

中国南方的网纹红土与东亚季风的异常强盛期

尹秋珍 郭正堂*

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075. * 联系人, E-mail: zigu@mail.iggcas.ac.cn)

摘要 基于土壤微形态学、黏土矿物学和土壤化学的方法, 对安徽宣城和广西百色中更新世的网纹红土进行了研究. 结果表明, 网纹红土经历了多阶段的气候波动, 因而是一种复合型的古土壤. 这些网纹红土的形成先后经历了三个主要阶段, 即均质红土形成期、白色网纹形成期和气候的冷暖波动期. 白色网纹是红色土壤基质经脱铁作用而形成, 代表了中国南方一个极端湿润气候期. 它指示在中更新世期间中国长江以南广大地区全年降水充沛, 当时夏季风极其强盛, 气候可能几乎全年都受到夏季风环流的明显影响.

关键词 网纹红土 微形态 古环境 中更新世

在中国长江以南广大地区, 分布着一套以红色和白色网纹镶嵌为特征的古土壤, 被称为网纹红土. 它是中国新生代重要的地层单元, 记录了南方古环境演化的信息. 网纹红土的分布范围北起南阳-桐柏-淮河一线, 经长江中下游地区, 南至南岭山地, 东界大体沿杭(州)嘉(兴)湖(州)-宜(兴)溧(阳)山地-安庆-淮河中下游, 向东转至东南沿海海岸以及向东北延至淮河以北^[1], 向西直到成都平原, 估计分布面积^[2]可达 $2.2 \times 10^6 \text{ km}^2$.

由于年代学方面的限制, 学术界曾对网纹红土的形成时代不能达成共识. 然而, 近年来的年代地层学研究^[3-6]使认识逐步趋于统一, 可以确定中国南方最新一期的网纹红土形成于中更新世的中期, 基于磁性地层和释光年代学数据的土壤和气候地层学研究, 可以将其与北方黄土-古土壤序列中的S₄和S₅对应^[4]. 然而, 对网纹红土的形成过程及环境意义依然有不同认识.

一些学者^[1,7-10]认为网纹红土中红白网纹的形成与地下水的的作用有关. 多水而具明显干湿交替的气候环境导致地下水位的季节性升降, 使红土的氧化-还原、膨胀-收缩交替进行, 为铁的迁移提供了条件, 从而形成网纹特征. 然而, 这种环境-水文条件在假潜育化土壤发育的地区均具备, 是一种非地带性的环境条件, 而这些地区并没有形成具类似网纹特征的红土. 中国南方同时代的网纹红土的大面积分布也表明它具备地带性土壤的特征. 同时, 多数地区的网纹红土中缺乏干湿交替环境下土壤特有的Fe-Mn氧化-还原特征, 也不易用上述过程来解释. 另一些

学者认为土壤中植物根系吸收红土中的铁元素, 使红土中的某些部位贫铁而形成白斑^[11], 但这种解释具有一定的推测性, 也不易从植物生理和植物地理的角度得到解释. 植物根系穿插所引起的土体氧化还原条件发生差异也被认为可能是形成网纹特征的原因^[8,9,12,13]. 我们在研究工作中, 对网纹与植物根系痕迹的关系进行过专门的观察, 发现多数网纹和植物根系看起来并没有必然的联系. 也有学者认为网纹特征是继承土壤母质中的砾石和不均质岩石风化的结果^[8,9,11], 或把网纹特征与冰川泥的特征相联系^[8]. 这些争议表明, 有必要对中国南方网纹红土的形成过程和机制进行深入研究. 该问题对认识中更新世南方地区的环境条件、恢复特征时期环境空间变化特征和南北方土壤-气候地层学对比均有重要意义. 此外, 不少网纹红土剖面是重要的旧石器考古遗址^[6,14,15], 对其环境意义的研究可为考古学研究提供重要的环境背景认识.

本文选择位于北亚热带的安徽宣城剖面 and 南亚热带的广西百色剖面, 对两地中更新世的网纹红土进行研究. 上述两个地点均有可靠的年代学测定, 并在古环境和考古学上有重要价值^[6,14]. 宣城剖面的网纹红土中, 上部的母质为风尘堆积, 下部的母质为河流相堆积^[4]. 百色剖面网纹红土的母质为河流阶地堆积, 冲积物母质中含有约 800 kaBP 澳-亚陨石事件的玻璃陨石^[6]. 本文主要基于土壤微形态学方法, 并结合黏土矿物学和土壤化学的方法, 试图探讨以下问题: () 网纹红土中红色和白色网纹的形态学、化学和矿物学特征及其指示的土壤-地质过程; () 网纹

