

# 青藏高原东北部边缘区栗钙土的历史演变\*

胡双熙 徐齐治 张维祥 吴文英

(兰州大学地理系)

## 摘 要

本文根据土壤<sup>14</sup>C、孢粉和物理化学分析资料,探讨了青藏高原东北部边缘区栗钙土的成土环境和历史演变过程及其主要理化性质。(1)晚更新世晚期栗钙土已有发育,集中形成于全新世中期和晚期。(2)成土期草本孢粉占90%左右,仅有少量木本花粉出现。(3)栗钙土的剖面结构由现代土壤和不同时代的古土壤构成。(4)土壤矿物风化弱,腐殖质化程度低。

青藏高原东北部边缘区,栗钙土在浅山丘陵和山间盆地广泛发育(图1)。它的形成既受制于高原地势,又与冰期和间冰期的气候波动有密切关系。间冰期阶段气候温暖较湿,生草过程加强,土壤发育加快;冰期阶段气候干冷,黄土、风沙和冰水物质沉积,土壤发育间断或减弱。因而,现代土壤之下叠复出现数层古土壤。这些不同时期不同层次的埋藏土壤充分反映栗钙土的历史演变过程。

## 一、栗钙土的历史演变

青藏高原东北部,现代土壤的成土环境是古土壤成土环境的延续和发展,现代土壤的发育与古土壤的发育有不可忽视的继承性。

进入第四纪以来,青藏高原东北部存在着温湿和干冷交替的气候变化<sup>[2-5]</sup>,与气候变化同步也存在着土壤化与非土壤化的交替过程。

早更新世至晚更新世晚期,共和盆地曾出现过森林草原和草原环境的多次更替并有褐土发育<sup>[6]</sup>。晚更新世晚期以后的气候更干燥,所有的古土壤中草本植物孢粉占90%以上,成土环境在草原和干草原间更替。因此,可以认为栗钙土由晚更新世晚期(距今14000年)开始发育并延续至今。但在长达14000年间,有多次气候波动,变化周期频繁,土壤被风沙和黄土多次掩埋,造成叠复型土壤发育系列。

### (一) 清水河剖面

图2是清水河剖面柱状图,它基本上代表了距今35000—10000年晚更新世晚期和早全新世青藏高原东北部土壤的历史演变过程。0—1m为现代土壤,1—15.8m出现6层古土壤,它们的成土年代恰好与晚更新世晚期和全新世早期的几次气候温暖湿润年代相吻

