

暗色草甸白浆土的发生学特性

黎 積 祥
(中 山 大 学)

摘 要

暗色草甸白浆土广泛分布于中国东北某些地区老阶地和山麓緩坡上,它是在寒冷湿润的森林草甸的生物气候条件下形成的,土壤剖面形态与生草灰化土相近似,故过去土壤学家錯誤地把它称为生草灰化土。

这种土壤的形成过程是受草甸化作用和表层間歇性潛育化作用影响下形成的,根据当地农民的命名把它称之为暗色草甸白浆土。白浆层的矽酸粉末是由于表层滞水或土壤水中溶解矽酸,旱季它沿毛管水上升經過脫水作用析出,重新結晶成为无定形矽酸。

土壤溶液呈微酸性反应性,盐基飽和度高,代換性鎂含量多,根据伦琴射线分析、差热分析证明了这种土壤的次生粘土矿物組成以拜来石为主。所有这些土壤性质是草甸化过程的结果,并非灰化作用所致。

暗色草甸白浆土广泛分布在我国东北某些地区老阶地和部分山坡地上,它是农业生产的主要基地。过去我国土壤学家把这种土壤称为生草灰化土^[1,2],苏联 Ю. А. 李維洛夫斯基(Ю. А. Ливеровский)把泽雅-布列雅(Зейско-Буреинский)平原类似于这种土壤称为殘余的脫碱化草甸土^[3,4],我国东北当地农民則称之为“白浆土”,曾昭順在“关于白浆土問題”^[5]論文中,对于这种土壤的形成条件和性质做了概略的說明,最近 В. А. 科夫达(В. А. Ковда)、宋达泉教授等編制的中国土壤图^[6]給以“无石灰性暗色草甸白浆土(脫碱化)”的命名,并以图例符号表示出来。中苏两国土壤学家对于这种土壤的形成过程,尚有不同的見解。

一、土壤形成的自然条件

暗色草甸白浆土主要是在湿润的森林草甸景观下形成的,在它分布的地区,年雨量500—700毫米,年平均温度5—8°C,冬季寒冷(1月平均温度-22—-30°C),少雪,深厚的土层結冻,夏季炎热(8月平均温度19—22°C),土壤上部融解,冻层逐漸下移,形成土壤表层滞水現象。

这种土壤是发育在地势平坦的第Ⅱ、Ⅲ級阶地上,成土母质以第四紀湖相沉积物和河流冲积物的重粘壤质和粘土为主,在2米左右的深处,往往发现有黄棕色的粗砂层,上部是深厚的粘土层,所有这些季节性冻层和粘土层,对于草甸化过程和潛育化过程有着巨大的影响。

一般暗色草甸白浆土主要是森林草甸植被下形成的,乔木有柞树(*Quercus mongolica*),东北白桦(*Betula manshinica*),山楊(*Populus davidiana*)等;灌木有榛子(*Corylus hetero-*

phylla), 胡枝子(*Lespeleza bicolor*), 怀槐(*Maackia amurensis*)等; 草本植物有地榆(*Sanguisorba officinalis*), 铃兰(*Convallaria manshurica*), 草莓委陵菜(*Potentilla fragarioides*)等。此外, 在低湿地方则为草甸草本植被, 其中主要植物有小叶章(*Calamagrostis hirsuta*), 苔草(*Carex spp.*), 沼柳(*Salix brachypoda*)等。这些草甸植被每年生长量很大, 促进了土壤的生物循环和加剧了草甸化过程。

二、土壤的发生学特性

暗色草甸白浆土具有明显的发生层次, A层的厚度约10—12厘米。暗棕灰色, 鬆軟湿润的粘壤土, 团粒状结构。A₂层厚度达20厘米左右, 这层最明显的特征是有大量灰白色的矽酸粉末, 片状结构, 往往发现象绿豆大小的铁锰结核。下面为紧实的B层, 其厚度在20—40厘米之间, 湿润的黄棕色粘土层, 有可塑性, 稜块或稜柱状结构, 加以压力则变为核块状或核粒状, 结构表面有胶膜, 结构单位间散布有矽酸粉末, 全剖面发现潜育化过程所形成的锈斑和锈条。

从土壤剖面形态看来, 这种土壤很象生草灰化土, 故以前土壤学家错误地把它划为生草灰化土。但最近在B. A. 科夫达、Ю. A. 李维罗夫斯基和宋达泉教授的论文中^[7], 则把这种土壤列为草甸过程的土壤, 并加以详细的说明。

