中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 10 期: 1435 ~ 1443
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

安徽省黄山山体的隆升与剥露

袁万明[①*], 杨志强[②], 张招崇[①], 邓军[①]

① 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学, 北京 100083;
② 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083
* E-mail: ywm010@yahoo.com

收稿日期: 2010-09-09; 接受日期: 2010-12-09
国家自然科学基金(批准号: 40872141, 411172088, 40872068)资助

摘要 应用裂变径迹技术研究黄山地质公园景区的隆升与剥露历史, 揭示其演变机理. 所获得 8 个磷灰石裂变径迹分析结果, 具有 56, 45~30 和 15 Ma 3 个年龄组, 与区内约 85~50, 45~30 和 24~5 Ma 形成多级古剥蚀面的构造隆升剥蚀作用有关. 景区曾经历 3 个阶段的热演化历史, 80 Ma 前第 1 阶段和 13 Ma 后第 2 阶段冷却较快, 从早到晚冷却慢速率分别为 2.69, 0.62 和 4.23 ℃/Myr; 隆升速率分别为 0.08, 0.02 和 0.12 mm/a; 隆升幅度分别为 1.14, 1.57 和 4.00 km. 不同地段差异隆升明显, 累计隆升幅度为 4060~3950, 3760~3490, 3190~3070 和 2650 m 4 个量级; 地表隆升幅度变化于 450~2230 m 之间. 区内平均剥蚀量为 2340 m, 平均隆升量 3400 m, 二者之差 1060 m 便是现在的平均高程.

关键词
隆升剥蚀
地质热历史
裂变径迹年代学
磷灰石
黄山岩体

黄山是世界著名的花岗岩峰林山岳, 是地质遗迹资源丰富、天然生态完美的世界自然遗产和文化遗产, 有着巨大的科学、文化和旅游价值. 黄山岩体是黄山景区的地质主体, 加强对黄山岩体的地质研究, 查明成因特征、形成条件和演化规律, 无疑十分必要. 多年来, 在人文地理和旅游地质领域已经取得众多研究成果[1~5], 为黄山旅游业的发展奠定了学术基础. 不过, 作为与黄山独特地貌景观成生密切相关的隆升和剥蚀作用, 目前研究程度尚低, 特别是有关定量化成果更显不足. 本文试图以黄山岩体为主要研究对象, 探讨岩体形成以来的冷却历史和隆升程度, 给出不同时段和不同地段的剥露程度, 做出量化评价, 较为深入地揭示景区的具体形成过程, 不仅可作为今后科学导游和景区科普的内容, 为旅游区的建设与开发服务, 而且对今后国内类似研究起到方法学示范作用, 为黄山所在中国东部地区的地质研究提供年代学资料.

1 地质背景

黄山位于扬子板块与华南板块结合带的北侧, 主体部分为俗称的"江南古陆"东段, 属下扬子台坳的皖南凹陷褶断带西段. 山脉呈 40°~50°NE 方向展布, 与地质构造线吻合(图 1). 区内主要有 NE, NW, SN 和 EW 向 4 组断裂, 其中前 2 组属于高序次断裂. 黄山地区在前寒武纪和早古生代属古扬子海区, 形成砂岩、页岩和石灰岩等海相地层; 晚古生代和中生带早期, 地壳运动频繁, 导致海陆交互相沉积; 在印支运动隆升为陆地; 燕山运动时期表现为断块运动和岩浆侵入. 自古近纪至新近纪早更新世, 表现为缓

英文引用格式: Yuan W M, Yang Z Q, Zhang Z C, et al. The uplifting and denudation of main Huangshan Mountains, Anhui Province, China. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 1168–1176, doi: 10.1007/s11430-011-4187-0

