

DOI: 10.5846/stxb201804240932

刘利娟, 刘欣蔚, 鞠佩君, 朱单, 薛丹, 刘建亮, 何奕忻, 陈槐. 15000 年以来若尔盖高原泥炭地发育及其碳动态. 生态学报, 2018, 38(18): - .  
Liu L J, Liu X W, Ju P J, Zhu D, Xue D, Liu J L, He Y X, Chen H. Peatland development and carbon dynamics histories of zoige peatlands for 15000 years. Acta Ecologica Sinica, 2018, 38(18): - .

## 15000 年以来若尔盖高原泥炭地发育及其碳动态

刘利娟<sup>1,2,3</sup>, 刘欣蔚<sup>1,2,3</sup>, 鞠佩君<sup>1,2,3</sup>, 朱单<sup>1,2</sup>, 薛丹<sup>1,2</sup>, 刘建亮<sup>1,2</sup>, 何奕忻<sup>1,2</sup>,  
陈槐<sup>1,2,\*</sup>

1 中国科学院成都生物研究所山地生态恢复与生物资源利用重点实验室, 成都 610041

2 中国科学院若尔盖泥炭地定位研究站, 红原 624400

3 中国科学院大学, 北京 100049

**摘要:** 高海拔泥炭地是维护高原气候环境稳定重要生态系统, 由于兼具高海拔和高寒的特点, 对气候变化尤为敏感和脆弱。若尔盖高原泥炭地是中国高海拔泥炭地集中分布区, 碳储量丰富, 由于方法学差异及数据缺乏, 其碳储量估算仍存在一定程度的不确定性, 对长时间尺度碳通量的模拟研究还较为匮乏。因此, 以若尔盖高原泥炭地为研究对象, 基于若尔盖高原泥炭地每千年的面积变化和碳累积速率重新评估若尔盖高原泥炭地碳储量, 并利用泥炭分解模型和碳通量重建模型探讨了 15000 年以来若尔盖高原泥炭地碳通量动态。研究表明, 若尔盖高原泥炭地约从 15000 年开始发育, 发育高峰期在 12000—10000 年和 7000—5000 年, 泥炭累积速率范围为 0.22—1.31 mm/a, 平均值为 0.56 mm/a; 碳累积速率范围为 13.4—77.2 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>, 平均碳累积速率为 33.5 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>, 3000 年至今碳累积速率最高, 7000—6000 年是碳累积速率次峰值时期; 15000 年以来若尔盖高原泥炭地碳储量达 1.4 Pg (1 Pg = 10<sup>15</sup> g), 碳累积输入和碳累积释放分别为 5.6 Pg 和 4.2 Pg; 净碳平衡平均值为 0.087 Tg (1 Tg = 10<sup>12</sup> g) C/a, 峰值出现在 11000—10000 年为 0.295 Pg; 在 6000—2000 年若尔盖泥炭地出现微弱碳源, 最大值出现在 5000—4000 年, 约为 -0.034 Pg, 净碳平衡在 15000—11000 年和 4000 年至今呈现上升趋势, 而 10000—4000 年整体呈现下降趋势。总体而言, 若尔盖高原泥炭地碳储量丰富, 是青藏高原东部重要的陆地生态系统碳库和碳汇, 本研究将为我国高海拔泥炭地碳库保育提供一定的理论和数据支撑。

**关键词:** 碳储量; 碳累积速率; 碳通量; 泥炭地发育; 季风; 全新世

## Peatland development and carbon dynamics histories of zoige peatlands for 15000 years

LIU Lijuan<sup>1,2,3</sup>, LIU Xinwei<sup>1,2,3</sup>, JU Peijun<sup>1,2,3</sup>, ZHU Dan<sup>1,2</sup>, XUE Dan<sup>1,2</sup>, LIU Jianliang<sup>1,2</sup>, HE Yixin<sup>1,2</sup>,  
CHEN Huai<sup>1,2,\*</sup>

1 Chinese Academy of Sciences Key Laboratory of Mountain Ecological Restoration and Bioresource Utilization & Ecological Restoration and Biodiversity Conservation Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China

2 Zoige Peatland and Global Change Research Station, Chinese Academy of Sciences, Hongyuan 624400, China

3 University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

**Abstract:** Peatlands are carbon-rich wetlands that have acted as globally important carbon pools by affecting the atmospheric CO<sub>2</sub> over long timescales. Knowledge of peatland initiation and carbon dynamics can help predict peat carbon fate in the future. Also, understanding relative changes in carbon flux processes will contribute to a more comprehensive

**基金项目:** 国家重点研发计划项目 (2016YFC0501804); 中国科学院前沿科学重点研究项目 (QYZDB-SW-DQC 007); 国家自然科学基金 (31570480, 41571220)

收稿日期: 2018-04-24; 修订日期: 2018-07-04

\* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: chenhuai@cib.ac.cn

understanding of carbon cycles and the interaction between peatland and climate. The Zoige peatlands are the most representative peatlands in China. This study presents a data synthesis of peatland basal ages, area changes, carbon accumulation rate variations, and, furthermore, analyzed and separated carbon uptake and release, two important carbon flux processes from the observed peat carbon data in Zoige peatlands during the Holocene. The Zoige peatlands showed initiation peaks at 12000—10000a and 7000—5000a. The peat accumulation rates ranged from 0.22 to 1.31 mm/a with a mean value of 0.56 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>. Carbon accumulation rates in Zoige ranged from 13.4 to 77.2 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>, with a mean value of 33.5 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>. The carbon pools were estimated to be 1.4 Pg over the entire Zoige peatlands, with results circumventing the uncertainties of previous studies due to peat sampling depth. The long-term decomposition rate for the Zoige peatlands was 0.00024038/a, which is comparable to the long-term decomposition rate of tropical peatlands, and higher than in northern and southern peatlands. The net carbon balance (NCB) rate of Zoige peatlands had a mean value of 0.087 Tg C/a with a maximum of 0.295 Pg. The Zoige peatlands functioned as a carbon source during 6000—2000a with a minimum NCB value of -0.034 Pg at 5000—4000a. Overall, the Zoige peatlands were an important carbon pool, however, with some variability. Our results in this study highlighted the importance of carbon cycle research in the Zoige peatlands, and also provided reference values to guide future studies.

