

中欧的土壤

(Böden Mitteleuropas)

H. — P. Blume 编著

何 师 庆 译

北京林学院林业系土壤教研组

1981. 12.

目 录

中 欧 的 土 壤

第一部分：陆地土壤

第二部分：积水土壤和地下水土壤

第三部分：水下土壤

第四部分：沼泽土壤

第五部分：人为土壤

德 国 土 壤 分 类 系 统

第一部分：陆地土壤

第二部分：地下水土壤和积水土壤

第三部分：水下土壤

第四部分：沼泽土壤

第五部分：耕作土

资料来源：土壤学教科书

Lehrbuch der Bodenkunde

(Scheffer/Schachtschabel)

西德 1979 年 第十次再版

中 欧 的 土 壤

第 一 部 分

下面论述中欧重要的土壤，文中主要根据德意志联邦共和国所应用的命名和术语词汇。

1 陆地土壤 (Landböden), (陆地上的土壤) (Terrestrische Böden)

除去一直在地下水作用范围所产生的土壤和在任何情况下由中度积水形成的土壤之外，所有形成的土壤都算作陆地土壤。

a) 生土 (Rohböden)

(1) 剖面：生土是土壤形成的开始阶段。它们具有几乎无腐殖质的、生物活动微弱的、微薄的(A)层，此层直接覆盖在未风化的岩石上。有些地方聚积一些植物的残留体。在坚实的岩石情况下，C层有时可以分成为C_v层(分解层)和C_n层(未物理风化的岩石)。

(2) 名称和特征：根据Kubiena, 温带气候的陆地岩石生土称为幼年土(Syroseme)。在石砾含量高的情况下，也称为石砾土或骨骼土。因为幼年土的特征在很大程度上取决于母岩，它们的分类经常根据考虑到岩石的种类(例如，由花岗岩、砂岩等等形成的幼年土)。

尤其考虑到生态上有重要意义的特征的很大差别，因此，区分为由坚实岩类产生的幼年土和由疏松沉积物形成的疏松幼年土(例如，由黄土形成的疏松幼年土)。在英语习惯上和FAO系统中，由疏松岩类形成的生土算作为岩成土(Rhegosolen)，由坚实岩类形成的生土算作为石质土(Lithosolen)。在US系统中，它们属于新成土土纲(Ordnung der Entisole)。

(3) 分布：岩石生土主要出现在高山山地和中山山地，分布在最幼年的沉积物(例如，砂丘、火山熔岩)上和分布在侵蚀地段(例如，在黄土、漂砾泥灰石、粘土片岩)上。

(4) 利用：由坚实岩类形成的生土是非常薄层的，它们在所有的情况下为林业或为牧地利用。

由疏松岩类产生的生土通常是深厚的。保持水分和养分的情况随母岩而变化。尤其是由黄土形成的疏松幼年土，在适宜的地形部位上，通过增加有机质，可以毫无困难地变成肥沃的农田立地。

* 编著者文献资料来源注：以数字写在文内右上角。译者注：以注解写在文内下端。

b) 薄层 (AC) 土 (兰克尔 ① Ranker)

(1) 剖面: 与生土相反, 兰克尔具有发育明显的腐殖质表土。Ah层直接覆盖在岩石之上, 在坚实岩类的情况下, 常常是富含砾石和石块的。C层的上部分经常由于冻裂而散碎。

(2) 名称: 兰克尔这个名称 (根据 Kubierna) 来源于兰克 (Rank) (奥地利语 = 山坡、陡坡), 适用于由非碳酸盐 (到很少碳酸盐) 岩类形成的A—C—土壤。最近, 这个名称限制用在相同于FAO系统由坚实岩类形成的土壤, 而由疏松岩类形成的那种土壤, 则称为岩成土 [R(h)egosole] (来源于希腊语rhegos = 覆盖层)。在US系统中, 它们被列入新成土和始成土。

(3) 发育和分布: 兰克尔是通过腐殖质的聚积作用和岩石的风化作用, 由幼年土发育而来。首先它具有坡向性, 在它出现的那个地方, 侵蚀对进一步的土壤发育起相反的作用。在高山山地和中山山地, 通常出现在坚实的岩石上, 而附近的流土 (Fließerden) 则为棕壤和灰化土。在疏松岩类上以及在倾斜度较小的部位, 兰克尔仅是过渡阶段, 并且通常迅速进一步发育为棕壤。在缺乏硅酸盐的岩类上 (例如, 沙丘沙), 在比较潮湿的气候下也可以直接形成灰化土。

(4) 特征: 在很大程度上兰克尔的特征是与岩石相关的。由坚实岩类形成的兰克尔经常是薄层的和富含石砾的, 给植物提供微小的根系空间。由富含石英的岩类形成的兰克尔 (例如, 沙丘沙、花岗岩、砂岩), 虽然在硅酸盐中度风化的情况下, 却经常具有低的pH值; 由不含石英的岩类形成的兰克尔 (例如, 玄武岩、云母片岩), 则与此相反, 含有丰富的有效养分并贮存有丰富的营养元素。因此, 作为腐殖质类型, 在阔叶林和在牧地的情况下, 在比较富含钙和镁的、易风化的矿物多的岩类上, 形成熟腐殖质或熟腐殖质状的细半腐腐殖质。相反, 对于由缺乏硅酸盐的岩类所形成的兰克尔, 粗半腐腐殖质则是典型的, 并在高山山地或在针叶林下或在欧石南属的灌丛上, 形成生腐殖质也是典型的。

(5) 利用: 由疏松岩类形成的兰克尔是厚层的, 具有微量和中量的粘粒含量, 并有良好的扎根可能性, 因此, 在坡度不太陡的情况下, 可以进行农业利用。由坚实岩类形成的薄层兰克尔, 主要被利用作为粗放的牧地或森林, 此外, 林木经常仅能在裂缝的岩层缝隙中固定下来。

C) 黑色石灰土 (伦青纳 ② Rendzina 2 K4-8)

(1) 剖面: 伦青纳是由石灰岩、白云岩或石膏岩类形成的, 相当于兰克尔的A—C—土壤。C层经常直接接着富含腐殖质和石砾的、团粒结构的A层。A层常是呈裂片状地过渡到C层的裂隙中。C层的上部分经常由于冻裂崩解而散碎, 并且在干旱的地段上C层的上部分为聚积有次生碳酸盐的C_c层。

(2) 名称: 伦青纳是波兰农民的称呼, 它表示在犁板上许多石块擦过所作出的呼声 (“Rauschen”)。在FAO系统中也称为伦青纳, 在US系统中常称为黑色石灰软土 (Rendoll)。根据H. Pallmann, 厚层的、石砾很少的、由泥灰岩形成的AC土壤, 在瑞

① 兰克尔为德文译音名称, 此字有译为薄层 (AC) 土的。

② 伦青纳为德文译音名称, 此字有译为黑色石灰土的。

土称为伦青纳，而薄层的、石砾含量高的、由硬石灰岩形成的土壤，却称为腐殖质碳酸盐土 (Humuscarbonatböden)。

(3) 发育：通过物理和化学的风化，伦青纳由石灰岩幼年土、白云岩幼年土、粘土泥灰岩幼年土和石膏幼年土发育而成。化学风化主要是由碳酸盐和硫酸盐的淋洗引起的，硅酸盐和氧化物被释放出来，作为溶解的残留物形成的土体。碳酸盐和硫酸盐大部分流入地下水。

