

黄土高原土壤水分研究

杨文治 邵明安 编著

中国科学院生态环境研究
重大项目(KZ951-B1-211)资助

科学出版社

2000

目 录

绪 言	(1)
第一章 黄土高原的自然概况	(4)
1.1 范围与面积	(4)
1.2 地貌特征	(5)
1.3 黄土的分布	(7)
1.4 土壤	(10)
1.5 土壤侵蚀	(10)
1.6 气候特征	(11)
1.7 植被	(13)
1.8 土地资源	(16)
参考文献	(17)
第二章 黄土高原的土壤概况	(18)
2.1 塬土	(18)
2.2 黑垆土	(21)
2.3 黄绵土	(23)
2.4 灰钙土	(25)
2.5 栗钙土	(25)
2.6 棕钙土	(28)
参考文献	(28)
第三章 黄土高原土壤的物理性质	(30)
3.1 土壤的颗粒组成	(30)
3.2 土壤孔隙性	(34)
3.3 土壤三相间的容积与质量的关系	(37)
3.4 土壤的入渗性能	(40)
参考文献	(48)
第四章 土壤水的物理学基础	(49)
4.1 水的物理性质	(49)
4.2 土壤水保持和运动的若干物理现象	(50)
4.3 毛管悬着水的一个特例——土壤两层性对持水性能的影响	(58)
参考文献	(66)
第五章 土壤水的形态与水分常数	(67)
5.1 土壤水的形态	(67)
5.2 土壤水分常数与能量状态	(69)
5.3 土壤水的保持和运动	(81)

参考文献	(84)
第六章 土壤水分循环与平衡	(86)
6.1 土壤水分平衡	(87)
6.2 土壤水分循环	(94)
6.3 土壤干层的形成	(107)
6.4 土壤水分对降雨产流的影响	(111)
参考文献	(114)
第七章 土壤水分生态分区与微区域特征	(115)
7.1 黄土高原土壤水分环境的总格局	(115)
7.2 黄土高原土壤水分生态分区	(116)
7.3 黄土高原土壤水分的微区域特征	(125)
参考文献	(133)
第八章 土壤水分动力学基础	(134)
8.1 土壤水势的热力学基础	(134)
8.2 土壤水分动力学基础	(138)
8.3 土壤水分特征曲线	(141)
8.4 滞后作用	(143)
8.5 非饱和土壤水分运动参数的测定	(156)
参考文献	(172)
第九章 土壤水分蒸发性能与移动规律	(173)
9.1 土壤蒸发的物理实质	(173)
9.2 不同湿度条件下土壤水分的蒸发性能和移动规律	(174)
9.3 不同质地土壤的水分蒸发性能和移动规律	(184)
9.4 风速对土壤蒸发过程的影响	(192)
9.5 温度梯度与土壤蒸发的关系	(193)
参考文献	(196)
第十章 土壤-植物系统中的水分关系	(197)
10.1 研究方法	(197)
10.2 不同水分条件下植物根系吸收土壤水分的动态特征及生物量效应——田间土柱法 试验结果	(200)
10.3 植物根系对土壤水分吸收的数学模型	(214)
10.4 土壤水分有效性	(247)
参考文献	(249)
第十一章 土壤水分资源及其利用	(251)
11.1 黄土高原的降水——土壤水的主要补源	(251)
11.2 土壤水分的利用与评价	(256)
11.3 影响土壤水分利用的因素	(284)
参考文献	(287)
第十二章 黄土沉积时期的水分环境	(289)

12.1 黄土高原环境的旱化与黄土中水分的关系	(289)
12.2 黄土沉积时期的水分环境	(294)
参考文献	(299)
第十三章 土壤水在陆地生态系统中的位置.....	(301)
参考文献	(304)

绪 言

土壤水是陆地水资源的重要组成部分。土壤水在土体中不停顿地运动着，并不间断地供给一切陆生植物所必需的水分。早在 2000 多年前，土壤水分问题就已经引起了一些关注农耕生产的先哲们的重视。在我国最早的一部农书《汜胜之书》中就有了关于土壤水对农耕生产重要性的记载。书云：“凡耕之本，在于趣时，和土，务粪泽、早锄早获”。^[1]这里所讲的“务粪泽”，“粪”是保持肥沃，“泽”是保存水分，即今日所谓的“保墒”；还指出：“春气未通，则土历适不保泽……”，意即春天地气不通，土壤垒结不良，就不能保持水分。嗣后，到了北魏末年至东魏初年，即在 5 世纪末至 6 世纪末，贾思勰所著《齐民要术》一书，在承袭《汜胜之书》论述的基础上又有新的发展。例如汜胜之提出“慎无早耕”，要“得时之和”，“适地之宜”，贾思勰则更进一步阐明，耕田要“燥湿得所”，“若水旱不调，宁燥不湿”的见解。关于这一点，他写道：“凡耕高下田，不问春秋，必须燥湿得所为佳，若水旱不调，宁燥不湿。燥耕虽块，一经得雨，地则粉解，湿耕坚垆（即土堡，坷垃），数年不佳。”^[2]在这里，贾思勰讲述了耕田要注意土壤墒情的道理。在《禹贡》一书中，土壤水分状况更作为当时全国土壤分类和土地生产力分级的依据之一。

关于土壤水的重要性，俄国著名土壤水文学家 Г.Н. 维索斯基 (Высоцкий) 曾作过如下生动的描述：“土壤和母质中的水连同其中的溶液，犹如活有机体的血液，无水就无土壤。”由此可以看出，土壤水在土壤形成过程中的积极作用。

正是由于土壤水在土壤形成和植物生产中的重要作用，所以长期以来，土壤水一直受到土壤学、自然地理学、环境生态学、农学、林学、水土保持学、植物生理学以及其他相关学科的重视，从而形成最为活跃的研究领域。

关于土壤水的研究，就其研究发展史来说，可分为土壤水形态学研究和以土壤水的能量为基础的动力学研究两大研究方向^[3-4,6-9]。前者，以俄国和前苏联的许多著名学者为代表，他们是 П.С. 柯索维奇 (Коссович)、Г.Н. 维索斯基、А.А. 伊兹麦依里斯基 (Измайльский)、А.Ф. 列别捷夫 (Лебедев)、Н.А. 卡庆斯基 (Качинский)、А.А. 罗戴 (Роде)、С.И. 道尔果夫 (Долгов) 等；后者则以欧美一些著名学者为代表，他们有 E. 白金汉 (Buckingham)、R.A. 费舍 (Fisher)、W.A. 卡德纳 (Gardner)、W.B. 赫恩斯 (Haines)、B.A. 肯 (Keen)、D.R. 尼尔森 (Nielsen)、R.J. 汉克斯 (Hanks)、D. 希勒尔 (Hillel)、J.R 菲利浦 (Philip)、L.A. 理查兹 (Richards)、G.S. 泰勒 (Taylor) 等。

