

# 西藏高喜马拉雅定结和北喜马拉雅拉轨岗日 古元古花岗质片麻岩的年代学及其意义

廖群安\* 李德威 袁晏明 储玲林 卢 炼

(中国地质大学(武汉)地球科学院, 武汉 430074)

**摘要** 在西藏高喜马拉雅(HHM)定结地区和北喜马拉雅(NHM)的拉轨岗日一带, 发现有大面积分布的花岗质片麻岩, 分别侵入于聂拉穆群的麻粒岩-角闪岩相和拉轨岗日群角闪岩相的变质沉积岩中. 这些花岗质片麻岩原岩主体岩性相当于过铝质的二长花岗岩, 野外地质特征反映为上述基底变质岩深熔的产物. 2 个不同产地的花岗质片麻岩中所含的锆石在结晶形态和内部结构上非常相似, 大部分锆石为柱状的自形-半自形透明晶体, 发育有很窄的振荡生长环带, 具有岩浆锆石的特征. 少部分锆石中含有粒度大小不等的残留锆石核, 其幔部仍主要为具振荡生长环带的岩浆锆石. 用 SHRIMP 方法对锆石进行了 U-Pb 定年, 获得 HHM 和 NHM 花岗质片麻岩的结晶年龄分别为 $(1811.6 \pm 2.9)$ 和 $(1811.7 \pm 7.2)$  Ma, 与广泛分布于小喜马拉雅, 年龄介于 1815~2120 Ma 之间的花岗质片麻岩的年龄基本一致但略偏新. 两个不同产地花岗质片麻岩锆石核部的残留锆石的年龄 $>(2493.9 \pm 7.0)$ ,  $(2095.8 \pm 8.8)$ ,  $(1874 \pm 29)$  Ma, 显示了古元古时的其他可能重要热事件时间和聂拉木群、拉轨岗日群原岩的下限年龄(新于 $(1874 \pm 29)$  Ma). 这些结果说明, 喜马拉雅的不同构造单元具有相同的印度结晶基底, 而不支持 HHM 和 NHM 是泛非造山事件的增生地体的说法, 同时高喜马拉雅具与小喜马拉雅相同或较年轻的基底也与当今较流行的喜马拉雅造山模式, 如低黏度的中地壳挤出模式和造山通道模式不吻合.

**关键词** 高喜马拉雅 古元古代 花岗质片麻岩 印度 基底

喜马拉雅造山带可分为 4 个构造单元, 从南到北分别为低喜马拉雅(SHM)、小喜马拉雅(LHM)、高(或大)喜马拉雅(HHM) 和北(或特提斯)喜马拉雅(NHM), 依次以主边界逆冲断层(MBT)、主中央逆冲断层(MCT)和藏南拆离断层系(STD)相隔(图 1). LHM, HHM 和 NHM 的变质基底一般认为是印度大陆的组成部分 (Burg 等<sup>[1]</sup>; 张旗等<sup>[2]</sup>; Lee 等<sup>[3]</sup>), 但是前人有关这 3 个单元基底岩石和变质沉积岩源岩的年代学研究资料似乎显示出三者之间有所差别. 在 LHM,

年龄介于 1815 Ma 到 2120 Ma 的花岗质片麻岩在东西长达 2000 km 的带上有大量的报道(Sharma 和 Rashid<sup>[4]</sup>; Treloar 等<sup>[5]</sup>; Dikshitulu 等<sup>[6]</sup>; Rao<sup>[7]</sup>; Le Fort 和 Man Rao<sup>[8]</sup>), 同时还报道了年龄介于 823~825 Ma 之间(Singh 等<sup>[9]</sup>)及 470~509 Ma 之间(Le Fort 和 Man Rao<sup>[8]</sup>)的花岗质片麻岩. 在 HHM 和 NHM 的年代学研究资料较 LHM 欠缺, 资料显示的年龄数据也与 LHM 存在差异, 大部分关于结晶岩及其源岩的测年数据介于 1250~581 Ma 之间(Xu 等<sup>[10]</sup>; Acharyya<sup>[11]</sup>; Foster<sup>[12]</sup>),

收稿日期: 2007-06-14; 接受日期: 2007-10-17

国家自然科学基金(批准号: 40572113)、中国地质调查局重大基础研究项目(批准号: 2005CCV05600)和 1:250000 地质调查项目(批准号: 20001300009231)资助

\* E-mail: qanliao@cug.edu.cn

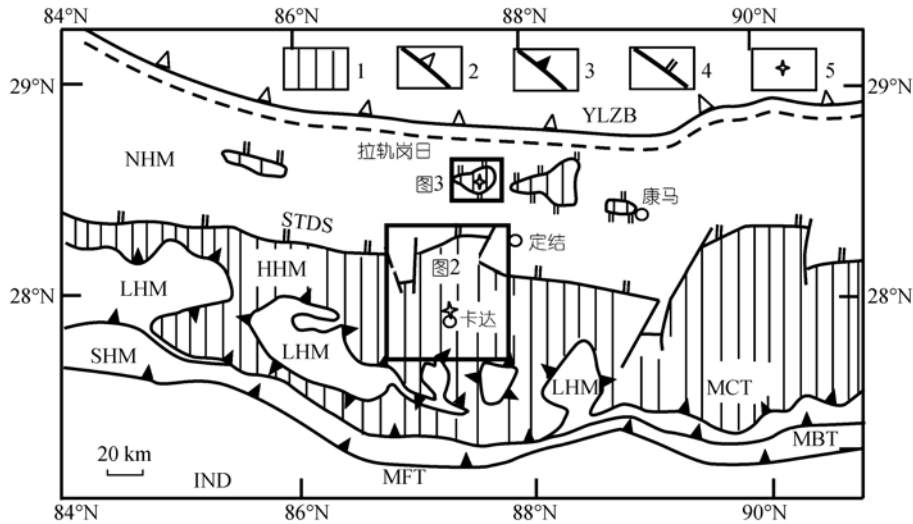


图 1 喜马拉雅构造略图 (据许志琴等<sup>[15]</sup>)

1. 变质基底; 2. 缝合带; 3. 逆冲断层; 4. 折离断层; 5. 取样位置; NHM, 北(或特提斯)喜马拉雅; HHM, 高(或大)喜马拉雅; LHM, 小喜马拉雅; SHM, 低喜马拉雅; IND, 印度板块; YLZB, 雅鲁藏布缝合带; STDS, 藏南折离系; MCT, 主中央逆冲断层; MBT, 主边界逆冲断层; MFT, 主前缘逆冲断层

