

北喜马拉雅萨迦穹窿中苦堆和萨迦淡色花岗岩的 U-Pb 年龄及其地质意义

张宏飞 N. Harris R. Parrish 张利 赵志丹

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074; Department of Earth Sciences, The Open University, Milton Keynes, MK7 6AA, UK;
NERC Isotope Geosciences Laboratory, British Geological Survey, Nottingham, NG125GG, UK; 中国地质大学地球和资源学院,
北京 100083. E-mail: hfzhang@cug.edu.cn)

摘要 利用 TIMS 方法, 对产于北喜马拉雅萨迦穹窿中的苦堆和萨迦淡色花岗岩锆石、独居石和磷钇矿进行了 U-Pb 定年. 结果表明, 苦堆淡色花岗岩的岩浆结晶年龄为 27.5 ± 0.5 Ma, 而萨迦淡色花岗岩的岩浆结晶年龄为 14.4 ± 0.2 Ma, 因此将北喜马拉雅淡色花岗岩形成的时间跨度从原有的 15~10 Ma 扩展到 27.5~10 Ma, 并据此对北喜马拉雅淡色花岗岩的成因机制进行了年代学制约, 指出北喜马拉雅淡色花岗岩有着多样的成因机制.

关键词 北喜马拉雅 萨迦穹窿 淡色花岗岩 U-Pb 定年 成因机制

在印度板块与欧亚板块发生陆-陆碰撞后的构造演化阶段, 在喜马拉雅范围内, 岩浆作用上具有明显特色的是中新世淡色花岗岩的形成. 淡色花岗岩(白云母/二云母花岗岩)的形成与陆壳深熔作用存在密切的联系. 因此, 喜马拉雅花岗岩是揭示地壳深熔作用和增厚地壳构造演化的一个重要窗口. 现有对喜马拉雅淡色花岗岩年代学和地球化学的研究主要集中在高喜马拉雅构造单元, 而有关北喜马拉雅淡色花岗岩的年代学和地球化学资料较为有限. 现有资料显示, 高喜马拉雅淡色花岗岩形成的时间跨度为 23~12 Ma^[1-8], 其岩浆形成于高喜马拉雅泥质结晶岩系的深熔作用已基本达成共识, 而北喜马拉雅淡色花岗岩形成的时间跨度为 15~10 Ma^[1,2,9], 但由于后者较低的研究程度, 因此有关北喜马拉雅淡色花岗岩形成的时间跨度、北喜马拉雅地壳深熔作用开始发生的时代及其成因机制需要进一步的年代学研究. 本文将北喜马拉雅萨迦穹窿中萨迦和苦堆淡色花岗岩含 U 副矿物, 进行 U-Pb 定年研究, 据此对北喜马拉雅淡色花岗岩形成的时间跨度作出新的限定, 并对北喜马拉雅淡色花岗岩的成因作出年代学制约.

1 地质背景

北喜马拉雅构造单元主要由一系列的穹窿组成, 如康马穹窿、萨迦穹窿和拉轨岗日穹窿等(图 1). 这些穹窿以片麻岩(变形花岗岩)为核部, 外侧为特提斯沉积岩系(主要为片岩类), 在片麻岩与片岩的接触带,

片岩的变质作用达到硅线石-蓝晶石等级. 根据 Lee 等人^[10]对康马穹窿 Ar-Ar 年代学研究^[10], 穹窿形成于 11 Ma.

