



俯冲带中的水迁移

郑永飞*, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵

中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

* E-mail: yfzheng@ustc.edu.cn

收稿日期: 2015-10-11; 接受日期: 2015-12-21; 网络版发表日期: 2016-01-19

国家自然科学基金项目(批准号: 41590620)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB856100)资助

摘要 水从俯冲地壳迁移到地幔主要受地壳中含水矿物的稳定性支配, 而俯冲带的热结构是决定俯冲地壳在哪个深度发生脱水的关键. 大洋俯冲带的地温梯度变化很大, 既有冷俯冲带也有热俯冲带, 但是地震活动和弧火山作用在冷俯冲带相对突出. 大陆俯冲带的地温梯度较低, 地壳岩石总是在冷俯冲带发生变质作用, 但是缺乏同俯冲弧火山作用. 超冷俯冲带地温梯度很低($\leq 5^\circ\text{C}/\text{km}$), 俯冲地壳中的硬柱石可以把水带到 $\leq 300\text{km}$ 的深度. 热俯冲带地温梯度很高($> 25^\circ\text{C}/\text{km}$), 俯冲地壳在浅部就大量脱水, 在 $< 80\text{km}$ 的深度会产生长英质熔体. 由于水大量溶解在这种熔体中, 结果只有少量的水会迁移到 $80\sim 160\text{km}$ 的弧下深度. 在这两种脱水方式之外还存在大量介于两者之间的方式, 使得俯冲带表现出多种水迁移现象. 在暖俯冲带, 低温/低压含水矿物在俯冲到 $60\sim 80\text{km}$ 的弧前深度时就发生分解, 释放出大量的水. 在冷俯冲带, 低温/低压含水矿物随俯冲深度增加转变成低温/高压含水矿物, 允许大量的水被迁移到弧下深度. 无论在何种情况下, 俯冲地壳的脱水不仅启动了地震活动, 而且引起了地幔楔的水化. 不过, 总有少量水被超高压含水矿物和名义上无水矿物带至更深部地幔. 俯冲板片之上的地幔楔并没有因为水的加入而立即发生部分熔融引起弧火山作用, 而是首先在板片-地幔界面上发生水化. 由于这里温度最低, 比水化橄榄岩的湿固相线要低几百度, 结果直到水化橄榄岩受到加热之后才能发生部分熔融. 因此, 弧火山作用一般发生在地幔楔被流体交代之后的某个时间.

关键词 俯冲带, 洋壳, 地幔楔, 热结构, 含水矿物, 水迁移, 弧岩浆作用

1 引言

俯冲带中的岩石和矿物中都含有一定量的水, 存在形式可能是水分子或者结构羟基(Zheng 和 Hermann, 2014). 俯冲带水迁移是水进入地球内部的主要方式, 这一过程不仅显著影响了地幔的若干物

理化学性质, 例如密度、弹性和传输特性, 而且显著改变了地幔的熔融温度和流变学性质(例如, Mei 和 Kohlstedt, 2000a, 2000b; Karato 和 Jung, 2003). 许多关于地球内部水的研究不仅聚焦于含水矿物稳定性极限和分解机制, 而且聚焦于水在名义上无水矿物中的溶解度极限和溶解机制. 根据水在名义上无水矿

中文引用格式: 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. 中国科学: 地球科学, 46: 253–286, doi: 10.1360/N072015-00493

英文引用格式: Zheng Y F, Chen R X, Xu Z, Zhang S B. 2016. The transport of water in subduction zones. Science China Earth Sciences, 59: 651–681, doi: 10.1007/s11430-015-5258-4

物的储存能力研究, 业已发现水在地幔矿物中的总和达到大洋水总量的2~8倍(例如, Bolfan-Casanova, 2005; Inoue等, 2010). 在地幔过渡带矿物中观察到高的水含量, 表明这个层位在控制全球水循环中发挥了重要作用(Karato, 2011). 然而, 不论水是在浅部循环、停留时间很短, 还是俯冲到很深、停留时间很长, 或者在地幔内局部富集形成水化区域, 都会导致地球动力学、热演化和物质分异方面出现很大的差别(Faccenda, 2014). 而这些又受到俯冲带性质的控制, 因为俯冲带是水循环的重要通道, 它通过限制或者促进水进入地幔来影响随后的一系列过程.

人们很早就认识到水在俯冲带岩浆活动中的作用(例如, Gill, 1981; Tatsumi等, 1986; Wyllie, 1988), 近年来又发现俯冲带脱水作用与地震活动之间存在成因关系(Peacock和Wang, 1999; Hacker等, 2003; Abers等, 2006). 脱水作用一般被认为是在俯冲进入弧下深度时发生的, 由于角闪岩相向榴辉岩相转变时角闪石分解而释放出水, 这些水引发了上覆地幔楔的部分熔融. 随后的实验岩石学研究表明, 以硬柱石、硬绿泥石、多硅白云母、黝帘石-斜黝帘石为代表的含水矿物在弧下深度是稳定的(Poli和Schmidt, 2002), 能够把可观的水通过俯冲地壳迁移到超过角闪石稳定深度的地幔. 根据对超高压变质地体的研究, 这些含水矿物在柯石英和金刚石稳定域都是稳定的(例如, Chopin, 2003; Liou等, 2009; Zheng, 2012). 热力学计算进一步约束了超高压条件下泥质岩和基性岩中含水矿物的稳定性及其与地壳俯冲/折返过程中温度-压力变化的关系(Clarke等, 2006; Wei等, 2009, 2010, 2013, 2015; Wei和Clarke, 2011). 通过含水矿物分解, 俯冲地壳发生脱水作用释放出水, 导致俯冲地壳本身或者上覆地幔楔发生部分熔融. 因此, 确定俯冲地壳矿物脱水的深度和水迁移到地幔楔中的机理, 是理解俯冲带岩浆作用的关键因素.

本文综述了水从俯冲板片迁移到地幔的机理, 重点关注俯冲带热结构对俯冲到不同深度板片脱水作用和部分熔融的影响. Hermann和Rubatto(2014)总结了大陆地壳深俯冲的化学变化, Zheng和Hermann(2014)综述了大陆俯冲带流体的地球化学性质, 本文则主要强调大洋俯冲带中水的来源、行为及其影响. 为此, 我们首先概述了俯冲带类型和热结构, 从而建立起理解水在不同地幔深度行为的基础.

俯冲洋壳主要由海底沉积物、蚀变玄武岩和下伏辉长岩组成, 海底沉积物和蚀变玄武岩中含有空隙自由水和含水矿物中的结构水(Stern, 2002; Bebout, 2007). 大洋俯冲带岩石地球化学已经由Bebout(2014)所总结, 俯冲沉积物地球化学则在Plank(2014)一文中已有综述.

2 俯冲带类型

俯冲带不仅是地壳物质循环和挥发分进入地幔的关键区, 而且是熔体抽取、新生地壳生长并最终形成大陆地壳这一系列过程的起点(Turcotte和Schubert, 2014). 大洋岩石圈的俯冲通常是由于水平“脊推”和/或垂直“板片下拉”这两种汇聚力量所导致, 并牵引大陆岩石圈向下俯冲. 实际上, 板块俯冲是壳幔之间物质循环的基础. 我们对俯冲带过程的理解不仅基于对活动俯冲带和古俯冲带的野外观察, 也来自于室内的理论计算和实验模拟(Schellart和Rawlinson, 2010; 李忠海, 2014). 对海底地壳物质和活动俯冲带中弧火山岩的岩石学研究, 为我们认识可能进入和离开俯冲体系的组分提供了重要信息. 而地球物理研究, 尤其是地震层析成像研究则限定了俯冲带的几何形态, 提供了俯冲体系中物质分布的一级图像. 计算机地球动力学模拟发展出一些概念模型, 可以用于检验我们对俯冲带结构和过程的认识.

根据俯冲板片的性质不同, 可以将俯冲带分为两大类: (1) 大洋俯冲带(图1), (2) 大陆俯冲带(图2). 大洋俯冲带可以进一步分为两种. 一种是洋-洋俯冲带(图1a), 为一个大洋板片俯冲到另一个大洋板片之下, 产生大洋弧火山作用(例如西太平洋边缘的马里亚纳群岛). 另一种是洋-陆俯冲带(图1b), 为大洋板片俯冲到大陆之下, 产生大陆弧火山岩(例如东太平洋边缘的安第斯山脉). 大陆俯冲带也可以分成两种. 一种是大陆岩石圈俯冲到另一个大陆岩石圈之下(例如三叠纪华南陆块俯冲到华北陆块之下, 在中国中东部所形成的大别-苏鲁造山带(图2a), 另一种是大陆岩石圈俯冲到大陆边缘弧地体(例如新生代印度陆块俯冲到亚洲大陆边缘弧之下, 在南亚所形成的喜马拉雅造山带(图2b). 大洋俯冲带广泛发育弧火山作用, 大陆俯冲带则不发育. 另一方面, 大陆俯冲带发育有超高压变质岩, 但是在大洋俯冲带相对缺乏

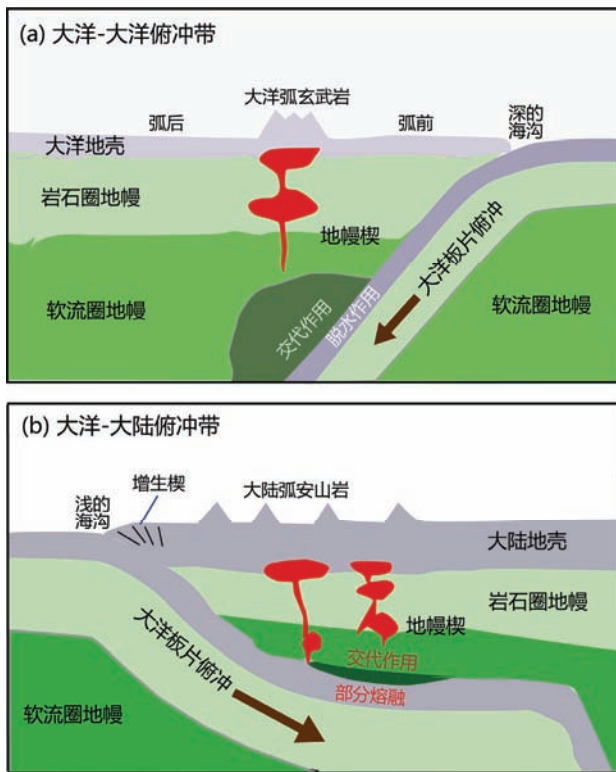


图1 环太平洋地区两类大洋俯冲带示意图

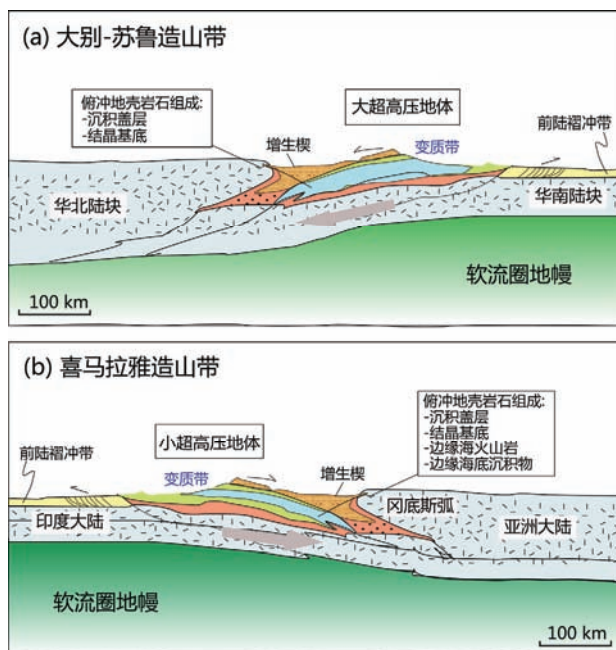


图2 亚洲地区两类大陆俯冲带示意图

(Liou等, 2009). 高压变质岩在大陆和大洋俯冲带都很常见.

一旦板块俯冲到地幔深度, 在俯冲板片和上覆地壳之间就形成了地幔楔. 地幔楔上部由岩石圈地幔组成, 下部由软流圈地幔组成, 总体呈三角形产状, 在成分上有所变化, 具体取决于上覆岩石圈的性质. 文献中有时将地幔楔定义为俯冲板片与岩石圈地幔之间的三角部分, 忽视了弧前地幔楔的存在 (Hyndman和Peacock, 2003). 在大洋-大洋俯冲带(图1a), 由于大洋岩石圈厚度一般是80~120km(Fischer等, 2010), 因此弧前深度(<60~80km)地幔楔完全由大洋岩石圈地幔组成, 而弧下深度(80~160km)地幔楔则主要由软流圈地幔组成. 在大洋-大陆俯冲带(图1b), 上覆大陆岩石圈的厚度一般是 ≥ 100 km, 弧前地幔楔也完全由大陆岩石圈地幔组成, 而弧下地幔楔则主要由软流圈地幔组成. 因此, 俯冲的大洋板片在 ≥ 100 km的弧下深度就会遇到软流圈地幔. 在大陆俯冲带(图2), 上覆的大陆岩石圈一般厚度较大(>150km), 在古老克拉通地区更厚(>250km), 这样弧前和弧下地幔楔完全由大陆岩石圈地幔组成, 俯冲的大陆板片在>100km的弧下深度就不会遇到软流圈地幔. 此外, 大洋与大陆岩石圈地幔在成分上也存在显著差别. 大洋板块镁铁质火成岩一般是由软流圈地幔在洋中脊降压熔融形成, 由于部分熔融过程中的地球化学分异和玄武质熔体的提取(Hofmann, 1988), 因此大洋岩石圈地幔的上部相对于下部一般更亏损水和熔体活动性不相容微量元素, 在主要元素组成上具有相对高MgO低FeO、CaO和 Al_2O_3 的特点. 结果上部比下部难熔. 与此相反, 大陆板块镁铁质火成岩一般是由地幔楔下部水化或者交代岩在弧下深度部分熔融产生(郑永飞等, 2015). 由于在这个部分熔融过程中同样发生地球化学分异和镁铁质熔体的提取, 因此大陆岩石圈地幔的下部相对于上部亏损水和熔体活动性不相容微量元素, 在主要元素组成上相对高MgO低FeO、CaO和 Al_2O_3 , 结果下部比上部难熔. 由于地幔熔融将水和铁等重元素提取到部分熔体中, 因此大陆岩石圈根部不仅难熔而且处于漂浮状态.

根据俯冲角度大小, 可将俯冲带分成低角度(平)俯冲(<30°)、中角度(正常)俯冲(40°~50°)和高角度(陡)俯冲(>70°)三种类型. 在板块俯冲的不同阶段, 俯冲角度可以发生变化. 一般来说, 早期阶段具有中等角度, 属于正常俯冲. 一旦板片进入软流圈地幔顶部,

俯冲角度有可能发生变化, 或者由正常俯冲变成陡俯冲(图1a), 或者由正常俯冲变成平俯冲(图1b). 在俯冲角度变大之前, 汇聚板块之间存在高程度耦合, 岩石圈之下由软流圈组成的地幔楔内出现由板片俯冲所导致的热梯度. 一旦俯冲角度变大, 俯冲板片后撤, 汇聚板块之间的耦合程度降低甚至解耦, 软流圈地幔就会侧向流动进入地幔楔与后撤板片之间的空间. 另一方面, 对于在岩石圈底部发生平俯冲的板片, 板片表面温度受上覆岩石圈厚度控制, 岩石圈厚度越大, 温度越低. 在自然界现代汇聚板块边缘, 大多数大洋俯冲带都是正常和陡俯冲带, 只有大约10%属于平俯冲带, 基本上位于太平洋周边(Gutscher等, 2000a, 2010b; Lallemand等, 2005). 大洋板片平俯冲在前寒武纪较为常见, 特别是在古元古代和太古代, 导致了地球历史早期阶段的大陆生长(Abbott等, 1994). 不过, 由于大陆地壳具有漂浮特性, 大陆岩石圈总是以平俯冲出现(图2). 已有很多研究讨论为什么大陆岩石圈之下的大洋板片会发生平俯冲, 所提出的机理包括: 板块边缘的曲线化、板块之间静水压力吸收、在玄武岩向榴辉岩转变过程中的动力学延迟、浮力异常体(大洋高地、洋中脊、海台等)的俯冲、上覆板块的绝对快速运动等(Gutscher等, 2000a, 2010b; van Hunen等, 2002, 2004; Mann和Taira, 2004; Espurt等, 2008). 通过对计算地球动力学结果的分析, van Hunen等(2004)指出, 大洋板片平俯冲并不意味着俯冲板片的漂浮, 而可能是由于上覆大陆板块朝海沟方向的运动速率大于俯冲大洋板片, 否则的话俯冲大洋板片将会重力下沉而变成正常到陡俯冲.

根据俯冲带地温梯度的不同, 可以将俯冲带分为四种类型: (1) 超冷俯冲带($\leq 5^{\circ}\text{C}/\text{km}$), (2) 冷俯冲带($5\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$), (3) 暖俯冲带($15\sim 20^{\circ}\text{C}/\text{km}$), (4) 热俯冲带($> 25^{\circ}\text{C}/\text{km}$). 这一分类可在地壳岩石的变质相图上得到体现(图3). 沿着 $5\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 的低地温梯度俯冲就会形成冷的或者超冷的俯冲带, 对应的进变质相在 P - T 轨迹上从蓝片岩相到榴辉岩相, 常见的含水矿物是硬柱石、多硅白云母和黝帘石. 而沿地温梯度 $> 15^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 俯冲的都是暖至热俯冲带, 对应的进变质相在 P - T 轨迹上从绿片岩相到角闪岩相甚至麻粒岩相, 常见的含水矿物为绿泥石、绿帘石和角闪石. 大量的岩石学研究表明, 大陆深俯冲沿着低的地温梯度进行, 属于冷俯冲(Liou等, 2009; Zheng, 2012). 另

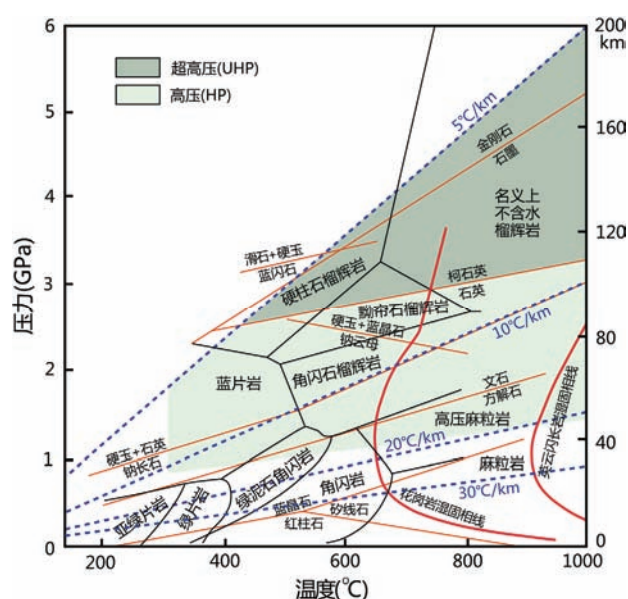


图3 俯冲带条件下变质相和含水矿物稳定域

在柯石英/石英转换线以上深灰绿色区的变质作用称为超高压变质, 在柯石英/石英转换线以下浅灰绿色区的变质作用称为高压变质. 虚线对应的俯冲带地温梯度分别为 5、10、20 和 $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$

一方面, 大洋俯冲则显示出从冷俯冲到热俯冲的变化, 具有非常大的地温梯度差异(Peacock和Wang, 1999; van Keken等, 2011). 板片平俯冲可以出现在不同地温梯度的俯冲带, 主要受上覆岩石圈厚度控制. 如果岩石圈厚度小达 $50\sim 60\text{km}$, 平俯冲就会出现在热俯冲带; 如果上覆岩石圈厚度是 $100\sim 120\text{km}$, 平俯冲可以出现在暖俯冲带; 如果上覆岩石圈厚度大达 $200\sim 300\text{km}$, 平俯冲则出现在冷俯冲带. 由于俯冲带地温梯度的不同, 俯冲地壳不仅在脱水速率和脱水总量上不同, 而且在脱水作用和流体活动过程中发生的水岩反应性质也存在差别.

当两个板块发生相对汇聚时, 一个高密度板块会俯冲到低密度板块之下(Uyeda和Kanamori, 1979). 在俯冲初始阶段, 俯冲板片与上覆板块之间处于耦合状态. 随着俯冲的进行, 如果两个板块之间的汇聚速率较高, 导致俯冲板片的重力下沉速率慢于上覆板块的仰冲速率, 结果俯冲板片与上覆板块之间就会保持耦合, 上覆板片受到构造挤压. 如果两个板块之间的汇聚速率相对较低, 俯冲板片的重力下沉速率快于上覆板块的仰冲速率, 俯冲板片与上覆板块之间就会出现解耦, 俯冲板片将发生后撤, 上覆板块出现构造拉张. 因此, 快的汇聚速率导致低角度俯冲

和海沟正向前进, 而慢的汇聚速率导致高角度俯冲和海沟反向后退(例如, van Hunen等, 2000, 2004; Arcay等, 2008; Gerya和Meilick, 2011). 低角度俯冲在东太平洋俯冲带非常明显, 那里自大西洋从中生代打开以来美洲大陆的西向漂移的速率快于东太平洋板片的东向俯冲速率, 结果导致太平洋中脊东向迁移到美洲大陆边缘(Doglioni等, 2009). 相反, 高角度俯冲在西太平洋俯冲带比较明显, 那里自大西洋从中生代打开以来欧亚大陆的东向漂移速率慢于西太平洋板片的西向俯冲速率, 结果导致俯冲的西太平洋板片东向后撤、海沟东向迁移, 太平洋中脊远离欧亚大陆边缘. 低角度俯冲为俯冲板片变质脱水及部分熔融提供了适当的温度压力条件, 产生了同俯冲弧火山岩的水化和交代地幔源区. 另一方面, 高角度俯冲为后撤板片部分熔融提供了合适的温度压力条件, 产生了俯冲后板内火山岩的交代地幔源区.

