



for a living planet®

长江 源区气候变化 及其生态水文影响

WWF(世界自然基金会) ©编

气象出版社

长江源区气候变化及其生态水文影响

WWF(世界自然基金会) 编

气象出版社

图书在版编目(CIP)数据

长江源区气候变化及其生态水文影响/世界自然基金会编. —北京:气象出版社,2008.3

ISBN 978-7-5029-4483-4

I. 长… II. 世… III. 气候变化—影响—水文—研究—青藏高原 IV. P468.27

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 031930 号

出版者:气象出版社

网 址:<http://cmp.cma.gov.cn>

E - mail:qxchs@263.net

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

邮 编:100081

电 话:总编室:010-68407112

发行部:010-68409198

责任编辑:吴晓鹏

封面设计:李勤学

责任校对:王丽梅

印 刷 者:北京中新伟业印刷有限公司

发 行 者:气象出版社

终 审:黄润恒

版式设计:李勤学

开 本:787mm×1092mm 1/16 印 张:6 字 数:154 千字

版 次:2008 年 3 月第 1 版 2008 年 3 月第 1 次印刷

印 数:1~2000

定 价:12.00 元

本书如存在文字不清、漏印以及缺页、倒页、脱页等,请与本社发行部联系调换。

前言

隆起于第三纪晚期的青藏高原,是地球上最年轻的高海拔地区之一。由于气候寒冷、干燥,高原土壤发育较差,土层浅且冻土广布,植被生长缓慢,独特的地理环境造就了高原脆弱的生态系统和独特的生物多样性。长江便发源于这片高原的腹地,在海拔 4000 米以上的土地上,潺潺冰川融水交织汇合,滋养了大片的高寒湿地与草场,并孕育了高原上独特的藏族牧民文化。

然而,20 世纪 80 年代以来,随着中国西部经济的迅速发展和人口的不断增长,长江源区脆弱的高寒生态系统开始越来越多地承受人类活动所带来的巨大压力。草地资源的不合理利用、滥垦乱挖当地特有草药以及无序开发矿产资源等行为,已经导致长江源部分地区出现了草地退化、鼠虫害泛滥、水土流失等一系列环境问题。此外,长江源区还面临着全球变暖的威胁。20 世纪后半叶以来,越来越多的证据表明,与全球大多数地区一样,长江源区正处在加速升温的气候背景之中。与此同时,冰川的加速消融将对长江源区以冰川融水补给为主的河流和源区地下水资源产生深远的影响;多年冻土的退化与大面积退缩将使得冻土层上的地下水下渗,高原上很多原生植物的根部因无法深入到新的含水层而死亡,进而引起大面积的草场退化;而对于高原上习惯寒冷环境的生物而言,增温很可能是致命的威胁;还有在全球变暖大背景下不断增多的极端天气气候事件,如暴雨或是雪灾,都正威胁着十分脆弱的高原生态系统的健康。

在人类活动与气候变化的双重压力下,高原生态系统的健康和当地牧民的生存都无疑面临着更大的挑战。由于源区生态与环境的健康是确保健康长江、实现流域可持续发展的保障,近年来,长江源区的生态问题已经得到了全社会的密切关注。一些科学家开始提出“适应气候变化的可持续发展”这一概念,并得到了中央及地方政府的大力支持。科学深入地了解长江源区的气候变化与其生态水文影响是进一步制定相关发展与保护策略的前提,为此,WWF(世界自然基金会)于 2004 年启动了“长江源区气候变化与适应示范项

目”，资助了相关领域的科学家对青藏高原的气候与环境变化、气候变化对长江源区水文环境与湿地的影响、当地居民对气候与环境变化的感受等问题的初步研究。本书就是在这些研究成果的基础上编撰而成，各章执笔作者如下：

第一章 张雪芹 初子莹；

第二章 朱立平；

第三章 沈永平；

第四章 赵 林；

第五章 张继焦。

希望本书的出版，能够引起更多的读者对长江源生态与环境问题的关注，并参与到我们的努力中来，共同探索适应气候变化的对策和措施，为长江的健康与流域可持续发展献计献策。

编 者

2008年1月

目 录

前 言

第一章 青藏高原气候背景	1
1.1 青藏高原过去 2000 年气候变化概况	2
1.2 气象仪器观测到的现代气候变化	6
1.3 全球变暖的区域相应	9
1.4 不确定性	11

第二章 青藏高原湖泊湿地变化对气候与人类活动的响应以及对生物多样性的潜在影响	13
2.1 青藏高原湖泊湿地的类型与分布区域	14
2.2 青藏高原湖泊湿地变化的历史过程	15
2.3 青藏高原历史时期湖泊记录反映的环境变化趋势	18
2.4 青藏高原湖泊湿地的生物构成与植被特征	20
2.5 青藏高原典型地区湖泊湿地现状、变化方式与原因	22
2.6 青藏高原湖泊湿地变化对生物多样性的潜在影响	30