**Key Words:** carbon stock; carbon accumulation rate; carbon flux; peatland expansion; monsoon; Holocene

泥炭地是指泥炭土厚度至少为 30 cm 或有机质含量超过 50% 的湿地<sup>[1]</sup>。泥炭地是在土壤表层积水或者过湿且地质长期稳定的环境下,植物残体大量积累,且分解作用受到抑制,泥炭土不断累积发育而成<sup>[1]</sup>。泥炭地作为陆地生态系统的重要碳汇,是通过植物光合作用和土壤呼吸储存和释放碳<sup>[2-6]</sup>,并以 3% 的陆地面积储存了约全球三分之一的土壤碳<sup>[7-8]</sup>。泥炭地作为单位面积碳储量最大和碳积累最快的陆地生态系统,对全球气候有重要影响。然而,气候变暖及人类活动使得泥炭地退化严重<sup>[9-11]</sup>。泥炭地的形成和发育主要受土壤水分和温度的影响,土壤的水分和热量则主要取决于区域气候条件,地形、水文等因素,不同水热组合也并决定了植物生物量的增长和分解<sup>[12-13]</sup>。因此,泥炭形成和累积主要受到区域气候条件的影响。

气候变化必将导致大气和泥炭地之间的碳平衡发生变化,而碳通量变化将进一步反馈于气候变化。泥炭地作为大气二氧化碳(CO<sub>2</sub>)汇,直接影响了大气中 CO<sub>2</sub> 浓度,泥炭地因此在全球碳循环中起着重要的作用<sup>[7,11]</sup>。目前,泥炭地碳储量估算仍存在较大的不确定性,不确定性来源于土壤容重、泥炭深度、泥炭地面积、土壤碳含量和泥炭地碳积累速率等参数的不确定性<sup>[9,14-16]</sup>。泥炭深度不确定性最大,这是由于泥炭深度常常缺乏数据,因此估算中往往忽略了泥炭深度的空间变化<sup>[8,12,16]</sup>。近些年来国内外对泥炭地碳通量昼夜动态、季节动态、年际动态的研究较多<sup>[17-21]</sup>,千年尺度通量的研究较为匮乏,因此重新评估泥炭地碳储量、探讨千年尺度碳通量动态有助于理解全新世以来大气-生物圈之间碳交换和碳循环的过程。然而,不同区域气候和环境条件不同,泥炭地发育、碳积累速率、碳储量以及碳通量也不尽相同<sup>[8-9,12-13,22-23]</sup>,特别是高海拔区域的泥炭地,其是维护高原生态系统和全球气候环境的稳定陆地碳库,海拔地理位置特殊,一直被认为是响应气候变化的敏感区和预警区,因此探讨高海拔区域泥炭地碳动态变化有助于理解泥炭地对气候变化的响应。

若尔盖丘陵和盆地相间,地理环境、气候条件独特,地貌特殊<sup>[24]</sup>;处于青藏高原东北缘,泥炭地面积达 4605 km<sup>2</sup><sup>[9,25]</sup>,占中国泥炭地面积的 44%<sup>[25]</sup>,是我国高原泥炭地的主要分布区。该区域碳储量估算介于 0.5—1.42 Pg 之间<sup>[9,12,25-26]</sup>,仍存在较大不确定性,并且缺乏全新世以来碳输入和碳释放两个重要碳动态过程的相关研究。因此,需进一步加强若尔盖高原泥炭地开始发育以来的碳储量研究,探讨该区域千年尺度碳通量变化,为若尔盖高原泥炭地碳库保育与恢复提供科学支撑。

## 1 研究区和研究方法

### 1.1 研究区概况

若尔盖高原(31.8—34.8°N 100.3—103.6°E)位于青藏高原东部边缘,西临巴颜克拉山,东抵岷山,南至邛

崃山,是青藏高原泥炭沼泽发育最典型的地区,海拔高度为 3400—3700 m<sup>[24]</sup>,行政上隶属于四川省若尔盖县、红原县、阿坝县,甘肃省玛曲县和碌曲县以及青海省久治县。本研究区域年均气温为 0.7—1.1℃,7 月和 1 月分别是最高和最低气温月份,月平均值为 10.8℃和-10.6℃;年均降水量为 657 mm,86% 降雨量集中于 4—10 月<sup>[24]</sup>。若尔盖高原受东南季风和西南季风的影响,属于高原寒温带湿润大陆性季风气候<sup>[23,27-29]</sup>,对气候变化非常的敏感。其气候总特征为寒冷而潮湿,冬长而无夏;霜冻期长,生长季短;降水多,湿度大。若尔盖高原泥炭地分布面积最大且最具有代表性的沼泽植物主要有木里苔草 (*Carex muliensis*)、乌拉苔草 (*Carex meyeriana*)和藏嵩草 (*Kobresia tibetica*<sup>[29]</sup>)。

## 1.2 数据来源

从已发表论文和出版书刊(附件)中收集了 225 个土芯样点信息(图 1),包括样点经纬度、深度、基底年龄、容重、碳含量以及若尔盖高原泥炭地面积。收集的数据满足以下标准:(1)泥炭剖面深度不少于 30 cm;(2)泥炭剖面是连续的;(3)泥炭柱基底年龄作为开始发育的年龄。量化若尔盖高原泥炭地开始发育的时间空间模式的基底<sup>14</sup>C 年龄共 138 个,这 138 个基底<sup>14</sup>C 年龄统一使用 Intcal 13 数据集进行校正<sup>[30]</sup>。日期用现代的放射性碳年表示,把现在定义为 AD 1950。