3 俯冲带热结构

俯冲带的热结构控制了俯冲岩石中含水矿物的稳定性, 进而也决定了板片脱水的位置. 俯冲带热结构还决定了俯冲板片-地幔界面的温度, 进而影响了俯冲带中水的最终命运. 无论是地壳岩石还是地幔岩石, 其物理化学性质都受到温度的影响, 因此温度无疑是非常重要的. 对地幔楔水化作用相关的地球物理数据的解释, 需要区分温度效应和水化作用的影响.

过去几十年来, 计算地球动力学模拟给出了俯冲带多种不同的热结构模型(例如, Peacock和Wang, 1999; Gerya等, 2002; Gorman等, 2006; Sycaruse等, 2010; van Keken等, 2011; Magni等, 2014). 虽然这些模型中板片-地幔界面中 P - T 轨迹差别很大, 但所有的模拟结果都发现, 俯冲带的热结构主要由以下参数决定(图4): (1) 板片的年龄, (2) 板片汇聚速率, (3) 俯冲带几何结构(特别是俯冲角度), (4) 俯冲带中的剪切加热速率, (5) 地幔楔的性质. 一般来说, 板片年龄越大, 俯冲带温度越低; 板片年龄越小, 俯冲带温度越高. 汇聚速率越大, 俯冲带温度越低; 汇聚速率越小, 俯冲带温度越高. 俯冲角度越大, 俯冲带温度越低; 俯冲角度越小, 俯冲带温度越高. 一个俯冲板片的热状态可由板片热参数来表征(Kirby等, 1991; England等, 2004), 可以将其定义为板片年龄、汇聚速

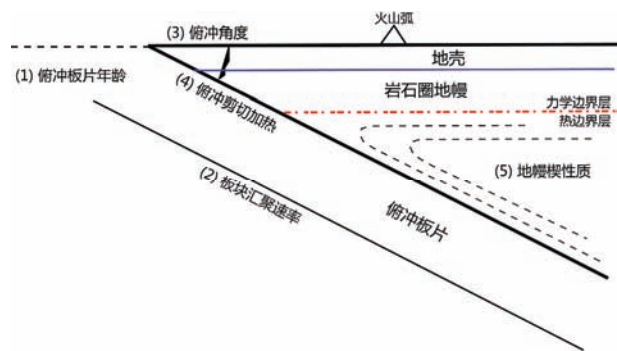


图4 俯冲带热结构控制参数示意图

(修改自 Peacock, 1996)

率和俯冲角度正弦函数之间的乘积(Mc-Kenzie, 1969; Molnar等, 1979). 随着计算地球动力学的发展, 我们对俯冲带热结构的认识越来越深入(冷伟和毛伟, 2015). 对全球各大洋俯冲带地温梯度的研究(Sycaruse等, 2010; van Keken等, 2011)显示, 板片热参数在低角度热俯冲带(例如Cascadia)较小, 而在高角度冷俯冲带(例如Tonga和Mariana)较大.

在弧前深度, 俯冲板片表面温度主要受上覆岩石圈厚度控制. 一般来说, 岩石圈底部位于 $\sim 1200^{\circ}\text{C}$ 等温线的深度, 对应的岩石圈厚度可以是100~150 km(Stuwe, 2007). 由于岩石圈的温度低于软流圈的温度, 因此冷俯冲一般出现在热边界层之上, 而热俯冲则出现在热边界层之下. 随着俯冲板片进入软流圈地幔, 板片表面温度不仅决定于板片热参数, 而且受地幔楔性质影响. 如果俯冲板片与地幔楔之间处于耦合状态, 俯冲界面温度主要受板片热参数控制. 俯冲板片与上覆地幔楔之间的耦合程度主要受板块汇聚速率控制. 汇聚速率降低将引起俯冲角度变大, 结果削弱这种耦合; 而汇聚速率升高将引起俯冲角度变小, 结果是加强这种耦合. 因此, 慢的汇聚速率导致高角度俯冲, 结果陡俯冲板片与地幔楔之间的耦合程度较低; 而快的汇聚速率导致低角度俯冲, 结果平俯冲板片与地幔楔之间的耦合程度较高. 一旦俯冲板片与上覆地幔楔发生解耦, 板片表面温度就会受到来自下伏或上覆地幔对流的影响. 在一个板片俯冲的早期阶段, 这个板片可能以低角度俯冲到大陆岩石圈之下(图5a). 随着俯冲进行板片发生后撤(图5b), 引起软流圈地幔侧向充填进入地幔楔与后撤板片之间的空间. 由于软流圈地幔具有较高的温度, 它不仅加热上覆地幔楔底部(板下作用)而且加热下

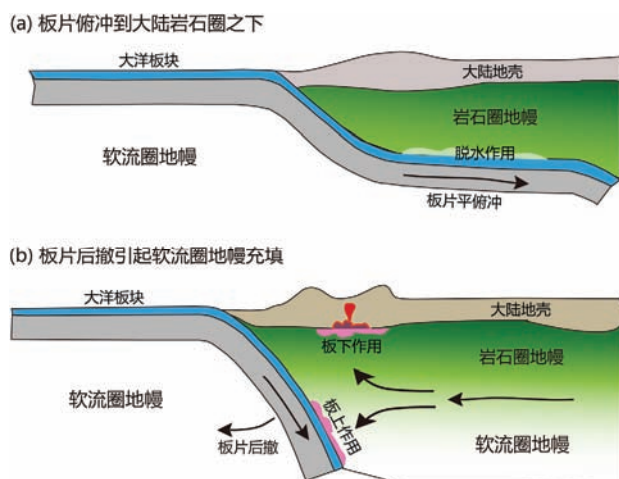


图5 板片俯冲角度与地幔楔之间耦合程度关系示意图

(a) 大陆岩石圈之下板片平俯冲, 俯冲板片发生变质脱水(乃至部分熔融); (b) 俯冲板片后撤引起软流圈地幔侧向充填, 引起上覆地幔楔底部的板下作用和后撤板片表面的板上作用

伏板片顶部(板上作用). 这些加热作用对俯冲带岩浆作用具有重要意义.

俯冲板片的温度总是低于地幔楔的温度. 在板块俯冲之前, 地幔楔内部存在自上而下逐渐升高的温度梯度, 其顶部温度约 $500\sim 600^{\circ}\text{C}$, 底部温度约 $1300\sim 1400^{\circ}\text{C}$. 在板块俯冲过程中, 俯冲板片与地幔楔之间发生耦合作用, 结果地幔楔底部开始变冷, 地幔楔内部出现向上和向下温度逐渐降低的垂向地温梯度, 地幔楔中心的温度最高, 弧前拐角处的温度最低. 随着俯冲的进行, 地幔楔底部与俯冲板片顶部之

间的温度差别越来越小, 最终在弧下深度达到相同的温度(图6). 这个最低温度比地幔楔中心温度要低一百乃至几百度, 地幔楔的性质是影响这个温度差别的决定因素. 无论是俯冲继续进行还是停滞不前, 弧后地幔都可能会对弧下深度地幔楔进行侧向加热, 最终导致地幔楔内部对流重新启动, 并把热量带到地幔楔底部乃至俯冲板片顶部. 数值模拟结果表明, 更新的热对流会导致地幔楔底部温度上升几百度. 根据Peacock等(1994)的估计, 更新的热对流可使俯冲到 100km 深度的板片表面温度从 450°C 升高到 750°C . 因此, 地幔楔底部和俯冲板片表面都会被加热而发生变质脱水和部分熔融.

由于俯冲板片与地幔楔之间存在黏性耦合作用, 在它们的界面会产生数百兆帕的剪切应力, 这会导致板片-地幔楔界面发生剪切加热. 数值模拟结果表明, 这个剪切应力可能引起俯冲剪切带 100km 深度的温度迅速升高到 1000°C 以上(例如, Toksöz等, 1971; Turcotte和Schubert, 1973). 但是, 对俯冲带中剪切应力的估计结果差别很大, 从 100MPa (Honda, 1985; Scholz, 1990; Molnar和England, 1990)到几十MPa (Bird, 1978; van den Beukel和Wortel, 1988; Peacock, 1992; Titchelaar和Ruff, 1993), 甚至接近 0MPa (Hyndman和Wang, 1993). 由于俯冲板片和上覆地幔楔在弧下深度时可能仍然耦合在一起, 剪切应力在超过这个深度时不可以忽略不计. 不过, 剪切产生的热量可能会被俯冲板片的脱水反应所吸收(Anderson

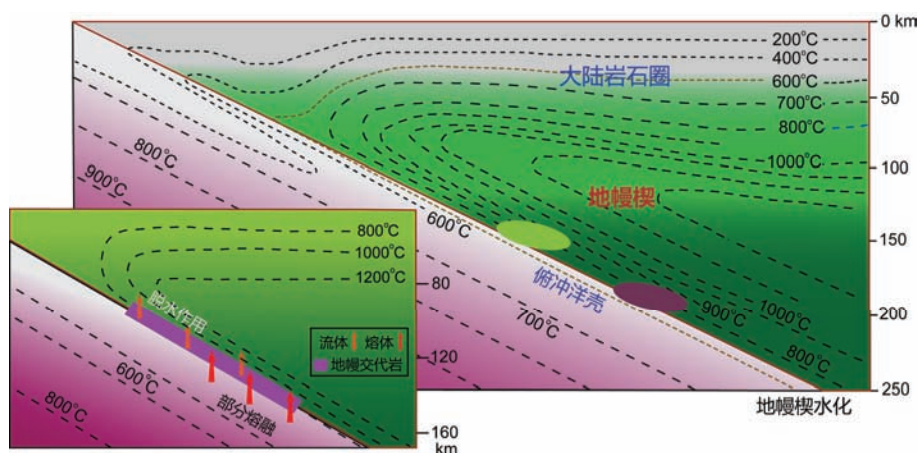


图6 大洋俯冲带热结构示意图

在达到热平衡后, 地幔楔底部温度降低至与俯冲板片表面相同值

等, 1976, 1978; Delany和Helgeson, 1978). 水的存在也会降低岩石的强度, 在深部通过降低摩擦阻力来减小剪切应力. 虽然目前还难以估计剪切应力的实际大小, 实际可能小于几百MPa. 因此, 目前一般假定俯冲带的 P - T 条件主要由汇聚板片年龄和汇聚速率来控制.

不同的热力学模拟都给出相似的地幔楔和俯冲板片的温度分布特征. 但是, 不同模型得到的俯冲板片-地幔楔界面的温度差别很大. 现代大洋板块平均年龄大约为100Ma, 最老年龄是200Ma. 如果只考虑俯冲板片的年龄作为唯一的变量, 它对俯冲带热结构的影响可以进行定量估计. 如果板片年龄是50Ma, 板片表面温度在100km深度约为500°C. 如果板片年龄小于2Ma, 即使汇聚速率高达100mm/a, 板片表面都能达到部分熔融的温度, 在100km深度温度为750~1050°C. 如果俯冲大洋板片的年龄超过50Ma, 并且剪切应力可以忽略不计, 俯冲板片的顶部会在25~60km深度发生蓝片岩相变质, 并随后转变为硬柱石榴辉岩相变质.

在缺乏剪切加热的情况下, 汇聚速率越快, 俯冲带就越冷. 在70~100km的深度, 俯冲较快的板片温度比俯冲较慢的板片温度低. 在100km深度, 不同的汇聚速率(V)对板片表面温度没有明显影响, 如果 $V=100\text{mm/a}$, 板片表面温度 $T=450^\circ\text{C}$, 而如果 $V=10\text{mm/a}$, 板片表面温度 $T=550^\circ\text{C}$ (Peacock, 1993). 在缺乏剪切加热的情况下, 俯冲带在100km深度的温度大概可以在450~750°C之间变化. 模拟计算得出较低的温度是因为假设地幔楔是刚性的, 这在地幔楔被俯冲板片冷却的冷俯冲带的确如此.

4 俯冲带中含水矿物的稳定域

4.1 大洋俯冲中的相变

洋中脊玄武岩(MORB)是俯冲洋壳中最重要的岩石类型之一, 实验岩石学对它在俯冲过程中的变质行为已经有了很好的研究. 图7显示了水饱和的洋中脊玄武岩体系中含水矿物的稳定性. 硬柱石在较高压力下的稳定性对水进入地幔深度具有非常重要的意义. 当温度低于900°C时, 硬柱石的稳定域达到10GPa(Poli和Schmidt, 1995; Okamoto和Maruyama, 1999). 硬柱石榴辉岩相的边界是由硬柱石的稳定域

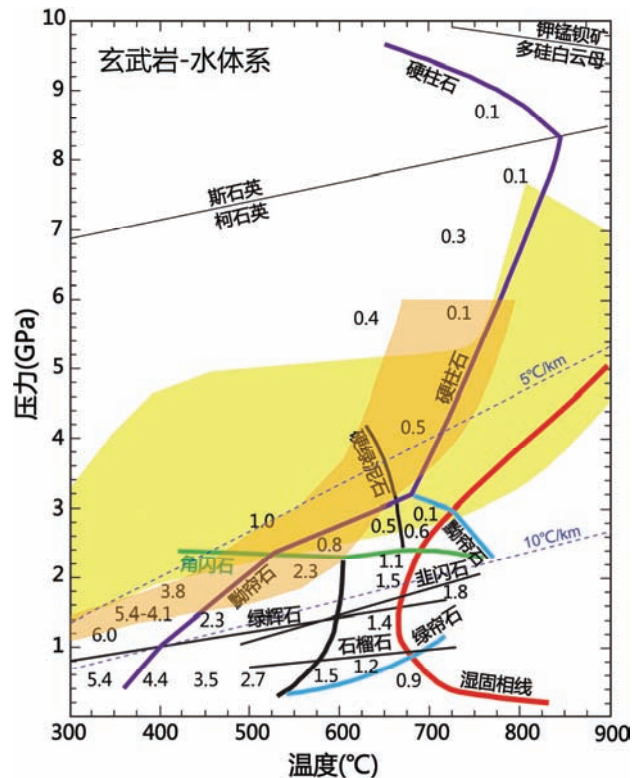


图7 玄武岩-水体系中主要矿物相的稳定域
(修改自 Schmidt 和 Poli, 2014)

数字给出了含水矿物所储存的水含量(wt.%). 黄色区域代表 Arcay 等(2007)的平均冷俯冲和暖俯冲的 P - T 轨迹, 橙色区域代表 Syracuse 等(2010)的暖 W1300 模型. 虚线对应的俯冲带地温梯度分别为 5 和 10°C/km

来限定的, 这包括一系列连续反应, 温度压力由低到高, 石榴石成分逐渐向钙铝榴石端元变化. 榴辉岩相可以细分为五个相(图3): (1) 没有含水矿物的名义上无水的榴辉岩相, P - T 范围最广, 其 P - T 边界在压力超过10GPa时, 由(2) 硬玉榴辉岩相和石榴石岩相来限定, 高温那一侧的边界是干的固相线; (3) 硬柱石榴辉岩相, 其低压的边界是由(4) 黝帘石-榴辉岩相限定, 在2~3GPa的反应具有较低的正斜率, 黝帘石-榴辉岩相在低温低压与蓝片岩相的边界是由一个具有负的Clapeyron斜率的反应限定; (5) 角闪石-榴辉岩相, 其稳定域低于黝帘石-榴辉岩相, 最低可以到1.0GPa. 黝帘石-榴辉岩相和角闪石-榴辉岩相在温度超过650°C时, 都被湿固相线截断.

4.1.1 弧前深度的脱水作用

在洋壳俯冲的早期阶段, 其大部分孔隙都因为

压实作用而消失, 孔隙流体在最浅的深度就被排出了. 在这个阶段, 沸石、绿帘石和葡萄石是主要含水矿物, 全岩含水量为8~9%(Peacock, 1993). 当深度超过10km, 洋壳进入绿片岩相, 主要含水矿物变成绿泥石; 随着俯冲深度增加, 在低地温梯度下出现富Na贫Ca的角闪石(蓝闪石到冻蓝闪石)、多硅白云母、硬柱石、黝帘石和钠云母. 刚进入绿片岩相时的总水含量大约是6%(图7). 随着地温梯度的降低, 产生越来越多的富Na角闪石、多硅白云母、硬柱石、黝帘石和钠云母, 进入蓝片岩相. 俯冲洋壳在绿片岩相/蓝片岩相阶段的全岩水含量在6%左右.

绿泥石水含量很高(达12%), 在绿片岩相阶段非常普遍, 但其在经过温度>600℃、压力>2.0GPa条件下的变质反应后就完全分解了(图7). 硬柱石水含量也很高(达11%), 在蓝片岩相变质开始时其最大体积含量可以达到25%, 到角闪石消失反应之后降低到10%. 名义上无水矿物的体积含量在5~10km深度和100℃左右可能达到5~25%(例如, Okay, 1980; Thurston, 1985), 到角闪石消失反应之前含量可以达到50%, 压力超过角闪石稳定域之后增加到70%以上. 因此, 暖俯冲带和热俯冲带中弧前深度的脱水量非常可观, 完全水化的洋中脊玄武岩在弧前深度经过绿片岩相时会丢失4~6%的水.

对角闪石稳定域的认识主要来自对天然样品的观察和实验岩石学结果. 洋中脊玄武岩中角闪石的最大稳定压力是2.2~2.4GPa(65~70km), 在这个深度脱水反应非常剧烈, 在 P - T 图上一般都斜交于典型的俯冲 P - T 轨迹, 导致大多数 P - T 轨迹都会有较大的脱水速率. 在相对富铁-铝的玄武质成分中, 温度为600~650℃时, 蓝闪石的最高稳定压力是2.8~3.0GPa (Forneris和Holloway, 2003, 2004). 如果角闪石在体系中体积含量小于10%, 它可能在2.6GPa和650℃还是稳定的, 说明对弧下地幔楔最深处的脱水反应影响有限. 但是, 如果考虑角闪石固溶体, 现在对玄武岩-水体系的热力学模拟还存在问题, 无论是计算得到的角闪石量还是角闪石的稳定域, 都与自然样品和实验结果中观察到的结果不符 (Schmidt和Poli, 2014). 例如, 对洋中脊玄武岩-水体系计算得到的角闪石稳定域在<500℃条件下是4~5GPa, 而实验观察和根据天然榴辉岩推测的范围在>550℃条件下是2.3~3.0GPa. 这个差别可能不仅与活度模型有关, 而

且与全岩成分和具体变质温度有密切关系.

在暖-热俯冲带中, 完全水化的洋壳岩石在压力小于2.0GPa时丢失了大概2/3的水, 留下约2.0%的水继续俯冲. 另一方面, 在冷和非常冷的俯冲带中, 在相同的压力下, 只有大概1/3的水丢失了. 在弧前深度释放出来的一部分水会进入上覆地幔楔, 另一部分则沿着俯冲隧道向上进入增生楔(Fryer等, 1999). 弧前深度释放出的大量流体会导致地幔楔中的橄榄岩发生非常强烈的蛇纹岩化、绿泥石化乃至角闪石化.

4.1.2 弧下深度的脱水作用

直到20世纪80年代, 一般都认为在角闪石因为压力升高而分解之后, 洋壳就完全脱水了. 但是, 实验岩石学和野外观察发现在角闪石消失之后, 榴辉岩中仍有一些含水矿物, 例如绿帘石/黝帘石、硬柱石、滑石、硬绿泥石、多硅白云母、富OH的黄玉以及许多其他的含水矿物. 这意味着直到压力超过2.4GPa都会持续发生脱水作用. 含水榴辉岩中柯石英和金刚石的发现, 更是证明这些含水矿物在压力超过2.8GPa时大多还是稳定的. 含水榴辉岩中柯石英和金刚石的天然产出地包括意大利的阿尔卑斯、挪威的西片麻岩省、中国东部的大别-苏鲁、哈萨克斯坦的Kokchetav(Liou等, 1998; Rumble等, 2003; Zheng, 2012; Hermann和Rubatto, 2014). 柯石英在硬柱石榴辉岩中也有报道(Tsujimori等, 2006).

当压力超过2.4GPa时, 在暖到热俯冲带中洋壳火成岩中大概只有1.0%的水还储存在含水矿物中. 而在冷到超冷的俯冲带中, 还有大约4.0%的水储存在含水矿物中. 主要含水矿物有硬柱石、黝帘石、硬绿泥石、滑石和多硅白云母. 其中, 硬柱石是最富水的相, 它可能存储了俯冲洋壳中超过一半的水. 但是, 它的稳定域限定在相对较低的温度内(图7). 黝帘石直到3.3GPa都还是稳定的, 且在压力低于3.0GPa时的湿固相线处仍存在. 滑石在变玄武岩中的量非常少, 但如果全岩成分富Mg(例如富Mg辉长岩)就会有大量的滑石. 无论全岩成分如何, 多硅白云母在压力低于5.0GPa时几乎携带了俯冲洋壳的全部 K_2O (Schmidt, 1996). 超过这个压力, 钾就开始进入单斜辉石中(Okamoto和Maruyama, 1998; Schmidt和Poli, 1998). 在多硅白云母、单斜辉石和共存流体

中分别溶解有多少钾, 取决于钾的溶解量及其溶解速率. 在2.4GPa以上的压力下, 主要发生的是一系列连续反应, 只有少数是不连续反应, 大部分反应(包括湿固相线)与冷俯冲 P - T 轨迹基本平行. 所以对某些特定的岩石而言, 它在很大的深度范围内会经过绝大多数反应. 因此, 在2.4~3.3GPa压力范围内的脱水总量会非常可观. 这一脱水过程所处的温压范围对应着弧下深度的主要范围(图7).

