

山东聊城盐渍土的形成条件 及其分布规律*

王遵亲 刘有昌 黎立羣 董兆鹏**

聊城市位于山东省西北部平原地区。境内有馬頰河、徒駭河两条主要河道直接入海,但因坡降小而河身浅窄,渲泄不够通畅。根据历史記載和当地的地貌特征証明黄河主流曾流经市境^[4,6],地貌特征也和华北平原其它地区基本相同,有各种崗洼和开闊的緩斜低平地及有粗細不同及粗細相間的沉积物质,水文地质条件也相应地复杂。土壤类型很多,几乎包括了华北平原所有的土壤类型^[6],如褐土化浅色草甸土、浅色草甸土、底层盐化浅色草甸土、各种盐土、沼泽土及砂丘等。此外,农业特征和旱涝盐风等自然灾害也基本上与华北平原其它地区相同。研究聊城市盐渍土的形成条件和分布规律,可以說明华北平原的一般情况。

一、地貌类型和沉积物的特性

华北平原盐渍土主要是在含盐的地下水毛管上升和涝水側渗双重影响下形成的,但也有一部分盐渍土是由于底部积盐层(过去的盐渍化表土)的盐分經重新分配向地表累积而造成的^[9]。盐渍土多分布在低洼地边缘地下水矿化度較大而水位較高的地区、易涝低地或淹灌区微域地形隆起地段以及土壤剖面底部有积盐层的地段,一般是呈斑状零星分布于耕地中。华北平原盐渍土的分布与現代和古代地貌和沉积母质有密切的关系。华北平原总的地势平坦,但中小地形却是崗洼交錯起伏不平,形成許多大小不等和封閉的各种浅平低洼地。崗地多輕质沉积物,通透性較好;緩斜低平地多夹粘沉积物质,通透性較差;浅平低洼地多属粘质沉积物,通透性更差^[6]。由于低洼地的地表和地下径流都不暢,地下水位較高,易于积涝。涝水不仅大量补給地下水,抬高地下水位,还可以向高处側渗,把分散在土层中的盐分向地表集中^[7]。地貌引起不良的水盐状况,不仅限于今日的地面情况,埋藏于地表以下的古地面也有影响。华北平原經過多次的沉积过程和成土过程,并且是不断地交替发生,前阶段所累积的盐分,对現代盐渍土的形成有很大的影响。所以,要弄清华北平原盐渍土的发生演变及分布规律,必須研究地貌和沉积物对水盐运动的影响。

聊城市处于黄河北岸华北平原的南部。它同华北平原其它地区一样,在凹陷构造的基础上經第三紀及第四紀早期洪积-冲积作用形成起伏不平的古地形¹⁾,在第四紀全新統

* 本工作是在熊毅先生直接指导下进行的,特此致謝。

** 王遵亲、黎立羣系中国科学院土壤研究所;刘有昌、董兆鹏系山东水利科学研究所。

1) 根据山东省地质局水文地质大队第五分队的深钻資料:自齐河到堂邑的基岩为奥陶-白垩紀石灰岩,由东北向西南傾斜,齐河尹庄的石灰岩在地表以下120.6米,堂邑为495.5米,中間地带一般是260—380米。現代黄河沉积物以下垫有第三紀或第四紀早期的灰白及靛綠色夹有棕紅色粘土透鏡体的砂质而帶有小砾石的洪积-冲积层,多出现在地表以下50—70米,有的只29.4米,有的深达160米左右。

以后,又因黄河及其分支¹⁾,夹持大量泥沙不断地漫溢和改道,使原有的地貌多次改变,形成岗洼(有时也包括湖沼²⁾)起伏的地形。现代地貌状况只是更晚时期黄河不断泛滥和频繁改道的结果^[1,2]。

由于河流的不同沉积作用,产生各种类型的地貌^[11]。在沉积方面聊城市境内有明显的河床型与泛滥型两种规律。

河床沉积的特点是沉积物多属颗粒较大的砂粒和粉砂粒。由于河道水流湍急,多沉积较粗的颗粒,很少粘粒;只有枯水期或积水洼坑中有较多的粘粒沉积。但因水流速度不同,在河床沉积物中砂粒及粉砂粒有分选的现象。在河床中,粗颗粒易堆积为较高的地形,易受风蚀,而形成砂丘群和不连续的槽状洼地。河床沉积所成的地貌,大致可归为四类:

第一种是包括自然堤、微度起伏而断续的河床和波状砂丘在内的壠岗高地(如自张炉集经堂邑、閭寺到梁水镇一带),一般分布在古河道长期流经而断面变化不大的地方。

第二种是“岛”状高地,中间高起而向四周倾斜,呈卵形或纺锤形,四周围以槽状洼地,在河道宽阔而摆动频繁地区可形成“群岛”状高地(如王铺、八甲刘及土围一带)。这种地貌多分布在古河道长期流经而断面陡然发生变化的地方,由于河面由狭窄陡然开阔,主流分支,流速变缓,在河床中缓流带逐渐出现砂洲,终而形成“岛”状高地(也包括河道截开的自然堤)。

第三种是包括有小砂洲在内的微度起伏的浅平洼地。在这类地区,古河道流经期较短,未形成明显的自然堤,只在河床中特别是在河床边缘堆积为高度不大而规模较小的砂洲,使河床本身具有微度起伏。这类河床往往为后期河流泛滥水流或河道拦腰截断而湮没,形成中小型的浅平洼地(如沙镇公社的樊家洼、南杨集公社的潭家洼及北杨集公社付庄范庄和耿庄之间的浅平洼地)。

第四种包括砂丘和沼泽在内的砂质槽状洼地,是最年青的古河道(如蒋官屯公社东南方的袁庄、付老庄、秀衣集一带和于集公社冷庄、白庄、西董以东的槽状洼地)。

河流泛滥沉积比河床沉积的规模大而范围广,造成的地貌也较为复杂。当河床决口之际,河水流速极湍,随着去河床的距离增大而成为漫流,除主流带外,水流速度逐渐减缓,最终汇聚于低洼地而成为静水。在决口附近和泛滥主流带,多沉积颗粒较粗大的砂土、砂壤土,漫流区多为极细砂、粉砂及部分粘粒组成的砂壤土和轻壤土,而静水沉积区多形成含有粉砂和大量粘粒的中壤土、重壤土及粘土^[3,5]。因此在历次决口或泛滥主流带就形成地势较高、微具起伏的平坦高地或缓岗,以砂壤土为主;泛滥漫流带则形成砂粘相间而微度倾斜的低平地,静水粘质沉积多在原来的低洼地区,洼地经过静水沉积后,可淤成低平地或淤浅的洼地。

1) 据堂邑及聊城县志:古代黄河在华北平原地区曾分为两支,其中一支是久已湮没的漯水(也称漯川)。按《华北平原土壤》上引载资料,禹河南支曾流经堂邑至梁水镇高地,而黄河第二和第三次大改道曾流经马颊河和徒骇河。

2) 据山东省地质局水文地质大队第五分队在古堤以东低平地带的深钻资料记录,在地表以下2.5—5.0米开始有厚约2—13米不等的灰黑具腐臭的淤泥层。山东水利科学研究所北杨集试验站在蒋官屯一带作的断面也指出地表以下4米开始也出现类似的腐泥层。八甲刘一带,群众打井常在9—10米以下出现成片的含有大蚌壳的腐泥层。

地除就地产生地表径流外,还承受高地的坡水,由于地势平缓,流速较为缓慢,有时形成暂时积水现象。在丰水年份,如遇河流泛滥或洪水流经,常造成异常涝灾。涝水不仅积存于地面,而且大部分补给地下水而抬高其水位。洼地更是地表径流汇集区,由于河道渲泄能力不够,不能及时排除积水,甚至无路可泄,因而洼地几乎每年必涝,而且持续时间也较长,积水与地下水相联。

地下水的情况更为复杂,根据山东省水利科学研究所资料¹⁾,聊城市境内地下径流总的流向是随地势坡向由西南向东北出流。但在每一个具体地段,在非灌溉的情况下,地下水流向一般是服从于当地地貌状况,由高地向低地而汇集于洼地,如图 9、10 所示。高地坡降较大,地下水流速较快;缓斜低平地坡降小,流速较慢;洼地地下径流坡降更小,流速极为滞缓。

