

俯冲带板间地震活动的热-力学特征*

高翔^{1,2}

(1. 中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室 青岛 266071; 2. 青岛海洋科学与技术国家实验室海洋地质过程与环境功能实验室 青岛 266061)

摘要 地震广泛发生于板块的汇聚边界,并表现出多样性。全球多数 8 级以上和所有 9 级以上的地震都发生在板块界面即俯冲断层,此类板间地震及其引发的海啸会给人类社会带来巨大的灾难。本文聚焦于孕育此类大地震的地震带及其下方的慢地震带区域,阐述断层热-力学在研究地震活动过程中发挥的重要作用和潜在的应用。在目前对地震发生时间尚无法有效预测的前提下,了解地震发生的地理位置和最大震级对防震减灾工作尤为重要。俯冲断层的热-力学特征可以: (1) 借助岩石学特征,圈定大地震发生的上下边界,估算潜在发生大地震的震级; (2) 借助海底热流和地形观测,确定俯冲断层强度,推断大地震发生的地理位置; (3) 借助岩石学特征和地震观测,推断断层流变学特征(脆性摩擦与黏性蠕滑),建立与实测地震的对应关系,如地震带与其下方的慢地震带分别对应着两段相互分离的脆性摩擦区域。以上研究都离不开热流观测对研究结果的约束,然而目前对俯冲带的热流观测还相对不足。西太平洋周边拥有多个典型俯冲带,开展这些区域特别是马里亚纳俯冲带的热流观测是研究俯冲断层热-力学的重要依据和补充。

关键词 俯冲带; 地震; 慢地震; 热结构; 断层强度; 流变学

中图分类号 P31 **doi:** 10.11693/hyh20170900233

在众多自然灾害中,地震和海啸对人类社会的威胁最大,它们的成因机制一直是地球科学亟需解决的前沿科学问题。地震和海啸通常产生于板块的汇聚边界-俯冲带,如 2004 年印尼 9.2 级地震和 2011 年日本 9.0 级地震(图 1),这些地震及其引发的海啸造成了数十万的人员死亡和数千亿美元的经济损失。因此,围绕俯冲带的研究孕育了多个全球大型科研项目如 GeoPRISMS、Earthscope 和 IODP 等,试图从多学科多角度了解俯冲带的内部结构、动力学和岩石学过程。同时,俯冲带也是国内诸多大型科研项目如“中国科学院战略先导科技专项”等的主要研究内容。在俯冲带众多研究内容和方法中,本文主要聚焦于在俯冲断层的热-力学特征研究方向所取得的重要发现,以及这些发现对地震活动机制的认识和在防震减灾中所起的作用。

俯冲断层热-力学特征不仅直接影响俯冲带内的

岩石相变和变质作用、流体活动以及岩浆活动等 (Peacock, 2003; Wada *et al*, 2009; England *et al*, 2010),而且与地震活动密切相关 (Hyndman *et al*, 1993; Gao *et al*, 2014)(图 2)。地震通常形成于断层的脆性破裂与滑动,高温会使岩石从脆性变为黏性,阻碍脆性破裂,这也是俯冲带地震底边界深度在热环境下要比冷环境下浅的原因 (Peacock *et al*, 1999b)。同时,含水矿物在一定的温压条件下会发生脱水和变质作用,也会改变断层的滑动方式 (Hacker *et al*, 2003)。基于以上基本认识,断层温度被广泛的用来推断大地震破裂的上下边界,进而推断某一区域潜在发生大地震震级 (Hyndman *et al*, 1993; Smith *et al*, 2013)。另外,断层滑动会有摩擦热生成。借助俯冲带热结构,并以实测热流数据为约束,可以估算摩擦生热量,进而估算断层摩擦力的大小即断层强度 (vonHerzen *et al*, 2001; McCaffrey *et al*, 2008)。俯冲断层强度与地震大小有

* 中国科学院战略性先导科技专项(A类), XDA11030102号; 国家自然科学基金青年项目, 41406063号; 中国科学院海洋地质与环境重点实验室开放基金, MGE2015KG01号, MGE2014KG01号。高翔, 研究员, E-mail: xgao@qdio.ac.cn

