

2.0 GPa, 850~1070°C 条件下多硅白云母 榴辉岩脱水熔融研究

——对大别早白垩富 K 埃达克岩成因的约束

闻卫军^{1,2,3}, 周文戈¹, 范大伟¹, 李 朋^{1,2}, 胡贤旭^{1,2}

1. 中国科学院 地球化学研究所, 地球内部物质高温高压实验室, 贵阳 550002; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 安徽省化工地质勘查总院, 安徽 马鞍山 243000

摘 要:以产于大别新店高压变质杂岩带的含角闪石多硅白云母榴辉岩(XD963)为实验源岩,使用 YJ-3000t 紧装式六面顶压机装置,在 2.0 GPa, 850~1070°C 条件下,进行了脱水部分熔融实验研究。结果显示,在 850~950°C 下,多硅白云母通过不一致脱水熔融反应产生了≤12%的过铝质(铝饱和指数 ASI>1.2)的高 K 钙碱性(K₂O/Na₂O=1.2~1.4)花岗质熔体,与其共存的残留相为石榴子石+绿辉石+石英+多硅白云母+角闪石+Fe-Ti 氧化物+蓝晶石+金红石。1000~1070°C 时,熔体比例陡然增大(>35%),成分变为准铝质的钙碱性花岗闪长质,残留相组合以石榴子石+绿辉石+普通辉石为主。实验熔体与早白垩世富 K 埃达克岩的主微量元素对比结果表明:除 ASI 以及 Eu/Eu* 值特征外,低温熔体(900~950°C)与富 K 埃达克岩具有很好的相似性。此外,本次实验源岩在相对低温(900 和 950°C)条件下形成的熔体具备富 K 埃达克岩的两个主要特征—高 K 钙碱性和花岗质。因此可认为形成高 K 钙碱性的花岗质岩浆不需要过高的压力以及高度富 K 的源岩。

关 键 词:富 K 埃达克岩;多硅白云母;榴辉岩;脱水熔融

中图分类号:P585;P588.3 **文献标识码:**A **文章编号:**1007-2802(2012)06-0622-13

Dehydration Melting of a Phengite-bearing Eclogite at 2.0 GPa and 850~1070°C-Constraints on the Petrogenesis of the Early Cretaceous, K-rich Adakite in Dabie Orogenic Belt

WEN Wei-jun^{1,2,3}, ZHOU Wen-ge¹, FAN Da-wei¹, LI Peng^{1,2}, HU Xian-xu^{1,2}

1. Laboratory for High Temperature- Pressure Study of the Earth's Interior, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;
3. Anhui Chemical Industry and Geology Exploration Central Institute, Maanshan 243000, China

Abstract: Dehydration melting experiments were conducted on an amphibole-phengite-bearing eclogite sample (XD963), collected from the Xingdian high pressure metamorphic complex, northern Dabie orogenic belt, using the multianvil apparatus (YJ-3000t) under conditions of 2.0 GPa and 850~1070°C. Phengite-dehydration melting produced ≤ 12% melt with peraluminous (ASI>1.2), high-potassium, calc-alkaline (K₂O/Na₂O = 1.2~1.4) and granitic features, coexisting with omphacite, garnet, quartz, phengite, amphibole, Fe-Ti oxides and rutile restites up to 950°C via incongruent melting reactions. at temperatures of 1000~1070°C, the melt fraction abruptly elevated to >35% and became metaluminous, calc-alkaline and granodioritic coexisting with omphacite, augite and garnet-rich restites. The major and trace element compositions of the experimentally produced melts were compared with those of the Early Cretaceous K-rich adakite in Dabie orogenic belt, the results showed that the melts of phengite-bearing eclogite produced by the dehydration melting at relatively low temperatures of 900—950°C are very similar to the K-rich adakite except significant peraluminous and marginally negative Eu anomalie. Furthermore,

收稿日期:2012-03-06 收到,05-12 改回

基金项目:国家自然科学基金资助项目(90914008;40873052);贵州省科学技术基金资助项目(黔科合 J 字[2010]2231 号)

第一作者简介:闻卫军(1985—),男,硕士研究生,研究方向:高温高压实验岩石学。

通讯作者:周文戈(1967—),男,博导,研究方向:高温高压实验岩石学。E-mail: jwandwen@yahoo. com. cn.

the melts produced under temperatures of 900–950°C are characterized by high-potassium, calc-alkaline and granitic, two critical features of K-rich adakitic rocks. Based on these evidences, it is suggested that high pressure and high K protoliths are not the indispensable requirements for the generation of the high-potassium, calc-alkaline and granitic magma.

Key words: K-rich adakite; phengite; eclogite; dehydration melting

富 K 埃达克岩 (K-rich adakite) 产于大陆内部^[1], 由于具有板内构造环境起源且高度富 K, 张旗等^[2] 称其为 C 型 (C-type) 埃达克岩。它们在大别碰撞造山带分布甚广, 而其成因、源区特征、下地壳熔融机制至今尚未取得一致认识^[3~6]。张旗等^[2] 认为富 K 埃达克岩可能是玄武质岩浆底侵到加厚的陆壳 (>50 km) 底部导致下地壳中基性变质岩部分熔融的产物。另外, Sr-Nd 同位素示踪和元素地球化学研究也表明大别早白垩世富 K 埃达克岩由增厚下地壳部分熔融形成^[4, 8~10]。大别造山带地壳增厚期可能的下地壳岩石类型包括基性麻粒岩、退变质高压榴辉岩以及少量的斜长角闪岩^[7, 8]。利用这些岩石为源岩进行部分熔融实验, 从而约束该地区富 K 埃达克岩成因的研究并没有广泛的开展。仅 Xiao 和 Clemens^[9] 利用钾玄岩为源岩在 2.0 GPa 条件下, 针对大别富 K 埃达克岩的高 K 成因进行了实验研究。另外, Liu 等^[10] 采用大别碧溪岭超高压榴辉岩为初始物质进行了脱水熔融实验, 确定了大别-苏鲁多硅白云母榴辉岩在折返过程中发生脱水熔融的压力和温度区间应为: 1.5~2.0 GPa, 800~850°C。然而, Xiao 和 Clemens 选择的实验源岩过于富 K (含 3.66% K₂O), 并不能代表大别造山带增厚期下地壳的岩石类型。而且, 这些源岩部分熔融主要形成了过于富 K 的正长质熔体。另外, Liu 等采用的碧溪岭超高压榴辉岩又属于过于贫 K (含 0.08% K₂O) 的低 K 拉斑系列, 部分熔融产生的熔体为奥长花岗质。那么, 作为大别地区增厚下地壳中可能的岩石——退变质榴辉岩部分熔融能否形成大别早白垩世富 K 埃达克岩, 目前实验证据还不充分。为此, 我们以北大别高压变质岩带新店地区出露的含角闪石多硅白云母榴辉岩 (含 0.94% K₂O) 为实验源岩, 在 2.0 GPa, 850~1070°C 条件下进行脱水部分熔融实验, 试图从部分熔融实验岩石学的角度来验证大别早白垩世富 K 埃达克岩是否能够直接由增厚下地壳部分熔融形成, 以及源区矿物学特征和发生部分熔融的深度, 以获得对大别早白垩世富 K 埃达克岩成因的实验约束。因此本研究有可能为造山后板内埃达克岩形成的地球动力学机制提供实验证据, 对进一步揭示造山后岩石圈演化过程中伴随的

伸展、垮塌等地球动力学问题具有启示意义。

1 大别早白垩世富 K 埃达克岩

晚中生代富 K 埃达克岩在大别碰撞造山带分布甚广, 尤以大别碰撞造山带北部几个较大的中酸性侵入岩体 (如天堂寨、白马尖、天柱山和主簿源岩体) 为典型^[3, 11~13] (图 1)。它们形成于碰撞后陆内伸展构造环境, 许多地球化学特征与岛弧环境下形成的新生代埃达克岩^[14, 15] 的相似, 如具有高的 Sr/Y 和 (La/Yb)_N 值。但不同的是它们表现出富 K 贫 Mg, K₂O/Na₂O ≈ 1, Mg# < (40~45) 及微弱的过铝质特征, 多具有 TiO₂ 饱和性质, 源区深度大于 50 km; 多属于花岗岩和花岗闪长岩系列^[3, 6, 11, 16]。年代学研究表明埃达克岩形成于早白垩世 (110~140 Ma), 峰期为 125~135 Ma^[3, 17, 18]。

