

锆石平均阳离子半径的变化趋势 及其在判别形成环境中的意义^{①②}

鲍学昭 陆松年 李惠民

(地质矿产部天津地质矿产研究所, 天津 300170)

提 要 计算了变质成因和岩浆成因锆石从晶体核部至边缘的平均离子半径, 发现它们的变化存在规律性, 作者认为这种规律性同锆石结晶时岩浆或母岩的温压条件变化密切相关, 论述了用锆石平均阳离子半径变化趋势来判别其结晶 PT 条件变化趋势的方法及可能性。

关键词 锆石 平均阳离子半径 PT 变化趋势 岩浆作用 变质作用

1 引言

目前石榴石成份分带在研究变质作用 P-T-C 轨迹方面已得到了广泛的应用, 其中最重要的原因是石榴石结构稳定, 能够保留结晶时的成份及结构特点, 锆石同样也是一个结构稳定的矿物, 锆石中也存在成份分带^{[7][10]} (汪相, 1993), 因此用锆石的成份分带来判别地质作用进程 P、T 条件变化也是可能的。本文对变质成因与岩浆成因锆石的成份分带进行了电子探针成份分析, 并进行平均阳离子半径的计算, 论述了其用于区别锆石结晶时 P、T 条件变化的可能性。

2 锆石样品地质产状及计算方法

本文论述的锆石样品地质产状年龄值见表 1。这些锆石样品已在前文^{[7][8][9]}中论述, a-f 六个样品引自汪相(1993)。

① 收稿日期 1996-12-13 改回日期 1997-01-21

② 国家自然科学基金资助项目(49202021)

表 1 锆石样品的地质产状、年龄和形态特征*

Table 1 Geological mode of occurrence, age and morphological features of Zircons

类型	样号	产 地	岩石类型	同位素年龄	特 征
岩浆成因锆石	H903	湖南马山	花岗岩	216±Ma	具自形岩浆型生长环带
	H006	湖南板溪群	安山集块岩	933±Ma	具自形岩浆型生长环带
	H9307	小秦岭	伟晶岩	1806±2Ma	具自形岩浆型生长环带
	A2	鞍山	花岗岩	3800±Ma	具自形岩浆型生长环带
变质成因锆石	2155	内蒙兴和	条带状麻粒岩	1900±Ma	具浑园型内核及聚晶
	G2126	内蒙兴和	暗色麻粒岩	1900±Ma	具浑园型内核及聚晶
	87013	浙江龙泉淡竹村	变质花岗闪长岩	1850±Ma	具浑园型内核及聚晶
	937	福建建瓯	变质石英角斑岩	773±Ma	具密集麻点状暗色包体

* 详见鲍学昭 1995A, B, 1996A, C

将上述样品抛光,在中国地质大学电子探针室及冶金工业部天津地质研究院电子探针室(仅 937-2 样)用日本 JEO 电子探针仪进行测试,每个元素都配有标样。成份分析是采取逐点从晶体中心至边缘的分析法。分析条件为:工作电压 15kV,电流 2×10^{-8} A,各点测试时间为 100 秒,分析结果经过 ZAF 法换算,绝对分析误差在 $400\times10^{-6}\pm$ 。

R 值计算方法:在计算 R 值之前应考虑尽量测全锆石中所含的所有元素,电子探针成份分析各组份之和应大于 98%,这样才能全面地反映锆石的结构特征。

$$\text{平均阳离子半径}(\bar{R}) = \frac{\sum_{N=1}^N (\text{阳离子数} \times \text{阳离子半径})}{\sum_{N=1}^N (\text{阳离子数})}$$

即由 O^{2-} 和 N 个阳离子组成的锆石晶体,其平均阳离子半径($\bar{R}$)值等于这些阳离子各自的离子数与半径之积的总和除以总的阳离子数。化学成份及 $\bar{R}$ 值见表 2,3。各离子 R 值引自参考文献[14]。

3 结果与讨论

3.1 $\bar{R}$ 值的变化特点

(1)大多数岩浆结晶锆石的 $\bar{R}$ 值均由晶体中心至边缘或环带内侧至外侧显示下降趋势,表明大多数锆石结晶时岩浆 P、T、C 条件的变化趋势存在类似性(图 1)。

