中国科学: 地球科学 2020 年 第 50 卷 第 8 期: 1044 ~ 1068
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

综 述

平板俯冲及其地质效应的研究进展: 观测与模拟

颜智勇[1,2,3,4], 陈林[4*], 熊熊[5], 王恺[3], 谢仁先[3], 许厚泽[2,3]

1. 华中科技大学物理学院引力中心, 武汉 430074;
2. 华中科技大学地球物理研究所, 武汉 430074;
3. 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077;
4. 岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
5. 中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院, 武汉 430074
* 通讯作者, E-mail: chenlin@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2019-07-16; 收修改稿日期: 2019-12-11; 接受日期: 2020-01-02; 网络版发表日期: 2020-03-27
国家重点研发计划项目(编号: 2016YFC0600406)、国家自然科学基金项目(批准号: 41574095、41731072)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB18000000)资助

摘要 平板俯冲是指大洋板块以低角度(<10°)或近水平方式下插到上覆板块之下的俯冲样式, 仅占现今全球俯冲带的10%. 相对于高角度俯冲, 平板俯冲对上覆板块内部造成的影响更加显著, 引发的地震强度更大, 因此平板俯冲具有重要的研究意义. 典型平板俯冲所引起的变形会从海沟向上覆大陆内部逐渐传递, 并形成一个宽阔的岩浆带. 平板俯冲的形成机制仍存在争议, 主要包括大洋高原的浮力效应、上覆板块逆冲、板块吸力和海沟后撤等. 文章系统分析和总结了以往有关平板俯冲的研究成果, 归纳了平板俯冲所产生的地质效应(包括陆内造山和岩浆作用), 并着重从数值模拟角度综述了平板俯冲形成机制的研究现状. 通过对比得出, 在控制平板俯冲形成的各种因素中, 上覆板块逆冲和大洋高原是最为关键的两个因素, 板块吸力虽有助于俯冲角度的减小, 但不足以成为形成平板俯冲的独立条件, 而海沟后撤则是形成平板俯冲的必要条件. 今后基于数值模拟探索平板俯冲形成机制的工作, 需要结合地质、地球物理观测数据, 并将洋壳榴辉岩化(负浮力)与大洋岩石圈地幔蛇纹石化(正浮力)的影响加入到模型中, 开展三维高分辨率热-力学模拟研究.

关键词 平板俯冲, 岩浆作用, 陆内造山, 形成机制, 数值模拟

1 引言

板块俯冲描述了较重的大洋板块在汇聚板块边界下沉进入地幔深部的过程, 它是驱动板块运动和洋脊扩张最主要的力源(Stern, 2002). 在俯冲带, 俯冲板块携带的海水、沉积物以及洋壳物质与周围热的地幔相互作用, 诱发了地幔熔融和弧岩浆, 导致了大陆地壳的形成(Kelemen和Hanghoj, 2003; Grove等, 2012). 因此, 板块俯冲是地球各圈层之间实现物质循环和能量交换的重要途径(郑永飞等, 2015; Zheng和Chen, 2016; 冷伟和黄倧知, 2018; 郑建平等, 2019).

根据俯冲角度以及上下板块耦合程度的不同, 大

中文引用格式: 颜智勇, 陈林, 熊熊, 王恺, 谢仁先, 许厚泽. 2020. 平板俯冲及其地质效应的研究进展: 观测与模拟. 中国科学: 地球科学, 50: 1044–1068, doi: 10.1360/SSTe-2019-0155
英文引用格式: Yan Z, Chen L, Xiong X, Wang K, Xie R, Hsu H. 2020. Observations and modeling of flat subduction and its geological effects. Science China Earth Sciences, 63: 1069–1091, https://doi.org/10.1007/s11430-019-9575-2

© 2020 《中国科学》杂志社

洋俯冲带可分为两种类型(Uyeda和Kanamori, 1979; Uyeda, 1983): 马里亚纳型和秘鲁-智利型, 分别为陡俯冲和平板俯冲的典型代表(图1), 前者指年老的大洋板块以高角度俯冲的模式(陡俯冲), 俯冲板块与上覆板块之间接触面积较小, 二者之间耦合程度较弱, 海沟后撤与弧后拉张作用显著, 火山活动广泛发育, 以玄武岩为主(图1a); 后者指年轻的大洋板块以低角度或平板形式俯冲的模式(平板俯冲), 由于俯冲板块与上覆板块之间接触面积较大, 二者之间耦合紧密, 上覆板块遭受强烈挤压, 造山作用显著, 发育有宽阔的火山活动带, 以安山岩为主(图1b). 现今全球绝大多数的俯冲带为陡俯冲, 仅10%的俯冲带为平板俯冲(Gutscher等, 2000a). 图2显示了现今的平板俯冲分布情况, 主要分布于智利中部(Barazangi和Isacks, 1976; Marot等, 2013)、秘鲁(Barazangi和Isacks, 1976; Ma和Clayton, 2014)、厄瓜多尔(Beate等, 2001)、哥斯达黎加(Grafe等, 2002; Gardner等, 2013)、墨西哥西南部(Suárez等, 1990; Skinner和Clayton, 2011)、美国西海岸Cascadia地区(Defant和Drummond, 1993)、阿拉斯加东南部(Page等, 1989; Fuis等, 2008)及日本南开海槽(Jarrard, 1986; Morris, 1995). 在发生平板俯冲的区域, 俯冲板块可近水平延伸数百乃至上千公里, 大部分都与洋隆(oceanic ridges)、大洋高原或年轻的大洋岩石圈俯冲相关. 此外, 平板俯冲与一些陆内第四纪火山弧和埃达克岩的分布(如图2中的五角星所示)也存在密切的联系(Gutscher等, 2000a).

相对高角度俯冲而言, 平板俯冲对上覆板块产生的影响更加深远, 地震释放的能量更高(Cloos和Shreve, 1996; Conrad等, 2004). 同时, 许多大型、超大型金属矿床的形成也与平板俯冲相关(曹明坚等, 2011). 此外, 学者们推测平板俯冲在地球早期的演化阶段可能普遍存在, 并可能在元古和太古宙大陆生长

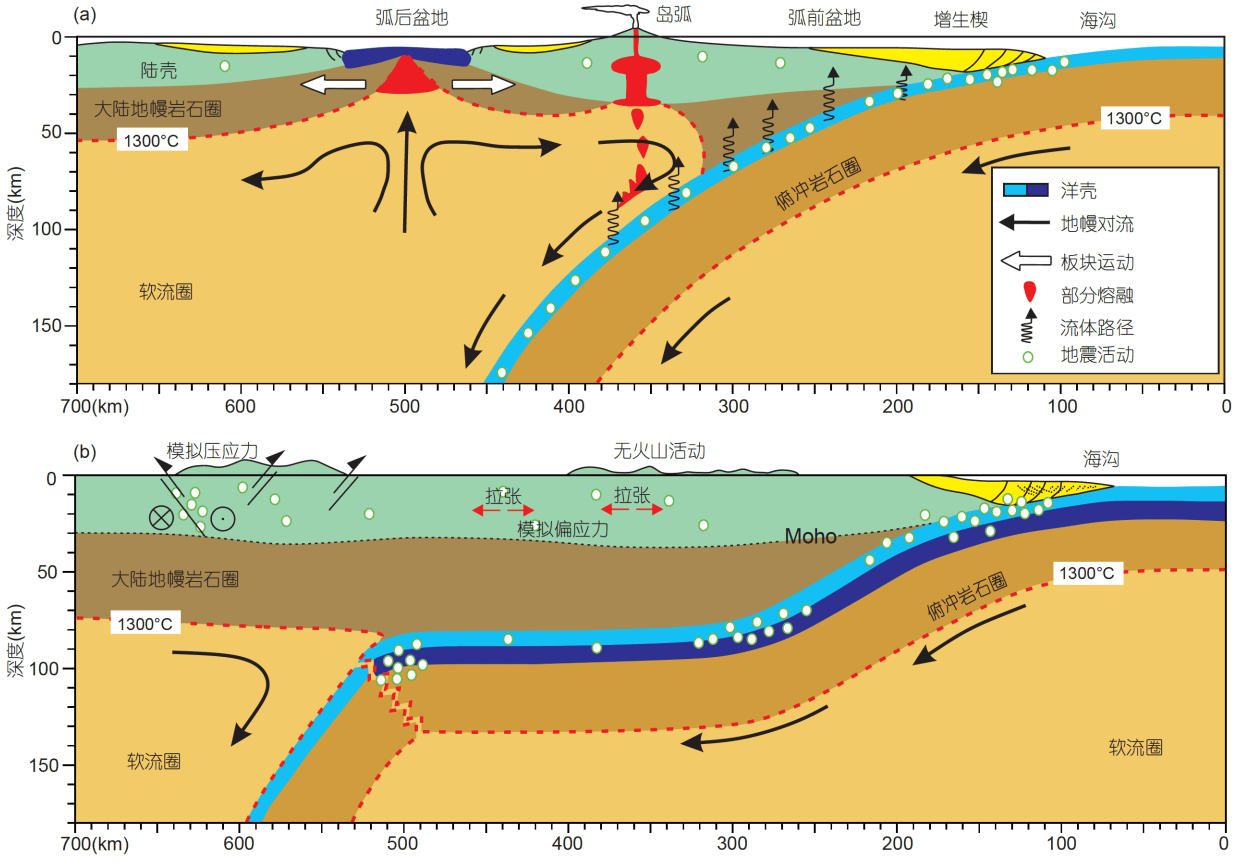

图 1　两种俯冲模式

(a) 陡俯冲; (b) 平板俯冲. 根据Barazangi和Isacks(1976)、Gutscher等(2000b)、Gutscher(2018)和Stern等(2017)修改. 黄色代表增生楔, 浅蓝色代表正常厚度洋壳, 深蓝色代表增厚洋壳

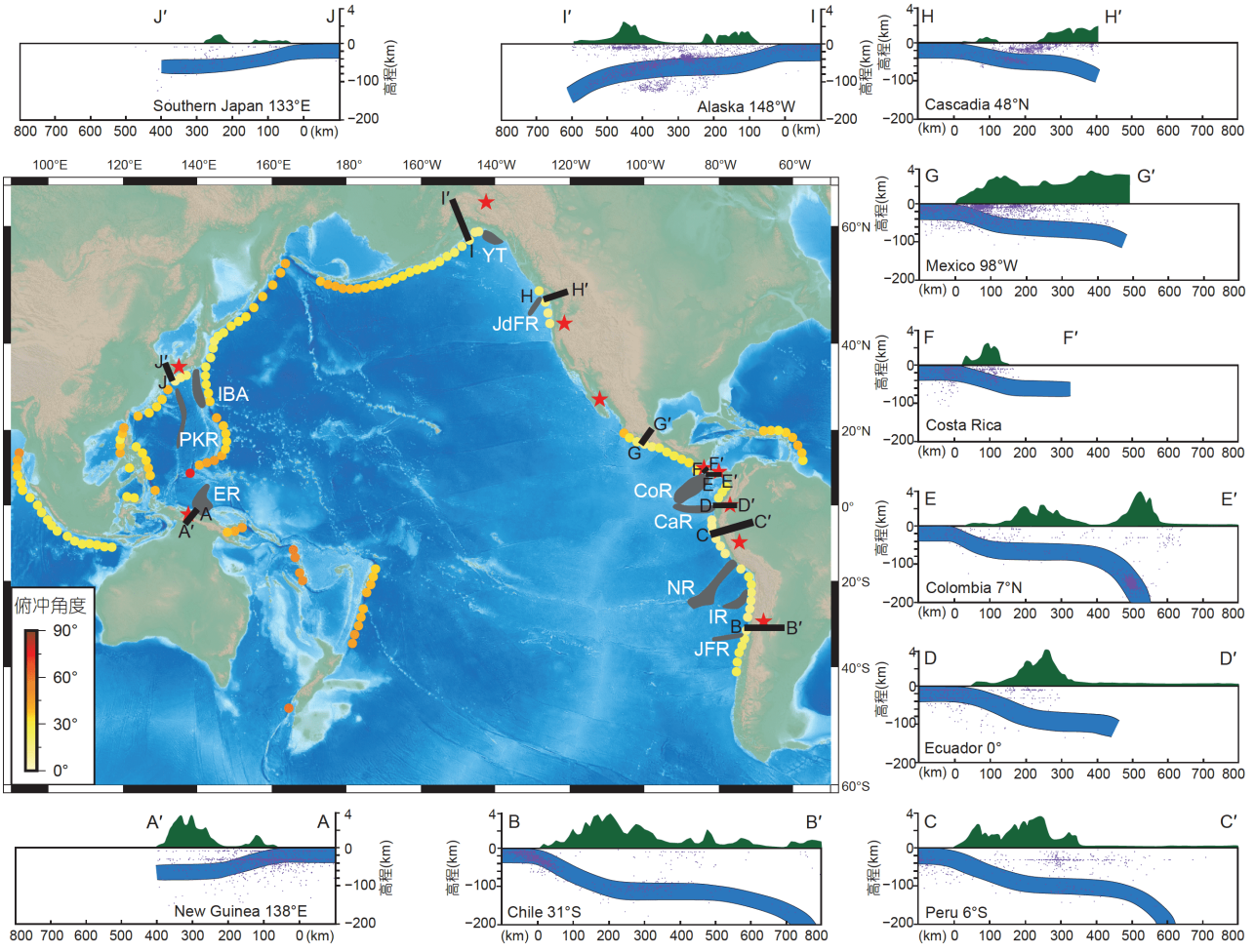

图 2　现今全球平板俯冲的分布

红色五角星代表埃达克岩发育的区域, 灰色区域代表浮力地质体, 紫色圆点代表地震活动分布, 黑色实线为剖面侧线, 与俯冲结构一一对应. 俯冲角度的数据来自Lallemand等(2005), 地震分布的数据来自https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/, 时间为2000年1月至2019年6月, 震级大小为2.5~8级, 选取距离剖面位置1km以内的数据作图. 俯冲结构根据Gutscher等(2000a, 2000b)、Skinner和Clayton(2011)修改. ER, Euripik洋隆; PKR, Palau-Kyushu洋隆; IBA, Izu Bonin弧; YT, Yakutat地块; JdFR, Juan de Fuca洋隆; CoR, Cocos洋隆; CaR, Carnegie洋隆; NR, Nazca洋隆; IR, Iquique洋隆; JFR, Juan Fernandez洋隆

过程中发挥了重要的作用(Vlaar, 1983, 1985; Abbott等, 1994; Murphy等, 1999). 因此, 平板俯冲受到学者们的广泛关注, 也成为本文的主要讨论对象.

平板俯冲的概念最早是Barazangi和Isacks(1976)基于地震资料研究南美安第斯板块构造时提出. 他们发现Nazca板块俯冲到南美板块下方时发生了分裂: 在秘鲁和智利中部下方板块相对平缓, 且两个板块之间几乎不存在软流圈物质; 而在其他区域板块俯冲角度相对较陡, 软流圈将两个板块隔离开. 据此, Barazangi和Isacks(1976)提出在秘鲁和智利中部地区存在平板俯冲. 同年, Megard和Philip(1976)根据安第斯中部岩浆弧的分布特征和地质观测证实了该区域存在平板俯冲. 随后, Dickinson和Snyder(1978)将平板俯冲模式用于解释北美Laramide造山运动(80~50Ma). 后期多位学者通过动力学模拟先后检验或证实了Laramide造山运动与Farallon板块平板俯冲之间的相关性(Liu等, 2008, 2010; Liu和Gurnis, 2010; Liu和Currie, 2016; Axen等, 2018). 根据华南发育宽阔的陆内造山带以及火成岩分布特征, Li和Li(2007)提出华南在250~190Ma期间经历一次平板俯冲, 导致岩浆作用和造山前缘不断向华南陆内迁移. 平板俯冲还可能导致克拉通岩石圈的破坏. 最近, Wu等(2019)根据地质、地球化学观

测数据提出古太平洋板块的平板俯冲导致了晚侏罗世时期(约160~140Ma)华北克拉通的破坏.