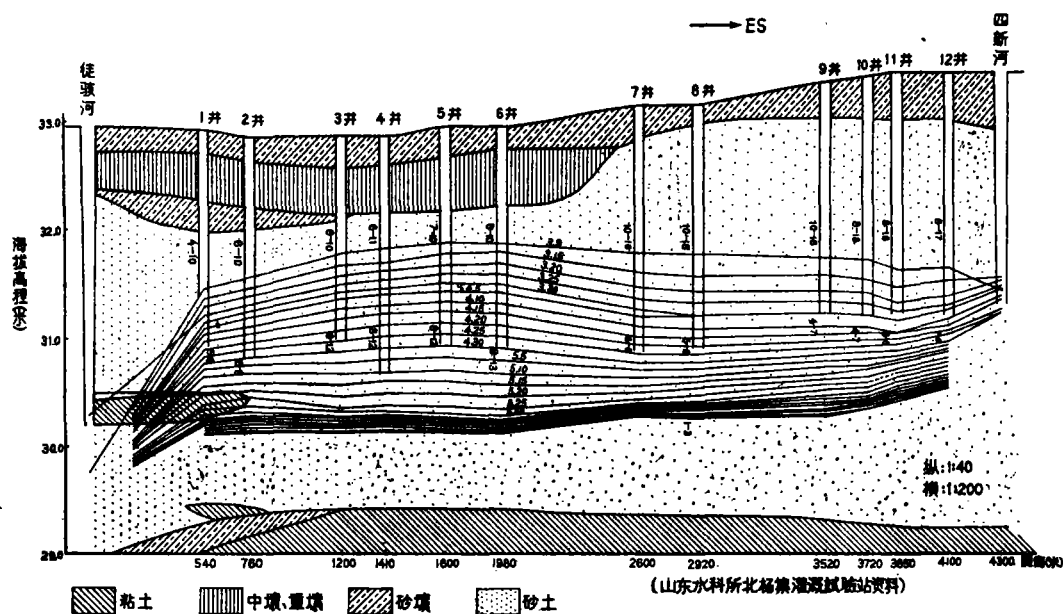


图 2 1962 年春季地下水位回落过程线图

3. 9, 3. 15——观察日期; 4—10, 6—10——地下水位回落速度范围(厘米/5 昼夜)

地下径流除受现代地貌的支配外,也受附近河流和蒸发蒸腾的影响,还受沉积母质和古地貌的影响。图 2 表示徒骇河与四新河之间地下水回落情况,图中 7—12 号观察井的地势较高,土质是深厚的轻壤土至砂土,地表盐渍化较重,绝大部分是春田(春播作物地); 1—6 号观察井的地势较为低平,土质是浅位中层和中位中层胶泥轻壤土,盐渍化较轻,绝大部分为麦田。从 3 月初至 6 月底的地下水位回落资料可以看到:徒骇河和四新河附近观察井的地下水平均回落速度(厘米/5 昼夜)比不受河流影响地区的平均回落速度小。距河道较远地区的地下水回落主要是受蒸发蒸腾和大区地下径流的影响,但由于沉积物的性质和古地貌的不同,地下水的回落情况也有差异。由图 2 可以看出:4 月 10 日以前,地下水有向 10—12 号井之间汇集的趋势,轻质土壤地区(7—11 号井)的地表基本无复盖,

1) 参看位山灌区历年(1957—1960 年)地下水最高最低等水位图。

地下水位約 2.0—2.4 米,毛管水上升迅速,地表蒸发強烈,形成較高的地下水回落速度(18—8 厘米/5 昼夜)。夹粘层土壤(3—6 号井)的地下水位約为 1.5—1.6 米,由于地面有麦复盖,地表蒸发較小,又因地表 20—30 厘米下有厚約 30—40 厘米的重壤土-粘土的夹层,阻碍毛管水上升,因此地下水回落速度較小(11—6 厘米/5 昼夜)。但自 4 月 10 日以后,地下水的动态逐渐改变,地下水汇集区移向 7—8 号井而后至 5—6 号井。由于地下水位不断下降,輕質土壤的地下水受地表蒸发的影响愈来愈弱,其回落的速度也就逐渐減少(8—3 厘米/5 昼夜)。但夹粘层土壤在这个时期的地下水回落速度反而增大(13—8 厘米/5 昼夜),并且超过輕質土壤,一直到地下水位降至一般最低水位时(夹粘层土壤的地下水位是 2.5—2.7 米,輕質土壤是 2.7—2.9 米),两种土壤的地下水回落速度达到最低值,并趋于接近。夹粘层土壤在后期增大地下水的回落速度,可能是受当地沉积物質的性質和古地貌的影响。图 2 可以大致看出后期地下水回落迅速的地段与地下水汇集趋势是一致的,这些夹粘层土壤之下可能埋藏有古河道,或者是湖积粘土的边緣,使地下径流通暢。图 3 中地下水埋藏深度低于邻近排水河道的河床深度时,地下水有向埋藏砂質古河床汇集的趋势,可資佐証。

如上所述,地下径流密切受着沉积母質和古地貌的影响。当地下径流作水平移动时,含水层下不透水层傾斜度愈大則流速亦相应增大;如不透水层呈凹陷状或遇古老湖沼地,往往形成地下水局部汇集(八甲刘一带“島”状高地)。在遇到埋藏的古河床或渗透性良好的砂質古高地,地下水流速可能增大,甚至随古河床或古高砂地的走向而改变方向(图 2,3)。

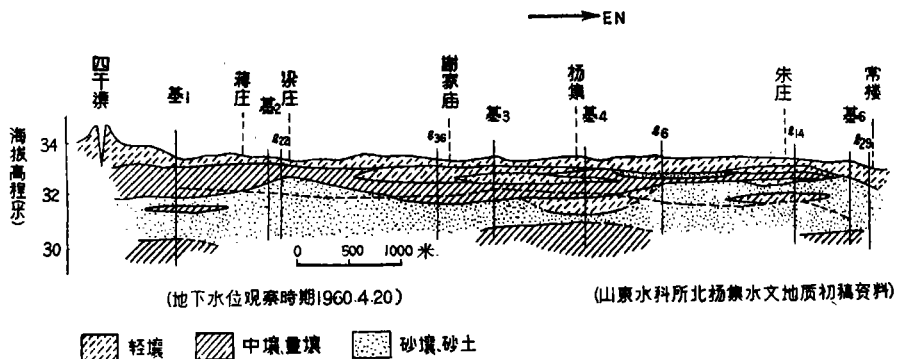


图 3 沉积母質状况(古地貌)与地下水埋藏深度关系图

沉积母質特性对水分垂直运动的影响甚为重要^[6,16]。輕質土壤剖面的水分垂直运动主要受土壤質地和結構的支配;但如沉积剖面中夹有粘質土层,水分垂直运动就要受粘层的干扰,結構不良的板状胶泥,且有明显的托水阻水作用;构造較好的“鸡粪土”虽有明显的阻水作用,而托水作用則較輕微。粘土的水分下渗較慢,其速度因結構性而有不同。粘土中水分上升的高度虽較高,但上升速度很慢,因蒸发蒸騰而損耗水分的速度又常大于水分上升补給的速度,所以往往产生毛管上升水流中断的現象。

綜合以上水分水平及垂直运动状况,可以初步归納为:高地的水分状况主要属下渗水平运动型,緩斜低平地主要属上升水平运动型,而洼地主要属下渗上升交替垂直运动型,

洼地边缘还有水分的逆向水平运动现象,这对洼地边缘盐分的重新分布有极大的影响。

2. 对盐分状况的影响^[7] 盐分随水移动,并在各种地形部位重新分布。地表径流由高处向低处汇聚,地表的盐分也部分地向低处累积,不同地形部位的地下水矿化度和盐分组成都有不同(见表1)。一般说,高地的地下水矿化度约1—2克/升(没有考虑深层地下水,下同),多属重碳酸盐钙镁或镁钠、钠镁质水,也有少数含有微量苏打。缓斜低平地区地下径流缓慢,埋藏深度较浅,蒸发蒸腾的浓缩作用和承受高地进入的盐分使地下水矿化度有所增高,一般是1—3克/升;由于条件的差异,水质比较繁杂,多属重碳酸盐-氯化物、氯化物-重碳酸盐镁钠或钠镁质水,也有氯化物-硫酸盐和硫酸盐-氯化物镁钠或钠镁质水。洼地中心由于每年均有较长时间的积水,淡水下渗补给地下水,可能将矿化度较高的水层压到深处,并在其上建立相当厚的淡化水层,所以一般矿化度都在1—2克/升,属氯化物-重碳酸盐、重碳酸盐-氯化物的镁钠或钠镁质水;但在洼地边缘,不仅受洼地中心积水及淡地下水静水压顶托,还因蒸发浓缩而使地下水矿化度增高,可达3—5—10克/升,甚至个别地区在10克/升以上,属硫酸盐-氯化物或氯化物-硫酸盐的钠质水。此外,古地貌和沉积母质也影响盐分的水平分配,如马颊河左岸“群岛”状高地区,底部过去曾是巨大的湖沼,为地下水和盐分的汇集区,所以深层地下水的矿化度可高达6.8克/升,甚至更高,水质也坏(见表1)。在现代地形平坦的地区中,常有局部地区的地下水矿化度增高的现象,也可能是底部的不透水层呈局部凹陷所致。