关于土壤水的形态学研究，早在 19 世纪初许多研究者就注意到作为土壤肥力重要组成部分——土壤水的动态变化问题；尤其是在 19 世纪后半叶，俄国著名土壤学家 В.В. 道库恰耶夫 (Докучаев) 在土壤学的发展上进行了卓有成效的创造性工作。他把土壤看做是“历史自然体，从而赋予土壤水及其存在的各种现象以特殊的意义”，“把土壤水变动的许多现象同整个土壤形成和发展规律有机地联系起来”^[7]。嗣后，前述俄国

和前苏联的许多研究者在土壤水研究方面进行了多方面的研究工作，包括土壤水的运动和保持、土壤水的物理性质、土壤水状况、土壤水的形态及分类、土壤水与植物生长的关系，从而使土壤水的形态学研究得到了进一步发展。在这里需要特别提出的是 H.A. 卡庆斯基 (Качинский) 和 A.A. 罗戴 (Роде) 在土壤水分研究方面的特殊贡献。H.A. 卡庆斯基早在 20 世纪 30 年代就对土壤物理性质的研究方法，尤其在土壤水分物理性质的研究方法及其标准化方面进行了十分有价值的研究工作。他的早期著作《土壤冻结》一书，至今在冻土水分状况研究方面仍具有重要的科学价值。A.A. 罗戴于 1952 年发表了《土壤水》一书，这是一部关于土壤水研究方面综合性专著，该书系统地阐述了土壤水运动、土壤水类型、各种土壤水类型的水分含量和水文常数、土壤水和植物的相互关系，同时还介绍了国际间有关土壤水的研究成就；嗣后，他又于 1965 年发表了《土壤水理论基础》一书，A.A. 罗戴的这两部专著是晚近有关土壤水形态学研究比较系统而全面的著作，在土壤水研究领域有着重要的科学价值。

关于土壤水能量状态及动力学研究，最早可追溯到 20 世纪初叶，E. 白金汉 (Buckingham) 首次提出了毛管势的概念，并将其应用于土壤水的研究，从而开辟了利用能量观点进行土壤水研究的新途径。嗣后，于 1920 年 W.A. 卡德纳 (Gardner) 指出水势决定于含水量的高低。1931 年 L.A. 理查兹 (Richards) 发明了能直接测定毛管势的张力计，从而使土壤水以能量观点为基础的研究又向前推进了一步。

最初由 L.A. 理查兹而后又由其他一些研究者将达西定律扩展到研究非饱和流问题，从而使土壤水的非饱和流研究发生了深刻变化。特别是随着科学技术的进步，电子计算机的广泛应用，更加推动了以能量观点为基础的土壤水的研究，逐步形成了土壤水动力学这一相对独立的研究领域。

土壤水动力学的发展，使人们对土壤水的认识有了新的飞跃，使某些仅从形态学研究难以得到回答的问题，得到了解决。尤其是随着热力学吉氏自由能引入土壤水能量状态的研究，“水势”已成为研究土壤、植物和大气中水分问题可统一使用的水分能量指标。水分由土壤进入植物体，再由植物体向大气扩散，都是在水势梯度这一驱动力作用下完成的，因而土壤—植物—大气可视为物理上的连续体。1966 年，澳大利亚的 J.R. 菲利浦 (Philip) 将这一水分循环过程，概括称为 SPAC (soil plant atmosphere continuum)^[5]，在 SPAC 中，由于统一了能量关系，为分析研究系统中的水分运移、能量转化的动态过程提供了方便，从而使田间水分循环研究开始了一个新的阶段，也使土壤水研究在理论与实践结合上向前跨越了一大步。

综上所述，我们认为土壤水的形态学研究和土壤水以能量为基础的动力学研究二者不是相互排斥，而是相辅相成的，关于这一问题，我们将在以后章节加以讨论。

黄土高原土壤水分研究，在新中国成立之前只有若干单项问题研究，没有较系统的研究成果。新中国成立之后，尤其是在 20 世纪 50 年代初期以中国科学院组织的黄河中游水土保持综合科学考察为始发点，关于黄土高原土壤水分研究工作逐步开展起来，包括农田土壤水分循环与平衡、林地和草地土壤水分生态条件、不同土地类型土壤水分条件、黄土高原主要土壤类型土壤水分物理特性等方面的研究工作，取得了一批较系统的研究成果。但就其研究方法而言，多为以形态学为主的定性研究，虽然对土壤水分时空动态变化有所阐述，但对土壤水分运动的定量的动态研究很少触及。20 世纪 30 年代至

50年代,随着势能概念在土壤水分研究中的逐步完善和应用,特别是随着电子计算机的推广应用,黄土高原土壤水分研究开始重视在SPAC基础上开展研究,对土壤水分运移机制、对植物根系吸收土壤水分和土壤水分有效性的动力学机制,对土壤水分的能量状况与滞后作用等问题开展了多方面的研究工作,土壤水以能量为基础的动力学研究取得了长足进步,至此,黄土高原土壤水分的研究发生了由经验到理论、从定性研究到定量研究、或定性与定量研究相结合的深刻变化。本书主要以我们多年来在黄土高原土壤水及其动力学方面获取的研究成果为基础,同时参考国内外有关专业文献撰写而成,可供水土保持、土壤、环境、生态、植物生理、旱作农业等专业研究工作者参考。

本书在编写过程中,多处引用有关研究者的研究资料和成果;王培臻同志负责全部插图的绘制,为本书的出版问世做出了贡献,在此一并表示感谢!

