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)

赵素涛[1,3], 金振民[2]

[1] 中国地质大学(武汉) 研究生院, 湖北 武汉 430074
[2] 中国地质大学(武汉) 地球科学学院, 湖北 武汉 430074
[3] 美国加州大学河滨分校地球科学学院, 加利福尼亚州, 河滨 CA92521

Zhao Sutao[1,3], Jin Zhenmin[2]

[1] Graduate School, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China
[2] Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China
[3] Department of Earth Sciences, University of California, Riverside, CA92521, USA

Zhao Sutao, Jin Zhenmin. New advances in the study of the Earth's deep interior) a glance of the American Geophysical Union Fall Meeting in 2007. Earth Science Frontiers, 2008, 15(5): 298-316

Abstract: Recent progress in several aspects in the study on the Earth's deep interior are discussed, with reference to the international conference on the American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting in 2007. The scientific problems involved vary from the comprehensive testable predictions of geodynamic models to the equation of state theories and experiments, from mantle phase transitions and seismic discontinuities to mechanisms of deep earthquakes, from structure and dynamics of Earth's core to volatiles and melts in the Earth's interior. All major fields in the study of Earth's deep interior are under discussion. The conference suggests that: (1) The merge interdisciplinary is a major trend in the development of the Earth's deep interior study; (2) International cooperation becomes a new highlight in the research of the Earth's deep interior sciences; (3) Highly precise technique (modern supercomputers and clusters) is a new way of understanding the Earth's deep interior sciences; Chinese geoscientists should pay more attention to the frontiers of Earth's deep interior sciences, join the noted international conference and share the advanced knowledge.

Key words: AGU; study of the Earth's deep interior; geodynamic models; state equation; mantle phase transitions; Earth's core; volatiles and melts

摘 要: 主要根据 2007 年美国地球物理联合会(AGU)秋季会议的资料, 简述了地球深部科学研究最近几年来的新进展。主要涉及以下几方面领域: 复杂的地球动力学模拟到状态方程理论和实验研究; 地幔相变和地震的不连续性到深源地震机制; 地核的结构和动力学到地球内部的挥发性物质和熔体等地球深部科学研究。从会议的内容看出有三个亮点是值得我们注意的: (1)学科间的融合是地球深部科学研究的主流方向; (2)国际间的合作是当前地球深部科学研究的一大亮点; (3)高精度的技术(超级计算机(supercomputers)和集群(clusters) 纵观计算机)是地球深部科学研究的新手段。中国科学家应该关注固体地球科学中这个前缘研究

收稿日期: 2008-08-09; 修回日期: 2008-09-16
基金项目: 国家自然科学基金委员会/ 华北克拉通破坏0重大研究计划重点资助项目(90714005); 国家自然科学基金委员会/ 创新研究群体0科学基金资助项目(40521001)
作者简介: 赵素涛(1982-), 女, 博士研究生, 主要从事地球深部科学和高温高压实验研究。E-mail: sky_zst@163.com
金振民(1941-), 男, 教授, 博士生导师, 中国科学院院士, 长期以来致力于上地幔动力学、岩石流变学和高温高压实验学研究。

同时共享世界先进科学研究的新成果。
关键词: AGU; 地球深部研究; 动力学模拟; 状态方程; 地幔相变; 地核; 挥发性物质和熔体
中图分类号: P3 文献标识码: A 文章编号: 1005-2321(2008)05-0298-19

地球内部是一个复杂的高温高压系统, 其温度压力从地表的常温常压连续过渡到地核的极端高温高压环境, 地球核心的压力约为 360 GPa, 温度约为 5 000 e 。地球内部物质在各种不同的温压条件和化学环境下经历了几十亿年的演化, 形成了目前的岩石圈、地幔和地核的层圈结构。地球科学的早期都是在地表进行观察和采样研究, 目前人们已经认识到在地球表面及内部发生的许多重大的地质、地球物理和地球化学事件, 如板块运动、火山和地震爆发、成矿作用等, 都与高温高压条件下地球深部物质的性质和状态密切相关。因此现在除地表观测和采样外, 地球深部的研究已经上升到一个新的日程。钻探是一种对地球深部进行直接观测和采样的方法, 然而由于难度大、成本高, 钻探的深度一直非常有限。大陆科学钻探在世界上已实施 30 年, 有 13 个国家打了近 100 口深、浅不一的科学研究钻孔, 其中 4 000 m 以上的有 20 口。但是即使是世界上最深的钻孔))) 前苏联的钻孔也才只钻进 12 262 m, 这个深度只相当于地球半径的千分之二左右。而中国大陆科学钻探工程, 江苏省东海县安峰镇毛北村北侧的钻孔是目前世界第二、亚洲第一深井, 井深也才达到 5 158 m, 可见面对地球这样庞大的研究对象, 光靠直接观测和采样研究是非常不够的。随着地球科学的发展, 出现了许多其他观测和研究方法, 可归纳为以下三个方面: (1)地球科学与物理学相结合, 形成了地球物理学的观测和研究方法, 产生了多个分支学科, 如地震学、地电学、重力学和地磁学等; (2)地球科学与化学(包括天体化学)相结合, 形成了地球化学的观测和研究方法, 发展过程中又产生了元素地球化学、同位素地球化学、矿床地球化学等; (3)地球科学与实验科学相结合, 形成了以高温高压实验为主的研究方法[1]。

2007 年一年一度的美国地球物理联合会(American Geophysical Union)秋季会议于 12 月 10)14 日在美国加利福尼亚州西部港市旧金山(San Francisco)市举行, 涉及的内容十分广泛, 从大气科学(A)、大气和空间电学(AE)、高层大气物理学(SA)、太阳系各行星及其恒星太阳物理学(SH)、行星学(P)、磁性层物理学(SM)到大地测量学(G)、地磁学和古地磁学(GP)、矿物和岩石物理(MR)、非线性地球物理(NG)、地震学(S)、构造物理学(T)、火山学2地球化学2岩石学(V), 从教育和人力资源(ED)、公共事务学(PA)到海洋科学(OS)、生命地球科学(B)、古海洋学和古气候学(PP)、全球环境变化(GC)、水文地理学(H), 从浅部地球物理(NS)到地球深部研究(DI)研究等, 凡地球科学的重大问题无所不包。

而当前最为关注的重要科学问题之一))) 地球深部的科学研究是本文阐述的重点。地球深部研究(Study of the Earthps Deep Interior, SEDI 简称 DI)主要集中在对地球的结构、化学组成及其整个地球内部动力学的研究, 重点突出了各不同学科在对难以直接研究的地球深部的共同作用。DI 会场是 AGU 各会场内容的融合, 突出了用多学科交叉来共同研究科学问题的主流研究方向。主要内容包括在以下几个方面: 综合地球动力学模拟、地幔相变和地震的不连续性、状态方程的理论和实验研究、地核的结构和动力学及地球内部的挥发性物质和熔体。下面对地球深部科学研究的这 6 个方面, 以及地球深部科学研究上的新趋势、新进展及其展望进行阐述。

1 地球动力学数字模拟

/ 艺术级0的地球动力学数字模拟利用地质的、地球物理的和地球化学的限制解释了岩石圈到整个地幔规模上的地球动力学过程。在 DI41A 和 DI21A 专题中讨论了地幔柱和板片模拟中的技术参数及长周期地质和地球物理动力学过程模拟中的物理属性。

1l1 地球地幔动力学模型

地球地幔的大规模动力学模拟和化学结构长期以来一直是固体地球物理上具有挑战性的研究领域。地球物理和地球化学的观察及地球动力学上的模拟已经给出了不同的地幔动力学模型, 但是至今它们仍存在各自的问题而备受争议。区别这些模型的关键在于它们是否能够更好地解释非洲和太平洋下大范围的低波速异常。能解释这些低波速异常的

地幔模型包括大的热地幔柱[2]、热化学堆(thermo2chemical piles)和热化学超级地幔柱聚集的等化学(isochemical)对流等。在以上模型的基础上,McNamara 等[3]提出了自己的地球动力学模型,其模型不仅具有以上所要求的动力学特点,而且还与地震层析成像和 CMB(Core2Mantle Boundary)地震成像的结果相对应,并给出了模拟参数中的不确定因素,尤其是初始状态,更甚者他们在其热化学模型中还考虑了物质密度随深度变大的因素。瑞士的 Tackley 等[4]利用全球的和区域范围内的 32D 球形对流模式(yinyang2Stag3D),加上行星(地球)自我调节(板块构造等)形成的矿物物理属性(部分熔融产生的化学分异、粘度的变化)及其自由能最小值法计算的温度、压力和成分(主要由 5 个主氧化物的比率获得)相关的稳态相位图等来共同预测地球地震学和地球化学上的新发现,此模拟方法可以使问题简单化并可避免相变的多参数问题,且随着 32 位双处理器的超级计算机(supercomputers)和集群(clusters)纵观计算机的使用已经可以使其分辨率高达 120 万,其模拟结果与大范围地震上的观测结果、全球层析成像反演的统计结果和局部区域模拟的结果具有很好的一致性,说明其在解释地球的结构和不均一性上有很好的应用前景。丹麦的 Khan 等[5]通过电磁法测深、地震(全球地震旅行时)和重力资料(平均质量、平均转动惯量)共同反演得到地球地幔的主量元素组成和热状态,其研究发现下地幔的地热梯度是极其绝热的,可达 0.56 e/km,核幔边界的温度约为 2 900 e,并推论 660 km 的波速不连续面很有可能由此化学条件改变引起。美国的 Conrad 等[6]通过研究长期的海平面变化,得到全球地幔流动模型,这是一个很新的研究方向。它把大陆海侵地质学和沉积学与动力学模拟联系起来,并根据均衡补偿假说,提出由于海底的上升导致的海平面比无对流地球的海平面要高 105 m,还认为全球地幔流动是引起新生代以来海平面变化的主要原因。加拿大的 Moucha 等[7]基于新的全球地震层析成像模型上的高分辨地幔对流模拟,获得了美国西南部现今的地貌特征及相应的变化速率,此对流模型还可以解释科罗拉多高原晚新生代的演化、格兰德裂谷的第二次裂开及其沿 Jemez 线型构造的岩浆活动等。

1.2 双俯冲带模拟的新进展

Mishin 等[8]还对双俯冲带动力学的数字模拟及临界值进行了确定,双俯冲带是一个复杂的地球动力学过程,并且代表了现代和古代板块的构造历史。尽管如此,对双俯冲带的理解还知之甚少,表现在对其概念模式和控制其启动、持续时间、动力学及其与岩浆活动相关关系的物理因素等的理解上还很模糊。Mishin 等[8]首次展示了利用高分辨率的 2D 地球化学2岩石学2热力学联合数字模拟模型,综合考虑岩石的粘塑性特征,且同时引进热、密度、水的迁移、变质相的转换、部分熔融和熔体的萃取等实际地质情况的双俯冲带模拟的初始结果,研究了不同的物理因素对双俯冲带启动、持续时间及其动力学的影响,例如收敛速率(0.0~ 7.0 cm/a)、板片的年龄(10~ 100 Ma)、水传播速度(0~ 10 cm/a)和位错蠕变活化体积(0.6~ 1.0 J/bar)等。根据这些物理参数(主要是收敛速率和水渗透速率的无量纲比值)的数字模拟实验查明双俯冲带动力特征具有很大的变化性,其主要表现在:(1)同时发育的俯冲带中却具有不同的压缩和伸展量;(2)两个平行的火山岛弧中具有相当不同的岩浆活动(不同的岩浆幕次);(3)660 km 地震波不连续面处两个俯冲板片相互作用的模式不同(渗透式/不渗透式)。除此之外 Mishin 等[8]还把他们的模式应用到 Karakoram2Kohistan 岛弧和 Izu2Bonin2Marianas 及 Ryukyu 岛弧,其结果与地质和地球物理上研究双俯冲带的结果是相当一致的。此模式不仅适用于研究双俯冲带的特征,更重要的它在解释双俯冲带中的岩浆活动和结构/力学的相互作用上也有很好的应用。地表附近的岩石在弹塑性条件下将产生断层和剪切带,且地球内部的岩石具有的极其不均匀性、经历过复杂的相变、部分熔融和应力不同造成岩石属性的变化等,所有这些复杂的变化都将导致数字模拟时参数的不唯一性,物质属性(像岩石的粘度)在小的空间尺度上能改变几个数量级。而地球动力学数字模拟过程一般都需要蠕变、高粘滞性流体的斯托克斯方程的解,在物质属性有较大变化的情况下,斯托克斯流动数字模拟的精确度是相当重要的。对于这个问题,Deubelbeiss 等[9]评价了一系列数字模拟方法(技术)在求解斯托克斯方程上的精确度,他们指出用调和平均数粘度内插法能产生最好的结果,三个有限差分法(压力有限差分法、流量函数有限差分法和旋转交错网格波速2压力有限差分法)次之,因为平均数粘度内插法利用了几何调和平均数和密度的算术平均数来进行研究。

