

成都东郊台地晚更新世 Q_3^2 黏土成因分析

陈棠茵^{1,2}

(1. 成都理工大学环境与土木工程学院, 四川 成都 621010; 2. 西南科技大学土木与建筑工程学院, 四川 绵阳 620059)

摘要: 成都黏土的成因一直以来以风成学说占主要地位, 通过对成都东郊台地典型的成都黏土的发育特征、粒度成分、石英颗粒微结构形态进行分析, 得到以下结论: 成都黏土的地理分布与风成地貌不符; 粒度分析显示, 占据黏土组分三分之二的小于 0.01 mm 的成都黏土颗粒不满足风力携带的条件, 具有流水搬运的特征。钙质结核的淋滤程度和分布形式反应了成都黏土发育时期的湿润条件, 非干燥炎热气候; 对化学元素分析, 表明成都黏土与西北黄土化学元素的含量与其地域矿产分布相关, 成都黏土与西北黄土非同一物源。

关键词: 成都黏土; 西北黄土; 特征对比; 成因分析

中图分类号: P534.63

文献标识码: A

文章编号: 1009-6248(2014)02-0132-06

Origin Analysis of the Late Pleistocene Q_3^2 Clay on Eastern Suburb Platform of Chengdu

CHEN Tang-yin^{1,2}

(1. College of Environmental and Civil Engineering, Chengdu University of Technology, Chengdu 621010, China;
2. Civil and Construction Department, Southwest University of Science and Technology, Mianyang 620059, China)

Abstract: Eolian theory has taken a predominant place on causes of Chengdu clay. This paper analyzed occurrence characteristics, grain size composition and quartz granule microstructure morphology of typical Chengdu clay taken from the platform of the city's east suburb. A contrastive result has demonstrated that the geographical distribution of Chengdu clay and eolian landform was inconsistent. Grain-size analysis showed that taking up two thirds of the clay component and being less than 0.01mm, the particle of Chengdu clay couldn't have been carried by wind; instead, it might be transported by running water. The leaching degree and distribution of calcium nodule showed that the clay was developed in moist environment rather than dry and hot climate. Chemical elements analysis suggests that the element content of both Chengdu clay and loess are related to their regional deposit distributions, and they are originated from different material sources.

Key words: Chengdu clay; loess; comparative analysis of the characteristics; origin analysis

成都黏土的成因, 一直以来是川西平原第四纪研究中最具争议性的问题。J. 俊颇和 D. S 戴意于 1936 年, 首次将川西平原分布在丘陵顶部及向下接近现代平原高程的棕黄色至灰黄色黏土命名为成都

黏土(J. Thorp 等, 1936; 李诗兴, 1986)以来, 中国大量学者对其来源进行了研究, 诸多学者认为成都黏土具有与西北马兰黄土、甘孜风成黄土相似的特征(汪波等, 2002; 乔彦松等, 2007; 张慧英等, 1986)。

收稿日期: 2014-02-14; **修回日期:** 2014-03-16

基金项目: 四川省科技支撑计划项目(2011SZ0178)

作者简介: 陈棠茵(1976-), 黑龙江人, 女, 在职博士生, 从事地质灾害与环境保护专业研究工作。E-mail: 64824116@qq.com

成都黏土覆盖在川西平原二级及其以上阶地的各种地貌上。主要分布在四川盆地龙门山前,沿嘉陵江、涪江、沱江分布,其中以涪江流域分布为最多。经放射性 C^{14} 测年,成都黏土的发育时间大约在距今 2.5 万 a 至 1 万 a,归属上更新统 Q_3 时代,起始时间为 Q_3^1 后期,主体沉积为 Q_3^2 时期,相当于晚更新世的后期,稍晚于广汉黏土而早于全新世的砂卵砾石层(李诗兴,1986)。沉积厚度自西北向东南一带逐渐减薄,最厚沉积区位于成都东郊约 21 m,在龙门山边缘地带的厚度约 1.0 m(李诗兴,1986)。在对成都黏土成因几十年的研究中,绝大多数学者将成都平原二级阶地的成都黏土作为一个整体进行研究。对这种披覆在各种地貌单元上的沉积形态,众多学者还无法用除风力吹扬以外的其他理论来解释。但同时也在少部分学者的研究中发现成都黏土也具有水成的特点(柯懋,1981;孔德坊,1994)。笔者通过对成都东郊台地上覆晚更新世黏土的矿物成分、化学成分、粒组成分等特征的分析,认为该区域成都黏土具有明显的与西北黄土不同的特征,进一步认证成都黏土存在水成的可能性。

