

西藏的土壤

中国科学院西藏综合考察队

(内部资料·注意保存)

中国科学院土壤研究所

1970

毛主席語錄

我国少数民族有三千多万人，虽然只占全国总人口的百分之六，但是居住地区广大，約占全国总面积的百分之五十至六十。所以汉族和少数民族的关系一定要搞好。

我們講勝利，就要保證在無產階級領導之下，團結全國廣大人民羣眾，去爭取勝利。

人們為着要在自然界里得到自由，就要用自然科學來了解自然，克服自然和改造自然，從自然界里得到自由。

大略的調查和研究可以發現問題，提出問題，但是還不能解決問題。要解決問題，還須作系統的周密的調查工作和研究工作，這就是分析的過程。

無產階級文化大革命，還有些事沒有做完，現在還要繼續做，譬如講斗、批、改。

毛主席语录

国家的统一,人民的团结,国内各民族的团结,这是我们的事业必定要胜利的基本保证。

阶级斗争、生产斗争和科学实验,是建设社会主义强大国家的三项伟大革命运动,是使共产党人免除官僚主义、避免修正主义和教条主义,永远立于不败之地的确实保证,是使无产阶级能够和广大劳动群众联合起来,实行民主专政的可靠保证。

前言

我国青藏高原¹⁾地域十分辽阔,仅西藏自治区的面积即达一百二十余万平方公里,是我国反对帝国主义、现代修正主义和印度反动派的西南前哨。

西藏高原是世界上的最高高地²⁾。素有“世界屋脊”之称,分布最广的一级高地表面海拔约4400米,隆起山群可达六、七千米以上,可见整个高地的高度便占大气对流层的三分之一上下。高地又是地球上较新隆起的部分,最南缘的喜马拉雅山地直至第三纪末才脱离特提斯海而为陆地,且至今仍在上升中。在第四纪,高地上曾广泛地分布着冰川,不少地面只是晚近才从冰雪被覆下解放出来。这样一个兀立于地球中纬度的高、大、新的高原确为一独特的自然区域,且对其毗邻地区特别是我国东部地区的自然条件产生重大影响。

解放前,西藏广大劳动人民深受帝国主义、国民党反动派和三大领主的残酷压榨,西藏高原成了一座最反动、最黑暗、最残酷、最野蛮的人间地狱。1950年,党中央、毛主席命令人民解放军进军西藏,把五星红旗插上喜马拉雅山,砸碎了民族压迫的枷锁,驱逐帝国主义的侵略势力,使灾难深重的西藏人民从黑暗走向光明。1959年,党中央、毛主席又指挥人民解放军和西藏各族革命人民,一选歼灭了达赖叛国集团的武装叛乱,进行了民主改革,建立了人民政权,彻底摧毁了封建农奴制度。百万翻身农奴以不可阻挡之势跨越几个世纪,跃入社会主义新时代!经过无产阶级文化大革命锻炼的西藏人民蕴藏着的社会主义积极性更加异常迅猛地暴发出来,辽阔的西藏高原正在被迅速地建设成为巩固的边防,打击美帝、苏修和印度反动派的钢铁阵地。

西藏高原是我国的战略要地,因此,世界各资本主义国家早就对我西藏地区垂涎欲滴,抱有侵略野心。从十九世纪起,英国、印度、俄国、德国、美国、瑞典、法国等的反动统治阶级利用我国历代封建统治者的腐败无能和蒋介石匪帮的卖国求荣,纷纷派遣殖民主义者和反动知识分子潜入我西藏地区进行所谓科学考察和地形测量,偷窃我大量政治、军事、经济情报和珍贵科学资料。

