

2000–2013年西藏纳木错湖冰变化及其影响因素

勾 鹏^{1,2}, 叶庆华^{1*}, 魏秋方³

(1. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100049; 3. 中国科学院遥感与数字地球研究所, 北京 100101)

摘 要:湖冰物候事件是气候变化的敏感指示器。本文以西藏纳木错湖为研究对象, 基于MODIS多光谱反射率产品数据监测了2000–2013年纳木错湖冰冻融日期, 并结合多个气象站点的气象数据和实测湖面温度、湖面辐射亮温分析验证了湖冰变化的原因。纳木错湖冰变化较好地响应了区域气候变暖: 开始冻结日期延迟和完全消融日期提前使湖冰存在期显著缩短(2.8 d/a)、湖冰冻结期增长、湖冰消融期缩短, 其中消融期变化最为明显, 平均每年缩短3.1 d。湖冰冻融日期的变化表明: 2000年后纳木错湖冰冻结困难, 消融加速, 稳定性减弱。纳木错湖冰变化主要受湖面温度、湖面辐射亮温和气温变化的影响, 它们可以作为气象因子来解释区域气候变化。

关 键 词:湖冰; 遥感; 反射率阈值法; 辐射亮温; 青藏高原

1 引言

湖冰变化是气候变化的敏感指示器(Wynne et al, 1993; Todd et al, 2003; Johnson et al, 2006), 既能反映区域与全球气候变化, 又能反映当地气温变化(Marszelewski et al, 2006; Latifovic et al, 2007; Brown et al, 2010; Bai et al, 2012)。研究表明, 湖冰冻融日期与气候变化有很强的相关性(Magnuson et al, 1990; Wynne et al, 1993; Livingstone, 1997)。在全球变暖的背景下, 绝大多数湖冰研究结果都表明, 北半球湖冰冻结日期的推迟和消融日期的提前导致冰期缩短, 且消融日期提前幅度较为明显(Livingstone, 1997; Duguay et al, 2006; 车涛等, 2009; Ghanbari et al, 2009; Bernhardt et al, 2012)。Magnuson等(2000)通过分析北半球39个湖泊河流的冻融记录得出, 在百年尺度上, 随着平均气温的升高(1.2℃), 北半球河、湖冰冻结日期平均延后5.8 d, 消融日期平均提前6.5 d。Latifovic等(2007)利用实测

数据与遥感数据结合得出加拿大南部地区湖冰在1950–2004年间, 冻结日期平均每年延后0.12 d, 消融日期平均每年提前0.18 d; 而遥感数据结果得出极北部(Far North) 6个湖泊1985–2004年的变化趋势更加明显(冻结日期平均每年延后0.76 d, 消融日期平均每年提前0.99 d)。国外学者从20世纪70年代就开始利用多光谱和雷达影像研究湖冰, 研究区域集中在加拿大、美国等地区(Duguay et al, 2003; Tod et al, 2003; Johnson et al, 2006; Ghanbari et al, 2009; Kang et al, 2012); 大多数研究关注湖冰识别, 而关于湖冰厚度的研究较少。

青藏高原湖泊数量多、面积大、受人类活动影响少, 是研究湖冰响应气候变化的理想区域。曲斌等(2012)利用2006–2012年纳木错湖冰野外监测资料分析了纳木错气候对湖冰冰情与厚度的影响, 但后来开展的野外工作无法得出湖冰变化趋势。近年来, 遥感数据被更多地应用于湖冰变化研究, 针对青藏高原湖冰变化, 车涛等(2009)利用被动微波

收稿日期: 2015-02; 修订日期: 2015-04。

基金项目: 国家自然科学基金项目(41071254); 国家自然科学基金重大国际合作研究项目(41120114001); 科技基础性工作专项项目(2013FY111400-2); 中国科学院资源环境科学与技术局青年人才类项目(KZCX2-EW-QN104)。

作者简介: 勾鹏(1987-), 男, 山东东营人, 博士研究生, 主要从事青藏高原湖冰遥感研究, E-mail: gougeng@itpcas.ac.cn。

通讯作者: 叶庆华(1972-), 女, 山东日照人, 副研究员, 主要从事冰冻圈遥感研究, E-mail: yeqh@itpcas.ac.cn。

引用格式: 勾鹏, 叶庆华, 魏秋方. 2015. 2000–2013年西藏纳木错湖冰变化及其影响因素[J]. 地理科学进展, 34(10): 1241–1249. [Gou P, Ye Q H, Wei Q F. 2015. Lake ice change at the Nam Co Lake on the Tibetan Plateau during 2000–2013 and influencing factors[J]. Progress in Geography, 34(10): 1241–1249.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2015.10.004

数据得出青海湖在1978–2006年间,冻结日期约延后4 d,消融日期约提前10 d;Ke等(2013)同样利用被动微波数据分析纳木错湖冰冻融日期的变化得出,1978–2013年冻结日期延后约9 d,消融日期提前9~10 d。但微波数据空间分辨率较低,无法应用于青藏高原大部分湖泊的湖冰变化研究。Kropáček等(2013)使用8 d合成的MODIS积雪数据分3个区域反演并分析了2001–2010年青藏高原59个湖泊的湖冰冻融日期变化,但基于粗略的地域分区和较低的时间分辨率得出的结果没有呈现出明显趋势。本文使用每天两景的MODIS多光谱反射率数据,空间分辨率为250 m与500 m,在去除云的影响后,可以较好地改进此前的研究。

