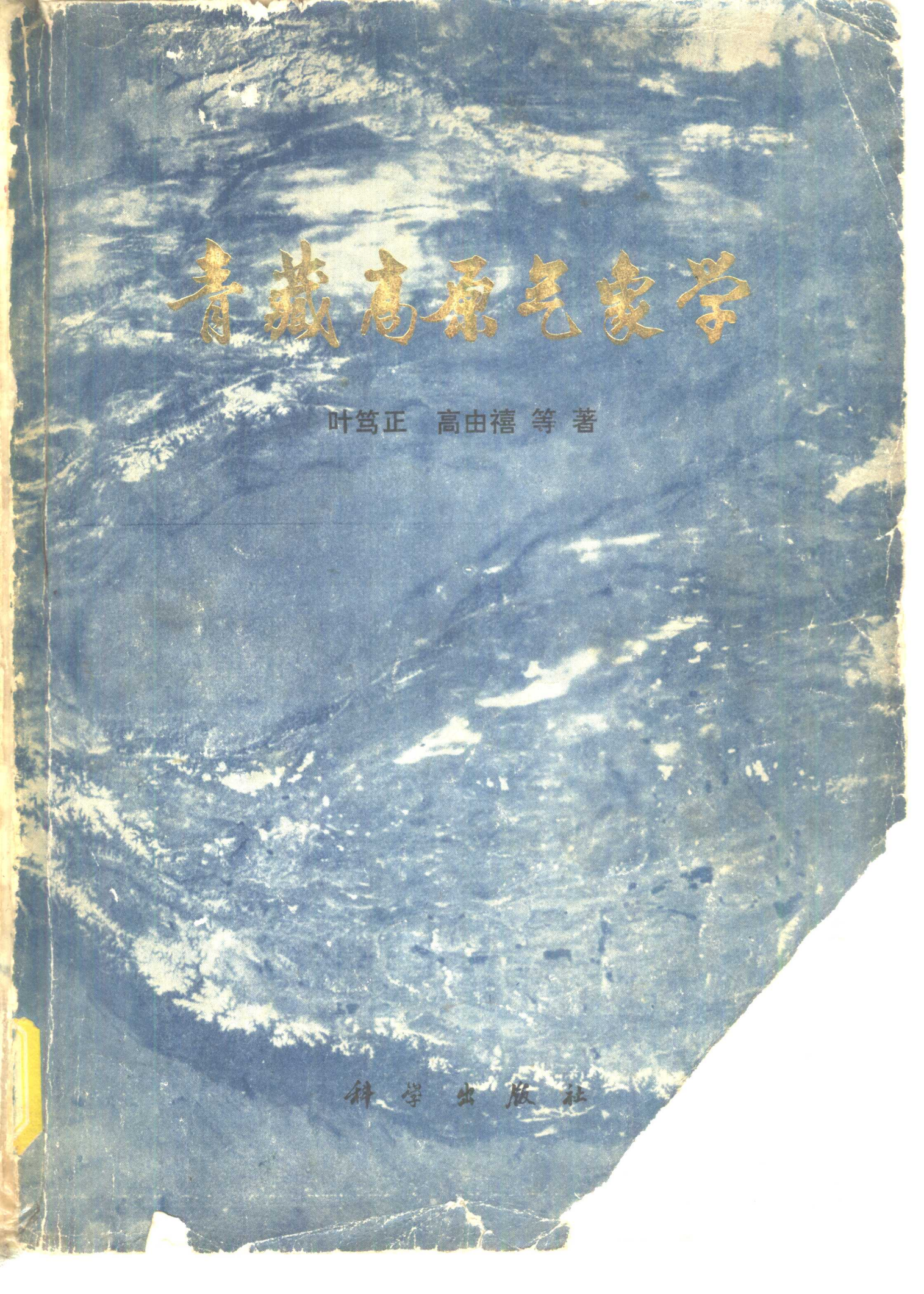




青藏高原气象学

叶笃正 高由禧 等著

科学出版社



青 藏 高 原 气 象 学

叶笃正 高由禧 等 著

科 学 出 版 社

1 9 7 9

内 容 简 介

本书总结了我国气象工作者多年来在高原气象学领域中的主要研究工作，是对青藏高原及其邻近地区气象学的系统论述。全书包括十九章。第一章对青藏高原地区地面大气系统冷热源作了计算分析，第二至第八章阐述青藏高原地区的气候学，揭示了青藏高原地区的主要气候事实。第九章以后各章分别论述高原地区的天气学、大气环流问题，也少量地涉及高原气象动力学问题。本书各章分别由中国科学院大气物理研究所及兰州高原大气物理研究所同志编写。

本书可供广大气象工作者、研究者参考。也可供大专院校有关专业师生阅读。

青 藏 高 原 气 象 学

叶笃正 高由禧 等 著

*

科 学 出 版 社 出 版

北京朝阳门内大街137号

中 国 科 学 院 印 刷 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1979年12月第一版 开本：787×1092 1/16