1) 本文主要讨论西藏自治区内的土壤,有些问题涉及到青海南部和川西的广大高地。

2) 西藏高原的地形条件极为复杂,与地形学上的“高原”含义不同,故本文概称整个西藏高原时,常改称高地。

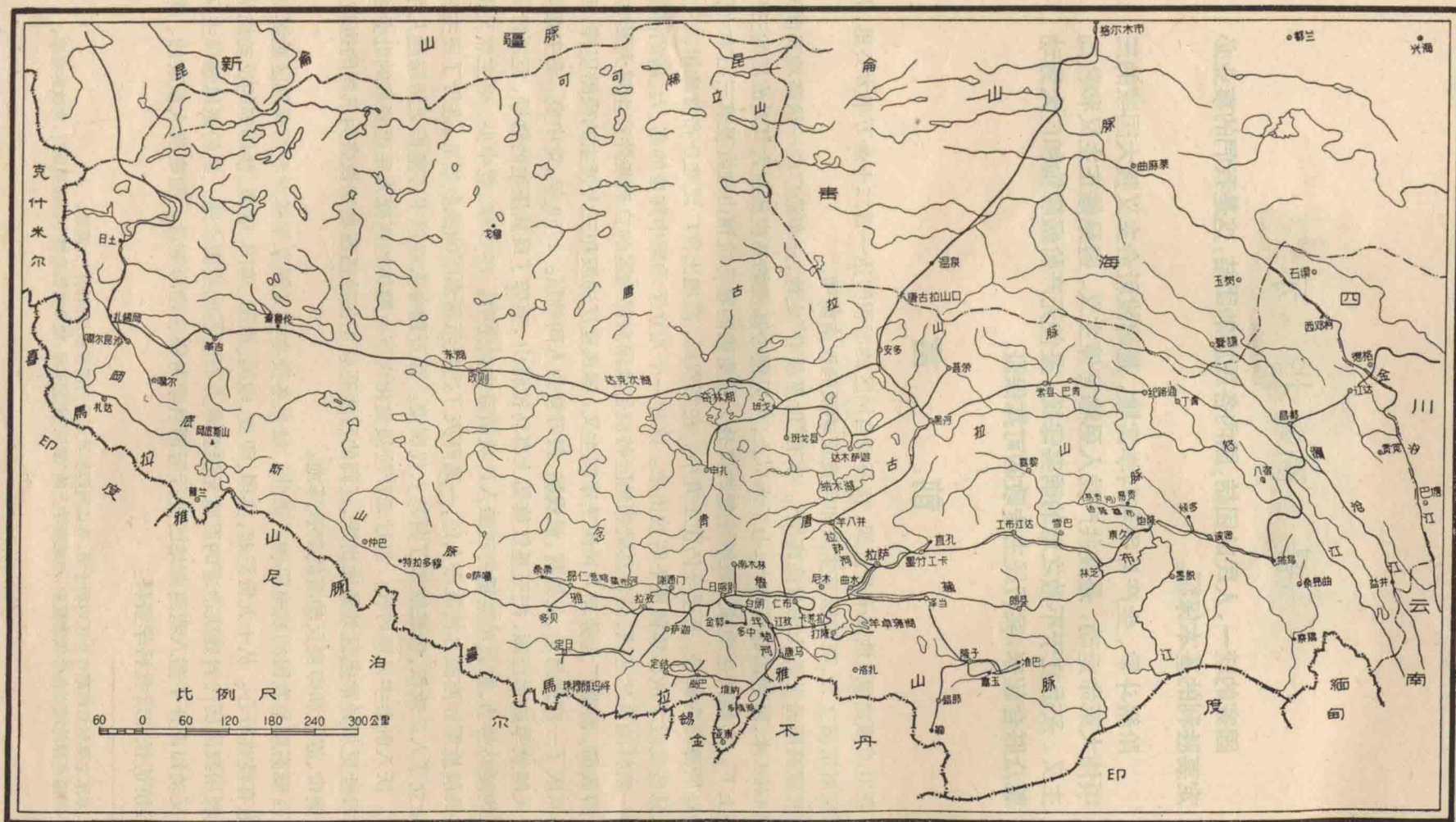


图1 西藏土壤考察(1960—1961)路线图

在西藏高原进行土壤和有关自然条件的调查,解放前已有一些零星工作,至于系统的、全面的科学考察及专门在高原内部的土壤研究只是在解放以后才开始的。解放后,党中央、毛主席一直十分重视西藏高原的科学研究工作。1951—1953年,中国科学院组织了西藏科学工作队,在西藏中部和东部进行了地质、地理、气象、农业等方面的考察,李连捷、夏荣基等人在土壤方面第一次进行了比较系统的考察研究。1955年林业部西南林区调查队先后在川西、滇西北高原地区开展了包括土壤在内的科学考察。1956年,在党中央、毛主席的直接关怀下,制订了我国“十二年科学技术发展规划”,其中包括了西藏高原地区全面的科学考察规划。1958—1959年,国家体委组织了有关人员随珠穆朗玛峰登山队进行科学考察,记述了珠穆朗玛峰地区的土壤情况。1959—1962年,中国科学院南水北调西部地区综合考察队,深入到西藏高原东部边缘地区进行考察,中央和地方的其他有关机构,也在本地区进行了不少的勘测、测绘、观测和试验研究等工作。但由于原西藏地方上层统治集团的百般阻挠和破坏,大大影响了西藏高原地区科学研究的正常开展。紧接着平叛的胜利,1960年春,国家即组织大批科技人员进入西藏高原开展考察研究工作,体现了党中央、毛主席对西藏人民的关怀和对西藏地区的重视。

中国科学院西藏综合考察队于1960年到1962年间,着重在西藏自治区中部和东部地区进行农林牧资源、水利资源、矿产资源及与之有关的自然条件和经济问题的考察研究。土壤方面1960年在西藏自治区中部的拉萨市和山南、江孜、日喀则、那曲专区的大部分地区进行了路线考察,并沿川藏公路、黑河—阿里公路和新藏公路做了概略考察。1961年对日喀则、江孜专区进行土壤地理与土壤资源的重点考察,并在日喀则农场和帕里两处围绕提高单产及发展高寒农业等问题开展了有关耕作栽培土壤等方面的半定位研究。工作所及范围见图1。1962—1963年,整理资料和总结编写。由于野外工作时间短,许多地区未作实际考察研究,即使已经考察研究的地区,也了解得不够全面,尚待研究解决的问题仍然不少。特别是这项工作是在史无前例的无产阶级文化大革命前进行的,参加工作的同志自身世界观没有很好改造,且受叛徒、内奸、工贼刘少奇的反革命修正主义路线的影响和干扰,工作中存在着严重的脱离政治、脱离生产、脱离群众的现象,即使在野外曾经了解和收集到的有关生产方面的问题和资料,后来也没有认真进行研究、整理和总结。但考虑到西藏地区至今尚无比较系统、比较全面的土壤资料,为了迎接西藏地区社会主义建设飞跃发展的新形势,将此印成内部资料,供有关部门参考,敬请读者批评指正。

考察期间,得到西藏工委、筹委及各级党政领导的亲切关怀和支持,并承土壤所和林土所有关部门提供分析资料,均在此表示衷心感谢。

参加考察人员:1960年参加的有中国科学院土壤研究所刘朝端、何同康,中国科学院林业土壤研究所熊叶奇,前中国科学院土壤与水土保持研究所谭学奇、蒋玉文等五人。1961年增加了土壤研究所张同亮、戴昌达,林业土壤研究所程伯容,中国科学院综合考察委员会孙鸿烈、田济马,农垦部熊明星等六人。

参加编写人员及分工:第一、二、三章——孙鸿烈;第四、十二、十三章——熊叶奇;第五、十一章——刘朝端;第七、九章——何同康、熊叶奇;第六、八章——何同康、刘朝端、熊叶奇;第十、十四章——田济马、刘朝端;第十五、十六章——田济马、熊叶奇。

目 录

前言	(i)
上篇 总论	(1)
第一章 地貌	(1)
第二章 成土母质	(5)
第三章 气候	(9)
第四章 植被	(17)
第五章 土壤分类和分布规律	(22)
下篇 各论	(33)
第六章 高山寒漠土	(33)
第七章 高山草甸土	(36)
第八章 高山草原土	(44)
第九章 亚高山草甸土	(49)
第十章 亚高山草原土	(57)
第十一章 灌丛草原土	(61)
第十二章 灰化土	(74)
第十三章 棕色森林土	(82)
第十四章 草甸土	(87)
第十五章 沼泽土	(96)
第十六章 盐土	(100)

