

密级:_____



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

博士学位论文

湖库热力分层时空格局、关键过程与生态环境效应研究

作者姓名: _____ 刘 淼 _____

指导教师: _____ 张运林 研究员 _____

_____ 中国科学院南京地理与湖泊研究所 _____

学位类别: _____ 理学博士 _____

学科专业: _____ 环境科学 _____

培养单位: _____ 中国科学院南京地理与湖泊研究所 _____

2020 年 8 月

Spatial and temporal patterns, key processes of thermal stratification, and the implications for ecological environment in lakes and reservoirs

**A dissertation submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Doctor of Philosophy
in Environmental Science**

By

Miao Liu

Supervisor: Professor Yunlin Zhang

**Nanjing Institute of Geography and Limnology,
Chinese Academy of Sciences**

August 2020

中国科学院大学

研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。

作者签名：

Li Yin

日期：

2020.8.28

中国科学院大学

学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院有关保存和使用学位论文的规定，即中国科学院有权保留送交学位论文的副本，允许该论文被查阅，可以公布该论文的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

涉密的学位论文在解密后适用本声明。

作者签名：

Li Yin

导师签名：

张发林

日

期：

2020.8.28

日

期：

2020.8.28

摘 要

湖泊和水库（简称湖库）的水温在垂直方向上分布不均匀的现象称为热力分层，是湖沼学研究中最基础的物理过程之一，可以显著地制约水体各种物理化学及生物过程，影响湖泊环境和生态系统的演化。在全球气候变化和湖泊富营养化双重胁迫的影响下，湖库热力分层结构时空格局被显著改变，进而影响了湖库的服务功能和生态系统服务价值。本研究针对全球气候变化下湖库热力分层格局、关键过程和生态环境效应问题，在回顾全球湖库热力分层长期变化的基础上，以亚热带季风气候区为主要研究区，在中国东部丘陵区域湖库群和千岛湖借助野外实验和高频浮标观测相结合的方式，分析了湖库热力分层的时空格局。进而，结合湖库气象、水文径流和水质等参数讨论影响湖库热力分层时空变化的驱动因子。最后，探讨了热力分层变化对溶解氧、叶绿素垂直分布等湖库生态环境的影响。研究成果深化了亚热带区域湖库热力学研究的认识，为全球变化下湖库生态管理提供重要决策参考。

该研究得到的主要结果如下：

（1）基于文献提取的全球范围内 36 个湖库的热力分层参数长时间分布表明，全球范围内的大部分湖库均表现为分层增强趋势，如热力分层持续时间增加、热稳定性增加和混合层深度减小，同时还伴随有缺氧现象的加剧。热力分层的加剧主要是由于气温上升和透明度下降导致的，预示着全球变暖和湖泊水下光环境恶化会加剧湖库分层，强化的湖库分层则会引起底层水体缺氧范围扩大，进一步影响湖库生态环境。

（2）对我国东部丘陵区域的 15 个湖库进行了广泛热力学调查，分析了湖库间热力分层差异和影响因素。调查发现混合层深度和温跃层厚度都表现出了明显的空间差异。其中，表层混合范围的空间变化对风速和风区长度具有积极的响应，混合层的扩大主要是通过湍流扰动加强而导致的。湖库水深则对分层范围具有显著的影响，水深越大，水体分层厚度越大。此外，湖库的光辐射漫射衰减系数与混合层深度、温跃层厚度均为负相关关系，说明越清澈的湖库具有更大的表面混

合范围和分层厚度。

(3) 利用对典型亚热带深水水库-千岛湖的逐月垂向观测数据和高频逐日浮标数据分析了热力分层的时间变化格局。根据热力分层特征,可以划分为形成期、稳定期和消退期三个分层阶段。形成期表现为温跃层下界深度和热稳定性增加,而消退期则表现为混合层深度的增加和热稳定性的下降。表层水温和平均水温的季节变化控制着水体温跃层厚度和热稳定性的大小。千岛湖 2010-2017 年间经历了明显的气温升高并伴随风速增加的过程,在夏、秋季节,水体漫射衰减系数下降抵消了气温上升引起的分层强化作用,最终导致了热稳定性呈现下降的趋势。在春、冬季节,气象条件变化耦合水体漫射衰减系数增加,使得热稳定性在长期变化中表现为增加的趋势。

(4) 通过研究降雨和异常高温等气象水文关键过程对热力分层的影响,结果显示降雨会显著降低湖库的热稳定性,改变湖泊热分层结构,并影响湖库溶解氧的垂向分布。降雨过程在河口区对热力分层和溶解氧的影响比过渡区和深水区更明显。其中,在河口区中等程度降雨可以诱发水体形成双温跃层结构,大雨及暴雨则会可以通过显著增加的入流显著破坏河口区的温跃层,甚至会引起水体完全混合。通过 2015-2018 年冬季水体分层状态的比较,发现 2016 年的“暖冬”引起水温以及热稳定性的显著上升,由此导致的水体的不完全混合引发了 2017 春季底层水体缺氧垂直空间的显著扩张。

(5) 从空间的角度探讨了千岛湖水体分层可能对叶绿素垂向分布结构和垂向溶解氧造成的影响。结果表示千岛湖叶绿素显示出最大值出现在次表层的垂向特征,其特征参数呈现出显著的季节和空间差异格局,其空间差异除受到真光层深度和表层营养物质影响外,还受到混合层深度的深刻影响。另外,混合层深度与氧跃层深度之间在空间分布上存在较好的正相关关系,表明分层的加剧将会导致水体氧跃层深度向表层迁移,对深层水体的氧化环境造成不利的影响。

关键词: 热力分层; 温跃层; 物理混合; 湖库; 气候变化

ABSTRACT

Thermal stratification of lakes and reservoirs is defined as the uneven distribution of water temperature in vertical profiles, which is a fundamental and important physical process in lakes. This process controls water mixing and convection, and causes a variety of physical and chemical processes, such as nutrients cycles and the vertical distribution of dissolved oxygen and particles. Lakes are considered the sentinel of global climate change and the warming of lakes because of climate warming can change lakes' thermal stratification properties, and affect the function and value of lakes ecosystem's service. This study addressed the issues of thermal stratification in lakes and reservoirs under climate change on the basis of the review of the trends of lake warming and thermal stratification on global scale. We also analyzed the spatio-temporal patterns of thermal stratification from field investigations in fifteen lakes locating at the hilly area of eastern China, and high-frequency buoy observations in Lake Qiandaohu, a large subtropical deep reservoir. Further, we clarified the driving factors affecting the spatio-temporal variations of thermal stratification in study areas from the aspects of meteorological factors, hydrological conditions and water quality parameters. Finally, we elucidated the ecological and environmental impacts of thermal stratification changes on the lakes. These findings deepened our understanding of lake thermodynamics in the subtropical monsoon climate region and provided an important reference for the lakes and reservoirs' management under global change.

The main findings of the study are as follows.

(1) Based on the long term recorded dataset about the variations of the thermodynamic features for 36 lakes and reservoirs worldwide, the result showed that most of the lakes and reservoirs exhibited the trend of stratification enhancement, such as the increasing thermal stratification duration and thermal stability, the decreasing mixing layer depth, and the strengthening water hypoxia. The reinforcement of thermal stratification in these lakes was mainly caused by the increase of surface water

temperature and the decrease of lake transparency indicating that global warming accompanied with deterioration of underwater light environment would intensify the stratification. Meanwhile, the enhanced stratification of lakes will lead to the extending scope of hypoxic area to deteriorate the ecological environment of lakes.

(2) The spatial differences and driving factors of thermal stratification were investigated using fifteen lakes and reservoirs in hilly region of eastern China. Among the study lakes, the mixing layer depth and metalimnion thickness showed obvious spatial differences. The metalimnion thickness was largely depended on the water depth with thicker metalimnion for deeper lakes and reservoirs. And stronger wind and large fetch can deepen the epilimnion of lakes through turbulence. In addition, the diffuse attenuation coefficient of the lakes and reservoirs can both influence the depth of mixing layer and metalimnion negatively.

(3) The temporal variation pattern of thermal stratification is analyzed using monthly vertical profile water temperature and daily buoy data in a typical subtropical deep reservoir Lake Qiandaohu. According to the thermal characteristics of study lake, the cycle of stratification can be divided into three stratification stages: formation stage, stable stage and weakening stage. Overall, the seasonal changes of surface and average water temperature controlled the variations metalimnion thickness and thermal stability. From 2010 to 2017, Lake Qiandaohu experienced a significant rise in air temperature. Specifically, in summer and autumn, the increase in wind speed and the increase in water transparency balanced out the strengthening of stratification caused by the increased air temperature, and finally led to a downward trend in thermal stability. In spring and winter, the increasing wind speed and decreasing water transparency caused an increasing trend for thermal stability.

(4) We observed the effects of key meteorological events and hydrological processes such as abnormal warming and rainfall on thermal stratification. We found that rainfall can significantly reduce the thermal stability, alter the structure of stratification, and affect the vertical distribution of dissolved oxygen in the study lake.

Furthermore, the effects of rainfall on thermal stratification and dissolved oxygen were more pronounced in estuarine area than in transition and lacustrine area. In the estuary area, moderate rainfall can cause double thermocline structure through the erosion of runoff, and heavy rain and rainstorm can significantly abrupt the thermocline through high volume river inflow, and even mix the whole water column. In addition, through the comparison of water temperature profiles in the winters of 2015-2018, we found that the extreme warming winter in 2016 brought about a significant increase in water temperature and thermal stability. Consequently, the incomplete mixing of water column resulted in obvious expansion of hypoxia coverage in the bottom water body in spring 2017.

(5) The effects of thermal stratification on the vertical distributions of phytoplankton and dissolved oxygen in Lake Qiandaohu were discussed here. The results showed that the chlorophyll in Lake Qiandaohu showed its maximum value in the subsurface layer, and the depth and thickness of the maximum value presented significant differences in seasonal and spatial patterns. The depth and thickness of subsurface maximum chlorophyll were positively correlated with the euphotic zone and mixing layer depth, but negatively correlated with the nutrient concentration of epilimnion. However, the value of subsurface maximum chlorophyll was negatively correlated with the euphotic zone and mixing layer depth, and positively correlated with the nutrient concentration of epilimnion. Meanwhile, seasonal variation of lake mixing can affect the vertical distribution of chlorophyll. In addition, there was a positive correlation between the oxycline depth and mixing layer depth, indicating that the intensified stratification will promote the oxycline depth migrating to the lake surface, which will have adverse effects on the oxidation environment of the deep lakes.

Key Words: thermal stratification; thermocline; physical mixing; lake and reservoir; climate change

目 录

第 1 章 绪 论.....	1
1.1 研究背景与意义.....	1
1.2 国内外发展现状与趋势.....	2
1.2.1 热力分层的概念和特征.....	2
1.2.2 湖库物理混合与分层的生态环境效应.....	6
1.2.3 物理混合与分层对环境变化的响应.....	7
1.3 研究目标与内容.....	9
1.3.1 研究目标.....	9
1.3.2 研究内容与技术路线.....	9
1.3.3 论文创新点.....	11
第 2 章 基于文献荟萃的全球湖库热力分层趋势分析	13
2.1 文献数据收集方法.....	13
2.1.1 数据集获取.....	13
2.1.2 热力分层参数.....	14
2.2 结果与讨论.....	14
2.2.1 数据集分布概述.....	14
2.2.2 热力分层特征长期变化趋势.....	15
2.2.3 热力分层变化与气象、水色因子的关系.....	24
2.3 小结.....	26
第 3 章 我国东南丘陵湖库群热力分层空间分布规律	27
3.1 材料与方法.....	28
3.1.1 研究区与野外实测.....	28
3.1.2 温跃层参数的计算.....	31
3.1.3 统计分析方法.....	31
3.2 湖库群基本状况概述.....	31
3.3 湖库群热力学参数空间分布.....	33

3.4 影响湖库群分层、混合范围空间差异的因子分析.....	36
3.5 小结.....	39
第4章 千岛湖热力分层机制与长时间变化规律	41
4.1 材料与方法.....	42
4.1.1 研究区概况.....	42
4.1.2 浮标观测.....	43
4.1.3 野外测量.....	43
4.1.4 热稳定性与温跃层参数.....	43
4.1.5 气象数据.....	44
4.2 基于高频数据的千岛湖热力分层循环过程.....	44
4.2.1 热力分层循环周期内水温的季节变化.....	44
4.2.2 热力分层参数的季节变化.....	45
4.2.3 热力分层季节变化的驱动因素分析.....	49
4.3 千岛湖热力参数的长期变化特征.....	52
4.3.1 水温与分层参数的长期变化.....	52
4.3.2 热力分层长期变化的影响因素.....	55
4.4 小结.....	58
第5章 水文和气象过程对湖库热力分层的影响	59
5.1 材料与方法.....	60
5.1.1 实测数据与分析.....	60
5.1.2 气象数据.....	62
5.2 降雨对湖泊热力分层的影响.....	62
5.2.1 气温、降雨和热稳定性变化特征.....	62
5.2.2 温跃层分布特征.....	64
5.2.3 浊度变化特征.....	67
5.2.4 缺氧层和厌氧层时空变化.....	69
5.3 降雨对湖泊热力分层的作用机制和生态效应.....	70
5.3.1 降雨对热力分层的影响机制.....	70
5.3.2 降雨过程下湖泊热力分层变化对水体环境的影响.....	71
5.4 异常增温对湖泊热力分层的影响.....	73

5.5 小结.....	76
第 6 章 千岛湖热力分层的主要生态环境效应研究	79
6.1 材料与方法.....	80
6.1.1 野外采样与样品测试.....	80
6.1.2 水体垂向结构参数计算.....	82
6.1.3 叶绿素荧光的非光化学淬灭效应校正.....	83
6.1.4 统计分析.....	84
6.2 热力分层对叶绿素垂向结构时空变化的影响.....	84
6.2.1 空间分布.....	84
6.2.2 季节变化.....	98
6.3 热力分层对溶解氧垂向分布的影响.....	99
6.4 小结.....	102
第 7 章 总结与展望	103
7.1 研究结论.....	103
7.2 研究展望.....	104
参考文献.....	107
中英文及缩写对照表	129
致 谢.....	131
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	133

第1章 绪论

1.1 研究背景与意义

尽管地球 70% 以上的面积被水覆盖, 但只有约 0.77% 的水可为人类直接利用。这些淡水资源主要分布在湖泊、水库、河流和浅层地下水中, 因此, 湖泊和水库 (简称湖库) 担负着全球数以十亿人的饮用水供水安全。我国的许多特大及大中型城市, 如北京、上海、天津、广州、深圳、昆明、西安、无锡等主要集中式生活饮用水水源都来自城市周边的湖库 (秦丽欢等, 2016, Cao et al., 2020, Zhang et al., 2016a, Huang et al., 2014)。除此之外, 湖库还具有维护生物多样性、保障农业可持续发展、支撑淡水渔业、服务观光旅游等功能, 对维系区域社会经济发展和保障生态环境安全方面具有异常重要的作用和意义 (Cohen et al., 2016, McIntyre et al., 2016, 刘青和胡振鹏, 2007, 杨桂山等, 2010)。另一方面, 作为全球气候变化的哨兵, 湖库还具有对气候变化的敏感性, 可以有效地追踪和衡量全球气候变化进程 (Adrian et al., 2009, Schindler, 2009)。

全球变暖已经成为不争的事实, 世界气象组织发布的《2015-2019 年全球气候报告》指出 2015-2019 年的平均气温比 2011-2015 年上升 0.2°C , 成为有记录以来最热的五年, 大气中的温室气体含量均持续上升到了历史新高, 锁定了未来的变暖趋势。气候变暖引起的海平面上升、冰盖面积收缩和极端气候事件增加等恶性后果已经广为人知, 湖库作为气候变化的岗哨, 对气温升高也有着积极的响应。在气候变暖的影响下, 首当其冲的是湖库水温升高、冰期缩短、湖冰面积缩小以及热力分层特性的改变 (Maberly et al., 2020, Livingstone, 2003, Snucins and John, 2000, Lehnherr et al., 2018)。除此之外, 气候变暖对湖库生物化学过程也具有广泛影响, 例如, 湖泊的生物多样性显著下降 (Ng and Gray, 2011, Jenny et al., 2016), 且下降速度高于陆生生物和海洋生物; 浮游植物的春季物候提前、群落结构和初级生产力有所变化 (邓建明和秦伯强, 2015)。同时, 气候变化带来的频发洪涝或干旱也会通过径流量和外源输入影响湖库营养盐和有机物负荷 (Molina-Navarro et al., 2014)。因此, 全球湖库当前面临着不同程度的全球变暖和富营养

化双重胁迫的影响,大大削弱了湖库的服务功能和生态系统服务价值,甚至严重制约了所处区域社会经济的可持续发展。

湖库的水温在垂直方向上分布不均匀的现象称为热力分层,是湖沼学中的基础物理过程之一。湖库热力分层可以显著地影响和制约水体各种物理化学生物过程,如上下层水流对流混合等动力引起的营养盐、有机物和溶解氧(DO)垂向不均匀分布(Foley et al., 2012, North et al., 2014, Zhang et al., 2015),还可对水生生物的新陈代谢、垂直迁移分布、有机物降解以及溶解性气体交换产生显著的影响(Xing et al., 2020, Berger et al., 2010, Wagner and Adrian, 2011, 程昕 et al., 2016),一定程度上可以促使湖泊富营养化的加剧与蓝藻水华的发生(Wilhelm and Adrian, 2008, Lee et al., 2012)。

气候变暖会延长湖库热力分层时间,强化湖库热力和DO分层,降低湖库对流混合,容易形成湖库底部缺氧和厌氧环境,引发夏秋和冬春交替季节“翻库”等水污染事件(董春颖等,2013)。因此,深入了解湖库热力分层的过程和形成机制,分析其驱动因子,有助于了解全球气候变化对湖泊生态环境的影响,对于湖泊水质管理有着重要的借鉴意义。目前在全球湖泊观测网络中,大量的湖库热力学研究主要集中在北美、北欧、赤道附近地区的湖泊(Bouffard and Wüest, 2019, Pilla et al., 2018, Giling et al., 2017a, Kirillin and Shatwell, 2016, MacIntyre et al., 2014, Ruedavaldivia and Schladow, 2009),对于中国乃至亚洲等亚热带中纬度湖泊的研究相对较少(Yang et al., 2018, Xie et al., 2017, Zhang et al., 2014, Wang et al., 2012, Lee et al., 2012, 白杨等,2016, 曾野等,2018)。然而这些区域通常受海陆热力差异和季风的影响,温度和降雨季节分明,具有典型又独特的气候特点(张晨等,2016, 张运林等,2004),探究中纬度亚热带地区的湖库热力时空分布对全球变暖的响应具有重要的意义,有助于完善世界范围内的热力学研究。

1.2 国内外发展现状与趋势

1.2.1 热力分层的概念和特征

湖库热力分层是指水体温度在垂直方向上分布不均匀的现象(图 1.1)。湖泊热力分层的量化研究可以追溯到近一个世纪之前, Schmidt (1928) 早在 1928 年

就发表了热力分层稳定度等的定义及计算方法,首次通过水动力学对湖泊热力分层状态进行了描述。在湖泊热力分层研究中,湖泊被分为表层混合层、中层温跃层和底层均温层三层垂直结构(图 1.1)。当分层作用占优势时,水体上层由于受到风力扰动,对流冷却效应强,垂直方向上没有温度及密度梯度的水体,称之为湖上层或混合层(epilimnion),混合层上界为空气-水界面,而下界则被定义为水体紊流由强向弱转换的临界面。表层与空气紧密接触,受气温影响大,光线充足但营养盐缺乏;水体底部受外界影响较小相对静止,温度、密度梯度较小,称之为湖下层或滞水层(hypolimnion),底层水体与沉积物紧密接触营养盐丰富但光照不充足(MacIntyre et al., 1999)。温跃层(也称变温层)(thermocline 或 metalimnion)处于二者之间,由于混合作用减弱至不足以克服静力稳定度而存在较大的垂直温度梯度。随着季节、纬度以及大风、强降水引起的湍流混合的变化,温跃层在水体中可能是半永久性的现象,也可能是暂时性地对昼夜间水体表面的辐射热/冷现象做出的反应。

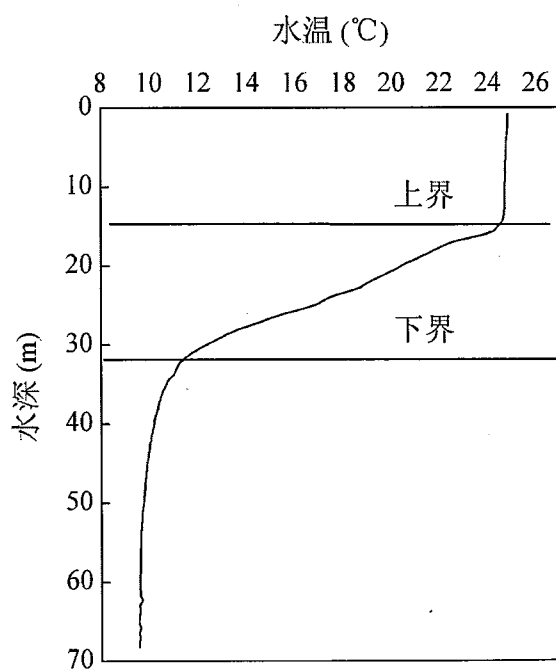


图 1.1 水柱温度分层示意图

Fig. 1.1 Sketch of lake thermal stratification

依据年内混合次数和程度,湖泊可分为完全混合型湖泊(holomictic lake)、不完全混合型湖泊(meromictic lake)以及永冻湖(amictic lake),其中完全混合

型湖泊又分为单混合型湖泊 (monomictic lake)、双混合型湖泊 (dimictic lake) 和多混合型湖 (polymictic lake) (Jr, 1983)。这些湖泊在世界范围内根据纬度、水深和风区长度状况有大概的分布 (图 1.2)，但是具体的变化会根据区域的湖泊地形、水文和环境有所区别。

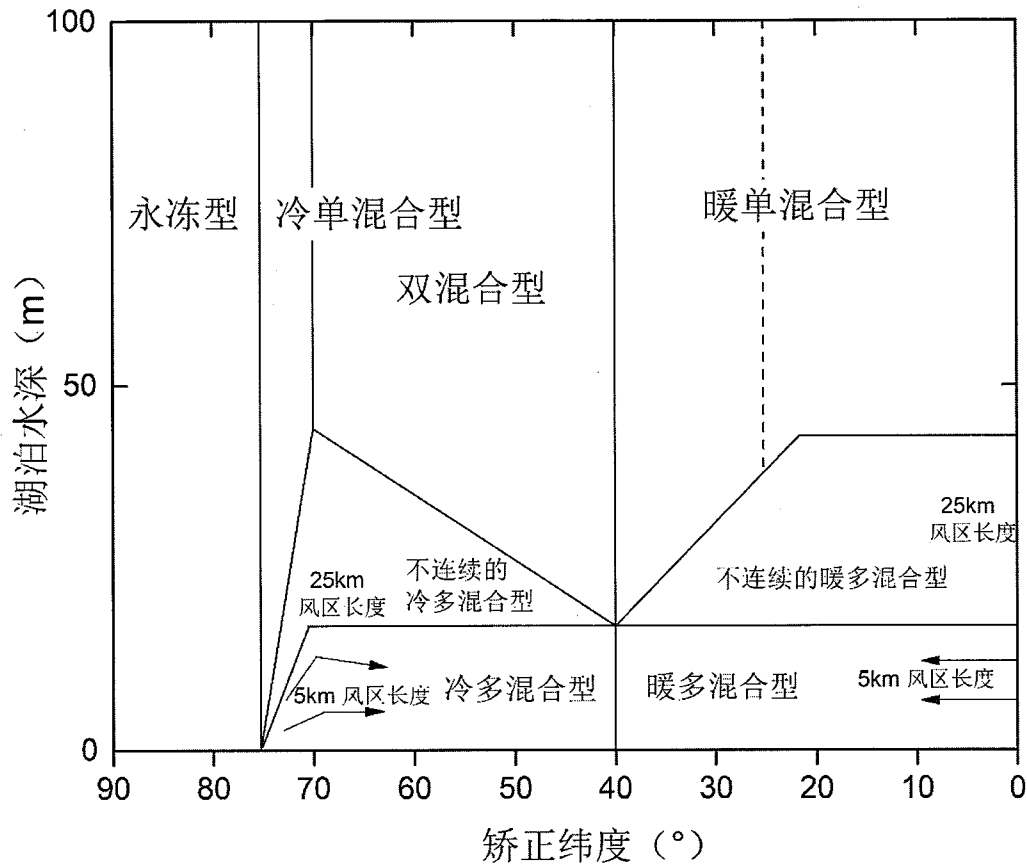


图 1.2 依据纬度、湖泊深度和风区长度划分的八种湖泊类型 (海拔每增加 200m 相当于南、北纬 40°~50°变化 1°, 或南、北纬 0°~20°变化 0.6°) (Jr 1983)

Fig. 1.2 Estimated distribution of the eight lake types of the revised mixing classification in relation to latitude, lake fetch and water depth (Jr 1983)

完全混合型湖泊在一年内至少可以完成一次从底层到表层的翻转混合, 湖水会随着季节的变化而变暖或变冷, 当表层湖水冷却, 密度和湖底水体变得一样重, 湖水即可完成翻转, 这种循环模式会逐年重复出现。目前, 人们认知中的湖泊大多属于完全混合型湖泊。单混合型湖泊一般夏季分层强烈, 仅在冬季发生一次完全混合, 这类湖泊在温带到热带地区都有广泛分布, 我国的多数深水湖泊即属于

单混合型湖泊 (Zhang et al., 2014, 袁琳娜等, 2014, 董云仙等, 2012, 王斌等, 2015)。双混合型湖泊在春季和秋季均发生一次完全混合循环, 多出现在温带中纬度地区(Rosner et al., 2012)。多混合型湖一般为浅水湖泊, 由于风力扰动和夜间冷却作用, 水体无法维持稳定的温跃层, 仅在风速较低的高温天气才可能暂时分层, 例如太湖夏季时可发生频繁且不稳定的水体分层 (赵林林等, 2011)。不完全混合型湖的底部水体不参与内部循环交换, 一般盐度较高。上层水体即表现出和完全混合型湖泊相似的变化过程。由于长期缺乏与表层水体的交换, 湖下层变得缺氧, 不再适合生物生存。位于卢旺达的 Kivu 湖就属于不完全混合湖泊(Katsev et al., 2014)。位于寒带的永冻湖表层常年被 0°C 的冰层覆盖, 阻止了下层水体与大气的热量交换。永冻湖自上而下的水温呈现逆温分布, 即底层为密度最大的 4°C 水体, 影响永冻湖内部循环的主要是外部径流和来自湖底的地热。

热力学稳定性、混合层深度、温跃层厚度等是常用于表征湖泊混合和分层程度的参数。另外, 还有表征风力扰动对水体混合的影响的参数如韦伯指数, 湖泊指数等。湖泊热稳定性反映了水体分层时水体整体的动力状况, 稳定度越高, 分层越强烈, 水体的混合越有限, 最早的定义起源于 Schmidt (1928), 故而又称为施密特稳定性, 现在的计算多采用 Idso 改良后的方程计算 (Idso, 1973)。例如 de Eyto 等人对爱尔兰的 Feeagh 湖进行的年内季节观测显示热稳定性在春、夏时节逐渐增加, 7 月时达到峰值, 之后呈下降趋势 (de Eyto et al., 2016)。还有利用年均热稳定性的长期变化衡量气候变化对湖泊的影响的研究, 多数结果显示多年热稳定性呈现逐渐上升趋势 (Flaim et al., 2016, Saulnier-Talbot et al., 2014), 代表水体内部结构越来越稳定。混合层和温跃层参数侧重于体现湖泊对于湖内热量平衡与混合机制的变化的响应, 常用于指示气候变化特征 (Hambright et al., 1994, Stainsby et al., 2011)。温跃层和混合层参数的计算通常采用温度梯度阈值法 (Coloso et al., 2008, Zhang et al., 2014), 或紊流度、密度梯度的阈值 (MacIntyre et al., 2009a, Lamont et al., 2004, Read et al., 2011) 等, 其中基于温度梯度的阈值计算方便且应用有效。具体计算用到的阈值在不同湖泊均有差异, 需通过对具体研究湖区的经验判断来确定其大小, 例如 Flaim et al. (2016) 在对 Lake Caldonazzo 的研究中把混合层定义为温度梯度小于 $1^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 的表层水体, Bezerra-Neto et al. (2019)

则使用小于 $0.3 \text{ kg m}^{-3} \text{ m}^{-1}$ 作为密度阈值来计算里约热内卢盆地湖泊的混合层深度。同理，温度或密度梯度大于一定阈值的水层则被定义为温跃层。

1.2.2 湖库物理混合与分层的生态环境效应

热力分层的结构和强度变化对湖泊生态系统内部的化学生物过程有重要的影响作用 (Winder, 2012, Edlund et al., 2017, Giling et al., 2017b)。例如受辐射和风力诱发的水体对流混合（水体湍流混合速率）可以改变溶解性气体在水-气界面的传输速率，这种影响作用在小湖中更加显著，对流对气体传输速率的贡献率可高达 60% 以上 (Read et al., 2012, MacIntyre et al., 2010)。混合层深度和水温还会影响有机物等物质的矿化率 (Hanson et al., 2011, Read and Rose, 2013)。强烈的分层会导致水体上下交换能力的改变，进而引起氧跃层下降，加速深水层的 DO 消耗 (Jankowski et al., 2006, Fortino et al., 2014, North et al., 2014, Zhang et al., 2015)。长期的 DO 消耗会导致水体缺氧并对湖泊产生负面的生态作用 (Jones et al., 2008)。

热力分层还可以对水生生物的空间分布产生影响。例如，当混合引起的水体的垂向流速增加，可导致小型浮游动物处于被动的状态，从而影响群落迁移和分布，这种影响对于自主运动能力较弱的小型浮游动物尤为显著 (Pernica et al., 2013)。水温增加、水体分层增强时，表层混合层内的浮游植物可以获得更充足的光照，会引起浮游植物总生物量的增加，反之，表层混合增强结合上升流可以稀释水柱中的浮游植物，降低浮游植物总生物量 (Cyr, 2017, Gray et al., 2019, Paerl and Huisman, 2008)。然而，Cohen et al. (2016) 在非洲的坦噶尼喀湖的研究结果则表明水温的升高和表层混合程度的增强会导致藻类生物量的降低，并造成食物链下端鱼类的减少。另外，在分层的深水湖库和海洋中，叶绿素的垂向分布不均，在水体内一定深度处出现最大值，这称之为叶绿素次表层 (Subsurface Chlorophyll Maximum, SCM)，这一特性是全球海洋和深水湖库中生物剖面的显著共性 (Yentsch, 1965)。水体的稳定性大小和混合层深度对浮游植物（叶绿素）最大值有明显的影响作用，主要体现在其对营养盐垂向不均匀分布的响应 (Edlund et al., 2017, Diehl et al., 2002, Liu et al., 2020a)。强化的分层将减少潜在的渔业产量，降低生物多样性和生态系统的服务功能 (Cohen et al., 2016)，并对水体生物过程和代谢产生影响 (Giling et al., 2017b, Gray et al., 2019, Xing et al., 2020)。

1.2.3 物理混合与分层对环境变化的响应

湖泊表现出水温升高, 分层范围扩张、持续时间增加等趋势。在全球气温普遍升高的背景下, 基于实地观测、模型模拟和卫星遥感监测的长期湖泊热力状态呈现变化的趋势。O'Reilly et al. (2015) 和 Sharma et al. (2015)等人研究得到全球 246 个湖库在 1985-2005 年间的平均增温速率为每十年增加 0.34°C 。Woolway and Merchant (2019) 基于对 635 个湖库 1995-2005 年的观测数据, 预测在 CO_2 代表性浓度路径 (RCP) 为 2.6 的情境下, 到 2080-2100 年时, 年均湖冰覆盖时间将缩短 15 天, 湖库平均表层水温将上升 1.1°C , 将有 59 个湖泊的分层状态发生变化, 典型的变化是从单混合型湖泊变为不完全混合型湖泊; 在代表性浓度路径为 6.0 的情境下, 年均湖冰覆盖时间将缩短 29 天, 大约有 24% 的冰湖将不再结冰, 同时湖库平均表层水温将上升 2.3°C , 将有 96 个湖泊改变其分层状态 (图 1.3)。还有更多的研究针对单个或局部湖泊群 (Edlund et al., 2017), 例如, Caldonazzo 湖在 1973 到 2014 年间, 年均气温平均增长率为 $0.04^{\circ}\text{C}/\text{y}$, 年均热稳定性增长率为 $14 \text{ J}/\text{m}^2/\text{y}$ (Flaim et al., 2016)。位于加拿大的 Harp 湖自 1979 以来年均分层天数约增加 5 天 (Hadley et al., 2014), 德国北部的 Plußsee 湖分层开始时间逐渐提前, 且结束时间延迟, 导致其分层持续时长大约增加了 24 天 (Rosner et al., 2012), 相似的现象在英格兰湖区的 Blelham 湖也有发生 (Foley et al., 2012)。

尽管大部分研究表明气候变暖会强化湖泊的热力分层, 还有其他气象因子和环境因子对湖库热力状况均存在一定程度的影响。例如混合层深度和热稳定性除了受表层水温影响外, 还往往与风速、空气湿度、降雨等气象因子以及水体透明度等参数密切相关。研究较多的是风速对水体分层的影响, 风力越强, 表层水体被扰动的程度越强, 分层随之而被破坏。这种破坏作用在面积较大水深较浅的湖泊更加显著 (Yang et al., 2018, Woolway et al., 2017, Kirillin and Shatwell, 2016), Harp 湖的热稳定性增强就与风速下降有关联 (Hadley et al., 2014)。降雨以及空气湿度的增加也对水体分层具有弱化的效果 (Liu et al., 2020b, Kirillin et al., 2017)。位于德国东北部的湖群夏季混合深度变化则主要由水体透明度变化引起, 水温的影响较小 (Shatwell et al., 2019)。因此在有些地区, 气候变暖不一定就强化湖泊热力分层、增加湖泊的热稳定性, 反之可能降低湖泊的热稳定性, 增强表层水体

混合。如果气温上升伴随着风速明显增加, 风力扰动可能会抵消气温上升引起的混合层深度增加即分层的弱化。例如在非洲的 Victoria 和 Kariba 湖, 气候变暖引起湖泊底层水温增幅高于表层水温, 弱化了湖泊的热力分层, 降低湖泊热稳定性 (E. Marshall et al., 2013, Mahere et al., 2014)。位于青藏高原的鄂陵湖和扎陵湖在长期 (1982-2012 年) 气温/水温增加的情况下, 分层的强化效应被空气湿度的增加而抵消 (Kirillin et al., 2017)。Schindler et al. (1997) 则认为, 气候变暖会造成湖泊流域干旱, 输入湖泊的溶解性有机碳下降, 光辐射穿透深度增加, 进而增加湖泊混合层深度。

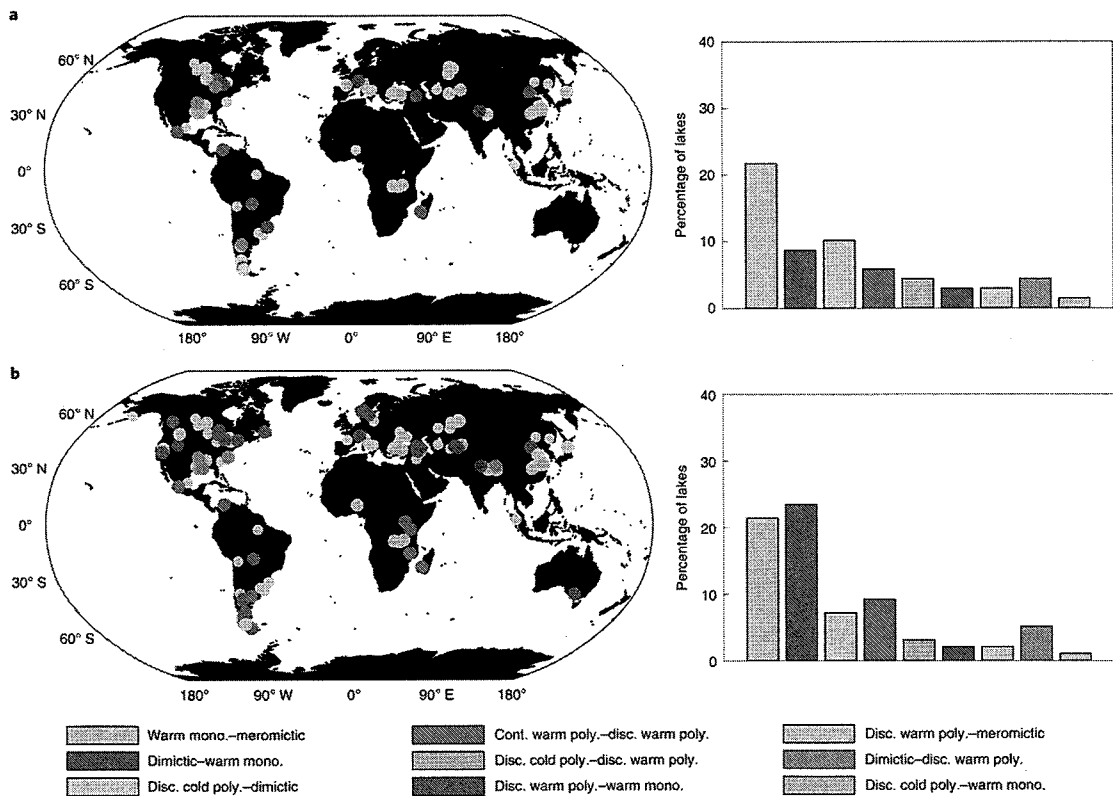


图 1.3 2080-2100 年相对于 1985-2005 年在 RCP=2.6 (a) 和 RCP=6.0 (b) 的 CO₂ 代表性浓度路径下的全球湖泊热力结构变化 (Woolway and Merchant 2019)

Fig. 1.3 Global changes in lake mixing regimes. All changes are for 2080–2100 relative to 1985–2005. Climate-related changes in lake mixing regimes under RCP 2.6 (a) and RCP 6.0 (b) (Woolway and Merchant 2019)

1.3 研究目标与内容

1.3.1 研究目标

从全球视角理解湖库热力分层分布格局、长期变化及影响因素,从区域视角明晰我国亚热带区域湖库分层循环机制,聚焦典型湖库研究热力分层空间格局和日月年尺度变化特征及关键影响过程;揭示气候变化和富营养化引起的气象、透明度、漫射衰减系数等光热参数变化对湖库热力分层过程的作用机制,厘清气象和水文等关键过程对湖库热力分层的影响;探讨热力分层的时空变化过程对湖库水体环境产生的环境效应,从而服务于全球变化背景下湖库水质管理和富营养化治理。

1.3.2 研究内容与技术路线

本研究针对全球气候变化下湖库热力分层和生态效应问题,通过文献荟萃方法理解全球湖库热力分层态势,以中国东部丘陵区域湖库群和千岛湖为研究区域,以野外空间观测和原位高频浮标观测相结合的方式,分析湖库热力分层的形成机制和时空变化格局。探讨湖库水质、气象参数、水文径流等因子对湖库热力分层时空变化的作用。进一步地,本文讨论了水体分层变化对湖库主要生态环境(如溶解氧和垂向叶绿素分布)所可能造成的影响(图 1.4)。

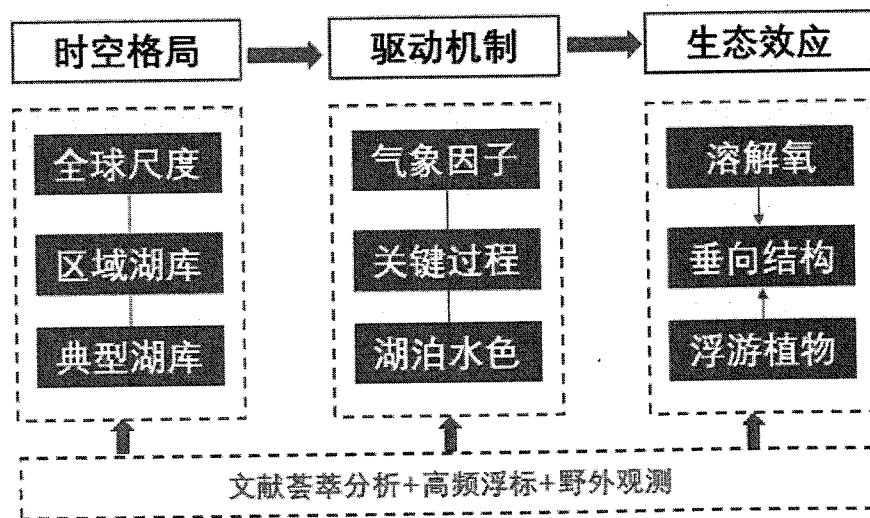


图 1.4 研究总体框架图

Fig. 1.4 Overall diagram for this research

主要研究内容和技术路线如下：

(1) 全球尺度上，基于文献荟萃分析全球范围内典型湖库的热力分层长期变化趋势。了解湖库热力分层在世界范围内的研究现状和热点，探讨全球尺度的湖库混合、分层变化趋势，为理解全球气候变化下湖泊环境变化提供重要参考。基于文献检索和荟萃分析，获取了世界范围内多个湖库长期序列的热力分层相关参数的变化以及气候、透明度等环境因子的变化过程，对世界不同大洲和气候区域内的湖库分层长期变化形成了整体的了解。

