

青海湖湖冰在积雪及沙尘覆盖下的变化差异及分析*

富翔¹, 李志军^{1**}, 李春江², 霍璞真¹, 解飞¹

(1: 大连理工大学, 大连理工大学海岸和近海工程国家重点实验室, 大连 116024)

(2: 内蒙古科技大学, 能源与环境学院, 包头 014010)

摘要: 湖冰是气候变化的指示因子, 全球气候变暖, 对湖冰的消长过程产生了深远的影响。青藏高原湖泊众多, 冻结现象普遍, 对气候变化的响应最为敏感, 但目前对于高原湖冰的热力过程研究较少, 大气—湖冰—湖水间的相互作用机制尚未明确, 而青海湖作为青藏高原最大的湖泊, 对高原气候及水资源平衡的影响尤为重要。因此在 2022 年 2 月 5 日开展青海湖冰封期湖冰—冰—水原位观测试验, 分析积雪、沙尘及裸冰面情况下的青海湖湖冰变化过程的差异。结果表明: 2 月处于湖冰发展平衡期, 最大冰厚为 36.5 cm, 最大雪深 10.4 cm, 雪深的增加降低了冰厚生长速率; 湖冰反照率早晚高, 午时低, 积雪覆盖时反照率最大为 0.61, 而沙尘及裸冰面情况下反照率分别降至 0.27 和 0.16, 太阳净辐射强度也随反照率变化相应改变; 冰温随深度增加, 温度升高, 日变化幅度减小, 对气温的敏感程度减弱; 积雪会显著降低气温与冰温间的相关性, 相关系数由裸冰面阶段的 0.93 降至 0.34; 积雪放大表层冰温对气温响应的滞后效应, 滞后时间为 73—169 min, 而裸冰在太阳辐射强烈作用下, 较气温提前 97 min 达到最大值; 冰内垂向传热通量的变化与冰温一致, 随深度增加热通量降低, 日变化幅度减小。裸冰面时传热通量与其日变化幅度均大于积雪覆盖阶段, 太阳辐射的昼夜交替影响上层冰温, 传热通量方向随之发生翻转; 冰—水界面热通量呈增加趋势, 积雪覆盖阶段均值为 8.43 W/m², 裸冰面阶段均值增加至 20.14 W/m²; 湖冰平衡期的冰底潜热通量在-10—10 W/m² 间波动。本研究丰富了青海湖冰封期的湖冰变化实测资料, 为高原湖泊模式细化与参数化改进提供基础。

关键词: 青海湖; 湖冰; 积雪; 沙尘; 冰水温度场

Variation and analysis of lake ice under snow and sand cover in Lake Qinghai *

Fu Xiang¹, Li Zhijun¹, Li Chunjiang², Huo Puzhen¹, Xie Fei¹

(1: State Key Laboratory of Coastal and Offshore Engineering, Dalian University of Technology, Dalian 116024, P. R. China)

(2: School of Energy and Environment, Inner Mongolia University of Science and Technology, Baotou 014010, P. R. China)

Abstract: Lake ice is an indicator of climate change, and global warming has a profound effect on the growth and decay processes of lake ice. Numerous lakes on the Tibetan Plateau, where freezing phenomenon is common, and the response to climate change is the most sensitive. However, there are few research on the thermal process of lake ice in the plateau, and the interaction mechanism between atmosphere-ice-water remains unclear. As the largest lake on the Tibet Plateau, Lake Qinghai has a particularly important impact on the plateau climate and water resource balance. Based on the in-situ observation of air-ice-water in Lake Qinghai during the ice-covered period on February 5, 2022, the differences of lake ice variation process in Lake Qinghai under snow, dust, and bare ice conditions were analyzed. The results show that the lake ice development was stable in February, the maximum ice thickness was 36.5cm, the maximum snow depth was 10.4cm, the increase of snow depth will reduce the ice thickness growth rate. The albedo of lake ice was higher in the morning and evening and lower at noon. The albedo of the snow-covered was the largest, with the average value of 0.61, and the albedo under dust and bare ice conditions respectively decreased to 0.27

* 2024-07-17 投稿; 2024-12-30 收修改稿。

国家自然科学基金项目(U23A2012)资助

** 通信作者; E-mail: lizhijun@dlut.edu.cn.

and 0.16. The net solar radiation also changed with the change of albedo. With the increase of depth, the ice temperature increased, the daily variation decreased and the sensitivity of ice temperature to air temperature gradually decreased. The snow cover reduced the correlation between air temperature and ice temperature, with the correlation coefficient decreasing from 0.93 in the bare ice stage to 0.34 in the snow cover stage. Snow cover amplifies the hysteresis effect of surface ice temperature response to air temperature, and the lag time was 73-169 min. The surface ice temperature reached its maximum 97 min earlier than the air temperature under the strong effect of solar radiation during the bare ice stage. The variation of vertical conduction heat flux in the lake ice was consistent to that of ice temperature. The heat flux decreased and the daily variation decreased with depth increased. In the bare ice stage, both the value and the daily variation amplitude of the conducted heat flux were greater than that in the snow-covered stage. The diurnal alternations of solar radiation affected the upper ice temperature, and the direction of conduction heat flux reversed accordingly. The water to ice heat flux showed an increasing trend, with the average of 8.43 W/m² in the snow cover stage and 20.14 W/m² in the bare ice stage. The latent heat flux of the ice bottom fluctuates between -10-10 W/m² during the equilibrium period of ice. This study has enriched the measured data of lake ice changes during the freezing period of Lake Qinghai, and provided the foundation for the refinement and parameterization improvement of lake models.

Keywords: Lake Qinghai; lake ice; snow; dust; ice-water temperature field; vertical conduction heat flux in ice layer

青藏高原地处亚洲内陆, 面积约 2.57×10⁶ km², 平均海拔超过 4000 m, 是全球最高的高原^[1, 2], 广袤的高原上孕育众多湖泊, 面积超过 1 km² 的湖泊 1000 余个, 湖泊总面积 5×10⁴ km², 约占全国湖泊总面积的 51.4%^[3, 4], 维系着区域水资源安全和生态环境平衡^[5]。青藏高原上的绝大部分湖泊受高海拔的影响存在季节性冻结现象^[6], 湖冰作为冰冻圈重要组成之一, 其发展过程与气候的变化密切相关, 是全球气候变化的指示因子^[7], 而青藏高原是响应气候变化最敏感的地区之一^[8], 气候条件的改变会显著影响高原湖冰的生消演变, 湖冰的变化进一步改变大气—湖泊之间的能量与物质交换, 从而影响区域气候特征^[9- 10]。

在全球气候不断变暖的大背景下, 过去的 100 多年间, 北半球的湖泊和河流的冰封期缩短, 冻结时间推迟 5.8 d/(100a), 融化时间提前 6.5 d/(100a)^[11]。湖泊冰封期的缩短同时影响湖泊对气候变化的响应, 研究表明 1979—2006 年来北美 Lake Superior 湖冰冰层的减少加速了夏季湖水温度的升高^[12]。Xie^[13]等观测了含章湖的冻融全过程, 计算了该湖在完整冰封期内的热量收支变化, 表明太阳短波辐射和净长波辐射对冰层影响占主导地位。湖冰的表面物质分布受降水、大风等气象因素影响而发生改变^[14], 进而影响大气与湖冰之间的能量交换。Ohata^[15]通过对日本北海道 Lake Abashiri 的野外观测, 发现中纬度湖冰结构中雪冰层的比例要高于高纬度地区, 积雪的存在降低了气象条件变化对冰厚的影响。当冰面上存在 10—20 cm 积雪时, 雪层隔绝了大部分的太阳辐射, 使穿透冰层进入水中的太阳辐射通量显著减少^[16]。湖冰、积雪和水体在不同波长下的光谱反射率变化一致, 且湖冰的反射率大小介于积雪和水之间^[17]。Cao^[18]等对于乌梁素海湖冰的现场观测发现裸冰面的日均反照率为 0.54, 而新雪覆盖冰面时日均反照率可以达到 0.74。青藏高原广泛分布的流动沙丘和荒漠, 是粉尘远程输送的主要源地之一, 在冬季和初春容易产生沙尘暴天气^[19]。当沙尘等物质覆盖积雪或冰面时则会进一步改变表面的辐射特征^[20], 沙尘等较强的吸光能力显著降低表面反照率^[21], 雪中黑碳等物质的存在可以促使青藏高原冰川的融化增加 15%^[22]。积雪和沙尘通过改变表面反照率, 极大的影响湖冰的热量平衡, 是湖冰数值模型发展的重要参数。

近年来对于青藏高原湖冰的研究逐渐展开, 已有学者通过遥感技术对过去数十年间的青海湖封冻现象进行研究, 结果表明青海湖多年平均冰厚为 32—37 cm, 同样存在封冻日期推迟, 解冻日期提前, 冰封期缩短情况, 但青海湖冰封期的减小速率要小于高原腹地的湖泊^[23-25]。湖泊模型也是青海湖湖冰研究的重要手段, 应用能量平衡的湖泊模型相对使用冰冻度日的湖冰生长模型可以更加准确的模拟青海湖开始冻结以及融化结束的时间^[26], 气温、向下长波辐射和太阳辐射对青海湖平均厚度变化的贡献最大, 是提高湖冰模拟准确性的关键参数^[27]。Shi^[28]等结合多种湖泊蒸发模型发现青海湖冰封期的升华现象显著, 总升华量达到 175.22±45.98 mm, 占全年的 23%。由于青海湖地处青藏高原, 位置偏远, 自然环境恶劣, 大多的研究使

