中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 6 期: 711 ~ 735
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

专题：大陆俯冲带

评 述

发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带

郑永飞*, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026
* E-mail: yfzheng@ustc.edu.cn

收稿日期: 2015-01-05; 接受日期: 2015-04-16; 网络版发表日期: 2015-05-14
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB856100)和国家自然科学基金项目(批准号: 41221062)资助

摘要 地壳俯冲和大陆碰撞是板块构造理论的核心, 而认识大陆碰撞造山带的形成和演化, 是发展板块构造理论的关键. 根据俯冲地壳的性质, 业已认识到不同类型的板块俯冲带. 根据碰撞块体的性质及其衍生岩石的成分, 已经认识到大陆碰撞形成了两种类型的造山带. 弧陆碰撞造山带既含有古老地壳物质, 也含有新生地壳物质, 它们在碰撞后阶段的再造就能够产生不同地球化学成分的岩浆岩. 而对于两个相对古老大陆之间的碰撞所形成的造山带来说, 碰撞后岩浆作用只是俯冲带古老地壳的再造. 碰撞造山带在岩石圈拉张作用下发生活化再造, 不仅再造作用在构造体制上具有继承性, 而且再造产物岩浆岩在地球化学成分上也具有继承性. 因此, 研究碰撞后体制下的造山带再造, 认识大陆碰撞造山带深部物理化学差异、俯冲地壳性质与碰撞后岩浆岩之间的成因联系, 建立碰撞后阶段大陆构造演化的基本规律, 是构建大陆动力学体系、发展板块构造理论的关键.

关键词
地壳俯冲
大陆碰撞
碰撞后再造
岩浆作用
变质作用
大陆动力学

板块构造理论是在大陆漂移和海底扩张研究为基础建立起的大地构造理论, 它以地球整个岩石圈的活动方式为依据, 建立世界范围的构造运动模式, 特别是对大洋地壳的形成和演化规律提供了相对完善的概括(例如: Oreskes, 2003; Tomecek, 2009; Frisch等, 2011). 因此, 板块构造理论是认识岩石圈结构、组成和演化的基本理论(Allegre, 1988; Anderson, 2007). 然而, 板块构造模型是在大洋板块研究基础上建立起来的(运动学), 在建立之时尚未充分涵盖大陆内部造山带的形成和演化. 例如, 目前直接可测定的洋壳玄武岩的形成年龄只有2亿年, 而大陆地壳岩石的形成年龄可以回溯到20亿年以上. 虽然目前已经对大陆边缘等构造和成分有了一定的认识, 但是大陆岩石圈受到了构造作用、变质作用和岩浆活动的叠加改造, 结果对大陆内部的地质历史和演化过程仍然认识不足(例如: Burchfiel, 1980; Ryan和Mac Niocaill, 1999; Law等, 2010), 对大陆内部资源、环境和灾害未能提供合理的科学预测.

板块构造理论的建立经历了60年的历程、几代科学家的努力. 这首先要回溯到20世纪初Wegener (1912)提出大陆漂移假说, 在经历长期的争论之后, 到20世纪60年代进入黄金发展时期. 这首先是海底扩张理论的确立(Dietz, 1961; Hess, 1962), 到Vine和Matthews(1963)对地磁异常的解释, 从Wilson(1965)提出转换断层, 最后到板块构造模型的建立(McKenzie和Parker, 1967; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968).

中文引用格式: 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
英文引用格式: Zheng Y F, Chen Y X, Dai L Q, Zhao Z F. 2015. Developing plate tectonics theory from oceanic subduction zones to collisional orogens. Science China: Earth Sciences, 58: 1045–1069, doi: 10.1007/s11430-015-5097-3

在板块构造建立之时, 对板块运动的驱动力就有不同认识(例如: Runcorn, 1962; Elsasser, 1971; Forsyth和Uyeda, 1975), 包括软流圈地幔对流驱动、俯冲洋壳重力牵引、洋中脊扩张推动、大陆漂移推动海沟吸收. 当时认为, 大洋地壳主要由镁铁质玄武岩和辉长岩组成, 密度较大, 因此能够俯冲进入地幔深部. 而大陆地壳主要由花岗岩和片麻岩组成, 密度较低, 因此不可能俯冲到地幔深度. 20世纪80年代在大陆地壳变质矿物中发现柯石英包裹体, 导致了大陆地壳深俯冲的认识(Chopin, 1984; Smith, 1984), 引起板块构造理论的第一次革命(Chopin, 2003). 进入21世纪以来, 人们致力于发现大陆岩石圈内部构造的形成和演化规律, 这将是板块构造理论的第二次革命.

无论是建立还是发展板块构造理论, 汇聚板块边缘都是板块构造研究的焦点(例如, Kearey等, 2009; 郑永飞等, 2009). 大陆板块边缘是地震与火山活动、壳幔物质循环、造山带形成和再造、沉积和变质作用等地质作用最为活跃的地区. 大陆边缘以造山带为特征, 记录了大陆地壳的生长和再造, 是板块构造"登陆"的标志. 因此, 这类地区是大陆动力学研究的核心靶区. 我们面临的问题是: 大陆岩石圈的结构、组成和演化(动力学)是什么? 如何发展板块构造理论, 使之涵盖大陆构造? 因此, 研究板块俯冲带与碰撞造山带之间的继承和发展关系, 认识不同类型大陆碰撞带的形成和演化, 确定大陆构造与造山带岩浆岩之间的成因联系, 是发展板块构造理论的一个重要任务.

1 板块俯冲带

板块俯冲带是汇聚板块界面发生相互作用的构造带(Stern, 2002; Kearey等, 2009; Zheng, 2012), 它从地壳表层延伸到地幔深部. 发生俯冲作用的板块边缘部位, 包括洋/洋俯冲或洋/陆俯冲的大洋俯冲带和陆/陆俯冲的大陆俯冲带两种类型. 由于地幔对流, 使大洋板块在洋中脊处分离、扩大, 在大洋俯冲带发生消失. 在大洋板块俯冲过程中, 首先是板片表层岩石受到逐渐增加的温度-压力-应力的作用, 发生变质变形、脱水熔融. 随着俯冲深度的增加, 板片岩石发生部分熔融的程度越来越高; 当俯冲到地幔深度后, 板片会消亡在软流圈地幔之中, 因此俯冲带又称为消减带. 俯冲带岩石在结构和成分上受到改造的程度不仅取决于俯冲板块的年龄和速率, 而且受上覆板块年龄和厚度的影响.

1.1 构造类型

大洋俯冲带以发育海沟、火山弧以及强烈的地震、火山活动为特征, 在太平洋周边最为典型(图1a), 因此将这类俯冲带称为太平洋型俯冲带(Maruyama等, 1996; Ernst, 2005). 它们在位于海沟处出现平行于海沟的巨大的震源带(贝尼奥夫带), 标志着两个汇聚板块的界面, 看上去像一条深大断裂带. 尽管俯冲板片都是大洋板块, 但是上覆板块可以是大洋板块或者大陆板块. 大洋板块俯冲到大洋板块之下, 一般在俯冲带之上的活动大洋板块边缘形成大洋弧火山作用, 又称洋内弧或者岛弧, 这在西太平洋俯冲带最为常见, 所喷出的弧火山岩以玄武岩为主, 含少量安山岩, 以马里亚纳型俯冲带最为典型(图2a). 大洋板块俯冲到大陆板块之下, 一般在俯冲带之上的活动大陆边缘形成大陆弧火山作用, 这在东太平洋俯冲带最为常见, 弧火山岩主要为安山岩-英安岩-流纹岩系列, 含少量玄武岩, 这在南美安第斯山俯冲带之上

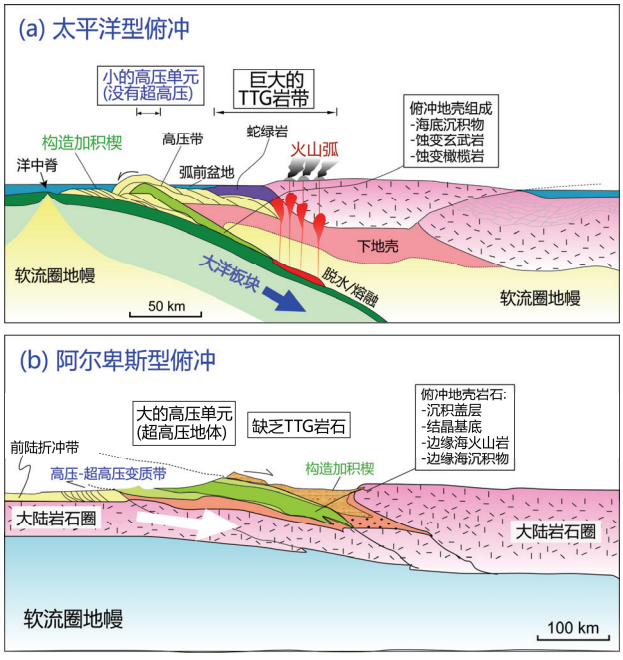

图 1 板块构造背景示意图(修改自 Liou 等, 2009a)

(a) 太平洋型大洋俯冲带, (b) 阿尔卑斯型大陆俯冲带

最为常见, 典型的有智利型俯冲带(图2b).

根据上下盘板块耦合程度, Uyeda(1982, 1983)将大洋俯冲带进一步划分为两种类型, 马里亚纳型和智利型(图2), 其间还存在中间类型. 马里亚纳型俯冲带(图2a)通常海沟较深, 贝尼奥夫带陡倾; 地震震级较低, 反映俯冲板块与上覆板块之间耦合不紧, 其间存在着低应力状态, 加之俯冲带较陡, 两个板块之间接触面积较小; 岛弧常有拉张活动, 地形低矮, 地壳较薄; 弧后扩张作用显著; 有广泛的火山活动, 以玄武岩为主, 常见海底火山, 为宁静式喷发; 海沟洋侧斜坡上张性断层和地堑发育, 海沟内沉积层薄, 海沟陆侧斜坡上增生楔不发育, 弧前区出现塌陷构造侵蚀. 马里亚纳型俯冲带的形成可能与上覆板块退离海沟有关, 如在马里亚纳弧后, 菲律宾海板块向西推移, 为弧后盆地的扩张提供了空间. 这类俯冲带的形成还可能与俯冲板块年龄较老有关, 如俯冲于马里亚纳弧下的太平洋西部洋壳的年龄为侏罗纪. 较老的大洋板块经长期冷却逐渐变重, 致使下插板片陡倾, 其重力下拉作用更加强烈. 智利型俯冲带(图2b)通常海沟较浅, 贝尼奥夫带平缓; 俯冲板块与上覆板块紧密地耦合, 加之俯冲带平缓, 两板块之间接触面积大, 出现大于8级的逆断层型地震; 大陆弧受挤强烈上升, 形成高耸的山系和巨厚的新生大陆地壳; 弧后有逆断层活动; 有广泛的火山活动, 但是在成分上以出现安山岩为特征, 岩浆黏度高, 常呈爆发型; 深成侵入作用比火山活动占优势; 一般陆源物质大量供应, 在安第斯型活动大陆边缘山增生楔发育良好, 但是在智利本身相对缺乏. 智利型俯冲带的形成可能与上覆板块向海沟方向主动推掩有关, 如向西漂移的南美板块掩覆于太平洋洋底之上; 也可能与俯冲板块的年龄较新(如年轻的纳斯卡板块俯冲于南美板块之下)有关, 年轻、较热的板块浮力较大, 致使下插板片倾角较小, 俯冲板块与上覆板块之间的水平挤压力较强.

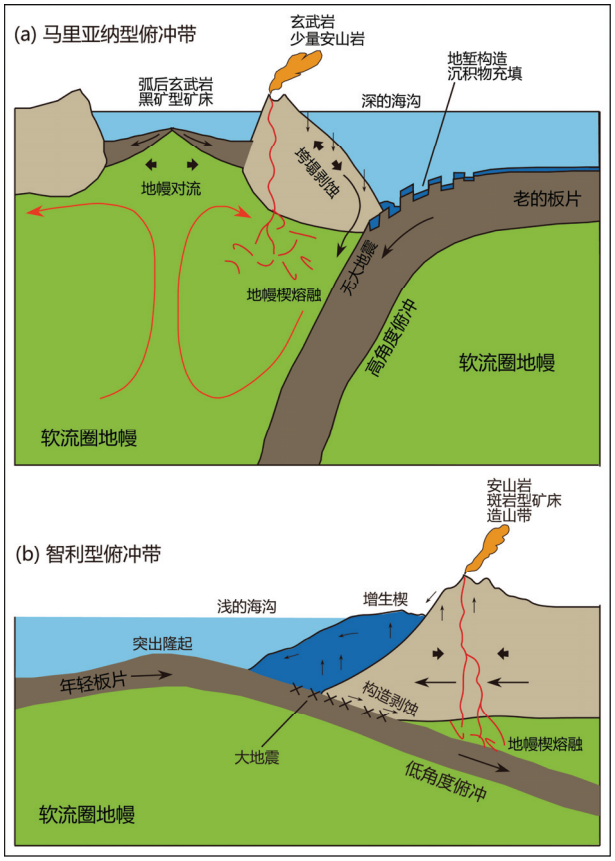

图 2　大洋俯冲带类型与弧火山作用示意图
(修改自 Uyeda, 1983)

大陆深俯冲带以发育超高压变质岩、缺乏火山弧为特征, 首先在西阿尔卑斯发现(图1b), 因此将这类俯冲带称为阿尔卑斯型俯冲带(Maruyama等, 1996; Ernst, 2005). 在大陆俯冲过程中没有造成火山活动, 地震亦系浅源地震, 常形成多层板片状的逆冲推覆; 地壳岩石也会在俯冲过程中发生不同程度的变质变形和脱水熔融, 但是这些物理化学变化的强度与大洋俯冲带相比存在一系列差别(郑永飞等, 2013). 大陆俯冲引起大陆碰撞, 结果在汇聚大陆边缘形成不同类型的碰撞造山带. 根据上覆大陆板块的性质, 可将碰撞造山带分成弧陆碰撞和陆陆碰撞两类(例如, 郑永飞等, 2009; Brown等, 2011; Zheng, 2012). 相对古老的大陆板块俯冲到相对新生的岛弧地体之下, 引起弧陆碰撞造山作用, 这在古大陆边缘最为常见, 典型实例包括喜马拉雅-青藏高原复合造山带(例如, Guillot等, 2008; Jagoutz等, 2011; Zhu等, 2013)、秦岭-桐柏-红安复合造山带(例如, Wu等, 2013; Zhou等, 2015)、古生代年龄的中亚造山带(Yakubchuk, 2004; Xiao等, 2013)和新元古代年龄的江南造山带(Zhang等, 2012; Zhang和Zheng, 2013). 一个相对古老的大陆板块俯冲到另一个更为古老的大陆板块之下, 引起陆陆碰撞造山作用, 典型实例包括大别-苏鲁造山带(例如, Ernst等, 2007; Liou等, 2009b; Zheng等, 2009; Zheng, 2012)和挪威西片麻岩省(例如,

Kylander-Clark等, 2009; Hacker等, 2010).

1.2 构造增生楔

在板块俯冲过程中, 其表壳岩石一部分随俯冲板块带入地下深部, 遭受高压/超高压变质作用, 形成以蓝片岩/榴辉岩相岩石为代表的高压/超高压变质岩(Chopin, 2003; Ernst, 2005; Zheng, 2012). 另一部分岩石(特别是俯冲板块上部表层的各种岩石, 以沉积物为主), 则未被俯冲板块带入地下深部而被刮削下来, 以构造混杂岩形式呈楔形拼贴于上覆板块边缘, 形成增生楔(Karig等, 1975; Cloos, 1984; Howell, 1989; Sengor和Okurogullari, 1991; Zheng等, 2005). 在汇聚板块边界常发育这类不同时代、不同成因构造混杂岩组成的增生楔, 在美国西部Franciscan造山带(Cloos, 1983)、苏格兰Southern Uplands造山带(McKerrow等, 1977; Leggett等, 1979)、南蒙古构造带(Sengor等, 1993)和俄罗斯南乌拉尔造山带(Brown和Spadea, 1999)等典型的板块俯冲/碰撞带均有产出.

