

Abstract

Water resources insufficiency has become an main constraints to social and economic development in our country, especially in coastal areas. The construction of polder reservoirs which can accumulate river water flowing into the sea is an important way to alleviate the water shortage in coastal areas. But after the completion of a polder reservoir, the impoundment salinity and the whole overlying water' seasonal mixing or meromixing will affect water quality and normal function of the reservoir, according to the data of original source, tidal deposits rich in high-salinity interstitial water at the reservoir bottom is the major causes. Therefore, the study on influence factors of endogenous salt migration and predict the migration trends of the endogenous salt in sediment, has significance in theory and practice.

We have done a lot of laboratory experiments to study the factors of influence salt release from sediment to the impoundment such as different kinds of sediment, temperature, wind, to study the prevention and treatment measure for water salinization of polder reservoir. Some conclusions were obtained as follows: 1) in column experiment the salt flux from different sediment decrease in the order of silty clay, medium-fine sand and pelitic silt; 2) when temperature is higher, the speed of water salinization is faster, in another words, the salt release from sediment to the overlying water is proportional to the temperature; 3) wind can accelerate the speed of water salinization and water mixture, the salt concentration homogeneous above the high-salt concentration gradient layer near sediment-water interface; The overlying water salt concentration obviously decrease by extracting nearly interface high salinity water or sediment pore water, the salt flux near sediment-water interface decreases with the increment of water infiltration rate.

A simple mathematical model is developed to describe the saline distribution of interstitial water in sediment, the model was tested for steady-state conditions, the results indicate that the predicting value is more coherence to experiment dates. We estimated the time that salt concentration of interstitial water at bottom sediment began to change based on the model and the real data of proposed polder reservoir at Henghe estuarine in jiaonan. Finally, we supplied the prevention and treatment measure for water salinization of proposed reservoir project on the basis of experience data and the reason that lead to impoundment salinization of other polder reservoirs. In conclusion, the implement of

operational measures such as digging ditch rows before the impoundment can effectively weaken the salinization of the fresh water, and the effect will be stronger if the high-salinity overlying water is removed.

Key words: Polder Reservoir; Impoundment salinity; Interstitial water; Salt distribution; Preventive and treatment measure

引言

上个世纪以来,世界各国先后在河口、海湾处建闸围堤筑坝蓄水,自七十年代以来我国在浙、闽、粤等沿海地区建立了以防潮、围垦为主要功能的河口海湾水库。修建河口海湾水库工程来拦蓄河道汛期入海的地表径流可以缓解滨海地区缺水压力。水库建成蓄淡后,蓄水的咸化影响海湾水库正常功能的发挥,库水咸化和降雨量、蒸发量、盐淡水掺混率、海水渗透入侵、滩地返咸、底泥盐分释放等因素有关,而河口海湾处的沉积物长期受海水侵蚀,沉积物中含有大量的高盐孔隙水;水库建成后,库底沉积物孔隙咸水对上覆水体的盐分释放是导致库水咸化不可忽视的重要因素,加之沉积物盐分对上覆水体水质变化的影响时间较长。因此,研究影响底质盐分释放的因素并实时了解底质盐分分布情况对解决海湾水库蓄水咸化问题具有重要的意义。

国内外多位学者指出影响内陆湖库水质咸化的因子,并进行了量化半量化研究,但对于海湾水库这一个特殊的水体环境的研究比较少,有学者建立三维数学模型对海湾水库上覆水体的盐分分布进行预测,其未对沉积物的盐分随时间变化进行模型化研究,沉积物-水体盐分分布较常见的是一维水体完全混合模型,以及利用菲克第一定律来粗略估算沉积物-水界面的物质交换通量。目前常用的沉积物-水界面的物质交换研究方法主要有质量衡算法、孔隙水浓度模拟法、表层底泥模拟法、柱状芯样模拟法、原位模拟法,鉴于取样区域的自然条件及研究方法的考虑,本文采用沉积物柱状样在实验室进行模拟试验。

在搜集大量国内外资料并进行现场调查的基础上,进行系列的室内砂柱试验与水槽模拟试验,探讨河口海湾处沉积物盐分的释放规律,利用菲克第二定律为理论基础建立预测沉积物中盐分分布的数学模型,模拟预测得到实验室静态条件下沉积物中盐分分布的实时数据,预测数据与实测值的相似性较好,并结合待建水库库区的实际资料估算了沉积物盐分释放对上覆水体的影响时间,最后提出防治海湾水库水质咸化的工程措施和管理措施,为海湾水库水质咸化的防治提供科学和理论依据。

第一章 绪论

1.1 研究背景与意义

缺水问题严重制约着全球经济与社会发展^[1]，上个世纪以来，世界各国先后在河口、海湾处建闸围堤筑坝蓄水，自七十年代以来我国在浙、闽、粤等沿海地区建立了以防潮、围垦为主要功能的河口海湾水库。我国人均水资源尤其缺乏，利用我国沿海地区海湾多、地表径流多的优势修建海湾水库是缓解沿海地区缺水问题的重要途径。

1.1.1 项目简介

青岛市是我国北方严重缺水地区之一，为满足青岛市规划的重工业基地胶南市泊里镇的工业用水需求，青岛市规划在白马河、吉利河流域新建调蓄水工程-沐官岛水库。该水库可汇入流域面积848平方公里，总库容可达1.2亿立方米，设计日供水能力为19.6万吨。建成后，可为该基地长远发展的用水需求提供充分保障。在已经建成运营的海湾水库中，由于库内存积海水和底质盐分释放等原因，经常出现库水咸化现象而影响工、农业和生活正常供水。而待建的沐官岛水库地处横河河口处，库底沉积物类型属于第四纪松散层，长期受海水饱和的富盐沉积物作为内源可能会导致库水咸化超标影响该工业基地的正常用水要求。项目在整理前人研究基础上，进一步探究影响海湾水库库底内源盐分迁移的影响因素并建立预测内源盐的迁移趋势的数学模型，为准确地制定和采取防控水质咸化的措施提供依据。

1.1.2 研究意义

修建河口海湾水库工程来拦蓄河道汛期入海的地表径流可以缓解滨海地区缺水压力。水库建成蓄淡后，蓄水的咸化影响海湾水库发挥正常作用，库水咸化和降雨量、蒸发量、盐淡水掺混率、海水渗透入侵、滩地返咸、底泥盐分释放等因素有关^[2-4]，而沉积物与上覆水之间的盐分交换是造成库水水质咸化的重要原因^[5-8]。河口海湾处的沉积物长期受海水侵蚀，沉积物中含有大量的高盐孔隙水，而待建库区的平均沉积物厚度与计划蓄水最高水位比值达到 1/2.5，库区部分区域该比值高达 2/1，沉积物层较厚，其含大量的孔隙咸水；水库建成后，库底沉积物孔隙咸水向上覆水体的盐分释放是造成库水咸化不可忽视的重要因素，长期受海水饱和的富盐沉积物作为内源，其所蓄积的大量盐分向上覆水的释放是导致库水咸化的主要原因^[2, 3, 5]。因此，研究影响内源盐分迁移的影响因素并预测内源盐的迁移趋势是很有必要的，

可为库水咸化防治措施的决策提供理论支持。

1.2 传质原理

1.2.1 沉积物-水之间传质理论

通常采用菲克第一定律定量计算沉积物与上覆水之间的物质扩散通量, 该法简单易行, 国内外有很多学者采用这种方法计算物质在沉积物-水之间的通量估算^[9-18]。

其表达式为:

$$F = -\varphi D_s \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_{x=0}$$

分子扩散系数根据经验公式估算^[18]:

$$\text{当 } \varphi \leq 0.7 \text{ 时, } D_s = \varphi D_0;$$

$$\varphi > 0.7 \text{ 时, } D_s = \varphi^2 D_0$$

其中: F —为沉积物-水界面的扩散通量, $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$; φ —为表层沉积物的孔隙度, D_s —为分子扩散系数, m^2/s ; $\left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_{x=0}$ —为沉积物-水界面的浓度梯度, kg/m^4 。 D_0 为无限稀释溶液中溶质的分子扩散系数。

菲克第一定律的使用前提是界面见物质交换的稳定状态, 但稳定状态在很多情况下并不适用, 而是处于非稳定态, 菲克第二定律是反映扩散物质的浓度、通量和时间、空间的关系, 其表达式为:

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right) = -\frac{\partial J}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial C}{\partial x} \right)$$

$$\text{如果扩散系数与浓度无关时, 则: } \left(\frac{\partial C}{\partial t} \right) = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$$

其中: C —扩散物质的体积浓度, kg/m^3 ; t —扩散时间, s ; x —距离, m ; $\frac{\partial C}{\partial t}$ —扩散中浓度变化率, $\text{kg}/(\text{m}^3 \cdot \text{t})$; $\frac{\partial C}{\partial x}$ —扩散方向上浓度梯度, kg/m^4 ; D —扩散系数, m^2/s 。

实际上扩散系数 D 是随物质浓度变化的, 通常计算中为了使求解扩散方程简单些, 近似把 D 看做衡量处理。

1.2.2 扩散系数

溶质在液体中扩散的过程，溶质的扩散系数与溶剂的动力粘度、温度、流速等有关，斯托克斯-爱因斯坦公式是计算液体扩散系数的一个理论公式，该公式为：

$$D = \frac{kT}{6\pi\mu r}$$

式中： D —液体中物质的扩散系数， m^2/s ； r —溶质 A 的半径， m ； μ —液体动力粘度， $mPa\cdot s$ ； k —玻尔茨曼常数($=0.1380J/K$)； T —热力学温度， K 。

溶质的扩散系数与温度有关，Lerman 等人给出了一个简化的不同温度条件下的离子扩散系数与无限稀释溶液中离子扩散系数的关系式^[19]：

$$D_{25}^0 = D_0^0(1 + \alpha t) \quad (cm^2s^{-1})$$

t —摄氏温度， $\alpha=0.0048\pm 0.02deg^{-1}$ 、 $\alpha=0.0040\pm 0.02deg^{-1}$ —分别是扩散系数大于 F 的阳离子和阴离子的对应值。

Wang 等人在建立沉积物水体中的磷迁移的动力模型时提到孔隙水中溶质的扩散系数与温度符合斯托克斯-爱因斯坦关系^[20]：

$$De = De(20) \frac{(T + 273)\mu(20)}{293\mu(T)}$$

$De(20)$ — $20^\circ C$ 时物质在孔隙水中的有效扩散系数； $\mu(20)$ 、 $\mu(T)$ —分别是 $20^\circ C$ 、 $T^\circ C$ 水粘度系数； T —热力学温度， K 。

理论上 $D\eta/T$ 是一个常数，但实际并非如此，同条件下 $D\eta$ 的变化强于浓度变化时粘度系数 η 的变化，扩散系数随着溶质浓度的大小而改变，不同物质在液体中的扩散系数与其浓度变化的相关关系不同，其变化范围在 10%左右^[21]。

Poisson 等学者给出了 $25^\circ C$ 海水中五种主要离子在不同盐度梯度时的综合扩散系数^[22]：

表 1-1 $25^\circ C$ 时三种浓度梯度下五种离子的综合扩散系数表

ΔS	34.9	17.2	0
$Dm(10^{-6}cm^2s^{-1})$	14.89	14.59	14.19

本论文在建立沉积物中盐分变化的预测模型时主要以菲克第二定律为基础，选

取扩散系数时主要考虑了温度、盐度梯度的影响。

1.3 国内外研究现状

淡水水质咸化严重的影响人们的正常生活、工农业生产，阻碍了社会经济的可持续发展，从而引起国内外学者、专家的普遍关注。

1.3.1 湖库水质咸化问题研究现状

(1) 内陆湖库

水质咸化是我国湖库面临的四大环境问题之一，姜加虎通过对我国西部地区湖泊的咸化分析认为咸化是内陆封闭型湖泊的必然趋势，湖水矿化度高低与入湖盐分和湖泊水量的变化有关，水资源开发利用又是近期湖泊水位下降乃至萎缩的主要原因^[23]。赵景峰等通过研究认为博斯腾湖湖水咸化也与湖水的水位有关^[24]。黄文钰等认为，流域内土地高强度的开发导致土壤盐分淋滤加剧，人口增加和工农业生产发展，截留大量低矿化度的地表水和地下水，致使水位下降，大量盐分积累是造成内蒙古境内岱海水水质咸化的主要原因，提出跨流域调水可以减缓水质咸化的对策^[25]。以色列境内 Lake Kinneret 水质咸化主要是由湖底高含盐量的喷泉水涌入而造成的^[26-29]。内陆地区对于不同矿化程度的咸水可以选择性的使用，矿化度在 3.2g/L 以下的地下水在当地可以进行农灌，不仅当季增产，而且三年后也未发现耕层土壤盐分增加^[30]。

风、盐碱土、咸化浅层地下水、水深等因素影响天津滨海封闭型水库的水质咸化，赵文玉结合北塘水库的实际情况提出增加水库库容是解决天津滨海水库水质咸化的最有效措施^[31-35]。吴光红等通过对天津北塘水库 40cm 以内的有机物、全盐量、钠离子、氯离子等浓度的测定，运用沉积物盐渍化和碱化度等方法研究得出：咸化浅层地下水的补给是水库咸化的重要因素，扩大水源地保护区范围，加强水库周边排沥设施建设，使地下水深度降至水库的临界深度以下，是水库水质咸化首要改善途径^[36]。底泥盐分释放是北塘水库的水质咸化的重要因素^[2, 5]，影响底泥盐分释放的因素包括温度、蓄水水质、扰动作用、换水周期等^[5, 37-38]。

(2) 海涂水库

目前针对海涂水库研究主要集中在蓄水的淡化措施上，对影响海湾水库水质咸化的因素分析较少。影响海涂水库淡化效果的因素主要有降雨量、盐淡水掺混率、海水渗漏入侵、滩地返咸^[39]。朱江平认为胡陈港水库的水质咸化还与船闸运行时放入海水、节制闸渗漏渗入海水倒灌入库、大坝及闸门渗漏海水、闸底高程以下海水

体影响、库底海涂底泥等多种因素有关^[42],此外水质咸化还与蒸发、暴雨期间洪水带入的盐分积累有关^[41]。

大塘港水库在建库三年后表层水体自然淡化至 1‰盐度以下,1988 年胡陈港水库的盐度也在 1‰以下,毛献忠^[42]利用 Delft3D 研究漩门二期堵港淡化水库水体淡化效果时发现水库表层水体受径流影响较大,盐度下降快,致使盐度分层明显,枯水年局部表层水体会出现返咸现象^[42-43]。深潭底部水体淡化较慢,大塘港水库在运行 20 年后,库内 3 个深潭的盐度仍然很高,在夏季特定条件下,水库仍会发生突发性“返咸”,底层高盐度水体翻滚到表层而使表层水超标^[44],严重影响水库功能发挥。自然淡化,易操作但水库底层水体难以淡化,需采取抽排深层水、采用浮球式取水装置、多种脱盐的草类,增加排咸沟等人工淡化措施,其中抽排库底深潭咸水见效较快^[39、43]。漩门水库采用深水泵抽排深潭底部咸水后,盐度分层明显减弱,从根本上消除水库突发性“返咸”现象,一期堵坝深潭底部盐度从 1.84‰显著下降至 0.78‰^[43]。排咸效益与合适的排咸工程设计有关,水泵水量、进水管位置、水泵吸程和流量影响排咸效果^[45-47]。

海湾水库新围涂区沉积物脱盐速度开始较快而后期脱盐速度缓慢,其与时间符合对数关系^[44],底质沉积物作为海涂水体盐分的内源对上覆水体的影响是一个长期的过程,近年来研究海涂水库水质咸化因素开始转向底质盐分释放^[48-50],其治理措施也开始向控制或抑制底泥盐分释放转移^[50-52]。

1.3.2 沉积物内源物质释放的研究与模拟

(1)沉积物内源物质迁移研究

沉积物内源污染物释放是控制水体污染治理成功与否的关键,国外对沉积物作为污染物内源研究较早,国内对其研究在近二十年来逐渐展开。早期是对湖泊沉积物内源的研究^[53-54],逐步向浅海地区沉积物-海水界面的物质交换方面发展^[55-56],目前湖、库、浅海沉积物-水体界面物质交换这三个方向均有学者对其进行研究^[12、57-58]。但研究对象主要集中在沉积物中营养盐对上覆水体影响以及交换迁移上,即水体的富营养化方面。