红土所代表的成壤期(即中更新世时期)的气候-环境特征及其与区域和全球环境的可能联系。

1 材料和方法

宣城剖面位于宣城市向阳村(118°51'E, 30°54'N)附近, 所处地貌部位属于长江支流——水阳江的二级阶地。剖面总厚度为 11 m, 从上到下依次可以分为四部分: 厚约 0.2 m 的现代土壤、约 3.8 m 的下蜀黄土、约 6.0 m 的网纹红土层以及 1.0 m 的砂砾石层。磁性地层研究^[4]揭示出网纹红土形成于 800 kaBP 以后, 并可与中国北方黄土中从 S4 到 S5 的中更新世极端暖湿事件相对应。百色剖面位于百色市小梅村(106°42'E, 23°46'N)附近, 地貌部位属于右江的第四级阶地。剖面厚约 8 m, 从上到下依次为: 厚约 0.2 m 的现代土壤、约 0.7 m 的红色黏土、约 6.3 m 的网纹红土, 最下部为厚约 0.8 m 分选较好的砂砾石层。在该阶地上发现过大量石器和玻璃陨石^[6]。陨石事件发生于该河流阶地仍然是河漫滩的时期, Ar/Ar 年代学测定确定陨石的年代为 800 kaBP 前后^[6]。而阶地上的网纹红土的发育必然发生于河漫滩抬升为阶地之后, 也证实网纹红土必然形成于 800 kaBP 以后。右江的其他三级阶地上均有发育较强的土壤, 但没有网纹化的特征。根据上述年代学控制, 结合土壤地层和气候地层学原理, 可以确定该四级阶地上的网纹红土与宣城剖面的网纹红土应当是同时期的, 发育于中更新世的中期。

我们在野外对两个剖面进行了系统的分层和描述, 在不同的层位及其过渡部位采集了定向样品, 并磨制了 6 cm × 8 cm 的微形态观察片。为了研究红色网纹和白色网纹的异同, 我们分别采集了二者及其过渡处的微形态定向样品和散样。

在古土壤的研究中, 土壤微形态学是一项基本的、重要的研究方法。运用土壤微形态学方法能够清晰地辨认出不同的成土过程所形成的成土特征, 尤其在分辨成土事件的先后顺序上具有其他方法不可替代的优势。土壤中的黏粒胶膜是一种具有显著环境意义的形态特征, 尤其是在复合型古土壤的研究中, 常常可以根据黏粒胶膜不同的组合形式来重建过去一系列的成壤事件以及相关的古环境事件^[16~19]。此外, 土壤矿物的组合特征也是判断土壤风化程度的良好指标。我们在显微镜下对宣城剖面的 29 块、百色剖面的 13 块微形态薄片进行了详细的观察, 微

形态术语采用 Bullock 等^[20]的系统, 参考黄瑞采^[21]的中文译法。对宣城和百色的两组红色网纹和白色网纹用自然沉降法提取黏粒组分(<2 μm), 在 SHIMADZU XRF-1500 顺序式 X 射线荧光光谱仪上进行化学全分析, 以比较红色网纹和白色网纹在化学组成上的异同。我们将提取出的黏粒制作成定向片, 在 Rigaku D/MAX 2400 型 X 射线衍射仪上进行了黏土矿物 X 射线衍射分析, 以比较红色网纹和白色网纹在黏土矿物组合以及风化程度上的异同。分析中, 对氯化镁饱和的黏土制备了无其他处理、经乙二醇处理和丙酮处理三种样品进行 X 射线衍射分析; 用氯化钾饱和的黏土制备了 4 个薄片, 分别经常温、120 °C、400 °C 和 550 °C 处理后进行 X 射线衍射分析。

2 结果与讨论

2.1 网纹红土的微形态、黏土矿物和化学特征

为能够较好反映网纹红土中红、白网纹的特性, 我们重点对矿物组合特征、红白网纹的过渡关系、空隙特征以及黏粒胶膜等进行研究。微形态观测表明, 宣城和百色两地的网纹红土上部粗矿物组分中均以抗风化强度较大的石英或石英岩碎屑为主, 未见到易风化的长石和云母类矿物, 表明网纹红土遭受了较强烈的化学风化作用。黏土矿物 X 射线衍射分析表明(图 1), 红色网纹和白色网纹的黏土矿物都以 1:1 型黏土高岭石为主, 含少量的蛭石和伊利石。这是热带-亚热带湿润地区土壤典型的黏土矿物组合^[22]。红、白网纹的衍射曲线在 4.16 和 2.69 Å 处的衍射峰有较大差异, 与红色网纹相比, 白色网纹的 4.16 Å 衍射峰非常微弱, 而且不具有 2.69 Å 衍射峰, 说明红色网纹中针铁矿的含量明显高于白色网纹, 并且红色网纹中含赤铁矿, 而白色网纹中几乎没有。

需要特别注意的是, 在两地所有的微形态薄片, 红色网纹与白色网纹均呈渐变的过渡关系(图 2(a)), 除了颜色的差异之外, 二者的粗矿物组成和微结构完全相似。不少具完整形态的成土特征(如胶膜)一半处于白色网纹中, 另一半处于红色网纹中(图 2(b))。在高倍镜下观察, 可见红色网纹的红色是铁的氧化物显示的颜色, 是一种含铁较高的基质, 而白色网纹则由于缺少这种铁的氧化物而呈白色或淡黄色, 色调呈渐变关系。土体中的空隙以面状裂隙(planar)为主, 此外还含有少量孔洞(vughs)和孔道(channels)。白色网纹中粗大的面状裂隙(直径 100~800 μm)非常

