

DOI: 10.11766/trxb202007070373

杨帆, 杨飞, 黄来明, 杨仁敏, 韩光中, 张甘霖. 古日乃湖盆沉积物发育土壤盐分与碳酸钙积累机制[J]. 土壤学报, 2022, 59(2): 393–404.
YANG Fan, YANG Fei, HUANG Laiming, YANG Renmin, HAN Guangzhong, ZHANG Ganlin. Characteristics and Mechanisms of the Accumulation of Salts and Calcium Carbonate in Sediment-derived Soils of the Gurinai Playa[J]. Acta Pedologica Sinica, 2022, 59(2): 393–404.

古日乃湖盆沉积物发育土壤盐分与碳酸钙积累机制*

杨帆^{1, 2}, 杨飞², 黄来明^{3, 4}, 杨仁敏⁵, 韩光中¹, 张甘霖^{2, 4, 6†}

(1. 内江师范学院地理与资源科学学院, 土壤过程模拟实验室, 四川内江 641100; 2. 土壤与农业可持续发展国家重点实验室(中国科学院南京土壤研究所), 南京 210008; 3. 中国科学院地理科学与资源研究所, 生态网络观测与模拟重点实验室, 北京 100101; 4. 中国科学院大学, 北京 100049; 5. 江苏师范大学地理测绘与城乡规划学院, 江苏徐州 221116; 6. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 流域地理学重点实验室, 南京 210008)

摘要: 干旱区湖泊是维持生态脆弱区环境平衡的重要载体, 随着环境变化和人类对水土资源的不合理利用, 我国干旱区湖泊日渐萎缩、干涸直至消失。湖泊干涸过程中, 地下水持续下降, 风积物不断加积, 土壤演化过程随之发生变化, 但关于湖泊沉积物发育土壤演化特征的研究十分匮乏。本研究结合土壤发生学和地球化学方法分析了古日乃湖盆沉积物发育土壤的盐分与碳酸钙积累特征与机制。结果表明: 盐分积累是古日乃湖盆土壤形成的主要特征, 盐化土壤表层水溶性盐含量、 Na^+ 浓度和钠吸附比分别为 $13.15\sim 650.50\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、 $186.9\sim 12\ 114.7\text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $22.3\sim 890.5\text{ (mmol}\cdot\text{L}^{-1})^{1/2}$, 土壤具有高含盐量、高 Na^+ 浓度与高钠吸附比, 表现出强度盐化特征。古日乃湖盆干涸, 土壤积盐过程由现代盐化向残积盐化演化, 盐分类型由氯化物型、氯化物—硫酸盐型向硫酸盐—氯化物型、硫酸盐型转变。借助于与 Ca 地球化学行为相似的 Sr 同位素组成分析, 表明土壤碳酸钙以次生碳酸钙为主, 其占比超过碳酸钙总量的 80%; 土壤碳酸钙主要来源于母质和地下水, 地下水持续供给 Ca^{2+} 是碳酸钙强度积累形成钙磐的基础。古日乃湖盆土壤盐分与碳酸钙积累特征可为评估环境变化背景下土壤的形成与演变, 并为预测我国内陆河尾间湖地区土壤与生态环境变化提供科学依据。

关键词: 盐渍化; 钙积; 地下水; 尾间湖

中图分类号: 151.3 **文献标志码:** A

Characteristics and Mechanisms of the Accumulation of Salts and Calcium Carbonate in Sediment-derived Soils of the Gurinai Playa

YANG Fan^{1, 2}, YANG Fei², HUANG Laiming^{3, 4}, YANG Renmin⁵, HAN Guangzhong¹, ZHANG Ganlin^{2, 4, 6†}

(1. *Laboratory of Simulation on Soil Process, College of Geography and Resources Science, Neijiang Normal University, Neijiang, Sichuan 641100, China*; 2. *State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture, Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China*; 3. *Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences*

* 内江师范学院科研启动费项目(18B10)和第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0306)资助 Supported by the Neijiang Normal University Research Start-Up Funds (No. 18B10) and China's Second Comprehensive Scientific Expedition to the Qinghai-Tibet Plateau (No. 2019QZKK0306)

† 通讯作者 Corresponding author, E-mail: glzhang@issas.ac.cn

作者简介: 杨帆(1984—), 男, 四川岳池人, 博士, 讲师, 主要从事土壤地理与地球化学研究。E-mail: alexyang@njtc.edu.cn

收稿日期: 2020-07-07; 收到修改稿日期: 2020-11-02; 网络首发日期(www.cnki.net): 2021-03-03

and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 4. University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China; 5. School of Geography, Geomatics, and Planning, Jiangsu Normal University, Xuzhou, Jiangsu 221116, China; 6. Key Laboratory of Watershed Geographic Sciences, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

Abstract: Lakes in arid areas play an important role in keeping the balance between ecology and environment of the fragile ecosystems therein. Unfortunately, the lakes in the arid regions of China are shrinking, drying up or even disappearing, due to changing environment and human's abusive use of water and soil resources. 【Objective】 With the lake drying up, ground water table keeps on going down in depth and aeolian sediments build up, and consequently soil forming process begins to change. However, so far little has been reported in the literature about formation and development of sediment-derived soils in such an environment. 【Method】 In this study, both pedological and geochemical methods were applied to investigation of characteristics and mechanisms of salt and calcium carbonate accumulating in sediment-derived soils in the Gurinai Playa. 【Result】 Results show that the accumulation of various kinds of salts was the primary pedogenic process. Soil salt content, Na^+ concentration and sodium absorption ratio in the surface soil layer of the sediment-derived soils in the Gurinai Playa reached 13.15~650.50 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 186.9~12 114.7 $\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$ and 22.3~890.5 $(\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1})^{1/2}$, respectively, which suggest that the studied soils experienced strong salinization. In addition, with the Gurinai Playa drying up the accumulation of salts in the soils evolved from modern salinization to residual salinization, and soil salt composition gradually changed from Cl^- , and $\text{Cl}^- \text{SO}_4^{2-}$ types in the initial stage of the soil evolution to $\text{SO}_4^{2-} \text{Cl}^-$, and SO_4^{2-} types in the more advanced stages. Given that Sr and Ca are quite similar in geochemical behavior, the analysis of composition of Sr isotopes demonstrates that secondary CaCO_3 predominated in soil total CaCO_3 accounting for over 80%. Moreover, soil CaCO_3 in this area was primarily derived from calcareous sediments and groundwater. The continuous provision of Ca^{2+} by groundwater led to strong accumulation of CaCO_3 and formation of Calcicpan. 【Conclusion】 Interpretation of the accumulation of salts and CaCO_3 in soils during the drying progress of the Gurinai Playa provides a scientific basis for evaluating soil formation and evolution in relation to environmental changes, and for predicting changes in soils and ecological environment of the terminal lake areas of inland rivers.

