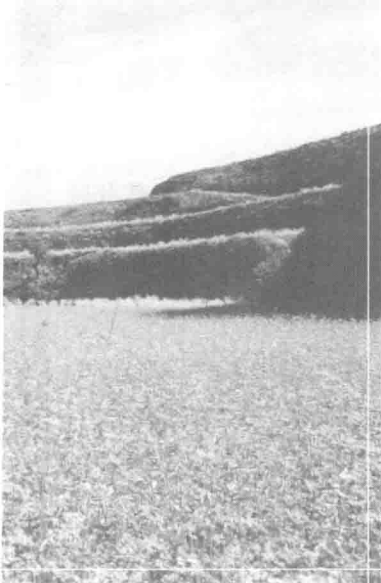




第一章 黄土高原荞麦 生产概述

第一节 自然条件

黄土高原是中国第三大高原，位于中国中部偏北，北纬 $34^{\circ} \sim 41^{\circ}$ ，东经 $100^{\circ} \sim 114^{\circ}$ ，海拔 $800 \sim 3\,000\text{m}$ 。东西 $1\,000$ 余 km ，南北 750km 。

一、地势地形和农田分布

黄土高原东临华北平原，北接内蒙古高原，西与青藏高原相毗邻，处于中国第二级地形阶梯上。地势西北高，东南低，自西北向东南呈波状降低。地貌类型齐全，自南向北依次为：秦岭山地及其北麓洪积冲积扇群、渭河平原、黄土塬（含残塬）、石质中山低山、黄土梁峁丘陵沟壑、沙漠和沙漠化土地。以六盘山和吕梁山为界，黄土高原可分为东、中、西 3 部分。六盘山以西的黄土高原西部称为陇西高原，海拔 $2\,000 \sim 3\,000\text{m}$ ，是黄土高原地势最高的地区，呈波状起伏的山岭和谷地地形；六盘山与吕梁山之间的黄土高原中部叫陕甘高原，海拔 $1\,000 \sim 2\,000\text{m}$ ，黄土分布连续，厚度大，地层完整，地貌多样，是黄土高原主体；吕梁山以东的黄土高原东部称为山西高原，地势 $500 \sim 1\,000\text{m}$ ，有众多断块山地和断陷盆地构成。黄土高原分布着山地、丘陵、盆地、河谷平原等复杂多样的地貌类型。按地貌形态不同，可分为黄土沟间地、黄土沟谷地和黄土微地貌。

（一）黄土沟间地

黄土沟间地，又称黄土谷间地，包括黄土塬、梁、峁、坪地等。黄土塬、

梁、峁是黄土地貌的主要类型，它们是当地群众对桌状黄土高地、梁状和圆丘状黄土丘陵的俗称，黄秉维于 1953 年首先将其引入地理学文献，罗来兴于 1956 年给予科学定义。

1. 黄土塬

黄土塬简称塬，是黄土高原沟间地地貌的一种类型，塬为顶面平坦宽阔的黄土高地，又称黄土平台。其顶面平坦，边缘倾斜 $3^{\circ} \sim 5^{\circ}$ ，周围为沟谷深切，它代表黄土的最高堆积面。目前面积较大的塬有陇东董志塬、陕北洛川塬和甘肃会宁的白草塬。塬的成因多样，或是在山前倾斜平原上黄土堆积所成，如秦岭中段北麓和六盘山东麓的缓倾斜塬（称为靠山塬）；或是河流高阶地被沟谷分割而成，如晋西乡宁、大宁一带的塬；或是在平缓分水岭上黄土堆积形成，如延河支流杏子河中游的杨台塬；或是在古缓倾斜平地上由黄土堆积形成，如董志塬、洛川塬；或是黄土堆积面被新构造断块运动抬升成塬（称为台塬），如汾河和渭河下游谷地两侧的塬。著名的有甘肃东部的董志塬，陕西北部的洛川塬。塬面宽阔，适于机械化耕作，是重要的农业区。在中国西北，由于长期沟谷蚕蚀，面积较大的塬已保存不多。面积大、形态完整的塬，破碎塬是由塬四周沟谷侵蚀分割塬而形成的，它基本上保留着塬面平坦，塬边坡折明显的主要特征。

2. 黄土峁

黄土峁简称峁，为沟谷分割的穹状或馒头状黄土丘。峁顶面积不大，呈明显的穹起。由中心向四周的斜度一般在 $3^{\circ} \sim 10^{\circ}$ 。峁顶以下直到谷缘的峁坡，面积很大，坡度变化于 $15^{\circ} \sim 35^{\circ}$ ，为凸形斜坡。峁的外形呈馒头状。两峁之间有地势明显凹下的窄深分水鞍部，当地群众称为“塄”（yàn）。若干个峁大体排列在一条线上的为连续峁，单个的叫孤立峁。连续峁大多是河沟流域的分水岭，由黄土梁侵蚀演变而成；孤立峁或者是黄土堆积过程中侵蚀形成，或者是受黄土下伏基岩面形态控制生成。黄土峁可见于甘肃环县、永登等地。

3. 黄土坪

分布在黄土高原河流两侧的平坦阶地面或平台，称为黄土坪，简称坪。有些黄土坪即是黄土梁峁区河流的阶地，沿谷坡层层分布。另一些是由于现代侵蚀沟的发展使黄土塬（jiàn）遭到切割而留的局部条带状平坦地面。黄土地区的河流阶地，每一级平台的下方有明显的陡坡，平台面向河流轴部方向倾斜。它是黄土地区主要农耕地区之一。

4. 黄土梁

黄土梁简称梁，是长条形的黄土丘陵。梁顶倾斜 $3^{\circ} \sim 5^{\circ}$ 至 $8^{\circ} \sim 10^{\circ}$ 者为斜

梁。梁顶平坦者为平梁。丘与鞍状交替分布的梁称为峁梁。平梁多分布在塬的外围,是黄土塬为沟谷分割生成,又称破碎塬。六盘山以西黄土梁的走向,反映了黄土下伏甘肃系地层构成的古地形面走向,其梁体宽厚,长度可达数千米至数十千米;六盘山以东黄土梁的走向和基岩面起伏的关系不大,是黄土堆积过程中沟谷侵蚀发育的结果。梁可分为3种:平顶梁、斜梁、起伏梁。分布在高原沟壑区的主要是平顶梁(简称平梁),分布在丘陵沟壑区的以斜梁和起伏梁为主。黄土梁、黄土峁统称为黄土丘陵,是黄土高原面积最大的地貌类型,面积23.6万 km^2 ,占黄土高原面积的49.3%。

