

大别山双河超高压变质岩及北部片麻岩的 U-Pb 同位素组成*

——对超高压岩石折返机制的制约

李曙光 黄方

(中国科学技术大学地球与空间科学系、化学地球动力学研究实验室, 合肥 230026)

周红英 李惠民

(国土资源部天津地质矿产研究所, 天津 300170)

摘要 大别山超高压变质岩及各种片麻岩的 U-Pb 同位素地球化学研究表明, 出露于大别山南部的超高压变质岩具有较低的 Pb 含量(多数 $<4 \mu\text{g/g}$)和较高的 U/Pb 比(多数 >0.1), 以及较大的 Pb 同位素变化范围和较高的放射成因 Pb($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.535\sim 20.405$)。它们表现出在俯冲过程中经历了脱水、析出流体和 Pb 丢失过程及地幔 Pb 与上地壳岩石 Pb 混合的 Pb 同位素特征。然而出露于大别山北部的片麻岩具有较高的 Pb 含量(多数 $>4 \mu\text{g/g}$)和较低的 U/Pb(<0.07)以及较低的 Pb 同位素比值($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.781\sim 16.647$), 并与侵入南、北大别山的中生代花岗岩的 Pb 同位素特征相同。它们表现出在俯冲过程中仅有少量流体析出和 Pb 丢失以及地幔 Pb 与下地壳 Pb 混合的同位素特征。这些样品在 230 Ma 前的初始 Pb 同位素组成还表明南大别带超高压岩石的 U/Pb 比在大陆俯冲前很长一段时期内比北大别带片麻岩高。这些观测表明南大别带出露的超高压岩石主要是深俯冲的上地壳岩石, 而北大别带具有中、下地壳的性质。据此, 本文提出了在大陆深俯冲过程中, 俯冲陆壳拆离成若干岩片, 深俯冲的超高压上地壳岩片有可能沿断层逆冲到较浅部位的超高压岩石折返机制模型。

关键词 超高压变质岩 大别山 U-Pb 同位素地球化学

碰撞造山带陆壳岩石中柯石英和金刚石的发现表明在陆-陆碰撞过程中一侧陆壳可以俯冲到 100 km 以上的深度^[1-6]。在如此深度下形成的超高压变质岩是如何快速出露地表, 以致于柯石英仍能保存下来已成为对大陆地球动力学的重要挑战和重要的科学问题。查清造山带的现今结构是探讨这一科学问题的重要基础, 其中超高压变质带陆壳的地球化学结构研究, 会对俯冲陆壳的构造岩片的划分及地壳性质提供重要制约。然而这方面研究仍十分薄弱。大别-苏鲁碰撞造山带是世界上出露面积最大的超高压变质带^[4-6]。前人仅对大别山变质岩及花岗岩的 Nd 同位素组成进行了研究, 并初步观测到超高压正片麻岩的 Nd 模式年龄($t_{\text{DM}} = 1.5\sim 1.8 \text{ Ga}$)比北大别正片麻岩的 Nd 同位素模式年龄 ($t_{\text{DM}} = 2.0\sim 2.6 \text{ Ga}$)低^[7-9]。然而侵入南、

2001-05-15 收稿, 2001-07-31 收修改稿

*国家重点基础研究发展规划(G1999075503)和国家自然科学基金(批准号: 49873006)资助项目

北大别带的燕山期花岗岩($t =$ 约 130 Ma)具有相同的古老的 Nd 同位素模式年龄值($t_{DM} = 2.2\sim 2.6$ Ga)^[8, 9]. Nd 同位素数据表明, 南大别超高压带地壳具有双层结构: 即上部含超高压变质岩的较年轻地壳及深部较古老地壳, 而北大别带已出露地表及深部地壳的 Nd 同位素组成是无差异的, 均为古老地壳^[8, 9].

Nd 同位素模式年龄可以指示地壳的平均年龄, 但不能指示地壳的性质. 然而, 上、下地壳的 Pb 同位素组成有显著差异^[10], 因此 Pb 同位素可以用来示踪地壳的性质. 本文拟对大别山超高压变质岩及各种片麻岩进行了 U-Pb 同位素研究, 以查清高压和超高压变质带的 Pb 同位素结构特征及地壳性质, 为探讨大别山超高压岩石折返机制提供制约.