收稿日期: 2017-09-09, 收修改稿日期: 2017-10-08

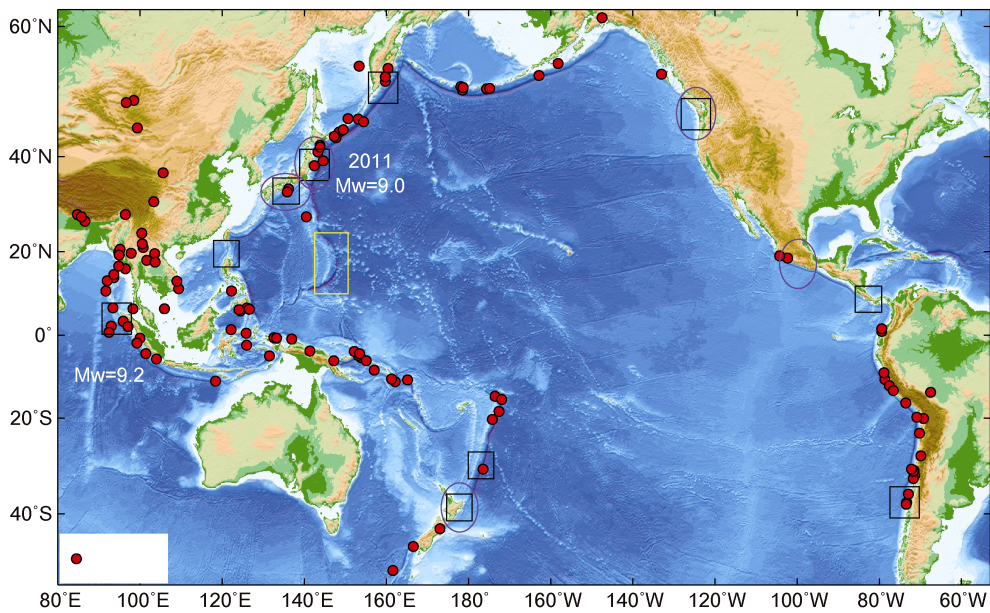


图1 8级以上地震(红点)在全球范围内的分布图

Fig.1 Global distribution of earthquakes (red dots) in magnitude > 8.0

注: 地震数据来源于国际地震中心(ISC), 时间范围为 1960—2017。图中黑色矩形是图 3 中俯冲带的空间位置, 黄色矩形是马里亚纳俯冲带, 紫色椭圆形是文中第二部分 Gao 等(2017)有关慢地震研究的俯冲带

一定的对应关系, Gao 等(2014)通过对全球多处俯冲带强度的计算, 发现不同俯冲带的断层强度不同, 俯冲强度越小对应的地震震级越大, 并认为俯冲海底的粗糙度控制着断层强度, 粗糙海底(海山覆盖)俯冲造成强的断层并不易引发大地震。以上热模型中通常不考虑俯冲洋壳内流体循环的效应, 因为流体循环非常的微弱, 但近年来在某些俯冲区域发现了很强的流体循环作用, 对俯冲断层的热-力学特征会产生很大的影响(Kummer *et al*, 2008; Harris *et al*, 2013; Perry *et al*, 2016)。这种强流体循环的形成机制及其对地震活动的影响有待更深入的研究。

地震带的下方通常存在一种特殊的地震现象——慢地震, 它易发生在年轻板块俯冲的地幔楔角附近(Rogers *et al*, 2003; Peng *et al*, 2010)。慢地震被认为是板块构造理论被广泛接受以来, 地球动力学最重要的发现之一(Obara, 2011), 它可以帮助人们更好地认识俯冲断层的活动机制(Ide *et al*, 2007; Peng *et al*, 2010)。尽管在慢地震的观测(Shelly *et al*, 2006)和理论(Liu *et al*, 2009)的研究上已取得了巨大的进展, 如慢地震应产生于俯冲界面的剪切环境(Bostock *et al*, 2012)并伴随着高压流体的作用(Audet *et al*, 2016), 但是慢地震的成因机制及其与上方地震带的关系依然不清楚。近年来在地震带与慢地震带之间发现了一

种长周期慢滑移现象(Hirose *et al*, 2010), 这使得这一科学问题变得更为复杂。近期 Gao 等(2017)借助热岩石学控制的俯冲断层流变特征, 解释了俯冲断层在空间上的这种分段式运动方式, 并指出慢地震的发生受地幔楔角特殊的岩石条件控制, 它与上方的地震带在空间上是分离的。但如同其它模型一样, Gao 等(2017)并没有给出慢地震的成因机制以及在慢地震带与地震带之间长周期慢滑移出现的机理。要解决这些问题, 还需更多观测、实验和模拟工作。

下文将主要介绍俯冲断层热-力学在研究地震活动过程中发挥的重要作用, 并着重阐述在“中国科学院战略先导科技专项(A 类)”的支持下在此方向取得的一些新认识和潜在应用, 具体内容安排如下。第一部分将通过介绍如何利用俯冲断层温度界定地震带范围, 如何用地表热流约束俯冲断层强度、以及建立俯冲断层强度与地震震级关系等, 阐述俯冲断层热-力学在研究俯冲断层巨型地震中的重要发现和应用以及存在问题。第二部分通过介绍地震带之下慢地震形成的地质条件, 以及借助热-岩石学控制的断层流变特征分析地震带与慢地震带之间的关系, 阐述俯冲断层热力学在研究慢地震的形成环境及其与地震带之间关系中的重要作用。第三部分以西太平洋的玛丽亚纳俯冲带为例, 通过探讨本区典型的构造和地