5. 黄土塬

黄土塬简称塬或塬地,它是黄土覆盖古河谷,形成宽浅长条状的谷底平地,又与两侧谷坡相连,组合成宽线的凹地,宽度一般数百米至几千米,长度可达几十千米。多出现在现代河流向源侵蚀尚未到达的河源区,平面图形常呈树枝状。主要分布在陕北白于山和甘肃省东部的河源地区。马兰黄土充填了古河沟长条凹地,尚未被现代沟谷切开,宽几百米至数千米,长达几千米至数十千米,成树枝状格局组合。黄土塬受现代流水侵蚀沟的破坏,谷坡两侧仍保存着局部平坦地形,则称黄土坪。

(二) 黄土沟谷地

黄土沟谷地有细沟、浅沟、切沟、悬沟、冲沟、坳沟(干沟)和河沟等7类。细沟、浅沟、切沟、悬沟是现代侵蚀沟;坳沟(干沟)和河沟为古代侵蚀沟;冲沟有的属于现代侵蚀沟,有的属于古代侵蚀沟,以中全新世(距今3000~7000年)的时间为分界线。

1. 细沟

坡面上由于地形起伏,水流集中成细股,使坡面尤其是斜坡上的耕地被水流冲刷出众多微小的细沟。沟深几厘米,横断面宽10~15cm,纵比降与所在地面坡降一致。

2. 浅沟

浅沟出现在比较长的斜坡上,随着坡面上的径流汇集,形成较大的细股水流,因而冲刷能力更强,在坡面上形成浅沟。浅沟横断面成三角形,深0.5~1m,宽2~3m。浅沟多出现在梁岗坡的上部,纵比降略大于所在斜坡的坡降。细沟、浅沟一般不会影响农业耕作。

3. 切沟

随着坡面上水流的进一步汇集,径流的侵蚀能力进一步增强,流水下切作

用逐步增大,当沟谷切入黄土 1~2m 时,沟谷位置基本稳定下来,形成明显的沟头,这种沟谷称作切沟。切沟的主要特点是沟谷的边缘出现了陡壁,横断面成“V”形,有清楚的沟形态,一般长几十米,深一二米至十多米,宽二三十米至数十米。纵比降略小于所在斜坡坡降。多出现在梁、峁坡下部或谷缘线附近,其沟头常与浅沟相连。如果浅沟的汇水面积较小,未能发育为切沟,汇集于浅沟中道水流汇入沟谷地时,常在谷缘线下方陡崖上侵蚀成半圆筒形直立状沟,称为悬沟。

4. 冲沟

大型切沟由于水流更加集中,沟谷向两侧扩展使其展宽;沟床向上下切使其加深;沟头溯源侵蚀使其加长,形成冲沟。冲沟横断面呈深“V”形或宽“U”形,沟底纵剖面,上游较陡,向下游逐步趋缓,其谷缘线附近常有切沟或悬沟发育。冲沟深度可达数十米至百余米,宽几十米至几百米,长度可达百米以上。老冲沟的谷坡上有坡积黄土,沟谷平面形态呈瓶状,沟头接近分水岭;新冲沟无坡积黄土,平面形态为楔形,沟头前进速度较快。

5. 坳沟

坳沟又称干沟。大型的河沟已经成为河流的支流。河沟多已切穿整个黄土层,沟床在下伏的基岩面上,河沟中有常年流水。河沟的横断面呈梯形,底部宽数十米,沟底纵剖面已形成均衡剖面,比较平缓。流水的侧蚀作用十分活跃,常会引起谷坡发生滑坡等。河沟沟底有冲积、洪积形成的阶地。坳沟和河沟的区别是:前者仅在暴雨期有洪水水流,一般没有沟阶地;后者多数已切入地下水面,沟床有季节性或常年性流水,有沟阶地断续分布。

(三) 黄土微地貌

1. 黄土潜蚀地貌

由于黄土中多大孔隙,而且垂直节理异常发育,当地表水沿黄土中的孔隙和裂隙向下渗透时,就会发生潜蚀作用,带走土粒,在黄土中形成洞穴。这种潜蚀作用不断进行,引起洞穴上方和侧壁发生崩塌,形成黄土特有的潜蚀地貌。黄土潜蚀地貌和喀斯特地貌有一定的相似性,所以也叫黄土喀斯特。包括以下类型。

(1) 黄土碟 黄土碟是一种近似碟形的凹地,一般深数米,直径为 10~20m。黄土碟的形成是由于地表水下渗浸湿黄土后,黄土在自身重力作用下,发生湿陷,形成地面凹陷。黄土碟多出现在平缓的地面上。

(2) 黄土陷穴 黄土陷穴是指由于地表水汇集到节理裂隙中进行潜蚀作用

而形成的洞穴。陷穴主要分布在地表水容易汇集的塘边与梁昂坡上部，特别是在切沟和冲沟的沟头附近最容易形成。所以，陷穴也是沟谷溯源侵蚀的重要方式。黄土陷穴按照其形态，可以分为竖井状陷穴、漏斗状陷穴和串珠状陷穴3种。

◎ 竖井状陷穴。呈井状，口径较小，但深度大，通常深度可以达到20m以上，主要分布在黄土塘边。由于黄土直立性强，塘边常形成高差达数米到十几米的陡崖，当塘面水流汇集流入沟谷时，地表水沿黄土垂直节理向下潜蚀，形成竖井状陷穴。

◎ 漏斗状陷穴。呈漏斗状，深度一般不到10m，主要分布在沟谷坡的上部和梁的边缘地带。串珠状陷穴是由3~5个陷穴串联而成，陷穴之间有地下通道相连。

◎ 串珠状陷穴。常形成在坡面长、坡度大的梁、昂斜坡上，往往是早期切沟的一部分，是切沟向梁昂斜坡迅速扩展的重要方式。因为在梁昂坡上，串珠状陷穴的存在使地表水流转变成地下水流，当串珠状陷穴由于其地下通道不断扩大而塌陷后，地下水流又转变成地表水流，在梁昂坡面上形成深切的切沟，所以串珠状陷穴的形成和发展是切沟形成和演变的特殊形式。