(2) 区域尺度上，借助野外巡测采样，分析中国东南丘陵湖库群热力分层的空间格局，探讨引起湖库间热力分层空间差异的原因。在研究对象上选取了湖泊形态参数（如面积、水深等）和水质参数差异较大的湖库群，以总结适用性更广的影响机理。基于 2018 年夏季中国东南丘陵湖库群的数据调查，主要讨论三个方面的问题：①揭示湖库温跃层参数之间的空间差异；②分析驱动温跃层空间差异的环境因子；③构建预测温跃层参数的多元因子模型并判断各自变量因子对温跃层空间差异的影响权重。

(3) 典型湖库上，以千岛湖为研究区，利用空间巡测和原位高频浮标观测相结合的方式，探究热力分层的时空变化和驱动因子，进而讨论其引发的主要生态效应问题。作为亚热带区域的大型深水水库，千岛湖具有长期的数据观测基础，利用小时、日、月尺度的观测数据，研究了：①千岛湖热力分层的形成机制和影响因子；②千岛湖长期分层特征的季节变化；③高温和降雨等气候水文关键过程对湖泊热力分层的影响；④热力分层变化对湖泊溶解氧和叶绿素垂向分布等生态环境的影响。

本研究开展的技术路线如图 1.5 所示。

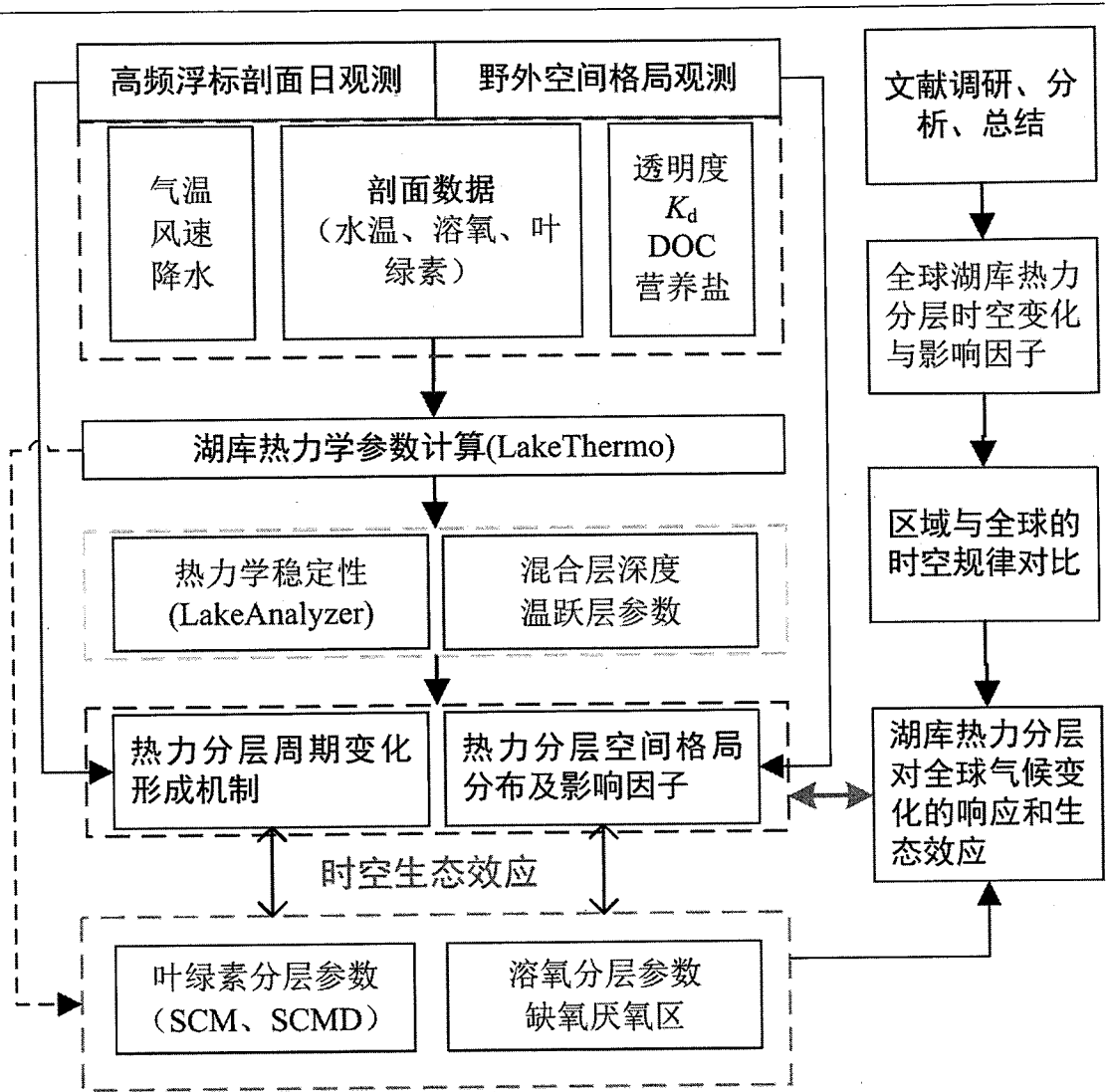


图 1.5 技术路线

Fig. 1.5 Sketch of research flow chart

1.3.3 论文创新点

(1) 在亚热带季风气候区, 系统展开了湖库热力分层机制和生态效应的研究, 丰富了全球湖库热力分层研究的地理多样性。当前的湖库热力分层研究以北美洲和欧洲研究居多, 研究对象多分布在对气候变暖的响应较为迅速的高纬度区域, 此外近期对赤道热带区域深水湖泊的研究也逐渐增多。然而, 亚热带季风气候区的研究则相对较少。本文主要在该区域开展湖库热力学研究, 系统地分析了湖库热力分层形成机制、时空变化规律及驱动因子和生态环境效应。研究结果大大加强了亚热带区域湖库热力学方面的研究, 为理解全球气候变化和湖库水质恶化下的湖库热力分层演变和随之而来的生态影响提供了理论参考。

(2) 结合原位高频浮标测量与野外巡测的方式,按照小时-日-月-年的时间尺度,定量描述了热力分层的时间变化。高频浮标数据自动化地记录了湖库热力分层参数的细节变化,精细和全面地解析了热力分层的形成、演变过程。另一方面,基于长期月际野外巡测方式获取了长时间序列水温、水质等参数,分析了湖库热力分层状态在较长时间尺度的变化,反映了气候变化和湖泊水质改变的长期过程与湖库热力分层之间的关系。从短时间到长时间尺度,研究分析的结果系统地解析了湖泊热力分层的驱动和演变过程。

(3) 从全球到区域再到典型湖库的空间尺度,研究了全球湖库、区域湖库群和代表性湖库热力分层的时空变化及驱动因素。基于文献荟萃分析获取了全球尺度的湖库热力分层的长期变化趋势以及相关影响因素,在区域尺度分析了不同湖库之间热力分层差异以及与气象、湖泊形态及水质的关系,在典型湖库千岛湖展开了热力分层的时空变化和生态效应研究。全球湖库的长期变化结合区域、典型湖库时空观测,不仅对湖库热力学进行了全面的研究和总结,还有助于定位本研究区中的湖库在全球湖库热力分层变化中所处的位置。

第2章 基于文献荟萃的全球湖库热力分层趋势分析

湖泊热力分层与气候变化密切相关,比如气温、辐射、降雨和风速的变化,甚至空气湿度的变化在一定程度上都会改变水体的垂向热力结构和热力循环过程。以气候变暖为例,气温升高强化了深水湖泊的夏季热力分层,降低了冬季垂直混合,使得一些之前不分层的湖泊出现季节性分层,而一些季节性分层湖泊成为常年分层湖泊 (Woolway et al., 2017, Michelutti et al., 2016, M. and O., 2016)。目前气候变化对湖泊热力分层的影响主要包括湖泊热力分层起始和结束时间,湖泊混合层和温跃层深度以及湖泊的热稳定性等。然而,全球变暖区域响应不均衡,不同区域深水湖泊热力分层对气候变暖的响应程度也存在明显的区域差异。例如,北半球中高纬区湖泊增温比热带地区更为明显 (Woolway and Merchant, 2019, Sharma et al., 2015)。

为了解当前湖库热力学在世界范围内的研究现状,探讨全球尺度上的湖库热力学变化趋势,反映全球气候变化的影响,基于文献检索的数据收集方式,在全球范围内的典型湖库寻找长时间序列的气候因子变化和湖库热力分层相关参数的长期变化的研究结果,以期理解全球湖库在气候变化下的趋势提供参考。

2.1 文献数据收集方法

2.1.1 数据集获取

本章节主要利用已发表文献中的相关数据开展文献荟萃分析,因此主要方法是通过查阅相关文献并提取出热力分层典型参数数据集。具体地,我们采用以下步骤来确定目标文献和对应的数据来源:

(1) 在 Web of Science 中利用主题词 (TI) “thermal stratification or lake warming or lake mixing”和“long term”搜索出文献目录,作为待选论文;

(2) 在搜索的文献列表中,根据论文题目和摘要对待选论文进行进一步筛选,从而将不符合热力分层变化主题的论文进行排除。因为, Web of Science 的搜索结果是根据主题单词进行搜索,结果中可能包含一部分与搜索目标无关的文

献，通过人工挑选可进一步提升待选文献的准确度；

(3) 将上述精选后的文献全文进行整理，然后对这些论文进行精读和数据结果汇总，精读的目的在于寻找该湖库在一定时间范围内热力分层相关参数（如热稳定性、温跃层深度、混合层深度等）、透明度（或者漫射衰减系数、DOC 浓度等）、气象因子（辐射、气温、风速、降雨等）或地形因子（面积、水深、风区长度等）因子的长期变化结果，包括了相关文字、图和表格；

(4) 将上述提取的图、表、文字等信息进行整理，得到时间序列变化数据集。通过对这些数据进行时间变化的趋势拟合等分析，对上述提及的因子的变化率进行计算，然后进行统计分析。

2.1.2 热力分层参数

文献中使用频率较多的分层特征参数有年内热力分层持续时间、热稳定性、混合层深度、温跃层深度、混合层水温和湖下层水温等参数，这里使用上述参数每年 (/y) 或每 10 年 (/decade) 的变化率来描述湖库热力分层状况的变化趋势。

2.2 结果与讨论

2.2.1 数据集分布概述

从文献中提取得到了世界范围内湖库的热力分层和水色、气候因子的长期变化趋势，这些湖库的位置如图 2.1 所示。采用的 36 个湖库主要分布在亚洲（4 个）、北美洲（15 个）、欧洲（16 个）、非洲（2 个），大洋洲、南美洲和南极洲未获取到相关观测数据。在中国，研究对象主要以高原深水湖泊和人工水库为主，即纳木错（青藏高原）、抚仙湖（云贵高原）和千岛湖（东部丘陵）。从纬度分布上看，除了非洲的两个湖泊外，其余的湖库都位于北半球，且大多位于高纬度区域（ $>40^{\circ}\text{N}$ ，24 个，主要在欧洲和美洲）。被研究的湖库覆盖了较大的气候变化范围，如非洲的 Victoria 湖和 Tanganyika 湖位于赤道附近，属于热带气候，北纬 30°N 附近分布的有亚热带季风气候（中国东南部）、地中海气候区（美国西海岸）、温带海洋性气候（欧洲区域）和温带、寒带大陆性气候等。此外，这里用于分析的湖库样本也具备较大的水深分布范围（使用的是平均水深，而非最大水深），36 个湖库的水深平均值为 111m，范围是 2.7m-744 m，能够较好地代表水深梯度

变化下的湖泊形态差异。

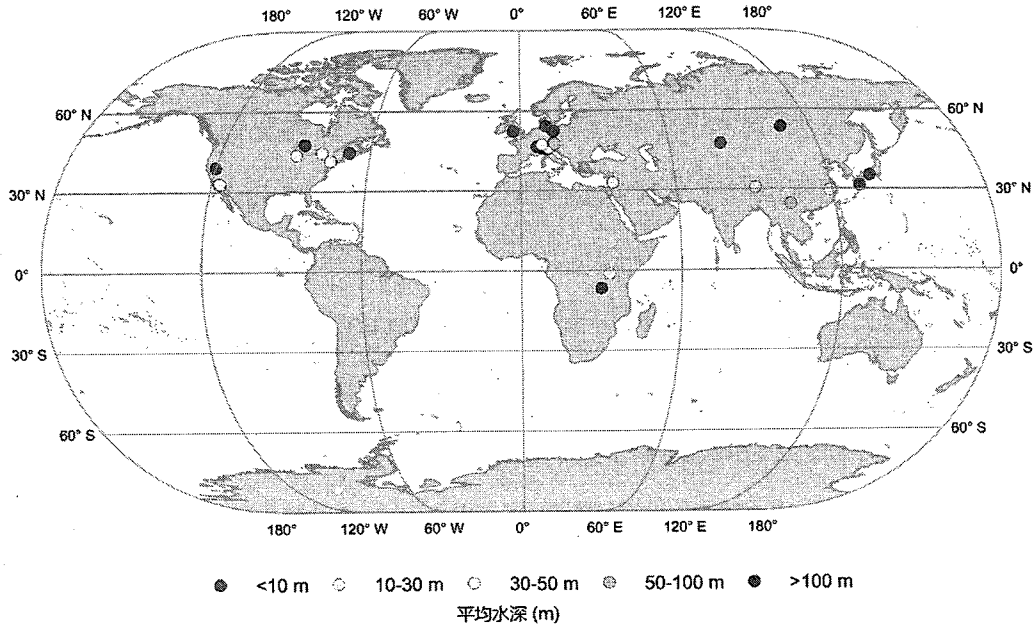


图 2.1 文献获取的样点湖库位置分布

Fig. 2.1 Locations of studied lakes and reservoirs from the literatures

2.2.2 热力分层特征长期变化趋势

在调查的湖库中，20 个湖泊的年均气温或冬季平均气温展示了增加的趋势（年变化率： $0.09^{\circ}\text{C}/\text{y}$ ），5 个湖泊则是降低趋势（平均年变化率： $-0.015^{\circ}\text{C}/\text{y}$ ）。注意，统计得到的具有气温变化有效数据的湖库数目为 25 个，低于 34 个湖库，有些湖库未涉及气温参数年变化的描述，下同。获取到的数据集中，涉及风速年际变化的湖库仅有 7 个，涉及降雨变化的仅有 4 个，不具有统计分析的意义。说明风速、降水等气象因子的长期趋势描述则较为缺乏，绝大多数研究中关于气候变化的特征因子主要集中在气温方面。在水体光学参数变化方面，主要涉及透明度和溶解性有机物（DOC）的年际变化对热力分层长期变化所产生的作用，数据集中共有 13 个湖库分析相关光学参数，其中 11 个湖库表现为透明度下降的长期趋势，1 个湖泊表现为 DOC 增加的趋势，仅 1 个湖泊的透明度为增加趋势。数据集中的 20 个湖库的表层水温呈现增加趋势（平均年变化率： $0.033^{\circ}\text{C}/\text{y}$ ），4 个湖泊水温为下降趋势（平均年变化率： $-0.029^{\circ}\text{C}/\text{y}$ ），表层水温显示增加趋势的湖库与气温增加的湖库具有一致的空间分布。年均热力分层持续时间方面，11 个

湖库显示了增加的趋势（平均年变化率：1.5d/y），德国的 Müggelsee 湖和 Heiligensee 湖和美国南加州区域的 Hodges 湖，Morena 湖，和 Sutherland 湖这 5 个湖库显示出分层持续时间缩短的趋势。在热稳定性方面，有 15 个湖库显示出增加的年变化趋势，年变化率范围是 0.46-20.3 J/m²/y，平均变化率为 15.3 J/m²/y；3 个湖库（美国南加州区域的 Hodges 湖，Morena 湖，和 Sutherland 湖）的热稳定性呈现下降趋势，平均趋势为-4.05 J/m²/y。对应地，10 个湖库研究发现分层持续时间年变化上为增加趋势（平均年变化率：1.45 d/y），仅 5 个湖库分层持续时间逐年减少（平均年变化率：-1.87 d/y）。而混合层深度年变化趋势全部都为下降，年平均变化率为-0.96 m/decade，这表明在调查的所有湖库中混合层深度在年变化上为变浅趋势，对应着热力分层的强化。相似地，有些研究发现了温跃层深度在年际变化上也是减小趋势，年变化率平均为-0.08 m/decade，也表明了湖库分层在加剧。相对于较多的水温变化和热力分层参数的研究，溶解氧垂向分布的长时间序列研究则相对较少，有效数据为 7 个样本湖库。除了美国加州 Morena 湖缺氧天数在 1990-2011 年以-5.44 d/y 的速度减少外，其他 6 湖库则都具有缺氧出现提前或持续时间增加（1.96 d/y）的相关报道（表 2.1）。

在获取到的数据集中，除的湖库热力分层在长时间序列表现为减弱以外，绝大多数湖库的分层状况表现为增强的趋势（表 2.1）。这些湖库的热力分层增加具体体现为热力分层持续时间延长、热稳定性的增加和混合层深度的减小。同时，文献记录的分层增强的湖库多伴随有表层水温和气温的增加。下面，以几个典型湖库的变化来具体描述分层的长期变化。

在北美，Superior 湖作为世界上面积最大的淡水湖泊，在 1906-2005 年期间观测到了热力分层加剧的趋势 (Austin and Colman, 2008)。通过对长达 100 年的时间水温序列分析，结果表明 Superior 湖开阔水域的夏季水温在上个世纪增加了大约 3.5°C，其中大部分的水温增温过程都发生在近 30 年。相应地，水体热力分层的分层时间也从从 145 d 增加到 170 d，增长率为 0.25 d/y，同时，Superior 湖的冬季平均冰覆盖率已从 23% 下降到 12%。Tahoe 湖在 1970-2002 年期间的热力分层结构的变化也与气候变化具有紧密的关联 (Coats et al., 2006)。1970 年至 2002 年期间，Tahoe 湖的水柱加权平均温度以 0.015°/y 的速度逐渐上升。Tahoe

湖的水温上升直接导致了其混合层深度以 -3.14 m/decade 的速率降低,且热稳定性以 $100\text{ J/m}^2/\text{y}$ 的速度增加。湖水在表层和水深400m处的升温速率较快,热稳定性的调查结果则显示了湖水混合阻力的逐步增加。同步观测的气象因子显示,Tahoe湖周边的日最高和最低气温均呈上升趋势,长波辐射呈略微上升趋势(表2.1)。此外,Tahoe湖热力结构的长期变化可能与湖水的透明度和初级生产力等参数也可能存在一定的互相关系。

欧洲阿尔卑斯山地区的Zurich湖是一个温带大型深水湖泊(136 m),从长达52年(1947-1998年)的逐月水温连续观测结果显示其不同水深的平均水温都经历了不同程度的上升,明显表现出与20世纪欧洲的区域性变暖现象显著相关的趋势(Livingstone, 2003)。从20世纪50年代到90年代,湖泊上层约20m内(即混合层和温跃层上层)具有相对较高的增温率($0.25\text{ }^{\circ}\text{C/decade}$),20m以下水体具有相对较低的增温率($0.13\text{ }^{\circ}\text{C/decade}$),热稳定性总体上增加了20%,分层期也因此延长了2-3周(表2.1)。与其他地区一样,20世纪瑞士高原的气候变化特征为日最低气温(夜间)比日最高气温(白天)的增加速率快(表2.1)。Zurich湖表层温度和混合层深度的长期变化反映了该区域夜间气温的变化,而非白天气温。因此,引发Zurich湖热力分层长期变化的过程主要是在夜间发生的,即可能是通过抑制夜间混合层的对流冷却来实现的。通过单箱热交换模型的模拟结果显示,Zurich湖的热力分层长期变化是由于夜间大气红外辐射发射率和夜间空气-水界面潜热和显热交换率的变化导致的,而夜间气温的增加主要是由于欧洲越来越普遍的暖冬引起的。

表 2.1 文献调研湖库热力分层特征和溶解氧的长时间变化状况

Table 2.1 Temporal trends of variations in the parameters of thermal stratification and dissolved oxygen in lakes and reservoirs described in Fig. 2.1

湖泊名称	国家/地区	研究时间	分层持续时间 d/y	热稳定性 J/m ² /y	混合层深度 m/decade	混合层水温 °C/decade	温跃层深度 m/decade	滞水层温度 °C/decade	溶解氧状况
Lake Superior	美国	1906-2005	0.25						
Lake Giles		1988-2014				1.04	-1	-1.54	
Lake Lacawac	美国	1988-2014				0.77	-0.25	-0.58	
Lake Simcoe	加拿大	1980-2008	1.17	12.1(g·cm/cm ²)					
Lake Maggiore		1996-2016		2012 年以来 迅速增加	混合层占水体 比例从前十年 的 50-70%减小 到 20-30%	0.3		2007-2016 升高	
Lake Garda	意大利	1996-2016				0.3		1.05	
Lake Como		1996-2016							
Lake Iseo		1996-2016		2013 年来 迅速增加				0.34-0.53	
Lake Lugano		1996-2016				0.2-0.9			
Lake Geneva	法国	1981-2012			-1.16 (冬季)	0.06			
Lake Caldonazzo	意大利	1973-2014		20.3	-0.7	0.33		-0.14	
Lake Irsee		1975-2015	0.75	3.92		0.48	-0.13	-0.1	
Mondsee	奥地利	1975-2015	0.75	8.44		0.44	0.31	0.05	
Hallstatter See		1975-2015	0.7	7.6		0.33	0.23	0.13	

第2章 基于文献荟萃的全球湖库热力分层趋势分析

Barrett reservoir	1990-2011	0.64	1.63	-0.3	-0.1	0.1	缺氧天数增加 3.37d/y
Hodges	1990-2011	-1.05	-2.91	-0.6	-0.8	-0.3	2.05
Morena	1990-2011	-1.21	-14.04	0.1	1	2	-5.44
Sutherland	1990-2011	-0.31	-3.58	-0.2	-0.3	-0.4	0.46
Lake Zurich	1947-1998		17.4	0.25		0.28	1990-2010 年水体未完全混合加剧湖下层缺氧
Lake Ikeda	1978-2011		94	0.24	0.55	0.24	
Lake Jordan	1993-2008						
Seal cove	1995-2008			-0.56			
Lake Kinneret	1969-1991			-0.28	-0.41	-0.99	
Lake Whitepine	1982-2005			-0.95			缺氧发生时间提前: -0.67d/y,
Lake Blelham Tarn	1968-2008	0.93	0.46	0.3			厌氧持续增加: +1.05d/y, 底层缺氧比例增加: 0.38%/y
Lake Müggelsee	2004-2009	-6.15					
Lake Heiligensee	2011-2016	-0.65					
Lake Tahoe	1980-2006			-0.9			秋季温跃层内 DO: -0.05mg/L/y, 冬季湖下层 DO: -0.01mg/L/y
Lake Plußsee	1969-2006	0.65	1.12	0.2		-0.1	
Lake Mendota	1911-2014	2.68	11.7	0.04		-0.011	
Fish Lake	1911-2014	1.86	1.44	0.138		-0.0011	

Lake Wingra	美国	1911-2014		0.079			
Lake Tanganyika	非洲中部	1913-2000	1689.6	0.129		0.002	
Lake Baikal	俄罗斯	1979-2012		0.3			
纳木错	中国	1980-2011	6.0	-1.69		0.52	
千岛湖	中国	1987-2012		1.4			

表 2.1 文献调研湖库热力分层特征和溶解氧的长时间变化状况 (续表)

Table 2.1 Temporal trends of variations in the parameters of thermal stratification and dissolved oxygen in lakes and reservoirs described in Fig. 2.1

湖泊 名称	研究 时间	SDD m/y	吸收 系数	气温 °C/y	风速 m s ⁻¹ /y	降水 mm/y	文献来源
Lake Superior	1906-2005			0.009			Justin and Colman, 2008
Lake Giles	1988-2014	-0.31	0.07		增加	1.54	
Lake Lacawac	1988-2014	-0.04	0.31			1.58	Pilla et al., 2018
LakeSimcoe	1980-2008			0.01			Stainsby et al., 2011
Lake Maggiore	1996-2016						
Lake Garda	1996-2016						
Lake Como	1996-2016						Rogora et al., 2018
Lake Iseo	1996-2016						
Lake Lugano	1996-2016						
Lake Geneva	1981-2012						Schwefel et al., 2016
Lake Caldonazzo	1973-2014	-0.1		0.025			Flaim et al., 2016
Lake Irrsee	1975-2015						
Mondsee	1975-2015						Ficker et al., 2017
HallstätterSee	1975-2015						

Barrett reservoir	1990-2011	-0.05	-0.04	0.04	-14.38	
Hodges	1990-2011	-0.003	-0.7	0.002	-14.9	Lee and Biggs, 2014
Morena	1990-2011	-0.06	-0.0004	-0.004	-3.05	
Sutherland	1990-2011	-0.01	-0.003	-0.02	1	
Lake Zurich	1947-1998					Livingstone 2003
Lake Ikeda	1978-2011	0.085	0.28	0.0037		Ito and Momii, 2014
Lake Jordan	1993-2008	-0.13				
Seal cove	1995-2008	-0.0694				Strock et al. 2017
Lake Kinneret	1969-1991		冬季-0.65			Hambright et al., 1994
Lake Whitepine	1982-2005		DOC 浓度: 0.04	0.616		Keller et al., 2011
Lake Blelham Tarn	1968-2008		0.03	-0.0475		Foley et al., 2011
Lake Müggelsee	2004-2009					Shatwell et al., 2016
Lake Heiligensee	2011-2016					
Lake Tahoe	1980-2006	-0.17				Winder and Hunter, 2008
Lake Plußsee	1969-2006		0.03			Rösner et al., 2012
Lake Mendota	1911-2014			0.06		Magee et al., 2016
Fish Lake	1911-1981		0.0081			
	1981-2014		0.0334			
Lake Wingra	1911-1981		0.0081			Magee and Wu, 2017
	1981-2014		0.0334			
Lake Tanganyika	1913-2000		0.015			Verburg et al., 2009
Lake Baikal	1979-2012		0.012			Hampton et al. 2008
纳木错	1980-2011		0.23			Huang et al., 2017
千岛湖	1987-2012	-0.03	0.019			Zhang et al., 2014

在过去一个世纪里,非洲最深、水量最大的湖泊 Tanganyika 湖随气候变化而变暖 (Kraemer et al., 2015b)。1912-2013 年期间,垂向空间范围内 0-100 m 各深度的水温均有所上升,对应的湖泊热稳定性增加了 97%,其中表层的平均增温速率为 0.129 ± 0.023 °C/decade,升温速度最快的是 50-80 m 的深度处的水层。研究表明以 Tanganyika 湖为代表的热带湖泊同样容易受气候变暖所驱动,并改变其热力分层特征。

在亚洲,青藏高原上的纳木错也观测到了长期的热力分层加剧的趋势 (Huang et al., 2017)。1979-2012 年期间,纳木错的夏季表层平均水温处于动态波动中,总体呈现增加趋势,速率是 0.52 ± 0.25 °C/decade。同时,每十年分层开始时间提前 4.20 ± 2.02 d,分层持续时间增加 6.00 ± 3.54 d,温跃层深度以 1.69 ± 1.36 m/decade 的速度下降。气温的增加和向下的长波辐射增加是导致纳木错变暖的两个驱动因素。

尽管大部分研究表明,气候变暖会强化湖泊的热力分层,但由于季节或昼夜气温增加程度不一样,加之气候变暖还会造成流域内降水和水文条件发生变化,因此也有不同观测和模拟结果认为,气候变暖不一定就强化湖库热力分层 (张运林, 2015)。如在美国的 Morena 湖,日间气温为增加趋势,夜间气温为降低趋势,这样的气候变化过程引起湖泊底层水温增幅反而高于表层水温,导致湖库热稳定性下降,温跃层深度增加,弱化了热力分层 (Lee and Biggs, 2015)。

在全球湖库的研究湖库热力分层加剧的同时,也关注到湖库水体垂向 DO 的变化情况。许多湖泊中 DO 浓度的下降与缺氧现象的加剧都与热力分层有关。如,位于美国的 Barrett 水库在 1990-2011 年间水体缺氧发生天数的增长率是 3.37 d/y (Lee and Biggs, 2015); 日本的 Ikeda 湖在 1978-2011 年间热稳定性以 $90 \text{ J/m}^2/\text{y}$ 的速率增加,水体热力分层程度随之增强,尤其是 1990-2010 年间该湖水体都没有经历完全的垂向混合和水体循环,从而造成湖下层缺氧状况的加剧 (Ito and Momii, 2015)。位于德国的 Plußsee 湖在 1969-2006 年间的分层强度增加导致了秋季温跃层内 DO 浓度下降 (-0.05 mg/L/y) 以及冬季湖下层的 DO 下降 (-0.01 mg/L/y) (Rosner et al., 2012)。英国的 Blelham Tarn 湖在 1968-2008 年长达 40 年的观测结果显示,其年平均分层持续时间都增加 1 天,对应地,其水体缺氧的发生时间以

-0.67 d/y 的速率逐年提前, 缺氧持续时间以 1.05 d/y 的速率增加, 底层缺氧的比例也有所增加 (0.38%/y), 其水体底层缺氧的持续时长与夏季热力分层持续时长以及热稳定性均显示较好的正相关关系 (分层持续时间: $r=0.67$, 热稳定性: $r=0.45$), 与热力分层出现的时间存在显著的负相关关系 ($r=-0.63$), 即热力分层越早出现, 缺氧持续时间越久, 风速则会同时影响水体底层缺氧持续时长和缺氧体积 (表 2.2) (Foley et al., 2012)。

表 2.2 水体热力分层与溶解氧参数之间的关系表

Table 2.2 Equations between the thermal stratification and dissolved oxygen parameters

湖泊	国家/ 地区	关系	r^2	文献来源
Garda 湖		$O_{2max}=3.723*\log(MLD)+0.241$		
Como 湖		$O_{2max}=3.743*\log(MLD)-0.486$		
Maggiore 湖	意大利	$O_{2max}=2.768*\log(MLD)+1.929$	>0.20	Rogora et al., 2018
Iseo 湖		$O_{2max}=3.931*\log(MLD)-6.201$		
Lugano 湖		$O_{2max}=1.341*\log(MLD)-2.215$		
Blelham Tarn 湖	英国	$HA=0.512*\text{分层天数}-0.324*\text{风速}+b$ $VHOD=0.318*\text{底层开始缺氧时间}-$ $0.333*\text{风速}+ +b$	0.50 0.47	Foley et al., 2012
千岛湖	中国	$OD=0.94*MLD+1.59$ $OD=-1.06*MT+34.58$	0.99 0.90	Zhang et al., 2014

注: O_{2max} : 水体最大氧气浓度 (mg/L); HA: 底层厌氧持续时间 (天); VHOD: 单位体积底层溶解氧消耗速率 (mg/L/m³/d); MLD: 混合层深度 (m); OD: 氧跃层深度 (m); MT: 温跃层厚度 (m); b: 常数

关于意大利湖泊 (Garda 湖、Como 湖、Maggiore 湖、Iseo 湖和 Lugano 湖) 的研究结果显示, 混合层深度和水中氧气最大浓度呈现正相关关系 ($r>0.20$) (表 2.2), 表明热力分层越强时, 水中氧气最大浓度越低 (Rogora et al., 2018)。澳大利亚的 Irrsee 湖的 41 年观测数据表明, 该湖泊缺氧层 ($r=0.73$, $p<0.001$)

和厌氧层($r=0.61, p=0.0008$)的时空变化与热力分层持续时间存在较好的相关性, Mondsee 湖的缺氧范围也与热力分层持续时间存在较好的正相关关系($r=0.51, p=0.0080$) (Ficker et al., 2017)。同时, 我国千岛湖 2011-2014 年的观测时间序列数据显示, 氧跃层深度与气温以及温跃层厚度存在较好的负相关关系(气温: $r^2=0.92$, 温跃层厚度: $r^2=0.90$), 而与温跃层深度之间存在较好的正相关关系($r^2=0.99$) (Zhang et al., 2015) (表 2.2)。

2.2.3 热力分层变化与气象、水色因子的关系

本章节通过文献调研的结果显示世界大部分湖库的热力分层都呈现了不同程度的增加, 并进一步加剧了水体底层的缺氧状况。已有研究湖泊中对应于热力分层参数时间变化的相关因子分析中, 气温、风速、透明度是影响热力分层变化的主要因子(表 2.1 续), 其中以研究气温增加对热力分层加剧的影响最多。世界气象组织的观测数据显示, 高纬度湖泊的气温增速通常较高, 是全球气温平均增速的两倍, 例如在过去的的一个世纪里, 俄罗斯 Baikal 湖地区的平均气温就上升了 1.2°C (Hampton et al., 2008), 同时其他区域如 Superior 湖、Tahoe 湖、Caldonazzo 湖、Whitepine 湖、Mendota 湖和纳木错等地区气温也都出现了不同程度的上升。法国的 Geneva 湖 43 年观测数据表明, 冬季混合层深度和平均气温的关系之间存在较强的相关性($r^2=0.73$), 与风速之间的关系相对较弱($r^2=0.29$), 定量分析了气象因子和湖泊混合之间的关系 (Schwefel et al., 2016)。Kinneret 湖的 1969-1991 年的观测结果发现, 冬季表层水温和夏秋季节的温跃层深度之间呈现负相关关系($r^2=0.60$) (Hambright et al., 1994)。在千岛湖, 气温与混合层深度存在显著的负相关关系($r^2=0.94$), 与温跃层厚度之间则是显著的正相关($r^2=0.91$) (Zhang et al., 2014)。另外, 还注意到气温的下降可以引起分层减弱, 在美国加州和德国的湖泊均有观测记录(表 2.1)。

同时, 在热力分层强化的湖泊中, 响应了湖泊透明度的下降过程, 而热力分层减弱的湖泊则对应透明度的增加。美国 Tahoe 湖在 1982-2006 年的观测结果表明, 透明度与混合层深度之间存在较好的正相关性($r=0.90$), 和热稳定性为负相关关系($r=-0.80$) (Winder and Hunter, 2008)。千岛湖的混合层深度正相关于透明度($r^2=0.27$), 温跃层厚度则与透明度之间存在显著负相关关系($r^2=0.17$)

(Zhang et al., 2014)。同时,有些湖库使用了吸收系数来代替透明度进行研究,吸收系数越大,则透明度越小,辐射在表层水体内的衰减程度越高,导致湖泊表层水温的增速高于底层水温,从而促进混合层深度向表层移动,增加了温跃层的范围,加剧了湖泊分层。

表 2.3 水体热力分层与环境参数之间的关系表

Table 2.3 Equations between the thermal stratification and environmental parameters

湖泊	地理位置	关系	r^2	文献来源
Annie 湖	美国	$TD=0.82*SDD+3.81$	0.82	Gaiser et al.,2009
		$SS=-35.4*SDD+583$	0.64	
Whitepine 湖	加拿大	$MLD=-0.65*T_{air}+18.387$	0.27	Keller et al.,2005
		$MLD=-0.5524*T_{ep}+17.651$	-0.50	
Clearwater 湖		$MLD=-1.348*(\ln T_{ep})+35.202$	0.35	
Toolik 湖	美国	$SS=-3.42*T_{ep}-19.92$	0.92	MacIntyre et al.,2009
Kinneret 湖	以色列	$MLD=1.79*T_{ep}+4.66$	0.60	Hambright et al.,1994
千岛湖	中国	$MLD=-1.68*T_{ep}+55.66$	0.94	Zhang et al.,2014
		$MT=1.29*T_{ep}-13.19$	0.91	
		$MLD=2.49*SDD-4.29$	0.52	
		$MT=-2.08*SDD+24.49$	0.27	

注: TD: 温跃层深度 (m); SS: 热稳定性 (J/m^2); MLD: 混合层深度 (m); MT: 温跃层厚度 (m); T_{ep} : 表层水温 ($^{\circ}C$); T_{air} : 气温 ($^{\circ}C$); SDD: 透明度 (m)

另外,我们还注意到,在湖泊的分层长期变化的研究中还关注到了风速、降水等气象因子的影响,但是在所获取得到的数据集中,分层的加剧或减弱与风速和降水等的变化没有非常显著的相关关系,多体现为定性的响应关系 (Pilla et al., 2018, Lee and Biggs, 2015)。这可能是由于与气温和透明度相比,风速在年际上的变化幅度较小导致的,而降水则需通过水文和水动力作用间接影响分层 (Bezerra-Neto et al., 2019, Rooney et al., 2018, Liu et al., 2020b)。无论如何,气候变化和湖泊自身的透明度变化是目前研究中被关注最多的两类影响因子,因此除了

考虑气候变暖对湖泊混合、分层的影响之外，湖泊富营养化加剧和随之引发的水体透明度下降可能对分层的作用也需要引起重视。

2.3 小结

已有研究结果显示，全球变暖区域响应不均衡，不同区域深水湖库热力分层对气候变暖的响应程度也存在明显的区域差异。本章基于文献荟萃的方法，从世界范围内提取了亚洲、北美洲、欧洲和非洲的 37 个湖库的热力分层参数的长时间年际变化。结果表明，世界范围内的大部分湖库均表现为分层增强趋势，具体表现为热力分层持续时间增加、热稳定性的增加和混合层深度的减小，同时伴随有缺氧现象的加剧。分析其原因，湖库热力分层增强主要是气温上升和湖泊透明度下降所致。

第3章 我国东南丘陵湖库群热力分层空间分布规律

湖库热力结构的变化受多种因素所影响。由于径流减小引起的湖泊水深降低可导致混合层深度的降低以及温跃层厚度的减小,同时结合气温的升高,造成表层水温的上升和水分层强度的增加 (Rimmer et al., 2011)。光在低透明度湖泊的上层水体迅速衰减,以至于太阳辐射被水体吸收并储存到混合层上层 (Heiskanen et al., 2015),造成了更长的分层时间 (Stefan et al., 1996)。高浓度溶解性有机碳可改变湖泊水体的光辐射漫射衰减,降低水透明度,对湖泊热力结构会产生影响,改变水温的垂直结构,导致混合层变浅,所以,水体的透明度是决定小型湖泊间混合层深度的关键因素,透明度的变化可以扩大或抑制小型湖泊热力结构受气温变暖驱动的趋势 (Rose et al., 2016, Persson and Jones, 2008)。在不同类型的湖泊中影响因素也会有所差异。例如,小型湖泊中混合层的变化是由热量散失驱动的,从而水温的垂直结构主要由热耗散和光辐射衰减所控制 (Read and Rose, 2013)。因此透明度变化对湖泊热力结构的影响作用在中小湖泊中尤其显著 (Persson and Jones, 2008),相反地大型湖泊的表层混合更容易受到风的扰动作用 (Tedford et al., 2014)。例如 Saros et al. (2016)发现影响北极地区的湖泊群混合层深度的空间差异的关键因子是表层可见光合辐射衰减,这些湖泊的面积均小于 1km^2 ,属于小型湖泊。然而这种作用在特定的地区还会有所改变,与当地气候特征有较大的关系,瑞典南部 Aneboda 地区属于温带大陆性气候,该地区的小型湖泊群中风区长度与混合层的深度之间存在显著关系,真光层深度则对混合深度没有明显的关系,在同属温带气候的欧洲喀尔巴阡盆地的小型湖泊群也发现了同样的规律 (Borics et al., 2015)。位于里约热内卢盆地的热带湖泊群的混合层深度在丰水年主要受溶解性有机物浓度 (DOM) 及其光学特性所影响,而在枯水年,其主要影响因子则转换为叶绿素、悬浮物浓度以及风区长度,表明 DOM 在降水引起的输入负荷增加和干旱条件下的光降解增强作用之间的平衡关系,可以显著影响热带湖泊的混合深度 (Bezerra-Neto et al., 2019)。

目前,关于湖泊的热力分层因素的研究多数主要集中在单个湖泊 (Gorham

and Boyce, 1989, Hambright et al., 1994, Heiskanen et al., 2015, Arhonditsis et al., 2004)。虽然, 一些研究已经开展了区域湖泊间热力分层差异因素的研究, 但是这些研究湖泊主要集中在热带和高纬度地区(Borics et al., 2015, Bezerra-Neto et al., 2019, Caplanne and Laurion, 2008, Saros et al., 2016)。因此, 鉴于全球不同气候区的气象因子差异特征和湖泊水体本身特性差异的情况下, 目前对热分层的研究还不够充分。另外, 已有的研究中主要研究了温跃层的深度和混合层深度的研究, 对于温跃层厚度的驱动因子研究相对缺乏。同时, 以往的众多研究中多研究单一因素(如气温、风速、透明度、漫射衰减系数、营养盐浓度等)与热力分层结构之间的关系(Arhonditsis et al., 2004, Gorham and Boyce, 1989, Pilla et al., 2018)。因此阐明多项因素是如何共同作用于湖库热力分层的空间变化是相对复杂的, 尤其从这些复杂的作用关系中找到主导因素是至关重要的。

