“岩浆引擎”与板块运动驱动力

孙卫东^{1,2,3}

1. 中国科学院海洋研究所深海研究中心, 中国科学院海洋大科学中心, 青岛 266071;
2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266237;
3. 中国科学院大学海洋学院, 北京 100049

E-mail: weidongsun@qdio.ac.cn

2019-03-30 收稿, 2019-07-09 修回, 2019-07-10 接受, 2019-09-18 网络版发表

中国科学院战略性B类先导科技专项(XDB18020000)和科技部重点研发计划“深地资源勘查开采”重点专项(2016YFC0600408)资助

摘要 从能量的角度看, 地球内部的热是驱动板块运动的主要能量. 热能要转化为动能需要集中有序释放. 在地球上, 热能最主要的集中有序释放发生在洋中脊岩浆作用过程中. 根据“岩浆引擎”模型, 在洋中脊不断形成新洋壳, 新洋壳轻而薄, 老洋壳厚重, 致使整个板片斜置于软流圈上, 产生下滑力, 导致洋中脊不断扩张, 形成新洋壳并推动俯冲带老洋壳的消亡, 从而驱动板块运动. 地幔柱岩浆活动是“岩浆引擎”的另一种表现形式. 大的地幔柱头会引起上覆岩石圈受热, 与大量上涌的岩浆共同作用, 在其中心部位产生千米级的隆升, 从而导致地壳局部大幅度的倾斜, 产生向外的下滑力. 当下滑力足够大时, 岩石圈拉张破裂, 向两边推挤扩张, 同时远端洋壳在薄弱地带挤压破裂, 产生板块俯冲. 这是板块运动最初起始和“岩浆引擎”的点火器. 在板块构造体制下, 板块俯冲起始有两种主要形式, 自发俯冲和诱导俯冲. 自发俯冲起始往往发生在老洋盆, 通常产生双向俯冲; 诱导俯冲起始则往往发生于年轻洋盆, 通常产生单向俯冲. 新特提斯洋的多次单向俯冲闭合是诱导俯冲起始所致. “岩浆引擎”主要作用于与洋中脊和地幔柱相关的板块. 其他板块构造运动的能量主要来自于板块相互作用.

关键词 板块构造, 板块运动驱动力, 岩浆引擎, 板块滑移力, 俯冲起始

板块构造理论是在海洋地质的基础上发展起来的重要理论, 是固体地球科学的基石, 被誉为20世纪自然科学四大基础理论突破之一, 与相对论、量子力学和分子生物学齐名. 板块构造理论的一个特点是简洁. 它可以概括为两个字: “生”和“死”. 即在扩张洋脊, 新洋壳不断形成; 在俯冲带洋壳不断消亡. 洋中脊和俯冲带是板块构造不可或缺的两大单元, 而转换断层则保证了沿球面运动的刚性板块之间的协调(图S1). 值得指出的是, 板块构造理论提出至今已经50多年了, 但是, 关于板块构造驱动力的问题仍悬而未决^[1-4].

板块构造理论是在海洋地质的基础上发展起来的, 而海洋地质的快速发展则归因于第二次世界大战. 美

国普林斯顿大学著名学者, 板块构造理论的奠基人之一, Harry Hammond Hess在二战期间成为美国海军运兵船Cape Johnson号的船长. 这艘船装备有声呐系统. 在多次参与西太平洋登陆作战期间, Hess认真记录沿途声呐获得的海底地形调查结果. 二战以后, 他发表了有关西太平洋海盆地形的文章, 首次揭示了日本、马里亚纳和菲律宾外侧的海沟、平顶海山等重要的地质现象^[5], 为扩张洋脊的提出打下了坚实的基础.

二战后, 以美国为首的西方国家基于海洋战略的需求, 对全球海洋开展了大规模调研, 先后发现了板块构造的三大基本组成单元: 扩张洋脊、俯冲带和转换断层, 从而催生了板块构造理论^[6-10]. 其中, 20世纪50

引用格式: 孙卫东. “岩浆引擎”与板块运动驱动力. 科学通报, 2019, 64: 2988-3006

Sun W D. The Magma Engine and the driving force of plate tectonics (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 2988-3006, doi: 10.1360/N972019-00274

年代, 美国学者Tharp, Ewing和Heezen领导的团队^[11], 在进行全球大洋填图过程中, 发现在大西洋中间有绵延约4万千米长的巨大山脉, 随后将其命名为“大西洋中脊”(the “Mid-Atlantic Ridge”). 与此同时, 古地磁给出了欧洲和北美大陆的极移曲线, 显示两个大陆在2亿年前曾经拼合在一起, 强力支持大陆漂移学说^[12].

20世纪60年代初, Hess等人^[10]提出扩张洋脊的概念. 这一模型得到了Mason, Morley, Vine和Mathews等人海底磁异常条带观察结果和Wilson根据夏威夷帝王岛链提出的热点模型的支持. 几乎同时, 美国地质调查局的Coats^[9]通过对阿留申群岛的研究则提出了岛弧俯冲带的概念. 1965年, Wilson^[8]提出了转换断层的概念和板块运动的威尔逊旋回.

1967年, Jason Morgan在美国地球物理联合会春季会议上, 首次明确提出了板块构造理论, 并给出了详细摘要. 论文于第二年正式出版^[13]. 几乎同时, 多位学者也提出了板块构造模型^[14-16]. 板块构造理论利用简单

的模型解决了复杂的地质问题, 是地球科学的一次革命性进步. 但是, 迄今为止板块运动的驱动力仍存在很大争议.

2007年, 笔者在研究太平洋转向时发现Ontong Java地幔柱大规模岩浆活动导致太平洋板片漂移方向在早白垩世发生了近90°的转折(图1). 由此提出了“岩浆引擎”模型^[17]. 当时称之为Magmatic Engine. 按照英语构词习惯, 现将其英文名称改为Magma Engine. 由于种种原因, 当时文中没有对“岩浆引擎”展开详细的讨论. 本文从能量的角度入手, 通过板块受力分析, 论证“岩浆引擎”是驱动大洋板块运动的机制.

1 传统的板块驱动力模型

板块运动的驱动力一直是困扰地学界的一个重要的科学问题^[1]. 传统的模型主要有地幔对流(mantle convection)、俯冲板片拖曳(slab pull)、洋脊推挤(ridge push)^[18-22]等.

图1 西太平洋岛链分布及太平洋板块漂移历史; Ontong Java大火成岩省在~125 Ma喷发, 同期西太平洋板块发生了~80°的顺时针旋转. 修改自文献^[17]. 底图数据来源于NOAA: <https://www.ngdc.noaa.gov/>

Figure 1 The distribution of island chains in western Pacific and the drift history of Pacific plate, the Ontong Java large igneous province erupted in ~125 Ma, and the western Pacific plate rotated clockwise by ~80° at the same time. Modified from Ref. ^[17]. Map data from NOAA: <https://www.ngdc.noaa.gov/>

1.1 地幔对流(mantle convection)

地幔对流曾经被认为是板块运动的主要动力来源^[18,19]. 一般认为, 地幔是塑性的, 可以产生对流, 是地球内部动力的主要表现形式^[23]. 由于地幔的黏滞系数很大, 在 $10^{19}\sim 10^{23}$ Pa s之间^[24-26]. 如此大的黏滞系数导致地幔对流可以对上覆板块产生很大的摩擦力和吸力, 可以带动上覆板块运动. 早在板块构造理论出现之前, Holmes^[27]就提出地幔对流是驱动板块运动的主要动力. Hess^[10]在提出扩张洋脊的概念时也强调了地幔对流的作用. 但是, 迄今为止, 地幔对流是否是板块运动的重要驱动力仍存在争议^[28]. 其中, 争论的一个焦点是地幔对流究竟是全地幔对流还是上下地幔分层对流(图S2)?

地球化学界普遍接受分层对流的观点. 同位素和微量元素组成显示, 上地幔亏损不相容元素, 而下地幔则富集不相容元素. 两者的同位素组成差异说明上下地幔之间至少十几亿年以来物质交换不畅^[29]. 如果全地幔对流是驱动板块运动的主要动力, 从板块运动速度来看, 如此大规模的全地幔对流显然会破坏这种物质上的隔离.

从矿物学的角度看, 上地幔顶部主要是橄榄石、辉石和石榴子石等, 地幔过渡带存在瓦兹利石、梅杰石和林伍德石, 而下地幔则主要是布里吉曼石等(图S3). 这些矿物的密度随深度的增加而增加. 例如, 橄榄石和瓦兹利石之间的密度差是3%~5.7%, 林伍德石与布里吉曼石之间的密度差可达7.0%~9.3%^[30]. 如此大的密度差, 也在一定程度上制约上下地幔之间的物质交换.

地球物理界普遍偏爱全地幔对流. 层析成像显示, 俯冲板片可以深入到下地幔^[31]. 由于上下地幔界线是一个相变界面, 因而下地幔的体积是相对稳定的. 既然有上地幔物质进入下地幔, 就应该有物质返回上地幔. 例如通过背景上涌(background upwelling, 即由于俯冲板片进入下地幔, 使下地幔的“水位”升高, 下地幔顶部物质进入上地幔)^[32]. 另一重要机制则是地幔柱^[29]. 实际上, 早在1971年, Morgan^[33]就提出了地幔柱假说, 明确指出地幔柱可能起源于核幔边界, 可以穿越2900 km, 形成洋岛.

1982年, Hofmann和White^[34]提出俯冲到核幔边界的大洋岩石圈中一小部分会以地幔柱的形式回到地表, 与俯冲带一起构成了全地幔对流的完整回路(图2). 这

一模型很快得到广泛接受. 2003年, Niu和O'Hara^[35]对此模型提出了挑战. 其主要依据是俯冲洋壳在下地幔的密度高于周围地幔, 这一“密度陷阱”导致下地幔成为俯冲洋壳的“墓地”, 进入下地幔的俯冲洋壳无法回到上地幔(图3). 但是地球化学显示, 俯冲洋壳再循环物质是地幔柱岩浆的重要组成部分之一^[37].

