

密级: _____



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

北极 Svalbard 地区冰川物质平衡研究

作者姓名: _____ 叶万花 _____

指导教师: _____ 王飞腾 副研究员 _____

_____ 中国科学院西北生态环境资源研究院 _____

学位类别: _____ 工程硕士 _____

学科专业: _____ 环境工程 _____

培养单位: _____ 中国科学院西北生态环境资源研究院 _____

二零一七年六月

Glacier mass balance variation of Svalbard, Arctic

**A Thesis Submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
In partial fulfillment of the requirement
For the degree of
Master of Engineering**

By

Ye Wanhua

Thesis Supervisor: Vice Professor Wang Feiteng

**Northwest Institute of Eco-Environment and Resources,
Chinese Academy of Sciences**

June 2017

中国科学院大学

研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。

本声明法律责任由本人承担。

作者签名： _____ 日 期： _____ 年 月 日

中国科学院大学

研究生学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院西北生态环境资源研究院有关保存和使用学位论文的规定，知识产权归中国科学院西北生态环境资源研究院。同意中国科学院西北生态环境资源研究院保存或向国家有关部门及机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；授权中国科学院西北生态环境资源研究院可以将学位论文的全部或部分内 容编入有关数据库进行检索，采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离院后发表、使用论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为中国科学院西北生态环境资源研究院。

涉密的学位论文在解密后适用本声明。

作者签名： _____ 导师签名： _____

日 期： _____ 年 月 日 日 期： _____ 年 月 日

摘要

冰川变化研究是极地冰冻圈科学的主要研究内容之一,也是目前国内外气候环境变化研究的热点内容之一。Svalbard 地区大部分冰川面积较小 ($<5\text{km}^2$), 亚极地型或多热型冰川居多,冰川物质平衡对气候变化十分敏感,是北极对气候变化响应最迅速的地区之一。Svalbard 地区冰川的积累和消融影响着全球海平面的变化以及该地区河流水文状况和峡湾的淡水流量。因此,该地区成为国际上进行冰川物质平衡观测的重点地域,也是全球气候环境变化的理想监测场所,对该地区冰川变化的研究有利于正确认知冰川响应全球气候变化的机理及气候变化的总趋势。本文以北极 Svalbard 地区 15 条冰川物质平衡、平衡线高度数据为基础,讨论了该地区冰川物质平衡变化、平衡线高度时空分布和有效物质平衡梯度的时空变化特征。此外,文中还对高亚洲、阿尔卑斯山冰川物质平衡变化和平衡线高度时空分布特征进行分析,并与 Svalbard 地区的冰川变化进行对比研究,以期在更大的区域范围内认识冰川对不同区域气候环境的响应机理,为我国生态环境的可持续发展提供决策依据。

研究结果如下:

(1) Svalbard 地区近年来有较长时间序列 (7 a 以上) 的各冰川自有观测记录以来,除 Hansbreen 冰川外,其它几条冰川物质平衡都趋向负平衡。各冰川 (有 10 a 以上物质平衡序列) 在 2000s 负物质平衡值较大。夏平衡是年平衡变化的主要驱动因素。

(2) Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度在空间上: 随着纬度的升高,有效物质平衡梯度减小; 随着海拔高度的升高,有效物质平衡梯度减小。在时间上: 较低纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈减小趋势,较高纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈增大趋势。

(3) 北极 Svalbard 地区和高亚洲冰川物质平衡年振幅较低且年际变化较小,相反,阿尔卑斯山冰川物质平衡年振幅较高且年际变化较大。Svalbard 地区冰川物质平衡趋向正平衡,阿尔卑斯山和高亚洲冰川物质平衡趋向负平衡。北极 Svalbard、高亚洲和阿尔卑斯山区冰川近 48 年来均呈加速消融态势。高亚洲和 Svalbard 地区冰川消融速率变化趋势相似,消融较快的时段均是在 1970s 初至

1980s 中期, 阿尔卑斯山冰川自 1980s 初至今消融速率远大于高亚洲和 Svalbard 地区。

(4) 在空间上: Svalbard 地区冰川平衡线高度呈随纬度升高, 平衡线高度升高, 由沿海向内陆, 随海拔高度的升高, 平衡线高度升高的总趋势; 高亚洲冰川随着纬度的升高, 平衡线高度降低, 自东向西, 距离海洋由近及远, 平衡线高度升高, 自青藏高原周边地区向高原内部, 平衡线高度呈升高趋势; 阿尔卑斯山在 $12\sim 14^{\circ}$ E 之间的几条冰川平衡线高度均在 3075 m 以下, $7\sim 12^{\circ}$ E 之间的冰川平衡线高度波及最高和最低范围, 没有明显的分布规律。在时间上: Svalbard 地区较长时间序列冰川 (7 a 以上) 自有观测记录以来, Hansbreen 冰川平衡线高度是下降的, 其他几条冰川平衡线高度均是升高的, 冰川平衡线高度在 2000 s 出现了 1970~2009 年间的最高值; 高亚洲定位监测冰川在近 50 多年来平衡线高度呈现出不同程度的升高趋势。1962~2008 年间, 七一冰川平衡线高度升高速度最快, 乌源 1 号冰川升高速度最为缓慢; 阿尔卑斯山近 60 多年来冰川平衡线高度均呈升高趋势, 1967~2011 年间, 平衡线高度升高幅度最大的是位于阿尔卑斯山西部的 Gries 冰川, 升高了约 496 m。1968~2012 年间, 三个地区 12 条冰川中, 阿尔卑斯山冰川平衡线高度升高幅度最大, 依次是高亚洲阿尔泰山 Maliy Aktru 冰川, 高亚洲天山东段乌源 1 号冰川, 北极 Svalbard 地区 Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川, 升高幅度最小的是高亚洲天山西段 Ts. Tuyuksuyskiy 冰川。

关键词: 北极 Svalbard 地区, 冰川, 物质平衡, 平衡线高度, 时空分布

ABSTRACT

The study of glacier variation is one of the main contents of the polar cryosphere science and also one of the hot contents of environmental change research at home and abroad at present. Most glaciers in Svalbard are small ($<5\text{km}^2$) and of sub-polar or polythermal type, hence, glacier mass balance in Svalbard are very sensitive to climate change. Svalbard becomes one of the most remarkable and rapid response regions to climate change in arctic. Global sea level, the flux of fresh water in fjords and river hydrological condition in Svalbard are influenced by the accumulation and ablation of glaciers in this area. Therefore, it became the key area for the monitoring of glacier mass balance and the climatic and environmental change at the international level. It is important for us to study glacier change in this area to understand the trend of climate change and the response mechanisms of glacier to global climate change.

In this paper, the mass balance and equilibrium line altitudes (ELAs) of 15 glaciers in Svalbard are used to analyze the variation trend of the mass balance, the temporal and spatial distribution of the ELAs and the effective mass balance gradients. Additionally, the variation of mass balance and temporal and spatial distribution of ELAs of the glaciers of High Asia and Alps were discussed, in order to made a comparison with the glaciers in Svalbard to be familiar with the response mechanisms of the glaciers in different regions to climate change in a greater regional scale, and provide decision basis for the sustainable development of ecological environment for our country.

The main results are as following:

(1) For the past few years, glaciers with long time sequence of observational records(above 7 years) in Svalbard are tend to negative mass balance, except for Hansbreen, ever since the nitiation of observation. The negative mass balance of each glacier(above 10 years) was larger in 2000s. Of all the observed glaciers in Svalbard, the annual mass balance were in consistent with summer mass balance.

(2) Spatially, the effective mass balance gradients decreased with the increase of the latitude and elevation. Temporally, the effective mass balance gradients of glaciers in lower latitude was decreased, and increased in higher latitude.

(3) Mass balance of glaciers in Alps with higher amplitude and larger interannual variability, on the contrary, glaciers in High Asia and Svalbard was lower and smaller. Mass balance of glaciers in Alps and High Asia emerged negative tendency, while glaciers in Svalbard was positive. In the last 48 years, the ablation rates of glaciers in Svalbard, High Asia and Alps have been accelerated. The ablation rates of glaciers in Svalbard and High Asia were similar, the fastest rate happened during early 1970s and mid-1980s, while the ablation rates of glaciers in Alps was much larger than glaciers in Svalbard and High Asia, since 1980s.

(4) ELAs of surveyed glaciers in High Asia follow the latitudinal zonation, longitudinal zonation and regional zonation, that is, firstly, ELAs decrease with the increase of latitude, secondly, ELAs increase with the increase of the distance with the ocean, finally, ELAs increased from the surrounding areas of the qinghai-tibet plateau to inner plateau. ELAs of glaciers in Svalbard increase with the increase of latitude and elevation. ELAs of monitored glaciers between 12~14 °E in Alps below 3075 m, while the ELAs of glaciers between 7~12 °E have no obvious regulation and involved in maximum and minimum range.

Ever since the dawn of observation records of glaciers in Svalbard, the ELA of Hansbreen was decreased, while the ELAs of several other glaciers were increased. The ELAs of glaciers in 2000s were the highest during 1970~2009. In the last 50 years, the ELAs of glaciers in High Asia increased to variously extent. During 1962~2008, the ELA of Qiyi glacier increased fastest while the ELA of Urumqi Glacier No.1 increased slowest. ELAs of surveyed glaciers in Alps were increased in the last 60 years. During 1967~2011, the ELA of Gries glacier increased about 496 m, which was the largest among them.

During 1968~2012, ELAs of 12 glaciers in these regions were increased to variously extent. Among them, the ELAs of glaciers in Alps increased the largest, followed by Maliy Aktru glacier in Altay, Urumqi glacier No.1 in eastern Tianshan,

ABSTRACT

Austre Broeggerbreen and Midtre Lovenbreen in Svalbard, the last was Ts. Tuyuksuyskiy glacier in weatern Tianshan.

Key Words: Svalbard, glacier, mass balance, equilibrium line altitude(ELA) , temporal and spatial distribution

目 录

摘要.....	I
ABSTRACT.....	III
目 录.....	VII
第一章 绪论.....	1
1.1 理论基础.....	1
1.1.1 冰川和冰川变化.....	1
1.1.2 冰川物质平衡、平衡线高度及有效物质平衡梯度.....	1
1.2 研究背景及意义.....	2
1.3 国内外研究进展.....	3
1.3.1 国外研究进展.....	3
1.3.2 国内研究进展.....	5
第二章 研究区概况.....	7
2.1 地理位置.....	7
2.2 气象与气候.....	8
2.3 地质与地貌.....	8
2.4 冰川.....	9
第三章 北极 Svalbard 地区冰川物质平衡.....	13
3.1 数据来源.....	13
3.2 研究方法.....	14
3.3 结果分析.....	14
3.3.1 北极 Svalbard 地区气温降水变化特征.....	14
3.3.2 北极 Svalbard 地区冰川物质平衡变化特征.....	16
3.3.3 北极 Svalbard 地区冰川平衡线高度时空分布特征.....	21
3.3.4 北极 Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度时空变化特征.....	24
3.4 结论.....	29
第四章 北极 Svalbard、高亚洲和阿尔卑斯山冰川物质平衡对比分析.....	31
4.1 研究区概况.....	31
4.2 数据来源.....	31
4.3 研究方法.....	35
4.3.1 单点物质平衡观测与计算.....	35

4.3.2 整条冰川物质平衡计算.....	35
4.3.3 平衡线高度的确定.....	36
3.3.4 区域冰川物质平衡计算.....	36
4.4 结果分析.....	36
4.4.1 区域冰川物质平衡变化特征对比.....	36
4.4.2 各区域内部冰川累积物质平衡变化特征对比.....	39
4.4.3 区域冰川平衡线高度时空分布特征对比.....	43
4.5 结论.....	49
第五章 结论与展望.....	51
5.1 主要结论.....	51
5.2 不足与展望.....	53
参考文献.....	55
致谢.....	65
个人简历.....	67

第一章 绪论

1.1 理论基础

1.1.1 冰川和冰川变化

冰川是地球上由降雪和其它固态降水积累、演化形成的处于流动状态的冰体，被视为气候系统发生变化的记录器、指示器和放大器，是监测全球气候变化的关键因子之一。气温、降水和地形是其形成和发育的三个必要条件^[1]。

冰川变化是冰川物理性质、冰川物质平衡和冰川规模的时空变化，是冰川对气候变化响应的结果。广义的冰川变化被视为气候系统变化的内涵之一，是自然强迫和人类活动影响共同结果^[1]。气温、降水等因子的变化引起冰川上积累量和消融量的增加或减少，其表现形式为冰川物质平衡、平衡线高度、面积、末端位置、高程、运动速度和冰储量等的变化^[1-6]。冰川变化对水资源、水循环、海平面升降、大气环流、气候与环境等有重要影响，与区域经济社会发展关系密切，为全球气候变化提供了有力证据。冰川变化对气候变化的响应在时间上具有滞后性，冰川规模及其性质决定了其滞后时间的长短。

1.1.2 冰川物质平衡、平衡线高度及有效物质平衡梯度

冰川物质平衡（glacier mass balance）是单位时间内冰川上以固态降水形式为主的物质收入（积累）和以冰川消融为主的物质支出（消融）的代数和^[1]，是冰川变化与气候变化之间的关键因子^[7-8]。一条冰川长期的状态是由其物质收支（总积累、总消融和冰崩）决定的。这些过程首先取决于其气候和地貌背景，其次是冰力学的细节。例如，当物质平衡随高度线性增加，净平衡完全取决于冰面平均高程，可以通过计算物质平衡来认识冰川面积与其平均厚度之间的关系。通过大量冰川、气象和地形等的野外实地观测，使用不同的能量参数对物质平衡（包括温度指标法、平衡线法、度日模型及能量平衡模型等）进行模拟重建，有利于物质平衡模型的发展^[9-10]。冰川物质平衡变化是冰川规模及其融水径流发生变化的物质基础^[11-12]，其变化对所在地区的淡水资源供应有着深刻的影响^[13]。对冰川物质平衡进行观测是冰川变化研究的重中之重，是全球气候变化监测不可或缺的一部分。

冰川上某一时段内物质平衡为零的所有点的连线称为物质平衡线。没有特别

说明时的平衡线通常指年平衡线,即物质平衡年末冰川表面积累量和消融量的代数和为零的点的连线。以冷渗浸和渗浸—冻结成冰为主的大陆型冰川,平衡线与粒雪线下界之间有一个附加冰带,附加冰带的下界为平衡线^[1]。冰川表面平衡线所对应的平均海拔高度称为平衡线高度(equilibrium line altitude, ELA),是冰川积累区和消融区分界线的海拔,对气候的变化极其敏感,是一个地区能否发育冰川的标志^[14-16]。平衡线高度的变化与冰川的前进、后退或消亡联系密切,是气候变化最直接的反映,被作为衡量冰川变化的重要指标,也可用于重建古气候和预测未来冰川变化^[17-18]。

有效物质平衡梯度是冰川年物质平衡与冰川在该年的零平衡线高度与平衡线高度之差相除的结果,在冰川学中通常用来反映平衡线高度随物质平衡的变化^[19]。它与冰川所处的气候环境及地形形态有关,并影响冰川与外界的物质交换及冰川的物理性质。

1.2 研究背景及意义

北极特殊的生态环境和地表特征使其在全球变化研究中有着举足轻重的地位,是全球变化的敏感区^[20]。我国是易受气候自然灾害影响的脆弱地区,北极地表特征和大气环流和对我国的气候和生态环境有着直接的影响。我国长江流域的汛期水量、北方频繁的沙尘暴和森林火灾等都与北极的变化有着密切的关系。

19世纪后期以来全球变暖速率加快,全球冰川大面积退缩,对全球水循环产生了深刻的影响(IPCC 5)。近100年来,北极气温升高速度约为全球平均速率的两倍,且大部分北极冰川属于温冰川,其响应全球增暖的速度要比南极冰盖更迅速。近400年来,北极地区格陵兰冰盖南部边缘消融显著,海冰范围、厚度及多年冰面积均在减小,年消融期日数增加,大陆积雪和冻土覆盖面积减小,淡水径流量、降雨量和融雪增加,由此形成的冰盖消融凸显北极航运战略位置和北极丰富的油气资源等优越条件引起全球科学家的普遍关注,使其成为国际上研究的热点。随之有关极区冰川变化的研究也存在着很多争议^[21-24]。

19世纪末20世纪初,北极 Svalbard 地区冰川面积与它们在末次小冰期时的最大范围相当。自1900年起,该区冰川跟全球其他地区一样,发生普遍减薄和退缩,且冰川退缩一直在持续,只出现过偶然的前进,末端在陆地的冰川在过去的100年里退缩了1~2 km,冰川上游冰厚度减薄速率增加显著^[25-26]。斯匹次卑

尔根群岛南部冰川在 1900~1980 年间冰储量减少了约 20%，面积减少了约 12%^[27]。

Svalbard地区冰川大部分为小冰川($<5\text{km}^2$)，冰川类型多为亚极地型或多热型，冰川物质平衡对气候变化十分敏感，是北极对气候变化响应最迅速的地区之一^[28]。冰川的积累和消融影响着该地区河流水文状况和峡湾的淡水流量，并在一定程度上影响着全球海平面的变化，成为国际上冰川监测研究的重点区域，是气候环境变化的理想监测场所。对该地区冰川物质平衡动态变化进行研究有利于正确认知冰川响应全球气候变化的机理及气候变化的总趋势，捕捉全球气候变化的初始信号，为我国生态环境的可持续发展提供决策依据。

1.3 国内外研究进展

1.3.1 国外研究进展

Svalbard 地区冰川物质平衡监测始于 20 世纪 50 年代，大部分的观测是在斯匹次卑尔根岛西部和中部的的小冰川上进行的^[29-30]。1950~1968 年间挪威极地研究所在 Van Keulenfjorden 南部的 Finsterwalderbreen (33.8 km^2) 冰川上开始了物质平衡研究。每两年监测一次，观测在 8 月中旬结束，消融季末的消融被加到下一个两年的物质平衡中。冰川物质平衡在这一时段内仅出现了两次正值，冰川体积减小、冰面高程降低，冰川稳定退缩^[31]。位于斯匹次卑尔根岛西北部 Kongsfjorden 地区的 Austre Broggerbreen (6.1 km^2) 和 Midre Lovenbreen (5.5 km^2) 冰川是 Svalbard 地区物质平衡观测时间最长的两条冰川，挪威科学家分别于 1966 和 1967 年开始用冰川学方法对每年的积累和消融都进行连续的监测并持续至今，包括雪深剖面、雪坑、花杆读数，并在测雪深基础上绘出积累图。Austre Broggerbreen 冰川在 1966~1988 年间累积物质损失量超过 1967 年冰川体积的 10%，1912~1988 年间变薄近 40 m^[29,32]。Midre Lovenbreen 冰川在 1967~2002 年间没有呈现出明显的变化趋势^[33]。Lefauconnier B 等的研究发现附近新奥尔松气象站 1969 年以来的夏季气温和冬季沉降与 Midre Lovenbreen 冰川净平衡相关系数为 0.83，在引入任一辐射因子时，净平衡与气象因子之间的相关系数没有相应的增加，但 Austre Broggerbreen 冰川夏季气温与夏平衡之间的相关系数在 7、8 月引入长波辐射时，从 0.68 升高到 0.77^[34]。自 1936 年以来，Midre Lovénbreen 冰川平均减薄速率稳定增加。2003~2005 年间的减薄速率 1936~1962 年间减薄速

率的 4 倍^[35]。还有英国和日本的一些科学家对 Midre Lovenbreen 和 Austre Broggerbreen 冰川的水文、气象过程和冰缘地带生态学进行了研究^[36]。

自 1987 年开始观测的 Kongsvegen 冰川 (105 km²) 是峡湾湾底的一条入水冰川, 长度为 25 km, 与面积较小的 Austre Broggerbreen 和 Midre Lovenbreen 冰川相比, Kongsvegen 冰川平衡线高出约 100 m, 积累区处于更高的海拔^[29,34]。对 Kongsvegen 冰川的监测表明, 积累区处于更高海拔区的冰川与较低海拔区的冰川相比, 更接近于零平衡状态^[37-38]。

1966 年, 苏联冰川学家对 Gronfjorden 地区的 Voringbreen 冰川进行年物质平衡观测。1973~1976 年间他们将项目继续扩大到斯匹次卑尔根岛中西部的 Bertilbreen 冰川和东海岸的 Daudbreen 冰川上。苏联对 Voringbreen 冰川和 Bertilbreen 冰川物质平衡短期观测结果与 Austre Broggerbreen 冰川净平衡观测结果的相关系数分别为 0.81 和 0.88, 具有很高的一致性, 这两条冰川呈现出比 Kongsfjord 地区更高的物质亏损^[39]。Voringbreen 冰川在 1974~1986 年间平均净平衡为-0.65m, Bertilbreen 冰川在 1976~1985 年间平均净平衡为-0.7m。对东海岸的 Daudbreen 冰川的观测发现, 东部的冰川也存在负物质平衡状态, 并且和中西部的冰川具有相同的变化趋势。除 Finsterwalderbreen 冰川外, 挪威和前苏联冰川物质平衡观测都在相对较小的 (<6km²) 接近海岸的冰川上进行, 这些冰川的大部分面积分布在海拔 500m 以下。在大冰川和冰帽上只有不连续的单年的观测。

自 1988 年起, 波兰科学家对斯匹次卑尔根岛的 Hansbreen 冰川 (57 km²) 开始进行物质平衡监测^[40]。Grabiec M 等对其基岩和地势对冰下排水系统结构的影响进行了讨论^[41]。俄罗斯、波兰等国在该群岛中部和南部进行了大量考察, 主要内容有气温、水文、冰川物质平衡、冰川平衡线高度、冰川末端变化、冰流速、等^[35]。

Jiskoot 运用多元回归分析法将 504 条冰川的大量冰和地质属性进行分析, 探讨了控制 Svalbard 地区不同类型冰川分布的因素^[42]。冰川高度分布与高程变化的相关分析表明冰川上游冰厚度减薄速率增加显著, 这些变化与 Longyearbyen 气象站冬季降水减少是同时发生的, 反映了冰面反射率的降低和对低积累的动力响应^[26]。C.Nuth 等的研究表明, 在过去的 30 年里整个群岛冰川面积在以 80 km²

a^{-1} 的速度减少, 相当于减小了 7%, 近期冰川末端退缩比早期更强烈, 而面积减小较少^[43]。

1.3.2 国内研究进展

我国对北极进行实地考察始于 20 世纪 90 年代, 比国外晚了几十年。1995 年中国第一次派往北极的科学考察队对北冰洋腹地 88°N~90°N 段进行考察, 并分析研究了北冰洋 88°N~90°N 考察路段上海冰形态和雪层剖面特征^[44-45]。康世昌等分析了 Longyearbyen 附近冰川的阴、阳离子浓度特征^[46]。

1999 年“雪龙”号考察船进入北冰洋边缘 75°N, 在北冰洋及其邻近海域进行了综合考察, 并利用实地考察资料对北冰洋浮冰区的边界层结构、气象要素、辐射平衡等进行了研究^[47-50]。2003 年“雪龙”号考察船到达 80°N, 开展北极地区北极海洋、海冰和大气变异对中国气候影响的可预测性研究。

