

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2016.05.016

新疆伊犁可克达拉剖面晚全新世古土壤与环境

凌智永^{1,2}, 李志忠^{3,4}, 靳建辉^{3,4}

(1. 中国科学院 青海盐湖研究所, 西宁 810008; 2. 青海省盐湖地质与环境重点实验室, 西宁 810008;

3. 福建师范大学 地理科学学院, 福州 350007; 4. 湿润亚热带生态-地理过程教育部重点实验室, 福州 350007)

摘要:通过对新疆伊犁可克达拉晚全新世风沙沉积剖面古土壤特性进行研究,结合沉积物磁化率、TOC、黏粒及CaCO₃等土壤发生学指标,发现古土壤发育于黄土母质,是荒漠草原植被下形成的具有弱黏化作用和弱钙积作用的淡灰钙土类型。不同时期风沙-古土壤沉积物的形成揭示了新疆伊犁河谷区3.7 kaBP以来经历了多次气候干湿波动,共有6层不同发育程度的古土壤形成,后期形成的3层古土壤发育程度较前期的3层古土壤成熟;古土壤反映的古气候大致以2 kaBP为时间界限分为前后两个阶段,前期气候相对干旱,后期气候相对湿润;近500年以来,风沙活动增强,气候又有逐渐变干的趋势。

关键词:古土壤;古气候;可克达拉剖面;新疆伊犁;晚全新世

中图分类号:P532

文献标识码:A

文章编号:0256-1492(2016)05-0157-08

古土壤是埋藏的自然土壤,是过去在地表形成,随后被较新的沉积物覆盖埋藏的土壤;其蕴含着丰富的有关古气候、古植被、古地貌、沉积环境状况以及指示地层时代化石的信息,是古环境信息的理想载体^[1-2]。因此,通过分析古土壤的发生学特性,可以推测古土壤形成时期古气候与古环境的变迁^[3]。

全新世古土壤是距今最新的古土壤,受后来的环境影响相对较小,因此,对研究全新世的环境变迁具有重要意义。目前,对黄土沉积中的古土壤研究较多,并取得了显著的成果^[2-5];但是对风沙沉积中古土壤的研究比较鲜见^[6-8],尤其是我国典型西区风沙-古土壤的研究尚未报道。

伊犁地处我国新疆西部,常年受西风环流控制,属我国典型西风区;加之复杂的地形,其古气候变迁表现的极为复杂,尤其是晚全新世以来的古气候变化序列还存在较多的分歧^[9-10]。此外,有研究表明不论是天山北麓还是伊犁地区,很难见到类似黄土高原那样广泛分布的全新世时期埋藏的古土壤^[11-12]。目前,伊犁地区所发现的位于黄土顶部的古土壤主要为晚全新世的产物^[11],天山北麓不多的全新世古土壤和沙丘中碳化层样品的年龄也集中分布在中全新世晚期和晚全新世^[12]。为了进一步了

解晚全新世新疆西风带伊犁河谷平原的古气候变化特征,本文以伊犁河谷塔克尔莫乎尔沙漠晚全新世地层剖面为研究对象,对剖面古土壤特性进行分析,并结合光释光(OSL)年代探讨了沙漠古土壤发育所反映的研究区古气候状况。本项工作的开展将为今后深入研究新疆典型西风带古气候变化提供更丰富的证据。

1 区域概况与剖面位置

塔克尔莫乎尔沙漠(又名霍城沙漠)为典型的固定半固定沙漠,地处新疆伊犁河谷西部,地理坐标43°50'00"~44°10'40"N、80°27'00"~80°51'30"E。东西长约40 km,南北宽15~40 km,面积4.85×10⁴ hm²,是伊犁河谷面积最大的沙漠,占霍城县土地总面积的9%^[13]。该沙漠被伊犁河谷北侧的北山沟水系切割成几片,各片沙漠与农牧团场、乡村插花交错分布(图1)。气候类型属于温带荒漠和半荒漠气候,最热月平均气温>22℃,年均气温8.4~9.2℃,年平均降水量200~330 mm,降水季节分配比较均匀,无明显干旱季节,春季降水偏多,冬季约有10~25 cm的积雪。地带性土壤为风沙土和灰钙土,沙漠南部和东南部为以驼绒藜群系(Form. *Ceratoides latens*)为代表的温带半灌木、矮半灌木荒漠,沙漠西部和中部为以白梭梭群系(Form. *Haloxylon ammodendron*)为代表的温带矮半乔木荒漠,植被覆盖度可达40%~75%。