2 数据与方法

2.1 研究区概况

纳木错湖位于青藏高原中部,面积约1982 km²,海拔4718 m(鲁安新等, 2005)。湖面地理范围30°30′~30°56′N、90°16′~91°03′E(图1)。纳木错湖属于微咸水湖,东西长78.6 km,南北宽24.9 km,最大水深122 m(李明慧等, 2008)。纳木错湖南侧为念青唐古拉山脉(图1),平均海拔约6000 m,主峰海拔7162 m,山上冰川发育,冰雪融水和降水是纳木错湖主要的水源补给之一;北侧是起伏和缓的藏北北部高原,平均海拔5000 m(朱大岗等, 2004)。

纳木错湖流域面积达10610 km²,位于冈底斯—念青唐古拉山的北部,属于藏北羌塘高原湖盆区,呈封闭状。流域内水系发育,河流与湖泊较多。该流域属高原亚寒带季风半干旱气候区,气候寒冷,空气稀薄。在行政区划上,湖面西部隶属于

西藏自治区那曲地区的班戈县,东部属拉萨市的当雄县。

2.2 资料与方法

2.2.1 研究资料

(1) 野外观测资料

本文采用遥感数据与野外实地观测数据结合对比的方法对纳木错湖冰变化进行研究分析。中国科学院纳木错多圈层综合观测研究站(简称纳木错站)建于2005年(<http://www.namco.itpcas.ac.cn/Introduction.html>),观测收集了纳木错湖区环境、气象、水温、生态等方面数据,为研究工作提供了观测数据的支持。本文所采用数据包括纳木错站2007–2013年湖冰冰情观测数据以及同期的自动气象站气温和风速数据。纳木错湖岸边的两个自动气象站(图2)架设于2006年,其中一台仪器位于湖面东南岸的纳木错站,是观测湖面开始冻结与完全消融的关键位置(图2);另一台位于纳木错湖西北岸的保吉乡,是湖面完全冻结与开始消融的关键区域。由于纳木错站缺少长期气象资料,为了解纳木错流域

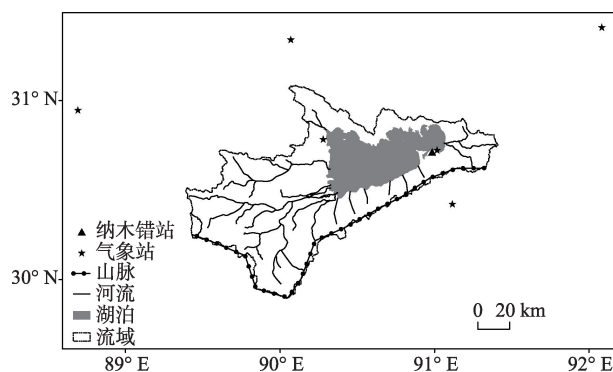


图1 纳木错流域地理位置

Fig.1 Location of the Nam Co Basin



图2 纳木错湖面观测平台

Fig.2 Observation platform on the Nam Co Lake

近几十年的气候变化,本文收集了纳木错流域附近的班戈、那曲、申扎和当雄4处气象观测站的气温、风速等数据。纳木错湖面东南部观测平台建成于2009年10月,该平台由岸边延伸至湖内部约15 m处。在深入湖的一端安装有热红外数据采集器(CAMPBELL SCIENTIFIC公司生产,每1 min采集一次数据),用于收集湖水表面温度与湖水表面辐射亮温数据,可为纳木错湖冰的研究提供数据参考和验证。

(2) 遥感数据

MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)是搭载在Terra和Aqua卫星上的中分辨率成像光谱仪,具有较高的空间分辨率和时间分辨率。两颗卫星不同之处在于:Terra卫星发射于1999年12月18号,每天上午从北向南通过赤道,因此称为地球观测第一颗上午星(EOS-AM1);Aqua发射于2002年5月4号,每天下午从南向北通过赤道,因此称为地球观测第一颗下午星(EOS-PM1)。本文中选用L2级多光谱反射率数据(MOD09GQ、MYD09GQ与MOD09GA、MYD09GA, Version 6)来研究湖冰的识别方法。数据可从美国国家航空航天局陆面分布式数据中心(NASA LPDAAC)下载得到(<http://ladsweb.nascom.nasa.gov>)。MODIS L2级数据为HDF-EOS格式,本文中采用NASA网站提供的工具(MODIS Tool)对MODIS 1B数据进行几何校正,投影坐标选择UTM投影与WGS84坐标系。考虑到纳木错湖面边界变化对判别结果的影响,选取每年秋季清晰的ETM+影像(30 m分辨率)逐年获取纳木错湖岸边界。选取每年冻结时间之前且与冻结时间最近的ETM+影像,从而将湖岸线的年内变化对判别结果的影响降至最小。