Key words: Salinization; Calcic accumulations; Groundwater; Terminal lake

土壤是成土母质在气候、生物、地形、时间和人为活动等因素综合作用下形成的^[1], 成土因素的改变将影响土壤的演化过程、方向及其速率。在中国西北干旱、半干旱区分布着大量的内陆河流, 这些内陆河流最终消失于沙漠或者汇集于洼地形成尾间湖^[2-3]。干旱区的尾间湖泊在维持内陆河流域水文循环、区域生态环境中起着重要作用^[3-4]。然而, 绿洲的扩张和地表水拦截等人类活动导致进入内陆河下游水量急剧减少, 尾间湖泊面积逐渐萎缩, 甚至形成干盐湖^[2-5]。水文条件的改变进而会影响地貌特征与其后的成土过程, 然而关于尾间湖干涸后沉积物发育土壤的形成与演化特征的研究迄今为止还很缺乏。

尾间湖干涸过程中地下水位不断下降, 湖相沉积物作为成土母质参与土壤的形成。此外, 我国西北干旱地区的尾间湖往往处于亚洲粉尘影响区^[6], 近源粉尘的加入也是其重要的母质来源。母质来源

的多元性及其“加积型”的成土模式将引起成土过程的复杂化或间断, 形成不同的土壤类型。作为内陆河流物质汇集的中心, 盐分的聚集是尾间湖重要特征。理解土壤盐分的组成及其沉积顺序有助于揭示流域元素生物地球化学循环、反演湖泊演化和进行古环境重建^[7]。土壤积盐过程与盐分转化特征还有助于解译亚洲干旱区沙尘物源产生机制^[8-10]。此外, 干旱区有机碳含量低, 土壤碳库主要以碳酸钙为主的无机碳形式赋存^[11], 干旱区土壤碳酸钙(尤其是次生碳酸钙)的积累机制有助于揭示全球环境变化下“碳失汇”问题^[12-15]。

古日乃湖盆是中国第二大内陆河黑河的重要尾间湖之一^[2], 湖盆位于黑河下游冲积扇的东缘、巴丹吉林沙漠西缘。黑河中游绿洲不断扩张, 耗用水量持续增加, 进入下游水量减少, 尾间湖泊地下水位下降^[3-5]。据古地质调查显示, 黑河哨马营以南河段入渗经古河道补给古日乃, 近一个世纪以来, 湖

泊干涸逐渐演化成古日乃湿地^[16-17]。同时，来自巴丹吉林沙漠的沙尘在古日乃湖盆沉积，成为其土壤发育的母质。这些成土因素的变化对古日乃湖盆土壤的形成演化，尤其是对盐分、碳酸钙积累的影响还不清楚。因此，本研究结合土壤发生学和地球化学方法分析了古日乃湖盆沉积物发育土壤盐分与碳酸钙的积累特征，对理解干旱区内陆河尾间湖区域土壤与生态环境的演变历史以及在未来气候变化下的演化趋势具有重要意义。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

古日乃湖盆介于 100°45′—101°30′E, 40°30′—41°20′N 之间 (图 1)。海拔约 1 000~1 050 m, 多年

平均降水量为 42 mm, 年均蒸发量高达 3 700~4 000 mm, 多大风、并引发沙尘暴^[18]。土壤发育弱, 盐分的形成及其转化是主要的成土过程。由于气候极端干旱、盐分含量高, 古日乃湖盆主要分布梭梭 (*Haloxylon ammodendron*)、芦苇 (*Phragmites communis*)、白刺 (*Nitreria tangutorum*) 等耐旱耐盐植物。

1.2 样品采集与分析

2012—2013 年对古日乃湖盆典型景观进行土壤调查, 采集了沙丘 (PL01)、湖岸芦苇地 (PL02)、湖岸—近湖心芦苇地 (PL03)、近湖心光板地 (PL04)、近湖心—戈壁芦苇地 (PL05) 和戈壁梭梭林 (PL06) 共 6 个土壤剖面 (图 1)。样点信息见表 1, 按土壤发生层采集样品, 共采集 38 个土壤样品、108 个环刀样品 (3 次重复)。

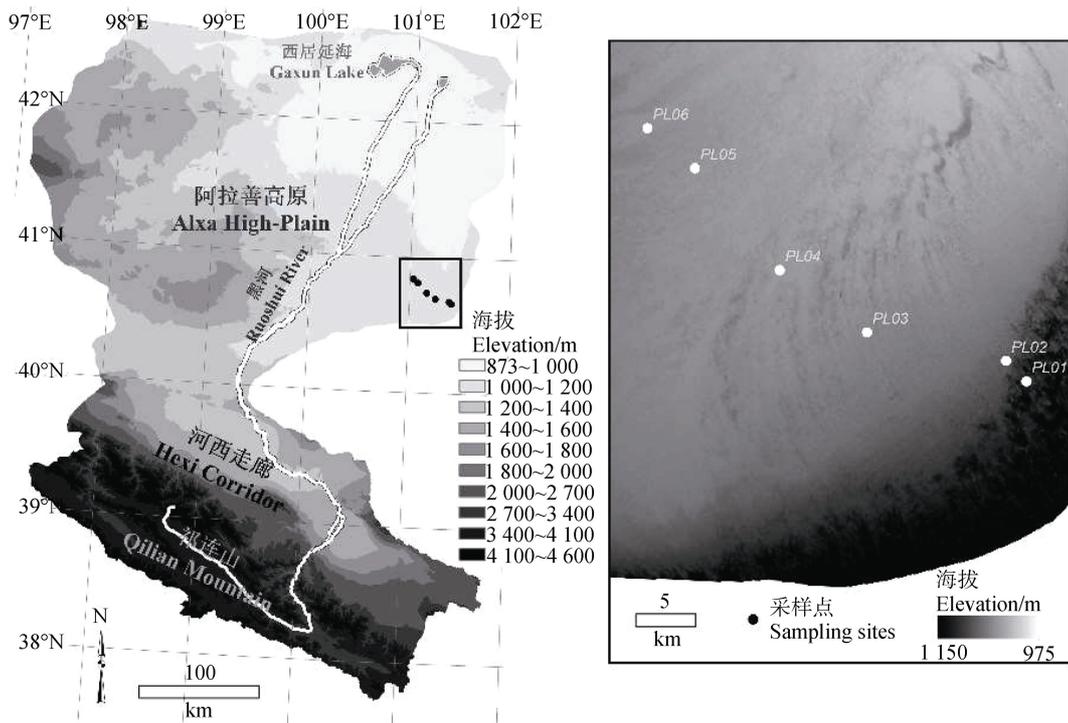


图 1 研究区及样点 (PL01~PL06) 分布图

Fig. 1 Distribution map of the study area and sampling sites (PL01~PL06)

土壤样品挑去植物残体及侵入体, 室内风干。木棍碾碎, 过 2 mm 筛, 并在玛瑙研钵磨细, 分别过 0.15 mm 和 0.075 mm 筛, 保存备用。土壤常规分析参照《土壤调查实验室分析方法》^[19]: 容重—环刀法 (钙盘、盐盘容重采用莎纶树脂包膜土块法)、pH—电位法 (土水比 1:2.5)、颗粒组成—激光粒

度仪法 (LS230, Beckman & Coulter)、碳酸钙相当物—气量法 (1:3 HCl)、有机碳—重铬酸钾-硫酸消化法、土壤水溶性盐总量—重量法 (含盐量、盐分离子含量均采用土水比 1:5 浸提)、 CO_3^{2-} 和 HCO_3^- —双指示剂滴定法、 Cl^- 和 SO_4^{2-} —离子色谱分析 (DX-500, Dionex)、阳离子 (Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+})

