

柴北缘纯橄岩脉中巨晶锆石的成因

孟繁聪, 张建新

中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

E-mail: mengfancong@yeah.net

2008-12-29 收稿, 2009-02-20 接受

科技部基本科研业务费项目(编号: J0710)和中国地质调查项目(编号: 1212010611811)资助

摘要 在柴北缘蛇纹石化纯橄岩脉中发现一粒原位生长的巨晶锆石, 呈紫红色, 大小约 2 mm×(3~4) mm. 根据 BSE 图像观察, 在橄榄石与蛇纹石粒间有微粒锆石(30~50 μm), 局部已聚集成较大颗粒(100~300 μm), 由此推测巨晶锆石是从热液流体中结晶的. 局部还可见到斜锆石(白色)在锆石(灰色)中呈孤岛状, 表明前者形成早, 后者形成晚. 微粒斜锆石(50~100 μm)是由斜锆石相(白色, 3~5 μm)和橄榄石相(黑色, <5 μm)组成的多相集合体, 这些现象表明锆石是由斜锆石与含硅流体反应形成的. 因此, 锆石的形成与蛇纹石化过程有成因联系. SHRIMP 法锆石 U-Pb 定年得到两组谐和年龄, 分别为(414±13)和(371±9) Ma. 这可能反映锆石有两个主要生长期, 对应有两期流体活动.

关键词
巨晶锆石
斜锆石
蛇纹石化
纯橄岩
柴北缘

超基性岩如石榴橄榄岩的Zr和Si含量很低, 处于Zr和Si不饱和状态, 因此难以形成原生锆石^[1]. 但是, 苏鲁-大别和柴北缘以及Kokchetav的石榴橄榄岩中都有锆石形成^[1~4], 南阿尔卑斯的 Finero的金云母橄榄岩体也有锆石形成^[5], 通常这些锆石比较细小, 为100~150 μm. 这些锆石的成因可能与俯冲带中富硅熔体/流体的交代有关^[1~3,5,6]. 巨晶锆石(>1 mm)常在金伯利岩和碱性玄武岩中出现^[7~12], 这些锆石是基性-超基性岩浆在地幔条件下结晶形成的^[8,9], 与蛇纹岩体有关的低温硬玉岩中巨晶锆石的形成和流体-岩石反应有关^[13].

但是在纯橄岩岩体中极少见到巨晶锆石. 本文报道的巨晶锆石(2~4 mm)生长在蛇纹石化的纯橄岩中, 锆石内部结构的背散射图像(BSE)观察分析表明, 其形成和橄榄岩蛇纹石化过程密切相关, 采用SHRIMP方法获得的锆石年龄可以限定蛇纹石化过程的下限, 反映流体活动特征.

1 地质背景

柴北缘的高压/超高压(HP/UHP)变质岩由西向东

主要分布在大柴旦西南的鱼卡-落凤坡、大柴旦东南的绿梁山地区、锡铁山-阿莫尼克山和都兰的野马滩-沙柳河4个地区. 根据目前的研究资料显示, 这4个地区的岩石组合, 变质演化历史特别是在折返过程中的变质历史具有明显差异, 因此, 从西向东可以划分出4个HP/UHP变质单元(图1(a)): 鱼卡-落凤坡榴辉岩-高压泥质岩单元、绿梁山石榴橄榄岩-高压麻粒岩单元、锡铁山榴辉岩-片麻岩单元和都兰榴辉岩-片麻岩单元^[14].

绿梁山石榴橄榄岩-高压麻粒岩单元分布在大柴旦东南约20 km, 以花岗质片麻岩和含夕线石(蓝晶石)的副片麻岩为主, 含少量超基性岩和麻粒岩透镜体(图1(b)). 超基性杂岩体呈不规则透镜体分布在片麻岩中(大柴旦-格尔木公路西侧), 长约700 m, 宽约250 m, 主要由石榴二辉橄榄岩、纯橄岩和石榴辉石岩组成^[4,15]. 根据石榴橄榄岩中的一些出熔结构和锆石中含有金刚石, 认为这些岩石可能来源于200 km以下^[4,16]. 采用SHRIMP方法对石榴石橄榄岩及相关的纯橄岩和石榴辉石岩的锆石进行测试, 获得了(457±

引用格式: 孟繁聪, 张建新. 柴北缘纯橄岩脉中巨晶锆石的成因. 科学通报, 2009, 54: 2329~2336

Meng F C, Zhang J X. Genesis of the mega-crystal zircons in the dunite veins of North Qaidam Mountains, northwestern China. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0205-4

