

贵州省石炭纪早期古土壤的发现及其意义

汤顺林, 冯新斌

(中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

摘 要 古土壤蕴涵着古老时期的大气氧、二氧化碳以及生态植被的演化信息, 利用有效的手段提取这些信息并据此推测古气候环境。在贵州省的遵义苟江、道真县、正安县等地发现了保存完好的石炭纪早期的古土壤剖面, 为恢复该地质时期云贵高原的大气氧演化、二氧化碳浓度与生态植被提供了天然的现场条件。

关 键 词 古全球变化; 古土壤剖面

中图分类号 S151+.3(273) 文献标识码: A 文章编号: 1007-280X(2001)02-0126-05

目前, 由于无法获取第四纪以前没有改变的原始古大气样品, 因此只能靠一些间接的证据来恢复原始古大气的演化状况。古土壤所记录的古大气信息就是其中之一。它同研究第四纪时期的深海沉积物、冰芯、黄土、泥炭、树轮一样, 是环境和环境变化的指示器。古土壤保存下来的次生碳酸盐矿物以及成壤时期的有机质, 其蕴涵的碳、氧同位素可以作为古大气演化的替代指标^[1~3]; 而铁的氧化物可以半定量地指示大气氧演化水平^[4]。

1 古土壤及其识别

古土壤(或称化石土壤)是古气候环境条件下形成的土壤, 记录了当时的母质、气候、生物群落、地形(包括排水条件)和时间等因素^[3~5]。在整个地质历史时期都存在有古土壤, 只是由于经历了许多地质事件, 大多数古土壤没有保存下来, 或者是由于太薄而无法识别; 只有那些经历了较长的侵蚀时间、侵蚀-淋失厚度大且大地构造条件相对稳定的区域可以保存下来。古土壤如同现代土壤一样形成不同淋溶与累积层次的分异。这种具有不同垂直层次结构的土壤发生剖面是鉴别古土壤的最重要标志^[5]。

古土壤是古气候、古环境的一种良好的记录。土壤被埋藏后原来的土壤剖面性状容易发生退化, 如缺氧限制了有机物的分解, 活性变低, 使得有机质在经历了相当长的时间后, 它的主要性状仍保存下

来, 相反, 土壤埋藏时及其以后的地质过程, 常给古土壤带来某些新的性质, 如含钙黄土所埋藏的古土壤, 由于水溶液向下的渗透, 往往在下伏的古土壤顶部或上部形成碳酸盐新生体, 这些由于复钙作用形成的次生碳酸盐新生体, 有的至今仍然保留下来; 同时, 土壤中粘粒移动的产物(如淀积粘粒胶膜), 经若干年后易发生退化, 破碎等而不易保存下来。因此, 对古土壤的研究工作, 首要任务是识别地质历史时期保存下来的古土壤, 然后再鉴别古土壤的有机质与成壤时期的次生碳酸盐矿物, 从中提取碳、氧同位素信息来推测古大气的演化。

许多学者认为古土壤是埋藏在不受现代生物圈影响的化石土壤。按产状分为埋藏古土壤和残余古土壤。若现在的地表还存在则称为残余土壤, 但必须是过去的环境条件与现在的环境条件有显著的差异, 反之则很难说是古土壤, 若被更年轻的沉积物或堆积物所覆盖则称为埋藏土壤。

我国学者研究的古土壤大多在第四纪^[5~19], 其主要原因在于古土壤必须在地质条件相对稳定, 风化成土时间较长的构造单元才能保存, 且古土壤识别较为困难。近年来, Gregory^[20]通过大量的研究, 总结了泥盆纪及其后时期形成的古土壤的野外识别标志主要是: 保留根迹或植物根系化石、具有明显的土壤发生层与明显区分出淋溶结构。但是植物根系化石只能在特定的条件下保存, 对于氧化的古土壤,

