DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2020.01.003
引用格式:郭炳跃,王毅,张斌,等. 安徽池州地区下蜀组沉积环境及成因探讨[J]. 华东地质,2020,41(1):18-26.

安徽池州地区下蜀组沉积环境及成因探讨

郭炳跃[1],王 毅[1],张 斌[1],张 璟[1],苏晶文[2],杨 洋[2]

(1.江苏省地质勘查技术院,南京 210049;2.中国地质调查局南京地质调查中心,南京 210016)

摘要:采用磁化率、黏土矿物测试及粒度分析等手段,结合区域第四纪地质特征,从气候演变和岩相古地理等角度探讨了安徽池州地区下蜀组的沉积环境及成因。该区下蜀组磁化率曲线呈波峰、波谷旋回特征;黏土矿物以伊利石为主,个别层位以蒙脱石、高岭石、绿泥石为主;粒度以粉砂为主,个别层位以粉砂及中粗砂为主。下蜀组沉积期间存在多次寒冷干燥到温暖潮湿的气候转换,整体为寒冷干燥气候的风成沉积,受古地理位置影响,沿江局部地区夹温暖潮湿气候条件下的长江水系冲积沉积。

关键词:成因探讨;沉积环境;下蜀组;池州地区;安徽

中图分类号:P534.63 **文献标识码**:A **文章编号**:2096-1871(2020)01-018-09

下蜀组是长江中下游地区重要的第四纪岩石地层单元之一。20世纪30年代以来,众多学者对下蜀组的成因、沉积序列等做了大量研究,并取得了丰富的研究成果[1-4]。关于下蜀组的成因,学者们从沉积构造、粒度、矿物学特征、古气候环境等方面出发,形成了风成说[2-3,5-6]、水成说[7]和多成因说[8-10]等观点。成因争论的根源,可能是不同学者在下蜀组研究中选取了不同的区域和层位[2],却忽视了岩相古地理环境对下蜀组形成的影响。在沿江地区,岩相古地理环境对下蜀组的形成具有重要影响[9]。因此,在分析古气候特征的基础上,结合下蜀组形成的古地理环境,分析其形成过程,对正确认识下蜀组的成因具有一定的必要性。

本文根据安徽池州地区第四纪地质特征,利用古地磁、黏土矿物测试及粒度分析等手段,分析了下蜀组沉积序列、岩性特征和古气候条件,结合下蜀组形成时的古地理位置和气候变迁等,对下蜀组沉积环境进行探讨,这对进一步认识下蜀组的成因具有重要参考。

1 地质背景

研究区位于长江中下游沿江丘陵平原,地处安徽省池州市西南部,北侧有长江,南东侧发育山地和丘陵,长江支流秋浦河自南西向北东流经该区。研究区浅表地层主要发育全新世芜湖组及中晚更新世下蜀组。芜湖组分布于长江及秋浦河沿岸河谷平原,形成平原地貌,地势平坦;下蜀组分布于研究区中西部,形成波状-浅丘状平原地貌,地势稍有起伏,高差一般为10~20 m(图1)。

研究区第四纪地层复杂,自下而上,河谷平原与波状-浅丘状平原分别发育2套地层系统(表1)。河谷平原以河流相为主,自下而上分别为青弋江组、大桥镇组和芜湖组;波状-浅丘状平原地层成因复杂,自下而上分别为戚家叽组、下蜀组及近现代堆积物。下蜀组岩性以棕黄色黏土质粉砂为主,含铁锰结核,岩石结构紧密。与下蜀组同期的大桥镇组主要分布于河谷地区,岩性为灰色粉细砂和黏土,大桥镇组上部被全新世芜湖组覆盖。

* **收稿日期**:2019-01-15 **修订日期**:2019-05-06 **责任编辑**:谭桂丽

基金项目:中国地质调查局"安徽1:5万贵池市幅、马衙桥幅环境地质调查(编号:12120115043601)"和"皖江经济带安庆—马鞍山沿江段1:5万环境地质调查(编号:DD20160247)"项目联合资助。