为了解决这一矛盾, 笔者提出了矿物分离的模型(mineral segregation), 认为: 俯冲洋壳由于密度大, 在核幔边界堆积, 形成大型低剪切速度省(LLSVP)^[38-40], 由于俯冲洋壳进入下地幔后主要有4种矿物组成, 其中斯石英和Ca-Ferrite的密度远小于布里吉曼石, 在俯冲洋壳内部出现部分熔融的情况下, 轻重矿物会分离, 密度小的斯石英和Ca-Ferrite上浮, 起到助熔剂的作用, 催生地幔柱^[41](图4).

然而, 尽管俯冲洋壳和地幔柱均可以穿越上下地幔边界, 而且地球化学数据允许上下地幔间有一定的物质交换. 但是, 从对流的物理本征看, 地幔是分层对流的, 即上下地幔的对流单元是彼此不连续或者是不完全连续的. 这不支持地幔对流是板块构造的主要驱动力.

对于典型的Rayleigh-Bénard对流室^[21], 其长宽比应该接近1. 板块的尺度往往在数千乃至上万千米, 而上地幔的底部在660 km深处. 如此小的深/宽比值, 很难产生单一的、稳定的Rayleigh-Bénard对流室. 往往有多个对流单元共存. 如此一来, 地幔对流对上覆大洋板块的作用力相互抵消^[21].

地幔对流模型的另一个难点在于, 典型的对流从根本上讲是一个环形场, 即上涌的地幔流达到岩石圈底部后可以向各个方向运移. 而板块运动往往是强极性场, 通常只向两个方向运动. 环形的对流场如何维持极性的板块运动?

其次, 刚性的板块有稳定而持久的极性, 往往可以持续数亿年. 而对流则往往在短时间尺度内稳定. 地幔对流场如何保持长期稳定^[42]?

更重要的是, 地幔柱是主要的地幔对流形式, 但是洋中脊往往不与地幔柱重合. 而且在洋中脊, 地幔物质的运移方向与板块运动方向相反^[43](图5). 因此, 简单的地幔对流模型很难解释洋脊扩张和板块运动.

由于上述困难, 地幔对流模型已经逐渐退出了主导地位, 但是, 地幔对流是地球内部热量传输的重要途径, 而且也不能排除在局部地区, 地幔对流起到重要的作用. 例如, 近年来有研究认为, 东太平洋洋隆扩张与

图2 (网络版彩色)地幔物质循环示意图。(a) 双层循环, 地幔柱来源于下地幔; (b) 双层独立的地幔循环, 地幔柱起源于上地幔底部; (c) 单层循环, 全地幔对流; (d) 混合模型。修改自文献[29]

Figure 2 (Color online) Models of mantle circulation. (a) Two-layer circulation. Plume rise from the base of the lower layer; (b) two-layer circulation with nearly complete isolation between upper and lower layers. Plume rise from the base of the upper layer; (c) whole-mantle, single-layer circulation with plumes rising from the core-mantle boundary; (d) hybrid model. Modified from Ref. [29]

稳定的深地幔对流有关。其理由是, 东太平洋洋隆呈非对称分布。前人由此推断板片拖曳力也应该是非对称的。即板片拉力越大, 板块运动应该越快, 扩张也应该越快。但是在东太平洋洋隆没有观察到上述相关性。结合数值模拟, 前人认为东太平洋洋隆下面存在全地幔范围内的地幔上涌, 控制了其板块运动^[44]。考虑到太平洋下面存在超级地幔柱^[45], 而且东太平洋洋隆与其他扩张洋脊不同, 上述现象很可能是地幔柱主导的对流对板块运动的影响, 即“柱脊相互作用”(plume-ridge interaction)^[46-49]。但是, 柱脊相互作用并非板块运动的主要驱动力。在很多情况下是阻碍板块运动的。

1.2 洋脊推挤(ridge push)

洋脊推挤最早是Hess^[10]提出的。他在提出扩张洋脊的同时, 指出地幔对流导致岩浆在扩张洋脊上涌、挤入, 推挤洋脊两侧的洋壳岩石圈, 使板块向两侧运

动, 形成新的洋壳^[10]。很快, 科学家发现简单的岩浆推挤作用不能解释板块扩张。如果板块扩张的力来自于洋脊推挤, 那么洋壳应该处于挤压应力状态。实际观察表明, 在洋中脊的顶部往往发育正断层和正断层地震^[50], 说明至少洋脊推挤力并没有作用于洋中脊离散板块边界的顶部。

1964年, Orowan^[51]改进了岩浆上涌的推挤模式, 用重力均衡的理论来解释洋脊推挤。如图6所示, 大洋中脊处, 岩石圈厚度通常在10 km左右, 随着洋壳年龄的增加, 大洋岩石圈逐渐冷却, 厚度逐渐增大。最大可以达到90 km^[52]。因此, 大洋岩石圈如同一个巨大容器的顶部, 开口处位于洋中脊, 里面装满塑性的软流圈物质, 这些软流圈物质有侧向分压, 因而推挤洋壳向两侧运移。作为补偿, 洋脊下方热的低密度物质上涌, 发生减压部分熔融, 形成新的洋壳, 维持洋脊扩张。

值得注意的是, 早期的估算往往仅考虑洋脊相对

图3 (网络版彩色)不同压力(深度)条件下洋壳玄武岩与地幔岩密度比较. 在660 km时, 地幔岩主要以布里吉曼石形式存在, 其密度大于洋壳玄武岩. 在到达720 km时, 洋壳亦以布里吉曼石形式出现, 其密度开始大于地幔岩. 源自文献[36]

Figure 3 (Color online) Comparison of density changes in MORB (block line) and pyrolite (purple line) under different pressures. Pyrolite becomes denser than MORB at 660 km depth because of the transformation to bridgmanite lithology, but once MORB transforms to bridgmanite at 720 km depth, and becomes denser than the surrounding mantle. After Ref. [36]

海底的高程^[51], 所以计算出来的数值很低, 远小于板片拖曳的力^[21], 因此认为洋脊推挤力是板块运动的一个力源, 但是比俯冲板片拖曳力至少小一个量级, 只是在大西洋等没有俯冲的大洋板块的运动中可能起到重要作用^[21].

这种认识是建立在对洋脊推力的错误估算上. 实际上, 洋脊推挤力取决于塑性的软流圈密度和老洋壳岩石圈底部到洋中脊岩石圈底部之间的高程差. 后人改进后的估算结果显示, 对于一个年龄为70 Ma的大洋板块, 在普通洋脊处, 推挤力约为 2.5×10^{12} N/m, 比俯冲板片拖曳力的最大值低近一个数量级, 但是接近俯冲起始阶段的拖曳力; 在有地幔柱的情况下, 洋脊推挤力约为 6.2×10^{12} N/m^[20], 接近俯冲板片的最大拖曳力(图6). 更重要的缺点是, 这种估算采用重力均衡的模型, 考虑的是大洋岩石圈与软流圈的密度差($\Delta\rho/\rho$). 事实上, 容器中的流体对容器壁的压力与容器壁的密度无关. 因此, 这种计算方法低估了洋脊推力.

Rubey和Hubbert^[53,54]在1959年提出重力造成的下滑力在大陆构造中具有很重要的作用. 1969年, Hales^[26]提出洋中脊处岩石圈被抬高, 如同一个斜面上的块体, 在重力作用下向外滑动(plate sliding). 他通过

图4 (网络版彩色)矿物分离模型. (a) 俯冲到核幔边界的洋壳具有均匀的轻重矿物分布, 其矿物颗粒相对较小; (b), (c) 矿物颗粒慢慢长大, 并在黏度低的地方逐渐发生轻重矿物分离; (d) 矿物发生分离, 轻矿物部分(D1)具有比周围地幔低的密度, 开始上浮; 而重矿物部分(D2)将仍停留在核幔边界(CMB). 修改自文献[41]

Figure 4 (Color online) Illustration of the mineral segregation model. (a) Minerals in newly subducted oceanic crust are small, with evenly distributed heavy and light minerals; (b), (c) minerals in subducted oceanic crust grow with time and may start to segregate from each other where the viscosity is low enough. After segregation, the light mineral enriched (D1) portion can be lighter than the surrounding mantle and float up, whereas the heavy mineral enriched portion (D2) remains in the CMB. Modified from Ref. [41]

图5 (网络版彩色)扩张洋脊与地幔物质流动方向
Figure 5 (Color online) Spreading ridge and the flow direction of mantle material

简单的估算认为下滑力与地幔对流产生的力相当. 值得注意的是, 他估算时采用的坡度为1/3000. 推断应该也是利用了洋脊与海底的高程差. 低估了大洋板片下滑的力. 1970年, Jacoby^[55]提出了类似的模型, 但是利用的是岩石圈底部的高程差, 得到的估计值最大达到

图6 洋脊推挤示意图。在洋脊处的大洋岩石圈受下部软流圈塑性物质的侧向压力作用,同时受重力作用。两力的共同作用推动大洋岩石圈向两侧移动

Figure 6 The schematic diagram of ridge push. The oceanic lithospheres at ridge are affected by the lateral pressure of plastic material in the lower asthenosphere and gravity. The combined action of the two forces drives the oceanic lithospheres to move to both sides

1.5×10^{14} N/m,但是这个数值没有得到广泛的认可。

学术界往往把大洋板块的向下滑移(plate sliding)也统称为洋脊推挤(ridge push)^[21]。这种说法是不正确的。因为洋脊推挤是上涌的地幔塑性物质在重力作用下对板块边界的推挤力,是面作用力(surface force),与高程差和熔体密度有关。而板块滑移力(plate sliding)则是由板块自身重力主导的体作用力,与接触面坡度和大洋板片的质量有关^[20]。

