

大别山区域低温剥露作用: 基于(U-Th)/He 和裂变径迹年代学数据的模拟^{*}

丁汝鑫^{**} 周祖翼 许长海 刘玉柱 程 昊 徐 斐

(同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

摘要 大别山高温剥露作用研究已相当成熟, 而白垩纪特别是晚白垩世以来的区域低温剥露研究还比较薄弱, 低温年代学即是解决这一问题的重要途径之一. 本文依据大别山现有岩浆岩与变质岩的磷灰石、锆石裂变径迹和(U-Th)/He 数据, 综合考虑热传导、热对流、地形及放射性热产生等因素对地温场造成的影响, 应用 Mancktelow 法和 Braun 法, 系统地对整个区域的低温年代学测年结果进行剥露速率计算, 获得了大别山白垩纪以来尤其是晚白垩世以来的剥露速率等值线图以及区域差异剥露趋势. 大别山白垩纪以来天堂寨地区及郟庐断裂带南部剥露速率(0.08~0.10 km/Ma)大于大别山其他地区(0.04~0.07 km/Ma). 这种区域差异剥露可能与 NNE 向断裂区区域差异走滑引发的构造推隆作用有关.

关键词 大别山 裂变径迹 (U-Th)/He 模拟 剥露

大别造山带因含柯石英榴辉岩等超高压变质岩的发现, 成为国内外地学界的研究热点. 近年来, 中外研究者已对造山带各类岩石作了大量的同位素定年工作, 提供了较为详尽的碰撞、折返高温段冷却史的细节^[1~6]. 大别山现今的造山带主体结构是由白垩纪-新生代构造作用所控制, 如果仅靠研究现今剥露面内高压/超高压单元是难以重建整个造山带的抬升和剥露过程的, 因而还需要对造山晚后期的构造-热演化历史以及抬升剥露过程进行约束, 低温年代学就是解决这一关键问题的途径之一. 目前,

大别山低温年代学研究还处于起步阶段^[1,7~13], 而且对于测年数据的解释尚需改进. 因为低温年代学样品记录了地壳浅部距地表仅有几公里的剥露历史, 其测年体系的封闭温度深度受热流、地形、剥露速率等因素的影响较大^[14~18], 这些因素都会影响到对于剥露作用的解释. 本文应用 Mancktelow 法^[14]、Braun 法^[16], 对大别山区域上的低温年代数据重新进行了解释, 获得了造山期后一系列的剥露速率等值线图, 由此总结出大别山白垩纪以来的差异剥露历史.

收稿日期: 2005-08-15; 接受日期: 2005-11-04

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目(批准号: G2000078500)和国家自然科学基金项目(批准号: 40272093, 40321603, 40572075)资助

^{**} E-mail: jjowr@sohu.com

1 剥露速率模拟方法

利用低温年代学数据计算剥露速率时, 需要确定相关测年体系封闭温度等温线的深度. 由于低温年代学测年体系的封闭温度靠近地表, 它的深度容易受到热流、地形、剥露速率等因素的影响^[14-18]. 地壳内部的放射性生热、来自地幔的稳定热流以及地表的抬升等作用都会使得地壳内部产生热流, 而热流又会导致等温线抬高、温度随时间升高等结果; 对于地形而言, 地表地形的高差、波长以及起伏的变化也会促使等温线形态发生相应的变化^[14-18], 剥露速率的增加也会导致热流增大, 并对近地表的等温线影响增大. 其中, 地形波长对于等温线形态的影响远远大于来自剥露速率的影响^[14].

地温场包括稳定、不稳定两种状态, 因而剥露速率计算时也要分成稳态解法与非稳态解法, 大别山晚白垩世以来地温场变化^[12]适用于稳态解法. 有关稳态解法包括 (1) 剥露速率=冷却速率/地温梯度. (2) 矿物对法: 同一岩石中两种不同的测年矿物按照公式 $v = \Delta z / \Delta t$ 求取剥露速率 v . 其中, $\Delta z = (T_{\text{封闭温度 } 1} - T_{\text{封闭温度 } 2}) / \text{地温梯度}$, $\Delta t = (t_{\text{冷却年龄 } 1} - t_{\text{冷却年龄 } 2})$. 上述两种方法的不足主要在于必须假设地温梯度. (3) 高差法: 通过剖面上两个样品的高差除以同一测年法的年龄获得剥露速率. 此法虽不用假设地温梯度, 但没有考虑到地形对等温线形状和深度的影响. 考虑地形影响的有 (4) Turcotte法^[17], (5) Stüwe法^[18], (6) Mancktelow法(一维模拟).

温度在同向均质固体中的分布可用热传导方程(1)来求解, 该方程给出温度随时间和空间变化的关系:

$$\kappa \nabla^2 T - v \nabla T + \frac{A}{\rho C} = \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (1)$$

其中, T 为温度(K); t 为时间(Ma); κ 为热扩散 ($\text{km}^2 \cdot \text{Ma}^{-1}$), $\kappa = k / (\rho C)$, k 为热导率 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), v 为剥露速度 ($\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$), ρ 为密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), C 为比热 ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), A 为单位体积的热产生 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$).

当只考虑垂向运动时 (v 值向上为正), 方程 (1) 可简化为

$$\kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + v \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{A}{\rho C} = \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (2)$$

其中, z 为垂向距离(km). 当热达到稳定状态时, 温度不再随时间发生变化, 即 $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$.