增生楔作为板块俯冲过程中的特征性产物, 其大小、形状和特点随板块俯冲速率、汇聚方向、沉积物供给和俯冲物质的体积而变化, 因此其发育程度和赋存状态与板块俯冲边界性质、板块的俯冲角度、板块俯冲时间的连续性以及板块汇聚边缘的动力学性质等方面具有密切的相关性(Davis等, 1983; Platt, 1986; Dahlen, 1990; von Huene和Scholl, 1991; Stern, 2010). 确定构造增生楔的产出部位、发育特征及赋存状态, 对揭示与板块俯冲有关的地球动力学过程具有重要的指示意义. 图3标示了大洋板块俯冲带增生楔的构造地质特征, 其主要鉴别标志可概括为如下六个方面(周建波等, 2001).

(1) 组成物质: 增生楔是由俯冲板块顶部物质经刮削加积作用而形成. 组成物质包括海底沉积物(深海沉积物和/或浅海沉积物)、海沟沉积物及洋壳基岩物质(蚀变玄武岩乃至辉长岩)等. 海底和海沟沉积物的固结程度较差, 易于脱离俯冲板块被刮削下来. 洋壳上部基岩物质以及海山等海底隆起由于地形凸起, 在板块俯冲过程中也能被刮削下来成为增生楔的组成部分. 因此, 增生楔的组成物质可以由不同时代、不同来源、不同成分和性质的岩石共同叠置混杂构成, 从而形成所谓的构造混杂岩.

(2) 组成单元: 发育完整的构造加积楔一般由变形前锋、增生楔体和拆离带等部分构成. 变形前锋发育于增生楔前缘, 为俯冲板块表层岩石被刮削下来叠置于楔体前部的初始部分. 增生楔体发育于俯冲板块拆离带上部与上覆板块之间, 由顶部楔状体和底增生体两部分构成. 拆离带则为俯冲板块与增生楔体之间的构造边界.

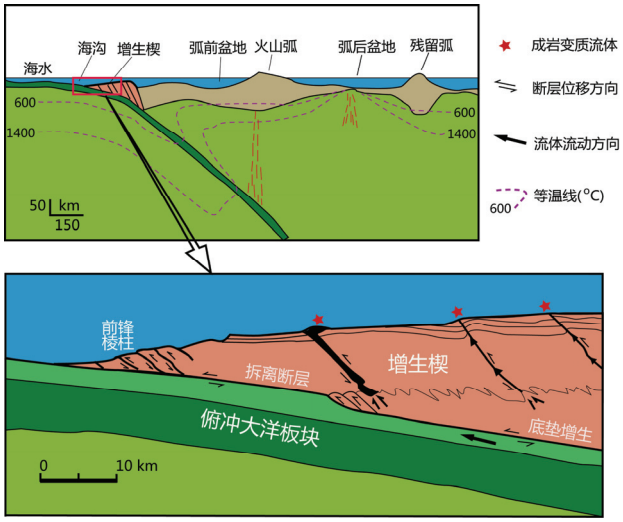

图 3 大洋板块俯冲带增生楔构造地质示意图
(修改自周建波等, 2001)

(3) 构造组合: 板块俯冲过程中被刮削下来的沉积物及其下伏玄武岩通过加积方式转移至拆离带上部, 因此保存下来的增生楔均为一系列构造残片状叠置的变形岩石. 增生楔前锋发育由高角度逆断层组成的叠瓦状构造, 而在楔体内部主要发育构造混杂岩和连续逆冲带, 其中可含有零星分布的蛇绿岩. 以同斜褶皱-叠瓦状断层带-构造混杂岩等强变形岩石共同构成增生楔的特征性构造组合.

(4) 动力变质: 组成增生楔的主体岩石被俯冲板块带入地下的深度较小(一般小于10 km, 温度低于400℃), 以绿片岩相岩石为代表, 这与被带入较大深度、形成以蓝片岩相和榴辉岩相变质的岩石相比在温压条件上存在明显差异. 由于增生楔岩石就位于板块俯冲带前缘, 强烈挤压构造应力常造成这些岩石发生强烈褶皱变形, 同时伴有从低绿片岩相到低角闪岩相的动力变质作用.

(5) 楔体生长: 增生楔主要通过楔体前锋加积作用的方式生长. 板块俯冲过程中沿加积楔变形前锋不断依次刮削下来较新的岩片, 新岩片挤入老岩片中从而使增生楔逐渐生长. 部分被带入地下较大深

度的岩石也可以通过底辟作用方式上侵到增生楔体的底部, 造成增生楔逐渐向上拱起及楔体顶部岩石被逐渐剥蚀. 增生楔的形态受沉积物的强度、流体压力和内摩擦力等因素控制, 其几何形态与开动的推土机前面被铲下的雪或土一样保持相对固定的几何形态, 并按相似的几何方式生长.

(6) 热液活动: 增生楔下部岩石经固结压实作用析出大量的泥质岩浆和成岩流体向上流动, 一方面形成泥火山和泥底辟体等物质, 它们沿增生楔内逆冲断层上侵形成泥质底辟侵位构造. 另一方面形成大量的热泉和热液活动, 造成增生楔岩石与流体之间发生强烈的化学相互作用. 这些流体基本上具有内部来源, 是海沟沉积岩在板块俯冲推挤作用下发生埋藏压实作用所形成的成岩流体以及低温变质含水矿物分解所产生的变质流体. 由于增生楔体可以充填在俯冲隧道内的不同深度, 这产生了深部流体沿构造拆离带呈沟道式向上流动并与周围岩石发生化学反应.

在陆下大洋俯冲带, 堆积在海沟的增生楔沉积物既有大陆地壳来源, 也有大洋地壳来源(von Huene和Scholl, 1991, 1993; Plank和Langmuir, 1998; Plank, 2014). 大陆边缘地壳岩石受到物理和化学风化剥蚀进入海沟, 其中既可包括古老或新生的大陆上地壳岩石, 也可包括古老或新生的大陆下地壳岩石. 濒临海沟的海山(主要由岛弧玄武岩或洋岛玄武岩组成)也会受到风化剥蚀进入海沟, 为增生楔提供了新生地壳沉积物. 在大洋板块浅俯冲过程中, 海底沉积物常常在相对平缓的俯冲带发生显著堆积, 在海沟与火山弧之间形成体积庞大的增生楔, 构成增生边缘. 而在相对陡倾的大洋俯冲带, 海底沉积物的堆积一般不显著, 只在海沟一侧形成微弱的增生楔, 大多则随板块俯冲进入地幔深处, 构成非增生边缘. 这些随大洋板块俯冲进入地幔深处的沉积物在主要和微量元素、稳定和放射成因同位素组成上可以有很大的变化, 在地幔楔底部可以发生变质脱水和部分熔融, 由此衍生的富水流体和含水熔体交代地幔楔橄榄岩, 就分别形成了大洋弧玄武岩和大陆弧安山岩的地幔源区(Spandler和Pirard, 2013; Chen等, 2014).

在大陆俯冲带也常发育构造增生楔, 其源岩主要是从俯冲陆壳表层刮削下来的盖层沉积岩以及少量基底结晶岩, 呈带状分布于上覆陆块前缘, 以受到强烈构造变形和低级动力变质为特征. Zheng等(2005)以大别-苏鲁造山带北麓和内部出露的低级变质岩为例, 对大陆俯冲带增生楔进行了详细论证, 指出其在结构组成和形成机制等方面与大洋俯冲带增生楔具有一定的相似性. 此外, 位于华北克拉通南缘与北秦岭微陆块之间的宽坪群变形沉积岩, 可能是寒武纪北秦岭微陆块北向俯冲到华北克拉通之下过程中形成的增生楔(Wu和Zheng, 2013). 位于亚洲大陆与印度大陆碰撞带的特提斯喜马拉雅大多由这类变形变质沉积岩组成, 可能是新生代早期印度大陆俯冲到亚洲大陆南缘之下过程中形成的增生楔.

大陆俯冲带增生楔与高压-超高压变质岩一起构成碰撞造山带(Zheng等, 2005). 另一方面, 大洋俯冲带增生楔与大陆边缘弧一起构成活动大陆边缘的增生造山带(例如: Condie, 2007; Cawood等, 2009; Xiao等, 2010). 大陆边缘弧既可以是在安第斯型大陆边缘发育的安山质岩浆弧, 也可以是玄武质岛弧地体增生到大陆边缘. 增生造山带一般具有如下特征: (1) 含有增生楔, 其中的复理石基质向着海沟后退方向时代逐渐变新; (2) 含有蛇绿岩带, 是海沟后退到适宜的构造位置时沿滑脱断层就位形成的; (3) 含有钙碱性火山岩和花岗岩带, 其形成时代也向着海沟后退方向变新; (4) 含有洋岛和海台火山岩的构造碎块, 使增生型造山带的结构和成分复杂化; (5) 具有多条韧性剪切带, 可能是蛇绿岩构造就位的滑脱带; (6) 常常含有大型-超大型铜、金和多金属矿床.

1.3 俯冲隧道

在汇聚板块边缘, 下伏俯冲板片与上覆板片之间一般存在自由空间, 其中含有发生相向运动的地壳地幔物质, 构成板块界面相互作用, 这个自由空间就称为俯冲隧道(Shreve和Cloos, 1986; Cloos和Shreve, 1988a, 1988b). 俯冲隧道这个概念最早是针对大洋俯冲带岩石提出来的, 假设俯冲大洋岩石圈板片的表壳物质由于受地幔楔底面(隧道壁)的机械刮削作用而拆离成不同大小的地壳碎块进入大洋俯冲隧道(图4), 同时经历不同程度的变形和变质(例如, Beaumont等, 1999; Gerya等, 2002; Guillot等, 2009). 将这个概念拓展到大陆俯冲带(例如, Lardeaux等, 2001; Beaumont等, 2009; Li和Gerya, 2009), 就是不仅俯冲大陆岩石圈上层在不同深度发生拆离进入大陆俯冲隧道, 而且有不同大小的地幔岩石碎块从地幔

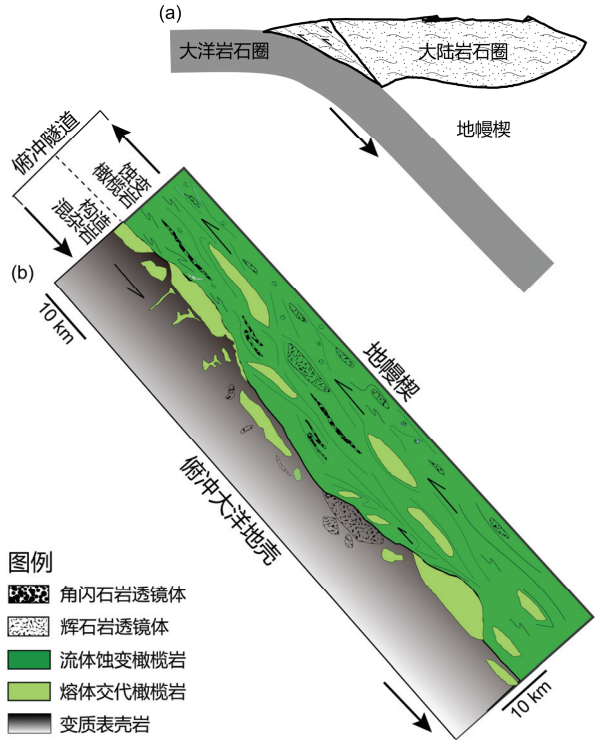

图 4　大洋俯冲隧道结构示意图
(修改自 Guillot 等, 2009)

楔底部被刮削下来进入大陆俯冲隧道(Zheng, 2012; 郑永飞等, 2013). 这些不同来源的物质在大陆俯冲隧道内发生混合, 经历不同程度的变质、变形乃至局部深熔作用, 形成不同型式的高压-超高压构造混杂岩. 由于大陆俯冲隧道之上地幔楔比大洋俯冲隧道之上地幔楔冷(Zheng和Hermann, 2014), 因此大陆俯冲隧道的温度显著低于大洋俯冲隧道, 这也是大陆俯冲带超高压变质岩在地幔深度形成后得以保存而没有完全熔融的基本原因.

一般来说, 大洋俯冲隧道由以下三个单元组成: (1) 下壁俯冲大洋地壳, 由海底沉积物、蚀变玄武岩及其下伏的辉长岩组成, 在洋壳俯冲过程中随温度压力增加发生不同程度变质变形、脱水熔融; (2) 上壁地幔楔, 即上覆板块之下的地幔橄榄岩. 在洋壳俯冲过程中, 表壳岩石脱水形成富水流体, 向上流入地幔楔引起蛇纹石化和/或绿泥石化. 随着俯冲深度增加(压力和温度升高), 这些变质表壳岩会发生脱水熔融产生含水熔体, 由此交代地幔楔橄榄岩就会形成贫橄榄石的地幔交代岩(例如, 角闪石岩、辉石岩); (3) 内部构造混杂岩, 主要为大洋板片俯冲过程中从俯冲洋壳表面刮削下来的沉积岩及其下伏的玄武岩, 含有少量从地幔楔底部刮削下来的橄榄岩, 并且在刮削过程中受到了俯冲洋壳来源的熔/流体交代形成蛇绿岩组合. 俯冲洋壳及其上覆地幔楔岩石可以在不同深度受到板片刮削, 被刮削进入俯冲隧道浅部的岩石一般只受到绿片岩相变质, 在地表一般表现为构造增生楔(图3). 随着俯冲深度增加, 在冷俯冲带形成低温高压蓝片岩-榴辉岩相变质岩, 在热俯冲带形成高温低压角闪岩-麻粒岩相变质岩(图5). 对应地, 在冷大洋俯冲带之上发育有火山弧, 为俯冲板片析出流体交代地幔楔橄榄岩引发部分熔融所形成. 而在热的大洋俯冲带之上则少见火山弧, 但是在增生楔中会出现高角闪岩相变质乃至混合岩化.

大陆俯冲隧道一般由以下三个单元组成(Zheng, 2012; 郑永飞等, 2013): (1) 下壁俯冲大陆地壳, 由沉积盖层和结晶基底(花岗岩和变质岩)组成, 在陆壳俯冲过程中随温度压力增加发生不同程度变质变形、脱水熔融, 以出现高压-超高压榴辉岩相变质岩为特征; (2) 上壁地幔楔, 位于上覆大陆岩石圈的下部前缘. 在大陆板片俯冲/折返过程中, 这些地幔楔岩石在受到交代蚀变的同时, 会受到机械刮削作用而被裹带进入俯冲带, 有的随超高压变质岩折返至地表形成造山带橄榄岩组合, 其中既含有受到俯冲地壳脱水发生蛇纹石化和/或绿泥石化的橄榄岩, 也含有受到

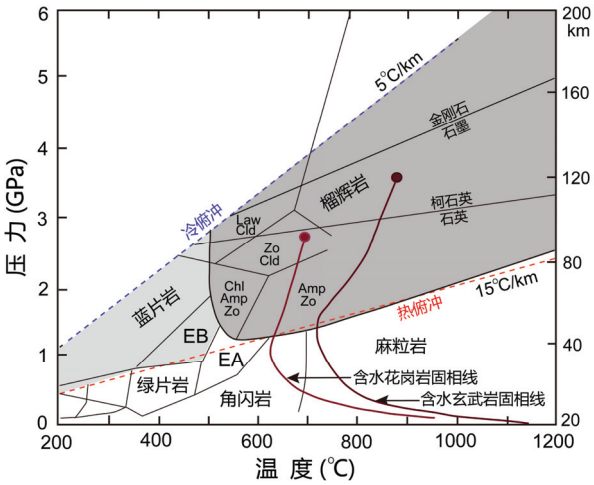

图 5　俯冲带变质相与含水矿物稳定场
(修改自 Zheng 和 Hermann, 2014)

矿物缩写: Amp-角闪石, Chl-绿泥石, Cld-硬绿泥石, Law-硬柱石, Zo-黝帘石. 变质相名称: EB-绿帘石蓝片岩相, EA-绿帘石角闪岩相

俯冲地壳岩石部分熔融产生熔体所交代形成的贫橄榄石的地幔交代岩(例如, 角闪石岩、辉石岩); (3) 内部构造混杂岩, 主要为大陆板片俯冲过程中从俯冲陆壳表面刮削下来的盖层沉积岩和火山岩及其下伏基底侵入岩和变质岩, 含有少量从地幔楔底部刮削下来的橄榄岩. 这些橄榄岩在刮削过程中受到了俯冲陆壳来源的熔/流体交代形成造山带橄榄岩组合. 俯冲陆壳及其上覆地幔楔岩石也可以在不同深度受到板片刮削, 被刮削进入大陆俯冲隧道浅部的岩石一般只受到绿片岩相变质, 在地表一般表现为构造增生楔(周建波等, 2001; Zheng等, 2005). 随着俯冲深度增加, 形成低温高压蓝片岩相至榴辉岩相岩石组合到中温超高压榴辉岩相变质岩, 指示大陆俯冲带具有低的温度结构. 因此, 大陆俯冲带属于冷俯冲带, 而大洋俯冲带在温度结构上可以从冷变化到热(van Keken等, 2011). 尽管在大陆俯冲带之上缺乏火山弧, 但是在大陆板片俯冲进入地幔的过程中, 陆壳表层岩石同样受到逐渐增加的温度-压力-应力的作用, 发生变质变形和脱水熔融, 结果对上覆地幔楔岩石发生不同程度的交代蚀变.

