

青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响*

姚檀栋^① 秦大河^② 沈永平^③ 赵林^④ 王宁练^⑤ 鲁安新^⑥

①中国科学院院士, 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101; ②中国科学院院士, 中国气象局, 北京 100080; ③④⑤研究员, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; ⑥研究员, 中国科学院遥感与数字地球科学中心, 北京 100101

*中国科学院院士咨询项目“气候变化对青藏高原环境与生态安全屏障功能影响及适应对策”

关键词 冰冻圈; 气候变化; 影响; 对策; 青藏高原

摘要 以青藏高原为中心的冰川群是中国乃至整个高亚洲冰川的核心, 由于全球变暖, 青藏高原冰川自 20 世纪 90 年代以来呈全面、加速退缩趋势。作为全球最主要的高海拔冻土区, 青藏高原近几十年气候变暖是冻土退化的基础因素, 人为活动在局部加速了冻土退化, 推测未来几十年内冻土退化仍会保持或加速。过去 50 年, 青藏高原积雪面积总体呈减少趋势。由于气温升高, 青藏高原处于降雪和积雪临界状态的区域大大增加, 导致青藏高原积雪期开始时间的推迟和结束时间的提前。冰川加速消融退缩, 融水在逐年增加, 冰川变化引发的水资源时空分布和水循环过程的变化, 无疑将给青藏高原社会经济发展带来深刻影响。冻土及其孕育的高寒沼泽湿地和高寒草甸生态系统具有显著的水源涵养功能, 是稳定江河源区水循环与河川径流的重要因素。青藏高原江河源区近几十年来生态退化和河流、湖泊、沼泽、湿地等水文环境的显著变化就与冻土退化密切相关。过去十年来由于冻胀和融沉破坏, 青藏公路已经进行了多次全线性大规模的整修。在未来几十年内多年冻土的主要退化形式为地下冰的消融和低温冻土向高温冻土转化, 这一过程将引起热融滑塌、热融沉陷等冻土热融灾害。为应对气候变化对青藏高原冰冻圈影响, 应加强冰川融水对地表水和冰川融水补给河流的水文过程与预测研究, 针对未来可能出现的各种灾害, 要在科学预测和普查的基础上评价灾害风险。

1 引言

冰冻圈由于对气候的高度敏感性和重要的反馈作用, 是影响全球和区域气候变化的重要因子, 也是对全球气候变化最为敏感的一个圈层。青藏高原是中国冰冻圈分布最广的区域, 冰冻圈面积达 160 万 km^2 , 占中国冰冻圈总面积的 70%。受气候变化和人类活动的影响, 冰冻圈变化的气候效应、环境效应、资源效应、生态效应、灾害效应和社会效应日趋显著, 对未来生态与环境安全和社会经济等将产生广泛和深刻的影响。冰冻圈变化直接影响到青藏高原的冰雪水资源利用、寒区生态环境安全和冰冻圈灾害发生的程度与影响范围, 也关系到冰冻圈地区的工程建设。随着气候变暖, 近年来青藏高原的冰雪冻土灾害发

生的频率呈显著增加趋势, 影响范围逐渐扩大, 造成的损失越来越大。这些灾害正在对高原城镇和民族居住地以及重要国防干线的安全运营形成较大威胁, 冰冻圈变化带来的水资源安全、生态环境安全、自然灾害, 以及工程建设等问题将会日益凸显, 迫切需要建立应对这些问题的策略和对策。

2 青藏高原冰冻圈变化

2.1 冰川变化

以青藏高原为中心的冰川群是中国乃至整个高亚洲冰川的核心。根据第一次中国冰川编目资料统计^[1], 青藏高原中国境内有现代冰川 36 793 条, 冰川面积 49 873.44 km^2 , 冰储量约

4 561.385 7 km³, 分别占中国冰川总条数的 79.5%、冰川总面积的 84.0%和冰储量的 81.6%。这些冰川大多集中分布在高原南缘的喜马拉雅山、西部的喀喇昆仑山和北部的昆仑山西段等山系。由于全球变暖, 青藏高原冰川自 20 世纪 90 年代以来呈全面、加速退缩趋势。根据第二次冰川编目的初步资料统计(刘时银等, 内部交流), 自第一次冰川编目(大约在 1970 年左右)之后到

2008 年, 对青藏高原及其相邻地区冰川统计, 总计冰川条数由 41 119 条变为 40 963 条, 减少了 156 条;冰川面积从 53 005.11 km²退缩为 45 045.2 km², 平均退缩了 15%(表 1, 图 1)。其中, 在统计的冰川中, 1970—2008 年共计已有 5 797 条冰川消失, 总面积为 1 030.1 km²; 有 2 425 条冰川发生分离分解成 5 441 条冰川, 但冰川面积从 14 033 km²退缩为 12 026 km², 退缩了 14.3%。