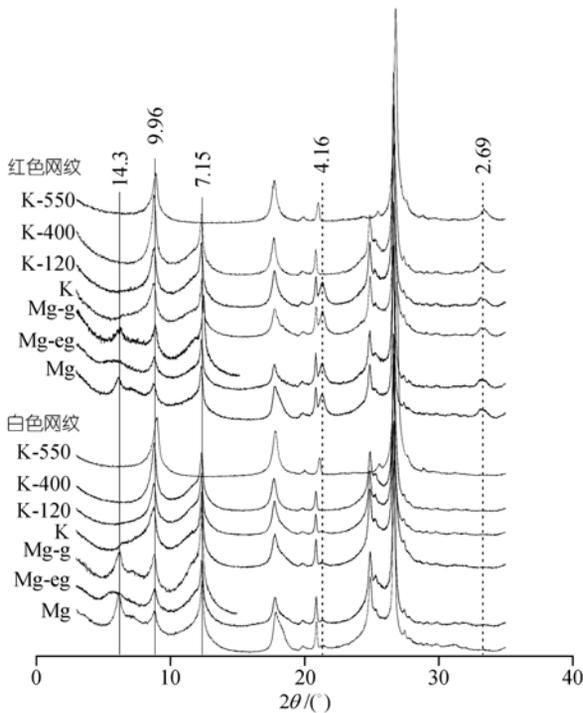


图1 宣城红色网纹和白色网纹的黏土矿物 X 射线衍射图

发育(图 2(c), (d)), 在裂隙壁上覆盖有一层棕红色的铁质黏粒胶膜。这种裂隙常常终止于红、白网纹的交界处(图 2(d)), 在红色网纹中很少见。而且裂隙周围的白色网纹常以裂隙为轴呈对称状分布, 说明裂隙的形成先于白色网纹。网纹红土中的黏粒胶膜比较发育, 根据不同的颜色、结构和形态, 可以将这些胶膜分为以下 5 种类型: (A)棕红色, 微层理极发育, 强消光, 厚约 150~200 μm, 一般以新月状或眉状出现在红色基质中(图 2(e), (f)), 常被后生裂隙破坏; 在白色网纹中这类胶膜由于铁的淋失而退化, 呈灰白色或灰黄色, 且双折射率降低, 失去偏振光(图 2(b), (i)). (B)亮黄色, 表面干净光滑, 强消光, 不具微层理, 厚约 20~50 μm, 常分布在空隙周围(图 2(e), (j)); (C)暗红棕色, 不具微层理, 消光较差, 厚约 20~50 μm, 分布于空隙壁上(图 2(e), (j)); (D)黄褐色, 中等消光, 不具微层理, 厚约 20~50 μm, 沿空隙壁分布(图 2(g), (h)); (E)红棕色, 不具微层理, 中等消光, 厚约 10~20 μm, 沿空隙壁分布(图 2(g), (h)). 在红色网纹中可以明显地看到 C 胶膜叠置于 B 胶膜上, B 胶膜叠置于 A 胶膜上(图 2(e)), 而 D 和 E 胶膜互层叠置于 C 胶膜上(图 2(g)); 同时在白色网纹中发现, B 和 C 胶膜互层出现在作为白色网纹对称轴的裂隙壁上(图 2(j)).

百色与宣城的红、白网纹黏粒化学全分析(图 3)表明, 两地的红色网纹与白色网纹除 Fe₂O₃和 Al₂O₃外, 其他成分几乎没有区别, 而红、白网纹在 Fe₂O₃的含量上有显著的差异, 其在红色网纹中的含量超过白色网纹的 10 倍以上。这与前述的黏土矿物分析和微形态观测结果是一致的。

2.2 网纹红土的发育过程与环境条件

上述两地的网纹红土虽然发育于不同的母质, 但红、白网纹基质的一致性和颜色的逐渐过渡关系, 说明二者在发生颜色分异之前具有同一种基质。这种特征既不能用砾石和不均质岩石风化成因来解释, 也不能用冰川成因来解释。植物根系通过生理或空隙作用引起的去铁过程显然也难以解释上述两地网纹的形成。一方面, 微形态观察没有发现白色网纹和植物根系有任何关系。虽然过去有关于网纹与植物根系相联系的报道[8,9,11~13], 但我们的研究显然表明这种联系不是必需的。白色网纹常以一种粗大的面状裂隙为轴呈对称状分布, 这种裂隙是土壤典型的裂隙, 而不是根孔。另一方面, 即便根系吸收了较多的铁, 其必然在根系所在部位留下痕迹, 而我们的研究没有发现这样的痕迹。微形态特征、化学分析和黏土矿物组合均反映了红、白网纹之间的差异在于红色网纹基质中含有大量铁化合物, 而白色网纹中缺少这种铁化合物。这些特征都说明白色网纹的出现是由于原始的红色基质中的铁以溶液的形式被淋失迁移, 在铁严重淋失的部位便形成了白色网纹。而比白色网纹形成晚的各种黏粒胶膜的叠置关系, 指示了环境条件交替变化特征。