## 1.3 研究方法

### 1.3.1 碳储量估算方法

碳储量的估算是基于若尔盖高原泥炭地 1000 年间隔的面积变化和每 1000 年的碳累积速率。泥炭地的面积变化首先是以 500 年为间隔,将 2δ 为范围内的校准年龄个数(95%的概率)累加得到变化的频数,然后根据这些频数计算累积百分比,以获得泥炭地面积随时间的变化;此方法是基于单个泥炭柱自最初形成以来在其范围内线性发育的假设。泥炭的碳累积速率计算方法如下<sup>[31]</sup>: $CAR = r/1000 \times n \times c$ ;其中 CAR 是碳累积速率( $g\ m^{-2}\ a^{-1}$ ); $r$  是泥炭累积速率( $mm/a$ ); $n$  是干容重( $g\ cm^{-3}$ ); $c$  是碳含量( $g\ C\ g^{-1}$ 干重)。本研究中泥炭柱剖面有干容重和碳含量实测值则使用实测值,没有实测干容重和碳含量的剖面使用平均值 0.27 和 21.9%。

### 1.3.2 泥炭分解模型

泥炭分解模型<sup>[32]</sup>基本表达式为  $dM/dt = \rho - \alpha \times M$ ,经变换得到解析式  $M = (\rho - \alpha) \times (1 - e^{-\alpha t})$ 。式中, $M$  是实测累积碳储量; $\rho$  是泥炭增长速率; $\alpha$  是分解系数; $t$  是时间。此模型以实测累积碳储量为基础并假设  $\rho$  和  $\alpha$  为常数,进而通过模拟得到拟合曲线和  $\rho$ 、 $\alpha$  的值。

### 1.3.3 泥炭地碳通量重建方法

若尔盖高原泥炭地碳通量的重建基于以下方程式<sup>[33]</sup>: $NCU_t = NCP_t / e^{-\alpha t}$ ;  $NCR_t = \sum (NCP_k / e^{-\alpha k} - NCP_k / e^{-\alpha(t-k)})$ ;  $NCB = NCU - NCR$ ;  $CCCR = NCU - NCP$ ;  $CCU = \sum (NCU)$ ;  $CCR = \sum (NCR) = \sum (CCCR)$ 。其中 NCP 是净碳储量;NCU 是净碳输入;NCR 是净碳释放;NCB 是净碳平衡;CCCR 是累积同生龄碳释放;CCP 是累积碳储量;CCU 是累积碳输入;CCR 是累积碳释放。

## 2 结果与分析

### 2.1 泥炭地发育模式及泥炭和碳累积速率

若尔盖高原泥炭地大约在 15000 年开始发育(图 2),其发育峰值在 12000—10000 年和 7000—5000 年(图 2)。千年尺度泥炭累积速率范围为 0.22—1.31 mm/a,平均值为 0.56 mm/a;碳累积速率范围为 13.4—77.2  $g\ C\ m^{-2}\ a^{-1}$ ,平均值为 33.5  $g\ C\ m^{-2}\ a^{-1}$ (图 3)。泥炭累积速率和碳累积速率从古到今整体皆呈现增长趋势,其