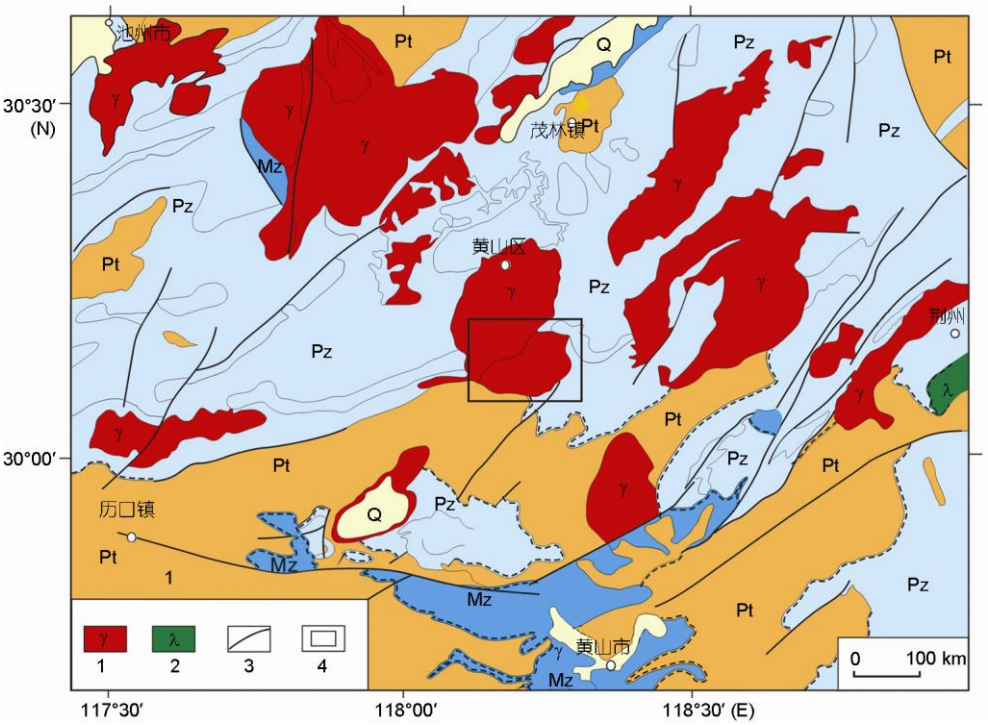

图 1　黄山区域地质图

据文献[6]修编. 1-花岗岩; 2-流纹岩; 3-断裂; 4-本文工作区

慢上升和剥蚀, 侵蚀作用占主导地位. 新近纪中更新世以来, 黄山地区急剧抬升, 其主体山麓一带, 缺失古近纪至新近纪早更新世的相关沉积, 当时可能是一片缓丘和宽谷地貌景观[4].

黄山主体由花岗岩侵入体构成, 花岗岩出露面积约占风景区面积的 70%. 根据花岗岩侵入体形成时期不同, 可将其分为太平花岗岩体、黄山花岗岩体和狮子林花岗岩体[5], 其形成时代依次变小. 太平花岗岩体裸露面积约 240 km^2, 岩体长期风化形成低山缓坡的丘陵山地景观; 岩体相带结构明显, 中心相为粗粒花岗闪长岩, 过渡相为中粒花岗闪长岩, 边缘相为细粒花岗闪长岩. 黄山花岗岩体面积约 107 km^2, 与围岩接触带界线清楚; 岩体相带结构清晰, 中心相为粗粒似斑状花岗岩, 过渡相为中粒似斑状花岗岩, 边缘相为细粒花岗岩组成, 并以粗粒似斑状花岗岩为主. 狮子林花岗岩体出露于黄山中部, 即光明顶北至狮子林一带, 面积约 10.5 km^2, 岩性为肉红色斑状花岗岩.黄山花岗岩体和狮子林花岗岩体为黄山主体的组成部分, 构成黄山主要风景旅游区(图 2).

岩体形成时代尚有不同看法. 一是认为太平岩体为三叠纪印支运动产物, 其太平闪长岩岩体同位素年龄为 210~230 Ma, 黄山岩体系中生代岩浆侵入形成, 时代为 143 Ma, 而狮子林岩体形成于 123 Ma, 属燕山期侵入产物[6~8]; 另一认识是太平岩体、黄山岩体和狮子林岩体均形成于燕山晚期, 时代分别为 137, 125~131 和 123 Ma[9~11].

2　分析方法

将采集的岩石样品粉碎, 粉碎后的粒径应与岩石中矿物粒度相适应, 经传统方法粗选后, 利用电磁选、重液选等手段, 进行磷灰石单矿物提纯. 将磷灰石颗粒置于玻璃片上, 用环氧树脂滴固, 然后进行研磨和抛光, 使得矿物内表面露出. 在 25℃下用 7% HNO_3 蚀刻 30 s 揭示自发径迹, 将低铀白云母外探测器与矿物一并入反应堆辐照, 之后在 25℃下 40% HF 蚀刻 20 s 揭示诱发径迹, 中子注量利用 CN5 铀玻璃标定. 矿物的裂变径迹是用高精度光学显微镜, 在高倍镜下测量, 裂变径迹的正确识别至关重要. 选择平行 c 轴的柱面测出自发径迹和诱发径迹密度, 水平封径迹长度[12], 依据闭 Green[13]建议的程序测定. 根据 IUGS 推荐的ξ常数法和标准裂变径迹年龄方程[14]计算年龄值.

