

中国庐山晚第四纪沉积地层同位素的环境示踪及表层过程

胡东生^{1,2,3,4)}, 李小豫²⁾, 胡蓉⁵⁾, 熊卫强⁶⁾, 胡文琯⁷⁾, 田新红⁴⁾, 刘卫国³⁾, 张国伟⁴⁾

1) 湖南师范大学资源环境科学学院, 长沙, 410081; 2) 中国煤炭地质总局青海煤炭地质勘察院, 西宁, 810001; 3) 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安, 710075; 4) 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安, 710069; 5) 北京师范大学珠海分校法律与行政学院, 广东珠海, 519087; 6) 江西省庐山国土资源局, 江西庐山, 332900; 7) 南京大学地球科学学院, 南京, 210093

内容提要:通过对庐山(1997~2009)进行科学考察及深入研究,取得大校场沟口晚第四纪剖面地层的 Rb-Sr-O 稳定同位素的丰度检测数值,采用系统分析及综合研究将沉积地层划分为冰期—间冰期—冰缘期—冰后期的气候演化旋回:冰期阶段平均温度为 -6.9°C ,降水量约为 550.1~1283.5mm;间冰期阶段平均温度约为 8.0°C ,降水量约为 1650.2mm;冰缘期阶段平均温度约为 0.5°C ,降水量为 1600.0mm,其惯性升温时年降水量可能为 1650.2mm;冰后期阶段在其初期高温期年平均温度(温度负振荡现象未计算在内)为 11.8°C ,高温期年降水量约为 1650.2mm;现代年平均温度为 11.5°C ,现代年降水量为 1833.6mm。这是庐山地区首次在大校场沟口剖面获得的系统气候变化资料,可以为山地气候演化和区域响应与全球变化的分析提供新的科学信息。

关键词:同位素层型地层;标型环境事件;连续表层作用;气候演化旋回;庐山

中国东部山地第四纪环境的演变过程是我国地球科学界长期关注的热点之一,庐山科学考察及环境变化研究一直是科技工作者追求科学探索真谛的地质实践圣地。庐山晚第四纪沉积岩系及地层层序的研究已有 90 余年的历史(周慕林,1988),在其芦林盆地大校场谷地的地层地质时代的认识上争议不大,从地层出露位置和岩性特征与区域对比及古生物面貌等方面的综合分析成果,普遍认为其隶属于第四纪晚期或晚第四纪的山地作用堆积地层。晚第四纪地层及环境情景对全球变化及人地关系的协调发展是十分重要的(刘东生,2002),因为“只有知道了过去的情况,才能有希望预测未来”(竺可桢,1958),在过去地球变化及古气候环境的研究中,几十万年以来尤其是 40 余万年以来的变化过程最为重要(IPCC,2007)^①,深入研究庐山晚第四纪地层及地表过程对科学解决中国东部地区环境演变及全球变化分析均具有重要意义。

本文是庐山科学考察(1997~2009)的系列研究

成果之一,这些成果包括地层层序及年龄、沉积序列及粘土矿物组合、地层地球化学、地层同位素标型、植物孢粉及古植被、石英形貌及显微构造等方面,研究条件十分艰苦,工作进行得非常艰难,在有识之士及师长同仁的支持和鼓励之下,业务研究群体终于坚持了下来,可以将科学研究成果公布出来,以促进庐山地质科学调查和中国第四纪环境演变及全球变化研究的深入发展。

1 地层位置及实验方法

研究样本取自庐山芦林盆地大校场沟口晚第四纪泥砾沉积剖面,区域地质情况见图 1。

根据自然地层特征该剖面可分为 4 个一级层序,由上往下依次为:IV 阶段埋深在 0~0.65m,灰黑-灰褐色粘土层;III 阶段埋深在 0.65~1.7m,黑灰-灰褐-黑褐色泥砾层;II 阶段埋深在 1.7~3.0m,砖红-红褐色泥砾层夹黑色铁锰质条带(铁盘层);I 阶段埋深在 3.0~5.5m,黄-黄褐色泥砾层。根据地

注:本文为中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金项目(编号 SKLLQG0701)和湖南省重点学科建设项目(编号 ZRDL0701)与西北大学大陆动力学国家重点实验室开放基金项目(编号 DL2006001)共同资助。

收稿日期:2012-11-01; 改回日期:2012-12-19; 责任编辑:黄敏。

作者简介:胡东生,男,1951 年生,教授。从事地球资源环境和遥感地质学与地球动力学及全球变化的教学与研究。通讯地址:410081,湖南师范大学资源与环境科学学院。Email: hudsh@hunnu.edu.cn。