2　碰撞造山带

造山带是岩石圈剧烈构造变动和其物质与结构的重新组建使地壳挤压收缩所造成的狭长强烈构造变形带. 它们往往在地表形成线状相对隆起的山脉, 一般与褶皱带、构造活动带等同义或近乎同义, 包括地壳挤压收缩, 岩层褶皱、断裂, 并伴随变质作用和岩浆活动所形成的山脉, 以及拉伸构造、剪切走滑在形成裂谷、裂陷盆地的同时, 相对造成周边抬升, 构成山系(例如, Dewey和Bird, 1970). 这种横向收缩、垂向增厚, 隆升成山而造成构造山脉的作用叫作造山作用. 一般将两个大陆块体之间发生碰撞所引起的构造过程称为碰撞造山作用, 而将岩浆弧在大陆边缘发育或者岛弧增生到大陆边缘的大陆生长过程称为增生造山作用 (例如, Condie, 2007; Cawood等, 2009; Xiao等, 2010). 无论哪种造山作用, 洋壳都曾经俯冲到大陆边缘之下的不同深度. 大洋地壳中参与造山作用的主体是镁铁质岛弧地体, 大陆地壳中参与造山作用的主体是硅铝层物质. 在洋壳俯冲过程中受到刮削的海底沉积物及其下伏的玄武岩也会参与造山作用, 不过在整个造山带中所占的比例很小.

碰撞造山带是大陆碰撞构造作用的产物. 虽然它们现在位于大陆内部, 但是它们都形成于大陆边缘. 根据碰撞陆块的性质, 可以区分出弧陆碰撞和陆陆碰撞两大类(Brown等, 2011; Zheng, 2012). 弧陆碰撞是指新生弧地体与古老陆块之间的碰撞, 而陆陆碰撞是指两个相对古老陆块之间的碰撞. 弧陆碰撞可进一步分为大洋弧(岛弧)与大陆边缘碰撞(导致大陆侧向增生)和大陆弧与大陆边缘碰撞(导致大陆汇聚)两个亚类. 第一亚类弧陆碰撞造山带的形成可以从西太平洋型俯冲开始, 例如形成马里亚纳型大洋弧(图2a); 洋壳继续俯冲, 弧后盆地转化为新的俯冲带, 岛弧地体增生到大陆边缘, 使碰撞造山带叠加到增生造山带之上, 形成增生型碰撞造山带(Zheng, 2012). 第二亚类弧陆碰撞造山带的形成可以从东太平洋型俯冲开始, 例如形成智利型大陆弧(图2b); 洋壳继续俯冲牵引陆壳俯冲到大陆弧之下(图6a), 最终引起弧陆碰撞(图6b). 大洋弧地体可以侧向增生到大陆边缘, 然后再与大陆块体碰撞, 由此引起的弧陆碰撞就以陆-弧-陆碰撞构造出现. 例如, 青藏高原南端Kohistan-Gangdese岛弧在中生代拼贴到亚洲大陆南缘, 然后这个新生大陆边缘在新生代与古老印度大

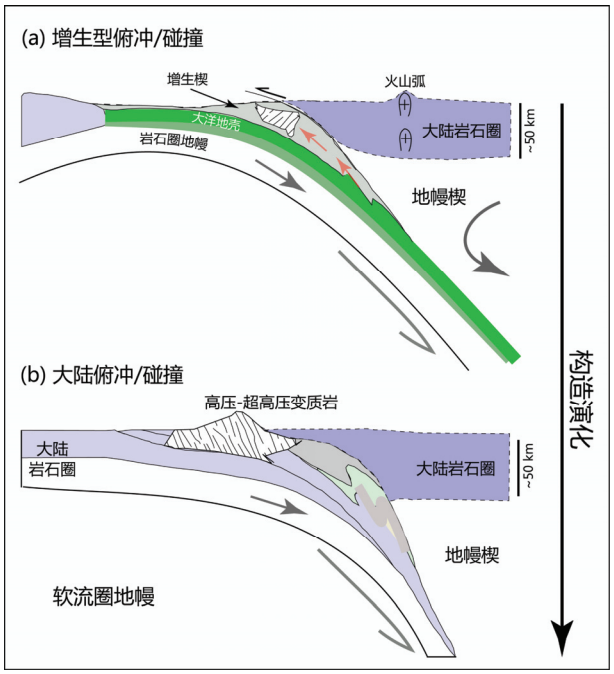

图 6　俯冲带构造演化示意图
(修改自 Guillot 等, 2009)

陆碰撞形成喜马拉雅造山带. 在弧陆碰撞之前的洋壳俯冲不仅引起了高压-超高压榴辉岩相变质作用, 而且引起了俯冲带之上的大洋弧或大陆弧岩浆作用, 伴有新生地壳生长. 陆陆碰撞是指两个相对古老大陆块体之间的碰撞, 尽管在碰撞之前有古洋壳的俯冲, 但是没有导致新生地壳生长, 因此缺乏弧岩浆作用. 尽管大陆碰撞形成了带状构造带(造山带), 但是增生型弧陆碰撞形成的造山带一般较为宽阔, 而陆陆碰撞形成的造山带相对狭窄(Zheng等, 2013). 无论在哪种情况下, 造山带形成之处由于汇聚板块边缘的叠加, 造山带岩石圈加厚, 在造山带之下出现山根. 然而, 是否在弧陆碰撞造山带形成超高压变质岩, 不仅取决于超高压变质岩能否得以从地幔深度折返到地壳浅部, 而且取决于俯冲地壳的性质. 一般来说, 岛弧地体难以俯冲到大陆岩石圈地幔之下, 因此第一亚类弧陆碰撞过程没有引起超高压变质作用. 相反, 相对古老的大陆板块易于俯冲到相对新生的岛弧地体之下, 因此第二亚类弧陆碰撞过程能够引起超高压变质作用.

无论在弧陆碰撞带还是陆陆碰撞带, 大陆碰撞带是否出露超高压变质岩, 一方面取决于碰撞过程中地壳的俯冲深度, 另一方面取决于俯冲到地幔深度的地壳岩石能否在造山带得以折返到地表(例如, Chopin, 2003; Zheng, 2012; 郑永飞等, 2013). 如果地壳俯冲的深度不大(<80 km), 只能形成高压变质岩; 如果地壳俯冲到较大深度(>80 km), 则发生超高压变质作用, 形成含有柯石英甚至金刚石的超高压变质岩(图7). 对于岛弧与陆块之间的碰撞来说, 如果是洋壳俯冲推动岛弧增生到大陆边缘, 弧后盆地转化为俯冲带, 当岛弧地体俯冲到大陆下地壳深度后就

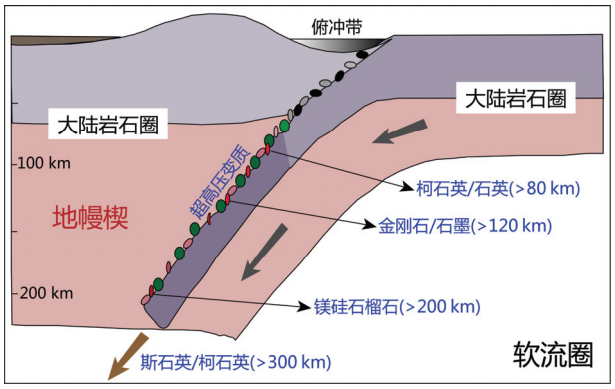

图 7　大陆俯冲深度与变质指示矿物对应关系示意图

受到阻碍, 结果俯冲深度不大, 难以形成超高压变质岩. 对于大陆弧与陆块之间的碰撞来说, 陆壳俯冲带是从先前的洋壳俯冲带继承而来, 俯冲洋壳牵引陆壳俯冲进入地幔深度, 能够形成超高压变质岩.

由于大陆地壳以长英质岩石为主, 总体上密度相对较低并且具有一定的层状分布特点, 因此在大陆地壳俯冲进入大陆岩石圈地幔楔之下的过程中会在不同深度发生拆离, 即使在地幔深部发生超高压变质后依然可以发生拆离, 这样俯冲的地壳岩石在拆离后受到浮力和角力流的联合作用会沿着俯冲隧道发生依次折返(郑永飞等, 2013). 一般来说, 俯冲最浅的岩片最先折返, 俯冲最深的岩片最后深返; 即使镁铁质成分的榴辉岩, 虽然密度较大而自身难以在浮力作用下自行折返, 但是在长英质岩石的裹带下可以一起折返. 在地幔深部形成的超高压变质岩在折返过程中, 既可以构造侵出方式定位于浅俯冲成因变质岩之下, 也可以推覆构造形式叠加在先前折返的低级变质岩之上(Zheng等, 2005). 无论何种方式, 深俯冲的大陆地壳岩石在经受超高压变质后都有机会在地壳浅部得以出露. 与此相反, 如果俯冲的地壳具有大洋属性, 即以镁铁质岩石为主, 总体上密度相对较高, 在进入俯冲带后只有海底沉积及其下伏的蚀变玄武岩易于受到构造拆离作用而折返, 而其余岩石如果继续俯冲进入深部地幔则难以折返.

陆缘造山作用是指在大陆板块边缘发生的造山作用, 典型实例包括新生代早期的喜马拉雅造山带(例如, Yin和Harrison, 2000; Chung等, 2005; Guillot等, 2008)、中生代早期的大别-苏鲁造山带(Ernst等, 2007; Liou等, 2009; Zheng等, 2009)、古生代早期的北秦岭造山带(Wu和Zheng, 2013; Wang等, 2014)和祁连造山带(Song等, 2013, 2014). 陆内造山作用是指在大陆板块内部发生的造山作用, 典型实例包括新生代时期的天山构造、晚中生代时期(燕山晚期)在华北陆块、华南陆块以及秦岭-桐柏-红安-大别-苏鲁造山带出现的岩浆活动(Zheng等, 2013). 陆内造山带是指在某个时间坐标下的大陆内部造山带, 例如新生代晚期的喜马拉雅山、中生代和新生代时期的天山、中生代和新生代时期的祁连山、晚中生代时期以来的秦岭-桐柏-红安-大别-苏鲁造山带等. 现在所看到的陆内造山带都是在陆缘造山带的基础上发展起来, 因此存在继承和发展的关系(Zheng等, 2013). 例如, 新生代喜马拉雅造山带是从中生代弧陆碰撞造山带

发展起来的, 新生代时期的天山构造活动是在古生代弧陆碰撞造山带基础上发展起来的, 晚中生代时期的秦岭-桐柏-红安造山带岩浆活动是在古生代弧陆碰撞造山带基础上发展起来的, 早白垩世时期的大别-苏鲁造山带岩浆活动是在三叠纪陆陆碰撞造山带的基础上发展起来的, 中生代时期的江南古陆再活化是在新元古代弧陆碰撞造山带基础上发展起来的. 虽然这些碰撞后岩浆作用发生在大陆碰撞造山作用之后, 在大地构造性质上隶属陆内造山作用, 但是所形成的岩浆岩在物质成分上是造山带岩石的再造, 与原来的陆缘岩石具有一定的继承关系.

3 同碰撞岩浆岩

在大陆碰撞过程中可能形成不同成分的岩浆岩. 弧陆碰撞增生型造山带常常发育增生杂岩, 其中含有俯冲带沉积物部分熔融所形成的同碰撞S型花岗岩(例如: Clemens和Wall, 1988; Barbarin, 1998; Collins和Richards, 2008). 在洋壳俯冲过程中形成的增生楔, 其中下部的沉积物会随洋壳俯冲被带入大陆岩石圈地幔楔之下, 在达到一定的温度压力条件后会发生脱水熔融, 形成各种成分的长英质熔体(例如, Zheng等, 2011). 如果增生楔沉积物主要源自大陆边缘古老地壳的化学风化, 所产生的长英质熔体一般具有花岗质成分并且具有相对富集的放射成因同位素组成(例如, Zheng等, 2007). 另一方面, 如果增生楔沉积物主要源自岛弧玄武岩的化学风化, 所产生的长英质熔体一般具有花岗闪长质成分并且具有相对亏损的放射成因同位素组成(例如: Wu等, 2006; Zheng等, 2008). 如果增生楔沉积物主要源自大陆弧火山岩的化学风化, 所产生的长英质熔体一般具有花岗质成分并且具有不亏损的放射成因同位素组成. 无论何种成分, 这些熔体的一部分将与上覆地幔楔橄榄岩发生化学反应, 形成镁铁质-超镁铁质成分的地幔交代岩(包括辉石岩或角闪石岩), 由此部分熔融就形成大陆弧安山岩及其共生的玄武岩(Dai等, 2012; Zhao等, 2011, 2013; Chen等, 2014). 而另一部分熔体则沿俯冲带增生楔(已经受到构造变形和不同程度的变质作用)侵位形成常见的S型花岗岩. 由于这些花岗质熔体的源岩就是增生楔岩石, 因此这些侵位的S型花岗岩与围岩沉积岩之间具有相似的地球化学组成. 当然, 在碰撞后岩石圈拉张过程中, 造山带发生跨塌导致增生楔下部的变质沉积岩发生脱水熔融, 也会形成碰撞后S型花岗岩(例如, Gao等, 2014; Zhao等, 2015).

陆陆碰撞造山带也常发育浅变质增生杂岩, 其中含有从俯冲大陆表层刮削下来的盖层沉积岩及其下伏的基底结晶岩(Zheng等, 2005), 但是缺乏同碰撞S型花岗岩. 不过, 在陆陆碰撞带有时出现不同成分的碱性岩浆岩. 这在大别-苏鲁造山带东端比较突出, 在胶东半岛荣成市附近的石岛地区出露有一系列晚三叠世侵入岩(Chen等, 2003; 高天山等, 2004; 郭敬辉等, 2005; Yang等, 2005; Zhao等, 2012). 根据侵入接触关系和岩性组成, 石岛碱性杂岩体由老到新可以划分为四个主要的岩石单元: 刑家黑云母辉长岩、甲子山辉石正长岩、人和集石英正长岩和槎山正长花岗岩. 晚期侵位的岩体中含有大量早期岩体的包体, 另外可见晚期的基性岩墙侵位到辉石正长岩中. 业已对这些岩体进行了TIMS和SHRIMP 锆石U-Pb定年, 得到这些碱性岩的结晶年龄为201-225Ma(Chen等, 2003; 郭敬辉等, 2005; Yang等, 2005; Zhao等, 2012). 这个年龄范围稍微年轻于大别-苏鲁造山带超高压变质岩的形成年龄225~240 Ma (Zheng等, 2009; Liu和Liou, 2011), 说明碱性岩浆作用形成于深俯冲大陆地壳的折返过程中. 除了石岛杂岩体之外, 晚三叠世岩浆活动还表现在侵入到片麻岩中的长英质岩墙. 例如, Wallis 等(2005)对采自苏鲁造山带东北部的长英质岩墙中的锆石进行了SHRIMP法U-Pb年龄测定, 得到锆石边部的年龄为200~230 Ma, 核部残留锆石年龄为新元古代中期, 与三叠纪超高压变质火成岩原岩中的岩浆锆石U-Pb年龄740~780 Ma一致(Zheng等, 2004, 2009).