用 MODIS 等遥感影像数据或湖泊模型结合常规气象观测资料(气温, 风速、风向, 降水等)的方式, 针对湖冰物候变化等展开研究。但关于湖冰、积雪和冰下湖水动态变化的实测资料十分匮乏, 导致遥感和模型的计算不能完全准确的描述湖冰演变过程, 限制了高原湖泊湖冰模式的发展^[29], 因此仍需现场原位观测资料支撑与验证, 为此于 2022 年 2 月 5 日—2022 年 3 月 1 日开展青海湖冰封期气—冰—水原位观测试验, 获取高原咸水湖冰变化特征和水文气象资料, 探究积雪、沙尘引起的冰面特征差异对冰厚发展、辐射特性、冰水温度、冰内垂向导热通量以及冰—水界面热量平衡的影响, 为高原湖泊原位观测及热力学过程研究提供思路, 对高原湖泊模式参数化改进提供基本资料, 为气候变暖背景下高原水资源的合理利用和生态稳定贡献积极的影响。

1. 研究区域与观测方法

1.1 研究区域概况

青海湖位于青藏高原东北边缘(图 1), 湖区介于 36°21′-37°15′N, 90°36′-100°47′E 之间^[30], 青海湖东西长约 106 km, 南北宽约 63 km, 湖水面积约 4486.1 km², 海拔约 3195 m, 平均水深 18.3 m, 最大水深为 26.6 m, 湖水呈弱碱性, pH 值为 9.23, 含盐量为 12.50—14.13 g/L^[25, 29], 是我国最大的内陆咸水湖泊。青海湖属于半干旱早寒大陆性气候, 终年气温较低且日温差较大, 多年平均气温为-1.4—1.7°C, 湖区多年平均降水量为 319—395 mm, 且多集中在夏季, 多年平均蒸发量约为 800—1100 mm^[24, 31]。青海湖一般每年 11 月左右开始结冰, 12 月形成稳定冰盖, 次年 3—4 月湖水逐渐解冻^[32], 最大冰厚可达 0.7 m^[30]。

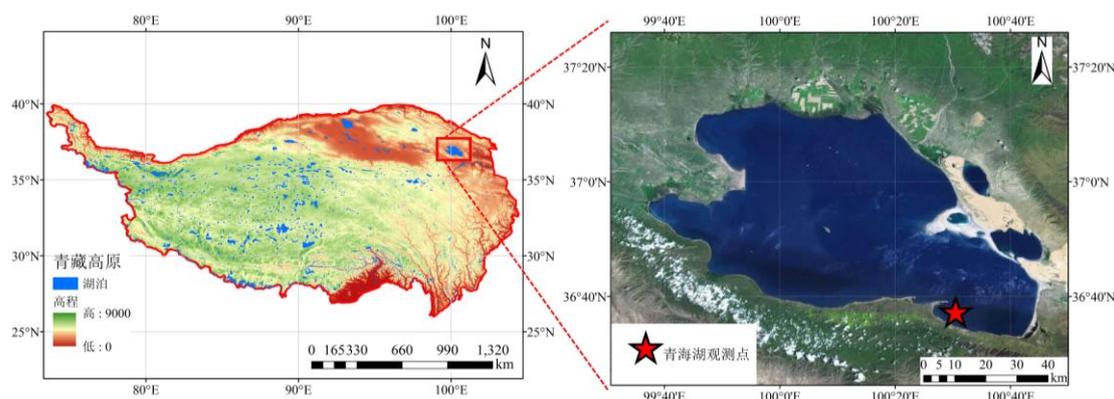


图 1 研究区域(地图高程数据来源于数据集[33])

Fig. 1 Research area(The map elevation data sourced from data set[33])

1.2 原位观测

于 2022 年 2 月 5 日—2022 年 3 月 1 日在青海湖开展冰封期湖泊气—冰—水原位连续观测试验, 观测点(36°35′17″N, 100°29′53″E)位于青海湖东南部, 距岸边约 500 m(图 1)。本次试验使用木方固定观测仪器并架设在稳定冰面, 采用太阳能供电系统供电, 通过 CPRS 无线传输技术实时获取数据。试验中各项观测项目所使用的仪器及详细参数见表 1, 试验现场见图 2(a), 仪器设置高度(深度)见图 2(b)。观测试验所使用的各类仪器已经在含章湖^[34]多个冬季的观测试验中应用, 仪器运行稳定, 观测结果可靠。

2. 结果与分析

2.1 气象条件

整个观测试验历时 25 d, 观测期间的气象要素见图 3。观测期间气温(图 3(a))均在 0°C 以下, 平均气温为-10.1°C, 最低气温为-19.7°C, 出现在 2 月 8 日, 2 月 27 日出现最高气温, 达到-0.6°C。气温整体呈现上升趋势, 2 月 6 日—2 月 28 日平均气温升高 8.1°C, 其中 2 月 6 日—2 月 8 日气温较低, 6 日的平均气温为-13.1°C, 7、8 日的平均气温均为-15.2°C。随后气温逐渐升高, 期间出现一次降温过程, 气温从 2 月 18 日的-9°C 下降到 2 月 19 日的-12.4°C, 降低 3.4°C, 随后继续升温。空气的相对湿度(图 3(b))日变化剧烈, 2 月 6 日出现最大相对湿度, 达到 93.1%, 此时正在降雪, 伴随大雾天气, 引起较高的相对湿度; 2 月 24 日夜

间的相对湿度为 16.5%，是整个试验期间最小的相对湿度。从图 3 中可以发现，气温较高时相对湿度较大，但风对相对湿度也存在显著影响，相对湿度的 4 次降低均伴随着风速增加，大风天气会引起相对湿度下降。观测期间平均风速(图 3(c))为 3.2 m/s，静风天气仅占 4.65%。第一次大风天气出现在 2 月 12 日—2 月 14 日，这三天最大风速分别为 13.3 m/s、12.3 m/s 和 13.7 m/s，此次大风伴随沙尘暴，大量沙尘覆盖雪面，其余两次大风过程出现在 2 月 18 日和 2 月 28 日，最大风速也均超过 12 m/s。青海湖地区太阳辐射强烈，2 月 13 日之前入射太阳辐射日峰值约 800 W/m²，随后逐渐增大到 1000 W/m² 左右。冰面覆盖物显著改变冰面反射辐射，在积雪覆盖期间反射辐射强度较高，约 500 W/m²，沙尘覆盖期间则下降至 200 W/m² 左右，而在裸露冰面期间仅为 100 W/m² 左右。

表 1 观测仪器介绍

Tab. 1 Introduction of observation instrument

| 观测项目 | 设备型号(制造商) | 测量分辨率 | 测量准确性 | 测量范围 |
|----------------------|------------------------------------|--------------------|----------------------|-------------------------|
| 气—冰—水温度 | PTWD-2A(JST, China) | 0.1°C | ±0.1°C | -40~150°C |
| 气温/相对湿度 | PTS-3(JST, China) | 0.1°C/ | ±0.2°C/ | -40~80°C/ |
| | | 0.1%RH | ±2%RH | 0~100%RH |
| 风速 | EC-9S(JST, China) | ±0.1 m/s | ±0.3 m/s | 0~70 m/s |
| 280—3000 nm 太阳总辐射 | TBQ-2(JST, China) | 1 W/m ² | <2% W/m ² | 0~2000 W/m ² |
| 冰厚 | PA500/6(Tritech, England) | 1 mm | 2.5 mm | 0.1~10 m |
| 雪深 | SR50A(Campbell Scientific, USA) | 0.25 mm | ±1 cm | 0.5~10 m |

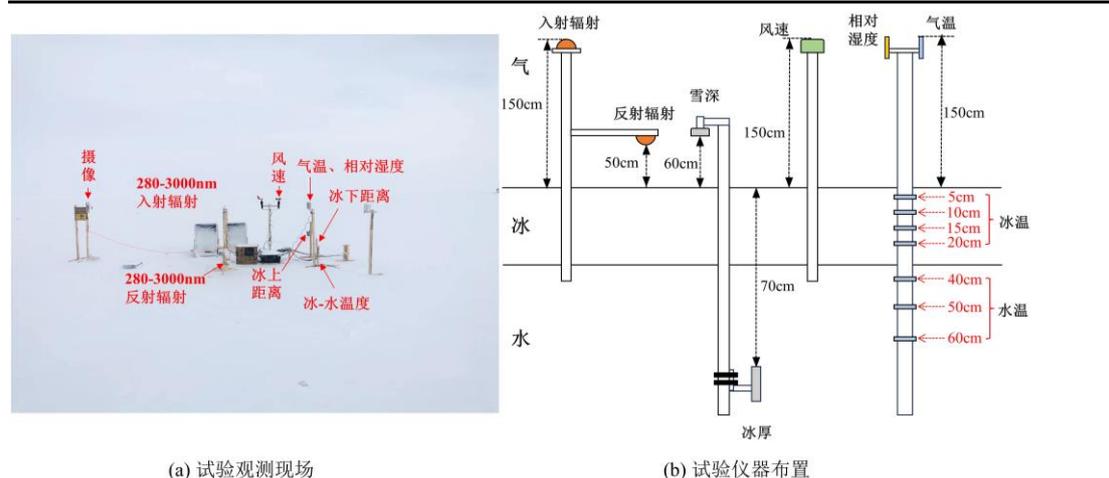


图 2 青海湖气—冰—水观测(a: 试验观测现场; b: 试验仪器布置)

Fig. 2 Lake Qinghai air-ice-water observation

(a: experimental observation site; b: experimental instrument layout)

