

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2015082

五大连池钾质火山岩中辉石斑晶的反环带结构研究 及其对岩浆演化的约束

冒福根¹, 陈立辉^{1*}, 杨怀仁², 曾罡¹, 刘建强¹

1. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学), 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023

2. 台湾成功大学地球科学系, 台南 701

摘要: 五大连池钾质火山岩中发现具有反环带结构的单斜辉石斑晶。反环带辉石的核部为次透辉石, 与边部相比具有较低的 $Mg^{\#}$ 值 (68~77)、 TiO_2 (0.23~0.50 wt.%)、 Cr_2O_3 (<0.06 wt.%) 和较高的 Al_2O_3 (3.4~5.0 wt.%)、 Na_2O (0.43~0.78 wt.%)、 FeO (8.8~11.0 wt.%)、 MnO 含量。核部的稀土元素标准化曲线较为平坦, 且具有非常显著的 Eu 和 Sr 的负异常 ($Eu/Eu^* = 0.35\sim 0.63$, $Sr/Sr^* = 0.03\sim 0.17$), 指示其为曾与斜长石平衡的变质岩辉石。在 $Mg^{\#}$ - TiO_2 相关图上, 核部总体成分落入华北下地壳低 Mg 麻粒岩中单斜辉石的成分范围, 因此核部应该是来自下地壳麻粒岩的捕虏晶。反环带辉石边部与正常辉石斑晶成分一致, 具有较高的 $Mg^{\#}$ 值 (81~85)、 TiO_2 (0.40~1.65 wt.%)、 Cr_2O_3 (0.03~0.25 wt.%) 和较低的 Al_2O_3 (2.1~3.4 wt.%)、 Na_2O (0.34~0.63 wt.%)、 FeO (4.6~6.6 wt.%)、 MnO 含量, 轻重稀土分馏明显 $(La/Yb)_N = 3.23\sim 7.89$, 与玄武岩全岩的特征吻合。利用主量和微量元素的分配系数进行的模拟计算均表明, 反环带辉石边部与寄主岩浆已达到成分平衡, 说明边部是在熔蚀核部的基础上再生长而成的岩浆成因辉石。五大连池正常辉石斑晶的 $Mg^{\#}$ 值与 TiO_2 具有负相关性, 指示岩浆在地壳深度经历了一定程度的演化。反环带辉石斑晶边部由里到外 Al_2O_3 和 Na_2O 含量逐渐增加的趋势支持岩浆经历演化的结论。核部辉石的麻粒岩属性表明岩浆演化主要发生在下地壳。温压计计算结果也指示正常辉石斑晶和反环带辉石的边部都结晶于下地壳深度的系列岩浆房。晚期结晶的辉石斑晶总是比早期结晶的辉石更富集不相容元素, 说明分离结晶作用导致五大连池玄武岩的不相容元素更富集。平衡计算表明, 与辉石斑晶平衡的岩浆与玄武岩全岩在微量元素特征上高度相似。考虑到全岩高度一致的微量元素特征, 研究认为五大连池玄武岩的成分变化主要受下地壳岩浆房中的结晶分离作用控制, 地壳混染 (包括壳源岩浆混合) 可以忽略不计。

关键词: 单斜辉石; 反环带结构; 五大连池; 岩浆演化

中图分类号: P588.1

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493 (2015) 03-0492-016

Investigation of Reverse Zoning in Pyroxene Phenocrysts from Wudalianchi Potassic Lavas and its Constraints on Magmatic Evolution

MAO Fugen¹, CHEN Lihui^{1*}, YANG Huairen², ZENG Gang¹, LIU Jianqiang¹

1. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of

Earth Sciences and Engineering Nanjing University, Nanjing 210023, China

2. Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan 701, China

Abstract: Clinopyroxene phenocrysts with reverse zoning have been observed in Wudalianchi potassic lavas. The cores are salites characterized by lower $Mg^{\#}$ (68~77), TiO_2 (0.23~0.50 wt.%), Cr_2O_3 (<0.06 wt.%) and higher Al_2O_3 (3.4~5.0 wt.%), Na_2O (0.43~0.78 wt.%), FeO (8.8~11.0 wt.%) and MnO contents than those of the exteriors. Normalized REE patterns of the cores are relatively flat, and

收稿日期: 2015-04-20; 修回日期: 2015-05-11

基金项目: 本文受国家自然科学基金(41172060)和内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(自主课题ZZKT-201307)资助

作者简介: 冒福根, 男, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: geoball90mao@163.com

*通讯作者: 陈立辉, 男, 教授, 主要从事火成岩岩石学方面的研究; E-mail: chenlh@nju.edu.cn

they also exhibit prominently negative anomaly of Eu and Sr ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.35\sim 0.63$, $\text{Sr}/\text{Sr}^* = 0.03\sim 0.17$), suggesting an origin from metamorphic rocks in equilibrium with plagioclase. In the plot of $\text{Mg}^\#$ - TiO_2 , the overall composition of the cores falls within the compositional range of clinopyroxenes in lower crustal low-Mg granulites from North China Craton. As a result, the cores are inferred to be xenocrysts from granulites in the lower continental crust. The exteriors and normal pyroxene phenocrysts are similar in their compositions, which are higher in $\text{Mg}^\#$ (81~85), TiO_2 (0.40~1.65 wt.%), Cr_2O_3 (0.03~0.25 wt.%), and lower in Al_2O_3 (2.1~3.4 wt.%), Na_2O (0.34~0.63 wt.%), FeO (4.6~6.6 wt.%), MnO . Their LREE and HREE are highly fractionated $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.23\sim 7.89$, which are consistent with the basaltic whole rocks. The exteriors were in equilibrium with the host magmas, as is confirmed by both major and trace element modeling based on their partition coefficients. Thus the exteriors are suggested to be magmatic pyroxenes formed by overgrowth on the eroded cores. The $\text{Mg}^\#$ of Wudalianchi normal pyroxene phenocrysts are negatively correlated with TiO_2 contents, pointing to a certain extent of magmatic evolution in crustal depth, consistent with the gradual increase of Al_2O_3 and Na_2O contents from the inside out of the exteriors. The granulite facies nature of the cores further constrains the evolution to have occurred in the lower continental crust. Thermobarometer estimations also suggest that the crystallization of normal pyroxenes and exteriors of reversely zoned pyroxenes were in serial magma chambers in the lower crust. Pyroxene phenocrysts crystallized in a later stage are more enriched in incompatible elements than those of earlier pyroxenes, indicating that fractional crystallization have enhanced the enrichment of incompatible elements of Wudalianchi basalts. Calculated melts in equilibrium with pyroxene phenocrysts are extremely similar with the ultimately erupted lavas in their trace element patterns. Considering the remarkably uniform whole-rock trace element patterns, we suggest that the evolution of Wudalianchi basalts in the crust were mainly controlled by the fractional crystallization in magma chambers, and crustal contamination (also mixing with crust-derived magmas) has had negligible effects on whole rock compositions.

Key words: clinopyroxene; reverse zoning; Wudalianchi; magmatic evolution

Corresponding author: CHEN Lihui, Professor; E-mail: chenlh@nju.edu.cn

1 引言

中国东北五大连池钾质火山岩因具有富钾 ($\text{K}_2\text{O} = 4.50\sim 6.09$ wt.%, Chu et al., 2013)、轻重稀土极度分馏 ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 51.0 \pm 2.5$ (Chu et al., 2013)、极低的放射性 Pb 同位素 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.83\sim 17.1$, Zou et al., 2003) 等特征而与中国东部其它新生代玄武岩区分开来, 其岩石成因也因此一直备受争议 (Peng et al., 1986; Basu et al., 1991; Fan and Hooper, 1991; Zhang et al., 1991, 1995, 1998; Liu et al., 1994; Zou et al., 2003; Choi et al., 2006; Chen et al., 2007; Chu et al., 2013; Kuritani et al., 2013)。前人争议的焦点集中于钾质岩浆源区的性质 (物质来源、岩性、起源深度、熔融机制等), 而忽略了岩浆在地壳中的演化过程 (地壳混染和分离结晶)。基于部分样品中含有地幔橄榄岩捕虏体, 且 LILE 和 REE 的浓度非常高, 前人大多认为地壳混染对不相容元素和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素的影响非常小 (Basu et al., 1991; Zhang et al., 1995, 1998; Zou et al., 2003; Kuritani et al., 2013)。但 Chu 等 (2013) 观察到该区玄武岩的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 与 $1/\text{Os}$ 呈现明显的正相关性, 并将其归因于 2%~8% 的

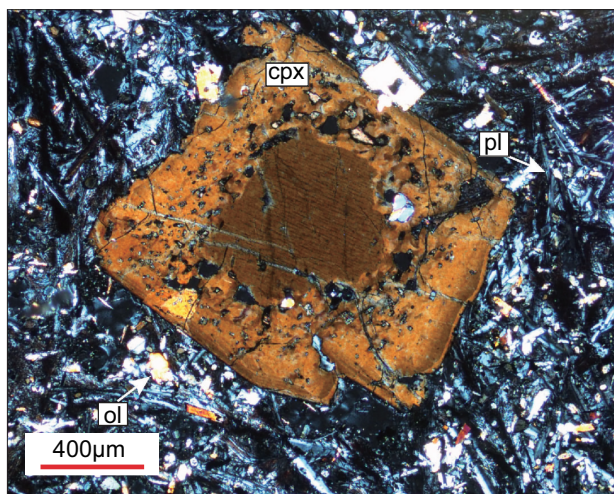
地壳混染。Zhang 等 (1995) 和 Zou 等 (2003) 等认为五大连池岩浆上升速度快, 分离结晶对岩浆成分的改造也可忽略。总体而言, 以上工作对五大连池钾质火山岩演化方面 (同化混染和分离结晶) 的约束主要是基于全岩的地球化学, 尚缺乏更直接的证据。

