

# 苏鲁-大别超高压变质岩的弹性力学性质与密度的关系\*

嵇少丞<sup>1,2</sup> 王茜<sup>1</sup> 王勤<sup>3</sup> 许志琴<sup>4</sup>

Ji ShaoCheng<sup>1,2</sup>, WANG Qian<sup>1</sup>, WANG Qin<sup>3</sup> and XU ZhiQin<sup>4</sup>

1. 加拿大蒙特利尔综合工学院 民用、地质与采矿工程系, 蒙特利尔 H3C 3A7

2. 中国科学院广州地球化学研究所 边缘海地质重点实验室, 广州 510640

3. 南京大学地球科学系, 南京 210093

4. 中国地质科学院地质研究所 国土资源部大陆动力学重点实验室, 北京 100037

1. *Département des Génies Civil, Géologique et des Mines, École Polytechnique de Montréal, Montréal, Québec, H3C 3A7, Canada*

2. *Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*

3. *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*

4. *Laboratory of Continental Geodynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*

2007-06-24 收稿, 2007-08-04 改回.

**Ji SC, Wang Q, Wang Q and Xu ZQ. 2007. Correlation between elastic properties and density for Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 23(12):3054–3064**

**Abstract** Elastic properties of rocks provide important constraints for the chemical composition, structure and physical state of the Earth's interior. We have experimentally determined both P- and S-wave velocities of 60 typical UHP metamorphic rock samples among which 31 were collected from the CCSDB (Chinese Continental Scientific Drilling) main and pre-pilot holes and 29 from the surface outcrops in the Sulu-Dabie orogenic belt (China) at ambient temperature and hydrostatic confining pressures up to 850 MPa. The velocity-pressure curves were well described by a four-parameter expression. The elastic constants (e. g., Young's modulus  $E$ , shear modulus  $G$ , bulk modulus  $K$  and Poisson's ratio  $\nu$ ) of each sample were computed from P- and S-wave velocities measured during depressurization. At each given pressure, the correlation between an elastic modulus ( $M$ ) and density ( $\rho$ ) can be well fitted by an empirical equation:  $M = a\rho^3 + b\rho^2 + c\rho$ , where  $a$ ,  $b$  and  $c$  are adjustable coefficients. Except of monomineralic rocks such as quartzite, serpentinite, anorthosite, limestone and marble and serpentinized peridotite, all the other types of rocks have their Poisson's ratios falling along an upward convex trend line determined from the correlations between elastic moduli and density. Poisson's ratios increases as lithology changes from granite, schist, felsic gneiss, through diorite-syenite, intermediate gneiss and metasediment, to gabbro-diorite, amphibolite, and mafic gneiss, and then decrease as the rocks become ultramafic in composition (i. e., pyroxenite and peridotite). Eclogite has a higher density but a lower Poisson's ratio than peridotite. The increase in  $\nu$  with rock type, ranging from felsic gneisses to metagabbro, is correlated with systematic variations of quartz and feldspar contents in the rocks. An increase in quartz content induces a decrease in  $\nu$  while an increase in feldspar content causes an increase in  $\nu$ . An increase in the anorthite content of plagioclase also increases the Poisson's ratio of bulk rock. Serpentinization can significantly raise the Poisson's ratio of peridotites because serpentinite possesses an extremely high value of  $\nu$ . However, the contribution of each constituent mineral to the bulk Poisson's ratio of a polyminerallitic rock can be analyzed for the moment only in a qualitative manner because mixture rules for Poisson's ratio are unavailable. The results provide a complete set of basic information for the interpretation of field seismic data from the UHP metamorphic terranes and modern and ancient subduction zones.

**Key words** Elastic properties of rocks, Seismic velocities, Poisson's ratio, UHP metamorphic rocks, Sulu-Dabie orogenic belt, Chinese Continental Scientific Drilling

\* 中国国家青年科学基金(B类), 中国科学院杰出海外青年学者和加拿大自然科学与工程研究基金联合资助.

第一作者简介: 嵇少丞, 男, 留法博士, 加拿大蒙特利尔综合工学院教授, 中国科学院广州地球化学所和国土资源部大陆动力学实验室客座教授, 主要从事地球材料流变学、岩石物理和深部构造方面的研究, E-mail: sjj@polymtl.ca

**摘要** 我们采集了 31 块来自中国大陆科学钻探 (CCSD) 主孔和预先导孔岩芯以及 29 块苏鲁-大别地区地表露头的典型超高压变质岩, 在 10~850 MPa 的静水压力和室温下测量了 60 块标本的 *P* 波与 *S* 波速度, 分别建立了纵横波速和围压之间的定量关系, 并在此基础上计算了不同压力下各岩石标本的弹性参数即杨氏模量(*E*)、剪切模量(*G*)、体模量(*K*)和泊松比(*ν*), 着重探讨了超高压变质岩的弹性力学性质与密度之间的关系。这些最新成果将为超高压变质岩地区以及新老俯冲带地震波资料的解释提供关键的理论和实验基础。

**关键词** 岩石弹性力学性质; 地震波速; 泊松比; 超高压变质岩; 苏鲁造山带; 中国大陆科学钻探

**中图法分类号** P588.348; P315.8

## 1 引言

岩石的弹性力学性质及其地震波速和各向异性是人类探索地球内部物质成分、构造和物理状态最有用的参数。材料(岩石和矿物)的弹性力学性质是由弹性系数定量描述的, 而所需独立的弹性系数的数目取决于材料的几何对称性。例如, 造岩矿物独立的弹性系数的数目随其晶格对称性的提高而减少, 三斜晶系矿物(如斜长石)有 21 个独立的弹性系数, 正交晶系矿物(如橄榄石)有 9 个独立的弹性系数, 而立

方晶系矿物(如石榴子石)只有 3 个独立的弹性系数。一个无组构(既不发育晶格优选定向又无成分层理)的多晶集合体是一各向同性体, 其弹性力学性质仅需杨氏模量(*E*)、剪切模量(*G*)、体模量(*K*)和泊松比(*ν*)中的任何两个弹性系数即可完全描述, 这 4 个系数彼此之间的关系列于表 1。岩石弹性系数的大小反映其在单轴拉伸、挤压、简单剪切或静水压力条件下造岩矿物晶格原子间键的性质、颗粒边界的强度以及岩石内部显微构造的特征(例如, 微裂隙的几何形状与空间分布、孔隙度以及各矿物相在三维空间中的连接性和连续性等)。

表 1 弹性力学参数 (*E*, *G*, *K*, *ν*) 之间的相互关系

Table 1 Relationship between various elastic constants (*E*, *G*, *K* and *ν*)

变量	弹性力学参数			
	<i>G</i>	<i>E</i>	<i>K</i>	<i>ν</i>
<i>G</i> , <i>E</i>			$K = \frac{EG}{3(3G - E)}$	$\nu = \frac{E}{2G} - 1$
<i>G</i> , <i>K</i>		$E = \frac{9KG}{3K + G}$		$\nu = \frac{3K - 2G}{2(3K + G)}$
<i>E</i> , <i>K</i>	$G = \frac{3KE}{9K - E}$			$\nu = \frac{3K - E}{6K}$
<i>G</i> , <i>ν</i>		$E = 2G(1 + \nu)$	$K = \frac{2G(1 + \nu)}{3(1 - 2\nu)}$	
<i>E</i> , <i>ν</i>	$G = \frac{3K(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)}$		$K = \frac{E}{3(1 - 2\nu)}$	
<i>K</i> , <i>ν</i>	$G = \frac{3K(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)}$	$E = 3K(1 - 2\nu)$		