震特征, 简述此区域对发展俯冲断层热-力学及其在研究地震活动中所扮演的重要角色。最后部分是对前述工作的总结和今后工作的展望。

1 地震带俯冲断层的热-力学特征

1.1 俯冲断层温度约束地震带深度范围

俯冲断层的温度可以约束地震带的上、下边界, 从而可用来推断俯冲带潜在发生大地震的震级 (Hyndman *et al.*, 1993)。浅部俯冲断层岩石的主要组分蒙脱石通常会在 100—150°C 温度范围内发生变质作用, 这一过程会极大的影响断层滑动方式 (Hyndman *et al.*, 1993); 另外, 在这一温度范围对应的深度位置 (几千米深), 断层的滑动方式通常表现为速度强化, 即阻碍断层加速滑动, 不易于地震的发生 (Byrne *et al.*, 1988; Wang *et al.*, 2006); 因此, 通常认为地震带上边界位于断层温度 100—150°C 内 (图 2)。对于下边界, Hyndman 等 (1993) 总结得出断层带内大部分岩石在接近 350°C 时的滑动方式表现为速度强化, 在接近 450°C 时岩石已由脆性向半脆性和黏性转化, 阻碍地震破裂向下传播, 因此, 下边界通常位于断层温度 350°C 左右, 一般不会超过 450°C。这种借助俯冲断层温度结构推断地震带上、下边界的方法相对简单、实用, 因此得到了很广泛的应用 (Oleskevich *et al.*, 1999; Klingelhoefer *et al.*, 2010), 特别是对尚无大地震历史记录或观测不足的俯冲区域具有更重要的意义 (Smith *et al.*, 2013)。

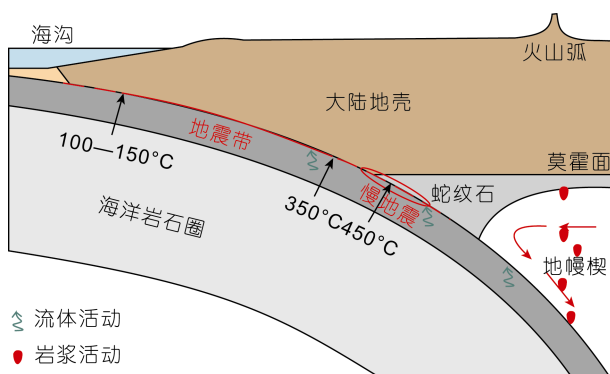


图 2 俯冲带结构组成和地震活动

Fig.2 Structure and seismicity of subduction zones

尽管利用俯冲断层温度界定地震带上、下边界的方法得到了上述岩石学、地震学和地球物理学等多学科的支持 (Hyndman *et al.*, 1993; Wang *et al.*, 2006; Klingelhoefer *et al.*, 2010), 但它的普遍适用性依然存在很大的挑战。2011 年东北日本大地震的上边界直

接位于断层最顶部 (Fujiwara *et al.*, 2011), 而断层在此深度的温度远低于 100°C (如: Wada *et al.*, 2009)。虽然地震破裂延伸到地表的具有一一定的区域特殊性, 但本次地震是否是个例目前还不清楚 (Wang *et al.*, 2016)。考虑到相同大小的地震发生在俯冲断层浅部要比发生在深部所引发的海啸规模大的多, 正确认识浅部断层的热-力学和运动特征尤为重要。地震带下边界位置受俯冲断层的脆-黏性转换深度的影响, 而温度是影响断层黏性强度的主要因素, 因此, 通常温度与地震带下边界存在一定对应关系。然而, 断层带脆-黏性转换的深度同时也受断层脆性强度的影响, 特别是新的热-力学研究 (Gao *et al.*, 2014) 表明不同俯冲区域断层带的脆性强度存在很大的差异。因此, 对于某些俯冲带利用断层温度推断地震带上、下边界可能有较大误差。

1.2 地震带断层强度与大地震震级的关系

断层强度是表征断层抵抗自身破裂滑动的能力, 可近似用断层的有效摩擦系数 (μ') 表示。与实验室岩石摩擦结果 (静水压下 $\mu'=0.4$) 相比 (Byerlee, 1978), 借助观测和计算手段得到的实际俯冲断层的强度要更弱, μ' 通常为 0.03, 一般不超过 0.1 (Wang *et al.*, 1995; Sibson, 2013), 因此, 对断层强度的大小一直存在争议。近期, Gao 等 (2014) 通过对全球多处俯冲带的热-力学研究, 系统的指出俯冲断层强度都很弱。他们以地表实测热流为约束, 通过构建全球多处典型俯冲带的数值模型, 推断断层的摩擦生热量, 进一步借助摩擦生热方程, 发现在多数俯冲带俯冲断层强度均约为 0.03, 最高不超过 0.13 (图 3)。这些数值远小于静水压下的断层强度 (0.4), 说明实际的俯冲断层强度并没有室内实验结果和理论推断的那么强。这一研究更为重要的发现是断层强度在不同俯冲区域存在很大差异并呈现一定规律。通过对比大地震多发 (黏滑为主) 的日本海沟俯冲带和无大震发生 (蠕滑为主) 的北西库朗伊俯冲带, Gao 等 (2014) 发现在日本海沟俯冲断层上 μ' 更小, 说明有大地震发生的俯冲断层强度更弱。通过对全球多处俯冲带的断层强度与相应区域的最大地震震级对比, 发现断层强度与最大地震震级存在一定的负相关关系 (图 3), 这与大地震易发生在强断层上的传统认识截然相反。

通过进一步的研究, Gao 等 (2014) 结合俯冲海底的粗糙度指出光滑海底俯冲造成弱断层, 相较于粗糙海底更易引发大地震。他们发现北西库朗伊俯冲断层强度约为日本海沟俯冲断层强度的 5 倍 (图 3)。虽