1 地质背景

大别造山带是华北与华南陆块的碰撞造山带. 大别山东段(商-麻断裂以东)自北向南可以划分为 4 个基本构造单元: (1) 北淮阳复理石带; (2) 北大别高温高压变质带; (3) 南大别超高压变质带; (4) 宿松低温高压变质带. 它们之间分别由晓天-磨子潭断裂(XMF)、五河-水吼断裂(WSF)和太湖-马庙断裂(TMF)所分割(图 1)^[9]. 多数工作者已普遍接受北淮阳复理石带是华北陆块的南部活动陆缘; 而南大别超高压变质带及宿松高压变质带属于华南陆块的俯冲陆壳. 关于北大别带的构造背景过去曾存在分歧, 然而最近北大别三叠纪榴辉岩的发现表明, 它也是俯冲陆壳的一部分^[11~13]. 因此, 大别山的地缝合线应该位于晓天-磨子潭断裂一线^[9]. 该缝合线以南的北大别、南大别及宿松带可能代表了俯冲陆壳的不同部位.

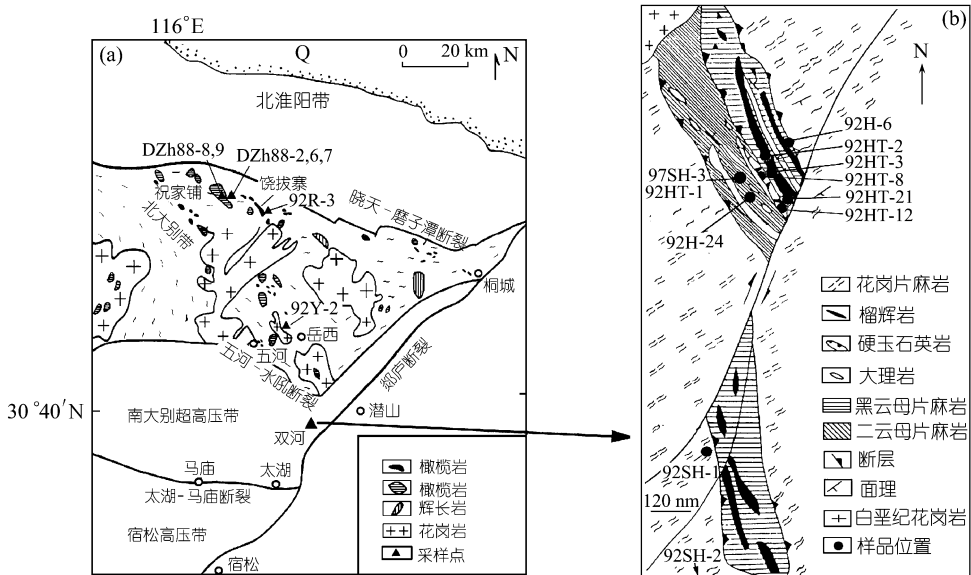


图 1 大别山东部构造地质简图及采样位置(a)和双河超高压岩石出露区地质简图及采样位置(b)

除了大量的燕山期花岗岩及变形闪长岩侵入体之外, 北大别带主要由面理非常发育的条带状灰色片麻岩组成, 其原岩形成时代可能在 700~800 Ma^[14]. 北大别带的一些超镁铁岩、榴辉岩均侵位于此类片麻岩中. 本文测定的北大别带片麻岩样品均属于此类. 条带状片麻岩总

体上为角闪岩相变质岩, 然而片麻岩中角闪石普遍交代辉石的现象说明其原始变质相要更高^[15]. 北大别带是大别山惟一有麻粒岩出露的地方^[16], 该带发现的榴辉岩属于高温型, 其峰期变质温度高达 800~850°C, 但不含柯石英^[11]. 榴辉岩的退变质作用以首先为麻粒岩相退变质作用, 而后转为角闪岩相为特征^[11]. 这些特征表明北大别带可能是俯冲陆壳中的下地壳部分, 具有较高温度, 但俯冲深度不大, 因而未形成柯石英.