本章节的研究目的是分析亚热带气候区域深水湖库群的热力分层特征(以混合层深度和温跃层厚度为代表特征参数)的空间差异, 并阐明气象因子、湖泊形态、水色差异与分层空间变化的关系。鉴于本节研究的湖库位于亚热带季风气候地区, 所以选择在夏季高温少雨期间进行测量, 以保证短期内气温变化不大, 气温可作为一个恒定的常量, 其影响可基本被忽略。通过本章的研究, 有望加深对亚热带地区湖库群热力分层空间格局及影响因素的认识。

3.1 材料与方法

3.1.1 研究区与野外实测

2018年8月12日至29日在我国东部丘陵山区15个湖库进行测量(图3.1), 这些湖库分布在中国的安徽、江苏、浙江三个省份, 为典型的亚热带气候区域。湖库群覆盖了相对较大范围的水面面积、水深、透明度和营养状态梯度(表3.1)。每个湖库布设样点1-4个, 且在水深最深的位置至少采集1个点位, 共布设42个点位。在测量时, 使用全球定位系统(GPS, 型号Garmin eTrex10)记录每个样点的经纬度。采集的参数有垂向的水温和DO剖面、光辐射漫射衰减系数 $[(K_d(PAR))]$ 、溶解性有机碳(DOC)、叶绿素 a (Chl- a)以及营养盐浓度等。水温和DO等剖面参数采用YSI EXO2多参数水质仪(Yellow Springs Inc., Yellow

Springs, OH, USA) 进行测量, 水质仪在使用之前需进行定标, 而且测量前进行压力校准, 以保证水深的准确度。测量垂向剖面数据时, 将探头缓缓从湖水表面垂直向下投放至湖底, 下放的速度需尽量匀速且缓慢, 控制数据间隔在 20 cm 左右, 数据同步自动记录在仪器中。同时, 同步记录水面瞬时风速和气温等气象参数。

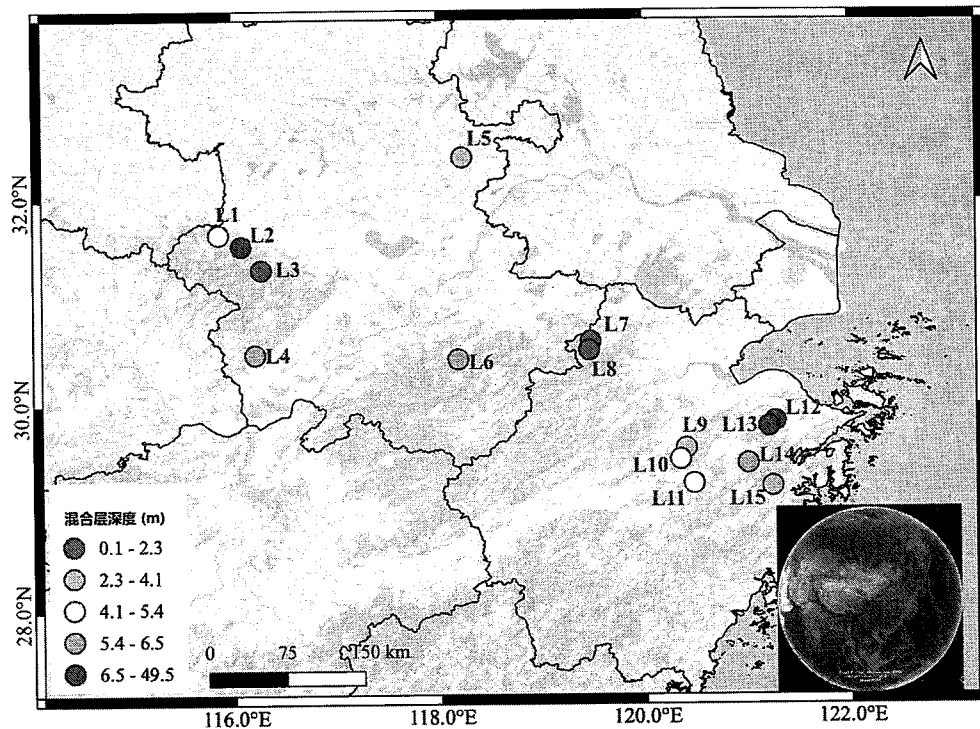


图 3.1 采样湖库位置及对应的平均混合层深度的空间分布

Fig. 3.1 Locations of sampled lakes and reservoirs. Different colors represent the mixing layer depth

湖库的面积、岸线长度根据 2018 年夏季 Google Earth 的遥感影像人工解译提取, 以保证与采样期间的数值保持一致。风区长度采用常见的湖库面积的平方根的方法来计算。利用测深仪获得每个采样点的水深, 每次测量 3 次, 取平均值。水体垂向光合有效辐射 (PAR) 使用 Li-COR 水下量子传感器 (LI-192SA) 测定, 测量间隔为 0.5 m, 探头从水表面垂直下放至 PAR 低于表层 10% 时停止, 每个深度记录 3 次, 取平均值以尽量避免测量误差。根据水深和每层 PAR 均值计算得到 $K_d(\text{PAR})$ 。 $K_d(\text{PAR})$ 是深度和 PAR 值按照“比尔-郎伯”定律确定的斜率, 只有拟

合精度 $r^2 \geq 0.99$ 的样点计算得到的 $K_d(\text{PAR})$ 结果才可被接受 (Kirk, 2011)。

现场采集的水体表层 (0-0.5 m) 水样使用 2 L 的聚乙烯塑料瓶存储, 冷藏 in 暗处后送往实验室分析。原始水样直接利用消解比色方法测定 TN 和 TP; 测量 Chl-*a* 和 DOC 时, 水样首先经过过滤 (孔径: 0.70 μm , Whatman GF/F), 过滤后的水样使用总有机碳分析仪测定 DOC; 滤膜上的物质通过 90% 的乙醇萃取后, 利用分光光度计 (Shimadzu UV-2450) 测定 (Lorenzen, 1967)。悬浮物 (TSM) 的测量使用“称重法”测量。将水样利用已经灼烧和预称重的 Whatman GF/F 玻璃纤维膜过滤。然后, 将过滤后的膜放至烘箱 105 $^\circ$ 烘烤 4 小时, 充分去除水分后用天平称重。根据过滤体积、预称重的膜重和烘干后的膜重可计算得到 TSM 浓度。

表 3.1 实测水库基础情况统计表

Table 3.1 Statistical information of the sampling reservoirs. Notes that the parameters in right six columns are the mean values

编号	名称	样点数	面积 km^2	水深 m	DOC mg/L	Chl- <i>a</i> $\mu\text{g/L}$	TSM mg/L	$K_d(\text{PAR})$ m^{-1}
L1	梅山水库	4	44.69	40.63	1.84	3.42	0.80	0.22
L2	响洪甸水库	4	47.23	35.20	1.72	2.15	0.56	0.19
L3	佛子岭水库	4	15.12	26.80	2.00	6.94	1.68	0.66
L4	花亭湖	3	100.00	27.50	2.02	6.29	0.82	0.42
L5	沙河集水库	2	10.19	18.00	4.62	23.73	3.18	0.81
L6	太平湖	3	12.50	43.50	1.25	3.27	0.81	0.24
L7	赋石水库	3	3.44	28.10	1.68	5.86	3.17	0.54
L8	老石坎水库	3	2.66	23.17	1.49	16.00	4.70	0.78
L9	陈蔡水库	2	3.66	21.45	1.51	7.69	2.63	0.56
L10	石壁水库	2	2.94	22.95	1.68	10.83	2.88	0.59
L11	横锦水库	3	8.00	34.50	1.74	11.27	2.25	0.60
L12	皎口水库	2	3.33	24.70	1.24	16.05	2.75	0.26
L13	周公宅水库	1	1.75	90.00	1.07	3.77	1.32	0.18
L14	长诏水库	3	4.36	27.40	1.43	6.11	1.63	0.33
L15	白溪水库	3	2.32	60.00	1.22	5.64	2.17	0.32

注: DOC: 溶解性有机碳; Chl-*a*: 叶绿素 *a*; TSM: 总悬浮物; $K_d(\text{PAR})$: 光辐射漫射衰减系数

3.1.2 温跃层参数的计算

温跃层将湖泊分为三层：上层混合层、中层变温层和湖下层，这三个参数的计算核心是确定分层的上下界的范围，也就是温跃层的上下界。混合层深度是水体刚开始发生温度跃变的位置，即水表到温跃层上界的距离，温跃层厚度是垂直分层的范围，通过温跃层上边界混合层深度和下边界来确定。Read et al. (2011) 和 Zhang et al. (2014) 分别采用了微分法和阈值方法来确定温跃层的边界，但是这些方法一般适用于单个湖泊，对于差异较大的湖泊，这种方法会导致计算出现误差。本节的计算首先利用 3×3 窗口移动对水温剖面进行平滑，以排除仪器下降过程中可能带来的数据波动；然后计算平滑后的数据的梯度，即温度随深度的变化率，将大于一定梯度阈值的水层确定为温跃层，其上边界为混合层深度，其范围为温跃层厚度。同时，可结合目视校准的方法排除和修正异常剖面数据的计算。

3.1.3 统计分析方法

使用 SPSS 软件进行数据的统计分析。其中，单因素之间的相关分析被实施，主要使用了 Pearson 相关系数，同时 $p < 0.05$ 定义为显著相关， $p < 0.001$ 定位为极度显著相关。另外，使用多元线性回归来分析多种因子对于目标参数即热力分层参数的解释度。同时，每个变量在模型中的标准化系数的相对大小和显著度用于分析每个变量对预测目标参数的贡献。

3.2 湖库群基本状况概述

湖库群的各种参数和指标具有较大的空间差异性（表 3.1 和 3.2），水体表面积分布范围是 1.8 到 100 km^2 ，变化幅度高达 50 余倍，均值为 $20.7 \pm 27.4 \text{ km}^2$ ，面积较大的湖泊为花亭湖（ 100 km^2 ），梅山水库（ 45 km^2 ）和响洪甸水库（ 47 km^2 ），剩余的为中小型湖泊，数目占较大比例，以老石坎水库，周公宅水库，白溪水库和石壁水库为例，面积在 $1\text{-}3 \text{ km}^2$ 范围内，因此也造成湖库群风区长度最大值高于最小值 7 倍之余。

表 3.2 调查湖泊形态特征及主要水环境参数

Table 3.2 Summary of characteristics for reservoirs investigated in this study.

	平均值	标准差	中值	分布范围	Q ₂₅ ~Q ₇₅
面积 (km ²)	20.7	27.4	8.0	1.8-100.0	3.4-37.3
水深 (m)	33.5	14.7	28.9	17.1-90.0	24.1-40.1
岸线长度 (km)	83.8	73.7	50.3	17.7-221.0	23.5-128.8
DOC (mg/L)	1.76	0.69	1.61	1.05-4.55	1.41-1.88
Chl- <i>a</i> (μg/L)	7.95	5.66	6.15	1.92-23.78	3.62-10.88
TN (mg/L)	0.96	0.38	0.90	0.33-2.00	0.71-1.10
TP (μg/L)	18.80	10.12	15.40	5.00-41.60	11.00-28.10
TSM (mg/L)	1.95	1.30	1.86	0.30-4.85	0.71-2.71
K _d (PAR) (m ⁻¹)	0.44	0.23	0.41	0.13-0.87	0.24-0.61

注: DOC: 溶解性有机碳; Chl-*a*: 叶绿素 *a*; TN: 总氮; TP: 总磷; K_d(PAR): 光辐射漫射衰减系数, Q₂₅: 25%分位数; Q₇₅: 75%分位数。

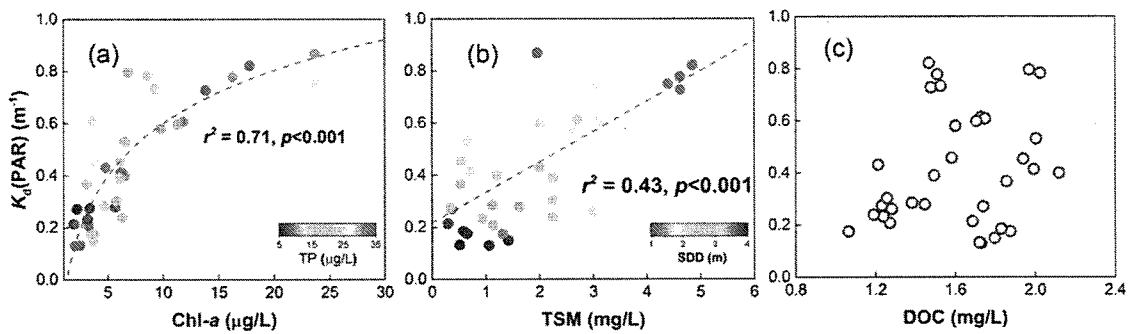


图 3.2 湖库群 K_d(PAR)与 Chl-*a* (a)、总悬浮物浓度 (TSM) (b) 以及溶解性有机碳 (DOC) (c) 的关系

Fig. 3.2 Relationships between K_d(PAR) and chlorophyll-*a* (a), total suspended matter (b), and dissolved organic carbon concentrations (c)

各样点测得的水深也差异显著, 样点水深大多为 30-50 m, 低于 20 m 的样点仅有 5 个, 超过 50 m 的样点仅有 3 个, 所有样点均值为 33.5±14.7 m。其中周公宅水库的样点水深最大, 为 90 m, 其次为白溪水库, 可达到 50 m 以上, 沙河集水库水深最小, 为 17.1 m。整体上, 水深与面积大小呈现相反的对对应关系, 即面积较大的湖库具有较浅的水深。湖库群样点的 K_d(PAR)的空间差异变化很大, K_d(PAR)最小值出现于响洪甸水库, 为 0.13 m⁻¹, 沙河集水库的 K_d(PAR)最大, 为

0.87 m^{-1} , 所有样点的 $K_d(\text{PAR})$ 平均值为 $0.43 \pm 0.23 \text{ m}^{-1}$ 。将 $K_d(\text{PAR})$ 与相关水质参数因子进行相关分析, 结果显示 $K_d(\text{PAR})$ 与表层水体悬浮物浓度以及表层水体 Chl-*a* 浓度有显著的相关关系, 其中与 Chl-*a* 更密切, DOC 浓度则与 $K_d(\text{PAR})$ 并无显著相关关系 (图 3.2)。

3.3 湖库群热力学参数空间分布

湖库群的混合层深度和温跃层厚度均表现出显著的空间差异和变化特征。其中赋石水库、老石坎水库和白溪水库等的混合层深度较小, 基本上小于 3m, 其中赋石水库#3 的混合层深度最低, 为 1.34m。响洪甸水库、花亭湖、太平湖和长诏水库的混合层深度较深, 可达 5m 以上, 其中最大值为 8m 位于响洪甸水库 #1 (图 3.1)。温跃层厚度的空间分布差异较大, 其较低值 (小于 15m) 出现在沙河集水库、佛子岭水库、老石坎水库以及赋石水库, 其中最小值为 4.65m, 位于老石坎水库#1, 在梅山水库、太平湖、白溪水库和周公宅水库等表现出较高的水平 (大于 30m), 最大值为白溪水库#1, 达 60m (图 3.3)。

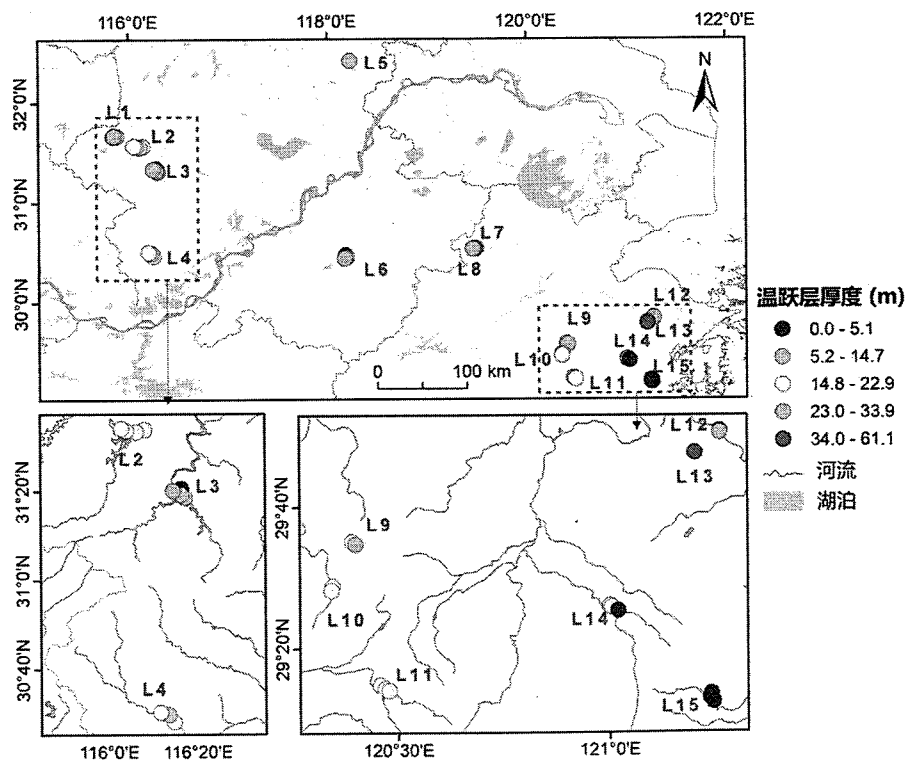


图 3.3 湖库采集样点的温跃层厚度的空间分布

Fig. 3.3 Spatial distributions of metalimnion thickness in studied lakes and reservoirs

回归分析结果显示混合层深度与风区长度呈显著的对数相关关系 ($r^2=0.42$, $p<0.001$), 混合层深度随风区长度的增加而增加, 温跃层厚度与风区长度则无显著的相关关系。结果还显示温跃层厚度与水深具有极显著的线性相关关系 ($r^2=0.75$, $p<0.001$), 温跃层厚度随水深的增加而增加。尽管对于全部湖库, 混合层深度与水深无显著相关关系, 然而除白溪水库和周公宅水库外, 剩余样点的混合层深度与水深呈显著的线性关系 ($N=35$, $r^2=0.36$, $p<0.001$), 这些样点一般水深越深, 混合层深度越大, 而白溪水库和周公宅水库具有极高的水深和较浅的混合层深度。以上结果表明湖泊水深越大, 水体的热力结构越稳定, 水体越不容易被风的扰动所影响。混合层深度、温跃层厚度还与 $K_d(\text{PAR})$ 具有负相关关系 (r^2 分别为 0.38、0.44, $p<0.001$) (图 3.4)。

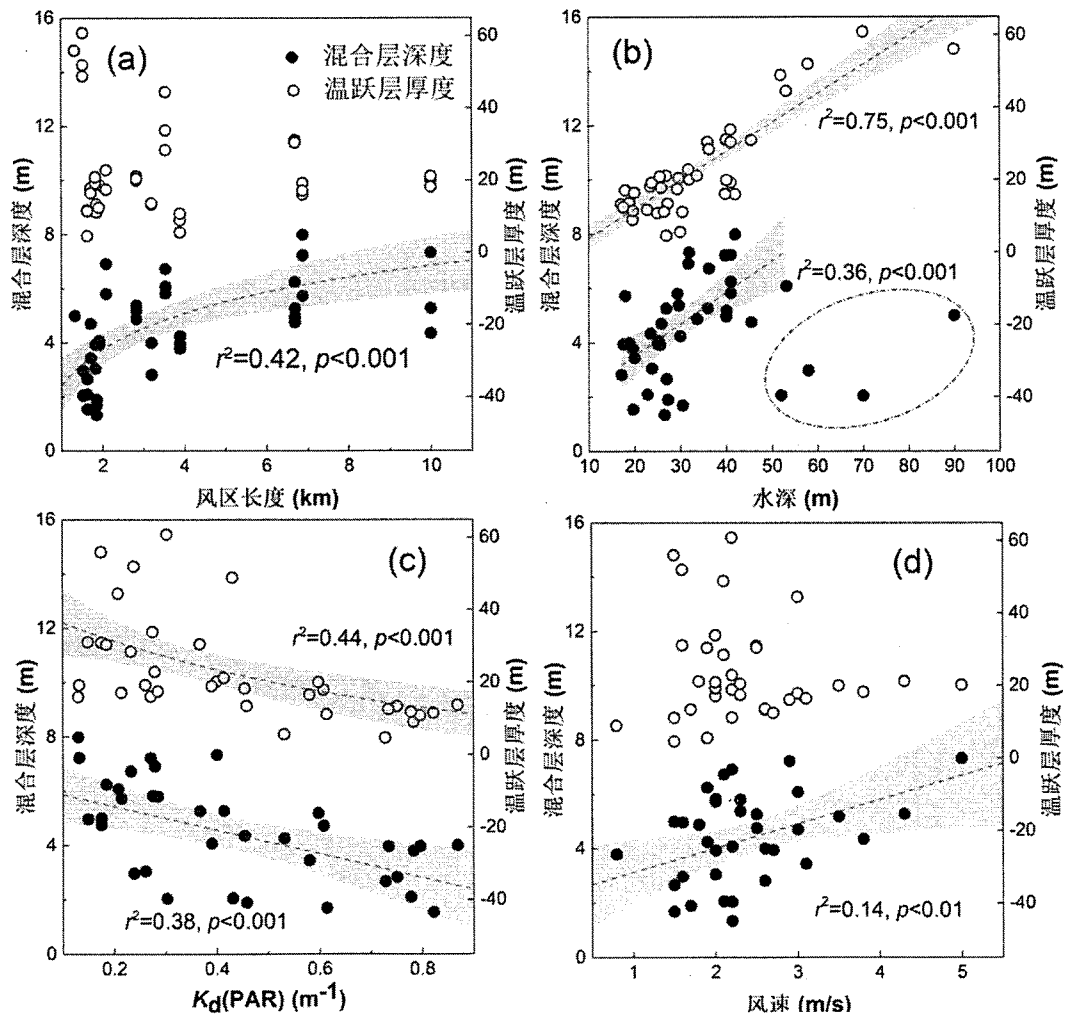


图 3.4 混合层深度和温跃层厚度与风区长度 (a)、水深 (b)、 $K_d(\text{PAR})$ (c) 以及风速 (d) 之间的关系

Fig. 3.4 Relationships of mixing layer depth and metalimnion thickness and fetch (a), water depth (b), $K_d(\text{PAR})$ (c), and wind speed (d)

气象因素方面,研究区内的气温空间差异不显著,因此,在此忽略气温对水气热量交换差异对混合深度和分层范围的影响。另外,关注到风对水体混合的作用可能存在一定的滞后性,而且在不同气象、水力条件下,其滞后程度也有所差异。然而由于难以获取多空间点位的风速持续观测数据,此处使用了瞬时风速来表征风力的影响作用。湖库样点采集处的瞬时风速范围为 0-5m/s,具有显著的空间差异性 ($p<0.01$),并且混合层深度的空间变化与瞬时风速呈显著的正相关关系 ($r^2=0.14$, $p<0.01$),而风速的空间变化对温跃层厚度的分布无显著影响作用 (图 3.4)。

以混合层深度为目标值,以风区长度、水深、 $K_d(\text{PAR})$ 和风速为自变量因子,进行了多元线性回归拟合和分析。结果显示,输入 4 个自变量因子时,模型具有较好的拟合精度 ($r^2=0.58$, $\text{RMSE}=1.22$, $p<0.001$),其中,地形因子(风区长度和水深)对混合层深度的贡献率最高,地形空间差异对混合层深度的空间变化解释率为 48.8%,其次为 $K_d(\text{PAR})$,解释率为 33.8%,风速的解释率最低,为 17.4% (图 3.5)。模型中 $K_d(\text{PAR})$ 和水深的系数为负,风速和风区长度系数为正,说明清澈水体风速越大、面积越大、水深越浅时,混合层深度则越大。当温跃层厚度作为因变量时,多元模型也表现了较好的精度 ($r^2=0.83$, $\text{RMSE}=6.43$, $p<0.001$),其中,只有水深为显著自变量,水深对温跃层厚度的贡献率最高,为 72.5%。 $K_d(\text{PAR})$ 、水深和风区长度均不显著,其中 $K_d(\text{PAR})$ 的贡献率为 15.1%,风速和风区长度的贡献率基本为零 (图 3.5)。在多元模型中,水深系数为正, $K_d(\text{PAR})$ 系数为负,说明清澈的深水湖库有利于形成更厚的温跃层。

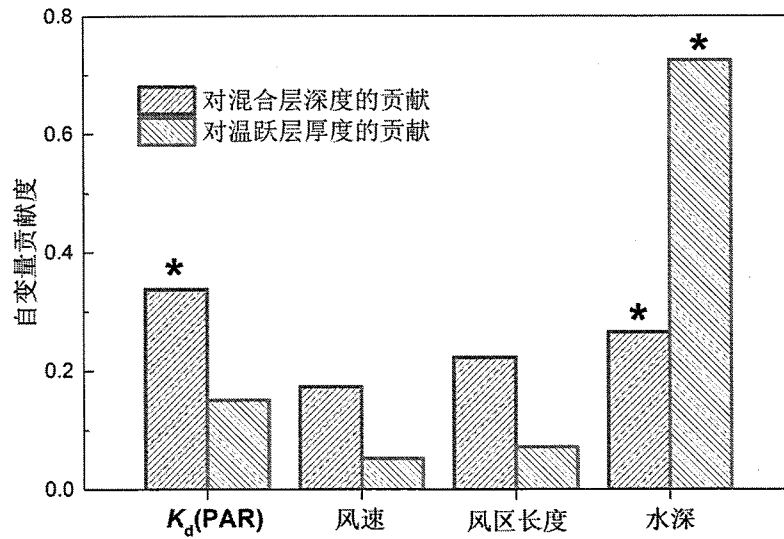


图 3.5 不同自变量 ($K_d(\text{PAR})$ 、风速、风区长度和水深) 在多元线性回归模型中对于混合层深度和温跃层厚度拟合结果的相对贡献率。*代表该变量贡献是显著的 ($p < 0.05$)

Fig. 3.5 The relative contributions of the four examined factors ($K_d(\text{PAR})$, wind speed, fetch, and water depth) driving the spatial changes in mixing layer depth and metalimnion thickness. Statistically significant contributions are annotated with an asterisk (*) at $p < 0.05$

3.4 影响湖库群分层、混合范围空间差异的因子分析

太阳辐射促使分层形成，湍流是驱动内陆水域混合和分层结构的主要过程，其中对流冷却和风切变是诱发湖库表层湍流混合的主要作用。对流强度越高，湍流强度越大，混合的区域越大。风切变对混合的贡献在于物理扰动和促进表层水体蒸发以耗散热量。物理扰动通过促进水体平流运动来破坏垂向分层，促进上下水体混合，其中在弱分层阶段，风切变甚至可以引起湖体局部底层冷水向表层上涌，对温跃层具有去层化的作用 (Saros et al., 2016, Cyr, 2017, Pöschke et al., 2015)。Read et al.(2012)的研究表明在面积较大的湖泊中，往往风力驱动的热量耗散较快，从而引起更强的对流。另有研究认为在湖库中常发生的冷水上涌的强度和持续时间也与湖泊地形有关，风区越长，发生上涌的可能性越大，持续时间也越大 (Pöschke et al., 2015)。因此以往研究中常使用风区长度作为风扰动能力的代表参

数, 在本研究区内, 瞬时风速也呈现出对风区较好的线性响应关系 (图3.6)。研究得到混合层深度与风区长度的正相关关系与以往的研究具有一致性。另外, 影响风切变的因子还有风速, 当湖泊面积一定时, 强风可以极大地促进去层化作用, 增强水体湍流混合程度 (Pöschke et al., 2015)。

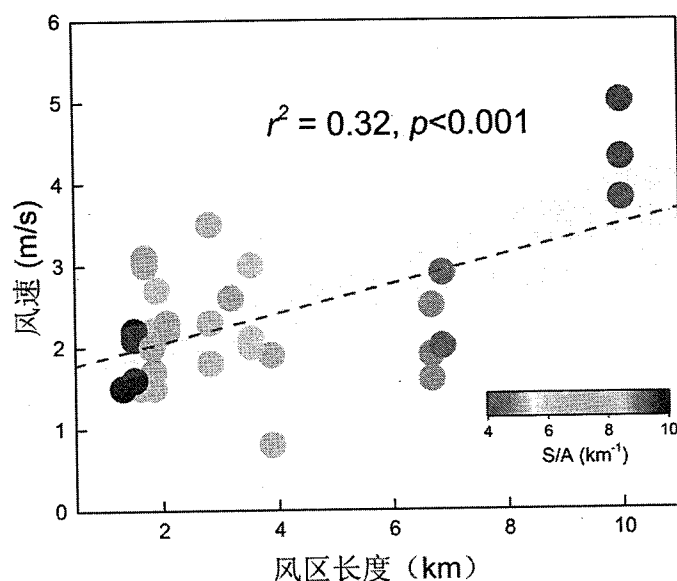


图 3.6 风区长度和风速的关系 (散点的不同颜色 S/A 代表湖库岸线长度 shoreline 与水面面积 area 的比值)

Fig. 3.6 Relationship between fetch and wind speed. Colors of samples are the ratios of shoreline and area of the lakes

水体漫射衰减系数是影响辐射吸收和热量传输的重要因子之一。许多研究人员还提出水体漫射衰减程度较高的黑水水体, 表层水体对辐射的吸收较高, 向下辐射随之减弱, 从而引起表层水温增加底层水温升高的现象, 产生更显著的密度梯度, 因此 K_d 的增加可以抵消风驱动的混合层深化作用 (Snucins and John, 2000, Persson and Jones, 2008, Read and Rose, 2013)。曾有研究显示漫射衰减系数对小型湖泊的混合层深度的变化解释率高达 91% (Read et al., 2012), 这种影响作用随着湖泊的增加而逐渐减弱 (Fee et al., 1996), 大型湖泊的湍流动能耗散系数较高, 从而对暗色水体的分层起到弱化的作用。本节研究湖群为中等大小湖泊, 调查结果显示 $K_d(\text{PAR})$ 在各模型中的贡献率平均值为 33.8%, 而且不论是单因子还是多元参数回归, $K_d(\text{PAR})$ 都是影响混合层深度的重要因子。另外, $K_d(\text{PAR})$ 低于 0.5

m^{-1} 时, 分层对其变化较敏感, 高于 1 m^{-1} 时, 对分层影响不大 (Persson and Jones, 2008, Heiskanen et al., 2015)。本文采集的点位中, $K_d(\text{PAR})$ 值均小于 1 m^{-1} , 且小于 0.5 m^{-1} 的点位占到一半以上, 这也解释了为何混合层深度变化对 $K_d(\text{PAR})$ 变化有较强烈的响应。除了对混合层深度具有影响外, 另有研究指出 $K_d(\text{PAR})$ 对温跃层深度具有显著的负影响作用 (Fortino et al., 2014), 说明透明度降低除了导致混合层深度的减小外, 还会造成温跃层深度的降低, 从而减小表面混合湍流的范围, 扩大分层的范围。在多元模型中, $K_d(\text{PAR})$ 作为预测因子时, 对混合层深度的空间变化具有最高的解释度 (33.8%), 高于地形和气象因子的解释度。表明水体光辐射的衰减程度对亚热带单混合湖库的表层混合作用高于湖库地形和气象的作用。

温跃层厚度作为表征分层范围的参数, 其空间变化主要受水深影响, 这与 Liu et al. (2019) 发现的温跃层厚度的季节变化主要受气温影响的结果不同。本文的野外数据采集工作集中在夏季高温时期, 各个样点处的气温差异性不显著, 即控制了气温这一变量。同一气候区内, 分层参数的空间分布与气温、表层水温的关系不大。因此影响温跃层厚度空间变化的主要是水深, 而在季节变化中被其他类型的因子加以修饰而展现出更复杂的变化。推测水深主要通过影响湖下层水体的水温来影响热力结构, 越深的水体水温越低, 导致湖库表-底层水温梯度越大。Snucins and John (2000) 就曾指出越浅的湖泊, 水体分层趋势越弱, 温跃层越不稳定。前人在对水库的研究中也发现影响水体整体稳定性和分层范围的主要因子是水深, 而气象因子的变化对其的影响是次要而微弱的 (Lee and Biggs, 2015)。Hanson et al. (2007) 则发现了湖泊水深与温跃层深度的显著相关关系。值得注意的是, 对于亚热带湖库, 夏季水体分层程度较高, 对于某些中等深度的湖库, 接近湖底的水层依然呈现强烈分层状态, 即不存在湖下层, 因此最大水深成为限制温跃层扩张的物理限制。这也是水深对温跃层厚度影响显著的原因之一。

在关于温跃层厚度的多元线性回归模型中, 由于水深对因变量的强烈影响作用, 导致在包含水深因子的模型中, 其他因子的显著性和贡献度都极低。 $K_d(\text{PAR})$ 和风区长度是不包含水深因子的多元模型中唯一显著的模型。同时, $K_d(\text{PAR})$ 和温跃层厚度的单因子关系分析中, 也展示出较好的负相关性。然而一般情况下,

$K_d(\text{PAR})$ 增加往往引起表-底层水温差和热稳定性的增加 (Persson and Jones, 2008), Liu et al. (2019) 发现温跃层厚度和热稳定性具有极显著的一致性, 从而推断 $K_d(\text{PAR})$ 应与温跃层厚度具有正相关性。这与本文的研究结果是正好相反的。猜测 $K_d(\text{PAR})$ 对温跃层厚度的影响主要来自于 $K_d(\text{PAR})$ 和水深这两个自变量之间的自相关, 本文的深水湖库具有较低的 $K_d(\text{PAR})$ 水平, 这一现象在 (Snucins and John, 2000)的研究中也曾有报道。

由于在较深水深中, 水体透明度是影响热量交换的重要参数 (Read and Rose, 2013), 许多热力学研究都非常重视湖泊透明度的影响因素。水体中的光谱衰减主要受颗粒物和溶解有机物吸收影响的。其中在森林附近的水域, 由于有机物的淋溶导致水体中含有大量的有色可溶性有机物, 其浓度成为影响水体透明度的关键因子 (Fee et al., 1996, Houser, 2006, Caplanne and Laurion, 2008, Saros et al., 2016), 这些湖泊的共同特征是面积较小且贫营养化, 藻类等颗粒物质含量较低 (Fortino et al., 2014)。然而, 在本研究区, 发现 DOC 浓度和 $K_d(\text{PAR})$ 并无显著相关关系, 这可能是由于我们的研究对象中, 仅有沙河集水库、佛子岭水库和花亭湖中的 6 个点位的 $\text{DOC} > 2 \text{ mg/L}$, 大部分点位属于 DOC 水平相对较低 ($1\text{--}2 \text{ mg/L}$), DOC 的空间差异不大。对于一些透明度受 DOC 主控的湖泊, 其 DOC 浓度空间差异较大, 因此 DOC 的空间变化较可能会引起透明度的变化, 比如 Snucins 的研究对象的 DOC 浓度分布范围从 $< 2 \text{ mg/L}$ 到 $> 4 \text{ mg/L}$ (Snucins and John, 2000)。相关分析的结果显示, $K_d(\text{PAR})$ 与表层水体 Chl-*a* 浓度的显著相关关系说明表层水体的浮游植物量成为了影响分层参数空间分布的重要因子。因此对于不同类型的湖泊, DOC 和浮游植物量对 $K_d(\text{PAR})$ 的影响程度虽各有差异, 但是两者均可以影响水体对太阳辐射的吸收和后向散射, 进而被转化为热量并作用于水体分层 (Persson and Jones, 2008, Paerl and Huisman, 2008)。

3.5 小结

本研究通过 2018 年夏季在我国东部丘陵山区的 15 个深水湖库调查结果, 分析了湖库间热力分层参数的空间差异, 并讨论了湖泊水色、地形和气象因素对其空间差异的驱动作用。结果显示, 湖库群的混合层深度和温跃层厚度均表现出显

著的空间差异和变化特征。其中单因子分析中,热力分层参数对地形因子具有不同的响应:混合层深度随风区长度的增加而增加;温跃层厚度则受水深影响较大,湖库越深,水体的分层范围越大。此外,湖泊的 $K_d(\text{PAR})$ 与混合层深度、温跃层厚度均为负相关关系。借助多元线性回归拟合分析,对比各环境因子的贡献率,发现地形因子(风区长度和水深)对混合层深度的贡献率最高,其次为 $K_d(\text{PAR})$,气象因子(风速)的贡献最低。当温跃层厚度作为因变量时,其多元模型拟合结果显示只有水深为显著自变量且对温跃层厚度的贡献率最高, $K_d(\text{PAR})$ 、水深和风区长度均不显著。以上结果表明,地形的空间差异是引起亚热带深水湖库的表面混合深度变化的主要因子,水体光辐射的衰减程度是影响混合深度的重要因子,而水深决定了热力分层的垂直范围。

第4章 千岛湖热力分层机制与长时间变化规律

全球多数湖泊分布在不同季节变化特征显著的气候区,因此对应的季节分层变化是湖泊物理化学生物过程的基础 (Boehrer and Schultze, 2008)。衡量湖库热力分层的参数主要有混合层深度、温跃层的厚度以及热稳定性 (Stainsby et al., 2011)。热稳定性反映了水体在分层期间的整体状态,高的热稳定性意味着水体分层作用较强,混合能力较弱。温跃层参数和热稳定性的长期变化可以反映出气候变化下的湖泊热量平衡状态和混合机制的变化。已有研究表明,影响水体热力分层状态的因子主要分为地形(如面积和水深) (Kraemer et al., 2015a)、水色(如到达水表的太阳辐射,透明度,辐射衰减系数等) (Zhang et al., 2014, Pilla et al., 2018),以及气象因子(气温,风速和降雨等) (Kraemer et al., 2015a, Saros et al., 2016)。其中地形因子对热力分层的影响作用主要在于空间分布差异上,例如第三章对于一系列湖泊群,地形因子对热力参数有显著的规律作用,而对于单个湖泊,地形在短期内难以发生显著的变化。因此,在季节和长期变化中,一般水色因子和气象因子的变化起到主导作用 (Zhang et al., 2014, Einem and Granéli, 2010)。例如气候变暖长期的温度上升和短期的极端高温将延长湖泊热分层的持续时间 (Austin and Colman, 2008, Michelutti et al., 2016)、降低混合深度 (Coats et al., 2006, Zhang et al., 2014)以及增加热稳定性 (Hampton et al., 2008, Winder and Schindler, 2004),从而加剧热力分层。

在全球湖泊观测网络中,非洲 (Tanganyika 湖)、北美洲 (Tahoe 湖)、欧洲 (Zurich 湖)等地区已经开展了多年对于湖泊热力学的监测和研究 (Livingstone, 2003, M. and O., 2016, Sahoo et al., 2013, Verburg and Hecky, 2009),而我国乃至亚洲中低纬度地区对于该方面的研究甚为稀缺。由于湖泊所处的环境和物质组成在持续变化中,气温对湖泊热分层的影响在一年的不同时期是不同的,不同地区和湖泊类型对全球气候变化的响应也不尽相同,因此实地观测是阐明热力分层的季节变化和驱动机制的前提条件和基础。位于浙江省淳安县境内的千岛湖,是中国的亚热带大型深水水库,面积约 580 km²,最大水深约 100 m,具有一年一次混

合的热力特征,是研究湖泊热力特征的理想研究区域。利用其连续一年的逐日高频剖面监测数据和八年季节观测数据,研究了其热力分层机制和季节变化。之前,张运林等人已经基于长时间序列数据探究了千岛湖温跃层的季节变化规律以及对长期气候变化的响应 (Zhang et al., 2014, Zhang et al., 2015),但在热稳定性变化和热力分层的机理研究有待深化。

因此,本章将利用千岛湖高频连续水温剖面数据和长期季节观测数据来(1)呈现逐日尺度的温度剖面、热稳定性和分层参数的季节变化,精细刻画分层的循环过程;(2)分析一个热力循环周期内的不同时段分层变化的驱动因素;(3)揭示千岛湖分层的长期变化过程和影响因子。本章通过对热力分层形成机制的研究,以为今后湖泊热力分层长期变化建模和对气候变化的响应提供了理论基础。

4.1 材料与方法

4.1.1 研究区概况

千岛湖(29°22'~29°50'N, 118°36'~119°14'E)位于中国浙江省西部、安徽省南部(图 4.1),其湖湾众多而狭长,千岛湖的最大长度和宽度分别为 150 km 和 50 km (Zhang et al., 2014)。千岛湖水域面积 580 km²,平均水深 30 m,最大水深 100 m,最大蓄水水位对应的水量为 178.4*10⁸ m³,流域面积 10480 km²。

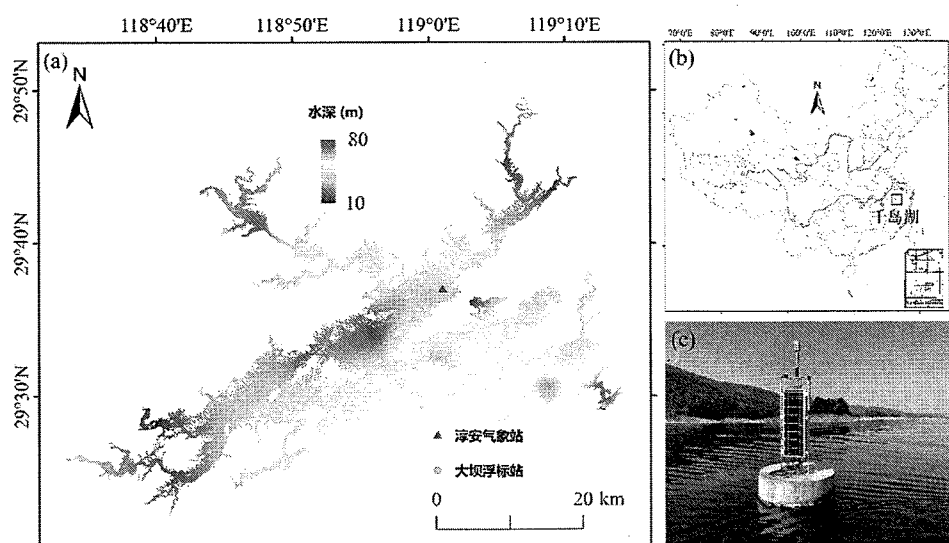


图 4.1 研究区域及高频浮标站点位置

Fig. 4.1 Location of Lake Qiandaohu (a), in southeastern China (b).