\* 本文承蒙南京土壤所徐琪研究员审阅并提出意见,兰州沙漠所陈隆亨研究员、兰州大学陈发虎和潘宝田同志提供部分资料,徐宗宝同志清绘插图,深表感谢。

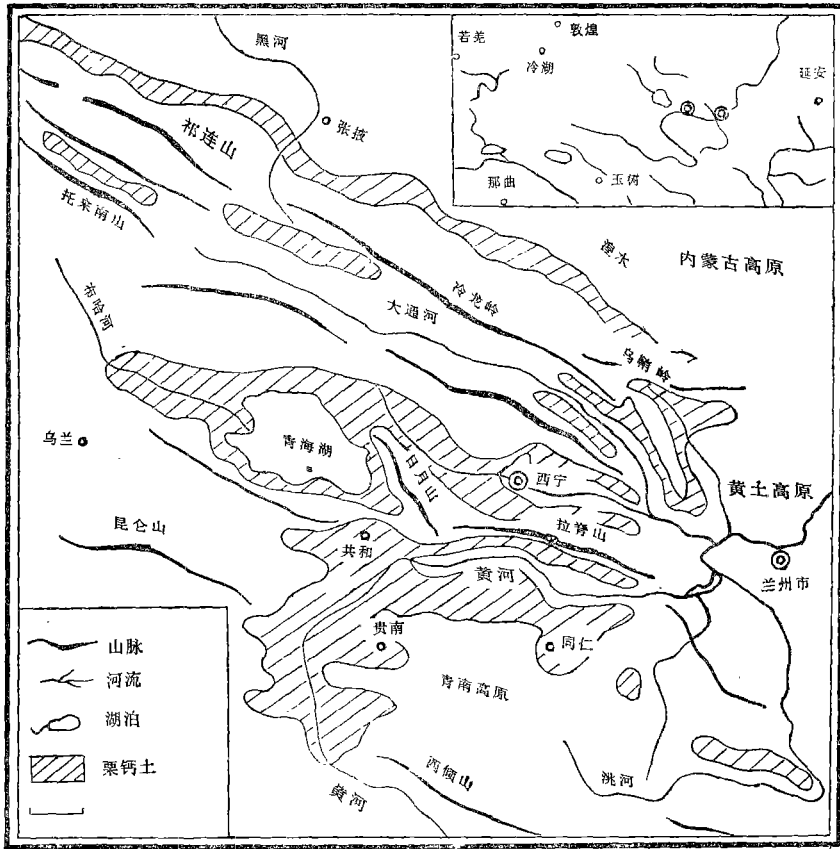


图1 青藏高原东北部边缘区位置及栗钙土分布图

Fig. 1 Location of the northeastern Qinghai-Tibet Plateau and distribution of chestnut soil in the region

合。

第一层古土壤埋深 14.7—15.8m, 浅兰灰色半腐烂泥炭土,  $^{14}\text{C}$  年龄距今  $33720 \pm 272$  年。据资料<sup>[4]</sup>揭示: 约距今 50000—45000 年开始, 全球性气候转暖, 此时青藏高原东北部气候由干冷转向温凉, 冰川衰退, 长江下游水位高涨, 为末次冰期的间冰阶段, 土壤普遍发育。甘肃的临夏、东乡、永登等地均有  $^{14}\text{C}$  年龄 37500—30220 年的古土壤出现, 表明此阶段成壤地域极其广泛。

第一层古土壤之上沉积厚 4m 浅灰黄色砂砾层, 成土过程极弱。继间冰期后, 青藏高原东北部气候转冷, 冰缘扩大, 黄河源、兴海、共和和青海盆地大规模发育冰楔,  $^{14}\text{C}$  年龄  $22460 \pm 115$  年, 风沙及黄土物质大范围沉积, 土壤发育中断。

第二层古土壤厚 7cm, 暗灰色泥炭土,  $^{14}\text{C}$  年龄  $25460 \pm 870$  年。大约距今 23000 年前后, 青东地区气温短暂回升, 冰楔群消融, 土壤进入一个新的发育阶段。河西走廊的芦苇湾、酒泉、临泽、安西、张掖等地, 地表 2m 以下也存在  $^{14}\text{C}$  年龄 21200—23660 年的埋藏泥炭土, 说明此成土期在我国西北地区作用的范围是比较广的。

在第二层古土壤之上也沉积了 4.5m 厚并具水平层理的灰黄色砂砾层,  $^{14}\text{C}$  年龄距今 23000—14000 年, 是末次冰期最寒冷阶段。冷龙岭雪线下降 800—900m, 冰川推进 10—20km, 末端抵达海拔 3200m 的高度上<sup>[5]</sup>, 较现代冰川末端低 1000m。黄河源、共和、青海湖盆地冰缘扩展, 冰楔发育, 风沙和黄土再次沉积, 土壤发育又一次受到停止。

第三层古土壤厚 9cm, 浅兰灰色泥炭土,  $^{14}\text{C}$  年龄  $13850 \pm 155$  年。末次冰期最冷阶段的后期, 气温转暖, 青东地区冰楔融化, 冰川衰退, 土壤再度发育, 祁连山北侧的古浪、安西、陇东的黄土原, 宁夏的西吉、固原的  $^{14}\text{C}$  年龄 13250—13780 年的古土壤到处可见, 成壤区域更广。

在第三层古土壤顶部沉积有 30cm 厚的淡灰黄色粗砂层, 这是末次冰期最后一个寒冷阶段的产物, 通常称晚冰期, 时间距今 13000—12000 年。祁连山冰川后退过程中又转向前进, 土壤发育减弱。

