

5000-1571



苏联大百科全书选译

土壤 土壤学 土壤耕作  
土壤改良

0011

农业出版社

## 土 壤

土壤是具有肥力和長有植被的地球陸地的表層。土壤的形成和植被的發展，彼此之間是不可分割地联系着和相互制約着的。由道庫恰也夫 (В. В. Докучаев) 所提出的自然——歷史观点出發，土壤是独立的自然体，它是由各种不同的岩石表層 [表面的 (Дневный)] 在水、空气和各种有机体 (死的和活的) 的共同影响下形成的。根据这个观点，母岩 (或成土母質)、气候 (水、气、热)、生物因子 (主要是植被和微生物) 以及当地地形和該区年齡即成土过程的时间，乃是天然的或自然的成土因素 (Почвообразователь) (或是土壤形成的因素和条件)。

由于在不同地区地面上土壤形成的自然条件配合不同，土壤也極其多种多样。各种土种和土类，往往在很短的距离內就彼此更替着。陸地上任何領域內土壤的总体，称之为土被 (Почвенный Покров)。任何土壤，像陸地上所有的土被一样，和植物羣与其他成土因素和条件的变化 (演化) 一塊存在着和变化着。

土壤肥力即生產收穫物的能力，是土壤特有的性質。这种收穫量的提高，視土壤在植物發育期間供給水分、灰分营养元素和氮素达到什么样的程度而定 (威廉斯)。随着土壤形成的自然条件和土壤發育階段的不同，土壤的自然肥力能够达到極其不同的水平。由于土壤有肥力，它就成为

農業生產的基本資料和人類勞動的普遍對象。大部分土壤，在人類經濟活動，例如森林經營、天然草地和牧場的利用、土壤耕作、施用肥料、栽培作物、排水和灌溉等的影響下而受到改變。成為生產資料的土壤，便具有有效肥力，這種肥力是人類在土壤上進行經濟活動的過程中產生的。有效肥力決定於科學技術水平和社会制度。在社会主义社会里，用改善水分和營養狀況、改善物理性質和生物性質等方法，在不斷地提高有效肥力方面，為定向改變土壤創造了全部條件。

**土壤的組成和性質** 土壤主要是由疏松的岩石：粘土、粘壤土、砂壤土和砂土形成的，這些是火成岩、變質岩或致密的沉積岩的風化產物，這種產物處於原來形成的地方，或常常受到水或風的搬運和再沉積（往往是多次的）而成為沖積物。土壤是由固相、液相（土壤溶液）和氣相（土壤空氣）部分所組成。在固相部分的組成中，就量的方面講占主要地位的通常是礦物部分，這一部分是各種不同礦物的微細顆粒（多半由 0.1 毫米至十分之一和百分之一微米）。只有在泥炭上形成的土壤，幾乎完全是由有機粒子所組成。在土壤的礦質部分中，含有原生礦物（主要是石英、長石、雲母、普通角閃石）和次生礦物（微晶高嶺土、高嶺土、水雲母、褐鐵礦等）的粒子。在砂質和砂壤質的機械組成較粗的情況下，土壤幾乎只是由原生礦物所組成，在粘壤質和粘土的機械組成較粘重的情況下，在土內有大量的次生粘土礦物。在某些土壤中有大量碳酸鈣，有時也有可溶性鹽類（鈣、鎂和鈉的硫酸鹽和氯化鹽）。在土壤的化學成分方面，占首要地位的是  $\text{SiO}_2$ ，隨後按次序是  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 。在碳酸鹽土壤中， $\text{CaO}$  和  $\text{CO}_2$  的含量比其他