值得指出的是,板片滑移和洋脊推挤这两个模型均是理想化的模型。洋脊推挤模型将软流圈看作是流体,而板块滑移模型则需要一个固态的斜坡。对于纯的流体,由流体压力产生的洋脊推挤作用可以用高差和密度直接计算。但是,地幔是非牛顿流体,地幔的黏滞系数在 $10^{19} \sim 10^{23}$ Pa s^[24~26],其中软流圈地幔的黏滞系数小于 10^{19} Pa s^[56,57](作为对比,常温常压下水是 10^{-3} Pa s,沥青是 10^7 Pa s^[58,59])。由于地幔的黏滞系数很大,前人模拟计算中通常将地幔视作当作弹性或黏弹性物体。在岩石圈底部,地幔中的主要含水矿物非闪石分解释放出水,导致地幔小比例部分熔融,形成软流圈^[60]。软流圈在岩石圈和下部高黏滞系数地幔之间起到润滑作用。地幔的黏滞系数随深度的增加逐渐增加。岩石圈与软流圈界面实质是一个岩相界面,因此,容易沿岩石圈底部的软流圈形成滑动界面。

综上所述,板块滑移力是最重要的板块运动驱动力。

1.3 俯冲板片拖曳(slab pull)

目前主流观点认为俯冲大洋板片拖曳力是最重要的动力来源^[21,22,61]。其主要依据是相关性分析。Forsyth

和 Uyeda^[21]总结各大板块运动速度和板块的几何形态,详细分析了板块运动各种主要作用力与板块运动速度的相关性,进而判断其重要性,认为俯冲板片的拖曳力比其他主动作用力大一个数量级(图7)。其主要依据是,凡是有俯冲的板块其运动速度远高于没有开始俯冲的板块。而且,板块俯冲速度与大洋板块没有俯冲部分的特征无关。这种研究方法的缺陷是把没有俯冲的板块和有俯冲的板块混一起计算相关性,其结果是在相关图上,速度快的板块与速度慢的板块形成两个组,类似于两点连线,得到的是假相关性。更重要的是,对于多因素控制的复杂过程,简单的相关性分析往往不能给出正确的结论。

俯冲板片拖曳力的核心是密度差。传统认为俯冲洋壳变质形成榴辉岩,其密度大于周围地幔,是俯冲板片拖曳力的主要来源^[62~64]。洋壳的密度约为 2700 kg/m^3 ,而地幔橄榄岩的密度则为 3300 kg/m^3 。显然,在俯冲开始阶段,洋壳是阻碍俯冲进行的。随着俯冲的进行,俯冲洋壳发生脱水变质,先后形成蓝片岩、石榴角闪岩等。当俯冲深度达到70 km以上时,洋壳转化为榴辉岩,密度高于周围地幔约3%,产生拖曳力。由此可见,单纯的榴辉岩负浮力产生的拖曳力显然不能解释板块俯冲是如何起始的。

俯冲洋壳的负浮力也不是一成不变的。在上下地幔边界附近有约100 km的深度范围,俯冲洋壳的密度低于周围地幔。在一些区域,如中国东部,俯冲板片可以平铺在上地幔的底部^[65,66]。这是因为地幔橄榄岩在上地幔底部主要由林伍德石和梅杰石组成,而俯冲洋壳则主要由梅杰石组成。在下地幔,主要的矿物是布里吉曼石。由于林伍德石在约660 km深度发生相变,形成

图 7 俯冲板片受力分析。(a) 板块运动受力示意图。 F_{sp} (slab pull)俯冲板片拖曳力; F_{rp} (ridge push)洋中脊推挤力; F_{cr} (colliding force)两板块碰撞产生的摩擦力; F_{ms} (mantle suction)地幔吸力; F_{sr} (subduction resistance)软流圈黏滞阻力; F_{md} (mantle drag force for oceanic plate)地幔对大洋板块拖曳力; F_{cd} (drag force for continental plate)地幔对大陆板块的拖曳力。 F_{tr} (transform fault resistance)转换断层间摩擦力。 改自文献[21]。(b) 不同条件下, 俯冲板片所受浮力及黏性剪切力与俯冲深度关系图。 F_{therm} , 冷热异常(冷俯冲板块)的负浮力; F_{ol-wd} , 地幔中橄榄石向瓦兹利石转变引起的负浮力; F_{shear} , 地幔对俯冲板片的黏性剪切力; F_{sp-pv} , 地幔中林伍德石向钙钛矿转变引起的浮力; F_{meta} , 橄榄石延迟向瓦兹利石转变引起的浮力; $F_{tot}=F_{therm}+F_{shear}+F_{sp-pv}+F_{ol-wd}$; $F_{tot-m}=F_{therm}+F_{shear}+F_{sp-pv}+F_{meta}$; v 为俯冲速度; η_{um} 为上地幔黏度系数; γ_{660} 为林伍德石向钙钛矿转变时的克拉珀龙斜率。 修改自文献[30]

Figure 7 Forces on the subducted plate. (a) The schematic diagram of forces for plate movement. F_{sp} , the force of slab pull; F_{rp} , the force of ridge push; F_{cr} , the colliding resistance between the two plates; F_{ms} , the suction from mantle; F_{sr} , the resistance for subducting plate from asthenosphere; F_{md} , the mantle drag force for oceanic plate; F_{cd} , the mantle drag force for continental plate; F_{tr} , the resistance at the transform fault boundary. Modified from Ref. [21]. (b) Buoyancy and viscous shear forces changes with subducting depth in 4 conditions. F_{therm} , the negative buoyancy owing to cold thermal anomalies; F_{ol-wd} , the negative buoyancy owing to the olivine-to-wadsleyite phase transition; F_{shear} , the viscous shear from mantle; F_{sp-pv} , the positive buoyancy force from the ringwoodite-to-perovskite plus magnesio-wüstite; F_{meta} , the positive buoyancy force from a delayed transition of olivine to wadsleyite; $F_{tot}=F_{therm}+F_{shear}+F_{sp-pv}+F_{ol-wd}$; $F_{tot-m}=F_{therm}+F_{shear}+F_{sp-pv}+F_{meta}$; v , the subduction velocity of plate; η_{um} , the viscosity coefficient of upper plates; γ_{660} , the clapeyron slope for the ringwoodite-to-perovskite transition. Modified from Ref. [30]

布里吉曼石,而梅杰石转变为布里吉曼石的相变则发生于约750 km深度(图S3, 3)。因此,在上地幔底部,俯冲洋壳的密度高于周围地幔,在下地幔的顶部其密度则低于周围地幔^[35,67](图3)。此时,俯冲大洋板片会卡在上下地幔之间。但是,由于俯冲大洋板片是刚性的,后续俯冲的部分对前面的板片可以产生推挤,使密度小的俯冲洋壳进入下地幔。当俯冲洋壳的深度超过梅杰石的相变深度,形成富铁的布里吉曼石,其密度大于周围地幔,由此才能主动向更深的地幔俯冲。

由于俯冲洋壳的上述问题,一些学者转而考虑温度效应。老洋壳的温度较低,俯冲板片中岩石圈地幔部分的密度会大于软流圈地幔。有学者认为这是俯冲拖曳的主要力源^[30]。如图7所示,Billen^[30]的估算结果显示,在上地幔,俯冲板片拖曳力随着深度的增加而增加,在上下地幔边界达到最高值,在假设岩石圈地幔与软流圈地幔间有1200°C的温差时,约为 2×10^{13} N/m。在下地幔,由于黏滞系数的增加,总的俯冲板片拖曳力逐渐下降。

这个估算显然是过于简化。它只考虑俯冲洋壳岩石圈地幔的温度和相变等因素,没有考虑岩石圈地幔蛇纹石化而导致密度大幅度减小等因素的影响。甚至没有考虑洋壳的影响。更重要的是,计算中假定的俯冲板片岩石圈地幔部分的温度过低。这些因素可能导致俯冲板片的拖曳力被大大高估。

由于在俯冲起始之前,并不存在俯冲板片拖曳力。因此,俯冲板片拖曳模型的最大困难在于无法解释如大西洋这种尚未出现俯冲的年轻大洋是如何扩张的。此外,青藏高原陆陆碰撞发生后50多百万年了,俯冲洋壳早已断离,但是印度次大陆岩石圈仍以每年数厘米的速度向北俯冲,用俯冲板片拖曳的模型也不能合理解释^[68]。为此,Forsyth和Uyeda^[21]提出尽管俯冲板片拖曳力是所有板块俯冲驱动力中最大的,但是其他的力也起到了重要的作用。

俯冲板片拖曳模型另一个问题是受力方向。俯冲板片拖曳力的主动力是重力,是竖直向下的,而板块俯冲的方向则通常是斜向下的。特别是,年轻洋壳的俯冲角度很小,经常出现水平俯冲。拖曳力的方向与运动方向不一致。目前,对这个问题的解释是:板块受力的矢量方向是多个力的合力,除了俯冲板片拖曳的力之外,还有板块的抗弯曲力和地幔吸力等。

板片的俯冲角度通常远大于由洋中脊到俯冲带的倾斜角度,因此,板片在进入俯冲带时要发生弯曲。在

这一过程中,大洋岩石圈的弹性力与重力抗衡。但是,板块弹力是被动的,其方向应该与所受的外力相反。如果只有重力和板片弯曲的力,还是不能解释俯冲板片水平运动的分量。为此,McKenzie^[69]提出了地幔吸力(mantle suction)的概念。认为在板块俯冲过程中,塑性的地幔楔会对板片产生指向地幔楔的吸力。该吸力不仅造成了俯冲板片斜向俯冲,同时使上覆板块向海沟运移,产生弧后盆。此外,俯冲后撤俯冲角度增大的过程中,俯冲板片对其下方的软流圈产生推挤,可以推动板块向前运动,类似船桨的作用^[70]。

值得注意的是,即使与地幔吸力和板片后撤力配合,俯冲板片拖曳也不能解释平俯冲。研究表明,东太平洋板块向南美大陆的俯冲很多是低角度乃至平俯冲^[71~73]。在南美俯冲带,随着俯冲深度的增加,板块的俯冲角度先由大变小,再由小变大。这种反复弯折的现象显然不是由于板块弹性特征引起的,而是因为年轻的俯冲板片密度较小,浮力使俯冲板片向上弯折。此外,由于平俯冲是贴在刚性岩石圈地幔底部推进的,所谓的塑性地幔产生的吸力应该是竖直向上的,也没有水平分量。

综上所述,俯冲板片拖曳力不应该是板块运动的主要驱动力。

2 “岩浆引擎”

如上述,现有关于板块运动驱动力的模型都存在缺陷,不能合理解释板块运动是如何起始和长期持续并周而复始的。为此,笔者从能量的角度入手,提出了“岩浆引擎”模型:热能通过岩浆作用转化为势能,在重力作用下驱动板块运动。从能量和受力的角度看,“岩浆引擎”模型可以合理解释目前板块构造驱动机制的关键问题。

2.1 驱动大洋板块的能量来源

要证明“岩浆引擎”模型,需要弄清楚板块运动的能量来源及其作用方式。最初有3种能量曾经被认为是驱动板块运动的主要能量来源:地球自转的动能、月球对地球产生的潮汐能和地球内部的热能^[74,75]。

在大陆漂移学说里,瓦格纳曾经将潮汐力和地球自转的离心力作为其主要的推动力。在大气和海洋领域里,潮汐和地球自转的影响十分显著。瓦格纳作为气象学家,首先想到了潮汐和地球自转。但是,他最终发现这两个力太小,转而倾向于Holmes^[27]提出的地幔

对流.