表 1 1970—2008 年中国冰川变化

流域水系	第一次冰川编目			第二次冰川编目			1970—2008 年冰川变化		
	冰川面积/km ²	条数/条	资料年	冰川面积/km ²	条数/条	资料年	面积总变化/%	面积年变化/%	冰川条数变化/条
5A 额毕河	293.93	394	1959	188.33	272	2008	-35.9	-0.72	-122
5J 黄河	171.37	183	1965	129.78	173	2008	-24.3	-0.57	-10
5K 长江	1 757.78	1 209	1968	1 551.69	1 371	2006	-11.7	-0.31	162
5L 澜沧江	243.00	373	1968	178.88	412	2008	-26.4	-0.67	39
5N 怒江	1 036.83	1 547	1970	764.37	1 539	2006	-26.3	-0.73	-8
5O 恒河	10 846.96	7 779	1976	8 323.08	7 389	2007	-23.3	-0.75	-390
5Q 印度河	1 447.14	2 044	1978	1 122.97	2 018	2007	-22.4	-0.76	-26
5X 中亚	2 164.43	2 302	1968	1 584.91	2 093	2007	-26.9	-0.70	-209
5Y 东亚内陆	27 027.07	19 798	1969	23 894.40	20 098	2007	-11.6	-0.30	300
5Z 青藏高原内陆	8 016.61	5 490	1970	7 306.80	5 598	2007	-8.9	-0.24	108
共计	53 005.11	41 119	1971	45 045.20	40 963	2007	-15.0	-0.42	-156

利用 Landsat TM/ETM⁺ 以及 Terra ASTER 数字影像对中国西部各代表性地区的 1 700 多条冰川进行的分析表明^[2], 近几十年来, 80.8%的冰川处于退缩, 仅 19.2%的冰川呈前进或稳定状态, 各山区冰川进退变化也具有类似特点。青藏高原中部和北部的冰川相对比较稳定, 退缩量较小; 高原周边地区冰川退缩量较大。在一个山脉甚或一个流域内, 冰川变化也有很大差异, 例如喜马拉雅山东段冰川退缩量大, 中段次之, 西部较小; 祁连山自东向西冰川退缩量逐渐减小。若以三种类型冰川来看, 海洋型冰川退缩幅度最大, 其次为大陆型冰川, 极大陆型冰川退缩量最小。

根据地形图、卫星资料和实地观测, 对青藏高原及其周边地区 7 个典型区域过去 30 年来的冰川统计研究表明^[3], 有 82 条冰川长度退缩, 7 090 条冰川面积减少, 及 15 条冰川物质平衡累积为负平衡, 在地域上冰川状态有系统性的差

异。喜马拉雅山脉呈最强烈冰川萎缩, 其特点是冰川长度强烈退缩、冰川面积急剧缩小、冰川物质平衡呈强烈负平衡。冰川萎缩程度一般是从喜马拉雅山向高原内部递减, 在帕米尔高原萎缩程度最小。喀喇昆仑山冰川较之其他地区比较稳定, 有些还在扩张前进的结果也有报道^[4], 尤其是中央喀喇昆仑山的冰川虽然冰舌中冰川在变薄, 但 1999—2008 年间区域冰川物质平衡为正, 约为 11 mm 水当量, 这与观察到的来源于本区的河流径流量减少是一致的^[5]。在气候变暖和降水量变化不大的情况下, 未来几十年这类冰川无疑将继续保持退缩趋势, 特别是那些面积小于 1 km²的冰川将面临消失。由于中国冰川中 80% 以上都是面积小于 1 km²的小冰川, 由此可以预见, 未来几十年冰川条数将会减少。青藏高原东南部海洋性冰川的退缩幅度仍将远大于青藏高原西部的极大陆性冰川。