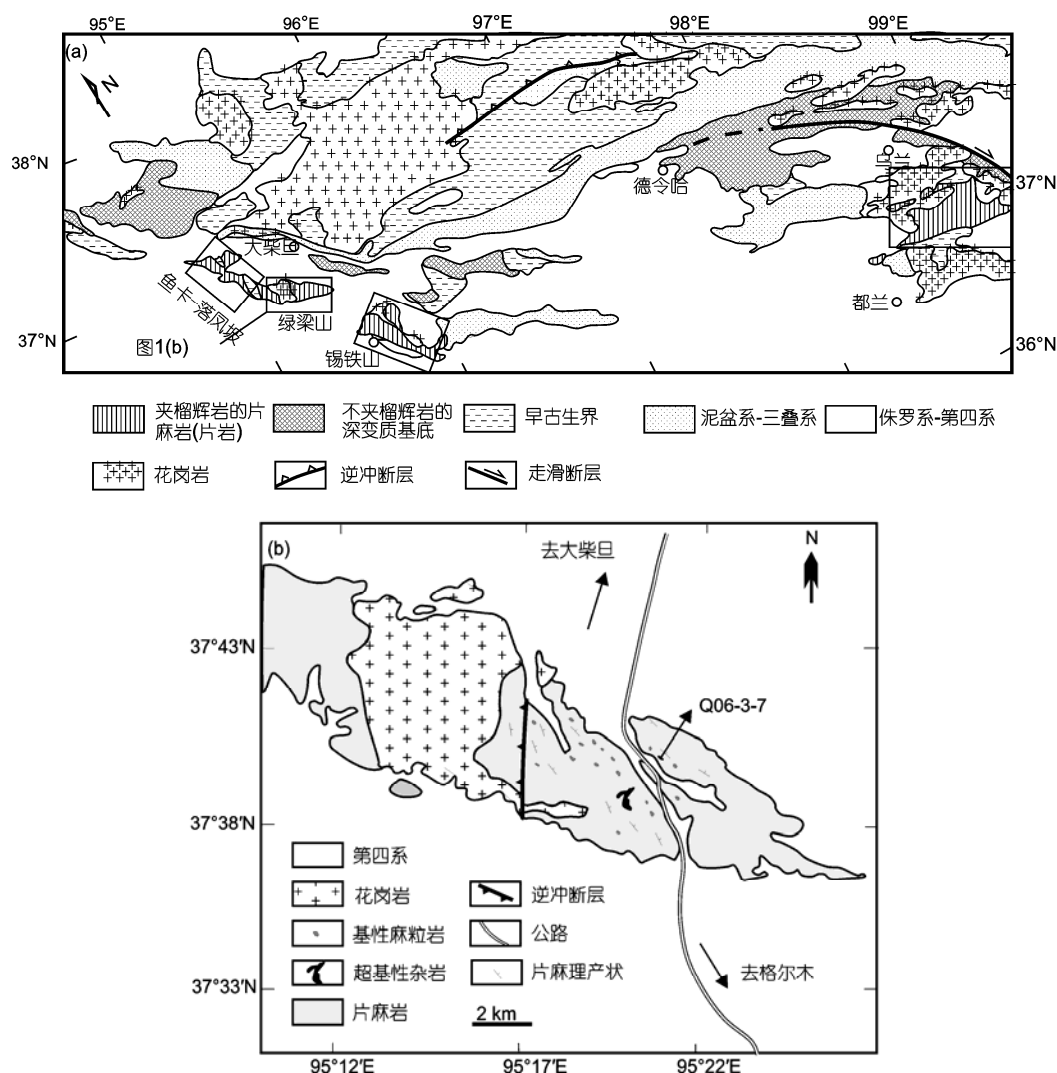


图 1 柴北缘 HP/UHP 变质带

(a) 修改自张建新等人^[14]; (b) 绿梁山单元地质简图^[17]

22), (423 ± 5) 和 (397 ± 6) Ma 3 组年龄数据, 并分别解释为原岩岩浆结晶年龄、UHP 变质年龄和后期热事件叠加年龄^[4]。超基性杂岩的形成与浅部地幔楔中的超基性堆晶岩在大陆碰撞过程中发生的深俯冲作用有关。高压基性麻粒岩也呈透镜体分布在片麻岩中, 大小 1~10 m 不等, 推测是榴辉岩在返回地表的过程中叠加了高压麻粒岩相及中压麻粒岩相变质作用的产物^[17]。高压麻粒岩相变质作用发生在 (448 ± 3) Ma, 温压条件为 $P = 1.0 \sim 1.4$ GPa, $T = 720 \sim 830$ °C。到 (421 ± 5) Ma 发生中压麻粒岩相变质作用, 温压条件为 $P = 0.62 \sim 0.85$ GPa, $T = 730 \sim 850$ °C。绿梁山花岗岩侵入到片麻岩中, 花岗岩的形成年龄为 (430 ± 8) Ma, 与高温麻粒岩相变质作用基本同时^[18], 它们是深俯冲陆

壳发生热松弛的产物。

目前在该单元中没有发现新鲜的榴辉岩。该单元向西与鱼卡-落凤坡高压泥质岩-榴辉岩单元为断层接触, 向东为戈壁所覆盖, 与南东方向约 30 km 的锡铁山榴辉岩-片麻岩单元的关系不清楚。

本文的纯橄岩位于大柴旦-格尔木公路东侧, 采样点(Q06-3-7)坐标为 $37^{\circ}40.90'N$, $95^{\circ}20.82'E$ 。纯橄岩呈透镜状“侵入”到围岩片麻岩中, 出露宽度约 5 m, 长度约 15~20 m。岩石呈黑色, 具有条带状构造, 蛇纹石化程度不均一, 最强约 40%~50%(图 2(a)), 残留有新鲜的橄榄石, 矿物组成为橄榄石、蛇纹石、磁铁矿及少量金云母, 未发现单斜辉石和斜方辉石(图 2(b)), 与绿梁山超基性杂岩中的纯橄岩类似, 但不含石榴石^[4,16]。