沉积物-水界面物质交换量的研究方法主要有五种^[59]:质量衡算法^[60]、孔隙水扩散模型法^[61]、表层底泥模拟法^[62]、水下原位模拟法^[63]、柱状芯样模拟法^[64]。质量衡算法是通过对物质出入量进行收支平衡来估算来自湖泊的内源负荷,此法在缺乏沉积物释放数据时可参用,对于复杂外源的湖库流计算误差较大且不能确定研究区内源污染物的分布情况;孔隙水扩散模型法需知道离子的物化参数^[66],还需掌握物质在沉积物-水固液体系中含量及垂直分布状况^[67];表层底泥模拟法由于难以保证沉

积物的表层物理状态不被破坏,其分析结果往往只作为参考;水下原位模拟法可在原地进行实时模拟,结果最接近于实际情况^[63],但无法改变环境条件且费用支出较大;柱状芯样模拟法可在基本不破坏沉积物性状的情况下,在不同控制条件下进行模拟如溶解氧、光照、扰动等,这种方法应用较多^[64-65],但体系体积通常不大于 3L 且易产生壁效应。^[59]

现在研究沉积物-水界面物质交换量主要采用柱状芯样模拟法并结合孔隙水扩散模型法^[68],把采集到的沉积物装入培养管中进行实验室培养,控制环境条件,测定上覆水中溶质浓度变化并通过质量平衡法计算沉积物中溶质的释放量。物质在沉积物-水界面上的交换可以看成是沉积物表面上覆水和孔隙水中的浓度差引起的^[69-70],若把物质在沉积物-水界面的交换简化成分子扩散形式就可利用菲克第一定律计算^[71]。国内外许多学者利用此方法计算物质在沉积物-水之间的交换通量, Garban 等(1995)^[72]利用菲克第一定律计算了塞纳河下游孔隙水与上覆水体之间 NH_4^+ 的分子扩散通量, Kent 等(2000,2001)^[73-74]通过 1994 年到 1996 年之间对德克萨斯州加尔维斯敦湾各种离子的监测利用菲克第一定律计算了锰、铁、镍、锌金属离子以及氮、磷、硅化合物在沉积物-水界面的交换通量。国内相关研究主要集中于湖泊、浅海大陆架地区,宋金明^[75](1997)在忽略孔隙水平流作用的情况下计算了辽东湾沉积物-海水界面之间卤素的扩散通量。蒋风华^[68](2002)研究了营养盐在胶州湾-海水界面上的交换速率和通量;李宝等^[12](2008)通过采集柱状沉积芯样进行室内静态模拟沉积物 NH_4^+-N 和 $\text{PO}_4^{3-}-\text{P}$ 释放试验,估算了滇池福保湾氮磷营养盐释放通量。

使用菲克第一定律计算界面通量时忽略了生物扰动、风浪的搅动作用等对水-沉积物交换过程的影响,这种方法往往估算物质的交换速率偏低^[76-77],逢勇等^[78]建立沉积物在悬浮通量与风速的关系,利用近 10 年的风速资料估算了太湖年均内源释放量,结果表明太湖每日的内源释放量受风速影响显著并与风速变化趋势接近。菲克第一定律的使用前提是界面间物质交换的稳定状态,但稳定状态在很多情况下并不适用,而是处于非稳定态,菲克第二定律能反映扩散物质的浓度、通量和时间、空间的关系。

目前,沉积物与上覆水体之间的物质交换研究主要集中在内陆湖库以及浅海大陆架区域,对海湾水库底质沉积物与蓄淡水水体之间物质交换的研究很少。

(2)沉积物内源污染物迁移分布预测

在沉积物内源污染物迁移的模型方面,大多是先通过实验的办法获取模型所需参数,后利用相应模型预测上覆水体的污染物分布及浓度变化,在湖库营养盐分布及浓度值的模拟较多,海湾水库水体淡化模型也有研究,但在沉积物无机盐分分布模

型方面研究不多。

马生伟等^[79]建立了太湖中总磷浓度分布的二维迎风有限元数值模式,其考虑平流、水平扩散、沉降和底泥释放作用的影响,并计算了各种稳态流场下太湖水体中的总磷的分布。龚春生等^[80]建立浅水湖泊平面二维水流-水质-底泥污染的数学模型,利用模型对玄武湖混合流和水质动态变化过程进行计算。逢勇等^[81]根据实验确定高锰酸盐指数释放率与流速的关系,并在 ECOMSED 模型中进行应用,得到结果与实测结果接近。王芳等^[82]以对流-扩散方程的基础,将太湖湖泊水相和内源悬移相污染作为一个整体,结合污染物在悬移泥沙上的迁移过程通过推导建立了包含底泥污染的水流-水质模型。Nie 等^[83]在二维模型和通过垂向上各层的线性差值求得垂向浓度分布,以此建立密云水库总磷运移的三维模式。

在海湾水库水体咸化模拟预测方面,国内余堃^[39]利用水库入流与出流不等的完全混合模型对漩门蓄淡水水库作了水质淡化的预测,并结合分析了影响蓄淡水水库水质淡化效果的要素;高增文等^[49]用三维模型对水库蓄水过程随着水位变化底质中盐分释放对上覆水体影响进行模拟。毛献忠等^[44]用 Delft-3D 软件研究了玉环县漩门二期堵港蓄淡水水库在遭遇枯-平-枯设计水文年时在流域径流作用下采取抽排措施后的水体淡化过程。Fernch 等^[84]将新加坡沿海水库作为完全混合的水体,对水库的含盐量在排出库内残留海水过程中的变化过程进行预测,并与实际监测数据作了对比;Burrows 等^[26]研究了考虑咸水入侵条件下海湾水库的水质变化过程,

在沉积物孔隙水盐模拟预测方面,将沉积物与上覆水之间的物质交换过程看成是一维线性交换,利用菲克第二定律的推导式对孔隙水盐分分布及浓度进行预测,Lerman 等^[85]在假设湖水完全混合和湖底边界不发生物质交换并考虑外源输入的情况下建立了 Abert 湖和 oregon 湖的沉积物-水体中物质浓度变化的一维连续等式,预测了当时沉积物盐分分布情况,并根据实测数据估算了沉积物中盐分的扩散系数等;Barton 等^[86]在研究 Lake Baringo, Naivasha,和 Turkana 湖时使用加入扩散项与对流项的有限差分数学模型描述了湖水与孔隙水中氯的迁移变化;Portielje 等^[6]在菲克第二定律基础上利用物质守恒原理建立沉积物孔隙水中溶质的垂向分布模型时考虑了三个常数(扩散系数、物质衰减常数及对流速率),模拟所得结果与实验结果高度相关。Hurwitz 等^[87]利用一维溶质迁移模型模拟了 Galilee 湖中沉积物中卤随时间的垂向分布变化趋势,其结果与沉积核中的卤素剖面浓度相似。

文章在收集基础资料及数据的基础上,采集沐官岛水库库区沉积物样品和海水水样,通过实验室砂柱动、静态,水槽模拟实验,寻求沉积物对上覆水体影响因素,计算沉积物-水界面的盐分交换通量;对将要采取的库水淡化措施进行实验室模拟,

然后建立沉积物孔隙水盐分变化的一维数学模型探求孔隙水盐分变化规律，并综合分析防治库水咸化的措施对策。

1.4 研究内容与技术路线

1.4.1 研究内容

国内外多位学者指出影响内陆湖库水质咸化的因子，主要进行了半量化研究，但对于海湾水库这一个特殊的水体环境的研究比较少，有学者建立三维数学模型对海湾水库上覆水体的盐分分布进行预测，其未对沉积物的盐分随时间变化进行模型化研究，沉积物-水体盐分分布较常见的是一维水体完全混合模型，或用菲克第一定律来粗略估算沉积物-水界面的物质交换通量。

本文选择青岛待建的工业用水水源-沐官岛水库区域为研究对象，以省自然科学基金“海湾水库底边界层对水质咸化的双重影响机制”项目为依托，在广泛收集前人研究资料和理论成果的基础上，充分收集研究库区所在区域的气候气象情况、自然地理状况的前提下，对影响水库底质盐分向上覆水体释放的重要因素(风、水深、温度等)进行室内实验研究，以及对水库水质咸化模型进行理论推导等研究，确定影响滨海地区水库水质咸化的最主要因素及其水质咸化规律。根据研究的结果，提出防治或延缓水质咸化的工程措施和管理措施。其研究主要内容为：

本文主要研究内容为：

1、在广泛收集前人研究资料和理论成果的基础上，通过收集研究库区所在区域的气候气象情况、自然地理状况的，综合分析总结影响库区底质盐分释放的因素。

2、采取待建库区底质的沉积物样品，设计不同底质、上覆水质、水位、温度、风等条件下的室内试验，讨论了环境因素对底泥盐分释放的影响规律；通过抽取近界面高盐度水体、底质孔隙释水、渗透作用等条件下水质咸化过程的室内静态砂柱试验探讨防治上覆水体咸化措施。

3、利用菲克第二定律为基础建立预测沉积物中盐分随时间变化的数学模型，模拟预测实验室静态和渗透条件下沉积物盐分随时间的变化过程，利用模型计算与实验数据对比，评价模型适用性。

4、总结实验及综合分析结果，提出防治海湾水库水质咸化的工程措施和管理措施。

1.4.2 技术路线

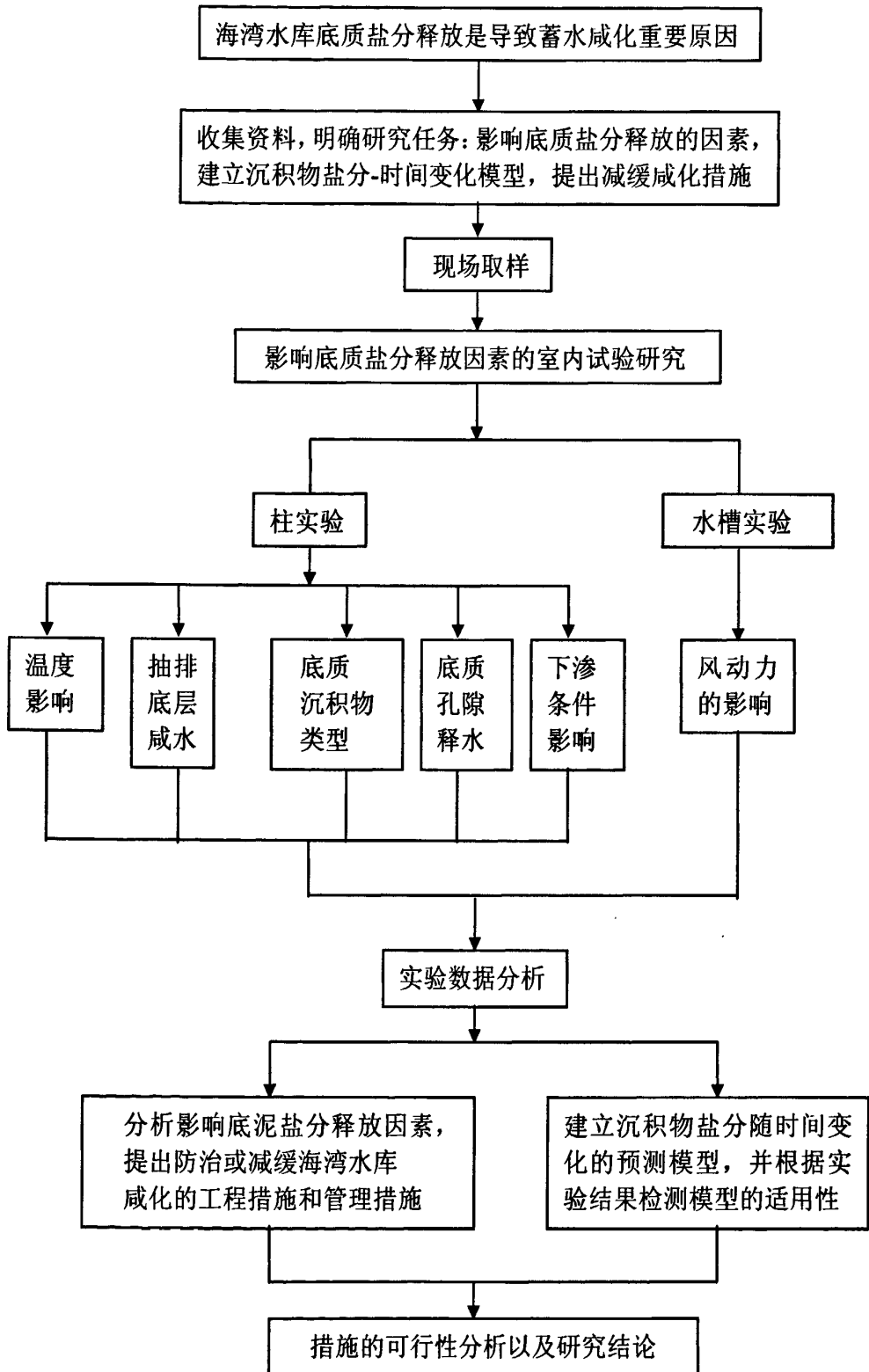


图1.1论文研究的技术路线

第二章 研究区概况

2.1 自然地理

待建的沐官岛水库位于青岛市规划的重工业基地胶南泊里镇(图 2-1), 在横河的河口湾处。胶南市位于山东半岛西南, 东临黄岛区, 北倚胶州市, 南靠日照市, 西与诸城市、五莲县接壤。泊里地处胶南市的西南部, 位于北纬 $35^{\circ}33' \sim 35^{\circ}39'$, 东经 $191^{\circ}41' \sim 191^{\circ}48'$ 之间, 东临青岛前港湾、西靠日照港, “同三”高速公路在镇驻地西侧设有进出口, 将开工建设的黄石铁路穿越镇区北部, 境内直达董家口港。泊里地形以平原为主, 少量丘陵地带, 海岸线长达 38 公里, 天然港口主要有贡口、董家口等码头, 境内有横河、白马河两条河流, 地势北高南低。非常适宜建设大型钢铁等项目的董家口位于镇区最南端海岸, 两面环海, 环海旅游支线穿越其中, 北侧 8.5 公里即为青岛滨海交通大道, 距镇驻地 12 公里, 整个董家口区域内以半丘陵、半平原为主, 地势较平坦。



图 2.1 库区区位图

2.2 气象与水文

2.2.1 气候、气象

蓄水流域地处暖温带沿海湿润季风区，四季变化明显，受海洋性气候影响，气候温和，年平均气温 12°C ，无霜期 200 天左右，降水量近 800 毫米。四季气候分明，全年主导风向夏季为南风偏东，冬季为北风偏西，春迟秋爽，夏无酷暑，东少严寒。蓄水流域属青岛市的第二个降雨径流高值区，水量比较丰富，水质较好；流域内植被覆盖率在 38% 以上。

①气温、气压

该区历年最高气温 37.4°C ，最低气温 -16.2°C ，年温差 27.3°C ，年平均气温 12.2°C 。1 月份月平均气温 -1.7°C ，7 月份平均气温为 24.9°C ，8 月月平均气温 25.6°C 。日最高气温大于 30.0°C 的天数年均均为 16.5 天，多在 5 月下旬至 9 月下旬出现，7、8 两月出现大于 30.0°C 的天数分别为 5.5 天和 8.5 天。日最高气温 $\geq 35.0^{\circ}\text{C}$ 的天数年均仅有 0.2 天，出现在 5 月下旬至 7 月上旬；日最低气温低于 0°C 的天数年均均为 98.7 天，出现在 10 月下旬到次年 4 月中旬，其中冬季 3 个月出现天数最多；低于零下 5.0°C 的天数年均均为 38.8 天，出现在 11 月上旬至 3 月下旬；低于零下 10.0°C 的天数年均均为 6.6 天，仅出现在冬季 3 个月中，其中 1 月出现天数最多，月平均 3.3 天；低于零下 15.0°C 的气温仅出现过 2 次，其发生在 1963—1980 年之间。

历年最高均气压 101.7kPa，最低 101.5kPa，年平均气压 101.67kPa。冬季气压高，月平均在 102.5—102.6kPa；夏季气压较低，月平均在 100.36—100.63kPa，冬夏相差 2.07kPa。

②风速、风向

多年平均风速 3.9m/s，1 至 5 月份各月的平均风速较大，在 4.0—4.5m/s 之间，3 月份平均风速最大为 4.5m/s；6 月至 12 月各月平均风速较小，在 3.3—3.9m/s 之间，九月份是全年各月中风速最小月，平均风速为 3.3m/s。强风向为 NNW，最大风速 23m/s，次强风向为 NW，风速 22m/s。常风向为 N，频率 12%；其次风向为 S，频率 10%。各月最多风向情况：9 月至次年 3 月风向多 N 和 NNW，12 月 N 和 NNW、2 月份 N，频率均为 17%；6 月和 7 月风向 SE，频率都是 17%。历年定时观测最大风速为 23m/s，风向为 NNW，出现在 1980 年 1 月 29 日。

