

青海省五道梁地层剖面晚第三系沉积物与古土壤辨析

黄成敏^{1, 2}, 王成善², 李亚林², 伊海生²

(1. 四川大学建筑与环境学院, 四川 成都 610065; 2. 成都理工大学沉积地质研究所, 四川 成都 610059)

摘 要: 辨别沉积地层剖面中的古土壤层(原位沉积) 具有重要的地学意义。论文拟以青海省五道梁地层剖面为例, 尝试从剖面样品外部形态特征与内部性质探讨晚第三纪或更早之前沉积物与古土壤辨析方法。形态特征包括沉积物的色调、层次结构、生物扰动作用、植物根系等分析基本排除了研究地层剖面中的层段为古土壤。沉积物中较高的 CaCO_3 含量、较低的铁游离度, 均 $< 20\%$, 反映出沉积物源的风化程度低, 都说明沉积物形成时的气候条件湿热程度不高。样品稀土元素和微量元素等地球化学特征显示, 地层剖面沉积物是经过异地搬运、沉积形成的。

关键词: 沉积物; 古土壤; 原位沉积; 异地搬运

中图分类号: P534. 51; S151. 1

文献标识码: A

古土壤和沉积物(或沉积岩) 均是地质历史时期的产物, 记录丰富的地学与环境信息, 能够反映过去的成土环境和沉积环境。在寻找古夷平面, 指示重大地质事件、表生地质作用强度和環境变化等方面有着重要作用^[1, 2]。沉积物的来源或是物源区岩石风化产物原位残留(即古土壤) 或经搬运至沉积区域而形成, 其中后者是陆相沉积岩的主要来源^[3]。由于古土壤和沉积物具有不同的作用过程和形成机制, 提取环境信息的原理和方法有所不同, 因此需要分辨这两类表生作用下的产物。成土年代较轻的古土壤, 如黄土高原黄土- 古土壤剖面、青藏高原第四纪古土壤以及全新世形成的其他埋藏古土壤^[4~ 7], 因埋藏年代短、上部沉积厚度薄、沉积作用弱, 保持较多土壤性质与特征等, 故相对容易与沉积物区分开。成土年代久远的古土壤受后期成土作用、保存条件以及埋藏条件的限制, 难以完整保存, 再被长期深度埋藏, 在高温和高压下经压实等作用, 即使是原位古土壤其自身特征也会减弱或发生变化, 使其与异地埋藏的风化产物形成沉积物的许多特性趋同, 因此判别地层层段为古土壤(原位沉积) 或是风化产物异地搬运形成的沉积物或沉积岩十分困难。特别是利用元素地球化学特征重建或恢复晚第三纪或更

早之前全球或区域古气候、古生态或古环境时, 辨别古土壤和沉积物或沉积岩难度更大^[8~ 10]。

本文以青海可可西里地区五道梁剖面为例, 通过对一个晚第三系地层剖面中几个沉积层段是否原位埋藏古土壤的辨认, 由此寻找分辨埋藏古土壤与地质成因的河流、风力等沉积物、形成物之间的方法, 以及在成因上、野外保存形态特征, 地球化学特征等诸多方面的差异与不同。这对于利用这些形成物(包括古土壤和地质成因的形成物) 进行全球或区域的古环境和古生态重建具有重要意义。

1 样品采集、分析与剖面基本特征

1.1 研究区现代成土环境和成土过程

研究剖面位于青藏高原北部青海省境内唐古拉山乡五道梁的贡茂日玛, 青藏公路 3 036 km 处东北约 2 km。采样点海拔高度 4 850 m。五道梁地区年降水量 264. 8 mm, 年蒸发量 1 421. 0 mm, 年均气温 $- 5. 6^\circ\text{C}$, $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温 $442. 7^\circ\text{C}$, 年日照时数 2 479. 8 h。土壤处于寒冻土壤温度状况和半干润土壤水分状况, 在现代气候下发育寒冻正常新成土^[11]。永冻寒冻正常新成土发育于冰缘地带, 在干润土壤水分

收稿日期(Received date): 2002- 11- 10; 改回日期(Accepted): 2003- 03- 02。

基金项目(Foundation item): 国家重点基础发展规划项目(G1998040800) [Supported by National Key & Basic Development Planning Project.]

