

榴辉岩的弹性波速评述

赵志丹^{1,2}, 周文戈¹, 谢鸿森¹, 朱茂旭¹

(1. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要:文中评述了榴辉岩的密度和高温高压下的纵波速度、速度各向异性、泊松比以及榴辉岩声软化现象的成因,着重介绍了榴辉岩的密度和波速对探讨岩石圈物质组成、莫霍界面性质、超高压岩石对实现壳-幔物质交换的重要意义。榴辉岩的密度为 $3.2 \sim 3.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 其中超高压榴辉岩具有更高的密度 ($3.4 \sim 3.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)。榴辉岩的纵波速度 (v_p) 在 1 GPa 时为 $7.3 \sim 8.9 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, 其裂隙闭合压力可能高于 1 GPa。榴辉岩的压力系数为 $0.3 \sim 0.4 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{GPa}^{-1}$, 温度系数为 $-3.4 \times 10^{-4} \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ 。它具有最弱的 v_p 各向异性 ($< 3\%$)。超高压榴辉岩的泊松比为 $0.254 \sim 0.275$ 。大别山榴辉岩的密度和波速研究表明, 现今的大别山深部地壳可能依然存在榴辉岩, 但数量应很少; 大别山上地幔具有同超高压榴辉岩类似的弹性特征; 折沉作用是解释超高压榴辉岩折返机制的重要模式之一; 榴辉岩的形成过程包含了壳-幔物质循环作用, 一部分榴辉岩已折沉进入深部地幔, 另一部分则快速折返至地壳内或通过其他构造作用进一步抬升、暴露地表。

关键词:榴辉岩; 弹性波速; 密度; 壳-幔循环; 大别山

中图分类号: P599 文献标识码: A 文章编号: 1005-2321(2000)01-0259-12

近 20 年来, 有关榴辉岩的研究不断取得新的进展, 仅在中国的大别-苏鲁超高压变质带的研究中, 就取得了许多令人瞩目的重要研究成果^[1,2]。榴辉岩经受了高压超高压变质作用, 在形成之前曾至少经历过一次俯冲和折返的过程, 它具有同地幔岩石相近的高密度和高波速。因此对榴辉岩的弹性特征的研究对于了解深部岩石圈的结构和组成、探讨榴辉岩的形成过程中所蕴涵的壳-幔物质交换和再循环作用信息等都有重要意义。遗憾的是, 对榴辉岩的物理性质实验研究较少^[3], 其中在波速方面的系统和有针对性的研究, 只是在 1994 年以后才有, 而在此之前只零散地有些测定结果^[4~12]。

近年来对榴辉岩的弹性波速主要的研究包括: Fountaun 等^[13] 在压力达 0.6 GPa 条件下测定了挪威 Bergen Arcs 地区榴辉岩的纵波速度, 认为榴辉岩和麻粒岩是引起研究区内下地壳反射特征最可能的岩石; 高山和 Kern 等人于 1997 和 1999 年发表了大别山 7 个榴辉岩及相关岩石共 30 个样品(至 0.6 GPa 和 600°C)地震波速的系统测定结果, 他们推测了大别山深部地壳的组成, 肯定了在中国东部发生过下地壳折沉作用^[14,15]。赵志丹等人于 1995 年开始至今, 先后系统测定了大别山榴辉岩的密度和高温高压下(至 5.0 GPa 和 1300°C)

收稿日期: 1999-10-26; 修订日期: 1999-11-22

作者简介: 赵志丹(1968-), 男, 副教授, 博士, 地球化学专业, 现在中国地质大学(北京)工作。

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49672142, 49904005)

的纵波(v_p)和横波(v_s)速度,探讨了大别山下地壳和上地幔组成以及榴辉岩在壳-幔物质循环中的重要启示^[16-19,①]。总体看,近年来对榴辉岩弹性波速的研究呈现了一个鲜明的特征,即紧密结合研究区实际,最大限度地挖掘榴辉岩的波速与密度在岩石圈组成、壳-幔循环等地球动力学问题中发挥的作用。

1 榴辉岩的密度与波速

榴辉岩在所有变质岩类中,具有最高的纵波波速和密度(图1)。榴辉岩在常温常压下密度为 $3.2 \sim 3.6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$,而对大别山岩石的研究表明,超高压榴辉岩具有更高的密度,为

$3.4 \sim 3.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ^[15-19]。榴

辉岩的高密度为解释拆沉作用提供了最为关键的证据。

当 $p=1 \text{ GPa}$,榴辉岩的纵波速度介于 $7.3 \sim 8.9 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

同时,不同榴辉岩样品的密度和波速之间呈现了近似的正相关关系,这符合 Birch 定律^[20],与对地壳和地幔岩石的统计结果一致^[21,22]。

榴辉岩的高密度和高波速,主要是由其中矿物单晶的密度、弹性特征和矿物含量决定的,榴辉岩含有更多的高密度高波速矿物(石榴石、绿辉石、辉石),这些矿物单晶的密度和速度同构成地幔的矿物相近。因此

对于成分相近的基性岩石

($w(\text{SiO}_2)=41\% \sim 52\%$),在遭受递进变质作用过程中,由角闪岩相到麻粒岩相,再到榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

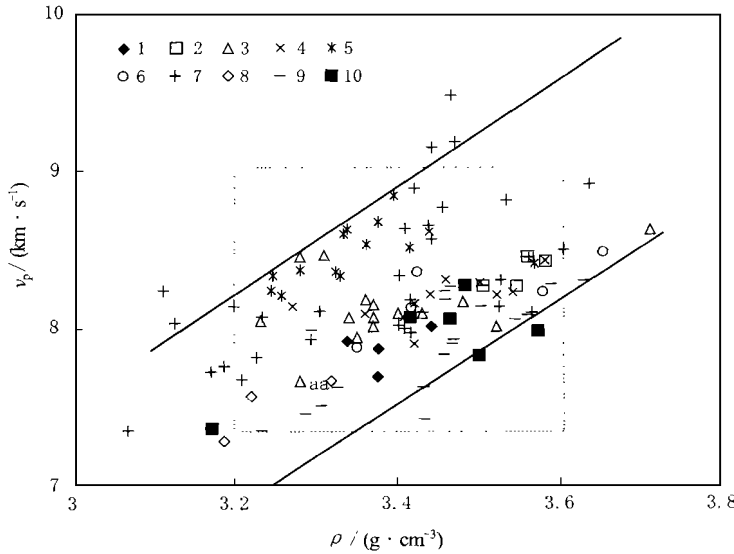


图1 榴辉岩的 v_p (室温,1.0 GPa)与常温常压下密度关系图

Fig.1 v_p (room temperature and 1 GPa) versus density in eclogite

数据来源(括号内为样品数):1-4;2-[7](4);3-[5](16);