2.2.2 研究方法

冰、水光谱特性是多光谱识别冰、水的理论依据。纯净水体的反射主要在可见光中的蓝绿光波段,在可见光其他波段的反射率很低。纯净的自然水体在近红外和中红外的反射率很低,几乎趋近于零。理论上讲,纯净冰反射率也很低,但自然界的河湖冰由于含有气泡和其他杂质,且表面粗糙,使冰在可见光、近红外反射率比无气泡纯净冰高得多。基于MODIS多种数据的多种方法都可以用来监测湖冰变化,以2009年4月16号为例对比多种方法的监测结果(此日期纳木错湖上空晴朗无云)。

(1) 反射率阈值法

根据冰、水在红光和近红外区域反射率差异,殷青军等(2005)利用MODIS 1、2波段反射率之差,并采用MODIS第1波段反射率阈值加以判别来鉴别湖冰。具体方法如下所示:

$$Band1 - Band2 > a \quad (1)$$

$$Band1 > b \quad (2)$$

式中:Band1与Band2分别代表MODIS第一与第二波段反射率, a 与 b 代表阈值。结合HJ-1-A卫星目视解译结果与直方图分布,本文选取 $a=0.014$, $b=0.067$ 为阈值,即差值大于0.014且第1波段反射率大于0.067的像元为湖冰(图3a)。

(2) 单波段阈值法

在晴朗无云的情况下,近红外波段反射率能够很好地区分冰与水,具体计算公式如下:

$$Band2 > a \quad (3)$$

对比卫星目视解译结果,选取阈值 $a=0.04$,即当第二波段反射率大于0.04时,此像元有冻结迹象。通过这种方法,可以快速反演湖冰在整个冬季冻结、消融过程的变化。

(3) NDSI指数法

归一化积雪指数(Normalized Difference Snow Index, NDSI)由绿光波段和短波红外波段计算得到,根据光谱特性主要用于识别冰雪(Dozier, 1989),如张辛等(2008)用NDSI识别海冰。如式(4)所示,结合MODIS 7、4、3假彩色合成影像选定NDSI大于0.7的像元为湖冰(图3c)。

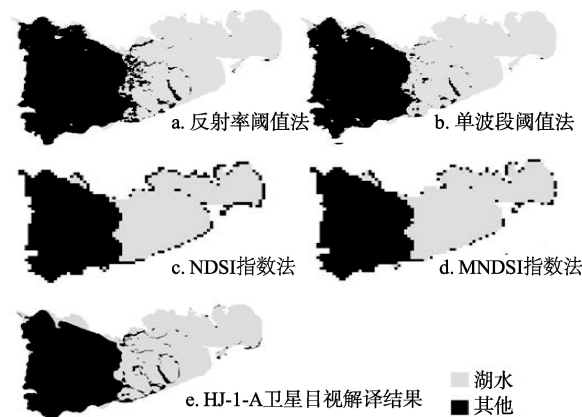


图3 湖冰识别方法比较(以2009年4月16日影像为例)
Fig.3 Lake ice identification results of different methods using MODIS data of 16 April, 2009

$$NDSI = (Band4 - Band6) / (Band4 + Band6) \quad (4)$$
式中: *Band4* 为 MODIS 第 4 波段反射率值; *Band6* 为 MODIS 第 6 波段反射率值。

(4) MNDSI 指数法

魏秋方(2010)提出改进的归一化积雪指数(Modified Normalized Difference Snow Index, MNDSI),即用近红外波段代替绿光波段,由近红外和短波红外计算得到,如式(5)所示。之所以这样改进 NDSI,是因为发现水面和冰面 MNDSI 计算结果反差比 NDSI 要明显,即 MNDSI 直方图两个峰值间距比 NDSI 要大,这更有利于区分冰、水。结合 MODIS 假彩色合成影像(RGB: 743)选定 MNDSI 大于 0.47 的像元为湖冰(图 3d)。

$$MNDSI = (Band2 - Band6) / (Band2 + Band6) \quad (5)$$
式中: *Band2* 为 MODIS 第 2 波段反射率值; *Band6* 为 MODIS 第 6 波段反射率值。

从图 3 中可以看出,四种方法都可以较准确地区分湖冰与湖水,其中反射率阈值法与单波段阈值法所使用数据(MOD09GQ)的空间分辨率(250 m)优于 NDSI 与 MNDSI 两种方法中所使用数据(MOD09GA)空间分辨率(500 m),且单波段阈值法实现较为简单快速,所以文中选择单波段阈值法反演 2000–2013 年纳木错湖冰时间属性。

综上所述,本文采用 MODIS 多光谱反射率数

据结合多项野外实测数据监测纳木错湖冰变化,监测内容包括 2000–2013 年初冰日、完全冻结日、开始消融日和完全消融日。基于 Kang 等(2012)对湖冰时间属性的定义,在文中界定如下:初冰日(Freeze Onset, FO)为首次出现纯像元结冰迹象并能持续存在的日期;完全冻结日(Complete Freeze Over, CFO)为湖面所有纯像元全部冻结的日期;开始消融日(Melt Onset, MO)为湖面自完全冻结期后首次有纯像元消融并能持续存在的日期;完全消融日期(Water Clear of Ice, WCI)为湖面所有纯像元全部融化为水的日期。通过对湖冰时间属性的计算,可以得到以下几个湖冰冰期:湖冰冻结期(Freeze Duration, FD)为自初冰日到完全冻结日期之间的时间段;湖冰完全封冻期(Completely Freezing Duration, CFD)为完全冻结日与开始消融日之间的时间段,湖冰消融期(Melt Duration, MD)为开始消融日至完全消融日之间的时间段;湖冰存在期(Ice Existence Period, IEP)为初冰日与完全融化日之间的时间段。