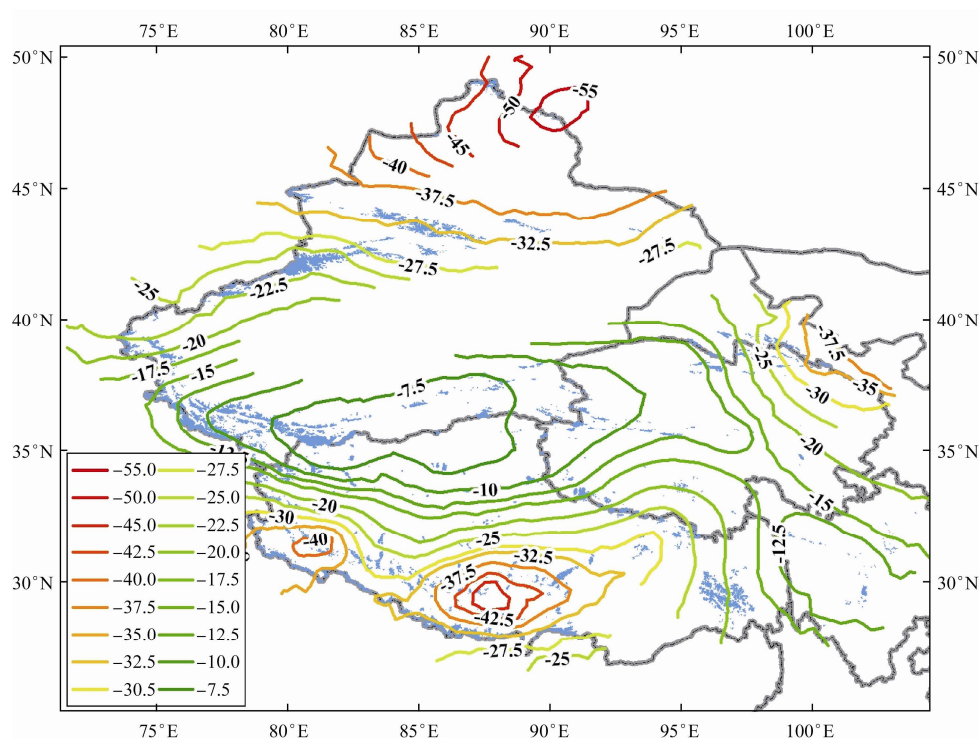


图 1 1970—2008 年中国两次编目的冰川总变化(%)

2.2 冻土变化

作为全球最主要的高海拔冻土区,青藏高原现存多年冻土面积约 126 万 km^2 , 约占高原总面积的 56%^[6]。其中,高原型冻土作为主体主要发育在青藏高原腹地,而高山型冻土主要发育在其周边的山地,如喜马拉雅山、祁连山、横断山、昆仑山等。近几十年气候变暖是冻土退化的基础因素,人为活动在局部加速了冻土退化。高原冻土在 1976—1985 年间基本处于相对稳定状态,1986—1995 年逐渐地向区域性退化趋势发展,1996 年至今已演变为加速退化阶段,推测未来几十年内冻土退化仍会保持或加速^[6]。1981—2010 年的 30 年间,青藏公路沿线多年冻土区活动层厚度呈现出明显的增大趋势(图 2)^[7-9]。20 世纪 80 年代活动层厚度平均值为 179 cm,20 世纪 90 年代活动层厚度值比 80 年代增大了 14 cm,21 世纪前 10 年活动层厚度值比 20 世纪 90 年代增大了 19 cm,30 年来活动层厚度以 1.33 cm/a 的速率增大。多年冻土上限温度、50 cm 土壤温度及 5 cm 土壤积温均呈现出升高的趋势^[9]。活动层开

始融化的日期提前,开始冻结的日期推后,融化日数增加^[7-8]。

目前青藏高原高山地区多年冻土处于升温阶段,地温快速升高,厚度很大,且变化较小;低山丘陵地区多年冻土处于升温阶段向 0 梯度过渡阶段,厚度减小较快,同时有较大的升温;高平原地区处于 0 梯度发展阶段,主要表现为厚度减小;多年冻土边缘及大部分岛状冻土区处于 0 梯度的最后阶段,多年冻土冻结层边缘的多年冻土在消失^[10]。

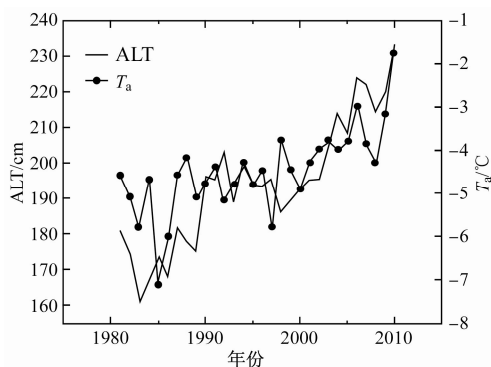


图 2 1981—2010 年多年冻土区活动层厚度(ALT)及气温(T_a)变化

未来以羌塘盆地为中心,青藏高原多年冻土活动层厚度向其四周不断增加,多年冻土活动层厚度随着气温升高而增加。在未来 40 年内,青藏高原多年冻土区的冻土退化主要表现为低温多年冻土转化为高温多年冻土,活动层厚度增加,多年冻土厚度减薄;但是并未改变活动层厚度的空间分布特征,仅在多年冻土边缘区域发生消退,到 2099 年之后青藏高原多年冻土将发生显著变化(图 3)^[11]

2.3 积雪变化

青藏高原一年四季均可出现积雪,积雪面积在夏季的 7 月最小,冬季的 1 月最大。积雪覆盖变化最强烈的时段发生在 10 月到次年 4 月,变化幅度最大的区域位于青藏高原东南部^[12]。过去 50 年,青藏高原积雪面积总体呈减少趋势,但 20 世纪 80 至 90 年代略有增加。1966—2001 年

