

西安、山西保德第三纪晚期红土的研究

赵景波

(西安地质学院)

提要 根据西安、山西保德等地第三纪晚期红土的土壤微结构、构造、粒度与化学成分等资料,讨论了该红土的成因、沉积环境和其中极为丰富的碳酸钙结核的物质来源和形成过程。研究表明,红土经历了土壤化,它主要是风成的其中的碳酸钙结核主要是在风化成壤过程中形成的。

主题词 第三纪晚期 红土成因 沉积环境

作者简介 赵景波 男 36岁 副教授 地貌与第四纪地质

在我国北方,第三纪晚期普遍发育红色土状堆积,尤以陕西和山西地区为典型。在西安附近,一般称这类红土为三趾马红土,在山西境内,称该期红土为静乐红土。关于这一时期红土的成因、其中大量碳酸钙的来源、碳酸钙结核、结核层的形成和红土发育时的气候条件等,至今仍是未解决的疑难问题。作者根据野外调查和室内分析资料,并参考了前人有关资料,讨论了红土的成因、形成条件和岩石学特点。

一 地层、岩性特点

第三纪晚期分为两个亚期,早期以湖相沉积为主,红土沉积少见,晚期红土沉积很广泛。不论是山西的静乐红土还是西安附近的三趾马红土,共同特点是棕红—红褐色,一般不见层理,分选很好,极少见砾石出现。其中常含极为丰富的碳酸钙结核或结核层,多者可达数十层。碳酸钙结核常充填在红土中,大小不同,形状各异。由于结核出露于地表,有时风化得多孔状,有人称之为海绵结构。在土体表面,常能见到许多黑褐色铁锰胶膜,有时铁锰胶膜呈稳定层位分布于碳酸钙结核层的上部。土层厚度变化较大,西安附近厚40余米,山西地区厚达60余米。在西安附近,红土层之下为上新世早期的坝河组,其上为午城黄土。在山西地区,静乐红土之下为保德组,其上多为午城黄土或泥河湾组。

二 红土中的土壤微结构

笔者在西安蓝田水家咀三趾马红土中采样10块进行研究,每个样品制片两张,共制薄片20张。另在山西保德、神池采样4块,制片8张。通过镜下观察,发现绝大部分薄片具有发育良好的光性定向粘土。光性定向粘土存在的形式主要呈流胶状,其次呈斑点状、絮状等。光性定向粘土常具有明显的流动构造,粘土膜表面可风微细颗粒构成的条纹(图1,图版,IA—D)。光性定向粘土胶膜在不同样品中发育程度是不同的,反映它们形成的条件存在差别。观察表明,不但具黑褐色铁锰胶膜的样品有光性定向粘土发育,而且黑褐色铁锰胶膜不发育的样品也有光性定向粘土发育。土壤学的研究证明,光性定向粘土是土壤的微结

构,是在成壤过程中经风化淋滤形成的,其形成过程又分为淀积粘化和残积-淀积粘化两种。淀积粘化是一种受淋滤较强的粘化,所形成的粘土胶膜都是由向下移动的粘粒淀积形成的。这种作用发生在碳酸盐从土壤上部完全淋失的条件下。在这种条件下,土壤呈中酸性反应,粘化过程中形成的粘料失去了与钙结合的能力,因而大量向下淋滤。淀积粘化作用形成的光性定向粘土胶膜厚度与面积大,连续性强。残积-淀积粘化是一种受淋滤较弱的粘化,形成的粘料移动不强烈,只有少部分下移到淀积层下部,大部分仍残留在淀积层上部。残积-淀积粘化作用形成的光性定向粘土胶膜厚度与面积小,连续性差。根据薄片中心光性定向粘土发育强弱来看,红土中既有淀积光性定向粘土,又有残积-淀积光性定向粘土。

