

大洋深俯冲带流变性质及其地球动力学意义*

——来自地幔岩高温高压实验的启示

金振民^① 章军锋^{①②} H. W. Green II^② 金淑燕^①

(^①中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074; ^②Institute Geophysics & Planet Physics, University of California, Riverside, CA 92521, USA)

摘要 在压力 3 GPa, 温度 1450~1600 K, 应变速率 10^{-4} ~ 10^{-5} s⁻¹ 条件下, 对深俯冲带和上地幔中两种重要岩石(榴辉岩和方辉橄榄岩)的流变性质进行了实验研究, 获得了榴辉岩在超高压条件下的流变参数, 应力指数为 3.4, 活化能为 480 kJ/mol, 活化体积为 12 cm³/mol. 实验结果表明具有中等石榴石含量榴辉岩的流变强度与方辉橄榄岩的流变强度在上地幔浅部条件下基本相当, 是多晶绿辉石岩强度的 2~3 倍和多晶石榴石岩强度的一半. 随榴辉岩中石榴石含量的逐步增加, 岩石的整体流变强度也不断增大. 在实验研究基础上, 计算了不同板块汇聚速率条件下深俯冲大洋岩石圈在不同深度层次上的流变强度, 以及橄榄岩和榴辉岩上地幔流变强度随深度的变化. 研究表明, 俯冲洋壳从下覆的上地幔拆离出来最有可能发生在缓慢俯冲的热俯冲带中; 而快速俯冲的冷俯冲带, 俯冲地壳与上地幔之间在强度上是耦合的, 发生拆离的可能性不大. 过渡带是上地幔中除岩石圈地幔外的高强度和高黏度层.

关键词 大洋深俯冲带 地幔岩 高温高压实验 拆离作用 流变分层

俯冲带是岩石圈沉入地球地幔的地方, 也是地球上的主要构造单元之一和研究地球深部物质循环的重要场所, 地球上的大多数地质活动都出现在俯冲带中. 由俯冲导致部分熔融形成的岛弧玄武岩在俯冲带周围十分常见; 世界上观测到的大多数地震也主要是沿着俯冲带展布的, 在西太平洋地区, 地震活动沿俯冲带从地表一直展布到地下近 700 km 的深部^[1]; 最近的地震层析成像技术进一步证实了冷的沉降板舌在地幔中作为地震高速体, 可能循环进入了包括下地幔在内的整个地球地幔中^[2]. 部分俯冲带还具有双震源带结构^[3], 在穿越地幔过渡带底部时可能发生变厚、变平^[4]的特点, 表明沉降进入地幔的板舌内可能存在内部变形. 这些地质过程大都与深俯冲岩石圈和周围的地幔物质的流变性质有关, 因此一直备受地质学家和地球物理学家的关注. 对深俯冲带的变形行为, 前人曾从不同的角度进行了探讨和尝试^[5~8]; 然而, 已建立的模型或者没有考虑成分分层的影响, 或者是根据低压单矿物流变实验成果, 结合双相岩石流变律进行岩石强度理论模拟, 缺乏来自地幔岩高温高压实验证据的直接支持, 因此其成果有一定局限性. 本文的目的在于: 直接研究榴辉岩和方辉橄榄岩在上地幔浅部(约 100 km)

2001-03-10 收稿, 2001-06-28 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(G1999075501)、中国大陆科学钻探项目、中国地质大学(武汉)壳幔开放实验室和美国国家自然科学基金项目(EAR-9725575)资助

条件下的流变强度, 以及温度、压力和组成成分变化对其流变性质的影响; 并在此基础上计算大洋深俯冲带流变模型, 从高温高压实验角度探讨深俯冲大洋岩石圈的流变性质和上地幔的流变分层.

1 深俯冲大洋岩石圈的岩石学模型

大洋岩石圈形成于洋中脊, 是由原生地幔岩(pyrolite)的部分熔融和分异产生的在化学成分上不均一的层状结构, 即上部的玄武质岩层和下伏的方辉橄榄岩或二辉橄榄岩层^[9]. 这个层状结构是随不同的地球动力学条件的变化而变化的. Nicolas^[9]从岩石学角度提出了一个把大洋岩石圈分成 3 类的方案: 方辉橄榄岩型(HT)、二辉橄榄岩型(LT)和热点型(HST). 这 3 类大洋岩石圈具有不同比例的玄武岩层厚度.