1979年12月第一次印刷 印张：18

印数：精 1—2,490 插页：精 21 平 19

平 1—2,330

字数：370,000

统一书号：13031·1072

本社书号：1503·13—15

定价：精装本 4.00 元
平装本 3.20 元

前 言

占我国陆地面积约四分之一的青藏高原(以下或简称高原)平均海拔在 4000 米以上,是世界上最高、地形最复杂的大高原。它不但影响我国天气气候,而且对整个亚洲以至北半球的环流都有影响。解放前,青藏高原的气象基本上是个谜。解放后,由于党的关怀,高原上的气象事业有了很大的发展,建立了不少的测站。为了更好地为国防和经济建设服务,为了揭开青藏高原的气象之谜,解放以来,我国气象工作者对高原上的环流、天气和气候以及高原对东亚环流和天气的影响进行了大量的工作;尤其是高原气象台站工作者在非常艰苦条件下,坚持工作,为我国高原气象事业作出了重要贡献。五十年代末的《西藏高原气象学》¹⁾曾总结了五十年代我国气象工作者关于这方面的研究。此后,国内外,尤其是国内对高原气象进行了更多的研究。为了深入研究高原天气气候特征和它对我国天气变化的影响,1972 年,一些省、自治区气象部门和有关单位组织了“高原气象科学研究协作组”,加快了科研步伐。1972 年以来,“高原气象科学研究协作组”已组织四次规模较大的集体研究会战,举行了四次学术论文报告会,报告内容涉及各方面的问题。

研究表明,青藏高原具有独特的环流和天气气候特征,它是我国一些天气系统产生的源地。例如我国的暴雨、冰雹等天气有不少就源于高原,西南低涡的涡源就在高原上或它的边侧²⁾;尤其是春、夏季,高原上的对流云泡,在合适的条件下,能汇集成云团,形成对流天气系统,东移而影响我国东部地区降水。高原上复杂的地形也在边界层内引起冬夏不同的准常定的浅薄系统(见第八章),遇有适宜的高空条件,它们也会发展移出高原。青藏高原不仅是产生天气系统的源地,而且还是外来天气系统有效的改造场所。它对西风带槽脊的影响,五十年代人们就已知道了。近年来,卫星云图的使用更丰富了高原天气和天气系统的知识,发现了不少低纬度系统(如孟加拉湾风暴)的云系可以爬越长期以来被认为不易越过的世界屋脊——喜马拉雅山,给云南、西藏等地的天气带来影响³⁾。

五十年代,人们更多地研究了冬季高原机械动力作用对环流的影响,虽然也注意到了它对环流季节变化的作用^{1),2)},但那时这方面的工作还不多。近年来,通过更多的研究,我们这方面的知识更丰富了。五十年代,我们就认识到高原在夏季是个热源,冬季高原的东南角也是个热源¹⁾。通过实践,认识,再实践,再认识,气象工作者进一步肯定了这个事实。由于热源作用,对流层上部的南亚高压在夏季就移上了高原,形成了比较稳定的对流

1) 杨鉴初等,西藏高原气象学。

2) 成都气象台、云南大学,西南低涡形成及其涡源研究。

3) 高登义等,青藏高原对大气环流和天气系统影响的初步研究。

拉萨气象台,孟加拉湾台风对青藏高原的影响。

层上部和平流层下部的强大高压——青藏高压^[3]。近年来对这个高压进行了很多的研究^[4]，后来又发现它的活动对我国东部一些省份雨量的多寡很有关系¹⁾。夏季这个热源使高原成为我国对流最旺盛的地区之一。关于对流活动和大型环流的关系，我们也积累了不少经验。此外，我国气象工作者还作了大量高原对大气环流影响的模拟试验工作^[5-9]。

由于高原上气象台站日益增多，观测资料逐年积累，所以关于高原气候的研究也大大增多了，尤其是1975年高原气候会战使我们对高原上的高空气候有了更多的知识²⁾。

近年来，结合攀登珠穆朗玛峰（以下或简称珠峰）和高原科学考察，我国气象工作者在高原上，尤其是在珠峰附近也进行了大量科考工作，取得了大量的宝贵资料，得到了不少研究成果^[10-12]。

这些研究成果有的已用于、有的正在试用于日常天气预报，这方面的例子很多，就不叙述了。

本书是继《西藏高原气象学》之后对近年来我国高原气象工作的总结。在《西藏高原气象学》中，除天气学和气候学以外着重讨论了高原的动力作用。本书也涉及到这些内容，但因篇幅所限不可能对六十年代以来全部的高原气象研究全面介绍。例如，对青藏高原上的天气系统，本书仅从卫星云图方面加以讨论。再有，对青藏高原的动力作用本书虽有涉及，但也不多。

本书各章节分别由中国科学院大气物理研究所和兰州高原大气物理研究所编写。因此，各章的写法、笔调和论点多不一致。虽然全书的主要论点和章节安排是由叶笃正和高由禧提出，最后又在宋正山、李国庆、高登义和钱永甫协助下经过叶笃正统一定稿，力求前后协调一致，但仍会存在缺点、错误，望读者批评指正。