随着水分的垂直运动,土壤发生季节性积盐和脱盐现象。高地的水分,主要是下渗水平运动,因此,盐分也是以下渗水平运动为主,不但可溶性盐类向下渗透,难溶性盐类也向下淋溶。“岛”状高地、岗坡和有些平坦高地,由于受周围槽状洼地积水的侧渗,或承受较高部位的水盐水平下移,再因地下水受微弱蒸发作用的影响,土壤有底层盐化现象(见图9及表3)。这种现象也可能是由于土壤脱盐不彻底的结果。缓斜低平地的水分,以上升水

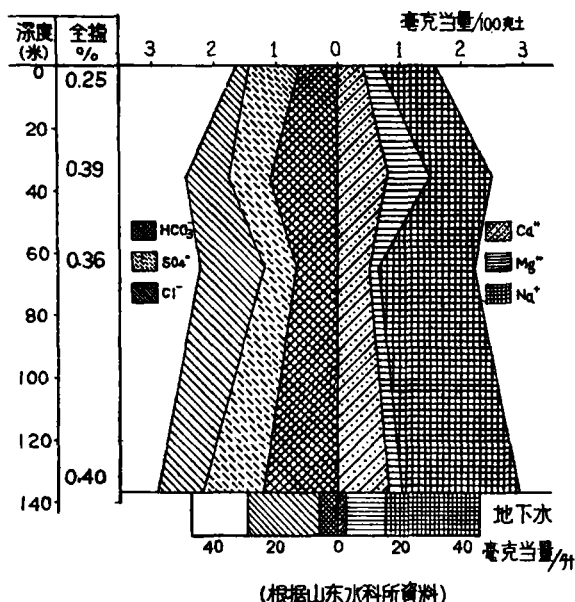
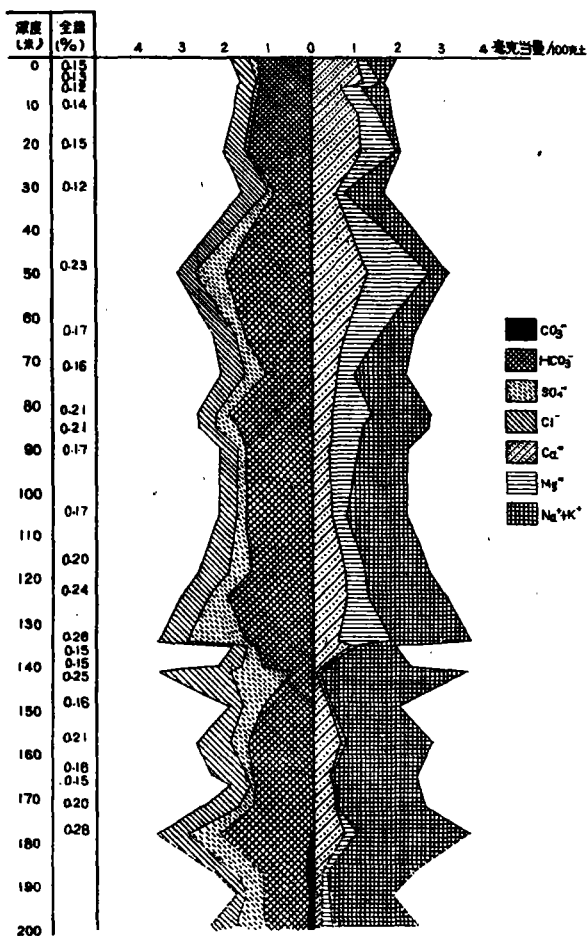


图4 轻度盐化浅色草甸土(季节性脱盐时)(聊城北杨集公社周堂)

表 1 不同地形部位上的地下水矿化度及盐分组成表

地形部位	田間 编号	埋藏 深度 (厘米)	采 集 地 点	矿化度 (克/升)	CO ₃ ²⁻		HCO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻		Cl ⁻		Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺		Na ⁺ + K ⁺ (毫克)	
					克/升	毫克当 量/升	克/升	毫克当 量/升	克/升	毫克当 量/升	克/升	毫克当 量/升	克/升	毫克当 量/升	克/升	毫克当 量/升	克/升	毫克当 量/升
槽崗高地	綜井 ₁	372	聊城關帝廟公社張 堂西約 400 米	1.94	0	0	1.17	19.2	0.07	1.48	0.14	4.40	0.06	0.06	4.68	0.44	17.4	
					0.17	5.80	0.48	7.80										
平坦高地	綜井 ₄	375	聊城梁水鎮公社志 任庄西北約 500 米	0.72	0	0	0.47	7.60	0.03	0.63	0.08	2.20	0.08	0.05	3.84	0.07	2.84	
									0.20	4.24	0.30	8.40	0.05	0.10	8.12	0.34	13.76	
崗 坡	綜井 ₅	306	堂邑公社蘇庄東約 200 米	1.71	0	0	0.71	11.80	0.23	4.79	0.29	8.20	0.06	0.10	8.48	0.38	15.00	
									0.20	4.24	0.34	9.60	0.09	0.08	6.32	0.41	16.24	
“島”狀高地	綜井 ₆	310	堂邑公社羅家花園 西北約 50 米	1.85	0	0	0.81	13.20	未分析		1.74	49.00	0.29	14.56	0.41	34.08	未計算	
									0.23	4.86	0.33	9.40	0.08	0.18	14.50	0.16	6.56	
緩斜低平地	綜井 ₃	488	梁水鎮公社八甲劉 小學南 50 米	1.71	0.01	0.20	0.64	10.50	0.15	3.03	0.28	7.90	0.06	0.14	11.40	0.16	6.37	
									0.45	9.42	0.37	10.60	0.08	0.18	14.40	0.31	12.27	
洼地邊緣	綜井 ₂	230	北楊集公社北楊集 東北	2.06	0	0	0.66	10.80	未分析		0.58	16.40	0.04	2.08	0.13	10.32	未計算	
									0.33	6.90	0.71	20.00	0.09	4.56	0.13	10.88	0.41	16.36
	綜井 ₇	210	斗虎屯公社小蘆庄 北約 100 米	1.53	0.01	0.40	0.16	2.60	未分析		0.53	14.80	0.04	1.92	0.13	10.28	未計算	
									0.33	6.90	0.71	20.00	0.09	4.56	0.13	10.88	0.41	16.36
	綜井 ₈	200	斗虎屯公社大陶正 北約 100 米	2.04	0.02	0.60	0.25	4.10	未分析		0.53	14.80	0.04	1.92	0.13	10.28	未計算	
									0.33	6.90	0.71	20.00	0.09	4.56	0.13	10.88	0.41	16.36
	綜井 ₉	250	梁水鎮公社張什庄 北 600 米	2.36	0.01	0.20	0.29	4.70	0.33	6.90	0.71	20.00	0.09	4.56	0.13	10.88	0.41	16.36
									2.41	50.24	2.09	59.00	0.30	15.20	0.33	26.80	1.77	71.04
	綜井 ₁₀	180	堂邑公社陳屯南 700 米	6.96	0	0	0.23	3.80	1.54	32.02	1.67	47.20	0.16	8.16	0.37	30.64	1.26	50.60
									未分析		0.19	5.40	0.06	2.80	0.06	5.29	未計算	
洼 地	綜井 ₁₁	120	梁水鎮公社張什庄 北約 1,600 米	1.70	0	0	0.85	14.00	未分析		0.19	5.40	0.06	2.80	0.06	5.29	未計算	
									0.08	1.57	0.14	4.00	0.05	2.28	0.04	2.95	0.11	4.24

由山东水利科学研究所高仁先分析。



(根据山东水利所北杨集水文地质初稿资料)

图5 聊城市北杨集深钻盐分组成

除了量的差别外,盐分组成方面也有变化,钙镁离子随着深度而减少,钠离子则相应增加,阴离子的变化不显著,其中只有硫酸离子随深度有较明显的增长,而氯离子略有增加,重碳酸离子则基本变化不大。值得注意的是在深层部位可能还有苏打出现。在埋藏的积盐层中,某些层次所含的盐分可能随井内含水层的水分一同进入井水中,再因灌溉而参加到现代的盐分累积过程,大大地增加当地土壤的积盐速度。