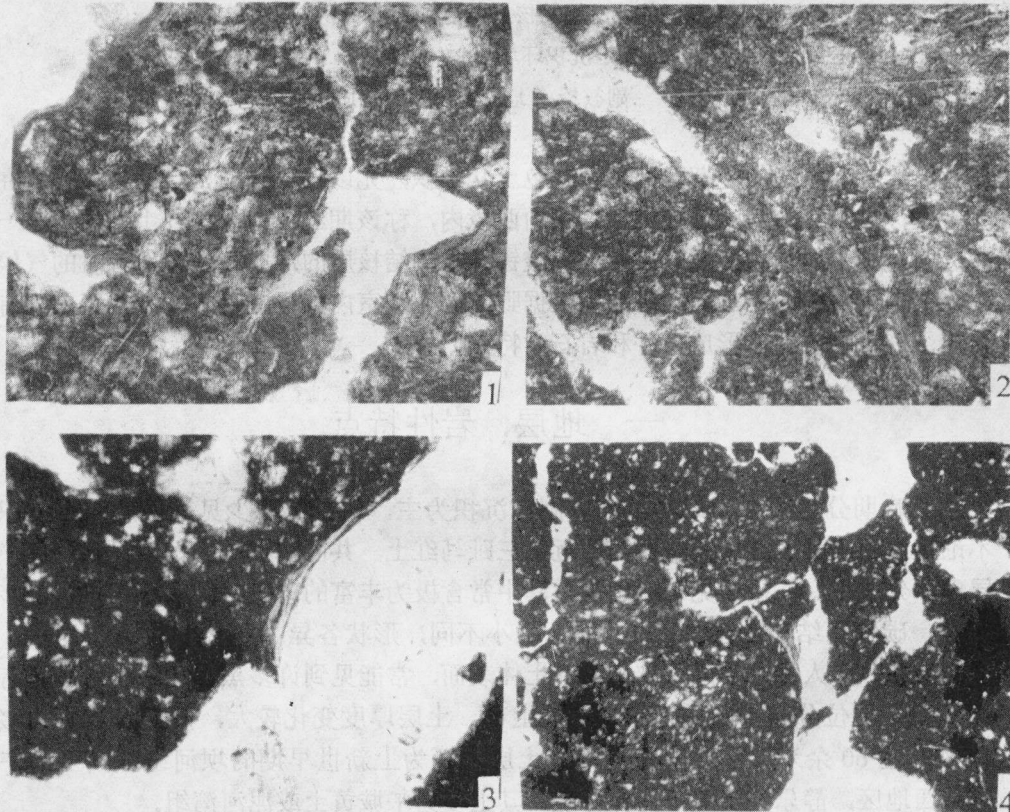


图1 光性定向粘土胶膜 (A—C, X480; D, X320)

Fig.1 Optically oriented clay film (A—C, X480; D, X320)

在三趾马红土中发现很多光性定向粘土胶膜,这一发现能为我们确定红土的成因、形成过程和形成时的气候提供重要依据。因为光性定向粘土胶膜是一种土壤化的标志,所以,据此可以确定第三纪晚期的红土是一种古土壤。在野外,也能清楚见到土壤的发生层,如碳酸钙结核层之上常发育具黑褐色胶膜的粘土层,显然具黑褐色胶膜的粘土层为土壤粘化层,碳酸钙结核层为土壤的淀积层。淀积光性定向粘土一般形成于年平均降水量700mm以上的森林区,残积-淀积光性定向粘土形成于年平均降水量400—600mm左右的森林草原和偏干的森林区。由此推断,红土形成过程中既有湿润气候和森林出现,也有半湿润、半干旱气候和

森林草原出现。这与黄土中古土壤发育时的气候和植被类似。光性定向粘土的发育还表明, 红土形成过程中几乎始终位于水上环境, 它应属于风积物。

三 红土中的碳酸钙

第三纪晚期红土的突出特点之一是含大量碳酸钙, 其存在的形式主要为结核和结核层, 其次为薄膜和斑点。在西安附近, 红土中钙质结核非常密集, 多者可达数十层。钙质结核在不同土层含量不同, 据其含量多少, 可将红土分为几个层次。在一些红土层中, 所含碳酸钙结核占土层体积 70—80%, 超过了红土本身的数量。如将红土和第四纪黄土相比, 那么前者的碳酸钙含量远比后者多, 这一点在宏观上就能清楚看到。红土为什么会含这样多的碳酸钙? 为什么碳酸钙会以结核的形式出现? 这在目前仍是一个迷惑不解的问题。