作者简介(Biography): 黄成敏(1968-), 男(汉族), 四川成都人, 博士, 副教授, 主要从事土壤发生、生态环境演变等方面工作。[HUANG Cheng-min (1968-), male, Han Nationality, born in Chengdu of Sichuan Province, PH. D., Associate Professor, majors in pedogenesis and eco-environmental evolution.]

状况以及热量严重不足条件下, 冻融交替频繁, 以原始成土过程为主。

1.2 样品采集与分析

1.2.1 样品采集

对五道梁剖面依序按层段采集 QH10、QH20、QH30、QH31、QH40 等 5 个疑为古土壤的样品, 样品层段间为连续沉积。研究的地层层段(5 个样品)沉积时段间于雅西措群和五道梁群之间, 上覆应为五道梁群, 下伏应为雅西措群。由于强烈地质构造运动, 这 5 个层段已翻转近垂直地表, 层序难以判断, 样品号仅代表采样顺序, 并不指示沉积顺序。同时, 雅西措群超覆于研究地层层段之上, 五道梁群出露位置较研究的地层层段低。雅西措群形成时代在 32.0~ 30.0 Ma BP, 属早渐新世, 有紫红色、砖红色泥岩、含石膏泥岩与紫红色粉砂岩、细砂岩韵律互层、夹白色石膏薄层和石膏结核层、少量灰绿色钙质粉砂岩和少量灰紫色砾岩, 厚度 670 m^[12]。研究区内出现的五道梁群不整合于风火山群和雅西措群之上, 为生物碎屑灰岩为主的沉积, 地质时代为早中新世^[13]。因雅西措群出露位置更高, 其底部紫红色粉砂岩层段风化后, 对研究的地层层段产生影响, 所以另采雅西措群底部紫红色粉砂岩层段 QH50 样品, 便于对比。

自然风干后, 结合剖面地貌与景观特征, 观察沉积物的外部形态特征。另外, 取风干样, 碾碎后, 过 2 mm 筛, 以作备用。

1.2.2 分析方法

游离铁采用连二亚硫酸钠- 柠檬酸钠- 碳酸氢钠(DCB) 溶液浸提法^[14]。样品的有机质、CaCO₃ 相当物、吸湿水量含量分别采用重铬酸钾法、气量法和烘干法测定^[14]。pH 采用电位法测试, 固液比(V/ V) 为 1: 2.5。

微量元素和稀土元素分别采用酸溶法和碱溶法后, 由南京大学金属矿床成矿机制研究国家重点实验室测试。仪器为 JY38S 型单道扫描型等离子光谱仪(法国 JION YVON 公司生产)。

样品在去除游离氧化铁后, Mg²⁺ 饱和, 用甘油水溶液处理, 制成定向薄膜, 在 X- 射线衍射仪(D/ max- IIIc, 日本) 分析粘土矿物组成。

1.3 剖面形态特征

雅西措群受地质构造作用影响, 分布位置较研究剖面所在层段和五道梁群高。剖面上部与雅西措群不整合接触。

除 QH30、QH31 层段上部 20cm 样品颜色外, QH10~ QH40 间的形态特征上差异较小, 以橄榄灰和灰绿色调为主, 不具有土壤发育程度较深时出现的剖面层次差异和形态特征。因为在现代成土条件下, 这一地区的灰绿色沉积物是不可能形成红色风化物, 因而由野外形态观察和推测 QH30、QH31 表层样品的红色色调是外源性的, 是由位于高处的雅西措群沉积红层风化, 红色铁质风化物被径流带至低处, 红色物质吸附于 QH30、QH31 层段上部 20cm 所致, 20 cm 深度以下样品颜色为灰绿色也是佐证(表 1)。