(3) 黄土柱 黄土谷坡节理裂隙较多，而向沟谷突出的地方，由于雨水沿突起后部垂直节理裂隙进行潜蚀与冲刷，以及黄土泻溜等作用，残留下来的土体成为柱状形成黄土柱。有圆柱状、尖塔形，高度一般为几米到十几米。

(4) 黄土桥 两个陷穴的地下水流串通起来，当水流作用使地下通道不断扩大，最终地下通道大部分破坏，残留下来的部分就形成黄土桥。

2. 黄土重力地貌

黄土高原地形破碎，坡地面积广，坡地在重力作用下形成多种多样的重力地貌。

(1) 泻溜 黄土坡面上的泻溜，是因为黄土受干湿、冷热和冻融等的交替作用引起土体胀缩，造成表土颗粒剥落，在重力作用下顺坡下溜的过程。坡地上的泻溜多发生在坡度 35° ~ 40° 的坡面上。泻溜在含黏粒较多的坡地上更为强烈，所以古土壤层更容易发生泻溜。

(2) 崩塌 在坡度大于 50° 的陡坡或悬崖，由于雨水和地表径流沿黄土垂直节理下渗，通过潜蚀作用，使裂隙逐渐扩大，一旦土体失去支撑，就会发生崩塌。崩塌发生后，坡地上形成新的陡崖，下方形成塌积体。沟床水流侵蚀陡崖底部或雨水浸湿陡崖底部，也会造成崩塌。一般来说，黄土具有显著的直立性，倘若缺少雨水、地面径流或地下水的活动，黄土陡崖不易发生崩塌。例

如,一些孤立的黄土柱往往能屹立多年不倒。

(3) 滑坡 黄土坡地上黄土整体下滑,称为滑坡。其上方形成圆弧形的黄土陡崖,坡脚形成庞大的滑坡体。滑坡体大者有数百万立方米,可堵塞沟谷形成小型水库,称为聚淤。黄土滑坡形态非常典型,因为黄土的土质均一,土层深厚,所以可以产生接近理想状态的、完整的滑坡地貌特征。滑坡一般发生在性质不同的地层接触面上,例如,黄土中的古土壤层,由于土体黏重,容易聚集地下水,地下水的聚集会破坏土体的凝聚力而形成滑动面。遇有各种触动因素,如地震、暴雨、开山炸石等,就会使滑坡体发生整体滑动。

(四) 农田分布

黄土高原农田广泛分布于山地、丘陵、盆地、河谷平原、塬区和台区等之间。平耕地(坡度在 3° 以下的耕地,包括川地、台地、梯田等)一般不到 $1/10$,绝大部分耕地分布在 $10^{\circ} \sim 35^{\circ}$ 的坡耕地(坡度在 3° 以上的耕地)上。蔡艳蓉等(2015)报道,黄土高原地区耕地面积 14.58 万 km^2 ,园地面积 1.22 万 km^2 ,林地面积 16.67 万 km^2 ,牧草地面积 16.50 万 km^2 。 5° 以上的陡坡耕地达 68.8% 以上,中低产田面积占 87.5% ;人均耕地面积已由新中国成立初期的 0.457 km^2 下降到2008年的 0.135 km^2 ,低于世界发达国家水平。又据中国科学院地理科学与资源研究所1990年的耕地坡度分级数据,黄土高原耕地面积为 12.95 万 km^2 ,其中,坡耕地($>3^{\circ}$)为 6.18 万 km^2 ,占耕地总面积的 47.7% 。在坡耕地中, $>7^{\circ}$ 的为 5.02 万 km^2 ,占坡耕地总面积的 81.2% ; $>15^{\circ}$ 的为 2.79 万 km^2 ,占 44.8% ; $>25^{\circ}$ 的为 0.74 万 km^2 ,占 11.9% 。在黄土高原主体部分陕、晋、甘地区坡耕地中, $>7^{\circ}$ 的占 80.7% ; $>15^{\circ}$ 的占 45.9% ; $>25^{\circ}$ 占 12.6% 。杨勤科等(1992年)对黄土高原地区土地资源类型、特征及利用做了详细说明,见表1-1。

表 1-1 黄土高原地区土地资源类型及其特征(杨勤科,1992)

土地资源类型	分布地区	年降水量 (mm)	$\geq 10^{\circ}\text{C}$ ($^{\circ}\text{C}$)	地 貌	土壤与侵蚀状况	土地利用状况
台塬类型区	北山以南,渭河三级阶地以上	>600	$3500 \sim 4500$	黄土覆盖的阶地	壤土、黄绵土,以沟蚀为主 $<200 \text{ (t/km}^2 \cdot \text{a)}$	以旱耕地为主,有较多的果园
黄土塬类型	陇东、陕北、晋西	$500 \sim 600$	$2600 \sim 4000$	塬及其周边丘陵、沟谷	黑垆土,以沟蚀为主有面蚀 $>5000 \text{ (t/km}^2 \cdot \text{a)}$	塬地旱作,川道部分水浇地,较多果园

(续表)

土地资源 类型	分布地区	年降水量 (mm)	$\geq 10^{\circ}\text{C}$ ($^{\circ}\text{C}$)	地 貌	土壤与侵蚀状况	土地利用状况
梁状丘陵 类型区	陇东、宁 南、陕北 西部和晋 西北	450~550	$\geq 3\,000$	黄土梁, 沟 谷	黄绵土, 沟蚀面 蚀有 $15\,000\ (\text{g}/\text{km}^2 \cdot \text{a})$	旱耕为主, 有 一定面积草地
梁峁丘陵 类型区	无定河流 域, 三川 河流域	400~500	300~3\,500	以峁为主切 割破碎	黄绵土, 面 蚀、沟蚀皆有 $1\,500\sim 20\,000\ (\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a})$	旱耕地为主
宽谷长梁 丘陵类型 区	陇中、宁 南河源区	300~500	2\,000~3\,000	缓而长的梁 和宽浅河沟 谷	黄绵土、黑垆 土, 以沟蚀为 主 $>10\,000\ (\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a})$	坡上旱耕地为主, 沟道常有水浇地
片沙丘陵 类型区	神、府、 横、榆毛 乌素沙地 边缘	270~450	220~3\,400	盖沙黄土丘 陵, 片沙, 窄而深的沟	黄绵土, 轻黑垆 土, 水蚀与风蚀 共有 $10\,000\ (\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a})$	坡地旱耕地、草 地、沙地造林、 沟道多水浇地
风蚀沙化 丘陵类 型区	毛乌素沙 地、宁中 南土石波 状丘陵	250~400	2\,500~3\,000	沙丘、波状 土石风蚀沙 化丘陵	风蚀沙土、灰钙 土; 水蚀较弱 $<500\ (\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a})$, 风蚀强烈	草农兼营, 农地 水旱皆有, 沙漠 中以水浇地为主
土石丘陵 山地类型 区	子午岭、 六盘山、 吕梁山	>500	$<2\,000$	低山、丘陵	黄土或残积物, 侵 蚀轻但在坡耕地则 极强	以林草为主, 林 缘林间有黄土耕 地

