

# 四川盆地白垩系粘土矿物特征及古气候探讨

曹珂<sup>1)</sup>, 李祥辉<sup>2)</sup>, 王成善<sup>1)</sup>

1) 中国地质大学地球科学与资源学院青藏高原地质研究中心, 北京, 100083;

2) 南京大学地球科学系, 南京, 210093

**内容提要:** 四川盆地是中国白垩纪最具代表性的陆相沉积盆地之一, 主要发育一套广布的红色碎屑岩沉积, 且膏盐、沙漠相沉积发育。本文在前人地层古生物研究的基础上, 借助粘土矿物气候指标、结合沉积物碎屑成分, 着重讨论了中侏罗世—古近纪早期四川盆地及周边地区的气候状况及演变过程。碎屑组份统计分析认为盆地北部边缘早白垩世早期构造因子占主导作用, 而盆地南部以气候因子占优势为主, 说明构造活动对沉积物影响不大。粘土矿物组份主要以蒙脱石和伊利石为主。多数样品蒙脱石和伊利石同时出现, 指示沉积物源区为干冷与暖湿交替的气候环境; 局部层段只有伊利石, 指示干冷气候。同时, 所有样品伊利石化学指数值均大于 0.5, 说明粘土矿物经历了强烈的化学风化作用, 盆地内部为暖湿气候。

**关键词:** 四川盆地; 白垩纪; 碎屑组份; 粘土矿物; 古气候

“冰碳不同器而久”(汪品先, 2000, 2002, 2003), 20 世纪地球科学的一个重大进展在于认识到人类活动将对地球表层系统和全球气候产生直接影响, 由其所产生的 CO<sub>2</sub> 等温室气体的大量增加将可能造成人为的“温室效应”。例如, 在过去的 100 年, 大气中 CO<sub>2</sub> 浓度约增加了  $60 \times 10^{-6}$ , 地球气温升高 0.6 °C (Gutzler, 2000)。白垩纪被认为是研究温室气候的典型范例: 白垩系平均气温比工业革命以前高 3~10 °C (Huber et al., 1995; Clarke et al., 1999; Huber et al., 2002; Wilson et al., 2002), CO<sub>2</sub> 浓度是工业革命以前的 4~10 倍 (Berner, 1994; Bice et al., 2003)。温室状态下气候和海洋格局遵循着不同的运行模式 (Hay et al., 1999), 而这样一种模式的精确理解无论对于认识过去, 还是认识未来都是必需的。过去是现在和将来的一面镜子, 对白垩纪温室气候的状况及其对生物界和地球表层重大地质事件影响的研究, 必将成为解决上述问题的关键, 并为预测未来全球长时间尺度气候变化趋势提供科学依据。

尽管白垩纪大洋缺氧事件、大洋红层的记录不断地在世界各地被揭示出来, 但是科学界对这些重大地质事件的成因机制及其所引起的全球气候变化性质还没有形成一致的意见, 原因之一就是缺乏对

陆地相应沉积记录的研究。因此, 各国科学家充分认识到, 在对海洋记录研究的基础上需要了解陆相环境下的气候响应, 并与从边缘海和深海环境下获得的数据进行综合对比, 从根本上认识重大地质事件的性质, 揭示其成因机制。因此, 对中国白垩纪重要时期古气候变化规律的了解和认识, 是深入研究中国海相和非海相重大地质事件以及温室气候变化重要而必需的基础。

白垩纪世界陆相沉积主要分布在东亚和北美西部地区。陆相白垩系是我国的一大特色。白垩系红层在全国范围内广泛发育并表现出明显的地域性。四川盆地是中国陆相白垩纪最具代表性的沉积盆地之一, 主要发育一套广布的红色碎屑岩沉积, 且膏盐、沙漠相沉积发育。一般认为, 红层、膏盐、沙漠相的出现代表了干旱气候条件, 温室气候下的四川盆地是否具有均一不变的气候条件? 如果变化, 四川盆地及其周边地区气候条件又是如何演变的。前人通过红层分子化石及沉积体系演变讨论了四川盆地边缘晚侏罗—早白垩世的古环境及古气候特征。但是盆地内部仍旧缺乏有说服力的证据。本文在前人地层古生物研究的基础上, 借助粘土矿物气候指标、结合沉积物碎屑组份分析, 着重讨论白垩纪及古近纪早期四川盆地及周边地区的气候状况及演变过

注: 本文为国家“973”项目(编号 2006CB701401)资助的成果。

收稿日期: 2007-08-28; 改回日期: 2007-11-12; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 曹珂, 1983 年出生, 博士, 沉积学、构造地质学专业。Email: cdutck@163.com。

程,为全国范围内的气候阶段划分及气候带划分提供数据支持。

1 地质背景

《四川省区域地质志》(1991)根据沉积环境、沉积相、生物相、地层发育完备程度及含矿性差异,将四川的白垩系划分为 6 个分区(图 1)。本文只讨论剑阁分区、成都—雅安分区、巴中—梓潼分区以及宜宾分区。

剑阁分区发育下白垩统下部地层,自下而上划分为剑门关组、汉阳铺组、剑阁组,为一套巨厚红色山前磨拉石建造。剑门关期以砾岩为主,而汉阳铺期、剑阁期则以冲积扇相与河流相的交互发育为主要特征。砂岩岩性以岩屑砂岩、岩屑石英砂岩为主。

梓潼—巴中分区发育早白垩世早期地层,与剑阁分区“城墙岩群”为同时异相沉积产物,自下而上可分为苍溪组、白龙组、七曲寺组、古店组,为浅湖相沉积,岩性以长石石英砂岩为主。