渗透水分进入岩石的裂隙，岩石裂隙的壁也被溶解，于是最后在厚层石灰岩层构成的地区产生喀斯特洞穴和（在塌陷的情况下同样）产生地面下陷。在薄层的石灰岩地段，风化线在泥灰岩层之上，却广泛地平行地表侵入岩石中。在导水性很小的岩层上（常为粘土泥灰岩），流动着富含碳酸和富含硫酸的水，并且在这些岩层溶蚀之后，在山坡上以泉水流出。在此处，次生石灰渗入^[9]坡地土壤，（例如，粘土土），或者在溪谷中形成厚层的、经常是毛孔状的碳酸盐聚积物，这种聚积物称为钙质砂土 (Malm)，可作为形成新伦青纳的母质。

非碳酸盐的或非硫酸盐的溶解残留物，多数是富含粘土的，在新鲜的岩石中经常含量仅为1—5%。它除了含有石英和少量的氧化铁以外，主要含有粘土矿物（常为依利石和蒙脱石）。在正常的情况下，仅有此种残留物可以提供作为形成A层的无机组成部分。在石灰岩含CaCO₃ 95%情况下，例如，为了使其产生20厘米厚的、无碳酸盐的风化残留物，必须风化2米厚的岩石（在产生土壤的容重约象岩石的容重一半那样大的假定情况下）。当然，有时石灰岩的粘土夹层，或者黄土也参加土体的形成。

根据Ah层的厚度测定，若气候愈潮湿，若岩石的散碎度和孔隙度愈大，若岩石的非碳酸盐成分的含量愈高，若当时石灰岩及白云岩的溶解比速愈大，则土壤发育的速度也就愈快^[5]。在发育条件可以进行比较的情况下，当在百分率低的、松软的并具毛孔的岩石可以产生厚层伦青纳的时候，而年龄相同的、由百分率高的、坚硬而致密的岩石形成的伦青纳，是薄层的。在没有物理风化好的岩块组成的伦青纳的情况下，岩块的大小和形状具有重要意义。南坡的伦青纳比北坡的伦青纳风化较缓慢，因为它们很少被湿透（同时，在温度较高的情况下，碳酸盐的溶解度是较微小的）。

由碳酸盐幼年土和石膏幼年土，先形成具有浅薄的、缺乏粘土的Ah层的幼年土——伦青纳 (Syrosem—Rendzina)，和Ah层富含较多粘土的熟腐殖质状的伦青纳 (Mullartige Rendzina)。在阿尔卑斯山脉的范围内，在森林界限之上的阿尔卑斯伦青纳 (Alpine Rendzina)，相当于熟腐殖质状的伦青纳，它在此处表现为顶极。在雨量丰富的外阿尔卑斯山脉，在森林界限以下，尤其在云杉之下，发育一直可以伸延到具有厚层腐殖质覆盖层的唐格尔伦青纳^[8] (Tangelrendzina)。在温暖的、雨量较缺乏的中山山地，具有20—30厘米厚的、暗色的、富含腐殖质Ah层的熟腐殖质伦青纳 (Mullrendzina) 是由熟腐殖质状的伦青纳 (Mullartige Rendzina) 产生的，并不具有地表腐殖质覆盖层。在这儿，进一步的发育是通过脱石灰和酸化，经过棕化伦青纳 (Verbraunte Rendzina)，然后变成为石灰岩棕色壤土^③ (Terra fusca)。在溶解的残留物含粉粒和砂粒较高的情况下，发育可经过棕壤——伦青纳 (Braunerde—Rendzina) 形成棕壤和付棕壤。

(4) 特征：熟腐殖质伦青纳在Ah层中通常含有超过5%的有机质，甚至经常含有10—20%的有机质，其C/N比很小，有机质主要来自动物粪便。在发育过程中，这一含量在

③ 石灰岩棕色壤土名称按德文Kalksteinbraunlehm译成。

棕化伦青纳达到最大值, 然后到石灰岩棕色壤土又减少。在熟腐殖质伦青纳的时候, 有机质几乎与矿质颗粒结合在一起, 在它们的开始阶段一般不是这样。

腐殖质伦青纳Ah层通常是含有碳酸盐的, 呈弱碱性, 至多呈弱酸性, 因此, 主要是被Ca离子所饱和。硅酸盐几乎尚未风化, 因此, 土壤的矿物组成决定性地取决于母质。在Ah层中, 结合在硅酸盐中贮积的营养物质, 通过溶解的残留物相对地富积, 与岩石相比较是增多了, 对于微量元素(例如, Cu、Co、Mn、Zn)已同样被证实。pH值高和Ca的饱和度高导致土壤生物活动强的结果, 尤其是蚯蚓。因此, 熟腐殖质伦青纳的A层主要由水稳性团粒组成, 这是由动物粪便导致的。虽然伦青纳粘粒含量高, 但由于上述原因却通气良好, 当然也是由于在喀斯特地形中剩余水能迅速地被排除。与其相比, 脱石灰的石灰岩棕色壤土——伦青纳(Terra fusca—Rendzina)堆积比较紧实, 同时, 经常具有多面体的结构。

由斯瓦比亚地方阿尔卑斯山脉白云质的大量石灰所形成的伦青纳, 经常具有砂质的表土, 此种表土使伦青纳成为干旱立地, 砂质表土是通过大的、未风化的白云石结晶引起的。

(5) 分布: 由碳酸盐岩类形成的伦青纳在中欧主要出现在沉积岩类上, 此类岩石是在古生代(莱茵河的片岩山脉), 在中生代(斯瓦比亚的和佛郎克的阿尔卑斯山脉, 美因弗郎哥尼亚、东威斯特发里亚的山地、东下萨克森、图林根、北黑森)和在三叠纪(马因兹盆地)形成的。它们在高的地区与石灰岩棕色壤土, 或者(在黄土地区)与付棕壤结成群落, 它们在那里占据山顶地段; 除了它们, 在斜坡上经常有粘土土(Pelosole)存在, 粘土土是由泥灰岩粘土形成的。此外, 伦青纳广泛地分布在石灰岩阿尔卑斯山脉的中生代岩类上。在白云石(哈茨南部)的和上叠纪(德国西南部)的石膏岩类上, 可以看到石膏伦青纳的分布。在地球的其它气候带中, 在碳酸盐岩类的侵蚀地段上也可见到伦青纳的分布。在干旱地区它们以干旱伦青纳(Xerorendzina)存在, 当然是缺乏腐殖质的, 并且生物活动微弱。

(6) 利用: 由坚实碳酸盐岩类形成的熟腐殖质伦青纳, 大多数是薄层的, 尤其在南坡上是干旱的。虽然它们根系空间的物理和化学性状良好, 然而它们主要被作为牧地和林地利用。仅在厚度较深的情况下, 在平坦的和坡地地段上, 才有可能进行农作, 农作将不断导致腐殖质含量减少, 并使土表层颜色变浅和表层结构变坏等结果。

d) 付黑色石灰土(付伦青纳Pararendzina)

(1) 剖面: 付伦青纳是与兰克尔的A—C土壤相当的, 由含石英多的和含硅酸盐多的砂质泥灰岩和壤质泥灰岩形成。

(2) 名称: 付伦青纳这个名称(根据Kubiena)应表示与伦青纳这类土壤有亲源关系的土壤, 它们与这类土壤均具有含CaCO₃的A层。在US系统中, 它们在A层浅薄的情况下, 隶属于始成土; 在A层较厚的情况下, 隶属于软土。在FAO系统中不特别地使用这种类型。