1.3 数字模拟新的研究方法及手段

数字模拟研究的新进展还表现在提出了一系列新的研究方法及研究手段,像 Kaus 等[10] 使用 2D 的热-力学有限元编码(SloMo,其一直被应用到研究岩石圈-地幔相互作用上),运用半自由面算法(SIFSA,实现了与自由面有关的时间突变因素),并利用示踪程序(来追踪物质的属性、张应力和温度)和拉格朗日算法进行求解的主控方程(确保其能够具有较大的变形)对自我组织的岩石圈-地幔系统(地幔流动驱动岩石圈变形)进行了理论上的模拟,此方法的可贵之处在于它考虑了所有岩石圈地幔相互作用中所需要考虑的条件因素:地幔流动代码、自由面、弹性-塑性及其地幔不均匀相(相变)等。同时他们还讨论了一个近来发展起来的 3D 平行有限元编码(用 PETSc 编写),其迭代的和多网格化的解都具有线性和高阶因子(还可用追踪程序去追踪物质的属性)等特征。为满足构造研究中的长期需要,Landry 等[11] 还提供了能够应用到构造模拟中的大规模的自由软件))) Gale,一个并行的 2D/3D 有限元代码,其在造山、裂谷和俯冲作用上都有应用,在像金星光圈的形成、地壳断层系统的 3D 演化及其与粘度和塑性流变学性质相关的斯托克斯方程和热转换方程求解等类似的研究上也有着广泛的应用。美国的 Tan 等[12] 还给出了一个可研究热-化学地幔对流等动力学的有限元程序代码))) CitcomS v3.0,利用此代码可研究压缩性、多元组成、相变和非牛顿流变等,其主控制方程是用回归滞弹性液体近似法进行求解的,而斯托克斯方程可以利用外迭代的共轭梯度法和 Bi-CG 稳定法来进行求解。Liu 等[13] 则利用 CitcomS(解决球壳热对流的一个有限元编码)实现了共轭法并把它应用到地幔对流、地幔粘度和热结构的研究上来。Wang 等[14] 利用有限元程序包))) ABAQUS 对稳态水平对流的扩散方程进行了求解,获得现今地幔的三维温度分布,并用自己计算的温度场估计了地幔中相的变化及其聚集特征。美国的 Gurnis 等[15] 利用 Gplates 程序包对 140 Ma 到现在的全球板块进行了重建,并以 1 Ma 为间隔输出结果。此新的全球板块重建在区域俯冲模拟、全球范围内下地幔热化学对流模拟、下降的 Farallon 板片的倒转和拼合模拟、全球板块运动的瞬时模拟等方面有着重要的应用。

2 地幔相变和地震不连续性

地幔中的地震不连续性对地球内部的结构、动力学及其演化也起了很重要的制约作用。AGU 会议中的 DI51B 和 DI53A 会场重点揭示了地震学、矿物物理学、地球化学、岩石学及其地球动力学领域在物质相变上的理解。地球地幔的温度和成分对地球内部动力学的理解至关重要[16],为提高对地球内部的理解,利用多学科交叉的知识来共同研究高压高温条件下的物质属性及其与地震学成果之间的关系是必要的,这个领域是全球地球科学家最关注、最感兴趣的地学前缘。

2.1 地球内部波速不连续面及其成因

地震学上的资料显示在地幔中存在着多个波速不连续面,分别有 220[17,18]、250~350[16]、410[19,22]、520[23] 和 660 km[18,19,22,24] 等,甚至有人还提出在约 800 和 1 150 km 深度处也存在波速的不连续面[18]。对这些不连续面的解释众说纷纭,Ono 等[17] 对位于 220 km 深度的莱曼不连续面进行了研究,此不连续面具有负 Clapeyron 倾角、只在特定地方能观察到、地震波速在此不连续面上发生突变、地震上的各向同性和各向异性的明显分界面等特征,并认为多硅白云母脱水是引起莱曼不连续面的主要原因。美国的 Cammarano 等[16] 认为 250~350 km 高的波速梯度变化很有可能与随深度变化的石榴石的富集有关。Schmerr 等[19] 利用高分辨率下底面反射的水平极化的前驱波中的 SS 相调查了上地幔地震不连续面的深度,并用南美、夏威夷及其太平洋和大西洋沿海区域下 20 000 多个地震记录图的宽带资料,研究了 410 和 660 km 不连续面在不同地方分布特征、差异及其不均一性的机制,认为 410 km 不连续面是由其水的迁移、隔离和(或)地幔楔物质中 Fe 的萃取(而后被携带入地幔转换带中)造成的,而其上覆部分熔融层的存在能够解释 410 km 深度附近的多重反射,而钛铁矿系统的相变可以解释在 660 km 深度下观察到的多重反射。法国的 Tauzin 等[24] 利用 Pds 转换波对全球范围内 410 和 660 km 不连续界面进行了研究,他也支持 410 和 660 km 处层析成像的变化应归因于温度效应引起的橄榄石相变的观点,660 km 深度处不连续面的形成与以石榴石为主的岩石相变为钙钛矿的效应相一致。美国的 Ritsema 等[20] 研究了补偿温度 Clapeyron 倾角的

正负随橄榄石y 瓦兹利石(410 km)、林伍德石y 钙钛矿和铁方镁石相(约 660 km)转换深度的变化而变化。而 Houser 等[25]利用 SS 前驱波同样对 Clapeyron 倾角的研究,却发现 660 km 深度的 Clapeyron 倾角与 410 km 深度一样都是正值,410 km 处橄榄石转变为B尖晶石产生正的 Clapeyron 倾角勿庸置疑,但 660 km 若按照传统的认识对应着C2尖晶石(林伍德石)转变为镁方铁矿(magnesiowustite)和钙钛矿(perovskite),那样则会产生负的 Clapeyron 倾角,这与其发现不符,于是他们提出 660 km 不连续面应该对应着C2尖晶石先转变为镁铁榴石,而后再由镁铁榴石转换为钙钛矿造成的。而多种力混合的地幔中相平衡的新热动力学计算却暗示了上地幔若增加其玄武质成分将减少波速在 410 和 660 km 不连续面的突变但并不影响不连续面的深度。Andrews 等[18]利用一个大采集量的新叠加接收函数也对转换带不连续面进行了研究,他们认为地幔岩中橄榄石和石榴石的联合相变可以解释地震学上观察到的 520 和 660 km 附近的两个双峰(分裂),而单相橄榄石的相变可以解释 410 km 深度地震学上观察到的单峰特征,他们把转换带复杂的地震观测结果归因为矿物物理的相变,而地震观测区域上的变化很有可能是由其成分(像 H_2O、Fe、Al 和 Ca 等)的不均一性造成的。一般认为 520 km 地震波不连续面与瓦兹利石($(Mg, Fe)_2SiO_4$)转变为其同质异像体(林伍德石)的化学相变有关。而德国的 Frost 等[23]研究发现某些区域 500~ 560 km 范围内可以观测到两个分开的波速不连续面,他们认为第二种不连续面很有可能是由转换带中的主要矿物橄榄石中 Ca2钙钛矿的出溶造成的。美国的 Tibi 等[26]利用在马里亚纳群岛和洋底台站远震记录的 P2S 转换波调查了区域性上地幔的结构,发现在马里亚纳板片附近的转换带底部存在双地震不连续面的证据,浅的地震波不连续界面成像于约 650~ 715 km,深的界面位于 740~ 770 km 的深度。且地震信号的振幅显示穿过这两个界面的剪切波速是相当的,这些特征说明这两个不连续面分别是由橄榄石相变(林伍德石转变为过尖晶石)和 ilminite 向钙钛矿转换(无橄榄石组成时)的结果。除此之外,Andrews 等[18]还发现上地幔和下地幔还存在着其他的不连续性,最明显的在约 800 和 1 150 km 深度处,至于它们的成因还有待进一步研究。

2.2 地球内部转换带及其附近物质物理属性的研究

当前对地幔结构和动力学的理解大都是在地震资料层析成像反演和对宽范围内地震相(例如 Pdif、PcP、ScS 、SdS 等)直接分析的基础上建立的。为解决反演问题,获得给定模型参数综合数据库的正演模拟也是需要的,Schuberth 等[27]联合地球动力学、矿物物理学和地震学获得类似地震图结果的正演模拟,并利用此模拟研究了地球地幔不连续面的地震特征。而转换带不连续面的地震观测连同转换带中体波的变化被用来检测地幔及其相关动力学的热和组成结构,但转换带处热结构和成分对地震参数、层析成像的不确定性和不连续面的深度极其敏感,而对这种不确定性还没有精确评估过。鉴于此,Shen 等[28]在重新分析南非下地幔转换带处热和组成的基础上对层析成像模式中不确定性的传播和不连续面深度对热和成分变化进行了估计。斜方辉石($(Mg, Fe)_2Si_2O_6$)被认为是地球上地幔的 4 种主要矿物之一[29,30],而研究大范围温度和压力情况下斜方辉石的弹性属性在发展上地幔的组成和结构上也将起着重要的作用。Davis 等[31]解释了斜方2顽火辉石的高温各向同性属性并讨论了它对我们理解地球上地幔属性的影响。同质异像体的结构和稳定性对地球转换带的密度和阻抗差起着重要的作用,转换带中温度的横向变化能导致矿物结构的弱化从而引起波速率的变化,因此 Panero 等[32]对林伍德石中阳离子的无序性进行了研究,并讨论了其对地震转换带处波速的影响,结果显示在忽略阳离子无序性的情况下温度对弹性常数和波速率能产生 20%~ 50%的偏差,这样就高估了瓦兹利石转变为林伍德石处的阻抗差。而上地幔和转换带中水的存在在解释各种现象上也有着潜在的可能性。鉴于此问题,美国的 Duffy 等[33]对含水橄榄石中多晶型物质的弹性性质进行了研究并讨论了其在转换带地震结构上的应用,给出转换带中异常陡的地震梯度只有通过穿过转换带的 H_2O 浓度呈梯度变化来进行解释。在 Karato 等[34]工作的基础上,Duffy 等[33]已经实现了 H_2O 对滞弹性影响的初步模拟,这个模拟结果说明瓦兹利石中质量分数 0.1% 的 H_2O 含量将导致剪切波速度下降高达 1.0%。日本的 Tonegawa 等[35]认为,地幔转换带是地球内部水的一个储库,他们主要利用地震成像中径向 RF 和纵向 RF 的联合成像,并应用一个带通滤波器(0.02~