4-[8](15);5-13;6-[17](5);7-[18](30);

8-[19](3);9-①(21);10-[15](6)

($w(\text{SiO}_2)=41\% \sim 52\%$),在遭受递进变质作用过程中,由角闪岩相到麻粒岩相,再到榴辉岩相,随着矿物组合的变化,岩石的密度和波速也随之增大。

2 高温高压下榴辉岩的波速

2.1 高压下榴辉岩的波速

图2是不同实验室测定的大别山榴辉岩的 v_p 随压力变化关系。其中大部分样品的波速随压力增大表现出前后两段特征,在低压范围内($< 0.2 \sim 0.3 \text{ GPa}$), v_p 和 v_s 快速增大,

① 赵志丹. 中国大别山、华北和青藏高原岩石弹性波速:对岩石圈组成和壳-幔循环的启示[R]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所博士后研究报告,1998:11~31.

后一段是在约 0.2~1.0 GPa 范围内, 波速变化呈现出线性趋势, 两段之间的拐点为岩石中微裂隙闭合压力, 这种特征同 Kern 等的一系列实验结果(如[23])一致, 是在其他类型岩石的波速测量中发现且被广泛接受的, 其裂隙闭合压力约为 0.2~0.3 GPa。同时我们也注意到, 有相当一些样品(图 2 中的 BM 961, XD962, D95-25, D95-26, D95-32)在曲线上没有明显的拐点, 波速随压力在不断上升, 线性段不明显, Zhao 等人在较高压力范围(至 5.0 GPa)的波速测量中, 发现裂隙闭合压力应高于 0.2~0.3 GPa, 在 1 GPa 之后波速才呈线性关系^[18 19], 其他研究结果也认为有些岩石和矿物单晶的闭合压力为 0.6~1.0 GPa 以上, 甚至在 4~5 GPa 左右^[7, 24~28], 这些实验的压力范围比较宽, 如 0~1.8 GPa^[24], 0~3.0 GPa^[7], 0~1.0 GPa^[25]。这说明至少存在两种可能: 一是若实验的压力太低(< 0.6~1.0 GPa), 可能不足以获得更为全面的结果; 二是在有些比较硬的岩石中(如纯橄岩或榴辉岩)颗粒边缘的孔隙确实需要在较高的压力(> 1.0 GPa)下闭合, 之后才达到岩石的本质特征。

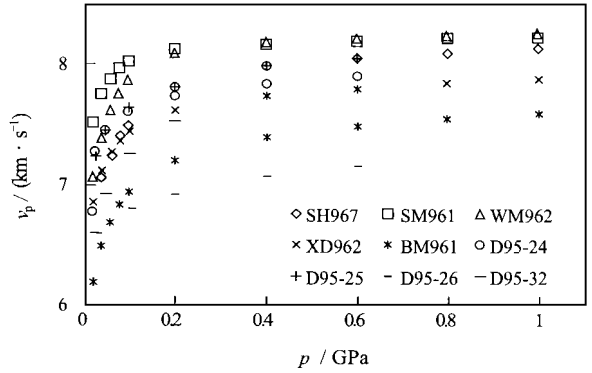


图 2 榴辉岩的 v_p 随压力变化图

Fig. 2 v_p as a function of pressure in eclogite

样品 SH967, SM 961, WM 962, XD962 和 BM961 引自文献①; 样品 D95-24, D95-25, D95-26, D95-32 引自文献[15]

把样品在波速-压力关系曲线的线性部分进行线性回归, 得到岩石在 0 GPa 时的速度以及速度对压力的偏微商 ($\partial v_p / \partial p$)。对榴辉岩的 $\partial v_p / \partial p$ 计算结果比较接近, 分别为 0.1~0.3^[13], 0.23~0.33^[9, ①], 0.37~0.86(平均 0.55)^[13], 0.18~0.41^[12] $\text{km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{GPa}^{-1}$ 。

2.2 高温下榴辉岩的波速

温度是影响波速的一个重要因素, 在地温地压都增加的岩石圈深部, 温度和压力具有同

表 1 榴辉岩纵波速度的温度导数

Table 1 Temperature derivatives of v_p ($\partial v_p / \partial T$) of eclogite

作者及文献	压力和温度范围	样品数量	$\partial v_p / \partial T$ 范围和平均值/ $(10^{-4} \text{km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1})$
Zhao 等, [19], ①	1.0~5.0 GPa, 20~1300 °C	10	-4.11~-2.05(-3.41)
Kern 等, [15]	0.6 GPa, 20~600 °C	6	-4.18~-2.75(-3.47)
Kern 和 Tubia [12]	0.6 GPa, 20~600 °C	2	-3.60~-3.12(-3.36)

等重要的作用。若同时获得了压力导数和温度导数, 就可以计算岩石在不同地温梯度下、不同深度的波速。

赵志丹等人^[19, ①]在恒定压力条件下, 测定了榴辉岩在室温(20°C)至 1300 °C 范围内的 v_p 。结果表明, 实验样品的 v_p 均随温度增大而降低, 且具有很好的线性关系, 通过线性拟合得到榴辉岩的纵波温度导数 $\partial v_p / \partial T$ 。7 个超高压榴辉岩在 1.0 GPa 下 $\partial v_p / \partial T$ 为 -3.91×10^{-4}

① 赵志丹. 中国大别山、华北和青藏高原岩石弹性波速: 对岩石圈组成和壳-幔循环的启示[R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士后研究报告, 1998: 11~31.