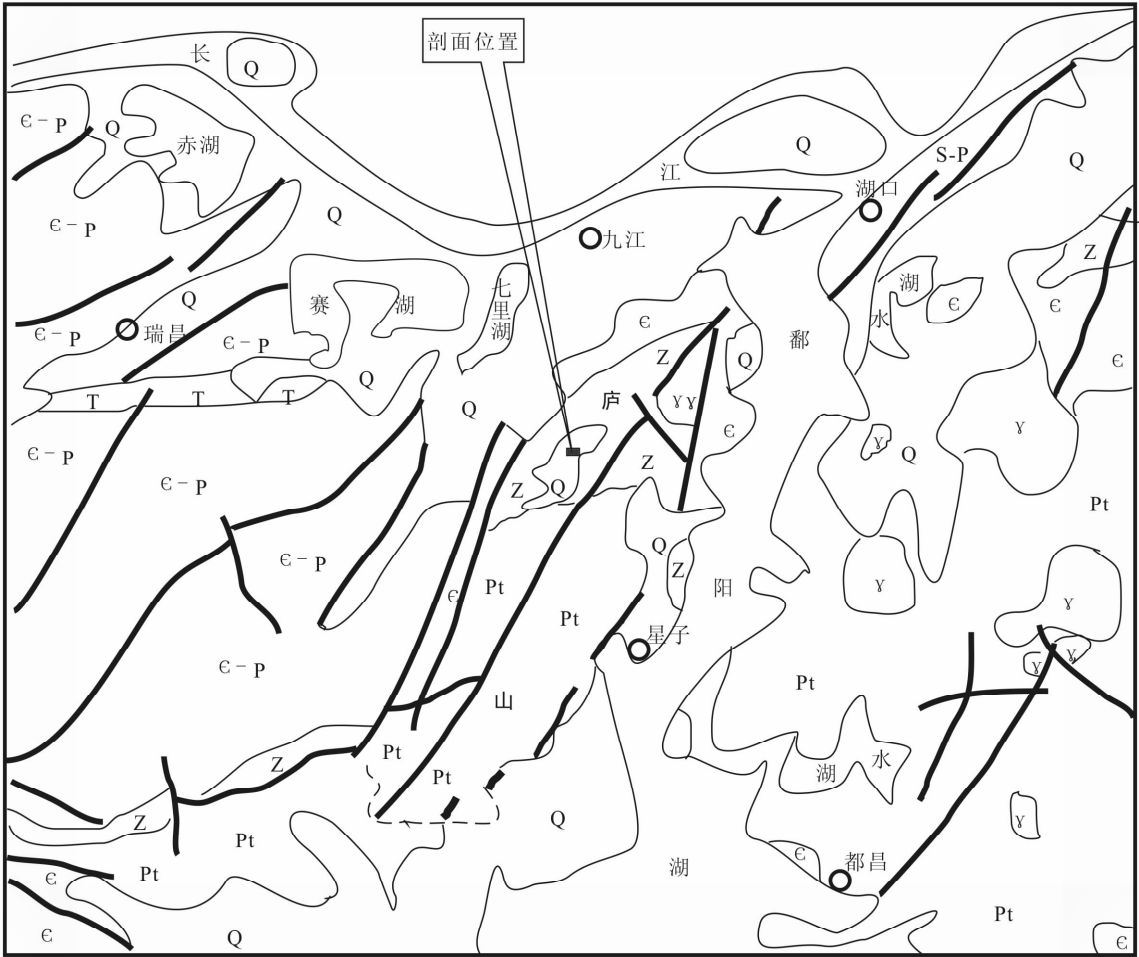


图 1 庐山地区区域地质示意图

Fig. 1 Region geological sketch map of Lushan Area

层综合年龄测定(胡东生等,2012a),I 阶段年代为 400~200ka B P,II 阶段年代为 200~100ka B P,III 阶段年代为 100~10ka B P,IV 阶段年代为 10~0ka B P。

选择剖面中央沉积位置连续分段取样,由上往下(即由表层往深部)依次划分为:1 层(埋深为 0.5~0.6 m),2 层(埋深为 0.7~0.8 m),3 层(埋深为 1.1~1.3 m),4 层(埋深为 1.8~1.9 m),5 层(埋深为 2.1~2.3 m),6 层(埋深为 2.8~2.9 m),7 层(埋深为 3.1~3.4 m),8 层(埋深为 3.6~3.8 m),9 层(埋深为 5.2~5.3 m),10 层(埋深为 5.4~5.5 m)。

为保证样本的原始性,地层样本预处理不使用化学浸泡分离以及人工机械碾碎过筛的试验方法,样本均采用去离子高纯净水浸泡反复淘洗和水悬浮分级筛选以及自然风干的方法,样本经过分级处理其粒度直径为 < 0.002mm,物质成分属于胶体矿物(丘赫洛夫,1965)系列,是同生沉积物质,可以反映当时的沉

积条件和沉积过程(详见另文)^⑨。Rb-Sr 同位素采用英国 Nu Instrument 公司生产 Nu Plasma 多接受器等离子质谱仪(MC-ICP-MS)测定(西北大学),微量元素 Sr 和 Rb 采用美国 PE 公司 Elan6100DRC 等离子质谱仪(ICP-MS)进行测定(西北大学),O 同位素采用美国 Finnigan 公司生产的新一代稳定同位素质谱仪(Mat-252)测定(南京大学)。

2 地层同位素丰度

2.1 Rb-Sr 同位素

根据核素物理学(核素图表编制组,1977)的理论研究,Rb 元素可以存在 25 种同位素,即^{75~99}Rb。自然界最重要的 Rb 同位素有 2 种:⁸⁵Rb 和⁸⁷Rb。⁸⁵Rb 是稳定同位素,其丰度为 72.17%;⁸⁷Rb 是天然放射性同位素(起始核素),其丰度为 27.83%,经 β 衰变形成⁸⁷Sr,半衰期为 4.7×10^{10} a。根据核素物理(核素图表编制组,1977)的实验分析,Sr 元素可以

存在 21 种同位素即^{78~98}Sr。⁸⁶Sr 为稳定同位素,其丰度为 9.9%;⁸⁷Sr 实际为准稳定同位素,其丰度为 7.0%,且有同核异能的特性,通过电子俘获发生能级跃迁,半衰期为 2.81h。传统上使用自然元素放射性同位素衰变规律计算大尺度地质时间基本是可行的,对较小尺度的地质时代演算其稳定性则较差。针对第四纪小尺度地质年代采用 Rb-Sr 同位素丰度及比值演绎其地球化学行为可能更为有意义,通过其变化可以解析当时的沉积条件和沉积过程(刘东生,1997)。

自然界不存在 Rb 元素的独立矿物,主要以类质同像方式进入含钾矿物之中(刘东生,1997),在原岩矿物中主要存在于云母类和长石类矿物的晶体之中,在同生沉积作用中主要赋存于粘土矿物之中;Rb 元素的自然熔点为 38.89℃(李振寰,1985),它的富集与温度呈负指数关系。Sr 元素在沉积作用中可形成天青石(SrSO₄)和菱锶矿(SrCO₃),在表层过程中也可以被粘土矿物所吸附(武汉地质学院地球化学教研室,1979)。经过镜下捡矿和 X 衍射分析(详见另文)^⑨,在庐山大校场剖面地层中,既不存在 Rb 元素的独立矿物,也未出现 Sr 元素的独立矿物,说明表层过程中 Rb-Sr 均被同生沉积的粘土矿物所吸附,故而可以将其同位素化学行为作为表层环境的辅助指数(沈渭洲,1994)来对待。

根据测定庐山芦林盆地大校场沟口剖面 Rb 和 Sr 丰度及比值分析,测试中使用国际岩石标样 AGV-1(安山岩)和 BHVO-2(玄武岩)以及本样对照样(重复样)进行全程质量监控,其结果如下(见表 1)。

⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 实际为起始核素的富集比率,反映地质作用的强度主要与温度有关,可以表征为地质环境的温度指数,依据数值相关关系温度指数应是其丰度数值的倒数。⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 在庐山大校场剖面中其值为 5.25464~27.22606,存在由表层向深层递增的趋势。

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 实际为间接表现放射性元素的本底辐射水平,反映所经历的地质过程主要与湿度有关,可以表征为地质环境的湿度指数(呈现为倒数关系)。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 在庐山大校场剖面中其值为 0.72516~0.77552,地层中存在小幅度波动发展的趋势。

⁸⁷Sr/⁸⁷Rb 实际为衰变元素的形成单位比率,主要与地质时间有关,可以表征为小尺度地质时代的相对时间指数(呈现为倒数关系)。⁸⁷Sr/⁸⁷Rb 在庐山大校场剖面中其值为 0.13776~0.02848,存在由表层向深层递减的趋势。

⁸⁶Sr 为稳定同位素,其丰度在地层中较稳定,主要与物质环境的阶段性发展有关联,在庐山大校场剖面中其值为 0.0985~0.0982,在地层剖面的下部较低、上部较高。

⁸⁷Sr 为准稳定同位素或为弱放射性同位素(半衰期很短),可以表征为地表作用发展的总趋势,在庐山大校场剖面中其值为 0.07143~0.07600,存在由表层向深层递增的趋势。

⁸⁷Rb 为天然放射性同位素,其丰度与地质过程有关,在庐山大校场剖面中其值为 0.51758~2.66815,存在由表层向深层递增的趋势。

2.2 ¹⁸O 同位素

根据核素物理(中国科学院核素图表编制组,1977)的理论研究,O 元素可以存在 12 种同位素,即^{13~24}O。自然界最重要的 O 同位素有 2 种:即¹⁶O 和¹⁸O。二者皆为稳定同位素,¹⁶O 丰度为 99.756%,¹⁸O 丰度为 0.205%。根据研究(中国科学院地球化学研究所,1979),O 同位素在不同的矿物中其赋存状态是不一致的,在沉积作用条件之下,碳酸盐矿物中¹⁸O 丰度为负值,硫酸盐矿物和硅酸盐矿物中¹⁸O 丰度为正值,其值随温度的增高而增大,而且其值也随盐度而增加(Bottinga et al., 1973),由此可见其丰度变化与温度和盐度都有关系(H. A. 洛谢夫,1960),应该归属于双指数(Taylor,

表 1 庐山芦林盆地大校场沟口第四纪地质剖面铷、锶同位素丰度及比值

Table 1 The abundance and specific value of the Rb isotope and Sr isotope in the geologic section of Quaternary Period of the Dajiaochang fossa meatus of Lulin Basin in Lushan

同位素/样品	1 层	2 层	3 层	4 层	5 层	6 层	7 层	8 层	9 层	10 层
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	5.25464	5.31694	6.95061	7.96185	8.30919	10.32114	15.12412	13.98139	16.37060	27.22606
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.72516	0.72736	0.73206	0.73338	0.73292	0.73468	0.75109	0.74615	0.75204	0.77552
⁸⁷ Sr/ ⁸⁷ Rb	0.13776	0.13679	0.10532	0.09211	0.08821	0.07118	0.04960	0.05337	0.06864	0.02848
⁸⁶ Sr (‰)	0.0985	0.0984	0.0984	0.0984	0.0984	0.0984	0.0982	0.0983	0.0982	0.0982
⁸⁷ Sr (‰)	0.07143	0.07157	0.07203	0.07216	0.07212	0.07229	0.07367	0.07335	0.07385	0.07600
⁸⁷ Rb (‰)	0.51758	0.52319	0.68394	0.78345	0.81762	1.01560	1.48519	1.37437	1.07593	2.66815
2σ	0.00001	0.00001	0.00001	0.00001	0.00001	0.00002	0.00003	0.00002	0.00003	0.00001

表 2 庐山芦林盆地大校场沟口第四纪地质剖面 O 同位素丰度

Table 2 The abundance of the O isotope in the geologic section of Quaternary Period of the Dajiaochang fossa meatus of Lulin Basin in Lushan

同位素/样品位置	1 层	2 层	3 层	4 层	5 层	6 层	7 层	8 层	9 层	10 层
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	14.41	13.70	14.28	14.21	13.76	13.96	12.77	12.59	12.62	14.07

1975)范畴来表述。

庐山芦林盆地大校场沟口剖面 O 同位素丰度测定结果如下(见表 2),其测样标准使用 VSMOW(维也纳标准平均海洋水)。

^{18}O 同位素丰度在庐山大校场剖面中其值为 12.59~14.41,在地层中存在波动发展态势,在剖面底部由较高值急剧下降后在中部又急剧回升,在后期又出现下降后再回升的趋向。与庐山相关同层位地层即晚第四纪剖面中的 ^{18}O 丰度测定(Robin, 1976)其值为 13.99~19.92 相对比,在地层中其值波动态势与变化幅度基本吻合一致的。

3 同位素的环境示踪

现代地质学的研究已经将稳定同位素看作参与矿物形成及变化的指示剂和示踪器(何培元等, 1992),矿物的结构组成及其形成环境过程对其赋存状态和丰度变化影响极大(郑永飞等,2000)。根据系统科学分析可以将地球化学元素的同位素丰度数值变化态势的节点响应(O’Neil, 1977)表述为同位素标型特征或同位素标型事件,庐山芦林盆地大校场沟口剖面地层粘土矿物中由于同位素的分馏过程及驱动机制不尽相同,其丰度数值的分布态势及变化趋向也是各有差异,对地球表层环境的响应变化和因子表征也是不同的。

在 Rb-Sr 同位素中天然放射性元素 ^{87}Rb 是其起始元素,经过 β 衰变形成 ^{87}Sr 的过程是放热过程(K. 兰卡玛,1960)其启动阶段环境的初始温度及湿度是非常重要的,也即温度和湿度控制着其衰变过程的快慢与强弱,所以对环境响应可以表述为多因子成分—温度、湿度、相对时间。

