



高温高压实验揭示俯冲带蛇纹岩熔融行为与高镁岩浆成因

胡佳森, 张国良

High-temperature and high-pressure experiments reveal the melting behavior of serpentinites in subduction zone and the genesis of high-Mg magmas

HU Jiasen and ZHANG Guoliang

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023091102>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

俯冲带水圈-岩石圈相互作用研究进展与启示

Interaction between hydrosphere and lithosphere in subduction zones

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(5): 58–70

板块俯冲和岩浆过程中碳循环及深部碳储库

Carbon cycle and deep carbon storage during subduction and magmatic processes

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(5): 36–45

大洋蛇纹岩化无机成因甲烷水合物稳定带底界模拟

Simulation of bottom boundaries of abiotic methane hydrate stability zone in some marine serpentinization areas

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(4): 107–115

马里亚纳弧前Quaker蛇纹岩泥火山自生烟囱生长模式

Formation model of authigenic chimneys on the Quaker serpentinite mud volcano in the Mariana forearc

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 15–26

台湾利吉混杂岩中蛇纹岩岩石学和U-Pb年代学及其地质意义

Petrology and U-Pb geochronology of the serpentinite in the Lichi mélange of Eastern Taiwan and their tectonic implications

海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(2): 129–135

新西兰Hikurangi俯冲带沉积物成岩作用示踪研究：来自孔隙流体Sr同位素证据

A tracing study of sediment diagenesis in the Hikurangi subduction zone, New Zealand: Evidence from Sr isotope of pore fluid

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 115–123



关注微信公众号，获得更多资讯信息

胡佳森, 张国良. 高温高压实验揭示俯冲带蛇纹岩熔融行为与高镁岩浆成因[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2024, 44(2): 157-170.
HU Jiasen, ZHANG Guoliang. High-temperature and high-pressure experiments reveal the melting behavior of serpentinites in subduction zone and the genesis of high-Mg magmas[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2024, 44(2): 157-170.

高温高压实验揭示俯冲带蛇纹岩熔融行为与高镁岩浆成因

胡佳森^{1,2}, 张国良^{1,3}

1. 中国科学院海洋研究所深海极端环境与生命过程研究中心, 青岛 266071
2. 中国科学院大学, 北京 100049
3. 中国科学院海洋大科学研究中心, 青岛 266071

摘要:近年来一些研究在岛弧岩浆中发现了蛇纹岩组分, 这表明俯冲至弧下的蛇纹岩不仅为地幔楔提供流体, 而且可以通过部分熔融参与岛弧岩浆形成。然而, 蛇纹岩在地幔楔中的熔融行为及其在俯冲带物质循环中的作用仍未进行深入研究。因此, 本研究选择 3 种蛇纹岩样品: 蚀变原岩分别为二辉橄榄岩 (SE2) 和方辉橄榄岩 (SE3) 的天然蛇纹岩, 以及模拟含有大量滑石的合成蛇纹岩样品 (SEQ), 在 700~1300 °C 和 4 GPa 的温度压力条件下进行了模拟实验, 限定了蛇纹岩的熔融温度, 分析了实验产生的熔体成分。研究发现, 不同类型蛇纹岩的固相线存在显著差异, SE3、SEQ 和 SE2 蛇纹岩的固相线分别为 900~960 °C、960~1100 °C 以及 1150~1200 °C。这 3 种蛇纹岩的固相线均高于俯冲板片上表面的温度, 要求蛇纹岩通过底辟作用进入地幔楔以发生部分熔融。根据实验结果, 本研究认为 SE2 和 SEQ 蛇纹岩可以在地幔楔底部相对较低的温度条件下 (960~1100 °C) 即发生熔融, 产生科马提质岩浆; 而在上覆地幔楔更高温度条件下 (>1200 °C), SE2 蛇纹岩可以发生更广泛、更程度的部分熔融, 产生玻安质岩浆。

关键词:蛇纹岩; 俯冲带; 高温高压实验; 高镁岩浆; 科马提岩

中图分类号: P736.3; P589.1

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2023091102

High-temperature and high-pressure experiments reveal the melting behavior of serpentinites in subduction zone and the genesis of high-Mg magmas

HU Jiasen^{1,2}, ZHANG Guoliang^{1,3}

1. Center of Deep Sea Research, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China
2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China
3. Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China

Abstract: Recent studies have identified serpentinite components in arc magmas, suggesting that subducted serpentinites contribute not only fluids to the mantle wedge but also participate in arc magma formation through partial melting. However, the melting behavior of serpentinites in the mantle wedge and their role in the material cycle of subduction zones remain underexplored. We selected three types of serpentinites: natural serpentinites altered from harzburgite (SE2) and lherzolite (SE3), and synthetic serpentinite (SEQ) containing talc. Experiments were conducted under 700~1300 °C and 4 GPa, to constrain the melting temperature of serpentinites and analyze the composition of the melts. Results show that the solidi among different serpentinite types vary greatly from each other. The solidi of SE3, SEQ, and SE2 are between 900~960 °C, 960~1100 °C, and 1150~1200 °C, respectively. These solidi are higher than the surface temperatures of subducting slab, thus requiring serpentinites diapir into the mantle wedge to melt. Therefore, SE2 and SEQ serpentinites can melt at the bottom of the mantle wedge under relatively lower temperature conditions (960~1100 °C), producing komatiitic magmas, whereas in the overlying mantle wedge, SE2 serpentinite undergo more extensive and higher degrees of partial melting at higher temperature conditions (>1200 °C), generating boninitic magmas.

Key words: serpentinite; subduction zone; high-temperature and high-pressure experimentation; high-Mg magmas; komatiite

资助项目: 中国科学院战略性先导科技专项 (B 类) 子课题: “印太交汇区海盆岩浆过程和地幔组成” (XDB42020302); 国家自然科学基金项目 “西太平洋板块俯冲体系岩浆过程中 深部碳循环研究” (91858206)

作者简介: 胡佳森 (1998—), 男, 硕士研究生, 主要从事实验岩石学研究, E-mail: hujiasen@qdio.ac.cn

通讯作者: 张国良 (1981—), 男, 研究员, 主要从事大洋岩石学和地幔地球化学研究, E-mail: zhangguoliang@qdio.ac.cn

收稿日期: 2023-09-11; 改回日期: 2023-11-01. 文凤英编辑

蛇纹岩是俯冲带水循环的重要载体,在弧岩浆成因方面受到了越来越多的关注^[1-2]。俯冲带蛇纹岩由地幔橄榄岩(如纯橄岩、方辉橄榄岩和二辉橄榄岩)水化形成,分为俯冲板片蛇纹岩和地幔楔蛇纹岩^[3-5]。俯冲板片蛇纹岩是海水通过断层渗滤岩石圈地幔形成,而地幔楔蛇纹岩是由俯冲板片脱水,水化地幔楔形成^[6]。

研究认为俯冲带蛇纹岩可以随大洋板片俯冲至弧下深度^[4,7-11],从而参与岛弧岩浆的生成过程。关于蛇纹岩如何参与岛弧岩浆过程仍存在很大的争议。传统的观点认为,在俯冲过程中,蛇纹岩仅发生脱水,从而诱发地幔楔的含水熔融^[12],并且含镁流体的加入会导致弧岩浆中的镁同位素偏重^[13-14]。然而,近年来一些研究指出,大量来自蛇纹岩组分的 Mg 元素对岛弧岩浆产生了重要贡献^[15-16],而蛇纹岩脱水流体并不能够明显改变弧岩浆中的镁同位素特征^[17-18]。因此,岛弧岩浆中观察到的蛇纹岩组分特征要求蛇纹岩以某种方式在地幔楔中发生部分熔融。

传统的地幔楔熔融模型认为,来自俯冲板片释放的流体和熔体进入地幔楔,降低地幔楔的固相线温度从而引发部分熔融^[19-20]。然而在该模型中,蛇纹岩主要以脱流体的角色参与岛弧岩浆的生成过程^[12],并不能发生部分熔融,因此需要一个新的模型以解释这一现象。近年来,底辟熔融模型受到了越来越多的关注,该模型认为,俯冲物质首先在俯冲板片与地幔楔交界处的俯冲隧道内发生机械混合,随后通过底辟作用进入热的地幔楔,从而发生部分熔融^[21-22]。由于蛇纹岩的密度较低,蛇纹岩可以以底辟的形式进入地幔楔,马里亚纳弧前出现的大量蛇纹岩泥火山就是底辟的直接证据^[23]。然而在弧下底辟的过程中,蛇纹岩会发生脱水,尽管如此,蛇纹岩组分仍以水合地幔(Hydrated mantle)的形式进入热的地幔楔,并且部分蛇纹岩能够稳定在较冷的底辟核心部位^[24]。因此,弧下底辟熔融可能是蛇纹岩组分参与弧岩浆过程的一种有效方式^[25-28]。

然而,蛇纹岩发生底辟熔融的深度及产生的熔体特征尚不明确。根据统计的全球平均弧下深度^[29],蛇纹岩弧下初始底辟的压力条件约为 4 GPa,这一阶段靠近俯冲板片,具有较高的温度梯度^[30]。因此,本研究在 700~1300℃、4 GPa 的温度压力条件下,对 3 种不同的蛇纹岩样品进行了高温高压实验研究,以探究蛇纹岩在底辟过程中的熔融行为及产生的熔体特征。