土壤多的多，在鹽漬化土壤中，則  $\text{Cl}$ 、 $\text{SO}_4$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{MgO}$  的含量比其他土壤為多。腐植質是土壤的特殊組成部分，它是在有機殘體（主要是植物的）分解時由於微生物的作用在酶類和無機催化劑的參與下的合成過程的結果所形成的。腐植質內含有許多特殊的高分子酸，在這些高分子酸中，具有巨大意義的是胡敏酸和烏里敏酸（黑色和暗棕色）以及富里酸（黃色或幾乎無色）。2—3—酚的芳香族，是複雜的胡敏酸分子的基礎。各種不同的功能團（Функциональные группы）也參加於其中：羧基的、甲氧基的、醇基的等等。胡敏酸的分子量，在有 4 個羧基時是 1200—1400。胡敏酸產生一價陽離子的可溶性鹽類與二價和三價陽離子的不溶性鹽類。游離的胡敏酸呈膠體溶液。富里酸（即克連酸和阿波克連酸）的主要成分（以%計）：C 為 44—48、H 為 5—6、N 為 2—5、O 為 43—48。富里酸的當量是 150—200。游離態的富里酸及其一價和兩價陽離子的鹽類，都溶於水。在土壤中通常見到富里酸是以胡敏酸或氧化鐵和氧化鋁水化物的化合物形態而存在的。胡敏酸和富里酸可以用弱鹼液作用於土壤自其中浸提出來。於這種處理後，土中仍殘留有一部分叫做胡敏素的腐植質。這是喪失了溶於鹼液的性能或喪失了與礦質土粒穩固結合性能的胡敏酸。除腐植物質外，在土壤中還遇到含有原來的有機殘體的化合物及其分解產物。所有這些化合物，也包括腐植物質在內，總起來組成了土壤有機物。這些物質主要集中於土壤的上層——即集中於土壤的腐植質層中。腐植質層的厚度，在各種土壤中是各不相同的，由幾厘米到 1 米甚至到 1.5 米。在腐植層的上部，腐植質的含量由 0.1% 至 15—18%。在某種情況下土壤有機質積聚於土壤的表面，例如在森林中，

便形成了森林枯枝落叶層。当土壤过分湿润时，在土壤表層也会形成泥炭層，这种泥炭層是不同分解程度的植物殘体所組成的。

母岩变成土壤，主要是在植被的影响之下進行的。在岩石的上層，有时也在它的表面，積累着有机質。这样就發生了一种礦物的离解和另一种礦物的重新形成。植物殘体的分解產物和礦物的离解產物在土層中移动着。其中一部分会自土層內淋洗到地下水里去，植物根系自較深的土層內吸取灰分物質，并以植物殘体而落于地面上。因此，最初的均匀的母質層，便划分成在顏色、構造、結持力、緊密度等方面彼此不同的土層(層次)。这些層次总合起來便組成了土層或土壤剖面。在化学和机械組成方面的差異，是与所指出的为各層所固有的外部特征或形态特征相适应。因此，根据形态、特征就能区分各种土类和土种，并能确定在土壤中進行着的过程的性質。譬如，暗灰色或黑色，就証明了腐植質的積累；白色通常証明有鉄或其他氧化物淋溶作用的存在。淺綠色和淺藍色表明了兩价鉄的化合物的形成，因而也表明还原过程的發展。白点的存在即土坑壁上有白斑时，証明土壤中有碳酸鈣。可溶性鹽(硫酸鹽和氯化鹽)是以鹽霜等形式出現于土坑壁上。在研究土壤剖面时所遵循的形态特征是：土壤顏色、結構性和構造單位的形狀(主要形狀：塊狀、稜柱狀、板狀)、机械組成(砂質的、砂壤質的、粘壤質的、粘土質的)、結持力(極堅实、堅实、疏松的和碎散的；按孔隙度的性質：有孔的、海綿狀的、多孔質的、蜂窩狀的、管狀的、有裂縫的、多裂縫的)，新生体和侵入体[鹽斑和鹽霜的、凝塊的、膠膜和漏痕的、条紋和小管的、結核的(Конкреция и сляжение)、間層的、糞化石的、鼠洞