最后，我们愿借此机会向高原上台站的工作同志们致以极大的敬意。他们常年在艰苦条件下忘我地工作，为高原气象事业作出了极其可贵的贡献。没有他们辛勤艰苦工作，高原气象的研究是非常困难的。此外，“高原气象科学研究协作组”对高原气象的大量研究工作，对我们有很大启发，本书也引用了其中一些工作，在此我们对协作组各成员表示衷心感谢。

1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所，夏季100毫巴青藏高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究。
四川省气象局气象科学研究所，100毫巴青藏高压南侧东风同西太平洋高压以及四川伏旱的关系。

2) 高原气候图集会战组，青藏高原气候图集。

目 录

第一章 引论	叶笃正(1)
§ 1. 引言	(1)
§ 2. 地面冷热源	(2)
1. 地面湍流感热输送	(2)
2. 地面蒸发潜热(L_e)	(5)
3. 有效辐射(LR_i)	(5)
4. 总输送	(6)
§ 3. 大气中的冷热源	(7)
§ 4. 高原地气系统向全球大气输送的热量	(8)
第二章 青藏高原及其邻近地区的温度场	沈志宝(10)
§ 1. 青藏高原及邻近地区冬夏温度分布的特征	(10)
§ 2. 各层温度场的月际变化	(11)
§ 3. 各层温度的日变化	(16)
§ 4. 温度变异与冷热源变异的关系	(17)
§ 5. 温度层结特征	(18)
第三章 气压和风	汤懋苍(23)
§ 1. 平均气压场的基本特征	(23)
1. 冬季	(23)
2. 夏季	(25)
§ 2. 气压的年变化和日变化	(27)
1. 地面气压的年变化特点	(27)
2. 气压场的年变化	(27)
3. 地面气压的日变化特点	(29)
4. 气压场的日变化	(29)
§ 3. 青藏高原地面风速和风向的特点	(34)
1. 地面风速	(34)
2. 地面风向	(34)
§ 4. 青藏高原地区平均流场的结构	(35)
1. 冬季	(35)
2. 夏季	(36)
§ 5. 小结	(38)
第四章 青藏高原及其附近地区的湿度场	沈志宝(39)
§ 1. 1 月湿度分布	(39)
§ 2. 7 月湿度分布	(40)
§ 3. 湿度的月际变化	(42)

1. 比湿的年较差	(42)
2. 比湿的月际变化	(44)
3. 干、湿中心的季节变化	(45)
§ 4. 7 月高原及其邻近地区各层湿度场的日变化	(45)
§ 5. 地形对湿度分布的影响	(48)
第五章 降水	高原气候图集会战组(49)
§ 1. 最大降水高度和年降水量分布特征	(49)
1. 最大降水高度	(49)
2. 年降水量分布特征	(50)
§ 2. 冬季和夏季的降水分布特征	(54)
§ 3. 降水的季节变化	(54)
§ 4. 降水量的昼夜分配	(59)
第六章 青藏高原季风现象	高由禧(62)
§ 1. 青藏高原季风现象的特征	(62)
1. 青藏高原风场的水平结构	(63)
2. 青藏高原风场的垂直结构	(65)
3. 青藏高原风场的季节变化	(67)
§ 2. 青藏高原季风的影响	(69)
第七章 青藏高原及其邻近地区的天气现象的气候特征	袁福茂(74)
§ 1. 对流云	(74)
1. 对流云频率及其分布	(74)
2. 季节变化	(77)
3. 对流云日变化	(79)
§ 2. 雷暴	(79)
1. 雷暴日数	(79)
2. 雷暴的季节变化	(82)
3. 雷暴的日变化	(82)
§ 3. 冰雹	(82)
1. 冰雹日数	(82)
2. 冰雹的季节变化	(84)
3. 冰雹的日变化	(84)
§ 4. 大风	(84)
1. 大风日数	(84)
2. 大风的季节变化和日变化	(87)
第八章 青藏高原地区大气边界层的气候特征	高由禧(89)
§ 1. 青藏高原边界层的影响范围及其季节变化	(89)
§ 2. 青藏高原大气边界层的温、压、风结构和加热作用的季节变化和日变化特征	(92)
§ 3. 边界层内中尺度气压系统的特点	(96)
1. 月平均等压面图上的中尺度气候系统	(96)
2. 青藏高原边界层的天气系统	(98)
§ 4. 青藏高原大气边界层对天气气候的影响	(100)

第九章 青藏高原边界层大气中的切变线和低涡·····罗四维(102)

- § 1. 青藏高原东侧 700 毫巴图上的切变线·····(102)
 - 1. 切变线的形成和发展过程·····(102)
 - 2. 切变线与锋区的关系·····(106)
 - 3. 切变线北边小高压的统计特点·····(107)
 - 4. 切变线和小高压成因的实验解释·····(109)
- § 2. 青藏高原上空 500 毫巴切变线·····(110)
 - 1. 切变线的形成过程·····(110)
 - 2. 切变线的热力结构与天气·····(112)
 - 3. 切变线北侧小高压的统计特征·····(114)
 - 4. 切变线北侧高压的生成原因·····(114)
- § 3. 青藏高原东侧的低涡·····(115)
 - 1. 青藏高原东侧低涡的一般特点·····(116)
 - 2. 暖涡的个例分析·····(118)
 - 3. 青藏高原东侧低涡产生原因·····(120)
- § 4. 柴达木盆地低压·····(121)
- § 5. 青藏高原主体地区的低涡·····(122)
 - 1. 低涡的气候特点·····(123)
 - 2. 低涡的结构与天气·····(123)
 - 3. 低涡的发生与发展·····(124)
 - 4. 小结·····(126)