北喜马拉雅淡色花岗岩主要分布于北喜马拉雅穹窿带中, 除了康马穹窿缺乏淡色花岗岩的分布外, 其他穹窿诸如萨迦穹窿和拉轨岗日穹窿均有淡色花岗岩体的产出. 已有在北喜马拉雅穹窿带中对淡色花岗岩的年代学研究表明, 产于拉轨岗日穹窿中的拉轨岗日淡色花岗岩的独居石 U-Pb 年龄为 15.1 ± 0.5 Ma^[1,2]和 14.7 ± 1.0 Ma^[9], 产于萨迦穹窿中的麻迦淡色花岗岩的独居石 U-Pb 年龄为 9.8 ± 0.7 Ma^[11], 而对其他淡色花岗岩缺乏年代学研究. 本文研究的苦堆和萨迦淡色花岗岩体出露于萨迦穹窿中, 根据新近完成的定结幅 1:25 万地质填图, 它们的出露面积分别为 42 km^2 和 25 km^2 . 上述两岩体主体侵位于片麻岩或混合片麻岩中, 但苦堆岩体北部有少部分明显侵位于特提斯沉积物岩系. 苦堆和萨迦淡色花岗岩的岩石类型类似于其他北喜马拉雅二云母淡色花岗岩, 但缺乏电气石-白云母花岗岩, 后者在高喜马拉雅构造单元中广泛分布. 苦堆和萨迦二云母花岗岩, 均为灰白色, 中-细粒结构, 块状构造, 主要矿物组成为: 石英 31%~36%, 条纹质微斜长石 20%~30%, 奥长石 29%~36%, 岩石中黑云母的含量高于白云母, 石榴石在苦堆岩体中广泛分布, 含量 0.5%~1%, 但在萨迦淡色花岗岩少见.

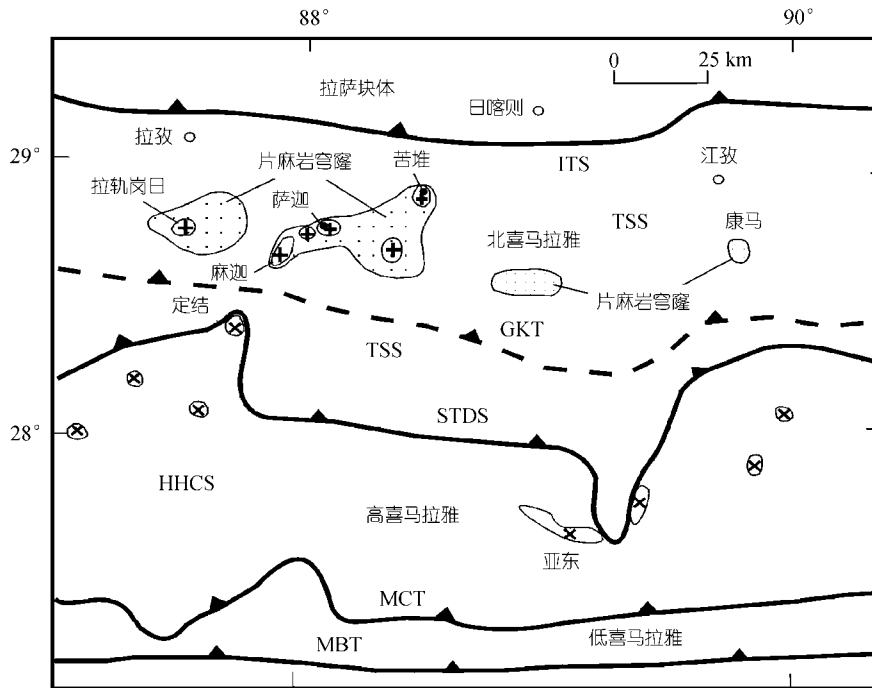


图 1 东喜马拉雅地质简图

+ : 北喜马拉雅淡色花岗岩; × : 高喜马拉雅淡色花岗岩; ITS: 印度河-雅鲁藏江缝合带; STDS: 藏南拆离系; MBT: 主边界逆冲断层; MCT: 中央逆冲断层; GKT: 吉隆-康马逆冲断层; TSS: 特提斯沉积岩系; HHCS: 高喜马拉雅结晶岩系; 本文年代学样品采样点

2 样品描述及其分析方法

岩石样品中含 U 副矿物的分离、化学处理和质谱测定均在英国地质调查局同位素实验室完成。苦堆淡色花岗岩(样品 T100)具有不寻常的副矿物组合, 含有丰富的锆石、磷钇矿, 但缺乏独居石。样品中含有丰富的继承锆石, 锆石呈透明或半透明状并具有完好的晶形, 但在大多数的锆石晶体中见有明显继承锆石的核。磷钇矿具有较好的晶形但透光性较差。萨迦淡色花岗岩(样品 T110)在副矿物组成上以独居石和锆石组合为特征, 缺少磷钇矿。多数独居石晶形完好, 锆石与样品 T100 中的锆石类似, 存在丰富的继承锆石的核。用于年代学测定的锆石, 选择晶形较为完整的锆石晶体, 锆石晶体经过空气磨蚀处理后, 在高倍反射显微镜与计算机相联的显微图像上, 选择色泽较为均一的锆石晶体, 以尽可能排除锆石晶体中的继承锆石。