第一作者简介:郭炳跃,1980年生,男,高级工程师,主要从事水工环地质调查工作。

通信作者简介:王毅,1990年生,男,工程师,主要从事水工环地质调查和第四纪地质研究工作。

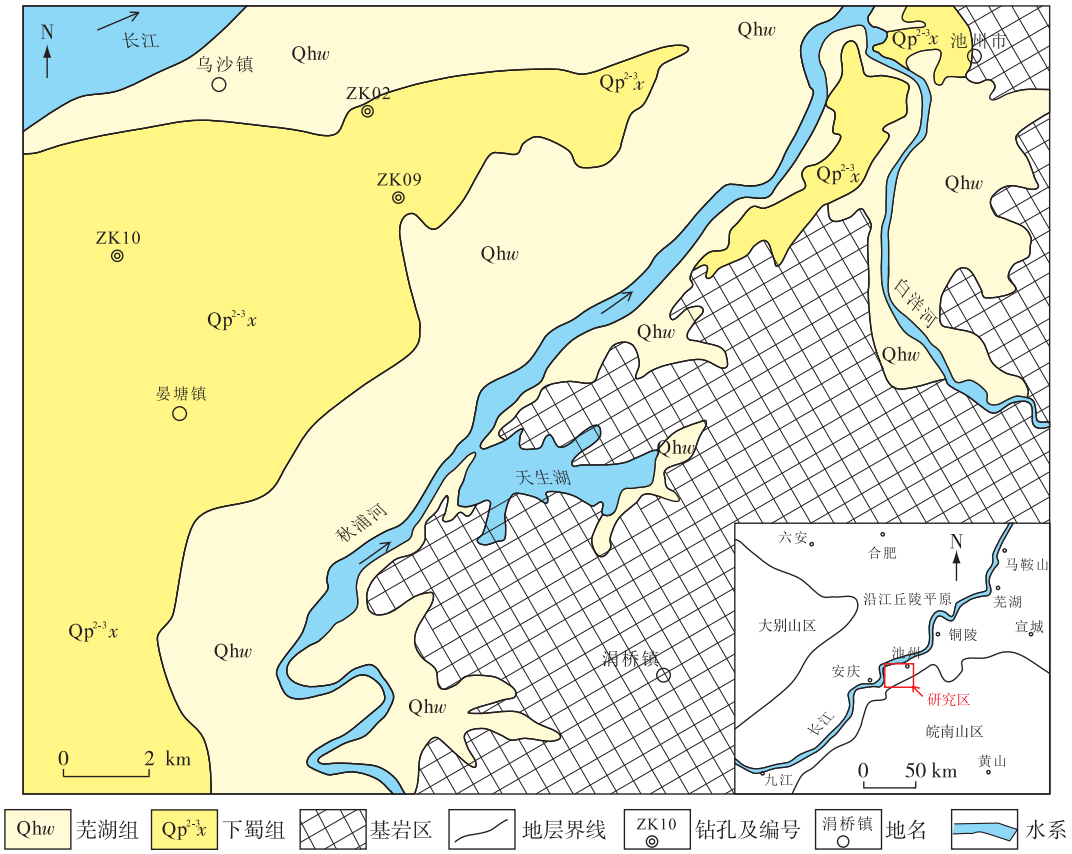


图 1　研究区地质简图[11]

Fig. 1　Geological sketch map of the study area[11]

表 1　研究区第四纪地层表[12]

Table 1　Quaternary stratigraphy of the study area[12]

时代	河谷平原		波状-浅丘状平原	
	岩石地层	岩性	岩石地层	岩性
全新世	芜湖组	含砾中粗砂、粉细砂、黏土等	近现代堆积物	含砾黏土等
更新世	大桥镇组	灰色黏土、粉细砂等	下蜀组	棕黄色黏土质粉砂，含铁锰结核
	青弋江组	砂砾石、粉细砂、黏土等	戚家叽组	棕红色含粉砂黏土，含黏土砾石

