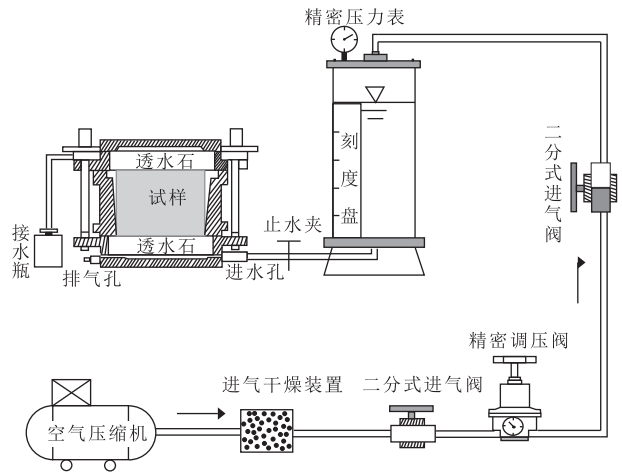


图1 饱和和低渗透介质 K 测定示意

Fig.1 Device of measuring saturated clay hydraulic conductivity

度/流体的密度, 即 ρ_s/ρ_w), 无量纲.

Chapuis and Aubertin(2003)利用 300 个室内 K 实验数据, 证实 KC 经验方程适用于所有类型的土壤. S 是方程中的重要参数, 液限(w_L)和塑限(w_p)是描述细粒土颗粒分布、物理性质的重要指标(Santamarina *et al.*, 2002), 可以用来表征流体压力条件下土壤颗粒的 S 及双层扩散膜的厚度(Muhunthan, 1991), 将双层扩散膜这一微观参数与界限含水量建立了联系. 大量的实验数据表明, 黏土的 w_L 与颗粒的比表面积呈正相关关系, Farrar and Coleman(1967)依据 19 个黏土试样(w_L 在 28~121 之间)得出 w_L 和 S 的关系表达式:

$$S = 1.48w_L - 14, \quad (5)$$

式中: S 是 KC 的重要参数, 实验和理论的方法较多, 且目前理论的方法得到了广泛的认可.

该方法在没有实验设备及技术支持的条件下, 可以快速地预测低渗透介质的 K . 但数据一般仅用于参考或者对照使用, 在缺乏实验条件及数据的基础上, 可以作为一般的工程预测使用.

2 样品来源与测试

2.1 研究区背景

本文以苏北沿海平原 0~250 m SY1 孔为例(图2), 该孔贯穿第四纪沉积层, 250.0~226.5 m, 上新世晚期河流湖泊相沉积, 以红棕色和棕黄色黏土沉积为主; 226.5~130.4 m, 早更新世湖泊与河流相交互式沉积, 岩性为红棕色黏土和粉砂质黏土, 局部夹厚层黄色黏土质粉砂; 130.4~85.6 m, 中更新世

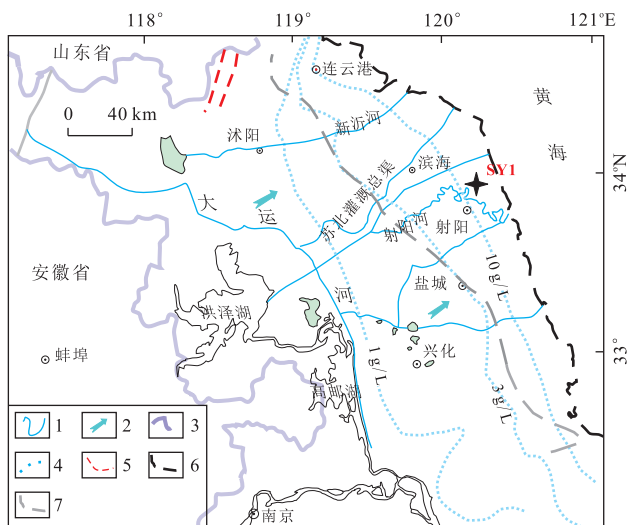


图 2 SY1 孔钻孔位置

Fig.2 Location of SY1 core at North Jiangsu coastal plain

1.河流;2.地下水流向;3.省界;4.地下水 TDS 等值线;5.断裂;6.现代海岸线;7.东岗海岸线

泛滥平原沉积层,未见明显海相沉积层,下部为第二承压含水层,上部以浅灰色黏土和黏土质粉砂互层;85.6~40.0 m,晚更新世初期的末次间冰期, MIS5 期,以灰色粉砂和黏土互层的海相沉积层为主;40.0~31.7 m,晚更新世冰期, MIS4 时期,岩性为灰黄色黏土;31.7~22.3 m,晚更新世海侵沉积层, MIS3 时期,岩性为灰色粉砂和黏土,含有大量的贝壳碎屑;22.3~19.92 m,晚更新世末次冰期, MIS2 时期,灰色粉砂层,含有大量的贝壳碎屑;19.92~0 m,全新世海相沉积层,岩性为灰黄色粉砂质黏土。

中更新世后期,海平面上升,形成了苏北平原第一次海侵事件,影响范围较小,程度较弱。晚更新世时期发生了 2 次大规模的海侵,分别距今(BP)约 110~70 ka 和 40~30 ka,影响范围可达苏北平原西部的宿迁、泗洪一带(杨怀仁和陈西庆,1985)。进入全新世,气温快速升高,海平面持续上升,1.1~0.7 ka BP 海面较高,6.3~5.6 ka BP、4.5~4.0 ka BP 和 3 ka BP 前后海面较低(王富葆,1985),4.6~3.8 ka BP 海岸线一直在东岗附近(凌申,2002),直至 1 128 a 黄河夺淮入海,海岸线东迁速度加快,海水迅速向东退去,形成了如今的苏北沿海平原(凌申,2009)。

