

# 深源地震机理的回顾:现状与问题

干 微<sup>1</sup>, 金振民<sup>2</sup>, 吴 耀<sup>2</sup>, 赵素涛<sup>2</sup>

1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北 武汉 430074

Gan Wei<sup>1</sup>, Jin Zhenmin<sup>2</sup>, Wu Yao<sup>2</sup>, Zhao Sutao<sup>2</sup>

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China

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

**Gan Wei, Jin Zhenmin, Wu Yao, et al. A review of the mechanism of deep earthquakes: Current situation and problems. *Earth Science Frontiers*, 2012, 19(4): 015-029**

**Abstract:** Deep earthquakes(including intermediate-focus and deep-focus earthquakes)play an important role in the study of structure of Earth deep interior, plate motion and dynamical mechanisms. Since the first discovery of deep earthquakes by Wadati, they have attracted extensive attention worldwide and had many high quality papers during this eighty years. However, the mechanism of deep earthquakes is still an unsolved problem. Now, it is commonly accepted that dehydration embrittlement is the mechanism of intermediate-focus earthquakes while transformational faulting is responsible for the deep-focus earthquakes. Although some researchers thought that the adiabatic shear instability is also suitable for intermediate-focus and deep-focus earthquakes, it needs more experimental evidence. Northeast China, located in the border of the Pacific Ocean Seismic Area, is also the only deep-focus earthquake zone in China. Combining the study of the structural geology of Earth surface, mineral rock physics, deep exploration, high temperature and high pressure experiments and numerical simulation analysis is an effective way to solve the problem of the mechanism of deep earthquakes. To strengthen the research of the mechanism of deep-focus earthquakes in the northeast area of China and western Pacific plate subduction is of a great significance for further studying the evolution of the tectonic patterns.

**Key words:** deep earthquakes; subduction zone; dehydration embrittlement; transformational faulting; adiabatic shear instability; deep earthquakes in northeast China

**摘 要:**深源地震(deep earthquakes)对于研究地球内部结构及板块的运动、动力学机制等起着重要的作用。从和达清夫首次发现深源地震至今 80 多年的时间里深源地震得到了广泛关注,获得大批高质量的成果。但是,其成因机制至今仍然是未解之谜。目前,大家广泛接受以脱水脆裂为中源地震的成因机制,反裂隙断层为深源地震的成因机制。剪切失稳等机制也能对中原与深源地震的成因做出较好的解释,但仍需进一步的实验研究。中国东北珲春等地区位于环太平洋地震带上,也是中国唯一存在的深源地震带。对地表地质构造、矿物岩石物理学、深部探测和高温高压实验及数值模拟分析的综合研究是解决深源地震机制问题的有效途径。加强中国东北深源地震机理与西太平洋板块俯冲的研究,对进一步认识我国东部大地构造格局演化有着重要的深部背景意义。

**关键词:**深源地震;俯冲带;脱水脆裂;反裂隙断层作用;绝热剪切失稳;东北深震

**中图分类号:**P315.1 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2012)04-0015-15

收稿日期:2011-11-07;修回日期:2012-01-12

基金项目:国土资源部行业专项“深部探测技术与实验研究”项目(SinoProbe-08-01);国家自然科学基金项目(41174076)

作者简介:干 微(1986—),男,博士研究生,构造地质学专业,主要从事岩石矿物物理、深源地震成因机制等研究。E-mail:gan476888270@126.com;ganwei2012@gmail.com

深源地震机理一直都是作为重大的科学问题而得到了国际学术界的广泛关注<sup>[1-8]</sup>。深源地震在空间上与俯冲板块及其相伴生的体系密切相关,在动力学机制上与板块俯冲、地幔对流等密不可分,在时间上能与部分浅源地震的发生相互呼应。研究深源地震的机理将有助于深入了解板块构造的驱动机制、动力学特征;研究深源地震地震波的特征可以获得与地球深部构造有关的物质状态和性质的重要信息,加深对地球内部结构的认识;研究深源地震的发生规律可能对浅源地震和深源地震潜在地质灾害起到预警作用。我国东部地处环太平洋地震带上,东北地区是中国存在的唯一深源地震带。本文着重对近 20 年来深源地震机理研究进行了简要回顾,并对其现状和问题做了初步分析,同时提出中国东北深源地震机制研究对进一步认识我国东部大地构造演化的重要意义。

1 深源地震的提出

地震按深度可分为 3 类:浅源地震(shallow-focus earthquakes)(深度小于 70 km),中源地震(intermediate-focus earthquakes)(深度在 70 ~ 300 km),深源地震(deep-focus earthquakes)(深度大于 300 km)。其中,中源地震和深源地震又被笼统的称为深源地震。本文无特别标示处深源地震包括中源地震和深源地震。地球上约有 78% 的地震发生在地球浅部深度小于 70 km 的地方(即浅源地震),也就是能够产生脆性破裂和沿先存断层摩擦滑动,从而释放弹性应变能产生地震波<sup>[3,9]</sup>。无论是以弹性回跳理论或其他理论为基础的地震形成机制,都强调脆性破裂和断层滑动两个方面。而影响这两个方面的因素主要是温度、应力和流动速率。

首先,考虑脆性破裂。温度和压力随着深度的增加而增加。深度增加,温度和压力逐渐增大,岩石的流变学强度会降低到只发生塑性流动的程度。大量的实验研究已经揭示岩石的脆性-塑性转变是由温度、压力和流动速率决定的。对于正常的流动速率和地温,正常的脆性破裂在超过 60~100 km 左右的深度不能发生<sup>[3,6,8]</sup>(图 1)。

其次,考虑断层滑动。断层产生和滑动与应力之间的定量关系,早在深源地震发现之前就有人研究过。由库伦破裂准则(式(1))及随后的 Byerlee 定律(式(2))给出:

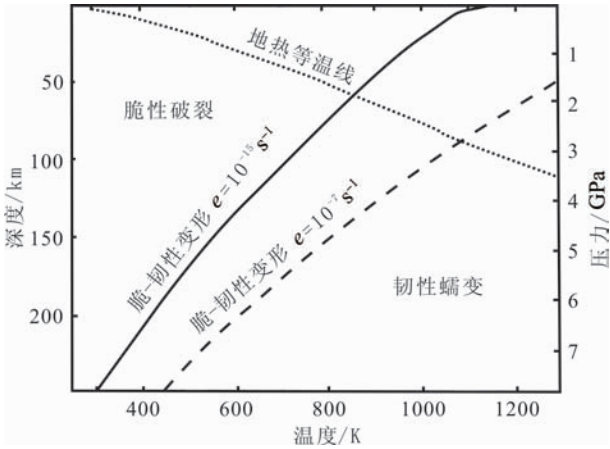


图 1 脆-塑性转换图  
(据 Frohlich<sup>[6]</sup>)  
Fig.1 Ductile-brittle transition

$$\tau_f = \tau_0 + \mu_f \sigma_h \tag{1}$$

$$\tau_f = \tau_F + \mu_f \sigma_h \tag{2}$$

式中:  $\tau$  表示抗剪切强度;  $\sigma_h$  表示破裂面上的正应力;  $\mu_f$  是摩擦系数。其中  $\tau_0$ 、 $\mu_f$ 、 $\tau_F$  是由物质本身固有属性所决定。式(1)决定了断裂产生的条件,当  $\tau_f$  超过该点的抗剪切强度和摩擦阻抗两者之和时,就会发生破裂。式(2)给出了滑动产生的关系,当压应力增大时,会增加滑动所需的应力。在 90 km 深的地方,压应力可达 3 GPa,而大多数  $\mu_f$  的值在 0.6~0.85,可见所需应力( $\tau_f$ )约为 1~2 GPa。而这是现今任何一个地幔模型都不能给出的<sup>[8]</sup>。即使在地幔的某些过程中确实产生了这样大的剪切应力,也有足够多的证据证明它们不会持续很长时间,而是产生塑性流动<sup>[8]</sup>。

高温会促进晶体内部的位错移动,高压会抑制张性裂隙的发育和体积的增加。正常情况下,在地球深部,当压力达到 1 GPa、温度达到 400~700 °C 以上时,岩石的脆性破裂或滑动就变得极为困难。因此,当深源地震在 1920 年第一次被提出时,就受到大家的广泛质疑。直至随后的和达清夫<sup>[10]</sup>和贝尼奥夫<sup>[11]</sup>通过研究证实了深源地震的存在并发表了相关论文。在此后的 80 多年内深源地震就被作为一种“不可思议”的现象得到了广泛的研究<sup>[1,3,5-11]</sup>。

2 深源地震的特征

2.1 深源地震的空间特征

深源地震(震源深度大于 70 km)绝大部分发

生在消减岩石圈的地方,即与板块俯冲相关区域(图 2,3)。在空间上,它们常常在距板块表层几 km 内,平行于俯冲板块呈带状分布(例如,和达清夫-贝尼奥夫带)。在俯冲板块的内部,中源地震(震源深度在 70~300 km)的双震带<sup>[12-13]</sup>是一种能够普遍观察到的现象。两层地震带之间有一定距

离<sup>[13-15]</sup>,一般 20~40 km 左右,上层位于俯冲洋壳中,下层位于俯冲大洋地幔中,两者具有不同震源机制<sup>[12-13]</sup>。当然,并不是所有的区域都存在双震带,而且部分地区也可见深源双震带<sup>[16]</sup>。对双震带的认识和研究能为深源地震的成因机制提供约束和启示作用。