现代风积物中碳酸钙含量为 3% 左右 (Pewe, 1981), 北京平原上新世湖积物中碳酸钙含量平均为 2.2% (刘清泗, 1985), 而且湖积物中的碳酸钙或以胶结物形式或以碎屑颗粒形式出现, 以大量结核和稳定结核层形式出现是少见的。因此, 笔者推测, 红土中的碳酸钙除从物源区带来的外, 还有一部分甚至大部分是在沉积之后形成的。

沉积物沉积之后能否形成大量碳酸钙和大量结核呢? 根据掌握的资料, 这是完全可能的。沉积物沉积后可以处在两种作用中, 一是成岩作用; 一是风化作用。在成岩过程中, 由于沉积物化学成分的不均一, 会出现一些成分的迁移和富集, 也能形成碳酸钙结核。但成岩过程中碳酸钙的迁移只是从沉积物的某一层迁移, 沉积物中碳酸钙总量无大变化。因此, 成岩过程中不会形成大量碳酸钙和其结核, 也不会形成稳定的大量结核层。由此可以确定红土中的碳酸钙结核主要不是在成岩过程中形成的。笔者根据野外调查、风化理论和成壤作用分析, 碳酸钙、碳酸钙结核和结核层主要是在风化成壤过程中形成的。在漫长的风化和成壤过程中, 各种含钙矿物受风化时放出的钙, 与雨水中的碳酸结合形成碳酸钙。原始沉积物受风化时间越长, 放出的钙越多, 形成的碳酸钙越多。除矿物风化产生的钙之外, 还有生物和雨水提供的钙。从现代土壤和古土壤中碳酸钙含量来看, 在风化成壤过程中确实产生了相当数量的碳酸钙, 能为形成丰富的结核、结核层提供足够的物质成分。如西北区的现代棕钙土、棕漠土和灰钙土, 整个土壤层含 7—20% 左右的碳酸钙, 华北区等地的现代典型褐土的中下部含 20% 左右的碳酸钙。现代土壤所受成壤作用时间还不太长, 地质时期的风化成壤作用可以经历比现代土壤长许多倍的时间, 形成的碳酸钙会更多。第四纪土壤中碳酸钙含量证明了这一点。西安附近红褐色古土壤下部常含大量碳酸钙结核, 有时厚达 1—2m, 超过了粘化层的厚度。

既然成壤过程有利于碳酸钙和碳酸钙结核的形成, 那么只要沉积物长期处于地表条件, 就会变得富含碳酸钙和其结核。但除风积物外, 其它类型的沉积物形成后只有表层经受风化成壤作用, 也只有表层富含碳酸钙和结核。对经受了风化成壤作用的、厚度大而富含碳酸钙结核的土层, 它的形成应是风力沉积的结果。因此, 第三纪晚期红土中大量碳酸钙结核的存在也表明红土是风成的。

沉积物长期处于地表, 虽然有利于碳酸钙的富集, 但气候条件也起很大作用。根据作者初步分析, 在年平均降水量 800—400mm 之间的气候区都会出现碳酸钙结核的富集。在年平均降水量大于 800mm 的地区, 碳酸钙也会大量形成, 但不能富集, 而是流入海洋或湖泊。

在年平均降水量 400mm 以下的地区, 同样有碳酸钙产生, 但存在的形式不是结核, 而是薄膜和斑点。第三纪晚期红土中的碳酸钙主要是以结核形式出现的, 反映当时主要是半干旱和湿润气候。这与据光性定向粘土得出的结论是一致的。

四 红土的化学成分和粒度成分

对山西保德两个样品进行化学分析, 结果(表 1)表明, 静乐红土的化学成分以 SiO_2 为主, 占约 60%; 其次是 Al_2O_3 , 一般占 16% 左右; 占第三位的是 Fe_2O_3 , 一般为 6—7%, 与山西区调队的分析结果基本一致。如把红土与黄土和黄土中的古土壤相比, 红土的化学成分与黄土略有不同, 而与黄土中古土壤的化学成分非常接近。红土与黄土化学成分的主要差别在于前者的 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 含量比后者多一些, 这当属风化成壤过程中 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 相对富集造成的。红土中 Al_2O_3 高者达 16.83%, Fe_2O_3 高达 6.92%, 这比洛川黄土中最发育的第 5 层古土壤略高。据红土化学成分推测, 红土形成时出现过湿热化较强的亚热带气候。