三、盐渍土的类型和分布规律

由于土壤中的水盐运动情况不一,各地形部位分布的土壤也不同。现将聊城地区盐渍土的发生特性和分布规律,分述于后:

1. 各类盐渍土的形成和分布概况 聊城地区的盐渍土有:潮湿盐土、蓬松盐土、苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土,此外,还大面积存在有各种盐化的浅色草甸土和底层

平运动为主,有明显的季节性累积和淋溶盐分的过程。在季节性淋盐的初期,地下水矿化度暂时增高,其盐分组成与土壤盐分组成并不尽一致。一般是土壤表层的氯离子显著减少,而地下水中以氯离子占优势(见图4)。随着淋盐过程的继续,土壤中硫酸盐也遭到淋洗,由于大量淡水补给,地下水矿化度不是继续增高而是减小。洼地边缘的盐分不仅有垂直运动的累积过程,而且还有明显的水平侧渗累积过程,洼地中心由于季节性淡水压盐作用抵消了部分积盐作用,所以只有轻微的甚至不易察觉的积盐现象。

此外,在研究现代盐分垂直运动规律时,不能忽视深层积盐层的盐分,因为随着深层地下水与浅层地下水¹⁾的垂直交换过程或扩散作用,深层积盐层的盐分可参加现代盐分累积过程^[15]。根据深钻分析资料(见图5),深达200米的冲积物或洪积物中,盐分曾经过多次的垂直重新分配,可显示出6—8个积盐层。各积盐层的平均含盐量逐渐向下增大,特别是自50—70米以下,盐分累积尤为明显。

1) 根据山东地质局水文地质大队第五分队的深钻资料:在150米内,一般存在3—4个较为理想的含水层。

盐化浅色草甸土。洼地中心或最低处,长期积水,有压盐作用,除局部地区形成沼泽土外,大部分为轻度盐化或无盐化的浅色草甸土。簸箕状洼地的坡降大,地表与地下径流出流通畅,地下水矿化度低,土壤盐化轻微;但在积水附近的岗坡下缘,因侧渗作用而有轻度盐化或底层盐化的浅色草甸土。

砂质槽状洼地的渗透性良好,地下水通畅,土壤质地较粗,毛管水上升高度较小,即使地下水位高达 1.5—2 米,也不易引起土壤发生严重盐化,何况砂质槽状洼地的地下水位一般较深(> 2.5 米),所以土壤主要是非盐化的浅色草甸土,只有在局部隆起的小沙洲和河床边缘才有一些轻度盐化浅色草甸土。这些槽状洼地的边缘经常有不连续的砂丘群,除活动沙丘外,多发育为雏型的浅色草甸土或微度发育的褐土化浅色草甸土^[6]。

河床狭窄而坡度较大的粘质槽状洼地,其边缘多为强度盐碱化带,土壤多属苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土(群众称为“瓦碱”)。河床开阔而坡降较小的粘质槽状洼地和浅平洼地,当积水退出后,或受中心部位的水分侧渗影响,出现轻度盐化带,其外缘则为重盐化带,重盐化带的内侧以苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土为主,外侧以潮湿盐土(群众称为“油碱”)或蓬松盐土(群众称为“毛拉碱”及“白布碱”)为主。

各种盐土的发生演变,关系极为密切^[12]。潮湿盐土再度积盐而形成蓬松盐土,潮湿盐土或蓬松盐土经过脱盐而形成苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土。潮湿盐土的盐分多累积于地表,而形成与土体紧密结合的潮湿结皮,结皮呈巧克力色,含盐量约 1—4%,以氯化物为主(见表 2)。蓬松盐土是潮湿盐土进一步积盐而成的,表层含盐量较潮湿盐土稍高(一般为 2—4%,甚至更高),盐分累积层增厚,地表有极薄而易与土体分离的结壳,以下有 0.5—2 厘米左右厚度的含盐很高的疏松层,盐分组成中除氯化物大量累积外,硫酸盐也显著增加(见表 2)。苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土是经过脱盐作用的土壤,土壤含盐量不高(0.2—0.5%),盐分组成中重碳酸盐占相当大的比例,有时还有苏打累积(见表 2),由于钠离子的分散作用而土壤有明显的碱化现象,碱性强(pH 9 以上),物理性质极坏(湿时泥濘、干时坚硬、渗水极难)。

2. 浅平洼地水盐运动与盐土分布

在地下水向洼地汇集的过程中,洼缘受积水

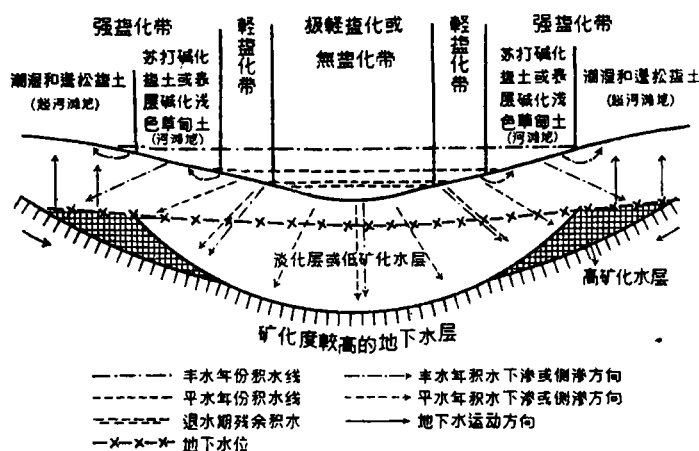


图 6 浅平洼地情况下水盐运动与盐土分布示意图

表 2 主要盐土的盐分状况

土壤类型	采集地点	深度	全盐(%)	CO ₃ ⁼	HCO ₃ ⁼	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺	pH
		(厘米)		毫克当量/100克土							
潮湿盐土 (油碱)	聊城北 楊集公社	0—8	1.58	0	1.00	4.17	21.15	1.54	3.28	21.49	8.4
		8—25	0.14	0	1.45	0.14	0.35	0.22	0.50	1.22	7.9
		25—42	0.13	0	1.30	0.08	0.35	0.30	0.76	0.67	7.8
		42—60	0.14	0.30	1.20	0.19	0.35	0.26	0.64	1.14	7.8
		60—100	0.13	0	1.30	0.10	0.35	0.36	0.78	0.61	7.8
		100—130	0.12	0	1.30	0.08	0.30	0.40	0.72	0.56	7.7
		地下水*	1.49	0	13.30	4.16	6.40	3.52	9.92	10.38	
蓬松盐土 (毛拉碱)	聊城北 楊集公社	0—1	4.82	0	0.85	20.80	59.00	16.60	12.32	51.73	7.8
		1—4	2.98	0	0.95	10.40	40.00	9.06	13.76	28.53	7.8
		4—9	0.20	0	1.10	0.52	1.40	0.42	0.52	2.08	8.2
		9—22	0.15	0	1.20	0.26	0.60	0.68	0.72	0.66	8.2
		22—34	0.18	0	1.30	0.45	0.70	0.30	0.50	1.65	8.2
		34—45	0.16	0	1.20	0.35	0.70	0.28	0.86	1.11	8.2
		45—60	0.15	0	1.20	0.34	0.65	0.22	0.78	1.19	8.2
		60—67	0.18	0	1.20	0.50	0.90	0.24	0.96	1.40	8.0
		67—80	0.18	0	1.15	0.57	0.95	0.30	0.96	1.41	8.2
		80—100	0.15	0	1.15	0.34	0.65	0.28	0.86	1.00	8.2
		100—120	0.13	0	1.05	0.26	0.50	0.30	0.86	0.71	8.0
		120—124	0.14	0	1.10	0.34	0.70	0.34	0.88	0.92	7.8
		124—144	0.14	0	1.25	0.23	0.45	0.42	0.96	0.55	7.7
地下水*	2.32	0	13.00	10.41	10.60	4.40	14.52	15.09			
苏打碱 化盐土 (瓦碱)	聊城北 楊集公社	0—5	0.44	0.30	1.55	1.62	3.10	0.22	0.30	6.05	
		5—15	0.22	0.40	1.80	0.28	0.50	0.20	0.46	2.32	
		15—30	0.18	0.30	1.50	0.24	0.45	0.24	0.38	1.87	
		30—50	0.17	0.30	1.35	0.27	0.40	0.36	0.44	1.52	
		50—70	0.15	0.10	1.20	0.24	0.50	0.24	0.44	1.36	
		70—100	0.13	0.10	1.20	0.23	0.40	0.26	0.90	0.77	
		100—130	0.13	0.10	1.10	0.25	0.40	0.22	0.72	0.91	
		130—160	0.19	0.10	1.95	0.18	0.30	0.54	1.24	0.75	
地下水*	2.16	0.00	14.00	6.87	9.60	2.52	9.36	18.59			