0l 16 Hz) 和 CCP(一般转换点)叠加原理,对太平洋俯冲板片进行了接收函数成像研究,发现太平洋板片的上表面一直到达地幔转换带之前都具有正的 RF 振幅,这暗示了俯冲板片的地震波速比地幔楔地震波速度更快。而正演模拟的结果显示板片上表面的地震波速与 200~ 300 km 深度地震波速相差约 8%~ 10%,这可能与板片中存在着含水矿物有关,而这些含水矿物可以把水携带进入地幔转换带。

2l 3 地幔物质相变研究

地幔中的矿物像橄榄石及其高压的同质异像体及其他们之间转换动力学的研究在地幔动力学上有着广泛的应用。法国的 Perrillat 等[36] 利用同步加速的 X2ray 衍射仪对橄榄石2瓦兹利石相变的动力学进行了研究,通过精确的 Rietveld XRD,按照 A,B 和 C尖晶石相的相对比例建立了它们的相变2时间曲线。为了确定反应速率,计算了关于成核作用和生长作用的 Avramips 理论中的力学数据,同时还计算了样品微结构和差异应力及其铁和水含量对相变的影响,最后根据这些力学参数,讨论了亚稳态橄榄石楔在冷俯冲板片内部的持续性关系。氟镁纳石($NaMgF_3$)与钙钛矿($MgSiO_3$)是同结构的,在室温和更低的压力条件下其能被转换为 $CaIrO_3$(过钙钛矿),Hustoft 等[37] 在 Ar 介质中对这种过钙钛矿的物质属性进行了测量研究,结果发现钙钛矿完全转变为过钙钛矿的条件是 2 000 K 和 47 GPa,而 $NaMgF_3$ 转变为钙钛矿时体积将降低(2? 1)%。氢提高了亚稳态的橄榄石向林伍德石转换的增长速率,而这些林伍德石的生长速率决定了俯冲带中亚稳态橄榄石楔是否能够持续到地幔转换带(410~660 km 的深度),而亚稳态橄榄石的存在与深源地震机制密切相关[38],因此美国的 Du Frane 等[39] 对橄榄石2林伍德石的转换动力学进行了研究,结果显示板片中是的确存在亚稳态的橄榄石的,并指出俯冲的马里亚纳群岛板片[40] 和俯冲的太平洋板片在转换带深度应该含有少于 90 @10^{-6} 的 H_2O。中国的 Shu2Guang 等[41] 也对橄榄石的相变动力学进行了研究,并讨论了水对其的影响。日本的 Komaba2yashi 等[42] 主要对冷俯冲板片中常见的两个相态关系))) 橄榄石岩层的高压含水相和大洋中脊玄武岩(MORB)地壳的 Ca2钙钛矿在热动力计算和高压实验基础上的稳定性关系进行了研究。他们的研究发现,板片中橄榄石相含水相脱水反应的深度分布与俯冲带中的地震事件有很好的对应关系。这暗示了深源地震是由板片的脱水反应引起的,它也说明地震是板片的温度和水能够迁移进入深部地幔的标志。在 540 K 温度条件下钙钛矿($CaSiO_3$)能够发生结构相变))) 从正方晶系转变为立方对称晶系,此转换温度随钙钛矿中 Al_2O_3 含量的增加而有明显的增加[43],甚至可达 1 200 K。这些发现都说明上地幔的不均一性不仅是由化学因素和热因素引起的,它还与深部起源的构造过程有着很密切的关联。

3 深源地震机制

了解地震机制特别是地球深部的震源机制一直是我们面临的重大地球动力学问题,大量的实验研究已经证明,浅源地震主要是由岩石的脆性破裂或者断层的摩擦滑动引起的。但随深度增加,温度和压力逐渐增大,高温会促进晶体内部位错的移动,高压则会抑制岩石中张性微裂隙的打开,从而岩石的力学性质逐渐由脆性转变为塑性。当深度达到 70 km 左右,在正常地温条件下,天然岩石将表现为纯塑性变形,脆性破裂和摩擦滑动过程在岩石中不复存在,这也是为什么绝大部分地球上的地震活动深度不超过 70 km 的缘故。俯冲带内中源深度(70~300 km)和深源(> 300 km)地震活动的存在,说明地球内部热和力学状态的复杂性。前人实验验证,在高温高压条件下岩石中产生深源地震的机制主要有两种:含水矿物[44247] 及含/羟基0矿物[48] 的脱水致裂和相变引起的反裂隙致裂[38,49]。目前一般认为,准稳态橄榄石高压相变引起的反裂隙致裂极有可能是深源地震的成因机制;而蛇纹石的脱水致裂则是中源地震最可能的成因机制。其他地震成因机制假说还有:塑性失稳[50251]、剪切熔融[52253] 和重结晶失稳[54]。对俯冲深源地震机制的研究虽然到目前为止已经取得了很大进展,但研究程度仍然很低,依然是地球动力学最具有挑战性的问题之一。AGU 会议上深源地震的研究主要集中在 DI51A,它重点研究了深部地震的分布特征、地震破裂属性、俯冲板片中矿物学上的实验以及俯冲板片的地震、岩石和热特征的研究等,并通过多学科交叉的方法给出了不同地震的地震机制或验证了前人给出的地震机制。

3l 1 新的深源地震机制的提出及其实验研究

挪威的 John 等[55] 在岩石学和数值模拟的研究上获得了一种新高压下的地震机制))) 热耗散机

制, 他们利用一个热耗散的解析数字模型[56]探索了挪威西部在 Krakenes 观察到的榴辉岩剪切带和假玄武玻璃共同存在的情况。而 Kelemen 等[57]认为, 周期性加热是地幔深源地震发生的主要机制。此机制认为, 地震是在预先存在的极细颗粒组成的剪切带上粘度蠕变的高度局部化诱发的。此模型与前人研究的不同之处在于其避免了温度的限制, 并考虑了加热速率的熔化焓和熔融弱化。除此之外, 还考虑了流变学方面的影响。一般认为蛇纹岩脱水是中源地震的主要机制, 像建议的脱水致裂和剪切加热等。尽管如此, 由于相应温压条件下各高压叶蛇纹石变形的实验数据还很缺乏, 俯冲带中蛇纹石流变及其脱水对应变速率和应力分布影响的定量化研究还并未涉及。Hilairet 等[58]对叶蛇纹石的变形进行了实验研究, 结果出示脱水反应的确引起了应变率的提高, 叶蛇纹石很有可能统治着无震区间板片表面应力的集中与释放, 也从另一方面验证了中源地震的脱水机制。以上都是在宏观上对地震的机制进行的研究, 而从微毫米量级的构造(颗粒边界) 上去研究地震机制还是比较少的, 再加上颗粒边界能量的测量也是极其困难的(常规的颗粒边界表面张力的测量方法包括: (1) 三联点平衡角度法; (2) 旋转球检测方法; (3) 热通道法), 于是德国的 Riedel 等[59]研究了微毫米级规模的构造并讨论了由亚稳态橄榄石导致的深源地震活动性相关的亚稳态假说。

3.2 深源地震机制的应用及其破裂属性的研究

高精度地震位置的确定对理解地震的物理机制是及其重要的, 而重复发生的地震事件是高精度确定地震相对位置和研究地震属性变化的一个强有力的手段。Yu 等[60]集中研究了 Tonga2Kermadec 俯冲带中重复发生的地震事件, 发现重复发生的地震在 64 和 100 km 呈现出两个双峰, 119 个高质量重复发生的地震中有 50 个地震发生在 500 km 以下, 5 个发生在 100~ 500 km, 其余的都位于< 100 km 处, 并讨论了这 119 个重复发生地震的深度分布、重复模式、重复发生地震的相对位置, 及其在已知深源地震机制上的应用。美国的 Tseng 等[61]对俯冲和大陆碰撞与地幔转换带处无震现象进行了相关性研究, 他们以汤加俯冲带、北菲律宾海下的 TZ 为例, 说明转换带中不存在地震的原因很有可能是随温度的增高亚稳态橄榄石消失导致的。而在西藏高原下的解释为转换带中名义上无水矿物橄榄石及其同质异像体中含有少量的水, 其无震属性说明少量的水就能够促使亚稳态橄榄石的消失, 甚至地幔对流作用很有可能是水进入转换带的通道。破裂速度对理解地震震源来说是极其重要的, 鉴于此日本的 Park 等[62]利用远震和区域资料对深源地震的破裂速度进行了确定, 其估计的深源地震的破裂波速值约是 2 km/ s, 相当于剪切波波速的 40%, 这些破裂波速值是相当慢的, 是一般剪切波速的 80%。而 Kita 等[63]利用不同计算获得的旅行时精确定位了日本东北部下俯冲太平洋板块中震源的精确位置, 并在太平洋板片内双地震带的上表面发现了一个板内地震带, 其界面位于 forearc 地区下 70~ 100 km 的深度, 洋壳中此带的较深位置似乎对应着一个相变边界, 即从硬玉硬柱蓝片岩相到硬柱角闪榴辉岩相的过渡[63], 最后用地震带上表面、中间段和下表面的震源机制检验了板片内的应力分布状况。法国的 Peyrat 等[64]利用不同的数据库和方法对 2005 年发生于 Tarapaca 的中深源地震的破裂过程进行了详细研究, 通过反复实验限定了 Tarapaca 地震的动态破裂参数。俯冲带中大震级的板块内部地震是相当普通的, 但详细研究的却很少。因此至今对它们触发机制的理解还知之甚少, 于是确定中源板片内地震的破裂源对理解这些地震的破裂过程是至关重要的。而美国的 Warren 等[65]从南美中部断层面的趋向获得了其深源地震的力学性质, 他们分析了南美中部(15b~ 25bS) M_w > 5l 7 的 30 个地震的破裂属性, 并对它们的方向进行了分析, 估算了它们的破裂矢量并鉴别出了其断层面, 最后他们得出地震的产生机制是受压力控制而与构造参数无关的结论。

4 地核的结构和动力学

过去 5 年来, 关于地核及其其他行星内核的结构、组成、热力学和动力学方面有了很大的进展。DI 会场中的 DI24A 和 DI31A 出示了从各学科(其中包括地震学、矿物物理学、地磁学、古磁学、测地学和地球动力学) 获得的地核研究上的新成果。

4.1 地核的地震波速结构特征

随着高质量数字、地震资料质量的提高, 对地核的研究又再次成为新热点。许多学者也提出了新的研究方法及手段, 而不像以前主要利用区域序列和稀疏分布的老的全球地震网的 SKS、SKKS 和