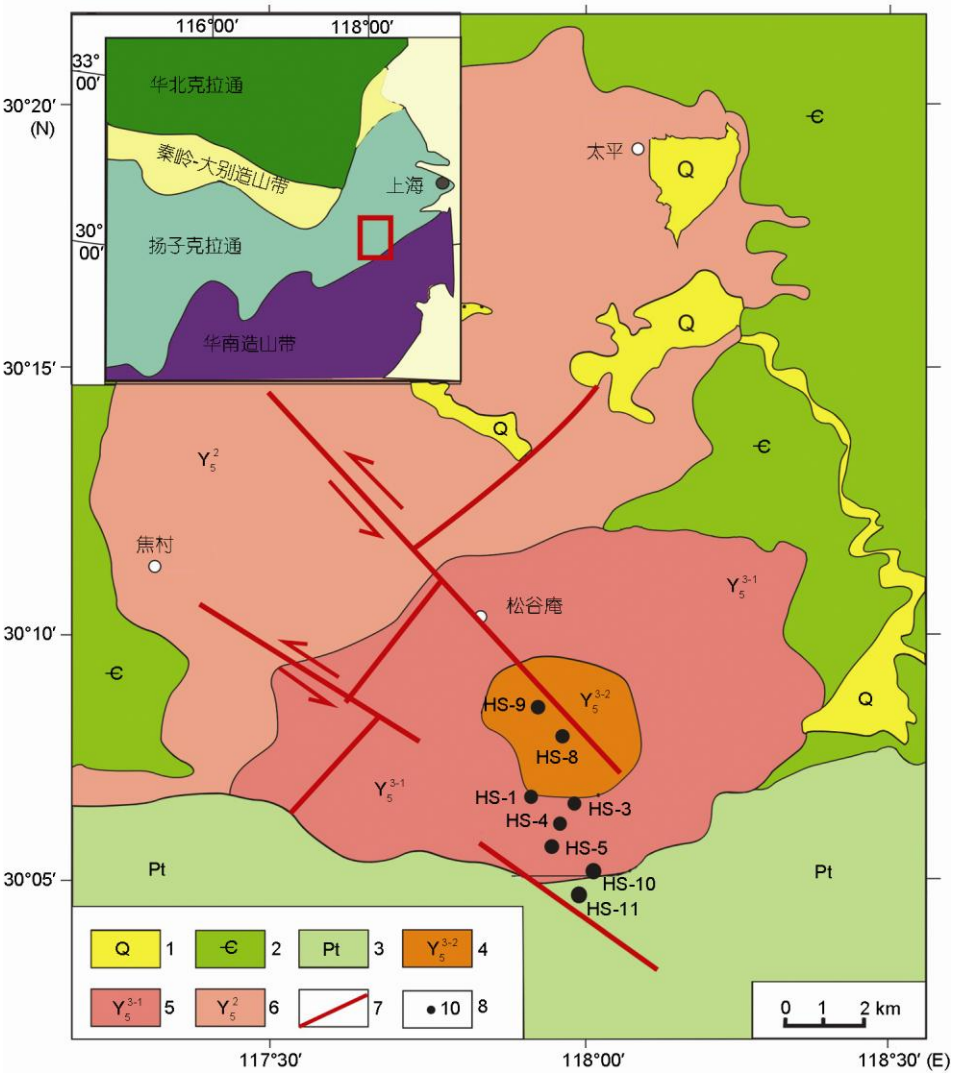

图 2　黄山景区地质图及其采样位置

1-第四系; 2-寒武系; 3-元古界; 4-狮子林岩体(斑状花岗岩); 5-黄山岩体(似斑状花岗岩); 6-太平岩体(花岗闪长岩); 7-断层; 8-样点与编号

依据 Green[15]的技术计算误差, χ^2 值用于评价所测单颗粒属于同一年龄组的概率[16]. χ^2<5%是单颗粒年龄不均匀分布的证据. 如果发现年龄分散, 则基于泊松变异的常规分析[15]无效, 而代之以"中心年龄", 中心年龄实质上是权重平均年龄.

3　样品采集与实验结果

样品采自黄山旅游区及其外围, 主要是黄山岩体和狮子林岩体, 包括岩体的各个相带均有代表样品, 同时亦有太平岩体花岗闪长岩和青白口系辅岭组安山岩(图 2). 考虑到旅游景点的重要性, 采样时不仅远离观光景点, 而且选择隐蔽地点, 确保不能伤及景点. 最终获得 8 个磷灰石样品的分析测试结果(表 1).

实验结果为 8 个样品磷灰石裂变径迹年龄变化于(15±3)~(56±6) Ma 之间, 总体变化幅度较大, 但其中 7 个样品年龄≥30 Ma, 只有 1 个样品年龄很小(15 Ma). 各个样品年龄的 χ^2 检验值为 10.6%~100%, 多大于 65%, 远高于判别临界值 5%, 说明均属于同组年龄, 即其年龄值具有确切的地质意义. 单颗粒年龄直方图呈现较为典型的单峰式分布(图 3), 符合受单一热事件控制的特点. 8 个样的裂变径迹平均长度在(11.1±2.6)~(12.6±2.4) μm, 虽然平均径迹长度变化不

表 1　磷灰石裂变径迹分析结果 a)

原样号	高程 (m)	颗粒数	ρ_s (10^5/cm^2) (N_s)	ρ_i (10^5/cm^2) (N_i)	ρ_d (10^5/cm^2) (N_d)	P (χ^2)	中心年龄 (±1σ) (Ma)	L (μm) (N)
HS-1	1069	29	1.598 (357)	1.070 (239)	1.428 (2220)	65.6	41±4	12.1±2.3 (46)
HS-3	1591	9	3.477 (162)	2.168 (101)	1.452 (2220)	99.5	45±6	11.9±1.9 (17)
HS-4	1132	28	1.349 (518)	0.802 (308)	1.307 (2220)	93.6	42±3	12.5±2.2 (88)
HS-5	914	28	1.338 (354)	0.839 (354)	1.043 (2220)	92.1	32±3	12.6±2.4 (39)
HS-8	1817	16	0.997 (75)	1.955 (147)	1.476 (2220)	10.6	15±3	11.2±1.4 (6)
HS-9	1599	28	0.854 (211)	0.712 (176)	1.283 (2220)	86.3	30±3	11.1±2.6 (6)
HS-11	827	28	2.771 (401)	0.995 (144)	1.043 (2220)	100	56±6	11.9±2.3 (103)
HS-12	289	28	4.054 (1513)	2.781 (1038)	1.404 (2220)	65.4	39±2	11.7±2.0 (101)

a) ρ_s, ρ_i 和 ρ_d 分别为自发径迹密度, 诱发径迹密度和标准径迹密度; N_s, N_i 和 N_d 分别为自发径迹数, 诱发径迹数和标准径迹数; N 为径迹长度数; $P(\chi^2)$为χ^2检验值

