

独居石和锆石 SHRIMP U-Pb 定年对比

万渝生 刘敦一 简 平

(北京离子探针中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037. E-mail: wanyusheng@cags.net.cn)

摘要 独居石定年在地质年代学研究中占有重要的地位. 然而, 相对于锆石, 独居石 SHRIMP U-Pb 定年方法应用较少. 对 2 个岩浆岩体中岩浆成因独居石和锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果进行了对比, 表明北京离子探针中心独居石 SHRIMP U-Pb 定年方法是可行的, 为独居石精确定年打下了基础.

关键词 独居石定年 SHRIMP 花岗岩

独居石是一种中酸性岩浆岩和变质岩中较常见的副矿物, 在一些沉积岩中也存在. 不论岩浆成因或变质成因独居石, 其同位素年龄的地质意义都较为清楚. 在退变质和流体作用过程中, 与锆石相比独居石对环境条件的变化更为敏感. 由于独居石 U 含量一般比锆石高, 对一些十分年轻的地质体独居石更有利于定年研究. 一些情况下, 成岩过程中可能也有自生独居石形成, 为确定沉积岩形成时代提供了潜在的可能^[1~3]. 无疑, 独居石同位素年代学研究具有十分重要的地质意义.

单颗粒独居石稀释法 U-Th-Pb 年龄测定在地质年代学研究中起到了重要的作用^[4]. 然而, 与锆石类似, 一些有复杂演化历史的独居石内部存在不同的成分域(例如扇形环带(sector zoning))^[5~8]. 如果它们形成时代存在明显差异, 单颗粒稀释法得到的将是无地质意义的混合年龄. 这种情况下独居石原位定年方法显示出明显的优越性^[6,9~13]. 锆石的离子探针 U-Pb 定年已为成熟的方法^[14~16]. 最近, Rubatto 等人^[17]和 Jian 等人¹⁾对变质岩中独居石和锆石进行了离子探针年代学对比研究, 以探讨其变质演化历史. 然而, 从岩浆成因独居石和锆石离子探针 U-Pb 定年对比的角度来了解独居石定年方法可靠性方面的研究还十分少见. 本文对比测定了花岗岩中岩浆成因独居石和锆石的离子探针 U-Pb 年龄, 获得满意的结果.

1 样品来源、独居石和锆石特征

样品 MZ 取自内蒙古景峰南部附近的景峰岩体. 岩体内部相为中-粗粒钾长花岗岩和黑云母花岗岩, 边缘相由可能与快速冷凝有关的细粒花岗岩及伴生的花岗斑岩构成. 样品取自岩体内部相钾长花岗岩,

具块状构造. 矿物组合为钾长石、斜长石、石英、黑云母, 副矿物为锆石、榍石、磷灰石、独居石、褐帘石等. 样品 Z01-15-1 取自青海冷湖以西约 100 km 俄博梁地区一未命名的不规则花岗岩基. 岩石呈块状, 矿物组合为钾长石、斜长石、石英、黑云母, 副矿物为锆石、独居石、磷灰石等.

花岗岩 MZ 的独居石呈浅黄色, 透明, 形态不规则, 部分具柱状晶形, 粒度通常在 100~200 μm 之间. 背散射(BSE)图像中结构均匀, 但个别独居石颗粒存在较宽而平直的岩浆环带. 锆石透明, 浅黄色, 柱状简单晶形, 晶棱晶面平直, 长宽比为 3~4, 长轴通常在 150~200 μm 之间. 部分锆石有裂纹和包体. 阴极发光(CL)图像中许多锆石都具密集平行的岩浆环带.

花岗岩 Z01-15-1 中的独居石呈浅黄色, 透明, 呈短柱状、近等轴状, 具较完好晶形. 粒度通常在 50~100 μm 之间. BSE 图像中无环带, 结构均匀. 锆石透明, 浅黄色, 柱状简单晶形, 晶棱晶面平直, 长宽比为 3~4, 长轴通常在 100~200 μm 之间. CL 图像中具平行岩浆环带, 一些锆石边部呈黑色.

晶体形态特征和内部结构表明两个花岗岩样品中的独居石和锆石都为岩浆成因. 独居石中不存在可能与流体作用有关的扇形环带.