第三章 气候变化对长江源区的冰川水资源与水文循环的影响	35
3.1 长江源区气候概况	36
3.2 长江源区河流与水文特征	37
3.3 长江源区的冰川资源	41
3.4 长江源区冰川的变化及其对过去气候变化的响应	42
3.5 冰川融水及其变化对长江源区典型冰川流域径流的影响	46
3.6 长江源区冰川对未来气候变化的可能响应	49
3.7 结论	52

第四章 长江源区青藏公路沿线多年冻土的变化	53
4.1 青藏公路沿线多年冻土分布现状	54

4.2	青藏公路沿线多年冻土的变化	55
4.3	结语	61
第五章	气候变化对长江源地区的影响——社会调查报告	62
5.1	当地居民对气候变化的感受	63
5.2	气候变化对当地生态环境与畜牧经济的影响	66
5.3	气候变化对草场退化或沙化的影响	68
5.4	气候变化对草场面积减少的影响	70
5.5	总结	72
附 录		
	名词解释	73
	附表 1 长江源区湖泊特征表(湖面积 $\geq 0.5\text{km}^2$)	74
	附表 2 长江源区主要流域的冰川资源	81
	附表 3 长江源区面积 $\geq 10\text{ km}^2$ 的冰川统计	82
参考文献		84

第一章 青藏高原气候背景

“我们正面临着全球变化的挑战”(Berrien Moore III, 2002)。政府间气候变化专门委员会第四次评估报告(IPCC, 2007)指出, 1) 过去 100 年间(1906—2005 年), 全球平均地表气温上升了 $0.74 \pm 0.18^{\circ}\text{C}$, 其中, 近 50 年的增温率($0.13 \pm 0.03^{\circ}\text{C}/10$ 年)几乎是近 100 年的两倍, 20 世纪下半叶很可能是北半球过去 500 年平均地表气温最高的 50 年, 并可能是过去 1300 年中最温暖的一段时期; 2) 人类活动导致的温室气体增加很可能是 20 世纪中叶以来全球变暖的主要原因; 3) 基于模式预估结果, 如果未来温室气体的排放不能大幅降低, 与 1980—1999 年相比, 2090—2099 年的全球平均温度将上升 $1.1 \sim 6.4^{\circ}\text{C}$ 。

位于亚欧板块与印度洋板块交界处的青藏高原地形独特, 平均海拔在 4000m 以上, 被誉为“世界屋脊”。青藏高原的大地形对全球气候系统有着重要的影响, 数千万年来, 随着它的不断隆升, 强烈的热力学和动力学作用改变了大气环流形势, 形成高原季风, 并加强了南亚季风和东亚季风, 为这些地区带来了充沛的降水, 使东亚(包括中国



东部地区)和南亚等地逐渐暖湿化, 而青藏高原则因其本身的隆起而逐步寒旱化。一些研究表明, 青藏高原对全球变化的响应异常敏感, 很可能是全球变暖的“启动区”。另一方面, 由于高原地理位置独特, 自然环境相对恶劣, 脆弱的高原生态系统对气候变化非常敏感。

湿地是地球上最具生产潜力的系统之一, 它不仅可以固碳、储碳, 还能够向临近的水系或下游地区释放可溶解有机碳(DOC)与微粒有机碳(POC)(IGBP 报告 46, 1998)。湿地在生物地球化学循环中扮演着非常重要的作用, 并与全球变化相互影响作用。然而, 在包括青藏高原在内很多发展中地区, 一方面, 土地利用的不断变化使得越来越多的湿

地趋于消失;另一方面,在不断增加的人口压力下,人们不得不将一些湿地转为农田或牧场以满足日益增长的食品需求;与此同时,快速的全球变暖也给湿地的发育带来了潜在的威胁。因此,在全球变暖的大背景下,要有效地保护并合理利用高原湿地,对气候变化、湿地特征及相关领域的科学理解尤其重要,只有如此,才能确定出湿地保护的优先措施。

1.1 青藏高原过去 2000 年气候变化概况

过去 2000 年的历史气候与环境演变是古全球变化研究(PAGES)中一个非常重要的时段。这段时期不仅是人类活动对地球影响最大的一个阶段,也是人类历史气候记录(历史文献)与自然气候记录(冰芯、树轮、湖泊沉积、孢粉等)可以重叠的一段时期。中世纪暖期(MWP)和小冰期(LIA)则是过去 2000 年中两个典型且倍受关注的气候时期。



20 世纪 80 年代以来,中国科学院在历史文献资料稀少的我国西部地区开展了大规模的冰芯和树木年轮样品采集和分析工作,积累了可贵的古气候代用资料,在此基础上,很多学者重建了该区域的气候序列。冰芯和树木年轮是两种重要的高分辨率古气候代用资料。一方面,冰原和冰盖一直被认为是记录大气历史变化的资料库,其中既有过去气候变化的指示,也有其他环境因子变化的记录,通常

冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值用来指示温度变化,而冰川累积率用来指示降水变化;另一方面,由于定年准确、连续性好、分辨率高且分布范围广,在过去千年左右尺度的气候重建中,树轮资料的应用极为广泛,通常树轮宽度与密度是对树木生长环境的最好指示。与上述自然气候记录相比,利用对不同时期冷暖、物候以及作物分界线变化等人类记录重建的气候信息要更为可靠,但较难量化,且很容易受到记录分析者的主观影响。

1.1.1 历史温度变化

吴祥定等(1981)曾利用树木年轮资料恢复了拉萨地区近 2000 年的年平均温度等级变化曲线(如图 1.1 所示),图中可以看出,在基督纪元早期,气候相对寒冷,到公元 6 世

纪开始进入相对温暖的阶段,然而由于缺乏 7—12 世纪的树轮资料,因此并不能很好地解释在古里雅冰芯(公元 901—1100 年,公元 1201—1405 年)和都兰树轮(公元 819—1086 年)中都有一定的体现的中世纪暖期(图 1.1 中此段时期的温度是历史文献记录的重建结果,用虚线补充绘制)。此后,高原进入小冰期,气候又开始变得寒冷,寒冷程度在 17 世纪中期最为突出。尽管小冰期内也有短暂的温暖阶段,更多的证据表明高原在这个时期表现出了不寻常的寒冷气候。这个冷期中,高原上主要的山岳冰川都有了显著的发展,直到 19 世纪中期。

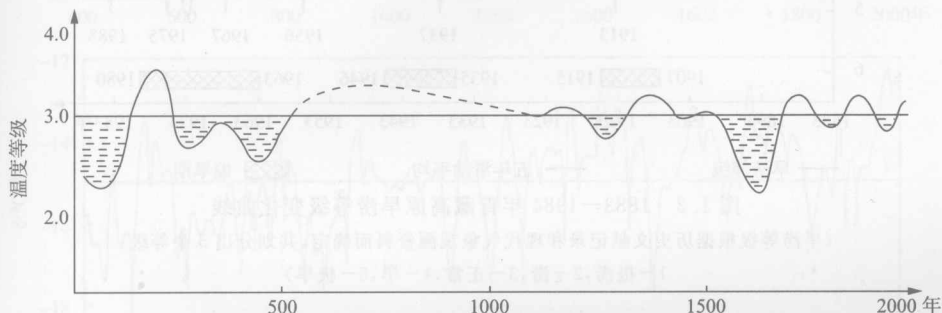


图 1.1 拉萨地区过去 2000 年的温度等级变化曲线

(实线为树木年轮资料重建结果,虚线为历史文献资料重建结果,温度等级标准根据气候观测数据制定,图中的曲线为重建温度的 50 年滑动平均值,对应的 X 轴为滑动截止年。Y 轴表示温度等级,

其中 3 表示正常温度,大于 3 表示偏暖,小于 3 表示偏冷。)

1.1.2 历史旱涝变化

洪水暴发的时间和持续长度是控制湿地生态过程的重要环境因子之一。洪水可以带来大量的营养并创造出适合植物与微生物生长的物理环境,而湿地水文状况的变化将严重影响湿地的上述功能。利用历史文献恢复的青藏高原过去 100 年旱涝等级变化的研究表明(图 1.2),过去 100 年间,青藏高原经历过 3 个雨水偏多的时期(1883—1906 年,1916—1934 年和 1947—1962 年)和 3 个偏旱的时期(1907—1915 年,1935—1946 年和 1963—1980 年)。其中雨水偏多的时期较短,而偏旱的时期相对较长,1883—1984 年间,第一个偏旱期为 9 年,第二个为 12 年,而第三个长达 21 年。此外,还有类似于地下水位降低等自然现象和其他环境因子变化的记录,也都充分体现了高原变干的趋势。然而一些研究也表明,高原上曾经有过比 20 世纪严重得多的干旱,这种干旱出现在 15 世纪中后期和 17 世纪末 18 世纪初。

此外,历史文献资料重建的 1803—1958 年间青藏高原洪水的时空分布特征还表明: 1) 19 世纪到 20 世纪中期,青藏高原的旱涝变化较为频繁,19 世纪 40 年代到 80 年代洪水频发,1924—1954 年间则出现了严重的干旱; 2) 高原洪水的空间分布差异非常明显,“雅鲁藏布—拉萨—尼洋河”流域洪水较多,其中日喀则与山南地区洪水暴发频率最高,拉萨与林芝地区次之,而在昌都、阿里和那曲一带几乎很少有洪水发生; 3) 高密度的持续降水