$\sim -2.05 \times 10^{-4} \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ 。而对于同一个榴辉岩样品 Z-010 在 1.0、3.0 和 5.0 GPa 压力下的温度导数分别为 $-3.86 \times 10^{-4} \sim -2.05 \times 10^{-4}$, -4.11×10^{-4} 和 $-3.17 \times 10^{-4} \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$, 另一个样品 XH1-1X 在 1.0 和 3.0 GPa 时的温度导数分别是 -3.81×10^{-4} 和 $-3.14 \times 10^{-4} \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$, 这两个样品的结果显示, 同一样品在不同压力下的温度导数无明显差别, 在某一压力下获得的温度导数可以应用在不同的压力范围内。不同研究者获得的榴辉岩温度导数比较一致, 介于 $-3.36 \times 10^{-4} \sim -3.47 \times 10^{-4} \text{ km} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ (表 1)。

3 榴辉岩的波速各向异性

岩石波速各向异性 (Anisotropy) 定义为 $A = (V_{\max} - V_{\min}) / V_{\text{mean}}$, 表示矿物晶格优选方位或矿物的组构导致波速在各个方向上速度的差异。

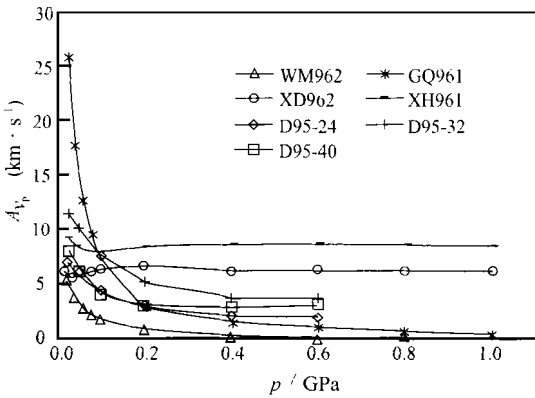


图 3 大别山榴辉岩纵波 v_p 各向异性 A_{v_p} 随压力变化图

Fig. 3 Anisotropy of v_p in eclogites as a function of pressure
样品 WM 962, GQ961, XD962 和 XH961 引自 [19];
样品 D95-24, D95-32, D95-40 引自 [15]

榴辉岩的纵波各向异性随压力变化趋势可以分为两种 (图 3), 一种是 A_{v_p} 低压时由较高值逐渐减小, 至 0.2 GPa 后基本恒定, 如样品 GQ961 由 25.7% 降低至 0.2%, 表明岩石中定向的微裂隙在低压时对各向异性影响较大, 至高压时, 大多数微裂隙已经闭合, 各向异性主要由矿物的优选方位引起 [15]; 另一种是 A_{v_p} 在实验压力范围内基本恒定, 如 XH961 为 8.0% ~ 9.3%, XD962 为 5.7% ~ 6.7%, 表明岩石中矿物优选方位和组构是引起各向异性的主导因素。以上这两种趋势具共同特征, 即 A_{v_p} 在 0.2 ~ 1.0 GPa 压力范围内的变化趋于恒定值, 代表了岩石的本质特征, 与该压力范围内 v_p 随压力增大趋于线性缓慢增加的变化特征是统一的。

榴辉岩纵波各向异性 (A_{v_p}) 具有显著的规律性差异 [13, 18, 19], 其中超高压榴辉岩 A_{v_p} 测定值为 1.4% ~ 2.7% [1], 3.0% [13], 2.3% ~ 2.9% [13], 统计值为 2.4% ± 0.9% [29], 1.9% ± 0.8% [22], 比较吻合, 也同普遍的研究结果和规律一致 [9, 12, 30~33]。超高压榴辉岩的各向异性, 达到了变质岩中各类岩石的最低值, 其原因在于, 超高压榴辉岩主要由石榴石 (35% ~ 45%), 绿辉石 (10% ~ 55%) 和少量角闪石组成, 其中石榴石属等轴晶系, 是各向同性的, 因此单斜晶系的绿辉石 (各向异性约为 4% [33]) 单晶的各向异性决定了超高压榴辉岩的各向异性。高压榴辉岩 A_{v_p} 为 4.1% ~ 8.4% [15, 18, 19], 明显高于超高压榴辉岩, 主要由于它们多数已退变质成榴闪岩, 含有更多的角闪石, 其各向异性更接近于斜长角闪岩的特征。

榴辉岩纵波各向异性 (A_{v_p}) 具有显著的规律性差异 [13, 18, 19], 其中超高压榴辉岩 A_{v_p} 测定值为 1.4% ~ 2.7% [1], 3.0% [13], 2.3% ~ 2.9% [13], 统计值为 2.4% ± 0.9% [29], 1.9% ± 0.8% [22], 比较吻合, 也同普遍的研究结果和规律一致 [9, 12, 30~33]。超高压榴辉岩的各向异性, 达到了变质岩中各类岩石的最低值, 其原因在于, 超高压榴辉岩主要由石榴石 (35% ~ 45%), 绿辉石 (10% ~ 55%) 和少量角闪石组成, 其中石榴石属等轴晶系, 是各向同性的, 因此单斜晶系的绿辉石 (各向异性约为 4% [33]) 单晶的各向异性决定了超高压榴辉岩的各向异性。高压榴辉岩 A_{v_p} 为 4.1% ~ 8.4% [15, 18, 19], 明显高于超高压榴辉岩, 主要由于它们多数已退变质成榴闪岩, 含有更多的角闪石, 其各向异性更接近于斜长角闪岩的特征。

① 赵志丹. 中国大别山、华北和青藏高原岩石弹性波速: 对岩石圈组成和壳-幔循环的启示 [R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士后研究报告, 1998: 11 ~ 31.