然室内摩擦实验结果表明慢速蠕滑的断层强度(接近静摩擦强度)远大于高速滑动的断层强度(Di Toro *et al.*, 2011), 这看似可以解释不同俯冲断层的强度差异, 但由于俯冲断层在大地震前后的平均应力降很小, 实际断层中慢速蠕滑摩擦强度仅略高于在高速黏滑时断层的平均强度, 不会出现几倍的差异(Di Toro *et al.*, 2011; Gao *et al.*, 2014)。因此, 不同俯冲断层强度的巨大差异并不是由运动形态不同造成, 可能由其他因素控制。通过对强弱俯冲断层的进一步比较, Gao 等(2014)发现受黏滑控制的弱断层具有更为光滑的俯冲海底(覆盖很厚的沉积物或具有平坦的洋壳基底), 而受蠕滑控制的强断层则具有粗糙的俯冲海底(如海山密布), 据此, 他们认为断层强度主要是受控于断层面的粗糙度。另外, 大量的地球物理观测结果也表明海底粗糙的俯冲区域往往缺少大地震(Wang *et al.*, 2014; Scholl *et al.*, 2015)。

俯冲断层的温度和强度还可能受到其他因素的影响如俯冲洋壳内强流体循环(Kummer *et al.*, 2008; Harris *et al.*, 2013; Perry *et al.*, 2016)。近年来, 在某些俯冲带如西南日本、哥斯达黎加、墨西哥和智利等的部分区域发现极为异常的热流数据, 表明俯冲洋壳内强流体活动的存在(Harris *et al.*, 2013; Hass *et al.*, 2016; Perry *et al.*, 2016; Spinelli *et al.*, 2016)。这些区域的俯冲洋壳结构往往不同于正常洋壳, 如古扩张脊区域(Yamano *et al.*, 2003)。虽然特殊的海底俯冲区域在全球范围内广泛分布(Wang *et al.*, 2014), 但在此类区域海底热流的测量非常有限(Gao *et al.*, 2014)。造成这一现状的原因可能与大地震发生的历史有关, 地球物理学家将更多的精力投入到地震危险性更高的区域。更好地研究俯冲断层的发震机制, 需要在更多的特殊俯冲区域开展地震、热流和其他地球物理观测。

2 慢地震带俯冲断层的热-力学机制

2.1 慢地震受地幔楔角附近特殊的岩石条件控制

慢地震是一系列低频地震和慢滑移的统称, 是地球动力学发展的里程碑。慢地震最早以慢滑移和震颤的形式发现于卡斯凯迪亚和西南日本具有年轻板块下插的俯冲带(Dragert *et al.*, 2001; Obara, 2002), 后来在其他俯冲带也观测到了此类慢地震现象, 而且还发现了更多的慢地震类型(Peng *et al.*, 2010)。在众多慢地震现象中, 位于俯冲断层地震带下方的幕式震颤与慢滑移(Episodic Tremor and Slip, ETS)是最有规律的一种, 在空间上呈带状分布于地幔楔角周边

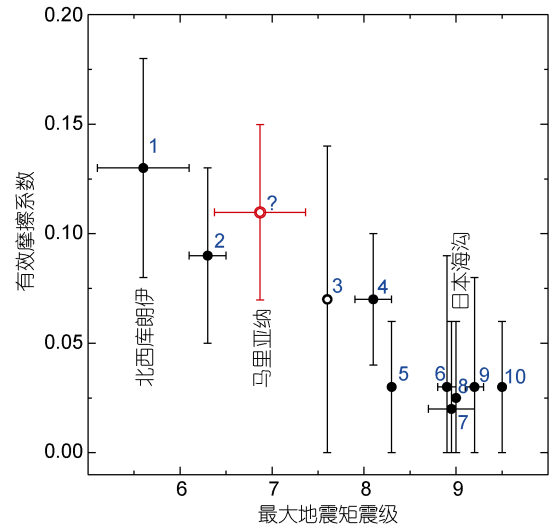


图3 俯冲断层的有效摩擦系数与已知最大板间地震震级的对应关系

Fig.3 Effective friction of megathrust versus maximum size of interplate earthquake

注: 据 Gao 等(2014), 黑色圆点代表不同的俯冲带: 1. 北西库朗伊, 2. 马尼拉海沟, 3. 哥斯达黎加, 4. 克马德克, 5. 西南日本, 6. 堪察加, 7. 北卡斯凯迪亚, 8. 日本海沟, 9. 苏门答腊, 10. 中南智利, ? 马利亚纳。“?”表示目前对马利亚纳俯冲断层的强度还未知

(Rogers *et al.*, 2003; Obara *et al.*, 2004)。本文所述的慢地震主要指的是 ETS 及其相伴而生的低频地震。大量的地球物理观测表明在地幔楔角附近存在着极高的孔隙流体压(Audet *et al.*, 2016), Gao 等(2017)认为造成高流体压的原因是俯冲板块的脱水作用可以使上覆地幔楔岩石发生蛇纹石化并导致岩体膨胀, 在高的岩石围压作用下, 引起地幔岩石渗透率的减小, 流体因向地幔运移受阻而被迫沿着俯冲板片向上运动, 随着温压条件的降低, 流体内溶解的硅质矿物会在地幔楔角附近的陆壳内释出, 这些沉淀的硅质矿物会逐渐堵塞流体通道, 进而降低陆壳的渗透率(Giger *et al.*, 2007; Dempsey *et al.*, 2012)(图 4a)。在这两种机制共同作用下, 在地幔楔角周边形成一个局部的高流体孔隙压带。高的孔隙压会使断层正应力降低并重回摩擦运动, 为慢地震的发生提供必要条件(图 4b, 图 4c)。这一假说解释了 ETS 与地幔楔角特殊地质条件的关系, 为正确认识 ETS 的生成机制提供了地质学背景。

