顽火辉石的高压声速和下地幔的可能组成

龚自正④ 谢鸿森 霍 卉④ 经福谦④ 郭 捷 徐济安㈣
(中国科学院地球化学研究所地球深部物质实验室, 贵阳 550002; ④中国工程物理研究院流体物理研究所冲击波物理与爆轰物理实验室, 成都(523信箱) 610003; ㈣中央研究院地球科学研究所, 台北 11529)

摘要 用光分析技术在40~ 140 GPa的冲击压力(温度大致为1 000~ 5 000 K)范围内测量了钙钛矿型顽火辉石的高压声速. 实验测定其纵波声速 V_P 与冲击压力 P 的关系为: $\ln V_P = 3.709 - 0.691 \ln P + 0.094 (\ln P)^2$, 且声速 V_P 和密度 ρ 满足Birch定律: $V_P = 4.068 + 1.677\ \rho$, 可以确认在下地幔的温度压力下钙钛矿型顽火辉石是稳定的. 在40~ 140 GPa的压力范围内, 顽火辉石的纵波、横波声速-压力曲线均与PREM的平行. 其中纵波声速-压力曲线比PREM的约低0.5%, 剪切波速比PREM的约高2%. 考虑到$(Mg_{1-x}, Fe_x)O$的等熵体积模量和剪切模量值均约只有$(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$的一半, 且声速(或体积模量)对Fe/(Mg+ Fe)的比值并不敏感. 因此在PREM声速-压力曲线的约束下, 可以认为: 下地幔主要由$(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$组成, 仅允许有很少量的$(Mg_{1-x}, Fe_x)O$存在.

关键词 钙钛矿型顽火辉石 高温高压 声速 稳定性 下地幔 物质组分

关于地球内部物质组成总的来说有两个约束, 一个是地球内部整体成分必须满足宇宙化学模式(太阳系元素丰度)和地表岩石分析数据的约束; 一个是地球内部各层圈内物质组成必须满足基于深部地球物理探测得到的关于地球的物理模式(密度、重力、温度分布; 弹性性质; 电磁性质; 流变性质等参量之一或多个组合)的约束. 也就是说, 凡是同时满足这两个约束的矿物集合, 均是地球内部可能存在的组成之一. 显然, 这是一个具有多解的反演问题. 迄今为止, 人们对地球深部物质组成、结构和状态的认识、理解和探讨, 主要是基于两项研究: 深部地球物理探测和高温超高压实验. 而在各种深部地球物理探测中, 地震学数据、自由振荡数据和层析成像分析是较丰富、较成熟的. 因此, 通过地震学探测到的密度和声速(或体积模量)剖面与各种候选矿物集合高温超高压就位测量结果的对比, 是目前人们限定地球深部物质组成最主要的方法[1~9]. 自70年代末以来, 基于对状态方程和高压物性的大量研究, 钙钛矿结构的$(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$被公认为是地球内部最丰富的矿物相和下地幔主要的稳定物相[10~15]. 依据高温超高压下状态方程研究所获得的整个下地幔温压条件下的密度数据, 和较低压力下所获得的声速(或体积模量)实验数据, 在地球PREM模型的约束下, 人们关于下地幔的物质组分目前有两种观点: 一种观点认为下地幔是地幔岩的, 即由体积比(或重量比)约占80%的$(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$和约占20%的$(Mg_{1-x}, Fe_x)O$的混合物组成, 其Mg/Si之比大约为1.5~ 2, 上下地幔在化学上是均匀的[4~6]; 另一种观点认为下地幔是球粒陨石或富含斜方辉石的, 即主要由$(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$组成, 而仅含少量的$(Mg_{1-x}, Fe_x)O$, 其Mg/Si之比大约为1, 下地幔是元始的、未分异的, 上下地幔在化学上是非均匀的[7~9]. 因此, 有必要在上述认识的基础上再补充较高压力下的声速实验数据, 以便进一步减少多解性而澄清这一争论. 然对$(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$的声速(或热弹性)目前实验上仅在57GPa内研究过[15], 而更高压力范围内的实验研究在国内外尚未见有报道.