大量同位素示踪研究成果显示绝大多数富 K 埃达克岩的 Sr-Nd 同位素特征极为相似, 如 ε_{Nd}(t) 多集中于 -13~-19, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 多分布于 0.7067~0.7087^[3, 21, 22]。这种非常负的 ε_{Nd}(t) 和较高的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值都表明它们的地壳起源特征, 同时也证明其岩浆来自近似的地壳源区^[20]。郑永飞^[23] 认为这些岩浆岩的源区为俯冲的华南陆块中下地壳物质。另外, 早白垩世埃达克岩和大别造山带各地区分布的各类超高压、高压变质岩石的 Sr-Nd-Pb 同位素对比研究表明, 造山带内的早白垩世花岗岩类的岩浆源区在地球化学特征上类似于地表出露的北大别杂岩, 暗示早白垩世埃达克岩岩浆由类似北大别杂岩的深部岩石部分熔融形成^[20]。埃达克岩的成因是以实验岩石学证据为依托的^[24], 然而所有这些认识都缺乏直接的实验岩石学证据, 特别是大别早白垩世富 K 埃达克岩普遍具有的高 K 特征的成因, 一直是一个未能得到有效澄清的问题, 这也是本文以北大别高压变质杂岩带出露的含角闪石多硅白云母榴辉岩进行脱水熔融研究的出发点。

2 实验样品和方法

实验样品 XD963 采自北大别高压变质杂岩带的新店地区, 紧邻商麻断裂带 (图 1)。岩石较新鲜致密, 具有中细粒粒状变晶结构和块状+弱面理化

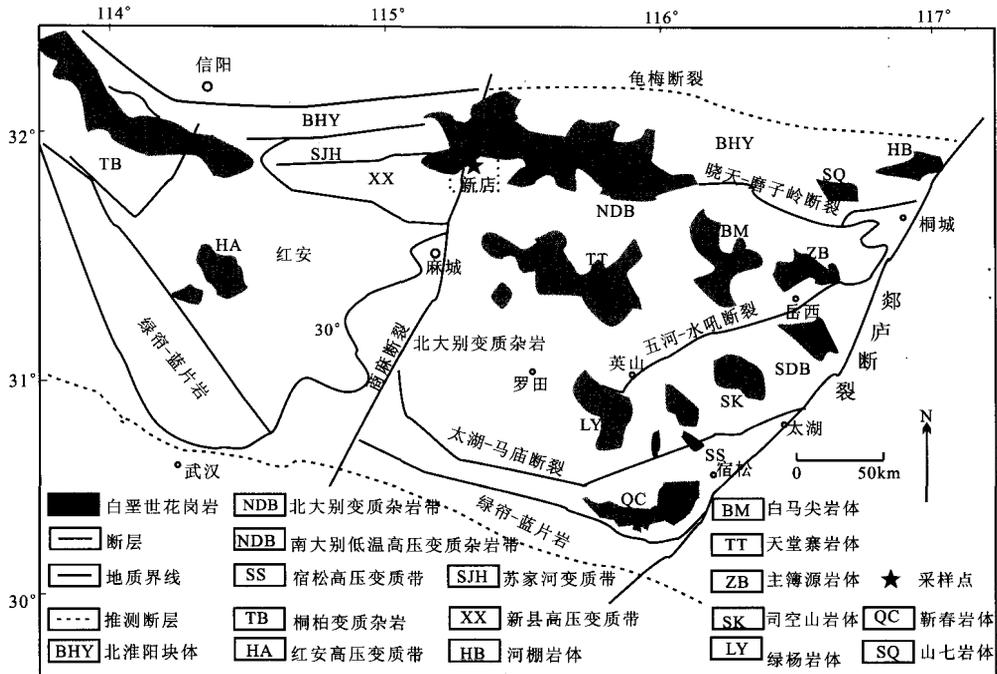


图1 大别造山带地质简图(据文献[19]修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Dabie orogenic belt (modified from ref. [19])

构造, 粒度 0.1~1.0 mm, 为含角闪石石英多硅白云母榴辉岩。主要矿物有: 绿辉石(40.2%) + 多硅白云母(20.3%) + 石英(16.1%) + 石榴子石(16.8%) + 角闪石(3.1%) + 方解石(1.2%) + 金红石(0.8%) + (黝帘石 + 磷灰石 + 不透明矿物) (<1.5%) (重量百分数)。在 TAS 图上全岩化学组成为钙碱性玄武安山质, 根据含水矿物含量估计全岩含水量为 1.72%。全岩和主要矿物化学成分见表 1。岩石经过粉碎, 过筛(200 目)成为粉末。然后将粉末放入玛瑙容器中进行 3 h 以上的碾磨, 以确保

样品粉末粒度足够小(<20 μm), 增加实验过程中达到平衡的可能性。最后将碾磨好的样品放入烘箱中保持 200°C 持续烘烤 10 h 以上, 以去除吸附水。

部分熔融实验在中国科学院地球化学研究所地球内部物质高温高压实验室 YJ-3000t 紧装式六面顶压机上进行。实验系统的详细介绍参考文献 [27]。样品采用外层铂(Pt)管 + 内层石墨管焊封封装, Pt 管内径 5 mm, 高 10 mm, 实验样品组装示意图见图 2。实验温度、压力的测量、标定方法及氧逸度条件与周文戈等类似^[28]。实验条件见表 2。实验

表 1 实验样品(XD963)全岩与主要矿物主量元素成分

Table 1 The major elements contents of the starting material (XD963) and some major minerals w_B (%)

全岩 ^①	Omp	Phe	Qz	Grt 核	Grt 边	Amp	Zoi	Ap	Cal	Rt
含量 ^②	40.2	20.3	16.0	16.9		3.1	<1.5		1.2	0.8
SiO ₂	59.45	47.99	—	39.49	39.57	47.01	39.61	0.04	—	—
TiO ₂	0.34	0.13	—	0.04	0.01	0.18	0.09	0.01	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0.03	—	0.04	0.08	0.09	0.07	0	—	—
Al ₂ O ₃	16.01	30.06	—	20.43	20.52	12.9	29.83	0	—	—
FeO ^③	6.05	1.48	—	24.69	23.53	10.54	2.37	0.12	—	—
MnO	0.07	0.01	—	0.73	0.54	0.12	0.02	0.05	—	—
MgO	4.2	2.05	—	5.61	5.71	12.3	0.07	0.01	—	—
CaO	6.35	0.02	—	8.92	10.03	9.84	24.43	54.38	—	—
Na ₂ O	4.15	0.99	—	0.03	0.02	3.28	0	0.04	—	—
K ₂ O	0.94	0.01	—	0.01	0.01	0.44	0	0.03	—	—
NiO	—	0.02	—	0	0.02	0.03	0.03	0.04	—	—
P ₂ O ₅	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
LOI	2.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.86	92.41	—	99.99	100.04	96.73	96.52	54.72	—	—

注: ①全岩化学成分用 X 射线荧光光谱法测定, LOI 为烧失量, — 表示未分析; 全岩单矿物用 JXA-8100 电子探针测定, 含量较多的矿物分析点数为 5-6, 含量少的为 3-4 点; ②矿物含量为岩石中矿物的重量百分比, 使用质量平衡线性规划求解得到^[25]; ③为全铁; 矿物简称据文献^[26]: Grt-石榴子石; Omp-绿辉石; Qz-石英; Phe-多硅白云母; Zoi-黝帘石; Rt-金红石; Ap-磷灰石; Amp-角闪石; Cal-方解石

时首先以 4×10^5 Pa/s 的速率升压至目标压力, 稳定 10 min 后以 $5^\circ\text{C}/\text{s}$ 的速率升温至目标温度, 然后恒温 100 h 以上。恒温过程中温度波动小于 5°C , 样品室温度差不超过 10°C 。实验结束时, 切断加热电源, 使样品快速冷却淬火。回收的实验样品呈圆柱状, 直径约 4 mm, 高度约 4 mm。将样品磨制成光薄片, 进行电子显微镜下的观察及成分测试。

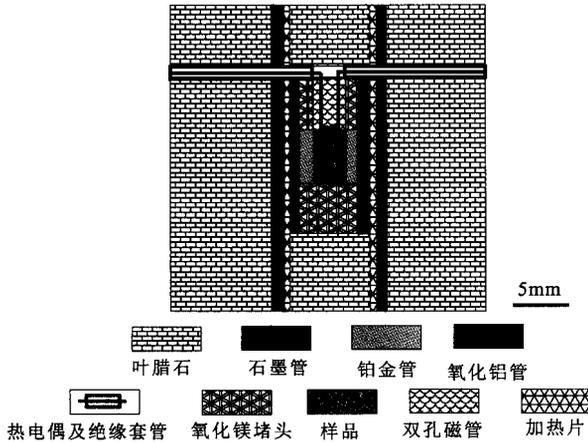


图 2 实验样品组装示意图

Fig. 2 Schematic cross-sections of the sample assembly for dehydration melting

实验产物中的矿物和熔体主量成分在中科院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室 JXA8100 电子探针上进行, 矿物成分的分析条件: 加速电压 15 kv, 电流 20 na, 束斑直径 $1\ \mu\text{m}$ 。采用以下方法来最大限度的减小熔体分析中 K、Na 的丢失: 将分析束斑直径调至为 $5\ \mu\text{m}$ (熔体较大时分析束斑直径为 $10\ \mu\text{m}$), 寻峰计数时间为 10 s, 置 Na 和 K 为第一和第二测试元素^[29], 并选取样品中不同区域的熔体进行 5 次以上测量后取平均值。通过计点法统计背散射电子图像中熔体的分布面积来估计部分熔融比例。实验产物熔体的微量元素分析在中科院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室 GeoLasPro+Agilent7700x 激光剥蚀等离子体质谱 (LA-ICP-MS) 上完成。分析条件为: 激光波长 193 nm, 束斑直径 $32\sim 44\ \mu\text{m}$, 能量密度 $10\ \text{cm}^2/\text{mJ}$, 电压