1 成都东郊黏土的分布特征

川西平原成都黏土虽然分布在各类地貌之上,但成都东郊地区的黏土主沉积区仅位于龙门山山前台地上(图 1)。黏土发育厚度平均为 10 m,自西向东逐渐增厚。成都市区以东塔子山一带厚约 4~6 m;二仙桥和龙潭寺一带约 8~10 m;龙泉山脚下龙泉驿一带厚约 10~13 m,与台地相邻的龙泉山和牧马山上未发现成都黏土出露。

一般情况下,在风力作用下的沉积物在迎风面山坡和高地上沉积厚度较大,在沟谷和洼地的沉积物较薄,离物源区越远沉积厚度越小。而从成都东郊黏土分布上看,在龙泉山背风向的山脚下集中分布厚度较大的黏土,而山坡和山顶并无黏土披覆,与风成地貌理论不相符合。

从沉积速度上看,与成都黏土同时期发育的西北马兰黄土沉积速为 0.78 m/万 a,其最快的沉积速度也不过 4 m/万 a(孙建中,1989)。根据成都黏土沉积厚度和发育时间推算,成都黏土的沉积速率可达 13.3 m/万 a(成都地区水文地质调查报告,1990),是风力吹扬的能力远不能达到的,且成都黏



图 1 成都东郊黏土分布图

Fig. 1 Geographical distribution of Chengdu clay

土所在地域远离沙漠,四面环山,即便高空大气环流可以从西北沙漠到达成都附近生成黏土,气流中携带的微尘的沉积速度将会更慢。

2 粒度组成分析

为了从粒度分布特征来分析成都黏土的成因,分别在成都东郊三级阶地成都理工大学取 6 组成都黏土试样,在西北宁夏黄土地区取 6 组黄土试样,采用马尔文 2000 激光粒度仪进行颗粒分析试验,试验结果见表 1。

表 1 数据显示,成都黏土中小于 0.005 mm 的黏粒含量远高于宁夏黄土的含量,差量达到 20%~30%;而成都黏土中大于 0.05 mm 的粗颗粒含量不到 2%,宁夏黄土中却达到 10%~20%。绝大部分宁夏黄土样品中 0.01~0.05 mm 粒级的含量都落在 50%~65%,成都黏土是以小于 0.005 mm 的黏粒和 0.005~0.05 mm 之间的较细粉粒为主。宁夏黄土与成都黏土在粒度组成上存在着明显的差异性。

根据 R. A. Baynold, L. Moldvny (1962) 风洞试验结果表明:0.01~0.05 mm 的颗粒在空气中有较好的浮动性能,易于分散,是风成黄土的主要组成部分。成都黏土中 0.01~0.05 mm 粒级的含量仅为黄土的一半,约为 30%~40%,而 55%~65% 的绝大部分细颗粒组分不能被风力携带,尤其对于粒径

表 1 成都黏土、宁夏黄土粒度组成统计表

Tab. 1 Particle size statistics of Chengdu clay and Ningxia eolian

粒组成分(%)	砂砾	粉粒	粉粒	粉粒	黏粒
取样单位	>0.075	(0.075~0.05 mm)	(0.05~0.01 mm)	(0.01~0.005 mm)	(<0.005 mm)
成都东郊黏土					
第 1 组	0.19	1.4	38.63	22.23	37.55
第 2 组	0.07	0.65	32.15	25.17	41.96
第 3 组	0.04	1.07	38.08	23.13	37.68
第 4 组	0.17	0.71	44.59	22.38	32.15
第 5 组	0.19	1.17	43.33	22.35	32.96
第 6 组	0.19	1.05	39.61	23.08	36.07
宁夏黄土					
第 1 组	9.12	16.9	53.19	7.51	13.28
第 2 组	2.73	11.8	65.48	8.86	11.13
第 3 组	3.5	9.87	63.37	10.72	12.54
第 4 组	4.68	10.03	63.99	9.39	11.91
第 5 组	3.36	10.19	64.32	10.02	12.11
第 6 组	2.66	9.62	67.67	9.8	10.25

小于 0.005 mm 的黏粒,由于为大气粉尘所堆积,在没有粗颗粒掺杂的情况下不能被风扬起(鹿化煜等,1999),而应为流水悬移成分。

从成都黏土和黄土的粒度概率分布曲线(图 2、

图 3)上也非常明显的看出,成都黏土粒度组成近似正态分布,黄土粒组成成分呈右偏态分布,粗颗粒占了组分的主要部分。成都黏土不可能完全是西北黄土的风成堆积物,部分细颗粒有着流水搬运的特征。