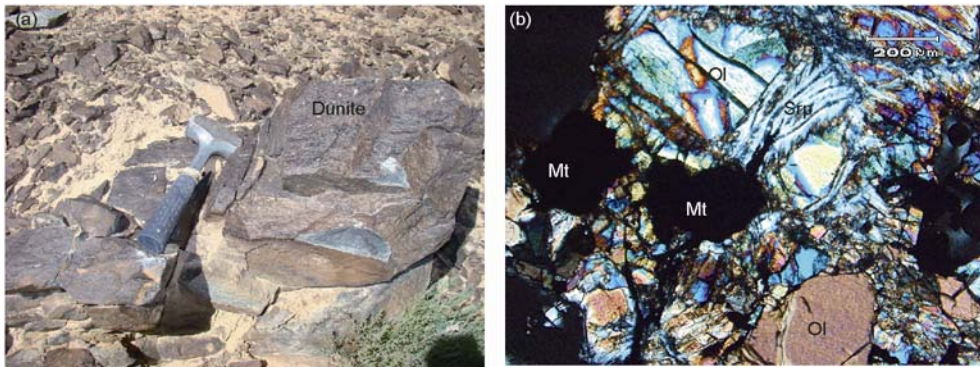


图 2

(a) 蛇纹石化的纯橄岩(Dunite)露头; (b) 纯橄岩由橄榄石(Ol)、蛇纹石(Srp)和磁铁矿(Mt)组成

2 样品制备及测试方法

将纯橄岩的巨晶锆石部位制成 30 μm 厚的光薄片, 使用能谱仪(EDS)进行背散射电子(BSE)图像观察并进行矿物成分测定. 矿物能谱分析在中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室进行, 所使用仪器型号为日本电子 JEOL JSM-5610LV, 工作时的加速电压为 20 kV, 聚焦距离为 20 mm, X 光能谱仪为英国牛津公司 INCA 系统. 测试中用 Co 纯金属优化能谱系统.

之后将光薄片以巨晶锆石为中心切割成直径 15 mm 的圆片嵌入环氧树脂浇注的样品靶, 待固化后, 将靶面磨光露出巨晶锆石, 然后在光学显微镜下对锆石进行反射光、透射光及阴极发光图像照相, 目的是了解锆石的内部结构. 锆石 U-Th-Pb 分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 型离子探针仪器上完成, 同位素测试流程详见文献[14]. 标准锆石 SL13 (572 Ma, U 含量为 238 $\mu\text{g/g}$)用于标定 TEM 标准锆石及样品的 U, Th 及 Pb 含量. 应用 TEM (417 Ma)进行元素间分馏校正、计算 Pb/U 及 UO/U 的校正值, 并计算样品年龄, 采用 ISOPLOT 程序处理数据. 应用实测 ^{204}Pb 校正普通铅.

3 结果

橄榄岩中有一颗褐红色的长柱状大颗粒锆石, 长约 3~4 mm, 宽约 2 mm. 该颗粒在采样过程中已破碎, 现为残留部分. 锆石裂纹发育, 包裹体很少(图 3(a)). 在橄榄岩中有小颗粒的斜锆石和锆石(图 4(a)). 锆石的背散射电子图像(BSE)显示锆石无环带, 结构比较均匀, 锆石与橄榄岩的接触边界呈锯齿状.

3.1 锆石岩相学

在锆石结构观察过程中, 对不同的矿物相进行

了能谱测试(表 1). 除了巨晶锆石外(图 4(a)), 在橄榄石-蛇纹石的粒间(或裂隙间)还分布有微粒斜锆石(30~50 μm)(白色颗粒), 部分已聚集成较大颗粒(100~300 μm)(图 4(b)). 推测巨晶锆石是由这些微粒斜锆石转变过来的. 另外, 在巨晶锆石(灰色)的裂隙间, 还分布有微粒斜锆石(白色), 如果存在合适的条件, 这些斜锆石可形成新锆石(图 3(a)). 局部还可见到斜锆石(白色)在锆石(灰色)中呈孤岛状(图 3(b)), 表明前者形成早, 后者形成晚, 在锆石中还见有橄榄石/蛇纹石的残留体(图 3(b), (d)), 这些橄榄石/蛇纹石(背散射图像为黑色物相)含有较高的 Zr (表 1), 直径<5 μm , 这说明锆石是由早期的斜锆石与流体(富硅)反应形成的, 锆石是在蛇纹石化过程中(晚期)形成的, 因此, 锆石的形成时代可以限定蛇纹石化作用的下限. 微粒斜锆石(50~100 μm)是由斜锆石相(白色, 3~5 μm)和橄榄石相(黑色, <5 μm)组成的多相集合体(图 4(b), (c)), 说明锆石的形成与蛇纹石化过程有密切关系. 该样品记录了纯橄岩在蛇纹石化过程中由斜锆石向锆石转变的过程.

3.2 锆石 U-Pb 定年

采用 SHRIMP 对锆石进行了年代学测试, 测点均选择远离裂缝、表面平整位置(见测点位置图(图 5)), 共分析了 13 个点, 结果见表 2. 13 个测点的 U 和 Th 含量很不均匀, U 含量为 61~220 ppm (1 ppm = $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), Th 含量为 20~93 ppm, Th/U 比值为 0.31~0.52(表 2, 图 6). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄有 1 个最大值为(459 $\pm$ 15) Ma (测点 2), 还有 1 个最小值为(303 $\pm$ 21) Ma (测点 6), 但这 2 个点都不在谐合线上, 推测可能发生过 Pb 丢失事件. 其余 11 个数据可分为两组(图 7(a)), 第一组为 430~400 Ma (7 个测点-绿色组), 加权平均年