4.1.2 浮标观测

逐日高频剖面观测数据来自于千岛湖在水库东南角大坝处布置的固定浮标（图 4.1），该位置位于水库中最深的水域，水深约 100 m。浮标悬挂有多参数水质仪，型号为 YSI EXO2。水质仪自上而下地同步记录水深（ $\pm 0.05\%$ ）和温度（ $\pm 0.002\%$ ）。研究期间，浮标数据每 4 h 记录一次，仅取用每日上午 12h 的数据。由于水体参数在水深 60 m 以下几乎不再有变化，因此浮标测量从水表层开始，到 65 m 深度处停止。在水深为 0.1 m 至 10 m 间，测量间隔为 0.5 m，10 m 至 65 m 则为每隔 2 m 记录一次。需要注意的是，由于 2016 年 2 月 5 日至 2017 年 10 月 14 日连续观测期间由于仪器维护，出现了 23 天的测量间断，这些数据缺失已在图 4.2 中显示为空白。

4.1.3 野外测量

为获取千岛湖热力分层的长期变化过程和趋势，还在 2010-2017 年间对大坝处进行了逐月观测。剖面水温等参数的采集使用多参数水质仪（XRX-620, Richard Brancker Research Limited）自动记录。测量时，利用绞车控制探头从水表处开始缓缓向下投放水质仪，并尽可能达到匀速，数据记录频率为 0.5 Hz，得到的垂向数据间隔大概为 20 cm/个。

4.1.4 热稳定性与温跃层参数

温跃层参数例如混合层深度、温跃层下界深度和温跃层厚度的计算方法与 3.1.3 节方法相同，另外还使用了温跃层强度（TS）来表征热力分层强度，其计算方法为取温跃层内温度随深度梯度变化梯度的平均值。此外，还计算了水柱内热稳定性，这里使用 Schmdit 稳定性。Schmdit 稳定性是指在没有热量损失或增加的情况下将一个热力分层的水柱混合到等温状态所需的能量（Coats et al., 2006），具体由公式 4-1 计算得到（Read et al., 2011）：

$$SS = \frac{g}{A} \int_0^{Z_d} (Z - Z_v) \rho_z A_z \partial z \quad (\text{公式 4-1})$$

其中， g 为重力加速度（ 9.8 m/s^2 ）， A_s 为湖泊面积（ 580 km^2 ）， Z_d 为湖泊最大深度（100 m）， z 为测定点湖泊深度。 ρ_z 为深度 z 处的水密度，采用水温和比电导率计算（Read et al., 2011）。 A_z 是深度 z 处的湖泊面积， z_v 是湖泊中心体积的深度，

其定义如公式 4-2 所示。

$$Z_v = \int_0^{Z_d} z A_z \partial z / \int_0^{Z_d} A_z \partial z \quad (\text{公式 4-2})$$

4.1.5 气象数据

文中使用到的逐日气象数据来自中国气象数据网 (<http://cdc.cma.gov.cn/>), 站点为淳安气象站 (图 4.1, 红色三角形)。逐月气象数据通过计算逐日数据的均值而得到。

4.2 基于高频数据的千岛湖热力分层循环过程

4.2.1 热力分层循环周期内水温的季节变化

图 4.2 显示了千岛湖大坝处 2016 年 2 月至 2017 年 2 月间的水温数据, 以展示水温在一个热力循环周期内的变化。结果显示: 2~3 月, 水柱垂向温差不明显, 上下水体维持在 12°C 左右, 呈现几乎完全混合的状态。4 月以来, 随着太阳辐射的增加, 表层水体吸收热量逐渐升温, 同时, 水面接收到的热量继续向较深的水层扩散, 具有水温梯度变化的表层水体范围逐渐增加, 水温均一的湖下层的范围逐渐减小。

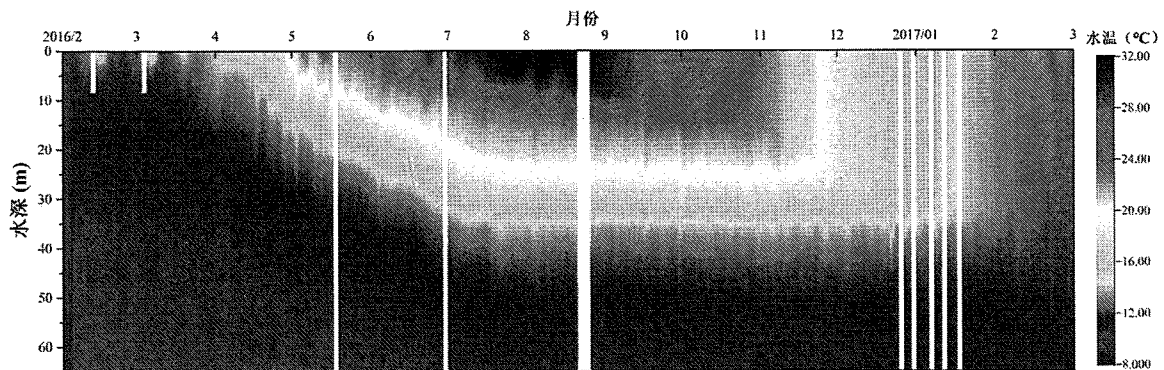


图 4.2 2016 年 2 月-2017 年 2 月的水温垂向分布剖面图

Fig. 4.2 The water temperature profiles collected at 12:00 in the water column (0~65 m) on February 2016 and 31 February 2017. White gaps represent lost data

随着太阳辐射的持续增加, 表层水温在 7 月下旬达到了峰值 (>30 °C), 底层依然保持 12 °C 左右, 水体垂向温差最大, 湖下层厚度最小, 热力分层程度最

高。这种稳定的分层状态大约持续了一个月(7月下旬到8月下旬)。8月下旬之后,湖下层的厚度保持稳定,但由于太阳辐射和气温下降,与大气密切接触的表层水体开始冷却,表层与底层水温差异逐渐减小,表层混合范围随之增加。直到次年2月时,上层与下层水体温度达到相同,温跃层完全消失,水体进入完全混合期。因此千岛湖是一个典型的亚热带单混合湖泊,一年有一次完全混合的过程。

4.2.2 热力分层参数的季节变化

千岛湖的逐日表层、中层和整个水柱的平均水温均呈现出抛物线型的季节性变化,峰值出现在夏季(图4.3a),平均水温达到峰值的时间晚于表层水温。表层水温在2月24日最低($11.71\text{ }^{\circ}\text{C}$),随后逐渐上升,在7月28日达至峰值($33.76\text{ }^{\circ}\text{C}$),8月至次年2月水温逐渐下降。表层水温的平均水温为 $21.74\pm 6.55\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。中层水温在2月22日最低($11.71\text{ }^{\circ}\text{C}$),最高值为 $21.85\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图4.3a),出现在9月17日,明显滞后于表层水温最高值发生的日期。另外,中层水温的波动幅度比表层水温小,而且中层水温高值持续时间为8月到11月,比表层持续时间长。底层水温在年内的季节变化不明显,平均值为 $11.99\pm 1.05\text{ }^{\circ}\text{C}$,说明底层水温受太阳辐射和气温季节性变化的影响不明显。表层水体对气温变化的响应最明显,中层次之,底层水温最为稳定。图4.3b描述了千岛湖大坝处2016年2月至2017年2日的热力分层参数日变化状况。总体上,根据高频浮标数据计算产生的温跃层参数呈现了明显的季节变化特征,具体分层过程可分为三个阶段:形成期、稳定期和消退期。形成期为2月至7月初,混合层深度在0~10 m之间波动,温跃层下界深度从6 m左右(2月5日)开始逐渐增加,说明开始出现分层的现象,到7月6日达到最高值(40 m),此时对应的温跃层厚度达到最高值为39 m。分层稳定期为7月7日至8月21日,混合层深度和温跃层下界深度基本保持稳定。8月21日以后,温跃层下界深度持续保持在40 m左右的位置,混合层深度从6 m逐渐增加到峰值36 m(次年1月31日),同时温跃层厚度从35 m下降到2 m。至此,湖泊分层消退,水柱完全混合,这段时期被定义为是消退期。

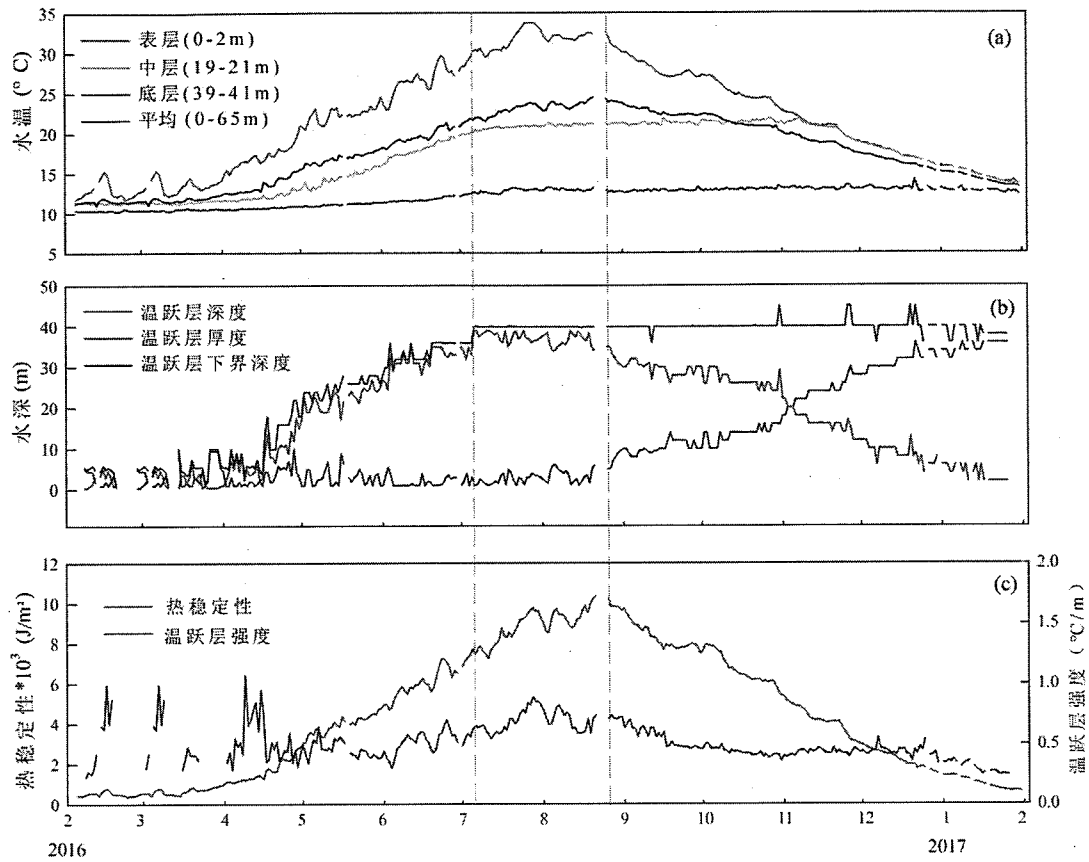


图 4.3 千岛湖 2016 年 2 月-2017 年 2 月 (a) 不同层水温的时间变化, (b) 混合层深度、温跃层厚度和温跃层下界深度的时间变化以及 (c) 热稳定性和温跃层强度的变化

Fig. 4.3 (a) Temporal variations in averaged water temperature in different layers, (b) variations in mixing layer depth, metalimnion thickness, and metalimnion bottom depth and (c) variations in Schmidt stability and thermocline strength

热稳定性的季节变化与温跃层厚度的变化相似 (图 4.3c)。2 月 5 日热稳定性为 429.54 J/m^2 , 之后随着气温的升高逐渐上升, 中间略有波动, 8 月 21 日达到峰值 10340.97 J/m^2 。之后, 随着气温的降低, 热稳定性逐渐下降, 1 月 31 日下降到最低值 652.33 J/m^2 。温跃层强度全年的平均值为 $0.49 \pm 0.15 \text{ } ^\circ\text{C/m}$ 在春季基本处于强烈波动, 6 月开始逐渐上升, 在 7 月 28 日达到峰值 $0.89 \text{ } ^\circ\text{C/m}$, 此后逐渐下降, 直到冬季水柱的温差消失, 温跃层强度下降到 $0.2 \text{ } ^\circ\text{C/m}$ 以下。除春季外, 温跃层强度和热稳定性也表现出相对一致的变化趋势 ($r^2=0.64$, $p<0.01$) (图 4.3c), 即在 7-9 月 (夏季) 热稳定性较高时, 温跃层强度值高 (平均:

0.64 °C/m)，而 10-次年 2 月（秋冬）热稳定性较低时，温跃层强度值也低（平均：0.40 °C/m）（图 4.3c）。

基于千岛湖 2016 年垂向水温分布和热力分层参数的季节变化结果，分析了不同分层时期内，温跃层参数之间的互相关系。整体上，在分层形成期和消退期，热稳定性和温跃层厚度均存在极强的显著正相关关系（ $r^2=0.96, p<0.001$ ）（图 4.4a 和图 4.6a）。因此这两个参数可以基本代表水体分层的状态。然而热稳定性的数据计算结果相较于温跃层厚度具有相对的优势。这是因为在热力分层初期由于分层还未稳定，且浮标数据测量深度间隔较大，温跃层厚度未能捕捉到微弱的分层，然而在整个分层期间，均可以通过水柱剖面温度积分计算得到而得到热稳定性，因此其结果具有一定的稳定性和连续性，由此表明欲捕捉到细致的分层季节变化，热稳定性是更加理想的表征参数。

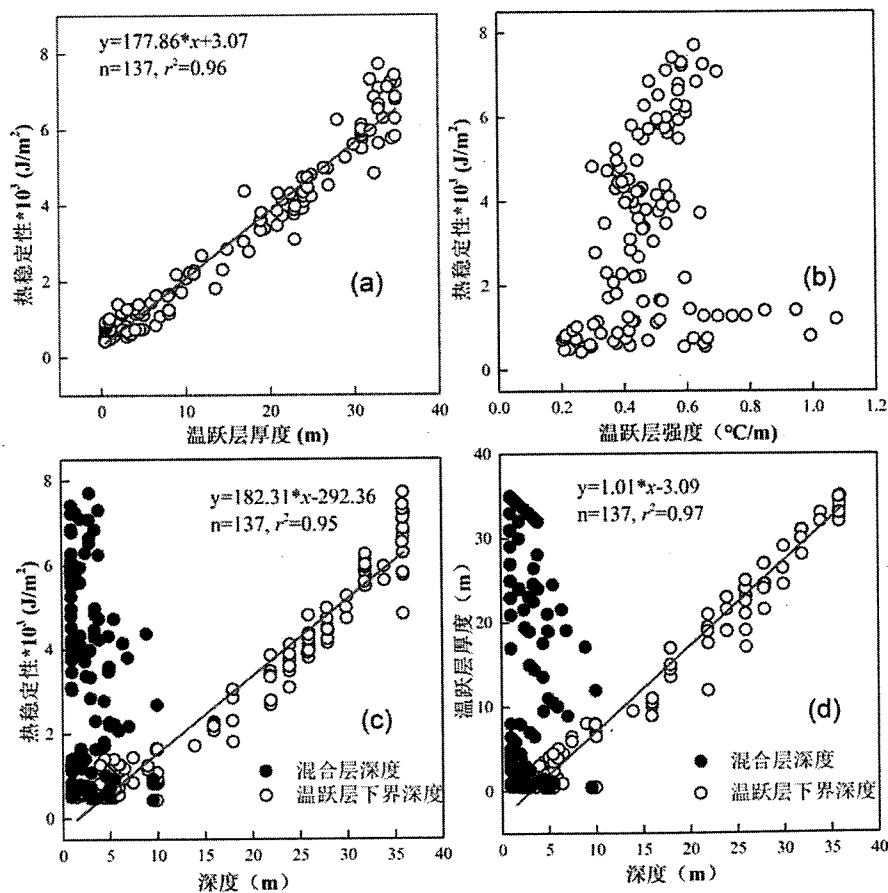


图 4.4 2016 年千岛湖分层形成期温跃层参数之间的相关关系：(a) 热稳定性与温跃层厚度、(b) 热稳定性与温跃层强度、(c) 热稳定性与混合层深度、温跃层下界深度、(d) 温跃层厚度与混合层深度、温跃层下界深度

Fig. 4.4 Linear relationships among the thermodynamic parameters during the formation period (February 2016 ~ 6 July 2016): (a) Schmidt stability and metalimnion thickness, (b) Schmidt stability and thermocline strength, (c) Schmidt stability and metalimnion bottom depth, mixing layer depth (d) metalimnion thickness and metalimnion bottom depth, mixing layer depth

本节研究结果还表明,在不同的分层时期,温跃层参数之间的关系是不同的。例如,在温跃层形成期期间,温跃层下界深度与热稳定性、温跃层厚度有着显著的正相关关系($r^2=0.97, p<0.001$) (图 4.4c 和 4.4d)。温跃层下界深度是随着上层水体的热量传输而逐渐加深的,基于混合层深度的季节变化无明显规律且变化幅度较小,因此而温跃层下界深度的变化决定了温跃层厚度和热稳定性的变化。混合层深度则主要由风的扰动以及水体光辐射衰减决定,因此它的变化不能反映水体吸收和散发热量随季节的变化过程。由于分层初期温跃层强度有跳跃式波动,导致它与热稳定性的相关关系较差(图 4.4b)。

在分层稳定期,千岛湖的湖体分层状态达到最强,温跃层下界深度和温跃层厚度为一年中的最高值,分层参数之间的关系不同于形成期期间。其中热稳定性与温跃层厚度之间的关系显示为负相关关系(图 4.5a),与混合层深度、温跃层强度为正相关关系(图 4.5 b-c),而温跃层厚度则相反,与混合层深度、温跃层强度均为负相关关系(图 4.5 e-f)。

在消退期期间,温跃层厚度和热稳定性重新显示出显著的正相关关系($r^2 = 0.96, p<0.001$) (图 4.6a),这样的相关性与形成期期间的一致。与形成期期间温跃层厚度、热稳定性取决于温跃层下界深度不同的是,消退期期间混合层深度是决定温跃层厚度和热稳定性的主要参数(图 4.6b 和 4.6e)。即水体的分层主要随分层上界变化而变化,分层下界基本不变。另外,温跃层强度与热稳定性存在显著的正相关关系,与混合层深度为负相关关系(图 4.6c-d),说明在消退期分层强度与水体稳定性的变化具有一致性。

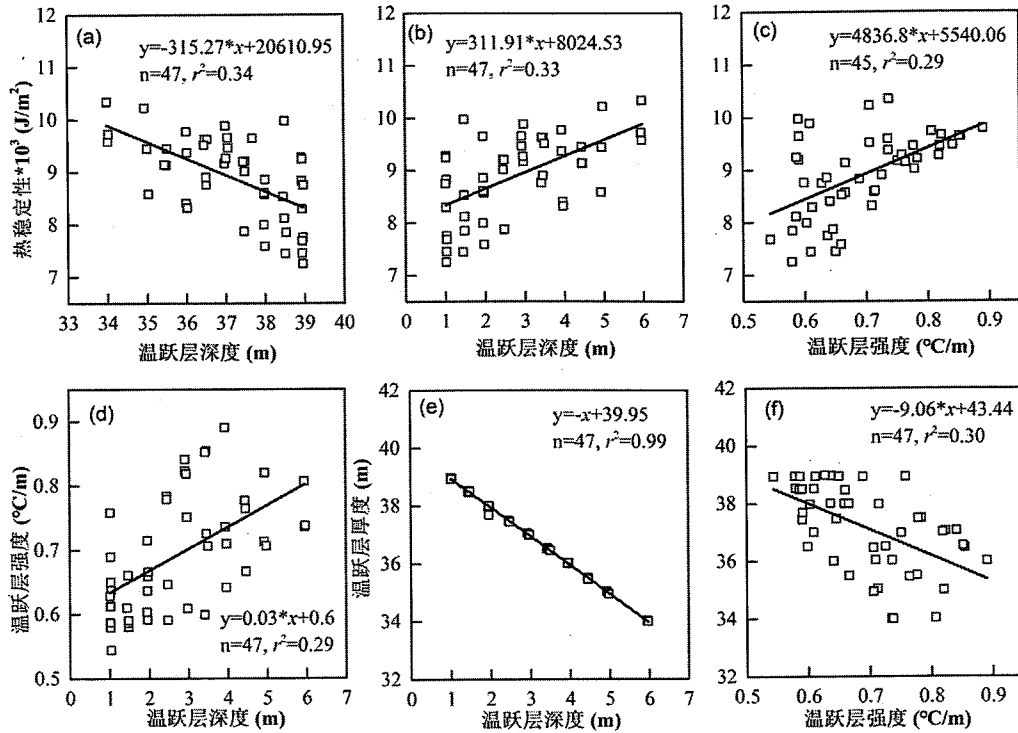


图 4.5 2016 年千岛湖分层稳定期温跃层参数之间的关系：热稳定性与温跃层厚度、混合层深度、以及温跃层强度（a-c）、温跃层强度与混合层深度（e）、温跃层厚度与混合层深度、温跃层强度（e-f）

Fig. 4.5 Linear relationships among the thermodynamic parameters during stationary period (7 July 2016 ~ 22 August 2016): Schmidt stability and metalimnion thickness, mixing layer depth and thermocline strength (a-c), thermocline strength and mixing layer depth (d), metalimnion thickness and mixing layer depth and thermocline strength (e-f)

4.2.3 热力分层季节变化的驱动因素分析

基于热稳定性和温跃层厚度在年内呈现抛物线型的变化，与表层水温的年变化相似，因此，首先考虑到表层水温是决定热力分层季节变化的重要因素。通过分析逐日的温跃层厚度与表层水温的关系，得到两者之间存在显著的正相关关系（ $r^2=0.95$, $p<0.001$ ）（图 4.7a），这与之前千岛湖的长期观测结果一致（Zhang et al., 2014），同时热稳定性也表现出和表层水温极其一致的正相关关系（ $r^2=0.97$, $p<0.001$ ）（图 4.7b）。湖泊表层水温对湖泊分层的显著影响在世界上其他湖泊也受到广泛关注（Jankowski et al., 2006, Peeters and Livingstone, 2002）。春季表层水体处于增温的过程中，水体吸收的热量高于向大气释放掉的热量，因此表层水体

被持续加热,同时水体吸收到的热量向下传递到深层水体,从而使得原本混合的水体在垂向逐渐形成了水温梯度 (Boehrer and Schultze, 2008)。随着水体内部热量的不断积累和传递,具有水温梯度的水层厚度逐渐增加,温跃层下界深度和温跃层厚度随之逐渐增加。表层水温在夏季(7月6日至8月21日)达到最高(平均值: 30.33°C),此时温跃层厚度时达到最大值(平均值: 37.14 m)。在秋冬季节,水体的热量释放值高于热量吸收值。随着表层水温的逐渐降低,冷却的上层混合水体厚度也逐渐增加,温跃层趋于消失 (Ruedavaldivia and Schladow, 2009)。

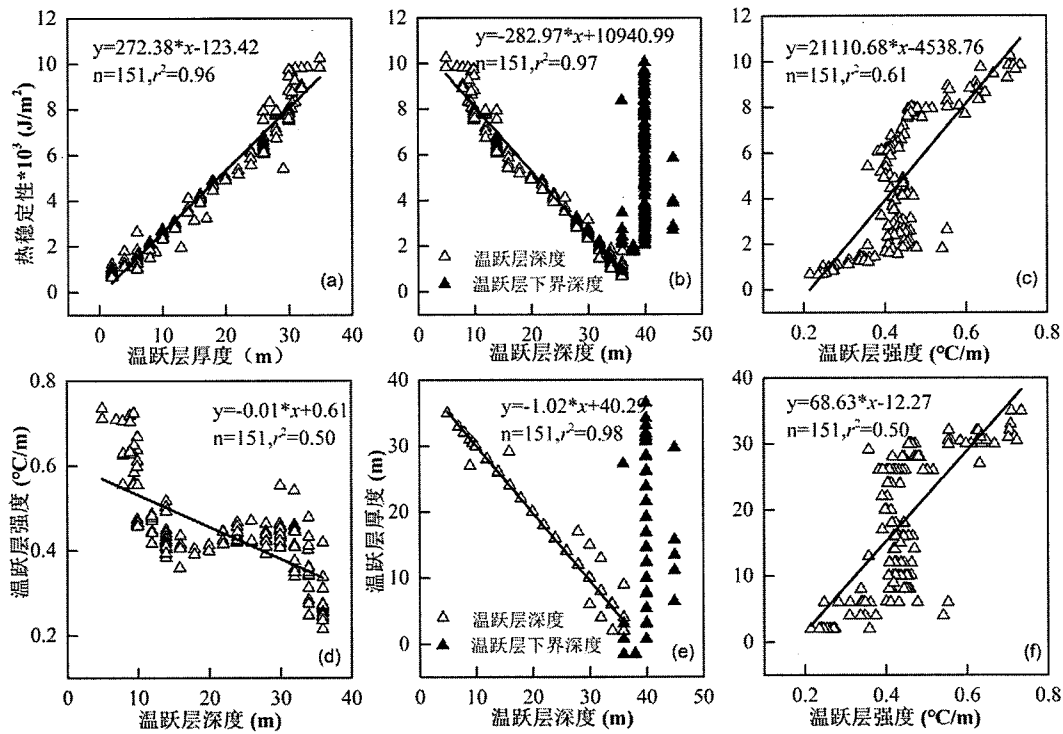


图 4.6 2016 年千岛湖分层消退期温跃层参数之间的关系: 热稳定性与温跃层厚度、混合层深度以及温跃层强度 (a-c)、温跃层强度与混合层深度 (d)、温跃层厚度与混合层深度、温跃层强度 (e-f)

Fig. 4.6 Linear relationships among the thermodynamic parameters during the weakening period (23 August 2016 ~ 31 January 2017): Schmidt stability and metalimnion thickness, mixing layer depth and thermocline strength (a-c), thermocline strength and mixing layer depth (d), metalimnion thickness and mixing layer depth, thermocline strength (e-f)

MacIntyre et al. (2009b)的相关研究曾揭示了平均水温、表层水温与热稳定性

之间的显著相关关系。在千岛湖的季节热力循环过程中,热稳定性与表层水温和水柱内平均水温均呈现强烈显著的正相关关系 ($r^2=0.97$, $p<0.001$; $r^2=0.95$, $p<0.001$) (图 4.7b), 即水体内部存储的热量随着表层水温的升高而增加。热稳定性被定义为完全破坏分层所需的能量,分层的加剧将增加瓦解温跃层所需的能量 (Stainsby et al., 2011)。然而,热稳定性的最高值(8月21日)与表层水温的最高值(7月29日)发生日期并未同步,而与最高平均水温的同时发生。原因是热力分层稳定期内,热稳定性与表层水温的 r^2 仅有 0.67, 而与水柱内平均水温的 r^2 值高达 0.98 (图 4.7e)。这可能是由于在非稳定期的时段,表层水温的变化趋势基本可以代表平均水温的变化 ($r^2>0.98$),而在稳定期期间,表层水温与平均水温的 r^2 仅有 0.62, 即在夏季高温时,表层水温的变化幅度相对较小,中层、底层水体的水温变化也会对水柱的平均水温产生一定的影响。

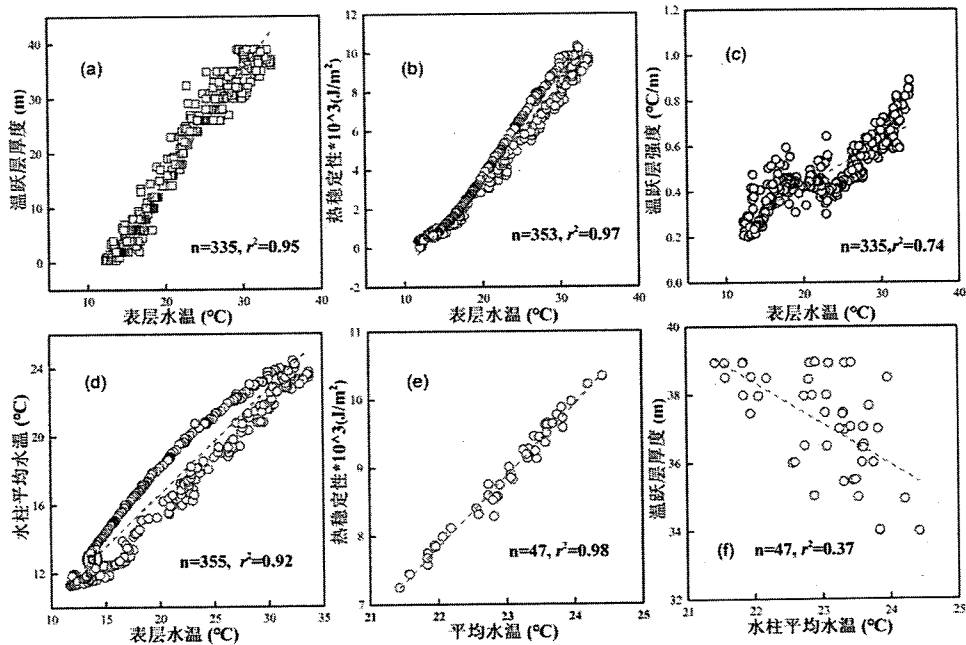


图 4.7 千岛湖 2016 年 2 月-2017 年 2 月表层水温与温跃层厚度 (a)、热稳定性 (b)、温跃层强度 (c) 和平均水温 (d) 的相关关系; 稳定期期间平均水温分别与温跃层厚度 (e)、热稳定性的相关关系 (f)

Fig. 4.7 The relationships between surface water temperature and metalimnion thickness (a), Schmidt stability (b), thermocline strengthen (c) and average water temperature (d); the relationships between average water temperature and Schmidt stability (e) and metalimnion thickness (f) during stable stratification period

与分层形成期和消退期不同, 分层稳定期内的温跃层厚度和热稳定性关系为负相关关系。主要原因是温跃层厚度为温跃层下界深度和混合层深度的差值, 在稳定期期间, 温跃层下界深度基本保持在 40 m 处, 而混合层深度处于动态变化中。因此, 温跃层厚度与混合层深度的变化密切相关, 并且呈现负相关关系。尽管混合层深度受到气象因子和光辐射漫射衰减系数等的共同影响, 事实上, 在分层稳定期混合层深度表现出与水柱内平均水温较好的正相关关系 ($r^2=0.36$, $p<0.01$), 进而导致温跃层厚度与平均水温之间表现为负相关关系 ($r^2=0.37$, $p<0.01$) (图 4.7f)。热稳定性主要由上下层水温差决定, 水柱内平均水温基本可以代表上下层水温差异大小, 因此平均水温变化对热稳定性变化为正向影响。

值得注意的是, 温跃层强度在春季的热力分层形成初期 (2 月 16 日至 5 月 16 日) 形成 3 个峰值, 可高达 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$, 超过了年均值 ($0.49\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$), 甚至比夏季最高值 ($0.89\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$) 还高。可以从以下两个方面解释 2016 年早春的这种温跃层的突然增高。首先, 这一时期的气温突然升高了 $5\text{--}8\text{ }^{\circ}\text{C}$, 使得表层水温随之增加, 而底层水体难以对这样的增温做出响应, 表-底层水温差有所提高, 但此时的温跃层厚度只是略有增加, 这就造成了温跃层内的水温梯度产生突然的增加。其次, 温跃层形成初期的温跃层厚度较小, 小于 10 m (图 4.3b), 根据温跃层强度的定义和计算, 温跃层厚度的小幅变化就可以引发温跃层强度的显著增加。这就导致了温跃层强度与表层水温呈现的关系显示“S”型, 可以看到在表层水温在 $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ 附近时, 温跃层强度就展现出较高值 (图 4.7c)。春季温跃层强度的反复波动也反映出温跃层在形成初期的极不稳定性。同时, 温跃层强度的不稳定变化也表明温跃层强度并不能作为一个准确代表千岛湖热力分层状态的参数。

4.3 千岛湖热力参数的长期变化特征

4.3.1 水温与分层参数的长期变化

2010 年到 2017 年间, 大坝处的表层水温 (0-5 m) 在夏季呈下降趋势, 年变化率为 $-0.18\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{y}$, 而在春季、秋季和冬季分别以 0.38 、 0.10 和 $0.34\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{y}$ 的速率上升。各个季节, 只有春季的变化趋势是显著的 ($p<0.05$), 其他季节是非显著的。中层水体 (25-35 m) 的水温在各季节都表现为增加的趋势, 其中春季的增速最

小, 为 $0.31^{\circ}\text{C}/\text{y}$, 其次为夏季和秋季, 两者增速相同, 为 $0.44^{\circ}\text{C}/\text{y}$, 冬季的增速最高为 $0.54^{\circ}\text{C}/\text{y}$ 。另外, 除秋季的变化趋势不显著外 ($p=0.11$), 其余季节均为显著增加的变化趋势 ($p<0.05$)。同样地, 底层水体 (50-60 m) 在各季节均为增温的趋势, 其中在夏、秋季节均表现为显著的趋势 ($p<0.05$), 增长速率分别为 0.32 和 $0.29^{\circ}\text{C}/\text{y}$; 在春、冬季节统计关系非显著, p 值分别为 0.07 和 0.06 , 且春、冬季的增速稍低, 为 $0.22^{\circ}\text{C}/\text{y}$ 。在全年范围内, 大坝处的中层水体增温最明显, 底层水体的增温速率次之, 而表层水体的水温的增速差异最大 (图 4.8a, 表 4.1)。

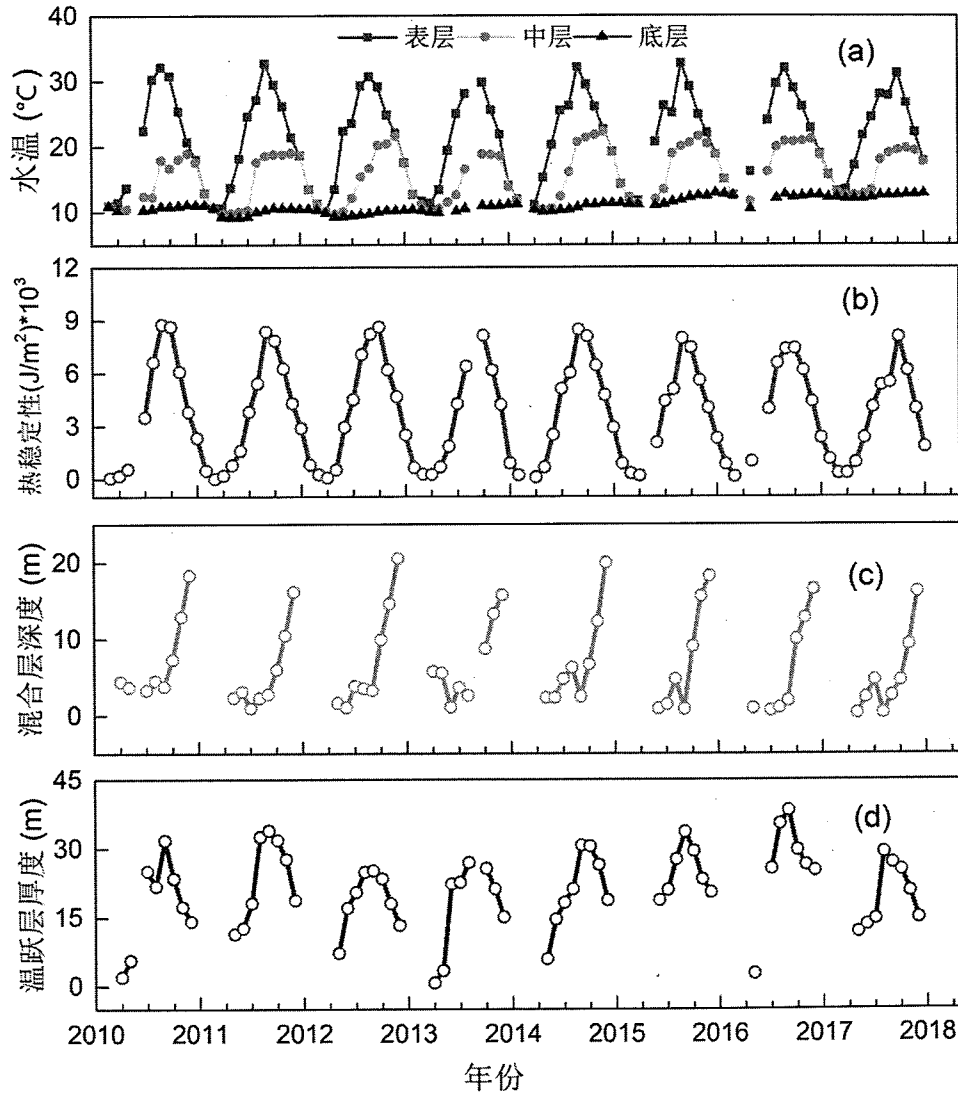


图 4.8 千岛湖大坝处 2010-2017 年不同水层温度 (a)、热稳定性 (b)、混合层深度 (c) 和温跃层厚度 (d) 的逐月分布

Fig. 4.8 The monthly distributions of water temperature in different layers (a), Schmidt

stability (b), mixing layer depth (c) and metalimnion thickness (d) from 2010 to 2017

千岛湖的长期热力分层参数展现出逐年循环的过程,同时在不同季节中,展现出差异的变化趋势。其中,热稳定性的在春季和冬季分别以 75.15 和 $24.47 \text{ J/m}^2/\text{y}$ 的速率增加,在夏季和秋季则以 -120.84 和 $-47.00 \text{ J/m}^2/\text{y}$ 的速率下降(图 4.8b, 表 4.1)。2010-2017 年间,混合深度在春季表现为明显减小的趋势,年变化率为 -0.37 m/y ,总共降低约 2.59 m ,2015 年以来已降低至 1 m 左右。夏季的混合深度整体上也呈降低趋势,降低速率为 0.18 m/y ,8 年间总共降低约 1.29 m (图 4.8c)。混合深度在秋季也展现出下降的趋势,以 -0.12 m/y 的速率下降(图 4.8c, 表 4.1)。由于冬季数据缺失较多,且存在完全混合的状况(即不存在混合层深度和温跃层厚度),因此,冬季的温跃层参数变化在此不做趋势分析。温跃层厚度在各个季节都表现出非显著的增加趋势,其中在春、秋季节的变化率更高,分别为 0.43 和 0.5 m/y ,而夏季的变化率较低,为 0.2 m/y (图 4.8d, 表 4.1)。

表 4.1 2010 年到 2017 年大坝年均水温和分层参数变化统计

Table 4.1 Annual statistics for the water temperature and stratified parameters in Lake Qiandaohu from 2010 to 2017

		表层 水温 °C/y	中层 水温 °C/y	底层 水温 °C/y	表-底层 水温差 °C/y	热稳定性 J/m ² /y	混合层深度 m/y	温跃层厚度 m/y
春	变化率	0.46	0.31	0.22	0.24	75.15	-0.37	0.43
	<i>r</i>	0.89	0.82	0.66	0.60	0.69	-0.68	0.20
	<i>p</i>	0.00	0.01	0.07	0.12	0.06	0.06	0.63
夏	变化率	-0.18	0.44	0.32	-0.50	-120.84	-0.18	0.20
	<i>r</i>	-0.55	0.73	0.83	-0.83	-0.52	-0.42	0.14
	<i>p</i>	0.16	0.04	0.01	0.01	0.19	0.30	0.73
秋	变化率	0.10	0.45	0.29	-0.18	-47.00	-0.12	0.50
	<i>r</i>	0.60	0.61	0.82	-0.68	-0.45	-0.18	0.35
	<i>p</i>	0.11	0.11	0.01	0.07	0.26	0.66	0.40
冬	变化率	0.34	0.54	0.22	0.12	24.47		
	<i>r</i>	0.70	0.88	0.74	0.32	0.19		
	<i>p</i>	0.08	0.01	0.06	0.49	0.68		