尽管我们对平板俯冲产生的地质效应具有广泛的共识(Gutscher, 2018), 但对平板俯冲形成机制的理解仍然存在很大的争论. 一般认为平板俯冲是由俯冲板块自身的浮力异常(如大洋高原、洋隆或海山链)、海沟后撤、俯冲板块与上覆板块之间的吸力或上覆板块向海沟的运动等因素导致(van Hunen等, 2004; Manea等, 2012; Antonijevic等, 2015). 最近, Manea等(2017)对墨西哥、秘鲁和智利三个典型的平板俯冲带的几何结构、岩浆岩地球化学特征以及地震各向异性进行了系统的对比分析, 认为海沟的后撤、大洋俯冲板块和上覆板块结构的强烈变化是导致平板俯冲的最重要因素. 虽然他们没有发现统一的机制来解释这三处平板俯冲, 但他们强调三维动力学模拟方法是解开平板俯冲成因之谜的有效途径.

本研究将基于前人有关平板俯冲的研究成果, 对平板俯冲的地质效应、形成机制及其动力学数值模拟研究进行系统的分析和总结. 首先, 综述了平板俯冲的动力学过程及其地质效应, 包括平板俯冲产生的岩浆和陆内造山效应. 随后, 结合三个实例阐明平板俯冲模型在地学中的应用, 包括平板俯冲模型在研究北美Laramide造山、华南陆内造山以及华北克拉通破坏中的应用. 然后, 着重从动力学模拟的角度系统梳理了以往平板俯冲的研究成果, 分析和对比了控制平板俯冲形成的各种因素, 试图从模拟的角度厘清导致平板俯冲形成机制的关键要素. 最后, 针对平板俯冲的形成机制, 我们提出了未来有待进一步加强的研究方向和亟待解决的问题.

2　平板俯冲的动力学过程

2.1　平板俯冲的演化过程

典型平板俯冲的演化过程通常分为三个阶段(Gutscher等, 2000a; 曹明坚等, 2011)(图3). 第一阶段(图3a), 大洋板块以正常的高角度俯冲开始, 俯冲到约100km深度, 受俯冲板块脱水作用的影响, 板块上方的楔状软流圈发生部分熔融, 在距离海沟约300km的区域形成了一个窄的钙碱性岩浆弧(narrow calc-alkaline arc). 第二阶段(图3b和3c), 随着新生洋壳或其他正浮力地质体进入俯冲带, 俯冲角度逐渐变缓, 形成平板俯冲. 平板俯冲早期, 俯冲板块沿着上覆板块的底部近水平滑移, 舌形软流楔随之向陆内运移, 俯冲的洋壳在约80km的深度上越过700℃的等温线, 可在距海沟大于400km的陆内形成一个宽阔的埃达克岩浆弧(图3b); 随着平板俯冲的持续进行, 下覆板块可在同一深度上水平延伸几百甚至上千公里, 位于两个板块之间的舌形软流楔不断后撤和冷却, 部分熔融仅发生在距离海沟更远的陆内, 形成最后的岩浆余脉(图3c). 第三阶段(图3d), 当平板俯冲持续数百万年后, 持续的冷却使得舌形软流楔最终消失, 俯冲洋壳与热的软流楔之间的直接接触被关闭, 平板俯冲相关的岩浆作用进入寂静期.

以往我们主要关注的是平板俯冲的演化过程, 而没有去研究发生平板俯冲后的俯冲形态. 平板俯冲仅占现今俯冲带10%, 这意味着平板俯冲是一个瞬态过程, 平板形态不是一直保持不变, 俯冲后期演化形式会发生变化. 近期有学者通过岩石地球化学资料和地球物理观测资料指出平板俯冲过程结束后, 俯冲板块由于榴辉岩化失去浮力可能会发生拆沉、板块撕裂或是回撤陡俯冲(Li和Li, 2007; Wu等, 2019), 这在数值模拟中也得到了证实(Taramón等, 2015; Hu等, 2016; Axen等, 2018). 新的俯冲模式不仅对上覆板块地形产生一定的影响, 如形成陆内浅海盆地和克拉通破坏等(Li和Li, 2007; Wu等, 2019); 同时因为地幔楔的重新打开而发生熔融作用, 在地表形成新的岩浆(Hu等, 2016; Axen等, 2018), 表现为岩浆向海沟方向迁移. 由于前人模型对岩石相变考虑较少(见后文5.5.1小节), 数值模拟平板俯冲后期演化结果的研究不多见, 这也是我们后期模拟需要加强的方向.

2.2　平板俯冲的热结构

俯冲带热结构对板块负浮力大小、地震活动性、矿物相变和脱水, 以及岩浆和火山活动都有十分重要的影响. 平板俯冲会显著改变大陆边缘下方的温度结构和流变学性质, 进而影响上覆大陆的变形样式和火山作用(Gutscher等, 2000a; Manea和Manea, 2011; Marot等, 2014). 平板俯冲使得上覆大陆岩石圈底部热的软流圈被冷的大洋岩石圈所置换, 因此持续的平板俯冲会形成一个大规模冷的热结构(Sacks, 1983; Henry和Pollack, 1988; Dumitru等, 1991; Axen等, 2018). 根据安第斯平板俯冲带的板块年龄、俯冲速度以及平板

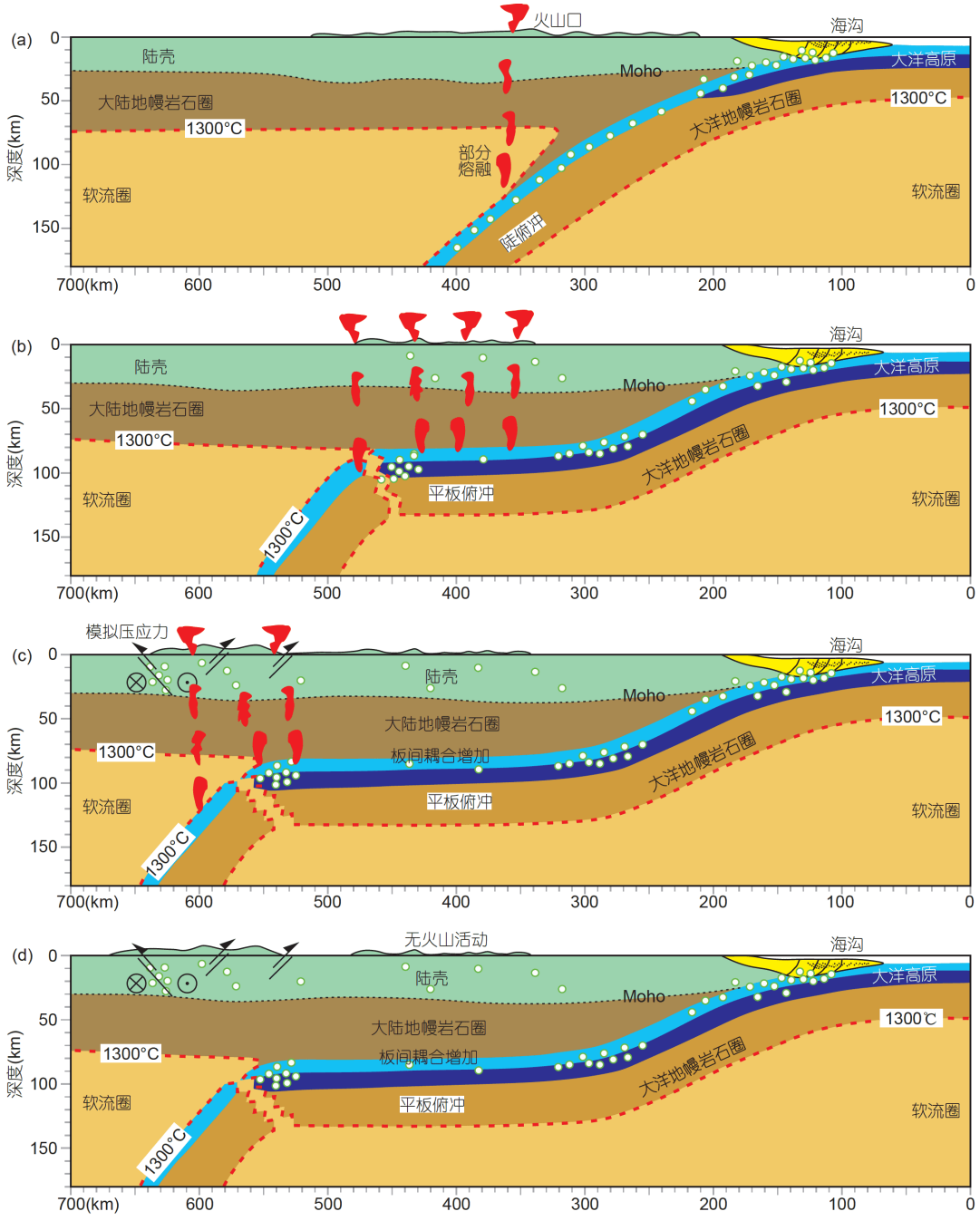

图 3　典型的平板俯冲演化过程

第一阶段为陡俯冲过程(a), 在地幔楔的上方形成了一个窄的钙-碱性岩浆弧; 第二阶段为平板俯冲的发展过程((b), (c)), 随着大洋高原进入俯冲带, 俯冲板块沿着上覆板块底部近水平滑移数百公里, 导致岩浆和造山作用逐渐向陆内迁移. 第三阶段为平板俯冲后期过程(d), 随着楔状软流圈的消失, 最终进入岩浆静寂期. 修改自Gutscher等(2000a)

的几何参数等数据, Gutscher等(2000a)将前人利用有限元方法计算的陡俯冲的热结构(Peacock等, 1994; Peacock, 1996)与Davies(1999)利用解析解计算的平板俯冲(70km以下)的热结构汇编在一起, 首次构建了一个完整的平板俯冲带热结构. 该模型预测了平板俯冲条件下变质反应的P-T-t轨迹, 解释了南美平板俯冲区

域埃达克岩的成因，但它没有考虑剪切生热、熔融吸热以及平流热传递等动力学过程，预测的温度比实际温度低. Syracuse等(2010)综合了前人的研究结果，使用Sepran软件包对全球56个主要俯冲带的温度结构进行了有限元数值建模，获得一套完整的全球俯冲带热结构模型. 结果显示，所有模型的俯冲板块与上覆板块之间均表现出局部耦合的特征；同一俯冲带模型，不同的解耦点设置对俯冲板块的Moho界面温度、在岛弧下方的表面温度以及地幔楔中的最大温度影响不大. 最近，Penniston-Dorland等(2015)通过对出露的蓝片岩和榴辉岩研究发现, 在同一压力条件, 岩石学实验预测的俯冲带热结构比Syracuse等(2010)利用运动学模型预测的热结构更热, 尤其是在较浅的深度(<2GPa)平均高出100~300℃. 此外，板块俯冲过程中伴随着矿物、岩石的相变和脱水，这些热动力学作用也会对俯冲带热结构产生重要影响(van Keken等，2011). 由此可见，俯冲带尤其是平板俯冲带的热结构仍然是一个没有解决的问题.

图4是我们利用二维热-力学模拟方法(I2VIS; Gerya和Yuen，2003)计算的平板俯冲的热结构演化过程，俯冲早期地幔楔温度较高(图4a)；平板俯冲过程地幔楔关闭, 冷的俯冲板块填充该区域使得温度降低(图4b和4c). 上述模拟结果表明: 随着俯冲角度的减小, 地幔楔由热变冷. 这在地表热流上的表现尤为明显. 例如, 位于陡俯冲之上的玻利维亚地表热流到达50~120 mW m^{-2}(Henry和Pollack，1988), 而墨西哥和秘鲁平板俯冲区域上方的地表热流值分别只有13~22mW m^{-2}(Ziagos等，1985)和30~70mW m^{-2}(Henry和Pollack，1988；Muñoz，2005). 如果平板俯冲持续时间足够长(>5Myr), 由于地幔楔关闭以及与冷的俯冲板块的摩擦和热交换，平板俯冲的上界面仍然有可能达到甚至超过俯冲洋壳的熔融温度，在地表形成埃达克岩. 在正

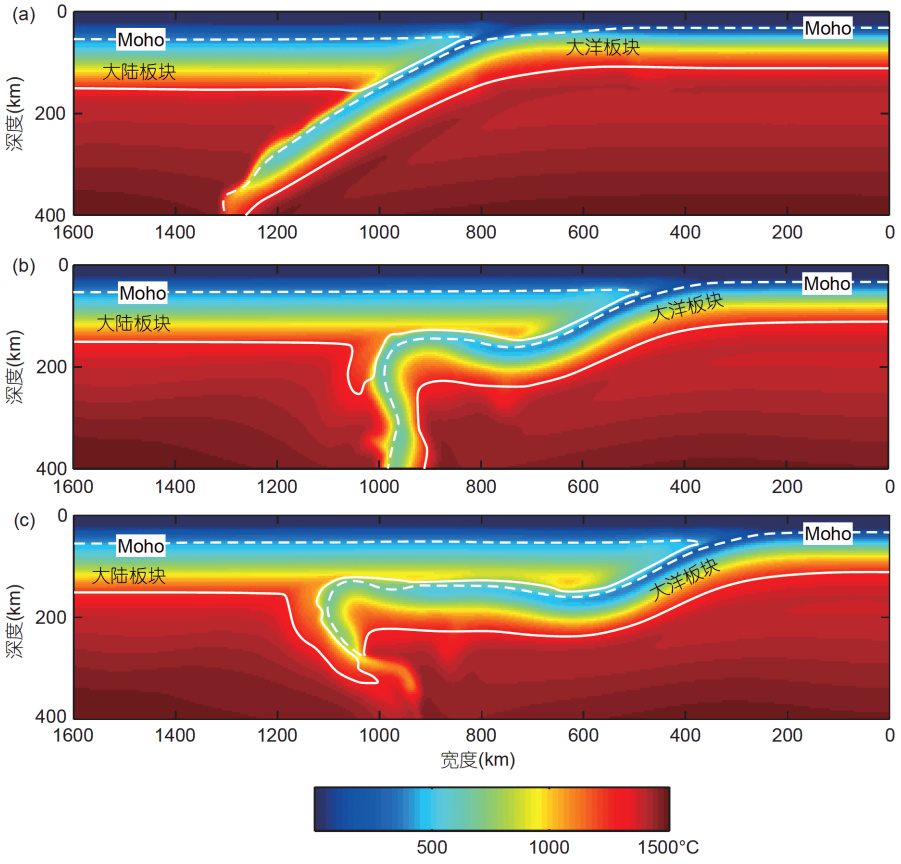

图 4　平板俯冲的热结构

模型水平宽度为4000km, 垂向深度为1000km; 俯冲大洋板块具有一个宽300km规模大小的大洋高原; 底端为渗透性边界, 其余三边为自由滑边界条件; 大洋大陆初始汇聚速率均为4cm a^{-1}. 白色虚线为Moho界面; 白色实线为岩石圈底界面

常俯冲条件下, 只有年轻(≤5Ma)的洋壳俯冲才能形成埃达克质岩浆(Defant和Drummond, 1993; Peacock等, 1994); 在平板俯冲作用条件下, 除了早期在俯冲板块的前缘会产生洋壳熔融外, 只要俯冲的洋壳在较浅的深度(2~2.5GPa)上停留的时间足够长, 也能形成洋壳的熔融以及埃达克岩(Gutscher等, 2000a). 后一种机制回答了为何年老(40~50Ma)的洋壳俯冲也能形成埃达克岩浆, 很好地解释了安第斯和中美洲大陆边缘分布的埃达克岩. 持续的平板俯冲除了冷却俯冲带的热结构, 还会增强上覆板块的流变强度, 导致发震层的深度增加、地震释放的能量增大以及变形向陆内传递更远(Gutscher等, 2000b). 此外, 更冷的热结构会迟滞玄武岩向榴辉岩的转变(最多可延迟8~10Myr), 从而延迟俯冲板块的坍塌或断离, 使平板俯冲向陆内移动得更远(Gutscher等, 2000b).