2　下蜀组岩性特征

池州地区下蜀组厚 0～25 m，以第四系钻孔 ZK09 为例(图 2)，下蜀组岩性特征如下。

① 耕植土，主要成分为黏土质粉砂，见植物根系，厚 0.73 m。

中晚更新世下蜀组，厚 23.64 m。

② 棕色黏土质粉砂，富铁锰质结核，核径 0.3～1 cm，厚 0.49 m。

③ 棕色黏土质粉砂，含铁锰质斑点，潮湿，厚 2.48 m。

④ 灰黄色黏土质粉砂，富铁锰质结核，核径为 0.2～0.5 cm，厚 2.62 m。

⑤ 浅灰棕色黏土质粉砂，见铁锰质斑点和少量灰白色条带，厚 1.44 m。

⑥ 棕黄色-棕色黏土质粉砂夹粉砂，铁锰质浸染强烈，厚 1.84 m。

⑦ 浅灰黄色黏土质粉砂，见铁锰结核，发育灰白色条带，厚 1.65 m。

⑧ 灰黄色黏土质粉砂，见少量铁锰结核，核径

0.3～0.7 cm，厚 2.07 m。

⑨ 棕色黏土质粉砂夹粉细砂，砂层见水平层理，厚 1.95 m。

⑩ 浅黄棕色黏土质粉砂，见少量灰白色条纹，厚 1.73 m。

⑪棕色黏土质粉砂夹粉细砂，局部富铁锰结核，核径 0.3 cm，厚 3.0 m。

⑫棕黄色粉砂质黏土，底部见粉砂薄层及团块，厚 4.37 m。

----------平行不整合----------

早中更新世青弋江组，厚 8.73 m。

⑬砂质砾石层，砾石含量约 70%，砾径 0.2～6 cm，次圆状，砂质充填，厚 8.73 m。

～～～～角度不整合～～～～

古近纪双塔寺组，厚度＞2.2 m。

⑭棕红色泥岩，厚度＞2.2 m。

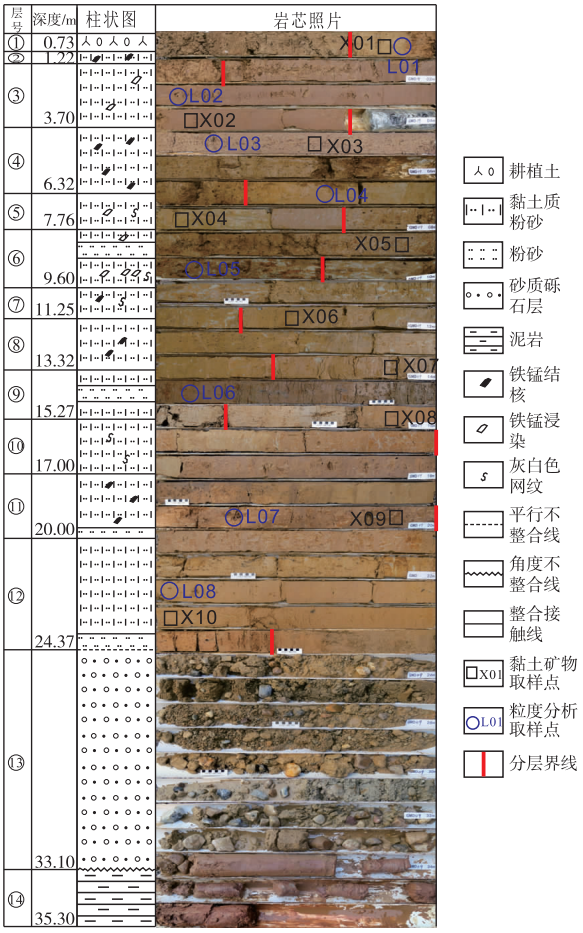


图 2 钻孔 ZK09 下蜀组岩性柱状图

Fig. 2 Lithologic column of the Xiashu Formation strata from Drill ZK09

3 样品特征及测试方法

磁化率分析测试样品采自钻孔 ZK10，采用捷克 KAPPABRIDGE 磁化率仪进行测试，分析测试在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成。钻孔 ZK10 位于钻孔 ZK09 以西约 6.5 km 处，下蜀组深 0～20.35 m，岩性与钻孔 ZK09 相近，主要为棕黄色黏土质粉砂，含铁锰结核，采样深度 1.25～19.90 m，采样间距 0.2 m。在远离干扰磁场的情况下，对低频质量磁化率(0.47 kHz)和高频质量磁化率(4.7 kHz)分别进行测试，并求取其频率磁化率[13]。

粒度分析测试样品采自钻孔 ZK09，采样深度 0.8～22.1 m，共采集 8 件样品，编号 L01—L08，采样位置见图 2，岩性为棕黄色、浅棕黄色黏土质粉砂。分析测试在中国地质大学(武汉)激光粒度测试实验室完成，测试仪器为 Mastersizer 3000 激光粒度测试仪，粒度测试范围为 0.01～2 000 μm。测试前加双氧水及盐酸，除去有机质及碳酸钙，加分散剂浸泡，超声波振荡。全部样品重复测量 3 次，误差＜2%。

黏土矿物测试样品采自钻孔 ZK09，采样深度 0.8～23.1 m，共采集 10 件样品，编号 X01—X10，采样位置见图 2，岩性为棕黄色、浅棕黄色黏土质粉砂。采用 X 射线衍射方法，测试前用醋酸及双氧水处理，分离出样品中的黏土矿物。X 射线衍射图谱用理学 D/max-rA 型 X 射线衍射仪记录，测试条件为 CuKα 衍射线，电压 40 kV，电流 40 mA，分别对样品进行自然条件(扫描角度(2θ)3°～36°，步长 0.01°)、乙二醇条件(扫描角度(2θ)3°～36°，步长 0.01°)及慢扫测试(扫描角度(2θ)24°～26°)，基于波谱信息获取样品黏土矿物成分及含量。样品制备与测试均在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。

4 测试结果

4.1 磁化率与黄土-古土壤序列

磁化率是黄土研究中反映气候波动、分辨古土壤层与黄土层的一个重要物理参数[13-17]。钻孔 ZK10 磁化率曲线如图 3 所示，下蜀组低频磁化率和高频磁化率具有相似的变化趋势，呈波峰、波谷旋回性变化，且高频磁化率同步低于低频磁化率。

钻孔 ZK10 低频磁化率值为（5.44～178.42）×10^{-8} m^3/kg^{-1}，以 9 m 为界可分为 2 段。上段低频磁化率平均值为 107.5×10^{-8} m^3/kg^{-1}，可分为 3 个波峰（S_0、S_1、S_2）、2 个波谷（L_0、L_1）；下段低频磁化率平均值为 29.3×10^{-8} m^3/kg^{-1}，可分为 3 个波峰（S_3、S_4、S_5）、4 个波谷（L_2、L_3、L_4、L_5）。钻孔 ZK10 频率磁化率与质量磁化率具相似的变化规律，呈波峰、波谷旋回性变化，全层频率磁化率平均值为 13.15%，其波峰、波谷基本与质量磁化率的波峰、波谷相对应。