假定地壳为一厚 L 的板, 表面温度为 T_s , 深度 L 处的温度恒为 T_L , 放射性生热随深度的衰减形式为 $A = A_s \exp\left(-\frac{z}{h}\right)$, A_s 是表面单位体积的热产生, h 为单位体积热产生下降为 $1/e$ 时的深度, 则方程 (2) 解为

$$T = T_s + \beta \left[1 - \exp\left(-\frac{z}{h}\right) \right] + \gamma \left[1 - \exp\left(-\frac{v}{\kappa} z\right) \right], \quad (3)$$

其中

$$\beta = \frac{A_s h^2}{\rho C (\kappa - v h)}, \quad \gamma = \frac{(T_L - T_s) - \beta \left[1 - \exp\left(-\frac{L}{h}\right) \right]}{1 - \exp\left(-\frac{v}{\kappa} L\right)}.$$

方程 (3) 根据 Turcotte 法^[17] 发展而来, 将方程 1.3 和 $z=vt$ 相联立, T 取封闭温度值, t 取样品年龄值, 可以解出平均剥露速率 v . 该方法比 Stüwe 法多考虑了放射性热产生的存在, 但由于研究区域地形的各向非周期性, 故未考虑地形因素.

(7) Braun 法(三维模拟) Braun^[16] 开发了三维模拟软件 Pecube, 该软件使用有限元法解三维热导方程, 进而模拟地壳内部的地温场. 地温场的初始温度分布为 $T_0 = T_0(x, y, z, t = 0)$, 上、下边界条件为 $T(x, y, z = S(x, y, t), t) = T_{MSL} + \beta S$, $T(x, y, z = -L, t) = T_L$, 侧边界的边界条件为 $\frac{\partial T}{\partial n} = 0$, 其中 $S(x, y, t)$ 是假设的时变地表面, T_L 是基底(Moho 或岩石圈基底)的假定温度, T_{MSL} 是地表参考面的温度(如平均海平面温度), β 表示是大气垂直温度梯度. n 为侧边界的外法线. 采用六结点或八结点的棱柱体单元有限元法(假定温度在单元内沿各个方向呈线性变化), 则对应于热导方程 (1) 的有限元方程^[19]为

$$M \frac{\partial T}{\partial t} + (K_a + K_c) T = M \dot{T} + K T = F, \quad (4)$$

其中,

$$M = \int_V H^T \rho c H dV, \quad K_a = \int_V H^{*T} \rho c v B dV,$$

$$K_c = \int_V B^T k B dV, \quad K_c = \int_V H^T A dV,$$

式中, V 为单元体积, T 为节点温度向量, H 为形函数向量, $H_i(x, y, z)$ 用来定义单元内的温度 $T(x, y, z)$ 如何变化: $T(x, y, z) = \sum_{i=1}^{6/8} H_i(x, y, z) T_i$, T_i 表示结点温度函数. B 是描述温度空间导数的矩阵:

$$B = \begin{bmatrix} \frac{\partial H_i}{\partial x} \\ \frac{\partial H_i}{\partial y} \\ \frac{\partial H_i}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (5)$$

当热流超过热扩散时, 为了提高这种状态的稳定性必须采用流线上风 Petrov-Galerkin 法^[20]和 $H^* = H + \tau v B_3$, 其中 $\tau = \frac{\Delta z \sqrt{15}}{|v|}$, Δz 表示垂直方向的长度 (单元厚度).

由热传导方程(1)有限元离散化所产生的代数方程的大系统可采用高斯-赛德尔迭代法^[19]或单元逐个预处理的共扼梯度法^[21]进行求解.

Pecube 程序是根据地形演化来求解地温场的演化. 本文将该程序修改为根据现今地形求解现今地温场. 另外, 根据输出的离散点数据可提取 4 个变量: 经度、纬度、高度和温度; 而针对四维变量目前还无法将离散点插值作图, 因而本文将垂向各点的高度和温度进行 3 次样条插值, 先确定温度, 再插值得出对应高度, 然后做等温面.

本文根据 Pecube 程序模拟出大别山区域 3 个测年体系封闭温度的等温面, 然后将样品点在地表及封闭温度等温面的高度求出, 2 个高度之差除以该样品的年龄即得该样品从封闭温度等温面剥露到地表的平均剥露速率. 这一方法优点在于可以根据任意地形求取地壳浅部的地温场.

2 大别山低温剥露速率模拟

2.1 模拟参数选择

现有研究^[11,12]表明, 大别山晚白垩世以来的地温场可近似为稳定状态. 故本文采用 Mancktelow 法和

Braun 法进行剥露作用模拟.

(1) Mancktelow 法选取参数热导率 $k=2.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, 表面温度 $T_s=15^\circ\text{C}$, 热扩散 $\kappa = 32 \text{ km}^2 \cdot \text{Ma}^{-1}$; 参考莫霍面的深度 (30~36 km^[22-26]) 选取板的厚度 $L=35 \text{ km}$, 参考何丽娟等^[27] 选取 L 对应的温度 T_L 为 600°C .

按照关系式 $q_s = q_m + A_s \times h = q_m + \bar{A} \times L$, q_s 为地表热流, \bar{A} 为地壳平均生热率, L 为地壳厚度; 则方程 1.6 中的 $A_s \times h$ 可用 $\bar{A} \times L$ 来代替, \bar{A} 取该区平均生热率的上限值 $1.1 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ ^[28]. 参照赵平等^[29] 全球统计的结果, 本文选取 h 值为 10 km. 经计算, 向下取 7 km 时 3 种样品的相对误差限分别为 2%, 1%, 1%, 向上取 13 km 时的相对误差限分别为 3%, 2%, 1%, 因而 h 取值对剥露速率的计算结果影响非常小.

由于 $\kappa = k / (\rho C)$, $\rho C = k / \kappa$, ρ 和 C 在计算中不必再做假设.

本文选取的各低温年代学体系的封闭温度为: 磷灰石 (U-Th)/He 70°C 、磷灰石裂变径迹 110°C 、锆石 (U-Th)/He 180°C .