当化学上成分分异的大洋岩石圈俯冲进入较热的上地幔时, 随深度的增加, 不同成分层会经历不同的相变过程^[10~12]. 在 40 km 左右的深度, 玄武岩首先会向榴辉岩化方向转变. 当深度超过 200 km 时, 单斜辉石逐步转变为石榴石结构, 并最终在 400 km 以下深度的过渡带中榴辉岩完全转变为石榴子石岩 garnetite (90%石榴石 + 10%超石英)^[11]. 在超过 670 km 不连续的深度, 石榴子石岩可能更进一步转化为富镁钙钛矿和富钙钙钛矿. 由于在过渡带中石榴石岩的密度要大于其周围上地幔物质的密度但又低于下地幔中物质的密度, 因此 Ringwood^[10]认为俯冲大洋地壳可能在上下地幔之间发生重力堆积并形成一薄的富石榴石带. 与之相应, 贫化的方辉橄榄岩会分别转变为富 β -相尖晶石(400 km 深度)和 γ -相尖晶石(550 km 深度)的集合体(90%尖晶石 + 8%石榴石 + 2%超石英)^[12]. 在超过 670 km 的深度, 该集合体转变为富镁钙钛矿和镁方铁矿的混合物. 原生地幔岩成分的物质变化与方辉橄榄岩的相变基本一致, 只是在地幔过渡带中, 它将成为 γ -相尖晶石和中等含量(约 40%)石榴石的集合体^[10].

2 俯冲大洋岩石圈的变形环境

俯冲板块的流变性质不仅取决于板块的岩石学组成, 也取决于其所处的变形环境, 这包括温度(T)、压力(P)、应变速率($\dot{\epsilon}$)、氧逸度($f\text{O}_2$)、组分氧化物(α_{OX})、水活度($f\text{H}_2\text{O}$)等等因素. 所以稳态流变强度(σ)也可以用它们的函数来表示:

$$\sigma = f(\dot{\epsilon}, T, P, f\text{O}_2, \alpha_{\text{OX}}, f\text{H}_2\text{O}). \quad (1)$$

这里我们主要探讨深俯冲带的温度、压力、应变速率、变形机制、水活度等条件. 深俯冲带的温度条件取决于俯冲板块的热结构, 而俯冲带的热结构又主要与俯冲的冷大洋岩石圈有关. 沉降板块的热结构已有大量的前人分析和研究成果^[13], 在区域性尺度上, 其等温线近平行于俯冲板块和上覆地幔楔之间的接触界限. 在稳定状态下, 温度以单向向下增长为主, 反转等温线仅出现在某些特定的转换部位, 譬如, 俯冲板块的顶部和转换地幔楔的底部. 定量化分析热结构时, 需要考虑很多的因素, 譬如, 板块汇聚速率、板块年龄、地幔对流、剪切热和相变等等. 地幔环境的温度可以用地温梯度来推测^[14]. 俯冲板块内的温度分布具有两端高, 中间低的近对称分布特点. 板块表面的温度接近或略低于其周围地幔的温度, 具体则取决于板块汇聚速率和年龄.

一般认为自然应变速率 10^{-15} s^{-1} 是俯冲板块中的全球平均应变速率^[15], 而压力则与深度相关. 俯冲岩石圈的塑性变形取决于它的组成岩石和矿物的流变性质. 这种塑性流动可以由

物质的扩散转换过程(即扩散蠕变)或由晶体内的缺陷移动(位错蠕变)实现. 扩散蠕变对材料的颗粒大小十分敏感并且最有可能控制相变界面或板块中剪切带的变形. 一般来说, 俯冲岩石圈中的变形机制可能是以位错蠕变为主, 尽管其他机制, 譬如扩散蠕变和超塑性流动可能在局部起主要作用. 天然变形榴辉岩和橄榄岩的显微结构证据, 包括发育有大量的位错、晶格优选方位等, 都表明位错蠕变过程在俯冲岩石圈变形过程中是十分重要的^[16,17].