表 2 锆石从核至边缘的化学成份及相应的平均阳离子半径 $\bar{R}$ 值

Table 2 Chemical composition from core to edge of zircons and corresponding average cation radius $\bar{R}$ value

成因	样号	点号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	FeO	P ₂ O ₅	ZrO ₂	HfO ₂	PbO	ThO ₂	VO ₂	$\bar{R}$
变质岩	2155	1	0.32	0.05	0.45	31.49	0.00	0.88	0.00	0.30	0.00	0.00	1.29	0.00	62.41	2.50	0.00	0.00	0.30	0.710
		2	0.33	0.00	0.95	32.39	0.00	0.17	0.07	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	64.60	0.91	0.00	0.16	0.35	0.693
		3	0.30	0.00	0.40	33.08	0.02	0.15	0.00	0.07	0.00	0.10	0.00	0.00	65.13	0.77	0.00	0.00	0.00	0.707
		4	0.27	0.16	1.43	31.87	0.02	0.25	0.08	0.26	0.00	0.00	0.73	0.00	62.84	2.08	0.00	0.00	0.00	0.697
	87013-1	1	0.40	0.32	2.47	32.46	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	1.99	59.99	1.63	0.11	0.10	0.05	0.673
		2	0.16	0.00	3.20	32.55	0.09	0.17	0.00	0.00	0.00	0.04	0.14	0.66	62.84	0.00	0.00	0.17	0.00	0.676
		3	0.00	0.00	1.02	33.65	0.00	0.08	0.10	0.00	0.06	0.35	0.17	0.81	63.56	0.22	0.00	0.00	0.00	0.672
		4	0.19	0.04	0.99	33.22	0.00	0.03	0.00	0.06	0.04	0.15	0.00	1.19	64.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.678
	87013-2	1	0.00	0.00	0.20	32.54	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.23	0.00	0.74	64.19	2.00	0.00	0.03	0.00	0.684
		2	0.25	0.00	0.00	32.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	64.38	1.46	0.00	0.06	0.52	0.689
		3	0.14	0.19	0.27	33.60	0.00	0.07	0.01	0.00	0.05	0.27	0.00	0.63	63.01	1.43	0.00	0.13	0.19	0.681
		4	0.27	0.00	0.18	32.78	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	64.53	1.84	0.00	0.00	0.09	0.694
火成岩	937-1	1	0.10	0.13	3.22	33.55	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	61.51	1.03	0.00	0.00	0.43	0.671
		2	0.50	0.06	4.08	33.05	0.02	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.53	60.76	0.41	0.00	0.03	0.11	0.675
		3	0.12	0.01	1.95	33.68	0.05	0.04	0.00	0.06	0.04	0.10	0.00	1.51	62.30	0.09	0.00	0.00	0.06	0.667
		4	0.13	0.04	1.63	33.43	0.00	0.09	0.11	0.10	0.00	0.25	0.00	0.00	63.18	0.71	0.27	0.00	0.06	0.680
	937-2*	1	0.00	0.00		33.16	0.00	0.21		0.00					64.20	1.41				0.685
		2	0.03	0.00		33.81	0.01	0.00		0.06					66.89	1.04				0.688
		3	0.02	0.00		32.72	0.01	0.02		0.02					66.01	1.22				0.691
		4	0.00	0.04		32.26	0.01	0.00		0.05					68.09	1.18				0.696
		5	0.06	0.02		31.86	0.00	0.00		0.00					66.98	1.22				0.698
		6	0.06	0.02		32.52	0.00	0.00		0.00					67.26	1.06				0.695
	G2126	1	0.17	0.10	0.20	31.83	0.00	0.50	0.00	0.00	0.01	0.00	0.58	2.04	62.15	2.06	0.00	0.00	0.35	0.687
		2	0.40	0.10	0.00	31.62	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.16	0.23	0.66	64.51	1.72	0.24	0.00	0.18	0.709
		3	0.06	0.16	0.29	32.41	0.00	0.04	0.00	0.23	0.00	0.23	0.00	0.98	64.18	1.11	0.00	0.00	0.34	0.686
		4	0.11	0.02	0.22	32.62	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00	0.17	0.25	1.09	63.25	1.96	0.00	0.00	0.20	0.683
岩浆岩	H9307	1	0.50	0.12	0.05	32.38	0.00	0.02	0.13	0.10	0.00	0.00	0.02	0.13	65.38	0.93	0.05	0.00	0.18	0.700
		2	0.22	0.07	0.00	32.27	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.13	0.89	64.19	2.16	0.00	0.00	0.00	0.690
		3	0.01	0.00	0.09	32.18	0.00	0.00	0.09	0.06	0.00	0.02	0.12	1.58	62.60	2.88	0.00	0.04	0.34	0.679
		4	0.00	0.00	0.12	32.22	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.18	0.00	1.87	63.03	2.19	0.21	0.00	0.10	0.678
	H006	1	0.18	0.10	0.19	32.81	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	64.92	1.25	0.00	0.00	0.12	0.688
		2	0.38	0.17	0.27	32.42	0.06	0.00	0.00	0.14	0.06	0.00	0.07	0.27	63.75	1.98	0.03	0.12	0.29	0.696
		3	0.03	0.00	0.28	33.07	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.19	0.13	1.16	62.76	2.29	0.00	0.00	0.00	0.678
		4	0.12	0.00	0.20	32.66	0.00	0.02	0.14	0.00	0.17	0.15	0.00	1.98	62.90	1.32	0.00	0.00	0.34	0.676
	H903	1	0.10	0.00	0.04	33.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.33	0.21	0.00	65.23	0.28	0.00	0.00	0.43	0.688
		2	0.31	0.00	0.00	32.87	0.00	0.24	0.14	0.08	0.00	0.42	0.00	0.00	63.52	2.03	0.00	0.00	0.40	0.694
		3	0.01	0.00	0.00	32.44	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08	0.00	0.19	0.00	65.14	1.42	0.00	0.08	0.57	0.691
		4	0.05	0.00	0.00	32.23	0.00	0.00	0.19	0.03	0.10	0.28	0.02	0.00	62.19	2.51	0.00	0.23	2.18	0.690