3 平板俯冲的地质效应

3.1 岩浆作用

平板俯冲过程所产生的岩浆在成分、时空分布以及成矿效应上均与陡俯冲过程中所产生的岩浆存在着重大差异(表1). 陡俯冲岩浆来自于俯冲板块脱水引发的地幔楔的熔融, 通常形成岛弧火山, 岩性以玄武岩为主, 安山岩较少, Sr/Y值较低. 常见于太平洋俯冲板块, 如马里亚纳. 而平板俯冲作用所伴随的岩浆活动通常距离海沟较远并随着平板俯冲前端位置向陆内迁移, 从而形成超过300km甚至上千公里宽的岩浆带, Gerya等(2009)数值模拟结果显示平板俯冲的发生使得岩浆活动急剧减弱; 俯冲后期进入岩浆寂静期, Hu等(2016)数值模拟结果证实了这一点, 模型结果证实了人们对岩浆作用与平板俯冲关系的普遍认识. 其火山岩为安山岩-英安岩-流纹岩系列, 含少量玄武岩, 伴有俯冲洋壳部分熔融产生的埃达克岩, 其Sr/Y值较高, 常见于南美安第斯俯冲带, 如智利平板俯冲区域(Gutscher等, 2000a; Yogodzinski等, 2001; 郑永飞等, 2015). 一般认为, 马里亚纳型俯冲(陡俯冲)的弧后拉张作用有利于块状硫化物型矿床的形成, 智利型俯冲(平板俯冲)的弧后挤压过程则有利于形成斑岩矿床(Uyeda和Kanamori, 1979; Wan等, 2017). 埃达克岩与斑岩矿床的形成有紧密联系(Thiéblemont等, 1997; Oyarzun等, 2001).

全球已知的10个平板俯冲带中, 有8个与当前或近期(<6Ma)发生的埃达克岩岩浆活动有关(如图2中的五角星所示)(Gutscher等, 2000a). 在过去几十年, 大量的新生代埃达克岩被记录和讨论(Defant和Drummond, 1990; Morris, 1995). 关于埃达克岩的成因前人提出了多种解释, 包括上覆陆壳熔融(Kay和Abbruzzi, 1996)、板片窗(Johnston和Thorkelson, 1997)和俯冲板块部分熔融(Gutscher等, 2000a)等. 铁镁质的板底作用使上覆板块地壳增厚发生熔融, 该机制可以很好地解释南美地区, 但它无法解释Cascadia、阿拉斯加南部或日本西南部等区域, 这些区域大陆地壳厚度不超过40km (Oleskevich等, 1999). 通过板片窗的高温作用发生部分熔融形成埃达克岩, 可以解释侏罗纪时期阿拉斯加南部地区含石榴石的镁铁质弧形基底发生部分熔融, 形成类似埃达克岩(Cole等, 2006), 但无法解释智利、秘鲁等区域的洋壳俯冲情况(Gutscher等, 2000a). 安山岩和英安岩岩浆中Y和重稀土元素强烈耗竭以及高的Sr/Y比值揭示板块熔融是埃达克弧岩浆的可能来源. 如墨西哥火山带中新世晚期埃达克岩具有板状熔融的地球化学和同位素特征, 被认为是俯冲洋壳经长时间

表 1 正常俯冲与平板俯冲形成的岩浆对比

	距离海沟位置(km)	分布范围	岩性	化学成分	成矿类型	典型示例
正常俯冲	~300	窄	主要为玄武岩、安山岩和少量英安岩	Y元素含量高, Sr/Y比值低	块状硫化物型矿床	马里亚纳
平板俯冲	400~700	宽阔岩浆弧带(>300km, 甚至达到1000km)	安山岩-英安岩-流纹岩(ADR), 安山岩十分发育, 含少量玄武岩; 埃达克岩	ADR: Y元素含量高, Sr/Y比值低. 埃达克岩: Y元素含量低, Sr/Y比值高	斑岩型矿床	智利、秘鲁
参考文献	Gutscher等, 2000a	Gutscher等, 2000a	Stern, 2002; 郑永飞等, 2015	Stern, 2002; Oyarzun等, 2001; Yogodzinski等, 2001	郑永飞等, 2015; Uyeda和Kanamori, 1979; Wan等, 2017	Oyarzun等, 2001; Uyeda和Kanamori, 1979; Wan等, 2017

的平俯冲后熔融的产物(Gómez-Tuena等, 2003; Mori等, 2007). 沿厄瓜多尔弧的不同火山岩复合体中呈现出从钙碱性岩浆到埃达克岩的变化规律, 被认为与俯冲形态的转变有直接联系(Gutscher等, 2000a; Bourdon等, 2003). 另外, 哥斯达黎加也发生过类似的岩浆过程(Defant等, 1992). 俯冲早期(6Ma)角度较陡, 岩浆作用以钙碱性为主; 随后(~5Ma)Talamanca山脉的隆起表明随着Cocos洋隆的俯冲, 俯冲板块扁平化, 形成平板俯冲(Protti等, 1994), 熔融来自俯冲板块(Defant等, 1992). 在秘鲁和智利中部平板俯冲区域没有出现第四纪弧火山活动, 解释为俯冲板块与上覆大陆板块之间的软流楔已完全消失(Gutscher, 2002; Kay和Mpodozis, 2002). 由于南美一些大型或超大型矿床与平板俯冲区域存在时空一致性, 因此二者之间可能存在密切的联系(Gutscher等, 2000a; 曹明坚等, 2011). 需要指出的是近期数值模拟结果显示平板内部撕裂与具有浮力特征的俯冲有关(Hu等, 2016), 该过程为平板区域熔融的来源提供了新的解释.

3.2　远程陆内造山作用

由于远离板块边界, 陆内造山通常难以用一般的板块俯冲模式来解释. 平板俯冲可以从海沟向陆内水平延伸数百甚至上千公里, 俯冲板块在上覆大陆板块底部产生的拖拽作用, 使得上覆大陆内部发生挤压变形, 导致地壳褶皱增厚和地表抬升. 随着平板俯冲前端位置向陆内的推进, 造山作用逐渐向陆内迁移(图3). 例如, 在Juan-Fernandez洋隆驱动作用下所引起的平板俯冲过程导致了智利中部海岸线挤压缩短和Sierras Pampeanas西部地壳增厚(Fromm等, 2004). Cocos洋隆作用下引起的平板俯冲过程显著增加了哥斯达黎加南部Osa Peninsula的抬升速率和地表的隆起(Marshall和Anderson, 1995; Gardner等, 2013). Canergie洋隆作用下所形成的平板俯冲导致了厄瓜多尔陆内地形显著变化: 不仅在弧前区域, 而且在远离沟槽向陆内超过110km内均有地表的抬升(Michaud等, 2009). 秘鲁典型的安第斯型造山带, Nazca洋隆作用形成的平板俯冲控制着Cordillera的地形地貌结构, 由西向东依次为岛弧、Western Cordillera山脉、Altiplano北部、Eastern Cordillera和Subandes山脉(Ramos和Folguera, 2009; Manea等, 2017). 最近数值模拟结果很好地证实了平板俯冲过程中的陆内造山作用. 如Gerya等(2009)数值模拟结果显示平板俯冲过程中, 地形变化随着俯冲洋隆向远离海沟方向迁移. Axen等(2018)模型结果也证实了该过程.

3.3　小结

平板俯冲带的上覆大陆岩石圈通常处于挤压应力环境, 随着平板俯冲过程的持续进行, 上覆板块将发生挤压变形, 并伴随着地壳增厚、地表抬升以及岩浆活动逐渐向板内迁移, 直至平板俯冲结束. 因此, 平板俯冲可以有效地将构造活动和岩浆作用传递至上覆板块的内部. 后期, 冷的俯冲板块将替换热的软流楔, 导致岩浆作用的寂静期. 因此, 典型的平板俯冲通常具有如下特点: (1) 上覆板块变形区域向陆内迁移; (2) 岛弧岩浆活动向陆内迁移、减弱或消失. 这些特点也成为判断或推测平板俯冲的重要地质依据.

4　地质时期的平板俯冲

现今平板俯冲带的地质与地球物理观测表明, 平板俯冲在以往地质时期曾广泛发育(Dickinson和Snyder, 1978; Li和Li, 2007). 根据太古代时期, 地球温度高、洋壳厚度大(即板块浮力大)以及地幔黏度低的特点, 学者们推断平板俯冲可能是当时极为常见的一种俯冲形式(Abbott等, 1994; Murphy等, 1999). 平板俯冲作为一种特殊的俯冲模式能够为解释某些特殊地质现象的形成机制提供重要依据. 下面我们将结合三个以往的实例阐释不同地质时期平板俯冲过程对相应地质现象的影响与成因解释, 包括北美Laramide造山运动、华南中生代宽阔的陆内造山以及华北克拉通破坏.

4.1　北美Laramide造山运动与Farallon平板俯冲

北美Laramide造山运动始于晚白垩世, 终止于渐新世, 它造成了美国西部陆内1000~1500km范围内前陆地体的抬升、挤压变形以及火山活动迁移等构造事件(Dickinson和Snyder, 1978; Rodgers, 1987; English和Johnston, 2004). 针对Laramide造山运动的形成机制, 前人提出了多种可能的机制, 包括: (1) 弧后逆冲推覆作用(Price, 1981); (2) 造山带大规模拆离构造(Oldow等, 1990); (3) Cordillera压扭性碰撞(Maxson和Tikoff, 1996); (4) 平板俯冲(Dickinson和Snyder, 1978; Bird,

1988). 由于前三种机制无法解释该区域陆内变形和岩浆活动呈现出的向北美陆内迁移的现象, 因此平板俯冲成为解释Laramide造山运动形成的主流机制. 在平板俯冲模型提出之后, 学者们围绕平板俯冲与Laramide造山运动之间的关系展开了大量研究. Livaccari等(1981)提出平板俯冲是由位于Farallon板块之上的Hess洋隆造成的, 而Henderson等(1984)则认为是Farallon板块之上晚侏罗至早白垩世的洋隆的俯冲所致. Bird(1988)最早利用数值模拟方法验证了平板俯冲是否能够导致Laramide造山运动的假说, 发现平板俯冲的拖拽会刮擦北美大陆岩石圈地幔, 并能够将剪切应力传递至北美陆内, 最终导致前陆块体的抬升以及Laramide造山过程. Murphy等(1998, 2003)提出了地幔柱叠加平板俯冲的模型, 认为古地幔柱活动形成的大洋高原俯冲于北美大陆之下, 形成了平板俯冲. Liu等(2010)将地幔对流反演与板块重构相结合, 重建了Farallon板块100Ma以来的演化过程, 证实了晚白垩世Shatsky和Hess大洋高原以及平板俯冲的存在. 他们的模型同时表明随着平板俯冲的持续进行, 由于洋壳发生榴辉岩相变而发生拆沉, 从而导致了Laramide地表的区域隆升.

最近, Axen等(2018)利用二维热-力学模型探讨了Farallon板块以平板形式俯冲到北美大陆之下的动力学演化(图5). 模型以Farallon板块的陡俯冲为起始, 当轻而厚的洋壳(the conjugate Shatsky Rise, CSR)进入俯冲带, 俯冲板块开始变平. CSR的俯冲对上覆板块产生了一个端元载荷, 导致了大陆岩石圈处于挤压应力状态. 随着密度大的前端板块的断离, 平板俯冲得到了进一步加强. 他们发现平板俯冲能从上覆板块的底部刮掉20~50km厚的大陆岩石圈地幔. 被刮下的岩石圈地幔和洋壳混合物充填了软流楔, 推测该过程抑制了软流楔的熔融, 最终导致岛弧岩浆作用的减弱或终止. 如果被刮下的物质密度轻, 它则能在俯冲板块的前端聚集, 形成一个“铲刮楔”(bulldozed keel); 如果被刮下的物质密度大, 它则随板块下沉. Axen等(2018)的模型凸显了平板俯冲在铲刮大陆岩石圈底部和建造一个迁移的铲刮楔中的作用, 为Laramide造山运动的一些主要特征提供了解释, 包括: CSR轨迹上方的岩浆作用没有随着平板的推进而向内迁移、新墨西哥州东部和德克萨斯州西南部上地幔重力异常可能是古老铲刮楔的残留、科罗拉多州西南部下方厚达50km的岩石圈厚度突变可能是平板俯冲回撤后的遗迹等. 此外, 他们的模型还预测在轻的铲刮楔的上方存在一个水平拉张带(图5b). 这解释了Laramide造山运动造成的从西到东逐渐变年轻的断块隆起, 同时也回答了为何秘鲁平板俯冲的上方发育的是活动的正断裂而非挤压变形(Gutscher, 2018).

4.2 华南陆内造山与平板俯冲

华南地块参与了三个早中生代造山带作用: (1) 沿着北边缘的秦岭-大别造山带, 记录了华南与华北的碰撞(徐树桐等, 1992; 张国伟等, 1996); (2) 西北边缘的龙门山带(Chen和Wilson, 1996), 记录了华南与羌塘块体的碰撞(Li和Li, 2007); (3) 覆盖华南大部分区域的沿东北走向的华南造山带(崔盛芹和李锦蓉, 1983). 其中, 华南造山带早中生代发生了复杂了造山过程: (1) 形成了一个宽阔的陆内造山带(1300km)(Li和Li, 2007); (2) 华南造山带晚中生代花岗岩分布范围非常宽广, 在空间分布上呈现: 250~190Ma期间花岗岩远离俯冲带向陆内方向逐渐变年轻(Li和Li, 2007); 从190~90Ma期间, 岩浆作用以7.5~10km Ma^{-1}向东南迁移的规律(Zhou和Li, 2000).