2004 年我国建立的黄河站是我国第一个北极科学考察站, 位于北极科考基地新奥尔松^[51]。从此开始了北极长期连续的观测研究。由于黄河站邻近北极海冰与北大西洋研究的关键海域, 其特殊的地理位置使之在中国的北极研究中至关重要。直至目前, 在黄河站已经开展了气象、天文、冰川、生物等科学领域的研究。

2005 年 7~8 月科考队员在黄河站附近的 Austre Lovénbreen 冰川和 Pedersenbreen 冰川上进行了主要内容为监测冰川物质平衡和冰川运动的研究课题。艾松涛等以 2005 年首期 GPS 监测的数据为基础, 探讨了利用差分 GPS 进行北极冰川运动监测的可行性^[52]。

2007 年中国北极黄河站科学考察队在新奥尔松地区开展多项联合考察, 选定 Austre Lovénbreen (6.2km^2) 和 Pedersenbreen (5.6km^2) 两条冰川作为研究对象, 开展冰川变化(冰川物质平衡、冰川运动等)及其对气候变化响应的研究^[53-60]。Austre Lovénbreen 和 Pedersenbreen 冰川 2005/06 年度净物质平衡分别为 -0.44 和 -0.20 m w.e., 零平衡线高度分别为 478.1 和 494.9 m。Austre Lovénbreen 冰川运动速度最大值和最小值分别为 3.91 和 0.81 m a^{-1} , Pedersenbreen 冰川运动速度为 $5.49\sim 8.13$ m a^{-1} 。Austre Lovénbreen 冰川末端 2005/06 年度处于退缩状态, 平均退缩量达 21.83 m/a ^[54]。2005~2011 年间 Austre Lovénbreen 和 Pedersenbreen 两条冰川均处于加速消融的状态^[61]。Austre Lovénbreen 冰川末端退缩速率为 9.44

m a^{-1} ，年际变化较大^[62]。

徐明星对 Svalbard 地区 1967~2005 年间的物质平衡变化及其与气候变化间的关系进行了研究，并与斯堪的纳维亚及挪威南部地区冰川物质平衡进行了对比分析^[63]。张勇讨论了 Austre Lovénbreen 和 Pedersenbreen 冰川 2005~2010 年间的物质平衡、平衡线高度等的变化特征，并分析了两条冰川响应气候变化的敏感性^[50]。本文对北极 Svalbard 地区近 49 年来在气候变化大背景下冰川物质平衡变化、平衡线高度时空分布及有效物质平衡梯度时空变化特征进行了分析，并将其与高亚洲和阿尔卑斯山冰川物质平衡、平衡线高度进行对比研究，力图揭示北半球不同地区、不同性质冰川对气候变化的响应机理，更好的为人类的生产生活服务。

第二章 研究区概况

2.1 地理位置

斯瓦尔巴（Svalbard）群岛位于北冰洋上，与格陵兰岛相邻，位于挪威与北极点的中间位置(74°~81°N, 10°~35°E)，属于挪威的领土，是地球最北端的陆地，距北极点 1750 km。它主要包括 4 个岛屿，斯匹次卑尔根是其中面积最大的且唯一有人类长期居住的一个岛，其他岛按面积大小依次为东北地岛、埃季岛、巴伦支岛、卡尔王地群岛等，总面积 62 248 km²[64]。岛上最高点是斯匹次卑尔根东北部的 Newtontoppen 山脉，海拔为 1717 m^[65]。斯匹次卑尔根岛是多高山的岛屿，有小的冰斗冰川、广泛的冰原和山谷冰川，东部的岛屿临近巴伦支海，地形平坦，以低海拔的冰帽为主^[66]。

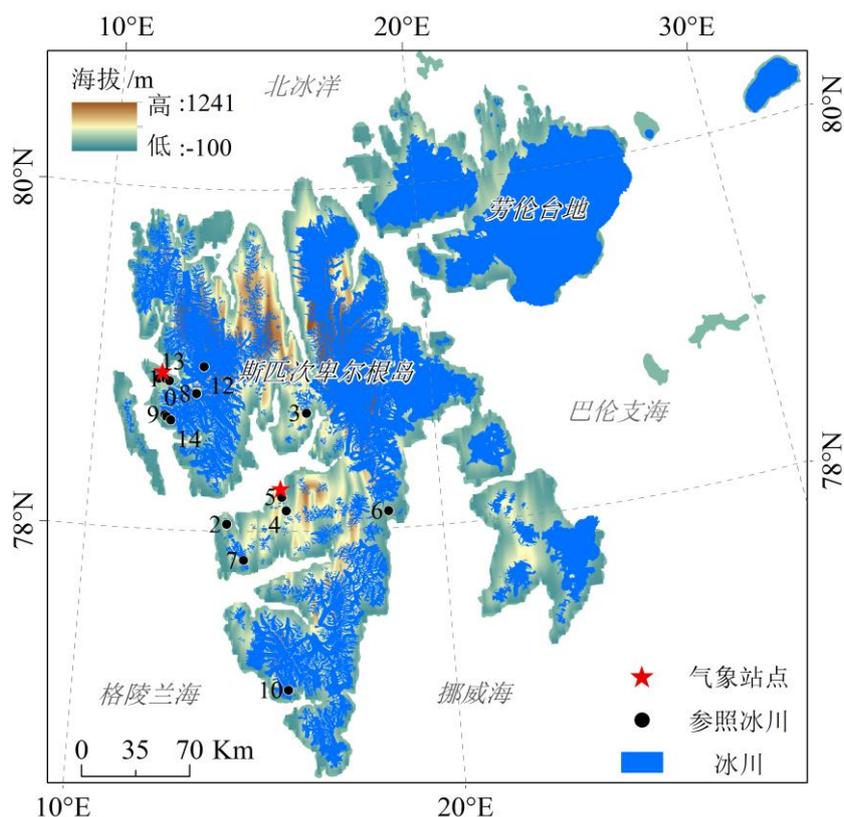


图 2.1 Svalbard 位置示意图和冰川位置图(图中 15 条冰川分别为: 0) Austre Brøggerbreen、1) Midtre Lovénbreen、2) Voeringbreen、3) Bertilbreen、4) Bogerbreen、5) Longyearbreen、6) Daudbreen、7) Fridtjovbreen、8) Kongsvegen、9) Waldemarbreen、10) Hansbreen、11) Irenebreen、12) Kronebreen、13) Austre Lovénbreen、14) Elisebreen)

Svalbard 地区有众多的海湾, 60%的土地为冰川所覆盖, 非冰川覆盖区为永久性冻土, 厚度从海平面的不到 100 m 到高山区的 500 m 不等, 永冻土层厚达 500m, 地表以下 2~3m 的土层只有在夏季才会解冻^[60]。该区复杂多样的冰川沉积、冰川河流、冰缘地貌、山地地貌以及典型的极地苔原生态系统是冰川学、海洋学、大气科学、极地生态学和气象气候学等研究的理想场所。

2.2 气象与气候

格陵兰、北冰洋高压场与冰岛低压场相互作用形成的大气环流将低纬度的温暖气体传送至 Svalbard 地区, 使该区实际气温较同纬度其他地区偏高, 即使在隆冬季节日平均气温也可以在 0℃以上。夏季群岛西海岸周围的冰层首先融化, 从而成为北极位置最北的冬季不冻结水域^[34]。岛上温暖湿润, 具有较明显的海洋性气候。通常 4~5 月较干燥, 2~3 月及 8~9 月较湿润, 200 mm 的年降水量相当于与我国黄土高原等干旱地区的年降水量^[70]。年平均气温-22℃~7℃, 夏半年气温日变化比较显著, 冬半年气温日变化几乎很小。

Svalbard 地区北部盛行的东风和东北风与北大西洋暖流汇合, 极易形成极锋, 使该区发生极端天气和气候波动, 尤其在冬季, 发生极端天气和气候波动的概率较大。年平均气温和降水量以及季节性气温和降水量的年际变化均较大, 要获得该区较明显的气候变化趋势需要较长时间序列的平均状态来分析其变化^[67]。

Svalbard 地区在 20 世纪增温最为显著^[68-69], 20 世纪最温暖的时期是在 1930s, 到了 1970s 后期 Svalbard 地区出现的降温是全球升温背景下的一个例外。从 1980s 初开始, 温度一直持续上升。自 1950s 后期以来, 夏季(日平均温度大于等于 2.5℃的时间)的平均长度增加了大约 2~3 个星期^[26]。1947~1990 年间 Svalbard 地区 Hopen 站的降水增加趋势非常明显, 1950s 和 1960s 为少雨期, 1970s 降水略低于平均水平, 1980s 为明显的多雨期^[71]。在 Svalbard 地区获得较为可靠的降水量数据比较困难, 因为大部分降水随着强风和风吹雪而来, 气象站测得的冬季降水(9 月次年 6 月)和用探测剖面图法测得的整个冰川表面雪的积累量之间的相关性并不高, 1975~1988 年 14 a 间的相关系数为 0.63。

2.3 地质与地貌

二叠纪, 欧亚盆地(沿南森洋脊)和挪威海盆(沿 Nipovich 洋脊)的张开

使斯瓦尔巴和格陵兰之间形成一转换断层。首次转换可能发生于霍森德断层带，它位于 Yermak 高原中部。当南森洋脊向南扩展时，转换挪至现在地点。斯匹次卑尔根地热梯度变化较大，近地壳-地幔边界有多期侵入事件，一次侵入发生于 4~5 百万年前的玄武质序列充填盆地，另一次则是第四纪火山活动。其西北部第三纪、第四纪火山活动位于南北向断层一带，与霍森德断层带相平行^[72]。Svalbard 地区最深厚的基岩为火成岩和变质岩，在加里东造山期时其厚度超过了 15,000 m，其主要成分为长英质片麻岩、变质沉积岩和角闪岩，主要分布在斯匹次卑尔根岛的东北部和西部^[73]。沉积岩存在于从泥盆纪至第三纪的海洋地层中，最年轻的沉积岩是第四纪时期产生的，煤层存在于第三纪地层中。

群岛一半以上的地面被冰覆盖，其主要地貌特征是山脉和峡湾。由于斯瓦尔巴德群岛自然条件存在地域差异，使该地区冰川地貌类型多样，有冰碛地貌、冰蚀地貌和冰水堆积地貌等类型^[66]。冰碛地貌多分布于冰川下游，冰水堆积地貌多分布于海岸边低洼处或山脚下，在近海处形成冰水湖泊、冰水扇。Svalbard 地区河流仅在夏季出现且时间短暂，大部分较大的山谷冰川补给产生的流量较大的河流携带着大量的沉积物进入峡湾，秋季河流干涸以后，河床上新鲜细粒沉积物受到大风侵蚀，在河流的下风向地区产生风成沉积物（黄土）。

2.4 冰川

Svalbard 地区冰川总数约 2100 多条，冰体覆盖面积约为 34 560 km²，约占整个群岛面积的 60%，冰川总体积大约为 7000 km³，是北极最大的冰川化区域之一^[74-75,35]。特殊的地理位置，充足的降水和寒冷的气候条件是其冰川发育的主要原因。Svalbard 境内冰川按其地球物理特征主要分为亚极地型（sub-polar）或多热型（polythermal）与极地型（polar）或冷型（cold）^[76-77]。境内大部分冰川为亚极地型或多热型^[78]。在斯匹次卑尔根岛上山谷冰川条数较多，而在巴伦支堡、劳伦地台和埃季岛上冰帽发育较多。入水冰川是 Svalbard 地区特有的冰川类型，它们约占冰川覆盖面积的 60%^[79]。该区冰川约有 90% 发生过跃动，冰川跃动的概率随冰川长度的增加而增加，一条冰川是跃动型冰川的概率为 36.4%^[80-82]。因此，冰川末端位置的变化几乎不能反映冰川是否积累或消融，仅用冰川末端变化参数来揭示气候变化这种方法较难实现。由于冰川温度和冰川积累率均较低，导致冰川运动速率一般较低，末端在陆地上的冰川表面运动速度在

消融区较低海拔处为 2 m a^{-1} ，在平衡线附近为 10 m a^{-1} 。19 世纪末或 20 世纪初以前，Svalbard 地区的冰川规模和它们在末次小冰期时的最大规模相当。在 20 世纪上半叶，跟全球其他地区一样，该区冰川发生普遍退缩。

Hansbreen 冰川长 16.5km，平均厚度为 171m，体积为 9.6 km^3 ，是一条崩解型冰川，崩解面宽约 2 km。1989 年起对其进行物质平衡测量，数据来自积累期和消融期末的花杆测量（中流线上的 11 根花杆）。由冰崩造成的冰川物质损失对总物质平衡影响显著。冰川平均坡度很小（ 0.6° ），且很稳定。基岩形态是一个巨大的洼地，深入海平面以下并从冰川末端向上游延伸 11km。与 Svalbard 地区其他冰川不同的是，Hansbreen 冰川在过去的 150 a 里没有发生过跃动。自 19 世纪末以来 Hansbreen 冰川末端一直在退缩。1900~2008 年间，冰川中流线总退缩量为 $2.7 \text{ km}^{[83]}$ 。

Longyearbreen 冰川面积约为 2.5 km^2 ，海拔范围 250~1000m，平均宽度大约 500 m，平均厚度仅有 $53 \text{ m}^{[84]}$ 。冰川区流域在含煤的页岩、砂泥岩和砂岩中^[85]。是一条冷型冰川（除了积累区温薄冰层区）^[86]，在消融区冰面有大量的冰碛物^[87-88]。近年来冰川在以 0.5 m a^{-1} 的速度变薄^[89]。

Austre Lovénbreen 冰川是一条小的山谷冰川，沿着 Brøgger 半岛从南向北长约 4 km。2013 年冰川面积为 4.48 km^2 ，高程范围为 50 ~ 550 m，其所在流域面积约为 10.577 km^2 ，流域下游是冰前区，上游是冰川，周围是一系列崎岖的山峰，其最高海拔可达 880 m。1948~2013 年间冰川退缩速率约 16.7 m a^{-1} ，面积减小速率约 $0.027 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ ，冰川消融区面积增加了 1.8 倍，冰川总面积减小了 1/3。几年内，冰川消融区面积将减小，冰川上零摄氏度等温线以下的冰川末端将继续退缩^[90]。

Kronebreen 冰川是 Kongsfjorden 内部的一条入水冰川，是 Svalbard 地区监测冰川中运动速度最快的冰川，冰川末端中部运动速度为 2 m d^{-1} ，7 月初达到最大值，为 $4.5 \text{ m d}^{-1[91-92]}$ 。在过去的 50 年里，冰川末端退缩速率为 150m/a，基底滑动和冰川底层处于融点是其发生高速运动的重要原因，此种状况导致大量的径流和沉积物输送到峡湾。

Midtre Lovénbreen 冰川是斯匹次卑尔根岛西北部的一条温冰川。冰川长约 5 km，宽约 1 km，最大厚度约为 180 m，冰川末端在陆地上，高程范围为 50~460

m, 平衡线高度约为 400 m^[93]。自 1936 年以来, Midtre Lovénbreen 冰川平均减薄速率稳定增加, 2003~2005 年间的减薄速率是 1936~1962 年间减薄速率的 4 倍^[35]。

Elisebreen 冰川位于斯瓦尔巴群岛西部的 Kaffiøyra 沿海平原, 那里有 6 条小的山谷冰川, 这些山谷冰川的长度大约 2~10 km, 以 6~26 m yr⁻¹ 的速度在退缩。Elisebreen 冰川是 Kaffiøyra 地区 6 条冰川中最大的一条, 长约 7 km, 宽约 1.2~1.8 km, 面积约为 12 km², 冰川边缘位于海平面以上 30~60 m, 被两条入水冰川(北边的 Aavatsmarkbreen 冰川和南边的 Dahlbreen 冰川)环绕。Kaffiøyra 地区的冰川研究已有几十年的历史, 冰川在这一时段内没有发生过跃动。

第三章 北极 Svalbard 地区冰川物质平衡

3.1 数据来源

本文对北极 Svalbard 地区近 49 年来 15 条冰川物质平衡、平衡线高度和有效物质平衡梯度的变化特征进行分析 (表 3.1), 数据来源于世界冰川监测服务处 (WGMS <http://wgms.ch/>), 包括冰川年物质平衡、夏平衡、冬平衡、平衡线高度、冰川面积和冰川海拔数据。

表 3.1 北极 Svalbard 地区冰川位置及其观测时段

Glacier	Lat/ Lon (°)	1st/last survey
Austre Brøggerbreen	78.88/11.83	1967/2015
Midtre Lovénbreen	78.88/12.04	1968/2015
Voeringbreen	78.04/13.95	1974/1988
Bertilbreen	78.69/16.25	1975/1985
Bogerbreen	78.12/15.62	1975/1986
Longyearbreen	78.2/15.5	1977/1982
Daubreen	78.1/18.5	1978/1983
Fridtjovbreen	77.83/14.43	1987/1991
Kongsvegen	78.8/12.98	1987/2015
Waldemarbreen	78.67/12.06	1995/2015
Hansbreen	77.07/15.63	1989/1995 1998/2014
Irenebreen	78.66/12.12	2002/2015
Kronebreen	78.96/13.18	2003/2006 2013/2015
Austre Lovénbreen	78.87/12.15	2008/2014
Elisebreen	78.64/12.25	2006/2009

本文运用北极 Svalbard 地区新奥尔松气象站气温、降水月值数据和机场气象站气温月值数据 (其降水数据因台站的迁址, 可信度较低), 分析了近 50 年来北极 Svalbard 地区气候变化趋势, 以期为冰川在该气候变化背景下的变化研究提供科学依据, 该数据均来自 NOAA (<https://www.ncdc.noaa.gov/>)。

3.2 研究方法

对冰川平衡线高度 (ELA) 和物质平衡 (B_i) 的相关分析表明二者具有显著的线性关系^[19]。

$$ELA = aB_i + b \quad \dots\dots\dots (1)$$

WGMS 广泛应用下式计算全球重点监测冰川各观测年的 ELA。

$$ELA = ELA_0 - B_i / \alpha \quad \dots\dots\dots (2)$$

根据式 (2) 得出有效物质平衡梯度 α

$$\alpha = B_i / (ELA_0 - ELA) \quad \dots\dots\dots (3)$$

式中: B_i 为物质平衡; ELA_0 为当 $B_i=0$ 时的平衡线高度, 即零平衡线; ELA 为该年平衡线高度。

3.3 结果分析

3.3.1 北极 Svalbard 地区气温降水变化特征

1976~2014 年间, Svalbard 地区机场气象站和新奥尔松气象站季节性气温和年平均气温的变化趋势基本一致 (图 3.1), 冬季和秋季气温年际变化较大。四季和年平均气温均呈升高趋势, 其中冬季增温最为显著, 夏季增温幅度最小。两个气象站增温幅度有明显的差异, 地处较低纬度地区的机场气象站四季和年平均气温增幅均高于较高纬度地区的新奥尔松气象站, 即, Svalbard 地区较低纬度区域四季和年平均气温增幅均较较高纬度区域大。两个气象站间夏季气温相差较大, 机场气象站多年夏季平均气温较新奥尔松气象站高出约 1.4℃, 但二者多年年平均气温仅相差 0.1℃ (机场气象站-5℃, 新奥尔松气象站-5.1℃)。

北极 Svalbard 地区近 39 a 来冬季气温多年平均值约为-12~-11℃, 夏季气温多年平均值约为 5~6℃, 秋季为-2℃左右, 春季约在 0℃左右。从气温的年代际变化来看, 1980s 平均气温为-6℃, 1990s 平均气温为-5℃, 2000s 平均气温为-4℃, 即, 自 1980s 以来, Svalbard 地区气温以 1℃/ 10 a 的速率在升高。Svalbard 机场气象站和新奥尔松气象站在 1980s 和 1990s 平均气温均相差约 0.2℃, 2000s 两个气象站的温度差异增大, 为 0.45℃。

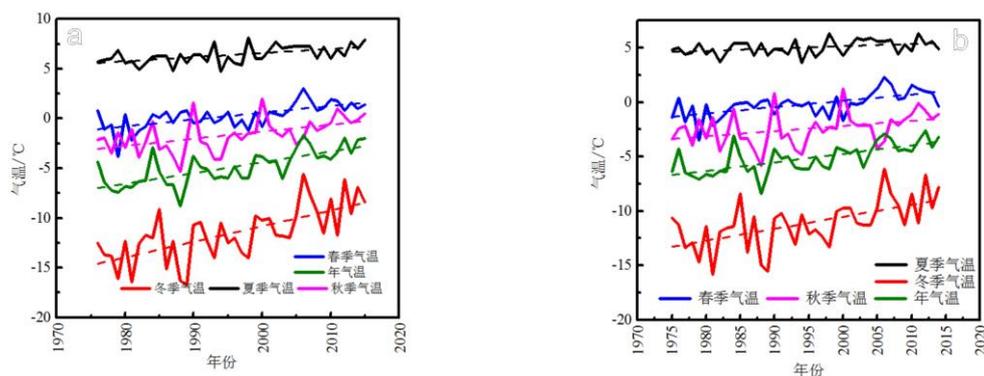


图 3.1 北极 Svalbard 地区四季和年平均气温变化 (a. Svalbard 机场气象站、b. 新奥尔松气象站) (冬季从 11 月至次年 4 月, 5-6 月为春季, 7-8 月为夏季, 9-10 月为秋季。)

1975~2014 年间 (图 3.2), Svalbard 地区新奥尔松气象站夏季降水量减小了约 4.7 mm, 而春、秋和冬季降水量均呈增加趋势, 其中冬季降水量增幅最大, 约为 80 mm, 其次是秋季, 其增量约为 37 mm, 春季降水增量甚微, 约 2.7 mm。年降水量也呈增加趋势, 增加了约 113 mm。从年代际变化来看 1990s 较 1980s 降水量增加显著, 2000s 相比 1990s 降水量增量很小, 降水量以约 11 mm/ 10 a 的速率在增大。从降水量多年平均情况来看, 冬季降水量最大 (230 mm), 顺次是秋季 (87 mm)、夏季 (65mm), 降水量最小的是春季 (35 mm)。

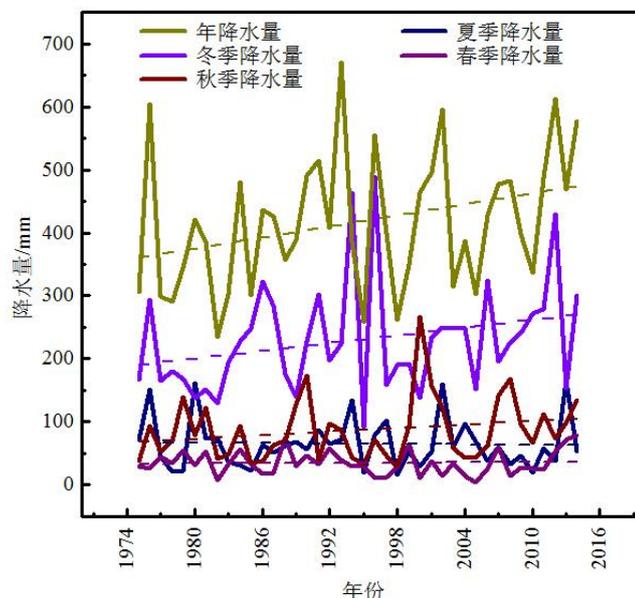


图 3.2 北极 Svalbard 地区新奥尔松气象站降水量季节变化

综上所述, 近年来北极 Svalbard 地区年平均气温以 $1^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 的速度在升高,