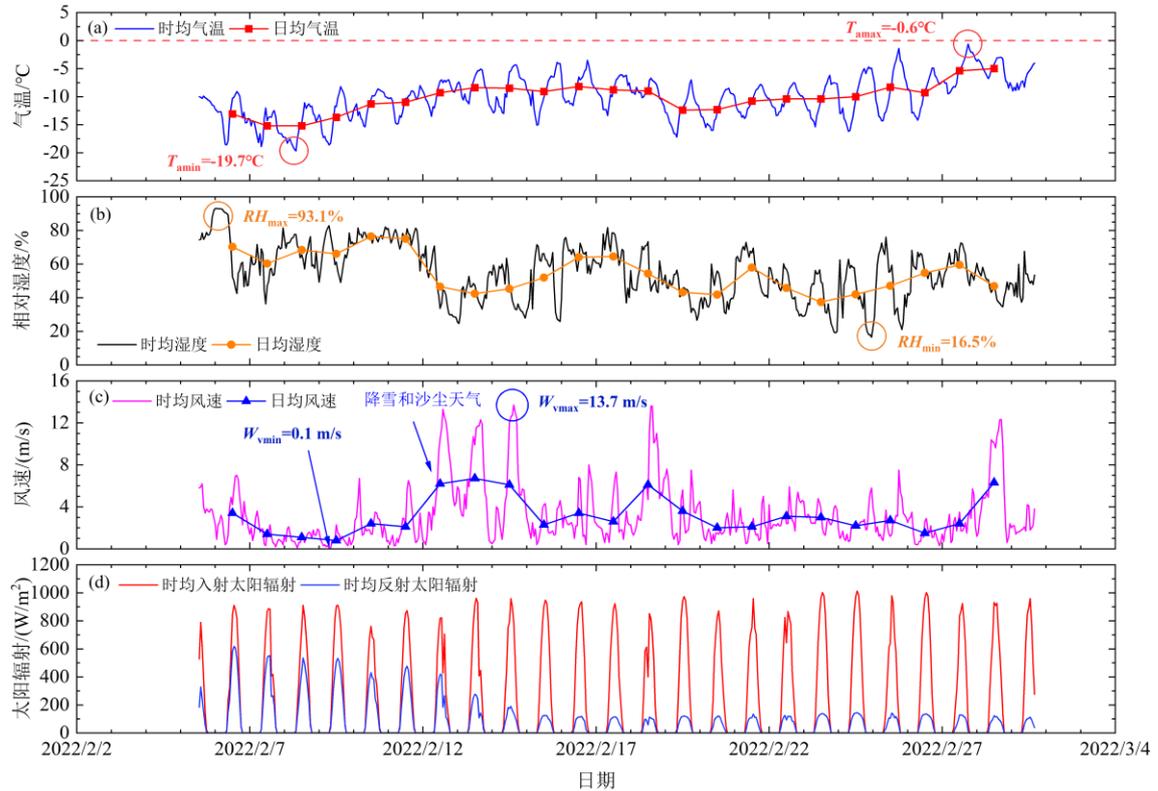


图3 气象要素(a: 气温; b: 相对湿度; c: 风速; d: 太阳辐射)

Fig. 3 Meteorological elements (a: air temperature; b: relative humidity; c: Wind speed; d: Solar radiation)

2.2 雪深、冰厚的发展过程及冰水温度场

观测期间出现两次主要降雪天气(图4), 将冰面的变化分为薄雪覆盖, 积雪与沙尘共同覆盖以及裸冰面3个不同阶段。第一次降雪出现在2月5日夜间至2月6日, 雪深1.8 cm, 2月7日雪深降至0.5 cm, 2月9日夜间出现飘雪现象, 使2月10日雪深增加0.1 cm达到0.7 cm, 此后雪深维持在0.6 cm左右, 直至2月12日第二次降雪天气的出现。2月12日, 大量降雪, 同时伴随强风天气, 沙尘覆盖在积雪表面, 冰面覆盖物厚度急剧增加, 在2月13日达到最大, 最大雪厚为10.4 cm, 此后, 受太阳辐射的影响, 积雪融化, 雪深减小, 2月18日雪深降至1.6 cm, 融化速率为1.5 cm/d。2月19日由于18日的大风天气(图3(c)), 冰面上的积雪被吹散, 冰面完全露出, 但在昼夜交替影响下, 下层积雪反复冻融形成一层雪冰, 厚度约1 cm, 直至2月22日, 冰面出现升华现象, 冰面高程逐渐下降, 至3月1日, 冰面共下降1.1 cm, 升华速率为0.12 cm/d。

观测期间青海湖湖冰生长缓慢, 处于湖冰平衡期。2月5日的初始冰厚为32.4 cm, 2月11日冰厚为34.6 cm, 冰厚生长速率约0.31 cm/d; 随后湖冰继续发展, 2月12日—2月18日7天时间里冰厚由34.7 cm增长至35.2 cm, 仅增加0.5 cm, 生长速率降至0.07 cm/d, 在此期间积雪持续覆盖冰面, 冰厚增长速度缓慢, 更大的雪厚愈发延缓湖冰的生长。图4中蓝圈处显示2月19日冰厚明显增加, 这是由于冰面约1 cm的雪冰层贡献了冰厚增长, 使当日冰厚增加至36.1 cm, 21日达到最大冰厚为36.5 cm, 冰厚三日增长0.4 cm, 生长速率为0.13 cm/d, 此时虽然积雪消融, 但受气温升高、太阳辐射的影响, 抑制了冰层生长, 生长速率降低。随后冰底变化基本稳定, 伴随着冰表面升华作用, 冰厚逐渐减少, 至3月1日试验结束, 冰厚为35.5 cm。

图4同时展现了观测期间冰水温度场的变化情况, 冰温随深度增加而升高。积雪覆盖下冰温变化幅度明显小于裸冰面阶段。在积雪覆盖阶段, 湖冰上层5—15 cm受气温影响显著, 冰层保持较低温度, 平均冰温为-3°C, 15 cm以下冰层对气温变化不敏感, 冰温更高, 平均冰温约高2°C。而裸冰面阶段, 冰温迅速下降, 日变化加剧, 冰温整体低于积雪覆盖阶段, 5 cm的冰温最低可以到达-10.5°C。同时随着时间的推移, 气

温不断升高, 太阳辐射强烈, 冰温也随之升高, 观测后期冰温可以达到 -2°C 左右。冰下水温变化稳定且各层变化趋势一致, $40\text{--}50\text{ cm}$ 的水温约 -0.2°C , 混合均匀, 2月26日后, 水温升高, 介于 $0\text{--}0.3^{\circ}\text{C}$, 而 60 cm 处水温略低, 维持在 -0.5°C 左右。值得注意的是, 图4中红框处, 2月15日—2月17日, 平均气温相对持平, 但冰温日变化加剧, 冰温明显升高, 2月17日的冰温较14日升高约 0.6°C , 尤其在白天, 升温更加明显, 冰温升高至 -1.7°C 左右, 5 cm 处冰温升温最为显著, 升温幅度可达 1.5°C 。造成这种情况的原因将在4.2节中进行说明。

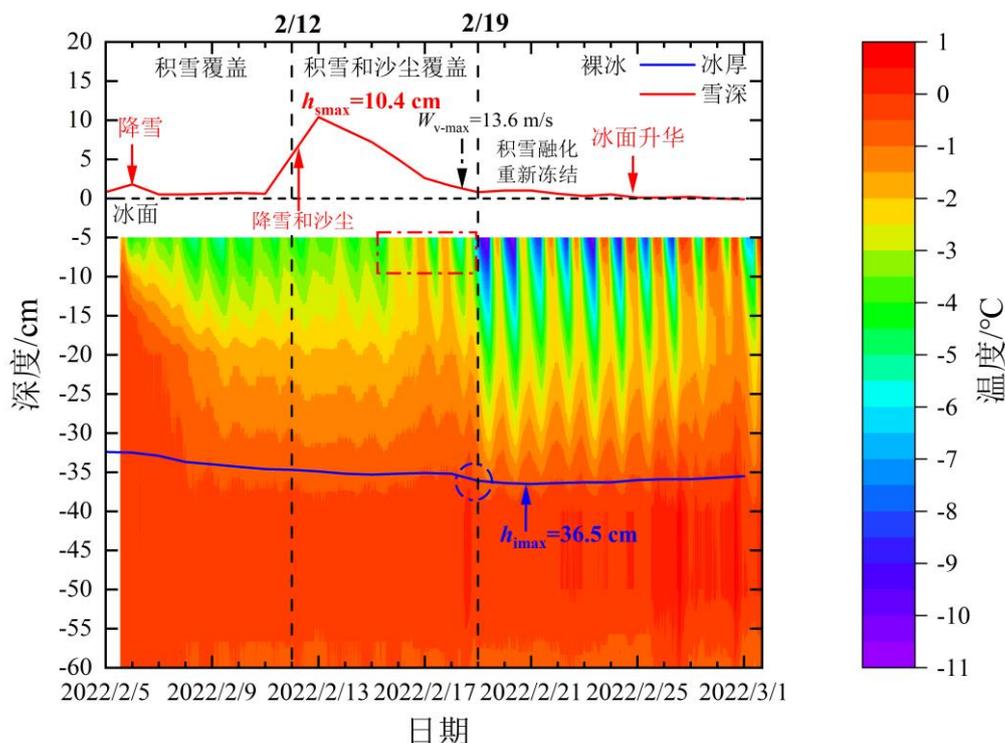


图4 冰厚、雪深变化过程及冰水温度场

Fig. 4 Ice thickness and snow depth development process, and the temperature field of ice and water