注: *r* 是 2010-2017 年间的参数年平均变化率, *p* 是趋势分析的显著度, 表 4.2 同

4.3.2 热力分层长期变化的影响因素

淳安气象站对气温的记录显示各个季节气温都表现出增温的趋势（表 4.2），尤其春、冬季的气温均为显著线性增加，春、冬季节的年变化率分别为 $0.28\text{ }^{\circ}\text{C/y}$ 、 $0.36\text{ }^{\circ}\text{C/y}$ ， r 值分别为 0.89、0.92（ $p<0.01$ ）。夏季的气温基本保持不变的趋势，平均气温为 $27.36\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。其中，在 2013 年出现了较显著的增温，平均气温达到 $28.66\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，2014 年又发生大幅下降，降低至 $26.58\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。秋季的增温速率尽管比较高（ $0.39\text{ }^{\circ}\text{C/y}$ ），但是其趋势是非显著的（ $p=0.12$ ）。风速在各个季节亦呈现增加的趋势，春季到冬季的风速变化率分别为 0.11、0.10、0.11 和 0.05 m/s/y 。除春季的风速为非显著增加外，其余季节的风速均显示为显著的线性增加趋势，其中夏、秋季节的风速由低于 2 m/s 增加至高于 2 m/s ，冬季的增速相对较慢。降雨在各个季节均表现为不显著的变化趋势，其中除冬季为降雨减少外，其余季节均为降雨增加，春季的增加速率最高，为 7.02 mm/y ，秋季的增加速率最低，为 3.72 mm/y 。

除气象因子外，还关注到水体 $K_d(\text{PAR})$ 的变化趋势（表 4.2）。2010-2017 年间， $K_d(\text{PAR})$ 在不同季节的变化趋势各异，其中夏、秋季节的 $K_d(\text{PAR})$ 为降低的趋势，变化速率分别为 $-0.03\text{ m}^{-1}/\text{y}$ （ $p<0.05$ ）和 $-0.02\text{ m}^{-1}/\text{y}$ （ $p=0.32$ ），春、冬季节的 $K_d(\text{PAR})$ 则呈现增加的趋势，春季的变化率为 $0.07\text{ m}^{-1}/\text{y}$ （ $p<0.05$ ），2014 年之前，大坝处的 $K_d(\text{PAR})$ 平均值低于 $0.3\text{ m}^{-1}/\text{y}$ ，而在 2016 年， $K_d(\text{PAR})$ 已上升至 $0.6\text{ m}^{-1}/\text{y}$ ，几乎增长一倍，冬季的 $K_d(\text{PAR})$ 平均增加速率为 $0.03\text{ m}^{-1}/\text{y}$ （ $p=0.06$ ），在 2016 年亦出现峰值，达到 $0.5\text{ m}^{-1}/\text{y}$ 。Pilla et al. (2018) 的研究指出湖泊水色的增加将引起表层水温和分层结构的变化，其中由于表层水体物质对辐射的吸收增加，往往引起表层水温的增加，而向下传输的辐射能量则相对减少，可能会造成底层水温的降低。因此，一般来说， $K_d(\text{PAR})$ 下降，透明度升高时，可能会降低表层水温，减小水温变化梯度，有利于形成更深的混合深度。

基于对大坝处水体分层特征的季节和长期变化趋势统计，发现温跃层厚度整体上都处于增加的状态，即分层范围的扩大。同时一年中大多数季节里，混合深度的降低，说明温跃层逐渐向表层水体逼近，表面混合的范围逐渐变小。这两个参数的变化过程说明了大坝处水体的温跃层在水柱内的空间分布已发生不可忽视的改变，水体面临着分层强化的趋势。

表 4.2 2010 年到 2017 年大坝气象参数和 $K_d(\text{PAR})$ 的年际变化率统计Table 4.2 Annual statistics for the meteorological and K_d in Lake Qiandaohu from 2010 to

2017

		气温 ($^{\circ}\text{C}/\text{y}$)	风速 ($\text{m}/\text{s}/\text{y}$)	$K_d(\text{PAR})$ (m^{-1}/y)
春	年变化率	0.28	0.11	0.07
	r	0.89	0.53	0.78
	p	0.01	0.22	0.02
夏	年变化率	0.02	0.10	-0.03
	r	0.07	0.97	-0.74
	p	0.96	0.00	0.04
秋	年变化率	0.39	0.11	-0.02
	r	0.69	0.88	-0.40
	p	0.13	0.02	0.32
冬	年变化率	0.36	0.05	0.03
	r	0.92	0.79	0.73
	p	0.00	0.04	0.06

诸多研究表明, 气温是影响表层水温和混合深度的重要参数 (Stainsby et al., 2011, M. and O., 2016, Magee et al., 2016)。气温升高除了增加白天湖泊表层的热量吸收外, 还减少了夜间湖泊向外界释放的热量, 从而增加湖泊的热储量 (Livingstone, 2003), 因此气温增加对水体增温为正向的促进作用。风速的增加可以对水表层产生更强的扰动作用并有助于热量散失, 甚至形成上升流而破坏分层, 促进混合 (Saber et al., 2018, Pöschke et al., 2015)。在千岛湖大坝处的长期分层变化中, 夏、秋季节气温和风速升高耦合了 $K_d(\text{PAR})$ 减小, 最终分层对这些变化的响应为混合深度的降低, 温跃层厚度的增加。夏、秋季节的表层水温略有升高, 说明风速增加以及 $K_d(\text{PAR})$ 减小引起的水体湍流混合作用不足以抵消气温升高引起的表层水体分层强化的作用。值得注意的是, 大坝处的中层水体温度在 8 年间几乎都展示出显著的增加趋势。由于选取的中层位置为 25-30 m, 临近大坝温跃层最大空间范围的下界, 因此, 当中层水温升高时, 可以促进自上而下的热量进一步向更深的水体传递, 这样被加热的水体范围深度随之增加, 即引起温跃层下界深度的增加。在春季, 气温升高、 $K_d(\text{PAR})$ 增加的速率均比较高, 在耦合风速升高的情况下, 表层水温依然有显著而大幅的上升, 并使得混合深度随之降低。

因此,影响千岛湖混合深度的主要参数为表层水温,而表层水温的变化受到气温,风速和透明度的共同作用。温跃层厚度还会受到中层水温的影响,而风速和透明度的对中层水温的直接作用则相对较小。

热稳定性的变化方向则略有差异,在春、冬季表现为稳定性增加的趋势,夏、秋则显示为稳定性减弱,这与温跃层逐渐强化的结果不一致。究其原因,发现热稳定性与水体上下层温差的变化趋势完全一致,温差较大时,水柱内将形成较稳定的物理结构,这种结构不容易被破坏,而影响水柱温差长期变化的主要因子为表层水温和底层水温。大坝处在夏、秋季的表层水温变化幅度较小,然而由于透明度和风速的作用难以对底层水体产生影响,底层水温仅对气温升高产生响应,并以较大的速率增加,导致表-底水温差减小,从而引起热稳定性的下降。而春、冬季节的表层水温增加速率高于底层水温的增加速率,导致了表-底水温差的增加,进而引起热稳定性随之增加。因此,在表层和底层水温向相反方向变化时,对水体热稳定性产生的效应是可以确定的,而两者同时提高或降低时,变化速率的相对大小就显得非常重要。此结果与苏黎世湖的长期观测结果一致 Livingstone (2003) 曾发现在气温升高的过程中,湖泊整体同时被增温,由于湖上层和温跃层水温增加的幅度高于底层水体的增温幅度,导致热稳定性依然会随之增加。

综上,千岛湖大坝处的水体长期分层变化过程主要基于热量吸收与散失的平衡。气温的上升和水体 $K_d(\text{PAR})$ 的增加有利于湖体吸收热量,可引起混合深度向水表上移,强化水表的分层作用。风速增加有利于提高水体紊流程度,并增加蒸发散热,从而产生分层减弱的效果。千岛湖在 2010-2017 年间,混合深度大多降低,温跃层厚度普遍增加,指示出在气候变暖的条件下,水体正在向分层加剧的方向发展,这将对水生态系统产生负面的环境效应。另外,由于底层水温可通过影响整个水柱的温差而影响热稳定性,然而底层水温对混合深度和温跃层厚度的影响则不明显,因此造成了千岛湖水体的温跃层厚度和热稳定性的变化方向不一致。尽管夏、秋季节由于水体透明度和风速的增加,表层水体的增温速率较低于底层水体,使得热稳定性有降低的趋势,但是春、冬季节,即分层的消退期以及混合期,表层水体增温速率较高容易引起热稳定性增强。如果未来春、冬季的热

稳定性逐渐增加,将导致湖泊不能完成一年一次的混合循环和水体交换,从而可能会不利于底层水体更新并威胁到底栖动物的生存,具体的影响机制在 5.4 有具体阐述。

4.4 小结

本章利用高频浮标数据,通过计算分层参数,发现温跃层厚度和热稳定性可以较好地反映千岛湖热力分层的程度。将千岛湖的热力分层周期划分为形成期、稳定期和消退期三个阶段。其中形成期发生在春季,随着表层水温和平均水温的增加,温跃层下界深度、温跃层厚度和热稳定性逐渐增加,且这三个参数呈显著的线性相关关系,混合层深度在形成期期间变化幅度微弱。夏季水体分层达到最强,被划分为分层稳定期。稳定期期间,水体的热稳定性和混合层深度对平均水温显示为正向响应,温跃层厚度对平均水温为负响应。从秋季开始,水体进入分层的消退期,混合层深度随表层水温的降低而增加,温跃层下界深度保持不变,温跃层厚度随之而降低,热稳定性随着平均水温的降低而降低。温跃层厚度和热稳定性可以较好地反映水体分层程度。在形成期和消退期,表层水温和平均水温都与温跃层厚度和热稳定性有着强烈的相关关系,而在稳定期,仅平均水温对温跃层厚度、热稳定性有较好的相关性。

通过对千岛湖 2010-2017 年间分层参数和气象、环境参数的时间序列分析,发现千岛湖地区经历了明显的气温升高的过程,中、底层水体增温显著。在夏、秋季节,由于风速上升, $K_d(\text{PAR})$ 下降,造成表层水温增速低于底层水温,从而导致了热稳定性表现为下降的趋势。在春、冬季节, $K_d(\text{PAR})$ 增加耦合风速升高,表层水温增速高于底层水温,最终引起了热稳定性增加的长期变化趋势。因此,表层水温和底层水温的相对变化率是影响热稳定性变化趋势的主要因子,底层水温主要受气温影响,表层水温变化则是对气温、风速和 $K_d(\text{PAR})$ 的综合响应。在表层水温增加的趋势下,混合层深度逐渐降低,温跃层厚度逐渐增加,预示了千岛湖热力分层垂向空间范围逐渐扩张的趋势。

第5章 水文和气象过程对湖库热力分层的影响

湖库热力分层特征是湖泊最基础的物理属性之一,对湖泊的生态环境有着重要的影响 (Adrian et al., 2009, Williamson et al., 2009, Pilla et al., 2018)。通常,湖泊热力分层强度受到湖泊形态、气温、水色因子的影响。例如,湖泊的形态(水深、风区长度、湖泊地形)能够引起不同湖泊间的分层强度差异 (Kraemer et al., 2015a), 水体透明度和溶解性有机碳含量的变化会改变光在水体的衰减 (Einem and Granéli, 2010, Zhang et al., 2014, Richardson et al., 2017), 进而影响水体温度的垂向不均匀分布。气象因子,如气温、太阳辐射和风速的变化 (Pilla et al., 2018, O'Reilly et al., 2003), 是影响湖库热力分层最主要的因子,也是当前研究最充分的领域。文献研究结果表明,气温增加引起的水温上升显著增强了热力分层 (Kraemer et al., 2015a, O'Reilly et al., 2015, Piccolroaz et al., 2018, Woolway and Merchant, 2019, Valerio et al., 2015), 风可引起湖库水体波浪的变化来影响水体热量交换,进而影响湖泊分层特征。比如,气温的上升和风速下降已经共同引起了Tanganyika湖热稳定性的增加 (O'Reilly et al., 2003)。同时,在一些温带湖泊,风速和透明度的增加也可造成温跃层深度下移和热力分层的减弱。在分层水体中,作为控制湖泊、水库入流的关键因素之一,降雨引起的水体扰动也与水柱的垂直混合和热分层的减弱破坏有关 (Han et al., 2000, Beletsky et al., 2013, Klug et al., 2012)。

气候变化,一方面是气温、风速在长期的缓慢变化,另一方面也表现为极端气候事件出现的频率和强度的变化。在极端高温方面,地球表面夏季的覆盖面积从1980年的1%以下,增加到今年的13%,如2003年的欧洲、2010年的俄罗斯以及2013年的澳大利亚和中国南部都出现了长时间、高强度、大范围的高温天气 (Trenberth and Fasullo, 2012, Meehl and Tebaldi, 2004, LeCompte, 2014)。另外,冬季的增温也会显著改变水体原有的浮游植物生长规律,影响水体生态。受厄尔尼诺和拉尼娜效应的影响,全球范围内出现了不同程度的降雨强度年际的变化。在局部地区,如中国东部和南部,在六、七月之交的“梅雨”季节和夏、秋季节的

台风强降雨，会带来年际间显著的降雨强度。暴雨会大幅提高水流速度，缩短水流滞留时间，通过径流能直接破坏湖库已建立的分层结构 (Znachor et al., 2008)。相对于气候的长期缓慢增加，极端高温和暴雨对湖泊热力分层和 DO 的垂向分布影响是快速且复杂的，然而目前极端高温和暴雨对湖泊热力分层的研究相对较少。

本研究结合千岛湖水温和 DO 的高频剖面图和同步气象、水文数据，了解降雨对热分层的影响，讨论水体缺氧范围随降雨和分层的变化。首先，分析了千岛湖在 2017 年降雨期间湖泊混合层深度、温跃层厚度和热稳定性的时空变化。同时，也探讨了湖体缺氧和厌氧分布与热力分层之间的关系。最后，通过回顾千岛湖历史长期暴雨事件的趋势，提高对气候变化对千岛湖生态系统影响的认识。此外，基于 2016-2018 年高频浮标采集的数据，观测到了 2016 年夏、冬季异常高温现象，从而分析了高温出现对湖体分层和 DO 垂直分布的影响。本研究结果为应对未来极端气象水文事件对湖库生态系统的潜在威胁提供参考。

5.1 材料与方法

5.1.1 实测数据与分析

(1) **降雨对分层的研究数据：**利用了上游来水区（街口）、过渡区（三潭岛）和深水区（大坝）设置了 3 个高频浮标获取水质剖面数据（图 5.1）。街口站位于千岛湖上游新安江河口附近，其与河流的交换密切，且水深较浅，测量深度为 16 m。大坝站位于距离新安江上游来水最远的水库大坝附近，水体状态较为稳定，测量深度为 65 m。三潭岛站位于两站之间，测量深度为 45 m，为中等深度（图 5.1）。基于浮标自动测量，获取了千岛湖这 3 个站点在 2017 年每 4 小时间隔的水温、DO、浊度、荧光溶解性有机物（fDOM）垂向剖面（图 5.1）。具体的浮标测量细节可参考 4.1.2 节。

千岛湖每年 11 月至次年 3 月热力分层较弱或消失 (Zhang et al., 2014, Liu et al., 2019)，此处仅分析 2017 年浮标站采集的 DOY (day of year) 91 至 304 天的数据（即 2017 年 4 月 1 日至 10 月 31 日）。需要说明的是，由于仪器故障和检修等原因，测量的剖面数据中有部分数据缺失，导致时间序列存在某些空白。为避免日温跃层的影响，本研究选取了每日 0h 的数据计算热力学稳定性和温跃层

参数。此外，逐日径流数据来自于杭州市生态环境局淳安分局在新安江入湖口对新安江的径流量进行的测量。

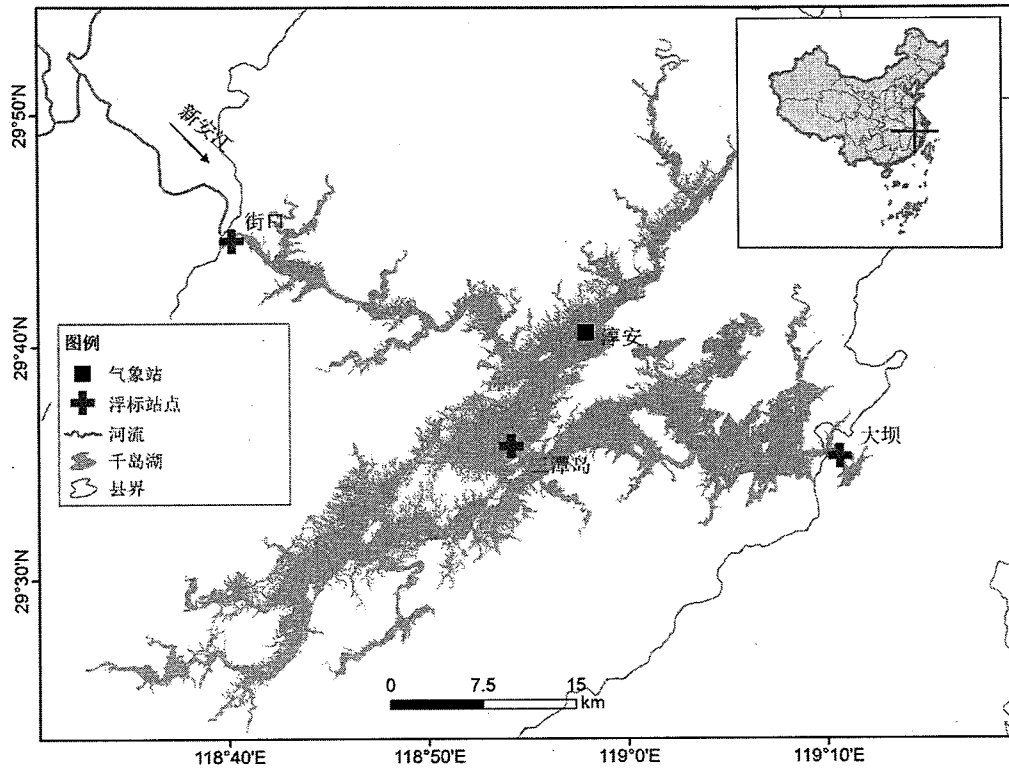


图 5.1 研究区和高频观测浮标的位置

Fig. 5.1 The geographic location of Lake Qiandaohu and moored buoy station (Jiekou, Santandao and Daba stations)

基于浮标测量的高频水温剖面计算了热稳定性、混合层深度、温跃层厚度，具体的计算方法可以参考 3.1.2 节和 4.1.4 节。同时，使用垂向 DO 剖面数据计算了初始缺氧深度 (hypoxia initial depth, 简称 HID) 和初始厌氧深度 (anoxia initial depth, 简称 AID) 等参数。HID 和 AID 为 DO 垂向剖面里缺氧 ($\text{DO} < 4 \text{ mg/L}$) 和厌氧 ($\text{DO} < 2 \text{ mg/L}$) 出现时对应的最小水深 (Nürnberg, 2002)。

(2) 异常高温对分层的影响数据来源：由于大坝处的水体受上游河流以及附近城镇居民的影响较小，适合用于研究气温变化对水体物理混合的影响。因此，从大坝处浮标获取了 2016 年 2 月至 2018 年 12 月将近 3 个热力分层周期的高频水质剖面数据，用以研究热力分层对气温升高的响应。数据的细节同上述浮标。

5.1.2 气象数据

从中国气象数据网 (<http://cdc.cma.gov.cn/>) 下载了淳安气象站 1959-2017 年的逐日平均气温和降水量 (图 5.1)。同时, 根据日降雨量 (20h-20h), 将降雨等级划分为 5 个等级: 小于 10 mm 为小雨, 10~25 mm 为中雨, 25~50 mm 为大雨, 大于 50 mm 为暴雨 (Zhang et al., 2016b)。

5.2 降雨对湖泊热力分层的影响

5.2.1 气温、降雨和热稳定性变化特征

本章主要分析热力分层和降雨变化的日变化过程, 因此使用积日 DOY 来代表日期。图 5.2a 展示了千岛湖淳安气象站 2017 年 DOY 91 至 304 的气温和降水的日变化曲线。结果显示, 千岛湖地区 7 月的月平均气温最高 ($30 \pm 2.1^\circ\text{C}$)。该研究期间, 千岛湖的总降水量为 1116.7 mm, 降雨天数为 85 d。月降水量最多的是在 6 月 (492.6 mm), 最少的是在 10 月 (38.2 mm)。降雨期间, 一般由于太阳辐射的减少以及风力和降雨引起的地面热量散失, 气温都出现较为明显的下降。例如, 暴雨期间, 气温相对于前后晴朗时期都下降了 $3.7\sim 10^\circ\text{C}$ (图 5.2a)。总体来看, 2017 年共出现 21 次大雨和 3 次强降雨 (DOY97~100 为 108 mm, DOY163~164 为 165.3 mm, DOY174~176 为 129.1 mm)。另外, 还统计到自 1959 年以来, 历年年平均大雨频次为 16 次/年, 暴雨频次为 4 次/年, 且总体呈上升趋势 (大雨的趋势: 增加 0.09 次/年, $r=0.31$, $p<0.05$, 暴雨的趋势: 增加 0.03 次/年, $r=0.26$, $p<0.05$) (图 5.3)。

2017 年街口的热稳定性从早春呈现增加的趋势 (DOY 91), 在 6 月初达到 4530.0 J/m^2 的高值 (DOY 158) (图 5.2b)。随后, 热稳定性迅速下降, 在 DOY 163 下降至 371.6 J/m^2 。此后, DOY 163~180 期间, 街口水体呈现了微弱分层的现象。从 7 月以后 (DOY 180), 热稳定性再次开始迅速增加, 并于 7 月下旬达到该年的最大值 (5196.7 J/m^2); 在 7 月下旬至 8 月下旬, 热稳定性在 $4310.3\sim 5646.6\text{ J/m}^2$ 之间波动, 为分层的稳定时期, 平均热稳定性为 4989.0 J/m^2 。之后, 随着气温的下降, 热稳定性也随之下降 (图 5.2b)。在三潭岛站和大坝站浮标观测的热稳定性的时间变化趋势总体上与街口站相似 (图 5.2b), 即在 4~8

月上升, 在9月后开始逐渐下降。

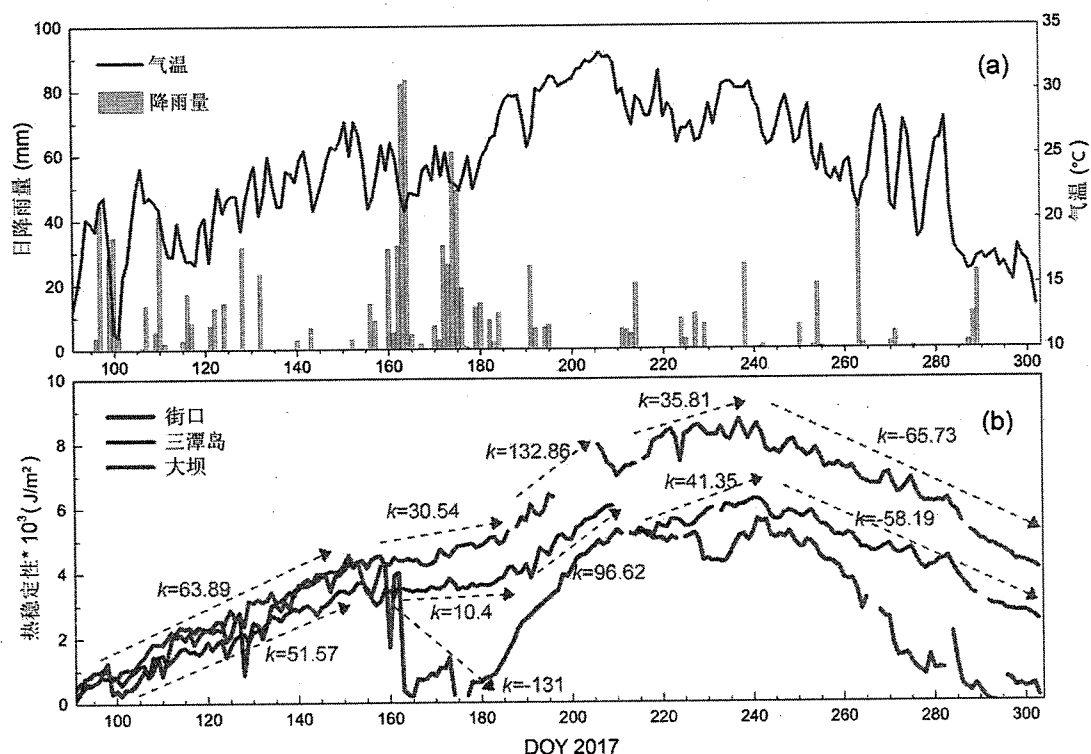


图 5.2 2017 年 DOY91~304 (春季到秋季) 逐日气温和降雨的时间变化 (a), 以及三个站点热稳定性的时间变化 (b)。 k 为不同时间区间内的热稳定性变化率

Fig. 5.2 Daily distributions of the air temperature and precipitation (a), Schmidt stability at three stations (b) in Lake Qiandaohu from DOY 91 to 304 (spring to autumn). The arrow shows the changing trend of Schmidt stability, and k is the corresponding rate of the change

虽然三个站点的热稳定性年内变化趋势和气温大致相同, 但在阴雨天气下, 三个站点热稳定性的变化程度仍存在一定的差异。例如, 在降雨集中时期 (DOY 160~180), 街口的热稳定性从 DOY 160 的 4245.7 J/m^2 , 到 DOY 180 仅为 632.8 J/m^2 (图 5.2b)。同时期的三潭岛和大坝的热稳定性的下降程度较街口有所减弱, 三潭岛热稳定性的增加速度为 $10.4 \text{ J/m}^2/\text{d}$, 大坝为 $30.5 \text{ J/m}^2/\text{d}$ 。此外, 其他时间的短期降雨过程也导致了三个站点的热稳定性短暂的下降 (图 5.2b)。

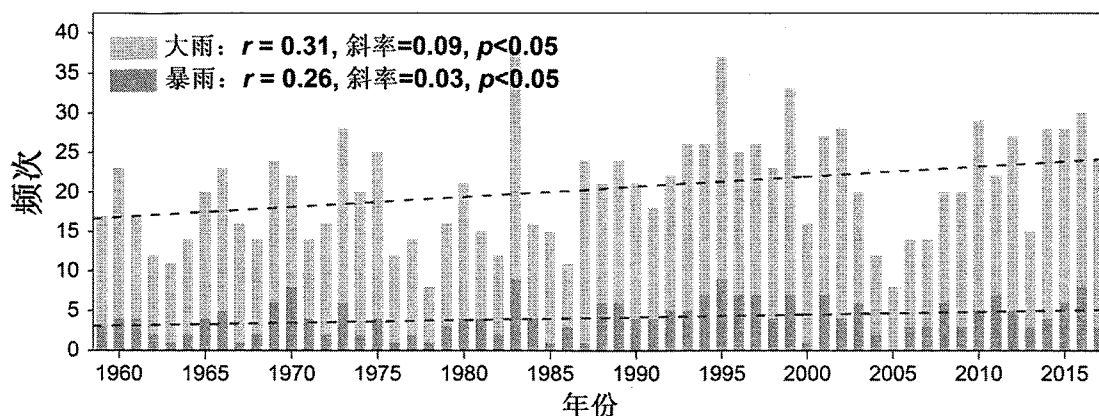


图 5.3 1959 年到 2017 年千岛湖地区暴雨和大雨每年出现频次的长期变化趋势

Fig. 5.3 Long term trends of heavy rainfall and rainstorm events in Lake Qiandaohu from 1959 to 2017, slope is the annual change trend, r is the fitting coefficient, and p is the significance of the trend

5.2.2 温跃层分布特征

(1) 河口区 (街口)

根据不同的气象和水文条件, 街口站测得的水温剖面曲线形态呈现几种不同的类型 (图 5.4)。总体上水温剖面曲线可分为三种模式: 模式 I、模式 II 和模式 III (图 5.4)。模式 I 代表水柱完全混合类型, 该类型的水层通常具有极低的热稳定性, 热稳定性大多小于 500 J/m^2 。模式 I 主要分布在 DOY 99-101、DOY 162-164 和 DOY 174-177 年 (图 5.4), 均对应于有暴雨出现 (降水量分别为 63.3 mm、170 mm 和 130 mm) (图 5.2a 和 4.4)。降雨过程中, 表层水体的温度较于雨前有所降低, 而湖下层的水温反而高于降雨前 (图 5.5a)。

模式 II 是一种水柱内的单温跃层结构, 这是千岛湖上游水域最常见的温跃层分布模式 (图 5.4)。在这种模式中, 混合层深度从 0.5 m 到 14 m 不等, 温跃层厚度从 1.5 m 到 15.4m 不等。模式 II 在晴天和雨天都有分布, 晴天时期的温跃层厚度随气温升高逐步扩张, 而雨天则通常表现为混合层深度的加深 (图 5.2a 和 5.4)。在暴雨造成的水体完全混合之后, 雨后通常可在湖体表层形成单温跃层结构, 这是由于太阳辐射增加、气温升高导致了水体分层的重新建立。

模式 III 描述了一种双温跃层结构, 这种模式在 2019 年中的出现了 22 d (图 5.4)。双温跃层的形成是原始单温跃层的中部出现小部分混合水体所致 (如图 5.4c

中的红线所示)。如图 5.5d 所示, 降雨时温跃层中部的水被入流的来水混合, 引起了中层水温上升, 所以将原来的单温跃层分为了两层温跃层。总体上, 双温跃层的总厚度从 4.5 m 到 12.9 m 不等, 两个温跃层之间的混合部分从 2 m 到 8.5 m 不等(图 5.4b)。此外需要指出的时, 双温跃层的出现总是伴随着中雨的发生(图 5.2a 和 4.4)。

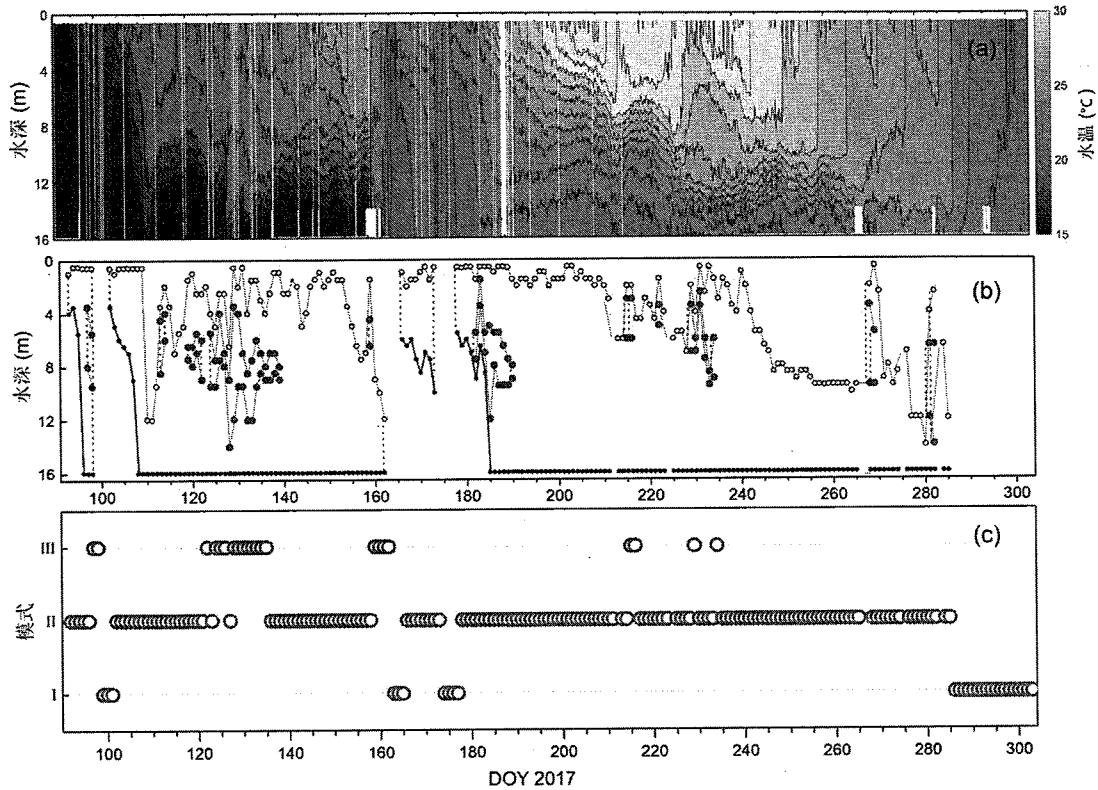


图 5.4 2017 年街口站水温剖面的时间序列 (a), 混合层深度 (黑色虚线) 和温跃层下
界深度 (黑色实线) 的日变化, 以及街口水温分层模式的日变化 (c)。子图
(b) 中红色框线形成的区域代表温跃层中出现的混合水体。子图 (c) 中绿色点
是模式 I, 蓝色点是模式 II, 红色点是模式 III

Fig. 5.4 (a) The time-depth series of water temperature profiles from Jiekou buoy station in
2017. (b) The daily distribution of mixing layer depth and metalimnion bottom depth in
Jiekou, the red line represents the boundary of mixing area with the metalimnion
(Pattern III), and the decreases of mixing layer depth under rainfalls are marked using
blue arrows. (c) The daily variation of stratification patterns in Jiekou. Green circles for
Patter I, blue circles for Pattern II and red circles for Pattern III

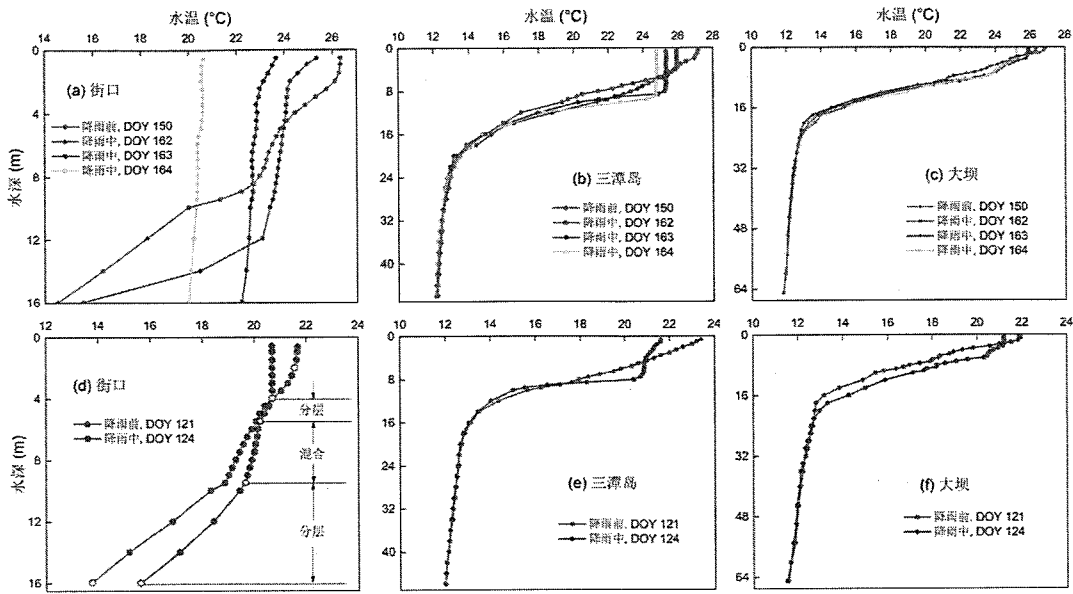


图 5.5 暴雨事件前后街口、三潭岛和大坝站点处水温剖面示例 (a-c) 以及中雨事件前后街口、三潭岛和大坝站点处水温剖面示例 (d-f)

Fig. 5.5 Examples of water temperature profiles in Jiekou (a), Santandao (b) and Daba (c)

station before (blue line) and after a rainstorm event (green, yellow, and red lines).