SmKS 旅行时来对其进行研究。像日本的 Tanaka 等[66]运用 1 211 个 SmKS(m> 1)同时反演(调查核幔边界(CMB)附近的径向地震波速结构非常有效)及 P4KP 和 PcP 的联合(此方法可取消震源和地幔地壳中局部变化的不确定性)的新地震方法对地核上部区域(Dtl层)进行了研究。而俄罗斯的 Kras2noshchekov 等[67]通过分析来自地球内核边界的反射结果及其紧随地下核爆炸阵列记录到的反射 PkiKP 相后的 coda 波(这样的 PKiKP coda 波双峰具有相同的形状、频谱、强度和持续时间,而大功率特征能够使我们详细研究地球内核的不均匀性且不受内核旋转的影响)对地核的不均匀性进行了研究,结果显示,内核中南2北方向的波速度比赤道方向波速度要大,这些差异能在到达外核底部的波与穿入内核的波之间的差值旅行时上观察到[68]。另外 Chen 等[69]利用委内瑞拉和中国的两个宽频度地震阵列中记录到的印尼和阿根廷两个深源地震的 PKIIKP 和 PKIKP 的走时差, Cormier 等[70]及其 Koper 等[71]利用近来不同地震序列中已经观察到的内核边界 PkiKP 相后的 coda 波,都发现内核具有明显的各向异性。近来这些具双峰波形的地震波为研究地球内核提供了工具,美国的 Wen 等[72]对南 Sandwich 岛和 Tonga2Kermadec 俯冲带中 PKIKP 和 PkiKP 相的双峰波形特征进行研究后认为,这些特征很有可能是由内核边界不规则性地形存在的内核差异旋转和由于内核顶部对流或外核的结晶固化(solidification)作用造成的内核快速局部增长引起的。自由振荡资料是估计地球内核剪切波速的最可靠的地震源,因此英国的 Deuss 等[73]利用这些自由振荡资料获得了地球内核的平均压缩波和剪切波速,其值分别为: v_s= (3l55 ? 0l05) km/ s, v_p= (11l15 ? 0l05) km/ s。一般用单晶不同方向上求平均值来估计一个多晶的弹性属性,但此方法没有考虑颗粒边界并缺乏内核状态下的高温,因此 Belonoshko 等[74275]用分子动力学上的模拟对其进行了研究,并考虑了上述缺陷。此方法与平均单晶值计算的剪切模量对比其剪切波速将有明显降低,恰可以解释内核的低剪切波速。

4l2 地球发电机模型的研究

近来地磁、航磁和地球古地磁场的研究都说明地磁场与地球下地幔结构有着密切的相关关系,并把整个地球看作发电机,提出了各种发电机模型[76]。Zhang 等[77]在充分考虑大规模并行计算机(MPC)的基础上利用 EBE 有限元法对地球发电机模型进行了三维模拟。此模型主要由 4 个不同部分组成:电导性的固体内核、可流动的外核、电导性的固体地幔和地球的外部部分。此模拟的结果与基本原理完全不同的谱方法基础上的 benchmark 发电机模型的结果有着惊人的一致性,但它是基于有限元方法上的,所以此模型能够很好的把地幔的物理属性考虑进去。而法国的 Odier 等[78]给出高度紊流状态下的发电机模型,此发电机模型与以前提出的发电机模型的明显不同之处在于:它能展示实际地球的各种动力学模式,包括无秩序的反转、曾经观察到的地球磁场的南北极的转换等。在众多的发电机模型中,其关键参数是功率的估计,此功率一方面需要去驱动地球发电机,另一方面又要与内核电阻消耗的功率相平衡。Livermore 等[79]的研究认为,若要满足发电机模式的电源要求,模型的下边界需要满足泰勒条件。地球的自由核章动(Free Core Nutation,简称 FCN)参数是地球物理参数上最重要的两个参数之一,因为它为地球深部结构提供了有价值的限制作用。Lei 等[80]利用潮汐数据提出了决定内核旋转的新方法))) Tetra2Frequency Spec2trum Vector Method (TFSVM),它是从重力潮汐数据中获得 FCN 参数解的,此方法由两个高分辨率的算法组成,即点高精度算法(PRA)和有限概率元法(FPEM),TFSVM 能提供 FCN 参数误差概率的高精度分布特点。而法国的 Amit 等[81]认为内核流动是引起地磁偶极子倾角变化的主要原因。地球早期地磁场的强度对理解地球内核、表面环境和大气环境的演化来说是非常重要的,因此美国的 Tarduno 等[82]利用 CO_2 激光加热法和直流 SQUID 磁力仪法,从主导磁性包裹体的单硅酸盐晶体上获得古地磁的方向和强度,并发现古场强度为 3l2 Ga(是现在值的 50%),说明中太古代的地磁场约是现在地磁场的 10 倍左右(太古宙等以前的研究是从岩石次生的热化学剩余磁化强度中获得的而不是原生的热剩余磁化强度)。

4l3 地核的主要组分))) 铁及铁镍合金不同温压条件下结构的研究

一般认为铁是地核的主要组成成分,因为它是能够满足观察到的地核密度的最丰富元素,而基于调和化学模型和铁陨石的研究结果,内核中还包含着大量的镍。于是铁、铁镍合金的高压行为对解释和限定地核的地球物理和地球化学模式起着重要的

作用,铁在相对低压下的相位关系已经被很好地建立,即 bcc(体心立方)结构的 A2Fe 在围压和高温条件下可以转换为 C2Fe,而在压力超过 10 GPa 时可以转换为 hcp 结构的 E2Fe[75,83]。但高温高压下内核状态的铁结构仍然是地球科学中悬而未决的问题之一。鉴于此法国的 Fiquet 等[84]在 ESRF (Grenoble)中利用同步 X 射线衍射对高压(达 140 GPa)和高温(3 400 K)下铁的行为进行了原位研究,并在激光加热的金刚石多面砧腔中对铁和方镁石的热压样品进行了一系列的实验,并对实验后的样品进行了电子分析传送显微检查(ATEM)。其结果显示,hcp 结构的铁仅仅出现在最高温度和压力的情况下,另外这些实验为我们更好地理解 fcc(面心立方)、hcp(六方堆积)和液体相的三相点结构、理解随温压条件变化的 c/a 比的演化及其地核条件下相关铁的弹性各向异性等提供了实验基础。而对于铁镍合金,前人也曾在外部加热的金刚石多面砧腔和激光加热的金刚石多面砧腔[85]中研究过其相位关系,但是这些实验的压力都被限定在 22l5 GPa。而 Kuwayama 等[86]用激光加热的金刚石多面砧腔(并具有同步 X 射线衍射)在宽范围的压力(> 300 GPa)、温度(> 2 000 K)和组成(镍的质量分数为 0%~ 80%)下对铁和各种铁镍合金又进行了相位关系的调查研究,X 射线衍射对铁的原位研究显示 hcp 结构的 E2Fe 可以在压力温度高达 300 GPa 和 2 000 K 及 343 GPa 和室温下稳定存在,观察中并没有发现其他结构的 E2Fe 存在,例如 4 层重复的六方堆积结构(dhcp)[87]或正斜方结构[88]的 B2Fe。对铁镍合金来说,高温高压实验的参数为: Fe2218l4% Ni, Fe2224l9% Ni, Fe2235l7% Ni, Fe2250l0% Ni 和 Fe2280l0% Ni,压力为 300 GPa,几个实验结果说明几个兆巴压力下的铁镍合金大部分都为 fcc 结构,而铁镍合金能够解释地震学上观察到的地球内核的各向异性和不连续性。

5 状态方程的理论和实验研究

状态方程(equation of state)是指均匀物质系统处于热平衡状态下其体积、压力、温度及成分之间的数学关系式 f(p, V, T, X)= 0。最简单的状态方程是 pV= nRT,它仅适合于理想气体。对实际物质的状态方程有很多,如位力方程(virial equation)、马丁2侯方程(Martin2How equation)、范德瓦耳斯方程(Van der Waals equation)等。会议中 DI41A 和 DI44A 加强了对由状态方程描述的压力、体积和温度等热动力学上变量的理解,讨论了单矿物相、多矿物相及其液体相、固体相状态下的热状态方程。而状态方程是进行高压研究的最基本要素,每年有大量以确定各种物质状态方程为目的的论文发表,但是在测定各种状态方程时仍然存在着很多挑战[89290]。Thompson 等[91]研究了晶体的化学属性对状态方程的影响,而 Esler 等[92]研究了量子蒙特卡洛法对压力的高精度确定,不像立方氮化硼压力计,量子蒙特卡洛是第一个能实现近似函数的基本模拟方法。除此之外,Davis 等[93]用简单的模型对体积模量 K 的压力导数 Kp 进行了研究,并对其极大值 $Kp_{infinity}$ 进行了限制($Kp_{infinity}$ 代表了一定压力范围内特定相状态方程的有效常数)。

5l1 Pt、Mo、Ta 等金属元素状态方程的研究

Ding 等[94]利用金刚石多面砧和同步 X 射线粉末衍射技术对金属钒元素在 63~ 69 GPa 和室温条件下的状态方程进行了测量,并在其中发现了一个新的相变类型,基本原理计算的电子结构和晶格力学说明相变不是由常规的 s2d 电子跃迁机制造成的,而是与来源于费米面的嵌套、Jahn2Teller 失真(畸变)带和电子拓扑跃迁联合的 C44 三角弹性张量有关[95296]。铂在原位高温高压实验的压力校正上有着广泛的应用,但从冲击 Hugoniot 方程简化的等温状态方程(EOS)中却过高估计了压力。因此 Sun 等[97]用密度泛函理论计算了温压条件高达 600 GPa 和 5 000 K 下铂的热状态方程,并利用 LAPW 方法(包含有 LDA、PBE 和近来提出的 WC 函数)对静止晶格的能量进行了计算,用 Mer2min 函数对电子热自由能进行了评估。新 WC 函数比 PBE 结果有更好的改善,且把计算的平衡体积与实验的结果校正后,室温下等温 EOS 是与新 DAC 资料一致。冲击波(SW)和金刚石多面砧腔(DAC)实验中关于解释 Mo 和 Ta 熔融的原因存在着巨大的矛盾,SW 实验中有发现 Mo 固2固相的转换,而 DAC 实验中却没有。为解决这一矛盾,Bu2rakovsky 等[98]对 Mo 和 Ta 进行了似准谐波振动量子计算,发现在较低温度下以体心立方(bcc)结构稳定存在的 Mo 在高温下将转换为面心立方体(fcc)结构,且发生在 Mo 熔融之前;类似的在 Ta 的 SW 实验中也出示其在熔融之前也发生了 bccy fcc 的固2固转换。

5.2 地幔物质钙钛矿、橄榄石、辉石等状态方程的研究

钙钛矿是下地幔的主要物质,理解钙钛矿的稳定性、状态方程、压缩性及其滞弹性等对定量研究与地球内部相关的物质属性及其动力学过程有着重要的应用。Tange 等[99] 利用 Kawai 型的面砧装置在 27~ 61 GPa 和 300~ 1 500 K 条件下对 Mg_2SiO_4 镁橄榄石热压合成的 $MgSiO_3$ 钙钛矿进行了原位 X 射线衍射测量,并以 MgO 和 Au 作为压力的标定(代表下地幔状态)精确确定了 $MgSiO_3$ 钙钛矿的 p2V2T 状态方程。Garai 等[100] 在绝对参数系(零压力和零温度)、三个初始参数(零压力零温度下的体积、零温度下的体积弹性模量、零温度下的热扩散体积系统),并假定体积模量的温度导数为零、热扩散体积系数的压力导数为常数、随体积变化的压力被认为是线性的指数因子且随热扩散体积系数的温度导数而变化的假设上,提出了一个由 7 个参数组成的新 p2V2T 状态方程,此状态方程与各温度范围条件下的钙钛矿状态有很好的对应关系。而氢强烈影响地幔物质的物理属性,理解高压和高温下简单氢氧化物的稳定性等性质为我们定量研究与地球内部相关的含氢络合物提供了重要的信息。Jacobs 等[101,102] 提供了地幔温压条件下与地球物理属性相对应的相位图、热物理和热化学属性等热动力数据库,而 Jacobs 等[103] 主要对地幔中镁2橄榄石2辉石系统模拟上的应用进行了研究,讨论了影响其相位的压力校正及其在地幔对流数字模拟、相变对地球 660 km 转换带中分层程度、矿物分布和声波速研究上的应用。