2.2 样品测试

研究样品采样间隔为 1~2 m,共采集 134 个样品用于黏性土孔隙水氧同位素的测试分析。孔隙水的提取是化学示踪法得以实施的关键,孔隙水提取手段主要有离心法、机械压榨法、蒸馏法及静提法

(李静等,2012b),本文采用真空蒸馏和机械压榨法,其中真空蒸馏法在高温真空的状态下,让孔隙水快速变成水蒸气,另一端冷凝收集,进行黏性土孔隙水的提取,提取工作在中国林业科学研究院荒漠化研究所完成,样品用于氧同位素测试;而机械压榨法提取的孔隙水用于水化学组分的测试分析(李静等,2012b);测试前所有水样均需用 0.45 μm 微孔滤膜过滤,于 4~6 $^{\circ}\text{C}$ 条件下保存。采用同位素质谱仪(MAT 253)进行孔隙水氧同位素分析测试, MAT 253 同位素质谱仪采用灯丝加高压差生的电子轰击气体分子产生离子,完成样品的氧同位素测试,于武汉大学水资源与水利科学国家重点实验室完成, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^2\text{H}$ 的测试精度分别为 $\pm 0.2\%$ 和 $\pm 2\%$ 。水化学组分阳离子测样前用优级纯硝酸酸化,使其 $\text{pH} < 2$,在中国地质大学(武汉)环境学院实验中心测试,测试仪器为电感耦合等离子体光谱仪(ICP-OES)(仪器型号:ICAP-6300 型),精度 0.01;阴离子测试仪器为离子色谱仪(ICP-OES)(仪器型号:ICS1100 型),精度 0.1。 Cl^- 、 Br^- 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的测试结果见图 3。

液塑限在中国地质大学工程学院利用液塑限联合测定仪完成,粒度分析测试,由中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室完成,测量仪器为 LS230 全自动激光粒度分析仪,检测范围为 0.04~2 000 μm 。室内渗透试验开始前,避免样品受到后期蒸发的影响,试样经真空抽气装置饱水 72 h 以上,采用无气蒸馏水进行渗透实验,渗透系数均为温度校正后的数值。

按照土工试验规程标准完成 10 组 K_e 、孔隙度、相对密度、粒度测试以及 8 组样品液塑限的测定(表 1)。

采用室内原状土径向扩散实验仪确定 Cl^- 的有效扩散系数(D_e),具体实验过程参考葛勤等(2016, 2017),测得 54.95~55.15 m 深度处 Cl^- 的 D_e 为 $2.1 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ (孔隙度为 0.40,室内温度为 24 $^{\circ}\text{C}$),已知苏北地下水常年的平均气温为 14 $^{\circ}\text{C}$,为了确保化学示踪法的预测精度,结合温度与流体粘滞度的关系(Li and Gregory, 1974),对测定的 D_e 进行校正,校正后 Cl^- 的 D_e 为 $1.6 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ 。 $\delta^{18}\text{O}$ 的 D_e 在任何浓度中恒定,但 Cl^- 在不同的浓度中差别很大(Wang, 1952)。 Cl^- 在残余海水中的 D_e 为 $1.68 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$,依据 D_e 和 D_0 (自由水中的扩散系数), $\delta^{18}\text{O}$ 在 SY1 孔黏土中的有效扩散系数为 $2.5 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ 。鉴于 D_e 与孔隙度之间的相关性

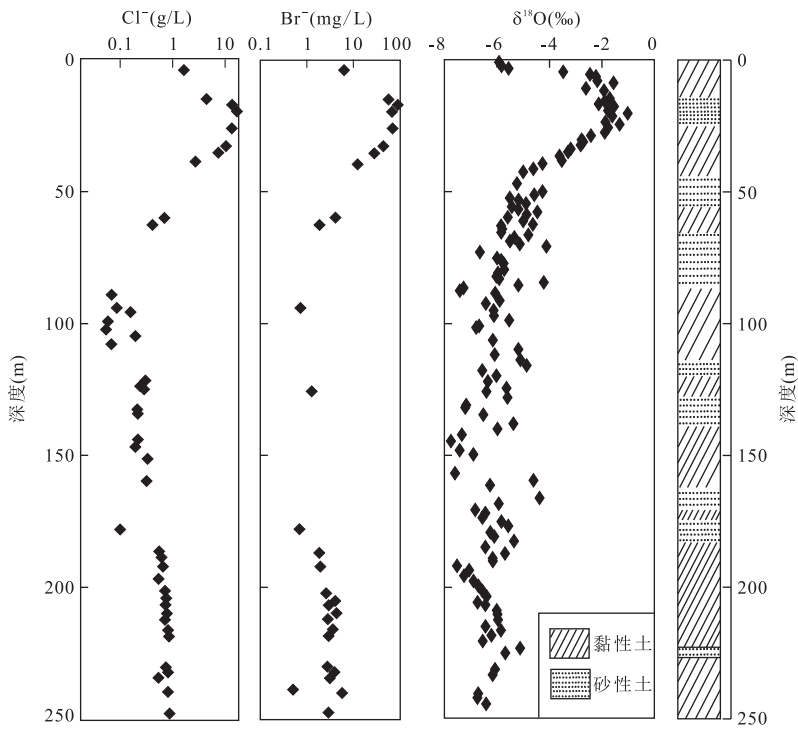


图 3 黏性土孔隙水 Cl^- 、 Br^- 、 $\delta^{18}\text{O}$ 垂向分布

Fig.3 The vertical distribution of Cl^- , Br^- , $\delta^{18}\text{O}$ values of porewater in SY1 clay-rich sediments