另一方面, 岩浆在封闭体系中的演化过程信息常被记录在矿物 (主要是辉石、橄榄石和斜长石) 的各种环带结构之中 (Streck, 2008)。由于辉石对岩浆中微量元素的分布具有重要影响 (Skulski et al., 1994), 并且其结构和成分保留了开放体系中各种岩浆演化过程的信息, 对环带辉石的研究能够为解释岩石成因提供多方面的约束, 例如岩浆特征 (Guo et al., 2007)、结晶压力 (深度)、源区岩性 (Pilet et al., 2002; Gao et al., 2004, 2008), 甚至是源岩生成的构造环境 (Nisbet and Pearce, 1977; 于丽芳等, 2011) 等。具有反环带结构的辉石多见于碱性火山岩 (如, Pilet et al., 2002; Xu et al., 2003; 黄小龙等, 2007; Gao et al., 2008; 于丽芳等, 2011) 和富镁安山岩 (如 Gao et al., 2004; Guo et al., 2007; Streck et al., 2007)。目前, 对于反环带辉石的形成常归因于 (1) 岩浆混合、(2) 捕

掳晶残留和再生长、(3) 岩浆中挥发份含量 (尤其是水) 的变化 (Federico et al., 1988; Streck, 2008)。本文将对五大连池钾质火山岩中具有复杂成分变化的反环带辉石斑晶进行详细的矿物学工作, 以示踪岩浆上升过程中的演化过程, 并对岩浆的演化和混染程度进行评估。

2 地质背景和岩石特征

五大连池火山群位于中国东北松辽盆地的北缘, 由14座独立的小火山组成。K-Ar年龄指示本区火山活动始于更新世 (邱家骧等, 1991), 并持续到公元1719~1721年间。该区岩浆活动主要受板内拉张盆地和边界断层控制 (Liu et al., 1994)。在TAS图解上, 五大连池火山岩主要属响岩质碱玄武岩、玄武粗安岩、碱玄质响岩和粗安岩 (Fan et al., 1991; 刘若新, 1992), 部分火山熔岩夹带有地幔橄榄岩捕虏体 (邱家骧等, 1991)。本区大多数样品为斑状结构, 含较多气孔。斑晶主要有橄榄石和单斜辉石 (<15%), 基质中分布有橄榄石、单斜辉石、板条状斜长石和钛铁矿微晶 (图1)。单斜辉石斑晶的粒径变化较大, 大部分为0.3~1 mm, 最大径长可达3 mm, 均为自形—半自形, 少数单斜辉石具有反环带结构 (图1)。薄片 中 还 有 少 量 橄 榄 石 斑 晶, 具 有 自 形—港 湾 状 形 态, 熔 体 包 裹 体 常 见。



Cpx: 单斜辉石; Ol: 橄榄石; Pl: 斜长石
Cpx: clinopyroxene; Ol: olivine; Pl: plagioclase

图1 五大连池反环带辉石斑晶镜下特征

Fig. 1 Thin sections of reversely zoned pyroxene phenocrysts from Wudalianchi

本文所研究的含反环带辉石的样品来自卧虎山 (N 48° 39' 15.39", E 126° 14' 15.68")。该样品与其它五大连池玄武岩相比, 单斜辉石和橄榄石斑晶含量更高; 全岩化学成分上, 它具有较高的 SiO₂ (53.63 wt.%), Al₂O₃ (14.27 wt.%) 和较低的 MgO (5.47 wt.%) (五大连池玄武岩的成分变化范围可参考 Chu et al., 2013), 因而总体显示出更为演化的特征。在显微镜下, 反环带辉石的核部可观察到一组解理, 基本不含包裹体。核幔接触面不规则, 具有大量熔蚀孔洞, 呈筛状结构, 其间还包裹少量橄榄石微晶。幔部至外缘 (幔部与外缘合称为边部) 晶形较为完整, 含有大量包裹体; 外缘厚约 40 μm (图1)。正常辉石斑晶除来自卧虎山, 还有少部分来自火烧山 (N 48° 44' 47.1", E 126° 11' 28.05")。

3 实验方法和结果

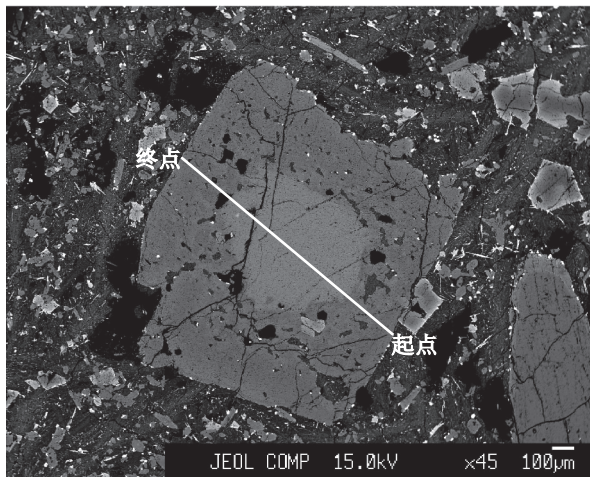
本文主要对五大连池钾质火山岩中两颗反环带辉石和正常辉石斑晶进行详细的矿物成分分析。反环带辉石的电子探针成分和背散射电子像在南京大学生内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室进行。采用仪器型号为 JEOL JXA-8100, 测试条件: 加速电压 15 kV, 探针电流 20 nA, 束斑直径 1 μm, 所有测试数据都进行了 ZAF 处理。元素的特征峰测量时间为 10 s, 上背景和 下背景测量时间各为 5 s (Mn 除外, 两者分别为 20 s 和 10 s)。选用标样为: 普通角闪石 (Na、K、Mg、Fe、Al、Si)、TiO₂ (Ti)、磷灰石 (Ca)、MnTiO₃ (Mn) 和 Cr₂O₃ (Cr)。正常辉石斑晶的电子探针分析在中国科学技术大学中科院壳幔物质与环境重点实验室完成, 所用仪器型号为岛津 EPMA-1600。实验条件为: 加速电压 15 kV, 探针电流 20 nA, 束斑直径 1 μm, ZAF 修正法。元素的特征峰和上背景、下背景测量时间分别为 10 s、5 s 和 5 s。详细的校正方法及仪器分析精度同 Chen 等 (2014)。

所有辉石斑晶的原位微量元素测试在台湾成功大学地球科学系用 LA-ICP-MS 完成。实验室 ICP-MS 型号为 Agilent 7500ce, 激光剥蚀系统为 New Wave 公司生产的 UP-213。激光剥蚀系统处于脉冲模式, 频率为 5 Hz, 能量为 ~0.4 mJ/pulse, 束斑直径 ~50 μm, 能量 55%, 剥蚀时间 120 s, 其中背景测量时间 40 s。所有元素采用 Norman 等 (1996) 给出的 NIST SRM 610 的浓度作为标准校

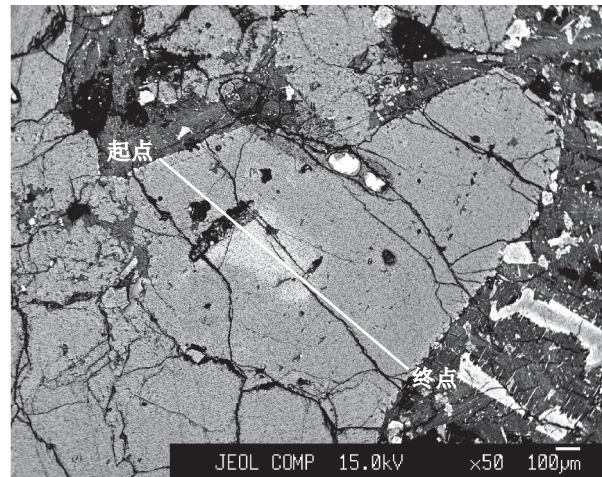
正, 测试的Ca用作内标来校正每轮(run)剥蚀物质的绝对含量。每轮测试开始前后分别测试NIST 610和BCR-2G(外标)各两次, 用于监测数据的精密度和准确度。标样结果显示多数元素(Sc、V、Co、Zn、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、Ba、La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Dy、Ho、Er、Hf、Pb、Th和U)的相对偏差(RSD)约为5%, 所有元素的相对偏差 $\leq 10\%$ 。BCR-2G的测试结果与推荐值(Gao et al., 2002)相比, 多数元素(Sc、V、Co、Zn、Rb、Sr、Nb、Cs、Ba、La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Pb、Th与U)的相对偏差 $\leq 10\%$ 。

辉石斑晶的电子探针和LA-ICP-MS微量元素分析结果分别列于表1和表2(代表性成分), 所有数据参见附表1和附表2。在背散射电子图像上(图2), 反环带辉石的核部与边部相比更亮, 指示其更加富Fe而贫Mg; 而幔部与外缘则没有明显的亮度差别。

主量元素特征 五大连池辉石斑晶具有较高的CaO(17.5~22.3 wt.%)含量(表1), 均为单斜辉石。在Wo-En-Fs三角分类图上, Cpx-A的核部为相对富Ca的透辉石, 其边部和Cpx-B及正常辉石斑晶更加富Mg, 均落入普通辉石区域(图3);



五大连池 Cpx-A



五大连池 Cpx-B

(a) 和 (b): 五大连池两颗典型反环带辉石; 白色线为电子探针分析时的起始点和终点

(a) and (b): representative reversely zoned pyroxenes from Wudalianchi; white lines designate the start and end points during electron micro probe analysis (EMPA)

图2 五大连池反环带辉石的背散射图像

Fig. 2 BSE images of Wudalianchi reversely zoned pyroxenes

表1 五大连池火山岩辉石斑晶的代表性电子探针分析结果

Table 1 Representative EMPA results of pyroxene phenocrysts from Wudalianchi lavas

元素	Cpx-A					Cpx-B				正常 Cpx 18PX-5
	外缘	幔部	核部	核部	幔部	外缘	边部	核部	边部	
Major element (wt.%)										
SiO ₂	50.40	50.55	51.26	50.70	53.56	50.24	52.94	52.17	53.87	51.58
TiO ₂	1.31	1.16	0.49	0.50	0.77	1.24	0.45	0.31	0.40	1.09
Al ₂ O ₃	3.34	2.92	3.84	4.95	2.02	3.39	2.34	3.62	2.08	3.17
Cr ₂ O ₃	0.06	0.16	0.04	0.04	0.14	0.07	0.22	0.01	0.20	0.24
FeO	6.08	6.27	7.94	9.25	4.65	6.11	5.63	10.95	6.01	6.08
MnO	0.14	0.12	0.40	0.49	0.12	0.11	0.05	0.17	0.07	0.05
MgO	15.65	15.80	14.97	12.06	16.95	16.29	17.64	12.92	18.35	15.48
CaO	21.64	21.87	20.56	20.81	21.09	21.38	19.49	18.43	18.66	21.89
Na ₂ O	0.54	0.56	0.68	0.75	0.45	0.59	0.38	0.48	0.37	0.25
K ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.11
Total	99.26	99.24	100.14	99.56	99.77	99.37	99.20	99.09	100.03	99.93
Mg [#]	82.10	81.78	77.07	69.93	86.66	82.61	84.81	67.77	84.49	81.95
Al/Ti	3.99	3.96	12.40	15.52	4.11	4.29	8.24	18.22	8.13	4.56