2 测定方法

独居石和锆石年龄测定都在北京离子探针中心 SHRIMP 上完成. 独居石测年原理和方法见文献^[13]. 进行样品分析时, 仪器运行的质量分辨率约为 5000(1%峰高). 为了排除 Th-REE 氧化物杂峰对 ^{204}Pb 的干扰, 同时为了降低到达接收器的 $^{248}(\text{ThO})^+$ 离子流强度以防止其超档, 调节能量过滤器直至

1) Jian P, Liu D Y, Williams I S. SHRIMP dating of zircon and monazite from the Huangtuling hypersthene-garnet-biotite gneiss from Dabie Mountains, China—geochronological evidence for early Precambrian evolution

$^{254}(\text{UO})^+$ 峰强度降到原有的一半(Williams, 个人通信). 一次离子流束斑直径为 10 μm 左右. 一次离子流 O_2^- 强度为 1.5 nA. 样品点清洗时间为 120 秒. 每个数据点测定由 5 次扫描构成. 测定质量峰为 $^{203}(\text{CePO}_2)^+$, $^{204}\text{Pb}^+$, 背景值, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{248}(\text{ThO})^+$ 和 $^{254}(\text{UO})^+$. 标准为取自加拿大Thompson矿区的WB.T.329, 年龄为 1766 Ma^[13]. 用 ^{204}Pb 作普通铅年龄校正. 用于年龄计算的衰变常数为IUGS同位素年代学分会的推荐值^[18]. 数据处理采用SQUID1.03d和ISOPLOT程序¹⁾. 单个数据的误差为 1σ . 年龄平均值误差为 2σ (95%置信度).

共测定 17 个标准. 除去一个偏差较大者外, 其余 16 个标准的 $\ln(\text{Pb}/\text{U})-\ln(\text{UO}/\text{U})$ 拟合直线斜率为 2.07(图 1), 与预测值 2 十分接近. 独居石标准校正误差为 0.73%.

锆石年龄测定原理和方法见文献[16]. 一次离子流 O_2^- 强度为 9 nA. 一次离子流束斑直径为 25 μm 左右. 样品点清洗时间为 150 秒. 每个数据点测定由 5 次扫描构成. 测定质量峰为 $^{196}(\text{Zr}_2\text{O})^+$, $^{204}\text{Pb}^+$, 背景值, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, $^{238}\text{U}^+$, $^{248}(\text{ThO})^+$ 和 $^{254}(\text{UO})^+$. 标准为SL13(年龄和U含量分别为 572 Ma和 238 $\mu\text{g/g}$)和TEM(年龄为 417 Ma)^[16,19], 分别用于U含量和年龄校正. 年龄普通铅校正、数据表达方式等与独居石的相同.

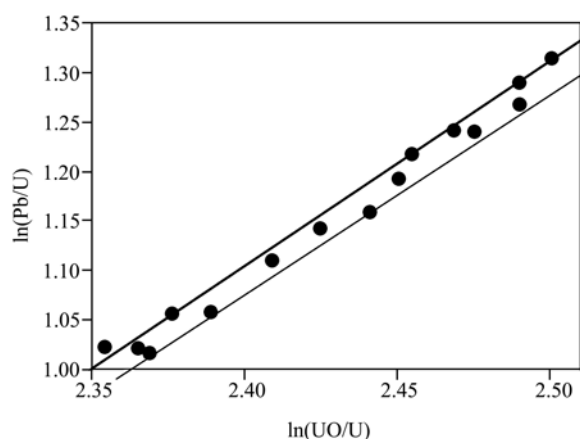


图 1 独居石标准(WB.T.329)分析结果的 $\ln(\text{Pb}/\text{U})-\ln(\text{UO}/\text{U})$ 图解

细线为预测值, 斜率为 2. 粗线为实际拟合值, 斜率为 2.07

样品年轻的情况下, 锆石的放射性成因 ^{206}Pb 高于 ^{207}Pb , ^{206}Pb 比 ^{207}Pb 更易测定, 故通常选择 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄作为年轻样品的“真实年龄”. 独居石测年, 文献中给出的有U-Pb和Th-Pb年龄作为其“真实年龄”. U-Pb年龄的主要优点是, 可同时获得几组年龄, 以确定其分析数据是否谐合, 故可判断有无不同成因、不同时代组成域之间的混合及Pb丢失等. Th-Pb年龄的主要优点是, 由于独居石通常富Th, ^{208}Pb 比 ^{206}Pb 通常更高, 故其年龄更易测准. 与U-Pb年龄校正方法不同, Th-Pb年龄通常是基于Pb, Th和ThO之间关系进行校正(Williams, 个人通信; 文献[12]). 对于离子探针测定, 正常情况下Th-Pb和U-Pb年龄应一致, 但通常选择 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄作为年轻样品的“真实年龄”^[13].