1 实验和分析方法

1.1 初始物质

俯冲带蛇纹岩的化学成分受到原岩种类、蚀变程度和流体交代的影响^[4,12,31-34]。在本实验中,选择具有代表性的蛇纹岩作为初始物质十分重要。实验根据矿物组合及化学成分的差异,选择了 3 种蛇纹岩作为初始物质(表 1)。

其中,SE2 和 SE3 为天然蛇纹岩,背散射电子图像如图 1 所示:SE2 蛇纹岩主要由蛇纹石(70%)和斜方辉石(20%)组成,还存在少量单斜辉石(<5%)、尖晶石(<5%)和磁铁矿(<5%)。蛇纹石主要由橄榄石和斜方辉石蚀变形成。其中橄榄石被蛇纹石完全交代,呈交代假象结构,为自形-半自形颗粒状,颗粒大小为 0.1~0.2 mm,颗粒之间充填网状蛇纹石脉体;斜方辉石为顽火辉石,发生部分蛇纹石化,呈他形粒状结构,颗粒大小通常为 0.1~0.4 mm;磁铁矿以脉状充填在矿物间隙。SE2 蛇纹岩在主量元素组成上具有极低的 CaO、Al₂O₃ 含量,高烧失量,具有较高的蛇纹岩化程度。

SE3 蛇纹岩主要由蛇纹石(55%)、单斜辉石(25%)和透闪石(10%)组成,磁铁矿(5%)和尖晶石(<5%)为主要的副矿物。橄榄石和斜方辉石被蛇纹石完全交代,呈交代假象结构,为自形-半自形颗粒状;单斜辉石为他形粒状,颗粒大小通常为 0.2~0.5 mm;透闪石由单斜辉石蚀变形成,蛇纹石

表 1 蛇纹岩初始物组成
Table 1 The initial components of serpentinite %

主量元素	SE2	SE3	SEQ
SiO ₂	39.92	39.05	42.00
TiO ₂	<0.01	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	0.61	3.40	3.24
FeO ^T	9.05	9.02	8.59
MnO	0.12	0.17	0.16
MgO	33.62	33.00	31.43
CaO	0.40	2.38	2.27
Na ₂ O	0.35	0.16	0.15
K ₂ O	0.03	0.02	0.02
LOI	15.20	12.60	12.00
总计	99.44	99.92	100.12

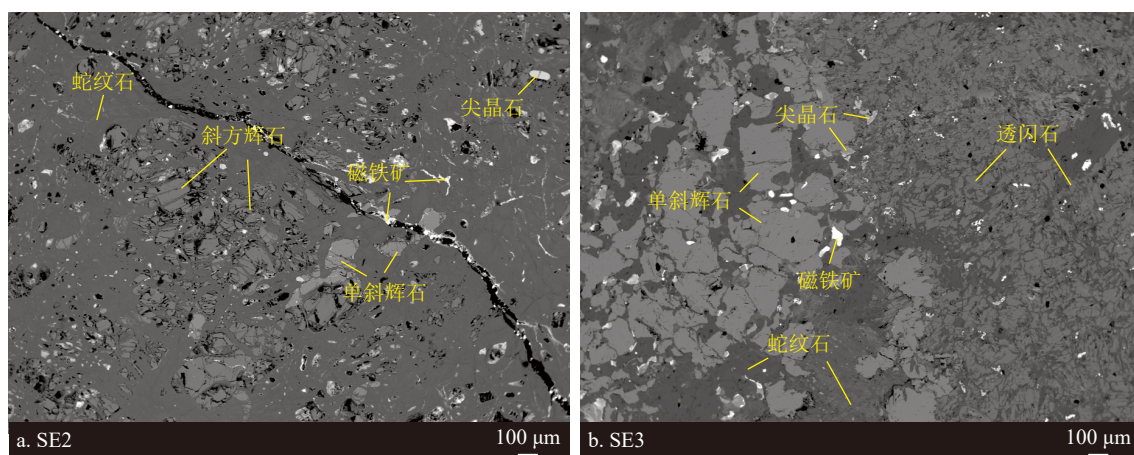


图 1 天然蛇纹岩的背散射电子图像

Fig.1 Backscatter electron images of the natural serpentinite

充填于其蚀变形成的裂隙;磁铁矿以他形粒状均匀分布。SE3 蛇纹岩主量元素 CaO 、 Al_2O_3 含量较高,烧失量及蛇纹岩化程度相对较低。

此外,一些天然蛇纹岩中存在以滑石为主的蚀变过程^[35-36],这一过程是由于蛇纹石与富硅流体发生反应^[37],形成了大量滑石组分,并明显改变了蛇纹岩的主量元素组成,使其 SiO_2 含量发生明显富集。因此为了探究这类富 SiO_2 的蛇纹岩在俯冲过程中的熔融行为,实验向 SE3 蛇纹岩中添加 SiO_2 至 42%,得到了 SEQ 合成样品。

O'hanley^[38]对蛇纹岩化过程中主量元素的活动性进行了总结,大多数主量元素特征在蛇纹石化过程中得以保存。因此,根据蛇纹岩的矿物组合及主量元素特征判断,SE2 蛇纹岩的原岩为方辉橄榄岩,而 SE3 蛇纹岩的原岩为亏损的二辉橄榄岩,二者均经历过不同程度的熔体抽提。

1.2 多面砧实验方法

所有实验均采用了直径为 2 mm、长度为 4 mm 的 $\text{Au}_{80}\text{Pt}_{20}$ 管,将其一端卷曲并焊接形成样品仓。每个样品仓装入约 10 mg 粉末,使用精密点焊机将样品仓另一端焊接闭合以密封样品。焊接前后进行称重,以评估焊接过程中的质量变化。为确保其密闭性,将样品仓浸入热水中 5 min,然后重新进行称重,只有在称重前后无质量变化的样品仓被用于实验。

实验在一台 1000 吨 Walker 型多面砧装置中进行,采用 18/12 八面体组件。样品仓封装在 MgO 介质中,置于石墨炉中心,八面体内部放置了 ZrO_2 套筒,位于石墨炉的外部,用于隔热。实验依据 1200℃ 下的石英-柯石英和石榴石-钙钛矿的相变对装置

进行了压力校正^[39-40],采用不确定度为 $\pm 2^\circ\text{C}$ 的 S 型热电偶实时监测实验温度。此外还使用了 Hernlund 等^[41]提出的数值模型来估计样品仓内的温度变化,结果显示样品仓温度梯度在 $\pm 15^\circ\text{C}$ 内,符合精度要求。实验结束后,通过关闭加热器电源对实验进行淬火,并在接下来的 10 h 内逐渐降低压力。

1.3 分析方法

本研究使用中国科学院海洋研究所的 JEOL JXA-8230 电子探针分析仪对矿物和熔体中的主要元素进行了分析。选定的标准样品为:石英 (Si)、金红石 (Ti)、硬玉 (Na 和 Al)、磁铁矿 (Fe)、 $\text{MnO}(\text{Mn})$ 、 $\text{MgO}(\text{Mg})$ 、硅灰石 (Ca)、正长石 (K)、 $\text{NiO}(\text{Ni})$ 以及铬铁矿 (Cr)。

在波长色散模式下对矿物成分进行了分析,使用的加速电压为 15 kV,束流为 20 nA。针对 Mg 、 Al 和 Si 等元素,使用了 60 s 的峰值计数时间,其他元素则采用 30 s 的峰值计数时间。在能量色散模式下分析了淬火熔体,为了减少 K 元素和 Na 元素的迁移,实验采用了较低的束流 (5~10 nA) 和较短的峰值计数时间 (10 s),加速电压为 15 kV。由于淬火阶段会从熔体中结晶出矿物晶体,导致熔体成分不均一。因此实验采用区域分析的方法,根据淬火晶体的大小和熔体的不均一程度,选择不同大小的区域 (10~400 μm^2) 进行总成分分析^[42]。同一样品选择多个熔体区域进行分析,并最终计算这些区域总成分的平均值,以得到熔体的平均成分。

2 实验结果

在本研究中,一共有 9 组实验出现熔体,具有代

表性的背散射电子图像如图2所示。对部分实验在无挥发分的基础上进行了质量平衡计算(表2),并进一步绘制了矿物相比比例随温度变化图(图3)。

2.1 相平衡关系

SE2系列实验在700℃至1150℃时未检测到熔体成分,蛇纹岩仅发生脱水,脱水后的残余矿物主要是橄榄石和斜方辉石,存在少量尖晶石。在1200℃及以上的实验中,观察到了明显的熔体组分,发生高程度部分熔融,其中SE2-6实验的部分熔融程度达到44%。熔体集中分布在样品仓的中部,橄榄石和斜方辉石分布在样品仓两端(图2b、2c),尖晶石相消失。

SE3系列实验中,700~900℃温度范围内无熔体产生,蛇纹岩脱水后的残余矿物为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和石榴子石。在960~1200℃的实验

中,出现明显的熔体组分(图2e、2f)。残余矿物主要为橄榄石、斜方辉石和石榴子石,单斜辉石消失。随着温度由960℃升高至1200℃,橄榄石(55.2%~54.0%)相比比例几乎不变,斜方辉石(23.6%~16.8%)相明显减少,石榴子石相在1150℃时消失(8.7%~0%),熔体相则由12.5%升高至29.1%(图3a)。1200℃的实验中重新出现了少量的尖晶石矿物,相较于石榴子石,尖晶石可以稳定在更高的温度条件下^[43]。

