

北大别漫水河混合岩化片麻岩中锆石微区微量元素特征及其地质意义*

吴元保¹ 陈道公¹ 郑永飞¹ 夏群科¹ 涂湘林²

WU YuanBao¹, CHEN DaoGong¹, ZHENG YongFei¹, XIA QunKe¹ and TU XiangLin²

1. 中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026

2. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

1. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2003-06-13 收稿, 2004-08-03 改回.

Wu YB, Chen DG, Zheng YF, Xia QK and Tu XL. 2004. Trace element geochemistry of zircons in migmatitic gneiss at Manshuihe, North Dabieshan and its geological implications. *Acta Petrologica Sinica*, 20(5):1141-1150

Abstract The internal structures and trace element characteristics of zircons from migmatitic gneiss at Manshuihe in North Dabieshan were studied by cathodoluminescence (CL) and LA-ICP-MS, respectively. As revealed by the CL, the zircons have very complex structures of protolith magmatic core, the metamorphic recrystallization mantle and overgrowth rim during partial melting. Some of trace elements in contents and ratios, such as Hf, P, Ti, Nb, Ta, Ce, Nb/Ta and Zr/Hf, are similar to each other among these zircon domains. The magmatic domains are distinguishable from the others because of their high Th/U ratios. Because Th is easier expelled out from the zircon than U during recrystallization, the recrystallized domains have low Th/U ratios. The anatectic overgrowths have low Th/U ratios due to the low Th and high U contents in the partial melt. Although having similar chondrite-normalized REE patterns, the magmatic, the recrystallized and the anatectic domains have significantly different REE contents (621.9 ~ 1331.6 ppm, 98.5 ~ 435.6 ppm and 236.8 ~ 642.5 ppm, respectively). It is because the REEs are partly expelled out from the zircon during recrystallization that the recrystallized domains have lower REE contents than the magmatic domains. The difference in REE contents between the overgrowth and the protolith domains depend on the chemical equilibrium between the partial melt and the restite. If the trace element equilibrium between them was achieved, there is no significant difference in composition between the overgrowth and the protolith zircon domains, and vice versa. It is suggested that the partial melt and the restite from the migmatitic gneiss at Manshuihe have not achieved trace element equilibrium, because the REE contents of the overgrowth domains are 1 ~ 4 times lower than that for the protolith domains. Therefore, the trace element compositions can provide very useful constraints on the recrystallized and the anatectic overgrown zircons. It is advocated that the migmatitic gneisses have genetic relationship to the concurrent granites in North Dabieshan with respect to zircon trace element compositions, as well as U-Pb ages and radiogenic isotopic compositions of these rocks.

Key words Zircon, Anatectic, Recrystallization, Migmatite, Trace elements

摘要 本文通过对北大别漫水河片麻岩的锆石进行阴极发光 (CL) 显微图像观察及激光剥蚀等离子体质谱 (LA-ICP-MS) 微区微量元素分析, 试图对重结晶和深熔成因变质锆石的微量元素特征进行制约。CL 图像显示该片麻岩锆石存在复杂的内部结构, 有原岩岩浆锆石、重结晶变质锆石和深熔锆石。不同锆石区域的 Hf、P、Ti、Nb、Ta 和 Ce 等元素含量及 Nb/Ta 比值相似。但重结晶和深熔锆石的 Th/U 比值明显低于原岩锆石 (分别为 0.33 ~ 1.12、0.03 ~ 0.60 和 0.92 ~ 1.99), 重结晶锆石区域低 Th/U 比值是由于重结晶过程中 Th 比 U 更易排出锆石晶格, 而深熔锆石区域低 Th/U 比值是其结晶的熔体中低 Th 和高 U 含量的原因。不同锆石区域的稀土元素含量也不相同, 原岩锆石稀土总量高 (621.9 ~ 1331.6 ppm), 变化较大, 而深熔锆石

* 本文受国家自然科学基金 (40303003 和 40273028)、王宽诚博士后奖励基金和中国博士后科学基金资助。

第一作者简介: 吴元保, 男, 1971 年生, 博士, 副教授, 地球化学专业, E-mail: ybwu@ustc.edu.cn

和重结晶锆石稀土总量低(分别为 236.8~642.5ppm; 98.5~435.6ppm)。不同锆石区域的稀土元素配分模式相似。但重结晶锆石的稀土元素含量比原岩锆石低 3~4 倍,可能是重结晶过程中稀土元素被逐出锆石晶格所致。深熔锆石的稀土元素含量受深熔熔体与残留体之间平衡与否的制约,如果熔体与残留体之间达到了平衡,则深熔锆石与原岩锆石有相似的稀土元素含量;反之,深熔锆石的稀土元素含量就会低于原岩锆石。漫水河片麻岩深熔锆石的稀土含量比原岩锆石低 1~4 倍,反映了深熔熔体与残留体之间没有达到平衡。结合已有的花岗岩与混合岩化岩石的年龄和同位素特征,说明北大别混合岩化片麻岩可能与同时代花岗岩的形成有成因关系。

关键词 漫水河; 锆石; 重结晶; 深熔; 微量元素

中图分类号 P588.345; P595

1 引言

测定各种地质事件的准确时间是放射成因同位素研究的主要任务。锆石 U-Pb 定年是放射同位素年代学研究中最为常用和最有效的方法之一。对于只有单阶段演化历史的岩石,锆石 U-Pb 定年可以给出非常准确的年龄信息。但是,由于锆石具有非常高的扩散封闭温度(Lee *et al.*, 1997; Cherniak and Watson, 2000),对于具有复杂演化历史的变质岩地区的样品,锆石往往具有多期生长和/或重置区域的内部结构。一方面锆石可以记录岩石多期演化的复杂历史,同时它也给这些不同年龄的合理解释带来了困难。所以对锆石进行显微结构分析,并对不同区域的形成环境给出合理的地质解释显得尤为重要。

阴极发光(CL)显微结构技术可以很好地揭示锆石的多期生长历史,能有效地区分岩浆锆石和变质锆石区域,为锆石 U-Pb 年龄的解释提供最基本的依据(Hanchar *et al.*, 1993; Rubatto, 2000)。另一方面,锆石的化学组成也是制约锆石形成环境有效的方法(Barbey *et al.*, 1995; Pidgeon *et al.*, 1998; Schaltegger *et al.*, 1999; Rubatto and Williams, 2000; Hoskin *et al.*, 2000; Hermann *et al.*, 2001; Rubatto, 2002; Wu *et al.*, 2002, 2003)。但是目前对于重结晶和部分熔融熔体中结晶等变质过程中形成的变质锆石的微量元素特征研究较少,且对这些变质锆石的微量元素特征认识不一(Barbey *et al.*, 1995; Pidgeon *et al.*, 1998; Hoskin *et al.*, 2000),限制了微量元素对这些变质锆石的制约。