在 O 同位素中 $^{16}\sim^{18}\text{O}$ 是天然稳定同位素,其中 ^{17}O 的丰度仅有 0.039%可以忽略不计,水介质中 ^{18}O 的积累是依靠水分的分批蒸馏过程实现的(中国科学院核素图表编制组,1977;何培元等,1992;邹珊刚等, 1987),同生沉积作用与水介质作用存在密切联系,这个过程与表层环境的温度有关,所以用其来表征地表过程中的单因子因素—温度的变化。

3.1 Rb-Sr 同位素标型事件

在庐山芦林盆地大校场沟口剖面层型地层发展阶

段中,Rb-Sr 同位素响应过程的节点特征十分显著。

(1) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$:I 阶段 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 节点为底部 10 层其值可达 27.22606,其后急剧下降并波动发展,节点差为 13.24467,意味着沉积层初期环境的急剧变化及小幅度波动演化趋势;II 阶段 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 节点为下部 6 层其值达 10.32114,其后依次下降,起始节点差达到 4.80288,反映沉积环境出现转型事件;III 阶段 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 节点为下部 3 层其值达 6.95061,节点差为-1.01124~+1.6367,反映出现较小幅度的环境转型事件;IV 阶段 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 节点为 1 层其值为 5.25464,节点差为 0.06230,反映存在小幅度的环境转型事件。

(2) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$:I 阶段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 节点为底部 10 层其值可达 0.77552,其后缓慢下降间歇有小幅度波动,节点差为 0.02937,反映沉积环境因子总体态势处于较高亢的状态;II 阶段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 节点为 6 层其值为 0.73468,其后起伏很小,节点差为 0.00176,反映沉积环境处于低位平稳的状态;III 阶段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 节点为下部 3 层其值为 0.73206,节点差为-0.00132~+0.00470,反映沉积环境出现小的变差;IV 阶段节点为 1 层其值为 0.72516,节点差为 0.00220,反映沉积环境发生小幅度变化。

(3) $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$:I 阶段 $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ 节点级差底部 10→9→8→7 层其值可达 1.74 倍,II 阶段 $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ 节点级差底部 6→5→4 层其值可达 1.29 倍,III 阶段 $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ 节点级差底部 3→2 层其值可达 1.30 倍,IV 阶段 $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ 节点级差为 1.01 倍。其比差更能说明问题:10 层为 35.11,9 层为 14.57,8 层为 18.74,7 层为 20.16,6 层为 14.05,5 层为 11.34,4 层为 10.86,3 层为 9.49,2 层为 7.31,1 层为 7.26。I 阶段起始范围为 > 35.11~20.16,其中间发生扰动现象;II 阶段结束数值为 10.86,初始发展较高其后逐渐衰减;III 阶段其数值衰减率为 1.30~1.55,其背景可能存在高噪音扰动;IV 阶段为小幅度衰减,同样反映背景尚有噪音扰动。

(4) ^{86}Sr 、 ^{87}Sr 、 ^{87}Rb : ^{86}Sr 节点特征分为早、晚两大阶段:I 阶段为稳定的低值状态、II~III~IV 阶段为较稳定的高值状态,其节点级差达 1.003。 ^{87}Sr 在

I 阶段由底部向上部波动性降低,其波动幅度级差可达 1.0347;II 阶段表现为较稳定的低值状态,III 阶段由高降低,IV 阶段又出现走低趋势。⁸⁷Rb 在 I 阶段由早期最高值波动降至晚期中值状态,其节点级差达 2.4799;II 阶段由较低值持续降低,其节点级差达 1.2963;III 阶段由低值持续降低,其节点级差为 1.3072;IV 阶段持续走低。

3.2 ¹⁸O 同位素标型事件

¹⁸O 是从同生沉积的胶体矿物(丘赫洛夫, 1965)中测定的,矿物成分以粘土矿物组合为主,即以硅酸盐矿物为主,尚有少量碳酸矿物和氯化物矿物。根据 X 射线衍射分析系统(中国科学院地球环境研究所宋友桂测定,2007)鉴定结果(详见另文)^②,按其相对丰度及含量(%)依次为:高岭土(K),伊利石(I),磷灰石(A),埃洛石(H),蒙脱石(M),菱铁矿(Si),菱锰矿(R),水石英(SI),石盐(Ha),石英(Q),绢云母(S),水铝英石(Al),斜绿泥石(C)等。这些矿物都是在地球表层作用下形成的同生沉积矿物,所以¹⁸O 丰度变化代表地层中同生

沉积物的群体响应事件。I 阶段¹⁸O 节点为底部 10 层其值为 14.07,其后大幅度下降并有小幅波动;II 阶段¹⁸O 节点为下部 6 层其值为 13.96,其后波动上升;III 阶段¹⁸O 节点为上部 2 层其值为 13.70,下部延续高值其后骤减;IV 阶段¹⁸O 节点为 1 层其值为 14.41,与前一阶段相比其值回升。

4 环境响应及表层作用

4.1 同位素环境响应

庐山芦林盆地大校场沟口剖面 Rb-Sr-O 同位素丰度和比值与节点特征鲜明,其标型事件的阶段性发展态势也十分显著。为了验证 Rb-Sr-O 同位素节点及标型时间的环境响应特征,选择性的从该剖面地球化学元素背景分析中 Rb 元素和 Sr 元素的浓度含量作为辅助指标进行比对。Rb-Sr 元素含量(西北大学)的展布态势表明,地层从底层向顶层出现数值连续性变化及波动性发展的趋向,从其样本分析数值的连续性演化反映该剖面可具有持续沉积的特点。该 Rb-Sr-O 同位素丰度和比值与 Rb、Sr