针对华南造山过程, 前人提出了多种解释机制, 包括: 西太平洋俯冲模式(崔盛芹和李锦蓉, 1983)、地体碰撞增生模式(Hsü等, 1990)以及华南-华北碰撞模式(Li, 1998)等. 然而, 这些模型均不能很好地解释华南陆内大范围的岩浆活动及其时空演化规律. 基于前人研究, 借鉴北美Laramide造山效应, Li和Li(2007)提出了华南的平板俯冲模型(图6). 该模型开始于早二叠纪(在华南板块与华北板块接触之前)(Zhao和Coe, 1987). 二叠纪中期(图6b), 华北-华南大陆碰撞的发生可能触发了东南沿海边缘的活动(Li等, 2006), 伴随着沿海造山带的陆地沉积物向华南陆内倾斜. 到了三叠纪(图6c和6d), 当一定规模的大洋高原到达海沟处, 随即开始平板俯冲, 随着沿海造山带的抬升, 持续的平板俯冲使得火山作用、造山前缘及陆前盆地逐渐向华南陆内移动. 到了侏罗纪(图6e和6f), 由于大陆岩石圈坍塌、俯冲板块折返导致了迁徙造山带后方大陆岩石圈的下挠, 进而形成广阔的盆地, 该过程同时伴随着局部伸展作用和非造山岩浆活动. 该模型机制很好地解释了250~190Ma华南1300km宽的陆内造山效应: 不仅解释了华南中生代宽广(约1300km)的陆内造山作用和岩浆

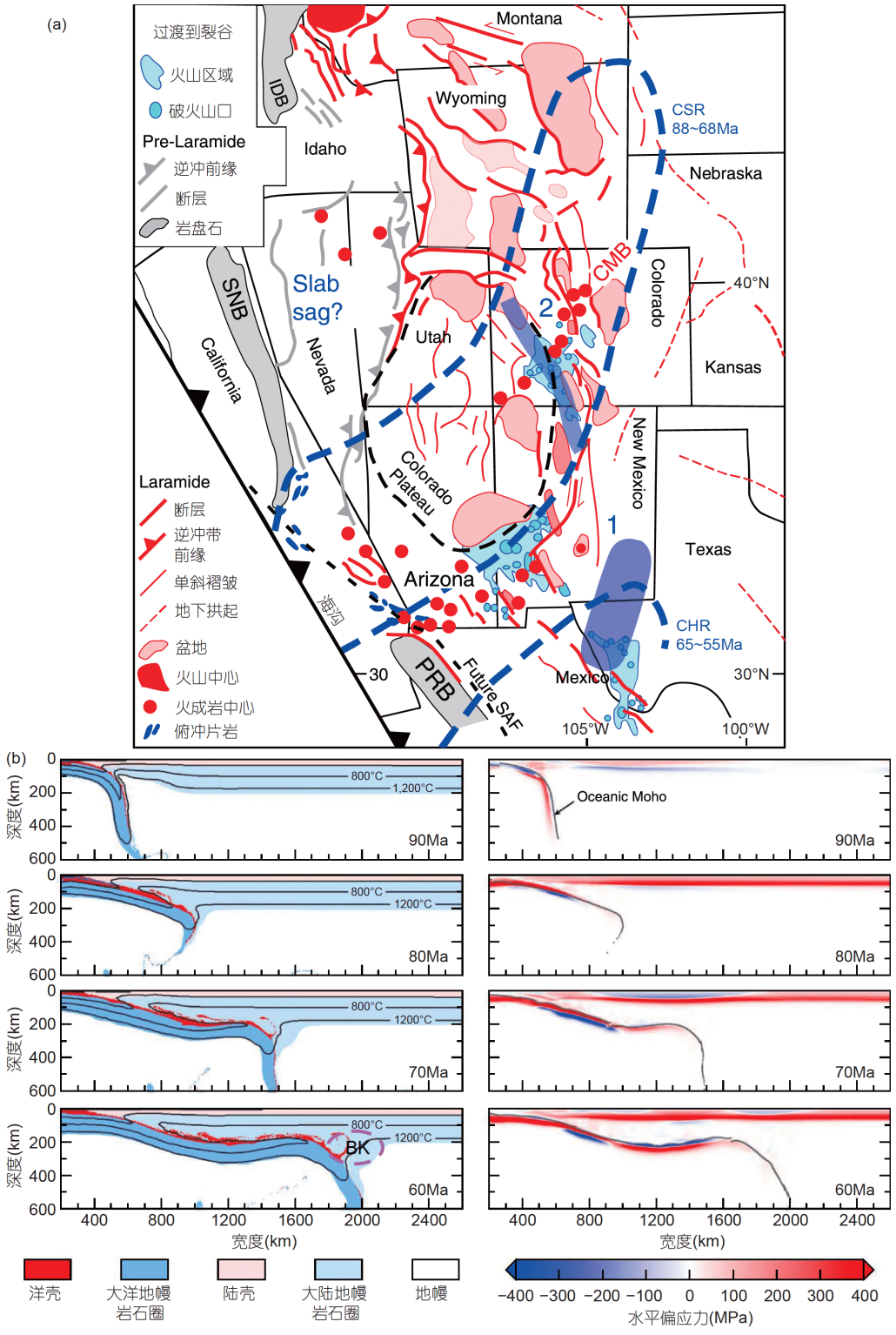

图 5　北美西部Laramide构造背景(a)和平板俯冲的演化过程(b)

(a) IDB, Idaho; PRB, Peninsular Ranges; SNB, Sierra Nevada. 黑色虚线为San Andreas断层和Colorado高原. 蓝色椭圆1显示高速上地幔, 蓝线2表示岩石圈台阶. (b) 修改自Axen等(2018). 左边是成分和温度, 右边是水平偏应力(挤压为正, 拉张为负). 在该模型中, 上覆大陆岩石圈地幔中度亏损(密度为3230kg m^{-3}), 强度中等(10倍于湿的橄榄岩). BK, 铲刮楔(bulldozed keel)

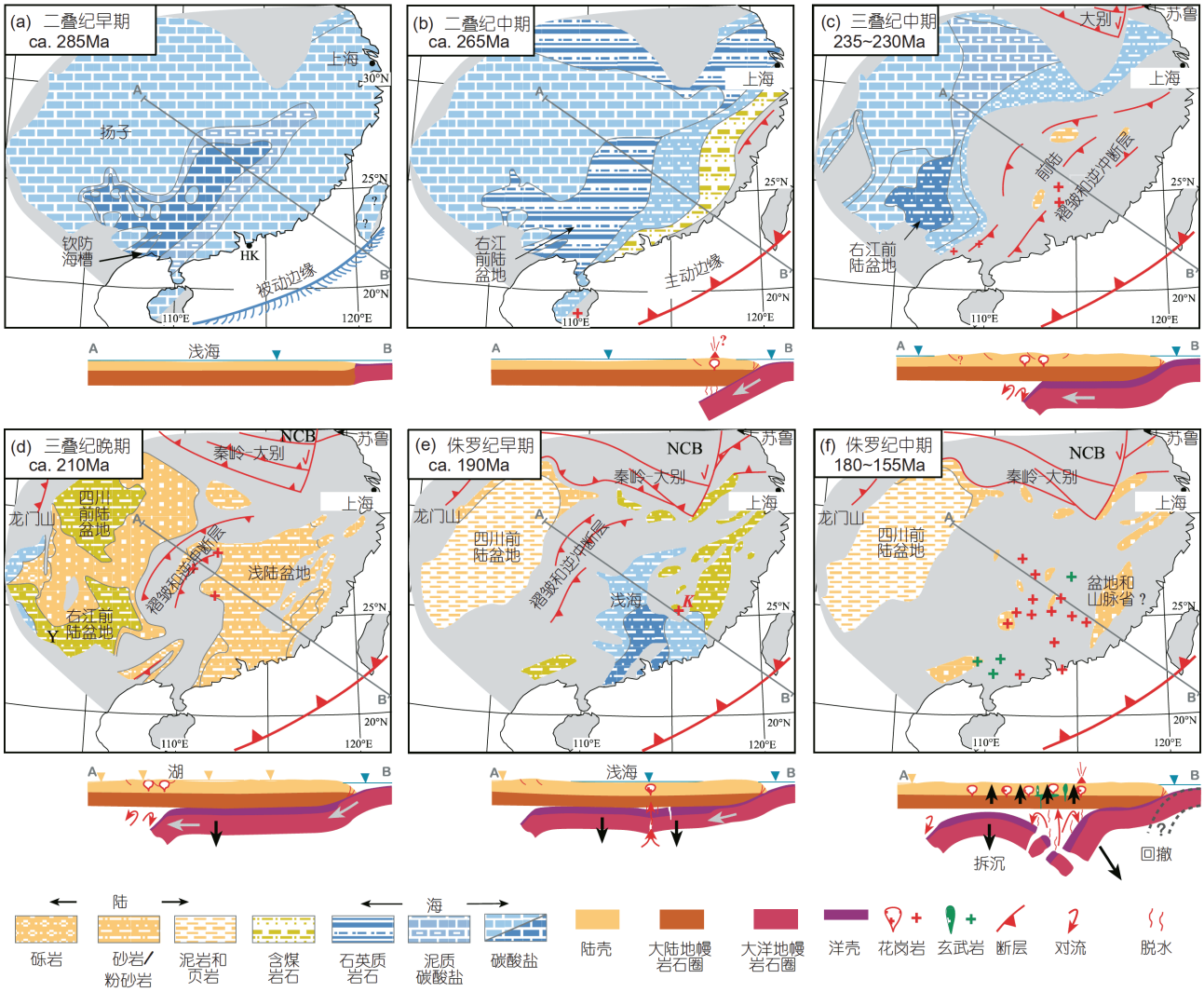

图 6　二叠纪-侏罗纪时期华南褶皱带造山演化与平板俯冲

据Li和Li(2007)

的时空演化，而且为在弱的前陆褶皱带迁移中形成的浅海盆地以及前陆盆地提供了解释依据.

4.3　华北克拉通破坏与古太平洋平板俯冲

太古代形成的华北克拉通在中生代遭受了显著的岩石圈减薄和强烈的构造改造(Menzies等, 1993; 邓晋福等, 1994; Griffin等, 1998; Gao等, 1998; 吴福元等, 2008; 郑永飞和吴福元, 2009; 徐义刚等, 2009; 朱日祥等, 2011, 2012), 关于其形成机制已经有了较大的推进(邓晋福等, 1994; 郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥等, 2012). 最近, Wu等(2019)根据华北构造演化分析, 特别是岩浆成分的定位分析发现(图7a)，侏罗纪岩浆作用主要发生在华北克拉通东部，并且侏罗纪岩石以中长石为主, 具有埃达克岩性质, 岩浆温度较低. 到了早白垩，岩浆分布范围广且成分差异较大. 据此，Wu等(2019)认为: 华北克拉通侏罗纪时期构造演化过程为平板俯冲所导致. 早侏罗纪时期(图7b), 太平洋板块以正常角度俯冲，海沟处产生岛弧岩浆；晚侏罗纪时期(图7c)，因为大洋高原额外浮力作用使得俯冲板块弯曲变平，发生平板俯冲作用，岩石圈增厚并伴随岩浆作用向西迁移. 到了早白垩纪(图7d), 俯冲板块重力不稳定导致板块再次俯冲到深层地幔，期间热的软流圈地幔与克拉通基底直接接触，引发软流圈和岩石圈的岩浆作用，岩石圈减薄. 晚白垩纪时期(图7e)，由于地

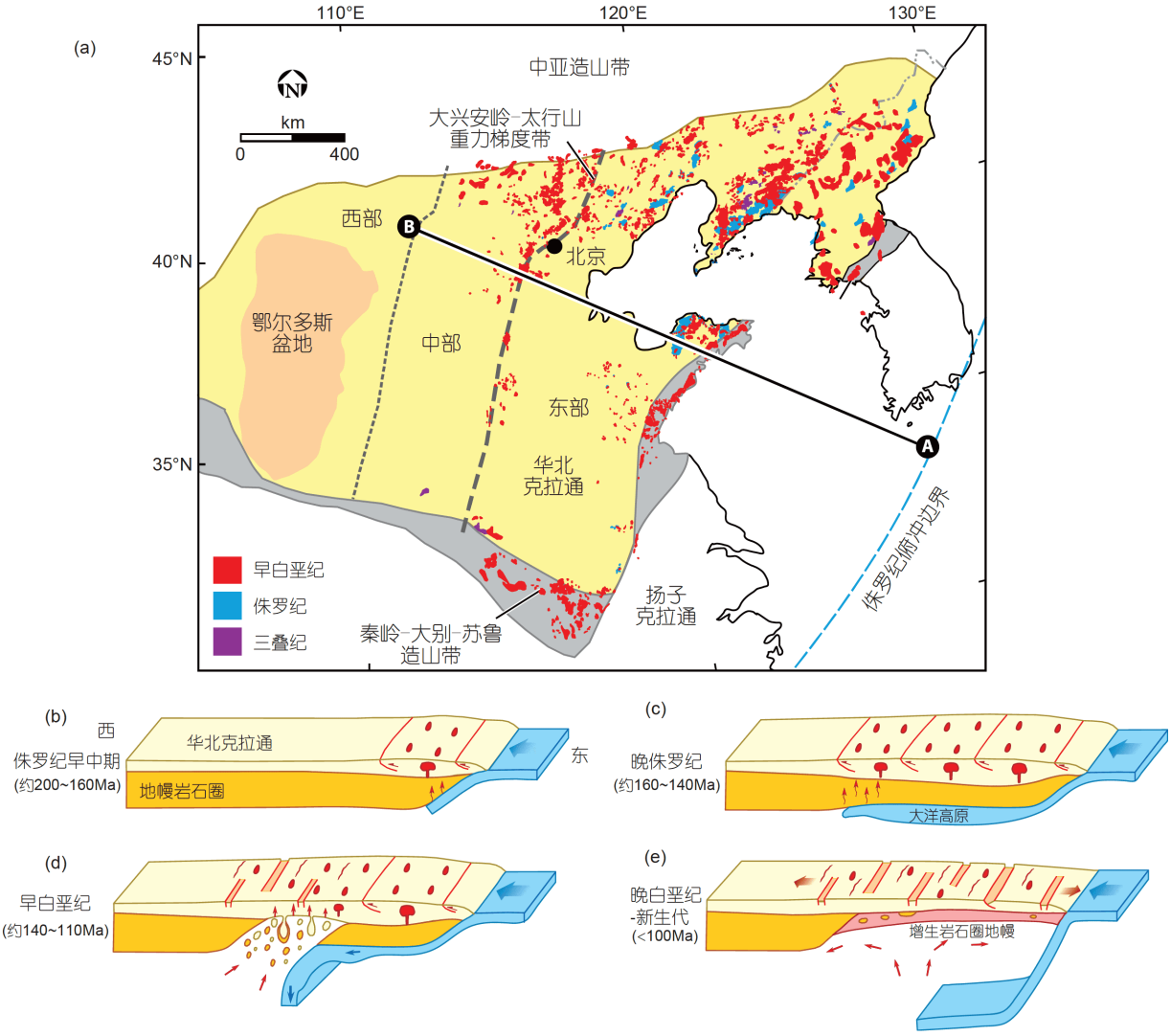

图 7　平板俯冲导致华北克拉通破坏的示意图

(a) 华北克拉通中生代侵入岩的分布; (b)~(e) 平板俯冲导致晚中生代华北克拉通破坏的概念模型. 修改自Wu等(2019)

壳分层、机械侵蚀和水化弱化作用等使得岩石圈进一步被消除，厚克拉通岩石圈地幔被新生岩石圈地幔取代. 在这种情况下，形成了一个宽阔的高原(the North China Altiplano).