本文对北大别漫水河地区混合岩化片麻岩中的锆石进行了阴极发光(CL)显微结构分析,并利用激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)对锆石的不同结构区域进行了微量元素测定。结果表明,该混合岩化片麻岩中的锆石具有复杂的内部结构,有原岩锆石、重结晶锆石和深熔锆石。不同锆石区域具有不同的微量元素特征。并根据原岩锆石微量元素特征,讨论了重结晶锆石和深熔锆石的微量元素相对于原岩锆石的变化,及造成这些变化的原因。这些研究表明,锆石的微区微量元素特征可以为不同成因锆石的形成环境提供有效的制约。

2 样品及分析方法

北大别变质杂岩是一套以英云闪长质片麻岩为主的正片麻岩,有少量镁铁-超镁铁岩、榴辉岩及麻粒岩透镜体分布在片麻岩及韧性剪切带中,大量燕山期岩浆岩侵入其中(徐树桐等, 1994; Liou *et al.*, 1995)。北大别西部和北部有两个穹隆:西部的罗田穹隆和北部的岳西穹隆。它们有相似的岩石构造特征,从穹隆的中心到边部岩石从麻粒岩相到角闪岩相变质,穹隆核部有较强的混合岩化,混合岩化作用从核部到边部也逐渐减弱(Wang *et al.*, 1998; Ma *et al.*, 2000; Zheng *et al.*, 2001)。混合岩化的时间为约 130Ma(邓尚贤等, 1997; Wang *et al.*, 2002)。

漫水河片麻岩(MSH)为一条带状英云闪长质片麻岩,位于岳西穹隆的西北边(图 1)。主要矿物组成为:角闪石+斜长石+钾长石+黑云母+石英,另有少量榍石、磁铁矿和锆石等副矿物。从约 5kg 的样品中经人工重砂方法分离出锆石,在双目镜下挑纯。将待测的锆石颗粒置于环氧树脂样品座中,用金刚砂将锆石磨致中心附近,抛光后进行阴极发光显微结构分析。根据锆石的阴极发光图像,对锆石的不同结构区域进行 LA-ICP-MS 微区微量元素分析。锆石的阴极发光成像观察在法国 Nancy I 大学微束分析中心 Philips Oxford Mono CL 仪上完成。

锆石的微量元素测定在中国科学院广州地球化学研究所 ELAN6000 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)与 LSX-100 型激光熔蚀探针(LA)的联机上进行。激光系统为 Nd:YAG 激光器,使用波长为 266nm。样品分析时激光束直径 20~30 μm ,激光熔蚀样品的深度为 20~40 μm 。作模式为 Q-Switched 模式,最大脉冲能量 3mj/pulse,能量稳定性优于 10%,具有 1~20Hz 可变脉冲频率。ICP 的有效功率为 1000W,四极杆质谱的质量分辨率为 $0.70 \pm 0.02 \text{amu}$,偏置电压为 15.4V。载样气体为 Ar。测定时用 NIST610 玻璃作为外标。由于 SiO_2 在锆石中的含量较恒定(32.9%),选择 Si 作为内标来消除激光能量在点分析过程中以及分析点之间的漂移。对于大多数元素单点分析的相对标准偏差为 5%~15%,少量浓度接近检出限(LOD)的微量元素(如 La、Pr、Rb 等)分析的相对标准偏差高达 20%~40%。锆石微量元素的详细分析方法已有专文介绍(梁细荣等, 1999; Li *et al.*, 2000)。

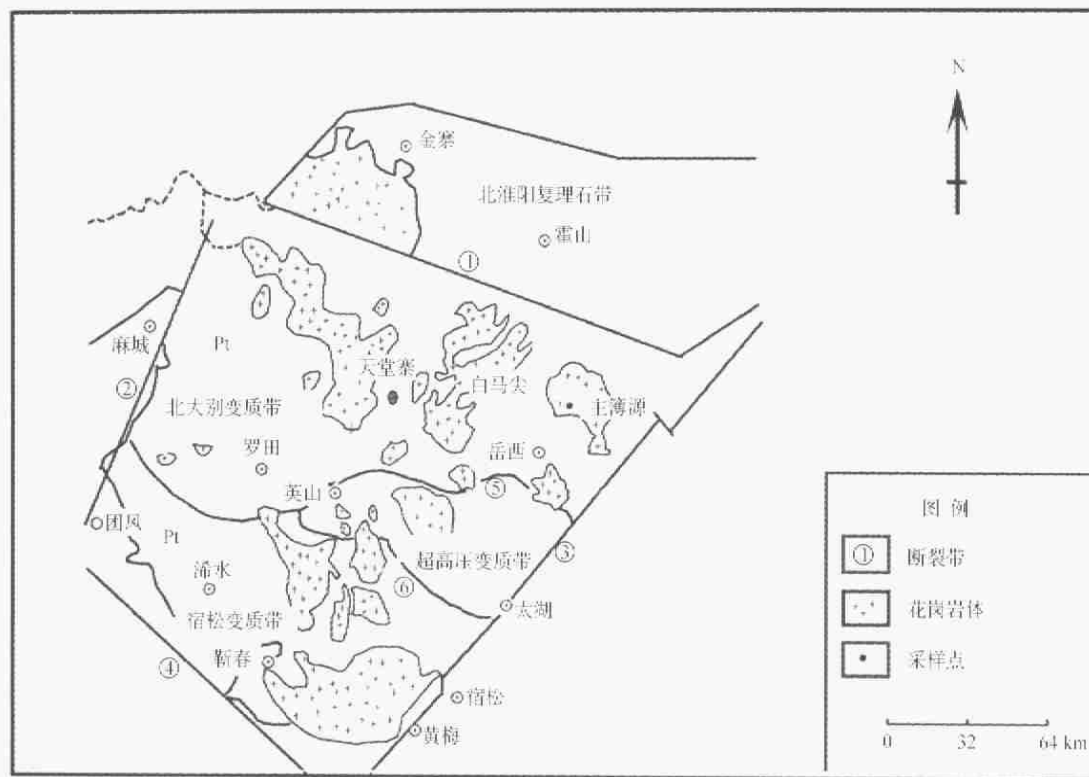


图1 北大别地质简图及采样点位置

Fig. 1 Sketch geological map of Dabieshan and the location of the samples

3 结果及讨论

3.1 锆石的外形特征及内部结构

漫水河片麻岩 (MSH) 中的锆石无色透明, 自形程度较高。晶体长度为 120 ~ 300 μm, 长宽比为 1.5:1 ~ 4:1。大多数颗粒柱面发育, 但有少数颗粒 |101| 和 |211| 锥面发育。

CL 图像显示漫水河片麻岩中的锆石有两种类型, 它们分别具有不同的结构特点 (图 2)。一类具有明显的核-幔-边结构 (图 2a), 核部锆石具有典型岩浆锆石的振荡环带; 幔部 CL 图像较为均匀, 没有任何分带特征, 且明显切割核部的振荡环带, 幔部锆石的边缘有明显的溶蚀特征; 边部锆石区域具有面形分带的特征。Pidgeon (1992) 认为受变质重结晶作用影响锆石的岩浆环带会逐渐减弱并最后消失, 出现无明显分带特征; Rubatto 等 (1999) 对 Alps 榴辉岩中的锆石研究后发现, 重结晶锆石主要出现在锆石颗粒的边部, 结构均匀, 整个锆石的外形特征与岩浆环带相似, 它们与变质新生锆石的主要区别在于其在不同的部位明显切割岩浆环带; Hoskin 和 Black (2000) 研究的高级变质作用形成的重结晶锆石也有类似的特征。深熔作用形成的锆石一般具有面形分带或没有任何环带特征, 其原岩锆石的边部往往有溶蚀结构 (Whitehouse, 2000; Rubatto, 2002; Zeck and Williams,