由于很多反应都与典型的俯冲过程 P - T 轨迹平行, 有效水含量、矿物组合和矿物成分都对温度非常敏感. 不含 K_2O 的洋中脊玄武岩在600~650°C、100km时有1%的水储存在硬柱石和硬绿泥石中, 到200km深度时有0.4%的水储存在硬柱石中. 当温度为700°C时, 进入到100km深度会导致最后的含水相(黝帘石)消失, 榴辉岩也已经是名义上不含水的了. 而如果温度是750°C, 变玄武岩到达100km深度就已经超过其湿固相线, 只要有流体从下面注入就会发生部分熔融.

4.2 地幔橄榄岩蚀变过程中的相变

在不同的 P - T 条件下, 俯冲洋壳会释放出水到上覆的地幔楔中. 这些释放出的水与橄榄岩反应就形成了蛇纹石、绿泥石和角闪石等含水矿物, 并逐步伴有从低压到高压到超高压相的进变质相变. 由于俯冲侵蚀作用, 地幔楔底部受到俯冲板片的刮削(Zheng, 2012), 结果把水化橄榄岩带到更深的地幔中. 俯冲地壳释放出来的水的命运主要由地幔楔中含水矿物的稳定关系控制(Poli和Schmidt, 2002). 在冷到超冷的俯冲带, 地幔楔中的含水矿物稳定, 从俯冲洋壳中释放的水会被上覆地幔楔所吸收. 然而在地幔楔中, 含水矿物会分解, 释放出来的水以孔隙流体向上运移, 因此不会被带到更深处. 在地壳岩石湿固相线上下发生的脱水作用, 会导致部分水分别进入含水熔体和富水溶液.

我们可以根据水饱和和橄榄岩体系的相图来讨论地幔楔中含水矿物的稳定域(图8). 许多实验岩石学结果限定了超基性岩中含水矿物的稳定关系(例如, Bose和Ganguly, 1995; Ulmer和Trommsdorff, 1995; Kawamoto和Holloway, 1997; Grove等, 2006; Till等, 2012). 图8中给出了蛇纹石、绿泥石、角闪石和其他含水矿物的相平衡关系. 虽然角闪石、绿泥石和蛇纹

石在200km深度以内都是稳定的, 但是它们的稳定域是不同的. 角闪石的稳定域在3GPa和1000°C以内, 绿泥石在5GPa和800°C以内, 蛇纹石(叶蛇纹石)在6.5GPa和680°C以内. 随着压力升高到6.5GPa, 含水矿物的最高稳定温度从1000°C降低到500~600°C(图8). 压力继续升高, 含水硅酸盐矿物的稳定温度会升高. 含水的硅酸盐矿物诸如相A和相E、名义上无水矿物诸如瓦兹利石(β 橄榄石)和林伍德石(γ 橄榄石)等在压力超过6.5GPa时含有少量的水. 这些相的最大稳定域从6.5GPa的600°C升高到13GPa的1500°C. 在 P - T 图上相A的稳定域边界比冷俯冲 P - T 轨迹要平缓一些, 这样沿着非常冷的 P - T 轨迹向下迁移的蛇纹岩化橄榄岩一直到地幔过渡带都不会脱水. 含水的 β 橄榄石在12GPa的压力下, 在温度超过1100°C时可以与熔体共存.

在水饱和条件下橄榄岩会发生部分熔融, 这是大洋俯冲带上弧岩浆活动的关键机制(Grove等, 2012). 因此, 许多实验岩石学研究都致力于研究橄榄岩-水体系, 但是缺乏对超高压水化橄榄岩的直接

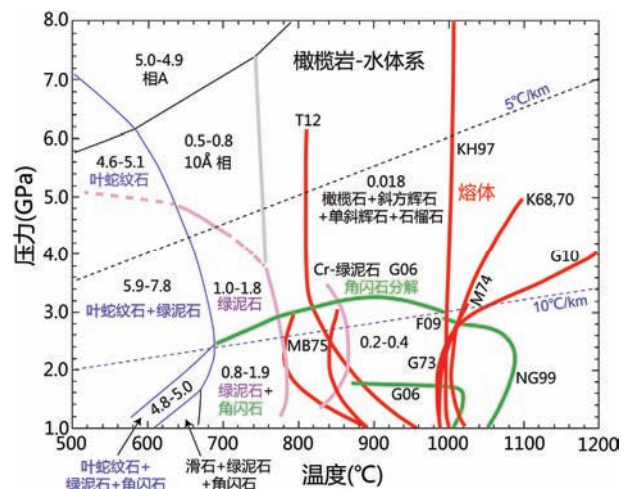


图8 橄榄岩-水体系中主要矿物相的稳定域
(修改自 Schmidt 和 Poli, 2014)

数字表示方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中含水矿物储存的水含量(%). 红色曲线代表不同研究给出的湿固相线, 绿线代表角闪石稳定限, 粉色线代表绿泥石稳定限. 虚线对应的俯冲带地温梯度分别为5和10°C/km. 数据来源: F09, Fumagalli 等(2009); G06, Grove 等(2006); G73, Green (1973); G10, Green 等(2010); K68, Kushiro 等(1968); K70, Kushiro (1970); KH97, Kawamoto 和 Holloway (1997); M74, Millholen 等(1974); MB75, Mysen 和 Boettcher (1975); NG99, Niida 和 Green (1999); T12, Till 等(2012)

实验研究. 此外, 不同研究得到的橄榄岩湿固相线温度差别很大. 在2.0~3.5GPa下, 不同湿固相线的温度差别达到300℃(Kushiro等, 1968; Kushiro, 1970; Green, 1973; Millhollen等, 1974; Mysen和Boettcher, 1975; Kawamoto和Holloway, 1997; Grove等, 2006; Fumagalli等, 2009; Green等, 2010). 这一差别与韭闪石的稳定压力有关, Grove等(2006)的结果是1.8GPa, Niida和Green(1999)以及Fumagalli等(2009)的结果是3.0GPa. 更高压力下的差别更大. 在6.0GPa, Till等(2012)给出的橄榄岩湿固相线温度是810℃, 而Green等(2010)给出的湿固相线温度是1370℃. 前一个温度是如此之低, 以至于只有达到水的过饱和才能引起橄榄岩部分熔融. 后一个温度是如此之高, 以至于不需要加水正常地幔橄榄岩也会发生降压熔融. Green等(2014)认为, 这些差别可能与实验中加入的水的多少、分配到流体中钠的多少以及对实验中非晶质淬火相的不同解释有关. 有些人把这个淬火相解释成熔体, 有的则解释成从富溶质的高压流体中沉淀出来的. 但是, 根据对富水熔体或者富溶质流体中空隙间淬火产物的结构, 目前尚难以确定流体的物理化学状态是含水熔体还是富水流体, 或者两者都有, 或者是超临界流体.

如果含水橄榄岩固相线温度的确很低, 这对弧岩浆的成因具有重要意义. 由于这个湿固相线在弧下深度与绿泥石稳定域相交, 因此地幔楔加水熔融有可能是形成弧岩浆的机制(Grove等, 2006). 如果绿泥石出现在湿固相线, 肯定会出现绿泥石的脱水熔融. 目前为止, 无论是在自然界还是在MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O(MASH)实验体系中都没有观察到这样的证据. Bouihol等(2015)的热力学计算也没有能够再现这个绿泥石-熔体相关关系. 不过, 如果将CaO或者FeO加入到体系中, 会改变固相线位置, 从而在CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O(CFMASH)体系中与绿泥石+单斜辉石/斜方辉石稳定域相交. 另一方面, 如果含水橄榄岩的湿固相线低达800℃, 造山带橄榄岩在加热到麻粒岩相并有水的时候会发生部分熔融形成镁铁质火成岩, 伴有同时期长英质岩浆岩. 在碰撞造山带出现的双峰式岩浆岩是否属于这类种部分熔融的结果有待进一步检查. 二辉橄榄岩的水饱和固相线温度从1.5GPa下的最小值970℃变化到6.0GPa下的

1375℃(Green等, 2014). 然而, 橄榄岩在水不饱和条件下脱水熔融的固相线温度在压力直到3.0GPa时仍然近似为常数值1100℃, 然后随压力升高突然降低到1010℃(Green, 2015). 显然, 先前的实验岩石学研究在淬火产物的鉴定上存在问题(Green等, 2014). 因此, 解决湿固相线的分歧对认识岛弧玄武岩乃至碰撞造山带弧型镁铁质火成岩的成因具有重要意义.

5 俯冲带中水的迁移机制

与俯冲带水迁移有关的过程主要是变质脱水和部分熔融. 随着俯冲深度增加, 温度压力升高, 俯冲地壳发生低级变质作用, 不仅释放出自由水, 而且将沉积成岩矿物和热液蚀变矿物变成低级变质矿物(其中既有含水矿物也有名义上无水矿物). 随着俯冲深度加大, 温度压力进一步升高, 低级变质矿物变成高级变质矿物, 同样伴有脱水作用. 因此, 俯冲带变质过程主要是低级变质矿物变成高级变质矿物的过程(图3), 脱水反应可以表示为: $A+B \rightarrow C+D+H_2O$, 其中A和B是反应物, C和D是产物. 如果在一个变质岩中既存在C和D也存在A和B, 这时C和D属于变质矿物, 而A和B属于残留矿物(受变质矿物), 两者一般处于不平衡状态. 随着俯冲深度进一步加大, 温度压力可以达到甚至超过岩石的湿固相线(图3), 这时变质矿物(既有含水矿物也有名义上无水矿物)将会发生部分熔融, 导致混合岩化, 又称超变质作用. 在俯冲带高级变质岩发生部分熔融的过程中, 变质矿物发生转熔反应: $C+D \rightarrow E+F+熔体$, 这时C和D是反应物, E和F是产物. 通过这类转熔反应所形成的熔体称为深熔熔体, 在物理化学性质上既不同于变质流体, 也不同于岩浆熔体(Zheng和Hermann, 2014). 如果在一个混合岩中既存在E和F也存在C和D, 这时E和F属于转熔矿物, 而C和D属于残留矿物, 两者一般处于不平衡状态. 在部分熔融过程中水具有高度不相容性质, 优先配分进入熔体, 因此部分熔融是深俯冲地壳岩石发生脱水作用的有效途径.

通过把物质溶解到水中, 形成了各种各样的流体, 包括富水流体、含水熔体和超临界流体(Manning, 2004; Hermann等, 2006; Zheng等, 2011). 地幔楔下面的俯冲板片释放出大量的流体(例如, Hacker, 2008; van Keken等, 2011; Magni等, 2014), 其典型产物就是

大洋俯冲带之上的弧火山活动(例如, Gill, 1981; McCulloch和Gamble, 1991; Tatsumi和Engins, 1995). 在板块汇聚过程中, 自由水于10~20km以内的浅部由于俯冲地壳岩石的压缩作用和孔隙的垮塌而被排出. 在从20~30km到至少300km以内的更深部, 含水矿物的分解(例如, Poli和Schmidt, 2002; Maruyama和Okamoto, 2007; Schmidt和Poli, 2014)和结构羟基、水分子从名义上无水矿物中出溶(Zheng, 2009), 导致变质脱水及部分熔融, 形成不同类型的流体. 俯冲地壳岩石中副矿物的稳定性是支配板片来源流体微量元素组成的关键(Hermann和Rubatto, 2009; Zheng等, 2011). 在火山岩捕虏体橄榄岩的橄榄石中发现流体包裹体(Kawamoto等, 2013), 指示地幔楔橄榄岩在经受流体交代后又发生了脱水作用.

水在俯冲带中的行为可由俯冲带变质作用及其相关脱水/转熔反应中的矿物学变化所制约. 与俯冲带岩石类型相关的实验岩石学研究为理解俯冲带条件下不同过程中水的作用(在不同形式下)奠定了理论基础. 这些研究提供了对大部分常见矿物稳定域和水含量的岩石学制约的相图(图7和8). 即使不同深度下存在脱水过程, 俯冲带中几乎所有的变质相都可以迁移大量的水. 以洋壳为例, 其平均水含量可以从沸石相的7%变至榴辉岩相的0.9%. 因此, 总会有少量水通过板块俯冲进入软流圈地幔.

许多蓝片岩相矿物含有大量的 Fe^{3+} , 意味着在蚀变洋壳中发生了氧化作用. 这导致相图中又增加了一个成分变量, 使 P - T 图中的反应有所改变(例如绿帘石/黝帘石, Poli和Schmidt, 2004), 使变价元素(例如U)的地球化学行为变得更加复杂. 通常在俯冲带变质作用初期, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ 比值最高, 随着变质级别的增加而降低(Groppo和Castelli, 2010).

5.1 俯冲洋壳的脱水

一般来说, 俯冲洋壳包括厚度和成分不定的沉积物层、300m厚的上部火山岩层、300m厚的下部火山岩层、1.4km厚的岩墙和5km厚的辉长岩(Hacker, 2008). 在俯冲过程中, 下行板片在不同的深度释放出不同量的水. 虽然随着深度增大, 脱水作用通常是变弱的, 但所释放水的多少, 实际上是由很多因素控制的, 包括板块汇聚速率、俯冲板片年龄、俯冲带几何性质等(Peacock和Wang, 1999; van Keken等, 2011;

Magni等, 2014). 快速俯冲会导致地幔楔迅速冷却, 板块汇聚速率显著降低则会导致地幔楔变热. 在大洋俯冲带, 弧前地幔楔温度通常很低, 低温含水矿物比较稳定. 与此相反, 弧后地幔楔温度通常很高, 以至于高温含水矿物都不能稳定存在, 导致俯冲洋壳发生脱水熔融.

俯冲洋壳的最大水含量可以根据给定变质相下水矿物的含量来估计. 变玄武岩中矿物相的变化受温度和压力控制, 变玄武岩中的绝大多数含水矿物通过一系列连续反应而分解. Peacock(1993)估计了各变质相下 Na_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (NCMASH)体系中的最大水含量, 在蓝片岩相条件下的含水量为5~6%, 显著高于名义上无水的超高压榴辉岩相. 而后者通常认为由于含水矿物分解而几乎无水(图7). 但是, 从蓝片岩向榴辉岩和从绿帘角闪岩向榴辉岩转变都对俯冲洋壳把水从地表带到地幔具有重要意义. 从蓝片岩向硬柱石榴辉岩转变时水的变化量是3%(Poli和Schmidt, 1995), 从角闪岩向榴辉岩转变时损失的水量是1.5%(Poli, 1993). 在4.0GPa和650℃的温压条件下, 硬柱石的丰度估计在4.0%, 对应俯冲洋壳玄武岩中水含量为0.5%(Okamoto和Maruyama, 1999).

俯冲洋壳的水含量与板片表面的 P - T 轨迹有关. 传统上认为, 俯冲洋壳的绝大多数水是在弧前60km深度、温度低于650℃(位于硬柱石榴辉岩相稳定域)时的角闪岩向榴辉岩转变时释放出来的, 只剩下不到1%的水被俯冲洋壳带到弧下深度(Hacker, 2008). 然而, 如果温度在50~80km深度时高于650℃, 俯冲洋壳达到湿固相线, 导致含角闪石的变质洋壳发生部分熔融. 所释放出的水溶解在含水熔体中, 残留的俯冲洋壳转变成没有含水矿物的榴辉岩. 即使榴辉岩是名义上无水的, 由于剪切应力的作用和诸如绿辉石、石榴石和金红石之类的名义上无水矿物中结构羟基的存在, 它还可能1227℃和3.0GPa下发生部分熔融(Zhang等, 2004). 这对应着100km深度下的另外一种脱水熔融形式.

俯冲带热结构在控制不同深度的脱水量上发挥了非常关键的作用(Peacock和Wang, 1999; Hacker, 2008; van Keken等, 2011; Magni等, 2014). 如图9所示, 俯冲板片脱水的多少和脱水的深度都有很大的变化范围. 根据Hacker(2008)的计算, 初始俯冲的水

(包括孔隙水)中的大约2/3都能够俯冲到弧下和弧后深度, 从而进入深部地幔. 这个估计与Bebout等(2013)根据西阿尔卑斯高压/超高压变质岩研究所得到的结论基本一致. 根据他们的估计, 对于沿约7~8°C这样一个冷的地温梯度深俯冲的变泥质岩, 在到达~90km之前最多只有20%的水能够从中丢失. 然而, 对俯冲板片脱水深度的定量估计取决于对俯冲带热结构的合理确定. Cooper等(2012)应用自己建立的H₂O/Ce比值温度计, 计算得到板片脱水温度范围730~900°C, 与Syracuse等(2010)热模式所预测的弧下板片表面温度一致. 另一方面, Penniston-Dorland等(2015)比较了高压变质岩记录的峰期P-T条件与这个典型热模式所计算的结果, 发现热模式对弧前深度俯冲板片表面温度的估计偏低. 如果这些热模式的确过低估计了板片-地幔界面的温度, 较少的水就会在浅部释放, 而更多的水就会被带到深部地幔. 由于板片-地幔界面的质量传输取决于各种矿物在俯冲带流体中的溶解度, 因此解决这个问题对于理解俯冲带质量传输具有重要意义.

大部分俯冲板片在80km左右的地幔深度就发生显著脱水; 在这个深度, 有关热力学模型依然假设地幔楔还与俯冲板片耦合在一起. 当深度超过100km时, 有的板片表现出随着深度变化的连续脱水, 有的

表现为幕式脱水. 在暖俯冲带, 板片在50~80km弧前深度的脱水量非常可观; 在热俯冲带, 板片主要在较浅的深度发生脱水. 在热俯冲带中, 大部分水在弧前深度就释放出来, 只剩下少量的水被板片带到弧下深度. 而在冷俯冲带中, 少量的水在弧前深度释放出来, 大量的水被带到弧下深度. 因此, 弧前地幔楔在热俯冲带中比冷俯冲带中遭受更强烈的水化作用, 而弧下地幔楔在冷俯冲带比热俯冲带受到更强的水化作用.

在弧下深度, 俯冲洋壳中存在两种相互竞争的过程: 含水矿物分解而发生的水丢失过程, 以及以硬柱石、多硅白云母和黝帘石为代表的超高压含水矿物和以单斜辉石、石榴石和金红石为代表的名义上无水矿物获得水的过程(Zheng, 2009). 因此, 俯冲板片在弧下深度释放水的多少不仅与俯冲带的热结构有关, 而且与板片中矿物的储水能力有关. 即使洋壳俯冲到弧后深度, 还有数量不等的水可以被释放出来, 余下的水可能溶解在超高压含水矿物中或者名义上无水矿物中.

在俯冲板片内部, 脱水流体主要沿着裂隙呈管道式流动, 具体受俯冲隧道内板片-地幔界面处黏滞性变形的强度所控制(Konrad-Schmolke等, 2011). 对俯冲板片之上的地幔楔来说, 流体流动可以是弥散式或者管道式(例如, Zack和John, 2007; Chen等, 2012; Pirard和Hermann, 2015), 具体取决于寄主岩石的性质. Wada等(2012)采用一种俯冲带热模型和理想岩石类型情况下矿物键合水分布的热力学计算, 定量估计了脱水反应时水的释放以及水化反应时水的加入. 他们为俯冲板片初始水化状态设计了一个两端元模型(图10): (1) 均匀水化, 即水在各个岩石单元内均匀分布; (2) 局部水化, 即水以饱和状态储存在不连续分带的位置上. 前者通常用在各种热岩石学模型中, 对应于区域变质过程中水的弥散式流动. 后者近似于地球物理观察所揭示的大洋板片沿断裂处的局部水化现象, 对应于区域变质作用中水的管道式流动. 这些结果显示, 在水含量相同时, 局部水化比均匀水化所引起的水释放深度要浅, 并且前者在弧前和弧下深度的脱水量可以将近为后者的两倍.