Examples of water temperature profiles in Jiekou (d), Santandao (e) and Daba (f)

station before (blue line) and after a moderate rainfall event (red line)

(2) 过渡区和深水区 (三潭岛和大坝)

相对于街口温跃层结构模式的复杂多样, 三潭岛和大坝站则只能观测到模式 II, 即单温跃层结构。因为这两个站点逐渐远离新安江入湖口, 处于水库的过渡区和深水区, 所以, 这里的水体受降雨影响程度较弱, 没有发现完全混合和双温跃层的模式 (图 5.6)。虽然如此, 在三潭岛和大坝, 大雨和暴雨时期, 其混合层深度也会加深。例如, 在 DOY 162-164 的暴雨期间, 由于湖泊表面温度下降, 三潭岛的混合层深度增加了 8 m, 大坝则增加了 4.5 m (图 5.5b-c)。此外, 中雨事件街口形成双温跃层, 三潭岛和大坝则是进一步加深混合层深度 (图 5.5d-f)。

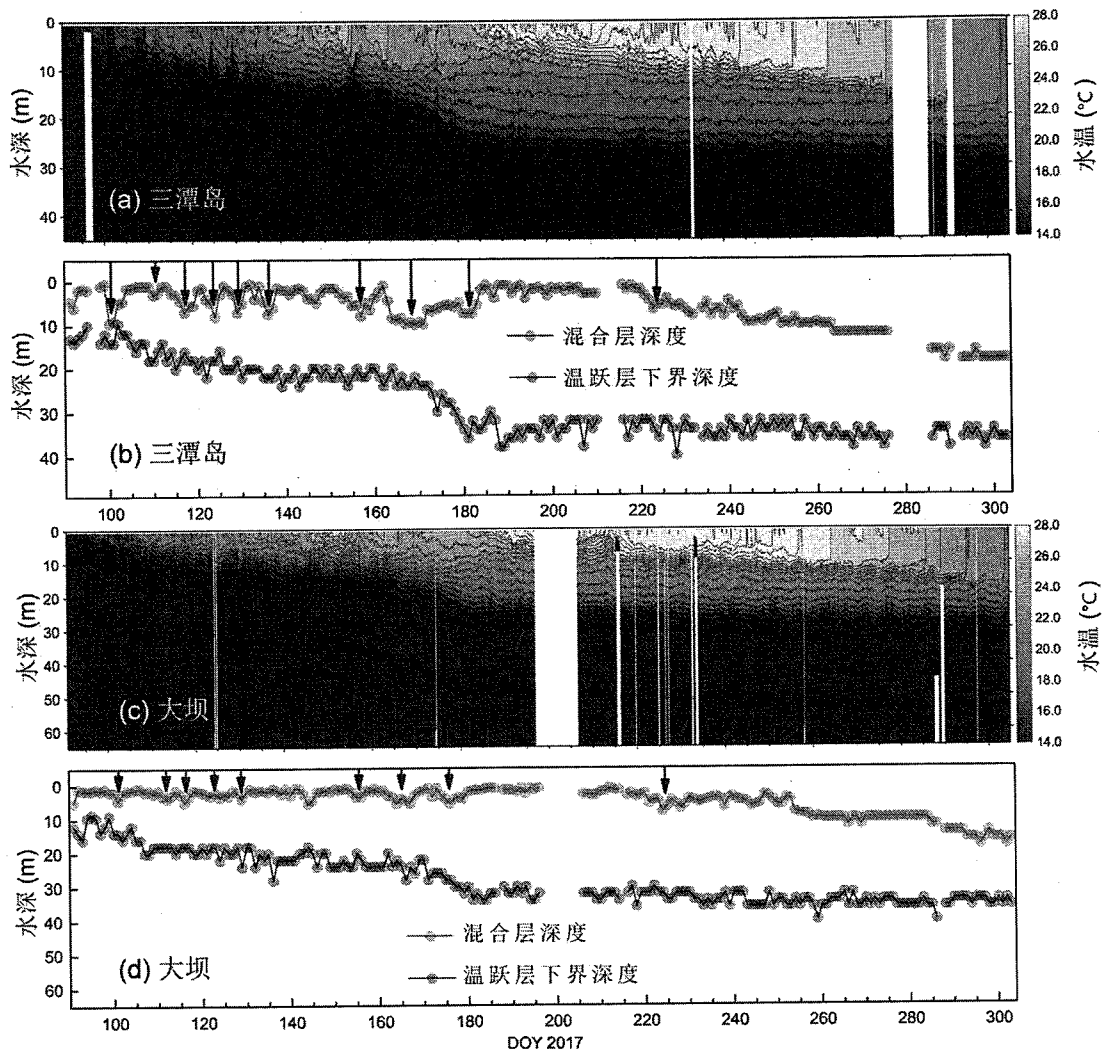


图 5.6 三潭岛(a-b)和大坝站(c-d)的水温剖面 and 相应的混合层深度与温跃层下界深度的变化。蓝色箭头为对应降雨事件的混合层深度增加

Fig. 5.6 Water temperature profiles, mixing layer depths, and metalimnion bottom depths in Santandao (a-b) and Daba (c-d). Increases of mixing layer depth caused by rainfalls are marked using blue arrows

5.2.3 浊度变化特征

千岛湖的浊度对降雨的响应在三个站点（街口、三潭岛和大坝）也表现出从上游到下游不同的变化过程。在河口区（街口），暴雨期间整个水体的浊度是正常水平的 10 倍以上（如 DOY 100 和 DOY 160~180）（图 5.7a）。暴雨过后，浊度很快降低到正常的水平。在过渡区（三潭岛，图 5.7b）和深水区（大坝，图 5.7c），浊度值总体都低于街口。在暴雨过后的几天后，如三潭岛在 DOY 165~225 和大

坝在 DOY 175~245 时温跃层内 (15-30 m) 的浊度呈现了明显增加。并且, 暴雨引起的高浊度水体在下游湖区的停留时间比河口区域长。随着距离河口区域上游越来越远, 不难观察到, 降雨对浊度的影响逐渐减弱而且存在一定滞后性, 浊度对降雨的响应时间逐渐增加。同样地, 河口区对降雨引起的浑浊水体具有快速的稀释净化作用, 而这种浑浊水体对深水区的影响在较长期内难以被清除。

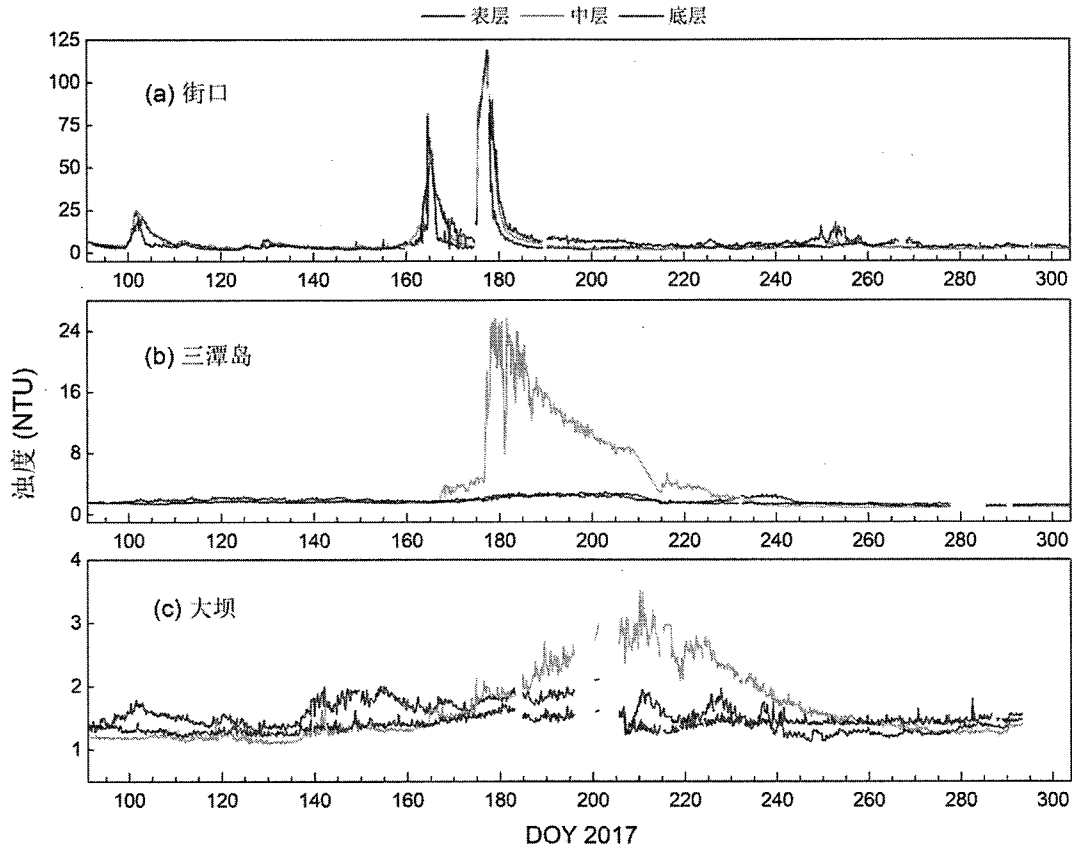


图 5.7 千岛湖街口站 (a), 三潭岛站 (b) 和大坝站 (c) 不同水层浊度的时间变化, 街口表层为 0-2 m 水层, 三潭岛和大坝为 0-5 m; 街口中层为 7-9 m 水层, 三潭岛和大坝为 15-25 m; 街口、三潭岛、大坝底层分别为 14-16 m、35-45 m 和 55-65 m 水层

Fig. 5.7 The time series of turbidity in the top, middle, and bottom layers from Jiekou (a), Santandao (b) and Daba (c) station in Lake Qiandaohu. The surface water is defined as 0–2 m for Jiekou, 0–5 m for Santandao and Daba, the middle water is defined as 7–9 m for Jiekou, 15–25 m for Santandao and Daba and the bottom water is defined as 14–16 m for Jiekou, 35–45 m for Santandao and 55–65 m for Daba

5.2.4 缺氧层和厌氧层时空变化

千岛湖三个站点都观测到了缺氧和厌氧的现象,并且表现出不同的时间变化特征。在街口站,缺氧和厌氧现象主要分布在 6 月上旬(DOY 151~161)(图 5.8a),在 DOY 162~205 期间,集中的降雨引起了水体混合作用增强,使得缺氧和厌氧的现象减弱(图 5.2a 和 5.8a)。之后,从 7 月下旬到 10 月中旬(DOY 206~286),街口的缺氧状态大约持续了 71 d(图 5.8a)。厌氧现象的时间分布与缺氧状态相似,但是起始发生时间比缺氧推迟了几天。此外,除 DOY 277~283 及 6 个数据缺失天数外,DOY 211 至 286 间的缺氧发生天数共 64 d。

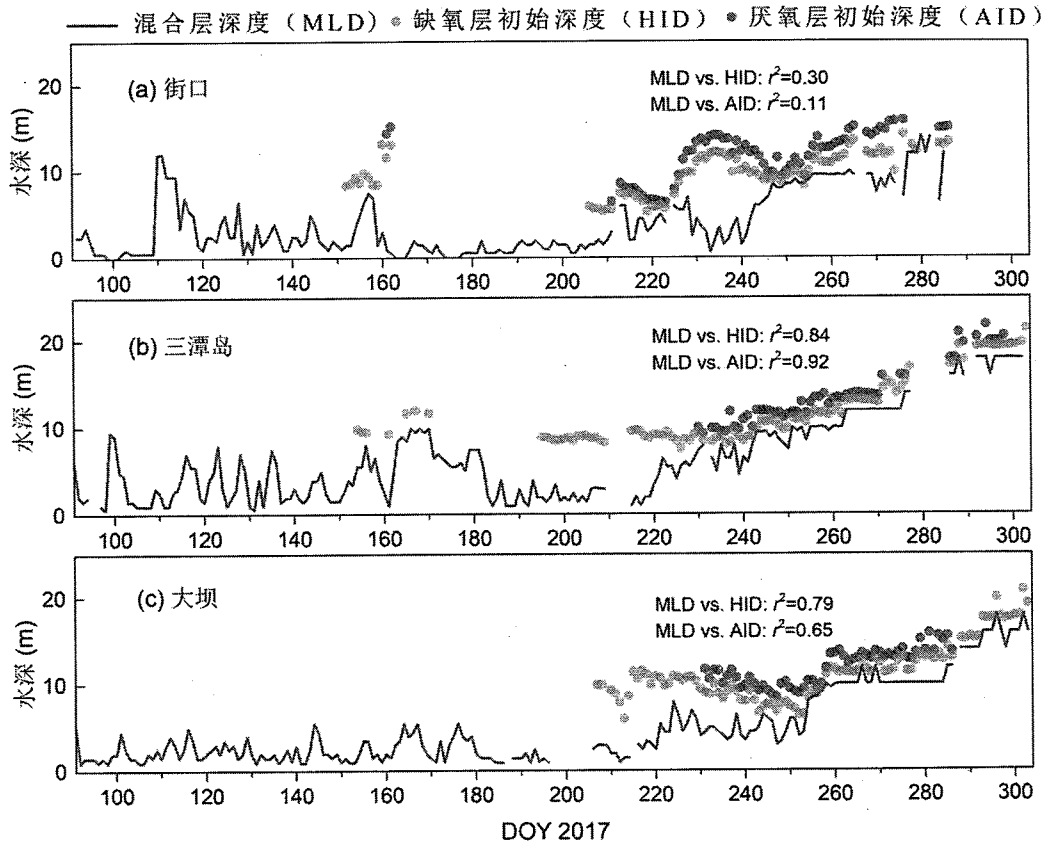


图 5.8 街口 (a)、三潭岛 (b) 和大坝 (c) 的混合层深度 (MLD)、初始缺氧深度 (HID) 和初始厌氧深度 (AID) 的时间变化

Fig. 5.8 The time series of the mixing layer depths, hypoxia initial depths, and the anoxia initial depths from Jiekou (a), Santandao (b) and Daba (c) in Lake Qiandaohu

三潭岛站在 6 月上旬也出现了缺氧现象,随后在暴雨期间发生了复氧作用 (DOY 171-194)(图 5.8b),缺氧现象随即消失。三潭岛的连续缺氧是从 DOY

195 开始,一直持续到 10 月底,历时 93 d。三潭岛厌氧状态在 DOY 230~298 持续 53 d (5 d 数据缺失)。大坝站的缺氧(从 DOY 207)和厌氧(从 DOY 230)开始时间比三潭岛稍晚(图 5.8c)。除 DOY 209 和 DOY 287 的数据缺失外,大坝的缺氧状态持续了 95 d,厌氧状态持续了 56 d。总体而言,缺氧在千岛湖过渡区和深水区的持续时间比河口区更长,而厌氧持续时间的几乎相同。

在三个观测站点中,初始缺氧深度和初始厌氧深度均出现在各自的温跃层内部(图 5.8)。此外,混合层深度与三潭岛(初始缺氧深度: $r^2=0.84$, 初始厌氧深度: $r^2=0.92$)以及与大坝的初始缺氧深度和初始厌氧深度(初始缺氧深度: $r^2=0.79$, 初始厌氧深度: $r^2=0.65$)均有显著的正相关关系。这样的统计关系表明,混合层深度可以显著影响缺氧和厌氧区域出现的位置。但是,混合层深度在街口与初始缺氧深度和初始厌氧深度的相关性较差,这与 8 月份街口站出现较深初始缺氧深度但较浅混合层深度有关。

5.3 降雨对湖泊热力分层的作用机制和生态效应

5.3.1 降雨对热力分层的影响机制

千岛湖的高频浮标数据观测到了降雨对热稳定性具有显著的影响。降雨可以降低气温(图 5.2a),这与阴雨天气下大气特性改变以及水体表面接收的太阳辐照度的显著衰减有关(Díaz-Torres et al., 2017, Stanhill et al., 2013)。一般来说,气温可通过水气热交换影响表层水温和混合状态,是改变湖体温热状态的主要因素(Gebre et al., 2014, Livingstone and Dokulil, 2001)。在千岛湖,三个站点的日均气温与湖泊表层水温都呈现出显著的正相关关系(街口、三潭岛、大坝的 r^2 分别是 0.77、0.80、0.75)。降雨则通过冷却表层水体来削弱水柱整体的热稳定性(Ficker et al., 2017),并加深湖泊的混合层深度(Butcher et al., 2015, Austin and Allen, 2011, Hadley et al., 2014)。需要注意的是,在分层形成期,降雨对水体混合状态的影响更为显著。秋冬季节,湖库热力分层的减弱主要是由太阳辐射和气温下降引起的水体热量散失造成,这里与降雨的关系则不作讨论。

另外,水库周边河网较为密集,流域内的物质很容易被径流携带进入水库。因此,水库环境对降雨的变化更加敏感,特别是在降雨量较大的情况下,水库水

体能对降雨径流产生迅速响应 (Stockwell et al., 2020)。降水事件引起的流域地表的冲刷作用对湖库环境产生的影响往往根据水力停留时间有所不同 (Doubek and Carey, 2017)。降雨时期, 河流流量较大, 伴随着较短的水力停留时间和较强的湍流, 河流对两岸的侵蚀加强, 流域向水库输入大量的悬浮物质, 造成湖水的浑浊度升高 (Gebre et al., 2014, Wu et al., 2016, Huang et al., 2014, Ma et al., 2015)。从街口区域的整个水柱浊度的明显上升, 可以证明这一点 (图 5.7)。在千岛湖的河口区 (街口), 在暴雨的影响下, 径流的快速冲刷过程进一步促进了水温剖面发生完全混合。研究表明, 入湖水流温度比表层水温低, 但比湖下层的水温高, 因此湖库的入流往往汇入温跃层或湖下层上部 (Ma et al., 2015, Huang et al., 2014), 千岛湖的入流温度也大致呈现了相似的规律 (图 5.9)。因此, 中雨期间 (比如, DOY 120~140), 入湖径流有所增加, 并且从温跃层流入并破坏了原有单温跃层结构, 在街口区域形成了独特的双温跃层结构 (图 5.5d 和 5.7a)。这从街口的中层水体浊度增加可证明这一点 (图 5.7a)。然而, 温跃层内的入流增加并未促使过渡区和深水区形成双温跃层结构, 这是因为这些深水水域热力分层结构较为稳定, 不易被水流干扰。

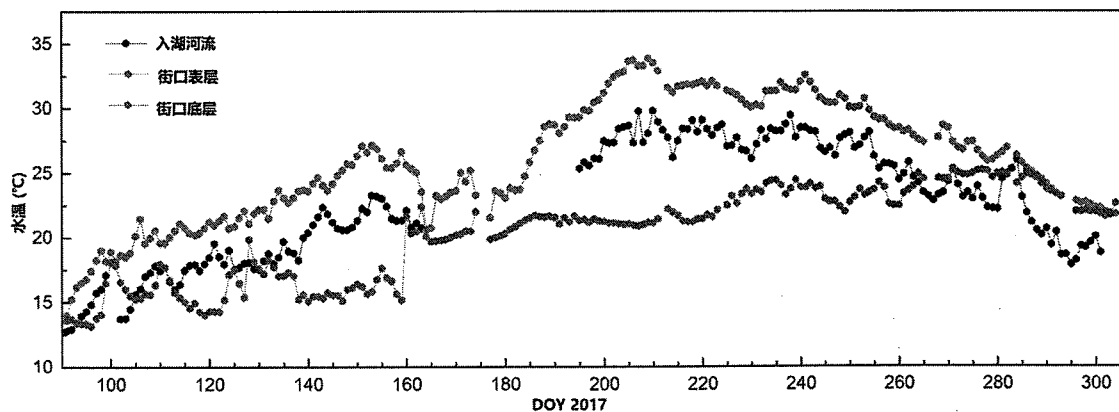


图 5.9 新安江入流温度以及街口表层 (0-1 m) 和底层 (14-16m) 水温

Fig. 5.9 Variations of the water temperature of inflowing river (near Jiekou station), lake surface layer (0-1 m average for Jiekou station) and lakebed (14-16 m average for Jiekou station) in 2017

5.3.2 降雨过程下湖泊热力分层变化对水体环境的影响

上述研究结果表明千岛湖的缺氧和厌氧分布显著受到千岛湖混合分层状态

的影响（图 5.8）。在降雨的作用下，水体充分混合时，溶解氧可以得到充分的补充 (Flaim et al., 2016)。因此在中雨和大雨期间，千岛湖的热力分层强度被减弱，增强的混合作用促进了水的垂直交换。交换更新的水体增加了水体的溶解氧，从而缓解了水体的缺氧状态。降雨结束后，湖泊分层重新建立，温跃层通过物理作用阻碍了溶解氧的传输 (Zillen et al., 2008, Schwefel et al., 2016)，持续时间较长的分层作用则会诱发缺氧厌氧的发生。

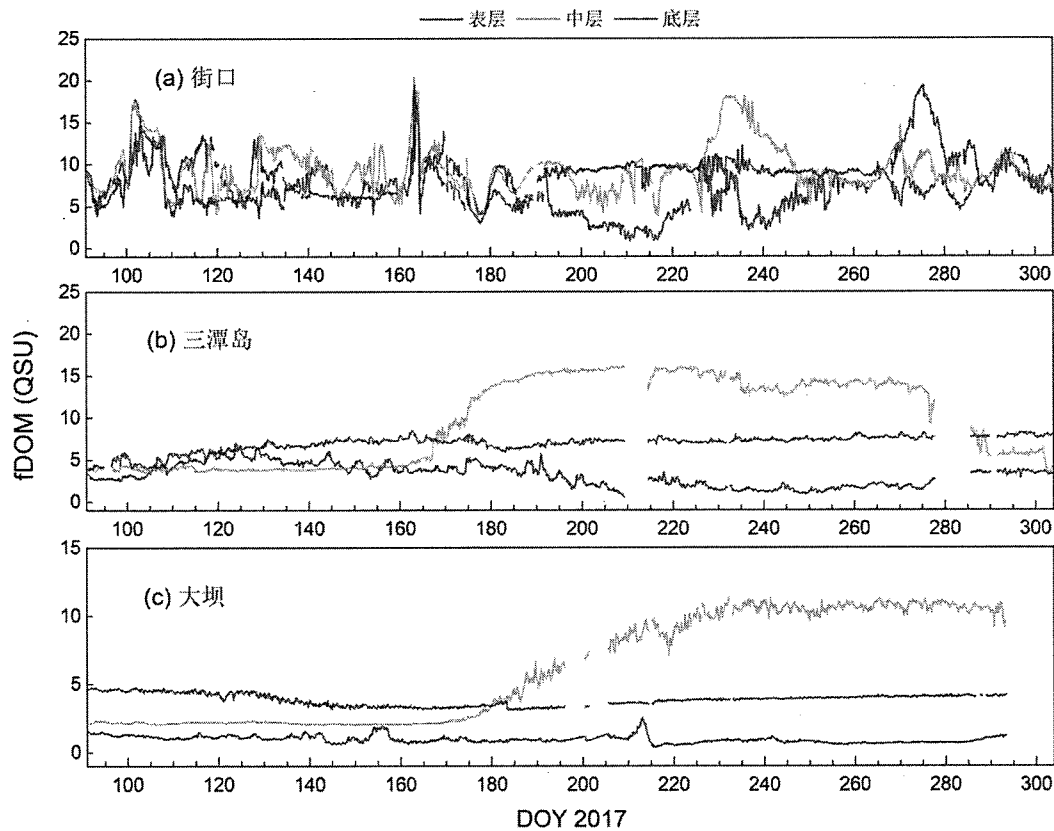


图 5.10 街口 (a)、三潭岛 (b) 和大坝 (c) 溶解性有机物荧光 (fDOM) 在表、中、底层的时间变化

Fig. 5.10 The time series of fluorescent dissolved organic matter (fDOM) in the top, middle and bottom layers from Jiekou (a), Santandao (b) and Daba (c) station in Lake Qiandaohu

同时，暴雨期间由于入湖流量的显著提高 (Elçi, 2008)，水库的浊度和有机物明显增加（图 5.7 和图 5.10）。以往研究曾显示强降雨期间大量有机物随径流被输入到温跃层内部 (Klug et al., 2012)，在稳定分层期消耗溶解氧 (Del Giudice

et al., 2018, Ficker et al., 2017, Wang et al., 2012), 笪文怡等(2020)的研究还发现了降雨入流对水库入口处的营养盐浓度影响巨大, 并且可能会对 Chl-*a* 和溶解氧等间接产生影响。因此, 暴雨带来的复氧作用经常是暂时性的, 这是因为暴雨带来的大量有机物可能会增加耗氧量, 导致雨后水体 DO 降低 (Huang et al., 2014)。

1959~2017 年期间, 千岛湖地区的暴雨和大雨的年出现频次呈逐渐增加趋势(图 5.3)。事实上, 自 1990 年以来, 中国东南地区的降水, 特别是夏季极端降水事件的发生频率明显增加 (Su et al., 2006, Zhai et al., 2005)。这种现象可能是由于印度洋海面温度变暖所致 (Yang and Lau, 2004)。未来极端降水的预测表明, 整个中国暴雨的频率和强度都会增加 (Guo et al., 2018)。在全球范围内, 极端降雨事件的频率变化比平均降水量的变化更为剧烈, 预计在不久的将来, 暴雨会更频繁地发生 (Allen and Ingram, 2002, Bacmeister et al., 2018)。此外, 由于季风气候区的降雨量增加, 湖库的径流量将逐年增加 (van Vliet et al., 2013)。极端天气的频率、强度和持续时间对湖库生态系统结构至关重要 (Jentsch et al., 2007, Stockwell et al., 2020)。本节发现了暴雨可以减弱分层和促进河口水体复氧, 但是对下游水域则可能造成缺氧范围增加等负面影响。因此, 在未来气候变暖的背景下, 暴雨频率的增加将对水生生态系统的湖泊混合状态和氧化环境产生深刻的影响。

5.4 异常增温对湖泊热力分层的影响

本节内容主要通过比较异常增温与正常气温条件下的水体热力状况差异。利用千岛湖大坝处 2016 年 2 月-2019 年 2 月的高频逐日水质剖面观测, 计算得到了热稳定性、混合层深度及温跃层厚度。这三年的气象数据发现 2016 年冬季(2016 年 12 月至 2017 年 2 月, 其他年份以此类推)是具有气温异常的暖冬。利用逐日气温数据计算得到冬季气温均值, 其他热力学参数类似。2016 年冬季具有最高的平均气温 (8.94°C), 比 2015 年冬季 (7.40°C) 高 1.24°C , 比 2017 年冬季 (3.95°C) 高 4.99°C , 比 2018 年冬季 (6.60°C) 高 2.34°C , 比 1966-2015 年冬季平均气温 (6.44°C) 高 2.49°C (图 5.11a)。2016 年冬季的热稳定性平均值为 1234.16 J/m^2 , 为几年中的最高值。2017、2018 年冬季的热稳定性平均值分

别为 648.12、811.10 J/m² (图 5.11b)。由于缺失 2015 年 12 月-2016 年 1 月的水温剖面数据, 因此无法直接对比 2015 年与 2016 年冬季热稳定性均值的相对大小。根据第 4 章表层水温与气温的显著线性相关关系, 推算得到 2016 年冬季表层水温平均值大约比 2015 年冬季高约 1.66°C, 因此 2015 年冬季的热稳定性也是低于 2016 年的。与气温变化相一致, 大坝的表层水温也显示为 2016 年冬季具有最高的平均水温(15.13°C), 显著高于 2017 年(13.56°C)和 2018 年(12.99°C)的水平(图 5.11c)。大坝在 2016 年和 2018 年冬季的底层水温日变化幅度较低(标准差分别为 0.08, 0.11), 底层水体较稳定, 2017 年冬季的底层水温具有相对较大的波动(标准差: 0.95), 且 2017 年的底层水温均值为 3 年中最高(图 5.11d)。基于 2017 年冬季具有相对较低的表层水温和最高的底层水温, 因此其表-底层水温差最小, 热稳定性也最低。2016 年冬季的气温增温事件, 导致水体表层、底层水温均较其他年份高, 然而底层水体增温的幅度低于表层水体, 最终导致 2016 年冬季的表-底水温差最高, 而该年的热稳定性也最高(图 5.11b 和 e)。

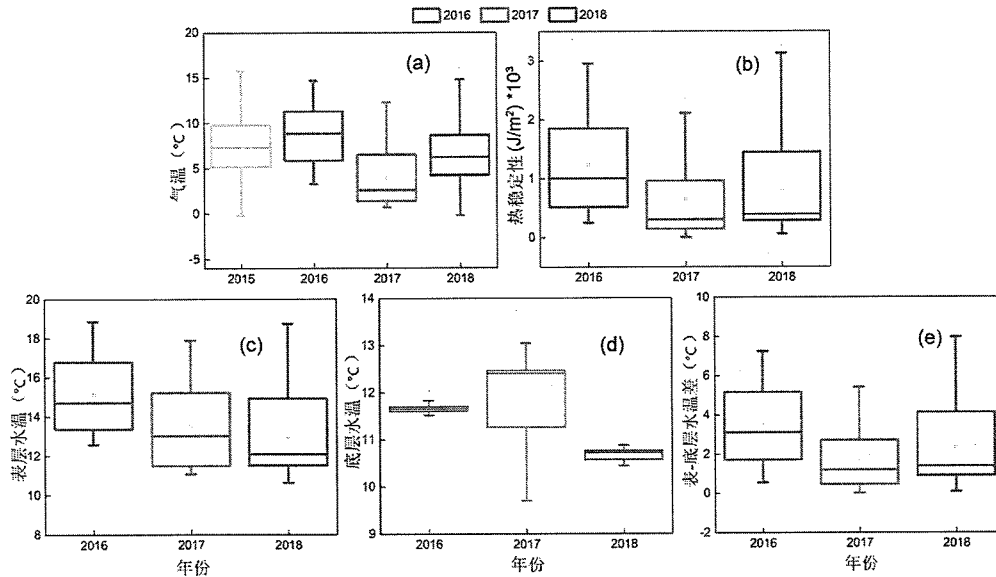


图 5.11 千岛湖 2015-2018 年冬季气温 (a)、大坝处 2016-2018 年冬季热稳定性 (b)、表层水温 (c)、底层水温 (d) 和表-底层水温差 (e) 的箱线图

Fig. 5.11 Daily mean air temperature of Lake Qiandaohu in the winter from 2015 to 2018 (a), the averages of Schmidt stability (b), surface (c) and bottom water temperature (d) and differences of surface-bottom water temperature (e) in the dam of Lake Qiandaohu

以往的研究表明, 强化的水体热力分层会造成一系列环境影响, 特别是对水中的溶解氧的影响 (Coats et al., 2006, North et al., 2014, Wilhelm and Adrian, 2008)。在深水湖库, 其底层的溶解氧很容易受到热量交换和混合分层的影响而发生改变 (Stefan et al., 1996)。千岛湖 2016 年冬季异常高温除了导致混合期期间的水体混合不完全之外, 也引发了水体溶解氧的变化。千岛湖溶解氧浓度的垂向分布变化复杂, 在春季的分层形成期期间, 20 m 以内水层的溶解氧在 10~12 mg/L 之间变化。一般地, 溶解氧随水深增加而降低, 30 m 以下的深水层的溶解氧则基本稳定 (~10 mg/L) (图 5.12)。在夏、秋两季相当一部分时期 (分层稳定期和消退期), 10-35 m 深度内的 10 mg/L 急剧下降, 形成了缺氧甚至厌氧的环境 (图 5.12)。表层水体直接与大气接触, 所以大气复氧使水体溶解氧维持在较高的水平; 深层水体因为离大气较远, 所以其溶解氧只能通过表层向深层水体的传输来获得。湖泊热力分层在明显阻碍了溶解氧向深水的传输和交换, 所以, 混合期的氧气传输速度高于水体分层期间。值得注意的是, 2017 年 3 月至 5 月湖下层内相当一部分水体的溶解氧处于低氧状态 (< 4 mg/L), 明显低于 2016 和 2018 年的湖下层的溶解氧水平 (7~9 mg/L)。这说明, 冬季水体的混合对千岛湖次年春季的水体氧化环境有着至关重要的影响 (Ito and Momii, 2015, Aparicio et al., 2017)。

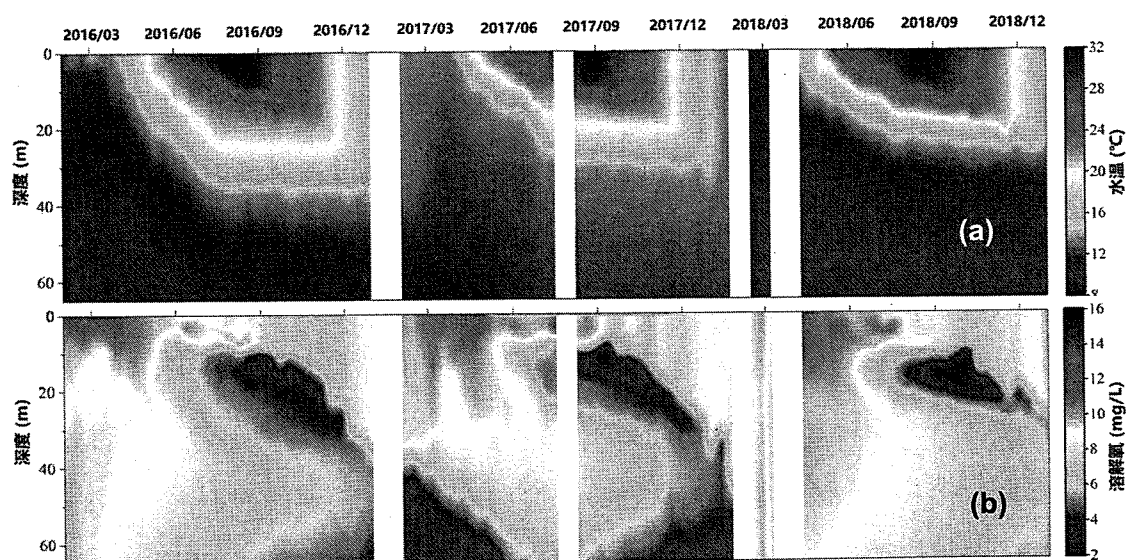


图 5.12 千岛湖大坝处 2016 年 2 月-2019 年 2 月的水温 (a) 和 DO (b) 剖面分布结构

Fig. 5.12 The vertical distributions of water temperature (a) and DO (b) in Lake Qiandaohu during Feb 2016 to Feb 2019

在夏季,湖下层中的溶解氧消耗通常伴随季节性水体分层而发生快速变化 (Stefan et al., 1996), 热力分层持续时间的增加会诱发氧跃层的出现 (氧跃层是指溶解氧浓度梯度迅速变化的水层)。湖泊表层水温的升高可能会降低氧跃层深度, 进一步阻碍表层溶解氧向深水水层的传输, 从而加剧湖下层的低氧状况 (Zhang et al., 2015)。此外, 湖泊分层导致了低氧层和厌氧层出现, 并间接导致可溶性活性磷在缺氧环境下的内源性释放, 提高下层水体的营养水平 (North et al., 2014)。2006-2007 年欧洲的暖冬就显著影响了 Walenstadt 湖深层水体与表层水体的垂直混合和氧气的补充, 直到次年 2 月, 60 m 深度以下的溶解氧浓度都低于历史平均水平, 即便暴风雨事件等强物理扰动也未能缓解底层水体中氧气的消耗和缺失 (Rempfer et al., 2010)。由于区域性短期气候变化引起的 Ikeda 湖冬季分层, 导致了随后 21 年湖下层的低氧状态 (Ito and Momii, 2015)。对于暖单混合湖泊来说, 每年冬季的水体完全混合是确保正常氧化水平和生态环境的必要条件。底层水体不彻底的混合将增加内源营养负荷, 引起藻类大量繁殖 (Carpenter et al., 1998), 对沉积物需氧量、鱼类生存产生不利影响 (Stefan et al., 1996)。

5.5 小结

本章通过观测降雨-水文过程和异常高温分别对湖泊热力分层所产生的影响作用, 并分析了对水体环境可能造成的生态影响。首先, 利用2017年千岛湖的3个浮标站点的高频水质剖面数据, 阐述了不同等级降雨过程对湖泊不同区域的物理和化学环境的影响作用。降雨过程主要通过降低表层水温和增加径流引起的扰动作用来促进水体混合, 这种作用在对河口区比过渡区和深水区更强烈。同时, 降雨对分层的影响程度备受降雨量大小所影响。在中等和大雨事件下, 随着表层水温下降和入流量增加, 水柱的热稳定性降低, 混合层深度增加, 并且可能会形成双温跃层结构。暴雨带来的大量径流则会对水体产生快速的冲刷, 强烈破坏河口区域的分层, 甚至会引起水层的完全混合。小型降雨则对水体分层没有显著的影响作用。在降雨过程中, 千岛湖的缺氧和厌氧初始深度会随着混合层深度的增加而增加, 说明降雨过程通过影响水体混合程度而间接的影响低氧区的分布。特别地, 中等程度降雨有利于促进水体交换以及复氧, 缓解水体缺氧的状态。然而

暴雨过程可为过渡区和深水区水域携带入大量的有机物,且在水体持续停留较长时间,其分解过程可消耗水体溶解氧,从而加剧下层水体的缺氧。

通过比较2015-2018年冬季平均气温,发现2016年冬季发生显著的异常高温现象。分析同步观测的水温剖面结构和热力分层参数的结果显示,2016年的暖冬造成了表-底层水温差和热稳定性的增加,尽管表层水温和底层水温的同时增加,但表层水温增加幅度更大。该年冬季受气温升高所影响,水体混合程度有所下降,同时因上下水层循环交换受到影响,导致了次年春季底层水体发生长达两个月的大面积低氧现象。因此单循环深水湖库的冬季混合分层现象应该被加以关注,若底层水体在冬季得不到更新和交换,可能在来年或更长的时期中对水体环境产生负面的效应。

第6章 千岛湖热力分层的主要生态环境效应研究

湖泊热力分层会改变水体内光温和营养物质的垂向分布,影响水体浮游植物和动物等生物生长,进而改变了生态系统的组成结构。在深水湖库和海洋中,水体热力分层会引起叶绿素垂向分布不均,在水体一定深度处出现最大值,该现象称之为次表层叶绿素最大值结构(subsurface chlorophyll maximum,简称SCM)。SCM结构是海洋和深水湖库的共性之一(Yentsch, 1965),同时,SCM作为湖泊里生物化学循环最活跃的区域,可贡献高达全湖60%的初级生产力(Williamson et al., 1996)。组成SCM的物种多样,包括了受浮力控制的蓝藻(Walsby and Schanz, 2002),鞭毛虫(Clegg et al., 2007, Pannard et al., 2015)和其他的物种(Sommer et al., 2012, Latasa et al., 2017)。SCM的存在不仅会影响水体营养物质的垂直分布,作为水体生态系统的初级生产者,SCM也会影响水体浮游动物和鱼类的捕食习惯和垂向分布(Williamson et al., 1996)。因此,分析SCM结构参数的时空变化和形成的驱动机制,对估算水柱内浮游植物现存生物量,理解水体生态系统的物质生物地球化学循环和能量流动、维护生态系统结构的稳定具有重要意义。

通常,使用SCM强度、SCM深度和SCM厚度描述SCM结构特征。SCM强度是指垂向叶绿素的最大值(浓度单,如 $\mu\text{g/L}$),SCM深度是指叶绿素最大值出现的深度,SCM厚度是指叶绿素峰值覆盖的深度范围(Beckmann and Hense, 2007)。影响SCM特征参数的因子很多,最主要的因子有光、营养盐和水体热力分层特征(Abbott et al., 1984, Leach et al., 2018, Sommer et al., 2012, Sanful et al., 2017, Cullen, 2015)。一般认为,水体透明度和水下光照强度是SCM变化的主要驱动因素(Hamilton et al., 2010)。同时,水体分层会阻碍氮磷营养盐等物质在水柱内的垂直运输(Rimmer et al., 2005),所以分层水体中的营养盐通常也具有不均匀的垂直分布(Abbott et al., 1984, Beckmann and Hense, 2007)。混合程度改变会影响营养物质在温跃层和混合层之间的交换,进而影响浮游植物的生长,最终改变SCM的深度(Mellard et al., 2011, White and Matsumoto, 2012, Ouellet Jobin and Beisner, 2014)。通常,较大的温跃层深度会导致SCM空间范围增加,减小浮

游植物的生长空间 (Ouellet Jobin and Beisner, 2014, Barbiero and Tuchman, 2004)。浮游动物的摄食率和浮游植物的生长速度也会改变 SCM 的结构 (Serizawa et al., 2010, Coon et al., 1987)。同时, 还有其他直接或间接影响 SCM 变化的因素, 包括水的营养状态 (Hamilton et al., 2010), 浮力型物种的垂向运动 (Oliver, 1994, Huisman et al., 1999), 以及热力分层的影响因子 (湖泊形态、风力扰动和湍流等) (Fee et al., 1996, Saros et al., 2016, Leach et al., 2018, MacIntyre et al., 2009b)。以往的研究多以中纬度清澈湖泊为主, 且重点分析叶绿素的垂直分布模式的划分和 SCM 结构在时间尺度的变化 (Xu et al., 2019, Ouellet Jobin and Beisner, 2014)。在亚热带区域和中营养湖泊, SCM 的空间分布和相关影响因素没有得到充分的研究。

热力分层除了通过影响水体浮游植物的垂向分布形成 SCM 结构外, 湖泊中的溶解氧分布也与水体的垂直混合过程有关。热力分层的增加会诱发氧跃层的出现, 湖泊表层水温的升高可能会降低氧跃层深度, 阻碍了表层溶解氧向深水水层的传输, 从而加剧湖下层的低氧状况 (Zhang et al., 2015)。此外, 热力分层的变化, 还会通过改变浮游植物、浮游动物以及有机物的垂直分布特征, 影响氧气溶于水或消耗的速率, 使得溶解氧在水体中的分布发生变化。在千岛湖, 溶解氧分布在季节上受温跃层的影响而发生了明显的改变。伴随湖泊热力分层, 在春、夏、秋三季三个站点均发现了显著的溶解氧分层。然而, 千岛湖的热力分层对氧跃层结构空间变化的影响还未被研究。

在本章节, 将以千岛湖为研究区: (1) 揭示热力分层过程中, SCM 结构特征的空间差异和季节变化, (2) 研究非生物因素对 SCM 结构变化的影响, (3) 探讨 SCM 与水柱内叶绿素总量之间的关系。(4) 通过夏季稳定分层期间的溶解氧垂向剖面观测, 分析溶解氧的垂向分布特征以及氧跃层的空间格局。

6.1 材料与方法

6.1.1 野外采样与样品测试

在 2014 年 5 月 27-29 日 (春) 和 7 月 29-31 日 (夏), 对千岛湖全湖进行了 2 次野外采样, 共布置 60 个固定采样点 (图 6.1)。采集的参数有垂向的水温和

叶绿素荧光 (ChlF) 剖面、光辐射漫射衰减系数 [$K_d(\text{PAR})$]、表层叶绿素 a (Chl- a) 以及营养盐浓度等。水温和 ChlF 等剖面参数采用 YSI EXO2 多参数水质仪 (Yellow Springs Inc., Yellow Springs, OH, USA) 进行测量。测量剖面数据时, 缓缓将探头从湖表面垂直向下投入湖底, 数据被同步自动记录到仪器中, 下放的速度需尽量匀速且缓慢, 控制数据间隔在 10 cm 左右。考虑到表层数据较大的波动性, 需剔除 0.2 m 以内的剖面数据。另外, 利用 Li-Cor 测量水体不同深度的光合有效辐射 (PAR), 测量值用于计算 PAR 的漫射衰减系数 $K_d(\text{PAR})$, 方法同 3.1.3 节。然后, 将 $K_d(\text{PAR})$ 换算为真光层深度 [$Z_{eu}(\text{PAR})$], 为方便表述, 以下简称为 Z_{eu} 。

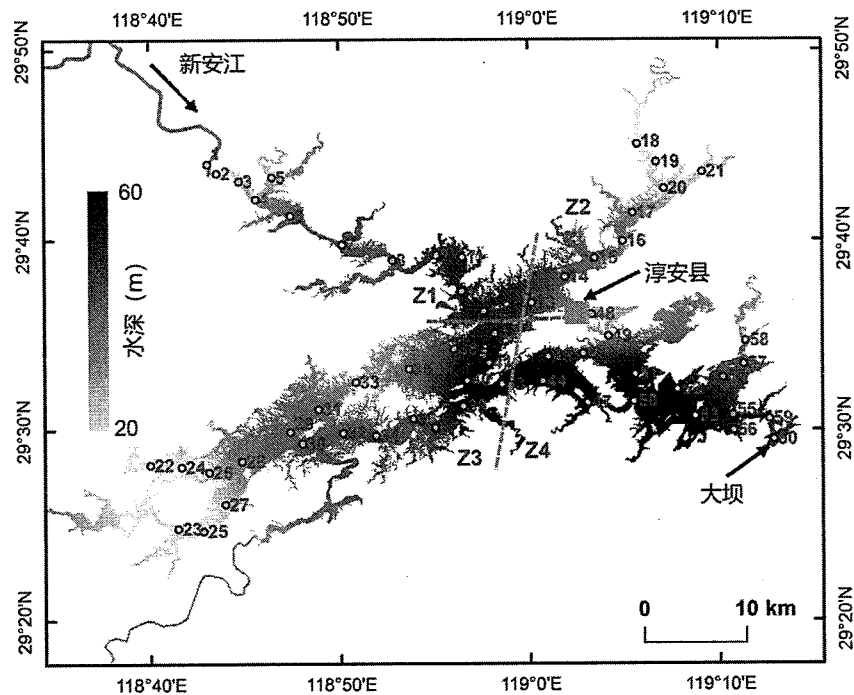


图 6.1 研究区域图和采样分布点位置, Z1-Z4 为子区域

Fig. 6.1 The location of Lake Qiandaohu and samples. Zones Z1, Z2, Z3, and Z4 are separated by gray dash lines

本节研究中, 选择 TDN (溶解态总氮) 和 TDP (溶解态总磷) 作为表征水体营养程度的主要指标。采集表层 (0~0.5 m) 水样, 然后利用提前高温灼烧后的 GF/F 玻璃纤维膜 (Whatman, 孔径 0.70 μm) 过滤后在 4 $^{\circ}\text{C}$ 环境下避光保存。使用碱性过硫酸钾对过滤后的水样进行消解。用分光光度法在 210 nm 处测定 TDN, TDP 用钼蓝法测定。另外, 采集了 4 个站点 (5、14、39 和 56 号) 不同