层段中是否有生物扰动作用(bioturbation) 和/ 或大量根系是以往研究中确诊古土壤与否的重要证据^[15, 16]。QH10~ QH40 样品中未见根系痕迹, 缺乏具腐殖质特征的 A 层, 也未发现层段中具有生物活动的遗迹。由此还不能排除该层段不是古土壤, 因为可能古土壤受强烈的剥蚀作用, 古土壤 A 层被侵蚀, 或被埋藏后, A 层中有机质在封闭环境中蜕化成白色^[15]; 同时 B 层也被淋失。这种假设下, QH10 至 QH40 等 5 个沉积层段则应为湿热气候下高度风化的 C 层或铝土矿层。

表 1 样品的形态特征
Table 1 Morphological features of samples

样品号	深度 ¹⁾ (cm)	颜色(干态) ²⁾	胶膜	根系痕迹	质地
QH10	0~ 15	以内部橄榄灰 5GY6/ 1 为主, 外部间有橙 5YR6/ 6	无	无	粘土
QH20	15~ 20	橄榄灰 5GY6/ 1	无	无	粘土
QH30	20~ 34	20cm 上部棕 7. 5YR4/ 6, 下部绿灰 7. 5GY6/ 1	无	无	粘土
QH31	34~ 50	20cm 上部棕 7. 5YR4/ 6, 下部绿灰 7. 5GY6/ 1	无	无	粘土
QH40	50~ 60	绿灰 7. 5GY6/ 1	无	无	粉砂
QH50	-	浊红紫 7. 5YR4/ 6	无	无	粉砂

1) 由于后期构造运动, 原来平行地面的层次已近与地面垂直, 实际上为水平方向长度。

2) 样品颜色以 Munsell 比色卡测定^[9]。

1.4 样品粘土矿物

不同沉积物沉积环境不一致,粘土矿物的类型和组成也有差别。其中 QH10、QH30 与 QH40、QH50 的粘土矿物组成有差异。QH 10、QH 30 的矿物组成基本相同,主要矿物为石英和白云母。QH 40 以石英为主,长石是次要矿物;QH50 的主要矿物为石英和长石(表 2)。从粘土矿物组成来看,QH 10 和 QH30 成因上更为一致。与 QH 40 有一定不同。由于沉积物被埋藏后,粘土矿物会发生转变,也会有自生矿物形成,如自生石英、长石产生。所以,由 X-射线衍射分析难以分辨是风化物或古土壤中残留的未风化或是沉积作用过程中形成,故一般通过粘土矿物特征推测沉积物源较困难。

表 2 样品粘土矿物组成

Table 2 The composition of clay minerals in samples

样品号	主要矿物	次要矿物	少量矿物
QH10	石英、白云母	绿泥石、长石	蒙脱石
QH30	石英、白云母	绿泥石、长石	蒙脱石
QH40	石英	长石	白云母、绿泥石、蒙脱石
QH50	石英、长石		白云母、绿泥石

2 地球化学特征

由于古土壤长期埋藏,被压实,其原有外部形态特征严重失真,能提取的信息不多。信息丧失主要体现在物理性质上,经压实、还原环境和地下水等作用。同时因外部物质输入较少,所以沉积物内部的化学特性或矿物学特征所保存的古环境信息相对较多。

2.1 一般化学性质

研究层段样品中 CaCO₃ 相当物含量较高,超过

35.0 mg/kg, QH50 甚至高达 160.65 mg/kg。pH 值也较高,皆> 9.0。这些在一定程度上反映出当时气候较为干旱,虽无石膏层,此时气候依旧较为干旱^[12]。尽管压实等作用会使 Ca、K、Na 元素活化、转移,以胶结物的形式存在于沉积物中^[17],但这些元素在沉积物源中存在,说明不论是沉积物是搬运或是原位沉积的古土壤,当时古气候很可能不是侵蚀强度高的湿热气候。