3. 讨论

3.1 积雪与沙尘对湖冰反照率的影响

冰面反照率的日变化明显 (图 5(a)), 早、晚时段显著高于中午时段。湖冰表面覆盖物会显著改变湖冰反照率, 2月6日降雪的发生将反照率迅速增大到0.68, 随后在积雪的变质作用下, 反照率逐日降低, 2月11日反照率下降到0.55。在薄的积雪覆盖阶段平均反照率为0.61。2月9日晚间出现零星飘雪, 湖表上的变质积雪被一层薄的新雪所覆盖, 导致2月10日的反照率略微增大。2月12日降雪天气伴随强风, 沙尘完全附着在积雪表面, 沙尘的反照率明显低于积雪, 当日15时反照率迅速降至0.36, 但由于强风在当日下午出现, 上午积雪的强反射使日平均反照率仍维持在0.49。2月13日—2月14日两日冰面处于沙尘的持续覆盖, 反照率进一步下降, 分别为0.31和0.22, 沙尘覆盖阶段的平均反照率为0.27, 这与Li^[35]等提出沙尘的反照率为 0.212 ± 0.126 相近。2月15日反照率进一步下降至0.15, 与裸冰面反照率一致, 是由于2月14日继续出现强风, 当日最大风速 13.7 m/s , 强风改变了冰面的积雪沙尘分布, 导致部分冰面露出, 引起反照率的下降。2月19日冰面残存的积雪和沙尘被前一日强风完全吹散, 冰面裸露, 反照率变化稳定在0.14—0.16之间, 平均反照率为0.16, 这与文献所提到青藏高原无雪时湖冰反照率较小, 普遍低于0.20的结果一致^[36]。

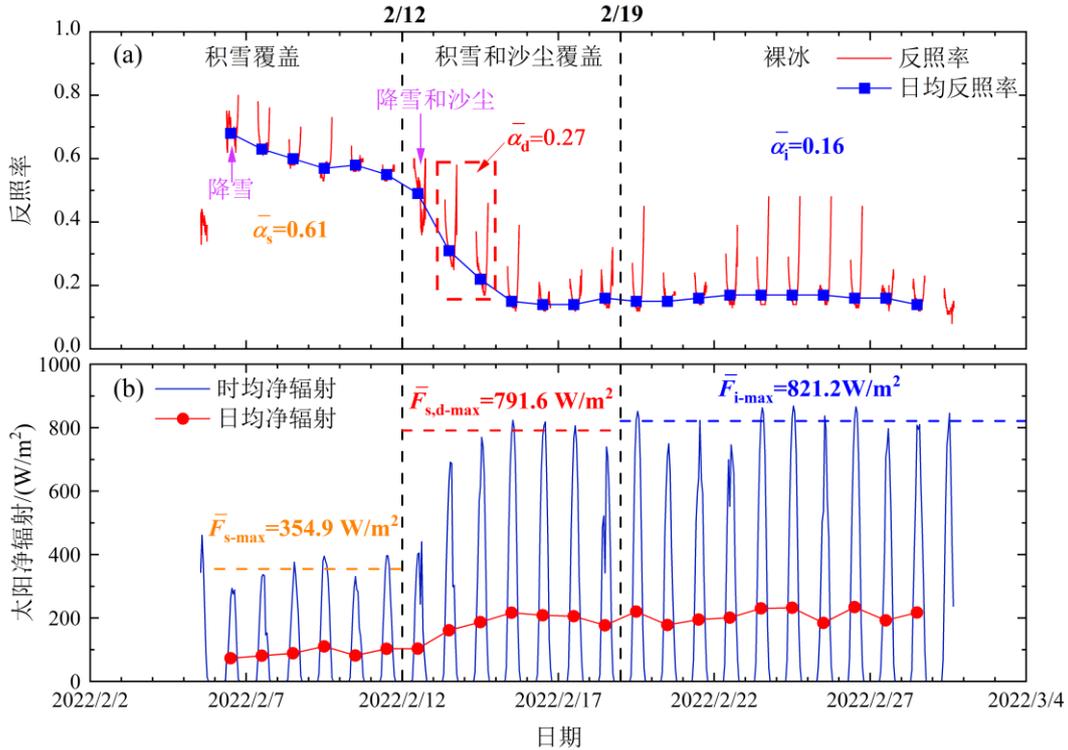


图5 反照率(a)与太阳净辐射(b)

Fig. 5 Albedo (a) and net solar radiation (b)

积雪和沙尘反射特性的巨大差异，直接改变湖表吸收的太阳净辐射(图 5(b))，积雪的高反射特性，反射了大部分的太阳辐射，使太阳净辐射减小，日均净辐射为 89 W/m^2 ；而沙尘覆盖、裸冰面则削减了表面的反射辐射，净辐射增加，日均净辐射增加到 200 W/m^2 左右。更多的太阳辐射进入到下层结构中，引起冰、水温度的增加，从而影响湖冰的发展过程。

3.2 积雪与沙尘对湖冰/水温度的影响

气温是湖冰发展的驱动因素^[14]，气温的波动直接影响冰温的变化。气温的波动主要体现在气温的日变化特征，为探究不同深度湖冰对气温日变化的响应，分别计算了气温，不同深度冰温(5、10、15 和 20 cm)以及水温(40 cm)的日变化幅度，见图 6。由图可知，5 cm 冰温日变化幅度最大，受气温的影响最为强烈，并且随着深度的增加，冰温日变化幅度逐渐减小。以 5 cm 处的冰温变化为例，该层的平均冰温日变化幅度在 3 个阶段分别为 1.5°C 、 2.3°C 和 7.9°C ，表明当湖冰表面存在积雪时，冰温日变化幅度减小。积雪改变了湖冰与大气之间的热交换过程，积雪的低导热特性^[37]使其具有良好的保温隔热作用，阻碍气温的向下传递，削弱气温波动对冰温的影响，降低冰温日变化幅度。2 月 13 日—2 月 14 日两日各层冰温日变化幅度继续减小，说明雪深越大，对气温的阻碍作用越明显。前文提到 2 月 15 日—2 月 17 日，冰面积雪仍有一定厚度，气温保持稳定，但冰温却在升高，由图 6 还可以发现气温日变化幅度降低，冰温日变化幅度仍在增加，这种异常现象出现的原因，主要是因为 2 月 14 日的大风天气，改变了冰面积雪沙尘分布，部分冰面裸露，反照率降低，更多的太阳辐射可以直接作用于冰面，进而提高冰温，另一方面沙尘可以吸收绝大部分的太阳辐射，并向下传导，加剧下层积雪的变质和融化^[38]，积雪变质使积雪内部孔隙增加，导热性能增强，气温能够更好的向下传递，从而影响冰温，进一步导致冰温日变化幅度明显增加。

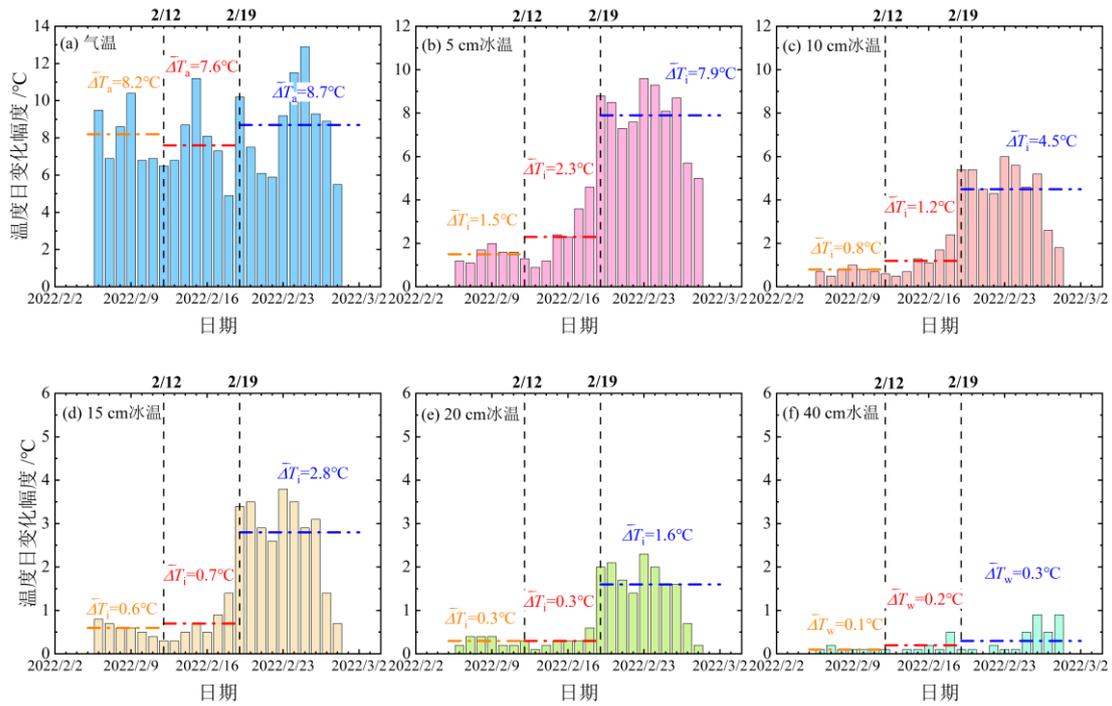


图 6 气、冰及水温日变化幅度(a: 气温; b: 5 cm; c: 10 cm; d: 15 cm; e: 20 cm; f: 40 cm(水))
 Fig. 6 The daily variation scopes of air, ice and water temperature (a: air temperature; b: 5 cm; c: 10 cm; d: 15 cm; e: 20 cm; f: 40 cm (water))