南大别超高压变质岩带主要表现为由各种含柯石英超高压岩石, 如榴辉岩、石榴橄榄岩、硬石英岩、含榴辉岩包体的大理岩及与上述岩石互层的超高压变泥质岩(副片麻岩)或变酸性火山岩(正片麻岩)组成的超高压岩片被包裹在大面积区域花岗片麻岩中. 超高压岩片与围岩(花岗片麻岩)的关系曾有“外来”(foreign)和“原地”(in situ)之争. 近年来, 在花岗片麻岩中发现了一些高压矿物残留体, 锆石中发现有柯石英或绿辉石包裹体^[17, 18], 说明花岗片麻岩围岩也经历了超高压变质作用. 因此, 南大别超高压变质带地表出露岩石均为经历了超高压变质的深俯冲陆壳岩石. 本文测试的大别山超高压岩石样品主要取自双河地区, 在那里上述各种超高压岩石均有出露(图 1(b)).

大别山燕山期岩浆事件非常发育, 在大别山南、北带中均有壳源的中生代花岗岩侵入体出露(图 1), 它们携带了深部地壳的组成信息. 前人已对其长石 Pb 同位素组成做了较详细的研究^[19], 已有资料显示, 大别山南、北带的花岗岩长石 Pb 同位素组成没有差异, 均具有较低的放射成因 Pb 同位素组成^[19], 表明大别山南、北深部下地壳没有差异.

2 分析方法

岩块首先破碎成 5 mm 直径大小的岩屑, 手工挑选 100 g 无次生及风化产物的新鲜岩样, 用蒸馏水冲洗 3 次, 烘干, 而后用玛瑙球磨机将样品磨至小于 160 目粉末.

样品 U, Pb 同位素数据是在天津地质矿产研究所用 VG354 型质谱仪测得, 使用同位素稀释法测得 U 和 Pb 含量. 铅稀释剂为 H208, 铀稀释剂为 H235. 称量约 0.20 g 全岩样品 (少数含 Pb 量低的样品增至 0.40 g), 用 HF + HNO₃ 溶样. 用 HBr 提取样品, 并在阴离子交换树脂柱上, 分别用 HBr 和 HNO₃ 淋洗分离 U 和 Pb.

本试验每次测定均伴有空白实验. 对大多数高 Pb 含量样品(>2 μg/g), 实验的全流程 Pb 空白为 <2.24 ng, 而对于少数低 Pb 含量(<2 μg/g)样品由于采用超纯水与酸溶液, Pb 空白 <0.56 ng. 因此 Pb 空白校正引入的误差将大大小于 0.1% 或质谱测定误差. 测定结果列于表 1.

3 结果与讨论

3.1 U, Pb 含量

表 1, 图 2 显示北大别片麻岩的 U, Pb 含量普遍低于下地壳平均值, 但 U/Pb 比(0.015~0.068)与下地壳平均值大致相当. 双河超高压岩石及花岗片麻围岩的 U 含量绝大多数低于平均上地壳含量. 但是, 除少数榴辉岩外, 它们的 U 含量高于北大别片麻岩及下地壳平均值(图 2(b))^[20]. 然而, 超高压岩石的 Pb 含量多数低于北大别片麻岩 Pb 含量, 且均大大低于上、下地壳的平均值(图 2(a)). 因此, 双河超高压变质岩及其围岩的 U/Pb 比(0.096~1.293)显著高于北大别片麻岩的 U/Pb 比(0.015~0.068)及平均下地壳 U/Pb 比, 而略高于或与上地壳平均值相当^[20]. 在超高压变质岩中, 超高压变泥质岩的 U/Pb 较其他岩石更高一些.

