

## 岩石密度和超高压岩石折返速率\*

杨建平<sup>1,2</sup> 金振民<sup>3</sup> 欧新功<sup>4</sup> 徐海军<sup>1</sup>

YANG JianPing<sup>1,2</sup>, JIN ZhenMin<sup>3</sup>, OU XinGong<sup>4</sup> and XU HaiJun<sup>1</sup>

1. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074

2. 中国科学院武汉岩土力学研究所, 武汉 430071

3. 中国地质大学过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074

4. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

1. China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430071, China

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

4. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2005-01-20 收稿, 2005-03-05 改回.

Yang JP, Jing ZM, Ou XG and Xu HJ. 2005. Ultrahigh-pressure rock, density, buoyancy, exhumation mechanism, exhumation rate. *Acta Petrologica Sinica*, 21(2): 427-437

**Abstract** The densities of cores from main hole (100 ~ 3000m) of Chinese Continental Scientific Drilling (SSCD) have been performed in the conditions of room temperature and pressure. The continuous section of densities from 100m to 3000m was constructed and densities of several kind of UHP rocks were constrained. Referring to the results of about 30 samples measured under high temperature (600°C) and high pressure (600MPa), we found that the density of eclogite changes in this sequence 3.52 g/cm<sup>3</sup> → 3.49 g/cm<sup>3</sup> → 3.07 g/cm<sup>3</sup> → 2.93 g/cm<sup>3</sup> while UHPM felsic rock changes as 3.00 g/cm<sup>3</sup> → 2.80 g/cm<sup>3</sup> → 2.65 g/cm<sup>3</sup>, all in accordance with UHP rocks' retrogression. These results are the prerequisite parameters for the discussion of exhumation rate of UHP rocks. Based on the truth that the gravity, buoyant force is equal to viscous force while the exhumation block moves in balance, we did quantitative analysis of exhumation rate. According to the result, it is clear that the buoyancy associated with density contrast is the driven force for the UHP rock exhumation. Based on density contrast, temperature is the factor that influences the rate most. Density contrast, exhumation angle and the volume of exhumation block are all important parameters for the construction of reasonable exhumation model. As the temperature drop from 850°C to 700°C, exhumation rate changes from 100mm/a to 1.5mm/a. So it is thought that in the early stage with high temperature UHP rocks move rapidly up to 60 ~ 70km, then as the temperature drops down, the blocks move slowly up to the middle-lower crust. Buoyancy is inferred to be the dominant mechanism for the exhumation from deep mantle (>100km) to lower crust (<40km).

**Key words** Ultrahigh-pressure rock, Density, Buoyancy, Exhumation mechanism, Exhumation rate

**摘要** 在常温常压条件下对中国大陆科学钻CCSD主孔100~3000米岩心样品进行了密度测量,建立了密度连续剖面,并界定了不同超高压岩石的密度值。通过对比高温高压物性实验资料,岩石密度随着退变程度增强而降低,榴辉岩密度变化序列为3.52 g/cm<sup>3</sup>→3.49 g/cm<sup>3</sup>→3.07 g/cm<sup>3</sup>→2.93 g/cm<sup>3</sup>。超高压长英质岩石密度变化序列为3.00 g/cm<sup>3</sup>→2.80 g/cm<sup>3</sup>→2.65 g/cm<sup>3</sup>。上述实验资料是讨论不同折返阶段岩石所受浮力的基础,为研究折返速率大小提供了基本参数。本文通过折返板块运动平衡时,上浮力与粘滞力平衡这一关系式,定量研究了大陆俯冲板块的折返速率,认为密度差产生上浮力从而引起折返,温度对板块折返速率的影响最为显著;密度差大小、折返角度、折返板块大小对折返速率也有直接的影响。定量模拟分析表明,在温度高于850°C时,板块的折返速率可以超过100mm/a;当温度降至700°C时,折返速率则低于1.5mm/a。作者

\* 本文为国家重点基础研究发展规划项目(2003CB716506)、国家自然科学基金(40172068)和中国地质大学地质学理科基地项目联合资助。  
第一作者简介: 杨建平,男,1982年生,硕士研究生,主要从事超高压岩石流变学和折返动力学模型研究

认为在折返早期,温度较高,板块快速折返至 60~70km 榴辉岩相深度;随着传导散热,温度降低,板块以较慢的速率折返至中下地壳。折返速率的估算表明,浮力是板块折返第一阶段(从 >100km 深部折返至 <40km 的中下地壳)的主要驱动力。

**关键词** 超高压岩石;密度;浮力;折返机制;折返速率

**中图分类号** P584; P542.2

## 1 引言

八十年代以来,世界范围内大陆碰撞造山带的变质岩中普遍发现含有超高压矿物,超高压变质作用已被普遍认为是大陆碰撞造山带的一个重要特征。超高压相矿物的发现表明中上地壳低密度的长英质岩石曾俯冲到大于 100km 的地幔深处,然后快速折返回中下地壳。这对传统地质学提出了挑战。中国大陆科学钻探工程(CCS D)正是以探索大陆动力学前沿问题—超高压变质带的形成与折返机制为主要科学目标,在具有全球地质学意义的苏鲁超高压变质带实施的。

超高压变质岩石是如何从深部折返上来的?折返机制是大陆动力学的一个重要问题。很多科学家对这个问题进行了探讨,但由于其复杂性,一直没有一个普遍认同的折返模式。前人提出的折返模式至少有几类:(1)地壳拉张减薄说(Platt, 1993);(2)剥蚀说(Hsü, 1991; Nie 等, 1994);(3)楔状挤出说(Michard 等, 1993; 许志琴等, 2003);(4)浮力说(Ernst, 1994; Platt, 1993);(5)上覆板块脱离说(Froitzheim 等, 2003)。超高压岩石折返机制问题的解决需要对超高压变质带的系统考察,中国大陆科学钻探的实施为其提供了一个很好的平台。

超高压岩石的折返速率是折返的一个重要参数,目前仍有争议。由 Ernst (2001) 总结的四个造山带的特征可以看出,超高压岩石是在快速折返的模式下返回到中、下地壳的。但是它到底有多快?苏鲁地体的折返速率能否达到 5~10mm/a?目前超高压岩石折返速率的估算是通过俯冲深度除以时间:其中时间是超高压峰期变质年龄与发生角闪岩相退变年龄差;俯冲深度是变质岩石中所含超高压矿物指示的深度(Chopin, 2003; 宋衍茹等, 2002; 柏林等, 1999; 金振民等, 1998)。金振民等(1998)认为大别山超高压岩石俯冲深度不仅仅局限在 150km 范围,可能达到 300km 深度。刘福来等(2004)利用锆石微区 SHRIMP U-Pb 定年技术,测得超高压变质年龄与退变年龄相差约 19Ma;同时根据苏鲁-大别地区榴辉岩中含金刚石,指示俯冲深度下限为 120km(徐树桐等, 2003),计算苏鲁地体抬升速率为 5.3mm/a。若根据 Ye 等(2000)在榴辉岩中发现的 >200km 深俯冲的证据,则得出苏鲁地体抬升速率超过 10mm/a。这种方法估算抬升速率的局限性在于岩石的俯冲深度难以界定。本文尝试着用另外一种方法来估计岩石的折返速率:在充分讨论超高压岩石密度的基础上,根据岩石浮力、重力以及周围岩石对折返岩石的粘滞力相平衡这一等式,结合一些深部参数(如温度、岩石流变参数)来定量计算岩石的折返速率,并由此推断

浮力是否为超高压岩石折返的主要动力,抑或仅为超高压岩石折返的动力之一。

折返岩石的上浮力取决于折返岩石与周围岩石的密度差,因此准确界定超高压岩石的密度是解决折返动力学问题的前提。

高山等人(1997)和 Kern 等人(1999)测定了大别山地区 30 余块超高压岩石样品密度。余钦范等(2002)对苏鲁地区超高压岩石的密度进行了测量,并对主要岩石的密度进行了统计分析。Kern 等(2002)系统测定了苏鲁地表以及钻孔 30 块岩石样品的密度(600MPa, 20℃)以及密度对温度和压力的偏导数(25~600MPa, 100~600℃)。金振民等(2004)依据 CCS D 主孔 2000m 岩心的密度以及地震波速讨论了东海地区出现地震强反射体的原因。Bousquet(1997)等人通过不同矿物的密度,考察了不同变质相下,岩石按照一定矿物比例组合的理论密度值。无论是常压、高压下对岩石密度的测定,还是对岩石理论密度值的推算,都为钻孔岩心的密度提供了可贵的对比资料,并且是探讨影响岩石密度因素的基础。密度对温度和压力的偏导数也是计算深部岩石原位密度的必要参数。