二、气候

(一) 黄土高原气候分区

黄土高原地区属(暖)温带(大陆性)季风气候, 冬春季受极地干冷气团影响, 寒冷干燥多风沙; 夏秋季受西太平洋副热带高压和印度洋低压影响, 炎热多暴雨。多年平均降水量为 466mm, 总的趋势是从东南向西北递减, 东南部 600~700mm, 中部 300~400mm, 西北部 100~200mm。以 200mm 和 400mm 等年降水量线为界, 西北部为干旱区, 中部为半干旱区, 东南部为半湿润区。

1. 中部半干旱区

包括黄土高原大部分地区, 主要位于晋中、陕北、陇东和陇西南部等地区。年均温 $4\sim 12^{\circ}\text{C}$, 年降水量 400~600mm, 干燥指数 1.5~2.0, 夏季风渐弱,

蒸发量远大于降水量。该区的范围与草原带大体一致。

2. 东南部半湿润区

主要位于河南西部、陕西关中、甘肃东南部、山西南部。年均气温 8~14℃, 年降水量 600~800mm, 干燥指数 1.0~1.5, 夏季温暖, 盛行东南风, 雨热同季。该区的范围与落叶阔叶林带大体一致。

3. 西北部干旱区

主要位于长城沿线以北, 陕西定边至宁夏同心、海原以西。年均温 2~8℃, 年降水量 100~300mm, 干燥指数 2.0~6.0。气温年较差、月较差、日较差均增大, 大陆性气候特征显著。风沙活动频繁, 风蚀沙化作用剧烈。该区的范围与荒漠草原带大体一致。

(二) 黄土高原气候特征

黄土高原地区位于中国北部, 欧亚大陆南部, 地理上为过渡性地区。兼具中温带和暖温带气候特征, 由北向南逐渐过渡, 大部地区处于干旱、半干旱区。黄土高原气候的形成既有经、纬度作用, 又受地形干预, 为典型大陆季风气候。据王毅荣等(2004)、姚玉璧等(2005)报道, 黄土高原气候特点是: 气温年较差、日较差大, 降水稀少; 春季多风沙, 夏季高温炎热, 秋季多暴雨, 冬季寒冷干燥; 光热资源丰富, 降水分布不均。这里既是气候变化敏感区, 又是生态环境脆弱带, 还是黄河中上游水土保持重点区域。该区域是雨养农业区, 农牧林业生产和生态环境对气候条件的依赖性极强, 气候变暖与干旱环境变化对黄土高原经济影响重大。

1. 温度特征

黄土高原年总体为冬季严寒, 夏季暖热, 东部地区平均气温高于西部地区。黄土高原温度分布空间差异也较大, 平均温度为 3.6~14.3℃, 东南部年平均气温为 14℃, $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温为 4 500℃; 北部地区年平均气温为 4℃, $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温为 2 000℃; 青海日月山以东年平均气温为 2℃, $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温只有 1 000℃; 无霜期由东南的 200d 减少到北部和西北的 150d 和 100d。黄土高原年平均气温分布明显受到海拔高度和地形的影响, 总的地理分布特点是: 南高北低, 东高西低, 由东南向西北递减。本区东南部的三门峡达 13.87℃, 是年平均气温最高的地区; 乌鞘岭和五台山的年平均气温低于 0℃, 其中五台山多年平均气温为 -3.47℃, 是本区的最冷点。黄土高原地区年均温在秦岭以北的地区中, 以东南部分最高, 在 15℃ 上下, 向西由于高度增加而下降, 如关中同一纬度的天水谷地(海拔 1 170m) 为 1.6℃, 岷县附近(海拔 2 246m) 为 7.8℃; 向

北由于纬度和高度的同时增加,因而年均温急剧下降,如榆林(海拔1 120m)为9.3℃,和本地区边缘相邻的大同市(海拔1 048.8m)则为7.2℃,但在本区西北边沿由于海拔较低,年均温度比高原的中部为高,如庆阳、平凉、固原等处都在10℃以下,而靖远、中卫、吴忠等处反而在10℃以上。年均温的高低,不但在很大程度上显示着植物生长季节的长短,也影响了作物的分布,同时也和本区内土壤黏化过程的强弱有着密切的联系,它对土壤分布规律来说,将和降水因素一样同样起着强有力的制约作用。全区气温日较差一般比较显著,但南部较小,其年平均值为10~12℃上下,和黄淮平原相似,西北部则可达16℃,较相同纬度的华北平原高。在一年内,春末日较差最大,如延安在1951年5月间有一天竟达29.4℃。显著日较差,有利于岩石的物理风化,尤其在山区,裸露基岩比较松脆易碎,黄土地区土壤质地均匀,含黏粒较少,面粉沙粒极多等,可能与此有一定联系。

由于自然因素的影响加上人类活动的干扰,加剧了气候变化的速度,气候变化研究已成为目前国际及国内科学界的热点之一。姚玉璧(2005)研究表明:近百年来,地球气候系统正在经历一次以全球变暖为中心的显著变化,而且变暖在20世纪的最后20多年里加速了。从1860年以来全球平均气温升高 $0.6^{\circ}\text{C} \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 。IPCC气候变化评估报告指出,1890—1980年全球气温上升 0.5°C ,1951—1995年中国平均气温升高 0.3°C ,20世纪以来全球平均地表气温升高了 $0.4\sim 0.8^{\circ}\text{C}$;王绍武等(2002)研究表明,中国西北地区的气候变化与全球气候变化基本一致,目前仍属于暖期,相对湿度与降水量的变化是紧密联系的,且西北东区相对湿度呈下降趋势。于淑秋等(2003)分析指出,西北地区气候在1986年前后发生了一次明显跃变;在全球气候变暖的同时,中国西北地区的气候呈现西湿东干的分布型态。蔡新玲等(2007)研究指出,近42年来陕北黄土高原地区降水量的变化是在波动中呈减少趋势,降水量的减少主要是秋季降水变化所引起;气温呈上升趋势,各季中以冬季增温最显著;该区90年代以后向暖干发展,20世纪90年代是最暖的10年,1998年是最暖年份。20世纪北半球温度的增幅,可能是过去1 000年中最高的,全球变暖使中纬度地区趋于干旱。