鉴于黄土高原地域辽阔,土壤水分问题又十分复杂,著者因知识和经验所限,本书不当之处,恳请读者予以指正。

参 考 文 献

- [1] 石声汉. 氾胜之书今释. 北京: 科学出版社, 1956
- [2] 广西农学院注释组. 《齐民要术》选注. 南宁: 广西人民出版社, 1977
- [3] 希勒尔 D. 土壤和水——物理原理和过程. 北京: 农业出版社, 1981
- [4] 马歇尔 T J, 霍姆斯 J W. 土壤物理学. 北京: 科学出版社, 1986
- [5] Philip, J. R. Plant water Relations: Some Physical Aspects, Ann. Rev. plant Physiol. 17, 1966
- [6] Nielsen D R. Soil water. Am. Soc. Agron. Madison, Wisconsin. 1972
- [7] Роде А А. Почвенная Влага. Москва; Издат. АН СССР. 1952
- [8] Роде А А. Основы Учения о почвенной влаге. Ленинград, Гидрометеонизд АТ. 1965
- [9] Воронин А Д. Основы физики почв. Москва: издат. МГУ

第一章 黄土高原的自然概况

土壤水是黄土高原水资源的重要组成部分。在水资源匮乏的黄土高原，如何合理而有效地利用土壤水资源就成为保证农作物和林草植被生理需水，优化生态环境，实现农林草业可持续发展的关键。

土壤水的持蓄、运移和消耗过程决定于气候、土壤、地形和土地利用状况四个因子。黄土高原为东南湿润季风气候向西北内陆干旱气候过渡，暖温带落叶阔叶林向干旱草原和荒漠草原过渡的过渡地带。在黄土高原特定的生物-气候下，复杂多变的地貌类型、深厚的黄土及其上发育的各种类型的土壤、多种多样的植被类型和土地利用状况都深刻地影响着土壤水文状况。我们研究和阐述的土壤水分问题是黄土高原这一特定地区的土壤水资源问题，它持蓄于各种地貌条件下的土层之中，而同时又受到包括地貌条件以及其他自然环境条件的影响，产生状态各异的物理行为。因此，在本书行文过程中将会经常联系到不同自然环境背景，这也就是特列专章阐述该区自然环境概况的目的，以期使读者对黄土高原土壤水资源所具有的特殊性及其自然环境背景有更深层的了解。

1.1 范围与面积

关于黄土高原的范围，至今尚无定论。由于范围没有界定，因此黄土高原的面积在各个时期也就出现了不同的数字。50年代黄河中游水土保持考察队使用的是 $37 \times 10^4 \text{km}^2$ 。20世纪80年代黄土高原综合治理方案组^[1]认为黄土高原的范围为秦岭山脉以北，阴山山脉以南，太行山脉以西，青藏高原东缘以东，面积约 $58 \times 10^4 \text{km}^2$ 。20世纪90年代黄土高原地区综合科学考察队所界定的范围大体与黄土高原综合治理方案组所取范围相近，并命名为黄土高原地区，而其面积则确定为 $62.68 \times 10^4 \text{km}^2$ 。陈永宗等^[2]取公认的黄土高原范围为东起太行山西坡，西至乌鞘岭和日月山东坡，南达秦岭北坡，北止于长城，并进行了面积测量。测量面积时，划定的具体界线是：从小浪底沿沁河西分水岭，接汾河东分水岭，向北连清水河分水岭，向西经托克托过黄河，由内蒙古准格尔旗东部转向西南沿长城至中宁，再沿黄河至兰州北，经乌鞘岭至日月山东坡，由贵德转洮河分水岭，然后向东沿秦岭北坡直至延河、洛河的北分水岭于小浪底闭合（图1-1）。测量数据列于表1-1。根据测量结果，黄河中游黄土高原的面积约 $38 \times 10^4 \text{km}^2$ 。杨勤业等^[3]在野外考察及航空、卫星图像判读基础上，测得的面积为 $35.85 \times 10^4 \text{km}^2$ 。按黄土高原地区的总面积 $62.68 \times 10^4 \text{km}^2$ 统计，其中水土流失面积 $43 \times 10^4 \text{km}^2$ ，包括138个县（旗），水土流失严重的面积为 $28 \times 10^4 \text{km}^2$ ；水土流失特别严重的面积为 $10 \times 10^4 \text{km}^2$ 。

表 1-1 黄河中游黄土高原面积测量 (单位: km²)

项目	山西	陕西	甘肃	青海	河南	宁夏	内蒙古	合计
黄土	36 400	78 779	66 407	4 026	5 959	25 812	21 700	239 083
基岩	47 451	24 639	37 756	23 159		9 985		142 990
合计	83 851	103 418	104 163	27 185	5 959	35 797	21 700	382 073

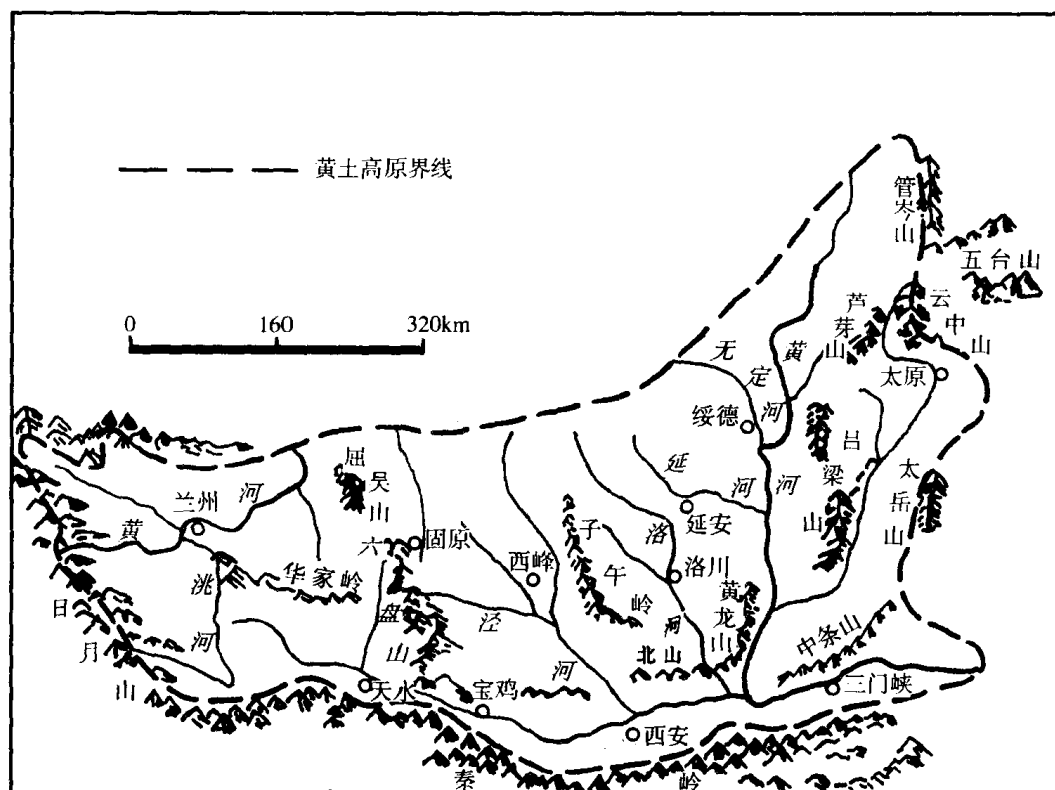


图 1-1 黄河中游黄土高原范围和山川形势
(根据陈永宗等资料绘制)