雅安—成都分区白垩系发育齐全,并发育古近纪地层,早白垩世天马山组及早—晚白垩世夹关组为三角洲、河流相红色砂岩夹泥岩沉积;晚白垩世灌口组为浅湖相砂、泥岩夹蒸发岩沉积;早古近世滨浅湖相夹蒸发岩泥岩沉积。砂岩岩性以长石石英砂岩为主。

宜宾分区发育早白垩世晚期—晚白垩世地层,自下而上划分为窝头山组、打儿函组、三合组、高坎坝组,为干旱气候条件下的风成红色砂岩相夹间歇河流相红色砂、砾、泥岩沉积。此外,本区亦有古近纪早期风成砂岩相沉积,石英表面撞击坑发育(图 2a)。砂岩岩石类型以长石石英砂岩与长石岩屑砂岩为主。

这 4 个分区的白垩纪在沉积相、岩石类型及碎屑组份等各方面表现出明显的地区性差异(表 1)。

沉积物的碎屑组份包含着沉积期气候及构造的信息。气候指数(F/Q)和构造指数(L/Q)分别代表了气候和构造对沉积物的影响。本文选取碎屑颗粒粒度相差不大的 4 个分区各时代地层的 68 件砂岩样品的碎屑组份含量进行了统计并计算出气候指数与构造指数值。以此为根据确定气候与构造两者中的哪一个因素在沉积物的形成过程中起主要作用。统计结果(表 1)显示除靠近秦岭造山带的剑阁分区受构造活动控制外,其余 3 个分区气候因素起主导作用。

表 1 四川盆地白垩系各分区沉积对比表

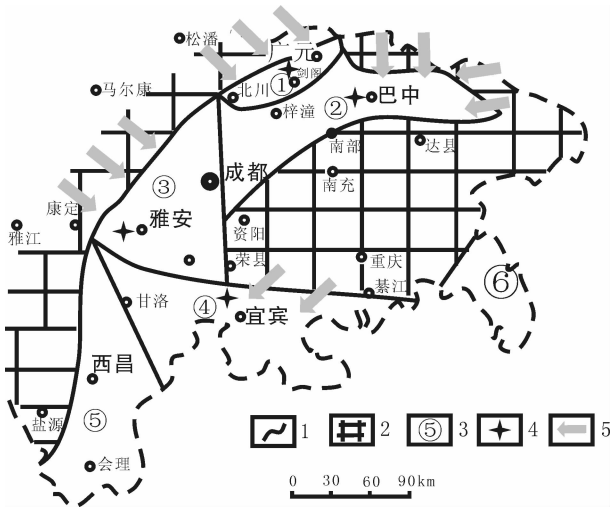


图 1 四川盆地白垩纪区划图

(据《四川省区域地质志》,1991)

Fig. 1 The Cretaceous sections of Sichuan basin (after Regional Geology of Sichuan Province, 1991)

1—分区界线;2—缺失区;3—分区编号;4—剖面位置;5—物源方向:①—剑阁分区;②—梓潼—巴中分区;③—雅安—成都分区;④—宜宾分区;⑤—西昌分区;⑥—黔江分区

1—Boundaries between different sections; 2—lack area; 3—section numbers of district; 4—profile location; 5—source direction: ①—Jiange; ②—Zitong-Bazhong; ③—Ya'an-Chengdu; ④—Yibin; ⑤—Xichang; ⑥—Qianjiang

Table 1 Table of the Cretaceous deposition in Sichuan basin

| 分区      | 层位          | 沉积相       | 主要岩性       | 控制因素            |
|---------|-------------|-----------|------------|-----------------|
| 剑阁分区    | 下白垩统下部      | 冲积扇相      | 岩屑、岩屑石英砂岩  | L/Q>F/Q<br>构造控制 |
| 梓潼—巴中分区 | 下白垩统下部      | 浅湖相       | 长石石英砂岩     | F/Q>L/Q<br>气候控制 |
| 雅安—成都分区 | 下白垩统        | 冲积扇+河流相   | 石石英砂岩      | F/Q>L/Q<br>气候控制 |
|         | 上白垩统        | 滨浅湖相      |            |                 |
| 宜宾分区    | 下白垩统上部—上白垩统 | 风成砂岩+间歇河流 | 长石英、长石岩屑砂岩 | F/Q>L/Q<br>气候控制 |

2 实验方法与古气候指标

2.1 实验原理及方法

野外样品采集遵照新鲜、均匀的原则,平均 50~100 m 取样,共取粘土样品 53 块,全部用于粘土 X 衍射(XRD—X-ray diffraction)实验。实验样品制备完全依据 X 衍射的标准程序(Biscaye, 1965; Grim, 1968; Hardy et al., 1988),对粘土矿物组份进行半定量的分析。样品制备在同济大学海洋地质国家重点实验室完成,测试在同济大学材料学院材料测试中心