对样品中的锆石、独居石和磷钇矿采用单颗粒或多颗粒进行化学处理, 以 ^{205}Pb - ^{233}U - ^{235}U 为混合稀释剂, 同位素比值的测定在 Finnigan Triton 质谱仪上完

成。全流程本底分别为 $\text{Pb} < 5 \text{ pg}$, $\text{U} < 0.4 \text{ pg}$ 。其化学流程和质谱分析方法详见文献[11,12]。应用 Steiger 等人 [13] 推荐的 ^{238}U 和 ^{235}U 衰变常数进行年龄计算。

3 结果

北喜马拉雅苦堆淡色花岗岩(样品号 T100)和萨迦淡色花岗岩(样品号 T110)的含 U 副矿物 U-Pb 定年结果列于表 1。

样品 T100 测定结果显示(表 1), 锆石测定点 Z-1 和 Z-2 给出偏老的 U-Pb 表面年龄(50~300 Ma), 表明在测定的锆石中存在明显的继承锆石。而其他 3 个磷钇矿测定点(X-2, X-3, X-4)和 2 个锆石测定点(Z-3, Z-4)给予出较为相近的 U-Pb 表面年龄(25.7~28 Ma)。在 U-Pb 谐和图上(图 2), 除了 Z-1 和 Z-2 外, 其他测定点均位于或近于在谐和曲线上, 由此表明, 锆石测定点 Z-3 和 Z-4 无明显继承锆石的影响。将所有测定点进行计算给出下交点年龄为 $27.5 \pm 0.5 \text{ Ma}$, 上交点年龄为 $494 \pm 55 \text{ Ma}$ (MSWD = 2.9)。因此, 样品 T100 的 U-Pb 下交点年龄应作为岩浆结晶年龄的最好估计。

样品 T110 进行了 4 个独居石和 2 个锆石分析点

表 1 北喜马拉雅淡色花岗岩锆石、独居石和磷钇矿 U-Pb 定年结果

点号 ^{a)}	分析的颗粒数	质量/ μg	U/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Pb/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ^{b)}	普通 Pb/pg
苦堆淡色花岗岩, 样品号 T100						
X-2	2	31.0	26640	110.7	2653	84
X-3	4	16.8	28827	112.3	4305	28
X-4	2	23.2	27673	106.4	2878	56
Z-1	2	19.7	1741	14.25	2424	8
Z-2	1	1.7	19410	793.6	41120	2
Z-3	3	7.5	12415	46.37	4267	6
Z-4	4	4.3	21213	79.18	2040	12
萨迦淡色花岗岩, 样品号 T110						
M-1	5	61.8	2389	518.5	3470	55
M-2	1	18.0	1370	14.18	766	5
M-3	1	40	12670	113.9	617	12
M-4	1	5.8	3279	40.32	444	6
Z-1	4	14.4	330.9	8.29	2708	3
Z-2	1	8.5	672.2	30.24	4926	3
点号	同位素比值 ^{c)} , 括号内为 1std 误差(%)			表面年龄/Ma, 括号内为 2std 误差		
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
苦堆淡色花岗岩, 样品号 T100						
X-2	0.0043371(0.91)	0.0279432(0.91)	0.0467281(0.07)	27.90(0.51)	27.98(0.50)	35.3(3.1)
X-3	0.0040618(0.20)	0.0262000(0.21)	0.0467830(0.06)	26.13(0.10)	26.26(0.11)	38.2(2.9)
X-4	0.0039924(0.24)	0.0257270(0.25)	0.0467360(0.06)	25.69(0.12)	25.79(0.13)	35.8(2.9)
Z-1	0.0086426(0.19)	0.0631460(0.61)	0.0529910(0.55)	55.47(0.20)	62.17(0.74)	328.4(24.9)
Z-2	0.0439863(0.17)	0.3433280(0.21)	0.0566097(0.11)	277.50(0.93)	299.7(1.10)	476.4(4.7)
Z-3	0.0041920(0.21)	0.0272030(0.22)	0.0470650(0.07)	26.97(0.11)	27.25(0.12)	52.5(3.3)
Z-4	0.0041137(0.19)	0.0267000(0.22)	0.0470740(0.09)	26.46(0.10)	26.76(0.12)	53.0(4.3)
萨迦淡色花岗岩, 样品号 T110						
M-1	0.0207463(0.26)	0.1579650(0.26)	0.0552231(0.05)	132.4(0.67)	148.9(0.73)	421.3(2.1)
M-2	0.0022448(0.39)	0.0137216(1.41)	0.0443334(1.31)	14.45(0.11)	13.84(0.39)	-92.1(64.2)
M-3	0.0022585(0.19)	0.0143548(0.35)	0.0460970(0.25)	14.54(0.06)	14.47(0.10)	2.7(11.8)
M4	0.0022196(0.28)	0.0140744(0.71)	0.0459888(0.54)	14.29(0.08)	14.19(0.20)	-3.0(25.8)
Z-1	0.0267482(0.19)	0.2212100(0.23)	0.0599794(0.13)	170.2(0.64)	202.9(0.84)	602.8(5.6)
Z-2	0.0401008(0.17)	0.6668823(0.18)	0.1206130(0.04)	253.5(0.8)	518.8(1.4)	1965.3(1.5)