* 仅 937-2 为冶金部天津地质研究院电子探针室测定, 与其它样相比, 其成份及 $\bar{R}$ 值存在系统误差。其它样品测试仪器及条件见鲍学阳[7-11]

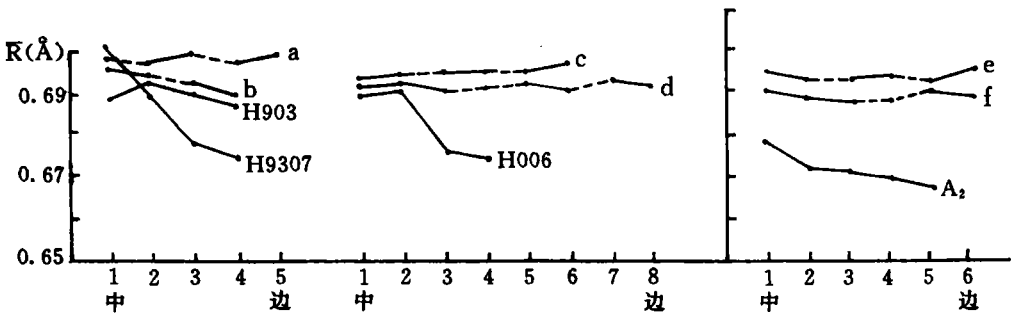


图 1 岩浆成因锆石从晶体核部至边缘的 $\bar{R}$ 值变化趋势(在 a-f 锆石中, 实线代表环带内成分点的 $\bar{R}$ 值)

Fig. 1 The variation of $\bar{R}$ value from core to rim of magmatogenic zircons.

(2)环带状锆石则显示出非常独特的一致性特征,即在同一晶体的每个环带内侧至外侧(由实线表示) $\bar{R}$ 值一致下降(晶体 b、d、f)或一致上升(晶体 a、c),这两种相反的 $\bar{R}$ 值变化趋势可能系岩浆中两种物化条件的变化趋势(如降温或降压)造成。

(3)环带状锆石 e 本应同上述锆石一样, $\bar{R}$ 值变化在整个晶体中呈现一致性,但由于晶形标型的不同造成了 $\bar{R}$ 值变化趋势相反,即内部环带锥面以(311)为主,(111)次之(代表岩浆偏基性), $\bar{R}$ 值向边缘减小;外部环带锥面(311)消失,仅(111)出现(代表岩浆偏酸性^[13]) $\bar{R}$ 值向外缘增大,表明内部与外部环带结晶时岩浆性质不同,其 P、T、C 条件尤其是 P、T 的变化趋势可能不同。(一般岩浆演化过程中组份 C 均具有从基性至酸性的变化趋势)。