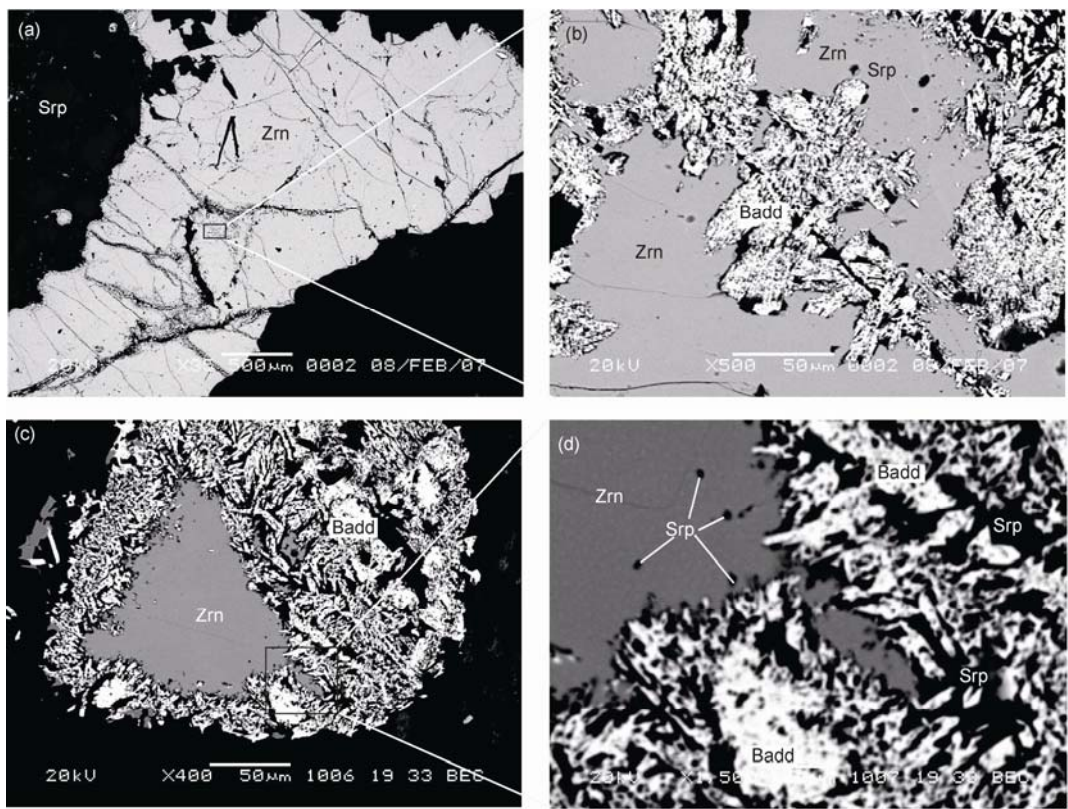


图 3

(a) 蛇纹石化橄榄岩中的巨晶锆石，白色为锆石，裂纹发育，锆石左上角为蛇纹石(黑色)；(b) 锆石裂缝的放大，可见斜锆石与锆石的相互关系，锆石边界呈“港湾状”，内部包裹蛇纹石，推测由斜锆石转变成锆石；(c) 由斜锆石形成的锆石晶体(核部，灰色)以及斜锆石和蛇纹石的微晶集合体；(d) 图(c)的局部放大，锆石(灰色)中仍残留有蛇纹石(黑色)，说明由斜锆石(白色)形成锆石

表 1 蛇纹石化橄榄岩及巨晶锆石中代表性矿物相的能谱分析结果^{a)}(wt%)

测点	SiO ₂	FeO	MgO	ZrO ₂	HfO ₂	总和	备注	测点	SiO ₂	FeO	MgO	ZrO ₂	HfO ₂	总和	备注
1-1	31.31			66.6	2.1	100.01	Zrn	2-1-1			1.2	98.8		100.00	Badd
1-2	31.12			68.88		100.00	Zrn	2-1-2	41.13	1.16	28.68	27.95		100.00	Cr ₂ O ₃ /1.08
1-4	18.93	1.24	20.52	59.31		100.00		2-1-3	31.55			68.45		100.00	Zrn
1-6	42.37	6.93	50.7			100.00	Ol	2-12-1			1.32	98.68		100.00	Badd
1-7	41.46	7.96	50.58			100.00	Ol	2-12-3	31.67			68.33		100.00	Zrn
1-8	41.2	8.11	50.69			100.00	Ol	2-12-4	42.39	1.25	39.82	16.54		100.00	Ol
1-9	52.67	1.21	46.12			100.00	Srp	2-12-6	1.61		2.93	93.41	2.04	99.99	Badd
1-10	53.29	1.24	45.47			100.00	Srp	2-12-7	23.91	2.46	36.62	37.01		100.00	
1-2-1	2.25	94.11	3.64			100.00	Mt?	13	31.39			68.61		100.00	Zrn
1-2-2			0.55	96.73	2.72	100.00	Badd	3-1	49.29	1.65	35.85			100.00	Ol,Pt/13.21
1-2-3	50.57	1.75	45.99	1.7		100.01	Srp	3-12-1				98.09	1.91	100.00	Badd
1-2-4	52.4	0.93	46.66			99.99	Srp	3-12-2	30.5			67.48	2.02	100.00	Zrn
1-2-6	0.99			96.5	2.51	100.00	Badd	3-12-3	56.67	1.38	41.94			99.99	Srp
1-2-7		98.52	1.48			100.00	Mt	5-1		100				100.00	Mt
1-2-8	52.42	1.39	46.18			99.99	Srp	5-2	44.81	6.4	48.79			100.00	Ol
1-2-9	42.56	5.74	51.7			100.00	Ol	5-3	55.82	2.39	41.79			100.00	Srp
1-2-5-2	37.23	1.21	34.6	26.95		99.99		5-4	3.01	93.54	3.45			100.00	Mt
2-2	31.74			66.15	2.11	100.00	Zrn	7-1				96.85	3.15	100.00	Badd
2-3	31.95			68.05		100.00	Zrn	7-2	30.23			60.75	2.02	93.00	Zrn
2-4	2		4.56	93.45		100.01	Badd	7-3	55.71	1.84	42.45			100.00	Srp