3 结果与分析

3.1 2000–2013 年纳木错湖冰变化特征

根据 MODIS 反射率数据监测结果(表 1),可得 2000–2013 年纳木错湖冰时间属性以及各个冰期的

表 1 2000–2013 年纳木错湖冰时间属性表
Tab.1 The time attribute table of lake ice change at Nam Co, 2000–2013

年份	初冰日	完全冻结日	开始消融日	完全消融日	湖冰存在期/d	湖冰冻结期/d	湖冰完全封冻期/d	湖冰消融期/d
2000/2001	284(–3)	25	107(–1)	164(–3)	246	107	82	57
2001/2002	285(–4)	15	51	160(–4)	244	95	36	109
2002/2003	289(–3)	36	92(–2)	158(–4)	234	112	56	66
2003/2004	289(–1)	26	83	154	230	102	57	71
2004/2005	285	35	95(–2)	154(–4)	235	116	60	59
2005/2006	291(–1)	42	99(–2)	155(–4)	229	116	57	56
2006/2007	287(–3)	39(–3)	96	156	234	117	57	60
2007/2008	301(–1)	35(–1)	109(–2)	148	212	99	74	39
2008/2009	291(–1)	42	94(–2)	140(–4)	215	117	52	46
2009/2010	289(–1)	38	84(–3)	143(–4)	219	114	46	59
2010/2011	296(–3)	40	118	146	215	109	78	28
2011/2012	290(–1)	41(–3)	90	144	219	116	49	54
2012/2013	302	42(–4)	98(–1)	146	210	106	56	48
平均	290.7	35.1	93.5	151.4	226.3	109.7	58.5	57.8
每年变幅/d	1.0	1.6	1.4	–1.8	–2.8	0.6	0.2	–3.1

注:括号内数字为误差天数(例如,–2 代表误差为提前 2d,2 代表误差为延后 2d),下同。

天数。表1中,初冰日、完全冻结日、开始消融日和完全消融日采用年内第多少天(例如,2月15日为年内第46天)表达,湖冰识别误差主要由于纳木错湖面连续几天有云覆盖,导致无法判断所致。研究期内最大误差为4 d。各个湖冰冰期由时间属性计算得到。

2000–2013年间,纳木错湖冰开始冻结、完全冻结、开始消融的日期均有延迟趋势,平均每年分别延迟1.0、1.6、1.4 d。完全消融的时间有提前趋势,平均每年提前1.8 d。在湖冰冰期中,湖冰存在期与完全封冻期天数代表了湖冰的稳定性,分别缩短了2.8 d/a与延长了0.2 d/a,此现象表明:2000–2013年间纳木错湖冰持续时间变短,稳定性减弱。其中湖冰存在期变化幅度明显大于北半球其他地区(Magnuson et al, 2000; Latifovic et al, 2007);封冻期天数代表湖冰封冻的速度,封冻期越长代表湖面冻结越困难,冻结速率越慢。纳木错湖2000–2013年间湖冰封冻期变化趋势为延长0.6 d/a,表明冻结速率有明显的延缓趋势;湖冰消融期天数代表湖冰的融化速度,较长的消融期代表湖冰消融较困难,融化速度较缓慢,在2000–2013年间纳木错湖冰消融期平均每年缩短3.1 d,表明消融速率逐年加快,且与表1内其他湖冰冰期比较,纳木错湖冰消融期变化幅度最大。

3.2 实测数据验证

位于纳木错湖面的热红外数据采集器实测数据表明,湖水温度值、湖面辐射亮温值的变化与湖冰变化吻合。

对比时间属性表与实测红外数据得出以下结果(图4):MODIS单波段阈值法监测表明,2011年10

月17日与2012年5月23日分别为该年度的初冰日和完全消融日,这一结果与同时期湖面温度变化一致:2011年10月,即湖冰开始冻结期间,水下10 cm处日最低水温(T_{10})、水下30 cm处日最低水温(T_{30})和湖表面日最低辐射亮温($BT-S$)持续下降,其中水下10 cm处日最低水温在17日降至0℃以下;2012年5月,即湖冰完全消融期间,观测平台处水域逐渐消融,两个水下温度探头分别在5月20日与21日最后一次出现0℃以下的观测值。

3.3 湖冰变化与气候变化的对应关系

青藏高原正经历着显著的升温过程(林振耀等, 1996; Liu et al, 2000),且升温幅度明显大于全球升温的平均幅度(Kang et al, 2010)。纳木错流域周围4个气象站数据也表明:1960–2010年间,年均气温升高趋势显著,特别是2000年以来,升温趋势更加明显(表2)。加速变暖的区域气候对流域内冰川产生较大影响,张堂堂等(2004)指出纳木错湖流域较为明显的冷季增温使得其南部冰川加速退缩,念青唐古拉山北坡扎当冰川近年的物质平衡观测结果也显示冰川物质严重亏损(Zhang等, 2013)。纳木错湖冰变化对区域气候变暖有较好的响应:2000–2013年间,纳木错冬季冻结速率减缓,春季消融速率增加,湖冰存在期显著缩短。