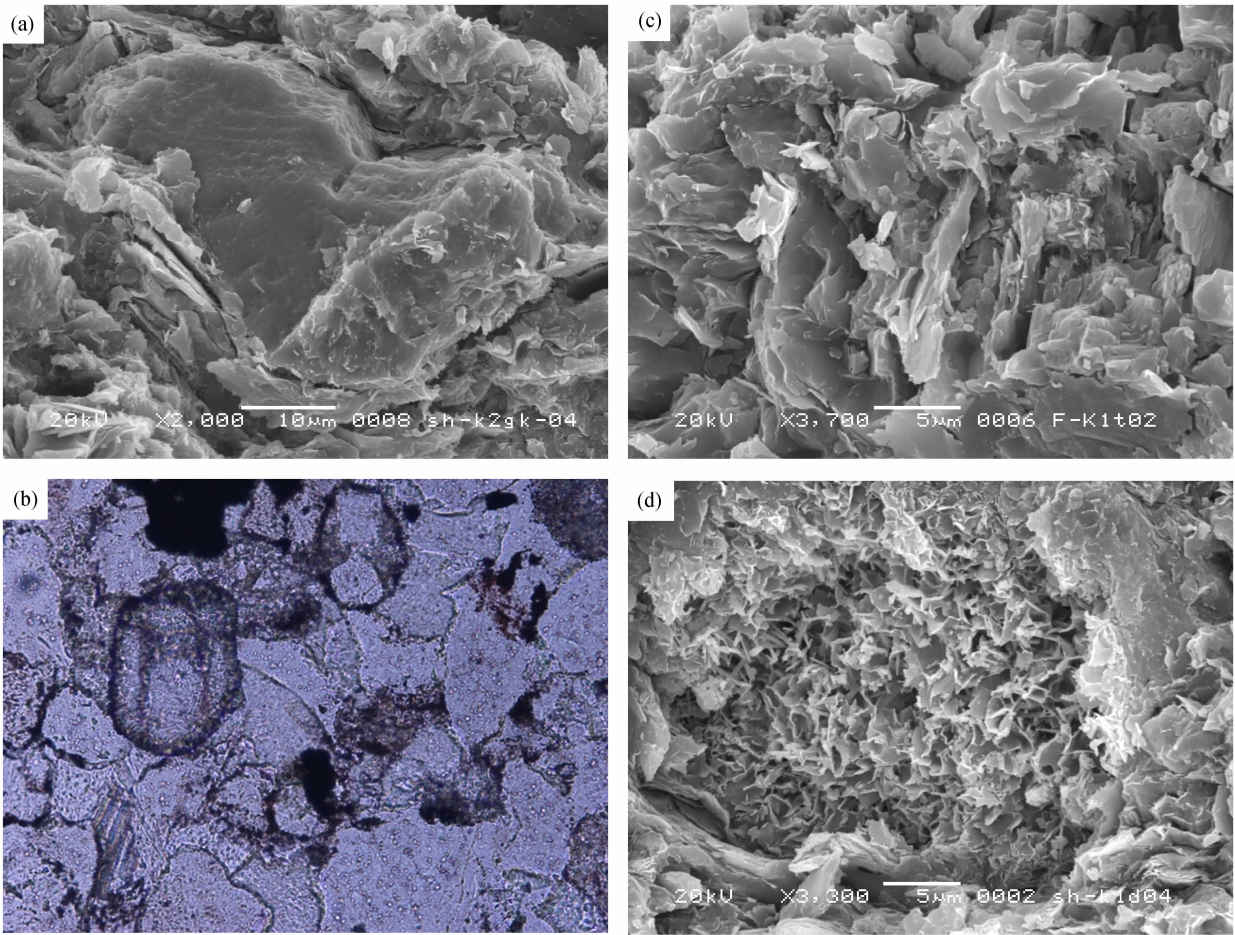


图 2 典型矿物的扫描电镜图

Fig. 2 The scanning electron photomicrograph of typical minerals

(a)—宜宾高坎坝上白垩统高坎坝组  $K_2gk04$  石英表面擦痕及凹坑；(b)—雅安飞仙关早白垩统天马山组底部  $K_1t01$  中的蓝晶石(单偏光)；  
(c)—雅安飞仙关下白垩统天马山组  $K_1t02$  鳞片结构伊利石；(d)—宜宾三合下白垩统打儿函组  $K_1d04$  蜂窝状蒙脱石  
(a)—the scrape and dint in quartz surface; (b)—cyanite in Tianmashan Group; (c)—the scalelike illite in Tianmashan Group;  
(d)—the alveolate smectite in Daerdang Group

实验室完成。测试使用理学公司 D/max 2550 型衍射仪,  $CuK_{\alpha}$  辐射, Ni 滤波器, 管压 40kV, 管流 400mA, 扫描范围  $3^{\circ}\sim32.5^{\circ}$ , 步长 0.015。

粘土矿物的数据是通过对粘土粒级 ( $<2\mu m$ ) 的矿物成分的 XRD 实验获得(刘志飞, 2003): 取大约  $1cm^3$  的样品压碎(禁止研磨), 用去离子水浸泡 24 小时后, 加入 0.5% 的稀盐酸除  $CaCO_3$ , 直至 PH 试纸不断测试后仍为酸性, 静止样品, 使其自然沉淀, 之后用去离子水反复清洗, 直到样品具有抗凝絮作用发生。根据 Stoke 原理所确定的沉淀时间(Galehouse, 1971), 将  $<2\mu m$  的颗粒用针管吸出, 采用离心机离心沉淀, 用刮片法制成样品定向薄片, 并自然风干。将测试后的自然薄片在乙二醇饱和蒸汽中浸泡 24h 制成乙二醇薄片。最后将经过测试后的

薄片在  $490^{\circ}C$  烘箱中加热 2 h 制成加热薄片。

粘土矿物的鉴定和解释主要依据 3 种测试条件下获得的 XRD 叠加波谱的综合对比。每个波峰参数的半定量计算使用 Macdiff 软件在乙二醇曲线上进行。粘土矿物的相对含量计算主要使用 (001) 晶面衍射峰的面积比, 蒙脱石(含伊利石/蒙脱石随机混层矿物)采用 1.7nm (001) 晶面, 伊利石采用其 1nm (001) 晶面, 高岭石 (001) 和绿泥石 (002) 使用 0.7nm 叠加峰(刘志飞, 2003), 他们的相对比例通过拟合 0.357nm/10.354nm 峰面积比确定。同时利用乙二醇曲线计算伊利石矿物学特征。伊利石化学指数为 0.5nm/1nm 峰面积比, 比值小于 0.5 代表富 Fe-Mg 伊利石, 为物理风化结果; 比值大于 0.5 为富 Al 伊利石, 代表强烈的水解作用(Esquevia,