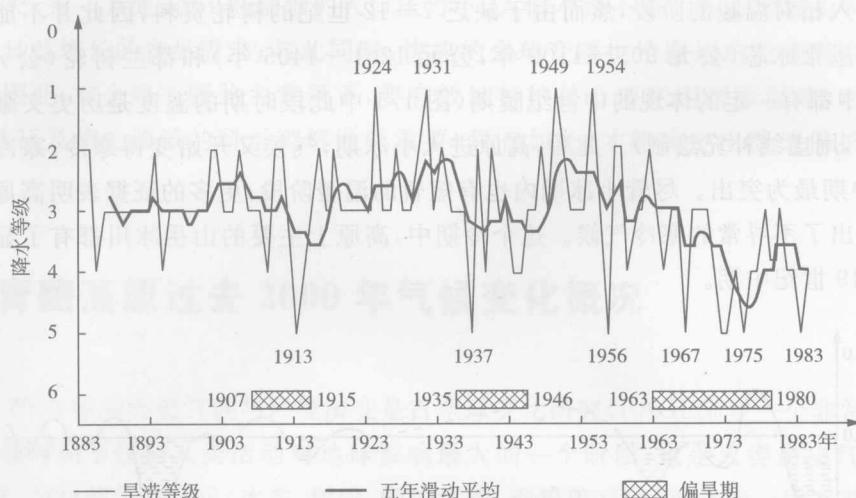


图 1.2 1883—1984 年青藏高原旱涝等级变化曲线

(旱涝等级根据历史文献记录和现代气象观测资料而确定,共划分出 5 个等级:

1—极涝,2—涝,3—正常,4—旱,5—极旱)

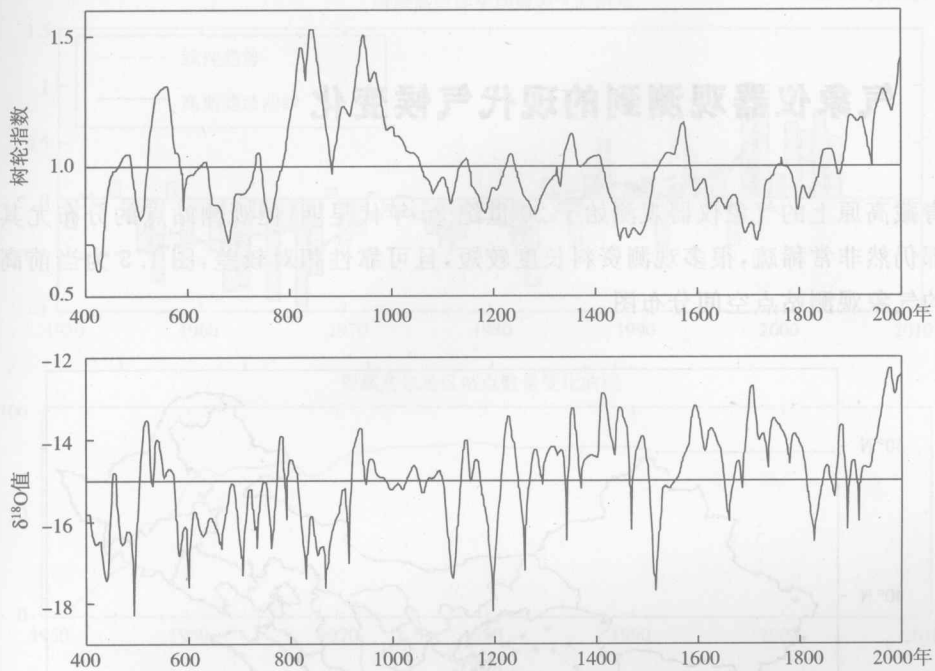
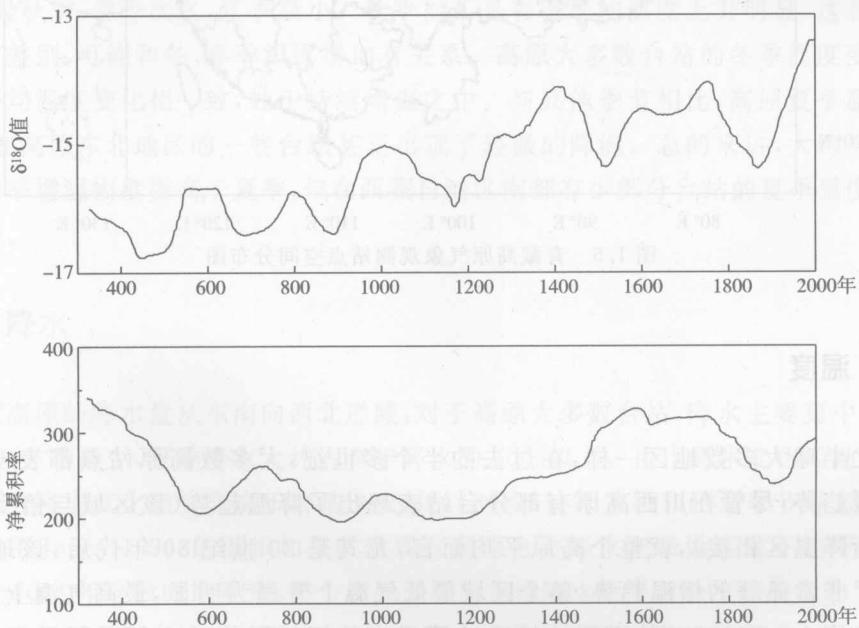
是高原洪水暴发的主要驱动因子。