由于俯冲岩石圈的相对低温, 少量含水矿物可能出现在俯冲板块中直到 100 km 的深度^[18], 但在 100 km 以下, 俯冲带和上地幔中水的存在形式将主要是橄榄石、辉石、石榴石等矿物中的微量结构水^[19,20], 水活度可能较低.

3 地幔岩高温高压流变学实验成果

最近 20 年来, 在岩石流变学研究领域取得了很大的进展, 从单晶到多晶, 从单矿物集合体到真正的多矿物岩石, 从低压到高压、超高压, 积累了大量矿物和岩石的力学数据, 特别是随着近年来高压实验技术的逐步成熟, 使得直接研究地幔和深俯冲带岩石的力学性质成为可能. 地幔岩石的位错流变强度可以用经验的蠕变方程来描述:

$$n \ln \sigma = \ln \dot{\epsilon} - \ln A + (\Delta E + \Delta V \cdot P) / RT,$$

或

$$n \ln \sigma = \ln \dot{\epsilon} - \ln C - gT_m / T,$$

这里 A, C, g 是常数, n 是应力指数, ϵ 是应变速率, σ 是流动应力, R 是气体常数, T 是绝对温度, T_m 是一定压力下的熔融温度, P 是围压, ΔE 和 ΔV 分别是活化内能和活化体积.

作者利用美国加州大学(Riverside 分校)Green 教授实验室的圆柱状活塞式 5 GPa 高温流变仪, 在 3 GPa 高压条件下对榴辉岩的高温流变性质进行了系统研究, 并对近似条件下方辉橄榄岩、多晶石榴子石岩的稳态流变强度进行了对比研究. 表 1 是获得的榴辉岩流变学参数. Borch 和 Green^[21]发表的方辉橄榄岩流变参数也列出了以进行对比和深俯冲大洋岩石圈流变模型的计算. 表 2 总结了榴辉岩和方辉橄榄岩强度对比实验的实验条件和流变强度数据, 其应力-应变曲线见图 1. 从图 1 可以看出, 在近似的实验条件下(3 GPa, 1500 K, $4.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), 具有中等石榴石含量榴辉岩的强度与方辉橄榄岩的流变强度基本相当, 是多晶绿辉石岩强度的 2~3 倍, 不到多晶

表 1 榴辉岩和方辉橄榄岩的稳态流变参数^[22]

岩石	A/C	n	$\Delta E/g$	ΔV	T_{m0}	dT_m/dP	来源
榴辉岩	$10^{3.3}$	3.4	480 kJ/mol	12 cm ³ /mol			本次研究
方辉橄榄岩	$10^{9.3}$	3.2	38 kJ/mol		1580 K	0.02~0.1 K/MPa ^{a)}	文献[21]

表 2 榴辉岩强度对比实验条件和流变强度数据

编号	岩石类型	围压/MPa	温度/K	应变速率/s ⁻¹	流变强度/MPa	围压介质
GB190	榴辉岩	3003	1500	4.6×10^{-4}	853	CsCl
GB206	绿辉石岩	3051	1500	4.6×10^{-4}	287	CsCl
GB207	石榴子石岩	2994	1500	4.6×10^{-4}	1746	CsCl
GB219	绿辉石岩	3020	1500	4.6×10^{-4}	307	CsCl
GB220	榴辉岩	3018	1550	4.6×10^{-4}	559	CsCl
GB222	方辉橄榄岩	3011	1500	2.4×10^{-4}	656	CsCl
GB250	榴辉岩 ^{a)}	3000	1500	4.6×10^{-4}	528	CsCl
GB251	榴辉岩 ^{b)}	3000	1500	4.6×10^{-4}	1148	CsCl

a) 石榴石体积含量 22.5%; b) 石榴石体积含量 67.5%; 其他榴辉岩石榴石体积含量均为 50%

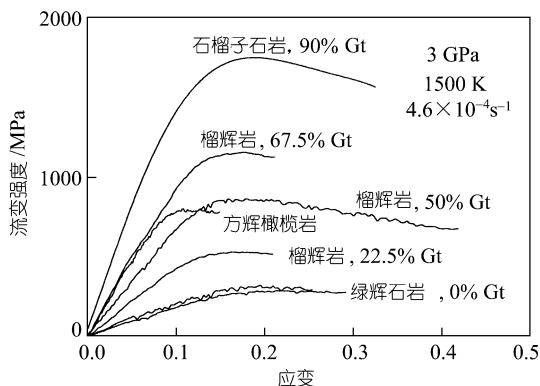


图 1 近似条件(3 GPa, 1500 K, $4.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)下不同成分组成的榴辉岩与方辉橄榄岩、多晶绿辉石岩和多晶石榴岩的流变强度对比实验应力-应变曲线图
百分比数据为体积百分比, Gt: 石榴石

