內蒙大小黑河流域苏打盐土的 形成及其特性*

俞仁培

(中国科学院土壤研究所)

国內有关苏打盐土的研究資料較少,1937年熊毅^[1] 曾研究五原县苏打盐土的性质,并根据 De' Sigmond 的分类原則,定名为盐碱土。解放后,对东北草原地带松辽平原地区的苏打盐土有較多的研究^[2-5],并在吉林省郭前旗灌区系統研究种稻改良苏打盐土的問題^[6]。1956—1957年曾开展黄河流域土壤調查,发現各灌区都普遍分布有苏打盐土。1958年 B. A. 柯夫达及熊毅等在新疆考察时也发現有苏打盐土。

作者在 1957 年参加內蒙大小黑河流域調查时,曾对苏打盐土的分布和形成条件进行 过初步研究,为闡明苏打盐土的理化性质,最近又补充重点調查并挑选了部分剖面进行研 究。現将初步結果,介紹于后。

一、苏打盐土的形成条件

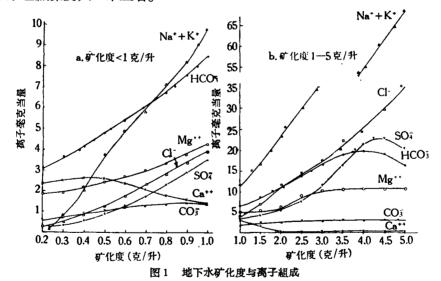
大小黑河流域位于我国内蒙自治区呼和浩特一带,属寒冷于草原大陆性气候。年平均气温 5.9° — 6.6° 、年变幅大,昼夜相差悬殊,极端最高气温 36— 39.5° 、最低 气温 -40.3° 。除 6.7.8 三个月以外,其余各月,都有可能发生冰点以下的冷气温。年降水量 374 毫米,約有 50%以暴雨形式降落于 7.8 月份。整个作物生长期中的降水量約占全年的 70—80%,但多集中于少数降水日(約 22—33 天),所以,雨水常成径流損失,很少能利用于农业。而蒸发量却高达 1,846—2,204 毫米左右,以 5.6.7 月为最大。这种雨量少

^{*} 本工作是在熊毅先生直接指导下完成。陈章英同志参加了部分室內分析。

而蒸发強烈的特点,加上风多而大是引起盐分积累的气候因素。

大小黑河流域在蒙古高原之南,是阴山山脉逆掩断层形成的陷落盆地的一部分。地势相对低平。三面为山地丘崗所包围,仅西面与黄河冲积平原的薩拉齐灌区相联。北面大青山系由太古、元古代之片麻岩、花崗岩、花崗片麻岩、大理岩以及古生中生代之砂岩、頁岩等所組成。东側涼城山西麓,在第三紀紅土层上,复盖有厚度不等的第四紀馬蘭黄土。南部是一个向北傾斜的带状次生黄土台地,在托县黑城以西,黄土下为霉綠色強碱性反应的湖泊沉积物。平原四周高地的岩石风化释放的盐类,直接影响到平原地区土壤盐漬化的发生,特別是苏打的累积。

平原內除大小黑河外,还有很多来自四周高地的間歇性小河或山洪沟,如来自东南黄土丘崗区的前、后什拉烏素河,茶坊河,宝貝河等。黑河河床浅平,經常漫流改道,影响到平原地区的地形及水分情况。平原中的地下水主要来自降水和四周高地的径流以及河流渠道的渗漏,农田淤灌也可以补給地下水。地下水动态决定于地形及河流,总的流向是由四周高地向黑河河槽汇聚,地下径流的坡降为1/1,500—1/2,500。地下水絕大部分耗損于地面蒸发和植物蒸騰,仅雨季时,部分借大黑河排入黄河。大黑河自百什戶以西由地下河逐漸过渡到地上河,不但不起排水作用,反而阻碍东南岸地下水的排泄,致使平原中地下水普遍升高,埋藏深度約2—3米;邻近大青山冲积扇及黄土丘陵的交接地段,地形更低,地下水埋藏深度只2米左右。



整个流域內地下水矿化度变化在 0.5—5.0 克/升之間, 托克托县官士窰子一带, 由于受黄河及黑河高水位頂托及补給, 地下水的出路受到阻塞, 矿化度可高达 25—50 克/升。地下水水质与矿化度有密切关系(图 1a, b), 弱矿化度地下水以重碳酸盐为主, 高矿化度的則以氯化物为主, 而都含有碳酸根。在平原与黄土台地的交接处以及黄土台地中的低**洼地段**, 地下水的碳酸根含量一般大于 2.5 毫克当量。

二、苏打盐土的发生与演变

大小黑河流域的盐漬土为什么会普遍有苏打累积,推其原因可能有下列几种:

滿水井村东北 1,900 米自流井井水

1. 瞿綠色湖相沉积物含有苏打。根据分析結果(表 1), 这些湖相沉积物含有較多的碳 酸鈉, pH 在 10 左右。从一些間歇性小河河水的分析結果(表 2), 可以推論湖相沉积物 中的碳酸鈉和碳酸氫鈉可因淋溶而在地下水中积累起来。我們在內蒙河套平原狼山山前 的交接洼地和山西大同盆地也曾看到这种沉积物对土壤积累苏打的影响。