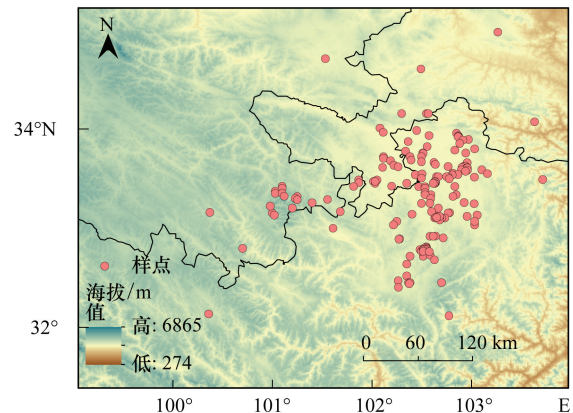


图 1 若尔盖高原位置及样点分布图

Fig.1 Location of Zoige and coring sites distribution map

中在 6000 年时泥炭累积速率和碳累积速率较为突出(图 3)。

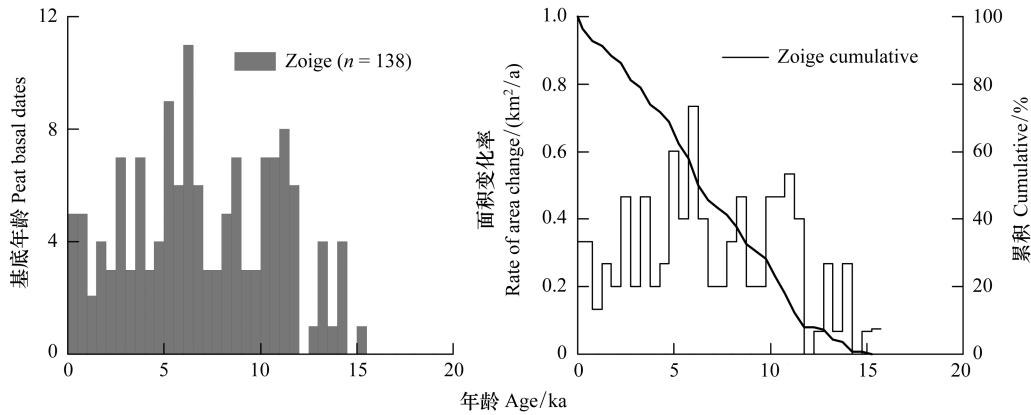


图 2 若尔盖泥炭地发育情况及面积变化频率分布图

Fig.2 Peatlands development and area changes histography of Zoige

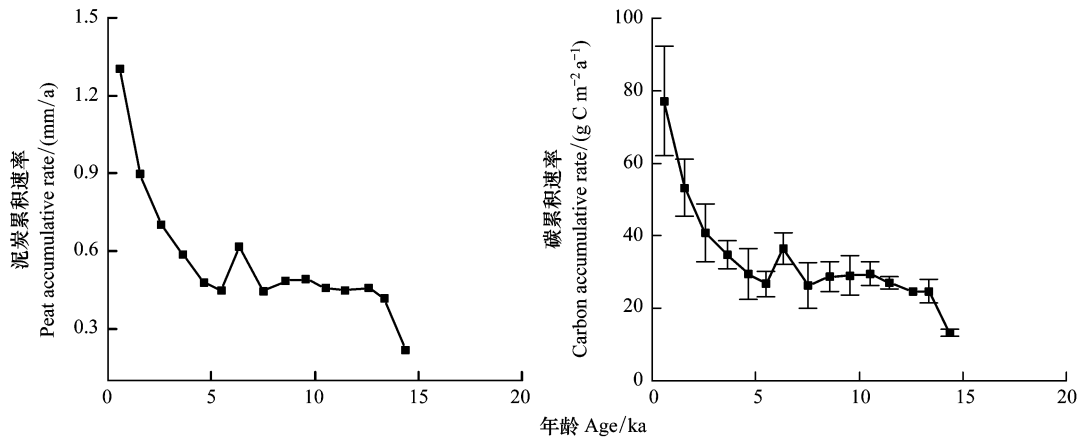


图 3 15000 年以来泥炭累积速率和碳累积速率对比图

Fig.3 Peat accumulation rate and carbon accumulation rate for 15000 years

## 2.2 泥炭地碳储量和碳分解常数

基于实测碳储量模拟累积碳储量,拟合程度达  $R^2 = 0.997$ ;结果表明若尔盖高原泥炭地每千年碳储量呈缓慢上升的趋势(图 4),其最高值达到  $0.36 \text{ Pg}$ ;泥炭碳增长速率为  $0.346 \text{ Tg C/a}$ (图 4,  $1 \text{ Tg} = 10^{12} \text{ g}$ ),碳累积输入为  $5.6 \text{ Pg}$ (图 5)。若尔盖高原泥炭地泥炭分解常数为  $0.00024038/\text{a}$ (图 4),碳累积释放为  $4.2 \text{ Pg}$ (图 5);我们用若尔盖高原泥炭地现有的  $4605 \text{ km}^2$ 泥炭地面积推算了其自 15000 年以来的面积变化(图 2)。基于面积变化和碳累积速率得到了若尔盖高原泥炭地碳储量  $1.4 \text{ Pg}$ (图 4)。

## 2.3 泥炭地碳通量

若尔盖高原泥炭地自 15000 年以来,NCB 速率平均值为  $0.09 \text{ Tg C/a}$ ,其峰值在 11000—10000 年,为  $0.30 \text{ Tg C/a}$ ;最低值在 5000—4000 年,为  $-0.02 \text{ Tg C a}^{-1}$ 。NCB 在 15500—10500 年和 4500—500 年总体呈现上升趋势,而 10500—7500 年和 6500—4500 年总体呈现下降趋势(图 6)。NCR 峰值在 7000—6000 年,为  $0.4 \text{ Pg}$ ,NCU 峰值在 11000—10000 年,为  $0.5 \text{ Pg}$ (图 6)。累积碳平衡峰值在 1000—0 年,而累积碳平衡次峰值在 7000—6000 年。

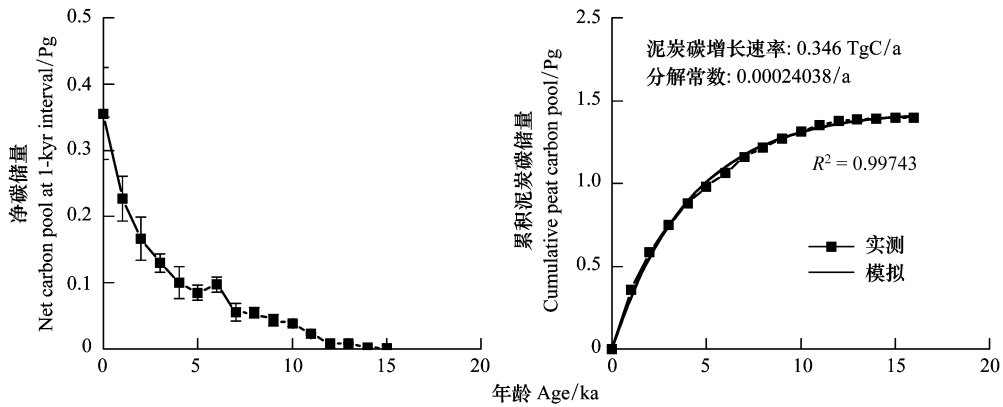


图 4 15000 年以来每千年实测碳储量及模拟累积碳储量

Fig.4 Observed carbon pools and modeled cumulative carbon pools per 1000-year for 15000 years

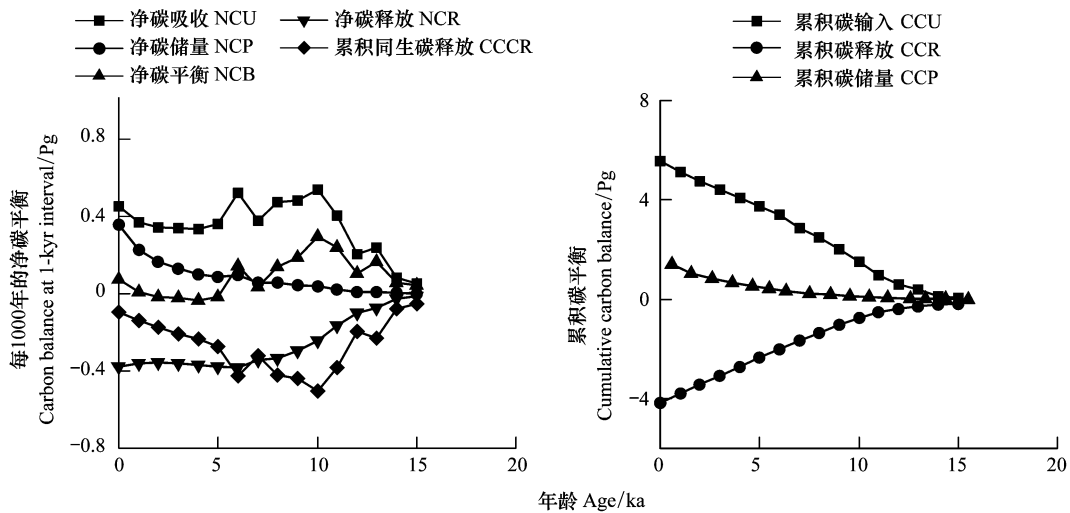


图 5 15000 年以来净碳平衡及累积碳平衡对比图

Fig.5 Net carbon balance and cumulative carbon balance for 15000 years

NCU, net carbon uptake; NCP, net carbon pool; NCB, net carbon balance; NCR, net carbon release; CCCR, cumulative cohort carbon release; CCU, cumulative carbon uptake; CCR, cumulative carbon release; CCP, cumulative carbon pool;  $NCB = NCU - NCR$ ;  $CCCR = NCU - NCP$ ;  $CCU = \Sigma(NCU)$ ;  $CCR = \Sigma(NCR) = \Sigma(CCCR)$