根迹只能靠不规则的、管状的、锥形的根系来识别,而对于中奥陶纪或泥盆纪以前的古土壤,由于脉管植物还没有在陆地上出现,很难辨识出树根或根迹化石。为此 Rob Bye 等^[21]系统总结了 Ohamoto^[22]和 Holland^[4, 23, 24]研究的 50 个古土壤剖面,指出前泥盆纪的古土壤必须具备以下 5 个特征:1)成土母岩必须可以区分,并且是均匀的,如火成岩等;2)矿物成分主要是高岭石、三水铝石、无定型硅,其次是蒙脱石、蛭石;3)古土壤化学成分与成土母岩相比 Ti/Al 值变化幅度小于 50%, Ti/Zr 值变化幅度小于 40%;4)结构上必须明显区分出淋溶结构;5)必须识别出古土壤中软矿物的变形。这些研究进展对不同时代的古土壤野外识别和室内鉴别提供了依据。

2 贵州省早期古土壤剖面的发现

云贵高原的贵州遵义苟江、瓮安、正安、道真等地区在泥盆纪早期处于稳定的风化剥蚀与成壤期,成壤条件稳定,保存了厚度约 2~3 m 的比较稳定的古土壤层。古土壤覆于下奥陶统桐梓组中段(O_1t^2)水云母粘土页岩之上,上覆下石炭统苟江组(C_{1g})的含铝岩组。苟江古土壤剖面(图版 II a)保存良好,土壤结构明显,易识别。古土壤剖面由老到新依次为:风化原岩为下奥陶统中段(O_1t^2)30~40 m 厚的灰绿色、鸭蛋绿色的含黄铁矿水云母粘土页岩,古土壤剖面厚度约 2 m,肉眼可明显区分出 3 个古土壤的垂直分带,从上往下分别是:剖面顶部为一层厚度约 30~50 cm 的富含有机质的杂色腐殖层(图版 II b),在该层发现了保存较好的植物根系化石(图版 II c),这也是将该剖面定为古土壤的最为重要的依据;其下一层厚度约为 50~70 cm 的残留有原岩(图版 II a 的灰绿色部分)的杂色淋溶土层,土体的淋溶结构明显,剖面的底部为厚度 80~120 cm 富含褐铁矿的褐红色铁质铝土质淀积层。化学分析得知古土壤层从下至上, Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 、烧失量、逐渐增加, SiO_2 , K_2O 逐渐减少。古土壤层无层理和动物化石。偶见萌芽的豆鲕,但其环带发育不完善。该剖面特征与 Gregory^[20]、Rob Bye 等^[21]总结的古土壤的特征较为一致。古土壤剖面上覆 C_{1g} 厚度不匀(0.7~11.5 m)的铝土矿,廖土范等^[25]研究是铝硅酸盐岩古风化壳原地残积而成。

类似剖面还在川黔交界的贵州正安、道真两地

发现。

上述古土壤剖面的发现为恢复云贵高原乃至中国石炭纪早期的大气氧及二氧化碳浓度的研究提供了宝贵的现场条件。

3 贵州省石炭纪早期古土壤的科学意义

3.1 地质历史时期的大气氧演化

许多学者^[21-24]利用古土壤剖面来重建地质历史时期的大气氧演化,特别是最近十年 Holland^[24]及其同事研究了形成于 2.75~0.44 Ga 的 6 个古土壤剖面,得出了 0.22~0.2 Ga 大气氧逸度由不大于 2.026.5 Pa 演化到大于 3.039.8 Pa。但 Ohamoto^[22]研究了 2.9~1.8 Ga 的 12 个古土壤剖面,他的结论是在过去 30 亿年中,大气氧逸度没有发生明显的变化。Rob Ryé^[21]对分析研究造成上述两种不同结果的主要原因是只有 15 个剖面具备上述 5 个古土壤的特征,是真正的古土壤剖面,并且研究了这 15 个古土壤剖面,指出铁的行为可以半定量地提供氧化还原状况的演化,都发生了铁的丢失。因此,利用上述发现的古土壤剖面可以研究和恢复贵州乃至整个中国早石炭纪的大气氧演化状况。

3.2 地质历史时期的二氧化碳演化

地质历史时期的二氧化碳浓度可以从保留在更新世的冰芯包裹体中直接测定^[26]。最近,最古老的奥陶纪土壤中针铁矿晶体所捕获的 CO_2 包裹体分析表明,当时大气圈 CO_2 浓度是现今的 16 倍。对石炭纪以前的样品研究发现,从志留纪向泥盆纪过渡时,大气 CO_2 浓度于现今 10 倍下降到 3~5 倍的水平^[27]。但是,象上述直接测定地史时期二氧化碳的方法的样品毕竟非常难得。古土壤是形成于古景观条件下的土壤,古土壤与现代土壤一样是环境和环境变化的详细和敏感的指示器,它保留了环境及环境变化的许多印记,就可以利用现代的科学手段从古土壤中提取当时的古环境信息,从而恢复与重建当时的古环境及气候变迁历史,包括气候、植被、地形以及当时古大气的氧逸度及二氧化碳浓度。