表 1 電級色湖积物盐分組成

采集 地点	рН	CaCO ₈	全盐	阴离子	(毫克当	量/10	克土)	阳 离 子 (毫克当量/100克土)				
7 7 AL M	ļ	(%)	(%)	CO ₃	HCO ₃	CI-	SO ∓	Ca++	Mg++	K+ + Na+		
和林格尔县小奥营子南 9°西 2,000 米台地下	9.7	7.37	0.157	1.76	0.72	0.52	0.15	0.11	0.05	2.99		
托克托县官士窰子南 4,500 米冲 积平原下	10.1	17.47	0.345	1.61	0.81	2.48	0.07	0.49	0.13	4.35		

表 2 河流及自流井水質分析* 阳 离 子 (毫克当量/升) 矿化度 阴离子(豪克当量/升) 名 欷 рΗ (克/升) CO3 HCO3 CI-Ca++ $Mg^{++}K^{+} + Na^{+}$ SO. 7.23 1.09 前什拉烏素河河水 0.53 8.6 0.56 0.86 1.12 3.59 5.03 8.5 4.82 1.30 0.96 后什拉烏素河河水 0.43 0.12 1.39 3.00 3.67 3.52 1.11 0.60 0.50 8.0 0.91 大黑河河水 未測 未測 未算 1.37 9.6 13.8 北什軸南新营子村自流井井水 客府村东北自流井井水 0.421.2 18.6

1.4

10.4

0.88

我們在次生黃土台地上曾观察到,湖相沉积物埋藏較浅的棕鈣土,会在心土底土累积 苏打而形成底层苏打盐漬化的棕鈣土(表3),如地形部位相对低洼,地下水位相对提高, 土壤会积累很多苏打,形成苏打盐土(表3)。平原地区也常埋藏有湖相沉积物,在托克托 县官士案子一带、地表下 2-3 米处就出現湖相沉积物、当然会因而引起土壤积累苏打。 从托克托县附近黄土台地和黄河南岸鄂尔多斯台地以及包头附近大青山山前殘存黄土阶 地的高度和地层排列来推測,这个地区过去曾有一个时期是内陆湖泊,平原沉积层的下 部,可能在不同深度有不同厚度的湖积物,因此使整个平原地区的地下水普遍含有苏打。

- 2. 大青山地区岩石风化, 补充了地下水中的苏打。大青山由片麻岩、花崗岩組成,接 近山西大同地区还有玄武岩。大同附近片麻岩含有7.06%的氧化鈉[17],而根据柯夫达鈉 质鋁硅酸盐风化形成苏打的理論^[15], 硅酸鈉可进一步水解为碳酸鈉。 大黑河水及山前一 些自流井的水样因此含有碳酸根, 幷呈微碱性(表2)。但是我們貳为这个来源的苏打是 有限的。
- 3. 硫酸鈉的生物化学还原作用,可以产生苏打。在土默特旗大小渾津一带,現代沼泽 **挂地或新干涸的洼地的边缘也有苏打的累积。这些地区的土壤下部有沼泽层(甚至**有泥 炭), 并有硫化氫味道, 証明硫酸盐在沼泽时期的嫌气条件下可还原为硫化氫, 而产生碳酸 鈉。但所形成的苏打量是有限的,且分布的面积相对地要小得多,可是这个現象是广泛存 在而不能忽視的。

^{*} 河水系邓邦权同志于1961年6月采集,王彦、李春明同志分析。自流井水系內蒙水利厅勘測設計院資料。

土壤(采集地点)	深度	рΗ	CaCO ₈	全盐	阴离子	0.44 0.15 0.23 0.45 0.15 0.22 0.61 0.26 0.25 0 0.86 0.32 0.36 0 1.06 0.42 0.24 6 0.72 0.52 0.15 9 0.73 0.12 0.19 4 0.72 0.23 0.20 3 1.19 1.01 0.69	(書)				
工资(不采地点)	(厘米)	, p	(%)	(%)	CO ₃	нсо;	CI-	1- SO ₄ (粵克当縣 / 100] 1- SO ₄ Ca++ Mg++ K+ -	K+ + Na+		
	0—5	8.4	7.07	0.058	无	0.44	0.15	0.23	0.26	0.14	0.42
底层苏打盐化棕鈣土	5—15	8.4	8.14	0.012	无	0.45	0.15	0.22	0.34	0.12	0.36
(和林格尔县小兴营	1544	8.8	19.94	0.098	无	0.61	0.26	0.25	0.12	0.06	0.94
子南 9° 西 2,000 米)	44—59	9.5	18.24	0.100	0.70	0.86	0.32	0.36	0.12	0.07	2.05
1 14 > 14 = 1 e e e N/	59—71	9.6	21.64	0.130	0.90	1.06	0.42	0.24	0.13	0.09	2.40
	87—117	9.6	7.37	0.157	1.76	0.72	0.52	0.15	0.10	0.05	3.00
	03	8.5	4.77	0.049	0.09	0.73	0.12	0.19	0.04	0.03	1.06
苏打盐土(和林格尔	3—16	9.5	6.87	0.080	0.64	0.72	0.23	0.20	0.04	0.11	1.64
县馬厂北 40° 东 700	16—35	9.3	9.01	0.172	0.83	1.19	1.01	0.69	0.09	0.11	3.52
米黄土阶地低 洼 处)	35—55	9.2	14.29	0.284	0.83	1.05	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	4.88			
	5580	9.3	14.56	0.210	0.72	0.79	1.23	1.11	0.13	0.18	3.54
	80100	9.8	17.36	0.226	0.60	0.75	2.91	0.86	0.12	0.10	4.90