(4)变质重结晶锆石具有两个特点:一是由低级变质的 937(低温)→中级变质的 87031(中温)→高级变质(高温)G2126、2155、锆石 $\bar{R}$ 值整体上升(图 2),二是由晶体中心至边缘 $\bar{R}$ 值大多具有增大的趋势(在中、低级变质锆石及高温变质重结晶锆石的中部均具有此特点,向边缘下降系退变质作用造成)。

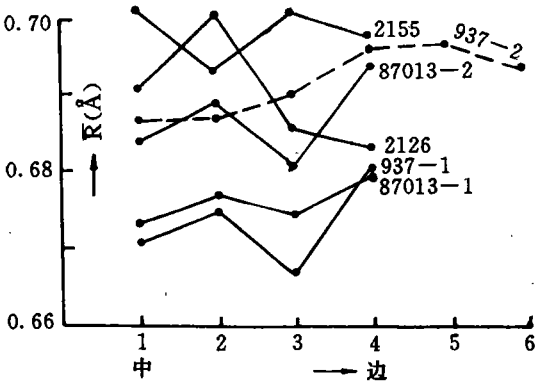


图 2 变质重结晶锆石从核部至边缘 $\bar{R}$ 值变化趋势
(除 937—2 号外,其它样品均为一台仪器测)

Fig. 2 The variation of $\bar{R}$ value from core to rim of metamorphogenic zircons

表 3 岩浆锆石从核至边缘的平均阳离子半径 $\bar{R}$ 值

Table 3 Average cation radius $\bar{R}$ value from core to edge of magmatogenic Zircons

样号	点号	$\bar{R}$ 值	样号	点号	$\bar{R}$ 值	样号	点号	$\bar{R}$ 值	样号	点号	$\bar{R}$ 值	样号	点号	$\bar{R}$ 值
a*	1	0.6984	c	1	0.6935	d	4	0.6914	e	5	0.6917	A ₂	2	0.6711
	2	0.6972		2	0.6942		5	0.6918		6	0.6956		3	0.6746
	3	0.6992		3	0.6944		6	0.6909		1	0.6896		4	0.6741
	4	0.6980		4	0.6965		7	0.6928		2	0.6889		5	0.6733
	5	0.6987		5	0.6956		8	0.6918		3	0.6888			
b	1	0.6964	d	6	0.6965	e	1	0.6942	f	4	0.6888			
	2	0.6940		1	0.6923		2	0.6931		5	0.6898			
	3	0.6953		2	0.6921		3	0.6940		6	0.6895			
	4	0.6932		3	0.6910		4	0.6941		A ₂	1	0.6771		

* a、b、c、d、e 和 f 号样品成份数据见汪相(1993), A₂ 号样品数据见鲍学昭(1996C)^[11]

3. 2 影响 $\bar{R}$ 值的因素分析

(1) $\bar{R}$ 值首先依赖锆石的成份,因为 $\bar{R}$ 值是通过成份计算获得的,但统计表明 $\bar{R}$ 值并不依赖于某一成份,而是取决于锆石总体成份的变化。锆石总体成份的变化则应由结晶时其岩浆或母岩总体成份变化所决定。