众所周知, 碱性岩浆岩形成于构造拉张环境下, 特别是岩石圈拉张过程中的低程度部分熔融易于产生碱性熔体(例如, McKenzie, 1989). 苏鲁造山带东端晚三叠世碱性杂岩属于同折返岩浆作用的产物. 其岩石化学成分从长英质变化到镁铁质, 说明它们的岩浆源区成分既有镁铁质也有超镁铁质. 这类源区岩石可能是俯冲大陆地壳衍生的长英质熔体与上覆大陆岩石圈地幔楔橄榄岩之间反应的产物(Zhao等, 2012; Zheng, 2012), 结果在大陆俯冲隧道的板片-地幔界面两侧形成“三明治结构”(图8). 碱性岩浆作用发生在晚三叠世, 指示这个时期俯冲的华南陆块在其东北角产生了构造拉张环境; 在大别-苏鲁造山带

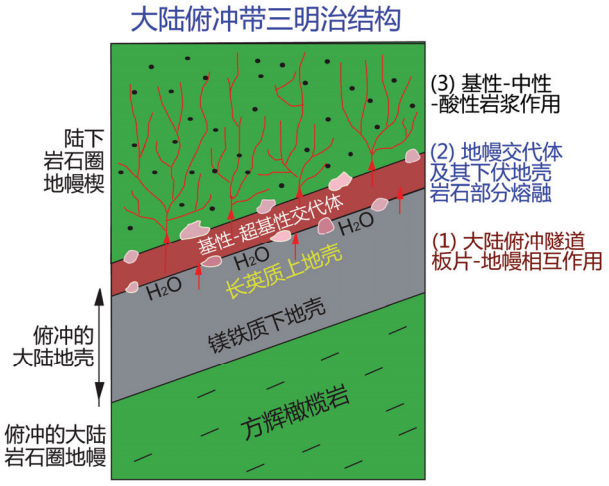

图 8　大陆俯冲带板片-地幔界面两侧岩石集合体三明治结构(绘制自郑永飞等, 2013)

的其他地区尚未发现这类晚三叠世碱性岩, 说明那些地方受到构造拉张的影响不明显. 为什么会出现这种区域性差异?

就两个大陆块体之间的碰撞来说, 碰撞缝合线往往是曲折的, 沿缝合线各点也不是同时碰在一起, 常呈剪刀式闭合, 在未碰撞之处依然存在残留洋盆. 古地磁研究表明(Zhao和Coe, 1987; Lin和Fuller, 1990; Enkin等, 1992), 华南陆块与华北陆块之间的碰撞过程是先东后西, 呈剪刀式闭合发生两个陆块之间的对接, 在大陆碰撞完成后华南陆块相对于华北陆块顺时针旋转了大约60°. 东部的对接发生在晚二叠世, 对接时的结合带位于北纬6°~8°; 晚三叠世两陆块在西部闭合时, 结合带位于北纬25°左右(Zhao等, 1996; Gilder等, 1999). 根据这些古地磁研究结果, 结合华南-华北碰撞的楔入模型(Yin和Nie, 1993), 我们可以推测: (1) 是华南陆块东北角首先俯冲到华北陆块东南角之下发生大陆碰撞, 并以那里为支点华南陆块发生顺时针旋转而华北陆块东部受到推挤发生逆时针旋转; (2) 陆陆碰撞之前在胶东-辽东地区可能存在古特提斯洋壳, 随着残留洋盆闭合形成过陆间盆地, 最后完全碰撞到一起形成苏鲁造山带; (3) 在西部尚未碰撞之处依然存在残留的古特提斯洋盆, 最后在秦岭地区完全闭合形成秦岭造山带. 当这两个陆块在西部发生对接的时候, 在东端顺时针旋转加剧, 从而产生了构造拉张, 结果使最早俯冲到地慢深度的陆壳物质在构造拆离后沿俯冲隧道上升, 导致大别-苏鲁造山带超高压变质岩的折返(郑永飞等, 2013). 可能正是这种右旋拉张作用引起正在折返的华南大陆岩石圈发生低程度部分熔融, 引起同折返岩浆作用, 从而产生了现在所看到的石岛碱性杂岩. 这类晚三叠世碱性杂岩不仅出现在胶东半岛, 而且出现在辽东和朝鲜半岛(杨进辉和吴福元, 2009), 说明这三个半岛地区都受到了构造拉张作用. 在岩石类型上, 不仅出现辉石正长岩-正长岩-碱长花岗岩等碱性系列, 而且出现辉长岩-闪长岩-花岗岩等钙碱性系列. 这些不同成分岩石在产出指示, 大陆俯冲带"三明治结构"的岩石集合体发生了部分熔融(图8).

与大陆俯冲带同折返岩浆活动在时间上具有对称关系的是大洋俯冲带之上的弧岩浆活动, 分别以形成大洋弧玄武岩和大陆弧安山岩为特征. 众所周知, 大洋弧玄武岩相对于正常洋中脊玄武岩一方面不仅不同程度地富集Sr-Nd同位素组成, 而且在原始地幔标准化蛛网图中构成所谓的弧型微量元素分布型式(图9), 即一方面富集流体活动性不相容元素LILE(大离子亲石元素)、Pb和LREE(轻稀土元素), 另一方面亏损HFSE(高场强元素)和HREE(重稀土元素). 这些地球化学特征可以通过俯冲洋壳来源物质与正常软流圈地幔之间的混合来实现(例如, Elliot, 2003; Spandler和Pirard, 2013). 一般认为, 俯冲大洋地壳衍生的富水流体交代地幔楔橄榄岩, 形成蛇纹石化橄榄岩, 由此部分熔融就形成了常见的大洋弧玄武岩. 尽管这些富水流体只能溶解少量长英质硅酸盐组分, 但是相对于正常洋中脊玄武岩显著富集流体活动性不相容元素LILE, Pb和LREE. 由此交代地幔楔所形成的蛇纹石化橄榄岩也相对富集这些标志地壳组分的流体活动性不相容元素LILE, Pb和LREE. 这些具有富集地球化学特征的蛇纹石化橄榄岩发生部分熔融, 就形成了常见的大洋弧玄武岩, 使其具有富集的地球化学组成. 因此, 大洋弧玄武岩的富集地球化学特征是从俯冲洋壳衍生的流体继承而来, 洋壳脱水成因流体将这种富集地球化学特征通过交代的地幔楔橄榄岩传递到最终产物大洋弧玄武岩. 在一些大洋弧玄武岩中还识别出沉积物组分(例如: Schiano等, 1995; Elliott等, 1997; Eiler等, 2007; Turner等, 2011), 说明俯冲的海底沉积物在弧下地幔深度也发生了部分熔融, 所产生的含水熔体交代地幔楔橄榄岩, 形成富辉石或角闪石的超镁铁质岩石,

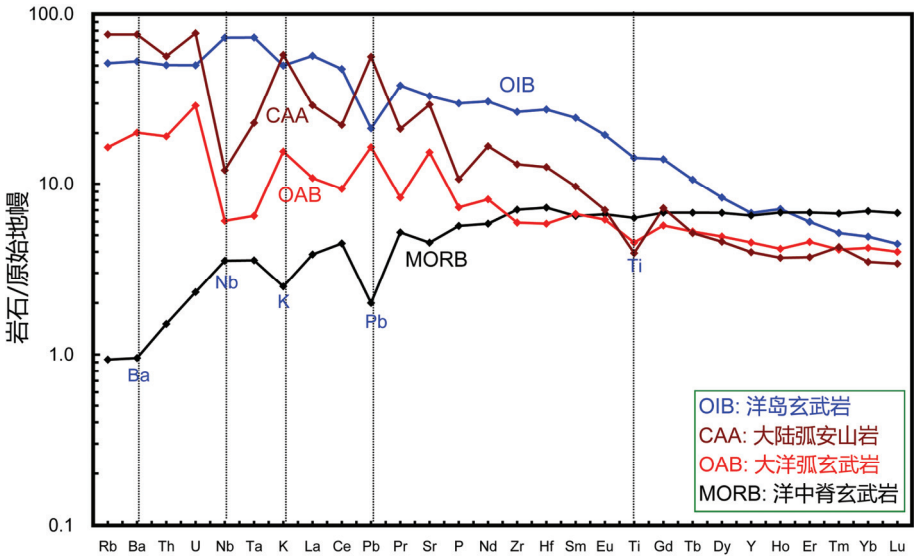

图 9　大洋玄武岩微量元素分布蛛网图(据 Zheng, 2012)

成为这些大洋弧玄武岩的地幔源区. 在这个情况下, 俯冲洋壳的低程度部分熔融是引起含水熔体具有富集地球化学组成的关键. 大洋弧玄武岩的Sr-Nd同位素组成则取决于脱水地壳岩石的性质, 由蚀变的大洋玄武岩变质脱水衍生的流体依旧相对亏损Sr-Nd同位素组成, 而由古老大陆地壳岩石组成的沉积物部分熔融衍生的熔体则相对富集Sr-Nd同位素组成.

对于大洋岛弧玄武岩成因来说, 涉及大洋俯冲隧道过程的五个不同阶段和表现形式: (1) 俯冲: 主要由MORB型玄武岩/辉长岩及其上覆沉积物大洋地壳俯冲到另一个大洋岩石圈之下的地幔深部; (2) 脱水: 大洋地壳在弧前地幔的浅部(<80 km)没有发生显著脱水, 在弧下地幔深度(80~130 km)榴辉岩化过程中受上覆地幔楔加热发生显著变质脱水乃至局部熔融, 形成富集LILE、Pb和LREE、亏损HFSE和HREE的富水流体和局部含水熔体; (3) 交代: 在大洋俯冲隧道中, 这些流体/熔体交代上覆地幔楔橄榄岩. 地幔楔受到流体交代之后并不是立即发生部分熔融, 而是在地幔楔底部至下部形成具有富化、富集地球化学特点的超镁铁质地幔交代岩. 流体蚀变产生蛇纹石化橄榄岩和绿泥石化橄榄岩, 而熔体交代形成贫橄榄石的角闪石岩和辉石岩; (4) 储存: 地幔交代岩形成之后也不是立即发生部分熔融, 而是在地幔楔中可以储存一段时间, 这个时间长度可以从几百年到几万年乃至几个百万年; (5) 熔融: 大洋俯冲隧道之上的地幔楔受到对流加热, 引起其下部的地幔交代岩发生部分熔融, 产生钙碱性玄武岩质熔体向上迁移直至喷发地表. 岛弧玄武岩在微量元素蛛网图上以富集LILE、Pb和LREE、亏损HFSE和HREE为特征, 一般称为弧型. 俯冲洋壳在弧下地幔深度发生脱水, 所形成的流体具有弧型微量元素组成. 流体将这个地球化学信息传递给上覆地幔楔的超镁铁质交代岩, 然后地幔交代岩部分熔融产生岛弧玄武岩. 在冷俯冲带, 洋壳岩石在弧前地幔的浅部(<60 km)没有发生显著脱水, 结果俯冲进入弧下地幔深部(80~130 km)的洋壳仍然能够析出大量流体交代上覆地幔楔, 这样在冷俯冲带之上出现大量岛弧火山岩(Peacock和Wang, 1999; Syracuse等, 2010; van Keken等, 2011). 与此相反, 在热俯冲带, 洋壳岩石在弧前地幔的浅部(<60 km)就会发生显著脱水, 结果俯冲进入弧下地幔深部的洋壳难以析出大量流体交代上覆地幔楔, 因此在热俯冲带之上相对缺乏岛弧火山岩. 因此, 俯冲带的热结构决定了俯冲洋壳在弧下地幔深度能否析出充分的流体交代地幔楔, 而地幔楔下部是否存在具有富化、富集地球化学特点的超镁铁质地幔交代岩是产生岛弧玄武岩的关键. 俯冲洋壳衍生流体与地幔楔之间化学反应产生成分不均一的地幔源区, 岛弧玄武岩就是大洋俯冲带壳幔相互作用的间接物质记录.

在相对平缓的陆下大洋俯冲带, 海沟沉积物的堆积更为显著(von Huene和Scholl, 1991; Stern, 2010). 尽管这些沉积物大多未随板块俯冲进入地幔深处而

成为增生楔, 还是有一部分会随板块俯冲进入地幔深处, 在地幔楔底部发生变质脱水和部分熔融, 不仅产生了富水流体, 而且形成了含水熔体. 这类含水熔体不仅富含长英质组分, 而且富集熔/流体活动性不相容元素LILE、Pb和LREE, 并且富集Sr-Nd同位素组成. 有这种含水的长英质熔体交代地幔楔橄榄岩, 就会形成镁铁质-超镁铁质成分的地幔交代岩, 成为大陆弧安山岩的地幔源区(Chen等, 2014). 将更多的长英质熔体加入到陆下地幔楔橄榄岩中形成镁铁质成分的地幔源区, 是将大洋弧玄武岩地幔源区化学成分变成大陆弧安山岩地幔源区成分的关键. 大陆边缘俯冲带海沟相对富含古老大陆地壳风化剥蚀来源的沉积物, 由此部分熔融所衍生的含水熔体也相对富集Sr-Nd同位素组成, 结果大陆弧安山岩比大洋弧玄武岩更为富集Sr-Nd同位素组成.

对于大陆边缘大洋俯冲带之上壳幔相互作用及其衍生的安山质岩浆作用, 同样涉及陆下俯冲隧道过程的不同阶段和表现形式. 这个过程可以用SARSH模型予以概括(Chen等, 2014): (1) 俯冲(subduction): 大洋地壳携带海沟沉积物俯冲到大陆边缘之下, 在弧前地幔的浅部(<60 km)没有发生显著脱水; (2) 深熔(anatexis): 俯冲的海沟沉积物及其下伏玄武岩受上覆地幔楔加热, 在弧下地幔深度(60~130 km)榴辉岩-麻粒岩化过程中发生脱水熔融, 形成富集LILE、Pb和LREE、亏损HFSE和HREE的长英质熔体; (3) 反应(reaction): 在陆下俯冲隧道中, 这些长英质熔/流体与上覆地幔楔橄榄岩发生化学反应, 形成岩石圈地幔内部成分不均一的、富化富集的地幔交代岩, 其中既有贫橄榄石辉石岩和角闪石岩等超镁铁质岩石, 也有石榴辉石岩和石榴角闪岩等镁铁质岩石; (4) 储存(storage): 这些地幔交代岩储存在造山带岩石圈地幔之中保持稳定而未发生部分熔融, 储存时间长度可以从几个百万年到几十乃至几百百万年; (5) 加热(heating): 地幔楔底部受到加热引起地幔交代岩部分熔融, 形成造山带内部及其上覆大陆边缘具有弧型微量元素特征的玄武质-安山质-流纹质火山岩组合. 俯冲洋壳玄武岩脱水熔融产生的长英质熔体一般相对亏损放射成因同位素组成、表现出埃达克岩的微量地球化学特点, 而俯冲海沟沉积物部分熔融衍生的熔体一般相对富集放射成因同位素组成、表现出相对富硅的岩石化学成分(Zheng, 2012). 深俯冲陆源沉积物衍生的长英质熔体与上覆地幔楔橄榄岩之间的化学反应形成镁铁质地幔交代岩, 是大洋俯冲带之上安山岩地幔源区形成的关键. 大陆边缘的同俯冲和俯冲后玄武质-安山质-流纹质岩浆岩组合为陆下俯冲带壳幔相互作用提供了间接物质记录. 引起陆下地幔楔底部加热的原因有多种, 包括大陆岩石圈拉张跨塌、造山带根部拆沉之后软流圈地幔侧向对流上涌.

事实上, 无论是大洋弧玄武岩还是大陆弧安山岩, 它们都以相对亏损HFSE和HREE为特征(图9). 这两个特点一般分别用弧下地幔矿物金红石和石榴石的稳定性来解释. 根据矿物与熔/流体之间元素配分系数的高温高压实验地球化学研究, 业已明确发现金红石是HFSE的主要载体矿物(Green, 1981; Ryerson和Watson, 1987; Brenan等, 1994; Schmidt等, 2004; Xiong等, 2011), 而石榴石是HREE的主要载体矿物(Nicholls和Harris, 1980; Sisson和Bacon, 1992; van Westrenen等, 1999; Rubatto和Hermann, 2007). 这两个矿物在俯冲带温度压力条件下的稳定性分别支配了与之平衡熔/流体的HFSE和HREE丰度(例如, Rudnick等, 2000; Foley等, 2002; Rubatto, 2002; Rubatto和Hermann, 2003; Whitehouse和Platt, 2003). 先前有时将这两个特点归因于弧下地幔楔在金红石和石榴石稳定场发生部分熔融, 由此产生的玄武质和安山质熔体就分别亏损HFSE和HREE. 实际上随着大洋洋壳的俯冲, 蚀变的大洋玄武岩及其上覆的海底沉积物发生低温高压变质作用, 形成富含HFSE的金红石和富含HREE的石榴石. 当这些高压变质岩俯冲到弧下深度(80~130 km)发生变质脱水甚至部分熔融时, 这些金红石和石榴石可能会保持稳定, 结果所析出的富水流体和含水熔体就相对亏损HFSE和HREE. 因此, 弧火山岩亏损HFSE和HREE的特征可以是从俯冲板片析出的交代剂(富水流体和含水熔体)中继承而来, 而不是弧下地幔楔在金红石和石榴石稳定场部分熔融的结果.