表 1 古日乃湖盆土壤样点信息

Table 1 Characteristics of soil sampling in the Gurinai Playa

剖面	高程	土壤水分状况	主要植被	植被覆盖度	母质	土壤类型
Pedon	Elevation/m	Soil moisture regimes	Dominant vegetation	Coverage/%	Parent material	Soil type
PL01	1 068	干旱	白刺	1	风积物	石灰干旱砂质新成土
PL02	1 042	干旱	芦苇	60	风积物+湖积物	普通干旱正常盐成土
PL03	1 024	潮湿	芦苇	40	风积物	结壳潮湿正常盐成土
PL04	1 016	潮湿	无	0	风积物	结壳潮湿正常盐成土
PL05	1 017	潮湿	芦苇	25	风积物	普通潮湿正常盐成土
PL06	1 020	干旱	梭梭	5	风积物	钠质盐积正常干旱土

—电感耦合等离子体发射光谱仪 (Optima8000, Perkin Elmer)。碳酸盐 (0.5 mol·L⁻¹ HOAc, 土水比 1:5 浸提)⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值^[20]—热电离质谱仪 (TIMS, MAT-262, Finnigan, 中国科学技术大学地球与空间科学学院固体同位素地球化学实验室)。碳酸盐测年—加速器质谱仪 AMS¹⁴C (3MV TN-4130, 西安加速器质谱中心)。

1.3 数据处理

明确土壤母质来源的同源性 (或者异质性), 是区分沉积过程与土壤发生过程的重要基础, 也是区分土壤属性变化的前提。本研究采用 Schaeztl^[21]提出的均一性值 (Uniformity value, UV) 来区分母质是否同源。

$$UV = \frac{(Si + VFS)/(S - VFS)_{\text{上层}}}{(Si + VFS)/(S - VFS)_{\text{下层}}} - 1 \quad (1)$$

式中, Si 为粉粒百分比, VFS 为细砂粒 (50~100 μm) 百分比, S 为砂粒百分比。UV 值越接近 0, 相邻土层的母质来源越相似; 当 UV 的绝对值超过 0.6 表示相邻土层来自不同母质。

区分盐化和碱化过程是判别盐成土类型的基础, 也是改良利用管理盐渍化土壤的前提。钠吸附比 (Sodium absorption ratio, SAR) 被用作区分土壤的盐化和碱化的重要指标^[22]。

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{Ca^{2+} + Mg^{2+}}} \quad (2)$$

式中, SAR 为钠吸附比 (mmol·L⁻¹)^{1/2}, Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺ 为离子浓度 (mmol·L⁻¹)。美国土壤学会将 SAR

≥ 13 (mmol·L⁻¹)^{1/2} 作为区分碱土的阈值。

本研究采用 Chen 等^[23]建立的定量计算原生和次生碳酸盐相对含量的公式计算次生碳酸钙含量:

$$X_{pc} = \frac{{}^{87}Sr / {}^{86}Sr_{\text{sample}} - 0.7080}{0.004} \times 100 \quad (3)$$

式中, X_{pc} 为次生碳酸盐占土壤总碳酸盐的比例 (%), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{sample} 为土壤碳酸盐锶同位素比值。X_{pc} 与土壤碳酸钙相当物的乘积为土壤次生碳酸钙含量。

采用 SPSS24.0 统计软件进行数据分析, 采用 OriginPro2016 软件进行图像化处理。

2 结果

2.1 土壤形态特征及其变化

古日乃湖盆被巴丹吉林沙漠和戈壁所包围, 湖积物和近源沉积的粗颗粒风积物是土壤发育的母质基础。受沙尘源区环境改变、传输途径及沉积环境的影响, 不同的地貌单元沉积的物质来源不同。不同时间同一地貌单元沉积的物质在组成上也存在差异, 在土壤形成过程中常表现为母质不连续, 如 PL02、PL04、PL05 和 PL06 剖面, 相邻土层的均一性值 UV 超过 0.6 (图 2)。土壤颜色以黄橙为主, 明度高; 受强烈积盐作用影响, 盐结壳以橙白和灰白为主 (图 2)。

土壤具有盐结壳、盐积层、盐磐、钙积层和钙磐等土壤诊断层的分异, 盐分迁移活跃。野外观察发现 PL02、PL03、PL04 和 PL05 剖面有白色盐结晶析出; 从湖缘到近湖心, PL02、PL03 和 PL04 剖面

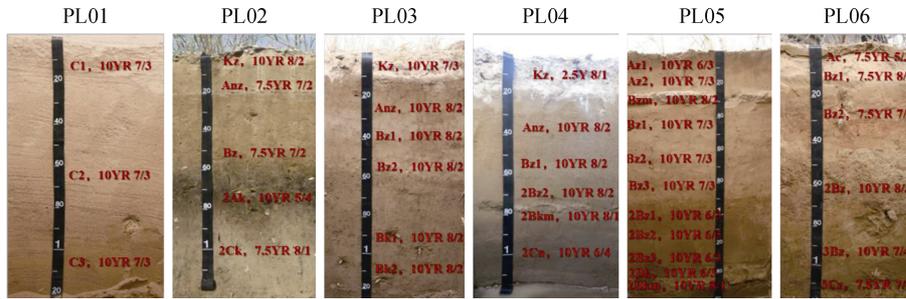


图 2 古日乃湖盆土壤发生层及其颜色（干态）

Fig. 2 Soil horizon designation and soil color (in dry state) of the six pedons in the Gurinai Playa

表层强烈积盐形成结壳 (Kz), 盐结壳发育逐渐增强, 厚度增加 (图 2, 黄色虚线框); 易溶性盐硬结在 PL05 剖面形成盐磐层 (Bzm, 图 2); 次生碳酸钙胶结或硬结形成不连续 (PL05) 和连续 (PL04) 的磐状土层 (Bkm, 图 2), 它表征了次生碳酸钙聚集高度发育的形态学特征。PL06 剖面脱离地下水影响, 地表发育有孔泡结皮层 (Ac), 干硬、易碎 (图 2)。值得注意的是, PL02 剖面在历史时期为芦苇湿地, 后经沙尘掩埋, 形成埋藏层 (2Ak), 土壤颜色明度较低 (图 2)。PL01 剖面通体为单粒状砂粒,

无结构发育。

2.2 土壤基本理化属性

土壤颗粒组成以砂粒 (41%~94%) 和粉砂为主 (5%~51%), 壤质砂土和砂质壤土质地, 黏粒淋溶非常有限, 无黏化特征 (图 3a~图 3c)。土壤容重为 $0.93\sim 2.00\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, 钙磐硬结, 孔隙少, 容重大 (图 3d); 盐结壳多孔, 容重小。土壤 pH 介于 7.80~10.12 之间, 呈碱性反应, 且有干旱水分状况的土壤 (PL01、PL02 和 PL06) 碱性强于潮湿水分状况的土壤 (图 3e)。极端干旱的气候与高盐的土