Mg[#] = Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺); cpx: 单斜辉石

表2 五大连池火山岩辉石斑晶的代表性LA-ICP-MS分析结果

Table 2 Representative LA-ICP-MS results of pyroxene phenocrysts from Wudalianchi lavas

元素	Cpx-A				Cpx-B				正常 Cpx 18PX
	核部	核部	边部	边部	核部	核部	边部	边部	
Trace element ($\times 10^{-6}$)									
Li	3.77	3.81	7.60	6.94	5.21	5.25	4.49	3.94	3.87
Mg	53773	53345	74062	77367	68456	59956	78485	81344	85390
Al	19127	19138	12269	12623	15150	13574	10956	10687	12177
Ca	151209	151699	151688	153268	150402	142919	134439	135786	145356
Sc	74.48	70.55	53.42	53.77	111.93	136.02	44.60	45.48	49.85
Ti	2673	2715	5077	5416	4172	2987	4013	3923	5053
V	183	184	130	133	318	351	121	120	149
Cr	205	226	2633	2757	1159	399	1978	2044	2706
Fe	68379	67009	35598	40240	23937	25140	16437	16794	17727
Co	31.62	30.68	36.27	39.93	42.55	41.1	39.9	41.85	42.27
Ni	60.28	60.86	275.72	303.68	231.97	150.79	348.88	379.88	412.05
Rb	<0.060	0.077	<0.050	4.35	1.34	0.199	0.039	<0.050	<0.033
Sr	14.07	12.15	200.51	253.41	131.03	80.73	173.93	168.12	214.39
Y	44.92	45.74	11.39	11.72	79.33	97.09	11.97	11.12	13.78
Zr	179.8	183.49	40.27	47.21	102.93	109.39	28.75	28.28	39.72
Nb	0.199	0.208	0.226	1.96	0.89	0.242	0.094	0.154	0.156
Ba	1.12	<0.15	3.09	61.47	23.97	7.14	0.42	0.209	0.38
La	4.71	4.89	6.5	9.43	11.35	10.91	5.16	5.11	7.3
Ce	18.28	18.53	22.3	26.11	48.15	51.59	17.36	17.28	25.06
Pr	3.19	3.39	3.53	3.94	9.6	10.01	2.98	3.01	4.15
Nd	18.87	18.35	19.15	20.31	48.9	55.15	16.27	15.31	21.77
Sm	6.7	7.46	5.32	6.44	17.96	19.23	5.41	4.69	5.88
Eu	1.32	1.35	1.8	1.65	2.24	2.49	1.433	1.533	1.92
Gd	8.47	7.79	4.32	4.43	15.9	19.26	3.87	3.98	4.85
Tb	1.53	1.382	0.691	0.536	2.62	3.23	0.638	0.571	0.807
Dy	8.75	9.44	3.12	3.19	15.86	20.39	2.76	2.79	3.46
Ho	1.92	1.84	0.49	0.484	3.4	3.93	0.574	0.42	0.615
Er	4.8	5.01	0.92	0.91	8.2	10.66	1.08	1.023	1.23
Tm	0.711	0.803	0.155	0.094	1.235	1.501	0.12	0.096	0.113
Yb	5.18	4.73	0.86	0.87	7.45	9.44	0.69	0.595	0.797
Lu	0.741	0.78	0.085	0.098	1.057	1.297	0.086	0.095	0.076
Hf	5.82	5.42	1.77	2.02	4.77	6.08	1.32	1.23	1.62
Ta	0.045	0.051	0.0074	0.092	0.047	0.0249	0.0183	<0.0067	0.0211
Pb	0.225	0.191	0.312	0.73	2.33	0.586	0.387	0.238	0.235
Th	0.084	0.052	0.0133	0.321	0.173	0.091	0.0159	0.0192	0.0283
U	0.035	0.023	<0.00	0.106	0.049	0.0137	0.0043	0.0028	<0.0105
(La/Yb) _N	0.61	0.69	5.04	7.23	1.02	0.77	4.99	5.73	6.11
(Gd/Yb) _N	1.35	1.36	4.15	4.21	1.76	1.69	4.64	5.53	5.03
Eu/Eu*	0.53	0.54	1.14	0.94	0.40	0.39	0.95	1.08	1.09
Sr/Sr*	0.05	0.04	0.69	0.80	0.17	0.10	0.71	0.70	0.64

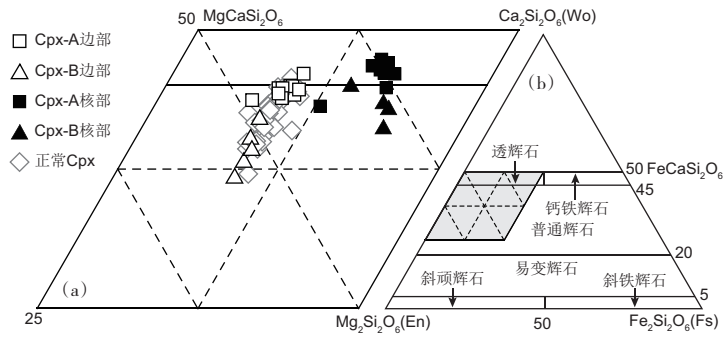
Eu/Eu* = Eu_N / (Sm_N × Gd_N)^{0.5}, N为球粒陨石标准化值; Sr/Sr* = Sr_N / (Pr_N × Nd_N)^{0.5}, 此时N表示原始地幔标准化值; <0.060表示低于检测限; cpx: 单斜辉石

核部与边部相比Fe含量更高,为次透辉石。Cpx-A的核部与边部相比具有较低的Mg[#] (68~77)、TiO₂ (0.40~0.50 wt.%)、Cr₂O₃ (<0.06%)和较高的Al₂O₃ (3.8~5.0 wt.%)、Na₂O (0.66~0.79 wt.%)、FeO (7.9~10.2 wt.%)、MnO (图3和附表1)。边部与核部相比成分变化范围较宽,且具有更高的Mg[#] (81~87)、TiO₂ (0.77~1.65 wt.%)、Cr₂O₃ (0.03~0.25 wt.%)和更低的Al₂O₃ (2.0~4.2 wt.%)、Na₂O (<0.63 wt.%)、FeO (4.6~6.6 wt.%)、MnO。Cpx-A的边部由内到外Mg[#]和TiO₂逐渐降低,而Al₂O₃和

Na₂O逐渐升高,呈现出逐渐演化的趋势(图4左)。

与Cpx-A类似,Cpx-B的核部比边部具有更低的Mg[#]、TiO₂、Cr₂O₃和更高的Al₂O₃、Na₂O、FeO、MnO含量(图4右)。两颗反环带辉石不同的是,Cpx-B的TiO₂和Na₂O含量比Cpx-A均系统性偏低;Cpx-B的边部成分较为均一,没有呈现岩浆演化的趋势。

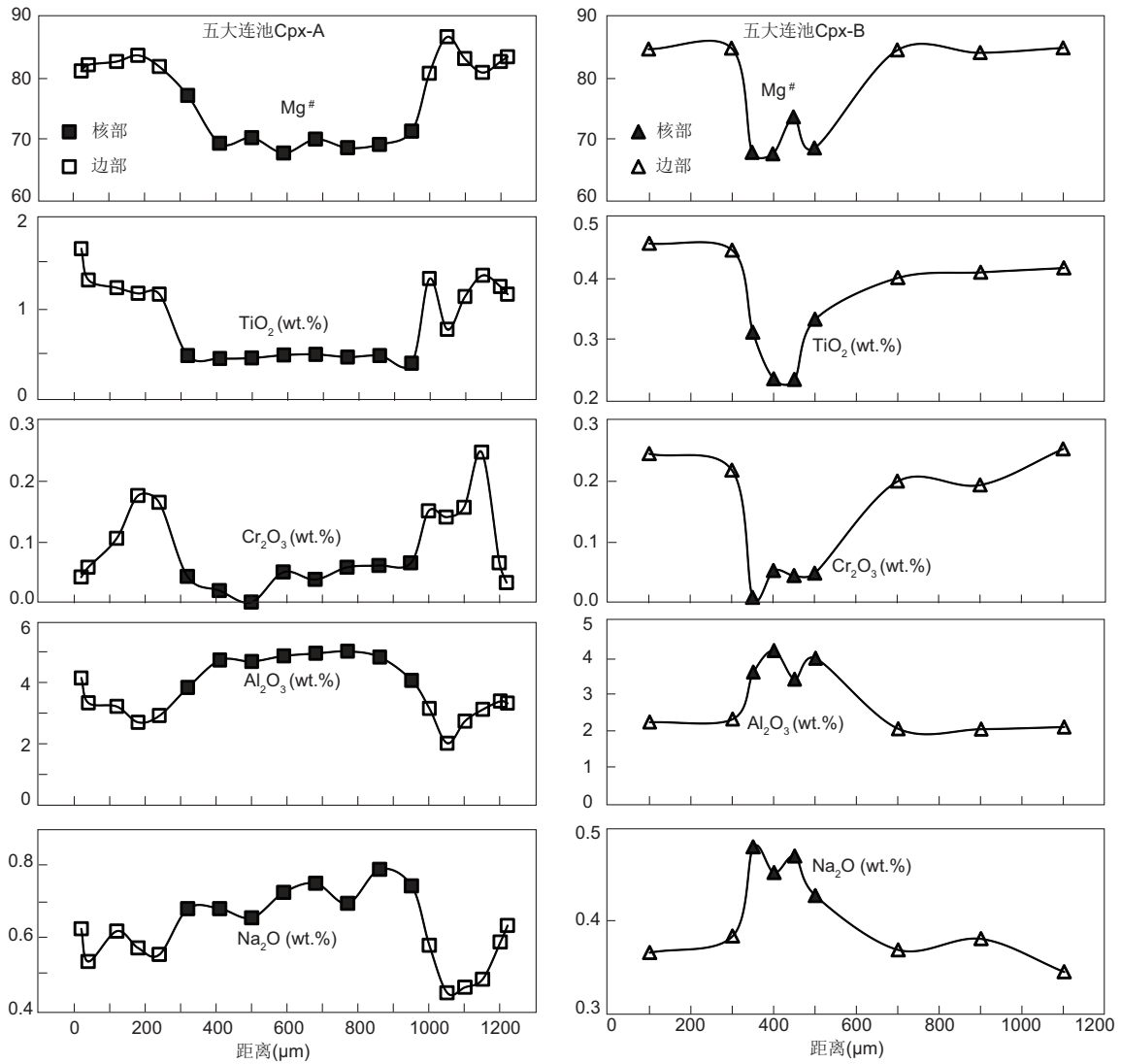
总体而言,反环带辉石的核部与边部相比具有较低的Mg[#] (68~77)、TiO₂ (0.23~0.50 wt.%)、Cr₂O₃ (<0.06 wt.%)和较高的Al₂O₃ (3.4~5.0 wt.%)、