3 测年结果

3.1 样品 MZ

独居石共分析 12 个数据点. U, Th含量和Th/U比值分别为 458~1128, 23376~59084 $\mu\text{g/g}$ 和 43.4~132.8(表 1). 在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}-^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图解上, 除 12.1 点误差较大, 有一定偏离外, 其余 11 个数据点在谐合线及附近集中分布(图 2(a)). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围为 129.3~138.5 Ma, 平均值为 135.4 ± 2.2 Ma (MSWD=0.50).

锆石共分析 17 个数据点. U, Th含量和Th/U比值分别为 347~1240, 147~626 $\mu\text{g/g}$ 和 0.32~0.77(表 2). 其中 15 个数据点集中分布于谐合线及附近(图 2(b)). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围为 128.2~140.6 Ma, 平均值为 134.1 ± 2.2 Ma (MSWD=1.4). 数据点 1.1 和 17.1 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄偏小, 可能与铅丢失有关.

3.2 样品 Z01-15-1

独居石共分析 14 个数据点. U, Th含量和Th/U比值分别为 171~930, 34510~60824 $\mu\text{g/g}$ 和 100.8~253.4(除 7.1 点为 44.4 外)(表 1). 在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}-^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图解上, 数据点大多在谐合线上或其附近集中分布(图 3(a)). 去掉偏离较大的数据点 3.1 和 9.1, 其余 12 个数据点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围为 259.9~281.3 Ma, 平均值为 270.5 ± 5.1 Ma(MSWD=1.4).

锆石共分析 17 个数据点. 除 2.1 点外, 其余数据

1) Ludwig K P. Spuid 1.02: A user's manual. Berkeley Geochronology Centre, Special Publication 2, 2001: 1~19