暗色草甸白浆土是在湿润的森林草甸的生物气候条件下形成的, 它的物理和化学性质与生草灰化土有所不同, 现将暗色草甸白浆土的机械组成分析结果列于表1中。

表1 暗色草甸白浆土机械组成分析结果

剖面 号	层 次 名 称	采 样 深 度 (厘米)	顆 粒 (%) 直 径 (毫 米)						機 械 組 成 名 称 (按卡夫斯基分类)
			砂		粉	粒	粘粒	細粒总量	
			1—0.25 (毫米)	0.25— 0.05 (毫米)	0.05— 0.01 (毫米)	0.01— 0.001 (毫米)	<0.001 (毫米)	<0.01 (毫米)	
124	A ₁	2—11	10.0	14.0	34.0	26.0	16.0	42.0	粉质粗粉重壤土
	A ₂	12—21	8.0	18.5	28.5	24.0	21.0	45.0	砂质粗粉重壤土
	B ₁	47—66	7.0	10.0	21.5	35.5	26.0	61.5	粗粉粗质轻粘土
	B ₂	100—110	3.5	27.0	21.5	16.0	32.0	48.0	粘砂质重壤土
166	A ₁	2—10	5.0	5.0	41.0	33.0	16.0	49.0	粉质粗粉重壤土
	A ₂	20—30	7.0	5.0	39.0	33.0	16.0	49.0	粉质粗粉重壤土
	B	66—70	4.0	3.0	17.0	38.5	37.5	75.0	粘粉质中粘土
215	A ₁	2—12	3.5	4.7	38.3	35.5	18.0	53.5	粉质粗粉轻粘土
	A ₂	22—32	8.3	8.2	34.0	35.5	14.0	49.5	粗粉粉质重壤土
	A ₂ B	38—48	3.0	3.3	27.2	36.0	30.5	66.5	粘粉质中粘土
	B	60—70	2.5	2.5	22.2	28.8	44.0	72.8	粘粉质中粘土
119	A ₁	2—11	7.0	5.0	42.0	29.5	16.0	46.0	粉质粗粉重壤土
	A ₂	17—27	9.0	5.5	35.5	34.0	16.0	50.0	粉质粗粉重壤土
	A ₂ B	33—41	8.5	4.5	29.5	34.5	23.0	57.5	粗粉粉质重壤土
	B ₁	52—68	0	1.0	23.0	43.0	33.0	76.0	粘粉质中粘土
	B ₂	116—126	0	2.5	32.5	46.0	19.0	65.0	粗粉粉质轻粘土

表2 暗色草甸白浆土化学分析结果

剖面 号	层次 名称	采 样 深 度 (厘米)	pH		代换 酸	水解 酸	有 机 质 %	吸收性阳离子 (毫克当量/100克土)				吸收总量 (毫克当量/ 100克土)	盐基饱 和度 (%)	全量 P ₂ O ₅ (%)	有效 磷 毫克/100 克土	有效 钾 毫克/100 克土
			水 提 液	盐 提 液				毫 克 当 量 /100 克 土	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺					
124	A ₁	2—11	6.67	5.45	0.058	2.82	5.82	17.80	3.30	0.053	0.005	21.60	97.6	0.187	8.75	19.0
	A ₂	12—21	5.80	4.69	0.055	2.58	2.35	11.09	3.57	0.021	0.034	16.08	91.2	0.108	3.75	12.0
	B ₁	47—66	6.10	4.35	0.053	2.63	0.75	20.00	7.05	0.031	0.022	27.16	99.5	0.106	8.75	未测
	B ₂	100—110	6.45	4.30	0.076	2.22	0.38	15.18	4.66	0.045	0.031	21.13	94.0	0.104	未测	未测
215	A ₁	3—12	6.21	4.95	0.195	6.99	11.7	22.52	6.78	0.131	0.064	37.58	75.4	0.26	3.75	12.60
	A ₂	22—32	6.30	4.12	0.847	5.50	0.96	5.87	3.05	0.043	0.804	11.84	75.2	0.11	无	4.75
	A ₂ B	36—46	5.59	3.51	2.267	3.20	0.75	9.07	4.44	0.068	2.199	19.72	68.5	0.10	无	无
	B	60—70	5.68	3.50	2.842	未测	0.98	14.13	6.82	0.041	2.801	30.31	69.1	0.08	未测	未测
119	A ₁	2—11	6.90	5.60	0.047	2.02	3.32	14.15	4.47	0.031	0.016	19.99	93.2	未测	未测	未测
	A ₂	17—27	6.70	5.05	0.035	1.81	0.87	6.25	4.21	0.025	0.010	13.04	80.5	未测	未测	未测
	A ₂ B	33—41	6.68	4.76	0.199	2.10	0.35	13.39	6.72	0.072	0.127	23.79	80.5	未测	未测	未测
	B ₁	52—68	6.29	4.36	0.080	2.80	0.38	20.95	10.41	0.067	0.013	32.01	97.8	未测	未测	未测
	B ₂	116—126	6.30	4.10	0.039	2.50	0.32	20.95	9.89	0.017	0.022	31.84	94.4	未测	未测	未测