流变学研究成果, 但已有初步的实验研究表明, 榴辉岩向石榴石岩的转变则可能使强度增加到强度对比实验证据也支持这一观点(见图 2). 这样我们就可以对包括过渡带在内的整个上地幔和深俯冲带的流变强度进行计算. 由于实际地质条件的复杂性, 不可能所有的影响因素都在一个模型中加以考虑, 为此我们对深俯冲带和上地幔流变模型作了一些合理的简化. 对深俯冲带模型: (i) 我们主要讨论具有中等厚度玄武岩层的方辉橄榄岩型大洋岩石圈. 由于二辉橄榄岩与方辉橄榄岩在主要成分和含量上十分接近, 它们应具有类似的力学性质, 所以可以把 Nicolas 的方辉橄榄岩模型简化为一个两层结构的板块模型: 上部为厚度约 7 km 的玄武岩层, 底部为 73 km 厚的方辉橄榄岩层, 板舌总厚度 80 km. 40 km 以下, 玄武岩质俯冲大洋岩石圈地壳将转变为榴辉岩地壳. 其他两个岩石圈模型用具有不同厚度玄武岩层的方辉橄榄岩模型来近似模拟. (ii) 俯冲板块具有均匀的热传导性, 并且板块内不产生热量. 板块的温度由板块周围的高温地幔通过热传导加热控制. 板块内的理想温度分布是近对称的. 假设平均板块汇聚速率为 1~5 mm/a, 根据热传导模型推导的温度分布^[6], 板块表面的温度将比中心高 300~600 °C. 给定深度的板块表面温度由 Brown 和 Shankland^[14]的温度梯度公式推导. (iii) 俯冲板块内的变形机制均由位错蠕变控制. (iv) 不考虑水对深俯冲带流变性质的影响. (v) 40~400 km 深度的俯冲大洋的流变强度主要由榴辉岩和方辉橄榄岩的强度控制; 从 400 到 670 km 深度, 它的强度则取决于石榴子石岩和 β/γ -相尖晶石岩的强度. 对上地幔流变模型我们同时考虑方辉橄榄岩和榴辉岩

石榴岩强度的一半. 随榴辉岩中石榴石含量的逐步增加, 岩石的整体流变强度也不断增大(图 2).

4 深俯冲大洋岩石圈的流变性质和上地幔流变分层

如果知道给定深度位置的深俯冲带和上地幔岩石组成, 并了解其可能所处的变形环境, 包括温压条件, 应变速率和变形机制等, 根据蠕变方程(2)和(3)式及表 1 中的稳态流变参数, 我们就能建立起 400 km 以内俯冲大洋岩石圈和上地幔流变强度随深度变化的数值模型. 在 400 km 以下由于实验技术条件的限制, 虽然目前还没有 β/γ -相尖晶石和石榴子石岩的直接