1.2 地貌特征

黄土高原作为一种地貌组合类型,它四周均为山地环绕,即恒山、五台山、太行山、秦岭、日月山、贺兰山和阴山山系。这样,黄土高原实际上乃是一盆地式的高原,其总的地势是北和西北高、东和东南较低,呈现出由西北向东南倾斜之势。

关于山地主要是指高出一般黄土分布高度,即所谓“黄土线”的石质山地,可区分为高山、中山和低山。根据朱显谟调查研究^[4],高山:除六盘山外,绝大部分为抗剥蚀较强的岩石所组成,且全部为褶皱隆起或褶皱断块上升的构造,相对高度多在 1000m 以上,山坡陡峻并常见悬崖峭壁,形势险要,天然植被茂密,资源丰富,侵蚀微弱。中山:岩性和地质构造等大部与高山相似,但坡麓较平缓,常被黄土或砂黄土等所覆盖,

相对高度多为 600—800m。有些地段植被人为破坏较重,土壤侵蚀比较明显。低山:又称浅山,被割切较浅,小部分岩性较坚硬,具有较强抗剥蚀能力,但大部分为抗蚀性较弱的基岩;其岩层多为倾角不大或褶皱较轻微的构造。主要为山顶露岩,坡麓为土状物所覆盖。低山的相对高度为 400—600m。在这类山区现代侵蚀比较强烈。

黄土高原厚层的黄土连续覆盖宛如“黄土海洋”,上述高、中、低山分布其间,酷似海洋中的岛屿,如吕梁山、六盘山等。这些岛状山地构成区内的山地地貌。

黄土高原最具特色的是黄土地貌。黄土地貌是第四纪时期风积黄土作用和流水侵蚀作用共同塑造的。

黄土塬、梁、峁是构成今日黄土高原的基本地貌类型。这些地貌类型多数受到下伏古地形的控制。黄土塬和台塬按其下伏古地形可区分为:①宽广的缓倾斜平原;②河流高阶地;③断陷盆地两侧梯形抬升的台地;④顶面宽缓的丘陵^[3]。黄土塬和台塬被沟壑切割形成残塬、破碎塬。典型的黄土塬有甘肃的董志塬、陕西的洛川塬和渭北旱塬。黄土残塬或破碎塬主要分布于晋西南的大宁—隰县、陕西的长武、彬县和甘肃的平凉、庆阳等地。

黄土梁以六盘山以西的陇中盆地最为典型,另外还可见于陕西横山、榆林、神木、府谷一线以北以及白于山南侧吴旗、志丹等地。

黄土峁现今多为次生峁,是由黄土梁经水流侵蚀切割而成,因而多分布于侵蚀比较活跃的地区,如陕北的绥德、米脂、子州一带。原生峁分布范围不大,仅见于兰州以北的永登、皋兰等地,系由薄层黄土覆盖于丘状基岩地面之上而成。

关于黄土地貌,各家曾提出过各异的分类系统。朱显谟^[4]按大型地貌—中型地貌—小型地貌暂拟了中国黄土地区地貌分类系统。该分类系统将黄土地貌按类—亚类—型分为三级,并在总结群众命名基础上划分出黄土地貌的小型地貌类型,该系统为在黄土高原进行土地资源的利用与评价,提供了重要科学依据。杨勤业等^[3]以地貌形态组合作为基础提出了黄土地貌三级分类系统。该系统反映了各类地貌的形态特征和成因,以及黄土地貌的发育过程。黄土地貌是一定的地质时期中,内外营力对黄土这一特物质共同作用的结果。按其发育过程可概括为三个基本模式,即

- (1) 黄土塬和台塬→黄土平梁(梁塬)→残塬梁峁→梁峁丘陵
- (2) 波状起伏平原→黄土台状丘陵→黄土平梁丘陵→梁峁丘陵
- (3) 黄土梁峁宽谷→梁峁宽谷沟壑→梁峁丘陵→峁状丘陵→蚀余丘陵

黄土地貌经历了复杂的地质发育过程。黄土高原的黄土地貌类型的分布,如图 1-2 所示。

以上简述了黄土地貌类型,按其特征黄土高原可划分为三个区域^[4]。

(1) 东部区域:东部区域主要为山地,包括太行山、吕梁山、中条山、太岳山、云中山等山系。山间盆地位居其间,如汾河平原与沿秦岭向西延伸的关中平原相接。山间盆地底部宽广平坦,海拔高度为 400—500m。盆地边缘近山处常见山麓洪积高地。

(2) 中部区域:东起吕梁山西侧;西抵六盘山、陇山;南接关中平原;北至长城沿线。这里主要是黄土塬、台塬和黄土丘陵分布区。塬地主要分布于子午岭两侧。黄土丘陵区主要分布在塬区以北,部分位于其东部和西部临近山地的地带。