年降水量以 11mm/10 a 的速度在增大。冬季增温最显著且降水增量最大，夏季增温幅度最小且降水量呈减小的趋势，降水主要发生在冬季。

3.3.2 北极 Svalbard 地区冰川物质平衡变化特征

1970s 中期至 1980s 末 (图 3.3)，Voeringbreen 和 Bertilbreen 冰川自有观测记录以来均处于负物质平衡状态，并在 1982 年均出现多年来的负物质平衡最小值，Bogerbreen、Longyearbreen 和 Daudbreen 冰川自有观测记录以来也仅在这 1982 年出现正物质平衡。1980~1982 年间，5 条冰川物质平衡都趋向正平衡。Bertilbreen 和 Bogerbreen 冰川物质平衡在 1975~1985 年间呈同步波动的变化趋势，物质平衡均向负平衡发展，负平衡分别增加了约 221 和 195 mm，多年平均物质平衡分别为-697 mm 和-432 mm。Voeringbreen 冰川在 1974~1988 年间，物质平衡在波动中趋向正平衡，约增加了 370 mm，多年平均物质平衡为-654mm。Longyearbreen 冰川在 1977~1982 年间物质平衡向正平衡方向增加了约 634.3 mm，Daudbreen 冰川 1978~1983 年间物质平衡向正平衡方向增加了约 764mm，两者多年平均物质平衡分别为-547mm 和-318mm。

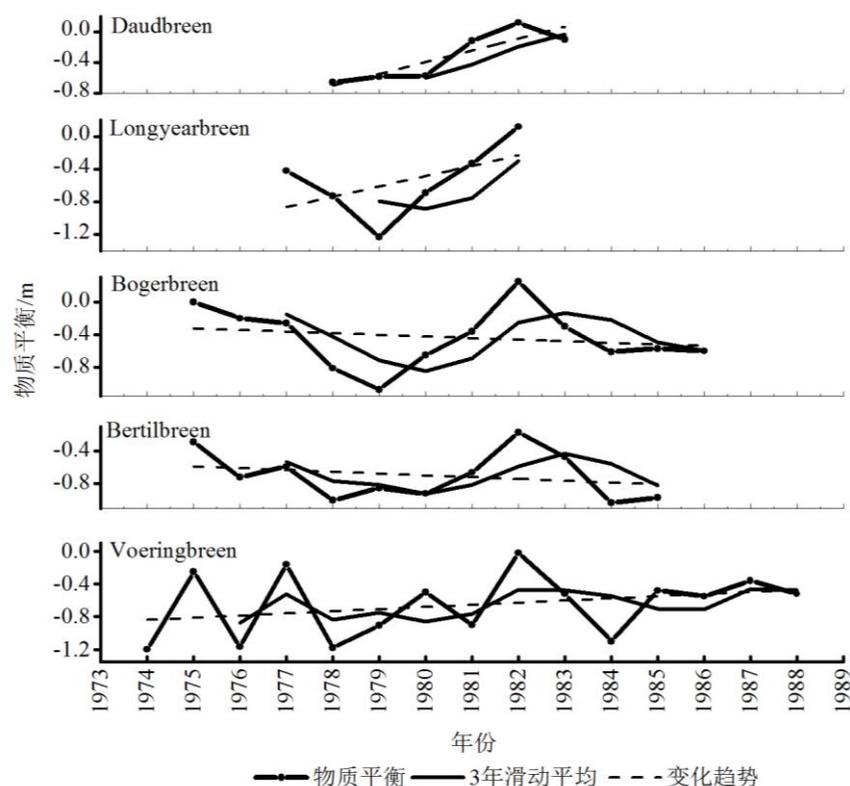
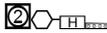
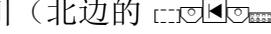


图 3.3 1974~1988 年间北极 Svalbard 地区较短序列冰川物质平衡变化

有较长时间序列(大于 7 a)的各冰川自有观测记录以来(图 3.4),除 Hansbreen 冰川外,其它几条冰川物质平衡均趋向负平衡。Hansbreen 冰川物质平衡在 1989~1995 年间趋于负平衡, 1998~2014 年间趋于正平衡。与 Svalbard 地区其他几条冰川不同的是, 在过去的 150 a 里 Hansbreen 冰川没有发生过跃动, 冰面平均坡度很小(0.6°)且很稳定^[83]。

地理位置相近的冰川年物质平衡变化趋势相似。如 1968~2015 年间, Austre Brøggerbreen 和 Midtre Lovénbreen 冰川年物质平衡呈同步波动的变化特征, 2008~2014 年间, Austre Brøggerbreen、Midtre Lovénbreen 和 Austre Lovénbreen 冰川年物质平衡变化呈同步波动特征, 2002~2015 年间, Irenebreen 和 Waldemarbreen 冰川年物质平衡的波动特征也是相似的。

自有观测记录以来各冰川负物质平衡的增量分别为: Austre Brøggerbreen 冰川约 124.8 mm, Midtre Lovénbreen 冰川约 79.9 mm, Irenebreen 冰川约 669.5 mm, Waldemarbreen 冰川约 802 mm, Austre Lovénbreen 冰川约 312.6 mm, Kongsvegen 冰川约 277.2mm。Hansbreen 冰川在 1998~2014 年间正物质平衡增加了约 592mm。

物质平衡序列较短的 Kronebreen、Fridtjovbreen 和 Elisebreen 3 条冰川在间断的短时间序列上物质平衡均趋于正平衡。Fridtjovbreen 冰川在 1987~1991 年间, 正物质平衡增加了约 160 mm; Kronebreen 冰川在 2003~2006 年间, 正物质平衡增加了约 405 mm; Elisebreen 冰川在 2006~2009 年间, 正物质平衡增加了约 243 mm。Kronebreen 和 Fridtjovbreen 冰川均为入水冰川,  冰川是一条山谷冰川, 被两条入水冰川(北边的  冰川和南边的  冰川)所环绕。

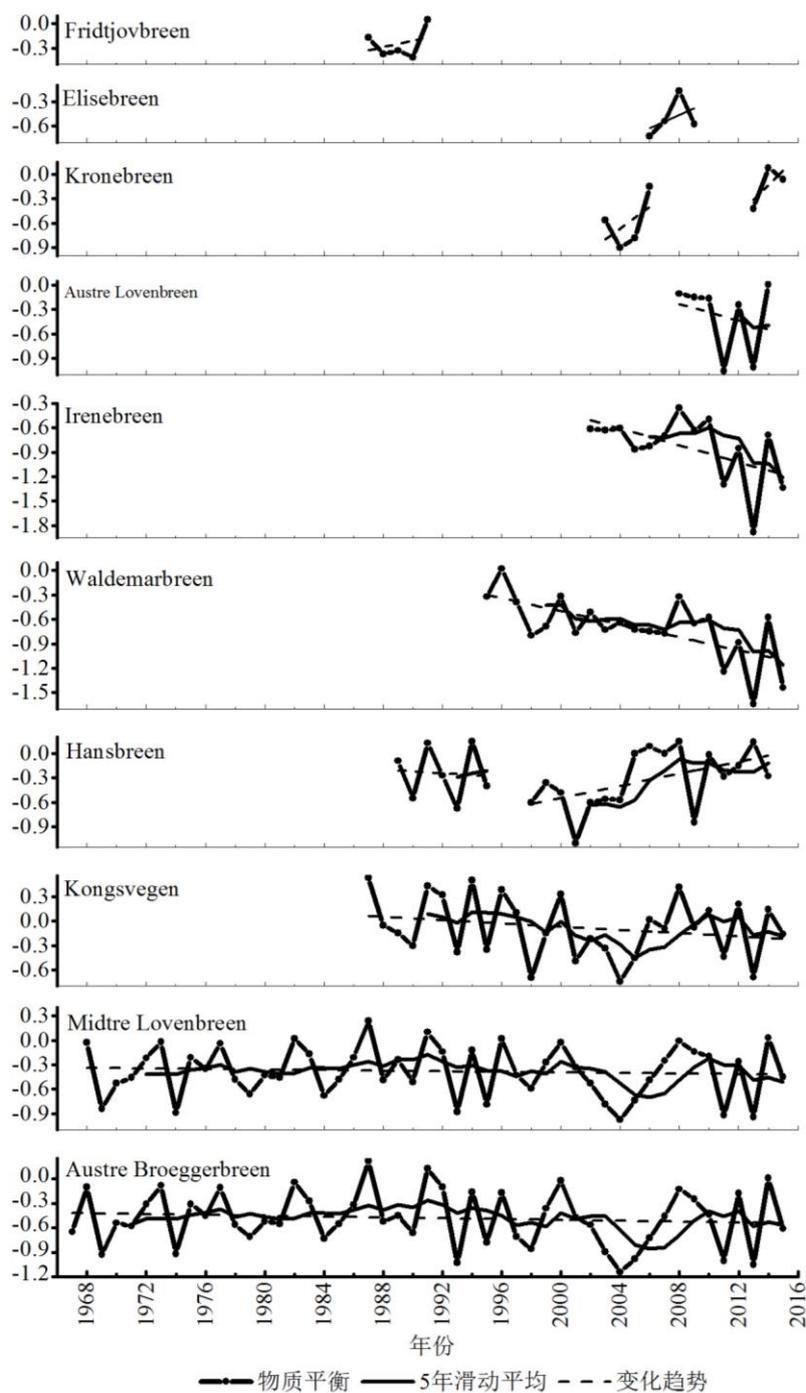


图 3.4 近 49 年来 Svalbard 地区冰川物质平衡变化

Svalbard 地区冰川 1970~2009 年间各个年代的平均物质平衡均为负值 (表 3.2), Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川在 1980s 负物质平衡值最小, 负物质平衡最大值出现在 2000s。Austre Broeggerbreen、Midtre Lovenbreen 和 Kongsvegen 冰川 1990s 负物质平衡值均小于 2000s。

在 2000s, Waldemarbreen 冰川的负物质平衡值最大, 依次为 Austre

Broeggerbreen、Midtre Lovenbreen、Hansbreen 冰川，负物质平衡值最小的是 Kongsvegen 冰川。

表 3.2 1970~2009 年冰川年代际平均物质平衡

Glacier	\overline{B}_{70s}	\overline{B}_{80s}	\overline{B}_{90s}	\overline{B}_{00s}
Austre Broeggerbreen	-0.457	-0.373	-0.47	-0.564
Midtre Lovenbreen	-0.386	-0.29	-0.361	-0.427
Kongsvegen			-0.014	-0.164
Hansbreen				-0.391
Waldemarbreen				-0.618
Irenebreen				

Voeringbreen、Bertilbreen 和 Bogerbreen 冰川在 1975~1985 年间大体上呈较大的负物质平衡和较小的年际变化（图 3.5），其中 1977~1980 年物质损失呈加速态势，80 年代初的一个短暂的时期内物质损失减小（Voeringbreen 和 Bertilbreen 冰川）或出现物质积累（Bogerbreen 冰川），之后保持持续的负物质平衡状态。Voeringbreen 和 Bertilbreen 冰川累积物质平衡相差甚微，其消融速率相当。Bogerbreen 冰川累积负物质平衡较 Voeringbreen 和 Bertilbreen 冰川小，其消融速率较后两者小。1978~1982 年间，Longyearbreen 和 Daudbreen 冰川物质平衡变化分两个时段，1980 年前为持续的负物质平衡，之后出现短暂的正物质平衡。与 Daudbreen 冰川相比，Longyearbreen 冰川呈较大的负物质平衡，消融速率相对较快。在 1978~1982 年间，Longyearbreen 和 Bogerbreen 冰川消融速率相当。

1968~2014 年间，Austre Brøggerbreen 和 Midtre Lovénbreen 冰川负物质平衡相对上述 5 条冰川较小，且年际变化也较小。Austre Brøggerbreen 冰川累积负物质平衡值大于 Midtre Lovénbreen 冰川，即，两者相比，Austre Brøggerbreen 冰川的消融速率更大。

面积较小的 Austre Brøggerbreen、Midtre Lovénbreen、Waldemarbreen、Irenebreen 和 Austre Lovénbreen 冰川物质损失呈加速态势（表 3.3），负物质平衡较大且年际变化较小。面积较大的 Hansbreen 和 Kongsvegen 冰川在 1997~2004 年物质损失呈加速趋势，2005~2008 年出现物质积累，之后保持持续的较小的负物质平衡。在 1975~1985 年间，面积较小的 Voeringbreen 和 Bertilbreen 冰川消融速率大于面积相对较大的 Austre Brøggerbreen 和 Midtre Lovénbreen 冰川。因此，与面积较大的冰川相比，面积较小的冰川消融速率较大，即小冰川响应气候

变化的时间较大冰川短, 在 10 a 和 100 a 的海平面和气候变化中小冰川起着举足轻重的作用^[94]。

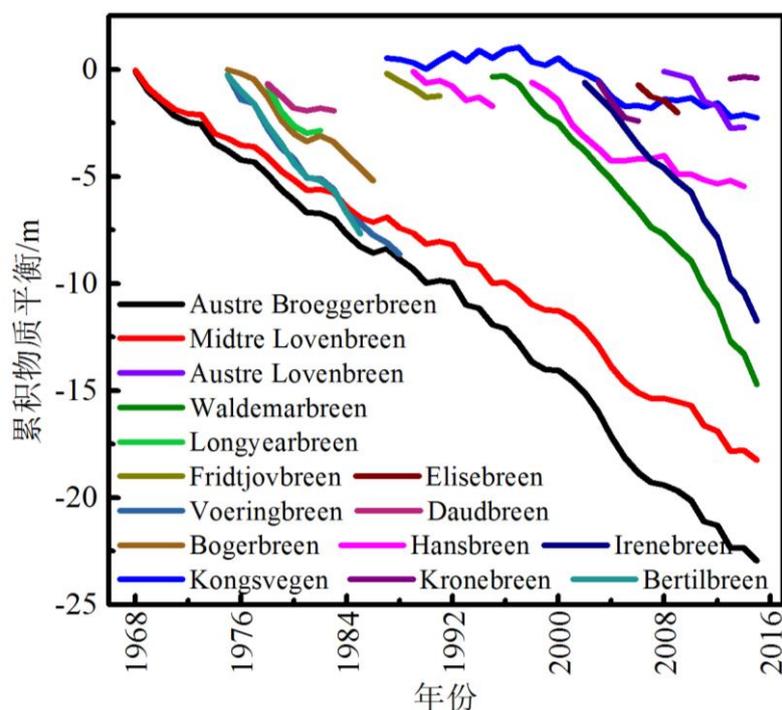


图 3.5 近 49 年来 Svalbard 地区冰川累积物质平衡变化

表 3.3 Svalbard 地区冰川位置、海拔及面积

冰川名称	经纬度(°)	面积 /km ²	末端海 拔/m	中值海 拔/m	最高海 拔/m	年份
Austre Brøggerbreen	11.83/78.88	6.1	60	260	600	1980
Midtre Lovénbreen	12.04/78.88	5.8	50	330	650	1980
Austre Lovénbreen	12.15/78.87	4.49	100	355	550	2014
Kongsvegen	12.98/78.8	189	0	500	1050	
Irenebreen	12.12/78.66	4.05	125	340	650	2010
Waldemarbreen	12.06/78.67	2.5	150	320	570	2010
Hansbreen	15.63/77.07	56.76	0	255	510	1997
Voeringbreen	13.95/78.04	1.9	100		500	
Bertilbreen	16.25/78.69	3.91	240		700	1950
Bogerbreen	15.62/78.12	4.2	320		945	
Longyearbreen	15.5/78.2	4	270		1030	
Daubreen	18.5/78.1	4.7	100		560	

Svalbard 地区冰川冬季积累相对稳定, 夏季消融比冬季积累呈现出更大的波动 (图 3.6)。冰川年物质平衡与夏平衡保持同步波动的特征, 即夏平衡是年平衡变化的主要驱动力。有些年份冬平衡的变化也比较明显, 但是除去较大的年际变

化外，冬平衡与年平衡没有长期一致的波动特征。该区冰川在几乎所有的观测年中，冬季积累始终小于夏季消融，导致冰物质持续减少。

年物质平衡正值出现在 1982、1987、1991、1996 和 2014 年这 5 个年份，最大负物质平衡出现在 2004、2011 和 2013 年这 3 年。

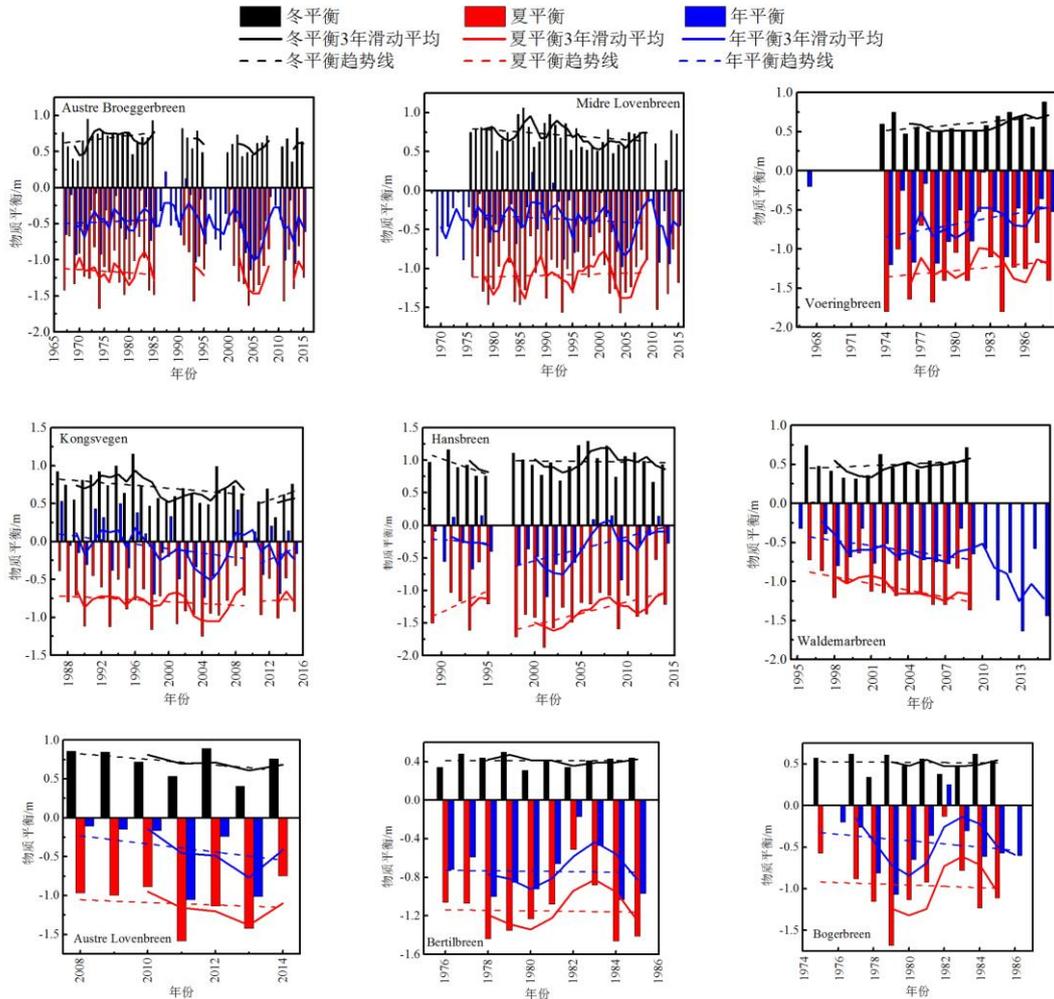


图 3.6 北极 Svalbard 地区冰川冬平衡、夏平衡和年平衡变化

3.3.3 北极 Svalbard 地区冰川平衡线高度时空分布特征

Svalbard 地区各冰川自有观测记录以来 (图 3.7), Hansbreen 冰川平衡线高度是下降的, 其它几条冰川平衡线高度均是升高的。Hansbreen 冰川平衡线高度下降可能是由于其为崩解型冰川, 在几年的时间尺度内会出现较明显的小幅度的前进, 这是崩解型冰川固有的动力学机制^[84]。

Austre Broeggerbreen、Midre Lovenbreen 和 Kongsvegen 冰川平衡线高度呈同步波动的变化特征, 在 2000 年以前呈缓慢的波动上升的趋势, 2001~2005 年

间迅速升高，2006~2009 年间又迅速下降，之后保持缓慢波动上升的趋势。1968~2015 年间，Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川平衡线高度分别升高了约 51 和 14 m，Austre Broeggerbreen 冰川平衡线高度升高幅度较大。Hansbreen 冰川在 1998~2013 年间平衡线高度下降约 124 m。2002~2013 年间，Waldemarbreen 和 Irenebreen 冰川平衡线高度分别升高了约 105 和 211 m。Austre Lovenbreen 冰川在 2008~2014 年间平衡线高度升高了约 76 m。Kongsvegen 冰川在 1987~2015 年间平衡线高度升高了约 54 m。

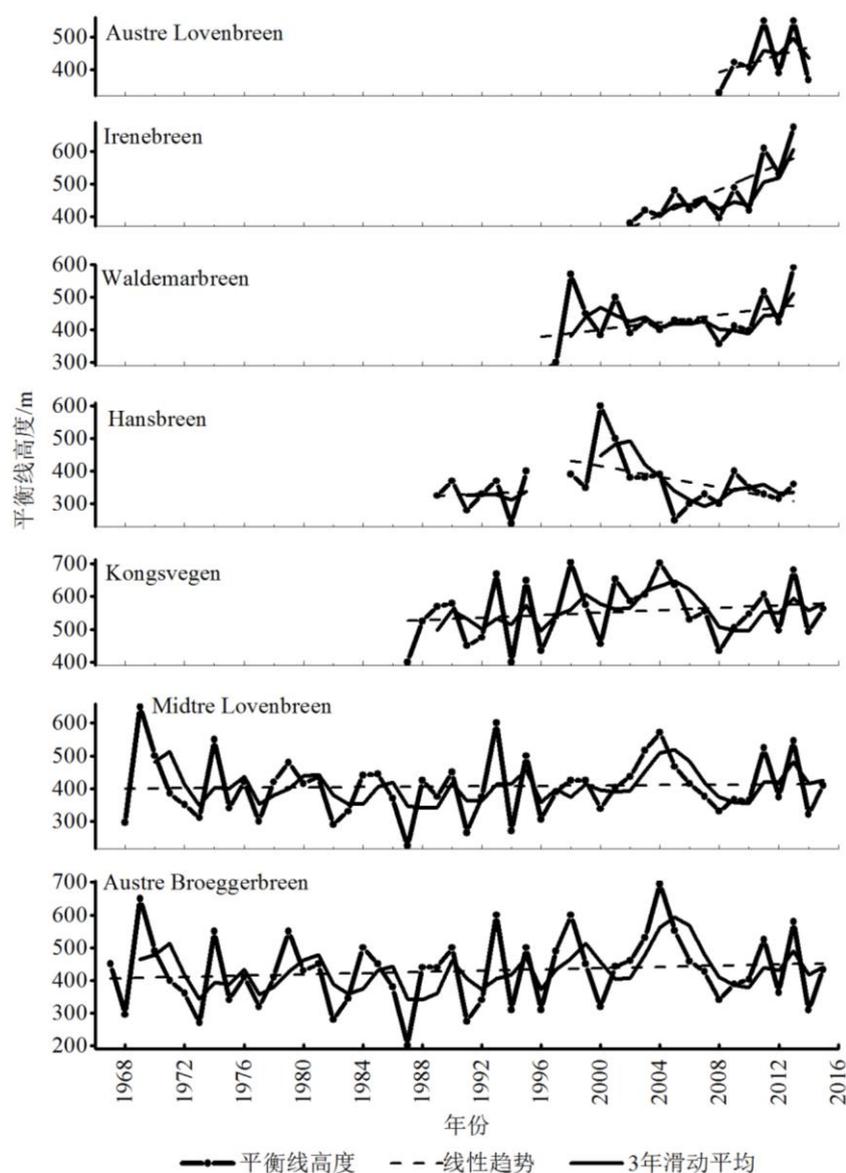


图 3.7 北极 Svalbard 地区冰川平衡线高度变化

Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川平衡线高度在 1980s 同时出

现低值, 2000s 出现高值 (表 3.4); Austre Broeggerbreen、Midtre Lovenbreen、Kongsvegen 和 Hansbreen 4 条冰川 2000s 平均平衡线高度高于 1990s。表中各条冰川年代际平均平衡线高度值中, 2000 s 出现了 1970~2009 年间的最高值, 为 567 m, 最低值为 341 m, 出现在 1990 s。