(3) 发育: 付伦青纳通过腐殖质聚积作用、通过由动物粪便形成的团聚体、以及通过中度的脱碳酸盐作用, 由黄土、漂砾泥灰石、含碳酸盐的砾石、沙和砂岩发育而成。在干旱地区(例如: 皇帝椅地区), 它通过次生碳酸钙的形成, 由含Ca丰富的、含Si贫乏的岩浆岩发育而成。在森林下面, 它在脱石灰之后迅速转变成棕壤或者变成付棕壤, 而在草原

④ 付伦青纳, 付字由Para译成, 伦青纳为德文译音, 此字有译为次生黑色石灰土的。

植被之下，则形成黑土。

(4) 特征：付伦青纳的Ah层与伦青纳的Ah层，在pH、Ca饱和度、腐殖质类型（熟腐殖质状的半腐腐殖质至熟腐殖质）和团粒结构方面相似。付伦青纳一般通过含有较高的砂和粉砂与伦青纳相区别，与粘土土则通过缺乏明显形成的多面体结构相区别。

(5) 分布：付伦青纳作为气候的顶极阶段仅出现在半旱地区（例如：在上莱茵平原由黄土形成）^{[13][14]}，部分与黑土结成群落。此外，在山坡地段可见到它们，在这些山坡地段，通过侵蚀使含碳酸盐的母质不断地裸露出来。它们在半湿润地区分布较广泛（例如，在克赖赫高地区由黄土形成，在西博登塞地区由漂砾泥灰岩形成），它们在那处占据已农作的山坡，而在森林之下或在山原地段上，出现脱石灰的、厚度很薄的付棕壤。碎石付伦青纳（Geröll—Rendzina）由伊萨和莱茵^[15]的冰期阶地砾石形成的，它们在那里与红色的付棕壤结成群落。相反，在第二次战争废区碎石上生长的废墟植被下，付伦青纳是最年青的形成果。

(6) 利用：由黄土或漂砾泥灰岩形成的付伦青纳，是深厚的、通气良好并含有丰富的营养物质，当然，有时是干旱的；因为存在有供根系易于穿扎的C层，所以强度农作利用和葡萄业利用是可能的。由石灰岩形成的付伦青纳，鉴于它们的薄层性，同时，由砾石以及由废区碎石形成的付伦青纳，鉴于含有大量的石块和持水量很小，所以是比较不良的。

e) 黑 土 (Tschernosem)

(1) 剖面：黑土是A—C—土壤，具有超过50厘米（大多数为60—80厘米）厚的Ah层，由泥灰岩形成。疏松的、大多数为团粒的Ah层干燥时呈暗灰色，湿润时相反呈灰黑色，对于黑土，典型性的和作为生物强烈混合的结果，是深达一米的、被腐殖质土壤物质填满的旧虫道和啮齿类动物挖掘的鼯鼠穴，鼯鼠穴直径为10—20厘米，在C层的穴含有Ah层的物质，在表土的穴则部分含有C层的物质。经常在C层的上部分具有次生的CaCO₃，以假菌丝出现，呈黄土结核形状的聚积物，或者以横向白色的Cc层聚积物出现。

(2) 名称：苏联的黑钙土 (Tschernosem) 的德文名称是黑土 (Schwarzerde)，它仅用来表示暗色的、通过生物强烈混合作用产生的草原土壤和森林草原土壤，而不用在Tschernitzs和变性土 (Vertisol)。在FAO系统中，黑钙土 (Tschernosem) 名称是经常具有超过80厘米Ah层的黑土 (Schwarzerde)，而中欧的黑土经常是退化了的黑土，被称为Phaezem。在US系统中黑土是构成软土 (Mollisol) 的主要代表。

(3) 发育：黑土在欧洲主要是由黄土形成的。各种因素的良好状况促使发育超越了熟腐殖质付伦青纳。这些因素首先是含有CaCO₃的、疏松母质的特殊性质，是大陆性的半干旱至半湿润气候的影响，是富于草本植被和草原动物挖掘的混合活动。这些因素，例如：在苏联和美国自然保护区内保存的草原地区，至今也还是起作用的。

主要由Stipa—、Koeleria—、Festuca—和Artemisia——种类所组成的东欧草原植被，在春季和早夏产生了大量富含氮素的生物物质，在炎热和干旱的夏末这些物质干燥枯萎，并由于微生物活动受到抑制，仅有部分被矿质化了。土拨鼠 (Cricetus cricetus)，花金鼠 (Citellusarten)，在美国还有场拨鼠 (Gynomusarten) 与蚯蚓共同一起，将有机质混合到土壤中，只要它不是土壤中已死亡的根系物质，它们就混合它。短暂的、稍潮润的秋天接着寒冷的冬天，冬天使生物活动完全停止。通过这些气候过程，使相对稳定的、与矿物粒子结合的腐殖物质的分解，受到抑制，于是在数百年至数千年的过程中，很多有机物质

在黑钙土中被积累起来。夏季的干旱和冬季的寒冷有时也强制土壤动物进入深层土壤，并通过它们的挖掘活动创造了一个厚的Ah层，这对脱石灰则起着相反的作用。

德国的黑土是由晚冰期产生的黄土——生土形成的，猜测已在全新世早期，在大陆性气候条件下和在林木稀少的植被下产生的。它们的发育是通过比较潮湿的、带有海洋气候色彩的兴起，和进入海洋气候，并使与其相联系的森林植被得到发展，从而结束了它们的发育，因此，在德国还存在的黑土可以解释为较老的全新世的遗留物。在东欧和南东欧，在全新世较迟的时期中，其发育却首先被中断了，例如草原被开垦，或者其发育现今还在巴尔干或苏联未开垦的森林草原部分地进行着。

在黑土地带的边缘地区，土壤经常是退化的(退化黑土Degradierete Schwarzerden)。除去Ah层的上部分颜色变浅表现出表层退化以外，在粘土矿物和铁的氧化物的形成方面，也可以产生脱石灰、pH降低、原生硅酸盐风化以及粘粒移动，开始时这些控制着Ah层，以后也控制着C层。进一步的变化阶段是棕壤——黑土、付棕壤——黑土和黑土——付棕壤。最后出现一个淡灰色的、部分粘粒已下移的Ah层，因而出现Ah—Ahl—Aht—(Bt)—Cc—层次，被称为灰土(Griseerde)(根据B·Meyer)。这种自从大西洋扩大到德国以来在森林下进行的原有黑土的退化作用，在自从新石器时代以来人类开垦的立地上，被减缓了。

黑土转变成付棕壤的进一步发育，在那里是不可能发生的，在那里当潮湿气候兴起之后，土壤受到积水和地下水的影响，于是形成伪潜育土——黑土或者潜育土——黑土。在这里，水湿化常常起因于渗透性小的层次(例如，中生代的粘土，漂砾壤土)，层次埋藏有黄土。因此德国的一部分黑土(例如，在希尔德斯海梅尔—伯尔德)变成为遗留性的，但在它们的形态上基本没有变化。其它一些著作将这些土壤作为单一发生的潮湿形成物，然后称它们为伪潜黑土或者潮湿黑土。巴尔干的或者美国的相类似的土壤，部分被称为草甸黑土(Wissen-tchernoseme)或者草甸土(Wissen—Böden)。

(4) 特征：德国黑土的矿质土体，Ah层的粘粒含量为15—25%。作为矿物，在粘粒部分依利石占优势，在其它粒级部分除去长石和云母之外石英占优势。在正常情况之下，德国黑土Ah层的上部分是脱钙的，因而pH为弱酸性。由于施肥、崩积覆盖和渗入富含Ca(HCO₃)₂的山坡水分，尚可出现微量的CaCO₃含量，最高含量为2%。