仅有一个在 Kumon 测得的片麻岩全岩 Rb-Sr 等时年龄达(1800±100) Ma (Thakur<sup>[13]</sup>, 但年龄介于 562~460 Ma 之间的花岗质片麻岩则有大量的报道(Scharer 等<sup>[14]</sup>; Lee 等<sup>[3]</sup>; 许志琴等<sup>[15]</sup>; 孙志明等<sup>[16]</sup>; Quigley 等<sup>[17]</sup>), 并被认为与泛非造山事件有关。

DeCelles 等<sup>[18]</sup>和 Parrish 等<sup>[19]</sup>通过对 LHM 和 NHM 中变质沉积岩和现代沉积物中碎屑锆石的年代学研究也得出了与上述相似的年龄记录结果, LHM 的变质沉积岩内的碎屑锆石年龄一般都老于 1600 Ma, 存在 1866~1943 Ma 的峰值, 最老的锆石年龄达 2600 Ma. 而 HHM 的变质沉积岩中的碎屑锆石年龄则介于 480~1700 Ma 之间, 主要峰值为 851 到 954 Ma, 次要峰值为 480 到 500 Ma. LHM 较老的年龄记录说明其属于印度基底无疑, 只是受到了泛非事件微弱的改造, 但来自 HHM 和 NHM 年龄记录比 LHM 者年轻得多, 且多与泛非事件的时间一致, 因此 DeCelles 等<sup>[18]</sup>认为, HHM 和 NHM 的结晶岩并非印度的基底, 而是在泛非造山作用中增生到印度大陆上去的增生体。

由于对喜马拉雅基底归属认识上的差别, 对喜马拉雅造山模式和结构的认识也存在差异(Grujic 等<sup>[20]</sup>, DeCelles 等<sup>[18]</sup>), 因此, 查清 HHM 和 NHM 结晶岩的构造归属, 对于了解喜马拉雅造山带的结构和模式有重要的意义. 本文的主要目的是通过对新近在 HHM

和 NHM 拟定的古元古花岗质片麻岩的年代学研究, 确定其结晶基底的归属, 并就当前在喜马拉雅造山带流行的造山模式进行讨论。

## 1 地质特征

本文研究的 2 个花岗质片麻岩体分别位于西藏定结县卡达乡的高喜马拉雅结晶岩系中(87°19'42", 28°12'15")和拉轨岗日穹隆核部的北喜马拉雅基底结晶岩中(87°31'14", 28°42'18")(图 2, 3), 是在 1:25 万定结幅区域地质调查中从基底变质岩中识别出来的。

HHM 结晶岩系主要由麻粒岩-角闪岩相变质沉积岩、古元古花岗质片麻岩和可能侵位于寒武纪的眼球状正片麻岩组成, 在西藏定结一带称为聂拉穆群. 变质沉积岩可分为上、下两个岩组, 下部岩组主要分布在 HHM 的中南部靠近 MCT 的一侧, 由混合岩化石榴石黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、矽线石榴黑云斜长片麻岩、紫苏黑云斜长片麻岩、矽线石黑云母片岩、黑云母石英岩和大理岩组成, 其与花岗质片麻岩体之间主要为明显的侵入关系, 但局部可见成混合岩带接触的渐变过渡特点, 表明花岗质片麻岩原岩应为变质沉积岩深熔形成的原地-半原地花岗岩. 在花岗质片麻岩中可见大小规模不等的下部单元的残留体和榴闪岩、斜长角闪岩包体, 后者可能为源区深熔的耐熔残余(图 2). 上部岩组主要分布在 HHM 北

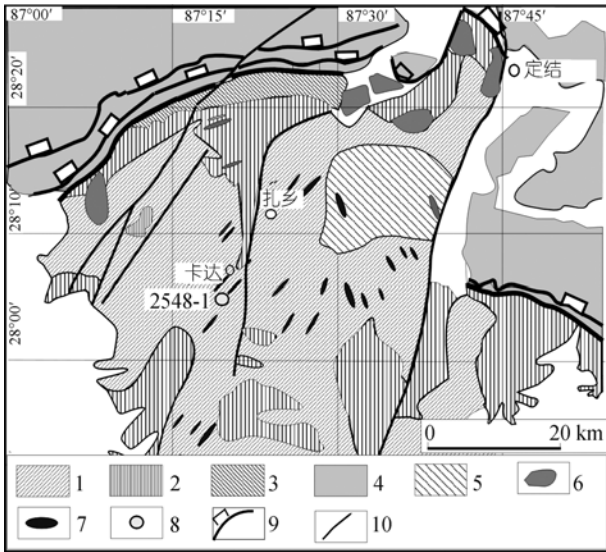


图 2 高喜马拉雅定结地区地质简图

1, 古元古代花岗质片麻岩; 2, 聂拉穆群下部岩组; 3, 聂拉穆群上部岩组; 4, 特提斯沉积; 5, 寒武纪眼球状正片麻岩; 6, 新生代淡色花岗岩; 7, 斜长角闪岩、榴闪岩耐熔包体; 8, 样品位置; 9, 折离断层; 10, 正断层

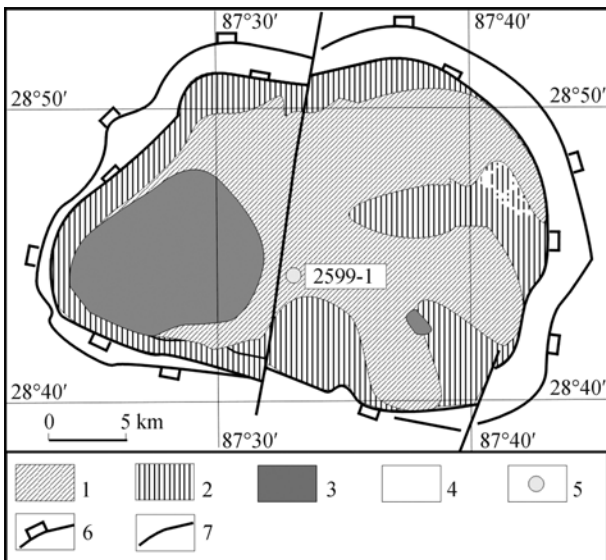


图 3 北喜马拉雅拉轨岗日地质简图

1, 古元古花岗质片麻岩; 2, 拉轨岗日群变质沉积岩; 3, 新生代淡色花岗岩; 4, 特提斯沉积岩; 5, 样品位置; 6, 折离断层; 7, 后期正断层

侧的藏南拆离系附近, 主要由石英岩、石榴石黑云母片岩、石榴石黑云斜长片麻岩组成, 含石墨片岩和石墨大理岩夹层, 原始成分层理保存完好, 其与花岗质片麻岩间未见侵入接触, 只见到断层接触关系。在上、下两岩组中均见有高压麻粒岩(廖群安等<sup>[21]</sup>)或退变质榴辉岩(Lombardo 等<sup>[22]</sup>)透镜体。