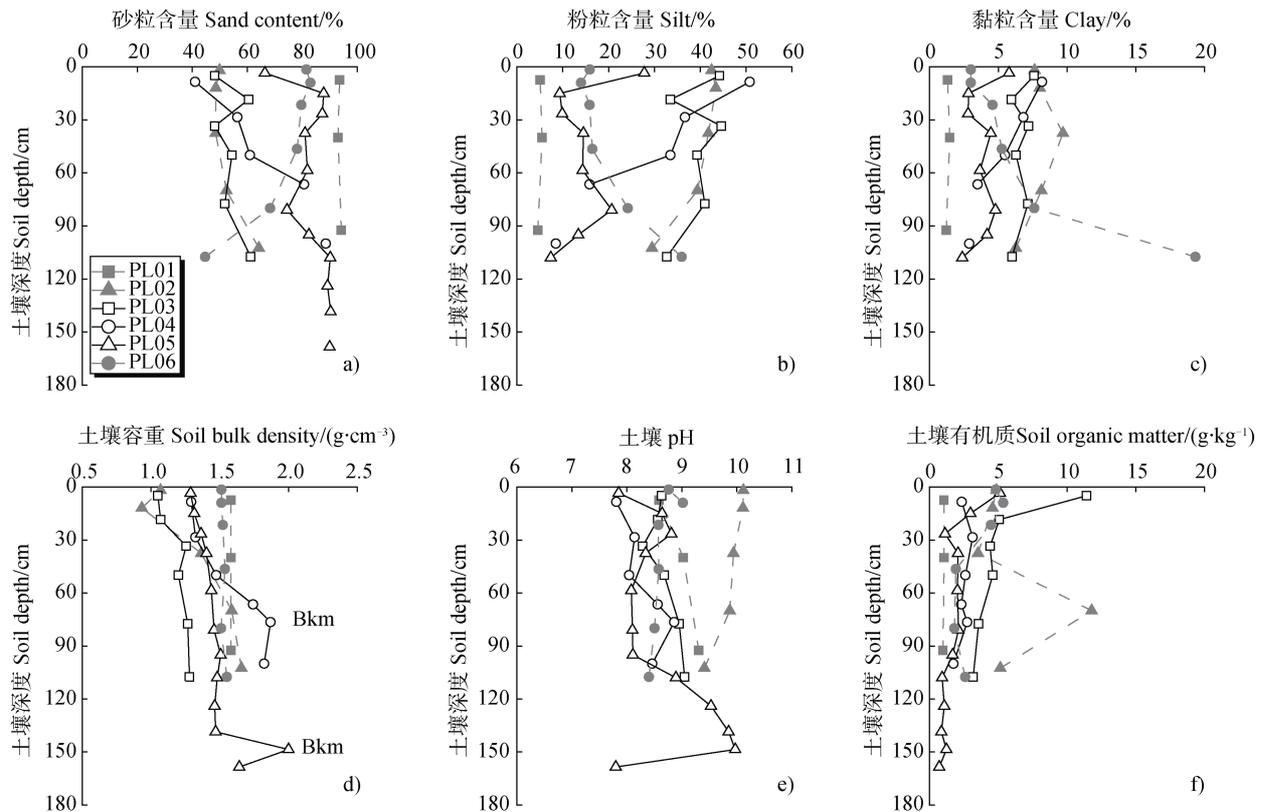


图 3 土壤基本理化属性

Fig. 3 Basic soil physico-chemical properties of the six pedons

壤环境不利于植物生长, 土壤有机质 (SOM) 含量低, 为 $0.71\sim 11.79\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 3f); 30 cm 以下土层 SOM 含量低于 $5\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, PL02 埋藏层 (51~81 cm) SOM 含量则较高。

2.3 土壤盐分特征

土壤水溶性含盐量 $0.42\sim 650.50\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (表 2), 平均值为 $57.37\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 各土层变异系数为 250%, 不同剖面盐分强烈分异。具有潮湿水分状况的土壤

(PL03、PL04 和 PL05) 其剖面各土层含盐量变异系数超过 200%, 为强变异; 强烈的蒸发促进盐分向上运移, 表层积聚明显, 盐结壳、盐磐含盐量高, 为 $380.56\sim 650.50\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 显著高于 B 层和 C 层 ($P<0.01$), 盐分在剖面出现强烈分异。干旱水分状况的各土壤 (PL01、PL02 和 PL06) 剖面各土层含盐量变异系数为 7.5%~52.5%, 为弱变异或中等变异, PL01 各层含盐量 $<1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (表 2), 无盐化特征。

表 2 土壤盐分含量及其组成

Table 2 Total contents and ions composition of the soil salts in the Gurinai Playa

剖面 Pedon	发生层 Genetic horizon	深度 Depth/cm	土壤含盐量	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	SAR/ ($\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) ^{1/2}
			Soil salt content/ ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)							
PL01	C1	0~15	0.42	0.3	0.5	1.7	1.2	0.7	0.2	0.4
	C2	15~65	0.44	0.6	0.6	2.0	1.4	0.5	0.2	1.0
	C3	65~120	0.48	3.1	0.9	1.9	4.3	0.5	0.2	4.5
PL02	Kz	+4~0	56.80	108.2	487.4	136.2	1151.1	0.7	0.9	890.5
	Anz	0~16	79.02	57.9	614.0	126.1	1354.9	6.1	0.1	542.0
	Bz	16~51	13.97	45.4	38.8	25.6	151.8	0.9	11.0	42.1
	2Ak	51~81	6.93	51.3	8.1	25.6	85.9	1.2	3.1	39.3
	2Ck	81~116	8.87	106.9	12.2	9.4	139.4	0.7	1.1	100.0
PL03	Kz	+10~0	380.56	4749.3	2258.9	7.8	6303.4	105.7	9.8	582.3
	Anz	0~17	22.05	145.1	139.1	2.0	202.0	69.3	3.2	22.3
	Bz1	17~30	26.32	197.2	140.1	1.7	231.2	74.9	3.1	24.6
	Bz2	30~50	4.58	49.6	16.0	3.6	65.5	0.8	0.6	52.9
	Bk1	50~85	4.27	96.6	25.6	4.8	101.5	1.7	1.0	58.7
	Bk2	85~110	3.90	1.6	1.4	4.9	59.8	0.8	0.6	48.6
PL04	Kz	+17~0	650.50	15887.3	573.3	1.0	12114.7	204.4	17.3	813.2
	Anz	0~23	35.36	325.4	159.5	1.3	386.7	80.3	7.5	40.9
	Bz1	23~43	27.20	226.8	137.4	1.3	251.0	76.9	4.8	27.4
	2Bz2	43~56	13.00	209.9	25.9	2.4	212.9	2.3	1.1	114.0
	2Bkm	56~63	14.08	231.0	26.4	2.5	228.3	2.8	1.4	110.4
	2Cn	63~105	14.12	232.4	42.7	1.8	243.6	2.7	0.9	126.3
PL05	Az1	0~7	35.00	204.2	209.4	2.9	384.4	66.1	2.8	45.3
	Az2	7~23	33.65	55.9	267.2	3.4	339.0	57.5	4.3	42.6
	Bzm	23~30	547.56	16.3	5834.1	6.0	8469.1	82.8	1.5	922.6
	Bz1	30~45	18.72	20.8	159.4	1.7	124.8	62.6	1.9	15.4
	Bz2	45~72	12.88	10.9	105.5	1.3	35.3	74.3	2.5	3.8
	Bz3	72~90	12.70	10.5	103.6	1.7	44.0	64.6	2.3	5.2