5.2 水迁移过程中含水矿物的作用

一些岩石学家认为, 几乎所有的脱水反应都发

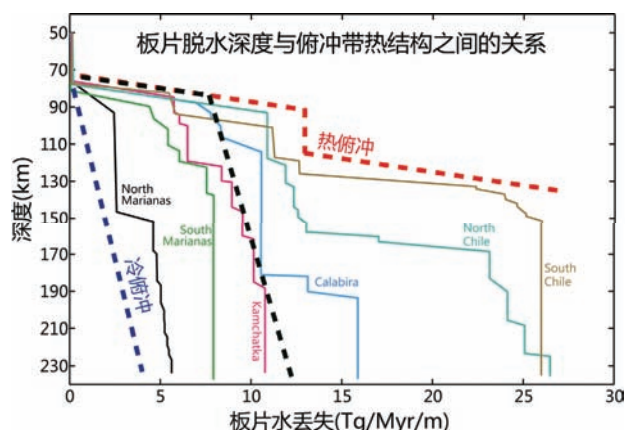


图9 大洋俯冲带中水丢失量与俯冲深度之间的关系
(修改自 van Keken 等, 2011)

所有的俯冲板片在约80~100km深度与地幔楔脱耦之前就损失了大量的水. 许多板片(例如 Kamchatka 和 Calabria)进一步脱水非常少. 另一些板片(例如智利)随深度变深还会发生持续的脱水作用, 而且主要是俯冲的地幔顶部发生脱水. 少量板片(例如 Mariana)因为太冷了, 直到230km深度脱水都很少. 最热的俯冲带在弧前深度的软流圈顶部脱水最剧烈

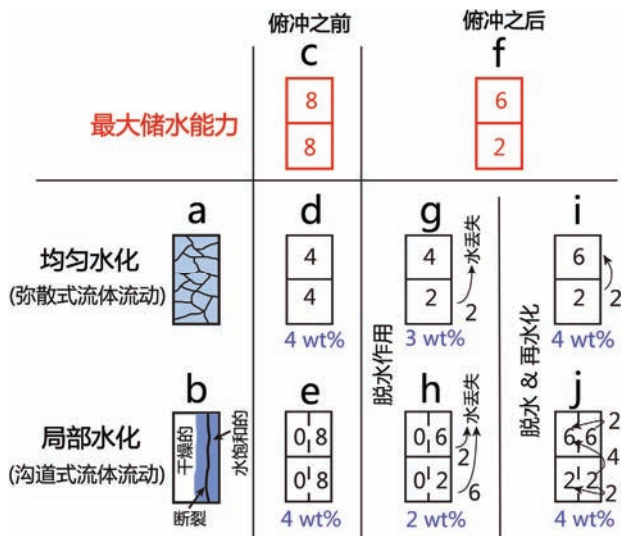


图 10 板片俯冲过程中水释放量与初始水化状态之间关系示意图(修改自 Wada 等, 2012)

假定岩石在俯冲前经历了均匀水化或者局部水化两种极端情形. 这个初始水化状态差别导致俯冲地壳上部和下部的含水量上出现显著差别. 图中数字表示俯冲前后的含水量百分数

生在弧下深度而引发了弧岩浆作用(Ernst, 1999), 因此没有水进入地幔过渡带. Peacock(1990)认为, 由俯冲带进入地幔的水量大约为 $8.7 \times 10^{11} \text{ kg/a}$, 是岛弧火山作用带到地表的水量 $1.4 \times 10^{11} \text{ kg/a}$ 的6倍, 这意味着俯冲板片不断地将水携带到深部地幔. 俯冲洋壳中稳定压力范围最广的含水相是硬柱石和多硅白云母, 二者都可以达到斯石英的稳定域(图7). 这两个矿物相的分解意味着洋壳主要脱水反应的结束. 另一方面, 水化的地幔楔橄榄岩以出现蛇纹石、绿泥石、钠闪石和金云母等含水矿物为标志, 这些含水矿物可以在冷俯冲带稳定存在, 因此可以将水携带到地幔深部(Ulmer和Trommsdorff, 1995; Fumagalli等, 2009; Green等, 2014). 地震学研究指示, 地幔楔中的含水矿物在冷俯冲条件下可以保持连续稳定, 从而将水携带进入地幔过渡带(例如, Tonegawa等, 2008). 因此, 通过冷俯冲板片中含水矿物的俯冲, 就将一定量的水迁移到地球内部.

为了在板块构造的框架内解释俯冲带的岩浆活动, 大部分火山学家认为俯冲洋壳中释放出来的水降低了地幔楔部分熔融的温度, 然后地幔楔部分熔融形成了钙碱性岩浆. 因此, 俯冲带中含水矿物的稳定性是流体迁移的关键. 在浅部地壳深度由于低温

含水矿物的分解, 导致显著的脱水作用. 在此之后, 高压和超高压含水矿物在弧前、弧下和弧后深度的分解将水带入地幔. 因此, 水从俯冲板片到上地幔的迁移主要受控于含水矿物的稳定性(图7和8). 由于俯冲带的结构支配了含水矿物在不同深度的稳定性, 结果导致水沿着不同的 P - T 轨迹迁移进入地幔(图11).

如果相对古老板片沿着冷的地温梯度俯冲(图11中轨迹A), 俯冲板片经历了低温/高压进变质作用, 从蓝片岩相到硬柱石榴辉岩相(图3). 硬柱石榴辉岩相矿物组合在很宽的温压范围内稳定, 从2.5GPa、 $<500^\circ\text{C}$ 到8GPa、 $<600^\circ\text{C}$ 再到9.5GPa、 $<700^\circ\text{C}$ (图7). 对应地, 硬柱石稳定深度从75km一直到300km. 然而硬柱石在柯石英稳定域内会随着温度的升高而连续脱水, 在斯石英稳定域会随着温度压力的升高而持续脱水. 在超冷的大洋俯冲带, 从蓝片岩相向硬柱石榴辉岩相转变过程中脱水程度非常小, 从75km到100km深度可能只释放了3%的水, 留下1%的水在俯冲洋壳中. 因此, 随着大洋板片的俯冲, 弧下地幔楔发生强烈的水化作用. 俯冲洋壳中的脱水致裂可能会导致中等深度的板内地震(例如, Kirby等, 1996). 日本东北部的非地震前锋带可能对应蓝片岩相和硬柱石榴辉岩相的分界线, 这两个相对压力都非常敏感, 因为从蓝片岩相到这个分界线的持续脱水反应会释放出大约5%的水. 弧前地幔楔是最冷的部位, 由于强烈蛇纹岩化橄榄岩的浮力, 可能不会参与俯冲引起的反向地幔流动.

在硬柱石榴辉岩相深度, 硬柱石的分解释放少

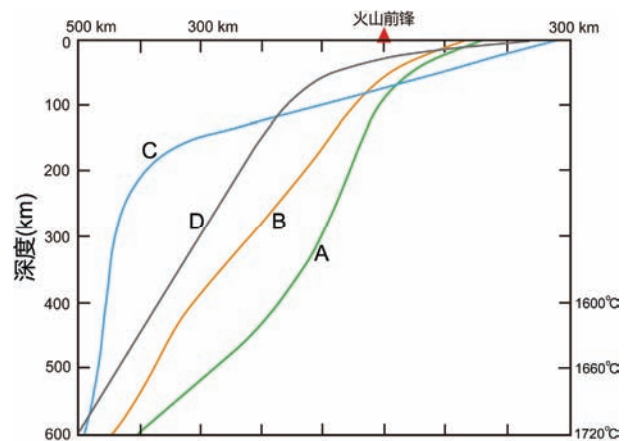


图 11 大洋板片俯冲轨迹随深度变化示意图

A, 超冷俯冲; B, 冷俯冲; C, 暖俯冲; D, 热俯冲

量的水, 俯冲洋壳直到深度超过200km还含有大约0.5%的水(图7). 在斯石英稳定域, 俯冲板片直到硬柱石榴辉岩的稳定限, 也就是300km深度才会停止脱水. 从俯冲洋壳释放出来的水会向上运移, 导致俯冲板片上覆的地幔楔发生水化. 在深达200km的地幔楔中, 水主要储存在绿泥石和蛇纹石中(图8). 含有这些含水矿物的地幔橄榄岩会被进一步的俯冲拖拽到更深处, 然后在俯冲通道中受到加热而释放出含水流体. 释放出的流体会向上迁移, 与深部地幔楔橄榄岩反应. 然而, 在超冷俯冲带, 俯冲板片与地幔楔界面处的温度还是不够高, 不能引发加水熔融的发生. 在靠近板片的深部地幔楔中, 蛇纹石在小于200km的深度稳定, 在超过200km深度内, 相A从200km到至少300km甚至超过300km的深度稳定(图8). 这两个矿物相可以容纳板片进一步俯冲时硬柱石分解所释放的水, 并带到410~660km的地幔过渡带中. 在超过250km的深度, 相E在700℃以上稳定, 且地幔楔中的含水层随着俯冲的持续而变厚. 含水的林伍德石在>350km的深度和>1100℃的温度下稳定. 因此, 如果地温梯度足够低, 硬柱石在到达300km深度之前依然保持稳定, 洋壳中携带的地表水就有一部分被迁移到地幔过渡带中. 地幔过渡带中的水赋存在相E、瓦茨利石和林伍德石中. 林伍德石是地幔过渡带中最主要的矿物相(>50%), 含有3%的水(Pearson等, 2014), 因此地幔过渡带是一个巨大的水储库.

如果地温梯度没有那么冷(图11中轨迹B), 俯冲洋壳中硬柱石稳定深度可以达到270km. 上覆地幔楔中, 绿泥石和蛇纹石只在150km以上稳定(图8), 在150km(>600℃)和240km(>700℃)之间没有含水矿物稳定存在. 如果地幔楔中有水, 相A可以在>240km的深度稳定存在. 硬柱石一直到270km都是稳定的, 因此在270km以内, 通过残留硬柱石的持续脱水, 俯冲洋壳只能提供不超过0.5%的水(图7). 俯冲板片释放出来的水会向上迁移, 导致上覆地幔水化, 在240~270km的深度范围内形成相A(图8). 一旦水进入相A, 就可以被带到更大的深度. 在超过270km的深度, 含水相是相E, 在地幔过渡带中稳定. 到更大的深度, 相E也不稳定, 水会进入林伍德石中, 其最高水含量可以达到3%. 150~240km的深度内, 俯冲洋壳通过硬柱石分解释放出水, 并向上迁移到地幔楔中.

由于板片-地幔界面处的温度较低, 向上迁移的水不会导致地幔楔发生部分熔融. 但是, 随着温度和压力的升高, 这些水可以溶解很多硅酸盐和微量元素. 地幔楔中水的加入, 可能会导致以钾镁闪石和钛斜硅镁石为代表的含水矿物的形成.

如果地温梯度较高(图11中轨迹C), 板片的*P-T*轨迹从蓝片岩相到70km深度的黝帘石榴辉岩相(图3). 从黝帘石榴辉岩相向名义上无水的超高压榴辉岩相的转变发生在110km深度, 位于柯石英稳定域. 当板片俯冲到110km深度, 温度达到了650~700℃, 绝大多数水都已经释放出去了. 板片中的水含量从75km的0.5%降低到110km的0.1%(图7). 板片所释放的水被存储到上覆地幔楔的蛇纹石和绿泥石中. 但是, 一旦深度超过130km, 板片之上地幔楔中的这些含水矿物就不稳定了. 因此, 在俯冲深度超过130km之后, 地幔楔中的富水流体就会向上迁移, 并导致地幔楔中温度最高的部位发生部分熔融, 产生岛弧玄武岩.

如果是年轻的板片沿着很高的地温梯度发生俯冲(图11中轨迹D), 部分熔融可以发生在软流圈地幔顶部的弧前地幔50~70km深度(图8), 释放出的水进入含水熔体中, 含水熔体会进入到地幔楔中或者沿着俯冲隧道到达地表. 变质玄武岩的大规模熔融会形成埃达克质岩浆, 且几乎所有的水都会进入到岩浆中. 因此, 很少有水得以进入70km深度以下的地幔楔中. 一旦水从俯冲洋壳释放出来之后, 残留的变玄武岩就很难再发生部分熔融, 因为不存在含水矿物的玄武岩在70km深度的熔融温度超过1220℃(Schmidt和Poli, 2014). 含水的长英质熔体在地幔楔底部可以与 α 橄榄石发生反应, 形成辉石岩.

由于软流圈地幔的温度显著高于岩石圈地幔, 地幔过渡带之上400km位置的温度高达1600℃(Stuwe, 2007), 因此俯冲板片进入软流圈地幔深度以后含水矿物的稳定性主要决定于板片俯冲速率. 一般来说, 冷俯冲出现在快速俯冲的情况下, 而热俯冲出现在缓慢俯冲的情况下. 无论是冷俯冲板片还是热俯冲, 俯冲板片在经历弧下深度变质脱水乃至部分熔融之后, 一般只留下不到1%的水在名义上无水矿物中, 残留的含水矿物只有在超冷俯冲带得以幸存.

5.3 水向地幔过渡带和下地幔的迁移

许多实验矿物学研究表明, 水的确可以储存在地幔过渡带的某些含水相中, 包括相A、相E以及瓦兹利石和林伍德石(例如, Inoue等, 1995; Kawamoto等, 1996; Smyth和Kawamoto, 1997; Kawamoto, 2004). 这说明有可观的水被板片俯冲带到了深部地幔. 各种高密度含水镁硅酸盐(DHMS)是地幔条件下的重要含水矿物相. 在深俯冲板片中, 这些DHMS和其他像相A、超级含水相B和相D以及名义上无水橄榄石的高压相(含水的瓦兹利石和林伍德石)可以随压力升高发生连续变化, 从而对水从地幔浅部迁移到深部发挥了主要作用. Pearson等(2014)在金伯利岩的金刚石中发现含水林伍德石包裹体, 指示地幔过渡带所含水的量比原先设想的要大得多. 因此, 有可观数量的水被俯冲板片带到了地幔过渡带甚至下地幔.

根据地幔矿物学和岩石学研究, 很多DHMS在地幔条件下稳定存在(Thompson, 1992). 上地幔条件下的合成实验结果表明, 在2.9~7.7GPa和470~1225°C条件下, MgO-SiO₂-H₂O体系中出现的DHMS有水镁石、相A、相D、斜硅镁石、蛇纹石、滑石、10Å相和粒硅镁石(Ringwood和Major, 1966; Yamamoto和Akimoto, 1977). 进一步的合成和分析发现了超级富水的相B (Pacalo和Parise, 1992; Burnley和Navrotsky, 1996)、相A(Bose和Ganguly, 1995; Pawley和Wood, 1996)和相E(Luth, 1995). 前人实验研究了这些相在靠近地幔过渡带和地幔过渡带中的相平衡关系(Akaogi和Akimoto, 1980; Liu, 1986, 1987; Kanzaki, 1991; Gasparik, 1993). 前人还报告了在下地幔条件下稳定存在的含水硅酸盐, 包括相D(Li和Jeanloz, 1991; Yang等, 1997; Shieh等, 1998)、相F(Ohtani等, 1995)和相G(Kudoh等, 1997; Ohtani等, 1997), 说明下地幔中也有水的存在. 因此, 多种含水硅酸盐矿物可能在上地幔和下地幔的顶部稳定存在. 地幔地震学研究表明, 在地幔100~650km深度有地震存在, 这可能与俯冲过程中在这些深度的持续脱水作用有关(Meade和Jeanloz, 1991; Stein, 1995). 在这些深度, 地壳岩石和地幔岩石可能都发生韧性变形, 而不是脆性破裂, 或者断层表面的摩擦走滑(Meade和Jeanloz, 1991).

相D是高密度含水镁硅酸盐的最高压力相. 它在44GPa压力下可以分解成为名义上无水相和水(Shieh等, 1998), 对应的地幔深度是1250km. 自由水在下地幔中部就以这种方式析出. 在下地幔条件下, 高密度含水镁硅酸盐在50GPa依然稳定(Ohtani等, 2014). Nishi等(2014)发现, 在压力>48GPa的条件下相D会转变成为一个集合体, 其中含有另一个含水硅酸盐(MgSiH₂O₄)相H. 这样相H是深俯冲板片中的主要含水矿物, 它可以出现在深于1250km的深度. 通过这种方式可以将显著数量的水保留在俯冲板片内直至迁移到深部地幔.

虽然在深部地幔中, DHMS的稳定域非常宽, 但是地表水不能简单地迁移到深部地幔中. 这是因为: (1) 俯冲洋壳主要由大洋玄武岩和辉长岩以及上覆沉积物组成. 随着板片俯冲进入软流圈地幔, 板片表面被加热, 板片核部变得最冷. 不过板片中含水的部分只在最上面不超过12km厚度(Meade和Jeanloz, 1991). 大洋玄武岩不能把水带到超过300km的深度. (2) 俯冲带的地温梯度控制了水向地幔过渡带的迁移. 如果俯冲带地温梯度太高, 所有的DHMS都会在相对较浅的深度发生脱水, 没有水能进入到更深的地幔. (3) 如果岛弧火山在俯冲板片表面之上120~200km深度发育, 所有的DHMS都会在深度>200km发生水化, 没有水能剩下进入到更深的地幔中(Kawamoto等, 1996).

因此, 沿着板片-地幔界面的地温梯度决定了多少地壳水能够进入深部地幔(图11). 板片表面的各种P-T梯度支配了俯冲带水的命运. 在非常冷的俯冲带, 俯冲板片会进入硬柱石稳定域, 可以使水进入深部地幔. 这常常是由古老板块的俯冲所引起的, 结果产生了冷的P-T体制. 支持这一点的证据包括: (1) 数值模拟(Peacock, 1990, 1996), (2) 天然产出的硬柱石榴辉岩(Okamoto和Maruyama, 1999), (3) 少数年轻的区域变质带中, 既有俯冲板片年龄的信息, 又有板片相对运动的信息, 以及(4) 对几个活动俯冲带中通过地震活动频率进行的P-T估计. 由于现今地球上俯冲板片的平均年龄大约100Ma, 因此现代俯冲带中的地壳水正在被带入到深部地幔中. 如果俯冲带的P-T轨迹不是像图11中轨迹A或者B所显示的那样, 那就只有很少的水可以进入深部地幔.

6 俯冲地壳的部分熔融

6.1 俯冲洋壳的部分熔融

6.1.1 部分熔融的类型

一般认为, 俯冲板片在弧下深度的脱水温度是~700℃到1000℃(例如George等, 2005; Portnyagin等, 2007; Johnson等, 2009; Ruscitto等, 2010; Cooper等, 2012). 这个温度达到甚至超过了地壳岩石的固相线(图7和8), 指示俯冲板片顶部岩石在弧下深度能够发生部分熔融. 由于部分熔融是将矿物中的水传递到含水熔体的有效途径, 因此俯冲地壳的部分熔融对于俯冲带水的迁移发挥了重要作用.

俯冲带的地壳熔融有两种基本形式: 水饱和条件下的加水熔融和水不饱和条件下的脱水熔融. 加水熔融也即流体存在条件下的熔融, 部分熔融时存在独立的流体相; 由于自由水的加入, 产生了具有高水含量的硅酸盐熔体, 这里的自由水可能是在温度升高时由含水矿物的分解所产生. 脱水熔融也即流体缺乏条件下的熔融, 部分熔融时不存在独立的流体相; 由于是通过矿物组合中含水矿物的分解来引起部分熔融, 所产生的硅酸盐熔体具有低的水含量. 脱水熔融通常是通过含水矿物和名义上无水矿物的分解引起的转熔反应来实现的, 由这种转熔反应产生了深熔熔体和转熔矿物.

含水矿物的分解是水的一个来源, 这些水在固相线温度或更高温度下立即与矿物组合反应, 这种反应催化了产生熔体的矿物学反应. 如果水从矿物组合中分离并汇集, 加水熔融就会在局部区域发生. 无论如何, 都需要含水矿物分解以及名义上无水矿物中结构羟基和分子水出溶所引起的脱水作用为部分熔融提供一定量的水. 镁铁质岩石中主要的含水矿物是绿帘石/黝帘石和角闪石, 而长英质岩石中主要的含水矿物为黑云母和多硅白云母. 如果地壳岩石在暖至热的俯冲带发生部分熔融, 它们在压力低于2.5GPa时不会经历蓝片岩相和榴辉岩相变质阶段, 而是在低压状态下经历绿片岩相和绿帘角闪岩相变质阶段. 另一方面, 在冷到超冷俯冲带, 板片地温梯度线在地幔深度会切过地壳岩石的固相线, 从而引起这些岩石的脱水熔融. 无论在哪种情况下, 所产生的熔体都是将地壳水带到浅部地幔而不是深部地幔.

实验观察结果显示, 在压力大于3.0GPa条件下地壳岩石发生部分熔融时会出现一个有趣的现象: 不同类型的岩石如洋中脊玄武岩(Schmidt, 1996; Okamoto 和 Maruyama, 1999)、泥岩(Domanik 和 Holloway, 1996; Ono, 1998)、安山岩(Poli和Schmidt, 1995)、安山质英安岩(Hermann和Green, 2001)和杂砂岩(Schmidt等, 2004)均产生由石榴石、单斜辉石、多硅白云母和柯石英组成的榴辉岩. 由过铝质杂砂岩和泥岩产生的榴辉岩还含有蓝晶石. 这样, 所有地壳岩石类型包含相同的矿物组合, 只是矿物之间的相对比例存在差别. 脱水熔融发生的转熔反应为多硅白云母+单斜辉石+柯石英=石榴石+熔体±蓝晶石. 在压力为3~5GPa时, 这种反应发生在温度高于湿固相线150~200℃的条件下, 导致在变沉积岩和变镁铁质岩石中分别产生20~30%和百分之几的熔体(Schmidt和Poli, 2014). 变玄武岩中的多硅白云母在熔融时即消耗殆尽. 为了使多硅白云母+单斜辉石=石榴石+熔体(25~30%熔体)的反应带来显著提高的熔体比例, 温度的上升幅度必须大于100℃. 如果有大量的自由水存在, 在湿固相线就可以发生加水熔融, 并由转熔反应多硅白云母+单斜辉石+柯石英+水=石榴石+熔体产生大量熔体.

俯冲洋壳部分熔融时会产生三种长英质熔体: (1) 变玄武岩脱水熔融产生的水不饱和熔体, (2) 变沉积岩脱水熔融产生的水不饱和熔体, (3) 变玄武岩和变沉积岩加水熔融产生的水不饱和熔体. 尽管在这些长英质熔体中水都是不饱和的, 但是加水熔融形成熔体的水含量要比脱水熔融形成熔体的水含量要高得多. 基于上覆地幔楔具有不同的物理性质, 这些板片熔体会以不同途径向上迁移. 如果地幔楔表现出过于刚性的特征以至于熔体无法流入, 熔体会沿着俯冲隧道迁移并在缝合带以埃达克岩的形式直接侵位. 如果地幔楔不那么刚性, 熔体则会以底辟体的形式, 以不同的速率迁移进入地幔楔内部, 并引起不同程度的化学反应. 当迁移速率较低时, 熔体会与橄榄岩反应产生辉石岩, 并且在上升过程中逐渐被消耗殆尽. 相反, 当迁移速率较高时, 原生板片衍生熔体会向上迁移通过地幔楔甚至大陆地壳而呈埃达克岩产出. 在这种情况下, 地幔楔橄榄岩的混染曾被用来解释高Mg埃达克岩的成因, 暗示熔体-橄榄岩反应的发生.