(2) Braun 法由于稳定状态下等温线的形态不变, 地形形态也几乎是稳定不变的, 所以三维模拟模型中假设地形形态稳定不变.

地形高程数据来自 GTOPO30, 其分辨率为 30 s (约 1 km); 研究区范围为东经 $115^\circ \sim 117^\circ$ 、北纬 $30^\circ \sim 32^\circ$, 获得的大别山区域地形图见图 1. 由于三维模拟计算量太大, 本文将分辨率减半, 即每一分取一个高程数据, 垂向上取 35 个点; 平均海平面的温度取 15°C , 大气垂直温度梯度 β 取 $6^\circ\text{C}/\text{km}$. 热扩散 κ 、恒定温度的深度 L 、温度 T_L 以及样品封闭温度的选取见一维法.

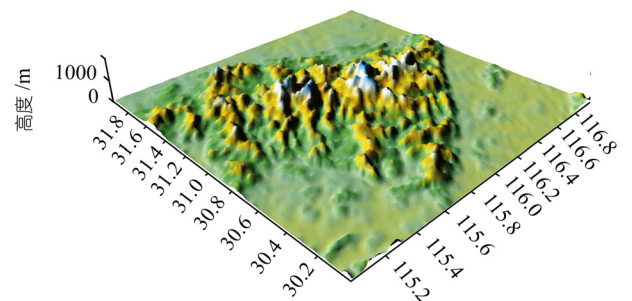


图 1 大别山区域地形图

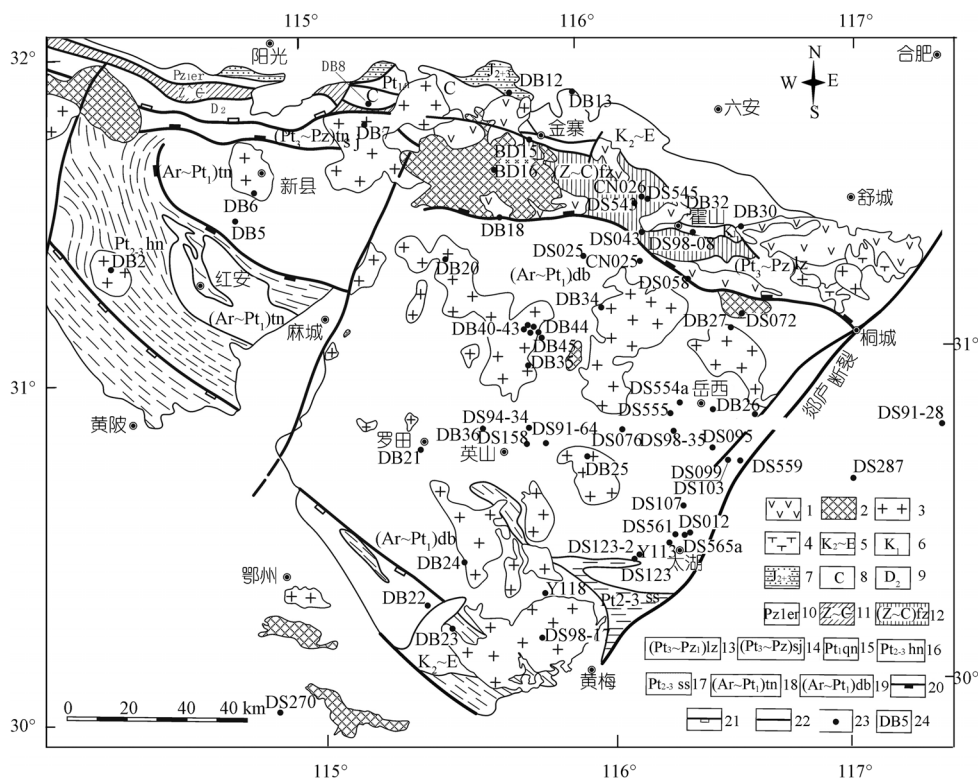


图 2 大别山低温年代学样品分布图

数据源自文献[8~13], 图形改自文献[13]. 1. 火山岩(144~113 Ma), 2. 晚造山花岗岩(174~156 Ma), 3. 热隆期花岗岩(140~110 Ma), 4. 正长岩(122 Ma), 5. 砂砾岩夹页岩, 6. 长英质与凝灰质砂岩, 7. 砂岩夹凝灰岩, 8. 浅变质砂砾岩、板岩夹灰岩, 9. 南湾组斜长角闪片岩、石英片岩与变粒岩, 10. 二郎坪群绿片岩, 11. 龟山组黑云变粒岩、片麻岩与斜长角闪岩, 12. 佛子岭群云母石英片岩, 13. 卢镇关群片麻岩、斜长角闪岩与碳酸盐, 14. 苏家河群片麻岩、片岩夹混合岩, 15. 秦岭群大理岩夹角闪片岩, 16. 红安群片麻岩、片岩与变粒岩, 17. 宿松群片麻岩、片岩夹含磷酸盐, 18. 桐柏群片麻岩夹浅粒岩, 19. 大别群片麻岩、斜长角闪岩与混合岩, 20. 主拆离断裂带, 21. 伸展断裂, 22. 其他断裂, 23. 变质岩、花岗岩采样点, 24. 样品编号

2.2 样品分布与数据来源

大别山裂变径迹、(U-Th)/He年代学研究已经积累了不少数据[1,7~13]. 周祖翼等[8]依据锆石(U-Th)/He年代学, 认为大别山区域剥露通过200°C等温面时仍然显现穹状结构, 这一伸展事件可能持续到 85 Ma±. Reiners等[11,12]综合裂变径迹、(U-Th)/He数据给出大别山 115 Ma以来的剥露速率及其随时间的变化情况, Grimmer等[10]通过磷灰石裂变径迹数据归结出郟庐断裂南部晚白垩以来的热构造特点. 许长海等[13]认为, 大别山磷灰石裂变径迹热年代分布在 96.4~41.9 Ma, 它们代表岩石差异通过110°C等温面时的冷却时代, 这种差异性多受控于NNE向区域构造. 本文依据上述研究者给出的数据, 再综合考虑热流、地形以及剥露速率等因素对地温场的影响, 对这些低温年代学

数据进行重新解释. 本文采用的样品均为变质岩和花岗岩, 区域样品分布见图 2.