5　平板俯冲的形成机制与数值模拟

相对平板俯冲的地质效应而言，平板俯冲的形成机制仍然存在很大的争议. 自从van Hunen等(2000)最早利用数值模拟方法探讨了平板俯冲的形成机制以来, 近20年, 学者们对平板俯冲的形成机制开展了大量的研究并取得了重要的认识，总体上控制平板俯冲形成的因素可以归纳为以下几种类型: (1) 俯冲板块自身的浮力异常(例如，大洋高原、洋隆或海山链)(van Hunen等, 2000, 2002a, 2004; Taramón等, 2015; Hu等, 2016; Liu和Currie, 2016; Axen等, 2018); (2) 上覆板块的逆冲作用(van Hunen等, 2000, 2002b, 2004; Huangfu等, 2016a; Liu和Currie, 2016); (3) 俯冲板块与上覆板块之间的吸力(van Hunen等, 2004; Rodríguez-González等, 2012; Manea等, 2012; Liu和Currie, 2016; Hu等, 2016); (4) 海沟后撤(Manea和Gurnis, 2007; Liu和Stegman, 2011; Manea等, 2012). 下面我们将从动力学模拟

(包含某些物理模拟)的角度分别予以介绍.

5.1 浮力(大洋高原、洋隆、海山链)的影响

大洋高原、洋隆和海山是分布在海底的基性火成岩区域, 这些地质体是过度的岩浆作用破坏大洋板块的结果, 通常被认为是形成于洋壳之上的大火成岩省(Ben-Avraham等, 1981; Kerr, 2014). 与正常洋壳相比, 大洋高原、洋隆、海山下方的地壳表现出厚度异常大(平均21~26km)而密度较小(平均2.79~2.84kg m^{-3})的特征(Tetreault和Buiter, 2014), 因此它们通常具有正浮力效应. 基于Nazca Ridge与秘鲁平板俯冲以及Juan-Fernandez Ridge与智利平板俯冲的对应关系, van Hunen等(2002a)首先利用二维有限元数值模拟方法探讨了大洋高原对平板俯冲形成的影响. 他们设计的大洋高原宽度为400km、厚度为18km, 考虑了玄武岩到榴辉岩的相变, 模拟结果表明(图8): (1) 玄武岩在榴辉岩稳定域中保持亚稳态的能力是决定大洋高原能否长时间保持浮力的关键因素, 即在600~700℃的温度下玄武岩发生榴辉岩相变的速率必须足够慢, 大洋高原的浮力才能维持足够长时间, 以形成平板俯冲; (2) 俯冲板块的最大屈服应力不能超过600MPa, 否则无法形成向平板转换的板片弯曲; (3) 相比于老的板块, 年轻的板块更容易发生平板俯冲; (4) 地幔楔的加水弱化是导致陡俯冲向平板俯冲转换的一个必要条件; (5) 大洋高原俯冲导致的平板俯冲量最大约为300km, 要形成更大规模的平板俯冲还需要其他机制的加入. van Hunen等(2002a)的二维模型没有考虑平行于海沟的周围陡俯冲板片拖拽的影响, 事实上这会进一步抵消大洋高原的浮力效应. Martinod等(2005)开展的三维物理模拟研究表明, 垂直于海沟的线状洋隆的俯冲不足以形成平板俯冲, 相反, 平行于海沟的浮力洋隆的俯冲则更有利于平板俯冲的形成. 随后, Espurt等(2008)的物理模拟实验进一步证实了大洋高原俯冲导致平板俯冲需要特定的条件, 即需要数百公里宽的大洋高原俯冲, 以抵

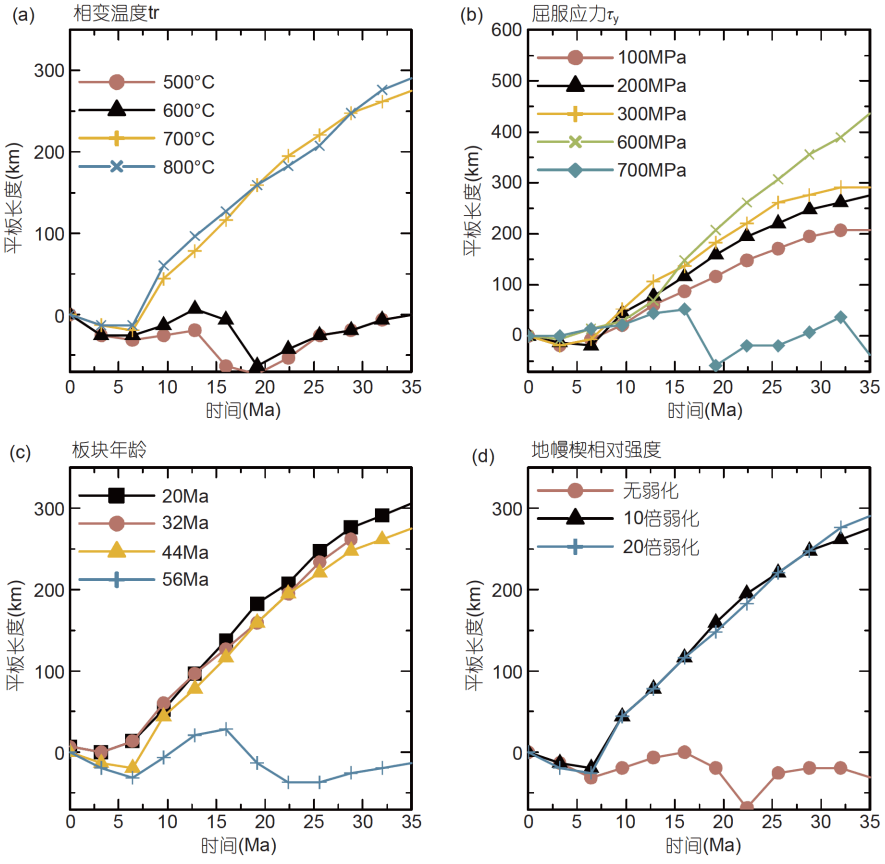

图 8 平板俯冲与关键参数之间关系

(a) 玄武岩转变为榴辉岩相变温度; (b) 俯冲板块屈服应力; (c) 俯冲板块年龄; (d) 地幔楔相对强度. 据van Hunen等(2002a)

消重的大洋板块负浮力的影响.

为了进一步探讨平板俯冲的地形和岩浆响应, Gerya等(2009)考虑了俯冲过程中板片脱水、地幔楔熔融以及地形发展等地质过程, 利用二维岩石-热力学模拟方法(I2VIS)研究了洋隆俯冲与平板俯冲形成的关系. 他们设计的洋隆宽为200km、厚为18km, 与Nazca Ridge的规模相当. 模拟结果表明(图9): (1) 中等规模的洋隆俯冲一般无法引起明显的平板俯冲和岩浆活动的减弱; (2) 俯冲板块岩石圈地幔密度的减小有利于平板俯冲的形成, 换言之, 平板俯冲的形成更依赖于俯冲板块自身的状态; (3) 平板俯冲的发生使得岩浆活动的急剧减弱, 岩浆作用的减弱是由热的地幔楔的消失引起, 与形成平板俯冲的机制无关. 最近, Axen等(2018)开展的二维热-力学模拟研究显示, 要形成上千公里的Laramide造山运动, 伴随Farallon板块俯冲的Shatsky Rise高原的宽度需要达到1000km, 同时前期俯冲的正常大洋板块发生断离也是导致平板俯冲的一个有利条件. 此外, 俯冲板块的岩石圈地幔蛇纹石化能部分抵消大洋高原地壳榴辉岩化产生的负浮力, 同时也能减小上覆板块与俯冲板块之间的摩擦力(Reynard, 2013), 进而促进平板俯冲的形成(Marot等, 2014).

5.2　上覆板块逆冲作用

上覆板块的运动能够改变俯冲板块的倾角, 因此是影响平板俯冲形成机制的另一重要因素(Uyeda和Kanamori, 1979; Jarrard, 1986). Cross和Pilger(1978)指

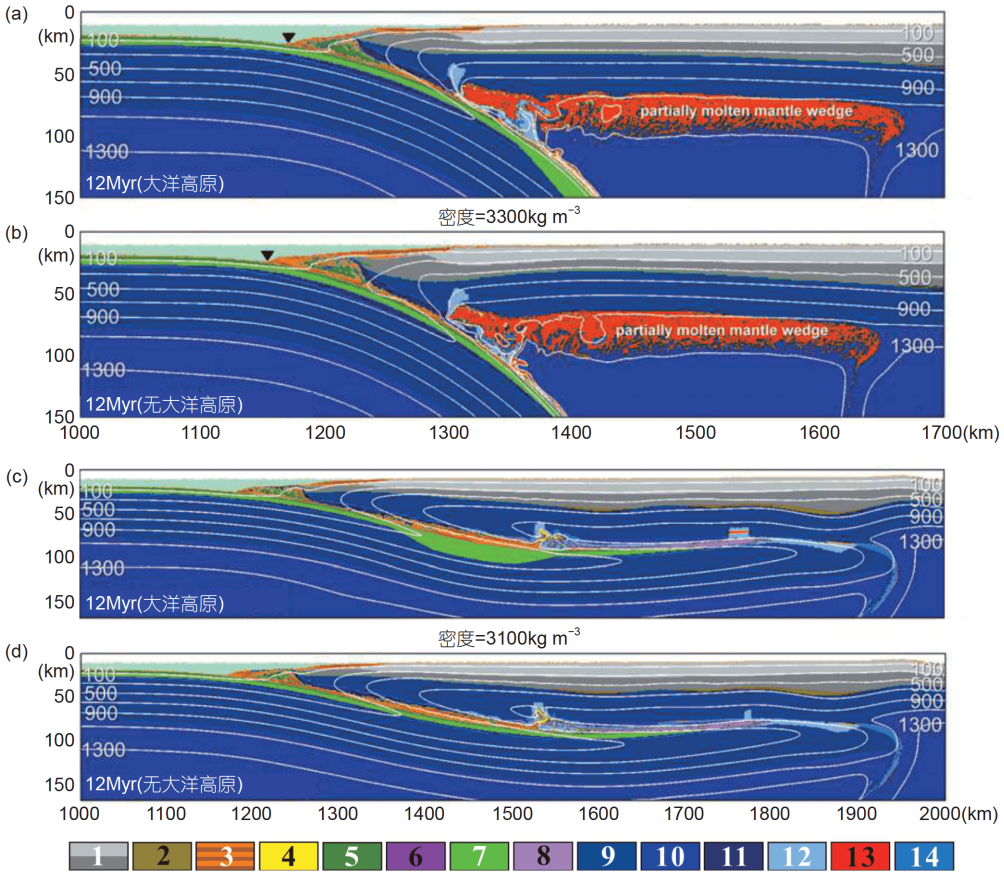

图 9　模型演化结果(12Myr)

(a)和(b)俯冲大洋地幔岩石圈密度为3300kg m^{-3}; (a) 模型中含大洋高原, (b) 模型中无大洋高原. (c)和(d) 俯冲大洋地幔岩石圈密度为3100kg m^{-3}; (c) 模型中含大洋高原, (d) 模型中无大洋高原. (a)和(b)中出现大规模熔融(红色区域). 白色实线代表等温线, 单位为℃. 颜色标号, 1, 2: 大陆地壳(1: 固态, 2: 部分熔融); 3, 4: 沉积层(3: 固态, 4: 部分熔融); 5, 6: 洋壳(上)(5: 固态, 6: 部分熔融); 7, 8: 洋壳(下)(7: 固态, 8: 部分熔融); 9, 10: 无水地幔(9: 岩石圈, 10: 软流圈); 11, 12, 13, 14: 含水地幔(11: 蛇纹石化橄榄岩, 12: 无蛇纹化橄榄岩, 13: 部分熔融橄榄岩, 14: 熔融抽取形成的玄武岩). 修改自Gerya等(2009)

出了热点参考系中的大陆运动与相邻板块倾角之间的相关性. Vlaar(1983)提出的“岩石圈加倍”模型, 也强调了上覆板块主动向海沟运动的过程. 现今平板俯冲区域绝大部分上覆板块具有向海沟运动的速度(Lallemand等, 2005; Huangfu等, 2016b). 例如, 南美板块在智利、秘鲁和厄瓜多尔平板俯冲区域绝对速度分别为4.5、4.5和3.8cm a^{-1}; 美国西岸Cascadia地区上覆板块绝对速度为2.4cm a^{-1}. 结合秘鲁地区的南美板块向海沟的运动实例, van Hunen等(2000)利用二维有限元方法设计了相关热力学模型研究上覆板块运动与平板俯冲之间的关系. 在上覆板块逆冲模型参数测试实验中他们发现, 当改变板块强度、地幔黏度等参数时, 模型在大的参数范围内都能产生平板俯冲, 即上覆板块逆冲作用对产生平板俯冲具有积极作用. 随后的研究中指出, 上覆板块的逆冲是形成平板俯冲的一个非常重要的因素(van Hunen等, 2004). Arcay等(2008)利用热化学对流数值模拟研究板块运动速度对俯冲角度演化的影响时, 发现: 对于静止或后撤的上覆板块, 弧后处于拉张状态, 俯冲角度较大; 当上覆板块向沟运动时, 导致俯冲板块扁平发生平板俯冲. 而Manea等(2012)利用3D有限元数值模拟研究智利平板俯冲时发现, 正常厚度岩石圈的上覆板块运动不足以解释智利平板.

Huangfu等(2016b)针对上覆板块向海沟运动的绝对速度对产生平板俯冲的影响利用二维热力学数值模拟(I2VIS)做了系统的分析总结. 模拟结果表明, 对年龄为40Ma的大洋板块: (1) 初始俯冲角度较小时, 在低速大洋俯冲($\leq$3cm a^{-1})条件下, 较小的绝对逆冲速率($\geq$1cm a^{-1})即可导致平板俯冲; 而在中高速大洋俯冲(>3cm a^{-1})条件下, 平板俯冲的发生要求上覆板块绝对逆冲速度不小于大洋板片绝对俯冲速度. (2) 初始俯冲角度较大时, 平板俯冲只有在大洋低速俯冲, 且上覆板块绝对逆冲速度达到10cm a^{-1}以上时才可发生. 初始俯冲角度的增加对平板俯冲的形成起到重要抑制作用. (3) 较大的大洋板片绝对俯冲速度更易于克服板间的耦合作用力而不利于平板俯冲形成; 相反, 较大的上覆板块绝对逆冲速度更易于促进俯冲板片弯折而形成平板俯冲.

5.3 板块吸力的作用

板块俯冲会在俯冲板块和上覆板块之间软流楔区域形成一个角流(corner flow), 该流场对俯冲板块会施加动力抬升作用(这里称为板块吸力), 可以部分抵消俯冲板块自身的负浮力(Batchelor, 1967; Tovish等, 1978). 因此, 板块吸力有助于减小俯冲板块的倾角, 对小角度俯冲的板块的影响尤为明显, 可以使这些俯冲板块扁平化进而形成平板俯冲(Jischke, 1975; Stevenson和Turner, 1977; Tovish等, 1978). Manea和Gurnis(2007)在研究中指出板块吸力对控制板块几何形状具有非常重要的作用, 低黏度楔越浅并且黏度越小, 板块上方的地幔楔负压越高, 从而导致俯冲板块倾角越小; 当地幔楔黏度比周围软流圈黏度小时, 板块发生平板俯冲. Arcay等(2008)热化学对流数值模拟结果显示, 地幔楔的逐渐闭合实际上阻碍了热对流和软流圈对流, 导致板块俯冲倾角减小, 触发板块扁平.