1969)。伊利石结晶度为 1nm 半峰宽,低值代表结晶度高,指示陆地物源区水解作用弱,为干冷的气候条件(Chamley, 1989; Krumm, 1991)。

## 2.2 气候指标

对粘土矿物指示的解释包括物源、搬运和成岩作用(Hardy et al., 1988)。对于古气候重建而言,仅仅由岩屑形成的粘土矿物可以作为风化条件的指示,而这些粘土矿物一旦成岩就不会包含成岩后的气候信息(Chamley, 1989)。对粘土矿物组份的解释经常是存在争议的。通常的问题包括样品(样品数量,密度,选择)、大量的计算(XRD 曲线高值面积、高度,反射强度的影响,Rietveld 分析方法的应用)、正确的识别(未进行乙二醇饱和或者加热过的高值的重叠)和成岩矿物的出现。蒙脱石通常为暖湿风化气候条件下的风化产物或者是碱—中性火山岩、变质岩矿物以及它们的风化产物的低温自生成岩矿物(Chamley, 1989)。蒙脱石也是斑脱土和海相沉积物中的主要粘土矿物(Madhavaraju et al., 2002)。高岭石是酸性火山岩和变质岩以及他们的风化产物在暖湿风化条件下的产物。高岭石容易在淡水—海水过渡带中发生絮凝,并形成比其他矿物更大的颗粒,这导致高岭石容易出现在淡水、湖泊和浅海环境,而在深海沉积中比较稀少(Hardy et al., 1988; Chamley, 1989)。它也在成岩矿物中相当普遍,特别是经历了适度(1~3km)埋藏的砂岩中。伊利石(或者白云母)是火山岩物理风化的普遍产物。它通常形成于干冷的环境中。当遭受干湿交替的环境时,伊利石可能开始经历伊蒙混层矿物变成蒙脱石。绿泥石是一种普遍的绿片岩等级的变质岩矿物。它也存在与沉积岩中并且可能存在于重复的侵蚀循环。它因此类似于伊利石,物理风化趋向允许绿泥石存在并且在侵蚀循环中富集;化学风化趋向破坏绿泥石。

各种粘土矿物的矿物学特征也可以用来指示风化环境,尽管风化环境并不是粘土矿物矿物学特征的决定因素。本文对气候环境的标定以粘土矿物组份为主要依据,并参照伊利石结晶度及伊利石化学指数两个矿物学指标。

## 3 成岩作用

利用粘土矿物标定古气候的一个重要步骤是判断粘土矿物是否为碎屑来源的粘土以及粘土是否为成岩过程中自生的粘土。通过抽样砂岩薄片分析及抽样泥岩扫描电镜分析认为,本文所有粘土矿物是

碎屑来源的,具有古气候分析的意义。其证据如下:

(1)所有样品中均有伊利石出现,并且在几个重要时期均比蒙脱石占优势。蒙脱石在成岩过程中的伊利石化需要至少 1500m 的埋深(Chamley, 1989),但是这些沉积物并没有达到这个深度,甚至部分沉积物并没有发生埋藏作用:①粘土矿物组份中伊利石、高岭石、绿泥石一直存在。高岭石通常来源于表生风化条件并被认为是土壤来源的矿物(Chamley, 1989)。因此,高岭的出现也表明这些沉积物没有显著的埋藏。这些现象在四川盆地这个时间段的沉积物中是十分显著的,它们进一步说明粘土矿物基本上没有发生成岩作用或其成岩作用无关紧要。②雅安分区天马山组底部样品中出现重矿物蓝晶石(图 2b),其形态显示其埋藏在 600~1100 m 之间,而在中侏罗统中出现的重矿物绿帘石也具有良好的晶形,它所显示的埋深为仅仅为 600 m 左右(Andrew, 1999)。

(2)薄片鉴定结果显示大部分样品都没有发生明显的后期变化,部分样品甚至没有明显的压实。

(3)伊利石结晶度没有出现从下往上结晶度变小(值变大)的趋势,说明没有受到埋藏变质作用的影响(于开平等, 2005)。

(4)典型矿物扫描电镜结果(图 2c, d)显示粘土矿物多呈不规则片状,未见次生加大,说明粘土矿物并非自生成因(秦蕴珊等, 1987)。

## 4 粘土矿物学特征

早白垩世早期四川盆地北部地区沉积物粘土矿物组合及矿物特征相似,都是以蒙脱石与伊利石的同时出现为主要特征。但在成都—雅安分区底部样品没有蒙脱石出现,而是在底部显示了高伊利石相对含量的粘土矿物组合特征。同时成都—雅安分区底部沉积物伊利石结晶度值也明显高于盆地北部。这种差距的出现说明盆地北部与南部地区早白垩世早期具有不同的物源。而早白垩世中晚期由于北部地区的持续隆升,只在盆地西、南部发生沉积并持续到白垩纪结束。早白垩纪中、晚期,雅安地区与宜宾分区沉积物粘土矿物组合特征相似,均以蒙脱石和伊利石的同时出现为主要特征,伊利石占优势。晚白垩世,雅安分区蒙脱石经历了从无到有(并且在一定时期占据优势)又从有到无的过程,与之对应的是伊利石相对含量的多—少—多的过程。宜宾分区似乎也有类似于雅安分区的特点,但是由于采样位置及数量的关系,这一特征并不十分明显;而其高岭石

含量明显小于雅安分区。另外,剑阁分区、雅安一成都分区、宜宾分区伊利石化学指数均值均在 0.73~0.74 之间,梓潼—巴中分区为 0.84,略大于其他地区(表 2,图 3)。

