中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 8 期: 1197 ~ 1212
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文 两万年来的中国气候与环境专题

两万年来的中国多年冻土形成演化

金会军[1,2,3*], 金晓颖[1,3†], 何瑞霞[1], 罗栋梁[1‡], 常晓丽[1,4], 王绍令[1], Sergey S MARCHENKO[1,5], 杨思忠[1,6], 易朝路[7], 李世杰[8], Stuart A HARRIS[9]

1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000;
2. 哈尔滨工业大学土木工程学院, 哈尔滨 150090;
3. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100049;
4. 湖南科技大学建筑与城乡规划学院, 湘潭 411201;
5. Permafrost Laboratory, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks 99775, USA;
6. GFZ German Research Centre for Geosciences, Telegrafenberg, Potsdam D-14473, Germany;
7. 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 100010;
8. 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550081;
9. Department of Geography, University of Calgary, Calgary, Alberta T2N 1N4, Canada
* 通讯作者, E-mail: hjjin@lzb.ac.cn
† 通讯作者, E-mail: lncyjxy@163.com
‡ 同等贡献, E-mail: luodongliang@lzb.ac.cn

收稿日期: 2018-01-26; 收修改稿日期: 2018-06-21; 接受日期: 2018-09-14; 网络版发表日期: 2018-11-28
国家自然科学基金国际(地区)合作与交流NSFC-RFBR(中俄)项目(批准号: 41811530093)、中国科学院国际合作局对外合作重点项目和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA05120302)资助

摘要 利用大量的古多年冻土遗迹和古冰缘现象, 并佐以古冰川、孢粉及动物化石等资料, 重建了20ka以来中国多年冻土演化进程. 结果表明, 在末次冰期最盛期(LGM, 或末次多年冻土最大期LPMax), 中国多年冻土面积达到了5.3×10^6~5.4×10^6km^2(现今中国多年冻土面积的3倍多), 而全新世大暖期(HMP, 或末次多年冻土最小期LPMin), 中国多年冻土面积曾缩减至0.80×10^6~0.85×10^6km^2(约为现今中国多年冻土面积的50%). 按照古冻土遗迹的年代及分布等特征, 在确定LGM和HMP两个主要时段的冻土格局基础上, 将20ka以来中国多年冻土演化进程划分为7个阶段: 晚更新世LGM(20000~10800a BP)多年冻土强烈扩展, 达到LPMax; 早全新世气候剧变期(10800至8500~7000a BP)多年冻土较稳定但相对缩减阶段; 中全新世HMP(8500~7000至4000~3000a BP)多年冻土强烈退化阶段, 多年冻土缩减到LPMin; 晚全新世新冰期(4000~3000至1000a BP)冻土扩展阶段; 晚全新世中世纪暖期(1000~500a BP)多年冻土相对退化阶段; 晚全新世小冰期(LIA, 500~100a BP)冻土相对扩展阶段, 以及近代升温期(近百年来)多年冻土持续退化阶段. 本文重建了各时段内古气候、古地理环境以及多年冻土分布范围和其他特征.

关键词 冻土演化, 冷生楔形构造, 末次冰期最盛期(LGM), 全新世大暖期(HMP), 中国

中文引用格式: 金会军, 金晓颖, 何瑞霞, 罗栋梁, 常晓丽, 王绍令, Marchenko S S, 杨思忠, 易朝路, 李世杰, Harris S A. 2019. 两万年来的中国多年冻土形成演化. 中国科学: 地球科学, 49: 1197–1212, doi: 10.1360/N072018-00035
英文引用格式: Jin H, Jin X, He R, Luo D, Chang X, Wang S, Marchenko S S, Yang S, Yi C, Li S, Harris S A. 2019. Evolution of permafrost in China during the last 20 ka. Science China Earth Sciences, 62: 1207–1223, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9272-0

© 2018 《中国科学》杂志社

1 引言

在中国, 末次冰期最盛期(Last Glacial Maximum, LGM; 26~16ka BP)和全新世大暖期(Holocene Megathermal Period, HMP; 8.5~7至4~3ka BP)分别是晚更新世末期以来最冷和最暖时段(Zheng等, 1998; 施雅风, 1998, 2006, 2011; 施雅风等, 2000). 气候变化直接控制这两个时段内冰川和多年冻土变化. 因此, 只有搞清过去和目前多年冻土分布、退化速率及减少面积等问题, 才能进一步探究气候和冻土变化对大气圈、土壤和浅层多年冻土碳库的源汇效应.

由于青藏高原及其周边山区可能并未形成统一大冰盖, 冰雪面积有限, LGM是距今最近的一次大规模冰川作用时期(施雅风等, 1990, 1995; 郑本兴, 1990; 施雅风, 2006, 2011; Heyman, 2010). 当时中国多年冻土可能非常发育, 成为末次多年冻土最大期(Last Permafrost Maximum, LPMax), 从而奠定了现存多年冻土的主体(Zhao等, 2013). 之后, 经HMP的末次多年冻土最小期(Last Permafrost Minmum, LPMin)及其后来的一系列演化过程, 形成了现存多年冻土分布格局(Zhou等, 1991; 邱国庆和程国栋, 1995; 周幼吾等, 2000; Jin等, 2007a, 2016; Chang等, 2017).

现存中国多年冻土总面积为1.59×10^6km^2; 其中, 青藏高原为1.05×10^6km^2; 东北高纬多年冻土面积为0.24×10^6km^2; 西部高山多年冻土面积为0.30×10^6km^2 (Ran等, 2012). 其中, 西北、华北、东北和青藏的很多季节冻土区, 20ka以来可能曾为多年冻土所盘踞; 随气候变化, 多年冻土多次消长, 并留下了大量第四纪古冻土和冰缘遗迹. 本文甄别和利用已有和新近发现大量的古多年冻土遗迹和古冰缘现象, 重建了20ka以来中国多年冻土演化过程及各时段多年冻土分布状况, 可为重建中国寒区环境和冰期、间冰期之间碳库转移量及其速率的估算提供关键科学依据.

2 研究方法

2.1 第四纪古多年冻土的研究方法

多年冻土形成时, 岩(土)层中水分或地下水成冰并长期封存. 虽然有共生、后生、复生和后期改造等问题, 一般将成冰时代视为多年冻土的形成年代. 但是, 在气候变化条件下, 冰在地层中并不易保存. 地下冰融化后, 多年冻土中的一些结构、构造和相关的一些冰缘地貌形态会较好地保存下来, 形成古冻土和古冰缘地貌(遗迹). 但是, 它们并不像古冰川和冰川地质地貌遗迹保存得那么好, 所指示的气候和环境也并不唯一, 因而确定起来相对较为困难(例如, Vandenberghe, 1992; Vandenberghe和Pissart, 1993; Murton和Kolstrup, 2003; French, 2018). 冻土学者常根据经验确定成冰时代以推断出多年冻土开始形成的时代, 并需要佐以古冰川、古冰缘现象、相邻地层的沉积关系、岩性和孢粉、古动物化石以及绝对定年等资料; 利用第四纪地质、古生物和古气候环境替代指标和相关定年技术手段及"将今论古"的原则, 数值模型重建(例如, Liu等, 2002; 焦世晖等, 2015, 2016)和综合集成判断在第四纪某时段的多年冻土的形成及发育状况、分布范围和演化过程等.

2.2 古冻土存在的证据和判别标志

指示多年冻土存在的标志可归纳为直接和间接标志两大类. 直接标志包括古(不活动)冰楔群、冰楔假形群、深埋藏多年冻土和厚层地下冰、古多年冻土上限、多年生冻胀丘(冰皋)遗迹等. 间接标志包括冻融褶皱、砂/土楔群、多边形冷生构造、不活动或古石冰川(例如, Schmid等, 2015)、石海、石环、石条等分选地形, 地层中的孢粉记录, 腐殖质和泥炭沉积、古土壤, 古冰碛物和古冰川地貌, 冰缘动植物化石群以及地层中的黏土矿物及其特征组合等.

上述有些标志具有多解性, 所以要利用多种标志进行综合判断, 相互交叉验证才能得出较可靠的结论. 由于多年冻土对气候变化的响应具有一定的时间滞后. 在地表, 前一次的冻土演化所形成的遗迹往往被后一次顶级冻土演化事件所淹没(消除), 从而增加了恢复和重建冻土演化序列的难度. 距今年代越近, 所发现的遗迹和证据越多、越详细. 因此, 20ka以来的冻土遗迹保存得相对较好.

最近数十年来, 地层测年技术的不断发展和进步, 使得各种测年方法更加完善和精确; 各种实验数据、地学资料的不断丰富, 也使得研究方法系统化, 研究结果更趋于可靠. 研究古冻土的关键, 在于确定其形成和发育及生存环境, 并与第四纪冰川、沙漠、冰缘、古气候、古地理环境的研究结果相互印证, 克服某些现象的多解性, 去伪存真, 尽量找出较完善的

结论.

古地温值是判断古多年冻土存在和发育状况的重要指标. 该值可用古气温值进行推算, 亦可用各类古冷生楔形构造等反演, 得到当时形成楔形构造的古地温值. 俄罗斯学者Romanovskii(1977)通过野外观测及室内研究, 总结指出多边形开裂形成的土楔、砂楔和冰楔(假形)等冷生楔形构造与围岩岩性、含水量和地温有密切关系. 颗粒越粗、含水量越小, 形成冷生楔状构造的地温越低. 细粒土中的土楔形成需要–2~–1℃的年平均地温, 粗粒土中形成土楔、砂楔需要–5~–3℃的地温, 而形成冰楔需要–6~–5℃或更低的地温. 这种利用冷生楔形构造反演古地温值的方法目前在第四纪多年冻土研究中一直沿用下来(例如, 崔之久, 1980; 梁凤仙和程国栋, 1984; 潘保田和陈发虎, 1997; 崔之久和赵亮, 2002; 崔之久等, 2004; Jin等, 2007a, 2016; 常晓丽等, 2011; 金会军等, 2011; Harris和Jin, 2012; Harris等, 2016, 2018; Vandenberghe等, 2016).

3　不同时期古冻土界线的确定原则及古冻土资料统计

3.1　古冻土资料统计

作者广泛搜集中国第四纪冰期和多年冻土遗迹的年代数据(网络版附录, http://earthcn.scichina.com)作为多年冻土演化系列分期的基本依据, 并选择了6个典型冷生结构照片(图1)以示说明.