暗色草甸白浆土物理-化学分析结果图解

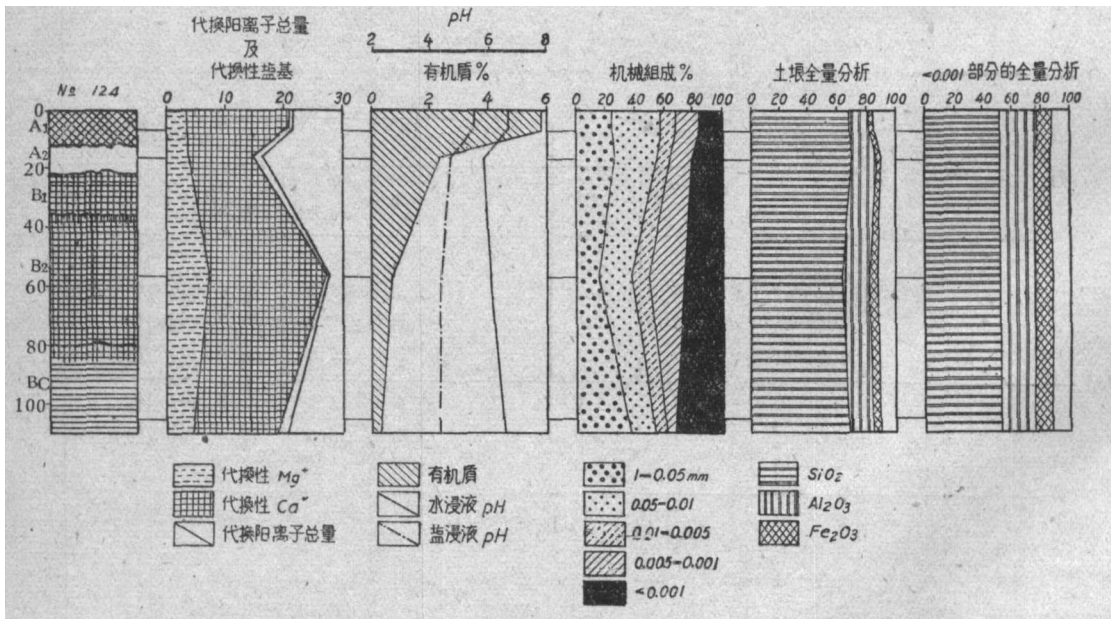


图 1

从表 1 可以看出,各个土壤剖面中B层有明显的粘化度,这与强烈的淋溶作用和成土母质来源——河相和湖相沉积物有关,粘粒粒级(<0.001 毫米)有规律性的移动, B层有明显的淀积现象,在表层滞水情况下,原生矿物强烈的水解和破坏,促进风化过程和成土过程的粘土化作用。

其次,每年雨季和季节性冻层的融解,发生强烈的淋溶和渗滤过程,引起胶粒部分的

淀积,故表层中粘粒粒级含量很少(14—16%),而B层显著地增加(33—44%),两者胶粘含量相差一倍以上;其中粗粉粒(0.05—0.01毫米)在A₂层中含量较高,这与砂酸的聚积有关。