## 5 古气候分析

### 5.1 白垩纪古气候

盆地边缘(北部)仅发育早白垩世早期的沉积,由于物源区的不同,盆地北部与南部显示了不同的粘土矿物组合特征:剑阁分区与梓潼—巴中分区沉积物源区分别为西北部龙门山山区及北部秦岭山区,其粘土矿物总体上以伊利石占优势,说明龙门山及秦岭山区为暖湿与干冷交替的气候环境,以干冷为优势;其中剑阁分区伊利石相对含量较梓潼—巴中分区小,说明早白垩世早期龙门山山区较秦岭山区更加暖湿。这两个分区的伊利石结晶度值以及化学指数值(0.82~0.83)都比较近似,说明沉积物进入盆地后遭受到了相似的化学风化作用,即早白垩世早期盆地北部为暖湿气候。与之相对应的是龙门山山前磨拉石沉积的砾石具有较好的磨圆度。

盆地内部早白垩世早期天马山组沉积物粘土矿物组份表现出与北部地区截然不同的粘土矿物组合特征,说明成都—雅安地区与盆地北部沉积具有不同的物源,其源区为西部松潘—甘孜山地。早白垩世早期不存在蒙脱石,有少量高岭石,粘土矿物组份以伊利石和绿泥石为主,说明物源区为干冷气候条件。另外天马山组样品伊利石结晶度值平均为 0.38,伊利石化学指数值平均为 0.80,说明沉积物经历了强烈的化学风化作用,即早白垩世早期,盆地内部为暖湿气候。本区伊利石结晶度值远大于盆地北部地区,造成这种差异的原因可能是持续的水作用的结果(古长江)。与本区蓬莱镇组相比,天马山组与蓬莱镇组具有相同的粘土矿物组合,说明自蓬莱镇期以来本区物源没有发生变化。所不同的是沉积物进入盆地以后,比蓬莱镇期遭受了更严重的化学风化作用,使伊利石化学指数和结晶度指数都高于蓬莱镇组,说明盆地内部早白垩世天马山期比晚侏罗世蓬莱镇期更暖湿。

早白垩世中晚期及晚白垩世沉积物主要发育在盆地南部地区,主要以雅安—成都分区和宜宾分区为主。但是在早白垩世中期的一段较早时间内宜宾分区出现了沙漠相沉积,而雅安—成都分区并没有与之相对应的沉积产物。宜宾分区窝头山组和打儿函组为沙漠相沉积,其粘土矿物组合相同,均为伊利

石为主,没有或基本没有蒙脱石。之上的三合组和高坎坝组有蒙脱石出现,并且具有相似的蒙脱石相对含量。以上事实说明宜宾分区的窝头山组和打儿函组与其上的三合组、高坎坝组并不具有相同的物源。宜宾分区窝头山组、打儿函组的粘土矿物组合特征说明其物源区为干冷气候。其伊利石结晶度值平均为 0.28,化学指数平均为 0.61,基本为所有样品中的最小值,说明沉积物经过风力作用搬运沉积后只经历过短暂的化学风化的影响,显然本区比其他地区更加干燥。雅安—成都分区夹关组与宜宾分区三合组以蒙脱石和伊利石的同时出现,伊利石占优势为主要特征,说明物源区具有相似的气候环境,为暖湿与干冷交替的气候,干冷气候稍占优势。所不同的是,在沉积物进入盆地后,在宜宾分区经受了更严重的化学风化作用,表现为伊利石结晶度值和化学指数值更大。尽管这两个分区伊利石结晶度指数值均大于 0.25,伊利石化学指数值均大于 0.5,说明盆地内两个分区都为暖湿气候,但是也存在地域上的差异。

晚白垩世雅安—成都分区灌口组粘土矿物组合变化大,而且其伊利石结晶度指数和伊利石化学指数均表现出与粘土矿物组合一致的变化趋势,说明物源区及沉积区都经历了干冷—暖湿—干冷的气候变化。

宜宾分区高坎坝组粘土矿物组合特征类似于下部三合组、打儿函组,蒙脱石和伊利石同时出现,伊利石占优势,说明其物源区为暖湿与干冷交替的气候,干冷气候占优势。其伊利石结晶度指数值与伊利石化学指数值均大于雅安—成都分区灌口组。反映宜宾分区与雅安—成都分区的晚白垩世与早白垩世具有相似的气候差异。而这种差异的相对稳定也说明了盆地内部古地理环境的相对稳定。

### 5.2 古近纪早期古气候

本文只讨论古近纪早期气候及其沉积响应,主要是雅安地区名山组和宜宾分区柳嘉组。名山组粘土矿物组合变化较大,在 K/T 附近没有蒙脱石,伊利石相对含量达到最高值,之后在很短时间内又经历了蒙脱石升高到晚白垩世中期水平,之后又突然消失,这说明名山组沉积物源区在古近纪早期经历了多次气候变化过程:先是 K/T 界线处气候变冷,这个过程可能持续了较短时间,此后气候又经历了变暖湿再变干冷的过程,之后趋于稳定。与伊利石含量的突然升高相对应的是伊利石化学指数的降低。反映粘土矿物在沉积盆地内所经受的化学风化