a) Zrn, 锆石; Badd, 斜锆石; Srp, 蛇纹石; Ol, 橄榄石; Mt, 磁铁矿

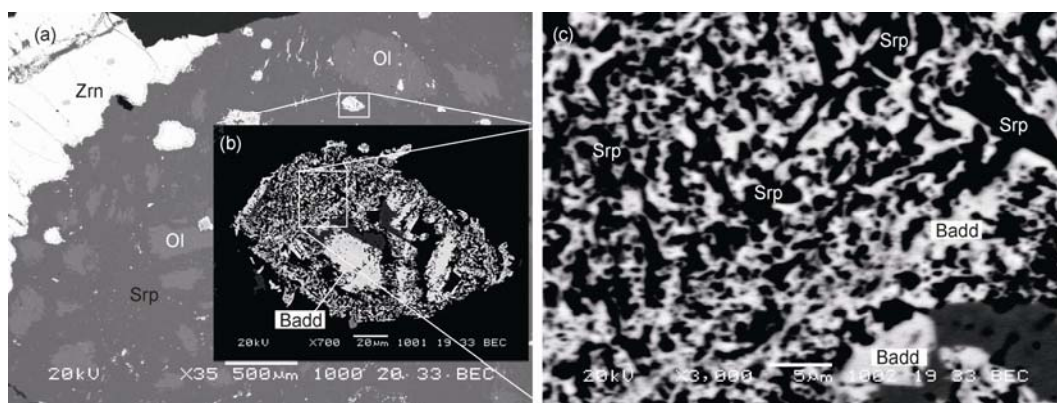


图 4

(a) 巨晶锆石(局部)和蛇纹化橄榄岩中散布的斜锆石和蛇纹石微晶集合体; (b) 斜锆石(白色)和蛇纹石(黑色)微晶集合体;
(c) 斜锆石(白色)和蛇纹石(黑色)微晶, 图(b)局部放大

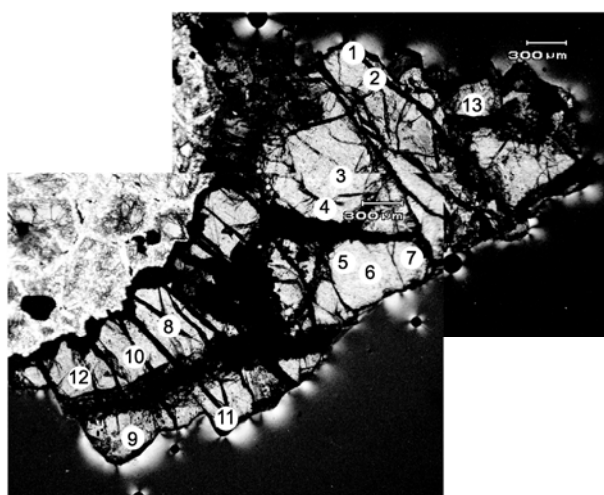


图 5 巨晶锆石(Q06-3-7)SHRIMP 测点位置图

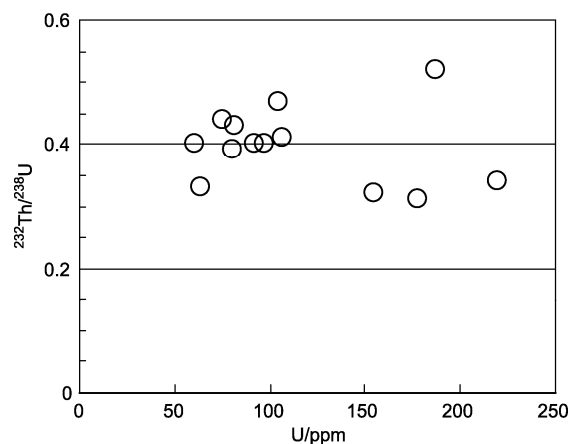


图 6 柴北缘纯橄岩巨晶锆石的 U-Th/U 关系图

表 2 绿梁山橄岩(Q06-3-7)巨晶锆石 SHRIMP 分析结果^{a)}

测点	²⁰⁶ Pb _c (%)	U/ppm	Th/ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*/ppm	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	年龄/Ma			
												²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
1	1.77	155	48	0.32	8.69	0.0466	19	0.412	19	0.0642	2.6	401	±10	28	±450
2	1.70	107	42	0.41	6.88	0.0436	13	0.444	14	0.0738	3.5	459	±15	-134	±330
3	0.86	105	48	0.47	6.23	0.0552	9.2	0.520	9.5	0.0683	2.5	426	±10	419	±210
4	1.25	81	31	0.39	4.91	0.0487	8.2	0.465	8.8	0.0692	3.1	432	±13	132	±190
5	2.06	64	20	0.33	3.37	0.0451	14	0.372	14	0.0598	2.7	375	±10	-53	±350
6	2.19	75	32	0.44	3.19	0.068	19	0.454	20	0.0482	7.1	303	±21	879	±380
7	2.54	61	24	0.40	3.15	0.0357	25	0.287	25	0.0583	2.7	365	±10	-652	±680
8	0.89	220	72	0.34	11.2	0.0519	4.0	0.422	4.6	0.0589	2.2	369	±8	283	±91
9	1.11	82	34	0.43	4.29	0.0547	9.2	0.452	9.6	0.0600	2.5	375	±9	401	±210
10	0.56	178	53	0.31	10.4	0.0530	4.0	0.495	4.7	0.0678	2.5	423	±10	328	±90
11	0.59	187	93	0.52	11.0	0.0507	4.1	0.475	4.9	0.0680	2.6	424	±11	226	±96
12	0.00	97	37	0.40	5.26	0.0613	3.9	0.532	4.7	0.0630	2.6	394	±10	651	±83
13	0.50	92	35	0.40	5.15	0.0515	7.7	0.460	8.1	0.0648	2.5	405	±10	262	±180