上 篇 总 论

第一章 地 貌

西藏高原北起昆仑山脉,南抵喜马拉雅山脉,东自横断山脉,西至喀喇昆仑山脉。中部横亘唐古拉山和冈底斯-念青唐古拉山脉,在地貌上实为一宏伟的高地。

西藏的地貌主要受西北及东北方向的两组断裂控制。在高原的中部,同时受两组断裂影响,起伏比较和缓;东、西两部,则以西北方向的为主,在地貌上表现为一系列的东南、西北向的深切河流及与之平行的山脉。显著隆起的部分成为山脉,隆起不显著的部分属丘陵,其间则为比较开阔的洼地或湖泊。

西藏的外流大河皆分布于高原的外缘,呈放射状流向中亚、东亚与南亚,使西藏成为世界上的大的分水岭。在高原内部则为广阔的内流区域。

下面就本区的山文、水系情况和地貌发育中的几个问题以及它们对土壤的影响加以说明。

一、高原的山川大势及其对土壤的影响

高原是由一系列约呈东西向的山脉及其间的河流、湖泊所构成的。喜马拉雅山系(照片1、28)主脉山脊一般高达6000—7000米以上,8000米以上的高峰便有11个^[1],最高的珠穆朗玛峰为世界第一高峰。山系长约2400公里,宽达200—350公里^[2]。有现代山谷冰川发育。这个最新隆起并继续迅速上升的山地¹⁾同其南侧相对稳定的、海拔仅200米左右在国外的恒河平原高差极为悬殊,以至南侧向源侵蚀十分强烈,山地被切割为纵深的峡谷。北侧山地入于高原,高差减小,成为中、低山地,间以宽阔的河谷、湖盆,起伏平缓。

向北,约在北纬29—33°之间,于4500米左右的高原面上又隆起了另一条横亘东西的巨大山系,即冈底斯-念青唐古拉山系(照片2、3)。在高原中、西部成为印度洋水系与藏北内流水系的分水岭,分水岭以北习惯称为藏北,以南称为藏南。这一山系较喜马拉雅山稍低,但高峰一般仍在6000米左右,多达雪线(5600米)以上。

继续向北,约在北纬32—35°之间分布着唐古拉山系(照片4)。其东段成为印度洋水系与太平洋水系的分水岭。山峰一般在6000米以下,最高6839米²⁾。

昆仑山是高原北缘的最大山系(照片5),也是亚洲最长的山系,长达2500余公里,宽度可达150—300公里,一般高约6000米,与其北侧海拔仅1000米—2500米的塔里木、柴达木盆地,也形成悬殊的高差。因此,山的北侧切割比较剧烈,山势陡峭。在其南侧相反地是起伏十分和缓的丘陵。

此外,在高原的西部还有喀喇昆仑山脉,在东部有近经度方向延伸的横断山脉,成为高原的东西边缘。

1) 据 B. H. 西尼村资料^[3],喜马拉雅山在第四纪冰期后又上升了1300—1500米。

2) 据青海地质局636队资料(1956年)。

所有这些山系构成了高地地形的基本骨架。

在上述山系之间散布着河流。不少河流的流向密切地受着地质构造线的控制。在喜马拉雅与冈底斯-念青唐古拉山之间的近东西向的大断裂带上,发育了雅鲁藏布江与象泉河,它们分别在高地的东西两方面切穿喜马拉雅山地转而流向西南。雅鲁藏布江在我国境内流长约1800公里,自西向东主要支流有惹喀藏布、年楚河、拉萨河、尼洋河、迫隆藏布(易贡河)等主要支流。除年楚河外,皆为北岸的支流。

雅鲁藏布江流域以北,翻越念青唐古拉山分水岭便进入怒江流域。怒江源自唐古拉山南坡,自西向东流,过嘉玉桥后,受横断山脉的控制,逐渐转向南流。从上源河谷的湖相地层可以证实,该河向源侵蚀十分活跃,不少内流湖盆被切穿后纳于外流的怒江水系^[4],沟通了原来封闭的湖盆。

再向北,越唐古拉山地,则为澜沧江、金沙江等横断山脉间近南北向的河流,其上源也深抵高原内部,约达东经 90° 附近。

大约在东经 90° 以西和冈底斯山以北,为广大的内陆湖泊区域。大小湖泊星罗棋布,四周只有短小的河流汇入。据西藏综合考察队盐湖组资料,面积达一平方公里以上的湖泊便有425个,总面积约2万余平方公里,其中湖泊大于100平方公里者有52个,著名的有纳木湖、奇林湖、唐古拉湖等,海拔高度大多在4500至4700米间。大多数湖泊均为咸水湖,富含食盐、芒硝、苏打等盐类。

在雅鲁藏布江以南喜马拉雅山北侧的高地表面上,也有一条狭长的内流湖泊带,共有大小湖泊38个,总面积约2300平方公里,湖面海拔一般约为4400—4700米。不少湖泊,如羊卓雍湖、嘎拉湖、莫特里湖、玛法木湖等只是近期才与外流水系隔绝^[5],故大都仍可为淡水湖泊,如羊卓雍湖水矿化度仅为1.7克/升,多情湖为1.1克/升^[1]。

此外,在藏南南部,山势突兀,有许多深切、湍急的河流向南倾泻,由于地壳不断上升,不少河流的源头已经深入到喜马拉雅山主脉山脊以北,形成分水岭与山地主脊不相一致的现象。

上述的地貌特点对于高地土壤的形成、发育与分布有着重要的影响,主要表现在以下几个方面:

1. 高地兀立于中纬度地带,成为一个独特、宏伟的自然地理单元。由四周平原向高地攀登,地势急剧升高,生物气候的垂直变化十分显著,特别是从东部与南部平原向上,甚至可包括热、温、寒三带。登上高地之后,则为一广阔的起伏和缓的高地表面,这里随着纬度、经度的转移,和山地的阻隔,又呈现出迥然不同于同纬度低海拔地区的水平地带结构,它们清楚地反映出高寒环境的特征。随着高地上山地的起伏,又在水平地带分异的基础上形成高地特有的垂直带结构。

2. 一系列东西横亘的高山成为阻止印度洋温暖、湿润气流北上的层层屏障,因而加剧了南湿北干与南温北寒的差异。而且高地不断上升^[6],特别是喜马拉雅山地的强烈上升,使得印度洋气流进入高地内部日益困难,向内部的干燥程度不断加剧。如在羊卓雍湖一带便见到亚高山草甸的草原化趋势。