3.2　古冻土界线的确定

古冻土遗迹是重建古环境和确定古多年冻土界线的重要手段. 在野外发现的大量楔状构造, 其形态多样、成因复杂, 只有反复对比、充分论证, 筛选出与多年冻土和寒冻多边形开裂相关的冷生砂楔、土楔、砾石楔等(一般要求以群体出现)才对古冻土研究有意义. 再按与围岩地层的接触关系细分出: 冰楔、冰楔假形、砂楔、土楔和砾石楔等. 进一步按楔状构造类型和岩性反演其形成时的地温值. 再通过地温升高6℃ km^{-1}(海拔)和1℃ °N^{-1}的地温-高度、地温-纬度关系订正(周幼吾等, 2000)以获得古地温值的空间分布特征. 晚更新世以来, 青藏高原抬升量约1000m; 由于我们讨论时间较短, 抬升量按500m, 并根据所处的地质构造单元分别进行地形校正. 按订正后的地温或气温值再酌情考虑确定当时多年冻土的下界或南界, 从而确定出多年冻土的分布范围, 并可重建古地理环境.

4　讨论与结果

在中国境内许多地方已发现中更新世以来不同时段的冰缘和多年冻土遗迹(潘保田和陈发虎, 1997; 周天等, 2008; 戚帮申等, 2014). 但是, 目前存在的多年冻土主体是晚更新世末次冰期的产物(周幼吾, 1965; Jin等, 2016; Chang等, 2017). 冰后期以来, 又经历了多次消涨、波动, 直至演化成目前的分布格局.

考虑到多年冻土对气候变化的滞后效应, 20ka前后((21±2)ka BP)为末次冰期的冰川和多年冻土发育最鼎盛阶段, 之后经历了LGM和全新世大暖期(HMP)等重大气候环境事件(Zheng等, 1998). 随之, 中国多年冻土亦出现最大(LPMax)和最小(LPMin)分布范围(Zhao等, 2013; Jin等, 2016; Chang等, 2017).

在研究现存多年冻土分布的基础上, 分析利用网络版附录所列的古冻土和古冰缘现象分布的时空差异, 并参照第四纪冰川和古气候环境的研究成果, 将20ka以来的中国多年冻土演化过程及环境变化初步分出七个较明显的阶段. 其中, LGM和HMP是最突出的时段, 对中国多年冻土的生成、发育、演化和现今分布格局影响最大. 在上述7个阶段内, 还有次一级的气候波动以及寒区环境和多年冻土变化. 但是, 多年冻土对这些次一级气候波动的响应常常被7个主要气候时段的顶级气候(最冷或最暖)时期相应的结果所容纳(消除). 因此, 考虑到顶级和次级气候波动的复杂性, 只能恢复某一较长时段内极端气候状态下的冻土分布状况, 即达到最大(或最小)的分布面积.

4.1　晚更新世末次冰期最盛期(约26~10.8ka BP): 多年冻土极其发育并强烈扩展阶段

LGM的鼎盛阶段(26~16ka BP)是距今最近的一次全球性大规模冰川作用时期, 尤其是北半球气温大幅下降(施雅风, 1998; 施雅风等, 1990, 1995, 1997; 郑本兴, 1990; Wang和Sun, 1994; Zheng等, 1998). 此时, 中国北方和青藏高原已进入冰川发展时代, 但无论是青藏高原及其周边、中亚山地, 或者东北、华北、华中等地, 冰川作用规模都比较有限(孙建中等, 1985; Li等, 1991; 施雅风等, 2000; 施雅风, 2006; Heyman,

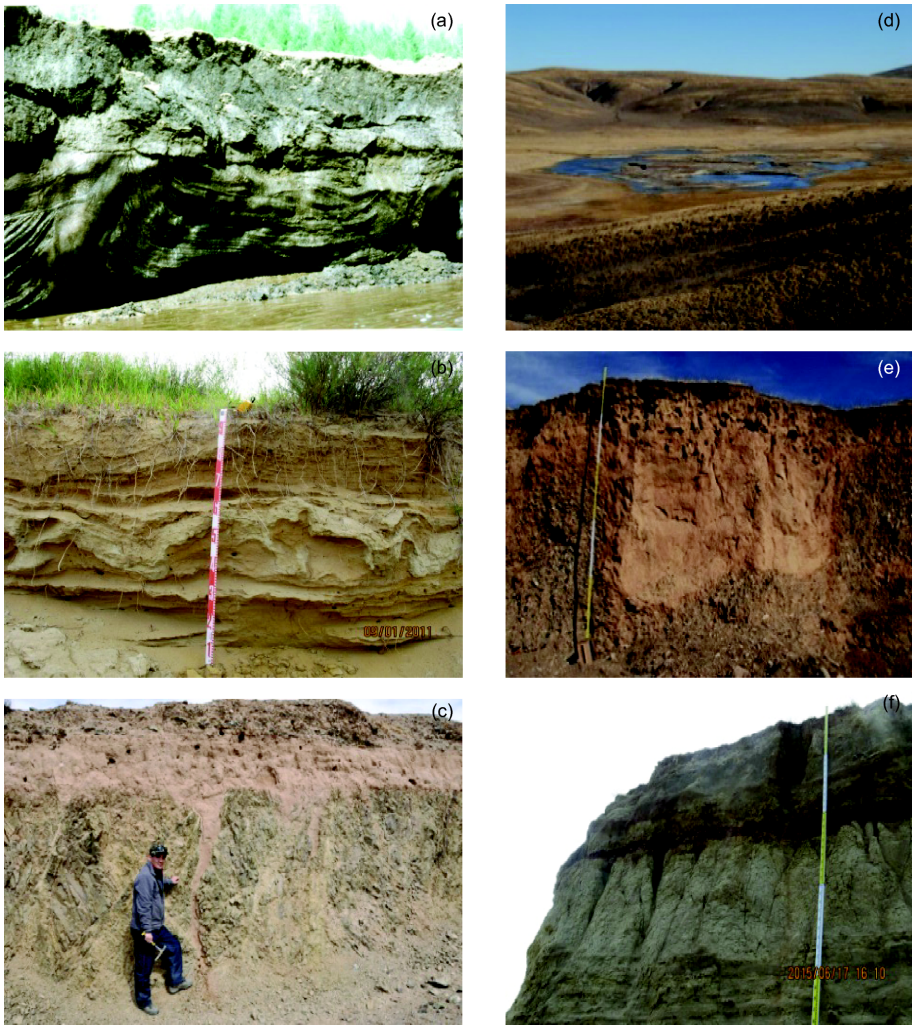


图 1　中国典型的冷生构造剖面示意图和照片

(a) 大兴安岭北部乌玛(52°58′N, 120°45′E); (b) 萨拉乌苏滴哨沟湾冻融褶皱; (c) 萨拉乌苏滴哨沟湾冻融褶皱; (d) 黄河源区鄂陵湖西北侧冰皋(遗迹); (e) 祁连山南坡皇城子大通河支流阶地陡坎上冻融褶皱剖面: 150m×5m, 37°38′25.2″N, 101°9′43.3″E; 3148m asl; (f) 内蒙鄂尔多斯东胜双层冰楔假形和砂楔

2010). 因此, 此时可能也是中国多年冻土最发育的时期.

网络版附录中所显示的古冻土遗迹和古冰缘现象普遍保存较好. 尤其是所发现大量的LLGM冷生楔状构造特别是砂楔、土楔分布广泛, 数量众多, 一般成群出现(图2). 在目前已为季节冻土区的大部分地区(如鄂尔多斯、青藏和华北、东北南部等)也发现了大量的冷生楔状构造, 对于重建当时的古冻土界线起着重要作用(例如, 张维信, 1983; 徐叔鹰和潘保田, 1990; 王绍令和边纯玉, 1993; 潘保田和陈发虎, 1997; 崔之久和赵亮, 2002; 崔之久等, 2004; Vandenberghe等, 2004, 2016; 程捷等, 2006; 金会军等, 2006a; Jin等, 2007a, 2016; 周天, 2007; 周天等, 2008; 常晓丽等, 2011; Harris和Jin, 2012; Wang等, 2013; Xu等, 2015; Chang等, 2017; Harris等, 2018). 它们多出露在河湖相阶地陡坎处, 楔体又被1~2m厚的沉积物覆盖. 部分楔体在剖面上可见塌落结构, 块石和碎石落入楔体内. 该现象显然与当时的地下冰融化有关.

青藏高原在LGM时盛行最干寒的气候; 这种情况一直延续到14ka BP. 之后, 气温呈波动回升趋势, 一些楔体即停止发育. 据古里雅冰芯记录, 14~12ka BP, 气温回升了约2~3℃(施雅风, 2011). 这段时间, 气温仍有