(3) 西部区域:从六盘山、陇山以西至黄河左岸,南以西秦岭为界,西南接青海高

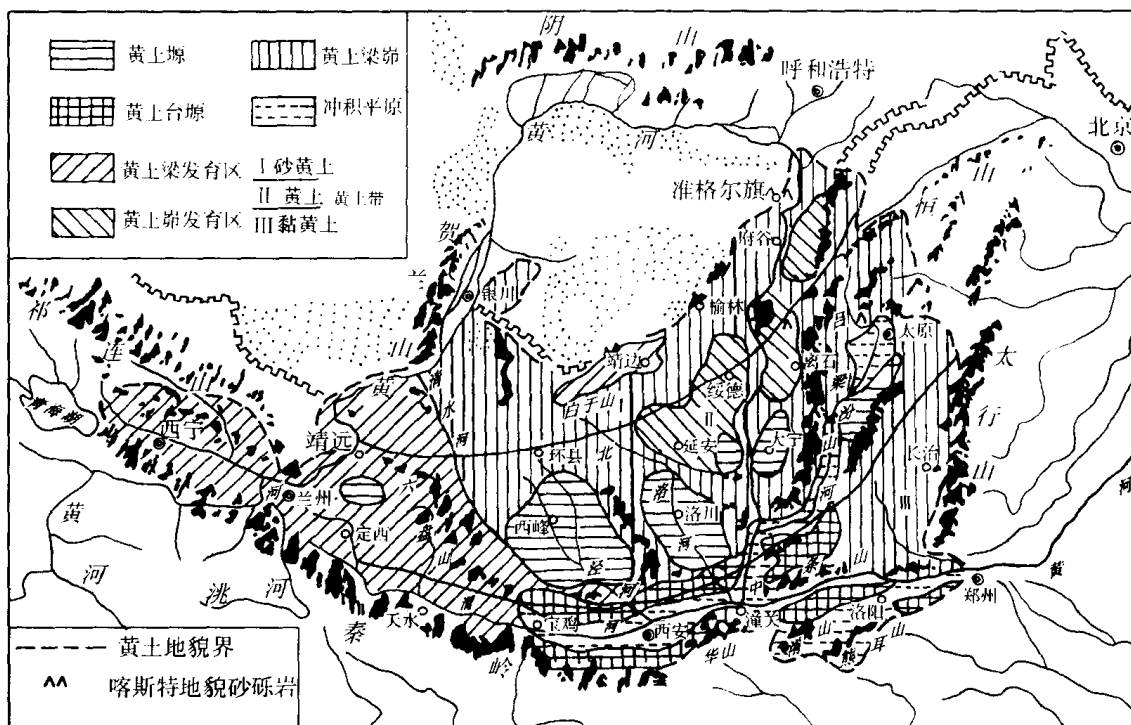


图 1-2 黄土高原黄土地貌类型分布简图

(据《中国黄土高原地貌图集》绘制)

原。陇中盆地位居区内。区内黄土丘陵在外部形态上与中部黄土丘陵有所不同，一般起伏较平缓。北部有屈吴山脉与宁夏北部低平原，中部为兴隆山和马衔山隆起，西南为兰州、临夏、临洮间地形平坦的冲积洪积多级阶地。

1.3 黄土的分布

黄土是黄土高原分布最广、发育最为完整的第四纪沉积物，是典型的风成沉积物。黄土沉积后经水流等营力再搬运和其他地质作用再改造、再沉积而成的黄土状沉积物，称为次生黄土。由龙羊峡至三门峡为黄河中游河段，这里是中国黄土的分布中心。区域四周为山系环绕。根据刘东生等的研究^[5]，黄土高原的黄土的分布北起沙漠南缘沿长城一带，南达秦岭北坡，部分山口处黄土可达秦岭以南，南北界线明显，而东西界则与东部山前丘陵平原及与西北内陆盆地地区断续连接。黄土高原的黄土厚度大，地层完整，除了若干山地高出黄土堆积面并覆有晚期黄土之外，黄土基本连续覆盖了第三系及其他古老岩层，形成塬、梁、峁不同的黄土地貌。这里的黄土分布面积为 $27.56 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占全国黄土总面积的 72% 以上。

以刘东生为代表的许多研究者的研究表明，我国黄土形成于半干旱的草原或半湿润的森林草原环境，干冷环境利于黄土发育，而湿冷环境不利于黄土形成。

黄土高原发育最为完整，研究最为详尽的黄土—古土壤序列当属洛川黄土剖面^[5]。洛川是一个大型的更新世黄土堆积盆地，这里的黄土—古土壤序列具有很好的代表性。

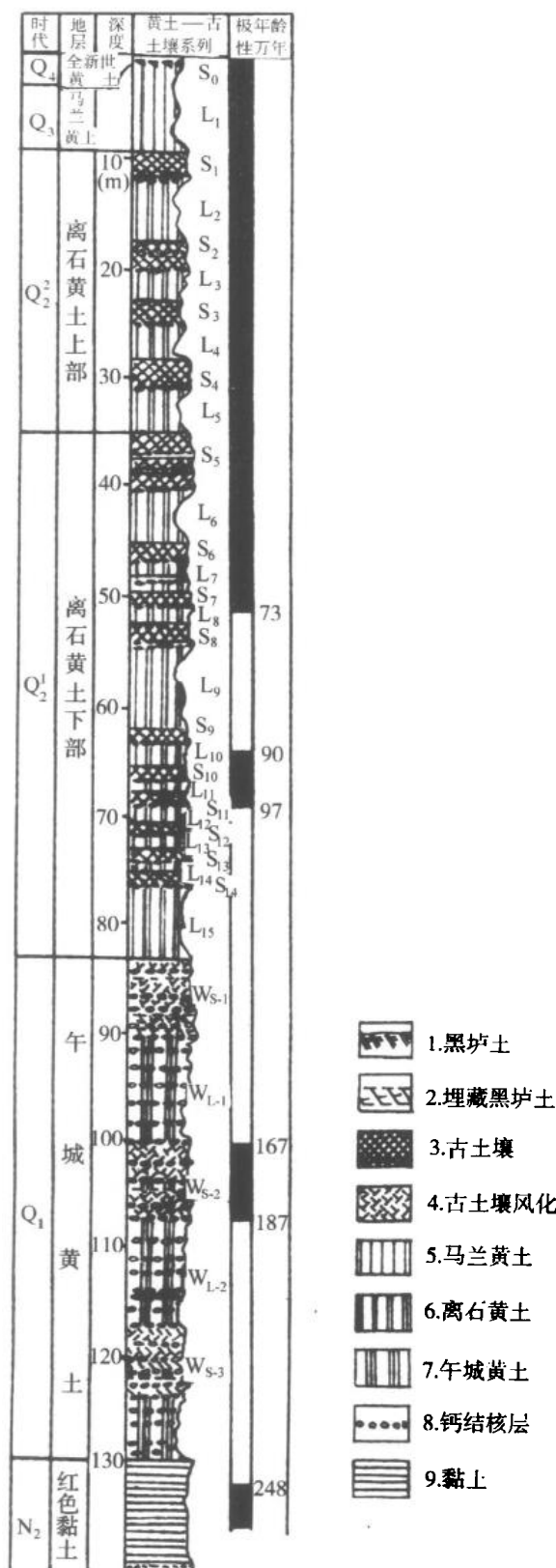


图 1-3 洛川黄土-古土壤地层剖面

对洛川黄土剖面的研究, 自 20 世纪 50 年代黄河中游水土保持考察开始, 经过众多研究者考察与探索, 逐步形成了对洛川黄土剖面的科学划分。

洛川黄土剖面总厚度为 132.5m, 自上而下划分为马兰黄土、离石黄土上部和下部及午城黄土、下伏晚上新世红黏土, 如图 1-3 所示。

由图 1-3 可见, 洛川黄土剖面结构具有如下特征^[5];