a) 误差为 1σ, Pb_c 和 Pb* 分别为普通铅和放射成因铅. 普通铅校正采用 ²⁰⁴Pb

龄为 (414 ± 13) Ma (图 7(b)), 与在谐和线上的 (426 ± 10) Ma 的年龄在误差范围内一致, 代表了流体与纯橄岩开始发生反应形成蛇纹石和锆石的时代. 第二组为 380~360 Ma (4 个测点-虚线组), 加权平均年龄为 (371 ± 9) Ma (图 7(c)), 代表了巨晶锆石晚期生长的时代. 这种不均一的年龄可能有多种原因造成. 一种可能是巨晶锆石是长期生长的结果, 因此获得了连续的年龄谱; 另一种可能是锆石在某一阶段形成, 后期遭受了不同程度的热液蚀变发生 Pb 丢失. 远离谐和线的锆石年龄没有明确的地质含义.

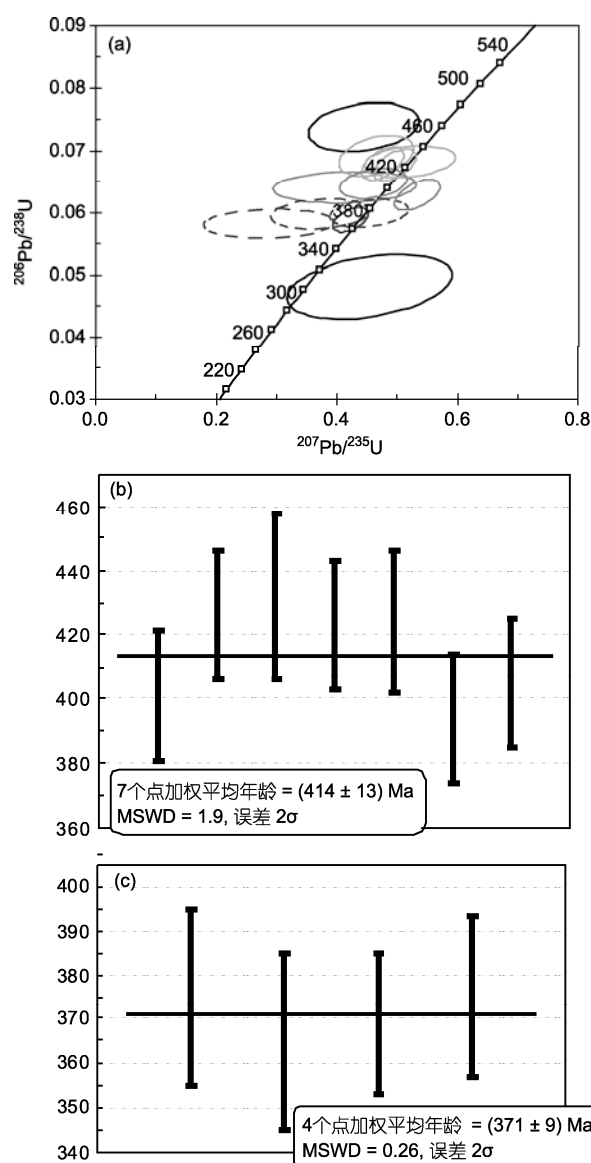


图 7 巨晶锆石锆石 U-Pb 年龄谱和图(a)及其年龄加权平均值(b), (c)

4 锆石巨晶的成因

由于地幔橄榄岩中Zr和 SiO_2 均处于不饱和状态, 从中难以形成原生锆石^[1]. 因此, 造山带橄榄岩锆石的形成通常与熔体/流体的交代有关^[1~3,6], 所形成的锆石较为细小($100\sim150\text{ }\mu\text{m}$). 矿物包裹体证据表明, 金伯利岩中的锆石巨晶是从演化岩浆中结晶的^[10], 碱性玄武岩中的锆石巨晶也是从演化流体中结晶形成的^[11,12]. 金伯利岩中除巨晶锆石外, 还有其他巨晶矿物如钛铁矿, 金云母等出现, 它们均是岩浆在高压下结晶的产物^[10]. 柴北缘的巨晶锆石结构均匀, 无结晶核和生长环带, 表明锆石是在较稳定的地质环境中形成的, 并且有足够的生长空间. 除了锆石外, 没有发现其他矿物巨晶形成, 说明锆石巨晶可能是在低压环境下形成的. 因此, 我们研究的巨晶锆石不是从超基性岩浆中产生, 很可能是水热流体与纯橄岩相互作用的产物^[19~22]. 已有研究表明, 俯冲带中的碱性流体与超基性岩反应可以形成 3 mm 的巨晶锆石^[13].