拉轨岗日穹隆是北喜马拉雅内呈近东西向展布的康玛-拉轨岗日隆起带中的 5 个穹隆之一, 其北侧邻近雅鲁藏布江缝合带, 南侧以 STDS 和古特提斯沉积与 HHM 分开。结晶岩系以环状的拆离断层与古生代沉积岩接触, 由角闪岩相变质沉积岩(称为拉轨岗日群)、古元古花岗片麻岩组成, 在该带东侧的康马穹隆中还发现有寒武纪的眼球状花岗片麻岩(504~528 Ma, 许志琴等<sup>[15]</sup>)。拉轨岗日群的变质沉积岩出露较差, 其岩石组合与聂拉穆群下部岩组相似, 由混合岩化的石榴石黑云片岩、石榴石黑云斜长片麻岩和黑云母石英岩组成。花岗质片麻岩与拉轨岗日群之间多为以混合岩带接触的渐变过渡关系, 局部可见明显的侵入接触关系, 在花岗片麻岩中也见有少量的角闪岩包体, 也反映是变质沉积岩深熔形成的原地-半原地花岗岩。

尽管围岩经历了中高级的变质作用, 但花岗质片麻岩中除具有强烈的变形以外, 并未见到典型的变质结构和变质矿物, 说明花岗质片麻岩是在聂拉木群和拉轨岗日群变质以后或峰期深熔并侵位的。

## 2 锆石 U-Pb SHRIMP 定年

### 2.1 样品描述

HHM 和 NHM 用于锆石分选的花岗质片麻岩样品在岩相学特征上非常相似, 原岩均为二长花岗岩, 具中粗粒等粒结构, 片麻状构造, 主要矿物含量变化不大, 由钾长石(30%~35%)、斜长石(30%~40%), 石英(20%~25%)和黑云母(5%~10%)组成, 含少量的白云母(<2%)。主要副矿物有锆石、磷灰石、褐帘石和氧化铁矿物。

每个样品重约 10 kg, 通过人工重砂分选获得了大量的颗粒锆石。2 个样品获得的锆石在晶体形态和内部结构特征上也十分相似, 大部分锆石为长柱状自形-半自形的透明晶体, 阴极发光图像发育有很窄的振荡生长环带, 不含或仅含有很小的残留锆石核(图 4, 5), 具典型的岩浆锆石特征(Rubatto 和 Gebauer<sup>[23]</sup>), 少数锆石为短柱状形态, 并通常含有较大的残留锆石核(图 4: 6, 11, 12; 图 5: 1, 2, 10, 12), 后者多成浑圆形态, 内部环带不发育, 应为源区残留的锆石。本次测年目标主要放在具振荡环带的岩浆锆石上, 只对少数残留锆石进行了测定, 以便粗略了解源区基底变质岩的可能年龄。

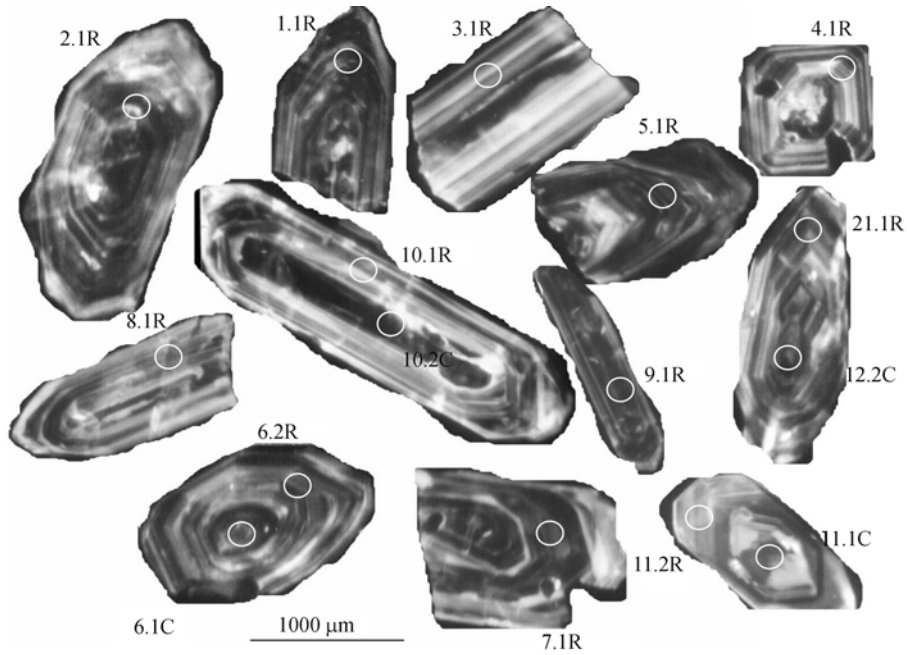


图 4 高喜马拉雅花岗质片麻岩中锆石阴极发光图像

长柱状锆石具很窄的震荡生长环带, 为典型的岩浆结晶锆石, 短柱状锆石含残留锆石核, 幔部为具生长环带的岩浆锆石; R, 具生长环带的锆石边; C, 锆石内部的残留锆石核