4 碰撞后岩浆岩

大陆构造的一大特点就造山带复活, 认识碰撞造山带不同层次岩石的再造是理解碰撞后构造的关键(例如, Zheng等, 2013). 碰撞后构造过程是相对于同碰撞构造来定义的, 它与原生造山带的构造具有继承和发展的关系. 虽然碰撞后构造过程与原生造

山带过程隶属不同的地球动力学体制, 但是它在空间上继承了先存造山带的位置, 是在老造山带构造的基础上发展起来的. 地球化学分析显示, 大陆地壳总体上具有弧型火山岩的微量元素组成(Taylor和McLennan, 1995; Rudnick和Gao, 2003), 即在原始地幔标准化蛛网图中显示出LILE, Pb和LREE相对富集而HFSE和HREE相对亏损的分布型式(图9). 因此, 碰撞后岩浆岩在地球化学成分上继承了现存造山带岩石的组成特点, 但是在再造过程中发生了不同程度的物理化学分异(例如: Zheng等, 2011; Gao等, 2014; Zheng和Hermann, 2014; Zhao等, 2015).

碰撞后岩浆岩在岩石化学成分上可以分为长英质和镁铁质两类. 长英质岩浆岩主要包括花岗岩和花岗闪长岩及其对应的喷出岩. 在微量元素组成上, 它们一般表现出典型的大陆地壳特点, 即相对富集LILE和LREE、亏损HFSE和HREE. 在放射成因同位素组成上, 它们大多相对富集Sr-Nd同位素组成, 表现为高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值、负的$\varepsilon_{Nd}(t)$值, 指示其源岩为相对古老的地壳(Zhao等, 2007; Zhang等, 2010). 但是少量岩石相对亏损Sr-Nd同位素组成, 表现出低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值、正的$\varepsilon_{Nd}(t)$值, 指示其源岩为相对新生的地壳(Wei等, 2002; Wu等, 2006; Zheng等, 2007, 2008).

镁铁质岩浆岩主要包括辉长岩和闪长岩及其对应的喷出岩. 在微量元素组成上, 它们大多表现出典型的大陆地壳特点(即相对富集LILE、Pb和LREE但是亏损HFSE和HREE), 但是也有少数表现出常见洋岛玄武岩(OIB)的微量元素分布型式(图9), 即相对富集LILE和LREE、亏损HREE和Pb、不亏损甚至富集HFSE. 在放射成因同位素组成上, 它们大多相对富集Sr-Nd同位素, 表现为高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值、负的$\varepsilon_{Nd}(t)$值, 指示其源岩为相对古老的岩石圈地幔(Yang等, 2012a, 2012b; Zhang等, 2012; Zhao等, 2013). 但是少量岩石相对亏损Sr-Nd同位素, 表现出低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值、正的$\varepsilon_{Nd}(t)$值, 指示其源岩为相对新生的岩石圈地幔(Dai等, 2014, 2015).

在造山带岩浆岩成因研究中, 对岩石地球化学数据的正确解释是认识岩浆源区性质的关键. 然而, 在文献中出现有若干误区, 举例如下.

(1) 将具有低$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值或者正$\varepsilon_{Nd}(t)$值的长英质岩石解释成来自软流圈地幔的部分熔融. 然而, 实验岩石学已经证明, 地幔橄榄岩部分熔融只能产生玄武质成分的熔体, 不能产生花岗质熔体(Wyllie, 1984). 换句话说, 花岗质成分的熔体是不可能由地幔橄榄岩直接部分熔融产生的, 而镁铁质乃至长英质地壳岩石的部分熔融才能产生花岗质熔体; 玄武质岩浆的结晶分异能够形成少量的花岗质熔体, 但是需要有大量的玄武岩或辉长岩作为配套的岩石共生组合. 进一步, 正常软流圈地幔部分熔融形成的是正常洋中脊玄武岩(Hofmann, 1988), 在微量元素组成上表现为亏损LILE和LREE、富集HREE、不亏损HFSE的特点(图9), 这在这类低$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值或者正$\varepsilon_{Nd}(t)$值的长英质岩石中是不具备的. 另一方面, 新生地壳可以具有相对亏损的放射成因Nd同位素组成(图10). 因此, 这些具有相对亏损放射成因同位素组成的长英质岩浆岩是来自新生地壳的部分熔融(Wei等, 2002; Wu等, 2006; Zheng等, 2007, 2008). 一般将新生地壳定义为从亏损地幔提取后在岩石圈中存留时间小于10亿年的镁铁质成分地壳, 对于中生代和新生代岩浆岩来说, 就是在新元古代和显生宙时期通过壳幔分异所产生的地壳. 它们在Sr-Nd同位素组成上表现为低$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值和正$\varepsilon_{Nd}(t)$值(图10), 在微量元素组成可表现为MORB型或者大洋弧玄武岩型(图9). 这种新生地壳发生部分熔融, 就会形成Sr-Nd同位素组成依旧相对亏损、但是不同程度地相对富集熔体活动性不相容元素的长英质岩浆岩. 另一方面, 而将古老地壳定义为10亿年之前通过地幔部分熔融所产生的镁铁质成分地壳, 相对于中生代和新生代岩浆岩一般是指太古代和古元古代时期壳幔分异所产生的地壳. 它们虽然在当时具有相对亏损的Sr-Nd同位素组成, 但是随着时间演化和部分熔融再造, 到新元古代和显生宙时表现为相对富集Sr-Nd同位素组成, 因此以高$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值、负$\varepsilon_{Nd}(t)$值为特征(图10). 不过, 对于受到过麻粒岩相变质条件下脱水熔融和熔体提取的古老下地壳来说, 其初始Sr-Nd同位素组成则以低$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值、负$\varepsilon_{Nd}(t)$值为特征.

(2) 将长英质岩石全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值或锆石$\varepsilon_{Nd}(t)$值的升高解释成地幔贡献的增加. 然而, 地幔岩石总是具有超镁铁质成分, 一般具有低的SiO_2含量、高的MgO含量. 如果地壳岩石中出现逐渐增加的地幔贡献, 则随着全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值或锆石$\varepsilon_{Nd}(t)$值的升高, 其SiO_2含量降低而MgO含量增加, 否则只是古老地壳与新生地壳之间的混合. 不过, 如果是古老的长英质地壳与新

生的镁铁质地壳之间发生混合, 也可以表现为随着全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值或锆石$\varepsilon_{Nd}(t)$值的升高, 其SiO_2含量降低而MgO含量增加. 在这种情况下, 需要判别加入的超镁铁质地幔或者镁铁质地壳的地球化学组成. 一般来说, 地壳岩石是以相对富集LILE和LREE为特征. 如果加入的是正常软流圈地幔物质及其部分熔融产物(N-MORB), 由于它们在微量元素组成上以相对亏损LILE和LREE为特征(图9), 结果混合产物在LILE和LREE组成上发生中和, 应该表现为弱富集到弱亏损. 实际上对于地壳岩石来说, 要判别它们的构造属性需要综合考虑主要元素、微量元素和放射成因同位素这三个要素, 否则可能会犯"张冠李戴"的错误. 无论是显生宙还是前寒武纪花岗岩, 正全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值或锆石$\varepsilon_{Nd}(t)$值指示源岩为新生地壳, 而负全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值或锆石$\varepsilon_{Nd}(t)$值指示源岩为古老地壳(图10).

(3) 将具有弧型微量元素分布型式(图9)的长英质岩石解释成俯冲相关的弧型岩浆岩. 然而, 对世界各地洋壳俯冲带之上的弧型岩浆岩研究显示, 大洋弧地壳岩石以玄武质岩石为主, 包括少量安山质和流纹质岩石; 大陆弧地壳岩石以安山质岩石为主, 包括少量玄武质和流纹质岩石. 因此, 在将这类具有弧型微量元素分布的长英质岩石解释成俯冲带之上的弧型岩浆岩的时候, 需要寻找与其共生的玄武质和安山质岩石, 否则这些长英质岩石不是弧型岩浆岩自身, 而是弧型岩浆岩再造的产物(Zheng等, 2008, 2013; 赵子福和郑永飞, 2009; Zhang等, 2010, 2012).

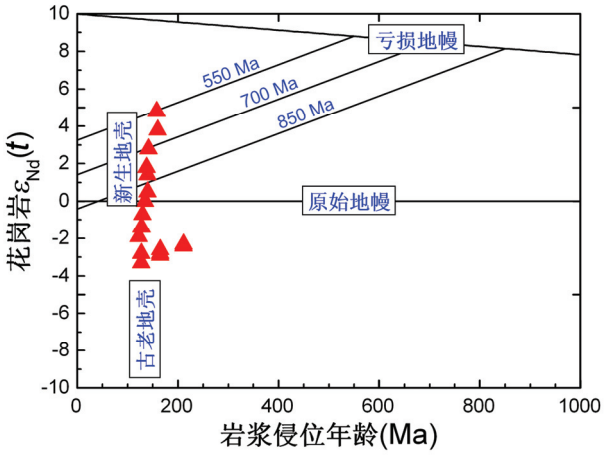

图 10　新生地壳钕同位素演化与壳幔分异时间关系图解

三角型标示中生代花岗岩初始钕同位素比值与岩浆侵位年龄之间的关系

进一步, 无论是大洋弧还是大陆弧岩浆岩, 它们都以亏损HFSE为特点(图9). Zr是高场强元素, 在亏损HFSE的弧型岩浆熔体中是不饱和的, 因此难以形成结晶出岩浆锆石. 虽然岩浆结晶分异可以使局部熔体相对富集Zr, 但是这种残余熔体的总体HFSE亏损程度也逐渐减弱, 结果并不表现出常见的弧型微量元素分布型式(Zheng等, 2008). 如果从弧型岩浆岩中能够分离出相当数量的锆石来进行U-Pb定年, 所测定的年龄应该弧型岩浆岩受到再造的年龄, 而不是弧型岩浆岩自身形成的年龄. 这点在研究弧型岩浆作用的时间时需要注意.

(4) 将具有高$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值或者负$\varepsilon_{Nd}(t)$值的镁铁质岩石解释成幔源岩浆上升过程中的大陆地壳混染. 然而与原始地幔衍生的镁铁质岩浆相比, 大陆地壳在成分上不仅相对富集LILE和LREE, 而且相对富集硅和铝. 在地壳岩石受到部分熔融时, SiO_2是最活跃的组分, 它将首先进入同化岩浆; 大陆地壳岩石以相对富K_2O为特征, 作为大离子亲石元素在受到幔源岩浆混染是也会首先进入同化岩浆. 这样对于受到地壳混染的镁铁质岩浆, 结果的岩石就会在SiO_2和K_2O含量与$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值之间表现出正相关性, 而在SiO_2和K_2O含量与$\varepsilon_{Nd}(t)$值之间表现出负相关性. 对这两类相关性的检验可以证实或排除地壳混染假设. 实际上, 这类高$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值或者负$\varepsilon_{Nd}(t)$值的镁铁质岩石是造山带岩石圈下部具有富化富集特征的地幔交代岩部分熔融的产物(Dai等, 2011, 2012; Yang等, 2012a, 2012b; Zhang等, 2008, 2012; Zhao等, 2013), 这涉及地幔源区的形成机制, 即源区混合作用. 不过, 地壳岩石不是直接加入到地幔源区而发生机械混合的, 而是通过脱水熔融, 以流体或熔体为介质将地壳组分传递到地幔源区(化学交代作用)的. 一般将地壳混染与分异结晶效应(即AFC过程)结合起来解释岩石地球化学数据, 但是常常对其中地壳组分的性质及其加入机制认识不足, 将"地壳混染"与"源区混合"混为一谈. 此外, 岩浆分异结晶作用只会影响那些明显相容/不相容元素的组成, 而对同位素组成没有影响.

(5) 将具有OIB型微量元素分布型式(图9)的镁铁质岩浆岩解释为地幔柱岩浆作用产物. 尽管洋岛玄武岩表现出较大的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值和$\varepsilon_{Nd}(t)$值变化范围(图11), 但是对典型地幔柱产物的研究显示, 它们一般具有高的$^{186}Os/^{188}Os$和$^{182}W/^{184}W$比值(White, 2010),

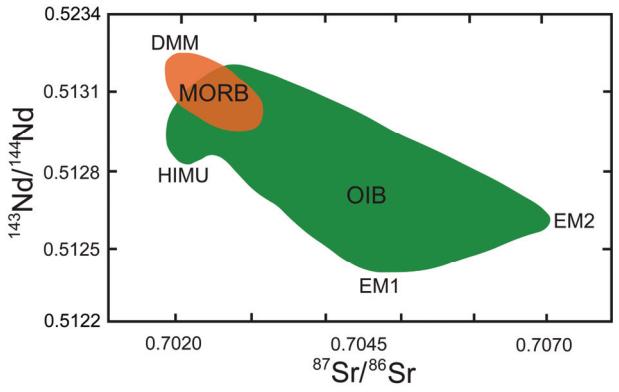

图 11　洋岛玄武岩初始锶-钕同位素组成变化范围示意图

数据引自 Hart(1988)和 Chauvel 等(1992). 洋岛玄武岩源区地幔同位素端员: DMM-亏损的洋中脊玄武岩地幔, 对应于正常软流圈地幔, 由其部分熔融就形成了正常的洋中脊玄武岩; EM1-富集地幔之一, 具有相对富集的放射成因 Sr-Nd 同位素组成; EM2-富集地幔之二, Nd 同位素组成类似于 EM1, 但具有较高的放射成因 Sr 同位素组成; HIMU-高 U/Pb 比值地幔, 以非常高的放射成因 Pb 同位素组成为特征

在地质上喷发时间短暂(≤1 Myr)并且显示出大火成岩省(LIP)的特点. 在造山带中零星出露的这类镁铁质岩浆岩则可能来自大陆岩石圈地幔交代体的部分熔融, 具体涉及两个阶段的部分熔融过程(Zhang等, 2009; Wang等, 2011; Xu等, 2012a; Dai等, 2014, 2015). 第一阶段是深俯冲洋壳玄武岩及其沉积盖层在>120 km的地幔深度发生小比例部分熔融并伴有金红石分解, 所衍生的长英质熔体与上覆地幔楔橄榄岩之间发生反应形成的贫橄榄石的辉石岩或角闪石岩, 成为富化富集的地幔源区; 第二阶段是这些地幔交代体发生大比例部分熔融形成具有OIB型微量元素分布型式的镁铁质火成岩.

在大陆造山带岩浆岩成因研究中出现误解的原因很多, 有的是对碰撞造山带岩石圈构造和组成的认识不足, 有的是混淆的源区混合与地壳混染之间的异同点, 有的是错误地假设软流圈地幔物质的加入. 就地幔属性来说, 在空间上有软流圈与岩石圈之分, 在岩石类型上有橄榄岩与辉石岩和角闪石岩之分, 在岩石化学上有富化与贫瘠之分, 在微量元素组成上有亏损与富集之分, 在放射成因同位素组成上有古老与新生之分. 软流圈地幔是对流的, 因此是热的、易熔的, 富玄武质组分, 相对亏损LILE和LREE, 是MORB的源区(Hofmann, 1988). 古老岩石圈地幔是冷的、难熔的, 贫玄武质组分, 相对亏损LILE和LREE, 一般将其解释为前寒武纪时期弧型熔体提取后的残留体. 新生岩石圈地幔是最近引入岩石地球化学研究的术语, 强调其与对流的软流圈地幔分离时间不长(显生宙), 依然保持其易熔、富玄武质组分的特点, 但是假设其受到俯冲板片来源熔/流体的交代而表现出相对富集LILE和LREE乃至放射成因同位素的特点, 这样可以成为俯冲带之上大洋弧玄武岩或者大陆玄武岩的地幔源区(Zheng, 2012). 对于具有正的全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值或锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值的花岗岩, 其形成至少经历了两阶段过程, 首先是地幔熔融引起新生镁铁质地壳生长, 然后是新生地壳部分熔融产生长英质岩浆.