表 1 大别山超高压变质岩及片麻岩的 U-Pb 同位素组成

| 样号 | 岩性 | 产地 | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($t = 130 \text{ Ma}$) | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($t = 130 \text{ Ma}$) | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $\text{Pb}/? \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$ | $\text{U}/? \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$ | U/Pb |
|----------|--------------|--------|-----------------------------------|---|-----------------------------------|---|-----------------------------------|---|--|----------------------|
| Dzh-88-6 | 黑云角闪片麻岩 | 北大别祝家铺 | 15.844 | 15.798 | 15.209 | 15.206 | 36.916 | 8.164 | 0.3079 | 0.03772 |
| Dzh-88-7 | 混合片麻岩 | 北大别祝家铺 | 16.129 | 16.067 | 15.286 | 15.283 | 37.233 | 8.215 | 0.4185 | 0.05095 |
| Dzh-88-8 | 黑云角闪片麻岩(捕虏体) | 北大别祝家铺 | 16.384 | 16.322 | 15.367 | 15.364 | 37.418 | 4.531 | 0.2254 | 0.04975 |
| Dzh-88-9 | 黑云角闪片麻岩(捕虏体) | 北大别祝家铺 | 16.473 | 16.430 | 15.338 | 15.336 | 37.351 | 3.928 | 0.1371 | 0.03492 |
| Dzh-88-2 | 片麻岩 | 北大别祝家铺 | 16.707 | 16.647 | 15.531 | 15.528 | 37.867 | 6.894 | 0.3290 | 0.04773 |
| 92R-3 | 片麻岩围岩 | 北大别饶钺寨 | 15.799 | 15.781 | 15.209 | 15.208 | 36.940 | 6.569 | 0.09574 | 0.01457 |
| 92Y-2 | 混合片麻岩 | 北大别岳西 | 17.204 | 17.119 | 15.448 | 15.444 | 37.730 | 7.470 | 0.5060 | 0.06774 |
| 92HT-21 | 榴辉岩 | 南大别双河 | 17.026 | 16.818 | 15.400 | 15.390 | 37.564 | 3.986 | 0.6672 | 0.1674 |
| 92SH-2 | 花岗片麻岩 | 南大别双河 | 17.524 | 17.195 | 15.423 | 15.407 | 38.759 | 3.611 | 0.9313 | 0.2579 |
| 92HT-1 | 超高压副片麻岩 | 南大别双河 | 18.815 | 17.939 | 15.684 | 15.641 | 39.927 | 1.675 | 1.116 | 0.6664 |
| 92HT-2 | 榴辉岩 | 南大别双河 | 17.900 | 17.706 | 15.539 | 15.530 | 37.620 | 0.7055 | 0.1100 | 0.1559 |
| 92HT-3 | 超高压正片麻岩 | 南大别双河 | 18.341 | 17.916 | 15.566 | 15.545 | 38.430 | 3.086 | 1.023 | 0.3314 |
| 92H-6 | 超高压正片麻岩 | 南大别双河 | 17.343 | 16.524 | 15.278 | 15.238 | 38.368 | 1.342 | 0.8781 | 0.6541 |
| 92H-24 | 超高压正片麻岩 | 南大别双河 | 18.347 | 16.658 | 15.607 | 15.525 | 39.887 | 2.167 | 2.802 | 1.293 |
| 92SH-1 | 花岗片麻岩 | 南大别双河 | 17.712 | 17.590 | 15.392 | 15.386 | 37.794 | 9.450 | 0.9115 | 0.09645 |
| 97SH-3 | 超高压副片麻岩 | 南大别双河 | 19.029 | 17.876 | 15.588 | 15.532 | 40.274 | 1.553 | 1.355 | 0.8725 |
| 92HT-12 | 榴辉岩(大理岩中包体) | 南大别双河 | 20.687 | 20.405 | 15.881 | 15.867 | 38.057 | 6.299 | 1.339 | 0.2126 |
| 92HT-8 | 硬玉石英岩 | 南大别双河 | 20.781 | 19.990 | 15.875 | 15.836 | 42.237 | 2.527 | 1.445 | 0.5717 |