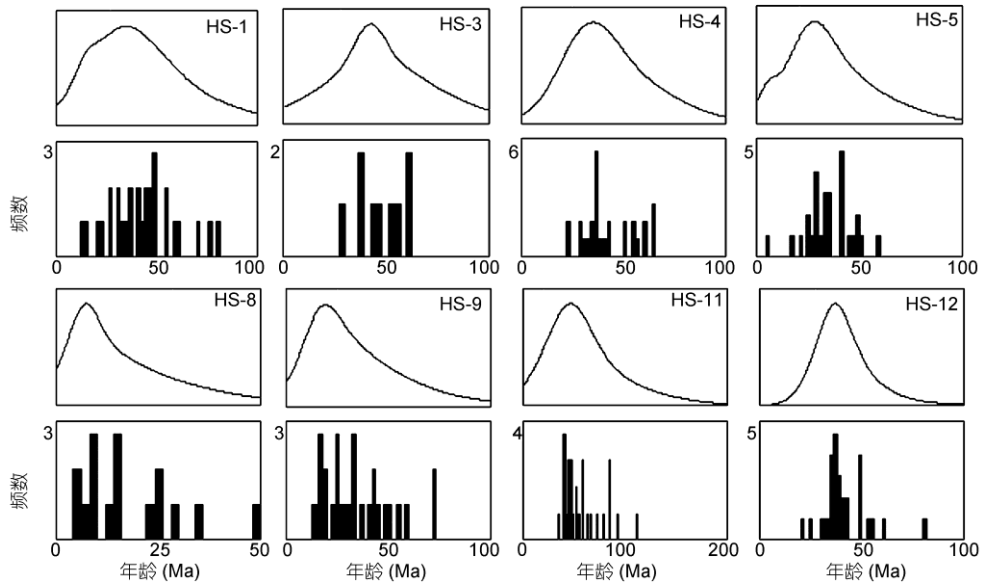

图 3　磷灰石样品裂变径迹单颗粒年龄直方图(下图)及其频率曲线(上图)

大, 但是, 长度值相对较小, 每个样的长度标准差较大, 反映样品在磷灰石裂变径迹退火带滞留时间较长. 径迹长度分布直方图均呈单峰状(图 4), 亦反映是最后一次地质热事件影响的结果.

4　磷灰石裂变径迹年龄的地质意义

黄山地区自古近纪至新近纪早更新世, 主要处于隆升与剥蚀阶段, 使得黄山主体山麓一带缺失第三纪至第四纪早更新世的相关沉积, 有人认为当时可能是缓丘和宽谷地貌景观. 黄山存在多级古剥蚀面, 分别形成于白垩纪 130~90 Ma, 晚白垩世至早始新世约 85~50 Ma, 始新世至渐新世中期约 45~30 Ma 和中新世喜马拉雅运动二幕约 24~5 Ma[5,6,8,17].

所有样品年龄均属于新生代, 最大为 56 Ma, 多为古近纪; 最小年龄为 15 Ma, 为新近纪.若以年龄直方图形式表示(图 5), 则较为清晰地显示具有 3 个年龄组, 即 56, 45~30 和 15 Ma. 这样, 采自不同部位样品的裂变径迹年龄, 恰好是区内构造隆升剥蚀作用的体现.