(2) 岩浆或母岩成份变化趋势对锆石成份变化的限制及对 $\bar{R}$ 值的影响

岩浆锆石:笔者^{[7][10]}及汪相(1993)的花岗岩锆石资料,表明岩浆型锆石从晶体中心至边缘或每个环带的内侧至外侧,U、Th、Hf 上升及 $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ 比下降的特点^[7](表 2)。当把锆石的这种成份演化特点同岩浆演化过程中岩石成份及其中锆石组份进行对比时就会发现,从晶体中心至边缘或环带的内侧至外侧具有三个重要特点:①同从基性岩→中性岩→酸性岩中锆石的 Zr/Hf 比下降^[15]的趋势一致。②同从超基性→基性→中性→酸性岩岩石成份 U、Th 含量上升的趋势^[16]一致。③同在镁铁质岩浆演化过程中^{[1][2]}及在花岗岩及花岗伟晶岩的演化过程中均伴随着从早期至晚期 Hf 的升高和 Zr/Hf 比降低的特点一致^[3]。这充分说明锆石的成份变化是在岩浆演化过程中由基性向酸性演化的趋势所决定的,岩浆之所以存在这样一种趋势是因为当岩浆形成后随着温、压的变化尤其是温度的下降,岩浆中高熔点的基性组份不断晶出(脱离岩浆),相对低熔点的酸性组份则不断增加,导致岩浆由基性向酸性发展,因此锆石成份的变化是由岩浆温、压条件变化引起,这同样也是锆石 $\bar{R}$ 值变化的最直接的原因,可见 $\bar{R}$ 值的变化实际上是其结晶时 P、T 条件变化的一个反映。

变质重结晶锆石:如前所述,它们从晶体中心至边缘的成份变化同样受岩石中成份变化的限制,而变质岩成份变化系变质作用过程 P、T 条件的改变引起,故 P、T 条件变化也是导致在其中结晶的锆石成份变化的原因。进而也是导致锆石 $\bar{R}$ 值变化的最根本的原因。图 2 中显示出从低级 937-1→中级 87013→高级 G2126、2155 变质成因锆石 $\bar{R}$ 值整体逐渐增大的特点。因此变质重结晶锆石 $\bar{R}$ 值同样反映结晶时 P、T 条件变化的特点。

(3) $\bar{R}$ 值受 P、T 条件变化影响的晶体化学本质

因组成锆石的主要阳离子 Zr^{4+} 、 Si^{4+} 、 Hf^{4+} 、 U^{4+} 、 Th^{4+} 等均较为稳定,不易变价,故从同一锆石晶体的中心至边缘,阳离子电价、占位及结构可视为相同,在结构相同的情况下,晶胞体积的大小应同组成锆石的所有阳离子半径大小成正比,而平均阳离子半径正好是考虑了所有阳离子半径的一个参数,因此可以认为 $\bar{R}$ 值是同晶胞体积成正比的(尤其是在一个晶体或一个环带内),如范良明(1989)所测的锆石成份^[12](该数据可能有未测的组份,如 Na_2O 、 K_2O 、 Al_2O_3 等,但基本上占锆石中组份的大部分),内部环带四个点 $\bar{R}$ 值分别为 $0.685 \text{ \AA}$ 、 $0.690 \text{ \AA}$ 、 $0.688 \text{ \AA}$ 、 $0.697 \text{ \AA}$,平均值是 $0.690 \text{ \AA}$,而外部环带四个点的 $\bar{R}$ 值分别为 $0.676 \text{ \AA}$ 、 $0.684 \text{ \AA}$ 、 $0.678 \text{ \AA}$ 、 $0.686 \text{ \AA}$,平均值是 $0.681 \text{ \AA}$,其晶胞体积前者是 $263.18 \text{ \AA}^3$,后者为 $261.34 \text{ \AA}^3$,反映出 $\bar{R}$ 值与晶胞体积的正比关系。而锆石晶胞体积又与温、压变化有关,当结晶温度升高时,锆石晶胞体积将增大^[4],可允许更大半径离子进入晶格,因而引起晶胞体积增大, $\bar{R}$ 值增大;当结晶温度降低时,锆石晶胞体积将缩小^[5],只允许小半径离子进入晶格, $\bar{R}$ 值也减小。当压力增大时将引起矿物晶胞体积缩小,大半径离子难以进入晶格, $\bar{R}$ 值变小,反之则相反。但是当矿物含 Cr^{3+} 、 Ni^{2+}

等过渡型离子多时,则此规则被破坏,因为这些离子晶体场稳定能大,它们进入晶格以晶体场稳定能的大小顺序进入。实际上锆石中这些离子含量极少,因而符合上述规则。即 P 、 T 变化是引起 $\bar{R}$ 值变化的主要原因,反过来 $\bar{R}$ 值也可用来判别锆石结晶时 P 、 T 条件的变化。