表 1 花岗岩MZ和Z01-15-1 的独居石同位素组成和年龄^{a)}

分析点	U / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{206}\text{Pb}_c/\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄
MZ-1.1	1128	57585	52.8	19.6	0.00	0.0556	7.1	0.155	7.7	0.0203	3.0	119.7 ± 5.7	129.3 ± 3.8
MZ-2.1	627	37586	62.0	11.3	1.37	0.0489	18	0.140	18	0.0207	3.6	124.1 ± 6.6	132.2 ± 4.8
MZ-3.1	772	39196	52.4	14.3	1.99	0.0377	22	0.111	22	0.0212	2.5	138.6 ± 4.0	135.1 ± 3.3
MZ-4.1	510	23376	47.3	9.51	0.96	0.0517	9.0	0.154	9.3	0.0215	2.7	132.0 ± 4.5	137.2 ± 3.7
MZ-5.1	716	30051	43.4	13.3	0.46	0.0618	8.1	0.184	8.5	0.0216	2.5	137.2 ± 4.1	137.5 ± 3.4
MZ-6.1	846	37102	45.3	15.7	2.45	0.0426	18	0.125	18	0.0211	2.3	133.5 ± 3.6	134.9 ± 3.1
MZ-7.1	464	46134	102.7	8.57	1.80	0.0431	11	0.126	11	0.0212	3.2	127.2 ± 5.0	135.0 ± 4.3
MZ-8.1	539	30736	58.9	10.1	0.00	0.0617	5.4	0.185	6.0	0.0217	2.5	136.9 ± 4.3	138.5 ± 3.5
MZ-9.1	460	59084	132.8	8.72	1.94	0.0500	25	0.151	24	0.0217	3.0	134.9 ± 4.6	138.5 ± 4.2
MZ-10.1	983	46208	48.6	18.3	1.91	0.0431	17	0.128	17	0.0213	2.2	133.9 ± 3.4	136.1 ± 3.0
MZ-11.1	513	30650	61.7	9.56	1.59	0.0617	7.5	0.182	8.2	0.0214	3.5	131.8 ± 5.2	136.4 ± 4.7
MZ-12.1	458	27432	61.9	10.2	4.51	0.0220	88	0.077	83	0.0249	3.4	154.0 ± 5.3	158.3 ± 5.6
Z01-15-1-1.1	190	35978	195.6	6.72	0.00	0.0713	6.2	0.405	7.3	0.0412	3.7	263 ± 19	260.1 ± 9.5