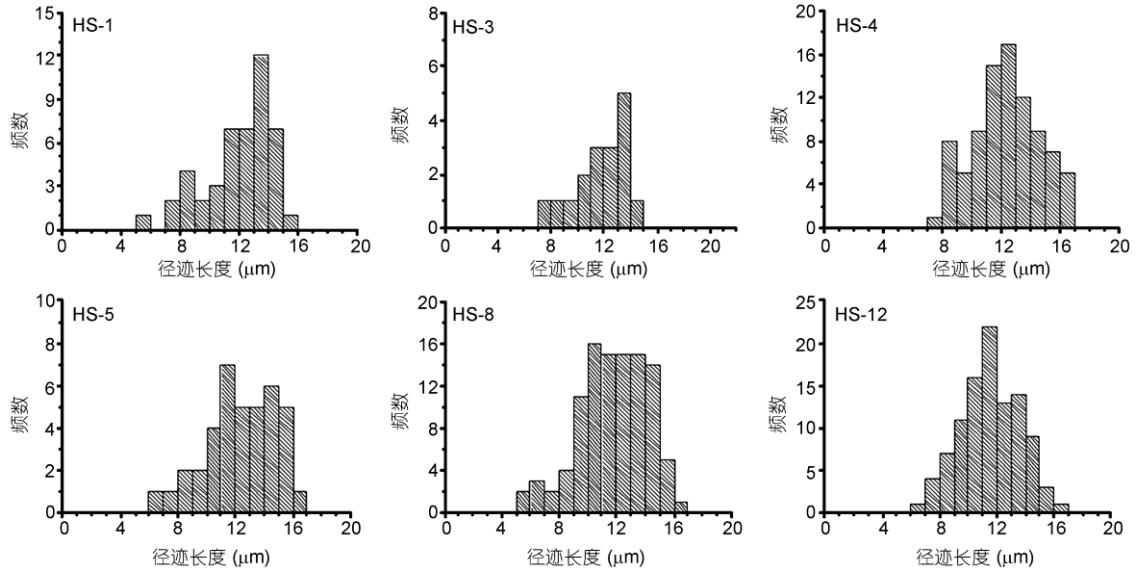

图 4　磷灰石裂变径迹长度分布直方图

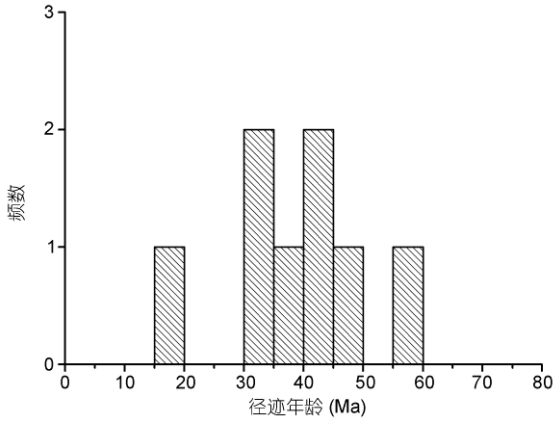

图 5　磷灰石裂变径迹年龄分布直方图

裂变径迹年龄对样品高程图(略)显示, 样点相关性较差, 总体上似乎有负相关性, 这与整体隆升的特征不相符合. 不过, 其中年龄为 32~45 Ma 的样点似呈正相关, 具有整体隆升的特性. 因此, 可以认为, 本区存在不同块体的隆升作用. 年龄为 32~45 Ma 的样点, 实际上均取自于黄山景区的北部地区, 其他样品取自南部. 北部和南部样品发生差异隆升, 与它们所处的构造背景有关. 其中南部样品 HS-8 和 HS-9 距断裂带较近, 是受后期断裂活动影响而导致年龄变小; 也是由于断裂带的作用, 使得断裂两侧的上升隆起不尽相同.

5　地质热演化历史

基于 Ketcham 等[18]的退火模型, 并应用蒙特卡罗(Monte Carlo)逼近法模拟. 根据获得的裂变径迹参数和样品所处的地质背景与条件, 确定反演模拟的初始条件. 模拟温度从高于裂变径迹退火带的~130℃到现今地表温度, 模拟时间从白垩纪 120 Ma 到现今. 模拟结果见图 6, 每个样均获得了最佳的热历史路径(图中实线), 虚线区代表反演模拟的较好拟合区, 点线区代表可接受区. 每个图左上角标出样品代号、实测径迹长度和模拟径迹长度, 实测 Pooled 年龄和模拟 Pooled 年龄(由于研究样品 χ^2 值较高, 均属于同组年龄, 所以其 Pooled 年龄与 Central 年龄相同), 以及 K-S 检验和 GOF 年龄拟合参数. 当 K-S 值和 GOF 值均大于 0.5 时, 一般认为模拟结果较好.

总体上属于三阶段演化模式(图 6): (1) 约 120 到 80~75 Ma, 温度较高, 处于磷灰石裂变径迹退火带底部温度, 主体高于 100℃; (2) 从 80~75 Ma 到 13 Ma, 缓慢冷却, 温度由 120~100℃降至 75~65℃; (3) 从约 13 Ma~现今, 快速冷却, 温度由 75~65℃降为现在的地表温度(平均 15℃). 此外, 在第 2 阶段和第 3 阶段, 又可一分为二细分. 第 2 阶段在 60~40 Ma 之间可有小的转折, 即此前降温相对较快, 而此后则冷却较慢; 其中黄山花岗岩岩体南侧的中性火山岩进入缓慢降温的时间较早, 而黄山岩体则较晚. 第 3 阶

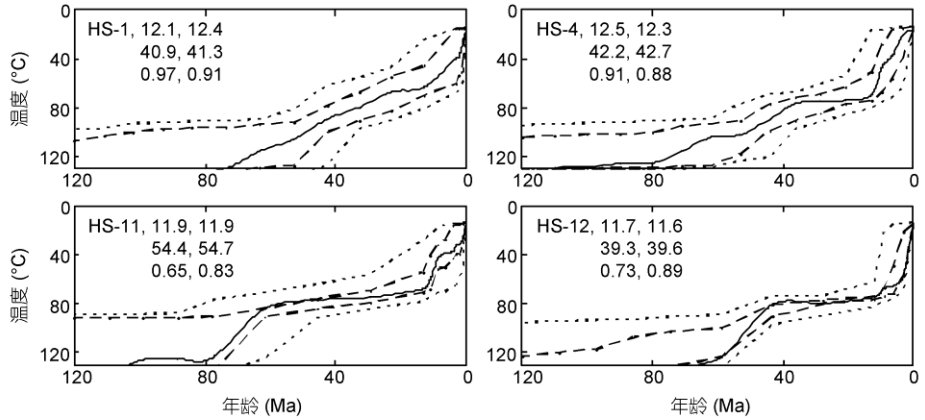

图 6　黄山地区地质热演化历史模拟结果

段的冷却过程, 亦可经历由相对较慢向较快的转变, 转折的时间为 3~2 Ma.