本文研究目的是:以 CCS D 主孔中 0~3000m 岩心和周围地表出露岩石样品为重点研究对象,依据测定的钻孔岩心密度并参考对照前人密度资料,在合理界定超高压岩石各阶段密度值的基础上,定量计算超高压岩石在上浮力控制下的折返速率,为超高压岩石的折返研究提供重要定量约束。

## 2 地质背景

苏鲁造山带是秦岭-大别造山带的东延部分,现今的位置和郯庐断裂的左旋平移有关(Zhang 等, 1998; Wang 等, 1999)。苏鲁地体北部边界为烟台-五莲断裂与中朝克拉通相邻,南部边界为嘉山-响水断裂与扬子克拉通相邻。Zhang 等(1995)进一步将其划分为北部超高压变质带(UHP)和南部高压变质带(HP)。东海地区位于苏鲁超高压变质带的西南部位。区内出露主要岩石为花岗质片麻岩,表壳岩系(包括黑云斜长片麻岩,黑云二长片麻岩,角闪斜长片麻岩以及片岩类岩石),第四纪更新世碧玄岩、白垩纪盆地沉积和未变质花岗岩(刘福来等, 2003)。东海地区主要构造特征以 5 条复杂的韧性剪切带,将超高压变质岩块划分为 5 个岩片区。韧性剪切带走向大体为 NE,倾向 SE。区内广泛出露形态不一的榴辉岩、橄榄岩、斜长角闪岩团块和透镜体,其中以毛北、青龙山超高压榴辉岩体和芝麻坊、许沟超基性岩体最为著名。CCSD 钻孔位于韧性剪切带 C 岩片区的毛北榴辉岩体(许志琴等, 2004)。

表 1 岩石物性测试样品的岩石类型分布情况表

Table 1 Rock types for the measured samples of petrophysical properties

岩石类型	含金红石 榴辉岩	白云母 榴辉岩	角闪石化 榴辉岩	强退变 榴辉岩	蛇纹岩化 石榴石橄榄岩	正片麻岩	副片麻岩
岩石代号	RuEc	PhEc	AmEc	ReEc	GrPe	PaGn	OrGn
样品数量	44	47	37	67	14	116	145
岩石厚度 (m)	220	235	185	335	70	580	725
岩石类型 比例(%)	9.4	10	7.8	14.3	3	24.7	30.8

### 3 样品的采集和测试方法

#### 3.1 样品采集和岩石类型

本次研究样品主要取自 CCSD 主孔 100 ~ 3000 米区间的岩心。每隔大约 5 米取一块岩心,共取得两个方向的岩心样品计 970 块,分别用于密度、地震波速度、热导率、孔隙率等 7 种岩石物理性质的测定。部分样品取自东海地表出露的超高压岩石,并参考了 kern (2002) 等人在高温高压条件下对苏鲁地区超高压变质岩的物性测定值,以更好的约束新鲜岩石在原位条件下的密度。主孔岩心的样品数量和相应岩石类型分布特征见表 1。就整体而言,CCSD 主孔 3000 米岩心不同类型超高压榴辉岩厚度约为 1000 米,其余以片麻岩为主,并含有超基性橄榄岩。此外,含有少量兰晶石石英岩、硬玉石英岩和石英片岩等。

本区榴辉岩种类多,结构构造复杂。按矿物成分和构造特征分为:新鲜块状金红石榴辉岩、新鲜面理化(条带状)多硅白云母榴辉岩、角闪石化榴辉岩(即退变质榴辉岩,角闪石矿物含量达 30% ~ 40%)、强退变质榴辉岩(角闪石含量达 70% 以上,即石榴石角闪岩)。后两者榴辉岩具有明显面理和条带状构造。正片麻岩主要包括含榴二长(钾长)花岗质片麻岩和黑云二长(钾长)花岗质片麻岩。副片麻岩包括绿帘黑云斜长片麻岩和黑云斜长片麻岩等。石榴石橄榄岩中的橄榄岩大部分都蚀变为蛇纹岩,石榴石常见蚀变反应边(Kelyphytiterim)。

#### 3.2 样品制备和测试方法

本次样品密度测量以常温常压测试方法为主,高温高压测试方法为辅。

常温常压测定密度时,样品的制备和测量原理简述如下:

CCSD 主孔岩心原始直径为 90 ~ 95mm,大约每隔 5m 采集一块直径( $\Phi$ )为 90 ~ 95mm,长度(L)为 70 ~ 80mm 圆柱体岩心。在现场实验室制成规格为  $\Phi 25\text{mm} \times L 20 \sim 50\text{mm}$  的

小圆柱体,小圆柱体样品钻取方向一般是平行(H)和垂直(V)钻孔岩心的原始方向。当岩石变形面理比较发育时,则分别沿平行面理和垂直面理方向钻取两个样品,样品端面经磨平和高度抛光后供测试使用。

密度测量是基于阿基米德原理的。本次测量密度采用的是 LP1002 型比重仪,该仪器测量稳定、数据可靠,测量岩心质量误差为  $\pm 0.01\text{g}$ ,由 V 样的体积一般为  $12\text{cm}^3$  计,测量的密度绝对误差为  $\pm 8.3 \times 10^{-4} \text{g/cm}^3$ ,相对密度为  $2.65 \text{g/cm}^3$  岩心的相对误差为 0.03%。

高温高压样品测试工作是在德国基尔(Kiel)大学实验室完成的(Kern 等,2002)。试验仪器及测量程序详见 Kern (1999) 等人的有关文章。

### 4 主孔(100 ~ 3000m)不同类型岩石的密度特征

#### 4.1 主孔不同岩石类型分布

根据岩石矿物组成、结构构造特征和岩石物理性质的测试需要,把主孔 3000 米岩心的主要岩石类型组合划分为 5 段(许志琴,2004;许志琴等,2004;张泽明等,2004;刘福来等,2004;金振民等,2004;游振东等,2004)和 7 种岩石类型(表 2 和岩性柱状图 1)

第一段:100 ~ 738 米

以榴辉岩为主,夹超镁铁质岩以及少量片麻岩。超镁铁质岩主要分布在 609 ~ 682 之间,另外含有少量黑云角闪斜长片麻岩、硬玉质片麻岩、角闪岩以及花岗质片麻岩。该段岩心的密度为  $3.18\text{g/cm}^3$ ,是五段中最高的。

第二段:738 ~ 1113 米

以绿帘黑云(角闪)斜长片麻岩为主,夹少量超镁铁质岩、榴辉岩以及花岗质片麻岩。绿帘黑云(角闪)斜长片麻岩是受到超高压变质的中酸性成分的岩石,成因上多属副片麻岩。榴辉岩在片麻岩中成夹层状产出,在 920 ~ 1000 处比较显著,密度较大,达  $3.15\text{g/cm}^3$ 。整个第二段的平均密度为  $2.86 \text{g/cm}^3$ 。

表2 常温常压下 CCSD 主孔不同岩性岩石的密度

Table 2 Densities of different rocks under room temperature and pressure

岩石分类	代号	密度范围( $\text{gcm}^{-3}$ )	平均值	样品数
含黄铁矿金红石榴辉岩类	RuEc	3.84 ~ 3.14	3.49 ± 0.17	85
多硅白云母榴辉岩类	PhEc	3.46 ~ 2.73	3.25 ± 0.17	93
角闪石化榴辉岩	AmEc	3.31 ~ 2.84	3.07 ± 0.11	73
强退变榴辉岩(角闪石)类	ReEc	3.08 ~ 2.67	2.93 ± 0.10	131
蛇纹石化石榴石橄榄岩类	GrPe	3.09 ~ 2.80	2.92 ± 0.08	28
黑云斜长片麻岩类	PaGn	3.10 ~ 2.63	2.80 ± 0.12	225
花岗质片麻岩类	OrGn	3.06 ~ 2.56	2.65 ± 0.05	282