的、虫窩的(Черворины)、根孔狀的(Корневины)]。

土壤膠體是影响土壤許多性質的重要組成部分，关于土壤膠體的学說是盖德羅依茨(К. К. Гедроиц)研究出來的。最微小細碎的粒子(有機的、礦質的和有机-礦質的)的总合，称为土壤膠體。直徑 0.001 毫米和更小的顆粒，即土壤的全部粘粒級的土粒，顯著地表現出膠體特性。土壤膠體性質表現在土壤的吸收性能或土壤的代換性能中。代換性能表明：土壤本身帶有某些陽离子，这些陽离子在土壤与水相互作用时不轉入溶液中去，而在鹽溶液同土壤相互作用时，能够以等价交換任何鹽溶液內的陽离子；这就是代換性陽离子或吸收性陽离子。土內含有代換性陽离子的总量，是以 100 克烘干土的毫克当量來表示，叫做吸收量或代換量。代換量的大小，决定于土壤的机械組成和礦物成分，也决定于土壤中腐植質的含量。在砂土中代換量每 100 克干土是 3—5 毫克当量；在富有腐植質的粘土中达 50—60 毫克当量；在泥炭中有 100 毫克当量或更多。土壤代換性陽离子的成分，也是各种各样的。常見的有  $\text{Ca}^{2+}$ ， $\text{Mg}^{2+}$ ， $\text{Na}^+$ ， $\text{K}^+$ ， $\text{NH}_4^+$ ， $\text{H}^+$ ， $\text{Al}^{3+}$ ， $\text{Fe}^{2+}$ 。在草原类型的土壤中：黑土、栗鈣土、灰鈣土以及許多松散的岩石，在  $\text{Na}^+$ ， $\text{K}^+$  含量較少的情况下， $\text{Ca}^{2+}$  占第一位，其次是  $\text{Mg}^{2+}$ 。在灰化土里，在上層經常有代換性  $\text{H}^+$  和  $\text{Al}^{3+}$ ，它們往往在代換性陽离子內占主要地位，并决定着这些土壤的代換性酸度。在同样土壤中也經常遇見代換性  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  和为数不多的  $\text{K}^+$  和  $\text{NH}_4^+$ 。在沼澤化的土壤中，可見到代換性  $\text{Fe}^{2+}$ 。在鹽漬化土壤和碱土中，見到代換性  $\text{Na}^+$ ，它时常占代換量的很大部分。

代換性陽离子的成分对土壤物理状态有很大的影响，

特別是在粘粒含量較高的情況下。在粘壤土和粘土中，各別的機械成分，照例膠結成爲某種大小的團粒——團聚體。腐植質和粘粒是膠結物質。在代換性陽離子的組成中， $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  占顯著優勢時，這種膠結十分穩固。如果在代換性陽離子的組成中一價陽離子起顯著作用，（在自然土壤中一價陽離子，在大多數情況下都會發現有  $\text{Na}^+$ ）則團聚體是非水穩性的，並在有水時就分散了。同時顯著地增加了土壤的膨脹性，降低了土壤的透水性，即土壤具有不適于生長植物的性質。這在鹼土中常常發生。在鹼土中代換性  $\text{Na}^+$  占代換量百分之幾十。爲了消除這些不良性質，必須把代換性  $\text{Na}^+$  換成  $\text{Ca}^{2+}$ ，這點可以用施用石膏的方法（鹼土施用石膏）來辦到。除代換性陽離子外，在土壤中也會見到代換性陰離子，例如  $\text{PO}_4^{3-}$ 。

在土壤中代換力的負載者主要是腐植質和土壤粘粒內的粘土礦物。各種粘土礦物具有不同的代換量。微晶高嶺土的代換量是 80—100 毫克當量，水雲母是 20—40 毫克當量，高嶺土是 3—15 毫克當量。胡敏酸的代換量達 300 毫克當量。整個腐植質的代換量是 150—250 毫克當量。

土壤膠體粒子的結構可概括如下：礦物膠粒的核是由具有結晶結構的粘土礦物的微粒所組成。在其表面上配有內部所確定的電位，即通常由  $\text{OH}^-$ 、 $\text{PO}_4^{3-}$ 、 $\text{SiO}_3^{2-}$  等陰離子所組成的電位層，因此，土壤膠體在許多情況下帶有負電。外（擴散）層是由代換性陽離子所組成。一部分代換性陽離子（通常是相當少的）處於解離狀態。有機膠體也具有類似的結構，而不同的地方就是在其內層是由羧基組的殘基  $\text{COO}^-$  所組成。