第十章 夏季 100 毫巴青藏高原·····罗四维(127)

- § 1. 100 毫巴青藏高原中心、脊线及环流型·····(127)
 - 1. 高压中心·····(127)
 - 2. 高压脊线·····(127)
 - 3. 100 毫巴高压环流型·····(128)
- § 2. 100 毫巴青藏高原流型转换的个例分析·····(129)
 - 1. 天气形势·····(130)
 - 2. 热力结构·····(131)
 - 3. 散度场及垂直速度场·····(132)
 - 4. 100 毫巴高压的三维流场·····(133)
- § 3. 100 毫巴高压流型转换的原因和物理机制·····(136)
 - 1. 100 毫巴青藏高原与加热场的关系·····(136)
 - 2. 西风带长波调整与 100 毫巴流型转换的关系·····(139)

第十一章 从气象卫星看青藏高原的天气系统·····丁一汇(141)

- § 1. 高空槽·····(141)
- § 2. 青藏高原上的锋面·····(142)
- § 3. 青藏高原切变线·····(144)
- § 4. 青藏高原上的低涡·····(145)
- § 5. 副热带高空急流及其对青藏高原天气的影响·····(146)
- § 6. 印度夏季风和季风低压对青藏高原天气的影响·····(149)
- § 7. 孟加拉湾风暴对青藏高原天气的影响·····(150)

第十二章 珠穆朗玛峰及其邻近地区的天气和天气系统	高登义、沈志宝(153)
§ 1. 珠穆朗玛峰北坡气象要素的垂直分布及日变化	(154)
1. 气温	(154)
2. 气压	(157)
3. 湿度	(159)
4. 降水	(159)
5. 珠穆朗玛峰北坡的风	(160)
§ 2. 珠穆朗玛峰北坡局地环流——冰川风	(165)
1. 基本特征	(165)
2. 形成原因	(167)
3. 冰川风与外界天气系统的关系	(169)
§ 3. 珠穆朗玛峰北坡的上升气流	(172)
§ 4. 背风波	(173)
§ 5. 涡旋气流及涡旋云	(175)
§ 6. 珠穆朗玛峰的地形云及其在天气预报中的意义	(176)
1. 地形云	(176)
2. 地形云在登山时机上的应用	(178)
§ 7. 珠穆朗玛峰北侧峰顶高度附近的中小尺度系统	(178)
1. 中小尺度系统的存在	(181)
2. 中小尺度系统结构	(182)
3. 中小尺度系统在邻站可能的反映	(184)
4. 中小尺度系统成因探讨	(184)
第十三章 青藏高原对环流季节变化的影响	宋正山、李国庆(186)
§ 1. 青藏高原及其邻近地区温压场变化与高原加热作用的关系	(186)
1. 拉萨地区 300—500 毫巴厚度的逐日演变	(186)
2. 沿 90°E 300—500 毫巴厚度的逐月变化	(187)
3. 沿 30°N 300—500 毫巴厚度的逐月演变	(188)
4. 热源高度对温度场形成的作用	(189)
§ 2. 青藏高原附近高空风场演变的特点及解释	(190)
1. 青藏高原附近高空西风春夏变化的突变性	(190)
2. 青藏高原南侧月平均高空风的一些特点	(191)
3. 青藏高原北侧西风的春夏变化	(193)
§ 3. 青藏高原加热作用与环境流场的关系	(193)
1. 西风环流的强度与高原上空高压的形成	(194)
2. 气流方向与温度场分布的关系	(195)
3. 流场与潜热热源的形成	(196)
4. 小结	(197)
§ 4. 喜马拉雅山系和珠穆朗玛峰地区对副热带西风急流的影响	(197)
§ 5. 青藏高原加热与东风急流的形成和维持	(198)
第十四章 高原及其周围地区的平均垂直环流	叶笃正、杨广基(202)
§ 1. 冬季高原及其周围地区的平均垂直环流	(202)
1. 平均经向环流的特点	(202)