SEQ系列实验在960℃时未观察到明显熔体,残余矿物主要为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和石榴子石。相较于SE3,由于初始物中额外SiO₂的加入,残余矿物中斜方辉石的比例由23.6%增加至45.4%。在1100℃的实验中,单斜辉石相消失,熔体和流体同时出现。当温度由1100℃升高至1200℃时,橄榄石(33.5%~31.2%)和斜方辉石

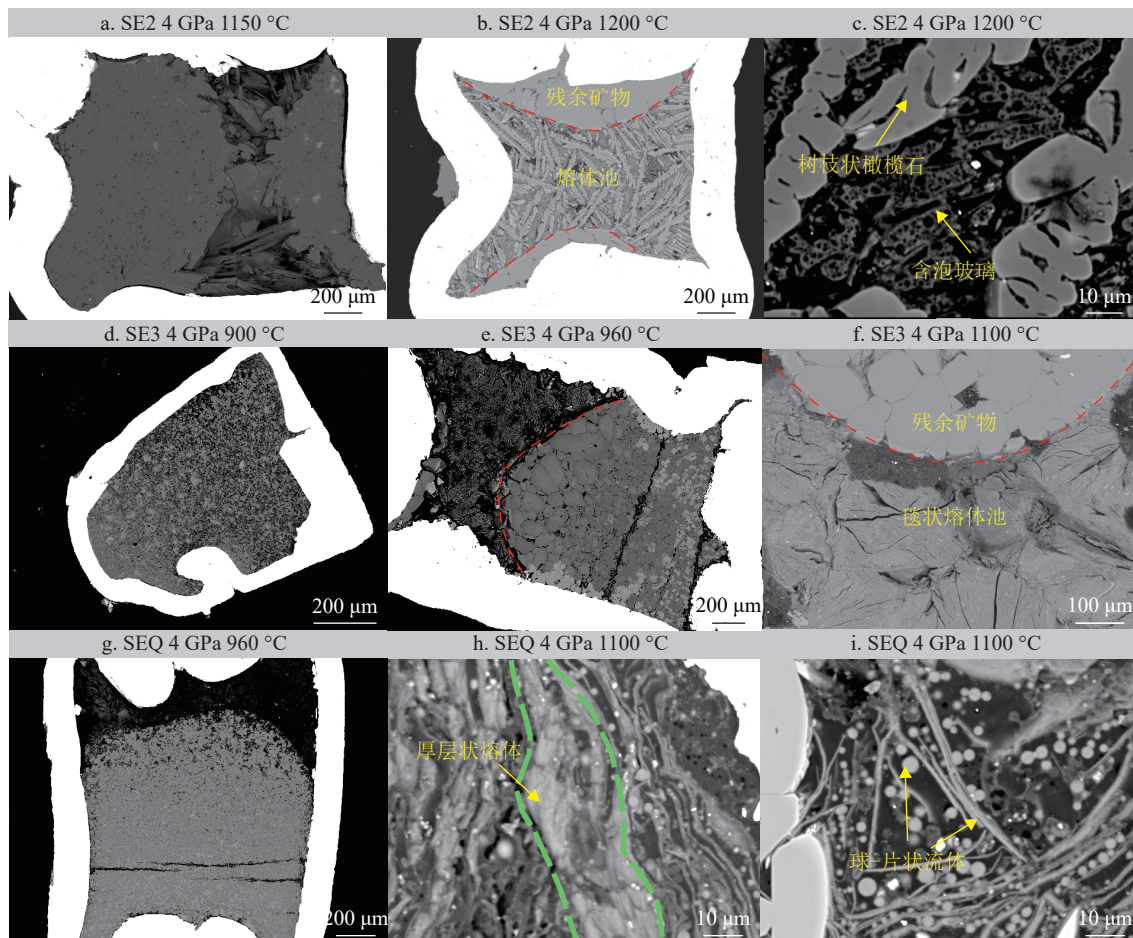


图2 代表性实验产物的背散射电子图像

红色虚线代表了残余矿物和熔体池的分界线,绿色虚线界定了熔体相;图2b和2c以及图2h和2i分别展示了同一实验的实验结果。

Fig.2 Backscatter electron images of representative experimental run products

The red dashed line represents the boundary between the residual minerals and the melt pool, the green dashed line encircles the melt phase; Figure 2b and 2c, as well as 2h and 2i, each respectively display the results of the same experiment.

表 2 实验条件及质量平衡计算
Table 2 Experiment conditions and mass balance calculation

实验编号	温度/℃	压力/GPa	时间/h	相比例/%							Σr^2
				Ol	Opx	Cpx	Sp	Grt	Chl	Melt	
SE2-1	700	4	48	57.6	41.9	*	0.5				0.30
SE2-2	960	4	50	48.0	51.3		0.1				0.21
SE2-3	1100	4	14	50.7	49.1		0.2				0.31
SE2-4	1150	4	15	45.7	54.2		0.1				0.25
SE2-5	1200	4	17	nd	nd					nd	nd
SE2-6	1300	4	23	55.6						44.4	0.63
SE3-1	700	4	67	59.6	18.4	3.7		18.3	*		0.08
SE3-2	900	4	57	57.9	17.7	7.1		17.4			0.10
SE3-3	960	4	47	55.2	23.6			8.7		12.5	0.04
SE3-4	1100	4	15	54.5	17.3			3.8		24.4	0.07
SE3-5	1150	4	14	48.6	23.9					27.5	0.06
SE3-6	1200	4	14	54.0	16.8		*			29.1	0.05
SEQ-1	960	4	50	33.0	45.4	5.6		16.0			0.04
SEQ-2	1100	4	17	33.5	43.4			5.4		17.7	0.03
SEQ-3	1150	4	38	nd	nd			nd		nd	nd
SEQ-4	1200	4	17	31.2	38.5					30.3	0.03

注: Σr^2 代表了残差的平方和; *代表了质量平衡计算无法检测到的相; nd代表了无法进行质量平衡计算的相; Ol-橄榄石, Opx-斜方辉石, Cpx-单斜辉石, Sp-尖晶石, Grt-石榴子石, Chl-绿泥石, Melt-熔体。

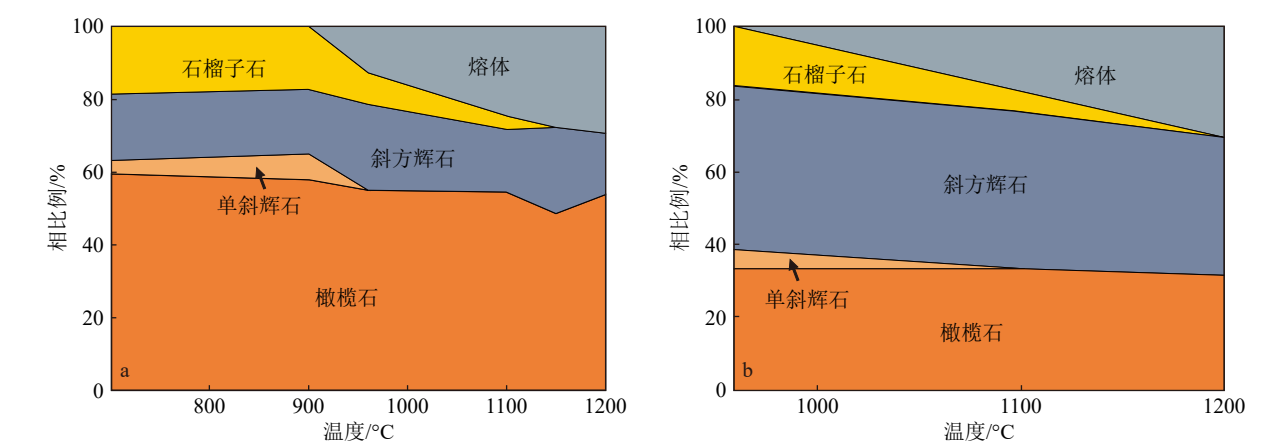


图 3 SE3 系列实验 (a) 和 SEQ 系列实验 (b) 矿物相比例随温度变化图
Fig.3 Variation in mineral phase proportion with temperature for SE3 (a) and SEQ (b) experiments

(43.4%~38.5%) 相比例降低, 石榴子石相在 1200℃ 时消失(5.4%~0), 熔体相比例由 17.7% 升高至 30.3% (图 3b)。

2.2 熔流体淬火结构

在 SE2 系列 1200℃ 及以上的实验中, 熔体分布在样品仓中部, 由于淬火过程中橄榄石的结晶, 熔

融区域形成了大量树枝状橄榄石和其间的含泡玻璃 (图 2b、2c)。快速淬火导致树枝状橄榄石的边缘形成鱼骨状结构^[44], 而含泡玻璃为淬火过程中挥发分出溶形成^[45]。而在 SE3 系列 960℃ 及以上的实验中, 淬火产物集中分布在样品仓顶部形成熔体池 (图 2e、2f), 主要呈现毡状 (felt-like) 且成分较为均一。在 SEQ 系列 1100℃ 的实验中, 开始出现熔流体共

存的现象 (图 2h、2i), 熔体主要为板状—厚层状, 而流体为球—片状夹杂在熔体间^[46]; 在 1200℃ 的实验中, 流体相消失, 仅存熔体相以毯状分布在熔体池。