增厚的克拉通根也可以增加俯冲板块的吸力作用. Manea等(2012)、Rodríguez-González等(2012)利用数值模拟研究了上覆板块热状态对俯冲板块形状的影响. 两项研究都给出了相同的结论, 即在俯冲板块附近存在一个过厚、较冷的大陆岩石圈时, 由于地幔楔内吸力的增加从而形成平板俯冲. Rodríguez-González等(2012)认为较冷的上覆板块导致较浅的板块俯冲和平板俯冲, 这是由于地幔楔体吸力增加的结果; 并且上覆板块的热状态对板块倾角的影响比俯冲岩石圈年龄的影响更为重要. Taramón等(2015)利用二维和三维热力学动力学模拟方法, 研究上覆板块克拉通岩石圈对俯冲动力学的影响时发现(图10): 当模型为无克拉通的参考模型时, 演化结果为陡俯冲(图10a); 当在近海沟处的上覆板块中增加一个克拉通设计时(图10b), 模型结果表现为板块耦合, 产生平板俯冲; 当远离海沟处的上覆板块中增加一个克拉通设计时(图10c), 结果显示当克拉通远离海沟时表现为陡俯冲, 这是因为持续俯冲的板块拉力增大, 板块吸力作用不足以使板块弯曲至水平状态. 模拟结果表明, 克拉通为浮力俯冲板块创造了更有利于产生平板俯冲的动力学条件. 例如, 在大洋高原俯冲的情况下, 克拉通的吸力作用可以抵消地壳榴辉岩化作用, 使克拉通的板块下具有大洋高原更为常见. 模型c虽然没有平板效应, 但俯冲角度比模型a小, 进一步说明板块吸力具有减小俯冲角度的作用(Taramón等, 2015). Antonijevic等(2015)也认为板块吸力是产生平板俯冲的条件之一. Liu和Currie(2016)利用二维SOPALE有限元程序研究Farallon板块动力学

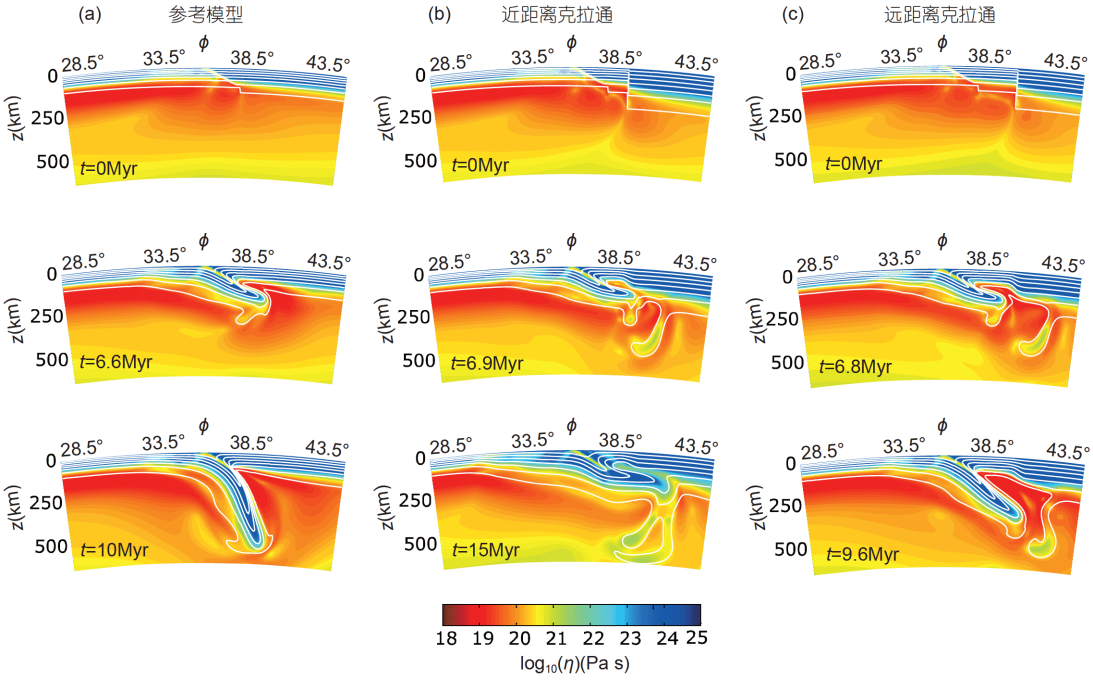

图 10　Taramón等人模型结果

(a) 无克拉通的参考模型. (b) 基于(a)模型, 在离海沟3°存在一个克拉通. (c) 基于(a)模型, 在离海沟4°存在一个克拉通. 修改自Taramón等(2015)

中也指出, 厚的Colorado高原增加板块之间的吸力促使俯冲角度进一步减小, 有利于板块发生平板俯冲.

5.4　海沟后撤的作用

海沟运动影响着俯冲带的结构(Kincaid和Olson, 1987; Zhong和Gurnis, 1995; Christensen, 1996). Manea和Gurnis(2007)利用二维数值模拟实验研究海沟运动与俯冲角度之间关系时发现海沟后撤会导致板块倾角的变化: 当俯冲板块到达100km深度左右时, 板块倾角可以减小到约15°以内. 他们认为海沟后撤是产生平板俯冲的必要条件; 当海沟向前运动时, 不会产生平板俯冲. 需要指出的是, Manea和Gurnis(2007)的模型假设海沟后撤速度等于上覆板块的逆冲速度, 实际情况中并非总是如此. Liu和Stegman(2011)利用有限元CitcomS模拟Farallon-Juan de Fuca板块运动, 研究地幔和板块流变学对俯冲动力学的影响过程发现, 海沟后撤导致Farallon在绝大部分时间内都是浅角度俯冲(~30°), 认为海沟后撤促使俯冲角度变小. Antonijevic等(2015)基于秘鲁平板区域剪切波速度结构, 利用三维数值模拟模型指出海沟后撤是板块扁平的原因之一. Schepers等(2017)在探讨安第斯平板段形成机制研究中认为: 南美板块向前推进迫使安第斯海沟撤退, 是形成平板俯冲的动力; 当海沟后撤等于板块回转时, 无平板俯冲作用; 而当海沟后撤大于板块回转时, 发生平板俯冲作用.

值得注意的是, 海沟后撤不等同于上覆板块逆冲. 前者是一个主动的过程, 海沟运动速率往往较大(如Tonga地区), 有利于弧后盆地的打开和沟-弧-盆体系的形成; 后者则是一个被动过程, 海沟运动速度往往较小(如南美的西侧), 不会形成沟-弧-盆体系. 海沟后撤有助于形成平板俯冲. 然而, 仅靠海沟后撤不一定产生平板俯冲, 如现今的西太平洋地区海沟后撤明显, 但无平板俯冲. 最近, Schepers等(2017)探讨了关于海沟后撤和上覆板块逆冲速度的关系, 他们发现上覆板块的逆冲迫使海沟后撤是形成平板俯冲的重要因素, 但上覆板块逆冲速度并不等于海沟后撤速度, 他们与俯冲板块速率及回转相关, 只有当海沟后撤速率大于板块回转时才会发生平板俯冲作用.

5.5　分析与讨论

5.5.1　各种因素之间的关系

以上我们从动力学模拟角度分别考虑了大洋高

原、上覆板块逆冲、板块吸力以及海沟后撤等因素在形成平板俯冲过程中的影响. 事实上, 以上各因素并非相互独立的, 而是在形成平板俯冲过程中可能同时存在或者相互影响. 以下我们将重点讨论各因素在平板俯冲形成过程中的相对重要性.

现今环太平洋平板俯冲区域都出现了与之相关的浮力高原、洋隆或地块等(图2). 因此, 大洋高原作为形成平板俯冲的一种可能机制受到很多学者的青睐. 模拟结果主要有两种观点: 以van Hunen等(2004)为代表的学者认为浮力高原在平板俯冲中起着重要作用, 而以Gerya等(2009)为代表的学者则认为中等规模的洋隆无法形成平板俯冲. 大洋高原自身浮力的主要贡献来自增厚玄武岩地壳及其下方亏损的岩石圈地幔(Kerr, 2014). 洋壳在俯冲过程中会经历玄武岩到榴辉岩的相变过程. 其中玄武岩比地幔密度轻400kg m^{-3}, 榴辉岩比地幔物质重200kg m^{-3}(van Hunen等, 2004). 这意味着俯冲洋壳的大部分或全部组分浮力将在玄武岩洋壳经历榴辉岩相变后消失, 该过程不利于平板俯冲的形成. 然而, 地质观测表明玄武岩在榴辉岩稳定性场中可能存在亚稳相, 尽管这种亚稳性还没有很好地量化, 但研究表明亚稳定玄武岩可能在温度低于400~800℃条件下存在(Ahrens和Schubert, 1975; Rubie, 1990; Hacker, 1996). van Hunen等(2002a)数值模拟实验表明当玄武岩相变温度高于600℃时, 增厚洋壳能够长时间保持浮力作用, 从而形成一个平板段. 因此, 当玄武岩洋壳在大洋高原俯冲过程中不发生或部分榴辉岩化作用从而保持自身浮力时, 有利于产生平板俯冲. Arrial和Billen(2013)模型结果证实了这一点(图11), 当俯冲板块洋壳不发生或部分榴辉岩化时, 一定条件下模型产生平板俯冲(图11a和11c); 相反, 当玄武岩地壳完全榴辉岩化时, 没有平板俯冲现象, 板块陡俯冲(图11b). 因此, 在未来研究大洋高原浮力机制时, 我们需要重点关注洋壳榴辉岩化的过程.

需要指出的是蛇纹石化橄榄岩普遍存在于俯冲板块洋壳下方, 完全蛇纹石化的橄榄岩密度可达2600~2700kg m^{-3}或更低(Ranero等, 2003; Grevemeyer等, 2007; Lefeldt等, 2012; Reynard, 2013). 俯冲板块的岩石圈地幔蛇纹石化不仅可以部分抵消大洋高原地壳榴辉岩化产生的负浮力, 也可以控制与俯冲相关的变形和榴辉岩化洋壳的体积(Angiboust和Agard, 2010). 早期研究发现蛇纹石化岩石圈存在于俯冲大洋板块

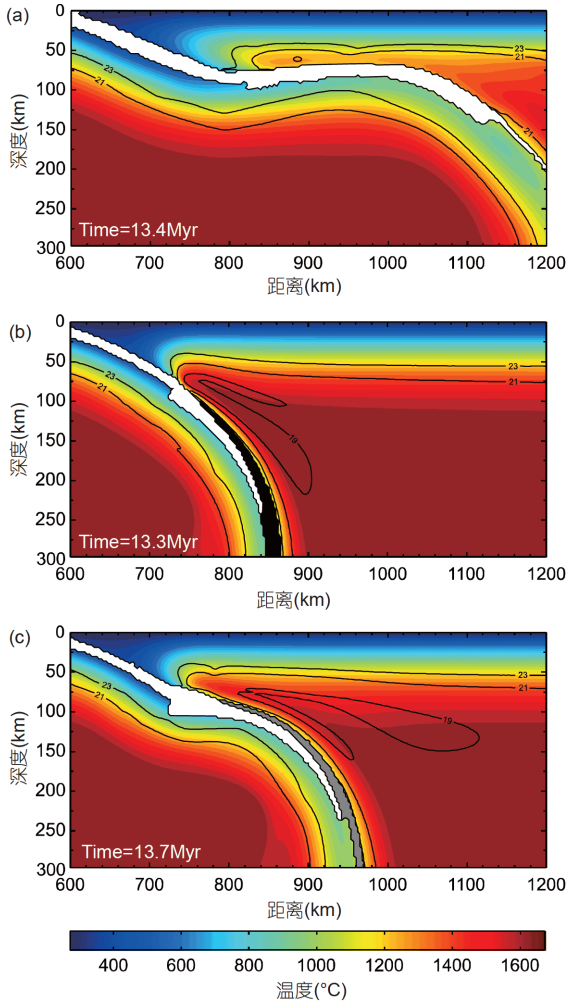

图 11　平板俯冲与榴辉岩化关系

(a) 洋壳无榴辉岩化作用, 发生平板俯冲; (b) 洋壳完全榴辉岩化, 发生陡俯冲; (c) 洋壳部分榴辉岩化, 发生平板俯冲. 白色: 玄武岩; 黑色: 完全榴辉岩; 灰色: 部分榴辉岩. 黑色实线为等黏度线. Arrial和Billen(2013)

Moho面下方1~2km(Ranero等, 2003; Ranero和Sallarès, 2004), Gerya等(2009)的模型中设计了1km厚的蛇纹石化岩石圈, 考虑到了该因素的浮力作用. 最新海底穿透超过7km的地震研究结果显示, 在地幔中最深7km处有明显的蛇纹石化, 主要蛇纹石化在Moho面以下4~5km (Contreras-Reyes等, 2008; van Avendonk等, 2011; Lefeldt等, 2012), 这会显著增加俯冲板块的正浮力. 前人的研究对这一重要的因素未给予足够的重视, 可能低估了俯冲板块的浮力作用. 另外, 数值模拟结果显示, 大洋高原必须具有较大的空间范围和较厚的地壳浮力特征, 才能引起明显的平板俯冲(Martinod等,

2005; Arrial和Billen, 2013; Betts等, 2015). 但是, 像Emperor、Magellan海山链以及Louisville洋隆的俯冲, 均没有改变相关俯冲板块的几何形状(Skinner和Clayton, 2013). 大洋高原的异常浮力能促进平板俯冲的形成, 由于俯冲带的复杂性, 包括板块脱水、物质相变等均影响着俯冲板块自身浮力及俯冲带周围环境, 该机制还有待进一步的确认.

早期模拟结果显示, 大洋高原能形成平板俯冲, 但其作用小于上覆大陆逆冲作用(van Hunen等, 2004). van Hunen等(2004)认为南美板块运动在形成平板俯冲中的作用大约是Nazca洋隆作用的一到两倍, 即相较于大洋高原, 上覆板块逆冲更容易形成平板俯冲. 但还有许多具有相似上覆板块逆冲运动的其他位置没有出现平板俯冲(Schellart等, 2008). 另外, Yang等(2019)根据地球动力学和板块重构两方面的证据指出, 东亚区域在晚中生代以来可能并不存在上覆板块逆冲的条件, 该区域发育大规模平板俯冲可能是因为异常浮力体的作用(Li和Li, 2007; Wu等, 2019). 数值模拟结果表明, 除非上覆板块非常厚(>200km)或海沟后撤速率很高(>4cm yr^{-1})(van Hunen等, 2000; Cizkova等, 2002), 否则仅靠上覆板块向海沟运动不足以使陡俯冲板块弯曲变平(Manea等, 2012). Manea等(2012)数值模拟结果显示正常厚度岩石圈的上覆板块运动加上海沟后撤, 不足以解释智利平板, 只有厚克拉通岩石圈的向海沟运动与海沟后撤相结合, 才能再现板层衰减的时空演化及其与之相关的上板变形和火山作用. 上覆板块厚度变化可导致平板的物理机制是流动引起的地幔楔内压力降低(Stevenson和Turner, 1977). 地幔楔变窄或楔形黏度减少都会增加负压并将板向上拉使之弯曲, 导致俯冲角度变小(van Hunen等, 2004). 单独的上覆板块逆冲作用难以形成平板俯冲作用, 而加上其他机制, 如大洋高原、海沟后撤或是增加板片吸力作用, 进而发生平板俯冲作用(图12a).