中欧黑土的腐殖质含量为2—6%，而东欧的黑土在Ah层中可能含有超过10%的腐殖质。有机质的湿润性良好，交换量大(达到300毫克当量/100克)，C/N比(~10)和C/P比(20—100)均小。胡敏物质主要在有机矿质结合物中存在(例如，85%)。农作使腐殖质含量减少，是微生物分解增强的结果。Ap层的酸化导致农田耕作层颜色变浅，因为腐殖质Ca的含量减少，动物粪便聚合体部分地被散碎，胡敏物质部分地被解聚合并被淋洗。胡敏物质的深暗颜色在春季有利于迅速增热，从而有利于使植物生长期延长。

德国黑土的交换量为15—30毫克当量/100克，其中胡敏物质参与的占30—50%。在Ah层的下部分，交换性阳离子Ca/Mg比为7:1。黑土具有大量提供K的可能性，是依利石含量高所导致的。黑土提供植物能吸收的微量元素(B、Cu、Mn、Mo、Zn)，一般是良好的。

黑土的结构和毛孔分布，从植物生长来看，一般情况是非常适宜的。在表土层中，稳定的海绵状团粒和动物粪便聚合体占优势，它们部分是通过高度聚合的有机物质使其稳固的。黄土——黑土的Ah层具有毛孔容积为50%，并有相对多的中毛孔和粗毛孔。因此，这些土壤供根系生长的可能性是良好的，通气性是足够的，并且黄土——黑土在表土一米中能有效地

蓄积——200毫米降水量，因此，植物能持续地渡过较长的干旱时期而不受害。

在退化了的黑土、伪潜育土和潜育土——黑土方面，土壤聚合体经常是不太稳定的，因此，也可形成亚多面体结构至柱状结构。腐殖质的分解和聚合体的散碎，是通过进一步的脱石灰和强度的土壤耕作而加速的。它们使淤塞的倾向和变紧实的倾向增大，并导向形成板状结块的节理，这些均妨害根系生长和气体交换。

(5) 分布：在德国的埃尔富特——哈莱——马格特布尔特，有一个广阔的黑土地区，这一地区伸展到希尔德海姆。这里可见到直到付棕壤的所有退化阶段。在德国的其它地方仅存在个别的、强烈变化了的黑土遗留的残留物。在费马尔恩岛上存在的土壤，这些土壤邻近伪潜育土——黑土或者潜育土——黑土。上莱茵谷最干旱和最炎热的地区，除去黑土之外还出现所谓的棕色草原土 (Braune Steppenböden)，具有50—70厘米厚的、含有 CaCO_3 的、灰棕色的Ah层，发育在黄土或者洪水壤土之上。根据Zakosek^[18]，它们是由北方退化了的黑土产生的，这些黑土以后通过含有 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 的上升地下水，重新被 CaCO_3 所富积。

(6) 利用：在德国的气候条件下（降水量为500—700毫米，年平均温度为8℃），在最适宜的农作物的情况，人们在黑土上获得最高产量（例如：在长期年平均产量上，每公顷产50百磅小麦和430百磅甜菜）。因此，在土壤评价方面德国黑土的一部分具有最高的土壤肥力等级数值为100（马格德布尔格尔 马尔德的黑土具有0.5—1% CaCO_3 ）。

f) 棕壤^[19—21] (Braunerde)

(1) 剖面：棕壤具有Ah——Bv——C——层次，腐殖质Ah层呈棕灰色，并很少厚于0厘米。Ah层逐渐地过渡到暗棕色到黄褐棕色的Bv层，此层的颜色是通过含Fe硅酸盐风化时所产生的Fe氧化物引起的，并与Ah层相反，不是被有机质的黑灰色的所覆盖。由砂土所形成的棕壤经常具有一个锈棕色的Bv层。棕化的Bv层的厚度可变化在20—150厘米之间。到没有棕化的C层的过渡层，经常不具有明显的界限。在坚实岩类的情况下，C层常可分为Cv层和Cn层。在母质富含 CaCO_3 的情况下，在Bv——C层的界限上可能出现碳酸盐的富积层 (Cc层)。

(2) 名称：棕壤名称在1905年由E. Ramann引入，但以后多次（例如被H. Stremme）为其它的名称所替代。它被Kubiena和Mückenhausen重新下定义，现今它包括根据Stremme称之为棕色森林土和在砂土上称之为锈色森林土土壤的大部分；根据Stremme定名的、接近付棕壤存在的漂白棕色森林土 (Gebileichte Braune Waldböden)，已不再隶属于它们。在FAO系统中，棕壤被称为Cambisole，在US系统中它们属于新成土和始成土。

基本上存在有两种棕壤的基本类型：营养元素丰富的或富于盐基的棕壤，棕壤的土体已在相当大的程度上脱石灰，但由于交换性Ca、多数是交换性Mg的含量高，所以凝聚是良好的；营养元素贫乏的棕壤或盐基贫乏的或称酸性的棕壤，这类棕壤由于Al离子的存在或由于Fe氧化物的粘结作用，使Bv层呈良好聚合体的状况存在。

(3) 发育：在温和而潮润的气候中，一旦通过硅酸盐风化所导致的棕化和粘粒形成控制了剖面较深的部分时，而这部分又没有有机质的富积，则棕壤就由A——C——土壤产生。Bv层经常在含砂量高的母质情况下特别厚。与此有关的，即在砂土中比在含粘粒多的土壤中平均渗入要深些，因此，硅酸盐强度风化的层次在砂土上要伸延得比较深一些。在具有易风化的含Fe硅酸盐含量很少的岩类，或者具有较深的特殊颜色（粘土片岩、杂色砂岩

等等)，棕化在视觉上是很难识别的。因此，巨形态上可识别的棕化程度，只有使用在观察相同种类母岩的情况下，作为土壤发育程度的指示。

在硅酸盐岩浆岩和含(Ca、Mg)丰富的岩浆岩(玄武岩、辉绿岩等)上，营养元素丰富的棕壤，经常可能是相当深厚的，并表明为顶极阶段(盐基丰富的棕壤)。在其它含Ca丰富的以及含 CaCO_3 的岩类(例如：漂砾泥灰石、黄土)上，在德国它们经常仅作为短期的过渡阶段出现，向付棕壤发育，在明显的海洋性气候中(例如英国)，它们分布比较广泛。

营养元素贫乏的棕壤(Oligotrophe Braunerden)主要由缺乏(Ca、Mg)的岩类形成，并由兰克尔(或疏松岩石土Regosolen)产生。在缺乏硅酸盐的岩类(石英砂土、砂岩等等)上，它们经常仅仅是向灰化土发育的过渡阶段。相反，它们在硅酸盐丰富的、缺少Ca的岩类(缺乏Ca的片岩、硬砂岩、富含粘土的砂土和砂岩、花岗岩等等)上，广泛分布。例如，由Schönhals^[23]和Brunnacker^[24]所叙述的疏松棕壤(Locke braunerden)，它们在中山山地较高的地段，由无 CaCO_3 的、经常含有凝灰岩的、黄土状的沉积物发育而成，或由片麻岩碎石发育而成，并且含有相对高的Fe氧化物，即所谓的由含Fe丰富的母岩形成的氧化铁棕壤(Ferritische Braunerde)，(例如，在英国南部)^[25]这些土壤很少倾向于粘土淋洗；这归因于它们含有特别大量的Fe和Al氧化物，这些氧化物对胶结具有重要意义。