3. 深入高地内部的外流河流成为向高地腹地输入湿润气流的重要“管道”。因而,又

1) 据西藏队水文地质组资料(1961年)。

在一定程度上缓和南湿北干的差别,使海洋性季风在一定时期内可达高地内部,形成自东南向西北逐渐变干的趋势。不过这一作用与整个高地上升所引起的变干过程相比较,只有局部意义。此外,这些“管道”的存在又使一些发育于温和湿润环境下的土壤随着河谷呈带状插入寒冷干燥的高地内部。

4. 众多的内流湖泊成为周围高地的化学元素聚集的中心,引起了范围广阔的盐分积累过程,特别是冈底斯山以北的藏北湖区尤为强烈。藏南湖泊虽然与外流水系隔离时间不长,仍属淡水湖,但沿湖附近的土壤盐分的聚集过程也已可察觉。

二、高地地貌的发育演变及其对土壤的影响

西藏自从隆起为高地以来,地貌仍在不断地发育演变,对高地的土壤有着一定的影响。除前面已经谈到的新构造运动之外,这里将着重分析现代冰川退缩和湖泊变干两方面对土壤发育演化的影响。

(一) 现代冰川的退缩及其对土壤的影响

现代冰川退缩,雪线上升的现象在高地上是十分普遍的。在冰舌前沿往往可见冰川湖、表碛丘陵和冰塔等地貌^[7,8]。而且冰川退缩速度非常之快,据珠穆朗玛峰科学考察队资料^[9],目前高峰北面的冰川正处在强烈的退缩期,每年可退缩 0.57 米,如果现代气候变化没有显著波动,那末,只需 200—500 年的时间,珠峰北坡冰川便可能基本上消失,顶多只能剩下一些冰斗冰川、悬冰川类型的小型冰川。冰川退缩之快,由此可见一斑。

随着冰川的退缩,以至完全消失,最终必然会减少对河川径流的补给。所以,经常可以看到靠融雪补给的河床的变干现象,即使在融雪量高的季节也只有潺潺细流。许多趋于干涸的湖泊(如嘎拉湖、多情湖、莫特里湖等)周围均可见到这样的河流。此外,有些依靠冰雪融水补给的扇缘地下水溢出带也因冰川之退缩、消失而逐渐停止了水流。因此,在这些变干了的河漫滩、扇缘地区,土壤脱离了地下水的影响而向地带性土壤发育。所以,在高地上便往往可以在距离河床不高的泛滥地或低阶地上见到地带性的土壤,或者在泛滥地和洪积扇边缘遇到变干了的沼泽。

另外,由于冰川退缩的结果,原来被冰雪覆盖的地面裸露出来,开始参与成土过程。在粗碎屑残积风化壳上首先发育成高山寒漠土,再逐渐为更多的高等植物定居后,才会演变为高山草甸土或高山草原土。因此,在冰川退缩迅速的山地,在土壤垂直结构中便有一条相当宽阔的高山寒漠土带,如珠穆朗玛峰北侧可宽达 1200—1400 米^[10]。

(二) 湖泊的变干及其对土壤的影响

高地上的湖泊较之第四纪期间有显著的退缩,在现今湖泊周围往往可见高达数十米的老湖积阶地。如藏北奇林湖,据西藏队盐湖组估计,第四纪湖面最大时可达 9900 平方公里,而今日仅有 2940 平方公里。徐近之在纳木湖考察时也证实该湖退缩的现象:谓自 1874 年南·辛格考察以来的 60 年间,原来外流注于楚东湖的河流已完全中断,湖中孤立的小岛也已成为沙嘴与岸相连^[11]。又如藏南的嘎拉湖,据 1876 年^[12]记载,当时湖宽 3.2 公里,一些沿岸居民在湖上以捕鱼为业,而今日该湖已近干涸,即使在雨季也只在湖心存有很浅的水层。

湖泊的缩小对湖盆地区土壤的发育与分布起着很大的作用。在湖泊退缩比较缓慢的情况下,湖退的第一阶段往往发育成为沼泽,继续退缩,地下水位逐渐降低,沼泽土遂演变

为草甸土,至于更老的湖滨阶地则已成为地带性的土壤了。如多情湖滨土壤的演化情况即属此类;若在退缩比较迅速的情况下,则往往不经历沼泽的阶段而直接由含盐的淤泥发育为盐土、盐化草甸土,最后也演变为地带性的土壤。如嘎拉湖即如此。因此,在退缩显著的湖盆中,便可以清楚地看出以湖泊为中心的环状分布。

同时,湖面不断干缩的过程也是湖水矿化度不断提高的过程,以至最后成为盐湖。围绕这些湖泊,普遍分布着盐渍化的土壤。因此,在高地上湖泊的这种干缩过程便成为盐土形成与发育的重要原因。

参 考 文 献

- [1] 徐近之: 青藏自然地理资料(地文部分),第10页,科学出版社,1960。
- [2] Юсов, Б. В.: Тибет, Стр. 30—84, 1958.
- [3] 西尼村, В. М.: 关于亚洲高原第四纪冰川问题,地理译报,第1期,第22页,科学出版社,1958。
- [4] 中国科学院西藏工作队地质组: 西藏东部地质及矿产调查资料(内部资料),第5页,科学出版社,1959。
- [5] Burrard, S. G., Hayden, H. H.: A sketch of the geography and geology of the Himalaya Mountain and Tibet, P. 202—206, 1907—1908.
- [6] 中国科学院自然区划工作委员会: 中国综合自然区划(初稿)(内部资料),287页,科学出版社,1959。
- [7] 中国珠穆朗玛峰登山队科学考察队: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(内部资料),第144页,科学出版社,1962。
- [8] Roch, A.: The glaciers, snow and avalanches of Mount Everest, The Journal of Glaciology, Vol. 2, No. 16 P. 428—429, 1954.
- [9] 同[7] 172—173页。
- [10] 同[7] 183—188页。
- [11] 徐近之: 西藏的大天湖,地理学报,4卷,17—24页,1937。
- [12] Allonymous, Narrative of the Route-Survey of explorer Lala, from Darjeeling to Shigatse, Tsetang and Tawang; and from Shigatse back to Darjeeling Via Gyantse Dzong and Phari 1875—1876, Records of the Survey of India, Vol. 8, Part I, P. 199—206, 1915.