(a) 为 (b) 中菱形阴影区域的放大效果, (b) 为辉石三角分类图
(a) the magnification of the shaded area in the classification triangle (b)

图3 五大连池辉石斑晶的Wo-En-Fs图

Fig. 3 Wo-En-Fs nomenclature of Wudalianchi pyroxene phenocrysts



成分剖面距离对应图2中白色线

Distance on compositional profiles corresponds to white lines in Fig. 2

图4 五大连池反环带辉石成分对比剖面

Fig. 4 Compositional variations along the profiles of Wudalianchi reversely zoned pyroxenes

Na₂O (0.43~0.78 wt.%)、FeO (8.8~11.0 wt.%) 与 MnO 含量。值得注意的是,正常辉石斑晶与反环带辉石边部的主量元素成分高度相似,而与核部区分开来(表1)。

微量元素特征 在稀土元素球粒陨石标准化图上(图5a),Cpx-A核部的稀土元素之间分馏程度总体较小,La相对于HREE较为亏损($(La/Yb)_N=0.57\sim 1.02$),从La到Sm含量逐渐升高,Eu呈现显著的负异常($Eu/Eu^*=0.53\sim 0.63$)。边部呈勺状,从La到Nd标准化值逐渐升高,从Nd到Lu则明显下降,因而边部的轻重稀土分馏显著($(La/Yb)_N=5.04\sim 7.89$);Eu没有明显的异常。在微量元素原始地幔标准化图上(图5b),Cpx-A的核部具有明显的Th、Nb、Pb、Sr和Ti的负异常;而边部尽管这5个元素也呈现负异常,异常程度却远不及核部。例如,核部 $Sr/Sr^*\approx 0.04$,边部 $Sr/Sr^*=0.68\sim 0.80$ 。边部的MREE,HREE分馏明显, $(Gd/Yb)_N=4.15\sim 6.82$ 。

Cpx-B的微量元素特征与Cpx-A相似(图5)。两者的差别在于,Cpx-B核部的REE和LILE绝对含量更高,Eu($Eu/Eu^*=0.35\sim 0.39$)和Ti的负异常更加显著,其Zr和Hf呈现负异常,而Cpx-A核部的Zr和Hf具有微弱的正异常。而两者边部的微量元素特征却非常接近。此外,反环带辉石边部的REE和LILE与其他辉石相比,在绝对含量和元素异常特征上均非常一致(图5)。

总体而言,反环带辉石核部具有非常显著的

Eu和Sr的负异常($Eu/Eu^*=0.35\sim 0.63$, $Sr/Sr^*=0.03\sim 0.17$),轻重稀土分馏没有明显分馏。边部Eu没有异常,Sr呈现微弱的负异常;轻重稀土分馏显著($(La/Yb)_N=3.23\sim 7.89$),这一点与费县苦橄岩中的单斜辉石非常相似(图5)。

4 讨论

为了便于讨论五大连池反环带辉石的成因,我们将其成分与华北费县苦橄岩中的反环带辉石(Gao et al., 2008)进行对比。费县反环带辉石的核幔接触面尖锐、不规则,这种形态学特征表明幔部是在核部的基础上再生长,两个区域几乎没有元素的扩散交换(Gao et al., 2004, 2008)。费县辉石的核部具有较低的MgO和高的Na₂O(2.35 wt.%)含量,边部明显具有更高的Mg、Cr、Ni和更低的Na₂O(<0.95 wt.%)。Gao等(2008)认为这些反环带辉石的边部由寄主岩浆(来源于榴辉岩与橄榄岩混合同化的源区)结晶而成,而核部既可能是由榴辉岩来源的熔体直接结晶形成(液-液混合, magma mixing),也可能是同化过程中榴辉岩的固相残留(固-液混合)。

4.1 五大连池反环带辉石边部的成因

单斜辉石与岩浆熔体之间的Fe-Mg分配系数($K_D=[Fe^{2+}/Mg]_{cpx}/[Fe^{2+}/Mg]_{melt}$)可以用来探讨斑晶是否与全岩平衡(黄小龙等, 2007; Wang et al., 2012)。Fe-Mg分配系数受结晶压力影响很小,其

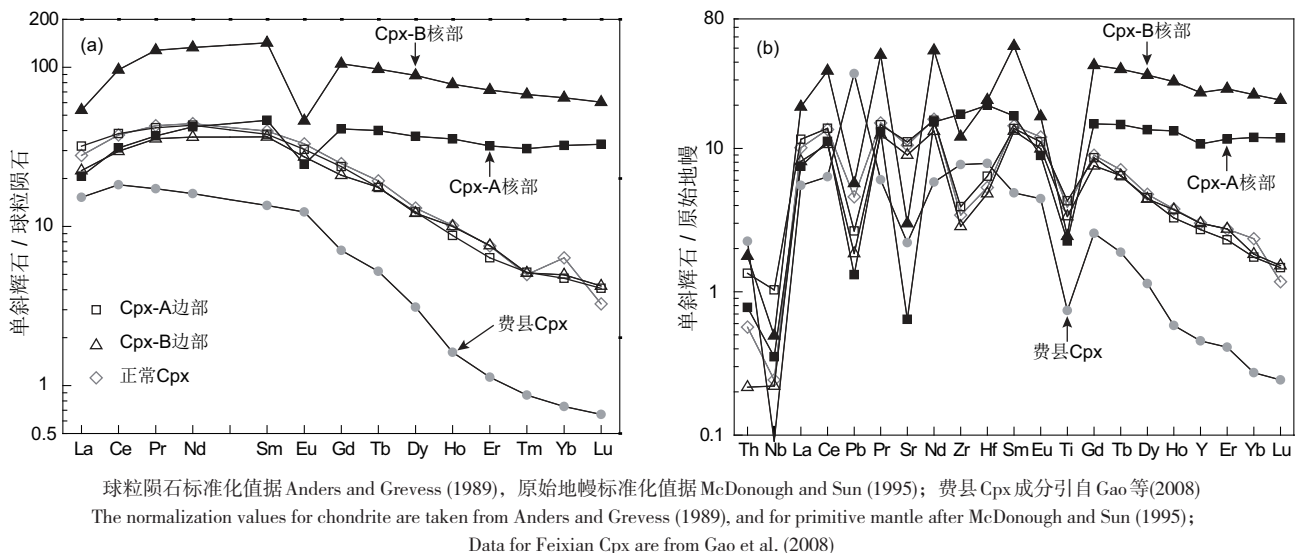


图5 五大连池反环带辉石核部与边部微量元素成分对比

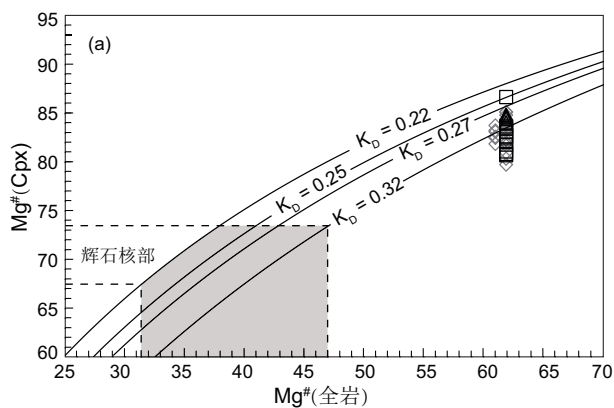
Fig. 5 Comparison of trace element compositions in the cores and exteriors of Wudalianchi reversely zoned pyroxenes

数值可以通过实验岩石学约束（例如，Toplis and Carroll, 1995; Putirka, 1999）。图6a中曲线代表与岩浆平衡的单斜辉石的理论 $Mg^{\#}$ 数值。辉石边部（幔部和外缘）和正常辉石斑晶的成分均落入或接近平衡区域。另一方面，我们可以根据单斜辉石与玄武质熔体的分配系数来反推与矿物平衡的岩浆成分（附表3）。模拟计算显示，与辉石边部平衡的熔体不管是在绝对含量还是元素异常特征上均与五大连池全岩相吻合（图6b）。因此，五大连池反环带辉石的边部和正常辉石均是已经与寄主岩浆达到平衡的斑晶。

五大连池所有辉石斑晶的 $Mg^{\#}$ 与 TiO_2 呈现负相关（图7），指示其岩浆经历了一定程度的演化。这一点与Cpx-A边部由内到外观察到的成分变化相吻合（图4左）。Cpx-B和Cpx-A边部的成分分别位于所有辉石斑晶成分谱的两端，前者在同一岩浆体系中结晶更早（图7）。边部的轻重稀土分馏明显 $(La/Yb)_n=3.23\sim 7.89$ ，Eu没有明显异常，这与全岩的微量元素特征一致（如Chu et al., 2013）。因此，五大连池反环带辉石的边部是在核部的基础上再结晶形成的，它保留了全岩在边部结晶环境下的成分信息。