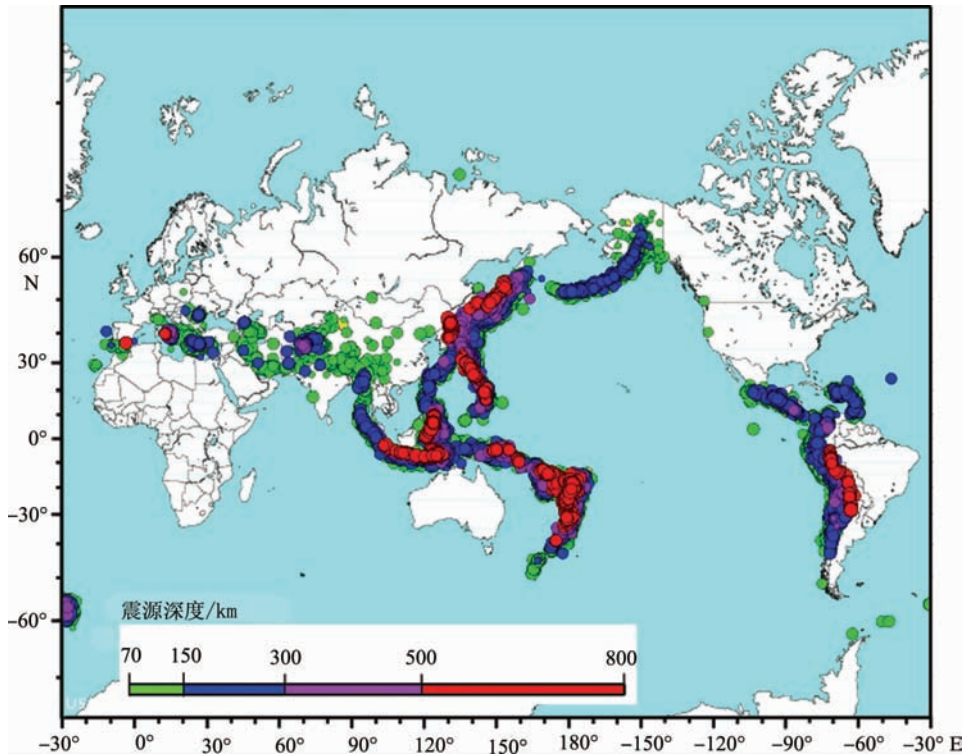


图 2 世界范围内深源地震(震级≥4)分布图

(资料来源 USGS;时间:2011-12)

Fig. 2 Worldwide distribution of deep earthquakes(Magnitude≥4)

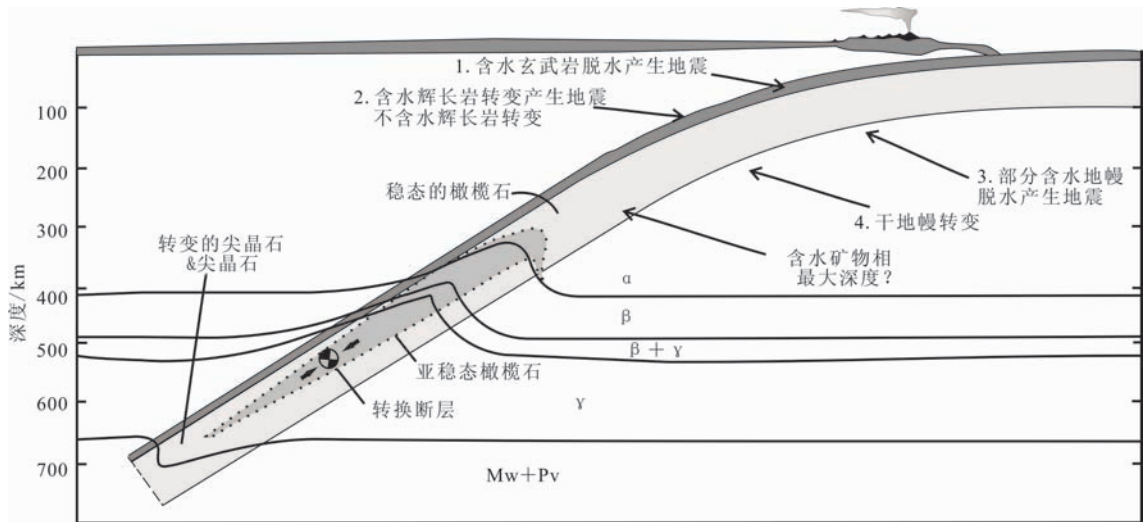


图 3 俯冲带与深源地震的关系

(据 Kirby 等<sup>[17]</sup>和 Hacker 等<sup>[14]</sup>修改)

Fig. 3 Relationship between subduction and deep earthquakes

无论是地震的分布(双震带)或是地震的成因,它们都与俯冲板块的特征密不可分。俯冲带是深源地震产生的主要空间环境。俯冲板块是以相对冷的温度俯冲进入地幔,在地幔中逐渐被加热,由于板块较厚且传热性能差,故能在俯冲过程中保持长时间的较冷状态,其中最冷的部分可能比周围的地幔低 1 000 K<sup>[18-19]</sup>。对俯冲板块两点关键的认识是:热结构和物质成分结构。热结构(即板块的温度分布)是影响深源地震分布的重要因素<sup>[17,20-21]</sup>,大量的观测表明深源地震对板块的温度高度敏感<sup>[22]</sup>。而对于特定深度,温度的分布主要取决于板块的年龄、板块的垂直俯冲速率(或受热的时间),当然,地幔与岩石圈的温差及俯冲板块的几何学结构等<sup>[17,23-24]</sup>对温度分布也有影响。物质成分结构(包括相变关系)是分析深源地震成因和分布的另一个重要因素。俯冲的大洋岩石圈一般从顶到底为:上覆的海洋沉积物、5~6 km 的玄武岩质地壳、30 km 的残留方辉橄榄岩、10 km 的残留二辉橄榄岩及 40 km 的“亏损”地幔岩成分物质<sup>[25]</sup>。由于洋壳中存在大量断裂并且长期与海水接触,故含有大量的水及含水矿物(例如,蛇纹石化的橄榄岩)。随俯冲深度增加,水丢失并且部分含水矿物开始发生脱水反应。而在冷的板块内部蛇纹石的稳定性能将水带入至少 250 km 以上深度的地幔中<sup>[24]</sup>。当板块达到一定深度时,主要组成矿物橄榄石将会发生相变<sup>[26]</sup>。相变、物质结构及温度结构三者又彼此相关。橄榄石的  $\alpha$ 、 $\beta$  相变的相变曲线为正斜率(相变为吸热反应),在板块内部相变边界向上凸起,相变深度变小。在  $\gamma$  相橄榄石分解反应中相变曲线为负斜率(相变为放热反应),在板块内部相变边界向下凹,相变深度增加(图 3)。

2.2 深源地震的数量特征

从美国地质调查局(USGS)官网上获得 1973 年至今震级大于 5 级的地震数据(图 4)。深源地震数量略多于总地震数的 1/5,可见深源地震在数量上是不容忽视的。Frohlich<sup>[6]</sup>对世界范围内地震的发生频率按照深度进行统计,如图 5 所示,地震发生的数量是随着震源深度的加深而减少。在 30~50 km 有一个显著的上升,随后中源地震频率随着深度变化成幂指数减少,直到 350 km 附近时,地震强度达到了一个最小值。300 km 以下为深源地震,存在两个明显峰值,在 400~600 km 再次增加,600~680 km 突然停止。现在大多数的地球物理观测及

实验研究已经证明 410 km 和 660 km 是全球范围内广泛分布的不连续面,520 km 处是局部地区可见的不连续面<sup>[27]</sup>。410 km 对应  $\alpha$  橄榄石到  $\beta$  橄榄石相变,660 km 对应  $\gamma$  相橄榄石分解相变。如果将板块温度对相变线的影响考虑在内,值得注意的是,这两种相变边界恰好位于深源地震频率分布峰区和突然终止区(图 3,5)。这些似乎暗示了深源地震的成因很大程度上与相变相关,而且中源地震和深源地震可能存在着不同的成因机制。其中也存在很多令人感兴趣的科学问题,例如,深源地震为什么会终止在 680~700 km 附近<sup>[6,18,28]</sup>?

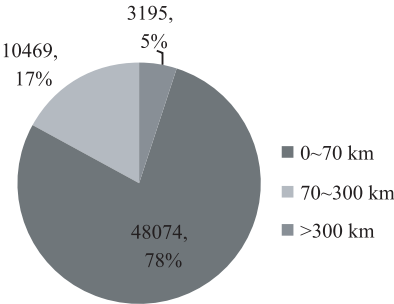


图 4 地震分布图(1973—2011)  
Fig. 4 Distribution of earthquakes(1973 - 2011)

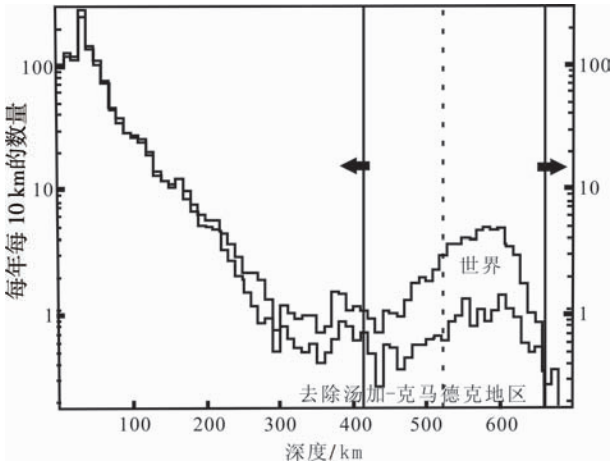


图 5 深度与地震分布关系图  
(据 Frohlich<sup>[6]</sup>略有修改)  
Fig. 5 Distribution of earthquakes with depth