图 7 为 2 月 11 日、2 月 13 日和 2 月 25 日的冰水温度廓线，具体分析 3 个不同覆盖阶段的冰—水温度日变化特征。积雪覆盖下，各时刻冰内温度基本呈近线性分布。而裸冰面状态下，冰温日变化剧烈，白天，太阳辐射不断增强，气温升高，表层冰温急剧升高，太阳辐射通过表层，进入下部冰层，下层冰温升高，但绝大部分太阳辐射被表层吸收，下层冰温的升温幅度要低于表层，使冰内温度呈“C”型分布，16: 00 表层冰温达到最大值。白天结束，太阳辐射消失的同时气温下降，表层冰温迅速下降，下层冰温高于上层，冰内温度呈倒“S”型分布。经过一夜的降温，冰内温度恢复近线性分布，在 8: 00 冰内温度达到最低值。同时，冰面覆盖物的消失，也使得部分太阳辐射进入冰层下方水体，引起 40—50 cm 处的水温升高，日变化加剧，较 2 月 13 日 40 cm 水温升高 0.4°C ，达到 0.1°C 。2 月 25 日，表层冰温的最大值为 -0.5°C ，高于青海湖湖水冻结的冰点温度约 -0.7°C ，这是由于冰层在融化的过程中伴随脱盐过程，盐度的降低，使得冰层融点有所升高，这与同样含盐的海冰融化过程类似^[40]。

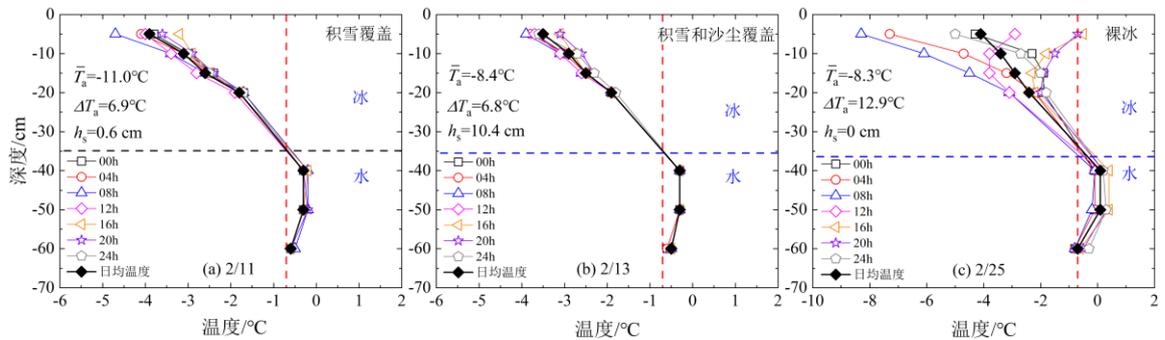


图 7 冰水温度的垂直分布(a: 2/11; b: 2/13; c: 2/25; 红色虚线表示湖水冻结温度 -0.7°C)
 Fig. 7 Vertical distribution of ice and water temperature (a: 2/11; b: 2/13; c: 2/25; The red dashed line represents the freezing temperature of the lake water -0.7°C)

为更详细的说明有无积雪覆盖下冰内温度对气温的响应, 计算了不同阶段气温与冰内温度(5—20 cm 层的平均温度)的相关系数, 见图 8(a)、(b)、(c)。结果表明, 3 个阶段, 气温与冰内冰温的相关系数分别为 0.52、0.34 和 0.93, 裸冰面状态下, 气温与冰内温度的相关性最大, 在积雪覆盖的阶段相关性明显降低, 且雪深增加, 相关性进一步下降。图 8(d)、(e)、(f)则进一步表明表层冰温对气温波动的响应最为敏感, 相关性最大, 随着深度的增加, 气温的调控逐渐减弱, 相关性降低。

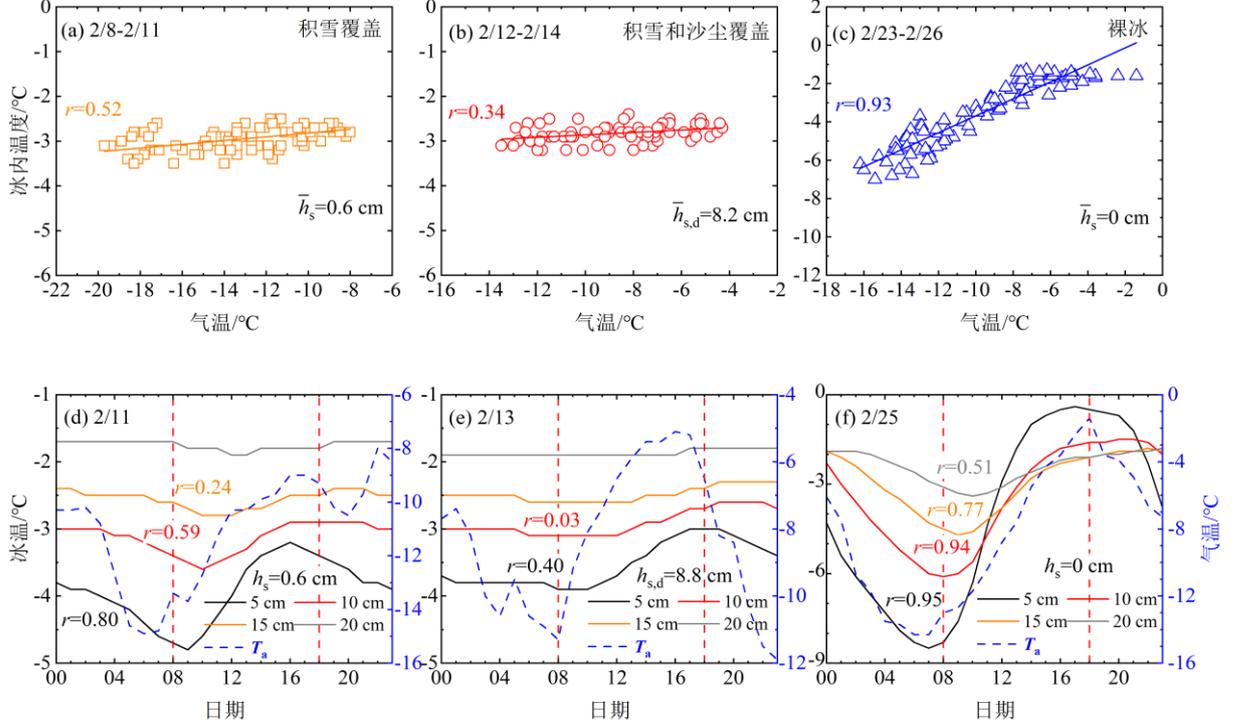


图 8 冰温对气温变化的响应(a: 2/8—2/11; b: 2/12—2/14; c: 2/23—2/26; d: 2/11; e: 2/13; f: 2/25)

Fig. 8 The response of ice temperature to air temperature changes (a: 2/8—2/11; b: 2/12—2/14; c: 2/23—2/26; d: 2/11; e: 2/13; f: 2/25)

3.3 积雪与沙尘对冰/水温度响应气温变化滞后效应的影响

图 8 也反映了冰温在响应气温变化时存在一定的滞后效应, 5 cm 的表层冰温对气温变化最为敏感, 因此分别计算 3 个阶段的 5 cm 冰温时间序列相对气温时间序列的滞后相关性, 最大相关系数的时间相位差为滞后时间^[14], 定义为:

$$R_c[T_a(t_1), T_i(t_2)] = \frac{\sum [T_a(t_1) - \overline{T_a(t_1)}][T_i(t_2) - \overline{T_i(t_2)}]}{\sqrt{\sum [T_a(t_1) - \overline{T_a(t_1)}]^2 \sum [T_i(t_2) - \overline{T_i(t_2)}]^2}} \quad (1)$$

$$R_{c_{\max}}[T_a(t_1), T_i(t_2)] = \text{MAX} \{R_c[T_a(t_1), T_i(t_2)]\} \quad (2)$$

$$\Delta t_i = t_2 - t_1 \quad \Delta t_i = \{1, 2, 3 \dots (\text{min})\} \quad (3)$$

式中, $T_a(t_1)$, $T_i(t_2)$ 分别为时间序列内的气温值与冰温值; i 表示冰内深度, 这里 $i=5\text{cm}$; t_1 , t_2 为某一时刻的时间序列, 计算过程中 t_1 不变, t_2 逐渐延后增加, 计算得到相关系数 $R_c[T_a(t_1), T_i(t_2)]$, 其中最大 $R_{c_{\max}}[T_a(t_1), T_i(t_2)]$ 所对应的 Δt_i 为滞后时间。

如图 9(a)所示, 0.6 cm 雪厚, 5 cm 冰温变化相对气温滞后 73 min, 最大相关系数为 0.873, 8.2 cm 的积雪和沙尘覆盖下, 该层冰温滞后 169 min, 最大相关系数为 0.824, 在裸冰面阶段, 表层冰温与气温间的滞后现象消失, 同一时刻冰温与气温的相关系数最大为 0.892。40 cm 水温与气温之间的相关性较弱, 但滞后效应的变化趋势与冰温一致, 两个不同雪深覆盖阶段的滞后时间分别为 230 min 和 270 min, 裸冰面下同样