4.2 五大连池反环带辉石核部的成因

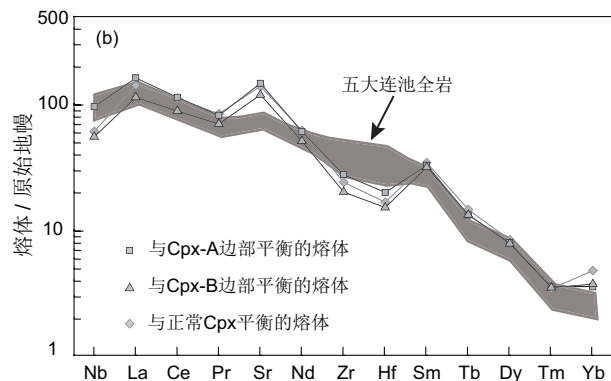
核部与边部相比具有较低的 $Mg^{\#}$ 和 TiO_2 含量，



其成分落入华北低 Mg 麻粒岩的单斜辉石成分范围（图7）。同时，核部具有显著的Eu和Sr的负异常 $(Eu/Eu^*=0.35\sim 0.63, Sr/Sr^*=0.03\sim 0.17)$ （图5），指示其源区含有大量的斜长石，因而它可能来自于下地壳。较为平坦的稀土元素配分图也暗示其结晶深度较浅，源区并无石榴子石残留。此外，两颗反环带辉石的核部具有明显的成分差异，例如Al/Ti比值和 Na_2O （图8）、微量元素绝对含量（图5）、Zr-Hf的异常（图5b）；而岩浆混合模型中岩浆结晶的核部往往具有非常均一的成分（例如，黄小龙等，2007；Guo et al., 2007）。因此，我们倾向于认为核部为下地壳捕虏晶。

如上所述，五大连池反环带辉石的核幔接触面具有大量熔蚀孔洞，呈筛状结构（图1），指示核部与外来岩浆发生了强烈的反应。而岩浆成因的核部往往会在边部逐渐生长，核幔边界平整光滑（如黄小龙等，2007；Guo et al., 2007；Gao et al., 2008；Chen et al., 2013等文献中的反环带辉石）。核部与边部相比Fe含量更高，成分更加接近次透辉石；而岩浆成因的单斜辉石多为透辉石。因而核部更可能是麻粒岩相变质的捕虏晶，而非捕获之前岩浆成因的单斜辉石。

麻粒岩地体与麻粒岩捕虏体相比，其单斜辉石的 $Mg^{\#}$ 和 TiO_2 含量偏低（图7），表明前者的基性

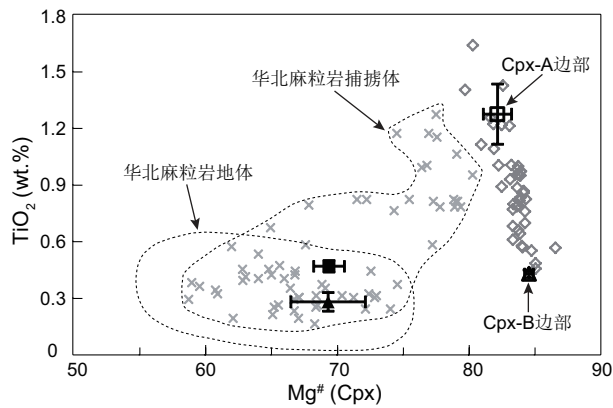


(a) 五大连池反环带辉石和正常辉石斑晶对应的寄主岩 $Mg^{\#}$ 为61和61.9（未发表数据），阴影区域指示与核部平衡的岩浆的 $Mg^{\#}$ ，Fe-Mg分配系数 (K_D) 受结晶压力影响很小，因而根据实验结论设定范围0.22~0.32；(b) 单斜辉石在下地壳深度（1 GPa）与玄武质岩浆平衡的分配系数引自Skulski等（1994），计算过程详见附表3；五大连池全岩成分为作者未发表数据

(a) Mg numbers for the host rocks in this study are 61 and 61.9 (unpublished data). Shaded area points to the $Mg^{\#}$ range of magma in equilibrium with the cores. The Fe-Mg exchange partition coefficient (K_D) is slightly dependent on pressure, and is assumed to vary in the range between 0.22 and 0.32 based on experimental reports. (b) Partition coefficients between clinopyroxene and basaltic magmas are taken from Skulski et al. (1994), and details of the calculation are provided in supplementary Table S3. The compositions of Wudalianchi whole rock are unpublished data

图6 矿物-岩浆平衡模拟计算与全岩成分对比

Fig. 6 Comparison of modeled results in equilibrium with host magmas with whole rock compositions



华北麻粒岩捕掳体单斜辉石数据包括女山 (Huang et al., 2004)、汉诺坝 (Chen et al., 2001)、信阳 (Zheng et al., 2003) 和莒南 (Ying et al., 2010); 华北麻粒岩地体的 Cpx 成分范围据 Ying 等 (2010)。误差线为标准偏差, 图例同图 5

Data for clinopyroxenes from NCC granulite xenoliths include Nvshan (Huang et al., 2004), Hannuoba (Chen et al., 2001), Xinyang (Zheng et al., 2003) and Junan (Ying et al., 2010). The compositional range for clinopyroxenes in NCC terrain granulites is after Ying et al. (2010). Error bars are standard deviation (σ), and symbols are the same as in Fig. 5

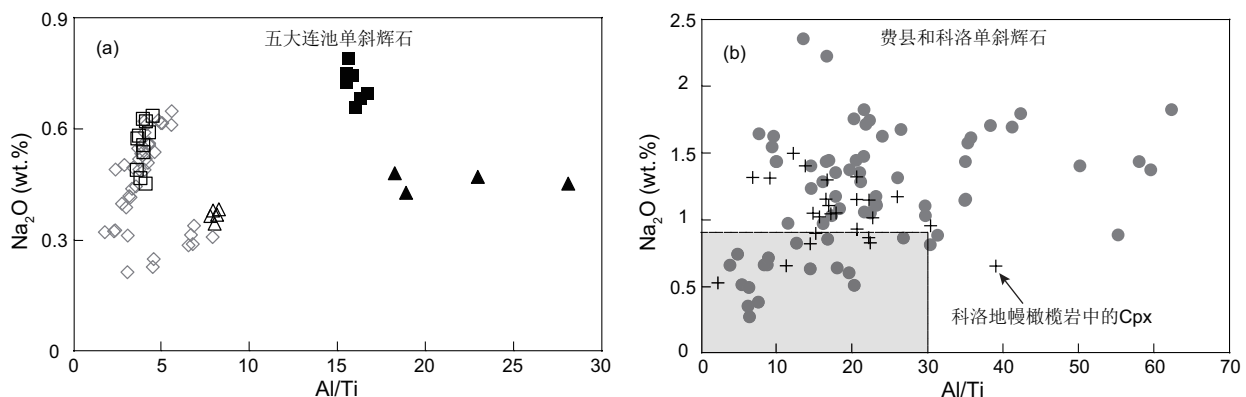
图 7 五大连池与华北下地壳麻粒岩单斜辉石的成分对比
Fig. 7 Compositional comparison of clinopyroxenes from Wudalianchi, NCC granulite xenoliths and NCC terrain granulites

程度更低, 代表下地壳更浅部的成分 (参见汉诺坝麻粒岩地体与捕掳体成分对比, Zhou et al., 2002)。而麻粒岩捕掳体中的单斜辉石成分变化范围较大, 总体更高的 $Mg^{\#}$ 和 TiO_2 含量指示其可能来源于更深的位置。对比华北麻粒岩地体和捕掳体中单斜辉石的成分, 五大连池辉石核部明显更接近前者, 这表明核部更有可能是来自下地壳浅部的捕掳晶。

4.3 辉石结晶的温压环境

Gao 等 (2008) 汇总了平衡条件下单斜辉石的 Na_2O 含量与结晶压力的关系, 结果显示两者存在正相关性 ($r=0.55\sim 0.58$)。Thompson (1974) 的研究结果认为, 单斜辉石中 Al/Ti 比值与结晶压力也呈现正相关性。因而 Al/Ti 比值和 Na_2O 含量可用于大致判断辉石的结晶压力。与费县拆沉榴辉岩来源的熔体结晶的单斜辉石相比 (>2.5 GPa, Gao et al., 2008), 五大连池辉石斑晶具有较低的 Al/Ti 比值和 Na_2O 含量, 证明其结晶压力远低于费县辉石 (图 8)。反环带辉石边部和正常辉石斑晶较低的 Al_2O_3 (2.0~3.4 wt.%) 含量可排除其在地幔压力下结晶的可能性 (Streck et al., 2007)。Zhang 等 (2011) 对科洛火山群 (五大连池 NNW 约 70 km, 两者成分相同) 橄榄岩捕掳体的研究表明, 其来源于岩石圈地幔不同深度; 而五大连池辉石斑晶的 Al/Ti 比值和 Na_2O 含量比地幔捕掳体中的单斜辉石系统性偏低, 指示它们的平衡结晶压力明显更低。同时, 作者注意到核部和幔部发生了一定程度的元素扩散和交换。例如 Mg^{2+} 和 Al^{3+} (相比于 Ti^{4+} 更活泼) 在 Cpx-A 的核幔边界处其含量逐渐变化 (图 4 左), 而核部与幔部的 TiO_2 含量则是突变。

为了定量估算辉石斑晶结晶时的温压条件, 我们运用温压计来约束其范围。该方法是运用 Putirka 等 (2003) 实验数据建立的一系列热力学方程, 同时将辉石所在全岩成分当做与之平衡的岩浆成分。由于核部是变质成因的捕掳晶, 这种



科洛地幔橄榄岩中单斜辉石成分据 Zhang 等 (2011), 其它数据来源和图例同图 5
Data for clinopyroxenes from Keluo mantle peridotites are from Zhang et al. (2011). Data sources and symbols are the same as in Fig. 5

图 8 五大连池反环带辉石与幔源辉石 Al/Ti 与 Na_2O 结晶条件对比

Fig. 8 Comparison of crystallization environment for Wudalianchi reversely zoned pyroxenes and mantle derived pyroxenes in Al/Ti vs. Na_2O

方法只能用来估算边部和正常辉石斑晶的结晶环境(附表4)。Cpx-A边部的结晶压力为4.04~11.73 kbar (7.20 ± 2.68 kbar), 温度为1100~1159°C ($1126 \pm 20^\circ\text{C}$); Cpx-B边部的结晶压力为10.00~10.41 kbar (10.25 ± 0.16 kbar), 温度为1150~1162°C ($1157 \pm 5^\circ\text{C}$); 正常辉石斑晶的结晶压力为4.04~12.87 kbar, 温度为1101~1176°C (图9)。总体说来, Cpx-B边部具有比Cpx-A更高的结晶压力和温度, 说明两者分别代表了岩浆在地壳中演化的初期和末期, 这与它们在 $\text{Mg}^\#$ 与 TiO_2 含量上的表现是一致的(图7)。此外, 峰值温压环境10.3 kbar和1150°C也支持岩浆演化主要发生在下地壳。