2.3 深源地震的地震学特征

大量的观测和研究发现,深源地震与浅源地震在震级分布范围、震源-时间函数、破裂速度和应力降等方面都相似<sup>[3,6,8,17]</sup>,甚至浅源地震的动态触发机制也可以在深源地震中起作用,并且这种动态触发的地震通常发生在地震区下面或附近的无震区<sup>[29]</sup>。但是,正如前面所述深源地震与浅源地震在

成因机制上不同,这多多少少暗示了深源地震与浅源地震在地震学特征上也必然存在着差异。

深源地震与浅源地震最为明显的差别之一就是余震较少。深源地震余震发生率较浅源地震能低一个数量级<sup>[30,31]</sup>。其中,中源地震(震源深度在 70~300 km)余震频率又略少于深源地震<sup>[30-31]</sup>。余震的发生频率分布也是随深度而变化:0~300 km 左右呈指数下降,然后在大约 500 km 深处开始上升,持续到 650 km 深度才突然下降<sup>[6,8,31]</sup>。应力降的方向同样也随深度的变化而变化,一般情况下,中等深度以下倾张性为主,而在 300 km 以下,以下倾压性为主<sup>[3,6,13]</sup>。此外,余震可以在整个板块区域上分布,但是余震的显著活动只出现在非常冷的板块内部<sup>[32]</sup>;对于暖板块发生深源地震而言,余震的  $b$  值较小<sup>[3,6,8]</sup>。深源地震的破裂持续时间也是深度的函数,在大约 550 km 处,破裂时间急剧缩短,矩释放的时间历程变得较为简单<sup>[31]</sup>。

深源地震的辐射花样在后续的研究中也起到了重要作用。地震主要存在 3 种“纯”辐射样式<sup>[3,8]</sup>:双力矩源(double-couple focal),单一断层;补偿线性矢量偶极(compensated linear vector dipole, CLVD),轴对称;各向同性(isotropic),内爆。研究已经表明,深源地震显示双力矩源及补偿线性向量偶极组分为主,很少生成均方性组成<sup>[3,8,33-34]</sup>。此外,深源地震具有相对低的地震效率、相对低的断裂速率等。板块的初动方向、板块的应力状态、震源波形等对它们的详细了解都可以为深源地震的成因机制起到一定的制约作用。

### 3 深源地震的机制

深源地震从最初发现至今,主要的研究成果来自于高温高压实验和地球物理观测两个方面。尽管经历几十年的研究和探索,也取得了一些突破性的成果,但是深源地震的成因机制依然存在着争论。目前,不同的学者提出的深源地震的成因机制有数种:塑性失稳(plastic instabilities)、剪切诱导熔融(shear-induced melting)、失稳伴随着重结晶作用(instabilities accompanying recrystallization)及同质异相物质的相变(polymorphic phase transformation)等<sup>[3,5]</sup>,近来也有学者提出的新机制<sup>[4,35]</sup>。其中被大家广泛接受和争论较多的主要有 3 种机制<sup>[8,14,22,36-38]</sup>:(1)脱水脆裂(dehydration embrittle-

ment);(2)反裂隙断层作用(transformational faulting);(3)绝热剪切失稳(adiabatic shear instability)。

#### 3.1 脱水脆裂(dehydration embrittlement)

断层是地震产生的关键,在公式(1)中提到了断裂产生的力学条件,但并没有考虑流体存在的情况。当存在流体时,流体压力增大会使有效围压减小,从而降低了破坏强度,使断裂在深部发生变得可能。此外,极少量的水就可以显著地弱化橄榄石等矿物的塑性流动强度<sup>[40]</sup>,在高压背景下,水还可以影响介质应力的重新分布,使得断层产生较高的不稳定性,从而成为地震产生的主要诱导因素。事实上,中等深度的地震活动性样式与含水矿物出现的位置也存在相关性<sup>[14]</sup>,少量的流体(1%)即可产生断裂<sup>[41]</sup>。水(包括羟基及后来所认为与水具有相同作用的低强度细粒物质<sup>[42]</sup>)对断层的产生具有重要作用,因而脱水引起矿物脆化进而引发地震的机制关键在于流体(水)的来源、存在深度、分布及运输状态等。

已经有足够多的证据证明俯冲作用能够将显著数量的水(含水或羟基的矿物)带入地球深部<sup>[43-48]</sup>。板块在俯冲过程中,温度和压力随深度而不断增加,当达到一定的温压条件时矿物的脱水反应将会发生。这些大洋岩石圈中矿物的脱水反应与矿物的类型性质等密切相关。Hacker 等<sup>[14]</sup>将俯冲的大洋岩石圈分为 4 层(图 3):(1)含水,细粒玄武岩质地壳;(2)粗粒,局部含水辉长岩质地壳;(3)局部含水最上层地幔;(4)无水地幔岩石圈,并分别说明了各层中对应的地震状况(图 3)。

由超镁铁质岩石热液蚀变而来的蛇纹石是洋壳板片中含水最多的矿物相之一。而叶蛇纹石在地幔条件下最具有稳定性<sup>[49,50]</sup>,并且其脱水作用稳定范围与震源深度相对应。因而,大多数研究者也倾向于将蛇纹石(叶蛇纹石)作为俯冲带中脱水的主要岩石类型<sup>[13-14,51]</sup>。图 6 展示了叶蛇纹石在俯冲带中脱水的相图变化(图中 3 条曲线指示的结果来自 3 种不同的研究)。地震波速、高的泊松比值、磁异常及蛇纹石泥火山也已经证实地幔楔中蛇纹石的存在<sup>[52]</sup>。事实上,最早对于脱水脆裂机制的研究也是来自于蛇纹石。经典的实验是以 Raleigh 和 Paterson<sup>[2]</sup>及 Raleigh<sup>[53]</sup>在压力达到 0.5 GPa 下的蛇纹石分解实验为代表,在升温过程中他们发现了蛇纹石的弱化、脱水及最后的破坏现象,指出在很小的剪

切应力下,断层是随着含水蛇纹石的分解脱水而形成的。Meade 和 Jeanloz<sup>[54]</sup> 在温压范围为 0~300 km 深度的实验条件下发现了蛇纹石脱水过程中的声发射现象,并认为在深度大于 300 km 之后的声发射现象并不是由脱水反应引起的。随后,Irifu-ne 等<sup>[45]</sup>发现当温度高于 600~800 °C 及压力达到 12 GPa 蛇纹石全部脱水时,包含一些高密度的含水镁硅酸盐聚合相将会在更高压力下形成。此后,Dobson 等<sup>[51]</sup>也测量了俯冲带中温压条件与 50~200 km 深度相当的蛇纹石样品中的声发射。Jung 等<sup>[55-56]</sup>的结果也表明叶蛇纹石在差异应力的作用下破坏、脱水能够在 1~6 GPa,630~820 °C 状态下,导致断层作用并显示了脱水脆裂作为中源地震的机制并不受限于是否伴随着一个体积减小的变化。这就同时解决了理论上一个体积减小的反应会抑制脱水脆裂作用<sup>[57]</sup>的问题。结合实时 X 射线衍射(XRD)技术,Perrillat 等<sup>[58]</sup>在 1.1~5.5 GPa 压力范围内研究了俯冲洋幔中叶蛇纹石的脱水作用,发现在水不饱和条件下叶蛇纹石的高温稳定极限减少 50~100 °C,并且其脱水速率快于黏性松弛速度,进而导致脆性破裂或先存断层的弱化,为双震带的下盘提供了解释。脱水脆裂作用还不能较好地解决大断裂宽度、一些深源地震的方向、深源地震与板块温度的依赖性问题。但是总体上而言,在 Raleigh 和 Paterson<sup>[2]</sup>及 Raleigh<sup>[53]</sup>之后的越来越多的实验研究和岩石学、地震学观察都表明蛇纹石的脱水作用能对中源地震的成因作出很好的解释<sup>[13-14,40,59-61]</sup>。

除蛇纹石之外,研究者们也对其他俯冲带中各种矿物进行了研究。Meade 和 Jeanloz<sup>[54]</sup>使用激光加热金刚石压腔完成了在压力达到 650 km 深度处的压力值时对橄榄石、辉石及蛇纹石的测量,在压力达到 7 GPa(大约 200 km 深)时,他们并没有在橄榄石或辉石样品中观察到声发射现象。当然,这并不能否认其他矿物的脱水作用可能对深源地震起到重要作用。在角闪石、绿泥石、石膏和透闪石等多个实验中均观察到了在脱水作用过程中的弱化和脆化现象<sup>[14]</sup>。Zhang 等<sup>[41]</sup>对榴辉岩的实验中发现类似的脱水反应能引起断层失稳现象,能够解释俯冲洋壳中的高温地震及部分转换带中的深源地震。Omori 等<sup>[62]</sup>认为橄榄岩的多种成分脱水作用可以持续到地幔转换带深度,脱水脆裂作用可以对深源地震活动性作出解释。事实上,蛇纹石脱水深度一般局限在 0~250 km 内<sup>[42]</sup>,在更深处含水矿物是以蛇纹石

在温度更低的情况下脱水形成的 A 相(Phase A)(图 6),或者少量的例如斜硅镁石等含水矿物相<sup>[61,63]</sup>形式存在。

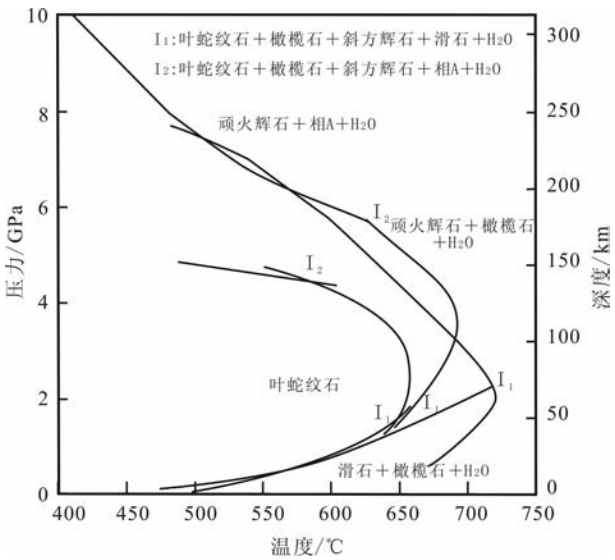


图 6 叶蛇纹石的实验相图  
(据 Yamazaki 和 Seno<sup>[39]</sup>)