续表

剖面 Pedon	发生层 Genetic horizon	深度 Depth/cm	土壤含盐量	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SAR/ (mmol·L ⁻¹) ^{1/2}
			Soil salt content/ (g·kg ⁻¹)							
	2Bz1	90~100	10.97	9.9	92.7	1.6	41.2	55.3	1.9	5.2
	2Bz2	100~116	2.95	4.3	22.2	2.3	22.4	7.2	1.5	7.2
	2Bz3	116~132	2.03	7.9	6.5	4.9	22.3	0.7	0.7	18.5
	2Bk	132~145	1.63	7.2	4.3	6.4	22.4	0.5	0.5	21.9
	2Bkm	145~152	1.00	2.7	1.4	5.5	10.7	0.2	0.1	17.8
	2C	152~165	1.77	6.4	4.4	6.0	19.9	0.3	0.5	21.3
PL06	Ac	0~3	13.15	136.3	44.4	4.3	186.9	6.2	0.6	68.9
	Bz1	3~15	14.96	115.8	58.8	6.3	199.5	4.5	1.0	82.3
	Bz2	15~28	38.82	303.4	198.4	4.9	475.3	43.0	3.1	68.9
	2Bz	28~65	36.58	59.7	295.1	2.5	399.9	54.8	3.0	52.1
	3Bz	65~95	12.63	42.0	94.1	2.4	126.2	21.9	1.3	25.7
	3Cz	95~120	20.17	130.8	105.7	2.6	257.1	13.5	2.4	63.6

盐分积累是古日乃湖盆土壤的主要特征之一，盐分组成分析有助于进一步区分土壤盐化和碱化过程，揭示土壤盐渍化的演化特征，并预测其发展趋势。Cl⁻、SO₄²⁻和HCO₃⁻（含CO₃²⁻）含量分别为0.3~15 887.3 mmol·L⁻¹、0.5~5 834.1 mmol·L⁻¹和1.0~136.2 mmol·L⁻¹（表2），非盐化土壤（PL01）较强烈积盐的盐结壳（PL02，PL03和PL04）和盐磐（PL05，23~30 cm）Cl⁻、SO₄²⁻含量低3~4个数量级。Na⁺（含K⁺，含量较低）、Ca²⁺和Mg²⁺含量分别为1.2~12 114.7 mmol·L⁻¹、0.2~204.4 mmol·L⁻¹和0.1~17.3 mmol·L⁻¹（表2），非盐化土壤（PL01）较强烈积盐的盐结壳Na⁺含量低4个数量级。整体上，土壤水溶性盐含量与Cl⁻、SO₄²⁻、Na⁺、Ca²⁺和Mg²⁺呈极显著正相关，其中与其相关系数最大的阴阳离子分别为Cl⁻和Na⁺，其次SO₄²⁻和Ca²⁺。偏相关分析显示Na⁺与Cl⁻、SO₄²⁻（R²>0.81，P<0.01）偏相关系数最大，因此，土壤盐分主要是NaCl和Na₂SO₄，其次为CaCl₂和CaSO₄。

土壤盐分阴离子组成以Cl⁻、SO₄²⁻为主，分别占阴离子总量的0.1%~93.3%、6.7%~99.8%。根据中国盐渍土类型划分标准^[24]，盐结壳Cl⁻/SO₄²⁻为2.1~27.7，属氯化物型（图4）；A层和盐积层（Bz，水溶性含盐量>20 g·kg⁻¹）土壤Cl⁻/SO₄²⁻为0.1~3.1，

以氯化物—硫酸盐型为主，硫酸盐型次之，硫酸盐—氯化物较少（图4）；盐磐（PL05，Bzm）SO₄²⁻占阴离子总量99.8%，属于硫酸盐型（图4）。土壤盐分阳离子组成以Na⁺（钠盐型）为主，Ca²⁺次之，Mg²⁺最低，Na⁺占阳离子总量的18.7%~99.75%，平均为79.7%。土壤钠吸附比（SAR）是表征土壤碱化程度的重要参数，各土层SAR为0.4~922.6（mmol·L⁻¹）^{1/2}（表2），平均值为135.0（mmol·L⁻¹）^{1/2}，SAR与水溶性盐含量呈极显著正相关关系（R²=0.65，P<0.01），盐结壳和盐磐SAR极高，超过500（mmol·L⁻¹）^{1/2}，非盐化的PL01剖面SAR<5（mmol·L⁻¹）^{1/2}。

2.4 土壤碳酸钙及碳酸盐⁸⁷Sr/⁸⁶Sr组成

土壤碳酸钙相当物（CaCO₃）含量为2.1~331.0 g·kg⁻¹（图5a），平均值为64.0 g·kg⁻¹，各土层变异系数为134%，为强变异。土壤剖面碳酸钙的加权平均值大小为：PL02>PL04>PL05>PL03>PL06>PL01，发育于风积物的土壤碳酸钙随海拔的降低（地下水位高）而增加（不包括PL02），表明水分状况对土壤碳酸钙的形成和迁移有重要影响。具有干旱水分状况的土壤（PL01、PL02和PL06），其剖面碳酸钙的加权平均值变异强（CV=118%）；PL02土壤母质为风积物下伏湖积物，湖相沉积过程伴有高含量碳酸盐的沉积（CaCO₃=327.4 g·kg⁻¹），因此，

Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻	盐结壳 Salt crust	盐积层(Az) Salic horizon	盐积层(Bz) Salic horizon	盐磐 Salt pan	
PL02	0.2	0.1	1.2		氯化物型Cl ⁻
PL03	2.1	1.0	1.4		硫酸盐-氯化物型 SO ₄ ²⁻ -Cl ⁻
PL04	27.7	2.0	1.7		氯化物-硫酸盐型 Cl ⁻ -SO ₄ ²⁻
PL05		1.0	0.1	0.0	硫酸盐型 SO ₄ ²⁻
PL06		1.9	1.5		

图 4 土壤盐分 Cl⁻/SO₄²⁻ 及其盐分类型

Fig. 4 Ratio of Cl⁻/SO₄²⁻ and type of the salt in selected soils

PL02 土壤 CaCO₃ 含量高; PL01 土壤母质是以石英为主的风积沙, 土壤 CaCO₃ 含量低; PL06 土壤发育于不同沉积时期的风积物, 土壤各层 CaCO₃ 含量不同(图 5a)。此外, 具有潮湿水分状况的 PL03、PL04 和 PL05 土壤剖面碳酸钙的加权平均值变异弱(CV=4%); 由于 PL03 钙积层、PL04 和 PL05 钙磐土壤 CaCO₃ 含量高, CaCO₃ 在其剖面表现为中等变异或强变异。