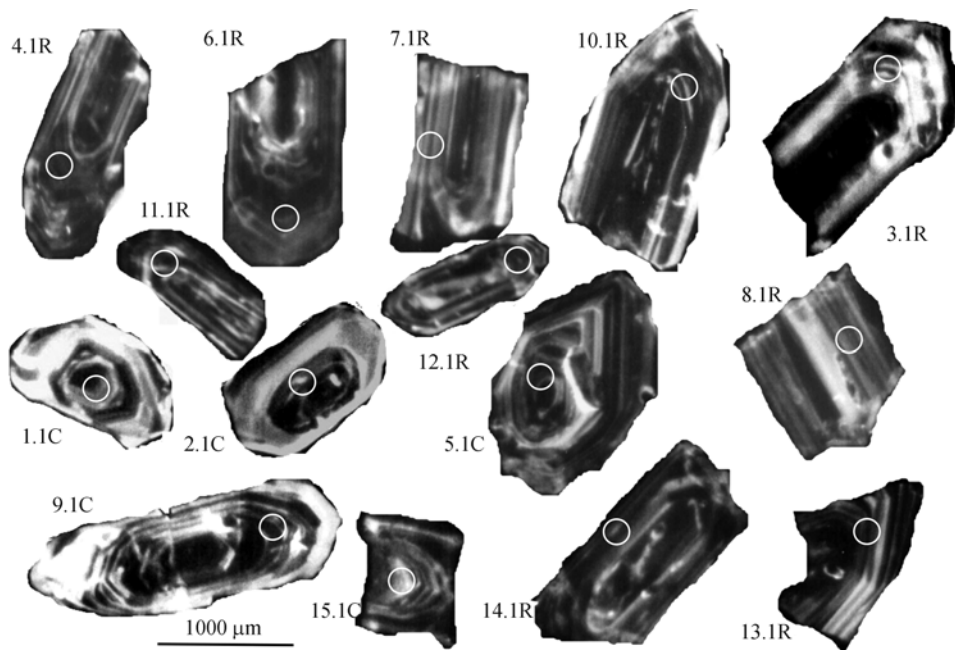


图 5 北喜马拉雅花岗质片麻岩中锆石阴极发光图像

与高喜马拉雅中者相似, 岩浆锆石具震荡生长环带, 短柱状锆石中含残留锆石核; R, 具生长环带的锆石边; C, 锆石内部的残留锆石核

## 2.2 分析方法

锆石 SHRIMP 定年是在阴极发光图像的引导下进行的, 阴极发光图像在北京大学的 FEI-XL30SFEG 电子显微镜上获得. 锆石 SHRIMP U-Pb 分析在北京

离子探针中心 SHRIMP II 上完成, 用 SHRIMP 进行 U-Th-Pb 分析的原理和流程参考宋彪等<sup>[24]</sup>的介绍. 使用的实验条件是, 一次离子流强度约为 7.5 nV, 加速电压约 10 kV, 样品靶上的离子束斑直径约 25~30 μm.

应用澳大利亚国家地调局标准锆石 TEM(417 Ma)作元素间的分馏校正(Claoué-Long 等<sup>[25]</sup>), 应用澳大利亚国立大学地学院(RSES)的标准锆石 SL13(年龄 572 Ma; U 含量  $238 \times 10^{-6}$ )标定所测锆石的 U, Th 和 Pb 含量. 数据处理采用 Ludwig SQUID 1.0 及 ISOPLOT 程序(Ludwig)<sup>[26,27]</sup>. 单次测量数据点的误差为  $1\sigma$ . 本研究中采用  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄, 其加权平均值具 95% 的置信度.

### 2.3 测试结果

高喜马拉雅花岗质片麻岩共测试了 16 个数据, 其中 12 个数据是锆石边缘环带发育的岩浆锆石的测试结果, 4 个数据是核部残留锆石的测试结果. 12 个岩浆锆石的 U( $3094 \times 10^{-6} \sim 392 \times 10^{-6}$ )、Th( $1321 \times 10^{-6} \sim 51 \times 10^{-6}$ ) 丰度及 Th/U(0.05~0.72)都显示出了较大的变化范围, 但在  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  图上, 均集中投点在谐和线上(图 6),  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄介于(1844.5 $\pm$ 5.7)~(1806.5 $\pm$ 4.8) Ma 之间, 其中有 3 个结果的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  表面年龄异常偏高, 分别为(1844.5 $\pm$ 5.7) Ma (2.1R), (1841.3 $\pm$ 8.5) Ma (7.1R)和(1839.7 $\pm$ 6.1) Ma (8.1R), 可能是在测试过程中有核部残留锆石的干扰, 其余 9 个锆石样品的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄非常一致, 介于(1818.7 $\pm$ 4.9)~(1804.3 $\pm$ 5.6) Ma 之间, 加权平均年龄为(1811.7 $\pm$ 2.9) Ma, 应是岩浆结晶的年龄, 其 U, Th 丰度的较大变化正是结晶环带的反映. 需指出的是锆石的 Th/U 比值常作为判断岩浆锆石和变质锆石的标志, 即岩浆锆石 Th/U 一般大于 0.4, 变质锆石一般小于 0.1<sup>[28,29]</sup>, 上述 9 颗岩浆锆石的 Th/U 比值除 2 个(样品 10.1R, 12.1R)大于 0.4 外, 其余均小于 0.1(介于 0.05~0.08 之间). 造成低 Th/U 比值可能有 2 个方面的原因, 其一是混合岩化变质过程中深熔作用形成的锆石可有非常低的 Th/U 比值(一般 $<0.1$ )<sup>[30,31]</sup>, 可能与本区花岗质片麻岩形成于混合岩化变质高级阶段的深熔作用有关; 其二是副矿物组合的影响, 许多变质锆石低 Th/U 比的原因之一是在与锆石结晶的同时有富 Th 矿物独居石或褐帘石形成<sup>[32]</sup>, 本研究的 2 个花岗质片麻岩样品中均出现有少量的褐帘石副矿物, 也应该会对锆石的 Th/U 比产生影响.

4 个残留锆石核在  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  图上投点分散, 2 个点(6.1C, 12.2C)投点明显偏离了谐和线, 其中 6.1C 投点位于谐和线下方, 表明有 Pb 丢失, 其较一致的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  表面年龄(分

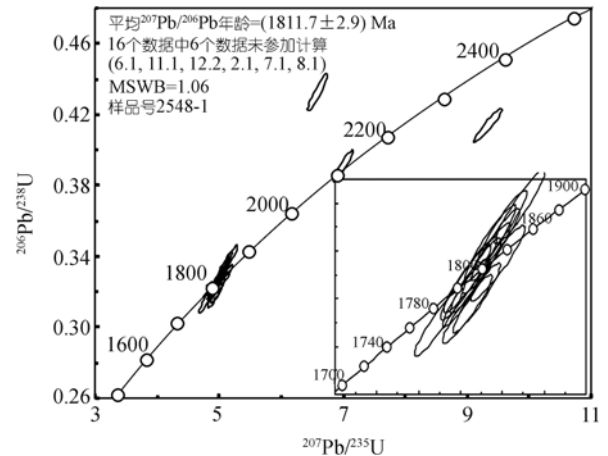


图 6 高喜马拉雅花岗片麻岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

别为(2233 $\pm$ 29), (2493.9 $\pm$ 7.0), (2475 $\pm$ 52) Ma)可以解释为该锆石形成的上限年龄, 以  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄为标准, 其形成时间应早于(2493.9 $\pm$ 7.0) Ma; 样品 12.2C 投点位于远离谐和线的上方, 可能与 U 的丢失有关, 且  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  表面年龄(分别为(2318 $\pm$ 30), (1807.1 $\pm$ 6.4), (2519 $\pm$ 260) Ma)具显著的异常变化, 其年龄的含义尚难确定. 另两个残留锆石的投点落在谐和线上(11.1c)或附近(10.2c), 前者  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  表面年龄((2128 $\pm$ 28), (2095.8 $\pm$ 8.8), (2329 $\pm$ 40) Ma)较一致, 其  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  表面年龄((2095.8 $\pm$ 8.8) Ma)应代表了该锆石的形成年龄, 后者投点位置与岩浆锆石的投点位置非常接近, 但  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  年龄((1883 $\pm$ 28), (1812.9 $\pm$ 2.8), (1868 $\pm$ 35) Ma)也有显著的变化, 其与岩浆锆石十分一致的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  表面年龄((1812.9 $\pm$ 2.8) Ma)应是岩浆事件改造的结果.