第二章 成土母质

西藏的地质条件也是比较复杂而独特的。据西藏队地质组考察的结果,西藏主要可分为藏北台块、喀喇昆仑-拉萨-波密褶皱带和喜马拉雅褶皱带三个大地构造单元。

藏北台块在上古生代和中生代沉积了巨厚的碳酸盐岩石与碎屑岩。中生代地层的特征是多夹火山岩和红色岩层,它们组成梳状和箱状的,甚至形成一些宽展的背斜和向斜构造。岩浆岩不发育,侵入岩中以深成的中酸性岩与超基性岩比较多,前者主要分布于隆起的两侧,后者主要沿大断裂带出现。

喀喇昆仑-拉萨-波密褶皱带在古生代时强烈拗陷,造成了巨厚的夹有火山岩的地槽型沉积。中生代时,局部地区的沉积厚度仍很大。白垩纪后期发生强烈的褶皱运动,并有大量酸性岩浆的侵入和喷发。这一带不仅褶皱、断裂十分复杂,而且由于岩浆活动和区域变质作用,岩层的变质现象亦很常见。

喜马拉雅褶皱带在我国境内包括:喜马拉雅带实际上是一个巨大的复背斜的核部,主要是由片麻岩、混合岩、花岗岩和片岩等组成。藏南带的南部由二迭、三迭、侏罗、白垩纪的变质岩组成复向斜,轴部亦见第三纪地层;向北,在米玛金珠山¹⁾一带为由片麻岩、混合岩等组成的复背斜;再向北,又是以中上三迭纪至白垩纪的千枚岩、板岩等构成的雅鲁藏布江南岸复向斜。藏南带的北面则为分布于雅鲁藏布江的巨大断裂拗陷,构成一复式向斜,沉积有晚白垩纪至始新世的地层。此外,在雅鲁藏布江复向斜的南界,有一条近东西延伸达700—800公里的超基性岩带分布。整个藏南带中的变质作用是十分显著的,古生代和中生代地层已部分成为片岩、千枚岩和板岩。

一、高地的第四纪沉积物

由上述可见,高地岩浆活动时期不一,岩层沉积环境各异,因而各地岩石变化很大。同时,高地地域辽阔,起伏悬殊,各地生物气候条件迥异,所以岩石的风化产物便更为复杂多样。其共同的特点是,在干寒气候的影响下,多形成粗颗粒的风化物。

山地岩层的风化产物一部分残留于原地,一部分则受重力影响或经冰川、流水、风力等搬运至山坡、山麓、河谷、湖盆,形成松散的堆积物。由于搬运方式、物质来源和沉积条件等方面的差异,堆积物的性状更是复杂。除了残积物外,根据搬运方式的不同,可分出以下几种主要堆积类型。

(一) 重力堆积物

这种堆积物在藏北高原和藏南的高山上最为普遍。在接近雪线很少生长植物的高山寒漠土垂直带内,寒冻风化产生的岩石碎屑往往沿着陡峭的山坡发生泻溜,并在缓坡或低洼处堆积(照片6)。这些堆积物自远处望去很象一条条辫子披在山坡上。此外,在冻土深厚、季节融化强盛的地区,还可看到因为冻胀、融化作用或在雨季时陡坡上的土壤含水量

1) 本队地貌组暂定名。

高而产生的滑坡和滑塌现象,整块的表土顺坡向下滑动,或在坡下方和缓处停积,或在陡坎处崩塌(照片 10, 21, 38)。这种冻融作用还可造成泥流,融化后水分过饱和的表土成为泥浆状态沿下部的冻结面顺坡蠕动,好象在山坡上垒起一道道的阶梯。因为滑坡、泥流作用都是在较短距离内进行的,所以这种堆积物分选很差,大都混杂多量石砾。

(二) 冰碛物

第四纪冰期时,冰川十分发育。一说当时整个高地表面皆为冰被所覆盖^[1,2];一说只是山岳冰川性质^[3,4];或者认为一部分地区有冰盖发育,一部分地区仍为山岳冰川^[5]。但是,当时冰川规模远大于今日,则是公认的事实。目前雪线高度一般为 5400—6200 米,实际高度在各地又有所不同。据珠穆朗玛峰科学考察队和西藏队地貌组资料,高地上现代雪线在珠穆朗玛峰北坡为 5800—6200 米,卓穆拉里峰北坡为 5500 米,卡惹拉山口(羊卓雍湖与年楚河分水岭)为 5400 米,念青唐古拉山口为 5600 米,唐古拉山口为 5400 米。西藏队地貌组认为,在现代雪线下还有二级古冰斗,其高度约为 5000 米和 4800 米。同时,4300 米的高度上普遍可见冰碛,在念青唐古拉山南坡的当雄,甚至在 4150 米的高度上犹见古冰碛漂砾。至于现代冰川则仍在高山上不断形成新的堆积。

冰碛物中以终碛、侧碛最为多见,主要由分选很差的各种岩石的粗碎屑风化物所构成,或为泥砾、沙砾,或纯为砾石,一些砾石可见擦痕。部分第四纪早期的沉积物已经处于胶结或半胶结的状态,风化程度较深,土壤比较发育。晚期沉积的则仍保留原始母岩的性态。此外,在冰川外缘还有不少冰川沉积的阶地、洪积扇等分布,其沉积作用,在目前有些地方仍不断进行因而危及交通和附近人民之生命财产(照片 44)。冰水阶地一般由分选和磨圆度较高的砂砾组成,有时也见有粉砂质的黄土状物质。

(三) 坡积物

由于山地起伏,因而,坡积物也非常发达,几乎所有的山坡上都为不同岩石组成的坡积物所覆盖,纯粹的残积物只分布在少数分水高地上。因为高地上岩石物理风化较强烈,故坡积物质地粗松,多含石砾,只有近山麓的平缓地形上,才有比较均匀的细土层。由于坡积作用十分强烈,所以坡地的侵蚀现象非常普遍(照片 25),常常可以见到断头的土壤剖面,而在坡地下方又多见被坡积物埋藏的土壤剖面,影响了土壤的正常发育。