Z01-15-1-2.1	209	40174	198.6	8.02	1.37	0.0535	16	0.326	16	0.0441	3.2	257.0 ± 9.5	278.5 ± 8.9
Z01-15-1-3.1	318	37449	121.5	13.1	3.24	0.0447	18	0.289	18	0.0464	3.0	272.0 ± 8.9	292.6 ± 8.6
Z01-15-1-4.1	362	60824	173.5	13.0	1.84	0.0470	22	0.270	22	0.0411	3.1	248.6 ± 8.4	259.9 ± 8.1
Z01-15-1-5.1	411	45514	114.4	15.1	0.00	0.0629	4.6	0.370	5.7	0.0427	3.4	254.5 ± 9.8	269.3 ± 9.1
Z01-15-1-6.1	220	39874	187.1	8.36	0.00	0.0635	5.0	0.387	5.8	0.0442	3.0	261.5 ± 8.6	278.9 ± 8.2
Z01-15-1-7.1	930	39966	44.4	35.9	0.93	0.0772	4.7	0.475	5.0	0.0446	1.7	254.0 ± 4.5	281.3 ± 4.6
Z01-15-1-8.1	233	39485	174.9	8.55	1.52	0.0710	15	0.412	15	0.0421	2.6	253.1 ± 7.6	265.8 ± 6.9
Z01-15-1-9.1	171	41942	253.4	7.44	2.60	0.0990	12	0.678	12	0.0495	3.3	272 ± 11	312 ± 10
Z01-15-1-10.1	521	50777	100.8	19.8	1.26	0.0589	6.6	0.356	6.9	0.0438	2.2	268.1 ± 6.6	276.4 ± 5.8
Z01-15-1-11.1	364	37244	105.8	13.8	1.68	0.0448	7.9	0.270	8.5	0.0434	3.3	235.7 ± 8.2	274.1 ± 8.7
Z01-15-1-12.1	264	40453	158.6	9.62	1.89	0.0544	13	0.314	13	0.0418	2.6	254.9 ± 7.4	264.0 ± 6.7
Z01-15-1-13.1	262	34510	136.0	9.66	1.47	0.0450	14	0.264	14	0.0424	2.6	218.5 ± 6.2	267.4 ± 6.8
Z01-15-1-14.1	432	44979	107.7	15.4	0.00	0.0613	4.4	0.352	4.8	0.0416	2.1	188 ± 19	262.9 ± 5.4

a) $^{206}\text{Pb}_c$: 普通铅比例; $^{206}\text{Pb}^*$: 放射性成因铅含量

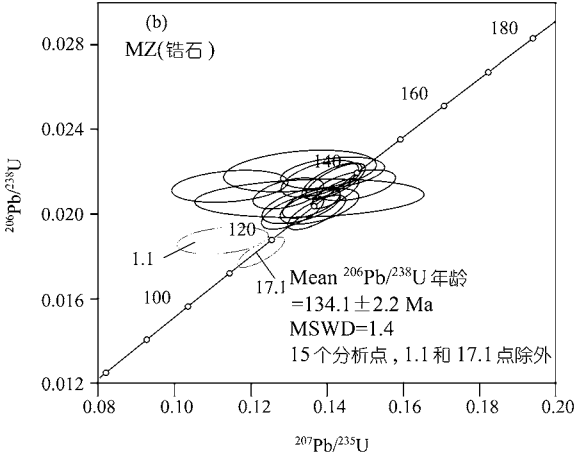
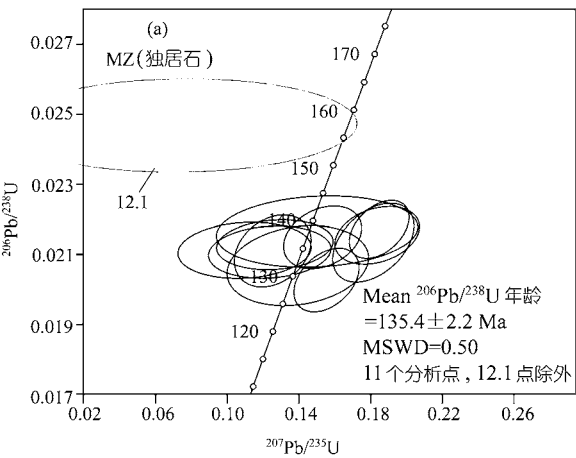