表3 不同矿物的密度值(Bousquet等,1997)

Table 3 Densities of different minerals

矿物	密度( $\text{g/cm}^3$ )	矿物	密度( $\text{g/cm}^3$ )
石榴子石	3.56 ~ 4.32	黑云母	2.75 ~ 3.33
绿辉石	3.34	绿泥石	2.63 ~ 3.35
金红石	4.25	钾长石	2.57 ~ 2.62
柯石英	2.91	绿帘石	3.38 ~ 3.49
角闪石	2.92 ~ 3.17	白云母	2.83
斜长石	2.62 ~ 2.76	石英	2.65

第三段:1113 ~ 1600 米

以花岗质片麻岩为主,含少量薄层绿帘黑云(角闪)斜长片麻岩。花岗质片麻岩从成因上多属于正片麻岩。平均密度为  $2.69 \text{ g/cm}^3$ ,为五段中最小者。

第四段:1600 ~ 2040 米

多硅白云母榴辉岩,退变金红石榴辉岩(大部分已经退变为角闪岩)夹多层黑云二长花岗质片麻岩,斜长角闪岩。该段密度为  $3.07 \text{ g/cm}^3$ 。

第五段:2040 ~ 3014 米

以花岗质片麻岩为主,中间多处夹杂着薄层状片岩(绿帘黑云片岩,绿帘黑云斜长片岩等)及榴辉岩。2670 ~ 2770 处榴辉岩密度增加较为显著。该段密度为  $2.74 \text{ g/cm}^3$ 。

#### 4.2 影响岩石密度的因素

由表2可以看到,主孔中岩心密度差异很大,变化范围从  $3.84 \text{ g/cm}^3$  到  $2.56 \text{ g/cm}^3$ 。不同岩性岩石由于矿物成分不同,引起密度的差异。东海地区组成超高压岩石的主要矿物理论密度如表3(Bousquet等,1997)。同一种类型的岩石,也会由于退变质程度的不同导致密度的变化(如榴辉岩)。另外,通过对比高温高压试验结果可以发现,温度、压力也是影响岩石密度的因素。

##### 4.2.1 化学成分、变质程度对岩石密度的影响

###### 榴辉岩

折返过程中,榴辉岩发生退变质(杨天南等,2003;游振

东等,2004;许志琴等,2004):在由超高压-高压榴辉岩退变为斜长角闪石的过程中,矿物组成发生相应的变化:绿辉石为后成晶取代,石榴子石为角闪石取代。随着退变质程度的增加,金红石榴辉岩的密度变化为: $3.49 \text{ g/cm}^3$ (多硅白云母榴辉岩为  $3.25 \text{ g/cm}^3$ )  $\rightarrow 3.07 \text{ g/cm}^3 \rightarrow 2.93 \text{ g/cm}^3$ 。这说明了化学成分和变质程度所控制的矿物学是影响岩石密度最重要的因素。

通过部分榴辉岩样品的镜下鉴定(kern等,2002;金振民等,2004;陈意等,2004),可以看出榴辉岩密度随着石榴子石含量的增加而增加,两者呈近似线性关系(图2)。

###### 片麻岩

片麻岩占全区出露面积的80%以上(许志琴等,2003)。刘福来等(2004)通过对片麻岩内分离出的锆石样品的拉曼光谱及矿物包体的微构造研究,证明了片麻岩普遍遭受了超高压变质作用。片麻岩是由发生超高压变质的中酸性岩石退变而来,是折返上来的主要岩石。大量岩心测试发现:正片麻岩密度为  $2.65 \text{ g/cm}^3$ ,标准差为  $0.05 \text{ g/cm}^3$ ,是五类岩石中最稳定的。副片麻岩密度为  $2.80 \text{ g/cm}^3$ 。对部分样品(5个正片麻岩,8个副片麻岩)的矿物成分进行统计,然后依据不同矿物的密度(表3)及含量进行的理论计算值为:正片麻岩密度范围为  $2.65 \sim 2.72 \text{ g/cm}^3$ ,副片麻岩密度范围为  $2.75 \sim 2.90 \text{ g/cm}^3$ 。这与钻孔样品统计值是一致的。副片麻岩密度高于正片麻岩是副片麻岩含有较多的黑云母、角闪石、绿帘石以及石榴子石,同时正片麻岩含有较多的低密度钾长石的原因。

##### 4.2.2 温度、压力对岩石密度的影响

地表发生退变质的岩石样品发育大量的微裂隙,从而对岩石的物性产生较大的影响,密度会因此而降低。因此在讨论折返早期岩石原位密度时,必须选取新鲜岩石样品(减小微裂隙影响),并且校正温度、压力对岩石密度的影响((1)式)。

常温常压下测定的钻孔新鲜榴辉岩的平均密度为  $3.49 \text{ g/cm}^3$ (从地表样品中挑选出的新鲜榴辉岩平均密度也为  $3.49 \text{ g/cm}^3$ ),这比高压(600MPa)下测定的新鲜榴辉岩密度  $3.51 \text{ g/cm}^3$ (kern等,2002)低  $0.02 \text{ g/cm}^3$ ,比余钦范(2002)

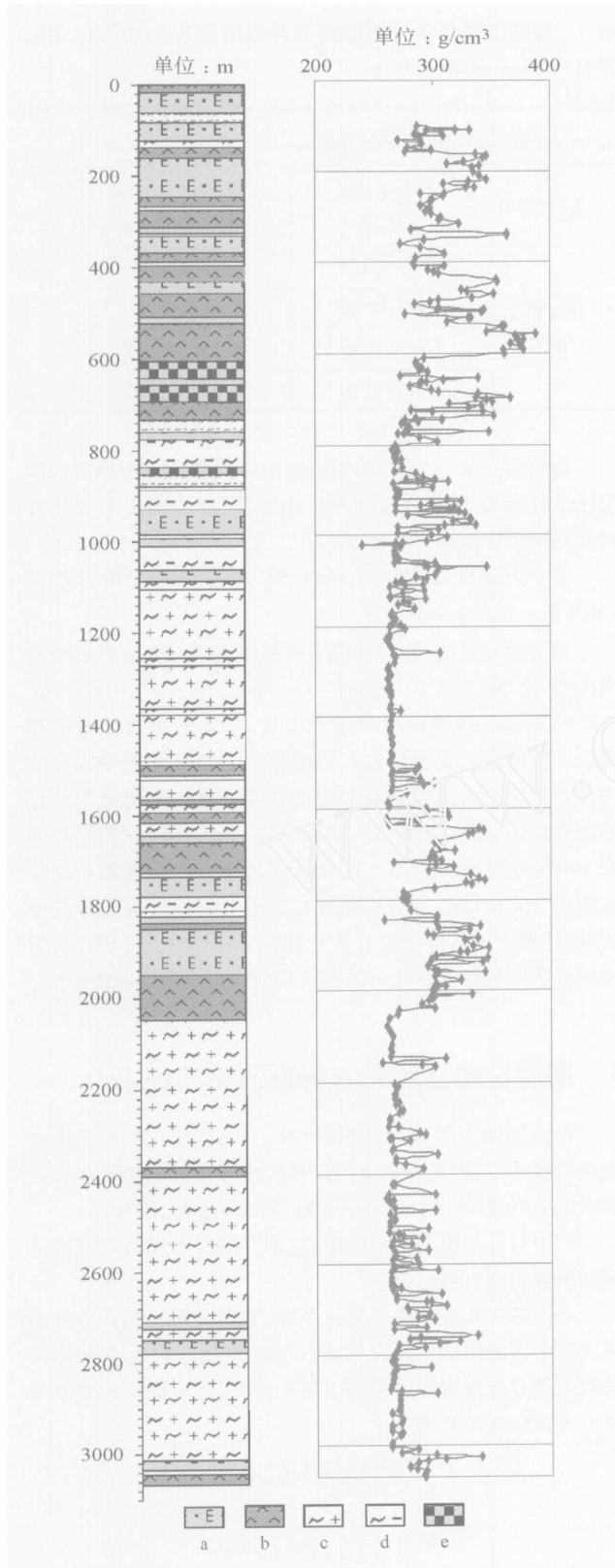


图1 CCSD 主孔(100~3000m)密度与岩性对应关系图  
a. 榴辉岩; b. 角闪岩; c. 正片麻岩; d. 副片麻岩; e. 超基性岩  
Fig.1 The relationship of density to lithology from 100~3000m cores of CCSD main hole