表 1 苏北原状黏性土物理指标

Table 1 Parameters of undisturbed clay-rich deposits in North Jiangsu

深度 (m)	液限 (%)	塑限 (%)	<3.9 μm 粘粒 (%)	3.9~62.3 μm 粉粒 (%)	实测 K (m/s)	经验公式 K (m/s)	经验公式 K / 实测 K	孔隙度	孔隙比	相对密度
5.76~5.86	30.44	18.66	14.13	77.90	2.61×10^{-8}	8.36×10^{-10}	0.03	0.38	0.60	2.07
14.82~15.02	35.56	21.63	22.64	74.52	4.52×10^{-10}	2.82×10^{-9}	7.99	0.53	1.13	1.79
89.00~89.20	—	—	20.06	62.87	1.40×10^{-11}	—	—	0.40	0.67	2.14
95.60~95.80	—	—	31.70	68.30	7.30×10^{-10}	—	—	0.43	0.74	2.03
121.40~121.60	55.58	26.51	29.78	55.56	1.09×10^{-11}	2.57×10^{-10}	23.68	0.43	0.77	2.07
142.20~142.40	53.63	28.15	28.99	60.55	9.04×10^{-12}	2.38×10^{-10}	26.30	0.38	0.75	2.19
172.20~172.40	34.79	19.92	14.39	38.86	1.42×10^{-10}	4.75×10^{-10}	3.35	0.38	0.62	2.08
202.20~202.40	46.19	22.65	39.73	60.24	2.86×10^{-10}	2.93×10^{-10}	1.02	0.40	0.68	2.09
218.00~218.20	47.86	22.88	29.46	48.45	1.50×10^{-11}	2.05×10^{-10}	11.32	0.38	0.62	2.09
245.20~245.40	46.07	22.59	29.00	56.60	3.70×10^{-11}	3.37×10^{-10}	9.04	0.41	0.70	2.02

注：“—”代表未测定。

(Boudreau and Meysman, 2006), SY1 剖面孔隙度变化不大, 因此采用 $2.5 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ 作为剖面溶质运移的 D_e 。

根据测试的黏性土室内参数和孔隙水水化学数据, 结合 COMSOL4.4 软件进行溶质运移模型的建立与分析。COMSOL4.4 软件(原 Finite Element Modeling Laboratory) 是一个基于偏微分方程的多物理场有限元分析软件, 目前在土壤水入渗的研究中得到了广泛的应用(Wissmeier and Barry, 2011; Glaus *et al.*, 2015)。与传统的地下水溶质运移软件相比, COMSOL4.4 一方面可以完成多物理场的耦

合模拟, 另一方面可以准确地模拟低渗透介质无对流情况下, 溶质纯扩散的运移特征。本文运用 COMSOL4.4 地球科学模块的溶质运移模块, 基于 Fick 定律的对流-弥散方程, 模拟黏土剖面 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂向运移规律。

3 结果与讨论

3.1 化学示踪法

3.1.1 边界条件和初始值设定 本文根据黏土剖

面 $\delta^{18}\text{O}$ 上下边界的浓度分布特征,结合方程(1)建立一维垂向溶质运移模拟,获取黏土孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 的运移时间,结合常规参数,预测黏土剖面的渗透系数.由于黏性土的渗透性很低,约 $10^{-10} \sim 10^{-12}$ m/s,假定黏土孔隙水满足垂向运移,这种假设参照 Hendry *et al.* (2013).

考虑到浓度差是化学示踪法使用的必备条件,因此本文选择 0~65 m 作为化学示踪法的研究范围.如图 3 所示,海相层孔隙水的 Cl^- 、 Br^- 及 $\delta^{18}\text{O}$ 非常富集,局部接近标准海水值,且 Cl^-/Br^- 比值为 80.1~269.1(均值 203.6,标准海水约为 297),指示黏性土孔隙水来源于改造后的海水.浅层 0~2.0 m,孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 分布在 -6.0‰ 左右,孔隙水出现淡化;2.0~6.4 m, $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐偏正,具有明显的垂向扩散作用,说明全新世海水退出后,由于后期大气降水的稀释作用(汪名鹏,2014),黏土剖面顶部也存在溶质的对流扩散作用;6.4~27.6 m, $\delta^{18}\text{O}$ 分布在 -1.5‰ 周围,变化幅度小,较海水值偏负,表征海水进入黏土层之前可能发生了一系列的物理化学过程,如蒸发、稀释作用;27.6~36.0 m 呈连续扩散分布,该层位孔隙水较好地封存了其原始孔隙水的特征,可以作为黏性土孔隙水的初始值.

假如黏性土孔隙水与沉积物在同一时代沉积,晚更新世第 2 次海侵结束,距今约 23 ka 海水全部退出研究区(王靖泰和汪品先,1980),而沉积剖面 $\delta^{18}\text{O}$ 探寻不到任何海退的痕迹,指示 SY1 孔 0~65 m 保存的孔隙水来源于最近的海侵,即全新世时的海侵,与其沉积物并不是同一时代.

综上所述,全新世海水退出研究区之前,主要是

黏土孔隙水与下伏承压含水层的溶质运移,此后,全新世海水迅速撤离研究区,黏土层的上边界发生变化,造成上部和下部分别进行溶质的扩散运移.然而,由于不确定黏土孔隙水的运移时间及海退开始时间,因此本文分段模拟黏性土孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 的运移,结合方程(1)、(2),运用 COMSOL4.4 软件完成本文的溶质运移模拟.上段:考虑到全新世海退历时较短,笔者假设上边界(1~2 m)为近似稳态定浓度边界,设定为大气降水定浓度边界为 -7.5‰ (付昌昌,2015),下伏黏性土孔隙水初始值设定为 -1.5‰ ;下段:晚更新世原始孔隙水均被全新世海进时期的海水替换,黏土层 36 m 以下 $\delta^{18}\text{O}$ 值趋于一致,因此以 36 m 为界限,上部黏土孔隙水(1~36 m)初始值设定为 -1.5‰ ,下部黏土孔隙水(36~65 m)初始值设定为 -5.8‰ ,下边界为承压含水层定浓度边界(65.0~85.5 m, -5.8‰).