6　冷却速率

若取χ^2 检验值>5%的作者样品 HS-9 锆石年龄(132±7) Ma(锆石年龄资料待发表), 考虑其封闭温度约为 250℃, 同时取第 1 阶段与第 2 阶段的时间分界平均为 78 Ma, 温度为 110℃, 则第 1 阶段在 130~78 Ma 期间, 总计降温 140℃, 冷却速率为 2.69℃/Myr; 第 2 阶段温差为 110~70=40℃, 时间跨度为 78~13 = 65 Ma, 故冷却速率为 0.62℃/Myr; 第 3 阶段温差为 70~15=55℃, 冷却速率为 4.23℃/Myr. 可见, 第 3 阶段冷却速率远大于前 2 阶段.

另外, 依据公式[19,20]:

$$C_r\ (℃/Myr)=(T_m-T_{surf})/t_m,$$

式中 T_m 为矿物裂变径迹的封闭温度, T_{surf} 为地表温度, t_m 为现在出露地表样品的年龄. 磷灰石裂变径迹的封闭温度为 100℃, 现在地表温度平均为 15℃, t_m 即为现在所分析的地表样裂变径迹年龄. 这样, 样品 HS-1, HS-3, HS-4, HS-5, HS-8, HS-9, HS-11 和 HS-12 所对应年龄以来的冷却速率分别为 2.07, 1.89, 2.02, 2.66, 5.67, 2.83, 1.52 和 2.18℃/Myr. 年龄最小(15 Ma)的样品 HS-8, 冷却速率最大, 为 5.67℃/Myr, 这与模拟结果所显示的 13 Ma 以来具有最大冷却速率的特点相一致, 差别在于模拟结果在 13 Ma 是处于 70℃, 而样品年龄 15 Ma 是以平均的封闭温度 100℃计算. 年龄最大的样品 HS-11 从 56 Ma 以来平均冷却速率为 1.52℃/Myr, 而根据模拟结果在 56 Ma 的平均冷却速率为 0.62℃/Myr, 直到 13 Ma 开始进入 4.23℃/Myr 阶段. 所以, 若将二者综合考虑, 则冷却速率与 1.52℃/Myr 相近.

7　隆升速率与隆升幅度

以造山带平均地温梯度 35℃/km[21]计算, 根据磷灰石裂变径迹对热历史模拟结果, 可以计算不同时期的隆升速率和隆升程度. 由于第 2 阶段和第 3 阶段具有温差和时间差分别为 40℃和 65 Ma 以及 55℃和 13 Ma, 则两个阶段的隆升速率和隆升幅度分别为: 第 2 阶段 0.02 mm/a 和 1.14 km, 第 3 阶段 0.12 mm/a 和 1.57 km.

第 1 阶段总计降温 140℃, 时间差为 52 Ma, 则隆升速率和隆升幅度分别为 0.08 mm/a 和 4.00 km. 这样, 上述 3 个阶段累计隆升量为 1.14+1.57+4.00= 6.71 km.

岩石隆升(U)是指相对于海平面变化的岩石隆升程度, 具有关系式:

$$U=D+\Delta H+\Delta s.l.$$

其中 D 为剥蚀量, ΔH 为现今地表高程与古地表海拔之差, Δs.l.为海平面变化幅度[22]. 剥蚀量前已讨论, 亦可根据剥蚀速率和持续时间求出.

早古近纪的喜马拉雅运动使本区发生抬升, 造成花岗岩体表层沉淀岩层的侵蚀剥蚀, 但当时海拔高度不大, 为平缓和丘陵景观, 海拔在 500 m 以下[3]. 由于在古近纪末和新近纪初期, 本区仍发生隆起, 以致形成新近纪初期的丘陵地貌景观[23]. 根据新构造运动特点和抬升幅度, 新近纪时黄山海拔高度估计

为 1000 m 左右[6]. 据此, 我们对于年龄较大的古近纪样品(≥39 Ma, 包括 HS-1, HS-3, HS-4, HS-11 和 HS-12)取古地表高程为 500 m; 对于年龄较小的样品(≤32 Ma, 包括 HS-5, HS-8 和 HS-9)取古地表高程为 700 m.

然而, 对于磷灰石裂变径迹分析而言, $D + \Delta s.l.$ 等同于样品磷灰石裂变径迹封闭温度对应的埋深, 若取磷灰石裂变径迹封闭温度为 100℃, 地温梯度为 35℃/km, 则其埋深为 2860 m, 亦即 $D + \Delta s.l. = 2860$. 从而有:

$$U = \Delta H + 2860.$$

由上述公式和概念可知, 这里的 2860 m 即是剥露程度. 由于每个样品的地表高程不同, 故所对应的高程差值(ΔH)不同, 具体高程差值列于表 2.

由上式可计算出每个样品所代表的隆升幅度(隆升量). 需要指出的是, 这里所说的隆升量应是样品实测年龄以来(或从磷灰石裂变径迹封闭温度冷却以来)的隆升量, 所以其代表的起始隆升时间不同. 由见表 2 可见, 各个样品的隆升幅度不尽相同, 大致有 4 个量级, 即 4060~3950, 3760~3490, 3190~3070 和 2650 m, 这也反映出本区差异隆升的特点.