另一方面, 最近 Meade 等人[16] 和 Saxena 等人[17] 利用激光加热的金刚石压砧, 分别研究了由天然顽火辉石合成的$(Mg_{0.9}, Fe_{0.1})SiO_3$ 和化学纯的 $MgSiO_3$ 的同步辐射能谱, 发现在 1 800~3 200 K 范围内它们分别在 70 GPa 压力下和在 58~ 85 GPa 之间发生向氧化物的分解相变, 且相变在冷却卸压过程中是不可逆的. 据此, 他们认为钙钛矿结构在下地幔中是不稳定的, 地幔的物质组分和矿物学模型必须重新考虑. 声速是表征与材料应力-应变曲线斜率有关的一个量, 是反映物质高温高压相变信息的最为敏感的物理量之一. 因此, 就位测量高温高压下的声速, 还可确定相变的有无. 本文用光分析技术在 40~ 140 GPa 冲击压力范围内测量了顽火辉石$(Mg_{0.92}, Fe_{0.08})SiO_3$ 的声速, 并据此讨论了顽火辉石的稳定性和下地幔的可能组成.

1　实验

1.1　实验样品

实验用矿物采自河北省张家口市汉诺坝的大麻坪矿, 其产出系来自天然的地幔岩包裹体中. 在 56 MPa 和 1500 K 下将经提纯、研细和化学处理的顽火辉石微粉在真空炉中热压成直径为 15 mm、厚度分别约为 2, 3, 4 mm 的圆片状样品, 供实验之用. 制成的样品的化学成分为: SiO_2 54.72%, MgO 31.09%, FeO 5.00%, Al_2O_3 4.02%, Fe_2O_3 2.44%, CaO 1.70%, 样品的主要粉晶谱线 d 值为: 3.167 (100), 2.876(64), 2.499(6), 2.940(5).

1.2　光分析技术[18]

用二级轻气炮驱动飞片(弹丸), 使之达到几千米每秒的高速, 然后与样品碰撞, 实现对样品的一维冲击压缩, 实验装置及测试系统示意图见图 1. 在 Largrange 坐标系下样品和飞片中的波系作用示意图见图 2.

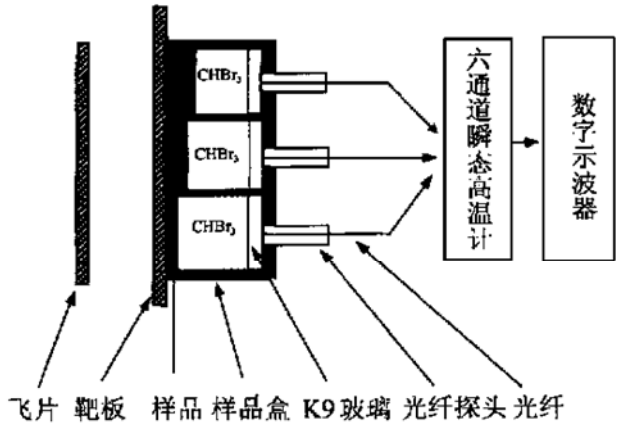


图 1　实验装置及测试系统示意图

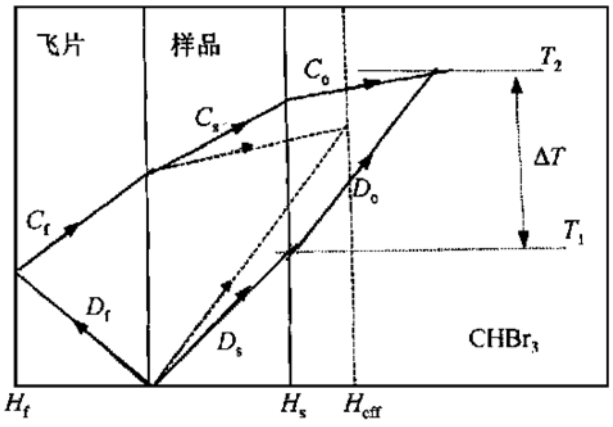


图 2　在 Largrange 坐标系下样品和飞片中的波系作用示意图

D 代表冲击波速度, C 代表卸载声速, f, s 和 o 分别代表飞片、样品和 $CHBr_3$

实验中 3 块直径相同但厚度不同的样品装在同一平面上, 用三溴甲烷 $CHBr_3$ 作为光分析器介质. 当飞片与样品碰撞时, 在样品中产生一个向前传播的冲击波 D_S, 同时在飞片中产生一个向后传播的冲击波 D_f. 当 D_S 到达样品/$CHBr_3$ 界面时, 在 $CHBr_3$ 中产生一个向前传播的冲击波 D_O, 同时受到压缩的 $CHBr_3$ 将在 T_1 时刻辐射出一稳定的光信号, 这一光信号由光纤传输至六通道瞬态高温计, 经光电转换变成电信号, 用示波器记录该电信号. 当 D_f 到达飞片后