滞后现象消失。裸冰面阶段冰温相对气温无明显滞后现象，与青海湖区白天强烈的太阳辐射直接相关，表面冰温表现最为明显。统计冰面无雪情况下每日 5 cm 冰温、气温和太阳净辐射到达最大值的时间，最大温度与最大净辐射的时刻相位差为冰/气温变化响应太阳净辐射的滞后时间，见图 9(b)，结果表明，最大气温时刻相对最大净辐射平均滞后 270 min，冰温则平均滞后 173 min，冰温比气温更快达到最大值，平均提前 97 min。当冰面存在积雪时，雪深是阻碍气温向下传递的关键因素，雪深越小，阻隔作用越小，滞后时间越短；而当无雪情况下，冰层的升温受太阳辐射的影响加剧，太阳辐射直接作用冰面，导致表层冰温的快速升高。青海湖地区海拔较高，入射的太阳辐射相对其他区域增加，太阳辐射对冰温的影响更为突出。

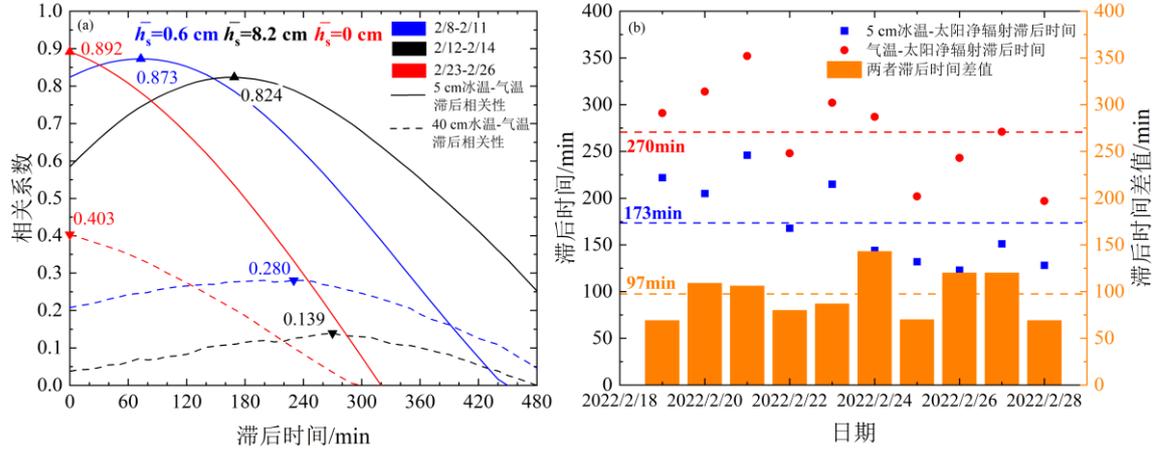


图 9 冰/水温响应气温变化的滞后效应(a)与冰/气温响应太阳净辐射的滞后效应(b)

Fig. 9 Hysteresis effect of ice/water temperature in response to air temperature change (a) and the hysteresis effect of ice/air temperature in response to net solar radiation change (b)

3.4 积雪与沙尘对冰层传导热通量的影响

垂直方向上的冰层传导热通量是驱动湖冰生长的主要能量分量^[39]，分别计算了冰面下 5—10 cm、10—15 cm、15—20 cm 和 20 cm—冰底的垂向传导热通量，传导热通量的计算遵循傅里叶定律^[40]，即：

$$F_c = -k_i \frac{\partial T_i}{\partial h_i} \quad (4)$$

式中， F_c 是冰层垂向传导热通量，单位为 W/m^2 ，方向以向上为正； k_i 为冰的导热系数，单位为 $W/m \cdot ^\circ C$ ； $\partial T_i / \partial h_i$ 为垂向温度梯度，单位为 $^\circ C/m$ 。青海湖为咸水湖，冰的导热系数与温度、盐度有关，Untersteiner^[41] 给出如下经验公式：

$$k_i = k_{pi} + \beta \left(\frac{S_i}{T_i} \right) \quad (5)$$

式中 k_i 为咸水湖冰导热系数； k_{pi} 为纯冰的导热系数，这里取 $2.03 W/m \cdot ^\circ C$ ； β 为常数项，取 0.1172 ； S_i 为咸水湖冰的盐度，单位为 ppt，这里据实测结果取 $2.1 ppt$ ； T_i 为湖冰的温度，单位为 $^\circ C$ 。

与冰温变化相似，湖冰的传导热通量随气温的变化呈现明显的高频波动(图 10)，这种剧烈的波动特征随冰层深度的增加逐渐减弱，同时传导热通量随之减小。湖冰下层的传导热通量相对与上层存在滞后效应。积雪覆盖冰面阶段的热通量及其波动幅度要远小于裸冰面阶段。在积雪覆盖阶段，-15—20 cm 冰层的传导热通量要略高于-10—15 cm，是由于积雪的隔热作用，对于 15 cm 以下中下部分的冰层，气温的影响较小(图 4)，冰温更高，-15—20 cm 的温度梯度大于-10—15 cm，引起传导热通量的增大，而在冰底，冰温一致保持在冻结温度，温度梯度很小，仅 $5—8 ^\circ C/m$ ，因此-20 cm—冰底的传导热通量很小，在 $13 W/m^2$ 左右。裸冰面情况下，气温对冰温的影响向更深冰层发展，中下层处冰温降低，-15—20 cm 的温度梯度逐渐小于上层，传导热通量也随之改变，相对于冰底，温度梯度增大，-20—冰底的传导热通量增加，均值为 $22 W/m^2$ 。

受太阳辐射的影响,除冰底外的冰层垂向热传导通量均逐渐出现负值,上层冰温高于下层,热量向下传导,这是促进冰层内部融化的主要能量来源,向下的传导热通量大小与当日太阳辐射强度相关(图 5(b)),太阳净辐射越大,向下传导热通量越大,在夜间,无太阳辐射作用,气温主导冰温的变化,使上层冰温迅速下降,引起向上传导热通量的增加,表面冰层(-5—10 cm)的向上方向的传导热通量峰值可以达到 100 W/m² 以上,冰层内传导热通量日变化加剧。

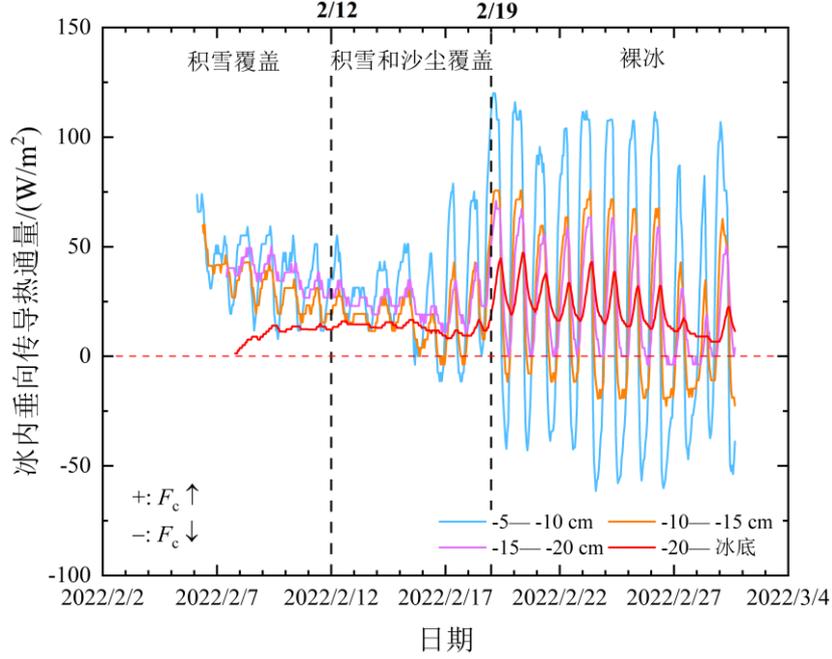


图 10 冰内垂向传导热通量

Fig. 10 Vertical conductive heat flux of ice layer

3.5 积雪与沙尘对冰—水界面热量平衡的影响

冰—水界面的热量交换控制着湖冰底部的增长和融化^[42],冰—水界面的热量平衡方程如下^[43]:

$$F_w = F_c - F_l = -k_i \frac{\partial T_i}{\partial h_i} - \rho_i L_f \frac{\partial h_i}{\partial t} \quad (6)$$

式中, F_w 为冰—水界面热通量, F_l 为冰底冻结/融化的潜热通量, 两项单位均为 W/m²; L_f 为冰的冻结/融化潜热, 单位为 kJ/kg; $\partial h_i / \partial t$ 为冰底的冻结/融化引起的厚度变化。同样因湖冰中含盐, L_f 要比淡水冰小, L_f 依赖于冰温和盐度的参数化方案如下^[44]:

$$L_f = 4.187(79.68 - 0.505T_i - 0.0273S_i + 4.3115 \frac{S_i}{T_i} - 0.0008S_i T_i - 0.009T_i^2) \quad (7)$$

冰—水界面的热量平衡计算结果见图 11。结果显示试验期间的 F_w 处于逐渐升高的趋势, 而 F_l 受冰底的冻结和融化影响变化不规律, 但整体在 -10—10 W/m² 间波动。在积雪覆盖阶段, F_w 维持在较低水平, 均值为 8.43 W/m²。2 月 16 日与 17 日两日由于强风引起部分冰面露出, 太阳辐射进入冰体, 引起冰温升高, 传导热通量 F_c 下降, 而此时每日冰底出现 0.1 cm 的融化, 致使 F_w 高于 F_c 。此后进入裸冰阶段, 受气温的作用, 冰底温度梯度增大, F_c 增加, 更多的太阳辐射进入水体, 促使水温升高, F_w 增加, 在此阶段 F_w 均值为 20.14 W/m², 约为积雪覆盖阶段的 2.9 倍。随着气温与太阳辐射的持续作用, 冰温、水温升高, F_w 逐渐高于 F_c , 冰底呈现融化趋势, 预示该年湖冰逐渐进入融化期。