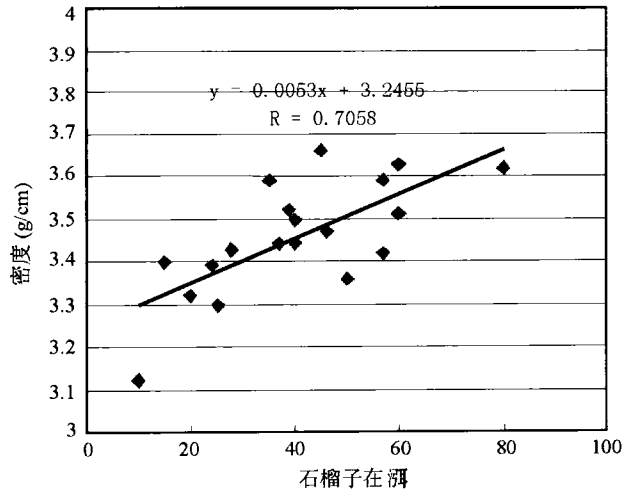


图2 榴辉岩密度与石榴子石含量的关系  
Fig.2 The relationship between densities and garnet volumes of the eclogite

表4 东海地区典型岩石密度随温度、压力的导数  
(Kern 等,2002)

Table 4 Pressure and temperature derivations of density of typical rocks of Donghai area

样品号	岩石名称	密度	偏导数	
			密度(600MPa) ( $10^{-4} \text{ g/cm}^{-3} \text{ MPa}^{-1}$ , $10^{-4} \text{ g/cm}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ )	
			$\partial\rho/\partial P$	$\partial\rho/\partial T$
LS98-13	榴辉岩	3.44	0.49	-0.67
XG98-15	榴辉岩	3.44	0.32	-0.81
MB98-02	条带状榴辉岩	3.59	0.26	-0.80
MB98-03	榴辉岩	3.47	0.32	-0.72
MB98-04	条带状榴辉岩	3.52	0.27	-0.76
MB98-08	榴辉岩	3.51	0.37	-0.74
MB98-19	条带状榴辉岩	3.62	0.27	-0.76

等人测定的  $3.53 \text{ g/cm}^3$  也低。比围压 600MPa 条件下低  $0.02 \text{ g/cm}^3$  主要是由于压力的增加引起密度增大的原因。因为根据公式(2) 计算表明 600MPa 会使得密度增大  $0.198 \text{ g/cm}^3$ , 这也辅证了所选样品为新鲜的且发育很少微裂隙。因此东海地区地表新鲜榴辉岩的密度值取  $3.49 \text{ g/cm}^3$  是合适的。

要推断表壳岩石原位密度值,需要通过密度随温度的偏导数、密度随压力的偏导数来校正。Kern 等(2002) 给出了新鲜榴辉岩的密度随温度、压力的变化率(表4):

岩石密度随温度与压力变化率的算术平均值如下:

$$\text{AVG}(\partial\rho/\partial P) = 0.33 \text{ AVG}(\partial\rho/\partial T) = -0.75 \quad (1)$$

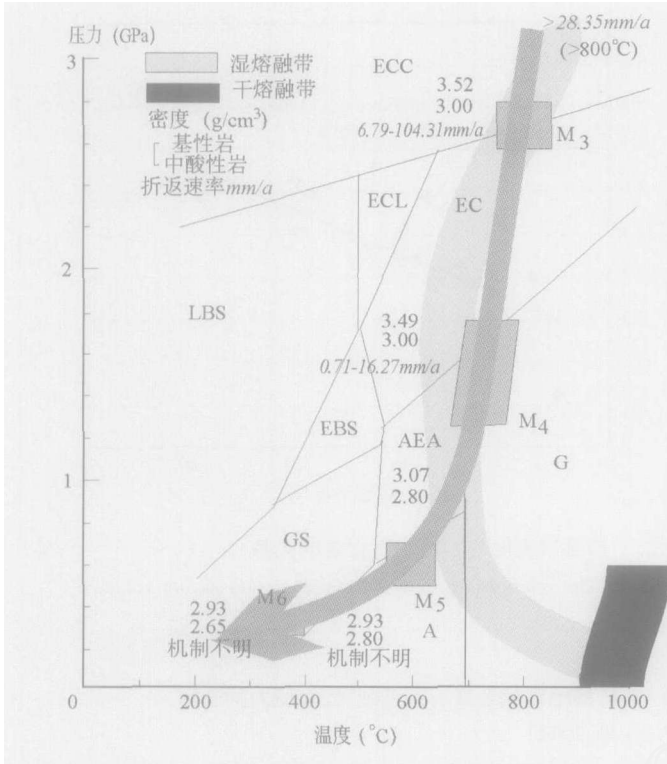


图3 折返过程中岩石密度随岩石退变变化图 M3-第一折返阶段; M4-第二折返阶段; M5-第三折返阶段; M6-第四折返阶段(许志琴,2003)。ECC-柯石英榴辉岩相,EC-榴辉岩相,AEA-钾长石绿帘角闪岩相,A-角闪岩相,GS-绿片岩相,LBS-硬柱石蓝片岩相,EBS-绿帘石蓝片岩相,ECL-硬柱石榴辉岩相,G-麻粒岩相(Bousquet等,1997)。不同折返阶段岩石密度值以及折返速率范围(本次研究)。

Fig. 3 Retrograde p-t path of Donghai UHP rocks accompany densities descent

因此东海地区某一深度榴辉岩的密度值由下面公式计算：  

$$\rho = 3.49 + 0.33 \times 10^{-4} \times P - 0.75 \times 10^{-4} \times (T - T_0) \quad (2)$$
 其中 P 的单位为 MPa, 是该深度的静岩压力; T、T<sub>0</sub> 的单位为 °C, 分别为该深度的温度和地表的温度, 计算中取 T<sub>0</sub> = 20 °C

4.3 岩石密度的界定

许志琴等(2003)依据退变质反应过程中矿物相之间的转变关系确定了苏鲁块体快速折返的4个退变质阶段以及P-T范围(图3):  
 第一折返阶段(M<sub>3</sub>): T = 750 ~ 850 °C, P = 2.5 ~ 2.8 GPa;  
 第二折返阶段(M<sub>4</sub>): T = 680 ~ 780 °C, P = 1.2 ~ 1.8 GPa;  
 第三折返阶段(M<sub>5</sub>): T = 550 ~ 650 °C, P = 0.50 ~ 0.70 GPa;  
 第四折返阶段(M<sub>6</sub>): T = 300 ~ 400 °C, P = 0.30 ~ 0.35 GPa。

表5 超高压变质条件下花岗质片麻岩密度的估算(Ernst, 2001; Bousquet等,1997)

Table 5 Computed densities of felsic rock transformed to UHP metamorphic mineral assemblages

岩石类型	矿物组成及含量(%)	矿物理论密度	岩石密度(gcm <sup>-3</sup> )
花岗质片麻岩	硬玉 40	3.28	3.00
	柯石英 35	2.91	
	钾长石 15	2.56	
	白云母 10	2.85	

榴辉岩在第一、第二折返阶段的原位密度可由该阶段的温压条件和公式(2)计算得到(由温度、压力的上下界计算得到的两个密度,取其平均值):

第一折返阶段(M<sub>3</sub>): ρ = 3.52 g/cm<sup>3</sup>; 第二折返阶段(M<sub>4</sub>): ρ = 3.49 g/cm<sup>3</sup>