2.3 矿物成分

矿物的主量元素成分显示, 随温度升高, 橄榄石中镁橄榄石 (Fo) 比例增加, 铁橄榄石 (Fa) 比例降低。在 SE2 系列实验中, 温度由 700℃ 升高至 1300℃, 橄榄石成分由 Fo_{85.1}Fa_{14.9} 变为 Fo_{95.6}Fa_{4.4}; 在 SE3 系列实验中, 温度由 700℃ 升高至 1200℃, 橄榄石成分由 Fo_{88.9}Fa_{11.1} 变为 Fo_{91.4}Fa_{8.6}; 橄榄石成分在 SEQ 系列实验中变化不明显, 温度由 960℃ 升高至 1200℃, 成分仅由 Fo_{91.5}Fa_{8.5} 变为 Fo₉₂Fa₈。

石榴子石仅在 SE3 及 SEQ 系列实验中出现。随着温度的升高, 石榴子石中铁铝榴石 (Alm) 和钙铝榴石 (Gro) 的比例降低, 而镁铝榴石 (Pyr) 的比例升高, 成分逐渐向富镁的方向演化 (图 4)。在 SE3 系列实验中, 当温度从 700℃ 升高至 1100℃ 时, 石榴子石中铁铝榴石和钙铝榴石的比例分别由 28% 和 26% 降低至 16% 和 9%, 而镁铝榴石的比例显著增加, 由 46% 升高至 75%。在 SEQ 系列实验中, 随着温度从 960℃ 升高至 1150℃, 石榴子石中铁铝榴石和钙铝榴石的比例分别由 13% 和 19% 降低至 12% 和 10%, 而镁铝榴石的比例从 68% 增加至 78%。

2.4 熔体成分

在能量色散模式下使用电子探针分析实验产生的熔体成分, 经过铁丢失校正且均一化后的无水

熔体成分如表 3 所示。

除 SE2-6 实验外, 熔体成分总体上富 MgO (19.65%~28.02%), 贫 SiO₂ (43.32%~50.48%), 具有较高的 Al₂O₃ (8.68%~15.95%), 中等的 CaO (1.71%~7.00%) 和低的 TiO₂ (0.14%~0.40%) 含量。根据 Le Bas^[47] 的分类方法, 熔体成分大多属于科马提质 (SiO₂< 52%, MgO> 18% 且 TiO₂< 1%)。然而考虑到橄榄石的分离结晶, 根据 Pearce 等^[48] 新的分类方法, 部分熔体成分属于玻安质。

SE2 系列实验熔体在 Pearce 主量元素分类图中落在了玻安岩区域 (图 5)。随温度由 1200℃ 升高至 1300℃, 熔体 SiO₂ (49.37%~56.74%)、MgO (27.30%~

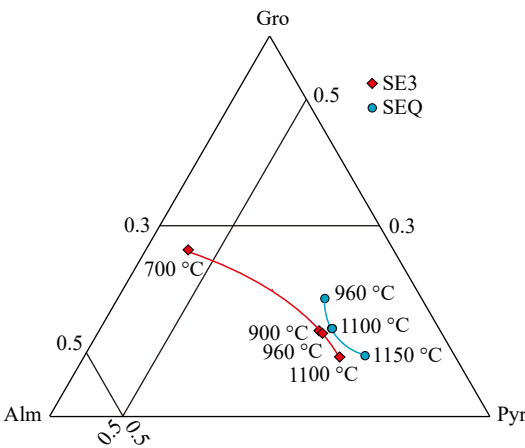


图 4 石榴子石成分三元图
Gro-钙铝榴石, Alm-铁铝榴石, Pyr-镁铝榴石。

Fig.4 Ternary composition diagram of garnet
Gro: Grossular; Alm: Almandine; Pyr: Pyrope.

表 3 熔体组成								
Table 3 Melt compositions								%
主量元素	SE3-3	SE3-4	SE3-5	SE3-6	SEQ-2	SEQ-4	SE2-5	SE2-6
SiO ₂	49.26(2.06)	46.83(1.00)	45.90(1.58)	47.10(1.01)	50.48(1.56)	43.32(1.76)	49.51(0.43)	57.05(0.52)
TiO ₂	0.29(0.14)	0.25(0.11)	0.19(0.14)	0.23(0.13)	0.40(0.13)	0.25(0.16)	0.14(0.08)	0.02(0.00)
Al ₂ O ₃	15.95(2.11)	11.79(1.19)	13.04(2.14)	12.33(1.85)	12.43(0.60)	10.10(0.97)	8.68(0.32)	3.39(0.23)
FeO	9.64(0.69)	12.57(0.55)	12.95(0.71)	12.43(0.61)	9.05(0.89)	13.57(1.36)	10.24(0.65)	7.77(0.34)
MnO	0.18(0.11)	0.30(0.16)	0.21(0.12)	0.24(0.15)	0.09(0.09)	0.28(0.20)	0.36(0.16)	0.10(0.05)
MgO	19.65(1.71)	20.71(0.93)	22.76(1.80)	20.63(1.80)	25.29(1.23)	24.19(1.26)	28.02(1.05)	29.34(0.54)
CaO	4.16(2.29)	7.00(0.99)	4.18(1.50)	6.50(1.78)	1.88(1.38)	7.79(1.79)	1.71(0.14)	0.87(0.15)
Na ₂ O	0.61(0.18)	0.38(0.13)	0.55(0.19)	0.41(0.13)	0.34(0.16)	0.44(0.13)	1.41(0.23)	1.35(0.17)
K ₂ O	0.25(0.11)	0.18(0.14)	0.22(0.13)	0.13(0.10)	0.04(0.06)	0.07(0.07)	0.07(0.03)	0.14(0.03)
Kd ^{Ol/Melt} _{Fe-Mg}	0.39(0.05)	0.30(0.02)	0.26(0.03)	0.28(0.03)	0.46(0.05)	0.28(0.03)	0.27(0.02)	0.32(0.03)
总计	100	100	100	100	100	100	100	100

注: 熔体成分分析基于电子探针能量色散模式, 所有的氧化物均为质量百分比, 括号中表示为±1σ的误差。

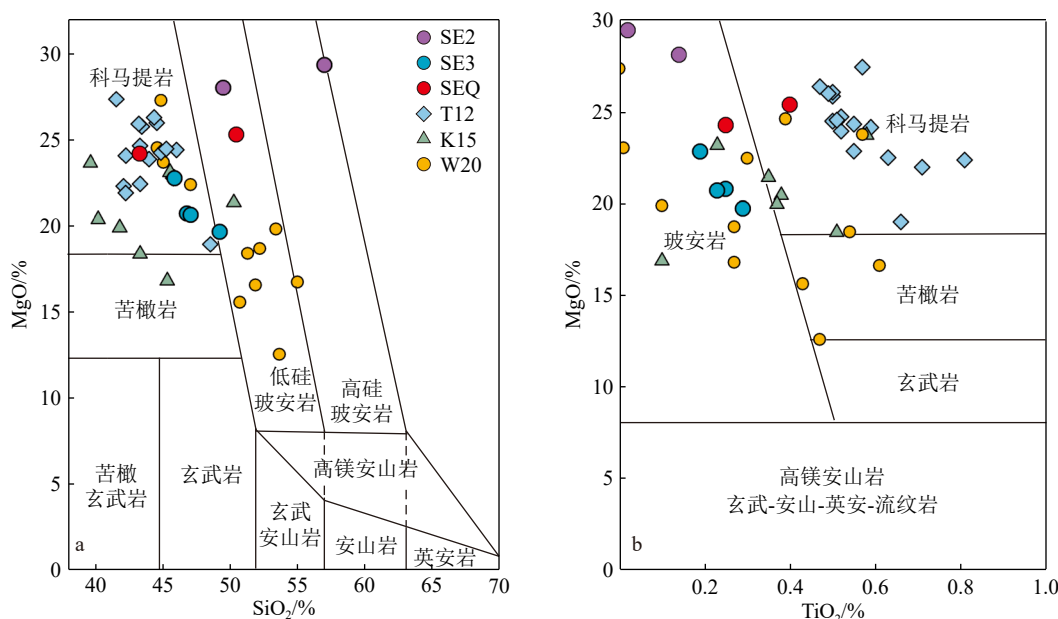


图 5 Pearce 主量元素分类图

图中数据引自文献 [49-51]。

Fig.5 The Pearce major element classification diagram

Data presented here are cited from the references [49-51].