a) M 代表独居石, X 代表磷钇矿, Z 代表锆石; b) 测量的比值已对稀释剂和 Pb 分馏作用进行校正; c) 测量的比值已对 Pb,U 空白和普通 Pb 进行了校正

的测定(表 1). 结果显示, 1 个独居石分析点(M-1)和 2 个锆石分析点(Z-1, Z-2)给出较老的 U-Pb 表面年龄值(132~519 Ma), 反映这些测定点的晶体中存在古老锆石和独居石的晶核, 而其他 3 个独居石分析点(M-2, M-3, M-4)给出较为相近的表面年龄(13.8~14.5 Ma). 在 U-Pb 谐和图上(图 3), 分析点 Z-2 明显偏离不一致曲线, 并有着大的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄(1965 Ma), 可能反

映 T110 样品中的锆石具有较为复杂的组成. 其他分析点位于或近于在 U-Pb 谐和线上. 剔除分析点 Z-2, 其他分析点计算的下交点年龄为 15.7 ± 3.7 Ma, 上交点年龄为 455 ± 23 Ma(MSWD = 4.3). 考虑到其下交点年龄存在较大的误差, 因此选用 3 个独居石分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和年龄的平均值 14.4 ± 0.2 Ma 作为岩浆结年龄的最好估计.