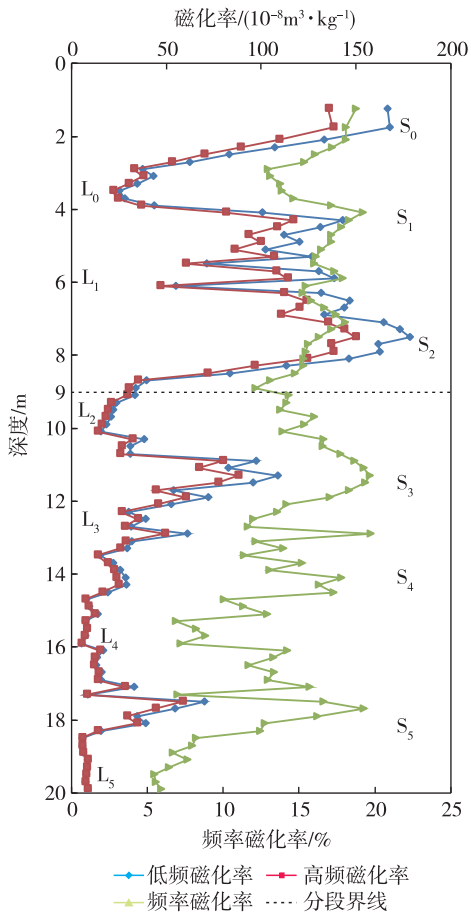


图 3　钻孔 ZK10 磁化率曲线

Fig. 3　Magnetic susceptibility curves of Drill ZK10

钻孔 ZK10 磁化率表现的高低振荡模式（即波峰、波谷旋回性变化）与北方黄土-古土壤序列磁化率特征[13]极相似，与南京[4,18]、镇江[3]、宣城[14]等地区下蜀组的磁化率特征也相似。前人将这种波峰、波谷旋回性变化解释为古土壤层与黄土层的交替[3-4,13,15]。在黄土磁化率曲线中，谷值段对应黄土层，代表寒冷干燥时期的尘土堆积；峰值段对应古土壤层，代表相对温暖潮湿的气候条件，气候越湿润，成壤作用越强，磁化率越高[16-19]。

钻孔 ZK10 下蜀组磁化率波峰、波谷旋回性变化，表明该区下蜀组沉积序列由古土壤层与黄土层垂向交替组成。根据磁化率及岩性特征，将该区下蜀组分为 6 个古土壤层与 5 个黄土层，分别与图 3 中 S_0—S_5 和 L_0—L_4 相对应。在岩性上，古土壤层偏棕色且铁锰结核大部分风化为铁锰质浸染，黄土层则以浅黄色为主，铁锰结核保存较为完整。图 3 中 9 m 以下磁化率整体偏低可能与网纹层发育[14]或地下水作用[20]有关。

4.2　黏土矿物及古气候

钻孔 ZK09 黏土矿物含量见表 2。可知，黏土矿物组合基本一致，均为伊利石、绿泥石、高岭石和蒙脱石。伊利石平均含量为 80.85%，为研究区含量最高的黏土矿物；绿泥石、高岭石和蒙脱石平均含量分别为 8.01%、7.12% 和 3.94%。除样品 X04 外，其余样品中伊利石含量均＞75%，其中 X05 样品伊利石含量高达 94.01%。样品 X04 蒙脱石含量最高（34.81%），其次为绿泥石（25.39%）和高岭石（26.99%），伊利石含量（12.82%）最少。

表 2　ZK09 孔黏土矿物含量

Table 2　Clay mineral contents of Drill ZK09

编号	采样深度/m	黏土矿物相对含量/%			
		伊利石	高岭石	蒙脱石	绿泥石
X01	0.85	91.91	0	0	8.09
X02	3.15	93.25	3.08	0	3.67
X03	4.65	87.45	4.25	4.02	4.28
X04	7.15	12.82	26.99	34.81	25.39
X05	8.85	94.01	2.74	0	3.24
X06	11.55	81.46	15.14	0	3.39
X07	13.85	91.26	4.36	0	4.94
X08	15.85	90.48	4.58	0	4.94
X09	19.85	88.10	0	0	11.90
X10	23.05	77.77	10.07	0.56	11.60

伊利石一般在淋滤作用较弱的条件下生成，指示寒冷少雨的气候，蒙脱石易形成于干湿交替的气候环境[21]。钻孔 ZK09 黏土矿物以伊利石为主，指示下蜀组沉积期间寒冷干燥的气候特征。样品 X04 的黏土矿物以蒙脱石和高岭石为主，指示短暂的温暖潮湿气候，为黄土沉积间歇期古土壤层。黏土矿物含量变化进一步佐证下蜀组沉积期间气候旋回波动，形成黄土层与古土壤层交替的沉积序列。

4.3 粒度与多营力沉积作用

除样品 L05 和 L07 外，钻孔 ZK09 下蜀组中值粒径及平均粒径为 13.1～29.4 μm(图 4)。粒组成分中粉粒级(4～63 μm)占绝大部分，含量为 79.0%～88.5%，平均含量为 83.4%；黏粒级(0～4 μm)含量为 7.8%～11.3%，平均含量为 9.5%；极细砂级(63～125 μm)含量为 1.5%～8.4%，平均含量为 6.1%；基本不含细砂(125～250 μm)及以上粒级组分；粒度呈正态分布，具有较好的分选性(图 5(a)、(b)、(c)、(d)、(f)、(h))。