变沉积岩衍生的大量熔体可以是下伏大洋玄武岩或蛇纹岩化橄榄岩来源流体加入的结果. 对于地壳岩石的加水熔融过程, 岩石的湿固相线可以由花岗岩 (Huang 和 Wyllie, 1973)、含钾镁铁质岩石和沉积岩 (Schmidt 等, 2004) 实验岩石学确定.

低压下变玄武岩中角闪石分解导致的脱水熔融会在不同的 P - T 条件下产生不同成分的熔体 (图 12), 熔融反应对压力具有依赖关系. 角闪石熔融反应曲线在 2 GPa 左右强烈向后弯曲, 并且角闪石在固相线附近的 2.4 GPa 压力下消失. 在变玄武岩中, 绿帘石/黝帘石在固相线上、压力直至 3.0 GPa 时仍保持稳定, 这使得在这样高的压力下脱水熔融的程度依然很小. 高压下变玄武岩中任何加水或脱水熔融取决于 K_2O 含量及多硅白云母的存在.

6.1.3 俯冲变沉积岩的部分熔融

大洋玄武岩之上覆盖的是海底沉积物, 二者都会俯冲到地幔深度. 大陆边缘附近海沟里面的陆源沉积物也会参与俯冲. 这些沉积物一部分在靠近弧前的浅部形成增生楔, 另外一部分被俯冲带到地幔深度. 前人研究了不同温压范围内泥岩体系中含水矿物的稳定域 (图 13). 多硅白云母-白云母是高压和超高压变泥质岩中最常见的含水矿物, 最高稳定范围可达 8~10 GPa 和 1060 °C. 其他含水副矿物有富羟基的黄玉、镁绿纤石、硬柱石和钾铝硅钡石 (Domanik 和 Holloway, 1996). 在压力 3~10 GPa 下, 多硅白云母比变基性岩中硬柱石的最大稳定温度高 100~200 °C. 因此, 只要地温梯度不是很高, 部分水会被变泥质岩带到 300 km 深度.

在一些俯冲带中, 俯冲洋壳的脱水熔融发生在压力超过角闪石和黑云母稳定域 (大于 3.0 GPa) 时. 多硅白云母+绿辉石+柯石英+富水流体组合的湿固相线在 3.0 和 4.5 GPa 分别为 ~700 和 ~800 °C (Hermann 和 Spandler, 2008). 由于多硅白云母+绿辉石+柯石英组合的存在, 富钾洋中脊玄武岩、杂砂岩和泥岩的最低熔融温度很相似 (Schmidt 等, 2004). 玄武岩湿固相线比泥岩湿固相线高 20~50 °C (图 12 和 13). 所有这三种岩石部分熔融都产生长英质花岗岩, 随着压力增加, 残留相中绿辉石含量变大且成分上更接近硬玉, 这使得花岗岩更加富钾 (Schmidt 等, 2004). 泥质沉积物成分变化很大, 其部分熔融时熔体的比例不仅取决

于流体获得的情况, 也取决于沉积物全岩成分. 固相线上 50 °C 范围内, 含水量 ~7% 的典型实验熔体比例为 20~40%, 而水过量 1~2% 情况下仅得到 10~15% 的熔体 (Schmidt 和 Poli, 2014).

低压下包含变沉积岩中白云母和黑云母分解的

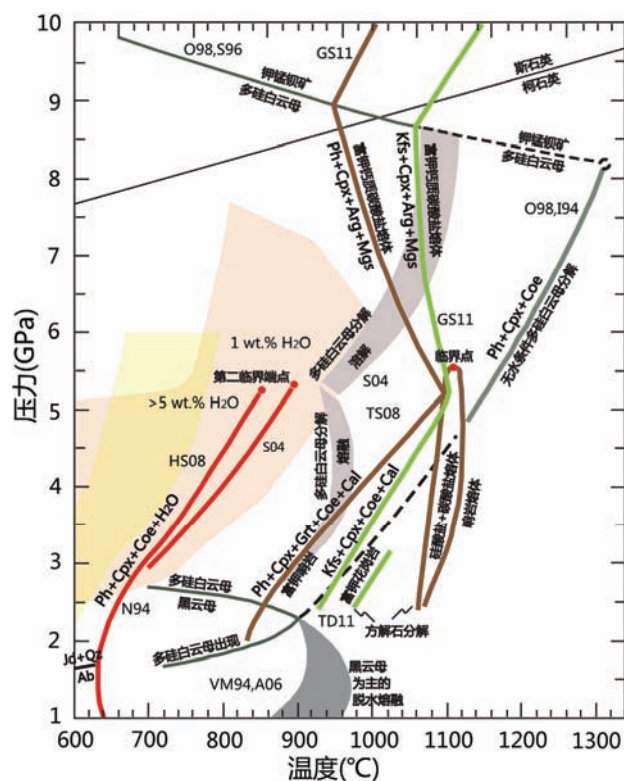


图 13 泥岩-水体系部分熔融反应图解

(修改自 Schmidt 和 Poli, 2014)

泥岩固相线: 红色线条代表体系中存在 >5% 和 <1% 过量水的湿固相线 (1~1.5% 水与多硅白云母结合). 湿固相线在压力略微高于 5 GPa 时终止, 高于此压力时, 即使过剩水低于 1%, 多硅白云母仍会因连续溶解而消失 (上部红灰色区域); 下部红灰色区域标识了过剩水低于 1% 时多硅白云母消失的熔融区域, 黑色粗线代表不同实验得出的无自由水体系中多硅白云母消失的区域, 褐色线条代表无自由水泥岩-H₂O-CO₂ 体系熔融反应和碳酸盐-硅酸盐熔体不混溶区域, 绿色线条代表内插的泥岩-CO₂ 体系 (2~3 GPa). 在泥岩-CO₂ 体系中, 硅酸盐和碳酸盐熔体分别在 2~3 GPa 和大于 5 GPa 压力下生成. 低压下会发生黑云母脱水熔融 (Vielzeuf 和 Montel, 1994; Auzanneau 等, 2006). 少数热俯冲带的 P - T 轨迹会与泥岩湿固相线相交, 但在这种情况下只能得到较小比例的熔体, 而此时元素迁移的效率仍然有待确定 (Behn 等, 2011). 数据来源: A06, Auzanneau 等 (2006); GS11, Grassi 和 Schmidt (2011a, 2011b); HS08, Hermann 和 Spandler (2008); I94, Irifune 等 (1994); N94, Nichols 等 (1994); O98, Ono (1998); S96, Schmidt (1996); S04, Schmidt 等 (2004); TD11, Tsuno 和 Dasgupta (2011); TS08, Thomsen 和 Schmidt (2008a, 2008b); VM94, Vielzeuf 和 Montel (1994).

脱水熔融在不同的温压条件下产生了不同成分的长英质熔体(图13), 此时熔融反应的种类依赖于压力. 在普通的变泥质岩和杂砂岩中, 黑云母在压力为2.5~2.8GPa时会全部为多硅白云母所取代(Vielzeuf和Schmidt, 2001; Auzanneau等, 2006), 但当Mg/(Mg+Fe)高时, 黑云母的稳定域就扩展到~4 GPa(Hermann, 2002). 黑云母压力稳定限不仅受全岩Mg[#]控制, 还受全岩Mg/Al比值控制; 在高Mg低Al低Ca的全岩成分条件下, 黑云母稳定域可达到3~4GPa(Nakamura, 2003). 即使俯冲变沉积岩可能在弧前最大深度处达到湿固相线, 进而在高角闪岩相部分熔融, 它也不会在弧前深度经历加水熔融. 某些俯冲带可能具备变玄武岩发生加水熔融所必需的 P - T 条件, 但计算地球动力学研究得到的3~4GPa压力下俯冲板片-地幔界面温度对于脱水熔融来说还是太低(Kincaid和Sacks, 1997; Gerya等, 2002; Wada和Wang, 2009; Syracuse等, 2010). 所计算出的俯冲界面 P - T 轨迹具有很大的范围, 暗示对弧下深度地壳岩石的脱水熔融的认识还没有形成规律. 这种脱水熔融也并不预期会出现在环太平洋地区占主导地位的大多数快速俯冲带.

当压力低于2.5GPa时, 变泥质岩和变玄武岩均存在具有相等水含量的含水矿物对(图12和13). 变泥质岩中, 多硅白云母(4.3%水)的含量低于黑云母(4.1%水), 但前者熔融温度比后者低100~150℃. 在变玄武岩中, 绿帘石/黝帘石(含2.0%水, 占全岩体积的10%)熔融温度比角闪石(含2.2%水, 占全岩体积的50~30%, 且比例随压力升高而降低)低大约100℃. 在这两种情况下, 占全岩体积比例低的矿物, 即变泥质岩中的多硅白云母和变玄武岩中的绿帘石/黝帘石均先脱水熔融产生熔体. 这种熔体的成分是英安质的, 体积比例低于10%. 在水不饱和的条件下, 温度低于~800℃时的反应速率相当慢, 导致压力低于2.5~3.0GPa时, 熔体与熔融残留体之间在以绿帘石和多硅白云母主导的脱水熔融中处于不平衡. 以角闪石为主导的变玄武岩脱水熔融很可能产生埃达克质熔体, 这些熔体比例为20~35%(Schmidt和Poli, 2014). 部分熔融会产生由石榴石+单斜辉石+金红石组成的残留体, 这与埃达克岩的微量元素地球化学分异(特别是稀土元素的强烈分异)相吻合(Martin, 1999).

对于诸如多硅白云母+硬玉+柯石英、多硅白云

母+方解石+硬玉+柯石英以及钾长石+方解石+硬玉+柯石英此类的变质矿物组合来说, 脱水熔融温度都相当高: 3.0GPa时910~960℃, 4.5GPa时1030~1100℃(Thomsen和Schmidt, 2008a; Tsuno和Dasgupta, 2011). 欲使变沉积岩在低温下发生部分熔融, 必须加入由下伏含水岩层(俯冲的玄武岩和橄榄岩)脱水所产生的富水流体. 这需要一种非常特殊的热力学环境: 首先变沉积岩需要经过500~650℃、3.0~4.0GPa的环境(弧下深度)以期经历超高压变质作用; 其次俯冲板片的温度需要足够高, 以致变玄武岩中的硬柱石或含水橄榄岩中的叶蛇纹石或绿泥石能够分解产生大量流体. 在板块俯冲过程中, 一般来说在初始阶段俯冲板片的温度显著低于地幔楔的温度, 板片-地幔楔耦合导致地幔楔底部温度降低到与板片表面温度一致(图6), 板片内部的温度随深度增大而升高, 幅度为每10 km将近100~200℃(Arcay等, 2007). 随着俯冲进行板片顶部逐渐受到上覆地幔楔的加热, 导致板片顶部温度高于内部. 在这个温度达到变沉积岩的固相线之前, 不会发生部分熔融, 镁铁质榴辉岩能将水保存在硬柱石中. 类似地, 当温度低于650℃时, 蛇纹岩化橄榄岩会在绿泥石+蛇纹石稳定域范围内储存水而不释放任何流体. 基于这个原因, 在板片俯冲到弧下深度时, 未必会发生由下伏蛇纹岩脱水产生的富水流体导致的变玄武岩在近湿固相线处的加水熔融(Syracuse等, 2010). 然而, 如果俯冲板片发生后撤, 软流圈地幔就会侧向对流填充到后撤板片与地幔楔之间的空间(图5b), 在这里加热板片顶部, 引起其内部蛇纹岩化至绿泥石化橄榄岩发生显著脱水. 不过这种脱水作用要迟一些才能发生.

板片衍生熔体的成分主要取决于洋壳成分、熔融程度和熔融温压条件(Schmidt和Poli, 2014). 在低到中等程度熔融时, 单斜辉石是一个主要的残留矿物相, 所产生熔体的Na/K比值主要由压力决定. 对任何压力下的玄武质岩石来说, 钾强烈配分进入熔体. 单斜辉石与熔体之间钠的分配系数(D_{Na})在压力低于2.0GPa时较小(<0.5), 在3.0GPa左右接近于1, 而在4.0GPa时升高至3~7(Schmidt等, 2004; Thomsen和Schmidt, 2008a). 后者与残留单斜辉石中含有50~70%的硬玉组分相关, 因为硬玉趋向于保留Na₂O而将K₂O释放到熔体中. 因此, 由角闪石主导的脱水熔融所产生的长英质熔体中的钠含量高于钾, 这也

是埃达克岩通常形成在1.0~2.5GPa并且熔融残留体中存在石榴石±角闪石的典型特征。即使在相对贫钾的洋壳岩浆岩中, 高压下无论加水还是脱水熔融形成英质熔体均有多硅白云母的参与, 进而生成强烈富钾的过铝质花岗质熔体($K>Na$)。这种花岗质熔体在>70km的深度会向上迁移至地幔楔中, 进而与橄榄岩反应形成富钾交代岩。这种交代岩在晚些时候部分熔融会产生高钾岩浆岩。

对俯冲隧道中板片-地幔界面处部分熔融的研究越来越多。通过热模型建立的 P - T 轨迹几乎涵盖了整个 P - T 范围。两种极端条件模型是热模型(Syracuse等, 2010)和冷模型(Arcay等, 2007)。热模型(Syracuse等, 2010)认为板片与地幔楔之间的机械耦合和剪切热会引起板片-地幔界面在接近耦合深度(50~80km)处出现相对急剧的温度上升。通过在模型中加入现代俯冲带的几何参数, Syracuse等(2010)得到板片表面的一条 P - T 轨迹。大约在一半情况下, 这条轨迹会略微高于泥质岩湿固相线。无钾玄武岩的湿固相线温度仅能在少数现代俯冲带中达到。冷模型(Arcay等, 2007)结合了板片脱耦和对上覆板块的热机械剥蚀效应, 得到的 P - T 轨迹仅与沉积物最低(湿)固相线相交, 但不与无钾玄武岩的(湿)固相线相交。

不过, 板片-地幔界面处俯冲变沉积岩的温度一般比洋壳变玄武岩高。即使变沉积岩会发生云母分解主导的脱水熔融, 或是因来自下伏变玄武岩脱水所引起的加水熔融, 下伏的变玄武岩温度仍旧低于其湿固相线, 因此不会发生角闪石主导的脱水熔融。这也是岛弧玄武岩含有沉积物来源熔体地球化学信息的基本原因。此外, 脱水的玄武岩会丢失流体活性微量元素, 导致洋岛玄武岩地幔源区可能亏损铀和铅。一旦变玄武岩通过角闪石分解实现脱水熔融, 其上覆的变泥质岩也一定会通过云母分解发生脱水熔融, 这会引起俯冲隧道中板片-地幔界面处的熔体混合。变玄武岩脱水熔融所需要的温度是800~900℃, 这已经达到了俯冲板片内部含水橄榄岩中蛇纹石的稳定限, 可以引起蛇纹石分解而提供大量流体。一旦这种流体加入上覆洋壳, 不仅能够导致加水熔融, 而且能够提高角闪岩和变泥质岩的熔融程度。这是一种重要的间接正反馈机理(Schmidt和Poli, 2014)。通过这种正反馈, 一种岩石脱水熔融所需的温度引起相邻岩石的脱水反应, 后者的脱水反过来又引起前

者的加水反应并提高熔融程度。

6.2 超临界流体的产生

在洋壳俯冲过程中, 在弧前至弧下深度、低于湿固相线的温压条件下释放出富水溶液。这些流体一般密度低, 含有少量或中等数量的溶质。含水熔体则是在位于或高于湿固相线温压条件下产生, 比富水溶液的密度高, 一般溶解有1~15%的水(Hermann等, 2006)。在弧下到弧后深度, 富水溶液与含水熔体之间存在化学上的不连续性。超高压条件下连续的溶解过程会将亲水组分从变沉积岩、变玄武岩和变橄榄岩中提取出来。地壳和地幔岩石在超高压环境下的部分熔融对俯冲带中超临界流体的产生是一个关键因素(Zheng等, 2011)。

流体-熔体两分的特征会终止于固相线的第二临界端点, 在这里由流体-熔体不混溶区域的(临界)闭合点定义的临界曲线与流体饱和固相线发生相交(图14)。这个交叉点即为固相线临界端点。在地壳压力下, 低密度富水溶液与高密度含水硅酸盐熔体之间存在较大的不混溶区域, 导致了在物理化学性质(例如黏滞度、压缩性、溶解度和成分)上区别很大的流体相和熔体相的存在。当压力升高时, 溶液中硅酸盐或硅酸盐组分和硅酸盐熔体中水的溶解度逐渐增加, 这时溶液与熔体之间的不混溶区域逐渐减小, 临界曲线与固相线相交, 两种极端的组分——名义上无水硅酸盐熔体与纯水溶液之间出现化学上的连续性(Boettcher和Wyllie, 1969; Manning, 2004)。在固相线临界端点压力之上, 熔体-溶液的相边界消失, 产生了单一相区域。这导致熔-流体之间在物理和化学性质上的突变, 不论两者相对比例如何, 它们的物理化学性质都表现出连续性。不过, 这些性质变化的程度使得混溶后的流体相在物理化学性质上与第二临界端点压力以下的富水溶液和含水熔体性质均显著不同。对于水-硅酸盐体系来说, 一般将超过第二临界端点的流体相称为超临界流体(Zheng等, 2011)。虽然这个名词在工业上被用做定义为超过第一临界点(数百巴和数百摄氏度)的富水和富碳流体, 它表示单一组分(如 H_2O 和 CO_2)的超临界能力。对于俯冲带流体来说, 超临界流体被用于描述富水溶液与含水熔体的完全混溶相。无论在何种情况下, 超临界流体的形成都会导致在先前相中不溶的许多组分具有更大的

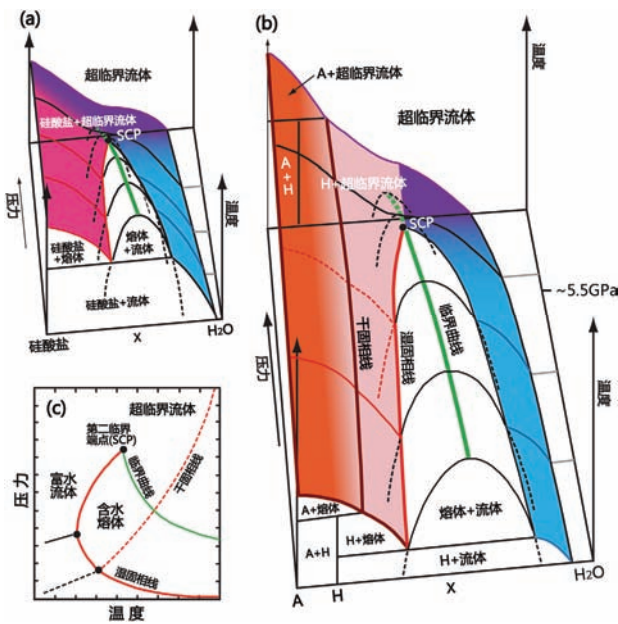


图 14 第二临界端点之上硅酸盐-水体系的简要相关系图解 (修改自 Schmidt 和 Poli, 2014)

在这个第二临界端点之上出现具有连续性质的超临界流体。(a) 固相线上方无含水矿物稳定存在(对于玄武岩在压力大于 3GPa 时有效)。(b) 固相线上方有含水矿物稳定存在(对含水矿物为多硅白云母的泥岩有效)。大写字母 A 代表无水硅酸盐矿物, H 代表含水硅酸盐矿物。(c) P - T 图, 显示与流体-熔体不混溶间隙相对应的湿固相线(红色线条)和临界曲线(绿色线条), 以及含水矿物在缺乏流体时的固相线(褐色线条)。(a)和(b)背面的 T - x 截面给出了压力大于第二临界端点时的连续曲线。脱水熔融不受端点影响, 并且转熔反应 $H=A$ +熔体在(b)和(c)中的任意压力下稳定。缩写: SCP, 固相线第二临界端点; SCF, 超临界流体(固相线端点上具有超临界性)。斜体字标识的区域代表(a)和(b)背面 T - x 截面上的区域

溶解度。俯冲带中的超临界流体在地幔压力下会具有溶解流体不活动元素的能力, 因此这种流体是元素从俯冲地壳迁移到地幔楔的有效介质(Zheng等, 2011)。

在超临界条件下(图14)湿固相线消失, 部分熔融的概念失去其原有的定义, 固态集合体连续地溶解在一初始富水、但随着温度增加越来越富集硅酸盐流体相中。第二临界端点压力位于1.0GPa与13.5GPa之间, 取决于体系的化学成分。由于实验很难把流体完全不混溶与两种相似度逐渐接近的流体区分开来, 因此第二临界端点的准确压力仍具有不确定性。前人基于原位(Shen和Keppler, 1997; Mibe等, 2007, 2011; Kawamoto等, 2012)和非原位(Kennedy等, 1962; Nakamura和Kushiro, 1974; Paillat等, 1992; Stalder等,

2001; Kessel等, 2005)观察已经发展了不同的实验策略。但是, 目前还没有解决多组分体系中溶解度和临界曲线行为上的复杂性。

在简单的 SiO_2 - H_2O 体系中, 第二临界端点仅为1.0GPa、1100°C(Kennedy等, 1962)。在钠长石-水体系中则移至1.5GPa左右(Stalder等, 2000), 在 CaO - SiO_2 - H_2O - CO_2 体系中则为3.2GPa、500°C(Boettcher和Wyllie, 1969)。在玄武岩-水体系中, 临界端点附近的超临界流体含有30~50%的 H_2O , 流体成分在去除挥发份重新计算成分后相当于过碱性花岗岩(Kessel等, 2005)。在玄武岩、杂砂岩和泥岩中的不混溶区域在5~6GPa之间的某个区域出现关闭(Schmidt等, 2004; Kessel等, 2005; Hermann和Spandler, 2008)。在压力升高至5.0GPa时, 实验中可以观察到玄武岩和泥质岩中典型的熔融反应序列和淬火熔体。在压力为6.0GPa时, 一开始含量很大的多硅白云母(在泥质岩中)含量逐渐降低直至消失, 而颗粒间的富碱和富 SiO_2 的淬火沉淀物含量越来越高。在超镁铁质体系 MgO - SiO_2 - H_2O (MSH)中, 橄榄石-斜方辉石-水体系的固相线终止于~12GPa, 1100°C, 对更富镁的岩石固相线在~13.5GPa下才消失(Melekhova等, 2007)。

7 地幔楔水化和脱水

7.1 地幔橄榄岩水化

在板片俯冲过程中, 地幔楔首先发生冷却, 最低温度出现在俯冲隧道的板片-地幔楔界面(图6)。俯冲板上覆的地幔楔橄榄岩受到来自其下伏变沉积岩和变玄武岩衍生富水溶液的交代。这些流体会流经石英或柯石英饱和的变沉积岩和变玄武岩, 从这些岩石中获得足够量的 SiO_2 和其他流体活动性元素。如果橄榄岩中的 $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{SiO}_2)$ 比值由橄榄石与蛇纹石之间的一个值变化到蛇纹石与滑石之间的一个值, 那么滑石会在更高的压力下稳定(滑石+蛇纹石反应)(Ulmer和Trommsdorff, 1999; Bailey和Holloway, 2000)。钾的加入和金云母的形成长期以来被看作是地幔楔橄榄岩受到流体交代的一个特征(Sekine和Wyllie, 1982; Wyllie和Sekine, 1982)。Fumagalli等(2009)的研究表明, 金云母的矿物化学在压力很高、温度低于900°C时变化很大。“滑石/10Å相”替代作用促进了在滑石稳定域之外一种“贫钾”金云

母的含量升高(Schmidt和Poli, 2014), 并由此引起水在被板片拖曳下行的地幔楔橄榄岩中迁移. 在6.0GPa下金云母向富钾镁钠钙闪石(一种K/OH比值与金云母非常接近的角闪石)的转化(Konzett和Ulmer, 1999)会引起俯冲岩石中水的进一步固定; 在这个体系中流体释放有限, 熔融受到抑制.