在红土的粒度成分中(表 2, 据山西区调队, 1985), 0.05—0.005mm 粒级的粉土成分占重要地位, 含量多在 40—46% 之间, 比洛川黄土这一粒级含量(约 55%) 低约 10%; 大于 0.05mm 的颗粒含量一般为 20% 左右(表 2), 与我国大多数地区黄土中这一粒级含量(表 3) 差别不大; 小于 0.005mm 的颗粒多在 35—50% 之间, 比洛川黄土中该粒级含量高约 10%。红土的粒度成分与黄土具相似性, 差别在于前者比后者细一些, 这应是在漫长的风化成壤过程中粘化作用造成的。虽然黄土的粒度成分特点是以 0.05—0.005mm 的颗粒为主, 但笔者认为这一粒级含量是可变的。在湿偏热或温湿气候条件下, 0.05—0.005mm 的颗粒会因粘化作用而变得更细, 结果造成了以小于 0.05—0.005mm 的成分占优势。现代观测表明, 风力悬运的颗粒一般都在 0.2mm 以下, 这是风积物的固有特性。因此, 归纳起来, 风积物的突出特点是不含大于 0.2mm 颗粒、分选很好和以小于 0.05mm 的成分占绝对优

表 1 山西保德附近静乐红土的化学成分
Table 1 The chemical composition of Jingle red soil in Baode, Shanxi

项目	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO
SB ₁	60.94	16.83	6.92	2.14	1.32	0.55	2.90	0.69	0.21
SB ₂	62.89	15.85	6.59	2.21	1.00	0.90	2.64	0.63	0.17

表 2 山西一些地区静乐红土的粒度成分
Table 2 The granulometric composition of Jingle red soil in some areas of Shanxi

采样地点	粒度与含量 (mm, %)			样品个数
	> 0.05	0.05—0.005	< 0.005	
保德	19.2	42.0	38.8	4
石楼、隰县、大宁	14.9	45.7	39.4	12
静乐、岗县	18.4	40.9	40.7	7
原平—忻县	26.2	45.3	28.5	4
定襄—五台	27.3	41.4	31.3	3
平定	13.0	45.0	42.0	1
平陆	13.0	43.0	44.4	2

表 3 中国一些地区黄土中 0.1—0.05mm 粒度成分含量
Table 3 The granulometric content of loess from 0.1 to 0.05mm in some areas of China

地 层 地 区 粒 度	马兰黄土						午城黄土		
	山西	陕西	陇东	陇中	陇西	青海柴达木	山西	陕西	甘肃
0.1—0.05 (mm, %)	26.17	29.18	22.57	23.93	23.47	38.78	30.91	20.61	13.19

势。镜下观测表明, 红土中一般不见大于 0.2mm 的颗粒。由此可见, 第三纪晚期红土具有风积物粒度成分的几个突出特点, 所以, 它应是风成的。

五 结束语

土壤微结构、土壤剖面、化学成分和粒度成分等均表明, 第三纪晚期的红土主要是风力搬运、沉积形成的。但在低洼地区, 也有流水作用的参与, 因而个别地方也可见到流水沉积夹层。

关于该红土成因, 存在着多种说法。有人认为它是湖相沉积或残积的, 也有人认为它是风积的, 但大都缺乏令人信服的证据。从整个红土剖面几乎都具有土壤化的特点来看, 它不会是湖相沉积的。此外, 湖相沉积常有明显层理和湖相生物化石, 这在红土中一般是不存在的。在湖相条件下, 沉积物多为暗色, 这与红土的颜色大不相同。虽然湖积物可以显示出红色, 但不是在沉积过程中形成的, 而是在成岩过程中含水高价铁经脱水后显示出来的。成岩过程中不会出现显著土壤化的一些特点, 所以, 红土的红色不是在成岩过程中产生的, 而是在风化成壤过程中产生的。如果红土是残积作用形成的, 那么土壤化的特点应仅出现在红土剖面的表层, 表层之下应为不具土壤结构的残积红土。残积作用形成的产物在剖面上应有明显分层的现象, 表现为上层风化强烈, 向下逐渐减弱, 最后向母岩过渡。红土不但不具有残积剖面的特点, 而且出现了相反的现象, 即有时可见下部土层比上部土层风化更强烈。残积作用形成的红土也不可能出现数十层钙质结核层, 结核层应集中在一个相对稳定的层位上。因此, 第三纪晚期的红土不可能是残积作用形成的。