图 2 样品MZ独居石(a)和锆石(b)的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图解

表 2 花岗岩MZ和Z01-15-1 的锆石同位素组成和年龄^{a)}

分析点	U / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{206}\text{Pb}_c/\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{Pb}^*$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm\%$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年齡	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年齡			
MZ-1.1	840	626	0.77	13.7	1.42	0.0435	6.6	0.113	7.0	0.0188	2.3	86.7 ± 4.0	119.9 ± 2.7
MZ-2.1	740	234	0.33	13.7	0.68	0.0501	4.0	0.148	4.6	0.0214	2.3	142.8 ± 7.1	136.3 ± 3.0
MZ-3.1	959	365	0.39	17.0	0.29	0.0480	2.9	0.136	3.7	0.0205	2.3	131.5 ± 4.6	130.9 ± 3.0
MZ-4.1	1045	413	0.41	18.8	0.10	0.0491	1.9	0.142	2.9	0.0210	2.2	139.6 ± 3.8	133.8 ± 2.9
MZ-5.1	789	337	0.44	15.1	1.57	0.0467	5.9	0.142	6.3	0.0220	2.3	132.3 ± 7.5	140.0 ± 3.1
MZ-6.1	372	147	0.41	6.88	1.04	0.0390	8.5	0.115	8.8	0.0213	2.3	134.7 ± 9.2	136.0 ± 3.2
MZ-7.1	415	183	0.46	7.53	0.72	0.0449	4.1	0.130	4.7	0.0210	2.3	130.4 ± 5.1	133.9 ± 3.1
MZ-8.1	1240	436	0.36	23.1	0.33	0.0475	2.6	0.141	3.7	0.0216	2.6	144.3 ± 5.1	137.6 ± 3.5
MZ-9.1	781	241	0.32	14.5	0.37	0.0478	2.5	0.142	3.6	0.0216	2.6	137.9 ± 5.0	137.5 ± 3.6
MZ-10.1	733	263	0.37	13.7	0.51	0.0462	4.1	0.138	4.8	0.0217	2.6	142.3 ± 6.6	138.2 ± 3.6
MZ-11.1	989	337	0.35	17.1	0.35	0.0472	3.2	0.131	4.1	0.0201	2.6	131.2 ± 5.3	128.3 ± 3.3
MZ-12.1	408	197	0.50	7.83	1.32	0.0437	9.5	0.133	9.9	0.0220	3.0	146 ±13	140.6 ± 4.1
MZ-13.1	690	233	0.35	13.1	6.18	0.0473	14	0.136	15	0.0208	2.9	140 ±21	132.6 ± 3.8
MZ-14.1	488	182	0.39	8.57	0.36	0.0491	4.1	0.138	4.9	0.0204	2.7	137.9 ± 6.3	130.0 ± 3.5
MZ-15.1	654	227	0.36	11.3	0.39	0.0496	2.5	0.137	3.7	0.0201	2.7	138.8 ± 4.9	128.2 ± 3.4
MZ-16.1	347	183	0.55	6.11	0.59	0.0474	4.3	0.133	5.1	0.0204	2.7	128.0 ± 5.3	130.2 ± 3.5
MZ-17.1	1209	500	0.43	18.9	0.19	0.0488	2.1	0.123	3.3	0.0182	2.6	119.3 ± 3.8	116.3 ± 3.0
Z01-15-1-1.1	328	140	0.44	12.3	0.49	0.0476	3.8	0.286	4.7	0.0436	2.6	268 ±11	275.1 ± 7.1
Z01-15-1-2.1	281	44	0.16	13.5	0.37	0.0536	2.5	0.412	3.6	0.0557	2.7	370 ±22	349.3 ± 9.0
Z01-15-1-3.1	373	233	0.65	13.5	0.20	0.0519	2.1	0.300	3.4	0.0419	2.7	268.6 ± 8.2	264.7 ± 6.9
Z01-15-1-4.1	362	243	0.69	13.4	0.24	0.0530	2.8	0.315	3.8	0.0431	2.6	279.1 ± 9.2	272.3 ± 7.1
Z01-15-1-5.1	204	126	0.64	7.66	0.41	0.0516	4.0	0.310	4.9	0.0436	2.7	290 ± 10	275.0 ± 7.3
Z01-15-1-6.1	183	138	0.78	6.80	0.97	0.0511	6.7	0.302	7.4	0.0429	3.1	285 ± 14	270.8 ± 8.3
Z01-15-1-7.1	151	108	0.74	5.52	1.20	0.0470	8.8	0.273	9.2	0.0421	2.8	260±14	265.8 ± 7.3
Z01-15-1-8.1	162	142	0.91	6.08	0.65	0.0491	3.7	0.294	4.7	0.0434	2.8	273.6 ± 9.5	273.8 ± 7.4
Z01-15-1-9.1	264	142	0.55	9.21	0.72	0.0477	3.9	0.265	4.7	0.0403	2.7	251.2± 9.7	254.5 ± 6.7
Z01-15-1-10.1	214	97	0.47	8.02	0.61	0.0487	5.0	0.292	5.7	0.0434	2.7	257 ± 13	274.0 ± 7.3
Z01-15-1-11.1	731	313	0.44	25.3	0.72	0.0528	2.9	0.292	3.9	0.0401	2.6	236.7 ± 9.2	253.4 ± 6.5
Z01-15-1-12.1	175	159	0.94	6.62	0.53	0.0544	3.9	0.328	4.8	0.0437	2.7	279.8 ± 9.8	276.0 ± 7.4
Z01-15-1-12.2	2007	548	0.28	73.1	2.78	0.0575	3.0	0.327	4.0	0.0412	2.6	156 ± 13	260.3 ± 6.6
Z01-15-1-13.1	212	129	0.63	8.02	0.29	0.0495	3.1	0.300	4.1	0.0440	2.7	374 ± 12	277.6 ± 7.4
Z01-15-1-14.1	116	115	1.02	4.29	0.00	0.0537	3.5	0.318	8.7	0.0429	8.0	278 ± 23	271 ± 21
Z01-15-1-15.1	148	125	0.87	5.22	0.82	0.0480	6.0	0.270	6.8	0.0408	3.2	260 ± 11	257.7 ± 8.2
Z01-15-1-16.1	123	98	0.82	4.54	1.24	0.0504	9.9	0.294	10	0.0424	2.9	278 ± 16	267.5 ± 7.6