80 kv, 脉冲频率 5 Hz, 剥蚀时间 40 s。测试过程中以 BIR、BHVO、BCR、GSE、ATHO 作为多重标样, 方法与 Liu 等类似^[30], 测量误差一般在 10% 以内。

3 实验结果

3.1 矿物组合和脱水熔融结构

实验条件及实验产物组成列于表 2, 实验熔体主微量成分列于表 3 和表 4, 部分实验产物中的矿物成分列于表 5。2.0 GPa, 850°C 条件下, 部分熔融程度很低。仅依稀可见熔体呈薄膜状分布于石英边缘, 熔体比例约 1%, 由于熔体块面积过小 (小于 $5\ \mu\text{m}$), 所以无法测试其成分。多硅白云母未反应完全, 残留较多, 蓝晶石呈细小针状开始产出。 900°C 时, 多硅白云母更大程度上发生脱水熔融, 部分熔融程度明显增大, 熔体比例约 8%。熔体中结晶出较大颗粒的斜长石和细小的针状蓝晶石 (图 3A)。 950°C 时, 熔体比例继续增大, 约 12%。熔体中结晶出大量的颗粒较大的针状蓝晶石 (图 3B)。 1000°C 时多硅白云母基本熔融殆尽, 只有少许星点状晶体残留, 熔体比例陡然增大 (约 35%), 蓝晶石含量甚少 (图 3C)。 1070°C 高温下多硅白云母反应完全, 部分熔融程度最大, 熔体比例约 58% (图 3D), 达到了熔体微量元素分析时的束斑要求 ($>40\ \mu\text{m}$)。残留相组合为石榴子石+普通辉石+少量斜长石以及不透明 Fe-Ti 氧化物。通过实验产物的岩相分析, 初步推断 2.0 GPa, $850\sim 1070^\circ\text{C}$ 条件下发生如下不一致脱水熔融反应: $\text{Phe} + \text{Cpx}_{\text{omp}} + \text{Qz} + \text{Amp} + \text{GrtI} \rightarrow \text{GrtII} + \text{Pl} + \text{Fe-Ti} \pm \text{Ky} + \text{melt}$ 。

总体上低温下熔体产出较少, 斜长石大量晶出 (图 3A、B)。随着温度的升高, 多硅白云母脱水熔融程度逐渐增大, 熔体比例也随之增大。与熔体共存的石榴子石在相对低温条件下 ($850\sim 950^\circ\text{C}$) 富铁铝榴石端员。随着温度的升高, 石榴子石镁铝榴石端员逐渐增大, 例如石榴子石端员组成从 900°C 低温下的 $\text{Alm}_{54}\text{Prp}_{19}\text{Grs}_{24}\text{Sps}_3$ 逐渐变为 1070°C 高温下的 $\text{Alm}_{30}\text{Prp}_{54}\text{Grs}_{15}\text{Sps}_1$ (表 5)。类似地, 残留相

表 2 脱水熔融实验条件及实验产物组成

Table 2 Experimental conditions and run results of experiments

实验编号	压力/GPa	温度/ $^\circ\text{C}$	时间/h	实验产物组成
XD963-6	2.0	850	114	Grt+Omp+Qz+Phe+Pl+ Amp+ Ky+ Fe-Ti+ <1% Melt ^s
XD963-8	2.0	900	110	Grt+Omp+Qz+Phe ^s +Pl+ Amp ^s + Rt+ Ky+ Fe-Ti+ 7% Melt
XD963-13	2.0	950	110	Grt+Omp+Qz+Phe ^s +Pl+ Amp ^s + Ky+ Fe-Ti+ 12% Melt
XD963-14	2.0	1000	102	Grt+Omp+Qz+Phe ^s +Pl+ Ky ^s + Fe-Ti+ 35% Melt
XD963-19	2.0	1070	102	Grt+ Aug+ Pl ^s + Fe-Ti+ 58% Melt

注: 上标 s 表示比例微小, 熔体比例为用计点法统计的体积百分比 (误差 $\pm 5\%$); Ky-蓝晶石; Aug-普通辉石; 其它矿物简称同表 1。

表 3 实验熔体主量元素平均组成

Table 3 Average major elements (% oxides) compositions of experimental melts

Run. no <i>p</i> /GPa; <i>t</i> /°C	XD963-8 2.0;900	XD963-13 2.0;950	XD963-14 2.0;1000	XD963-19 2.0;1070	大别富 K 埃达克岩②	
					均值	范围
分析点	5	5	5	5		
SiO ₂	74.36(0.30)	72.92(0.24)	70.71(0.16)	70.48(0.25)	69.91	60.02~76.41
TiO ₂	0.48(0.03)	0.39(0.06)	0.54(0.05)	0.46(0.03)	0.41	0.12~0.93
Cr ₂ O ₃	0.01(0.01)	0.03(0.02)	0.02(0.01)	0.01(0.01)	—	—
Al ₂ O ₃	15.01(0.08)	16.05(0.13)	15.73(0.13)	15.97(0.12)	14.93	12.16~17.39
TFeO	1.15(0.01)	0.85(0.03)	1.76(0.06)	2.21(0.07)	2.32	0.77~5.98
MnO	0.03(0.02)	0.02(0.02)	0.03(0.03)	0.03(0.02)	0.04	0.01~0.17
MgO	0.46(0.02)	0.26(0.02)	0.94(0.01)	1.13(0.08)	0.74	0.19~2.28
CaO	1.38(0.03)	1.70(0.10)	3.53(0.05)	3.79(0.24)	2.03	0.27~4.66
Na ₂ O	3.31(0.29)	3.26(0.22)	4.38(0.13)	3.73(0.26)	4.09	2.19~5.54
K ₂ O	3.80(0.10)	4.52(0.08)	2.35(0.03)	2.17(0.08)	4.29	1.94~5.67
NiO	0.03(0.01)	0.02(0.02)	0.02(0.02)	0.02(0.03)	—	—
Total	100	100	100	100	99.79	97.73~101.63
Total ^①	93.25	91.83	94.25	93.79	—	—
Mg [#]	41.68	35.94	48.85	47.98	35.02	18.6~43.6
K ₂ O/Na ₂ O	1.16	1.39	0.54	0.59	1.08	0.82~2.38
A/CNK	1.25	1.20	0.97	1.04	0.99	0.83~1.39
Or	39.18	42.58	20.65	20.29	—	—
An	11.95	13.44	24.26	29.76	—	—
Ab	48.87	43.98	55.09	49.45	—	—

注:熔体成分已标准化为 100% 无水;括弧内为标准差;—表示未分析;①初始熔体总量(无水),②据文献[3,11~13,17,31]

表 4 1070°C 条件下实验熔体、实验岩及大别早白垩世富 K 埃达克岩的微量元素组成

Table 4 Average trace element compositions of the experimental melts at 1070°C and the Early Cretaceous