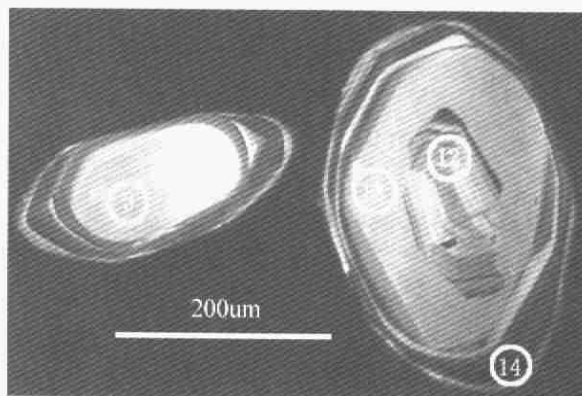


图2 漫水河片麻岩中典型锆石的 CL 图像及微量元素分析点的位置

Fig. 2 Cathodoluminescence images of typical zircon grains of migmatitic gneiss at Manshuihe and the locations of the trace element analyses

2002)。所以, 漫水河片麻岩中这类锆石的核、幔和边部区域应该分别为原岩岩浆锆石, 变质重结晶锆石和深熔锆石。另一类锆石具有双层结构 (图 2b), 它们的 CL 图像特征分别对应于第一类锆石的幔部和边部, 应为重结晶锆石和深熔锆石。

表 1 漫水河混合岩化片麻岩中锆石的微量元素含量 (ppm)

Table 1 Trace element analyses for zircons from migmatitic gneiss at Manshuihe (Zr, wt%, others, ppm)

	原岩锆石												深融锆石						
	MSH-1	MSH-4	MSH-9	MSH-12	MSH-3	MSH-11	MSH-13	MSH-15	MSH-16	MSH-6	MSH-7	MSH-8	MSH-10	MSH-14					
P	349.1	538.3	355.0	287.4	589.4	155.2	376.0	261.4	318.7	471.3	362.5	422.0	268.9	254.7					
Ti	454.6	606.2	438.9	451.9	504.2	247.4	504.3	324.8	358.2	412.4	515.3	481.9	366.2	321.2					
Rb	0.16	bd	bd	0.45	bd	2.1	bd	bd	bd	1.4	0.1	bd	bd	0.02					
Sr	0.6	0.3	4.1	1.3	0.09	3.4	0.3	0.2	0.3	3.2	0.1	0.02	0.1	0.2					
Y	852.6	762.1	706.7	1668.7	218.0	218.9	499.8	100.6	88.5	605.9	887.7	463.4	556.2	207.7					
Nb	2.9	11.5	5.1	4.4	8.4	2.6	8.0	4.3	5.4	1.9	5.4	2.52	5.2	3.3					
La	0.9	0.2	4.8	0.5	0.1	0.7	0.05	0.1	0.01	1.1	0.05	bd	0.2	0.3					
Ce	20.0	20.2	38.9	32.1	23.3	13.4	39.8	21.5	23.0	14.0	18.9	4.4	5.6	10.7					
Pr	0.4	0.04	2.0	0.2	0.1	0.3		0.04	0.02	0.2	0.06	bd	0.08	0.2					
Nd	2.9	0.7	10.5	3.2	0.6	1.1	0.7	0.5	0.3	1.6	0.6	0.2	0.6	0.8					
Sm	2.6	1.3	3.1	4.0	1.2	0.5	0.8	0.9	0.4	1.3	1.6	0.5	0.7	0.6					
Eu	0.5	0.9	0.4	0.8	0.3	0.2	0.4	0.2	0.4	0.2	0.5	0.1	0.2	0.3					
Gd	12.0	10.6	10.6	21.9	3.3	3.2	6.6	2.2	2.0	7.7	13.0	4.6	3.2	2.6					
Tb	4.3	3.7	3.6	8.9	1.5	1.0	2.6	0.7	0.7	2.8	5.3	2.0	1.6	1.1					
Dy	61.4	53.1	49.0	119.4	17.4	17.0	36.9	9.9	7.8	44.0	64.1	32.9	31.6	16.9					
Ho	25.9	21.2	20.8	50.2	6.9	7.0	14.4	3.3	2.7	19.5	27.9	14.4	15.1	6.1					
Er	129.3	117.7	110.5	259.9	32.6	35.4	76.0	14.7	10.1	96.0	130.2	70.5	84.9	33.0					
Tm	30.4	26.4	25.8	56.9	8.6	8.3	16.4	3.5	2.8	23.0	27.4	14.3	19.6	8.6					
Yb	340.5	298.9	298.5	644.0	100.0	111.5	203.4	61.9	44.2	245.4	292.6	155.3	224.3	138.8					
Lu	76.3	67.0	64.2	129.6	18.6	18.9	37.5	5.2	3.9	49.2	60.4	28.9	39.9	16.7					
Hf	9720	14587	9421	9948	12462	6037	13464	8190	9365	8472	11320	12842	9104	7759					
Ta	1.6	7.6	3.4	6.6	9.1	2.6	7.4	3.7	4.0	2.6	2.4	2.3	3.2	2.1					
Pb	5.8	3.1	6.1	22.6	bd	5.5	7.9	5.1	2.7	9.2	7.1	2.5	10.9	8.4					
Th	74.9	59.8	90.5	262.6	32.1	27.1	86.3	13.7	13.0	46.1	143.3	13.8	10.0	20.5					
U	81.5	35.4	88.0	131.5	37.3	81.3	77.4	37.5	21.0	166.1	230.4	201.2	358.9	115.1					
Th/U	0.92	1.69	1.03	1.99	0.86	0.33	1.12	0.37	0.6	0.3	0.6	0.07	0.03	0.2					
Ce/Ce*	8.0	58.4	3.0	23.9	56.3	7.7	906.3	81.0	276.2	6.2	71.6	64.0	11.8	10.3					
Eu/Eu*	0.2	0.5	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4	0.5	1.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.5					

3.2 不同锆石区域的微量元素特征

表 1 列出了漫水河片麻岩中 10 个颗粒不同区域 14 个分析点的微量元素 LA-ICP-MS 分析结果。不同锆石区域微量元素平均值球粒陨石标准化图见图 3。

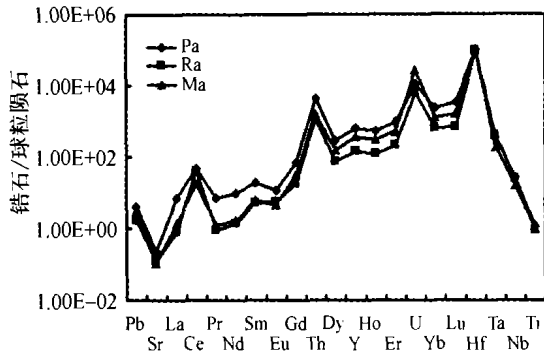


图 3 漫水河片麻岩锆石不同区域微量元素平均值球粒陨石标准化图 (Pa 为原岩锆石平均值; Ra 为重结晶锆石平均值; Ma 为深熔锆石平均值)