8 级以上大风年均出现 16.1 天，最多年份 31 天(1966 年)，最少年份 6 天(1970 年)；11 月份和 1—3 月出现的大风天数最多，平均各月在 2.0—2.5 天之间；6 月至 10 月大风天数较少，月均在 0.2—0.8 天，7、8 两月大风天数最少，月平均都是 0.2

天；库区属于山东沿海大风日数较少的海湾。

③降水

该区降水多集中在6到9月份，这4个月降水量约为567.4mm，占全年降水量的71.4%，其中7月降水最多，月均降水量205mm，其次为8月份，月均降水量194.6mm。冬季各月降水最少，该季降水量为34.7mm，仅占年降水量的4.4%。年平均降水量为794.9mm，年最大降水量为1458.3mm出现在1964年，最小降水量为481.4mm出现在1977年。

单月最大降水量为495.3mm发生在1964年8月，日最大降水量为196.9mm发生在1964年8月31日。日降水量 $\geq 0.1\text{mm}$ 的日数平均为81.1天，全年只有7、8两个月超过10天，分别为14.4天和10.9天，其他月份均少于10天，冬季各月最少；降水 $\geq 10.0\text{mm}$ 的天数年平均为21.5天，其中7、8两个月分别为5.7天和4.7天，11月至次年3月各月均在0.1—0.7天之间；降水 $\geq 25.0\text{mm}$ 的天数年平均为8.9天，其中6—9月各月都在1.0—2.8天之间，其他月份都少于1.0天；

日降水量50.0mm以上的暴雨天数平均为2.9天，出现在5—11月，其中7月平均为0.9天，8月平均1.1天；100.0mm以上的大暴雨天数年平均为0.6天，出现在6—11月，其中8月平均为0.3天，而其他月份平均都是0.1天。该区在1963—1980年间仅出现1次大于150mm的降雨日(1964年8月31日)，降水量196.9mm。日降水量 $\geq 0.1\text{mm}$ 最长连续降水日数为11天(1975年7月17—27日)，降水量127.9mm。日降水量 $< 0.1\text{mm}$ 最长连续无降水日数71天(1973年11月10日至1974年1月19日)。

④蒸发

本区年平均蒸发量1541.5mm，多年的最大蒸发量1776.0mm(1978年)，年最小蒸发量1298.9mm(1964年)。历年月最大蒸发量239.5mm(1965年5月)，月最小蒸发量37.7mm(1967年1月)。历年1日最大蒸发量19.6mm(1980年5月27日)。月平均蒸发量从11月至次年3月较小，各月都小于100mm，在57.1—94.7mm；其他月份都大于100mm，在114.1—190.3mm，其中5月190.3mm。

⑤相对湿度

年平均相对湿度为74%，1964年相对湿度最大，为77%；1963、1968、1978三年相对湿度较小，都为71%。全年中6—8月相对湿度最大，月平均在82—88%；其中7月份88%；11月至次年3月相对湿度较小，月平均在66—69%之间。历年最小相对湿度为4%，出现在1969年2月7日。

2.2.2 水文

棋子湾周围地下水以胶南群变质岩和各种侵入岩体的风化裂隙水、构造裂隙水

和第四系松散沉积物孔隙水为主(图 2-2)。

胶南群变质岩地下水类型为基岩裂隙水。岩体裂隙面近水平方向，一般发育深度 30—50 米，其中强风化带深度 7—10 米。构造发育地段，裂隙发育较深。



图 2.2 区域水文地质图

丘陵和剥蚀台地，地形起伏较大，地表水和地下水径流条件较好。该区的裂隙一般窄、短，浅部多有植物，富水性较差。但在断裂破碎带、岩体接触带或地形低洼带，裂隙较发育，可形成点状或线状富水地段。

侵入岩区，地下水主要为风化裂隙水和构造裂隙水。由于岩石坚硬致密，抗风化能力强，风化后多呈球状或块状。裂隙呈网状发育，风化裂隙只发育在浅部，一般风化深度 1.0—1.5m，裂隙细小。

松散岩类孔隙水分布在冲—洪积、冲—海积和山前洪积沉积物中。含水介质为冲—海积的细砂—粗砂和砾石及海积的淤泥质粉砂和粉砂。^[49]

调蓄水河流主要包括横河、吉利河、白马河、甜水河^[88](图 2-3)。

横河：发源于胶南市张家楼镇西北部的铁撮山南麓，流经张家楼、藏南、泊里三处乡镇，于胶南市泊里镇西小滩以东入黄家塘湾。流域形状为扇形，干流全长 23.971km，干流平均坡降 1.5‰，流域面积 158.37km²，干流全长 23.97 公里。扣除上游水库流域面积，横河入沐官岛水库流域面积为 72.87 平方公里。在干流上游藏南镇东陡崖村北建有陡崖子水库，集水面积 71 km²，总库容 5640×10⁴m³，兴利库容 3435×10⁴m³；在主要支流泊里东河上游建有孙家屯水库，集水面积 13.5km²，总库容 1025×10⁴m³，兴利库容 646×10⁴m³。目前两座水库主要承担向胶南市区和黄岛区城市供水的任务，流域内另无大的蓄、引、提、调水工程。两座水库以下的区间面积 73.87 km²。

白马河：发源于胶南市六旺镇丰台村西丰台顶，于胶南市马家滩入黄海黄家塘湾，流域面积 585.9 平方公里(包括吉利河流域)，干流全长 44.2 公里。

吉利河：发源于诸城市鲁山西南千秋岭，流经胶南市理务关、大场两处乡镇，在大场镇河崖村以南与白马河汇合后于马家滩村东入黄海。流域内自然地理情况与白马河流域基本一致，干流河长 39.85km，到与白马河汇合口处流域面积 292.794 km²，干流坡降 1.5‰。流域面积在 10 km² 以上的支流有理务关河、亮马河、胜水河。该河也属常流河，水量较丰富。在上游建有吉利河水库，集水面积 103km²，总库容 7400×10⁴m³，兴利库容 3360×10⁴m³，水库主要承担向黄岛区城市供水的任务，流域内另无大的蓄调水工程。吉利河水库以下区间面积 189.794km²。

甜水河：发源于胶南市海青镇后河西村北大缀骨山南麓，贯穿海青镇，于宋家岭东南入黄海黄家塘湾。干流全长 19.97km，平均坡降 2.4‰，流域面积 109.89 km²扣除上游水库流域面积，甜水河流域入沐官岛水库流域面积为 96.9 平方公里。流域面积 10 km² 以上的支流有丰产河、团结河、小店子河。在上游建有狄家河小(一)型水库一座，集水面积 9.5 km²，兴利库容 434×10⁴m³，流域内另无大型的蓄调水工程。

潮河：远期规划将潮河水引入沐管岛水库，其发源于日照市五莲县的九泉，属青岛市的过境河道，流经胶南市海青镇，于海青镇修七元村东南入日照市。河道全长 33km，全部流域面积 516.9km²，胶南市以上流域面积 333 平方公里，胶南市流域

面积 19.62 平方公里，胶南市以下流域面积 193.38 平方公里。其中流入胶南市以前在五莲市的面积为 333 km²，在青岛境内的流域面积为 31.1km²。水库上游在五莲市户部岭镇建有户部岭中型水库，集水面积 64 km²，总库容 4803×10⁴m³，兴利库容 3000×10⁴m³。

2.3 库区概况

2.3.1 库区周边及采样点位置

待建的沐官岛水库库区以横河的入海口棋子湾为主体，本试验的沉积物取样点设在了横河入海口棋子湾的潮间滩上(图2-3)。

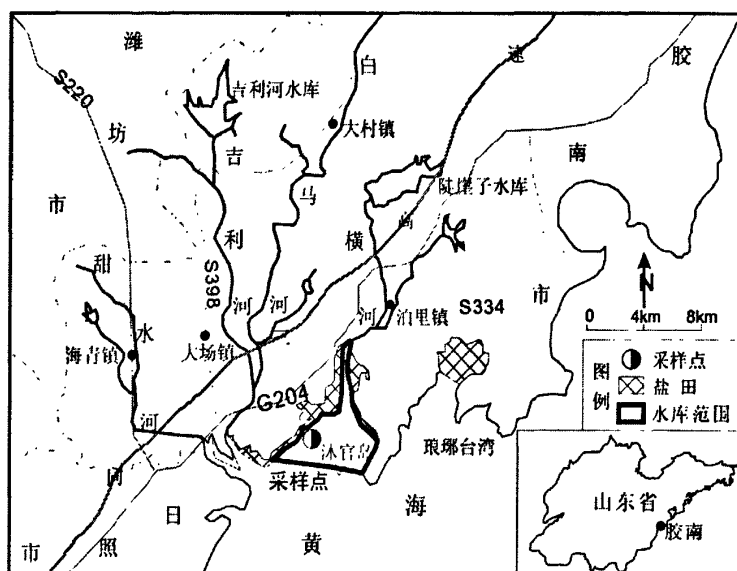


图 2.3 取样点位置图

2.3.2 库区底质沉积物分布

棋子湾的底部表层沉积物主要有中细砂、粘土、粉土三种类型^[49]，具体分区情况^[58]如图 2-4 所示。

泥质粉砂层由泥、砂、粉砂组成，含贝壳及贝壳碎片。沉积松散，含水量大，呈软塑状态，在浅地层探测记录上呈水平层理和杂乱反射。该层物质成分较杂，

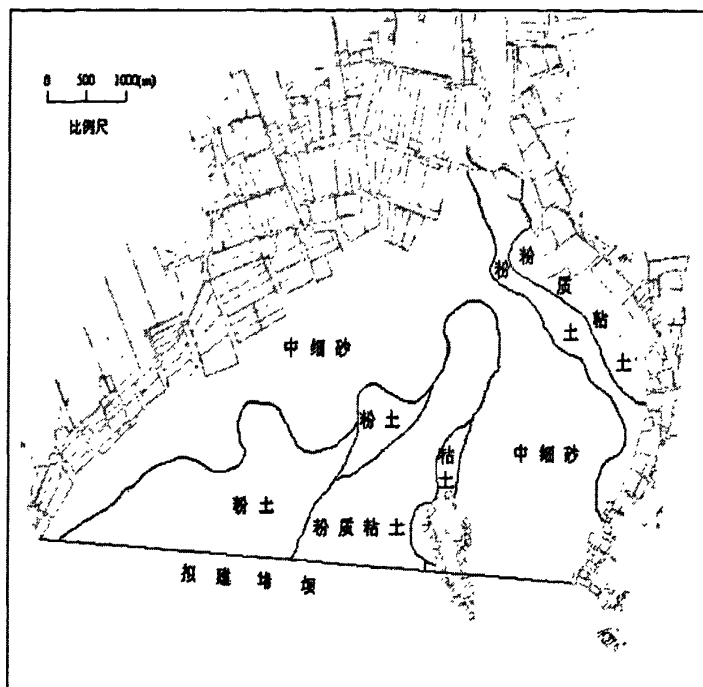


图 2.4 库底表层沉积物分布图

在不同地段物质成分有所差异。分布规律大致为沿岸边含砂多，颗粒粗，而随着水深的加大，物质成分逐渐变细，含砂量逐渐减少，含泥量增多。层厚大体趋势是沿岸薄，向湾内、湾口逐渐变厚。由于基岩面凹凸不平，该层厚度变化较大。在基岩隆起的地方，该层较薄，有的地段甚至直接上覆于基岩；在沐官岛以西该层普遍发育，厚度大致在 4—10m 之间；在沐官岛以东该层缺失。

粉质粘土层由粘土、砂组成，具有粘性。在浅地层探测记录上呈平行层理、波状层理。由于基岩起伏，沉积层不连续，在基岩隆起的地方，该层较薄，甚至缺失。该层厚度一般在 0—3m 之间，变化规律为沿岸薄，而向湾里、湾口逐渐变厚。

砂层主要由中粗砂、中细砂组成。在浅地层探测记录上呈杂乱层理，沉积结构密实。沉积物总体厚度一般在 3—16m 之间，由岸边向湾口、湾内逐渐加大。沐官岛西侧沉积物厚度大于东侧。棋子湾西北部沉积物最厚，最厚可达 17.6m。沐官岛东侧靠近沐官岛的岸边沉积物最薄，约为 1.4m。

库区位于海岸潮间带，库区沉积物中的氯离子、镁离子、硬度和矿化度很高。建库后，库底沉积物中的溶质会通过分子扩散不断进入水库中的淡水体，从而对水库水质产生影响。

2.3.2 库区风浪潮汐

据 1960 年 3 月至 1961 年 12 月在董家口嘴的波浪监测资料, 棋子湾常浪向为南东向, 频率为 32%; 次常浪向为南向, 频率为 19%。强浪向为北东向, 浪高为 8.0m。次强浪向为南向, 浪高 7.0m。周期最长的方向为北北西方向, 平均周期为 5.19s, 次长为 5.05s。本区平均波高为 0.4m。据资料分析和计算, 琅琊湾-太阴日内有两次高潮和两次低潮, 其潮汐类型判别数为 0.42, 属正规半日潮。

第三章 沉积物盐分释放影响因素的实验研究

3.1 实验装置与方法

根据论文研究内容,设计了一系列砂柱实验和水槽实验进行沉积物盐分释放对上覆水水质影响规律的研究。从整体上探究了不同粒度沉积物、温度、风、渗漏条件下沉积物-水体的盐分分布规律。

3.1.1 实验材料与装置

(1)实验材料

试验用沉积物样是取自棋子湾潮滩的三种典型沉积物,分别为泥质粉砂、中细砂和粉质粘土,其中中细砂粒径分布见表3.1。淡水选用的是自来水,含盐量0.39g/L左右,与待建沐官岛水库主要水源白马河河水的盐分含量相似;对沉积物做浸泡饱和处理的海水是取自附近海域近海岸的海水,淡水与饱和用海水成分详见表3.2。

表 3.1 中细砂粒径百分比

粒径/mm	<0.075	0.075-0.25	0.25-0.5	0.5-1	1-2	>2
百分比/%	0.07	33.92	51.88	12.69	0.45	0.99

表 3.2 淡水与海水离子组成(mg/L)

项目	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
海水	8.0	7700.0	285.0	295.0	922.0	13838.0	19.8	646.0
淡水	7.2	18.2	8.7	30.5	21.0	67.9	82.6	50.6

注: pH 除外。

(2)实验装置

进行温度、抽排孔隙水、下渗等因素对沉积物盐分释放的影响实验时所用装置为一系列高450mm,内径100mm,壁厚5mm的有机玻璃柱;有机玻璃管分两种,一种柱底部封闭且带有导流管,另一种是在第一种的基础上柱侧面加了沉积物孔隙水的监测孔,有机玻璃柱底部铺有20cm的沉积物,淡水高25cm。风影响的实验装置为一个外径大小为120cm×60cm×60cm有机玻璃槽,有机玻璃板厚度为10mm;实验中以风扇为风源模拟自然风,模拟风速为研究区地区多年平均风速3.5m/s。