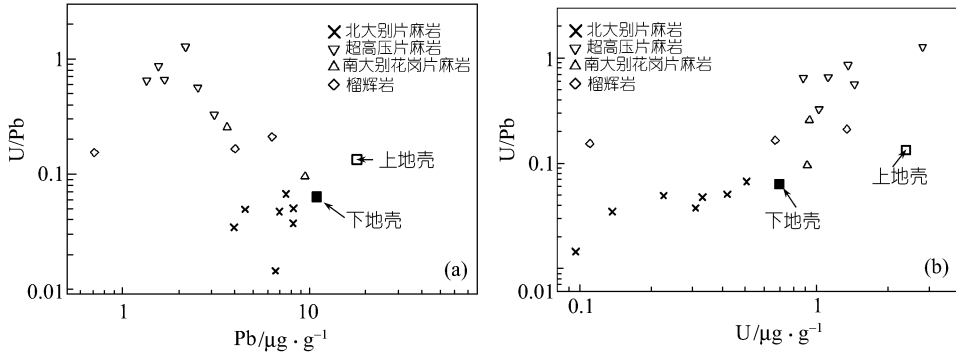


图 2 大别山超高压岩石及片麻岩的 U/Pb-Pb(a)和 U/Pb-U (b)图
上、下地壳 U 和 Pb 平均含量及 U/Pb 值, 据文献[20]

造成这些岩石 U 和 Pb 含量普遍偏低的主要原因可能是在俯冲过程中, 俯冲陆壳岩石中的部分 U 和 Pb 会被析出的变质流体带走. 斜长角闪岩的脱水实验研究证明俯冲板块在脱水过程中, Pb 比 U 有更大的活动性, 从而使脱水后的俯冲洋壳有较低的 Pb 含量和较高的 U/Pb 比^[21]. 上述南、北大别变质岩的 Pb 含量普遍低于上、下地壳平均值的事实说明华南陆壳俯冲过程中经历了脱水及 Pb 丢失过程. U-Pb 数据还表明南大别超高压变质岩的 Pb 丢失量大大高于其 U 丢失量, 也大大高于北大别片麻岩的 Pb 丢失量. 这个事实说明南大别超高压变质岩较北大别片麻岩更强烈地经历了脱水过程. 考虑到俯冲陆壳上地壳岩石较中、下地壳岩石含有更多的水, 因而在俯冲过程中, 脱水过程主要发生在上地壳. 因此上述讨论表明南大别出露地表的超高压岩石可能主要是俯冲陆壳中的上地壳部分; 而北大别片麻岩则可能是俯冲陆壳中的中、下地壳部分. 此外, 图 2(b)显示南大别超高压岩石的 U 含量仅低于平均上地壳, 因此它只可能在上地壳含量水平上发生了 U 丢失, 而北大别片麻岩可能在下地壳含量水平上发生了 U 丢失.

3.2 Pb 同位素

图 3 显示北大别片麻岩的 Pb 同位素组成与源于下地壳部分熔融的南、北大别带中生代花岗岩的 Pb 同位素组成是完全一样的, 均表现出低放射成因 Pb 特征. 在 Doe 等人^[10]的 Pb 构造模型图上, 表现为下地壳 Pb 与地幔 Pb 的混合特征(图 3). 与此相反, 双河超高压岩石的 Pb 同位素组成具有较大的变化范围, 并更富放射成因 Pb. 其 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 可高达 20.781, 类似于俯冲洋壳成因的 HIMU 端元^[22, 23]. 在 Doe 等人的 Pb 构造模型图上, 它们主要表现为地幔 Pb 与上地壳 Pb 的混合特征. 为了便于和花岗岩的长石 Pb 进行对比, 我们将样品的 Pb 同位素组成按花岗岩形成年龄(130 Ma)进行了年龄校正. 表 1 和图 4(a)显示, 尽管超高压岩石的 U/Pb 比较高, 校正后的同位素比值有所降低,

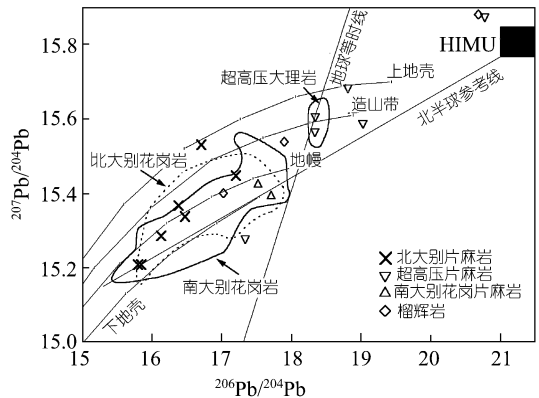


图 3 大别山超高压岩石及片麻岩的 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 图
南、北大别花岗岩数据引自文献[19]; 大理岩数据引自文献[26]; 上、下地壳、地幔及造山带 Pb 同位素演化曲线据文献[10]. HIMU 端元据文献[22]