各向同性岩石的弹性模量可由 *P* 波和 *S* 波的速度 ( $V_p$  和  $V_s$ ) 以及密度( $\rho$ ) 直接算出:

$$G = \rho V_s^2 \tag{1}$$

$$K = \rho \left( V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \tag{2}$$

$$E = \frac{3\rho V_s^2 \left( V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right)}{V_p^2 - V_s^2} \tag{3}$$

Ledbetter (1977) 调查了 34 种立方体心 (bcc)、立方面心 (fcc) 和六方紧密堆积结构 (hcp) 的金属, 得出:

$$\frac{G}{E} \approx \frac{3}{8} \tag{4}$$

Gorecki (1980) 统计了不同结构金属多晶材料的弹性系数 *E*、*G* 和 *K* 之间的关系, 其结果概括于表 2。然而, 迄今为止, 岩石各弹性系数之间的相关性及其随岩性、化学成分、变质程度的变化规律尚未得到全面、系统、深入地研究, 虽然这些信息对于地震资料的解释尤为关键。只要知道弹性系数之间的相关性, 各向同性岩石独立的弹性系数的数目就从两个降为一个, 换句话说, 只要已知 *E*、*G*、*K*、*ν* 这四个弹性系数中任何一个就可以计算出另外其它三个参数。

表2 不同结构金属多晶集合体弹性力学模量比(G/E, G/K, E/K)的统计结果

Table 2 Statistical results of the relationships between E, G, and K for polycrystalline metals with different structures

结构	G/E	G/K	E/K
f. c. c	0.385	0.379	0.944
b. c. c	0.357	0.373	1.041
h. c. p	0.389	0.527	1.314

各向同性材料的泊松比( $\nu$ )是在单轴应力作用下该材料横向应变对纵向应变的负比值。泊松比可由  $V_p/V_s$  算出:

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \quad (5)$$

泊松比也可由其它三个弹性模量中的任意两个计算出来(公式见表1)。

由于E、G、K皆不可为负值, $\nu$ 的变化范围必介于-1与0.5之间。当  $G \rightarrow \infty$ ,  $\nu = -1$ ; 当  $K \rightarrow \infty$ ,  $\nu = 0.5$ 。对绝大多数岩石来说, $\nu$ 介于0到0.5之间。负的泊松比可以出现于泡沫材料(Lakes, 1987; Gercek, 2007)、各向异性材料(例如,方石英的泊松比为-0.164)。从表1的公式可以看出:G恒定时, $\nu$ 随K增加而增加;而当K恒定时, $\nu$ 随G增加而减少。只要  $V_p/V_s < \sqrt{2}$ , 则 $\nu$ 必呈负值。

相对于其它弹性力学参数,泊松比的研究程度最低(Ji *et al.*, 2002; Gercek, 2007),虽然其理论意义和实际应用价值很大。立方面心(fcc)结构金属的  $\nu = 0.330 \pm 0.054$ , 立方体心(bcc)结构金属的  $\nu = 0.317 \pm 0.004$ , 六方紧密堆积结构(hcp)金属的  $\nu = 0.281 \pm 0.032$  (Koster and Franz, 1961; Ledbetter, 1973, 1977)。前人的研究表明:泊松比随离子键程度的增加、共价键程度的减小而增加(Dunn and Ledbetter, 1995)。纯共价键(即离子键性为零),  $\nu = 0.215$ , 磷化物、砷化物和锑化物的  $\nu = 0.266$ , 氧化物和硫化物的  $\nu = 0.336$ , 纯离子键的材料如氟盐、溴盐和碘盐的  $\nu = 0.391$ 。目前,泊松比的应用在地球科学界备受重视。例如,在石油地质领域,泊松比已作为指示沉积岩孔隙度和孔隙几何形态的重要标志(Wilkens *et al.*, 1984; Mavko *et al.*, 1998)。泊松比已广泛应用于确定大陆地壳不同深度层次矿物组成与化学成分(Holbrook *et al.*, 1988; Ji and Salisbury, 1993; Zandt and Ammon, 1995; Christensen, 1996)。最近, Mishra and Zhao (2003) 还利用现代震源泊松比的变化探讨流体的时空分布。

本文报道我们对采自苏鲁-大别超高压变质岩区地表露头和中國大陸科学超深钻(CCS D)岩芯共60块典型岩石标本的弹性模量和泊松比的实验成果,探讨超高压变质岩弹性力学性质与密度以及岩性之间的相互关系,为超高压变质岩地区以及新老俯冲带地震波资料的解释提供理论和实验基础。

## 2 岩石标本

本研究共采集了60块超高压变质岩标本(表3),其中12块采自中国大陆科学钻探(CCS D)主孔3000~4600米的岩芯标本代表此深度段出现的典型正片麻岩、副片麻岩、角闪岩和退变榴辉岩。19块采自CCSD预先导孔10~700米的岩芯标本反映此深度段上的典型岩性是经受了不同程度退变质作用的榴辉岩、超基性岩(纯橄榄岩、石榴子石方辉橄榄岩、二辉橄榄岩)以及长英质正片麻岩。22块样品采自苏鲁地区超高压带的露天采石坑,例如东海县的杜沟、碱厂、蒋庄、青龙山、毛北和许沟等地,赣榆县的演马场、连云港市的驼峰。2块暗色榴辉岩标本采自大别山区的碧溪岭基性-超基性杂岩体。另有5块标本采自青岛市崂山湾的仰口滩,主要为榴辉岩相的变辉长岩以及蛇纹石化的石榴橄榄岩。这60块标本的全岩化学成分和其主要造岩矿物的体积分数请参见Wang *et al.* (2005a, b)和Ji *et al.* (2007)。

超基性岩包括橄榄岩和蛇纹岩以  $\text{SiO}_2 < 46.5 \text{ wt}\%$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 2 \text{ wt}\%$  为特征,绝大多数的长英质正副片麻岩以  $\text{SiO}_2 > 70 \text{ wt}\%$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.5 \sim 13.5 \text{ wt}\%$  为特征(Wang *et al.*, 2005a; Ji *et al.*, 2007),只有样本号为703-29和178-6-6的两块标本属于中性岩。榴辉岩和退变榴辉岩具有与变辉长岩和角闪岩相似的化学成分:  $\text{SiO}_2 = 41.8 \sim 59.0 \text{ wt}\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.6 \sim 22.3 \text{ wt}\%$ 。除大理岩外,所有标本都显示  $\text{MgO}$  随  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Na}_2\text{O}$  增加而减小的趋势。除橄榄岩、蛇纹岩和大理岩外,其它所有岩石的  $\text{CaO}$  含量随  $\text{SiO}_2$  的增加而减少。从超基性岩到长英质岩  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  含量随  $\text{SiO}_2$  的增加而逐渐增加。此外,在长英质正副片麻岩和基性岩石包括角闪岩、变辉长岩、榴辉岩和退变榴辉岩中,  $\text{CaO}$  含量随  $\text{MgO}$  含量的增加而增加。

图1表示岩石密度与  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  含量的关系。榴辉岩表现出与其它岩石截然不同的特征。对于给定的  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  或  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  含量,榴辉岩类岩石总是比其它类型的岩石具有更大的密度。但是无论榴辉岩还是其它类型岩石,其密度总是随  $\text{SiO}_2$  (图1a) 和  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (图1c) 含量的减少呈近线性增加。岩石密度随  $\text{MgO}$  含量增加作非线性增加(图1b)。岩石密度与  $\text{CaO}$  含量的关系较为复杂:榴辉岩和橄榄岩构成一个体系,而所有其它岩石构成另一体系。但是无论哪个体系,岩石密度总是随  $\text{CaO}$  含量增加呈近线性增加(图1d)。