a) $^{206}\text{Pb}_c$: 普通铅比例; $^{206}\text{Pb}^*$: 放射性成因铅含量

点都集中分布在谐合线及附近(图 3(b)). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围为 253.4~277.6 Ma, 平均值为 267.4 ± 4.4 Ma(MSWD=1.3). 它们的U, Th含量和Th/U比值分别为 116~373 $\mu\text{g/g}$ (除 12.2 点为 2007 $\mu\text{g/g}$)、97~313 $\mu\text{g/g}$ (除 12.2 点为 548 $\mu\text{g/g}$)和 0.44~1.02(除 12.2 点为 0.28)(表 2). 数据点 12.1 与 12.2 分别为同一锆石颗粒

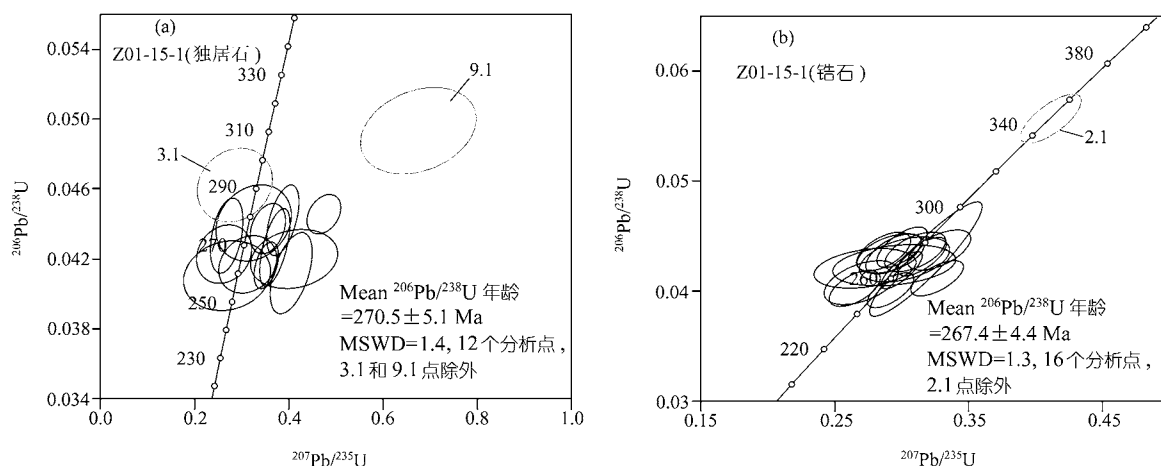


图 3 样品 Z01-15-1 独居石(a)和锆石(b)的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图解

的中部和边部, 边部 U, Th 含量很高, 与其 CL 图像中颜色更暗相一致. 数据点 2.1 测自一锆石核部, Th/U 比值为 0.16, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 349.3 Ma, 与其他所分析锆石存在明显区别, 可能为残余锆石.

4 讨论和结论

独居石 U-Th-Pb 体系封闭温度被认为在 700 左右 [20], 一些麻粒岩相地体中存在 U-Th-Pb 体系未发生重置的残余独居石, 表明其封闭温度可在 700~750 以上 [21]. 对遭受深熔作用改造地体的研究表明独居石的封闭温度甚至可在 800 以上, 与锆石的封闭温度一致 [22]. 一些花岗岩中岩浆独居石和锆石年龄一致 [23]. 一些变质独居石所记录的年龄比变质锆石的更低, 这种现象常出现在有过退变质演化历史的地体中 [24]. 主要原因可能是流体作用及独居石与锆石相比抵抗流体改造的能力更低的缘故. 与变质岩不同, 花岗岩从侵位到冷凝的时间间隔相对较短. 本文中, 景峰岩体(样品 MZ 取自该岩体)的岩相分带现象表明其侵位深度较浅, 更反映了快速冷凝的特点. 如无后期流体作用影响, 独居石与锆石的封闭温度相近, 同时考虑到年龄测定本身的误差, 独居石和锆石大致形成于相同时代.

本文中, 样品 MZ 的岩浆成因独居石和锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 135 ± 2 和 134 ± 2 Ma, 两者相差 1 Ma, 相对偏差为 1%. 样品 Z01-15-1 的岩浆成因独居石和锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 270 ± 5 和 267 ± 4 Ma, 两者相差 3 Ma, 相对偏差也为 1%. 两个样品独居石

和锆石之间的年龄偏差, 小于它们独居石和锆石各自的年龄测定误差. 获得的独居石和锆石形成年龄相同, 证明了独居石 SHRIMP U-Pb 测年方法的可靠性. 135~134 和 270~267 Ma 分别代表了花岗岩 MZ 和 Z01-15-1 的形成时代. 有关岩体形成时代的地质意义将另文讨论.

样品 MZ 的独居石 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄平均值为 133 ± 3 Ma, 比其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄小 2 Ma, 比相应锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄小 1 Ma, 在误差范围内一致. 对于样品 Z01-15-1, 去掉 3 个有明显质量问题的数据点(11.1, 13.1 和 14.1), 独居石 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 平均年龄为 258 ± 12 Ma, 比其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄小 12 Ma, 比相应锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄小 9 Ma. 考虑到独居石的 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 平均年龄存在较大误差, 它们之间的年龄也近于一致.

样品 MZ 的独居石和锆石 Th/U 比值分别为 43~133 和 0.32~0.77, 样品 Z01-15-1 的独居石和锆石 Th/U 比值分别为 101~253 和 0.44~1.02. 岩浆成因独居石和锆石之间 Th/U 比值显示出正相关关系. 此外, 与锆石类似, 岩浆成因和变质成因独居石 Th/U 比值也存在明显区别. 与岩浆成因独居石相比, 变质成因独居石 Th/U 比值有明显降低(另文发表).