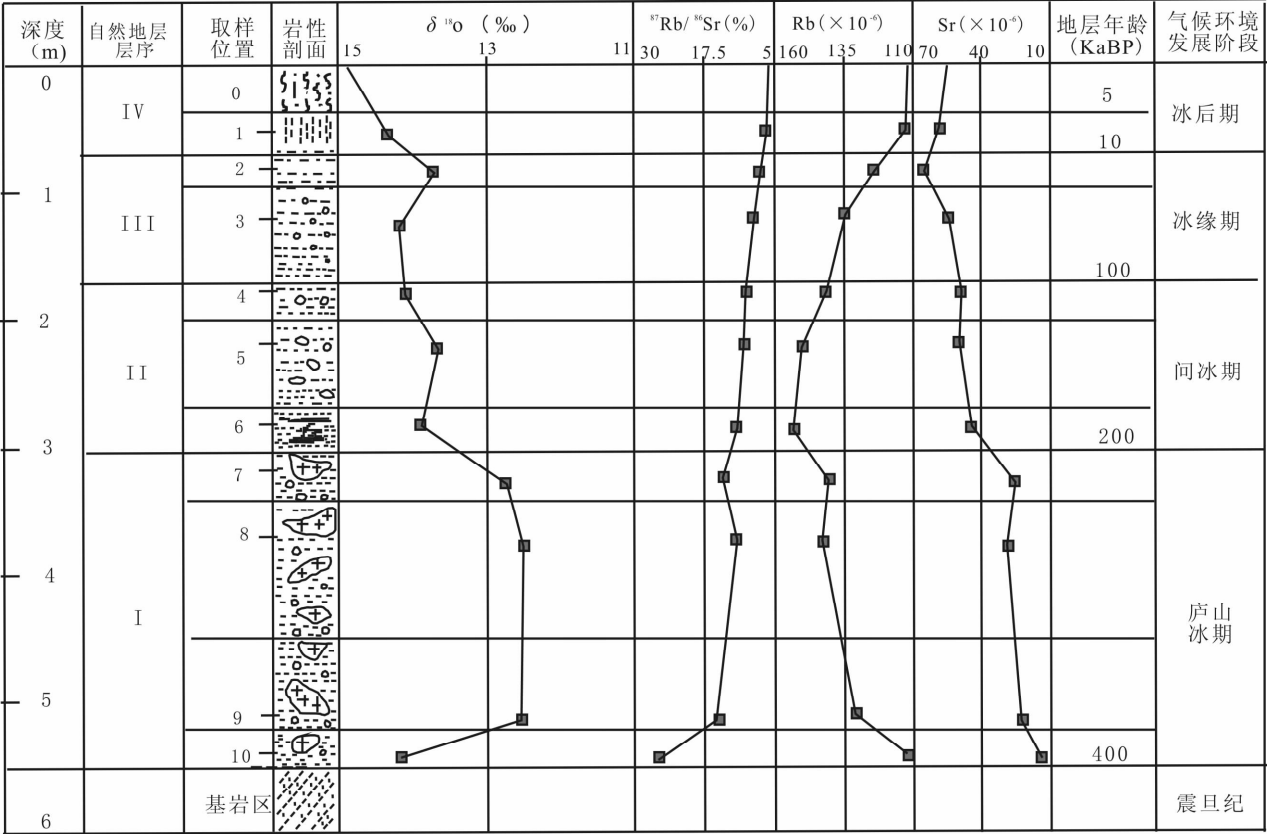


图 2 庐山大校场晚第四纪剖面地层元素同位素层丰度变化及环境特征

Fig. 2 The environment characteristics and element isotope abundance change of geologic strata of Late Quaternary Period section in the Dajiaochang of Lulin Basin of Lushan Area

元素浓度含量展布态势表明,从其数值的波动性发展也可反映剖面具有阶段沉积的特点,这种态势综合表征其地层系统是层型剖面属性,即其剖面从下到上处于既为连续时代阶段、又为连续沉积的状况,这与剖面现场观测中未见间断面和分界面及层序渐变的情况相一致。

根据 Rb-Sr-O 同位素丰度和 Rb、Sr 元素浓度及其地层中赋存态势的层型结构特点,将大校场剖面地层划分为 4 个阶段(见图 2)。

I 阶段:包括 10~7 层,⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 丰度比值为 13.98139~27.22606,平均为 20.603725,其值处于高位状态;⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 丰度比值为 0.74615~0.77552,平均为 0.760835,其值处于高位状态;⁸⁷Sr/⁸⁷Rb 丰度比值为 0.02848~0.06864,平均为 0.04856,其值处于低位状态;¹⁸O 丰度为 12.62~14.07,平均为 13.345,其值处于低位状态。Rb、Sr 元素浓度呈同步消长关系,由早期的最高位状态急剧降低并在晚期稍有回升。

II 阶段:包括 6~4 层,⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 丰度比值为 7.96185~10.32114,平均为 9.141495,其值处于次高位状态;⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 丰度比值为 0.73292~0.73468,平均为 0.7338,其值处于次高位状态;⁸⁷Sr/⁸⁷Rb 丰度比值为 0.07118~0.09211,平均为 0.081645,其值处于次低位状态;¹⁸O 丰度为 13.76~14.21,平均为 13.985,其值处于高位状态。Rb、Sr 元素浓度呈较平缓的反消长关系,Rb 元素浓度持续升高与 Sr 元素浓度持续降低互为映衬。

III 阶段:包括 3~2 层,⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 丰度比值为 5.31694~6.95061,平均为 6.133775,其值处于次低位状态;⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 丰度比值为 0.72736~0.73206,平均为 0.72971,其值处于次低位状态;⁸⁷Sr/⁸⁷Rb 丰度比值为 0.13679~0.10532,平均为 0.121055,其值处于次高位状态;¹⁸O 丰度为 13.70~14.28,平均为 13.99,其值处于次高位状态。Rb、Sr 元素浓度呈较剧烈的消长关系,Rb 元素浓度

剧烈回升,Sr 元素浓度也相应较剧烈降低。
IV 阶段:包括 1 层,⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 丰度比值为 5.25464,其值处于低位状态;⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 丰度比值为 0.72516,其值处于低位状态;⁸⁷Sr/⁸⁷Rb 丰度比值为 0.13776,其值处于高位状态;¹⁸O 丰度为 14.41,其值处于高位状态。Rb、Sr 元素浓度呈同步消长关系,Rb、Sr 元素出现同步回升现象。

上述地层沉积剖面的矿物元素同位素丰度及浓度数值的对比响应表明,地表环境过程对地球物质的影响的起始时间域存在时相差,初步试验时序表现为矿物—元素—同位素的环境影响链;水热匹配的结构反应也是不相同的,实验数值响应表明,同位素对水热匹配的响应是单因子响应,元素对水热匹配的响应是双因子响应,矿物对水热匹配的响应是多因子响应,这种响应关系对同生沉积物的环境因子测定及评价中具有重要意义。