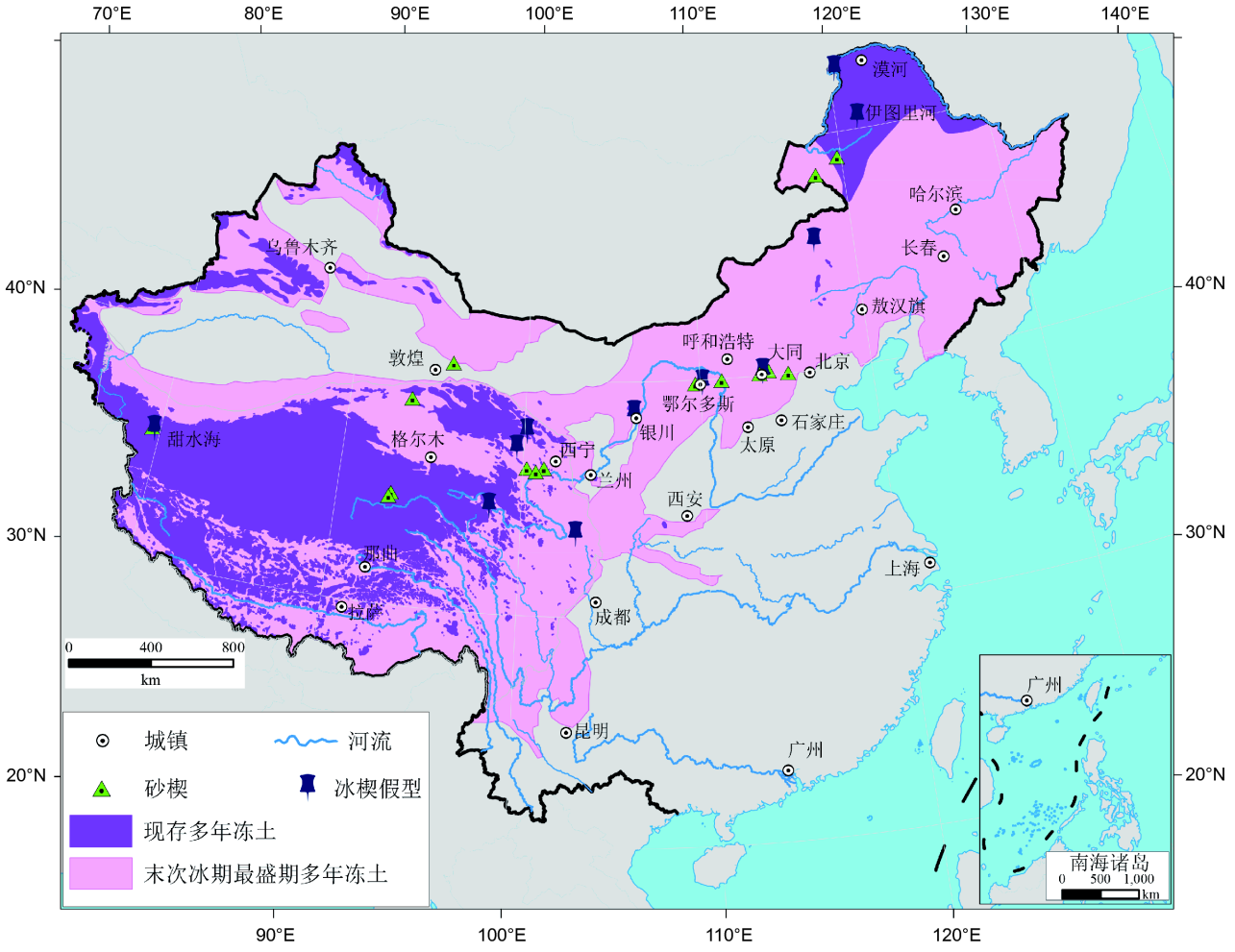


图 2　LGM的末次多年冻土最大期(LPMax)与和现存(20世纪末)中国多年冻土分布

轻微的升降波动. 在晚更新世结束时, 现存高原多年冻土分布的基本格局主体已经奠定(Jin等, 2007a; Chang等, 2017).

根据青藏高原大量的楔体构造反演, 整个青藏高原气温在约20ka BP降低值约为7~9℃(Jin等, 2007a; Wang等, 2013; Chang等, 2016). 施雅风等(1995)以及施雅风等(2000)认为, 在青藏高原中东部LGM时年平均气温比当今低6.8℃(变化区间为6~9℃). 在若尔盖地区, 根据森林上限海拔下降1200m推算, 当时的降温值为5.8~7.9℃; 同时, 孢粉资料推算结果表明, LGM比现在冷大约6~7℃(沈才明等, 1996). 崔之久(1980)根据古冰缘现象推算, 当时唐古拉山地区年平均气温比现在下降了5.5~6.4℃. 杨逸涛和王富葆(1983)比较多年冻土南下界的变化认为, 唐古拉山以南地区气温下降值为5~6℃. 郑本兴(1990)认为青藏高原范围广大, 地形起伏差异显著, 导致高原各地降温幅度各异: 在高原腹地及高山带可能降温5~7℃, 但在边缘地区可能降温幅度达到8~10℃. 唐领余等(1998)利用西藏八宿县仁错地区189个地表样品的花粉资料推断, 大约18ka BP时的一月份平均气温比现今低近10℃, 年平均气温的降幅达到6℃. Wang等(2013)根据青海省门源县的大型冻融褶皱和冰水沉积推断, LGM降温至少达到了7℃, 并导致冰川扩展到祁连山山脚附近. 根据气候模型重建的结果表明, LGM高原降温幅度为2~13℃(Liu等, 2002)、6℃(Böhner和Lehmkuhl, 2005)和1.8~6.4℃(Ju等, 2007). Mark等(2005)根据喜马拉雅地区的雪线变化估计LGM降温了7.5℃. 总体而言, 许多学者从不同学科推算出的气温下降值基本相近. 因此, 可将该时

段整个高原年平均气温下降值定在7~9℃较为合适. 但需要特别指出的是, Heyman(2010)以及Owen等(1998, 2003, 2006)在青藏和周边地区的最新研究表明, 青藏高原LGM降温幅度(2~4℃)和冰川扩展非常有限, 并没有很大的青藏整个地区或区域的冰盖, 而且大部分冰川形成时间比较久远, 且在LGM没有大幅度变化(Heyman等, 2008, 2009; Stroeven等, 2009).

在中国东北, 乌玛不活动冰楔位于大兴安岭西北角(52°45′N, 120°45′E). 据冰楔围岩及顶部覆盖层^{14}C测年得知, 此冰楔形成于(14475±304)~(10668±257)a BP(童伯良, 1993). 在砂质土中形成冰楔, 要求年平均气温低于−7~−5℃(Romanovskii, 1977). 按现今大兴安岭北部地温高出气温3.8~4.3℃(Jin等, 2007b, 2016; Chang等, 2015)推算, 形成冰楔时当地年平均气温约为−10~−9℃(童伯良, 1993). 现今该区年平均气温约−5℃. 以此推算, 大兴安岭当时年平均气温比现今低约4~5℃(Jin等, 2016). 据杨湘奎等(2006)研究, 22~11ka BP呼伦贝尔高原气候干旱植被稀疏.

在中国北方干旱区, 俞凯峰等(2013)利用大量古气候资料整理分析并重建了LGM(约26~16ka BP)气温降幅约为5~11℃, 变率(不确定性)为60~200%; 同期降水量减少约180~350mm. 在晚更新世末期, 中国东北和北方干旱区地形、地貌和山川形势大致与现在相似. 因此, 当时的多年冻土南界纬度可以0℃年平均气温等值线来大体确定. 在东北地区, 以当时的气温较现在低4~5℃推算(即北纬纬度每降低1°N, 年平均气温升高1℃), 当时东北地区的多年冻土南界可向南推进4°~5°N, 也就是说在41°~42°N(图2). 当时南界东起丹东附近(40°42′N), 经沈阳北呈舌状横穿辽东半岛中部; 通过锦州与朝阳之间, 沿西拉木伦河南岸而上经过甘旗卡、敖汉旗进入内蒙古赤峰地区; 沿燕山北麓、长城以北的山地迂回, 向西南横穿吕梁山脉, 顺古长城走向进入陕北高原的榆林、横山及鄂尔多斯高原南缘的靖边、盐池(由E向SW, 40°N→38°N→36°N)延伸; 之后, 到达陇东黄土高原的六盘山、华家岭向西与LGM西部高山多年冻土的东北部下界相会; 衔接处海拔高度约2200~2300masl(masl, meter above sea level)(周幼吾等, 2000; Jin等, 2007a, 2016; Zhao等, 2013; Chang等, 2017). 作者最近利用大量的鄂尔多斯地区寒冻楔形构造恢复该区气温表明, 其在25~13ka BP最低, 据此推算, 当时的年平均地温较今低10~12℃; 当时多年冻土极其发育, 其南界扩展到37°~38°N以南.

在青藏高原和中西部高山区, 高海拔多年冻土下界处的年平均气温一般为−4~−2℃; 气温每降低1℃, 多年冻土下界海拔相应下降约160~170m(王绍令和边纯玉, 1993). 以LGM时段整个高原和高山区年平均气温下降7~9℃推算, 并参考当时冷生楔形构造和其他冰缘现象的空间分布状况和森林上限的下降值等证据, 综合判断当时的多年冻土下界普遍比现今低约1200~1400m(Jin等, 2007a; Zhao等, 2013; Chang等, 2017). 那时, 高原多年冻土区的边缘已经扩展到其周边的内陆盆地中, 如兴海、共和、若尔盖、柴达木和塔里木等盆地. 当时青藏高原为大面积(约2.2×10^{6}km^2)的连续多年冻土区; 西部高山区为广布的岛状山地多年冻土区. 推算各地多年冻土下界海拔分布状况如下. 在高原东部, 共和盆地为2300~2400masl; 柴达木盆地为2600~2800masl; 塔里木盆地南缘为2900~3100masl; 若尔盖地区为2700~2800masl; 川西高原为3000~3200masl; 横断山区在3800~4000masl; 雅鲁藏布江中下游谷地3600~3800masl. 祁连山北坡冷龙岭以及玉门、嘉峪关以南山地的多年冻土下界当时在2200~2300masl; 西昆仑山北坡西段为2800~2900masl, 东段为2400~2500masl; 天山山脉南坡为2100~2200masl, 北坡1900~2000masl; 阿尔泰山南坡为1400~1500masl.

总之, 除一些沙漠和低洼盆地可能为融区之外, LGM时中国北方和青藏高原绝大多数地区为多年冻土区(图2), 多年冻土总面积可达5.3×10^6~5.4×10^{6}km^2, 是现存多年冻土面积的3倍多. 当时冰缘地貌十分发育, 留下很多遗迹, 如徐叔鹰等(1984)、潘保田和陈发虎(1997)报道的青藏高原东北部共和盆地共和组(Q_3)中细砂中的原生砂楔群, 系(20403±430)~(19430±360)a BP以前形成的. 黄河源区玛多附近砂楔和冰楔假形众多, 年代(12300±100)~(16340±250)a BP(潘保田和陈发虎, 1997; 程捷等, 2006). 青藏线昆仑山北坡纳赤台的土楔形成于(14041±339)~(15377±292)a BP; 青藏线腹地风火山的左冒西孔曲砂楔群((23500±1200), (15340±770)~(9218±189)a BP); 青海中北部冷湖砂楔群(TL (18510±2220)a BP; 马海州, 1996); 西昆仑山甜水海不活动冰楔和砂楔(21~12ka BP)(李树德和贺益贤, 1990; 李世杰和焦克勤, 1990; 常晓丽等, 2011). 在祁连山南坡的门源县皇城子村附近, 形成了大型冻融褶皱(Van-

denberghe等, 2016; Harris等, 2016; OSL 20~30ka BP).

在极端干寒的气候环境下, LGM时高原植被严重退化. 在高原面上, 大部分地区已经演变为荒漠(草原)或寒漠(冻原)环境. 湖泊萎缩, 沙漠扩张. 荒漠草原东延至甘肃临夏至四川若尔盖一带, 南达西藏东南八宿县-雅鲁藏布江河谷一线. 森林退化到高原的冻原和南缘, 仅在川西和雅鲁藏布江以南残留有小面积的高山灌丛及山地针阔混交林(唐领余等, 1998).