### 3 讨论

#### 3.1 泥炭地发育模式和影响因子

我国泥炭沼泽大多形成于末次冰期<sup>[34]</sup>,若尔盖高原泥炭地约从 15000 年开始发育,发育高峰期集中在 12000—10000 年和 7000—5000 年(图 2)。Wang 等<sup>[9]</sup>研究发现青藏高原泥炭地发育高峰期在 11500—10000 年,中国东北泥炭地发育高峰期在 11200—10500 年;Zhao 等<sup>[35]</sup>也发现中国泥炭地分别在 15000—13000 年,11500—10000 年,7000—5000 年和 4000—2000 年皆有发育高峰;西伯利亚西部泥炭地在全新世早期迅速发育<sup>[36]</sup>;Yu 等<sup>[8]</sup>发现北方泥炭地和热带泥炭地分别在 11000—9000 年和 8000—4000 年也快速发育。由此可见,若尔盖高原泥炭地与其他区域的泥炭地发育高峰期基本一致。

泥炭地发育受到温度和降水的限制,其中降水受到季风的影响<sup>[37]</sup>。在全新世早期,太阳辐射达到峰值<sup>[38]</sup>(图 7),与此同时,葫芦洞(32°30'N, 119°10'E)  $\delta^{18}O$ <sup>[38]</sup>也处于峰值(图 7);若尔盖高原又处于东南季风和西南季风影响的区域内,这表明太阳辐射和季风强度影响了若尔盖高原泥炭地的发育。全新世中期是气候

最佳适宜期<sup>[40]</sup>;10000—5500年时期气候暖湿<sup>[41]</sup>,其中7200—6000年,是大暖期稳定的暖湿阶段,即大暖期的鼎盛阶段,其温度和降水可能高出大暖期中任何一个时期<sup>[42]</sup>。在暖湿的气候环境条件下,植物生产力高,泥炭分解较为缓慢,因此全新世中期的气候有益于泥炭地的发育和累积。

### 3.2 泥炭地碳累积动态

本研究结果表明若尔盖高原泥炭地泥炭累积速率范围为0.22—1.31 mm/a,平均值为0.56 mm/a;碳累积速率范围为13.4—77.2 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>,平均值为33.5 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>。此前Chen等<sup>[9]</sup>研究表明若尔盖高原泥炭地泥炭累积速率范围为0.12—0.85 mm/a,平均值为0.39 mm/a;碳累积速率范围为5—48 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>,平均值为20.4 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>。Liu等<sup>[43]</sup>用模型模拟若尔盖高原泥炭地泥炭累积速率范围为0.38—0.50 mm/a,平均值为0.

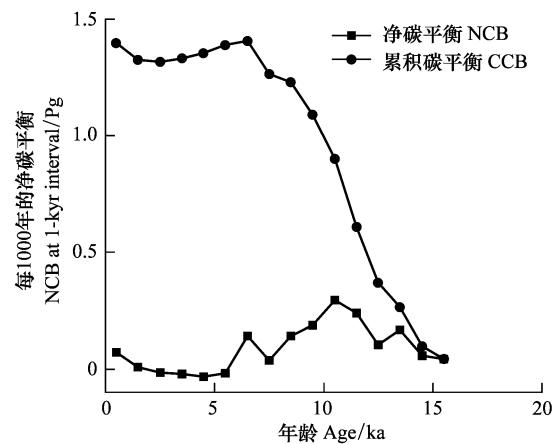


图6 15000年以来净碳平衡及累积碳平衡

Fig. 6 Net carbon balance and cumulative carbon balance for 15000 years

NCB, net carbon balance; CCB, cumulative carbon balance

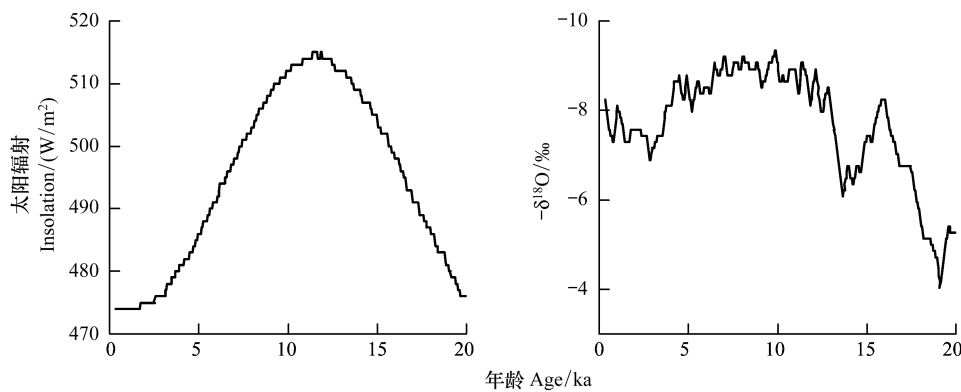


图7 30°N 太阳辐射<sup>[38]</sup>和葫芦洞  $-\delta^{18}\text{O}$ <sup>[39]</sup>

Fig. 7 Insolation at 30°N and Hulu cave  $-\delta^{18}\text{O}$

45 mm/a;碳累积速率范围为23—29 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>,平均值为26 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>。Wang等<sup>[12]</sup>使用了本研究相同的方法得到若尔盖高原泥炭地碳累积速率范围为20.7—52.5 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>,平均值为33.4 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>。至此,若尔盖高原泥炭地的碳累积速率有不同的研究结果,一方面是由于土壤容重、泥炭深度、土壤碳含量、泥炭地碳累积速率等数据存在较大的差异;另一方面是由不同的研究方法所导致的差异。如模型模拟主要用于模拟理想条件下的生态系统的碳储量,实际生态系统则存在很多不确定性;而用统计方法对土壤碳库估算是以一定数量土壤剖面的碳含量和容重为基础。目前,在国家或区域尺度上,基于土壤调查数据估算碳储量已然成为主要估算方法。