(4) 对锆石结晶环境的可能推论

① 岩浆成因锆石

a. 当岩浆侵入围岩时,因围岩吸热使岩浆温度逐渐下降,引起锆石结晶时其晶胞逐渐缩小,锆石逐渐只能允许半径小的离子进入晶格,故导致晶体中心至边缘或环带内侧至外侧 $\bar{R}$ 值减小,如 H9307、H006、H903、A₂ 均是这种情况。H006 安山集块岩中锆石,系岩浆喷溢地表后迅速降温过程中结晶的锆石。A₂、H903、d、f 均为花岗岩中锆石,也为岩浆侵入围岩后降温过程中生长的锆石。由于岩浆演化总体趋势均是岩浆上升或侵入围岩然后被围岩吸热、降温,逐渐冷却成岩,故在岩浆中结晶的锆石绝大多数均是在降温过程中生长的^[8],因此多数岩浆锆石由晶体中心至边缘 $\bar{R}$ 值减小。这同图 1 中大多数岩浆锆石 $\bar{R}$ 值向边缘下降的事实相吻合。

b. 当岩浆从深部迅速上升时,岩浆内压将快速下降,而温度则可能降低较小,此时压力是影响 $\bar{R}$ 值变化的主要原因。在此过程中处于深部结晶的锆石核部或环带的内侧因压力大晶格被压缩,不允许大半径的离子进入晶格, $\bar{R}$ 值小。当岩浆上升至相对较浅部位时,岩浆内压减小,晶格被压缩的外力减小,能够允许更大半径的离子进入晶格, $\bar{R}$ 值增大。因此引起 $\bar{R}$ 值由中心向边缘或环带的内侧至外侧 $\bar{R}$ 值增大,如 a、c 两个晶体就是这一情况。

上述两点很好地解释了为什么 a、b、c、d、f 5 个晶体从晶体中心至边缘成份变化趋势相似(汪相,1993),但 $\bar{R}$ 值变化趋势则相反,这是因为 a、c 晶体生长于岩浆上升的减压环境中,而晶体 b、d、f 则生长于岩浆侵入围岩的降温过程中。同理,也证明晶体 e 内环在降温为主的过程中生长,而外环则可能是被岩浆携带上升的过程中生长。

c. 由 $\bar{R}$ 值判断环带状锆石是在岩浆多次活动或岩浆温度压力的多次变化过程中生长而成。

② 变质重结晶锆石

如前所述,在变质重结晶锆石中 $\bar{R}$ 值的增大同温度升高有关,而温度的升高能引起锆石晶胞体积增大^[4],使锆石允许更大半径的离子进入晶格,故图 2 显示变质成因锆石从晶体中心至边缘 $\bar{R}$ 值增大;而压力的增大则引起 $\bar{R}$ 值减小,因此图 2 中变质重结晶锆石 $\bar{R}$ 值曲线的波动可能同变质作用过程中压力的不均匀变化有关。

③ 异常曲线讨论

在岩浆成因锆石中,H9307、H006 及晶体 e 在 ZrO_2/HfO_2 比等方面出现与晶体总体方向不一致的变化趋势,H9307 为伟晶岩锆石,一般伟晶岩化作用的后期均有变质重结晶作用或重结晶作用^[6]相迭加(可能是岩浆末期热液引起的自变质作用所致),笔者认为后期重结晶作用比早期岩浆作用温度低,说明 $\bar{R}$ 值减小与温度下降有关。H006 为安山集块岩,岩浆喷溢地表后由于温度迅速降低,其 $\bar{R}$ 值由晶体中心至边缘显示出直线下降的特点。这也反映了 $\bar{R}$ 值减小同

温度下降有关。其核部 $\bar{R}$ 值上升系由早期岩浆上升的减压过程所造成, 晶体 e 为 S 型重熔性花岗岩中锆石(汪相, 1993), 其晶体内部 ZrO_2/HfO_2 比异常是由重熔作用造成, 其 $\bar{R}$ 值也表现出由核部至边缘减小, 同大多数岩浆锆石一致。

变质重结晶锆石 $\bar{R}$ 值曲线的变化有以下原因:

- a. 变质作用过程以升温为主, 但有时压力也较大, 能引起 $\bar{R}$ 值局部下降。
- b. 变质作用的晚期均存在退变质作用, 尤其是 G2126、2155 均发现有强烈的退变质现象; 而退变质作用的温度较低, 因而引起锆石边缘 $\bar{R}$ 值下降。