4.2 环境表层过程

根据同位素丰度及比值的分布情况,以节点级差及演变背景为参考基数,根据地层器测综合年龄(胡东生等,2012a)的推算,其基本底数(即 1 层顶部年龄)以距今 5000a 即 1 层剖面情景为起始数值因子,用变换指数表征及替代环境响应因子,经过关联基数数值逐层变换(标型值/背景值×10)其结果为:⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 变换为时间单元指数,⁸⁷Sr/⁸⁷Rb 变换为时间生成指数,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 变换为干燥指数;¹⁸O 变换为温度变化指数一级差降温指数(Taylor, et al., 1975; Robin, 1976)。在地球表层作用过程中,同位素丰度变率与温度指示数值的关系主要受表层环境状态的影响,根据地球极地地区区域长期观测资料(Taylor, et al., 1975; Robin, 1976)的测算介于 0.6~1.0‰/℃之间,本文审慎地以其下限值作为计算的基准值。另外,Rb、Sr 元素浓度变化作为地质背景中温度场与降水场的辅助指标,也可以共同反映环境表层作用的演化过程。经过 Rb-Sr-O 同位素丰度的测定和因子响应与数值分析及同化处理,庐山大校场剖面

表 3 庐山芦林盆地大校场沟口第四纪地质剖面同位素表层过程环境响应指数

Table 3 The environmentic response index of isotope of surface layer process in the geologic section of Quaternary Period of the Dajiaochang fossa meatus of Lulin Basin of Lushan Area										
环境指数/样品位置	1 层	2 层	3 层	4 层	5 层	6 层	7 层	8 层	9 层	10 层
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr 时间单元指数	1(10)	10.1	13.2	15.2	15.8	19.6	28.8	26.6	31.2	51.8
⁸⁷ Sr/ ⁸⁷ Rb 时间生成指数	1(10)	10.1	13.1	14.9	16.8	19.4	27.8	25.8	20.1	48.4
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 干燥程度指数	1(10)	10.0	10.1	10.1	10.1	10.1	10.4	10.3	10.4	10.7
¹⁸ O 级差降温指数(℃)	+11.8	-4.3(-9.7)	+5.3(+1.2)	+7.5	-3.3	+19.8	+3.0	-0.5	-24.2	-5.7
综合校正年龄(Ka)	5(顶),10(底)	50(底)	100(底)	140(底)	180(底)	200(底)	220(底)	320(底)	380(底)	400(底)
表层环境发展阶段	←冰后期	←←←	冰缘期	←←←	←←←	间冰期	←←←	←←←	←←←	冰期

地层的表层过程及环境特征分析如下(见表 3)。

I 阶段(10→9→8→7 层):依据时间单元指数和时间生成指数所标识的数值意义,其底部年龄界线均在 400~500 余 ka B P 以内,其顶部年龄界限为 200 余 ka B P;依据级差降温指数所标识的数值意义,其下部降温幅度可达 -29.9°C ,其上部温度有所小幅度回升。根据冰期降温状况,平均温度为 -6.9°C ,最低温度为 -24.2°C ,最高温度为 3.0°C 。反映的表层过程表现为低温和干燥的环境情景,水体盐度较大,延续时间为距今 400~200ka B P。

II 阶段(6→5→4 层):依据时间单元指数和时间生成指数所标识的数值意义,其底部年龄界线均在 200Ka B P,其顶部年龄界限数值为 $150\pm\text{ka B P}$ 经过层型沉积序列校正为 100ka B P;依据级差降温指数所标识的数值意义,其底部升温幅度可达 $19.8\sim 22.8^{\circ}\text{C}$,其后温度出现有所小幅度波动下降。根据间冰期升温状况,平均温度为 8.0°C ,最高温度为 19.8°C ,最低温度为 -3.3°C (可能为短期波动)。反映的表层过程表现为高温和湿润的环境情景,水体盐度也较小晚期趋大,延续时间为距今 200~100ka B P。

III 阶段(3→2 层):依据时间单元指数和时间生成指数所标识的数值意义,其下部年龄数值为 $13\pm\text{ka B P}$ 经过层型沉积序列校正为 100ka B P,其上部年龄数值为 $100\pm\text{ka B P}$ 经校正为 10ka B P;依据级差降温指数所标识的数值意义,其底部受 II 阶段后期的高温趋势惯性影响温度是缓慢爬升,其后发生较大幅度的降温事件,并与高温层(6 层)数值相校正,其降温幅度为 10.9°C 。根据与高温层(6 层)数值校正后冰缘期温度变化状况为,平均温度为 $+0.5^{\circ}\text{C}$ (扰动值 -4.3°C),最高温度为 5.3°C (扰动值 1.2°C),最低温度为 -4.3°C (扰动值 -9.7°C)。反映的表层过程表现为次低温和次干燥的环境情景,水体盐度较大且后期趋小,延续时间为距今 100~10ka B P。

IV 阶段(1→0 层):因 1 层为背景基数层,依据时间单元指数和时间生成指数所标识的数值意义,采用层型沉积序列和时间域顶底界限的双重校正,其数值(100ka B P)经校正,其底部年龄为 10ka B P,其顶部年龄为 5000a,延至地表为现代作用时期;依据级差降温指数所标识的数值意义,其初升温较快,其升温幅度为 11.8°C ,其绝对升温幅度可达 22.5°C 。根据冰后期温度变化状况,其平均温度(温度负涨落现象即短期降温现象未计算在内)回升到

11.8°C (5000a 以前)。反映的表层过程表现为次高温和次湿润的环境情景,水体盐度较小,延续时间为距今 10~5~0.0ka B P。

另外,Rb、Sr 元素对环境情景的响应较为复杂,从其浓度演变态势及比对指数表明,Rb 元素对环境温度的响应较为显著而对环境湿度的响应较为微弱,Sr 元素对环境温度的响应较为微弱而对环境湿度的响应较为显著,这种元素对效应表征第四纪地质环境演化及环境标性指标有重大的借鉴意义。通过 Rb、Sr 元素对环境情景的复合认定表现为:I 阶段呈现为同步消长处于低值域,反映低温干燥的环境情景;II 阶段呈现为缓反向消长处于高值域,反映高温潮湿的环境情景;III 阶段呈现为陡反向消长处于中值域,反映温和凉爽的环境情景;IV 阶段呈现为缓同步消长处于趋低值域,反映温和湿润的环境情景。