北方泥炭地、热带泥炭地、南方泥炭地碳累积速率<sup>[8]</sup>分别为18.6、13.6、22.0 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>。青藏高原泥炭地碳累积速率范围为20.7—50.2 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>,平均值为32.3 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup><sup>[12]</sup>;三江平原泥炭地碳累积速率范围为4.5—45.1 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>,平均值为13.3 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>;中国东北泥炭地碳累积速率范围为6.6—36.5 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>,平均值为14.7 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>。这表明若尔盖高原泥炭地碳累积速率相对较高,这可能是由于区域气候和环境的差异,若尔盖高原泥炭地的区域气候和环境为泥炭累积和泥炭地发育提供了一个更加有利的条件。

自15000年以来,若尔盖高原泥炭地碳累积速率处于变化中。在15000—3000年这段时期中,7000—6000年时碳累积速率最大,这可能是由于此时期气候暖湿有利于碳累积<sup>[42]</sup>。而碳累积速率在3000年以来持

续增大,可能是因为新形成泥炭比古老泥炭矿化时间更短<sup>[33]</sup>,因此其碳累积速率较大。而且在全新世晚期气候相对干冷<sup>[42]</sup>,干冷的气候条件使得泥炭有机质分解低,有利于碳累积。

### 3.3 若尔盖高原泥炭地碳储量

若尔盖高原泥炭地碳累积输入和碳累积释放分别为 5.6 Pg 和 4.2 Pg,碳储量为 1.4 Pg。20 世纪 90 年代对若尔盖高原泥炭地的泥炭储量的估算为 1.9—2.9 Pg<sup>[44]</sup>,近些年来对若尔盖泥炭储量的估算范围有 1.58—2.29 Pg;而泥炭碳储量估算的值有 0.6 Pg<sup>[26]</sup>、0.5 Pg<sup>[9]</sup>、0.4 Pg<sup>[43]</sup>和 1.42 Pg<sup>[12]</sup>;其与 Liu 等<sup>[23]</sup>、Chen 等<sup>[9]</sup>、Liu 等<sup>[43]</sup>研究的差异主要来自于方法,本研究方法避免了前人研究时泥炭深度空间变化带来的误差。

若尔盖高原泥炭地分解常数是 0.00024038/a,与热带泥炭地的分解常数<sup>[33]</sup>相似(0.000236/a),且两者皆比北方泥炭地(0.0000855/a)和南方泥炭地(0.0000978/a)的分解常数大<sup>[33]</sup>;但其原因有所差异。营养成分、土壤基质以及温度是有机物质分解的限制因素<sup>[45-49]</sup>。若尔盖高原泥炭地是矿养泥炭地,它的水分和养分主要来自于地下水分或地上径流,其成碳植物主要是禾本科和莎草科植物<sup>[49]</sup>;而热带泥炭地是雨养泥炭地,其水分和养分来自于降水,主要成碳植物是泥炭藓<sup>[50]</sup>;且若尔盖高原的年平均温度以及降雨皆低于热带地区。因此,热带泥炭地的分解常数大主要是因为其温度高促进泥炭地有机质的分解,而热带泥炭地营养成分和土壤基质限制了热带泥炭地有机质的分解;若尔盖高原泥炭地分解常数大的原因则与之相反,若尔盖高原泥炭地营养成分和土壤基质促进有机质的分解,而温度是若尔盖高原泥炭地有机质分解的限制条件。

### 3.4 若尔盖高原泥炭地碳通量动态

净碳平衡(NCB)表示了泥炭地对大气 CO<sub>2</sub>浓度的直接影响。若尔盖高原泥炭地净碳平衡每千年的平均值为 0.087 Pg(即 0.087 Tg C/a),峰值出现在 11000—10000 年为 0.295 Pg,这与泥炭地发育高峰期在 12000—10000 年一致(图 2),这可能是因为在全新世早期太阳辐射较大(图 7),高强度的季风引起降雨增多,温湿环境更有益于植物生长,能够为泥炭累积提供大量底物,因而,泥炭能够大量累积,泥炭地快速发育,从而使得泥炭地吸收更多大气 CO<sub>2</sub>,增加泥炭地碳储量;另一方面,湿润多雨使得泥炭地水位上升,厌氧层增厚,从而限制了泥炭分解,进而减少泥炭中碳释放。自 15000 年以来,若尔盖高原泥炭地在 6000—2000 年出现微弱碳源,碳源最大值出现在 5000—4000 年为 -0.034 Pg。新冰川作用<sup>[51-52]</sup>发生在 5000 年左右,其影响了气候,-δ<sup>18</sup>O 在该时期呈下降趋势(图 7),这表明这个时期气候寒冷干旱,寒冷不利于泥炭累积,干旱增加了泥炭分解,因而导致若尔盖高原泥炭地在该时期表现为微弱碳源。除此之外,其他时期均为碳汇,净碳平衡在 15000—11000 年和 4000—0 年呈现上升趋势,而 10000—4000 年整体呈现下降趋势(图 6),因此,尽管若尔盖高原泥炭地在短时期内表现为微弱碳源,但整体而言,若尔盖高原泥炭地 15000 年以来表现成较大的碳汇,减少了大气 CO<sub>2</sub>,储存了大量的碳。