北喜马拉雅拉轨岗日花岗质片麻岩共测试了 15 个数据, 其中 10 个数据是环带发育的岩浆锆石的测试结果, 5 个数据是核部残留锆石的测试结果. 与高喜马拉雅花岗质片麻岩中者相似, 10 个岩浆锆石的 U( $2894 \times 10^{-6} \sim 605 \times 10^{-6}$ ), Th( $1769 \times 10^{-6} \sim 64 \times 10^{-6}$ ) 丰度也显示出了较大的变化范围, 反映了岩浆锆石成分环带的特征, Th/U(0.07 到 0.69)变化大, 且多小于 0.4, 应与深熔作用或褐帘石副矿物的存在有关. 除两个锆石因铅丢失具较低的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  年龄外, 其余 8 个锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  表面年龄变化范围较小, 在  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  图上投点集中在谐和线附近, 并

与 2 个铅丢失样品构成不谐和直线, 其上交点年龄 (1811±11) Ma 与 8 个锆石的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  加权平均年龄 (1811±7.2) Ma 非常一致, 应为花岗质片麻岩结晶的年龄. 5 个锆石残核的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  表面年龄变化范围较大 ((1783±24)~(2044±69) Ma), 但  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  表面年龄 ((1859.8±3)~(1909.4±4.8) Ma) 相对集中, 在  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  图上基本上集中分布在谐和线上 (图 7), 只受到很弱的 Pb 丢失的影响, 形成不谐和线性趋势, 其上交点年龄 (1876±8.6) Ma 与 5 个样品的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  加权平均年龄 (1874±29) Ma 一致, 应是核部锆石的形成年龄, 表明在花岗质片麻岩形成之前还存在一次重要的热事件.

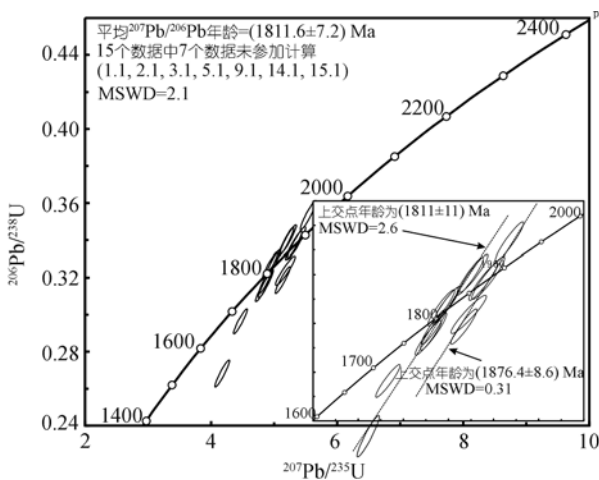


图 7 北喜马拉雅花岗质片麻岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

### 3 讨论及结论

本文通过对新拟定的高喜马拉雅定结卡达花岗质片麻岩和北喜马拉雅拉轨岗日花岗质片麻岩的锆石 U-Pb SHRIMP 定年研究, 确定这两个片麻岩体具有非常一致的结晶年龄, 分别为 (1811.7±2.9) 和 (1811.6±7.2) Ma, 这样老的花岗质岩体在高喜马拉雅和北喜马拉雅尚属首次报道, 其形成时间要比以前

在高喜马拉雅报道的 1250~581 Ma 和在北喜马拉雅报道的 562~460 Ma 的正片麻岩要古老得多, 同时通过残留锆石的年代学研究表明, 在花岗质片麻岩之前的大约 (1874±29) Ma 还存在一次重要的热事件. 这些热事件的发生的时间与 Zhao 等 [33] 提出的 2.1~1.8 Ga 期间前罗迪尼亚超大陆形成时的全球性碰撞造山事件的时间一致, 其中深熔花岗岩的形成时间有可能为华北地台与印度地盾的碰撞焊接的时间.

高喜马拉雅和北喜马拉雅花岗质片麻岩的形成时间及其中早期的热事件年龄记录与小喜马拉雅大量报道的花岗质片麻岩的形成时间 (1815~2120 Ma) (Sharma 和 Rashid [4]; Treloar 等 [5]; Dikshitulu 等 [6]; Rao [7]; Le Fort 和 Man Rao [8]) 基本一致, 表明喜马拉雅造山带中的不同构造单元应具有相同的印度板块基底, 这与任留东等 [34] 通过对 LHM, HHM 和 NHM 中的岩浆作用、变质作用的对比研究的得出结论一致, 而不支持 HHM 和 NHM 是泛非造山事件形成的增生地体的观点 (DeCelles 等 [18]; Gehrels 等 [35]). 因此图 8 所示的造山带结构模式不能客观地反映喜马拉雅造山带的真实情况, DeCelles 等 [18] 提出的可能存在于 MCT 一带的与泛非造山事件有关的古缝合带不应该存在. 喜马拉雅的另一种造山模式如图 9 所示, 该模式的一个重要观点是认为高喜马拉雅结晶岩系是印度板块的中下地壳物质沿着 MCT 与 STDS 间的造山通道 (orogenic channel) 挤出的地体 (Grujic 等 [36]; Wu 等 [37]; Vannay 等 [38]; Beaumont 等 [39]; Grujic 等 [20]; Searle 等 [40]), 如果是这样, 高喜马拉雅应比小喜马拉雅来自地壳的更深层次, 应该预期有更快的隆升速度和更老的年龄记录, 但本研究显示 HHM 和 NHM 花岗质片麻岩岩浆锆石及残留锆石的年龄一致, 并与 LHM 的年龄记录相近, 如引言中所介绍的前人的研究成果, 则显示高喜马拉雅比小喜马拉雅具明显年轻的年龄记录, 而 Amidon 等 [41] 据喜马拉雅现代沉