青藏高原积雪面积呈减小趋势,其中 1982—2000 年间增加,但之后 2000—2005 年又明显下降。从年内变化看,青藏高原平均雪深和雪水当量均具有单峰特征,最大值出现在冬季的 2 月,分别为 0.72 cm 和 1.1 mm。1957—2009 年,年平均雪深和雪水当量均表现为波动增加趋势,但不显著,多年平均值分别为 1.85 cm 和 0.4 mm。空间上,年平均雪深显著增加的区域主要位于青藏高原东北部。20 世纪 90 年代中期以前,年平均积雪深度的上升幅度约为 0.06 cm/(10a),约占年平均积雪深度的 1.8%;20 世纪 90 年代中后期开始,青藏高原积雪深度由持续增长转为下降(图 4)^[13]。青藏高原积雪深度和积雪日数有显著正相关,1961—1990 年,青藏高原冬季平均雪深和积雪日数均呈增加趋势,但 1991—2005 年均呈减少趋势。

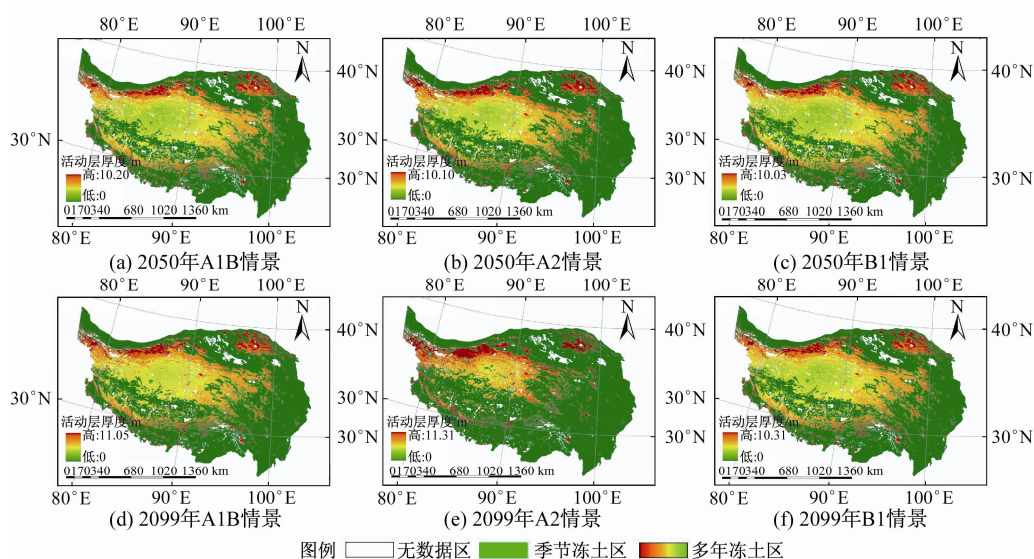


图 3 气候变暖条件下青藏高原多年冻土活动层厚度变化

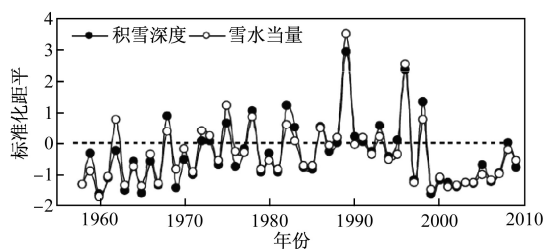


图 4 1957—2009 年青藏高原台站观测的年平均积雪深度和雪水当量标准化距平序列

由于气温升高,青藏高原处于降雪和积雪临界状态的台站数量大大增加。这表现为,原本降雪的区域,由于气温升高容易转化为降雨;另一方面,原本降雪可以形成积雪的区域,由于气温升高而无法在地面积累。预计到 2050 年气温升高 2.5℃的情景下,降雪可能转为降雨的台站有 10 个左右。同时,在更高温度下降雪更不容易积累,高原降雪积累的概率有所下降,这将导致青

藏高原积雪期开始时间的推迟和结束时间的提前,即积雪期的缩短。对青藏高原未来40年雪水当量的预估表明,在A1B和B1情景下,青藏高原地区未来40年雪水当量年际变化均呈减少趋势(图5),其中在昆仑山西段帕米尔高原地区减少最为显著,其次为喜马拉雅山区和巴颜喀拉山东段地区的减少趋势^[14]。对于季节变化来说,在秋冬季积雪的累积期,雪水当量可能增加,尤其在10—12月,而在积雪消融的春夏季(2—6月)有所减少。