除了响应区域气候变化外,湖冰变化对冬季气温也有很好的指示作用(Duguay et al, 2006; Howell et al, 2009; 曲斌等, 2012)。本文将11月–次年4月定义为纳木错湖冰变化的冬半年,利用保吉乡自动气象站2005–2011年冬半年平均气温与湖冰冰期对比分析得出,湖冰完全封冻期与冬半年气温呈明显负相关(图5),相关系数达到了0.83($P < 0.05$)。即冬

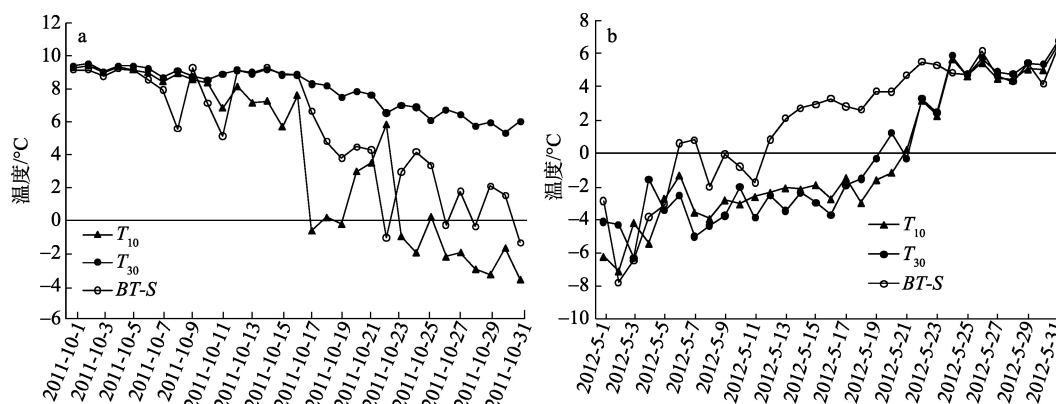


图4 2011–2012年湖冰冻融阶段水下10cm/30cm处日最低水温和湖表面日最低辐射亮温

Fig.4 Daily minimum temperature from 10 cm/30 cm underwater and lake surface brightness temperature in freezing and melting periods, 2011–2012

表2 纳木错流域周围4个气象站年均温变化

Tab.2 The annual mean air temperature variation in four meteorological stations around the Nam Co lake

气象站	1960–2010年均温升	2000–2013年均温升
	高速率/($^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$)	高速率/($^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$)
班戈	0.05	0.13
那曲	0.05	0.12
申扎	0.03	0.11
当雄	0.03	0.05
平均	0.04	0.10

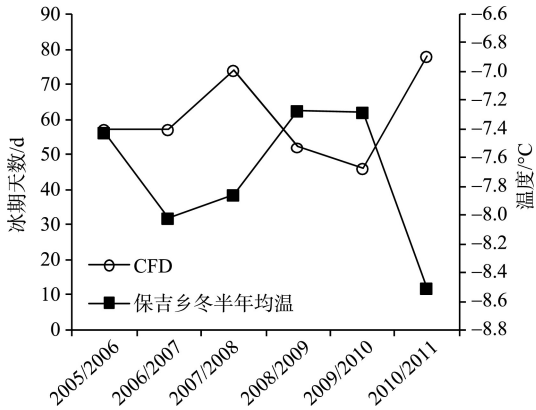


图5 保吉乡自动气象站冬半年气温与纳木错湖完全封冻期对比关系

Fig.5 Comparison between completely freezing duration (CFD) of the Nam Co Lake and annual mean winter air temperature at Baoji Station

半年平均气温较高的年份对应的CFD较短,冬半年平均气温较低的年份相对应的CFD较长。由此可以得出,冬半年气温对纳木错湖冰的稳定性影响较大,冬半年气温越低,湖冰稳定性越高,完全封冻期越长。

纳木错站与保吉乡气象站距离湖岸较近,通过对比2005-2010年这两个气象站气温的日变化与湖冰变化结果发现(表3):气温是湖冰冻融变化的主要驱动因素。其中纳木错湖冰初冰日与纳木错站日均气温稳定 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 日期相距4 d,误差不超过1 d;保吉乡气象站负积温达到-1000 $^{\circ}\text{C}$ 左右时,湖面完全冻结(即湖冰完全冻结日出现);保吉乡气象站春季日均气温首次达到 0°C 以上时,湖面开始消融,最大误差为3 d。可见,气温是决定湖冰冻结消融状况的主要因子。

通过对比2005–2010年间湖冰变化与保吉乡气象站风速数据发现(图6):1月月均风速较大年份,湖冰完全封冻期较长,开始消融日期出现较晚;反之,1月月均风速较小年份,湖冰完全封冻期较短,开始消融日期较早出现。气象资料显示,纳木错湖流域冬季受到西风带的强烈影响,盛行风为西风。本文认为,纳木错湖冰大面积冻结发生在湖面降温最为明显的1月,较大风速可以加速湖—气之间空气对