最近, Hu等(2016)三维动力学模型结果显示, 南美洲现今平板俯冲是由大洋板块年龄、吸力和浮力高原共同作用控制形成的: 厚的上覆板块增加板块吸力从

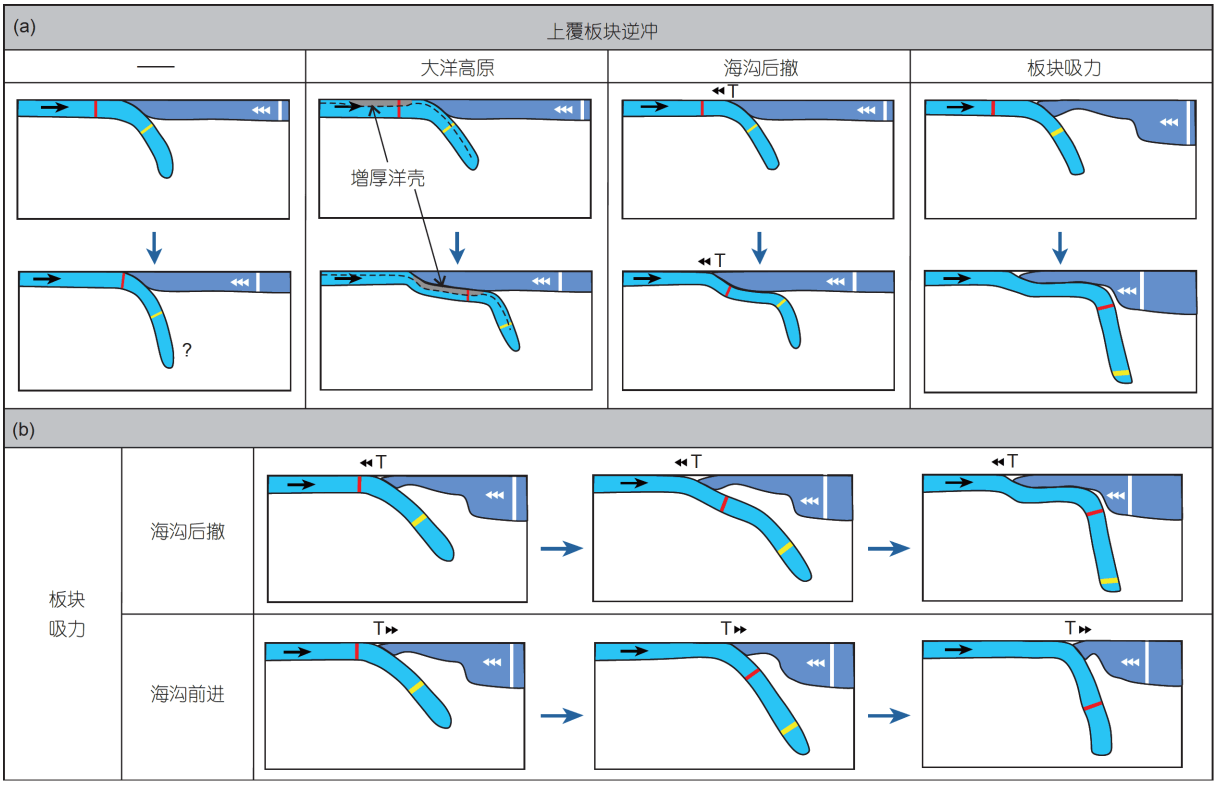

图 12　形成平板俯冲的各种因素之间的关系

(a) 上覆板块逆冲作用与大洋高原、海沟后撤和板块吸力之间的关系; (b) 板块吸力和海沟运动的关系. 根据Manea等(2012)、Liu和Currie(2016)修改

而减小俯冲倾角，而厚克拉通根进一步导致俯冲倾角变小，大洋高原或抗震山脊的加入使得年轻的俯冲板块扁平，进而产生平板俯冲. 该结果表明，浮力特征(大洋高原、洋隆或海山链)明显有助于秘鲁和智利平板俯冲的形成; 同时, 也强调了虽然浮力作用可以有效地减小俯冲板块角度, 但有必要加入其他机制(如板块吸力等)才能预测到更大规模的平板俯冲作用. Liu和Currie(2016)利用二维动力学模型探讨板块动力学如何受上覆板块逆冲，厚的Colorado高原岩石圈的存在产生的板块吸力，以及浮力大洋高原的影响模拟中发现，这三种因素均可以导致板倾角随时间减小. 其中, 上覆板块逆冲作用的影响最大, 随着大陆速度的增加, 板块倾角逐渐减小. 但要诱发一个古老大洋板块的平俯冲, 需要多种因素共同作用. 首先, 上覆板块逆冲使板块倾角减小; 一旦形成低角度俯冲带, 俯冲板块扁平化至水平需要满足: (1) 低密度大洋高原俯冲, (2) 致密前缘板块的剥离. 另外，该模型指出平板俯冲不依赖Colorado高原, 但其岩石圈厚度控制着平板的深度. 该结果进一步强调了平板俯冲形成过程中，各机制之间相互促进, 紧密联系.

综上所述，浮力、上覆板块逆冲、板块吸力以及海沟后撤均有利于平板俯冲的形成，但没有统一的因素作为现今平板俯冲的形成机制. 如何用地质或地球物理观测来区分这些机制目前还没有确切的答案，根据观测结果来推测机制往往是困难的. 平板俯冲作为一种不常见的俯冲样式，可能受多元因素控制. 具体到某个地区的平板俯冲需要具体分析，不可一概而论. 例如, 南美的平板俯冲大多和洋脊的俯冲对应, 同时南美大陆又在向西漂移，但并不是所有有洋脊或大洋高原俯冲的地方都会出现平板俯冲，能否发生平板俯冲可能还与浮力异常体的规模有关.

结合现今平板俯冲区域特征以及数值模拟结果, 我们可以发现: 大洋高原增厚的洋壳有利于形成浅角度俯冲，一定规模的大洋高原可以形成平板俯冲. 上覆板块逆冲在形成平板俯冲过程中起着至关重要的作用. 板块吸力和海沟后撤对平板俯冲均有促进作用，其中，海沟向前运动可能无法形成平板俯冲(图12b). 在平板俯冲机制中，上覆板块逆冲和大洋高原为关键因素，板块吸力为次一级影响因素，海沟后撤是形成平板俯冲的必要条件, 增加板块吸力和海沟后撤作用更容易形成平板俯冲, 同时也会增加平板俯冲的长度.

5.5.2 模型局限性和未来模拟方法

由于地球内部的物理参数不能通过直接测量得到，并且无法观察正在进行的过程，只能依靠间接测量，如地质观测、火山活动的地球化学特征以及层析成像等地球物理工具. 这些观测仅仅提供了关于某一时刻的信息, 并没有对动力学过程进行描述. 数值模拟是一种模拟动力学过程的有效工具，为研究地球内部动力学过程提供了一种手段，在研究平板俯冲形成机制过程中发挥了至关重要的作用. 但由于二维模拟的简化和局限性, 诸如: 洋壳年龄、上覆板块厚度随着俯冲带发生快速的变化，大洋高原、洋隆或海山链沿俯冲带走向有限的规模，俯冲带自身的形状的多样性(内凹、外凸或者直线型)，以及俯冲速度并不一定总是垂直于俯冲带等都可能会对模拟结果造成一定的影响.

同时, 由于地球内部结构极其复杂, 数值模拟不能完全还原其参数, 往往采用简化的手段, 因而可能会产生一定的误差. 根据我们的文献调研, 目前还没有针对平板俯冲发生之后板块如何演化的模拟结果，更多的是概念模型或推测. 一方面，数值模拟结果普遍显示平板俯冲发生之后，前端的板片已断离，缺少前端板片的拖拽，不利于俯冲板块回撤，平板俯冲难以自行拆沉; 另外一方面, 目前有关平板俯冲的数值模型, 对岩石相变的考虑较少，没有充分考虑岩石相变产生的负浮力，因此难以让平板俯冲自洽地拆沉或破坏. 这两方面也是未来研究平板俯冲有待加强的方向.

另外, 因为地幔对流的不可逆性, 我们不能轻易地由现有资料反推其以前的状态. 鉴于伴随数据同化方法已经在大气和海洋科学研究中得到了广泛应用，刘丽军和Gurnis(2010)将其引入地学研究中并系统地介绍了该方法在地学中的应用及其地球物理意义. 刘丽军和Gurnis(2010)利用伴随数据同化方法, 反演得出晚白垩世Farallon板块在北美板块下的平板俯冲过程. 该平板俯冲导致了北美西部大陆大面积的动力沉降和海水入侵，从而解释了几乎跨越整个晚白垩世时间形成的北美西部内海. 由于伴随数据同化方法可以反演一个不可逆的物理过程，因此该方法在固体地球物理研究中具有广泛应用前景，它不仅适应于大尺度地幔对流, 还可以用于中小尺度地球连续介质运动.

因此, 结合实际地质和边界条件, 利用伴随数据同

化方法(刘丽军和Gurnis, 2010), 开展三维高分辨率热-力学数值模拟研究探索平板俯冲的形成机制以及量化各种机制在形成平板俯冲过程中所占比重是未来研究的重点方向和手段.

6 结语与展望

本文系统分析和总结了前人有关平板俯冲的研究成果, 归纳了平板俯冲产生的地质效应(包括陆内造山和岩浆作用), 着重从模拟角度综述了有关平板俯冲形成机制的研究现状. 获得以下主要3点认识.

(1) 平板俯冲过程中上下板块耦合作用显著降低上覆板块热结构, 最直观表现为地表热流值降低; 同时, 引发更大的中深源地震. 平板俯冲过程中陆内地表表现出特殊的地质现象: 上覆板块变形向陆内迁移, 以及岛弧岩浆作用向陆内迁移、减弱或消失. 这是判断或推测平板俯冲的重要地质依据. 另外, 平板俯冲洋壳熔融产生的埃达克岩与大型或超大型矿床紧密相关.

(2) 俯冲板块自身的浮力异常(例如, 大洋高原、洋隆或海山链)、上覆板块的逆冲作用、海沟后撤、俯冲板块与上覆板块之间的吸力是制约和形成平板俯冲的有效机制. 在控制平板俯冲形成的各种因素中, 上覆板块逆冲和大洋高原是最为关键的两个因素, 板块吸力有助于俯冲角度的减小但单独不足以形成平板俯冲, 而海沟后撤则是形成平板俯冲的必要条件, 增加板块吸力和海沟后撤作用更容易形成平板俯冲, 同时也会增加平板俯冲的长度.

(3) 平板俯冲是一个三维动力学过程, 以往模型主要是二维数值模拟, 忽略了俯冲带沿走向的变化以及周围板块对俯冲过程的影响, 因此获得的认识具有局限性. 另外, 前人模拟实验中对岩浆的关注比较少, 模型中未同时考虑到榴辉岩化和大洋岩石圈地幔蛇纹石化的影响. 今后利用数值模拟方法进一步探索平板俯冲的形成机制, 需要结合地质、地球物理观测数据, 将洋壳榴辉岩化(负浮力)与大洋岩石圈地幔蛇纹石化(正浮力)的影响加入到模型中, 考虑实际地质和边界条件, 利用伴随数据同化方法, 开展三维高分辨率热-力学模拟研究.

致谢 感谢陈意研究员和万博研究员提供的建设性意见. 感谢编委和两位审稿人提出的建设性意见, 提高了文章的质量.

参考文献

曹明坚, 秦克章, 李继亮. 2011. 平坦俯冲及其成矿效应的研究进展、实力分析与展望. 岩石学报, 27: 3727–3748

崔盛芹, 李锦蓉. 1983. 试论中国滨太平洋带的印支运动. 地质学报, 57: 51–62

邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 罗照华, 杜杨松. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”——东亚型大陆动力学模式研究计划. 现代地质, 3: 349–356

冷伟, 黄倧知. 2018. 使用数值模型研究俯冲板块动力学的进展. 中国科学: 地球科学, 48: 1655–1669

刘丽军, Gurnis M. 2010. 伴随数据同化方法及其在地幔对流中的应用. 地学前缘, 17: 139–148

吴福元, 徐义刚, 高山, 郑建平. 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. 岩石学报, 24: 1145–1174

徐树桐, 江来利, 刘贻灿, 张勇. 1992. 大别山区(安徽部分)的构造格局和演化过程. 地质学报, 66: 1–14

徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 何斌. 2009. 论华北克拉通破坏的时限. 科学通报, 54: 1974–1989

张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 193–200

郑建平, 熊庆, 赵伊, 李文博. 2019. 俯冲带橄榄岩及其记录的壳幔相互作用. 中国科学: 地球科学, 49: 1037–1058

郑永飞, 吴福元. 2009. 克拉通岩石圈的生长和再造. 科学通报, 54: 1945–1949

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

朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592

朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159

Abbott D, Drury R, Smith W H F. 1994. Flat to steep transition in subduction style. Geology, 22: 937–940

Ahrens T J, Schubert G. 1975. Gabbro-eclogite reaction rate and its geophysical significance. Rev Geophys, 13: 383–400

Angiboust S, Agard P. 2010. Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel? Lithos, 120: 453–474

Antonijevic S K, Wagner L S, Kumar A, Beck S L, Long M D, Zandt G, Tavera H, Condori C. 2015. The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs. Nature, 524: 212–215

Arcay D, Lallemand S, Doin M P. 2008. Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. Geochem

Geophys Geosyst, 9: Q05015

Arrial P A, Billen M I. 2013. Influence of geometry and eclogitization on oceanic plateau subduction. Earth Planet Sci Lett, 363: 34–43

Axen G J, van Wijk J W, Currie C A. 2018. Basal continental mantle lithosphere displaced by flat-slab subduction. Nat Geosci, 11: 961–964

Barazangi M, Isacks B L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology, 4: 686–692

Batchelor G K. 1967. An Introduction to Fluid Dynamics. Cambridge, U K: Cambridge University Press

Beate B, Monzier M, Spikings R, Cotten J, Silva J, Bourdon E, Eissen J P. 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center. Earth Planet Sci Lett, 192: 561–570

Ben-Avraham Z, Nur A, Jones D, Cox A. 1981. Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes. Science, 213: 47–54

Betts P G, Moresi L, Miller M S, Willis D. 2015. Geodynamics of oceanic plateau and plume head accretion and their role in Phanerozoic orogenic systems of China. Geosci Front, 6: 49–59

Bird P. 1988. Formation of the Rocky Mountains, Western United States: A continuum computer model. Science, 239: 1501–1507

Bourdon E, Eissen J P, Gutscher M A, Monzier M, Hall M L, Cotten J. 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: The Ecuadorian margin case (South America). Earth Planet Sci Lett, 205: 123–138

Chen S F, Wilson C J L. 1996. Emplacement of the Longmen Shan Thrust—Nappe Belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau. J Struct Geol, 18: 413–430

Christensen U R. 1996. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. Earth Planet Sci Lett, 140: 27–39

Cizkova H, van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2002. The influence of rheological weakening and yield stress on the interaction of slabs with the 670 km discontinuity. Earth Planet Sci Lett, 193: 447–457

Cloos M, Shreve R L. 1996. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean- and Marianas-type subduction zones. Geology, 24: 107–110

Cole R B, Nelson S W, Layer P W, Oswald P J. 2006. Eocene volcanism above a depleted mantle slab window in southern Alaska. Geol Soc Am Bull, 118: 140–158

Conrad C P, Bilek S, Lithgow-Bertelloni C. 2004. Great earthquakes and slab pull: Interaction between seismic coupling and plate-slab coupling. Earth Planet Sci Lett, 218: 109–122

Contreras-Reyes E, Grevemeyer I, Flueh E R, Reichert C. 2008. Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at ~38°S. J Geophys Res, 113: B07303

Cross T A, Pilger R H. 1978. Tectonic controls of late cretaceous sedimentation, western interior, USA. Nature, 274: 653–657