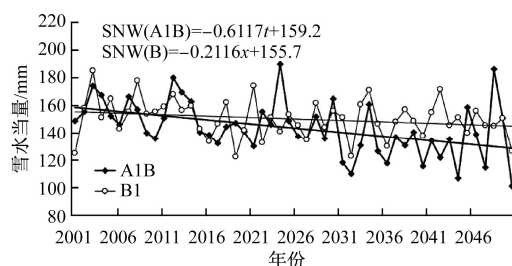


图5 在A1B、B1情景下6个模式集合的青藏高原地区2001—2050年雪水当量变化

3 青藏高原冰冻圈变化的影响

近30年来,全球气候变暖对青藏高原冰冻圈的影响极为明显。气候变暖导致山地冰川加速消融退缩,引起冰湖溃决和泥石流、滑坡等山地灾害发生频率和危害程度加大,一些湖泊水位上升并淹没周边草场。同时,气候变暖也导致青藏高原多年冻土不同程度的退化和积雪持续时间、积雪厚度等的显著变化,使得以湿地为主体的生态系统变得更加脆弱,进而对区域生态和环境产生潜在或直接的破坏作用。

随着气温升高,冰川呈现出加速消融退缩趋势。对中国近几十年来不同时期的冰川融水径流量进行估算的结果表明,1961—2006年间,年平均冰川融水径流量为630亿 m^3 ,其中,20世纪60年代为518亿 m^3 ,20世纪70年代为591亿 m^3 ,20世纪80年代为615亿 m^3 ,20世纪90年代为每年695亿 m^3 ,2001—2006年年平均冰川融水径流量为795亿 m^3 ^[15]。冰川变化引发的水资源时空分布和水循环过程的变化,无疑将给青藏高原社会经济发展带来深刻影响。

多年冻土区土壤活动层特殊的水热交换是维持高寒生态系统稳定的关键所在,冻土及其孕育的高寒沼泽湿地和高寒草甸生态系统具有显著的水源涵养功能,是稳定江河源区水循环与河川径流的重要因素。青藏高原江河源区近几十年来生态退化和河流、湖泊、沼泽、湿地等水文环境的显著变化就与土壤冻融循环变化及冻土退化密切相关。估算青藏高原多年冻土层中地下冰总储量为9528 km^3 ,约相当于9万亿 m^3 水当量。近几十年来青藏高原由于多年冻土退化,每年释放的水量达到50~110亿 m^3 ^[16],加上冻土每年冻融过程参与到水循环中的水量,对水文、生态和气候的影响十分显著。据研究,长江黄河源区1967—2008年,与多年冻土关系密切的高覆盖草甸减少了近20%,沼泽湿地面积减少32%,而与冻土活动层关系不太密切的高覆盖高寒草原只减少了8%。目前冻土层上水补给锐减,对浅层地下水补给依赖性强的低位沼泽湿地明显萎缩,从而导致区内多数地段的高寒沼泽化草甸向高寒草甸及高寒草原演替,随之植被盖度及根系发生变化,使植被对土壤中水分含量的调节作用减弱,对地表水的涵养和调储能力下降,水分流失现象严重^[17]。冻土变化对工程建筑具有重要影响。过去十年来,由于冻胀和融沉破坏,青藏公路破坏率在30%以上,青藏公路已经进行了多次全线性大规模的整修。在未来几十年内多年冻土的分布范围将不会发生显著变化,多年冻土的主要退化形式为地下冰的消融、低温冻土向高温冻土转化;但21世纪末多年冻土将发生大范围的退化,这一过程将引起热融滑塌、热融沉降等冻土热融灾害^[18]。

青藏高原地区的积雪变化对中国北方春季旱情有重要影响。十几年来,中国北方广大积雪区春季径流总体上是增加的,因此,这些地区总体上没有发生大的春旱现象(由于冬季积雪偏少,2009年出现了大范围春旱)。积雪变化与气候变化有密切关系,研究表明,1980年到2001年间发生的长江中下游洪涝灾害,有65%和青藏高原前一个冬季的积雪大面积增加有关。1998年长江洪水和2006年川渝大旱都受青藏高原积雪因素的影响。