4.1 地幔矿物反应释放 Zr 的可能性

地幔岩中的石榴子石是主要含Zr的矿物相, 含量为 30~100 ppm^[23]. 中国东部金伯利岩中石榴石巨晶中Zr含量较高, 达 163~237 ppm^[24], 单斜辉石Zr含量普遍比较低, 3.9~25.2 ppm^[25], 橄榄石的Zr含量不清楚. 柴北缘绿梁山的石榴橄榄岩Zr含量为 0.39~7.7 ppm^[26]. 本文的样品为纯橄岩, 不含石榴石, 由地幔矿物分解释放Zr形成锆石的比例很小. 推测纯橄岩中存在独立的斜锆石相, 它通常为Si不饱和岩浆结晶的产物^[27]. 由斜锆石形成锆石的反应为: $\text{ZrO}_2(\text{斜锆石}) + \text{SiO}_2(\text{流体}) = \text{ZrSiO}_4(\text{锆石})$. 秦岭富水地区辉长岩中斜锆石边缘转化为锆石的现象即是这种反应的实例^[28]. 我们在锆石中观察到蛇纹石包裹体(图 3(b), (d))以及斜锆石和蛇纹石的微晶集合体(图 4(c)), 也说明发生了由斜锆石转变为锆石的过程.

4.2 流体的来源

根据BSE观察, 我们推测蛇纹石化橄榄岩中锆石的形成与流体有关, 即锆石可能是在蛇纹石化过程中形成. 橄榄石的蛇纹石化过程会吸收 SiO_2 ^[29,30]: $3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2\text{aq} + 4\text{H}_2\text{O} = 2\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$; 或 $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{MgO}$. 另外, 橄榄石中的铁质组分氧化伴随有少量 SiO_2 的释放: $3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2\text{aq}$. 斜锆石与流体中

的 SiO_2 反应形成锆石: $\text{ZrO}_2 + \text{SiO}_2 = \text{ZrSiO}_4$.

柴北缘存在一条高压-超高压变质带^[15,16], 经历了从洋壳到陆壳的深俯冲和折返过程. 流体的来源有以下两种可能: (1) 洋壳的俯冲可以携带大量的 H_2O 和 CO_2 到地幔深处, 含水矿物的脱水反应可以使流体向俯冲带上盘的地幔楔中运移, 并可导致地幔楔发生部分熔融^[31~33]; (2) 陆壳在深俯冲过程中缺乏流体活动, 但在折返过程中能够产生可观的含水流体^[34,35]. 这些流体与橄榄岩反应形成蛇纹石的温度压力较低. 洋底海水蚀变形成的蛇纹石化温度小于300 °C, 压力小于1 GPa^[30]. 由于洋壳俯冲携带大量海水进入俯冲带^[31~33], 俯冲板片释放的流体向上运移进入上覆地幔楔与地幔发生反应形成含水矿物, 如蛇纹石、滑石和Mg-角闪石等, 通常的压力为0.5~1.0 GPa^[31], 相当于地壳水平, 蛇纹石稳定的温度也小于600 °C. 因此, 有多种机制形成丰富的流体与地幔楔发生反应, 从而可以在地幔岩石中结晶出锆石.

5 锆石年龄的地质意义

巨晶锆石的形成与蛇纹石化过程有关, 因此, 锆

石年龄可以反映蛇纹石化作用的年代^[13]. 获得较老的一组年龄为 (414 ± 13) Ma, 这代表了流体与纯橄岩开始发生反应的年代. 绿梁山单元中的基性麻粒岩在 (421 ± 5) Ma发生中压麻粒岩相变质作用, 同时, 由于热松弛区域上还形成了绿梁山花岗岩^[18]. 这表明俯冲的陆壳已经折返, 在这过程中可以产生含水流体^[34,35]与上覆地幔楔中的纯橄岩发生反应. 地幔楔中部分堆晶的超基性岩在 (423 ± 5) Ma发生深俯冲, 经历了超高压变质作用^[4], 我们研究的纯橄岩未发现经历超高压变质作用的证据, 可能未卷入深俯冲过程. 纯橄岩发生蛇纹石化的温压较低, 相当于地壳水平^[31], 石榴橄榄岩形成的温压条件为 $P = 4.6 \sim 5.3$ GPa, $T = 980 \sim 1130$ °C^[26]. 这两个不同深度的橄榄岩块体进入片麻岩及共同折返到地表的机制还不清楚. 推测它们属于地幔楔中两个不同的纯橄岩岩块, 在后期的折返过程中一并“构造侵入”到围岩片麻岩中^[26,36]. 另一组较年轻的年龄为 (371 ± 9) Ma, 它反映了锆石更晚的一个生长期, 相应有一期流体活动, 同时也说明纯橄岩的蛇纹石化也是多期的.

致谢 巨晶锆石中矿物相的鉴定得到国土资源部大陆动力学重点实验室陈方远的帮助, 锆石年龄测试得到北京离子探针中心刘敦一研究员的支持和杨之青的帮助, 参加野外工作的还有研究生石超和李金平, 匿名审稿人对本文初稿提出了中肯的修改意见, 在此一并表示感谢.

参考文献

- 1 Zheng Y F, Yang J J, Gong B, et al. Partial equilibrium of radiogenic and stable isotope systems in garnet peridotite during ultra-high-pressure metamorphism. *Am Mineral*, 2003, 88: 1633—1643
- 2 高天山, 陈江峰, 谢智, 等. 苏鲁地体胡家林石榴橄辉岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. *科学通报*, 2004, 49: 1660—1666
- 3 Zhang R Y, Yang J S, Wooden J L, et al. U-Pb SHRIMP geochronology of zircon in garnet peridotite from the Sulu UHP terrane, China: Implications for mantle metasomatism and subduction-zone UHP metamorphism. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 729—743^[DOI]
- 4 Song S G, Zhang L F, Niu Y, et al. Geochronology of diamond-bearing zircons from garnet peridotite in the North Qaidam UHPM belt, Northern Tibetan Plateau: A record of complex histories from oceanic lithosphere subduction to continental collision. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 234: 99—118^[DOI]
- 5 Grieco G, Ferrario A, Quadt A V, et al. The zircon-bearing chromitites of the phlogopite peridotite of Finero (Ivrea zone, Southern Alps): Evidence and geochronology of a metasomatized mantle slab. *J Petrol*, 2001, 42: 89—101^[DOI]
- 6 Katayama I, Muko A, Izuka T, et al. Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: Implication for timing of mantle metasomatism. *Geology*, 2003, 31: 713—716^[DOI]
- 7 Krasnobayev A A. Mineralogical-geochemical features of zircons from kimberlites and problems of their origin. *Int Geol Rev*, 1979, 22: 1199—1209^[DOI]
- 8 Valley J W, Kinny P D, Schulze D J, et al. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope variability among mantle melts. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 133: 1—11^[DOI]
- 9 Belousova E A, Griffin W L, Pearson N J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of kimberlitic zircons from southern Africa. *Mineral Mag*, 1998, 62: 355—366^[DOI]