由于土壤发生过程中形成的铁氧化物一般不进入硅酸盐晶体中,当古土壤被埋藏沉积后,这些铁氧化物也一般游离在硅酸盐晶体之外,所以,沉积物的铁游离度也可以反映沉积物来源区的风化程度。QH50 的全铁(Fet)含量为 24.7 mg/kg,铁游离度(游离铁/全铁)为 14.8%。尽管 QH30、QH31 样品受 QH50 样品风化,铁氧化物输入的影响,游离铁含量相对较高,但铁游离度仍< 20%(表 3)。所有样品的铁游离度均较低,表明进入晶体结构中的铁量多,古土壤发生过程中形成的游离铁量少^[17]。再次表明研究层段形成时的气候条件湿热程度不高,也排除了在 1.3 节中假设的 QH 10 至 QH40 等 5 个沉积层段为湿热气候下高度风化的 C 层或铝土矿层的可能性。

2.2 稀土元素(REE)

2.2.1 稀土元素含量和稀土分配模式

沉积岩中稀土元素受成岩作用影响微弱,可以反映成岩前源区的稀土元素特征^[12]。QH 10 至 QH 40 等 5 个样品中的稀土元素总量变化不大,在 188.1992~ 201.2106 mg/kg 间,QH50 稀土元素总量相对较少(表 4)。另外,各个稀土元素含量以及轻稀土元素(LREE, La- Eu)和重稀土元素(HREE, Gd- Lu)在 QH 10 至 QH 40 等 5 个样品中也无明显差异,QH 50 的相应各值均小于上述 5 个样品中的含量。由此反映出 QH50 的物质来源上与上述 5 个样品的不同。

表 3 沉积物的基本化学特征

Table 3 Basic properties of sediments in chemistry

样品号	吸湿水含量 (%)	pH	CaCO ₃ 相当物 (mg/kg)	全铁 (mg/kg)	游离铁 (mg/kg)	铁游离度 (%)
QH10	21.9	9.24	37.45	32.6	3.00	9.2
QH20	30.6	9.34	39.54	35.8	3.47	9.7
QH30	31.0	9.37	36.50	52.6	9.87	18.8
QH31	23.8	9.24	62.28	46.0	6.18	13.4
QH40	9.7	9.06	50.84	16.9	1.00	5.9
QH50	6.6	9.38	160.65	24.7	3.67	14.8

表 4 样品中稀土元素含量(mg/kg)

Table 4 The contents of rare earth elements in samples(mg/kg)

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	REE
QH10	43. 83	86. 01	9. 496	26. 68	7. 027	1. 351	6. 265	0. 9005	5. 157	1. 136	2. 835	0. 5011	3. 33	0. 5329	174. 394	20. 6575	195. 0515
QH20	41. 21	82. 74	9. 177	30. 21	6. 871	1. 296	5. 921	0. 8671	4. 786	1. 055	2. 656	0. 4711	3. 072	0. 4934	171. 504	19. 3216	190. 8256
QH30	43. 59	84. 54	9. 278	34. 50	7. 109	1. 422	6. 65	0. 9344	5. 15	1. 094	2. 738	0. 4912	3. 195	0. 519	180. 439	20. 7716	201. 2106
QH31	39. 89	78. 65	8. 700	32. 89	6. 701	1. 328	6. 321	0. 8939	5. 018	1. 093	2. 674	0. 4758	3. 067	0. 4975	168. 159	20. 0402	188. 1992
QH40	33. 54	70. 36	8. 047	29. 47	6. 039	1. 161	5. 558	0. 791	4. 178	0. 9098	2. 208	0. 4017	2. 539	0. 4217	148. 617	17. 0072	165. 6242
QH50	29. 97	56. 81	6. 721	23. 99	4. 981	0. 9763	4. 847	0. 7191	3. 885	0. 8539	2. 074	0. 372	2. 338	0. 3833	123. 4483	15. 4723	138. 9206

经球粒陨石标准化后, QH10~ QH40 样品稀土分配模式十分近似^[18]。由此, 说明这些样品在成因上相似的; 与北美大陆页岩平均含量(PAAS) 的分布模式无差异, 表明沉积物形成以搬运沉积为主。平滑的曲线也反映出来源物质未经过强烈的风化成土作用, 当时气候湿热程度不高^[19]。