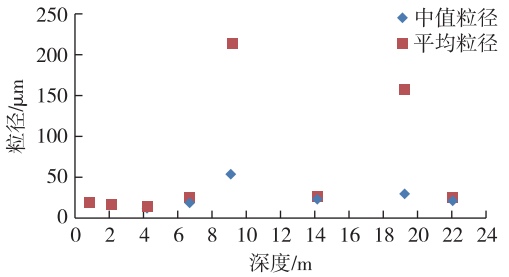


图 4 钻孔 ZK09 中值粒径及平均粒径分布图

Fig. 4 Median and mean particle sizes of Drill ZK09

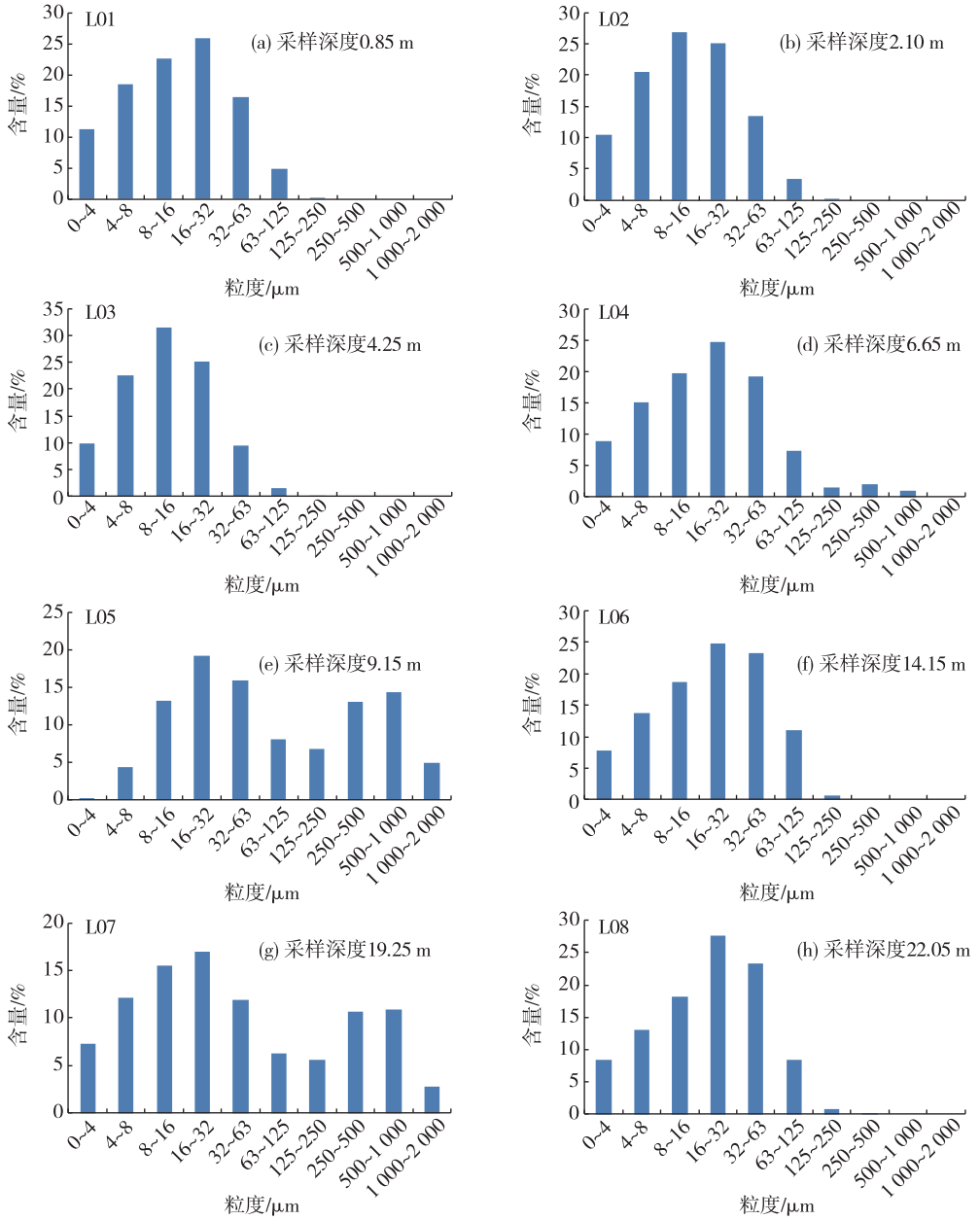


图 5 钻孔 ZK09 粒度频率分布直方图

Fig. 5 Histograms showing frequency distribution of various particle sizes in the Drill ZK09

样品 L05 和 L07 的粒度分布与前述样品具有较大不同，其平均粒径分别为 214 μm 和 158 μm，中值粒径分别为 54.1 μm 和 29.4 μm。粒度分布具有明显的双峰特征，呈粉砂及中粗砂 2 个优势粒组。样品 L05 和 L07 粉砂含量分别为 52.8% 和 56.5%，粗砂（粒径为 500～2 000 μm）含量分别为 19.2%和 13.6%，中砂（粒径为 250～500 μm）含量分别为 13.1%和 10.6%，细砂、极细砂、黏粒含量较低，皆＜10%（图 5(e)、(g)）。

沉积物的粒度组成受母源特征、运输介质和沉积环境控制，粒度分析是研究沉积环境、运输过程及机制的重要手段[5,22]。黄土研究中，10～50 μm 粒级称为风尘基本粒组[23]。研究表明，10～50 μm 粒级颗粒在空气中最易浮动，为主要的风力悬浮搬运对象；随粒径变大，搬运系数变小，颗粒在空气中的浮动性能越来越差，＞50 μm 的粗粒很难悬浮在空气中被长距离搬运，只能以跳跃的形式搬运[24-25]。钻孔 ZK09 样品 L01—L04、L06、L08 的 10～50 μm 粒组富集，粉砂粒级含量超过 80%，表现风成成因特点。