地幔楔受到诸如蛇纹岩化之类水化作用的程度取决于与橄榄岩发生化学反应的水量大小. 野外观察表明, 蛇纹岩化过程中的流体流动主要受到裂隙的控制, 而不是弥散式的(例如, Peacock, 1987). 地幔楔水化可能是非常不均一的. 在热俯冲带, 反应速率和扩散速率较快, 流体从裂隙向周围渗透的距离较远. 而在冷俯冲带, 在弧下深度参与水化作用的水较多, 这是因为只有少数水在俯冲到弧下深度之前被释放出去了. 许多活动大陆边缘由于延伸至大陆边缘的扩张洋脊的俯冲而存在短暂的高温阶段. 在这种情况下, 在扩张洋脊俯冲的地方地幔楔温度会非常高(Peacock等, 1994), 并且有板片窗的存在(例如, Lagabriele等, 2000). 这通常发生在浅的和热的俯冲带, 在这里俯冲洋壳部分熔融会产生埃达克岩(Defant和Drummond, 1990). 随之而来的就是地幔楔受到强烈渗滤的埃达克质熔体的交代形成辉石岩.

含水橄榄岩层不仅出现在俯冲板片之上的地幔楔底部, 而且出现在俯冲板片岩浆岩洋壳之下的岩石圈地幔中, 构成了含水量可以与洋壳媲美的重要水源. 这些层位的橄榄岩水化程度不仅在区域范围内, 而且在局部尺度上都是高度变化的. 由于俯冲洋壳在弧前至弧下深度经历连续脱水过程, 因此以蛇纹岩化形式出现的地幔楔橄榄岩水化可能相对均一. 在中等或更高温度下发生的一些反应对于直接与洋壳上部相邻的橄榄岩水化具有重要作用(图8), 几乎任何俯冲 P - T 轨迹都会使板片保持在蛇纹石稳定域内, 直至压力高于2.0GPa(Ulmer和Trommsdorff, 1995). 因此, 含水橄榄岩中的蛇纹石和绿泥石(+橄榄石+单斜辉石)在俯冲过程中保持稳定, 而上覆洋壳的部分熔融则会通过多重脱水反应实现. 大洋板片中的蛇纹岩化橄榄岩层直到压力升至3~6GPa都不会产生大量流体; 而在这个压力范围内, 蛇纹石可能分解, 具体取决于温度(图8). 然而, 橄榄岩的水化不仅将 H_2O 和水溶性元素加入橄榄岩, 而且将 MgO 和 FeO 淋滤出橄榄岩.

蛇纹岩是一种固态岩石. 大多数蛇纹岩由蛇纹石族矿物和磁铁矿组成, 有时含有水镁石. 蛇纹岩中也常见次生矿物, 包括滑石、方解石和菱镁矿. 蛇纹岩由超镁铁质岩石(纯橄岩、橄榄岩和辉石岩)在低温(100℃)至中温(700℃)下水化而来. 俯冲带中蛇纹岩的存在对地球动力学和全球地球化学循环具有重要意义(例如, Hattori和Guillot, 2003; Hilaliret等, 2007; Guillot和Hattori, 2013; Guillot等, 2015). 然而, 对蛇纹岩和蛇纹石化之间关系的解释仍是一大挑战(Deschamps等, 2013). 蛇纹石化通常发生于海底扩张处, 并在低温蛇纹岩和橄榄岩俯冲时继续发育. 更重要的是, 由于俯冲板片释放的富水溶液的加入, 地幔楔受到蛇纹石化. 另一方面, 板片橄榄岩的蛇纹石化可由下述两种过程引起: (1) 在扩张的洋中脊和转换断层的水化, 那里各个方位上出现独立的局部热液体系; (2) 拉张断层处的水化, 这些平行于海沟的断层是在俯冲起始后俯冲板片挠曲所产生的, 结果在大洋板片内部出现沿断层发育的局部蛇纹石化. 因此, 板片橄榄岩的蛇纹石化是高度不均一的. 平均20%的蛇纹石化可能会出现在俯冲板片内部数公里深处(Schmidt和Poli, 1998). 如果有大尺度的蛇纹石化能导致橄榄岩的密度降至 $2.3\sim 2.5\text{g/cm}^3$, 俯冲板片就会变得漂浮起来而出现平板俯冲.

就俯冲橄榄岩来说, 可以将俯冲带分成两种类型: 在压力小于6.0GPa时即发生蛇纹石分解反应(同时发生蛇纹岩化橄榄岩的主要脱水过程)的热俯冲带, 以及在压力大于6.0GPa时温度压力才超越蛇纹石稳定域的冷俯冲带. 当蛇纹石直接与相A反应时, 几乎没有流体产生(图8), 这样水会储存在含水橄榄岩中并俯冲到深部地幔. 相反, 如果在给定的板片地温梯度上蛇纹石和相A的稳定域并不重叠, 则会因蛇纹石-绿泥石橄榄岩 $\rightarrow$ 绿泥石橄榄岩 $\rightarrow$ 名义上无水石榴石橄榄岩这样的反应, 而存在一个显著的含水带(超过20~30km宽). 这个带的宽度由绿泥石的稳定域控制, 而绿泥石在接近天然岩石的复杂体系中稳定温度至少比蛇纹石高100℃(Fumagalli和Poli, 2005). 压力高至3.5GPa时, 铬似乎能扩展绿泥石稳定域的温度范围(Grove等, 2006).

上述脱水序列沿一条中间 P - T 轨迹变化, 接连产生出蛇纹石 $\rightarrow 10\text{\AA}$ 相 $\rightarrow$ 相A(Fumagalli和Poli, 2005; Dvir等, 2011). 在这种情况下, 中等数量(最多0.8%)

的水会俯冲到深部地幔, 而蛇纹岩化橄榄岩中大于 75% 的初始俯冲水会通过脱水作用丢失. 蛇纹石脱水, 也可能绿泥石脱水所产生的流体在达到饱和时会引起古老断层的再活化(Dorbath等, 2008), 从而启动俯冲板片下地震带的地震. 这可以解释诸如日本东北部、千岛群岛、堪察加、阿留申以及智利北部等许多弧内出现的双地震带(Seno和Yamanaka, 1996; Peacock, 2001). 与蛇纹岩稳定域有关的下地震带位于板片地幔的上部, 而上地震带位于上部洋壳的表层.

7.2 水化地幔楔的脱水

在大洋板片俯冲过程中, 地幔楔底部的温度降低到与板片表面温度一致(图6). 这个一致的温压条件在地幔楔与俯冲板片之间保持耦合过程中一直得以保持. 这个温压条件的一个基本特征就是: 温暖的地幔楔底部由于与冷的俯冲板片耦合而发生冷却. 这导致了水化橄榄岩的温度达到最低, 此时在流体加入地幔楔时不发生所谓的流体加入引起的熔融. 而含水橄榄岩在晚些时候会因为地幔楔内部或下部的加热才发生部分熔融(图5b和15).

对造山带橄榄岩的地球化学研究指示, 板片-地

幔界面处叶蛇纹石和绿泥石的分解可以导致多期次水化/脱水事件(例如, Scambelluri等, 2014, 2015; Cannaó等, 2015). 这产生了一个俯冲隧道内壳幔物质混合的模型, 混合物中超镁铁质岩石的比例较大, 而镁铁质岩石和沉积岩的比例较小. Spandler和Pirard(2013)提出了一个类似的模型来解释俯冲板片顶部水化混杂岩带的形成. 这些模型都强调了水化的地幔楔橄榄岩在提供流体和物质上对于弧岩浆作用的重要性, 并不要求通过俯冲的岩石圈地幔来源的类似规模的流体和物质.

关于地幔楔之下水的运移, 已经有许多差异很大的计算动力学模型. 这些模型都是基于对流体流动形式的不同假设建立的, 包括不与上覆岩石发生任何反应的底辟流(Furukawa, 1993)、发生化学反应的孔隙流(例如, Iwamori, 1998; Cagnioncle等, 2007; Hebert等, 2009)、不发生(Rüpke等, 2004; van Keken等, 2011)或发生(Arcay等, 2005; Iwamori和Nakakuki, 2013)化学反应的瞬时离析、俯冲界面流体循环(Angiboust等, 2012). 在极端情况下, 含有较轻流体的固态物质团会上升并在假定流体离析效率低的情况下产生底辟体(例如, Tatsumi等, 1983). 这个过程被认为是板片衍生熔体穿越地幔楔的主要机制(例如,

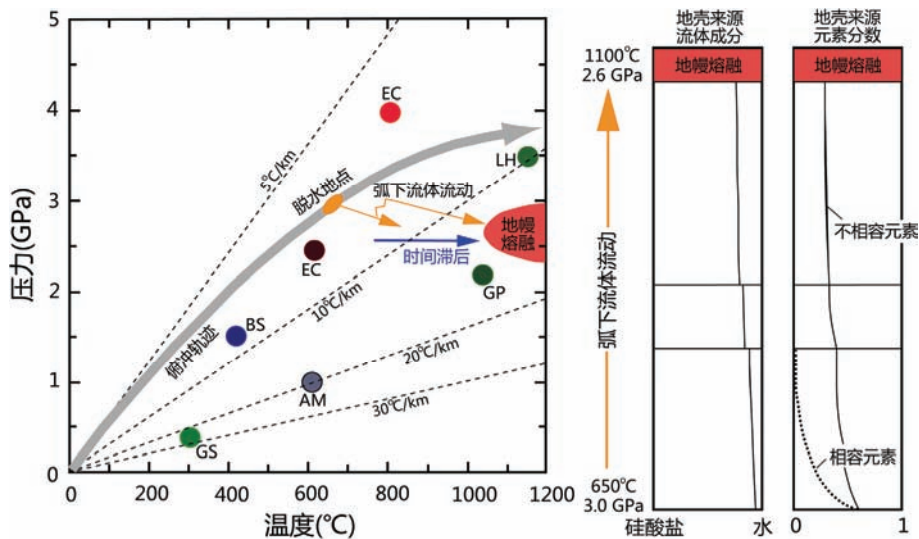


图 15 大洋俯冲带之上地幔楔与板片表面在温压条件上的差别示意图(修改自 Manning, 2004)

图中亦示意了俯冲地壳脱水和熔融时流体成分的变化. 产自俯冲板片的硅酸盐含量由于温度的升高而增大, 导致地壳组分的稀释. 俯冲地壳中的相容元素依然保留在地壳中, 但是流体活动性不相容微量元素由于变质脱水及部分熔融而发生活化, 结果被迁移到地幔楔, 嗣后发生弧岩浆作用. 虚线对应的地温梯度分别为 5、10、20 和 30°C/km. GS, 绿片岩相; BS, 蓝片岩相; AM, 角闪岩相; EC, 榴辉岩相; GP, 石榴辉岩相; LH, 二辉橄榄岩

Gerya和Yuen, 2003; Behn等, 2011).

蛇纹石族矿物在从地表、热液体系直至深俯冲环境下的广大温压条件范围内稳定(图16). 利蛇纹石和纤蛇纹石在低温低压(0~300℃、<1.0GPa)条件下稳定. 利蛇纹石一般较纤蛇纹石稳定, 但在高水/岩比条件下, 尤其是在裂隙体系中后者要比前者稳定(Evans, 2004). 叶蛇纹石是相对高温高压稳定相. 实验和天然样品研究均表明, 在相对高压(>0.7GPa)条件下, 利蛇纹石在320℃开始, 并在390℃左右完全转变成叶蛇纹石(Evans, 2004; Schwartz等, 2013). 随后叶蛇纹石在约460℃时开始分解, 并在压力为2.0GPa、温度在650与700℃之间时完全分解(图16). 在这个压力下, 叶蛇纹石分解反应温压曲线斜率发生改变, 并在5.0GPa、620℃时变为负值(Ulmer和Trommsdorff, 1995). 叶蛇纹石分解为镁橄榄石和镁斜方辉石的反应会在150~200km的深度产生大量的水. 如果地幔楔下部温度足够高, 叶蛇纹石会在70~120km的弧下

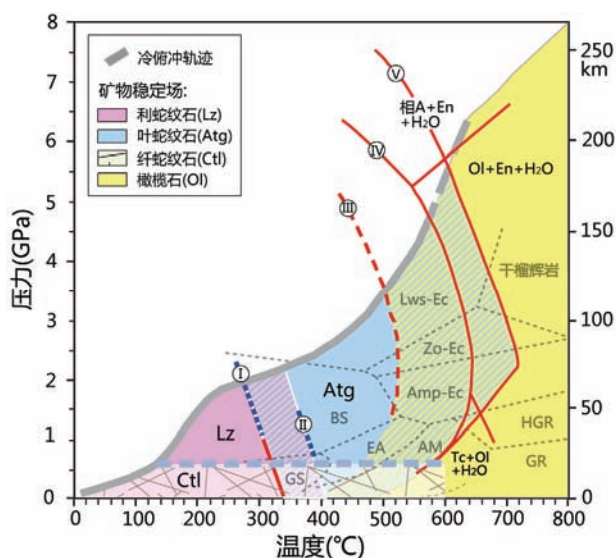


图 16 蛇纹岩中蛇纹石族矿物稳定域的温度-压力图解
(修改自 Guillot 等, 2015)

在脉中出现纤蛇纹石时, 存在蛇纹石族矿物的温压区域(阴影区)很大. 六条边界分别代表: (I) 利蛇纹石开始不稳定并变成叶蛇纹石; (II) 天然蛇纹岩中观察到的利蛇纹石的最大稳定界限; (III) 水缺乏条件下脱水作用的开始; (IV) $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 体系中合成叶蛇纹石的稳定界限; (V) 叶蛇纹石分解曲线. 变质相边界和冷俯冲地温梯度亦在图中标明. Amp, 角闪石; Lws, 硬柱石; Zo, 黝帘石; En, 斜顽辉石; Tc, 滑石. 变质相: GS, 绿片岩相; BS, 蓝片岩相; AM, 角闪岩相; EA, 绿帘角闪岩相; EC, 榴辉岩相; GR, 麻粒岩; HGR, 高压麻粒岩

深度完全分解(图16). 蛇纹石分解产生的水上升至热的地幔楔中就会引起橄榄岩的水化熔融, 产生弧岩浆作用(Ulmer和Trommsdorff, 1995; Scambelluri和Phillippot, 2001; Hattori和Guillot, 2003). 在单矿物脉中, 滑石会将稳定压力上限保持在4.5~5.0GPa(Pawley和Wood, 1995).

然而, 含水橄榄岩并不会在水进入地幔楔后立即发生部分熔融, 因为地幔楔在大洋板片俯冲过程中得到了充分的冷却(图6). 实际上含水矿物会在不定的时间尺度内保持稳定, 这个时间尺度的长短取决于随后地幔楔受到的加热作用. 很多过程可以引起对含水橄榄岩的加热, 进而导致其脱水, 这主要涉及软流圈地幔的对流效应. 弧后区域附近软流圈地幔对地幔楔的侧向加热可以使其重启对流运动. 这可以在俯冲过程仍在进行时导致对地幔楔下部水化橄榄岩的加热, 进而引起含水橄榄岩的脱水熔融, 产生弧岩浆作用. 单纯停止俯冲过程也能使温度在几十个百万年内缓慢升高, 进而引起地幔楔中蛇纹岩化橄榄岩的缓慢脱水. 如果俯冲构造环境发生显著变化, 所产生的高温会引起更快的脱水和大量向上迁移的流体流. 由于重力下沉作用, 俯冲板片会在弧下深度与地幔楔解耦. 蛇纹岩具有弱的流变学性质和正的浮力, 会促进水化地幔与俯冲板片之间的解耦, 从而引起软流圈地幔侧向填充进入地幔楔与俯冲板片之间的空隙(图5b). 这个过程不仅导致了可引起水化橄榄岩部分熔融的地幔楔底垫作用, 而且导致软流圈地幔覆盖在脱水洋壳之上并引起后者发生部分熔融. 当把俯冲界面热力学模型与向下拖曳的含水地幔楔物质关联起来解释弧岩浆作用时, 需要考虑软流圈地幔侧向填充效应对水化地幔脱水熔融的作用.

俯冲带中诸如板片脱水、地幔楔水化和弧火山活动之类的过程随俯冲带热结构而发生系统变化. 不过, 在弧下深度俯冲带的构型相对一致(England, 2004). 这个深度记录了由于俯冲板片-地幔楔解耦所导致的俯冲隧道热流的一个显著变化. 如果俯冲板片与地幔楔处于耦合状态, 由于冷板片俯冲导致地幔楔的底部温度最低而地幔楔的中心温度最高. 这样耦合就产生了停滞的地幔楔, 其热结构受控于俯冲板片. 根据Wada和Wang(2009)的热力学模型, 俯冲板片与地幔楔之间的解耦在70~80km深处开始, 在

100~110km达到最大. 这个深度也是大洋岩石圈的常见厚度, 其下软流圈处于对流状态. 按照这个常见解耦深度的模型, 为岛弧火山作用中熔体产生所兼具的高地幔温度和最佳流体供给两个条件的区域应位于俯冲板片与地幔楔解耦之处. 正是这种解耦作用将软流圈热量带到地幔楔底部和俯冲板片顶部(图5b). 与弧后地幔对流带给地幔楔的热量相比, 解耦带来的热量更大.

大陆碰撞之前两个汇聚大陆边缘的岩石学和热结构对造山带的性质起着重要的控制作用(郑永飞等, 2013; 李忠海, 2015). 大陆俯冲带是冷的, 并且俯冲大陆地壳在地幔深度的居留时间一般比大洋地壳要短暂的多(Ernst等, 1995; Zheng等, 2003; Zheng, 2009). 这是大陆俯冲带中之所以出现蓝片岩相至榴辉岩相低温、高压至超高压变质岩的基本原因. 大陆俯冲带之上的大陆边缘缺乏弧火山活动, 通常将这归因于陆壳俯冲带相对缺乏流体活动(Rumble等, 2003; Liou等, 2009; Zheng, 2012). 然而, 深俯冲大陆地壳的脱水行为与冷俯冲带中大洋地壳的脱水行为类似, 含水矿物经历了一系列从低温/低压到中温/超高压的矿物学转变, 在弧下深度发生超高压变质作用时释放出大量的水. 这些释放的水也会交代上覆的地幔楔形成水化橄榄岩. 因此, 大陆深俯冲过程中地幔楔中含水矿物所起的作用类似于大洋板片冷俯冲时的地幔楔含水矿物. 由于大陆俯冲带之上地幔楔底部的温度非常低, 与大洋冷俯冲带之上的地幔楔一样显示出刚性. 一旦地幔楔下部出现含水矿物, 其强度要比预计的弱. 一个弱化的地幔楔就会促进俯冲板片在弧前至弧后深度对其底部的拆沉作用(俯冲侵蚀), 进而产生俯冲隧道过程所需的空间. 一旦这些水化地幔楔在深部俯冲陆壳折返过程中或造山带岩石圈地幔去根化时受到加热, 就会在大陆碰撞阶段或碰撞后阶段发生脱水熔融形成造山带岩浆作用(郑永飞等, 2015).