碳酸钙积累是古日乃湖盆土壤的另一重要特征, 锶和钙在表生地球系统中具有相似的性质和化学行为, 因此常运用锶同位素来示踪钙的地球化学行为。本研究为了揭示古日乃湖盆干涸土壤碳酸钙的形成机制, 对 PL02 和 PL04 两种代表性的土壤进行了锶同位素组成分析(图 5b)。土壤碳酸盐 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值为 0.711 289~0.711 896, PL02 碳酸盐 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值随着土壤深度的增加先增大后减少,

在埋藏钙积层(2Ak)达到最高值(0.711 896); PL04 碳酸盐 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值钙磐最大(0.711 619)、母质层次之(0.711 500)、钙磐以上土层较小且分布较均一(0.711 313~0.711 384)。运用式(3), PL02 和 PL04 次生碳酸盐占土壤总碳酸盐的比例分别为 82.2%、83.3%、86.5%、97.4%(2Ak)、86.7%(湖积物)和 83.4%、83.1%、82.8%、84.6%、90.5%(Bkm)、87.5%(母质层)。PL02 和 PL04 土壤次生碳酸钙(SCaCO₃)含量分别为 70.5~283.8 g·kg⁻¹ 和 1.8~299.5 g·kg⁻¹, 湖积物(2Ck)、埋藏钙积层(2Ak)和钙磐土壤 SCaCO₃ 含量均高于 150 g·kg⁻¹(图 5c)。PL02 土壤 SCaCO₃ 含量随土壤深度的增加而增加; PL04 钙磐以上土壤 SCaCO₃ 含量小于 20 g·kg⁻¹, 而钙磐土壤 SCaCO₃ 含量高达 299.5 g·kg⁻¹, 相差约 14 倍。PL02 和 PL04 土壤 SCaCO₃ 占碳酸钙总量的 80%以上, 表明土壤碳酸钙主要以次生碳酸钙的形式赋存。

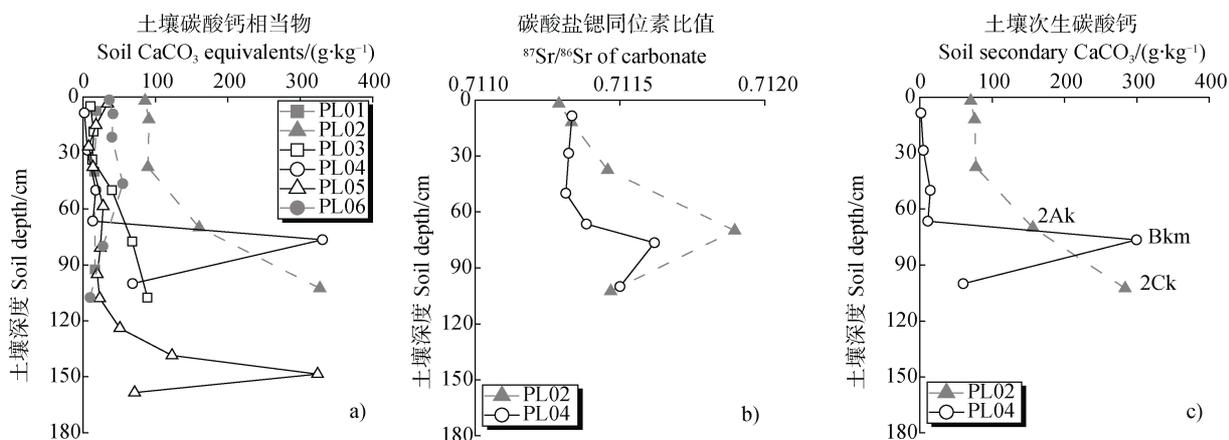


图 5 土壤碳酸钙含量 (a)、碳酸盐锶同位素组成 (b) 及次生碳酸钙含量 (c)

Fig. 5 Soil CaCO₃ equivalents (a), and Sr-isotopic composition in carbonate fraction (b) and content of soil secondary CaCO₃ (c) in the selected soils

3 讨 论

3.1 土壤盐分的积累特征

古日乃盐湖干涸形成的土壤具有高含盐量、高 Na^+ 含量、高 SAR，表现出强度盐化特征。受地下水盐分补给影响，具有潮湿水分状况的土壤（PL03、PL04 和 PL05）含盐量高于干旱水分状况的土壤（PL01、PL02 和 PL06）。地下水位最高的 PL04 剖面土壤含盐量最高，随着海拔的增加（地下水位相对下降），土壤含盐量减少，PL01 土壤含盐量最低，无盐化特征（图 6）。PL03、PL04 和 PL05 地下水位较高，强烈的地面蒸发作用下，地下水通过毛管作用将不同的盐离子带至土表累积，形成含盐量高的盐结壳（图 6）。随着干涸时间的延续或者风尘物质的持续加入，地下水位大幅度下降，低于临界水位，地下水不再参与现代积盐；加之气候干旱，

降水稀少，未能促进强烈的脱盐过程，过去积累的盐分大量残留于土壤中，PL02 和 PL06 心土层含盐量高（图 6）。美国土壤学会将土壤饱和浸提液 $\text{SAR}=13 (\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1})^{1/2}$ 作为判断碱土与非碱土的阈值^[22]，本研究除 PL01 和 PL05 部分土层，其余土壤 $\text{SAR}>13 (\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1})^{1/2}$ ，按照中国土壤系统分类确定土壤类型，PL02、PL03、PL04 和 PL05 均属于正常盐成土，而非碱土（碱化盐成土）（表 1），在形态学上这些盐化土壤均未出现碱积层典型的柱状或棱柱状结构。因此，美国土壤学会关于碱土与非碱土的判断标准对中国土壤的适用性需要进一步验证。分析供试土壤高 SAR，而没有出现碱化特征的原因有：古日乃湖盆土壤积盐过程以 NaCl 和 Na_2SO_4 为主， Na^+ 被土壤吸附，SAR 高；该地区降雨量极低，盐分淋溶作用微弱，由淋溶带来的 Na^+ 不足以交换土壤吸附性的 Ca^{2+} ，造成碱化过程弱。