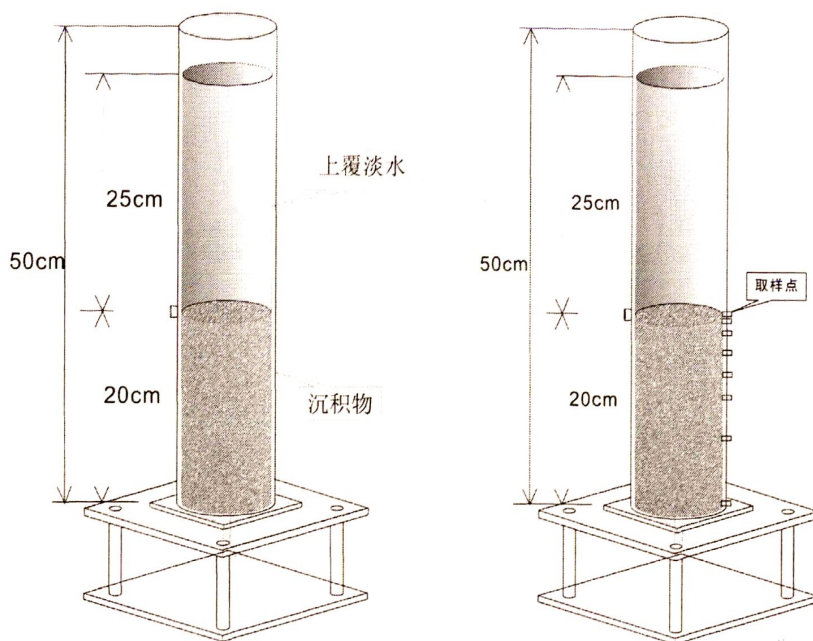


图3.1 砂柱试验装置图

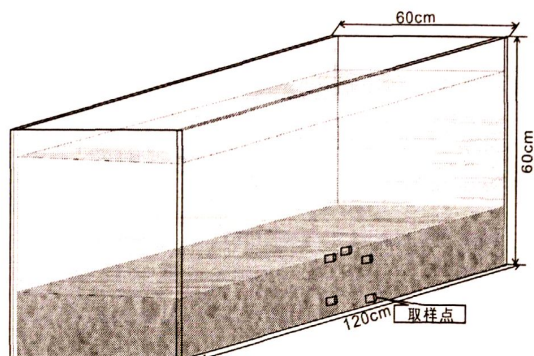


图3.2 水槽实验装置图

3.1.2 实验方法

实验采用 DDS-11A 型电导率仪测定上覆水体不同水层和沉积物孔隙水某时刻的电导率，通过盐浓度—电导率标准曲线(图 3.3) 确定上覆水各层水体中该时刻盐分浓度分布，并将各层水体中盐浓度与该层水体体积的乘积进行加和获取该时刻水体中总含盐量。将该时刻上覆水体中盐分总含量减去其试验初始时刻的总含盐量求得这段时间内沉积物释放盐分的总量，盐分总量与时间和界面面积的比值便是沉积物的盐分释放通量。沉积物盐分释放通量计算公式可以简化为(3-1):

$$flux_i = \frac{\Delta m_i}{\Delta t_i \times A} \quad (3-1)$$

式中： $flux_i$ —第 i 时刻界面处的盐分通量($g/(cm^2h)$);

Δm_i —第 i 时刻水体中盐分的增加量(g);

Δt_i —第 i 个计算时刻选用的时间间隔，文中以实验初始时刻为时间间隔计算的起始点(h);

A —沉积物-水界面面积(cm^2);

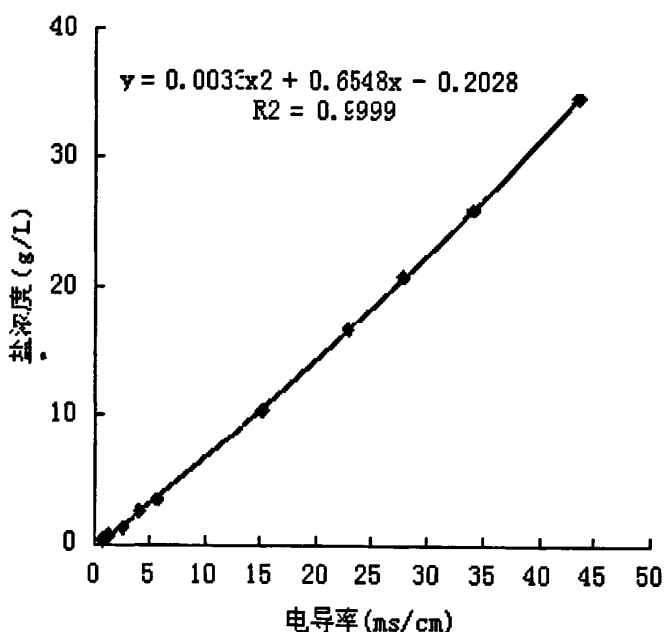


图3.3 电导率-盐浓度关系图

3.2 实验方案及结果分析

实验分为前后两部分，分别是沉积物盐分释放影响因素试验、拟用控制咸化措施实验，沉积物盐分释放影响实验主要研究不同沉积质、温度、风动力、下渗条件下沉积物盐分的释放规律和沉积物-水界面的交换通量，拟用控制措施实验用来模拟抽排底层咸水、表层沉积物孔隙水沉积物盐分释放对上覆水体影响的过程，由于实验时间限制，主要研究加水初期阶段各个要素的影响情况。

3.2.1 沉积物盐分释放实验

(1)不同沉积物的盐分释放规律

一、实验目的：主要研究不同类型沉积物盐分释放对上覆水体水质咸化的影响。

二、实验方法：在3个有机玻璃柱中依次填入取自现场的中细砂、粉土、粉质粘土(其中粉土、粉质粘土采用原状样)，沉积物高20cm，在各柱中分别加入海水对沉积质进行饱和，48h后吸出柱中多余的海水，在该过程中使用保鲜膜覆盖在有机玻璃柱上方以防海水蒸发。然后在柱内沉积物上方缓慢加入淡水使水位达到25cm，加水时间60min，为了尽量减少加水对沉积物的扰动，加水之前在柱内放入与其内径相仿的海绵，海绵将随水位升高，至加水结束将其取出。做静置试验，试验时室温 $15\pm 1^{\circ}\text{C}$ ，每隔一定时间用DDS-11A型电导率仪测量各实验柱不同水位(0cm(界面)、0.5cm、1cm、1.5cm、2.0cm、2.5cm、3cm、5cm、7.5cm、10cm、15cm、20cm、25cm)处的电导率，对试验结果进行对比研究，对比其沉积物-水界面的盐分交换通量。

三、结果与分析

经12天的静态试验，三个沉积柱在0cm、2.5cm、5cm、7.5cm、20cm水位处的盐分浓度变化情况如图3.4(1)所示。随着时间的变化，沉积柱中水体不同高度处各监测点的盐分浓度逐渐升高，监测初期时靠近沉积物-水界面附近监测点的盐分浓度升高速度较快；界面处的盐分浓度在试验200个小时左右趋于稳定，粘土、中细砂、粉砂柱的固液界面处的盐分浓度分别达到6.2g/L、5.8g/L、4.5g/L，在远离界面的水体中盐分浓度升高的速度较为平缓。一段时间后，水体各层经扩散作用后浓度增长渐缓，这是由前期的沉积物-水界面盐分浓度梯度较高而使沉积物中盐分以较快速度释放后造成界面盐浓度梯度降低引起的，7.5cm监测点浓度变化曲线与20cm的基本重合，图中可以看出7.5cm水位以下的水层中盐分梯度变化明显，在试验时间内沉积质盐分释放主要对下层水体产生影响。

在图中可以看出：三个沉积柱相同水位处的盐分浓度大小顺序为：粉质粘土>中细砂>粉砂，这一试验结果充分表明，底质中所含盐份的确是引起上覆水体水质咸化的原因之一，且水质咸化程度与水库底质类型有关。

实验柱内沉积物各时刻的盐分释放通量根据式(3-1)计算，其通量随时间变化情况如图3.4(2)所示，可以看出，不同沉积质中盐分释放通量通过方程拟合后均符合负的幂指数形式，其拟合方程分别是：

$$y=6.8855x^{-0.3942}(\text{粉质粘土}, R^2=0.9425),$$

$$y=6.8804x^{-0.4261}(\text{中细砂}, R^2=0.9349),$$

$$y=7.6363x^{-0.4824}(\text{粉土}, R^2=0.9162)。$$

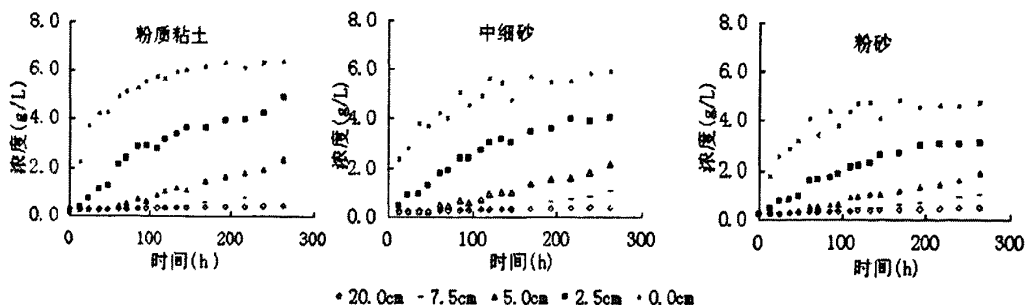


图3.4 (1) 上覆水体中盐分浓度变化

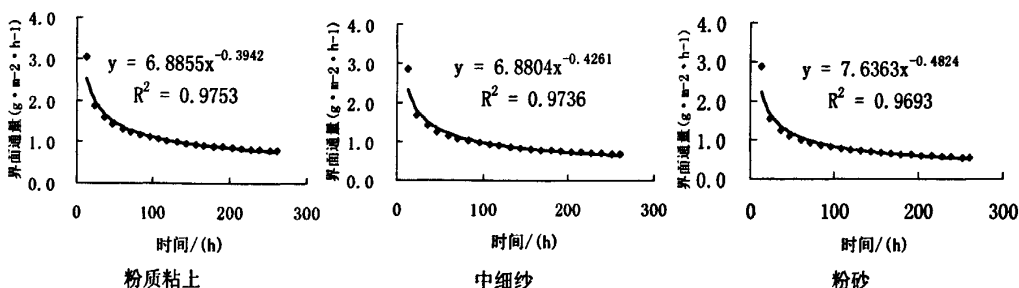


图3.4 (2) 不同沉积质的固液界面盐通量变化曲线

在沉积质盐分释放初期，盐分通量快速下降，大约在监测200小时之后界面盐分释放通量趋向稳定，三种沉积质的盐分释放通量变换情况基本一致，其中中细砂实验柱中底质的盐分释放通量的降低速度要快于粘土和粉砂。通过对比，盐分释放通量按粉质粘土，中细砂，泥质粉砂的顺序依次递减，这和实验柱个监测点的浓度随时间变化趋势相同。

由于库底沉积物类型的差异，使其盐分释放对上覆水体的咸化影响程度不同，整个库区在蓄水后底部水体的盐分浓度分布不均，在制定控制上覆水体咸化的措施时要考虑到底质沉积物类型，从而合理布置抽排库底咸水的抽排位置。

在待建水库库底沉积物中中细砂占较大部分(图2.4)，其厚度最厚可达17米，属于待建库区底质中富有代表性的沉积物，因此在后面进行温度、风动力、下渗、抽排表层孔隙水等条件对沉积物盐分释放的影响实验时所用沉积物皆为中细砂，这几个实验的前期处理过程与(1)类似，区别在于不同的控制条件下。

(2)温度对沉积物盐分释放的影响

- 一、实验目的：研究温度对沉积物中盐分释放造成上覆水体水质咸化的影响。
- 二、实验方法：实验的前期处理与(1)相同，后期通过对试验结果进行对比，探

究温度对沉积物盐分释放的影响。

三、结果与分析

对比了冬夏两季的中细砂柱的600多个小时的静态实验结果, 冬季实验室平均温度为 $15\pm 1^{\circ}\text{C}$, 夏季平均温度为 $27\pm 1^{\circ}\text{C}$ 。实验柱内沉积物各时刻的盐分交换通量随时间变化情况如图3.6所示, 对固液界面的盐分交换通量进行幂指数拟合得到的拟合方程为: $y=18.279x^{-0.5548}$, $R^2=0.9971(15^{\circ}\text{C})$;

$$y=16.156x^{-0.4781}, R^2=0.9942(27^{\circ}\text{C});$$

从图中可以看出: 夏季实验柱的沉积物-水界面交换通量明显高于冬季, 可见温度越高沉积物盐释放通量就越大, 温度升高促进沉积物盐分释放。这可以用扩散理论来解释, 菲克第一定律中固液界面物质扩散通量与扩散系数、沉积物-水界面的浓度梯度和表层沉积物的孔隙度成正比关系, 其中扩散系数随温度的升高而变大^[19], 所以温度升高时沉积物的盐分释放通量也随之升高。根据实验时间内数据分析, 夏冬两季实验柱界面通量的比值并非固定的而与时间有关(图 3.5(1)), 它们符合 $y=0.8840x^{0.0776}$ 的方程关系, 按照 Li^[89]试验结果: 日常不同温度条件下扩散系数的比值是水在该温度下的粘度系数比值的倒数, 常温下, 该数值在 1~2 之间。

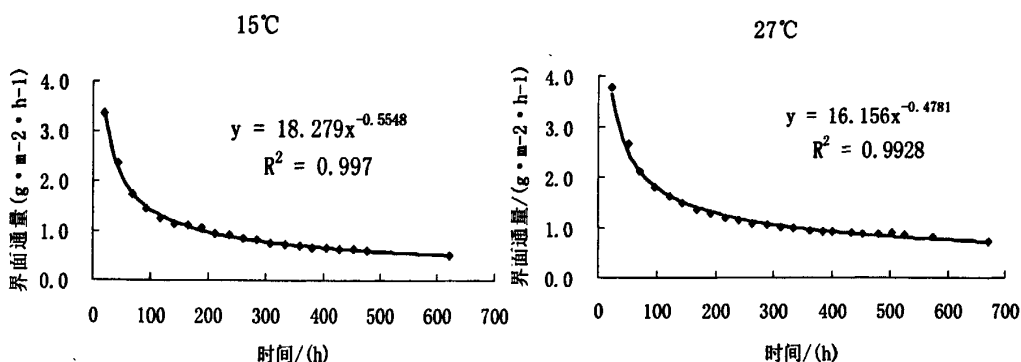


图3.5(1) 不同温度条件下固液界面盐通量变化曲线

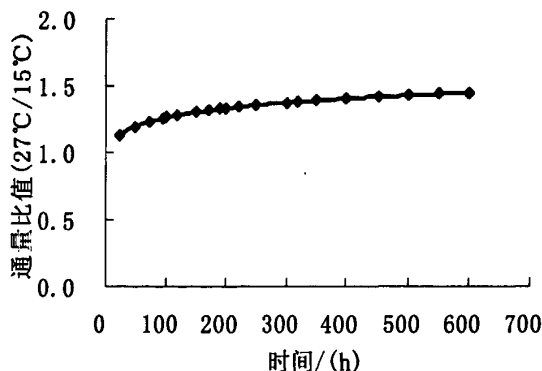


图3.5(2) 通量比值图 (27°C/15°C)

利用海水的综合离子扩散系数^[22]通过 Lerman^[19]的扩散系数与温度校正关系计算得到 $D_{s,27} / D_{s,15} \approx 1.3$ ，本实验计算结果(图 3.5(2))较符合该数值。600 个小时左右时 15℃ 时中细砂-水界面的盐分通量在 $0.51 \text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 附近变化，27℃ 时中细砂-水界面的盐分通量在 $0.71 \text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ 附近，此时夏冬季通量比值为 1.4，实验起始时该比值在 1.2，与理论计算值 1.3 有 $\pm 8\%$ 的差距，这是由于两实验柱扩散速度的差异造成的沉积物-水界面浓度梯度差异引起的。

季节变化会导致整个水库的水温发生变化，从而影响水库沉积物盐分的释放，温度越高，沉积物盐分释放越容易，释放强度会随着时间的推移而逐渐减弱，并达到稳定。因此，在夏季对水库进行蓄水时，在高温和蓄水过程底质受扰动的双重作用下沉积物盐分更容易释放使水体中盐分含量迅速升高，若在其他季节蓄水，则水体中盐分含量上升的速度较慢。温度对沉积物盐分的释放影响不仅表现在季节性蓄水水体中盐分含量的增长速度上，还表现为水体密度分层与温度相关^[90-91]，特别是在冬季，底层水体温度较高于表层水，底泥的盐分释放通量维持在一定水平，表层水体的温度较低，库底水体中盐离子向上的扩散速度较慢使其水体盐分因扩散差异滞留，造成上、下层水体盐含量随温度分层，遇到大风天气，在强烈的水动力作用下容易出现底层高盐水体与表层低盐水体混合造成全库“泛咸”影响供水。在水库管理上，要结合天气变化及时对底层水体进行排咸防止全库“泛咸”的发生。