表 3 底层苏打盐化棕药土及苏打盐土盐分組成*

^{*} 标本由李殿軍、郑淑蓉、陈宝明和张黎明同志采集,內蒙工业厅武驗所分析。

剖面	宋 集 地 点	采集深度	於度 pH		全盐	阴离子	(毫克)	量/10	0克土)	阳 阁 子 (毫克当量/100克土)			
福号	A * * * * * * * * * * * * * * * * * * *	(厘米)	p	(%)	(%)	CO;	нсо;	Cl-	so ,	Ca++	Mg ⁺⁺	K+ + Na+	
С	和林格尔县甲賴鎮 北 50° 酉 600 米	0—2 2—8 8—28 28—52 52—122	9.1	9.61 9.68 10.64 10.11 15.40	3.754 0.580 0.188 0.162 0.089	5.19 2.14 2.11	8.81 2.59 1.25 1.08 0.30	6.01 2.29 0.52 0.55 0.42	13.72 1.99 0.46 0.40 0.25	0.48 0.28 0.13 0.19 0.10	0.20 0.04 0.07 0.06 0.04	57.64 11.74 4.17 3.89 1.40	
D	土默特旗六区老龙不 浪北 10° 东 1,300 米	50-68	9.1 9.3 9.3 9.5 8.9	9.41 5.49 6.16 6.55 14.54	0.079 0.086 0.101 0.163 0.117	0.69 1.32 1.29	0.95 0.67 1.03 1.34 0.84	0.21 0.23 0.28 0.57 0.56	0.56 0.51 0.32 0.63 0.56	0.03 0.03 0.06 0.10 0.07	0.13 0.19 0.09 0.13 0.17	1.92 1.88 2.80 3.60 3.51	

表 4 苏打盐土的盐分組成*

* 剖面 C 由李之微采集,剖面 D 由黄順忠采集;內蒙工业厅工业試驗所分析。

总之, 苏打的形成是多途径的, 因地而异; 积累的数量也不一样。大小黑河流域的苏打盐土多分布于平原和黄土阶地、大青山冲积扇間的交接洼地。平原与黄土阶地間的交接洼地, 土壤中的苏打主要来自湖积物, 来源較为丰富, 地下水及土体中所积聚的苏打也相对较多,整个剖面都有苏打(表 4, 剖面 C)。大青山山前交接洼地边緣土壤中的苏打含量則較低(表 4, 剖面 D)。相对洼地及其边緣土壤中所含的苏打也不甚多, 这可能是由于苏打来自岩石风化和生物化学作用的緣故。

苏打盐土进一步发展可能变为碱化土壤。威廉士[7]、盖特罗依茨[18]曾指出,盐土可从 苏打中吸取鈉而形成碱化土壤, E. H. Иванова^[19] 曾将黑土放在同一浓度的不同鈉盐中 使吸取鈉,結果証实土壤复合体从碱性鈉盐中吸取的鈉比从中性鈉盐中吸取的为多,因而 動为如土壤中含有苏打,可以不經过脫盐阶段而形成碱化土壤。这时,一般地表裸露并开 始出現龟裂,結皮变为灰白色,并且粘粒有分散迁移的現象。 苏打盐土如經河流再度泛濫或淤灌改良,可轉变为埋藏苏打盐土。但这种过程是不稳定的,如淤泥层过薄或淤后日久,底层盐分又可沿毛管上升,再产生苏打累积作用。

三、苏打盐土的理化特性及其改良

目前,还沒有統一的苏打盐土的分类命名原則,柯夫达曾以总碱度(以 HCOs 計算)为分类命名指标,但根据我們在国內搜集的資料,当土壤中含較高量的重碳酸根时,阳离子多以鈣或鈣鎂占优势,土壤 pH 一般小于 8.5,盐分含量較低,对作物幷无剧烈的毒害。因此,我們目前对苏打盐土的鉴別,主要是根据碳酸鈉的含量,其次結合考虑碳酸氫鈉。大小黑河流域的苏打盐土一般每百克土壤含 COs 0.5 毫克当量,无論溶性盐大于 1% 或小于 1%,植物都受強烈的毒害,一般作物不能生长,只生长一些耐盐碱的植物,如海蓬子(Salicornia herbacea)、盐爪爪(Kalidium gracile)、盐吸(Suaeda ussuriensis)、駱駝蓬(Kochia scoparia)等。大小黑河流域的苏打盐土有两种类型:一种是苏打盐土,碳酸根和重碳酸根离子之和占阴离子总毫克当量数的 50%以上(表 4);另一种是氯化物苏打盐土(表 5),氯离子的毫克当量数占阴离子总量的 50%以上,其分布較前者广。本文着重研究氯化物苏打盐土,并用邓邦权同志所采的盐化淤灌草甸土、蓬松盐土和潮湿盐土作比較(表 5、6)。标本情况簡介如下:

氯化物苏打盐土: 采自托克托县官土客子正北500米低平地段的光板地。附近为大面积荒地,地形稍高处植被较多,有蒼蝇架、白味味、海蓬子、駱駝蓬等,地表稍干,有时有白色盐霜,酚酞反应紅色;较低洼处,地面稍潤,长有相当茂密的碱葱。土壤一般较为干燥和坚硬,地表有輕微裂隙,0—1厘米为結壳,結壳背面具有大量蜂窝状气孔,結壳下为4厘米厚的稜块状坚实土层,5—45厘米为較紧实的片状一块状土层,其下为沉积层次明显的母质层,全剖面为淡灰棕或淡黄棕的砂壤至輕壤土,都有酚酞反应。地下水深1.85米,味咸,有酚酞反应。

盐化淤灌草甸土: 采自托克托县古城公社古城东 500 米, 系用大黑河水淤灌的耕地, 有盐斑出現。 全剖面沒有明显的結构, 为灰棕至暗灰棕色的輕壤或中壤土, 75—100 厘米埋藏有过去的表土层。地下 水深 1.8 米,水味略咸。

潮湿盐土: 采自河套灌区烏拉特前族烏海农場 9 队东北 750 米低平地段。植被以小芦柴和海蓬子为主,复盖度約 50%。地表呈暗栗色,整个剖面具有明显的沉积层次,以灰棕色輕壤土为主,并有乳白色盐分結晶,尤以 0—10 厘米为最多。地下水深 2.7 米,水浊味咸。

遷松盐土:采自河套灌区烏拉特前族移民桥西南 500 米低平地段的稍高处。植被以海蓬子为主,复 盖度約 50%。地面有厚約 1 厘米的干而硬的脆結壳,略带白色盐霜,下面为厚 5 厘米左右的蓬松层,具有大量的盐分結晶,往下为沉积特征明显的土层,也具有乳白色結晶。全剖面除 85—105 厘米为粘土外,都为砂质輕壤土。地下水位 2.55 米,水浊味咸。

土壤性质的测定都采用一般方法。全盐用重量法。CO3、HCO3、Cl⁻ 用容量法。Ca⁺、Mg⁺⁺、SO4用 EDTA 滴定。(用萘酚綠、酸性鉻蓝 K 和氯化鈉的混合物作指示剂)。 CaSO4 用重量法。 CaCO3 用气量法。 pH 以水:土为 5:1 的悬着液用玻璃电极测定。有机质、水溶性有机质用丘林法。易溶性二氧化硅用 5% KOH 溶液提取后用重量法测定。 交換量用查哈尔楚克的醋酸鈣法,以 0.02 N NaOH 滴定。交換性鈉采用查德罗依茨法。水分物理性质采用例行分析法。透水速度系在室内,将通过 1 毫米篩孔的等量的土样,置于普通玻璃漏斗上,先用水湿潤,然后保持大致相同的水层,任其渗漏,按一定时間記录渗漏量,最后取 24 小时的平均值。分散性的测定系采用 5:1 水土比的悬液,剧烈振荡一刻鈡后静止10 分钟摄制照片。膨胀系数的测定在刻度玻管内进行。