在较低纬度地区, 面积较小 ($<5\text{km}^2$) 的 Waldemarbreen 和 Irenebreen 冰川平衡线在 2010~2015 年间的平均高度都较 2000s 高, 分别高出 67 和 127 m; 面积较大的 Hansbreen 冰川平衡线在 2010~2015 年间的平均高度较 2000s 低 44 m。在较高纬度地区, 面积较大的 Kongsvegen 冰川平衡线在 2000s 和 2010~2015 两个时段的平均高度相差甚微; 面积较小的 Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 两条冰川中, 海拔相对较低的 Austre Broeggerbreen 冰川在 2010~2015 年间的平均高度较 2000s 低, 降低了 25 m, 海拔相对较高的 Midtre Lovenbreen 冰川平衡线在 2000s 和 2010~2015 两个时段的平均高度相差甚微。

表 3.4 1970~2015 年间不同时段平均平衡线高度变化 (单位: m)

Glacier	\overline{B}_{70s}	\overline{B}_{80s}	\overline{B}_{90s}	\overline{B}_{00s}	2010-15
Austre Broeggerbreen	410	392	438	461	436
Midtre Lovenbreen	406	375	401	422	423
Kongsvegen			548	567	565
Hansbreen			341	383	339
Waldemarbreen				416	483
Irenebreen				431	558
Austre Lovenbreen					453

从表 3.5 中可以看出, 纬度和海拔高度均相对较高的 Kongsvegen 冰川平衡线高度最高, 纬度和海拔高度均相对较低的 Hansbreen 冰川平衡线高度最低。在 1998~2013 和 2002~2013 年两个时段内, Austre Broeggerbreen 冰川平均平衡线高度均高于 Waldemarbreen 冰川。在 2002~2013 年间各条冰川平均平衡线高度从高到低依次为 Kongsvegen、Austre Broeggerbreen、Irenebreen、Midtre Lovenbreen、Waldemarbreen、Hansbreen; 2008~2014 年间各条冰川平均平衡线高度从高到低依次为 Kongsvegen、Austre Lovenbreen、Austre Broeggerbreen、Midtre Lovenbreen。比较发现, Svalbard 地区冰川平衡线高度空间变化特征为: 随着纬度的升高, 平衡线高度升高; 由沿海向内陆, 随着海拔的升高, 平衡线高度升高的总趋势, 呈现这种变化规律的原因可能是, 在斯匹次卑尔根西海岸, 年

降水量约为 400 mm，年平均气温值约为-6℃，由沿海向内陆地区，降水量下降至 200 mm，气温略微变冷，气候更具大陆性^[35]。与上述规律不相一致的是，在任何一个时段，海拔较低的 Austre Broeggerbreen 冰川平衡线高度都要高于海拔较高的 Midtre Lovenbreen 冰川，这可能是局地气候或地形影响下的结果。

表 3.5 Svalbard 地区较长时间序列（7 年以上）冰川不同时段平均平衡线高度（单位：m）

Glacier	1968-2015	1987-2015	1998-2013	2002-2013	2008-2014
Austre Broeggerbreen	428	437	471	477	416
Midtre Lovenbreen	407	407	430	441	404
Kongsvegen		553	580	574	538
Hansbreen			370	341	
Waldemarbreen			444	434	
Irenebreen				473	
Austre Lovenbreen					431

3.3.4 北极 Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度时空变化特征

对不同冰川在较长时段上的平均有效物质平衡梯度在空间上进行对比分析（图 3.8）：1968~1986 年间，Austre Broeggerbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度大于 Midtre Lovenbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度。Austre Broeggerbreen 与 Midtre Lovenbreen 冰川处于相同纬度，不同的是它们所处的经度位置和海拔高度，Midtre Lovenbreen 冰川海拔较高，地理位置偏东。即，海拔较低、地理位置偏西的 Austre Broeggerbreen 冰川平均有效物质平衡梯度大于海拔较高、地理位置偏东的 Midtre Lovenbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度。

1989~1995 年间，不同冰川平均有效物质平衡梯度值从大到小依次为 Hansbreen、Austre Broeggerbreen、Kongsvegen、Midtre Lovenbreen 冰川，即在较低海拔区，较低纬度区域的 Hansbreen 冰川平均有效物质平衡梯度大于较高纬度区域的 Austre Broeggerbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度；在较高海拔区，纬度较低的 Kongsvegen 冰川平均有效物质平衡梯度大于纬度较高的 Midtre Lovenbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度；较高海拔区的 Kongsvegen 和 Midtre Lovenbreen 冰川平均有效物质平衡梯度小于较低海拔区的 Hansbreen 和 Austre

Broeggerbreen 冰川；由此发现，纬度较低的冰川平均有效物质平衡梯度大于纬度较高的冰川的平均有效物质平衡梯度，海拔较高的冰川平均有效物质平衡梯度小于海拔较低的冰川的平均有效物质平衡梯度。

2002~2007 年间，不同冰川的平均有效物质平衡梯度值从大到小顺次为 Irenebreen、Hansbreen、Waldemarbreen、Kongsvegen、Midtre Lovenbreen、Austre Broeggerbreen 冰川。这一时段内不同冰川平均有效物质平衡梯度的空间变化特征与前一个时段相比亦有相同和不同之处。相同之处是：Hansbreen、Waldemarbreen、Kongsvegen、Midtre Lovenbreen 和 Austre Broeggerbreen 冰川中，纬度最低的 Hansbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度最大，最小的是纬度最高的 Midtre Lovenbreen 和 Austre Broeggerbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度。不同之处是：纬度相对较高的 Irenebreen 冰川平均有效物质平衡梯度大于纬度相对较低的 Hansbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度；处于相同纬度海拔较高的 Midtre Lovenbreen 冰川平均有效物质平衡梯度高于海拔较低的 Austre Broeggerbreen 冰川平均有效物质平衡梯度，但是两者之差几乎很小，可以看做是与前述空间变化规律相吻合的。

2008~2013 年间，不同冰川的平均有效物质平衡梯度值从大到小顺次为 Hansbreen、Waldemarbreen、Irenebreen、Austre Lovénbreen、Austre Broeggerbreen、Midtre Lovenbreen、Kongsvegen。在这一时段，其余冰川的平均有效物质平衡梯度值都符合上述随纬度、海拔的变化特征，Kongsvegen 冰川在这一时段内平均有效物质平衡梯度值从前三个阶段基本保持稳定的 4 mm/m 左右突然降至 2 mm/m 以下。

上述分析表明，Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度在空间上：随着纬度的升高，有效物质平衡梯度减小；随着海拔高度的升高，有效物质平衡梯度减小的趋势。其中也出现了不同于这种变化特征的两个个例：2002~2007 年间，纬度相对较高的 Irenebreen 冰川的平均有效物质平衡梯度大于纬度相对较低的 Hansbreen 冰川的平均有效物质平衡梯度；2008~2013 年间，Kongsvegen 冰川的平均有效物质平衡梯度值从前三个较长时段基本保持稳定的 4 mm m^{-1} 左右突然降至 2 mm m^{-1} 以下。

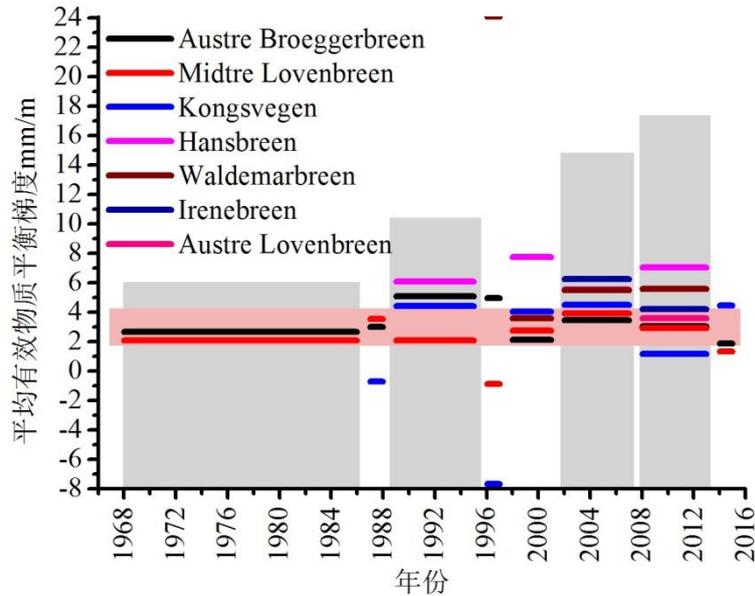


图 3.8 不同冰川在不同时段平均有效物质平衡梯度对比

Austre Broeggerbreen 冰川近 49 a 有效物质平衡梯度没有较明显的变化趋势（减小趋势不明显，减小了约 0.1 mm m^{-1} ），多年平均有效物质平衡梯度为 3.2 mm m^{-1} （图 3.9）。1970s 平均有效物质平衡梯度低于多年平均值，1980s 和 1990s 的平均有效物质平衡梯度相对于多年平均状态分别以 1.3 mm m^{-1} 的振幅减小和增大；2000s 平均有效物质平衡梯度约等于多年平均值。Midtre Lovenbreen 冰川近 48 a 来有效物质平衡梯度出现了减—增—减—增的循环波动，总体呈缓慢增大的趋势，增幅约 1.4 mm m^{-1} ，多年平均有效物质平衡梯度为 2.37 mm m^{-1} 。Kongsvegen 冰川近 29 a 来有效物质平衡梯度总体呈增大趋势，增幅约为 0.89 mm m^{-1} ，多年平均梯度为 2.52 mm m^{-1} 。29 a 中出现了 2 次增大 2 次减小的波动。Austre Lovenbreen 冰川在 2008~2014 年间，有效物质平衡梯度总体呈增大趋势，增大了约 4.35 mm m^{-1} ，多年平均值为 2.9 mm m^{-1} 。

Hansbreen 冰川近 26 a 来，1996~1997 年观测数据缺失，1989~1995 年和 1998~2013 年两个时段内，有效物质平衡梯度都呈减小趋势，前一时段减小速度与后一阶段相比较为缓慢，分别减小了约 1.7 和 4.96 mm m^{-1} ，两个时段的平均有效物质平衡梯度分别为 6.06 和 6.65 mm m^{-1} 。Waldemarbreen 冰川 1996~2013 年间有效物质平衡梯度变化趋势以 2002 年为界，前一阶段迅速减小，后一阶段缓慢增加，总趋势是减小的，减小了约 8.47 mm m^{-1} ，有效物质平衡梯度多年平均值为 7.15 mm m^{-1} 。2000s 平均有效物质平衡梯度小于多年平均值，相差 1.92 mm

m^{-1} 。Irenebreen 冰川在 2002~2013 年间,有效物质平衡梯度呈迅速减小的趋势,减小了约 3.43 mm m^{-1} ,多年平均值为 5.22 mm m^{-1} 。

就多年变化趋势来看,有效物质平衡梯度呈增大趋势的冰川有 Midtre Lovenbreen、Austre Lovenbreen 和 Kongsvegen 冰川,Hansbreen、Waldemarbreen 和 Irenebreen 冰川有效物质平衡梯度呈减小趋势,Austre Broeggerbreen 冰川没有发生明显的变化,总体表现出较低纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈减小趋势,较高纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈增大趋势的特征。即,较高纬度地区冰川物质平衡对平衡线高度变化的敏感性增大,较低纬度地区冰川物质平衡对平衡线高度变化的敏感性减小。

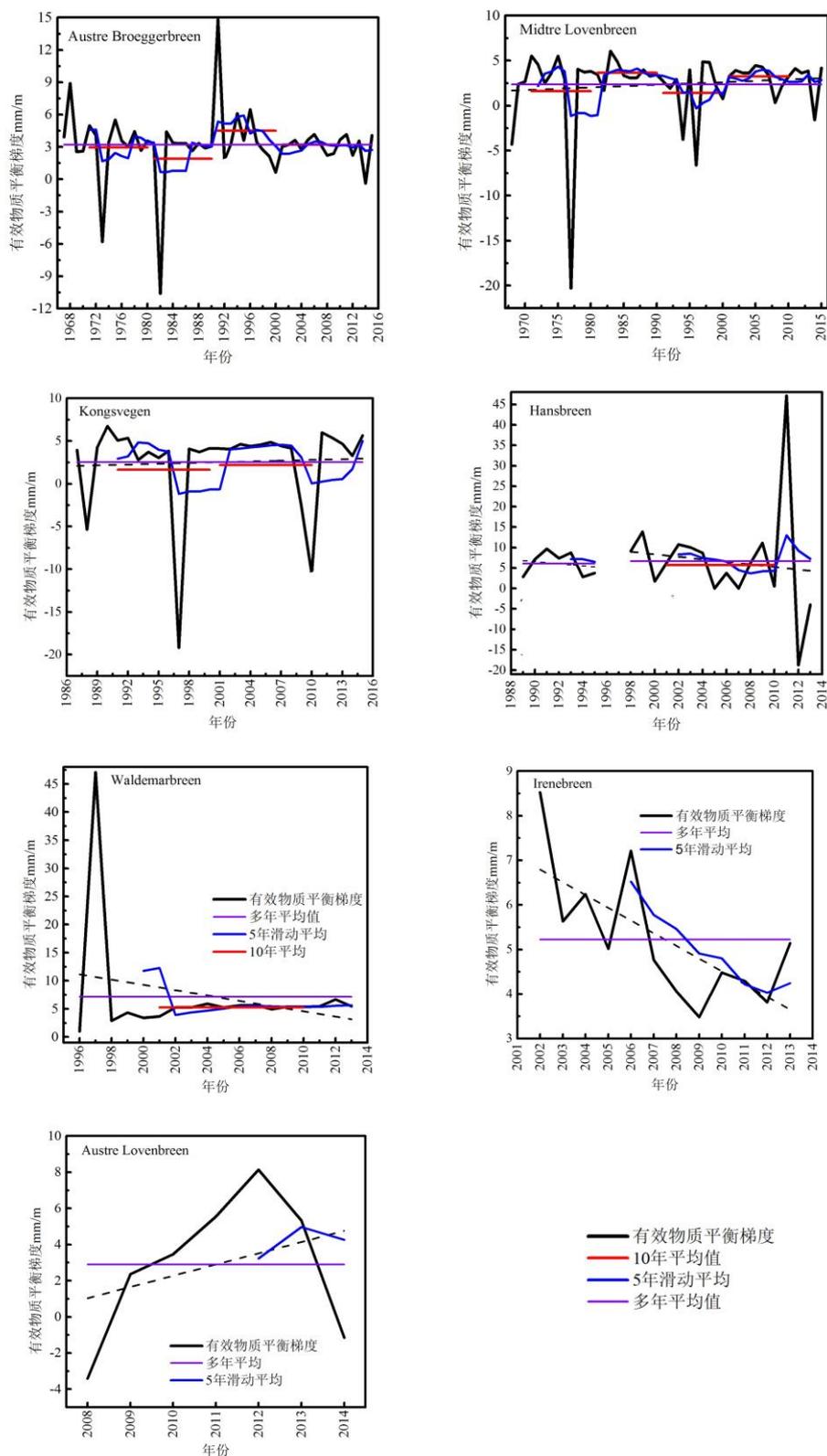


图 3.9 Svalbard 地区较长时间序列冰川有效物质平衡梯度变化

在 2000s (图 3.10), Hansbreen、Kongsvegen、Midtre Lovenbreen、Irenebreen、Austre Broeggerbreen 和 Waldemarbreen 冰川有效物质平衡梯度均呈减小趋势, 按

减小速度从大到小顺次为 Kongsvegen、Hansbreen、Irenebreen、Midtre Lovenbreen、Waldemarbreen 冰川，最小的是 Austre Broeggerbreen 冰川。由此看出，引起有效物质平衡梯度变化速度快慢的主要因素是冰川所处的海拔高度，其次是冰川所处的纬度。海拔较高的冰川有效物质平衡梯度减小得较快，纬度较低的冰川有效物质平衡梯度减小得也较快。

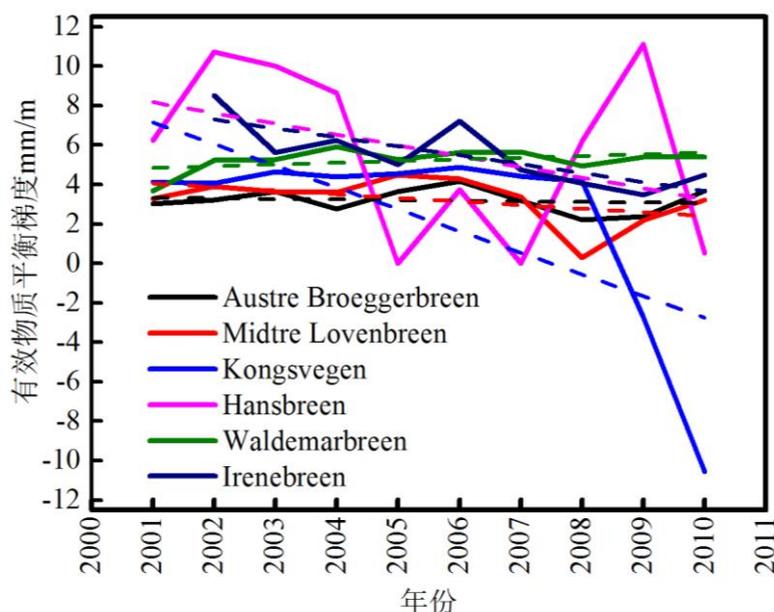


图 3.10 2000s Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度变化

3.4 结论

本文以北极 Svalbard 地区 15 条冰川物质平衡、平衡线高度数据为基础，对该地区冰川物质平衡变化、平衡线高度时空分布和有效物质平衡梯度的时空变化特征进行分析得出以下结论：

(1) 北极 Svalbard 地区气候变化特征：

近年来北极 Svalbard 地区年平均气温以 $1^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 的速度在升高，年降水量以 $11\text{mm}/10\text{ a}$ 的速度在增大。冬季增温最显著且降水增量最大，夏季增温幅度最小且降水量呈减小的趋势，降水主要发生在冬季。

(2) 北极 Svalbard 地区冰川物质平衡变化特征：

近年来有较长时间序列(7 a 以上)的各冰川自有观测记录以来，除 Hansbreen 冰川外，其它几条冰川物质平衡都趋向负平衡。有较长时间序列(10 a 以上)冰川在 2000 s 负物质平衡值较大。

Svalbard 地区地理位置相近的冰川年物质平衡变化趋势相似。与面积较大的冰川相比,面积较小的冰川消融速率较大。该区冰川冬季积累相对稳定,夏季消融比冬季积累呈现出更大的波动。几乎所有的观测年中,冬季积累始终小于夏季消融,导致冰物质持续减少。夏平衡是年平衡变化的主要驱动因素。

(3) 北极 Svalbard 地区冰川平衡线高度时空分布特征:

Svalbard 地区各冰川自有观测记录以来,除 Hansbreen 冰川外,其他几条冰川平衡线高度均是升高的。平衡线高度在 2000 s 出现了 1970~2009 年间的最高值。Svalbard 地区冰川平衡线高度在空间上:随着纬度的升高,平衡线高度升高;由沿海向内陆,随着海拔的升高,平衡线高度呈升高的总趋势。

(4) 北极 Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度时空变化特征:

Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度随着纬度和海拔高度的升高,有效物质平衡梯度减小。较低纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈减小趋势,较高纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈增大趋势。在 2000s, Hansbreen、Kongsvegen、Midtre Lovenbreen、Irenebreen、Austre Broeggerbreen 和 Waldemarbreen 冰川有效物质平衡梯度均呈减小趋势。海拔较高的冰川有效物质平衡梯度减小得较快,纬度较低的冰川有效物质平衡梯度减小得也较快。

第四章 北极 Svalbard、高亚洲和阿尔卑斯山冰川物质平衡对比分析

4.1 研究区概况

高亚洲（也称为中央亚洲），是以青藏高原为中心，处于亚洲中央的高山及高原地区。它西起帕米尔和西天山，东至岷山及横断山，北界为阿尔泰山脉，南至喜马拉雅山，南北跨越 23 个纬度（27-50°N），东西跨越 35 个经度（70-105°E）^[95]。高亚洲西南部受到印度季风的影响，东南部受到东亚季风的影响，北部和西部主要受西风环流的影响，还受到青藏高原隆升产生的高原季风的影响^[96]。高亚洲是中低纬度地区最大的现代冰川区，现代冰川总面积 $1.27 \times 10^5 \text{ km}^2$ ，占全球山地冰川面积的 25%，是亚洲中部干旱半干旱地区宝贵的淡水资源，其退缩对全球海平面上升的贡献是 20%^[97-98]。20 世纪的全球变暖已导致山地冰川发生显著的变化，物质平衡实地观测和遥感测量均证实高亚洲冰川跟全球其他区域一样，呈现出明显的退缩和物质损失^[99-103]。高亚洲冰川的存在及其变化，对高亚洲生态环境有着最直接的影响。

阿尔卑斯山地是世界上最有名的褶皱山系之一，是欧洲最高大的山脉，面积 21 万余平方公里，只占到欧洲总面积的 11%，但提供了欧洲 90% 以上的水源。阿尔卑斯山脉的主脊呈东西走向，西起罗讷河东岸，东到奥匈边境；山脉呈弧形向东北绵亘 1200 公里，南北宽度一般在 120 到 300 公里左右，最宽处约 300 公里，其北部是西德南部的巴伐利亚高原和捷克斯洛伐克境内的舒马瓦山脉，南临地中海北部的亚德里亚海和利古里亚海。阿尔卑斯山的平均高度大约为 1800~2400 m，其主峰勃朗峰海拔为 4807 m^[104]，岭谷高差悬殊，使水热状况在南、北坡和垂直方向均有明显差异。阿尔卑斯山地濒临地中海，距大西洋较近，由于受到大西洋暖流的影响，气候温和，降水丰沛，发育有许多高山冰川，总覆盖面积达 3600 km²，冬、春季有深厚的积雪。近 30 年来阿尔卑斯山中段瑞士地区，冰川面积减少了 364.33 km²，年退缩速率为 12.56 km²/a。不同坡度的冰川面积都在减少，东南坡、东北坡和西坡冰川面积减少量较大，而西南、西北和东坡相对较小^[105]。

