综 述

特提斯造山带斑岩成矿作用

王瑞^{1*}, 朱弟成^{1†}, 王青¹, 侯增谦², 杨志明², 赵志丹¹, 莫宣学¹

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学(北京)科学研究院, 北京 100083;

2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

* 通讯作者, E-mail: rw@cugb.edu.cn† 通讯作者, E-mail: dchengzhu@163.com

收稿日期: 2019-10-05; 收修改稿日期: 2020-03-13; 接受日期: 2020-03-30; 网络发表日期: 2020-05-18

国家重点研发计划项目(编号: 2016YFC0600304)、国家自然科学基金重大研究计划重点支持项目(编号: 91755207)、国家自然科学基金面上项目(批准号: 41973037)和教育部、国家外国专家高等学校学科创新引智基地项目(编号: B18048)以及中组部第十四批千人计划-青年项目资助

摘要 特提斯成矿域东西延伸超过10000km, 发育有冈底斯斑岩铜矿带、三江成矿带、伊朗斑岩铜矿带、巴基斯坦斑岩铜矿带、东南欧浅成低温热液金矿带和东南亚锡矿带等世界级规模矿带, 是全球瞩目的三大成矿域之一。特提斯成矿域的形成和演化主要受控于特提斯洋的多期次俯冲、多个小洋盆的张开闭合和陆-陆碰撞作用。特提斯大洋包括原特提斯洋(Proto-Tethys, 寒武纪-志留纪)、古特提斯洋(Paleo-Tethys, 石炭纪-三叠纪)和新特提斯洋(Neo-Tethys, 侏罗纪-白垩纪), 它们依次形成于不同微陆块在不同时期从冈瓦纳大陆的裂解。伴随着一系列洋盆打开和闭合、大陆碰撞和后碰撞、陆内挤压变形等地质过程, 发育多种类型矿床, 包括斑岩矿床、浅成低温热液矿床、火山块状硫化物矿床、岩浆铬铁矿、锡矿床和造山型金矿等。文章重点研究特提斯成矿域的斑岩成矿过程, 并将其划分为三个阶段: (1) 大洋俯冲阶段, 洋壳玄武岩和沉积物脱水交代上覆地幔楔, 在高氧逸度情况下, 金属从硫化物中释放出来进入地幔楔得到预富集; (2) 大陆俯冲阶段, 大陆碰撞引起地幔楔在弧下深度发生部分熔融, 引起水和成矿元素在镁铁质熔体中进一步富集, 然后上升侵位到下地壳, 局部上升到浅部地壳形成同碰撞热液矿床; (3) 碰撞后再造阶段, 位于下地壳层位的镁铁质物质发生部分熔融和分异结晶, 在高氧逸度和富水的环境下使富集水和金属的物质进入最晚分异的长英质熔体引发成矿作用。特提斯构造域大规模斑岩成矿作用为何都集中在中新世是未来值得深入研究的重要科学问题。地壳在逐渐成熟过程中金属是如何富集的? 在没有俯冲带脱水供给S和Cl的碰撞环境下大规模成矿作用是如何发生的? 这些仍然是特提斯构造域成矿作用研究中需要重点关注的问题。以蚀变矿物为主导的矿物化学成分结合红外光谱特征的综合分析可能有利于特提斯成矿域的找矿勘查。

关键词 特提斯洋, 岩浆作用, 俯冲成矿, 后碰撞成矿, 斑岩矿床

1 引言

横亘于地球中纬度地区的特提斯碰撞造山带, 是

地球上规模最宏大的陆-陆碰撞造山带。该带起始于地中海西部, 向东沿阿尔卑斯穿越土耳其, 经伊朗中北部、巴基斯坦、阿富汗、帕米尔地区至喜马拉雅, 然

中文引用格式: 王瑞, 朱弟成, 王青, 侯增谦, 杨志明, 赵志丹, 莫宣学. 2020. 特提斯造山带斑岩成矿作用. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1919–1946, doi: [10.1360/SSTe-2019-0233](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0233)

英文引用格式: Wang R, Zhu D, Wang Q, Hou Z, Yang Z, Zhao Z, Mo X. 2020. Porphyry mineralization in the Tethyan orogen. Science China Earth Sciences, 63(12): 2042–2067, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9609-0>