表 2 粘土矿物分析结果表

Table 2 Table of the analysis of clay minerals

| 分区                 | 地质年代                  | 岩石地层   | 样品号                     | 蒙脱石(%)                | 伊利石(%) | 高岭石(%) | 绿泥石(%) | 伊利石结晶度 | 伊利石化学指数 |      |
|--------------------|-----------------------|--------|-------------------------|-----------------------|--------|--------|--------|--------|---------|------|
| 梓潼—巴中分区            | 早白垩世早期                | 古店组    | K <sub>1</sub> G05      | 13                    | 58     | 13     | 15     | 0.27   | 0.89    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> G03      | 7                     | 70     | 10     | 13     | 0.31   | 0.94    |      |
|                    |                       | 七曲寺组   | K <sub>1</sub> Q04      | 37                    | 38     | 14     | 10     | 0.29   | 0.77    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> Q02      | 53                    | 34     | 6      | 7      | 0.24   | 0.89    |      |
|                    |                       | 白龙组    | K <sub>1</sub> B06      | 30                    | 54     | 7      | 8      | 0.25   | 0.84    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> B05      | 24                    | 53     | 18     | 4      | 0.25   | 0.83    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> B03      | 16                    | 63     | 9      | 13     | 0.25   | 0.9     |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> B01      | 40                    | 52     | 4      | 4      | 0.25   | 0.91    |      |
|                    |                       | 苍溪组    | K <sub>1</sub> C08      | 6                     | 69     | 14     | 12     | 0.28   | 0.91    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> C07      | 48                    | 29     | 7      | 17     | 0.25   | 0.64    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> C05      | 13                    | 62     | 8      | 16     | 0.26   | 0.7     |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> C01      | 32                    | 40     | 7      | 21     | 0.27   | 0.83    |      |
| 宜宾分区               | 晚白垩世                  | 高坎坝组   | sh-K <sub>2</sub> gk10  | 26                    | 65     | 3      | 6      | 0.41   | 0.85    |      |
|                    |                       |        | sh-K <sub>2</sub> gk08  | 29                    | 57     | 1      | 13     | 0.37   | 0.65    |      |
|                    |                       |        | sh-K <sub>2</sub> gk-06 | 37                    | 59     | 3      | 1      | 0.28   | 0.85    |      |
|                    |                       |        | sh-K <sub>2</sub> gk04  | 43                    | 57     | 0      | 0      | 0.37   | 0.84    |      |
|                    |                       |        | sh-K <sub>2</sub> gk02  | 25                    | 68     | 3      | 4      | 0.31   | 0.7     |      |
|                    |                       | 三合组    | sh-K <sub>2</sub> sh06  | 34                    | 51     | 6      | 9      | 0.25   | 0.86    |      |
|                    |                       |        | sh-K <sub>2</sub> sh04  | 33                    | 60     | 2      | 5      | 0.3    | 0.76    |      |
|                    |                       |        | sh-K <sub>2</sub> sh01  | 18                    | 69     | 5      | 8      | 0.4    | 0.81    |      |
|                    |                       | 早—晚白垩世 | 打儿凼组                    | sh-K <sub>1</sub> d04 | 0      | 89     | 3      | 8      | 0.27    | 0.69 |
|                    |                       |        | 窝头山组                    | sh-K <sub>1</sub> w08 | 0      | 88     | 5      | 7      | 0.29    | 0.53 |
|                    | sh-K <sub>1</sub> w02 | 7      |                         | 57                    | 10     | 26     | 0.31   | 0.72   |         |      |
|                    | sh-K <sub>1</sub> w01 | 0      |                         | 72                    | 10     | 18     | 0.33   | 0.56   |         |      |
| 剑阁分区               | 早白垩世早期                | 剑阁组    | K <sub>1</sub> JG07     | 34                    | 35     | 10     | 21     | 0.23   | 0.78    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> JG05     | 34                    | 44     | 10     | 12     | 0.24   | 0.88    |      |
|                    |                       | 汉阳铺组   | K <sub>1</sub> H10      | 36                    | 41     | 10     | 13     | 0.24   | 0.82    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> H09      | 42                    | 30     | 9      | 19     | 0.25   | 0.87    |      |
|                    |                       | 剑门关组   | K <sub>1</sub> J07      | 61                    | 19     | 11     | 9      | 0.26   | 0.78    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> J06      | 55                    | 25     | 6      | 13     | 0.31   | 0.85    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> J05      | 50                    | 26     | 13     | 11     | 0.28   | 0.77    |      |
|                    |                       |        | K <sub>1</sub> J03      | 62                    | 22     | 10     | 7      | 0.23   | 0.83    |      |
| 雅安—成都分区            | 古近纪                   | 名山组    | EM07                    | 40                    | 53     | 7      | 0      | 0.26   | 0.78    |      |
|                    |                       |        | EM05                    | 19                    | 46     | 8      | 27     | 0.27   | 0.74    |      |
|                    |                       |        | EM04                    | 1                     | 72     | 9      | 19     | 0.32   | 0.62    |      |
|                    |                       |        | EM03                    | 57                    | 31     | 4      | 8      | 0.34   | 0.56    |      |
|                    |                       |        | EM01                    | 2                     | 75     | 8      | 16     | 0.31   | 0.7     |      |
|                    | 晚白垩世                  | 灌口组    | f-k <sub>2</sub> g10    | 2                     | 62     | 11     | 25     | 0.27   | 0.71    |      |
|                    |                       |        | f-k <sub>2</sub> g08    | 17                    | 63     | 6      | 14     | 0.28   | 0.77    |      |
|                    |                       |        | f-k <sub>2</sub> g07    | 51                    | 34     | 7      | 8      | 0.28   | 0.76    |      |
|                    |                       |        | f-k <sub>2</sub> g06    | 63                    | 31     | 3      | 3      | 0.27   | 0.87    |      |
|                    |                       |        | f-k <sub>2</sub> g05    | 52                    | 36     | 7      | 6      | 0.27   | 0.81    |      |
|                    |                       |        | f-k <sub>2</sub> g01    | 3                     | 61     | 10     | 26     | 0.33   | 0.71    |      |
|                    | 早—晚白垩世                | 夹关组    | KJ21                    | 31                    | 42     | 10     | 17     | 0.33   | 0.67    |      |
|                    |                       |        | KJ18                    | 25                    | 43     | 8      | 24     | 0.29   | 0.82    |      |
|                    |                       |        | KJ14                    | 20                    | 49     | 6      | 24     | 0.27   | 0.74    |      |
|                    |                       |        | KJ11                    | 31                    | 41     | 5      | 23     | 0.23   | 0.72    |      |
|                    |                       |        | KJ09                    | 21                    | 48     | 9      | 22     | 0.25   | 0.81    |      |
|                    |                       |        | KJ05                    | 29                    | 46     | 8      | 18     | 0.28   | 0.71    |      |
|                    | 早白垩世                  | 天马山组   | f-k <sub>1</sub> t05    | 0                     | 59     | 16     | 25     | 0.36   | 0.8     |      |
|                    |                       |        | f-k <sub>1</sub> t02    | 0                     | 62     | 12     | 26     | 0.4    | 0.8     |      |
|                    | 晚侏罗世                  | 蓬莱镇组   | J <sub>3</sub> P07      | 0                     | 62     | 9      | 28     | 0.33   | 0.65    |      |
| J <sub>3</sub> P01 |                       |        | 0                       | 33                    | 17     | 50     | 0.37   | 0.76   |         |      |