表 5 各类盐潰土及其地下水的盐分組成

	表 3 合矢益海工及兵地下小的益力相成 10 x 2 2												
土壤	深度	[,,	Ca CO ₈	CaSO ₄	全盐	阴离子	(毫克	当量/10	0克土)	(臺	阳离 / 克当量	Na+ + K+	
类 型	(風米)	pН	(%)	(%)	(%)	CO ₃	HCO ₃	CI-	so -	Ca++	ī —	K+ + Na+	占阳离子总量(%)
氰化物	0—1	10.0	9.85	0.08	0.738	1.24	0.56	7.94	1.77	0.50	0.20	10.81	93.9
苏打盐	1—4	10.1	8.89	0.19	0.535	1.44	0.66	5.22	1.54	0.59	0.22	8.05	90.8
土	4—10	10.1	8.48	0.06	0.626	1.31	0.86	5.43	1.27	0.46	0.23	8.18	92.2
	10—25	10.2	9.92	0.06	0.340	1.18	1.07	3.04	0.67	0.50	0.16	5.30	88.9
	2545	10.2	9.37	0.04	0.258	1.02	0.78	2.32	0.41	0.35	0.10	4.08	90.0
	45—65	10.1	11.43	0.03	0.294	0.85	0.69	1.71	0.32	0.27	0.09	3.21	90.0
	65—90	9.9	8.96	0.03	0.244	0.53	0.69	1.79	0.49	0.26	0.12	3.12	89.1
	90—120	9.9	8.72	未測	0.251	0.62	0.78	1.13	0.30	0.29	0.12	2,42	85.5
	120—150	9.9	8.86	未測	0.225	0.90	0.52	1.80	0.67	0.21	0.10	3.58	92.0
٠	150-200	9.9	8.72	未測	0.214	0.64	0.72	1.42	0.38	0.31	0.10	2.75	87.0
	地下水*	8.4			7.57	5.94	63.9	71.8	18.2	1.1	4.8	153.9	96.3
蓬松盐	0-1	8.82	6.73	4.738	17.852	无	0.28	186.53	91.65	23.64	23.07	231.75	83.2
土(硫	16	8.60	5.75	6.524	24.965	无	0.27	289.40	105.23	25.40	42.96	326.54	82.7
酸盐氯	6-20	8.90	12.27	0.462	4.610	无	0.25	39.80	30.15	10.21	4.86	5 5.13	78.5
化物盐	20—50	9.00	7.53	0.255	2.86	无	0.21	27.39	16.17	4.04	3.26	36.47	83.3
土)	50—82	8.90	8.63	0.230	3.00	无	0.24	29.67	15.81	6.51	3.87	35.34	77.3
	82—105	8.65	14.97	0.274	2.975	无	0.25	28.69	16.41	7.84	4.03	33.48	73.8
	105135	8.75	15.82	0.141	2.181	无 ·	0.26	26.01	8.12	4.62	3.65	26.12	75.9
	135—178	8.60	10.83	0.241	2.420	无	0.21	25.86	5.01	7.48	4.60	19.00	61.1
	178—230	8.50	8.82	0.271	1.542	无	0.28	18.33	11.34		3.01	23.62	78.9
	地下水*	7.35			6.334	无	17.31	66.37	26.80	31.89	62.71	15.88	14.4
潮湿盐	02	8.50	7.15	0.081	9.404	无	0.77	140.88	3.72	30.63	77.80	36.94	25.4
土(氯	25	8.80	8.54	0.224	6.298	无	0.90	83.08	14.46	33.69	47.29	17.46	17.7
化物盐	5—10	8.65	9.22	0.193	ľ	无	0.51	72.76	25.09	39.32	34.89	24.15	24.6
土)	1025		12.10	0.275		无	0.39	41.38	5.82	12.20	15.33	20.06	42.1
	25—45	8.15	10.24	0.158	ſ	无	0.39	26.88	2.58	7.13	9,35	13.37	44.8
	1 5—57		11.47	0.228		无	0.33	24.90	4.36	7.42	8.62	13.55	45.8
	57—85		10.08	0.063		无	0.39	24.28	1.80	5.19	9.11	12.17	46.0
	85—107		10.91	0.124		无	0.46	23.40	2.66	4.41	8.36	13.75	51.8
	107—135		15.14	0.248		无	0.54	15.69	5.95	2.79	4.56	14.83	66.8
	135—158		15.48	0.218	í	无 一	0.51	13.83	10.12	4.34	5.12	15.00	61.3
	158—178		15.90	0.198		无	0.36	10.06	10.43	6.23	3.58	11.04	52.9
	178—200		8.80	未測	0.692	无	0.49	5,34		2.49		6.41	62.0
	地下水*	7.20			11.58	无 ———	32.14	109.89	36.45	25.73 ———	43.42	109.33	61.3
盐化草	0—5	9.35	6.61	0.00	0.122	无	0.48	0.82	ı	0.22	0.14	1.44	80.0
甸土	5—20	9.30	6.43	0.068		无	0.52	1.52	l	0.48	0.19	2.16	76.3
,	20—40	9.35	5.92	0.067	0.178	无	0.54	1.48		0.40	0.15	2.16	79.7
	4075	9.25	4.74	0.008		无	0.58	0.56		0.17	0.11	1.16	80.6
	75—100	9.05	10.17	0.004			0.47	5.89		0.86	0.71	5.88	78.9
	100—150		5.72	未測	0.187		0.51	0.67		0.11	0.08	1.38	87.9
	150—190		6.41	未測	0.167		0.50	1.57		0.36	0.00	2.21	86.0
	地下水*	7.99			2.600	0.18	3.52	0.33	0.86	2.68	1.61	0.60	12.3