3.1.2 模拟结果分析 由于黏土孔隙水提取手段复杂,水量较少,年龄难以确定,利用化学示踪法不仅可以预测黏土的 K 还可以推断孔隙水赋存的年龄.Hendry *et al.* (2004)认为孔隙水溶质的浓度具有曲线式的垂向变化,溶质的运移方式以扩散为主.假如 SY1 孔 $\delta^{18}\text{O}$ 的运移方式是分子扩散,结合上述边界和初始条件,模拟不同时间 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂向理论运移浓度曲线(图 4,图 5).结果表明,当运移时间为 1 000 a 和 3 000~6 000 a 时,SY1 孔上段和下段理论曲线和实测值吻合.

研究区第一承压含水层和第二承压含水层的测压水位分别为 -4.5 m 和 -15.4 m(付昌昌,2015),相应的水力梯度约为 0.25.孔隙度取垂向平均值为

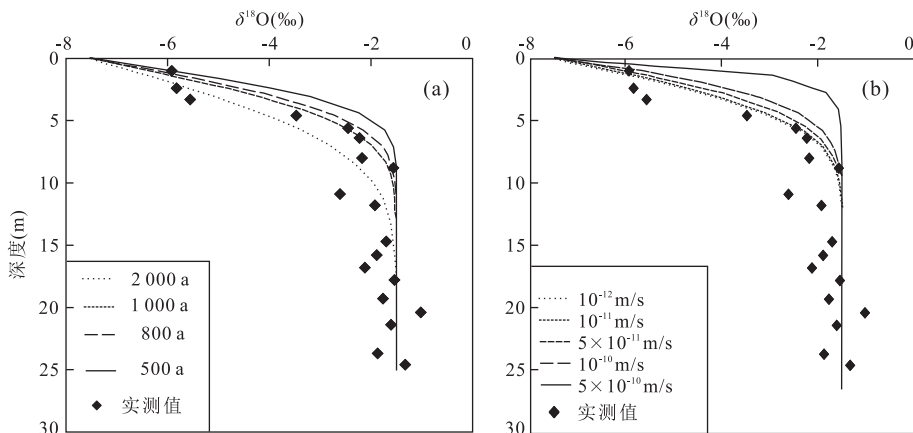


图 4 0~26.4 m 孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 实测值与化学示踪模拟值的对比

Fig.4 Comparison between the measured $\delta^{18}\text{O}$ values and the simulations of tracer profiles in the depth of 0 to 26.4 m

a. 曲线代表纯扩散条件下,不同模拟时间对应的理论曲线;b. 1 000 a 运移条件下,曲线代表不同渗透系数对应的理论模拟曲线

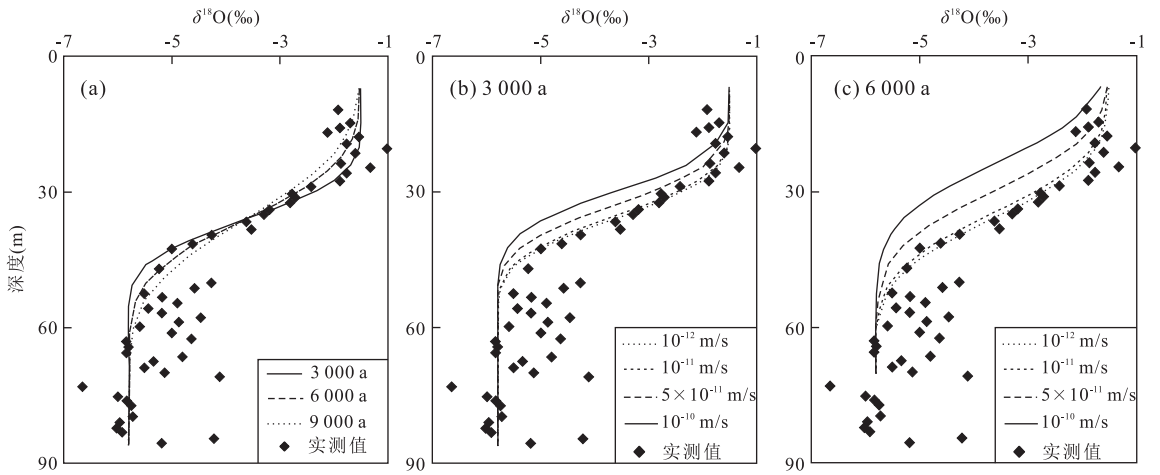


图 5 26.4~65.0 m 孔隙水 δ¹⁸O 实测值与化学示踪模拟值的对比

Fig.5 Comparison between the measured δ¹⁸O values and the simulations of tracer profiles in the depth of 26.4 to 65.0 m a.曲线代表纯扩散条件下,不同模拟时间对应的理论曲线;b,c.3 000 a 和 6 000 a 运移条件下,曲线代表不同渗透系数对应的理论模拟曲线

表 2 室内实验测定苏北原状黏土试样 K (10⁻¹⁰ m/s)