K-rich adakite in the Dabie orogenic belt

Element	XD963 ^①	2-1070(6) ^①	SD ^①	BHVO-2G ^①	SD ^①	ATHO-G ^①	SD ^①	大别富 K 埃达克岩	
								均值	范围
Li	14.3	32.66	9.56	4.4	0.8	28.6	1.8	—	—
Be	1.36	1.19	1.13	1.3	0.2	3.2	0.34	—	—
B	—	10.24	4.96	—	—	5.7	0.5	—	—
Sc	26.2	8.02	3.14	33	2	5	0.8	—	—
V	199	36.77	16.22	308	19	3.91	0.34	36.95	4.86~121.00
Cr	326	24.86	13.66	293	12	6.1	1.4	23.43	1.50~79.00
Co	18.6	5.09	4.07	44	2	2.13	0.47	6.02	0.83~23.00
Ni	85.8	16.46	13.63	116	7	13	5	8.26	1.00~47.80
Cu	93.2	10.11	12.49	127	11	18.6	2.2	—	—
Zn	88.9	80.76	21.75	102	6	141	15	—	—
Ga	14.9	15.82	1.36	22	3	25.3	2.4	20.16	13.40~26.20
Rb	19.1	55.26	14.55	9.2	0.04	65.3	3	123.29	33.10~936.00
Sr	168	243.86	12.18	396	1	94.1	2.7	646.74	122.00~1301.00
Y	7.14	2.7	0.91	26	2	94.5	3.5	10.99	0.45~14.60
Zr	35.5	65.94	13.40	170	7	512	20	175.84	31.20~361.00
Nb	1.83	2.55	0.87	18.3	0.8	62.4	2.6	10.62	1.01~30.90
Mo	1.57	0.2	0.32	3.8	0.2	4.8	1	—	—
Sn	—	3.52	1.49	2.6	0.6	5.41	0.73	—	—
Cs	1.33	4.18	1.74	0.1	0.02	1.08	0.11	—	—
Ba	482	671.05	27.12	131	2	547	16	1746.62	287.00~3027.00
La	2.35	14.75	9.52	15.2	0.2	55.6	1.5	54.69	2.96~110.70
Ce	4.71	31.65	22.88	37.6	0.2	121	4	97.72	6.43~206.00
Pr	0.65	3.44	2.36	5.35	0.22	14.6	0.4	10.27	0.65~21.50
Nd	2.94	11.85	7.45	24.5	0.2	60.9	2	34.87	2.58~68.50
Sm	0.91	1.89	0.98	6.1	0.03	14.2	0.4	5.27	0.40~10.89
Eu	0.33	0.44	0.10	2.07	0.01	2.76	0.1	1.19	0.10~2.63
Gd	1.18	1.42	0.57	6.16	0.05	15.3	0.7	3.55	0.29~8.55
Tb	0.18	0.14	0.09	0.92	0.04	2.51	0.08	0.46	0.03~1.30
Dy	1.12	0.69	0.43	5.28	0.05	16.2	0.7	2.34	0.11~7.85
Ho	0.66	0.28	0.24	0.98	0.04	3.43	0.01	0.35	0.02~1.08
Er	0.78	0.24	0.16	2.56	0.02	10.3	0.5	1.15	0.04~4.34
Tm	0.13	0.04	0.02	0.34	0.02	1.52	0.07	0.16	0.01~0.61

续表 4

Element	XD963 ^①	2-1070(6) ^①	SD ^①	BHVO-2G ^①	SD ^①	ATHO-G ^①	SD ^①	大别富 K 埃达克岩	
								均值	范围
Yb	0.76	0.2	0.27	2.01	0.02	10.5	0.4	1.00	0.03~1.89
Lu	0.13	0.02	0.02	0.279	0.003	1.54	0.05	0.15	0.01~0.58
Hf	1.06	1.72	1.11	4.32	0.18	13.7	0.5	4.96	0.00~9.35
Ta	0.13	0.15	0.08	1.15	0.1	3.9	0.2	0.86	0.00~3.10
W	1.09	2.37	1.80	0.23	0.04	9.3	1.2	—	—
Pb	7.40	33.2	9.80	1.7	0.2	5.67	0.62	28.35	13.20~67.23
Th	0.2	0.79	0.87	1.22	0.05	7.4	0.27	12.65	0.41~45.60
U	0.4	0.7	0.15	0.403	0.003	2.37	0.12	1.79	0.18~8.25
Sr/Y	23.53	90.32						187.63	21.53~1301.10
(La/Yb) _n ^②	2.21	52.9						68.70	21.44~288.32
Eu/Eu* ^③	0.97	0.82						1.11	0.82~3.17
Nb/Ta		17						13.52	

注:①XD963 为实验源岩,四极杆质谱测试;2-1070(6)为 1070℃ 条件下的熔体,为 6 次分析结果的平均值,LA-ICP-MS 测试;SD-标准差;BHVO-2G 和 ATHO-G 本次测试两个标样,分别是美国地质调查局的夏威夷玄武岩标样和冰岛流纹岩标样,测试方法同 Liu 等^[30];②球粒陨石标准化后的值;③Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n * Gd_n)^{1/2};空白表示未测试;—表示低于检出限;大别早白垩世富 K 埃达克岩数据来自文献 [3,11~13,31]

表 5 实验产物中主要矿物的成分

Table 5 Representative compositions of some critical crystalline phases in restites

Run. no	XD963-8	XD963-13	XD963-14	XD963-19	XD963-6	XD963-8	XD963-13	XD963-14	XD963-19
phase	Grt	Grt	Grt	Grt	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
p/GPa, t/℃	2.0;900	2.0;950	2.0;1000	2.0;1070	2.0;850	2.0;900	2.0;950	2.0;1000	2.0;1070
分析点数	5	5	5	5	5	5	5	5	5
SiO ₂	39.67	40.25	41.18	40.93	55.64	54.65	53.13	52.14	51.73
TiO ₂	0.03	0	0.35	0.26	0.25	0.50	0.31	0.42	0.28
Cr ₂ O ₃	0.17	0.03	0.25	0.07	0.17	0.04	0.05	0.15	0.26
Al ₂ O ₃	20.8	20.9	21.13	21.56	11.41	9.42	11.35	10.10	8.04
TFeO	24.33	23.95	15.11	13.65	4.20	4.60	6.39	6.06	5.85
MnO	0.73	0.85	0.24	0.43	0.04	0.04	0.09	0.09	0.12
MgO	4.61	5.72	12.59	14.75	7.88	11.13	11.72	11.84	13.56
CaO	9.82	9.02	7.47	6.46	14.05	16.7	13.21	15.55	18.01
Na ₂ O	0	0.12	0.08	0.02	6.37	2.97	3.64	2.71	1.46
Total	100.16	100.84	98.40	98.13	100.1	100.14	99.97	99.14	99.36
Si	3.081	3.086	3.09	3.049	1.980	1.951	1.903	1.895	1.888
Ti	0.002	0	0.02	0.015	0.007	0.014	0.008	0.011	0.008
Al	1.904	1.889	1.869	1.893	0.479	0.397	0.479	0.433	0.346
Fe ²⁺ ^①	1.580	1.536	0.948	0.850	0.125	0.137	0.191	0.184	0.179
Mn	0.048	0.055	0.015	0.027	0.001	0.001	0.003	0.003	0.004
Mg	0.534	0.654	1.408	1.638	0.418	0.593	0.626	0.642	0.738
Ca	0.817	0.741	0.601	0.516	0.536	0.638	0.507	0.606	0.704
Na	0	0.018	0.012	0.003	0.440	0.205	0.253	0.191	0.103
Total	7.966	7.979	7.963	7.991	3.991	3.942	3.975	3.971	3.979
Mg [#]	25.43	30.06	60.00	66.04	77.15	81.33	76.75	77.86	80.67
composition	Prp ₁₉	Prp ₂₂	Prp ₅₀	Prp ₅₄	Jd ₄₅	Jd ₂₁	Jd ₂₅	Jd ₁₉	Jd ₁₀

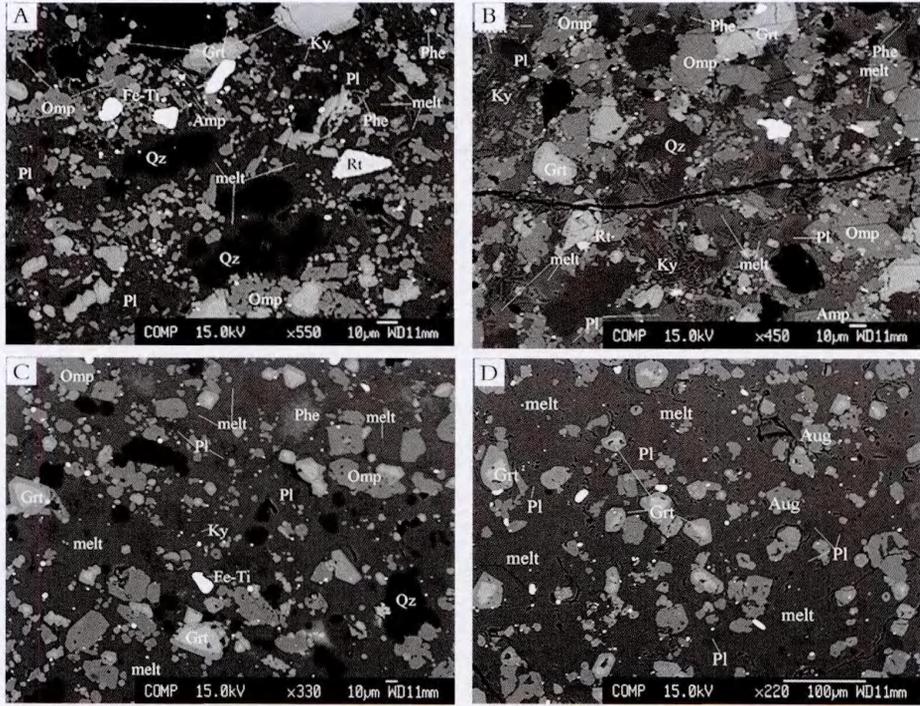
注:石榴子石端员分子计算据^[32],辉石端员分子计算据^[33];Prp-镁铝榴石;Aug-普通辉石;Omp-绿辉石;Jd-硬玉;①所有铁当做二价铁