4.2 数据来源

利用北极 Svalbard（7 条）、高亚洲（天山 3 条、阿尔泰山 3 条、青藏高原

5 条、帕米尔 1 条) 及阿尔卑斯山 (8 条) 27 条冰川 (表 4.1) 1967~2015 年间物质平衡和面积统计资料, 对这三个区域冰川物质平衡进行计算并对其变化特征进行对比研究。其中除乌鲁木齐河源 1 号冰川、老虎沟 12 号冰川、白水 1 号冰川、七一冰川、小冬克玛底冰川分别来自野外观测和各类文献外, 其余冰川年物质平衡数据均来源于世界冰川监测服务处 (WGMS)。

表 4.1 北极 Svalbard、高亚洲、阿尔卑斯山区近 48 年来有较长时间物质平衡序列冰川

Glacier	Gen_location	Lat/ Lon(°)	1st/last survey
Sarennes	Western Alps	45.14/6.14	1949/2015
Ciardoney		45.52/7.4	1992/2014
Fontana Bianca/Weissbrunnferner	Central Alps	46.48/10.77	1984/2015
Pendente/Hangender Ferner		46.96/11.23	1996/2011
Careser		46.45/10.7	1966/2015
Hintereisferner	Eastern Alps	46.8/10.77	1953/2015
Wurtenkees		47.04/13.01	1983/2013
Vernagtferner		46.88/10.82	1965/2015
Urumqi Glacier NO. 1	Tianshan	43.11/86.81	1959/2015
TS.Tuyuksuyskiy		43.05/77.08	1957/2015
Golubin		42.46/74.49	1969/1994、2012/2015
Abramov	Pamir Alai	39.62/71.56	1968/1996、2012/2014
Maily Aktru	Altay	50.04/87.74	1962/2012
Leviy Aktru		50.08/87.69	1977/2012
Vodopadny(NO.125)		50.04/87.78	1977/2012
Parlung NO. 94	Tibetan Plateau	29.38/96.97	2006/2015
Qiyi	Qilian Shan	39.24/97.75	1976/1977 1984/1988 2002/2003 2006/2010
Xiao Dongkzmedi	Tibetan Plateau	33.17/92.13	1989/2013
Laohugou NO.12	Qilian Shan	96.54/39.44	2011/2015
Baishui NO.1	Tibetan Plateau	100.21/27.12	2009/2013
Austre Broeggerbreen	Spitsbergen	78.88/11.83	1967/2015
Midtre Lovenbreen		78.88/12.04	1968/2015
Kongsvegen		78.8/12.98	1987/2015
Hansbreen		77.07/15.63	1989/1995 1998/2014
Waldemarbreen		78.67/12.06	1995/2015
Irenebreen		78.66/12.12	2002/2015
Austre Lovenbreen		78.87/12.15	2008/2014

以高亚洲、阿尔卑斯山和北极 Svalbard 地区定位监测冰川为研究对象, 分别分析冰川平衡线高度在时空尺度上的分布特征。由于各个区域在 2005~2010 年间, 有平衡线高度观测资料的冰川条数较多, 因此本文运用各个区域在这个时段的平均平衡线高度值, 分别在空间上做一分布特征分析。

阿尔卑斯山具有较长时间平衡线高度序列的冰川有 7 条, 分别是 Silvretta (1953~2015 年)、Hintereisferner (1953~2014 年)、Kesselwandferner (1953~2011 年)、Stubacher Sonnblickkees (1958~2015 年)、Gries (1962~2015 年)、Vernagtferner (1965~2014 年) 和 Careser (1967~2015 年) 冰川。表 4.2 中, 除上述 7 条冰川外, 平衡线高度序列较短的 13 条冰川在 2005~2010 年间均有平衡线高度定位观测数据。文中将这 20 条冰川在 2005~2010 年间的平均平衡线高度的空间分布及其中 7 条有长时间平衡线高度序列的定位监测的冰川平衡线高度时序变化特征也进行了分析。

表 4.2 阿尔卑斯山定位监测冰川 (数据均来自 WGMS)

Gen_location	Name	Spec_location	Lat/ Lon (°)
Western Alps	Gries	Rhone Basin	46.44/8.33
	Findelen	Rhone Basin	46/7.87
	Basodino	Tessin Basin	46.42/8.48
	Ciardoney	Gran Paradiso	45.51/7.38
Central Alps	Careser orientale	Adige Basin	46.45/10.7
	Lunga Langenferner	Adige Basin	46.46/10.61
	Fontana Bianca	Adige Basin	46.48/10.77
	Careser	Adige Basin	46.45/10.7
Eastern Alps	Pendente	Retiche-Rhetische Alps	46.96/11.22
	Hintereisferner	Oetztaler Alpen	46.8/10.77
	Wurtenkees	Goldberg Gr.	47.03/13
	Vernagtferner	Oetztaler Alpen	46.88/10.82
	Kleinfleisskees	Goldberg Gr.	47.05/12.94
	Goldbergkees	Goldberg Gr.	47.04/12.97
	Malavalle	Retiche-Rhetische Alps	46.94/11.18
	Pasterze	Glockner Gr.	47.1/12.7
	Silvretta	Rhein Basin	46.85/10.08
	Kesselwandferner	Oetztaler Alpen	46.83/10.79
Stubacher Sonnblickkees	Granatpitz Gr.	47.13/12.6	
	Jamtalferner	Silvretta	46.85/10.15

高亚洲分布有数量庞大, 储量丰富的现代冰川, 但由于地势险峻, 能够实地监测的冰川很少, 具有连续的较长时间观测序列的冰川就更少, 直至今日, 绝大部分冰川的地面物质平衡观测资料仍是空白。本研究通过查找各类文献获得了高亚洲 33 条定位监测冰川 2005~2010 年不同时间段的平衡线高度数据 (表 4.3)。主要资料来源于 WGMS、天山冰川观测试验站年报, 以及中国第二次冰川编目数据 (<http://westdc.westgis.ac.cn/>) 和各类研究论文及专著。有较长时间序列 (20 a 以上) 物质平衡监测的冰川有: 阿尔泰山的 Maliy Aktru 冰川 (1962~2012 年)、Leviy Altru 冰川 (1977~2012 年) 及 No.125 (Vodopadniy) 冰川 (1977~2012 年), 天山的乌鲁木齐河源 1 号冰川 (1960~2014 年) (以下简称乌源 1 号冰川)、

Ts.Tuyuksuyskiy 冰川 (1957~2014 年), 祁连山七一冰川 (2001~2013 年), 老虎沟 12 号冰川 (1958~2013 年) 和青藏高原唐古拉山小冬克玛底冰川 (1990~2006 年)。文中将不同冰川在 2005~2010 年间的平均平衡线高度的空间分布及其中有长时间序列平衡线高度数据的几条定位监测冰川平衡线高度时序变化特征分别进行了分析。

表 4.3 高亚洲定位监测冰川

山系	冰川名称	经纬度(°)	资料来源
阿尔泰山	喀纳斯冰川	87.8/49.1	第二次中国冰川编目
	Maliy Aktru	87.7/50.0	WGMS
	Leviy Altru	87.7/50.1	
	No.125	87.7/50.1	
天山	哈希勒根 51 号冰川	84.0/43.7	[106]
	科契卡尔巴西冰川	80.2/41.8	[107]
	青冰滩 72 号冰川	79.9/41.8	第二次中国冰川编目
	乌源 1 号冰川	86.8/43.1	天山冰川试验站年报
	Ts.Tuyuksuyskiy	77.1/43.1	WGMS
帕米尔	Golubin	74.5/42.5	
	Abramov	71.6/39.6	
唐古拉山	小冬克玛底冰川	92.1/33.1	[108-109]
	足学会冰川	94.7/31.8	第二次中国冰川编目
	冬克玛底冰川	92.1/33.1	
祁连山	老虎沟 12 号冰川	96.5/39.4	[110]
	七一冰川	97.8/39.2	[111-113]
念青唐古拉山	西布冰川	90.6/30.4	第二次中国冰川编目
	雅弄冰川	96.7/29.3	
	扎当冰川	90.6/30.5	[114]
	则普冰川	95.1/30.3	第二次中国冰川编目
昆仑山	鱼鳞冰川	87.3/36.4	
	崇测冰川	81.1/35.3	
	煤矿冰川	94.2/35.7	
	西玉龙冰川	80.6/35.5	
	耶和龙冰川	99.5/34.7	
喀喇昆仑山	音苏盖提冰川	76.1/36.1	
	特拉木坎力冰川	77.1/35.7	
	洋布拉克冰川	75.1/38.3	
喜马拉雅山	达索普冰川	85.7/28.4	
	蒙达扛日冰川	90.6/28.5	[115]
	枪勇冰川	90.6/28.2	第二次中国冰川编目
	绒布冰川	86.9/28.1	
横断山	白水河 1 号冰川	100.2/27.1	[116]

4.3 研究方法

4.3.1 单点物质平衡观测与计算

在冰面布设测杆网，测量测杆顶部到冰面的距离，用两次测杆读数之差计算冰融化的深度。冰川表面有粒雪和附加冰时，分别测量其厚度和密度（冰的密度以 $0.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 计算）。

某一时段内某点的物质平衡为该段时间内该点多次物质平衡测量的代数和，该点每次的物质平衡值为粒雪平衡、附加冰平衡和冰川冰平衡的代数和^[19]。

$$b_{s(1-2)} = \rho_{s(2)} h_{s(2)} - \rho_{s(1)} h_{s(1)} \dots\dots\dots (4)$$

$$b_{f(1-2)} = \rho_{f(2)} (d_{s(2)} - d_{f(1)}) \dots\dots\dots (5)$$

$$b_{g(1-2)} = \rho_g [(m_{(1)} + d_{s(1)} + d_{f(1)}) - (m_{(2)} + d_{s(2)} + d_{f(2)})] \dots\dots\dots (6)$$

$$b_{(1-2)} = b_{s(1-2)} + b_{f(1-2)} + b_{g(1-2)} \dots\dots\dots (7)$$

$$b_i = b_1 + b_2 + b_3 + \dots\dots\dots (8)$$

式中：下标 s 表示积雪（粒雪）、g 表示冰川冰、f 表示附加冰，1、2 表示观测顺序，冰川冰的平均密度为 0.9 g cm^{-3} ，附加冰的平均密度为 0.85 g cm^{-3} ，花杆读数 m 和厚度 d 的单位为 cm。

在积累区，通过开挖雪坑，利用层位法及雪层密度测量得到积累区的物质平衡。根据雪坑中不同层位的厚度和密度，计算出该点的积累量 b_i ：

$$b_i = \sum_1^i d\rho \dots\dots\dots (9)$$

式中 i 为总层数，d 为不同层位各层的厚度、 ρ 为不同层位各层的密度。

4.3.2 整条冰川物质平衡计算

在 ArcGIS 中用冰川上的点物质平衡值绘制出物质平衡等值线图，进而通过面积加权法计算出整条冰川的年净平衡^[19]。

整条冰川年物质平衡用下式计算

$$B_i = \frac{1}{S} \sum_i^1 s_j b_j \dots\dots\dots (10)$$

其中： S 为冰川总面积， s_j 为两条相邻等值线间的投影面积； i 为 s_j 总数； b_j 为 s_j 的年平均物质平衡。

4.3.3 平衡线高度的确定

平衡线高度的确定有直接测量法和间接测量法两种。直接测量法也有两种：一种是进行系统的物质平衡观测所得到的净平衡为零的位置就是准确的平衡线位置，其对应的海拔高度就是当年的平衡线高度。另一种是结构法，就是在冰川上挖雪坑，用肉眼观测雪-粒雪-冰的结构^[117]。乌源 1 号冰川平衡线高度的确定是基于中国科学院天山冰川观测试验站长期的物质平衡实测数据。根据冰面花杆所测量的年物质平衡随海拔高度的变化曲线，确定冰川平衡线，平衡线所在的海拔高度即为平衡线高度。Maliy Aktru 冰川、Leviy Altru 冰川、No.125(Vodopadny) 冰川、Ts.Tuyuksuyskiy 冰川等的物质平衡线高度数据都是通过上述方法获得的。平衡线高度间接测定方法包括：赫斯（Hess）法、库洛夫斯基（Kurowsky）法、盖菲尔（Gefer）法，以及中值高度法等^[116,118]。文中提及的特拉木坎力冰川、青冰滩 72 号冰川、音苏盖提冰川等基于《第二次冰川编目》的物质平衡线高度数据都是通过中值高度法获得的。

4.3.4 区域冰川物质平衡计算

通过对区域内的冰川进行面积加权来计算各研究区域冰川物质平衡值^[19]

$$B = \sum_{i=1}^n B_i S_i \dots\dots\dots(11)$$

式中： B 为区域冰川物质平衡值； B_i 为区域内每条冰川物质平衡， S_i 为区域内每条冰川的面积权重。

4.4 结果分析

4.4.1 区域冰川物质平衡变化特征对比

通过对北极 Svalbard、高亚洲和阿尔卑斯山地区各区域内具有物质平衡观测的冰川分别进行面积加权计算出的各区域冰川年物质平衡值，三者变化趋势特征各异（图 4.1）：Svalbard 地区和高亚洲冰川物质平衡年振幅较低、年际变化较小，相反，阿尔卑斯山冰川物质平衡年振幅较高、年际变化较大。Svalbard 地区冰川物质平衡趋于正平衡，阿尔卑斯山和高亚洲冰川物质平衡趋于负平衡。

三个区域物质平衡出现最大值或较大值的时段各不相同，高亚洲地区冰川物质平衡在 1960s 初至 1970s 初达最大值或较大值，阿尔卑斯山冰川物质平衡在 1960s 中期至 1980s 初达最大值或较大值，而 Svalbard 地区冰川物质平衡在 1980s 中期至 1990s 末期达最大值或较大值。

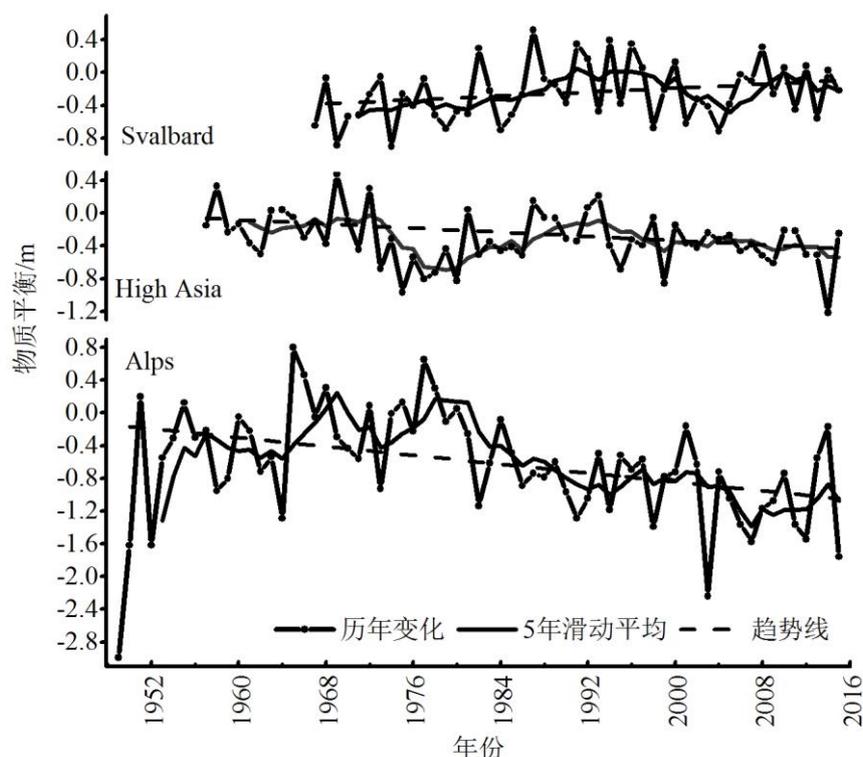


图 4.1 北极 Svalbard、高亚洲和阿尔卑斯山冰川物质平衡变化

北极 Svalbard 和高亚洲地区冰川近 48 年来均呈加速消融趋势，阿尔卑斯山区冰川在 1975~1982 年间出现短暂物质积累，但总体上也呈物质亏损加速的态势（图 4.2）。高亚洲和 Svalbard 地区冰川消融速率变化趋势相似，消融较快的时段均是在 1970s 初至 1980s 中期。阿尔卑斯山冰川自 1980s 初至今消融速率远大于高亚洲和 Svalbard 地区。这是可能与阿尔卑斯山区自 1980s 初气温大幅度升高有关，其气温总体平均升高约 1°C ，单个站点的升温可达到 2°C ，对冰川和冰缘带产生显著的影响。自小冰期末欧洲阿尔卑斯山冰川区面积减小了 30~40%，约为原冰川体积的一半。据估算，欧洲阿尔卑斯山地冰川总体积在 1970s 中期为 130 km^3 ，但自 1980 年以来，较大的负物质平衡使得冰川物质损失了 10~20%。夏季增温显著，与低海拔区相比，高海拔区气温增幅更大，冬季降水增加而夏季

更加干旱，在这种气候条件下阿尔卑斯山冰川将在几十年内大面积消失殆尽 [119-120]。

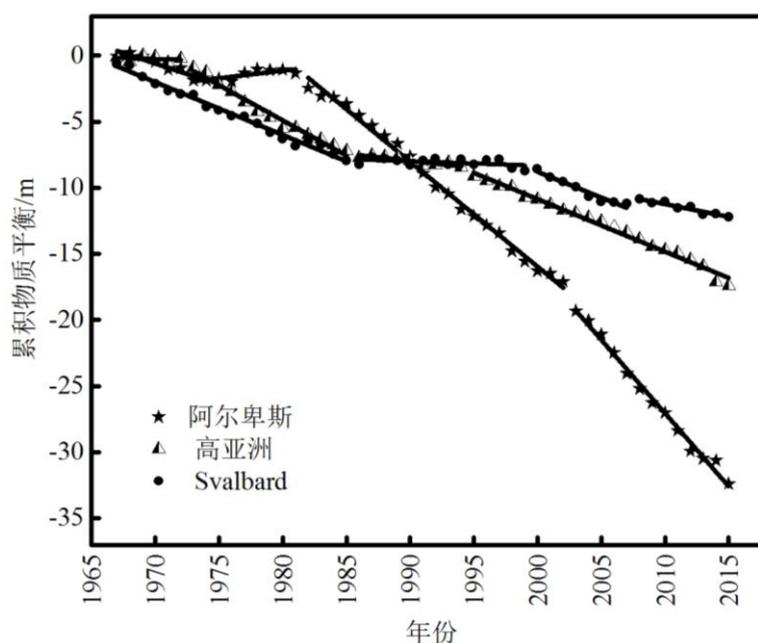


图 4.2 北极 Svalbard、阿尔卑斯和高亚洲地区冰川累积物质平衡变化

1968~1984 年间，三个地区 6 条冰川累积物质平衡曲线均较平缓，消融速率相差不大，自 1985 年起，6 条冰川累积物质平衡曲线出现分层，且在近年来，累积物质平衡差距逐渐在增大，冰川消融速率呈现明显的差异（图 4.3）。

与三个地区其它冰川相比，东天山乌源 1 号冰川近 48 年来累积物质平衡曲线最为平缓，消融速率最慢。其累积物质平衡曲线以 1996 年为界，分为两个变化阶段，在 1968~1996 年间，累积物质平衡曲线最平缓，冰川消融速率最慢，1997~2015 年间，累积物质平衡曲线斜率增大，其消融速率增大。

阿尔卑斯山西部 Sarennes 冰川累积物质平衡曲线斜率最大，与三个地区其它 5 条冰川相比，其消融速率最快。自 1985 年起，其消融速率以 1997 年为界经历了两次加速消融，且后一阶段消融速率比前一阶段更大。

阿尔卑斯山东部 Hinterreisferner 冰川 1981 年前消融速率与乌源 1 号冰川相当，自 1982 年起，消融呈加速态势，其消融速率逐渐高于 Midtre Lovenbreen、Ts.Tuyuksuyskiy 和 Austre Broeggerbreen 冰川，但小于阿尔卑斯山西部 Sarennes 冰川。

Austre Broeggerbreen 和 Ts.Tuyuksuyskiy 冰川在 1968~1981 年间累积物质平

衡曲线几乎重合，即两者消融速率几乎相同；1982~2004 年间，Austre Broeggerbreen 冰川累积负物质平衡小于 Ts.Tuyuksuyskiy 冰川，即在这一时段内，Ts.Tuyuksuyskiy 冰川消融速率大于 Austre Broeggerbreen 冰川；2005~2015 年间，两条冰川累积物质平衡曲线又重合，消融速率相当。总体看来，在近 48 年间，Austre Broeggerbreen 和 Ts.Tuyuksuyskiy 冰川消融速率相差不大。

Midtre Lovenbreen 冰川消融速率小于 Austre Broeggerbreen 冰川，大于乌源 1 号冰川，2010~2015 年间其累积物质平衡曲线与乌源 1 号冰川几乎重合，消融速率相当。

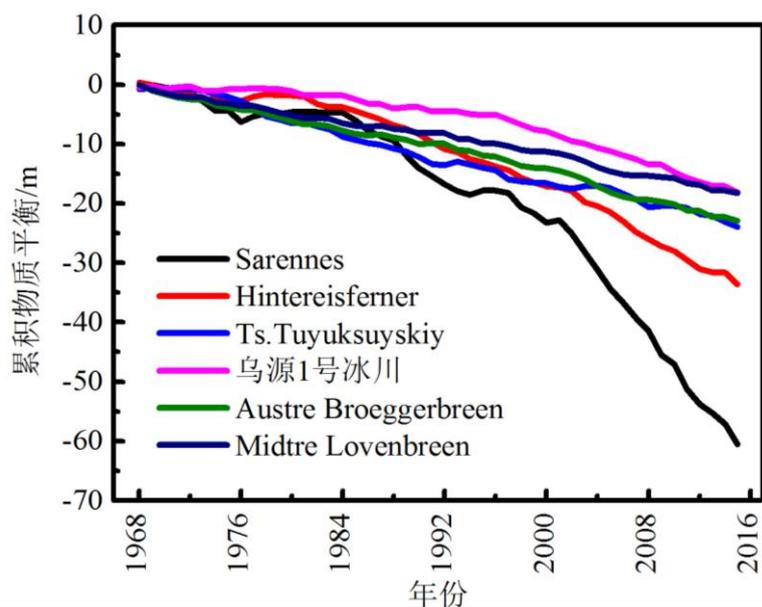


图 4.3 高亚洲、Svalbard 和阿尔卑斯山地区典型冰川累积物质平衡对比

4.4.2 各区域内部冰川累积物质平衡变化特征对比

阿尔卑斯山西部的 Sarnnes、Argentiere、和 Ciardoney 冰川具有较大的累积负物质平衡值，阿尔卑斯山东部的 Hintereisferner、Vernagtferner 和 Wurtenkees 冰川累积负物质平衡值较小，而位于阿尔卑斯山中部的 Fontana Bianca/Weissbrunnferner 和 Pendente/Hangenderferner 冰川累积负物质平衡值小于西部冰川，大于东部冰川（图 4.4）。由此表明，冰川所处的经度位置是影响阿尔卑斯山区冰川消融速率的主要原因。