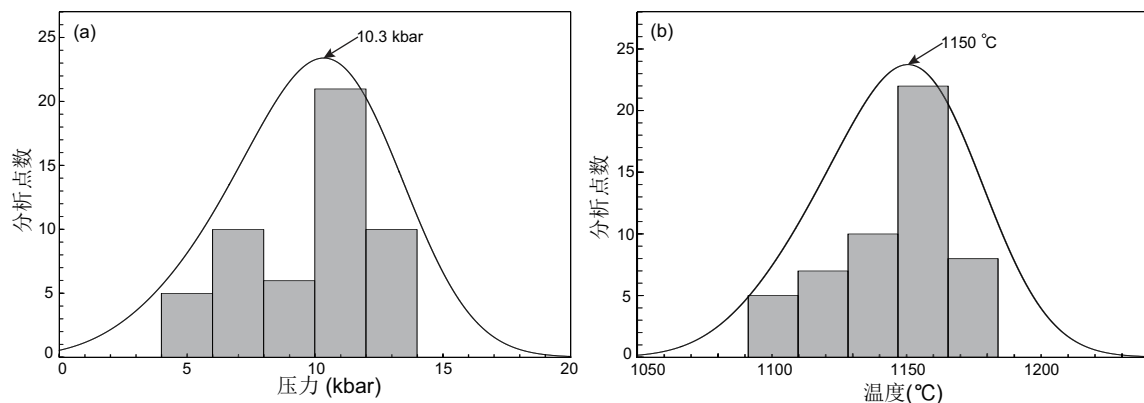
4.4 反环带结构对岩浆演化的启示

由于反环带辉石核部通常具有比边部更为演化的成分, 它们常常被用作支持岩浆混合的证据(如Pilet et al., 2002; Xu et al., 2003; 黄小龙等, 2007; Guo et al., 2007; Gao et al., 2008; Chen et al., 2013)。Federico等(1988)将Alban Hills中反环带辉石的形成归因于挥发份(尤其是水)含量的变化, 原因在于岩浆混合的模拟结果与实际成分不吻合。很多时候反环带辉石的核部也有可能是岩浆上升过程中的捕虏晶残留(如邵济安等, 2005; 黄小龙等, 2007; Streck et al., 2007)。对反环带辉石成因的探究不仅依赖于详细的化学成分分析, 对辉石结构、源岩成因和构造环境的研究也能协助判别其物质来源。反过来, 辉石斑晶的反环带结构可以为岩浆演化过程提供制约。岩浆成分的波动变化可以反映出斑晶生长过程中的岩性

质、温压环境、挥发份含量及氧逸度等因素的变化(黄小龙等, 2007; Streck et al., 2008)。

分离结晶 五大连池岩浆来源于地幔深部(至少是80~120 km, Zou et al., 2003; Choi et al., 2006; Chen et al., 2007; Chu et al., 2013; Kuritani et al., 2013), 它们在捕获并部分熔蚀辉石捕虏晶的基础上再次结晶生长。具有核幔结构的辉石随着岩浆的上升继续生长, 因而自形程度较好的Cpx-A边部由内到外 Al_2O_3 和 Na_2O 含量逐渐上升(图4左), 正常辉石斑晶的 $\text{Mg}^\#$ 与 TiO_2 含量亦呈现较好的负相关性(图7), 与岩浆在自然状态下结晶分异的趋势相吻合。Cpx-B的边部与Cpx-A相比具有较高的 $\text{Mg}^\#$ 和结晶温压环境、较低的 TiO_2 含量(图7和附表4), 两者分别指示五大连池岩浆在地壳中演化的初始和末期。根据Rayleigh分离结晶方程, 矿物(单斜辉石和少量橄榄石、斜长石)的分离结晶会导致强不相容元素的浓度升高(Lee et al., 2014)。晚期结晶的Cpx-A边部比早期结晶的Cpx-B边部更富集不相容微量元素(LILE和LREE)(图5)。模拟的平衡岩浆中不相容元素(如Nb和La)浓度的差别(图6b)指示全岩不相容元素的高度富集在一定程度上受到了分离结晶(单斜辉石和少量橄榄石、斜长石)的影响。但分离结晶对MREE和HREE浓度几乎没有影响, 中稀土和重稀土分馏显著(如Chu et al., 2013)(图5), 极度亏损的重稀土继承了原始岩浆的特征。

图6b中, 与边部平衡的玄武质岩浆模拟成分比全岩具有更显著的Sr正异常和更低的Zr-Hf含



仅在图6a中落入Fe-Mg平衡区域的成分参与计算

The calculations were made with merely the compositions that fell within the Fe-Mg equilibrium field in Fig. 6a

图9 五大连池正常辉石结晶的温度和压力估算和结果统计

Fig. 9 Crystallization temperature and pressure estimates for Wudalianchi normal pyroxenes and a summary of the results

量,全岩部分样品甚至呈现微弱的Zr-Hf正异常。由于单斜辉石中Zr具有比相邻Nd和Sm更低的分配系数(Hf也可能如此)(如Skulski et al., 1994),它的分离结晶会显著地抬升Zr和Hf的相对含量。模拟成分与全岩组分Sr异常程度的差异可能是由于斜长石的分离结晶导致的。然而,由于斜长石中大多数LILE和REE(Ba、Sr和Eu除外)的含量均非常低(参见斜长石中各元素的分配系数,如Bindeman et al., 1998),它的分离结晶对不相容元素的影响甚小。因而在图6b中,除Sr、Zr和Hf以外其它元素的浓度与异常性与岩浆最终成分吻合。总体而言,本文所研究的反环带辉石来自五大连池较为演化的样品,其它五大连池熔岩受分离结晶的影响应该更小。

地壳混染 五大连池全岩显著的大陆下地壳信号(Ba、K、Pb、Sr的正异常,Nb、Ta、Th、U和Ti的负异常,极低的放射性Pb同位素)并不是与壳源岩浆相混合造成的。幔源岩浆在下地壳较浅的部位捕获了少量围岩(包括其中的辉石),并熔蚀了其中的单斜辉石和其它矿物。Cpx-A和Cpx-B核部捕虏晶在REE和LILE的绝对含量、Eu和Ti的异常程度上的差别,以及Zr-Hf相反的异常性均表明五大连池的下地壳成分高度不均一。

核部捕虏晶对全岩的同化混染会导致岩浆LREE浓度的降低和HREE浓度的抬升,即:让岩浆的稀土元素标准化曲线趋向平坦并稀释LREE和LILE的浓度。核部呈现显著的Pb、Sr、Eu的负异常,但全岩Pb和Sr反而显示微弱的正异常,Eu没有明显异常。考虑到五大连池火山不同的喷发时间(更新世至1719~1721 AD,邱家骧等,1991),不同的混染组分和混染程度最终会导致全岩微量元素不一致;而实际结果是所有样品表现出一致的微量元素特征(Chu et al., 2013)。因而五大连池玄武岩的微量元素继承了原始岩浆的特征,地壳混染的影响非常微弱。此外,与边部达到平衡的岩浆的微量元素不管是绝对含量还是异常性均与熔岩最终的成分相当(图6b)。因此,对反环带辉石的研究直接表明,五大连池岩浆在上升过程中受地壳混染的影响可以忽略不计(Basu et al., 1991; Zhang et al., 1995; Zhang et al., 1998; Zou et al., 2003; Kuritani et al., 2013)。

5 结论

1) 五大连池钾质火山岩中分布有少量的反环带辉石,核部与边部相比具有较低的 $Mg^{\#}$ (68~74)、 TiO_2 (0.23~0.50 wt.%)、 Cr_2O_3 (<0.06 wt.%)和较高的 Al_2O_3 (3.4~5.0 wt.%)、 Na_2O (0.43~0.78 wt.%)、FeO(8.8~11.0 wt.%)、MnO含量。微量元素特征上,核部呈现Eu和Sr的显著负异常,而边部的轻重稀土分馏明显。

2) 五大连池反环带辉石的核部为下地壳麻粒岩相的捕虏晶,边部是在熔蚀核部的基础上再生长而成,且与全岩达到平衡。两粒反环带辉石的边部分别结晶于岩浆在地壳中演化的早期和晚期。

3) 对辉石反环带结构的研究直接表明,分离结晶在一定程度上提高了全岩强不相容元素的浓度、影响了Zr、Hf和Sr的异常程度,但对其它微量元素特征的影响非常有限;岩浆没有经历与下地壳岩浆混合的过程,混染的少量地壳物质对全岩不相容元素和Sr-Nd-Pb-Hf同位素的影响可以忽略不计。

致谢: 作者感谢邱检生老师和陈旻老师对野外工作的支持。于津海老师给本文提供了有益的建议,电子探针分析得到了南京大学张文兰老师和中国科学技术大学夏群科老师的指导和帮助,LA-ICP-MS实验是在台湾成功大学偕嘉如实验员的指导下完成,在此一并表示感谢!