(四) 洪积物

高地内部在干旱气候影响下几乎所有的山地边缘都有洪积扇的分布。同时在新构造运动影响下,普遍可见洪积扇迭置的现象。洪积物多为分选很差的粗砾,只有在扇缘部分较细,植物覆被亦密,土壤发育较好。这些洪积扇有的目前仍在继续发育,雨季时洪水携带大量砂砾在沟口堆积,往往因此而阻塞交通,破坏农田。有的洪积扇目前已经基本稳定,其中一部分很可能是第四纪冰期的冰水堆积。

(五) 淤积物

考察地区中河流阶地一般不很发育,往往泛滥地上紧接着便是洪积扇,只在局部河段上可以看到数级阶地,如雅鲁藏布江在大竹卡附近可见高出河面 10、20、40、60 米的四级阶地,皆由磨圆的卵石与砂土构成。其它河流之泛滥地与阶地也多由砂砾构成,有些地方虽表层 1—2 米内有细土覆盖,但下部仍为砂砾,而且表层的细土也多属轻壤质或砂壤质。泛滥地与低阶地上的淤积物仍受地下水影响,往往呈现潜育特征。

(六) 湖积物

在湖泊边缘普遍可见数级阶地,如嘎拉湖滨有 3、5、10、20 米的四级阶地,由粘土、粉砂等组成,多呈灰色,具锈斑。同时,由于湖泊内盐分不断积聚,在藏南湖滨低阶地上多有盐化现象;至于藏北,因内陆湖泊形成已久,且气候干燥,即使在高阶地上也见有残余的盐分。

(七) 风积物

在雅鲁藏布江河谷、藏北湖区和藏南羊卓雍湖以西各地的湖滨、河旁见有风砂的分布。这些砂土主要源自当地河流的砂堆。冬春枯水时期正值风季,此时砂滩裸露,砂粒被风力搬运,重新堆积形成大片的砂丘,甚至堆积到河谷两侧和湖泊周围的山坡上(照片 27)。有些砂丘目前已生长植被逐渐固定下来(照片 26),有的仍呈流动状态。砂丘主要由石英、长石、云母等矿物组成,部分含有少量的碳酸钙。

二、风化壳类型及其对土壤的影响

由上述可见,高地上的第四纪沉积类型是很复杂的,但从地球化学的特点来看,基本上可划归为以下几个风化壳类型。

(一) 残积型风化壳

1. 粗碎屑风化壳。由各种岩石的机械崩解碎块组成,反映着原始母岩的性质。主要分布于雪线以下,大约 5000 米以上的高山上。其上的生物、化学风化十分微弱,由寒冻引起的物理风化作用占绝对优势,发育高山寒漠土。

2. 钙化风化壳。分布最为广泛,主要分布于东经 90° 以西高地的广大山地和丘陵上。在半干旱-干旱气候影响下,钙大量聚集,主要呈粉末状,还经常在风化壳下层的石砾底面聚集成厚薄不一的白色石灰硬壳。在这种风化壳上发育成为亚高山草原土、高山草原土和高山荒漠土。

3. 盐基饱和的硅铝化风化壳。主要分布于东经 90° 以东高地。在半湿润的气候条件下,有一定程度的淋溶作用,在风化壳内已不见游离碳酸盐,但细土部分仍为盐基饱和的,钙、镁占阳离子交换量的 90% 以上。粘土矿物以伊利石为主。在这种风化壳上主要发育为中性的高山和亚高山草甸土。

4. 盐基不饱和的硅铝化风化壳。集中分布在藏南山地南坡、雅鲁藏布江流域东部山地和横断山区。这里气候温和、湿润,淋溶作用比较强烈,不仅游离态的碳酸盐已完全淋失,而且代换性盐基中,钙、镁已部分为氢、铝离子所代替,盐基饱和度只 30—60% 左右, pH 5—6。粘土矿物则以高岭石和伊利石为主。在这种风化壳上主要发育为酸性的棕色森林土和灰化土。

在这种风化壳分布区的南部,地势更低,纬度更南,属亚热带气候条件,富铝化作用更加显著,土壤向黄壤和红壤发育。

(二) 堆积型风化壳

1. 碎屑风化壳。倒石堆、冲积锥、坡积物开始堆积的斜坡和河流滩地等属于此类风化壳。由岩石经物理崩解形成的砂砾组成。植物很少生长,土壤发育微弱。

2. 酸性铝硅酸盐风化壳。藏南山地南坡、雅鲁藏布江流域东部和横断山区的南部有这类风化壳分布。呈酸性反应,盐基不饱和。潜水矿化度在 0.1 克/升以下,属重碳酸钙类型。土壤主要发育为棕色森林土、黄壤等。

3. 中性铝硅酸盐风化壳。主要分布在东经 90° 以东的高地。风化壳内不含游离碳酸盐, 但盐基饱和, 呈中性反应。潜水矿化度一般为 0.1—0.25 克/升, 属重碳酸钙类型。这种风化壳上主要发育为亚高山草甸土。

4. 碳酸盐风化壳。分布很广泛, 在藏南和藏北的湖盆区、雅鲁藏布江流域和其他河流的谷地均有分布。主要由河湖堆积物、坡积物等组成。碳酸钙以各种形式聚积, 常见的形式有胶结层、结核、假菌丝体、粉末等。风化壳上层的碳酸钙含量多在 5—10% 之间, pH 为 8.0 左右。代换性盐基中除钙、镁外, 尚有 10% 左右的钾、钠。潜水矿化度约在 0.3—1.0 克/升之间。属重碳酸钠或硫酸钠水。这种风化壳上发育有高山草原土和亚高山草原土、灌丛草原土及草甸土等。

5. 易溶盐风化壳。主要分布于藏北内流湖区, 藏南湖区只有零星分布。盐分类型在藏北湖区东南部和藏南湖区以重碳酸钠和碳酸钠为主, 呈碱性反应, 心土含盐量达 1.5% 左右, 潜水矿化度约 10 克/升。在藏北湖区的西北部, 盐分类型则以氯化物-硫酸盐为主。

综上所述, 高地风化壳的特点及其对土壤的影响可归结为以下几点:

1. 风化壳类型的分布呈现出由南向北, 自东而西的变化规律。酸性和盐基不饱和的硅铝化风化壳分布在东、南部, 向西和向北, 过渡为中性和盐基饱和的硅铝化的风化壳, 进一步为钙化风化壳, 至最西北部的低地, 则广泛分布含易溶盐的堆积风化壳。使之在这些风化壳上发育的土壤也表现出类似的分布规律。