4 榴辉岩的泊松比

泊松比是鉴别不同种类岩石弹性特征的一个重要参数^[34],它同时包含了纵波和横波的信息,可以区分出具有相同的 v_p 或 v_s 的不同岩石类型。榴辉岩的泊松比随压力增大而变大,在 0.2~1.0 GPa 压力范围内则趋于恒定^[13,①],超高压榴辉岩泊松比为 0.254~0.275,高于高压榴辉岩(0.212~0.261),但低于麻粒岩(0.279~0.294)^①,Kern 等人获得了相似的结果(换算到 10~50 km 深度,榴辉岩的泊松比为 0.243~0.268)^[13]。高压榴辉岩的泊松比很低,尽管其各向异性同斜长角闪岩接近,但其泊松比却小于斜长角闪岩(平均为 0.263^[34]),同花岗片麻岩接近,值得进一步研究。将岩石的泊松比同纵波或横波联合使用,可以更好地限定和区分不同岩石类型的弹性差异^[13,①]。

5 榴辉岩的声软化效应及其成因

5.1 声软化效应及其产生的原因

声软化效应是发现于材料和矿物等物质中的现象,表现为在恒定的压力下(包括常压)升温,其速度在某一点开始突然下降,这一点的温度称为物质的软化点温度(θ_x),该现象的特征为:(1) θ_x 明显低于物质在相同压力下的固相线温度;(2)有些物质中 θ_x 随着实验压力的不同而变化,从常压到高压,压力愈高, θ_x 愈高^[35];(3)物质可以有一个或多个软化点,而且可能所有的物质都有软化点,被认为是反映物质在高温下的本质特征的一个参数。

关于声软化效应的产生机制目前有多种解释,如在玻璃材料中 θ_x 与玻璃化转变温度一致,因而与玻璃化转变过程有关^[35,36];在辉石、橄榄石等单矿物中发现的声软化现象则被认为同早期部分熔融产生的非晶质相有关,称为熔融前效应^[37~40];广泛存在于各类岩石中的声软化效应很可能同岩石中含水矿物的脱水和部分熔融有关,如在橄榄岩中,随部分熔融程度增加,速度快速下降^[41~44],在花岗岩中声软化是伴随着颗粒间熔体的出现而产生的^[43];地壳岩石中的声软化或波速降低与含水矿物的脱水和部分熔融有关^[46];玄武岩在压力小于 3.5 GPa 的声软化与矿物中晶格缺陷和包裹体有关^[47]。谢鸿森等人^[48~50]和徐济安等人^[37,51,52]较早就发现了在玻璃、石英单晶和各类岩石中的声软化现象,并且开展了许多实验和研究工作。

5.2 榴辉岩的声软化及其成因

赵志丹^[16,①]发现榴辉岩具有声软化现象, θ_x 为 700~1 000 °C。在恒定压力 1.0 GPa 下,将取自榴辉岩样品(Z010)的 4 个样品进行不同淬火温度平行实验,淬火温度分别是 1 809 °C,1 552 °C,1 431 °C 和 1 314 °C。这些样品显微特征具有相似性,所有矿物普遍发育了大量的裂纹,代表高压作用的结果;同实验前样品相比,矿物表面普遍变得灰暗和粗糙,在样品中间的高温区内,矿物表面呈灰色、灰褐色的麻点状,失去了光性特征,颗粒边缘有黑色边,这是高温作用的结果。4 个平行样品的不同特征为,加温至 1 809 °C,样品总体上暗

① 赵志丹. 中国大别山、华北和青藏高原岩石弹性波速:对岩石圈组成和壳-幔循环的启示[J]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所博士后研究报告,1998:11~31.

化区域较大,出现了很多无色、浅黄色、黄褐色的玻璃和大量的雏晶,绿帘石和辉石都具有暗色边或绒毛状雏晶构成的浅色边;加温至 $1\ 552\ ^\circ\text{C}$,样品暗化区相对小,只观察到很少量的淡黄色雏晶和玻璃;分别加温至 $1\ 421\ ^\circ\text{C}$ 和 $1\ 314\ ^\circ\text{C}$,两个样品暗化现象明显比前两个弱,暗化区呈深褐色,都未发现雏晶和熔融玻璃。综合对照表明,榴辉岩软化点温度约为 $700\ ^\circ\text{C}$,样品中真正出现熔体应该在 $1\ 400\sim 1\ 500\ ^\circ\text{C}$,因此榴辉岩在 $700\sim 1\ 400\ ^\circ\text{C}$ 温度范围内的速度降低,不是由部分熔融作用引起的,而可能是由岩石中矿物颗粒边界产生裂隙导致的内部热开裂导致的^[53],或者是矿物的内部质点的微结构而非宏观可以观察到的原因;在 $1\ 400\ ^\circ\text{C}$ 左右开始的速度大幅度降低显然同部分熔融的关系更加密切。榴辉岩的声软化的成因应包括两个部分,在 $1\ 400\ ^\circ\text{C}$ 以上由部分熔融引起,在 $700\sim 1\ 400\ ^\circ\text{C}$,则可能是岩石热开裂或其他原因所致,需要进一步的研究。

6 榴辉岩与岩石圈组成和莫霍面性质

榴辉岩的弹性参数被应用于讨论地壳和地幔的组成与状态,如在挪威 Bergen Arcs 带岩石波速测定结果揭示出,具有高波速榴辉岩会在下地壳和壳-幔转换带存在(其质量分数约为 50%),榴辉岩和麻粒岩共同构成了该地区下地壳的强反射体^[13]。

大别造山带地壳在 3km 深度以下至下地壳,地震波速高于邻区相同深度约 $0.1\sim 0.3\ \text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ ^[54],这一地壳高速异常带是否同超高压岩石有关?目前有两种意见,一种认为超高压岩石在地壳中仍然以一定数量存在,是引起大别山地区地壳内部比相邻扬子和华北地台波速略高的原因^[54],赵志丹等人的计算表明,若有榴辉岩存在于地壳内部,其数量不会高于 12% ^[18,19,①],而 Kern 等人认为,榴辉岩在地壳内部的质量分数可能介于 $10\%\sim 50\%$ ^[15]。同时赵志丹和 Kern 等人^[15,18]也都发现了另一种可能性,对中国东部麻粒岩的测定结果^[18,19,24],①和对全球 102 个样品统计出的基性麻粒岩的波速^[22]同大别山下地壳吻合很好,因此基性麻粒岩也可以单独构成下地壳,榴辉岩在下地壳不是主要的岩石,它可能不存在或含量很少。实际上大别山下地壳中存在的高速异常带,仅是相对于两侧的扬子地台和华北地台而言,同对全球统计得出的地壳速度(如 $25\ \text{km}$ 深度为 $6.6\ \text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, $35\ \text{km}$ 深度为 $6.9\sim 7.0\ \text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ ^[22])相比,并无所谓的异常,因而榴辉岩未必存在于大别山深部地壳中。