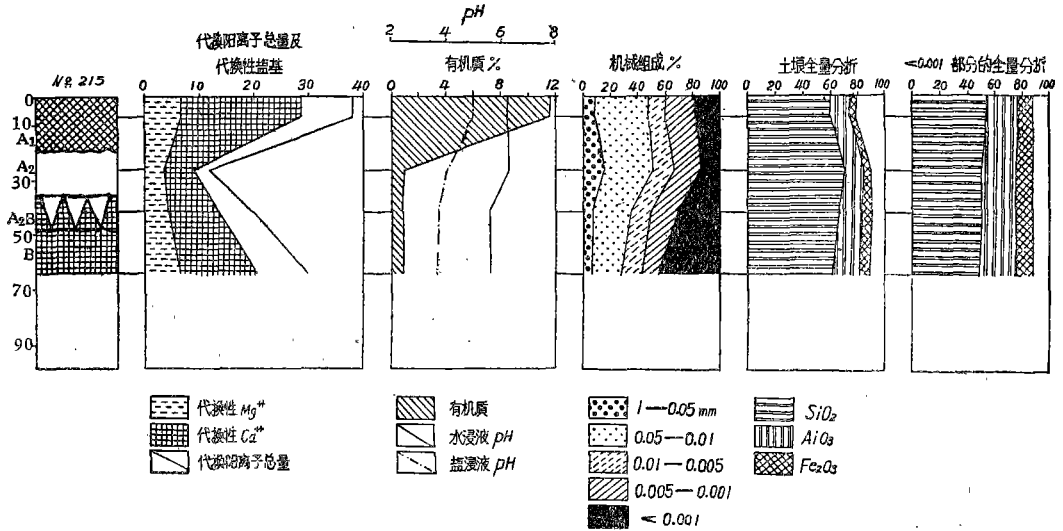


图 2

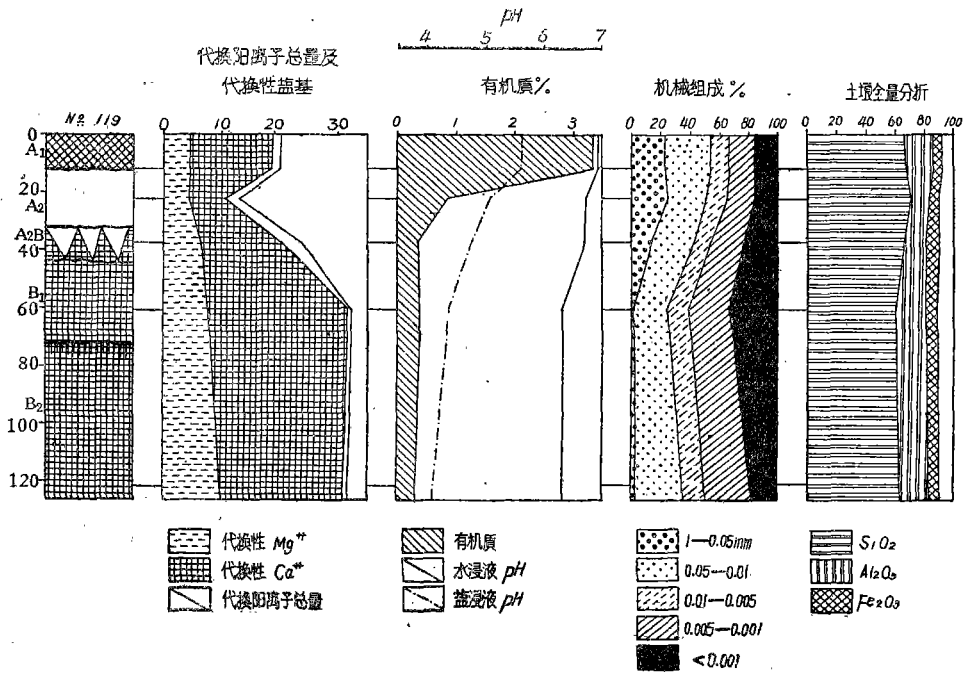


图 3

暗色草甸白浆土应该属于水成土,具有潜育型的土壤水分状况,所采集的整段标本放两年后,土壤体积缩小7.0%左右,这证明了土体中含有丰富的水分。

从化学分析结果可以看出,土壤剖面中 A_1 层有机质含量很多,达5.5—12%,但进入 A_2 层则急剧减少,仅0.75—2.35%。在个别剖面中, B 层有机质含量要比 A_2 层稍为增加,这是由于腐殖质酸盐被淋溶和淀积的结果。每年草甸植物生长量很大,它们的地下部分和地上部分的残体分解和腐殖质化作用,使土壤表层聚积大量的腐殖质。Ю. А. 李维罗夫斯基认为^[1],泽雅-布列雅平原这种土壤的腐殖质的组成,胡敏酸成分要比富里酸占多数,这与生草灰化土的腐殖质组成是有所不同的。

土壤溶液呈中性反应,由于次生阔叶林和草本植物残体分解释放出大量盐基的中和作用,故水提液 pH 值在 5.6—7.0 之间,而 A_2 层酸度并不高 ($pH = 5.8—6.9$),全剖面土壤酸度的变化与生草灰化土不符合,而近似于苏联远东的南部地区的草甸脱碱土^[3]。土壤中代换氢含量极少,但在剖面 215 中,由于活性铝含量较高(每 100 克土 2.2—2.8 毫克当量),故土壤底层的盐提液 pH 值显著地降低。

关于活性铝的来源可能有下面三个途径:

1. 土壤中的有机酸破坏了铝矽酸盐并与铝结合形成腐殖质酸盐(如胡敏酸铝和富里酸铝)。

2. 铝的来源与柞树的生物学特性有关。柞树的根系生长很深,吸收较多的铝元素,根据苏联的材料^[3],柞树根系的灰分中含有 Al_2O_3 达 2.12—4.00%,当根系死亡和矿质化后,使土体中铝的含量增加。