(1) 黄土与古土壤或风化层相互叠覆, 交替出现。

(2) 不同时代黄土-古土壤组合具有不同特点。这里主要是指各个时代黄土中古土壤组合的不同。例如早更新世午城黄土中含有三个较密集的古土壤组合 ($W_s-1, 2, 3$); 而中更新世晚期离石黄土上部 (自 S_1 至 L_5) 及马兰黄土 (L_1) 的段落有 4 个黄土-古土壤组合, 古土壤与黄土有规律地相间出现, 说明晚中更新世以来, 成壤与粉尘堆积期交替的节奏明显。

(3) 11 个厚度大于 2m 的黄土层 ($L_1, L_2, L_3, L_4, L_5, L_6, L_9, L_{15}, W_{L-1,2,3}$) 记录了更新世黄土塬的 11 个持续较长的干冷粉尘堆积期。

(4) 具有特征性的古土壤层。如 S_1 古土壤分隔了马兰黄土与离石黄土; S_5 古土壤则成为区分离石黄土上、下部的标志层, 又称洛川土壤层。

黄土堆积始于距今约 240 万年并且一直延续到现代。自 20 世纪 60 年代初期, 刘东生等发现在黄河中游存在全新世黄土; 自 70 年以来, 随着¹⁴C 测年学的发展, 中国北方的全新世风成黄土得到了肯定, 相继提出了许多新的研究成果, 对全新世黄土的研究日益受到人们的重视。

黄土和黑垆土叠覆产出, ¹⁴C 年龄分

属三个不同阶段，以及各地黑垆土孢粉组合存在差异说明，黄河中游全新世黄土的存在是近一万年以来黄土堆积过程、成土过程 and 变化历史的良好记录^[5]。

黄土的粒度组成是黄土最基础的物理性质，也是区分黄土区域分布特征的重要依据之一。苏联义等（1959）、朱海云（1964）和王挺梅等（1964），根据粒度组成的资料讨论过黄河中游地区马兰黄土的区域分布规律，得到马兰黄土自西北向东南趋于变细，并可分出若干带的结论。朱海云将其分为砂黄土、黄土和黏黄土三个带。刘东生等（1965）根据粒度组成中平均粒径 M_{ϕ} 将黄河中游黄土划分为砂黄土带、黄土带和黏化黄土带，如图 1-4 所示。

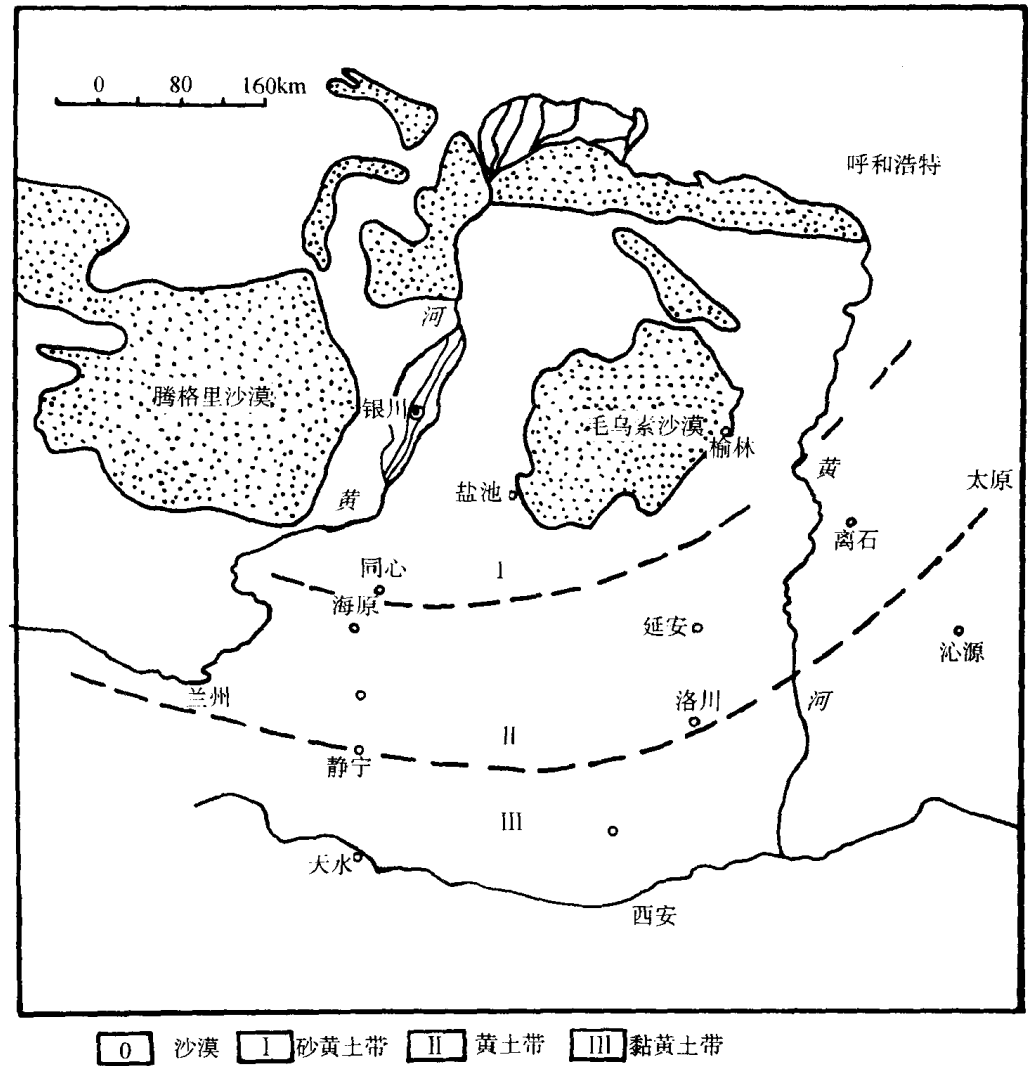


图 1-4 黄河中游黄土颗粒粗细分带图
(据《黄土与环境》改绘)