剖面上部三层古土壤厚度不大,  $^{14}\text{C}$  年龄距今 12500—10740 年, 反映晚更新世末期和早全新世前期有三次短周期的成土阶段。

清水河剖面可概括为几个问题: (1) 在晚更新世晚期和早全新世前期 (距今 33720—10740 年) 约 23000 年间出现 11 次气候波动, 其中 6 次温湿成壤期和 5 次干冷沉积物堆积期。古土壤在青藏高原东北部和黄土高原西北部普遍存在, 成壤区域广。(2) 晚更新世晚期 (距今 33720—13850 年) 的

20000 年间, 气候变化小, 出现两次持续时间较长的寒冷期, 沉积层厚 4m 以上; 早全新世前期 (距今 1380—10740 年) 的 3000 年间, 气候波动频繁, 温湿期和寒冷各出现 3 次, 成土周期短。(3) 清水河剖面位置临近河流低阶地, 地形部位低, 各层古土壤在富水条件下具泥炭土特性, 但在高阶地, 高平原和丘陵上发育的古土壤多属草原土, 局部山地可见到森林土, 古土壤的发育是多样性的。

## (二) 祁连山北坡、青海湖盆地、共和盆地剖面

图 3 是青藏高原东北部栗钙土  $^{14}\text{C}$  年龄柱状图。山丹大马营处冷龙岭北侧海拔 2500m 的洪积扇中部, 表土以下 60—95cm 属  $B_1$  层, 95—130cm 为  $B_2$  层, 它们的  $^{14}\text{C}$  年龄分别距今  $3400 \pm 100$  年和  $6940 \pm 150$  年; 山丹花寨子与前者处同一地形部位, AB 过渡层在表土以下 50—60cm 之间,  $^{14}\text{C}$  年龄距今  $2730 \pm 58$  年, 两地相比可以看出 AB 层形成于晚全新世, B 层形成于中全新世。乌鞘岭海拔 2990m 坡地上的栗钙土, AB 层和  $B_1$  层  $^{14}\text{C}$  年龄距今  $1486 \pm 58$  年和  $2798 \pm 68$  年, 成土年代在晚全新世, B 层以下的两层埋藏土  $^{14}\text{C}$  年龄  $3520 \pm 70$  年和  $6350 \pm 140$  年, 成土年代在中全新世。青海湖盆地二郎尖东 2km 湖积平原, 埋深 160cm 的泥炭土  $^{14}\text{C}$  年龄  $2740 \pm 40$  年其上所发育的栗钙土成土年代在晚全新世。倒淌河及共和盆地几个剖面  $^{14}\text{C}$  年龄在 3400 至 7500 年之间, 成土于中全新世。

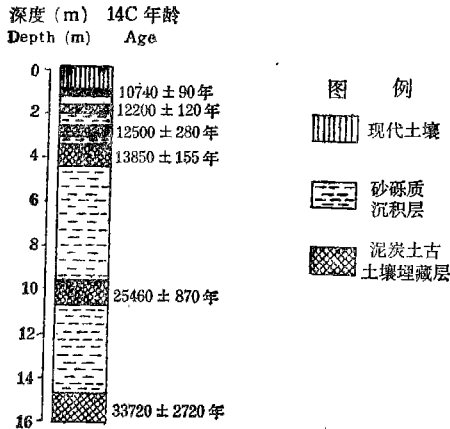


图 2 青藏高原清水河钻孔古土壤柱状年龄比较图

Fig. 2 Geological column showing the ages of fossil soils in the Qingshui River valley