2. 2. 2 稀土元素特征比值

轻重稀土比值(LREE/HREE) 和(La/Yb)_N 远> 1. 0, 所有样品均富轻稀土。且样品间这两种比值相近, 表明富集程度相当, 无明显分异。

样品的 δCe 值均在 1. 0 附近, 无 Ce 的异常。表明沉积环境中 Ce 没有产生异常的地球化学行为。与一般认为的太古代以后的沉积岩一般发现有 Eu 的负异常不同, 图 1 中所有样品 Eu 均为正异常, δEu 值在 1. 30 上下(表 5) 。Eu/Sm 均在 1. 0 附近(表 6) , 也> 0. 35, 属 Eu 值的正异常。δCe 的无异常、δEu 值的正异常, 说明来源区的样品受化学作用影响小, 可推断出 QH10~ QH40 层段样品并非古土壤, 因为即使在中度富铁铝化的成土作用下, Ce 也会出现异常^[18, 19]。

表 5 样品中稀土元素特征比值

Table 5 The geochemical special ratios of REE in samples

样品号	δCe	δEu	Eu/Sm	(La/Yb) _N	LREE/HREE
QH10	1. 01	1. 30	1. 00	8. 87	8. 44
QH20	1. 02	1. 30	0. 98	9. 04	8. 88
QH30	1. 01	1. 32	1. 04	9. 20	8. 69
QH31	1. 02	1. 31	1. 03	8. 77	8. 39
QH40	1. 03	1. 28	1. 00	8. 91	8. 74
QH50	0. 96	1. 27	1. 02	8. 64	7. 98
PAAS	1. 04	1. 36	1. 01	9. 13	9. 49

2. 3 主要元素与微量元素

研究样品中元素含量、价态和分布形式是多种综合因素的结果, 是岩石和土壤重要的化学特征表现形式。

QH10、QH20、QH30、QH31 样品元素含量总体上一致, 特别是 Fe、Ca、Mo、Co、Ni、Cr、Th、V、Nb、Be、Ti、Li 等元素含量相近, 而与 QH40 和 QH50 中含量存在较大差异(表 6) 。沉积岩的主要元素和微量元素浓度受物源区岩石类型、风化作用、成岩作用、沉积分选和元素溶液的地球化学性质等多种因素控制^[20]。故元素的分布特征可以在一定程度上反映沉积物来源以及风化强度, 从而推断当时成土环境与沉积环境。图 2 中列出了部分具有地质意义元素的基于上部地壳平均含量的标准化多元素图解^[21], 包括不相容元素中的低场强元素(Sr、Ba) 和高场强元素(Th、Nb、Pb、Ti、Sc、Y) , 以及部分过渡金属元素、Al 等, 能够反映元素含量分布的基本特征。

雅西措群的 QH50 样品在沉积环境和物质来源以及粘土含量等性质与另 5 个样品差异大, 故元素分布特征显著不同(表 7) 。尤其是 Ba、Ca、Mn 等元素远大于其余 5 个样品的相应含量。QH40 较 QH10~ QH31 等 4 个样品粘粒含量少, 微量元素含量较低, 显示颗粒粒径对微量元素的吸附作用影响比较明显(表 6、表 7) 。尽管如此, 表 7 中显示, QH40 与 QH10、QH20、QH30、QH31 等质地为粘土的沉积层段的多元素标准化分布曲线较为相似, 表明其物质来源、源区的风化作用、成岩作用等过程分异小。一般认为, 土壤上下各层次间的元素含量与分布特征应有较大差异, 而上述结果不支持这些层次为古土壤在原地残积经压实、成岩作用形成的设定。