钻孔 ZK09 样品 L05、L07 位于下蜀组古土壤层沉积序列中，粒度成分显示双峰特征，具有粉砂及中粗砂 2 个优势粒组，指示沉积过程可能存在多种营力作用。其中中砂及粗砂成分皆超过 10%，应为河流沉积作用的产物；粉砂成分为 52.8%～56.5%，可能为风成沉积或原黄土层经河流作用再搬运沉积产物。前人研究表明，镇江下蜀组不同层位粒度组成表现出高度均一性，＞50 μm 的颗粒含量仅占 4.18%[6]，这与研究区下蜀组粒度组成有很大区别，显示下蜀组沉积还与其所处的岩相古地理位置具有密切关系。

5　讨论

5.1　沉积环境

钻孔 ZK02 与钻孔 ZK09 的岩性关系对比如图 6 所示。

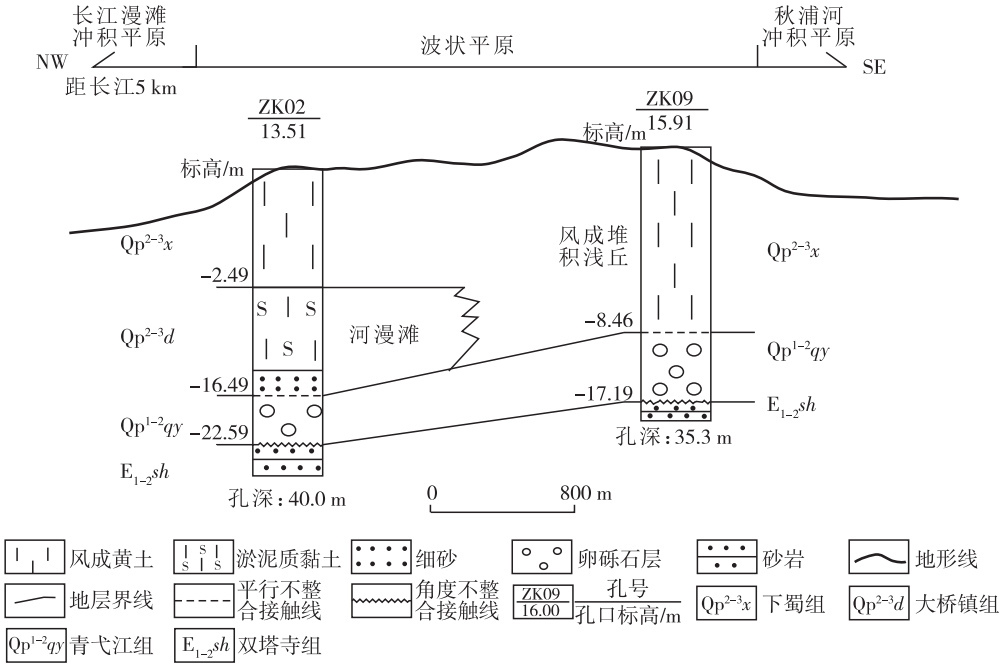


图 6　下蜀组与大桥镇组沉积关系对比图

Fig. 6　Sedimentary relationship between Xiashu Formation and Daqiaozhen Formation

钻孔 ZK02 位于波状平原与长江漫滩冲积平原过渡地带，孔口标高 13.51 m；钻孔 ZK09 位于波状平原，孔口标高 15.91 m。钻孔 ZK02 揭露下蜀组深度为0～16 m，下部为大桥镇组青灰色淤泥质黏土、粉细砂及青弋江组卵砾石层；钻孔 ZK09 揭露下蜀组深度为 0～24.37 m，下部为青弋江组卵砾石层。标高－8.46 m～－2.49 m 层段，钻孔 ZK02 为大桥镇组河流相青灰色淤泥质黏土，钻孔 ZK09 为

下蜀组风成相棕黄色黏土质粉砂，两孔表现出同期异相的沉积特征。标高－2.49 m 以上，两孔均为下蜀组棕黄色黏土质粉砂。钻孔 ZK02 与钻孔 ZK09 岩性对比表明，下蜀组与大桥镇组同期异相关系随时间变化而变化。

磁化率与黏土矿物分析表明，下蜀组沉积期间存在多次寒冷干燥与温暖潮湿气候交替转换。气候冷暖变化也导致了河流水动力条件的变化。在气候寒冷干燥期，降水减少，江面变窄，河流沉积范围小，寒冷干燥的气候条件为风尘堆积提供了动力，沿江岗地沉积大量黄土(图 7(a))。随着气候变暖，季风减弱，风成沉积间断，形成古土壤层。此后，降雨增加，河流沉积作用加强，长江水系水面扩大，在河谷平原与波状-浅丘状平原的过渡地带，长江水系波及黄土沉积区古土壤层，沉积了中粗砂等河流相产物，形成了粒度双峰分布的特征(图 7(b))。气候再一次变冷，江面再一次变窄，河流沉积范围变小，而风成沉积区域变大，风成沉积黄土覆盖在古土壤层或河漫滩之上，形成了区内下蜀组沉积序列旋回变化的特征(图 7(c))。