隆升速率可由隆升幅度与样品年龄求出, 每个样品的隆升速率计算结果亦列于表 2. 具有如下特点: (1) 隆升速率变化于 0.06~0.27 m/a 之间, 同样具有不同的量级, 大致为 0.6~0.10, 0.13 和 0.27 m/a. 显然, 亦符合区内差异隆升的特点. (2) 隆升速率与年龄呈负相关关系(图 7), 年龄较大的样品隆升速率较小, 反之亦然. 这也表明本区随着时间的推移, 隆升越来越快的总趋势, 亦与地质热历史模拟结果所反应特点相符. (3) 隆升幅度与隆升速率呈大致正相关关系(图 7), 即隆升越快, 隆升幅度越大.

岩石隆升量 U 也可表达为

$$U = \text{Surface Uplift} + \text{Erosion},$$

式中 Surface Uplift 为地表隆升, Erosion(侵蚀)相当于下述ΔE, 也可称为“Exhumation”.

显然, 地表隆升幅度=$U - \Delta E$. 由此计算, 可得各个样点所对应的地表隆升幅度, 结果列于表 3. 结果表明, 黄山地区地表隆升幅度变化于 450~2230 m 之间, 各个样点不仅不一致, 而且变化程度较大. 地表隆升幅度与现今地表高程成正比, 高山处地表隆升大, 低谷处地表隆升小. 之所以如此, 其原因可能是, 最初地形特点是较为平缓, 经强烈隆升和剥蚀之后才形成现在所见的高山地貌, 特点是切割强, 高差大. 尽管实际地表隆升程度应该是一致的, 但是由于后期的地形剥蚀和切割, 导致地表的高程差异. 因此, 相对于初始地貌而言, 现在低缓地区地表隆升较小, 而高山地带则地表隆升较大.

表 2　黄山地区不同部位隆升幅度与隆升速率计算表

样品	高程差(m)	隆升幅度(m)	隆升速率(mm/a)
HS-1	1198	4060	0.10
HS-3	1091	3950	0.09
HS-4	632	3490	0.08
HS-5	214	3070	0.10
HS-8	1117	3980	0.27
HS-9	899	3760	0.13
HS-11	327	3190	0.06
HS-12	-211	2650	0.07

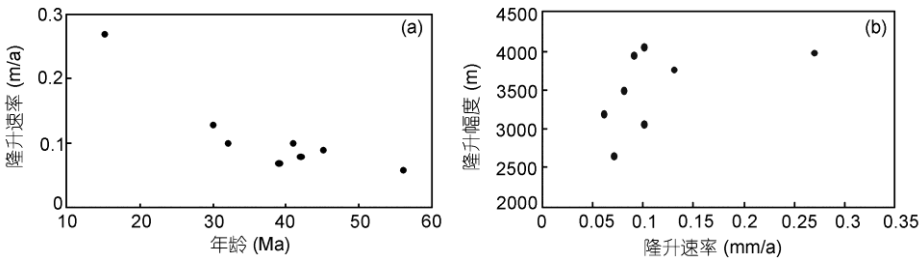

图 7　不同样品磷灰石裂变径迹年龄与隆升速率关系(a)以及隆升量与隆升速率关系(b)

表 3　黄山地区不同部位地表隆升幅度表

部位	HS-1	HS-3	HS-4	HS-5	HS-8	HS-9	HS-11	HS-12
隆升幅度(m)	2190	1970	1050	410	2230	1790	450	630

表 4　黄山地区不同部位剥蚀程度(Δ*E*)表

部位	HS-1	HS-3	HS-4	HS-5	HS-8	HS-9	HS-11	HS-12
Δ*E* (m)	1870	1980	2440	2660	1750	1970	2740	3280

8　剥蚀量

平均剥蚀量(ΔE)可依据 Brown[24]提出公式计算:

$$\Delta E=(110\pm10℃-T_s)/G+d,$$

式中 T_s为古地表温度, G 为古地温梯度, d 为裂变径迹退火带底部高程与现今地表高程之差(d=裂变径迹退火带底部高程–现今地表高程).

黄山逍遥溪新近纪最高古地温 14.24~11.42℃[23]. 在此, 我们取古地表温度为 13℃; 取温度 110℃; 古地温梯度同上, 为 35℃/km. 根据图 4 特点, 将年龄为 32~45 Ma 的样点单独作图(暂未列出), 样点趋势线在高程约 800 m 处转折. 虽然由于区内存在断块隆升, 获得属于整体隆升的样点较少, 使得可信度尚有待提高, 但是, 另据余心起(私人交流)待发表资料, 亦显示同样的特点. 因此, 本区裂变径迹退火带底部高程约为 800 m. 现在地表高程即是样品高程, 每个样品对应的剥蚀程度计算结果见表 4, 8 个样的平均值为 2340 m.

此外, 我们若对现今 1800, 1400 和 500 m 夷平面分别计算, 则相对应的剥蚀厚度分别为 1770, 2170 和 3070 m. 该3个台地的平均值, 亦为2340 m, 与8各样点的平均值一致, 所以, 应该代表本区的平均量值.