中的辉石的成分。随着温度的上升,绿辉石中的硬玉端员逐渐降低,转变为高温下普通辉石,这可能是由于高温下绿辉石中的硬玉分子(Jd)易发生出溶而进入熔体。而与此相反,辉石的 MgO 含量则与温度保持着良好的正相关关系(表 5)。

3.2 熔体成分

熔体成分(标准化到 100% 无水)为花岗闪长质—花岗质,随着温度的升高,熔体成分从酸性(花岗质)向偏中性(花岗闪长质)演化。900~1070℃ 的实验中, SiO₂ 含量为 70.48%~74.36%, CaO 含量为

1.38%~3.79%, MgO 含量为 0.26%~1.13%, FeO* 含量为 0.85%~2.21%, Na₂O 含量为 3.26%~4.38%, Al₂O₃ 含量为 15.01%~16.05%, TiO₂ 含量为 0.39%~0.54%, K₂O 含量为 2.17%~4.52%。图 4 显示,总体上,随温度升高,熔体中的 SiO₂ 含量有逐渐减小的趋势,而 CaO 含量则为逐渐增大的趋势。MgO、FeO* 为先减小后逐渐增大的趋势;K₂O 则表现出先增大后逐渐减小的趋势。Na₂O、Al₂O₃ 和 TiO₂ 对温度的依赖性较弱,含量变化趋势不明显。



A-2.0 GPa, 900°C; B-2.0 GPa, 950°C; C-2.0 GPa, 1000°C; D-2.0 GPa, 1070°C

图3 2.0 GPa, 900~1070°C下实验产物背散射图像

Fig. 3 Backscattered electron images of experimental runs at 2.0 GPa and 900–1070°C

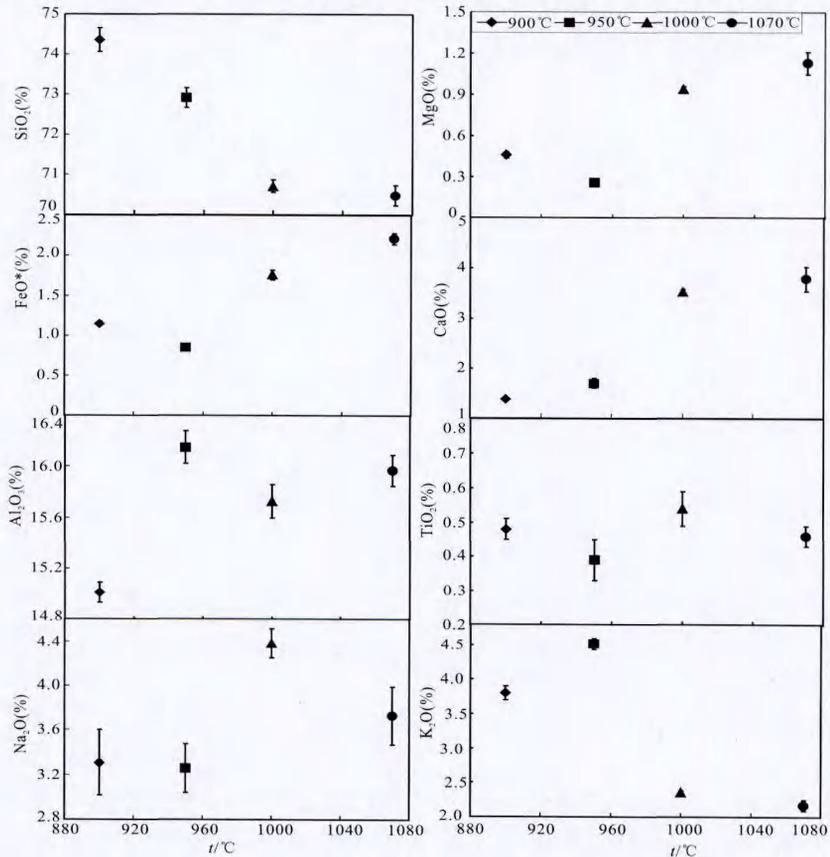


图4 熔体平均的主量元素组成随温度的变化情况

Fig. 4 Experimental melt compositions as a function of temperature

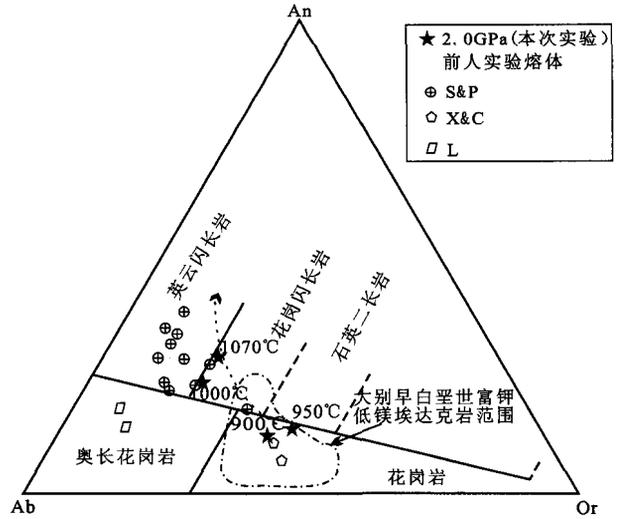
相对低温条件下(900~950℃)的熔体为花岗质熔体(图 5),表现为富 K($K_2O/Na_2O=1.16\sim 1.39$)和强过铝质($A/CNK=1.20\sim 1.25$)特征(表 3,图 6),在 SiO_2-K_2O Harker 图解上,属于高 K 钙碱性系列(图 6B)。高温条件下(1000~1070℃)的熔体为花岗闪长质熔体(图 5),表现为相对富钠($K_2O/Na_2O=0.54\sim 0.59$)和准铝质或者弱过铝质($A/CNK=0.97\sim 1.04$)特征(表 3,图 6)。在 $SiO_2\sim K_2O$ Harker 图解上,属于中 K 钙碱性系列(图 6B)。

利用 LA-ICP-MS,采用较大直径(44 μm)的束斑分析了高温条件下实验产物(1070℃熔体比例 > 40%)熔体中的微量元素(图 7)。1070℃条件下的熔体稀土元素总量为 67.05×10^{-6} ,重稀土含量低($\epsilon_{HREE}=3.03 \times 10^{-6}$)。其分配模式具有向右下倾的趋势,表现出较强的轻重稀土分异特征,轻重稀土比值为 21(图 7A),Eu 略显负异常($Eu/Eu^*=0.82$)。这与 2.0 GPa,1070℃条件下部分熔融产物中存在极少量斜长石相一致(图 3A)。图 7b 为熔体微量元素原始地幔标准化蛛网图,熔体中 Rb、Ba 和 Pb 等大离子亲石元素(LILEs)丰度较高,相对富集。而高场强元素 Th、Nb、Ta、Zr(HFSEs)含量甚低,相对亏损。相对于实验熔体,实验源岩稀土配分型式平坦,La、Ce、Pr 等轻稀土元素和 Rb、Ba 和 Pb 等大离子亲石元素丰度较低,Tb、Dy、Er、Tm、Yb、Lu 等重稀土元素丰度较高。

4 讨 论

4.1 与前人实验结果的对比

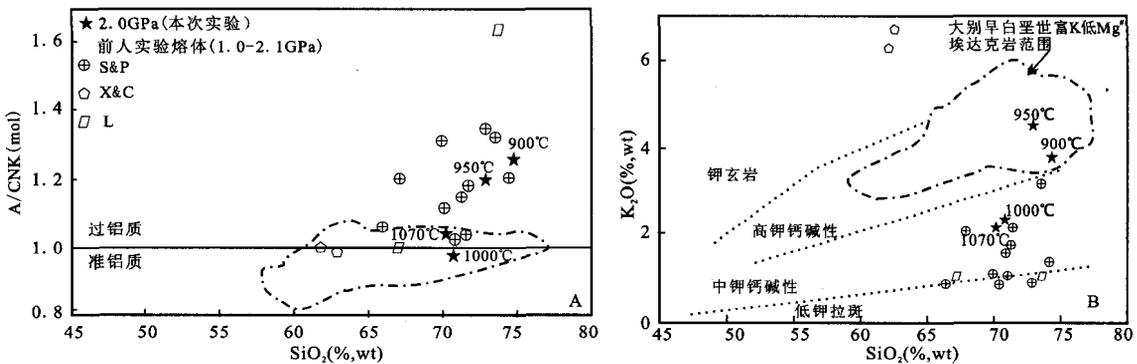
Skjerlie 和 Douce^[35] 以及 Liu 等^[10] 分别在 1.0~3.2 GPa,875~1150℃和 1.5~3.0 GPa,850~1000℃条件下开展了低 K 拉斑系列的黧帘石榴辉