^{*} 地下水全盐量为克/升,阴阳离子为毫克当量/升。

	表 6													
土壤	深度	交換量 毫克当	交換性鈉 (養克当	火火性	有机质	水溶性	移动性	自然	毛管水	飽和水		<0.001 毫米	膨胀	参透速度
类型	(風米)	量/100 克土)	(毫克当 量/100 克土)	勢占交 換量%	(%)	有机质 (%)	SiO ₂ (%)	含水率 (%)	(%)	(%)	容重	毫米 粘粒 (%)	系数(%)	(毫升/ 小时)
氯化物	0—1	5.82	3.63	62.4	0.36	0.02	0.73	4.4	h	h	h ¯	16.14	5.8	50
苏打盐	14	9.87	7.30	74	0.30	0.01	0.80	8.8	25.6	27.6	1.48	16.44	10.0	35.8
土	4—10	9.29	7.04	75.8	0.29	0.01	0.75	10.0))	Į)	15.24	11.6	35.7
	10—25	8.08	5.56	68.8	0.33	0.02	—	12.1	25.3	27.0	1.42	12.54	9.79	42
	25—45	5.30	4.19	79.1	-	<u> </u>	—	13.5	20.2	22.8	1.46	10.73	8.70	39
	4565	4.99	3.37	67.5	-	-	 	27.1	33.5	36.2	1.41	8.43	8.17	44.1
	65—90	2.92	1.75	59.9		_	-	28.0	39.6	40.3	1.34	5.73	—	34.5
蓬松盐	0—1	6.53	1.05	16.1		_	_		_			7.6	-0.59	220.4
土	1—6	6.14	0.56	9.1	1.37	0.02	0.40	-	-	_		15.84	-7.69	268.8
	6—20	7.84	0.76	9.7	0.68	0.02	0.26	19.0	37.1	39.7	1.13	22.67	10.0	145.1
	20—50	4.24	0.57	13.4	—	_	0.60	18.0	34.0	34.5	1.32	13.11	-3.26	153.1
	5082	4.56	0.49	10.7		-		25.3	38.0	38.4	1.32	9.73	2.5	169.7
	82—10 5	11.64	0.50	4.3	_			27.9	32.7	35.0	1.36	36.19	7.06	129.7
潮湿盐	0—2	5.76	0.14	2.4	2.33	0.06	0.28	} _{14.6}	h	1	1	12.96	-1.2	203.7
土	2—5	8.77	1.59	18.1	2.23	0.04	0.19	}17.0	24.9	31.9	1.40	15.15	-1.08	204.6
	5—10	8.90	1.29	14.5	1.82	0.04	0.36	15.3	}	J	J	15.77	-2.16	176.5
	10—25	9.22	0.69	7.5	0.89	0.02	_	20.5	37.7	38.8	1.30	21.09	0	112.3
	25—45	4.69	0.57	12.2	_	-	-	25.6	33.7	36.1	1.34	28.31	-5.15	110.5
	4575	7.34	0.49	6.7	-	–	_	24.2	10.4	11.3	1.60	16.05	3.90	111.4
	75—85	2.95	1.04	35.3		_	—	22.4	23.4	23.6	1.38	7.63	-6.17	109.9
	85107	7.37	1.21	16.4	_	_	_	23.1	25.5	L-	1.53	17.96	7.41	102.7
盐化草	0—5	7.82	0.00	0.0	0.83	0.02	0.69	16.0	39.6	39.6	1.10	12.47	11.35	132.7
甸土	5—20	7.70	0.00	0.0	0.93	0.02	0.53	15.2	34.3	34.3	1.20	29.83	10.14	94.1
	20—40	8.18	0.00	0.0	-	_	_	18.6	18.6	29.4	1.49	11.62	10.96	93.4
	40—75	5.99	0.00	0.0	_		_	20.1	42.3	44.2	1.27	7.29	8.82	99.2
	75—100	26.55	2.27	8.5	_	_	-	未測	<u> </u>		_	41.33	4.87	65.9

表 6 各类盐渍土的化学成分和水分物理性質*

将表5和表6的結果进行对比研究,可以得到下面的一些結論:

氯化物苏打盐土的整个剖面都有碳酸根存在,它的含量都大于 0.5 毫克当量。 阳离子中鈉和鉀占阳离子总量的 90%以上,少数接近 90%。根据离子溶度积計算,可溶盐中含有碳酸鈉和重碳酸鈉,而潮湿盐土、蓬松盐土中无碳酸根,鈉和鉀的含量小于阳离子总量的 80%,土壤中完全沒有碳酸鈉和重碳酸鈉,盐化淤灌草甸土只有在个别土层中含有少量的重碳酸鈉,但也完全不含碳酸鈉。氯化物苏打盐土由于有碳酸鈉存在,使悬着液呈強碱性反应,pH>10;潮湿盐土、蓬松盐土的 pH 在 8.0—9.0 之間,盐化草甸土在 9.0—9.5 之間。因此氯化物盐土較之其他几种盐土,具有显著的毒害作用。

氯化物苏打盐土中的石膏含量一般小于 0.1%,但在潮湿盐土中接近 0.2%;而蓬松盐 土表层的石膏含量显著增高,大于 1%,可达 6%。这可能是因苏打盐土中存在的碳酸鈉 和石膏作用产生更难溶性的碳酸鈣沉淀,影响到石膏的积累,同时从可溶盐組成中鈣鎂的 含量可以看出,苏打盐土中几乎完全沒有易解离的鈣盐存在,这就使土壤明显地缺乏有效

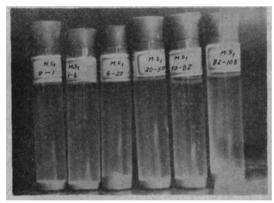
^{*} 土壤的自然含水率、毛管水含量、飽和水含量、容重系邓邦权同志于 1961 年在野外測定。

性鈣以及由于缺乏鈣质胶結剂而土壤分散,影响植物的正常发育和生长。

四种土壤的交換量都不高,每百克土只 3—10 毫克当量。但是氯化物苏打盐土的交換性鈉含量很高,占交換量的 60—80%。潮湿盐土、蓬松盐土为百分之几到百分之十几,盐化草甸土上部完全沒有交換性鈉,只有在 75—100 厘米土层中出現碳酸根的情况下,才有交換性鈉,且只占交換量的 8.5%。这說明了氯化物苏打盐土具有較高的碱化度。因而当环境条件发生改变,积盐过程为脱盐过程所代替时,氯化物苏打盐土很容易轉变为碱土。