另一方面, 大陆岩石圈的俯冲是受俯冲大洋板片的重力牵引. 换句话说, 洋壳俯冲先于陆壳俯冲, 在大陆深俯冲之前就产生了大量富水溶液. 由此俯冲洋壳可以向上覆大陆岩石圈地幔释放大流量流体, 进而引起大规模交代作用. 因此, 大陆俯冲带之上的大陆边缘缺乏弧火山活动的原因可能不是大陆俯冲带相对缺水, 而是由于冷俯冲导致的大陆岩石圈地

幔楔温度太低. 更重要的是, 俯冲大陆板片之上的大陆岩石圈地幔不可能由弧后大陆岩石圈地幔的热传导所加热. 此外, 碰撞造山作用抵消了地幔楔底部蛇纹岩的弱流变学性质和正浮力, 从而阻止了大陆岩石圈地幔楔与俯冲板片之间的解耦. 一旦造山带根部被下伏自由对流的软流圈地幔所拆沉, 在经历拆沉作用之后的大陆岩石圈地幔楔及其下伏俯冲板片都会被加热, 导致超镁铁质、镁铁质及长英质岩石部分熔融. 这会引起大陆碰撞造山带及其邻近的大陆边缘出现镁铁质至长英质岩浆作用(郑永飞等, 2015).

8 结论

在大洋板片俯冲过程中, 水从俯冲板片中释放出来, 迁移到地幔楔中引起交代作用. 从这个意义上来说, 水对地幔楔熔融所产生的弧岩浆作用作出了贡献. 俯冲板片和地幔楔中的水, 无论是以富水溶液还是含水熔体形式出现, 都促进了元素的溶解和活化, 影响了地幔楔的物理化学性质. 原始弧岩浆正是在这些水的作用下得以产生并将其迁移至上覆地壳, 甚至通过火山喷发将水释放到大气圈. 俯冲带中物质迁移的基本路线图包括俯冲板片的脱水、多种形式的物质向地幔楔的迁移、地幔加热引起的水化地幔楔部分熔融、镁铁质熔体上升至上覆板块并在其中分异出弧岩浆以及形成新生地壳.

俯冲带的热结构支配了俯冲板片的脱水行为. 在热俯冲带, 由于变质洋壳岩石中低温含水矿物的分解, 绝大多数水在弧前深度就已释放出来了. 这样在变基性岩和变沉积岩中只有少量残留水, 因此在弧下深度的脱水作用不明显. 在冷俯冲带, 由于大部分水都进入诸如角闪石、云母和绿帘石之类的高压含水矿物中, 结果在弧前深度由于低温含水矿物分解所释放出的水远少于热俯冲带. 因此, 大部分水在弧下深度由于高压含水矿物分解才释放出来, 这样才得以以为弧岩浆作用提供水化的地幔源区.

地幔楔中大量以诸如蛇纹石、绿泥石、角闪石和金云母等含水矿物为典型代表的非橄榄岩矿物的存在指示了橄榄岩所发生的交代作用. 这些交代产物的形成对地幔楔的物理和化学性质产生了重要影响, 包括密度、流变强度和地震波速的降低以及泊松比值和电导率的上升, 使俯冲板片之上的地幔楔在许多

方面不同于俯冲板片之下的对流软流圈地幔。然而, 这些区别在计算地球动力学研究中一般都被忽略了。

一个板块俯冲到另一个板块之下时首先发生的是变质脱水作用。随着板片平俯冲进入软流圈地幔顶部, 它在热俯冲带的弧前深度就可以发生部分熔融, 但是在冷俯冲带的弧下深度也不会发生部分熔融。引起弧岩浆作用的地幔楔部分熔融并不是在俯冲洋壳衍生流体的加入后立即启动, 而是在晚些时候通过对水化地幔楔的加热而被触发。这种加热既会出现在因侧向对流而重启热对流的地幔楔中, 也会因软流圈地幔通过侧向填充岩石圈成因地幔楔与后撤板片之间的空隙而对地幔楔的底垫作用而发生。在后一种情况下, 新近填充的软流圈地幔也会加热后撤板片顶部并导致其部分熔融, 进而引起新生地幔楔底部的熔体-橄榄岩反应。结果地幔楔的成分会由于大洋板片的俯冲和后撤而受到不同程度的改造, 从而留下交代作用的印记。

在俯冲隧道内部板片-地幔界面发生的水岩相互作用对于地壳组分再循环进入地幔发挥了关键作用。尽管业已知道可观量的水已经循环进入地幔, 但是水在地球内部的分布和效应仍然有待定量确定。此外, 在100~300km的弧下和弧后深度, 大多数俯冲板片地温梯度线会切过地壳岩石的熔融曲线, 导致地壳岩石中的水进入含水硅酸盐熔体。这产生了一个将水迁移进入地幔的屏障。低程度熔体是碱性的, 与地幔橄榄岩之间具有高度反应性, 结果产生了像辉石岩和角闪石岩这类超镁铁质交代岩。在幔源矿物中的许多流体和固体包裹体可能就是板片-地幔界面熔体-橄榄岩反应的结果。这个深部水屏障可能阻碍了地壳水再循环进入地幔过渡带, 因此对上地幔的地球化学不均一性具有突出贡献。

致谢 论文承蒙魏春景、孙卫东、王勤、张志刚和陈意审阅并提出宝贵意见。

参考文献

- 冷伟, 毛伟. 2015. 俯冲带热结构的动力学模型研究. 中国科学: 地球科学, 45: 736–751
- 李忠海. 2014. 大陆俯冲-碰撞-折返的动力学数值模拟研究综述. 中国科学: 地球科学, 44: 817–841
- 李忠海, 刘明启, Gerya T. 2015. 俯冲隧道中物质运移和流体-熔

- 体活动的动力学数值模拟. 中国科学: 地球科学, 45: 881–899
- 郑永飞, 赵子福, 陈伊翔. 2013. 大陆俯冲隧道过程: 大陆碰撞过程中的板块界面相互作用. 科学通报, 58: 2233–2239
- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带. 中国科学: 地球科学, 45: 711–735
- Abbott D, Drury R, Smith W H F. 1994. Flat to steep transition in subduction style. *Geology*, 22: 937–940
- Abers G A, van Keken P E, Kneller E A, Ferris A, Stachni J C. 2006. The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth Planet Sci Lett*, 241: 387–397
- Akaogi M, Akimoto S I. 1980. High-pressure stability of a dense hydrous magnesian silicate $Mg_{23}Si_8O_{42}H_6$ and some geophysical implications. *J Geophys Res*, 85: 6944–6948
- Alonso-Perez R, Muentener O, Ulmer P. 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: Experimental constraints on andesitic liquids. *Contrib Mineral Petrol*, 157: 541–558
- Anderson R N, Uyeda S, Miyashiro A. 1976. Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries—Part I: Dehydration in the downgoing slab. *Geophys J Int*, 44: 333–357
- Anderson R N, Delong S E, Schwarz W M. 1978. Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. *J Geol*, 86: 731–739
- Angiboust S, Wolf S, Burov E, Agard P, Yamato P. 2012. Effect of fluid circulation on subduction interface tectonic processes: insights from thermo-mechanical numerical modelling. *Earth Planet Sci Lett*, 357: 238–248
- Arcay D, Tric E, Doin M P. 2005. Numerical simulations of subduction zones: Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Phys Earth Planet Inter*, 149: 133–153
- Arcay D, Tric E, Doin M P. 2007. Slab surface temperature in subduction zones: Influence of the interplate decoupling depth and upper plate thinning processes. *Earth Planet Sci Lett*, 255: 324–338
- Arcay D, Lallemand S, Doin M-P. 2008. Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q05015
- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144–146
- Auzanneau E, Vielzeuf D, Schmidt M W. 2006. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust. *Contrib Mineral Petrol*, 152: 125–148
- Bailey E, Holloway J R. 2000. Experimental determination of elastic properties of talc to 800°C, 0.5 GPa; calculations of the effect on hydrated peridotite, and implications for cold subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 183: 487–498
- Bebout G E. 2007. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 260: 373–393

- Bebout G E, Agard P, Kobayashi K, Moriguti T, Nakamura E. 2013. Devolatilization history, and related trace element mobility, in deeply subducted sedimentary rocks: SIMS evidence from Western Alps HP/UHP suites. *Chem Geol*, 342: 1–20
- Bebout G E. 2014. Chemical and isotopic cycling in subduction zones. *Treatise Geochem* (Second Edit), 4: 703–747
- Behn M D, Kelemen P B, Hirth G, Hacker B R, Massonne H J. 2011. Diapirs as the source of the sediment signature in arc lavas. *Nature Geosci*, 4: 641–646
- Bird P. 1978. Stress and temperatures in subduction shear zones: Tonga and Mariana. *Geophys J Roy Astr Soc*, 55: 411–434
- Boettcher A L, Wyllie P J. 1969. The system $\text{CaO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ —III. Second critical end-point on the melting curve. *Geochim Cosmochim Acta*, 33: 611–632
- Bolfan-Casanova N. 2005. Water in the Earth's mantle. *Mineral Mag*, 69: 229–257
- Bose K, Ganguly J. 1995. Experimental and theoretical studies of the stabilities of talc, antigorite and phase A at high pressures with applications to subduction processes. *Earth Planet Sci Lett*, 136: 109–121
- Bouilhol P, Magni V, van Hunen J, Kaislaniemi L. 2015. A numerical approach to melting in warm subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 411: 37–44
- Burnley P C, Navrotsky A. 1996. Synthesis of high-pressure hydrous magnesium silicates: Observations and analysis. *Am Mineral*, 81: 317–326
- Cagnioncle A M, Parmentier E M, Elkins-Tanton L T. 2007. Effect of solid flow above a subducting slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries. *J Geophys Res*, 112: B09402
- Cannaó E, Agostini S., Scambelluri M, Tonarini S, Godard M. 2015. B, Sr, and Pb isotope geochemistry of high pressure Alpine peridotites reveals element recycling during dehydration of serpentinized precursors in subduction mélange (Cima di Gagnone, Swiss Central Alps). *Geochim Cosmochim Acta*, 163: 80–100
- Chen R X, Zheng Y F, Hu Z. 2012. Episodic fluid action during exhumation of deeply subducted continental crust: Geochemical constraints from zoisite-quartz vein and host metabasite in the Dabie orogen. *Lithos*, 155: 146–166
- Chopin C. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: Tracing continental crust into the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 212: 1–14
- Clarke G L, Powell R, Fitzherbert J. 2006. A. The lawsonite paradox: A comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. *J Metamorph Geol*, 24: 715–725
- Cooper L B, Ruscitto D M, Plank T, Wallace P J, Syracuse E M, Manning C E. 2012. Global variations in $\text{H}_2\text{O/Ce}$: 1. Slab surface temperatures beneath volcanic arcs. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q03024, doi: 10.1029/2011GC003902
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Withers A C. 2004. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions. *Earth Planet Sci Lett*, 227: 73–85
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Delany J M, Helgeson H C. 1978. Calculation of the thermodynamic consequences of dehydration in subducting oceanic crust to 100 kbar and $> 800^\circ\text{C}$. *Am J Sci*, 278: 638–686
- Deschamps F, Godard M, Guillot S, Hattori K. 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178: 96–127
- Doglioni C, Tonarini S, Innocenti F. 2009. Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE-directed subduction zones. *Lithos*, 113: 179–189
- Domanik K J, Holloway J R. 1996. The stability and composition of phengitic muscovite and associated phases from 5.5 to 11 GPa: Implications for deeply subducted sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 60: 4133–4150
- Dorbath C, Gerbault M, Carlier G, Guiraud M. 2008. Double seismic zone of the Nazca plate in northern Chile: High-resolution velocity structure, petrological implications, and thermomechanical modeling. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q07006
- Drummond M S, Defant M J, Kepezhinskis P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Trans R Soc Edinb-Earth Sci*, 87: 205–215
- Dvir O, Pettke T, Fumagalli P, Kessel R. 2011. Fluids in the peridotite-water system up to 6 GPa and 800°C : New experimental constraints on dehydration reactions. *Contrib Mineral Petrol*, 161: 829–844
- England P, Engdahl R, Thatcher W. 2004. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophys J Int*, 156: 377–408
- Ernst W G. 1999. Hornblende, the continent maker—Evolution of H_2O during circum-Pacific subduction versus continental collision. *Geology*, 27: 675–678
- Ernst W G, Liou J G, Coleman R G. 1995. Comparative petrotectonic study of five Eurasian ultrahigh-pressure metamorphic complexes. *Int Geol Rev*, 37: 191–211
- Espurt N, Funicello F, Martinod J, Guillaume B, Regard V, Faccenna C, Brusset S. 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, 27: TC3011
- Evans B W. 2004. The serpentinite multisystem revisited: Chrysotile is metastable. *Int Geol Rev*, 46: 479–506
- Faccenda M. 2014. Water in the slab: A trilogy. *Tectonophysics*, 614: 1–30
- Fischer K M, Ford H A, Abt D L, Rychert C A. 2010. The lithosphere-asthenosphere boundary. *Annu Rev Earth Planet Sci*,

- 38: 551–75
- Forneris J F, Holloway J R. 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: Implications for H₂O release from the slab. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 187–201
- Forneris J F, Holloway J R. 2004. Evolution of mineral compositions during eclogitization of subducting basaltic crust. *Am Mineral*, 89: 1516–1524
- Fryer P, Wheat C G, Mottl M J. 1999. Mariana blueschist mud volcanism: Implications for conditions within the subduction zone. *Geology*, 27: 103–106
- Fumagalli P, Poli S. 2005. Experimentally determined phase relations in hydrous peridotites to 6.5 GPa and their consequences on the dynamics of subduction zones. *J Petrol*, 46: 555–578
- Fumagalli P, Zanchetta S, Poli S. 2009. Alkali in phlogopite and amphibole and their effects on phase relations in metasomatized peridotites: A high-pressure study. *Contrib Mineral Petrol*, 158: 723–737
- Furukawa Y. 1993. Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs. *J Geophys Res*, 98: 20005–20013
- Gasparik T. 1993. The role of volatiles in the transition zone. *J Geophys Res*, 98: 4287–4299
- George R, Turner S, Morris J, Plank T, Hawkesworth C, Ryan J. 2005. Pressure-temperature-time paths of sediment recycling beneath the Tonga-Kermadec arc. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 195–211
- Gerya T V, Stöckhert B, Perchuk A L. 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 21: 6–19
- Gerya T V, Yuen D A. 2003. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel ‘cold plumes’ at subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 212: 47–62
- Gerya T V, Meilick F I. 2011. Geodynamic regimes of subduction under an active margin: Effects of rheological weakening by fluids and melts. *J Metamorph Geol*, 29: 7–31
- Gill J. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. New York: Springer-Verlag
- Gorman P J, Kerrick D M, Connolly J A D. 2006. Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs. *Geochem Geophys Geosyst*, 7: Q04007
- Grassi D, Schmidt M W. 2011a. Melting of carbonated pelites at 8–13 GPa: Generating K-rich carbonatites for mantle metasomatism. *Contrib Mineral Petrol*, 162: 169–191
- Grassi D, Schmidt M W. 2011b. The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth. *J Petrol*, 52: 765–789
- Green D H. 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet Sci Lett*, 19: 37–53
- Green D H, Hibberson W O, Kovacs I, Rosenthal A. 2010. Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature*, 467: 448–451
- Green D H, Hibberson W O, Rosenthal A, Kovacs I, Yaxley G M, Falloon T J, Brink F. 2014. Experimental study of the influence of water on melting and phase assemblages in the upper mantle. *J Petrol*, 55: 2067–2096
- Green D H. 2015. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth’s upper mantle. *Phys Chem Minerals*, 42: 95–122
- Groppo C, Castelli D. 2010. Prograde *P-T* evolution of a lawsonite eclogite from the Monviso meta-ophiolite (Western Alps): Dehydration and redox reactions during subduction of oceanic FeTi-oxide gabbro. *J Petrol*, 51: 2489–2514
- Grove T L, Chatterjee N, Parman S W, Médard E. 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth Planet Sci Lett*, 249: 74–89
- Grove T L, Till C B, Krawczynski M J. 2012. The Role of H₂O in Subduction Zone Magmatism. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 40: 413–439
- Guillot S, Hattori K. 2013. Serpentinites: Essential roles in geodynamics, arc volcanism, sustainable development, and the origin of life. *Elements*, 9: 95–98
- Guillot S, Schwartz S, Reynard B, Agard P, Prigent C. 2015. Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, 646: 1–19
- Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, Bourdon E. 2000a. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28: 535–538
- Gutscher M A, Spakman W, Bijwaard H, Engdahl E R. 2000b. Geodynamics of flatsubduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19: 814–833
- Hacker B R, Peacock S M, Abers G A, Holloway S D. 2003. Subduction factory: 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J Geophys Res*, 108: 2030
- Hacker B R. 2008. H₂O subduction beyond arcs. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q03001
- Hattori K H, Guillot S. 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology*, 31: 525–528
- Hebert L B, Antoshechkina P, Asimow P, Gurnis M. 2009. Emergence of a low-viscosity channel in subduction zones through the coupling of mantle flow and thermodynamics. *Earth Planet Sci Lett*, 278: 243–256
- Hermann J, Green D H. 2001. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. *Earth Planet Sci Lett*, 188: 149–168
- Hermann J. 2002. Experimental constraints on phase relations in subducted continental crust. *Contrib Mineral Petrol*, 143: 219–235
- Hermann J, Spandler C, Hack A, Korsakov A V. 2006. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones.

- Lithos, 92: 399–417
- Hermann J, Spandler C J. 2008. Sediment melts at sub-arc depths: An experimental study. *J Petrol*, 49: 717–740
- Hermann J, Rubatto D. 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chem Geol*, 265: 512–526
- Hermann J, Rubatto D. 2014. Subduction of continental crust to mantle depth: Geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. *Treatise Geochem*, 4: 309–340
- Herzberg C, Condie K, Korenaga J. 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth Planet Sci Lett*, 292: 79–88
- Hilairiet N, Reynard B, Wang Y, Daniel I, Merkel S, Nishiyama N, Petitgirard S. 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science*, 318: 1910–1913
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 90: 297–314
- Honda S. 1985. Thermal structure beneath Tohoku, northeast Japan. *Tectonophysics*, 112: 69–102
- Huang W L, Wyllie P J. 1973. Melting relations of muscovite-granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib Mineral Petrol*, 42: 1–14
- Hyndman R D, Wang K L. 1993. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone. *J Geophys Res*, 98: 2039–2060
- Hyndman R D, Peacock S M. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 212: 417–432
- Inoue T, Yurimoto H, Kudoh Y. 1995. Hydrous modified spinel, $\text{Mg}_{1.75}\text{SiH}_{0.5}\text{O}_4$: A new water reservoir in the mantle transition region. *Geophys Res Lett*, 22: 117–120
- Inoue T, Wada T, Sasaki R, Yurimoto H. 2010. Water partitioning in the Earth's mantle. *Phys Earth Planet Inter*, 183: 245–251
- Irfune T, Ringwood A E, Hibberson W O. 1994. Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: An experimental study. *Earth Planet Sci Lett*, 126: 351–368
- Iwamori H. 1998. Transportation of H_2O and melting in subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 160: 65–80
- Iwamori H, Nakakuki T. 2013. Fluid processes in subduction zones and water transport to the deep mantle. In: Shun-Ichiro Karato, ed. *Physics and Chemistry of the Deep Earth*. Wiley. 372–391
- Jagoutz O E. 2010. Construction of the granitoid crust of an island arc. Part II: A quantitative petrogenetic model. *Contrib Mineral Petrol*, 160: 359–381
- Jagoutz O, Müntener O, Schmidt M W, Burg J P. 2011. The roles of flux- and decompression melting and their respective fractionation lines for continental crust formation: Evidence from the Kohistan arc. *Earth Planet Sci Lett*, 303: 25–36
- Johnson E R, Wallace P J, Delgado Granados H, Manea V C, Kent A J R, Bindeman I N, Donegan C S. 2009. Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: Insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *J Petrol*, 50: 1729–1764
- Kanzaki M. 1991. Stability of hydrous magnesium silicates in the mantle transition zone. *Phys Earth Planet Inter*, 66: 307–312
- Karato S I, Jung H. 2003. Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine. *Philos Mag*, 83: 401–414
- Karato S I. 2011. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 413–423
- Kawamoto T, Hervig R L, Holloway J R. 1996. Experimental evidence for a hydrous transition zone in the early Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 142: 587–592
- Kawamoto T, Holloway J R. 1997. Melting temperature and partial melt chemistry to H_2O -saturated mantle peridotite to 11 gigapascals. *Science*, 276: 240–243
- Kawamoto T. 2004. Hydrous phase stability and partial melt chemistry of H_2O -saturated KLB-1 peridotite up to the uppermost lower mantle conditions. *Phys Earth Planet Inter*, 143–144: 387–395
- Kawamoto T, Kanzaki M, Mibe K, Matsukage K N, Ono S. 2012. Separation of supercritical slab-fluids to form aqueous fluid and melt components in subduction zone magmatism. *Proc Nat Acad Sci*, 109: 18695–18700
- Kawamoto T, Yoshikawa M, Kumagai Y, Mirabueno M H T, Okuno M, Kobayashi T. 2013. Mantle wedge infiltrated with saline fluids from dehydration and decarbonation of subducting slab. *Proc Natl Acad Sci*, 110: 9663–9668
- Kay R W. 1978. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. *J Volcanol Geotherm Res*, 4: 117–132
- Kennedy G C, Wasserburg G J, Heard H C, Newton R C. 1962. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am J Sci*, 260: 501–521
- Kessel R, Schmidt M W, Ulmer P, Pettke T. 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437: 724–727
- Kincaid C, Sacks I S. 1997. Thermal and dynamical evolution of the upper mantle in subduction zones. *J Geophys Res*, 102: 12295–12315
- Kirby S H, Durham W B, Stern L A. 1991. Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere. *Science*, 252: 216–225
- Kirby S, Engdahl R E, Denlinger R. 1996. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. In: Bebout E, Schol D W, Kirby S H, Blatt J P, eds. *Subduction: Top to Bottom*. *Geophys Monograph Ser*, 96: 195–214