本文所选取的剖面位于霍城至63团的公路北

基金项目:国家自然科学基金项目(41271031,41501001);中科院青海盐湖所青年基金项目

作者简介:凌智永(1983—),男,助研,主要从事第四纪环境演变研究,E-mail: lingzhiyong@foxmail.com

通讯作者:李志忠,E-mail: lizzfz@163.com

收稿日期:2016-03-28;**改回日期:**2016-06-12 文凤英编辑

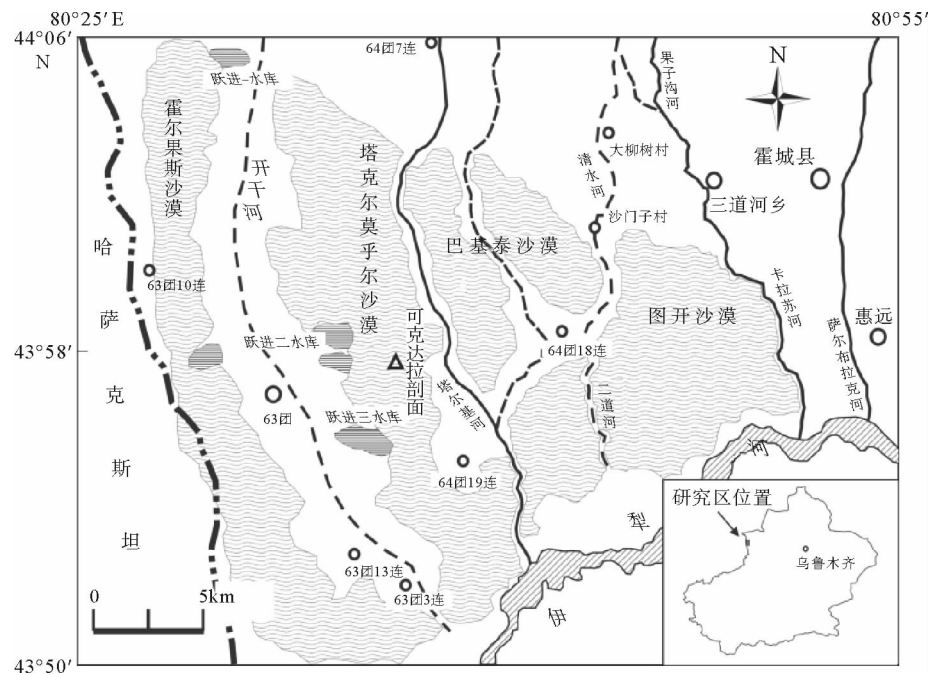


图 1 塔克尔莫乎尔沙漠地理位置及剖面采样点
Fig. 1 The location of Takermohuer desert and samples

侧,地理坐标 43°58′13.1″N、80°32′38.9″E,海拔 605 m(图 1),参照所在地名命名为可克达拉剖面。整个剖面从地表到底部出露 360 cm(未见底),由连续沉积、侧向延伸较好的风成相细砂层、极细砂层与 6 层弱成土壤、古土壤层交替组成,颜色深浅交替变化,其中细砂、极细砂层显青灰色、淡棕色,弱成土壤和古土壤层则呈现灰褐色和灰棕色。

2 方法与结果

2.1 采样和实验方法

在野外考察过程中对可克达拉剖面做了土壤学和地层学层次划分,并初步进行了剖面宏观形态特征描述。样品采集沿剖面自下而上以 5 cm 等间距进行,共采样 73 块。磁化率用英国 Bartington 公司生

产的 MS-2 磁化率仪测定,有机碳(TOC)含量采取重铬酸钾-浓硫酸消煮法测定,粒度采用 Master Sizer-2000 激光粒度分析仪进行测试,并依据乌登-温特沃斯粒级(Udden-Wentworth scale)标准^[14]对<2 μm 组分的百分含量计算,碳酸钙含量采用容量法测定。

在沉积地层定年方面,分别在可克达拉剖面距离地表 360、285、210、165 cm 处采集了用于光释光(OSL)测年的样品 P1G-1、P1G-2、P1G-3、P1G-4。OSL 样品于 2009 年在中科院寒旱所释光实验室应用丹麦国家实验室生产的 Risø-OSL/TL-DA15 释光测量仪完成年代测试。实验过程主要对粒径为 63~180 μm 的粗颗粒石英矿物进行了测量,等效剂量(D_e)利用单片再生剂量法(Single Aliquot Regeneration, SAR)^[15]测定,U、Th、K 的含量通过中子活化法测定,宇宙射线剂量率根据样品所在地点的纬度、海拔、埋深及沉积物密度等参数确定^[16]。样品剂量率详见表 1。

表 1 样品剂量率与 OSL 年代
Table 1 Dose rate and OSL ages of the samples

样品编号	样品粒级/ μm	等效剂量/ Gy	U 含量/ (mg · kg ⁻¹)	Th 含量/ (mg · kg ⁻¹)	K 含量 / %	含水率/ %	宇宙射线/ (Gy · ka ⁻¹)	年剂量率/ (Gy · ka ⁻¹)	OSL 年龄/ ka
P1G-1	125~180	12.11±1.19	2.74±0.10	12.6±0.34	2.03±0.04	9.6±0.48	0.21	3.26±0.08	3.71±0.38
P1G-2	125~180	7.80±0.85	2.72±0.09	13.5±0.35	2±0.04	1.4±0.07	0.22	4.29±0.11	1.81±0.21
P1G-3	125~180	8.60±0.66	1.76±0.08	7.2±0.22	2.28±0.05	2.2±0.11	0.22	3.85±0.12	2.23±0.19
P1G-4	125~180	6.76±1.03	2.91±0.10	12.1±0.33	2.11±0.04	4.2±0.21	0.22	3.58±0.09	1.88±0.29