膠體在土內的存在，是土壤重要特性——土壤緩沖性

——產生的原因。土壤緩沖性是土壤抵抗反應變化的性能。土壤的緩沖性是決定於：由於代換性離子和土壤溶液的離子之間的代換反應，土壤膠體和土壤溶液處於一定的相互作用之中，例如，當土壤溶液中  $H^+$  離子濃度增高時，立刻發生了  $H^+$  離子對代換性  $Ca^{2+}$  的代換，因而就減低了土壤溶液中  $H^+$  離子的濃度。土壤膠體是形成土壤結構的重要因素，因為土壤膠體是膠結劑，它把各種機械成分膠結起來。

在土壤溶液內也常遇到膠體化合物，這些膠體化合物在土壤溶液中往往是胡敏酸和其他高分子有機化合物的溶膠，也是複合性的有機——礦質的溶膠。後者通常是由氫氧化鐵和氫氧化鋁的膠粒所組成，這些膠粒是被有機膠體（往往是胡敏酸或富里酸）所保護着。也正是以這種形式〔例如在灰化土形成時以二、三氧化物（ $Fe_2O_3$ ， $Al_2O_3$ ）的形式〕，在土壤剖面中能夠很容易地移動。

土壤固有的主要物理性質是比重（YB）、容重（OB）和孔隙度（ $\Pi$ ）。組成土壤的土粒的比重稱為土壤比重。腐植質的比重是 1.4—1.8，組成土壤固體部分的最重要的礦物的比重是 2.6—2.7。所以含有腐植質的表層土的比重是在 2.6—2.7 範圍內，在森林枯枝落葉層和泥炭，其比重降至 1.4—1.8。下部層次的比重是 2.6—2.7。天然結構未破壞的干土壤一立方厘米的克重量，稱為容重。生物生成（Органигенный）層（森林枯枝落葉層和泥炭層）的容重是 0.2—0.4，上部腐植質層的容重為 0.9—1.2。堅實又沒有腐植質的下層其容重為 1.3—1.6，在潛育化時就增至 1.8 甚至達到 2.0。土壤孔隙度決定於容重和比重，它是以體積百分率來表示的。泥炭和森林枯枝落葉層的孔隙度達 90%。上部腐植



質層達 50—70%，在更深的土層內則降至 35—45%，在潛育化時則為 25—30%。在土壤的孔隙內有水和空氣。在長期濕潤的情況下，土壤全部孔隙都被水所充滿。處在土內的水分，含有各種可溶性物質，稱為土壤溶液。未被水占據的一部分孔隙，常為土壤空氣所充滿。

存在於土壤中的水分，要受到幾種力的影響：重力、毛管力、滲透力、吸着力，土粒的吸着力是很大的。但這種力只能在極短距離內起作用。在吸着力的影響下，顆粒的四周形成了由所謂緊束縛水組成的薄膜。這種薄膜具有很大的密度（到 1.7），熱容量低於 1，並且也不能溶解電解質等等。當干土與水接觸時，隨着這種薄膜的形成，同時有所謂濕潤熱的放出。薄膜的厚度，計有幾個水分子直徑。它是由於液態水或汽態水的吸着作用而發生的。顯然它也有結晶結構。土壤吸着汽態水的能力，稱為土壤的吸濕性。土壤能自差不多為水汽所飽和的空氣內吸收大量的水分，就稱為土壤的最大吸濕量。

除了緊束縛水外，土壤中還有松束縛水，它是由定向排列的水分子所組成，但沒有結晶結構，並受極小的力所保持。在由松束縛水形成薄膜時，不放出濕潤熱。這種水分具有很大的粘性。溶解電解質的能力很低，並且在 0° 下幾度時便結凍了。松束縛水的外限是不明顯的；薄膜厚度決定於土壤溶液內電解質的濃度。它是隨着電解質濃度的增加而減低。