表 6 样品中部分主要元素和微量元素含量

Table 6 The contents of major elements and microelements in samples

样品号	Fe	Mg	Ca	Al	P	Zn	Pb	Co	Ni	Ba	
	mg/ kg				mg/ kg						
QH10	32. 6	13. 5	12. 0	26. 9	381. 5	72. 59	38. 24	11. 2	48. 41	312. 8	
QH20	35. 8	12. 3	11. 0	42. 9	473. 8	69. 62	45. 27	14. 56	60. 45	333. 2	
QH30	52. 6	19. 2	14. 7	29. 7	489. 8	78. 59	44. 36	14. 12	60. 8	364. 7	
QH31	46. 0	11. 5	17. 5	37. 7	493. 8	75. 49	39. 04	9. 256	45. 38	365. 5	
QH40	16. 9	11. 3	21. 2	23. 9	392. 4	73. 00	31. 28	5. 616	22. 51	235. 0	
QH50	24. 7	15. 0	35. 3	27. 0	384. 4	112. 5	43. 90	5. 522	23. 67	825. 3	
样品号	Mn	Mo	Cr	Th	V	Nb	Be	Cu	Ti	Sr	Li
	mg/ kg										
QH10	261. 6	9. 399	78. 12	11. 34	116. 9	17. 64	2. 659	62. 64	4859	137. 7	129. 4
QH20	247. 2	11. 82	88. 20	12. 56	131. 2	21. 48	2. 863	198. 9	4988	231. 2	134. 6
QH30	356. 8	9. 411	88. 34	17. 33	140. 8	20. 6	3. 108	34. 8	5233	220. 1	156. 4
QH31	391. 1	10. 25	74. 28	16. 19	123. 7	20. 59	2. 551	53. 2	4735	215. 9	121. 7
QH40	348. 5	6. 996	42. 52	6. 554	76. 84	13. 27	1. 454	67. 86	3582	165. 5	60. 72
QH50	1048	7. 803	44. 82	9. 016	86. 36	14. 86	1. 259	14. 88	3143	126. 7	46. 86

表 7 经上部地壳平均含量标准化后的元素比值

Table 7 Normalized ratios of elements in samples

样品号	Sr	Ba	Ca	Th	Pb	Nb	Ti	Sc	Y	Ni	Co	Mn	Fe	Cr	Al
QH10	0.31	0.45	0.48	1.08	2.55	0.71	1.35	1.70	1.37	2.42	1.12	0.44	0.93	2.23	0.32
QH20	0.66	0.48	0.44	1.20	3.02	0.86	1.39	1.66	1.26	3.02	1.46	0.41	1.02	2.52	0.51
QH30	0.63	0.52	0.59	1.65	2.96	0.82	1.45	1.70	1.33	3.04	1.41	0.59	1.50	2.52	0.35
QH31	0.62	0.52	0.70	1.54	2.60	0.82	1.32	1.44	1.32	2.27	0.93	0.65	1.31	2.12	0.45
QH40	0.47	0.34	0.85	0.62	2.09	0.53	1.00	0.89	1.10	1.13	0.56	0.58	0.48	1.21	0.28
QH50	0.36	1.18	1.41	0.86	2.93	0.59	0.87	0.85	1.05	1.18	0.55	1.75	0.71	1.28	0.32

3 基本结论

本文在对青海省五道梁地层的沉积样品剖面形态观察基础上,对样品的一般化学性质、铁氧化物、稀土元素和微量元素组成等地球化学特征加以研究。结果发现,较高的CaCO₃含量表明当时沉积环境相对干旱条件;这些层段中较低的铁游离度(<20%),反映出沉积物源风化程度低,都说明沉积物形成时的气候湿热程度不高。尽管QH40样品与QH10、QH20、QH30、QH31等4个样品粘土矿物组成和颗粒组成(质地)存在一定差异,它们之间物质来源可能有些不同,但上述5个剖面层段具有相近