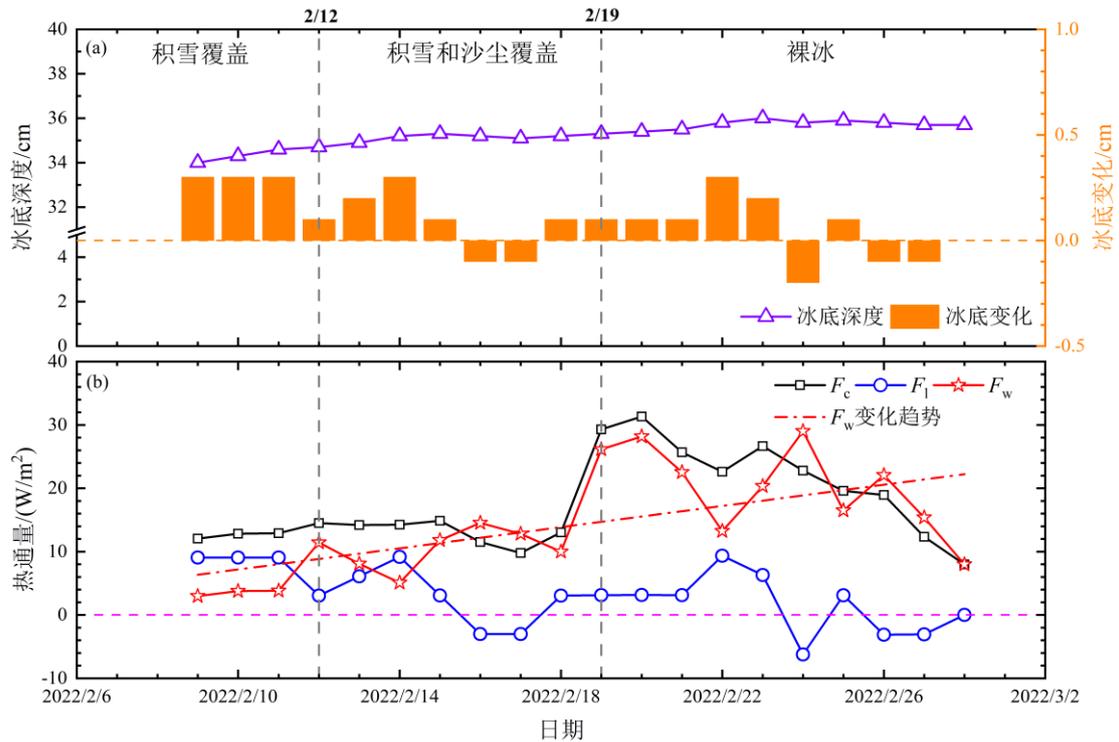


图 11 冰底深度变化(a)与冰—水界面热量平衡(b)

Fig. 11 Changes of ice bottom (a) and the heat balance at the ice-water interface (b)

4. 结论

1) 2022年2月5日—3月1日处于青海湖湖冰稳定期,最大冰厚36.5 cm,最大雪深10.4 cm。积雪的存在影响冰厚的增加,雪深越大,冰厚增长的越缓慢,薄雪覆盖时冰厚生长速率为0.31 cm/d,而雪深明显增加后冰厚生长速率降至0.07 cm/d。

2) 湖冰反照率呈早晚高,午时低的日变化趋势。不同湖冰表面覆盖物会显著改变反照率,积雪与裸冰的平均反照率分别为0.61和0.16,沙尘的平均反照率介于两者之间为0.27。反照率的改变直接控制太阳辐射的增减,沙尘的低反射性质,加速积雪的变质和融化过程,从而间接促进气温对冰温的影响。

3) 气温是影响冰温变化的主要因素,表层冰温对气温变化的响应最为敏感,随冰层深度的增加,气温的影响作用越弱。积雪的低导热性质改变气—冰热交换结构,削弱冰温与气温间的相关关系,降低冰温的日变化幅度,裸冰面情况下气温与冰温间的相关系数最大为0.93,0.6 cm的积雪将相关系数降低至0.52,雪深增加至8.2cm,相关系数减小到0.34。

4) 积雪阻碍冰温对气温变化的响应,冰温相对气温的滞后效应明显加剧,0.6 cm积雪使表层冰温(5 cm)滞后气温73 min,8.2 cm的积雪和沙尘使滞后时间增加至169 min;水温(40 cm)相对气温同样存在滞后效应,2个不同积雪覆盖阶段的滞后时间分别为230 min和270 min。青海湖地区独特的高太阳辐射特征同样控制着冰温的变化过程,使裸冰情况下表层冰温(5 cm)与气温之间的滞后效应消失,表层冰温相对于气温超前97 min达到每日最大温度值。

5) 冰层内垂向导热通量的变化与冰温一致,随深度的增加,热通量与其日变化幅度均减小。太阳辐射的昼夜交替引起冰内垂向导热通量方向的转变,向下的导热通量为促进湖冰的融化提供能量。积雪削弱气温和太阳辐射的作用,使冰内导热通量和冰—水界面热通量明显小于裸冰面阶段。积雪覆盖下的冰水热通量均值为8.43 W/m²,裸冰面下的均值为20.14 W/m²,是积雪存续期间的2.9倍。而冰底潜热通量较小且在-10—10 W/m²间波动。

致谢:感谢中国科学院西北生态环境资源研究院的文莉娟老师团队的各位老师、同学在观测试验过程中的大力支持和帮助!

5. 参考文献

- [1] Zhang YL, Li PY, Zheng D. A discussion on the boundary and area of the Tibetan Plateau in China. *Geographical Research*, 2002, **21**(1): 1-8. [张镔锂, 李炳元, 郑度. 论青藏高原范围与面积. 地理研究, 2002, **21**(1): 1-8.]
- [2] Chen Y, Li YQ, Fan GZ *et al.* Study on temporal spatial distribution characteristics of latent heat over the Qinghai-Tibetan Plateau. *Plateau Meteorology*, 2019, **38**(3): 460-473. [陈月, 李跃清, 范广洲等. 青藏高原大气蕴含潜热时空分布特征研究. 高原气象, 2019, **38**(3): 460-473.]
- [3] Ma RH, Yang GS, Duan HT *et al.* China's lakes at present: Number, area and spatial distribution. *Science China Earth Sciences*. 2011, **54**(2): 283-289. DOI: 10.1007/s11430-010-4052-6.
- [4] Zhu LP, Peng P, Zhang GQ *et al.* The role of Tibetan Plateau lakes in surface water cycle under global changes. *J Lake Sci*, 2020, **32**(3): 597-608. DOI: 10.18307/2020.0301. [朱立平, 彭萍, 张国庆等. 全球变化下青藏高原湖泊在地表水循环中的作用. 湖泊科学, 2020, **32**(3): 597-608.]
- [5] Wang DD, Huang YF, Yang HJ. Seasonal differences of lake bacterial community structures and their driving mechanisms in the northeastern of the Qinghai-Tibet Plateau. *J Lake Sci*, 2023, **35**(1): 267-282. DOI: 10.18307/2023.0121. [王丹丹, 黄跃飞, 杨海娇. 青藏高原东北部湖泊细菌群落结构特征季节性差异及驱动机制. 湖泊科学, 2023, **35**(1): 267-282.]
- [6] Kirillin G, Leppäranta M, Terzhevik A *et al.* Physics of seasonally ice-covered lakes: a review. *Aquatic Sciences*, 2012, **74**: 659-682. DOI: 10.1007/s00027-012-0279-y.
- [7] Imrit MA, Sharma S. Climate change is contributing to faster rates of lake ice loss in lakes around the Northern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2021, **126**: e2020JG006134. DOI: 10.1029/2020JG006134.
- [8] Yang K, Wu H, Qin J *et al.* Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review. *Global and Planetary Change*, 2014, **112**: 79-91. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2013.12.001.
- [9] Huang WF, Zhao W, Zhang C *et al.* Sunlight penetration dominates the thermal regime and energetics of a shallow ice-covered lake in arid climate. *The Cryosphere*, 2022, **16**(5): 1793-1806. DOI: 10.5194/tc-16-1793-2022.
- [10] Adrian R, O'Reilly CM, Zagarese H *et al.* Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography*, 2009, **54**(6, part2): 2283-2297. DOI: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283.
- [11] Magnuson JJ, Robertson DM, Benson BJ *et al.* Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. *Science*, 2000, **289**(5485), 1743-1746. DOI: 10.1126/science.289.5485.1743.
- [12] Austin JA, Colman SM. Lake Superior summer water temperatures are increasing more rapidly than regional air temperatures: A positive ice-albedo feedback. *Geophysical Research Letters*, 2007, **34**(6), L06604. DOI: 10.1029/2006GL029021.
- [13] Xie F, Lu P, Leppäranta M *et al.* Heat budget of lake ice during a complete seasonal cycle in lake Hanzhang, northeast China. *Journal of Hydrology*, 2023, **623**: 129461. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2023.129461.
- [14] Xie F, Zhang YW, Lu P *et al.* Characteristics and influencing factors of lake ice growth and decay in a shallow lake from a cold region. *J Lake Sci*, 2021, **33**(5): 1552-1563. DOI:10.18307/2021.0523. [解飞, 张议文, 卢鹏等. 寒区浅水湖冰生消特征及其影响因素. 湖泊科学, 2021, **33**(5): 1552-1563.]
- [15] Ohata Y, Toyota T, Fraser AD. The role of snow in the thickening processes of lake ice at Lake Abashiri, Hokkaido, Japan. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2017, **69**(1): 1391655. DOI: 10.1080/16000870.2017.1391655.
- [16] Petrov MP, Terzhevik AY, Palshin NI *et al.* Absorption of Solar Radiation by Snow-and-Ice Cover of Lakes. *Water Resources*, 2005, **32**(5): 496-504. DOI: 10.1007/s11268-005-0063-7.
- [17] Shi XG, Yang Q, Zhou C *et al.* Spectral characteristics and influencing factors of lake ice in Lake Chagan during frozen season. *J Lake Sci*, 2023, **35**(4): 1491-1501. DOI: 10.18307/2023.0444. [石晓光, 杨倩, 周超等. 查干湖冰封期光谱特征及影响因素. 湖泊科学, 2023, **35**(4): 1491-1501.]
- [18] Cao XW, Lu P, Leppäranta M, *et al.* Solar radiation transfer for an ice-covered lake in the central Asian arid climate zone. *Inland Waters*, 2020, **11**(1): 89-103. DOI: 10.1080/20442041.2020.1790274.
- [19] Han YX, Xi XX, Song LC *et al.* Spatio-temporal Sand-dust Distribution in Qinghai-Tibet Plateau and Its Climatic Significance. *Journal of Desert Research*, 2004, **24**(5): 72-76. [韩永翔, 奚晓霞, 宋连春等. 青藏高原沙尘及其可能的气候意义. 中国沙漠, 2004, **24**(5): 72-76.]