## 3 实验结果

我们在10~850 MPa的静水压力下测量了CCSD主孔和预先导孔代表性岩芯以及采自苏鲁-大别地区地表露头上的共60块典型超高压变质岩试样的地震波速( $V_p$ ,  $V_s$ ),并建立起波速与围压之间的定量关系。高压实验是在加拿大

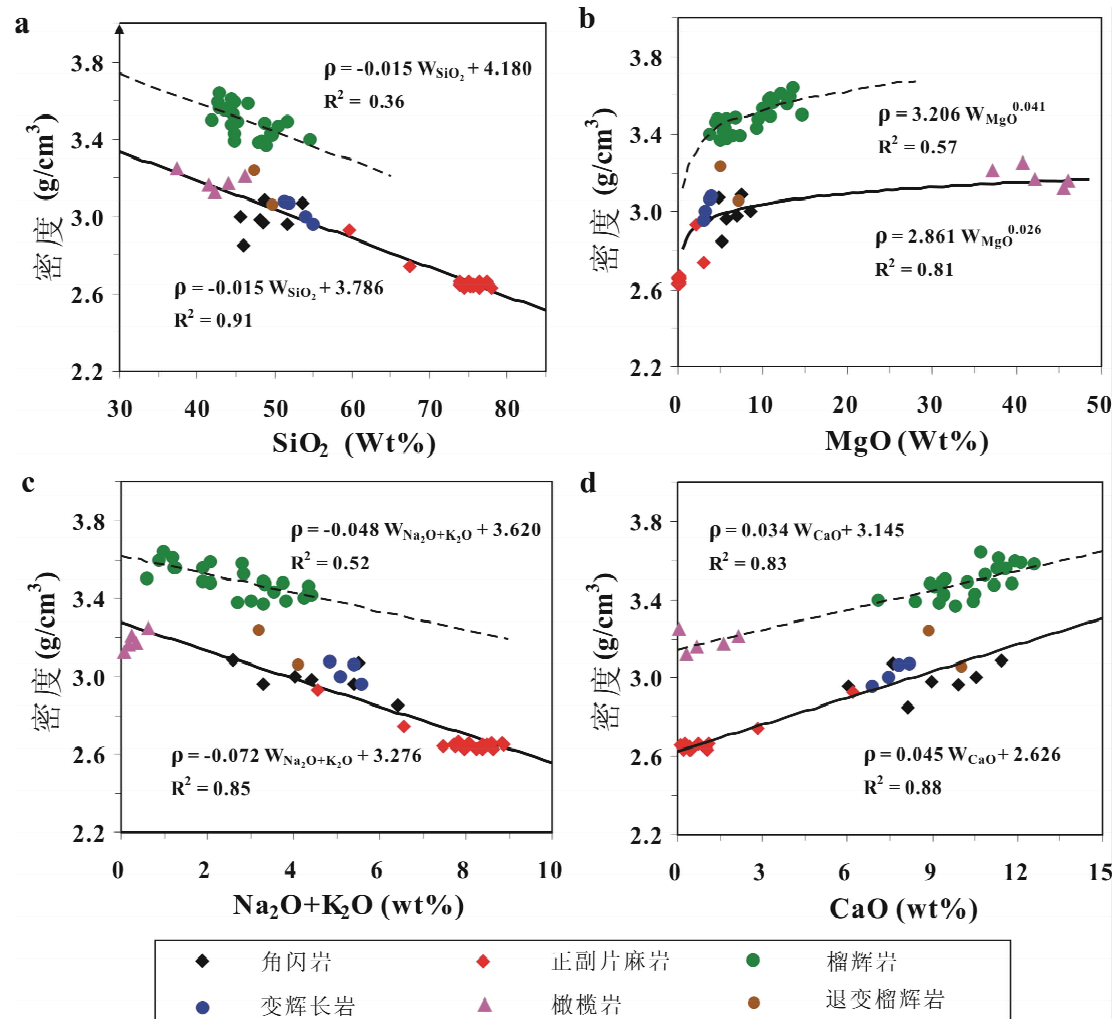


图1 苏鲁-大别超高压变质岩的密度随  $\text{SiO}_2$  (a), MgO (b),  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (c), 和 CaO (d) 含量的变化

Fig.1 Density as a function of  $\text{SiO}_2$  (a), MgO (b),  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (c) and CaO (d) contents for Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks

Dalhousie 大学静水压力装置中利用声波脉冲技术进行的 (Ji *et al.*, 1993; Wang *et al.*, 2005a, b; Ji *et al.*, 2007)。试样呈直径为 2.54 cm, 长度 3 ~ 5 cm 的圆柱状。声波发射和接收探头的频率为 1 MHz。只要标本足够大, 从每块标本钻取三个试样, 分别为平行拉张线理的 X 方向, 垂直挤压面理的 Z 方向, 以及位于面理面上垂直线理的 Y 方向。为了防止试样浸油, 我们用薄铜片包裹了试样。实验误差为  $\pm 0.5\%$ 。与 Kern 等 (1999, 2002) 使用的实验装置不同, 我们的装置能够提供真正的静水压力状态, 进一步提高了波速和各向异性测量的精度。在德国 Kern 教授的实验装置内, 围压是靠六个正棱台状活套施加到无隔套的立方体岩石试样上的, 因此很难获得完全的静水压力状态。只要存在差应力, 哪怕就一点点, 其测量的波速压力偏导 (D) 和各向异性必然偏大, 而外延得到的零围压无孔隙无裂纹致密岩石的波速 ( $V_0$ ) 值则必然偏小。此外, 利用 Kern 教授的实验装置,

最大围压是 600 MPa。对于一些高强度岩石譬如榴辉岩, 400 ~ 600 MPa 的围压并不足以关闭其中的全部孔隙和裂纹。所以, 使用我们的静水压力装置得到的试验结果能更可信地外延到地壳深部和上地幔。

绝大多数的岩石标本具有明显的波速滞后性 (Birch, 1960; Ji and Salisbury, 1993), 亦即波速在同一围压下在升压和降压过程中得到不同的测量值。由于降压过程中岩石处于更稳定的显微构造状态 (Ji *et al.*, 2007), 我们仅用降压时测量的 P 波和 S 波的速度值 ( $V_p$  和  $V_s$ ) 计算岩石的弹性模量。每一标本的平均 P 波速度由下式计算得出:

$$V_p = [V_p(X) + V_p(Y) + V_p(Z)] / 3 \quad (6)$$

这里  $V_p(X)$ ,  $V_p(Y)$ ,  $V_p(Z)$  分别代表标本在平行线理即 X 方向、平行面理并垂直于线理即 Y 方向、垂直于面理即 Z 方向的 P 波速度。每一块标本的平均 S 波速度由下式算出:

表 3 在降压过程中测量的苏鲁-大别超高压变质岩 Vp-压力和 Vs-压力曲线的回归参数

Table 3 Best-fitting parameters of Vp-pressure and Vs-pressure curves measured during depressurization for Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks

样品号	岩性	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Vp					Vs				
			V <sub>0</sub> (km/s)	D (10 <sup>-4</sup> km/s/MPa)	B <sub>0</sub> (km/s)	k (10 <sup>-2</sup> MPa <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>	V <sub>0</sub> (km/s)	D (10 <sup>-4</sup> km/s/MPa)	B <sub>0</sub> (km/s)	k (10 <sup>-2</sup> MPa <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>
203-5-15	角闪岩	3.07	5.746	3.088	1.479	1.732	0.988	3.363	1.764	0.638	2.063	0.999
BI608R27P12e	石榴子石黑云母斜长石角闪岩	2.98	6.965	1.892	1.006	1.709	0.961	3.875	0.815	0.568	2.949	0.995
BI651R37P41c	角闪岩	3.00	6.592	1.708	0.691	2.483	0.981	3.675	0.648	0.618	3.599	0.962
QL4	角闪岩	2.96	6.177	6.053	1.175	1.006	0.980	3.489	2.497	0.728	1.336	0.983
YM4	角闪岩	3.09	7.056	2.019	0.548	1.474	0.969	3.972	1.205	0.236	1.590	0.973
B2068R61P20h	黑云母斜长石角闪岩	2.85	6.244	1.313	0.890	2.843	0.998	3.544	0.701	0.368	2.895	0.993
86351	粗粒榴辉岩	3.49	8.335	1.769	0.885	1.096	0.965	4.652	1.849	0.514	1.705	0.959
98401	榴辉岩	3.48	7.627	1.371	0.760	1.355	0.983	4.277	1.863	0.367	1.725	0.964
98501	榴辉岩	3.47	7.299	1.674	0.553	1.123	0.963	4.145	1.373	0.269	1.728	0.975
125-15-18	石英榴辉岩	3.48	8.024	3.669	1.106	1.814	0.912	4.512	1.489	0.250	3.018	0.982
125-8-18	石英榴辉岩	3.38	7.694	3.188	2.174	2.559	0.979	4.277	1.192	0.447	2.211	0.896
315-1-11	多硅白云母榴辉岩	3.43	7.952	1.637	1.220	1.682	0.988	4.463	1.502	0.382	4.378	0.984
315-4-11	细粒多硅白云母榴辉岩	3.53	8.107	2.007	1.068	2.358	0.959	4.635	1.720	0.687	2.792	0.998
C397 PC 2a	榴辉岩	3.39	7.879	2.455	0.964	2.870	0.997	4.303	1.427	0.977	2.646	0.992
C398 PC 5b	石英榴辉岩	3.39	7.796	2.691	0.971	1.746	0.945	4.319	1.315	0.953	2.079	0.977
DG1	细粒榴辉岩	3.46	7.842	1.957	0.861	1.322	0.938	4.393	2.099	0.357	1.379	0.983
JC2	细粒榴辉岩	3.40	7.623	1.375	0.989	1.323	0.984	4.507	1.344	0.373	1.838	0.979
JZ1	细粒榴辉岩	3.49	7.590	3.671	1.205	0.867	0.984	4.410	1.326	0.453	1.782	0.988
MB22	粗粒榴辉岩	3.50	8.111	2.446	0.950	1.300	0.995	4.715	1.307	0.617	1.377	0.964
MB23	粗粒榴辉岩	3.48	8.384	2.417	1.134	1.187	0.976	4.669	1.389	0.356	1.390	0.963
MB25	粗粒榴辉岩	3.59	8.316	3.296	1.392	1.496	0.958	4.746	1.587	0.397	1.390	0.970
MB26	粗粒榴辉岩	3.56	8.419	2.873	0.747	1.096	0.943	4.775	1.336	0.349	1.341	0.973
MB27B	粗粒榴辉岩	3.58	8.405	1.715	0.684	1.032	0.881	4.817	1.014	0.308	1.162	0.961
MB2B	粗粒石榴石	3.61	8.506	0.252	0.853	1.293	0.975	4.912	0.756	0.298	1.040	0.892
MB30	粗粒榴辉岩	3.60	8.250	2.069	0.831	1.132	0.922	4.720	1.581	0.380	1.243	0.980
MB34	粗粒石榴石	3.64	8.476	1.712	0.797	1.055	0.927	4.846	1.161	0.275	1.418	0.968
MB62	粗粒石榴石	3.56	7.621	3.219	0.640	1.399	0.956	4.805	1.388	0.346	1.330	0.974
MB-OU-14	石榴石	3.56	7.914	6.224	1.079	0.595	0.867	4.545	2.530	1.027	1.152	0.998
QL2	榴辉岩	3.42	7.128	3.323	1.562	0.980	0.985	4.267	2.331	0.620	1.335	0.966
SB1	细粒榴辉岩	3.37	7.943	2.325	0.613	0.972	0.917	4.448	1.578	0.247	1.681	0.982

样品号	岩性	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	V <sub>p</sub>				V <sub>s</sub>					
			V <sub>0</sub> (km/s)	D (10 <sup>-4</sup> km/s/MPa)	B <sub>0</sub> (km/s)	k (10 <sup>-2</sup> MPa <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>	V <sub>0</sub> (km/s)	D (10 <sup>-4</sup> km/s/MPa)	B <sub>0</sub> (km/s)	k (10 <sup>-2</sup> MPa <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>
178-6-6	黑云母闪长片麻岩	2.74	5.814	2.729	1.072	1.599	0.995	3.277	1.083	0.407	2.518	0.984
19-13-13	花岗岩麻岩	2.64	6.186	2.548	1.273	2.241	0.997	3.632	1.372	0.381	6.812	0.755
210-15-21	花岗岩麻岩	2.63	6.157	1.902	0.597	2.029	0.993	3.567	0.826	0.302	3.754	0.970
219-1-2	花岗岩麻岩	2.63	6.290	2.528	1.586	2.171	0.996	3.482	0.963	0.326	3.767	0.996
26-10-17	花岗岩麻岩	2.64	6.172	2.871	0.932	2.988	0.995	3.611	1.073	0.460	4.072	0.959
703-29	石榴子石黑云母角闪石闪长片麻岩	2.93	6.685	2.721	1.436	1.988	0.995	3.824	1.305	0.771	6.336	0.984
B1578R14P18t	二云二长正片麻岩	2.65	6.198	1.691	2.629	2.250	0.996	3.692	0.608	1.063	2.156	0.952
B1628R33P24	角闪石磁铁矿长英质正片麻岩	2.65	6.378	1.923	1.726	2.103	0.997	3.667	0.804	1.213	2.495	0.980
B1694R49P7s	长英质正片麻岩	2.63	6.394	1.710	1.500	0.739	0.871	3.697	0.685	1.076	1.457	0.957
B2078R63P9f	长英质正片麻岩	2.63	6.315	1.932	3.449	3.012	0.997	3.743	1.212	1.170	2.355	0.982
B2168R85P2a	黑云母角闪石二长副片麻岩	2.65	6.129	1.870	2.171	2.522	0.978	3.393	1.319	0.757	2.556	0.997
B2184R88P4s	黑云母角闪石二长副片麻岩	2.66	6.062	1.502	1.992	1.618	0.974	3.619	0.753	1.233	2.793	0.987
B2242R100P16a	角闪石黑云母二长副片麻岩	2.66	6.357	1.970	1.545	1.592	0.998	3.597	0.729	1.089	1.302	0.940
B2339R122P1f	角闪石二长副片麻岩	2.65	6.193	1.779	0.902	1.173	0.951	3.616	0.859	1.019	2.689	0.984
TF1	花岗岩麻岩	2.66	6.101	2.402	0.787	1.299	0.976	3.852	0.907	0.308	1.598	0.952
TF3	花岗岩麻岩	2.66	6.096	2.527	0.878	1.577	0.955	3.575	1.296	0.314	1.421	0.946
YM1	大理岩	2.86	6.678	1.909	0.962	2.265	0.974	3.889	1.247	0.312	1.840	0.981
Sulu-YK1	变辉长岩	3.08	7.131	2.027	0.702	2.564	0.988	4.052	0.964	0.415	2.328	0.968
Sulu-YK22	变辉长岩	2.96	6.781	3.074	0.776	1.678	0.988	3.788	1.190	0.290	1.789	0.993
Sulu-YK2A	变辉长岩	3.07	6.985	2.328	0.718	3.909	0.990	3.967	1.137	0.275	2.245	0.978
Sulu-YK3B	变辉长岩	3.00	6.912	2.210	0.695	2.147	0.991	3.942	1.182	0.247	1.983	0.987
147-2-11	纯橄岩	3.16	7.356	2.408	0.947	2.495	0.989	3.963	1.184	0.388	3.519	0.943
150-3-20	二辉橄岩	3.12	7.070	2.152	1.455	1.528	0.996	3.857	1.255	0.506	3.774	0.976
151-14-16	石榴子石斜方辉岩	3.21	7.670	2.580	1.150	1.487	0.923	4.085	1.044	0.570	2.694	0.993
160-12-11	石榴子石斜方辉岩	3.17	7.229	2.441	2.049	3.137	0.972	3.944	1.071	0.214	4.056	0.978
166-42-43	金云母纯橄岩	3.25	6.835	2.114	0.932	2.139	0.966	3.697	0.924	0.796	5.081	0.977
B1536R6P41e	角闪石多硅白云母榴辉岩	3.11	7.087	1.718	2.152	2.850	0.997	4.050	0.623	0.861	2.549	0.998
C399 PC cl	退变石英榴辉岩	3.24	7.695	2.428	1.658	1.786	0.990	4.149	1.022	0.936	2.043	0.996
Sulu-YK9	蛇纹岩	2.60	5.766	2.760	0.300	2.379	0.992	2.923	0.563	0.053	6.734	0.972
XG3	蛇纹岩	2.66	5.622	1.683	0.587	2.287	0.974	2.879	0.464	0.077	1.827	0.984