在全球变暖的背景下,黄土高原气候发生了很大的变化。主要体现为气温上升,降水量减少,气候向暖干方向发展。黄土高原的气候既受经、纬度的影响,又受地形的制约,冬季寒冷干燥,夏季炎热湿润,雨热同期。1982—2006年黄土高原年气候变暖趋势明显,年均温由 8.5°C 上升至 9.9°C ,升温明显,平均增温速度较小的地区为黄土高原西北部边缘的青海境内和甘肃西南部等地

区；年均增温速最快的是黄土高原中部陕、甘、宁、晋接壤地区等。气候的暖干化致使地区旱情加重，加剧了黄土高原土壤干层的进一步发展，对黄土高原植树造林产生了较大影响。

目前，黄土高原气候环境，对全球气候变化响应的敏感区主要集中在高原中部附近，水热组合变化导致明显的暖干化趋势，秋季暖干化趋势突出，等雨量带总体南移，干旱趋于加重；夏季高原西部湿润化、东部干旱化。区域性暴雨事件趋于减少，过程雨量加大，高原中部暴雨非线性机制复杂于周边；土壤水分生长期波动式下降，蓄水期土壤水分波动式上升，总体以下降为主。气候生产力呈递减趋势，变化幅度南部明显大于北部；粮食产量对气候变暖响应不显著，植被生长季延长和生长加速。

黄土高原气候暖干化以陇东地区为例：陇东 1968—2009 年年平均气温总的变化呈上升趋势，年平均气温每 10 年升高 0.41°C ，其中，冬季、春季升温更为明显，达到每 10 年升高 0.54°C 和 0.56°C ，陇东年平均气温的年代际变化显示，20 世纪 60—90 年代初期陇东年平均气温呈下降趋势，1994 年以后气温开始上升，1998 年明显上升，升高幅度超过 1°C 。此后连续 5 年偏高幅度在 0.9°C 以上，2006 年偏高幅度为 1.6°C ，达到历史最高。近 10 年年平均气温比 20 世纪 60 年代、70 年代、80 年代、90 年代分别偏高 1.7°C 、 1.1°C 、 1.1°C 和 0.5°C 。陇东气温变化的空间分布是陇东北部和南部增温明显，增温幅度最大的是西峰，年平均气温每 10 年升高 0.46°C 。从长期变化看，西峰站从 60 年代末到 90 年代初期年平均气温处于偏低的态势，1994 年开始上升，1998 年以后持续偏高，2006 年以后显著偏高，并且 2006 年偏高的幅度达到 2.0°C ，为历史最高。陇东年平均气温 10 年际的变化显示，20 世纪 60 年代年平均气温在 9°C 以上的面积占陇东总面积的 10%，70 年代、80 年代各占 34%，90 年代占 86%，21 世纪初的 10 年占 100%；年平均气温在 10°C ，以上的面积占陇东总面积的 47%。暖干化趋势明显。

在全球气候变暖的大环境下，黄土高原气候暖干化趋势明显，气候暖干化导致一系列环境演变，蒸发加大，湖泊萎缩，河流流量减少，内陆河退化，荒漠化加剧，风沙加大，水土流失加剧、水质恶化，生物多样性受损，山坡灾害范围扩大，发生频繁，生态功能降低，虽然个别地区降水量有增加的趋势，但增加量微不足道，不能改变半干旱、干旱区的生态环境面貌。黄河断流其根本原因固然是人为净耗地表水造成的，但断流规律与黄土高原降水量减少和气温增高变化基本吻合，说明气候暖干化使黄河中上游地表径流量明显减少，加剧了黄河断流。

气候暖干化趋势是中国北方及黄土高原沙漠化面积不断增大的一个背景因素。已有的研究表明,黄土高原地区暖干化、土壤干旱加重、气候生产力下降,气候转湿的迹象也不太明显。在西北气候研究中对黄土高原地区未引起足够重视,对黄土高原研究气候要素也比较单一。

2. 光照特征

太阳辐射是地球上一切生物的能量源泉。黄土高原太阳辐射强,空气干燥,云量稀少、日照时间长。光能资源丰富,光合生产潜力大,能提供较多的太阳辐射能源,是中国辐射能源丰富的地区之一。全年日照时数为2 200~3 200h,北部在2 800h以上,较同纬度的华北地区多200~300h。陕北黄土高原日照充足,是中国日照时数较多的地区之一,光能资源丰富,年日照时数在2 300~3 000h,几乎是陕南大巴山区日照时数的2倍,如延安市年日照时数2 574h。年总辐射量由东南部的5 000mJ/m²到西北部的6 300mJ/m²,光合有效辐射为2 250~2 750mJ/m²;陕北年总辐射和各月总辐射都是全省最多的地方,夏半年(4—9月)各月总辐射都在 4.5×10^8 J/m²以上,为太阳能利用和植物生长提供了充足的能源,如延安市年总辐射4 892.4mJ/m²。日照百分率由50%增加到70%。以绥德为例,为2 620h,较上海约多500h,较广州约多600h。年日照时数的分布,具有南少北多,西少东多的特点。南部一般在2 500h以下,如黄龙仅2 393h;北部在2 500~2 800h以上,如绥德为2 620h。西部子午岭一带因受云量较多的影响,日照时数偏少,如志丹与延川两地纬度位置相近,但前者比后者的日照时数少242h。

一年中,春夏两季各月的日照时数明显较多,特别是4—8月各月一般都在200h以上,北部各县6月可达280h以上。春夏两季的日照时间长,有利于长日照作物生长和发育。

日照时数只是反映当地日照时间绝对值的多少,并不说明因当地天气原因而减少日照的程度。日照时数除了受云、雨、沙尘等天气条件影响而外,还受到天文条件影响。一地冬夏白昼时间长短有异,不同地点纬度位置不同白昼长短也不同。因此,只有实际日照时数与天文日照时数之比的日照百分率指标,才能清楚反映天气条件对日照时数的影响。例如榆林的年平均日照百分率为66%,即意味着天气条件使其减少了34%的日照时间(表1-2)。