参考文献 (References):

- 黄小龙, 徐义刚, 杨启军, 等. 2007. 滇西嵩中晚始新世高镁富钾火山岩中单斜辉石斑晶环带结构的成因: 岩浆补给-混合过程[J]. 高校地质学报, 13(2): 250-260.
- 刘若新. 1992. 中国新生代火山岩年代学与地球化学[M]. 北京: 地震出版社: 1-427.
- 邱家骧等. 1991. 五大连池-科洛-二克山富钾火山岩[M]. 武汉: 中国地质大学出版社: 1-229.
- 邵济安, 路凤香, 张履桥, 等. 2005. 辽西义县组玄武岩捕虏晶的发现及其意义[J]. 岩石学报, 21(6): 1547-1558.
- 于丽芳, 赵文霞, 陈建林, 等. 2011. 拉萨地块中南部新生代超钾质岩中单斜辉石斑晶的环带成分研究[J]. 岩石学报, 27(12): 3666-3674.
- Anders E and Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1): 197-214.
- Basu A R, Junwen W, Wankang H, et al. 1991. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle

- reservoirs [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1): 149–169.
- Bindeman I N, Davis A M and Drake M J. 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(7): 1175–1193.
- Chen B, Jahn B M and Suzuki K. 2013. Petrological and Nd-Sr-Os isotopic constraints on the origin of high-Mg adakitic rocks from the North China Craton: Tectonic implications [J]. *Geology*, 41(1): 91–94.
- Chen H, Xia Q K, Ingrin J, et al. 2014. Changing recycled oceanic components in the mantle source of the Shuangliao Cenozoic basalts, NE China: New constraints from water content [J]. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2014.07.022.
- Chen S, O'Reilly S Y, Zhou X, et al. 2001. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths [J]. *Lithos*, 56(4): 267–301.
- Chen Y, Zhang Y, Graham D, et al. 2007. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China [J]. *Lithos*, 96(1): 108–126.
- Choi S H, Mukasa S B, Kwon S T, et al. 2006. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: Evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia [J]. *Chemical Geology*, 232(3): 134–151.
- Chu Z Y, Harvey J, Liu C Z, et al. 2013. Source of highly potassic basalts in northeast China: Evidence from Re-Os, Sr-Nd-Hf isotopes and PGE geochemistry [J]. *Chemical Geology*, 357: 52–66.
- Fan Q and Hooper P R. 1991. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: petrology and chemical composition [J]. *Journal of Petrology*, 32(4): 765–810.
- Federico M, Gianfagna A and Aurisicchio C. 1988. Clinopyroxene chemistry of the high-potassium suite from the Alban Hills, Italy [J]. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 1–19.
- Gao S, Liu X, Yuan H, et al. 2002. Determination of Forty Two Major and Trace Elements in USGS and NIST SRM Glasses by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry [J]. *Geostandards Newsletter*, 26(2): 181–196.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton [J]. *Nature*, 432(7019): 892–897.
- Gao S, Rudnick R L, Xu W L, et al. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 270(1): 41–53.
- Guo F, Nakamura E, Fan W, et al. 2007. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing: Yanji Area, NE China [J]. *Journal of Petrology*, 48(4): 661–692.
- Huang X L, Xu Y G and Liu D Y. 2004. Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenoliths from Nushan, east China: Implication for a heterogeneous lower crust beneath the Sino-Korean Craton [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(1): 127–149.
- Kuritani T, Kimura J I, Ohtani E, et al. 2013. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China [J]. *Lithos*, 156: 1–12.
- Lee C T A, Lee T C and Wu C T. 2014. Modeling the compositional evolution of recharging, evacuating, and fractionating (REFC) magma chambers: implications for differentiation of arc magmas [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 143: 8–22.
- Liu C Q, Masuda A and Xie G H. 1994. Major and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: petrogenesis and mantle source [J]. *Chemical Geology*, 114(1): 19–42.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 120(3): 223–253.
- Nisbet E G and Pearce J A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 149–160.
- Norman M D, Pearson N J, Sharma A, et al. 1996. Quantitative analysis of trace elements in geological materials by laser ablation ICPMS: instrumental operating conditions and calibration values of NIST glasses [J]. *Geostandards Newsletter*, 20(2): 247–261.
- Peng Z C, Zartman R E, Futa K, et al. 1986. Pb-, Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China [J]. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 59: 3–33.
- Pilet S, Hernandez J and Villemant B. 2002. Evidence for high silicic melt circulation and metasomatic events in the mantle beneath alkaline provinces: the Na-Fe-augitic green-core pyroxenes in the Tertiary alkali basalts of the Cantal massif (French Massif Central) [J]. *Mineralogy and Petrology*, 76(1–2): 39–62.
- Putirka K. 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. 1999 [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2–3): 151–163.
- Putirka K D, Mikaelian H, Ryerson F, et al. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho [J]. *American Mineralogist*, 88(10): 1542–1554.
- Skulski T, Minarik W and Watson E B. 1994. High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts [J]. *Chemical Geology*, 117(1): 127–147.
- Streck M J, Leeman W P and Chesley J. 2007. High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt [J]. *Geology*, 35(4): 351–354.
- Streck M J. 2008. Mineral textures and zoning as evidence for open system processes [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 595–622.
- Thompson R N. 1974. Some high-pressure pyroxenes [J]. *Mineralogical Magazine*, 39(307): 768–787.
- Toplis M J and Carroll M R. 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems [J]. *Journal of Petrology*, 36(5): 1137–1170.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, et al. 2012. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of late cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia: a consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? [J]. *Journal of Petrology*, 53(1): 177–233.
- Xu Y G, Huang X, Menzies M A, et al. 2003. Highly magnesian olivines and green-core clinopyroxenes in ultrapotassic lavas from western Yunnan, China: evidence for a complex hybrid origin [J]. *European Journal of Mineralogy*, 15(6): 965–975.
- Ying J F, Zhang H F and Tang Y J. 2010. Lower crustal xenoliths from Junan, Shandong province and their bearing on the nature of the lower crust beneath the North China Craton [J]. *Lithos*, 119(3): 363–376.

- Zhang M, Menzies M A, Suddaby P, et al. 1991. EM1 signature from within the post-Archaean subcontinental lithospheric mantle: Isotopic evidence from the potassic volcanic rocks in NE China [J]. *Geochemical Journal*, 25(5): 387–398.
- Zhang M, Suddaby P, Thompson R N, et al. 1995. Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis [J]. *Journal of Petrology*, 36(5): 1275–1303.
- Zhang M, Zhou X H and Zhang J B. 1998. Nature of the lithospheric mantle beneath NE China: evidence from potassic volcanic rocks and mantle xenoliths [J]. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*, 197–219.
- Zhang Y L, Liu C Z, Ge W C, et al. 2011. Ancient sub-continental lithospheric mantle (SCLM) beneath the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB): implications for crust-mantle decoupling [J]. *Lithos*, 126(3): 233–247.
- Zheng J, Sun M, Lu F, et al. 2003. Mesozoic lower crustal xenoliths and their significance in lithospheric evolution beneath the Sino-Korean Craton [J]. *Tectonophysics*, 361(1): 37–60.
- Zhou X, Sun M, Zhang G, et al. 2002. Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath North China: isotopic evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean craton [J]. *Lithos*, 62(3): 111–124.
- Zou H, Reid M R, Liu Y, et al. 2003. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U-Th disequilibrium data [J]. *Chemical Geology*, 200(1): 189–201.

附表1 五大连池辉石斑晶的主量元素成分 (wt.%)

Supplementary Table 1 Major element compositions (wt.%) of Wudalianchi pyroxene phenocrysts

矿物	位置	距离 (μm)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg [#]	Al/Ti	
反 环 带 辉 石	外缘	20	49.05	1.65	4.15	0.04	6.55	0.12	15.73	21.32	0.63	0.01	99.20	81.08	3.94	
	外缘	40	50.40	1.31	3.34	0.06	6.08	0.14	15.65	21.64	0.54	0.01	99.26	82.10	3.99	
	幔部	120	49.99	1.23	3.22	0.11	6.02	0.09	16.05	21.10	0.62	0.02	98.34	82.63	4.12	
	幔部	180	50.90	1.16	2.70	0.18	5.58	0.18	16.00	21.53	0.57	0.02	99.04	83.64	3.64	
	幔部	240	50.55	1.16	2.92	0.16	6.27	0.12	15.80	21.87	0.56	0.00	99.24	81.78	3.96	
	核部	320	51.26	0.49	3.84	0.04	7.94	0.40	14.97	20.56	0.68	0.02	100.14	77.07	12.40	
	核部	410	48.97	0.46	4.73	0.02	9.84	0.44	12.45	21.45	0.68	0.01	99.04	69.27	16.30	
	核部	500	49.68	0.46	4.69	0.00	9.19	0.45	12.14	21.68	0.66	0.01	98.97	70.18	15.98	
	核部	590	48.23	0.49	4.87	0.05	10.21	0.49	12.00	21.07	0.72	0.00	98.09	67.69	15.52	
	Cpx-A	核部	680	50.70	0.50	4.95	0.04	9.25	0.49	12.06	20.81	0.75	0.01	99.56	69.93	15.52
	核部	770	49.15	0.47	5.02	0.06	10.26	0.49	12.53	20.67	0.69	0.00	99.28	68.52	16.71	
	核部	860	49.08	0.49	4.84	0.06	9.70	0.42	12.15	21.78	0.79	0.00	99.24	69.06	15.59	
	核部	950	49.56	0.40	4.08	0.07	9.00	0.48	12.50	21.50	0.74	0.02	98.34	71.23	15.85	
	幔部	1000	49.98	1.32	3.15	0.15	6.65	0.13	15.59	21.60	0.58	0.01	99.00	80.70	3.73	
	幔部	1050	53.56	0.77	2.02	0.14	4.65	0.12	16.95	21.09	0.45	0.00	99.77	86.66	4.11	
	幔部	1100	50.97	1.13	2.74	0.16	5.89	0.09	16.22	21.95	0.47	0.01	99.47	83.08	3.81	
	幔部	1150	51.26	1.36	3.12	0.25	5.91	0.14	13.97	20.47	0.49	0.01	97.00	80.83	3.59	
	外缘	1200	50.24	1.24	3.39	0.07	6.11	0.11	16.29	21.38	0.59	0.00	99.37	82.61	4.29	
外缘	1220	49.40	1.16	3.33	0.03	5.74	0.14	16.20	21.45	0.63	0.01	98.04	83.42	4.51		
Cpx-B	边部	100	52.52	0.46	2.26	0.24	5.53	0.08	17.12	20.40	0.36	0.00	99.00	84.65	7.75	
	边部	300	52.94	0.45	2.34	0.22	5.63	0.05	17.64	19.49	0.38	0.01	99.20	84.81	8.24	
	核部	350	52.17	0.31	3.62	0.01	10.95	0.17	12.92	18.43	0.48	0.01	99.09	67.77	18.22	
	核部	400	52.47	0.24	4.21	0.05	10.58	0.13	12.34	18.95	0.45	0.02	99.46	67.53	28.05	
	核部	450	51.44	0.23	3.43	0.05	8.79	0.09	13.70	21.04	0.47	0.00	99.22	73.54	22.93	
	核部	500	51.29	0.33	4.00	0.05	10.39	0.14	12.68	19.64	0.43	0.02	98.97	68.49	18.86	
	边部	700	53.87	0.40	2.08	0.20	6.01	0.07	18.35	18.66	0.37	0.01	100.03	84.49	8.13	
	边部	900	52.83	0.41	2.07	0.19	6.00	0.09	17.75	18.96	0.38	0.02	98.75	84.06	7.92	
边部	1100	54.23	0.42	2.13	0.25	5.84	0.10	18.36	17.49	0.34	0.03	99.27	84.86	8.01		
正 常 单 斜 辉 石	18PX-1		52.14	0.57	2.44	0.19	5.79	0.09	17.14	19.94	0.31	0.00	98.68	84.07	6.67	
	18PX-2		52.28	0.57	2.86	0.29	5.74	0.03	17.05	19.61	0.31	0.02	98.82	84.12	7.89	
	18PX-3		53.42	0.56	1.10	0.27	4.89	0.09	17.72	21.34	0.21	0.01	99.68	86.60	3.07	
	18PX-4		53.56	0.55	2.40	0.25	5.64	0.06	17.65	18.97	0.34	0.02	99.49	84.80	6.83	
	18PX-5		51.58	1.09	3.17	0.24	6.08	0.05	15.48	21.89	0.25	0.11	99.93	81.95	4.56	
	18PX-6		52.87	0.48	2.00	0.19	5.39	0.06	17.28	20.37	0.29	0.11	99.09	85.11	6.53	
	18PX-7		52.51	0.45	1.96	0.22	5.57	0.07	17.88	19.59	0.29	0.09	98.64	85.11	6.77	
	18PX-8		51.50	1.11	3.20	0.18	6.47	0.04	15.44	21.46	0.23	0.08	99.71	80.98	4.51	
	18PX-9		52.70	0.85	2.09	0.46	5.64	0.13	16.85	19.98	0.53	0.01	99.33	84.19	3.84	
	18PX-10		52.06	0.80	2.45	0.53	5.93	0.10	16.75	19.76	0.62	0.00	99.00	83.43	4.81	
	18PX-11		52.48	0.81	2.22	0.29	5.71	0.08	16.66	19.90	0.56	0.00	98.76	83.87	4.27	
	18PX-12		52.84	0.61	2.16	0.30	6.41	0.10	18.04	17.91	0.65	0.00	99.12	83.38	5.58	
	18PX-13		52.86	0.77	2.10	0.22	6.17	0.11	17.36	18.95	0.56	0.00	99.19	83.38	4.29	