后向南转向中南半岛, 终结于印尼苏门答腊群岛, 整条带延伸超过10000km(Şengör和Kidd, 1979; Stampfli, 2000; Yin和Harrison, 2000; Metcalfe, 2002; Zhu等, 2011; Hou和Zhang, 2014; Richards, 2015; 张洪瑞等, 2010)。特提斯碰撞造山带的形成, 经历了不同时期特提斯洋的洋-陆俯冲和随后的陆-陆碰撞过程, 伴随着强烈的壳幔相互作用和多样化的金属成矿作用(包括斑岩矿床、岩浆铬铁矿、造山型金矿和稀土矿床等), 发育有冈底斯斑岩铜矿带、东南亚锡矿带、三江成矿带、伊朗斑岩铜矿带、巴基斯坦斑岩铜矿带和东南欧浅成低温热液金矿带等世界级规模矿带, 成矿规模和资源储量足以与环太平洋成矿域和古亚洲成矿域相媲美, 它们构成了全球规模最为宏大的三大成矿域(图1)。但与环太平洋成矿域和古亚洲成矿域相比, 特提斯成矿域不但发育俯冲阶段的成矿作用, 也发育碰撞和碰撞后阶段的成矿作用, 并且以斑岩成矿作用为主导。早期的成矿理论, 特别是斑岩矿床, 大多是基于环太平洋成矿域提出来的, 难以解释特提斯成矿域特有的碰撞成矿作用。因此, 探索特提斯成矿域的金属成矿过程和深部控制因素, 不但对寻找潜在金属矿产资源至关重要, 而且对完善从大洋俯冲到大陆碰撞再到碰撞后碰撞的多金属成矿理论也具有重要科学意义。

本文首先综述了特提斯的构造演化过程, 依次介绍了原特提斯洋、古特提斯洋和新特提斯洋的演化。成矿作用和地质背景密切相关, 紧接着以特提斯洋的演化为主线重点介绍了古特提斯洋俯冲成矿、古特提斯洋碰撞成矿、新特提斯洋俯冲成矿、新特提斯洋碰撞成矿和新特提斯洋碰撞后成矿。构造和岩浆背景如何控制斑岩铜矿的形成是本文研究的初衷, 重点讨论了俯冲和碰撞成矿的差异、特提斯洋俯冲成矿机制、大陆碰撞成矿机制以及成矿的深部过程, 并做了典型矿床解剖。最后, 本文展望了特提斯构造域中斑岩矿床值得关注的科学问题, 例如特提斯构造域中新世重大地质事件、构造转换机制与成矿、冈底斯大陆弧的演化对碰撞后成矿的影响、新生下地壳组成和金属预富集机制、碰撞环境高硫岩浆起源以及中高山区碰撞带找矿勘查指示。

2 特提斯洋的演化

特提斯洋最初被定义为存在于南方冈瓦纳古陆与

北方安加拉古陆之间的海洋(Suess, 1893), 在晚三叠世已经存在。板块构造学说建立后, 特提斯洋被重新定义为地质历史时期冈瓦纳古陆与劳亚古陆聚合后(Pangea超大陆)向东开口的三角形海湾(Bullard等, 1965)。一般将特提斯大洋划分为原特提斯洋(Proto-Tethys, 寒武纪-志留纪)、古特提斯洋(Paleo-Tethys, 石炭纪-三叠纪)和新特提斯洋(Neo-Tethys, 侏罗纪-白垩纪)(Metcalfe, 2006, 2013)。古特提斯和新特提斯之间由基梅里大陆相隔(Şengör, 1985)。由于基梅里大陆不断向北漂移, 古特提斯洋不断消亡, 新特提斯洋不断生长(图2)。新生代以来, 印度板块、非洲板块和阿拉伯板块先后与欧亚大陆碰撞, 新特提斯洋关闭。

2.1 原特提斯洋

原特提斯是随着冈瓦纳大陆与劳亚大陆从盘古大陆分裂而产生的大洋。寒武纪时期, 原特提斯洋不断扩张, 晚奥陶世至中志留世期间, 海洋最为宽广。海洋位于西部的西伯利亚和东部的冈瓦纳之间。晚志留世时期, 华北和华南从冈瓦纳向北移动, 海洋开始萎缩。最终随着华北克拉通与西伯利亚-哈萨克斯坦拼贴在一起, 原特提斯洋最终闭合, 此时古特提斯洋开始扩张(Stampfli, 2000)。

2.2 古特提斯洋

古特提斯洋初始裂开于奥陶纪晚期。从晚志留世开始, 匈奴(Hun)块体从冈瓦纳板块北缘分离, 紧接着华北、华南板块分别自冈瓦纳大陆分离, 使得古特提斯洋的范围进一步扩大(Stampfli, 2000, 图2a)。泥盆纪时期, 古特提斯洋开始俯冲到劳亚大陆南部之下, 从此开始了其长期俯冲历史。土耳其东部Pontides上的石炭纪侵入岩, 包括以岩基形式出露的Gümüşhane-Köse岩基($\sim 650\text{km}^2$)和呈岩株零星地分布在Derinob-Kayadibi、Özdil-Şahmetlik、Ayder和Artvin地区的岩体, 记录了相关的俯冲-碰撞事件。根据Stampfli和Borel(2002)的古地理重建模型和出现在东部Pontides的南部地区的330~323Ma高温-中低压变质作用(Topuz等, 2004, 2007), 一些学者认为这些石炭纪侵入岩是Pontides-劳亚大陆碰撞的产物(Dokuz, 2011)。但最新的古地磁数据表明, Pontides石炭纪-三叠纪还位于冈瓦纳北缘(Torsvik等, 2012; van Hinsbergen等, 2020), 表明到三叠纪时Pontides可能都还未与劳亚大陆发生碰撞。另外