网纹红土中不同种类的黏粒胶膜出现在同一个薄片(同一层位)中, 显示了黏粒在不同的成土条件下多阶段的淀积过程, 也说明网纹红土不是在单一气候条件下形成的, 而是经历了多阶段的气候波动[16,17], 因而是一种复合型的古土壤。根据红、白网纹、各期胶膜和裂隙的相互位置关系, 我们判断它们形成的先后顺序为: 含有 A 类型黏粒胶膜和裂隙的红色基质最先形成, 随后在裂隙周围形成白色网纹, 最后又依次形成 B, C, D, E 四种类型的黏粒胶膜。由此可以将网纹红土的发育过程划分为以下三个时期。

() 红色基质的形成期

微形态学观察揭示出, 无论是白色还是红色网纹, 其发育过程中均经历了较强的化学风化过程, 表现为粗颗粒中以石英等抗风化强度较大的矿物颗粒

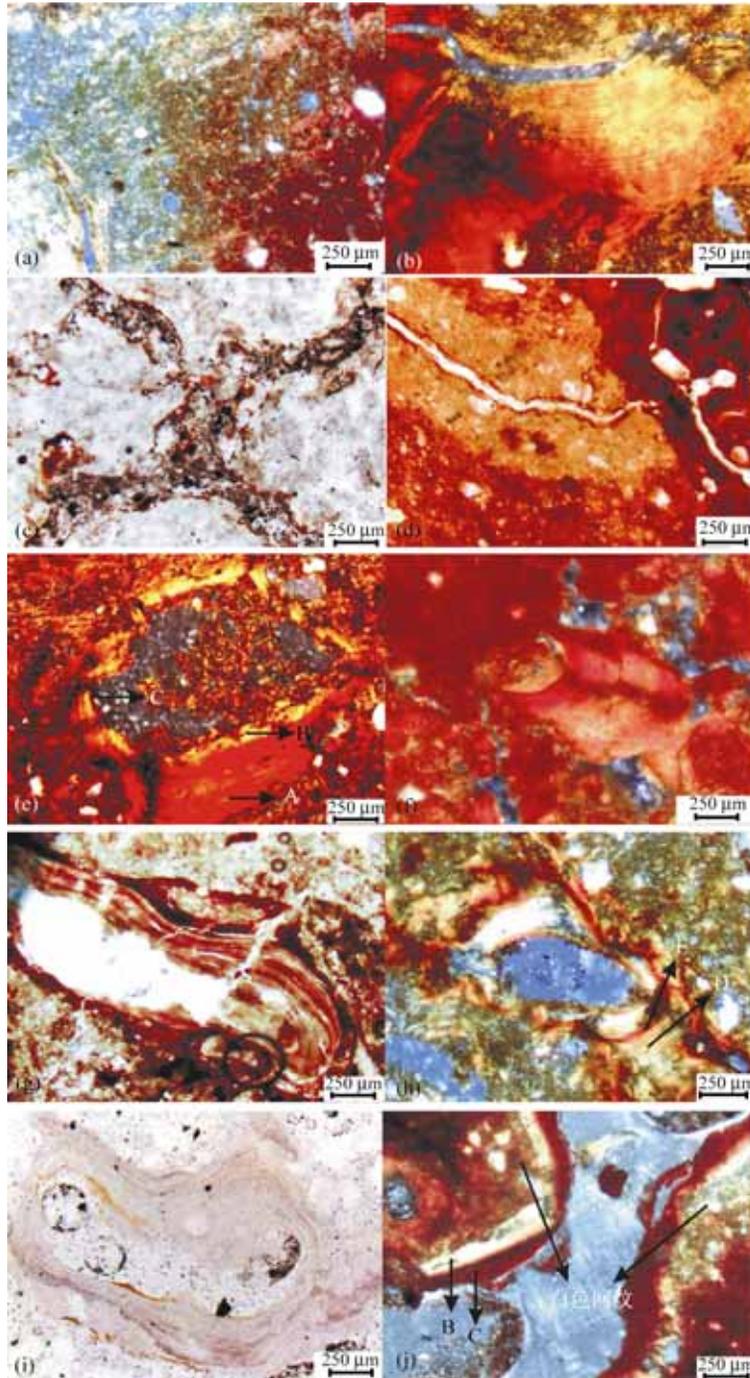


图 2 宣城和百色网纹红土的微形态照片

(a) 红、白网纹渐变的过渡关系(广西百色, 正交偏光 100 倍); (b) 出现在红、白网纹交界处的 A 胶膜, 处于白色网纹中的部分由于去铁而呈灰黄色(广西百色, 正交偏光 100 倍); (c) 白色网纹中纵横交错的裂隙(安徽宣城, 单偏光 100 倍); (d) 白色网纹中的裂隙, 终止于红网纹的边界(广西百色, 单偏光 100 倍); (e) 红色网纹中的 A, B, C 三期胶膜(广西百色, 正交偏光 100 倍); (f) 红色网纹中新月状的 A 胶膜(安徽宣城, 正交偏光 100 倍); (g) 红色网纹中 D, E 胶膜互层叠置于 C 胶膜上(安徽宣城, 单偏光 100 倍); (h) 白色网纹中 D, E 胶膜交替出现(广西百色, 正交偏光 100 倍); (i) 白色网纹中退化的失去偏振光的 A 胶膜(广西百色, 正交偏光 100 倍); (j) B, C 胶膜出现在白色网纹中的裂隙壁上(广西百色, 正交偏光 100 倍)