5 讨论

中国东部地区的第四纪环境变化一直是地学界争论的热点,较易发生对地表景观及生物区系演替方面的表述论争(杨怀仁等,1980;黄培华,1982;李吉均等,1983;傅逸贤,1983;施雅风等,1989;徐馨,1989;何培元等,1992;朱诚,2000;马长信等,2004;),对地质记录和环境响应及区域分异等方面的讨论研究则比较少见,而这个问题才是地球科学及全球变化中地质作用、地质过程及地质演化的实质性问题。

通过庐山晚第四纪地质环境的科学考察和综合分析,芦林盆地大校场沟口剖面地层的层型记录特征十分明显,地层元素及同位素响应也十分积极,数值节点分异较强,环境变换指数表述清晰,响应因子能够相互验证,初步证明 400ka B P 以来其自然环境与表层过程的演化轨迹。根据综合资料可以表述为:距今 400~200ka B P 期间为冰期环境的冷干气候情景,距今 200~100ka B P 期间为间冰期环境的热湿气候情景,距今 100~10ka B P 期间为冰缘环境的温凉气候情景,距今 10~5~0.0ka B P 期间为冰后期环境的温湿气候情景。庐山晚第四纪地质环境的气候情景的演化过程,也可以用该剖面中沉积物的石英形貌变化结构(胡东生等,2012b)所佐证。

中国的大气降水受东亚季风的影响很大(丁一汇等,1994),盛行季风环流与复杂地形相结合形成季风降水,并具有雨热同期发展(大气降水与气温同步发展)的气候特征。从庐山大校场剖面 Rb-Sr-O 同位素丰度及 Rb-Sr 元素数值的综合演绎的古气候

环境结果分析,晚第四纪庐山冰期之后年降水量的变化不大,其变化在 1283.5~1883.6mm 之间,其波动幅度较为平稳,反映距今 400 余 Ka B P 之前(甚至直至 2600Ka B P 前)东亚季风系统已经稳定建立,意味着长江中下游气候变化除受到季风驱动(丁一汇等,1994)之外,还要受到地球轨道的驱动及影响(布特恩特等,2004)。很显然中国晚第四纪古气候环境,既受地球行星风系的影响,又受亚洲季风环流的影响。这种成生关系的背景之下的庐山气候环境的变化,即受全球变化的影响,又有地域响应的特点,其作用形式受到区域分异过程(郑度,1998)的影响和控制,庐山大校场沟口剖面地层同位素记录和响应即示踪了距今 40 万年以来区域气候分异和地区气候差异的变化历程,为庐山环境演变与中国东部第四纪环境地质及全球变化等领域的研究提供了基础科学依据。

6 结论

以庐山牯岭镇现代气候(海拔 1164m)变化为参考基数(马长信等,2004),多年平均温度为 11.5℃,多年平均降水量为 1833.6mm,进行 Rb-Sr-O 同位素丰度变率和 Rb-Sr 元素数值变化态势及环境演绎数值的古气候情景演算结果如下。

以中国第四纪冰期的系统划分为基点,庐山晚第四纪地质环境由早到晚划分为:I 阶段冰期(庐山冰期)气候环境,年平均温度约为-6.9℃,年降水量约为 550.1~1283.5mm;II 阶段间冰期气候环境,年平均温度约为 8.0℃,年降水量约为 1650.2mm;III 阶段冰缘期(大理冰期—本地区表现为降温期)气候环境,在惯性升温之后,年平均温度约为 0.5℃,年降水量为 1600.0mm,其惯性升温时年降水量可能为 1650.2mm;IV 阶段冰后期气候环境,在其初期高温期年平均温度为 11.8℃,高温期年降水量约为 1650.2mm;现代年平均温度为 11.5℃,现代年降水量为 1833.6mm。

庐山冰期-间冰期的温度变化,最低为-24.2℃,最高为 19.8℃;冰期气候常年处于较低的气温环境,温度的波动幅度变化较小;间冰期气候常年处于较高的气温环境,温度的波动幅度变化较大。这种级差巨大的温度变化—冰期-间冰期气候旋回,可能反映的是地球发生的“冰室状态”(Miller, et al., 1991)和“温室状态”(Frakes, et al., 1992)的交替演化过程,全球资料显示自地球首次出现冰期成冰纪(Cryogenian Epoch)(Geological Society of

Australia, 2012)(中文译为“冰冻纪”或许更为准确)以来,即从距今 850~800Ma 以来地球环境变化遵循的基本演化趋向可能就是这样的发展路线图。

庐山冰期及间冰期气候过后,冰缘期(大理冰期—降温期)-冰后期的温度变化与现代气温的变化相近,其可信程度可以用现代长年观测平均值(竺可桢等,1947)来验证,庐山黄龙林场(海拔 960m)多年平均温度为 12.6℃,极端最低温度为-16.7℃,极端最高温度为 33.3℃。经对比可知古今温度变化尚处在同一数量级以内,虽然时间域不同长时间尺度几十万年与短时间尺度几十年,但是其温度变差的幅度相对比处于合理的范畴之内,说明在全球变化背景之下能够出现较稳定发展的气候环境演化—冰期-间冰期的变化旋回是可行的和可信的。

注 释

- ① IPCC. 2007. Climate change? synthesis report, 1~116. <http://www.ipcc.cn/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4-syr-cn.pdf>.
- ② 胡东生等,中国庐山地区晚第四纪沉积胶体矿物的地表过程及环境事件,《中国工程科学》,2013,出版中。
- ③ Geological Society of Australia, 2012. Australia Journal of Earth Sciences, <http://www.ajies.com.au>; <http://www.gsa.org.au>.