在板块构造理论提出之初, 地球自旋对板块运动的贡献又被再次探究. 现在, 一般认为地球自旋产生的科里奥力和离心力均太小, 不足以引起板块运动, 只是在板块处于力学平衡的情况下, 产生一些额外影响.

此外, 一些学者曾经认为, 由月球、太阳引力产生的潮汐能可能对板块运动产生较大的影响, 造成岩石圈整体向西漂移, 可能是板块构造起始的主要原因^[74,76], 但相关研究较少^[77]. 总体说来, 一般认为潮汐力太小而且方向固定, 也不能解释大洋板块漂移方向和速度的多样性.

总之, 地球自旋能和来自月球、太阳吸引的潮汐能均不足以维持板块运动, 也不能解释板块运动速度和方向等特征指标. 地球内部热能是驱动板块运动的主要能量. 但是热能通常弥散式散失, 并不能产生推动力. 热能要转化为动能需要有一种机制保证其集中有序释放并被有效利用. 在地球上, 热能最主要的集中有序释放发生在洋中脊和地幔柱的岩浆活动过程中. 这些构造部位是“岩浆引擎”的核心区.

2.2 大洋板块滑移力

要解析岩浆作用如何将热能转化为板块运动的动能, 驱动板块运动, 需要首先分析板块的受力. 大洋板块受到多种力的影响. 概括起来, 可以分为驱动力和阻力.

板块运动的驱动力主要包括: 板块滑移力 F_{ps} (plate sliding), 即大洋板块在重力作用下沿岩石圈底部软流圈下滑; 俯冲板片拖曳力 F_{sp} (slab pull), 即俯冲板片由于密度高于周围地幔而产生的负浮力; 洋中脊推挤力 F_{rp} (ridge push), 即洋中脊塑性软流圈物质在重力作用下, 对两侧岩石圈向外的推挤力; 地幔吸力 F_{ms} (mantle suction), 即由于俯冲板片在摩擦力的作用下, 带动软流圈物质向下运动, 由此对上覆岩石圈产生的吸力.

板块运动的阻力主要包括: 碰撞力 F_{cr} (colliding resistance), 即两板块相对运动过程中产生的阻力; 俯冲阻力 F_{sr} (subduction resistance), 俯冲板片进入软流圈后所受到的黏滞作用和浮力差异带来的阻力. 大陆拖滞力 F_{cd} (continent drag), 即大陆板片与软流圈地幔间由于运动状态差异而作用在大陆板片底部的作用力(图8).

地幔拖滞力 F_{md} (mantle drag)是由大洋板片底部与软流圈地幔间运动状态差异而作用在板片底部的黏性

作用力. 该力一般情况下是阻力. 但是在软流圈内存在主动流动时, 如地幔对流, F_{md} 将作为板块俯冲的驱动力. 由于板块运动速度的变化很小, 基本处于平衡状态. 阻力基本与驱动力相等. 因此这里只分析驱动力.

如前所述, 前人曾经对大洋板块进行过详细的受力分析. 对于俯冲板片拖曳力、洋脊推挤力, 上文已经讨论, 这里就不作赘述. 本文重点要指出的是, 前人将大洋板块滑移力与洋脊推挤力混为一谈, 并且严重低估了其重要性. 因此, 本节重点讨论大洋板块滑移力的大小.

为了计算方便, 通常用简单的二维平板静态模型来估算板块滑移力^[20]. 大洋岩石圈是一个厚度不等的刚性块体. 在洋中脊处, 洋壳的厚度为6 km, 岩石圈地幔的厚度为4 km. 随着年龄的增长, 大洋岩石圈逐渐冷却, 软流圈中的难熔组分结晶加入, 使大洋岩石圈的厚度随之增大. 地球物理数据显示, 大洋岩石圈地幔大约在其形成后70 Ma时达到最大厚度, 约为90 km. 在此深度, 由于地幔中主要含水矿物非闪石分解, 释放出水, 引起地幔岩石部分熔融, 其厚度不再增加^[78](图9).

洋壳上的沉积物厚度也不相同. 在洋中脊, 沉积物的厚度近乎为零. 到俯冲带, 沉积物厚度达到1 km以上. 板块滑移力:

$$F_{ps} = G \sin \alpha = M_T g \sin \alpha \approx M_T g \Delta h / L, \quad (3a)$$

其中, M_T 是大洋板块的总质量, 包含岩石圈地幔、洋壳、沉积物三部分; g 是重力加速度; Δh 为从洋中脊处到板块边缘岩石圈底部的高程差; L 为大洋板块水平长度; α 是大洋岩石圈倾斜角度, 因为 α 较小所以 $\sin \alpha$ 近似于 $\Delta h / L$.

对于单位长度的大洋板块, 其总质量等于不同单元的质量和:

$$M_T = V_m \rho_m + V_c \rho_c + V_s \rho_s, \quad (3b)$$

$$F_{ps} = (V_m \rho_m + V_c \rho_c + V_s \rho_s) g \Delta h / L. \quad (3c)$$

根据大洋岩石圈的实际情况: (1) 洋脊处: 大洋岩石圈厚度10 km(洋壳6 km、岩石圈地幔4 km)、沉积物0 km、海水2 km; (2) 俯冲带: 大洋岩石圈厚度90 km(洋壳6 km、岩石圈地幔84 km)、沉积物1 km、海水5 km; (3) 岩石圈底部高差: $\Delta h = 84 \text{ km} = 84 \times 10^3 \text{ m}$; (4) 洋壳长度为 $L \text{ m}$.

在式(3c)中, 大洋地幔的密度为 $\rho_m = 3.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, 大洋地幔的体积 $V_m = (84+4)/2 \times 10^3 L$. ρ_c 和 V_c 是大洋地壳

图8 俯冲板片受力示意图. 驱动力: F_{ps} , 板块滑移力; F_{sp} , 俯冲板片拖曳力; F_{rp} , 洋中脊推挤力. 阻力: F_{cr} , 碰撞力; F_{ms} , 地幔吸力; F_{sr} , 俯冲阻力; F_{md} , 地幔对大洋板片拖曳力; F_{cd} , 地幔对大陆板片拖曳力; F_{br} , 弯曲阻力; F_N , 软流圈对俯冲板片的支持力(侧向压力); G , 重力. 改自文献[21]

Figure 8 The schematic diagram of forces for plate movement. F_{ps} , the force of slab pull; F_{sp} , the force of ridge push; F_{cr} , the colliding resistance between the two plates; F_{ms} , the suction from mantle; F_{sr} , the resistance for subducting plate; F_{md} , the mantle drag force for oceanic plate; F_{cd} , the mantle drag force for continental plate; F_{br} , the resistance for plate bend; F_N , the normal force for subducting plate from atmosphere; G , the gravity of subducting plate. Modified from Ref. [21]

图9 水饱和和固相线(a)和二辉橄榄岩的储水能力(b). 修改自文献[78]

Figure 9 The vapour-saturated solidus (a) and the water-storage capacity of lherzolite (b). Modified from Ref. [78]

的密度和体积, $\rho_c=2.7\times10^3\text{ kg/m}^3$, $V_c=6\times10^3L$. ρ_s 和 V_s 是大洋沉积物的密度和体积, $\rho_s=1.7\times10^3\text{ kg/m}^3$, $V_s=(0+1)/2\times10^3L$. 单位长度大洋板块滑移力 F_{ps} 为 $1.36\times10^{14}\text{ N}$, 与Jacoby^[55]得到的最大估计值 $1.5\times10^{14}\text{ N/m}$ 相似.

这一结果显示, 板片滑移力(plate sliding)高于前人估算的俯冲板片拖曳力最大值^[30]约一个数量级, 高于前人估计的洋脊推挤力数十倍, 是板块运动的主要驱动力.

2.3 “岩浆引擎”

“岩浆引擎”通过大规模岩浆活动驱动板块运动, 其能源是地球内部的热能, 其作用的主要方式是大洋板片在重力作用下向外滑移.

根据“岩浆引擎”模型, 洋中脊是其能量运输的主要通道. 在洋中脊, 岩浆喷发形成大洋岩石圈. 新形成的大洋岩石圈密度小, 厚度在10 km左右. 随后大洋岩石圈逐渐冷却、增厚, 约70 Ma后达到最大厚度90 km. 同时, 老的大洋岩石圈的密度也逐渐增大, 最大可以高出软流圈地幔2%以上^[30], 致使整个大洋板片斜置于塑性的软流圈上, 产生巨大下滑力, 推动板块向洋脊两侧运移, 导致洋中脊不断扩张, 推动老洋壳的消亡.