注:宇宙射线剂量率引入±0.02%误差。

由光释光实验测试结果(表 1)可见,样品年龄依次为(3.71±0.38)、(1.81±0.21)、(2.23±0.19)、(1.88±0.29) kaBP。样品 P1G-2(285 cm)的测试结果与其他年代相比偏离较大,可能与该层为水成沉积物(野外实地考察中推测该层沉积物可能为水成)有关,其在搬运堆积过程中信号未完全晒退,导致结果误差偏大,故舍弃。依据其余 OSL 年龄,综合考虑风成砂和古土壤沉积速率存在的明显差异可能会造成推算年代误差较大的情况,因此,利用已有的 OSL 年代为控制点,依据沉积速率分段内插及 Kukla 的磁化率推年方法^[17],计算出不同地层深度的沉积年龄,结果见图 2。

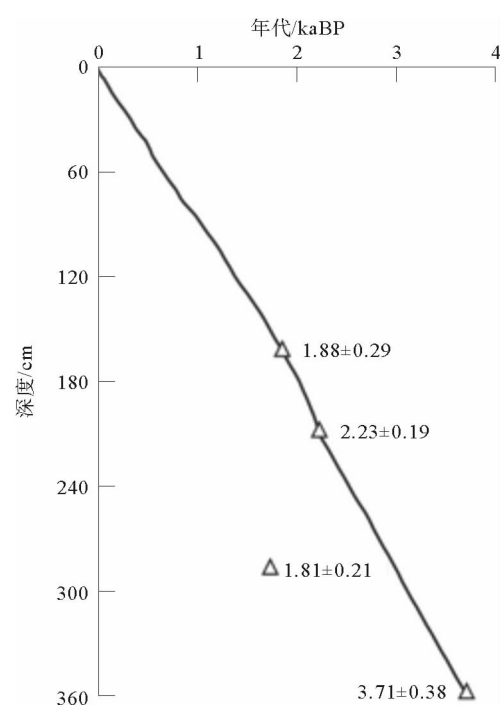


图 2 可克达拉剖面年代推算
Fig. 2 The age dating of Kekdala profile

2.2 剖面沉积特征

野外实地对剖面的观察显示,整个剖面土层的土壤质地、结构、组成、颜色等都有较大差异,沉积相比较复杂,沉积层次较多,见下文图 3 剖面柱状图。整个剖面从上至下有 S_{e1}、S_{e2}、S_{e3}、S_{e4} 四层厚度不同的古土壤和 S_{e5}、S_{e6} 两层弱成古土壤发育;其他层次为粒径大小不同的风沙沉积。具体情况如下:

0~47 cm 为现代疏松的青灰色砂层,颗粒较粗,表层有少量的枯枝落叶碎屑等。47~117 cm 为淡棕色粉砂质土壤层,富含碳酸盐,土壤结构紧实,其中 75~85 cm 处为富含腐殖质的灰褐色土壤薄

层。117~212 cm 为富含腐殖质的灰褐色土壤层、青灰色砂层、黏土质极细砂层互层分布,层次结构较为复杂。212~267 cm,该层上部夹有棕色土壤层和透镜状的青灰色砂层,下部以棕色黏土质粉砂为主,自 255 cm 处向下褐色不均匀的腐殖质土壤增多。267~302 cm 为结构疏松、颗粒较粗、含有多种岩石矿物的青灰色砂层。302~347 cm 以褐色砂质黏土为主,结构紧实、有多量的植物残根斑点,且夹杂灰棕色细砂薄层,其中 327~332 cm 处有厚约 2 cm 的褐色土壤层和厚约 3 cm 的黏土层。347~360 cm 为棕色砂层,结构疏松,夹杂有粉砂质黏土斑块和大量深褐色腐殖质斑点。

上述野外观察到的剖面岩性状况显示该剖面层次结构总体变化较为复杂,由此推断研究区晚全新世以来气候应该经历了多次不同程度的风力强弱、气候干湿的变化。

2.3 剖面磁化率、TOC、黏粒、CaCO₃ 分布特征

实验结果显示(表 2),古土壤层频率磁化率(X_{fd})为 0.18%~6.63%,平均值 2.54%,变异系数 58.32%;风砂层 X_{fd} 为 0~2.55%,平均值 0.75%,变异系数 83.06%。古土壤层的 X_{fd} 明显高于风砂层,变异系数小于风砂层,但总体而言所有层次 X_{fd} 的值变异程度都不高。

表 2 可克达拉剖面古土壤与古风沙气候代用指标对比
Table 2 Comparison of climate indexes of paleosol and paleo-aeolian sand in profiles

沉积类型	$X_{fd}/\%$	TOC/ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$<2\ \mu\text{m}/\%$	CaCO ₃ / $\%$
古土壤	范围	0.18~6.63	3.03~4.97	4.47~32.16
	均值	2.54	3.76	12.29
	CV/ $\%$	58.32	68.49	49.03
古风沙	范围	0~2.55	1.02~2.96	0~4.85
	均值	0.75	2.00	2.18
	CV/ $\%$	83.06	63.32	78.89

由表 2 可知,古土壤层和风沙层的 TOC 含量都较低(低于 5 g·kg⁻¹),但古土壤和风沙层的 TOC 含量差异很明显,古土壤层 TOC 含量范围是 3.03~4.97 g·kg⁻¹,均值 3.76 g·kg⁻¹,变异系数 68.49%,风沙层 TOC 含量范围是 1.02~2.96 g·kg⁻¹,均值 2.00 g·kg⁻¹,变异系数 63.32%,古土壤层明显高于风沙层,但变异系数相差不大,都较小。