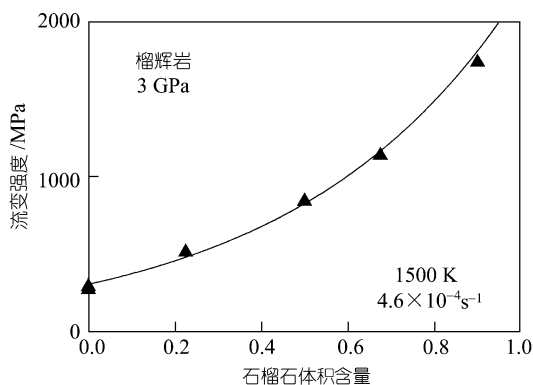


图 2 石榴石体积含量变化对榴辉岩强度的影响
随石榴石体积含量的增大, 榴辉岩的强度呈指数增加, 实线为拟合后的预测曲线

两种成分可能导致的流变分层并进行了对比研究。

图 3 是深俯冲大洋岩石圈在不同深度层次上的横切面流变强度以及具有不同玄武岩层厚度深俯冲大洋岩石圈在 200 km 深度的横切面流变强度, 板块汇聚速率分别相当于 5 和 1 cm/a 以下. 从图 3(a)和(c)可以看出, 当俯冲速率很低(< 1 cm/a)或俯冲板块在地幔中停留充分长的时间后, 深俯冲带表面和中部的温度差异降到 200°C 以内, 此时俯冲板块流变强度在横向为双峰式特征, 相对高强度的俯冲地壳(榴辉岩)叠置在相对软的俯冲上地幔上, 两者强度差异在接触附近为 3~5 倍左右; 在纵向上由于压力的增加, 俯冲板块的强度逐渐增加, 进入过渡带后由于橄榄石和辉石的相变亦使深俯冲板块强度迅速增大. 当俯冲速率增大到 5 cm/a 时, 俯冲板舌已来不及被地幔充分加热, 流变强度在横向上的主要特征为单峰式的刚性中部. 由于俯冲洋壳(榴辉岩)平均温度要比下覆的俯冲上地幔(方辉橄榄岩)温度高 100°C 以上, 两者之间的微弱的强度差异只在接触处的 2~3 km 尺度的范围内有所体现, 整体强度是耦合的, 这种趋势一直延续到地幔过渡带底部; 在纵向上, 由于升温和增压的作用相互抵消, 俯冲板舌的流变强度变化不大,