由上面的讨论,我们获得了新鲜榴辉岩退变质过程中密度的变化顺序 3.52 g/cm<sup>3</sup> → 3.49 g/cm<sup>3</sup> → 3.07 g/cm<sup>3</sup> → 2.93 g/cm<sup>3</sup>。但是折沉作用发生后,折返的板块以轻的超高压变质的长英质岩石为主,因此它在退变质过程中密度的变化也是讨论折返所必须获得的基本参数。苏鲁地表所见的超高压正、副片麻岩均已完全退变,无法获得它们在峰期变质时的新鲜岩石样品。这样我们按照一定比例的超高压矿物组合来估计长英质片麻岩在大于100km的地幔深处的密度,这种方法获得密度有其合理性(Bousquet等,1997),但俯冲过程中具体多少比例的石英转变为柯石英还有待解决。

5 密度对超高压岩石折返速率的约束

粘性流体力学理论已充分讨论了固体球在非牛顿体中的运动规律,这种定量方法可以被广泛用来讨论岩浆在岩石圈中的上升运动(Weinberg,1993; Weinberg等,1994)。

如果对几何模型进行修正,这种方法便可用来定量讨论超高压板块的折返过程。

某固体在非牛顿体中受到浮力、重力以及周围介质粘滞力这三个力的作用。浮力与重力之差产生上浮力,当固体所受的上浮力与围岩的粘滞力达到平衡时,运动块体的速率可以由下列公式估算出来

$$V = \frac{2(\Delta\rho g)^2 \gamma^{n+1}}{9^n K^n X^n} (\sin\theta)^{n+1} \quad (3)$$

$$K^n = \frac{1}{3(n+1)/2Ae^{-E/RT}}$$

所以  $V = \frac{2 \times 3^{\frac{n+1}{2}} A (\Delta\rho g)^n r^{n+1} e^{-\frac{E}{RT}}}{9^n X^n} \times (\sin\theta)^{n+1} \quad (4)$

其中  $X = \frac{\mu_{eff} + \frac{3}{2}\mu_{sph}}{\mu_{eff} + \mu_{sph}} \quad (5)$

表6 不同岩石密度和流变参数的选择 (Renner 等,2001; Burov 等,2001; Jin 等,2001)

Table 6 Densities and rheological parameters of different rocks

超高压变质中上地壳	
n	2.9
E	261 KJ/mol
A	0.0247 MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup>
ρ	3.00g/cm <sup>3</sup>
地幔橄榄岩	
n	3
E	520 KJ/mol
A	7 * 10 <sup>4</sup> MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup>
ρ(地幔岩石圈)	3.30g/cm <sup>3</sup>
榴辉岩	
n	3.3
E	480 KJ/mol
A	2 * 10 <sup>3</sup> MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup>
ρ	3.50 g/cm <sup>3</sup>
R=8.314Jmol <sup>-1</sup> ℃ <sup>-1</sup>	G=9.8πs <sup>-2</sup>

$$\mu_{eff} = \frac{6^{n-1}}{3^{\frac{n+1}{2}} A (\Delta\rho gr)^{n-1} e^{-\frac{E}{RT}}}$$

根据折返模型以及粘性流体力学理论认为:(5)式中  $\mu_{eff} = \mu_{sph}$ 。

v 为折返板块的运动速率在垂直方向上的分解速率, A 为围岩的物质结构常数, r 为折返块体的半径,  $\Delta\rho$  为折返块体与围岩的密度差, g 为重力加速度, n 为围岩的应力指数, E 为围岩活化能, R 为气体常数, T 为绝对温度,  $\theta$  为板块的折返角度,  $\mu_{eff}$  为有效粘度,  $\mu_{sph}$  为折返块体的粘度。

(4)式描述了折返块体沿着与水平面呈  $\theta$  角度的通道折返时,折返块体的运动速率在垂直方向上的分解速率,这样便于和前人研究成果比较。

### 5.1 岩石物性参数的选择

岩石圈流变学分层认为,中上地壳富含石英,地壳的流变性质主要由石英控制。当陆壳俯冲至 100km 以下时,即在超高压条件下,石英转变为柯石英。因此柯石英可能形成一个连续相,从而控制着陆壳的力学行为 (Hacker 等,1998)。这样就选择柯石英的流变学参数来代替超高压条件下的中上地壳的流变参数。依据前面对榴辉岩密度的分析,考虑到下面讨论折返速率时温度区间从 600℃ 到 900℃,因此在这个温度间折返时,榴辉岩密度取 3.50 g/cm<sup>3</sup>。物性参数选择如表 6 (Renner 等,2001; Burov 等,2001; Jin 等,2001)

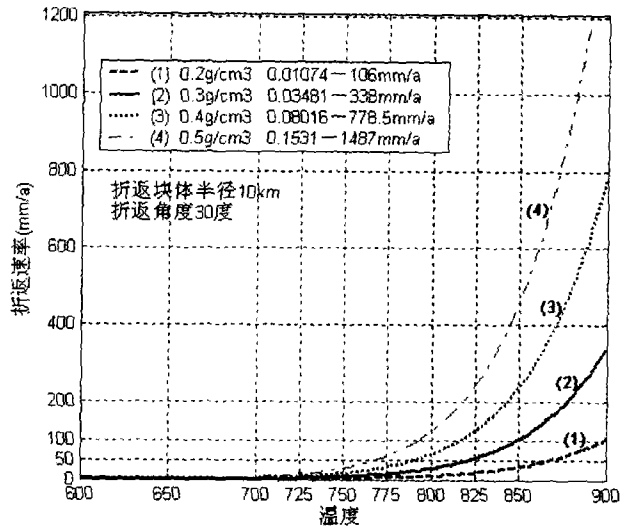


图4 密度差对超高压岩石折返速率影响示意图

Fig.4 Influence of density contrast on the exhumation rate

### 5.2 计算结果分析与比较

由前面的分析可见,折返速率(v)是下列因素的函数:

$$v = f(A_1, E_1, n_1, A_2, E_2, n_2, T, \Delta\rho, \theta) \quad (6)$$

括号中的参数均会影响超高压岩石的折返速率;  $A_1, E_1, n_1, A_2, E_2, n_2$  分别表示折返岩石和周围岩石的物质结构常数、活化能和应力指数。

本文不具体讨论物质的流变学参数对折返速率的影响,而主要是根据公式(4)的计算结果讨论密度差、温度、折返角度、折返球体半径对折返速率的影响。

#### 5.2.1 密度差对折返速率的影响

图4表现了超高压长英质岩石的折返速率随温度变化而变化的曲线,并且对不同密度差(0.2g/cm<sup>3</sup>、0.3g/cm<sup>3</sup>、0.4g/cm<sup>3</sup>、0.5g/cm<sup>3</sup>)的情况也作了曲线,从而可以探讨密度差对折返速率的影响程度。由图(4)可见:密度差产生的上浮力是板块折返的基础。在此基础上,所有讨论的影响超高压岩石折返速率的因素中间,温度的影响最为显著。从600℃到900℃,折返速率相差四个数量级。根据本文所得  $\Delta\rho = 0.3g/cm^3$  来计算,900℃时,折返速率可达 338mm/a; 850℃、800℃及750℃时,折返速率分别降低为 104.31mm/a、28.35mm/a 和 6.79mm/a; 当温度降到700℃时,折返速率则低于 1.5mm/a。由此得出结论:折返板块在温度较高时 (> 850℃),其折返速率很高,超过 100mm/a; 随着温度降低,折返速率快速下降,折返经过了一个极快→极慢的过程。由图中四条曲线可看出,密度差的影响也较显著,  $\Delta\rho$  在 0.2g/cm<sup>3</sup> 和 0.5g/cm<sup>3</sup> 时,折返速率约相差一个数量级。