在东北的哈尔滨荒山、吉林榆树县等地相当于晚更新世顾乡屯组的地层均发现较多的云杉、冷杉花粉组合, 反映当时为森林草原景观. 据不完全统计, 在东北南部和华北北部多个地点发现晚更新世寒冷气候的代表性动物(猛犸象-披毛犀化石群)遗迹和化石, 主要集中在42°N以北(裘善文, 1985; 张虎才, 2009; 魏光飚等, 2010). 从在上述地点发现的云杉、冷杉为主的暗针林以及猛犸象-披毛犀动物群化石的广泛分布反映晚更新世末期寒冷气候影响广范, 笼罩了东北北部和松辽平原(郭东信和李作福, 1981), 甚至可能波及新近因海平面下降而大面积裸露的大陆架区(Zhao等, 2013; Jin等, 2016). 20世纪70年代以来, 陆续在渤海湾首次发现更新世晚期原生层位的河套大角鹿(*Mogaloceros ordosianus*)和猛犸象(*Mammuthus*)等大型哺乳动物化石就是其中佐证之一.

进入全新世以后, 中国多年冻土相对于LGM时总体处于退化趋势下. 10.8ka BP以来, 又经历了6次比较明显的变化时段.

4.2　早全新世气候剧变期(10800a BP至8500~7000a BP): 多年冻土较稳定但相对缩减阶段

早全新世的气候很不稳定. 祁连山敦德(38°06′N, 96°24′E; 5200masl)冰芯δ^{18}O在8700a BP达到全新世最低(−12.75‰), 指示一个急剧降温事件; 在8500~8400a BP, δ^{18}O达到了全新世最高(−9.60‰), 代表了一个急剧升温事件(姚檀栋和施雅风, 1992). 与此相应的是西藏南部昂仁湖硅藻记录, 指示8700a BP前湖水温度较低, 盐度上升较高的低温干旱现象; 在8700~8600a BP, 出现超高湖水温度、盐度降低和冰川融水大量流入的记录(李世杰和焦克勤, 1990). 总之, 早全新世的气候以干冷为主, 逐渐向温凉、较湿润转变. 根据古冻土遗迹分布推断, 此时高原多年冻土的北下界在纳赤台北(3400~3500masl); 南下界在西藏羊八井至当雄之间(4200~4300masl). 其下界海拔比现今低约600~700m. 多年冻土以呈大面积连续分布的热稳定型多年冻土为主, 相对于LGM而言, 冻土整体上处于退缩状态, 面积明显缩减, 但仍比现今大40~50%.

宋海远和夏玉梅(1990)在东北三江平原发现150多个古冰丘湖(或冰皋遗迹). 冰丘湖的平面形状多为圆形或椭圆形, 直径10~100m左右. 古冰丘的外缘普遍存在高23m的围垣, 并有一个缺口. 其内多存有水体或发育成沼泽. 大多数古冰丘形成于约10~8ka BP(李凤华, 1990; 宋海远和夏玉梅, 1990). 由此证明, 全新世早期三江平原(47°10′~48°43′N, 133°~135°E)仍发育着多年冻土, 之南的地区大部分多年冻土已经消失.

据青藏高原20个湖泊的孢粉资料, 唐领余和沈才明(1996)综合全新世早期青藏高原环境特征如下: 在10000~9100a BP, 高原东南部植被以中生落叶阔叶和中生针叶林占优势; 在10800~8000a BP, 高原东北部青海湖地区的植被是以蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)为主的亚高山草原, 其中9500~8800a BP出现明显的乔木花粉高峰(含量达50%以上), 标志着气候向暖湿的突然转化(杜乃秋等, 1989); 10000~7700a BP, 高原西部是以蒿属为主的草原, 气候寒冷偏湿.

总之, 此时高原气候向暖湿演变, 在高原谷地和盆地形成湿地, 并开始堆积泥炭和厚层腐殖质土. 例如, 西藏羊八井七弄忍和当雄乌玛曲厚层泥炭底部年龄分别为(8175±200)~(9970±135)a BP, 表明泥炭开始形成(黎兴国, 1982). 又如, 青藏公路沿线清水河CK80孔2.5~3.0m深度为深黑色淤泥质亚黏土沉积, 在2.7~3.0m深度段的样品年龄为(8800±305)a BP. 该孔岩性由下部的含灰岩碎块和碳酸盐结核的黄色亚黏土、中细砂沉积向上演变为深黑色淤泥质亚黏土沉积. 此现象可认为是气候转暖湿和有机质增多的结果. 风火山北麓左冒西孔曲II级阶地砂楔体上部的腐殖质粉砂土年龄为(9218±189)a BP, 风火山南麓82道班砂楔体上部的腐殖质粉细砂的年龄为(9160±170)a BP. 这些均表明, 此时寒冷程度减缓, 寒冻裂缝停止扩张, 砂楔体停止发育. 由于气候转暖湿, 有利于植物生长, 使高原上晚更新世末期形成的一些沙丘被(半)固定. 例如, 五道梁东南2km处砂垄中埋藏有多层未腐烂的植物根茎((9716±270)a BP)就是佐证(王绍令, 1989).

4.3 中全新世大暖期(8500~7000a BP至4000~3000a BP): 多年冻土强烈退化阶段

中全新世是全新世气候的最佳阶段, 又称为气候适宜期、高温期或大暖期(HMP)等. 根据施雅风等(1992), 中国HMP出现于8500~3000a BP, 其中稳定暖湿的鼎盛阶段在7200~6000a BP, 当时华南和长江流域比现今高1~2℃, 华北、东北和西部可能高3℃, 青藏高原南部高4~5℃; 冬季升温幅度更大. 例如, 在古里雅冰芯记录中, HMP鼎盛时期δ^{18}O平均值高出近1000年来的δ^{18}O平均值达3‰, 即升温幅度达到4~5℃左右(施雅风, 2006). 中国北方干旱区当时气温升高约1.0~3.5℃(变率20~130%); 降水量增加了30~400mm(变率10~120%), 从东部沿海向西北内陆降雨量增幅有加大趋势(俞凯峰等, 2013).

根据野外调查, 大兴安岭北部LGM时形成的乌玛冰楔群一直保存到现代, 但楔顶以下0.7m深度内可见融蚀痕迹, 是多年冻土上限下降的证据. 这表明, HMP时该区气温虽有回升, 但未长时间脱离冰缘环境(童伯良, 1993; Jin等, 2016). 另外, 在大兴安岭北部阿木尔地区(52°51′N, 123°11′E), 第四系松散层轻重矿物分析表明, 不稳定及较稳定矿物含量较少, 稳定矿物则更少(<5%); 相反, 岩屑含量高达75~92%(郭东信等, 1981). 这反映了大兴安岭北部地区未经历过长期的暖湿气候环境. 上述两处目前仍在连续多年冻土区.

随着HMP气温回升, 中国多年冻土发生大规模退化, 纬度多年冻土区退出内蒙古东部和新疆东部及华北地区; 东北地区的纬度多年冻土也大部分消失. 当时纬度多年冻土南界已经退缩至大兴安岭西北角的阿木尔-满归一带, 即51°~52°N以北地区(图3). 根据南界北缩3°~4°N带推算, 当时气温比现今高约3~4℃.

网络版附录中列举的青藏高原厚层泥炭和腐殖质层的年代, 其多数形成于大暖期, 说明当时气候较温暖湿润. 青藏公路沿线西大滩8号孔在4.4m深度处腐殖质层的^{14}C年龄为(7530±300)a BP; 纳赤台I级阶地地层中灰烬状泥炭质砂土年龄为(4910±100)a BP; 昆仑河两岸纳赤台至西大滩多处发现人类用火的灰烬, 说明这一带当时的气候和环境条件适合人类活动; 唐古拉山南坡109道班腐殖质层((5058±443)a BP)和120道班厚层腐殖质(4313~4576a BP), 以及羊八井七弄尕、当雄乌玛曲连续厚层泥炭沉积结束的时间分别为(3050±120)a BP和(3575±80)a BP.

在高原东北部和东部, 日月山东坡, 厚度达2m的腐殖质土层中部年龄为(4920±80)a BP; 河卡南山南坡厚5m的泥炭土层, 在2m深度的年龄为(4625±117)a BP; 四川省石渠县温波南山的一个冻融泥流扇末端厚层腐殖质年龄为(4395±215)a BP; 年保玉则山冰碛台地上的泥炭厚度达4.15m, 下部泥炭年龄为(5422±94)a BP; 若尔盖红原镇郊区的泥炭场剖面上, 在(9350~370)a BP, 共形成了5.2m厚的泥炭堆积, 其中6350~3250a BP则连续沉积了3.3m厚的泥炭(孙广友, 1998).

上述均为HMP的产物, 其中分布广泛、厚度大. HMP持续时间长达4000~5000a, 可间接反映出高原多年冻土大面积强烈退化的情况. 在HMP后期(约4000~3000a BP), 多年冻土下界比现今要高300~500m; 昆仑山以北和唐古拉山以南大多已经变成季节冻土区. 在位于昆仑山和唐古拉山之间的楚玛尔和高平原面上, 多年冻土长期、持续融化, 一般融深可达14~16m(Jin等, 2007a). 这造成了垂向上多年冻土的不衔接状态(金会军等, 2006b). 相应地, 在14~16m深度, 相对稳定的古多年冻土上限之下, 形成了厚层地下冰(刑泽民和区荣康, 1983). 由于浅层多年冻土和地下冰融化, 在高原面上形成很多热融湖塘和浅洼地; 冰楔融化形成冰楔假形.

此时, 高原面上多年冻土呈岛状分布, 或以深埋藏多年冻土的形式出现(Jin等, 2009); 昆仑山脉、风火山及唐古拉山脉等高山区仍以连续多年冻土为主. 与此同时, 青藏高原东部地区多年冻土退化要比青藏公路沿线及其以西地区更为强烈. 此时青康公路沿线4200masl以下的地段全部退化为季节冻土区; 在4200~4400masl地段(即花石峡至清水河段), 公路两侧多年冻土层由上而下融化了15~25m. 同时, 自下而上和侧向均发生了退化(金会军等, 2006b; Jin等, 2009). 最终, 在青康公路沿线的巴颜喀拉山和阿尼玛沁山以及黄河源区, 造成有些地段残留10~20m厚的深埋藏多年冻土(金会军等, 2006a; Jin等, 2009), 有些地段则彻底退化完毕, 变成季节冻土区, 仅在巴颜喀拉山、阿尼玛沁山等高山区仍残留有连续多年冻土.