水深处的水样,经 GF/F 玻璃纤维膜过滤后,使用 Skalar 连续流动分析仪器(Skalar SAN++, 荷兰)测定了的硝酸盐浓度(NO_3^{3-})。表层 Chl-*a* 测量方法同 3.1.3 节。

6.1.2 水体垂向结构参数计算

利用指数幂分布函数从每个 ChlF 剖面计算 SCM 的相关参数 (Leach et al., 2018) (图 6.2), 该函数也就是 p 广义正态分布 (Nadarajah, 2006) (公式 6-1)。对于给定的 ChlF 剖面,用最小二乘法拟合一组最优函数的参数 (a 、 b 、 p 、 μ 和 σ), 以得到 ChlF 剖面的最优估计。该函数中的参数对应着 SCM 的相关参数: SCM 强度 (ChlF 在 μ 处的值)、SCM 深度 (μ), SCM 厚度为 (2σ) (Leach et al., 2018)。通过 MATLAB 中的自定义函数 `fminsearchbnd` 实现该函数的最优求解。该函数类似于 MATLAB 软件内置函数 `fminsearch`, 但可以在优化求解时设定参数有效边界, 使得求解的参数位于有意义的范围。预定义了一系列初始值 ($a=-0.1$, $\mu=1$, $b=1$, $p=2$, $\sigma=1$) 来激活 '`fminsearchbnd`' 程序, 然后, 设置了以下参数的变化范围: $0 < \mu < \text{最大湖深}$, $\sigma < 0.5 * \text{最大深度}$, $p > 0$, $a > -0.1$ (Leach et al., 2018)。

$$\text{ChlF}_{\text{mod}} = a + b \left(\frac{p}{2\sigma\Gamma(\frac{p}{2})} e^{-\frac{|x-\mu|^p}{\sigma}} \right) \quad (\text{公式 6-1})$$

其中, ChlF_{mod} 是模型估算的 ChlF, a 是背景 ChlF 值, b 是一个无量纲的拉伸因子, 用于调整 SCM 在背景 ChlF 之上的强度。公式 6-1 中右边第二项是描述 ChlF 主要形状的指数幂分布, p 是控制该分布尾部区域和分布形状的因子 ($p=2$ 的曲线是高斯分布), Γ 为伽马函数。

水柱垂向叶绿素总量 (T_{chl} , mg/m^2) 是以离散样点计算的整个剖面中 ChlF 的积分来估算的。具体来说, 首先以 0.1 m 的间隔对 ChlF 曲线进行插值, 然后进行数值积分, 从而计算出近似的 T_{chl} (公式 6-2)。

$$T_{\text{chl}} \approx \sum_{x=0.2}^{x=D} \frac{\text{ChlF}(x+0.1) + \text{ChlF}(x)}{2} \times 0.1 \quad (\text{公式 6-2})$$

其中, x 是水深, 是从 0.2 m 到水体底层深度 (D)。

温跃层和 $K_d(\text{PAR})$ 的测量以及计算方法同 3.1 节。另外, 利用 7 月千岛湖全湖巡测样点的溶解氧垂向分布数据计算了氧跃层深度和缺氧区的初始发生位置, 具体计算方法同 5.1.1。氧跃层深度为垂向溶解氧发生突变的深度, 其计算与混合层深度相似, 采用阈值法与人工目视判断相结合的方法。由于春季 (5 月) 的

缺氧区域分布较少, 所以分析仅使用 7 月的数据。

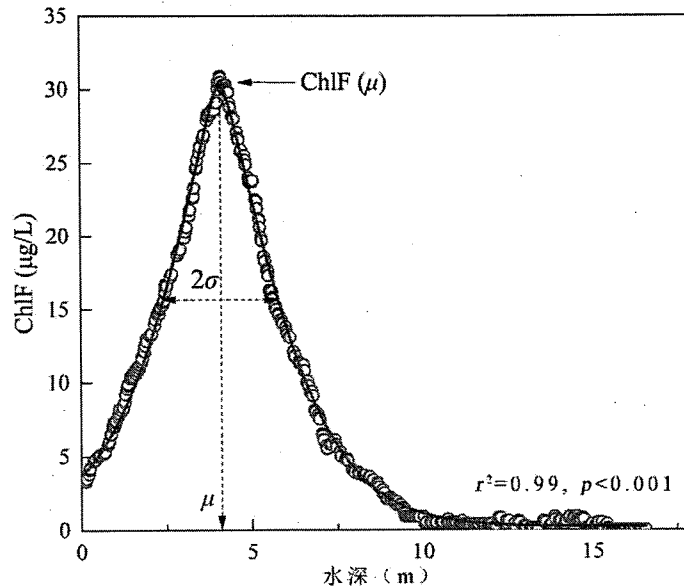


图 6.2 SCM 相关参数确定示意图

Fig. 6.2 The determination of SCM magnitude, depth, and thickness for the ChlF profile. μ is the SCM depth, $\text{ChlF}(\mu)$ is the SCM magnitude, and 2σ is the SCM thickness

6.1.3 叶绿素荧光的非光化学淬灭效应校正

YSI 等水质仪采用荧光法测量叶绿素浓度时, 其测量精度会受到叶绿素含量、物种组成、浮游植物的光照和营养状况等多种因素的影响。尤其是浮游植物暴露在光照下时, 其荧光量子转化率可能会降低, 这称之为非光化学淬灭效应 (non-photochemical quenching, 简称 NPQ) (Fennel and Boss, 2003)。NPQ 效应通常发生在较高辐照度的地方, 在清洁湖泊测量时, ChlF 往往容易形成表层低, 下层高的数值分布, 会形成“伪 SCM”的现象。因此, 利用 ChlF 剖面研究 SCM 的形成和变化时, 必须考虑 NPQ 的影响, 并予以分析和校正。Brenttrup et al. (2018) 和 Boss et al. (2008) 使用夜间测量的 ChlF 数据来排除 NPQ 对 ChlF 的影响。Hamilton et al. (2010) 则直接将水体表层 5 m 范围的 ChlF 数据舍弃不用, 以避免表层数据被 NPQ 影响的数据。

千岛湖夏季分层较强, 混合层深度浅, SCM 的深度分布大多都是 5 m 以上, 排除表层数据是不现实的。由于已有的实测采样中同步测量水体光学参数 (如 $K_d(\text{PAR})$ 、透明度等), 采样均在白天进行, 因此已有的校正方法难以适用于本文

的 NPQ 效应分析中。幸运地是，千岛湖有 3 个站点（浮标细节见第 5 章），分别位于千岛湖的不同区域（河口区、过渡去和深水区）。这些站点每天以 4 h/次自动测量水质剖面，包含了大量的夜间 ChlF 的剖面数据。认为 0 h 采集的 ChlF 数据不受 NPQ 效应影响，所以收集了 3 个站点 8 h、12 h、16 h（白天）的 2017 年千岛湖自动浮标测量的春、夏两季昼夜的 ChlF 曲线，并计算了相应的 SCM 参数，与 0 h（午夜）结果进行差异比较，以论证 NPQ 效应对日间采样的影响。

6.1.4 统计分析

由于采样站点分布均匀且覆盖全湖（图 6.1），采用 ArcGIS 10.2（美国 ESRI 公司）中的 Kriging 插值方法产生 SCM 参数、TDN、TDP 和 Z_{eu} 的空间分布图。同时，根据湖泊形状、水深和河流流向，本研究将千岛湖划分为 4 个子区域（Z1、Z2、Z3 和 Z4），以具体分析 SCM 参数的空间差异（图 6.1）。在统计分析中，对单组参数使用 t 检验，判定湖泊单个参数之间在空间的差异是否显著（ $p < 0.01$ 为显著）。检验两组指标之间的差异显著性（ $p < 0.01$ 为显著）也采用 t 检验。参与统计检验的数据包括 5 月和 7 月的 SCM 参数、 Z_{eu} 、混合层深度、TDN 和 TDP。此外，采用 Pearson 相关系数进行分析 SCM 参数与 Z_{eu} 、混合层深度、TDN 和 TDP 之间的关系。

6.2 热力分层对叶绿素垂向结构时空变化的影响

6.2.1 空间分布

（1）千岛湖水体环境空间分布特征概述

2014 年 5 月和 7 月，湖泊中 Z_{eu} 、混合层深度、TDN 和 TDP 均体现了显著的空间分布差异（ $p < 0.01$ ）。在 5 月， Z_{eu} 在南部区域（Z3 和 Z4 地区）普遍较深，而在北部区域（Z1 和 Z2 地区）较浅（图 6.3a）。Z3 区域的 Z_{eu} 的平均值 ± 标准差为 10.1 ± 1.7 m，Z4 区域为 9.9 ± 1.7 m；Z1 为 5.3 ± 1.5 m，Z2 为 6.9 ± 0.8 m（图 6.3a；表 6.1）。总体上，南部区域的混合层深度比北部区域深。北部水域中，Z3（ 4.1 ± 1.6 m）的混合层深度最深，而 Z1（ 1.6 ± 0.6 m）最浅（图 6.3b；表 6.1）。混合层深度的空间分布与 Z_{eu} 一致（ $n=53$ ， $r=0.55$ ， $p < 0.01$ ），但北部区域的 TDN 和 TDP 高于南部区域（图 6.3c-d）。其中，Z1 地区最高，均值分别为

1.4±0.1 mg/L 和 22.1±4.9 μg/L, 其他地区营养盐的浓度空间差异不大。

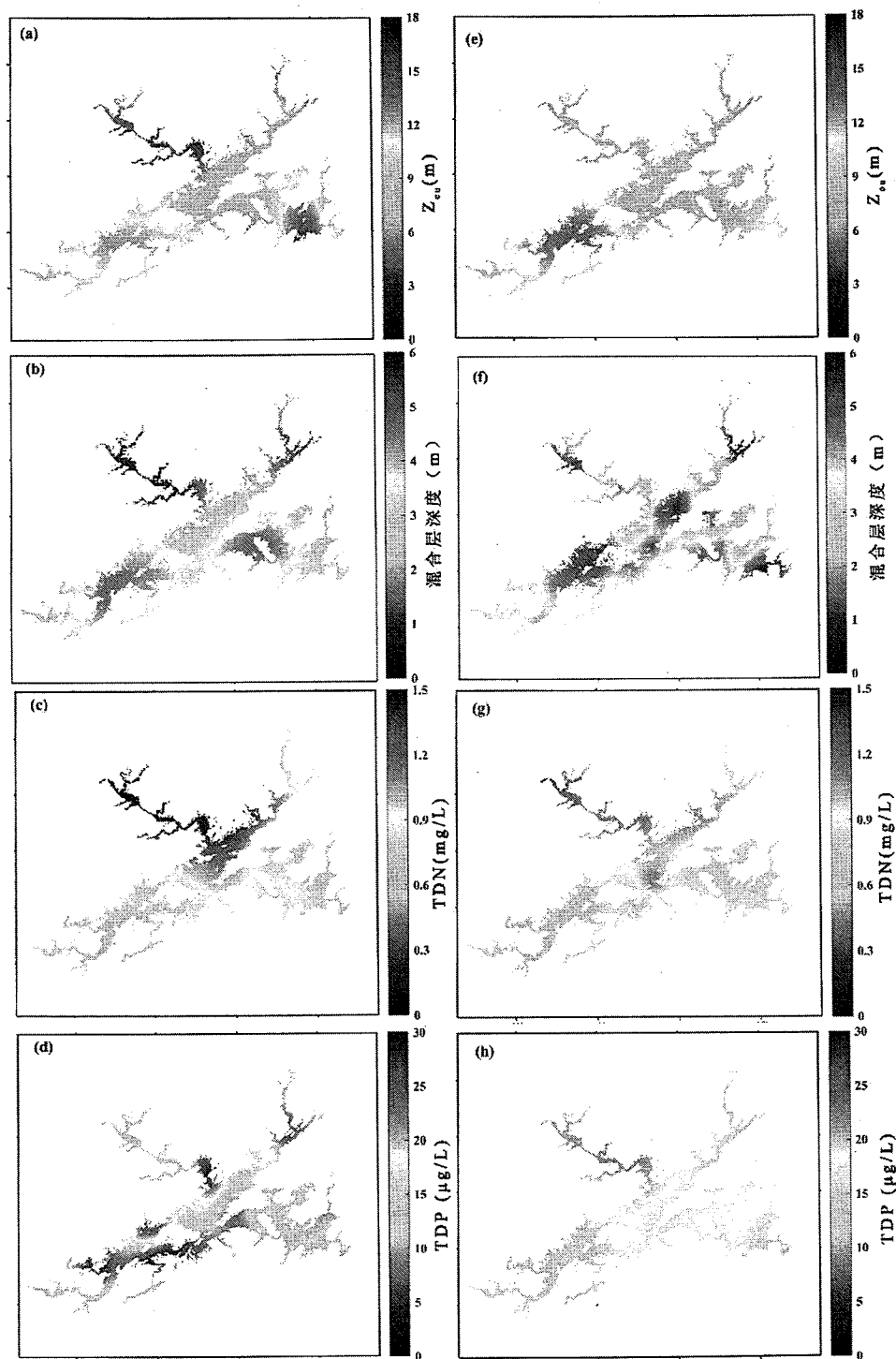


图 6.3 千岛湖 2014 年 5 月 (a-d) 和 7 月 (e-h) 的 Z_{eu} 、混合层深度、TDN 和 TDP 的空间分布

Fig. 6.3 Spatial distributions of euphotic depth, mixing layer depth, total dissolved nitrogen, and total dissolved phosphorus in May (a-d) and July (e-h) 2014 in Lake Qiandaohu.

在 7 月, Z_{eu} 的空间格局与 5 月相似, 南部区域较高, 北部区域较低 (图 6.3e)。Z3 (4.2 ± 0.8 m) 和 Z4 (3.75 ± 1.4 m) 的混合层深度均值明显深于 Z1 和 Z2 (t 检验, $p < 0.01$)。其中, 部分南部区域的混合层深度超过 5 m (图 6.3b; 表 6.1)。7 月份 60 个样点的混合层深度均值比 5 月份增加了约 0.4 m (图 6.3b 和 f)。北部湖区的营养盐浓度显著高于南部湖区 (图 6.3g-h) ($p < 0.01$), 其中 Z1 的浓度最高, TDN 为 1.1 ± 0.1 mg/L, TDP 为 21.6 ± 3.5 μ g/L; Z3 的浓度最低, TDN 为 0.8 ± 0.1 mg/L, TDP 为 15.1 ± 6.0 μ g/L (表 6.1)。然而, 7 月份的 TDN 和 TDP 尽管空间分布与 5 月份相似, 但总体浓度低于 5 月份 ($p < 0.01$)。

表 6.1 2014 年 5 月和 7 月不同湖区混合层深度、水质参数和 SCM 参数的统计

Table 6.1 Mixing layer depth, euphotic depth, total dissolved nitrogen, total dissolved phosphorus, surface chlorophyll-*a* and SCM parameters in 2014 in Lake Qiandaohu

湖 区	月 份	统计 指标	混合层 深度 m	Z_{eu} m	TDN mg/L	TDP μ g/L	Chl- <i>a</i> μ g/L	SCM 强度 μ g/L	SCM 深度 m	SCM 厚度 m
Z1	5	范围	0.3-5.6	3.7-9.3	1.2-1.6	12.9-30.7	9.9-30.8	14.7-49.6	1.1-4.2	4.3-8.5
		均值	1.6 ± 1.5	5.3 ± 1.5	1.4 ± 0.1	22.1 ± 4.9	21.1 ± 6.0	25.8 ± 9.5	1.9 ± 0.8	5.4 ± 1.4
	7	范围	1.1-5.0	5.7-8.4	1.0-1.4	16.6-27.2	6.7-17.6	9.8-20.6	2.4-6.1	6.0-14.6
		均值	2.4 ± 1.0	7.0 ± 0.8	1.1 ± 0.1	21.6 ± 3.5	11.3 ± 3.3	15.0 ± 2.6	4.2 ± 1.0	9.4 ± 2.9
Z2	5	范围	1.0-2.8	5.9-8.1	0.9-1.1	5.4-20.5	6.5-11.1	19.3-30.6	4.0-4.9	4.5-8.0
		均值	1.8 ± 0.6	6.9 ± 0.8	1.0 ± 0.1	11.5 ± 6.0	9.5 ± 1.7	23.2 ± 5.2	4.1 ± 0.3	6.3 ± 1.1
	7	范围	0.8-5.8	5.1-7.6	0.1-1.1	13.4-17.7	6.4-17.8	19.8-29.4	3.8-6.5	6.4-10.4
		均值	2.4 ± 1.5	6.8 ± 0.9	1.0 ± 0.1	15.6 ± 1.4	12.9 ± 3.6	22.1 ± 3.1	5.2 ± 0.9	8.9 ± 1.3
Z3	5	范围	1.3-8.1	7.1-12.8	0.7-1.2	3.3-30.0	2.3-15.4	3.3-11.5	3.2-7.5	6.4-15.5
		均值	4.1 ± 1.5	10.1 ± 1.7	0.8 ± 0.1	11.0 ± 7.3	5.5 ± 3.4	6.6 ± 2.5	5.7 ± 1.3	9.8 ± 2.9
	7	范围	2.9-5.4	6.9-17.6	0.6-1.3	10.1-37.7	5.4-23.3	7.6-21.1	3.2-5.5	4.6-13.2
		均值	4.2 ± 0.8	11.2 ± 2.8	0.8 ± 0.1	15.1 ± 6.0	11.0 ± 4.9	11.4 ± 3.6	4.5 ± 0.8	9.1 ± 1.9
Z4	5	范围	1.0-7.1	6.3-13.6	0.7-1.0	7.6-19.5	0.4-6.6	6.2-16.4	3.3-5.9	4.7-11.4
		均值	3.8 ± 1.5	9.0 ± 1.7	0.8 ± 0.1	11.3 ± 3.5	3.6 ± 1.2	9.9 ± 2.5	5.0 ± 0.6	8.0 ± 1.7
	7	范围	1.4-6.2	8.4-13.5	0.7-0.9	12.2-27.8	8.8-17.6	12.0-20.0	3.4-5.8	6.0-12.2
		均值	3.6 ± 1.4	10.5 ± 2.0	0.8 ± 0.1	17.4 ± 4.1	12.2 ± 2.9	15.5 ± 2.4	4.5 ± 0.8	9.3 ± 1.7

注: 均值有标准差, 即均值 $\pm$ 标准差。 Z_{eu} : 真光层深度; TDN: 溶解性总氮; TDP: 溶解性总磷; Chl-*a*: 叶绿素 *a*

(2) 千岛湖 SCM 参数的空间分布特征

NPQ 效应分析：首先，在千岛湖，YSI 探头获得的表层水体 ChlF 浓度与实验室测量的 Chl-a 具有较好的一致性（图 6.4）。另外，千岛湖三个浮标站点在夜间（0h）收集的 ChlF 与白天（8h、12h 和 16h）收集的 ChlF 之间存在较好的一致性。总的来说，白天和夜间不同水深处和 SCM 参数下的 ChlF 值在 1:1 两侧均匀分布（图 6.5-6.7）。在春季，白天的 SCM 深度与夜间的 SCM 深度存在较好的相关性（ $r^2=0.81$ ），但与夜间的 SCM 深度相比，白天的 SCM 深度高估了约 20%（平均相对误差，mean relative error, 简称 MRE）。白天和晚上的 SCM 强度也有很好的相关性（ $r^2=0.89$ ），白天的 SCM 强度比晚上的 SCM 强度小 16% 左右。在夏季，白天和夜间 SCM 的参数也较为一致（SCM 深度： $r^2=0.93$ ，SCM 强度： $r^2=0.68$ ），其中，白天的 SCM 深度较夜间高估约 10%，SCM 强度值则低估约 19%。这些结果表明，白天和夜间的 SCM 参数具有较好的相关性，均选用白天时段测量的 ChlF 是具有相似的相对误差，因此是可比的。总体上，NPQ 效应对 SCM 时空分布的影响较弱。另外，在大部分实地采样过程中，多为多云天气，因此，NPQ 对数据的可用性影响较弱。

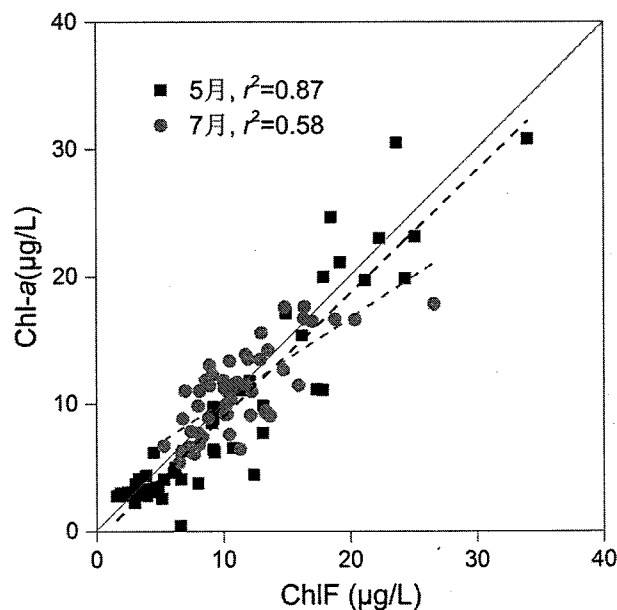


图 6.4 YSI 测量的表层 ChlF 和实验室测量的 Chl-a 的对比

Fig. 6.4 Relationships between YSI sensor measured chlorophyll fluorescence and chlorophyll-a concentration measured in the lab

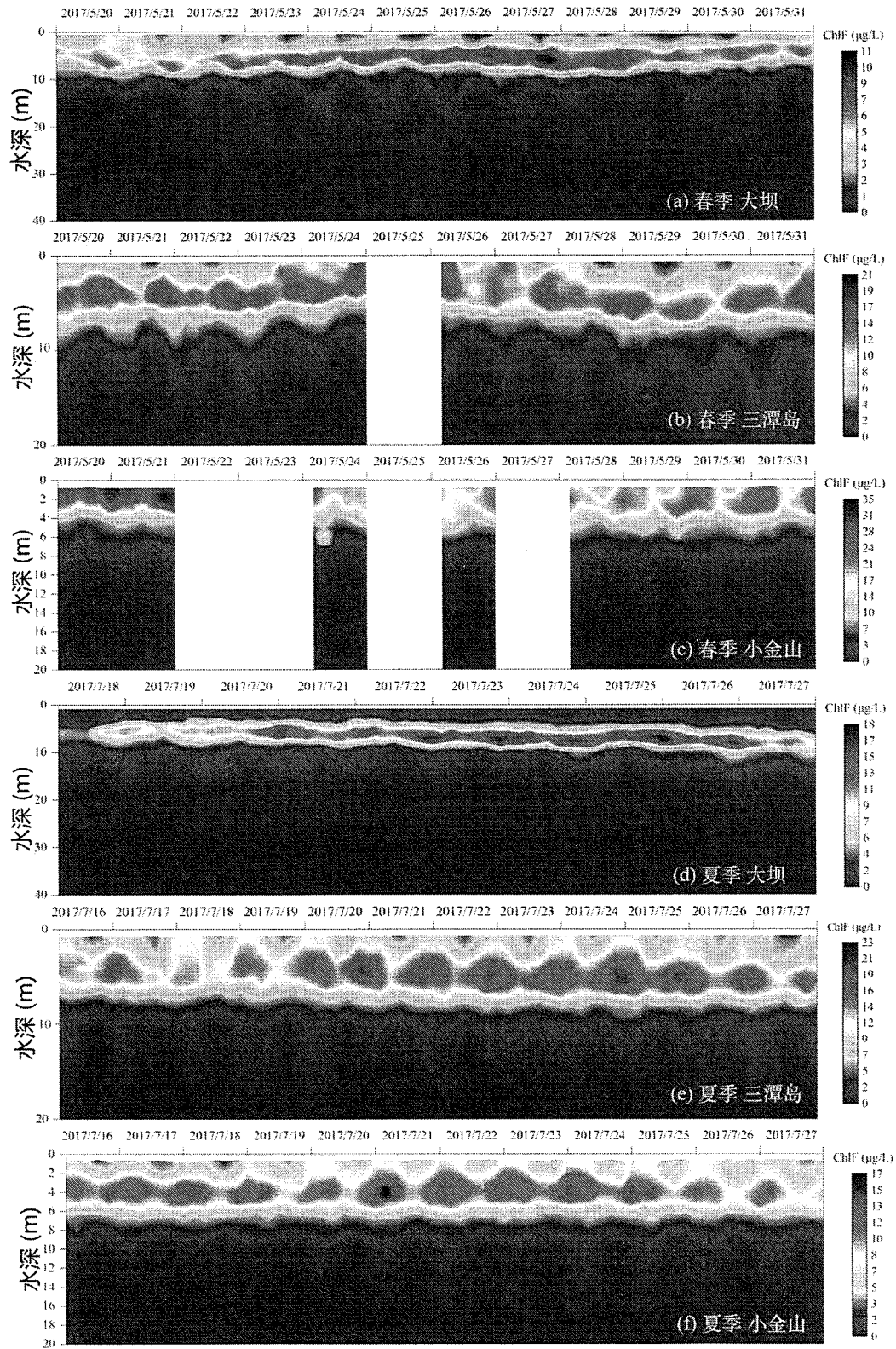


图 6.5 春季 (a-c) 和夏季 (d-f) 大坝、三潭岛和小金山站点的 ChlF 垂向分布

Fig. 6.5 Profiles of chlorophyll fluorescence measured in spring and summer 2017 in Daba, Santandao, Xiaojinshan stations, the measurements were conducted every 4h

表 6.2 白天和夜间探头测量的 SCM 参数的差异性统计

Table 6.2 Difference statistics of SCM parameters derived from the buoy chlorophyll fluorescence profiles between daytime (8h, 12h, 16h) and nighttime (0h)

	时间 (h)	绝对误差	相对误差 (%)	斜率	r^2
SCM 深度(m) (春季)	8	0.39	12.31	0.85	0.9
	12	0.58	20.54	0.87	0.75
	16	0.53	17.66	0.91	0.78
SCM 强度($\mu\text{g/L}$) (春季)	8	2.45	13.68	0.72	0.94
	12	2.07	16.34	0.81	0.86
	16	2.29	18.73	0.87	0.87
SCM 深度(m) (夏季)	8	0.36	8.7	0.84	0.94
	12	0.44	11.07	0.82	0.92
	16	0.43	10.45	0.86	0.93
SCM 强度($\mu\text{g/L}$) (夏季)	8	3.41	23.2	0.63	0.78
	12	2.82	20.22	0.64	0.61
	16	1.79	12.78	0.8	0.66

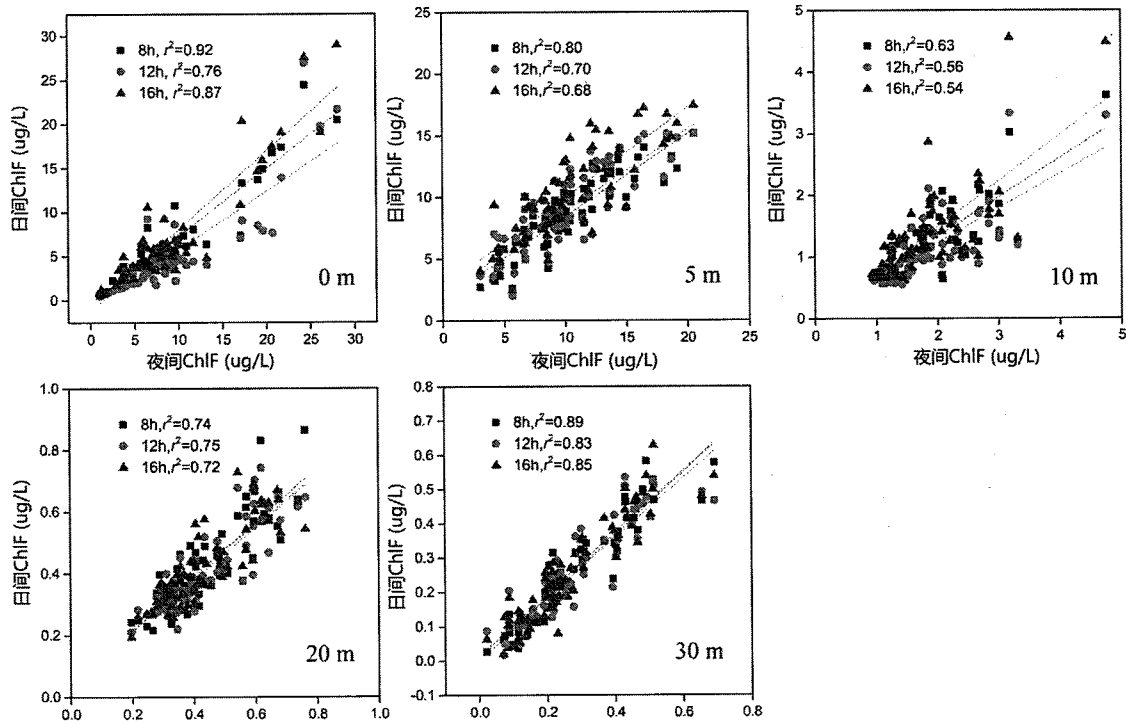


图 6.6 白天 (8 h、12 h 和 16 h) 和夜间 (0 h) 大坝、三潭岛和小金山站点在不同深度处 (0 m、5 m、10 m、20 m 和 30 m) 的 ChlF 对比

Fig. 6.6 Comparison between chlorophyll fluorescence at daytime (8 h、12 h 和 16 h) and nighttime (0h) in different layers (0 m、5 m、10 m、20 m 和 30 m)

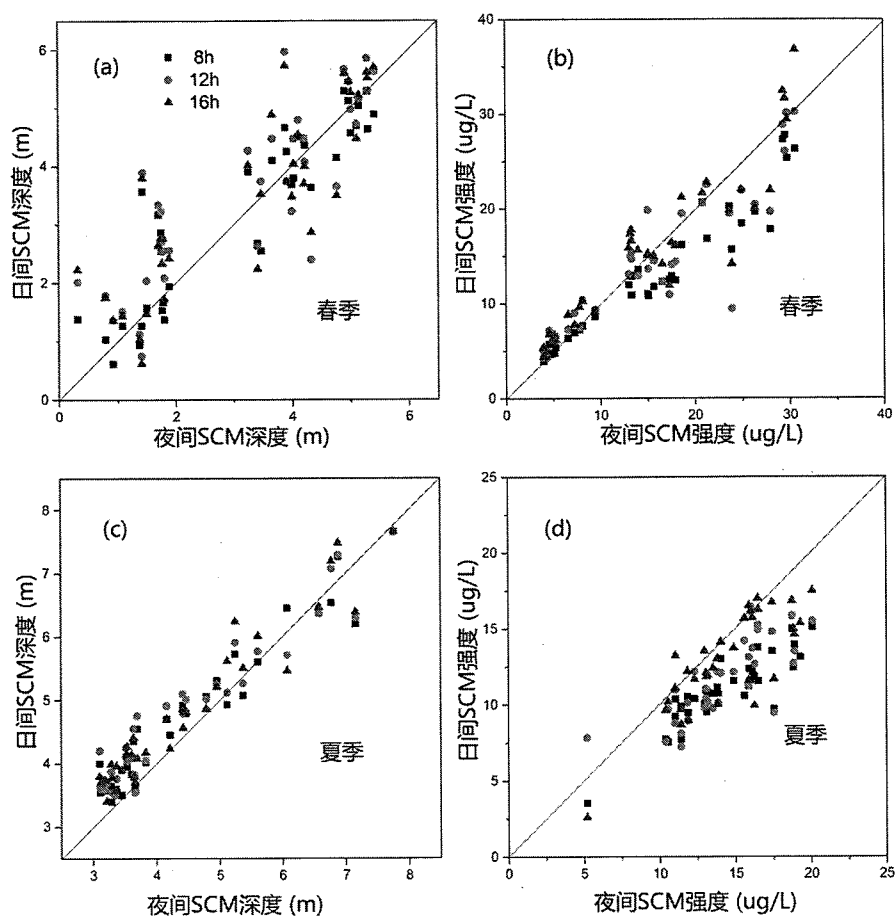


图 6.7 日间 (8 h、12 h 和 16 h) 与夜间 (0 h) SCM 深度的对比 (a,c) 以及日间与夜间 SCM 强度的对比 (b,d)

Fig. 6.7 Comparisons between SCM depth and SCM magnitude at daytime (8h, 12 h, 16h) and nighttime (0 h) in spring and summer

研究使用的大部分样点测得的 ChlF 剖面与指数幂分布拟合的结果具有很好的一致性。其中, 有 3 个样点的 ChlF 测量结果在表层存在最大值, 因此被舍弃。总体上, 采用的 SCM 估算方法能够有效量化千岛湖 95% 的 ChlF 剖面, 拟合的平均 r^2 为 0.98, 拟合结果和测量的 ChlF 平均相对差仅为 1.7% (图 6.2)。

5 月, SCM 深度存在明显的空间差异 (图 6.8a-c)。北部湖区 SCM 强度明显高于南部湖区 ($p < 0.01$) (图 6.8a 和 6.9a)。SCM 强度在 Z1 区域最高, 平均为 $49.6 \mu\text{g/L}$, 在 Z3 最低, 为 $3.3 \mu\text{g/L}$ (表 6.1; 图 6.8a)。然而, 南部水域的 SCM 深度明显深于北部水域 ($p < 0.01$) (图 6.8b 和 6.9b), 最大值在 Z3 (7.5 m), 最低值在 Z1 (1.1 m) (表 6.1; 图 6.8b)。对于 Z2 和 Z4, SCM 深度处于 3~6 m

的中等水平(表 6.1)。5 月, 千岛湖的南部地区(Z3 和 Z4)的 SCM 厚度普遍高于北部地区(Z1 和 Z2) ($p<0.01$), 其中 Z3 的 SCM 厚度最大, 为 15.5 m。然而, Z1 和 Z2 区域的大多数样点, SCM 厚度都小于 9 m, 最小的 SCM 厚度只有 4.3 m(表 6.1; 图 6.8c)。其中, SCM 深度与 SCM 厚度之间存在正相关关系($r=0.54$, $p<0.01$), SCM 强度与 SCM 深度($r=-0.70$, $p<0.01$)和厚度均呈显著负相关关系($r=-0.69$, $p<0.01$)。结果表明, SCM 深度越深, SCM 强度越小, SCM 范围越厚。

7 月的 SCM 参数空间分布与 5 月份有显著差异($p<0.01$)。7 月份的 SCM 参数与 5 月份相比, 在空间上的分布格局较为一致, 但是相关参数的变化幅度较小(图 6.8)。SCM 强度和 SCM 深度的变化范围均减小, 分别为 7.6~29.4 $\mu\text{g/L}$ 和 2.4~6.5 m(图 6.8d-e 和 6.9a-b)。SCM 的强度在 Z1 区域下降($p<0.01$), 在 Z3 和 Z4 区上升($p<0.01$)。因此, 7 月份的 SCM 强度的空间分布更趋于均匀。Z2 区域的 SCM 平均强度略有下降, 仅比 5 月低 1.0 $\mu\text{g/L}$, 7 月份 Z2 区域的 SCM 强度变成最高(图 6.8a 和 6.8d; 表 6.1)。相反地, Z1 和 Z2 的 SCM 深度增加, Z3 和 Z4 的 SCM 深度减少(图 6.8b 和 6.8e)。Z1、Z2 和 Z4 区域的 SCM 厚度都比 5 月有所增加, 只有 Z3 区域的 SCM 厚度减少(图 6.8c 和 6.8f)。SCM 深度和厚度的空间差异也有所减小。因此, 夏季 SCM 参数之间不存在显著相关性。

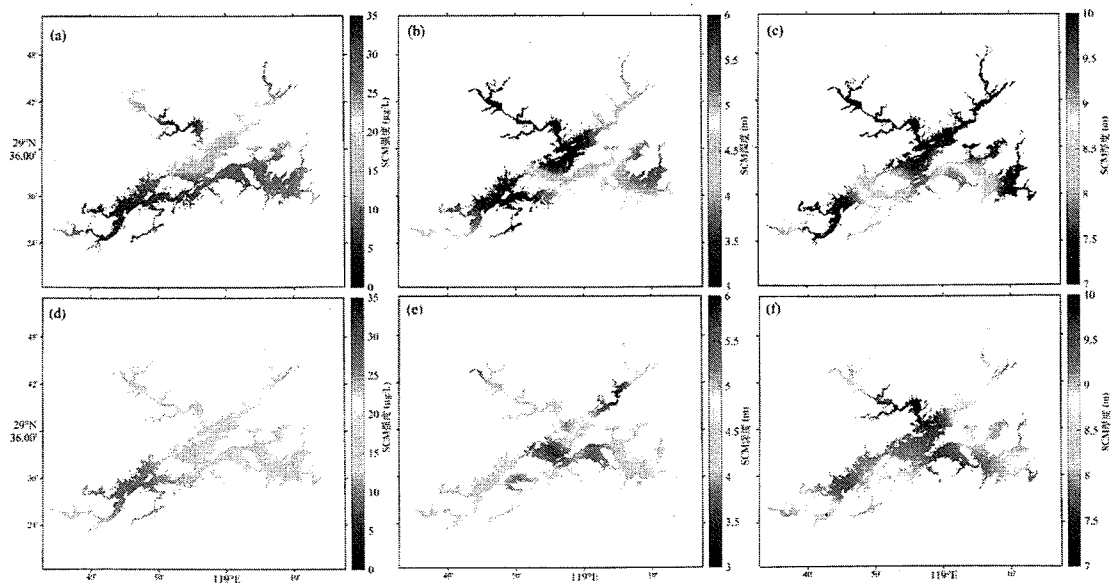


图 6.8 千岛湖 SCM 强度、SCM 深度和 SCM 厚度的空间分布 (a-c 为 5 月, d-f 为 7 月)

Fig. 6.8 Spatial variation of SCM magnitude (a, d), depth (b, e), and thickness (e, f) in May and July 2014 in Lake Qiandaohu, respectively. First row is May 2014 and second row is July 2014

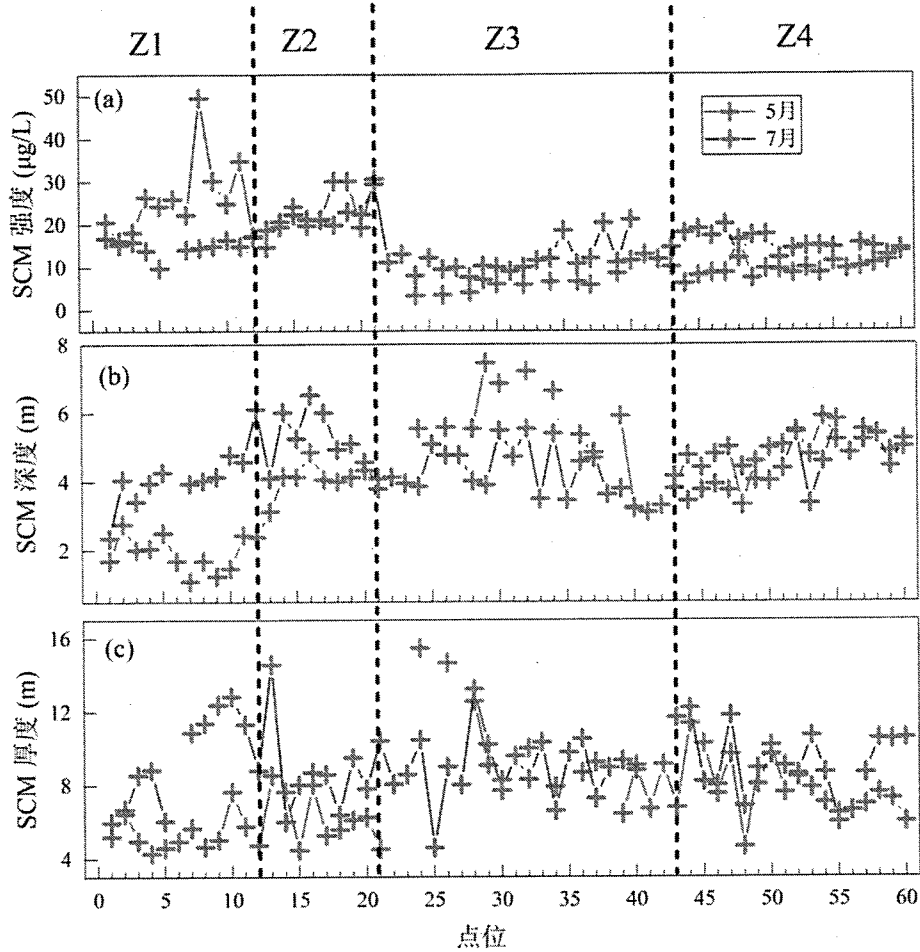


图 6.9 SCM 强度、深度和厚度沿站点号的变化

Fig. 6.9 The variations of SCM magnitude (a), depth (b), and thickness (c) in order of the sites in May and July 2014