的稀土元素和微量元素等含量以及分布特征,与平均沉积岩的稀土元素特征相似,充分表明这些层段并非源于古土壤原位沉积,而是异地搬运、沉积形成。

辨析陆相沉积物物质来源与形成尚有许多客观因素限制。其中,古土壤形成后性质难以保存就是其中之一。若埋藏古土壤上覆厚度薄,则易受后期成土作用影响;覆盖较厚,则受成岩作用影响大,比如埋藏古土壤的有机质和N含量只是相应现代土壤的1/4^[22]。正是由于当前对古土壤埋藏后性质变化知之甚少,古土壤剖面形态特征易在成岩作用下消失或改变而失真,仅利用沉积剖面形态特征分辨复杂的陆相沉积物来源十分困难。因此,排除或

确认古土壤还需要其它保存信息真实、完整、不易改变的沉积物证据,地球化学特征无疑是研究的有效手段。

由于风化物或古土壤形成后在搬运、沉积作用过程中保持原有性状、不可逆的、信息表达专一的特征很少,本文研究仅是尝试性的,许多工作有待进一步深入。

致谢:野外采样过程还得到成都理工大学藏北地质考察队其他同志的大力帮助和支持,特致谢意!

参考文献(References):

- [1] Li Ji-jun, Fang Xiao-min. Uplift of Qinghai-Tibetan Plateau and Environmental Change. *Chinese Science Bulletin*, 1998, **43**(15): 1569~ 1574. [李吉均,方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. 科学通报,1998, **43**(15): 1569~ 1574.]
- [2] Cui Zhi-jiu, Li De-wen, Feng Jin-liang, *et al.* Planation surface—A review. *Chinese Science Bulletin*, 2001, **47**(21): 1761~ 1767. [崔之久,李德文,冯金良,等. 夷平面研究的再评述[J]. 科学通报,2001, **47**(21): 1761~ 1767.]
- [3] Friedman G M, Sanders J E. Principals of Sedimentary. Beijing: Science Press, 1987. 29~ 63. [Friedman G M, Sanders J E. 沉积学原理[M]. 北京:科学出版社,1987. 29~ 63.]
- [4] Gao Yi-xin, Zhang Lin-yuan. Uplift and paleosols evolution in Qinghai-Tibetan Plateau. In: Gong Zi Tong (ed). Environmental Change and Soils. Beijing: China Sci & Tech Press, 1992. 17~ 25. [高以信,张林源. 青藏高原古土壤演化与高原隆起的关系[A]. 见:龚子同主编,土壤环境变化[C]. 北京:中国科学技术出版社,1992. 17~ 25.]
- [5] Liu Dong-sheng. Loess and Environment. Beijing: Science Press, 1985. 1~ 20 [刘东生. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社,1985. 1~ 20.]
- [6] Rost K T. Pleistocene paleoenvironmental changes in high mountain ranges of central China and adjacent regions. *Quat. Int.*, 2000, 147~ 160.
- [7] Mahaney W C, Russell S E, Milner M W, *et al.* Paleopedology of Middle Wisconsin/ Weichselian Paleosols in the Merida Andes, Venezuela. *Geoderma*, 2001, **104**: 215~ 237.
- [8] Retallack G J, Alonso-Zarza A M. Middle Triassic paleosols and paleoclimate of Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 1998, **68**: 169~ 184.
- [9] Quade J, Cater J M L, Ojha T P, *et al.* Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1995, **107**: 1381~ 1397.
- [10] Cerling T E, Quade J. Global ecological change in the Miocene: Expansion of the C4 ecosystem. *Nature*, 1993, 361: 344~ 345.
- [11] Gong Zi-tong. Chinese Soil Taxonomy—Theory• Methodology• Practice. Beijing: Science Press, 1999. 753~ 778. [龚子同. 中国土壤系统分类——理论•方法•实践[M]. 北京:科学出版社,1999. 753~ 778.]
- [12] Liu Zhi-fei, Wang Cheng-shan. Sedimentary environment and signification of Ya Xi Cuo Group in early Oligocene in Cocomili Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2000, **18**(3): 355~ 362. [刘志飞,王成善. 可可西里盆地早渐新世雅西措群沉积环境及古气候意义[J]. 沉积学报,2000, **18**(3): 355~ 362.]
- [13] Liu Zhi-fei, Wang Cheng-shan. Sedimentary environment analysis of Tertiary Feng Huo Shan Group in Cocomili Basin of northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2001, **19**(1): 28~ 36. [刘志飞,王成善. 青藏高原北部可可西里盆地第三纪风火山群沉积环境分析[J]. 沉积学报,2001, **19**(1): 28~ 36.]
- [14] Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences. Physical and Chemical Analysis of Soils. Shanghai: Shanghai Sci & Tech Press, 1978. 157~ 161. [中国科学院南京土壤研究所. 土壤理化分析[M]. 上海:上海科学技术出版社,1978. 157~ 161.]
- [15] Jenkins D A. Chemical and mineralogical composition in the identification of paleosols. In: Boardman J (Ed). Soils and quaternary landscape evolution. Plymouth: John Willey & Sons Ltd., 1985. 23~ 43.
- [16] Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences. New Standard Soil Color Charts. Nanjing: Nanjing Press, 1989. 1~ 8. [中国科学院南京土壤研究所. 中国标准土壤色卡[M]. 南京:南京出版社,1989. 1~ 8.]
- [17] Ni Shi-jun, Yang Wei-dong, Tang Jian-wu, *et al.* Study on Low-temperature Geochemical Behavior of Active Elements in diagenesis of buried sediments. Chengdu: Sichuan Sci & Tech Press, 1996. 65~ 67. [倪师军,杨卫东,唐建武,等. 沉积物埋藏成岩过程中活性元素低温地球化学行为研究[M]. 成都:四川科学技术出版社,1996. 65~ 67.]
- [18] Wang Zhong-gang, Yu Xue-yuan, Zhao Zhen-hua, *et al.* Geochemistry of Rare Earth Elements. Beijing: Science Press, 1989. 247~ 278. [王中刚,于学元,赵振华,等. 稀土元素地球化学[M]. 北京:科学出版社,1989. 247~ 278.]
- [19] Huang Cheng-min, Gong Zi-tong. Geochemical implication of rare earth elements in process of soil development. *Journal of Rare Earths*, 2001, **19**(1): 57~ 62.
- [20] Rollison H R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. London: Longman Scientific & Technical Limited, 1993. 30~ 123.
- [21] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 13~ 90.
- [22] Fenwick I M. Paleosols: problems of recognition and interpretation. Boardman J (Ed). Soils and quaternary landscape evolution. Plymouth: John Willey & Sons Ltd., 1985. 3~ 22.