对于全新世黄土粒度组成的研究，发现粒径主要为 0.075—0.002mm 的颗粒组成，约占全部颗粒的 80%—85% 左右，并含有一定数量的细砂和黏土颗粒。全新世黄土粒度组成与晚更新世马兰黄土及现代黄土（降尘）基本一致^[5]。

1.4 土 壤

土壤是在多种成土因素，如地形、气候、植被和母质等共同作用下形成的。黄土高原土壤在地域上呈现出地带性分布规律由东南向西北依次出现褐色土、塿土→黑垆土、黄绵土、灰钙土→栗钙土→棕钙土→棕漠土→风沙土等。

关于黄土高原的土壤概况将专章论述，兹不赘述。

1.5 土 壤 侵 蚀

土壤侵蚀是地表土壤及母质在各种外营力作用下（水力、风力和重力）和人类生产活动影响下，所发生的各种破坏、搬运和堆积过程。

黄土高原的土壤侵蚀的形式是多种多样的，其发生和发展是不同侵蚀营力与地表组成物质的抗侵蚀力之间相互作用的运动过程。按其发展的性质与过程区分，有两种基本形态：自然（正常）侵蚀和加速侵蚀。自然侵蚀也称地质侵蚀，是指自然因素引起的侵蚀过程。这种侵蚀过程进行的速度缓慢，并常和自然土壤形成过程保持相对平衡。所谓加速侵蚀是指由于人类不合理的土地利用，加快和扩大某些自然因素作用引起的地表组成物质的破坏和搬运过程。

黄土高原幅员辽阔，区域自然地理条件分异明显，因此反映在土壤侵蚀上，其方式和形态也十分复杂。现按引起土壤侵蚀的自然营力与人为动力，将土壤侵蚀的主要形式，列于表 1-2。

黄土高原广泛分布的黄土，质地均细、疏松；抗冲性和抗蚀性均很弱，极易发生土壤侵蚀；加之长期以来土地利用不合理，滥垦滥牧滥伐，造成植被严重破坏，因而导致土壤侵蚀加剧，致使黄土高原成为我国水土流失最严重的地区。

表 1-2 黄土高原土壤侵蚀的主要形式

营 力	营力类型	侵蚀方式	侵蚀形态
自然 营 力	水 力	面 蚀	溅 蚀 片状侵蚀 鳞片状侵蚀
		沟 蚀	细沟侵蚀 浅沟侵蚀 切沟侵蚀 冲沟侵蚀
		潜 蚀	碟形洼地 陷 穴 水刷窝 穿 洞 冲蚀穴

续表 1-2

营 力	营力类型	侵蚀方式	侵蚀形态
自然 营 力	重 力	滑 坡	表层滑移 浅层滑坡 中层滑坡 厚层滑坡
		滑塌与崩塌	滑 塌 体 崩 塌 体
		泻 溜	泻 溜 坡 溜 沙 锥
	水力与重力	泥 流	泥 流 坡 泥 流 扇
			黏性泥石流 稀性泥石流
人为动力		挖掘与运移	采土(石)坡 筑 路 采 矿

黄土高原的土壤侵蚀强度的时空变化,是自然因素和人为因素区域差异的综合反映。就侵蚀量的多寡而言,在黄土高原并不是等值的,存在明显的地域分异,不同地区之间的侵蚀强度可相差数倍,乃至数十倍。黄河泥沙的主要来源区位于山陕狭谷的陕西北部 and 山西西部,以及渭河中上游,每年输入黄河泥沙达 8 亿吨左右,占黄河总输沙量的二分之一。

关于黄土高原土壤侵蚀强度的地域分异,陈永宗等^[2]编制的黄土高原侵蚀强度图(图 1-5)对此做了清楚的说明。从中可看出如下规律性:

(1) 六盘山为侵蚀强度的一条自然分界线。该山系以西的侵蚀强度小于以东地区,侵蚀量最大的地区不超过 $10\,000\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{y}$ 。六盘山以东地区侵蚀量大部分地区均超过 $10\,000\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{y}$ 。

(2) 六盘山以东较之以西地区,南北方向上的侵蚀量变化明显。

(3) 黄土高原存在几个高强度的侵蚀中心,即皇甫川中下游、窟野河中下游、泾河上游、渭河中上游、洛河上游等区域,其侵蚀量都高于周围地区。强烈的土壤侵蚀使黄土高原的土地资源遭到严重破坏,区内各种类型侵蚀沟的发生和发展,把黄土高原切割得支离破碎,沟壑密度一般为 $4\text{--}6\text{km}/\text{km}^2$,最大者高达 $10\text{km}/\text{km}^2$ 。