2.2 慢地震带与地震带在空间上是分离的

慢地震位于地震带的下方, 二者之间的关系目前并不清楚(Wang *et al.*, 2016)。由于慢地震的空间位置和物理特征, 通常被认为是地震向无震转换的断

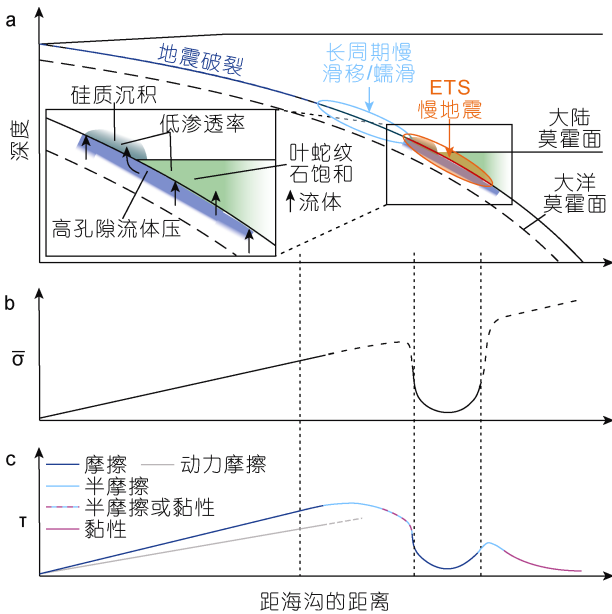


图4 有大地震和慢地震现象的俯冲带断层的应力和运动现象示意图

Fig.4 Schematic illustration of fault stress and slip for subduction zones producing great earthquakes and ETS (Episodic Tremor and Slip)

注: 据 Gao 等(2017), 图中: a. 俯冲断层运动现象随深度的变化及慢地震与地幔楔角的关系, 图内插图显示了地幔楔角附近的特殊地质条件; b. 断层上的有效正应力; c. 断层上的剪切应力和对应的流变特征

层运动方式(Schwartz *et al.*, 2007; Peng *et al.*, 2010)。但这一广泛认识不能解释近年来在慢地震带与地震带之间发现的空间间隔(Husker *et al.*, 2012; Hyndman *et al.*, 2015)。在西南日本和墨西哥俯冲带的地震带与慢地震带之间发现了一种长周期慢滑移现象, 不同于短周期慢滑移, 通常没有明显震颤的相伴(Hirose *et al.*, 2010; Husker *et al.*, 2012)。造成这种分段式的断层运动现象的机制尚不清楚。通常俯冲带大地震发生于断层浅部, 因为这里温度低, 断层呈脆性。深部的高温环境一般使断层呈黏性。在某些俯冲带地幔楔角附近, 高压流体使断层在这一深度又呈脆性。基于这一基本原理, Gao 等(2017)通过对俯冲断层流变性质(如: 脆性摩擦与黏性蠕滑等)的研究, 发现在同时有大地震和慢地震发生的俯冲断层上出现了两段分离的脆性摩擦区域, 分别对应着地震带和慢地震带; 在这两段脆性区域之间断层呈半脆性或黏性, 对应着长周期慢滑移或稳定蠕滑(如图 4c)。该流变学模型解释了俯冲断层从浅到深的多种运动现象, 并表明地震带与慢地震带是分离的。

借助以上流变模型, Gao 等(2017)进一步解释了

为什么慢地震在大多冷的板块俯冲环境里的缺失。不同于热俯冲环境, 俯冲断层在冷的日本海沟俯冲带仅有一段脆性摩擦。他们认为低温导致强的黏性力, 断层在地幔楔附近依然表现为完全的脆性摩擦, 断层快速滑动依然可以产生常规地震现象, 这一推断与地震观测相一致(Nakamura *et al.*, 2016)。然而, 慢地震可偶尔发生在冷的北西库朗伊俯冲带(Ide, 2012)。Gao 等(2017)认为这可能与粗糙海底俯冲造成很强的断层有关, 强的脆性摩擦使冷的断层的运动方式在到达地幔楔之前已经表现为黏性特征, 类似于热俯冲环境, 同时地幔楔角附近高压流体的存在也可以使断层呈现摩擦特性, 为慢地震的发生提供条件。除了俯冲带, Gao 等(2017)还解释了圣安德列斯断层内地震带与慢地震带的分离现象。慢地震发生在此断层下莫霍面附近的高压流体区(Johnson *et al.*, 2013), 这些流体来源于断层下古俯冲带残留的地幔楔蛇纹石的持续脱水作用(Kirby *et al.*, 2014)。这种特殊的构造环境也类似于热俯冲环境, 因此慢地震可以发生。