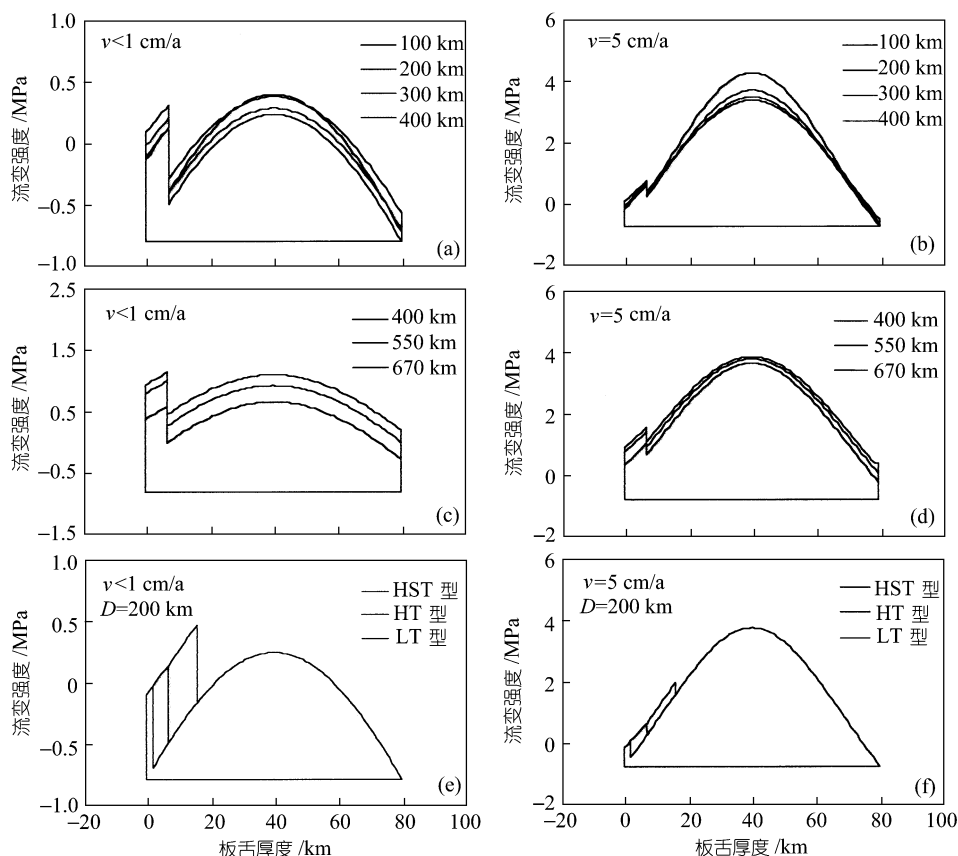


图 3 深俯冲板块在不同深度层次的横切面流变强度以及具有不同玄武岩层厚度深俯冲大洋岩石圈在 200 km 深度的横切面流变强度

板块汇聚速率分别为 < 1 cm/a((a), (c)) 和 5 cm/a((b), (d)). (a), (b) 分别是在两种汇聚速率条件下 400 km 以内由榴辉岩俯冲地壳和方辉橄榄岩俯冲上地幔构成的深俯冲大洋岩石圈在不同深度层次的横切面流变强度; (c), (d) 分别是在两种汇聚速率条件下地幔过渡带内由石榴石岩俯冲洋壳和尖晶石岩俯冲上地幔构成的深俯冲大洋岩石圈在不同深度层次的横切面流变强度; (e), (f) 分别是在两种汇聚速率条件下, 具有不同玄武岩层厚度的 HT, LT 和 HST 型深俯冲大洋岩石圈在 200 km 深度的横切面流变强度

LT 和 HST 型深俯冲大洋岩石圈在 200 km 深度的横切面流变强度

在 400 km 范围内随深度增加有所下降, 进入过渡带后由于相变作用, 强度有所回升(见图 3(b), (d)). 板块俯冲速率的继续增加, 虽然不会再显著地改变流变强度的整体格局, 但可能会使板块中部越来越不可能得到被地幔充分加热的机会, 从而使板块中部大量的准稳态的橄榄石被带入到过渡带中部甚至底部附近^[25], 这将可能会导致一定程度深俯冲带中流变机制和地震分布的变化^[26], 从而可能产生一些本模型无法预料的对深俯冲带流变强度的影响. 当深俯冲大洋岩石圈中玄武岩层的比例或厚度发生变化, 即相当于不同类型的大洋岩石圈发生深俯冲时, 会导致深俯冲带流变强度的局部改变, 但它们的流变强度格局是基本一致的(见图 3(e), (f)).

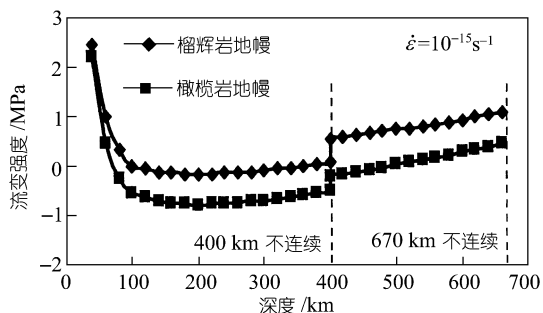


图 4 橄榄岩和榴辉岩上地幔流动强度随深度变化示意图

虚线分别代表 400 km 和 670 km 地震不连续和相变界面带, 应变速率为 10^{-15} s^{-1}

榴辉岩上地幔的强度高于橄榄岩上地幔的强度.

5 讨论

5.1 深俯冲大洋岩石圈的拆离作用

前人研究表明, 石榴子石岩的密度要小于钙钛矿, 并且石榴子石岩向钙钛矿转变的深度要略大于尖晶石向钙钛矿转变的深度. 据此 Ringwood 和他的同事们提出, 由于浮力作用石榴子石岩将不会沉入下地幔, 并且会从底伏的方辉橄榄岩拆离出来在转换带底部附近堆积形成一个薄的富石榴子石岩层^[10,27]. 一个位于 670 km 不连续处的低密度的、高黏性石榴子石层可能对过渡带附近的俯冲板块起到显著的阻碍作用, 并对地幔对流模型产生深刻的影响. 在假设俯冲岩石圈均匀流变的基础上, 前人研究表明, 由于大尺度的热浮力作用超过局部的相变重力作用, 深俯冲大洋岩石圈洋壳从下伏上地幔拆离出来是不大可能的^[28]. 但后来实验变形学家则提出俯冲洋壳从俯冲板舌中拆离出来可以通过榴辉岩/石榴子石岩与下伏方辉橄榄岩上地幔之间显著的流变强度差异而在浅部^[6]和靠近 670 km 地震不连续的深部^[8]实现. 在实际地幔岩高压流变实验数据的基础上, 我们的成果则进一步表明对于以相对较快速度俯冲的冷俯冲带而言, 俯冲洋壳与上地幔之间在强度上是整合的, 发生拆离的可能性不大. 只有当俯冲的速率十分缓慢或俯冲板舌在地幔中停留了足够长的时间, 使其温度加热到近周围地幔的温度, 俯冲洋壳和上地幔之间明显的强度差异才能体现出来, 才有发生俯冲洋壳从下覆上地幔拆离出来的可能. 我们对榴辉岩和方辉橄榄岩在 3 GPa 条件下的直接强度对比实验, 也证明了它们之间的流变强度差异较小, 在地幔浅部发生强度差异拆离的可能性应该不大. 根据前人数值模