赵志丹^①应用测定的榴辉岩以及地幔候选岩石(纯橄岩、辉石岩等)的纵波速度、泊松比数据,计算到上地幔的温度和压力条件,同大别山地区上地幔的弹性特征进行了详细对比,发现大别造山带的上地幔同超高压榴辉岩的地震波速特征十分吻合,而以橄榄石为主的上地幔岩石组成模型,具有较低的泊松比,同大别山的地震测深结果存在差别。作者认为,仅从地震波速特征来看,大别造山带的上地幔更可能是由榴辉岩(或与之地震波速性质相似的岩石)构成,那样,地震测深揭示的深度约 $35\sim 42\ \text{km}$ 的地震莫霍界面^[54,55],就同岩石学意义上的莫霍界面(即非地幔岩的地壳岩石同以橄榄石为主的上地幔岩石间的分界面^[56])不同,大别山的岩石学莫霍界面可能在该深度的下方。尽管以上的大别山榴辉岩上地幔组成

① 赵志丹. 中国大别山、华北和青藏高原岩石弹性波速:对岩石圈组成和壳-幔循环的启示[R]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所博士后研究报告, 1998: 11~31.

模型仍然需要进一步验证,但这为地幔组成的讨论提供了一个证据。

7 榴辉岩与壳-幔循环

榴辉岩的成因一直是超高压研究中引人探究却又难于作出完美解释的问题,关键在于地壳岩石是如何在俯冲至地幔深度形成榴辉岩后又折返回地壳,俯冲岩石圈的拆沉作用(delamination 或 slab break off)是解释超高压岩石折返的重要假说之一^[2, 57],同时又在解释大陆地壳的成分和组成、造山带后期岩浆作用等方面,发挥了重要作用^[58~60]。李曙光^[61]、杨建军^[62]及赵志丹等人^①分别从地球化学、超高压变质岩和岩石物理性质的角度出发,提出了大陆俯冲、榴辉岩的形成过程同时就是实现壳-幔物质再循环的过程,榴辉岩是在拆沉作用中被拆沉的地壳物质,超高压变质作用是实现壳-幔循环的途径之一。

榴辉岩化作用是引导大陆岩石圈俯冲的动力。由基性岩石到榴辉岩的相变,使榴辉岩达到了同地幔岩石相近的波速和密度,新鲜超高压榴辉岩常温常压下密度为 $3.4 \sim 3.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 高于石榴石橄榄岩 ($3.4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)^[19] 和被认为构成地幔的候选岩石辉石岩、纯橄岩等,也高于上地幔顶部的密度 $3.36 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (表 2)。若考虑上地幔高压条件下岩石密度会进一步增大,榴辉岩的密度在 6 GPa (约 180 km) 将达到 $3.8 \sim 3.9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 也高于地幔 180 ~ 400 km 深度的密度 $3.38 \sim 3.54 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (表 2)。因此,密度差值 $> 0.2 \sim 0.3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 甚至更大), 可能导致俯冲至地幔深部的一定体积的超高压榴辉岩超过下伏地幔所能承受的临界重量,进而脱离其上部密度较小的俯冲陆壳,拆沉进入更深的地幔,大别山地震层析成像结果显示了这种拆沉作用的痕迹^[63]。实验结果给拆沉作用模式提供了可靠的密度证据。拆沉后的以超高压岩石为代表的地壳物质,同地幔物质进行了不同程度的相互作用,参与了地幔岩浆源区,这种过程得到了地球化学证据的支持^[61, 64~66]。

表 2 地幔岩石、矿物和上地幔的密度

Table 2 Density of some mantle rocks and minerals and the upper mantle

岩石、矿物或地幔	密 度 / ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)		文 献
	常温常压下	高压/高温高压下	
榴辉岩	3.4~3.65	3.8~3.9 (6 GPa, 约 180 km)	图 1 中文献
二辉橄榄岩	3.31~3.47		[67]
纯橄岩	3.26~3.31	3.34(50 km)	[29, 34, 67]
辉石岩	3.27	3.30(50 km)	[29, 34]
α -橄榄石 ($\alpha\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$)	3.20	3.37(6.74 GPa)	[68]
β -橄榄石 ($\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$)	3.44	3.57(6.60 GPa)	[68]
大别山上地幔顶部		3.36(40 km)	[54, 55]
上地幔		3.38 (6 GPa, 约 180 km)	[69]
上地幔(PREM 地球模型)		3.54(400 km)	[70]

对榴辉岩变质作用的 $p-T-t$ 轨迹、原岩性质及氢氧同位素等的研究表明,榴辉岩(至少大部分)的原岩是地壳物质(洋壳或陆壳)或者曾经是暴露地表的地壳物质^[71~74]。在地

① 赵志丹. 中国大别山、华北和青藏高原岩石弹性波速: 对岩石圈组成和壳-幔循环的启示 [R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士后研究报告, 1998: 11~31.