可克达拉剖面古土壤层黏粒(<2 μm)含量范

围为 4.47%~32.16%，均值 12.29%，变异系数 49.03%；风沙层黏粒含量范围为 0%~4.85%，均值 2.18%，变异系数 78.89%。古土壤黏粒含量较风沙层高很多，反映了剖面沉积过程中古气候条件有很大差异。

可克达拉剖面总体碳酸钙含量较高，均值为 13.44%。古土壤层碳酸钙含量为 12.32%~15.99%，均值 14.56%，变异系数 7.24%；风沙层碳酸钙含量为 8.71%~15.29%，均值 12.91%，变异系数 15.64%。实验结果表明，古土壤层碳酸钙含量高于风沙层，这一表现特征与东部季风区黄土-古土壤序列有较大差异。

总体来看，频率磁化率(X_{fd})、有机碳(TOC)含量、黏粒($<2\mu\text{m}$)含量及 CaCO_3 含量的变化特征比较一致，都表现为古土壤层高于风沙层，可能共同反映了成壤作用。

3 晚全新世古土壤与环境

3.1 古土壤类型

综合对比前人的研究结果，发现新疆伊犁可克达拉剖面位于灰钙土和风沙土分布带上，其古土壤类型应属灰钙土类的淡灰钙土亚类^[20]。淡灰钙土是发育于半荒漠草原带的土壤，形成于半干旱气候条件下，降水为 200~350 mm；剖面一般发育微弱，分化不明显，过渡层多呈灰黄色，有不明显的钙积层、呈斑点或菌丝状，剖面有结构紧实的乳黄色黄土母质层和不明显黏化层。将可克达拉剖面的岩性与淡灰钙土的特征对比发现二者极为相似，因此，将该剖面土壤层认定为灰钙土。由此可见，不同区域由于气候等外部因素的差异，形成的古土壤类型也是不同的。

3.2 不同区域古土壤特性的对比

从塔克尔莫乎尔沙漠与浑善达克沙地古土壤特性对比结果(表 3)可以看出，塔克尔莫乎尔沙漠磁化率值、有机质含量都表现出了变化范围较小且均值稍高的特点，沉积物粒径平均值 M_z 较细且分布范围较小，但湿润指数较浑善达克沙地低。分析结果显示两个区域沙漠古土壤特性存在一定的差异，导致这种差异的原因可能是不同的大气环流主导的水热组合特征的不同。西风区气候并不像东部季风区表现为湿热同期，在西风带当风增强，降水增多，伴随的是温度下降，多表现为凉湿的气候组合；因此

反映降水量大小的湿润指数，虽然表现为塔克尔莫乎尔沙漠低于浑善达克沙地，但西风区的这种凉湿的气候模式更有利于有机质的积累，导致塔克尔莫乎尔沙漠古土壤的有机质含量高于浑善达克沙地。塔克尔莫乎尔沙漠古土壤磁化率的高值除受水热组合因素的影响外，沉积物粒度可能也是导致两区域磁化率差异的原因之一。

表 3 不同区域沙地古土壤特性对比

Table 3 Comparison of paleosol in different regions

区域	磁化率/ $10^{-4}\text{SI}\cdot\text{g}^{-1}$	有机质/ $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$M_z/\mu\text{m}$	湿润指数
塔克尔莫 乎尔沙漠	范围 3.17~7.33 均值 4.99	5.22~8.57 6.48	6.66~98.51 36.32	0.78~1.17 0.91
浑善达克 沙地	范围 2.16~9.58 均值 4.64	1.80~10.70 5.33	26~129 58.31	0.81~1.37 1.20

注：浑善达克沙地古土壤数据引自文献[7]。

3.3 土壤反映的气候变迁

从土壤发生学的角度看，土壤的发育主要受制于气候、母质、植被、地形、时间 5 大因素。对于同一个微小的地貌单元而言，土壤有相同或相近的发育时间，植被应大致与气候变化相一致；如忽略微地貌如地形、坡度等因素的影响，则同一母质下土壤的风化、成壤强度应主要受控于气候条件——降水与温度。因此，土壤的发育程度可以指示气候条件的变化。

众所周知，反映土壤发育程度的两个显著指标是粒度组成与有机质含量的变化^[21-22]。而两个指标的变化又受降水和温度的影响，适宜的温度及丰富的降雨量使土壤发生强度增强，必然使颗粒进一步变细、小于 $2\mu\text{m}$ 的黏粒物质增加，土壤有机质积累^[23]。反过来，土壤 TOC、小于 $2\mu\text{m}$ 黏粒含量的高低便较好地反映了降水量的多少从而指示古气候变化。有研究认为，土壤频率磁化率值与单畴、假单畴、超顺磁颗粒的含量有关^[24]，而这些细颗粒则更多地产生于地表过程如岩石的风化、成壤改造等过程^[25]；因此，超微的磁性颗粒应指示了风化、成壤作用的强度。近来有研究认为土壤 X_{fd} 与小于 $2\mu\text{m}$ 黏粒含量呈明显的正相关关系^[26]，因此，土壤 X_{fd} 的大小直接反映了细颗粒的含量变化，同时也间接地反映了过去的气候状况。在干旱半干旱区风沙沉积物中 CaCO_3 的累积过程与东部季风区黄土-古土壤累积过程相差很大，可能由于在干旱的荒漠环境风成沙堆积时期，化学活动作用几乎停止或很弱，不利于 Ca 元素的富集，当有古土壤发育时，气候变湿，为