“岩浆引擎”不仅可以合理解释大洋的打开, 也能解释大洋的消亡. 在地球早期吸积过程的大碰撞之后, 地球表面积基本保持不变, 因此, 洋脊扩张与俯冲带消亡是耦合的, 即新生成的洋壳面积与消亡的洋壳面积基本相当. 由于板块滑移的力是板块运动的主要驱动力, 超过俯冲板片拖曳力等其他驱动力. 因此, 新特提斯在青藏高原碰撞后洋壳早已断离, 印度板块仍继续快速俯冲数十百万年.

对于新形成的大洋而言, 在其发育初期的很长一段时间内并无俯冲, 其生长空间是靠其他大洋板块的消亡来平衡的. 在此期间, 维持“岩浆引擎”的作用力以大洋板片下滑为主, 洋脊推挤力为辅, 没有俯冲板片拖曳力. 此时, “岩浆引擎”是“集中喷发”+“冷却下滑”作用下的两冲程引擎. 大西洋就属于一个两冲程“岩浆引擎”. 因为大西洋自身有“岩浆引擎”的驱动, 因此美洲板块可以在受到太平洋板片向东挤压的情况下, 依然向西运动, 形成美洲西海岸的安第斯山脉.

对于有俯冲带的大洋, 俯冲起始阶段阻力较大. 主要来自刚性岩石圈的形变和玄武质洋壳的浮力. 随着俯冲板片穿过刚性的岩石圈, 形成俯冲通道, 进入塑性的软流圈, 俯冲的阻力大幅度减少. 在俯冲通道中, 俯

冲板片释放流体起到润滑作用, 也使阻力大幅度减小. 当俯冲的玄武质洋壳达到约70 km深度时, 形成高密度的榴辉岩, 洋壳密度逐渐超过地幔密度, 俯冲拖曳力进一步增大, 保证俯冲板片持续地进入地幔. 在出现板块俯冲以后, 俯冲板片拖曳力的加盟, 使“岩浆引擎”变为“集中喷发”、“冷却下滑”、“俯冲拖曳”、“物质循环”的“四冲程”的发动机. 太平洋是一个四冲程的“岩浆引擎”, 已经运行了超过2亿年, 正在走向其暮年. 此过程循环往复周而复始, 使板块运动持续30多亿年至今.

2.4 板块相互作用

根据“岩浆引擎”模型, 在现今的板块构造体制下, 地球内部的热能主要通过洋中脊岩浆活动集中有序释放, 推动板块运动. 即板块运动的力主要来自于与洋中脊或地幔柱相连的板块. 对于不与活动洋脊相连的板块, 其构造运动的力来自板块间相互作用^[17]. 例如, 中国东部和菲律宾海板块.

中国东部在燕山期发生了2次挤压和3次拉张的大规模燕山运动^[79-82]. 在早白垩世发生了由拉张向挤压的转折, 发生了著名的华北克拉通破坏, 形成了胶东大规模金矿. 这些地质事件均可以用太平洋板块俯冲与欧亚大陆相互作用来解释^[17,83-85]. 其中, 华北克拉通破坏可能与130 Ma前, 沿徐淮地区向北西俯冲的洋脊俯冲有关^[85-87], 产生了燕山期B幕挤压和随后的拉张; 而胶东金矿则发生在洋脊俯冲之后, 与太平洋板块转向^[17,88,89]或俯冲板片后撤有关^[90]. 笔者认为在约125 Ma前, 太平洋板块受到昂通爪哇大火成岩省喷发的影响, 其漂移方向发生了近90°的转折, 由北北西向转为北西向, 导致中国东部由拉张转为挤压(图1), 出现大规模压扭性断裂, 成矿流体沿郯庐断裂的次级断裂上涌, 形成了大规模的石英脉型和蚀变岩型金矿^[17,88].

菲律宾海板块位于伊豆小笠原-马里亚纳俯冲带以西, 曾被作为反对洋脊驱动的例子^[21]. 菲律宾海板块中心有已停止活动的、近东西走向的古洋脊; 其东北部与新生代弧后盆相连, 有一个近南北走向的弧后盆扩张脊. 但是菲律宾海板块向北西方向俯冲. 这种运动方向显然不能用其内部驱动力来解释. 取而代之的是, 来自于其东南面卡罗琳洋脊俯冲产生的挤压、其南面澳大利亚板块向北的推挤、马里亚纳俯冲带的地幔吸力、菲律宾海板块内部宾汉姆洋隆对西向俯冲的阻碍以及琉球海沟俯冲板片的拖曳力的合力.

南海向东的俯冲则可能与菲律宾海的构造变动有

关,“岩浆引擎”的驱动力经菲律宾海板块传递过来。南海是一个小的弧后盆^[91,92]。其扩张洋脊约起始于34 Ma前,在约15 Ma前停止活动^[93~95]。目前,其死亡的洋脊(黄岩岛链)近似垂直向东俯冲到菲律宾岛之下。俯冲起始的时间老于5个Ma^[96,97]。这种俯冲显然不是自发的,很可能是宾汉姆洋隆阻挡了菲律宾海西南部向西的俯冲,东部的卡罗琳洋脊俯冲推动菲律宾岛向西运动而引发的。

板块运动的方向与洋脊滑移力的方向并非总一致。南极洲是一个最好的例子。印度洋中脊有推动南极向南的力,但是GPS观测显示南极板块的运动方向是向北的,这如何用洋脊的岩浆引擎驱动解释?究其原因,环南极有一条扩张洋脊,因此南极受到多个方向的力,其运动方向取决于这些力的合力方向。由于太平洋板块在100~50 Ma期间一直快速向北运动,50~0 Ma则快速向西北运动,其扩张速度是所有大洋中最快的。因此,太平洋与南极洲之间的洋壳比较宽,推力比较大。相比之下,印度洋有3条洋脊,其扩张速率均很慢。其中,西南印度洋洋脊为超慢速洋脊。非洲向北的运动速度更慢。因此,南极与非洲、印度-澳大利亚板块之间的洋壳比其与太平洋之间的洋脊窄,推动力小。结果导致,南极洲朝印度洋方向缓慢向北运动。

3 地幔柱与板块运动起始

“岩浆引擎”是如何被发动而开启板块构造体制的呢?从“岩浆引擎”的角度看,答案是地幔柱。与地幔柱头相关的大火成岩省本身就是一种特殊的“岩浆引擎”,同时也是洋中脊“岩浆引擎”的启动器。

地幔柱是地球上仅次于洋中脊的另一种大规模的岩浆活动。地球上广泛分布的大火成岩省被认为是地幔柱头;而夏威夷等火山链则被认为是地幔柱尾巴^[98,99]。目前,地幔柱岩浆活动约占全球岩浆活动的10%~20%。在地球早期,地幔柱曾经是地球上占主导地位的岩浆活动形式。有学者提出,地幔柱构造(plume tectonics)可能是早期地球动力学演化的主控机制^[100,101],正是由于地幔柱的作用导致初始板块俯冲^[102]。

1991年,Griffiths和Campbell^[101]提出由于地幔柱头的温度高出软流圈点100°C以上,致使上覆岩石圈受热膨胀,同时,大量低密度的高温岩浆也对上覆岩石圈产生托举力,在中心部位可以产生千米级的隆升(图10)。这一现象在峨眉山得到观察事实的支持^[103,104]。事实

图10 (网络版彩色)地幔柱物质的上升和地表的抬升。修改自文献[101]

Figure 10 (Color online) The rise of mantle plume material and the uplift of the surface. Modified from Ref. [101]

上,地幔柱的温度可以高出软流圈地幔几百摄氏度,有可能产生更大的隆升。大规模隆升导致地壳由地幔柱头的中心向周围大幅度的倾斜,产生向外的下滑力,当抬升幅度足够大时,在薄弱地带产生板块俯冲,催生了板块构造^[100,101]。

值得注意的是,最新研究表明,30亿多年以前,地球上才出现类似现今板块构造的地质过程^[105,106]。在地球形成后的约10亿年时间里,地球内部的热量释放远远高于现今,而且有大量的地幔柱岩浆活动,却没有板块运动。原因何在?

笔者认为其根本原因在于没有形成热量的大规模集中有序释放:在岩浆海阶段,地球没有固体表面,显然不可能有板块运动。随着温度的降低,地球出现固体表面,但是由于温度仍很高,类似地幔柱的岩浆对流频繁,地壳薄弱,地幔柱可以引起局部俯冲,但是俯冲板片在达到榴辉岩相之前就被融化了,不能形成高密度的榴辉岩,俯冲洋壳难以进入地幔,不能称之为板块俯冲。即使有少量的洋壳进入地幔,也无法留下俯冲的印记。因此,足够大的岩石圈强度是支撑热量集中

有序释放和维持“岩浆引擎”的关键,是板块构造的前提条件。

地幔柱不仅是板块俯冲体制启动器,也是单个大洋“岩浆引擎”的启动器。从现有的资料看,很多大洋的打开均与大火成岩省有直接或间接的联系。例如,南大西洋与约130 Ma前喷发的St. Helena和Tristan da Cunha地幔柱有关(图S4)^[107],北大西洋的打开与约60 Ma的地幔柱活动有关(图S5)^[108],印度洋的打开则与~130 Ma的Kerguelen地幔柱密切相关^[109,110](图S6)。

地幔柱可以在板块内部产生隆升。隆升会导致板块破裂并向外滑移。一个有意思的问题是,上涌过程形成的是一个环形场,为什么地幔柱打开的大洋却是向两侧运动?究其原因,地幔柱是一个缓慢的过程,尽管其作用力指向各个方向,但是,上覆岩石圈一旦在一个方向上形成成熟的破裂,地幔柱作用于其他方向的力将大幅度降低。如同用力拉一根绳子,绳子上各处均匀受力,但是最终总是在一点断开。对于缓慢拉伸过程,绳子永远不会两点同时断裂。而对于地球表面,则往往出现三联点。