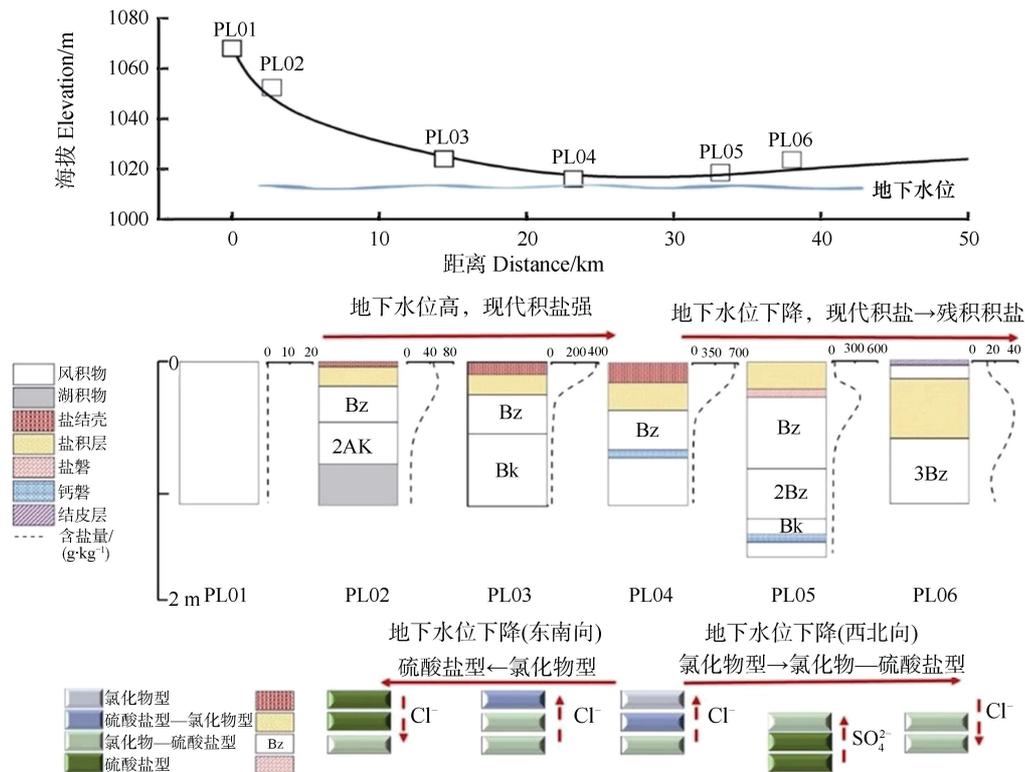


图 6 古日乃湖盆土壤盐分的积累与演化示意图

Fig. 6 Schematic of the accumulation and evolution of soil salt in the Gurinai Playa

土壤 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 变异系数分别为 422%、306%、257%、276%、134% 和 132%， Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 和 Na^+ 变异强于土壤水溶性盐含量的变异，体现了不同盐分在成土过程

地球化学行为的差异。根据土壤盐分离子运动的规律， Cl^- 最活跃， SO_4^{2-} 次之， HCO_3^- 较为稳定^[24]。PL03、PL04 和 PL05 地下水位较高，强烈蒸发条件下土壤盐分向上运移， Cl^- 率先到达土表，土壤表层

盐分积累以氯化物型、氯化物—硫酸盐型为主(图6);随地下水位大幅度下降,PL06土壤脱离地下水影响,盐分表现为向下淋溶,Cl⁻优先被淋洗,土壤保留更多的SO₄²⁻,土壤盐分表现为硫酸盐—氯化物型、硫酸盐型(图6)。当地下水位继续下降,盐分降低,有限的水分供给和强烈的水分蒸发,形成干旱表层,土壤类型由盐成土(PL05)向干旱土(PL06)演化。

3.2 土壤碳酸钙的积累机制

土壤碳酸钙主要来源于石灰性成土母质,此外大气降尘、地下水、人为活动(灌溉、施肥)和植物归还等途径的输入是非石灰性母质土壤碳酸钙最主要的来源^[14, 25]。Marion^[26]研究表明极端干旱条件下土壤碳酸钙的形成速率极低(年均降雨量小于37 mm,土壤碳酸钙形成速率为0),因此,干旱水分条件下的PL01、PL02和PL06的土壤碳酸钙主要来源于成土母质。古日乃地势低洼,汇集黑河水流带来的细土物质和Ca²⁺,静水条件下沉淀形成湖积物,其CaCO₃含量高。发育于湖积物(上覆风积物)的PL02土壤碳酸钙含量为189.2 g·kg⁻¹,是发育于不同沉积物源的PL06(34.9 g·kg⁻¹)和发育于风积沙的PL01(16.6 g·kg⁻¹)土壤碳酸钙含量的5.4倍和11.4倍。

发源于短距离搬运的风积物的PL03、PL04和PL05土壤碳酸钙含量分别为51.1、55.2和54.5 g·kg⁻¹。以PL01作为参照(近源沉积),PL03、PL04和PL05的土壤碳酸钙含量明显增加,尤其表现在钙积层和钙磐。PL03、PL04和PL05地下水位较高,强烈的蒸发使地下水中Ca²⁺向上运输,当土壤溶液高于CaCO₃的溶度积时在地下水和土壤颗粒频繁交换的界面首先以包膜形式沉积;随着CaCO₃持续积累形成凝团;其后,凝团中的孔隙被CaCO₃堵塞并胶结起来形成CaCO₃含量极高的钙磐^[27],钙磐的形成属于上升成因模式(图7)。此外,PL04剖面中,母质层土壤SCaCO₃含量及其SCaCO₃/CaCO₃均高于钙磐以上各土层,表明地下水参与了母质层土壤次生碳酸钙形成和积累,进一步证明了钙磐的上升成因形成模式。钙磐是土壤碳酸钙强积累的形态表征^[28],本研究中不连续和连续钙磐的AMS¹⁴C定年为18 440 ± 67 a和31 013 ± 206 a,其碳酸盐⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值与巴丹吉林沙漠中根状结核及砂粒次

生碳酸盐相似^[29],次生碳酸盐比例高,表明钙磐的形成经历了较强的成土过程。结合定年数据,本研究中钙磐土壤碳酸钙的积累速率为10.7~18.9 g·m⁻²·a⁻¹,是相似干旱气候条件下美国莫哈韦沙漠钙质土壤碳酸钙的积累速率的3倍~19倍^[26, 30],表明地下水对古日乃湖盆土壤碳酸钙积累具有重要影响。基于此,古日乃盐湖干涸过程中,水文条件的变化对碳酸钙的积累十分关键,脱离地下水的影响土壤碳酸钙的形成速率极低。

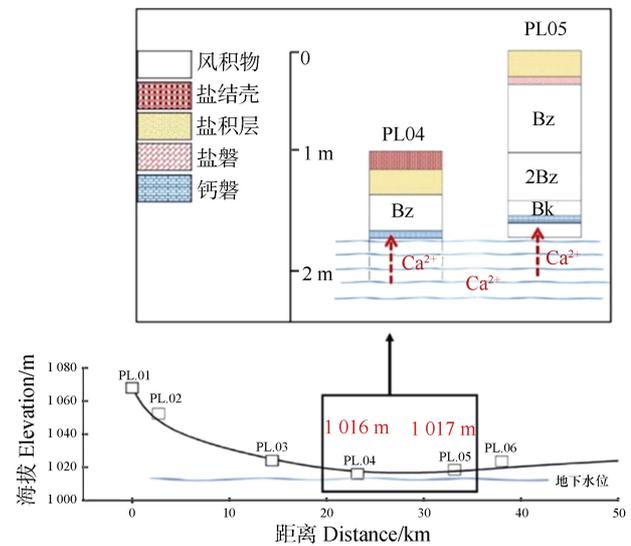


图7 古日乃湖盆土壤钙磐形成示意图

Fig. 7 Schematic of the formation of Calcicpan within soil in the Gurinai Playa

4 结论

作为内陆河流物质汇集的中心,盐分积累是尾间湖重要特征,古日乃湖盆干涸形成的土壤具有高含盐量和高SAR的特点;土壤积盐随着湖盆的干涸由现代盐化向残积盐化演化,盐化程度降低,盐分组成由氯化物型、氯化物—硫酸盐型向硫酸盐—氯化物型、硫酸盐型转化。沉积物的加积和钙磐的形成是古日乃湖盆土壤碳酸钙积累的主要过程,地下水持续供给的Ca²⁺是钙磐的重要钙源。