俯冲板片来源熔/流体的地球化学组成受卷入地壳的性质控制. 就地壳属性来说, 在空间上有上地壳与下地壳之分, 在岩石类型上有沉积岩与岩浆岩和变质岩之分, 在岩石化学上有长英质与镁铁质之分, 在微量元素组成上有亏损与富集之分(图9), 在放射成因同位素组成上有古老与新生之分(图10), 在沉积物源区上有远洋与陆源之分. 新生地壳也是最近引入岩石地球化学研究的术语, 强调其从正常软流圈地幔提取的时间不长(显生宙), 因此表现出相对亏损放射成因同位素的特点(图10), 而在岩石化学上已经具有镁铁质乃至长英质成分, 这样可以成为造山带岩浆岩源区中亏损放射成因同位素组成的端员. 不同类型地壳岩石部分熔融产生了不同成分的长英质熔体, 由此交代地幔楔橄榄岩就会形成不同成分的地幔交代岩. 就碰撞后阶段的壳幔相互作用来说, 在属性上有物质与能量之分, 在时间上有显生宙与前寒武纪之分. 有些研究将具有正$\varepsilon_{Nd}(t)$值的长英质岩石解释成壳幔相互作用的产物, 实际上只是岩浆源区中存在新生地壳组分而已(Wu等, 2006; Zheng等, 2007, 2008).

5　板内玄武岩成因与板块构造之间的关系

5.1　洋岛玄武岩

对大洋玄武岩的地球化学研究已经表明, 洋岛玄武岩与岛弧玄武岩具有类似的Sr-Nd同位素组成; 在微量元素分布蛛网图上(图9), 与岛弧玄武岩相比一方面同样相对富集LILE和LREE, 另一方面相对亏损Pb、相对富集HFSE. 在洋岛玄武岩中已经识别出不同类型的地壳组分(例如, Hofmann和White, 1982;

Jackson等, 2007, 2008; Stracke, 2012), 但是对这些地壳组分是如何加入到地幔源区的还存在不同认识. 相对于洋岛玄武岩和岛弧玄武岩, 正常洋中脊玄武岩(N-MORB)不仅亏损不同程度地Sr-Nd同位素组成, 而且显著亏损熔体活动性不相容元素LILE、Pb和LREE, 并且不亏损HFSE(Hofmann, 1988). 在解释大陆镁铁质岩浆岩成因时, 必须综合考虑所有大洋玄武岩的地球化学特点. 在微量元素分布型式上(图9), 洋岛玄武岩一般表现出Pb亏损、Nb和Ta不亏损甚至富集的特点. 前者可以通过俯冲洋壳变质脱水后的残留体部分熔融来解释, 后者可以通过脱水变质残留体中金红石的分解来解释(Zhang等, 2009; Dai等, 2014). 根据俯冲隧道模型(Zheng, 2012; 郑永飞等, 2013)和洋岛玄武岩的岩石学和地球化学组成(Zindler和Hart, 1986; Hofmann, 1997; Dasgupta等, 2010; Stracke, 2012)可以推测, 俯冲地壳来源长英质熔体与亏损的洋中脊玄武岩地幔(DMM)端员橄榄岩之间的化学反应, 是产生富集地幔之一(EM1)、富集地幔之二(EM2)和高U/Pb比值地幔(HIMU)这三个地幔端员的关键, 而板片低程度熔体才能既将熔体活动性不相容元素和同位素组成分别传递给地幔源区, 又不会改变地幔岩石的超镁铁质成分. 因此, 不同类型地壳组分加入正常软流圈地幔可以解释洋岛玄武岩源区地幔同位素端员的成因. 具体来说, EM1端员的富集Sr-Nd同位素组成可来自大陆下地壳物质, 由此风化形成海沟沉积物, 然后随板片俯冲发生变质脱水和部分熔融, 所产生的熔体交代DMM即可形成; EM2端员可由大陆上地壳物质经风化形成海沟沉积物, 随板片俯冲受到变质脱水和部分熔融, 所产生的熔体交代DMM形成; HIMU端员可由热液蚀变的洋壳玄武岩在板片俯冲过程中受到变质脱水后部分熔融后, 所产生的交代DMM形成. 虽然EM1、EM2和HIMU这三个端员在同位素组成上是相互独立的, 但是它们均与DMM端员有成因联系, 因此在化学地球动力学上是相关联的. 俯冲地壳物质的再循环可能不是通过地壳物质与地幔橄榄岩之间的机械混合来实现后的, 而是在经历变质脱水后通过部分熔体与地幔橄榄岩之间的化学反应来实现的(Zhang等, 2009; Zheng, 2012; Zhao等, 2013; Dai等, 2014).

由于洋岛玄武岩出现在汇聚板块边缘之外, 因此一般将其称为板内玄武岩, 认为其成因与板块俯冲没有直接联系. 自从Hofmann和White(1982)提出洋岛玄武岩中含有俯冲洋壳物质以后, 一般假设洋壳俯冲到核幔边界, 在那里与原始地幔发生混合形成洋岛玄武岩的地幔源区. 事实上, 洋岛玄武岩中所包含的俯冲洋壳物质是以低程度部分熔体的形成加入到软流圈成因地幔楔中的, 并且洋壳也不必俯冲到核幔边界, 至俯冲到上地幔深度就可以了, 在那里熔体与正常软流圈地幔橄榄岩发生反应就能够形成洋岛玄武岩的地幔源区. 对这类俯冲带岩浆作用过程可以这样理解: 俯冲洋壳岩石在弧前地幔深度发生过显著脱水, 析出的流体相对富集LILE和Pb; 在弧下地幔深度脱水不明显, 没有引起显著的弧火山作用; 在俯冲进入更大的地幔深度时发生部分熔融, 所产生的长英质熔体相对富集LILE 和LREE、富集或者不亏损HFSE、亏损HREE和Pb; 熔体将这个地球化学信息传递给上覆地幔楔的超镁铁质交代岩, 然后地幔交代岩部分熔融产生洋岛玄武岩. 就这种板内玄武岩中地幔组分的性质来说, 正常软流圈地幔作为地幔楔参与反应就足够了. 就地壳组分的性质来说, 俯冲洋壳玄武岩部分熔融产生的熔体一般相对亏损放射成因同位素组成、表现出埃达克岩的微量地球化学特点; 而俯冲海底沉积物部分熔融衍生的熔体一般相对富集放射成因同位素组成、表现出相对富硅的岩石化学成分, 其中有时会含有一些特殊的微量元素. 这些不同成分的熔体与地幔楔橄榄岩之间发生化学反应, 产生不同成分的地幔交代岩, 由此部分熔融形成不同成分的洋岛玄武岩. 因此, 大洋俯冲隧道深部熔体-橄榄岩反应产生洋岛玄武岩地幔源区的关键, 洋岛玄武岩也是大洋俯冲带壳幔相互作用的间接物质记录.

因此, 洋岛玄武岩成因同样涉及大洋俯冲隧道过程的不同阶段和表现形式. 这个过程可以用SARSH 模型予以概括: (1) 俯冲(subduction): 大洋地壳携带海沟沉积物俯冲到大洋岩石圈之下的地幔深部, 在弧前地幔深度浅(<60 km)俯冲过程中发生显著脱水, 在弧下地幔深度深(60~130 km)俯冲过程中形成榴辉岩; (2) 深熔(anatexis): 俯冲洋壳成因榴辉岩在深部(>130 km)地幔受上覆地幔楔对流加热影响发生部分熔融, 其中的金红石发生分解而石榴石保持稳定, 所形成的长英质熔体相对富集LILE和LREE, 不亏损HFSE甚至局部富集, 亏损HREE和Pb; (3) 反应(reaction): 在大洋俯冲隧道中, 这些长英质熔体与上覆地幔楔橄榄岩发生化学反应, 产生贫橄

榄石的超镁铁质地幔交代岩(例如角闪石岩和辉石岩), 成为地幔楔下部具有富化、富集地球化学特点的地幔源区; (4) 储存(storage): 这些地幔交代岩形成之后可能并不是立即发生部分熔融, 而是在地幔楔中储存了一段时间, 这个时间长度可以从几年到几万年乃至几个百万年; (5) 加热(heating): 地幔楔受到对流加热, 引起地幔交代岩部分熔融, 产生碱性到钙碱性玄武岩质熔体向上迁移直至在海底喷发.

5.2 大陆玄武岩

大陆玄武岩出现在大陆内部, 一般也称其为板内玄武岩, 认为其成因与板块俯冲没有直接联系. 然而, 越来越多的地球化学研究显示, 大陆玄武岩中含有地壳组分, 其中既有洋壳玄武岩组分, 也有陆源和海底沉积物组分(Zhang等, 2009; Wang等, 2011; Xu等, 2012a, 2012b, 2014a, 2014b). 以中国东部新生代大陆玄武岩为例, 虽然它们位于西太平洋俯冲带之上的中国东部大陆边缘, 但是与大洋俯冲带之上的大陆弧火山岩在岩石学和地球化学组成上存在显著差别. 虽然这些大陆玄武岩与洋中脊玄武岩一样具有相对亏损的Sr-Nd同位素组成, 但是某些大陆玄武岩具有相对富集的Sr-Nd同位素组成. 另一个突出特征就是, 这些大陆玄武岩在微量元素组成上类似于洋岛玄武岩(图9), 即富集熔体活动性不相容元素LILE和LREE, 不亏损HFSE, 相对亏损Pb和HREE. 对这些地球化学特征的解释已经成为认为大陆玄武岩成因的关键. 前人曾经把其相对亏损的Sr-Nd同位素组成解释为软流圈地幔来源, 忽视了这些大陆玄武岩在微量元素组成上(特别是LILE和LREE)与正常洋中脊玄武岩存在巨大反差. 有人将其相对富集的微量元素组成解释为大陆下地壳拆沉进入软流圈地幔的结果, 忽视了经受过脱水熔融和熔体提取的古老大陆下地壳在放射成因Sr同位素组成上相对亏损、Nd同位素组成上相对富集这个特征.

实际上, 大陆玄武岩的这些地球化学特征可以通过俯冲洋壳来源物质与新生岩石圈地幔之间的混合来解释(Zhang等, 2009; Wang等, 2011; Xu等, 2012a). 俯冲大洋地壳在弧前深度经历高温低压变质脱水作用时, 会丢失高度挥发份元素Pb. 当这些变质地壳俯冲到更大的地幔深度(>130 km), 就会发生部分熔融产生长英质熔体, 变质岩中的金红石也发生分解但是石榴石保持稳定, 由此衍生的含水熔体相对于正常洋中脊玄武岩不仅富集熔体活动性不相容元素LILE和LREE, 而且不亏损HFSE, 但是相对亏损Pb和HREE. 这些熔体的Sr-Nd同位素组成取决于深熔地壳岩石的成分, 由大洋玄武岩部分熔融衍生的熔体依旧相对亏损Sr-Nd同位素组成, 而由古老大陆地壳来源沉积物组成的岩石部分熔融衍生的熔体则相对富集Sr-Nd同位素组成. 这些长英质熔体与地幔楔橄榄岩发生化学反应, 消耗其中的橄榄石, 形成富辉石或角闪石的超镁铁质岩石(地幔交代体), 不仅相对富集熔体活动性不相容元素LILE和LREE, 而且不同程度地富集Sr-Nd同位素组成. 这些具有富集地球化学特征的地幔交代体部分熔融, 就能够形成大陆玄武岩, 使其具有富集的地球化学组成. 因此, 大陆玄武岩的富集地球化学特征是从深俯冲洋壳衍生的熔体继承而来, 这些熔体将这种富集地球化学特征通过地幔交代岩又传递到大陆玄武岩. 在这个过程中, 洋壳低程度部分熔融也是引起含水熔体具有富集地球化学组成的关键.

在热的俯冲带, 俯冲洋壳在弧前地幔深度(<60 km)脱水显著; 在冷的俯冲带, 俯冲洋壳在弧前地幔深度脱水不显著(van Keken等, 2011). 无论如何, 析出的流体都相对富集LILE和Pb. 当俯冲进入弧下地幔深度(80~130 km)时, 地壳岩石发生进一步脱水, 析出富水流体. 一旦俯冲到更大深度(>130 km), 洋壳发生部分熔融, 所产生的长英质熔体相对富集LILE 和LREE、富集或者不亏损HFSE、亏损HREE和Pb. 熔体将这个地球化学信息传递给上覆地幔楔的超镁铁质交代岩, 然后又传递给大陆玄武岩. 就这种板内玄武岩中地幔组分的性质来说, 正常软流圈地幔作为地幔楔参与反应就足够了. 就地壳组分的性质来说, 俯冲洋壳玄武岩部分熔融产生的熔体一般相对亏损放射成因同位素组成、表现出埃达克岩的微量地球化学特点; 而俯冲海沟沉积物部分熔融衍生的熔体一般相对富集放射成因同位素组成、表现出相对富硅的岩石化学成分, 其中有时会含有一些特殊的微量元素. 这些不同成分的熔体与地幔楔橄榄岩之间发生化学反应, 产生不同成分的地幔交代岩, 由此部分熔融形成不同成分的大陆玄武岩. 因此, 大陆岩石圈之下大洋俯冲隧道深部熔体-橄榄岩反应产生大陆玄武岩地幔源区的关键, 大陆玄武岩也是大洋俯冲带壳幔相互作用的间接物质记录. 引起陆下地幔楔底部加热的原因有多种, 包括大陆岩石圈拉

张、岩石圈根部拆沉之后软流圈地幔侧向对流上涌. 如果软流圈地幔上涌并部分熔融引起镁铁质岩浆作用, 其产物不仅会表现出亏损的放射成因同位素组成, 而且具有MORB 型微量元素分布. 这些地球化学特点有时在大陆玄武岩中见到, 其实这也可以是受到壳源熔体交代最弱部分地幔楔岩石部分熔融的产物.

因此, 大陆玄武岩成因同样涉及大陆岩石圈之下大洋俯冲隧道过程的不同阶段和表现形式. 这个过程可以用SARSH 模型予以概括: (1) 俯冲(subduction): 大洋地壳携带海沟沉积物俯冲到大陆岩石圈之下的地幔深部, 在弧前到弧下地幔深度(<130 km)的俯冲过程中发生显著脱水, 形成亏损Pb的超高压榴辉岩; (2) 深熔(anatexis): 俯冲洋壳成因榴辉岩在深部(>130 km)地幔受上覆地幔楔对流加热影响发生部分熔融, 其中的金红石发生分解而石榴石保持稳定, 所形成的长英质熔体相对富集LILE和LREE, 不亏损HFSE甚至局部富集, 亏损HREE和Pb; (3) 反应(reaction): 在大洋俯冲隧道中, 这些长英质熔体与上覆地幔楔橄榄岩发生化学反应, 产生贫橄榄石的角闪石岩和辉石岩, 成为地幔楔下部具有富化、富集地球化学特点的超镁铁质地幔交代岩; (4) 储存(storage): 这些地幔交代岩形成之后可能并不是立即发生部分熔融, 而是在地幔楔中储存了一段时间, 这个时间长度可以从几个百万年乃至几百百万年; (5) 加热(heating): 地幔楔受到对流加热, 引起地幔交代岩部分熔融, 产生碱性到钙碱性玄武岩质熔体向上迁移直至在地表喷发.

6 大陆地壳的生长和再造

新生地壳的生长来自地幔超镁铁质岩石的部分熔融, 而地幔岩浆活动的原始产物是玄武岩, 因此新生地壳是玄武质的. 大洋岛弧玄武岩拼贴到大陆边缘时发生增生型弧陆碰撞造山作用, 在这个大地构造背景下不仅发生大陆侧向生长, 而且出现壳内化学分异(玄武岩部分熔融形成安山质和流纹质岩浆岩), 一般将这个构造过程称为增生型造山作用. 大陆弧安山岩是非碰撞造山作用背景下的大陆地壳垂向生长, 是大洋俯冲带之上的大陆地壳生长. 这两个构造过程是大陆地壳生长的两个主要机制. 次要机制也有两个, 一是板内玄武质岩浆作用, 产物是洋岛玄武岩和大陆玄武岩; 二是造山带镁铁质岩浆作用, 产物是同折返和碰撞后玄武质-玄武安山质岩浆岩. 虽然这些镁铁质岩浆岩都产出在现今板块的内部, 但是它们都是古俯冲带之上地幔交代岩部分熔融的产物. 这些地幔交代岩形成于俯冲板片衍生熔体与上覆地幔楔橄榄岩之间的化学反应, 在形成后位于岩石圈地幔下部储存了一段时间, 然后受热发生部分熔融, 因此在熔体-橄榄岩反应事件与地幔熔融事件之间存在一定的时间间隔(可以从几个百万年到几亿年).