另一个重要的问题是地幔柱如果能够导致板块裂解,为什么Ontong Java和西伯利亚大火成岩省这种超级大火山岩省似乎并没有裂解大洋板块或者大陆板块?这个问题的答案也是重力。

地幔柱作用的直接结果是上覆板块隆升,因此,并非一定要产生新的板块裂解。要产生破裂形成新的大洋通常需要上覆大陆板块比较大,而且地幔柱尺度要适中,从而产生足够大的板块侧向滑移力。本文提到的几次地幔柱引起的破裂均与盘古超大陆的主体有关,而且地幔柱规模不是很大。如果地幔柱跟上覆大陆尺寸接近,很可能只是造成大陆板块的整体抬升,而非大陆板块的破裂。西伯利亚大火成岩省可能是这种情况。

对于大洋板块,由于其岩石圈薄,受热后隆升尺度小,也不易发生破裂。如果大火成岩省发生在板块边缘,则往往是导致板块运动方向的改变,而不是破裂。Ontong Java大火成岩省喷发时位于太平洋板块的边缘,可能是导致太平洋板块运动方向转折的关键因素^[17]。此外,大洋板块的破裂往往随大洋板块俯冲而消亡,不易留下痕迹。

4 板块俯冲起始机制

板块构造理论的另一个挑战是板块俯冲的起始^[102,111~116]。根据威尔逊旋回^[8],大陆裂解形成了新生

的大洋岩石圈,随着大洋岩石圈的演化,由于某种原因,洋壳在洋陆转换带开始俯冲,并最终导致洋盆闭合。目前,有关板块俯冲起始的争论集中在板块俯冲是自发起始(spontaneous)^[111~113],还是诱导起始(induced)^[102,114]。

所谓自发俯冲起始指板块俯冲主要由自身重力及其与周围块体之间的密度差等因素而非在外力作用下产生的俯冲起始。诱导俯冲起始则是指在外力挤压下产生的俯冲起始。

区分两种俯冲起始机制的一个标志是:自发俯冲起始时,俯冲板片向下俯冲对应上覆板片同时发生弧后拉张;诱导俯冲起始则是在俯冲起始之后,俯冲板片进入软流圈地幔,在地幔楔产生了角流后,上覆板片才发生弧后拉张^[111]。

Niu^[112,113]认为,板块之间的密度差是板块俯冲起始的主要动力。由于大陆岩石圈和大洋岩石圈之间密度差异最大,所以板块俯冲总是在洋陆转换带起始的。但是被动陆缘板块俯冲起始尚无观测实例的佐证。而数值模拟则显示,要在洋陆转换带产生板块俯冲,需要相应的大陆岩石圈的密度比正常值低,而且温度要高^[117]。

另一种观点认为,板块俯冲往往是从洋内俯冲起始的。由于沿转换断层的走滑运动,转换断层两侧的岩石圈可以具有较大的年龄差异,从而产生较大的密度差,同时转换断层提供了一个力学上的薄弱带,为自发俯冲启动提供了可能^[118]。

根据“岩浆引擎”模型,挤压是俯冲起始的主要方式。从地幔柱导致的板块构造体制起始到单个洋盆俯冲的起始,板片因重力下滑都是导致俯冲起始的关键因素。

由于岩石圈是刚性的,单纯靠不同板块之间的密度差,很难导致俯冲起始。即纯的自发俯冲起始可能并不存在。以拉张为特征的自发俯冲起始可能只出现在板块转向时的特殊部位,从属于诱导俯冲。

从这一点看,传统的自发俯冲起始和诱导俯冲起始的定义需要调整。最近提出自发俯冲和诱导俯冲概念的学者Stern和Gerya^[116]修改了其原始定义,提出诱导俯冲起始是已存在的板块汇聚导致的新俯冲;自发俯冲则是不需要其他板块运动而是由于自身岩石圈薄弱带的密度差异导致的。这个新定义较原来的定义有很大的提高。笔者建议:自发俯冲是指大洋板片内部动力主导的俯冲起始;而诱导俯冲则是指其他板块主导

的俯冲起始。

4.1 自发俯冲起始

自发俯冲起始的条件有两个：一是有足够宽的洋盆以获得足够大的板片下滑力；二是板块漂移前方有足够大的阻力以获得足够的应力累积。因此，自发俯冲起始往往发生在老洋盆。由于在俯冲之前，洋盆沿洋中脊对称发育，因此通常产生双向俯冲。现今的太平洋就是一个典型的例子。但是仅仅有宽阔的洋盆也并不一定产生俯冲。板片下滑力是分布在整个板片上的体作用力，这一点可以从大洋板块的应力分布得到验证。要使大洋岩石圈折断、下插需要应力集中，即，需要在板块漂移前锋出现阻力。作为一个例证，由于太平洋活动陆缘的存在，现今的大西洋经历了2亿年的演化，但并没有出现俯冲。这种现象很可能要持续到新的超大陆形成。

新生代西太平洋板块漂移方向发生重大转折^[17]，出现了一系列新的俯冲。其中，伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带被认为是研究俯冲起始机制的最佳选区，国际大洋发现计划(IODP)先后开展了3个航次的钻探。其中，IODP 351航次首席Arculus等人^[111]认为，出露于伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带附近的基底熔岩与沉积岩几乎同时，且具有弧前玄武岩的特征，由此认定俯冲和拉张是同时的，即自发俯冲起始。这被认为是迄今为止自发俯冲起始的直接地质证据，但是仍存在争议，争论的焦点在于是否存在挤压^[119,120]。考虑到同时期太平洋的转向，伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带的起始机制尚需要进一步研究。

4.2 诱导俯冲起始

诱导俯冲起始的动力来自于其他板块，对板块滑移力没有要求，因此不需要老洋盆。由于大板块的驱动力大，在全球板块运动中起主导地位，小板块则处于从属地位。大板块细微的变化，往往决定了小板块的命运。因此，诱导俯冲起始往往发生于年轻洋盆。如前述的菲律宾海和南海。

对于诱导俯冲，在板块俯冲起始后，吸收外力，板

块内部的应力迅速降低，通常不会同时产生两个俯冲带。因此，诱导俯冲起始往往是单向俯冲。

特提斯构造域在历史上曾经多次产生向北的单向俯冲，其原因很可能就是诱导俯冲起始。由于南半球超级地幔柱的存在，多个地幔柱的发育导致板片向北倾斜，诱导了向北的俯冲。

阿曼Semail蛇绿岩是当今出露最好的SSZ型蛇绿岩剖面之一，是新特提斯俯冲的产物。SSZ蛇绿岩和其相应的变质底板(Metamorphic Sole)是俯冲早期的地质证据。对阿曼Semail SSZ型蛇绿岩及变质底板精确的年代学研究显示^[121]，变质底板角闪岩中石榴石-全岩Lu-Hf等时线年龄为 103.7 ± 0.7 Ma，比上覆板片拉张(SSZ型蛇绿岩形成)早~8 Ma，说明上覆板片拉张之前的8 Ma板块就已受力汇聚，为新特提斯洋诱导俯冲起始提供了直接的地质学证据。

5 结语

本文对笔者十余年前提出的“岩浆引擎”模型进行了详细的阐述，旨在抛砖引玉。根据“岩浆引擎”模型，地球内部的热通过岩浆活动集中有序释放，将热能转化为势能，将板片的重力转化为背离洋中脊方向的滑移力，与洋脊推挤力一起，驱动板块运动。洋中脊和地幔柱是地球上两大“岩浆引擎”。在地球演化早期，地幔柱催生了板块构造体制，在现今板块运动体制下地幔柱一直扮演着洋中脊“岩浆引擎”点火器的角色。“岩浆引擎”模型提出板块滑移是板块运动的主要驱动力。俯冲板片拖曳力、洋脊推挤等均对板块运动有贡献，但是通常小约一个量级。在板块俯冲起始之前，“岩浆引擎”是“两冲程”引擎。在俯冲板片发生榴辉岩相变质后，“岩浆引擎”转变为“四冲程”。俯冲板片拉力加盟，俯冲阻力减小，板块运动速度增大。与洋中脊及大地幔柱相连的板块是“岩浆引擎”的核心部件，处于主动运动状态。不与洋中脊相连的板块则主要通过板块相互作用和地幔柱岩浆活动获得能量，发生构造运动和构造变形。挤压是俯冲起始的主要方式。自发俯冲起始往往发生在老洋盆，产生双向俯冲；诱导俯冲起始则往往是小洋盆，产生单向俯冲。

致谢 笔者在参与国家自然科学基金委员会“西太平洋地球系统多圈层相互作用”重大研究计划建议书撰写过程中和第196期“双清论坛”期间，曾与中国科学院地质与地球物理研究所朱日祥院士、青岛海洋科学与技术试点国家实验室吴立新院士、国家自然科学基金委员会侯增谦院士、中国地质大学(北京)李曙光院士、厦门大学戴民汉院士、中国科学院广州地球化学研究所徐义刚院士暨写作组成员就板块俯冲起始问题进行过多方面的讨论；中国科学院海洋研究所深海中心