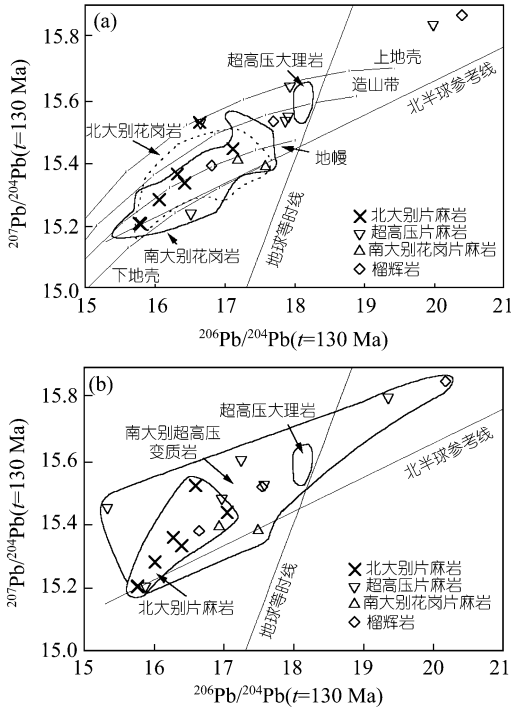


图 4 大别山超高压岩石和片麻岩 $t = 130 \text{ Ma}$ 时(a)和 $t = 230 \text{ Ma}$ 时(b)的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图 (a) 便于和花岗岩(130 Ma)的长石 Pb 进行对比; (b) 显示超高压变质以前的初始 Pb 同位素组成. 数据来源同图 3

图 3, 4). 很显然, 这一 Pb 同位素组成具有典型的上地壳特征^[10].

4 超高压岩片出露模型

根据上述 U-Pb 同位素数据, 我们可以获得两个基本结论: (1) 南大别超高压变质带中以双河超高压岩片为代表的超高压岩石是深俯冲的上地壳岩石. 双河超高压变质岩异常低的氧同位素组成 ($\delta^{18}\text{O}$) 也表明, 它们在俯冲前曾在近地表处经历了与大气降水的作用^[27, 28]; (2) 北大别片麻岩可能为俯冲陆壳中的中、下地壳岩石, 北大别带出露的麻粒岩块体, 以及该带不含柯石英的榴辉岩的高温 (800~850°C) 变质和麻粒岩相退变质特征也支持这一结论. 如果这两点认识是正确的话, 我们就会产生一个问题: 为什么北大别带作为俯冲中、下地壳岩石, 又位于俯冲陆壳的最前沿(最靠近地缝合线)却俯冲深度不大, 没有发生超高压变质作用(榴辉岩不含柯石英); 而俯冲到 100 km 以上深度的上地壳岩石却出露在远离地缝合线的南大别带? 究竟是一种什么样的构造机制使深俯冲的上地壳岩石出露到俯冲不太深的下地壳南侧? 对此, 本文给出一个简单的动力学解释. 陆壳俯冲是由陆块后方洋盆引张所产生的推力及先期俯冲洋壳产生的拖力联合驱动的, 这些驱动力受到由俯冲陆壳与周围地幔密度差所产生的浮力的阻滞, 随着俯冲陆壳体积的增大, 该浮力也不断增大. 由于上地壳平均密度低于下地壳, 因而俯冲上地壳所受到的浮力要大于下地壳. 这样, 俯冲上陆壳最终随着陆壳内部产生的剪切应力的增

但其总体特征没有大的变化.