Table 2 The laboratory-measured K of undisturbed samples in North Jiangsu

5.76~5.78 m			14.82~15.02 m			89.0~89.2 m			95.6~95.8 m			121.4~121.6 m		
水力梯度	实测值	K 均值	水力梯度	实测值	K 均值	水力梯度	实测值	K 均值	水力梯度	实测值	K 均值	水力梯度	实测值	K 均值
0.2	310	260.7	43.7	4.57	4.52	91.9	0.13	0.14	41.9	7.68	7.30	92.0	0.12	0.11
0.2	268	260.7	43.7	4.50	4.52	91.9	0.15	0.14	41.9	7.56	7.30	92.0	0.09	0.11
0.2	244	260.7	47.0	4.04	4.52	91.9	0.15	0.14	41.9	7.52	7.30	92.0	0.15	0.11
0.2	199	260.7	47.0	4.13	4.52	91.9	0.15	0.14	55.3	6.95	7.30	92.0	0.10	0.11
0.2	250	260.7	54.5	4.51	4.52	86.9	0.14	0.14	55.3	6.99	7.30	87.0	0.10	0.11
0.2	293	260.7	54.5	5.36	4.52	86.9	0.14	0.14	61.9	7.10	7.30	87.0	0.10	0.11
142.2~142.4 m			172.2~172.4 m			202.2~202.4 m			218.0~218.2 m			245.2~245.4 m		
48.8	0.04	0.09	76.3	2.58	1.42	76.3	2.79	2.86	75.3	0.17	0.15	74.6	0.35	0.37
46.2	0.12	0.09	78.6	1.12	1.42	78.6	2.46	2.86	75.3	0.17	0.15	74.6	0.36	0.37
53.7	0.14	0.09	76.3	1.27	1.42	74.4	2.32	2.86	75.3	0.14	0.15	77.9	0.39	0.37
62.1	0.06	0.09	76.3	1.12	1.42	67.7	3.74	2.86	75.3	0.15	0.15	69.6	0.49	0.37
62.1	0.13	0.09	76.3	0.98	1.42	76.2	3.00	2.86	75.3	0.15	0.15	78.2	0.26	0.37
	—	—	—	—	—	—	—	—	75.3	0.11	—	—	—	—

注:表示“—”无测值.

0.4,孔隙水以扩散作用为主,结合方程(3),利用达西定律计算上、下部黏土的垂向 K 需要满足 $K_{\uparrow} < 1.4 \times 10^{-10}$ m/s, $K_{\downarrow} < 8.2 \times 10^{-11}$ m/s.以 1 000 a 和 3 000~6 000 a 分为上、下部黏土孔隙水运移的时间,分析不同数量级孔隙水渗透系数(渗透流速)对 δ¹⁸O 理论垂向分布的影响.如图 4,5 所示,当 $K > 1 \times 10^{-11}$ m/s 时,理论曲线逐渐偏离实测值;当 $K \leq 1 \times 10^{-11}$ m/s 时,理论曲线和实测值吻合,即有无对流作用的存在对理论曲线影响不明显,进一步说明垂向分子扩散是影响孔隙水运移的主要方式,垂向对流作用可以忽略,但必须满足 $K \leq 1 \times 10^{-11}$ m/s.

3.2 室内渗透实验

利用改装的高压渗透试验仪,按照实验要求准

备试样,并完成仪器的安装,试样排气后进行渗透试验.实验过程中为了避免出水口存在侧向压力,要保证整个实验过程中出水口渗液呈水滴状流出.由于黏性土渗透速率较低,一定时间间隔内供水瓶水位变化与空气压缩机提供的气压相比较小,可以忽略不计,因此黏土的渗透试验可近似认为是定水头实验.

如表 1 所述,试样 w_L 分布的范围为 30.44%~55.58%,除了 5.76~5.86 m 为黏土质粉土,其他试样为黏土或粉砂质黏土.粘粒组分(颗粒直径 $< 3.9 \mu\text{m}$)含量为 14.13%~19.78%,试样 $e < 1.20$,试样为密实的低压缩性土.表 2 列出了 10 组黏性土样品渗透实验的水力梯度及测定的 K,并给出了每

个样品 K 的平均值,便于与其他方法进行对比。

3.3 经验公式法——KC 经验方程

依据 KC 经验方程(4),结合颗粒表面积经验方程(5)以及表 1 中的样品实验测定参数,预测各试样的 K 值(图 6)。依据 KC 方程得到的 K 预测值是室内测试值的 0.03~23.68 倍(按照深度由浅到深的顺序),5.76~5.78 m 预测值低于实测值,推测浅层 5.76~5.78 m 样品可能局部存在裂隙,引起测试值偏大。其余均是实测值较小,说明采用 KC 经验方程可能会过高估计黏土的 K 。

e 是 KC 经验方程中的重要参数,是表征土体孔径分布的一个宏观指标,是土体应力状态、屈服状态、扰动状态等各种影响因素的综合反映(邓永锋等,2011)。与粗粒土相比,黏土绝大多数的孔隙被结合水膜占据,实验获取的孔隙比要远远大于有效孔隙比。黏土颗粒之间连通性较好时, e 可以很好地预测黏土的渗透特征,然而,黏土的结构复杂时,无效孔隙比最高,占据 e 的 80%(党发宁等,2015;杨永飞等,2016),如果用 e 代替有效孔隙比参与 KC 经验方程的 K 估计,必定引起预测值偏大。因此,经验公式预测值偏大可能是利用总孔隙度直接代替有效孔隙度所致。

3.4 3 种方法对比

综上所述,化学示踪法可以清楚地反映低渗透介质孔隙水实际的渗透特征,预测 K 值较小,局部低渗透系数黏土层的出现引起整个剖面孔隙水流速的降低,相应地渗透系数也较小。SY1 孔黏土垂向 K

实测值分布区间为 $2.61 \times 10^{-8} \sim 9 \times 10^{-12}$ m/s,测试范围较广,可以反映垂向剖面一系列黏性土的渗透特征,如 5.76~5.78 m 处 K 为 2.61×10^{-8} m/s, K 偏大,可能是浅层裂隙所致。除此之外,在采样过程中由于围压的释放,引起原状黏土膨胀,实测孔隙度增大,室内测定的渗透系数较化学示踪预测值偏大(图 6)。相比,KC 经验公式预测的 K 较大,可能是因为黏性土本身结合水含量较高,无效孔隙比较大,总孔隙比代替有效孔隙比预测 K ,会引起较大的误差。