图 4 是计算的橄榄岩和榴辉岩上地幔流变强度随深度变化示意图. 从图 4 可以看到, 无论是对橄榄岩地幔还是榴辉岩地幔, 在 200 km 以上地幔的流变强度是迅速下降的, 这主要是由于温度升高很快的缘故; 200 km 以下上地幔是绝热的, 温度对流变强度的影响变小, 随深度增大而导致的压力增大和相变的影响成为重要的控制因素, 特别是在 400 km 左右的深度, 受橄榄石-尖晶石相变和辉石完全转变为石榴子石结构的影响, 两种上地幔的强度都发生一定的跃升, 流变强度在过渡带底部达到最大. 在整个上地幔尺度范围内, 榴

型的研究结果, 在地幔过渡带底部, 可能至少需要 10 倍的流变强度差异来使富石榴石的俯冲洋壳从下覆的尖晶石上地幔拆离出来形成 670 km 不连续带附近的富石榴石层^[29]. 从这个意义上讲, 无论是我们模型计算的强度差异, 还是我们的高温高压强度对比实验结果, 都不支持过渡带底部会发生富石榴石俯冲洋壳从俯冲板舌中拆离出来形成高黏性石榴石层的猜想. 这一点与最近大量高分辨率的地震层析研究成果一致, 即一些俯冲带可能穿透了 660 km 进入下地幔^[2,4,30].

5.2 上地幔的流变分层及其对深俯冲的控制作用

无论是橄榄岩还是榴辉岩上地幔, 其流动强度在 200 km 左右达到最小, 其后逐渐增大并在过渡带底部达到最大. 过渡带是上地幔中除岩石圈地幔外的高强度和高黏度层. 如果是原生地幔岩型上地幔, 在 200 km 以下, 其具有相对榴辉岩和方辉橄榄岩中等的石榴石含量, 如逐步增加榴辉岩中石榴石含量导致强度不断增大一样(图 2), 原生地幔岩型上地幔也将可能具有相对中等的强度. 在快速俯冲的条件下, 由于俯冲板块的相对低温而导致的高强度, 上地幔对深俯冲的影响不会很大; 当板块俯冲速度较低而成为高温板舌时, 上地幔, 特别是过渡带的强度将有可能接近甚至超过俯冲板舌的强度, 从而可能使其发生屈曲而变平甚至加厚^[31].

最后, 必须说明的是由于温度分布、应力不均匀性、变形机制的变化等等因素的不确定性, 会导致计算模型在某些细节问题上的不确定性, 流变强度计算结果应该只被当作一个半定量的相对估计. 进行更精确的地球物理资料研究和高温高压实验模拟研究将是我们深入了解深俯冲带变形行为的关键所在.

致谢 本文全部实验在美国加利福尼亚大学(Riverside 分校)地球物理和行星物理系 H. W. Green 教授实验室完成. 技师 F. Forgit 帮助完成了实验样品装置的加工工作, E. Riggs, L. Dobrzhinetskaya 在实验过程中提出了有建设性意义的讨论, 特此一并致谢.

参 考 文 献

- 1 臧绍先, 宁远杰. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义. 地球物理学报, 1996, 39(2): 188~202
- 2 Wyssession M E. Imaging cold rock at the base of the mantle: The sometimes fate of slabs? In: Bebout G E, Scholl D, Kirby S, et al, eds. Subduction: Top to the Bottom. Geophysical Monograph 96. Washington, 1996. 369~384
- 3 Abers G A. Plate structure and the origin of double seismic zones. In: Bebout G E, Scholl D, Kirby S, et al, eds. Subduction: Top to the Bottom. Geophysical Monograph 96. Washington, 1996. 223~228
- 4 van der Hilst R. Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench. Nature, 1995, 374: 154~157
- 5 Tao W C, O'Connell R J. Deformation of a weak subducted slab and variation of seismicity with depth. Nature, 1993, 361: 626~628
- 6 Ji S, Zhao P. Layered rheological structure of subducting oceanic lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 1994, 124: 75~94
- 7 王子潮, 马宗晋. 俯冲带深部物质的非均匀流变及其地球动力学意义. 中国科学, D 辑, 1996, 26(2): 179~186
- 8 Karato S. On the separation of crustal component from subducted oceanic lithosphere near the 660 km discontinuity. Phys Earth Planet Interiors, 1997, 99: 103~111
- 9 Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Boston: Kluwer, 1989
- 10 Ringwood A E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55: 2083~2110