- 10 Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 133—147 [\[DOI\]](#)
- 11 丘志力, 龚盛玮, 于庆媛, 等. 福建明溪锆石巨晶中的斜锆石、锆石矿物包裹体及其成因启示. *中山大学学报(自然科学版)*, 2004, 43: 135—139
- 12 丘志力, 吴福元, 于庆媛, 等. 中国东部新生代玄武岩中锆石巨晶的 Hf 同位素组成. *科学通报*, 2005, 50: 2370—2379
- 13 Tsujimori T, Liou J G, Wooden J, et al. U-Pb dating of large zircon in low-temperature jadeitite from the Osayama serpentinite melange, Southwest Japan: Insights into the timing of Serpentinization. *Int Geol Rev*, 2005, 47: 1048—1057 [\[DOI\]](#)
- 14 张建新, 孟繁聪, 杨经绥. 柴北缘鱼卡榴辉岩的 $P-T$ 演化历史. *岩石矿物学杂志*, 2005, 24: 245—254
- 15 杨建军, 朱红, 邓晋福, 等. 柴达木北缘石榴石橄榄岩的发现及其意义. *岩石矿物学杂志*, 1994, 13: 97—104
- 16 Song S G, Zhang L F, Niu Y. Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, Northern Tibetan Plateau, NW China. *Am Mineral*, 2004, 89: 1330—1336
- 17 张建新, 孟繁聪, 于胜尧, 等. 柴北缘绿梁山高压基性麻粒岩的变质演化历史: 岩石学及锆石 SHRIMP 年代学证据. *地学前缘*, 2007, 14: 85—96
- 18 孟繁聪, 张建新. 柴北缘绿梁山早古生代花岗岩浆作用与高温变质作用的同时性. *岩石学报*, 2008, 24: 1585—1594
- 19 Dubinska E, Bylina P, Kozłowski A, et al. U-Pb dating of serpentinization: Hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chem Geol*, 2004, 203: 183—203 [\[DOI\]](#)
- 20 Hoskin P W O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 637—648 [\[DOI\]](#)
- 21 Geisler T, Schaltegger U, Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Element*, 2007, 3: 43—50 [\[DOI\]](#)
- 22 Schaltegger U. Hydrothermal zircon. *Element*, 2007, 3: 51 [\[DOI\]](#)
- 23 Griffin W L, Ryan C G, Kaminsky F V, et al. The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, 1999, 310: 1—35 [\[DOI\]](#)
- 24 张宏福, Menzies M A, 路凤香, 等. 华北古生代地幔岩捕虏体中石榴石和巨晶石榴石的主、微量元素. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30: 128—134
- 25 郑建平, 路凤香, O'Reilly S Y, 等. 华北东部地幔改造作用和置换作用: 单斜辉石激光探针研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30: 373—382
- 26 Song S G, Su L, Niu Y L, et al. Petrological and geochemical constraints on the origin of garnet peridotite in the North Qaidam ultrahigh-pressure metamorphic belt, northwestern China. *Lithos*, 2007, 96: 243—265 [\[DOI\]](#)
- 27 Bingen B, Austrheim H, Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology. *J Petrol*, 2001, 42: 355—375 [\[DOI\]](#)
- 28 李惠民, 陈志宏, 相振群, 等. 秦岭造山带商南-西峡地区富水杂岩的变辉长岩中斜锆石与锆石 U-Pb 同位素年龄差异. *地质通报*, 2006, 25: 653—659
- 29 O'Hanley D S. Solution to the volume problem in serpentinization. *Geology*, 1992, 20: 705—708 [\[DOI\]](#)
- 30 Li X P, Rahn M, Bucher K. Serpentinities of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *J Metamorph Geol*, 2004, 22: 159—177 [\[DOI\]](#)
- 31 Peacock S M. Fluid processes in subduction zone. *Science*, 1990, 248: 329—336
- 32 Scambelluri M, Philippot. Deep fluids in subduction zones. *Lithos*, 2001, 55: 213—227 [\[DOI\]](#)
- 33 Manning C E. The chemistry of subduction-zone fluids. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 223: 1—16 [\[DOI\]](#)
- 34 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 [\[DOI\]](#)
- 35 Zheng Y F, Gao T S, Wu Y B, et al. Fluid flow during exhumation of deeply subducted continental crust: Zircon U-Pb age and O-isotope studies of a quartz vein within ultrahigh-pressure eclogite. *J Metamorph Geol*, 2007, 25: 267—283 [\[DOI\]](#)
- 36 Brueckner H K. Sinking intrusion model for the emplacement of garnet-bearing peridotites into continent collision orogens. *Geology*, 1998, 26: 631—634 [\[DOI\]](#)