续附表2

矿物元素	Cpx-A							Cpx-B							正常单斜辉石			
	核部	核部	核部	边部	边部	边部	边部	核部	核部	核部	核部	核部	边部	边部	边部	18PX	18PX	18PX
Er	4.8	5.46	5.01	1.03	0.92	0.91	1.17	11.75	8.2	13.06	13.41	10.66	1.08	1.51	1.023	1.23	1.46	0.9
Tm	0.711	0.72	0.803	0.103	0.155	0.094	0.147	1.77	1.235	1.698	1.947	1.501	0.12	0.154	0.096	0.113	0.148	0.101
Yb	5.18	5.84	4.73	0.52	0.86	0.87	0.82	11.64	7.45	11.39	12.41	9.44	0.69	1.14	0.595	0.797	1.16	1.14
Lu	0.741	0.872	0.78	0.073	0.085	0.098	0.141	1.635	1.057	1.644	1.706	1.297	0.086	0.127	0.095	0.076	0.092	0.07
Hf	5.82	5.77	5.42	1.64	1.77	2.02	1.79	6.25	4.77	6.71	6.98	6.08	1.32	1.56	1.23	1.62	1.95	0.96
Ta	0.045	0.059	0.051	<0.0097	0.0074	0.092	0.01	0.0217	0.047	0.0184	0.0177	0.0249	0.0183	0.0223	<0.0067	0.0211	0.0144	<0.0100
Pb	0.225	0.175	0.191	0.232	0.312	0.73	0.316	0.397	2.33	0.403	0.571	0.586	0.387	0.209	0.238	0.235	0.96	0.87
Th	0.084	0.049	0.052	0.04	0.0133	0.321	0.053	0.112	0.173	0.074	0.256	0.091	0.0159	0.0164	0.0192	0.0283	0.062	<0.015
U	0.035	<0.0134	0.023	<0.0154	<0.00	0.106	0.0099	0.0147	0.049	<0.0107	0.0359	0.0137	0.0043	0.009	0.0028	<0.0105	<0.0095	0.023
(La/Yb) _N	0.61	0.57	0.69	7.89	5.04	7.23	6.46	0.73	1.02	0.71	0.86	0.77	4.99	3.23	5.73	6.11	4.15	3.01
(Gd/Yb) _N	1.35	1.12	1.36	6.82	4.15	4.21	5.71	1.54	1.76	1.63	1.60	1.69	4.64	3.28	5.53	5.03	4.14	2.87
Eu/Eu ⁺	0.53	0.63	0.54	1.13	1.14	0.94	0.90	0.35	0.40	0.37	0.38	0.39	0.95	0.95	1.08	1.09	1.15	0.89
Sr/Sr ⁺	0.05	0.04	0.04	0.76	0.69	0.80	0.68	0.03	0.17	0.03	0.03	0.10	0.71	0.69	0.70	0.64	0.69	0.71

附表3 与边部和正常辉石平衡的熔体成分计算

Supplementary Table 3 Calculation of melts in equilibrium with exteriors and normal Cpx

元素	单斜辉石成分 (× 10 ⁻⁶)										分配系数
	正常单斜辉石			Cpx-A边部				Cpx-B边部			
Nb	0.156	0.203	0.12	0.232	0.226		0.293	0.094	0.186	0.154	0.004
La	7.3	7.22	5.14	6.15	6.5	9.43	7.94	5.16	5.52	5.11	0.072
Ce	25.06	24.69	18.18	20.38	22.3		23.6	17.36	19.11	17.28	0.122
Pr	4.15	3.97	3.36	3.4	3.53	3.94	3.97	2.98	3.52	3.01	0.18
Sr	214	227	186	213	201	253	216	174	194	168	0.076
Nd	21.77	21.98	16.25	18.42	19.15	20.31	20.49	16.27	17.85	15.31	0.26
Zr	39.72	40.23	27.84	35.09	40.27	47.21	42.23	28.75	33.17	28.28	0.143
Hf	1.62	1.95	0.96	1.64	1.77	2.02	1.79	1.32	1.56	1.23	0.321
Sm	5.88	6.2	5.45	5.37	5.32	6.44	5.16	5.41	6.02	4.69	0.421
Tb	0.807	0.77	0.531	0.617	0.691	0.536	0.701	0.638	0.708	0.571	0.49
Dy	3.46	3.62	2.58	2.9	3.12	3.19	2.98	2.76	3.43	2.79	0.571
Tm	0.113	0.148	0.101	0.103	0.155	0.094	0.147	0.12	0.154	0.096	0.52
Yb	0.797	1.16	1.14	0.52	0.86	0.87	0.82	0.69	1.14	0.595	0.494
计算结果(× 10 ⁻⁶)											
Nb	39.00	50.75	30.00	58.00	56.50		73.25	23.50	46.50	38.50	
La	101.39	100.28	71.39	85.42	90.28	130.97	110.28	71.67	76.67	70.97	
Ce	205.41	202.38	149.02	167.05	182.79	0.00	193.44	142.30	156.64	141.64	
Pr	23.06	22.06	18.67	18.89	19.61	21.89	22.06	16.56	19.56	16.72	
Sr	2820.92	2987.50	2450.13	2807.37	2638.29	3334.34	2848.55	2288.55	2553.03	2212.11	
Nd	83.73	84.54	62.50	70.85	73.65	78.12	78.81	62.58	68.65	58.88	
Zr	277.76	281.33	194.69	245.38	281.61	330.14	295.31	201.05	231.96	197.76	
Hf	5.05	6.07	2.99	5.11	5.51	6.29	5.58	4.11	4.86	3.83	
Sm	13.97	14.73	12.95	12.76	12.64	15.30	12.26	12.85	14.30	11.14	
Tb	1.65	1.57	1.08	1.26	1.41	1.09	1.43	1.30	1.44	1.17	
Dy	6.06	6.34	4.52	5.08	5.46	5.59	5.22	4.83	6.01	4.89	
Tm	0.22	0.28	0.19	0.20	0.30	0.18	0.28	0.23	0.30	0.18	
Yb	1.61	2.35	2.31	1.05	1.74	1.76	1.66	1.40	2.31	1.20	

附表4 五大连池辉石斑晶结晶温度-压力估算

Supplementary table S4 Crystallization P-T estimations of Wudalianchi pyroxene phenocrysts

矿物	距离(μm)	压力(kbar)	温度($^{\circ}\text{C}$)	矿物	距离(μm)	压力(kbar)	温度($^{\circ}\text{C}$)	
反环带辉石边部	Cpx-A	20	7.48	1131	正常单斜辉石	18Px-12	12.34	1177
		40	9.31	1142		18Px-13	12.08	1170
		120	7.64	1131		18Px-14	10.42	1155
		180	7.44	1126		18Px-15	7.34	1126
		240	4.97	1108		18Px-16	10.18	1150
		1000	4.04	1102		18Px-17	11.26	1156
	1050	10.99	1154	18Px-18		7.41	1124	
	1100	4.05	1100	18Px-19		5.90	1114	
	1150	11.73	1159	18Px-20		10.17	1148	
	1200	7.05	1126	18Px-21		12.87	1175	
	1220	4.49	1106	18Px-22		12.54	1174	
	Cpx-B	100	10.00	1150		18Px-23	10.27	1150
300		10.38	1156	18Px-24	12.65	1172		
700		10.26	1158	18Px-25	11.00	1159		
900		10.41	1157	18Px-26	7.31	1124		
1100		10.19	1162	18Px-27	12.85	1173		
正常单斜辉石	18Px-1	9.32	1146	18Px-28	12.85	1175		
	18Px-2	9.32	1148	18Px-29	11.31	1159		
	18Px-4	9.86	1154	18Px-30	10.07	1154		
	18Px-5	7.95	1130	18Px-31	11.60	1163		
	18Px-6	8.76	1139	18Px-32	11.43	1158		
	18Px-7	8.90	1144	18Px-34	10.20	1150		
	18Px-8	7.58	1129	05Px-2	11.02	1129		
	18Px-9	11.06	1158	05Px-5	12.17	1138		
	18Px-10	11.25	1162	05Px-6	7.96	1101		
	18Px-11	12.15	1167	05Px-7	12.76	1142		