降低。但与以上事实相矛盾的是伊利石结晶度变小(值变大),造成这种现象的原因可能是名山组在沉积后没有经受较深埋藏或者仅仅经历短期埋藏,使沉积物遭受后期表生作用的影响。

可惜的是在宜宾分区柳嘉组地层中未能采到泥岩样品,不能与雅安—成都分区名山组相对比。但是柳嘉组砂岩中长石含量较高,指示了较干冷的气候。

K/T 界线附近的气候已经是科学界研究的一个热点。本文所得出的结果尤其是 K/T 界线附近的粘土矿物数据与来自于 Pardo 等(1999)和 Madhavaraju 等(2002)的报道相似,其中 Pardo 等(1999)研究了哈萨克地区出露于地表地层的 K/T 界线粘土矿物学并指出为温暖的古气候,另外 Madhavaraju 等(2002)研究了印度南部 Cauvery 盆地的上白垩统和下古近系及其界线附近的粘土矿物学特征也得出了类似的结论。与 Pardo 等(1999)和 Madhavaraju 等(2002)研究一起,证明在亚赤道带的印度以及中南亚和东亚地区,晚白垩世和古近世最早期为干冷的气候条件并在 K/T 界线附近变成了暖湿的气候条件。

但是,这些来自陆地上的数据似乎和来自于海相地层的数据并没有直接、间接或者概率上的关系。甚至在 K/T 界线附近得出了与全球海相地层所指示的短期暖湿气候直接相反的结果(Keller, 2001)。

利石和绿泥石被认为是原生的矿物(Weaver, 1989)。根据四川盆地周边地质条件,它们可能源于变质母岩的物理风化。此外,伊利石也可能来自火山岩中的长石在中性条件下的风化或者云母的褪色。

本文用以标定古气候的粘土矿物指标是一个半定量的气候指标,它是一个相对的概念,并不能给出量化的数值,而其用来衡量气候冷暖干湿的标准也存在一定的分歧。本文主要采用了粘土矿物组份、伊利石结晶度、伊利石化学指数 3 个粘土矿物学指标,但是这 3 个指标实际上都不是受气候单一因素控制,它们与物源区母岩性质、埋藏压力、深度等都有很大的关系,同时在沉积物搬运、沉积过程中可能受到流域内原有沉积物的叠加,致使其粘土矿物学特征可能同时代表了其物源区和流域内的气候特征。作者在分析过程中,主要以粘土矿物组份结合伊利石结晶度判断物源区气候特征,而用伊利石化学指数指代盆地内的气候特征,通过纵向及区域对比,本文所采用的分析方法具有可行性,分析结果是可信的。

所有样品伊利石化学指数均大于 0.5,说明粘土矿物在进入盆地后均遭受了较为强烈的化学风化作用。同时,粘土矿物的化学指数变化规律与粘土矿物组合特征的变化基本一致。这也进一步验证了本文分析方法的可信性,同时指示白垩纪四川盆地内部可能一致处于暖湿气候状态,但是这种暖湿气候并不是“均一的”,一成不变的。而粘土矿物组合特征及伊利石结晶度所反映出的物源区的气候特征却差异明显,一般来说,在四川盆地及其周边范围内不可能出现太大的气候差异。而粘土矿物结果所反映出的气候特征,更大程度上可能是受沉积物源的古高程控制。

**致谢** 本文在野外工作过程中得到了成都理工大学叶黎明、徐宝亮、陈云华,曹盛远等同学提出的建设性意见;在样品制备及实验过程中得到了同济大学刘志飞教授、赵玉龙硕士的无私帮助,在此一并表示诚挚的感谢!

表 3 四川盆地各分区白垩纪古气候状况  
Table 3 The Cretaceous paleoclimate in Sichuan basin

| 分区      | 时代          | 源区气候             | 盆内气候 |
|---------|-------------|------------------|------|
| 剑阁分区    | 早白垩世早期      | 干冷与暖湿交替,干冷为主     | 暖湿   |
| 梓潼—巴中分区 | 早白垩世早期      | 干冷与暖湿交替          | 暖湿   |
| 雅安—成都分区 | 古近纪         | K/T 界限附近变冷,随后变暖湿 | 暖湿   |
|         | 晚白垩世        | 干冷—暖湿—干冷         |      |
|         | 早白垩世        | 干冷与暖湿交替,干冷为主     |      |
| 宜宾分区    | 下白垩统上部—上白垩统 | 干冷与暖湿交替,干冷为主     | 暖湿   |

6 讨论与结论

为了使粘土矿物组合可以被用作气候指标,我们必须确定粘土矿物的形成过程并且区分由岩屑形成的自生粘土。在沉积盆地中,注入的粘土矿物代表了物源区及搬运过程中流域内的风化条件(Chamely,1989)。在由岩屑形成的粘土矿物中,伊

参 考 文 献

刘志飞, A Trentesaux, S C Clemens, 汪品先. 2003. 南海北坡 ODP146 站第四纪粘土矿物记录: 洋流搬运与东亚季风演化. 中国科学(D 辑), 33(3): 271~280.  
于平, 韩广民, 杨凤丽. 2005. 浙江长兴煤山剖面 P/T 界线附近粘土矿物研究. 沉积学报, 23(1): 108~112.  
四川省地质矿产局编. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社 264.