(3) SCM 参数和环境因子的关系

5 月的 SCM 强度、深度和厚度的空间分布受到了 Z_{eu} 的影响。千岛湖的 SCM 深度与 Z_{eu} 有显著的正相关关系 ($r=0.85$, $p<0.01$) (图 6.10a), SCM 强度则与 Z_{eu} 有显著的负相关关系 ($r=-0.83$, $p<0.01$) (图 6.10b)。此外, SCM 厚度与 Z_{eu} 也是显著的正相关关系 ($r=0.63$, $p<0.01$) (图 6.10c)。千岛湖的 SCM 出现的最大深度约为 6~7 m, 在 Z3 区域(28~30 站点), Z_{eu} 相对较深(约 12 m),

对应的 SCM 强度较低 ($4\sim6\ \mu\text{g/L}$) (图 6.9a), SCM 较厚 ($12\sim15\ \text{m}$) (图 6.9c)。在 Z1 区域, Z_{eu} 的最小值约为 $4\ \text{m}$, 该区域中相应的 SCM 深度只有 $1.7\ \text{m}$ 左右, SCM 强度则超过 $30\ \mu\text{g/L}$, 达到 $50\ \mu\text{g/L}$ (图 6.9)。

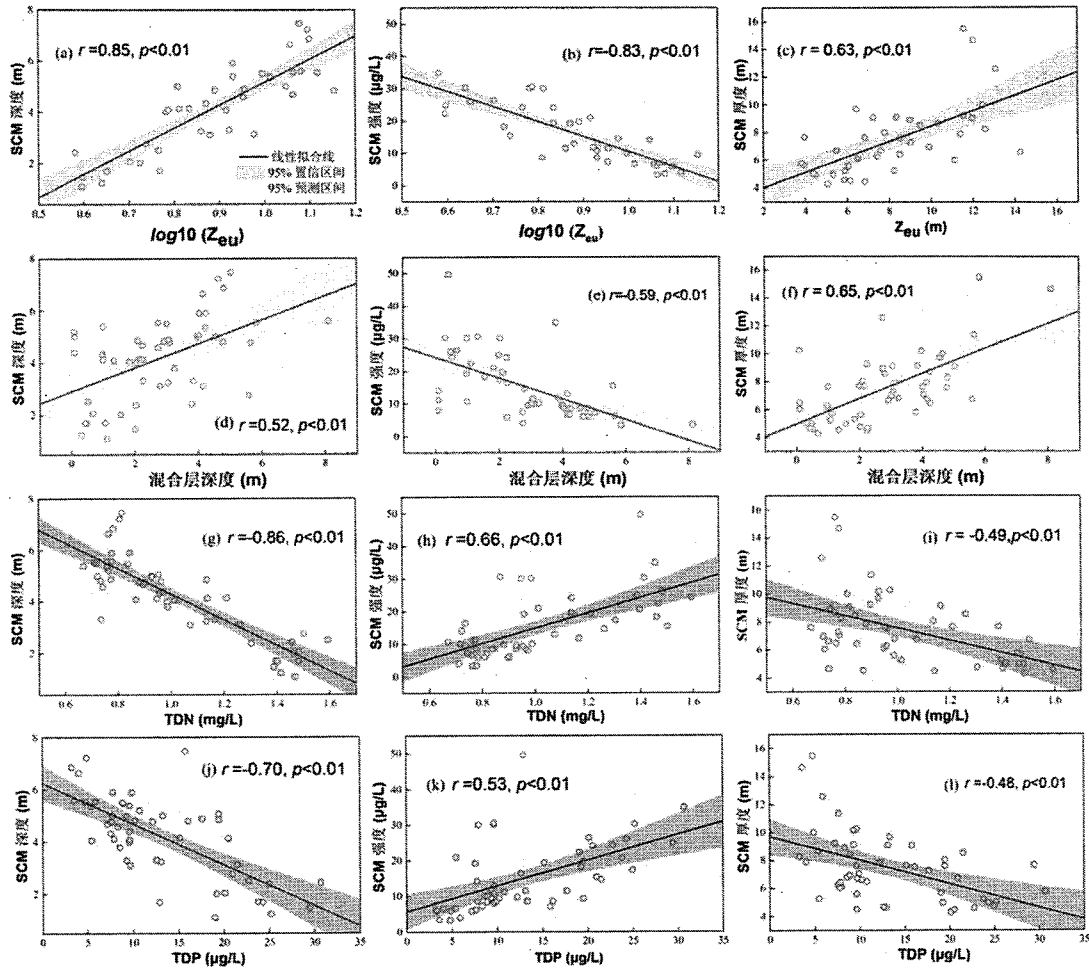


图 6.10 SCM 参数与 Z_{eu} 、混合层深度、TDN 以及 TDP 的相关性分析结果

Fig. 6.10 Linear relationships between SCM magnitude, depth, and thickness and Z_{eu} (a–c), mixing layer depth (d–f), TDN (g–i), and TDP (j–l) in May 2014, respectively

MLD 与 SCM 深度 ($r=0.59$, $p<0.01$) 和厚度 ($r=0.71$, $p<0.01$) 之间存在显著的正相关关系 (图 6.10 d; f), 但是与 SCM 强度则为负相关关系 ($r=-0.70$, $p<0.01$) (图 6.10e)。此外, TDN 和 TDP 与 SCM 的强度也呈正相关, 但 SCM 深度和厚度则呈负相关 (图 6.10d-i)。Z1 区域的 TDN 和 TDP 浓度最高, SCM 的强度最大, 但是 Z1 的 SCM 深度和厚度是最低的。相比之下, Z3 的 TDN 和 TDP 最低, SCM 强度也最低, SCM 的深度和厚度则是最高。Z2 和 Z4 的 TDN

和 TDP 浓度介于 Z1 和 Z3 之间, SCM 强度、SCM 深度和 SCM 厚度则都是中等水平 (图 6.3 和 6.10d-f)。

7 月 SCM 强度与 Z_{eu} ($r=-0.68$, $p<0.01$) 和混合层深度 ($r=-0.44$, $p<0.01$) 之间存在显著负相关。北部湖区的 SCM 深度与 Z_{eu} ($r=0.50$, $p<0.01$) 和混合层深度 ($r=0.65$, $p<0.01$) 都呈正相关关系, 而南部地区则没有发现显著相关性。

(4) SCM 结构时空变化的原因分析

湖泊 SCM 参数的空间变化显著受到千岛湖混合层深度的影响。北部地区混合层深度较浅, SCM 深度较低, 南部 Z3 和 Z4 区域混合层深度较深, 深层的 SCM (图 6.3 和图 6.8)。事实上, 在沿海水域 (Lu et al., 2010) 和湖泊 (Leach et al., 2018) 的已有研究中都有 SCM 深度和混合层深度之间正相关的相关结果。在千岛湖, 初春开始形成温跃层, 夏季分层趋于稳定 (Liu et al., 2019), 且春季温跃层下界平均深度为 22 m, 夏季为 32 m。因此, SCM 的垂直分布范围与表层和温跃层重叠, 大多数样点的 SCM 出现的位置都发生在温跃层 (表 6.2; 表 6.3)。这一发现与全球 100 个湖泊的研究结果一致 (Leach et al., 2018), 并表明了温跃层可以限制浮游植物向混合层的扩散 (Ouellet Jobin and Beisner, 2014, Abbott et al., 1984)。

此外, 湖泊的混合过程可以改变水体中离子的垂直分布, 从而影响营养物质的分布位置 (White and Matsumoto, 2012, Mellard et al., 2011)。已有研究表明, 营养盐跃层是 SCM 结构形成的必要前提条件 (White and Matsumoto, 2012)。在千岛湖, 结果表明了千岛湖的水体硝酸盐也存在分层现象 (图 6.11), 即底层浓度高和表层浓度低的不均匀垂向分布特征。因此, 千岛湖不同区域的营养盐跃层出现的深度随混合层深度的变化而变化。

此外, 水体透明度也会影响 SCM 参数的空间分布 (Leach et al., 2018)。随着 Z_{eu} 的增加, 浮游植物向底层生长和迁移, 从而获得更多的营养物质供自身生长 (Leach et al., 2018, Mellard et al., 2011)。水体透明度还可以通过影响混合层深度来影响 SCM 深度 (Fortino et al., 2014, Read and Rose, 2013)。在千岛湖, 新安江径流和疏浚活动对水体透明度的影响也有报道 (Wu et al., 2015, Li et al., 2018)。这也就是说, 北部湖区与南部地区相比, 较高悬浮物浓度导致 Z_{eu} 较低。

如果水体表层营养盐增加, 为更获得足够的光照, 浮游植物会向表层生长

(Diehl et al., 2002), 导致了较浅的 SCM 深度。在千岛湖, 新安江在 Z1 附近入湖, 且约占有全湖总流量的 60%, 所以入湖径流会在 Z1 区域带来大量的营养物质 (Li et al., 2018, Zhou et al., 2016)。Z2 区域靠近淳安县城, 受到人类活动影响也会具有较高的营养盐浓度, 而千岛湖的南部地区 (Z3 和 Z4) 则相对远离污染源, 总体营养盐水平较低。

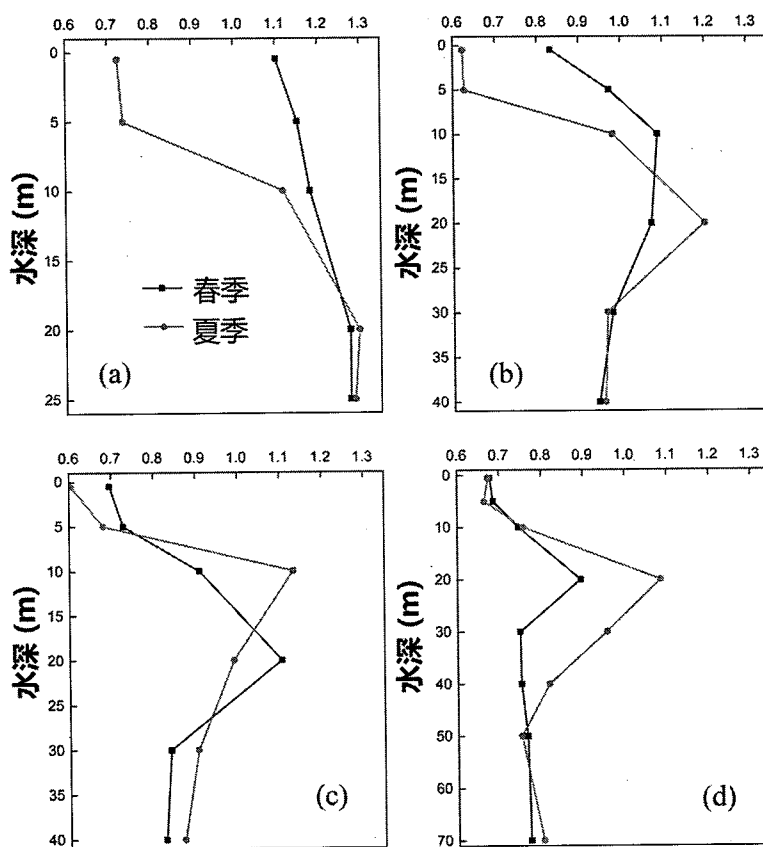


图 6.11 春季和夏季千岛湖 Z1 (a), Z2 (b), Z3 (c) 和 Z4 (d) 的 $\text{NO}_3\text{-N}$ 垂向分布

Fig. 6.11 Vertical distributions of the concentrations of nitrate (NO_3) in spring and summer in four sites located in four subregions separately, corresponding to Z1 (a), Z2 (b), Z3 (c), and Z4 (d).

千岛湖各区域春、夏的 SCM 参数时空变化存在了显著差异。相对于 5 月, 7 月北部区域 SCM 深度增加, 南部区域减少; 北部的 SCM 强度减少, 南部 SCM 增加 (图 6.8)。在北部湖区, 特别是 Z1, 夏季的 Z_{eu} 更深、表层营养物质浓度降低以及混合层深度增加 (图 6.12d-e)。2003~2015 年间, 新安江入湖口附近 (街口站) 的长期观测结果表明, 夏季的总氮和总磷浓度确实低于春季 (图 6.13)。

这可能是因为夏季降雨量和径流较少所致。由于夏季湖体表层营养物质减少,更深的水层的营养物质增加,所以浮游植物会向下生长。虽然,南部湖区的 TDP 和真光层深度在夏季有所增加,但 SCM 深度却是下降的趋势,这说明 SCM 深度对营养盐敏感性可能比真光层深度更大。

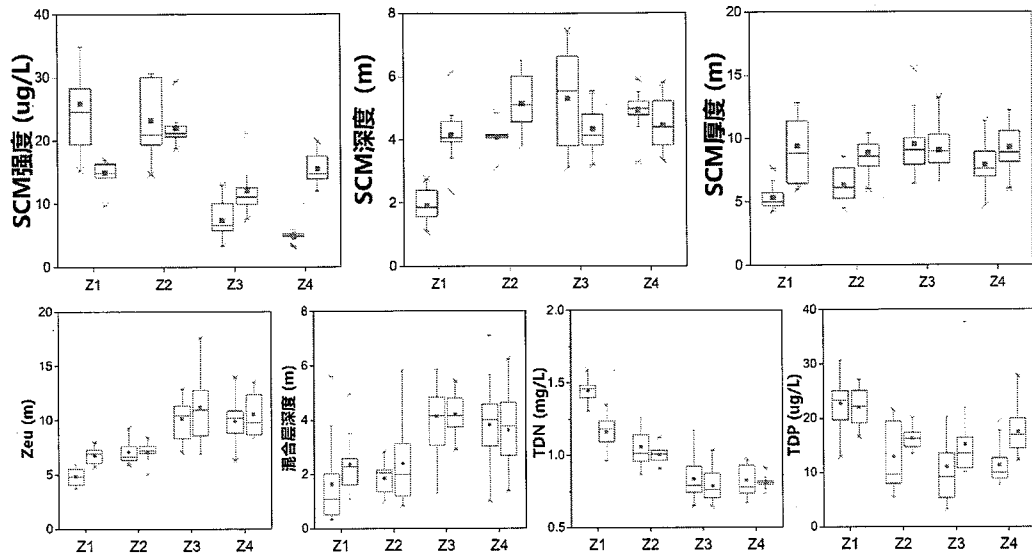


图 6.12 春季和夏季不同区域的 SCM 参数对比

Fig. 6.12 Comparisons of SCM parameters (a–c) and water environmental factors (d–g) between spring (red) and summer (summer) in four subregions

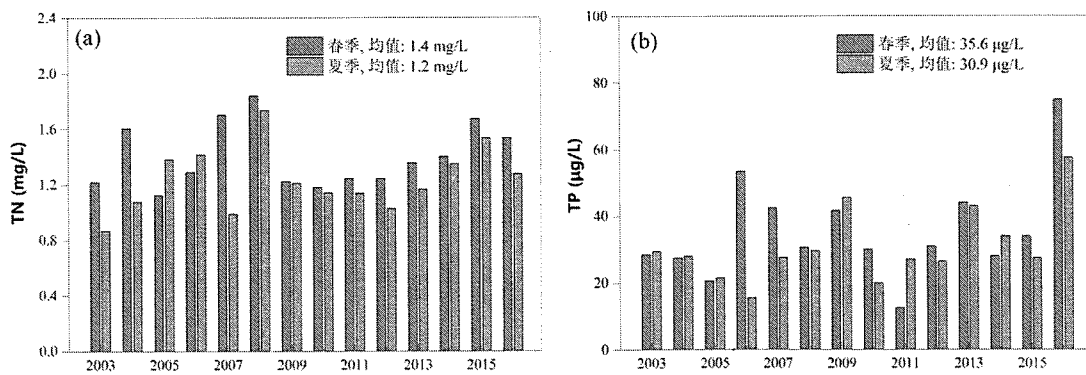


图 6.13 街口站的新安江 2003-2015 年间春季和夏季 TN 和 TP 的变化

Fig. 6.13 Annual mean total nitrogen concentration (TN) (a) and total phosphorus concentration (TP) (b) in spring and summer in the entrance of Xin'anjiang River (Jiekou station, Figure 1) from 2003 to 2015

(5) SCM 对水柱叶绿素总量估算的意义

全湖 SCM 范围内的叶绿素总量在春季平均为 66.2 mg/m^2 ，夏季平均为 96.4 mg/m^2 ，约占水柱内总叶绿素浓度 (T_{chl}) 的 82%。但是，春季和夏季的表层叶绿素总量只占 3% (春季: 2.8 mg/m^2 ，夏季: 3.1 mg/m^2) (表 6.3)。此外，SCM 强度与 T_{chl} 的相关性 (5 月为 $r^2=0.85$ ，7 月为 0.73) 比表层叶绿素和 T_{chl} 的相关性更高 (5 月为 $r^2=0.52$ ，7 月 r^2 为 0.23) (图 6.14)。

表层水体叶绿素浓度常被用来评价湖泊的富营养化状态 (Wang et al., 2018, Westberry et al., 2016)，但是 SCM 层内叶绿素贡献年初级生产总量的 60% 以上 (Omand et al., 2015, Martin et al., 2013)。营养物质 (Brentrup et al., 2018)、光照条件和混合状态 (Mellard et al., 2011) 都会影响表层和 SCM 层范围内叶绿素与总水柱总量的比例。例如，透明度较高的湖泊通常会有较大垂向水柱内的平均叶绿素与表层范围平均叶绿素之比，增加对混合层营养物质的输入就会使浮游植物向表层转移 (Brentrup et al., 2018, Mellard et al., 2011)。研究结果表明 SCM 内的叶绿素总量在 T_{chl} 中占据了很大的比例，而且 SCM 的值与 T_{chl} 具有很好的相关性。所以，监测湖泊 SCM 的变化对于分析湖泊垂向藻类总量具有重要的参考价值。

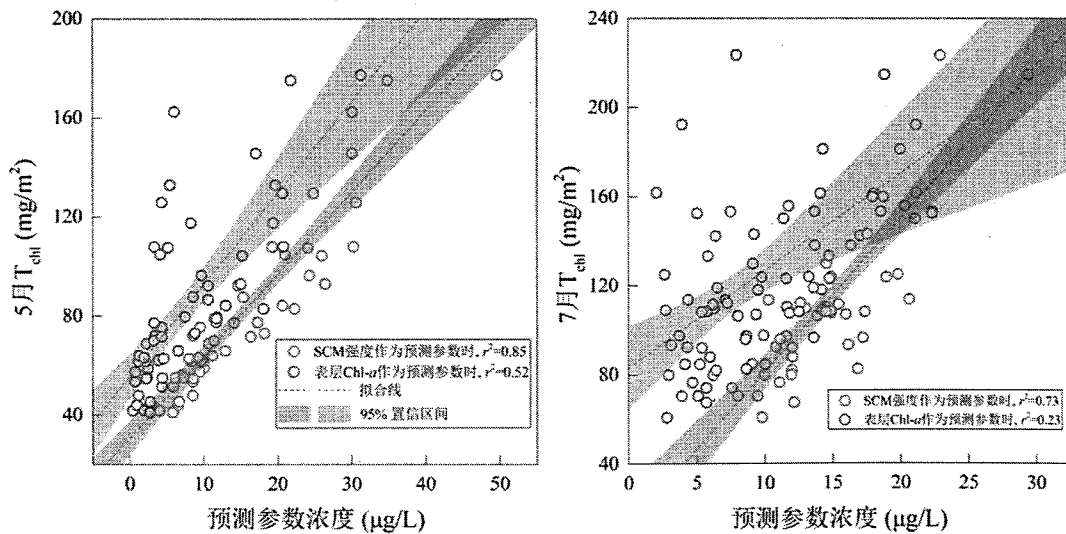


图 6.14 5 月 (a) 和 7 月 (b) SCM 强度、表层 Chl-*a* 与 T_{chl} (水柱叶绿素总量) 关系

Fig. 6.14 The relationships between T_{chl} and SCM magnitude and the surface chlorophyll concentration in May (left) and July (right)

6.2.2 季节变化

2017年2月1日-2018年1月31日每日0h在大坝测量的水温和 ChlF 剖面数据分析了热力分层与 SCM 季节变化的关系(图 6.15)。在该热力分层周期范围内,水温从 2017 年 3 月逐步出现分层,4 月开始,热分层明显形成,至 8 月分层强度最高,分层处于稳定期,从 10 月开始,分层逐步减弱,至 2018 年 1 月完全混合。同时,千岛湖的 ChlF 垂向结构也展现出显著的季节结构变化。

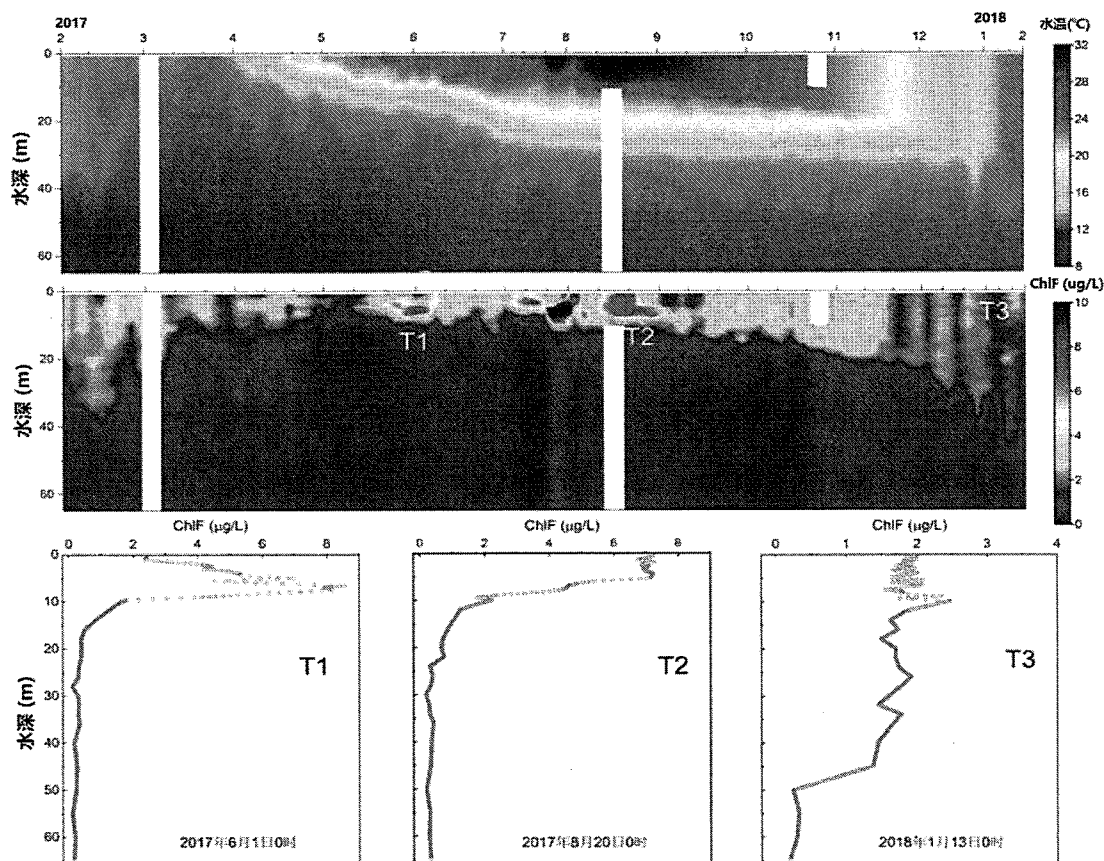


图 6.15 2017 年 2 月-2018 年 1 月千岛湖大坝站的水温和叶绿素荧光 (ChlF) 剖面。T1 至 T3 是三种不同的 ChlF 垂向分布结构, 分别对应着叶绿素最大值出现在次表层 (T1)、叶绿素最大值出现在表层 (T2) 和叶绿素垂向均匀分布的特征 (T3)

Fig. 6.15 Time series of water temperature and ChlF profiles for the period of Feb, 2017-Jan, 2018, when corresponded to a whole stratification cycle in Lake Qiandaohu. T1, T2, and T3 present three typical structure of ChlF profile. The maximum of ChlF in T1 occurs subsurface, i.e., SCM, the maximum of ChlF in T2 is in surface, and T3 shows a homogenous profile of ChlF

整体上, ChlF 在温跃层内的浓度几乎为零, 在春季和冬季, 混合层中 ChlF 浓度较夏、秋分层时期的浓度低, 但其垂向分布范围较大。受光照和分层的限制, 春、冬季节浮游植物最深可出现在 40 m 左右的深度处, 在其分布范围内, 其浓度几乎上下均一, 且浓度较低。从 2017 年的 2 月末 3 月初开始, ChlF 的分布范围逐渐缩小, 开始聚集到离水表 10-15 m 的范围内。随着水温的升高, 浮游植物开始进入生长季, ChlF 的浓度逐渐增加。直到 4 月中, 水体开始分层, 浮游植物开始出现 SCM 的特征。千岛湖明显的 SCM 特征最早出现在 6 月, 持续稳定 SCM 结构分布在 7-9 月分层稳定期间, 同时伴随有较大的 SCM 强度。在随后分层逐渐衰退的时候, 混合层深度逐渐增加, SCM 强度逐渐减弱, SCM 深度逐渐增加, 到 11 月末, SCM 结构基本消失, 混合层以内的 ChlF 显示为均匀分布的状态。

进一步选取了三种 ChlF 的典型垂向结构类型: ChlF 最大值出现在次表层 (T1)、ChlF 最大值出现在表层 (T2) 和 ChlF 在混合层内均匀分布的特征 (T3)。其中, SCM 结构主要出现在热力分层期间, 即在 4 到 11 月。ChlF 在混合层内的均匀分布主要出现在热力分层较弱的时期, 如每年 12 月-3 月的冬春季节。在热力分层期间, 还存在一种表层 ChlF 最大值的结构 (T2), 如在 2017 年的 8 月, ChlF 的最大值出现在表层, 这样的结构可能是由于风的扰动引起了表层水体混合所致。如 8 月中旬, 千岛湖区域常迎来台风等强风天气。总体上, 可以看出, ChlF 的垂向分布特征受混合深度的季节变化影响显著, SCM 深度随着混合层深度的变化而变化, 而 SCM 强度与 SCM 深度呈现相反变化。

6.3 热力分层对溶解氧垂向分布的影响

在 2014 年 7 月, 千岛湖的溶解氧垂向分布具有明显的分层特征, 且在空间上存在显著的差异 (图 6.16)。总体上, 氧跃层深度的变化范围是 2.69 m 到 7.73 m, 平均值为 4.83 m。在空间上, 大坝区域 (Z4) 氧跃层深度最高, 平均为 5.35 m, Z1 区域 (上游街口区域) 的氧跃层深度最低, 平均为 4.18 m, Z2 和 Z3 的氧跃层深度相近, 平均值分别为 4.90 m 和 4.76 m。需要指出的是, 最低值出现在 Z3 区域的 24 号点 (图 6.1), 氧跃层深度为 2.70 m。由于 24 号点周围水体只有这一个点, 所以产生的氧跃层空间分布 (图 6.16) 在该区域表现为明显的低值区

域。

同时，统计了缺氧区和厌氧区的分布情况。在千岛湖的夏季 59 个有效样点的观测中有 35 个样点的水柱出现了缺氧现象，仅有 6 个出现厌氧。缺氧区域主要分布在 Z3 和 Z4 区域，对应于较深的氧跃层深度，厌氧区基本都分布在 Z3 区域。总体上，缺氧区域出现的深度在 11.2~32.3 m 之间，平均值为 20 m，缺氧区出现的深度则在 11.5~34.6 m 之间，平均深度为 26.7 m。在厚度分布上，缺氧区域的厚度在 1.40~22 m 之间，平均值为 9.78 m；厌氧区厚度分布范围为 1.10~4.90 m，平均厚度为 2.85 m。

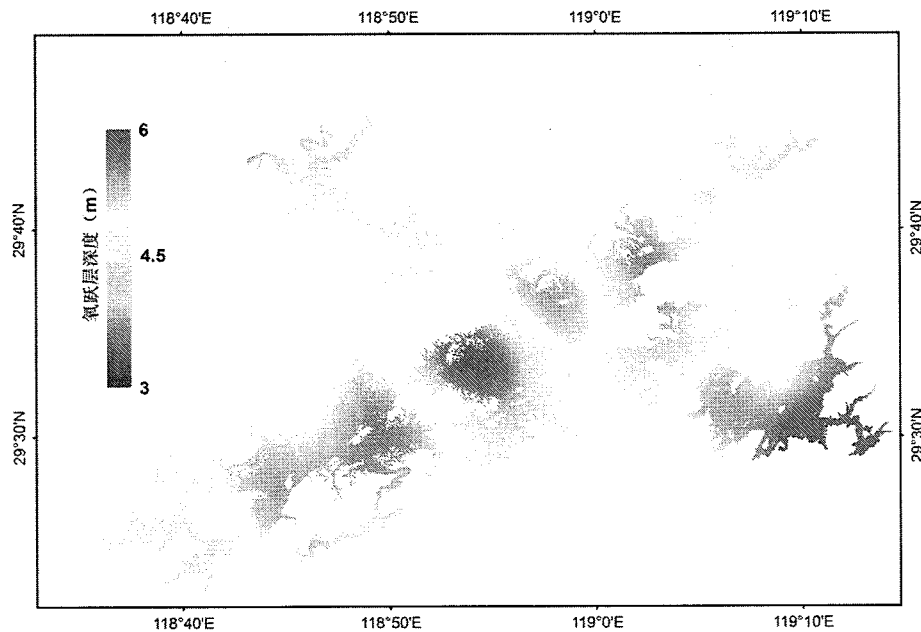


图 6.16 2014 年 7 月氧跃层深度的空间分布

Fig. 6.16 Spatial distribution of oxycline depth in July 2014 in Lake Qiandaohu

本节利用千岛湖夏季稳定分层时期的空间采样结果也显示，氧跃层深度与混合层深度存在很好的正相关关系 ($r^2=0.34$, $p<0.01$) (图 6.17)。也就是说，温跃层深度越浅，分层范围越大，氧跃层深度越小。Zhang et al. (2015) 利用千岛湖多年月观测数据的研究结果也发现氧跃层深度与温跃层深度存在非常好的线性正相关关系，历史上 1980-2013 年气温上升 1.67°C 引起的温跃层深度降低，从而造成氧跃层深度降低 1.65 m，使得表层溶解氧很难到达湖库底部，强化了溶解氧分层和底部缺氧。我们的研究表明深水湖库的溶解氧分层的空间特征很大程度同样

取决于湖泊混合程度的空间格局。除湖泊混合层深度与氧跃层深度之间存在的显著相关关系之外,我们还发现氧跃层深度基本分布在温跃层以内,约比混合层深度低 2 m,也直接表明热力分层溶解氧传输的物理阻隔作用。

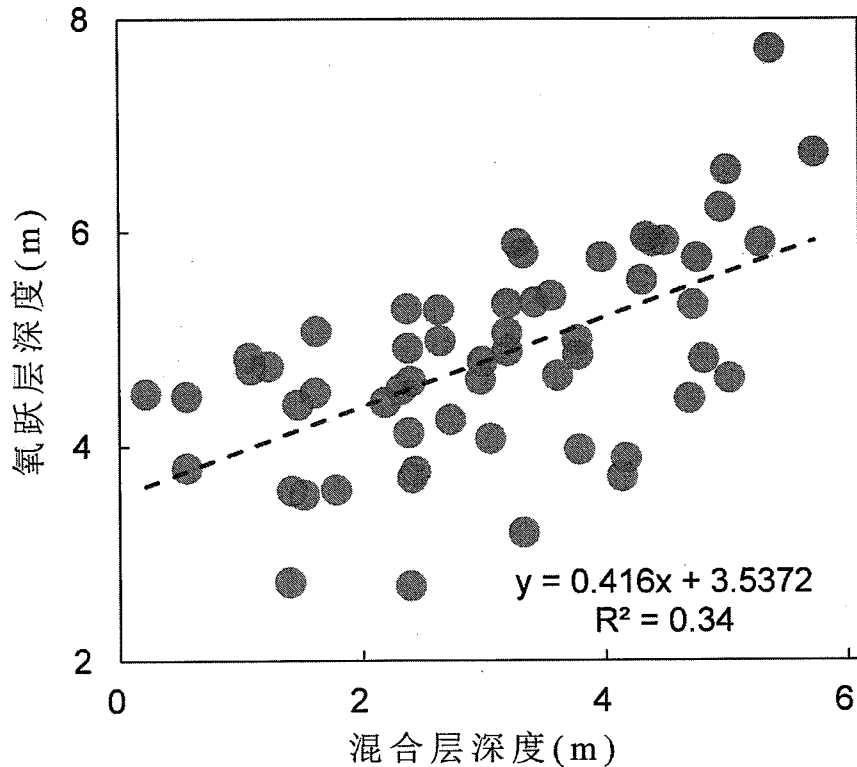


图 6.17 2014 年 7 月混合层深度和氧跃层深度的关系

Fig. 6.17 Relationships between mixing layer depth and oxycline depth in July 2014

事实上,热力分层对溶解氧的影响在其他区域曾多次被报道。在温带湖泊 Blelham Tarn 湖的研究发现,1968-2008 年热力分层提前 28 天,分层持续时间延长了 38 天,由此导致单位体积内混合层的氧气消耗速率降低了 26%,底层均温层缺氧时间增加了 72% (Foley et al., 2012)。特别是,气温升高引起的夏季热力分层的加剧会造成底层均温层溶解氧浓度的显著下降 (Wilhelm and Adrian, 2008)。2003 年夏季欧洲极端高温造成了 Zurich 湖和 Greifensee 湖热力分层强化,由此导致 Zurich 湖底层出现不同程度的缺氧现象,甚至比 20 世纪 70 年代湖泊富营养化最严重时的情况还要严重得多;营养状态更高的 Greifensee 湖也呈现出了显著的缺氧和厌氧状态 (Jankowski et al., 2006)。这些研究都直接或者间接地表明了更强的热力分层会减弱溶解氧的垂直交换,即混合层深度越浅,氧跃层深度也越浅,

底层出现缺氧的概率则越大。虽然在 Victoria 湖和 Kariba 湖观测到相反的现象, 气候变暖有利于表层和底层溶解氧的交换, 降低底部缺氧的出现 (E. Marshall et al., 2013)。然而, 这些区域气候变暖本质上是强化了水体混合而促进了溶解氧交换, 热力分层与氧跃层和缺氧层之间的关系并未改变。所以, 在气候变暖的当下和未来, 湖泊热力分层在世界范围内出现了大范围的增强, 表明未来深水湖库氧跃层向水体表层移动的现象可能会有所加剧, 这对于水生态环境的影响是显著且不可忽略的。

6.4 小结

在亚热带大型深层水库-千岛湖中, 研究了混合分层范围与 SCM 强度、深度和厚度的空间变化特征, 并分析了其变化的相关因素。2014 年春季末伴随着水体开始分层, 千岛湖垂向叶绿素荧光展现出次表层值最大的特征, 且 SCM 参数展现出显著的空间差异。SCM 深度和厚度与真光层深度和混合层深度呈正相关, 与表层营养物质浓度呈负相关。然而 SCM 强度与真光层深度和 MLD 呈负相关, 与表层营养物质浓度呈正相关。千岛湖各区域内 SCM 参数呈现了不同的季节性变化, 这与环境参数的季节性差异有关。同时, SCM 内的叶绿素 a 总量在春季和夏季的平均值分别为 66.2 mg/m^2 和 96.4 mg/m^2 , 约占水柱内叶绿素总量 (T_{chl}) 的 82% 以上, 并且 T_{chl} 与 SCM 的强度的相关性优于同表层叶绿素浓度的关系。

此外, 还分析了 2014 年夏季热力分层与溶解氧垂直分布的关系。混合层深度与氧跃层之间存在较好的正相关关系, 分层的加剧会引起水体氧跃层深度向表层迁移。湖泊热力分层与缺氧区域的形成深度和分布范围存在较好的负相关和正相关关系, 表明了分层的加剧会引发更大范围的湖泊缺氧, 这种缺氧从底部开始会逐步随着分层的加剧向表层移动。该结果表明, 在气候变暖加剧千岛湖等湖库热力分层的同时, 必须考虑湖泊溶解氧含量的问题, 以有效控制湖泊大范围缺氧的出现。

第7章 总结与展望

7.1 研究结论

本研究针对全球气候变化下湖库热力分层和生态效应问题,以不同尺度湖库热力分层变化特征及影响因素—热力分层关键驱动过程—热力分层生态环境效应为主线,通过文献荟萃方法全面理解全球湖库热力分层态势,以中国东部丘陵区域湖库群和千岛湖为研究区域,以野外空间观测和原位高频浮标观测相结合的方式,分析了湖库热力分层的变化特征和时空格局,探讨了湖库水质、气象参数、水文径流等因子对湖库热力分层时空变化的作用,揭示了热力分层变化对湖库溶解氧和叶绿素垂向分布的生态环境影响。主要结论如下:

(1) 对全球 36 个湖库的热力分层长期变化的统计分析表明,大部分湖库均表现为热力分层增强趋势,主要体现在分层持续时间增加、热稳定性的增加以及表面混合深度的减小。究其原因,湖库热力分层的加剧主要是由于全球气候变暖引起的气温上升和人类活动、富营养化等引起的湖泊透明度下降所导致。

(2) 在区域尺度上,通过对我国东部丘陵山区的 15 个深水湖库的垂向参数观测,分析了湖库间热力分层参数的空间差异及驱动因素。单因子和多因子综合分析表明,水深等地形因子对混合层深度的空间变化影响最大,漫射衰减系数次之,气象因子的影响最小,而温跃层厚度的空间变化则由水深主导。

(3) 在典型湖泊尺度上,基于亚热带深水水库千岛湖的高频观测发现,千岛湖的分层过程可以划分为形成期、稳定期和消退期三个阶段。温跃层参数和热稳定性在各阶段展现出规律性的变化和相关关系。同时,驱动分析表明表层水温和平均水温是影响温跃层厚度和热稳定性的主要参数。另外,千岛湖地区 2010-2017 年展现出明显的气温升高的趋势,同时耦合风速和漫射衰减系数的变化,相应地,混合层深度表现为下降趋势,温跃层厚度表现为增加的趋势,因此整体上千岛湖经历了分层逐渐加剧的变化过程。

(4) 发现了强降雨和极端高温等关键气象水文过程下的湖库热力分层响应过程。显著的降雨过程引起了表层水温下降和入流量增加,从而加强水体混合,

降低水柱热稳定性,并可能诱发双温跃层结构的形成。此外,通过比较冬季异常增温与正常气温条件下的水体热力状况差异,发现2016年的暖冬引起冬春季节水体呈现较其他年份更强的分层状况,上下层水体未能充分混合致使2017春季底层缺氧范围扩张显著。

(5) 以叶绿素垂向分布特征和水体垂向溶解氧为例,探索了湖库热力分层的环境效应。在时空尺度上,混合层深度、真光层深度以耦合表层营养物质浓度,均对叶绿素最大值特征参数具有显著的影响。在溶解氧方面,混合层深度很大程度地决定了氧跃层深度和底层缺氧区域的范围,混合范围的减小将引起水体氧跃层深度以及缺氧临界面向表层迁移,从而改变溶氧的垂向分布。

7.2 研究展望

本研究借助文献荟萃、区域调查结合高频浮标观测的方式,分别以全球、区域湖库群以及典型水库为研究对象,研究了热力分层参数的时空格局、驱动机制和生态环境效应,对我国亚热带气候区的深水湖库热力分层整体特征有了初步的了解。但是,在以下方面还存在不足:

(1) 在影响因子方面,本文缺乏风速等其他气象因子对混合分层的调节作用的研究。在影响湖泊表层混合范围的因素中,除气温外,风速和空气湿度等其他参数也可通过影响表层水体湍流动能和蒸散发强度影响水体与大气之间的热量交换。

(2) 在生态环境效应方面,未来需强化热力分层对其他水体化学物质和生物种群的垂向分布的影响研究。湖泊物理混合与分层对水体生态环境有多方面的影响作用,除了本文涉及到的环境效应外,还可能对湖泊内部浮游动物和细菌群落的垂向分布、营养盐、有机物等物质的垂向结构以及水-气界面的气体交换产生一定的影响作用,仍待研究。

(3) 在研究空间尺度上,在区域湖库群和典型湖库千岛湖利用实测数据对热力分层的时空格局和影响因子进行了较为详实的研究,但是对全球尺度的研究则相对较薄弱。

基于以上的不足,在未来,我们希望通过进一步的实验调查和深入分析来丰

富湖泊热力学方向的研究:

(1) 强化分层产生的生态效应的研究。加深对水体垂向化学物质和生物结构的调查和测量,深入探讨物理混合作用对湖泊生物化学垂向结构的影响。例如,鉴于水体表层湍流混合对溶解性气体的强烈影响作用,应增加混合分层与水-气界面气体交换的同步观测,以期为湖泊气体交换速率估算模型提供理论支持。

(2) 加强模型模拟研究。鉴于实测采样具有局限性,且无法回溯热力分层以往的变化过程,因此,可基于历史气象、水文和水质等数据,构建水文和气象模型,模拟全球湖库的水温剖面 and 热力分层参数的时空变化,以揭示对气候变化的响应。

(3) 丰富拓展热力分层研究数据。利用卫星遥感数据获取湖库表层水温长期变化、计算热力分层历史变化过程和未来趋势等。表层水温和透明度与湖泊分层之间存在密切联系,在未来可尝试使用卫星遥感技术,为湖库热力学研究提供更全面丰富的基础数据。