Gao 等(2017)提出的流变学模型解释了与慢地震相关的众多未解问题, 如: 为何对应于地幔楔角特殊的岩石条件; 为何与地震带是分离的; 为何在热俯冲环境里多发但在冷俯冲环境里缺失以及为何在某些非俯冲环境中出现。然而, 对于慢地震发生的机制及其长周期慢滑移形成于慢地震与地震带之间的原因, 还有待进一步的研究。高孔隙流体压只为慢地震的发生提供了必要条件, 而非充分条件(Audet *et al.*, 2016); 地幔楔角附近含水矿物如滑石、叶蛇纹石和氟石的存在也可能与慢地震的形成有重要联系(Hirauchi *et al.*, 2013)。另外, 尽管大量的地球物理观测表明慢地震应发生于俯冲界面(Shelly *et al.*, 2006; Royer *et al.*, 2014), 但目前还不能完全排除其他的形成环境(Hyndman *et al.*, 2015)。

3 西太平洋俯冲带-马里亚纳的热-力学特征与地震活动

马里亚纳俯冲带由古老的太平洋板块向菲律宾海板块之下俯冲而成, 板块之间的相互运动以蠕滑为主, 相比于其他有大地震($M_w > 8.0$)发生的俯冲带, 这里只有中小型地震的发生(图 5), 被视为蠕滑型俯冲带的教科书实例(Uyeda *et al.*, 1979; Wang *et al.*, 2014)。在有历史记录以来, 马里亚纳俯冲带逆冲断层上发生的最大地震震级不超过 7.4。尽管 1993 年在关

岛附近曾观测到一次震级 7.7 的地震,但后来研究显示此次地震为板内地震(Emry *et al*, 2011)。马里亚纳俯冲带缺少板间大地震的原因目前有多种解释。首先,俯冲带上覆的菲律宾海板块洋壳相对于正常陆壳要薄、莫霍面浅,因此,Peacock 等(1999a)认为浅处被水化的地幔楔物质如叶蛇纹石等会限制大地震的生成与传播,马里亚纳弧前的蛇纹石泥火山表明含水矿物在浅部地幔楔大量存在(Fryer *et al*, 1985)。其次,正在俯冲的古老太平洋板块在下方拖曳力及其他作用力的共同作用下发生弯曲,并且曲率很大,这种板块俯冲形态被认为会导致板间应力分布不均,进而阻碍大地震的发生(Bletery *et al*, 2016)。另外,此处的太平洋板块之上覆盖着大量的海山,致使板块表面非常的粗糙(Watt *et al*, 2010),而粗糙的板块俯冲往往导致俯冲断层蠕滑,缺少大地震(Wang *et al*, 2014)。

马里亚纳俯冲带是典型的洋-洋俯冲型俯冲带,发育有沟弧盆体系。因此,大量的地质与地球物理观测在此区域开展,获得了丰富的岩石样品和高精度的地层结构(Abrams *et al*, 1992; Oakley *et al*, 2008)。然而,作为了解俯冲断层热力学状态的重要约束,弧前和海沟外隆的海底热流观测却极为稀少(Wada *et al*, 2009)。另外,马里亚纳俯冲带是最为典型的蠕滑无震俯冲带,了解此区域俯冲断层的热力学状态可以更全面的认识断层运动机制。

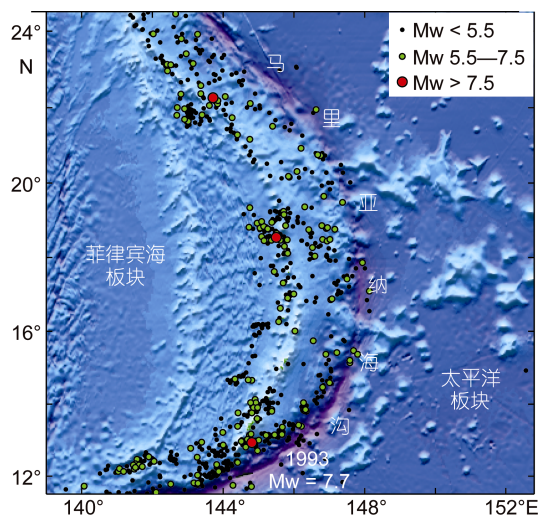


图5 马里亚纳俯冲带地震活动特征

Fig.5 Seismicity of the Mariana subduction zone

注:地震数据来源于国际地震中心(ISC),时间范围为1980—2017

4 结语

俯冲断层的热-力学研究是了解板间地震活动最

重要的手段之一。断层热状态既可以通过影响岩石性质改变断层运动特征也可以反映断层应力状态,进而建立与地震活动之间的联系,围绕这一研究方向,主要有以下三点认识:(1)借助俯冲断层温度推断地震带上下边界,进而估算潜在大地震震级对多数俯冲带具有很好的适用性,但对于以下两种俯冲区域有待探索其他的主控因素:一是地震破裂至海沟的俯冲带如日本海沟,二是因粗糙海底俯冲而缺乏大地震的俯冲带如北西库朗伊。(2)以海底热流数据为约束,断层热状态可用来估算断层强度,并且断层强度越弱对应的地震越大;结合俯冲海底粗糙度,发现粗糙海底俯冲造成强断层并不易引发大地震,但相对于光滑海底俯冲,粗糙海底俯冲的实例太少,需要进一步补充。(3)断层热-力学状态可以推断断层的流变特征,俯冲断层流变学结果显示地震带与其下方的慢地震带在空间上是分离的,慢地震的发生与地幔楔角局部的岩石条件有关,而不是地震破裂向无震蠕滑的转换,慢地震的成因机制有待持续的研究。