为主, 易风化的长石、云母类矿物基本全部被风化过程破坏. 以 1:1 型的高岭石为主的黏土矿物组合、红

色的黏粒胶膜(A 类型, 图 2(e), (f))均是湿热环境下土壤的典型特征. 该类型的胶膜在形态发生学上一般被

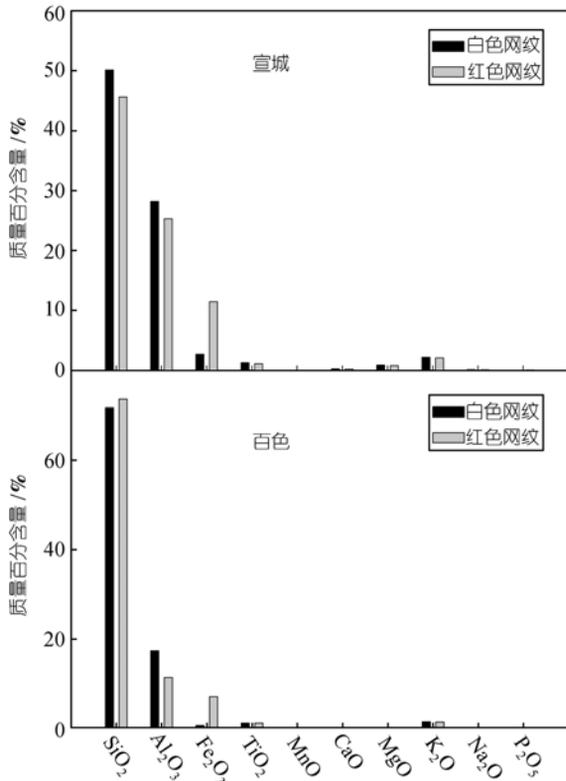


图3 红色网纹与白色网纹的化学组成对比

认为是湿热常绿阔叶森林植被特有的产物^[16]。黏土矿物组合中没有发现三水铝石,甚至有蛭石等少量2:1型黏土矿物,表明网纹红土没有经历热带湿润地区的砖红壤化过程^[23]。土体中大量A类型黏粒胶膜的存在也排除了砖红壤化过程的可能。这些特征说明,上述两地网纹红土的形成处于中等偏强的化学风化阶段,而网纹特征的形成不必经历极端强烈的化学风化过程。从这些特征可以确定,红色基质的形成时期,土壤具有典型红壤的特征^[23],指示了当时长江以南广大地区具高温多雨的气候条件和以常绿阔叶林为主的植被景观。因为长江中下游地区目前的地带性土壤为黄棕壤^[24],当地网纹红土红色基质发育时期的气候也应该比现今热。

() 白色网纹的形成期

从前述的特征可以确定,白色网纹是原始的红色基质中的铁以溶液的形式被淋失迁移而形成。那么,随之而来的问题是:怎样的气候环境和土壤水文条件可以导致土体上述去铁过程而形成网纹特征?在土壤形成的表生条件下,铁在三种情况下可以溶液的形式迁移:在干湿交替的环境和土壤水文条

件下,湿季土体或局部的水饱和使铁还原为二价离子,能够以溶液的形式迁移。但在干季,随着土壤含水量的减少,二价铁很快被氧化为三价铁而在土体内淀积,形成铁锰质斑点、结核、包膜或假包膜等,这是假潜育化过程的典型特征^[25]。在土壤持续水饱和的水文条件下,土体游离的铁均被还原为二价态,可以在土壤内部移动,这是潜育土的典型特征^[25]。

在寒温带湿润条件下的针叶林土壤,由于大量有机酸的存在,土壤有机质和铁形成螯合物,能够以溶液的形式迁移,这是典型的土壤灰化过程,为灰化土所特有^[25]。

网纹红土白色网纹的去铁作用显然和上述三种情况都有本质的区别。首先,上述两地网纹红土的一个突出特点是缺乏假潜育化特征,表明被还原为二价的铁离子全部进入地下水而未在土体内部保留。此外,假潜育化过程是一种非地带性的土壤过程,与局部的地形和水文条件有关,而中国南方大面积中更新世网纹红土的分布表现为一种强烈的地带性特征,与一般的假潜育化有很大的不同。土壤的假潜育化过程显然不能解释网纹的形成特征。潜育化土壤因常年近于水饱和状态,其水文条件一般与低洼的地形和土壤排水不良相联系,更无法形成网纹特征。土体中铁锰特征的缺乏正说明网纹红土的形成过程中,土壤具有良好的排水条件。网纹红土分布于中国南方湿热地区,也没有灰化土的任何特征,显然和土壤的灰化过程没有联系。