还有个别几条冰川因其特殊的环境因素和自身因素，其变化与上述变化规律不一致。位于阿尔卑斯山西部的 Gebroulaz 冰川，其累积负物质平衡值小于阿尔卑斯山中部的两条冰川，这可能与其所处的海拔高度较高有关。位于阿尔卑斯山

中部的 Careser 冰川，其累积负物质平衡值大于阿尔卑斯山西部的几条冰川，这可能与其特殊的气候条件和地理位置有关。Careser 冰川是一条位于阿尔卑斯山意大利东部（最大的冰川作用山群）的山地冰川^[121]，在一个宽广的朝南的周围山锋海拔在 3162~3386m 的山谷里，是小冰期时期一条大冰川积累区的残留部分，山谷前缘的冰舌已完全消融。冰川冰面平坦，几乎没有表碛覆盖，其物质积累主要来自冬季的直接降水和风吹雪，由于冰川表面与其周围最高点间的高差较小，雪崩和地形遮挡对其物质积累的贡献不是主要的。该地区接近所谓“内部干燥高山带”^[122]，是整个欧洲阿尔卑斯山降水量最少的区域（Venosta 山谷地面降水量 500 mm yr^{-1} ），在 Careser 冰川上海拔 3000~3200m 范围内年总降水量为 $1300\sim 1500 \text{ mm yr}^{-1}$ ^[123-124]。

阿尔卑斯山西部（表 4.5），面积较大的 Argentiere 冰川（ 15.6km^2 ）累积负物质平衡值较小，面积较小的 Sarennes（ 0.1km^2 ）冰川累积负物质平衡值较大，Ciardoney 冰川（ 0.56km^2 ）面积介于前两者之间，其累积负物质平衡值居中。因此，阿尔卑斯山西部面积较大的冰川消融速率小，面积较小的冰川消融速率大。

阿尔卑斯山东部，海拔较高的 Vernagtferner 冰川累积负物质平衡值较小，海拔较低的 Hintereisferner 冰川累积负物质平衡值较大，Wurtenkees 冰川累积负物质平衡值居于前两者中间。因此，阿尔卑斯山东部海拔较高的冰川消融速率较小，海拔较低的冰川消融速率较大。

由以上分析表明：影响阿尔卑斯山冰川消融速率的主要因素是冰川所处的经度位置。在其内部，影响其西部冰川消融速率的主要因素是冰川面积大小，影响其东部冰川消融速率的主要因素是冰川所处的海拔高度。这可能是冰川区相应的气候类型所决定的。阿尔卑斯山以北地区气候具有明显的过渡性，自东向西，由冬寒夏热的温带大陆性气候向温和湿润的温带海洋性气候过渡，局部高海拔地区属于高原山地气候；阿尔卑斯山区南部属地中海气候，夏季干旱、冬季温暖湿润。

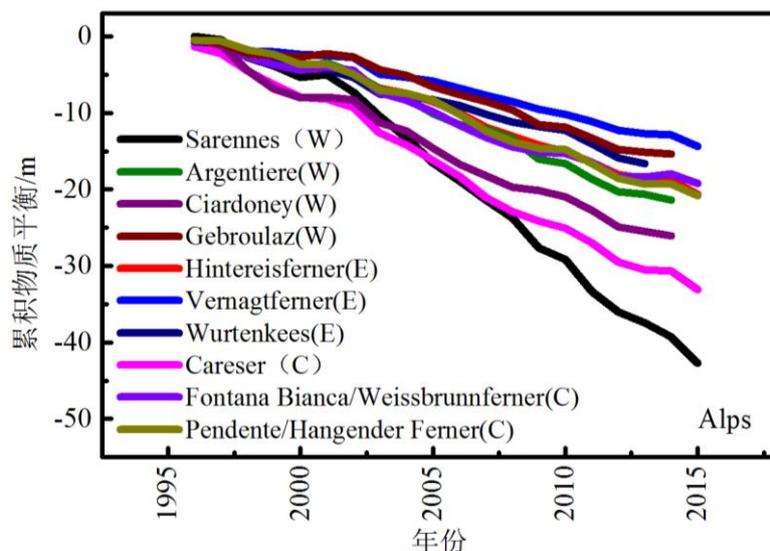


图 4.4 阿尔卑斯山冰川累积物质平衡

表 4.4 阿尔卑斯山冰川位置、面积和海拔（数据均来自 WGMS）

冰川名称	位置	纬/经度	末端海拔/m	中值海拔/m	最高海拔/m	面积/km ² (年份)	年份
Sarennes		45.1/6.1	2848	2905	2960	0.1 (2015)	2014
Argentiere	Western	46.0/7.0	1500	2600	3500	15.6(1978)	2003
Ciardoney	Alps	45.5/7.4	2870		3130	0.56(2014)	2009
Gebroulaz		45.3/6.6	2600	3000	3400	2.76(1980)	2003
Hintereisferner		46.8/10.8	2453	3064	3715	6.65	2014
Vernagtferner	Eastern	46.9/10.8	2802	3143	3619	7.35 (2014)	2010
Wurtenkees	Alps	47.0/13.0	3000			0.31 (2013)	
Fontana Bianca		46.5/10.8	2890	3160	3350	0.39 (2015)	2012
Pendente	Central	47.0/11.2	2625	2785	2980	0.82	2014
Careser	Alps	46.5/10.7	2910	3076	3275	1.31	2015

纬度较低的天山山区 Ts.Tuyuksuyskiy、乌鲁木齐河源 1 号冰川累积负物质平衡值大于纬度较高的阿尔泰山区 Levyi Aktru、Maliy Aktru 和 Vodopadniy (No.125) 冰川的累积负物质平衡值（图 4.5 和表 4.5）。纬度较低的帕米尔高原 Abramov 冰川累积负物质平衡值大于纬度较高的天山山区 Golubin 冰川累积负物质平衡值。即，纬度较低的冰川较纬度较高的冰川消融速率大。

同位于青藏高原的小冬克玛底和帕隆 94 号冰川，两者的面积及其所处的海拔高度相差不大，而帕隆 94 号冰川纬度相对较高，近年来，帕隆 94 号冰川的消融速率远大于小冬克玛底冰川，这可能与两者冰川类型的差异有关。小冬克玛底冰川属于大陆型冰川，帕隆 94 号冰川属于海洋型冰川，海洋型冰川受印度季风影响强烈，具有高积累高消融的特征^[125-127]。同属于海洋型冰川，面积相差不大，

且都位于青藏高原的帕隆 94 号冰川和白水 1 号冰川,其不同点是帕隆 94 号冰川海拔高度高于白水 1 号冰川,两者消融速率相差不大。

影响高亚洲冰川消融速率的主要因素是冰川所处的纬度位置,纬度较低的冰川较纬度较高的冰川消融速率大。冰川类型的差异也是影响高亚洲冰川消融速率的因素之一,海洋型冰川消融速率一般高于大陆型冰川。

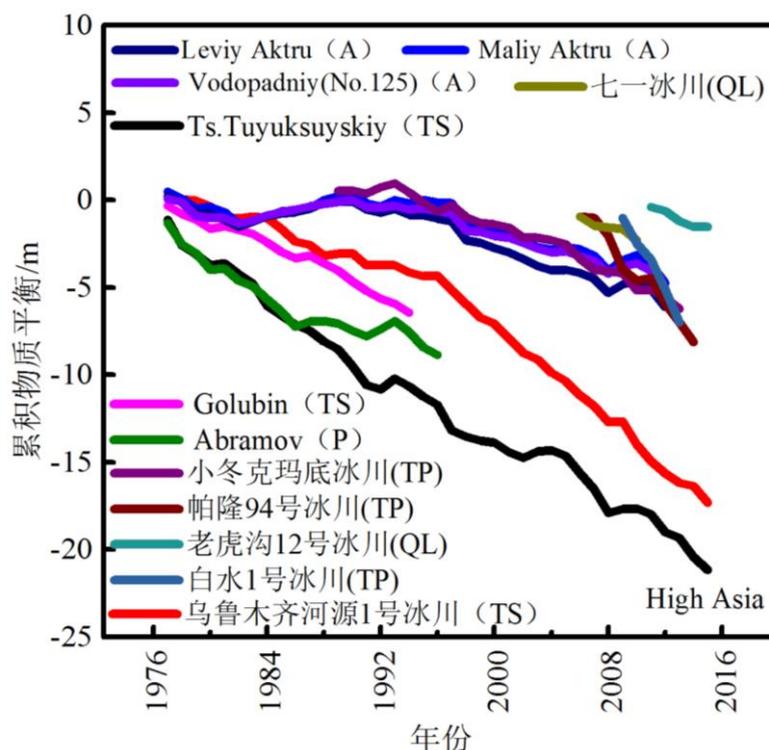


图 4.5 高亚洲冰川累积物质平衡变化

表 4.5 高亚洲冰川面积、海拔及其类型

冰川名称	纬/经度 (°)	面积 (km ²)	末端海拔 (m)	最高海拔 (m)	数据来源
乌源 1 号冰川	86.8/43.1	1.61	3743	4484	天山站年报
Ts.Tuyuksuyskiy	77.1/43.1	2.27	3467	4219	WGMS
Golubin	74.5/42.5	5.44	3300	4400	
Abramov	71.6/39.6	24	3625	4960	
Leviy Aktru	87.7/50.1	5.95	2650	3950	[128]
Maliy Aktru	87.7/50.0	2.73	2224	3714	WGMS
Vodopadnyy	87.7/50.1	0.75	3040	3556	[129]
七一冰川	97.8/39.2	2.9	4310	5145	[18]
老虎沟 12 号冰川	96.5/39.4	20.4	4260	5481	[130]
小冬克玛底冰川	92.1/33.1	1.705	5420	5919	[107]
帕隆 94 号冰川	97.0/29.4	2.35	5000	5635	[131]
白水 1 号冰川	100.2/27.1	1.52	4350	4950	[115]

由 3.3.2 节中的分析表明, Svalbard 地区面积较小的 Austre Brøggerbreen、

Midtre Lov énbreen、Waldemarbreen、Irenebreen 和 Austre Lov énbreen 冰川物质损失呈加速态势,面积较大的 Hansbreen 和 Kongsvegen 冰川在 1997~2004 年物质损失呈加速趋势,2005~2008 年出现物质积累,之后保持持续的较小的负物质平衡。因此,影响 Svalbard 地区冰川消融速率的主要因素是冰川面积,与面积较大的冰川相比,面积较小的冰川消融速率较大。

4.4.3 区域冰川平衡线高度时空分布特征对比

高亚洲冰川平衡线高度总体上呈现出纬度地带性分布规律(图 4.16)。从喜马拉雅山绒布冰川(6420 m)、达索普冰川(6344 m)、到昆仑山煤矿冰川(5278 m)、天山乌源 1 号冰川(4054 m)、直至阿尔泰山 Maliy Aktru 冰川(3213 m),随着纬度的升高,平衡线高度降低。这与王圣杰等^[132]利用 NCEP/NCAR 再分析数据与探空资料计算的 1971~2010 年夏季自由大气平均 0℃层高度呈自南向北逐渐降低的变化趋势一致,表明气温是影响平衡线高度变化的重要因素之一。

高亚洲冰川平衡线高度呈现纬度地带性分布规律的基础上还表现出一定的经向地带性的变化。从祁连山老虎沟 12 号冰川(4900 m)、到昆仑山东段煤矿冰川(5278 m)、昆仑山中段鱼鳞冰川(5757 m)、昆仑山西段崇测冰川(6151 m)、至喀喇昆仑山洋布拉克冰川(6061 m)。自东向西,距离海洋由近及远,冰川平衡线高度总体呈升高趋势。这一趋势表明,除了气温,降水也是影响平衡线高度的另一个重要因素。东亚季风和南亚季风所携带的水汽长途跋涉进入内陆地区,随着水汽传输距离的增大,其所携带的水汽逐渐减少,导致降水量减少,对冰川的补给减少^[133]。

青藏高原及其周边地区冰川平衡线高度的分布还呈现出一定的区域性的规律。从祁连山老虎沟 12 号冰川(4900 m)、横断山白水 1 号冰川(5025 m)、到昆仑山耶和龙冰川(5181 m)、煤矿冰川(5278 m)、再到念青唐古拉山西布冰川(5842 m)、直至喜马拉雅山绒布冰川(6420 m),自青藏高原周边地区向高原内部,平衡线高度呈升高趋势。这种变化规律是由于青藏高原在抬升的过程中,一方面伴随降温过程,另一方面来自印度洋、太平洋和大西洋的水汽被阻挡,使高原内部出现寒旱化,高原边缘山地降水增加的结果^[134]。因此地势的起伏变化也是影响平衡线高度分布的重要因素之一。

早在 20 世纪 80 年代,施雅风在冰川编目资料和 1:400 万《中国冰川冻土图》

的基础上, 对有代表性的 150 多条冰川和冰川区进行订正和计算, 绘制出了西部山地冰川平均雪线高度分布图 (图 4.6) [135]。对比研究发现, 本研究中 33 条冰川平衡线高度在 21 世纪初的空间分布特征呈现出与其一致的规律性。

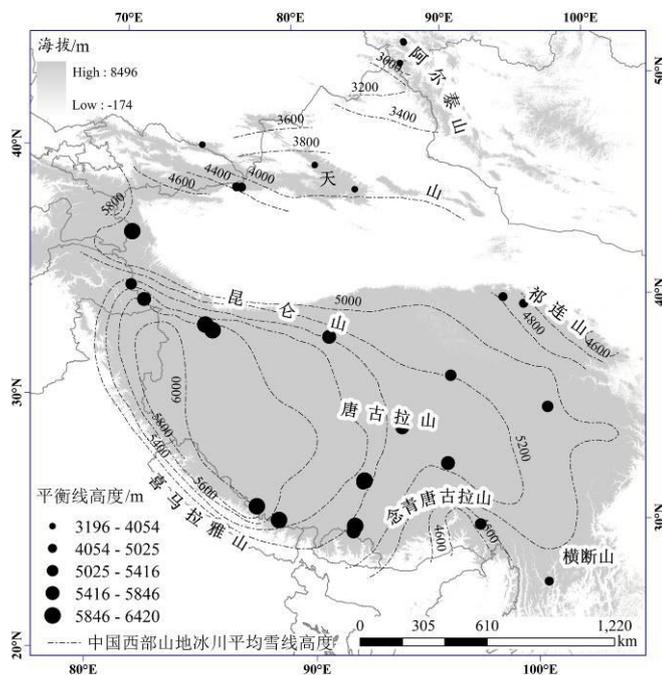


图 4.6 高亚洲定位监测冰川平衡线高度空间分布

将不同山系具有代表性的有较长时间序列(20 a 以上)物质平衡观测的冰川做一比较发现 (图 4.7): 祁连山七一冰川, 阿尔泰山 Maliy Aktru、Leviy Aktru 和 No.125(Vodopadniy) 冰川, 东天山乌源 1 号冰川, 西天山 Ts.Tuyuksuyskiy 冰川, 唐古拉山小冬克玛底冰川中, 从阿尔泰山, 到天山、祁连山, 再到唐古拉山, 平衡线高度呈升高的总趋势, 呈现出明显的纬度地带性分布规律。从时间维度的变化趋势看, 高亚洲定位监测冰川在近 50 多年来平衡线高度呈现出不同程度的升高趋势。对时间序列较长的乌源 1 号冰川、七一冰川、Ts.Tuyuksuyskiy 冰川和 Maliy Aktru 冰川在 1962~2008 年间的变化情况进行比较发现: 七一冰川平衡线高度升高速度最快, 增幅最大, 升高了约 264 m。升高速度最为缓慢的是乌源 1 号冰川, 其增幅最小, 升高了约 47 m。IPCC 第五次报告指出^[136]: 1880~2012 年, 全球平均地表温度升高了 0.85°C, 1951~2012 年, 全球平均地表温度的升温速率 (0.12°C/10 a) 几乎是 1880 年以来升温速率的两倍。因此, 在全球气候变暖的大背景下, 高亚洲定位监测冰川平衡线高度升高的趋势存在着一定的必然

性。

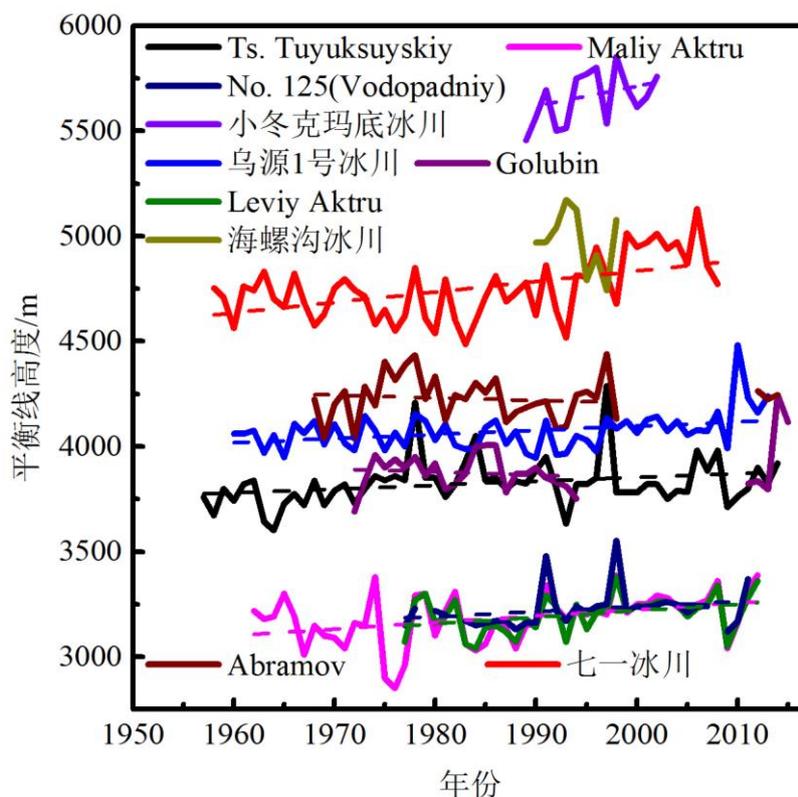


图 4.7 高亚洲定位监测冰川平衡线高度时空分布特征

图 4.8 中，12~14 号之间的几条冰川平衡线高度均在 3075 m 以下，7~12 号之间的冰川平衡线高度波及最高和最低范围，没有明显的规律性。出现这种现象的原因，其一可能是与山地海拔高度有关，越往阿尔卑斯山地东部，山体低而宽厚，东部山峰均在海拔 4000 m 以下，西部山体比较高。原因之二可能是与其强烈的褶皱和复杂的构造有关。地质构造、岩性和巨大的推覆体以及第四纪多次冰川的作用和现代侵蚀作用，使得阿尔卑斯山地具有各种地貌形态，岭谷高差悬殊，山地谷底和附近的山顶间的高差可达 3000 m 之多，使水热状况在南、北坡和垂直方向均有明显差异^[98]。这一地质构造特征使影响冰川消融的因子复杂多样，冰川的坡度、坡向、海拔高度等因素的影响可能是平衡线高度空间分布规律不明显的主要原因。

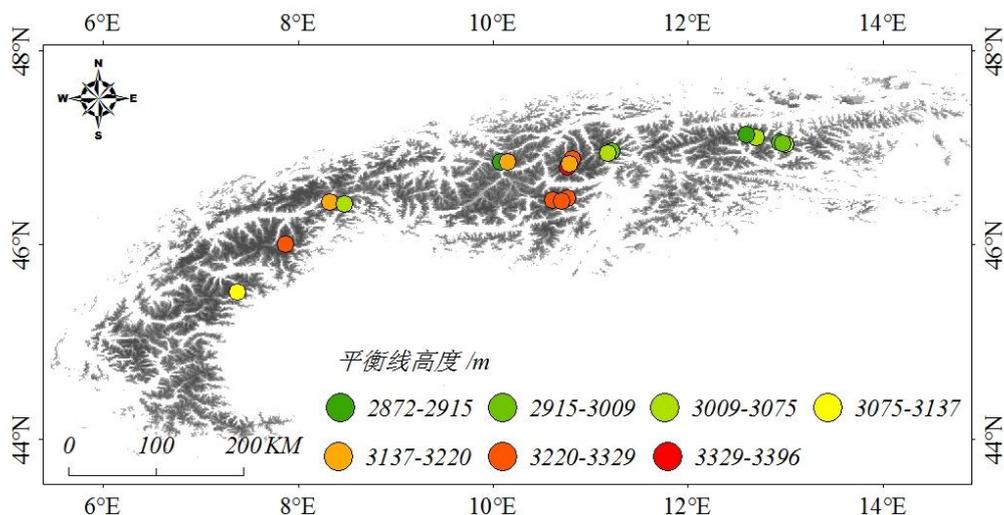


图 4.8 阿尔卑斯山冰川平衡线高度空间分布特征

近 60 多年来，阿尔卑斯山冰川平衡线高度均呈升高趋势，各条冰川平衡线高度波动特征均不相同（图 4.9），这与其复杂的地貌形态有直接的关系。Gries 冰川平衡线高度年际变化最大，升高速度最快；Kesselwandferner 冰川平衡线高度年际变化最小，升高速度最慢。

1967~2011 年间，平衡线高度升高幅度最大的是位于阿尔卑斯山西部的 Gries 冰川，升高了约 496 m，依次是阿尔卑斯山东部的 Hintereisferner 冰川，升高了约 450 m，阿尔卑斯山中部的 Careser 冰川升高了约 322 m，阿尔卑斯山东部的 Vernagtferner、Stubacher Sonnblickkees、Silvretta 和 Kesselwandferner 冰川，分别升高了约 274、210、203 和 187 m。

Gries 和 Hintereisferner 冰川平衡线高度在 2005~2013 年间出现最高或较高值，Vernagtferner 和 Silvretta 冰川平衡线高度在 1989~1998 年间出现最高或较高值，Careser、Vernagtferner、Gries、Silvretta、Hintereisferner 和 Silvretta 冰川平衡线高度在 1980 年以前均呈降低的趋势，1980 年后均呈升高趋势。这要归因于阿尔卑斯山地自 1980 s 初开始的快速升温，总体上平均升高了约 1°C ，单个站点升温可达 2°C ^[100]。