营养元素贫乏的棕壤(Oligotrophe Braunerden)经常是弱度灰化了的，从矿物颗粒的漂白上，和从Ah层相对底土在Al、Mn和P的减少上，可以识别出来，Fe几乎没有被淋溶。它具有ggf·Ahe层和Bsv层；它们的B层不仅通过棕化形成，而且也通过弱度灰化形成，此后，它们被称为灰化土——棕壤，灰化土棕壤可能进一步发育成为灰化土^[25a]。灰化土——棕壤经常附加有弱度的粘粒移动，并且不仅由沙丘沙或漂砾砂形成灰化土——棕壤，而且也由砂岩或花岗岩——流土形成灰化土——棕壤，在这里窄小的粘土条带出现在1—2米的深度。尤其这些土壤在现在也被称为锈土(Rosterden)。在北德国的老冰积物地区，由0.5—1米厚的、冰期形成的、全新世冰期付棕壤粘土贫乏层，同样形成营养元素贫乏的棕壤^[26]。

棕壤的发育可以更进一步通过表土还具有棕壤特征的伪潜育土——棕壤或潜育土——棕壤，形成伪潜育土和潜育土。

(4) 特征：棕壤的特征变化非常之大，取决于母岩、植被和酸化度。营养元素丰富的棕壤多数是中等酸性的，并富含盐基。含 CaCO_3 的棕壤出现在那处，即通过地下水或山坡水的影响、通过风吹聚积、崩积、堆积或施肥，在已经棕化的物质中发生一个补加的 CaCO_3 的富积。营养元素贫乏的棕壤是与原来岩石不含 CaCO_3 和 CaCO_3 贫乏相联系的。

在阔叶林和混交林下，在营养元素丰富的棕壤，腐殖质类型主要是熟腐殖质；在酸性增加的情况下，例如，在针叶林下，也出现半腐腐殖质，或者在极端的情况下产粗腐殖质。在营养元素贫乏的棕壤和它们向灰化土发育的过渡类型，腐殖质类型是半腐腐殖质或粗腐殖质。各种不同腐殖质类型产生的结果是使C/N比变动在很大的范围之中，约为10—22。在农作物之下，有机质的含量在Ah层多数在2—3%之间。

棕壤的颗粒组成从砂土到粉砂土和壤土。有机质和营养元素的含量以及结构，在很大程度上发生相应的变化。

在微形态上，棕壤具有细聚合体结构，这种结构可从粘粒颗粒明显塑成的聚合体进行识

的别。

由砂土形成的棕壤的毛孔分布，是以剖面细毛孔和中毛孔的数量从下而上的增加作为特征的；这就产生了增加总毛孔容积和减少粗毛孔数量的结果。由于粗毛孔数量多，砂质棕壤的水分传导性是大的。

(5) 分布：营养元素丰富的棕壤在中欧是稀少的。人们在中山山地见到由花岗岩、硬砂岩、粘土片岩或砂岩流土形成的营养元素贫乏的棕壤，在那处它们与原积坚实岩石形成的兰克尔和灰化较强的土壤结成群落。此外，它们发育在北德国冰期和全新世的沙地上，在那儿，尤其在雨量丰富的地区与灰土也结成群落。不同灰化强度的土壤的相嵌出现，既出于剖面粒级差异的原因，也出于利用上的差别，因为在近似自然阔叶林下的棕壤，在比较潮湿的亚海洋性气候下，部分保存不变，相反，在越橘下或在针叶林下灰化较为强烈。

(6) 利用：棕壤的农作价值变动在很大的范围中。多数营养元素丰富的棕壤，由于它们层次薄或由于它们含有大量的石砾而被森林所利用。肥沃较差的、营养元素贫乏的棕壤，在西北德国经常主要作为森林立地利用，它们在充分施肥和灌溉的情况下，多数也能很好地为农作物所利用。

g) 石灰岩棕色壤土^[6] [28—30] (Terra fusca) ③

(1) 剖面：石灰岩棕色壤土是碳酸盐岩类和石膏岩类上的 Ah——Bav——C——土壤。Bav层与棕壤Bv层的区别是鲜黄棕色到红棕色，并具有带暗棕色基质的致密多面体结构。

(2) 名称：根据 Kubiena，由碳酸盐类或石膏岩类形成的、富含粘土的、具塑性的致密土壤，称为Terrae calcis (拉丁文)，区分为棕色的 Terra fusca (石灰岩棕色壤土 Kalksteinbraunlehm) 和红色的 Terra rossa (或石灰岩红色壤土 Kalksteinrotlehm)。在FAO系统和US系统中，石灰岩棕色壤土并不特殊地分离出来，而仍然象棕壤或付棕壤一样处理。

(3) 发育：若硅酸盐的、含粘土丰富的、石灰岩溶解的残留物、白云岩溶解的残留物或石膏岩溶解的残留物(或有关岩类的流土)酸化了，同时已厚于10—30厘米，因此，整个土体已不被土壤动物掺混带有腐殖质的物体，于是石灰岩棕色壤土就由伦青纳发育而成。石灰岩棕色壤土的鲜黄褐色，可能是溶解的残留物的颜色；但是通常附加的碳酸盐和硅酸盐结合的Fe被释放出来，并被氧化，于是产生一个真正的棕化。它们的硅酸盐矿物组成，在很大程度上与岩石的矿物组成相符合，而经常是富含伊利石的，或者通过风化发生变化，并多数富含高岭石。后者与第三纪湿热气候条件是相联系的。在有些石灰岩棕色壤土中，已发生了粘粒的淋洗。但是比较经常的是，表土和底土之间粘粒含量的差异归因于外来沉积物的覆盖(例如，黄土)。虽然粘粒含量较高，石灰岩棕色壤土仅很少产生伪潜育化，因为在多数裂隙的C层，渗透的水分被迅速排除。石灰岩棕色壤土的发育进行的非常缓慢，因为母岩溶解的残留物多数是很少的(常常在5%以下)。

(4) 特征：石灰岩棕色壤土常常是中酸性至强酸性的，含粘粒丰富(常常高于60%)，非常紧实，并在湿润的状况下具有塑性。它们的腐殖质含量一般比邻近的伦青纳低，可利用的持水量为50—150毫米，虽然根系空间较大，但并不高于邻近的伦青纳，这是由于无用水

③ 石灰岩棕色壤土按照德文译出，而 Terra fusca 有译为淋溶棕色石灰土的。

分的含量非常高。

(5) 分布: 石灰岩棕色壤土在中欧仅个别地出现侵蚀久远的、特别是老的(即老冰期至第三纪)陆地表面, 并与伦青纳在山顶部与崩积形成的棕壤和付棕壤在低处结成群落。它们经常是被侵蚀或被搬运堆积。

(6) 利用: 石灰岩棕色壤土主要被利用作为林地和牧场。由于耕作困难以及由于浅薄的、多石砾的土壤变化很大, 使农作利用受到限制。

h) 付棕壤^⑥ (Parabraunerde) [20] [31—36]

(1) 剖面: 付棕壤具有Ah—A1—Bt—C 层次序, 因为粘粒在剖面中发生了移动。粘粒变少的A层可达60厘米厚; 它包括团粒的、腐殖质的、厚度薄的 Ah 层, 和缺乏腐殖质的、淡灰棕色的、经常呈片板状的A1层。在A1层之下为深棕色的Bt层, 具有亚多面体结构到柱状结构, 在中欧, Bt 层的厚度可在40—400厘米之间, 此层产生了粘粒的聚集, 并且在聚合体表面和生物毛孔壁上以粘粒覆盖物形态存在。