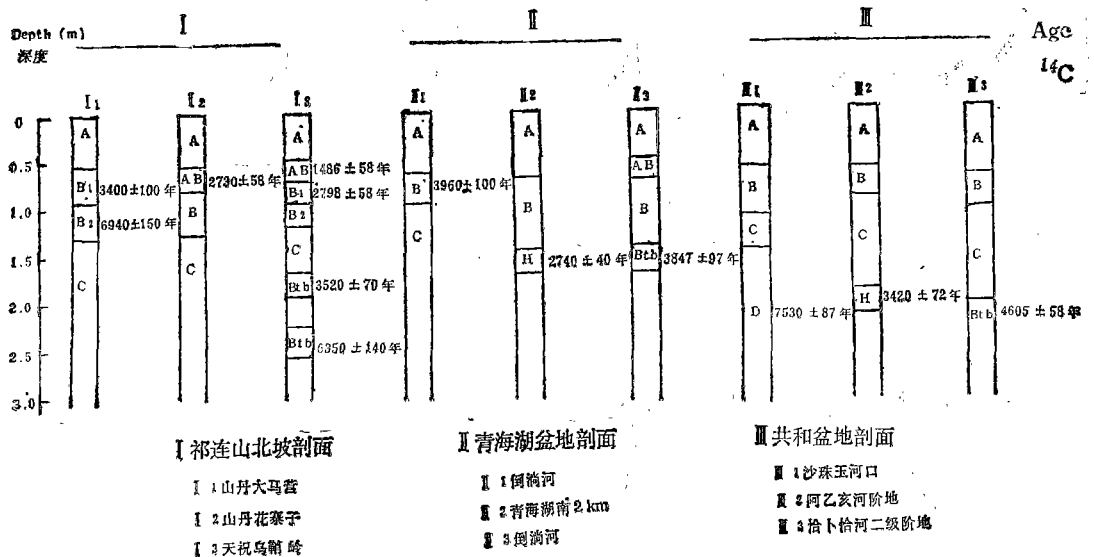


图3 青藏高原东北部边缘区的成土年代

Fig. 3 Forming ages of chestnut soil in the northeast marginal region of Qinghai-Tibet Plateau

由前述可以看出，青藏高原东北部栗钙土的 AB 层多形成于晚全新世，B 层形成于中全新世，剖面构造由中、晚全新世发育的土壤叠加组成。

由表 1 的资料可进一步阐明栗钙土的成土环境与历史演变过程：

1. 晚更新世晚期的成土环境 距今为 14000 年前后末次冰期最寒冷时期的结尾阶段，气温转暖，黄土高原西北部及青东地区又进入新的成土期。以共和盆地海拔 2900m 的沙珠玉河谷高阶地为代表，剖面中上部为粗粒质冲积物和风积物，现代土壤发育较差，75cm 以下出现古土壤有机质层，<sup>14</sup>C 年代  $14220 \pm 180$  年，孢粉含量较丰富，草本花粉 90% 以上，其中蒿属孢粉为 79.66%，禾本科 5.08%，蓼科 13.12%，菊科和毛茛科各占 0.07%。这些孢粉组成表明，栗钙土是在比较干燥的蒿属草原环境下形成的。此期，甘肃的临夏、陇东、宁夏的海源、固原出现草原黑垆土，兰州盆地及宁夏中卫出现灰钙土，这些不同类型的古土壤充分反映晚更新世晚期的黄土高原西北部及青东地区，其草原、干草原及荒漠草原的成土环境已基本形成。

2. 早全新世成土环境 大约距今 12000 年末次冰期结束以后，气温回升，青东和黄土高原又开始土壤发育。共和盆地北缘、青海湖盆地黑马河和祁连山北侧的扁豆口古土壤 <sup>14</sup>C 年龄分别距今  $11210 \pm 150$  年、 $10290 \pm 120$  年， $11280 \pm 110$  年。草本花粉占 95—97%。如青海湖及共和两盆地，蒿属 34.42%，菊科 11.64%，禾本科 10.06%，蓼科 6.17%，豆科 2.27%，毛茛科 3.96%，旋花科 10.39%，车前科 1.41%。同晚更新世晚期共和盆地比较，蒿属花粉明显减少，适应温湿环境的车前科和旋花科相对增多，气候由温凉干燥转向温和稍润，但仍属蒿属和禾本科草原成土环境。扁豆口蒿属花粉占 45.19%，藜科 21.15% 并出现了麻黄属，代表了温凉较干的干草原成土环境。