Davies J H. 1999. Simple analytic model for subduction zone thermal structure. Geophys J Int, 139: 823–828

Defant M J, Jackson T E, Drummond M S, De Boer J Z, Bellon H, Feigenson M D, Maury R C, Stewart R H. 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview. J Geol Soc, 149: 569–579

Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662–665

Defant M J, Drummond M S. 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology, 21: 547–550

Dickinson W R, Snyder W S. 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. Geol Soc Am Mem, 151: 355–366

Dumitru T A, Gans P B, Foster D A, Miller E L. 1991. Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during Laramide shallow-angle subduction. Geology, 19: 1145–1148

English J M, Johnston S T. 2004. The laramide orogeny: What were the driving forces? Int Geol Rev, 46: 833–838

Espurt N, Funiciello 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

Fromm R, Zandt G, Beck S L. 2004. Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities. Geophys Res Lett, 31: L06625

Fuis G S, Moore T E, Plafker G, Brocher T M, Fisher M A, Mooney W D, Nokleberg W J, Page R A, Beaudoin B C, Christensen N I, Levander A R, Lutter W J, Saltus R W, Ruppert N A. 2008. Trans-Alaska Crustal Transect and continental evolution involving subduction underplating and synchronous foreland thrusting. Geology, 36: 267–270

Gao S, Zhang B R, Jin Z M, Kern H, Ting-Chuan Luo H, Zhao Z D. 1998. How mafic is the lower continental crust? Earth Planet Sci Lett, 106: 101–117

Gardner T W, Fisher D M, Morell K D, Cupper M L. 2013. Upper-plate deformation in response to flat slab subduction inboard of the aseismic Cocos Ridge, Osa Peninsula, Costa Rica. Lithosphere, 5: 247–264

Gerya T V, Fossati D, Cantieni C, Seward D. 2009. Dynamic effects of aseismic ridge subduction: Numerical modelling. Eur J Mineral, 21: 649–661

Gerya T V, Yuen D A. 2003. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties. Phys Earth Planet Inter, 140: 293–318

Gómez-Tuena A, LaGatta A B, Langmuir C H, Goldstein S L, Ortega-Gutiérrez F, Carrasco-Núñez G. 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. Geochem Geophys Geosyst, 4: 8912

Grafe K, Frisch W, Villa I M, Meschede M. 2002. Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: Constraints from thermochronology. Tectonophysics, 348: 187–204

Grevemeyer I, Ranero C R, Flueh E R, Kläschen D, Bialas J. 2007. Passive and active seismological study of bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. Earth Planet Sci Lett, 258: 528–542

Griffin W, Andi Z, O'reilly S, Ryan C. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Am Geophys Union, 27: 107–126

Grove T L, Till C B, Krawczynski M J. 2012. The role of H_2O in subduction zone magmatism. Annu Rev Earth Planet Sci, 40: 413–439

Gutscher M A. 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. J South Am Earth Sci, 15: 3–10

Gutscher M A. 2018. Scraped by flat-slab subduction. Nat Geosci, 11: 889–893

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 flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. Tectonics, 19: 814–833

Hacker B R. 1996. Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity, and H_2O content of oceanic crust. Geophys Monogr Ser, 96: 337–346

Henderson L J, Gordon R G, Engebretson D C. 1984. Mesozoic aseismic ridges on the Farallon plate and southward migration of shallow subduction during the Laramide orogeny. Tectonics, 3: 121–132

Henry S G, Pollack H N. 1988. Terrestrial heat flow above the Andean subduction zone in Bolivia and Peru. J Geophys Res, 93: 15153–15162

Hsü K J, Li J, Chen H, Wang Q, Sun S, Şengör A M C. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. Tectonophysics, 183: 9–39

Hu J, Liu L, Hermosillo A, Zhou Q. 2016. Simulation of late Cenozoic South American flat-slab subduction using geodynamic models with data assimilation. Earth Planet Sci Lett, 438: 1–13

Huangfu P P, Wang Y, Cawood P A, Li Z H, Fan W, Gerya T V. 2016a. Thermo-mechanical controls of flat subduction: Insights from numerical modeling. Gondwana Res, 40: 170–183

Huangfu P P, Wang Y, Fan W, Li Z, Wang Y, Zhou Y. 2016b. Numerical modeling of flat subduction: Constraints from the ocean-continent convergence velocity. Geotect Metal, 40: 429–445

Jarrard R D. 1986. Relations among subduction parameters. Rev Geophys, 24: 217–284

Jischke M C. 1975. On the dynamics of descending lithospheric plates and slip zones. J Geophys Res, 80: 4809–4813

Johnston S T, Thorkelson D J. 1997. Cocos-Nazca slab window beneath Central America. Earth Planet Sci Lett, 146: 465–474

Kay S M, Abbruzzi J M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. Tectonophysics, 259: 15–28

Kay S M, Mpodozis C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. J South Am Earth Sci, 15: 39–57

Kelemen P B, Hanghoj K. 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Rudnick R L, ed. Treatise in Geochemistry: The Crust. Oxford: Elsevier. 593–659

Kerr A C. 2014. Oceanic plateaus. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. Vol. 4: The Crust. 2nd ed, Amsterdam: Elsevier. 631–667

Kincaid C, Olson P. 1987. An experimental study of subduction and slab migration. J Geophys Res, 92: 13832–13840

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

Lefeldt M, Ranero C R, Grevemeyer I. 2012. Seismic evidence of tectonic control on the depth of water influx into incoming oceanic plates at subduction trenches. Geochem Geophys Geosyst, 13: Q05013

Li Z X. 1998. Tectonic evolution of the major East Asian lithospheric block since the Mid-Proterozoic: A synthesis. In: Martin F J, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Washington D C: Am Geophys Union Geody Ser, 27: 221–243

Li X H, Li Z X, Li W X, Wang Y. 2006. Initiation of the indosinian orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on

Hainan Island. J Geol, 114: 341–353

Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, 35: 179–182

Liu L, Spasojevic S, Gurnis M. 2008. Reconstructing farallon plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous. Science, 322: 934–938

Liu L, Gurnis M. 2010. Dynamic subsidence and uplift of the Colorado Plateau. Geology, 38: 663–666

Liu L, Gurnis M, Seton M, Saleeby J, Müller R D, Jackson J M. 2010. The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. Nat Geosci, 3: 353–357

Liu L, Stegman D R. 2011. Segmentation of the Farallon slab. Earth Planet Sci Lett, 311: 1–10

Liu S, Currie C A. 2016. Farallon plate dynamics prior to the Laramide orogeny: Numerical models of flat subduction. Tectonophysics, 666: 33–47

Livaccari R F, Burke K, Şengör A M C. 1981. Was the Laramide orogeny related to subduction of an oceanic plateau? Nature, 289: 276–278

Luyendyk B P. 1970. Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs. Geol Soc Am Bull, 81: 3411–3416

Ma Y, Clayton R W. 2014. The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis. Earth Planet Sci Lett, 395: 61–70

Manea V, Gurnis M. 2007. Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. Earth Planet Sci Lett, 264: 22–45

Manea V C, Manea M. 2011. Flat-slab thermal structure and evolution beneath Central Mexico. Pure Appl Geophys, 168: 1475–1487

Manea V C, Pérez-Gussinyé M, Manea M. 2012. Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. Geology, 40: 35–38

Manea V C, Manea M, Ferrari L, Orozco-Esquivel T, Valenzuela R W, Husker A, Kostoglodov V. 2017. A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. Tectonophysics, 695: 27–52

Marot M, Monfret T, Pardo M, Ranalli G, Nolet G. 2013. A double seismic zone in the subducting Juan Fernandez Ridge of the Nazca Plate (32°S), central Chile. J Geophys Res-Solid Earth, 118: 3462–3475

Marot M, Monfret T, Gerbault M, Nolet G, Ranalli G, Pardo M. 2014. Flat versus normal subduction zones: A comparison based on 3-D regional traveltime tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29°–35°S). Geophys J Int, 199: 1633–1654

Marshall J S, Anderson R S. 1995. Quaternary uplift and seismic cycle deformation, Peninsula de Nicoya, Costa Rica. Geol Soc Am Bull, 107: 463–473

Martinod J, Funiciello F, Faccenna C, Labanieh S, Regard V. 2005. Dynamical effects of subducting ridges: Insights from 3-D laboratory models. Geophys J Int, 163: 1137–1150

Maxson J, Tikoff B. 1996. Hit-and-run collision model for the Laramide orogeny, western United States. Geology, 24: 968–972

Megard F, Philip H. 1976. Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes. Earth Planet Sci Lett, 33: 231–238

Menzies M A, Fan W, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. Geol Soc Lond Spec Publ, 76: 71–81

Michaud F, Witt C, Royer J Y. 2009. Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. Geol Soc Am Mem, 204: 217–228

Mori L, Gómez-Tuena A, Cai Y, Goldstein S L. 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. Chem Geol, 244: 452–473

Morris P A. 1995. Slab melting as an explanation of quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. Geology, 23: 395–398

Muñoz M. 2005. No flat Wadati-Benioff Zone in the central and southern central Andes. Tectonophysics, 395: 41–65

Murphy J B, Oppliger G L, Brimhall G H, Hynes A. 1998. Plume-modified orogeny: An example from the western United States. Geology, 26: 731–734

Murphy J B, van Staal C R, Duncan Keppie J. 1999. Middle to late Paleozoic Acadian orogeny in the northern Appalachians: A Laramide-style plume-modified orogeny? Geology, 27: 653–656

Murphy J B, Hynes A J, Johnston S T, Keppie J D. 2003. Reconstructing the ancestral Yellowstone plume from accreted seamounts and its relationship to flat-slab subduction. Tectonophysics, 365: 185–194

Oldow J S, Bally A W, Avé Lallemant H G. 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. Geology, 18: 991–994

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. J Geophys Res, 104: 14965–14991

Oyarzun R, Márquez A, Lillo J, López I, Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Min Dep, 36: 794–798

Page R A, Stephens C D, Lahr J C. 1989. Seismicity of the Wrangell and Aleutian Wadati-Benioff Zones and the North American Plate

along the Trans-Alaska Crustal Transect, Chugach Mountains and Copper River Basin, southern Alaska. J Geophys Res, 94: 16059–16082

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

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

Price R A. 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. Geol Soc Lond Spec Publ, 9: 427–448

Protti M, Gündel F, McNally K. 1994. The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: Results from a high-resolution local seismographic network. Phys Earth Planet Inter, 84: 271–287

Ramos V A, Folguera A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geol Soc Lond Spec Publ, 327: 31–54

Ranero C R, Phipps Morgan J, McIntosh K, Reichert C. 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. Nature, 425: 367–373

Ranero C R, Sallarès V. 2004. Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the Nazca plate during bending at the north Chile trench. Geology, 32: 549–552

Reynard B. 2013. Serpentine in active subduction zones. Lithos, 178: 171–185

Rodgers J. 1987. Chains of basement uplifts within cratons marginal to orogenic belts. Am J Sci, 287: 661–692

Rodríguez-González J, Negredo A M, Billen M I. 2012. The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and on the occurrence of flat subduction. Geochem Geophys Geosyst, 13: Q01002

Rubie D C. 1990. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. In: Carswell D A, ed. Eclogite Facies Rocks. New York: Chapman and Hall Press. 111–140

Sacks I S. 1983. The subduction of young lithosphere. J Geophys Res, 88: 3355–3366

Schellart W P, Stegman D R, Freeman J. 2008. Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation. Earth-Sci Rev, 88: 118–144

Schepers G, van Hinsbergen D J J, Spakman W, Kosters M E, Boschman L M, McQuarrie N. 2017. South-American plate advance and forced Andean trench retreat as drivers for transient flat subduction episodes. Nat Commun, 8: 15249

Skinner S M, Clayton R W. 2011. An evaluation of proposed mechanisms of slab flattening in Central Mexico. Pure Appl Geophys, 168: 1461–1474

Skinner S M, Clayton R W. 2013. The lack of correlation between flat slabs and bathymetric impactors in South America. Earth Planet Sci Lett, 371: 1–5

Stern R J. 2002. Subduction zones. Rev Geophys, 40: 1012

Stern R, Lieu W, Mantey A, Ward A, Fechter T, Farrar E, McComber S, Windler J. 2017. A new animation of subduction zone processes developed for the undergraduate and community college audience. Geosphere, 13: 628–643

Stevenson D J, Turner J S. 1977. Angle of subduction. Nature, 270: 334–336

Suárez G, Monfret T, Wittlinger G, David C. 1990. Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico. Nature, 345: 336–338

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

Taramón J M, Rodríguez-González J, Negredo A M, Billen M I. 2015. Influence of cratonic lithosphere on the formation and evolution of flat slabs: Insights from 3-D time-dependent modeling. Geochem Geophys Geosyst, 16: 2933–2948

Tetreault J L, Buiter S J H. 2014. Future accreted terranes: A compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragments. J Geophys Res-Solid Earth, 5: 1243–1275

Thiéblemont D, Stein G, Lescuyer J L. 1997. Gisements épithermaux et porphyriques: La connexion adakite. Earth Planet Sci Lett, 325: 103–109

Tovish A, Schubert G, Luyendyk B P. 1978. Mantle flow pressure and the angle of subduction: Non-Newtonian corner flows. J Geophys Res, 83: 5892–5898

Uyeda S, Kanamori H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. J Geophys Res, 84: 1049–1061

Uyeda S. 1983. Comparative subductology. Episodes, 5: 19–24

van Avendonk H J A, Holbrook W S, Lizarralde D, Denyer P. 2011. Structure and serpentinization of the subducting Cocos plate offshore Nicaragua and Costa Rica. Geochem Geophys Geosyst, 12: Q06009

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 A P, Vlaar N J. 2002a. On the role of

subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. Tectonophysics, 352: 317–333

van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2002b. The impact of the South-American plate motion and the Nazca Ridge subduction on the flat subduction below South Peru. Geophys Res Lett, 29: 35-1–35-4

van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: 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 H_2O from subducting slabs worldwide. J Geophys Res, 116: B01401

Vlaar N J. 1983. Thermal anomalies and magmatism due to lithospheric doubling and shifting. Earth Planet Sci Lett, 65: 322–330

Vlaar N J. 1985. Precambrian Geodynamical Constraints. In: Tobi A C, Touret J L R, eds. The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces. Reidel Pub Co. 3–20

Wan B, Xiao W, Windley B F, Gao J, Zhang L, Cai K. 2017. Contrasting ore styles and their role in understanding the evolution of the Altaids. Ore Geol Rev, 80: 910–922

Wu F Y, Yang J H, Xu Y G, Wilde S A, Walker R J. 2019. Destruction of the North China Craton in the Mesozoic. Annu Rev Earth Planet Sci, 47: 173–195

Yang T, Moresi L, Gurnis M, Liu S, Sandiford D, Williams S, Capitanio F A. 2019. Contrasted East Asia and South America tectonics driven by deep mantle flow. Earth Planet Sci Lett, 517: 106–116

Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Wöerner G, Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. Nature, 409: 500–504

Zhao X X, Coe R S. 1987. Palaeomagnetic constraints on the collision and rotation of North and South China. Nature, 327: 141–144

Zheng Y F, Chen Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. Natl Sci Rev, 3: 495–519

Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. Tectonophysics, 326: 269–287

Ziagos J P, Blackwell D D, Mooser F. 1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction. J Geophys Res, 90: 5410–5420

Zhong S, Gurnis M. 1995. Mantle convection with plates and mobile, faulted plate margins. Science, 267: 838–843

(责任编委: 刘丽军)