2. 纬向垂直环流的特点	(203)
3. 三度空间的 Hadley 环流和 Ferrel 环流	(204)
§ 2. 夏季高原及其周围地区的平均垂直环流	(206)
1. 经向季风环流圈	(206)
2. 通过青藏高原的平均经向垂直环流	(207)
3. 东西向的平均垂直环流	(208)
4. 高原及其邻近地区三度空间流场	(209)
§ 3. 夏季高原上空向四周大气输送的热量和水汽	(210)
1. 质量的输送	(210)
2. 水汽的输送	(211)
3. 感热的输送	(211)
第十五章 夏季青藏高原地区大规模对流活动对平均环流维持的作用.....陈章昭	(213)
§ 1. 夏季青藏高原地区的平均环流特点与对流活动情况	(213)
§ 2. 夏季青藏高原上空涡度场的维持	(214)
§ 3. 夏季青藏高原上空水汽收支的维持	(215)
§ 4. 夏季青藏高原上空温度场的维持	(216)
§ 5. 对流系统的作用	(217)
§ 6. 小结	(219)
第十六章 青藏高原在世界环流中的重要性.....李国庆、宋正山、叶笃正	(220)
§ 1. 青藏高原——影响全球大气环流的重要因子之一	(220)
§ 2. 青藏高原地区及亚非季风区对流层热状况比较、高原上空温度场的非对称分布	(221)
§ 3. 青藏高原地区、亚非季风区及全球平均经圈环流的比较	(223)
§ 4. 青藏高原地区及北半球平均经圈环流中的能量释放比较	(225)
§ 5. 夏季青藏高原向周围大气的热量传输	(226)
§ 6. 青藏高压与低纬度大气环流的关系	(227)
第十七章 青藏高原动力学.....钱永甫、王谦谦、叶笃正	(232)
§ 1. 青藏高原在冬季环流中的动力作用——数值模拟试验	(232)
§ 2. 青藏高原对亚洲夏季环流的动力作用——数值模拟试验	(233)
§ 3. 青藏高原在东亚夏季环流的纯动力作用的数值试验——爬流和绕流的对比	(234)
1. 对温压场的影响	(235)
2. 对流场的影响	(239)
§ 4. 青藏高原对东亚冬季环流的纯动力作用的数值试验——爬流和绕流的对比	(241)
1. 对温压场的影响	(241)
2. 对流场的影响	(245)
§ 5. 冬夏环流的对比	(246)
§ 6. 青藏高原纯动力作用下的准地转运动	(247)
§ 7. 青藏高原纯动力作用下的地转适应	(248)
§ 8. 青藏高原对适应过程的影响	(249)
第十八章 流体力学模拟实验.....周明煜	(251)
§ 1. 青藏高原的动力作用及其对东亚大气环流的影响	(252)
1. 青藏高原的分支和阻挡作用	(252)

2. 青藏高原对西风槽移动的影响	(252)
3. 冬季青藏高原对环流的影响	(253)
§ 2. 青藏高原加热作用对东亚大气环流的影响	(253)
1. 青藏高原高压的形成	(253)
2. 青藏高原高压移动规律的模拟	(254)
3. 青藏高原地区大型垂直环流结构	(255)
§ 3. 青藏高原在季节变化中作用的模拟	(256)
1. 青藏高原的加热作用与西风急流的北撤	(256)
2. 青藏高原东侧切变线的北移	(257)
3. 青藏高原附近地区流场季节变化的模拟	(257)
§ 4. 青藏高原东南部低涡的生成条件及其移动规律	(259)
§ 5. 青藏高原上对流活动的模拟	(261)
第十九章 总结	叶笃正 (267)
§ 1. 近十几年来我国青藏高原气象学的主要进展	(267)
§ 2. 青藏高原对长期天气过程可能的影响——长期天气预报	(269)
§ 3. 夏季青藏高原与热带海洋的对比	(272)
1. 能源的对比	(272)
2. 大气的温度层结和湿度层结的对比	(273)
3. 对流活动的对比	(273)
4. 涡旋结构的对比	(274)
5. 相似的原因	(274)
§ 4. 今后的工作	(275)
参考文献	(275)

第一章 引 论

§ 1. 引 言

山脉和高原对天气气候的影响一直就是气象工作者们所注意的问题,尤其是近年来青藏高原对环流和天气气候的影响更是国内外研究的对象。然而谈到高原影响时,人们所想的并不是同一的东西。从理论分析,高原对大气运动过程有三种主要影响:一种是机械的动力作用,这种动力作用的影响范围很宽广,从局地环流到长波以至超长波都受地形牵制。这种作用主要是通过地形迫使气流爬越它或绕过它而产生的。是绕或是爬,显然与地形形状有关。对于一个南北向很长的山脉,爬的部分就会大些。青藏高原原像一个椭圆体,长轴基本顺风向,绕的部分就会重要些。爬或者绕不仅和地形形状有关,而且和越过地形的气流结构有关(参看第十七章)。廖洞贤和王超¹⁾,曾对我国西北三省地形对天气作用做过调查,指出“就大范围来说,风向和等高线大多近于平行,……如果我们把气流和地形等高线近于平行的情况称为调整的,把二者交角较大且引起气压场较大变化的情况称为未调整的,则地形影响总是随着大气风压场和温度场等的变化,不断从调整的到未调整的,而后又到调整的,它不是一成不变的”。曾庆存^[3]曾在斜压大气中讨论过大地形对地转过程的影响,后来郭秉荣和丑纪范²⁾又在正压大气中,从理论上证明,当风向与等高线交角很大时,就发生一种快速调整过程,使风向与等高线平行,这种调整和地转适应过程是相似的。这些结果只能用于大尺度问题。小尺度问题,如背风波显然就是爬坡的问题。