Fig. 6 Experimentally determined phase diagram of antigorite

脱水脆裂机制最为成功的一点是它能够很好地解释双震带的分布问题<sup>[13,39,51,58]</sup>。在实验误差允许的范围,叶蛇纹石的脱水边界与双震带的位置一致<sup>[64]</sup>。例如,Yamasaki 和 Seno<sup>[39]</sup>通过对日本、台湾、智利、阿留申群岛等地区双震带研究,认为大多数双震带与蛇纹石的脱水轨迹相关。Zhang 等<sup>[65]</sup>通过高分辨率的地震层析成像推断双震带上层与变玄武岩或(和)变辉长岩的脱水相关。Hacker 等<sup>[14]</sup>对俯冲带热结构研究则显示下层地震是由上地幔蛇纹石或绿泥石脱水所致。

脱水作用能否对深源地震作出解释? 高压实验与地震学观察表明主要含水矿物只有在地幔的上部(<250~300 km)才能稳定发生脱水反应,并且脱水深度与地震活动性相关联,脱水脆化无法解释发生在更深的(>400 km)地幔中的地震<sup>[3,17,48,50,54,60-61,64]</sup>。Zhang 等<sup>[41]</sup>的结果似乎表明只要转换带中含有适量的水就能引起深源地震,但是最近 Green 等<sup>[64]</sup>从地震学证据和矿物学上论述了 400 km 之下俯冲板块是本质上不含水的,至少俯冲板块内部是不含水的<sup>[66]</sup>。A 相等含水重镁硅酸盐矿物在反应和脱水过程中也并没有自由水产生<sup>[61]</sup>。可见,脱水脆裂作用无法解释深源双震带和深源地震<sup>[19]</sup>。当然这也是存在争议的。就在最近 Chernak 和 Hirth<sup>[52]</sup>在对

蛇纹石变形实验中发现了叶蛇纹石的脱水反应更多的是促进均匀的和分散的变形而不是局部的脆性破坏,进而对脱水作用作为中源地震直接成因也产生了质疑。

### 3.2 反裂隙断层作用(transformational faulting)

图3和图5对照很容易发现深源地震的产生与相变反应很大程度上相一致。早在半个世纪之前,以 Bridgman<sup>[67]</sup>为代表的研究者就提出过相变是深源地震成因的假说,但是他们的假说认为是相变引起体积的急剧变化从而产生地震。下沉的对流单元将会提供一个稳定的物质供应使相变持续产生并形成深源地震。1961年8月19日发生在秘鲁的深震在秘鲁 Nana 应变计的记录上发现对应的震前有一个向下的突然运动<sup>[68-69]</sup>; Dziewonski 和 Gilbert<sup>[70]</sup>及 Gilbert 和 Dziewonski<sup>[71]</sup>估算了1963年8月15日秘鲁、巴西地震和1970年7月31日哥伦比亚地震的运动释放,推断预期的压缩事件在至少早于主断裂80 s前开始。这些观察都支持了相变突变引起体积减少而导致的一种内爆作用假说。但是,内爆作用应该具有各向同性的收缩分量,而这与地震观测到的多数深震以双力矩源及剪切分量特征<sup>[3,8,33-34]</sup>不一致。并且对于重复在一个地方发生地震用内爆机制也无法进行解释<sup>[72]</sup>。

此后, Kirby<sup>[18,73]</sup>等从冰和透闪石等相变物质的实验中,发现某种物质在非静水压力条件下发生相变时,伴随相变将会产生体积变化和稳定的剪切变形,最终形成沿最大应力方向的断裂。他们将此现象与深源地震机制相联系,不但与地球物理的观测相符合,而且还避免了内爆作用的缺陷。但是,他们缺少直接从橄榄石相变上以及物理学机制上来联系和解释深源地震。直到随后的 Green 和 Burnley<sup>[5]</sup>及 Burnley<sup>[74]</sup>采用低压下即可发生相变的橄榄石类似物  $Mg_2GeO_4$  进行实验,在低压(1~2 GPa)、中等温度(约100~1300 °C)条件下显示了相变时的断层的形成过程,并给出了形成的力学机制与 Griffith 裂隙相类比(图7)。接着, Green 等<sup>[75]</sup>还报道了在超高压(约15 GPa)下橄榄石-瓦兹利石相变实验中形成了断层,并认为这是深源地震有说服力的假说<sup>[76]</sup>。这种机制不但符合深源地震的双力矩源特征及剪切分量特征<sup>[3,6,33]</sup>,并且他们还记录了伴随变形的声发射现象<sup>[77]</sup>。从本质上讲“反裂隙断层作用”也很好解释了产生断裂和滑动两个方面:通过橄榄石-尖晶石相变产生与 Griffith 裂隙类似但力学性质相反的裂隙,当大量这样的裂隙连接在一起便形成断裂(图7);由于反裂隙中充填的超塑性细粒尖晶石(纳米晶固体)恰好充当了与

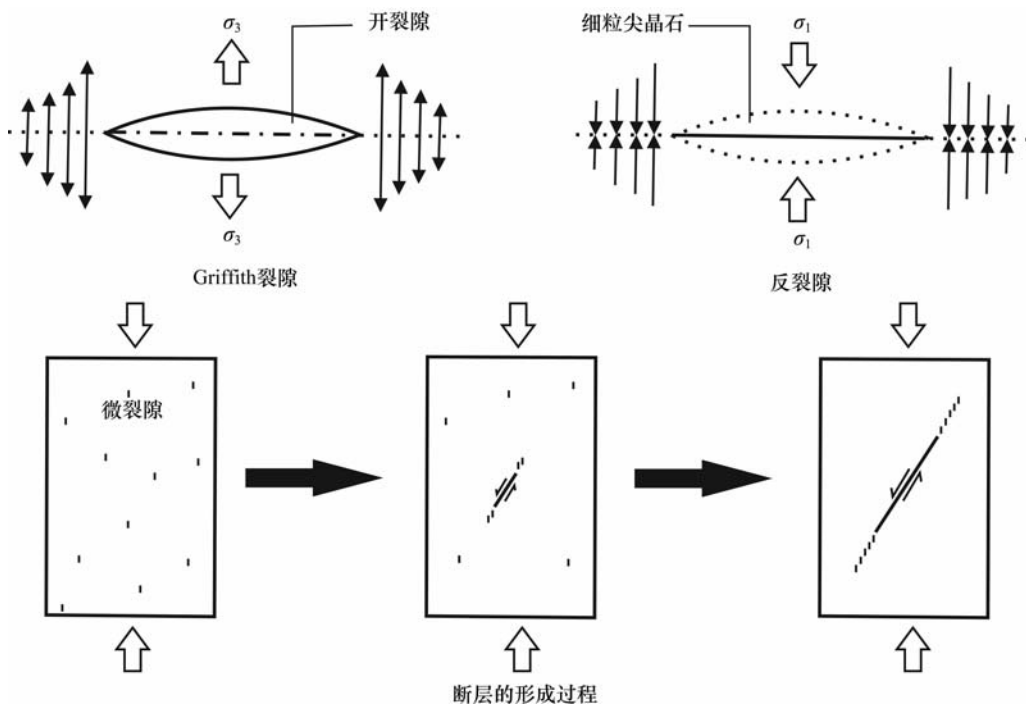


图7 Griffith裂隙(I型裂隙)与反裂隙的形成与扩展

(据 Green 等<sup>[3,83]</sup>略有修改)

Fig. 7 Initiation and growth of anticracks and Griffith cracks (Mode I cracks)

流体类似的作用,从而使滑动变得容易实现。这种被称为“反裂隙断层作用”(transformational faulting)成因机制此后得到了大家的广泛关注,并一度被认为是最有可能的一种深源地震机制。在此期间,还有人研究过“类马氏体”转变机制<sup>[78-81]</sup>。由于马氏体转变不具扩散性使得新相能够快速增殖,并且转变不能有大体积物质参与使得双力矩源特征变得可能,似乎“类马氏体”的转变也可能解释深源地震。但是,没有强有力证据来支撑这个机制,而且只能在类似金刚石压腔实验环境中,非常大的剪切应力下,相变才是马氏体的<sup>[82]</sup>。

各种相变机制中最根本的条件是需要一个亚稳态区的存在,亚稳态相在深源地震机制中起到了一个重要作用<sup>[17,84]</sup>。所谓亚稳态就是  $p/T$  条件达到了平衡边界,由于温度较低平衡相变不会发生,直到温度升高到一定值时,亚稳态相就会转变成其稳态相。橄榄石是上地幔和俯冲带中最主要的组分,约 400 km 深度附近,俯冲板块中由于温度低于地温梯度,  $\alpha$  相橄榄石不发生相变,  $\alpha$  相的橄榄石便以亚稳态的形式进入更深的深度<sup>[17,85-86]</sup>。楔形的橄榄石亚稳态区域在俯冲板块内部随着深度增加变薄,并且最终消失在 660 km 附近<sup>[17]</sup>(图 3)。影响橄榄石亚稳态区域的状态与规模的因素较多,在岩石圈俯冲板块内除了温度还有板块的宽度、相变反应时间、反应程度、扩散活化能、板块俯冲速率及水等<sup>[6,8,17,87]</sup>。高温高压实验及相变动力学等理论分析已证实俯冲板块内部橄榄石相变受阻导致以亚稳态相进入更深地幔中的现象<sup>[17,85-86]</sup>。但是亚稳态边界在某个区域是否真实存在,至少应该在地震学上可探测到<sup>[88-91]</sup>。就目前而言,至少先后在 5 个地区报道过存在亚稳态橄榄石楔的证据:伊豆—小笠原群岛俯冲带<sup>[92]</sup>、汤加俯冲带<sup>[93]</sup>、马里亚纳群岛俯冲带<sup>[94]</sup>、日本东北<sup>[37]</sup>和日本西南<sup>[66]</sup>。但是所探测到的俯冲带中橄榄石亚稳态存在的地震学结果依然存在争议<sup>[88,95]</sup>,结合热力学模型与实验动力学数据外推从而确定亚稳态橄榄石范围的方法也有较大的经验上的外推性<sup>[96]</sup>,模型也存在不确定性<sup>[89]</sup>。可见,橄榄石亚稳态区是否确切地存在于冷的板块内部仍然缺乏十分充足的证据。