T. E. Cerling^[1, 2, 28]利用古土壤的碳酸盐矿物与有机质的稳定碳同位素组成建立了中生代大气 CO_2 浓度的扩散-反应模式(diffusion-reaction model),根这一模式,始新世与中新世二氧化碳逸度不超过 700×10^{-6} ,土壤碳酸盐的稳定碳同位素组成为

-11.5‰ ~ -12.5‰(PDB),早白垩世与早侏罗世土壤碳酸盐的稳定碳同位素为 -6.5‰ ~ -8.5‰,二氧化碳逸度大致为(1500 ~ 3000) × 10⁻⁶,在此基础上定量计算出当时的 C3、C4 植物组成比例。Claudia^[3]用同样的方法得出了中至晚古生代大气 CO₂ 浓度的变化。

土壤中碳酸盐有原生碳酸盐(碎屑碳酸盐)和(土壤呼吸作用产生的)次生碳酸盐之分,前者的气候意义不明确,后者则可用于古气候与古环境的重建,两者难以区分。碳酸盐在土壤中易产生淋滤迁移,原生碳酸盐的存在,成岩作用是否改变古土壤的有机质和土壤碳酸盐的碳同位素组成,是古土壤碳酸盐研究受到许多质疑和阻碍的主要原因。为了解决上述问题,目前主要限定在粘土质的成土母质的古土壤剖面,这样的成土母质避免了原生碳酸盐岩的干扰^[31]。近年来,上述问题也取得较大进展,把次生碳酸盐与土壤有机质作为一个系统考虑来重建古气候与古环境;T. E. Cerling^[1, 28]通过研究现代土壤和古土壤,指出土壤碳酸盐与有机质之间的 δ¹³C 具有很好的线性关系(图 1)。因此,在某种程度上可以据此判别碳酸盐的成因;两者的 δ¹³C 存在 14‰ ~ 16‰ 的差异,这种差异并不是成岩作用造成的,并据此恢复 C3 与 C4 植被组成比例;利用 δ¹³C 与 δ¹⁸O 的收敛与否在一定程度上可以判断土壤次生碳酸盐是否发生重结晶。另外,直接的镜下次生碳酸盐岩分离尝试获得成功,如胶膜和菌丝体的获得,使得土壤碳酸盐的分析结果有了明确的含义。Claudia^[31]建立了一套收集有机质含量较为缺乏的氧化古土壤剖面的足够有机质样品的方法,使得古土壤有机碳同位素分析在有机质含量较为缺乏的氧化古土壤剖面得以进行。

一些理论模型^[29~35]从各类岩石的地球化学风化作用角度,模拟计算了部分或整个地质历史时期的地球化学碳循环,建立了长时期的碳循环模式,指出中生代与早古生代具有较高的二氧化碳浓度值,而石炭纪、二叠纪与晚新生代二氧化碳的浓度值较低,最低时期相当于目前的浓度,出现在石炭纪-二叠纪。T. E. Cerling^[1]利用古土壤的碳酸盐矿物与有机质的稳定碳同位素组成,系统考虑了土壤 CO₂ 浓度、土壤 CO₂ 的产生速率、土壤 CO₂ 平均浓度的产生深度、土壤孔隙度、土壤温度、土壤压力,建立了中新

生代大气 CO₂ 浓度的扩散-反应模型(diffusion-reaction model)(图 2),该模型与 R. A. Berner 的地球化学风化作用的模型结果较好地吻合。但还缺乏中至晚古生代及以前时期的大气 CO₂ 浓度的演化规律。利用广泛分布于云贵高原稳定的石炭纪早期的古土壤碳酸盐与有机质 δ¹³C 提供的宝贵现场条件解决这一问题,并据此恢复该区这一时期的植被特征(C3、C4 组成),为揭示云贵高原地质时期的环境演化提供重要信息,对预测未来气候与环境变化有重要意义。