在不断前进的发育阶段中, A1层具有楔状向下的裂缺, 经常在A1Bt 过渡层中的聚合体上, 出现富含粉粒的覆盖物。这些部分地表明是粉粒移动聚积的结果, 部分表明是粘粒淋洗后或粘粒破坏后残留物。

在脱石灰的厚层土壤中, 在Bt层和C层之间插入一个Bv层[37]。特别是在干旱的气候中, C层的上部分形成为Cc层。由富于砂质的母质形成的付棕壤, 经常有大量细窄的、棕色的粘土条带取代了 Bt层的位置, 这些条带可以向深处伸延数米[38]。含粘粒较多的和较缺乏粘粒的层次, 以细条带和斑块形状呈现的分布, 在有些黄土——付棕壤中也被观察到 (= 菌褶斑块层Lammellenfleckenzone)。

(2) 名称: 付棕壤名称(根据Mückenhausen)表示此种类型与营养元素丰富的棕壤特殊的生态上的亲源关系。早先它曾被称为漂白棕色森林土(Gebleichte Braune Waldböden 根据 H. Stremme), 或者被列入棕壤。强度淋洗的付棕壤具有厚层的、非常淡灰色的A1层, 被称为淡灰土(Fahlerden根据E. Ehwald), 两者一起也称为淋洗土(法国命名为 Lessive') 在FAO系统中付棕壤称为 Cambisols, 而淡灰土(或者是俄国名称叫生草灰化土)称为灰化淋洗土(Podzoluvisols), 在 US 系统中, 前者称为湿淋溶土(Udalfs), 后者称为极地淋溶土(Boralf, 特殊的Glossoboralfs)。

(3) 发育: 付棕壤优先由疏松的泥灰岩类形成, 但是也由无碳酸盐的壤土和壤质砂土形成。在欧洲的温带潮湿地区, 发育通常是从付伦青纳和棕壤开始的, 在这些土壤中碳酸盐被淋洗和弱度地酸化, 使粘粒的移动聚集成为可能。这里, 粘粒的移动聚集在较干旱和较热的地区, 比在雨量丰富的寒冷地区, 表现得较为明显, 因为, 使有利于粘粒分散的 pH 范围在 6.5 和 5 之间, 只是慢慢地通过, 而在壤质土壤中季节性的干旱, 则导致排水的收缩裂纹形成得较好。

古付棕壤是许多漂砾覆盖砂形成的土壤, 漂砾覆盖砂存在在西北德国老冰积地区, 它超过 1 米厚并覆盖在漂砾壤土之上。不同著者认为, 现代的付棕壤的形成在晚冰期已经开始了[23][40], 而另外一些著者则将它们颗粒组成上的区别, 看作是间冰期的现象[41][42], 并在所有情况下将粘粒覆盖物归究于在它们Bt层内部进行的全新世的搬运堆积。但全新世的粘粒

⑥ 付棕壤由德文Parabraunerde 译出, 此字有译为次生棕壤的。

移动聚积，在物质上已被证实，这些物质，例如自从土壤形成一至二千年以来^{[43][44]}，作为史前的或罗马的建筑基础。在付棕壤的下渗水中存在的粘粒含量，在根道中出现填进的粘粒，在通过局部侵蚀、强烈气候变化或开垦受到影响的付棕壤Bt层上部形成的新的A1层，均表明现代的粘粒移动聚积过程。

在中欧黑土地区的边缘地带，付棕壤部分是通过黑土退化而形成的。这些黑土——付棕壤（或灰土 根据Meyer）具有深黑色的粘土覆盖物，并在下部的Bt层中还可识别出黑土的残余。

在酸化情况下，可以从付棕壤产生灰化土——付棕壤（Podsol—Parabraunerden），并最后形成灰化土。在付棕壤具有强烈的粘粒移动聚积情况下或在降水量丰富的地区，可出现积水水湿的形成物。然后，发育经过伪潜育土——付棕壤（Pseudogley—Parabraunerden）形成伪潜育土，在伪潜育土中通过Fe移动聚积和大理化，过去的A1和Bt层是如此强烈地被改变了，以至过去的付棕壤发育已几乎不能察觉到。当然，此处也可能与原生伪潜育土有关，在这些潜育土的情况下，另具某种特性的水分状况，阻止了粘粒的移动聚积^[45]。

（4）特征：粘粒的移动聚积导致A1层和Bt层之间产生粘粒含量的不同，在北德国的黄土地区粘粒含量的差异计达20%粘粒。在大陆性地区和在富含粘粒的岩类情况下，其区别可能还要大些。移动聚积的、在孔穴壁上平行排列的粘土矿物，在Bt层中合计大于土壤容积的5%。

付棕壤的腐殖质物体以熟腐殖质或半腐殖质存在，并在Ah层具有C/N比值为10—15。

由幼年冰期黄土或漂砾泥灰石形成的付棕壤的脱石灰深度，在德国经常达到0.5—1.5米；老冰期的泥灰岩脱石灰可达4米，并可能更深。在森林之下，付棕壤呈中等酸度至强度酸化。在前者的情况下，由黄土或由漂砾泥灰石形成的付棕壤，具有高度的提供钾的能力（但也具有固定钾的能力）。在后者的情况下，伊利石粘土矿物的较大一部分缺乏钾，并转变为土壤绿泥石。付棕壤贮存有大量到中量的营养元素，营养元素的含量取决于岩石和风化度。

Bt层与A1层和C层相比，经常具有较少的粗毛孔，并多数具有较多数量的细毛孔。所以土层土壤通常也能很好的扎根和通气；在伪潜育土——付棕壤的情况下，当然有时也可能产生缺乏空气。壤质和粉砂质付棕壤具有大量可利用的持水量，在开始的一米中为150—200毫米。

（5）分布：付棕壤和淡灰土属于欧亚和美洲温带潮湿气候地区分布最广泛的土壤。在德国它们尤其经常分布在黄土地区，包括北德国砂黄土地区在内，和分布在北德国和南德国幼年冰积地区和南德国冰期石砾平原^[45a]。在潮湿地区中，它们却与伪潜育土在山顶平地结成群落，在半潮湿地区中经常与付伦青纳在侵蚀地段结成群落。

（6）利用：壤质付棕壤一般是良好的农田立地，具有土壤肥力等级数值在50到90之间。尤其是黄土——付棕壤，由于淋洗的土表粉粒化，当然就倾向于泥浆化，若在山坡位置则易于侵蚀。

i) 灰化土 (Podsol) ^[46—49]

（1）剖面：典型的灰化土具有的层次序列为Ol—Of—Ah—Ae—Bh—Bs—C，通过灰化形成，即所说的通过Fe和Al与有机质在剖面中淋溶聚积。

在多数为厚层地表腐殖层之下，紧接着灰状的灰色Ae层（=漂白层），它几乎不含有

机质,但是有时是紫色色泽的,直接或者与浅薄的、黑灰色的 Ah 层相连接。在淋溶层之下,开始的是暗色的淀积层,并且过渡明显,淀积层依据其硬结的程度称为硬结石或硬结土,并经常在上部 (Bh) 呈棕黑色,其下部呈锈棕色(Bs)向C层的过渡是不明显的,要越过 Bv 层才能达到。

淋溶层厚20—60厘米(在中山山地山坡地段,达到150厘米)。Bhs 层一般仅厚10—20厘米,但可以以锥形硬结石或锅盆形硬结石的形态,向下裂缺数十厘米。这些锅盆形的硬结石产生在下渗水优先运动的地方(例如,在旧根孔的范围内)B 层经常具有引人注目的豹状斑块。