根据红土的化学成分、光性定向粘土和碳酸钙结核可知, 红土发育时以温暖半干旱、半湿润和湿润气候为主, 当时植被既有森林草原, 又有森林。孢粉和植物化石也证实了当时存在森林植被。过去多认为第三纪晚期红土形成于森林草原条件下, 现在看来, 这一认识是不全面的。

一般认为, 新生代风积物大量沉积最早出现在早更新世的距今约 240 万年前, 形成在冷干的气候条件下。但根据本文研究可知, 早在 240 万年黄土开始沉积以前就大量出现风积物了。这表明不仅在冷干气候条件下有风积物发育, 而且在温和半干旱、半湿润气候条件下也会有风积物发育。从现代和第四纪风积物发生条件分析, 在温暖半干旱、半湿润条件下出现风积物是完全可能的。如具温暖半湿润气候的华北平原和关中平原, 目前仍在不断出现风力搬运、堆积的粉尘。再如冰后期关中平原沉积了 1—3m 厚的黄土, 这种黄土显然沉积在温和半干旱和半湿润的条件下。

红土中极为丰富的碳酸钙结核、结核层不是沉积形成的, 主要是在成壤过程中淋滤、淀

积形成的。

工作中，孔建中与常培兴先生给予了大力支持和帮助，作者深表谢意。

收稿日期 1987年4月8日

参 考 文 献

- 〔1〕中国科学院《中国自然地理》编辑委员会,1981,中国自然地理土壤地理,第10页,科学出版社.
- 〔2〕赵景波,1984,科学通报,7期,第417-419页.
- 〔3〕赵景波,1985,地质论评,31卷6期,551-558页.
- 〔4〕李天杰、郑应顺、王云,1979,土壤地理学,166-184页,人民教育出版社.
- 〔5〕刘东生等,1985,黄土与环境,240-241页,科学出版社.
- 〔6〕王永焱等,1985,中国黄土研究的新进展,88-90页,陕西人民出版社.
- 〔7〕曹家欣,1983,第四纪地质,70-75页,商务出版社.
- 〔8〕谢又予等,1965,陕西蓝田地区新生界沉积环境,陕西蓝田新生界现场会议论文集,89-123页,科学出版社.
- 〔9〕袁复礼、杜恒俭,1984,中国新生代生物地层学,148页,地质出版社.
- 〔10〕赵景波,1984,西安地质学院学报,2期,70-79页.

THE STUDY ON THE RED SOIL OF NEOGENE IN XIAN AND BAODE OF SHANXI

Zhao Jingbo

(Xian College of Geology)

Abstract

This paper deals with the red soil of Neogene based on the data collected by field survey, chemical test and microtexture. The red soil is red and homogeneous in grain size, but it is not of stratification and grains larger than sand generally. The black-brown clay film and calcareous concretion or concretion layers can be seen often in the red soil. According to the characteristics of the red soil being of homogeneous grain size and not being of stratification, the origin of the red soil differs from that of normal aqueous deposit.