3. 土壤胶体部分有强烈吸收铝离子的能力,同时在粘土矿物晶格中的铝可以转移出来,使土壤吸收复合体中铝离子含量增高。

土壤草甸化过程的主要特征是草甸植物根系伸展较深,吸收土壤——底土水中的矿物质元素,每年这些植物残体矿质化释放出大量盐基,并在土体中聚积起来,强烈的草甸化过程扩大了盐基成分的生物循环,使土壤向富盐基方向发展,因此,土壤中代换性盐基含量很多,其中以代换性钙为主,每 100 克土最高含量达 20 毫克当量,但在 A_2 层中它的含量显著地降低,这与土壤中进行强烈的淋溶作用有关。其次为代换性镁,每 100 克土中它的含量达 3—10 毫克当量,由于充足的雨量和季节性冻层,土壤水分的淋洗渗透作用,使土壤淀积层中镁的含量显著地增加。按照代换性钙和镁的分配,充分说明了土壤中进行草甸化过程的特性。

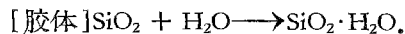
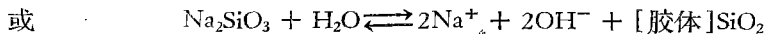
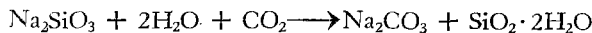
一般这些土壤盐基饱和度都很高,达 80—99%,这与土壤中有有机—无机胶体含量较多有关,但在剖面 215 土壤中盐基饱和度仅在 70% 左右,这是由于土壤中含有较多活性铝的结果。

从化学全量分析结果可以看出,在 A_2 层中有较多量 SiO_2 的聚积,而且从土壤剖面中也可看到有很多象面粉的矽酸粉末存在,关于矽酸的来源应该考虑到有机界和无机界之间相互作用的元素交换以及地球化学的特性,一般来说,通过灰化和脱碱化的过程均可引起 SiO_2 的聚积,但在这种土壤中矽酸聚积与草甸过程和季节性冻层的变动有着密切的联系。

每年夏季来临,季节性冻层下移和土体的粘化作用所形成的不透水层,这样使风化过程和成土过程易活动产物的淋溶受到阻滞,特别是在草甸植被下,由于生命活动释放出碳酸,在水分过多条件下引起矽酸盐的强烈破坏和水解。

表 3 暗色草甸白浆土的化学全量分析结果

剖面号	层 次 称	采 样 深 度 (厘米)	烧 失 量	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	总 量	SiO ₂ / R ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃
				%							
土 体 部 分											
124	A ₁	2—11	7.76	67.53	18.72	3.08	15.64	94.01	6.58	7.39	57.60
	A ₂	12—21	4.66	71.23	19.52	3.95	15.57	95.41	6.75	7.41	48.00
	B ₁	47—66	4.93	63.17	24.10	5.73	18.37	92.20	5.13	6.16	30.60
	B ₂	100—110	3.59	66.68	22.70	4.95	17.75	92.97	5.45	6.43	35.80
215	A ₁	2—12	15.50	59.75	18.40	4.32	14.17	93.65	6.06	7.22	37.50
	A ₂	22—32	3.57	70.20	19.52	4.78	14.70	93.29	6.62	7.94	39.67
	A ₂ B	36—48	4.36	66.68	22.64	5.44	17.20	93.68	5.52	6.65	32.60
	B	60—70	5.33	62.58	22.56	6.59	18.97	93.47	4.63	5.67	25.27
119	A ₁	2—11	5.86	67.63	24.80	6.07	18.73	98.29	5.13	6.20	29.68
	A ₂	17—27	3.42	70.26	19.89	5.16	14.73	93.57	6.68	8.19	36.26
	A ₂ B	33—41	4.16	66.53	23.41	6.38	17.03	94.10	5.41	6.72	27.72
	B ₁	52—68	5.75	61.27	26.94	7.10	19.84	93.96	4.92	5.30	22.72
	B ₂	116—126	5.08	62.77	25.94	6.57	19.37	93.79	4.55	5.56	25.41
胶 粒 部 分 (<0.001 毫 米)											
124	A ₁	2—11	7.53	52.36	35.14	10.97	24.17	95.03	2.90	3.72	12.71
	A ₂	12—21	6.73	51.77	34.88	10.63	24.25	93.38	2.87	3.67	12.95
	B ₁	47—66	6.89	51.69	35.80	11.00	24.80	94.38	2.86	3.57	12.49
	B ₂	100—110	6.22	52.56	34.70	10.96	23.74	93.48	2.93	3.80	12.75
215	A ₁	2—12	7.43	52.33	34.64	9.45	25.19	94.40	2.90	3.56	14.71
	A ₂	22—32	7.50	50.13	37.05	11.77	25.28	94.68	2.74	3.41	11.32
	A ₂ B	36—48	7.90	49.67	37.02	11.55	25.47	94.59	2.72	3.34	11.42
	B	60—70	8.73	58.05	37.43	11.57	25.86	96.21	2.73	3.32	11.51