Fig. 3 Trace element chondrite-normalized patterns of different zircon domains (Pa, average value of protolith zircon domains; Ra, average value of recrystallized zircon domains; Ma, average value of partial melting overgrowth zircon domains)

从表 1 和图 3 可知,不同锆石区域具有特征的微量元素组成。原岩锆石 Hf 含量的变化范围为 9421 ~ 14587ppm,重结晶锆石和深熔锆石的 Hf 含量与原岩锆石较为接近(分别为 6037 ~ 13464ppm 和 7759 ~ 12842ppm)。此外,不同锆石区域的 P、Ti、Nb、Ta 和 Ce 等元素含量和 Nb/Ta 比值也较为接近(图 3)。磷与稀土元素(以 Er 为例)相关变化图中(图 4a),没有明显的正相关,表明 REE 进入锆石晶格的方式要比磷钇矿型的置换方式($(\text{REE} + \text{Y})^{3+} + \text{P} = \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$)复杂。不同锆石区域的大离子亲石元素含量都非常低,Rb 和 Sr 的含量不超过 5ppm,表明这类微量元素不易进入锆石的晶格中。

漫水河片麻岩中不同区域锆石的 Th、U 含量和 Th/U 比值存在较大的差异。重结晶锆石中除 MSH-13 的 Th 含量为 86.3ppm 接近原岩锆石外,其余分析点的 Th 含量为 13.0 ~ 32.1ppm,显著低于原岩锆石,其 U 含量稍低于原岩锆石;深熔锆石具有与重结晶锆石相似的 Th 含量,但其 U 含量高于原岩和重结晶锆石。在 Th-U 相关变化图(图 4b)中可以清楚地看到,与原岩锆石相比重结晶锆石和深熔锆石都具有低的 Th/U 比值。重结晶锆石低 Th/U 比值是其 Th 含量较低的原因,而深熔锆石中低 Th/U 比值则是其低 Th 和高 U 含量的综合反映。对于重结晶锆石具有较低的 Th/U 比值,目前有两种不同的认识。Hoskin 和 Black(2000)认为重结晶锆石具有较低的 Th/U 比值是重结晶锆石区域有较高的 U

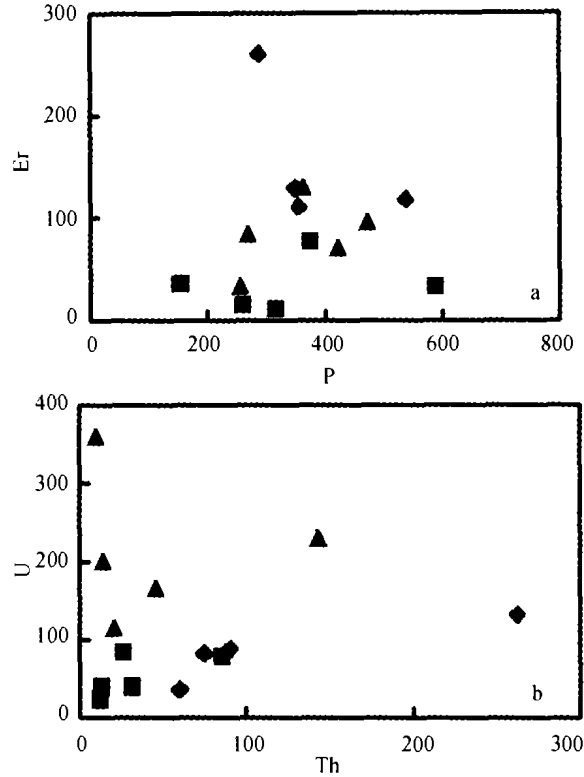


图 4 漫水河片麻岩锆石微量元素对图解

(菱形为原岩锆石; 正方形为重结晶锆石; 三角形为深熔锆石)

Fig. 4 Er vs. P and U vs. Th concentrations in different zircon domains. (diamond; protolith zircon; square; recrystallized zircon; triangle: partial melting overgrowth zircon)

的原因。而另外一些研究者则认为,锆石中 Th^{4+} 的离子半径大于 U^{4+} 的离子半径,所以在锆石中 Th^{4+} 比 U^{4+} 更不稳定,因而在变质重结晶作用过程中导致原有锆石中的 Th 比 U 优先丢失,导致重结晶区域 Th/U 比值降低 (Rubatto *et al.*, 1999; Vavra *et al.*, 1996; Vavra *et al.*, 1999)。我们的结果显然支持后者。Chakoumakos 等(1987)研究 Sri Lankan 锆石时发现,蜕晶化锆石区域具有异常高的 U 含量,U 含量平均值为 3000ppm。Valley 等(1994)对 Adirondack 地体中不同样品锆石研究后得出,高磁性蜕晶化作用强的锆石比低磁性蜕晶化作用弱的锆石 U 含量普遍偏高。这些研究结果都证明,发生蜕晶化作用的锆石区域会有高的 U 含量。Hoskin 和 Black(2000)研究的重结晶锆石区域具有异常高的 U 含量,可能与其受到蜕晶化作用的影响,且在这一过程中外来物质的加入有关。它们样品中的稀土元素特征同样反映了这一点(见后文)。

所有锆石分析点具有典型的锆石稀土元素配分模式,在球粒陨石标准化图中呈轻稀土亏损、重稀土逐步富集、明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常等特征(图 5)。原岩锆石稀土总量高(621.9 ~ 1331.6ppm),变化较大,而深熔锆石和重结晶锆石稀土总量低(分别为 236.8 ~ 642.5ppm; 98.5 ~ 435.6ppm)。

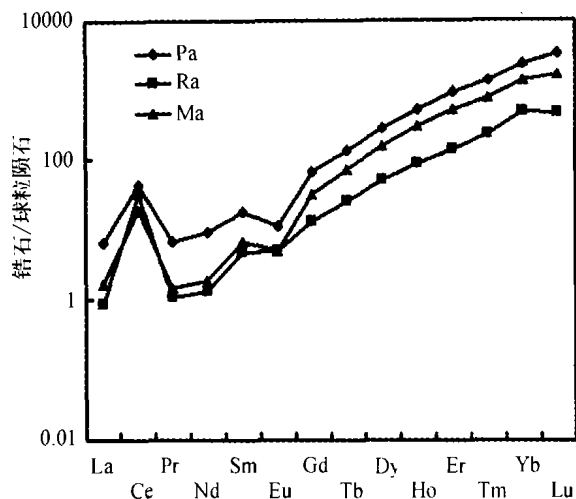


图5 漫水河片麻岩锆石不同区域 REE 平均值球粒陨石标准化图 (Pa 为原岩锆石平均值; Ra 为重结晶锆石平均值; Ma 为深熔锆石平均值)