29.59%) 含量升高, Al_2O_3 (8.79%~3.32%)、 FeO (10.32%~7.89%)、 CaO (1.96%~0.96%) 含量降低, 熔体由低硅玻安质变为高硅玻安质。SE3 系列实验中, 熔体主量元素变化范围 SiO_2 为 45.90%~49.26%, Al_2O_3 为 11.79%~15.95%, FeO 为 9.64%~12.95%, MgO 为 19.65%~22.76%, CaO 为 4.16%~7.00%。随温度由 960℃ 升高至 1200℃, 熔体中 SiO_2 、 Al_2O_3 含量降低, MgO 、 FeO 、 CaO 含量升高。因此, 960℃ 时熔体成分具有更高的 SiO_2 含量, 落在了玻安岩区域, 而 1100~1200℃ 时熔体成分落在了科马提岩区域 (图 5a)。SEQ 系列实验中, 1100℃ 时实验熔体成分为 SiO_2 (50.48%)、 Al_2O_3 (12.43%)、 FeO (9.05%)、 MgO (25.29%)、 CaO (1.88%), 落在玻安岩区域。随着温度升高至 1200℃, 熔体中 SiO_2 (43.32%)、 MgO (24.19%)、 Al_2O_3 (10.10%) 含量降低, FeO (13.57%)、 CaO (7.79%) 含量明显升高, 落在科马提岩区域 (图 5a)。

SE2 系列实验具有最高的 SiO_2 含量, 熔体成分均落在了玻安岩区域, 并且随着熔融程度的增加, 熔体 SiO_2 含量升高。而在 SE3 与 SEQ 系列实验中, 只有较低部分熔融程度的熔体落在玻安岩区域, 随着熔融程度的增加, 熔体 SiO_2 含量降低。

2.5 铁丢失计算

实验样品仓使用的 $\text{Au}_{80}\text{Pt}_{20}$ 管容易与铁形成合金, 将会不可避免地导致实验材料中铁的损失, 即

使在一些实验中使用了经过铁粉预饱和和处理的贵金属管, 计算结果显示仍存在明显的铁丢失现象, 铁损失量为 17%~36%。为了解决这个问题, 本研究采用了 Zhang 等^[52] 的方法, 通过假设熔体和残余相之间的 FeO 分配系数不受铁丢失的影响, 根据公式将丢失的铁回算到产物中: $\text{FeO}_{\text{lost}} = \text{FeO}_{\text{bulk-lost}} / [D_{\text{FeO}} \times (1-F) + F]$ 。公式中 FeO_{lost} 代表了熔体中的铁损失量, $\text{FeO}_{\text{bulk-lost}}$ 代表了铁丢失的总量, D_{FeO} 代表残余矿物和熔体之间的总分配系数, F 代表部分熔融程度。根据以上公式并结合残余矿物与熔体的分配系数, 就能够将丢失的铁分别计算回残余矿物和熔体中。实验发现, 熔体的出现导致铁损失量迅速升高, 可能是熔体的存在促进了铁与样品仓反应形成合金的过程。

3 讨论

3.1 达到平衡

本研究没有进行逆实验, 然而, 所有的实验都经历了蛇纹石显著的脱水过程, 在这种情况下, 产生的过量水可以促进化学反应平衡的形成^[53]。以下几点证据可以表明实验达到平衡状态。

首先, 蛇纹岩实验在 4 GPa 的压力下和 700~1300℃ 的温度范围内进行, 持续的时长从 13~67 h

不等(表2),比之前相似条件下的研究持续了更长的时间^[54]。其次,化学均质性矿物的生成是平衡的重要迹象。在系列实验中,观察到矿物具有稳定一致的化学组成,在电子探针背散射图像中并未发现明显的成分环带,并且残余矿物的比例随实验条件发生系统性的变化(图3)。实验平衡也可以通过质量平衡计算进行验证,在所有实验中,质量平衡计算结果的残方差为0.03~0.63(表2),表明实验系统基本上达到了质量平衡。

橄榄石和熔体的Fe-Mg交换系数是判断实验是否达到热力学平衡的另一重要工具,在热力学平衡状态下,系统中元素交换达到稳定,交换系数在平衡状态下应保持一致,并且不受压力、温度或组成(如水含量或碱金属含量)的明显影响。在本研究中,实验所测得的铁镁交换系数范围是0.26~0.46(表3),与前人相同体系下得到的实验结果相似0.3~0.58^[49,55],表明大部分实验都已经达到了热力学平衡。

综上,通过分析矿物的化学均质性、质量平衡以及铁镁交换系数,研究认为,大多数实验在进行了13~67 h后,都已经接近或达到了热力学平衡状态。

3.2 熔体鉴别及固相线温度

含水流体通常淬火形成球-片状混合物^[46],而含水熔体通常淬火形成含泡玻璃,富微晶玻璃,羽状、树枝状微晶及毯状物质^[46,56-57],本研究根据淬火产物的结构及成分,并结合前人研究中类似的实验现象以鉴别熔体组分。

在SE2系列实验中,样品仓中部出现了大量树枝状橄榄石和含泡玻璃组成的区域(图2b)。实验观察到,树枝状橄榄石在成分和结构上与样品仓两端残余橄榄石不同,树枝状橄榄石的边缘呈现鱼骨状,是从熔体中快速淬火形成的标志^[44]。此外,含泡玻璃的成分非常富硅,是由于橄榄石的晶出所导致^[58-59]。在前人的实验中也观察到了类似的现象,Mookherjee等^[60]判断样品仓中部整体代表熔体成分。因此实验认为,样品仓中部区域整体为熔体池,树枝状橄榄石为淬火阶段从熔体中结晶形成,含泡玻璃是橄榄石结晶后的残余熔体,二者成分之和才能代表实验熔体。

在SEQ系列实验中,出现了两种淬火产物,一种淬火产物呈板状—厚层状分布于熔体池,另一种呈球-片状混合物填充在其间(图2h和图2i)。在本实验中,球-片状混合物的主要成分为SiO₂(74.78%)、Al₂O₃(14.95%)、CaO(6.81%),而板状—层状

物质的成分为SiO₂(52.01%)、Al₂O₃(12.81%)、MgO(26.06%)、FeO(6.29%)。由于流体携带镁、铁等元素的能力较差^[61],根据二者成分上的差别也可判断,球-片状混合物为淬火流体,而厚层状物质则为淬火熔体。根据实验观察,熔体-流体共存的现象仅发生在1100~1150℃的温度条件,而随着温度升高至1200℃,流体相消失,仅存熔体相呈毯状集中分布在熔体池。

实验发现,在固相线以下的实验中,矿物颗粒较小(<50 μm),孔隙度和结构均匀分布,矿物相间排列呈粒状结构。而在固相线以上的实验中,矿物颗粒较大(<150 μm),样品仓出现明显的分带现象,橄榄石与熔体直接接触,颗粒直径可以达150 μm。根据样品仓是否分带和淬火产物的结构及成分特征,本研究确定了4 GPa下蛇纹岩部分熔融的固相线温度。其中,SE2蛇纹岩固相线温度介于1150~1200℃之间;SE3蛇纹岩的固相线温度介于900~960℃之间;相较于SE3蛇纹岩,模拟受SiO₂流体交代的SEQ蛇纹岩的固相线温度较高,介于960~1100℃之间。所有蛇纹岩的固相线温度均高于俯冲板片表面温度(图6b),要求蛇纹岩组分底辟进入地幔楔以发生部分熔融。根据蛇纹岩弧下底辟的温度压力路径(图6b),SE3及SEQ蛇纹岩在底辟至3 GPa(约100 km)之前就已经满足熔融的温度条件。相比之下,SE2蛇纹岩需要继续向上底辟,在更热的地幔楔环境中才能发生部分熔融。

3.3 部分熔融程度及熔体产生速率

根据实验结果绘制了部分熔融程度与温度,等压生产率与温度之间的关系(图7)。SE2系列实验具有最高的部分熔融程度,在SE2-5和SE2-6实验中均发现熔体组分,其中SE2-6实验的熔融程度达到44%,而SE2-5并未获得较好的质量平衡计算结果。SE3实验部分熔融程度由960℃时的12.5%上升至1200℃时的29.1%,在图7a中形成一个向上凸起的曲线。SEQ部分熔融程度由1100℃时的17.7%上升至1300℃时的30.3%,示意曲线整体位于SE3曲线的下方,相同温度条件下,SEQ具有更低的部分熔融程度。

SE3系列实验具有相对较低的熔体生产率(图7b),较低的熔体生产率意味着增加相同的部分熔融程度,需要提高更高的温度,熔体分数对温度敏感性较低。在960℃时,含过量水的SE3实验的等压生产率为0.12%/℃,在1200℃时为0.07%/℃,等压生产率随温度的升高而降低。相比之下,根据Gaetani

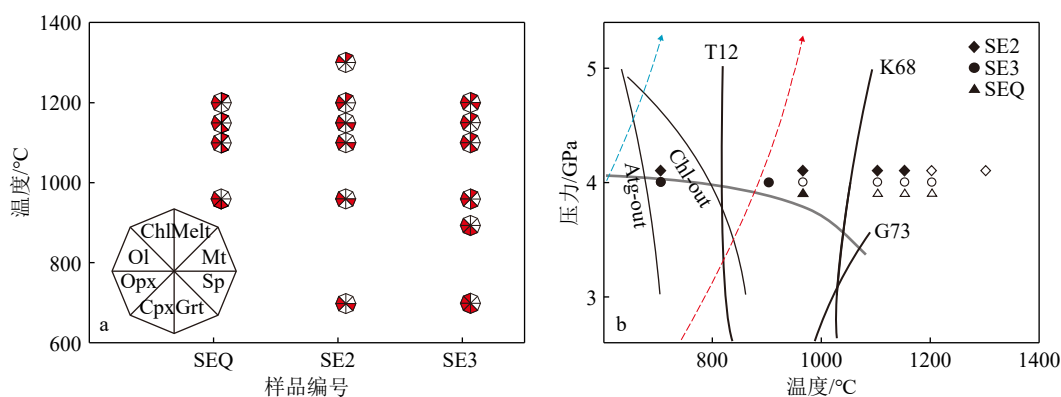


图 6 实验相组合图 (a) 和俯冲带条件下的高温高压实验相图 (b)

图 b 中实心形状代表仅发生脱水的实验, 空心形状代表熔体存在的实验; 实线代表了叶蛇纹石 (Atg) 和绿泥石 (Chl) 的完全分解线; 黑色粗实线代表了前人实验中的二辉橄榄岩固相线。T12 数据来自文献 [50], G73 数据来自文献 [58], K68 数据来自文献 [62]; 红色虚线和蓝色虚线分别代表了热俯冲和暖俯冲的板片温度, 数据来自文献 [63]; 灰色粗实线代表了弧下底辟的温度-压力路径, 数据来自文献 [51]。

Fig.6 Phase assemblage diagram (a) and high temperature and high pressure experimental phase diagram (b) under subduction zone conditions

In (b), the solid symbols represent dehydrate experiments, while the hollow symbols represent experiments where melt is present. The solid lines represent the complete decomposition curve of antigorite (Atg) and chlorite (Chl). The black thick solid lines represent the solidus of lherzolite peridotite from previous experiments. T12 data from reference [50], G73 data from reference [58], K68 data from reference [62]. The red dashed line and blue dashed line represent the slab temperature of hot and warm subduction, respectively, based on data from reference [63]. The grey thick solid line represent the temperature-pressure path of diapir at subarc, data from reference [51].