3 剥露速率模拟结果

这里依据锆石、磷灰石(U-Th)/He 以及磷灰石裂变径迹测年结果, 分别对剥露速率进行计算(表 1~3), 最后绘制区域剥露速率等值线图.

3.1 据 Mancktelow 法获得的一维模拟等值线图

一维剥露速率等值线(图 3(a)~(c))分别根据磷灰石(U-Th)/He、磷灰石裂变径迹、锆石(U-Th)/He 年代学数据获得, 依次反映了从 25.3~65.5, 40.96~124.89 a, 75.6~155.0 Ma 时期至今的平均剥露速率(从封闭温度起算). 它们的共同趋势反映了大别山的区域差异剥露样式, 即白垩纪以来天堂寨地区及郟庐断裂带南部剥

表 1 大别山磷灰石(U-Th)/He 测年数据及剥露速率模拟结果^{a)}

样品	取样位置		平均年龄 $\pm 2\sigma$ (Ma)	Mancktelow 法		Braun 法
	纬度($^{\circ}$)	经度($^{\circ}$)		剥露速率/ $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$	相对误差限/%	剥露速率/ $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$
DB20	31.32708	115.51082	33.0 \pm 2.0	0.062	6.3	0.074
DB21	30.75545	115.38620	33.3 \pm 2.0	0.061	6.2	0.073
DB22	30.29773	115.38995	43.9 \pm 2.6	0.047	6.2	0.055
DB23	30.21463	115.47525	63.9 \pm 3.8	0.032	6.2	0.038
DB24	30.41208	115.51298	45.2 \pm 2.7	0.045	6.2	0.053
DB25	30.70570	115.95408	37.4 \pm 2.2	0.055	6.1	0.065
DB26	30.82710	116.39772	37.6 \pm 2.3	0.054	6.4	0.065
DB27	31.06737	116.48560	61.8 \pm 3.7	0.033	6.3	0.041
DB30	31.37618	116.56052	52.8 \pm 3.2	0.039	6.4	0.047
DB32	31.42163	116.37537	65.5 \pm 3.9	0.031	6.3	0.037
DB35	31.01673	115.78310	31.7 \pm 1.9	0.064	6.2	0.075
DB36	30.82508	115.63502	32.8 \pm 2.0	0.062	6.3	0.073
DB40	31.10572	115.77073	43.4 \pm 2.6	0.047	6.3	0.067
DB41	31.10792	115.77893	40.2 \pm 2.4	0.051	6.2	0.072
DB42	31.11177	115.78712	33.9 \pm 2.0	0.060	6.1	0.084
DB43	31.09673	115.78873	37.7 \pm 2.3	0.054	6.4	0.074
DB44	31.08577	115.80875	34.9 \pm 2.1	0.059	6.3	0.075
DB45	31.07343	115.82327	25.3 \pm 1.5	0.080	6.1	0.096

a) 磷灰石(U-Th)/He测年数据引自文献[12]

表 2 大别山磷灰石裂变径迹测年数据及剥露速率模拟结果^{a)}

样品	取样位置		平均年龄 $\pm \sigma$ (Ma)	Mancktelow 法		Braun 法
	纬度($^{\circ}$)	经度($^{\circ}$)		剥露速率/ $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$	相对误差限/%	剥露速率/ $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$
DS158 ^[9]	30.75694	115.74917	81.58 \pm 4.88	0.045	6.2	0.052
DS123-2 ^[9]	30.41472	116.12222	105.44 \pm 9.48	0.035	9.7	0.042
DS98-08 ^[9]	31.36889	116.36944	68.27 \pm 4.70	0.054	7.2	0.062
CN026 ^[9]	31.48306	116.20028	61.10 \pm 4.49	0.060	7.7	0.072
CN025 ^[9]	31.29556	116.17500	68.19 \pm 1.69	0.054	2.5	0.062
DS012 ^[10]	30.45833	116.30333	49.35 \pm 4.10	0.074	8.8	0.086
DS025 ^[10]	31.30500	115.94833	79.64 \pm 9.50	0.046	13.3	0.054
DS043 ^[10]	31.37333	116.19167	90.43 \pm 6.21	0.041	7.3	0.047
DS058 ^[10]	31.23889	116.33972	86.15 \pm 2.24	0.043	2.6	0.050
DS072 ^[10]	31.12472	116.52528	69.69 \pm 3.00	0.053	4.4	0.063
DS076 ^[10]	30.78333	116.08333	77.51 \pm 2.60	0.048	3.4	0.060
DS095 ^[10]	30.70778	116.38778	66.87 \pm 2.49	0.055	3.8	0.064
DS099 ^[10]	30.66667	116.45000	60.01 \pm 2.30	0.061	3.9	0.070
DS103 ^[10]	30.66667	116.45000	79.47 \pm 2.81	0.046	3.6	0.053
DS107 ^[b]	30.54139	116.28361	61.24 \pm 1.94	0.060	3.2	0.070
DS123 ^{[10]*}	30.40889	116.12000	62.10 \pm 10.83	0.059	20.6	0.072
DS270 ^[10]	29.99861	114.83750	88.97 \pm 2.71	0.042	3.1	
DS277 ^[10]	29.51361	116.03944	59.13 \pm 2.35	0.062	4.0	
DS287 ^[10]	30.62278	116.86194	124.89 \pm 3.32	0.030	2.7	0.034
DS543 ^[10]	31.46222	116.17500	68.19 \pm 1.69	0.054	2.5	0.064
DS545 ^[10]	31.48306	116.20278	60.64 \pm 4.46	0.061	7.7	0.072
DS554a ^[10]	30.84222	116.29333	60.85 \pm 5.12	0.060	9.0	0.073
DS555 ^[10]	30.81639	116.25806	67.66 \pm 2.45	0.054	3.7	0.066
DS559 ^[10]	30.66722	116.48389	49.51 \pm 3.10	0.074	6.5	0.085
DS561 ^[10]	30.46333	116.24722	48.48 \pm 3.47	0.075	7.5	0.088