表3 纳木错湖冰变化与气象数据的对比

Tab.3 Comparison between lake ice change on the Nam Co Lake and meteorological parameters

年份	初冰日	纳木错站日均温 稳定 $\leq 0^{\circ}\text{C}$ 日期	湖冰完全冻结日	保吉乡站完全冻结 日之前负积温/ $^{\circ}\text{C}$	开始消融日	日均温首次 $> 0^{\circ}\text{C}$ 日期
2005–2006	291(-1)	295	42	-934.19	99(-2)	100
2006–2007	287(-3)	291	39(-3)	-1055.78	96	96
2007–2008	301(-1)	304	35(-1)	-906.19	109(-2)	107
2008–2009	291(-1)	295	42	-1039.6	94(-2)	97
2009–2010	289(-1)	293	38	-1006.99	84(-3)	81

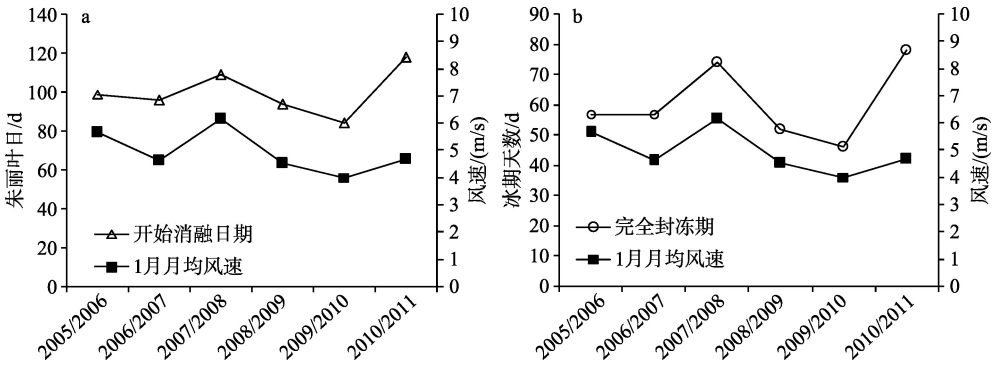


图6 2005-2010年保吉乡1月月均风速与纳木错湖冰变化对比关系

Fig.6 Relationship between mean wind speed in January at Baoji Station and lake ice change, 2005-2010

流,使湖面降温更加明显,从而促进湖冰冻结和增厚,使消融较为困难,延长完全封冻时间。

4 结论与讨论

4.1 讨论

本文研究结果表明,2000-2013年间,纳木错湖冰开始冻结延后,完全消融提前,湖冰存在期响应区域气候变暖而缩短,这与之前北半球大多数研究结果一致(Livingstone, 1997; Magnuson et al, 2000; Latifovic et al, 2007)。湖冰物候变化受很多因素影响,包括气象因素(气温、太阳辐射、湿度、降雪等)和地理因素(湖泊形状)等。其中,气温是导致湖冰物候变化的最主要驱动因素。纳木错站实测资料显示,纳木错湖水随冬季降温快速冻结,当纳木错站日均气温低于 -20°C 时,纳木错站北部湖冰覆盖范围及冰厚有大幅增加;春季保吉乡气象站日均气温升至 -5°C 以上时,纳木错湖面西侧湖冰表面开始出现融水。2005-2011年保吉乡气象站冬半年平均气温与纳木错湖冰完全封冻期对比结果也表明:保吉乡冬半年平均气温较高年份,纳木错湖冰冰期较短;反之如果冬季平均气温较低,则湖冰冰期较长。

此外,风速也是影响纳木错湖冰变化的重要因素。本研究结果显示,保吉乡气象站1月月均风速较大,可以延长封冻时间。纳木错站观测资料表明,在湖冰冻结初始阶段,湖面较大风速将已冻结的湖冰破坏并吹至岸边;在湖冰冻结后期,湖面较大风速导致湖面大面积冻结与冰层厚度的大幅度增加。本文认为,风速对湖冰的影响有两个方面,一是冻结初期对湖冰的动力作用,较大风浪使得冻结初期较薄的湖冰迅速开裂并被风吹至岸边。因此,纳木错流域虽然受西风影响,西部冬季降温明显早于东部,但是西部较开阔水域在冻结初期受风的影响很难形成稳定覆盖的湖冰,封冻晚于湖面东部;二是湖冰稳定形成后较大的月均风速加快了湖—气之间的空气对流与热量交换速度,1月月均风速较大使得湖面降温较快,湖冰冻结速度加快,厚度增大,持续时间增长。

青藏高原是全球气候变化的敏感区,其自然环境和生态关系在全球占有特殊地位,区域响应非常明显。与冰川、冻土、生态等密切关联的湖泊是青藏高原地表系统中重要组成部分。湖泊的冻融不仅对生态环境、人类活动有影响,湖冰变化还可以

作为气象因子来解释区域气候变化,对气候研究有重要的科学意义。特别在对气候变化响应敏感的青藏高原更是如此。因此,持续、深入研究青藏高原湖冰的变化具有十分重要的意义。