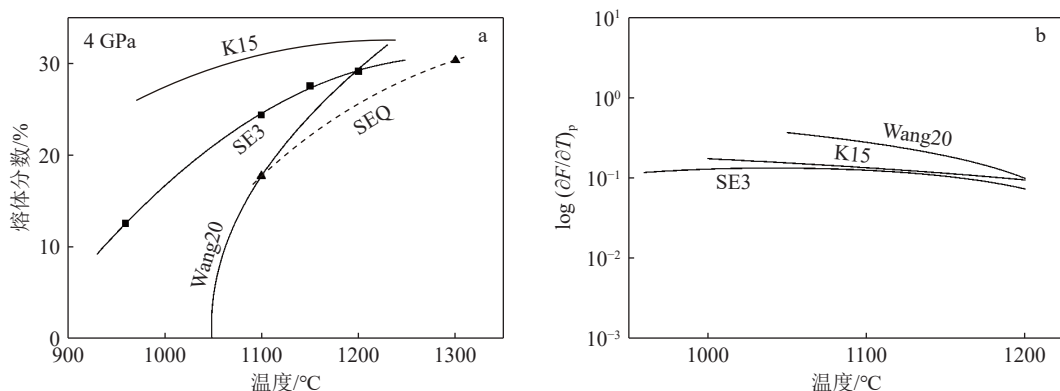


图 7 熔融程度-温度变化 (a) 和熔体等压生产率-温度变化图 (b)

图 a 中实线为通过线性回归的方法拟合得到, 虚线仅为示意曲线; K15 数据引自文献 [49], Wang20 数据引自文献 [51]。

Fig.7 Diagram of melting degree vs temperature (a) and isobaric melt production rate vs temperature (b)

In (a), the solid line is obtained through linear regression fitting, while the dashed line is an illustrative curve. K15 data are cited from [49], Wang20 data from reference [51].

等 [64] 的实验观察, 水不饱和和熔融的等压熔体生产率随着温度的升高而升高 ($0.05 \sim 0.15\%/^{\circ}\text{C}$), 其变化范围与本研究 ($0.07 \sim 0.12\%/^{\circ}\text{C}$) 相似, 然而却具有相反的变化趋势。这意味着在初始物中含有过量水的情况下, 样品在较低温度区间具有更高的等压熔体生产率, 从而发生更高层次的部分熔融。

3.4 熔融反应

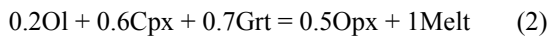
由于初始物化学组成的差异, 蛇纹岩具有不同

的矿物组合及熔融反应式。其中, SE2 蛇纹岩具有极低的 CaO 、 Al_2O_3 含量, 脱水后的残余矿物为橄榄石、斜方辉石及少量尖晶石。因此, 难熔的矿物组合导致 SE2 蛇纹岩具有最高的固相线温度, 仅在 1200°C 及以上的实验中观察到熔体, 尖晶石相在熔体出现后消失。随着温度的升高, 熔体 SiO_2 含量升高, 表明斜方辉石组分进一步参与熔融。根据熔融反应前后矿物相及矿物成分的变化, 定性推导出 1200°C 时的反应式 (反应式 1), 橄榄石、斜方辉石

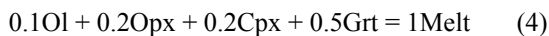
和尖晶石作为反应物生成熔体,尖晶石在熔融反应中耗尽:



SE3 蛇纹岩的 CaO 、 Al_2O_3 含量较高,脱水后的主要残余矿物为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和石榴子石。随着温度的升高,熔体在 960°C 时出现,单斜辉石和石榴子石相分别在 960°C 和 1150°C 时消失。根据质量平衡计算,温度由 900°C 升高至 960°C ,单斜辉石耗尽,橄榄石和石榴子石在残余相中的比例减小,斜方辉石和熔体的比例增加,发生包晶反应(反应式 2);温度由 960°C 升高至 1100°C 时,熔体成分主要受橄榄石、斜方辉石和石榴子石的共同控制(反应式 3):



SEQ 系列实验在 1100°C 时出现明显的熔体组分,单斜辉石和石榴子石相分别在 1100°C 和 1200°C 时消失。相比于 SE3 实验,SEQ 实验具有更高的固相线,单斜辉石和石榴子石具有更高的稳定温度。根据质量平衡计算,温度由 960°C 升高至 1200°C 时,SEQ 组熔融反应类似于反应式 2 加反应式 3,橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和石榴子石作为反应物,熔体相为唯一的生成物:



3.5 初始物组成和温度对熔体成分的影响

根据 Pearce 熔体成分分类图解(图 5),结合前人的实验数据发现,在 $3\sim 6\text{ GPa}$ 的压力条件下,地幔岩部分熔融产生的熔体均为高镁熔体(科马提质及玻安质),并且熔体成分受到初始物组成、部分熔融程度等因素的共同影响。

初始物质的组成直接决定了熔体的成分。在本实验中,SE2 蛇纹岩具有最低的 Ca 、 Al 含量,其原岩为方辉橄榄岩,而 SE3 蛇纹岩的原岩为二辉橄榄岩。实验结果显示,SE2 比 SE3 熔体成分具有更高的 SiO_2 和更低的 CaO 、 Al_2O_3 含量。根据图 5 的分类结果,SE2 实验熔体为玻安质,而 SE3 实验熔体主要为科马提质。因此,蛇纹岩蚀变原岩的类型是影响熔体成分的重要因素之一。SEQ 蛇纹岩由于额外的 SiO_2 的加入,残余矿物中斜方辉石的比例明显增加,在相同部分熔融程度下,其熔体成分相较 SE3 具有更高的 SiO_2 含量。

温度直接影响部分熔融程度,熔体成分随熔融

程度发生有规律的变化,这种变化与残余矿物组合密切相关^[65]。SE3 和 SEQ 组蛇纹岩具有一致的残余矿物组合,二者产生的熔体成分具有相似的变化趋势:随着熔融程度增加,熔体中 SiO_2 、 Al_2O_3 、 TiO_2 含量降低, FeO 、 CaO 含量升高,熔体逐渐向贫硅的方向演化。因此在 SE3 及 SEQ 组实验中,较低部分熔融程度的熔体落在图 5a 中的玻安岩区域,而高部分熔融程度的熔体落在科马提岩区域。SE2 组实验随着熔融程度的增加,斜方辉石主要控制熔体成分,熔体中 SiO_2 、 MgO 含量升高, Al_2O_3 、 FeO 、 CaO 含量降低,与 SE3 和 SEQ 组趋势相反,熔体向富硅的方向演化。

3.6 蛇纹岩与俯冲带高镁岩浆成因

蛇纹岩熔融实验在平均弧下深度的压力条件下 (4 GPa) 运行,产生了类似于科马提质和玻安质的高镁熔体 ($\text{MgO} > 18\%$),相对于较浅的弧岩浆源区,该压力条件下的熔体成分可能代表了俯冲带中最早形成的原始熔体组分^[51]。通过对以往研究的总结,Grove 等^[66]认为地幔楔中产生的各种岩浆具有一个相对恒定的 FeO^*/MgO 比值 ($0.5\sim 0.8$),然而,本实验产生的熔体 FeO^*/MgO 比值相对较低 ($0.36\sim 0.61$)。一方面是由于实验过程中存在不可避免的铁丢失现象,另一方面较高的压力和水含量也可能导致生成熔体中的 MgO 组分增加。压力是影响熔体成分的重要因素,压力升高会导致熔融相边界向更低 SiO_2 和更高 MgO 、 FeO 组分移动^[67]。Kawamoto 等^[54]认为在大于 100 km 深度时,石榴石二辉橄榄岩部分熔融产生的熔体为镁铁质、超镁铁质熔体,熔体成分更加富 MgO 。此外,在石榴石橄榄岩体系中,水的加入会使产生的熔体更加贫 SiO_2 、 Al_2O_3 ,富 CaO 、 MgO ^[58]。因此,俯冲带中高压富水的环境有利于高镁岩浆的形成。