人们知道,地表接收日射强度的日变化、年变化和地形坡度、方向有密切关系;也与地表高度有关,因为愈高,太阳辐射被大气吸收和反射返回天空的部分愈少,也就是到达地面的愈多。但同时地形愈高,冰雪覆盖面也愈多(尤其是冬季),反照率也就大,被地表面吸收的太阳辐射也就减小。所以除机械的动力作用外,高原还对大气有热力作用。尤其是青藏高原是世界上最高大的高原,这种热力作用直接加之于对流层中部,它的作用就更为显著,这是高原对大气过程的第二种影响。人们还观测到暖空气可以沿地面上的冷空气堆上爬;夏季局部的平坦地面过度受热和其它原因,形成局部对流,这股强劲上升气流对四周气流也有阻挡作用。高原的这种热力作用和下面提出的摩擦作用可以增加高原的“有效”高度和“有效”范围(参看第八章)。此外高原上的地形是相当复杂的,山峰不少。在夏季每个山峰都会成为一个“热岛”,加强高原上的对流活动。

人们还知道,当一气流流过一粗糙面时,近地表面的运动将变成湍流,地表摩擦将消

1) 廖洞贤、王超,关于西北三省区地形对天气作用的调查。

2) 郭秉荣、丑纪范,大地形对风场影响。

耗动能。如果考虑科氏力作用下的大尺度运动,地表摩擦还将在边界层内引起穿过等压线运动,因而在边界层顶产生垂直气流

$$w = \sqrt{\frac{K}{2f}} \zeta_g$$

式中 K 为涡动粘滞系数, f 为地转科氏参数, ζ_g 为地转涡度。地表摩擦在高原侧边界更有这样一种作用,即它可以使接近侧边界的气流减小,而离侧边界较远的自由大气运动没有减速,这样就在靠近高原侧边界的气流里产生了涡度,这种作用可以引起局地高低压的生成^[14](参看第九章)。高原上地形并不是平坦的,而是大面积凸凹不平的,这就使摩擦作用更复杂化。从第八章中我们还可以了解到,这种复杂化的摩擦作用可以引起冬夏不同的准恒定性的摩擦层以内的局地性环流。

§ 2. 地面冷热源

上面我们指出,本书将更多地从冷热源作用角度讨论青藏高原对天气、气候的作用,因而我们将首先讨论高原冷热源情况。关于这个问题过去有过不少的讨论^[3,15-16]。但由于计算方法不同,不但结果不同,也涉及到对冷热源定义的问题。总的来说,有两种定义:一是从下垫面出发,如果某地区有热量从地面输送给大气,则此地称为热源;反之,称为冷源。但这种热量不一定都能用于本地区的大气,有一部分或大部分可以输送给本区以外的大气。第二种定义是:在某个月里,某个地区的大气柱内有净能量的收入(通过运动从侧边界流出的能量不计在内),则在这个月这个地区的大气称为热源;有净能量支出,称为冷源。第一种定义的冷热源暂称为地面冷热源,第二种称为大气的冷热源。先讨论前者。

1. 地面湍流感热输送

从地面有三种能量可以输送给大气,一种是地面有效辐射,一种是潜热,一种是湍流感热。感热可用下式计算

$$SH = C_p \rho C_D V (T_s - T_a) \quad (1.1)$$

其中 C_p 为空气的等压比热, ρ 为近地面大气密度, V 为地面风速, T_s 和 T_a 分别为地面和空气温度, C_D 为滞凝系数。

(1) C_D 值的选取

在高原上, V 和 $(T_s - T_a)$ 有测站观测值, ρ 可取为600毫巴平均值。但 C_D 值必需做合理的选取。一般 C_D 随地面粗糙度而增加,地形愈高愈破碎, C_D 也愈大。由观测得到的 C_D 值有一些,但不多,尤其是对高原和山地更是少。有人^[17]曾在西伯利亚中等高度山地得到 C_D 的观测值为 4.0×10^{-3} 。也有人从理论上对 C_D 进行估计,如Kung^[18]估计

1) F. Delsot et al., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97** (1971), 181—208.

陆地的平均 C_D 在夏季和冬季分别为 5.24×10^{-3} 和 3.3×10^{-3} 。Cressman^[17] 利用 Sawyer^[18] 的理论, 计算了 C_D 全北半球的分布。在青藏高原和落基山 $C_D > 8.0 \times 10^{-3}$ 。因为不同作者对 C_D 的估计很不相同, 不同大气环流模式所用的 C_D 值也不一样。如 Holloway 和 Manabe^[19] 在陆地上取平均, 其值为 4.3×10^{-3} ; Gates 等^[1] 在陆地上则取 $C_D = 0.002 + 0.006 \left(\frac{Z_s}{5000m} \right)$, 由此计算出在青藏高原的 C_D 接近 8.0×10^{-3} 。曾群柱和冠有^[20] 曾在珠峰北坡绒布寺附近冰雪面和碎石表面上进行过短期的近地面湍流热通量的梯度观测, 由他们的观测可算出 C_D 在冰雪面上和碎石面上分别为 2.5×10^{-3} 和 32×10^{-3} 。Fiedler 和 Panofsky^[21] 曾对不同地势计算粗糙度参数 Z_0 , 对中等高度的山和高山 Z_0 分别为 0.99 米和 1.65 米。如用此 Z_0 求算 C_D , 则 C_D 会非常大。