1.1.3 古里雅冰芯与都兰树轮

古里雅冰芯(姚檀栋等, 2001)与都兰树轮(康兴成等, 2000)为两组高分辨率的代用气候资料。研究表明,古里雅冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与都兰树轮指数都对过去的温度变化有一定指示作用。如图 1.3 所示,过去 2000 年间,两条序列所指示的温度都在波动中不断增加,而 20 世纪以来的增温尤其显著;两条序列都记录了小冰期的三个寒冷阶段,但也同时表明小冰期并不是过去 2000 年中最寒冷的阶段,公元元年后较早的几个世纪很有可能比小冰期更为寒冷。此外,两条记录也表现出了一定差异,都兰树轮指数对中世纪暖期的表现非常明显,而该暖期在古里雅冰芯中的表现却非常微弱;中世纪暖期后,都兰树轮所指示的温度开始逐步下降,直到 19 世纪,而同一阶段,古里雅冰芯所指示的温度则在波动中不断上升。这样的差异可能来自两个代用资料采样点间的局地气候差异,也可能源自代用资料本身在定年与对温度指示程度上的误差。

古里雅冰芯中冰川净累积率记录的降水变化表明(见图 1.4),在古里雅采样点附近,公元 5—15 世纪为一个相对早期,此后降水逐步增加,到 18 世纪晚期开始有所回落,而 20 世纪后又开始显著增加。研究表明,古里雅冰芯的正累积阶段大致对应着中国东部的早期;此外,古里雅冰芯所记录的旱涝变化与秘鲁 Quelccaya 冰盖的记录间也表现出了很好的遥相关关系。

对古里雅冰芯记录的温度($\delta^{18}\text{O}$)和降水(净累积率)变化的相关分析表明,两个气候要素在较长尺度上存在着正相关,然而,在相对较短的时间尺度内,温度和降水变化并未

图 1.3 过去 2000 年古里雅冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与都兰树轮指数图 1.4 古里雅冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和冰川净累积率记录

注:图中曲线均为 10 年滑动平均值

表现出同步性,也就是说,温度的冷暖交替可能要较降水的变化更为频繁。此外,尽管温度和降水在世纪尺度上正相关,降水还是要较温度滞后 50~100 年,这样的滞后现象在

冷期要更为明显。

1.2 气象仪器观测到的现代气候变化

青藏高原上的气象仪器观测始于 20 世纪 50 年代早期,但观测站点的分布尤其在高原西部仍然非常稀疏,很多观测资料长度较短,且可靠性相对较差,图 1.5 为当前高原上主要的气象观测站点空间分布图。

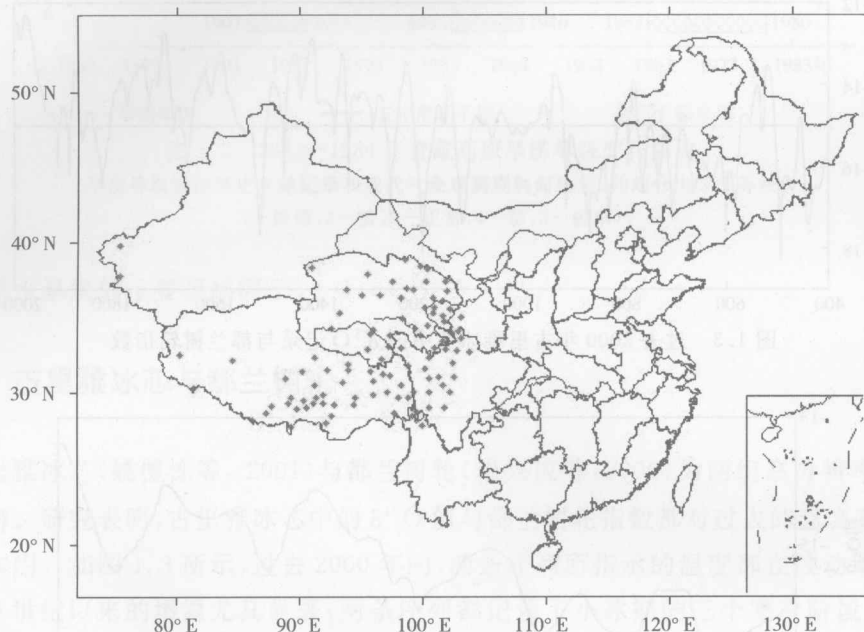


图 1.5 青藏高原气象观测站点空间分布图

1.2.1 温度

与北半球大多数地区一样,在过去的半个多世纪,大多数高原站点都表现出了显著的增暖趋势,尽管在川西高原有部分台站表现出了降温趋势(该区域与倍受关注的中国西南降温区相接),就整个高原平均而言,尤其是 20 世纪 80 年代后,该地区还是表现出了非常显著的增温趋势,整个区域最低气温上升最为明显,最高气温上升较少。图 1.6 为用 Jones(1996)的面积加权法计算得出的区域平均地表气温距平变化曲线,1951—2004 年间整个高原年平均地表气温增温率达到 $0.17^{\circ}\text{C}/10$ 年,其中 7 个极暖年份都发生在 20 世纪 80 年代以后。