表 1 青东地区古土壤  $^{14}\text{C}$  年代及孢粉组合Table 1  $^{14}\text{C}$  age and plant spore-pollen component of fossil soil in the eastern Qinghai Plateau

时代 Age	地点 Locality	埋藏土深度 (m) Depth of buried Paleosol	$^{14}\text{C}$ 年代 (a.B.P.) $^{14}\text{C}$ age	孢粉(%) Spore pollen		古植被类型 Paleovegetation type
				草本花粉 Herbaceous pollen	木本花粉 Xylophyta pollen	
晚全新世	青海湖黑 马河	0.25	840±50	<i>Artemisia</i> sp. 28.3 Gramineae 28.3	Cupressaceae 4.8 <i>Betula</i> sp. 0.5	蒿属、禾本科草原
	青海贵南 马场	1.70	1341±67	<i>Ephedra</i> sp. 78.6 Gramineae 17.3	<i>Binus</i> sp. 4.1	麻黄、禾本科草原
	青海湖黑 马河	0.90	2080±60	Gramineae 28.9 <i>Artemisia</i> sp. 17.4 <i>Polygonum</i> sp. 12.9	Cupressaceae 7.1	禾本科、蒿属、藜 科草原
中全新世	青海湖 黑马河	1.40	4730±50	<i>Artemisia</i> sp. 24.4 Gramineae 12.2 Compositae 6.5 Chenopodiaceae 6.1	Cupressaceae 4.1	蒿属、禾本科、菊 科、藜科草原
	山丹 军马场	1.50	4000±80	<i>Artemisia</i> sp. 86.7 <i>Ephedra</i> sp. 8.4	<i>Pinus</i> sp. 0.96	蒿属、麻黄属 草原
		2.10	6790±70	<i>Artemisia</i> sp. 88.7 Chenopodiaceae 7.1 <i>Ephedra</i> sp. 4.1		蒿属、藜科、麻 黄属草原
早全新世	青海湖 黑马河	1.90	10290±120	<i>Artemisia</i> sp. 34.4 Compositae 11.7 Gramineae 10.1	<i>Betula</i> sp. 0.32	蒿属、菊科、禾 本科草原
	共和盆 地北缘	1.50	11210±150	<i>Artemisia</i> sp. 34.4 Compositae 12.2		蒿属、菊科草原
晚更新 世晚期	共和盆 地扎布达	0.75	14220±180	<i>Artemisia</i> sp. 79.7 Gramineae 5.1		蒿属、禾本科草原

3. 中全新世成土环境 经过距今 8500—7000 年全新世第一寒冷期黄土沉积土壤发育停顿之后进入全新世高温期,也称全新世气候最适宜期(距今 7000—3500 年),相当欧洲的气候适宜期(距今 7000—5000 年)和气候副适宜期(距今 4000 年左右),土壤有良好的发育。青东地区冰川和冻土下限后移,土壤发育范围广,土层厚,持续时间长。青海湖盆地、共和、贵南、山丹军马场等地大部分埋藏古土壤  $^{14}\text{C}$  年龄在 7000—3500 年之间,土层厚 80—100cm,底层  $^{14}\text{C}$  年龄 6900—5500 年,上层 5500—3500 年,成土时间长达 3500 年。

不同地区成土环境有较大差异。青海湖盆地黑马河剖面深 1.4m,  $^{14}\text{C}$  年龄 4730±50 年,孢粉组成中虽然草本花粉仍占花粉总量的 94%,但较耐旱的蒿属(24.39%)、菊科(6.50%)、藜科(6.10%)、禾本科(12.20%)四种花粉之和只占草本花粉总量的 49.19%,而喜湿的瑞香科(13.01%)、水龙骨科(11.38%)、车前科(11.79%)却占草本花粉总量的 36.18%,并出现桦木属(0.81%)和柏属(4.27%)花粉。同早全新世比较气候转向温暖湿润,为较湿润的草原成土环境。与黑马河不同的是共和、贵南和山丹军马场等地栗钙土剖面,耐干旱的麻黄属和蒿属孢粉剧增,分别占草本花粉总量的 4—8% 和 86—88%,干燥