从上述讨论可以看出,白色网纹的去铁作用与一般土壤氧化-还原过程的本质区别在于两点:一是被还原的铁几乎全部迁移出土体而进入地下水,二是这种过程发生于大面积的南方地区,具有鲜明的地带性特征,说明网纹红土是特定气候条件的产物。白色网纹中铁的大量淋失,表明降水充沛,土壤的淋滤作用格外强烈,这说明即便在降水较少的季节,土壤的气候排水量也大于零,足以把风化过程游离的铁排入地下水,否则就会形成干湿交替的土壤水文条件下所特有的铁锰特征。这说明,当时中国南方广大地区在冬季也有充沛的降水,诸如百色和宣城地区的阶地地形和下部以冲积沙砾为主的母质,为土壤排水提供了良好的条件。微形态研究发现,白色网纹常以一种粗大的面状裂隙为轴呈对称状分布,而这种裂隙在红色网纹中极少见,说明裂隙为铁的迁移提供了便利的条件,土壤中的水主要从裂隙中排

走,同时带走了裂隙周围的铁元素,从而形成以裂隙为轴呈对称状分布的白色网纹。

() 后期的土壤发育期

在白色网纹形成以后,网纹红土又经历了一系列成壤过程,表现为偏黄色的黏粒胶膜(胶膜B、D)和偏红色的黏粒胶膜(胶膜C、E)交替出现,叠置于白色网纹之上。土壤中红色的胶膜出现在较湿热的热带-亚热带气候条件下^[26,27],而黄色的胶膜出现在温带湿润气候条件下^[16,28];二者的交替表明白色网纹形成之后,中国南方的气候发生了一系列的冷暖变化。但是,后期的土壤过程没有从根本上改变网纹红土的网纹特征,偏红色胶膜的形成环境只是一种相对的湿润,没有达到白色网纹形成时的湿润程度。

网纹特征是在红色土壤基质的基础上形成的,与充沛的降水密切相关。野外观察发现百色剖面中的网纹层比宣城剖面中的网纹层厚,且在前者中白色网纹所占的比例略高于后者,说明百色剖面中原始红色土壤基质较宣城的深厚,网纹化程度更强,反映了当时百色具有比宣城更适合土壤发育的、更为湿润的气候条件。同时,微形态研究发现,百色网纹红土中的黏粒胶膜的含量和发育程度都比宣城的高。与宣城相比,百色网纹红土中的 A 类型的黏粒胶膜更厚,微层理更为发育,消光更强,形态上更趋向于完美的新月形,表明百色具有更为茂盛的植被和更为湿润的气候条件。另外,镜下观察发现,与宣城相比,百色剖面中的红色网纹的铁质化程度更高,颜色更红,富含铁质的细粒物质的含量较高,对粗颗粒覆盖较为严重,说明在红色土壤基质的发育时期,百色剖面遭受了更强的化学风化作用。由此可见,百色和宣城的网纹红土虽然都处于中等偏强的化学风化阶段,但前者遭受了更强的化学风化作用,成土作用更强。在网纹红土的形成时期,百色比宣城具有更为茂盛的植被景观和更为湿热的气候条件。

2.3 网纹红土与东亚季风环境

从上述分析可以看出,白色网纹的形成时期,是网纹红土整个发育过程中最为湿润的时期。其形成的环境条件有两个最突出的特点,一是气候没有特别明显的干季,即便在相对的“干季”,土壤的气候排水量也大于零;二是,土壤有良好的排水条件。前者是导致网纹红土在中国南方具有鲜明的地带性特点的主要原因,因而它代表了一个特殊的气候期;而良

好的排水条件则是因为网纹红土的下部多数为砾石层,透水性良好。我们在南方的野外考察发现,即便一些地区的网纹红土以中更新世以来的风尘堆积或其他物质为部分母质,下部也为砾石层。

根据现有对含网纹红土的典型剖面(包括上伏沉积物)的年代地层学和土壤地层学研究^[4,29],网纹红土显然形成于中更新世时期,与中国北方的S4-S5一段地层相对应,包含了S4、S5-1、S5-2和S5-3四个主要土壤单元及L5和S5内部三层土壤之间的黄土层,在时代上相当于深海氧同位素(MIS)11-15期的范围^[30]。其中,L5内部也含有发育较弱的土壤层。在该段地层的主要土壤单元中,以S5-1古土壤(MIS 13期)最为发育,S4和S5-3次之,S5-2最弱^[31]。我们认为,白色网纹形成时期应当主要与S5-1发育的时期对应,但也不排除S4和S5-3发育期白色网纹也能形成。

由于研究区地处典型的东亚季风控制区,白色网纹所反映的干季不突出的特征,说明冬季降水也比较充沛,代表了东亚夏季风环流一个极端的强盛期。从北方黄土-古土壤序列中土壤发育的相对强度来看,在整个第四纪2.6 Ma以来,可能只有该时期东亚夏季风环流达到如此的强度。白色网纹形成以后的气候波动期,与北方同时代黄土反映的气候波动是一致的,只是由于不同的成壤期的产物叠置在同一土壤剖面中,无法详细区分各自的效应。

网纹红土反映的东亚季风的极端强盛期在北半球具有普遍意义。贝加尔湖沉积物的研究发现在MIS 15a-11期间湖中的生物为连续的间冰期的生物组合,西伯利亚地区缺少大面积的山地冰川,亚洲内陆的生物量在MIS 15a-13期间一直较高,MIS 12和MIS 11之间的气候对比明显比晚更新世的冰期-间冰期的气候对比弱^[32]。地中海腐质泥层^[33]和赤道印度洋有孔虫氧同位素^[34]分别显示了中更新世时期异常强盛的非洲季风和印度洋季风。这些均说明,网纹红土代表的夏季风异常强盛事件具有全球性意义。但是,最近EPICA^[35]的研究成果显示,MIS 13期间南半球的温度可能比其他间冰期冷,与中国和北半球其他地区的情况相反。