磷灰石年龄(8 个样品平均为 38 Ma)以来平均隆升 3400 m, 平均剥蚀 2340 m, 二者之差为 1060 m, 恰好相当于现在的平均高程, 这也印证上述计算结果的可靠性.

9　结论

首次应用裂变径迹技术研究黄山景区的隆升和剥蚀作用, 获得 8 个磷灰石样品的裂变径迹分析测试结果. 磷灰石裂变径迹年龄具有 56, 45~30 和 15 Ma 3 个年龄组, 与区内约 85~50, 45~30 和 24~5 Ma 形成多级古剥蚀面的构造隆升剥蚀作用有关联.

景区具有 3 阶段热演化历史, 即以 80 Ma 和 13 Ma 为分界, 第 1, 2, 3 阶段冷却慢速率分别为 2.69, 0.62 和 4.23℃/Myr; 隆升速率分别为 0.08, 0.02 和 0.12 mm/a; 隆升幅度分别为 1.14, 1.57 和 4.00 km. 对于具体样品而言, 隆升幅度有 4 个量级, 即 4060~3950, 3760~3490, 3190~3070 和 2650 m, 反映本区差异隆升的特点. 隆升速率与年龄负相关, 与隆升幅度正相关. 地表隆升幅度变化于 450~2230 m 之间. 地表隆升幅度与现今地表高程成正比, 高山处地表隆升大, 低谷处地表隆升小.

不同台地的剥蚀量不同. 现今 1800, 1400 和 500 m 夷平面相对应的剥蚀厚度分别为 1770, 2170 和 3070 m. 但是, 相对于磷灰石裂变径迹平均年龄 38 Ma, 则平均剥蚀量为 2340 m. 若将平均剥蚀量 2340 m 与平均隆升量 3400 m 综合考虑, 两者相差 1060 m, 恰好相当于现在的平均高程.

致谢　工作中得到中国地质科学院陈安泽研究员、浦庆余研究员、郭克毅研究员和黄山景区王诚先生的支持和帮助, 中国地质大学(北京)研究生艾羽、徐晓彤、黄志新和李娜协助样品整理与图件清绘, 审稿专家提出宝贵的修改意见, 特致谢忱.

参考文献

1　孙毓飞. 黄山旅游地貌新探. 地理研究, 1994, 13: 33–34
2　胡济源. 黄山旅游地学志. 黄山: 黄山书社, 1996
3　江兴亮. 试论新构造运动在风景地貌形成中的作用及其旅游开发——以黄山为例. 安徽师大学报(自然科学版), 1998, 21: 358–360

4 张理华. 略论黄山地质旅游资源成因. 淮北煤师院学报, 2002, 23: 62–65
5 张理华. 黄山地质旅游景观成因机制研究. 安徽师范大学学报(自然科学版), 2002, 25: 69–78
6 吴跃东, 向钒. 安徽“两山一湖”地区地质遗迹资源评价. 地质通报, 2007, 26: 231–240
7 周秉根, 潘宝林, 王心源, 等. 黄山新构造运动初探. 安徽师大学报(自然科学版), 1995, 18: 53–58
8 南京大学地质系. 华南不同时代花岗岩及其与成矿的关系. 南京: 江苏科技出版社, 1995. 160–165
9 黄培华. 黄山山体的演化过程研究. 中国科学技术大学学报, 1995, 25: 160–165
10 黄培, Diffenal R F Jr, 杨明钦, 等. 黄山山地演化与环境变迁. 地理科学, 1998, 18: 401–408
11 周泰禧, 陈江峰, 李学明. 安徽省印支期岩浆活动质疑. 岩石学报, 1988, 3: 46–53
12 Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, et al. Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis. Contrib Mineral Petrol, 1986, 94: 405–415
13 Green P F. On the thermo-tectonic evolution of northern England: Evidence from fission track analysis. Geology, 1986, 5: 493–506
14 Hurford A J, Green P F. A users’ guide to fission-track dating calibration. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 343–354
15 Green P F. A new look at statistics in fission track dating. Nuclear Tracks, 1981, (5): 77–86
16 Galbraith R F. On statistical models for fission track counts. Meth Geol, 1981, 13: 471–488
17 王心源, 朱诚. 晚白垩世以来黄山地区隆升机制研究. 地理研究, 1997, 16: 75–81
18 Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics III: Extrapolation to geological time scales. Amer Mineral, 1999, 84: 1235–1255
19 Zeitler P K, Tahirkheli R A K, Naeser C W. et al. Unroofing history of a suture zone in the Himalaya of Pakistan by means of fission-track annealing ages. Earth Planet Sci Lett, 1982, 57: 227–240
20 Wagner G A, Van den haute P. Fission-Track Dating. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 1992
21 Pichon X L, Henry P, Goffé B. Uplift of Tibet: From eclogites to granulites: Implications for the Andean Plateau and the Variscan belt. Tectonics, 1997, 273: 57–76
22 England P, Molnar P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. Geology, 1990, 18: 1173–1177
23 朱诚. 庐山、黄山与天目山地区第四纪沉积环境比较研究. 地理科学, 1996, 16: 37–45
24 Brown R W. Backstacking apatite fission-track “stratigraphy”: A method for resolving the erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories. Geology, 1991, 19: 74–77