的张丽鹏、王鲲、廖仁强和林秋婷绘制相关图件,两位匿名审稿人对文章进行了细致的评审,谨此一并致谢。

参考文献

- 1 Sun W. Challenges in solid earth sciences. *Solid Earth Sci*, 2016, 1: 1–4
- 2 Grannan A M, Favier B, Bars M L, et al. Tidally-forced turbulence in planetary interiors. *Geophys J Int*, 2017, 208: 1690–1703
- 3 Arevalo Jr R, McDonough W F, Luong M. The K/U ratio of the silicate earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 278: 361–369
- 4 O'Rourke J G, Stevenson D J. Powering earth's dynamo with magnesium precipitation from the core. *Nature*, 2016, 529: 387–389
- 5 Hess H H. Drowned ancient islands of the Pacific basin. *Am J Sci*, 1946, 244: 772–791
- 6 Dietz R S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 1961, 190: 854–857
- 7 Vine F J, Matthews D H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 1963, 199: 947–949
- 8 Wilson J T. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 1965, 207: 343–347
- 9 Coats R R. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. In: *Crust of the Pacific Basin*. Washington DC: Geophysmonogramgeophysics Union, 1962, 6: 92–109
- 10 Hess H H. History of ocean basins. In: Engel A E, James H L, Leonard B F, eds. *Petrologic Studies: A Volume in Honor of A.F. Buddington*. Boulder: Geological Society of America, 1962. 599–620
- 11 Ewing M, Heezen B C, Ericson D B, et al. Exploration of the northwest Atlantic mid-ocean canyon. *Geol Soc Am Bull*, 1953, 64: 865–868
- 12 Runcorn S K. Rock magnetism. *Science*, 1959, 129: 1002–1012
- 13 Morgan W J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *J Geophys Res*, 1968, 73: 1959–1982
- 14 McKenzie D P, Parker R L. The North Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 1967, 216: 1276–1280
- 15 Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. *J Geophys Res*, 1968, 73: 3661–3697
- 16 Isacks B, Oliver J, Sykes L R. Seismology and the new global tectonics. *J Geophys Res*, 1968, 73: 5855–5899
- 17 Sun W, Ding X, Hu Y H, et al. The golden transformation of the cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 262: 533–542
- 18 Bokelmann G H R. Which forces drive North America? *Geology*, 2002, 30: 1027–1030
- 19 Bokelmann G H R. Convection-driven motion of the North American craton: Evidence from p-wave anisotropy. *Geophys J Int*, 2002, 148: 278–287
- 20 Bott M H P. Ridge push and associated plate interior stress in normal and hot spot regions. *Tectonophysics*, 1991, 200: 17–32
- 21 Forsyth D, Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys J Int*, 1975, 43: 163–200
- 22 van Summeren J, Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. The importance of slab pull and a global asthenosphere to plate motions. *Geochem Geophys Geosyst*, 2012, 13: 13
- 23 Davies G F, Richards M A. Mantle convection. *J Geol*, 1992, 100: 151–206
- 24 Steinberger B, Calderwood A R. Models of large-scale viscous flow in the Earth's mantle with constraints from mineral physics and surface observations. *Geophys J Int*, 2006, 167: 1461–1481
- 25 Osei T A, Sobolev S V, Steinberger B, et al. Evaluating the influence of plate boundary friction and mantle viscosity on plate velocities. *Geochem Geophys Geosyst*, 2018, 19: 642–666
- 26 Hales A L. Gravitational sliding and continental drift. *Earth Planet Sci Lett*, 1969, 6: 31–34
- 27 Holmes A. Radioactivity and earth movements. *Nature*, 1931, 128: 496
- 28 Bott M H P, Kusznir N J. Origin of tectonic stress in the lithosphere. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1983, 73: 294–294
- 29 Hofmann A W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997, 385: 219–229
- 30 Billen M I. Modeling the dynamics of subducting slabs. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2008, 36: 325–356
- 31 van der Hilst R, Engdahl R, Spakman W, et al. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature*, 1991, 353: 37–43
- 32 Sun W, Hawkesworth C J, Yao C, et al. Carbonated mantle domains at the base of the Earth's transition zone. *Chem Geol*, 2018, 478: 69–75
- 33 Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 1971, 230: 42–43
- 34 Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 57: 421–436
- 35 Niu Y L, O'Hara M J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2003, 108: 19
- 36 Hirose K, Fei Y, Ma Y, et al. The fate of subducted basaltic crust in the Earth's lower mantle. *Nature*, 1999, 397: 53–56
- 37 Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 79:

33–45

- 38 Lau H C P, Mitrovica J X, Davis J L, et al. Tidal tomography constrains Earth's deep-mantle buoyancy. *Nature*, 2017, 551: 321–326
- 39 Boehler R. High-pressure experiments and the phase diagram of lower mantle and core materials. *Rev Geophys*, 2000, 38: 221–245
- 40 Wen L, Helmberger D V. Ultra-low velocity zones near the core-mantle boundary from broadband PKP precursors. *Science*, 1998, 279: 1701–1703
- 41 Sun W, Ding X, Hu Y, et al. The fate of subducted oceanic crust: A mineral segregation model. *Int Geol Rev*, 2011, 53: 879–893
- 42 Xu Z Q, Wang Q, Sun W D, et al. The spherical structure of the Earth and across-sphere tectonics (in Chinese). *Geol Rev*, 2018, 64: 261–282 [许志琴, 王勤, 孙卫东, 等. 地球的层圈结构与穿越层圈构造. *地质论评*, 2018, 64: 261–282]
- 43 Niu Y, Hékinian R. Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 1997, 385: 326–329
- 44 Rowley D B, Forte A M, Rowan C J, et al. Kinematics and dynamics of the east Pacific rise linked to a stable, deep-mantle upwelling. *Sci Adv*, 2016, 2: 18
- 45 Burke K, Steinberger B, Torsvik T H, et al. Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core-mantle boundary. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 265: 49–60
- 46 Maruyama S, Santosh M, Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary. *Gondwana Res*, 2007, 11: 7–37
- 47 Braun M G, Sohn R A. Melt migration in plume-ridge systems. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 213: 417–430
- 48 Ribe N M, Christensen U R, Theißing J. The dynamics of plume-ridge interaction, 1: Ridge-centered plumes. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 134: 155–168
- 49 Bredow E, Steinberger B. Variable melt production rate of the Kerguelen hotspot due to long-term plume-ridge interaction. *Geophys Res Lett*, 2017, 45: 126–136
- 50 Sykes L R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *J Geophys Res*, 1967, 72: 2131–2153
- 51 Orowan E. Continental drift and the origin of mountains: Hot creep and creep fracture are crucial factors in the formation of continents and mountains. *Science*, 1964, 146: 1003–1010
- 52 Stein S, Stein C A. Thermo-mechanical evolution of oceanic lithosphere: Implication for the subduction process and deep earthquakes. *Geophys Monogr Ser*, 1996, 96: 1–17
- 53 Rubey W W, Hubbert M K. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 2. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. *Geol Soc Am Bull*, 1959, 70: 167–205
- 54 Hubbert M K, Rubey W W. role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol Soc Am Bull*, 1959, 70: 115–166
- 55 Jacoby W R. Instability in the upper mantle and global plate movements. *J Geophys Res*, 1970, 75: 5671–5680
- 56 Fjeldskaar W. Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from the fennoscandian uplift. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 126: 399–410
- 57 Doglioni C, Ismail-Zadeh A, Panza G, et al. Lithosphere-asthenosphere viscosity contrast and decoupling. *Phys Earth Planet Inter*, 2011, 189: 1–8
- 58 Bett K E, Cappi J B. Effect of pressure on the viscosity of water. *Nature*, 1965, 207: 620–621
- 59 Khan M A B, Mehrotra A K, Svrcek W Y. Viscosity models for gas-free Athabasca bitumen. *J Can Pet Technol*, 1984, 23: 47–53
- 60 Richter F M. Dynamical models for sea floor spreading. *Rev Geophys*, 1973, 11: 223–287
- 61 Pennington W D. The effect of oceanic crustal structure on phase changes and subduction. *Tectonophysics*, 1984, 102: 377–398
- 62 Ringwood A E. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: Implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution. *J Geol*, 1982, 90: 611–643
- 63 Ringwood A E, Green D H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, 1966, 3: 383–427
- 64 Li J, Wang X, Wang X, et al. P and SH velocity structure in the upper mantle beneath northeast China: Evidence for a stagnant slab in hydrous mantle transition zone. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 367: 71–81
- 65 Huang J L, Zhao D P. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res-Solid Earth*, 2006, 111: 21
- 66 Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys J Int*, 2010, 122: 108–124
- 67 Ono S, Ito E, Katsura T. Mineralogy of subducted basaltic crust (MORB) from 25 to 37 GPa, and chemical heterogeneity of the lower mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 190: 57–63
- 68 Sun X, Sun W, Hu Y, et al. Major Miocene geological events in southern Tibet and eastern Asia induced by the subduction of the Ninetyeast Ridge. *Acta Geochim*, 2018, 37: 395–401
- 69 McKenzie D P. Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1969, 18: 1–32
- 70 Sun W D, Liu L J, Hu Y B, et al. Post-ridge-subduction acceleration of the Indian plate induced by slab rollback. *Solid Earth Sci*, 2018, 3: 1–7
- 71 Bishop B T, Beck S L, Zandt G, et al. Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru. *Geosphere*, 2017, 13: 1–16
- 72 Gutscher M A, Spakman W, Bijwaard H, et al. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the andean margin.