表 2 (续)

样品	取样位置		平均年龄 $\pm\sigma$ (Ma)	Mancktelow 法		Braun 法
	纬度($^{\circ}$)	经度($^{\circ}$)		剥露速率/ $\text{km}\cdot\text{Ma}^{-1}$	相对误差限/%	剥露速率/ $\text{km}\cdot\text{Ma}^{-1}$
DS565a ^[10]	30.45389	116.27472	51.96 \pm 1.88	0.070	3.7	0.083
DS91-28 ^[10]	30.75833	117.19833	80.08 \pm 7.47	0.046	10.1	
DS91-34 ^[10]	30.80667	115.74000	62.19 \pm 5.97	0.059	10.4	0.069
DS91-64 ^[10]	30.76167	115.81667	70.69 \pm 8.98	0.052	14.2	0.061
DS98-17 ^[10]	30.17167	115.77833	62.65 \pm 1.32	0.059	2.1	0.070
DS98-33 ^[10]	30.79778	116.53806	60.01 \pm 3.22	0.061	5.5	0.072
DS98-35 ^[10]	30.78056	116.26444	59.43 \pm 3.10	0.062	5.4	0.073
Y113 ^[10]	30.45028	116.23056	40.96 \pm 1.35	0.089	3.3	0.105
Y118 ^[10]	30.30528	115.78361	72.57 \pm 2.86	0.051	4.0	0.058
DB2 ^[13]	31.35028	114.31139	72.63 \pm 3.19	0.051	4.5	
DB5 ^[13]	31.47806	114.74222	72.30 \pm 4.27	0.051	6.2	
DB6 ^[13]	31.56194	114.82222	63.99 \pm 4.33	0.057	7.1	
DB7 ^[13]	31.75250	115.22833	55.13 \pm 2.62	0.066	4.9	0.078
DB8 ^[13]	31.80361	115.24444	77.52 \pm 4.74	0.048	6.4	0.055
DB13 ^[13]	31.81167	115.98778	61.35 \pm 4.86	0.060	8.4	0.070
DB16 ^[13]	31.59250	115.68139	85.66 \pm 4.18	0.043	5.0	0.050
DB18 ^[13]	31.45611	115.68694	83.69 \pm 10.24	0.044	13.7	0.051
DB20 ^[13]	31.32722	115.51083	54.80 \pm 3.34	0.067	6.3	0.078
DB24 ^[13]	30.41222	115.51306	48.61 \pm 4.83	0.075	10.7	0.087
DB25 ^[13]	30.70583	115.95417	65.14 \pm 6.04	0.056	10.0	0.065
DB26 ^[13]	30.82722	116.39778	62.59 \pm 4.73	0.059	8.0	0.069
DB27 ^[13]	31.06750	116.48556	54.11 \pm 4.72	0.068	9.3	0.081
DB34 ^[13]	31.14889	116.03222	41.90 \pm 14.08	0.087	48.3	0.105
DB40 ^[11]	31.10583	115.77083	69.52 \pm 3.13	0.053	4.6	0.070
DB41 ^[11]	31.10806	115.77889	73.23 \pm 4.25	0.050	6.0	0.066
DB42 ^[11]	31.11167	115.78722	63.93 \pm 4.45	0.058	7.3	0.075
DB43 ^[11]	31.09667	115.78861	49.54 \pm 4.88	0.074	10.6	0.095
DB44 ^[11]	31.08583	115.80889	48.96 \pm 4.37	0.075	9.5	0.091
DB45 ^[11]	31.07333	115.82333	43.57 \pm 4.22	0.084	10.4	0.098

a) 年龄计算: $T=(1/\lambda)\ln(1+\lambda(Ns/Ni)_{\text{pd}}G\epsilon)$, $\lambda=1.55125\times 10^{-10}\text{a}^{-1}$, $G=0.5$; 三维模拟时, 由于某些样品位置处于模拟范围之外故没有计算剥露速率