在土壤孔隙內，在毛管力的影響下水分便向上升。這種現象稱為土壤的引水性能。毛管上升高度是視土壤的機械組成而定。土粒愈小毛管上升愈高。在輕砂土內，毛管上升大小計有幾十厘米。而在比較粘重的粘壤土和粘土中，

可以达到3—4米。在自然界毛管支持的水分直接出现于土壤-地下水(Почвенно-Грунтовые)水«面»之上,形成了所谓毛细管上限。当土壤-地下水水位降低时,这种上限亦随之而降低。土壤具有由于吸着力和毛管力在毛细管上限上保持某些水量的性能。在粘壤质和粘土质机械组成的土壤中,其数量平均达全持水量的60—70%;在砂土中达全持水量的15—20%。土壤的这种性质称为土壤的持水力,而以这种方式所保持的水分称为悬着水;土壤能够保持这种水分的最大数量,称为土壤最小持水量(Меньший Влагоёмкость)。在土壤中保持着的最小持水量以上的水分,在重力和毛管力共同参与下,具有移动的性能,这种水分称为重力水。重力水从上向下渗透并聚积于不透水层之上时,具有从人工和自然剖面内流出来的性能,这种水分称为土壤-地下水。土壤的透水性,是土壤使水分通过其本身的性能。当水落到地面时,水便开始被吸入土中。吸水速度或吸水系数是以毫米/秒或毫米/分来计算。随着土壤为水饱和、土壤表面被冲刷和淤积,此系数便降低到某一最低的数量称为渗透系数。它表明了土壤被水全部饱和的情况下,水分渗透过土壤的性能。土壤机械组成愈轻,透水性愈高。在粘壤土和粘土中,土壤透水性愈高,便表明土壤结构愈好,土壤结构愈稳固。

除液态水外,在土壤孔隙中经常有气态水。如果土壤含水量在最大吸湿性以上,则土壤空气常近于被水汽所饱和。气态水在土壤中的移动,是通过扩散作用,自绝对含水量较高的土层,移向绝对含水量较低的土层。故在土壤中有温差存在时,这种移动是自较温暖的土层移向较冷的土层。在夏季,主要是气态水分向下移动,而冬季则向上。

植物利用的不是存在于土壤中的全部水分。緊束縛水完全不能为植物利用。除緊束縛水外，还有一些水分也是很难被植物利用，这是由于当土壤含水量很低时，甚至可利用的水分，都具有很低的运动能力，來不及移到植物根系的地方。所以，植物的凋萎是在称为凋萎含水量（Влажность Завядания）的某种最小含水量时便开始了，这种含水量顯著地超过強有力地保持在土壤中的緊束縛水的量。在这种情况下，甚至在水汽饱和了的大气內也不能恢复叶內的膨压时便称为永久凋萎。土壤中水分的含量即土壤含水量是以干土重的百分率來表示的。土壤中的貯水量是以該土層內水層的毫米数來确定的。砂土內的最大貯水量，在一米土層內等于最小持水量时，平均为 50—75 毫米，其中 40—60 毫米能为植物所利用。在粘壤土中，一米土層內水分最大貯水量达 300—350 毫米；其中 150—200 毫米植物可以利用。

土壤的水分狀況 水分進入土壤中及其移动与消耗等現象的总和，称为土壤的水分狀況。水分狀況对于土壤形成和保証植物水分具有头等重要意义。降水（液态和固态）是土壤中水分最重要來源。在地下水位接近地面时，水分就会自地下水進入土壤。在砂土中，由空气中汽态水分的凝聚也可成为水分的另外一个來源。到达地面的降水，一部分沿地面流动，形成地表逕流，这种逕流是引起土壤侵蝕的原因。其余的水分便進入土壤之中，以液态或汽态在土壤中移动着，并通过植物的吸收（Десуцция）、大气中的物理性蒸發以及土內逕流（Внутрипочвенного Бокового Сток）和地下逕流等方式从土壤中消耗掉。在任何时期內，土壤水分平衡的方程式可表示为：

$$B_1 = B_0 + O_0 + \Gamma\Pi - [\Pi C + \Delta + \Pi_{\text{en}} + B_{\text{nc}} + \Gamma C],$$