5.3 对地核主要成分铁及其化合物状态方程的研究

Fe 是深部地球的主要化学组成成分,其化合价随压力而变化,于是 Gleason 等[104] 利用 X 射线衍射对铁2羟基2氢氧化物(a2FeOOH)进行了研究,并给出了 a2FeOOH 的 p2V2T 的状态方程。Dubrovinsky 等[85] 发现在高达 200 GPa 的高压 bcc 结构铁中 Ni 也能够稳定存在,Heinz 等[105] 对 160 GPa 条件下的 Fe2FeS 和 100 GPa 条件下 Fe2FeO 二元系统进行了研究,并探讨了氨水对其状态方程的影响,而 Saikia 等[106] 研究了铁对钙钛矿))) (Fe, Mg) (Al, Si) O_3 压缩性的影响,他们在金刚石多面砧腔中利用单晶 X 射线衍射调查了大量富集在镁硅2钙钛矿中的铁,并用 MÊssbauer 和电子能损失光谱技术对在 25 GPa 和 2 000 e 合成的三个单晶中三价铁的浓度进行了测定。结果显示,三个晶体的体积模量随铁含量的提高其值变化分别为:从 243(3 GPa)到 240(2 GPa)再到 234(2 GPa)。另外,铁含量的提高可以增加系统差分 Kp 值。而固体的弹性属性对固体地球物理、工程和固态物理学起着重要的作用,因此 Dubrovinsky 等[83] 研究了高压下 Fe_xO 的滞弹性行为。他们对高压下合成的 $Fe_{0.950}$ 单晶进行了非弹性 X 射线散射(IXS)和 X 射线衍射(XRD)的联合研究,结果表明随压力提高从静态(XRD)和动态(IXS)测得的体积模量间的差异也将提高。

6 地球内部的不稳定性(挥发性物质及熔体的影响)

会议中 DI33A、DI41B、DI42A 和 DI43A 着重讨论了地球内部深处研究的不稳定性,例如一般认为以各种形式存在和集中的氢(水)、碳、硫等对部分熔融及其行星的演化和动力学起着重要的作用。

6.1 地球中 H 同位素及其 H_2O 的研究

确定地球储库中 H 同位素组成对评估地球中水的来源以及地表和地幔在多大程度上进行了水交换等研究至关重要。上地幔(MORB)氢同位素组成相对稳定(DD= (- 80 ? 10) j),但在洋岛玄武岩(OIB)却有明显变化,尤其当考虑包含与俯冲相关成分的再循环地幔源 OIBs 时更是如此,并且部分学者[107] 对俯冲成分代表了再循环的地幔楔橄榄岩还是板片本身提出了质疑。Shaw 等[107] 对 Manus 弧后盆地 H 循环进行了研究,并发现具有再循环板片成分的大洋岛弧(OIB)应当具有低 DD 的特征,而高的 DD 一定是从再循环地幔楔橄榄岩的 OIB 中获得。石榴石的分馏范围从上地幔橄榄岩地幔模型(pyrolite model) 20% 能变为转换带榴辉岩地幔模型(piclogite model)的 80%,于是了解石榴石中氢的溶解性和溶出机制对了解地幔横向流动、塑性性质等起着重要的作用。因此 Mookherjee 等[108] 对高压下 H 在石榴石中的溶解度进行了研究,初步的结果显示,由橄榄石、斜方辉石和单斜辉石包围的天然石榴石在 9 GPa 和 1 100 e 条件下能含有 1 000 @10^{-6} 的 H_2O,可能的解释是石榴石和橄榄石的共存导致 Mg/ Si 比(活性 MgO)提高致使氢富集。如果水化石榴石(O_4H_4)的置换是石榴石中氢释放的主要机制,那么活性 MgO 的提高将提高氢的溶解

度。而考虑到水对熔融和地幔橄榄岩力学属性上的强烈影响,确定上地幔各种化学环境下氢在橄榄石中的溶解度是必要的。OpLeary 等[109] 研究了压力和氧逸度变化对橄榄石中 H 溶解度的影响。实验结果说明,压力对水含量有强烈的影响,当压力从 1 GPa 提高到 2 GPa 时,Ni2NiO 缓冲器橄榄石中的水含量从(32?3) @10^{-6} 提高到(78?7) @10^{-6}, FeO2Fe$_3$O$_4$ 缓冲器中从(29?3) @10^{-6} 提高到(69?3) @10^{-6},而氧逸度总体上对含水量的影响比压力明显要弱[110]。上地幔运移来的橄榄石中水(H)含量被用来推论整个上地幔的水(H)含量,但 H 的扩散过程是快速的,因此计算时还要知道 H 的损失。除此之外,H 在橄榄石内部也能够做为小的包裹体而沉淀下来(深部含大量 H 的橄榄岩运移到浅部时,由于压力和温度的降低,H 在橄榄石中的饱和溶解度降低,而过量的 H 将以含水矿物等形式作为包裹体沉淀下来)。Borinski 等[111] 对 H 在橄榄石的此沉淀过程做了一系列的实验研究。氢等少量挥发物对粘度也有重要影响,地幔中氢的丰度及其分布对星球的演化具有重要的作用,而 D 相($MgSi_2O_6H_2$)是唯一能在整个下地幔稳定存在的含氢相。一般认为 D 相是沿俯冲带把氢运输到下地幔的主要物质,很有必要理解其弹性性质。Kiefer 等[112] 对 D 相的弹性性质进行了研究,初步结果显示,H 键在压力为 40~ 50 GPa 条件下达到平衡,与氢分布相关的弹性常数张量 70 GPa 条件下的变化范围在 01 5% 以内,还发现氢平衡时 C_{33} 提高了 10%,导致的压缩波和剪切波速在 40 GPa 时变化约 1%,剪切波的方位角和极化各向异性仅降低了 1%,而 P 波各向异性却从 18% 降到 7%,这样 P 波各向异性上方位角沿俯冲带随深度的增加可能会限制 D 相的存在,从而不能把 H 运输到地球下地幔。既然 H 对理解地球动力学过程起着如此重要的作用,那么准确测定 H 浓度也是极其关键的,但 H 浓度的测定依赖于 Beer2Lambert 定律,这样就需要限定有效的摩尔吸光系数,于是 Aubaud 等[113] 利用弹性反冲检测仪(ER2DA)对橄榄石单晶、单斜辉石单晶及流蚊岩玻璃中的 H 浓度的测量来对红外线摩尔吸光系数进行校准。同样 Thomas 等[114] 探讨了矿物特定的红外(IR)摩尔吸光系数(E)在橄榄石、SiO_2 同质异像体和石榴石子中常规水含量上的应用研究,结果显示,橄榄石具有波数与 E的线性对应关系,也就是 E值随波数的提高而增加(平均波数为 3 517 cm^{-1} 时,E 值为(41 000?5 000) cm^2 # mol^{-1};而平均波数为 3 550 cm^{-1} 时,其相对应的 E为(47 000?1 000) cm^2 # mol^{-1}), SiO_2 同质异像体中的 E值是随结构本身的变化而变化的(柯石英的 E值为(214 000?8 000) cm^2 # mol^{-1},超石英 E= (867 000?29 000) cm^2 # mol^{-1}),并第一次给出天然石榴石的 E值为(40 000?2 000) cm^2 # mol^{-1}。

Sharp 等[115] 还研究了 H_2O 在橄榄石转换动力学上的强烈效应,认为地幔中含有少量的 H_2O 就能使亚稳态的橄榄石不复存在,而他认为,如果深源地震是由亚稳态橄榄石的相变引起,那么存在于这些地震俯冲带中的一定是接近干的(例如:马里亚纳俯冲带)。而 Till 等[116] 通过活塞圆筒和多面砧,实验研究了水饱和状态下橄榄岩的固相线,其固相线能从 3l2 GPa 的 800 e 达到 5 GPa 下的 840 e,并发现橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和石榴石?绿泥石?Ti2斜硅镁石在 3l2~ 5 GPa 的固相线上可以稳定存在,而绿泥石含水相(H_2O 的质量分数为 12%)在 2~ 3l 6 GPa 的水饱和固相线上也能稳定存在,但在大于 3l 6 GPa 时,将不能稳定存在。绿泥石及其 10! 相(两者大于 10% 的 H_2O 质量分数)分解的位置控制着俯冲岩石圈中大部分 H_2O 能到达的最大深度,并给出大部分岛弧下水饱和熔融的最大深度为 120~ 150 km。

6l2 地球内部熔融及流体交代作用的研究

地球内部的熔体也是造成其不稳定的属性之一,因此部分学者[117?118] 对各种岩石的熔融特征进行了研究。Schmidt 等[119] 对亚平宁山脉内部和罗马省的超钾岩浆(钾霞橄黄长岩)进行了研究,发现在板块下降边温度和软流圈存在的环境下能使碳质板片在与地幔发生混合作用时产生部分熔融,而在挥发物组成中若有较高的压力(3l 5 GPa)和 X_{CO_2} 组成,这种碳质泥岩熔体的混合作用能形成高度次硅质的钾霞橄黄长岩,其初始熔体具有 K_2O/Na_2O 略低且 X_{Mgps} > 01 70 的特征,CO_2 的主要作用是降低橄榄石的饱和体积与 olivine2cpx2opx 共熔体的 SiO_2 含量,一次性产生超钾岩浆的最长时间是 800 ka,这里的一次性是指板片断裂后其下降边缘的一幕次熔融。Agee 等[120] 利用重介选(sink/ float)方法对 1l 35~ 10l 0 GPa 和温度 1 400~ 1 860 e 的含水富铁的超基性硅酸盐熔体的密度进行了高压实验研究。此硅酸盐熔体由 50% 的科马提岩和 50% 的合成铁橄榄岩组成,水以水镁石))) $Mg(OH)_2$ 的

形式添加进去(分别以2%和5%质量分数加入),结果显示,含水5%时在2 GPa和1 500 e条件下形成的硅酸盐熔体密度是0.192 g/cm^3,远小于相同温压条件下不含水形成的熔体的密度,此密度差异给出硅酸盐熔体中水的偏摩尔体积是7 cm^3/mol。同时存在的$CaSiO_3$和$CaTiO_3$端员的金刚石包裹体是很少见的[121,124],但Armstrong等[125]报道在Juina金伯利岩中却发现了这种包裹体,并把它们解释为转换带稳定的高压Ca(Ti,Si)O_3钙钛矿出溶的产物,并建议同生的金刚石和$CaTiO_3$钙钛矿是从转换带碳酸盐化了的榴辉岩中获得的熔体中结晶出来的。而Baker等[126]在实验和模型基础上认为,在用熔体包裹体作为喷发前熔体组成的指示时要慎重,因为捕获动力学过程能改变熔体包裹体的组成。

Frezzotti等[127]对埃塞俄比亚高原下岩石圈中的地幔交代流体进行了研究,名义上无水矿物同步加速器源的显微红外成像(ELECTRA, Trieste, Italy)显示其H分布的梯度在颗粒边界及其沿颗粒内部微裂隙密集存在。岩相学上的主量、示踪元素资料连同流体包裹体和显微红外分析说明,这里存在着两个连续发生的交代事件:第一个事件是二辉橄榄岩和富Cl的CO_2-H_2O流体相之间的相互作用,第二个是加热过程中二辉橄榄岩与高馏分的玄武岩流体之间的相互作用。研究还指出在埃塞俄比亚高原下含溶质的含水流体是重要的交代媒质,而局部形成的含水区域是容易发生熔融作用的,而现在流体中Cl的高含量暗示出其源区受再循环的大洋岩石圈的改造作用。