- Tectonics*, 2000, 19: 814–833
- 73 Antonijevic S K, Wagner L S, Kumar A, et al. The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs. *Nature*, 2015, 524: 212–215
 - 74 Moore G W. Westward tidal lag as the driving force of plate tectonics. *Geology*, 1973, 1: 99–100
 - 75 Zemtsov V. Influence of Earth rotation on continental motions. *Gondwana Res*, 2007, 12: 242–251
 - 76 Bostrom R C. Westward displacement of the lithosphere. *Nature*, 1971, 234: 536–538
 - 77 Scoppola B, Boccaletti D, Bevis M, et al. The westward drift of the lithosphere: A rotational drag? *Geol Soc Am Bull*, 2006, 118: 199–209
 - 78 Green D H, Hibberson W O, Kovács I, et al. Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature*, 2010, 467: 448–451
 - 79 Zheng Y D, Davis G A, Wang C, et al. Major Mesozoic tectonic events in the Yanshan belt and the plate tectonic setting (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2000, 74: 289–302 [郑亚东, Davis G A, 王琮, 等. 燕山带中生代主要构造事件与板块构造背景问题. *地质学报*, 2000, 74: 289–302]
 - 80 Dong S W, Zhang Y Q, Long C X, et al. Jurassic tectonic revolution in China and new interpretation of the Yanshan movement (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2007, 81: 1449–1461 [董树文, 张岳桥, 龙长兴, 等. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. *地质学报*, 2007, 81: 1449–1461]
 - 81 Meng Q R. Development of sedimentary basins in eastern China during the Yanshanian period (in Chinese). *Bull Mineral Petrol Geochem*, 2017, 36: 567–569 [孟庆任. 中国东部燕山期沉积盆地演化与资源效应. *矿物岩石地球化学通报*, 2017, 36: 567–569]
 - 82 Hou Q L, Lin W, Xu D R, et al. Mesozoic tectonic framework and evolution of eastern China (in Chinese). *Bull Miner Petrol Geochem*, 2017, 36: 1063–1067 [侯泉林, 林伟, 许德如, 等. 中国东部中生代构造格局与演化. *矿物岩石地球化学通报*, 2017, 36: 1063–1067]
 - 83 Zhu R X, Chen L, Wu F Y, et al. Timing, scale and mechanism of the destruction of the North China Craton. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 789–797 [朱日祥, 陈凌, 吴福元, 等. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41: 583–592]
 - 84 Zhu R X, Xu Y G, Zhu G, et al. Destruction of the North China Craton (in Chinese). *Sci China Earth Sci*, 2012, 42: 1135–1159 [朱日祥, 徐义刚, 朱光, 等. 华北克拉通破坏. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42: 1135–1159]
 - 85 Ling M X, Li Y, Ding X, et al. Destruction of the North China Craton induced by ridge subductions. *J Geol*, 2013, 121: 197–213
 - 86 Wu K, Ling M X, Sun W, et al. Major transition of continental basalts in the early cretaceous: Implications for the destruction of the North China Craton. *Chem Geol*, 2017, 470: 93–106
 - 87 Li H, Ling M, Ding X, et al. The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandong, eastern China. *Lithos*, 2014, 200–201: 142–156
 - 88 Sun W, Li S, Yang X, et al. Large-scale gold mineralization in eastern China induced by an early cretaceous clockwise change in Pacific plate motions. *Int Geol Rev*, 2013, 55: 311–321
 - 89 Sun W. Decratonic gold deposits: A new concept and new opportunities. *Natl Sci Rev*, 2015, 2: 248–249
 - 90 Zhu R X, Fan H R, Li J W, et al. Decratonic gold deposits. *Sci China Earth Sci*, 2015, 58: 1523–1537
 - 91 Sun W D, Lin Q T, Zhang L P, et al. The formation of the South China Sea resulted from the closure of the Neo-Tethys: A perspective from regional geology (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2018, 34: 3467–3478 [孙卫东, 林秋婷, 张丽鹏, 等. 跳出南海看南海——新特提斯洋闭合与南海的形成演化. *岩石学报*, 2018, 34: 3467–3478]
 - 92 Sun W. Initiation and evolution of the South China Sea: An overview. *Acta Geochim*, 2016, 35: 215–225
 - 93 Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the tertiary tectonics of southeast Asia. *J Geophys Res*, 1993, 98: 6299–6328
 - 94 Taylor B, Hayes D E. The Tectonic Evolution of the South China Basin. Washington DC: American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1980, 23: 89–104
 - 95 Li C F, Xu X, Lin J, et al. Ages and magnetic structures of the South China Sea constrained by deep tow magnetic surveys and IODP Expedition 349. *Geochem Geophys Geosyst*, 2014, 15: 4958–4983
 - 96 Sun W D, Ling M X, Yang X Y, et al. Ridge subduction and porphyry copper gold mineralization: An overview (in Chinese). *Sci China Earth Sci*, 2010, 40: 127–137 [孙卫东, 凌明星, 杨晓勇, 等. 洋脊俯冲与斑岩铜金矿成矿. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40: 127–137]
 - 97 Lin C T, Harris R, Sun W D, et al. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the east Taiwan ophiolite. *Geochem Geophys Geosyst*, 2019, 20: 2110–2133
 - 98 Li X, Kind R, Priestley K, et al. Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves. *Nature*, 2000, 405: 938–941
 - 99 Wolfe C J, Solomon S C, Laske G, et al. Mantle shear-wave velocity structure beneath the Hawaiian hot spot. *Science*, 2009, 326: 1388–1390
 - 100 Gerya T. Precambrian geodynamics: Concepts and models. *Gondwana Res*, 2014, 25: 442–463
 - 101 Griffiths R W, Campbell I H. Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection. *J Geophys Res*, 1991, 96: 18295–18310
 - 102 Gerya T V, Stern R J, Baes M, et al. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation. *Nature*, 2015, 527: 221–225
 - 103 He B, Xu Y G, Chung S L, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 213: 391–405
 - 104 Xu Y G, He B, Chung S L, et al. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt

- province. *Geology*, 2004, 32: 917–920
- 105 Greber N D, Dauphas N, Bekker A, et al. Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago. *Science*, 2017, 357: 1271–1274
- 106 Tang M, Chen K, Rudnick R L. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. *Science*, 2016, 351: 372–375
- 107 Storey B C. The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from gondwanaland. *Nature*, 1995, 377: 301–308
- 108 Storey M, Duncan R A, Tegner C. Timing and duration of volcanism in the north Atlantic igneous province: Implications for geodynamics and links to the iceland hotspot. *Chem Geol*, 2007, 241: 264–281
- 109 Chatterjee S, Goswami A, Scotese C R. The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Res*, 2013, 23: 238–267
- 110 Gaina C, Müller R D, Brown B, et al. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. *Geophys J Int*, 2007, 170: 151–169
- 111 Arculus R J, Ishizuka O, Bogus K A, et al. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc. *Nat Geosci*, 2015, 8: 728–733
- 112 Niu Y. Testing the geologically testable hypothesis on subduction initiation. *Sci Bull*, 2016, 61: 1231–1235
- 113 Niu Y. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrological perspective. *J Petrol*, 2003, 44: 851–866
- 114 O'Neill C, Marchi S, Zhang S, et al. Impact-driven subduction on the hadean Earth. *Nat Geosci*, 2017, 10: 793–797
- 115 Stern R J. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. *Chin Sci Bull*, 2007, 52: 578–591
- 116 Stern R J, Gerya T. Subduction initiation in nature and models: A review. *Tectonophysics*, 2018, 746: 173–198
- 117 Nikolaeva K, Gerya T V, Marques F O. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. *J Geophys Res*, 2010, 115: 19
- 118 Zhou X, Li Z H, Gerya T V, et al. Subduction initiation dynamics along a transform fault control trench curvature and ophiolite ages. *Geology*, 2018, 46: 607–610
- 119 Arculus R J, Ishizuka O, Bogus K A, et al. Reply to “Unclear causes for subduction”. *Nat Geosci*, 2016, 9: 338–339
- 120 Sun W. The initiation of plate subduction. *Solid Earth Sci*, 2017, 2: 89–90
- 121 Guilmette C, Smit M A, van Hinsbergen D J J, et al. Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail Ophiolite of Oman. *Nat Geosci*, 2018, 11: 688–695
- 122 Shirey S B, Shigley J E. Recent advances in understanding the geology of diamonds. *Gems Gemol*, 2013, 49: 188–222

补充材料

图S1 全球主要洋脊和俯冲带分布图

图S2 地幔对流示意图

图S3 橄榄质组分与玄武质组分在地幔中的相变

图S4 南大西洋古地理重建(~130 Ma)

图S5 北大西洋地区重建及北大西洋火成岩省早阶段火山活动分布

图S6 东南印度洋古地理重建(~130 Ma)

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “‘岩浆引擎’与板块运动驱动力”

The Magma Engine and the driving force of plate tectonics

Weidong Sun^{1,2,3}¹ Center of Deep Sea Research, Ocean Mega-Science Center, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China;² Laboratory for Marine Mineral Resources, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China;³ School of Marine Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, ChinaE-mail: weidongsun@qdio.ac.cn

The true driving force behind drifts in plate tectonics is still a topic open for discussion. Currently, slab pull is taken as the dominant driving force. From the energy perspective, heat from the Earth's interior is the main source of power maintaining plate tectonics. The organized release of heat is the key to transforming static energy into kinetic energy. Here we propose a Magma Engine model. According to this model, heat is changed to potential energy through magmatism, and this consequently drives movements in plate tectonics through gravity. New oceanic crust is formed continuously at the mid-ocean ridges, and then cools down gradually. The newly formed oceanic crust is lighter and thinner than the older ones, resulting in tilted plates sitting on the asthenosphere mantle. Given that the mantle has a high viscosity of 10^{19} – 10^{21} in the asthenosphere, and even higher values further down, the oceanic plate would lie on a big slope, with a height difference of around 80 kilometers. The highest plate sliding forces reach 1.4×10^{14} N/m, which is an order of magnitude larger than the estimated value of slab pull. It is therefore the primary driving force of plate tectonics. Mantle plume is another type of Magma Engine. Large plume heads may elevate the overlying continental crust in kilometer scales, due to high temperatures and the bouncy of large amounts of plume magma. Such uplifting may lead to the overlying plate sliding away from the center of the plume. This may initiate plate subduction along weaker belts in case the plume is big enough and the overlying plate is strong enough. This is likely the main mechanism that initiated plate tectonics in the early history of the Earth. Under the plate tectonic system, the plume head plays a major role in the opening of new ocean basins, acting as an “igniter” of mid-ocean Magma Engines. There are two types of subduction initiations, spontaneous and induced (or forced). Spontaneous subduction initiation usually occurs in old ocean basins, forming double-track subductions on either side of the ocean basin. In contrast, induced subduction initiation usually occurs in young ocean basins, forming single-track subduction. The closures of Neo-Tethys Oceans were likely associated with induced subduction initiation, which always forms northward subductions. The Magma Engine works mainly on plates that are directly connected to spreading ridges and/or mantle plumes. For others, the energy for plate movement and deformation comes from plate interactions.

plate tectonics, driving force of plate drifting, Magma Engine, plate sliding, subduction initiationdoi: [10.1360/N972019-00274](https://doi.org/10.1360/N972019-00274)