Through microscope observation, we found a considerable amount of optically oriented clay film that mainly occurs as flowing colloid in cracks. According to the studying results in pedology, optically oriented clay film is formed by soil-forming process and, if it developed well, is the characteristic of the soils of forest more intensely leached. Consequently it can be determined that the red soil is a kind of paleosol that underwent more strong soil formation. The part of the red soil rich in black-brown clay film and optically oriented clay film is a clay horizon of the soil and the calcareous concretion layer beneath the clay horizon is a illuvial horizon. Because the development of soil is in surficial condition, the author infer that the red soil under study is mainly formed in subaerial environment and is of eolian origin. In the

light of the developed degree of the optically oriented clay film and the illuvium. It is considered that there were both the forest and the forest-steppe during the formation, the CaCO_3 content is 3–5% generally and the CaCO_3 occurs in the form of clastic grains or cementing material in the deposit of river-lacustrine facies. Though the CaCO_3 takes much amount (10–20%) in the loess, the CaCO_3 content in recent windblown dust is only 3%. Hence a part of the CaCO_3 in Quaternary loess was formed after the loess was deposited. The CaCO_3 content in the red soil of Neogene is much more than that in the loess in Xian suburbs. Why does the CaCO_3 occur in the form of concretion or concretion layers? These are the problems puzzled people. In the northwest China and the Hubei plain, the CaCO_3 takes 20% or so in recent soil, which indicates that a good deal of CaCO_3 can be produced in soil-forming process. There is a lot of calcareous concretion or concretion layer beneath the paleosol in the loess, which demonstrates that soil-forming process is very favourable to producing calcareous concretion or concretion layers. For this reason, it can be deduced that besides a part of CaCO_3 transported by wind considerable and even most part of CaCO_3 was produced after the red soil deposited. Biology, rainwater and minerals weathered to release calcium resulted in CaCO_3 produced and concentrated. The deduction is consistent with the optically oriented clay film found in the red soil.

By chemical examination of the soil, it is known that SiO_2 is prominent, about 60%. Al_2O_3 the second, generally 15–16% or so, and then Fe_2O_3 , 6–7%. The chemical composition of the red soil is similar to that of the loess, but there is a little difference in Al_2O_3 that is more amount in the red soil than in the loess. The reason of why the contents of Al_2O_3 and Fe_2O_3 have more amount in the red soil than in the loess is that the accumulation of Al_2O_3 , Fe_2O_3 removing much slowly in weathering and soil-forming process.

In the granulometric composition of the red soil, the grains from 0.05 to 0.005mm take 40–45% in most of the samples, the grade more than 0.05mm is about 20%, and finer than 0.05mm takes 35–50% in most samples. There is the similarity between the red soil and the loess in the grain size, but the fine grains obviously related to clayization in soil-forming process are more in the red soil than in the loess.

Although 0.05–0.005mm grains of the loess are over 50%, this grade size is changeable in component. It can be changed into very fine grains under warm and moist climate to bring about a dominant grade size less than 0.05mm instead of 0.05–0.005mm. By present observation and measurement, the suspended grains transported by wind are the ones less than 0.2mm, which is unchangeable characteristic of windblown dust. Consequently the grains less than 0.05mm is dominant, does not contain grains less than 0.05mm is dominant, does not contain grains larger than 0.2mm generally and is of extreme sorting. By microscope observation, it was known that the red soil does not contain grains larger than 0.2mm. According to mentioned above, the red soil is of the outstanding characteristics of winddrift dust, it should be eolian deposit.

Most geologists hold that loess, which was deposited in 2.4Ma ago and in cold-dry climate, is a sort of mark that a great deal of the eolian deposit of Cainozoic era began to deposit, but on the basis of the study in this paper, as early as before the loess began to deposit, a vast amount of deposit existed. There were possibly two kinds of form of climate that is as follows during the formation of the red soil. (1) when the windblown dust forming the red soil of Neogene was deposited, the cold and dry climate

prevailed which is similar to the climate of the loess deposited. After the windblown dust was deposited, there was a change from cold-dry to warm-moist climate so that it was oxidized and changed into the red soil. When the change took place again from warm-moist to cold-dry climate, the dust began to deposit, and then warm moist climate came and the dust deposited was changed into the red soil. Since the process above mentioned lasted for long time, the red soil of more than 60m thick was formed. (2) when the windblown dust forming the red soil was deposited, the climate did not change sharply and was warm and moist in all the time, therefore the dust was changed into the red soil at the same time when deposited. From calcareous concretion layers and clayization layers, it is inferred that the two kinds of climate above mentioned all existed during the formation of the red soil. Based on the characteristic of the red soil not contained any yellow earth layer, we think that the warm and moist climate of Neogene prevailed.