(3)风对底泥盐分释放的影响

一、实验目的

模拟水库实际情况下库水受风的影响，研究扰动作用对水体盐分的分布及其对水库沉积物盐分释放的影响。

二、实验方法

实验装置为一个 $120 \text{cm} \times 60 \text{cm} \times 60 \text{cm}$ 的有机玻璃水槽(图 3.2)，水槽侧壁上设有取样孔，取样孔距槽底垂直距离分别为 0cm 、 2cm 、 7cm 、 9.5cm 。用风扇作模拟自然风的风源，实验在 3.5m/s 风速下进行（参照水库常年平均风速）。实验的前期处理与柱实验相似，沉积物的厚度为 10cm ，加入海水对底质进行饱和，加水水深 40cm ，加水时间约为 10 个小时。然后间隔一定时间测量不同深度上各层水体的电导率值，同时用 2.5ml 医用注射器从取样孔抽取沉积物-水界面处以及界面以下 0.5cm 、 3cm 、 8cm 、 10cm 处的孔隙水进行测量。实验温度 $10 \pm 1 \text{℃}$ ，设置参照实验在无风条件下进行，其他条件相同，实验后期搅动水体使上下层水体混合后监测上层水体与空隙水盐分浓度的变化情况。

三、结果与分析

实验柱的沉积物盐分的释放通量变化曲线如图3.6(1), 结果表明有风条件下的界面通量大于无风条件, 后期界面盐分通量基本稳定, 实验10天时有风作用的界面盐分通量为 $0.8\text{g}/(\text{m}^2\cdot\text{h})$ 高于静止状态的盐分释放通量 $0.69\text{g}/(\text{m}^2\cdot\text{h})$, 测得风源稳定的情况下水槽表层水体水速 $0.8\text{m}/\text{s}$, 底层水速 $0.01\text{m}/\text{s}$ 左右, 水体在风的吹拂下, 底层水体的弱流动引起的孔隙水对流从而增强沉积物中盐分的释放, Thibodeaux和Boyle指出沉积物-水界面附近水的对流是加强沉积物中物质迁移的重要途径^[92], 这种作用的增强不仅与界面的水速有关还与沉积物表面的粗糙程度有关, 一般粒径大的沉积物受影响明显。

有风和无风条件下沉积物盐分释放通量的变化趋势相同, 通量稳定时有风条件仅比无风条件的通量高14%, 这与孔隙水对流引起沉积物-水界面物质交换加强, 其引起的通量比只考虑分子扩散情况下大两、三个数量级^[93]有所出入, 寻其原因, 这可能与实验中水动力条件较弱有关; 实验刚开始时同一时刻两对比实验沉积物-水界面通量相差较明显, 随着时间推移差距逐渐减小, 这是由于随着实验的进行以及风的作用, 底层水体形成了一定盐分浓度梯度的咸水层(或称扩散边界层, 图3.6(2)), 该层的存在使水动力对沉积物与上覆水之间物质交换的显著增强起到了抑制作用^[94], 抑制作用的强弱与该层的厚度有关^[52], 边界层以上水体物质混合比较均匀, 边界层内物质呈现浓度梯度。

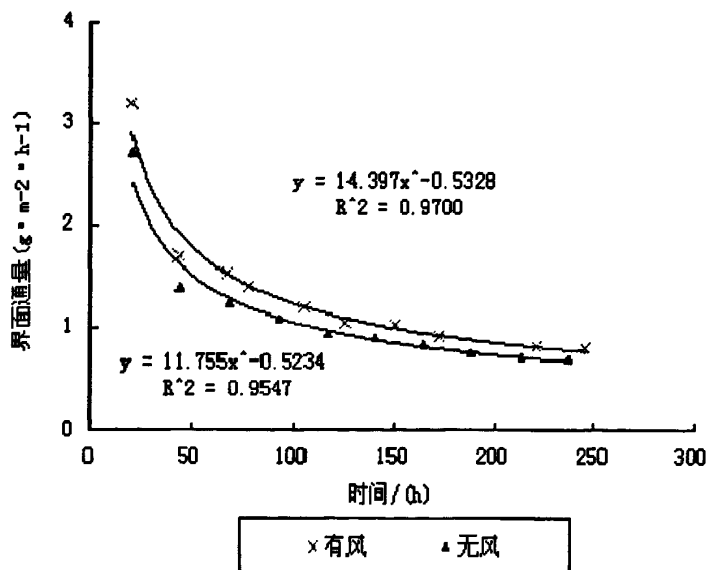


图3.6(1) 有、无风作用下沉积物盐分释放通量变化曲线

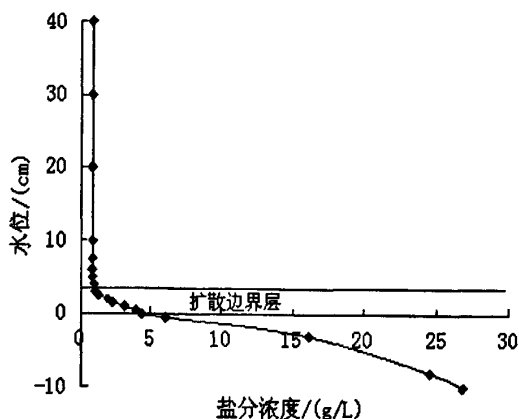


图3.6(2) 实验后期盐分浓度垂直分布图

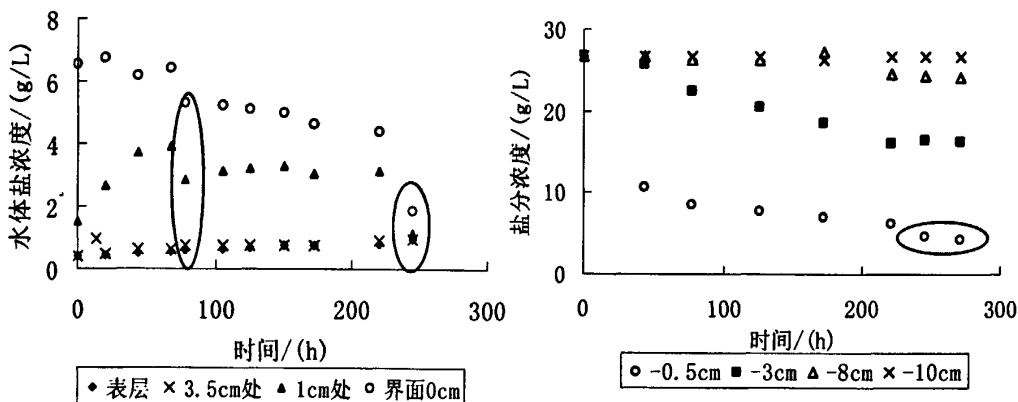


图3.6(3) 水体、沉积物空隙水盐浓度时间变化图

水槽实验水体中以及沉积物孔隙水的盐分变化情况如图3.6(3)所示,从图中可以看出距固液界面3.5cm以上水体中盐分增长比较缓慢而稳定,3.5cm以内水体在75h之内逐步增长后下降,这是在75h由于水面蒸发而往水槽加水的原因,75h以前3.5cm以上水体盐浓度增长较快也是由于风的存在加快了溶剂蒸发而引起的盐分浓度升高。表层孔隙水下降趋势明显,远离表层的孔隙水盐浓度变化较小,实验时间内-10cm处孔隙水的浓度一直未变。实验快结束时模拟突发强风浪引起的咸水“翻池”,进行人工搅动使底、表层水体混合,发现固液界面处盐分浓度急剧下降,整个水体盐浓度趋向均一,上层水体盐浓度升高,超过1g/L。这说明咸水层对整个水体的咸化具有抑制作用的同时,在特殊情况下也会成为导致水体咸化的源,其对水质的影响是双重的。

沐官岛水库水面较大,设计水位7.5米,水深较浅,该区域多年平均风速3.9m/s,最大风速可达23m/s,偶发性大风浪产生强烈的水动力会破坏底部形成的咸水层使之

与上层水体混合导致库水整体变咸，严重影响水库的正常使用，因此，在水库的管理中，要对库区的环境变化及时了解 and 做出反应，在极端天气出现前有效的抽排底层咸水以保证水质。若强风浪持续作用，不但会引起库水“泛咸”还会使沉积物表层孔隙水产生强对流增强盐分释放，如此一来，在建库蓄水前对沉积物盐分进行处理淡化是非常必要的。

(4) 下渗条件下底泥盐分释放规律

一、实验目的

研究水库底部渗漏情况下沉积物盐分释放的影响。

二、实验方法

实验装置为4个外径110mm，高450mm，壁厚5mm，一端密闭带有渗流管的有机玻璃柱(图3.1)，侧壁上设有取样孔，取样孔距底垂直距离分别为0cm、7cm、11.5cm、15cm、17cm、18.5cm、19.5cm、20cm。实验的前期处理前面实验相同，沉积物的厚度为20cm，加入海水对底质进行饱和，加水水深25cm，加水时间约60分钟。然后隔天测量不同深度上各层水体的电导率值，一段时间后用2.5ml医用注射器从取样孔抽取沉积物-水界面处以及界面以下0.5cm、1.5cm、3cm、5cm、8.5cm、13cm、20cm处的孔隙水进行测量。实验温度 $15\pm 1^{\circ}\text{C}$ ，实验历经40天。

三、结果与分析

经过40天的实验，未渗水、渗水2ml/d、渗水5ml/d、渗水10ml/L实验柱的上覆水体各高度处的盐浓度变化情况如图3.7(1)所示，可以看出的是，实验刚开始时4个实验柱各个水面处盐分浓度都有所上升，随着时间的推移未渗水的实验柱各层水体中盐浓度逐步趋向稳定，三个渗水实验柱随着实验的进行上层水体的盐分浓度逐渐下降，靠近固液界面水体的盐分浓度略有升高，并且渗水的实验柱各层盐浓度皆比未渗水的参考柱低，渗水速度越快上层水体的盐浓度越低；750h左右时四个柱子上覆各层水体盐分浓度明显下降，这是在此前一天实验抽取孔隙水的原因；实验结束时渗出水的盐分浓度分别为26.8g/L、24.5g/L、20.3g/L(30天时沉积物孔隙水及上覆水体的盐分剖面分布如图3.7(2))，随着时间的推移，沉积物中蓄存的盐分持续溶出，其向上释放和向下渗漏能力皆会减弱。因此，沉积物中存在下渗情况时可减轻上覆水体水质咸化程度和速度，这是因为水在向沉积物渗漏的过程中，孔隙咸水向下运动，与沉积物向水体中盐分扩散的方向相反，以此抵消了盐向上覆水体扩散。

在海湾处，这种沉积物渗漏情况可以由地下水的运动引起的^[95]，也与上覆水体水位和底部沉积物渗透率有关。当沉积物条件相同时，水在沉积物中的下渗速度随水力坡度的增大而升高，水力坡度跟上覆水体的水位高低有关，因此在保障供水

条件时蓄水水位尽量接近设计最高水位能更有利于水库正常供水。

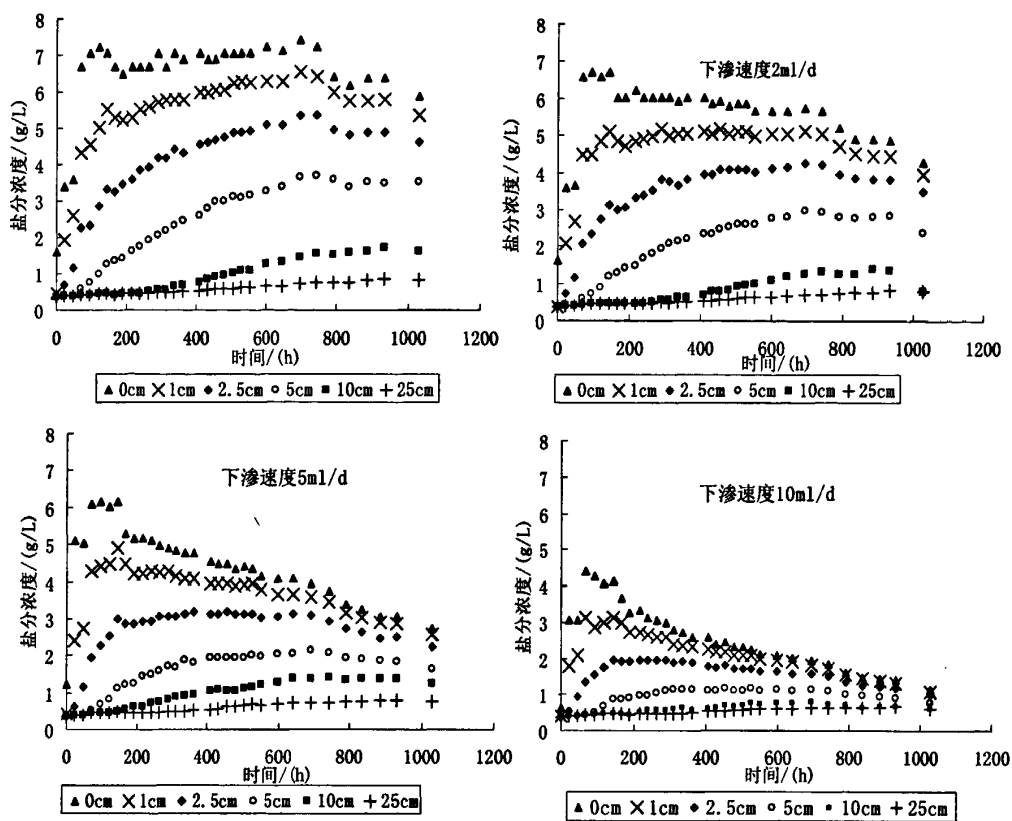


图3.7(1) 水体盐浓度时间变化图

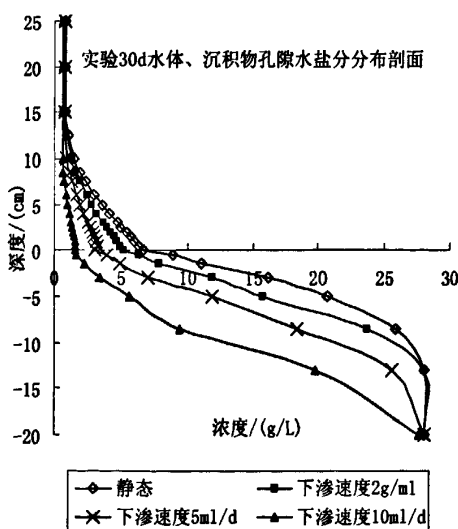


图3.7(2) 30d时水体、沉积物孔隙水盐分分布剖面图

(5) 水位、水质等其他对沉积物盐分释放的影响

根据其他学者对水库的研究表明, 水库的蓄水水位越高, 上层水体的咸化速度越慢, 水体中盐总含盐量也降低^[5-31]; 来水水质对库水咸化的影响主要表现在上覆水体盐分的初始浓度会阻碍底泥盐分的释放^[5-48]; 上覆水体的天然 pH 变化对沉积物盐分释放的影响不大^[48]。

小结:

水质咸化程度和速度与水库底质类型有关, 试验中三种类型沉积物与水体的盐分交换通量的大小顺序为: 粉质粘土 > 中细砂 > 粉砂; 温度可以增强沉积物盐分释放, 同时可能引起水体分层; 水体受到风影响时, 沉积物盐分释放高于无风状态, 在自然条件下风浪的动力作用将促进库底沉积物盐分的释放; 沉积物中存在下渗情况时可减轻上覆水体水质咸化程度和速度; 水库的蓄水水位越高, 水体的咸化速度越慢, 水体的总含盐量也降低, 上覆水体盐分的初始浓度会阻碍沉积物盐分的释放, 上覆水体的天然 pH 变化对库水的咸化影响不大。

第四章 沉积物孔隙水盐分垂直分布模型

位于横河入海口潮间滩处的待建沐官岛水库库底沉积物较厚，其积蓄了大量的咸水，库底沉积物盐分的扩散过程及变化将影响库水水质的淡化，淡水与库底沉积物之间的盐分交换决定了库水的水质情况。水库建成蓄水后，上覆淡水与底部富含咸水的多孔介质接触引起沉积物盐分释放，沉积物中盐分含量将随着扩散时间的延长逐渐降低，孔隙水中盐分剖面浓度也随之变化，通过建立描述孔隙水盐分剖面浓度变化的数学模型可以较准确的预测沉积物盐分释放情况与了解沉积物中盐分经一段时间扩散后所残留盐分情况，还可以判断建库多长时间后不再发生因边界层盐分与上部水体的混合而引起的库水泛咸，以此来推测水质变化情况。

在前面的柱实验中同时测定不同深度沉积物孔隙水中盐分含量随时间的变化，利用获得沉积物孔隙水中盐分浓度随时间变化资料验证建立的数学模型，进而预测沉积物盐分释放对上覆水水质的时间。

4.1 沉积物盐分剖面分布模型

根据前人和本研究的结论，影响水库水质咸化的因素包括很多，这里忽略降水、蒸发作用、温度、水位、风等因素对水库水质咸化的影响，只考虑分子扩散作用下沉积物中盐分随时间变化的数学模型，建立数学模型时，为了便于理论推导，该模型做了假设：