度比早全新世明显增加,为干草原成土环境。

4. 晚全新世成土环境 中全新世之后,距今 3500 年北半球大范围气温转低,祁连山山岳冰川再次前进<sup>[4]</sup>,冰水物质在山麓沉积,风积黄土又一次覆盖土壤,成壤中断。这段寒冷期为全新世新冰期<sup>[4]</sup>,约持续 800—1000 年。距今 2700 年以后,气温转暖,降尘速度减弱<sup>[4]</sup>,成土条件基本上继承和保留了中全新世的草原环境,所不同的仍是气候湿润度各地有差异。

黑马河晚全新世埋藏土有两层,下层埋深为 0.9m,<sup>14</sup>C 年龄 2080±60 年,禾本科和蒿属等草本孢粉与中全新世无大异,但出现木本柏属花粉(7.01%),气候湿润度有提高;上层埋深 0.25m,<sup>14</sup>C 年龄 840±50 年,仍为禾本科、蒿属草原,木本花粉保留了柏属,新增了桦木属,气候进一步增湿。此后,气候渐趋旱化。现在的成土环境木本植物绝迹,草本植物中芨芨草、固沙草、蒿属占主要成分。

贵南马场古土壤埋深 1.7m,<sup>14</sup>C 年代 1341±67 年,草本孢粉占孢粉总量的 95%,麻黄属孢粉又占草本孢粉总量的 78%,麻黄属高比例的存在,表明晚全新世共和、贵南比较干旱,具荒漠或草原化荒漠特征。现在地面麻黄属不复存在,而芨芨草、早熟禾、固沙草和蒿属为优势群落。

根据前述,我们对青藏高原东北部边缘区栗钙土的成土年代和历史演变过程有以下初步认识。

1. 青藏高原东北部自晚更新世晚期的末次冰期以后,山间盆地、山前丘陵及浅山地帯已演变为草原环境并延续至现在。其间有温暖稍湿和严寒干冷的气候波动,植被类型也随之由草原、干草原和荒漠草原交替出现,但总的特征以蒿属草原为主。

2. 栗钙土主要发育在末次冰期以后比较温湿的四个成壤期:(1)晚更新世晚期末次冰期以后的气温回升期(距今 14000 年左右),(2)早全新世温暖期(距今 12000—8500 年),(3)全新世高温期(距今 7000—3500 年),(4)晚全新世(距今 2700 年以后)。

3. 栗钙土的剖面构造,有单层型构造,多见于侵蚀性低山和黄土丘陵,土层浅薄,现代土壤之下即为基岩风化物或黄土母质,不存在埋藏土。而更多的是叠复型构造,往往在现代土壤 B 层以下出现多层埋藏土。栗钙土的 AB 层、B 层和 BC 层由成土年代相差 2000—3000 年不同时代的古土壤构成。

## 二、栗钙土的主要性质

由于高原地势的影响和环境条件的历史演变,栗钙土有以下主要特性。

1. 剖面特征:栗钙土的剖面由腐殖质层、钙积层和母质层组成<sup>[4]</sup>。侵蚀性的丘陵和低山,其土层薄,有机质层厚 15—20cm,剖面由 AB-B-C 发生层组成;黄土台地和冲积洪积平地,土层深厚,有机质层 40—60cm,剖面呈 A-AB-B-C 型;不少剖面淀积层以下出现埋藏土,剖面结构呈 A-AB-Btb 型。

2. 有机质特性:栗钙土分布区植被长势良好,但气温低,有机质分解缓慢,粗积性强,含量较高,水分条件好,地势偏高的山地阴坡其含量一般 4—6%,侵蚀和向阳山坡为 2—2.5%。腐殖质组成中富里酸高于胡敏酸,腐殖质含碳量占总碳量的 21—30%,胡敏酸碳