冰冻圈对气候变化和人类活动的响应, 突出表现之一是其退化过程中的灾害效应。近半个世纪以来, 受全球变化的影响, 冰川加速后退, 冰湖数量和规模增大, 冰湖溃决泥石流灾害发生的频率增高, 所造成的损失也在逐年增多。青藏高原的雅鲁藏布江、帕隆藏布江及朋曲河等流域是西藏地区冰湖溃决泥石流灾害的主要分布区。波密县米堆沟终碛湖光谢错于 1988 年 7 月 14 日发生溃决, 强劲的溃决洪水激发了大型泥石流, 并进入帕隆藏布江中偏上游河段, 局部堵塞了河道, 并沿河下泄, 捣毁路基 42 km, 冲毁了大小桥梁 18 座, 中断交通 200 天。自 1995 年以来, 林芝地区气温呈逐年上升趋势, 导致流域下游降雨丰富的地方泥石流活动加剧, 泥石流次数增加, 林芝地区出现新的泥石流活动高潮。据统计, 从 1955—2010 年灾害性泥石流有 228 次, 年最高发生频率有 21 次。位于西藏波密县的古乡泥石流沟是川藏公路上重大灾害之一。古乡沟在 1972 年暴发大型冰川泥石流之后的 33 年期间, 由于冰川积累量大, 冰舌厚度大大增加, 冰舌末端下伸至陡崖边沿, 形成临界滑落状态。在 2005 年 7 月中下旬连续高温的天气过程作用下, 冰舌发生大面积滑塌, 从而导致 2005 年 7—8 月的冰川泥石流暴发, 多次中断交通运营, 对川藏公路的畅通和当地人民的财产造成巨大的损失。

青藏高原内陆封闭湖泊总面积在 20 世纪 70—90 年代呈萎缩趋势, 而在 90 年代到 2009 年剧烈扩张。青藏高原多年冻土南下界附近封闭湖泊水位普遍呈上升状态, 如班戈错、巴木错、蓬错、东错、乃日平错, 自 20 世纪 70 年代以来, 水位均有不同程度的上升, 湖面扩大, 淹没周边牧场、居民用地。冰川融水在湖泊水量增加中占了较大比例, 可能和多年冻土的融化也有很大关系^[10]。冈底斯山北麓地区的湖泊保持相对稳定。

4 青藏高原冰冻圈变化影响的思考

多年冻土对地面气温上升很敏感, 未来的气候变暖将继续引起或加速冻土融化过程, 对公路路面、铁路地基、桥梁、房屋建筑、输水渠道、水库坝基等带来潜在威胁。在工程设计和维护方面如何减轻冻土融化导致的负面影响, 需要认真

思考和研究。特别是在城镇区域和骨干交通沿线, 由于叠加了局地尺度的城市热岛效应以及人类活动干预, 冻土融化对建筑物和交通设施的影响问题将变得更为突出。青藏公路和青藏铁路横穿高原腹地, 经过数百千米的多年冻土地带, 多年冻土退化导致的路基融沉始终困扰着青藏公路的正常使用。未来气候变化背景下, 局部路段问题会变得比较突出, 需要针对不同路段提出相应的技术处理措施。青藏铁路建设是中国主动适应未来可能气候变暖影响的首个大型工程案例, 但已采用的适应技术和措施不是一劳永逸的, 需要今后根据情况的变化进行调整^[19]。

山地冰川消融以及冻土融化可能在未来几十年内增加向雅鲁藏布江、澜沧江和长江等河流上游的融水供水量, 径流量增加, 湖泊水位上升; 但在更久远的未来将导致融水供水量减少, 给流域水资源的调控和利用带来新的问题, 河流径流年内变化进程可能发生改变。在未来几十年, 青藏高原春、秋季地面气候变暖可能致使融水径流峰值提前, 融水补给季节延长。个别冰碛湖水位的变化可能对下游地区造成一系列影响, 其中冰碛湖溃决可能引起洪灾, 给下游居民区带来潜在威胁。在未来气候继续变暖的情况下, 部分区域类似的溃决型洪水发生几率可能增加。

为应对气候变化对青藏高原冰冻圈影响, 需要开展以下方面的工作:

(1) 山地冰川消融以及冻土融化可能在未来几十年内增加向雅鲁藏布江、澜沧江和长江等河流上游的融水供水量, 径流量增加, 湖泊水位上升, 但在更久远的未来将导致融水供水量减少, 河流径流年内变化进程可能发生改变, 给流域水资源的调控和利用带来新的问题。应开展冰川融水对地表水和冰川融水补给河流的水文过程与预测研究, 科学规划水资源的利用与开发, 正确认识其对地表水资源和区域气候的调控作用。

(2) 在冰冻圈作用区, 未来重大工程建设中必须考虑气候变化的影响因素。针对未来可能出现的冰川泥石流、冰碛湖溃决洪水、多年冻土融化等引发的自然灾害, 要在科学预测和普查的基础上评价灾害风险, 在各类工程设计和建设前制定相应的适应措施, 应考虑采取避让、预警和防

御性工程等综合防御策略。

(3) 采取进一步工程 and 政策措施防止冻土退化对现有路基稳定性的破坏作用。在未来气候变化背景下, 需要针对不同路段提出相应的技术处理措施。在城镇区域和骨干交通沿线, 由于叠加了局地尺度的城市热岛效应以及人类活动干预, 冻土融化对建筑物和交通设施的影响问题将变得更为突出, 采用的适应技术需要根据情况进行调整。