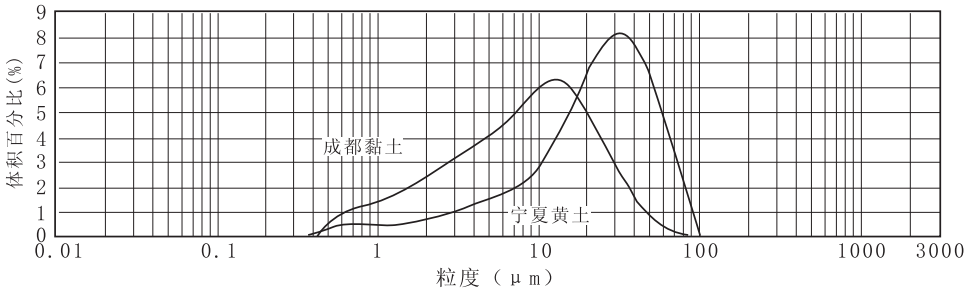


图 2 粒度概率分布曲线图

Fig. 2 Probability of particle size

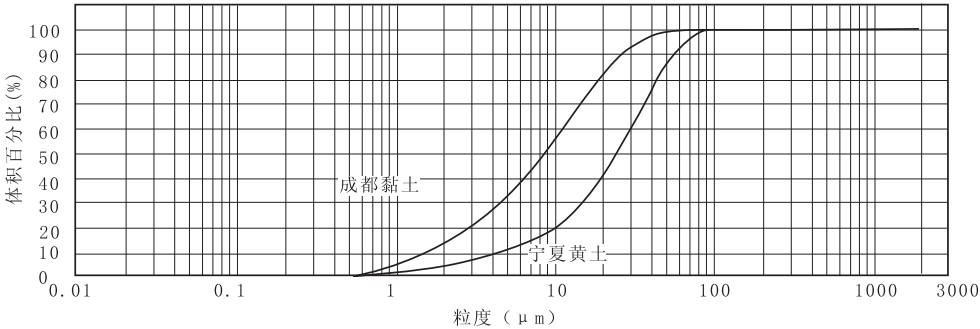


图 3 粒度概率累计曲线分布图

Fig. 3 The cumulative probability of particle size

3 $CaCO_3$ 沉积特征

成都东郊黏土在垂向分布上并不是均匀的,由上至下大致可分 3 层:上部为灰黄至棕黄色大量钙质结核富集成层的黏土(图 4);钙核多呈圆形,核径一般为 3~6 cm,最大为 20 cm;具空心球状结构,表面粗糙,具圈状构造,切面呈不规则同心圆状(图 5);主要成分为 $CaCO_3$,从外壳到内壳成分变纯,结构变致密,核心为隐晶质-显晶质的方解石晶体;中部褐黄、黄色含豆状铁锰结核黏土,含少量钙质结核和高岭土条带(图 6);下部为鲜黄色,深黄色裂隙性黏土,含零星钙核、铁锰质结核和浸染体,高岭土含量较高(图 7),3 层之间均为逐渐过渡关系,无明显的界限。

丰富的钙质结核是成都黏土中最显著的特征,钙质结核的形成过程、散布形态指示了成都黏土形成时期的沉积环境,是分析成都黏土成因的重要因素。



图 4 上部钙质结核分布特征图

Fig. 4 Distribution characteristics of calcium nucleus



图 5 成都黏土钙质结核图

Fig. 5 Calcium nucleus characteristics of Chengdu clay

一般情况下,Ca 元素的溶解、迁移和富集过程是在温湿气候条件下进行的。遭受强烈淋滤作用,



图 6 中部铁锰质结核分布特征图

Fig. 6 Distribution characteristics of ferro-manganese in middle-lever



图 7 底部高岭土分布特征图

Fig. 7 Distribution characteristics of kaolin in bottom

$CaCO_3$ 下移使剖面脱 Ca,在向下淋滤的过程中,随着下渗水的减少,碱性增强,当浓度加大不能下移时形成钙质结核,并在土体中散布一定层位上。降水量越大, $CaCO_3$ 淀积越多,淀积的深度也就越深,所以常在古土壤底部黏化层处发育成层的钙质结核和钙板,在西北黄土中钙核也多数呈均匀的散布状态(易朝路,1989)。