表面时, 由于卸载作用, 在飞片中产生一个向前传播的卸载声波 C_f, 当这个 C_f 进入样品时便在样品中以声速 C_S 向前传播. 当这个 C_S 到达样品/ $CHBr_3$ 界面时, 在 $CHBr_3$ 中产生一个向前传播的卸载声波 C_O, 这个 C_O 将在 T_2 时刻追赶上前面的冲击波 D_O, 从而使得 $CHBr_3$ 中的稳定压缩状态受到卸载作用, 先前稳定的光信号幅度便降低, 光信号的拐点给出在 $CHBr_3$ 中卸载声波追赶上前面的冲击波 D_O 的时间和位置. 样品厚度 H_s 对追赶时间 $\Delta T = (T_2 - T_1)$ 做图, 并线性外推. $\Delta T = 0$ 时对应的样品厚度 H_{eff} 称为样品的有效厚度. 样品的有效厚度的物理意义是, 具有有效厚度的样品, 其中的冲击波 D_O 在刚刚到达样品/ $CHBr_3$ 界面时恰好被其后的卸载声波追赶上. 样品中的声速是[18]:

$$V_P = [(\rho_0/\rho) \times H_{eff}]/[(H_{eff}/D_S) - (H_f/D_f) - (H_f/V_f) \times (\rho_0/\rho)], \quad (1)$$

其中 D_S 为样品中的冲击波速度, ρ 为与 D_S 为对应的样品密度, ρ_0 为样品的初始密度. D_f, V_f 和 H_f 分别为飞片中的冲击波速度、声速和厚度.

2 实验结果和讨论

当冲击压力大于 26 GPa 时顽火辉石(Enstitate) 将转变为钙钛矿结构(Perovskite)[13, 14]. 本实验的冲击压力范围为 40~ 140 GPa(温度大致为 1 000~ 5 000 K), 因此实验测量的是钙钛矿型顽火辉石的声速. 5 个实验点拟合给出的纵波声速 V_P 与冲击压力 P 的关系为

$$\ln V_p = 3.708\,9 - 0.691\,1 \ln P + 0.093\,4(\ln P)^2, \quad (R^2 = 0.954). \quad (2)$$

从高压声速测量的结果直观地看(图 3 或 4), 纵波速度在压力为 66.34 GPa 时为 11.83 km/s, 而在 84.03 GPa 时为 11.75 km/s, 似乎在 66~ 85 GPa 压力之间存在声速的软化, 而这一压力区间与文献[16] 报道的分解相变压力范围相当. 实验研究证实[19], 对绝大多数金属、碱金属化合物和相当一部分矿物岩石而言, 在无相变发生时, 其声速(纵波、横波或体波) 与密度 ρ 呈线性关系(Brich 定律). 钙钛矿型顽火辉石的声速和密度关系如图 3 所示, 由图可见其声速和密度关系亦满足 Brich 定律:

$$V_P = 4.068 + 1.677\rho. \quad (3)$$

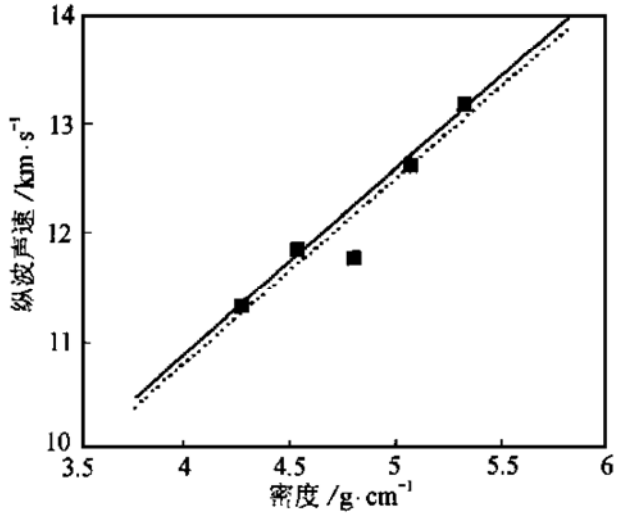


图 3 顽火辉石的密度-纵波声速关系图
……代表全部 5 点拟合的结果; ——代表 1, 2, 4, 5 四点的拟合结果; ■为实验点

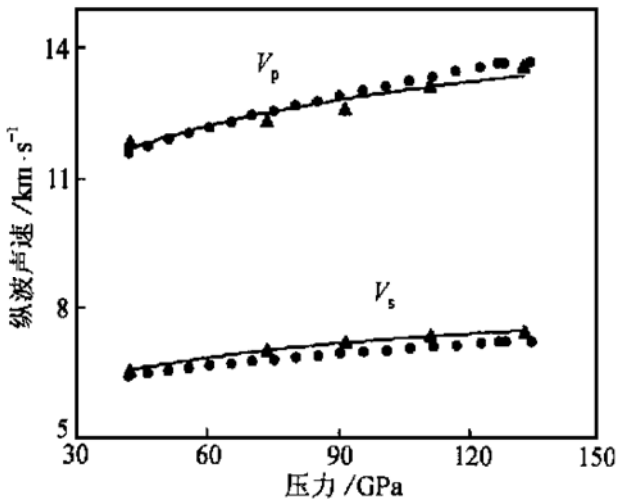


图 4 顽火辉石的声速-压力关系及与 PREM 的比较
——和▲分别代表顽火辉石的实验拟和曲线和实验点; ••• 代表 PREM 数据

因而可以据此确认, 在下地幔(40~ 140 GPa) 的温度压力范围内钙钛矿型顽火辉石无相变发生, 是稳定的. 由于光分析技术对声速测量的误差为 ±3%, 加之在 66. 34~ 84. 03 GPa 之间实验点偏少, 压力为 84. 03 GPa 时测量的声速偏低可能是由实验误差引起的. Serghiou 等人[20] 的最新实验结果支持了这一结论.

图 4 给出了考虑温度修正后顽火辉石声速-压力关系与 PREM 波速-压力剖面的对比. 其中 PREM 数据来自文献[21], 剪切波速由 $V_S^2 = 3/4(V_P^2 - V_B^2)$ 给出, Hugoniot 线上的体波速度 V_B 由 $V_B = \{V_H^2(\gamma/V_H)(P_H/2) - V_H^2((dP_H/dV_H)_P[1 - 1/2(\gamma/V_H)(V_{0H} - V_H))]\}^{1/2}$ 给出[22], 其中 V_H 和 P_H 分别为 Hugoniot 线上的比容和压力, γ 为 Gr•neison 参数. 由图 4 可见在 40~ 140 GPa 的压力范围内: 顽火辉石的纵波、横波声速-压力曲线均与 PREM 的平行, 且二者十分逼近. 其中纵波声速-压力曲线比 PREM 的约低 0. 5%, 剪切波速比 PREM 的约高 2%. 考虑到: (1) 由于 $(Mg_{1-x}, Fe_x)O$ 的等熵体积模量和剪切模量均约只有 $(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$ 的半数, 故 $(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$+ $(Mg_{1-x}, Fe_x)O$ 混合体系的声速比 $(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$ 的低, 且随 $(Mg_{1-x}, Fe_x)O$ 所占比分的增加而更低: (2) 就 $(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$(其中 x 大致在 0. 1 左右变化) 而言, 声速(或体积模量) 对 Si/ (Mg+ Fe) 的比值非常敏感而对 Fe/ (Mg+ Fe) 的比值并不敏感[14]. 因此在 PREM 声速-压力曲线的约束下, 可以认为: 下地幔主要由 $(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$ 组成, 仅允许有很少量的 $(Mg_{1-x}, Fe_x)O$ 存在.

3 结论

(1) 在下地幔的温度压力(40~ 140 GPa, 1 000~ 5 000 K) 条件下钙钛矿型顽火辉石是稳定的.

(2) 顽火辉石的纵波、横波声速-压力曲线均与 PREM 的平行, 且二者十分逼近. 其中纵波声速-压力曲线比 PREM 的 约低 0. 5%, 剪切波速比 PREM 的约高 2%.

(3) 下地幔主要由 $(Mg_{1-x}, Fe_x)SiO_3$ 组成, 但允许有很少量的 $(Mg_{1-x}, Fe_x)O$ 存在. 下地幔是球粒陨石或富含顽火辉石的.

致谢 本工作为国家自然科学基金(批准号: 19672058) 和中国工程物理研究院科学技术预研基金 (批准号: 960103) 资助项目.

参 考 文 献

1 谢鸿森. 地球深部物质科学导论. 北京: 科学出版社, 1997. 75~ 114, 143~ 179, 275~ 284

2 朱日祥, 李春景, 潘永信. 地球内部物理. 地球物理学进展, 1997, 12(3) : 65~ 70

3 龚自正, 毕 延. 冲击波物理在地球和行星科学研究中的应用. 地球科学进展, 1997, 12(5) : 399~ 410

4 Rinrwood A E. Composition and Petrology of the Earth' s Mantle. New York: Mcgraw-Hill, 1975. 618

5 Anderson O L. Finding the isentropic density of pervoskite: Implications for iron concentration in the lower mantle. Geophys Res Lett, 1997, 24(3) : 213~ 216