其中  $B_1$  和  $B_0$ ——末期和初期的貯水量,  $O_0$ ——降水总量,  $\Gamma\Pi$ ——自地下水來的水流量,  $\Pi C$ ——地面逕流,  $\Delta$ ——植物吸收量,  $\Pi_{\text{en}}$ ——物理性蒸發量,  $B_{\text{nc}}$ ——土內逕流量,  $\Gamma C$ ——地下逕流量, 包括在本方程式內的数值, 随着气候和水文地質条件, 土壤的机械組成, 植被的特性和密度以及地形而有很大变化, 这就導致各种不同的土壤水分狀況的形成。苏联土壤学家威索茨基(Г. Н. Высоцкий)曾确定三种主要水分狀況的类型: 淋洗类型(Промывной)、非淋洗类型(Непромывной)和散發类型(Выпотной)。淋洗类型水分狀況的特征是: 每年自降水進入土壤中的水量, 超过同期内植物的吸收和蒸發的总量。所以有某些水量每年都經底土層而下滲, 使其受到淋洗, 被地下逕流和土內逕流帶入小溪和河流中去。这种透过的淋洗作用, 在每年春季融雪期間都要發生, 有时出現于夏季雨量集中之时, 有时也往往在秋季出現。这种水分狀況类型是森林地帶土壤——灰化土、生草灰化土、灰化-沼澤土等——所特有的。在草原地帶和半荒漠地帶, 是地形低处的土壤所特有的。非淋洗类型水分狀況的特征是: 自降水進入土壤中的水量和通过植物吸收和物理性蒸發方式由土壤中損失的水量是平衡的。同时到了夏末, 根圈(Корнеобитаемые Слои)往往強烈地变干; 在春季浸潤作用只擴展到底土層的上部, 也就是只擴展到土層的本体, 其深度自几十厘米到 3—4 米。浸潤土層的下部, 有一个水量多少固定即近于凋萎含水量的土層, 威索茨基把它叫做“干燥的死層”或“不动層”(Нёртвыгоризонт иссушения или Диспульсивный горизонт)。此層之下一直到地下水上面的毛管上緣, 含水量逐漸增加, 在这种情况下

地下水是位于10—20米或更深的地方。这个水分状况类型是草原地带和半荒漠地带的土壤：大多数黑土、栗钙土和灰钙土所特有的。散发类型水分状况的特征是：在植物吸收和蒸发方面消耗的总量，超过自降水进入土中的水量。水分消耗和水分进入之间的差，是由附近的自各处流来的地下水来补偿，当地下水蒸发掉时，就使土壤充实了溶于地下水内的物质。这种水分状况类型是盐渍化土壤所特有的。

**土壤的热状况** 土壤中热量及其温度是经常地变化着。土壤热的平衡是由热的输入而形成的，输入热的主要来源是达到地面上的太阳的光能，而散热则通过、使近地面的空气变热的幅射作用由于底土层深层内的导热性以及水分蒸发上热的消耗。因为达到地面上的光能有两种（昼夜的和年的）变化，故在土壤的热状况中也有同样的变化。无论在昼夜周期内或年周期内，都有两个波——午前的热波和春——夏季的热波，更替着午夜后的冷波和秋冬季的冷波。在两种周期内的最高温度和最低温度，是缓缓地向下传播着。在昼夜周期中，至午夜可达60厘米深度。在年周期中，则半年达约12米处。随着深度的增加，两个周期中温度的变幅减低了，在昼夜周期中在约60厘米处达到 $0^{\circ}$ ，年周期中在约12—15米处达到 $0^{\circ}$ 。在冬季温度低于 $0^{\circ}$ 的地方，才发生土壤的冻结。土壤冻结是在 $0^{\circ}$ 下几度时发生的，这是由于：土壤溶液中经常有降低冻结温度的电解质。土壤冻结的深度在几十厘米至1—2米之间。气温愈低，雪层愈薄，冻结就愈深。在森林中的冻结深度要比田间浅些。土壤的解冻可以从上面或从下面进行。上面土壤的解冻，在融雪以后开始；下面的，由于来自深层土层内的热流，在