成都黏土中大部分钙质结核呈层状富集在上部,中下部只有零星分布的钙质结核,且成都黏土本身 $CaCO_3$ 含量极少,大量 $CaCO_3$ 仅存在于钙质结核层中,说明 $CaCO_3$ 产生过强烈的自下向上的迁移和富集活动。由于成都黏土上部没有经过强烈土壤化的古土壤,则钙质结核应为成都黏土本身的产物,如果这些大量成层的钙质结核为强烈的淋滤作用淀积的产物,淋滤的深度却不是很深, $CaCO_3$ 也应呈从上向下聚集的趋势。如果说底层成都黏土在发育时期气候干冷,淋溶作用较弱,钙核不够发育,那么在成都黏土中应含有大量未淋滤迁移的 $CaCO_3$ 。实际上成都黏土中 $CaCO_3$ 含量仅为 1%,是 $CaCO_3$ 受强烈淋滤殆尽的象征。这种向表层聚集的 $CaCO_3$

可能是在强烈蒸发过程中形成的,此时的气候应处于干旱条件下,先期饱水的成都黏土中水分向外蒸发,携带 CaCO_3 向表面运移,随着水分的蒸发, CaCO_3 浓度增大而淀积在成都黏土表层。因此,大量钙质结核的生成就不是在温湿环境中,而是在热干的气候条件下,成都黏土更可能生成在水体中,而非冷干气候条件下风成沉积。

另一方面,在成都东郊一带所见的成都黏土层十分密实,孔隙比为 0.7 左右,颗粒的分选性差。一般风尘堆积物结构较为疏松,孔隙比较大,具有强烈的湿陷性。黏粒含量较高的成都黏土比风成黄土的孔隙含量明显要低,它的沉积环境可能是在暂时性水体中,经受过浸水,失水过程的改造,使得颗粒重新排列,孔隙体积明显变小。

表 2 成都黏土和黄土矿物成分对比表

Tab. 2 mineral composition of Chengdu clay and loess

类 别	轻 矿 物				重 矿 物			
	石英	长石	方解石		绿帘石	角闪石	赤铁矿	褐铁矿
宁夏黄土					17%		1.5%~6%	2%~5%
成都黏土	石英	长石	方解石	云母	褐铁矿	钛铁矿	白钛石	绿泥石
	30%	5.7%	1.2%	0.6%	13.7%	9.8%	8.0%	3.7%

表 3 成都黏土和黄土常量元素含量表

Tab. 3 Major element contents of Chengdu clay and loess

原样编号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	CO ₂
成都黏土	61.05	16.63	8.00	0.10	0.86	0.51	0.16	1.47	0.91	0.015	0.040	4.02	0.26
宁夏黄土	59.32	11.03	1.39	1.51	2.58	8.18	2.03	2.20	0.61	0.078	0.16	0.63	5.62

表 4 成都黏土和黄土微量元素含量表

Tab. 4 Microelement contents of Chengdu clay and loess

原样编号	Ba	Cr	Ga	Mn	Nb	Ni	Sr	V
成都黏土	266	95.4	21.9	120	13.1	29.6	54.9	120
宁夏黄土	441	55.4	13.3	605	10.4	25.4	246	70.8

从主要化学成分上看(图 8、图 9),成都黏土中 Fe、Al 常量元素含量较高,Mg、K、Na、P 元素略低于黄

土,Ca 的含量由于成都黏土的 Ca 主要富集在钙质结核中,黏土中 Ca 含量会明显低于黄土。微量元

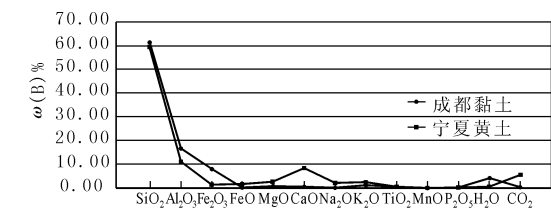


图 8 常量元素含量对比图

Fig. 8 Major element contents comparison

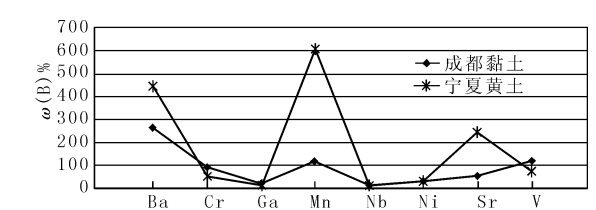


图 9 微量元素含量对比图

Fig. 9 Microelement contents comparison

素中,除了 Ga、Ni、Nb 元素含量大体接近外,其余微量元素含量均有较大差异,其中宁夏黄土中 Ba、Mn、Sr 含量远高于成都黏土。这与矿产在四川地区和西北地区的分布相关。锰、锶矿在西北地区的青海、陕西有较高的储量,钡矿主要分布在甘肃,四川有一定量的钡、锰、锶稀有矿产,但产量要低于西北地区,但铁矿在四川分布远高于西北地区。通过对比分析,成都黏土与西北黄土化学成分含量的规律性与其地域分布特征基本一致。综合以上的对比,说明成都黏土和西北黄土应该有不同物质来源区,不属于同一地域的产物。