尽管断层的热-力学在研究地震活动中发挥着重要作用,但与其相应的地球物理观测数据,特别是海底热流数据还远远不足。“中国科学院战略先导专项”为西太平洋俯冲带的地球物理观测提供了条件。西太平洋的马里亚纳俯冲带作为全球最为典型的蠕滑区域,拥有相对罕见的粗糙俯冲海底,是无震蠕滑俯冲带教科书式的实例。如能在该区域获取足够的可靠热流数据,马里亚纳俯冲带将是发展和验证断层热-力学在研究地震活动方面的新方法和新假说的理想的天然实验室。

参 考 文 献

- Abrams L J, Larson R L, Shipley T H *et al*, 1992. The seismic stratigraphy and sedimentary history of the East Mariana and Pigafetta Basins of the Western Pacific. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 129: 551—569
- Audet P, Kim Y H, 2016. Teleseismic constraints on the geological environment of deep episodic slow earthquakes in subduction zone forearcs: A review. *Tectonophysics*, 670: 1—15
- Bletery Q, Thomas A M, Rempel A W *et al*, 2016. Mega-earthquakes rupture flat megathrusts. *Science*, 354(6315): 1027—1031
- Bostock M G, Royer AA, Hearn E H *et al*, 2012. Low frequency earthquakes below southern Vancouver Island. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(11): Q11007
- Byerlee J, 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116(4—5): 615—626
- Byrne D E, Davis D M, Sykes L R, 1988. Loci and maximum size

- of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4): 833—857
- Dempsey D E, Rowland J V, Zyvoloski G A *et al*, 2012. Modeling the effects of silica deposition and fault rupture on natural geothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, 117(B5): B05207
- Di Toro G, Han R, Hirose T *et al*, 2011. Fault lubrication during earthquakes. *Nature*, 471(7339): 494—498
- Dragert H, Wang K, James T S, 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia Subduction Interface. *Science*, 292(5521): 1525—1528
- Emry E L, Wiens D A, Shiobara H *et al*, 2011. Seismogenic characteristics of the Northern Mariana shallow thrust zone from local array data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12): Q12008
- England P C, Katz R F, 2010. Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs. *Nature*, 467(7316): 700—703
- Fryer P, Ambos E L, Hussong D M, 1985. Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, 13(1): 774—777
- Fujiwara T, Kodaira S, No T *et al*, 2011. The 2011 Tohoku-Oki earthquake: displacement reaching the trench axis. *Science*, 334(6060): 1240
- Gao X, Wang K L, 2014. Strength of stick-slip and creeping subduction megathrusts from heat flow observations. *Science*, 345(6200): 1038—1041
- Gao X, Wang K L, 2017. Rheological separation of the megathrust seismogenic zone and episodic tremor and slip. *Nature*, 543(7645): 416—419
- Giger S B, Tenthorey E, Cox S F *et al*, 2007. Permeability evolution in quartz fault gouges under hydrothermal conditions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B7): B07202
- Hacker B R, Abers G A, Peacock S M, 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): B12029
- Harris R, Yamano M, Kinoshita M *et al*, 2013. A synthesis of heat flow determinations and thermal modeling along the Nankai Trough, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6): 2687—2702
- Hass B, Harris R N, 2016. Heat flow along the Costa Rica Seismogenesis Project drilling transect: Implications for hydrothermal and seismic processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6): 2110—2127
- Hirauchi K-I, den Hartog S A M, Spiers C J, 2013. Weakening of the slab-mantle wedge interface induced by metasomatic growth of talc. *Geology*, 41(1): 75—78
- Hirose H, Asano Y, Obara K *et al*, 2010. Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone. *Science*, 330(6010): 1502—1502
- Husker A L, Kostoglodov V, Cruz-Atienza V M *et al*, 2012. Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the Mexican subduction zone: Finding the NVT sweet spot. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(3): Q03011
- Hyndman R D, McCrory P A, Wech A *et al*, 2015. Cascadia subducting plate fluids channelled to fore-arc mantle corner: ETS and silica deposition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6): 4344—4358
- Hyndman R D, Wang K, 1993. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2): 2039—2060
- Ide S, 2012. Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3): B03302
- Ide S, Beroza G C, Shelly D R *et al*, 2007. A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140): 76—79
- Johnson K M, Shelly D R, Bradley A M, 2013. Simulations of tremor-related creep reveal a weak crustal root of the San Andreas Fault. *Geophysical Research Letters*, 40(7): 1300—1305
- Kirby S H, Wang K L, Brocher T M, 2014. A large mantle water source for the northern San Andreas fault system: a ghost of subduction past. *Earth, Planets and Space*, 66: 67
- Klingelhoefer F, Gutscher M-A, Ladage S *et al*, 2010. Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Results from seismic refraction and wide-angle reflection surveys and thermal modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B1): B01304
- Kummer T, Spinelli G A, 2008. Hydrothermal circulation in subducting crust reduces subduction zone temperatures. *Geology*, 36(1): 91—94
- Liu Y J, Rice J R, 2009. Slow slip predictions based on granite and gabbro friction data compared to GPS measurements in northern Cascadia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B9): B09407
- McCaffrey R, Wallace L M, Beavan J, 2008. Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone. *Nature Geoscience*, 1(5): 316—320
- Nakamura W, Uchida N, Matsuzawa T, 2016. Spatial distribution of the faulting types of small earthquakes around the 2011 Tohoku-oki earthquake: A comprehensive search using template events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(4): 2591—2607
- Oakley A J, Taylor B, Moore G F, 2008. Pacific Plate subduction beneath the central Mariana and Izu-Bonin forearcs: New insights from an old margin. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(6): Q06003
- Obara K, 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296(5573): 1679—1681
- Obara K, 2011. Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Journal of Geodynamics*, 52(3—4): 229—248
- Obara K, Hirose H, Yamamizu F *et al*, 2004. Episodic slow slip