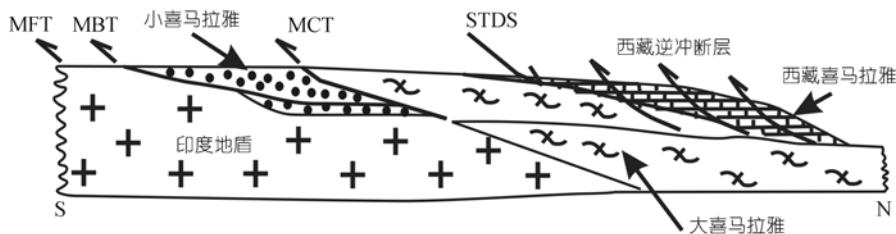


图 8 印度板块北缘构造框架图 (据 DeCelles 等 [18])

MFT, 主前峰逆冲断层; MBT, 主边界逆冲断层; MCT, 主中央逆冲断层; STDS, 藏南折离系

表 1 高喜马拉雅卡达和北喜马拉雅拉轨岗日花岗岩片麻岩锆石 U-Pb SHRIMP 分析结果

分析点	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	U ( $\times 10^{-6}$ )	Th ( $\times 10^{-6}$ )	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ( $\times 10^{-6}$ )	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄/Ma	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	
1.1R <sup>a)</sup>	0.02	1445	81	0.06	408	1831 $\pm$ 24	1815.3 $\pm$ 4.1	1869 $\pm$ 34	3.044	1.5	0.11097	0.23	5.026	1.5	0.3285	1.5	
2.1 R	0.06	877	98	0.12	241	1791 $\pm$ 24	1844.5 $\pm$ 5.7	1833 $\pm$ 32	3.123	1.5	0.11277	0.31	4.978	1.5	0.3202	1.5	
3.1 R	0.03	1176	61	0.05	335	1846 $\pm$ 25	1804.3 $\pm$ 5.6	1860 $\pm$ 39	3.017	1.6	0.11030	0.31	5.041	1.6	0.3315	1.6	
4.1 R	—	1803	90	0.05	513	1845 $\pm$ 24	1814.3 $\pm$ 3.7	1805 $\pm$ 32	3.018	1.5	0.11091	0.20	5.067	1.5	0.3313	1.5	
5.1 R	—	1084	71	0.07	312	1863 $\pm$ 24	1806 $\pm$ 4.8	1804 $\pm$ 47	2.984	1.5	0.11040	0.27	5.101	1.5	0.3351	1.5	
6.2 R	0.00	870	51	0.06	243	1814 $\pm$ 25	1806 $\pm$ 10	1800 $\pm$ 39	3.077	1.6	0.11041	0.56	4.948	1.7	0.3250	1.6	
6.1C <sup>b)</sup>	0.52	504	124	0.25	179	2233 $\pm$ 29	2493.9 $\pm$ 7.0	2475 $\pm$ 52	2.415	1.5	0.16367	0.42	9.34	1.6	0.4140	1.5	
高喜马拉雅 雅卡达花 岗质片麻 岩, 样 品号: 2548-1	7.1 R	0.16	392	102	0.27	107	1779 $\pm$ 24	1841.3 $\pm$ 8.5	1830 $\pm$ 46	3.146	1.5	0.11257	0.47	4.933	1.6	0.3179	1.5
	8.1 R	0.18	591	100	0.17	166	1826 $\pm$ 26	1839.7 $\pm$ 6.1	1964 $\pm$ 35	3.054	1.6	0.11247	0.34	5.078	1.7	0.3274	1.6
	9.1 R	0.01	1364	76	0.06	370	1766 $\pm$ 23	1805.3 $\pm$ 6.6	1710 $\pm$ 36	3.172	1.5	0.11036	0.36	4.796	1.6	0.3152	1.5
	10.1 R	0.13	881	365	0.43	246	1813 $\pm$ 25	1816.8 $\pm$ 7.7	1843 $\pm$ 32	3.079	1.6	0.11106	0.43	4.973	1.6	0.3248	1.6
	10.2 C	0.01	3094	123	0.04	902	1883 $\pm$ 25	1812.9 $\pm$ 2.8	1868 $\pm$ 35	2.948	1.5	0.11082	0.16	5.183	1.5	0.3392	1.5
	11.1C	0.80	978	569	0.60	329	2128 $\pm$ 28	2095.8 $\pm$ 8.8	2329 $\pm$ 40	2.557	1.5	0.12984	0.50	7.00	1.6	0.3910	1.5
	11.2 R	0.02	1136	85	0.08	316	1807 $\pm$ 25	1806.5 $\pm$ 4.8	1790 $\pm$ 35	3.092	1.6	0.11043	0.27	4.925	1.6	0.3234	1.6
	12.1 R	1.06	1907	1321	0.72	526	1796 $\pm$ 24	1818.7 $\pm$ 4.9	1975 $\pm$ 31	3.112	1.5	0.11118	0.27	4.926	1.5	0.3213	1.5
	12.2 C	0.12	4733	78	0.02	1760	2318 $\pm$ 30	1807.1 $\pm$ 6.4	2519 $\pm$ 260	2.311	1.6	0.11047	0.35	6.59	1.6	0.4327	1.6
	1.1 C	0.07	532	96	0.19	155	1880 $\pm$ 28	1874.4 $\pm$ 9.2	1920 $\pm$ 37	2.953	1.7	0.11465	0.51	5.353	1.8	0.3386	1.7
	2.1 C	0.09	360	241	0.69	104	1873 $\pm$ 25	1867.8 $\pm$ 8.4	1888 $\pm$ 37	2.966	1.5	0.11423	0.47	5.310	1.6	0.3371	1.5
	3.1 R	0.17	1881	178	0.10	434	1532 $\pm$ 24	1847.1 $\pm$ 4.5	1668 $\pm$ 53	3.729	1.8	0.11293	0.25	4.176	1.8	0.2682	1.8
	4.1 R	0.45	653	204	0.32	178	1774 $\pm$ 24	1823.1 $\pm$ 6.2	1952 $\pm$ 34	3.157	1.6	0.11145	0.34	4.867	1.6	0.3167	1.6
	5.1 C	0.24	2546	918	0.37	773	1951 $\pm$ 25	1859.8 $\pm$ 3.0	2044 $\pm$ 69	2.830	1.5	0.11373	0.16	5.541	1.5	0.3534	1.5
	6.1 R	0.20	1193	304	0.26	335	1824 $\pm$ 24	1804.3 $\pm$ 4.9	1923 $\pm$ 30	3.057	1.5	0.11030	0.27	4.974	1.5	0.3271	1.5
	7.1 R	0.02	1086	89	0.08	297	1783 $\pm$ 24	1813.7 $\pm$ 5.5	1771 $\pm$ 35	3.139	1.5	0.11087	0.30	4.870	1.5	0.3186	1.5
	8.1 R	—	605	256	0.44	170	1821 $\pm$ 25	1794.1 $\pm$ 9.4	1780 $\pm$ 29	3.064	1.5	0.10968	0.52	4.936	1.6	0.3264	1.5
	9.1 R	0.39	1319	230	0.18	361	1783 $\pm$ 24	1909.4 $\pm$ 4.8	2032 $\pm$ 34	3.138	1.5	0.11690	0.27	5.137	1.5	0.3187	1.5
	10.1 C	0.02	1477	96	0.07	432	1889 $\pm$ 25	1820 $\pm$ 6.3	1895 $\pm$ 34	2.937	1.5	0.11125	0.35	5.224	1.6	0.3405	1.5
	11.1 R	0.02	1123	89	0.08	316	1828 $\pm$ 24	1804.3 $\pm$ 4.9	1835 $\pm$ 36	3.051	1.5	0.11030	0.27	4.985	1.6	0.3278	1.5
	12.1 R	0.07	2894	1769	0.63	844	1883 $\pm$ 25	1815.6 $\pm$ 5.4	1898 $\pm$ 29	2.947	1.5	0.11098	0.30	5.192	1.5	0.3393	1.5
	13.1R	0.02	579	64	0.11	156	1761 $\pm$ 24	1820.9 $\pm$ 10.0	1779 $\pm$ 39	3.183	1.5	0.11131	0.55	4.821	1.6	0.3141	1.5
	14.1 R	—	981	80	0.08	250	1674 $\pm$ 22	1786.5 $\pm$ 5.6	1594 $\pm$ 34	3.373	1.5	0.10922	0.31	4.464	1.6	0.2964	1.5
	15.1 R	0.24	1240	254	0.21	345	1808 $\pm$ 26	1895 $\pm$ 20	1916 $\pm$ 37	3.089	1.6	0.1160	1.1	5.18	2.0	0.3237	1.6