Fig. 5 Rare earth element patterns of different zircon domains (Pa, average value of protolith zircon domains; Ra, average value of recrystallized zircon domains; Ma, average value of partial melting overgrowth zircons domains)

重结晶锆石的稀土配分模式与原岩锆石非常相似,但重结晶锆石的稀土元素含量系统低于原岩锆石(3~4倍)(图5),这可能是在重结晶过程中微量元素被逐出晶格,导致其稀土和其它微量元素的含量降低。我们的结果与 Pidgeon 等(1998)的结果相似,而不同于 Hoskin 和 Black(2000)的结论。在后者的研究中,他们发现重结晶锆石轻稀土的变化范围明显大于重稀土,并解释为轻稀土在锆石中更不稳定的结果。如果轻稀土比重稀土在锆石中更不稳定,那么在锆石重结晶过程中,轻稀土更易被逐出锆石的晶格,导致其含量降低。但是他们的样品中部分重结晶锆石区域的轻稀土含量明显高于原岩锆石,这不可能用没有外来物质加入情况下的重结晶作用来解释。他们对重结晶锆石进行了激光喇曼光谱研究,发现这些锆石区域约 1000cm^{-1} 处的特征峰半高宽 ≥ 12.9 ,表明这些锆石区域在重结晶后,发生了明显的蜕晶化作用。而锆石的蜕晶化作用会导致其微量元素的改变(Belousova *et al.*, 2002)。结合其研究锆石重结晶区域高 U 含量的特征,我们认为这些重结晶锆石发生蜕晶化作用时,有富 U 和 LREE 等微量元素的物质加入其中。所以这些特征并不是重结晶锆石本身的特点。

深熔锆石稀土元素含量同样低于原岩锆石(图5)。原岩锆石比深熔锆石稀土元素含量高约 1~4 倍,其中轻稀土(除 Ce 外)高 2~4 倍,重稀土高 1~2 倍。这一特征与形成于低度部分熔体中的深熔锆石微量稀土元素特征相似(Whitehouse, 2000)。但是 Rubatto(2002)根据澳大利亚中部 Reynolds Range 地体中深熔锆石的微量元素研究结果认为,深熔锆石和原岩岩浆锆石有非常一致的稀土元素组成。

在混合岩化地区存在两种类型的深熔熔体,一种为 REE 含量较低的熔体,而另一种类型的熔体则具有较高的稀土元素含量(Villaseca, 2001; Watt *et al.*, 1996)。如果深熔过程中熔体与残留相之间达到了平衡,熔体中的稀土元素含量较高,从这类熔体中结晶的锆石也具有与原岩锆石相似的稀土元素组成(Rubatto, 2002)。但是,在很多变质岩地区,当深熔熔体以隧道式迁移,并有变形作用增加熔体的迁移速度时,熔体的迁移速度就会比微量元素的扩散速度和副矿物的溶解速度快,从而导致熔体与残留相之间处于不平衡状态,且熔体中的稀土元素含量低(Watt *et al.*, 1996; Chavagnac *et al.*, 1999; Mengel *et al.*, 2001; Ling *et al.*, 2001; Villaseca, 2001),从这类熔体中结晶的锆石应该比相应的原岩锆石具有较低的稀土元素含量(Whitehouse, 2000)。本文研究的漫水河地区片麻岩为条带状混合片麻岩,熔体的迁移显然是隧道式,同时,北大别西穹隆抬升过程中存在强烈的变形作用(Wang *et al.*, 1998),该地区的深熔熔体应与残留相之间没有达到平衡,且稀土元素含量相对偏低。从该熔体中结晶的锆石的稀土元素特征与 Whitehouse(2000)的不平衡深熔熔体的锆石相似,而明显不同于平衡深熔熔体中的锆石(Rubatto, 2002)。

4 地质意义

4.1 对北大别片麻岩形成和变质时代的制约

虽然占北大别 70% 以上的灰色片麻岩的原岩和变质时代对理解大别山陆壳俯冲和折返的构造格局具有重要意义,但是目前对北大别灰色片麻岩的形成和变质时代还存在不一致的认识:部分研究者认为,其原岩形成于早白垩纪,在 140Ma 之前,北大别并不存在(Xue *et al.*, 1997; Hacker *et al.*, 1998);另一些研究者认为,北大别片麻岩的原岩形成于晋宁期,早白垩纪年龄代表的是变质时代(陈道公等, 2000, 2001; 刘贻灿等, 2000; 郑祥身等, 2000; 谢智等, 2001; 吴元保等 2001)。

Hacker 等(1998)对北大别最常见的条带状英云闪长质片麻岩(采于燕子河)DS25 进行了详细的 SHRIMP 和 ID-TIMS 定年,其中 SHRIMP 定年得到核部年龄为 492~730Ma(10 个分析点)和边部年龄为 133~141Ma(3 个分析点),5 组 ID-TIMS 分析点构成一条不一致线,上、下交点年龄分别为 $771 \pm 28\text{Ma}$ 和 $129 \pm 26\text{Ma}$ 。据此,他们把该片麻岩的原岩解释为白垩纪,而把晋宁期年龄解释为残留锆石的年龄。

本文研究的漫水河条带状英云闪长质片麻岩与 Hacker 等(1998)研究的 DS25 具有非常类似的特征。我们对漫水河片麻岩中锆石所进行系统的显微结构和微量元素分析结果表明,这类片麻岩锆石的核部为原岩锆石和/或重结晶锆石,而边部为深熔锆石。所以其核部年龄应该代表的是原岩及其在后期地质事件中重结晶改造的锆石的年龄,而边部锆石年龄对应的是北大别穹隆形成和发生混合岩化的时代。

Hacker 等(1998)的 SHRIMP 分析点中,年龄为 492 ~ 730Ma 的核部分析点的 Th、U 含量和 Th/U 比值分别为 45 ~ 644ppm、118 ~ 572ppm 和 0.37 ~ 1.13,而边部 3 个分析点的 Th、U 含量和 Th/U 比值则为 170 ~ 292ppm、1730 ~ 4397ppm 和 0.07 ~ 0.10。边部锆石这种高 U 和低 Th/U 的特征显然支持其为深熔锆石的结论。陈道公等(2001)对漫水河片麻岩锆石离子探针定年的初步结果也表明,漫水河片麻岩原岩形成于晋宁期(~719Ma),并且经历了白垩纪(~121Ma)的变质深熔事件。邓尚贤等(1997)和 Wang 等(2002)得到北大别混合岩化片麻岩中浅色体的年龄为 131.7 ± 1.1 Ma,为北大别片麻岩的混合岩化作用发生在白垩纪提供了最为直接的证据。