6.3 地球内部C/Cl/S、惰性气体等不稳定性因素的研究

地球内部的不稳定性因素除了上述的氢、水和熔体外,还包括其他挥发性的物质(例如C/Cl/S)及其惰性气体、密度等,这些因素对源区地幔部分熔融、元素的丰度及其空间分布有重要影响,且为熔融迁移和地幔不均匀性模拟提供了重要限制。Nagle等[128]对来自内部转换扩展中心(ITSCs)的47块玄武岩样品中的挥发性物质、主量元素和示踪元素进行了分析研究,并通过对比ITSCs和MORBs岩浆组成获得了MORs的熔融迁移模型。Koleszar等[129]对来自皮特克恩岛(Pitcairn)和生态(Society Islands)岛的洋岛玄武岩的挥发性物质(H, C, Cl, S)进行了研究,而Szramek等[130]对来自HIMU岩浆熔融的包裹体在洋壳俯冲作用下进入地幔的Cl和K进行了限定研究,分析了来自Raivavae岛用来测定Cl浓度和Cl/K_2O、K/Nb和Cl/Nb比值的HIMU岩浆中以橄榄石为主的熔体包裹体。结果显示,大陆地壳的30%~65%的Cl和12%的K被保留在板片中并被携带入深部地幔,但新生大洋地壳中Cl质量分数为20@10^{-6},俯冲地壳中Cl质量分数为100@10^{-6},这暗示Cl通过板块构造循环能进入深部地幔,相反,新生洋壳中K的估计(质量分数500@10^{-6})与俯冲地壳中K的估计(质量分数560@10^{-6})基本一致,于是它不像Cl在地幔中能由净转换进入或溢出到更深部地幔而保持稳态。考虑到幔源惰性气体(He-Ne-Ar-Kr-Xe)在示踪不同物质来源上起着重要的作用,并且来自地幔深处的这些惰性气体几乎可以代表其原始组成。Bonnefoy等[131]对在多面砧装置中合成样品的惰性气体进行了研究,而Paonita等[132]通过惰性气体的运动分馏研究了洋中脊的岩浆动力学,并估算了岩浆的上升速率和地幔成分。碳影响着地幔岩石和地核金属熔融的物质相,影响着地幔熔融硅酸盐和金属地核的物理属性,除此之外它在各深度地球物质相的分配上也起着不可磨灭的作用。但由于地核形成时碳活动性知识的缺乏,限制了深地幔和地核的C含量的计算。为了确定C在金属地核熔体中的储存能力和确定C在硅酸盐地幔和金属地核的分配,Dasgupta等[133]在相当于浅部大洋岩浆形成的温压条件下(2 GPa, 2 500 e)利用活塞-圆筒装置测定了C在熔融的金属地核的可溶性。Sen等[134]对夏威夷瓦胡岛石榴子石辉石岩捕虏体的硫化物进行了研究。

6.4 410 km转换带处稳定性的研究

近来部分地震观测数据在410 km不连续面上检测到了一个低波速层,并被认为是410-water filter模型的体现[135]。这种模型认为,地幔转换带及其上覆地幔水溶解度的差异是造成410 km不连续面(/4100)顶部局部含水的原因[136],尽管如此,此模型的细节及其潜在的实施一直是讨论和研究的目的[137-139]。同样Dueker等[140]在北部的Rocky山下,Jasbinsek等[141]在落基山脉下都发现410 km地震不连续面顶部普遍存在着低波速层,它们很有可能也是410-water filter模型的体现。近来的研究还发现,因脱水熔融在410 km地震不连续面处形成并聚集了一层高密度的硅酸盐熔体[142]。Leahy等[137]的模型还指出,这层硅酸盐熔体能形成稳态

的结构,以致有效循环水通过扩散机制能进入转换带,且水通过熔体对流可以延伸到瓦兹利石稳定的区域。随后的结晶过程使其相对于上覆的橄榄石的熔体水含量更高,上覆的固态物质熔融并再次循环,这一机制的提出可以使熔体延伸到更深处的地幔下降流,且水和硅酸盐的循环可以稳定存在。此外,Ghosh 等[143] 还对地球上地幔和 410 km 转换带处碳酸盐和金伯利岩的密度及稳定性进行了研究,410 km 地震不连续面顶部玄武质熔体的 CO_2 含量为 31 5%,橄榄岩熔体的 CO_2 含量可高达 41 0%,它们比周围物质密度大,而玄武质熔体(3% 的水) 和橄榄岩熔体(61 7% 的水) 的 H_2O 含量与其 CO_2 含量类似,它们在 410 km 不连续面顶部都是能够稳定存在的[144],而低熔融条件下(1%~ 5%) 产生的碳酸盐密度比橄榄岩小[145,146],而碳酸化了的橄榄岩再次高程度的部分熔融可产生金伯利岩(含 CO_2 17%~ 32%),可见由碳酸化了的地幔部分熔融产生的熔体比周围地幔岩石密度小,其能够从深达上地幔底部和转换带处上升,这与地幔包体中存在金刚石和部分金伯利岩中含钙钛矿是一致的。

7 几点建议

地球深部研究(DI) 主要集中在对地球的结构、化学及其整个地球内部动力学的研究,重点突出了各不同学科在对难以直接研究的地球深部科学问题的共同作用。从 2007 年 AGU 秋季会议上来看,以下几个特点是值得我们关注的:

(1)学科间的融合交叉。学科交叉是众多学科之间的相互作用,而交叉形成的理论体系构成交叉学科;众多交叉学科构成了交叉科学。学科交叉是学术思想的交融,实质上是交叉思维方式的综合、系统辩证思维的体现。自然现象复杂多样,仅从一种视角研究事物,必然具有很大的局限性,不可能揭示其本质,也不可能深刻地认识其全部规律。因此,唯有从多视角,采取交叉思维的方式,进行跨学科研究,才可能形成正确完整的认识。学科间的融合交叉在 2007 年 AGU 秋季会议上的体现表现在:地震学、矿物物理学和地球动力学上的学科交叉开辟了许多新的研究领域(像地球动力学模拟中一系列不稳定因素的考虑;地幔深部钙钛矿、橄榄石、辉石,地核主要组分 Fe、铁镍合金及其化合物的结构、高温高压实验、流变学及其状态方程的研究;地幔 Dd层及地球内核的结构、组成、热力学和动力学属性的研究等)。现在随着计算机性能的不断提高,以及研究地震波的地球物理学家与研究电波传播、波形理论、谐波分析的数学家们之间的交叉合作,加之数学领域的新技术方法不断被应用到地球科学领域,使深部地球研究近年来进展迅速,其中最关键的是矿物物理学家所提供的一些数据,这些数据是各种事物联系的纽带,并使得大家能够相互沟通。地幔中的地震不连续性对地球内部的结构、动力学及其演化也起了较强的限制作用;地震学、矿物物理学、地球化学、岩石学及其地球动力学领域在物质相变上的理解极其关键;地球地幔的温度和成分对地球内部动力学的理解至关重要;深源地震机制更不用说,深部地震的分布特征、地震破裂属性的观测、俯冲板片中矿物学上的实验以及俯冲板片的地震、岩石和热特征的研究等的交叉研究提出了不同的地震机制或验证了前人给出的地震机制;地震学、矿物物理学、地磁学、古磁学、测地学和地球动力学等各学科的交叉来共同研究了地核及其其他行星内核的结构、组成、热力学和动力学属性。而地球内部各矿物、岩石的状态方程所描述的压力、体积和温度等热动力学上变量对整个地球动力学及其行星演化的研究起着不可磨灭的作用。

(2)国际间的合作。AGU 会员数目高达 50 000,其中包括来自世界上 135 个国家的研究人员、教授和学生。AGU 也有自己出版的国际一流的杂志期刊及书籍,像 Journal of Geophysical Research、Tectonics、Geophysical Research Letters 等。AGU 的主要工作除保证研究成果的质量、汇总各相关的研究成果、会议的时间安排及会场的布置外,还要把最新的研究成果或新发现的技术增加到会场和刊物上,使国际间的合作交流成为可能。AGU 跨越了国籍、地区,科学研究上通过地区内的、国内的及国际间的合作,资源被共享,地球科学的知识被传播到不同国家的研究者和学生那里。从 AGU 秋季会议上展示的成果可以看出至少有 80% 的成果是通过国际间的合作来完成的。

(3)高精度的技术。随着 32 位双处理器的超级计算机(supercomputers) 和集群(clusters) 纵观计算机的使用已经可以使数字模拟的分辨率高达 120 万像素,并提出了一系列新的研究方法及研究手段,像 2D 的热2力学有限元编码(SloMo),其一直被应用到研究岩石圈2地幔相互作用上;3D 平行有限元

编码(用 PETSc 编写);能够应用到构造模拟中的大规模自由软件))) Gale,一个并行的 2D/3D 有限元代码;可研究热2化学地幔对流等动力学的有限元程序代码))) CitcomS v3l0 及有限元程序包))) ABAQUS,可对稳态水平对流的扩散方程进行精确求解等。除此之外随着全球地震台阵和计算机性能的不断增强,科学家们现在已经可以开始采集、解析不仅是来自于强烈地震的地震信号,而且还能采集来自于人类脚下整个/波域0的地震信号))) 海浪、气候模式、地球与月亮的潮汐摩擦,甚至海平面变化也能获得全球地幔流动模型。给出的一系列地震台阵网(USArray 地震台网、圣安德烈斯断层深度观测站、板块边界观测站全球定位系统和应变计台阵以及 InSAR 数据获取等)就像在地球表面安置了听诊器,所有的这些信号都可以被监测,如此人们就能得知地球内部发生的事情。随着地震层析成像分辨率的不断提高和形成于地核巨大压力和温度下新矿物的发现,最接近核幔边界的 200 km 厚的地幔层 D11层(D2double2prime layer)及地球内核的结构、组成、热力学和动力学属性的研究才成为可能,直到最近科学家们才有能力再现直到地球内核地心区域的极端条件下的属性,进而能够更好地理解整个地球的动力学。

据 2005 年 AGU 会员统计显示: 74% 来自美国,13% 来自西欧,7% 来自西太平洋,4% 来自加拿大,1% 来自拉丁美洲,2% 来自其他国家。我国科学家在参与到地球深部科学研究的前缘,及时分享世界先进科研成果的意识还是很不够的。总的看来,我国固体地球科学研究在上述六大方面与国际先进水平还有较大的差距,具体表现在: ¹ 地球动力学模拟中原创性的能够应用到实际动力学模拟的软件还很少,而模拟中能考虑到的因素也还很有限。º 由于高温高压仪器的缺乏(大部分仪器从国外进口(也非常有限),自己生产的仪器更是少得可怜),直接研究下地幔、核幔边界、地核条件下的物质属性、状态方程对我们来说还有点困难,在国际一流杂志上发表出有关地核结构、动力学等成果的我国科学家也非常少。» 对于地震机制的研究,我国仍主要停留在浅源地震的研究上,对于涉及到中、深源地震的研究还很不够;尤其我国处于沿太平洋地震带上,应该充分发挥我国的地理位置优势,把中、深源地震机制的研究赶上来。¼ 我国各领域科学家的合作研究还很不够,应该充分利用学科交叉的优势,加强各学科的融合;可见地球深部研究和高温高压矿物物理学研究一直是我国地学十分薄弱的领域,同时也是制约我国固体地球科学理论水平提高的瓶颈。我们希望我国的地球科学家时时刻刻(即每年)密切关注 AGU 会议的动态,结合我国地学的关键问题,突出重点、有限目标、加强地球深部的科学研究,一方面可以缩短我国与世界该领域的差距,同时也可以提高我国地质学家对地球深部演化认识的理论水平[147]。

References:

[1] Xie H S, Hou W, Zhou W G, et al. Deep Earth exploration and high2pressure research [J]. Knowledge and Advance2ment, 2001, 30(3): 1452148(in Chinese).