为了比较南大别超高压岩石与北大别片麻岩在俯冲前没有发生 U/Pb 高压变质分异时 Pb 同位素差异, 我们又将样品的 Pb 同位素比值按超高压变质年龄 (230 Ma)^[24, 25] 进行了年龄校正. 表 1 和图 4(b) 显示, 它们俯冲前的初始 Pb 同位素组成仍有很大差异. 南大别超高压变质岩的 Pb 同位素变化范围要比北大别片麻岩大得多, 主要是它们更富含放射成因 Pb. 这反映了南大别超高压变质岩的原岩在过去较长历史中有较高的 U/Pb 比, 因而具有上地壳特征; 而北大别片麻岩原岩在较长历史中具有较低的 U/Pb 比, 因而具有中、下地壳的特征.

Zheng 等人^[26] 报道了 16 个采自南大别超高压带石马到双河地区的超高压大理岩 U-Pb 同位素数据. 这些大理岩的同位素组成非常均一, 其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化范围仅在 18.077~18.210 和 15.544~15.640 之间. 这一同位素组成非常接近双河各种超高压变质岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 平均值 (18.500 和 15.567) (见

加而断裂并产生一个逆断层, 这一断层有可能发生在上地壳与中、下地壳之间. 这样上地壳的俯冲推动力急剧下降, 而对它的浮力依旧. 正是这一浮力使深俯冲到地幔深度的上地壳岩石沿此逆冲断层上升而叠置在俯冲不太深的下地壳之上(图 5(a)). 北大别带与南大别带之间的五河-水吼韧性剪切带有可能代表这一断层. 以后随着北大别带中生代岩浆穹隆的发生与隆起, 原来叠置在北大别带(穹隆中心)上部的超高压岩片被剥蚀掉了, 使下部的俯冲不太深的中、下地壳出露地表. 然而南大别带因隆起幅度低而剥蚀量较小, 使得叠置在上部的深俯冲上地壳岩石得以保留下来(图 5(b)). Chemenda 等人^[29]做的大陆岩石圈俯冲模拟实验已证明上述过程是可以发生的.

Okay 等人^[30]和 Webb 等人^[31]也提出过超高压岩片折返的俯冲陆壳内逆冲断层模型. 本文的贡献在于通过 Pb 同位素示踪判断, 区分出大别山已出露的俯冲陆壳的不同单元的上地壳及中、下地壳性质, 并指出导致超高压岩片快速上升的逆断层实际发生在上地壳与中、下地壳之间(大别山区的五河-水吼剪切带可作为这一逆断层的代表). 因此, 由于逆冲作用而抬升折返的超高压岩片主要是深俯冲的上地壳岩片, 而深俯冲的中、下地壳岩石还需要俯冲板块断离及其他碰撞后构造作用才有可能上升, 出露于地表.

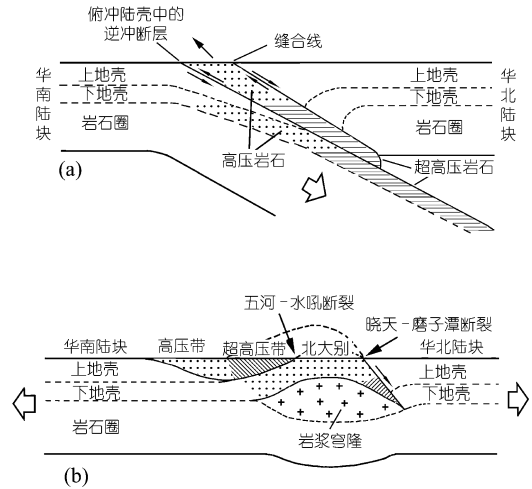


图 5 大别山超高压及高压岩石折返、出露的构造机制模型(详见正文说明)