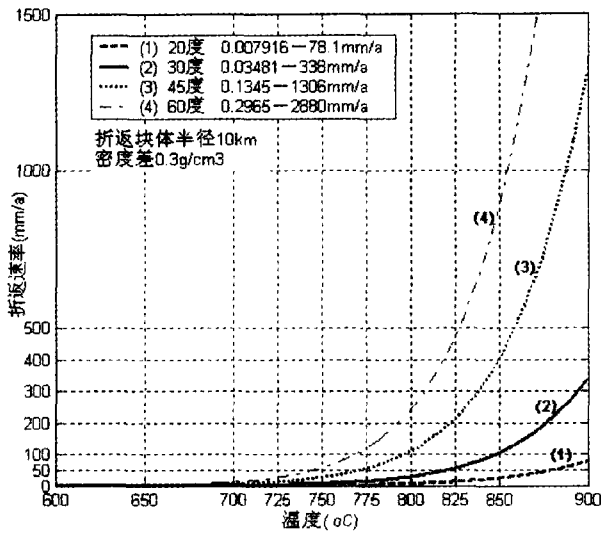


图5 超高压岩石折返角度对折返速率影响示意图  
Fig. 5 Influence of exhumation angle on exhumation rate

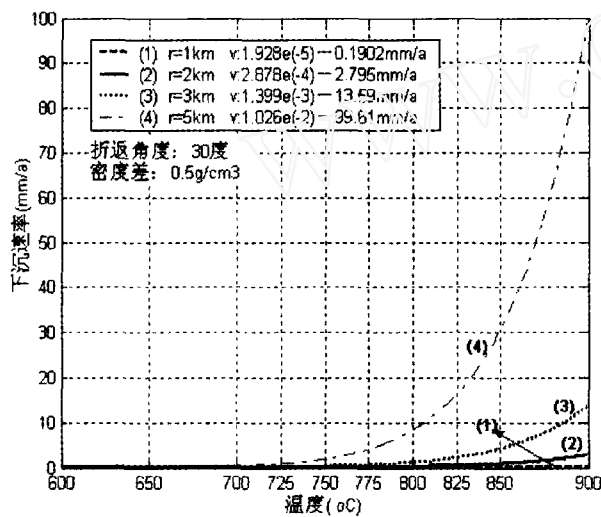


图6 折返榴辉岩块半径对下沉速率影响示意图  
Fig. 6 Influence of radius on the drop rate of eclogite block

5.2.2 折返角度对折返速率的影响

超高压岩石折返角度的变化对折返速率也有重要的影响。

图5表示折返角度分别为20°、30°、45°和60°时的折返速率。从Toussaint(2004)等人对板块俯冲进行的计算机模拟结果可以看出,设定俯冲角度为30°时,随着俯冲的轻地壳的体积不断增大,由于浮力的作用,俯冲角度可能有所减小。实际折返角度可能在20°~30°之间。从图(5)中可见,角度的影响也很显著,因为上浮力沿折返方向要进行力的分解。

5.2.3 折返块体半径对折返速率的影响

粘性流动理论认为,在低雷诺数(Re < 1)情况下,固体

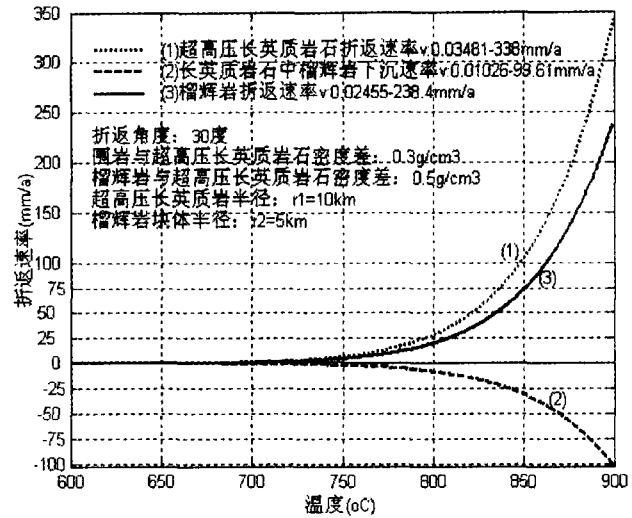


图7 不同岩石折返速率比较图  
Fig. 7 Exhumation rates of different rocks

的形状对其流动速率的影响不大。超高压岩石折返时,并不是以球体斜向上运动的。但是根据粘性流动理论,可以认为以球体运动近似表示折返体形态对所计算速率的影响不大。大别-苏鲁超高压变质带中,大部分榴辉岩呈大小不等透镜体群或其他形状的块体群产出(索书田等,2003)。为什么密度高达3.5g/cm<sup>3</sup>的榴辉岩同样可以折返上来?榴辉岩的折返能否否定浮力说?Ernst(2001)认为超高压变质带中基性、超基性变质岩体积含量<10%。实际上,苏鲁地区榴辉岩和超基性岩仅占5%(许志琴等,2003)。轻的岩石占绝大多数强有力的说明了浮力在折返中的作用。高密度榴辉岩是被轻的长英质岩石“夹带”回到中下地壳的。高密度的榴辉岩在低密度长英质岩中会下沉,所以当榴辉岩体积大于一定值时,它们便会由于下沉速率与超高压长英质岩石上浮速率相当而不能被夹带到中下地壳。这就是为什么超高压变质带中基性岩、超基性岩总是呈透镜体、小块状而出现。图6表明了半径小于3km的岩块的下沉速率不大;当半径达到5km时,下沉速率增大使得其很难返回到中下地壳。具体多大的榴辉岩块体可以被夹带到中下地壳,这与低密度折返块体的大小有关:折返块体半径大,折返速率就大,可以允许榴辉岩下沉的速率也大,相应的可以折返到中下地壳的榴辉岩块体就越大。超高压长英质岩石折返速率与其中榴辉岩下沉速率差控制着折返榴辉岩块体大小(图7):差值为负或者较小,榴辉岩不会折返;差值为正且越大,榴辉岩越容易折返。

6 讨论与结论

6.1 建立了CCSD主孔3000m岩石密度的连续剖面

通过常温常压条件的测试和研究,查明了主孔中不同类型岩石的密度,并结合岩石矿物学,将3000m岩心根据主要



岩石类型组合划分为5段。其中第一段主要由榴辉岩组成,平均密度居五段之首,为 $3.18\text{ g/cm}^3$ ,相比之下,组成第三段的花岗质片麻岩密度为 $2.69\text{ g/cm}^3$ ,是五段中最低的。主孔岩心根据其岩性、物性划分为七类,通过岩性-密度对比,界定了不同退变质程度榴辉岩的密度,由 $3.49\text{ g/cm}^3 \rightarrow 3.07\text{ g/cm}^3 \rightarrow 2.93\text{ g/cm}^3$ ,并获得了超高压长英质岩石在退变质后期的密度,正、副片麻岩密度分别为 $2.80\text{ g/cm}^3$ 、 $2.65\text{ g/cm}^3$ 。对不同密度岩心薄片的研究结果表明化学成分和变质程度所控制的矿物学是影响岩石密度最重要的因素。对比物理性质的高温高压实验研究结果,根据密度对温度、压力的偏导数,得出苏鲁地区榴辉岩的初期折返时的原位密度 $3.52\text{ g/cm}^3$ 。这是我国第一次通过大陆科学钻探技术获得的超高压岩石密度的系统资料,为解决超高压岩石动力学问题提供了重要的物性参数。

## 6.2 岩石密度对折返速率的约束

折返速率是研究超高压岩折返作用重要的参数之一,它受多种因素约束。目前普遍认为大别-苏鲁超高压岩块是快速从 $>100\text{ km}$ 的地幔深部折返至 $<40\text{ km}$ 的中下地壳的。前人对折返速率的估计在 $5\text{ mm/a} \sim 10\text{ mm/a}$ (刘福来等,2004; Ernst,2001)。由于陆壳的俯冲深度还具争议,使得折返速率的估计具有很大不确定性。本文从另一个角度探讨超高压岩石折返速率,认为密度差产生上浮力,上浮力驱动岩石折返。在此基础上指出,折返速率与温度、折返块体大小、折返的几何形态以及折返块体与围岩密度差大小有一定关系。在折返过程中,折返速率的变化可以达到四个数量级。