4.2 对混合岩成因机制的制约

混合岩一直被认为是区域范围内地壳部分熔融的结果。混合岩成因研究的基本问题是其中浅色体的物质来源和成因机制,及其与相关岩石的相互关系(*e. g.*, 陈斌和黄福生, 1994; 王江海等, 1995; 刘景波等, 1997; Mehnert, 1968; Brown and Pressley, 1999; Mengel *et al.*, 2001; Brown, 2001)。大量的研究表明,混合岩中的浅色体有四种不同的成因机制(*e. g.*, Mehnert, 1968; Johannes *et al.*, 1995; Mengel *et al.*, 2001): (1) 外来岩浆的注入; (2) 岩石部分熔融; (3) 交代作用; (4) 变质分异。一般认为,由第(1)和(2)两种机制形成的混合岩,其浅色体的形成曾达到了岩浆阶段,而第(3)和(4)两种则没有;由第(2)和(4)两种机制形成混合岩是发生在封闭体系之中,没有外来物质的加入,而由第(1)和(3)两种机制形成混合岩时则有外来物质的加入(Olsen, 1982; 王江海, 1993; 陈斌和黄福生, 1994; 王江海等, 1995; 刘景波等, 1997)。由于混合岩代表了高级变质作用地区地壳的部分熔融事件,所以在高级变质作用地区混合岩成为联系高压变质作用产物麻粒岩与花岗岩浆活动之间的纽带,而其中的浅色体与同时代花岗岩侵入体之间的关系和深色体与麻粒岩(残留体)之间的关系已成为若干研究的重点(*e. g.*, Clements and Viehzeuf, 1987; Clemens, 1990; Brown, 2001a, b; Villaseca *et al.*, 2001)。

在碰撞造山带,区域规模的混合岩杂岩体与花岗岩侵入体和麻粒岩残留体之间往往具有一定的时空联系,但它们之间确切的成因关系在不同地区的具体表现随情况而定。一方面,混合岩可能是发育不完善的花岗岩,浅色体是未从体系中抽取出来并聚合形成大规模岩体的熔体(Brown, 1994; Barbey *et al.*, 1996; Oliver *et al.*, 1999; Kalsbeek *et al.*, 2001; Brown, 2001; Keay *et al.*, 2001)。另一方面,混合岩又可能是由于花岗岩浆的侵入,导致接触变质的结果(Pattison and Harte, 1988; 许长海等, 1998)。部分熔融过程中,如果熔体全部从原岩中抽取出来,熔体最后聚集生成花岗岩,剩余的残留体就成为麻粒岩,混合岩的浅色体和深色体可能分别对应着花岗岩和麻粒岩(Clemens and Viehzeuf, 1987; Brown,

1994; 宋子新和钱祥麟, 1996; Brown and Pressley, 1999; Brown, 2001(a), (b); Villaseca *et al.*, 2001)。所以,对混合岩的成因机制进行深入研究,对某一地区的地壳演化以及花岗岩和麻粒岩形成机制的研究都具有非常重要的理论意义。

混合岩中熔体的形成、演化和迁移受原岩的成分、流体存在与否、变形作用强弱和变质作用的温压条件等物理化学条件的影响。在一些混合岩化地区,当熔体形成以后没有被抽取出来时,这些混合岩中的浅色体就在混合岩的局部停滞不动,不能最终形成大规模的花岗岩(Brown, 1994; 2001)。但是,如果熔体形成以后被快速从体系中抽取出来,这些熔体随后就会受岩浆作用过程的控制,并最终聚集导致大规模花岗岩的形成(Weinberg, 1999; Brown, 2001; Kalsbeek *et al.*, 2001)。对于前一种情况,由于熔体形成以后没有长距离的迁移,熔体和残留相之间很容易达到平衡(Watt *et al.*, 1996),从这种熔体中结晶的深熔锆石与原岩锆石就会有相同的稀土元素特征。而在后一种情况下,由于熔体形成以后被快速抽取出去,熔体和残留体之间不能达到化学平衡,这时的深熔锆石的稀土元素含量就会低于原岩锆石。由于锆石是一难熔矿物,部分熔融过程中可以不同程度地保存下来,并且可以保留其原始的组分特征。对混合岩中的残留锆石及相关岩石的岩浆锆石的微量元素进行研究,可以判别混合岩的源区物质来源。所以根据锆石的微量元素(特别是稀土元素)特征可以判别混合岩化地体中浅色体的来源及存在和迁移方式。

Barbey 等(1995)对喜马拉雅造山带的花岗岩、混合岩和片麻岩中的锆石进行了微区稀土元素分析后发现,花岗岩和混合岩与片麻岩中的残留锆石稀土元素特征非常类似,说明西藏板块的片麻岩是花岗岩和混合岩的共同源区,并通过锆石稀土元素分析了混合岩与花岗岩的相互关系,这些结果也得到了岩石地球化学证据的支持(Barbey *et al.*, 1996)。

通过对漫水河混合岩化片麻岩中锆石的微量元素研究发现,深熔锆石和原岩锆石之间没有达到微量元素平衡,说明其浅色体和残留体之间没有达到化学平衡,熔体形成以后被快速抽取,浅色体保留了熔体迁移的通道,但没有完全保留起始的熔体成分。这些抽取出来的熔体聚集后可能形成大规模的花岗岩。另外,北大别混合岩化作用的时间与燕山期花岗岩形成的时间非常一致(邓尚贤等, 1997; Wang *et al.*, 2002),这些燕山期花岗岩的 Sr、Nd 和 Pb 同位素组成的变化范围落入北大别混合岩化地体的变化范围之内(Zhang *et al.*, 2002)。这些预示北大别混合岩化片麻岩可能与同时代花岗岩具有成因关系。

5 结论

(1) 大别漫水河片麻岩锆石的 CL 显微图像结果显示,该片麻岩锆石中存在复杂的内部结构,有原岩岩浆锆石、变质重结晶锆石和深熔锆石。

(2) 变质重结晶锆石和深熔锆石的 Hf、P、Ti、Nb、Ta 和 Ce 等元素含量及 Nb/Ta 比值与原岩锆石相似。大离子亲石元素在这些锆石区域的含量都非常低。

(3) 原岩锆石、变质重结晶锆石和深熔锆石的 Th、U 含量和 Th/U 比值具有较大的差异。变质重结晶锆石和深熔锆石的 Th/U 比值明显低于原岩锆石, 重结晶锆石低 Th/U 比值是变质重结晶过程中, Th 比 U 优先丢失的结果, 而深熔锆石低 Th/U 比值是由于其熔体中低 Th 和高 U 含量的原因。

(4) 原岩锆石、变质重结晶锆石和深熔锆石具有相似的稀土元素配分模式, 但变质重结晶锆石和原岩锆石稀土元素含量系统低于原岩锆石, 分别为 3~4 倍和 1~4 倍。重结晶锆石区域较低的稀土元素含量是因为它们在变质重结晶过程中被逐出晶格的结果; 深熔锆石低稀土元素含量的原因是深熔熔体与残留相之间没有达到平衡。结合已有的花岗岩与混合岩化岩石的年龄和同位素特征, 说明北大别混合岩化片麻岩可能与同时代花岗岩具有成因关系。

(5) 我们对漫水河片麻岩的锆石进行系统的显微结构和微量元素分析结果表明, 这类片麻岩锆石的核部为原岩锆石和/或重结晶锆石, 而边部为深熔锆石。这类片麻岩锆石核部晋宁期年龄为其原岩年龄, 而边部燕山期年龄对应的是北大别穹隆形成和发生混合岩化的时代。