在天山、祁连山和阿尔泰山等西部山区, 按多年冻土下界抬升300~500m算, 当时多年冻土仅残留在一些高山的顶部或中上部. 塔里木盆地、吐鲁番盆地和准格尔盆地位于41°~46°N, 与东北松辽平原所处纬度

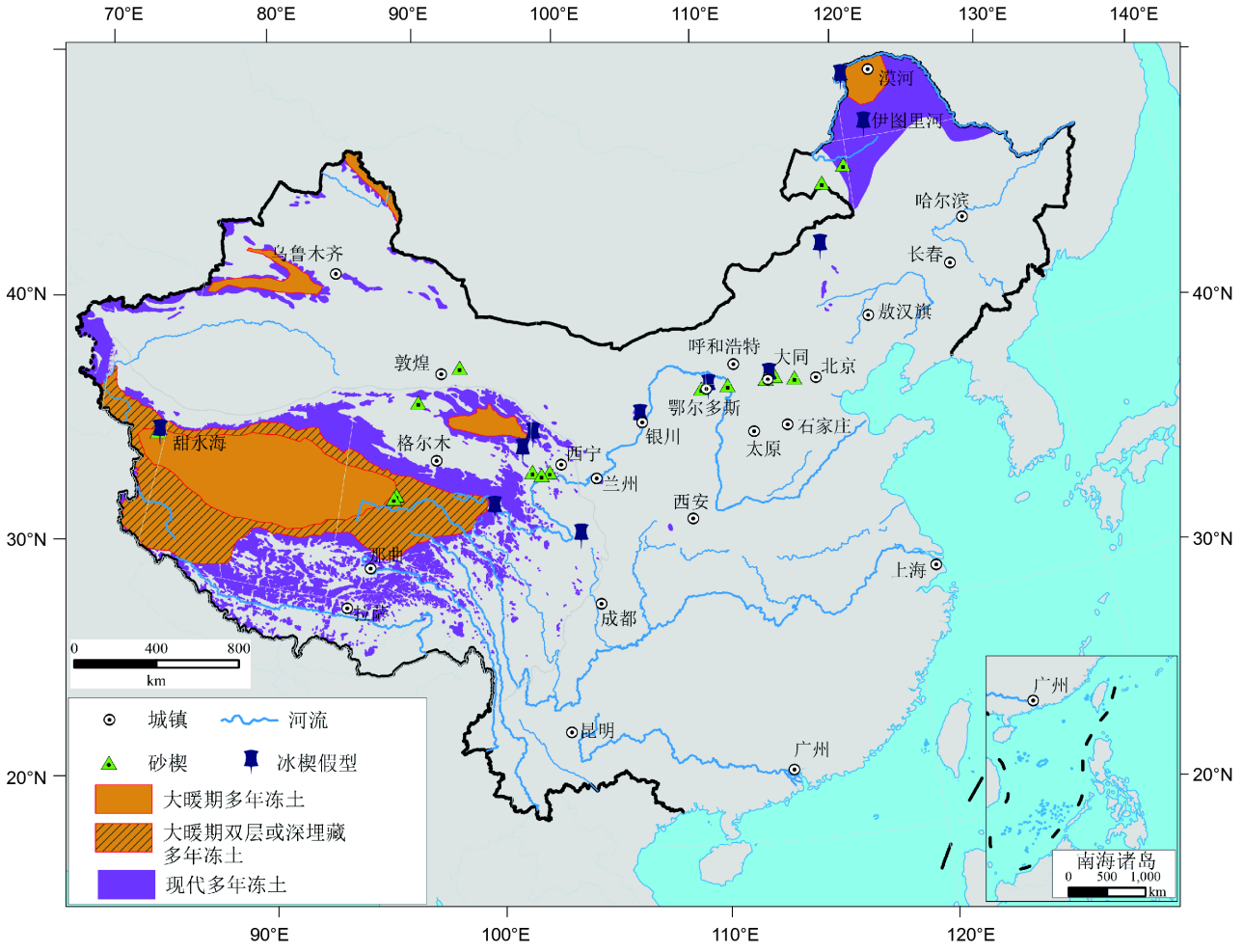


图 3　全新世大暖期(HMP)末次多年冻土最小期(LPMin)和20世纪末中国多年冻土分布

相近. 以此推测, 新疆各大盆地内多年冻土在HMP已退化. 根据图3测算, HMP后期中国多年冻土总面积仅剩800000~850000km^2, 约为现今多年冻土总面积的约50%.

在HMP后期, 随着气候变暖湿, 植被带出现了经向西迁. 同时, 具有垂直迁移和水平迁移的特色. 在高山和高原的边缘表现为林线下降, 在中国西北部表现为草原范围扩展和荒漠区缩小. 首先, 森林与森林草原(以及森林与草原之间过度的草甸草原)带的界线明显向西迁移到满洲里东北、布哈特旗、呼和浩特、贺兰山南至西宁一线, 与当今界线相比, 西移了3°~5°N. 同时, 温带森林草原与典型草原的界线亦向西迁移了3°~4°E. 此时, 阿尔泰山和天山地区为森林草原环境, 整个青藏高原地区是以高原草原和森林为主的植被; 半荒漠和荒漠植被的范围大大缩小, 仅分布在塔里木盆地中部和内蒙古西部及柴达木盆地中西部. 同时, 在青藏高原南部及横断山地区植被带亦不同程度北移(唐领余和沈才明, 1996).

4.4　晚全新世寒冷期(4000~3000a BP至1000a BP): 多年冻土再次扩张阶段

全新世晚期(4000~3000a BP)气候开始显著变冷. 祁连山的敦德冰芯记录在4ka BP开始降温, 在2800~2700a BP达到极低值. 自此, 温度波动下降直至1000a BP结束. 此时段是全新世较寒冷的新冰期阶段. 随着青藏高原不断隆升, 气候又显著变冷, 高原上山地冰川普遍前进. 在昆仑山、唐古拉山等山区, 明显的标志是在高山冰川现在终碛之间有3~4道终碛和侧碛, 如

昆仑山崇测冰帽新冰期时较老的一道侧碛年代为3983~3522a BP(郑本兴, 1990).

此时, 在青藏公路沿线西大滩东段(4250~4300masl)沿断裂形成了一串东西走向的大型冻胀丘; 纳赤台以南的昆仑河I级阶地(3800masl)上发育了强烈的冻融褶皱; 唐古拉山南坡100道班和120道班附近HMP时形成的厚层腐殖质土层亦后生冻结成为多年冻土; 高原东部的四川石渠县城东40km处的古冻胀丘群((2925±175)a BP)和玛沁-昌马河公路65km处北侧古冻胀丘群((3925±185)a BP)均为此寒冷期形成的; 在青海日月山(3450masl)、河卡南山(3600masl)、鄂拉山口(3750masl)及巴彦喀拉山北坡(4000~4100masl)等地广泛发育着该时期形成的大型多边形、融冻泥流及石环等. 这些遍布高原的古多年冻土和古冰缘现象证明, 当时高原气候是比较寒冷的. 此时西大滩8号孔附近已写成了20m厚的多年冻土层.

今昔对比这些现象分布的时空位差, 推算当时高原多年冻土下界比当今普遍低约300m, 当时年平均气温比现在低约2℃. 在HMP强烈退化的基础上, 多年冻土重新生成、发育, 又向高原四周有较大面积扩展, 直到1000a BP前后达到新冰期的最大多年冻土面积, 比现今大约20~30%. 青藏公路沿线多年冻土北部下界在纳赤台以南3700~3800masl处, 南部的多年冻土下界在当雄谷地4400~4500masl处. 在昆仑山至唐古拉山之间的高原面上(海拔在4500masl以上), 多年冻土又自上而下重新冻结, 形成约30m厚的后生多年冻土层(丁德文和郭东信, 1982). 该层多年冻土与HMP时退化的残留多年冻土层(即第一层或上层多年冻土上限相衔接, 所以该区段未发现深埋藏多年冻土或双层多年冻土.

相反, 在高原东北部青康公路花石峡至清水河段及其以东的地段, 多处发现深埋藏多年冻土和融化夹层(融区). 究其原因, 可能是这些地段位于高原多年冻土区东部边缘, HMP时多年冻土自上而下可能融化了15~25m; 新冰期时新形成的多年冻土厚度小于15~25m. 这样, 在垂向上造成不衔接的深埋藏或双层多年冻土. 或者, 在有些地段又经受后来次一级气温回升的影响, 使新冰期形成的多年冻土又消融到一定深度, 从而呈现出多年冻土和融化夹层(融区)多层次相间分布的空间格局(金会军等, 2006a, 2006b; Jin等, 2007a, 2009; Chang等, 2017).

在大兴安岭北部伊图里河镇南I级阶地上(50°32′N, 129°29′E)发现了新冰期冰楔, ^{14}C年代在3600~1600a BP. 对冰楔冰进行了氢氧同位素测定, 得知其间经历了2800、2300和1900a BP三次变冷, 降温幅度分别为2.1、1.1和1.3℃(杨思忠和金会军, 2010; Yang等, 2015). 由此证明, 新冰期时, 大兴安岭气温较现在低约2℃, 推测当时东北地区纬度多年冻土南界比现今要偏南2°N.

4.5 晚全新世温暖期(1000~500a BP, 即中世纪大暖期, MWP): 多年冻土相对退化阶段

新冰期之后, 中国又经历了几次小规模的气候波动, 其中历史上中世纪隋唐时期初为暖期. 开始升温于商代, 周、汉代至唐代为最暖朝代, 升温幅度达1.5℃左右(竺可桢, 1972), 持续时间数百年, 至隋朝开始降温, 至南北朝时已经低于现今年平均气温状况. 该时段因为距今较近, 在青藏高原上形成的古冰缘地貌形态完整, 多年冻土遗迹很清晰. 新冰期时形成的西大滩冻胀丘群, 四川省石渠县东40km处冻胀丘群及玛沁-昌马河公路65km处的冻胀丘群已经完全消融, 均形成了冰皋遗迹(冰丘洼地). 洼地中心的腐殖质土层形成于约720~625a BP, 可指示这些地段多年冻土已经消融. 此时段高原多年冻土又进入区域性相对退化阶段. 海拔较低处的多年冻土自上而下的融化可达10m深度左右. 花石峡东北地那染滩CK1孔中深9.7~12.3m和昌马河ZK8孔11.6~15.2m深度埋藏的第一层(下层)多年冻土层均是该暖期多年冻土自上而下融化至此残留下来的遗迹(金会军等, 2006a; Jin等, 2007a). 相应地, 在青藏公路沿线的楚玛尔河高平原和风火山地区7.5~9.0m深度发现的第二层(上层)古多年冻土上限, 如楚玛尔河高平原CK224孔中可见两处比较明显的古多年冻土上限: 较浅的一层(上层)埋深8.4m, 属于MWP的产物; 较深的一层(下层)埋深16m, 可能是HMP造成的; 在古多年冻土上限下均发育厚层地下冰(刑泽民和区荣康, 1983). MWP时期冻土退化, 高海拔多年冻土下界比现今高出大约150~250m, 纬度多年冻土南界北移1°~2°N. 其退化结果导致中国多年冻土总面积比现今减少约20%.