反裂隙断层作用机制最为成功的一点是它能够很好地将相变分层现象与深源地震分布相联系起来(图 3,5),并且有较好的实验证明及明确的力学机制。在板块内部橄榄石—瓦兹利石相变发生的深度

(410 km 不连续面)内对应地震活动 350~400 km 的峰值,而且最大的深源地震震源深度约 690 km<sup>[18,28]</sup>与相变停止深度也恰好对应。当然,反裂隙断层机制也能对其他很多现象作出较好的解释,例如,Helffrich 和 Brodholt<sup>[20]</sup>对 8 个俯冲带中对应的热结构与深震活动性关系调查中发现,除日本北部俯冲带之外,最小地震活动性深度均随板块的热年龄的增加而减小;Wiens 等<sup>[16]</sup>在汤加地区发现的深源地震双震带等。这些结果用反裂隙断层机制就能得到较好解释。

对于亚稳态相变导致的反裂隙机制,近年来也存在不断增加的反对意见。主要体现在以下 3 个方面:(1)反裂隙断层模型指示的深源地震只能存在于橄榄石—尖晶石相变区域,也就是俯冲板块的中心低温部,而其宽度(浮力考虑在内)最多只有 5~25 km<sup>[22]</sup>,这与实际地球物理观测到的 1994 年玻利维亚地震和斐济地震断层面宽度 40~50 km<sup>[97]</sup>相差甚远。Silver 等<sup>[60]</sup>也重新推测了断层面延伸至少 30~50 km,这种延伸比在板块核部的一个橄榄石亚稳态边界所预测的要大 3 倍,这是反裂隙断层作用所不能解释的。(2)反裂隙断层机制难以解释倾向于发生在板块底部或边界(亚稳态橄榄石区域以外)的地震、余震及同一地方重复发生的地震<sup>[60,72,98]</sup>,另外,深源地震产生区域橄榄石亚稳态楔是否存在也有着质疑<sup>[7,96,99]</sup>。(3)对 Green 等<sup>[75]</sup>橄榄石相变实验产生的质疑。部分研究者对 Green 等<sup>[75]</sup>的实验在相似的条件下进行重复但并未获得预期的结果。例如,Dupas-Bruzek 等<sup>[100]</sup>质疑到,非静水压力通过增加充当成核点的位错密度来提升转变速率,尽管样品在非静水压力下部分地反应,但是并没有反裂隙断层作用的证据。且 Green 等缺乏考虑相变产生的潜热的作用有助于滑动的同时也阻碍进一步相变。针对以上疑问,也有研究者作出解释。例如,Stein<sup>[19]</sup>认为俯冲的板块随着俯冲过程中年龄导致热结构的差异及俯冲板块与 670 km 不连续面的相互作用导致板块变形加厚都可能使玻利维亚等地区深源地震所涉及的大断裂范围得到较合理的解释。但是类似这样的解释并没有获得大家的广泛认同。

### 3.3 绝热剪切失稳(adiabatic shear instability)

剪切失稳机制的提出是从 Bridgman<sup>[1]</sup>在轴向压力约为 5 GPa 的条件下进行一系列剪切实验开始的。Bridgman 在实验中观察到一个内在断裂的

现象,并认为它是引起深源地震的一个原因。Orowan<sup>[101]</sup>认为这种现象是由塑性变形失稳导致的。他们认为蠕变产生的结构转变将会进一步加速蠕变,从而使形变逐渐局限在一个能产生高速蠕变的薄层中,并且最终可能通过高速蠕变形成的热来产生剪切熔融。同时期,Griggs 等<sup>[102-103]</sup>正式提出了这种由于绝热剪切失稳引起的熔融模型。他们认为对于特定深度,只有当剪切带厚度超过一个最小值时,热逃逸熔融作用才能产生。他们计算了在地幔深度需要剪切带厚度超过 30 km。Ogawa<sup>[104]</sup>完善了 Griggs 等的物理模型,并发现在合适的温压条件下,施加的剪切应力  $\tau$  能使温度有缓慢的增加,直到随着物质的弱化存储的弹性能突然释放的时候会导致温度突然爆炸性增加与应力的急剧下降。他们推断在俯冲岩石圈条件下热逃逸会发生并伴随有剪切带的熔融,但是要求剪切带不能太厚也不能太薄。Hobbs 和 Ord<sup>[105]</sup>认为在地幔物质中也可以发生这种剪切失稳,并且能够很好地解释俯冲带中的深源地震分布。他们认为对于一个特定的应变速率,会出现一个与深度相关的临界温度。低于临界温度时,地幔物质发生应变速率被软化,软化到一定的程度就有可能发生塑性失稳;高于临界温度时应变速率被硬化从而没有塑性失稳产生。但是,很少人愿意去相信缺乏实验数据、又具有高度的推测性且与所观测的结果不能完全一致的物理模型,这种剪切失稳机制并没有受到人们足够的重视。直到随后 Karato 等<sup>[7]</sup>知名学者强烈支持及对 Hobbs 和 Ord<sup>[105]</sup>方法的改进,考虑了更多的细节,再加上反裂隙断层作用等机制逐渐出现的缺陷,热逃逸引起的塑性失稳(绝热剪切失稳)才再次成为深源地震最为可能的成因机制之一。

温度的正反馈机制在绝热剪切失稳机制中起到重要作用。相对于热扩散,如果物质变形速率足够快,那么产生的热量就能够得到积累,积累的热量又能进一步的促进变形,最终导致失稳(热逃逸)的产生。温度( $T$ )、强度( $\sigma$ )、应变( $\epsilon$ )在这种失稳中起到关键作用。失稳发生的条件可由三者关系式(3)给出:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial \epsilon} + \frac{\partial \sigma}{\partial T} \left( \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) < 0 \quad (3)$$

式中: $\frac{\partial \sigma}{\partial \epsilon}$ 表示应变硬化效应; $\frac{\partial \sigma}{\partial T} \left( \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right)$ 表示温度引起的应变软化效应。如果将塑性变形中物质强度关系及温度与变形速率关系代入式(3)中(详见文献

[35])则能得到更为简明的失稳条件:

$$\frac{\dot{\epsilon} L^2}{\kappa} > 1 \quad (4)$$

$$\frac{\sigma \epsilon H_{\eta}^*}{nRT^2} > \frac{m}{\epsilon} \quad (5)$$

式中: $\dot{\epsilon}$ 为应变速率; $L$ 为物体大小; $\kappa$ 为热扩散率; $H_{\eta}^*$ 为黏性流动活化焓; $R$ 为气体常数; $m$ 为强度 $\sigma$ 随应变 $\epsilon$ 而变化的参数。

从式(4)中可以看出应变速率越高越利于失稳的产生,从式(5)中可以看出较低的温度有利于失稳的产生。而应变速率与温度两者之间是呈正相关,温度的升高有利于变形速率的增加。可见,失稳产生的条件下温度是在一个中值范围内。在正反馈机制中需要变形速率足够高,才能产生失稳。而在板块中心部位较大的应力提供了产生高应变速率的条件,较低的温度恰好也有利于失稳的产生。

Karato 等<sup>[7]</sup>对橄榄石-尖晶石流变性质与俯冲岩石圈年龄和俯冲速度相关的温度响应进行了一系列高温高压实验和理论模拟计算。例如,考虑更多接近真实板块的细节条件,他们对以俯冲速度约为 10 cm/a 板块,模拟计算得到了板块中不稳定参数的分布特征(图 8)。发现热失稳可能发生的区域从 200 km 一直延伸到深部,因而热逃逸作用也能对中源地震作出解释;约 550 km 之下,存在两个相对独立的热失稳可能发生的区域,能与 Wiens 等<sup>[16]</sup>在汤加地区 350~460 km 深度观察到的双震带对应;这两个独立稳定区域具有约 40~60 km 宽度,恰好能与地球物理观测到的斐济、玻利维亚等区域大地震的断裂规模相对应。

绝热剪切失稳机制最为成功的一点是,它能够很好地解释其他机制难以解释的重复地震问题、前震和余震的产生现象、玻利维亚及斐济地震断层面问题,以及暖俯冲板块中不能出现亚稳态橄榄石楔而出现深源地震的问题<sup>[7,72]</sup>,并且他们建立的物理模型及理论模拟计算都很好地解释了为什么大部分 Wadati-Benioff 带在中等深度相对较平坦,解释了 Wiens 等<sup>[16]</sup>在汤加发现的双地震带的分布特征,甚至可以对汤加序列深源地震的远程触发机制做出解释<sup>[29]</sup>。此外,绝热剪切失稳也是一种既适合中源地震也适合深源地震的机制。