- 秦蕴珊. 1987. 东海地质. 北京: 科学出版社 12~14.
- 汪品先. 2000. 深海研究和新世纪的地球科学. 上海: 上海教育出版社, 181~211.
- 汪品先. 2002. 气候演变中的冰和碳. 地学前缘, 1: 86~94.
- 汪品先, 田军, 成鑫荣, 刘传联, 徐建. 2003. 探索大洋碳储库的演变周期. 科学通报, 21: 20~31.
- 汪品先. 2003. 我国的地球系统科学研究向何处去. 地球科学进展, 6: 21~35.
- Andrew C M, Claire R H. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3~29.
- Berner R A. 1994. "GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time". *Am. J. Sci*, 294: 56~91.
- Bice K L, Norris R D. 2003. Possible atmospheric CO<sub>2</sub> extremes of the warm mid-Cretaceous (late Albian-Turonian). *Paleoceanography*, 17(4): 10~70.
- Biscaye P E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America, Bulletin*, 76: 803~832.
- Chamley H. 1989. *Clay sedimentology*. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Clarke L J, Jenkyns H C. 1999. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27(8): 699~702.
- Esquevia J. 1969. Influence de la composition chimique des illites sur l'illitine. *Bull Centre Rech. Rau-SNPA*. 3(1): 147~153.
- Gutzler D S. 2000. Evaluating Global Warming: A Post-1990s Perspective. *GSA Today*, 10: 345~351.
- Grim R E. 1968. *Clay mineralogy*, 600. McGraw-Hill, New York.
- Galehouse J S. 1971. Sedimentation analysis. In *Procedures in sedimentary petrology* (ed. Carver R E), 69~94, Wiley Inter Science, New York.
- Hay W W, Deconto R M, Wold C N et al. 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. BARRERA E, JOHNSON C C, ed. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. Geological Society of America, Special Paper, 332: 1~47.
- Hardy R, Tucker M. 1988. X-ray powder diffraction of sediments. In *Techniques in sedimentology* (ed. Tucker M.), 191~228 (Blackwell Scientific Publications, Oxford).
- Huber B T, Hodell D A, Hamilton C P. 1995. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geol Soc Amer Bull*, 107: 1164~1191.
- Huber B T, Norris R D, MacLeod K G. 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30(2): 123~126.
- Keller G. 2001. The end-Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planetary and Space Science*, 49: 817~830.
- Keumm S, Buggisch W. 1991. Sample preparation effects on illites crystallinity measurements: grain size gradation and particle orientation. *Metam Geol*, 9: 671~677.
- Madhavaraju J, Ramasamy S, Alastair Ruffell, S P Mohan. 2002. Clay mineralogy of the Late Cretaceous and early Tertiary successions of the Cauvery Basin (southeastern India): implications for sediment source and palaeoclimates at the K/T boundary. *Cretaceous Research*, 23: 153~163.
- N Fagel, T Boski, L Likhoshway, H Oberhaensli. 2003. Late Quaternary clay mineral record in Central Lake Baikal (Academician Ridge, Siberia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 193, Issue 1, 159~179.
- Pardo A, Adatte T, Keller G, Oberhansli H. 1999. Paleoenvironmental changes across the Cretaceous-Tertiary boundary at Koshak, Kazakhstan, based on planktic foraminifera and clay mineralogy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 247~273.
- Wilson P A, Norris R D, Cooper M J. 2002. Testing the mid-Cretaceous greenhouse hypothesis using "glassy" foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30: 607~610.

## The Cretaceous Clay Minerals and Paleoclimate in Sichuan Basin

CAO Ke<sup>1)</sup>, LI Xianghui<sup>2)</sup>, WANG Chengshan<sup>1)</sup>

1) *Research Center for Tibet Plateau Geology, School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083;* 2) *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093*

### Abstract

Sichuan basin is one of the most representatives in the Cretaceous terrestrial basin, in which a group of red clastic deposition with gypsum and desert had been deposited. Based on clay minerals and component of rocks, this study analyses the climate evolution of in Sichuan basin in the Middle Jurassic through early Paleogene. Our experimental results demonstrate that the climate had been strongly influenced the sediments in Middle Jurassic but the tectonics are the main controls afterwards in the Late Jurassic along the edge of the basin. In the south of the basin, climate is the dominant factor, which implies that tectonic doesn't extremely influence the deposition in the Middle Jurassic to early Paleogene. The results of experiments indicate that the main clay minerals in the redbeds are illite and smectite. Illite and smectite appear together in most samples. It implies that climate of the source area is mostly cool and arid. But there is only illite in sediments of Early Cretaceous and K/T boundary interval, which suggests a warm and wet climate existence. Chemical index of illite of all samples are over 0.5, which indicate all clay minerals have been processed by strong chemical weathering. Consequently, climate in the basin had been in warm and wet.

**Key words:** Sichuan basin; Cretaceous; clastic component; clay mineral; paleoclimate