表 3 大别山锆石(U-Th)/He 测年数据及剥露速率模拟结果^{a)}

样品	取样位置		平均年龄 $\pm\sigma$ (Ma)	Mancktelow 法		Braun 法
	纬度($^{\circ}$)	经度($^{\circ}$)		剥露速率/ $\text{km}\cdot\text{Ma}^{-1}$	相对误差限/%	剥露速率/ $\text{km}\cdot\text{Ma}^{-1}$
DB12	31.85492	115.77182	124.0 \pm 9.9	0.055	8.5	0.061
DB15	31.70855	115.83357	87.7 \pm 7.0	0.078	8.4	0.088
DB16	31.59247	115.68147	155.0 \pm 12.0	0.045	8.2	0.049
DB20	31.32708	115.51082	107.0 \pm 8.6.0	0.064	8.5	0.071
DB21	30.75545	115.38620	96.3 \pm 7.7	0.071	8.4	0.079
DB22	30.29773	115.38995	137.0 \pm 11.0	0.050	8.6	0.055
DB23	30.21463	115.47525	149.0 \pm 12.0	0.046	8.6	0.051
DB25	30.70570	115.95408	106.0 \pm 8.5	0.065	8.5	0.072
DB26	30.82710	116.39772	85.3 \pm 6.8	0.080	8.4	0.090
DB27	31.06737	116.48560	102.0 \pm 8.2	0.067	8.5	0.076
DB30	31.37618	116.56052	114.0 \pm 9.1	0.060	8.5	0.067
DB32	31.42163	116.37537	120.0 \pm 9.6	0.057	8.5	0.063
DB34	31.14893	116.03218	86.2 \pm 6.9	0.079	8.4	0.090
DB36	30.82508	115.63502	115.0 \pm 9.2	0.060	8.5	0.066
DB40	31.10572	115.77073	112.0 \pm 9.0	0.061	8.5	0.074
DB41	31.10792	115.77893	110.0 \pm 8.8	0.062	8.5	0.075
DB42	31.11177	115.78712	112.0 \pm 9.0	0.061	8.5	0.073
DB43	31.09673	115.78873	111.0 \pm 8.9	0.062	8.5	0.073
DB44	31.08577	115.80875	89.7 \pm 7.2	0.076	8.5	0.088
DB45	31.07343	115.82327	75.6 \pm 6.0	0.090	8.3	0.101

a) 锆石(U-Th)/He测年数据引自文献[8, 12]

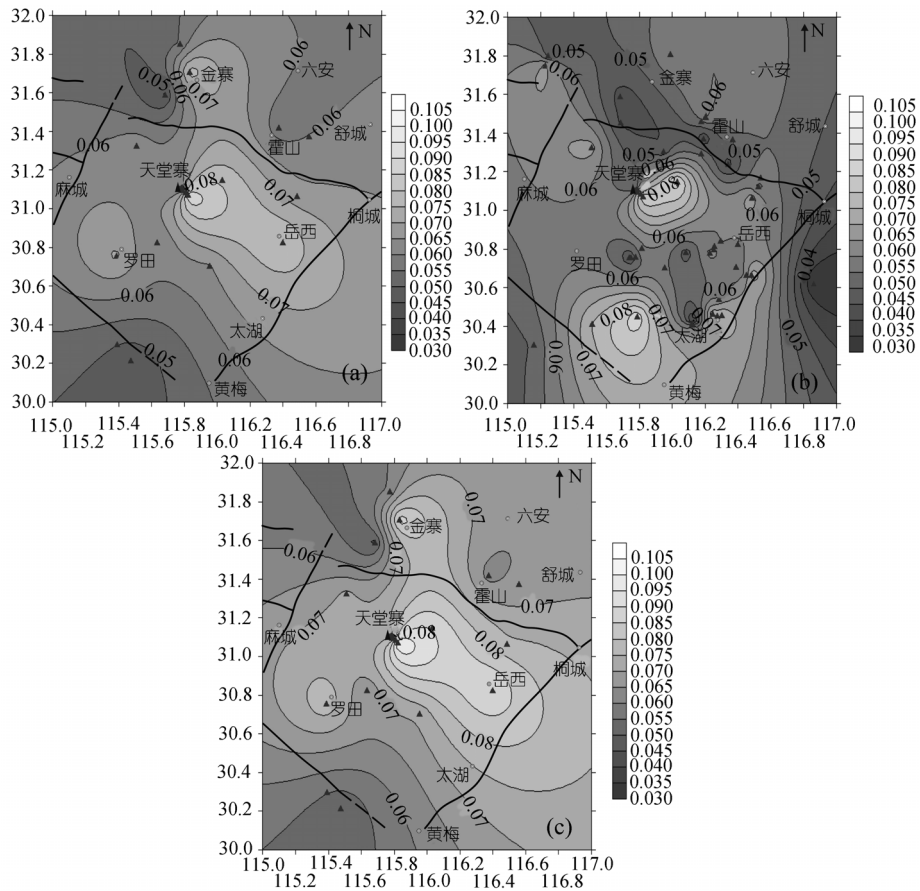


图 3 大别山剥露速率一维模拟等值线图

等值线图(a)~(c)分别依据磷灰石(U-Th)/He、磷灰石裂变径迹以及锆石(U-Th)/He 年代学数据获得

露速率比周边地区快。当然，对于图中的大别山西南部及大别山外围区域，由于样品不足，其等值线分布不具有代表意义，故而不在于本文分析范围内(以下同)。

3.2 Braun 法获得的三维模拟等值线图

三维模拟首先根据地表地形给出 3 个封闭温度的等温面(图 4)，然后模拟出剥露速率的区域分布(图 5)。模拟结果(图 5(a)~(c))分别依据磷灰石(U-Th)/He、磷灰石裂变径迹和锆石(U-Th)/He 年代获得，它们反映出从 25.3~65.5, 40.96~124.89, 75.6~155.0 Ma 时期至今的平均剥露速率及其区域差异分布。三维模拟的剥露趋势与一维模拟结果一致，即白垩纪以来天堂寨地区及郯庐断裂带南部剥露速率(0.08~0.10 km/Ma)比周边地区(0.04~0.07 km/Ma)快。