由玄武质新生地壳形成安山质大陆地壳是一个多阶段的过程, 包括了壳内化学分异和壳幔物质交换. 玄武岩浆结晶分异可以形成少量安山质到花岗质岩石, 但是要证明这个过程需要寻找配套的玄武岩或者辉长岩, 并且在体积比例上能够达到质量平衡, 否则还是停留在假设阶段. 安山质大陆地壳成分只是一个平均结果, 实际上大陆地壳存在明显的成分的岩类分层. 从岩浆岩类型来说, 上地壳主要由花岗岩组成, 下地壳主要由辉长岩组成, 在有的地方出现由闪长岩组成的中地壳. 从变质岩类型来说, 上地壳主要由片麻岩组成, 下地壳主要由麻粒岩组成, 在有的地方出现由角闪岩组成的中地壳. 沉积岩作为盖层出现在这些岩浆岩或者变质岩基底之上. 总体来说, 上地壳是长英质的, 下地壳是镁铁质的, 因此在地震波速上存在明显差别. 在有些大陆地壳纵向剖面中存在中地壳低速层, 这可能与角闪岩成分的中地壳存在有关. 岩石学上, 中地壳角闪岩的存在与否, 决定于下地壳麻粒岩在部分熔融之前是否经历过显著的脱水作用. 如果下地壳底部岩石受到过显著的脱水作用, 所析出的流体就会交代上部岩石形成角闪岩. 因此, 如果在大陆地壳纵向剖面中存在角闪岩组成的中地壳, 可以用来指示其下伏的加厚下地壳根部受到过软流圈地幔对流引起的造山带去根作用和加热脱水作用.

新生地壳生长是壳幔分异的结果, 而大陆地壳生长主要是大洋俯冲带过程的结果. 新生镁铁质地壳通过部分熔融发生再造, 就会形成具有正$\varepsilon_{Nd}(t)$值的长英质岩石. 这在中亚造山带特别突出, 那里古生代花岗岩的初始Nd同位素组成表现出亏损的特征(Jahn等, 2000), 但不是亏损地幔直接分异的产物, 而是新生地壳再造产物. 在大陆俯冲带出现的主要是新生或者古老大陆地壳的再造, 通过同碰撞或碰撞

后镁铁质岩浆作用引起的大陆地壳净生长是相对次要的. 青藏高原南部冈底斯带长英质岩浆岩也表现出正的$\varepsilon_{Nd}(t)$值(Mo等, 2008; 纪伟强等, 2009), 实际上也是中生代新生地壳在新生代再造的结果, 其源岩可能是中生代大洋弧玄武岩, 在印度大陆与这个新生岛弧地体之间发生弧陆碰撞而增生到亚洲大陆南缘的. 高喜马拉雅山淡色花岗岩主要是印度大陆北向俯冲到亚洲大陆之下过程中形成的增生楔在新生代大陆碰撞峰期和之后部分熔融的产物, 其源岩就是被动大陆边缘刮削下来的盖层沉积岩和下伏基底结晶岩. 与印度大块发生直接碰撞的是新增生到亚洲大陆南缘的大陆边缘弧, 它既不是具有劳亚古大陆属性的古老亚洲陆块南缘, 也不是具有贡瓦纳属性的新增生亚洲大陆南缘(Zheng等, 2013). 中国中东部的大别-苏鲁造山带是典型的陆陆碰撞造山带, 但是这里缺乏显生宙年龄的新生陆壳(Zheng, 2012), 因此在这个大陆碰撞带出现的主要是古老大陆地壳的再造, 通过同折返或碰撞后镁铁质岩浆作用引起的大陆地壳净生长是微不足道的.

造山带岩石圈再造是大陆地质的一大特点, 实际上是各种增生型和碰撞型造山带的复活(例如, Holdsworth等, 2001). 它与原生造山带的构造活动具有不同的特点, 与原生造山带不属于同一地球动力学过程, 而只是在空间上继承老造山带的位置, 或是在老造山带基础上重新发展起来的造山带. 这时它们的板块构造背景已经改变. 从本质上来说, 造山带的复活应该属于板内构造的一种类型, 碰撞造山带的再造是大陆构造作用的关键所在(例如, Zheng等, 2013). 以华南显生宙花岗岩为例, 它们在岩石化学上大多表现出高分异的特点, 在$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值和$\varepsilon_{Nd}(t)$值上表现出较大的变化范围, 但总体上相对富集; 在微量元素组成上一般表现为弧型分布, 只是在LILE和LREE的富集程度上存在差异(Zhou等, 2006; Wang等, 2013). 结合华南新元古代弧陆碰撞造山作用的构造特点(Zhang和Zheng, 2013)和俯冲带变质沉积岩多期部分熔融的可能性(Gao等, 2014; Zhao等, 2015), 推测它们是在前寒武纪增生型造山带基础上发展起来的(图12), 因此在地球化学上存在继承和发展关系(Zheng等, 2013).

7　结语

板块构造理论经历了三个发展阶段. 第一阶段是从大陆漂移、海底扩张到大洋俯冲, 认识到大陆聚合形成泛大陆之后发生裂解形成现在的格局, 岩石圈板块可以漂浮在软流圈地幔之上发生运动, 大洋地壳可以沿海沟俯冲进入地幔, 奠定了板块构造理论的物理基础. 第二阶段是从大洋俯冲到大陆俯冲

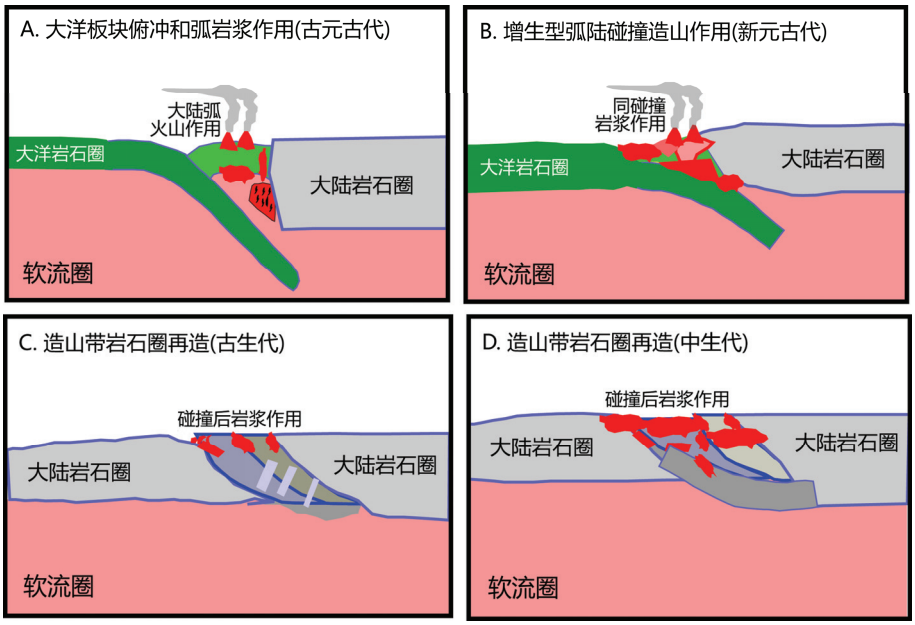

图 12　华南显生宙岩浆岩与前寒武纪增生型弧陆碰撞造山带之间的继承和发展关系(绘制自 Zheng 等, 2013)

和碰撞造山, 在认识到大洋地壳可以俯冲到地幔内部并在受到加工后返回地表的基础上, 发现大陆地壳可以俯冲到地幔深度发生超高压变质作用后折返回到地表, 从而引起了板块构造理论的一场革命, 为大陆岩石圈通过弧陆和陆陆碰撞发生聚合和造山作用提供了地球动力学格架. 第三阶段是从大陆碰撞、陆缘造山到陆内再造, 在认识到大陆碰撞引起边缘造山实现增生的基础上, 发现大陆边缘造山带转化为大陆内部造山带, 大陆地壳在地幔楔之下的俯冲隧道内部受到加工后部分返回地表, 奠定了板块构造"登陆"的物质基础, 使其发展目标转向认识造山带岩石圈减薄和软流圈地幔上涌对陆内物质的碰撞后再造.

大陆碰撞构造带在碰撞后岩石圈拉张作用下发生活化再造, 再造产物岩浆岩在地球化学成分上具有继承性. 因此, 研究碰撞后体制下的造山带再造是发展板块构造理论、构建大陆动力学体系的关键. 认识大陆碰撞造山带深部物理化学差异, 寻求俯冲地壳与碰撞后岩浆岩之间的成因联系, 将是今后一个时期大陆动力学研究的重点. 因此, 需要进一步回答的问题包括: 陆内岩浆活动的构造启动机制是什么? 陆内造山带构造跨塌的识别标志有哪些? 如何区分拉张跨塌与重力跨塌引起的岩浆活动? 陆内岩浆活动的结构和成分继承性有哪些? 大陆岩石圈熔融与地壳成分演化的关系是什么? 含水熔体和超临界流体对金属元素的迁移和聚集效应作用在哪里?

参考文献

高天山, 陈江峰, 谢智, 闫俊, 钱卉. 2004. 苏鲁超高压变质带中三叠纪石岛杂岩体的地球化学研究. 岩石学报, 20: 1025–1038

郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼, Siebel W, 翟明国. 2005. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆石U-Pb年代学. 岩石学报, 21: 1281–1301

纪伟强, 吴福元, 锺孙霖, 刘传周. 2009. 西藏南部冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 849–871

杨进辉, 吴福元. 2009. 华北东部三叠纪岩浆作用与克拉通破坏. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 910–921

赵子福, 郑永飞. 2009. 俯冲大陆岩石圈重熔: 大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩成因. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 888–909

郑永飞, 叶凯, 张立飞. 2009. 发展板块构造: 从洋壳俯冲到大陆碰撞. 科学通报, 54: 1799–1803

郑永飞, 赵子福, 陈伊翔. 2013. 大陆俯冲隧道过程: 大陆碰撞过程中的板块界面相互作用. 科学通报, 58: 2233–2239

周建波, 郑永飞, 李龙, 谢智. 2001. 扬子大陆板块俯冲的构造加积楔. 地质学报, 75: 338–352

Allegre C. 1988. The Behavior of the Earth: Continental and Seafloor Mobility. Cambridge, Massschusetts and London: Harvard University Press. 272

Anderson D. 2007. New Theory of the Earth. 2nd ed. Cambridge, New York: Cambridge University Press. 384

Barbarin B. 1998. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605–626

Beaumont C, Ellis S, Pfiffner A. 1999. Dynamics of sediment subduction-accretion at convergent margins: Short-term modes, long-term deformation, and tectonic implications. J Geophys Res, B104: 17573–17601

Beaumont C, Jamieson R A, Butler J P, Warren C J. 2009. Crustal structure: A key constraint on the mechanism of ultra-high-pressure rock exhumation. Earth Planet Sci Lett, 287: 116–129

Brenan J M, Shaw H F, Phinney D L, Ryerson F J. 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: Implications for high field strength elements depletions in island-arc basalts. Earth Planet Sci Lett, 128: 327–339

Brown D, Spadea P. 1999. Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continental collision in the southern Ural Mountains. Geology, 27: 649–652

Brown D, Ryan P D, Afonso J C, Boutelier D, Burg J P, Byrne T, Calvert A, Cook F, DeBari S, Dewey J F, Gerya T V, Harris R, Herrington R, Konstantinovskaya E, Reston T, Zagorevski A. 2011. Arc-continent collision: The making of an orogen. In: Brown D, Ryan P D, eds. Arc-Continent Collision. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 477–493

Burchfiel B C. 1980. Plate tectonics and the continents: A review. In: Burchfiel B C, Oliver J E, Silver L T, eds. Continental Tectonics. Washington D C: National Academies Press. 15–25

Cawood P A, Kroner A, Collins W J, Kusky T M, Mooney W D, Windley B F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. Geol Soc Spec Publ, 318: 1–36

Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. Earth Planet Sci Lett, 110: 99–119

Chen J F, Xie Z, Li H M, Zhang X D, Zhou T X, Park Y S, Ahn K S, Chen D G, Zhang X. 2003. U-Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. Geochem J, 37: 35–46

Chen L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2014. Origin of andesitic rocks: Geochemical constraints from Mesozoic volcanics in the Luzong basin, South

China. Lithos, 190: 220–239
Chopin C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequence. Contrib Mineral Petrol, 86: 107–118
Chopin C. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: Tracing continental crust into the mantle. Earth Planet Sci Lett, 212: 1–14
Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, Xie Y W, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X H, Zhang Q, Wang Y Z. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. Earth Sci Rev, 68: 173–196
Clemens J D, Wall V J. 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. Lithos, 21: 53–66
Cloos M. 1983. Comparative study of melange matrix and metashales from the Franciscan subduction complex with the basal Great Valley sequence, California. J Geol, 91: 291–306
Cloos M. 1984. Flow melanges and the structural evolution of accretionary wedges. In: Melanges-Their Nature, Origin and Significance. Spec Paper Geol Soc Amer, 198: 71–79
Cloos M, Shreve R L. 1988a. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. Pure Appl Geophys, 128: 456–500
Cloos M, Shreve R L. 1988b. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. Pure Appl Geophys, 128: 501–505
Collins W J, Richards S W. 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. Geology, 36: 559–562
Condie K C. 2007. Accretionary orogens in space and time. Geol Soc Am Memoirs, 200: 145–158
Dahlen F A. 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Annu Rev Earth Planet Sci, 18: 55–99
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Li Q, Yang Y, Dai M. 2011. Zircon Hf-O isotope evidence for crust-mantle interaction during continental deep subduction. Earth Planet Sci Lett, 308: 224–244
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J. 2012. The nature of orogenic lithospheric mantle: Geochemical constraints from postcollisional mafic-ultramafic rocks in the Dabie orogen. Chem Geol, 334: 99–121
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F. 2014. Geochemical insights into the role of metasomatic hornblendite in generating alkali basalts. Geochem Geophys Geosyst, 15: 3762–3779
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F. 2015. Tectonic development from oceanic subduction to continental collision: Geochemical evidence from postcollisional mafic rocks in the Hong'an-Dabie orogens. Gondwana Res, 27: 1236–1254
Dasgupta R, Jackson M G, Lee C T A. 2010. Major element chemistry of ocean island basalts—Conditions of mantle melting and heterogeneity of mantle source. Earth Planet Sci Lett, 289: 377–392
Davis D, Suppe J, Dahlen F A. 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. J Geophys Res, B88: 1153–1172
Dewey J F, Bird J M. 1970. Mountain belts and the global tectonics. J Geophys Res, B75: 2625–2647
Dietz R S. 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, 190: 854–857
Eiler J M, Schiano P, Valley J W, Kita N T, Stolper E M. 2007. Oxygen-isotope and trace element constraints on the origins of silica-rich melts in the subarc mantle. Geochem Geophys Geosyst, 8: Q09012
Elsasser W M. 1971. Sea-floor spreading as thermal convection. J Geophys Res, 76: 1101–1112
Elliott T, Plank T, Zindler A, White W, Bourdon B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. J Geophys Res, B102: 14991–15019
Elliott T. 2003. Tracers of the slab. In: Eiler J, ed. Inside the Subduction Factory, Amer Geophys Union Geophys Monograph, 138: 23–45
Enkin R J, Courtillot V, Leloup Ph, Yang Z Y, Xing L, Zhang J, Zhuang Z. 1992. The paleomagnetic record of Uppermost Permian, Lower Triassic rocks from the South China Block. Geophys Res Lett, 19: 2147–2150
Ernst W G. 2005. Alpine and Pacific styles of Phanerozoic mountain building: Subduction-zone petrogenesis of continental crust. Terra Nova, 17: 165–188
Ernst W G, Tsujimori T, Zhang R Y, Liou J G. 2007. Permo-Triassic collision, subduction-zone metamorphism, and tectonic exhumation along the East Asian continental margin. Annu Rev Earth Planet Sci, 35: 73–110
Foley S F, Tiepolo M, Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 417: 837–840
Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. Geophys J Int, 43: 163–200
Frisch W, Meschede M, Blakey R. 2011. Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building. Berlin Heidelberg: Springer. 212
Gao P, Zhao Z F, Zheng Y F. 2014. Petrogenesis of Triassic granites from the Nanling Range in South China: Implications for geochemical diversity in granites. Lithos, 210-211: 40–56
Gerya T V, Stöckhert B, Perchuk A L. 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. Tectonics, 21: 1056, doi: 10.1029/2002TC001406

Gilder S A, Leloup P H, Courtillot V, Chen Y, Col R, Zhao X X, Xiao W J, Halim N, Cogne J P, Zhu R X. 1999. Tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to Early Cenozoic paleomagnetic data. J Geophys Res, B104: 15365–15390

Green T H. 1981. Experimental evidence for the role of accessory phases in magma genesis. J Volcanol Geotherm Res, 10: 405–422