$$V_s = \frac{[V_s(XY) + V_s(XZ) + V_s(YX) + V_s(YZ) + V_s(ZX) + V_s(ZY)]}{6} \quad (7)$$

小括号中的第一个字母代表S波的传播方向,第二个字母代表S波的偏振方向。例如  $V_s(XY)$  表示传播方向平行拉伸线理(X)、偏振方向平行面理但垂直线理的S波速度。

利用(6) - (7)式计算得出的平均速度非常接近岩石的各向同性弹性力学性质,即使岩石实际上是各向异性的(Christensen and Ramanantoandro, 1971)。详细讨论请参见 Ji *et al.* (2004)。岩石的平均波速与围压(P)之间的关系可由下式描述:

$$V(P) = V_0 + DP - B_0 \exp(-kP) \quad (8)$$

式(8)的理论推导及其各参数的物理含义见 Ji *et al.* (2007)。 $V_0$  和 D 描述高压下 ( $P > P_c$ ) 波速与围压之间的线性关系。 $V_0$  为零围压时无孔隙无裂纹的致密岩石的波速, D 为波速的压力偏导。 $B_0$  和 k 是描述低压下 ( $P < P_c$ ) 波速-围压曲线形态的两个重要参数。 $V_0 - B_0$  是零压力时岩石的波速。 $P_c$  为一临界压力,在  $P < P_c$  时,波速随围压呈较为迅速的非线性增加;然后当  $P > P_c$  时,波速随围压呈缓慢的近线性增加。 $B_0$  是零围压时由于孔隙和裂纹的存在所造成的岩石的波速降。k 是波速衰减系数,其大小取决于岩石中孔隙和裂纹的几何形状。进一步说,k 值反映了岩石中裂纹长宽比 ( $\alpha$ ) 分布的情况。 $\alpha$  大,则 k 值也大,反之亦然。当  $\alpha \rightarrow 1$ , 则  $k \rightarrow 0$ , 说明球状孔隙是非常难以闭合的。 $P_c \approx 6.215/k$  (Ji *et al.*, 2007)。

我们利用(8)式对每个标本的平均波速进行最小平方回归分析,分别得出  $V_p$  和  $V_s$  的  $V_0$ 、D、 $B_0$  和 k 参数值(表3)。绝大多数试验结果与回归曲线的吻合度  $R^2 > 0.96$ 。式(8)的优越性显而易见:读者根据表3列出的  $V_0$ 、D、 $B_0$  和 k 四个参数值就可以计算出岩石波速  $V_p$  和  $V_s$  随围压的变化,并根据自身的实际需要进行必要的数据外延和内插。

利用(1) - (3)和(5)式,我们算出每一标本的杨氏模量(E)、剪切模量(G)、体模量(K)和泊松比( $\nu$ )。现将每一块标本在零压力和 600 MPa 条件下的弹性系数计算结果列于表4,E、G 和 K 在 600 MPa 围压下随密度的变化投影于图2~4。弹性模量(M)和密度之间的关系可用下式叙述:

$$M = a\rho^3 + b\rho^2 + c\rho \quad (9)$$

其中 a、b、c 为常数。在  $P = 600$  MPa 下,

$$E = 26.440\rho^3 - 138.350\rho^2 + 214.540\rho \quad (10)$$

曲线吻合度  $R^2 = 0.959$ ;

$$G = 12.310\rho^3 - 66.232\rho^2 + 102.590\rho \quad (11)$$

$R^2 = 0.958$ ;

$$K = 1.484\rho^3 + 9.220\rho^2 - 12.986\rho \quad (12)$$

$R^2 = 0.893$ 。在(10) - (12)式中,弹性模量和密度的单位分别是 GPa 和  $g/cm^3$ 。在我们的实验条件下,无论围压多大,E 和 G 的曲线吻合度  $R^2$  皆大于 0.95,K 的吻合度  $R^2$  皆大

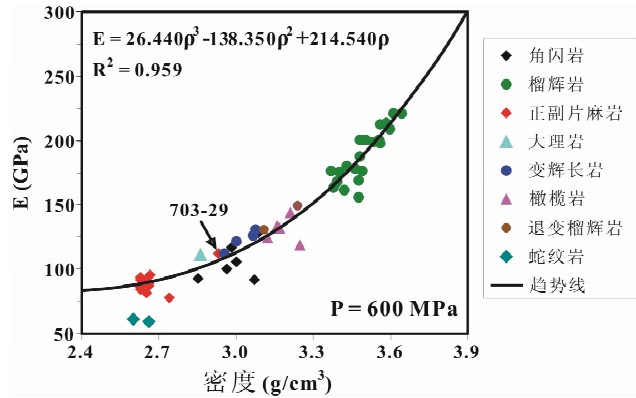


图2 苏鲁-大别超高压变质岩的杨氏模量(E)与密度关系  
Fig.2 Young's modulus (E) as a function of density for Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks

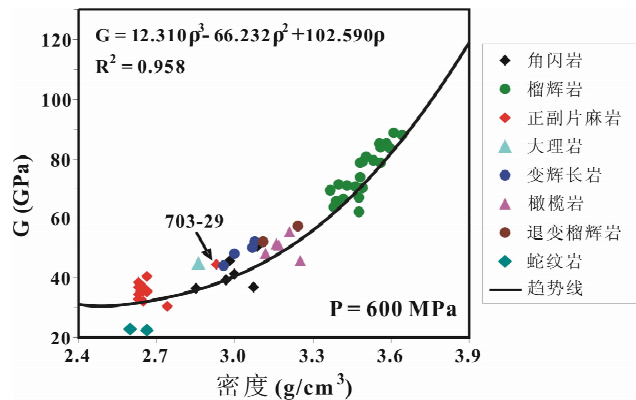


图3 苏鲁-大别超高压变质岩的剪切模量(G)与密度关系  
Fig.3 Shear modulus (G) as a function of density for Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks

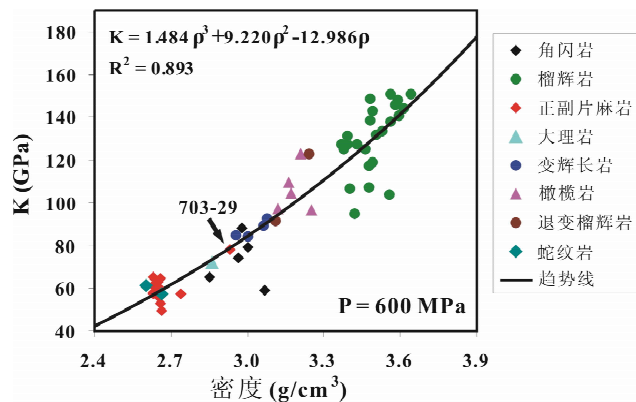


图4 苏鲁-大别超高压变质岩的体模量(K)与密度关系  
Fig.4 Bulk modulus (K) as a function of density for Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks

表4 在 P = 0 和 P = 600 MPa 围压条件下无裂隙超高压变质岩的杨氏模量 (E)、剪切模量 (G)、体模量 (K) 和泊松比 (ν)

Table 4 Young's (E), shear (G) and bulk (K) moduli and Poisson's ratio (ν) for microcrack-free UHP metamorphic rocks at hydrostatic pressures of zero and 600 MPa

岩性 / 标本	密度	E (GPa)		G (GPa)		K (GPa)		泊松比 (ν)	
	g/cm <sup>3</sup>	0 MPa	600 MPa	0 MPa	600 MPa	0 MPa	600 MPa	0 MPa	600 MPa
<b>角闪岩</b>									
203-5-15	3.07	86.08	91.63	34.73	36.95	55.07	58.75	0.24	0.24
B1608R27P12e	2.98	114.19	117.30	44.75	45.89	84.88	88.12	0.28	0.28
B1651R37P41c	3.00	103.30	105.76	40.52	41.39	76.35	79.29	0.28	0.28
QL4	2.96	91.35	100.12	36.09	39.25	64.98	74.35	0.27	0.28
YM4	3.09	123.49	127.95	48.69	50.48	88.74	91.67	0.27	0.27
B2068R61P20h	2.85	90.36	92.56	35.79	36.64	63.40	65.08	0.26	0.26
<b>榴辉岩</b>									
86351	3.49	192.40	200.51	75.52	79.17	141.75	143.03	0.27	0.27
98401	3.48	161.64	168.81	63.60	66.97	117.48	117.36	0.27	0.26
98501	3.47	150.67	156.18	59.69	62.09	105.52	107.43	0.26	0.26
125-15-18	3.48	179.76	187.68	70.83	73.67	129.63	138.32	0.27	0.27
125-8-18	3.38	157.83	163.80	61.82	63.91	117.68	124.97	0.28	0.28
315-1-11	3.43	173.56	179.89	68.33	71.11	125.79	127.46	0.27	0.27
315-4-11	3.53	190.68	198.42	75.84	79.25	130.86	133.25	0.26	0.25
C397 PC 2a	3.39	161.61	168.02	62.76	65.28	126.77	131.35	0.29	0.29
C398 PC 5b	3.39	161.70	167.86	63.24	65.57	121.70	127.21	0.28	0.28
DG1	3.46	170.00	178.58	66.86	70.74	123.93	125.16	0.27	0.26
JC2	3.40	170.04	175.34	69.04	71.54	105.50	106.46	0.23	0.23
JZ1	3.49	168.99	176.19	67.86	70.33	110.54	118.72	0.25	0.25
MB22	3.50	193.87	200.53	77.87	80.47	126.62	131.54	0.25	0.25
MB23	3.48	193.54	200.43	75.88	78.61	143.54	148.38	0.28	0.28
MB25	3.59	203.49	212.17	80.85	84.12	140.42	147.99	0.26	0.26
MB26	3.56	205.09	212.44	81.20	83.95	144.14	150.86	0.26	0.27
MB27B	3.58	208.70	213.92	83.12	85.22	142.21	145.56	0.26	0.26
MB2B	3.61	217.86	220.85	87.16	88.76	145.10	143.87	0.25	0.24
MB30	3.60	201.35	208.89	80.11	83.36	137.91	140.95	0.26	0.25
MB34	3.64	215.11	221.03	85.55	88.03	147.64	150.63	0.26	0.26
MB62	3.56	192.15	200.29	82.11	84.98	97.05	103.82	0.17	0.18
MB-OU-14	3.56	184.42	197.97	73.53	78.49	124.95	138.09	0.25	0.26
QL2	3.42	151.98	161.48	62.25	66.39	90.72	94.83	0.22	0.22
SB1	3.37	169.46	176.39	66.63	69.49	123.70	127.31	0.27	0.27
<b>片麻岩</b>									
178-6-6	2.74	74.56	77.88	29.42	30.60	53.40	57.12	0.27	0.27
19-13-13	2.64	86.17	90.24	34.83	36.43	54.57	57.50	0.24	0.24
210-15-21	2.63	83.50	86.07	33.47	34.41	55.08	57.56	0.25	0.25
219-1-2	2.63	81.57	84.60	31.88	32.95	61.56	65.22	0.28	0.28
26-10-17	2.64	85.35	88.97	34.42	35.66	54.69	58.73	0.24	0.25
703-29	2.93	107.69	112.39	42.84	44.61	73.84	77.95	0.26	0.26
B1578R14P18t	2.65	88.49	90.65	36.12	36.83	53.66	56.06	0.23	0.23
B1628R33P24	2.65	89.29	91.91	35.62	36.57	60.29	62.97	0.25	0.26
B1694R49P7s	2.63	89.78	91.89	35.94	36.74	59.59	61.40	0.25	0.25
B2078R63P9r	2.63	90.60	94.08	36.85	38.30	55.76	57.72	0.23	0.23
B2168R85P2a	2.65	78.03	81.51	30.50	31.94	58.89	60.65	0.28	0.28
B2184R88P4s	2.66	85.23	87.52	34.84	35.72	51.29	53.05	0.22	0.23
B2242R100P16a	2.66	87.05	89.47	34.42	35.25	61.61	64.53	0.27	0.27
B2339R122P1f	2.65	86.03	88.66	34.66	35.65	55.43	57.61	0.24	0.24
TF1	2.66	92.38	95.82	39.53	40.65	46.45	49.69	0.17	0.18
TF3	2.66	84.10	87.97	33.97	35.46	53.47	56.45	0.24	0.24
<b>大理岩</b>									
YM1	2.86	107.60	111.63	43.27	44.95	69.90	72.07	0.24	0.24
<b>变辉长岩</b>									
Sulu-YK1	3.08	127.45	131.32	50.51	51.97	89.09	92.54	0.26	0.26
Sulu-YK22	2.96	108.04	112.62	42.43	44.05	79.38	84.72	0.27	0.28
Sulu-YK2A	3.07	121.75	126.16	48.24	49.91	85.23	89.04	0.26	0.26
Sulu-YK3B	3.00	117.37	121.71	46.61	48.30	81.20	84.49	0.26	0.26
<b>橄榄岩</b>									
147-2-11	3.16	128.60	133.35	49.63	51.43	104.81	109.20	0.30	0.30
150-3-20	3.12	119.56	124.20	46.41	48.24	94.06	97.37	0.29	0.29
151-14-16	3.21	139.48	144.08	53.56	55.22	117.43	122.91	0.30	0.31
160-12-11	3.17	127.02	131.43	49.31	50.93	99.90	104.52	0.29	0.29
166-42-43	3.25	114.90	118.55	44.42	45.77	92.58	96.48	0.29	0.30
<b>退变榴辉岩</b>									
B1536R6P41e	3.11	128.30	131.07	51.01	51.96	88.17	91.49	0.26	0.26
C399 PC c1	3.24	144.48	149.05	55.78	57.44	117.48	122.60	0.30	0.30
<b>蛇纹岩</b>									
Sulu-YK9	2.60	58.97	60.69	22.22	22.74	56.82	61.16	0.33	0.34
XG3	2.66	58.34	59.65	22.06	22.49	54.73	57.21	0.32	0.33