* 地下水全盐含量单位为克/升,离子含量——毫克当量/升,下同。

山东水利科学研究所位山灌溉試驗站韓錫洪、黃秀萍分析。

下渗水压的頂托,拥高了地下水位,并因蒸发耗損而逐渐浓缩形成高矿化水带,因此洼地边缘发生严重的盐化(图6);更因不同时期的积水侧渗,加重边缘地区盐分的累积。同时,积水下渗可以下压较高矿化度的地下水,并在其上建立相当厚度的淡化水层,使洼地中心在一年中有较长时间呈水分下渗的状况,地面蒸发只能耗損淡化层的水分,再因粘質土层毛管水的上升緩慢,有时甚至造成毛管水流暂时中断,所以盐分上达地表的速度很慢,旱季虽可带上一部分盐分,但又可在雨季受下渗水流的淋洗,因此洼地中心地段一般是輕微盐化或无盐化。

由于丰水年和平水年,低洼地区积水规模的大小不同,以及各年水分状况的差异,不仅在一年中有季节性积盐和脱盐过程,在同一积盐地带内,脱盐过程和积盐过程也可以交

錯存在,有的地段以脫盐为主,有的以积盐为主。如图 6 所示,在丰水年份,低洼地区积水規模大,洼地边缘的平水年份的积水綫也被淹沒,因而产生自然淋盐 and 地下水淡化过程,邻近高地則因地下水和积水的側渗而发生积盐。但在平水年份,积水綫边缘(在丰水年被淹沒的地段)又重新返盐。在反复积盐和脫盐交替过程中,土壤逐渐发生碱化現象,加以地表径流的冲刷和分选,带走粘粒(主要是水平移动,也有一部分向下淋淀)而留下粉砂或細砂,这样就形成“瓦碱”独特的形态学特征,并围绕洼地中心呈环状或条状分布。至于始終不淹(或甚少被淹)地段,則因不断积盐,产生強烈的盐化,而形成潮湿盐土和蓬松盐土。

3. 粘质槽状窪地的水盐运动与盐土分布 粘质槽状洼地的水盐运动情况基本与浅平洼地相似(见图 7)。聊城市境内的河流多属坡水河道,不具明显的河成阶地,但可隱約辨別不同时期的河滩及超河滩部位。毫无疑問,河道本身的演变会引起水盐状况和土壤的变化。前期古河道的河床較深,河流側渗范围較小,所以因河水頂托地下径流而形成的高矿化度带(图 7 中(a)),其距河床的距离,較現在河道所构成的高矿化度带(图 7 中(b))

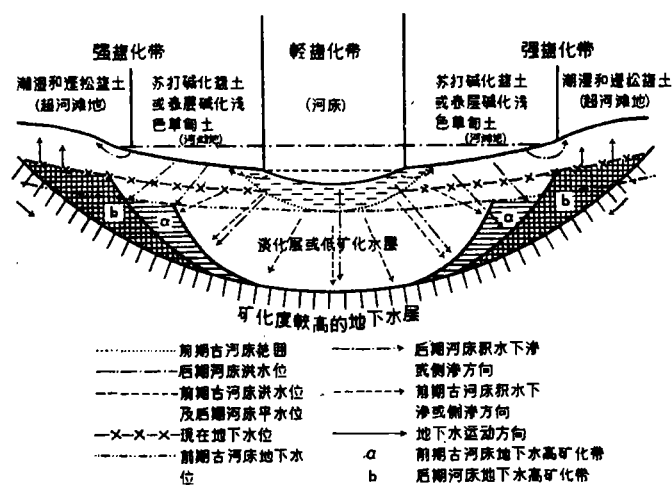


图 7 槽状洼地(筑堤前)水盐运动与盐土分布示意图

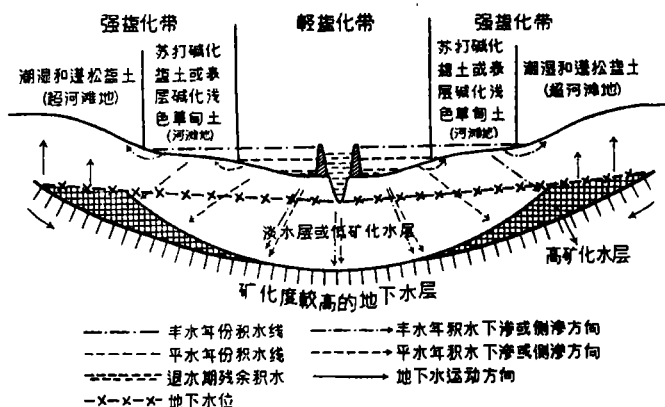


图 8 槽状洼地(筑堤后)水盐运动与盐土分布示意图

要近。由于后期河道的側渗,前期古河道所构成的高矿化带被挤向外,距河床較远,而后期河道又另成一个高矿化带,其原有的矿化带被淡化水层所代替。古河道在平水位时可

引起近水滩地累积盐分,但在洪水期,近水滩地为河水淹没,而处于脱盐状况,河滩地则发生强烈盐化。由于河水季节性的涨落,近水滩地发生季节性积盐和脱盐而以脱盐为主,河滩地则长期以积盐为主,这样就使近水滩地分布苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土,而河滩地则分布潮湿盐土或蓬松盐土。如古河道逐渐被淤高而来水量又无甚变化,其平水位的水线就会达到相当于前期的河道洪水线部位,使原来的近水滩地长期进行以脱盐为主的过程,河滩地产生季节性积盐和季节性脱盐(洪水位期间河水淹没河滩地),更高部位的超河滩地则引起强烈积盐,这样就形成河滩地分布苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土,超河滩地分布潮湿盐土和蓬松盐土。

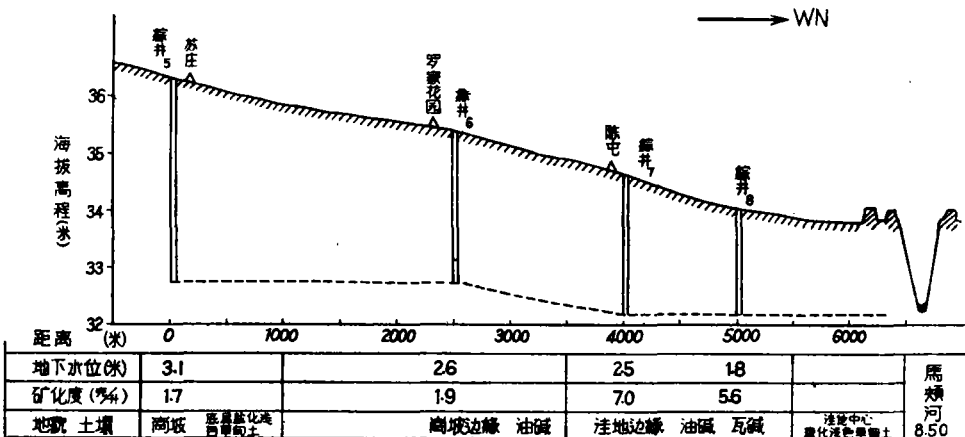
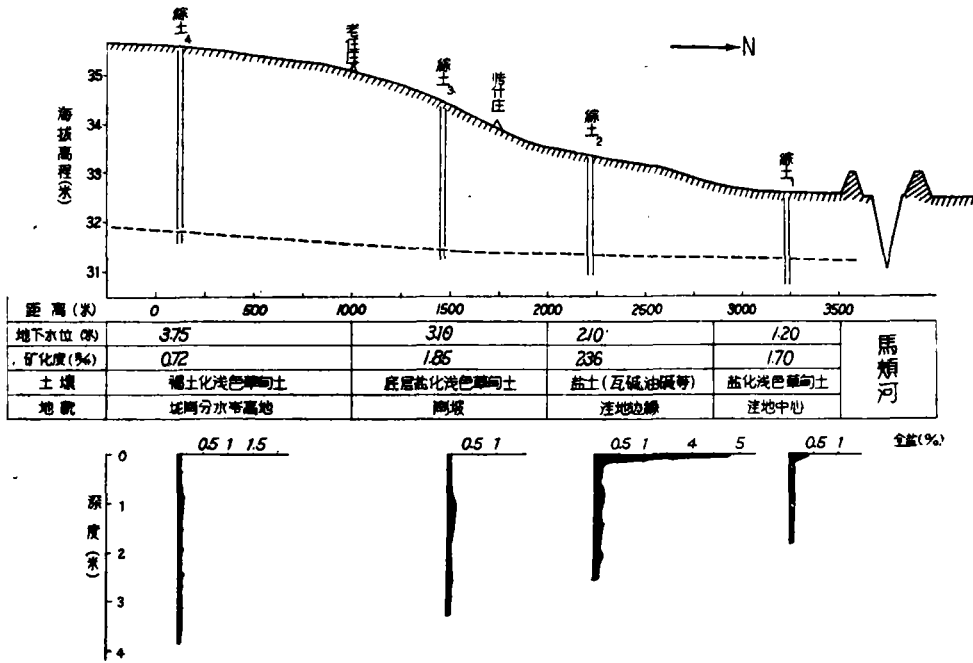