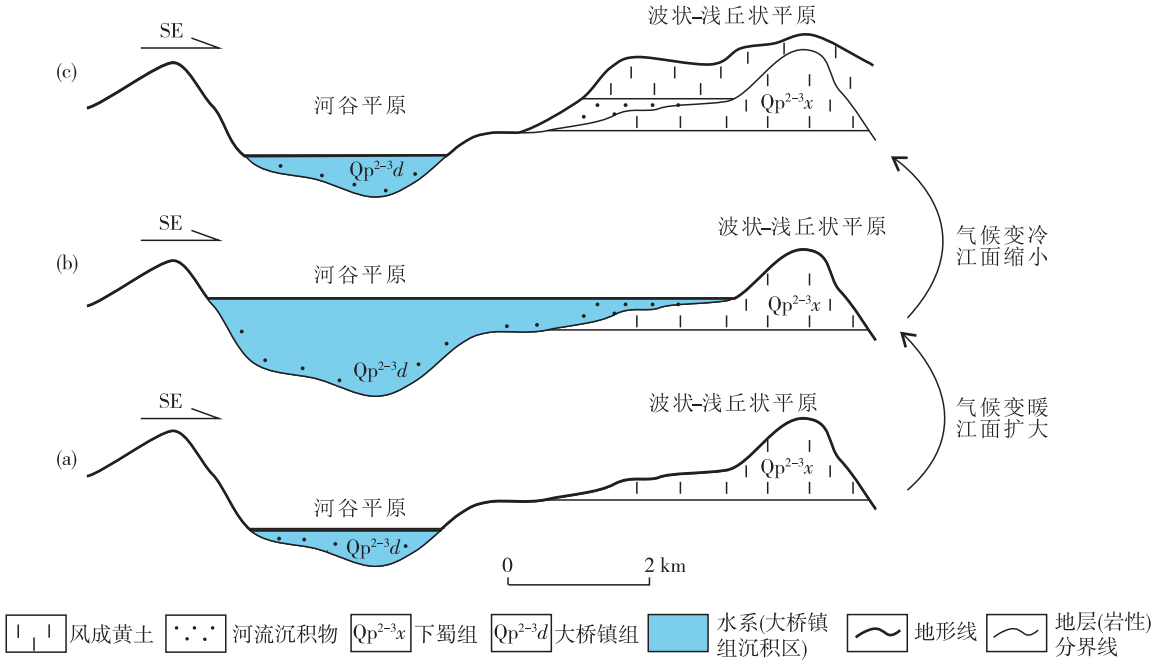


图 7 下蜀组形成环境示意图

Fig. 7 Schematic diagram showing sedimentary environment of the Xiashu Formation

5.2 成因

池州地区下蜀组岩性以棕黄色粉砂为主，土质均匀，不显层理，岩石结构紧密，常见铁锰结核或铁锰质浸染。除个别层段外，粒度组分以粉砂粒级为主，表现出风成沉积的特点。黏土矿物成分及磁化率特征揭示下蜀组沉积期间总体为寒冷干燥气候，夹几次短暂的温湿气候。下蜀组形成期间整体寒冷干燥的气候条件为风尘堆积提供了动力，形成黄土层沉积；气候温暖期，季风营力减弱，风成沉积停止，古土壤层发育。风成作用应该为下蜀组沉积的主要营力。

沉积环境分析表明，下蜀组沉积期间长江河谷仍有河流活动[12]，在河流与岗地过渡地带，黄土沉积间隙期，气候变暖的同时带来降雨增加，江面变宽，河流沉积覆盖于黄土层之上，形成粒度组分双峰分布的特征。河流作用应该为下蜀组沉积的次要营力，且影响程度与所处古地理位置相关。因此，下蜀组成因应是多类型的，以风成作用为主，河流作用为辅。

6 结 论

(1)下蜀组沉积期间存在多次寒冷干燥、温暖湿润的气候转换，形成黄土层与古土壤层交替的沉积序列，表现为磁化率、黏土矿物成分呈周期性

变化。

(2)黄土沉积间隙期气候温暖潮湿，沿江局部长江水系河流作用参与了下蜀组的沉积。下蜀组沉积以风成作用为主，河流作用为辅，且与所处的岩相古地理位置相关。

参考文献

[1] 苗巧银，朱志国，陈火根，等.镇江地区长江南北两岸第四纪地层结构划分与沉积特征对比[J].华东地质，2017，38(3)：175-183.

[2] 郑乐平，胡雪峰，方小敏.长江中下游地区下蜀黄土成因研究的回顾[J].矿物岩石地球化学通报，2002，21(1)：54-57.

[3] 李徐生，杨达源. S2 以来下蜀黄土沉积序列磁化率记录与深海氧同位素记录的对比[J].南京大学学报(自然科学版)，2001，37(6)：766-772.

[4] 张建新，蔡明理，张兆千，等.南京下蜀黄土古气候序列的初步研究[J].江苏地质，1994，18(增刊)：189-194.

[5] 管后春，李运怀，刘道彬，等.合肥盆地下蜀黄土年龄及物源探讨[J].中国地质，2015，42(2)：664-675.

[6] 李徐生，杨达源，鹿化煜.镇江下蜀黄土粒度特征及其成因初探[J].海洋地质与第四纪地质，2001，21(1)：25-32.

[7] 方鸿琪.长江中下游地区的第四纪沉积[J].地质学报，1961，41(3)：354-366.

[8] 于振江，黄多成.安徽省沿江地区网纹红土和下蜀土的形成环境及其年龄[J].安徽地质，1996，6(3)：48-56.

[9] 邵家骥.长江下游第四纪下蜀黄土的成因探讨[J].中国区域地质，1988，1(4)：24-31.

[10] 邵家骥.苏南及沿江地区柏山组、下蜀组的时代及成因[J].江苏地质，1999，23(1)：10-16.

[11] 安徽省地质矿产勘查局 324 地质队.贵池市幅、马衙桥幅 1∶5万区域地质调查报告[R]. 池州：安徽省地质矿产勘查局 324 地质队，1991.