4.2 结论

基于MODIS反射率产品的单波段阈值法可以较好地反演纳木错湖冰变化,实测湖面温度与湖面辐射亮温可以用于对遥感反演结果的检验。2000-2013年间纳木错湖冰变化主要有以下特点:冻结时间增长,持续时间和消融时间缩短。纳木错湖冰变化主要受日最低水温与日均气温变化的影响。风速也是影响纳木错湖冰变化的要素之一。湖面月均风速极值的出现时间与冻结时间吻合,保吉乡1月冬季较大风速可以延缓纳木错湖开始消融日期,增长完全封冻时间。

过去50年间(1960-2013年),纳木错湖流域气候有明显变暖的趋势,特别是2000年之后升温速率急剧增大。作为区域气候变化的敏感指示器,纳木错湖冰变化对此有很好的响应:受区域气候变暖影响,纳木错湖冰冬季封冻减缓、春季消融加速、稳定性逐年减弱。与周围气象站年均温升温率($0.10^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$)对应,湖冰开始冻结日期延后与完全消融日期提前导致湖冰存在期平均每年缩短2.8 d,消融期天数平均每年缩短3.1 d。

致谢:感谢中国科学院青藏高原研究所纳木错多圈层综合观测研究站所有工作人员多年的艰苦工作,为本文提供了详实的野外观测数据。

参考文献(References)

- 车涛, 李新, 晋锐. 2009. 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[J]. 科学通报, 54(6): 787-791. [Che T, Li X, Jin R. 2009. Monitoring the frozen duration of Qinghai Lake using satellite passive microwave remote sensing low frequency data[J]. Chinese Science Bulletin, 54(6): 787-791.]
- 李明慧, 康世昌, 朱立平, 等. 2008. 西藏纳木错沉积物单水方解石出现前后的环境变化[J]. 第四纪研究, 28(4): 601-609. [Li M H, Kang S C, Zhu L P, et al. 2008. Late-holocene lake environment reflected by the occurrence of mono hydro calcite in Nam Co, Central Tibet[J]. Quaternary Sciences, 28(4): 601-609.]
- 林振耀, 赵昕奕. 1996. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. 中国科学: 地球科学, 39(4): 354-358. [Lin Z Y, Zhao X Y. 1996. Spatial characteristics of changes in

- temperature and precipitation of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau[J]. *Science in China: Earth Sciences*, 39(4): 354-358.]
- 鲁安新, 姚檀栋, 王丽红, 等. 2005. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究[J]. *冰川冻土*, 27(6): 783-792. [Lu A X, Yao T D, Wang L H, et al. Study on the fluctuations of typical glaciers and lakes in the Tibetan Plateau using remote sensing[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 27(6): 783-792.]
- 曲斌, 康世昌, 陈锋, 等. 2012. 2006-2011年西藏纳木错湖冰状况及其影响因素分析[J]. *气候变化研究进展*, 8(5): 327-333. [Qu B, Kang S C, Chen F, et al. 2012. Lake ice and its effect factors in the Nam Co Basin, Tibetan Plateau[J]. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*, 8(5): 327-333.]
- 魏秋方. 2010. 纳木错湖冰的遥感监测方法研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院. [Wei Q F. 2010. Methods of lake ice monitoring by remote sensing at Nam Co[D]. Beijing, China: University of Chinese Academy of Sciences.]
- 殷青军, 杨英莲. 2005. 基于EOS/MODIS数据的青海湖遥感监测[J]. *湖泊科学*, 17(4): 356-360. [Yin Q J, Yang Y L. 2005. Remote sensing monitoring of Lake Qinghai based on EOS/MODIS data[J]. *Journal of Lake Sciences*, 17(4): 356-360.]
- 张堂堂, 任贾文, 康世昌. 2004. 近期气候变暖念青唐古拉山拉弄冰川处于退缩状态[J]. *冰川冻土*, 26(6): 736-739. [Zhang T T, Ren J W, Kang S C. 2004. Lanong glacier retreat in Nyainqêntanglha range of Tibetan Plateau during 1970-2003[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 26(6): 736-739.]
- 张辛, 鄂栋臣. 2008. MODIS海冰数据监测中山站附近海冰的季节性变化[J]. *极地研究*, 20(4): 346-354. [Zhang X, E D C. 2008. Using the ice data of MODIS to inspect the seasonal variety of the surrounding sea ice of Zhongshan Station[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 20(4): 346-354.]
- 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 2004. 西藏纳木错和藏北高原古大湖晚更新世以来的湖泊演化与气候变迁[J]. *中国地质*, 31(3): 269-277. [Zhu D G, Meng X G, Zhao X T, et al. 2004. Evolution and climatic change of Nam Co of Tibet and an ancient large lake in the northern Tibetan Plateau since the late Pleistocene[J]. *Geology in China*, 31(3): 269-277.]
- Bai X Z, Wang J, Sellinger C, et al. 2012. Interannual variability of Great Lakes ice cover and its relationship to NAO and ENSO[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C3): 1276.
- Bernhardt J, Engelhardt C, Kirillin G, et al. 2012. Lake ice phenology in Berlin-Brandenburg from 1947-2007: observations and model hindcasts[J]. *Climatic Change*, 112(3-4): 791-817.
- Brown L C, Duguay C R. 2010. The response and role of ice cover in lake-climate interactions[J]. *Progress in Physical Geography*, 34(5): 671-704.
- Dozier J. 1989. Spectral signature of Alpine snow cover from the landsat thematic mapper[J]. *Remote Sensing of Environment*, 28: 9-22.
- Duguay C R, Flato G M, Jeffries M O, et al. 2003. Ice-cover variability on shallow lakes at high latitudes: model simulations and observations[J]. *Hydrological Processes*, 17(17): 3465-3483.
- Duguay C R, Prowse T D, Bonsal B R, et al. 2006. Recent trends in Canadian lake ice cover[J]. *Hydrological Processes*, 20(4): 781-801.
- Ghanbari R N, Bravo H R, Magnuson J J, et al. 2009. Coherence between lake ice cover, local climate and teleconnections (Lake Mendota, Wisconsin)[J]. *Journal of Hydrology*, 374(3-4): 282-293.
- Howell S E L, Brown L C, Kang K K, et al. 2009. Variability in ice phenology on Great Bear Lake and Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada, from SeaWinds/QuickSCAT: 2000-2006[J]. *Remote Sensing of Environment*, 113(4): 816-834.
- Johnson S L, Stefan H G. 2006. Indicators of climate warming in Minnesota: lake ICE covers and snowmelt runoff[J]. *Climatic Change*, 75(4): 421-453.
- Kang K K, Duguay C R, Howell S E L. 2012. Estimating ice phenology on large northern lakes from AMSR-E: algorithm development and application to Great Bear Lake and Great Slave Lake, Canada[J]. *The Cryosphere*, 6(2): 235-254.
- Kang S C, Xu Y W, You Q L, et al. 2010. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau[J]. *Environmental Research Letters*, 5(1): 015101.
- Ke C Q, Tao A Q, Jin X. 2013. Variability in the ice phenology of Nam Co Lake in central Tibet from scanning multi-channel microwave radiometer and special sensor microwave/imager: 1978 to 2013[J]. *Journal of Applied Remote Sensing*, 7(1): 073477.
- Kropáček J, Maussion F, Chen F, et al. 2013. Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data[J]. *The Cryosphere*, 7(1): 287-301.
- Latifovic R, Pouliot D. 2007. Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record[J]. *Remote Sensing of Environment*, 106(4): 492-507.