综合以上讨论, 青藏高原上的 C_D 当在 $6-10 \times 10^{-3}$ 之间。这里我们取 C_D 平均为 8×10^{-3} 。当然由此计算出青藏高原上的近地面的湍流热通量只能看做为初步的量级估计。在下面的计算对于 ρ 我们取 0.8×10^{-3} 克·厘米⁻³。

(2) SH 的计算

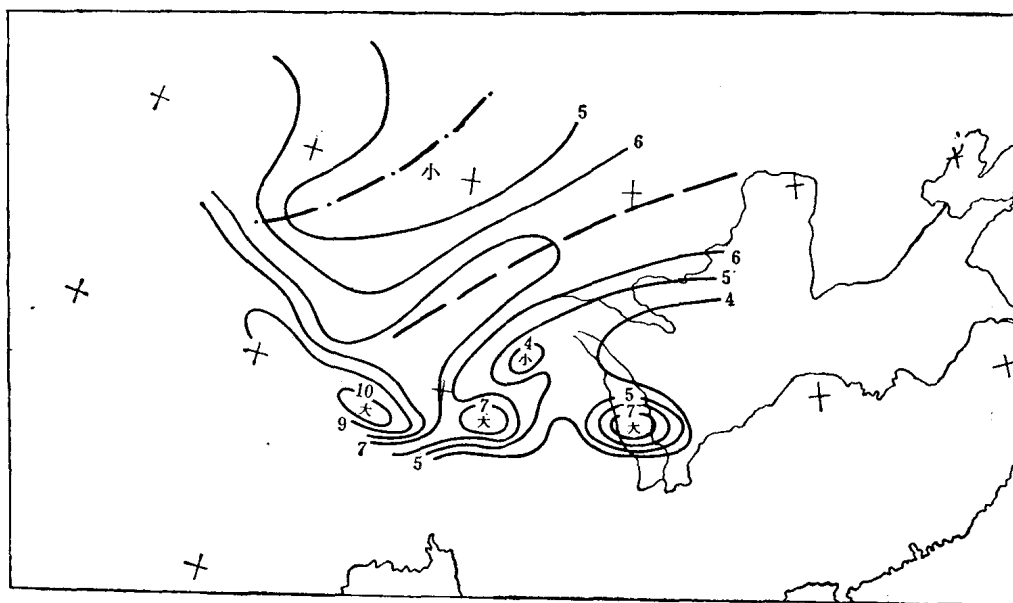


图 1.1 青藏高原 6 月平均 $\Delta T (= T_s - T_a)$ 分布
 T_s 为地面温度, T_a 为地面气温

高原上 22 个站有比较长时期(10 年以上, 其中 2 个站为 4 年)的 $(T_s - T_a)$ 的观测。它们绝大多数的月平均值都是 6 月最大, 5 月稍次于 6 月。长年 6 月平均 $\Delta T (= T_s - T_a)$ 分布见图 1.1。图中一个特点就是沿喜马拉雅山脉(北坡)为一长条高值区, 全年都是如此, 这和高登义^[22] 关于 ΔT 随高度增加的结论是一致的。另一特点是西部大于东部(以

1) 见 C. M. Bhumralkar, Parameterization of the planetary boundary layer in the atm. g. c. models. A review.

85°E 为东西分界), 这个现象主要是发生在夏季, 春秋次之, 冬季西部的 ΔT 仅稍低于东部。我们从各月的 ΔT 分布, 按网格点读数, 然后按高原东部, 高原西部和喜马拉雅山三个区域求平均 ΔT , 列于表 1.1, 该三个区域各月的平均地面风速和 SH 的计算值也列于表中。同一表中还有由东西两部 SH 按面积加权平均求出的整个高原的平均 SH 。从表中可以看出, 整个高原, 无论是东部或西部或喜马拉雅山脉, 全年都有湍流感热从地面输送给大气。整个高原湍流感热输送最大值都在 5, 6 两个月。西部的最大输送在 6 月, 约为 450 卡·厘米⁻²·日⁻¹。东部和喜马拉雅山或全高原的月平均最高值都在 5 月, 它们分别约为 240, 380 和 300 卡·厘米⁻²·日⁻¹ 左右; 6 月次之, 和 5 月相差很少。最小值都在 12 月, 全高原的平均不到 30 卡·厘米⁻²·日⁻¹。从冬季到春季, 高原各部的湍流感热输送都有个迅速的增加。10 月以后又比较迅速地减小, 到冬季为最低值。春季最大的原因可能有二: 冬季高原积雪地区较多, 反照率大, 太阳高度角也小, 故地面吸收日辐射最小; 夏季太阳高度角虽高, 但为雨季, 云量多, 地面也不能大量地吸收日辐射。而春季高原上的积雪已溶化, 反照率小, 太阳角度已转高, 又未入雨季, 云量少, 故地面能吸收大量日辐射, 增高地气之间的温差。同时春季地面风速也较大, 故春季 SH 最高。Winston 和 Krueger^[23] 利用卫星资料也得到高原上的净辐射加热在春季最大。