[12] 于振江，彭玉怀.安徽省第四纪岩石地层序列[J].地质学报，2008，82(2)：254-261.

[13] 刘秀铭，刘东生，HELLER F，等.黄土频率磁化率与古气候冷暖变换[J].第四纪研究，1990，1(1)：42-50.

[14] 李徐生，杨达源，韩辉友.皖南风尘堆积-古土壤序列磁化率初步研究[J].安徽师范大学学报(自然科学版)，1998，21(1)：64-69.

[15] 王建，刘泽纯，姜文英，等.磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义[J].地理学报，1996，51(2)：155-163.

[16] 刘秀铭，刘东生，HELLER F，等.中国黄土磁颗粒分析及其古气候意义[J].中国科学(B 辑)，1991，3(6)：639-644.

[17] 潘小青，董贤哲，章泽军，等.浙江宁波地区 Z03 孔第四纪磁性地层研究[J].华东地质，2018，39(1)：26-31.

[18] 许峰宇，李立文.南京下蜀土剖面磁化率测量及其与深海沉积的对比[J].徐州师范学院学报(自然科学版)，1992，10(1)：22-26.

[19] 吉云平，夏正楷.不同类型沉积物磁化率的比较研究和初步解释[J].地球学报，2007，28(6)：541-549.

[20] 张建军，杨达源，李徐生.长江中下游地区下蜀黄土磁化率曲线比较研究[J].华东地质学院学报，1999，22(2)：124-129.

[21] 钱鹏，蒋庆丰，任雪梅.新疆乌伦古湖粘土矿物古气候环境意义[J].干旱区资源与环境，2014，28(4)：108-113.

[22] 毛昌伟，陈涛，马志江，等.皖南地区网纹层形成时代及成因[J].华东地质，2018，39(2)：100-105.

[23] 胡雪峰，沈铭能，方圣琼.皖南网纹红土的粒度分布特征及古环境意义[J].第四纪研究，2004，24(2)：160-166.

[24] 李长安，张玉芬，袁胜元，等.“巫山黄土”粒度特征及其对成因的指示[J].地球科学：中国地质大学学报，2010，35(5)：879-884.

[25] 马万栋，孙国芳.黄土粒度组成的古环境意义研究进展[J].气象与环境科学，2007，30(1)：80-83.

The sedimentary environment and genesis analysis of the Xiashu Formation in the Chizhou area, Anhui Province

GUO Bing-yue[1], WANG Yi[1], ZHANG Bin[1], ZHANG Jing[1], SU Jing-wen[2], YANG Yang[2]
(1.*Geological Exploration Technology Institute of Jiangsu Province, Nanjing* 210049, *China*;
2.*Nanjing Center, China Geological Survey, Nanjing* 210016, *China*)

Abstract: Coupled with the regional geological characteristics of the Quaternary, sedimentary enviroment and genesis of the Xiashu Formation in Chizhou, Anhui Province were investigated from the aspects of paleoclimate and lithofacies paleogeography using magnetic susceptibility, clay mineral testing and particle size analysis. The magnetic susceptibility curve of the Xiashu Formation is characterized by cycle fluctuation properties of peak and valley. Clay mineral is dominated by illite, with individual layers dominated by montmorillonite, kaolinite and chlorite. The particulates occur mainly as silty sand, with several layers consisting of silty sand and medium-grained sand. The deposition of the Xiashu Formation was frequently influenced by the airflows fluctuations of cold-dry to warm-wet, generally characterized by aeolian deposit in the cold-dry climate. The paleogeographic locations also resulted in alluvial deposits of the Yangtze River system in some areas along the Yangtze River under the conditions of the warm humid climates.

Key words: genesis investigation; sedimentary environment; Xiashu Formation; Chizhou area; Anhui Province

助力提升台风暴雨影响区重大地质灾害识别精度

2019—2021 年，中国地质调查局南京地质调查中心承担了中国地质调查局部署的“浙江丽水地区灾害地质调查”项目。重大地质灾害隐蔽性强，危害严重，具有灾害链特征。因此，2019 年，“浙江丽水地区灾害地质调查”项目组采用地面调查、遥感调查、INSAR、地质勘查等技术手段探索了台风暴雨条件下重大地质灾害的早期识别机制，提升了重大地质灾害隐患的识别精度，对支撑台风暴雨影响区重大地质灾害防灾减灾具有重要意义。

重大滑坡、沟谷岸坡滑坡－堰塞湖、暴雨型泥石流是东南沿海台风暴雨影响区三类重大的地质灾害类型。“浙江丽水地区灾害地质调查”项目组以此为目标主体，明确提出了该区花岗岩和凝灰岩是重大地质灾害的成灾主体，次级断裂是重大地质灾害的主控因素。搭建了“T”型、“U”型和“叠瓦”型三种组合断裂控制滑坡的成灾框架和成灾机理，分类、分级、定量落实了重大地质灾害的早期识别标志，圈定了目标靶区，提出了工程治理及监测等综合治理方法。此外，项目组还探索了 INSAR 在东南沿海高植被覆盖区地质灾害早期识别中的应用，形成了“空-天-地一体化”的高新技术与传统技术相融合的重大地质灾早期识别技术方法。

（中国地质调查局南京地质调查中心　　张泰丽，孙强，伍剑波，朱延辉，黑弯弯）