半干旱草原—半湿润森林草原环境,Ca 元素富集,使得 CaCO_3 含量增加^[18]。此外,在古土壤形成期或气候相对湿润期,植被生长茂盛,与植物的生长和呼吸有关的次生碳酸盐的形成也较多^[19]。因此,较湿润的环境碳酸盐也就积累较多,总之, CaCO_3 在风沙沉积地层中的含量变化与降水、生物作用等环境因素密切相关,从而对古气候变化有很好的指示作用。

由图 3 可以看出,晚全新世(3 700 aBP)以来,新疆伊犁河谷可克达拉剖面共发育了 6 层古土壤,从上至下依次为 S_{e1} 、 S_{e2} …… S_{e6} 。剖面不同时期风沙-古土壤沉积物的形成反映了该区域 3 700 aBP 以来经历过多次的气候干湿波动,伴随古气候的波动变化有不同程度的古土壤发育和古风沙的沉积过

程。从反映剖面古土壤发育程度的部分指标及古土壤层发育的厚度来看,古气候的湿润程度及持续时间也存在着很大的差异性。

反映古土壤发育程度的部分指标对比结果显示(表 4), S_{e1} 、 S_{e2} 、 S_{e3} 的 X_{if} 均值及有机质、 CaCO_3 含量均值依次为 2.57%、7.33 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、14.89%,明显高于 S_{e4} 、 S_{e5} 、 S_{e6} 的 1.06%、5.66 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、12.97%;但 $<2 \mu\text{m}$ 黏粒的平均百分含量却表现为 S_{e4} 、 S_{e5} 、 S_{e6} 的 14.57%高于 S_{e1} 、 S_{e2} 、 S_{e3} 的 10.76%,与其他指标表现特征相反,这可能是由于古土壤弱成壤层 S_{e6} 含有黏化层导致, S_{e6} 的其中一个样品的粒度分析结果显示 $<2 \mu\text{m}$ 黏粒含量竟高达 32.16%,为剖面黏粒含量最高值。

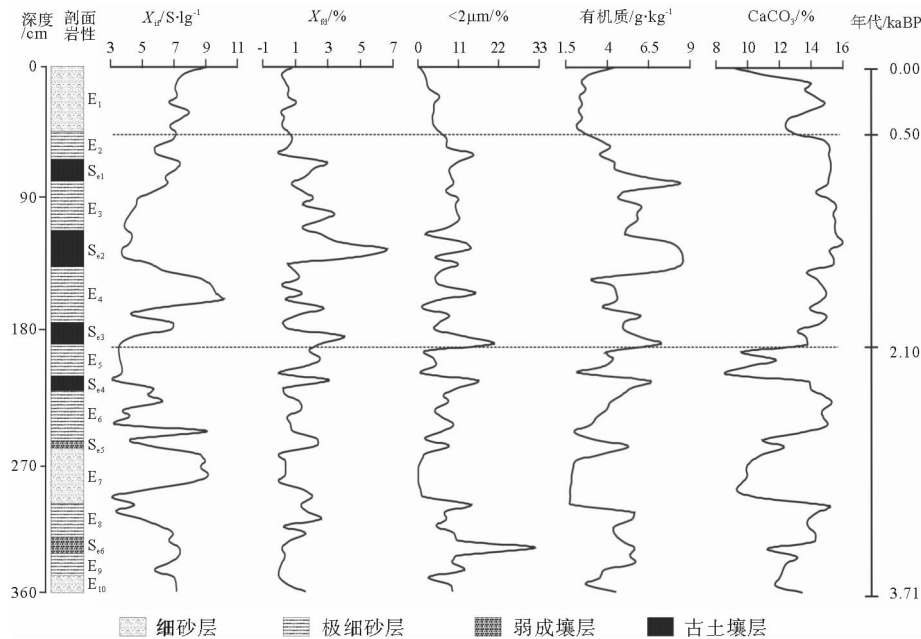


图 3 可克达拉剖面及部分指标的变化曲线

Fig. 3 Vertical distribution of some indicators in profile

表 4 古土壤发育程度对比

Table 4 Comparison of some indexes of paleosol in profile

古土壤	颜色	厚度/cm	$X_{if}/\%(M)$	$<2\mu\text{m}/\%(M)$	有机质/ $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}(M)$	$\text{CaCO}_3/\%(M)$
S_{e1}	10YR7/3	15	1.28	9.53	6.88	15.23
S_{e2}	10YR6/3	25	3.35	9.72	8.14	15.14
S_{e3}	2.5YR5/3	15	2.57	13.74	6.42	14.12
均值	/	/	2.57	10.76	7.33	14.89
S_{e4}	2.5YR7/4	10	1.69	13.52	5.97	13.91
S_{e5}	2.5YR6/4	5	2.31	8.47	5.29	12.32
S_{e6}	2.5YR3/1	15	0.23	17.30	5.57	12.26
均值	/	/	1.06	14.57	5.66	12.97