a) R, 锆石边缘的岩浆锆石; b) C, 锆石核部的残留锆石

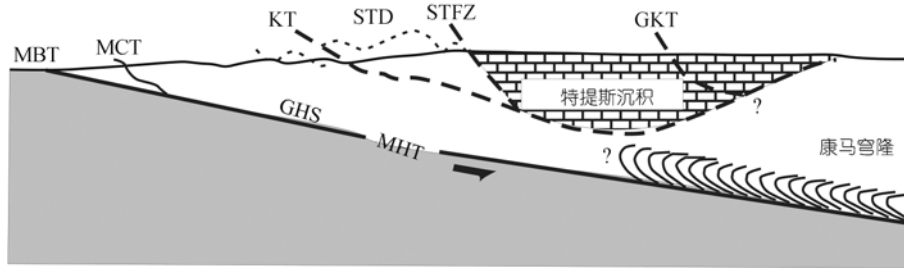


图 9 沿东经 90° Bhutan 喜马拉雅构造演化剖面图(据 Grujic 等<sup>[20]</sup>)

GHS, 大(高)喜马拉雅断层系; GKT, Gyirong-Kangmar 逆冲断层; MBT, 主边界逆冲断层; MCT, 主中央逆冲断层; MHT, 主喜马拉雅逆冲断层; STD, 藏南折离系; STFZ, 藏南断层带

积物中碎屑锆石的年代学研究, 认为小喜马拉雅的侵蚀速率是高喜马拉雅的 3 倍, 这些研究表明高喜马拉雅与小喜马拉雅相比, 结晶岩具相似或更年轻的年龄, 抬升距离要小, 这用图 9 所示的造山模式也难以解释。

本文还获得了高喜马拉雅和北喜马拉雅古元古花岗岩质片麻岩中 3 组残留锆石的年龄数据 ( $>(2493.9 \pm 7.0)$ ,  $(2095.8 \pm 8.8)$ ,  $(1874 \pm 29)$  Ma), 尽管因数据少尚难形成完整的认识, 但对于了解 HHM 和 NHM 变质沉积岩的源岩及沉积时间有一定的参考意义, 作为两花岗岩质片麻岩体的源岩, HHM 的聂拉木群和 NHM 的拉轨岗日群变质沉积岩的物源主要为古元古的结晶岩, 可能有少部分来自太古代的克拉通 ( $>(2493.9 \pm 7.0)$  Ma), 沉积时间则应晚于  $(1874 \pm 29)$  Ma, 这与 Tonarini 等<sup>[42]</sup>通过对 HHM 的正片麻岩的 Nd 模式年龄的研究所得出的结论一致, 即花岗岩来源于元古代陆壳, 而不是太古代的克拉通 (Carosi 等<sup>[43]</sup>), 在花岗岩形成之前或同时 ( $>1.81$  Ga), 聂拉木群和拉轨岗日群已固结成为结晶基底。

**致谢** 文中数据测试得到了中国地质科学院北京 SHRIMP 实验室简平研究员的大力帮助, 中国地质大学(武汉)马昌前和郑建平教授审阅了全文并提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示感谢。