陕西黄土高原的平均年日照百分率在50%~66%,延安市在51%~64%。其分布,一般表现出南低北高的特点,但子午岭一带因受地势较高影响,云量多,使日照百分率偏低。黄龙、宜君、志丹、吴起、安塞等地,日照百分率<55%;宜川、洛川、富县、甘泉、延安、延长、延川、子长、绥德等地均在

55%~60%，子洲、吴堡、米脂、佳县及其以北均在 60%~66%。一年中以冬季各月日照百分率最高，通常达 60%~70%；而夏季各月日照百分率最低，通常为 50%~65%。如榆林、延安、洛川三地，1 月分别为 71%、65%、67%；7 月分别为 63%、61%、56%（表 1-3、表 1-4）。

表 1-2 延安市 2003—2013 年逐月日照时数（刘小进等，2015）（单位：h）

月 年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
2003	239.5	188.6	213.6	213.1	245.7	261.9	212.5	172.4	180.7	191.5	157.9	210.5	207.3
2004	181.8	237.6	227.2	291.6	294.7	253.8	244.2	184.1	194.0	225.8	212.6	173.9	226.8
2005	212.6	166.9	281.2	283.2	289.1	284.4	257.2	219.1	173.5	185.2	228.8	227.2	234.0
2006	136.7	190.3	279.7	276.6	283.1	280.5	242.4	174.8	141.1	203.7	202.8	178.4	215.8
2007	211.2	219.1	212.6	283.8	299.8	222.8	191.0	209.2	173.9	146.9	193.9	171.1	211.2
2008	142.7	228.7	260.0	239.7	290.4	231.2	260.3	230.6	168.4	214.8	219.0	239.1	227.1
2009	240.8	166.0	252.1	268.5	236.7	280.1	219.0	200.2	115.0	189.1	177.7	179.9	210.4
2010	218.6	179.2	187.1	228.2	223.9	244.7	185.4	168.8	159.8	180.9	216.0	221.8	201.2
2011	193.3	149.5	237.7	254.1	264.5	255.2	225.8	188.2	98.0	162.8	97.2	159.5	190.5
2012	183.3	183.1	203.3	290.4	257.7	263.9	162.3	211.4	164.3	189.1	184.9	169.3	205.3
2013	250.1	212.5	278.6	280.9	232.8	259.7	158.5	254.0	166.9	242.4	190.6	225.2	229.4
平均	201.0	192.9	239.4	264.6	265.3	258.0	214.4	201.2	157.8	193.8	189.2	196.0	214.5

表 1-3 延安市 2003—2013 年逐月日照百分率（刘小进等，2015）（单位：%）

月 年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
2003	78	62	58	55	57	60	48	41	48	55	51	70	57
2004	59	76	62	74	68	58	55	44	52	65	69	58	62
2005	69	55	76	72	66	65	58	52	47	53	75	76	64
2006	45	63	76	71	65	64	54	42	38	58	66	60	59
2007	69	73	58	73	69	51	43	50	47	42	63	57	58
2008	47	73	70	61	69	53	59	55	45	62	72	80	62
2009	78	55	68	69	54	64	49	48	31	54	58	60	57
2010	71	59	51	58	51	56	42	40	43	52	70	74	56
2011	63	50	65	65	61	58	51	45	26	47	32	53	51
2012	60	59	55	74	59	60	37	51	44	54	60	57	56
2013	81	70	76	72	53	59	36	61	45	71	62	70	63
平均	65	63	65	68	61	59	48	48	42	56	62	65	59

表 1-4 延安市 2005—2013 年逐月辐射总量 (刘小进等, 2015) (单位: mJ/m^2)

月 年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
2005	266.5	265.1	494.3	567.6	623.7	636.6		507.9		316.9	300.5	276.5	425.6
2006	206.6	298.9	537.7	575.1	591.3	601.6	524.0	404.4	326.6	341.6	284.6	226.7	409.9
2007	272.9	307.7	419.6	569.4	655.6	510.3	502.8	537.1	414.4	268.1	282.2	225.8	413.8
2008	213.6	356.3	489.8	515.6	644.0	548.4	621.4	524.5	355.3	378.0	293.7	270.1	434.2
2009	298.8	254.2	462.6	561.3	589.5	651.5	538.6	484.9	353.5	357.4	260.6	244.6	421.5
2010	289.2	281.1	371.5	507.8	573.6	638.6	555.2	486.4	405.3	363.9	320.0	286.6	423.3
2011	267.7	276.3	509.3	561.5	591.4	618.4	547.6	495.4	308.0	335.5	192.4	213.7	409.8
2012	249.3	272.6	402.8	574.3	628.0	605.0	513.1	520.9	423.9	350.2	281.9	220.1	420.2
2013	303.7	310	506.6	609.0	493.3	392.8	303.0	383.0	105.4	57.3	133.1	134.0	310.9
平均	263.1	291.4	466.0	560.2	598.9	578.1	513.2	482.7	336.6	307.7	261.0	233.1	407.7

高蓓等 (2012) 对陕西日照时数的研究指出, 近 50 年来, 陕西黄土高原年日照时数的变化主要呈减少趋势, 减少区域主要位于长城沿线风沙区、丘陵沟壑区的中部、高原残塬区的大部和渭北旱塬区的大部; 增加区域主要位于丘陵残塬区的西部与东北部、高原残塬区西南部和渭北旱塬区局部。从四季变化趋势来看, 除春季日照时数呈增加趋势外, 其他季节均呈现出不同程度的减少趋势。其中, 以夏季减幅最显著, 平均减少 $24.34\text{h}/10\text{a}$ 。陕西黄土高原年、季日照时数气候趋势系数呈上升趋势的区域, 主要分布在米脂、子洲、绥德、延安、延长和安塞, 其余区域为下降趋势。近 50 年来, 陕西黄土高原年日照时数在 1972 年和 2003 年发生突变, 并存在 5~7 年的振荡周期。近年来, 大气污染严重, 混浊程度加大, 从而增强了大气对太阳光的反射及吸收作用, 使太阳辐射减小, 由此造成年日照时数减少。

3. 降水特征

黄土高原地区属 (暖) 温带 (大陆性) 季风气候, 大陆性和季风不稳定性更加突出, 冬春季受极地干冷气团影响, 寒冷干燥多风沙; 夏秋季受西太平洋副热带高压和印度洋低压影响, 炎热多暴雨。全年总雨量少, 年降水量为 $200\sim 750\text{mm}$, 多年平均降水量为 466mm , 且年际、年内、地域分布不均。