- Klimm K, Blundy J D, Green T H. 2008. Trace element partitioning and accessory phase saturation during H₂O-saturated melting of basalt with implications for subduction zone chemical fluxes. *J Petrol*, 49: 523–553
- Konrad-Schmolke M, O'Brien P J, Zack T. 2011. Fluid migration above a subducted slab-constraints on amount, pathways and major element mobility from partially overprinted eclogite-facies rocks (Sesia Zone, Western Alps). *J Petrol*, 52: 457–486
- Konzett J, Ulmer P. 1999. The stability of hydrous potassic phases in lherzolitic mantle: An experimental study to 9.5 GPa in simplified and natural bulk compositions. *J Petrol*, 40: 629–652
- Kudoh Y, Nagase T, Mizohata H, Ohtani E, Sasaki S, Tanaka M. 1997. Structure and crystal chemistry of phase G: A new hydrous magnesium silicate synthesized at 22 GPa and 1050°C. *Geophys Res Lett*, 24: 1051–1054
- Kushiro I, Syono Y, Akimoto S I. 1968. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. *J Geophys Res*, 73: 6023–6029
- Kushiro I. 1970. Stability of amphibole and phlogopite in the upper mantle. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, 68: 245–247
- Lagabrielle Y, Guivel C, Maury R C, Bourgois J, Fourcade S, Martin H. 2000. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: The Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, 326: 255–268
- Lallemand S, Heuret A, Boutelier D. 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochem Geophys Geosyst*, 6: Q09006
- Lambert I B, Wyllie P J. 1972. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications. *J Geol*, 80: 693–708
- Li X, Jeanloz R. 1991. Phases and electrical conductivity of a hydrous silicate assemblage at lower-mantle conditions. *Nature*, 350: 332–334
- Liou J G, Zhang R Y, Ernst W G, Rumble D, Maruyama S. 1998. High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. *Rev Mineral*, 37: 33–96
- Liou J G, Ernst W G, Zhang R Y, Tsujimori T, Jahn B M. 2009. Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes—The view from China. *J Asian Earth Sci*, 35: 199–231
- Liu L G. 1986. Phase transformations in serpentine at high pressures and temperatures and implications for subducting lithosphere. *Phys Earth Planet Inter*, 42: 255–262
- Liu L G. 1987. Effects of H₂O on the phase behaviour of the forsterite-enstatite system at high pressures and temperatures and implications for the Earth. *Phys Earth Planet Inter*, 49: 142–167
- Luth R W. 1995. Is phase A relevant to the Earth's mantle? *Geochim Cosmochim Acta*, 59: 679–682
- Magni V, Faccenna C, van Hunen J, Funicello F. 2014. How collision triggers backarc extension: Insight into mediterranean style of extension from 3D numerical models. *Geology*, 42: 511–514
- Mann P, Taira A. 2004. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. *Tectonophysics*, 389: 137–190
- Manning C E. 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. *Earth Planet Sci Lett*, 223: 1–16
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46: 411–429
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F, Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1–24
- Maruyama S, Okamoto K. 2007. Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone. *Gondwana Res*, 11: 148–165
- McCulloch M, Gamble J. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet Sci Lett*, 102: 358–374
- McKenzie D. 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motion. *Geophys. J Roy Astr Soc*, 18: 1–32
- Meade C, Jeanloz R. 1991. Deep-focus earthquakes and recycling of water into the Earth's mantle. *Science*, 252: 68–72
- Mei S, Kohlstedt D L. 2000a. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 1. Diffusion creep regime. *J Geophys Res*, 105: 21457–21469
- Mei S, Kohlstedt D L. 2000b. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 2. Dislocation creep regime. *J Geophys Res*, 105: 21471–21481
- Melekhova E, Schmidt M W, Ulmer P, Pettke T. 2007. The composition of liquids coexisting with dense hydrous magnesium silicates at 11–13.5 GPa and the endpoints of the solidi in the MgO-SiO₂-H₂O system. *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 3348–3360
- Mibe K, Kanzaki M, Kawamoto T, Matsukage K N, Fei Y, Ono S. 2007. Second critical endpoint in the peridotite-H₂O system. *J Geophys Res*, 112: B03201
- Mibe K, Kawamoto T, Matsukage K N, Fei Y, Ono S. 2011. Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism. *Proc Nat Acad Sci USA*, 108: 8177–8182
- Millhollen G I, Irving A J, Wyllie P J. 1974. Melting interval of peridotite with 5.7 percent water to 30 kilobars. *J Geol*, 82: 575–587
- Molnar P, Freedman D, Shih J. 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. *Geophys J Roy Astr Soc*, 56: 41–54
- Molnar P, England P. 1990. Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *J Geophys Res*, 95: 4833–4856

- Mysen B O, Boettcher A L. 1975. Melting of a hydrous mantle: I. phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. *J Petrol*, 16: 520–548
- Nakamura Y, Kushiro I. 1974. Composition of the gas phase in $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at 15 kbar. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, 73: 255–258
- Nakamura D. 2003. Stability of phengite and biotite in eclogites and characteristics of biotite- or orthopyroxene-bearing eclogites. *Contrib Mineral Petrol*, 145: 550–567
- Nichols G T, Wyllie P J, Stern C R. 1994. Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. *Nature*, 371: 785–788
- Niida K, Green D H. 1999. Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 135: 18–40
- Nishi M, Irifune T, Tsuchiya J, Tange Y, Nishihara Y, Fujino K, Higo Y. 2014. Stability of hydrous silicate at high pressures and water transport to the deep lower mantle. *Nature Geosci*, 7: 224–227
- Ohtani E, Mizobata H, Kudoh Y, Nagase T, Arashi H, Yurimoto H, Miyagi I. 1997. A new hydrous silicate, a water reservoir, in the upper part of the lower mantle. *Geophys Res Lett*, 24: 1047–1050
- Ohtani E, Shibata T, Kubo T, Kato T. 1995. Stability of hydrous phases in the transition zone and the uppermost part of the lower mantle. *Geophys Res Lett*, 22: 2553–2556
- Ohtani E, Amaike Y, Kamada S, Sakamaki T, Hirao N. 2014. Stability of hydrous phase $\text{H MgSiO}_4\text{H}_2$ under lower mantle conditions. *Geophys Res Lett*, 41: 8283–8287
- Okamoto K, Maruyama S. 1998. Multi-anvil re-equilibration experiments of a Dabie Shan ultrahigh-pressure eclogite within the diamond-stability fields. *Island Arc*, 7: 52–69
- Okamoto K, Maruyama S. 1999. The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB+ H_2O system. *Am Mineral*, 84: 362–373
- Okay A I. 1980. Mineralogy, petrology, and phase relations of glaucophane-lawsonite zone blueschists from the Tavşanlı Region, Northwest Turkey. *Contrib Mineral Petrol*, 72: 243–255
- Ono S. 1998. Stability limits of hydrous minerals in sediment and mid-ocean ridge basalt compositions: Implications for water transport in subduction zones. *J Geophys Res*, 103: 18253–18267
- Pacalo R E G, Parise J B. 1992. Crystal structure of superhydrous B, a hydrous magnesium silicate synthesized at 1400°C and 20 GPa. *Am Mineral*, 77: 681–684
- Paillat O, Elphick S C, Brown W L. 1992. The solubility of water in $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ melts: A re-examination of $\text{Ab-H}_2\text{O}$ phase relationships and critical behaviour at high pressures. *Contrib Mineral Petrol*, 112: 490–500
- Pawley A R, Wood B J. 1995. The high-pressure stability of talc and 10 Å phase: Potential storage sites for H_2O in subduction zones. *Am Mineral*, 80: 998–1003
- Pawley A R, Wood B J. 1996. The low-pressure stability of phase A, $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$. *Contrib Mineral Petrol*, 124: 90–97
- Peacock S M. 1987. Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite, Klamath province, northern California: Implications for subduction zones. *Contrib Mineral Petrol*, 95: 55–70
- Peacock S M. 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248: 329–337
- Peacock S M. 1992. Blueschist-facies metamorphism, shear heating, and P - T - t paths in subduction shear zones. *J Geophys Res*, 97: 17693–17707
- Peacock S M. 1993. The importance of blueschist $\rightarrow$ eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *Geol Soc Am Bull*, 105: 684–694
- Peacock S M, Rushmer T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 121: 227–244
- Peacock S M. 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. In: Bebout E, Schol D W, Kirby S H, Blatt J P, eds. *Subduction: Top to Bottom*. *Geophys Monograph Ser*, 96: 119–133
- Peacock S M, Wang K. 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286: 937–939
- Peacock S M. 2001. Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29: 299–302
- Pearson D G, Brenker F E, Nestola F, McNeill J, Nasdala L, Hutchison M T, Matveev S, Mather K, Silversmit G, Schmitz S, Vekemans B, Vincze L. 2014. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. *Nature*, 507: 221–224
- Penniston-Dorland S C, Kohn M J, Manning C E. 2015. The global range of subduction zone thermal structures from exhumed blueschists and eclogites: Rocks are hotter than models. *Earth Planet Sci Lett*, 428: 243–254
- Pirard C, Hermann J. 2015. Focused fluid transfer through the mantle above subduction zones. *Geology*, 43: 915–918
- Plank T. 2014. The chemical composition of subducting sediments. *Treatise Geochem*, 4: 607–629
- Poli S. 1993. The amphibolite-eclogite transformation: An experimental study on basalt. *Am J Sci*, 293: 1061–1107
- Poli S, Schmidt M W. 1995. H_2O transport and release in subduction zones: Experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J Geophys Res*, 100: 22299–22314
- Poli S, Schmidt M W. 2002. Petrology of subducted slabs. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 30: 207–235
- Poli S, Schmidt M W. 2004. Experimental subsolidus studies on epidote minerals. *Rev Mineral Geochem*, 56: 171–195

- Portnyagin M, Hoernle K, Plechov P, Mironov N, Khubunaya S. 2007. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O , S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth Planet Sci Lett*, 255: 53–69
- Ringwood A E, Major A. 1966. High-pressure transformations in pyroxenes. *Earth Planet Sci Lett*, 1: 351–357
- Ruscitto D M, Wallace P J, Johnson E R, Kent A J R, Bindeman I N. 2010. Volatile contents of mafic magmas from cinder cones in the Central Oregon High Cascades: Implications for magma formation and mantle conditions in a hot arc. *Earth Planet Sci Lett*, 298: 153–161
- Rumble D, Liou J G, Jahn B M. 2003. Continental crust subduction and ultrahigh pressure metamorphism. *Treatise Geochem*, 3: 293–319
- Rüpke L H, Morgan J P, Hort M, Connolly J A D. 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet Sci Lett*, 223: 17–34
- Scambelluri M, Philippot P. 2001. Deep fluids in subduction zones. *Lithos*, 55: 213–227
- Scambelluri M, Pettke T, Rampone E, Godard M, Reusser E. 2014. Petrology and trace element budgets of high-pressure peridotites indicate subduction dehydration of serpentinized mantle (Cima di Gagnone, Central Alps, Switzerland). *J Petrol*, 55: 459–498
- Scambelluri M, Pettke T, Cannao E. 2015. Fluid inclusions in Alpine high-pressure peridotite reveal trace element recycling during subduction-zone dehydration of serpentinized mantle (Cima di Gagnone, Swiss Alps). *Earth Planet Sci Lett*, 429: 45–59
- Schellart W P, Rawlinson N. 2010. Convergent plate margin dynamics: New perspectives from structural geology, geophysics and geodynamic modelling. *Tectonophysics*, 483: 4–19
- Schmidt M W. 1996. Experimental constraints on recycling of potassium from subducted oceanic crust. *Science*, 272: 1927–1930
- Schmidt M W, Poli S. 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet Sci Lett*, 163: 361–379
- Schmidt M W, Vielzeuf D, Auzanneau E. 2004. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: The key role of white mica. *Earth Planet Sci Lett*, 228: 65–84
- Schmidt M W, Poli S. 2014. Devolatilization during subduction. *Treatise Geochem*, 4: 669–701
- Scholz C H. 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge: Cambridge University Press. 439
- Schwartz S, Guillot S, Reynard B, Lafay R, Debret B, Nicollet C, Lanari P, Auzende A L. 2013. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178: 197–210
- Sekine T, Wyllie P J. 1982. Phase relationships in the system $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contrib Mineral Petrol*, 79: 368–374
- Sen C, Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: Implications for the origin of adakites. *Contrib Mineral Petrol*, 117: 394–409
- Seno T, Yamanaka Y. 1996. Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events, and superplumes. In: Bebout E, Schol D W, Kirby S H, Blatt J P, eds. *Subduction: Top to Bottom*. *Geophys Monograph Ser*, 96: 347–355
- Shen A H, Keppler H. 1997. Direct observation of complete miscibility in the albite- H_2O system. *Nature*, 385: 710–712
- Shieh S R, Mao H K, Hemley R J, Ming L C. 1998. Decomposition of phase D in the lower mantle and the fate of dense hydrous silicates in subducting slabs. *Earth Planet Sci Lett*, 159: 13–23
- Sleep N H, Windley B F. 1982. Archean plate tectonics: Constraints and inferences. *J Geol*, 90: 363–379
- Smyth J R, Kawamoto T. 1997. Wadsleyite II: A new high pressure hydrous phase in the peridotite- H_2O system. *Earth Planet Sci Lett*, 146: E9–E16
- Stalder R, Ulmer P, Thompson A B, Günther D. 2000. Experimental approach to constrain second critical end points in fluid/silicate systems: Near-solidus fluids and melts in the system albite- H_2O . *Am Mineral*, 85: 68–77
- Spandler C, Pirard C. 2013. Element recycling from subducting slabs to arc crust. *Lithos*, 170–171: 208–223
- Stalder R, Ulmer P, Thompson A B, Günther D. 2001. High pressure fluids in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ under upper mantle conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 140: 607–618
- Stein S. 1995. Deep earthquakes: A fault too big? *Science*, 268: 49–50
- Stern R J. 2002. Subduction zones. *Rev Geophys*, 40: 1012, doi: 10.1029/2001RG000108
- Stuwe K. 2007. *Geodynamics of the Lithosphere*. 2nd ed. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 497
- Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A. 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Phys Earth Planet Inter*, 183: 73–90
- Tatsumi Y, Sakuyama M, Fukuyama H, Kushiro I. 1983. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones (Japan arc). *J Geophys Res*, 88: 5815–5825
- Tatsumi Y, Hamilton D L, Nesbitt R W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J Volcanol Geotherm Res*, 29: 293–309
- Tatsumi Y, Eggins S. 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Boston: Blackwell Science. 211
- Thompson A B. 1992. Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, 358: 295–302
- Thomsen T B, Schmidt M W. 2008a. Melting of carbonated pelites at

- 2.5–5.0 GPa, silicate-carbonatite liquid immiscibility, and potassium-carbon metasomatism of the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 17–31
- Thomsen T B, Schmidt M W. 2008b. The biotite to phengite reaction and mica-dominated melting in fluid + carbonate-saturated pelites at high pressures. *J Petrol*, 49: 1889–1914
- Thurston S P. 1985. Structure, petrology, and metamorphic history of the Nome Group blueschist terrane, Salmon Lake area, Seward Peninsula, Alaska. *Geol Soc Am Bull*, 96: 600–617
- Tichelaar B W, Ruff L J. 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones. *J Geophys Res*, 98: 2017–2037
- Till C B, Grove T L, Withers A C. 2012. The beginnings of hydrous mantle wedge melting. *Contrib Mineral Petrol*, 163: 669–688
- Toksöz M N, Minear J W, Julian B R. 1971. Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J Geophys Res*, 76: 1113–1138
- Tonegawa T, Hirahara K, Shibutani T, Iwamori H, Kanamori H, Shiomi K. 2008. Water flow to the mantle transition zone inferred from a receiver function image of the Pacific slab. *Earth Planet Sci Lett*, 274: 346–354
- Tsujimori T, Sisson V B, Liou J G, Harlow G E, Sorensen S S. 2006. Very-low-temperature record of the subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, 92: 609–624
- Tsuno K, Dasgupta R. 2011. Melting phase relation of nominally anhydrous, carbonated pelitic-eclogite at 2.5–3.0 GPa and deep cycling of sedimentary carbon. *Contrib Mineral Petrol*, 161: 743–763
- Turcotte D L, Schubert G. 1973. Frictional heating of the descending lithosphere. *J Geophys Res*, 78: 5876–5886
- Turcotte D L, Schubert G. 2014. *Geodynamics*. 3rd ed. Cambridge: Cambridge University Press. 626
- Ulmer P, Trommsdorff V. 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268: 858–861
- Ulmer P, Trommsdorff V. 1999. Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km. *Geochem Soc Spec Publ*, 6: 259–281
- Uyeda S, Kanamori H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J Geophys Res*, 84:1049–1061
- van den Beukel J, Wortel R. 1988. Thermo-mechanical modelling of arc-trench regions. *Tectonophysics*, 154: 177–193
- van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2000. A thermo-mechanical model of horizontal subduction below an overriding plate. *Earth Planet Sci Lett*, 182: 157–169
- van Hunen J, van den Berg AP, Vlaar NJ. 2002. The impact of the South-American plate motion and the Nazca Ridge subduction on the flat subduction below South Peru. *Geophys Res Lett*, 29: 1690
- van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2004. Various mechanisms to induce shallow flat subduction: A numerical parameter study. *Phys Earth Planet Inter*, 146: 179–194
- van Keken P E, Hacker B R, Syracuse E M, Abers G A. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *J Geophys Res*, 116: B01401
- Vielzeuf D, Montel J M. 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib Mineral Petrol*, 117: 375–393
- Vielzeuf D, Schmidt M W. 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: Application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contrib Mineral Petrol*, 141: 251–267
- Wada I, Wang K. 2009. Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q10009
- Wada I, Behn M D, Shaw A M. 2012. Effects of heterogeneous hydration in the incoming plate, slab rehydration, and mantle wedge hydration on slab-derived H₂O flux in subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 353–354: 60–71
- Wei C J, Wang W, Clarke G, Zhang L F, Song S G. 2009. Metamorphism of high/ultrahigh-pressure pelitic-felsic schist in the South Tianshan Orogen, NW China: Phase equilibria and *P-T* path. *J Petrol*, 50: 1973–1991
- Wei C J, Li Y J, Yu Y, Zhang J S. 2010. Phase equilibria and metamorphic evolution of glaucophane-bearing UHP eclogites from the western Dabieshan terrane, Central China. *J Metamorph Geol*, 28: 647–666
- Wei C J, Clarke G L. 2011. Calculated phase equilibria for MORB compositions: A reappraisal of metamorphic evolution of lawsonite eclogite. *J Metamorph Geol*, 29: 939–952
- Wei C J, Qian J H, Tian Z L. 2013. Metamorphic evolution of medium-temperature ultra-high pressure (MT-UHP) eclogites from the South Dabie Orogen, Central China: An insight from phase equilibria modeling. *J Metamorph Geol*, 31: 755–774
- Wei C J, Cui Y, Tian Z L. 2015. Metamorphic evolution of LT-UHP eclogites from the South Dabie Orogen, Central China: An insight from phase equilibria modeling. *J Asian Earth Sci*, 111: 966–980
- Wyllie P J, Sekine T. 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib Mineral Petrol*, 79: 375–380
- Wyllie P J. 1988. Magma genesis, plate tectonics, and chemical differentiation of the Earth. *Rev Geophys*, 26: 370–404
- Yamamoto K, Akimoto S. 1977. The system MgO-SiO₂-H₂O at high pressures and temperatures-Stability field for hydroxyl-chondrodite, hydroxyl-clinohumite and 10Å-phase. *Am J Sci*, 277: 288–312
- Yang H, Prewitt C T, Frost D J. 1997. Crystal structure of the dense hydrous magnesium silicate, phase D. *Am Mineral*, 82: 651–654
- Yaxley G M, Brey G P. 2004. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: Implications for petrogenesis of carbonatites. *Contrib Mineral Petrol*, 146: 606–619
- Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Woerner G,

- Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409: 500–504
- Zack T, John T. 2007. An evaluation of reactive fluid flow and trace element mobility in subducting slabs. *Chem Geol*, 237: 199–216
- Zhang J F, Green H W, Bozhilov K, Jin Z M. 2004. Faulting induced by precipitation of water at grain boundaries in hot subducting oceanic crust. *Nature*, 428: 633–636
- Zheng Y F, Fu B, Gong B, Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth Sci Rev*, 62: 105–161
- Zheng Y F. 2009. Fluid regime in continental subduction zones: Petrological insights from ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *J Geol Soc*, 166: 763–782
- Zheng Y F, Xia Q X, Chen R X, Gao X Y. 2011. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. *Earth-Sci Rev*, 107: 342–374
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 328: 5–48
- Zheng Y F, Hermann J. 2014. Geochemistry of continental subduction-zone fluids. *Earth Planets Space*, 66: 93, doi: 10.1186/1880-5981-66-93