Differentiation of Paleosols from Sediments in Late Tertiary Period of Wudaoliang Stratigraphic Section in Qinghai Province

HUANG Cheng-min^{1,2}, WANG Cheng-shan¹, LI Ya-lin¹, and YI Hai-sheng¹

(1. School of Architecture and Environment, Sichuan University, Chengdu 610065 China;

2. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059 China)

Abstract: It is significant for studies of geosciences to identify territorial paleosols (autochthonous deposits). Selected stratigraphic section of Wudaoliang in Qinghai Province was analyzed morphologically and with inner properties to discuss the methodology on differentiating paleosols from sediments (allochthonous deposits), which formed in Late Tertiary Period or early. The speculation about selected section developed from paleosols in situ was eliminated basically by use of such morphological features as hue, structure of sediment, and lacking in bioturbation, and roots. Higher content of CaCO_3 and lower ratio of free Fe (DCB-Fe) to total Fe with less than 20 % illustrated that low degree of the sources of section in weathering and showed that the climate quite dry and warm while selected section formed at that time. The geochemical characteristics of rare earth elements and microelements in selected section indicated that the sediments of selected section was transported and allochthonous.

For rare studies on the change before and after paleosols were buried, and the morphological features of paleosols disappeared or varied due to diagenesis, so it was difficult to discuss the derivation of terrestrial sediments by morphological features of deposition section. Therefore, some other unchangeable and preserved proofs were needed to identify paleosols, of which geochemical features were effective.

Key words: sediment; paleosols; autochthonous sedimentation; allochthonous deposit