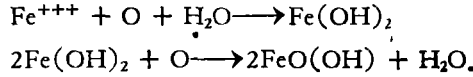
当降雨或解冻时,这些产物以溶胶状态随着逕流从高处带到这里聚积起来。旱季强烈的蒸发和蒸腾作用,矽酸溶胶沿着毛细管壁上升,经过脱水后重新结晶进行水型的沉淀析出,故 A₂层和B层中往往发现连成一片条状和斑点状的二氧化矽粉末。

同时应该指出矽酸来源的生物学过程,就是植物根系从土层深处吸收矽酸溶液构成它们的有机体,死亡后再归还到土壤中。B. B. 波雷諾夫(B. B. Полюнов)院士指出^[9]：“以这样方式进入植物有机体的数量很多的二氧化矽,为它在植物溶胶中的高额含量所证明,在某些高等植物中它的含量达于物质总量的3—4%,并超过灰分物质含量的4%”。根据B. И. 維尔納斯基(B. И. Вернадский)的计算^[10],存在于有机体成分的数量达几十亿吨,强烈的草甸化过程丰富了土壤中矽酸的含量。

土壤周期性的处于饱和状态和淋溶作用,引起三氧化物的移动和聚积,淀积层中三

二氧化物的含量显著地增加,在B层中 R_2O_3 的含量要比 A_2 层高出 4.6—7.0%, 这是由于土壤上部的原生矿物分解,形成可溶性铁、铝的氧化物和腐殖质酸盐,随着下降水流的淋溶作用,在B层中聚积起来。

在草甸过程中,风化壳里的铁不可避免地受到水和氧的作用,首先表现出它的不稳定性,并转变为亚铁氧化物移动到土层的深处。



这样一来,由于氧化—还原过程使B层中普遍发现非晶质的铁锰结核、胶膜和黑色的斑点 ($Fe^{+++} \rightleftharpoons Fe^{++}$, $Mn^{+4} \rightleftharpoons Mn^{+2}$)。

于结冻期间,这种土壤处在固态水状况,风化过程大为减弱,甚至停止。夏季来临,冻层融化,土壤中的原生矿物开始分解和风化作用,因此,这种土壤风化度较低,故土体和胶体部分的砂、铝分子比率也较高(土体部分 $SiO_2/Al_2O_3 = 5.3-8.2$, 胶体部分 $SiO_2/Al_2O_3 = 3.3-3.8$)。

土壤中分离 <0.001 毫米部分粘土矿物的差热曲线(图4),在剖面215的差热谱为 100° 、 $530-535^\circ$ 、 $860-890^\circ$ 时,有三个明显的吸热谷;在温度为 203° 、 $745-800^\circ$ 、 $920-$