玻安岩是现今俯冲带最富镁的岩浆类型之一,在先前的研究中认为其形成于俯冲带中相对低压且高温的条件 ($1\sim 2\text{ GPa}$, $1250\sim 1450^\circ\text{C}$),通常与俯冲起始有关^[28]。最近的一项研究发现,亏损地幔楔可能普遍受玻安质熔体的渗滤^[68],暗示了玻安质熔体的形成可能不局限于俯冲起始的特定条件。Wang 等^[18]发现,在 3 GPa 、 $1000\sim 1150^\circ\text{C}$ 的条件下也产生了玻安质熔体,他们强调了压力效应有助于俯冲带高镁熔体的形成。

根据本研究的实验结果,SE3 和 SEQ 蛇纹岩所需的熔融温度较低 ($960\sim 1100^\circ\text{C}$),低程度部分熔融产生了较高 SiO_2 含量的富镁熔体,在图 5a 中落在

了玻安岩区域。然而在这种情况下, 石榴子石作为残留相存在, 会导致熔体组分亏损重稀土元素, 不符合玻安岩的 U 型稀土元素配分模式, 因此产生的熔体不属于玻安质熔体。SE2 蛇纹岩产生的熔体具有较高的 SiO_2 含量和极低的 TiO_2 含量, 在图 5 中同样落在玻安岩区域。由于初始物质中极低的 Al_2O_3 含量, SE2 系列实验中并不存在石榴子石, 并且蛇纹岩初始物与玻安岩具有极为相似的 U 型稀土元素配分模式^[7]。因此, SE2 蛇纹岩在俯冲带高压富水的条件下部分熔融可以产生玻安质熔体, 所需的熔融温度较高 ($>1200^\circ\text{C}$)。

科马提岩可能作为原始岩浆形成于俯冲带, 目前仍存在很多争议^[69-71]。根据估计的岩浆含水量, 科马提岩岩浆中至少应含 3% 的水^[72], 并且一些学者注意到了现代岛弧玻安岩和科马提岩的相似性^[70,73-74], 并在一些地区发现科马提岩和玻安岩互层的现象^[75-76], 暗示了科马提岩可能在俯冲带的环境中形成。在本研究中, SE3 和 SEQ 蛇纹岩的部分熔融实验中主要产生高镁的科马提质熔体, 其 Al_2O_3 含量较高, 在主量元素组成上类似于 Munro 型科马提岩。Munro 型科马提岩通常被认为来自较冷的源区, 具有较高部分熔融程度 (30%~50%), 并且形成年代相对年轻, 如著名的古近纪 Gorgona 岛科马提岩。前人的研究认为, Munro 型科马提岩很难在俯冲带的条件下形成^[69], 然而本研究的实验结果支持科马提质熔体可以在俯冲带中高压富水的条件下由蛇纹岩部分熔融形成, 且形成温度相对较低 ($<1200^\circ\text{C}$)。

综上, 本研究在俯冲带高压富水的条件下通过不同蛇纹岩部分熔融产生了玻安质和科马提质熔体。结合前人的研究, 我们认为在蛇纹岩底辟的过程中, 原岩为二辉橄榄岩的蛇纹岩更容易发生部分熔融, 在地幔楔底部 $960^\circ\text{C}\sim 1100^\circ\text{C}$ 的温度范围内, 该类蛇纹岩产生科马提质熔体。相比之下, 源自方辉橄榄岩的蛇纹岩需要更高的温度 ($>1200^\circ\text{C}$) 以发生部分熔融, 考虑到现今地幔楔热结构特征^[30], 该类蛇纹岩需要进一步底辟至更热的地幔楔以发生部分熔融产生玻安质熔体 (图 8)。

4 结论

(1) 不同类型蛇纹岩的固相线温度具有明显差异。在 4 GPa 的压力条件下, 由方辉橄榄岩蚀变而来的 SE2 蛇纹岩具有较高的固相线温度, 固相线介于 $1150\sim 1200^\circ\text{C}$ 之间; 由二辉橄榄岩蚀变而来的蛇纹

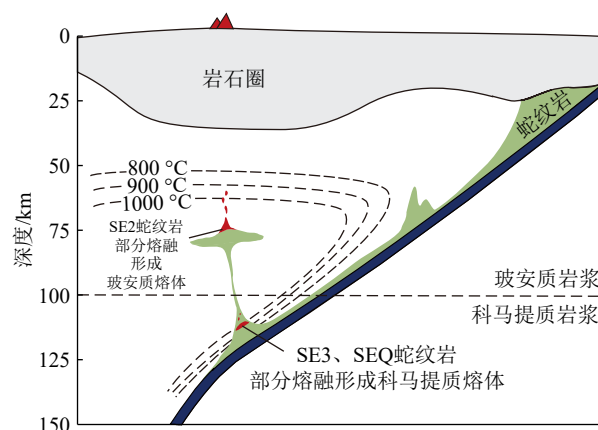


图 8 蛇纹岩参与地幔楔熔融过程示意图

Fig.8 Schematic diagram of serpentinite participating in the mantle wedge melting process

岩固相线温度较低, SE3 和 SEQ 蛇纹岩固相线分别为 $900\sim 960^\circ\text{C}$ 、 $960\sim 1100^\circ\text{C}$ 。

(2) 通过对比 SE3 及 SEQ 系列实验发现, 受到富 SiO_2 流体交代, 含有大量滑石的 SEQ 蛇纹岩, 固相线温度显著提升, 熔融过程中单斜辉石和石榴子石可以稳定至更高的温度条件。在相同部分熔融程度下, 熔体成分较 SE3 具有更高的 SiO_2 含量。

(3) 俯冲带中高压富水的环境有利于高镁熔体的形成。在 4 GPa 的压力条件下, SE2 蛇纹岩部分熔融, 产生高 SiO_2 含量的玻安质熔体。SE3 和 SEQ 蛇纹岩部分熔融主要形成科马提质熔体, 尽管二者低程度部分熔融也可以产生类似于玻安质熔体的组分, 但此时石榴子石是作为残余相存在。

致谢: 感谢陈伟博士在实验方面的专业指导; 感谢张吉博士和王帅博士在数据测试上的贡献; 同时衷心感谢课题组成员的支持。

参考文献 (References)

- [1] Ulmer P, Trommsdorff V. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism[J]. *Science*, 1995, 268(5212): 858-861.
- [2] Scambelluri M, Bebout G E, Belmonte D, et al. Carbonation of subduction-zone serpentinite (high-pressure ophicarbonates; Ligurian Western Alps) and implications for the deep carbon cycling[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 441: 155-166.
- [3] Allen D E, Seyfried W E Jr. Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: an experimental study at 400°C , 500 bars[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(8): 1531-1542.
- [4] Deschamps F, Godard M, Guillot S, et al. Geochemistry of subduction