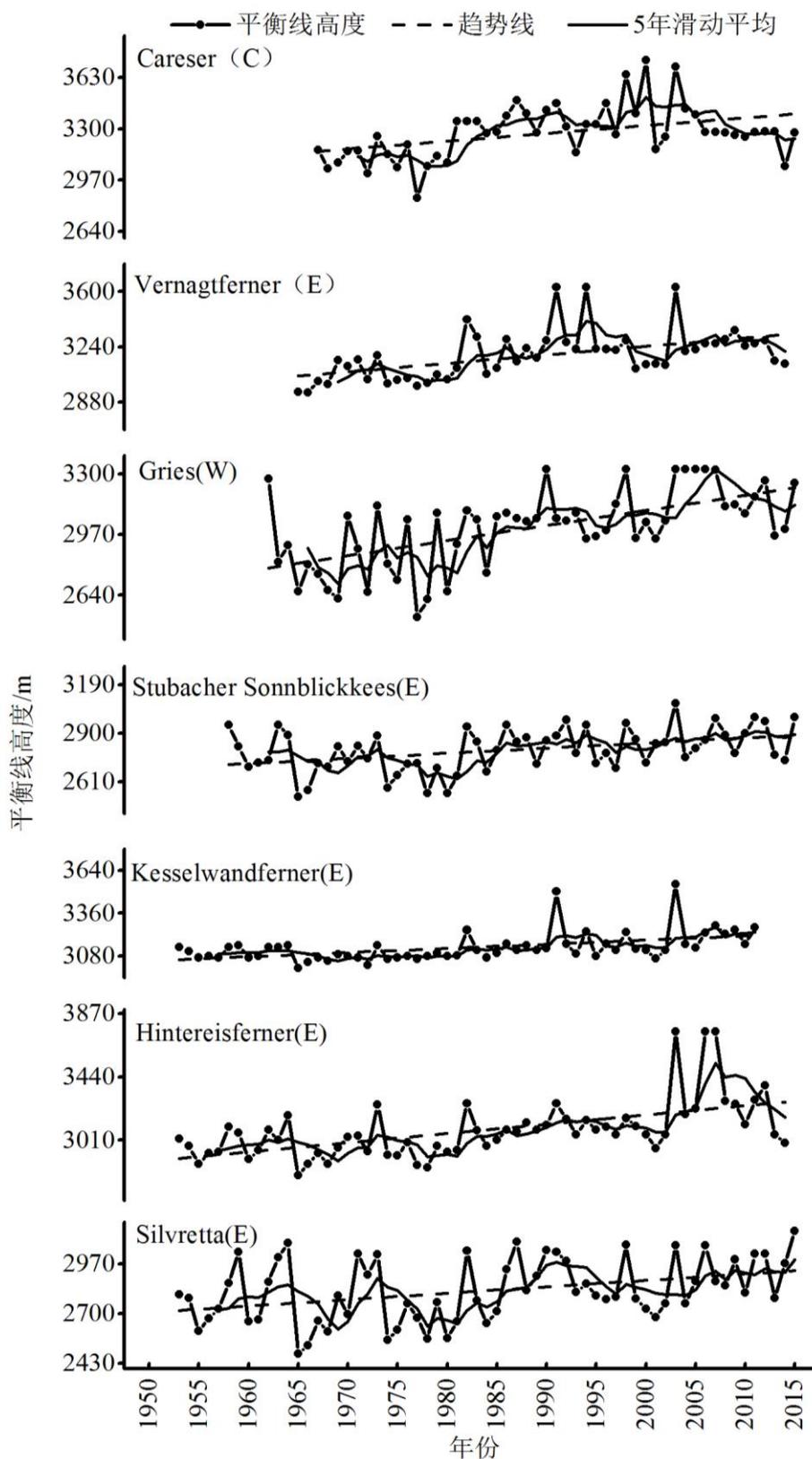


图 4.9 阿尔卑斯山冰川平衡线高度时序变化

在 3.3.3 节中的分析表明，北极 Svalbard 地区冰川平衡线高度空间上：随着

纬度的升高，平衡线高度升高；随着海拔的升高，平衡线高度呈升高的总趋势。该区各冰川自有观测记录以来，Hansbreen 冰川平衡线高度是下降的，其他几条冰川平衡线高度均是升高的。冰川平衡线高度在 2000 s 出现了 1970~2009 年间的最高值。与 2000 s 平均平衡线高度相比较而言，近年来，较低纬度地区面积较小的 Waldemarbreen 和 Irenebreen 冰川平衡线高度升高，面积较大的 Hansbreen 冰川平衡线高度降低。较高纬度地区，海拔相对较高的 Midtre Lovenbreen、Kongsvegen 冰川平衡线高度变化甚微，海拔相对较低的 Austre Broeggerbreen 冰川平衡线高度降低。

1968~2012 年间，三个地区 12 条冰川平衡线高度均有不同幅度的升高（图 4.10），其中阿尔卑斯山冰川平衡线高度升高幅度最大，Gries、Hintereisferner、Careser Vernagtferner、Stubacher Sonnblickkees 和 Silvretta 冰川平衡线高度增幅分别约为 484、449、300、255、216 和 202 m；其次是高亚洲阿尔泰山 Maliy Aktru 冰川，平衡线高度增幅约 198 m，阿尔卑斯山 Kesselwandferner 冰川平衡线高度增幅小于阿尔泰山 Maliy Aktru 冰川，为 185m；高亚洲天山东段乌源 1 号冰川平衡线高度增幅约 109 m，北极 Svalbard 地区 Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川平衡线高度增幅分别约为 54 和 8 m，平衡线高度升高幅度最小的是高亚洲天山西段 Ts. Tuyuksuyskiy 冰川，增幅约为 1 m。

上述分析中发现，与天山东段乌源 1 号冰川纬度相近的天山西段 Ts. Tuyuksuyskiy 冰川平衡线高度增幅远小于乌源 1 号冰川，甚至小于北极 Svalbard 地区 Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川。这可能要归因于其所处的大的气候环境。天山山脉对流层海拔 3000~10000 km 范围内均受西风环流控制，西风环流携带着大量的水汽自西向东运动，随着距离的增加，其所携带的水汽减少，使得降水量自西向东减少。且天山高山区降水的年内分配不均匀，天山西部降水主要发生在春季和秋季，呈双峰型，天山东部降水主要发生在夏季，呈单峰型。而东天山单峰型降水区降水增加不大时对冰川积累的影响甚微，因此，降水对冰川积累的影响造成东天山乌源 1 号冰川和西天山 Ts. Tuyuksuyskiy 冰川平衡线高度变化的幅度不同^[137]。

高亚洲天山山区冰川平均平衡线高度（乌源 1 号冰川 4074m，Ts. Tuyuksuyskiy 冰川 3847m）高于阿尔卑斯山（Hintereisferner 冰川 3118 m、Careser

冰川 3283 m、Vernagtferner 冰川 3201 m、Kesselwandferner 冰川 3149 m、Gries 冰川 3021 m、Silvretta 冰川 2837 m、Stubacher Sonnblickkees 冰川 2808 m) 和高亚洲阿尔泰山 (Maliy Aktru 冰川 3185 m) 冰川的平衡线高度, 北极 Svalbard 地区平衡线高度最低, Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川平均平衡线高度分别为 428、405 m。

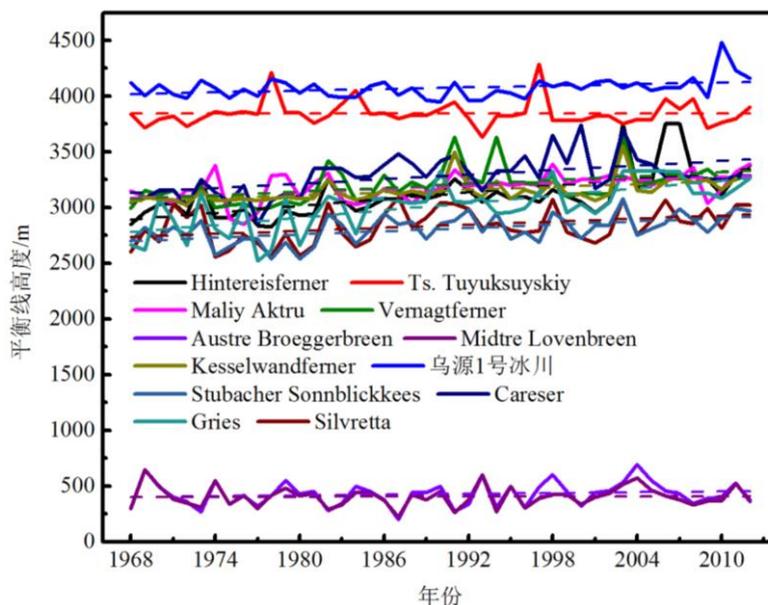


图 4.10 北极 Svalbard、阿尔卑斯山、高亚洲冰川平衡线高度变化对比

4.5 结论

本章节对高亚洲、阿尔卑斯山冰川物质平衡变化和平衡线高度时空分布特征进行分析, 并与 Svalbard 地区的冰川变化进行对比研究, 得出以下结论:

(1) 区域冰川物质平衡变化特征:

北极 Svalbard 地区和高亚洲冰川物质平衡年振幅较低、年际变化较小, 相反, 阿尔卑斯山冰川物质平衡年振幅较高、年际变化较大。Svalbard 地区冰川物质平衡趋向正平衡, 阿尔卑斯山和高亚洲冰川物质平衡趋向负平衡。

北极 Svalbard 和高亚洲地区冰川近 48 年来均呈加速消融态势。高亚洲和 Svalbard 地区冰川消融速率变化趋势相似, 消融较快的时段均是在 1970s 初至 1980s 中期, 阿尔卑斯山冰川自 1980s 初至今消融速率远大于高亚洲和 Svalbard 地区。

对北极 Svalbard 地区、阿尔卑斯山和高亚洲的 6 条冰川 (Austre Broeggerbreen、Midtre Lovenbreen、Hintereisferner、Sarennes、Ts.Tuyuksuyskiy

和乌源 1 号冰川) 近 48 年累积物质平衡变化曲线分析表明, 阿尔卑斯山西部 Sarennes 冰川消融速率最大, 自 1985 年起, 其消融速率以 1997 年为界经历了两次加速消融, 且后一阶段消融速率比前一阶段更大。东天山乌源 1 号冰川累积物质平衡曲线最为平缓, 消融速率最为缓慢。

(2) 各区域内冰川累积物质平衡变化特征:

影响 Svalbard 地区冰川消融速率的主要因素是冰川面积, 阿尔卑斯山区影响冰川消融速率的主要因素是冰川所处的经度位置, 高亚洲影响冰川消融速率的主要因素是冰川所处的纬度位置。

(3) 区域冰川平衡线高度时空分布特征:

在空间上, Svalbard 地区冰川平衡线高度呈随纬度升高, 平衡线高度升高, 由沿海向内陆, 随海拔高度的升高, 平衡线高度升高的总趋势。高亚洲冰川随着纬度的升高, 平衡线高度降低, 自东向西, 距离海洋由近及远, 平衡线高度升高, 自青藏高原周边地区向高原内部, 平衡线高度呈升高趋势。阿尔卑斯山在 12~14 E 之间的几条冰川平衡线高度均在 3075 m 以下, 7~12 E 之间的冰川平衡线高度波及最高和最低范围, 没有明显的分布规律。

在时间上, Svalbard 地区较长时间序列冰川 (7 a 以上) 自有观测记录以来, Hansbreen 冰川平衡线高度是下降的, 其他几条冰川平衡线高度均是升高的; 冰川平衡线高度在 2000 s 出现了 1970~2009 年间的最高值。高亚洲定位监测冰川在近 50 多年来平衡线高度呈现出不同程度的升高趋势。1962~2008 年间, 七一冰川平衡线高度升高速度最快, 乌源 1 号冰川升高速度最为缓慢。阿尔卑斯山近 60 多年来冰川平衡线高度均呈升高趋势, 1967~2011 年间, 平衡线高度升高幅度最大的是位于阿尔卑斯山西部的 Gries 冰川。

三个地区 12 条冰川平衡线高度均有不同幅度的升高, 其中阿尔卑斯山冰川平衡线高度升高幅度最大, 顺次是高亚洲阿尔泰山 Maliy Aktru 冰川, 高亚洲天山东段乌源 1 号冰川, 北极 Svalbard 地区 Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川, 升高幅度最小的是高亚洲天山西段 Ts. Tuyuksuyskiy 冰川。

第五章 结论与展望

5.1 主要结论

本文研究了气候变化背景下北极 Svalbard 地区的冰川变化。首先,通过气象资料分析了 1976~2014 年间该地区气候变化特征,并分析了该区冰川的物质平衡变化和平衡线高度时空变化特征;其次,基于物质平衡与平衡线高度之间良好的线性关系计算出该地区冰川有效物质平衡梯度,并在时空尺度上对其变化进行特征分析;最后,将其与高亚洲及阿尔卑斯山冰物质平衡及平衡线高度时空分布特征进行了对比研究。主要结论如下:

(1) 北极 Svalbard 地区冰川物质平衡变化特征:

近年来有较长时间序列(7 a 以上)的各冰川自有观测记录以来,除 Hansbreen 冰川外,其它几条冰川物质平衡都趋向负平衡。有较长时间序列(10 a 以上)冰川负物质平衡较大值出现在 2000 s。

Svalbard 地区地理位置相近的冰川年物质平衡变化趋势相似。面积较小的冰川消融速率较大。在几乎所有的观测年中,冬季积累始终小于夏季消融,导致冰物质持续减少。夏平衡是年平衡变化的主要驱动因素。年物质平衡正值出现在 1982、1987、1991、1996 和 2014 年这 5 个年份,最大负物质平衡出现在 2004、2011 和 2013 年这 3 年。

(2) 北极 Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度时空变化特征:

Svalbard 地区冰川有效物质平衡梯度在空间上:随着纬度的升高,有效物质平衡梯度减小;随着海拔高度的升高,有效物质平衡梯度减小。在时间上:较低纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈减小趋势,较高纬度地区的冰川有效物质平衡梯度呈增大趋势。在 2000s, Hansbreen、Kongsvegen、Midtre Lovénbreen、Irenebreen、Austre Broeggerbreen 和 Waldemarbreen 冰川有效物质平衡梯度均呈减小趋势。海拔较高的冰川有效物质平衡梯度减小的较快,纬度较低的冰川有效物质平衡梯度减小的也较快。

(3) 区域冰川物质平衡变化特征:

北极 Svalbard 地区和高亚洲冰川物质平衡年振幅较低、年际变化较小,相反,

阿尔卑斯山冰川物质平衡年振幅较高、年际变化较大。Svalbard 地区冰川物质平衡趋向正平衡，阿尔卑斯山和高亚洲冰川物质平衡趋向负平衡。

北极 Svalbard、高亚洲和阿尔卑斯山区冰川近 48 年来均呈加速消融态势。高亚洲和 Svalbard 地区冰川消融速率变化趋势相似，消融较快的时段均是在 1970s 初至 1980s 中期，阿尔卑斯山冰川自 1980s 初至今消融速率远大于高亚洲和 Svalbard 地区。

(4) 各区域内冰川累积物质平衡变化特征：

影响 Svalbard 地区冰川消融速率的主要因素是冰川面积；而在阿尔卑斯山区影响冰川消融速率的主要因素是冰川所处的经度位置，在其内部，影响其西部冰川消融速率的主要因素是冰川面积，影响其东部冰川消融速率的主要因素是冰川所处的海拔高度；在高亚洲地区影响冰川消融速率的主要因素是冰川所处的纬度位置。

(5) 区域冰川平衡线高度时空分布特征：

在空间上，Svalbard 地区冰川平衡线高度呈随纬度升高，平衡线高度升高，由沿海向内陆，随海拔高度的升高，平衡线高度升高的总趋势。高亚洲冰川随着纬度的升高，平衡线高度降低，自东向西，距离海洋由近及远，平衡线高度升高，自青藏高原周边地区向高原内部，平衡线高度呈升高趋势。阿尔卑斯山在 12~14 E 之间的几条冰川平衡线高度均在 3075 m 以下，7~12 E 之间的冰川平衡线高度波及最高和最低范围，没有明显的分布规律。

在时间上，Svalbard 地区较长时间序列冰川（7 a 以上）自有观测记录以来，除 Hansbreen 冰川外，其他几条冰川平衡线高度均是升高的；冰川平衡线高度在 2000 s 出现了 1970~2009 年间的最高值。高亚洲定位监测冰川在近 50 多年来平衡线高度呈现出不同程度的升高趋势。1962~2008 年间，七一冰川平衡线高度升高速度最快，乌源 1 号冰川升高速度最为缓慢。阿尔卑斯山近 60 多年来冰川平衡线高度均呈升高趋势，1967~2011 年间，平衡线高度升高幅度最大的是位于阿尔卑斯山西部的 Gries 冰川，升高了约 496 m，依次是阿尔卑斯山东部的 Hintereisferner 冰川，阿尔卑斯山中部的 Careser 冰川，阿尔卑斯山东部的 Vernagtferner、Stubacher 冰川等。

1968~2012 年间，高亚洲天山山区冰川平均平衡线高度高于阿尔卑斯山和高

亚洲阿尔泰山, 北极 Svalbard 地区平衡线高度最低。三个地区 12 条冰川平衡线高度均有不同幅度的升高, 其中阿尔卑斯山冰川平衡线高度升高幅度最大, 顺次是高亚洲阿尔泰山 Maliy Aktru 冰川, 高亚洲天山东段乌源 1 号冰川, 北极 Svalbard 地区 Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川, 升高幅度最小的是高亚洲天山西段 Ts. Tuyuksuyskiy 冰川。

5.2 不足与展望

本文中, 2008~2013 年间, Hansbreen、Waldemarbreen、Irenebreen、Austre Lovénbreen、Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川平均有效物质平衡梯度在空间上的变化特征均符合其随速度、海拔的变化趋势。而 Kongsvegen 冰川在这一时段内平均有效物质平衡梯度值从前三个阶段基本保持稳定的 4 mm/m 左右突然降至 2 mm/m 以下, 其平均有效物质平衡梯度值小于 Austre Broeggerbreen 和 Midtre Lovenbreen 冰川。对于出现这一现象的原因在本文中并没有给出详实的解释, 有待于在后续的工作中深入研究 Kongsvegen 冰川在这一时段内各物理参数的变化情况。

论文在探讨区域间物质平衡变化及平衡线高度时空分布特征差异时, 对造成这一差异的区域气候变化特征未进行分析比较。后续研究中, 对各个区域具有代表性的有较长时间观测序列的冰川各个物理要素和气候状况进行较深入的对比分析研究, 以期对不同区域、不同气候条件下冰川对气候变化的响应机理有一个更深入的认知。

入水冰川是 Svalbard 地区特有的冰川类型。Dowdeswell 等^[138]的研究发现, Svalbard 东北部的东北地岛的 Austfonna 冰盖(8120 km²)崩解, 相当于 2.5 km³ yr⁻¹, 占冰盖年消融量的 30~40%, 这表明了入水冰川在 Svalbard 地区冰川物质平衡计算中占有相当重要的一部分。本文中 Kongsvegen 冰川海拔和纬度均相对较高, Hansbreen 冰川海拔和纬度均相对较低, 两者均为入水冰川。自有观测记录以来 Kongsvegen 冰川平衡线高度升高, 而 Hansbreen 冰川平衡线高度下降, 两者响应气候变化机理的差异还有待于进行进一步较深入的研究, 如冰川温度、坡度、坡向、是否有表碛覆盖及其所在区域气候变化差异等方面。

我国是易受气候自然灾害影响的脆弱地区, 北极地表特征和大气环流和对我国的气候和生态环境有着直接的影响。近 100 年来, 北极气温升高速度约为全球

平均速率的两倍，北极 Svalbard 地区冰川物质平衡对气候变化十分敏感，是北极对气候变化响应最迅速的地区之一。因此，应该加强该地区冰川物质平衡动态变化监测，对其气候和环境问题及其变化对我国气候和环境的影响展开深入的研究，更好的为我国社会的可持续发展服务。就目前来看，国内对该区冰川物质平衡监测还处于初级阶段，亟待于扩大冰川监测范围，对不同区域，不同性质的冰川各物理参数进行连续的监测以获得更为详尽的冰川变化和气候变化的信息，更好的为人民的生产生活服务。

参考文献

- [1] 秦大河. 冰冻圈科学辞典[M]. 气象出版社, 2014.
- [2] 李慧林, 李忠勤, 秦大河. 冰川动力学模式基本原理和参数观测指南[M]. 气象出版社, 2009.
- [3] Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change[J]. *Cryosphere*, 2013, 7(3):877-887.
- [4] Zemp M, Thibert E, Huss M, *et al.* Reanalysing glacier mass balance measurement series[J]. *Cryosphere*, 2013, 7(4):1227-1245.
- [5] Fettweis, X, Belleflamme, A, Erpicum, M, *et al.* Estimate of the Sea Level Rise by 2100 Resulting from Changes in the Surface Mass Balance of the Greenland Ice Sheet[M]// *Climate Change - Geophysical Foundations and Ecological Effects*. 2011, 503-520.
- [6] Li H, Ng F, Li Z, *et al.* An extended “perfect-plasticity” method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2012, 117(F1):1020.
- [7] 曹梅盛. 北半球冰川物质平衡的突变[J]. *冰川冻土*, 1999, 21(3):249-252.
- [8] 丁永建, 炳洪涛. 近 40 年来冰川物质平衡变化及对气候变化的响应[J]. *冰川冻土*, 1996(S1):23-32.
- [9] Fountain A G, Jansson P, Kaser G, *et al.* Summary of the Workshop on Methods of Mass Balance Measurements and Modelling, TARFALA, Sweden August 10–12, 1998[J]. *Geografiska Annaler*, 1999, 81(4):461-465.
- [10] Oerlemans J. *Glaciers and climate change*[M]. CRC Press, 2001.
- [11] Carr S, Coleman C. An improved technique for the reconstruction of former glacier mass-balance and dynamics[J]. *Geomorphology*, 2007, 92(1): 76-90.
- [12] Hoelzle M, Haeberli W, Dischl M, *et al.* Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes[J]. *Global and Planetary Change*, 2003, 36(4): 295-306.
- [13] Mernild S H, Lipscomb W H, Bahr D B, *et al.* Global glacier retreat: a revised assessment of committed mass losses and sampling uncertainties[J]. *Cryosphere*, 2013, 7(5):1565-1577.
- [14] 康尔泗. 高亚洲冰冻圈能量平衡特征和物质平衡变化计算研究[J]. *冰川冻土*, 1996 (S1):

12-22.

[15] 苏珍, 赵井东, 郑本兴. 中国现代冰川平衡线分布特征与末次冰期平衡线下降值研究[J]. 冰川冻土, 2014, 36(1): 9-19.

[16] 秦大河. IPCC 第五次评估报告第一工作组报告的亮点结论[J]. 气候变化研究进展, 2014, 10(1): 1-6.

[17] 鞠远江, 刘耕年, 张晓咏, 等. 山地冰川物质平衡线与气候[J]. 地理科学进展, 2004, 23(3): 43-49.

[18] 王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 等. 近 50 年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究[J]. 科学通报, 2010 (32): 3107-3115.

[19] 谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论[M]. 上海: 上海科学普及出版社. 2010: 1-490.

[20] 陈立奇. 南极和北极地区在全球变化中的作用研究[J]. 地学前缘, 2002, 9(2): 245-253.

[21] Fettweis X. Reconstruction of the 1979-2005 Greenland ice sheet surface mass balance using satellite data and the regional climate model MAR[D]. Université catholique de Louvain, Louvain-la-neuve, Belgique, 2006.

[22] Oerlemans J. A projection of future sea level[J]. Climatic change, 1989, 15(1): 151-174.

[23] Krinner G, Boucher O, Balkanski Y. Ice-free glacial northern Asia due to dust deposition on snow[J]. Climate Dynamics, 2006, 27(6): 613-625.