箭头指熔体随温度升高的演化趋势;大别早白垩世富 K 埃达克岩范围来自表 4;前人实验熔体来自:S&P-[35];X&C-[9];L-[10]
The arrows indicate the evolution trend of the melt with increasing temperature;the Dabie Early Cretaceous K-rich adakites range from Table 4; the previous experimental melt from:S&P-[35];X&C-[9];L-[10]

图 5 实验熔体的 Or-Ab-An 图(据文献[34]修改)
Fig. 5 Classification of the experimental melts using normative anorthite (An), albite (Ab) and orthoclase (Or) (modified from ref. [34])

岩和多硅白云母榴辉岩脱水熔融实验研究。在小于 2.0 GPa 条件下,他们分别获得了奥长花岗质和英云闪长质熔体(图 5)并且都属于低到中钾钙碱性系列(图 6B),但在较高的压力下(>2.7 GPa)低 K 黧帘石榴辉岩脱水熔融也可以得到高 K 钙碱性的花岗质熔体。本次实验相对低温条件下(900 和 950℃)的熔体具有高 K 钙碱性和花岗质特征。这可能是由于本次实验源岩相对富 K(K_2O 0.94%,中钾钙碱性),从而有利于形成富钾长石标准分子(Or)的高 K 钙碱性花岗质熔体。对于富 K 程度更

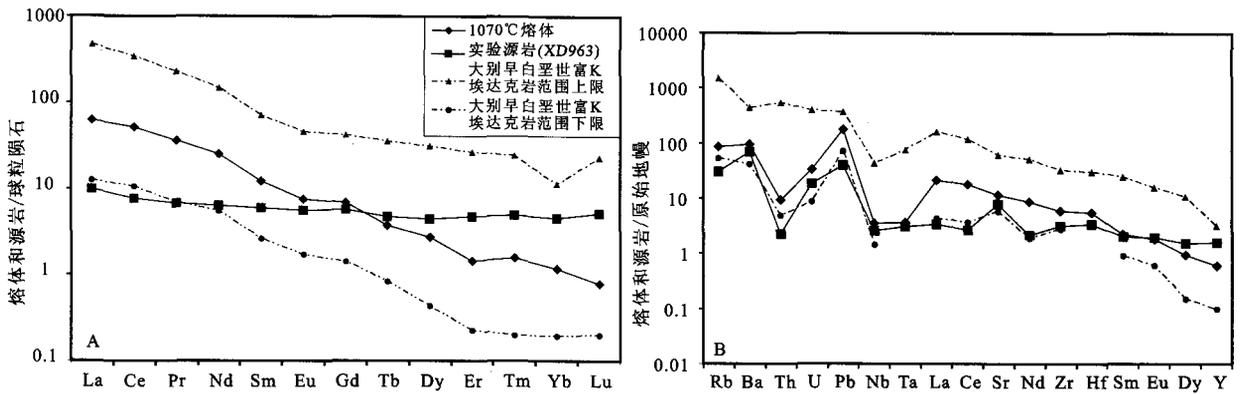


前人实验熔体和大别早白垩世富 K 埃达克岩范围同图 5

Previous experimental melts and other Early Cretaceous K-rich adakites range are shown in Figure 5

图 6 实验熔体主要元素 Harker 图

Fig. 6 Harker plots for selected major elements in the experimental melts



由于部分大别早白垩世富 K 埃达克岩 Ta、Hf 含量低于仪器的检出限,所以图中没有给出明确的 Ta、Hf 含量范围的下限;大别早白垩世富 K 埃达克岩微量元素数据据表 4;球粒陨石及原始地幔标准化值据文献[36]

The content ranges of Ta, Hf are not presented since the Ta, Hf contents in parts of the Dabie Early Cretaceous K-rich adakites are lower than the instrument detection limit; the content ranges of trace elements in the Dabie Early Cretaceous K-rich adakites are from table 4; chondrite and primitive mantle normalized values are from ref. [36]

图 7 XD963 和 1070°C 条件下实验熔体微量元素的球粒陨石标准化稀土元素分配图(A)和原始地幔标准化蛛网图(B)
Fig. 7 Chondrite-normalised REE patterns (A) and Primitive mantle-normalised trace elements patterns (B) for the start material (XD963) and experimental melt at 1070°C

高的源岩,如钾玄岩^[9],其部分熔融虽然也能得到富 K 的熔体,但这些熔体过于富 K 贫 Si,为正长质。实验熔体的对比研究也表明产生花岗质熔体的实验源岩普遍相对富 K,属于中高钾钙碱性系列^[37];而与英云闪长质—奥长花岗质熔体对应的实验源岩普遍贫 K,属于低 K 拉斑系列^[10, 35]。

4.2 与大别富 K 埃达克岩主量元素的对比

较低温度下(900°C 和 950°C)的熔体为花岗质且落入大别早白垩世富 K 埃达克岩范围;但随着温度的升高(1000°C 和 1070°C),实验熔体逐渐向花岗闪长质转化,成分则在大别早白垩世富 K 埃达克岩范围以外(图 5)。本次实验熔体的 TiO₂ 含量较高(0.39%~0.54%),在 900°C 和 950°C 条件下,残留相中分别存在金红石(图 3A、B),表明低温熔体为 TiO₂ 饱和熔体。这和大别早白垩世富 K 埃达克岩普遍具有的 TiO₂ 饱和特征相一致^[16]。在 Mg# 指数特征上,本次实验熔体的 MgO 含量较低(0.26%~1.13%),900 和 950°C 低温下熔体 Mg# = 41.68 和 35.94,符合大别早白垩世富 K 埃达克岩普遍具

有的低 Mg# 特征(Mg# < 40~45)。对 A/CNK 而言(图 6A),低温条件下的实验熔体为过铝质特征,与背景范围都有较大偏离。与此相反,在 SiO₂-K₂O Harker 图解上,低温下(900 和 950°C)的熔体具备富 K 埃达克岩的一个典型特征—高 K 钙碱性且都位于背景范围以内,高温熔体偏离较大。总体而言,在主量元素特征上,除铝饱和指数外,低温熔体(900°C 和 950°C)都落入大别早白垩世富 K 埃达克岩的范围以内(表 3)。以上成分对比结果表明较低温度下的实验熔体普遍满足富 K 埃达克岩的主量元素特征要求,然而与此矛盾的是低温实验熔体普遍为过铝质特征,其 A/CNK 值大于 1.1,偏离了大别早白垩世富 K 低镁埃达克岩背景范围(微弱的过铝质,图 6A)。早期研究发现准铝质的变基性源岩部分熔融产生过铝质熔体与熔融过程中角闪石和单斜辉石的熔解有关^[38, 39]。而本次实验源岩仅含有少量角闪石(3.1%),据此,可以推测本次实验中的低温强过铝质熔体很可能是与源岩中含有较多多硅白云母和绿辉石有关(分别为 20.3 和 40.2%)。尤

表 6 不一致熔融模式微量元素组成

Table 6 Trace elements compositions of experimental melts at 950°C and 1070°C modeled by incongruent dynamic melting

element	Rb	Sr	Ba	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	
源区	XD963	19.1	168	482.0	4.71	2.94	0.911	0.327	1.175	1.120	0.780	0.764	0.129
	IDM-950	155.79	576.87	849.1	44.2	23.2	2.97	0.41	0.91	0.28	0.20	0.17	0.03
初始熔体	IDM-1070	67.42	253.84	698.05	29.13	13.85	1.43	0.29	0.64	0.19	0.13	0.08	0.01

注:临界质量孔隙率 $\phi=0.001$,部分熔融程度 X 分别为 10%(950°C)和 58%(1070°C),计算方法据文献[40]

表 7 矿物-熔体分配系数及源区模式、熔融模式

Table 7 Partition coefficients between minerals and felsic melts, source mode and melting mode

	Qz	Phe	Cpx	Amp	Pl	Ky	Grt	Mt	Rt
Rb	0	0.94	0.013	0.06	0.053	0	0.01	0	0.019
Sr	0	0.672	0.033	0.39	1.6	0	0.02	0.02	0.048
Ba	0	15.3	0.04	0.05	0.155	0	0.02	0	0.02
Ce	0	0.23	0.105	0.7	0.221	0	0.08	0.02	0.296
Nd	0	0.24	0.28	1.15	0.149	0	0.22	0.03	0.684
Sm	0	0.39	0.444	1.5	0.102	0	0.81	0.02	2.4
Eu	0	0.5	0.604	0.9	1.614	0	1.94	0.03	0.0044
Gd	0	0.35	0.65	1.8	0.067	0	10.5	0.02	0.018
Dy	0	0.2	0.78	1.5	0.05	0	15.6	0.02	0
Er	0	0.17	0.99	1.7	0.045	0	20	0.02	0.675
Yb	0	0.17	0.64	1.7	0.041	0	24	0.02	0.0158
Lu	0	0.21	0.79	1.59	0.039	0	24	0.02	0.016
Source mode	0.160	0.203	0.402	0.031	0	0	0.158	0.003	0.008
Melting mode ^①	-0.29	-2.47	-2.67	-0.12	2.24	1.85	0.32	0.14	0
Melting mode ^②	-0.27	-0.35	-0.69	-0.05	0.1	0	0.24	0.03	0