①忽略蒸发和降水对水库水位、水质的影响、温度引起的分层影响、风对底泥盐分释放的影响、沉积物孔隙水渗流的影响，只考虑分子扩散作用下引起的沉积物盐分变化。

②根据文章中的静态实验假设沉积物-水界面盐分浓度保持一个稳定的值，该值确定为孔隙水和水体盐分均匀分布时的浓度，这与实验结果相符。

③假设沉积物为均匀性多孔介质，把沉积物中的各种盐离子看作一种溶质，其扩散系数选择各离子的综合扩散系数。

数学模式的建立以菲克第二定律为基础，所需实验参数通过前面下渗实验中参照柱的数据来确定，通过数学式所模拟的结果与实际实验结果进行对比检验模型的适用性。

4.1.1 模型建立的基础

在分子扩散基础上建立的盐分迁移模型，其符合以下条件：

1、首先，底部沉积物为一富盐层，并且盐分分布均匀，固液界面盐分交换发生在沉积物层的上边界（即固液界面），沉积物盐分释放之后的上覆水体的浓度仍然低于下面沉积物孔隙水中盐分浓度；

2、加入淡水稳定后，沉积物上边界的浓度为固定值；

3、底部沉积物中盐分既没有外来源也不会反应消失；

4、只考虑分子扩散引起沉积物盐分的迁移。

如果在较长的时间尺度上水体不受外来源和盐分流出项的影响，条件 2 可以广泛的应用于分层水体情况；当靠近湖泊底部的盐分浓度梯度接近于 0 时情况 3 可成立；情况 4 是用来建立模型的。

沉积物孔隙水体的盐分垂直迁移可以用菲克第二定律来表示，其原始表达式为：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_s \left(\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right) \quad (4-1)$$

其中： C —扩散物质的体积浓度(g/m^3)； t —扩散时间(s)； z —垂向距离，在沉积物层的底部时 $z=0$ ，在其顶部（即沉积物-水界面）时 $z=h$ (h 为沉积物的厚度)；

$\frac{\partial C}{\partial t}$ —扩散中浓度变化率， $\text{g}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$ ； $\frac{\partial C}{\partial z}$ —扩散方向上浓度梯度， g/m^4 ； D_s —盐离子在沉积物中的扩散系数，用一个固定的分子扩散系数。

实际上扩散系数 D 是随物质浓度变化的，为了使求解扩散方程简单些，近似把 D 看做衡量处理。

对于等式(4-1)，据上面条件设定初始和边界条件如下^[98-99]：

$$\text{在 } z=0 \text{ 时: } C=C_0, 0 < z < h; \quad (4-2)$$

$$\text{在 } t > 0 \text{ 时: } C=C_h, z=h; \quad (4-3)$$

$$dC/dz=0, z=0; \quad (4-4)$$

边界条件(4-2)、(4-3)是条件 1、2 的数学表达形式，边界条件(4)是情况 3 的数学表达形式。

根据初始及边界条件(4-2)、(4-3)、(4-4)，等式(4-1)经过拉普拉斯变换之后的表达式为：

$$C = C_0 + (C_h - C_0)\omega \quad (4-5)$$

其中： C —沉积物孔隙水中盐分的体积浓度(g/m^3)； C_h —沉积物上层边界的盐

分稳定浓度(g/m^3); C_0 —底层沉积物中盐分的原始浓度(g/m^3);

ω 是时间 t , 位置 z , 和扩散系数 D 的函数, 它的表达式为:

$$\omega = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left[\operatorname{erfc} \frac{(2n+1)h-z}{2(D_s t)^{1/2}} + \operatorname{erfc} \frac{(2n+1)h+z}{2(D_s t)^{1/2}} \right] \quad (4-6)$$

式中: $\operatorname{erfc}(x)$ 为互补误差函数, 根据定义 $\operatorname{erfc}(x) = 1 - \operatorname{erf}(x)$, $\operatorname{erf}(x)$ 为误差函数, 其大小可以根据误差函数表数据表获得。

利用上述等式计算沉积物盐分的剖面浓度时, 需要知道时间 t , 以及以下参数: 沉积物的厚度 h , 界面的稳定浓度 C_h 、底层沉积物中盐分的原始浓度 C_0 和扩散系数 D_s 。

4.1.2 模型参数的确定

在运用(4-5)等式来描述沉积物盐分的时间变化时, 需要确定的一个比较重要的参数就是沉积物孔隙水中盐分的扩散系数 D_s , 这里的 D_s 表示孔隙水各离子的综合扩散系数, 本文采用 $D_s = D \cdot \phi^{m-1}$ 计算沉积物中盐分扩散系数, 其中 ϕ 为沉积物的孔隙率, 有学者^[97]通过实验指出当 $m=1.52$ 时更适合砂质沉积物, 沉积物通过烘干法确定含水率(w), 比重瓶法测定比重(ρ_s), 环刀法测天然密度(ρ), 那么孔隙度(ϕ)可以表示为: $\phi = 1 - \rho / ((1+w) \cdot \rho_s) = 0.43$

根据 Poisson 等学者给出了 25°C 海水中五种主要离子的综合扩散系数^[22], 通过 Wang 等^[20]人提到的孔隙水中溶质的扩散系数与温度关系式校正得到实验温度 15°C 时沉积物中盐分的扩散系数; 各参数如表 4-1 所示。

表 4-1 用于模型计算时参数表

参数	$C_0(\text{g}/\text{L})$	$C_h(\text{g}/\text{L})$	$h(\text{cm})$	$D_s(10^{-6}\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1})$
数值	28	6.8	20	5.82

4.2 沉积物盐分分布的模拟及结果分析

根据等式(4-5)及确定的相关参数(表 4-1)对静态柱中沉积物中盐分分布情况进行模型预测。其中,互补误差函数 $erfc(x)$ 的取值范围为 $[0,1]$, 其值随 x 的增大而增大, 为了便于化简, 在计算时把大于 $erfc(2.35) = 0.99911$ 的 $erfc(x)$ 值都看为 1 来近似处理。

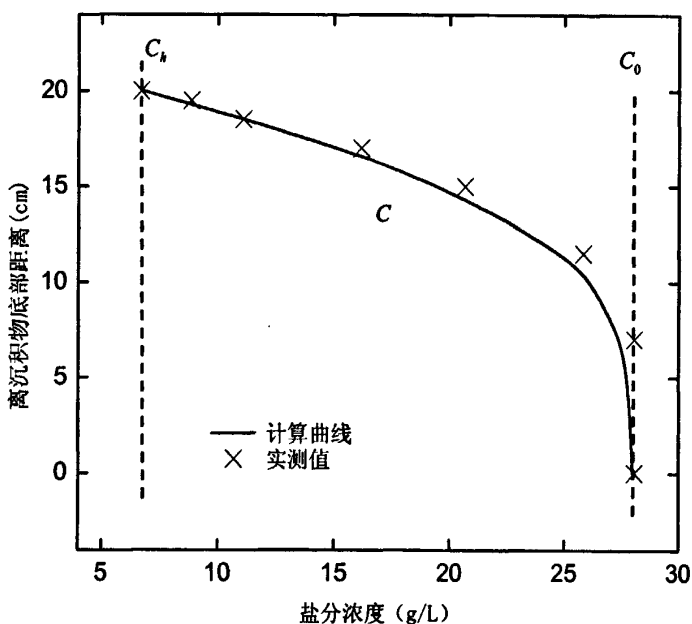


图 4.1 模型计算值与实测数据对比

图 4.1 显示的是实验 796 h 时沉积物中各层面孔隙水中的盐浓度和根据等式(4-5)的计算结果, 可以看出, 计算结果与实际测量数据相似性较高, 因此, 模型能较贴切的反应实际情况, 具有较强的适用性。由于模型参数选定、仪器测量误差等多种因素的影响, 模型预测值与实际值存在误差, 实际测量值与模型预测值的误差如表 4-2 所示。

表 4-2 实际测量与模型预测数值对照表

项目	位置z							
	0cm	7cm	11.5cm	15cm	17cm	18.5cm	19.5cm	20cm
实测值(g/L)	28.09	28.09	25.85	20.67	16.15	11.10	8.87	6.72
计算值(g/L)	28.00	27.48	25.00	19.76	15.20	11.14	8.26	6.80
相对误差(%)	0.32	2.17	3.29	4.40	5.88	0.36	6.88	1.19

图 4.1 中可以看出，在选定的扩散系数情况下，预测值大部分低于实测值，这说明估算的扩散系数比实际扩散系数大，为了能确定实际情况下的扩散系数范围,据图 4.2 显示结果，实测数据在两条预测曲线之间，说明该实验中沉积物中盐分离子

的实际扩散系数 D 在 $4.0 \times 10^{-6} \text{cm}^2/\text{s}$ 到 $5.82 \times 10^{-6} \text{cm}^2/\text{s}$ 之间，

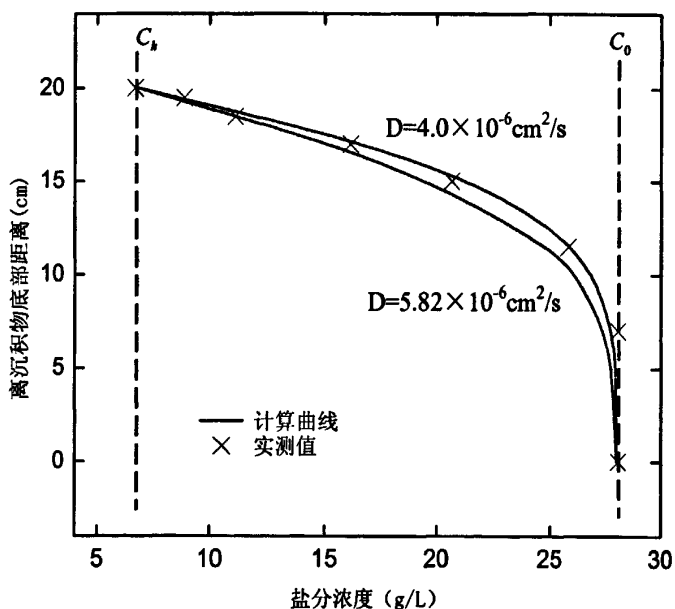


图 4.2 不同扩散系数的预测曲线

根据等式(4-5)，我们可以计算出当底层沉积物中盐分浓度发生变化时距初始时刻的时长，在计算时把大于 $erfc(2.35) = 0.99911$ 的 $erfc(x)$ 值都看为 1，当底层沉积物

发生变化时那么 $erfc\left(\frac{h-z}{2\sqrt{D_s t}}\right) \geq erfc(2.35)$ ，即 $\frac{h-z}{2\sqrt{D_s t}} \leq 2.35$ ，时间 $t \geq \frac{(h-z)^2}{(2 \times 2.35)^2 D_s}$ ，

研究区的底层砂质沉积物厚度在平均在 3m 以上，那么据此深度计算当底部沉积物

的盐分浓度降低是所需要的时间 $t \geq \frac{(300-1)^2}{(2 \times 2.35)^2 \times 5.82 \times 10^{-6} \times 3600 \times 24} \approx 8048d$ ，需要

长达 22 年之久。可以看出，底部沉积物中的盐对上覆水体的影响是长期的，同时水体边界层处盐分的积累是在遇到特定条件库水泛咸的重要来源，因此在海湾水库蓄水前期，是否对沉积物中盐分进行处理以及其处理程度直接关系到蓄水后很长时期内的水质安全与否，所以，通过治理底部沉积物及控制底部沉积物中的盐分释放对海湾水库水质安全具有非常重要的实践意义。

小结：

利用菲克第二定律为基础建立的模型预测结果与实验数值相符，结合待建水库库区的实际资料估算得到底部沉积物中的盐对上覆水体的影响时间长达 22 年之久，底部沉积物中的盐对上覆水体的影响是长期的，同时沉积物-水体边界处积累的盐是在水库遇到特定环境条件后库水泛咸的一大来源，因此在海湾水库蓄水前期，是否对沉积物中盐分进行处理以及其处理程度直接关系到蓄水后很长时期内的水质安全与否，所以，通过治理底部沉积物及控制底部沉积物中的盐分释放对海湾水库水质安全具有非常重要的实践意义。

第五章 蓄水咸化防控对策研究

在前面研究沉积物-水盐分交换实验影响因素和分析已建成海湾水库导致水质咸化的工程原因的基础上,设计了拟用的控制咸化措施实验,根据实验结果和实际请款综合提出了防治海湾水库水质咸化的工程及管理措施,其中最主要的是水库蓄水前抽排残留海水淡化表层沉积物和蓄水后抽排底层咸水。

5.1 拟用控制咸化措施实验

5.1.1 模拟抽排水体底层咸水实验

一、实验目的

模拟水库蓄水后抽排底层咸水对控制水质咸化的效果。

二、实验方案

两个实验柱前期处理与前面相同,一段时间后用虹吸法抽出柱(a)底层水,柱(b)为不做处理的参照柱。实验温度 $15\pm 1^{\circ}\text{C}$,实验历经21天。

三、实验结果及分析

经过21的实验,两个实验柱的上覆水体的盐分浓度变化和界面通量变化如图5.1(1)、(2)所示。柱(b)在300小时虹吸处底层的高浓度盐水500ml后按照加淡水方法再次向柱内加入500ml淡水至原来水位高度25cm,可以看出,抽出界面处咸水后上覆水体各层水体的盐浓度有明显下降,随着时间的推移也逐步稳定,该稳定浓度比未抽水柱下降50%左右。抽水后的24小时沉积物盐分有个增强释放的过程,其通量大于抽水前,这由抽取界面高盐水后沉积物盐分与上层下降的水体形成一个较高的盐浓度梯度导致盐分的增强释放引起的;随着实验的进行沉积物释放通量也有下降,这与沉积物中盐分经过一段时间的释放其蓄存的盐分降低有关。

由此可以看出,对库底高盐水进行抽排处理可以有效降低库水各层的盐分含量,结合温度对库水咸化的影响,抽取底层咸水在保证水体正常供应的同时还可以有效的降低突发性“泛咸”的可能。

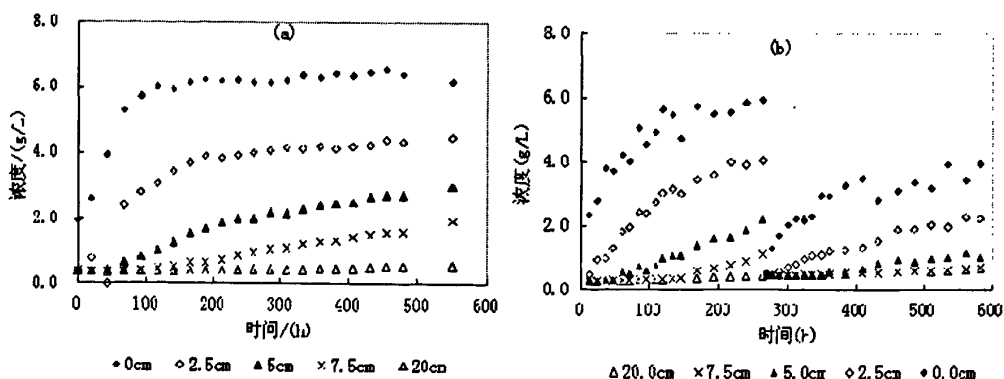


图5.1(1) 水体盐分浓度变化图

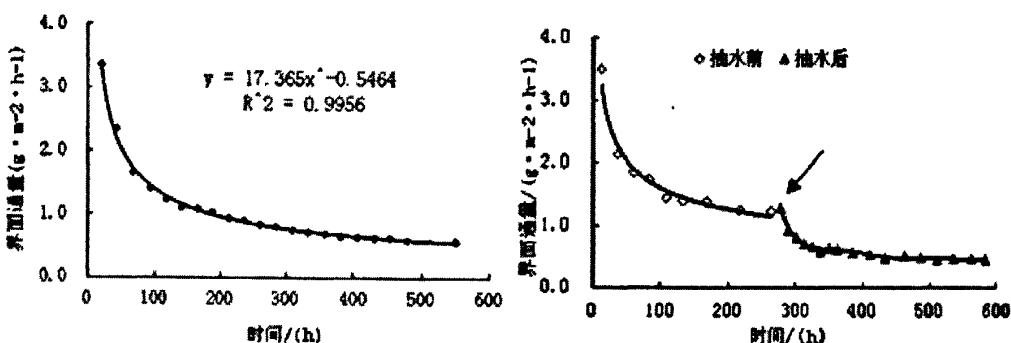


图5.1(2) 界面通量变化图

5.1.2 蓄水前库底开挖排咸沟效果实验

一、实验目的

模拟水库蓄水前抽排底质表层孔隙水减缓水体咸化的措施。

二、实验方案

实验柱前期处理与前面相同，不同的是海水饱和底质后对沉积物底质进行释空隙盐水，三个柱释水量分别为0ml、30ml、60ml孔隙咸水，然后加入淡水隔天进行测量。实验温度 $15\pm 1^{\circ}\text{C}$ ，实验历经21天。