4 讨论与结论

Mancktelow法与Braun法相比较而言，后者所获

得的剥露速率略大，这是综合考虑了地形因素的结果。Braun法模拟的局限在于模型的前提假设是地形形态不变，而Mancktelow法不需此假设。同时使用这两种方法对于揭示大别山造山后的剥露速率及其区域差异性具有重要意义。三维模拟显示，大别山白垩纪以来的剥露趋势是：天堂寨地区及郯庐断裂带南部剥露速率(0.08~0.10 km/Ma)比周边地区(0.04~0.07 km/Ma)快。依据磷灰石裂变径迹模拟结果，天堂寨地区(高地形)以及郯庐断裂带南部(低地形)共同具有相对周边较快剥露的特点，由此可将郯庐断裂的拉张走滑作用(Liu)与大别山核部的相对快速剥露作用联系起来。由于郯庐与商城-麻城两断裂之间的差异走滑作用，促使大别山腹地产生强烈的构造推隆作用，从而引发这一地区的相对较快剥露。这种由于NNE向断裂系引发的差异推隆剥露(晚白垩世以来)，可能从等温面 180°C (锆石(U-Th)/He 的封闭温度)、经过

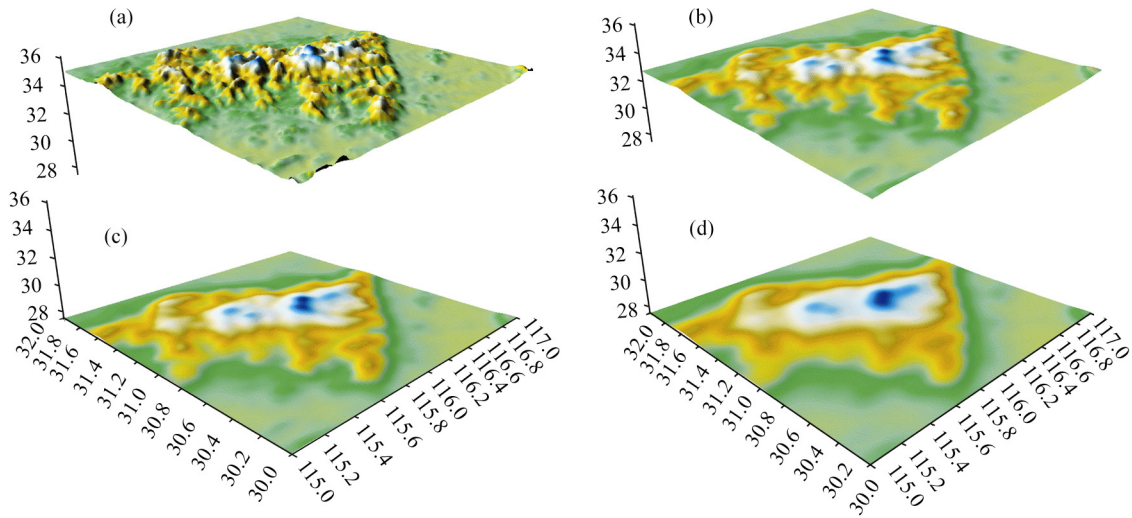


图 4 大别山区域地形图(a)、70°C(磷灰石(U-Th)/He 封闭温度)等温面(b)、110°C(磷灰石裂变径迹退火温度)等温面(c)与180°C(锆石(U-Th)/He 封闭温度)等温面(d)(纵坐标为距恒温深度 L 的垂向距离, 单位 km)

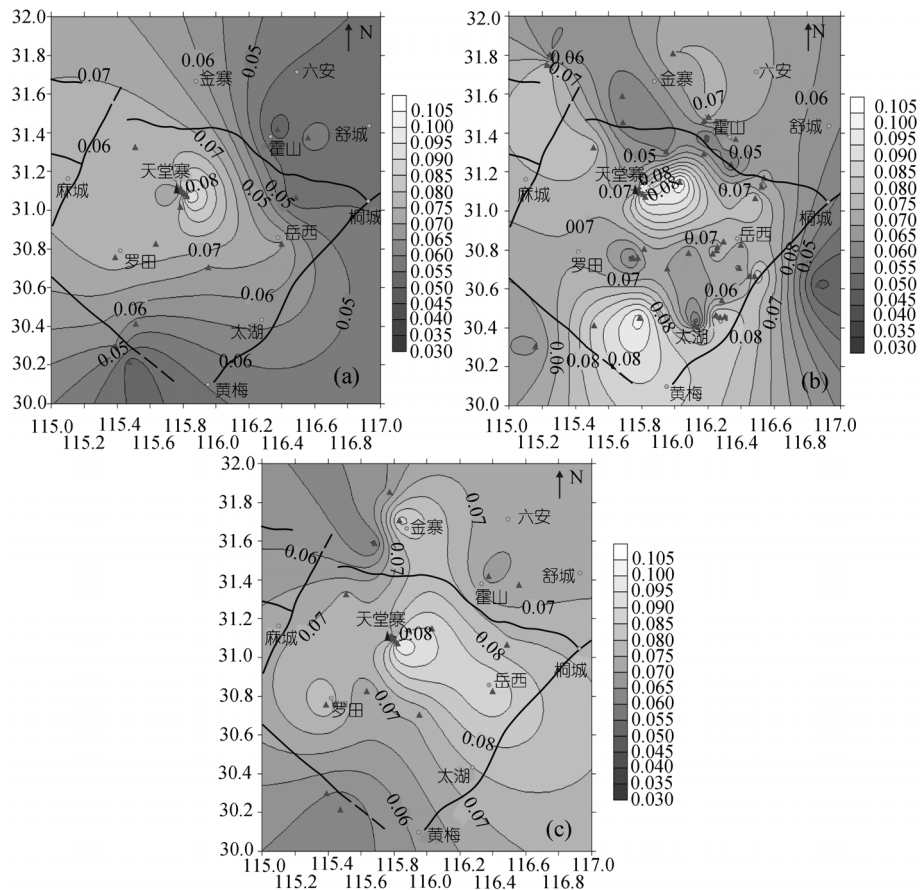


图 5 大别山剥露速率三维模拟等值线图

等值线图 (a)~(c)分别依据磷灰石(U-Th)/He、磷灰石裂变径迹以及锆石(U-Th)/He 年代学数据获得

110°C(磷灰石裂变径迹的退火温度)一直延续到 70°C等温面(磷灰石(U-Th)/He 的封闭温度).