当然,绝热剪切失稳机制也存在一些制约问题使之不能成为最可信的机制。首先,这种模型机制缺少实验数据,并且模型基本上不能在实验室环境下得到

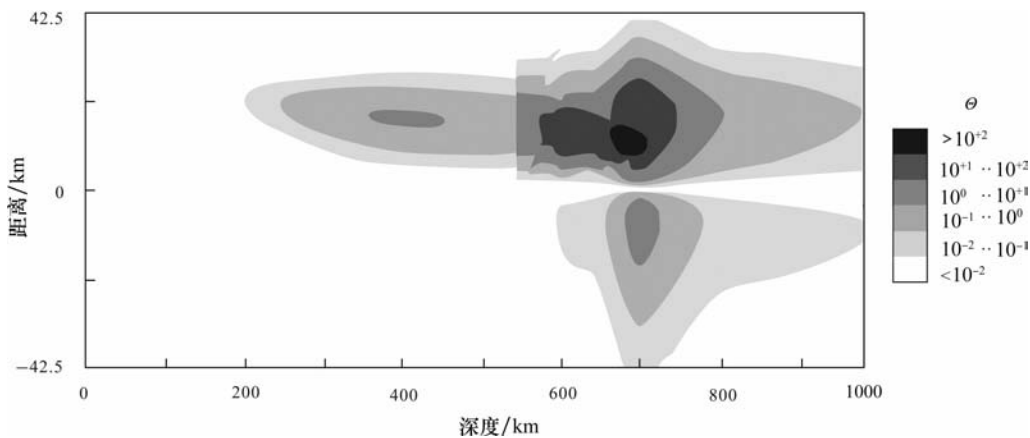


图 8 以 10 cm/a 速率俯冲的板块内部不稳定参数  $\Theta$  分布  
(据 Karato 等<sup>[7]</sup>略有修改)

Fig. 8 Distribution of the instability parameter  $\Theta$  within a slab subducting with velocity of 10 cm/a  
图中纵轴是指具俯冲板块中心最冷轴的距离,当  $\Theta>1$  时热逃逸失稳将会发生。

证明。其次,Karato 等<sup>[7]</sup>的模拟计算主要考虑了俯冲岩石圈的强度、挠曲性质,以及潜热、颗粒大小等,其他因素对此结果的影响还有待进一步的考虑。再者,在对 1994 年玻利维亚深震研究的基础上,Kanamori 等<sup>[106]</sup>、Bouchon 和 Ihmlé<sup>[107]</sup> 及 Venkataraman 和 Kanamori<sup>[108]</sup>等推断其断裂过程中的确发生了剪切熔融,但可能只发生在几 mm 的范围内,且这种发生熔融作用的现象并不具有一般性规律。此外,不稳定性是否能发生足够快、且热反馈作用范围足够大,超低频信号中为什么没有观察到震前的这种蠕变等问题,也是阻碍此机制进一步发展的瓶颈<sup>[7]</sup>。

4 深源地震存在的问题

迄今为止,已有上千篇文章来研究和讨论深源

地震问题<sup>[6]</sup>。近 20 年来发表在 *Nature* 及 *Science* 杂志上的相关文章至少超过了 20 篇,并且每年出版的深源地震相关主题的文献数与引文数都在不断增加(图 9)。可见,深源地震问题是一个需要关注的重大科学难题。尤其是近年来我国东北珲春等深源地震区,深源地震也呈现出不断增加的趋势。其成因机制关系到深部物质组成、流变性质、西太平洋俯冲等一系列重大的科学问题。而中国学者也已开始关注东北地区深源地震。

在繁多的研究中,如何将大量的地震性质与地震机制有效地结合起来,依然是较大的问题。例如,图 5 中我们可以发现地震分布在 530~610 km 左右的区间上存在一个峰值。如果利用反裂隙机制来解释似乎很困难,反裂隙机制所需的橄榄石亚稳态楔随深度的增加而呈楔形分布,而地震数量应该与

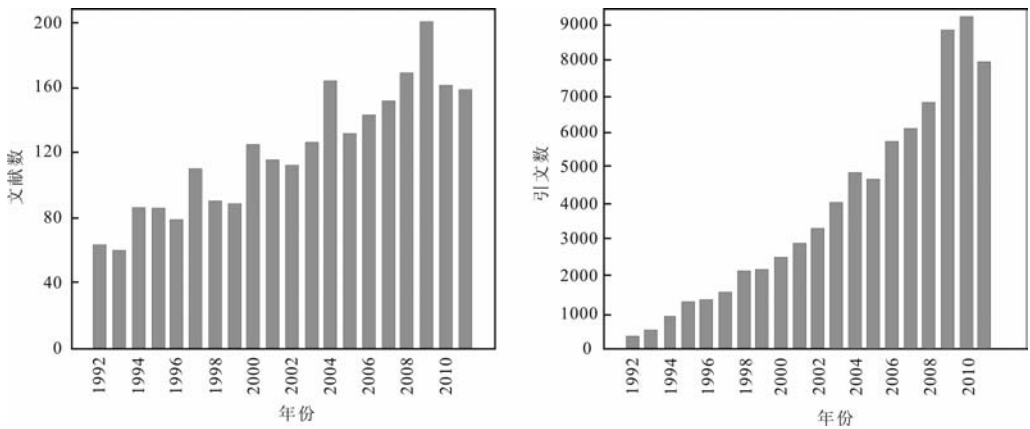


图 9 “深源地震”相关主题每年出版文献数(左)及引文数(右)  
(据文献<sup>[109]</sup>)

Fig. 9 Published items(left)and citations(right) in each year about the topic of “Deep earthquakes”

亚稳态橄榄石的存在规模某种程度上呈正比,这就与 530~610 km 地震数量的峰值相矛盾。绝热剪切失稳机制的物理模型所预测低的抗弯刚度区域恰好能与地震的峰值相对应,但是具有高度的推测性且没有实验的支持,因而并不能令人信服。530~610 km 地震的峰值是地幔矿物相变<sup>[110]</sup>或下地幔的高黏度<sup>[111]</sup>引起应力集中导致的,还是 530 km 之下由于石榴子石向钙钛矿转变产生的水弱化了强度导致的<sup>[112]</sup>,抑或是由于较低的断裂表面能所致<sup>[113]</sup>,就目前积累的资料依然无法给出明确的答案。

结合近几十年研究,金振民<sup>[114]</sup>和 Green<sup>[61]</sup>探讨过需要进一步研究的工作。Frohlich<sup>[6]</sup>也曾提出存在的深源地震机制需要解决及进一步研究的 4 个问题:(1)深源地震的力学过程怎样?(2)深源地震为什么终止在约 680 km 处?(3)所有的深源地震都与俯冲带相关?(4)深源地震与浅源地震到底有多少相似与不同?此后,Frohlich<sup>[8]</sup>结合最新成果认为以下 3 个大方向将会出现具有重要意义的进展:(1)深源地震在什么条件下可能产生?(2)深源地震的物理学机制怎样?(3)为什么浅源地震与深源地震如此的不同,又如此的相同?这 3 个大方向中又包含多个小问题,例如,方向 2 就包含为什么终止在约 680 km 处?对于此问题,Ito 和 Sato<sup>[115]</sup>认为在尖晶石分解边界之下(尤其是冷区域)的区域中形成大量的超塑性区域。在这些区域中实际的屈服应力不超过 1 MPa,因此没有弹性能储存,并认为这可能是 700 km 之下下地幔没有地震的主要原因。但是,如果考虑到 Green 等人的实验<sup>[5,74-75]</sup>都是在吸热条件下产生反裂隙和失稳,而对应的地幔相变恰好在地幔转换带底部(深源地震终止处)变成了吸热反应(图 3,5),这似乎表明吸热反应是地震终止的原因<sup>[116]</sup>。依据反裂隙理论,事实上一个吸热的转变是不能够维持断层失稳所需的热逃逸。随后,Green 和 Zhou<sup>[117]</sup>通过对钛铁矿到钙钛矿的转变反应实验确认了触发失稳的因素与体积变化无关,与熵变相关,即需要一个放热反应。但是,如果亚稳态的橄榄石直接转变为钙钛矿和镁方铁矿,则反应也是放热的<sup>[118]</sup>,这就产生了矛盾。近年来,Gleason 和 Green<sup>[38]</sup>利用与橄榄石分解为钙钛矿和镁方铁矿类似的钠长石分解为硬玉和柯石英实验表明了吸热反应也不能产生失稳,并提出深源地震的终止可能是没有产生类似的“流体”物质导致的。另外,还存在类似深源地震的成因机制到底能否用一种机制

解释或者能否需要多种机制联合解释<sup>[8,82]</sup>等问题。我国东北深震区恰好为我国学者研究深源地震提供了一个天然的场所。该区域已经有一系列地球物理资料的积累<sup>[119-125]</sup>,需要加强岩石矿物物理、数值模拟分析及高温高压实验的研究。

## 5 结论

(1) 尽管深源地震(深度>70 km)数量占全球地震总数的 20%左右(深度>300 km 的深源地震仅占 5%),给人类造成的直接灾害和影响相对较小,但是深源地震可以为人类提供地球深部大量信息,如深部物质状态和性质、相变、流变、流体、板块俯冲深度等。

(2)深源地震机制关键性问题至少涉及以下 3 个方面:橄榄石亚稳态区域在地球物理上的可探测性,亚稳态区域的规模及存在深度;含水矿物的存在深度、稳定范围及能将多少水带入地幔;高温高压下矿物的流变性质。

(3)根据现有的高温高压实验数据、地球物理资料及岩石热力学模型等综合分析考虑,矿物脱水脆裂作用是中源地震主要成因,相变反裂隙断层作用则是深源地震相对较好的解释。而剪切失稳机制则需要进一步的实验数据与观测资料的制约。