融雪前好久土壤已开始解冻。

**土壤形成过程和成土因素** 土壤是土壤形成过程的产物。根据威廉斯的意见，这种过程的实质是由植物和微生物对有机物的合成和分解现象所构成。土壤形成过程是土壤内进行着的物质和能量的转化与移动的总合现象，以及土壤与其他自然体（母岩、地下水、大气和活质即生活有机体的总和）之间各种物质和能量代换的总合现象。此外，土壤自太阳获得光能，土壤本身又把光能辐射到宇宙的空间。地形和土壤形成过程的时间，是影响这一过程的结果和进程的最重要的条件。当土壤变成为生产资料时，人类经济活动就成为成土作用的重要条件。

地球上许多生活有机体都生存于土壤中或地面上。其中按其数量及其对土壤的影响讲，高等植物和低等植物（细菌、真菌、水藻和地衣）却占首要地位。植物参加了所有土壤形成过程的最重要现象。植物阻留了一部分降水，不让落在地面上，使其通过蒸发而还到大气中去。差不多任何植物群落的大部分根系，都处于土壤腐植质层内，因此该层便很干燥，这就引起了水分和土壤中许多物质自土壤下层向上层移动。高等植物用根系自各种不同的土层中吸取灰分营养元素和氮素，这些物质又以另一种化合物的形式，与植物的枯萎了的器官一块落到地面上或进入土层上部。这样一来，就造成灰分物质和氮素的生物循环，在这种生物循环的情况下，由于高等植物的选择吸收性能，便发生了 C 和 N、P、S、Ca、K（有时有 Mn）的积累。森林植被在地面上创造了枯枝落叶层，它大大地影响并提高了土壤的透水性，也大大地影响土壤的其他水分性质及其水热状况。植被降低了夏天土壤中的高的温度，提高了冬天土壤中的低的温

度。高等植物以其根系使土壤松散，提高了土壤的透水性  
和保水性能，在土壤內創造了团粒結構。植物殘体(地上部  
分和地下部分)是土壤腐植質的來源。根的分分泌物影响土  
壤中許多礦物質的分解。下等植物(細菌和真菌)引起了有  
机殘体的分解，并参与腐植質的形成。在植物殘体分解时，  
形成了能引起礦物分解和置換代換性鹽基的有机酸。植物  
殘体内的灰分物質，在植物殘体分解后，能参与次生礦物的  
合成。固定氮素的微生物是土壤氮素的來源。進行硝化  
作用和進行氨化作用的微生物，引起土壤中等植物可給  
态氮素化合物的形成。菌根促進高等植物对 P 和 N 的有  
机化合物的吸收力。植被对于土壤中物質的移动是特別重  
要的。重力促進所有活性物質向下運轉，即自底土層內使  
其淋洗到地下水、溪水、河流、最后到海洋中去。到海洋里  
的礦物質，只有在地質構造作用使海底重新变成陸地以后，  
才能再度参加到土壤形成里去。陸地和海洋間的物質循  
环，称为地質大循环(威廉斯)。在土壤形成中，这个过程表  
現在淋溶現象——淋洗現象的發展，从土壤中淋去各种物  
質，其中也包括植物所必需的营养物質。植被在地質大循  
环的基礎上創造了与地質大循环方向相反的生物小循环，  
因为植物引起了土壤中物質的向上移动。后者是太陽光能  
造成的，太陽光能引起土壤中和植物体内水分蒸發，轉变为  
植物的土壤內的滲透力、吸着力和毛管力，引起水分和溶解  
于这种水分中的物質的向上移动，这便導致这些物質積累  
在上部土層。