如此强盛的季风是如何形成的呢?Prell等^[36]表明在过去150000年中印度和非洲附近的古气候记录显示了四次季风强盛期,它们出现在间冰期,与最大岁差和北半球夏季最大太阳辐射相一致。通过模拟试验,他们认为北半球太阳辐射的增加可以增强海

陆热力差异对比,产生较强的东亚夏季风.但是这个结论是否能够被外推运用于从MIS 11到15的间冰期呢?显然是不行的.深海记录^[37]显示MIS 13和15要比后来的从MIS 11到1的间冰期具有更多的冰量,而且EPICA^[35]的冰芯记录显示在这两个间冰期南半球的温度要比其他间冰期低.MIS 13和15期间的CO₂浓度也比其他间冰期要低^[38].因此白色网纹和S4、S5-1、S5-3所反映的极度温暖湿润事件不宜用全球冰量变化来解释.而且在MIS 11,13和15期间太阳辐射的变化能否引起如此强盛的东亚夏季风还有待于通过模拟试验来证明.Guo等^[31]表明大洋环流对S4、S5-1和S5-3的形成具有重要的作用.由于上述极端事件在全球大洋的碳同位素记录和不同大洋之间的碳同位素梯度中均有明确反映^[39],我们认为,该极端气候事件与控制大洋碳同位素变化的北大西洋深层流(NADW)强度^[40,41]有关.EPICA^[35]揭示出的MIS 13比其他间冰期冷的事实,有力地支持我们用较强NADW对该事件的解释,因为NADW强度的增加,有利于将赤道和南半球的热量带到北半球,使南半球变冷,北半球温度增加^[42].较温暖的北半球有利于季风的加强.

3 结论

本文基于两个典型地区,运用土壤微形态学、黏土矿物学和地球化学方法,对南方网纹红土的成壤过程及气候背景进行了探讨.结果表明,网纹红土经历了具有红壤特点的红色基质形成期、以脱铁作用为主要标志的白色网纹形成期和后期的温带-亚热带成壤过程交替出现期.其中,白色网纹的形成对网纹特征的出现起到最关键作用.

白色网纹的形成代表了东亚夏季风环流的极端强盛期.我们认为,当时中国长江以南的广大地区全年都处于东亚夏季风环流的控制之下,干季很不明显.这种气候条件是网纹红土具有鲜明的地带性特征的主要原因.网纹红土剖面下部砾石层所保证的良好排水条件则是一种非地带性的重要环境条件.

根据现有年代学控制和土壤地层学、气候地层学的原理,网纹红土的整个发育期应当与北方黄土中的S4和S5对应,其中S5-1时期对南方网纹红土的白色网纹的形成可能起了最主要的作用.网纹红土所反映的季风环流极端强盛事件具有全球性意义.我们认为,它与大洋环流强度的变化密切相关.

致谢 郝青振、乔彦松和魏建晶博士参与了野外调查和样

品采集工作.作者感谢袁宝印、黄慰文、侯亚梅、王颀教授对百色野外工作的指导和帮助.尹秋珍感谢彭淑贞博士在黏土矿物X射线衍射和黏粒化学全分析测试过程中的有益指导.本工作由中国科学院知识创新工程(批准号:KZCX2-SW-133, KZCX3-SW-139)和国家自然科学基金项目(批准号:40231001, 40121303)资助.