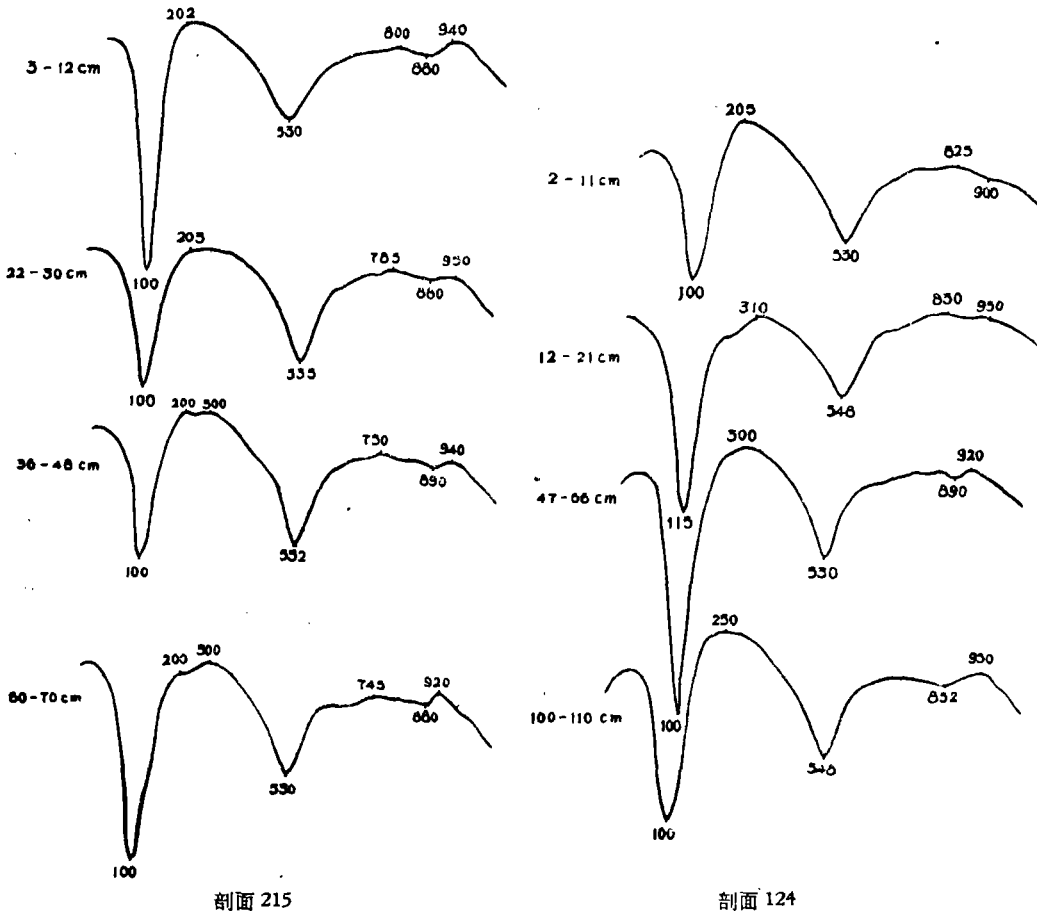


图4 暗色草甸白浆土 <0.001 毫米的粘土矿物差热图谱 (王国良分析)

表 4 伦琴射线分析的结果*

标准蒙脱土	$d\text{\AA}$ 强度	7.30 弱	6.26 强	5.41 中	3.59 强	2.82 中	2.12 强
暗色草甸白浆土	$d\text{\AA}$ 强度	— —	6.27 强	5.09 弱	3.49 中	2.78 中	2.04 中

* 伦琴射线分析, 采用Cu靶, 选用Ni滤光板, 曝时3.5小时, 相机口径57.3厘米, 底片两个孔, 其中标准蒙脱土标本是中国科学院土壤研究所供给的。黎积祥分析。

950°时, 有三个放热峰。在剖面124中, 除了A₂层外, 其他各层的吸热和放热均接近于前者。

至于胶粒部分(<0.001毫米)的伦琴射线分析结果列于表4中。

从伦琴射线分析结果可以看出, 粘土矿物晶格间距和线条强度均类似于蒙脱石组矿物, 但仅根据伦琴射线分析很难把这个粘土矿物组的各种矿物区别开来。

此外, 这种土壤和邻近的厚层暗色草甸土胶粒部分的代换量都很高, 而且SiO₂/R₂O₃的分子比率在2.7—2.9之间。

根据这些化学分析、差热分析和伦琴射线分析结果, 证明了暗色草甸白浆土应该以拜来石为主的蒙脱石组粘土矿物, 尽管拜来石和蒙脱石的性质相似——高度分散性、较高的代换量和强烈的膨胀性, 但从差热分析和化学分析结果看来则有显著的差别(蒙脱石: $d = 14\text{\AA}$, 第二个吸热谷温度在600°C以上, <0.001毫米胶粒代换量每100克为80—120毫克当量, SiO₂/R₂O₃ > 4; 拜来石: $d = 9.8\text{\AA}$, 第二个吸热谷温度为520—560°C, <0.001毫米胶粒代换量每100克为55—65毫克当量, SiO₂/R₂O₃ = 3左右), 同时我们认为拜来石和蒙脱石可由长石、云母及其他原生矿物风化作用形成, 因此, 这些粘土矿物的形成与周围介质反应有所联系, 更重要的是决定于风化作用程度、成土因素以及土壤的发育阶段。

这种粘土矿的主要特性是具有明显的可塑性及其于缩湿胀的性能, 当湿润时体积膨胀, 造成不良的通气性和透水性, 引起土壤的还原过程; 但干燥时则体积收缩, 进入充足的氧气, 引起强烈的氧化过程。所有这些干湿交替相应的氧化—还原过程都有利于草甸化的形成和发展。

从分析结果可以知道, 暗色草甸白浆土的土壤农业生产特性是不够良好的, 可供植物利用的营养元素较少, 特别是P₂O₅的含量很低, 最好能配合施用有机肥料和磷肥; 同时采取适当的耕作技术措施, 深耕松土, 改善土壤物理性质和水分状况。

三、结 语

1. 我们认为我国东北的东部河谷阶地及平缓山麓没有生草灰化土存在, 以前所称的“生草灰化土”应该属于暗色草甸白浆土(脱碱化), 其形成过程是受草甸化作用、上层间歇性潜育化作用以及季节性冻层的影响, 所谓脱碱化是由于强烈的草甸化过程开始, 不一定由碱土变来。