氯化物苏打盐土由于碳酸鈉的毒害,植被稀少,积累有机质量极少,仅 0.3%左右。低于潮湿盐土、蓬松盐土和盐化草甸土,并且又因它的强碱性反应,土壤腐殖质处于分散状态,使土壤溶液呈棕褐色,水溶性有机质占有机质的 4%以上,比潮湿盐土等高一倍左右。可以看出,苏打盐土的肥力比一般盐土要低,如果改良利用苏打盐土,施肥是一項很重要的措施。

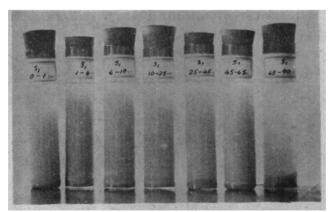
5% KOH 溶液提取的易移动的二氧化硅的測定結果表明,氯化物苏打盐土由于高的 碱度使硅酸鈉溶解产生无定形 SiO₂,因此它的含量比一般的盐漬土高,达 0.7—0.8 毫克/100 克土。野外观察时,在土壤剖面上,往往可見到它成白色粉末淀积于結构体表面。大



蓬松盐土



潮湿盐土



氯化物苏打盐土

图 2 各类盐土分散度示意 (靜止 10 分鈡振)

量无定形二氧化硅的形成和淀积,可以恶化土壤的物理性质,使透水性和通气性均差。

在土壤的物理性質方面,由于氯化物苏打盐土的质地較粗,<0.001 毫米的粘粒含量为 10—15%,又因植被少,有机质含量低,土壤的結构性差,因此土壤上部(包括表土、亚表土) 自然含水率和毛管水含量都較低。在一般情况下,土壤显得干燥,結持力也大。容 重比其他盐土略高。同时,氯化物苏打盐土由于交换性鈉的含量高,因此具有較高的分散度(見照片)和膨胀系数,土壤的悬液保持混浊达数 10 天之久。 体积增大 10 %左右。它的渗透速度与其他盐清土相比要小得多。

从上可見,氯化物苏打盐土具有不良的物理化学性质,目前絕大部分都为荒地,很难利用,需要加以改良后,才能充作农田。

根据資料,苏打盐土的透水性很差,地面灌水后土壤开始吸水膨胀和分散,孔隙减少, 土壤变得愈来愈不透水,灌入的水大部分停滞在地面,不起洗盐作用,因此不宜用一般的 冲洗排水方法。必需結合农业措施,如深耕、施肥等以改良土壤的物理性状,在条件許可 情况下,也可以施用炉渣、黑矾和石膏。考虑到当地具体条件,最好的方式是利用大黑河 汛期肥沃的河水进行淤灌耕种,結合进行深浅沟排水。同时也可适当考虑种植綠肥和牧 草。

由于大小黑河流域盐土中苏打的来源丰富,又受气候和地形条件的支配,不断地在土体内累积,只有进行排水控制地下水位在临界深度以下,才有可能消除这种积盐过程。由于流域内地下水自东到西有一定的坡降,并且随地形从四周向黑河槽汇聚,故可賴加深黑河河槽以排水。黑河河床找平,加深工程較大,在目前情况下,先疏通大黑河三間房以下一段,也能起到部分排水效果。

摘 要

內蒙大小黑河流域属干草原地带,三面都有山地和丘崗包围,高地岩石风化释放的盐类随径流汇聚而下,再以地势低平,排水不暢,地下水埋藏較浅(2—3 米),地下水矿化度为 0.5—5 克/升,并多含有碳酸根。这些情况都是苏打盐土的形成因素。

苏打的来源可能主要为次生黃土台地和平原所埋藏的湖相沉积物中含有苏打,其次 为来自大青山地区岩石的风化。現代沼泽洼地和新干涸的洼地的边緣也积累有苏打,这 可能是硫酸鈉的生物化学还原作用的結果。

苏打草甸盐土可演变为碱化土壤,如經利用可变为埋藏性苏打盐化草甸土。

大小黑河流域中的苏打盐土多属氯化物苏打盐土。这种盐土的特性是:可溶盐較少,表层約1%左右,碳酸根含量大于0.5毫克当量,鈉鉀离子占阳离子总量90%以上,pH大于10,土壤几乎不含石膏,交換性鈉占全部交換量60—80%;有机质約0.3%左右,水溶性有机质占有机质总量4—5%;易溶性SiO2含量每百克土中約0.7—0.8%;一般质地較粗,土壤自然含水率和毛管水含量都較低,土壤易于干燥,結持力大,見水易于分散和膨胀,透水性很差。

这种土壤的改良,最好是淤灌排水結合种植綠肥牧草,也可施用炉渣、黑矾或石膏。 目前虽未进行冲洗,但也要采取排水措施,控制地下水位,防止苏打在土体内之継續累积, 黑河可用来排水,先疏浚其下游。