致谢 样品 MZ 和 Z01-15-1 分别由阎国翰教授和张建新研究员提供, 他们还提供了相应样品的地质背景. 独居石和锆石标准由 Ian Williams 博士提供. Simon Wilde, Ian Williams 和两位评审人对论文提出了有价值的修改意见. 本工作受国家自然科学基金(批准号: 40172044)资助.

参 考 文 献

- 1 宋天锐. 大连地区前寒武纪沉积岩中发现自生独居石及其地质意义. 沉积学报, 1999, 17(增刊): 663~667
- 2 Evans J, Zalasiewicz J. U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd dating of Authigenic monazite: Implications for the diagenetic evolution of the Welsh Basin. EPSL, 1996, 144: 421~433
- 3 Evans J, Zalasiewicz J, Fletcher I, et al. Dating diagenetic monazite in mudrocks: Constraining the oil window? J Geol Soc London, 2002, 159: 619~622
- 4 Parrish R R. U-Pb dating of monazite and its application to geological problem. Can J Earth Sci, 1990, 27: 1431~1450
- 5 DeWolf C P, Belshaw N, O'Nions R K. A metamorphic history from micro-scale ^{207}Pb - ^{206}Pb chronometry of Archean monazite. Earth Planet Sci Lett, 1993, 120: 207~220 [\[DOI\]](#)
- 6 Zhu X K, O'Nions R K, Belshaw N S, et al. Significance of in situ SIMS chronometry of zoned monazite from the Lewisian granulites, northwest Scotland. Chem Geol, 1997, 135: 35~53 [\[DOI\]](#)
- 7 Zhu X K, O'Nions R K. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: A case study from the Lewisian terrain. EPSL, 1999, 171: 209~220
- 8 Bingen B, van Breemen O. U-Pb monazite ages in amphibolite- to granulite-facies orthogneiss reflect hydrous mineral breakdown reactions: Sveconorwegian Province of SW Norway. Contrib Mineral Petrol, 1998, 132: 336~353 [\[DOI\]](#)
- 9 Montel J M, Foret S, Veschambre M, et al. Electron microprobe dating of monazite. Chem Geol, 1996, 131: 37~53 [\[DOI\]](#)
- 10 Braun I, Montel J M, Nicollet C. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. Chem Geol, 1998, 146: 65~85 [\[DOI\]](#)
- 11 Crowley J L, Ghent E D. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: The role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. Chem Geol, 1999, 157: 285~302 [\[DOI\]](#)
- 12 Harrison T M, McKeegan K D, LeFort P. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications. EPSL, 1995, 133: 271~282
- 13 Williams I S, Buick I S, Cartwright I. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. J Metamorphic Geol, 1996, 14: 29~47
- 14 Compston W, Williams I, Meyer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. J Geophysical Res, 1984, 89: B525~B534
- 15 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale. J Geol Soc, 1992, 149: 171~184
- 16 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks W C, Ridley W I, eds. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology, 1998, 7: 1~35
- 17 Rubatto D, Williams I S, Buick I S. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. Contrib Mineral Petrol, 2001, 140: 458~468
- 18 Steiger R H, Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. Earth Planet Sci Lett, 1977, 36: 359~362
- 19 Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology, 2003, 200: 155~170 [\[DOI\]](#)
- 20 Suzuki K, Adachi M, Kajizuka I. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. Earth Planet Sci Lett, 1994, 128: 391~405 [\[DOI\]](#)
- 21 Spear F S, Parrish R R. Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Columbia, Canada. J Petrol, 1996, 37: 733~765
- 22 Kalt A, Corfu F, Wijbrans J R. Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany) and the detection of inherited monazite. Contrib Mineral Petrol, 2000, 138: 143~163 [\[DOI\]](#)
- 23 Dias G, Leterrier J, Mendes A, et al. U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). Lithos, 1998, 45: 349~369 [\[DOI\]](#)
- 24 Ayers J C, Dunkle S, Gao S, et al. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan ultra-high-pressure metamorphic belt, east-central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. Chemical Geology, 2002, 186: 315~331 [\[DOI\]](#)

(2004-03-13 收稿, 2004-04-07 收修改稿)