## 4 结论

本研究表明若尔盖高原泥炭地约从 15000 年开始发育,发育高峰期集中在 12000—10000 年和 7000—5000 年。若尔盖高原气候和环境适宜泥炭发育和累积,其碳累积速率达 33.5 g C m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>,相对高于其他区域。该区域泥炭地每千年碳储量呈缓慢上升的趋势,泥炭碳增长速率为 0.346 Tg C/a。若尔盖高原泥炭地在短时期内表现为微弱碳源,但整体而言,若尔盖高原泥炭地碳储量丰富,是青藏高原东部重要的陆地生态系统碳库和碳汇。

### 参考文献(References):

- [1] Maltby E, Immirzi P. Carbon dynamics in peatlands and other wetland soils regional and global perspectives. *Chemosphere*, 1993, 27(6): 999-1023.
- [2] Brown M G, Humphreys E R, Moore T R, Roulet N T, Lafleur P M. Evidence for a nonmonotonic relationship between ecosystem-scale peatland methane emissions and water table depth. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2014, 119(5): 826-835.
- [3] Budishchev A, Mi Y, van Huissteden J, Beileli-Marchesini L, Schaepman-Strub G, Parmentier F J W, Fratini G, Gallagher A, Maximov T C,

- Dolman A J. Evaluation of a plot-scale methane emission model using eddy covariance observations and footprint modelling. *Biogeosciences*, 2014, 11(17): 4651-4664.
- [ 4 ] Jauhainen J, Hooijer A, Page S E. Carbon dioxide emissions from an *Acacia* plantation on peatland in Sumatra, Indonesia. *Biogeosciences*, 2012, 9(2): 617-630.
- [ 5 ] Treat C C, Wollheim W M, Varner R K, Grandy A S, Talbot J, Frohling S. Temperature and peat type control CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> production in Alaskan permafrost peats. *Global Change Biology*, 2014, 20(8): 2674-2686.
- [ 6 ] Zheng Y H, Singarayer J S, Cheng P, Yu X F, Liu Z, Valdes P J, Pancost R D. Holocene variations in peatland methane cycling associated with the Asian summer monsoon system. *Nature Communications*, 2014, 5: 4631.
- [ 7 ] Gorham E. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1991, 1(2): 182-195.
- [ 8 ] Yu Z C, Loisel J, Brosseau D P, Beilman D W, Hunt S J. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(13): L13402.
- [ 9 ] Chen H, Yang G, Peng C H, Zhang Y, Zhu D, Zhu Q A, Hu J, Wang M, Zhan W, Zhu E X, Bai Z Z, Li W, Wu N, Wang Y F, Gao Y H, Tian J Q, Kang X M, Zhao X Q, Wu J H. The carbon stock of alpine peatlands on the Qinghai-Tibetan Plateau during the Holocene and their future fate. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 95: 151-158.
- [ 10 ] Frohling S, Talbot J, Jones M C, Treat C C, Kauffman J B, Tuittila E S, Roulet N. Peatlands in the Earth's 21st century climate system. *Environmental Reviews*, 2011, 19(NA): 371-396.
- [ 11 ] Koehler A K, Sottocornola M, Kiely G. How strong is the current carbon sequestration of an Atlantic blanket bog? *Global Change Biology*, 2011, 17(1): 309-319.
- [ 12 ] Wang M, Chen H, Wu N, Peng C H, Zhu Q A, Zhu D, Yang G, Wu J H, He Y X, Gao Y H, Tian J Q, Zhao X Q. Carbon dynamics of peatlands in China during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 99: 34-41.
- [ 13 ] Zhao Y, Tang Y, Yu Z C, Li H, Yang B, Zhao W W, Li F R, Li Q. Holocene peatland initiation, lateral expansion, and carbon dynamics in the Zoige Basin of the eastern Tibetan Plateau. *Holocene*, 2014, 24(9): 1137-1145.
- [ 14 ] Turunen J, Tomppo E, Tolonen K, Reinikainen A. Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland-application to boreal and subarctic regions. *Holocene*, 2002, 12(1): 69-80.
- [ 15 ] Chapman S J, Bell J, Donnelly D, Lilly A. Carbon stocks in Scottish peatlands. *Soil Use and Management*, 2009, 25(2): 105-112.
- [ 16 ] Beilman D W, Vitt D H, Bhatti J S, Forest S. Peat carbon stocks in the southern Mackenzie River Basin; uncertainties revealed in a high-resolution case study. *Global Change Biology*, 2008, 14(6): 1221-1232.
- [ 17 ] Minkinen K, Korhonen R, Savolainen I, Laine J. Carbon balance and radiative forcing of Finnish peatlands 1900-2100 the impact of forestry drainage. *Global Change Biology*, 2002, 8(8): 785-799.
- [ 18 ] Pullens J W M, Sottocornola M, Kiely G, Toscano P, Gianelle D. Carbon fluxes of an alpine peatland in Northern Italy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2016, 220: 69-82.
- [ 19 ] Strack M, Cagampan J, Fard G H, Keith A M, Nugent K, Rankin T, Robinson C, Strachan I B, Waddington J M, Xu B. Controls on plot-scale growing season CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in restored peatlands: do they differ from unrestored and natural sites? *Mires and Peat*, 2016, 17(5): 1-18.
- [ 20 ] Zhou W C, Cui L J, Wang Y F, Li W. Methane emissions from natural and drained peatlands in the Zoige, eastern Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Forestry Research*, 2017, 28(3): 539-547.
- [ 21 ] Cui L J, Kang X M, Li W, Hao Y B, Zhang Y, Wang J Z, Yan L, Zhang X D, Zhang M Y, Zhou J, Kardol P. Rewetting decreases carbon emissions from the Zoige alpine peatland on the Tibetan Plateau. *Sustainability*, 2017, 9(6): 948.
- [ 22 ] Jones M C, Yu Z C. Rapid deglacial and early Holocene expansion of peatlands in Alaska. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2010, 107(16): 7347-7352.
- [ 23 ] Xu H, Liu B, Lan J H, Sheng E G, Che S, Xu S. Holocene peatland development along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Quaternary Research*, 2013, 80(1): 47-54.
- [ 24 ] Xiang S, Guo R Q, Wu N, Sun S C. Current status and future prospects of Zoige Marsh in Eastern Qinghai-Tibet Plateau. *Ecological Engineering*, 2009, 35(4): 553-562.
- [ 25 ] Liu Z G, Wang M, Ma X H. Estimation of storage and density of organic carbon in peatlands of China. *Chinese Geographical Science*, 2012, 22(6): 637-646.
- [ 26 ] Ono Y, Irino T. Southern migration of westerlies in the Northern Hemisphere PEP II transect during the Last Glacial Maximum. *Quaternary International*, 2004, 118-119: 13-22.
- [ 27 ] Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, Prell W. The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years. *Climate Dynamics*, 1996, 12(3):