三、实验结果及分析

各柱上覆水中盐分浓度分布如图 5.2(1)，图中不同符号类型的曲线反映各测量时间上覆水垂直剖面盐浓度的变化。总体上，三个实验柱的变化趋势相似，随着时间的推移各层水体中盐浓度逐渐升高，10cm 以下水体中盐浓度增加明显，之上水体盐浓度较均一；在实验初期界面附近水体的盐分增加幅度较大，这是由开始时固液界面盐浓度梯度较大造成沉积物盐分释放相对较快引起的。整个实验中各实验柱相同

测量时间同一水深处盐浓度由高到低依次为：I>II>III(图 5.2(2)中可以明显看出)，各柱沉积物—水界面处盐浓度差别明显，实验中后期界面浓度分别稳定在 7.4 g/L、5.9 g/L、5.4 g/L 左右。实验结果表明：蓄水前释出沉积物高盐分孔隙水能降低上覆水体咸化的程度，且释水量越大效果越明显。

各实验柱固液界面盐分通量变化如图 5.2(3)所示，沉积物—水界面处的盐分通量随时间皆呈现下降趋势，未释水柱通量变化最明显，释水量越大通量变化越平缓，柱 II 通量变化趋势较柱 I 平缓；各柱沉积物-水界面处相同时刻盐通量大小顺序依次 I>II>III，并且实验柱 II、III 中界面盐分交换通量明显低于柱 I。水库蓄水前降低库底沉积物高盐孔隙水的量会降低底泥盐分的释放，且释水量越大沉积物-水界面的盐通量就越小，从而上覆水质的咸化程度降低。释水柱初始阶段的沉积物—水界面盐分通量应很小，并且通量应随着时间呈现先升高后降低的趋势；而在实验初期柱 II 界面即有较大的盐分交换量，且柱 III 中此现象不明显。Janssen 等认为孔隙水的运动在界面物质交换中占支配地位，其受到的扰动强度越大界面物质通量就越高^[96]，由此可知，上述现象是由实验前的加水过程在表层沉积物中形成对流扰动下层孔隙咸水导致的盐分增强释放引起的。

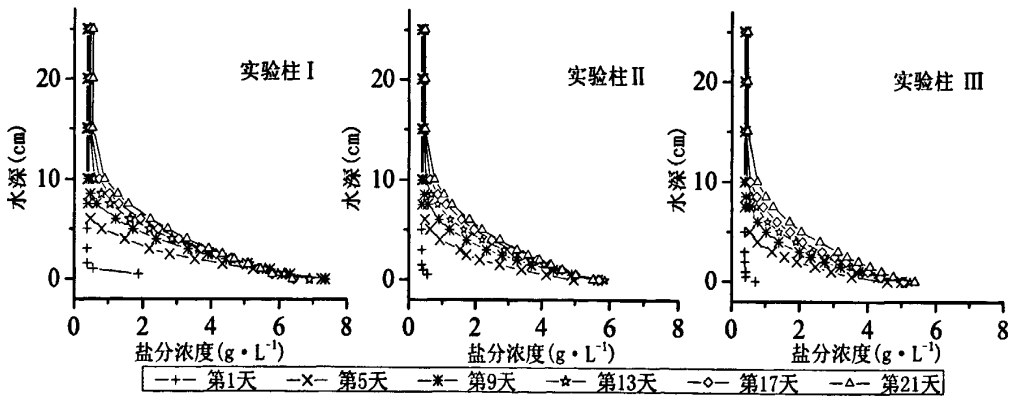


图 5.2(1) 上覆水体含盐量时空分布图

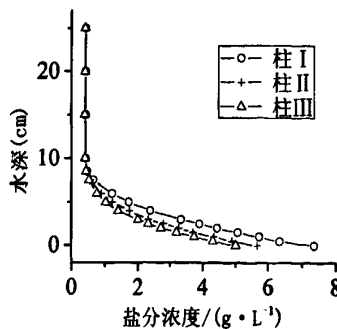


图 5.2(2) 第九天各柱水体盐浓度剖面图

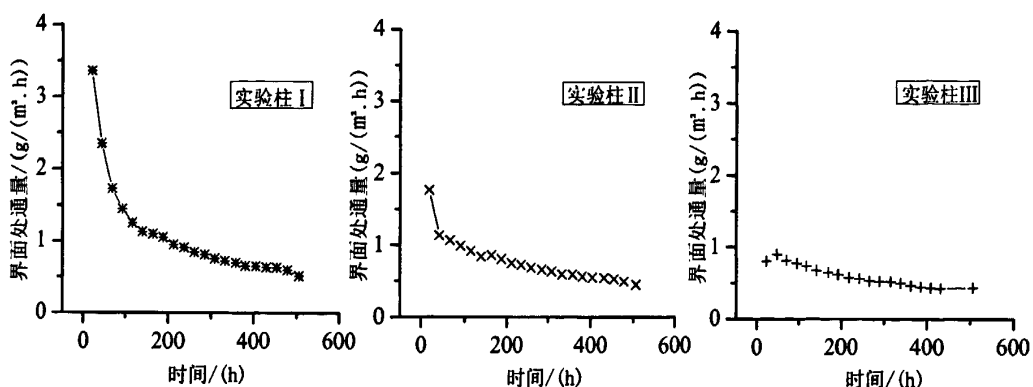


图 5.2(3) 沉积物-水界面盐分通量变化图

沉积物上覆水体盐浓度和固液界面盐分交换通量分析表明, 水库蓄水之前排出沉积物中高盐孔隙水能有效地降低库水的咸化, 并且排水量越大, 效果越显著。

图 5.2(2)中, 第 9 天时柱 II、III 的界面盐浓度较柱 I 虽有明显下降但仍维持在较高水平, 而且界面以上低层水体的浓度分层明显, 因此可结合采用抽出底层高盐水体来降低上覆水体的盐含量。前面实验表明抽取底层咸水能非常有效的降低上层水体的盐分含量, 这表明, 如果蓄水前在库底开挖排咸沟, 并结合蓄水初期抽排库底沉积物之上的高盐水, 抑制海湾水库咸化的效果更好。

小结:

抽取沉积物-水界面附近处咸水可以有效的抑制水库的咸化程度, 还可以抑制水库突发性“泛咸”的发生; 抽排沉积物高盐孔隙水也可以适当的减缓库水的咸化速度, 若结合蓄水初期抽排库底沉积物之上的高盐水, 抑制海湾水库咸化的效果更好。

5.2 水质咸化防治措施

根据室内实验研究结果, 结合待建库区的实际情况和其他类似海涂水库的资料, 对各因素影响下底泥盐分引起水质咸化的规律进行了讨论, 可知, 库水水质咸化是受各因素共同作用影响, 有非人力能改变的自然气候等客观因素, 如温度、风等; 有些因素可通过采取工程、管理措施降低其对蓄水咸化的影响程度; 防治蓄水咸化的淡化措施主要从自然淡化和人工淡化两大方向进行。

自然淡化主要是自然条件下, 水库周期性的蓄水促进了底质盐分的释放, 取水时盐分不断被带出, 随着时间的推移, 底质中盐分含量逐渐降低, 底质沉积物与水体的盐浓度梯度减小, 底质中的盐对上覆水体的影响也会随之变小直到消失。自然

淡化的成本低，易操作，但其过程缓慢，淡化速度也会受到降雨、蒸发等自然条件的影响。为了提高蓄水的利用效率，水库的建设及管理过程中采取人工措施能较快捷的对沉积物、水体进行淡化以保证用水需求。

(1)机械抽排咸水

水库蓄水前抽排库底存留咸水，库内来挖排咸沟排出沉积物中的孔隙水，都是从控制盐分的来源来控制蓄水的咸化。

水库长期蓄水后，库底自然形成的咸水在自然淡化过程中无法排出，咸水层中盐分通过扩散持续影响上层水体水质，在大风等恶劣天气时咸水层与上层水体混合导致全部库水盐浓度超标，出现库水泛咸，严重威胁供水安全。其中预防突然泛咸的关键是抑制边界层盐分的累积。实验表明，抽取底层咸水在降低各层水体的盐含量的同时沉积物盐分的释放通量也有所下降。

采用小流量抽水泵集中抽排水库底层咸水，减少水库总体含盐量可促进水体淡化。小流量泵可以防止排咸时发生涡流影响排咸效果，水泵及进水管需强耐腐蚀性，排咸泵站结合底质类型进行安排，进水管需保持适当间距且进水口需离库底一定距离，防止抽水产生对流以提高排咸效益。用小流量泵抽排咸水时继续对水库水体盐含量进行监测，在库水盐分分层明显时应用时较为经济、效果显著，还要结合天气、季节变化等适时排咸，不仅可以降低水体中盐分的含量保证表层水水质还可以有效的遏制全库突发性泛咸的发生。

(2)控制蓄水水位，改善来水水质

蓄水时尽量达到设计水位，蓄水水位较高时，由于底部沉积物盐分扩散速度较慢，短时期内不会对上层水体的盐含量变化造成影响，能保证上层水体取水需求。蓄水水位高时，库水补给地下水，库水随地下水流向水库周边下渗，据下渗实验，起到了压咸的作用，同时也降低了坝基处海水内渗的风险。

蓄水水质较好，沉积物-上覆水体盐浓度梯度差变大盐分释放速度增快，从长远来看，有利于水体的快速淡化。蓄水水质好，虽然经过沉积物盐分释放后一定时期内水质仍能满足用水标准。为保护来水水质，防止人为活动对水质造成影响，需对调水区域进行保护，通过植树造林减少水面蒸发和提高径流系数，也可缓和地表水土流失，减少入库盐量。同时种植耐盐植物保持水库周边土壤的有机质和水分，防治土壤盐渍化。

(3)合理布置取水

采用表层浮球式取水装置取用局部符合标准的水。库区上层水体盐分分布较均

匀，且比较容易淡化，因可采用表层浮球式取水装置取用库区已达到水质标准的局部合格水，提高水库水体的利用率，同时加大底部咸水层盐分向上扩散从而加快了底层水体的淡化。

(4)建立完善的管理机制

加强水库的日常管理和监测，严控库区的污染源，将水库调水水域的上游地区进行保护，禁止随意排放污水，加强对库区周边人们进行环境保护宣传教育，提高他们的水环境保护意识；提高水库供水的专一性，水库修建后为满足当地对水资源的需求，应尽量减少附带功能，尤其是水产养殖，其对水库的水质影响很大；做好库水的日常监测，建立健全突发情况发生时的预警和应急机制。

结论与建议

本论文在广泛收集前人研究资料和理论成果的基础上,充分收集研究库区所在区域的气候气象情况、自然地理状况的前提下,对影响水库底质盐分向上覆水体释放的重要因素(如风、水深、温度等)进行室内实验研究,对水质咸化模型进行推导计算等,确定各主要因素对河口海湾水库水质咸化的影响规律,并提出防治和延缓水质咸化的工程措施和管理措施。其研究结果如下:

1、通过采集研究地典型沉积物进行室内的砂土与水槽模拟实验,分析实验数据得到:

(1)水质咸化程度和速度与水库底质类型有关,试验中所需三种沉积物类型盐分交换通量由大到小为粉质粘土>中细砂>粉砂;

(2)温度可以增强底泥盐分释放,同时影响水体盐分浓度分层;

(3)水体受到风影响时,底泥盐分释放高于静止状态,在自然条件下风浪的动力作用将促进底泥盐分的释放;

(4)沉积物中存在下渗情况时可减轻上覆水体水质咸化程度和速度;

另外,水库的蓄水水位越高,水体的咸化速度慢,水体的总含盐量也降低,上覆水体盐分的初始浓度会阻碍底泥盐分的释放,上覆水体的天然 pH 变化对由沉积物盐分释放引起的水质咸化影响甚微。

2、以菲克第二定律为基础,通过建立描述孔隙水盐分剖面浓度变化的数学模型来预测实验沉积物盐分释放情况,将模型应用于静态实验中,模型计算结果与实测数值对比,模型能较好的反应实验情况,并根据计算结果确定了实验室条件下沉积物中盐分扩散系数的范围,后据水库的资料将实际参数带入模型估算了沉积物底层盐分发生变化的时间。

3、在由库底沉积物盐分释放引起的水质咸化防治措施方面,抽取沉积物-水界面附近处咸水可以有效的抑制库水的咸化程度,还可以抑制水库突发性“泛咸”的放生,底层咸水要结合天气变化跟季节变化进行抽排;抽排沉积物高盐孔隙水也可以适当的减缓库水的咸化速度,若结合蓄水初期抽排库底沉积物之上的咸水,抑制海湾水库咸化的效果更好;除了上述工程措施之外,控制水库蓄水水位尽量到设计水位、保证来水水质、做好蓄水径流的绿化等对蓄水水质初期咸化有预防和减缓的作用。

由于受时间和条件所限,本研究在试验和数学模型方面有几个地方需要进一步改进和探索:

影响底质盐分释放的因素很多，只是对主要影响因素进行研究，未考虑蒸发、海水内渗等作用的影响，在进行单因素研究时也很难完全排除其他因素的影响。

在模型方面建立了只考虑分子扩散的数学式，未加入风动力、渗透作用等这些影响因子；因水库未建，缺少实际监测数据，只是根据实验室条件下实验数据来确定模型参数，与实际情况会有出入，所以模型的模拟结果有待于进一步验证。

参考文献

- [1] 洪阳. 中国 21 世纪水安全[J]. 环境保护, 1999, (10): 10.
- [2] 姜翠玲, 裴海峰. 天津市北塘水库水质咸化原因和防治对策[J]. 湖泊科学, 2007, 19(4): 428-433.
- [3] 李海妮, 陈飞星. 海涂水库水体淡化影响因素分析[J]. 东北水利水电, 2005, 23(255): 42-44.
- [4] 赵文玉, 王启山, 吴国平, 等. 引黄水在北大港水库蓄存期水质咸化的研究[J]. 水科学进展, 2005, 16(6): 763-766.
- [5] 姜翠玲, 裴海峰. 底泥盐分释放对北塘水库水质咸化的影响[J]. 环境科学与技术, 2007, 30(9): 39-41.
- [6] Portielje R, Lijklema L. Estimation of sediment-water exchange of solutes in Lake Veluwe, the Netherlands[J]. Water Research, 1999, 33(1): 279-285.
- [7] Elliott A H, Brooks N H. Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms theory [J]. Water Resources Research, 1997, 33 (1): 123-136.
- [8] Mao X Z, Chen F Y, Yu Q W. 3-D stratification modeling for water desalination in a polder reservoir [A]. Proceedings of the International Conference on Estuaries and Coasts[C]. Hangzhou: Zhejiang University Press, 2003, 822-828.
- [9] 邓可, 杨世伦, 刘素美, 等. 长江口崇明东滩东及沉积物-水界面营养盐通量[J]. 华东师范大学学报(自然科学版), 2009, 5(03): 17-26.
- [10] 何桐, 谢健, 余汉生, 等. 大亚湾表层沉积物见水与上覆水中营养盐分布特征[J]. 环境科学学报, 2008, 28(11): 2361-2368.
- [11] 刘素美. 黄、渤海沉积物-水界面营养盐的交换及其质量平衡[D]. 中国海洋大学, 2000.
- [12] 李宝, 丁世明, 范成新, 等. 滇池福保湾沉积物-水界面微量重金属扩散通量估计[J]. 环境化学, 2008, 27(06): 800-804.
- [13] 张德荣, 陈繁荣, 杨永强, 等. 夏季珠江口外近海沉积物/水界面营养盐的交换通量[J]. 热带海洋学报, 2005, 24(6): 53-60.
- [14] 高磊, 李道季, 余立华, 等. 春季长江口崇明东滩沉积物-水界面营养盐交换过程研究[J]. 海洋与湖沼, 2009, 40(2): 109-116.
- [15] 何桐, 谢健, 余汉生, 等. 春季大亚湾海域沉积物-海水界面营养盐的交换速率[J]. 海洋环境科学, 2010, 29(2): 179-183.
- [16] 张洁帆, 李清雪, 陶建华. 渤海湾沉积物和水界面间营养盐交换通量及影响因素[J]. 海洋环境科学, 2009, 28(5): 492-496.