黄土高原是中国东部季风区向西部干旱区过渡地带, 降水的地域特点十分突出 (表 1-5), 总的趋势是从东南向西北递减, 东南部 $600\sim 800\text{mm}$, 中部 $400\sim 600\text{mm}$, 西北部 $200\sim 300\text{mm}$ 。以 200mm 和 400mm 等年降雨量线为界,

秦岭北坡由于受地形的影响，降水量可以达 800mm 以上，也是黄土高原降水最多的地方。黄土高原地区年降水总量南北相差约在 500mm 以上，且绝大部分以降雨的形式下降，降雪较少，且比较集中而多暴雨，因而水土流失都为暴雨所引起，雪融水的侵蚀作用，仅在东南近山两侧地带出现。区内降水量的变化，除局部地区和山地外，常和气温的分布相一致，这样就多少缓冲了降水不同的差异。

表 1-5 延安市 2003—2013 年逐月降水量（刘小进等，2015）（单位：mm）

月 年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	总和
2003	3.0	3.1	15.5	29.8	40.6	94.1	59.4	177.9	134.3	73.8	26.5	0	658.0
2004	1.4	6.9	6.9	4.9	17.6	110.9	86.3	73.6	43.0	30.7	10.1	4.0	396.3
2005	0	4.4	4.2	21.4	69.9	33.6	115.7	48.2	116.3	27.1	0	0.4	441.2
2006	10.0	9.4	0.8	12.5	62.5	50.6	136.9	90.2	81.5	4.1	12.7	2.8	474.0
2007	0	14.3	40.7	5.4	33.0	57.3	149.4	49.0	99.6	83.4	0.3	4.6	537.0
2008	10.1	4.9	17.6	35.4	11.1	111.5	39.0	90.6	95.6	15.2	0.8	0	431.8
2009	0	8.7	11.9	26.9	51.7	11.2	135.2	213.5	106.1	8.8	53.9	1.1	629.0
2010	0	14.2	9.1	49.5	68.4	31.8	51.4	185.9	32.0	22.0	1.5	0	465.8
2011	2.1	9.7	2.9	12.3	58.6	23.8	123.7	96.1	99.7	83.6	55.0	0.4	567.9
2012	0.9	1.1	5.4	16.0	53.8	65.1	122.6	58.5	129.5	13.0	12.7	3.2	481.8
2013	2.1	5.5	10.4	19.8	45.4	61.5	568.0	103.1	90.2	41.7	11.4	0	959.1
平均	2.7	7.5	11.4	21.3	46.6	59.2	144.3	107.9	93.4	36.7	16.8	1.5	549.3

黄土高原降水的季节性十分明显，汛期（6—9 月）降水量占年降水量的 70% 左右，且以暴雨形式为主。每年夏秋季节易发生大面积暴雨，24h 暴雨笼罩面积可达 5 万~7 万 km²，河口镇至龙门、泾洛渭汾河、伊洛沁河为三大暴雨中心。如 2013 年 7 月延安市降雨 568mm，超过往年同期平均 549.3mm，全年总降雨 959.1mm，引发重大灾害。王毅荣（2004）报道夏季（6—8 月）最多，占年降水的 54.8%，年降水少的地方夏季降水所占的比例高达 55%~60%，年降水多的地方，夏季降水占 45% 左右；秋季（8—11 月）占年降水的 25.8%，春季（3—5 月）占 7.7%；冬季（12—2 月）最少仅占 0.06% 左右。可见黄土高原降水主要集中在夏季，冬季降水微乎其微，秋季多于春季。暴雨是造成黄土高原水土流失的原因之一。

降水的年际变化也很大,丰水年的降水量为枯水年的3~4倍。王毅荣(2004)报道40年中最多的年份区域平均为704.7mm,最少的年份区域平均为321.8mm。区域单点最小值为82mm,区域单点最大值为1263mm。正距平与负距平的年份大致相当。20世纪60年代平均降水量503.7mm,70年代为461.1mm,80年代为468.0mm,90年代为428.7mm,20世纪60年代降水最多,90年代降水最少。高原高原降水呈减少趋势,平均每年减少2.5mm左右,下降速度高原东部明显快于西部,山西高原一带最大,以 $>4\text{mm/a}$ 的速度下降,陇东高原一带以 $<1.5\text{mm/a}$ 的速度下降,青海境内降水呈现增加的趋势。作物生长期(4—10月)降水量递减率在 -2mm/a 左右,冬季降雪量呈上升趋势,递增率在 0.04mm/a 左右。

三、土壤

土壤是在多种成土因素,如地形、气候、植被、母质和人类活动等共同作用下形成的。中国黄土是第四纪的产物,分布面积为44万 km^2 ,主要分布在北方地区。黄土高原地区大部分为黄土覆盖,黄土连续覆盖面积约28万 km^2 ,是世界上黄土分布最集中、覆盖厚度最大和黄土地貌最为典型的区域。黄土平均厚度50~100m,最大厚度超过250m。黄土高原地域辽阔,自然条件复杂,气候多异,植被类型纷繁,土壤母质多变,加上农耕历史悠久,形成了丰富的土壤资源。中国黄土地层可分为早更新世午城黄土、中更新世离石黄土、晚更新世马兰黄土和全新世黄土,离石黄土是黄土高原的主体。黄土高原黄土主要为风成黄土,粉粒占黄土总重量的50%,结构疏松、富含碳酸盐、孔隙度大、透水性强、遇水易崩解、抗冲抗蚀性弱。主要的土壤类型有褐土、黑垆土、栗钙土、棕钙土、灰钙土、灰漠土、黄绵土、风沙土等。

(一) 黄土高原土壤类型、结构及土壤肥力

土地的构成因素包括土壤、岩石、地貌、气候、植被和水分等,土地类型的性质取决于上述因素的综合影响,而不从属于其中任何一个单独因素。黄土高原气候、植被等因素的分带性,决定了土壤分布和性质。

森林地带主要土壤为褐土,包括山地褐土、山地棕壤。

南部平原在多年耕作影响下形成了特殊的塬土,土壤有机质含量高,水肥条件好,生产力较高,土壤一般呈现褐色,中下部出现明显的黏化层。山地有粗骨土及少量淋溶褐土分布,森林草原地带主要为黑垆土带,如黑垆土、暗黑