注:M 表示平均值。

综合图 3、表 4 的各个指标分析结果来看,古土壤的发育大致以 2 000 aBP 分为两个阶段:3.71~2.10 kaBP 的弱发育阶段、2.10~0.50 kaBP 的较强发育阶段。每个阶段虽然都有 3 层古土壤发育;但 2.10~0.50 kaBP 的古土壤 S_{e1} 、 S_{e2} 、 S_{e3} 发育程度较 3.71~2.10 kaBP 时期的强。

将剖面 X_{if} 、 $<2\ \mu\text{m}$ 黏粒、TOC、 CaCO_3 及风沙-古土壤序列综合对比分析,并参照现代塔克尔莫乎尔气候及风沙沉积特征我们初步认为,3 700~500 aBP 研究区经历了 6 次不同程度的气候湿润期,且发育有不同程度的古土壤。可克达拉剖面多层不同程度的古土壤发育的时间与新疆全新世黄土中古土壤发育的时间^[11-12]十分一致,反映了研究区在晚全新世气候总体比较湿润,但波动频率较高。伊犁河谷可克达拉剖面中 6 次古土壤发育的大概时间依次为 3 530~3 380 aBP (S_{e6})、2 732 aBP 前后 (S_{e5})、2 350~2 250 aBP (S_{e4})、2 100~1 970 aBP (S_{e3})、1 650~1 350 aBP (S_{e2})、1 000~800 aBP (S_{e1}),反映以上时期气候湿润,植被长势较好,有机质积累,成壤作用较强,有较多 $<2\ \mu\text{m}$ 的黏粒产生。其他时期为相对干旱期,期间有不同强度的风沙活动,但 2 100~500 aBP 的干旱期风沙活动强度较 3 700~2 100 aBP 的干旱期弱,沉积物颗粒较细。最近 500 a 以来可克达拉剖面沉积物 X_{if} 值、 $<2\ \mu\text{m}$ 黏粒及 CaCO_3 含量等指标都逐渐下降,反映了该区域的气候有逐渐变干的趋势,以风沙沉积为主。

晚全新世以来,新疆其他区域古气候也都存在明显的干湿波动;并与本文的研究区气候干湿变化比较相似。阎顺等^[27]对 2 500 年来艾比湖的古环境研究得出公元前 300 年—公元 300 年为水位较高期,公元 300 年—公元 1400 年为高水位期;而塔克尔莫乎尔沙漠在上述艾比湖的两个高水位期发育了 S_{e1} …… S_{e4} 四层古土壤,且古土壤的发育程度从 S_{e4} 至 S_{e1} 有增强的趋势,这与同期艾比湖水位由较高水位到高水位的变化特征近似,表明气候有逐渐变湿趋势。东天山北麓古环境研究^[28]表明,2 000~1 300 aBP 植被为草原植被,其中 1 750~1 400 aBP 植被为有少量森林的草原植被,当时气候状况较今凉湿,适宜云杉生长,使得云杉林带下移。该时期反映的气候特征与研究区古土壤反映的情形比较相似,而可克达拉剖面 S_{e2} 古土壤的发育时间几乎与东天山北麓 1 750~1 400 aBP 的少量森林草原植被期对应。乌鲁木齐河源大西沟剖面反映的 4 000 aBP 以来的气候演变序列^[29]表明:近 4 000 aBP 以来乌鲁木齐河源区气候经历了多次干湿变化,即 4 000~

3 630 aBP 为干暖期,3 630~2 270 aBP 为凉湿冷湿期,2 270~2 100 aBP 为干暖期,2 100~1 310 aBP 干暖转化为暖湿期,1 310~1 100 aBP 为干暖期,1 100 aBP 至今是凉湿冷湿期;可克达拉剖面古土壤记录的气候变化与上述乌鲁木齐河源干湿波动在时间上也有很好的吻合。最近 500 a 以来气候逐渐趋于干旱的特征与伊犁地区现代气候特征的研究结果——最近 300 a 来气候在波动中存在着变干的趋势^[30]极为相似。总而言之,新疆伊犁塔克尔莫乎尔沙漠可克达拉剖面晚全新世古土壤序列反映的古气候干湿波动与其他相邻区域具有较好的可比性。

4 结论

(1)可克达拉剖面古土壤类型属灰钙土类的淡灰钙土亚类,与区域地带性土壤类型相同,古土壤发育时期的气候要比目前湿润得多。

(2)西风区与季风区气候模式的差异,导致了成壤过程有一定的不同,西风区凉湿的气候条件更有利于有机质的积累,导致沙漠晚全新世古土壤有机质含量较高。

(3)塔克尔莫乎尔沙漠 6 层不同发育程度古土壤的形成反映了研究区 3.7 kaBP 来经历过多次的气候干湿波动;后期的 3 层古土壤发育程度较前期的 3 层古土壤发育好,古土壤反映的古气候大致以 2 kaBP 为时间界限分为前后两个阶段,前期气候相对干旱,后期气候相对湿润;近 0.5 ka 年来,风沙活动增强,气候又逐渐变干。

参考文献 (References)