参与土壤形成过程中的动物，主要是棲息于土壤中的  
小动物(昆虫及其幼虫、蚯蚓等)，它們利用有机殘体做为营  
养，促進有机殘体的分解，并把它与土壤礦質部分相滲合。

帮助有机残体的迅速矿化和分解时所形成的有机酸的中和。在这方面蚯蚓的作用是特别巨大的，它每年能够利用10噸/公頃的植物残体。大地鼠——黄鼠、跳鼠、朝鲜鼠、土壤鼠（Байбаки）及其他鼠类——常常把含盐的物质自土壤深层带到土面上来，从而促进土壤的盐渍化作用。相反地，这些动物的洞穴，有时就成为融雪水的孔道，引起了底土层的脱盐作用。

土壤的主要部分在大多数情况下是由母质形成的。母质的机械组成和团聚体的成分，对土壤水分性质发生巨大影响：土壤透水性、保水性能、水分上升性能及其他特性，这样就对水分状况类型和供应植物水分的条件发生巨大影响。母质的矿质成分影响土壤的化学成分、代换量、土壤中化学作用以及生物作用的进程。譬如：母质内有碳酸钙，就中和了有机残体分解时所形成的有机酸。母质内有盐类，就引起土壤的盐渍化等等。各种矿物都以不同速度进行着风化，这也影响对植物营养物质的供应。

地下水和地表水影响土壤的水气状况。在地表水流过多或地下水流近于地面时，引起土壤的过度湿润、通气性不良、以及引起还原和沼泽化过程。地下水也是各种不同盐类的来源，在水分蒸发时这些盐类就聚集于土壤中，并依它们的成分而给予土壤形成以各种不同的特性。这样Ca和Mg的碳酸盐类、Ca、Mg和Na的硫酸盐类和氯化盐类、铁和磷的化合物等都能以各种方式在土壤中聚积起来。当土壤水渗透到地下水时，地下水就带走了各种盐类。

气候无论对植被的发展或对土壤的经过，是发生特别剧烈影响的一个复杂因素。太阳光能是气候的第一要素，它是最重要的、几乎是地面上发生着的所有现象的唯一能



源。到达表面上的光能有两种（晝夜的和年的）变化，在土壤形成过程中也發生类似的变化。直接参与土壤形成的光能，影响了土壤的热状况。化能是光能最重要的間接表现，这种化能是植物殘体分解时釋放出來的，是在光合作用过程中为綠色植物轉变成化能的光能。光能的間接影响是通过它对气候因子的第二要素——大气——的作用而發生的。土壤的水——热状况决定于大气中的气象現象。它也影响植物的發育、有机殘体的分解速度、礦物的解离以及土壤剖面中物質移动的速度和方向等等。此外，土壤和大气之間也進行着水分、气体和热的交換。

地形首先通过水和热的重新分配而影响土壤形成过程。比較陡而向南的坡，要比傾斜較緩而向北的坡热化得更厉害些。斜坡各种不同程度的热化，引起植被組成方面的差異，有时也是很顯著的。例如：在北坡生長着云杉林，可是南坡却为旱生的草原植被所复盖。水分的重新分布是：在斜坡上沿斜坡的流水進入土壤中的水量比在水平的地面上要少。由于來自四周高地的額外的水流，都流入地形低的地方。地形的影响也表现在依海拔高度所在的气候。土壤年齡的影响表现在：在同样土壤形成过程的情况下，土壤特性变化的程度是視該过程的时间而不同。土壤形成过程進行得愈久，土壤中一种化合物的聚積就愈多，而另一种化合物就愈少。

从土壤或自然植被变成劳动对象和生產資料的时候起，人类經濟活动就成为一個成土因素。森林的砍伐、森林地变成草地或牧场（牲畜牧场）、作物栽培、土壤机械耕作、施肥或施改良剂（石灰、石膏）、土壤的排水灌溉，这都是人类影响土壤的主要方法。随着科学、技術和社会的發展，