[2] Vatteville J, Keken P E, Davaille A, et al. Dynamics of thermal plumes: comparison of laboratory and numerical models[J]. AGU Fall Meeting, 2007: DI14A206.

[3] McNamara A K, Bull A L, Lassak T M, et al. Predictive ge2odynamical modeling of large2scale mantle models[J]. AGU Fall Meeting, 2007: DI14A203.

[4] Tackley P J, Nakagawa T, Deschamps F, et al. Predicting seismological and geochemical observations using global and regional 32D spherical convection models incorporating self2consistently calculated mineral physics[C]. AGU Fall Meet2ing, 2007: DI14A204.

[5] Khan A, Connolly J. Constraining the bulk major element composition and thermal state of the Earthps lower mantle from a joint inversion of electromagnetic sounding, seismic and Gravity Data[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI14A202.

[6] Conrad C P, Husson L, Robinson A. Global mantle flow models constrained by observations of long term sea level change[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI14A205.

[7] Moucha R, Forte A M, Rowley D B, et al. Mantle convec2tion and the recent geological evolution of the southwestern United States[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI14A208 .

[8] Mishin Y, Gerya T, Burg J. Dynamics of double subduction: numerical predictions and critical observations[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI21A20342.

[9] Deubelbeiss Y. Comparison of finite difference formulations for the stokes equations in the presence of strongly varying viscosity[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI21A20337.

[10] Kaus B J, Kaus B J. 2D/3D numerical modelling of litho2sphere2mantle interaction [C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI21A20340.

[11] Lindner D, Song X, Ma P, et al. A new approach to deter2

mine the inner2core rotation[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20260.

[12] Tan E, Leng W, Zhong S, et al. CitcomS v3.0a compressible thermo2chemical mantle convection code[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI14A201.

[13] Liu L, Gurnis M. Joint Inversion of mantle viscosity and thermal structure: applications of the adjoint of mantle convection with observational constraints[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI21A20339.

[14] Wang X, Lithgow2Bertelloni C. Three2dimensional temperature distribution from a mantle flow model[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI21A20344.

[15] Gurnis M, Turner M, Spasojevic S, et al. Continuously closing plates: a new paleogeographic concept and application to geodynamic models[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI14A207.

[16] Cammarano F, Romanowicz B, Deuss A, et al. Insights on compositional and thermal structure of the Earth's upper mantle using mineral physics and seismic data[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B201.

[17] Ono S. Lehmann discontinuity due to dehydration of phengite [C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21099.

[18] Andrews J, Deuss A. Seismic observations of mantle discontinuities, and their mineral physical interpretation[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B205.

[19] Schmerr N, Garnero E. Upper mantle discontinuity topography from thermal and chemical heterogeneity[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B203.

[20] Ritsema J, Xu W, Stixrude L, et al. Reconciling global stacks of PP and SS waveforms with mechanically mixed mantle models[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21093.

[21] Cao Q, Hilst R, Hoop M, et al. Fine scale imaging of structure at and near the mantle transition zone using a generalized randon transform[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21095.

[22] Debayle E, Tauzin B, Wittlinger G. Global imaging of upper mantle seismic heterogeneities and discontinuities from observations of body2wave travel2times and rayleigh wave dispersion[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21098.

[23] Frost D J, Saikia A, Rubie D C. Calcium perovskite exsolution from majorite garnet and splitting of the 520 km seismic discontinuity: insights into mantle heterogeneity[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B204.

[24] Tauzin B, Debayle E, Wittlinger G. The mantle transition zone as seen by global Pds phases: no clear evidence for a thin transition zone beneath hotspots[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B210.

[25] Houser C, Williams Q. Revelations from S660S: new interpretations of topography on the 660 km discontinuity[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21094.

[26] Tibi R, Wiens D A. Detailed structure of upper mantle discontinuities in the Tonga and Mariana Subduction Zones[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21092.

[27] Schuberth B, Piazzoni A, Bunge H, et al. Self2consistent synthetic mantle discontinuities from joint modeling of geodynamics and mineral physics and their effects on the 3D global wave field[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B209.

[28] Shen Y. Mapping thermal and compositional variations in the mantle transition zone: uncertainties due to the resolution of seismic observations[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B206.

[29] Jackson J M, Sinogeikin S V, Carpenter M A, et al. Novel phase transition in orthoenstatite[J]. Am Mineral, 2007, 89(1): 2392245.

[30] Jackson J M, Sinogeikin S V, Bass J D. Sound velocities and single2crystal elasticity of orthoenstatite to 1073 K at ambient pressure[J]. Physics of The Earth and Planetary Interiors, 2007, 161(122): 1212.

[31] Davis M G, Isaak D G, Gwanmesia G D, et al. Elastic moduli of single2crystal orthoenstatite from room temperature to 1450 K[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21102.

[32] Panero W R. Cation disorder in ringwoodite and its effects on wave speeds in the Earth's transition zone[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21103.

[33] Duffy T S, Mao Z, Jacobsen S D, et al. Elasticity of hydrous olivine polymorphs: implications for seismic structure of the transition zone[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B207.

[34] Karato S, Jung H. Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 157(324): 1932207.

[35] Tonegawa T, Hirahara K, Shibutani T, et al. Seismic velocity contrasts at the top surface of the subducting pacific slab down to the deep upper mantle: implications for water flow into the mantle transition zone[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B208.

[36] Perrillat J, Daniel I, Bolfan2Casanova N, et al. Kinetics of the olivine2wadsleyite transition from time resolved synchrotron XRD[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21100.

[37] Hustoft J W, Catalli K, Shim S, et al. The post2perovskite transition in $NaMgF_3$ measured under an Ar medium[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21101.

[38] Green H W, Jung H. Fluids, faulting, and flow[J]. Elements, 2005, 1(1): 31237.

[39] Du Frane W L, Sharp T G, Leinenweber K. Olivine2ring2woodite transformation kinetics suggest that the deep marian2

as and pacific slabs have less than 90 ppm H_2O[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21104.

[40] 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(122): 2192227.

[41] Shu G W, Jie Y N. Kinetics of olivine phase transformation and the role of water[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI53A21105.

[42] Komabayashi T, Omori S, Hirose K, et al. Phase relations of cold subducted slab: constraints on the slab temperature and on the chemical heterogeneity in the lower mantle[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51B202.

[43] Kaneshima S, Helffrich G. Subparallel dipping heterogeneities in the mid2lower mantle[J]. J Geophys Res, 2003, 108(B5): 2272.

[44] Peacock S M. Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle[J]? Geology, 2001, 29(4): 2992302.

[45] Omori S, Kamiya S, Maruyama S, et al. Morphology of the intraslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite[J]. Bull Earthq Res Inst, 2002, 76(4): 4552478.

[46] Dobson D, Meredith P G, Boon S A. Simulation of subduction zone seismicity by dehydration of serpentine[J]. Science, 2002, 298: 140721410.

[47] Yu R D, Jin Z M. Relationship between dehydration of serpentine and intermediate2focus earthquakes in oceanic subduction zones[J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13(2): 1912204(in Chinese).

[48] Zhang J F, Green H W Ò, Bozhilov K, et al. Faulting induced by precipitation of water at grain boundaries in hot subducting oceanic crust[J]. Nature, 2004, 428: 6332636.

[49] Green H W, Marone C. Instability of deformation. in plasticity of minerals and rocks[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2002, 51(1): 1812199.

[50] Orowan E. Mechanism of seismic faulting[J]. Geol Soc Am Mem, 1960, 79: 3232345.

[51] Hobbs B E, Ord A. Plastic instabilities: implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes[J]. J Geophys Res, 1988, 93(B9): 10521210540.

[52] Karato S, Riedel M R, Yuen D A. Rheological structure and deformatio of subducted slabs in the mantle transition zone: implications for mantle circulation and deep earthquakes[J]. Phys Earth Planet Int, 2001, 127(124): 832108.

[53] Wiens D A. Seismological constraints on the mechanism of deep earthquakes: temperature dependence of deep earthquake source properties[J]. Phys Earth Planet Int, 2001, 127(1): 1452163.

[54] Ogawa M. Shear instability in a viscoelastic material as a cause of deep focus earthquakes[J]. J Geophys Res, 1987, 92(B13): 13801213810.

[55] John T, Rupke L H, Medvedev S, et al. Spontaneous thermal runaway as an earthquake mechanism at elevated pressure: insights from petrological and numerical studies[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20282.

[56] Braeck S, Podladchikov Y Y. Spontaneous thermal runaway as an ultimate failure mechanism of materials, physical review letters[J]. 2007, 98(9): 095504.

[57] Kelemen P, Hirth G, Homburg J, et al. A periodic shear2heating mechanism for intermediate depth earthquakes in the mantle[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20283.

[58] Hilairet N, Reynard B, Wang Y, et al. Serpentine rheology and dehydration at high2pressure, implications for intermediate2depth seismicity[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20284.

[59] Riedel M R. Nanoscale properties of rocks and subduction zone rheology: inferences for the mechanisms of deep earthquakes[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20285.

[60] Yu W, Wen L. High2precision relative earthquake locations in the Tonga2Kermadec subduction zone and implications for the mechanisms of deep2focus earthquakes[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20289.

[61] Tseng T, Chen W, Green H W. Aseismic anomalies in the mantle transition zone: subduction versus continental collision[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20286.

[62] Park S, Mori J. Determination of rupture velocities of deep2focus earthquakes using combination of teleseismic and regional data[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20288.

[63] Kita S, Okada T, Nakajima J, et al. Precise hypocenter distribution and earthquake generating and stress in and around the upper2plane seismic belt in the subducting Pacific slab beneath NE Japan[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20290.

[64] Peyrat S, Favreau P, De Chabalier J, et al. Source rupture process of the 2005 tarapaca intermediate depth earthquake[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20291.

[65] Warren L M, Biryol C B, Beck S L. Deep earthquake mechanics inferred from fault2plane orientations in Central South America[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI51A20292.

[66] Tanaka S. New seismological attempts to study the top of the Earthps core[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI24A201.

[67] Krasnoshchekov D, Kaazik P, Ovtchinnikov V. PKiKP coda observations interpreted in terms of the Earthps inner core heterogeneities[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI24A207.

[68] Irving J C, Deuss A, Woodhouse J. Heterogeneity in inner core anisotropy[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20245.

[69] Chen Q, Niu F. Seismic evidence for a distinctly anisotropic innermost inner core[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20250.

[70] Cormier V F, Stroujkova A. Lateral variations in the scattering and viscoelastic properties of the inner core[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20256.

[71] Koper K, Shearer P, Peng Z, et al. Simulations of inner core coda waves with a multiple2scattering phonon based algorithm [C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20264.

[72] Wen L, Yu W. Temporal change of the Earthps inner core property: observations and interpretations[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI24A203.

[73] Deuss A. Normal mode constraints on shear and compressional wave velocity of the Earthps inner core[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20248.

[74] Belonoshko A B, Skorodumova N V, Davis S, et al. Origin of the low rigidity of the earthps inner core[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20261.

[75] Belonoshko A B, Ahuja R, Johansson B. Stability of the body2centred2cubic phase of iron in the Earthps inner core[J]. Nature, 2003, 424: 1032-1034.

[76] Morin V, Dormy E. Dynamo bifurcation in geodynamo models[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20255.

[77] Zhang K, Chan K H, Liao X. A whole Earth dynamo2model [C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI24A204.

[78] Odier P, Bourgoin M, Pinton J, et al. An experimental dynamo in a highly turbulent flow[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI24A206.