- [1] 席承藩. 土壤是气候变化的长期记录者[J]. 第四纪研究, 1990, 1:82-90. [XI Chengfan. Soil is the recorder of a long-term climate change[J]. Quaternary Sciences, 1990, 1:82-90.]
- [2] 龚子同, 陈鸿昭, 刘良梧. 中国古土壤与第四纪环境[J]. 土壤学报, 1989, 26(4): 379-387. [GONG Zitong, CHEN Hongzhao, LIU Liangwu. Paleosol and Quaternary environment of China[J]. Acta Pedologica Sinica, 1989, 26(4): 379-387.]
- [3] 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境[J]. 第四纪研究, 1994, 14(3): 256-269. [GUO Zhengtang, LIU Dongsheng, AN Zhisheng. Paleosols of the last 0.15Ma in the Weinan Loess section and their paleo-climatic significance[J]. Quaternary Sciences, 1994, 14(3): 256-269.]
- [4] 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 等. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳对植被的响应[J]. 中国科学 D 辑, 2002, 32(10): 830-836. [LIU Weiguo, NING Youfeng, AN Zhisheng, et al. The cor-

- responding to plant of organic carbon in modern soil and paleosol in the Loess Plateau[J]. Science in China(Series D), 2002,32(10): 830-836.]
- [5] 刘进峰,郭正堂,乔彦松,等. 秦安中新世黄土-古土壤序列石英颗粒形态特征、粒度分布及其对成因的指示意义[J]. 科学通报,2005,50(24):2086-2089. [LIU Jinfeng, GUO Zhengtang, QIAO Yansong, et al. The significance and reason about quartz particles morphology characteristics and grain-size distribution of loess-paleosol sequence in Qin'an during middle holocene[J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50(24): 2086-2089.]
- [6] 陈惠中,金炯,董光荣. 全新世古尔班通古特沙漠演化和气候变化[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 333-339. [CHEN Huizhong, JIN Jiong, DONG Guangrong. Holocene evolution processes of Gurbantonggut desert and climatic changes [J]. Journal of Desert Research, 2001, 21(4):333-339]
- [7] 靳鹤龄,苏志珠,孙良英,等. 浑善达克沙地全新世气候变化[J]. 科学通报,2004,49(15):1532-1536. [JIN Heling, SU Zhizhu, SUN Liangying, et al. Holocene climatic change in Hunshandake Desert[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(16):1730-1735.]
- [8] 张家强,李从先,丛友滋. 水成沉积与风成沉积及古土壤的磁组构特征[J]. 海洋地质与第四纪地质,1999,19(2): 85-94. [ZHANG Jiaqiang, LI Congxian, CONG Youzi. Magnetic fabric characteristics of hydraulic deposit, eolian deposit and paleosol[J]. Marine Geology and Quaternary Geology,1999,19(2):85-94.]
- [9] 韩淑妮,瞿章. 北疆巴里坤湖内陆型全新世气候特征[J]. 中国科学 B 辑,1992, 22(11): 1201-1209. [HAN Shutu, QU Zhang. Holocene climate characteristics in Barkol Lake, Northern Xinjiang[J]. Science in China(Series B), 1992, 22(11): 1201-1209.]
- [10] 袁宝印,魏兰英,王振海,等. 新疆巴里坤湖十五万年来古水文演化序列[J]. 第四纪研究,1998,18(4): 319-327. [YUAN Baoyin, WEI Lanying, WANG Zhenhai, et al. The paleo-hydrological evolution sequence of Barkol lake since 150000aBP[J]. Quaternary Sciences,1998,18(4):319-327.]
- [11] 中国科学院新疆资源开发综考队. 新疆第四纪地质与环境[M]. 北京:中国农业出版社,1994. [The Comprehensive Investigated Group of Xinjiang Resources Development from Chinese Academy of Sciences. Quaternary Geology and Environment of Xinjiang[M]. Beijing: Agricultural Press of China,1994.]
- [12] 叶玮. 北疆地区全新世气候波动与水热组合特点[J]. 中国沙漠,2000,20(2):185-191. [YE Wei. The climatic characteristics and environmental patterns during Holocene in North Xinjiang[J]. Journal of Desert Research, 2000, 20(2):185-191.]
- [13] 霍城县农业区划委员会. 新疆伊犁地区霍城县农业区划[M]. 伊宁:伊犁日报社,1985:116-123. [The agricultural division committee of Huocheng county. The agricultural division of Huocheng, in Yili region, Xinjiang [M]. Yining: Yili daily newspaper press,1985:116-123.]
- [14] 成都地质学院陕北队. 沉积岩(物)粒度分析及其应用[M]. 北京:地质出版社,1978:31-65. [The Shanbei Group of Chengdu Geologic Institute. Grains Size Analysis of Sedimentary Rock Sediment and Application [M]. Beijing Geological Publishing House, 1978:31-65.]
- [15] Wintle A G, Murray A S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols[J]. Radiation Measurements, 2006, 41:369-391.
- [16] Prescott J R. Cosmic ray and dosimetry for TL and ESR[J]. Nuclear tracks Radiation Measurements, 1988,14, 223-227.
- [17] Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climate in China dated by magnetic susceptibility[J]. Geology, 1988, 16(9): 811-814.
- [18] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社,1985. [LIU Dongsheng. Loess and Environment [M]. Beijing: Science Press,1985.]
- [19] Gasse F, Arnold M, Fontes J C. A 13 000-year climate record from west Tibet. Nature, 1991,353:742-745.
- [20] 吴荣镇,权志诚. 新疆伊犁地区土壤[M]. 伊犁:伊犁地区土壤普查办公室,1985:124-127. [WU Rongzhen, QUAN Zhicheng. Soil of Yili region, Xinjiang[M]. Yili: Soil Investigation Office of Yili Region,1985:124-127.]
- [21] 朱显谟. 试论中国黄土高原土壤与环境[J]. 水土保持研究, 1995(12):91-101. [ZHU Xiangmo. Primary study on soil and environment of Chinese Loess Plateau [J]. Research of Soil And Water Conservation,1995(12): 91-101.]
- [22] 李叙勇,李保国,石元春. 土壤发育指数及其在黄土-古土壤序列中的应用[J]. 土壤学报,2001(5): 154-159. [LI Xuyong, LI Baoguo, SHI Yuanchun. Soil-formation intensity and its application in loess-paleosol sequence [J]. Acta Pedologica Sinica,2001(5):154-159.]
- [23] 黄成敏,龚子同. 土壤发生和发育过程定量研究进展[J]. 土壤,2002(3):145-166. [HUANG Chengmin, GONG Zitong. Quantitative study on progress of pedogenesis[J]. Soil,2002(3):145-166.]
- [24] Oldfield F. Environmental magnetism-a personal perspective [J]. Quaternary Science Reviews,1991,10:73-85.
- [25] 刘良梧,胡雪峰. 磁化率——沉积成土作用环境的指示剂[J]. 土壤,2001, 2:98-101. [LIU Liangwu, HU Xuefeng. Magnetic susceptibility the proxy indicator of pedogenesis[J]. Soil, 2001, 2:98-101.]
- [26] 魏海涛,夏敦胜,陈发虎,等. 黄土高原及相邻地区表土磁化率与降水量的关系[J]. 冰川冻土,2008,30(3):433-439. [WEI Haitao, XIA Dunsheng, CHEN Fahu, et al. Relationship between the magnetic susceptibility of surface precipitation of loess plateau and adjacent area[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(3): 433-439.]
- [27] 阎顺,穆桂金,运藤邦彦,等. 2500 年来艾比湖的环境演变信息[J]. 干旱区地理, 2003, 26(3): 227-232. [YAN Shun, MU Guijin, Kunihiko Endo, et al. Environmental evolution information from Aibi Lake since the last 2 500a[J]. Arid Land Geography, 2003, 26(3):227-232.]