(4)以深部地球物理观测为基础,加强高温高压实验和矿物物理性质的研究,进行适合的数值模拟依然是研究和解决深源地震机制问题的有效途径和方法。加强和重视研究我国东北地区的深源地震发生规律、成因机制等对浅源地震可能的影响和联系是十分必要的。

## 参考文献

- [1] Bridgman P W. Shearing phenomena at high pressure of possible importance for geology[J]. *Journal of Geology*, 1936, 44(6): 653-669.
- [2] Raleigh C B, Paterson M S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1965, 70(16): 3965-3985.
- [3] Green H W, Houston H. The mechanics of deep earthquakes[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 169-214.
- [4] 赵素涛,金振民. 地球深部科学研究的新进展:记 2007 年美国地球物理联合会(AGU)[J]. *地学前缘*, 2008, 15(5): 289-316.
- [5] Green H W II, Burnley P C. A new self-organizing mecha-

- nism for deep-focus earthquakes[J]. *Nature*, 1989, 341: 733-737.
- [6] Frohlich C. The nature of deep-focus earthquakes[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1989, 17: 227-254.
- [7] Karato S, Riedel M R, Yuen D A. Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: Implications for mantle circulation and deep earthquakes[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, 127: 83-108.
- [8] Frohlich C. *Deep Earthquakes*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2006: 252-301.
- [9] Scholz C H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2002: 1-471.
- [10] Wadati K. Shallow and deep earthquakes[J]. *Geophysical Magazine*, 1928, 1: 162-203.
- [11] Benioff H. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps[J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1949, 60(12): 1837-1856.
- [12] Hasegawa A, Umino N, Takagi A. Double planed deep seismic zone and upper mantle structure in the Northeastern Japan Arc[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1978, 54(2): 281-296.
- [13] Peacock S M. Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle[J]? *Geology*, 2001, 29(4): 299-302.
- [14] Hacker B R, Peacock S M, Abers G A, et al. Subduction factory: 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions[J]? *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B1): 2030.
- [15] 余日东, 金振民. 蛇纹石脱水与大洋俯冲带中源地震(70~300 km)的关系[J]. *地学前缘*, 2006, 13(2): 191-204.
- [16] Wiens D A, McGuire J J, Shore P J. Evidence for transformational faulting from a deep double seismic zone in Tonga [J]. *Nature*, 1993, 364: 790-793.
- [17] Kirby S H, Stein S, Okal E A, et al. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere[J]. *Reviews of Geophysics*, 1996, 34(2): 261-306.
- [18] Kirby S H, Durham W B, Stern L A. Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere[J]. *Science*, 1991, 252: 216-225.
- [19] Stein S. Deep earthquakes: A fault too big[J]? *Science*, 1995, 268: 49-50.
- [20] Helffrich G, Brodholt J. Relationship of deep seismicity to the thermal structure of subducted lithosphere[J]. *Nature*, 1991, 353: 252-255.
- [21] Frohlich C. A simple analytical method to calculate the thermal parameter and temperature within subducted lithosphere [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2006, 155 (3/4): 281-285.
- [22] Wiens D A. Seismological constraints on the mechanism of deep earthquakes: Temperature dependence of deep earthquake source properties[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, 127: 145-163.
- [23] Peacock S M. Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs[J]. *Geophysical Monograph - American Geophysical Union*, 2003, 138: 7-22.
- [24] Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A. The global range of subduction zone thermal models[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, 183(1/2): 73-90.
- [25] Ringwood A E, Irifune T. Nature of the 650 km seismic discontinuity: Implications for mantle dynamics and differentiation[J]. *Nature*, 1988, 331: 131-136.
- [26] Fei Y, Bertka C M. Phase transitions in the Earth's mantle and mantle mineralogy[M]// Fei Y, Bertka C M, Mysen B O. *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation*. Houston: Geochemical Society, Special Publication No. 6, 1999: 189-207.
- [27] 周春银, 金振民, 章军锋. 地幔转换带: 地球深部研究的重要方向[J]. *地学前缘*, 2010, 17(3): 90-113.
- [28] Stark P B, Frohlich C. The depths of the deepest deep earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90(B2): 1859-1869.
- [29] Tibi R, Wiens D A, Inoue H. Remote triggering of deep earthquakes in the 2002 Tonga sequences[J]. *Nature*, 2003, 424: 921-925.
- [30] Frohlich C. Aftershocks and temporal clustering of deep earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92 (B13): 13944-13956.
- [31] Persh S E, Houston H. Strongly depth-dependent aftershock production in deep earthquakes[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2004, 94(5): 1808-1816.
- [32] Wiens D A, Gilbert H J. Effect of slab temperature on deep-earthquake aftershock productivity and magnitude-frequency relations[J]. *Nature*, 1996, 384: 153-156.
- [33] Kawakatsu H. Insignificant isotropic component in the moment tensor of deep earthquakes[J]. *Nature*, 1991, 351: 50-53.
- [34] Houston H. The non-double-couple component of deep earthquakes and the width of the seismogenic zone[J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(16): 1687-1690.
- [35] 唐卢俊一郎. 流变与地球动力学[M]. 何昌荣, 齐庆新, 乔春生, 等译. 北京: 地震出版社, 2005: 131-150.
- [36] Green H W. Tiny triggers deep down[J]. *Nature*, 2003, 424: 893-894.
- [37] Jiang G M, Zhao D P, Zhang G B. Seismic evidence for a metastable olivine wedge in the subducting Pacific slab under Japan Sea[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 270(3/4): 300-307.

- [38] Gleason G C, Green H W. A general test of the hypothesis that transformation-induced faulting cannot occur in the lower mantle[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 172(1/2): 91-103.
- [39] Yamasaki T, Seno T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B4): 2212-2232.
- [40] Green H W, Jung H. Fluids, faulting, and flow[J]. *Elements*, 2005, 1(1): 31-37.
- [41] Zhang J, Green H W, Bozhilov K, et al. Faulting induced by precipitation of water at grain boundaries in hot subducting oceanic crust[J]. *Nature*, 2004, 428: 633-636.
- [42] Green H W. Shearing instabilities accompanying high-pressure phase transformations and the mechanics of deep earthquakes[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2007, 104(22): 9133-9138.
- [43] Bina C R, Navrotsky A. Possible presence of high-pressure ice in cold subducting slabs[J]. *Nature*, 2000, 408: 844-847.
- [44] Bose K, Navrotsky A. Thermochemistry and phase equilibria of hydrous phases in the system  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ : Implications for volatile transport to the mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(B5): 9713-9719.
- [45] Irifune T, Kubo N, Isshiki M, et al. Phase transformations in serpentine and transportation of water into the lower mantle[J]. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25(2): 203-206.
- [46] Morris J D, Gosse J, Brachfeld S, et al. Cosmogenic Be-10 and the solid Earth: Studies in geomagnetism, subduction zone processes, and active tectonics[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002, 50(1): 207-270.
- [47] Thompson A B. Water in the Earth's upper mantle[J]. *Nature*, 1992, 358: 295-302.
- [48] Ohtani E. Water in the mantle[J]. *Elements*, 2005, 1(1): 25-30.
- [49] Bromiley G D, Pawley A R. The stability of antigorite in the systems  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (MSH) and  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (MASH): The effects of  $\text{Al}^{3+}$  substitution on high-pressure stability[J]. *American Mineralogist*, 2003, 88(1): 99-108.
- [50] Ulmer P, Trommsdorff V. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism [J]. *Science*, 1995, 268: 858-861.
- [51] Dobson D P, Meredith P G, Boon S A. Simulation of subduction zone seismicity by dehydration of serpentine[J]. *Science*, 2002, 298: 1407-1410.
- [52] Chernak L J, Hirth G. Deformation of antigorite serpentinite at high temperature and pressure[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 296(1/2): 23-33.
- [53] Raleigh C B. Tectonic implications of serpentinite weakening [J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1967, 14(14): 113-118.
- [54] Meade C, Jeanloz R. Deep-focus earthquakes and recycling of water into the Earth's mantle[J]. *Science*, 1991, 252: 68-72.
- [55] Jung H, Green H W, Dobrzinetskaya L F. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change[J]. *Nature*, 2004, 428: 545-549.
- [56] Jung H, Green H W. Experimental faulting of serpentinite during dehydration: Implications for earthquakes, seismic low-velocity zones, and anomalous hypocenter distributions in subduction zones[J]. *International Geology Review*, 2004, 46(12): 1089-1102.
- [57] Wong T F, Ko S C, Olgaard D L. Generation and maintenance of pore pressure excess in a dehydrating system; 2. Theoretical analysis[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B1): 841-852.
- [58] Perrillat J P, Daniel I, Koga K T, et al. Kinetics of antigorite dehydration: A real-time X-ray diffraction study[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 236(3/4): 899-913.
- [59] Omori S, Kamiya S, Maruyama S, et al. Morphology of the intraslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite[J]. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 2002, 76(4): 455-478.
- [60] Silver P G, Beck S L, Wallace T C, et al. Rupture characteristics of the deep Bolivian earthquake of 9 June 1994 and the mechanism of deep-focus earthquakes [J]. *Science*, 1995, 268: 69.
- [61] Green H W, Marone C. Instability of deformation[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002, 51(1): 181-199.
- [62] Omori S, Komabayashi T, Maruyama S. Dehydration and earthquakes in the subducting slab: Empirical link in intermediate and deep seismic zones[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, 146(1/2): 297-311.
- [63] Stalder R, Ulmer P. Phase relations of a serpentine composition between 5 and 14 GPa; Significance of clinohumite and phase E as water carriers into the transition zone[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, 140(6): 670-679.
- [64] Green H W, Chen W P, Brudzinski M R. Seismic evidence of negligible water carried below 400 km depth in subducting lithosphere[J]. *Nature*, 2010, 467: 828-831.
- [65] Zhang H, Thurber C H, Shelly D, et al. High-resolution subducting-slab structure beneath northern Honshu, Japan, revealed by double-difference tomography [J]. *Geology*, 2004, 32(4): 361-364.
- [66] Kawakatsu H, Yoshioka S. Metastable olivine wedge and deep dry cold slab beneath southwest Japan[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 303(1/2): 1-10.