[79] Livermore P W, Ierley G. Improved hard lower bounds on the geodynamo power requirements[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20253.

[80] Lei X. Tetra2frequency spectrum vector method of resolving FCN parameters from tidal data[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20266.

[81] Amit H, Olson P. Geomagnetic dipole tilt changes induced by core flow[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20246.

[82] Tarduno J A, Cottrell R D, Watkeys M K, et al. Constraints on earthps oldest magnetic field[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20247.

[83] Dubrovinsky L, Kantor A, Kantor I, et al. Anelastic behaviour of Fe_xO at high pressure[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI44A205.

[84] Fiquet G, Badro J, Auzende A, et al. A new thermal equation of state for iron at megabar pressure[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI24A205.

[85] Dubrovinsky L, Dubrovinskaia N, Narygina O, et al. Body2centered cubic iron2nickel alloy in earthps core[J]. Science, 2007, 316: 1880-1883.

[86] Kuwayama Y, Hirose K, Sata N, et al. Phase relations of iron and iron2nickel alloys up to 3 Mbars[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI31A20262.

[87] Dubrovinsky L S, Saxena S K, Tutti F, et al. In situ X2ray study of thermal expansion and phase transition of iron at multimegabar pressure[J]. Phys Rev Lett, 2000, 84(8): 1720-1723.

[88] Andrault D, Fiquet G, Kunz M, et al. The orthorhombic structure of iron: an in situ study at high2temperature and high2pressure[J]. Science, 1997, 278: 831-834.

[89] Duffy T S. Static and dynamic equations of state: key challenges and solutions[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI44A201.

[90] Nellis W J, Petach T. Systematics of compression of hard materials[J]. Shock Compression of Condensed Matter, 2007, 955(1): 89-92.

[91] Thompson R M, McCarthy A C, Downs R T. Crystal chemical controls on equation of state[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI44A203.

[92] Esler K P, Militzer B, Cohen R E. High2accuracy pressure scale computed with quantum Monte Carlo[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI44A206.

[93] Davis P M, Stacey F D. Constraining parameters of the reciprocal K2primed equation of state using normal modes[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41A20349.

[94] Ding Y, Ahuja R, Shu J, et al. The equation of state and structure stability of elemental metal vanadium under high pressure) from experiments to theories[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41A20339.

[95] Ding Y, Ahuja R, Shu J, et al. Structural phase transition of vanadium at 69 GPa[J]. Phys Rev Lett, 2007, 98(8): 085502.

[96] Lee B, Rudd R E, Klepeis J, et al. Theoretical confirmation of a high2pressure rhombohedral phase in vanadium metal[J]. Phys Rev: Series B, 2007, 75(48): 180101(R).

[97] Sun T, Umemoto K, Wu Z, et al. Lattice dynamics and thermal equation of state of platinum[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41A20346.

[98] Burakovsky L, Belonoshko A B, Chen S, et al. Molybdenum and tantalum at high pressure and temperature: melting from another solid phase[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41A20348.

[99] Tange Y, Irifune T, Funakoshi K. Equation of state of Mg2$SiO_3$2perovskite[C]. AGU Fall Meeting, 2007, DI41A20345.

[100] Garai J. New p2V2T equation of state is proposed and tested against experiments on perovskite and epsilon iron[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41A20340.

[101] Jacobs M H G, de Jong B H W S. Quantum2thermodynamic

treatment of anharmonicity: Wallaceps theorem revisited [J]. Phys Chem Miner, 2005, 32(829): 6142626.

[102] Jacobs M H G, de Jong B H W S. Placing constraints on phase equilibria and thermophysical properties in the system MgO2SiO$_2$ by a thermodynamically consistent vibrational method, Geochim[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2007, 71 (14): 3630-3655.

[103] Jacobs M H, Berg A P, Jong B H. Thermodynamic properties of the magnesium2olivine2pyroxene system derived from a lattice vibrational technique[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI44A202.

[104] Gleason A E, Kunz M, Jeanloz R. Pressure2volume2temperature equation of state for alpha2FeOOH using X2ray diffraction[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41A20341.

[105] Heinz D L, Seagle C T, Campbell A J, et al. Thermal equations of state in the Fe2FeS, Fe2FeO, and ammonia2water systems[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI44A207.

[106] Saikia A, Ballaran T, Frost D J, et al. The effect of iron concentration on the compressibility of (Fe, Mg)(Al, Si)O$_3$ perovskite[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI44A208.

[107] Shaw A M, Hauri E H, Hilton D R, et al. Earthps deep H cycle: H isotope evidence from the manus basin for complementary recycled reservoirs[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI42A201.

[108] Mookherjee M, Karato S. Hydrogen solubility in garnet at high pressures[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI42A205.

[109] OpLeary J A, Hauri E H, Gaetani G A. Solubility of hydrogen in olivine as a function of pressure and oxygen fugacity [C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI42A206.

[110] Grant K J, Brooker R A, Kohn S C, et al. The effect of oxygen fugacity on hydroxyl concentrations and speciation in olivine: implications for water solubility in the upper mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 261(122): 2172229.

[111] Borinski S, Borinski S, Karato S, et al. Precipitation of excess hydrogen in olivine during cooling under pressures: an experimental study[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A2 1129.

[112] Kiefer B, Li L. Hydrogen disorder and elasticity of phase D at high pressures[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI42A2 03.

[113] Aubaud C, Bureau H, Raepsaet C, et al. Calibration of the infrared molar absorption coefficients by elastic recoil detection analysis (ERDA) for H measurements in olivine and clinopyroxene crystals and rhyolitic glasses[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21117.

[114] Thomas S, Koch2Mueller M, Reichart P, et al. Mineral specific IR molar absorption coefficients for routine water determination in olivine, SiO$_2$ polymorphs and garnet[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI42A204.

[115] Sharp T G, Diedrich T, Du Frane W L, et al. The strong effect of H$_2$O on olivine transformation kinetics suggests that some subducting slabs are dry[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41B201.

[116] Till C B, Grove T L, Withers A C, et al. Extending the wet mantle solidus: implications for H$_2$O transport and subduction zone melting processes[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI42A202.

[117] Bagley B, Courtier A M, Revenaugh J. Melting in the deep upper mantle oceanward of the honshu slab[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41B202.

[118] Shimizu K, Suzuki K, Tatsumi Y, et al. Volatile2rich komatiitic and picritic melt inclusions in Cr2spinel beach sand from Gorgona Island, Colombia[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21132.

[119] Schmidt M W. CO$_2$ and potassium in the mantle: carbonaceous pelite melts from the trailing edge of a detached slab hybridizing in the mantle to ultrapotassic kamafugite[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI43A201.

[120] Agee C B. Static Compression of hydrous silicate melts and density crossovers in the mantle[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41B204.

[121] Hayman P, Kopylova M, Kaminsky F. Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina area, Mato2Grosso, Brazil) [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2005, 149 (4): 430-445.

[122] Brenker F E, Vincze L, Vekemans B, et al. Detection of a Ca2rich lithology in the Earthps deep (> 300 km) convecting mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 236 (324): 5792587.

[123] Brenker F E, Vollmer C, Vincze L, et al. Carbonates from the lower part of transition zone or even the lower mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 260(122): 129.

[124] Corgne A, Liebske C, Wood B J, et al. Silicate perovskite2melt partitioning of trace elements and geochemical signature of a deep perovskitic reservoir[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2005, 69(2): 4852496.

[125] Armstrong L S, Walter M J, Keshav S, et al. Ca(Ti, Si)O$_3$ diamond inclusions crystallized from carbonate melts in the transition zone: experimental constraints[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41B208.

[126] Baker D R, Freda C. The infidelity of melt inclusions[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI42A208.

[127] Frezzotti M, Ferrando S, Peccerillo A, et al. CO$_2$2brine mantle metasomatic fluids in the lithosphere beneath the e2

thiopian plateau[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI43A203.

[128] Nagle A N, Pickle R C, Saal A E, et al. Volatiles in basalts from intra2transform spreading centers: implications for melt migration models[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI43A205.

[129] Koleszar A M, Kent A J, Wallace P J, et al. Volatile (H, C, Cl, S) concentrations in ocean island basalt glasses from pitcairn and the society islands[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21120.

[130] Szramek L A, Lassiter J C. Chlorine and potassium flux in2 to the mantle via subduction of oceanic crust: constraints from melt inclusions in HIMU lavas[C]. AGU Fall meet2 ing, 2007: DI43A206.

[131] Bonnefoy B, Andrault D, Moreira M, et al. Noble gases an2 alyses of samples synthesized at high p and T in a multi anvil press device: protocol and implications[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21133.

[132] Paonita A, Martelli M. Magma dynamics at mid2ocean rid2 ges by noble gas kinetic fractionation: assessment of mag2 matic ascent rates and mantle composition[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21130.

[133] Dasgupta R, Walker D. Carbon solubility in core melts in shallow magma ocean environment and its bearing on distri2 bution of carbon between deep earth reservoirs[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21121.

[134] Sen I S, Sen G, Bizimis M. Sulfides in the garnet pyroxenite xenoliths from Oahu, Hawaii[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21126.

[135] Song T R A, Helmberger D V, Grand S P. Low2velocity zone atop the 4102km seismic discontinuity in the northwest2 ern United States[J]. Nature, 2004, 427: 5302533.

[136] Bercovici David, Karato S I. Whole2mantle convection and the transition2zone water filter[J]. Nature, 2003, 425: 392 44.

[137] Leahy G M, Bercovici D. On the dynamics of a hydrous melt layer above the transition zone[J]. J Geophys Res, 2007, 112: B07401. doi: 10. 1029/ 2006JB004631.

[138] Hirschmann M M. Water, melting, and the deep earth H_2O cycle[J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 2006, 34(1): 6292653.

[139] Karato S. Remote sensing of hydrogen in Earthps mantle [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2006, 62: 3432375.

[140] Dueker K, Jasbinsek J J. Ubiquitous low2velocity layer atop the 4102km discontinuity beneath the northern rocky mountains[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI41B203.

[141] Jasbinsek J, Dueker K. Ubiquitous low2velocity layer atop the 4102km discontinuity in the northern Rocky Mountains [J]. Geochem Geophys Geosyst, 2007, 8(10): Q10004.

[142] Bercovici D, Leahy G M. Evolution of a hydrous silicate melt layer above the mantle transition zone[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21128.

[143] Ghosh S, Ohtani E, Litasov K, et al. Density of carbonated magmas and stability of carbonatite and kimberlite at the earthps upper mantle and transition zone[C]. AGU Fall Meeting, 2007: DI33A21123.

[144] Sakamaki T, Suzuki A, Ohtani E. Stability of hydrous melt at the base of the Earthps upper mantle[J]. Nature, 2006, 439: 1922194.

[145] Dasgupta R, Hirschmann M M. Melting in the Earthps deep upper mantle caused by carbon dioxide[J]. Nature, 2006, 440: 6592662.

[146] Dasgupta R, Hirschmann M M. Effect of variable carbonate concentration on the solidus of mantle peridotite[J]. Ameri2 can Mineralogist, 2007, 92(223): 3702379.

[147] Jin Z M. The progresses and perspectives of high2T and high2p experimental study in China[J]. Acta Geophysica Sinica, 1997, 40(Suppl): 70278(in Chinese).

参考文献:

[1] 谢鸿森,候渭,周文戈, 等. 地球深部探索与高压研究[J]. 知识和进展, 2001, 30(3): 1452148.

[47] 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): 1912204.

[147] 金振民. 我国高温高压实验研究进展和展望[J]. 地球物理学报, 1997, 40(增刊): 70281.