幔深度形成的榴辉岩来源于地壳并可以拆沉进入地幔,这恰好是地壳物质以高密度榴辉岩的形式被拆沉、再循环进入深部地幔的过程。因此,榴辉岩折返已经包含了多个壳-幔物质循环,榴辉岩的原岩是来源于地幔的玄武岩,榴辉岩拆沉进入地幔后又可以作为地幔源区,形成玄武岩返回地壳。可见榴辉岩的形成在壳-幔再循环过程中具有十分重要的作用。

俯冲岩石圈的下部是拆沉的榴辉岩,而榴辉岩之上的大部分是长英质的片麻岩类,它们的密度($< 3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)和波速($< 7 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$)都相对小的多,低密度的片麻岩同地幔岩石之间较大的负密度差,使得其具有较大的浮力,它将直接导致小部分榴辉岩能够被较大数量的片麻岩带回地壳中或暴露地表,其中部分构成了我们现在看到的榴辉岩,这种俯冲折返模式被普遍接受^[57]。地表地质支持该模式,榴辉岩在大别山地区确实是以很少的露头存在于大别山的主体岩石——片麻岩之中。该模式与前面有关榴辉岩在地壳中存在数量的讨论是一致的,高密度的超高压岩石被较低密度的陆壳岩石携带返回地壳的数量应是有限的。

目前仍然存在一些难于解释的问题,若假设俯冲岩石圈是一个上端固定于地壳、下端以榴辉岩作为重物向下拉张的弹簧,弹簧受到向上的浮力和榴辉岩向下的重力,则高密度的榴辉岩发生拆离、拆沉作用,可比喻为弹簧被拉断,榴辉岩的折返可以比喻为弹簧被向上拉回,那么这种榴辉岩的断裂究竟会在何时、何临界条件下发生,需要更加有说服力的证据,例如用计算机模拟增加其可信度。另一个问题是,假设的弹簧必须以地壳浅部作为固定端,少部分榴辉岩被拉回地壳也不会是一次完成,至少包括两个阶段,前期是榴辉岩被拉回地壳的一定深度,后期是在地壳一定深度存在的榴辉岩需要再次抬升至地表。因此若综合考虑拆沉作用和多阶段折返过程两种机制^[4],解释地表的超高压岩石形成会更可能接近于实际。

总之,榴辉岩的密度为解释其形成与折返提供了实验证据。通过以上的讨论,本文倾向于强调榴辉岩的形成包含了两个相互统一的过程,即榴辉岩一部分形成后进入地幔,另一部分折返至地壳。超高压岩石将成为探讨许多地球动力学问题的突破口^{[19, 61, 71, 74], ①}。

参考文献:

- [1] 从柏林,王清晨. 中国超高压变质岩研究评述[J]. 科学通报, 1994, 39(24): 2214~2218.
- [2] 从柏林,王清晨. 大别山—苏鲁超高压变质带研究的最新进展[J]. 科学通报, 1999, 44(11): 1127~1141.
- [3] Harley S L, Carswell D A. Ultrahigh crustal metamorphism: A prospective view[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100(B5): 8367~8380.
- [4] Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part I[J]. *J Geophys Res*, 1960, 65: 1083~1102.
- [5] Kumazawa M H, Helmstaedt H, Masaki K. Elastic properties of eclogite xenoliths from diatremes of the east Colorado Plateau and their implications to the upper mantle structure[J]. *J Geophys Res*, 1971, 76: 1231.
- [6] Christensen N I, Salisbury M H. Sea floor spreading, progressive alteration of layer 2 basalts, and associated changes in seismic velocities[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1972, 15: 367.
- [7] Christensen N I. Compressional wave velocities in possible mantle rocks to pressures of 30 kilobars[J]. *J Geophys Res*, 1974, 79: 407~412.
- [8] Manghriani M H, Ramanantoandro R, Clark S P. Compressional and shear wave velocities in granulite facies rocks

① 赵志丹. 中国大别山、华北和青藏高原岩石弹性波速: 对岩石圈组成和壳-幔循环的启示[R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士后研究报告, 1998: 11~31.

- and eclogites to 10 kilobars[J], *J Geophys Res*, 1974, 79: 5427.
- [9] Kern H. P- and S-wave velocities in crustal and mantle rocks under the simultaneous action of high confining pressure and high temperature and the effect of the rock microstructure[A]. Schreyer W, ed. *High-Pressure Researches in Geoscience*[C]. Stuttgart: E Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1982. 15 ~ 45.
- [10] Jackson I, Arculus R J. Laboratory wave velocity measurements on lower crustal xenoliths from Calcutteroo, South Australia[J]. *Tectonophysics*, 1984, 101: 185 ~ 197
- [11] Mengel K, Sachs P M, Stosch H G, et al. Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic field of West Germany: implications for structure and composition of the continental crust[J]. *Tectonophysics*, 1991, 195: 271 ~ 289.
- [12] Kern H, Tubia J M. Pressure and temperature dependence of P- and S-wave velocity, seismic anisotropy and density of sheared rocks from the Sierra Alpujata massif (Ronda peridotites, South Spain)[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 119: 191 ~ 205.
- [13] Fountain D M, Boundy T M, Austrheim H, et al. Eclogite-facies shear zones deep crustal reflectors [J]. *Tectonophysics*, 1994, 232: 411 ~ 424.
- [14] 高山, 金振民, Kern H, 等. 大别超高压榴辉岩高温高压下地震波速和密度的初步实验研究——对造山带地壳深部组成和莫霍面性质的启示[J]. *科学通报* 1997, 42 (8): 862 ~ 866.
- [15] Kern H, Gao S, Jin Z, et al. Petrophysical studies on rocks from the Dabie ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic belt, Central China: implications for the composition and delamination of the lower crust[J]. *Tectonophysics*, 1999, 301: 191 ~ 215.
- [16] 赵志丹. 大秦岭南河南伊川—湖北宜昌地质断面地球化学研究[D]. 武汉: 中国地质大学研究生院, 1995.
- [17] Zhao Z, Xie H, Zhou W, et al. Compressional wave velocities in eclogites of Dabie ultrahigh pressure metamorphic belt to 5. 0GPa; A preliminary result[J]. *Abstracts of the International Conference on High Pressure Science and Technology, Special Issue of The Review of High Pressure Science and Technology*, 1997, 6: 176.
- [18] Zhao Z, Xie H, Zhou W, et al. Compressional wave velocities in eclogites of the Dabieshan, Central China to 5. 0 GPa; A preliminary result[J]. *The Review of High Pressure Science and Technology*, 1998, 7: 12 ~ 14.
- [19] Zhao Z, Zhou W, Xie H, et al. P-Wave velocity in rocks of Dabieshan, China at high pressure and high temperature: Constraints for the composition of the lower crust and crust-mantle recycling[J]. *Journal of China University of Geosciences*, 1999, 10 (4): 295 ~ 298.
- [20] Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2[J]. *J Geophys Res*, 1961, 66: 2199 ~ 2224.
- [21] Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crust perspective[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33 (3): 267 ~ 309.
- [22] Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100(B7): 9761 ~ 9788.
- [23] Kern H, Gao S, Liu Q-s. Seismic properties and densities of middle and lower crustal rocks exposed along the North China geoscience transect[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 139: 439 ~ 455.
- [24] Matsushima S. Compressional wave velocity in olivine nodules at high pressure and temperature[J]. *J Phys Earth*, 1972, 20: 187 ~ 195.
- [25] Rudnick R L, Jackson I. Measured and calculated elastic wave speeds in partially equilibrated mafic granulite xenoliths; Implications for the properties of an underplated lower continental crust[J]. *J Geophys Res*, 100(B7): 10211 ~ 10218.
- [26] Knoche R, Webb S L, Rubie D C. Experimental determination of acoustic wave velocity at Earth mantle conditions using a multianvil press[J]. *Phys Chem Earth*, 1997, 22(1 ~ 2): 125 ~ 130.
- [27] Gwanmesia G D, Rigden S M, Jackson I, et al. Pressure dependence of elastic wave velocity for Mg_2SiO_4 and the composition of the Earth's mantle[J]. *Science*, 1990, 250: 794 ~ 797.
- [28] Li B, Rigden S M, Liebermann R C. Elasticity of stishovite at high pressure[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 1996, 96:

113 ~ 127.

- [29] Holbrook W S, Mooney W D, Christensen N I. The seismic velocity structure of the deep continental crust[A]. Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*[C]. New York: Elsevier Science Press, 1992. 1 ~ 14.
- [30] 金振民, 钟增球, 金淑燕, 等译. 变形岩石和金属的优选方位——现代结构分析概论. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991. 364 ~ 370.
- [31] Barruol G, Kern H. Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Ivrea Zone—experimental and calculated data[J]. *Phys Earth Planetary Interi*, 1996, 95: 175 ~ 194.
- [32] Berckheimer H, Rauen A, Winter H, et al Petrophysical properties of the 9-km-deep crustal section at KTB[J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(B8): 18337 ~ 18361.
- [33] 金淑燕, 焦述强. 超高压榴辉岩中绿辉石组构测定及其流变学意义[J]. *地球科学*, 1998, 23(1): 37 ~ 40.
- [34] Christensen N I. Poisson's ratio and crustal seismology[J]. *J Geophys Res*, 1996, 101(B2): 3139 ~ 3156.
- [35] Xu J, Zhang Y, Hou W, et al Measurements of ultrasonic wave velocities at high temperature and high pressure for window glass, pyrophyllite, and kimberlite up to 1 400°C and 5. 5 GPa[J]. *High Temperature-High Pressure*, 1994, 26: 375 ~ 384.
- [36] Xu J, Manghani M H. Brillouin scattering studies of a sodium silicate glass in solid and melt conditions at temperatures of up to 1 000°C[J]. *Phys Rev*, 1992, B1(45): 640 ~ 645.
- [37] Doukhan N, Doukhan J C, Ingrin J, et al Early partial melting in pyroxenes[J]. *American Mineralogist*, 1993, 78: 1246 ~ 1256.
- [38] Nakamura A, Schmalzried H. On the non-stoichiometry and point defects of olivine[J]. *Phys Chem Miner*, 1983, 10: 27 ~ 37.
- [39] Jaoul O, Houlier B, Cheraghmakani M, et al Surface destabilization and laboratory induced non-stoichiometry in San Carlos olivine[J]. *Phys Chem Miner*, 1987, 15: 41 ~ 53.
- [40] Richet P, Ingrin J, Mysen B O, et al Premelting effects in minerals: an experimental study[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 248: 337 ~ 345.
- [41] Murase T, Kushiro I, Fujii T. Compressional wave velocity in partially molten peridotite[J]. *Carnegie Inst Wash YB*, 1977, 76: 414 ~ 416.
- [42] Murase T, Kushiro I. Compressional wave velocity in partially molten peridotite at high pressures[J]. *Carnegie Inst Wash YB*, 1979, 78: 559 ~ 562.
- [43] Murase T, Fukuyama H. Shear wave velocity in partially molten peridotite at high pressures[J]. *Carnegie Inst Wash YB*, 1980, 79: 307 ~ 310.
- [44] Sato H, Sacks I S, Murase T, et al Thermal structure of the low velocity zone derived from laboratory and seismic investigations[J]. *Geophys Res Lett*, 1988, 15(11): 1227 ~ 1230.
- [45] Muller H J, Raab S. Elastic wave velocities of granite at experimental simulated partial melting conditions[J]. *Phys. Chem. Earth*, 1997, 22(1-2): 93 ~ 96.
- [46] 赵志丹, 高山, 骆庭川, 等. 秦岭和华北地区地壳低速层的成因探讨——岩石高温高压波速实验证据[J]. *地球物理学报*, 1996, 39(5): 642 ~ 652.
- [47] 宋茂双, 谢鸿森, 张月明, 等. 高温高压下碱性橄榄玄武岩的 P 波速度及其影响因素[J]. *科学通报*, 1996, 41(18): 1692 ~ 1694.
- [48] 谢鸿森, 张月明, 徐惠刚, 等. 高温高压下测量岩石矿物波速的新方法及其意义[J]. *中国科学(B 辑)*, 1993, 23(8): 861 ~ 864.
- [49] 谢鸿森, 张月明, 宋茂双, 等. 高温同时高压下玄武岩超声波速的测量[A]. 海峡两岸地质学术研讨会大会手册及论文摘要(II)[C]. 1998. 273 ~ 277.
- [50] 谢鸿森, 周文戈, 赵志丹, 等. 高温高压条件下岩石弹性波速测量[J]. *地学前缘*, 1998, 5(4): 329 ~ 337.
- [51] 徐济安, 张月明, 徐惠刚, 等. 超高压同时高温下某些矿物岩石压缩波速测量结果的讨论[A]. 欧阳自远主