参 考 文 献

- 1 Smith D C. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 1984, 310: 641~644
- 2 Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences. *Contrib Mineral Petrol*, 1984, 86: 107~118
- 3 Sobolev N V, Shatsky V S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks. *Nature*, 1990, 343: 742~746
- 4 Wang X, Liou J G, Mao H G. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains in central China. *Geology*, 1989, 17: 1085~1088
- 5 Okay A I, Xu S, Sengör A M C. Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China. *Eur Jour Mineral*, 1989, 1: 595~598
- 6 Xu S, Okay A I, Ji S, et al. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication from tectonic setting. *Science*, 1992, 256: 80~82
- 7 李曙光, 刘德良, 陈移之, 等. 扬子陆壳北缘地壳的钨同位素组成及其构造意义. *地球化学*, 1994, 23(增刊): 10~17
- 8 谢 智, 陈江峰, 周泰禧, 等. 大别山变质岩与花岗岩的钨同位素组成及其地质意义. *岩石学报*, 1996, 12(3): 401~408
- 9 Li S, Huang F, Nie Y, et al. Geochemical and geochronological constraints on the suture location between the North and South China Blocks in the Dabie orogen, Central China. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 2001, 26: 655~672
- 10 Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonic-The model. *Tectonophysics*, 1981, 75: 135~162
- 11 徐树桐, 苏 文, 刘贻灿, 等. 大别山北部榴辉岩的发现及其岩相学特征. *科学通报*, 1999, 44(13): 1452~1456
- 12 刘贻灿, 李曙光, 徐树桐, 等. 大别山北部榴辉岩和英云闪长质片麻岩锆石 U-Pb 年龄及多期变质增生. *高校地质学报*, 2000, 6(3): 417~423

- 13 刘贻灿, 李曙光, 徐树桐, 等. 大别山北部榴辉岩的 Sm-Nd 年龄测定及其对麻粒岩相退变质时间的制约. *地球化学*, 2001, 30(1): 79~87
- 14 Xue F, Rowley D B, Tucker R D, et al. U/Pb zircon ages of Granitoid rocks in the North Dabie complex, eastern Dabie Shan, China. *J of Geology*, 1997, 105: 744~753
- 15 Zhang R Y, Liou J G, Tsai C H. Petrogenesis of a high-temperature metamorphic belt: A new tectonic interpretation for the north Dabieshan, central China. *J Meta Geol*, 1996, 14: 319~333
- 16 Chen N S, Sun M, You Z D, et al. Well-preserved garnet zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China. *J Metamorphic Geol*, 1998, 16: 213~222
- 17 Carswell D A, Wilson R N, Zhai M. The enigma of eclogite-gneiss relationship in the ultra-high pressure terrane of Dabie Shan, central China. *Inter Workshop on UHP Metamorphism and Exhumation at Stanford Univ*, 1998, P. A-40~44
- 18 Ye K, Yao Y P, Katayama I, et al. Large area extent of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China: New implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss. *Lithos*, 2000, 52: 157~164
- 19 张理刚. 东亚岩石圈块体地质. 北京: 科学出版社, 1995. 53~62
- 20 Taylor S R, McLennan S M. *The continental crust: Its composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 46~92
- 21 Kogiso T, Tatsumi Y, Nakono S. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 193~205
- 22 Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493~571
- 23 Hofmann A W. Mantle geochemistry from oceanic volcanism. *Nature*, 1997, 385: 219~228
- 24 李曙光, Jagoutz E, 肖益林, 等. 大别山-苏鲁地体超高压变质岩年代学—— I. Sm-Nd 同位素体系. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(3): 249~257
- 25 李曙光, 李惠民, 陈移之, 等. 大别山-苏鲁地体超高压变质岩年代学—— II. 锆石 U-Pb 同位素体系. *中国科学, D 辑*, 1997, 27(3): 200~206
- 26 Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. U-Pb dating of marble associated with eclogite from the Dabie Mountains, East China. *Chinese J Geochemistry*, 1997, 16(3): 193~201
- 27 Zheng Y F, Fu B, Li Y, et al. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultra-pressure eclogites from the Dabie Mountains and the Sulu terrane. *Earth Planet Sci Letters*, 1998, 155: 113~129
- 28 Fu B, Zheng Y F, Wang Z, et al. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of gneisses associated with ultrahigh pressure eclogites at Shuanghe in the Dabie Mountains. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 134: 52~66
- 29 Chemenda A I, Mattauer M, Malavieille J, et al. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modeling. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 132: 225~232
- 30 Okay A, Sengör A M C. Evidence for intracontinental thrust-related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China. *Geology*, 1992, 20: 411~414
- 31 Webb L E, Hacker B R, Ratschacher L, et al. Thermochronologic constraints on deformation and cooling history of high- and ultrahigh-pressure rocks in the Qinling-Dabie orogen, eastern China. *Tectonics*, 1999, 18(4): 621~638