注：微量元素在蓝晶石和熔体以及石英和熔体之间的分配系数看作 0；①950℃条件下不一致熔融模式反应系数，据 2.0 GPa, 950℃条件下的熔融反应： $Phe + Cpx_{(comp)} + Qz + Amp \rightarrow Grt + Pl + Ky + Mt + Melt$ ，由质量平衡计算得到；②1070℃条件下不一致熔融模式反应系数，根据 2.0 GPa, 1070℃条件下的熔融反应： $Phe + Cpx_{(comp)} + Qz + Amp \rightarrow Grt + Pl + Cpx_{(aug)} + Mt + Melt$ ，由质量平衡计算得到；分配系数来源：Phe, Pl 据文献[41, 42]；Cpx, Amp, Grt 据文献[43, 44]；Rt 据文献[45]；Mt 据文献[46]；矿物简称同表 1

其对多硅白云母而言，它是一种高度富 K₂O 和 Al₂O₃ 的矿物(分别为 9.43 和 30.06%，本次实验)，在低程度脱水熔融时，它不仅为熔体提供充足的 K 来源，同时也将释放大量的 Al₂O₃ 进入熔体，极有可能导致该条件下的熔体过铝质。

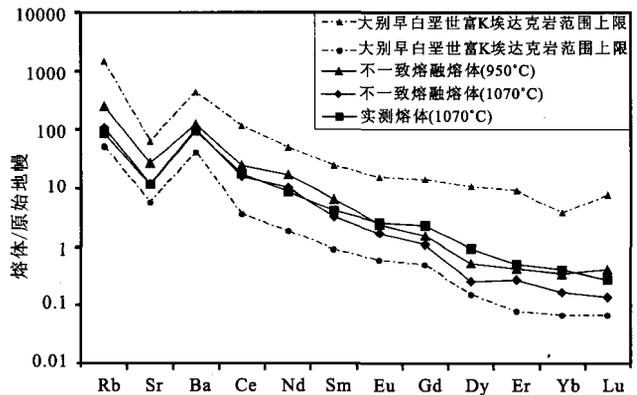
4.3 与大别富 K 埃达克岩微量元素的对比

仅有 1070℃条件下的实验产物中的熔体(熔体比例 > 40%)满足 LA-ICP-MS 微量元素的测试要求。该熔体具有低 K、高 Mg[#] 特征(图 6B)，因此在主量元素特征上不符合大别早白垩世富 K 埃达克岩的特征，但微量元素落入了富 K 埃达克岩的背景范围(图 7A, B)。因为无法原位分析低温熔体的微量元素成分，所以我们通过理论熔融模式反演来估算低温熔体(如 950℃)的微量元素成分。

前述岩相研究结果表明，2.0 GPa, 850 ~ 1070℃条件下硅白云母榴辉岩的部分熔融为不一致脱水熔融。因此，以本次实验源岩(XD963)为源区，利用 Zou 和 Reid 的不一致熔融模式来反演 950℃和 1070℃条件下熔体的微量元素特征^[40](表 6)。分配系数以及源区模式、熔融模式见表 7。

图 8 是不一致熔融模式反演得到的微量元素原始地幔标准化配分型式。结果显示，2.0 GPa, 950℃条件下的低温熔体和 1070℃条件下的高温熔体的微量元素特征与大别早白垩世富 K 埃达克岩一致，均为理论曲线完全落入大别早白垩世富 K 埃达克岩的背景范围。1070℃条件下，实测熔体与不一致熔融模式反演熔体的微量元素配分型式也较为相似，在部分重稀土元素(如 Gd, Dy, Er, Yb, Lu)丰

度上，实测熔体高于不一致熔融模式反演熔体。然而与富 K 埃达克岩不同的是本次实验熔体具有中等到轻的 Eu 负异常，不一致熔融模拟获得的 950℃熔体的 Eu/Eu* 值为 0.76，实测获得的 1070℃熔体的 Eu/Eu* 值为 0.82。这有别于大别早白垩世富 K 埃达克岩普遍具有的无到微弱的 Eu 正异常特征^[3, 11]。如果 Eu 负异常是由于残留相中存在斜长石所致，那么这些熔体特征与本次 850 ~ 1070℃条件下实验产物中普遍存在斜长石相一致。



大别早白垩世富 K 埃达克岩范围同图 7；原始地幔数据据文献[36]

The Dabie early Cretaceous K-rich adakites range with Fig. 7; a primitive mantle normalized values according to ref. [36]

图 8 不一致熔融模式反演熔体的微量元素原始地幔标准化模式图

Fig. 8 Primitive mantle-normalised trace elements patterns for experimental melt modeled by incongruent dynamic melting

4.4 对富 K 埃达克岩成因的启示

主微量元素对比研究显示,在铝饱和指数以及 Eu/Eu^* 值上本次实验熔体有别于大别早白垩世富 K 埃达克岩,因此本次实验源岩在 2.0 GPa, 850~1070℃条件下脱水熔融不能直接形成与大别早白垩世富 K 埃达克岩地球化学特征完全一致的熔体。但如果初始岩浆经历后期演化,如与 Eu 正异常或是准铝质的岩浆混合,遭受富含斜长石的岩石(斜长角闪岩)的同化混染,或经历分离结晶,有可能形成无负 Eu 异常或 Eu 正异常的熔体。Wu 和 Jahn^[47] 认为,磷灰石、褐帘石和榍石的分离结晶会降低稀土总含量,增加稀土分布模型的凹度以及降低 Eu 的负异常程度。因此本次实验形成的熔体在后期演化过程有可能形成与大别早白垩世富 K 埃达克岩相同的地球化学特征。另外,本次相对低温(900 和 950℃)条件下形成的熔体具备富 K 埃达克岩的两个重要特征:高 K 钙碱性($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.2\sim 1.4$)和花岗质(图 6B),由此证明在 2.0 GPa, 900 和 950℃条件下,类似于本次实验源岩的下地壳物质发生较低程度的脱水熔融可以形成富 K 花岗质的岩浆。因此本次实验证明形成高 K 钙碱性的花岗质岩浆不需要过高的压力(如 >2.7 GPa^[35,48] 以及高度富 K 的源岩(如钾玄岩或英云闪长岩)^[9,49]。同时也暗示大别早白垩世富 K 埃达克岩的源岩很有可能是类似于本次实验源岩的钙碱性的安山质-玄武安山质的壳源变质岩石。对不同富 K 程度的壳内源岩脱水熔融产生的实验熔体的对比研究也表明形成高 K 钙碱性熔体的最可能源岩是钙碱性-高 K 钙碱性的安山质-玄武安山质的壳源变质岩石^[37]。

参考文献 (References):

- [1] Rapp R P, Shimizu N, Xiao L. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18: 393-302.
- [2] 张旗, 王焰. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探: 埃达克质岩 Sr, Nd 同位素制约[J]. *岩石学报*, 2001, 17(4): 505-513.
Zhang Qi, Wang Yan. Preliminary study on the components of the lower crust in east China Plateau during Yanshanian Period: Constraints on Sr and Nd isotopic compositions of adakite-like rocks[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2001, 17(4): 505-513. (in Chinese with English abstract)
- [3] Wang Q, Wyman D A, Xu J, Jian P, Zhao Z. Early cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, 71(10): 2609-2636.
- [4] Wang Q, Wyman D A, Xu J F, Zhao Z H, Jian P. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization[J]. *Lithos*, 2006, 89(3-4): 424-446.
- [5] Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization[J]. *J. Petrol.*, 2006, 47(1): 119.
- [6] 张旗. 关于 C 型埃达克岩成因的再探讨[J]. *岩石矿物学杂志*, 2011, 30(4): 739-747.
Zhang Qi. Reappraisal of the origin of C-type adakitic rocks from East China[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2011, 30(4): 739-747. (in Chinese with English abstract)
- [7] Gao S. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, 62(11): 1959-1975.
- [8] Kern H. Petrophysical studies on rocks from the Dabie ultra-high-pressure (UHP) metamorphic belt, Central China: Implications for the composition and delamination of the lower crust[J]. *Tectonophysics*, 1999, 301(3-4): 191-215.
- [9] Xiao L, Clemens J D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints[J]. *Lithos*, 2007, 95(3-4): 399-414.
- [10] Liu Q, Jin Z, Zhang J. An experimental study of dehydration melting of phengite-bearing eclogite at 1.5-3.0 GPa[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(12): 2090-2100.
- [11] Xu H, Ma C, Ye K. Early cretaceous granitoids and their implications for the collapse of the Dabie orogen, eastern China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemistry[J]. *Chem. Geol.*, 2007, 240(3-4): 238-259.
- [12] Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, Wu Y B, Chen F. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust[J]. *Lithos*, 2007, 93(3-4): 248-272.
- [13] 刘磊, 徐夕生. 大别造山带天柱山中酸性岩起源及地质意义[J]. *高校地质学报*, 2011, 17(1): 136-150.
Liu Lei, Xu Xisheng. Genesis of the Tianzhushan intermediate-felsic rocks from the Dabie Orogen and its geological significance[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2011, 17(1): 136-150. (in Chinese with English abstract)
- [14] Defant. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted crusts[J]. *Nature*, 1990, 347(6294): 662-665.
- [15] Kay S M, Ramos V, Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America[J]. *J. Geology*, 1993, 101: 703-714.
- [16] Xiong X L. Adakitic rocks and destruction of the North China Craton: Evidence from experimental petrology and geochemistry[J]. *Sci. in China (D)*, 2011, 54(6): 858-870.
- [17] Zhao Z F, Zheng Y F. Remelting of subducted continental lithosphere: Petrogenesis of Mesozoic magmatic rocks in the