- [20] Liu Y, Shi ZG, Xie XN *et al.* Seasonal changes in East Asian monsoon-westerly circulation modulated by the snow-darkening effect of mineral dust *Atmospheric Research*, 2022, **279**: 106383. DOI: 10.1016/j.atmosres.2022.106383.
- [21] Li XF, Kang SC, Zhang GS *et al.* Light-absorbing impurities in a southern Tibetan Plateau glacier: Variations and potential impact on snow albedo and radiative forcing. *Atmospheric Research*, 2018, **200**: 77-87. DOI: 10.1016/j.atmosres.2017.10.002.
- [22] Zhang YL, Gao TG, Kang SC *et al.* Albedo reduction as an important driver for glacier melting in Tibetan Plateau and its surrounding areas. *Earth-Science Reviews*, 2021, **220**: 103735. DOI: 10.1016/j.earscirev.2021.103735.
- [23] Che T, Li X, Jing Y. Monitoring the frozen duration of Qinghai Lake using satellite passive microwave remote sensing low frequency data. *Chinese Science Bulletin*, 2009, **54**(6): 787-791. [车涛, 李新, 晋锐. 利用被动微波遥感低频亮温数据监测青海湖封冻与解冻期. 科学通报, 2009, **54**(6): 787-791.]
- [24] Qi MM, Yao XJ, Li XF *et al.* Spatial-temporal characteristics of ice phenology of Qinghai Lake from 2000 to 2016. *Acta Geographica Sinica*, 2018, **73**(5): 932-944. [祁苗苗, 姚晓军, 李晓锋等. 2000-2016年青海湖湖冰物候特征变化. 地理学报, 2018, **73**(5): 932-944.]
- [25] Cao J, Yao XJ, Jin HA *et al.* Spatiotemporal variation of ice thickness of Lake Qinghai derived from field measurements and model simulation. *J Lake Sci*, 2021, **33**(2): 607-621. DOI: 10.18307/2021.0225. [曹娟, 姚晓军, 靳惠安等. 基于实测与模拟的青海湖冰厚时空变化特征. 湖泊科学, 2021, **33**(2): 607-621.]
- [26] Zhao YX, Wen LJ, Wang MX *et al.* Application of the analytic model based on energy balance into the lake ice simulation of Qinghai Lake. *Plateau Meteorology*, 2023, **42**(3): 590-602. [赵仪欣, 文莉娟, 王梦晓等. 基于能量平衡的分析模型在青海湖湖冰模拟中的应用. 高原气象, 2023, **42**(3): 590-602.]
- [27] Tang H, Zhao YX, Wen LJ *et al.* Modeling climate characteristics of Qinghai Lake ice in 1979-2017 by a Quasi-Steady Model. *Remote Sensing*, 2024, **16**: 1699. DOI: 10.3390/rs16101699.
- [28] Shi FZ, Li XY, Zhao SJ *et al.* Evaporation and sublimation measurement and modeling of an alpine saline lake influenced by freeze-thaw on the Qinghai-Tibet Plateau. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2024, **28**(1): 163-178. DOI: 10.5194/hess-28-163-2024.
- [29] Niu RJ, Wen LJ, Wang MX *et al.* Effects of snow and dust on radiation and temperature in Qinghai Lake during ice-covered period. *Plateau Meteorology*, 2023, **42**(4): 913-922. [牛瑞佳, 文莉娟, 王梦晓等. 积雪和沙尘对冰封期青海湖辐射和温度的影响. 高原气象, 2023, **42**(4): 913-922.]
- [30] Wang GX, Zhang TJ, Li XD *et al.* Detecting changes of ice phenology using satellite passive microwave remote sensing data in Qinghai Lake. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2021, **43**(1): 296-310. [汪关信, 张廷军, 李晓东等. 利用被动微波探测青海湖湖冰物候变化特征. 冰川冻土, 2021, **43**(1): 296-310.]
- [31] Li XD, Xiao JS, Li FX *et al.* Remote sensing monitoring of the Qinghai Lake based on EOS/MODIS data in recent 10 years. *Journal of Natural Resources*, 2012, **27**(11): 1962-1970. [李晓东, 肖建设, 李凤霞等. 基于EOS/MODIS数据的近10a青海湖遥感监测. 自然资源学报, 2012, **27**(11): 1962-1970.]
- [32] Cai Y, Ke CQ, Duan Z. Monitoring ice variations in Qinghai Lake from 1979 to 2016 using passive microwave remote sensing data. *Science of The Total Environment*, 2017, **607**-608: 120-131. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.07.027.
- [33] Zhang YL. Integration dataset of Tibet Plateau boundary. Beijing; National Tibetan Plateau/Third Pole Environment Data Center, 2019. DOI: 10.11888/Geogra.tpd.270099. [张懿铨. 青藏高原边界数据总集. 北京: 国家青藏高原科学数据中心, 2019.]
- [34] Xie F, Lu P, Li ZJ *et al.* A floating remote observation system (FROS) for full seasonal lake ice evolution studies. *Cold Regions Science and Technology*, 2022, **199**: 103557.
- [35] Li Y, Kang SC, Zhang XL *et al.* Dust dominates the summer melting of glacier ablation zones on the northeastern Tibetan Plateau. *Science of The Total Environment*, 2023, **856**: 159214. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2022.159214.
- [36] Li ZG, Ao YH, Lyu SH *et al.* Investigation of the ice surface albedo in the Tibetan Plateau lakes based on the field observation and MODIS products. *Journal of Glaciology*, 2018, **64**(245): 506-516. DOI: 10.1017/jog.2018.35.
- [37] Wang EL, Fu X, Han HW, *et al.* Analysis of thermal conductivity and temperature variation characteristics of seasonal snow in Northeast China. *Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery*, 2021, **52**(1): 275-285. [汪恩良, 富翔, 韩红卫等. 中国东北地区季节性积雪导热系数及温度变化特征分析. 农业机械学报, 2021, **52**(1): 275-285.]
- [38] Ménégos M, Krinner G, Balkanski, Y *et al.* Snow cover sensitivity to black carbon deposition in the Himalayas: from atmospheric and ice core measurements to regional climate simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**(8): 4237-4249. DOI: 10.5194/acp-14-4237-2014, 2014.
- [39] Lei RB, Li ZJ, Zhang ZH *et al.* Comparisons of thermodynamic processes between lake ice and landfast sea ice around Zhongshan station, East Antarctica. *Chinese Journal of Polar Research*, 2011, **23**(4): 289-298. [雷瑞波, 李志军, 张占海等. 东南极中

山站附近湖冰与固定冰热力学过程比较. 极地研究, 2011, **23**(4): 289-298.]

- [40] Aslamov IA, Kozlov VV, Kirillin GB et al. Ice–water heat exchange during ice growth in Lake Baikal. *Journal of Great Lakes Research*, 2014, 40(3): 599-607. DOI: 10.1016/j.jglr.2014.06.004.
- [41] Untersteiner N. Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the central Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 1964, **69**(22): 4755-4766. DOI: 10.1029/JZ069i022p04755.
- [42] Jakkila J, Leppäranta M, Kawamura T et al. Radiation transfer and heat budget during the ice season in Lake Pääjärvi, Finland. *Aquatic Ecology*, 2009, **43**: 681-692. DOI: 10.1007/s10452-009-9275-2.
- [43] Huang WF, Zhao W, Zhang C et al. Sunlight penetration dominates the thermal regime and energetics of a shallow ice-covered lake in arid climate. *The Cryosphere*, **16**(5): 1793-1806. DOI: 10.5194/tc-16-1793-2022.
- [44] Fukusako S. Thermophysical properties of ice, snow, and sea ice. *International Journal of Thermophysics*, 1990, **11**(2), 353-372. DOI: 10.1007/BF01133567.