2. 许多类风化壳都含有大量石砾, 这一特征反映了本区干旱而寒冷的气候状况。这种风化壳使得在其上发育的土壤多具有原始的性状——薄层、多砾、层次分化不明显等。

3. 由于高地南部到第三纪末期才全部脱离海浸, 而且整个高地在第四纪期间又受到比较广泛的冰川作用, 因此, 风化壳大都是幼年性的, 不少还是第四纪冰期后的产物。虽然高地上的生物气候与地质地貌条件一直在不断地发育演变, 但终因时期短暂, 剧烈的变化还未产生。所以, 在高地上的风化壳中很少看到与所处的现今生物气候环境显著背离的特征。因而, 现代成土过程也就较少地受到特殊古土壤的干扰。

参 考 文 献

- [1] Trinkles, E.: The ice-age on the Tibetan Plateau and in the adjacent regions, *Geographical Journal*, Vol. 75, No. 3, P. 225—232, 1930.
- [2] 西尼村, B. M.: 关于亚洲高原第四纪冰川问题, 地理译报, 第 1 期, 第 22 页, 科学出版社, 1958.
- [3] 崔之久等: 纵贯青藏高原的一个剖面, 全国地理学术会议文件之 93 (未刊稿), 1960.
- [4] 中国珠穆朗玛峰登山队科学考察队: 珠穆朗玛地区科学考察报告(内部资料), 第 100 页, 科学出版社, 1962.
- [5] Ward, F. K.: Botanical and geographic explorations in Tibet, *The Geographical Journal*, Vol. 88, No. 5, P. 385—413, 1936.

第三章 气候

一、高地气候的一般特征及其对土壤的影响

高地上有着显著的季风气候特征,夏半年在副热带高压影响下,印度洋湿润气流吹向高地,顺着河谷深入腹地。据徐淑美等研究^[1],夏季湿润季风的北界约在北纬 35° 左右,以北终年盛行西风。冬半年高原在西风带控制之下,寒冷而干燥。

在印度洋季风影响下,夏季气候温和,雨量较丰。在高原内部海拔4000米左右的地区,最热月均温一般在 $10-15^{\circ}\text{C}$ 之间,夏半年(5—10月)降水量约为300—600毫米,占全年降水的90%以上;冬季比较寒冷、干燥,最冷月平均气温约在 $0-10^{\circ}\text{C}$,年绝对最低气温一般在 $-25-30^{\circ}\text{C}$ 以下。冬半年(11—4月)降水很少,除4月份外,其他各月的降水量很少超过10毫米。在藏南最大积雪深度不过4—6厘米,藏北虽可达10余厘米,但持续时期很短。而且冬半年风日很多,最大风速可达14米/秒,藏北甚至超过17米/秒,均以西风为主。高原上年平均相对湿度一般为35—70%左右,冬半年皆低于此平均值(表3-1)。

为了进一步阐明西藏高原气候的特点,将其与我国其他地区的气候相比较,可以看出:

1. 高地虽然海拔4000—5000米以上,气候寒冷,但是气温远高于同纬度其他地区等高处的。

由表3-2可见,高地上的拉萨、昌都年均温均高于纬度相近的东部平原地区如成都、南京上空相同高度处的温度,相差可达 10°C 左右。特别是昌都与成都两地水平距离不过600余公里,相差竟如此之悬殊,显然,这是与高地下垫面的热力作用密切相关的,杨鉴初等认为高原对于四周大气来说乃是一个热源^[2]。

2. 高地上的日较差大,而年较差小。如以处于同一纬度的各点比较(表3-3),可以看出,高地上日较差几乎大于平原地区一倍左右。但是,年较差却低于南京、成都等地。高原上的日较差接近年较差。如以年平均气温相近的平原地区与高原相比,也可看出同样的特点:如表3-3所示,沈阳地处暖温带北部,年均温为 7.3°C ,与拉萨、昌都等地地面气温相近,但沈阳的日较差只有 11.9°C ,比高原上的各地为低;而年较差却达 37.3°C ,超过高原上各地一倍以上。

高地上很大的日较差是白昼强烈的太阳辐射增温,和夜间地面辐射迅速减温的结果。由于高地所处纬度较低而海拔高,空气稀薄而少尘埃,故太阳辐射十分强烈。据珠穆朗玛峰科学考察队资料^[3],4月下旬5500米的高山上,太阳直接辐射最大达到 1.91 卡/厘米²·分。太阳辐射之强烈为地球上其它地区所少见。夜间由于地面辐射散热的结果,气温又迅速下降,不少地区在7—9月的夜间尚有负温出现。