- events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 31(23): L23602
- Oleskevich D A, Hyndman R D, Wang K, 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7): 14965—14991
- Peacock S M, 2003. Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. In: Eiler J M ed. *Inside the Subduction Factory*. Washington, D.C.: American Geophysical Union Geophysical Monograph, 7—22
- Peacock S M, Hyndman R D, 1999a. Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 26(16): 2517—2520
- Peacock S M, Wang K, 1999b. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286(5441): 937—939
- Peng Z G, Gombert J, 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience*, 3(9): 599—607
- Perry M, Spinelli G A, Wada I *et al*, 2016. Modeled temperatures and fluid source distributions for the Mexican subduction zone: Effects of hydrothermal circulation and implications for plate boundary seismic processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(2): 550—570
- Rogers G, Dragert H, 2003. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627): 1942—1943
- Royer AA, Bostock M G, 2014. A comparative study of low frequency earthquake templates in northern Cascadia. *Earth and Planetary Science Letters*, 402: 247—256
- Scholl D W, Kirby S H, von Huene R *et al*, 2015. Great (\geq Mw 8.0) megathrust earthquakes and the subduction of excess sediment and bathymetrically smooth seafloor. *Geosphere*, 11(2): 236—265
- Schwartz S Y, Rokosky J M, 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(3): RG3004
- Shelly D R, Beroza G C, Ide S *et al*, 2006. Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442(7099): 188—191
- Sibson R H, 2013. Stress switching in subduction forearcs: Implications for overpressure containment and strength cycling on megathrusts. *Tectonophysics*, 600: 142—152
- Smith G L, McNeill L C, Wang K L *et al*, 2013. Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 40(8): 1528—1533
- Spinelli G A, Wada I, He J H *et al*, 2016. The thermal effect of fluid circulation in the subducting crust on slab melting in the Chile subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 434: 101—111
- Uyeda S, Kanamori H, 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B3): 1049—1061
- von Herzen R, Ruppel C, Molnar P *et al*, 2001. A constraint on the shear stress at the Pacific-Australian plate boundary from heat flow and seismicity at the Kermadec forearc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4): 6817—6833
- Wada I, Wang K L, 2009. Common depth of slab-mantle decoupling: reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10): Q10009
- Wang K L, Bilek S L, 2014. Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief. *Tectonophysics*, 610: 1—24
- Wang K L, Hu Y, 2006. Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B6): B06410
- Wang K L, Mulder T, Rogers G C *et al*, 1995. Case for very low coupling stress on the Cascadia subduction fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7): 12907—12918
- Wang K L, Tréhu A M, 2016. Invited review paper: Some outstanding issues in the study of great megathrust earthquakes—The Cascadia example. *Journal of Geodynamics*, 98: 1—18
- Watts A B, Koppers A A P, Robinson D P, 2010. Seamount subduction and earthquakes. *Oceanography*, 23(1): 166—173
- Yamano M, Kinoshita M, Goto S *et al*, 2003. Extremely high heat flow anomaly in the middle part of the Nankai Trough. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(9—11): 487—497

THERMO-MECHANICS OF INTERPLATE SEISMICITY AT SUBDUCTION ZONES

GAO Xiang^{1, 2}

(1. *Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;*
2. *Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China*)

Abstract Earthquakes usually occur at convergent margins. All the M 9 earthquakes and most of the M 8 earthquakes locate at subduction megathrusts. These earthquakes and induced tsunami together could bring horrible disasters to human society. The review article attempts to summarize the significant importance and potential applications of fault zone thermo-mechanics on studying seismicity, with focus on the seismogenic zone and its downdip, the slow earthquakes zone. Since earthquake prediction is not viable at the moment, understanding maximum magnitude and exact spatial location of a potential earthquake are much more important. Thermo-mechanics of fault zone can help us to (1) define the upper and lower boundaries of megathrust earthquakes, and then calculate the potential maximum earthquake size; (2) infer fault zone strength and location of great megathrust earthquakes from heat flow measurements and bathymetry; (3) indicate the fault zone rheology (frictional vs. viscous) and its relation to seismic behaviors; for example, two separated frictional segments are correlated with the seismogenic zone and the slow earthquakes zone, respectively. Studies on these issues rely largely on heat flow measurements. Unfortunately, heat flow measurements are insufficient at most subduction zones. As one of the most classic subduction zones around west Pacific Plate margin, the Mariana subduction zone provides us a perfect field laboratory on studying thermo-mechanics of a subduction fault zone, if enough reliable heat flow data could be obtained in this margin.

Key words subduction zone; earthquake; slow earthquakes; thermal structure; fault strength; rheology