- 编. 中国矿物岩石学地球化学研究新进展[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1994. 362~363.
- [52] 徐济安, 谢鸿森, 孙宗琦. 极端条件下固体的声速[A]. 内耗与超声衰减——第四次全国内耗与超声衰减学术会议论文集[C]. 广州: 中山大学出版社, 1996. 127~132.
- [53] 陈颙, 吴晓东, 张福勤. 岩石热开裂的实验研究[J]. 科学通报, 1999, 44(8): 880~883.
- [54] 王椿镛, 张先康, 陈步云, 等. 大别造山带的地壳结构研究[J]. 中国科学, 1997, 27(3): 221~226.
- [55] 王椿镛, 丁志峰, 宋建立, 等. 大别造山带地壳 S 波速度结构[J]. 地球物理学报, 1997, 40(3): 337~345.
- [56] Kern H M. Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 1993, 79: 113~136.
- [57] Liou J G, Maruyama S, Ernst W G. Seeing a mountain in a grain of garnet[J]. *Science*, 1997, 276: 48~49.
- [58] Rudnick R L. Making continental crust[J]. *Nature*, 1995, 378: 571~578.
- [59] Gao S, Luo T-C, Zhang B-R, et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62(11): 1959~1970.
- [60] Gao S, Zhang B-R, Jin Z-M, et al. How mafic is the lower continental crust? [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 101~117.
- [61] 李曙光. 大陆俯冲化学地球动力学[J]. 地学前缘, 1998, 5(4): 211~234.
- [62] 杨建军. 超高压变质岩——造山带深部过程的见证[J]. 地学前缘, 1998, 5(4): 267~274.
- [63] 徐佩芬, 孙若昧, 刘福田, 等. 扬子板块俯冲、断离的地震层析成像证据[J]. 科学通报, 1999, 44(15): 1658~1661.
- [64] 李曙光, 聂永红, 郑双根, 等. 俯冲陆壳与上地幔的相互作用——I. 大别山同碰撞镁铁-超镁铁岩的主要元素及痕量元素地球化学证据[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(6): 488~493.
- [65] 李曙光, 聂永红, Hart S R, 等. 俯冲陆壳与上地幔的相互作用——II. 大别山同碰撞镁铁-超镁铁岩的 Sr, Nd 同位素地球化学[J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(1): 18~22.
- [66] 李曙光, 聂永红, Jagoutz E, 等. 大别山俯冲陆壳的再循环——地球化学证据[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(5): 412~418.
- [67] Anderson D L. Theory of the Earth. USA and Canada; Blackwell Scientific Publications 1989.
- [68] Li B, Chen G, Gwanmesia G D, et al. Sound velocity measurements at mantle transition zone conditions of pressure and temperature using ultrasonic interferometry in a multi-arm apparatus[A]. *Properties of Earth and Planetary Materials at High Pressure and Temperature*[C], American Geophysical Union, MPI Pub, 1998, 172: 41~61.
- [69] Saxena S K. Earth mineralogical model; Gibbs free energy minimization computation in the system MgO-FeO-SiO₂ [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60(13): 2379~2395.
- [70] 谢鸿森, 等. 地球深部物质科学导论[M]. 北京: 科学出版社, 1997. 90.
- [71] Schreyer W. Ultradeep metamorphic rocks: The retrospective view point[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100(B5): 8353~8366.
- [72] 张泽明, 游振东, 韩郁菁, 等. 大别-苏鲁榴辉岩的岩石学、变质作用过程及成因研究[J]. 地质学报, 1995, 69(4): 306~325.
- [73] 郑永飞, 傅斌, 肖益林, 等. 大别山榴辉岩氢氧同位素组成及其地球动力学意义[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(2): 121~126.
- [74] 郑永飞, 李曙光, 陈江峰. 化学地球动力学[J]. 地球科学进展, 1998, 13(2): 121~128.

ELASTIC WAVE VELOCITY IN ECLOGITE :A REVIEW

ZHAO Zhi-dan^{1,2}, ZHOU Wen-ge¹, XIE Hong-sen¹, ZHU Mao-xu¹

(1. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences,
Guiyang, Guizhou 550002, China*)

(2. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*)

Abstract :Elastic wave velocity in eclogites have been well studied recently. Eclogite has experienced high pressure and ultrahigh pressure metamorphism formed in the mantle condition and came back to the crust. The elastic parameters, excluding p-and s-wave velocity, velocity anisotropy and Poisson's ratios are very important for discussing the constitution and state of the lithospheres, nature of the Moho and the crust-mantle recycling. Eclogites have the highest density, ranging from 3.2 to 3.65 g·cm⁻³, and the highest p-wave velocity (7.3~8.9 km·s⁻¹ at 1 GPa) in all the metamorphic rocks. Density and p-wave velocity exhibit a linear relationship in eclogites. The microcracks closure pressure in eclogites may be higher than 1 GPa. Pressure derivatives of eclogite range from 0.3 to 0.4 km·s⁻¹·GPa⁻¹. Average temperature derivatives of eclogite are around -3.4×10^{-4} km·s⁻¹·°C⁻¹. Eclogites have the lowest p-wave velocity anisotropy (< 3%) in all the rocks. The elastic wave velocity and density of eclogites imply that eclogites may be still existing in the lower crust with an amount less than 50%, which is responsible for the deep crustal reflectors in Bergen Arcs of Norway, and crustal high speed zones in Dabie Orogenic Belt, Eastern China. The upper mantle of the Dabieshan area is very similar to the ultrahigh pressure eclogites in elastic characteristics. Much higher density of eclogites than that of the mantle rocks and the upper mantle suggest that the lower parts of the subducted lithosphere could break off and detach into the mantle. The well-accepted model of delamination is one of the most suitable candidates in explaining the origin of eclogite. Crust-mantle recycling is enclosed in the formation process of eclogites. Some eclogites formed in the mantle could sink into and become one of the endmembers of the mantle, whereas other small amount of eclogites will come back to the crust and exposed in the surface by exhumation of metamorphic terranes.

Key words :eclogite ;elastic-wave velocity ;density ;crust-mantle recycling ;Dabieshan