表 3 聊城市主要类型土壤的盐分状况

土壤名称	田间 编号	深度 (厘米)	全盐 (%)	阴离子(毫克当量/100克土)				阳离子(毫克当量/100克土)			石膏 (%)	碳酸钙 (%)
				CO ₃ ⁼	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ +Na ⁺		
盐化浅色 草甸土	綜土 1—1	0—5	0.32	0.00	0.32	2.60	1.81	1.76	0.81	2.16	0.03	15.96
	2	5—14	0.07	0.00	0.46	0.23	0.16	0.10	0.13	0.62	0.04	10.16
	3	14—29	0.06	0.00	0.49	0.14	0.18	0.13	0.12	0.57	0.03	8.33
	4	29—37	0.07	0.00	0.63	0.24	0.21	0.13	0.13	0.82	0.05	16.91
	5	37—49	0.08	0.02	0.64	0.31	0.27	0.14	0.10	1.01	0.03	20.95
	6	49—57	0.07	0.03	0.55	0.28	0.26	0.14	0.17	0.81	0.04	25.16
	7	57—84	0.08	0.03	0.60	0.40	0.36	0.15	0.11	1.14	0.05	22.19
	8	84—101	0.08	0.03	0.53	0.23	0.41	0.14	0.14	0.98	0.04	17.70
	9	101—120	0.08	0.05	0.58	0.24	0.36	0.09	0.08	1.05	0.03	17.78
	10	120—172	0.05	0.05	0.43	0.07	0.14	0.07	0.04	0.57	0.08	20.79
盐土 (毛拉碱)	綜土 2—1	0—3	4.71	0.00	0.16	16.65	55.51	15.79	19.71	36.82	0.33	12.38
	2	3—9	0.91	0.00	0.24	1.60	13.55	1.25	1.48	12.65	0.04	14.36
	3	9—14	0.18	0.05	0.41	0.65	1.55	0.19	0.06	2.41	0.04	15.94
	4	14—32	0.08	0.02	0.42	0.24	0.49	0.20	0.07	0.92	0.04	12.16
	5	32—44	0.08	0.01	0.41	0.24	0.58	0.25	0.09	0.90	0.03	15.16
	6	44—70	0.11	0.01	0.46	0.59	0.71	0.25	0.16	1.36	0.02	25.58
	7	70—91	0.10	0.01	0.40	0.42	0.85	0.36	0.16	1.16	0.03	23.16
	8	91—125	0.11	0.01	0.44	0.33	0.73	0.32	0.20	0.99	0.03	20.55
	9	125—140	0.11	0.00	0.36	0.34	0.86	0.35	0.23	0.98	0.03	11.83
	10	140—160	0.12	0.00	0.38	0.81	0.74	0.34	0.18	1.41	0.02	19.80
	11	160—185	0.11	0.00	0.44	0.43	0.74	0.28	0.28	1.04	0.04	14.20
	12	185—205	0.13	0.06	0.53	0.84	0.80	0.21	0.21	1.80	0.04	19.87
	13	205—220	0.10	0.00	0.45	0.28	0.65	0.22	0.22	0.94	0.06	20.42
	14	220—250	0.07	0.00	0.37	0.16	0.39	0.12	0.12	0.68	0.03	15.23
底层轻度 盐化浅色 草甸土	綜土 3—1	0—5	0.04	0.00	0.23	0.26	0.13	0.32	0.20	0.11	0.00	16.41
	2	5—20	0.04	0.00	0.29	0.19	0.06	0.18	0.15	0.18	0.00	12.23
	3	20—34	0.05	0.00	0.36	0.15	0.22	0.23	0.19	0.31	0.00	16.56
	4	34—52	0.05	0.00	0.38	0.10	0.13	0.23	0.19	0.20	0.00	19.91
	5	52—70	0.08	0.00	0.41	0.10	0.48	0.19	0.07	0.76	0.06	17.88
	6	70—88	0.08	0.09	0.69	0.16	0.25	0.08	0.03	1.08	0.03	22.19
	7	88—107	0.12	0.08	0.46	0.81	0.54	0.12	0.09	1.67	0.00	19.37
	8	107—119	0.14	0.03	0.54	0.73	0.63	0.13	0.06	1.75	0.00	19.35
	9	119—132	0.11	0.00	0.56	0.32	0.59	0.21	0.11	1.27	0.00	19.26
	10	132—150	0.09	0.00	0.44	0.18	0.59	0.13	0.13	0.94	0.00	16.57
	11	150—175	0.07	0.00	0.41	0.22	0.45	0.09	0.09	0.91	0.00	14.86
	12	175—210	0.07	0.00	0.38	0.13	0.43	0.14	0.09	0.72	0.00	17.46
	13	210—245	0.08	0.05	0.54	0.07	0.41	0.19	0.13	0.75	0.00	21.77
	14	245—320	0.11	0.00	0.34	0.03	1.51	0.27	0.24	1.37	0.00	13.22
褐土化浅 色草甸土	綜土 4—1	0—10	0.05	0.00	0.34	0.26	0.13	0.24	0.19	0.31	0.00	13.77
	2	10—20	0.03	0.00	0.36	0.08	0.19	0.27	0.15	0.22	0.00	13.69
	3	20—35	0.04	0.00	0.35	0.06	0.07	0.27	0.09	0.11	0.00	13.68
	4	35—50	0.05	0.00	0.44	0.16	0.09	0.34	0.17	0.18	0.00	22.18
	5	50—70	0.06	0.00	0.48	0.11	0.15	0.42	0.11	0.21	0.00	21.90
	6	70—88	0.11	0.00	0.60	0.53	0.22	0.46	0.14	0.74	0.00	23.85
	7	88—110	0.06	0.00	0.42	0.32	0.15	0.26	0.17	0.46	0.00	18.19
	8	110—152	0.06	0.00	0.34	0.18	0.28	0.33	0.03	0.45	0.00	18.22
	9	152—195	0.05	0.00	0.23	0.16	0.32	0.21	0.21	0.28	0.00	17.46
	10	195—245	0.05	0.00	0.21	0.21	0.41	0.38	0.13	0.28	0.00	14.18
	11	245—275	0.05	0.00	0.21	0.25	0.45	0.56	0.04	0.32	0.00	15.74
	12	275—310	0.04	0.00	0.24	0.09	0.30	0.43	0.10	0.10	0.00	15.34
	13	310—360	0.04	0.00	0.27	0.10	0.17	0.26	0.19	0.10	0.00	15.89
	14	360 以下	0.04	0.00	0.28	0.07	0.19	0.36	0.15	0.03	0.00	17.23

中国科学院土壤所刘兆礼分析。

从根本上說,人为浚深河道和筑堤并没有改变自然状况下的土壤形成和分布规律,因为浚深的河道很小,不足以通畅地渲泄来水,筑堤更不利于及时排除当地积水。这样使槽状洼地的水盐运动状况更类似于浅平洼地(见图 8)。

4. 盐斑和底层盐化 絕大部分的緩斜低平地是輕度盐化及无盐化的浅色草甸土,只有在小地形的突起部分或一些土壤剖面底部有积盐层的地段,或者是地下径流因母质特性和古地貌影响而停滞,并形成地下水局部高矿化的地段,或者是湮沒的古河道地段(今已不易察出,只从微显低洼或隆起,全剖面为輕砂壤质来判断)会出现各种类型的盐土斑块,其分布规律同洼地边缘相同。无论是盐土或者是盐化草甸土,盐分主要是累积于表层,心底土中盐分是不多的,这与华北平原絕大部分地区地下水矿化度不高有关^[10,17]。