致谢 感谢中国科学院南京土壤研究所李德成研究员、赵玉国研究员、刘峰副研究员,生态环境部南京环境科学研究所杨敏、芦园园,安徽理工大学赵明松副教授,邬登巍博士和南京大学易晨在野外工作中的帮助。

参考文献 (References)

- [1] Pendleton R L, Jenny H. Factors of soil formation: A system of quantitative pedology[J]. *Geographical Review*, 1945, 35 (2): 336.
- [2] Pan Q M, Tian S L. Water resources of Heihe River Basin[M]. Zhengzhou: Yellow River Conservancy Press, 2001. [潘启民, 田水利. 黑河流域水资源[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2001.]
- [3] Cheng G D, Li X, Zhao W Z, et al. Integrated study of the water-ecosystem-economy in the Heihe River Basin[J]. *National Science Review*, 2014, 1 (3): 413—428.
- [4] Zhu G F, Su Y H, Huang C L, et al. Hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Heihe River Basin, northwest China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2010, 60 (1): 139—153.
- [5] Wang G X, Cheng G D. Changes of hydrology and ecological environment during late 50 years in Heihe River Basin[J]. *Journal of Desert Research*, 1998, 18 (3): 233—238. [王根绪, 程国栋. 近 50 a 来黑河流域水文及生态环境的变化[J]. *中国沙漠*, 1998, 18 (3): 233—238.]
- [6] Chen J, Li G J. Geochemical studies on the source region of Asian dust[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54 (9): 1279—1301.
- [7] Ma S H, Li Z L, Wang N A, et al. Mineralogical assemblages in surface sediments and its formation in the groundwater recharged lakes: A case study of lakes in the Badain Jaran Desert[J]. *Journal of Lake Sciences*, 2015, 27 (4): 727—734. [马素辉, 李卓仑, 王乃昂, 等. 地下水补给型湖泊表层沉积物矿物组成及其形成机制——以巴丹吉林沙漠湖泊群为例[J]. *湖泊科学*, 2015, 27(4): 727—734.]
- [8] Briere P R. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms[J]. *Journal of Arid Environments*, 2000, 45 (1): 1—7.
- [9] Wang X M, Hua T, Zhang C X, et al. Aeolian salts in Gobi deserts of the western region of Inner Mongolia: Gone with the dust aerosols[J]. *Atmospheric Research*, 2012, 118: 1—9.
- [10] Shen H, Abuduwaii J, Samat A, et al. A review on the research of modern aeolian dust in Central Asia[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2016, 9 (13): 1—16.
- [11] Lal R. Sequestering carbon in soils of arid ecosystems[J]. *Land Degradation & Development*, 2009, 20 (4): 441—454.
- [12] Stone R. Ecosystems: Have desert researchers discovered a hidden loop in the carbon cycle?[J]. *Science*, 2008, 320 (5882): 1409—1410.
- [13] Monger H C, Kraimer R A, Khresat S, et al. Sequestration of inorganic carbon in soil and groundwater[J]. *Geology*, 2015, 43 (5): 375—378.
- [14] Zamanian K, Pustovoytov K, Kuzyakov Y. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes[J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 157: 1—17.
- [15] Li Y, Wang Y G, Tang L S. The effort to re-activate the inorganic carbon in soil[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2016, 53 (4): 845—849. [李彦, 王玉刚, 唐立松. 重新被“激活”的土壤无机碳研究[J]. *土壤学报*, 2016, 53 (4): 845—849.]
- [16] Gu W Z, Peters N E. Spatial variation in background groundwater geochemistry of the Gurinai Wetland, Gobi Desert, Inner Mongolia[EB/OL]. Models for assessing and monitoring groundwater quality. Proc. symposium, Boulder, 1995, 227: 85—90.
- [17] Wu Y Q, Mu F Q, He Y X, et al. Analysis of the transformation path between stream flow and groundwater from Dingxin to Shaomaying in Hei River, Catchment West China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22 (1): 73—77. [作彦卿, 慕富强, 贺益贤, 等. 河西走廊黑河鼎新至哨马营段河水与地下水转化途径分析[J]. *冰川冻土*, 2000, 22 (1): 73—77.]
- [18] Yin D Q, Li X, Huang Y F, et al. Identifying vegetation dynamics and sensitivities in response to water resources management in the Heihe River Basin in China[J]. *Advances in Meteorology*, 2015, 2015: 1—12.
- [19] Zhang G L, Gong Z T. Soil survey laboratory methods[M]. Beijing: Science Press, 2012. [张甘霖, 龚子同. 土壤调查实验室分析方法[M]. 北京: 科学出版社, 2012.]
- [20] Yang F, Huang L M, Yang R M, et al. Vertical distribution and storage of soil organic and inorganic carbon in a typical inland river basin, Northwest China[J]. *Journal of Arid Land*, 2018, 10 (2): 183—201.
- [21] Schaetzl R J. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins: theory, detection, and application[J]. *Soil Science*, 1998, 163 (7): 570—590.
- [22] Sposito G, Mattigod S V. On the chemical foundation of the sodium adsorption ratio[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1977, 41 (2): 323—329.
- [23] Chen J, Qiu G, Yang J D. Sr isotopic composition of loess carbonate and identification of primary and secondary carbonates[J]. *Progress in Natural Science: Materials International*, 1997, 7 (5): 590—593.
- [24] Wang Z Q, Zhu S Q, Yu R P, et al. Salt-affected soils in China[M]. Beijing: Science Press, 1993. [王遵亲, 祝寿泉, 俞仁培, 等. 中国盐渍土[M]. 北京: 科学出版社, 1993.]
- [25] Cox C L, Jin L X, Ganjegunte G, et al. Soil quality changes due to flood irrigation in agricultural fields along the Rio Grande in western Texas[J]. *Applied Geochemistry*, 2018, 90: 87—100.

- [26] Marion G M. Correlation between long-term pedogenic CaCO₃ formation rate and modern precipitation in deserts of the American Southwest[J]. *Quaternary Research*, 1989, 32 (3): 291—295.
- [27] Yu T R , Chen Z C. Chemical processes in pedogenesis[M]. Beijing: Science Press, 1990. [于天仁, 陈志诚. 土壤发生中的化学过程[M]. 北京: 科学出版社, 1990.]
- [28] Gile L H, Peterson F F, Grossman R B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils[J]. *Soil Science*, 1966, 101 (5): 347—360.
- [29] Chen J S, Zhao X, Sheng X F, et al. Study on the formation mechanism of the lakes and mountains in the Badain Jaran Desert[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51 (23): 2789—2796. [陈建生, 赵霞, 盛雪芬, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊群与沙山形成机理研究[J]. 科学通报, 2006, 51 (23): 2789—2796.]
- [30] Schlesinger W H, Marion G M, Fonteyn P J. Stable isotope ratios and the dynamics of caliche in desert soils[M]//Rundel P W, Ehleinger J R, Nagy K A. *Stable Isotopes in Ecological Research*. New York: Springer, 1989: 309—317.

(责任编辑: 檀满枝)