5 问题及意义

锆石是最重要的测年矿物, 它能够记录目前地球上已知的最老的岩石年龄, 这同其结构稳定、不易造成铅丢失有关, 而结构稳定则使之能够保留结晶时的结构及成份特点(不亚于广泛使用的石榴石), 因此通过锆石来探讨结晶环境并同锆石同位素年龄数据相结合, 对研究地壳的时、空演化具有重要意义, 但目前尚缺乏人工实验的对比, 因而这方面的工作尚有待于进一步的探索。

参考文献

1. Barberi F, et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (after rift, Ethiopia). , J. Petrol. 1975, 16:22-31
2. Brooks C K. Distribution of zirconium and hafnium in the Skaergaard intrusion, East Greenland, Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, 33:357-374
3. Curris K L. Variations of the hafnium-zirconium ratio of granitic rocks from Eastern Ontario, Can. Mineral. , 1962, 7: 264
4. Clark S P. Handbook of physical constants. Geol. Soc. Am. MEM, 1966, 972.
5. Subbarao E C, et al. Thermal expansion of zircon, Japan J. Appl. pny. , 1968, 7:1168
6. ЦМАКИН В М. 花岗伟晶岩的地球化学和成因的基本问题. 地质地球化学, 1985, (4):45~49
7. 鲍学昭. 锆石中两种成份变化趋势及成因标型意义. 矿物学报, 1995A, (4):404~410
8. 鲍学昭, 等. 内蒙古、河北高级变质岩中锆石的成因矿物学研究. 岩石矿物学杂志, 1995, B(3):253~262
9. 鲍学昭. 测年过程中的锆石成因矿物学研究 见陆松年, 等. 前寒武纪大陆地壳演化示踪. 地质出版社, 1996A, 8 ~22
10. 鲍学昭, 等. 锆石中磷的分带趋势、成因及地质意义. 地质找矿论丛, 1996B, (1):59~66
11. 鲍学昭, 等. 中国 38 亿年古陆壳锆石成因矿物学研究. 矿物学报, 1996C, (4)
12. 范良明. 湖北枣阳石英正长岩中的环带状锆石研究. 成都地院学报, 1989, (1):27~34
13. 王文兴. 从黑龙江省部分地区不同时代侵入岩中锆石的形态试论锆石的形态分类. 第一届全国矿物学学术讨论论文摘要汇编, 1981, 325
14. 温元凯, 等. 离子极化导论. 安徽教育出版社, 1985, 22~47.

15. 武汉地院矿物教研室. 结晶学及矿物学. 地质出版社, 1979, 101~102
16. 武汉地院(地球化学教研室). 地球化学. 地质出版社, 1980, 39

AVERAGE CATION RADIUS $\bar{R}$ VALUE OF ZIRCONS AND ITS SIGNIFICANCE IN EXPLAINING THE VARIATION OF FORMATION TEMPERATURE AND PRESSURE OF ZIRCONS

Bao Xuezhao Lu Songnian and Li Huimin

(Tianjin institute of geology and mineral resources, China academy of geological sciences, Tianjin 300170)

Abstract

The structure zoning trends are discovered in magmatogenic and metamorphogenic zircons. The structure parameter is obtained by calculating the average cation radius $\bar{R}$ value of zircons, which can be expressed in the formula: $\bar{R} = \frac{\sum_{n=1}^n (\text{cation number} \times \text{cation radius})}{\sum_{n=1}^n \text{cation number}}$. It has been proved that the $\bar{R}$ value is directly proportional to the unit cell volume in an individual crystal. The fact discovered in this paper suggests that: 1. in magmatogenic zircons, the decreasing of $\bar{R}$ from inner to outer portion of each growth zoning or from core to rim of a crystal indicates the gradual lowering of magma temperature during crystallization; the increasing in $\bar{R}$ value indicates the gradual decreasing in magma pressure during crystallization. 2. in metamorphic zircons, the higher the metamorphic grade of protolith, the larger the average $\bar{R}$ value of the metamorphogenic zircons is; in individual crystals, from core to rim the $\bar{R}$ value has a rising trend, which indicates that the temperature of protolith mainly rises during the growth of metamorphogenic zircons.

Kew words: Zircons, average cation radius, variation of P and T, magmatism, metamorphism