4.6 晚全新世末冷期(500a BP至100a BP, 即小冰期LIA): 冻土相对扩展阶段

小冰期(Little Ice Age, LIA)是指15~19世纪出现的

冷期, 冰川和多年冻土近期最后一次扩展. 冰芯和冰川沉积记录都标志LIA的三次气候波动. 祁连山敦德冰芯中三次降温出现在AD1420~1520年、1570~1680年和1770~1890年. 其中, 第二次冷期(即16世纪末和17世纪)最冷, 气温比现在低约1.5℃.

此时, 青藏高原气候向干冷化方向发展. 高原多年冻土随之扩展, 面积扩大、厚度增加, 并在边缘地区新生成一些多年冻土岛. 青藏公路沿线自上而下又重新生成一些多年冻土层, 使其与晚全新世暖期(中世纪暖期)形成的第二层(上层)古多年冻土上限重新衔接. 例如, 青藏公路沿线121道班附近780a BP以来形成腐殖质层后又重新冻结, 形成多年冻土岛. 在高原东部, LIA时新生的多年冻土较薄, 和下伏的深埋藏多年冻土层不衔接, 如鄂陵湖北岸ZK6孔深1.5~8.0m和清水河镇水井5.3~8.2m深度段的多年冻土层(金会军等, 2006a).

活动的石冰川(或石海、石条等类似分选或含冰多年冻土现象)可以指示多年冻土(田泽生, 1981; 高凤岐, 1983). Barsch(1978)首次指出, 石冰川可指示不连续高山多年冻土的分布下界. 据此, Jakob(1992)利用在Poklade 悬崖附近(27°55′N, 86°50′E)活动石冰川和地震波物探的证据研究了尼泊尔昆布喜马拉雅山的不连续高山多年冻土下界大致在5560~5360masl(阳坡)和4959~5050masl(阴坡), 而活动石冰川的下界在约5000~5300masl. 这和根据多年冻土分布下界的高斯曲线(程国栋和王绍令, 1982)计算结果大致类似(≥5080masl, 25°22′N). Owen和England(1998)根据倒石锥型和冰碛型石冰川的分布推断了LIA的印度和巴基斯坦北部的西段喜马拉雅山和喀喇昆仑山的不连续多年冻土下界大致在4000masl以上. 通过类似方法可以推断, 在LIA时, 青海达日县日查乡公路旁古(不活动)石海和古(不活动)石河分布的最低下界为4130masl. 下界处大块石下的腐殖质土年龄为(422±85)a BP. 可见, 该处不活动石海和石河形成于小冰期时代. 目前该处多年冻土下界已经上升至4300masl. 由此推算, LIA时期降温约1.0~1.5℃, 青藏高原多年冻土下界可能降低了150~200m, 多年冻土面积可达1.5×10^{6}km^2, 比现在大15~20%.

此时, 高原湖泊普遍退缩, 湖水进一步浓缩, 很多中小湖泊干涸, 大部分成为咸水湖和盐湖, 如青藏线69道班后面的盐湖, 60cm厚的盐层下的淤泥质土年龄为(1094±433)a BP; 鄂陵湖东侧的哈姜盐湖50cm厚盐层下的淤泥年龄为(1080±260)a BP(盐层形成时代晚于这些年代). 高原上已(半)固定的沙丘表面重新活化, 被风沙覆盖, 地表沙(漠)化又趋严重.

4.7　近代升温期(100a BP以来, 即20世纪): 多年冻土持续退化阶段

近百年(特别是近几十年)来温室效应可能导致了气候变暖和持续升温. 大量资料表明, AD1880年来全球气温升高了约0.3~0.8℃; 特别是1980s以来是器测记录以来最热的时段. 青藏高原高原近40年来多年冻土区内年气温平均升高1.12℃. 升温率为0.025~0.030℃ a^{-1}, 显著大于高原周边非多年冻土区(0.017~0.019℃ a^{-1})(Jin等, 2011). 尤其是, 21世纪以来升温率增长更快, 随之年平均地表温度平均升高了1.34℃. IPCC报告第三次评估报告指出, 过去100年来, 东北地区年平均气温平均升高了1.7℃, 其中大兴安岭地区气候变暖最为显著; 较19世纪末至20世纪初, 近30年来的年平均气温升高了1.4~2.0℃. 60多年来, 东北地区地表温度的年平均变化特点是: 20世纪50年代、60年代和70年代为低温阶段, 80年代以来开始升温, 最低温度为20世纪50年代, 平均地表温度距平为−0.8℃; 最暖为21世纪的10年代, 距平为+1.1℃. 而兴安岭多年冻土区升温更为突出, 最近30年来的气温升温率为0.038~0.040℃ a^{-1}(Luo等, 2014). 结果导致多年冻土持续退化, 尤其是21世纪以来, 多年冻土呈加速退化状态. 多年冻土总面积缩减至目前的1.59×10^{6}km^2.

4.8　两万年来冻土变化规律、过程和趋势

综上所述, 自LGM以来中国多年冻土总体随气候的波动变暖而呈退化趋势, 但其中也有冷期冻土扩展的情况(表1). 其中, LGM和HMP的多年冻土(含冰川部分)的面积可能分别达到了末次最大和最小期(LPMax和LPMin, 或LPMM), 但在新冰期和小冰期, 多年冻土仍有显著扩展. MWP和近百年来, 中国也遭遇了自HMP以来的最强烈、快速和广泛多年冻土退化, 而这种趋势仍在加强. 在这些变化中, 中国多年冻土的面积从LGM/LPMax的5.30×10^6~5.40×10^{6}km^{2}减少到HMP/LPMin的0.80×10^6~0.85×10^{6}km^2, 到当前的1.59×10^{6}km^2.

表 1　两万年来中国冻土变化特征总结

气候时段	定年时段	冻土变化特征	气候特点及降温幅度(°C)	南界变化(°N)	下界变化(m)	多年冻土面积(10^6km^2)	占现存多年冻土面积占比(%)	主要直接证据	主要间接证据	主要参考文献
晚更新世末次冰期最盛期(LGM)	~20至13~10.8 ka BP	极发育、强烈扩展	气候干寒4~5(东北), 3~11(华北), 7~9(青藏).	南进4~5(东北)	降1200~1400	5.3~5.4	>300	冷生楔状构造、冰楔(假形)、砂土楔	冰川地貌、冰芯、古森林上限、孢粉、沙地演化、寒冷动物化石、模型重建	张维信, 1983; 徐叔鹰和潘保田, 1990; 王绍令和边纯玉, 1993; 童伯良, 1993; 潘保田和陈发虎, 1997; 崔之久等, 2004; 程捷等, 2006; 金会军等, 2006a; Jin等, 2007a, 2016; 常晓丽等, 2011; Zhao等, 2013; Chang等, 2017
早全新世气候剧变期	10.8至8.5~7 ka BP	较稳定但相对缩减	气候干冷, 向温湿转变, 很不稳定	退化, 三江平原多年冻土开始消失	降600~700	2.2~2.4	140~150	冰皋(多年生冻胀丘)遗迹、砂楔	冰芯、硅藻、孢粉、泥炭、沙丘等	黎兴国, 1982; 王绍令, 1989; 李世杰和焦克勤, 1990; 宋海远和夏玉梅, 1990; 姚檀栋和施雅风, 1992; 唐领余和沈才明, 1996
中全新世大暖期(HMP)	8.5~7至4~3 ka BP	强烈退化	暖湿, 2~3(大部), 4~5(青藏), 1.0~3.5(华北),	北缩3~4(东北)	升300~500(青藏、西部山区)	0.8~0.85	50	冰楔、埋藏冻土、地下冰、热融湖塘古冻土上限、冻融泥流	矿物、泥炭、冰芯(δ^{18}O)、风沙沉积、人类用火、林线、孢粉	郭东信等, 1981; 中国科学院西藏科学考察队, 1983; 刑泽民和区荣康, 1983; 唐领余和沈才明, 1996; 孙广友, 1998; 童伯良, 1993; 金会军等, 2006b; Jin等, 2007a, 2009, 2016; 施雅风, 2006; 俞凯峰等, 2013;
晚全新世冷期(新冰期)	4~3至1ka BP	再次扩张	波动变冷 −2 ~ −1(东北、青藏)	南进2(东北)	降约300(青藏)	1.9~2.1	120~130	冰皋(多年生冻胀丘)遗迹、冻融褶皱、多边形、泥流、冰楔冰	冰芯、冰碛、泥炭、不衔接或埋藏冻土	丁德文和郭东信, 1982; 郑本兴, 1990; Jin等, 2007a, 2009; 杨思忠和金会军, 2010; Yang等, 2015; Chang等, 2017
晚全新世温暖期(MWP)	1~0.5ka BP	相对退化	暖湿, 1.5	北移1~2	升约150~250	1.4~1.5	80	冰皋遗迹、埋藏冻土、双层冻土、古上限、地下冰	历史物候记录、腐殖质	竺可桢, 1972; 刑泽民和区荣康, 1983; 金会军等, 2006a; Jin等, 2007a
小冰期 (LIA)	500~100a BP	相对扩展	波动变冷 −1.5~−1	南进1~1.5	降约150~200	2.1~2.2	115~120	古冻土、不衔接冻土、不活动石海和石河	冰芯、冰碛、腐殖质、盐湖淤泥、沙地	金会军等, 2006a
近代升温期	100~0a BP	持续退化	暖干0.3~0.8	北缩0.5~1.5	升50~100	1.59	100	地温、下界、面积等观测、测绘	器测、热融	金会军等, 2006a, 2011; Jin等, 2011; Ran等, 2012

5　结论和展望

(1) 两万年来, 中国经历了晚更新世末次冰期最盛期(LGM)和全新世大暖期(HMP)等重大气候、环境和多年冻土事件. 根据古冻土遗迹和古冰缘现象, 并结合冰川、孢粉等资料综合推算出: 在末次盛冰期(LGM)时, 青藏高原的年平均气温比现今低7~9℃, 大小兴安岭低4~5℃, 北方干旱区低5~12℃; 在大暖期(HMP)时, 青藏高原的年平均气温比现今高4~5℃, 兴安岭高3~4℃, 北方干旱区高1~3.5℃. 与此相应, 多年冻土也发生了变化. 据最新资料表明, 当今中国现存多年冻土总面积缩减为1.59×10^6km^2; 在LGM(LPMax)时, 中国多年冻土总面积可达5.3×10^6~5.4×10^6km^2, 是当今面积的三倍多; 而在HMP(LPMin)时, 中国多年冻土面积缩减至0.80×10^6~0.85×10^6km^2, 约为当今多年冻土面积的50%; 其他阶段多年冻土面积介于二者之间.