高地上较小的年较差则是与温和的夏季和不太酷寒的冬季直接有关的。高地各地最热月均温很少有超过 20°C 的,相当于我国寒温带最热月的气温,但最冷月均温却比温

表 3-1 西藏高原各测站气象资料

站名	经纬度		海拔 (米)	年平均 气温 (°C)	最冷月 平均温 (°C)	最热月 平均温 (°C)	年极端 最低温 (°C)	年极端 最高温 (°C)	日均温 >0°C 积温 (°C)	日均温 ≥5°C 积温 (°C)	日均温 ≥10°C 积温 (°C)	年降 水量 (毫米)	年蒸 发量 (毫米)	年蒸发量 年降水量	年平均 相对 湿度 (%)	日照 时数 (小时)	日照 百分率 (%)	纪 录 年 份
	北纬	东经																
察隅	28°27′	97°03′	1590	15.8	8.3	21.6	-0.5	33.3	—	5762.1	5216.5	998.6	1613.4	1.6	69	1680.6	38	1955—56
林芝	29°41′	94°35′	2927	9.3	0.4	15.8	-15.3	30.2	3399.1	3248.7	2599.7	650.4	1417.8	2.2	65	2129.7	48	1953—56
亚东	27°26′	88°53′	2987	7.7	0.2	14.4	—	—	2830.6	2489.8	1998.3	936.6	—	—	—	—	—	1933—39
帕里	27°44′	89°05′	4350	0.2	-8.4	7.7	-24.2	18.3	1099.8	833.8	0	350.9	1648.6	4.7	65	2639.4	—	1956—59 (日照为1957)
昌都	31°11′	96°59′	3500	7.7	-2.4	15.9	-18.0	33.3	2946.1	2694.6	2186.2	508.4	1678.8	3.3	53	2258.9	51	1952—58
拉萨	29°43′	91°02′	3658	7.9	-1.9	15.9	-16.4	28.0	2963.6	2742.8	2193.7	437.8	2234.9	5.1	43	2984.4	68	1953—58
泽当	29°15′	91°47′	3530	8.6	-0.4	16.8	-14.4	28.9	3115.8	2880.7	2350.2	379.6	2924.4	7.7	36	2981.1	67	1957—58
日喀则	29°13′	88°55′	3850	6.7	-3.4	15.2	-18.7	27.3	2706.7	2589.9	2093.1	323.7	2793.6	8.6	36	3237.7	73	1956—59
江孜	28°55′	89°36′	4040	5.1	-5.1	13.5	-20.8	25.8	2238.7	2195.9	1811.4	240.0	2743.4	11.4	37	3229.9	73	1957—59
丁青	31°25′	95°36′	3800	3.2	-6.9	11.8	-21.3	24.9	1762.2	1523.9	1021.8	659.5	1459.1	2.2	55	2320.7	52	1954—58
玉树	32°52′	96°40′	3713	3.0	-8.1	13.2	-26.9	28.3	1885.1	1625.5	1092.7	440.9	1260.7	2.9	55	2307.0	60	1952, 54—55
索县	31°53′	93°48′	3900	1.9	-9.5	12.4	-31.1	24.4	1571.0	1427.8	725.4	566.1	1662.1	2.9	52	—	—	1957—59
羊八井	30°13′	90°26′	4200	2.4	-6.9	11.4	-25.7	23.4	1646.0	1456.7	999.7	360.8	2230.6	6.2	42	2787.7	—	1957—59 (日照为1957)
定日	28°35′	86°37′	4300	1.2	-10.3	10.9	-25.7	21.2	1514.4	1380.4	963.2	245.0	2338.2	9.5	43	3350.4	—	1960
黄河沿	34°24′	98°31′	4398	-3.5	-16.8	7.6	-34.2	21.1	756.9	608.5	0	331.9	1402.1	4.3	57	2472.9	56	1953—55 (蒸发量为1957)
温泉	33°11′	92°35′	4887	-5.4	-14.8	6.5	—	—	534.0	372.0	0	357.9	1504.0	4.2	60	2424.8	—	1957
黑河	32°06′	92°16′	4350	-1.9	-13.7	8.7	-35.2	21.2	1031.7	907.7	0	370.0	1892.2	5.1	50	2864.8	65	1955—58
班戈湖	31°48′	89°40′	4380	-1.6	-12.9	10.6	-30.0	22.5	1126.7	1039.9	328.6	195.9	2276.6	11.6	43	3187.5	72	1957—59

注: 1. 亚东气象资料依据文献[1];

2. 其他各地气象资料依据解放后各站台记录;

3. 积温根据月均温计算得出, 与实际情况可能有±100°C的误差。

表 3-2 拉薩等地海拔 4000 米上空的气温比較 (°C)*

地 点	拉 萨	昌 都	成 都	南 京
纬 度	29°43' N	31°11' N	30°40' N	32°04' N
年平均气温	约 5.4	约 4.7	约 -4.0	-3.7

* 南京上空气温据中国气候区划;拉萨根据垂直递减率 0.7°C/100 米计算得出;昌都、成都据 0.6°C/100 米计算。

表 3-3 拉薩等地气温日较差、年较差比較 (°C)

地 点	拉 萨	昌 都	成 都	南 京	沈 阳
平均日较差	14.5	17.2	7.8	8.7	11.9
平均年较差	17.8	18.3	20.3	25.8	37.3

带还高,一般可相当于暖温带最冷月的气温。

3. 高地上日照强烈,全年日照时数一般均在 3000 小时左右,日照百分率多为 60—70%。除新疆、河西走廊外,比我国其他地区均高。

4. 降水十分集中,特别是藏南地区,几乎全年 98% 的降水分配至 5—10 月。同时,高地上经常在夜间降雨,白天则是晴空万里。

5. 高地上冻土比较发育。在唐古拉山以北的高地和以南的高山上,由于海拔高,气温低,年均温约 -5°C 左右,全年约三分之二的天数日均温为负温,有连续的永久冻土分布^[4]。厚度可达 130—180 米。夏季表层最大融化深度为 1—4 米。至于季节冻土在高地上普遍发育,除去雅鲁藏布江等比较温暖的河谷外,季节冻土均较深厚。据黑河、班戈湖气象资料分析,唐古拉山和念青唐古拉山之间的高地,季节冻结深度约 160—200 厘米,5—6 月间可以全部解冻。在念青唐古拉山以南,估计季节冻结深度为 1 米左右。这样广泛的冻土分布,在我国其他地区是少见的。

上述气候条件对本区土壤形成、发育的影响可归结为以下几点:

1. 由于高地的气温远远高于相同纬度的平原地区在同一高度上的气温,因此,它并非终年冰冻的冻原,而生长着各种草本植物、灌木,甚至森林,发育着多种类型的土壤。同时,这个地域辽阔的高地也和低海拔平原地区中孤立的高山完全不同。如以同一海拔高度相比,高地的热量条件远比低海拔平原地区的高山优越。例如,森林线在山地边缘可达 4100 米左右,而相近纬度的太白山(4113 米)只达 3500 米^[5],非洲摩洛哥阿特拉斯山(4165 米)仅 3000 米^[6]。因此,应该把高地看作一个独特的巨大的自然地理单元,有自己特殊的生物气候与土壤的分布,不能简单地将其视为周围低海拔平原上的山地垂直带的一部分。也即是说,从周围平原沿高地边缘山地向上攀登的过程,可以看到一个连续的生物气候与土壤的垂直带谱。无疑地,这是属于该平原地区的一个山地垂直带。但是,一经登上高地,这一垂直带谱也就从此结束,而进入高地上新的水平地带之中。并且,在山地水平地带分异的基础上,再发展出各种垂直地带结构。这一现象在从国外的恒河平原至我国西藏高原的过程中表现得最为明显。

2. 高地上虽然冬季不太严酷,具有较北方寒温带优越的热量条件,但是日平均气温仍