- [17] Srithongthai S, Sonoyama Y, Tada K, Montani S. The influence of environmental variability on silicate exchange rates between sediment and water in a shallow-water coastal ecosystem, the Seto Inland Sea, Japan[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2003, 47: 10-17.
- [18] Krom M D, Berner R A. The diffusion coefficients of sulphate, ammonium and phosphate in anoxic marine sediments[J]. *Limnology and Oceanography*, 1980, 25(2): 327-337.
- [19] Lerman A. *Geochemical processes: water and sediment environment*[M]. New York: John Wiley & Sons, 1979, 89.
- [20] Wang H, Appan A, Gulliver J S. Modeling of phosphorus dynamics in aquatic sediments: I-model development[J]. *Water Research*, 2003, 37: 3928-3939.
- [21] Stokes R H, Mills R. *Viscosity of Electrolytes and Related Properties*[M]. Oxford: Pergamon Press, 1965, 48.
- [22] Poisson A, Paoaud A. Diffusion coefficients of major ions in seawater[J]. *Marine Chemistry*. 1983, 13: 265-280.
- [23] 姜加虎,黄群.我国西部地区湖泊水资源利用与湖水咸化状况分析[J].*干旱区地理*, 2004, 27(3): 300-304.
- [24] 赵景峰,秦大河,雷加强,等.博斯腾湖的咸化机理及湖水矿化度稳定性分析[J].*水科学进展*, 2007, 18(4): 475-482.
- [25] 黄文钰,姜加虎,黄群.岱海水质咸化及对策研究[J].*污染防治技术*, 1997, 10(3): 127-129.
- [26] Dalinsky P. The salinization mechanism of Lake Kinneret research for the period 1912-1968[R]. *Water Planning for Israel(Tahal)*, in Hebrew, 1969, 746.
- [27] Simon E, Mero F. The salinization mechanism of Lake Kinneret[J]. *Journal of Hydrology*, 1992, 138(3): 327-343.
- [28] Rimmer A. The mechanism of Lake Kinneret salinization as a linear reservoir[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 281(3): 173-186.
- [29] Rimmer A, Gal G. Estimating the saline springs component in the solute and water balance of Lake Kinneret, Israel[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 284(1): 228-243.
- [30] 张利. 咸水利用若干问题的探讨[J]. *自然资源学报*, 1994, 9(4): 375-378.
- [31] 赵文玉. 天津滨海地区水库水质咸化机理分析及实验研究[D]. 南开大学, 2006.
- [32] 赵文玉,王启山,吴国平,等.引黄水在北大港水库蓄存期水质咸化的研究[J].*水科学进展*, 2005, 16(6): 367-667.
- [33] 赵文玉,王启山,刘军,等.风对北大港水库水质咸化影响的理论分析与实验研究[J].*水资源与水工程学报*, 2005, 16(3): 16-18.
- [34] Zhao W Y, Wang Q S, Wu L B, et al. Qualitative analysis and quantitative simulation on

- Yin-Huang water salinization mechanism in Bei-Da-Gang Reservoir[J]. *Journal of Environmental Science*. 2005, 17(5): 853-856.
- [35] 赵文玉, 王启山, 伍婷, 等. 天津滨海地区水库水质咸化问题及机理分析[J]. *海河水利*, 2006, (3): 33-35.
- [36] 吴光红, 李金中, 李学菊. 天津滨海地区城市供水调节水库水质咸化原因与改善途径[J]. *水资源保护*, 2010, 26(1): 29-31.
- [37] 姜翠玲, 裴海峰. 北塘水库底泥盐分释放的影响因子研究[J]. *环境科学与技术*, 2007, 30(10): 1-4.
- [38] 向军, 彭进平, 逢勇, 等. 鉴江河口底泥盐度释放规律研究[J]. *水文*, 2008, 28(4): 12-15.
- [39] 余堃. 浙江海涂水库水质淡化的分析与预测[J]. *环境污染与防治*, 1996, 18(2): 27-29.
- [40] 朱江平. 胡陈港水库水质咸化原因分析及治理对策[J]. *浙江水利科技*, 2002(4): 50-51.
- [41] dos Santos J S, de Oliveira E, Bruns R E, et al. Evaluation of the salt accumulation process during inundation in water resource of Contas river basin(Bshia-Brazil) applying principal componet analysis[J]. *Water Research*, 2004, 38(6): 1579-1585.
- [42] 毛献忠, 陈甫源, 余祈文, 等. 堵港蓄淡水水库水体淡化预测研究[J]. *水力学报*, 2007, (7): 80-85.
- [43] 潘桂娥, 黄罗春, 朱小敖, 等. 沿海滩涂水库蓄淡技术研究[J]. *水利规划与设计*, 2004, (2): 51-55.
- [44] 毛献忠, 朱小敖, 陈甫源, 等. 沿海堵港蓄淡水水库加快水体淡化措施的研究[J]. *水科学进展*, 2005, 16(6): 773-776.
- [45] 王高正, 朱江平. 大塘港水库机械排咸技术[J]. *水利水电科技进展*, 1998, 18(4): 44-46.
- [46] 王高正, 朱江平. 堵港蓄淡工程小流量机组群抽水排咸技术及效益分析[J]. *浙江水利科技*, 1997(3): 23-25.
- [47] 徐咏岗, 李敏中. 沿海滩涂水库排咸研究[J]. *河海大学学报*, 1998, 26(3): 76-80.
- [48] 张效龙, 朱鸣鹤, 郑西来. 环境因素影响下海湾蓄淡水水库底泥盐分释放试验研究[J]. *海洋通报*, 2010, 29(2): 135-142.
- [49] 高增文. 沐官岛水库蓄水初期水质演化过程研究[D]. 中国海洋大学, 2006.
- [50] 高增文, 郑西来, 吴俊文. 海湾水库蓄水初期底质与淡水盐分交换的试验研究[J]. *水科学进展*, 2006, 17(2): 170-175.
- [51] 高增文, 郑西来, 赵全升. 扩散边界层对沉积物盐分释放的阻滞影响[J]. *水科学进展*, 2010, 21(2): 255-260.
- [52] Gao Z W, Zheng X L, Xu Q X. Resistance of the diffusion boundary layer to salt release from saline sediment to freshwater[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2008, 27(1): 23-28.

- [53] 韩伟明. 杭州西湖底泥释磷及其富营养化的影响[J]. 环境科学, 1992, 13(3): 25-29.
- [54] 尹大强, 覃秋荣, 阎航. 环境因子对五里湖沉积物磷释放的影响[D]. 湖泊科学, 1994, 6(3): 240-245.
- [55] Label M, Dahmke A, Schulz H D. Regional distribution of diffusive phosphate and silicate fluxes through the sediment-water interface: the eastern south Atlantic[J]. Deep Sea Research, 1998, 45(1): 277-300.
- [56] 刘素美, 张经, 于志刚, 等. 渤海莱州湾沉积物-水界面溶解无机氮的扩散通量[J]. 环境科学, 1999, 20(2): 12-16.
- [57] 周召千, 刘素美, 戚小红, 等. 胶州湾潮滩沉积物-水界面交换对海湾营养盐的影响[J]. 海洋环境科学, 2008, 27(5): 422-426.
- [58] 高增文. 山区水库氮污染行为与控制技术研究——以田庄水库为例[D]. 中国海洋大学, 2008.
- [59] 范成新, 张路, 杨龙元, 等. 湖泊沉积物氮磷内源负荷模拟[J]. 海洋与湖沼, 2002, 33(4): 370-378.
- [60] 黄绍基, 赵海洲, 方满萍. 质量衡算模型计算太湖底泥磷的交换量[J]. 环境科学, 1992, 13(1): 83-84.
- [61] Tohru S, Hirofumi I, Etsuji D. Benthic nutrient remineralization and oxygen consumption in the coastal area of Hiroshima Bay[J]. Water Research, 1989, 23(2): 219-228.
- [62] Austin E R, Lee G F. Nitrogen release from lake sediments[J]. Water Pollut Control, 1973, 45(5): 870-879.
- [63] Markert B E. An in situ sediment oxygen demand sampler [J]. Water Research, 1983, 17(6): 603-606.
- [64] Boers P C M, Hese O V. Phosphorus release from the peaty sediments of the Loosdrecht Lakes(the Netherlands)[J]. Water Research, 1988, 22(3): 355-363.
- [65] 范成新, 秦伯强, 孙越. 梅梁湖和五里湖水-沉积物界面的物质交换[J]. 湖泊科学, 1998, 10(1): 73-78.
- [66] McDuff R E, Ellis R A. Determining diffusion coefficient in marine sediments: A laboratory study of the validity of resistivity techniques[J]. American Journal of Science, 1979, 279: 666-675.
- [67] 范成新, 相崎守弘. 霞浦湖沉积物需氧速率的研究[J]. 海洋与湖沼, 1998, 29(5): 508-513.
- [68] 蒋凤华. 营养盐在胶州湾沉积物-海水界面上的交换速率和通量研究[D]. 中国海洋大学, 2002.
- [69] Billenn G. A budget of nitrogen recycling in North Sea sediment off the Belgian coast[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1978, (7): 127-146.

- [70] Kaspar H F, Asher R A, Boyer I C. Microbial nitrogen Transformations in Sediments and Inorganic Nitrogen Fluxes Across the Sediment/Water Interface on the South Island West Coast[J]. New Zealand Estuarine, Coastal and Science, 1985, 21: 245-255.
- [71] Bemmer R A. Early diagenesis: A theoretical approach[M]. New Jersey: Princeton University Press, 1980.
- [72] Garban B, Ollivon D, Poulin M, et al. Exchanges at the sediment-water interface in the river seine, downstream from paris [J]. Water Research, 1995, 29(2): 473-481.
- [73] Kent W W, Gary A G, Lawrence G L, et al. Sediment-water exchange of Mn, Fe, Ni and Zn in Galveston Bay, Texas[J]. Marine Chemistry, 2001, 73: 215-231.
- [74] Kent W W, Gary A G, Peter H S, et al. Benthic exchange of nutrients in Galveston Bay, Texas[J]. Estuaries, 2000, 23(5): 647-661.
- [75] 宋金明. 中国金海沉积物-海水界面化学. 北京: 海洋出版社, 1997, 59-62.
- [76] Sundby B, Coveil C, Silverberg N, et al. The phosphorus cycle in coastal marine sediment[J]. Limnology and Oceanography, 1992, 37: 1129-1145.
- [77] Slomp C P, Melsehaert J F P, Raspho W V. The role of adsorption in sediment-water exchange of phosphate in North Sea continental margin sediment[J]. Limnology and Oceanography, 1998, 43(5): 832-846.
- [78] 逢勇, 颜润润, 余钟波, 等. 风浪作用下的底泥悬浮沉降及内源释放量研究[J]. 环境科学, 2008, 29(9): 2456-2464.
- [79] 马生伟, 蔡启铭. 太湖水体的总磷分布及潮流对其影响的数值研究[J]. 湖泊科学, 1997, 9(4): 325-330.
- [80] 龚春生, 姚琪, 赵棣华, 等. 浅水湖泊平面二维水流-水质-底泥污染模型研究[J]. 水科学进展, 2006, 17(4): 496-501.
- [81] 逢勇, 韩涛, 李一平, 等. 太湖底泥营养盐要素动态释放模拟和模型计算[J]. 环境科学, 2007, 28(9): 1960-1964.
- [82] 王芳, 逢勇, 韩涛, 等. 太湖内源释放及营养盐输运研究[J]. 环境污染与防治, 2009, 31(1): 21-25.
- [83] Nie J, Yang T X, Liu X D. Three-dimension mathematical model of total phosphor in the reservoir and application[J]. Chemical Research in Chinese Universities, 2004, 20(3): 294-298.
- [84] French J A, Harley B M, Neysadurai A. Desalination of an impounded estuary[A]. Environmental Engineering, Proceedings of the 1985 Specialty Conference[C]. New York: ASCE, 1985. 91-97.
- [85] Lerman A, Blair F J. Transient and steady-state salt transport between sediment and brine in closed lakes[J]. Limnology and Oceanography, 1973, 18(1): 72-85.

- [86] Barton C E, Solomon D K, Bowman J R, et al. Chloride budgets in transient lake: Lake Baringo, Naivasha, and Turkana[J]. *Limnology and Oceanography*, 1987, 32(3): 745-751.
- [87] Hurwitz S, Lyakhovsky V, Gvirtzman H. Transient salt transport modeling of shallow brine beneath a freshwater lake, the Sea of Galilee, Isrel[J]. *Water Resources Research*, 2000, 36(1): 101-107.
- [88] 姜世强. 沐官岛水库向青岛市供水的可行性研究[D]. 河海大学, 2007.
- [89] Li Y H. Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 38: 703-714.
- [90] Boehrer B, Schultze M. Stratification of lakes[J]. *Reviews of Geophysics*, 2008, 46: 1-27.
- [91] Imboden D M, Wuest A. Mixing mechanisms in lakes[J]. *Environmental Physics*, 1995, 83-138.
- [92] Thibodeaux J L, Boyle J O. Bed-form generated convective transport in bottom sediment[J]. *Nature*, 1987, 350: 53-55.
- [93] Rocha C. Density-driven convection during flooding of warm, permeable intertidal sediments: the ecological importance of the convective turnover pump[J]. *Journal of Sea Research*. 2000, 43(1): 1-14.
- [94] Archer D, Emerson S, Smith C R. Direct measurement of the diffusive sublayer at the deep sea floor using oxygen microelectrodes[J]. *Nature*, 1989, 340: 623-629.
- [95] Liere L V , Mur L R. The influence of simulated groundwater-movement on the phosphorus release from sediments, as measured in a continuous flow system[J]. *Hydrobiologia*, 92: 511-518.
- [96] Janssen F , Faerber P , Huettel M, et al. Pore-water advection and solute fluxes in permeable marine sediments (I): Calibration and performance of the novel benthic chamber system sandy[J]. *Limnology and Oceanography*, 2005, 50(3): 768-778.
- [97] 高增文, 郑西来, 徐芹选, 等. 应用电阻率法确定浅水砂质沉积物中的扩散系数[J]. *地球物理学进展*, 2008, 23(1): 276-279.
- [98] Toth D J , Lerman A. Stratified lake and oceanic brines: Salt movement and time limits of existence[J]. *Limnology and Oceanography*, 1975, 20(5): 715-728.
- [99] Choy B, Reible D D. Diffusion models of environmental transport[M]. Lewis Publishers, 1999.

攻读学位期间的研究成果

攻读硕士期间发表的论文:

1. 王娟, 高增文, 赵全升. 库底排咸沟对控制海湾水库库水咸化的效应[J]. 环境科学与技术, 2010, 33(12F): 35-37.
2. Gao Zengwen, Wang Juan, Zheng Xilai. Water quality assessment and spatial-temporal distribution of nitrogen in the Tiangzhuang Reservoir[A]. Proceedings of ICBBE: Bioinformatics and Biomedical Engineering[C]. 2010.

致谢

本文是在赵全升老师和高增文老师的悉心指导下完成的。在论文选题、资料收集、实验以及论文撰写过程中，两位老师都给予了我极大的指导和帮助。他们的言传身教，不仅让我学到了专业知识和科研方法，更重要的是对勤奋工作，刻苦钻研、一丝不苟的敬业态度和对人生价值的发挥有了更深层次的理解，这种获得将使我终生受益。两位老师渊博的学识、严谨的治学态度、无私的敬业精神令我终生难忘，从他们身上所感悟的精神力量是我终生受益的财富，所有这些将在今后的人生路上激励我不断奋进。在此，我向赵老师和高老师表示诚挚的谢意和深深的敬意！

感谢环境科学与工程系的老师传授于我丰富的专业知识，在此向他们表示深深的感谢！

感谢 2008 级研究生同学，感谢我的师哥师姐师弟师妹以及所有关心、支持和帮助过我的人们，向他们致以最真诚的谢意，感谢他们在我三年的学习、生活中给予的关心和照顾。

感谢我的家人和朋友长期无私的鼓励和支持，使我在前行的路上始终感受温暖和爱，激励我不断进步。在论文即将完稿之际，向他们表示最衷心的感谢和敬意！

最后再次感谢所有指导、帮助、支持和关心过我的老师和朋友！谢谢！