- Liu X D, Chen B D. 2000. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades[J]. *International Journal of Climatology*, 20(14): 1729-1742.
- Livingstone D M. 1997. Break-up dates of Alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures[J]. *Climatic Change*, 37(2): 407-439.
- Magnuson J J, Benson B J, Kratz T K. 1990. Temporal coherence in the limnology of a suite of lakes in Wisconsin, U. S.A.[J]. *Freshwater Biology*, 23(1): 145-159.
- Magnuson J J, Robertson D M, Benson B J, et al. 2000. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere[J]. *Science*, 289: 1743-1746.
- Marszelewski W, Skowron R. 2006. Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: case study of the Polish Lowland lakes[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 51(2): 336-349.
- Todd M C, Mackay A W. 2003. Large-scale climatic controls on Lake Baikal ice cover[J]. *Journal of Climate*, 16(19): 3186-3199.
- Wynne R H, Lillesand T M. 1993. Satellite observation of lake ice as a climate indicator: initial results from statewide monitoring in Wisconsin[J]. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59(6): 1023-1031.
- Zhang G S, Kang S C, Fujita K, et al. 2013. Energy and mass balance of Zhadang glacier surface, central Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology*, 59(213): 137-148.

Lake ice change at the Nam Co Lake on the Tibetan Plateau during 2000-2013 and influencing factors

GOU Peng^{1,2}, YE Qinghua^{1*}, WEI Qiufang³

(1. Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100085, China; 2. College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Institute of Remote Sensing and Digital Earth, CAS, Beijing 100101, China)

Abstract: Lake ice is a sensitive proxy to climate variability as has been shown through observations and modeling. In this study, we used in-situ and satellite data to analyze lake ice change at the Nam Co Lake in Tibet in 2000-2013. The results from Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) data showed that lake ice phenology changed significantly at the Nam Co Lake in the studied time period. The postponing freeze onset (FO) and advancing water clear of ice (WCI) dates were both obvious, resulting in the dramatic reduction of ice existence period (IEP) (2.8 days/year). Melt duration (MD), which stands for lake ice melting speed, was the most sensitive indicator of Nam Co Lake ice durations and MD was shortened by 3.1 days/year through the study period. Lake ice change at the Nam Co Lake was affected by regional climate variations, including air temperature and wind speed changes. In this study, daily air temperature from two automatic weather stations on the lakeshore showed highly consistent trend with lake ice phenology—both freeze onset (FO) and melt onset (MO) synchronized with air temperature variation. High wind speed in winter accelerates freezing. Lake ice tensile force rather than wind force can force the ice into pieces during the formation period. Lake ice phenology acts as a sensitive proxy of regional climate and can serve as an indicator of regional climate change. Further study on lake ice in the Tibetan Plateau is significant because of its sensitive response to climate change.

Key words: lake ice; remote sensing; reflectivity threshold; brightness temperature; Tibetan Plateau