垆土及在黄土母质上发育的黄土类土壤,如黄绵土、黄善土、白善土等。典型的黑垆土(如林草黑垆土)腐殖质层厚,有机质含量在1%~3%,颜色暗棕褐,呈碱性反应,黄土类土壤属侵蚀土类,质地为壤土,肥力低,有机质含量多在0.6%~0.8%,耕性好,经改良生产潜力大。

草原地带发育了灰钙土,其北部边缘有栗钙土、棕钙土,质地由壤土向轻壤土过渡,腐殖质含量较高,碱性反应强烈,有钙积层,有利于牧草生长。

青藏高原的东北西宁周围及山地,主要分布栗钙土、浅栗钙土和高山草甸土,腐殖质层厚,含量高,含量为4%~6%,质地为轻壤土到壤土,有明显的钙积层,适宜牧草生长。

黄土高原黄土颗粒细,土质松软,孔隙度大,透水性强,含有丰富的各种矿物质养分,利于耕作。因此,从物理和化学性质来说,黄土是性能优良的土壤,但是易遭冲刷,抗蚀、抗旱能力均较低,土壤肥力不高,制约了农业生产。黄土是经过风吹移而堆积的,颗粒多集中在不粗不细的粉沙粒(颗粒直径0.05~0.002mm),含量超过60%,沙粒和黏粒的含量都很少,同时,土壤经过长期耕垦和流失,有机质含量低,土壤中颗粒的胶结,主要是靠碳酸钙,有机质和黏粒的胶结作用很小,碳酸钙是慢慢可被溶解的,同时水又容易渗进碳酸钙和土粒的接触界面,所以土壤很易在水中碎裂和崩解,导致严重冲刷。根据黄土高原地区有关土壤有机质、全N和有效P含量分级组合研究成果表明,极低养分地区面积占21.1%,低养分地区面积占19.4%,中等养分地区面积占26.7%。

1. 陕西省延安市、榆林市主要土壤类型

根据1979—1988年土壤普查资料,以及《延安土壤》《陕西省志·黄土高原志》记载,分布在陕北地区(延安、榆林)的土壤类型,有黄绵土、黑垆土、栗钙土、灰钙土、褐土、紫色土、红土、风沙土、新积土、水稻土、潮土、沼泽土、盐土、石质土等,共14个土类,33个亚类,75个土属。其中榆林市有12个土类,23个亚类,38个土属,115个土种,风沙土分布面积最大,占土壤总面积的2/3以上,黄土性土壤次之,其他10个土类分布面积均小,宜农土壤主要为水稻土、泥炭土、草甸土、淤土、黑垆土和部分潮土、风沙土、黄土性土等;延安市有11个土类,25个亚类,46个土属,204个土种,主要有黄绵土78.7%、褐土11.1%、红土5.7%、黑垆土2.5%、新积土1.3%、紫色土0.36%、风沙土0.07%、水稻土0.07%、潮土、沼泽土等。

钙层土是草原植被下发育的土壤,它们的共同特点是在气候较干旱条件下,土壤淋溶作用较弱,交换性盐基呈饱和,土体下部钙积层明显,有机质主

要以根系进入土壤，腐殖质含量自表土层向下逐次减低，土壤反应多为碱性或微碱性。分布在本区的有淡灰钙土、淡栗钙土和黑垆土。

(1) 淡灰钙土 淡灰钙土是灰钙土的一个亚类，分布在陕西黄土高原的西北部定边县境，西起红柳沟乡，东至安边堡，沿白于山北麓的黄土梁岗上，是一种由干草原向荒漠过渡的地带性土壤。淡灰钙土的主要特点是具有不太明显的薄层浅灰色腐殖质层，有机质含量 0.20%~0.65%，最高的达 1.5% 左右；全剖面都有石灰菌系新生体，强泡沫反应。腐殖质之下为钙积层，深度出现在 20~60cm，钙积层厚度 20~40cm，碳酸钙集聚不太明显，仅假菌系和石灰粉点稍多。钙积层之下有石膏晶体出现。碳酸钙含量为 4.6%~10.3%。pH 值 8.3~8.8。淡灰钙土土体松散，有机质含量少，养分低。所分布地区，降雨不足 400mm，地表径流缺乏，地下水位深，作为种植农业利用困难较多，宜发展草场畜牧。

(2) 淡栗钙土 淡栗钙土属于温带草原栗钙土的一个亚类，分布在榆林地区北六县，西起定边县的安边堡，向东经靖边县王则渠、横山县城、榆林城关，神木城关，至府谷古城乡之间长城沿线的风沙草滩地向黄土丘陵过渡的平缓梁地上，成土母质多为沙黄土。本区淡栗钙土土层薄，由腐殖质和钙积层组成，腐殖质层薄而含量低，腐殖质层下部即为钙积层。由于风蚀、沙埋或过渡放牧与采樵等原因腐殖质层几被剥落殆尽，钙积层出露地表，部分残留的腐殖质层一般偏薄，仅 15~25cm，有机质含量低，为 0.39%~0.72%，个别植被较好地达到 1%，表层含碳酸钙 1%~3%，钙积层为 13%~19%，在形态上从腐殖质下部开始有假菌丝、斑点状石灰淀积物，钙积层厚度 25~70cm，pH 值 8.3~8.9。

(3) 黑垆土 黑垆土是陕北的古老耕种土壤。它所分布的地区属暖温带半干旱森林草原和草原化森林草原景观。延安以南的黄土残塬有较大面积分布，延安以北只零星分布于梁峁顶部、分水鞍、沟掌和台地等较平缓地形部位。黑垆土具有 50~70cm 以上的腐殖质层，但有机质含量却很低，为 1% 左右，土壤粘化作用微弱，而钙化作用较强。原地黑垆土剖面由耕种熟化层、腐殖质粘化层、石灰淀积层和母质层组成。黑垆土分为两个亚类，即黑垆土和粘黑垆土，4 个土属，17 个土种。黑垆土主要分布在延安以北黄土丘陵地区的各个县，分两个土属，即沙质黑垆土和壤质黑垆土。

◎ 沙质黑垆土：沙质黑垆土又叫轻黑垆土、淡黑垆土，群众称为黑焦土、黑夹土或沙盖垆。分布在府谷、佳县、神木、米脂、榆阳、横山、子洲、子长、绥德、靖边、定边、吴起、志丹、安塞等县的残原、涧地、平缓梁面、分