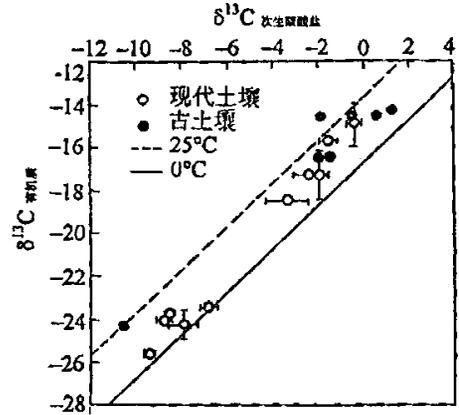


图 1 古土壤和现代土壤有机质与共生碳酸盐 δ¹³C 之间的关系(T. E. Cerling, 1989)

Fig. 1 the δ¹³C relation between organic and carbonate in paleosols or current soil (Fom T. E. Cerling, 1989)

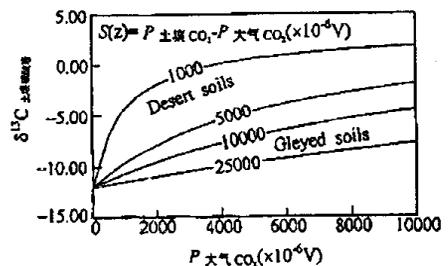


图 2 古土壤有机质与共生碳酸盐 δ¹³C 之间与大气 CO₂ 的关系^[1]

Fig. 2 The δ¹³C relation between organic and carbonate in paleosols and atmospheric CO₂

3.3 古土壤年龄的确定

确定古土壤剖面的时间序列是一国际性难题^[36],各国学者都在进行探索。近十年来,国外学者在这方面的研究进展较快,如 Vasconcelos^[37, 38]和 Ruffet^[38]利用表生风化壳中广泛出现的 K-Mn 氧化物

的 K-Ar 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年法,建立了巴西西南部红色风化壳剖面的时间序列;Shorl^[39]以澳大利亚红色风化壳中的铁质结核和壳体为对象,利用不平衡铀系年代法测定土壤剖面年龄,Berger 等^[40]利用 TL 法测定土壤的年龄。Hoff^[41]和 Wintef^[42]以白云石为对象,E.T.Rasbury^[43]以方解石为对象,测定了墨西哥古生代的风化壳和古土壤剖面的年龄序列。因此,可以利用发现的古土壤剖面研究古土壤年龄测定的方法。

4 结 论

综上所述,对古土壤进行系统的研究可以从中提取有关古老时期的大气氧、二氧化碳以及生态植被的演化信息,并据此推测古气候环境,为揭示地球的大气演化提供了一种间接的手段和方法。而在贵州遵义苟江、道真县、正安县等地发现的、保存完好的石炭纪早期的古土壤剖面,为上述研究工作的开展提供了天然的现场条件。

参考文献:

- [1] Cerling T E, Harris J M, MacFadden B J, *et al.* Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary[J]. *Science*, 1997, 389: 153 - 158.
- [2] Cerling T E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate[J]. *Earth and Planet. Science Letters*, 1984, 71: 229 - 240.
- [3] Claudia I M, Steven G Driese, Lee Ann Colarusso. Middle to Late Paleozoic atmospheric CO₂ levels from soil carbonate and organic matter[J]. *Science*, 1996, 271: 23.
- [4] Holland H D, Feakes C G, Zbinden E A. The Flin Flon paleosol and the composition of the atmosphere 1.9 bya[J]. *American Journal of Science*, 1989, 289: 362 - 389.
- [5] 刘东生, 等. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985.
- [6] 陈骏, 季峻峰. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J]. *中国科学(D辑)*, 1997, 27(6): 531 - 536.
- [7] 陈明扬, 赵惠敏. 7.3 ~ 1.9 Ma 期间中国黄土高原碳同位素与古季风气候[J]. *科学通报*, 1997, 42(2): 174 - 177.
- [8] 龚子同, 陈鸿昭, 刘良梧. 中国古土壤与第四纪研究[J]. *土壤学报*, 1989, (4)
- [9] 顾兆炎. 黄土-古土壤序列碳氧同位素组成与古气候研究[J]. *科学通报*, 1991, 10: 767 - 770.
- [10] 顾兆炎, 韩家懋, 刘东生. 中国第四纪黄土地球化学研究进展[J]. *第四纪研究*, 2000, 20: 41 - 55.
- [11] 郭正堂, Fedoroff N. 中国中部黄土和古土壤中碳酸盐的聚集和淋溶[M]. 刘东生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化(一). 北京: 科学出版社, 1996. 93 - 97.
- [12] 郭正堂, Fedoroff N, 刘东生. 130 ka 来黄土、古土壤序列的典型微形态特征与古气候事件[J]. *中国科学(D辑)*, 1996, 26: 392 - 397.
- [13] 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 间冰期降尘与黄土中的加积型古土壤[M]. 龚子同主编. 土壤环境变化. 北京: 中国科技出版社, 1992. 25 - 29.
- [14] 郭正堂, Fedoroff N, 刘东生. 全新世与上次间冰期气候差异的古土壤记录[J]. *第四纪研究*, 1993, (1): 41 - 52.
- [15] 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 渭南黄土沉积中 15 万年来的古土壤及其形成时的古环境[J]. *第四纪研究*, 1994, (3): 256 - 269.
- [16] 韩家懋, 姜文英, 吴乃琴, 等. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(一): 氧同位素及其古环境意义[J]. *第四纪研究*, 1995, (2): 130 - 137.
- [17] 韩家懋, 姜文英, 吕厚远, 等. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(二): 氧同位素及其古环境意义[J]. *第四纪研究*, 1995, (4): 367 - 377.
- [18] 林本海, 刘荣漠. 最近 800 ka 黄土高原季风变迁的稳定同位素证据[J]. *科学通报*, 1992, 37(2): 178 - 180.
- [19] 杨石岭, 丁仲礼, 顾兆炎, 等. 灵台红粘土-黄土剖面晚中新世以来钙质结核的碳同位素记录及其古植被指示意义[J]. *科学通报*, 1998, 43: 2322 - 2326.
- [20] Gregory J R. Early forest soils and their role in Devonian global change[J]. *Science*, 1999, 96: 10955 - 10957.
- [21] Rob Rye, Heinrich D. Holland paleosols and the evolution of atmospheric oxygen[J]. *American Journal of Science*, 1998, 298: 621 - 672.
- [22] Ohmoto H. Evidence in pre-2.0 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota[J]. *Geology*, 1996, 24: 1135 - 1138.
- [23] Holland H D, Beukes N J. A paleoweathering profile from Griqualand West, South Africa: Evidence for a dramatic rise in atmospheric oxygen between 2.2 and 1.9 bya[J]. *American Journal of Science*, 1990, 290: 134.
- [24] Holland H D, Rye R. Evidence in pre-2.0 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota: Comment[J]. *Geology*, 25: 857 - 858.
- [25] 廖士范, 梁同荣. 中国铝土矿地质学[M]. 贵阳: 贵州科技出版社, 1991.
- [26] Bamola J M, Raynaud D, Neftel N, *et al.* Comparison of measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice[J]. *Nature*, 1983, 303: 410 - 413.
- [27] Appenzeller T. Searching for clues to ancient carbon dioxide[J]. *Science*, 1993, 259: 908 - 909.
- [28] Cerling T E. Carbon dioxide in the atmosphere: Evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *Am. J. Science*, 1991, 291: 377 - 400.