(2013年5月18日收稿) ■



参考文献

- [1] 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 近百年来青藏高原冰川的进退变化[J]. 冰川冻土, 2004, 26(5): 517-522.
- [2] 姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响[J]. 中国科学, 2004, 34(6): 535-543.
- [3] YAO T, THOMPSON L, YANG W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings [J]. Nature Climate Change, 2012, 2: 663-667. doi:10.1038/nclimate1580.
- [4] COGLEY G. Glaciology: No ice lost in the Karakoram [J]. Nature Geoscience, 2012, 5: 305-306.
- [5] GARDELLE J, BERTHIER E, ARNAUD Y. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century [J]. Nature Geoscience, 2012, 5: 322-325. doi: 10.1038/ngeo1450.
- [6] 金会军, 王绍令, 吕兰芝, 等. 黄河源区冻土特征及退化趋势[J]. 冰川冻土, 2010, 32(1): 10-17.
- [7] WU Q, ZHANG T. Recent permafrost warming on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. J Geophys Res, 2008, 113(D13): D13108. doi:10.1029/2007JD009539.
- [8] WU Q, ZHANG T. Changes in active layer thickness over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1995 to 2007 [J]. J Geophys Res, 2010, 115(D09): D09107. doi:10.1029/2009JD012974.
- [9] 李韧, 赵林, 丁永建, 等. 青藏公路沿线多年冻土区活动层动态变化及区域差异特征[J]. 科学通报, 2012, 57(30): 2864-2871.
- [10] 吴吉春, 盛煜, 吴青柏, 等. 青藏高原多年冻土退化过程及方式[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39(11): 1570-1578.
- [11] 张中琼, 吴青柏. 气候变化情景下青藏高原多年冻土活动层厚度变化预测[J]. 冰川冻土, 2012, 34(3): 505-511.
- [12] 马丽娟, 秦大河, 卞林根, 等. 青藏高原降雪和积雪的脆弱性评估[J]. 气候变化研究进展, 2010, 6(5): 325-331.
- [13] 马丽娟, 秦大河. 1957-2009 年中国台站观测的关键积雪参数时空变化特征[J]. 冰川冻土, 2012, 34(1): 1-11.
- [14] 王芝兰, 王澄海. IPCC AR4 多模式对中国地区未来 40a 雪水当量的预估[J]. 冰川冻土, 2012, 34(6): 1273-1283.
- [15] 任贾文, 叶柏生, 丁永建, 等. 中国冰冻圈变化对海平面上升潜在贡献的初步估计[J]. 科学通报, 2011, 56(14): 1084-1087.
- [16] 赵林, 丁永建, 刘广岳, 等. 青藏高原多年冻土层中地下冰储量估算及评价[J]. 冰川冻土, 2010, 32(1): 1-10.
- [17] 王根绪, 李元寿, 吴青柏, 等. 青藏高原冻土区冻土与植被的关系及其对高寒生态系统的影响[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 743-754.
- [18] 吴青柏, 牛富俊. 青藏高原多年冻土变化与工程稳定性[J]. 科学通报, 2013, 58(2): 115-130.
- [19] 任国玉. 气候变化与青藏高原工程设计[J]. 中国工程科学, 2012, 14(9): 89-95.

Cryospheric changes and their impacts on regional water cycle and ecological conditions in the Qinghai-Tibetan Plateau

YAO Tan-dong^①, QIN Da-he^②, SHEN Yong-ping^③, ZHAO Lin^④, WANG Ning-liang^⑤, LU An-xin^⑥

①CAS Member, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; ②CAS Member, China Meteorological Administration, Beijing 100086, China; ③④⑤Professor, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; ⑥Professor, Institute of Remote Sensing and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

Abstract The Tibetan Plateau is the most concentrated glacier center in the middle and low latitudes of the Earth, also the center of the glacier distribution in China and the High-Asia, feed seven of Asia's great rivers, is the headwater of rivers that flow down to half of humanity, the called the "Water Tower of Asia". Consistent with the global climatic warming since 1980, glacier shrinking is more serious with accelerated retreat trend since 1990. All glaciers turned to shrinking status except for some large glaciers in the Tibetan Plateau. Permafrost regions occupy approximately 53% of the land area on the Qinghai-Tibet Plateau, the highest and most extensive high altitude permafrost on Earth. Permafrost in the Qinghai-Tibetan Plateau is highly sensitive to climate change and has experienced significant temperature increases and widespread degradation during the last several decades. Over the past 50 years, the trend of snow-covered areas in the Qinghai-Tibetan Plateau have been decreasing. As temperatures rising, the area of the snowing and snow cover critical state have been greatly increased, resulting in beginning time delay and end date in advance of the snow cover period in the Qinghai-Tibet Plateau. The glacier ablation is accelerating, glacier melting water has been increasing year by year, and leading to the changes in the spatial and temporal distribution of water resources and the water cycle process change, will no