根据许志琴等(2003)所确定的不同折返阶段的温度范围(图3),假设折返块体半径为 $10\text{ km}$ 、折返角度为 $30^\circ$ 、密度差为 $0.3\text{ g/cm}^3$ ,依据公式(4)计算的各阶段折返速率范围如下:

$M_3$ 阶段:  $T = 750 \sim 850^\circ\text{C}$ ,  $v = 6.79 \sim 104.31\text{ mm/a}$ ;  
 $T = 800^\circ\text{C}$ ,  $v = 28.35\text{ mm/a}$ 。

$M_4$ 阶段:  $T = 680 \sim 780^\circ\text{C}$ ,  $v = 0.71 \sim 16.27\text{ mm/a}$ ;  
 $T = 730^\circ\text{C}$ ,  $v = 3.70\text{ mm/a}$ 。

$M_5$ 、 $M_6$ 阶段:折返机制不确定。

据此,我们认为折返的速率模式可能如下:在折返的早期,折返板块是在近乎等温降压的情况下,快速折返至 $60 \sim 70\text{ km}$ 榴辉岩相深度;随着传导散热,折返块体温度降低,速率显著降低,这时板块以较慢的速率折返至中下地壳。随着研究的深入,不同折返阶段温度估计更加精确,我们可以期望获得更加精确的折返速率。

## 6.3 对超高压岩石折返机制的启示

对于超高压岩石折返,可分为两个阶段来说明:

I. 从 $>100\text{ km}$ 深部折返至 $<40\text{ km}$ 中下地壳;

II. 从中下地壳折返至出露于地表。

I阶段:

超高压岩石是在什么动力的驱使下从地幔深部折返至地壳?前人有多种假说。Platt(1993)认为浮力是使得岩石从地幔深处折返到下地壳的唯一驱动机制。杨文采等(2001)通过对浮力和负荷的比较,说明浮力的大小可以使得板块拉张,岩石折返。本文的方法尚没有考虑构造力而只计算了浮力驱动下的板块折返速率。定量模拟结果表明高温( $>850^\circ$ )下折返速率远远超出目前人们所认为的速率值。因此这个阶段浮力可能是使板块折返至中下地壳的主要动力。本文研究结果可以解释从柏林等(1999)所提问题:如果浮力是驱动力,那么为何同样是低密度岩石,开始可以俯冲下去?由于俯冲和折返阶段的温度结构不同,俯冲阶段的地温梯度为 $5 \sim 10^\circ\text{C/km}$ ,板块内部的地温梯度可能更低(Ernst,2001)。在低地温梯度下,虽然浮力仍然存在,但是岩石基本并不折返,先行的大洋板块的拉力以及大陆板块的汇聚力使得板块向下俯冲。当拆沉作用发生后,大洋板块的拉力不复存在,重的榴辉岩下沉,折返板块温度升高,这时候在浮力的作用下,轻的岩石的折返速率可能会达到每年数十毫米,甚至可以达到每年数百毫米。拆沉作用和折返作用密切相关。可以说,没有拆沉,折返就不会发生。拆沉作用所引起的“反弹力”,究竟是什么样的力?“反弹力”就是低密度岩石的上浮力。拆沉没有发生时,轻、重岩石粘合在一起,基本达到重力与浮力平衡,因此岩石不能折返。在低密度岩石的上浮力作用下,轻、重岩石的分界处会产生拉张应力,可能与拆沉作用有关。拆沉发生后,轻的岩石便不再受到高密度榴辉岩的约束,于是产生了“反弹力”,即低密度岩石的浮力在这个时候表现了出来。

在I阶段,不一定只有一种机制对折返起作用,但主导机制是浮力。在上浮力作用下,地壳抬升,剥蚀作用增强。由于俯冲发生于汇聚板块边缘,因此在这个阶段地壳减薄拉张似乎不太可能,除非由板块边界由挤压状态转变为拉张状态(杨文采等,2001)。此外,汇聚板块的挤压力对折返岩石的作用究竟是什么,是关闭了上面的“大门”-阻碍折返进行(杨文采等,2001),还是挤出折返板块——有利于折返的进行(许志琴等,2003),仍需深入研究。

II阶段:

超高压岩石折返回中下地壳后,温度已降低到 $700^\circ\text{C}$ (图3)。此时由于退变作用,折返块体的密度低于下地壳岩石密度,在低温条件下上浮力引起的折返速率是非常微小的(图4)。该阶段浮力是否是主要折返驱动力有待进一步研究。

## 6.4 岩石流变性质的影响

公式(4)表明岩石的流变参数也影响岩石折返速率。从该式可以看出E和T对折返速率的影响是同一个数量级的,折返速率对E的变化非常敏感。因此流变参数的正确选择非常重要。有关超高压岩石流变强度变化对岩石折返过程的影响问题,我们正在研究中。

## References

- Austrheim H, Erambert M, Engvik AK. 1997. Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization. *Tectonophysics*, 73:129-153
- Bousquet R, Goffé B, Henry P, LePichon X, Chopin C. 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitization of the lower crust. *Tectonophysics*, 273:105-127
- Burov E, Jolivet L, Le L, Pourhiet A, Poliakov A. 2001. Thermo-mechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultrahigh pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics*, 342:113-136.
- Chopin C. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planetary Letters*, 212:1-14
- Cong BL, Wang QC. 1999. The last development of the study of Dabie-Sulu UHPM Belt. *Chinese Science Bulletin*, 44(11):1127-1141 (in Chinese)
- Ernst WG. 2001. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices-implications for arcs and continental growth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127:253-275
- Ernst WG, Liou JG, Hacker BR. 1994. Petrotectonic significance of high- and ultrahigh-pressure metamorphic belts: inferences for subduction-zone histories. *International Geology Review*, 36:213-237
- Froitzheim N, Pleuger J, Roller S and Nagel T. 2003. Exhumation of high- ultrahigh-pressure metamorphic rocks by slab extraction. *Geology*, 31:925-928
- Gao S, Jin ZM, Jin SY, Xu ZQ, Dong SW. 1997. Preliminary study on seismic velocities and density of ultrahigh-pressure eclogite from Dabie Shan: Implication for composition of deep crust and Moho characters. *Chinese Science Bulletin*, 42(8):862-866 (in Chinese)
- Hacker BR and Liou JG. 1998. When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 57-95
- Hsu J K. 1991. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks. *Geology*, 19:107-110
- Jin ZM, Ou XG, Xu HJ, Kern H, Jin SY and Hou GJ. 2004. Elastic wave velocities of the 2000m depth at Chinese Continental Scientific Drilling: Constraints on deep seismic reflection. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1):81-96(in Chinese with English abstract)
- Jin ZM, Jin SY, Gao S *et al.* 1998. Is the depth where UHP rocks formed in the Dabie Mountains limited to 100-150 km? *Chinese Science Bulletin*, 43(1):767-771 (in Chinese)
- Jin Z, Zhang J F, Green H W, Jin H S. 2001. Eclogite rheology: Implications for subducted lithosphere. *Geology*, 29:667-670
- Jin ZM, Harry WG & Yi Zhou. 1994. Melt topology in partially molten mantle peridotite during ductile deformation. *Nature*, 372:164-167
- Kern H, Gao S, Jin Z *et al.* 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 Sulu terrain, eastern central China: implications for the seismic structure at the Donghai (CCSD) drilling site. *Tectonophysics*, 354:315-330
- Leech ML. 2001. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination and tectonic collapse. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 185:149-159
- Liu FL, Xu ZQ, Yang JS, Zhang ZM, Xue HM, Li TF. 2004. Geochemical characteristics and UHP metamorphism of granitic gneisses in the main drilling hole of Chinese Continental Scientific Drilling Project and its adjacent area. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1):9-26 (in Chinese with English abstract)
- Liu Fulai, Zhang Zemin, Xu Zhiqin. 2003. Three-dimensional distribution of ultrahigh-pressure minerals in Sulu terrane. *Acta Geologica Sinica*, 77(1):69-84 (in Chinese with English abstract)
- Michard A, Chopin C and Henry C. 1993. Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics*, 221:173-193
- Nie S, Yin A, Rowley DB *et al.* 1994. Exhumation of the Dabie Shan ultrahigh-pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flyschsequence, central China. *Geology*, 11:999
- Platt JP. 1993. Exhumation of high pressure rocks: A review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5:119-133
- Renner J, Stöckhert B, Zerbian A, Riller K, Rummel F. 2001. An experimental study into the rheology of synthetic polycrystalline coesite aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 106(9):19411-19429
- Song YR, Jin ZM. 2002. Nanometer-sized UHP rutile: Tracing the depth of continental deep subduction. *Earth Science Frontiers*, 9(4):267-272 (in Chinese with English abstract)
- Suo Shu-tian, Zhong Zeng-qiu, Zhou Han-wen, YOU Zhen-dong. 2003. Massive Eclogites and Their Tectonic Significance in Dabie-Sulu UHP Metamorphic Belt, East-Central China. *Earth Science*, 28(2):111-120 (in Chinese with English abstract)
- Toussaint G, Burov E, Jolivet L. 2004. Continental plate collision: Unstable vs. stable slab dynamics. *Geology*, 32:33-36
- Wang Y, Yang T. 1999. Relationship between the Tan Lu Fault and Dabie Orogenic belt in Eastern China. *Continental Dynamics*, 4(1):53-61
- Weinberg RF. 1993. The upward transport of inclusions in Newtonian and power-law salt diapirs. *Tectonophysics*, 228:141-150
- Weinberg RF, Podladchikov Yu. 1994. Diapiric ascent of magmas through power-law crust and mantle. *J. Geophys. Res.*, 99:9543-9559
- Xu ST, Liu YC, Chen GB, Compagnoni R, Rolfo F, He MC, Liu HF. 2003. New discovery of microdiamond in eclogite from Dabie-Sulu terrain. *Chinese Science Bulletin*, 48(10):1069-1075 (in Chinese)
- Xu ZQ. 2004. The scientific goals and investigation progresses of the Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1):1-8 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZQ, Zhang ZM, Liu FL, Yang JS, Tang ZM, Chen SZ, Chai YC, Li TF and Cheng FY. 2004. The structure profile of 0-2000m in the main borehole, Chinese Continental Scientific Drilling and its preliminary deformation analysis. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1):53-72 (in Chinese with English abstract)
- Xu ZQ, Zhang ZM, Liu FL, Yang JS, Li HB *et al.* 2003. Exhumation structure and mechanism of the Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt, central China. *Acta Geologica Sinica*, 77(4):433-451 (in Chinese with English abstract)
- Yang TN, Xu ZQ, Chen FY. 2003. Transformation from the Donghai Eclogite to Amphibolite in the Southern Sulu UHPM Terrane. *Acta Geologica Sinica*, 77(4):510-521 (in Chinese with English abstract)
- Yang Wen-cai, Yu Chang-qing. Kinetics and Dynamics of development of the Dabie-Sulu UHPM terranes based on Geophysical evidences. *Chinese Journal of Geophysics*, 44(3):346-359 (in Chinese with English abstract)
- Ye K, Cong BL, Ye DL. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature*, 407:734-736
- You ZD, Su SG, Liang FH, Zhang ZM. 2004. Petrography and metamorphic deformational history of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the 100-2000m core of Chinese Continental Scientific Drilling, China. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1):43-52 (in Chinese with English abstract)
- Yu Qin-fan, Guo You-zhao, Meng Xiao-hong, Yao Chang-li. 2002. Petrophysical parameters at continental scientific drilling site in subei, China. *Chinese Journal of Geophysics*, 45(1):93-100 (in Chinese)