- 213-225.
- [28] Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, Yang X L, Liang W D, Inouchi Y. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(14/15): 1669-1679.
- [29] 周文昌, 索郎夺尔基, 崔丽娟, 王义飞, 李伟. 排水对若尔盖高原泥炭地土壤有机碳储量的影响. *生态学报*, 2016, 36(8): 2123-2132.
- [30] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, Beck J W, Blackwell P G, Ramsey C B, Buck C E, Cheng H, Edwards R L, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Haflidason H, Hajdas I, Hatte C, Heaton T J, Hoffmann D L, Hogg A G, Hughen K A, Kaiser K F, Kromer B, Manning S W, Niu M, Reimer R W, Richards D A, Scott E M, Southon J R, Staff R A, Turney C S M, van der Plicht J. Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years Cal Bp. *Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869-1887.
- [31] Lahenteoja O, Reategui Y R, Rasanen M, Torres D D C, Oinonen M, Page S. The large Amazonian peatland carbon sink in the subsiding Pastaza-Maraan foreland basin, Peru. *Global Change Biology*, 2012, 18(1): 164-178.
- [32] Clymo R S. The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 1984, 303(1117): 605-654.
- [33] Yu Z C. Holocene carbon flux histories of the world's peatlands: Global carbon-cycle implications. *Holocene*, 2011, 21(5): 761-774.
- [34] 柴岫. 泥炭地学[M]. 北京: 地质出版社, 1990: 1-136.
- [35] Zhao Y, Yu Z C, Tang Y, Li H, Yang B, Li F R, Zhao W W, Sun J H, Chen J H, Li Q, Zhou A F. Peatland initiation and carbon accumulation in China over the last 50,000 years. *Earth-Science Reviews*, 2014, 128: 139-146.
- [36] Smith L C, MacDonald G M, Velichko A A, Beilman D W, Borisova O K, Frey K E, Kremenetski K V, Sheng Y. Siberian peatlands a net carbon sink and global methane source since the early Holocene. *Science*, 2004, 303(5656): 353-356.
- [37] Zhao Y, Yu Z C. Vegetation response to Holocene climate change in East Asian monsoon-margin region. *Earth-Science Reviews*, 2012, 113(1/2): 1-10.
- [38] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10(4): 297-317.
- [39] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [40] Zhao Y, Yu Z C, Zhao W W. Holocene vegetation and climate histories in the eastern Tibetan Plateau: controls by insolation-driven temperature or monsoon-derived precipitation changes? *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(9/10): 1173-1184.
- [41] Sun X H, Zhao Y, Li Q. Holocene peatland development and vegetation changes in the Zoige Basin, eastern Tibetan Plateau. *Science China Earth Sciences*, 2017, 60(10): 1826-1837.
- [42] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 唐领余, 王富葆, 姚檀栋, 赵希涛, 张丕远, 施少华. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. *中国科学(B辑 化学 生命科学 地学)*, 1993, 23(8): 865-873.
- [43] Liu X W, Chen H, Zhu Q A, Wu J H, Froelking S, Zhu D, Wang M, Wu N, Peng C H, He Y X. Holocene peatland development and carbon stock of Zoige peatlands, Tibetan Plateau: a modeling approach. *Journal of Soils and Sediments*, 2018, 18(5): 2032-2043.
- [44] 孙广友. 横断山区沼泽与泥炭[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 278-288.
- [45] Brinson M M, Lugo A E, Brown S. Primary productivity, decomposition and consumer activity in freshwater wetlands. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 1981, 12: 123-161.
- [46] Fox J F, Van Cleve K. Relationships between cellulose decomposition, jenny's K, forest-floor nitrogen, and soil temperature in Alaskan taiga forests. *Canadian Journal of Forest Research*, 1983, 13(5): 789-794.
- [47] Lieffers V J. Sphagnum and cellulose decomposition in drained and natural areas of an Alberta peatland. *Canadian Journal of Soil Science*, 1988, 68(4): 755-761.
- [48] Minkinen K, Ojanen P, Penttila T, Aurela M, Laurila T, Tuovinen J P, Lohila A. Carbon accumulation in a drained boreal bog was decreased but not stopped by seasonal drought. *Biogeosciences Discussions*, 2018: 1-35. doi:org/10.5194/bg-2017-530.
- [49] Tian J Q, Chen H, Dong X Z, Wang Y F. Relationship between archaeal community structure and vegetation type in a fen on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Biology and Fertility of Soils*, 2012, 48(3): 349-356.
- [50] Liu Y, Ah-Peng C, Wilding N, Bardat J, Devos N, Carter B, Shaw A J. Population structure in the tropical peatmoss, *Sphagnum tumidulum* Besch. (Sphagnaceae). *Bryologist*, 2014, 117(4): 329-335.
- [51] Axford Y, Levy L B, Kelly M A, Francis D R, Hall B L, Langdon P G, Lowell T V. Timing and magnitude of early to middle Holocene warming in East Greenland inferred from chironomids. *Boreas*, 2017, 46(4): 678-687.
- [52] Hodell D A, Kanfoush S L, Shemesh A, Crosta X, Charles C D, Guilderson T P. Abrupt cooling of Antarctic surface waters and sea ice expansion in the South Atlantic sector of the Southern Ocean at 5000 Cal yr B.P. *Quaternary Research*, 2001, 56(2): 191-198.