表 1.1 青藏高原东部、西部、喜马拉雅山北坡和高原平均的 ($T_i - T_a$)、
地面风速和 SH (逐月平均)

项 目 \ 月		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
高原平均 SH (卡·厘米 ⁻² ·日 ⁻¹)		43	89	162	255	300	291	240	198	164	130	66	27
东部	$T_i - T_a$ (°C)	1.3	1.9	3.4	5.3	6.3	6.3	5.6	5.0	4.5	3.6	2.3	0.9
	地面风速 (米·秒 ⁻¹)	2.4	3.0	2.9	2.8	2.9	2.5	2.2	2.0	2.0	2.1	2.1	2.1
	SH (卡·厘米 ⁻² ·日 ⁻¹)	41	76	131	198	243	210	164	133	120	101	64	25
西部	$T_i - T_a$ (°C)	0.9	2.0	3.9	6.6	7.6	8.7	8.2	7.0	5.4	4.3	1.8	0.7
	地面风速 (米·秒 ⁻¹)	3.9	4.3	4.7	4.2	4.1	3.9	3.6	3.5	3.5	3.3	2.9	3.3
	SH (卡·厘米 ⁻² ·日 ⁻¹)	47	115	224	370	415	452	393	326	252	189	69	31
喜马拉雅山 (北坡)	$T_i - T_a$ (°C)	1.6	3.2	4.5	6.1	7.7	7.6	6.9	6.4	5.4	4.7	2.2	1.2
	地面风速 (米·秒 ⁻¹)	3.2	3.5	3.7	3.6	3.7	3.7	3.3	3.1	3.2	3.0	2.8	2.7
	SH (卡·厘米 ⁻² ·日 ⁻¹)	68	149	222	293	379	374	302	264	230	188	82	43

高原各地高度不同, 下垫面状况相差很大。因之各地地气温差 (ΔT) 不同, 风速也不一样, 随之高原各部的 SH 也就不同, 从表中可看出, 西部比东部大。西部的最高值为 452

左右,而东部的最高值仅约 240 卡/厘米²·日左右。沿喜马拉雅山的 ΔT ,除 6,7 月份比西部的 ΔT 小 1℃ 多外,其余月份两者相差不大。但西部平均风速较大,故西部的 SH 较沿喜马拉雅山一带的 SH 大。

最后还应指出,因为高原的测站一般设于河谷,以测站的 $(T_s - T_a)$ 代表附近一个地区的 ΔT 就会偏小,这使表 1 的值偏小。但同时我们知道,冰面的湍流感热输送很小,或者为负(即大气给冰面热量)^[20]。高原上的测站都不在冰面上,这又使表 1 的值偏大,考虑到两者共同作用,我们的计算在量级上是可用的。当然还要说明这里用于计算 SH 的 C_D 仅是个估计值,它的确切值有待将来观测来确定。 C_D 的观测值测定之后,高原上 SH 的计算将更可靠。

2. 地面蒸发潜热 (L_e)

最近陈章昭¹⁾曾根据高原上各月的平均降水量,各河流域的径流、冰川、湖泊和地下水储量的增减等,计算高原上各月的平均蒸发量见表 1.2。

表 1.2 高原逐月平均月总蒸发量

项目 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月总蒸发量 (毫米)	1.2	2.3	11.1	10.7	15.0	40.3	45.9	41.1	15.2	2.0	2.0	1.0
蒸发潜热 (卡/厘米 ² ·日)	2	4	21	21	28	78	86	75	29	4	4	2

由上表可以看出高原地面给与大气的蒸发潜热很小,在最大的 7 月也不超过 80—90 卡/厘米²·日, Flohn^[16] 曾估计高原上 7 月的平均蒸发量为 1.5 毫米/厘米²·日,此值与陈章昭的计算是非常相近的。

3. 有效辐射 (LR_1)

地面向大气输送能量的另一种方式为有效辐射(地面长波辐射与大气长波逆辐射之差)。在高原上这种观测资料非常少。

左大康^[24]曾利用下式

$$LR_1 = S\sigma[T_s^4(0.39 - 0.058\sqrt{e}) + (T_s^4 - T_a^4)](1 - C_n)$$

计算了我国 146 个站的月平均(1951—1960 年)的有效辐射(LR_1)。上式中 S 为地表相对辐射率; σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数; e 为绝对湿度(毫米); n 为平均云量; C 为常数。得到青藏高原上的年有效辐射总量为 45—60 千卡·厘米⁻²。冬季最大,夏季最小。拉萨的春、夏、秋和冬四季的有效辐射总量分别为 15.5, 10.3, 14.7 和 15.0 千卡·厘米⁻²。拉萨的年有效辐射的总量和高原的平均是相近的,可以代表高原,将拉萨各季总量均分为三,

1) 陈章昭,青藏高原地区的水分平衡。