- zone serpentinites: a review[J]. *Lithos*, 2013, 178: 96-127.
- [5] Zheng Y F, Chen R X, Xu Z, et al. The transport of water in subduction zones[J]. *Science China Earth Sciences*, 2016, 59(4): 651-682.
- [6] Cooperdock E H G, Raia N H, Barnes J D, et al. Tectonic origin of serpentinites on Syros, Greece: geochemical signatures of abyssal origin preserved in a HP/LT subduction complex[J]. *Lithos*, 2018, 296-299: 352-364.
- [7] Savov I P, Ryan J G, D'antonio M, et al. Geochemistry of serpentinitized peridotites from the Mariana Forearc Conical Seamount, ODP Leg 125: implications for the elemental recycling at subduction zones[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(4): Q04J15.
- [8] Scambelluri M, Tonarini S. Boron isotope evidence for shallow fluid transfer across subduction zones by serpentinitized mantle[J]. *Geology*, 2012, 40(10): 907-910.
- [9] Straub S M, Layne G D. The systematics of boron isotopes in Izu arc front volcanic rocks[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 198(1-2): 25-39.
- [10] Tomanikova L, Savov I P, Harvey J, et al. A limited role for metasomatized subarc mantle in the generation of boron isotope signatures of arc volcanic rocks[J]. *Geology*, 2019, 47(6): 517-521.
- [11] Zhang Y X, Gazel E, Gaetani G A, et al. Serpentine-derived slab fluids control the oxidation state of the subarc mantle[J]. *Science Advances*, 2021, 7(48): eabj2515.
- [12] Hattori K H, Guillot S. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge[J]. *Geology*, 2003, 31(6): 525-528.
- [13] Cooper G F, Macpherson C G, Blundy J D, et al. Variable water input controls evolution of the Lesser Antilles volcanic arc[J]. *Nature*, 2020, 582(7813): 525-529.
- [14] Teng F Z, Hu Y, Chauvel C. Magnesium isotope geochemistry in arc volcanism[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2016, 113(26): 7082-7087.
- [15] Hao L L, Nan X Y, Kerr A C, et al. Mg-Ba-Sr-Nd isotopic evidence for a mélange origin of early Paleozoic arc magmatism[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 577: 117263.
- [16] Yuan S, Li H, Arculus R J, et al. Heavy magnesium isotopic compositions of basalts erupted during arc inception: implications for the mantle source underlying the nascent Izu-Bonin-Mariana arc[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2023, 352: 14-23.
- [17] Beinlich A, Mavromatis V, Austrheim H, et al. Inter-mineral Mg isotope fractionation during hydrothermal ultramafic rock alteration – Implications for the global Mg-cycle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 392: 166-176.
- [18] Wang W Z, Zhou C, Liu Y, et al. Equilibrium Mg isotope fractionation among aqueous Mg^{2+} , carbonates, brucite and lizardite: Insights from first-principles molecular dynamics simulations[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2019, 250: 117-129.
- [19] Kelemen P B, Hanghøj K, Greene A R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust[J]. *Treatise on Geochemistry*, 2007, 3: 1-70.
- [20] Tatsumi Y. Formation of the volcanic front in subduction zones[J]. *Geophysical Research Letters*, 1986, 13(8): 717-720.
- [21] Hall P S, Kincaid C. Diapiric flow at subduction zones: a recipe for rapid transport[J]. *Science*, 2001, 292(5526): 2472-2475.
- [22] Nielsen S G, Marschall H R. Geochemical evidence for mélange melting in global arcs[J]. *Science Advances*, 2017, 3(4): e1602402.
- [23] Mottl M J, Komor S C, Fryer P, et al. Deep-slab fluids fuel extremophilic *Archaea* on a Mariana forearc serpentinite mud volcano: Ocean Drilling Program Leg 195[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(11): 9009.
- [24] Castro A, Gerya T V. Magmatic implications of mantle wedge plumes: experimental study[J]. *Lithos*, 2008, 103(1-2): 138-148.
- [25] Codillo E A, Le Roux V, Marschall H R. Arc-like magmas generated by mélange-peridotite interaction in the mantle wedge[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 2864.
- [26] Gerya T V, Yuen D A. Rayleigh–Taylor instabilities from hydration and melting propel ‘cold plumes’ at subduction zones[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 212(1-2): 47-62.
- [27] Marschall H R, Schumacher J C. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones[J]. *Nature Geoscience*, 2012, 5(12): 862-867.
- [28] Stern R J. Subduction zones[J]. *Reviews of Geophysics*, 2002, 40(4): 3-1-3-13.
- [29] Gill J B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*[M]. New York: Springer Science, 1981.
- [30] Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A. The global range of subduction zone thermal models[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, 183(1-2): 73-90.
- [31] Boschi C, Dini A, Dallai L, et al. Enhanced CO_2 -mineral sequestration by cyclic hydraulic fracturing and Si-rich fluid infiltration into serpentinites at Malenetrata (Tuscany, Italy)[J]. *Chemical Geology*, 2009, 265(1-2): 209-226.
- [32] Iyer K, Austrheim H, John T, et al. Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway[J]. *Chemical Geology*, 2008, 249(1-2): 66-90.
- [33] Palandri J L, Reed M H. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinitization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(5): 1115-1133.
- [34] Snow J E, Dick H J B. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(20): 4219-4235.
- [35] Boschi C, Früh-Green G L, Escartin J. Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc-and AMPHIBOLE-RICH fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview[J]. *Ophiolite*, 2006, 31(2): 129-140.
- [36] Paulick H, Bach W, Godard M, et al. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments[J]. *Chemical Geology*, 2006, 234(3-4): 179-210.
- [37] Ali-Bik M W, Taman Z, El Kalioubi B, et al. Serpentine-hosted talc–magnesite deposits of Wadi Barramiya area, Eastern Desert, Egypt: characteristics, petrogenesis and evolution[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2019, 150: 102955.

- an Earth Sciences, 2012, 64: 77-89.
- [38] O'Hanley D S. Serpentinities: Records of Tectonic and Petrological History[M]. New York: Oxford University Press, 1996: 1-277.
- [39] Bose K, Ganguly J. Quartz-coesite transition revisited: reversed experimental determination at 500-1200°C and retrieved thermochemical properties[J]. *American Mineralogist*, 1995, 80(3-4): 231-238.
- [40] Ono S, Kikegawa T, Higo Y. In situ observation of a garnet/perovskite transition in CaGeO_3 [J]. *Physics and Chemistry of Minerals*, 2011, 38(9): 735-740.
- [41] Hernlund J, Leinenweber K, Locke D, et al. A numerical model for steady-state temperature distributions in solid-medium high-pressure cell assemblies[J]. *American Mineralogist*, 2006, 91(2-3): 295-305.
- [42] Falloon T J, Danyushevsky L V. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H_2O -undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting[J]. *Journal of Petrology*, 2000, 41(2): 257-283.
- [43] Klemme S, O'Neill H S. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000, 138(3): 237-248.
- [44] Renna M R, Tribuzio R. Olivine-rich troctolites from Ligurian ophiolites (Italy): evidence for impregnation of replacive mantle conduits by MORB-type melts[J]. *Journal of Petrology*, 2011, 52(9): 1763-1790.
- [45] Hayden L A, Manning C E. Rutile solubility in supercritical $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ fluids[J]. *Chemical Geology*, 2011, 284(1-2): 74-81.
- [46] Adam J, Green T H, Sie S H, et al. Trace element partitioning between aqueous fluids, silicate melts and minerals[J]. *European Journal of Mineralogy*, 1997, 9(3): 569-584.
- [47] Le Bas M J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 2000, 41(10): 1467-1470.
- [48] Pearce J A, Reagan M K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics[J]. *Geosphere*, 2019, 15(4): 1008-1037.
- [49] Kessel R, Pettke T, Fumagalli P. Melting of metasomatized peridotite at 4-6 GPa and up to 1200°C: an experimental approach[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2015, 169(4): 37.
- [50] Till C B, Grove T L, Withers A C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2012, 163(4): 669-688.
- [51] Wang J T, Takahashi E, Xiong X L, et al. The water-saturated solidus and second critical endpoint of peridotite: implications for magma genesis within the mantle wedge[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2020, 125(8): e2020JB019452.
- [52] Zhang Y F, Liang X R, Wang C, et al. Experimental constraints on the partial melting of sediment-metasomatized lithospheric mantle in subduction zones[J]. *American Mineralogist*, 2020, 105(8): 1191-1203.
- [53] Chen W, Keshav S, Peng W G, et al. Coupled cycling of carbon and water in the form of hydrous carbonatitic liquids in the subarc region[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2023, 128(10): e2023JB026681.
- [54] Kawamoto T, Holloway J R. Melting temperature and partial melt chemistry of H_2O -saturated mantle peridotite to 11 gigapascals[J]. *Science*, 1997, 276(5310): 240-243.
- [55] Roedder E. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(1): 5-20.
- [56] Adam J, Locmelis M, Afonso J C, et al. The capacity of hydrous fluids to transport and fractionate incompatible elements and metals within the Earth's mantle[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2014, 15(6): 2241-2253.
- [57] Mibe K, Kanzaki M, Kawamoto T, et al. Second critical endpoint in the peridotite- H_2O system[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2007, 112(B3): B03201.
- [58] Green D H. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1973, 19(1): 37-53.
- [59] Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures[J]. *Journal of Petrology*, 1972, 13(2): 311-334.
- [60] Mookherjee M, Karato S I. Solubility of water in pyrope-rich garnet at high pressures and temperature[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(3): L03310.
- [61] Manning C E. The chemistry of subduction-zone fluids[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 223(1-2): 1-16.
- [62] Kushiro I, Syono Y, Akimoto S I. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1968, 73(18): 6023-6029.
- [63] Litasov K D, Shatskiy A. Carbon-bearing magmas in the Earth's deep interior[M]//Kono Y, Sanloup C. *Magmas Under Pressure*. Amsterdam: Elsevier, 2018: 43-82.
- [64] Gaetani G A, Grove T L. The influence of water on melting of mantle peridotite[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1998, 131(4): 323-346.
- [65] Hirschmann M M, Asimow P D, Ghiorso M S, et al. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. III. Controls on isobaric melt production and the effect of water on melt production[J]. *Journal of Petrology*, 1999, 40(5): 831-851.
- [66] Grove T L, Till C B, Krawczynski M J. The role of H_2O in subduction zone magmatism[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2012, 40: 413-439.
- [67] Parman S W, Grove T L. Harzburgite melting with and without H_2O : experimental data and predictive modeling[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2004, 109(B2): B02201.
- [68] Chen M, Zheng J P, Dai H K, et al. Boninitic melt percolation makes depleted mantle wedges rich in silica[J]. *Geology*, 2023, 51(8): 791-795.
- [69] Arndt N. Komatiites, kimberlites, and boninites[J]. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*, 2003, 108(B6): 2293.
- [70] Parman S W, Grove T L, Dann J C. The production of Barberton komatiites in an Archean subduction zone[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(13): 2513-2516.
- [71] Parman S W, Grove T L, Dann J C, et al. A subduction origin for komatiites and cratonic lithospheric mantle[J]. *South African Journal of Geology*, 2004, 107(1-2): 107-118.

-
- [72] Parman S W, Dann J C, Grove T L, et al. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa[J]. [Earth and Planetary Science Letters](#), 1997, 150(3-4): 303-323.
- [73] Brooks C, Hart S R. On the significance of komatiite[J]. [Geology](#), 1974, 2(2): 107-110.
- [74] Cameron W E, Nisbet E G, Dietrich V J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts[J]. [Nature](#), 1979, 280(5723): 550-553.
- [75] Hollings P, Wyman D, Kerrich R. Komatiite-basalt-rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province[J]. [Lithos](#), 1999, 46(1): 137-161.
- [76] Wilson A H, Versfeld J A. The early Archaean Nondweni greenstone belt, southern Kaapvaal Craton, South Africa, Part II. Characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis[J]. [Precambrian Research](#), 1994, 67(3-4): 277-320.