“島”状高地的面积一般不大,而与周围槽状洼地的相对高差仅1—2米左右,所以易受槽状洼地积水影响,使其边缘地带的地下水位增高而出现輕度盐化。由于“島”状高地的地下水埋藏深度不如壠崗高地和平坦高地大,又受地表蒸发蒸騰的影响,盐分可随毛管水上升而累积于心底土,再因表层盐分向下淋溶,更增加心底土的盐分累积,因此“島”状高地的土壤盐分累积特征一般是表层不盐化而心底土中积盐。壠崗及平坦高地与低地过渡带(即崗坡)具有类似的土壤盐分特征。壠崗高地和部分平坦高地的水盐状况主要属下降水平运动型,所以土壤形成过程中物质移动多趋于淋溶淀积状态,不仅易溶性盐类大部下淋随水移向低地,就是难溶性的石灰、石膏也下淋而淀积于心底土中,表层土体中的粘粒有明显的下移而在亚表层或心土中淀积,赋予土壤以褐土化的特征。

聊城市境内主要土壤类型在地形部位上的分布规律及其盐分状况可以图 9、10 和表 3 作为例証。

四、土壤次生盐渍化的情况

华北平原平均年降水量一般为 500—700 毫米,雨量并不算少,但由于降水在时间和空间上的分配极不均匀,因而形成冬春干旱、夏秋涝渍和此旱彼涝、彼旱此涝的现象。为了使华北平原农业稳定增产,发展灌溉是必要的,但其主要作用在于弥补一般年份旱季降水之不足(一般情况下,雨季不仅不需要灌溉,而且要排涝防汛),是季节补充性灌溉,而不是常年需要灌溉。

华北平原内部的自然地理和水文地质条件都十分复杂,各地的灌溉方式不应一样;灌区规模,也要因地制宜进行选择。在条件不够的地区,盲目发展大型自流灌溉,有产生土壤次生盐渍化的危险。现将这个地区产生次生盐渍化的原因略述于后:

1. 渠系布置与土壤盐化的关系 渠系布置不合理,会引起土壤发生次生盐渍化。渠系应按地形高低妥善布置,如渠道由低处向高处开凿,不但很难引水,还拦截地表径流,增加内涝的威胁,并使边缘地带发生盐化。在易涝而重盐化的地区或常涝低洼地区,如修渠系而未保证原有自然坡水流失的通畅,也没有开挖必要的骨干排水沟,涝渍灾害更为严重。由于地表长期积水和抬高地下水位,影响周围土地的盐化加重。灌区过大,引水干渠必然要长,如引水渠道无退水出路,各级渠道的工程配套不全,引水干渠的输水时间就要加长,这会增加渠道的渗漏,大量补给渠道两侧的地下水,如再加上大水漫灌,更使灌区地下水位迅速上升(图 11)。地下水位抬高,首先是引起地下径流滞缓,促使或加重土壤

盐化,如干支渠在雨季仍繼續輸水,坡水和涝水不能及时排除,不仅增加涝灾威胁,还使周围地区土壤发生或加重盐化。一般說,地上干渠側渗影响兩側土壤盐化的范围約 100—200 米,甚至可达 400 米以上,支渠影响范围約 50—200 米,斗渠从数米到数十米。

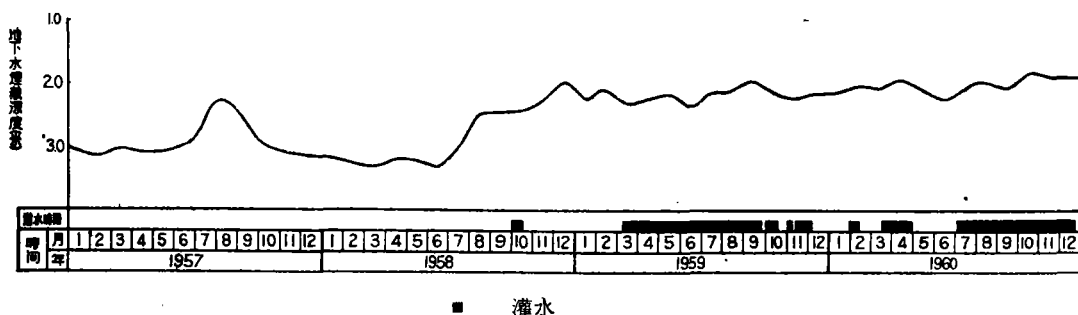


图 11 位山灌区历年潜水平均埋藏深度图

2. 漫灌和蓄水对土壤盐化的影响 不适当的大水漫灌和蓄水都可抬高地下水位。图 12 中的 17 号观测井位于浅平洼地区,由于灌溉淹水和附近河道側渗的影响,历年地下水位的变化是不稳定的上升(图 12d)。49 号观测井位于低平地,由于灌溉渗漏水迅速抬高灌溉地段的地下水位,产生水头压,而使排水不良地段也抬高地下水,因此地下水位历年变化呈稳定上升型(图 12f)。12 号井是在平原地区进行不恰当的蓄水,引起附近地区地下水状况恶化(图 12c),发展土壤次生盐化。48 号观测井所处的自然地理条件与 49 号观测井相似而且位置相邻,但因沒有灌溉,这几年地下水的季节性变化是稳定平衡的(图 12a.e),甚至有些地段因临近排水河道,地下水还有逐年下降的趋势(图 12b)。

3. 新老盐化土壤的分别和分布 苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土(瓦碱)不是短期内所能形成的,这类盐碱土可以认为是灌前长期演变所成的“老碱地”,潮湿盐土和蓬松盐土部分也可认为是老的原生盐土。那些已布置各级渠道而未引过水或偶尔引过 1—2 次水的地区的各种盐土,絕大多数也可认为是“老碱地”。在盐碱严重地区,由于刮盐皮所堆成的“盐垆堆”,也可作为鉴别“老盐碱地”的依据。按此判断聊城市境内的盐碱土大部是“老碱地”,其中 60—70% 是苏打碱化盐土或表层碱化浅色草甸土。次生盐渍化土壤主要分布在干支渠和排水不畅的河道两侧,蓄水区附近及大水漫灌地段的部分突起处和其四周^[1]。次生盐渍化土壤也可分布在老盐碱地区,加重原来土壤的盐渍化。有些次生盐渍化土壤是由于耕作粗放、少施农家肥料和放弃传统的防治土壤盐渍化的耕作技术措施而形成的。因为,很多盐碱地经过长期耕种,特别是采用了盐土所需的耕作技术,已经把盐分压在底层。以后耕作措施沒有跟上,长期经过压盐的老盐碱地又返盐,这不是次生盐渍化的新发展,而是盐渍化再度加重。