参考文献

- [1] 熊 毅: 崧远五原县一种盐碱土之研究。科学, 20 卷 5 期, 391-400 頁, 1936。
- [2] B. B. 叶戈洛夫等: 松嫩平原土壤的苏打盐漬化过程。黑龙江流域綜合考察学术报告第三集,259—266 頁,1958。
- [3] 陈恩凤等: 吉林省郭前旗灌区苏打盐喷化的成因及其累积过程。土壤通报,1期,9-23頁,1962。
- [4] 王汝槦等: 吉林省郭前旗瀊区苏打盐土的盐分动态。土壤通报,2期,5-23頁,1962。
- [5] 程伯容等: 东北松嫩平原盐漬土的盐分累积。土壤学报,11卷1期,19-24頁,1963。
- [6] 陈恩凤等: 吉林省敦前旗灌区苏打盐渍土的改良。土壤学报,10卷2期,201—215頁,1962。
- [7] Антипов-каратаев, И. Н.: Мелиорация солонцов в СССР. 33—74, Изд. АН СССР, 1953.
- [8] Kelley, W. P. (黃霞华譯): 盐碱土。 56-63 頁, 科学出版社, 1959。
- [9] Гедройц, К. К.: И збранные сочинения. 1, 81—102, 307—317, Сельхозгиз, 1955.
- [10] Литвинова, А. А.: О содовом засолении почв низовий реки Или. Изв. АН Каз ССР Сер. ботан. и почвовед. 2(11), 56—63, 1961.
- [11] Панин, П. С., Аристархов, А. Н.: Особенности химизма и водопроницаемости засолённых содой почв Карабахской равнины в Азербайджанской ССР. Почвоведение, 6, 12—21, 1962.
- [12] Вернер, А. Р., Орловский, Н. В.: О роли сульфатредуцирующих бактерий в солевом режиме почв Барабы. Почвоведение, №9, 553—560, 1948.
- [13] Пономарева, Н. С.: О роли биологического фактора в процессах образования щелочи в солонцах. Почвоведение, №9, 35—43, 1962.
- [14] Ковда, В. А., Славин, П. С.: Почвенно-геохимические показатели нефтяносности недр. 10—41, Изд. AH СССР. 1951.
- [15] B. A. 柯夫达: 黑龙江流域地球化学及其土壤改良的途径。土壤通报,3期,35-43,1958。
- [16] B. A. 柯夫达等(祝寿泉譯): 按盐資化程度和性质并結合植物耐盐性而拟定的土壤分类。土壤, 3 期, 59—62 頁, 1962。
- [17] 席承藩、赵 真: 山西大同盆地的盐渍土及其苏打累积和碱化問題。土壤学报,10卷3期,235—257頁,1962。
- [18] Гедройц, К. К.: К вопросу о поглощенном натрии в почвах. Почвоведение, 1-2, 5-21, 1929.
- [19] Иванова, Е. Н.: Материалы по изучению поглотительной способности почв. Тр. почв. ин-та АН СССР, 8, 8, 23—40, 1933

ОБРАЗОВАНИЕ И СВОЙСТВО СОДОВЫХ СОЛОНЧАКОВ В БАССЕЙНЕ РЕКИ Б. И М. ХЭЙХЭ ВНУТРЕННЕЙ МОНГОЛИИ

Юй Жень-пэй (Почвенный институт АН Китая)

(Резюме)

Бассейн Б. и М. Хэйхэ Внутренней Монголии находится в зоне сухой степи. Он окружается со трех сторон горами и холмами. Соли, освобожденные при выветривании из горных пород на высоких местах, с током водыпереносятся вниз и там постепенно накопляются. Более того депрессия с пониженной поверхностью мало дренирована, в ней грунтовая вода залегается не глубоко $(2-3 \ \text{м})$, минерализация ее $0.5-5 \ \text{e}/\text{A}$, причем в большинстве случаев содержатся ионы углекислой кислоты. Все эти являются факторами образования содовых солончаков.

Основным источником соды, может быть, является сода, содержающаяся в нижезалегающих отложениях озерного происхождения на лессовых террассах и равнине. Вторым источником —— сода от выветривания горных пород в районе Дачиншань.

В современных болотных и недавно осущенных понижениях наблюдается также накопление соды. Повидимому она представляет собой продукты биохимической востановительной реакции сульфата натрия.

Содовые солончаки могут превратиться в солонцы, а при сольскохозяйственном использовании— в погребенные содовые солончаковатые луговые почвы.

Содовые солончаки данного района в большинстве относятся к хлоридно-содовым солончакам. Они характеризуются тем, что содержится относительно мало растворимых солей (в поверхностном горизонте около 1%), $CO_3^=$ более 0.5 м. 9./100 г, в катионах K^+ и N_8^+ более 90%, pH>10, гипса почти не содержится, обменный N_8 составляет 60-80% от емкости обмена, содержание органических воществ около 0.3%, (из них водорастворимое органическое вощество 4-5%,) количество легкорастворимого SiO_2 0.7-0.8% в 100 г почв, механический состав легкий, полевая влагоемкость низка и количество капиллярной воды мало, легко сущится в воздухе, быстро набухается и пептизируется в воде, водопроницаемость очень плоха.

Для мелиорации этих почв лучше всего применять кольматаж в сочетании с посевом трав, используемых как зеленое удобрение. Кроме того можно применить также шлаки, сернистое железо и гипс. Чтобы предотвратить дальнейшее накопление соды в почвах, необходимо регулировать уровень грунтовых вод.