高原增暖的季节差异非常显著。统计表明,大多数高原站点的冬季温度年间变幅最

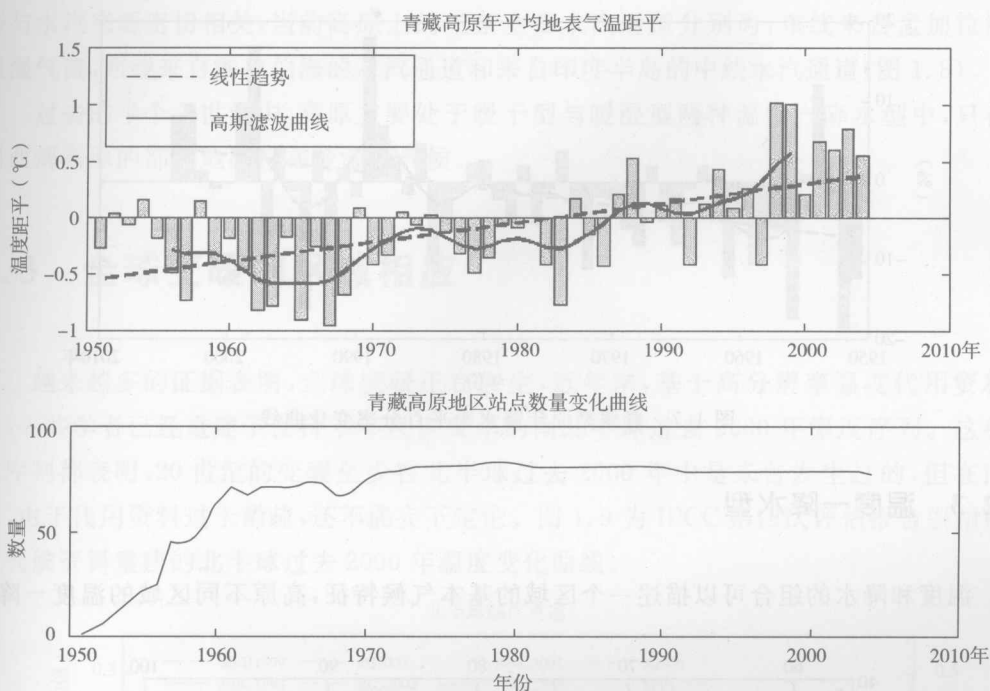


图 1.6 青藏高原年平均地表气温距平变化趋势和站点数历年变化

大,然后是秋季,春季次之,夏季最小。秋季而不是春季平均温度上升明显,这和其他地区有差别,可能和冬、春季积雪增加有关系。高原大多数台站的冬季温度变化趋势都和年平均温度变化相一致,处于持续增温之中。与其他季节相比,高原夏季温度的增幅很小,在高原东北地区的一些台站甚至出现了轻微的降温。总的来讲,大约 3/4 的高原台站冬季增温幅度要高于夏季,仅在西藏自治区南部有少部分台站的夏季温度增幅要高于冬季。

1.2.2 降水

青藏高原的降水量从东南向西北递减,对于高原大多数台站,降水主要集中在夏季,春季次之,冬季最少,夏季降水大约占全年降水的 50% 以上。由于降水变化局地性较强,整个高原的降水变化趋势取决于台站选取、统计时段、计算方法和研究季节等多重因素。图 1.7 为用 Jones(1996)的面积加权法对现有高原台站降水记录做区域平均所得结果,从 1951—2004 年这段时期看来,整个高原平均的年均降水距平百分率呈增加趋势。

但由于气象观测台站分布不均匀,加之降水变化的空间一致性比较差,目前的统计方法可能还无法准确反映整个区域平均的变化情况。从现有台站记录看来,降水增加的台站仅占有高原台站的 45%。这些站点主要分布在西藏北部的那曲,喜马拉雅北坡和雅鲁藏布—拉萨—尼洋河流域。