另外,野外的原位实验,试验时间越长,扩散影响范围越大,求得的参数代表更大范围的特征,具有大空间的平均性。天然的环境示踪实验,所代表的时间很长,空间尺度也越大,反映更大范围的平均特征。而室内渗透实验和 KC 经验方程预测法针对的是小样品,小样品只能代表小的空间样本,也就相当于短时间的尺度;小样品短时间的实验渗透和影响范围小,仅能代表局部的特征。大小空间的参数作用不同,没有绝对的偏差,太小样品具有随机性和误差影响,研究意义不大(Batlle-Aguilar *et al.*, 2016)。太大了就只有一个参数,研究等效水量和溶质运移可以,研究非均质性就没有意义了;尽管不同方法预测值之间存在差异,多方法结合有助于深入了解低渗透黏土局部、区域的渗透特征。

4 结论

(1)以苏北沿海平原 SY1 孔为例,利用室内实验、经验公式法和化学示踪法分析低渗透黏土的渗透性,结果表明, $K_{\text{化学}} < K_{\text{室内}} < K_{\text{经验}}$,尽管如此,3 种 K 预测方法的应用都具有局限性,本文主要是利用实验的数据阐述不同方法之间的差异性和相关性,为今后低渗透黏性土的研究中有关渗透系数的获取提供相关的参考依据。

(2)利用 $\delta^{18}\text{O}$ 示踪法预测 SY1 孔垂向 0~65 m 黏土剖面等效的渗透系数满足 $K \leq 1 \times 10^{-11}$ m/s,获取的渗透系数较为单一,反映了大范围、大空间渗透性能的平均特征。

(3) $\delta^{18}\text{O}$ 示踪法不仅获取了黏土剖面的等效渗透系数,同时预测了海水退出研究区的时间约为 1 000 a,封存的海水运移时间为 3 000~6 000 a,为厚层低渗透黏性土孔隙水的封存状态提供一种可行的研究方法,但该方法适用于示踪剖面存在浓度梯度的研究区,如沿海、强蒸发干旱区等。

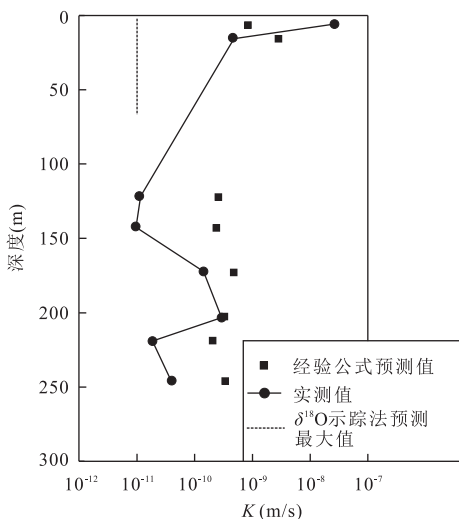


图 6 不同方法预测的 K 随深度的分布

Fig.6 The determined hydraulic conductivities of SY1 core in different depths using three predicted methods

(4)在孔隙水难以提取或者室内渗透实验无法进行的情况下,KC 经验公式法是一种快速、方便的 K 预测法,由于黏土结构的复杂性,无效孔隙占据总孔隙的一部分,利用总孔隙度参与 KC 经验公式的计算,可能导致经验公式法预测的渗透系数偏大。

(5)室内实验,实验样品体积较小,且取样过程中围压的释放,促使黏土发生膨胀,孔隙度及渗透性也会较原位的测试值偏大,但室内试验和经验公式法结合可以较好地表征黏土剖面不同层位的渗透特性,适合黏土物理参数间相互作用的分析。