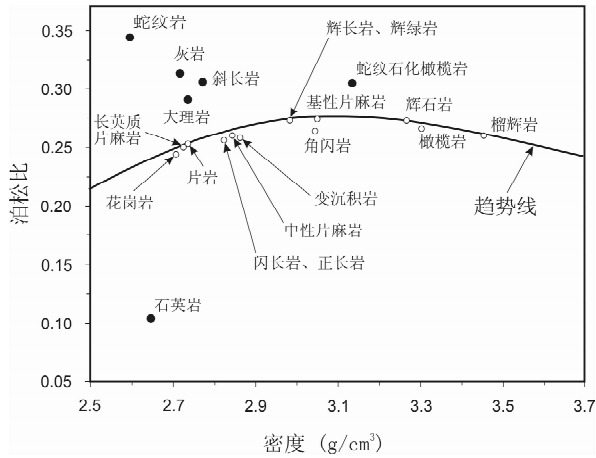


图5 苏鲁-大别超高压变质岩的泊松比-密度投影图  
Fig.5 Poisson's ratio-density plots for Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks

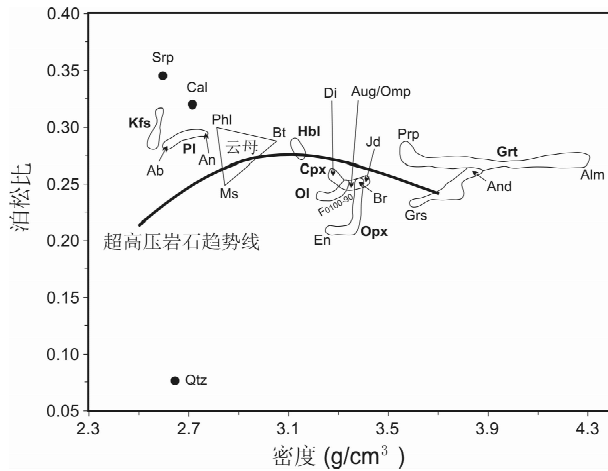


图6 主要造岩矿物的泊松比-密度投影图

Ab: 钠长石; Alm: 铁铝榴石; And: 钙铁榴石; Aug: 普通辉石; Br: 古铜辉石; Bt: 黑云母; Cal: 方解石; Cpx: 单斜辉石; Di: 透辉石; En: 顽火辉石; Grs: 钙铝榴石; Grt: 石榴子石; Hbl: 角闪石; Jd: 硬玉; Kfs: 钾长石; Ms: 白云母; Ol: 橄榄石; Omp: 绿辉石; Opx: 斜方辉石; Phl: 金云母; Pl: 斜长石; Prp: 镁铝榴石; Qtz: 石英; Srp: 蛇纹石。

Fig.6 Poisson's ratio-density plots for main rock-forming minerals.

Ab: albite; Alm: almandine; And: andradite; Aug: augite; Br: bronzite; Bt: biotite; Cal: calcite; Cpx: clinopyroxene; Di: diopside; En: enstatite; Grs: grossular; Grt: garnet; Hbl: hornblende; Jd: Jadeite; Kfs: K-feldspar; Ms: muscovite; Ol: olivine; Omp: omphacite; Opx: orthopyroxene; Phl: phlogopite; Pl: plagioclase; Prp: pyrope; Qtz: quartz; Srp: serpentinite.

于0.89,说明(9)式能很好的描述岩石弹性模量和密度的定量关系,这是因为  $V_p$  和  $V_s$  在给定的围压条件下总是和密度成线性正消长关系 (Birch, 1960; Ji *et al.*, 1993; Ji and Salisbury, 1993)。

利用弹性模量和密度之间的定量关系,我们计算出各主要岩性的泊松比和密度的关系(图5)。图5中的趋势线是由(10)-(12)式计算而来,表示在  $P = 600$  MPa 下泊松比随密度变化的总体规律。该趋势线呈上拱弧状,最高点位于  $\rho = 3.05$   $\text{g/cm}^3$  处。在  $\rho = 0.26 \sim 3.05$   $\text{g/cm}^3$  之间,泊松比随密度增加而增加,但当  $\rho > 3.05 \sim 3.10$   $\text{g/cm}^3$  时,泊松比随密度增加而呈缓慢地减小。然而,单矿岩诸如石英岩、大理岩、灰岩、斜长岩和蛇纹岩等明显地偏离了总的趋势线,蛇纹石化严重的橄榄岩也偏离了该趋势线,而除此之外的其它所有常见岩性都位于或非常靠近该趋势线。这一新结果将为利用岩石泊松比确定大陆地壳和上地幔矿物组成与化学成分提供重要的制约。

为了进一步认识岩石泊松比随其密度变化的总体规律,现将各主要造岩矿物的泊松比-密度关系投影于图6,从中可见下列特点:

(1) 石英的泊松比最小,  $\nu = 0.08$ , 而蛇纹石的泊松比最大 ( $\nu = 0.343$ )。方解石也具较大的泊松比。

(2) 钾长石和斜长石的泊松比较高。在斜长石固溶体系列中,随着钙长石 (An) 含量的增高,泊松比作相应的非线性增加。钠长石和钙长石的泊松比分别等于0.28和0.31。

(3) 层状矿物云母的泊松比呈三角形分布,金云母(富Mg)具较高的  $\nu$  但较低的密度,黑云母(富Fe)具较高的密度但中等的泊松比,白云母具低的泊松比但中等的密度。

(4) 普通辉石和绿辉石具与常见的橄榄石 ( $\text{Fe}_{90}$ ) 相似的泊松比,透辉石相对于普通辉石、绿辉石和硬玉来说具有较小的密度但较高的泊松比。

(5) 斜方辉石的泊松比呈J形分布,低值出现在顽火辉石,而高值出现于古铜辉石。总之,斜方辉石的泊松比随其Fe含量的增加而增加。

(6) 在橄榄石组矿物中,泊松比随  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  含量增加而增加。在图6中,我们仅投影了成分为  $\text{Fo}_{90-100}$  的橄榄石,因为上地幔中橄榄石的成分主要位于这个区间之中。

(7) 根据其弹性力学性质,硅酸盐石榴子石主要分为两组,一组叫 Pyrospite,即镁铝榴石-铁铝榴石-锰铝榴石系列,另一组叫 Ugrandite,即钙铬榴石-钙铝榴石-钙铁榴石系列。在 Pyrospite 系列中,泊松比随密度增加略有减小;而在 Ugrandite 系列中,泊松比随密度增加而明显地增加 (Wang and Ji, 2001)。

如何从各造岩矿物的泊松比和体积分数定量地计算多矿物多晶体岩石的泊松比迄今尚不清楚,即使像孔隙材料那

样简单的多相体系其泊松比随孔隙度的提高究竟是增加、减少还是不变目前尚无定论 (Dunn *et al.*, 1995; Roberts and Garboczi, 2000; Yeheskel and Tevet, 2000; Phani and Sanyal, 2005), 更枉谈多相岩石这样复杂的系统了, 没有相应的混合律让我们可以直接应用 (Ji *et al.*, 2004; Ji *et al.*, 2006)。不过对比图 5 和图 6, 我们还是可以得出一些定性的结论: 在长英质岩石如花岗岩、花岗闪长岩以及闪长岩中, 石英含量的增加会使岩石的泊松比减小, 而长石含量的增加会使岩石的泊松比增加。基性岩如辉长岩、辉绿岩以及基性片麻岩具有较大的泊松比, 主要原因就是这些岩石不含石英, 而含大量基性斜长石。新鲜的橄榄岩较之辉长岩、辉绿岩和基性片麻岩具有较小的泊松比, 但橄榄岩的泊松比实际上随其蛇纹石化程度的增加而明显地增加, 原因是蛇纹石具有特别高的泊松比。榴辉岩的泊松比主要受其主要造岩矿物石榴子石和绿辉石的制约, 不同榴辉岩标本泊松比的差异主要反映所含石榴子石化学成分以及退变质程度的差异。