表 2 山地栗钙土主要理化性质分析

Table 2 Major physical and chemical characters of mountain chestnut soil

采样地点 Locality	采样深度 (cm) Sampling depth	有机质 (%) O.M	全氮(%) Total N	代换量 (毫克当量/ 100 克土) CEC meq/100g	pH	CaCO <sub>3</sub> (%)	腐殖质组成 Humus composition						土体分子比率 Molecular ratio of soil mass		
							全 C (%) Total C	腐殖质总 C 量 (%) Total C of humus	胡敏酸 C (%) Carbon of H.A	富里酸 C (%) Carbon of F.A	残渣中 C (%) C of residue	胡敏酸 富里酸 H.A F.A	SiO <sub>2</sub> R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
* 肃南水关乡	0—43	6.02	0.532	14.47	8.1	7.81	3.69	0.77	0.19	0.58	2.86	0.33			
	43—88	2.89	0.176	9.45	8.5	11.29	1.76	0.54	0.15	0.39	1.22	0.39			
	88—120	1.33	0.101	6.06	8.5	17.05									
	120—140	0.87	0.059	4.62	8.5	22.91							6.32	30.34	7.96
	140—	0.71	0.059	3.82	8.4	19.90							6.38	30.34	8.07
* 山丹 军马场	0—16	2.85	0.170	7.47	8.1	6.31	1.91	0.52	0.22	0.30	1.39	0.73			
	16—39	1.53	0.096	5.56	8.3	8.19	1.03	0.27	0.11	0.16	0.76	0.69			
	39—55	1.15	0.081	5.13	8.3	8.49									
	55—77	2.28	0.197	5.27	8.0	5.43									
	105—130	2.53	0.197	—	—	—									
青海湖 江西沟	0—10	3.36	0.201	13.44	8.1	6.35							7.66	61.35	8.75
	10—28	2.17	0.148	11.65	8.2	7.18							8.34	52.67	9.91
	28—45	1.74	0.106	9.71	8.3	10.46							7.01	51.64	8.34
	45—62	1.29	0.074	7.25	8.5	12.67							7.78	57.71	9.11
	62—110	0.68	0.004	6.98	8.3	9.84							6.32	58.01	7.07

\* 陈隆亭同志提供的资料。

量只占总碳量的 1.1—8.5%, 胡敏酸与富里酸之比为 0.33—0.73,  $E_4/E_6$  为 2.67—4.88, 这些数据充分说明栗钙土的腐殖质芳构化程度低。产生芳构化程度低的原因主要是气温低, 影响了有机残体的分解, 从而阻碍了腐殖物质的进一步缩合(表 2)。

3. 碳酸钙聚积特征: 由于栗钙土分布区气候半干旱, 只有短期季节淋溶, 各发生层均含碳酸钙。有机质层含量 6.31—7.81%, 淀积层增到 8.49—12.67%, 淀积层是有机质层含量的 1.3—1.6 倍。内蒙古高原的栗钙土, 淀积层中  $\text{CaCO}_3$  含量是有机质层含量的 6—10 倍<sup>[6]</sup>。两地对比可以看出, 青藏高原东北部栗钙土中  $\text{CaCO}_3$  的淋溶与淀积并不强烈。

4. 机械组成特征: 土壤质地轻, 与母质关系极为密切。黄土母质上发育的土壤, 粗粉砂占 50—60%、细砂和细粉砂占 15—18%, 粘粒含量 6—8%; 共和、兴海、贵南风沙严重的砂质土壤, 细砂占 40—60%, 粉砂 20—24%, 粘粒仅有 2—4%。虽然因栗钙土风化程度弱而粘粒含量不高, 但在土壤剖面中部却有淀积趋势, 如山丹军马场剖面 0—40cm 含量为 6.07%, 40—50cm 增到 7.28%, 50—80cm 达 8.08%, 100cm 以下却减为 7.42%, 说明土壤剖面中部呈弱粘化特征。