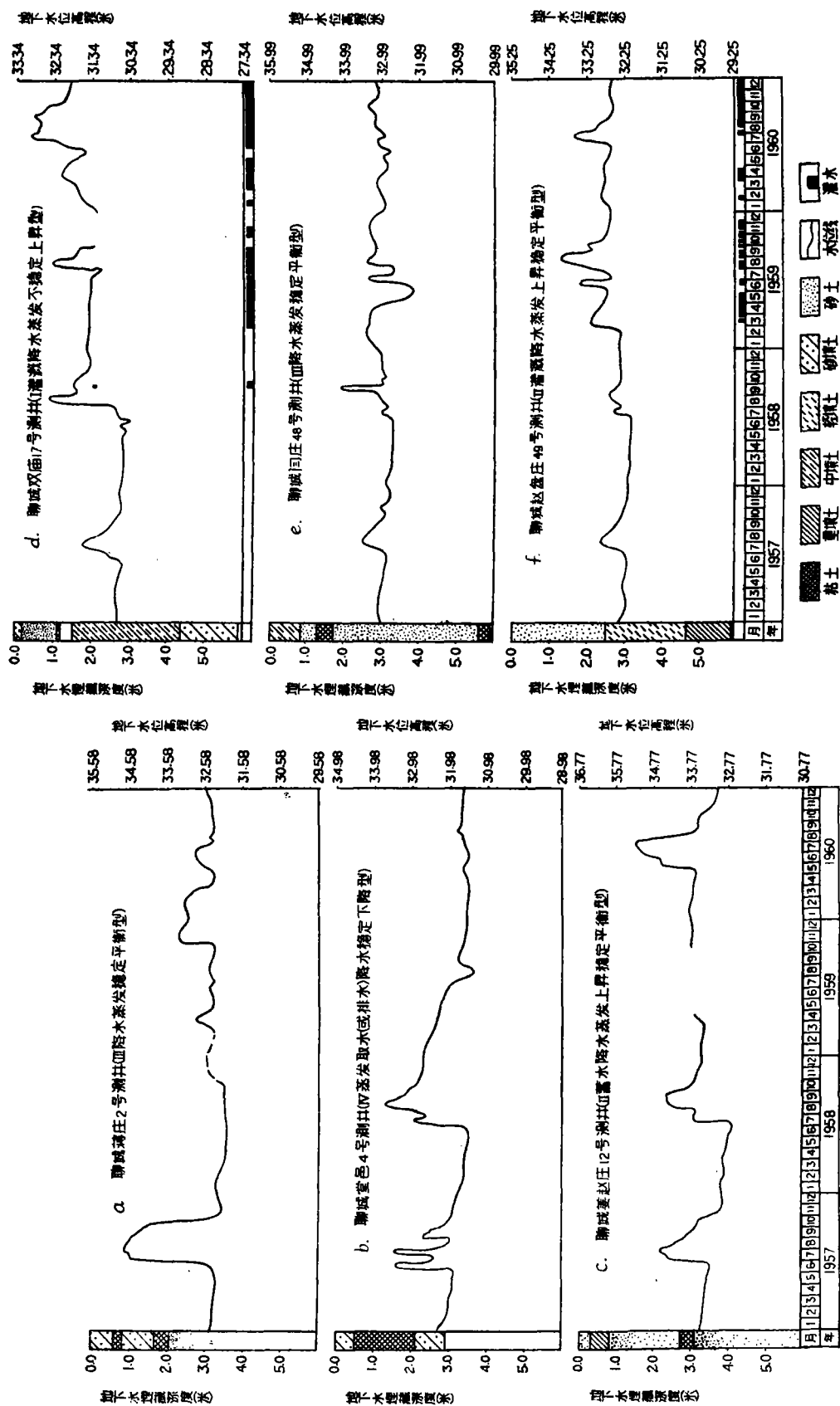


图 12 几种类型地下水变化曲线图

参 考 文 献

- [1] 丁驷: 1947. 华北平原的形成. 水利(泥沙专号), 5 卷 1 期, 80—88.
- [2] 馮景兰: 1954. 黄河的特点和问题. 科学通报, 9 月号, 38—41.
- [3] 熊毅、席承藩、张同亮、王遵亲: 1956. 山东临清附近沉积情况和土壤发展. 土壤学报, 4 卷 2 期, 117—126.
- [4] 中国科学院土壤队、水利部北京勘测设计院土壤调查总队: 1/150 万华北平原土壤图集. 科学出版社, 1957 年 5 月.
- [5] 熊毅、席承藩: 1958. 华北平原第四纪沉积物的性质及其演变. 中国第四纪研究, 1 卷 1 期, 61—69.
- [6] 中国科学院土壤及水土保持研究所、水利电力部北京勘测设计院土壤调查总队: 华北平原土壤. 科学出版社, 1961 年.
- [7] В. А. 柯夫达: 盐渍土的发生与演变(上册). 科学出版社, 1956 年 7 月.
- [8] В. А. 柯夫达: 土壤中的现代盐分累积过程. 土壤学译报, 1956 年第 1 期, 39—52.
- [9] В. А. 柯夫达: 中国之土壤与自然条件概论. 科学出版社, 1960 年.
- [10] В. В. 叶戈洛夫: 土壤盐渍化及其垦殖. 科学出版社, 1958 年.
- [11] В. Г. 列别杰夫: 现代地貌学基本理论与问题. 科学出版社, 1958 年.
- [12] Ковда, В.А.: Солончаки и солонцы. М.-Л., 1937.
- [13] Розанов, А.Н.: Фазы, стадии и типы вторичного засоления почв при орошении. «Проблемы совет, почв.» сб. 14, 1946, 1—27.
- [14] Ланге, О. К.: Геоморфология и Грунтовые воды. Тр. лаборатории гидрогеологических проблем им. акад. Ф. П. Саваренского I. 11, 1949.
- [15] Ковда, В. А. и П. С. Славин: Почвенно-Геохимические показатели нефтеносности недр. М. 1951.
- [16] Фелициант, И. Н.: 1959. Опыт исследования капиллярного передвижения влаги в слоистых тунтах «Почвоведение» № 3, 22—33.
- [17] Егоров, В. В. и Г. В. Захарбина: 1956. Зависимость размеров засоления верхних горизонтов почв от глубины грунтовых вод. Докл. АН СССР. Т. 109 № 4, 51—53.
- [18] Kelley, W. P.: Alkali Soil, their formation, properties and reclamation. New York, 1951.

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ И ЗАКОНОМЕРНОСТЬ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В РАЙОНЕ ЛЯОЧЭН ПРОВИНЦИИ ШАНЬДУН

Ван Цзунь-цин, Лю Ю-чан, Ли Ли-цзюнь и Дун Чо-пэн

(Резюме)

Засоленные почвы на Северо-китайской равнине образовались под действием капиллярного поднятия минеральных грунтовых вод и боковой поперечной Фльтрации застойных вод (подобное явление наблюдается и при поливе затоплением большим количеством воды), а местами они возникли в результате накопления солей на поверхности почв, которое происходит при перераспределении солей, накопленных в нижних горизонтах.

Для подробного изучения почвообразовательных условий засоленных почв и закономерности их распространения мы выбрали район Ляочэн провинции Шаньдун как район наших научных исследований.

Особенности современных и древних рельефов и аллювиальных отложений оказывают сильное влияние на водный и солевой режимы почв и грунтовых вод. По признакам отложений в районе Ляочэн ясно выражается два основных типа——русловый и пойменный. По рельефам здесь можно выделить три основных типа: возвышенности, пологие низкие

равнины и понижения. Из русловых отложений образуются крупно-гравистые поднятия, «островные поднятия», песчаные и глинистые русловые понижения и «кресловидные» поднятия; а из пойменных отложений — плоские возвышенности, пологие низкие равнины и плоско-мелкие понижения. Согласно особенности водного и солевого движения их можно вводить в следующие три типа: на возвышенностях — тип нисходящего и горизонтального движения; на пологих низких равнинах — тип восходящего и горизонтального движения; а в понижениях — тип перемены нисходящего и восходящего вертикального движения. Кроме того вокруг понижений наблюдается еще поперечно-горизонтальное водно-солевое движение с обратным направлением к склонам, что оказывает сильное влияние на перераспределение солей в этих местах. В связи с этим мы провели также исследование по влиянию древних речных русел, озёр и замкнутых понижений, ныне погребённых под почвами, на водно-солевой режим грунтовых вод. Данные от глубоких скважин показывают, что соли, находящиеся в глубоких горизонтах, могут непосредственно вступать в Колодце и при последующем орошении вызывается ими новое соленакопление.

В пределах района Ляочэн распространяются главным образом следующие засоленные почвы: солончаки мокрые, пухло-корковые и содово-солонцеватые; почвы светло-луговые поверхностно-солонцеватые, солончаковатые и солончаковые.

Мокрые солончаки при вторичном соленакоплении могут превращаться в пухло-корковые солончаки, а в процессе рассоления из мокрых и пухло-корковых солончаков образуются содово-солонцеватые солончаки или поверхностно-солонцеватые светло-луговые почвы.

В периферии понижений грунтовые воды сильно минерализованы и залегают более близко к поверхности, следовательно, здесь засоленные почвы имеют сплошное распространение.

В пределах оросительной системы вторичное засоление, вызванное нецелесообразностью мероприятий, встречается главным образом вдоль магистральных и распределительных каналов и рек с слабой дренированностью, в прилегающих к районам поверхностного водохранилища и водоёмам участках, на некоторых возвышенных местах, находящихся на участках с поливом затоплением большим количеством воды и вокруг этих участков.

Засоленные почвы закономерно распространяются по микрорельефам В. плоско-мелких понижениях распространение засоленных почв обусловлено влиянием, оказанным застойными водами в понижениях в многоводных и меженных годах на водно-солевое движение местности. В глинистых русловых понижениях оно связано с историей эволюции самых речных русел и влиянием уровня паводков и межени на водно-солевое движение, а на пологих низких равнинах — с действием водных режимов надземных и грунтовых вод на перемещение солей.

На «островных поднятиях» и на части плоских возвышенностей, а также на склонах крупно-гравистых поднятий распространены солончаковатые светло-луговые почвы.

По результатам исследований можно сделать вывод:

1) Северо-китайская равнина относится к районам, требующим сезонного дополнительного орошения; а не нуждается в орошении в течение всего года.

2) В нынешнее время на Северо-китайской равнине во многих местах лучше не строят крупных систем самотечного орошения, а целесообразно устраивать системы среднего и мелкого масштаба с разными способами полива и различными истоками воды.