## 参 考 文 献

- Burg J P, Guiraud M, Chen G M, et al. Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China). *Earth Planet Sci Lett*, 1984, (69): 391—400
- 张旗, 周云生, 李达周, 等. 西藏康马片麻岩穹隆及其周围变质岩的主要特征. *地质科学*, 1986, 2: 125—133
- Lee J, Dinklage W S, Hacker B R, et al. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: structural, petrologic and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 2000, 19: 872—896[DOI]
- Sharma K K, Rashid S A. Geochemical evolution of peraluminous Paleoproterozoic Bandal orthogenesis NW, Himalaya, Himachal Pradesh, India: implications for the ancient crustal growth in the Himalaya. *J Asian Earth Sci*, 2001, 19: 413—428[DOI]
- Treloar P J, Rex D C. Cooling and uplift histories of the crystalline thrust stack of the Indian plate internal zones west of Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. *Tectonophysics*, 1990, 180: 323—349[DOI]
- Dikshitulu G R, Pandey B K, Krishna V, et al. Rb-Sr systematics of granitoids of central Gneissic complex, Arunachal Himalaya: implications on tectonism, stratigraphy and source. *J Geol Soc India*, 1995, 45: 51—56
- Rao P S. Kameng orogeny(1.8–1.9 Ga)from the isotopic evidence on the Bomdila orthogneisses, Kameng sector(NEFA), India(Abstract Volume, 13HKT International Workshop, Peshawar, April 20-22, 1998). *Geol Bull, Univ Peshawar* 1998, 31: 259—162
- Le Fort P, Man Raõ S. Pre-Tertiary felsic magmatism of the Nepal Himalaya: recycling of continental crust. *J Asian Earth Sci*, 1999, 17: 607—628[DOI]
- Singh S, Barley M E, Brown S J, et al. SHRIMP U-Pb in zircon geochronology of the Chor granitoid: evidence for Neoproterozoic magmatism in the Lesser Himalayan granite belt of NW India. *Precambrian Res*, 2002, 18: 285—292[DOI]
- Xu R H, Sharer U, Allegre C J. Magmatism and metamorphism in the Lhasa Block (Tibet): a U-Pb geochronology study. *J Geol*, 1985, 93: 42—57
- Acharyya. Stratigraphy and tectonic feature of the Eastern Himalaya, In: *Tectonic Geology of the Himalaya*. Saklani P S, ed. Tody and Tomorrow's Pub, 1977. 243—268
- Foster G L. The pre-Neogene thermal history of the Nanga Parbat Haramosh Massif and the NW Himalaya Dissertation for the Doctoral Degree. the Open University, United Kingdom, 2000. 345
- Thakur V C. Tectonics of the central crystallites of western Himalaya. *Tectonophysics*, 1980, 62: 141—154[DOI]
- Scharer U, Xu R, Allegre C. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, south Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 77: 35—48 [DOI]
- 许志琴, 杨经绥, 梁风华, 等. 喜马拉雅地体的泛非—早古生代造山事件年龄记录. *岩石学报*, 2005, 21(1): 1—12
- 孙志明, 董瀚, 廖光宇, 等. 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦岩群花岗岩质片麻岩的初步研究. *沉积与特提斯地质*, 2005, 25 (4): 1—10
- Quigley M, Yu L, Liu X, et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of the



- Kampa Dome, southern Tibet: implications for tectonic evolution of the North Himalayan gneiss domes. *Tectonophysics*, 2006, 421: 269—297[DOI]
- 18 DeCelles P G, Gehrels G E, Quade J, et al. Tectonic implications of U-Pb zircon ages of the Himalayan orogenic belt in Nepal. *Science*, 2000, 288 (21): 497—499[DOI]
- 19 Parrish R R, Hodges K V. Isotopic constraints on the age and provenance of the lesser and greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geol Soc Am Bull*, 1996, 108: 904—911[DOI]
- 20 Grujic D, Hollister L S, Parrish R R. Himalayan metamorphic sequence as an orogenic channel: insight from Bhutan. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 198: 177—191[DOI]
- 21 廖群安, 李德威, 易顺华, 等. 西藏定结高喜马拉雅石榴辉石岩-镁铁质麻粒岩的岩石特征及其地质意义. *地质科学——中国地质大学学报*, 2003, 28(6): 627—633
- 22 Lombardo B, Rolfo F. Two contrasting eclogite types in the Himalayas: implications for the Himalayan orogeny. *J Geodyn*, 2000, 30: 37—60[DOI]
- 23 Rubatto D, Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U/Pb zircon dating by ion microprobe: some examples on the Western Alps. In: Pagel M, Barbin V, Blanc P, Ohnenstetter D, eds. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Heidelberg. New York: Springer, 2000. 373—400
- 24 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 2002, 48(增刊): 26—30
- 25 Claoué-Long J C, Compston W, Roberts J, et al. Two Carboniferous Ages: A Comparison of SHRIMP Zircon Dating with Conventional Zircon Ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Analysis. In: Berggren W A, Kent D V, Aubrey M P, et al, eds. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM (Society for Sedimentary Geology)*. Special Publication, 1995, 54: 3—21
- 26 Ludwig K R. Using Isoplot/EX, version 2, a geochronological Toolkit for Microsoft Excell. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 1999. 47
- 27 Ludwig K R. SQUID 1.02, a User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, CA, USA, 2002
- 28 Rubatto D, Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: Some examples from the western Alps. *Cathodoluminescence in Geoscience*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 2000. 373—400
- 29 Moeller A, O'Brien P J, Kennedy A, et al. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). *Geol Soc Special Publ*, 2003, 220: 65—81
- 30 Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem Geol*, 2002, 184: 123—138[DOI]
- 31 Whitehouse M. Combining in Situ Zircon RRR and U-Th-Pb Geochronology: a petrogenetic dating tool. *J Conf Abs*, 2002, 5(2): 1086
- 32 Hermann J. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chem Geol*, 2002, 192: 289—306[DOI]
- 33 Zhao G C, Cawood P A, Sun M, et al. Review of global 2.1—1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sci Rev*, 2002, 59: 125—162[DOI]
- 34 任留东, 陈炳蔚. 北喜马拉雅变质作用和花岗岩研究及其与高喜马拉雅结晶岩系的对比. *地质通报*, 2002, 21(7): 397—404
- 35 Gehrels G E, DeCelles P G, Ojha T P, et al. Geologic and U-Pb geochronologic evidence for early Paleozoic tectonism in the Dadelhdura thrust sheet, far-west Nepal Himalaya. *J Asian Earth Sci*, 2006, 28: 1—241
- 36 Grujic D, Casey M, Davidson C, et al. Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. *Tectonophysics*, 1996, 260: 21—43[DOI]
- 37 Wu C, Nelson K D, Wortman G, et al. Yadong cross structure and South Tibetan detachment in the east central Himalaya (89°—90°E). *Tectonics*, 1998, 17: 28—45[DOI]
- 38 Vannay J C, Grasemann B. Himalayan inverted metamorphism and syn-convergence extension as a consequence of a general shear extrusion. *Geol Mag*, 2001, 138: 253—276[DOI]
- 39 Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 2001, 414: 738—742 [DOI]
- 40 Searle M P, Szulc A G. Channel flow and ductile extrusion of the high Himalayan slab—the Kangchenjunga-Darjeeling profile, Sikkim Himalaya. *J Asian Earth Sci*, 2005, 25: 173—185[DOI]
- 41 Amidon W H, Burbank D W, Gehrels G E. U-Pb zircon ages as a sediment mixing tracer in the Nepal Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 235: 244—260[DOI]
- 42 Tonarini S, Lombardo B, Ferrara G, et al. Partial melting in the Namche Migmatite of Khumbu Himal (Nepal Himalaya). *Mineral Petrogr Acta*, 1994, 37: 277—294
- 43 Carosi R, Lombardo B, Musumeci G, et al. Geology of the Higher Himalayan Crystallines in Khumbu Himal (Eastern Nepal). *J Asian Earth Sci*, 1999, 17: 785—803[DOI]