- Chinese with English abstract)
- Zhao Zhidan, Xie Hongsen, Zhou Wenge. 2001. Density and seismic velocity of eclogite from Dabie shan and implications for cycle of crust-mantle. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 20(1): 52-57 (in Chinese with English abstract)
- Zhang RY, Liu JG. 1998. Ultrahigh-pressure metamorphism of the Sulu terrane, eastern China: A prospective view. *Continental Dynamics*, 3(1-2): 32-53
- Zhang ZM, You ZD, Han YJ, Song LK. 1995. Petrology metamorphic process and genesis of the Dabie-Sulu eclogite belt, east-central China. *Acta Geologica Sinica*, 69(4): 306-325 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZM, Xu ZQ, Liu FL, You ZD, Shen K, Yang JS, Li TF, Chen SZ. 2004. Geochemistry of eclogites from the main hole (100-2050m) of the Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Acta Petrologica Sinica*, 20(1): 27-42 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 从柏林, 王清晨. 1999. 大别山-苏鲁超高压变质带研究的最新进展. *科学通报*, 44(11): 1127-1141
- 高山, 金振民, Kern H, 等. 1997. 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. *科学通报*, 42(8): 862-866
- 金振民, 欧新功, 徐海军, H. Kern, 金淑燕, 侯光久. 2004. 中国大陆科学钻探主孔 100~2000m 岩石弹性波速度: 对地震深反射的约束. *岩石学报*, 20(1): 81-96
- 金振民, 金淑燕, 高山, 赵文霞. 1998. 大别山超高压岩石形成深度局限于 100~150km 吗? ——针状含钛钨磁铁矿的发现及动力学意义的思考. *科学通报*, 43(1): 767-771
- 刘福来, 许志琴, 杨经绥, 张泽民, 薛怀民, 李天幅. 2004. 中国大陆科学钻探工程主孔及周边地区花岗质片麻岩的地球化学性质和超高压变质作用标志的识别. *岩石学报*, 20(1): 9-26
- 刘福来, 张泽民, 许志琴. 2003. 苏鲁地体超高压矿物的三维空间分布. *地质学报*, 77(1): 69-84
- 宋衍茹, 金振民. 2002. 纳米级超高压相金红石——大陆深俯冲深度的示踪. *地质前缘*, 9(4): 267-272
- 索书田, 钟增球, 周汉文, 游振东. 2003. 大别-苏鲁超高压变质带内的块状榴辉岩及其构造意义. *地球科学*, 28(2): 111-120
- 徐树桐, 刘贻灿, 陈冠宝, Compagnoni R, Rolfo F, 何谋春, 刘惠芳. 2003. 大别山、苏鲁地区榴辉岩中新发现的微粒金刚石. *科学通报*, 48(10): 1069-1075
- 许志琴. 2004. 中国大陆科学钻探工程的科学目标及初步成果. *岩石学报*, 20(1): 1-8
- 许志琴, 张泽民, 刘福来, 杨经绥, 李海兵, 杨天南, 邱海峻, 李天福, 孟繁聪, 陈志忠, 唐哲民, 陈方远. 2003. 苏鲁高压-超高压变质带的折返构造与折返机制. *地质学报*, 77(4): 433-451
- 许志琴, 张泽民, 刘福来, 杨经绥, 唐哲民, 陈世忠, 柴耀楚, 李天幅, 陈方远. 2004. 中国大陆科学钻探主孔 1200 米构造柱及变形构造初步解析. *岩石学报*, 20(1): 53-72
- 杨天南, 许志琴, 陈方远. 2003. 江苏东海榴辉岩向斜长角闪岩转化的研究. *地质学报*, 77(4): 510-521
- 杨文采, 余长青. 2001. 根据地球物理资料分析大别-苏鲁超高压变质带演化的运动学和动力学. *地球物理学报*, 44(3): 346-359
- 游振东, 苏尚国, 梁风华, 张泽民. 2004. 中国大陆科学钻探主孔 100~2000 米超高压变质岩岩相学特征与变质变形史. *岩石学报*, 20(1): 43-52
- 余钦范, 郭友钊, 孟小红, 姚长利. 2002. 苏北大陆科学钻探靶区岩石物理性质. *地球物理学报*, 45(1): 93-100
- 张泽明, 许志琴, 刘福来, 游振东, 沈昆, 杨经绥, 李天幅, 陈世忠. 2004. 中国大陆科学钻探工程主孔(100~2050m)榴辉岩岩石化学研究. *岩石学报*, 20(1): 27-42
- 赵志丹, 谢鸿森, 周文戈. 2001. 大别山榴辉岩的密度和波速及其对壳-幔循环的启示. *矿物岩石地球化学通讯*, 20(1): 52-57