doubt give a profound impact on social and economic development in the Qinghai-Tibet Plateau. The alpine meadow and swamp meadow ecosystem related to permafrost has an important function in water regulation, and to stabilize the local water cycle and runoff in the river systems. Thawing and degrading permafrost will have a significant impact on plateau environments and ecosystem with disastrous consequences. The permafrost thawing due to temperature rise is one of the main factors which led to the degradation of the alpine ecosystem. The ecological degradation and changes of hydrological environment of rivers, lakes, swamps, wetlands are closely related to permafrost degradation in last decades in the river source regions of the plateau. Over the past decade, several times across the board extensive renovations of the Qinghai-Tibet Highway has been carried out due to frost heave and thaw damage. In next several decades, It is predicted that air temperature will increase by 2.6°C by the mid 2050s, and this will be climate warming transfers into permafrost temperature increases and degradation, the majority of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau will thaw dramatically in the next few decades. Additional human activities, such as operations of the Qinghai-Tibet Highway/Railway and rapid development of economy, will also accelerate permafrost warming, thawing, and eventually disappearing. This process will lead to freeze-thawing disasters related to the permafrost change, such as the thaw slumping, frost heaving, thaw subsidence, frost boil. To adapt the impacts of climate change on the cryosphere of the Tibetan Plateau, we should strengthen the comprehensive and systematic monitoring of changes in glacier hydrological processes and prediction possible future disasters, evaluation of the risk of disasters on the basis of scientific prediction and census.

Key words cryosphere, climate change, impact, countermeasure, Qinghai-Tibetan Plateau

(编辑: 沈美芳)

■ 自然信息

支撑马里安隆起亏损地幔的薄洋壳证据

“海洋隆起”顾名思义是指海底中与周围相比地势较高的区域,通常与地幔热点和变厚的地壳有关,说明它们是地幔中的热异常造成的。马里安隆起(Marion Rise)是南印度洋海底“西南印度洋山脊”中 3 100 km 长的一段,其大小与被研究得更多的冰岛隆起(Icelandic Rise)大致相当,但几乎沿其整个长度方向有一个深裂谷,而不是有一个轴向的隆起。现在,同济大学海洋与地球科学学院周怀阳教授和美国伍兹霍尔海洋研究所迪克(Henry J. B. Dick)教授发现,广泛分布于这一隆起地表的,并非人们通常认为的因高温导致火山岩浆涌出而形成的玄武岩,而是代表地幔的橄榄岩。这表明在马里安隆起上地壳一般比较薄,而且经常是没有的。他们的结论是,该隆起在很大程度上一定是对生成了这个山脊下的低密度贫化地幔

的古代熔化事件的一种均衡反应。

这一研究成果由此对 40 多年前外国学者提出并沿用至今的“地幔羽”假说形成挑战。

20 世纪 70 年代,摩根(J. Morgan)提出了“地幔羽”假说,认为是发起于壳幔边界的温度的局部异常所导致的大规模岩浆涌出地表,形成了这些隆起或海山。其中最通用的例子是在大西洋洋中脊上的冰岛隆起和在太平洋板块内部的夏威夷海山链。全球的地球化学对比研究似乎也支持这一假说。

2013 年 2 月 14 日《Nature》发表的周怀阳和迪克教授的论文中也首次展示了迪克教授及其同事在此之前长达 35 年期间,沿着西南印度洋洋中脊开展的星星点点取样所积累的地质数据。

中美学者联手合作,经过细致甄别和论证后认为:马里安隆起的洋壳很薄,十分不均匀;造成马里安隆起的主要原因,并不是人们通常认为的地幔内局部温度异常,而是地幔的成分异常,

是因缺少一些易熔的金属物质而变得较轻的亏损地幔组成成分在均衡作用下产生了隆起;而地幔的亏损原因则可追溯到 1.8 亿年前南极板块和非洲板块分离时发生的大规模火山作用或甚至更早的地质历史事件。

英国剑桥大学麦柯勒伦(J. MacLennan)教授在同期《Nature》杂志上撰文对该研究成果进行了评述,认为“如果 Zhou 和 Dick 对于来自印度洋洋中脊地质观测的解释是正确的话,那么他们的工作将对我们深入理解地幔具有重要的意义。”

正如麦柯勒伦教授评述论文中所说的,要想进一步验证周怀阳和 Henry Dick 教授提出的“有关地幔成分变化是控制洋中脊水深变化主因”的假说,需要在西南印度洋洋中脊进行更广泛的地质取样和地球物理调查工作,开展深海钻探,直接获取地球深部的样品、

(下转第 199 页)