- [28] 阎顺,孔昭宸,杨振京,等. 东天山北麓 2 000 多年以来的森林线与环境变化[J]. 地理科学, 2003, 23(6): 699-704. [YAN Shun, KONG Zhaochen, YANG Zhenjing, et al. Fluctuation of timberline and environment change near the northern piedmonts of Tianshan Mts. During the Last 2 000 Years[J]. Scientia Geographica Sinica, 2003, 23(6): 699-704.]
- [29] 鞠远江, 刘耕年. 孢粉记录揭示的 4 000 aBP 来乌鲁木齐河源气候环境变化[J]. 冰川冻土, 2004, 26(2): 166-170. [JUN Yuanjiang, LIU Gengnian. Climate and environment changes inferred from pollen records since 4 000 aBP in the headwaters of the Urumqi River, Tianshan[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, 26(2): 166-170.]
- [30] 叶伟,袁玉江. 新疆伊犁地区现代气候特征与 300 年来的干湿变化规律[J]. 中国沙漠, 1999, 19(2): 97-103. [YE Wei, YUAN Yujiang. The modern climatic characteristics and dry wet fluctuations in the past 300 years in Yili area, Xinjiang [J]. Journal of Desert Research, 1999, 19(2): 97-103.]

LATE HOLOCENE PALEO-ENVIRONMENT RECONSTRUCTION WITH PALEOSOL FROM KEKDALA PROFILE IN YILI OF XINJIANG

LING Zhiyong^{1,2}, LI Zhizhong^{3,4}, JIN Jianhui^{3,4}

(1. Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China;

2. Key Laboratory of Salt Lake Geology and Environment of Qinghai Province, Xining 810008, China;

3. Geography Science College of Fujian Normal University, Fuzhou 350007, China;

4. Key Laboratory of Humid Subtropical Ecosystem and Geography, Ministry of Education, Fuzhou 350007, China)

Abstract: For the purpose to study the characteristics of the Holocene paleo-aeolian sand and paleosol in the Kekdala profile, Yili of Xinjiang, we made a thorough analysis of magnetic susceptibility, TOC, clay fraction, and CaCO_3 of the sediments. The results show that the paleosol is resulted from the further weathering of loess deposits, as a kind of light gray desert soil formed under the weak clayization and calcification conditions in a desert-steppe environment. The paleo-aeolian sand and paleosol sequence suggest that the Yili valley of Xinjiang has suffered many times of climate fluctuations since 3.71 kaBP. There are 6 layers of paleosol developed in different degrees during this period, with 3 layers formed in the early stage which are more developed than the 3 layers formed in the late stage. The paleoclimate inferred from paleosol could be divided into two stages taking the 2 kaBP as the boundary, and the climate was dry in the early period but wet in the late period. Since 0.5 kaBP, however, the climate has become warm-dry and the aeolian sand was strongly activated.

Key words: paleosol; paleoclimate; Kekdala profile; Yili of Xinjiang; Late Holocene