参 考 文 献

- E. 布赖恩特. 2004. 气候过程和气候变化,刘东生编译. 北京:科学出版社,1~244.
- 丁一汇,村上胜人. 1994. 亚洲季风. 北京:气象出版社,1~263.
- 傅逸贤. 1983. 中国东部山地第四纪冰期气候的初步分析. 中国科学(B辑), (11): 1050~1056.
- 何培元,段万倜,邢历生,段万倜. 1992. 庐山第四纪冰期与环境. 北京:地震出版社,1~167.
- 中国科学院核素图表编制组. 1977. 核素常用数据表. 北京:原子能出版社,1~547.
- 胡东生,胡蓉,李小豫等. 2012a. 中国庐山地区大校场晚第四纪沉积年龄测定及层序地层学,中国工程科学, (11): 36~44.
- 胡东生,李小豫,熊卫强等. 2012b. 中国庐山晚第四纪沉积岩系的石英形貌显微结构及环境过程,地质学报, 86(6): 1020~1030.
- 黄培华. 1982. 中国第四纪气候与庐山“冰川遗迹”问题,冰川冻土, 4(3): 1~14.
- K. 兰卡玛. 1960. 同位素地质学. 北京:地质出版社,1~401.
- 李吉均,张林源,邓养鑫等. 1983. 庐山第四纪环境演变和地貌发育问题. 中国科学(B辑), (8): 734~743.
- 李振寰. 1985. 元素性质数据手册. 石家庄:河北人民出版社,1~114.
- 刘东生. 2002. 全球变化和可持续发展科学. 地学前缘, 9(1): 1~9.
- 刘东生译著. 1997. 第四纪环境. 北京:科学出版社,1~304.
- H. A. 洛谢夫. 1960. 稀有元素地球化学. 北京:科学出版社,1~257.
- 马长信,项新葵. 2004. 中国国家地质公园—庐山. 北京:中国地图出版社、中华地图学社,1~176.
- 沈渭洲. 1994. 同位素地质学教程. 北京:原子能出版社,1~287.

- 丘. B. 丘赫洛夫. 1965. 胶体矿物学原理. 萧序刚译. 北京: 科学出版社, 1~694.
- 施雅风、崔之久、李吉均. 1989. 中国东部第四纪冰川与环境问题. 北京: 科学出版社, 1~462.
- 武汉地质学院地球化学教研室. 1979. 地球化学. 北京: 地质出版社, 1~373.
- 徐馨. 1989. 我国东部晚第四纪气候演变. 冰川冻土, 11(1): 10~19.
- 杨怀仁、徐馨. 1980. 中国东部第四纪自然环境的演变. 南京大学学报(自然科学版), (1): 121~144.
- 郑度. 1998. 关于地理学的区域性和地域分异研究. 地理研究, 17(1): 4~9.
- 朱诚. 2000. 华东山地第四纪沉积环境研究. 南京: 南京大学出版社, 1~354.
- 竺可桢. 1958. 在第四纪研究委员会第一届学术会议上的讲话. 中国第四纪研究, 1(1): 3~4.
- 竺可桢、吕炯、张宝堃. 1947. 中国之温度. 南京: 中国科学图书仪器公司, 1~934.
- 周慕林. 1988. 中国的第四系. 北京: 地质出版社, 1~276.
- 郑永飞、陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 1~316.
- 中国科学院地球化学研究所. 1979. 氧同位素地球化学. 北京: 科学技术文献出版社, 1~423.
- 邹珊刚、黄麟雏、李继宗. 1987. 系统科学. 上海: 上海人民出版社, 1~466.
- Bottinga Y., Javoy M., 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry. Earth and planetary science letters, 20(2): 250~259.
- Frakes L A., Francis J E., Syktus J. 1992. Climate modes of the Phanerozoic. New York, Cambridge University Press. 1~467.
- Miller K G., Fairbanks J D. 1991. Unlocking the Oligocene-Miocene oxygen isotopes eustasy and mangin erosion. Journal of geophysical research, 96: 6829~6848.
- O'Neil J R. 1977. Stable isotopes in mineralogy. Physics. Chemistry. Minerals. 2(1~2): 105~123.
- Robin G de Q. 1976. Reconciliation of temperature-depth profiles in polar ice sheets with past surface temperatures deduced from oxygen-isotope profiles. Journal of Glaciology, 16: 9~22.
- Taylor H P. 1975. Stable isotope geochemistry. Reviews of geophysics and space physics, 13(3): 102~107.

Isotope as Environment Traces and Surface Layer Process in the Late Quaternary Deposited Strata of the Lushan Area of China

HU Dongsheng^{1,2,3,4)}, LI Xiaoyu²⁾, HU Rong⁵⁾, XIONG Weiqiang⁶⁾, HU Wenxuan⁷⁾,
TIAN Xingong⁴⁾, LIU Weiguo³⁾, ZHANG Guowei⁴⁾

1) College of Resources and Environment Science, Hunan Normal University, Changsha, 410081; 2) Qinghai Academy of Coal Geological Perambulation, Chinese Assemble Bureau of Coal Geology, Xining, 810001; 3) State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, 710075; 4) State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an, 710069; 5) College of Judicature and Administration, Zhuhai Dispart School of Beijing Normal University, Zhuhai, Guangdong, 519087; 6) Lushan Bureau of Country and Resources, Jiangxi Province, Lushan, Jiangxi, 332900; 7) College of Geological Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093

Abstract

Detailed investigation and study of the Lushang area during 1997 to 2009 yielded Rb, Sr and O isotopic abundances of the late Quaternary strata. Systmatic analysis and research shows that the strata indicates a climatic cycle from glacial epoch, interglacial epoch, glacial marginal epoch to post-glacial epoch. The glacial epoch stage had a mean temperature of $-6.9\text{ }^{\circ}\text{C}$, and the precipitation was roughly for 550.1~1283.5 mm; inter-glacial epoch stage had a mean temperature of about to $8.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, and the precipitation was roughly for 1650.2 mm; glacial marginal epoch stage had a mean temperature of about to $-4.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, and the precipitation was 1600.0 mm, with the precipitation reaching to 1650.2 mm during the heating. Post-glacial epoch stage had an average temperature of $11.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ at its early period, and the precipitation was 1650.2 mm; the average temperature in the modern time is around $11.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, with an average of precipitation 1833.6 mm. This study for the first time obtained this climate changing data for the section of the Dajiaochang fossa meatus in the Lushan area, and thus provide new scientific information for analyzing climatic evolution in the hilly area and regional response to global climate change.

Key words: layer type stratigraphy of isotopes; typomorphic event of environment; action of continuous surface layer; climatic evolvement; Lushan