Guillot S, Mahéo G, de Sigoyer J, Hattori K H, Pêcher A. 2008. Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. Tectonophysics, 451: 225–241

Guillot S, Hattori K, Agard P, Schwartz S, Vidal O. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Lallemand S, Funiciello F, eds. Subduction Zone Geodynamics. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 175–205

Hacker B R, Andersen T B, Johnston S, Kylander-Clark A R C, Peterman E M, Walsh E O, Young D. 2010. High-temperature deformation during continental-margin subduction and exhumation: The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway. Tectonophysics, 480: 149–171

Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis, and mixing chronologies. Earth Planet Sci Lett, 90: 273–296

Hess H H. 1962. History of ocean basins. In: Engele A E J, James H L, Leonard B F, eds. Petrologic Studies—Volume in Honor of A. F. Buddington. Boulder: Geol Soc Am. 599–620

Hofmann A W, White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth Planet Sci Lett, 57: 421–436

Hofmann A. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth Planet Sci Lett, 90: 297–314

Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. Nature, 385: 219–229

Holdsworth R E, Hand L M, Miller J A, Buick I S. 2001. Continental reactivation and reworking: An introduction. Geol Soc Spec Publ, 184: 1–12

Howell D G. 1989. Tectonics of Suspect Terranes: Mountain Building and Continental Growth. London: Chapman & Hall. 231

Jackson M G, Hart S R, Koppers A A P, Staudigel H, Konter J, Blusztajn J, Kurz M, Russell J A. 2007. The Return of Subducted Continental crust in Samoan Lavas. Nature, 448: 684–687

Jackson M G, Dasgupta R. 2008. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. Earth Planet Sci Lett, 276: 175–186

Jagoutz O, Müntener O, Schmidt M W, Burg J P. 2011. The respective roles of flux- and decompression melting and their relevant liquid lines of descent for continental crust formation: Evidence from the Kohistan arc. Earth Planet Sci Lett, 303: 25–36

Jahn B M, Wu F Y, Chen B. 2000. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Trans Roy Soc Edinburgh-Earth Sci, 91: 181–193

Karig D E, Sharman G F. 1975. Subduction and accretion in trenchs. Geol Soc Am Bull, 86: 377–389

Kearey P, Klepeis K A, Vine F J. 2009. Globle Tectonics. Chiechester: Wiley-Blackwell. 482

Kylander-Clark A R C, Hacker B R, Johnson C M, Beard B L, Mahlen N J. 2009. Slow subduction and rapid exhumation of a thick ultrahigh-pressure terrane. Tectonics, 28: TC002251

Lardeaux J M, Ledru P, Daniel I, Duchene S. 2001. The Variscan French Massif Central—A new addition to the ultrahigh pressure metamorphic 'club': Exhumation processes and geodynamic consequences. Tectonophysics, 332: 143–167

Law R D, Butler R W H, Holdsworth R E, Krabbendam M, Strachan R A. 2010. Continental tectonics and mountain building. The Legacy of Peach and Horne: An Introduction. Geol Soc Spec Publ, 335: 1–6

Leggett J K, McKerrow W S, Eales M H. 1979. The Southern Uplands of Scotland: A Lower Paleozoic accretionary prism. J Geol Soc London, 136: 755–770

Le Pichon X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. J Geophys Res, B73: 3661–3697

Li Z H, Gerya T V. 2009. Polyphase formation and exhumation of high- to ultrahigh pressure rocks in continental subduction zone: Numerical modeling and application to the Sulu ultrahigh-pressure terrane in eastern China. J Geophys Res, 114: B09406

Lin J L, Fuller M. 1990. Paleomagnetism, North China and South China collision, and the Tan-Lu fault. Philos Trans Roy Soc London, A331: 589–598

Liou J G, Ernst W G, Song S G, Jahn B M. 2009a. Tectonics and HP-UHP metamorphism of northern Tibet—Preface. J Asian Earth Sci, 35: 191–198

Liou J G, Ernst W G, Zhang R Y, Tsujimori T, Jahn J G. 2009b. Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes—The view from China. J Asian Earth Sci, 35: 199–231

Liu F L, Liou J G. 2011. Zircon as the best mineral for P-T-time history of UHP metamorphism: A review on mineral inclusions and U-Pb SHRIMP ages of zircons from the Dabie-Sulu UHP rocks. J Asian Earth Sci, 40: 1–39

Maruyama S, Liou J G, Terabayashi M. 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. Intern Geol Rev, 38: 485–594

McKenzie D P, Parker R L. 1967. The North Pacific, an example of tectonics on a sphere. Nature, 216: 1276–1280

McKenzie D. 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. Earth Planet Sci Lett, 95: 53–72
McKerrow W S, Leggett J K, Eales M H. 1977. Imbricate thrust model of the Southern Uplands of Scotland. Nature, 267: 237–239
Mo X X, Niu Y L, Dong G C, Zhao Z D, Hou Z Q, Zhou S, Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsicmagmatismto continental crust growth: a case study of the Paleocene Linzizong Volcanic Succession in southern Tibet. Chem Geol, 250: 49–67
Morgan W J. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. J Geophys Res, B73: 1959–1982
Nicholls I A, Harris K L. 1980. Experimental rare earth element partitioning coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. Geochim Cosmochim Acta, 44: 287–308
Oreskes N. 2003. Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of the Earth. Boulder: Westview Press. 424
Peacock S M, Wang K. 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. Science, 286: 937–939
Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chem Geol, 145: 325–394
Plank T. 2014. The Chemical composition of subducting sediments. Treatise Geochem, 4: 607–629
Platt J P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol Soc Am Bull, 97: 1037–1053
Rubatto D, Hermann J. 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. Geochim Cosmochim Acta, 67, 2173–2187
Rubatto D, Hermann J. 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. Chem Geol, 241: 62–87
Rudnick R L, Barth M G, Horn I, McDonough W F. 2000. Rutile-bearing refractory eclogites: Missing link between continents and depleted mantle. Science, 287: 278–281
Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry, 3: 1–64
Runcorn S K. 1962. Towards a theory of continental drift. Nature, 193: 313–314
Ryan P D, Mac Niocaill C. 1999. Continental tectonics: An introduction. Geol Soc Spec Publ, 164: 1–5
Ryerson F J, Watson E B. 1987. Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. Earth Planet Sci Lett, 86: 225–239
Schiano P, Clocchiatti R, Shimizu N, Maury R C, Jochum K P, Hofmann A W. 1995. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. Nature, 377: 595–600
Schmidt M W, Dardon A, Chazot G, Vannucci R. 2004. The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. Earth Planet Sci Lett, 226: 415–432
Sengor A M C, Okurogullari A H. 1991. The role of accretionary wedges in the growth of continents: Asiatic examples from Argand to plate tectonics. Ecl Geol Helv, 84: 535–597
Sengor A M C, Natal'n B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364: 299–304
Shreve R L, Cloos M. 1986. Dynamics of sediment subduction, mélange formation, and prism accretion. J Geophys Res, B91: 10229–10245
Sisson T W, Bacon R, 1992. Garnet/high-silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe. Geochim Cosmochim Acta, 56: 2133–2136
Smith D C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. Nature, 310: 641–644
Song S G, Niu Y L, Su L, Xia X H. 2013. Tectonics of the North Qilian orogen, NW China. Gondwana Res, 23: 1378–1401
Song S G, Niu Y L, Su L, Zhang C, Zhang L F. 2014. Continental orogenesis from ocean subduction, continent collision/subduction, to orogen collapse, and orogen recycling: The example of the North Qaidam UHPM belt, NW China. Earth Sci Rev, 129: 59–84
Spandler C, Pirard C. 2013. Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. Lithos, 170–171: 208–223
Stern R J. 2002. Subduction zones. Rev Geophys, 40: 1012, doi: 10.1029/2001RG000108
Stern R J. 2010. The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems. Geol Soc Spec Publ, 338: 7–34
Stracke A. 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. Chem Geol, 330–331: 274–299
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
Taylor S R, McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Rev Geophys, 33: 241–165
Tomecek S. 2009. Plate Tectonics. New York: Chelsea House Publishing. 101
Turner S, Caulfield J, Turner M, van Keken P, Maury R, Sandiford M, Prouteau G. 2011. Recent contribution of sediments and fluids to the mantle's volatile budget. Nature Geosci, 5: 50–54
Uyeda S. 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology. Tectonophysics, 81: 133–159

Uyeda S. 1983. Comparative subductology. Episodes, 5: 19–24
van Keken P E, Hacker B R, Syracuse E M, et al. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H_2O from subducting slabs worldwide. J Geophys Res, 116: B01401
van Westrenen W, Blundy J, Wood B. 1999. Crystal-chemical controls on trace element partitioning between garnet and anhydrous silicate melt. Am Mineral, 84: 838–847
Vine F J, Matthews D H. 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges. Nature, 199: 947–949
von Huene R, Scholl D W. 1991. Observation at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. Rev Geophys, 29: 279–316
von Huene R, Scholl D W. 1993. The return of sialic material to the mantle indicated by terrigeneous material subducted at convergent margins. Tecronophysics, 219: 163–175
Wallis S, Tsuboi M, Suzuki K, Fanning M, Jiang L L, Tanaka T. 2005. Role of partial melting in the evolution of the Sulu (eastern China) ultrahigh-pressure terrane. Geology, 33: 129–132
Wang Y, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J J. 2011. Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China. Lithos, 125: 940–955
Wang Y J, Fan W M, Zhang G W, Zhang Y H. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. Gondwana Res, 23: 1273–1305
Wang H, Wu Y B, Gao S, Zheng J P, Liu Q, Liu X C, Qin Z W, Yang S H, Gong H J. 2014. Deep subduction of continental crust in accretionary orogen: Evidence from U-Pb dating on diamond-bearing zircons from the Qinling orogen, central China. Lithos, 190–191: 420–429
Wegener A L. 1912. Die Entstehung der Kontinente. Geol Rundsch, 3: 276–292
Wei C S, Zheng Y F, Zhao Z F, Valley J W. 2002. Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. Geology, 30: 375–378
Whitehouse M J, Platt J P. 2003. Dating high-grade metamorphism: constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. Contrib Mineral Petrol, 145: 61–74
Wilson J T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207: 343–347
Wu R X, Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, Zhang S B, Liu X, Wu F Y. 2006. Reworking of juvenile crust: Element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. Precambrian Res, 146: 179–212
Wu Y B, Zheng Y F. 2013. Tectonic evolution of a composite collision orogen: An overview on the Qinling-Tongbai-Hong'an-Dabie-Sulu orogenic belt in central China. Gondwana Res, 23: 1402–1428
Wyllie P J. 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. Philos Trans Roy Soc, A310: 439–456
Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Zhao G C, Shan Y H. 2010. Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis. Geol Soc Spec Publ, 338: 35–53
Xiao W J, Windley B F, Allen M B, Han C M. 2013. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage. Gondwana Res, 23: 1316–1341
Xiong X L, Keppler H, Audetat A, Ni H W, Sun W D, Li Y. 2011. Partitioning of Nb and Ta between rutile and felsic melt and the fractionation of Nb/Ta during partial melting of hydrous metabasalt. Geochim Cosmochim Acta, 75: 1673–1692
Xu Z, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012a. Slab-mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong. Lithos, 146–147: 202–217
Xu Y G, Zhang H H, Qiu, H N, Ge W C, Wu F Y. 2012b. Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone? Chem Geol, 328: 168–184
Xu Z, Zheng Y F, He H Y, Zhao Z F. 2014a. Phenocryst He-Ar isotopic and whole-rock geochemical constraints on the origin of crustal components in the mantle source of Cenozoic continental basalt in eastern China. J Volcanol Geotherm Res, 272: 99–110
Xu Z, Zheng Y F, Zhao Z F, Gong B. 2014b. The hydrous properties of subcontinental lithospheric mantle: Constraints from water content and hydrogen isotope composition of phenocrysts from Cenozoic continental basalt in North China. Geochim Cosmochim Acta, 143: 285–302
Yakubchuk A. 2004. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: A revised model. J Asian Earth Sci, 23: 761–779
Yang J H, Chung S L, Wilde S A, Wu F Y, Chu M F, Lo C H, Fan H R. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. Chem Geol, 214: 99–125
Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012a. Modification of subcontinental lithospheric mantle above continental subduction zone: Constraints from geochemistry of Mesozoic gabbroic rocks in southeastern North China. Lithos, 146-147: 164–182
Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012b. Slab-mantle interaction in continental subduction channel: Geochemical evidence from Mesozoic gabbroic intrusives in southeastern North China. Lithos, 155: 442–440

Yin A, Nie S. 1993. An indenta tion model for the north and south China collision and the development of the Tanlu and Honam fault systems eastern Asia. Tectonics, 12: 801–813

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280

Zhang S B, Zheng Y F, Zhao Z F, Wu Y B, Yuan H, Wu F Y. 2008. Neoproterozoic anatexis of Archean lithosphere: Geochemical evidence from felsic to mafic intrusions at Xiaofeng in the Yangtze Gorge, South China. Precambrian Res, 163: 210–238

Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. 2009. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. Lithos, 110: 305–326

Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, Dai M. 2010. Postcollisional magmatism: Geochemical constraints on the petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Sulu orogen, China. Lithos, 119: 512–536

Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, Liu X M, Xie L W. 2012. Zircon Hf-O isotope and whole-rock geochemical constraints on origin of postcollisional mafic to felsic dykes in the Sulu orogen. Lithos, 136-139: 225–245

Zhang S B, Zheng Y F. 2013. Formation and evolution of Precambrian continental lithosphere in South China. Gondwana Res, 23: 1241–1260

Zhao X X, Coe R S. 1987. Paleomagnetic constraints on the collision and rotation of north and south China. Nature, 327: 141–144

Zhao X X, Coe R S, Gilder S A, Frost G M. 1996. Palaeomagnetic constraints on the palaeogeography of China: Implications for Gondwanaland. Australian J Earth Sci, 43: 643–672

Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, Wu Y B. 2007. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. Lithos, 93: 248–272

Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, Wu F Y. 2011. Origin of postcollisional magmatic rocks in the Dabie orogen: Implications for crust-mantle interaction and crustal architecture. Lithos, 126: 99–114

Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J, Dai L Q, Liu X M. 2012. Syn-exhumation magmatism during continental collision: Evidence from alkaline intrusives of Triassic age in the Sulu orogen. Chem Geol, 328: 70–88

Zhao Z F, Dai L Q, Zheng Y F. 2013. Postcollisional mafic igneous rocks record crust-mantle interaction during continental deep subduction. Scientific Reports, 3: 3413, doi: 10.1038/srep03413

Zhao Z F, Gao P, Zheng Y F. 2015. The source of Mesozoic granitoids in South China: Integrated geochemical constraints from the Taoshan batholith in the Nanling Range. Chem Geol, 395: 11–26

Zheng Y F, Wu Y B, Chen F K, Gong B, Li L, Zhao Z F. 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochim Cosmochim Acta, 68: 4145–4165

Zheng Y F, Zhou J B, Wu Y B, Xie Z. 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. Intern Geol Rev, 47: 851–871

Zheng Y F, Zhang S B, Zhao Z F, Wu Y B, Li X H, Li Z X, Wu F Y. 2007. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: Implications for growth and reworking of continental crust. Lithos, 96: 127–150

Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, Zhang S B, Yuan H L, Wu F Y. 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. Precambrian Res, 163: 351–383

Zheng Y F, Chen R X, Zhao Z F. 2009b. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. Tectonophysics, 475: 327–358

Zheng Y F, Xia Q X, Chen R X, Gao X Y. 2011. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. Earth Sci Rev, 107: 342–374

Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. Chem Geol, 328: 5–48

Zheng Y F, Xiao W J, Zhao G C. 2013. Introduction to tectonics of China. Gondwana Res, 23: 1189–1206

Zheng Y F, Hermann J. 2014. Geochemistry of continental subduction-zone fluids. Earth, Planets Space, 66: 93, doi: 10.1186/1880-5981-66-93

Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S, Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. Episodes, 29: 26–33

Zhou L G, Xia Q X, Chen R X, Zheng Y F. 2015. Tectonic evolution from oceanic subduction to continental collision during the closure of Paleotethys: Geochronological and geochemical constraints from metamorphic rocks in the Hong'an orogen. Gondwana Res, http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.03.009

Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, Dilek Y, Hou Z Q, Mo X X. 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau. Gondwana Res, 23: 1429–1454

Zindler A, Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. Ann Rev Earth Planet Sci, 14: 493–571