(6) 重结晶锆石和深熔锆石具有与原岩锆石非常不一致的微量元素特征表明, 锆石的微量元素特征可以为这些变质锆石的形成环境提供有效的制约。

致谢 感谢高山教授、刘良教授和郭敬辉研究员提出的宝贵修改意见。样品分析期间李献华研究员、梁细荣研究员给予了一定的指导和帮助, 广州地区科学仪器协作共用网提供部分资助, 谨致谢忱。

References

Barbey P, Alle P, Brouand M. 1995. Rare-earth element patterns in zircons from the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites (Himalaya): insight in the origin and evolution of a crustal derived-granite magma. *Chemical Geology*, 125: 1-17

Barbey P, Brouand M, and Fort P. 1996. Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in central Nepal. *Lithos*, 38: 63-79

Belusova E, Griffin W, Pearson N. 1998. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons. *Mineralogical Magazine*, 62(3): 355-366

Belusova E, Griffin W, Suzanne Y, Fisher N I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 602-622

Brown M. 1993. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-to-crustally-driven granite connection in thickened orogens. *Earth Sci. Rev.*, 36: 83-130

Brown M. 2001. Crustal melting and granite magmatism: Key Issues. *Phys. Chem. Earth(A)*, 26(4-5): 201-212

Brown M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Prob. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, 110(4): 313-336

Chakoumakos B C, Murakami T, Lumpkin G R. 1987. Alpha-decay-induced fracturing in zircon: the transition from the crystalline to the metamict state. *Science*, 235: 1556-1559

Chavagnac V, Nagler T F, and Kramers J D. 1999. Migmatization by metamorphic segregation at subsolidus conditions: implications for Nd-Pb isotope exchange. *Lithos*, 46: 275-298

Chen B and Huang F S. 1994. Genesis of migmatite in Yunlu area, west Guangdong province. *Acta Geologica Sinica*, 68(3): 231-239 (in Chinese)

Chen D G, Delouie E, Xia Q K, Cheng H. 2000. Primary SIMS zircon U-Pb dating for gneiss from North Dabie terrain. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2): 199-202 (in Chinese with English abstract)

Chen D G, Li B X, Xia Q K, Wu Y B, Cheng H. 2001. Zircon U-Pb frame age geochronology of ultra-high pressure zone rocks for Dabie Orogen. *Petro. Min. Geochim. Bulletin*, 20(4): 253-255 (in Chinese with English abstract)

Chemiak D J, and Watson E B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172: 5-24

Clemens J D and Vielzeuf. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 287-306

Clemens J D. 1990. The granulite-granite connexion. In: Vielzeuf D, Vidal Ph. (eds.). *Granulites and Crustal Differentiation*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp: 25-36

Deng S X, Wang J H, Sun M, Chang X Y. 1997. Leucosome types and age of one-generation leucosome of the Fenghuangguan migmatites in Luotian, Hubei Province, Central China. *Geochemica*, 26(2): 75-86 (in Chinese)

Hacker B R, Ratshbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong S. 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161: 215-230

Hancher J M, and Miller C F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110: 1-13

Hermann J, Rubatto D, Korsakov A, Shatsky V S. 2001. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141: 66-82

Hoskin P W O and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous. *J. Metamorphic Geol.*, 18: 423-439

Kalsbeek F, Jepsen H, and Nutman A P. 2001. From source migmatites to plutons; tracking the origin of ca. 435 Ma S-type granite in the East Greenland Caledonian orogen. *Lithos*, 57: 1-21

Keay S, Lister G, and Buick I. 2001. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Tectonophysics*, 342: 275-312

Lee J, Williams I and Ellis D. 1997. Pb, U and Th diffusion in nature zircon. *Nature*, 390(13): 159-162

Li X, Liang X, Sun M, Liu Y, Tu X L. 2000. Geochronology and geochemistry of single-grain zircons: Simultaneous in-situ analysis of U-Pb age and trace elements by LAM-ICP-MS. *Eur. J. Mineral.*, 12: 1015-1024

Liang X, Li X, Liu Y. 1999. Simultaneous determination of U-Pb ages and trace elements in single zircon by using LAM-ICP-MS. *Rock and Mineral Analysis*, 18(4): 253-258 (in Chinese with English abstract)

Ling H F, Shen W Z, Wang R C. 2001. Geochemical characteristics and genesis of Neoproterozoic granitoids in the northwestern margin of the Yangtze Block. *Phys. Chem. Earth(A)*, 26(9-10): 805-821