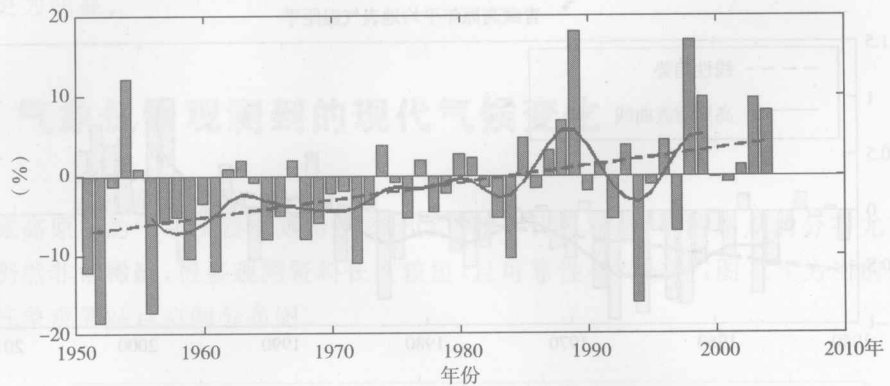


图 1.7 青藏高原年降水距平百分率变化曲线

1.2.3 温度—降水型

温度和降水的组合可以描述一个区域的基本气候特征,高原不同区域的温度—降水

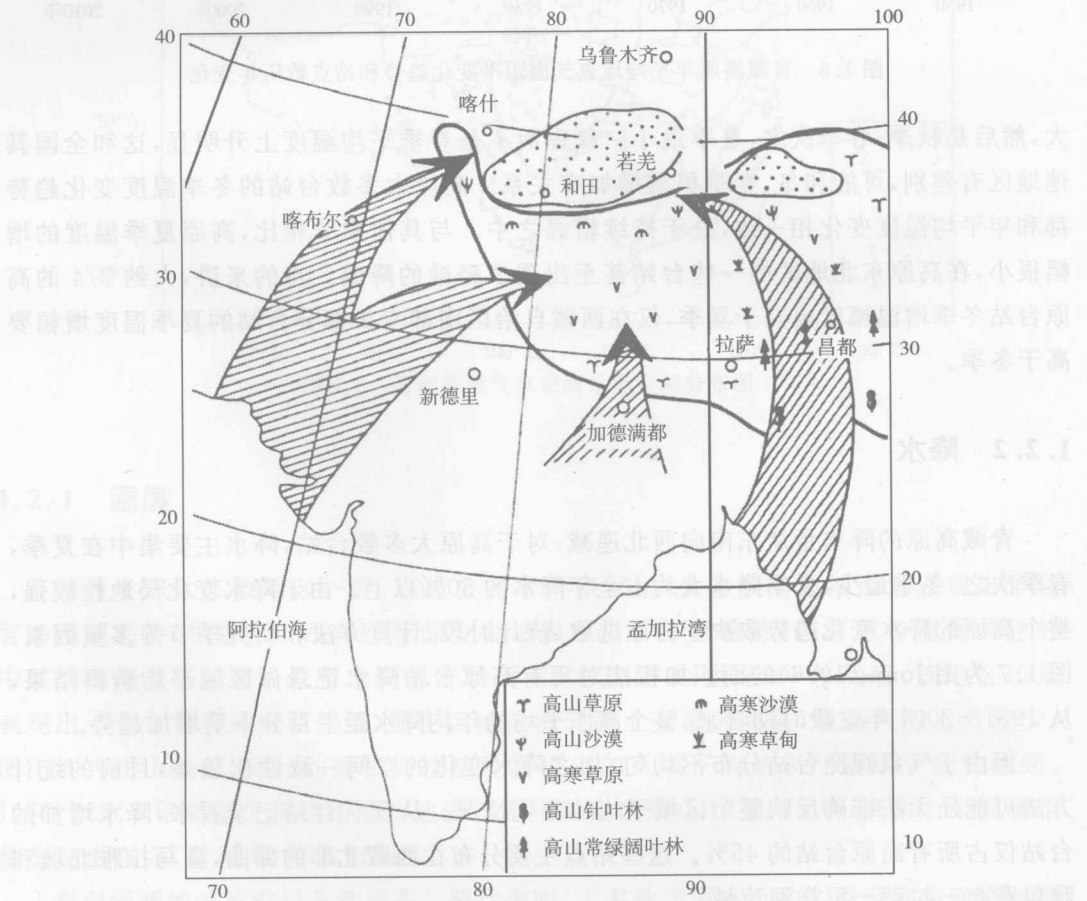


图 1.8 青藏高原水汽传输通道及植被分布图

型与水汽来源密切相关,当前高原上的三条主要水汽通道分别为:东线来自孟加拉湾的暖湿气流,西线来自阿拉伯海的水汽通道和来自印度半岛的中线水汽通道(图 1.8)。

过去的半个多世纪中,高原主要处于暖干型与暖湿型两种温度-降水型中,只在四川西部高原的部分地区存在冷湿型气候。

1.3 全球变暖的区域相应

越来越多的证据表明,全球变暖正在发生,近年来,基于高分辨率温度代用资料序列,一些学者已经重建了保持千年尺度变率的南北半球过去 2000 年温度序列。这些重建序列都表明,20 世纪的变暖至少在北半球过去 2000 年中是未曾发生过的,但在南半球,由于代用资料过于稀疏,还不能妄下定论。图 1.9 为 IPCC 第四次评估报告引用的代用气候资料重建的北半球过去 2000 年温度变化曲线。