(2) 按照古冻土的年代以及时空分布状况, 在确定LGM和HMP冻土格局的基础上, 将20000年来中国冻土演化划分出7个阶段: ① 晚更新世末次冰期最盛期(LGM)(~20至13~10.8 ka BP); ② 早全新世气候剧变期(10.8至8.5~7ka BP); ③ 中全新世大暖期(HMP)(8.5~7至4~3 ka BP); ④ 晚全新世寒冷期 (新冰期)(4~3至1ka BP); ⑤ 晚全新世温暖期(中世纪大暖期, MWP)(1000~500a BP); ⑥ 晚全新世末冷期(小冰期, LIA)(500~100a BP)和; ⑦ 近代升温期(100a BP至今(20世纪至今)), 并重建了7个时段内的古气候、古地理环境及多年冻土基本特征. 同时对未来冻土变化的预测研究结果进行了简要总结.

(3) 中国多年冻土的形成、发展历史及其变化趋势十分复杂. 它同时受到不同周期气候波动和当代人类经济活动的叠加影响, 其影响深度、幅度和范围各不相同. 从而造成在同一个时期、不同地区、不同深度处多年冻土形成退化可能在同时进行, 尤其是浅层和边缘地带的多年冻土层经历了多次不同幅度和强度的气候波动所造成的反复冻融, 形成多年冻层和融化夹层(融区)叠加或犬牙交错的情况, 所以冻土层本身形成年代很难精确确定. 特别是, 大规模经济开发对现存的第四纪冻土和冰缘遗迹的破坏很大, 需要及时抢救和研究这些证据.

(4) 按纬度和海拔推算, LGM时塔里木与准格尔盆地可能在多年冻土发育范围内. 但至今在两盆地中部沙漠地带未发现可靠的古冻土遗迹和古冰缘现象证据. 这些地段是否形成过多年冻土层? 其他北方沙地和沙漠以及邻区的干旱区也存在类似的情况. 这些尚需进一步研究解决.

致谢　感谢南京大学鹿化煜教授等在OSL测年方面的鼎力支持. 在项目讨论和论文写作过程中, 得到了郭正堂院士和其他碳专项同仁的启示和帮助. 十分感谢两位审稿人的辛勤工作; 他们的重要建议显著提高了本文青藏高原和北方地区LLGM的古冻土遗迹和古气候环境的一些认识, 在此一并致谢.

参考文献

常晓丽, 金会军, 何瑞霞. 2011. 西昆仑山甜水海北湖砂楔的形成与环境. 第四纪研究, 31: 112–119

程国栋, 王绍令. 1982. 试论中国高海拔多年冻土带的划分. 冰川冻土, 4: 1–17

程捷, 张绪教, 田明中, 于文洋, 唐德翔, 岳建伟. 2006. 黄河源区冰楔假形群的发育及其古气候意义. 第四纪研究, 26: 92–98

崔之久. 1980. 青藏高原的冰缘现象及环境意义. 见: 国际交流地质学论文集(5). 北京: 地质出版社. 109–122

崔之久, 赵亮. 2002. 内蒙古鄂尔多斯冰楔、砂楔群的发现及其环境意义. 冰川冻土, 24: 708–717

崔之久, 杨建强, 赵亮, 张威, 谢又予. 2004. 鄂尔多斯大面积冰楔群的发现及20ka以来中国北方多年冻土南界与环境. 科学通报, 49: 1304–1310

丁德文, 郭东信. 1982. 青藏高原多年冻土发展历史的初步探讨. 见: 中国地理学会冰川冻土学术会议论文选集(冻土学). 北京: 科学出版社. 78–82

杜乃秋, 孔昭宸, 山发寿. 1989. 青海湖QH86-^{14}C钻孔孢粉分析及其古气候环境的初步探讨. 植物学报, 31: 803–814

高凤岐. 1983. 神农架的古石海. 冰川冻土, 5: 67–69

郭东信, 李作福. 1981. 我国东北地区晚更新世以来多年冻土历史演变及其形成时代. 冰川冻土, 3: 1–14

郭东信, 王绍令, 鲁国威, 戴竞波, 李恩英. 1981. 东北大小兴安岭多年冻土分区. 冰川冻土, 3: 1–9

焦世晖, 王凌越, 孙才奇, 易朝路, 崔之久, 刘耕年. 2015. 青藏高原末次盛冰期和全新世大暖期多年冻土边界变化的探讨. 第四纪研究, 35: 1–11

焦世晖, 王凌越, 刘耕年. 2016. 全球变暖背景下的青藏高原多年冻土分布变化预测. 北京大学学报(自然科学版), 52: 249–256

金会军, 赵林, 王绍令, 郭东信. 2006a. 青藏高原中东部全新世以来多年冻土演化及寒区环境变化. 第四纪研究, 26: 198–210

金会军, 赵林, 王绍令, 晋锐. 2006b. 青藏公路沿线冻土的地温特征

及退化方式. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 1009−1019
金会军, 常晓丽, 郭东信, 杨思忠, 何瑞霞. 2011. 呼伦贝尔高平原全新世早晚期砂、土楔及其古气候意义. 第四纪研究, 31: 765−779
李风华. 1990. 东北三江平原的古冰缘构造特征及其环境意义. 中国东北平原第四纪自然环境形成演化. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社. 202−208
黎兴国. 1982. 西藏当雄和羊八井盆地泥炭层^{14}C年代测定及其意义. 见: 地矿部青藏高原地质文集编委会. 青藏高原地质文集(4)——第四纪冰川. 北京: 地质出版社. 131−136
李世杰, 焦克勤. 1990. 3万年以来西昆仑山南坡的冰川变化. 冰川冻土, 12: 311−318
李树德, 贺益贤. 1990. 西昆仑山多年冻土的基本特征. 第四届全国冰川冻土学术会议论文选集(冻土学). 北京: 科学出版社. 1−8
梁凤仙, 程国栋. 1984. 青藏公路沿线的多边形——脉状构造及其古气候意义. 冰川冻土, 6: 51−60
马海州. 1996. 柴达木盆地、湟水谷地、黄河阶地研究. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学. 32−33
潘保田, 陈发虎. 1997. 青藏高原东部15万年以来的多年冻土演化. 冰川冻土, 19: 124−132
戚帮申, 胡道功, 赵希涛, 张绪教, 张耀玲, 杨肖肖, 赵珍, 高雪咪. 2014. 青海湖北岸原生砂楔的发现及其古气候意义. 冰川冻土, 36: 1412−1419
邱国庆, 程国栋. 1995. 中国的多年冻土: 过去与现在. 第四纪研究, 15: 13−22
裘善文. 1985. 东北平原更新世自然环境的基本特征. 见: 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集. 北京: 科学出版社. 208−211
沈才明, 唐领余, 王苏民. 1996. 若尔盖地区22000年以来的植被与气候. 微体古生物学报, 13: 401−406
施雅风. 1998. 第四纪中期青藏高原冰冻圈的演化及其与全球变化的联系. 冰川冻土, 20: 197−208
施雅风. 2006. 中国第四纪冰川与环境变化. 北京: 科学出版社. 134−138
施雅风. 2011. 第四纪冰川新论. 上海: 上海科学普及出版社. 130−135
施雅风, 郑本兴, 李世杰. 1990. 青藏高原的末次冰期与最大冰期. 冰川冻土, 12: 1−16
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. 1992. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 见: 施雅风、孔昭宸, 编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社. 18
施雅风, 郑本兴, 李世杰. 1995. 青藏高原中东部最大冰期时代高度与气候环境探讨. 冰川冻土, 17: 99−112
施雅风, 郑本兴, 姚檀栋. 1997. 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境. 冰川冻土, 19: 97−113
施雅风, 郑本兴, 苏珍. 2000. 第四纪冰川、冰期与间冰期旋回以及环境变化. 见: 施雅风, 编. 中国冰川与环境. 北京: 科学出版社. 320–355
宋海远, 夏玉梅. 1990. 三江平原古冰丘泥炭地. 中国东北平原第四纪自然环境形成演化. 哈尔滨: 哈尔滨地图出版社. 209−216
孙广友. 1998. 横断山沼泽与泥炭. 北京: 科学出版社. 220−224
孙建中, 王淑英, 王雨灼, 周亚杰, 林泽蓉, 张庆云, 陈树汉. 1985. 东北末次冰期的古环境. 第四纪研究, 6: 82−89
唐领余, 沈才明. 1996. 青藏高原上新世以来植被与气候研究进展. 地球科学进展, 11: 198−203
唐领余, 沈才明, 孔昭辰. 1998. 青藏高原东北末次冰期最盛期气候的花粉证据. 冰川冻土, 20: 42−44
田泽生. 1981. 太白山第四纪冰川遗迹的探讨. 西北大学学报, (3): 67−69
童伯良. 1993. 中国东北部的冰楔. 冰川冻土, 15: 41−46
王绍令. 1989. 晚更新世以来青藏高原多年冻土形成及演化的探讨. 冰川冻土, 11: 67−75
王绍令, 边纯玉. 1993. 青藏公路纳赤台地区冻融褶皱及其古气候意义. 地理研究, 132: 94−100
魏光飚, 胡松梅, 余克服, 侯亚梅, 厉新, 金昌柱, 王元, Zhao J, 王文华. 2010. 草原猛犸象(*Mammuthus trogontherii*)新材料及猛犸象的起源与演化模式探讨. 中国科学: 地球科学, 40: 715−723
刑泽民, 区荣康. 1983. 从盐分和粘土矿物含量变化探讨多年冻土上限. 见: 中国科学院冰川冻土所, 编. 第二届全国冻土学术会议论文集. 兰州: 甘肃人民出版社. 158−164
徐叔鹰, 潘保田. 1990. 青海高原东部冰缘楔型构造及其形成环境. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 编. 第四届全国冰川冻土大会论文选集(冻土学). 北京: 科学出版社. 17–24
徐叔鹰, 张维信, 徐德馥, 徐齐治, 石生仁. 1984. 青藏高原东北边缘地区地貌发展探讨. 冰川冻土, 6: 15−24
杨思忠, 金会军. 2010. 大兴安岭伊图里河地区的冰楔冰氢氧同位素记录及其反映的古温度变化. 中国科学: 地球科学, 40: 1710−1717
杨湘奎, 杜少敏, 张烽龙. 2006. 呼伦贝尔高原晚更新世以来的古气候演变. 自然灾害学报, 15: 157−159
杨逸涛, 王富葆. 1983. 西藏更新世冰川与古气候. 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社. 91−99
姚檀栋, 施雅风. 1992. 祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化. 见: 施雅风, 编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社. 206−211
俞凯峰, 鹿化煜, Lehmkuhl F, Nottebaum V. 2013. 末次冰期和全新世大暖期中国北方沙地古气候定量重建初探. 第四纪研究, 33: 293−302
张虎才. 2009. 我国东北地区晚更新世中晚期环境变化与猛犸象——披毛犀动物群绝灭研究综述. 地球科学进展, 24: 49−60
张维信. 1983. 青藏公路沿线砂楔特征及其形成时代. 见: 中国科学院兰州冰川冻土所, 编. 第二届全国冻土学学术会议论文选集. 兰州: 甘肃人民出版社. 52−57