2. 白浆层(A₂G层)的矽酸粉末系由于表层滞水或土壤水中溶解矽酸, 旱季强烈的蒸发和蒸腾作用, 矽酸溶胶沿着毛管水上升, 经过脱水作用析出, 重新结晶而成无定形矽酸, 并非由于普通灰化作用所致。

3. 在北部小兴安岭和完达山的针叶林下,发育在疏松母质上并没有灰化土分布,但这里是河谷的平坦阶地、次生阔叶林和草甸植被以及粘重的河相或湖相沉积的母质所进行的成土作用,这显然不符合于灰化土的成土条件和土壤地带性的规律。

4. 这种土壤是潜育型的水分状况,而生草灰化土是淋溶型的水分状况,土壤溶液呈微酸性至中性反应,盐基饱和度和很高,代换性镁的含量较多,所有这些性质与灰化土所固有的性质恰好相反。

5. 胶粒部分(<0.001 毫米)的伦琴射线分析、差热分析和化学分析结果,证明了这种土壤次生粘土矿物组成以拜来石为主,它们具有可塑性及其干缩湿胀的性能,但一般灰化土的矿物组成则以高岭石、水云母和石英为主。

6. 关于白浆化(脱碱化)过程和草甸化过程尚有不同的见解,如能进一步进行花粉孢子分析和土壤地球化学的研究,将有助于这些问题的解决。

参 考 文 献

- [1] 朱显謨、曾昭順:黑龙江省东部的土壤与农业。土壤专报 1951 年第 25 号。
- [2] 朱克貴、丘凤珠:黑龙江密山和虎林一带生草灰化土和潜育性草甸土区的土壤生成环境及其特性。土壤学报 5 卷 2 期,1957 年。
- [3] Ю. А. Ливеровский: Почвы Амурской лесостепи. Почвоведение 1957 年 № 7.
- [4] Ю. А. Ливеровский, Л. П. Рубнова: Почвы Зейско-Буреинский Равнины и проблема их Генезиса. Почвоведение 1956 年 № 5.
- [5] 曾昭順:关于白浆土的形成问题。土壤集刊 1958 年 № 1.
- [6] В. А. Ковда, Н. И. Кондорская: Новая почвенная карта Китая. Почвоведение 1957 年 № 12.
- [7] В. А. Ковда, Ю. А. Ливеровский, 宋达泉: Очерк Почв приамурья. Серия биологическая 1957 年 №1 Известия Академии наук СССР.
- [8] Т. И. Евдокинова: О Влиянии Дуба на химические свойства серых лесных почв. Почвоведение 1955 年 № 6.
- [9] Б. Б. Полюнов: Академия полинов избранные труды Издательство Академии Наук СССР, 1956.
- [10] Н. И. Горбунов: Минералы тонкой фракции почв закономерности их распределения и метода изучения. Почвоведение 1952 年 № 10.
- [11] 宋达泉、曾昭順、严长生、赵大昌、熊叶奇:黑龙江流域土壤特性与东北区农业发展远景。黑龙江流域综合考察学术报告(第二集), 1959 年。
- [12] В. А. 科夫达:黑龙江及松花江流域的土壤改良。黑龙江流域综合考察学术报告(第二集), 1959 年。
- [13] В. А. 科夫达, Ю. А. 李維洛夫斯基, 宋达泉:黑龙江沿岸地区土壤概论。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第一集), 1959 年。
- [14] В. А. 科夫达:关于土壤形成的几个问题。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第一集), 1959 年。
- [15] В. А. 科夫达:阶地土壤的形成。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第一集) 1959 年。
- [16] Ю. А. 李維洛夫斯基: 濛雅河及布列雅河平原土壤的一般情况。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第一集), 1959 年。
- [17] В. А. 科夫达:黑龙江流域的地球化学及其土壤改良的途径。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第二集), 1959 年。
- [18] Н. И. 高尔布诺夫:黑龙江地区的土壤粘土矿物。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第二集), 1959 年。
- [19] В. А. 科夫达:黑龙江流域的土壤形成和地球化学。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第二集), 1959 年。
- [20] Ю. А. 李維洛夫斯基:黑龙江流域土壤地理。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第二集), 1959 年。
- [21] 宋达泉:黑龙江流域主要土类的特征及土壤区别。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第二集), 1959 年。
- [22] Ю. А. 李維洛夫斯基: 1957 年黑龙江流域自然条件考察总结报告。黑龙江流域综合考察队自然条件组学术报告汇编(第二集), 1959 年。