Liou J, Wang Q, Zhai M Cong B L, Jiang L L. 1995. Ultrahigh-P

- metamorphic rocks and their associated lithologies from the Dabie Mountains, central China: a field trip guide to the 3rd international eclogite field Symposium. China. Chinese Sci. Bull., 40 (suppl.): 1-71
- Liu Y C, Li S G, Xu S T, Li H M, Jiang L L, Chen G B, Wu W P, Su W. 2000. U-Pb zircon ages of the eclogite and tonalitic gneiss from the north Dabie Mountains, central China and multi-overgrowths of metamorphic zircon. Geological Journal of China University, 6:417-423 (in Chinese with English abstract)
- Ma C, Ehlers C, Xu C, Li Z C. 2000. The roots of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: constraints from geochemistry and Nd-Sr isotope systematics. Precambrian Research, 102:279-301
- Mengel K, Richter M, and Johannes W. 2001. Leucosome-forming small-scale geochemical processes in the metapelitic migmatites of the Turku area, Finland. Lithos, 47-73
- Oliver N H S, Bodorkos S, and Nemchin A. 1999. Relationships between zircon U-Pb SHRIMP ages and leucosome type in migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia. J. Petrol., 40(10): 1553-1575
- Olsen S N. 1982. Open and closed-system migmatites in Front Range Colorado. Am. J. Sci., 282(12): 1592-1622
- Pidgeon R T. 1992. Recrystallisation of oscillatory-zoned zircon: some geochronological and petrological implications. Contrib. Mineral. Petrol., 110:463-472
- Pidgeon R T, Nemchin A A, and Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. Contrib. Mineral. Petrol., 132: 288-299
- Rubatto D, Gebauer G, Compagnoni R. 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). Earth Planet. Sci. Lett., 167:141-158
- Rubatto D, and Williams IS. 2000. Imaging, trace element geochemistry and mineral inclusions: linking U-Pb ages with metamorphic conditions. EOS, 21:25
- Rubatto D, and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: some examples from the western Alps. Cathodoluminescence in Geoscience, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 373-400
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, 184: 123-138
- Schaltegger U, Fanning C M, Gunther D, Maurin J C, Schulmann K, Gebauer D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 134:186-201
- Song Z X and Qian X L. 1996. On the formation mechanism of granite: A review. Geological Science and Technology Information, 15(3):19-25 (in Chinese with English abstract)
- Valley J W, Chiarenzelli J R and McLelland J M. 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. Earth Planet. Sci. Lett., 126: 187-206
- Vavra G, Gebauer D, Schmid R, Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. Contrib. Mineral. Petrol., 122: 337-358
- Vavra G, Schmid R, and Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps), Contrib. Mineral. Petrol., 134:380-404
- Villaseca C, Romera C M and Barbero. 2001. Melts and residual geochemistry in a low-to-mid crustal section (Central Spain). Phys. Chem. Earth(A), 26(4-5):273-280
- Wang J H. 1993. Study on the mass-balance of stripped migmatites in Dabie complex, northeastern Hubei. Acta Petrologica Sinica, 9(1): 20-32 (in Chinese with English abstract)
- Wang J H, You Z D, Han Y J, Chen Y L. 1995. Geological and geochemical evidences for discriminating anatectic and subsolidus migmatites in Dabie complex, northeastern Hubei Province. Geochimica, 24(4):359-367 (in Chinese with English abstract)
- Wang J H, Sun M, and Deng S X. 2002. Geochronological constraints on the timing of migmatization in the Dabie Shan, East-central China. Eur. J. Mineral., 14: 513-524
- Wang X D, Neubauer F, and Genser J. 1998. The Dabie UHP unit, central China: a Cretaceous extensional allochthon superposed on the Triassic orogen. Terra Nova, 10: 260-267
- Watt G R, Burns I M, and Graham G A. 1996. Chemical characteristics of migmatites: accessory phase distribution and evidence for fast melt segregation rates. Contrib. Mineral. Petrol., 125:100-111
- Weinberg R F. 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. Lithos, 46:393-410
- Whitehouse M. 2000. Combining in Situ Zircon REE and U-Th-Pb Geochronology: A Petrogenetic Dating Tool. Journal of Conference Abstracts, 5(2):1086
- Wu Y B, Chen D G, Deloule E, Xia Q K, Cheng H. 2001. Zircon U-Pb ion probe ages of gneisses from the Northern Dabie terrain and their geological implications. Geol. Rev., 47(3): 239-244 (in Chinese with English abstract)
- Wu Y B, Chen D G, Xia Q K, Tu X L, Cheng H. 2002. In-situ trace element analyses of zircons from Dabieshan Huangzhen eclogite: trace element characteristics of eclogite-facies metamorphic zircon. Chinese Sci. Bull., 47(16):1398-1401
- Wu Y B, Chen D G, Xia Q K, Tu X L, Cheng H, Yang X Z. 2003. In-situ trace element analyses and Pb-Pb dating of zircons in granulite from Huangtuling, Dabieshan by LAM-ICP-MS. Sci. China (D), 46(11):1161-1170
- Xie Z, Chen J F, Zhang X, Li H M, Zhou T X. 2001. Zircon U-Pb ages for granitic gneiss from Sizhuhe, northern Dabie terrain and their geological implications. Acta Petrologica Sinica, 17:139-144 (in Chinese with English abstract)
- Xu C H, Ma C Q, Yang K G, Liu G Y. 1998. Petrogenesis and thermal history of Xi Xiongwen intrusion, Dabieshan: insight into shaping process of western Dabie thermodynamic dome. Geological Journal of China University, 4(2):177-188 (in Chinese)
- Xu S T, Liu Y C, Jiang L L. 1994. Tectonic structure and evolution of the Dabie Orogen. Beijing: Science Press. (in Chinese)
- Xue F, Rowley D B, Tucker R D and Peng Z X. 1997. U-Pb ages of Granitoid Rocks in the North Dabie Complex, Eastern Dabieshan, China. J. Geol., 105:744-753 (in Chinese with English abstract)
- Zeck H P, and Williams I S. 2002. Inherited and magmatic zircon from Neogene Hoyazo Cordierite dacite, SE Spain-Anatectic source rock provenance and magmatic evolution. J. Petrol., 43(6): 1089-1104
- Zhang H F, Gao S, Zhong Z Q, Zhang B R, Zhang L, Hu S H. 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous gneisses: constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China. Chemical Geology, 186: 281-299
- Zheng X S, Jin C W, Zhai M G, Shi Y H. 2000. Protolith characteristics of gray gneisses in the Northern Dabie terrain: Sm-Nd geochronology and compositions. Acta Petrologica Sinica, 16: 194-198 (in Chinese with English abstract)
- Zheng Y F, Fu B, Li Y L. 2001. Oxygen isotope composition of granulites from Dabieshan in Eastern China and its implications for Geodynamics of Yangtze Plate subduction. Physics and Chemistry of the Earth, 26(9-10):673-684

附中文参考文献

- 陈斌和黄福生. 1994. 粤西云炉地区混合岩的成因研究. 地质学报, 68(3):231-239
- 陈道公, Deloule E, 夏群科, 程昊. 2000. 北大别片麻岩锆石 U-Pb 年龄离子探针初步测定. 岩石学报, 16(2):199-202
- 陈道公, 李彬贤, 夏群科, 吴元保, 程昊. 2001. 大别超高压碰撞造山带岩石锆石 U/Pb 同位素框架年代学. 矿物岩石地球化学通报, 20(4):253-255
- 邓尚贤, 王江海, 孙敏, 常向阳. 1997. 湖北省罗田凤凰关混合岩浅色体的类型及其锆石 U-Pb 年龄. 地球化学, 26(2):75-86
- 梁细荣, 李献华, 刘永康. 1999. 激光探针等离子体质谱同时测定锆石微区铀-铅年龄及微量元素. 岩矿测试, 18(4):253-258
- 刘贻灿, 李曙光, 徐树桐, 李惠民, 将来利, 陈冠宝, 苏文. 2000. 北大别北部榴辉岩和英云闪长质片麻岩的锆石 U-Pb 年龄及锆石多期变质增生. 高校地质学报, 6:417-423
- 宋子新和钱详麟. 1996. 花岗岩成因机制研究综述. 地质科技情报, 15(3):19-25
- 王江海. 1993. 鄂东北大别杂岩中条带混合岩的质量平衡研究. 岩石学报, 9(1):20-32
- 王江海, 游振东, 韩郁菁, 陈云兰. 1995. 鄂东北大别杂岩中深熔混合岩存在的地质地球化学证据. 地球化学, 24(4):359-367
- 吴元保, 陈道公, Deloule E, 程昊, 夏群科. 2001. 北大别片麻岩的锆石 U-Pb 年龄离子探针测定及其地质意义. 地质论评, 47(3):239-244
- 谢智, 陈江峰, 张巽, 李惠民, 周泰禧. 2001. 大别造山带北部石竹河片麻岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石学报, 17:139-144
- 许长海, 马昌前, 和杨坤光, 刘贵豫. 1998. 基于重熔型花岗岩体形成机制探讨热穹构造成型过程——例析大别地块西熊文岩体及其穹状构造. 高校地质学报, 4(2):177-188
- 徐树桐, 刘贻灿, 江来利. 1994. 大别山的构造格局和演化. 北京: 科学出版社
- 郑祥身, 金城伟, 翟明国, 石永红. 2000. 北大别灰色片麻岩原岩性质的探讨: Sm-Nd 同位素年龄及同位素成分特点. 岩石学报, 16:194-198