参 考 文 献

- 徐馨. 长江中下游网纹层问题的讨论. 见: 中国地质学会第四纪冰川与第四纪地质专业委员会主编. 第四纪冰川与第四纪地质论文集(第一集). 北京: 地质出版社, 1984. 104~112
- Xie S C, Lai X L, Yi Y, et al. Molecular fossils in a Pleistocene river terrace in southern China related to paleoclimate variation. *Organic Geochemistry*, 2003, 34: 789~797[DOI]
- 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国, 等. 九江地区网纹红土的时代. *地质力学学报*, 1997, 3(4): 27~32
- 乔彦松, 郭正堂, 郝青振, 等. 皖南风尘堆积-土壤序列的磁性地层学研究及其古环境意义. *科学通报*, 2003, 48(13): 1465~1469
- 杨浩, 赵其国, 李小平, 等. 安徽宣城风成沉积-红土系列剖面ESR年代学研究. *土壤学报*, 1996, 33(3): 293~300
- Hou Y M, Richard P, Yuan B Y, et al. Mid-Pleistocene Acheulean-like stone technology of the Bose basin, south China. *Science*, 2000, 287: 1622~1625[DOI]
- 彭补拙, 赵培华, 李春华, 等. 庐山地区古土壤与构造运动关系的初步研究. 见: 中国地理学会冰川冻土分会, 中国科学院兰州冰川冻土研究所编. 中国第四纪冰川冰缘讨论会文集. 北京: 科学出版社, 1985. 158~160
- 席承藩. 关于中国红色风化壳的几个问题. *中国第四纪研究*, 1965, 4(2): 42~54
- 席承藩. 论华南红色风化壳. *第四纪研究*, 1991, 1: 1~7
- 朱景郊. 网纹红土的成因及其研究意义. *地理研究*, 1988, 17(4): 12~20
- 李驭亚. 华南第四纪网状红土虫状白斑的成因探讨. *地质评论*, 1965, 23(2): 144~145
- 谢又予, 吴淑安. 九江-庐山地区第四纪沉积环境的初步探讨. 见: 中国科学院地理研究所编辑. 地理集刊, 第13号. 北京: 科学出版社, 1981. 106~132
- 能尚发, 丁仲礼, 刘东生. 南方红色网纹: 古森林植物根系的土壤学证据. *科学通报*, 2000, 45(12): 1317~1321
- 杨达源, 李徐生, 鹿化煜, 等. 安徽宣城地区的“黄土”和旧石器文化. *地质力学学报*, 1997, 3(4): 85~89
- 黄慰文. 南方砖红壤层的早期人类活动信息. *第四纪研究*, 1991, 4: 373~379
- Fedoroff N. Clay illuviation in red Mediterranean soils. *Catena*, 1997, 28: 171~189[DOI]
- Kemp R A. Micromorphology of loess-paleosol sequences: A record of paleoenvironmental change. *Catena*, 1999, 35: 179~196[DOI]

- 18 McCarthy P J, Martini I P, Leckie D A. Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: An example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1998, 143: 87~110[DOI]
- 19 Srivastava P, Parkash B. Polygenetic soils of the North-Central part of the Gangetic plains: A micromorphological approach. *Catena*, 2002, 46: 243~259[DOI]
- 20 Bullock P, Fedoroff N, Jongerius A, et al. *Handbook for Soil Thin Section Description*. England: Waine Research Publication, 1985. 1~152
- 21 黄瑞采. 土壤微形态学发展及应用. 北京: 高等教育出版社, 1990. 1~201
- 22 许冀泉, 蒋梅茵, 虞锁富, 等. 华南热带和亚热带土壤中的矿物. 见: 李庆远主编. 中国红壤. 北京: 科学出版社, 1983. 41~73
- 23 熊毅, 李庆远. 中国土壤(第二版). 北京: 科学出版社, 1990. 39~66
- 24 全国土壤普查办公室. 中国土壤. 北京: 中国农业出版社, 1998. 164
- 25 朱鹤健, 何宜庚主编. 土壤地理学. 北京: 高等教育出版社, 1992. 90~131
- 26 Fedoroff N, Rodriguez A. Micromorphologie des sols rouges de Tenerife et de La Palma (Iles Canaries), comparaison avec les sols rouges m é diterrané ens. In: Delgado M, ed. *Micromorfologia de Suelos*. Granada Espana, 1978. 887~928
- 27 Cremaschi M. Paleosols and vetusols in the Central Po Plain (Northern Italy)—A Study in Quaternary Geology and Soil development. Edizioni Unicopli, Milano, 1987. 306
- 28 Kemp R A. Genesis and environmental significance of a buried middle Pleistocene soil in eastern England. *Geoderma*, 1987, 41: 49~77[DOI]
- 29 赵其国, 杨浩. 中国南方红土与第四纪环境变迁的初步研究. *第四纪研究*, 1995, 2: 107~116
- 30 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 347
- 31 Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, et al. Climate extremes in Loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. *Global and Planetary Change*, 1998, 18: 113~128[DOI]
- 32 Alexander A, Douglas P, Williams F, et al. Muted climate variations in continental Siberia during the mid-Pleistocene epoch. *Nature*, 2002, 418: 65~68[DOI]
- 33 Rossignol-Strike M, Paterne M, Bassinot F C, et al. An unusual mid-Pleistocene monsoon period over Africa and Asia. *Nature*, 1998, 392: 269~272[DOI]
- 34 Bassinot F C, Labeyrie L D, Vincent E, et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 126: 91~108[DOI]
- 35 EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 2004, 429: 623~628
- 36 Prell W L, Kutzbach J E. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J Geophys Res*, 1987, 92: 8411~8425
- 37 Imbrie J, Hays J D, Martinson D J, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J D, et al, eds. *Milankovitch and Climate, Part 1*. D Reidel, Dordrecht, 1984. 269~305
- 38 Wolff E, Kull C, Chappellaz J, et al. Modelling past atmospheric CO_2 : results of a challenge. *EOS*, 2005, 86 (38) : 341~345
- 39 Raymo M E, Ruddiman W F, Shackleton N J, et al. Evolution of Atlantic-Pacific ^{13}C gradients over the last 2.5 my. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 97: 353~368[DOI]
- 40 Boyle E A. The role of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *J Geophys Res*, 1988, 93: 15701~15714
- 41 Duplessy J C, Shackleton N J, Fairbanks R G, et al. Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deep-water circulation. *Paleoceanography*, 1988, 3: 343~360
- 42 Broecker W S. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1991, 4: 79~89

(2005-09-29 收稿, 2005-10-27 接受)