References

- Al, T. A., Clark, I. D., Kennell, L., et al., 2015. Geochemical Evolution and Residence Time of Porewater in Low-Permeability Rocks of the Michigan Basin, Southwest Ontario. *Chemical Geology*, 404: 1—17. doi: 10.1016/j.chemgeo.2015.03.005
- Battle-Aguilar, J., Cook, P. G., Harrington, G. A., 2016. Comparison of Hydraulic and Chemical Methods for Determining Hydraulic Conductivity and Leakage Rates in Argillaceous Aquitards. *Journal of Hydrology*, 532: 102—121. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.11.035
- Boudreau, B. P., Meysman, F. J. R., 2006. Predicted Tortuosity of Muds. *Geology*, 34(8): 693. doi: 10.1130/g22771.1
- Carman, P. C., 1939. Permeability of Saturated Sands, Soils and Clays. *The Journal of Agricultural Science*, 29(2): 262. doi: 10.1017/s0021859600051789
- Carman, P. C., 1937. Fluid Flow through Granular Beds. *Transactions. Institution of Chemical Engineers, London*, 15: 150—166.
- Chapuis, R., Aubertin, M., 2003. On the Use of the Kozeny-Carman Equation to Predict the Hydraulic Cond. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(3): 616—628.
- Cui, L. H., Cheng, J. M., Lu, W. L., et al., 2014. Numerical Study on Saltwater Downward Migration in Aquitard as Low Velocity Non-Darcy Flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 45(7): 875—882 (in Chinese with English abstract).
- Dang, F. N., Liu, H. W., Wang, X. W., et al., 2015. Empirical Formulas of Permeability of Clay Based on Effective Pore Ratio. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 34(9): 1910—1917 (in Chinese with English abstract).
- Deng, Y. F., Liu, S. Y., Zhang, D. W., et al., 2011. Comparison among Some Relationships between Permeability and Void Ratio. *Northwestern Seismological Journal*, 33(Suppl.1): 64—66, 76 (in Chinese with English abstract).
- Eaton, T. T., Anderson, M. P., Bradbury, K. R., 2007. Fracture Control of Ground Water Flow and Water Chemistry in a Rock Aquitard. *Ground Water*, 45(5): 601—615. doi: 10.1111/j.1745—6584.2007.00335.x
- Farrar, D. M., Coleman, J. D., 1967. The Correlation of Surface Area with Other Properties of Nineteen British Clay Soils. *Journal of Soil Science*, 18(1): 118—124. doi: 10.1111/j.1365—2389.1967.tb01493.x
- Fu, C. C., 2015. The Hydrochemical Characteristics and Processes for Salinity Sources of the Deep Confined Groundwater in the Coastal Plain of Huai River Basin (Dissertation). Jilin University, Changchun, 32—40 (in Chinese with English abstract).
- Gardner, W. P., Harrington, G. A., Smerdon, B. D., 2012. Using Excess ^4He to Quantify Variability in Aquitard Leakage. *Journal of Hydrology*, 468—469: 63—75. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.08.014
- Ge, Q., Gong, X. L., Liang, X., et al., 2015. A Permeability Tester for Saturated Clay: 201520592840.1. 2015.11.11, Chinese Patent (in Chinese).
- Ge, Q., Gong, X. L., Liang, X., et al., 2016. A Diffusion Coefficient Tester for Low-Permeability Soil: 201620289965.1. 2016.4.8, Chinese Patent (in Chinese).
- Ge, Q., Liang, X., Gong, X. L., et al., 2017. Laboratory Determination and Analysis of Effective Diffusion Coefficients for Low-Permeability Rock and Clay. *Hydrogeology & Engineering Geology* (in Press) (in Chinese with English abstract).
- Glaus, M. A., Aertsens, M., Appelo, C. A. J., et al., 2015. Cation Diffusion in the Electrical Double Layer Enhances the Mass Transfer Rates for Sr^{2+} , Co^{2+} and Zn^{2+} in Compacted Illite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 165: 376—388. doi: 10.1016/j.gca.2015.06.014
- Hendry, M. J., Barbour, S. L., Novakowski, K., et al., 2013. Paleohydrogeology of the Cretaceous Sediments of the Williston Basin Using Stable Isotopes of Water. *Water Resources Research*, 49(8): 4580—4592. doi: 10.1002/wrcr.20321
- Hendry, M. J., Kelln, C. J., Wassenaar, L. I., et al., 2004. Characterizing the Hydrogeology of a Complex Clay-Rich Aquitard System Using Detailed Vertical Profiles of the Stable Isotopes of Water. *Journal of Hydrology*, 293(1—4): 47—56. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.01.010
- Hendry, M. J., Wassenaar, L. I., 1999. Implications of the Distribution of δD in Pore Waters for Groundwater Flow and the Timing of Geologic Events in a Thick Aquitard System. *Water Resources Research*, 35(6): 1751—1760.
- Ilek, A., Kucza, J., 2014. A Laboratory Method to Determine the Hydraulic Conductivity of Mountain Forest Soils

- Using Undisturbed Soil Samples. *Journal of Hydrology*, 519:1649–1659. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.045
- Ishaku, J. M., Gadzama, E. W., Kaigama, U., 2011. Evaluation of Empirical Formulae for the Determination of Hydraulic Conductivity Based on Grain-Size Analysis. *Journal of Geology and Mining Research*, 3(4):105–113.
- Li, J., Liang, X., Jin, M. G., 2012b. Review on Pore Water Extraction Techniques in Low-Permeability Media and Their Application. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 39(4):26–31 (in Chinese with English abstract).
- Li, J., Liang, X., Mao, X. M., et al., 2012a. Hydro-Geochemistry Implications of Evolution of Pore Water in Low-Penetrability Aquifer and Significance of Paleoclimate. *Earth Science*, 37(3):612–620 (in Chinese with English abstract).
- Li, Y. H., Gregory, S., 1974. Diffusion of Ions in Sea Water and in Deep-Sea Sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5):703–714.
- Ling, S., 2002. Study on the Dynamic Changes of Coastline in North Jiangsu since the Holocene. *Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai Seas*, 20(2):37–46 (in Chinese with English abstract).
- Ling, S., 2009. Evolution of Geography Space Construction in Yanfu Plain Due to the Changes of Sea Level since Holocene. *Transactions of Oceanology & Limnology*, (1):61–66 (in Chinese with English abstract).
- Love, A. J., Herczeg, A. L., Walker, G., 1995. Transport of Water and Solutes across a Regional Aquitard Inferred from Porewater Deuterium and Chloride Profiles Otway Basin, Australia. *Isotopes in Water Resources Management*, IAEA, Vienna, Austria, 273–286.
- Luffel, D. L., Hopkins, C. W., Schettler, P. D., 1993. Matrix Permeability Measurement of Gas Productive Shales. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston. doi:10.2118/26633–ms
- Malusis, M. A., Shackelford, C. D., 2002. Theory for Reactive Solute Transport through Clay Membrane Barriers. *Journal of Contaminant Hydrology*, 59(3–4):291–316. doi:10.1016/s0169–7722(02)00041–4
- Mazurek, M., Alt-Epping, P., Bath, A., et al., 2011. Natural Tracer Profiles across Argillaceous Formations. *Applied Geochemistry*, 26(7):1035–1064. doi:10.1016/j.apgeochem.2011.03.124
- Muhunthan, B., 1991. Liquid Limit and Surface Area of Clays. *Géotechnique*, 41(1):135–138. doi:10.1680/geot.1991.41.1.135
- Niu, H., Liang, X., Li, J., et al., 2016. Paleoclimate Instruction of Sediment Grain Size and Deuterium-Oxygen Isotope in Saline Stratum of Hengshui. *Earth Science*, 41(3):499–507 (in Chinese with English abstract).
- Santamarina, J. C., Klein, K. A., Wang, Y. H., et al., 2002. Specific Surface: Determination and Relevance. *Canadian Geotechnical Journal*, 39(1):233–241. doi:10.1139/t01–077
- Savoie, S., Michelot, J. L., Wittebroodt, C., et al., 2006. Contribution of the Diffusive Exchange Method to the Characterization of Pore-Water in Consolidated Argillaceous Rocks. *Journal of Contaminant Hydrology*, 86(1–2):87–104. doi:10.1016/j.jconhyd.2006.02.010
- Vienken, T., Dietrich, P., 2014. Determination of Hydraulic Conductivity from Grain-Size Distribution for Different Depositional Environments. *Groundwater*, 52(6):823–824. doi:10.1111/gwat.12278
- Wang, F. B., 1985. Buried Shell Dike of the West Bank Haizhou Bay and Sea Level Changes since Late Pleistocene. In: Chinese Quaternary Coastline, Chinese Society of Oceanography, eds., Proceedings of the Symposium on Quaternary Coastline of China. Ocean Press, Beijing, 146–151 (in Chinese).
- Wang, J. H., 1952. Tracer-Diffusion in Liquids. III. The Self-Diffusion of Chloride Ion in Aqueous Sodium Chloride Solutions. *Journal of the American Chemical Society*, 74(6):1612–1615. doi:10.1021/ja01126a525
- Wang, J. T., Wang, P. X., 1980. Relationship between Sea-Level Changes and Climatic Fluctuations in East China since Late Pleistocene. *Acta Geographica Sinica*, 35(4):299–312 (in Chinese with English abstract).
- Wang, M. P., 2014. Hydrochemical Characteristics and Influencing Factors of Shallow Groundwater in Siyang Area, Jiangsu Province. *Geoscience*, 28(6):1329–1336 (in Chinese with English abstract).
- Wissmeier, L., Barry, D. A., 2011. Simulation Tool for Variably Saturated Flow with Comprehensive Geochemical Reactions in Two- and Three-Dimensional Domains. *Environmental Modeling & Software*, 26(2):210–218. doi:10.1016/j.envsoft.2010.07.005
- Yang, H. R., Chen, X. Q., 1985. Quaternary Transgressions, Eustatic Changes and Shifting of Shoreline in East China. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 5(4):59–80 (in Chinese with English abstract).
- Yang, Y. F., Wang, C. C., Yao, J., et al., 2016. A New Method for Microscopic Pore Structure Analysis in Shale Matrix. *Earth Science*, 41(6):1067–1073 (in Chinese with English abstract).
- Yu, L., Rogiers, B., Gedeon, M., et al., 2013. A Critical Review of Laboratory and In-Situ Hydraulic Conductivity Measurements for the Boom Clay in Belgium. *Applied*