[24] Krinner G, Magand O, Simmonds I, *et al.* Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries[J]. Climate Dynamics, 2007, 28(2-3): 215-230.

[25] Liestøl O. The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen[J]. Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography, 1988, 42(4): 231-238.

[26] James T D, Murray T, Barrand N E, *et al.* Observations of enhanced thinning in the upper reaches of Svalbard glaciers[J]. The Cryosphere, 2012, 6(6): 1369-1381.

[27] 方海燕, 韩海江. 20 世纪气候变化情况下的斯匹次卑尔根群岛景观: 南角地[J]. AMBIO-人类环境杂志, 2004, 33(6): 273-277.

[28] Walczowski W, Piechura J. New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(12): 347-366.

[29] Jon Ove H, Olav L. Long-Term Glacier Mass-Balance Investigations In Svalbard, 1950 - 88[J]. Annals of Glaciology, 1990, 14(1): 102-106.

- [30] 康世昌, 秦大河, 任贾文. 北极 Svalbard 地区现代冰川学研究概述//五届全国冰川冻土学大会论文集(下) [C][D]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996.
- [31] Hagen J O, Lefauconnier B, Liestol O. Glacier mass balance in Svalbard since 1912[J]. IN: Glaciers-Ocean-Atmosphere: Interactions. IAHS Publication, 1991 (208).
- [32] Lefauconnier B, Hagen J O. Glaciers and climate in Svalbard: statistical analysis and reconstruction of the Brøggerbreen mass balance for the last 77 years[J]. Annals of Glaciology, 1990, 14(1): 148-152.
- [33] Hodson A, Kohler J, Brinkhaus M, *et al.* Multi-year water and surface energy budget of a high-latitude polythermal glacier: evidence for overwinter water storage in a dynamic subglacial reservoir[J]. Annals of Glaciology, 2005, 42(1): 42-46.
- [34] Lefauconnier B, Hagen J O, Ørbæk J B, *et al.* Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate[J]. Polar Research, 1999, 18(2): 307-313.
- [35] Kohler J, James T D, Murray T, *et al.* Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34(18).
- [36] Hagen J O, Liestøl O, Roland E, *et al.* Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen[J]. Meddelelser, 129, 1993.1-143.
- [37] Hagen J O. Recent trends in mass balance of glaciers in Scandinavia and Svalbard (scientific paper)[J]. Memoirs of National Institute of Polar Research. Special issue, 1996, 51: 343-354.
- [38] Hagen J O, Kohler J, Melvold K, *et al.* Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux[J]. Polar Research, 2003, 22(2): 145-159.
- [39] Hagen J O, Lefauconnier B, Liestol O. Glacier mass balance in Svalbard since 1912[J]. IN: Glaciers-Ocean-Atmosphere: Interactions. IAHS Publication, 1991 (208): 313-328.
- [40] Mass balance of Arctic glaciers[M]. University of Silesia. Faculty of Earth Sciences, 1996, 1-55.
- [41] Grabiec M, Jania J, Puczko D, *et al.* Surface and bed morphology of Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen[J]. Polish Polar Research, 2012, 33(2): 111-138.
- [42] Jiskoot H, Murray T, Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard[J]. Journal of Glaciology, 2000, 46(154): 412-422.
- [43] Nuth C, Kohler J, König M, *et al.* Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard[J]. Cryosphere, 2013, 7(3): 2489-2532.

- [44] 效存德, 秦大河. 中国首次远征北极点科学考察队"雪冰与环境"考察简介[J]. 地球科学进展, 1996, 11(3):318-320.
- [45] 效存德, 秦大河, 任贾文. 北极中心海域海冰特征、积雪及变质过程[J]. 地理科学, 1997, 17(4):289-296.
- [46] 康世昌, 秦大河, 任贾文. 北极 Svalbard 群岛 Longyearbyen 地区雪坑主要阴、阳离子特征研究[J]. 极地研究, 1998, 10(3): 172-180.
- [47] 陈立奇. 北极海洋环境与海气相互作用研究[M]. 海洋出版社, 2003.
- [48] 卞林根, 高志球, 陆龙骅, 等. 北冰洋夏季开阔洋面与浮冰近地层热量平衡参数的观测估算[J]. 中国科学: D 辑, 2003, 33(2): 139-147.
- [49] 程彦杰, 卞林根, 陆龙骅, 等. 北冰洋浮冰区的气象要素特征[J]. 极地研究, 2000, 12(4):253-262.
- [50] 曲绍厚, 胡非, 李亚秋, 等. 北冰洋及其邻近海域极昼期间大气边界层结构特征试验研究[J]. 地球物理学报, 2002, 45(01): 8-16.
- [51] 闫明, 任贾文, 张占海, 等. 斯瓦尔巴群岛冰川学研究进展与我国北极冰川监测系统建设[J]. 极地研究, 2006, 18(2): 137-147.
- [52] 艾松涛, 鄂栋臣, 闫明, 等. 2005 年北极冰川首期 GPS 监测[J]. 极地研究, 2006, 18(1): 1-8.
- [53] 张勇. 北极 Svalbard 地区 Austre Lovénbreen 和 Pedersenbreen 冰川物质平衡及其与气候变化关系研究[D]. 山东师范大学, 2011.
- [54] 艾松涛. 北极山地冰川形态及其变化监测研究[D]. 武汉大学, 2012.
- [55] 艾松涛, 王泽民, 鄂栋臣, 等. 基于 GPS 的北极冰川表面地形测量与制图[J]. 极地研究, 2012, 24(1): 53-59.
- [56] 李鹏, 闫明, 徐跃通, 等. 基于 GIS 冰川末端变化计算方法研究——以北极 Austre Lovénbreen 冰川为例[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2): 367-374.
- [57] 徐明星, 闫明, 任贾文, 等. 北极 Svalbard 地区 Austre Lovénbreen 和 Pedersenbreen 冰川表面物质平衡和运动特征分析[J]. 极地研究, 2010, 22(1):10-22.
- [58] 艾松涛, 王泽民, 谭智, 等. 北极 Pedersenbreen 冰川变化(1936~1990~2009 年)[J]. 科学通报, 2013(15):1430-1437.
- [59] 李鹏, 闫明, 艾松涛, 等. 北极 Svalbard 群岛 Austre Lovénbreen 和 Pedersenbreen 冰川表面运动特征[J]. 极地研究, 2015(4):402-411.

- [60] 孙维君, 闫明, 艾松涛, 等. 北极新奥尔松地区 Austre Lovénbreen 冰川温度变化特征[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2016, 41(1): 79-85.
- [61] 艾松涛, 王泽民, 鄂栋臣, 等. 利用 GPS 的北极冰川运动监测与分析[J]. 武汉大学学报信息科学版, 2012, 37(11): 1337-1340.
- [62] 李鹏, 闫明, 徐跃通, 等. 基于 GIS 冰川末端变化计算方法研究——以北极 Austre Lovénbreen 冰川为例[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2): 367-374.
- [63] 徐明星. 北极 Svalbard 地区冰川物质平衡及其与气候变化关系研究[D]. 上海师范大学, 2008.
- [64] 陈建伟. 斯瓦尔巴的故事[J]. 人与生物圈, 2016(Z1): 134-139.
- [65] 康建成, 任惠茹, 闫国东, 等. 北极斯瓦尔巴群岛的旅游资源[J]. 旅游科学, 2008, 22(6): 55-60.
- [66] Moholdt G, Nuth C, Hagen J O, *et al.* Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry[J]. Remote Sensing of Environment, 2010, 114(11): 2756–2767.
- [67] Førland E J, Hanssen-Bauer I. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses[J]. Polar Research, 2003, 22(2): 113-124.
- [68] Kohler J, Nordli Ø, Brandt O *et al.* Svalbard temperature and precipitation, later 19th century to the present. Final report to ACIC (Arctic Climate Impacts Assessment). 2004, 21pp.
- [69] Nordli P Ø. Long-term temperature trends and variability at Svalbard (1911–2004)[C]//Geophysical Research Abstracts. 2005, 7(06939).
- [70] 程振波, 石学法, 吴永华, 等. 北极地区挪威斯瓦尔巴德群岛及冰川地貌综述[J]. 海洋科学进展, 2008, 26(2): 260-265.
- [71] 康世昌, 阎宇平. 北极 Svalbard 地区气候变化特征及其与青藏高原对比[J]. 地理科学, 1998, 18(4): 312-319.
- [72] 赵喆, 梁英波, 胡菁菁, 等. 北极地区含油气潜力及勘探开发趋势分析[J]. 地学前缘, 2014, 21(3): 47-55.
- [73] H.E.F. Amundsen, 远声. 西北斯匹次卑尔根群岛下地壳和上地幔[J]. 地震地质译丛, 1988(1): 44-46.
- [74] Overpeck J. Islands of the Arctic[J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 2004, 85(6):65-65.
- [75] Hisdal V. Geography of Svalbard: a short survey[M]. Norsk polarinstitutt:[Universitetsforl.],

1976.

[76] Fujii Y, Kamiyama K, Kawamura T, *et al.* 6000-year climate records in an ice core from the Høghetta ice dome in northern Spitsbergen[J]. *Annals of Glaciology*, 1990, 14(1): 85-89.

[77] Dowdeswell J A, Drewry D J, Simões J C. Comments on:“6000-year climate records in an ice core from the Høghetta ice dome in northern Spitsbergen”[J]. *Journal of Glaciology*, 1990, 36(124): 353-356.

[78] Björnsson H, Gjessing Y, Hamran S E, *et al.* The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding[J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(140): 23-32.

[79] Björnsson H, Gjessing Y, Hamran S E, *et al.* The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding[J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(140): 23-32.

[80] Dowdeswell J A, Hamilton G S, Hagen J O. The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions[J]. *Journal of Glaciology*, 1991, 37(127): 388-400.

[81] Lefauconnier B, Hagen J O. Surging and calving glaciers in eastern Svalbard[M]. 1991.

[82] Jiskoot H, Murray T, Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard[J]. *Journal of Glaciology*, 2000, 46(154): 412-422.

[83] Oerlemans J, Jania J, Kolondra L. Application of a minimal glacier model to Hansbreen, Svalbard[J]. *Cryosphere*, 2011, 5(1):1-11.

[84] Langford H J, Irvinefynn T D L, Edwards A, *et al.* A spatial investigation of the environmental controls over cryoconite aggregation on Longyearbreen glacier, Svalbard[J]. *Biogeosciences*, 2014, 11(19): 5365-5380.

[85] Yde J C, Rigerkusk M, Christiansen H H, *et al.* Hydrochemical characteristics of bulk meltwater from an entire ablation season, Longyearbreen, Svalbard[J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(185): 259-272.

[86] Bernd Etzelmüller, Rune Strand Ødegård, Geir Vatne, *et al.* Glacier characteristics and sediment transfer system of Longyearbreen and Larsbreen, western Spitsbergen[J]. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 2000, November 22(4): 157-168.

[87] Herrick J E, Zee J W V, Belnap J, *et al.* Fine gravel controls hydrologic and erodibility responses to trampling disturbance for coarse-textured soils with weak cyanobacterial crusts.[J]. *Catena*, 2010, 83(2-3): 119-126.

- [88] Irvinefynn T D L, Bridge J W, Hodson A J. Rapid quantification of cryoconite: granule geometry and in situ supraglacial extents, using examples from Svalbard and Greenland[J]. *Journal of Glaciology*, 2010, 56(196): 297-308.
- [89] Nuth C, Moholdt G, Kohler J, *et al.* Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115(115): 137-147.
- [90] Marlin C, Tolle F, Griselin M, *et al.* Change in geometry of a high Arctic glacier from 1948 to 2013 (Austre Lovénbreen, Svalbard)[J]. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 2017: 1-24.
- [91] Voigt U. Die Bewegung der Gletscherzunge des Kongsvegen (Kingsbay, Westspitzbergen)[J]. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 1965, 109: 1-1.
- [92] Lefauconnier B, Hagen J O, Rudant J P. Flow speed and calving rate of Kongsbreen glacier, Svalbard, using SPOT images[J]. *Polar Research*, 1994, 13(1): 59-65.
- [93] Björnsson H, Gjessing Y, Hamran S E, *et al.* The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding[J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(42): 23-32.
- [94] Oerlemans J, Fortuin J P. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming[J]. *Science*, 1992, 258(5079): 115-7.
- [95] 谢自楚. 高亚洲冰川物质平衡研究[J]. *中国科学院院刊*, 1994(3): 245-248.
- [96] 谢自楚, 周宰根, 李巧媛, 等. 高亚洲冰川系统物质平衡特征及其对全球变化响应研究进展与展望[J]. *地球科学进展*, 2009, 24(10): 1065-1072.
- [97] Dyurgerov M B, Meier M F. Year-to-Year Fluctuations of Global Mass Balance of Small Glaciers and Their Contribution to Sea-Level Changes[J]. *Arctic & Alpine Research*, 1997, 29(4) : 392-402.
- [98] Paul F. Inventory of Glaciers[M]//*Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Netherlands, 2011: 650-653.
- [99] 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(9): 663-667.
- [100] Sorg A, Bolch T, Stoffel M, *et al.* Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia)[J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2(10): 725-731.
- [101] Gardner A S, Moholdt G, Cogley J G, *et al.* A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009[J]. *Science*, 2013, 340(6134): 852.

- [102] 刘时银, 丁永建, 王宁练, 谢自楚. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡对气候变化的敏感性研究[J]. 冰川冻土, 1998, 20(01): 10-14.
- [103] 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 杨惠安, 焦克勤. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40 a 观测事实[J]. 冰川冻土, 2003, 25(02): 117-123.
- [104] 李斌. 阿尔卑斯山地灾害的研究和防治现状[J]. 山地学报, 1983, 1(2): 52-59.
- [105] 王凯, 杨太保, 邵婉婉, 等. 1984-2013 年阿尔卑斯山中段瑞士地区冰川变化遥感监测[J]. 水土保持研究, 2015, 22(5): 300-305.
- [106] 焦克勤, 井哲帆, 成鹏, 等. 天山奎屯河哈希勒根 51 号冰川变化监测结果分析[J]. 干旱区地理, 2009, 32(5): 733-738.
- [107] 张勇, 刘时银, 丁永建, 等. 天山南坡科契卡尔巴西冰川物质平衡初步研究[J]. 冰川冻土, 2006, 28(4): 477-484.
- [108] 张健, 何晓波, 叶柏生, 等. 近期小冬克玛底冰川物质平衡变化及其影响因素分析[J]. 冰川冻土, 2013, 35(2): 263-271.
- [109] Pu J, Yao T, Yang M, *et al.* Rapid decrease of mass balance observed in the Xiao (Lesser) Dongkemadi Glacier, in the central Tibetan Plateau[J]. Hydrological Processes, 2008, 22(16): 2953-2958.
- [110] 杜文涛, 秦翔, 刘宇硕, 等. 1958-2005 年祁连山老虎沟 12 号冰川变化特征研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(3): 373-379.
- [111] 王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 等. 近 50 年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究[J]. 科学通报, 2010(32): 3107-3115.
- [112] 王仲祥, 谢自楚, 伍光和. 祁连山冰川的物质平衡. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第 5 号)[M]. 北京: 科学出版社, 1985: 41-53.
- [113] 刘潮海, 谢自楚, 杨惠安, 等. 祁连山“七一”冰川物质平衡的观测、插补及趋势研究. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第 7 号)[M]. 北京: 科学出版社, 1992: 21-33.
- [114] 周广鹏, 姚檀栋, 康世昌, 等. 青藏高原中部扎当冰川物质平衡研究[J]. 冰川冻土, 2007, 29(3): 360-365.
- [115] 王帅帅, 周石砢, 郑伟. 喜马拉雅山中东段蒙达扛日冰川水文与物质平衡观测研究[J]. 冰川冻土, 2011, 33(5): 1146-1152.
- [116] 刘力, 井哲帆, 杜建括. 玉龙雪山白水 1 号冰川运动速度测量与研究[J]. 地球科学进展, 2012, 27(9): 987-992.

- [117] 谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论[M]. 上海科学普及出版社, 2010.
- [118] Müller F, Cafilisch T, Müller G. Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory[M]. Zurich: Department of Geography, Swiss Federal Institute of Technology (ETH), 1977.
- [119] Haeberli W, Beniston M. Climate Change and Its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps[J]. *Ambio*, 1998, 27(4): 258-265.
- [120] Paul F, Haeberli W. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(21): 189-203.
- [121] Carturan L, Filippi R, Seppi R, *et al.* Area and volume loss of the glaciers in the Ortles-Cevedale group (Eastern Italian Alps): controls and imbalance of the remaining glaciers[J]. *Cryosphere*, 2013, 7(5): 1339-1359.
- [122] Schwarb M. The alpine precipitation climate : evaluation of a high-resolution analysis scheme using comprehensive rain[J]. *Auk*, 2000, 20(1): 101-159.
- [123] Carturan L. Climate change effects on the cryosphere and hydrology of a high-altitude watershed[J]. PhD, TeSAF–University of Padova, Padova, Italy, 2010.
- [124] Carturan L, Dalla Fontana G, Borga M. Estimation of winter precipitation in a high-altitude catchment of the Eastern Italian Alps: validation by means of glacier mass balance observations[J]. *Geogr. Fis. Din. Quat*, 2012, 35: 37-48.
- [125] Fujita K. Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2008, 276(1): 14–19.
- [126] 施雅风, 刘时银. 中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估[J]. *科学通报*, 2000, 45(4): 434-438.
- [127] 康尔泗. 气候变化对我国区域性水资源影响研究的新进展——读《气候变化对西北华北水资源的影响》一书[J]. *冰川冻土*, 1996, 18(4): 376-377.
- [128] Rasmussen L A. Meteorological controls on glacier mass balance in High Asia[J]. *Annals of Glaciology*, 2013, 54(63): 352-359.
- [129] Surazakov A B, Aizen V B, Aizen E M, *et al.* Glacier changes in the Siberian Altai Mountains, Ob river basin,(1952–2006) estimated with high resolution imagery[J]. *Environmental Research Letters*, 2007, 2(4): 045017.

- [130] 王玉哲, 任贾文, 秦翔, 等. 祁连山老虎沟 12 号冰川雷达测厚和冰下地形特征研究[J]. 冰川冻土, 2016, 38(1): 28-35.
- [131] 杨威, 姚檀栋, 徐柏青, 等. 近期藏东南帕隆藏布流域冰川的变化特征[J]. 科学通报, 2010 (18): 1775-1780.
- [132] Wang S, Zhang M, Li Z, *et al.* Recent changes in freezing level heights in High Asia and their impact on glacier changes[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2014, 119(4): 1753-1765.
- [133] 王建. 现代自然地理学. 第 2 版[M]. 高等教育出版社, 2010.
- [134] 李吉均. 《中国冰川概论》[J]. 冰川冻土, 1992, 14(3): 287-287.
- [135] 施雅风. 中国冰川概论[M]. 科学出版社, 1988.
- [136] 秦大河, ThomasStocker. IPCC 第五次评估报告第一工作组报告的亮点结论[J]. 气候变化研究进展, 2014, 10(1): 1-6.
- [137] 刘潮海, 谢自楚, 久尔盖诺夫. 天山山区的气候//天山冰川作用[M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [138] Dowdeswell J A, Benham T J, Strozzi T, *et al.* Iceberg calving flux and mass balance of the Austfonna ice cap on Nordaustlandet, Svalbard[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113(F3): 3022.

致谢

时光飞逝如白驹过隙，三年的硕士生涯转眼进入倒计时，在这三年学习和生活中我受益良多，值此论文完成之际，我想向我的老师、父母、同学表示最诚挚的感谢。

首先衷心感谢我的导师王飞腾副研究员，三年来，王老师在学习和生活中给予我很大帮助，在指导我的论文写作过程中，王老师逐字逐句修改推敲，甚至不放过一个标点符号，这种一丝不苟的工作态度深深的打动了我，教会了我在以后的教育工作中该如何做一名合格的教师。在此，向王老师表示衷心的感谢，您的言传身教，是我以后工作和学习中的财富。

特别感谢天山冰川观测试验站站长李忠勤研究员。在这三年里，李老师对我严格要求、精心培养，李老师严谨的科学态度、缜密的学术思维、不畏艰难困苦的精神，深深的影响着我，是我以后工作和学习的楷模。在李老师的悉心指导下，我的科研能力得以大幅度提升，同时也锻炼了我面对困难不害怕、不退缩的坚强意志。在此，谨向李老师表示最崇高的敬意和最衷心的感谢。

感谢任贾文研究员、何元庆研究员、杨梅学研究员、陈拓研究员、秦翔研究员、张明军教授和夏敦胜教授在论文开题、中期考核中给予指导并提出宝贵的意见，为我更好的完成毕业论文给予了很大的帮助。

感谢研究生部蔡英老师、刘晓东老师、陈辉老师、邓姣婧老师在我研究生三年的学习和生活中的关心和帮助。

感谢天山冰川观测试验站李慧琳老师、王璞玉老师、王文彬老师、张晓宇老师、王林老师、周平博士、金爽博士、怀保娟博士、车彦军博士、岳晓英博士、宋梦媛博士、陈物华硕士、张鹏硕士、邢武成硕士、梁鹏斌硕士、牟建新硕士和毕研群硕士的热忱帮助。特别感谢张慧博士、徐春海博士、张昕博士在学习中给我很多帮助。

感谢我的父母这么多年来给我无私的爱。在我取得成功时，你们陪我一起笑，在我低迷颓废时，是你们给了我站起来的勇气和力量。

感谢我的小伙伴陈丽萍、蒙彦聪、何海迪，野外生活因为有你们的陪伴累并快乐着，也让我感受到了集体的温暖，同时也学会了帮助别人。

感谢我的舍友焦伟、李海霞和刘丹在生活和学习中给我的关怀和帮助，是你们让我感受到了温暖的同学情，带给我很多快乐和美好。

感谢陪我一起在业余生活中吃饭、看电影、逛街的小伙伴马婷婷、马丽、何玉洁，在我遇到困难、倍感压力惆怅难安的时候你们总会出现在我的身边鼓励我，为我加油打气，让我重新振作起来。

感谢办公室的伙伴何则硕士，在我们一起写毕业论文的过程中给予我很多帮助。

最后，再次向关心和帮助我的老师、亲人、同学表示衷心的感谢！

叶万花

2017年3月

个人简历

作者简历:

1990年2月26日出生于甘肃天祝。

2010年9月——2014年7月，在西北师范大学地理与环境科学学院获得学士学位。

2014年9月——2017年7月，在中国科学院西北生态环境资源研究院攻读硕士学位。

已发表（或正式接受）的学术论文:

叶万花, 王飞腾, 李忠勤, 等. 高亚洲定位监测冰川平衡线高度时空分布特征研究[J]. 冰川冻土, 2016,38(6), 1459-1469.

参加的研究项目及获奖情况:

1) 项目: 冰冻圈变化及其影响研究, 第一课题: 山地冰川动力学过程、机理与模拟

来源: 科技部超级973

2) 项目: 近期西昆仑山冰川运动变化及其诱发区域地质次生灾害及风险评估

来源: 新疆维吾尔自治区发展与改革委员会

3) 项目: 黑河流域生态水文过程集成研究

来源: 国家自然科学基金

4) 项目: 冰冻圈变化的关键过程研究, 第一课题: 山地冰川加速消融的机理与模拟研究

来源: 中科院重点部署项目