(2) 名称:灰化土是俄国农民名称,它表示“灰土”(Asche—Boden)。早先称为漂白壤、漂白砂土或(在弱度灰化的情况下)漂白森林土壤。在 FAO 系统中称为灰化土;在US系统中它们构成灰土(Spodosol)组。

(3) 发育:在灰化土中,寒冷至温和潮湿气候的风化和淋溶聚积过程,达到了它们最高的程度。灰化土先在那处形成,即那处最重要的因素具有下列特征:

(a) 气候 降水量大,空气相对湿度高并且平均温度较低。

(b) 岩石:Ca和Mg缺乏的岩类,它们或者如象砂土一样是易于渗透的,或者在物理风化之后产生粗粒的物质(例如,砂岩、花岗岩)。

(c) 植被:主要的植物种类,如针叶树种、石南类等等;要求营养物质极少的,并且植物残留体是营养物质贫乏的。

在这些条件下,在酸化和营养物质贫乏后,土壤动物和微生物的生活条件变坏,因此,枯落物延迟分解不完全,同时有机的络合物和还原性物质增多,出现在土壤溶液中,它们使Fe和Al得到释放和转移。

在潮湿的立地上,例如,在沼泽边沿,在石楠荒丛之下,在这儿形成非常坚硬的腐殖质硬结石,而在干旱的立地上Calluna——荒灌丛Bh层和Bs层经常形成为松软的硬结石。通常灰化土是由棕壤或付棕壤发育成为次生灰化土(Sekundäre Podsole);在极端的条件下它们也直接由兰克尔形成,并称为原生灰化土(Primäre Podsole)。在西北德国的广大地区,灰化作用由此而被促进,即原有的橡树——白桦——森林被砍伐,并被针叶树种或荒灌丛植被所代替。灰化土的形成通常首先是由人为造成的,在其它情况它的形成可追溯到早期全新世[50]。

在非常潮湿的地区(例如,在阿尔卑斯山脉),厚度相对浅薄的、明显的灰化土可以在很少几百年之内形成[51]。相反,在潮湿气候地区(例如,在北德国)出现的、厚层的灰化土(Ae=15—20厘米),经常需要一千年和更多一些时间才能达到充分的发育[47][50]。

(4) 分布和形成的类型:灰化土主要出现和广泛分布在寒冷至温和潮湿的气候地带中(例如,斯堪的纳维亚)。在亚极地范围中,人们在此发现它以厚度浅薄的薄灰化土(Nanopodsole)存在,甚至发育在含Ca和Mg丰富的岩石上(例如,云母片岩——流土),并且与永久冻土结成群落。

此外,在西北德国冰期砂质的沉积物上(冰溶水形成的砂地、谷地砂地、沙丘沙地、漂砾砂地等等),主要在现今的和过去的荒灌丛之下,以及在较老的针叶林下,可以见到灰化土,在那里部分是由付棕壤发育而成的。它们主要是以铁质腐殖质灰化土(Eisenhumus-podsole)出现在那里,在铁质腐殖质灰化土中Fe和有机质以同样强的程度被淋溶聚积了。但是也有以铁质灰化土和以腐殖质灰化土出现的。具有特别厚的B层的铁质腐殖质灰化土,

人们可在深厚的、干旱的砂地上，在Calluna灌丛下见到。在铁质腐殖质灰化土的情况下，从B层过渡到C层具有一些黑棕色的铁质腐殖质条带。铁质灰化土（Eisenpodsol）主要由含硅酸盐的冰溶水形成的砂形成，分布在针叶林下，腐殖质灰化土（Humuspodsol）由缺少Fe的岩类形成（例如，砂丘砂地），并分布在石南（Erica tetralix）荒灌丛立地的潮湿洼地下。

在北德国地区，灰化土与阔叶林下或农田下的灰化土——棕壤以及与之棕壤结成群落，而在洼地中除去潜育土之外，特别是生草铁质潜育土（Raseneisen—Gleyen）代替了沼泽土。在广大沼泽土的四周，人们也见到潜育土——灰化土（Gley—Podsole），潜育土——灰化土的B层却多是古土壤残留物，因为土壤在地下水影响之下已受到附加的作用。在泥盆纪的（例如，哈茨）、杂色砂岩的（例如，黑森林）、上叠纪的（有些地方在南德国）、白垩的（例如，在冈斯德盆地中）和第三纪的砂岩上和砂地上，在石英岩上（例如，莱因片岩山地）以及在花岗岩和风化的粗粒片麻岩（例如，哈茨、黑森林、菲希德尔山脉、拜耳森林、阿尔卑斯山脉）上，发育成灰化土。在那处它们主要分布在山坡上，山坡的流土在底土变紧实（例如，脆磐），或者山坡的流土通过粘粒的移动和聚积，或者通过成层是有点富于粘质的。在南坡上灰化作用经常进行得较强，而在北坡上 Ae 层是长期潮湿的，并通过渗入的胡敏物质使呈暗色。根据Pallmann在阿尔卑斯山脉，在矮灌丛群落之下，在森林界限的上部分，主要出现的是腐殖质灰化土，而在乔林之下则形成铁质腐殖质灰化土。

在黑森林，在超过 800 米非常潮湿的高地，出现分布在砂岩——流土上的灰化土，灰化土在 30—120 厘米深度具有 1—5 厘米厚的成波状铁质硬盘，并因此被称之为细条带——积水灰化土（Bändchen—Staupodsole）。这些硬盘曾首先被 K. Regelman 记载过，并进一步被 K. Stahr 研究过^[53]。它们强度积水并几乎不能扎根，部分硬盘普遍延伸超过数公里，并不仅仅出现在具有灰化土形态的土壤中，而且还出现在具有棕壤形态和停滞积水潜育土形态的土壤中。它们也出现在佛日山、阿尔卑斯山脉、在苏格兰和威尔斯，以及在其它非常潮湿的气候区（例如，亚北极地带和热带）。具有薄铁盘（Iron Pan）的土壤也被称为 Placosole（根据希腊文 *plax* = 薄层结石）^[54]。

（5）特征：在北德国沙地，强度发育的灰化土 A 层的矿物，90—95% 是石英；此外也存在较大的长石颗粒。辉石、角闪石和细粒的长石（尤其是斜长石）与强度由砂土发育的棕壤一样，经常是比较强烈地风化了；云母片裂开并碎散成较小的颗粒。在 B 层中这些矿物同样强烈地风化了，B 层从矿物上与棕壤 B_v 层重要的区别，是 B 层含有淋溶聚积的 Al 和 Fe 的氧化物。除此以外，在这种类别的灰化土中存在少量混层矿物、依利石、高岭石和富含 Al 的蛋白石^[48]。难风化的重矿物（碧璪、金红石、钛铁矿、锆英石等等），在灰化土中得到相对的富积。各层次有机物的含量是非常不同的，含量取决于母岩、植被组成、发育程度和气候。地表粗腐殖质覆盖层主要是强酸性反应的结果。因此，在 pH 提高到约 5.0—5.5 之后，粗腐殖质的一部分被矿质化，另一部分则腐殖质化了，并被此时出现的土壤动物掺混到土壤中去。地表腐殖质的 C/N 比值是非常宽的，变化在 30—40 范围之内。在耕作的灰化土的农田表土中，有机质含量在 3 和 7 % 之间。有机质在强度干旱之后是难于湿润的，容易受到风蚀，因为它不是与粘土矿物相结合的。