- [67] Bridgman P W. Polymorphic transitions and geological phenomena[J]. The American Journal of Science, 1945, 243: 90-97.
- [68] Benioff H. Source wave forms of three earthquakes[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1963, 53(5): 893-903.
- [69] Benioff H. Earthquake source mechanisms[J]. Science, 1964, 143: 1399-1406.
- [70] Dziewonski A M, Gilbert F. Temporal variation of the seismic moment tensor and the evidence of precursive compression for two deep earthquakes[J]. Nature, 1974, 247: 185-188.
- [71] Gilbert F, Dziewonski A M. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 1975, 278: 187-269.
- [72] Wiens D A, Snider N O. Repeating deep earthquakes: Evidence for fault reactivation at great depth[J]. Science, 2001, 293: 1463-1466.
- [73] Kirby S H. Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes[J]. Journal of Geophysical Research, 1987, 92(B13): 13789-13800.
- [74] Burnley P C, Green H W, Prior D J. Faulting associated with the olivine to spinel transformation in  $\text{Mg}_2\text{GeO}_4$  and its implications for deep-focus earthquakes[J]. Journal of Geophysical Research, 1991, 96(B1): 425-443.
- [75] Green H W, Young T E, Walker D, et al. Anticrack-associated faulting at very high pressure in natural olivine[J]. Nature, 1990, 348: 720-722.
- [76] Green H W. Solving the paradox of deep earthquakes[J]. Scientific American, 1994, 271(3): 50-57.
- [77] Green H W, Scholz C H, Tingle T N, et al. Acoustic emissions produced by anticrack faulting during the olivine spinel transformation[J]. Geophysical Research Letters, 1992, 19(8): 789-792.
- [78] Boland J N, Liu L G. Olivine to spinel transformation in  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  via faulted structures[J]. Nature, 1983, 303: 233-235.
- [79] Meade C, Jeanloz R. Acoustic emissions and shear instabilities during phase transformations in Si and Ge at ultrahigh pressures[J]. Nature, 1989, 339: 616-618.
- [80] Kerschhofer L, Rubie D C, Sharp T G, et al. Kinetics of intracrystalline olivine-ringwoodite transformation[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2000, 121(1/2): 59-76.
- [81] Burnley P C, Green H W. Stress dependence of the mechanism of the olivine-spinel transformation[J]. Nature, 1989, 338: 753-756.
- [82] Green H W. How and why does olivine transform to spinel [J]? Geophysical Research Letters, 1984, 11(9): 817-820.
- [83] Green H W. New light on deep earthquakes[J]. Scientific American, 2005, Special Edition (Electronic Version): 97-105.
- [84] Geller R J. Metastable phases confirmed[J]. Nature, 1990, 347: 620-621.
- [85] Sung C M, Burns R G. Kinetics of the olivine  $\rightarrow$  spinel transition: Implications to deep-focus earthquake genesis[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1976, 32(2): 165-170.
- [86] Rubie D C, Ross I, Charles R. Kinetics of the olivine-spinel transformation in subducting lithosphere: Experimental constraints and implications for deep slab processes[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1994, 86(1/2/3): 223-243.
- [87] Däler R, Yuen D A. The metastable olivine wedge in fast subducting slabs: Constraints from thermo-kinetic coupling [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 137: 109-118.
- [88] Koper K D, Wiens D A. The waveguide effect of metastable olivine in slabs[J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(4): 581-584.
- [89] 叶国扬, 楼小挺, 王彦宾, 等. 一组可用于探测亚稳态橄榄石存在情况的震相[J]. 地球物理学报, 2008, 51(4): 1165-1171.
- [90] Pankow K L, Williams Q, Lay T. Using shear wave amplitude patterns to detect metastable olivine in subducted slabs [J]. Journal of Geophysical Research, 2002, 107(B6): 2108.
- [91] Yoshioka S, Murakami T. The effects of metastable olivine (&) wedge in subducted slabs on theoretical seismic waveforms of deep earthquakes[J]. Journal of Geophysical Research, 2002, 107(B12): 2365.
- [92] Iidaka T, Suetsugu D. Seismological evidence for metastable olivine inside a subducting slab[J]. Nature, 1992, 356: 593-595.
- [93] Chen W R, Brudzinski M R. Evidence for a large-scale remnant of subducted lithosphere beneath Fiji [J]. Science, 2001, 292: 2475-2479.
- [94] Kaneshima S, Okamoto T, Takenaka H. Evidence for a metastable olivine wedge inside the subducted Mariana slab[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 258(1/2): 219-227.
- [95] Koper K D, Wiens D A, Dorman L M, et al. Modeling the Tonga slab: Can travel time data resolve a metastable olivine wedge [J]? Journal of Geophysical Research, 1998, 103(B12): 30079-30100.
- [96] Mosenfelder J L, Marton F C, Ross C R, et al. Experimental constraints on the depth of olivine metastability in subducting lithosphere[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors,

- 2001, 127: 165-180.
- [97] Wiens D A, Mcguire J J, Shore P J, et al. A deep earthquake aftershock sequence and implications for the rupture mechanism of deep earthquakes[J]. *Nature*, 1994, 372: 540-543.
- [98] Frohlich C. A break in the deep[J]. *Nature*, 1994, 368: 100-101.
- [99] Stein S A, Rubie D C. Deep earthquakes in real slabs[J]. *Science*, 1999, 286: 909-910.
- [100] Dupas-Bruzek C, Sharp T G, Rubie D C, et al. Mechanisms of transformation and deformation in  $Mg_{1.8}Fe_{0.2}SiO_4$  olivine and wadsleyite under non-hydrostatic stress[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1998, 108(1): 33-48.
- [101] Orowan E. Mechanism of seismic faulting[J]. *Geological Society of America Memoir*, 1960, 79: 323-345.
- [102] Griggs D, Baker D W. The origin of deep-focus earthquakes [M]// Mark H, Fernback S. *Properties of Matter Under Unusual Conditions*. New York: Interscience, 1969: 23-42.
- [103] Griggs D, Handin J. Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes: Rock deformation[J]. *Geological Society of America Memoir*, 1960, 79: 247 - 264.
- [104] Ogawa M. Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep focus earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(B13): 13801-13810.
- [105] Hobbs B E, Ord A. Plastic instabilities: Implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93 (B9): 10521-10540.
- [106] Kanamori H, Anderson D L, Heaton T H. Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake[J]. *Science*, 1998, 279: 839-842.
- [107] Bouchon M, Ihmlé P. Stress drop and frictional heating during the 1994 deep Bolivia earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(23): 3521-3524.
- [108] Venkataraman A, Kanamori H. Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109(B5): B05302.
- [109] Reuters T. Web of Knowledge. [2012-02-10]. [http://apps.webofknowledge.com/CitationReport.do?Product=UA&search\\_mode=CitationReport&SID=1Ekj9La7cD7ppC3MjBF&page=1&cr\\_pqid=2&viewType=summary](http://apps.webofknowledge.com/CitationReport.do?Product=UA&search_mode=CitationReport&SID=1Ekj9La7cD7ppC3MjBF&page=1&cr_pqid=2&viewType=summary).
- [110] Bina C R. Patterns of deep seismicity reflect buoyancy stresses due to phase transitions[J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24(24): 3301-3304.
- [111] Vassiliou M S, Hager B H. Subduction zone earthquakes and stress in slabs[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 1988, 128(3): 547-624.
- [112] Estabrook C H. Seismic constraints on mechanisms of deep earthquake rupture[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109(B2): B02306.
- [113] Suzuki M, Yagi Y. Depth dependence of rupture velocity in deep earthquakes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(5): L05308.
- [114] 金振民. 上地幔相变动力学 [M]// 肖庆辉, 李晓波, 刘树臣, 等. 当代地质科学前沿: 我国今后值得重视的前沿研究领域. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993: 121-130.
- [115] Ito E, Sato H. Aseismicity in the lower mantle by superplasticity of the descending slab[J]. *Nature*, 1991, 351: 140-141.
- [116] 周翊. 深源地震机理的新认识: 反向裂隙断层作用[J]. *地质科技情报*, 1994, 13(4): 5-20.
- [117] Green H W, Zhou Y. Transformation-induced faulting requires an exothermic reaction and explains the cessation of earthquakes at the base of the mantle transition zone[J]. *Tectonophysics*, 1996, 256: 39-56.
- [118] Bina C R. A note on latent heat release from disequilibrium phase transformations and deep seismogenesis[J]. *Earth, Planets and Space*, 1998, 50: 1029-1034.
- [119] Zhao D, Yu S, Ohtani E. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 40(3): 689-709.
- [120] Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(B9): B09305.
- [121] Ai Y, Zheng T, Xu W, et al. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 212(1/2): 63-71.
- [122] Ai Y, Zheng T. The upper mantle discontinuity structure beneath eastern China[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(21): 2089.
- [123] Chen L, Ai Y. Discontinuity structure of the mantle transition zone beneath the North China Craton from receiver function migration[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114: B06307.
- [124] 臧绍先, 周蕙兰, 魏荣强. 中国地幔结构及物性研究的进展[J]. *地震学报*, 2008, 30(5): 525-532.
- [125] Chen Y J, Pei S. Tomographic structure of East Asia: II. Stagnant slab above 660 km discontinuity and its geodynamic implications[J]. *Earthquake Science*, 2010, 23(6): 613-626.