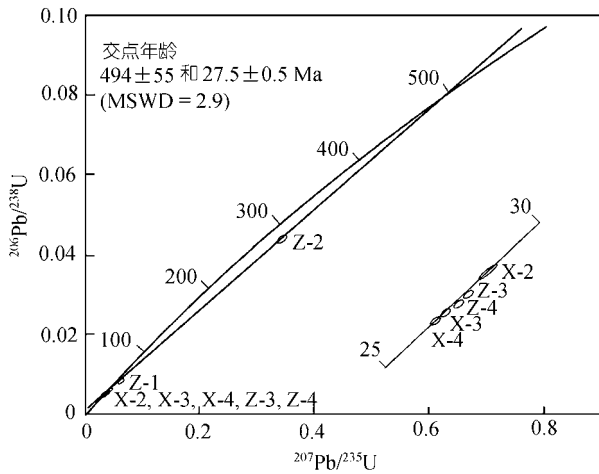


图 2 样品 T100 U-Pb 谐和年龄图

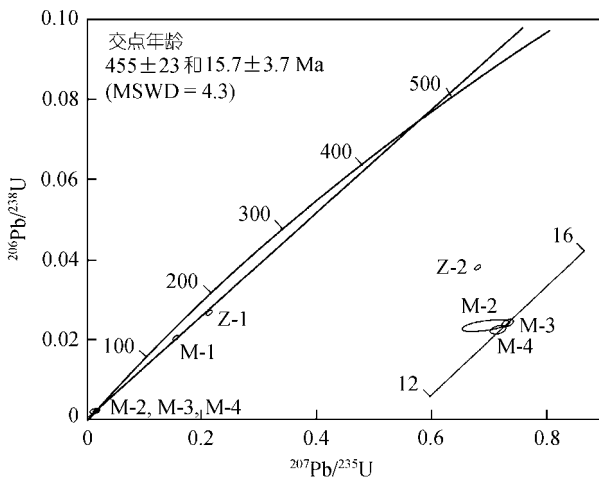


图 3 样品 T110 U-Pb 谐和年龄图

4 地质意义

本文测定的萨迦淡色花岗岩岩浆结晶年龄 14.4 ± 0.2 Ma 位于目前报道的北喜马拉雅淡色花岗岩的岩浆结晶年龄范围内(15~10 Ma)。然而, 苦堆淡色花岗岩的岩浆结晶年龄 27.5 ± 0.5 Ma 为北喜马拉雅的地壳深熔作用至少提前到渐新世提供了有力证据, 并且将北喜马拉雅淡色花岗岩形成的时间跨度修正为 27.5~10 Ma。苦堆和萨迦淡色花岗岩的U-Pb上交点年龄(分别为 494 ± 55 和 455 ± 23 Ma)主要反映继承锆石的年龄, 指示它们的岩浆源区物质应主要来自于早古生代地壳物质的深熔作用。现有报道的北喜马拉雅康马穹窿花岗质片麻岩的锆石U-Pb年龄为 562 ± 4 Ma^[14], 558 ± 12 Ma^[15]和 508 ± 1 Ma^[9], 这些花岗质片麻岩的年龄与苦堆和萨迦淡色花岗岩的U-Pb

上交点年龄相接近, 可能表明北喜马拉雅淡色花岗岩和穹窿花岗质片麻岩存在着物质上的联系, 但这需要通过其他同位素体系的示踪加以进一步证实。

在喜马拉雅淡色花岗岩的成因模式上, Harrison 等人^[14,15]通过沿主中央断裂(MCT)陡坡之下的平底逆冲带连续活动所产生剪切热的数字模拟, 来解释高喜马拉雅和北喜马拉雅淡色花岗岩的成因。按照这一模型, 北喜马拉雅淡色花岗岩形成于 18 Ma 之后白云母或黑云母的脱水反应, 而高喜马拉雅淡色花岗岩形成于 24~20 Ma 时期白云母的脱水反应。然而, 本文提供北喜马拉雅苦堆淡色花岗岩形成的时间跨度, 不支持这一成因模型。况且, 在高喜马拉雅, 晚于 18 Ma 的淡色花岗岩也广泛分布, 如 Everest 地区^[1,5,8]、西藏南部地区^[2-4]、Bhutan 地区^[7]。因此, Harrison 等人^[14,15]的成因模型不适合现有对北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩的年代学研究结果。

高喜马拉雅中新世淡色花岗岩的地球化学研究表明^[16-19], 淡色花岗岩的形成归结于构造减压作用, 由此导致高喜马拉雅结晶岩系中白云母发生脱水反应, 进而诱发地壳深熔作用形成淡色花岗岩, 这一岩石成因模型已得实验岩石学的证明^[20]。北喜马拉雅中新世淡色花岗岩与高喜马拉雅中新世淡色花岗岩有着十分相似的主量元素和微量元素组成。尽管渐新世苦堆淡色花岗岩在主量元素组成上与喜马拉雅(包括高喜马拉雅和北喜马拉雅)中新世淡色花岗岩较为相似, 但在稀土元素组成上, 苦堆淡色花岗岩轻、重稀土分异不明显, $(La/Yb)_N$ 比值 = 0.97~1.61, 稀土组成部分模式呈“V”型, $Eu/Eu^* = 0.50\sim 0.72$; 另外, 在岩浆形成温度上明显偏低(为 647~712 °C, 平均 682 °C)。这些特征明显不同于喜马拉雅中新世淡色花岗岩(作者将另文专述)。这表明在北喜马拉雅与高喜马拉雅中新世淡色花岗岩有着相似的成因机制, 但北喜马拉雅渐新世淡色花岗岩的形成机制可能有别于中新世淡色花岗岩, 前者考虑到北喜马拉雅渐新世的地质背景明显不同于喜马拉雅中新世的地质背景, 正处于印度板块和欧亚板块碰撞后阶段地壳强烈的缩短和加厚时期^[21], 因此, 苦堆淡色花岗岩的形成反映增厚地壳在渐新世时发生部分熔融作用, 而后者处于北喜马拉雅穹窿的折返时期, 由于构造减压作用导致白云母的脱水反应而诱发深部地壳物质的熔融^[16-20], 与北喜马拉雅穹窿的折返存在密切联系。因此北喜马拉雅渐新世和中新世的淡色花岗岩