6 Stacey F D. Thermoelasticity of (Mg, Fe) SiO_3 perovskite and a compsrison with the lower mantle. Phys Earth Planet Inter, 1996, 98: 66~ 77

7 Anderson D L. Composition in the Mantle and Core. Ann Rev Earth Planet Sci, 1977, 5: 179

8 Stixrude L, Hemley R J, Fei Y, et al. Thermoelasticity of silicate pervoskite and magnesiowustite and stratificatoin of the Earth' s mantle. Science, 1992, 257: 1099~ 1101

9 Yusheng Zhao, Anderson D L. Mineral Physics Constraints on the Chemcial Composition of the Earth's Lower Mantle. Phys Earth Planet Inter, 1994, 85: 273~ 292
10 Liu L G. Orthorhomic pervoskite phases observed in olivine, pyroxene, and garnet at high pressures and temperatures. Phys Earth Planet Inter, 1976, 11: 289~ 298
11 Knittle E, Jeanloz R. Synthesis and equation of state of (Mg, Fe) SiO_3 perovskite to over 100GPa. Science, 1987, 235: 668~ 670
12 Stixrude L, Hemley R J, Fei Y, et al. Thermoelasticity of silicate pervoskite and magnesiowustite and stratificatoin of the Earth's marrtle. Science, 1989, 257: 1099~ 1101
13 Watt J P, Ahrens T J. Shock wave equation of state of enstatite. J Geophys Res, 1986, 91(B7): 7495
14 Yanbin Wang, Weidner D J, Liebermann R C, et al. *P-V-T* equation of state of (Mg, Fe) SiO_3 perovskite: constraints on composition of the lower mantle. Phys Earth Planet Inter, 1994, 83: 13~ 40
15 Fiquet G, Andrault D, Dewaele A, et al. *P-V-T* equation of state of $MgSiO_3$ perovskite. Phys Earth Planet Inter, 1998, 105: 21~ 31
16 Mead C, Ho Kwang Mao, Jingzhu Hu. Higlr-Temperature Phase transition and Dissociation of (Mg, Fe) SiO_3 perovkite at Lower Mantle pressure. Science, 1995, 268: 1743~ 1745
17 Saxena S K, Dubrovinsky L S, Lazor P, et al. Stability of perovkite $MgSiO_3$ in the Earth's Mantle. Science, 1996, 174: 1357~ 1359
18 McQueen R G, Hopson J W, Fritz J N. Optical technique for determining rarefaction ware velocities at very high pressure., Rev. Sci. Instru, 1982, 53(2): 245~ 250
19 Campbell A J, Heinz D L., A Higlr-Pressure Test of Birch's Law. Science, 1992, 257: 66~ 67
20 Serghiou G. Zerrhe A. Boehler R. (Mg, Fe) SiO_3-Perovskite Stability under lower mantle conditions. Science, 1998, 280: 2093~ 2095
21 Dziewonski A M, Anderson O L. Preliminary Reference Earth Model. Phys Earth Planet Inter, 1981, 25: 297~ 356
22 经福谦. 实验物态方程导引. 北京: 科学出版社, 1986. 323

(1998-08-13 收稿, 1999-01-08 收修改稿)

辽西太古代建平变质杂岩中磁铁石英岩的锆石同位素年龄

王长秋 崔文元 A. Kr⊥ner④ A. A. Nemchin㈣
(北京大学地质学系, 北京 100871; ④Institut f•r Geowissenschaften, Universit•t Mainz, 55099 Mainz, Germany;
㈣Department of Applied Geology, Curtin University of Technology, P. O. Box U1987, Perth WA6001, Australia)

摘要 采用单颗粒锆石铅蒸发法及高精度离子探针对建平变质杂岩中的表壳岩磁铁石英岩进行了同位素年代学研究. 结果表明: 建平杂岩中磁铁石英岩形成年龄约2 520~ 2 552 Ma; 该区的麻粒岩相变质作用约于2 487 Ma达到高峰; 约(1 806±16) Ma, 即中元古代, 本区又发生了一次变质事件, 但其强度相对较弱. 推测建平变质杂岩可能形成于陆块形成后不久即发生大陆碰撞和地壳加厚的晚太古活动大陆边缘的环境中.

关键词 锆石年龄 磁铁石英岩 建平变质杂岩 太古代 辽西

1 区域地质概况

出露于辽宁省西部建平县境内的建平变质杂岩是华北克拉通北缘巨型麻粒岩相带的重要组成部分. 它位于华北克拉通北缘, 内蒙地轴之东段, 南以承德-北票大断裂与燕辽沉降带相