根据 X 射线衍射分析, 粘土矿物以伊利石为主, 此外有绿泥石和少量蒙脱石<sup>1)</sup>, 这和黄土母质中的粘土矿物种类基本相同, 表明栗钙土的成土过程对矿物没有产生明显的破坏作用。

5. 土体全量组成特征: 黄土母质发育的土壤, 硅铁铝比率 5.8—6.3, 湖积母质和风积母质发育的土壤比率在 6.3—8.4 之间, 而且比率在剖面中部略有偏低的现象;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  剖面上下含量无差异, 表示没发生移动;  $\text{CaO}$  含量在剖面中部明显增高, 这与  $\text{CaCO}_3$  的下移淀积有密切关系。

### 三、结 束 语

1. 栗钙土是青藏高原东北部边缘区发育的山地垂直地带性土类。

2. 本区早更新世至晚更新世晚期, 自然环境由湿润半湿润的森林和森林草原逐渐演变为比较干燥的干草原。因此可以认为栗钙土是从晚更新世晚期以后的干草原环境下开始发育的。虽然此时期经历了几次冰期和间冰期的更替以及多次小周期的气候变化, 土壤也同步出现了发育期与中断期, 但始终保持着草原环境下的成土过程。因而, 现代土壤之下叠复多层古土壤。这些不同层次的古土壤形成于不同的年代, 最早出现于晚更新世晚期和早全新世, 但更多的则成壤于中全新世和晚全新世。

3. 剖面 AB 层以下出现多层古土壤, 它们是不同的成壤期的主要标志, 下部成土时代老, 上部成土时代新。

4. 叠复型栗钙土 0—200cm 范围内, 大部分包含全新世三个成壤期的古土壤, 晚更新世晚期古土壤埋深在 200cm 以下, 这与寒冷期的沉积物巨厚有关, 少部分剖面四个成壤期的古土壤全在 200cm 以内。因此可以认为: 栗钙土的整体剖面是由现代土壤和不同时代的古土壤所组成。

1) 陈隆亨, 1985: 甘肃省河西地区水、土资源及其合理开发利用。



5. 栗钙土有机质含量较高,腐殖化程度弱土壤资源的合理利用,因受气温、坡度和土壤侵蚀因素的限制,农业生产潜力比较低,除浅山丘陵和冲积-洪积平地适宜农业外,而海拔 2900m 以上的中山和高平原只宜发展牧业。

### 参 考 文 献

- [1] 中国科学院南京土壤研究所主编,1978: 中国土壤,科学出版社。
- [2] 中国科学院青藏高原综合考察队,1985: 西藏土壤。科学出版社。
- [3] 中国科学院青藏高原综合考察队,1982: 西藏自然地理。科学出版社。
- [4] 刘东生等,1985: 黄土与环境。科学出版社。
- [5] 徐叔鹰等,1984: 青藏高原东北部边缘地区冰缘发展探讨。冰川冻土。第6卷2期,15—25页。
- [6] 中国科学院内蒙古宁夏综合考察队,1978: 内蒙古自治区与东北西部地区土壤地理。科学出版社。

## HISTORIC EVOLUTION OF CHESTNUT SOIL IN THE NORTHEASTERN MARGINAL AREA OF THE QINGHAI-TIBET PLATEAU

Hu Shuangxi, Xu Qizhi, Zhang Weixiang and Wu Wenyen

(Department of Geography, Lanzhou University)

### Summary

Based on  $^{14}\text{C}$ -dating, pollen analysis and physical and chemical data, the formation environment, historic evolution process and major physical and chemical properties of chestnut soil in the northeastern marginal area of the Qinghai-Tibet plateau were studied. The following conclusions are proved: (1) The soil had already developed during the late-Pleistocene, but mostly developed in the middle and late Holocene; (2) The herbaceous pollen in the soil-forming period occupies about 90%, of which *Artemisia* sp. and Compositae dominate, and small amount of xylophata pollen is found in some regions; (3) The profile structure of chestnut soil is made up of recent soil and paleosol developed in different time; (4) The weak weathering of soil minerals and faint humification of the soil are because of dry and frigid climate in soil forming process.