未开垦的灰化土酸性很强，并且贫于营养元素，因为营养元素在相当大程度上被淋失了。只有一些营养元素，如 P、Mn 等等，在 B 层有些富积。

灰化土在整个 A 层中均具有单粒结构。B 层经常是片状的。它们多数通气良好，但是干

旱。

毛孔容积在B层经常比Ae层大些。这归因于在Ae层中由于细小颗粒被淋洗掉而产生孔隙,同时在B层中由于这些细小颗粒的沉积,理论上预见的总毛孔容积的减少,但通过根系和动物的活动,新形成的粗毛孔使其得到平衡。若在B层变坚实形成硬结石的情况下,这种活动被阻止,硬结石层仍然具有大量的粗毛孔。因此,硬结石仅很少起到作为积水物体的作用,很多经常比Ae层具有较高的导水性^[56]。

(6) 利用:在较早的时候,强度发育的灰化土是被看着为没有耕作性能的,仅在人工灌溉和大量施肥的情况下,才能生产大量收获物,此后甚至才能栽培具生产性的定期松土和培土的农作物。提高pH只应达到pH5.0—5.8,因为,在较高的pH值的情况下会出现缺Mn。广泛存在的缺铜,可通过施入含有Cu的肥料,缺硼通过施用硼肥解决。

若硬结石层愈是靠近地表存在,则它们对物植生长所起的作用愈是不良。只要它们存在的深度小于80厘米,破坏硬结石层是适宜的。只要不是非常富于铁质的硬结石,破坏之后硬结石多数在2—4年之内被分解。具有硬结土层的灰化土,多数在耕作上不要进行深层松土。

k) 粘土土^⑦ (Pelosol) [57—62]

(1) 剖面:粘土土是具有塑型成节理状结构的土壤,它们由粘土丰富的岩石形成。在A层和未变化的C层之间,存在的母质层状结构已消失(所谓的软化层),并变成多面体状至柱状结构的层次。此类层次被称为Ca层或Ba层(a表示节理状结构),或者也称为P层(P来自Pelosol),层次次序可叙述为:A—Ca—C或者有B层存在时则为:A—Bva—Ca—C。

(2) 名称:粘土土名称(根据F. Vogol)来源于Pelos(希腊文)=粘土。较旧的名称是杂色粘土土壤和泥灰岩土壤、赤色粘土等等。在中欧之外,粘土土不被看成为特殊的土壤类型,因此,部分作为兰克尔或伦青纳,部分作为棕壤进行分类。

(3) 发育:持续的湿透通过粘土矿物的膨胀,促使粘质泥灰岩和坚实粘土岩石变软和碎散,于是产生联闭结构(Kohärengefüge)。然后这种结构在交替性潮湿的情况下,形成节理状结构:在A层产生亚多面体,其下为多面体和柱状结构,它们随深度的增加变粗大。通过膨胀挤压,土壤聚合体也相对发生位移,同时通过粘土定向排列,如象在变性土(Vertisolen)中一样,产生发亮的切面。岩石的变软有些已在冰期永冻条件下产生^[57]。

粘土土前期阶段经常是幼年土或兰克尔,在幼年土或兰克尔的情况下,仅有Ah层变软。而生物的混合作用对多面体的形成起相反的作用。有些粘土土是棕化了,可识别出由膨胀性粘土矿物弱度的转变成为Al绿泥石(在含有白云石的岩石也可为Mg绿泥石)^[62]。有时,仅有硫酸盐或碳酸盐的铁氧化了,甚至已产生在脱碳酸盐以前。

尤其在平缓的地形,粘土土具有积水特征,或已进一步地发育成粘土土——伪潜育土(Pelosol—Pseudogley)。若超过40厘米厚的、缺乏粘粒的覆盖层阻止了节理状结密在表土中形成,这也与粘土土——伪潜育土或粘土土——棕壤有关。许多粘土土的比较缺乏粘粒的表土,起因于混入外来的沉积物(例如,黄土)或归因于粘粒的淋洗^[63]。可能的方式也产生于较粗粒子的上升,这是膨胀和收缩的结果。

(4) 特征:粘土土在干旱情况下具有很大的收缩裂纹,当它们潮湿时多数是如此强烈

^⑦ 粘土土由Pelosol译成,Pelo意为粘土,为了避免与质地上粘土一词相混淆,故译为粘土土。

地膨胀，以至出现缺乏空气。它们甚至经常具有很大的含水量；有效水分的含量却是很少的，并在干旱情况下也因此而下降，即存留的水分通过收缩被牢固地结合^[63]。若定向排列的或淋洗聚积的粘粒使柱状结构的表面密实，则底土聚合体的内部是特别难于扎根的。因此，经常仅有表土是较强地具有生物活动。一般情况下，粘土土贮存有大量的营养元素。

(5) 分布：粘土土分布在下萨克森的威斯特发里亚山地的上叠纪和白垩粘土上，在斯瓦比亚的佛郎克阶地的粘土和泥灰石粘土上，或者在图林根盆地并经常与粘土土——潜育土在低洼地结成群落。在阶地上，迅速的岩石变换经常使粘土土、石灰岩棕色壤土和棕壤相邻并存，在此处付棕壤可能分布在岛状黄土上。此外，粘土土分布在杂色砂岩上部分 (Röt) 和第三纪粘土上，相反很少分布在古生代岩类的片岩粘土上。

(6) 利用：粘土土由于粘粒含量高和由此而产生的强度膨胀和收缩过程——首先在非碳酸盐的岩石情况下——经常仅可能被作为绿地或森林利用。农作多数只在粘质泥灰石——粘土土上是可能的，因为这儿生根性和空气状况是适宜的，耕地工作是没有太大的困难的。有时粘质泥灰石——粘土土 (Tonmergel—Pelosole) 甚至容许农作较好地利用，因为它们作为绿地利用是太干旱了。

第 二 部 分

2 积水土壤和地下水土壤 (Stau-und Grundwasserböden) (水成的土壤) (hydromorphe Böden)

到目前为止在所叙述的陆地上的土壤方面，接着进行论述受积水强烈影响的和地下水作用范围之外的土壤发育。相反，若陆地土壤（或没有地下水的土壤）通过地下水产生了强烈地变化，并且变成伪潜育土或滞水潜育土，则形成水成土壤。此外，若地下水很高或土壤表面甚至有时被泛滥水淹没或被积水淹没，如同在洼地、谷地中或在岸边上一样，它们就形成潜育土、河岸土或烂泥土。根据D. Schroeder，由滞水引起的还原过程和扩散过程，对水成土是共同的^[64]。当然，这也适用于水下土壤，与此相反，却不适用于许多河岸土。

a) 伪潜育土^[65 68] (Pseudogley)

(1) 剖面：伪潜育土是距地下水远的土壤，在这类土壤中，当聚合体表面已被漂白时，积水和干燥的交替变换，使之特别是在聚合体的内部产生结核和锈斑。在最弱分化的形成方式上，伪潜育土具有的层次序列为Ah——Bg——Cgv，另一表示方式为A_k——S——CS。

在经常由付棕土壤形成的次生伪潜育土 (Sekundäre Pseudogleye) 方面，层次序列是Ah——Alg——Btg——Cgv。在Ah层之下跟随着多数是淡灰色的、具有结核的或弱度锈斑的、粘粒相对贫乏的层次，并经常具有片状结构 (Alg)。多数的黑棕色结核为0.5—50毫米大，并没有形成孔穴填充物（如像在许多潜育土中那样），然而却自己混杂有土壤固体物质。与此相比，富含粘土的下层土壤层 (Blg) 呈淡灰色或锈棕色，大理化了（经常为