## 4 结论

我们在 10 ~ 850 MPa 的静水压力条件下实验测量了中国大陆科学钻探 (CCSD) 主孔和预先导孔岩芯以及采自苏鲁-大别地区地表露头上的共 60 块典型超高压变质岩标本的 *P* 波与 *S* 波速度, 分别建立了纵横波速和围压之间的定量关系, 并以此为基础计算了各种不同压力条件下每一岩石标本的弹性模量 (即杨氏模量 *E*、剪切模量 *G*、体模量 *K*), 揭示这些弹性模量与密度 ( $\rho$ ) 之间的关系, 进一步探讨了超高压变质岩的泊松比随密度变化的总体趋势, 发现在  $\rho = 2.60 \sim 3.05 \text{ g/cm}^3$  之间, 泊松比随密度增加而增加, 但当  $\rho > 3.05 \sim 3.10 \text{ g/cm}^3$  时, 泊松比反而随密度增加呈缓慢地减小。然而, 单矿岩 (诸如石英岩、大理岩、灰岩、斜长岩和蛇纹岩等) 明显地偏离了总的趋势线, 蛇纹石化严重的橄榄岩也偏离了该趋势线, 而除此之外的其它所有常见岩性都位于或非常靠近该趋势线。在长英质岩石如花岗岩、花岗闪长岩以及闪长岩中, 岩石泊松比随密度增加而增加, 这是因为石英 ( $v=0.08$ ) 含量的增加不仅会使岩石的泊松比减小, 而且也会使岩石的密度减小。斜长石中 An 含量的提高也会增加岩石的泊松比和密度。此外, 由于蛇纹石具有特别高的泊松比, 蛇纹石化能显著地增加橄榄岩的泊松比。榴辉岩的泊松比主要反映所含石榴子石的化学成分以及退变质程度。这些新结果将为利用岩石泊松比确定大陆地壳和上地幔矿物组成与化学成分提供重要的制约。

**致谢** 加拿大自然科学与工程委员会 (NSERC)、中国自然科学基金委员会国家杰出青年基金 (B 类) 和中国科学院杰

出海外学者基金提供资助, 中国大陆科学钻探计划提供岩芯标本。

## References

- Birch F. 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobar; Part I. *Journal of Geophysical Research*, 65: 1083 – 1102  
 Christensen NI. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3139 – 3156  
 Christensen NI, Ramanantsoa R. 1971. Elastic moduli and anisotropy of dunite to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 76: 4003 – 4010  
 Dunn ML, Ledbetter H. 1995. Poisson's ratio of porous and microcracked solids: Theory and application to oxide superconductors. *Journal of Materials Research*, 10: 2715 – 2722  
 Gercek H. 2007. Poisson's ratio values for rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44: 1 – 13  
 Gorecki T. 1980. The relations between the shear modulus, the bulk modulus and Young's modulus for polycrystalline metallic elements. *Materials Science and Engineering*, 43: 225 – 230  
 Holbrook WS, Gajewski P, Krammer A, Prodehl C. 1988. An interpretation of wide-angle compressional and shear wave data in southwest Germany: Poisson's ratio and petrological implications. *Journal of Geophysical Research*, 93: 12081 – 12106  
 Ji SC, Wang Q, Marcotte D, Salisbury M H, Xu Z Q. 2007. P-wave velocities, anisotropy and hysteresis in ultrahigh-pressure metamorphic rocks as a function of confining pressure. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi:10.1029/2006JB004867  
 Ji SC, Gu Q, Xia B. 2006. Porosity dependence of mechanical properties of solid materials. *Journal of Materials Science*, 41: 1757 – 1768  
 Ji SC, Wang Q, Xia B. 2002. *Handbook of Seismic Properties of Minerals, Rocks and Ores*. Polytechnic International Press, Montreal, 630 pp  
 Ji SC, Wang Q, Xia B, Marcotte D. 2004. Mechanical properties of multiphase materials and rocks: A phenomenological approach using generalized means. *Journal of Structural Geology*, 26: 1377 – 1390  
 Ji SC, Salisbury MH, Hammer S. 1993. Petrofabric, P-wave anisotropy and seismic reflectivity of high-grade tectonites. *Tectonophysics*, 222: 195 – 226  
 Ji SC, Salisbury MH. 1993. Shear-wave velocities, anisotropy and splitting in the high grade mylonites. *Tectonophysics*, 221: 453 – 473  
 Kern H, Gao S, Jin Z, Popp T, Jin S. 1999. Petrophysical studies on rocks from the Dabie ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic belt, central China: Implications for the composition and delamination of the lower crust. *Tectonophysics*, 301: 191 – 215  
 Kern H, Jin ZM, Gao S, Popp T, Xu ZQ. 2002. Physical properties of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Sulu terrain, eastern central China: Implications for the seismic structure at the Donghai (CCSD) drilling site. *Tectonophysics*, 354: 315 – 330  
 Koster W, Franz H. 1961. Poisson's ratio for metals and alloys. *Metallurgical Reviews*, 6: 1 – 55  
 Lakes RS. 1987. Foam structures with a negative Poisson's ratio. *Science*, 235: 1038 – 1040  
 Ledbetter HM. 1973. Poisson's ratio for polycrystals. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 34: 721 – 723  
 Ledbetter HM. 1977. Ratio of the shear and Young's Moduli for polycrystalline metallic elements. *Materials Science and Engineering*, 27: 133 – 135  
 Mavko G, Mukerji T, Dyorkin J. 1998. *The Rock Physics Handbook*:

- Tools for Seismic Analysis of Porous Media. New York: Cambridge University Press, 339 pp
- Mishra OP, Zhao DP. 2003. Crack density, saturation rate and porosity at the 2001 Bhuj, India, earthquake hypocenter: A fluid-driven earthquake? *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 393 – 405
- Phani KK, Sanyal D. 2005. Critical reevaluation of the prediction of effective Poisson's ratio for porous materials. *Journal of Materials Science*, 40: 5685 – 5690
- Roberts A, Garboczi EJ. 2000. Elastic properties of model porous ceramics. *Journal of the American Ceramic Society*, 12: 3041 – 3048
- Wang Q, Ji SC, Salisbury MH, Pan MB, Xia B, Xu ZQ. 2005a. Pressure dependence and anisotropy of P-wave velocities in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogenic belt (China): Implications for seismic properties of subducted slabs and origin of mantle reflections. *Tectonophysics*, 398: 67 – 99
- Wang Q, Ji SC, Salisbury MH, Xia B, Pan MB, Xu ZQ. 2005b. Shear wave properties and Poisson's ratios of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogenic belt: Implications for the crustal composition. *Journal of Geophysical Research*, 110: B08208, doi: 10.1029/2004JB003435
- Wang ZC, Ji SC. 2001. Elasticity of six polycrystalline silicate garnets at pressure up to 3.0 GPa. *American Mineralogist*, 86: 1209 – 1218
- Wilkens R, Simmons G, Caruso L. 1984. The ratio  $V_p/V_s$  as a discriminant of composition for siliceous limestones. *Geophysics*, 49: 1850 – 1860
- Yeheskel O, Tevet O. 2000. A new assessment method for the bulk modulus and the Poisson's ratio of porous ceramics. *Journal of Testing and Evaluation*, 28: 189 – 198
- Zandt G and Ammon CJ. 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374: 152 – 154