致谢 作者对 Braun 先生提供了 Pecube 源程序, 中国科学院地质与地球物理研究所何丽娟副研究员提供参考文献以及同济大学莫文峰、梁智垚同学分别在编程和翻译英文有限元文献方面给予的帮助, 在此一并致谢.

参 考 文 献

- 1 陈江峰, 谢智, 刘顺生. 大别造山带冷却年龄的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 和裂变径迹年龄测定. 中国科学, B 辑, 1995, 25(10): 1086—1092
- 2 Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 215—230[DOI]
- 3 Li S G, Jagoutz E, Chen Y Z, et al. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, Central China. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 1077—1093[DOI]
- 4 Eide E A, McWilliams M O, Liou J G. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and exhumation of high-pressure to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in east-central China. *Geology*, 1994, 22: 601—604[DOI]
- 5 王清晨, 林伟. 大别山碰撞造山带的地球动力学. 地学前缘, 2002, 9(4): 257—265
- 6 Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth Sci Rev*, 2003, 62: 105—161[DOI]
- 7 王国灿, 杨巍然. 大别造山带中新生代隆升作用的时空格局-构造年代学证据. 地球科学, 1998, 23(5): 460—467
- 8 周祖翼, Reiners P W, 许长海, 等. 大别山造山带白垩纪热隆伸展作用-锆石(U-Th)/He 年代学证据. 自然科学进展, 2002, 12(7): 96—99
- 9 吴玺虹, 刘顺生, Jonckheere R, 等. 利用磷灰石裂变径迹定年方法探讨东大别山地区中、新生代代构造抬升样式. 核技术, 2002, 25(7): 531—536
- 10 Grimmer J C, Jonckheere R, Enkelmann E, et al. Cretaceous-Cenozoic history of the southern Tan-Lu fault zone: apatite fission-track and structural constraints from the Dabie Shan (eastern China). *Tectonophysics*, 2002, 359: 225—253[DOI]
- 11 周祖翼, 许长海, Reiners P W, 等. 大别山天堂寨地区晚白垩世以来剥露历史的 (U-Th)/He 和裂变径迹分析证据. 科学通报, 2003, 48(6): 598—602
- 12 Reiners P W, Zhou Z Y, Ehlers T A, et al. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology. *Am J Sci*, 2003, 303: 489—518[DOI]
- 13 许长海, 周祖翼, Van Den Haute P, 等. 大别造山带磷灰石裂变径迹(AFT)年代学研究. 中国科学, D 辑, 2004, 34(7): 622—634
- 14 Mancktelow N S, Grasemann B. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 270: 167—195
- 15 Braun J. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 200: 331—343[DOI]
- 16 Braun J. Pecube: A new finite element code to solve the heat transport equation in three Dimensions in the Earth's crust Including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Comput Geosci*, 2003, 29: 787—794[DOI]
- 17 Turcotte D L, Schubert G. *Geodynamics*. New York: John Wiley and Sons, 1982. 1—450
- 18 Stüwe K, White L, Brown R. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 124: 63—74[DOI]
- 19 Bathe K J. *Finite Element Procedures in Engineering Analysis*. Englewood Cliffs NJ: Prentice-Hall, 1982. 1—735
- 20 Hughes T, Brooks A. A theoretical framework for Petrov-Galerkin methods with discontinuous weighting functions: applications to the streamline-upwind procedure. In: Gallagher R H, Norrie D H, Oden J T, et al, eds. *Finite Elements in Fluids*. New York: Wiley, 1982. 47—65
- 21 Hughes T J R, Raefsky A, Muller A. A progress report on EBE solution procedures in solid mechanics. In: Taylor C, Owen D, Hinton E, eds. *Numerical Methods for Nonlinear Problems, Vol. 2. Proceedings of the Second International Conference, Universidad Polytechnica de Barcelona, Spain, 1984*. 18—109
- 22 袁学诚. 中国地球物理图集. 北京: 地质出版社, 1996. 1—196
- 23 董树文, 吴宣志, 高锐, 等. 大别造山带地壳速度结构与动力学. 地球物理学报, 1998, 41(3): 349—361
- 24 Kern H, Gao S, Jin Z, et al. Petrophysical studies on rocks from the Dabie ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic belt, Central China: implications for the composition and delamination of the lower crust. *Tectonophysics*, 1999, 301: 191—215[DOI]
- 25 Schmid R, Ryberg T, Ratschbacher L, et al. Crustal structure of the eastern Dabie Shan interpreted from deep reflection and shallow tomographic data. *Tectonophysics*, 2001, 333: 347—359[DOI]
- 26 Yuan X C, Klemperer S L, Wen-Bang T, et al. Crustal structure and exhumation of the Dabie Shan ultrahigh-pressure orogen, eastern China, from seismic reflection profiling. *Geology*, 2003, 31: 435—438[DOI]
- 27 何丽娟, 胡圣标, 汪集旻. 中国东部大陆地区岩石圈热结构特征. 自然科学进展, 2001, 11(9): 966—969
- 28 汪洋, 汪集旻, 邓晋福, 等. 中国大陆地壳和岩石圈铀、钍、钾丰度的大地热流约束. 地球物理学进展, 2001, 16(3): 21—30
- 29 赵平, 汪集旻. 热流-生热率线性关系研究综述. 地球物理学进展, 1995, 10(2): 16—31