- [29] Robert A B. Atmospheric oxygen over Phanerozoic time[J]. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S. A. , 1999 , 96 : 10955 - 10957 .
- [30] Robert A B. The rise of plants and their effects on weathering and atmospheric CO₂[J]. Geochim. Geophys. , 1997 , 276 : 544 - 546 .
- [31] Robert A B. Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time[J]. Sci. , 1991 , 249 : 1382 - 1386 .
- [32] Robert A B. 3 Geocarb II : A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time[J]. Am. J. Sci. , 1994 , 294 : 56 - 91 .
- [33] Robert A B. Palaeozoic atmospheric CO₂ : Importance of solar radiation and plant evolution[J]. Sci. , 1993 , 261 : 68 - 70 .
- [34] Robert A B. A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time[J]. Am. J. Sci. , 1991 , 291 : 339 - 376 .
- [35] Robert A B. Weathering , plants and the long-time carbon cycle[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 1992 , 291 : 3225 - 3231 .
- [36] Ruffet G , Innocent C , Michard A , *et al.* A geochronological ⁴⁰Ar/³⁹Ar and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azil , Brazil[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 1996 , 60 : 2219 - 2232 .
- [37] Vasconcelos P M , Becker A , Renne R , *et al.* Age and duration of weathering by ⁴⁰K-³⁹Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of potassium-manganese oxides . Sci. , 1992 , 258 : 451 - 454 .
- [38] Vasconcelos P M , Renne R , George H. Brinhal , *et al.* Direct dating of weathering phenomena by ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides[J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 1994 , 58 : 1635 - 1665 .
- [39] Short S A. Thorium-uranium disequilibrium dating of Late Quaternary ferruginous concretions and rinds. Geochim. Cosmochim. Acta , 1989 , 53 : 1379 - 1389 .
- [40] Berger G W , Mahaney W C. Test of thermoluminescence dating of buried soils from Mt. Kenya[J]. Sedimentary Geology , 1990 , 66 : 45 - 56 .
- [41] Hoff J A , Jameson J , Hanson G N. Application of Pb isotopes to the absolute timing of regional exposure events in carbonate rocks : An example from U-rich dolostone from the Wahoo Formation (Pennsylvania) , Prudhoe Bay , Alaska[J]. J. Sedimentary Petrology , 1995 , 65 : 225 - 233 .
- [42] Winter B L , Johnson C M. U-Pb dating of a carbonate subaerial exposure event[J]. Earth and Planet. Sci. Lett. , 1997 , 131 : 177 - 187 .
- [43] Rasbury E T , Hanson G N , Meyers W J , *et al.* U-Pb dates of paleosols : Constraints on Late Paleozoic cycle durations and boundary ages[J]. Geology , 1998 , 26 : 403 - 406 .

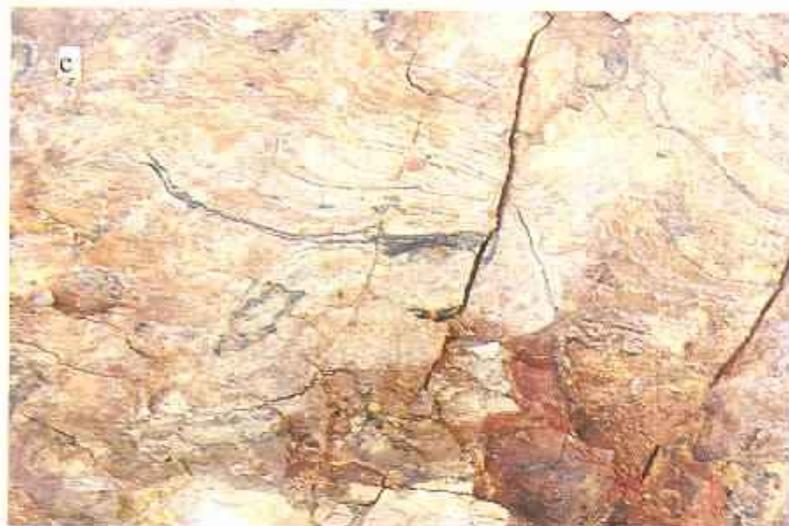
The Discovery and Its Significance of Early Carboniferous Paleosols in Guizhou Province

TANG Shun-lin , FENG Xin-bin

(State Key Lab of Environmental Geochemistry , Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550002 , China)

Abstract Paleosols (fossil soil) contained lots of the evolution information over geologic time scales , such as past oxygen , carbon dioxide , ecological plant . Paleo-environmental information could be speculated by using effective methods . The paleosols sections found in Goujiang of Zunyi county , Zhenan county and Daozheng county in Guizhou province provided condition to recover the past air oxygen , carbon dioxide , ecological plant in Early Carboniferous .

Key words past global changes ; paleosols sections



贵州遵义苟江古土壤剖面照片

Photographs of the paleosols section in Goujiang county, Zunyi district, Guizhou province

a. 古土壤剖面全貌(灰绿色部分为残留的成壤母岩); b. 剖面上部富含有机质的杂色土层; c. 杂色土层中保存完好的植物根系化石