5 结论

成都黏土的成因一直以来以风成学说为主,笔者通过对成都东郊台地黏土与宁夏黄土进行采样对比分析得出以下结论。

(1)在地理分布上,成都东郊台地黏土的主沉积区位于背风地带,迎风面山坡沉积无黏土披覆,与风成地貌有不相符之处。

(2)对成都黏土的颗粒分析,表明粒径小于 0.01 mm 的黏粒含量占据成都黏土的绝大部分,在没有粗颗粒掺杂的情况下不能被风扬起,而能满足风力搬运能力要求的 0.05~0.01 mm 之间的颗粒仅占黏土的三分之一,大量的细小的粉尘颗粒被风携带的可能性很小,而被流水悬移携带的可能性较大。

(3)大量钙质结核聚集在成都黏土的上层,中部和底部含量较少,应是在温湿气候条件下, CaCO_3 经过强烈淋滤、溶解、迁移和富集的过程,而不是在干旱的气候条件下形成的。

(4)通过对成都黏土和西北黄土化学成分的对比如,发现成都黏土与宁夏黄土中矿物含量与矿物的地域性分布相一致,成都黏土存在本地物源的可能性。

参考文献(References):

李诗兴. 四川盆地的第四系 [M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1983: 88-108.

Li Shixing. Quaternary Sichuan Basin [M]. Chengdu Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, 1983: 88-108.

汪波, 聂前勇, 王运生, 等. 也论成都黏土的成因 [J]. 地质灾害与环境保护, 2002, 13(1): 54-56.

Wang Bo, Nie Qianrong, Wang Yunsheng, et al. Discussion on the Genetic Mechanism of Chengdu Clay [J]. Journal of Geological Hazards and Environment Preservation, 2002, 13(1): 54-56.

乔彦松, 赵志中, 李增悦, 等. 成都平原红土堆积的风成成因证据 [J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 287-293.

Qiao Yansong, Zhao Zhizhong, Li Zengyue, et al. Aeolian Origin of The Red Earth Formation in the Chengdu Plain [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(2): 287-293.

张慧英, 等. 从微结构特征对成都黏土成因的初步探讨 [J]. 水文地质工程地质, 1986, (1): 17-30.

Zhang Huiying, et al. The Preliminary Formation Study on the Microstructural Characteristics of Chengdu clay. [J] Hydrogeology and Engineering Geology, 1986, (1): 17-30.

孔德坊, 胡卸文. 裂隙性黏土 [M]. 北京: 地质出版社, 1994, 34-50.

Kong Defang, Hu Xiewen. Fissured clay [M]. Hydrogeology and Engineering Geology Press, Beijing, 1994: 34-50.

柯懋. 关于成都黏土问题的商榷 [J]. 地质报, 1981, (3): 15-21.

He Mao. Discussion on the Problem of Chengdu Clay [J]. Geological Journal, 1981, (3): 15-21.

孙建中, 李虎候. 马兰黄土沉积速率及其地质意义 [J]. 沉积学报, 1989, 7(3): 109-115.

Sun Jianzhong, Li Huhou. Depositional Rate of Malan Loess and its Geological Significance [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1989, 7(3): 109-115.

成都地区水文地质调查报告 [R]. 成都: 成都水文地质大队, 1990: 77-86.

Chengdu Area Hydrogeology Survey Report [R]. Chengdu Area Hydrogeology Brigade, Chengdu, 1990: 77-86.

鹿化煜, 安芷生. 黄土高原红黏土与黄土古土壤粒度特征对比 [J]. 沉积学报, 1999, 17(2): 226-231.

Lu Huayu, An Zhisheng. Size Characteristics Comparison of Red Clay and Ancient Loess in Loess Plateau [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1999, 17(2): 226-231.

易朝路, 景才瑞. 四川省西南部小相岭东坡黄土的特征与成因 [J]. 华中师范大学学报, 1989, 23(4): 557-561.

Yi Chaolu, Jin Cairui. Characteristics and Formation Loess on the East Slope of Xiaoxianling Mountain Which is Located in the Southwest of Sichuan Province [J]. Journal of Central China Normal University, 1989, 23(4): 557-561.

J. Thorp, D. S. Dye. The Chengdu Clays, Bulletin of the Geological Society of China. 1936, 15(2): 225-246.