Clay Science, 75-76(5): 1-12. doi: 10.1016/j. clay. 2013.02.018

附中文参考文献

崔莉红,成建梅,路万里,等,2014.弱透水层低速非达西流咸水下移过程的模拟研究.水利学报,45(7):875-882.

党发宁,刘海伟,王学武,等,2015.基于有效孔隙比的黏性土渗透系数经验公式研究.岩石力学与工程学报,34(9):1910-1917.

邓永锋,刘松玉,章定文,等,2011.几种孔隙比与渗透系数关系的对比.西北地震学报,33(z1):64-66,76.

付昌昌,2015.淮河流域沿海平原深层地下水水化学特征及咸水成因(硕士学位论文).长春:吉林大学,32-40.

葛勤,龚须龙,梁杏,等,2015.一种低渗透性饱和粘土渗透测定仪:201520592840.1.2015.11.11,中国专利.

葛勤,龚须龙,梁杏,等,2016.一种低渗透性岩土扩散系数测定仪:201620289965.1.2016.4.8,中国专利.

葛勤,梁杏,龚须龙,等,2017.低渗透岩土有效扩散系数的室内测定与分析.水文地质与工程地质(待刊).

李静,梁杏,靳孟贵,2012b.低渗透介质孔隙溶液的提取及其应用综述.水文地质工程地质,39(4):26-31.

李静,梁杏,毛绪美,等,2012a.水化学揭示的弱透水层孔隙水演化特征及其古气候指示意义.地球科学,37(3):612-620.

凌申,2002.全新世苏北海岸线冲淤动态研究.黄渤海海洋,20(2):37-46.

凌申,2009.全新世海面变化与盐阜平原地埋空间结构的演变.海洋湖沼通报,(1):61-66.

牛宏,梁杏,李静,等,2016.衡水地区咸水层沉积物粒度及氡氧同位素的古气候指示.地球科学,41(3):499-507.

王富葆,1985.海州湾西岸埋藏贝壳堤与晚更新世以来的海面变化.见:中国第四纪研究委员会,中国海洋学会编,中国第四纪海岸线学术讨论会论文集.北京:海洋出版社,146-151.

王靖泰,汪品先,1980.中国东部晚更新世以来海面升降与气候变化的关系.地理学报,35(4):299-312.

汪名鹏,2014.江苏泗阳城区浅层地下水化学特征及其影响因素.现代地质,28(6):1329-1336.

杨怀仁,陈西庆,1985.中国东部第四纪海面升降、海侵海退与岸线变迁.海洋地质与第四纪地质,5(4):59-80.

杨永飞,王晨晨,姚军,等,2016.页岩基质微观孔隙结构分析新方法.地球科学,41(6):1067-1073.

《地球科学》

2017年6月 第42卷 第6期 要目预告

山东铁铜沟橄榄岩的水含量:华北克拉通早白垩世富水岩石圈分布.....	夏群科等
西昆仑东段宿营地晚三叠世中性脉岩的锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学特征及其意义	黎有为等
藏南仲巴地体早奥陶世构造—热事件及其地质意义	刘强等
长江中下游地区燕山晚期基性岩浆活动的记录	孙洋等
D-DIA 装置与同步辐射源结合技术及其在矿物高温高压变形实验中的应用	许丽丽等
熔体包裹体的形成、改造和分析方法及其矿床学应用	张道涵等
东昆仑马尼特地区片麻状花岗闪长岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其构造背景	赵菲菲等
神农架大九湖泥炭湿地关键带监测进展	黄咸雨等