1.6 气候特征

黄土高原的气候既受经、纬度的影响,又受地形的制约,具有典型的大陆季风气候特征,冬季寒冷,夏季温暖湿润,雨热同步。

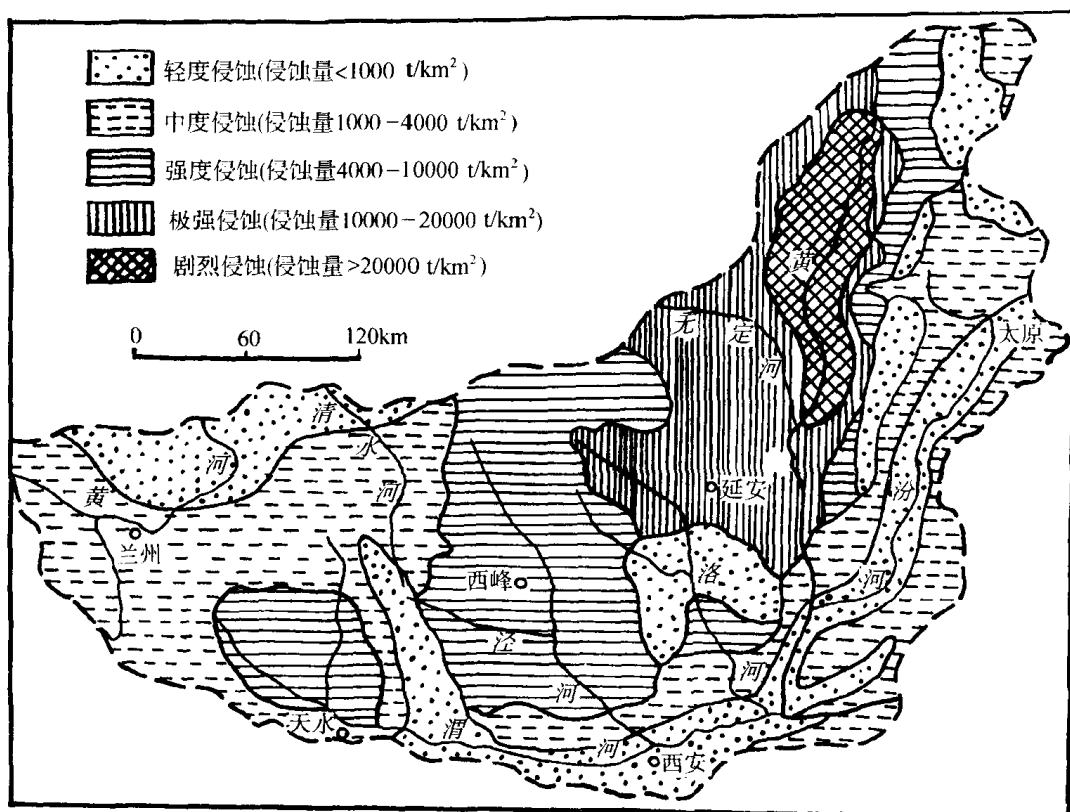


图 1-5 黄土高原侵蚀强度分布图

(据《黄土高原现代侵蚀与治理》绘制)

黄土高原气温的特点，冬夏变化明显，气温较差与日差较大。这一地区的年平均气温 3.6—14.3℃。年平均气温的垂直分布和水平分布差异很大。位于东南部的洛阳年平均气温为 15℃，而在青海东部的化隆县为 2.2℃。黄土高原各地气温的日较差显著，东南部年平均日较差值为 10—16℃，几乎与黄淮平原相近，西北部可达 15—25℃。从 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的积温来看，东部与西部差异也很大，东部的洛阳 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的积温为 4941℃，而西部青海的化隆仅为 955.6℃，两地相差近 4000℃。

黄土高原位于中纬度地带的我国东部季风区，属高空盛行西风带的南部。冬季受蒙古高压控制，极地大陆气团南下，冷空气活动常造成大风降温天气。由于极地大陆气团非常干燥且稳定，造成黄土高原冬季寒冷干燥，降水稀少^[6]。春季由于冬季风衰退，而较弱的太平洋暖湿气流还难以影响黄土高原，加之因冬季极地大陆气团长期控制的影响，造成大气和土壤干旱明显，春旱现象严重。夏季黄土高原近地面处于大陆热低压槽的前部，而高空则在副热带高压的影响和控制之下，盛行太平洋热带海洋气团，湿度较大，成为黄土高原降水的主要来源，因而暖湿空气经冷空气的激发作用形成大面积降水。秋季暖湿的海洋气团南退，冷空气推进到黄土高原，但因南退的暖湿海洋性气团受秦岭之阻，而变性大陆性气团侵入很快，因而形成较多的锋面降水^[2,9]。

正是在上述大气环流特征影响下，造成黄土高原夏秋季多雨，而冬春干旱少雨的降水特征，若遇较冷空气入侵，则迫使暖空气急剧上升，加之夏季地面增热很快，对流

强,极易产生暴雨天气。

黄土高原的年降水量为 150—750mm。位于本区东南部的汾渭盆地和晋南、豫西黄土丘陵区,年降水量为 600—750mm,是区内降水最丰沛的地区;位于西部和西北部的宁夏、内蒙古黄河沿岸地带,鄂尔多斯高原西部、甘肃靖远—景泰—永登一线,年降水量为 150—250mm。400mm 等值线通过榆林、靖边、环县、固原北部一带,整个将黄土高原划分为东南和西北两个部分,年降水量自东南向西北逐渐减少。

一年之中,降水多集中于 7、8、9 三个月,其降水总量占全年降水量的 60%—80%。而冬季降水一般只占全年降水的 5%左右。区内降水量具有年际和季节分配不均,变率大的特点。由于季风影响,造成区内降水量的年相对变率平均为 20%—30%,季节降水的相对变率更大,多在 50%—90%。丰水年的降水量往往是枯水年的几倍,甚至十几倍。再是,区内较多暴雨,相对集中于陕北、晋西和内蒙古准格尔旗一带,最大暴雨强度高达 2mm/min 以上。

黄土高原的蒸发量普遍高于实际降水量,年蒸发量变动于 1400—2000mm 之间,其总的趋势是南低北高,东低西高。就年蒸发的变率而言,一般是春末夏初最高,冬季最小。

黄土高原的气候资源对农林牧业生产既有有利因素,也有不利因素。有利条件:一是光能资源丰富,有利于植物光合作用和营养物质的积累。区内年总辐射量为 $50.2—67.0 \times 10^4 \text{J/cm}^2$,呈东南向西北递增的趋势,其中西部和西北部最高达 $58.6 \times 10^4—67.0 \times 10^4 \text{J/cm}^2$ 。有效辐射量比华北平原高出 $4.2 \times 10^4—6.3 \times 10^4 \text{J/cm}^2$;二是气温日较差大,农作物白日积累物质多,夜间消耗少,有利于产量的提高和品质的改善;三是水热组配协调,对满足植物水热需求,使有限的降水资源和并不丰裕的热量资源的有效性相对地得到了提高。

与此同时,在气候资源方面对农林牧业生产还存在一些不利因素:主要有:①干旱。由于降水总量少,降水变率大,蒸发强烈,干旱频繁,因而有“十年九旱”之说。②暴雨。每逢雨季,暴雨频繁,常常造成坝库失事,农田破坏,危害极大。③霜冻。霜冻次数多,强度大,尤其早霜来得早,对农作物产量影响甚大。④冰雹。冰雹往往与大风、暴雨相伴发生,对农作物形成雹打、水推、风折三大灾害,危害严重。

1.7 植 被

植被是自然环境的构成因素。根据植被地带类型学原则以及生物—气候特征的综合分析,黄土高原应分属于森林、草原和荒漠三个植被区。若以地带而论,全区可划分为相当于“亚地带级”的五个植被地带,即森林植被地带、森林草原植被地带、典型草原植被地带、荒漠草原植被地带和草原化荒漠地带,它们由东南向西北依次分布,如图 1-6 所示^[7]。

植被地带是自然地带的重要组成部分,它受着各项地理要素(如气候、地形、土壤和母质)的制约,且为这些地理要素的综合反映。现将各植被地带环境指标列于表 1-3。

1.7.1 森林地带

该地带位于黄土高原地区的南部。在地域上包括甘肃的关山,陕西陇县—彬县—宜