- Dabie-Sulu orogenic belt[J]. *Science in China (D)*, 2009, 52(9): 1295—1318.
- [18] 马昌前, 杨坤光, 明厚利, 林广春. 大别山中生代地壳从挤压转向伸展的时间: 花岗岩的证据[J]. *中国科学(D)*, 2003, 33(9): 817—827.
Ma Changqian, Yang Kunguang, Ming Houling, Lin Guangchun. The timing of tectonic transition from compression to extension in Dabie orogen: Evidences from Mesozoic granites[J]. *Sci. in China (D)*, 2003, 33(9): 817—827. (in Chinese)
- [19] Jahn B M, Wu F, Lo C H. Crustal-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China[J]. *Chem. Geol.*, 1999, 157: 119—146.
- [20] Zhang H, Gao S, Zhong Z, Zhang B, Zhang L. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: Constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China[J]. *Chem. Geol.*, 2002, 186(3-4): 281—299.
- [21] Chen B, Jahn B, Wei C. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, central China: Trace element and Nd-Sr isotope evidence[J]. *Lithos*, 2002, 60(1-2): 67—88.
- [22] Ma C, Ehlers C, Xu C, Li Z. The roots of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: constraints from geochemistry and Nd-Sr isotope systematics[J]. *Precam. Res.*, 2000, 102(3-4): 279—301.
- [23] 郑永飞. 超高压变质与大陆碰撞研究进展: 以大别—苏鲁造山带为例[J]. *科学通报*, 2009, 53(18): 2129—2152.
Zheng Yongfei. A perspective view on ultrahigh-pressure metamorphism and continental collision in the Dabie-Sulu orogenic belt[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 53(20): 3081—3104. (in Chinese with English abstract)
- [24] Xiao L, Rapp P R, Xu J F. The role of deep processes controls on variation of compositions of adakitic rocks[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2004, 20(2): 219—228.
- [25] Herrmann W, Berry R F. MINSQ—a least squares spreadsheet method for calculating mineral proportions from whole rock major element analyses[J]. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 2002, 2(4): 361—368.
- [26] Whitney D L, Evans B W. Abbreviations for names of rock-forming minerals[J]. *Am. Mineral.*, 2010, 95(1): 185.
- [27] Xie H S, Zhang Y M, Xu H G. A new method of measurement for elastic wave velocities in minerals and rocks at high temperature and high pressure and its significance[J]. *Science in China (B)*, 1993, 36: 1276—1280.
- [28] 周文戈, 谢鸿森, 刘永刚. 2.0 GPa 块状斜长角闪岩部分熔融——时间和温度的影响[J]. *中国科学(D)*, 2005, 35(4): 320—332.
Zhou Wenge, Xie hongsen, Liu Yonggang. Dehydration melting of solid amphibolite at 2.0 GPa: Effects of time and temperature[J]. *Science in China (D)*, 2005, 48(8): 1120—1133. (in Chinese with English abstract)
- [29] Morgan G B, London D. Optimizing the electron microprobe analysis of hydrous alkali aluminosilicate glasses[J]. *Am. Mineral.*, 1996, 81: 1176—1185.
- [30] Liu Y, Gao S, Hu Z, Gao C, Zong K. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. *J. Petrol.*, 2010, 51(1-2): 537—571.
- [31] 王强, 王人镜. 大别山燕山期亏损重稀土元素花岗岩类的成因及动力学意义[J]. *岩石学报*, 2001, 17(004): 551—564.
Wang Qiang, Wang Renjing. The petrogenesis and geodynamic significances of HREE depleted granitoids during Yanshan period in the Dabie Mountains[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2001, 17(4): 551—564. (in Chinese with English abstract)
- [32] Locock A J. An excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets[J]. *Computers & Geosciences*, 2008, 34(12): 1769—1780.
- [33] Sturm R. PX-NOM—an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe[J]. *Computers & Geosciences*, 2002, 28(4): 473—483.
- [34] O'connor J. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios[J]. *US Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1965, 525: 79—84.
- [35] Skjerlie K P, Douce A E P. The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: Implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes[J]. *J. Petrol.*, 2002, 43(2): 291—314.
- [36] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 313—345.
- [37] Roberts M P, Clemens J D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids[J]. *Geol.*, 1993, 21(9): 825—828.
- [38] Cawthorn R G, Ohara M. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis[J]. *Am. J. Sci.*, 1976, 276(3): 309—329.
- [39] Kushiro I, Yoder H. Origin of the calc-alkaline peraluminous andesites and dacites[M]. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 1972, 71: 411—413.
- [40] Zou H, Reid M R. Quantitative modeling of trace element fractionation during incongruent dynamic melting[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, 65(1): 153—162.
- [41] Philpotts J A, Schnetzler C. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, 34(3): 307—322.
- [42] Schnetzler C, Philpotts J A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts II[J]. *Geochim. Cosmochim.*

- Acta, 1970, 34(3): 331-340.
- [43] Klein M, Stosch H G, Seck H. Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts; An experimental study[J]. Chem. Geol., 1997, 138(3-4): 257-271.
- [44] Klein M. Experimental partitioning of high field strength and rare earth elements between clinopyroxene and garnet in andesitic to tonalitic systems[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, 64(1): 99-115.
- [45] Foley S F, Barth M G, Jenner G A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, 64(5): 933-938.
- [46] Nielsen R L, Beard J S. Magnetite-melt HFSE partitioning [J]. Chem. Geol., 2000, 164(1): 21-34.
- [47] Wu F, Jahn B, Wilde S A, Lo C H, Yu T F, Lin Q. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis[J]. Lithos, 2003, 66(3-4): 241-273.
- [48] Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar implications for continental Growth and crust-mantle recycling[J]. J. Petrol., 1995, 36(4): 891-931.
- [49] Patiño Douce A E. Vapor-absent melting of tonalite at 15-32 kbar[J]. J. Petrol., 2004, 46(2): 275-290.

· 学会之声 ·

第三届全国资源环境与生命过程成因矿物学研讨会纪要

2012年10月12至14日,由我会成因矿物学找矿矿物学专业委员会、中国地质大学(北京)及地质过程与矿产资源国家重点实验室,联合我会环境矿物学专业委员会、中国地质学会矿物学专业委员会共同举办的第三届全国资源环境与生命过程成因矿物学研讨会在中国地质大学(北京)召开。本次会议正值中国地质大学成立60周年之际,会议也作为校庆系列学术活动的一部分,得到了学校的大力支持和各位与会者的积极响应。李胜荣教授主持了开幕式,中国地质大学(北京)万力副校长和莫宣学院士做了开幕式发言。

来自高校和研究机构等单位的41位代表与会,其中24位代表做了报告,内容涉及资源、环境、生命过程等成因矿物学研究的主要领域。会议期间共有500余人次到会听取报告、参与广泛深入的讨论、交流。

会议邀请了一些科学家做大会报告,中国地质大学(北京)教授、《Gandwana Research》主编 M. Santosh 做了“Genetic Mineralogy: the key to origin and evolution of life on

Earth”报告,朱弟成教授做了“锆石成分在古老造山带构造演化研究中的应用”的报告,东北大学黄菲教授做了“纳一微米矿物成因的实验研究——以Fe-S系列矿物为例”报告。此外,杨竹森、胡大千、鲁安怀、罗照华、白志民、韩秀丽、李国武、谢巧勤、高翔、宋泽峰等都做了相关研究报告。为培养年轻学者,会议还安排了11位博士、硕士研究生做了精彩的学术报告,与会专家给予了充分肯定,并提出了很多建设性意见和建议,为青年学者的研究拓展了思路。

会议将成因矿物学的理论性与应用性相结合,对资源、环境和生命过程等当今世界的热点问题进行了深入的研究和探讨,为这些问题的解决提供了新思路、新方法和新探索,推动了成因矿物学在矿产资源、生命过程、环境保护、新材料和新能源等领域的应用和研究,为社会的发展作出贡献。

(张聚全 供稿)