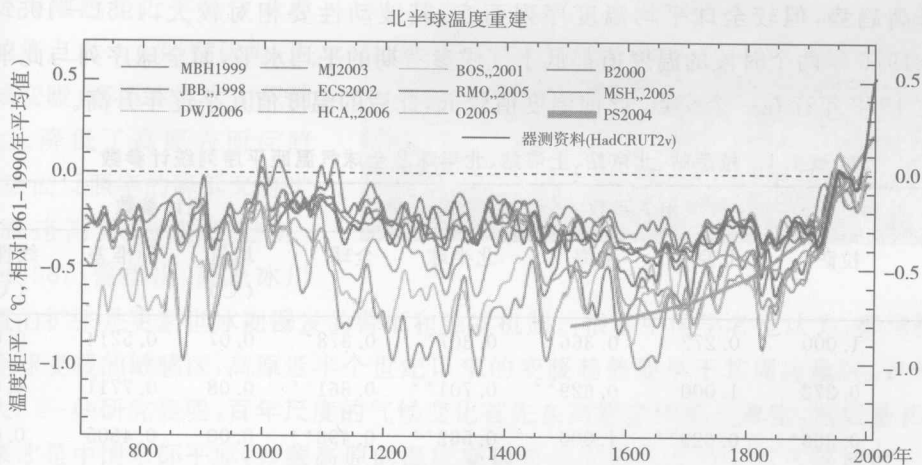


图 1.9 北半球过去 2000 年温度重建序列

1.3.1 青藏高原温度变化的空间分布特征

20 世纪 80 年代后,绝大多数高原站点的温度距平转为正值,并开始持续显著升高,但高原上不同站点在变暖幅度和增暖持续时间上都存在着很大的空间差异。有研究认为,青藏高原及其周边地区的增暖趋势随海拔高度的增加而增加;从增暖持续时间上来看,西藏南部最早进入暖期,雅鲁藏布大峡谷和周边地区开始于 20 世纪 80 年代早期,最后是十全河和甘孜地区,在 80 年代末 90 年代初才开始进入持续增温状态。总体来看,高原西南地区持续增温开始的时间较早,此后该趋势随时间向高原东北方向推移。

1.3.2 青藏高原与中国东部地区、北半球及全球温度变化的比较

高原地区和中国东部平原区的气候变化存在着非常显著的差异,下面将以拉萨站作为高原站点代表,与东部平原区的北京站、上海站及整个北半球与全球 1951—2002 年的温度变化进行比较,该比较结果将在一定程度上解释中国东部平原区与高原地区对全球变暖的不同响应。

拉萨站在 20 世纪 50 年代相对温暖,到 1959 年开始进入一个相对寒冷的阶段,直到 1971 年,此后,在经历了 1972—1976 年的一段暖期,和 1977—1983 年的相对寒冷阶段后,该站点开始处于显著的持续增温阶段,而温度距平序列(气候参考期为 1961—1990 年)也在这一阶段达到了 1.7℃ 的极大值。整条温度距平序列在 1981—2002 年间几乎全部为正值,其增暖幅度比表 1.1 中的其他 4 条序列都要高,而与拉萨站和北京站相比,上海站的温度变幅要相对较小。对于北半球温度序列,1951—2002 年间,尽管整体温度呈显著升高趋势,但较全球平均温度序列而言,其波动性要相对较大,1951—1957 年及 1964—1976 年两个时段的温度值都低于气候参考期的平均水平,而全球序列与此平均水平仅在 1978 年存在一个交点,此前温度值较低,此后的温度值几乎逐年升高。

表 1.1 拉萨站、北京站、上海站、北半球及全球气温距平序列统计参数

	相关系数					统计参数		
	拉萨	北京	上海	北半球	全球	均值 (℃)	标准差	线性趋势 (℃/a)
拉萨	1.000	0.272	0.366*	0.307*	0.378*	0.07	0.5214	0.0176
北京	0.272	1.000	0.629**	0.701**	0.661**	0.08	0.7711	0.0273
上海	0.366*	0.629**	1.000	0.562**	0.498**	0.00	0.4805	0.0131
北半球	0.307*	0.701**	0.562**	1.000	0.933**	0.06	0.1791	0.0063
全球	0.378*	0.661**	0.498**	0.933**	1.000	0.04	0.1555	0.0058

注: * 表示相关超过 0.05 的显著水平, ** 表示相关超过 0.01 的显著水平

从表 1.1 中的数据可以看出,拉萨、北京、上海、北半球和全球都存在着明显的升温趋势,且几条温度序列间都存在着显著的正相关。在三个城市站中,北京站温度增幅最高,与北半球和全球温度序列的相关也最高;拉萨站的温度变化和上海站及全球的相关要较和北京站与北半球的相关高;北京站和上海站的温度序列与北半球和全球的温度序列相关都要较拉萨站高。上述结果在一定程度上反映了平原站点和高原站点对全球变暖的不同响应,其差异既可能来自区域差异或海拔高度的不同,也可能来自人类活动的影响。