郑本兴. 1990. 中国西部末次冰期以来冰川环境及变化. 第四纪研究, 10: 101−110
中国科学院西藏科学考察队. 1983. 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社. 192
周天. 2007. 中国倒数第二次冰期以来多年冻土边界演化. 硕士学位论文. 兰州: 兰州大学. 59
周天, 潘保田, 刘秀菊, 苏怀, 胡振波. 2008. 鄂尔多斯倒数第二次冰期冰楔假型的发现以及中国倒数第二次冰期多年冻土边界重建. 冰川冻土, 30: 108−112
周幼吾. 1965. 青藏公路沿线的多年冻土. 青藏公路沿线冻土考察. 北京: 科学出版社. 10
周幼吾, 邱国庆, 程国栋, 郭东信, 李树德. 2000. 中国冻土. 北京: 科学出版社. 366−388
竺可桢. 1972. 中国近五千年来气候变迁的初步探讨. 考古学报, (1): 15−38
Barsch D. 1978. Rock glaciers as indicators of discontinuous alpine permafrost: An example from the Swiss Alps. In: Proceedings 3rd International Conference on Permafrost. Washington D C: National Academy Press. 136−141
Böhner J, Lehmkuhl F. 2005. Environmental change modelling for Central and High Asia: Pleistocene, present and future scenarios. Boreas, 34: 220–231
Chang X L, Jin H J, Zhang Y L, He R X, Luo D L, Wang Y P, Lü L Z. 2015. Thermal impacts of boreal forest vegetation on active layer and permafrost soils in northern da Xing'Anling (Hinggan) Mountains, Northeast China. Arct Antarct Alp Res, 47: 267–279
Chang X L, Jin H L, Wang S L. 2017. Evolution of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau and its impacts on aeolian environments. Sci Cold Arid Reg, 9: 1−19
French H M. 2018. The Periglaical Environment. 4th ed. Hoboken: John Wiley& Sons. 515
Harris S A, Jin H J. 2012. Tessellons and sand wedges on the Qinghai-Tibet Plateau and their palaeo-environmental implications. In: Proceedings 10th International Conference on Permafrost. Salehard. 149–154
Harris S A, Jin H J, He R X. 2016. Very large cryoturbation structures of Last Permafrost Maximum age at the foot of Qilian Mountains (NE Tibet Plateau, China): A discussion. Permafrost Periglacial Process, 28: 757–762
Harris S A, Jin H, He R. 2018. Tessellons, topography, and glaciations on the Qinghai-Tibet Plateau. Sci Cold Arid Reg, 10: 187–206
Heyman J. 2010. Paleoglaciology of the northeastern Tibetan Plateau. Doctoral Dissertation. Stockholm: Stockholm University. 11
Heyman J, Hättestrand C, Stroeven A P. 2008. Glacial geomorphology of the Bayan Har sector of the NE Tibetan Plateau. J Maps, 4: 42–62
Heyman J, Stroeven A P, Alexanderson H, Hättestrand C, Habor J, Li Y K, Caffee M W, Zhou L P, Veres D, Liu F, Machiedo M. 2009. Palaeoglaciation of Bayan Har Shan, northeastern Tibetan Plateau: Glacial geology indicates maximum extents limited to ice cap and ice field scales. J Quat Sci, 24: 710–727
Jakob M. 1992. Active rock glaciers and the lower limit of discontinuous alpine permafrost, Khumbu Himalaya, Nepal. Permafrost Periglacial Process, 3: 253–256
Jin H J, Chang X L, Wang S L. 2007a. Evolution of permafrost on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau since the end of the late Pleistocene. J Geophys Res, 112: F02S09
Jin H J, Yu Q H, Lü L Z, Guo D X, Li Y W. 2007b. Degradation of permafrost in the Xing'anling Mountains, northeastern China. Permafrost Periglacial Process, 18: 245–258
Jin H J, He R X, Cheng G D, Wu Q B, Wang S L, Lü L Z, Chang X L. 2009. Change in frozen ground and eco-environmental impacts in the Sources Area of the Yellow River (SAYR) on the northeastern Qinghai-Tibet Plateau, China. Environ Res Lett, 4: 045206
Jin H J, Luo D L, Wang S L, Lü L Z, Wu J C. 2011. Spatiotemporal variability of permafrost degradation on the Qinghai-Tibet Plateau. Sci Cold Arid Reg, 3: 281−305
Jin H J, Chang X L, He R X, Guo D X. 2016. Evolution of permafrost and periglacial environments in Northeast China since the Last Glaciation Maximum. Sci Cold Arid Reg, 8: 269−296
Ju L X, Wang H K, Jiang D B. 2007. Simulation of the last glacial maximum climate over East Asia with a regional climate model nested in a general circulation model. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 248: 376–390
Li B Y, Li J J, Cui Z J, Zheng B X, Zhang Q S, Wang F B, Zhou S Z, Shi Z H, Jiao K Q, Kang J C. 1991. Quaternary Glacial Distribution Map of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Beijing: Science Press
Liu J, Yu G, Chen X. 2002. Palaeoclimate simulation of 21 ka for the Tibetan Plateau and eastern Asia. Clim Dyn, 19: 575–583
Luo D L, Jin H J, Jin R, Yang X G, Lü L Z. 2014. Spatiotemporal variations of climate warming in northern Northeast China as indicated by freezing and thawing indices. Quat Int, 349: 187–195
Mark B G, Harrison S P, Spessa A, New M, Evans D J A, Helmens K F. 2005. Tropical snowline changes at the last glacial maximum: A global assessment. Quat Int, 138-139: 168–201
Murton J B, Kolstrup E. 2003. Ice-wedge casts as indicators of paleotemperatures: Precise proxy or wishful thinking? Prog Phys Geogr, 27: 155–170
Owen L A, England J. 1998. Observations on rock glaciers in the Himalayas and Karakoram Mountains of northern Pakistan and India. Geomorphology, 26: 199–213
Owen L A, Finkel R C, Haizhou M, Spencer J Q, Derbyshire E, Barnard P L, Caffee M W. 2003. Timing and style of Late Quaternary

glaciation in northeastern Tibet. Geo Soc Am Bull, 115: 1356–1364

Owen L A, Finkel R C, Ma H Z, Barnard P L. 2006. Late Quaternary landscape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: A framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan formation. Quat Int, 73: 154–155

Ran Y H, Li X, Cheng G D, Zhang T J, Jin H J. 2012. Distribution of permafrost in China: An overview of existing permafrost maps. Permafrost Periglacial Process, 23: 322–333

Romanovskii N N. 1977. Formation of Polygonal-Wedge Structures. Novosibirsk: Science Press. 70–85

Schmid M O, Baral P, Gruber S, Shahi S, Shrestha T, Stumm D, Wester P. 2015. Assessment of permafrost distribution maps in the Hindu Kush Himalayan region using rock glaciers mapped in Google Earth. Cryosphere, 9: 2089–2099

Stroeven A P, Hättestrand C, Heyman J, Harbor J, Li Y K, Zhou L P, Caffee M W, Alexanderson H, Kleman J, Ma H Z, Liu G N. 2009. Landscape analysis of the Huang He headwaters, NE Tibetan Plateau—Patterns of glacial and fluvial erosion. Geomorphology, 103: 212–226

Vandenberghe J. 1992. Cryoturbations: A sediment structural analysis. Permafrost Periglacial Process, 3: 343–351

Vandenberghe J, Pissart A. 1993. Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. Permafrost Periglacial Process, 4: 121–135

Vandenberghe J, Cui Z J, Zhao L, Zhang W. 2004. Thermal-contraction-crack networks as evidence for late-Pleistocene permafrost in Inner Mongolia, China. Permafrost Periglacial Process, 15: 21–29

Vandenberghe J, Wang X, Vandenberghe D. 2016. Very large cryoturbation structures of Last Permafrost Maximum age at the foot of the Qilian Mountains (NE Tibet Plateau, China). Permafrost Periglacial Process, 27: 138–143

Wang P X, Sun J J. 1994. Last glacial maximum in China: Comparison between land and sea. Catena, 23: 341–353

Wang X Y, Vandenberghe D, Yi S W, Vandenberghe J, Lu H Y, Van B R, Van H P. 2013. Late Quaternary paleoclimatic and geomorphological evolution at the interface between the Menyuan basin and the Qilian Mountains, northeastern Tibetan Plateau. Quat Res, 80: 534–544

Xu Z W, Lu H Y, Yi S W, Vandenberghe J, Mason J A, Zhou Y L, Wang X Y. 2015. Climate-driven changes to dune activity during the Last Glacial Maximum and deglaciation in the Mu Us dune field, north-central China. Earth Planet Sci Lett, 427: 149–159

Yang S Z, Cao X, Jin H J. 2015. Validation of ice-wedge isotopes at Yituli'he, northeastern China as climate proxy. Boreas, 44: 502–510

Zhao L, Jin H J, Li C C, Cui Z J, Chang X L, Marchenko S S, Vandenberghe J, Zhang T J, Luo D L, Guo D X, Liu G N, Yi C L. 2013. The extent of permafrost in China during the local Last Glacial Maximum (LLGM). Boreas, 43: 688–698

Zheng Z, Yuan B Y, Petit-Maire N N. 1998. Paleoenvironments in China during the Last Glaciation Maximum and the Holocene Optimum. Episodes, 21: 152–158

Zhou Y W, Qiu G Q, Guo D X. 1991. Quaternary permafrost in China. Quat Sci Rev, 10: 511–517

(责任编委: 鹿化煜)