- 11 Irifune T, Ringwood A E. Phase transformations in primitive MORB and pyrolite compositions to 25 GPa and some geophysical implications. In: Manghnani M H, Shono Y, eds. *High Pressure Research in Mineral Physics*. Washington: American Geophysical Union, 1987. 235~246
- 12 Irifune T, Ringwood A E. Phase transformations in a harzburgite composition to 26 GPa: implications for dynamical behavior of the subducting slab. *Earth Planet Sci Lett*, 1987, 86: 365~376
- 13 臧绍先, 宁远杰, 陈玉文等. 两种地幔对流模式下俯冲带的热结构. *地球物理学报*, 1994, 37(4): 448~455
- 14 Brown J M, Shankland T J. Thermodynamic parameters in the Earth as determined from seismic profiles. *Geophys J R Astron Soc*, 1981, 66: 579~596
- 15 Bevis M. Seismic slip and down-dip strain rates in Wadati-Benioff zones. *Science*, 1988, 240: 1317~1319
- 16 Jin Z, Green H W, Broch R S. Microstructures of olivine and stresses in the upper mantle. *Tectonophysics*, 1989, 169: 23~50
- 17 van Roermund H L M, Lardeaux J M. Modification of antiphase domain sizes in omphacite by dislocation glide and creep mechanisms and its petrological consequences. *Mineral Mag*, 1991, 55: 397~407
- 18 Schmidt M W, Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 163: 361~379
- 19 Bell D R, Rossman G R. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals. *Science*, 1992, 255: 1391~1397
- 20 章军锋, 金振民, Green H W, 等. 大陆深俯冲带中的水: 来自大别山超高压榴辉岩的证据. *科学通报*, 2000, 45(17): 1889~1894
- 21 Borch R S, Green H W. Deformation of peridotite at high pressure in a new molten salt cell: comparison of traditional and homologous temperature treatments. *Phys Earth Planet Int*, 1989, 55: 269~276
- 22 Herzberg C T. Solidus and liquidus temperatures and mineralogies for anhydrous garnet-lherzolite to 15 GPa. *Phys Earth Planet Inter*, 1983, 32: 193~202
- 23 Dupas C, Green H W II, Doukhan N, et al. The rheology of olivine and spinel magnesium germanate (Mg_2GeO_4): Part I. Microstructures and deformation mechanisms. *Phys Chem Mineral*, 1998, 25: 501~515
- 24 Kavner S, Sinogeikin S V, Jeanloz R, et al. Equation of state and strength of natural majorite. *J Geophys Res*, 2000, 105: 5963~5971
- 25 Iidaka T, Suetsugu D. Seismological evidence for metastable olivine inside subducting slab. *Nature*, 1992, 356: 593~595
- 26 Green H W II, Burnley P C. A new, self-organizing, mechanism for deep-focus earthquakes. *Nature*, 1989, 341: 733~737
- 27 Irifune T, Ringwood A E. Phase transformations in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600-800 km in the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 117: 101~110
- 28 Gaherty J B, Hager B H. Compositional vs. thermal buoyancy and the evolution of subducted lithosphere. *Geophys Res Lett*, 1994, 21: 141~144
- 29 van Keken P E, Karato S, Yuen D A. Rheological control of oceanic crust separation in the transition zone. *Geophys Res Letts*, 1996, 23: 1821~1824
- 30 Zhong S, Gurnis M. Mantle convection with plates and mobile, faulted plate margins. *Science*, 1995, 267: 838~843
- 31 Kerr R A. Deep-sinking slabs stir the mantle. *Science*, 1997, 275: 613~615