有着不同的成因机制, 由此反映北喜马拉雅淡色花岗岩有着较为多样的成因机制。

致谢 感谢陈斌教授和一个匿名评审者对本文提出建设性的修改意见。本工作受国家自然科学基金(批准号: 40173017)、国家重点基础研究发展规划项目(G19999075506)和英国皇家学会资助。

参 考 文 献

- Schärer U, Xu R H, Allegère C J. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 77: 35~48[DOI]
- Xu R H. Age and geochemistry of granites and metamorphic rocks in south-central Xizang (Tibet). In: Chinese Academy of Geological Sciences, ed. *Collection in Igneous and Metamorphic Rocks of the Tibetan Plateau*. Beijing: Geological Publishing House, 1990. 287~302
- Wu C, Nelson K D, Wartman G, et al. Yadong cross structure and South Tibetan Detachment in east-central Himalaya (89°-90°E). *Tectonics*, 1998, 17: 28~45[DOI]
- Edwards M A, Harrison T M. When did the roof collapse? Late Miocene N-S extension in the High Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. *Geology*, 1997, 25: 543~546[DOI]
- Hodges K V, Bowring S, Davidek K, et al. Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges. *Geology*, 1998, 26: 483~486[DOI]
- Simpson R L, Parrish R R, Searle M P, et al. Two episodes of monazite crystallisation during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology*, 2000, 28: 403~406[DOI]
- Deniel C G, Hollister L S, Parrish R R, et al. Exhumation of the Main Central Thrust from Lower Crustal Depths, Eastern Bhutan Himalaya. *J Metamorphic Geol*, 2003, 21: 317~334
- Searle M P, Simpson R L, Law R D, et al. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest massif, High Himalaya of Nepal. *J Geol Soc Lond*, 2003, 160: 345~366
- Lee J, Wang Y, McWilliams M, et al. Cooling history in the Mabja Dome, Southern Tibet: Implications for the tectonic evolution of the North Himalayan Gneiss Domes. *Eos Trans AGU* 82, Fall Meeting Suppl Abstr, 2001. 0830h
- Lee J, Hacker B R, Dinklage W S, et al. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 2000, 19: 872~895[DOI]
- Parrish R R, Roddick J C, Loveridge W D, et al. Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. *Geol Surv Canada Paper*, 1987, 87(2): 3~7
- Noble S R, Tucker T C, Pharaoh T C. Lower Palaeozoic and Precambrian igneous rocks from eastern England, and their bearing on late Ordovician closure of the Tornquist Sea: Constraints from U-Pb and Nd isotopes. *Geol Mag*, 1993, 130: 835~846
- Steiger R H, Jäger E. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Sci Lett*, 1977, 36: 359~362
- Harrison T M, Lovera O M, Grove M. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology*, 1997, 25: 899~902[DOI]
- Harrison T M, Grove M, Lovera O M, et al. A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *J Geophys Res*, 1998, 103: 27017~27032[DOI]
- Harris N, Inger S. Trace element modeling of pelite-derived granites. *Contrib Mineral Petrol*, 1992, 110: 46~56[DOI]
- Harris N, Massey J. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 1994, 13: 1537~1546[DOI]
- Harris N, Ayres M, Massey J. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: Implication for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 15767~15777[DOI]
- Inger S, Harris N. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 1993, 34: 345~368
- Patino Douce A E, Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 1998, 39: 689~710[DOI]
- Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211~280[DOI]

(2004-04-23 收稿, 2004-06-11 收修改稿)