图 1 全球大型斑岩矿床的分布和三大成矿带

据Sillitoe(2010)、Gao等(2018)、Wang等(2018)、Yang和Cooke(2019)

一些研究者根据广泛分布在东部Pontides的石炭系-二叠系不成熟碎屑岩(长石砂岩为主)和含角闪石、黑云母的安山岩、长英质岩浆作用,推测东部Pontides上的石炭纪岩浆作用可能与古特提斯洋的南向俯冲有关(Şengör等, 1980)。

向东到青藏高原,根据蛇绿岩的分布,识别出古特提斯洋可能至少存在五个分支,包括甘孜-理塘洋、金沙江-哀牢山洋、龙木错-双湖洋、昌宁-孟连洋、班公-怒江洋(莫宣学等, 1993; Deng等, 2014)。龙木错-双湖-澜沧江缝合带出露的早古生代蛇绿岩和石炭-二叠纪蛇绿岩(Zhang等, 2016),表明在青藏高原中部地区古特提斯洋最早的演化历史可追溯到奥陶纪(李才, 2008; 李才等, 2009),其闭合时间很可能发生在中三叠世晚期-晚三叠世早期(Pullen等, 2008; Dan等, 2018; Jin等, 2019; Kapp和DeCelles, 2019)。古特提斯洋的分支洋盆-甘孜理塘洋盆向西俯冲,产生义敦岩浆弧。金沙江洋的打开受澜沧江洋壳东向俯冲的影响,在石炭

到二叠纪与原特提斯洋闭合形成的残留海基础上裂离形成,并在古生代末期向西俯冲,到晚三叠世闭合(莫宣学等, 1993)。昌宁-孟连洋是在原特提斯滇缅泰马微大陆东部的被动大陆边缘之上扩张成盆的,晚石炭世-晚二叠世主洋盆俯冲消减,在中晚三叠世发生碰撞。班公湖-怒江特提斯洋在侏罗纪发生了向北俯冲已基本得到共识,证据包括弧-沟体系,以羌塘南缘晚侏罗世钙碱性岩浆岩的发育为主要特征(Li等, 2014, 2016; Li X M等, 2020)。其他证据有羌塘南缘发育的中晚侏罗世弧前盆地(Ma等, 2017)和广泛分布的侏罗纪SSZ型蛇绿岩(190~148Ma),其中最老的蛇绿岩时代为~250Ma(Zhang X Z等, 2017)。但广泛争议的是,这个大洋是否发生了南向俯冲(Allègre等, 1984; Hsü等, 1995; Zhu等, 2011)。最近,对拉萨地体北缘岩浆岩的精细解剖发现了存在早白垩世岩浆弧的可能(Sui等, 2013; Zhu等, 2016; Li等, 2018a)。随着拉萨地体持续的向北漂移,有人提出拉萨地体在晚侏罗世到早白垩世

图 2 古特提斯(a)和新特提斯(b)的构造格局

据Şengör和Atayman(2008)、Richards(2015)、Richards和Şengör(2017)

(更可能是早白垩世)和羌塘地块发生碰撞(Dewey等, 1988; Gaetani等, 1993; Matte等, 1996; Kapp等, 2005; Yin和Harrison, 2000; Zhu等, 2016). 也有人根据蛇绿岩和含放射虫燧石条带, 将班公湖-怒江特提斯洋的闭合时间限定为~100Ma(Baxter等, 2009; Zhang等, 2012; Liu W L等, 2014). 晚三叠世到早白垩世, 土耳其、伊朗、巴基斯坦、中国西藏和部分印支块体与欧亚大陆南缘发生碰撞, 导致了古特提斯洋的闭合(Stampfli, 2000; Pan等, 2012). 班公湖-怒江特提斯洋究竟是属于古特提斯(Pan等, 2012)还是新特提斯(万博等, 2019)还存在争议. 本文根据洞错洋壳来源的榴辉岩的原岩时代(约260~250Ma)(Zhang等, 2016; Zhang X Z等, 2017)将班公湖-怒江特提斯洋归属于古特提斯范畴.

2.3 新特提斯洋

在三叠纪早期(约250Ma)或中晚三叠世时(约220Ma), 位于冈瓦纳大陆北缘的Cimmerian(基梅里)陆块群(包括滇缅泰马、拉萨地体、羌塘、南帕米尔、南阿富汗、土耳其中部和伊朗中部等小地块)裂离出来, 在其南侧形成一个新的海洋, 即新特提斯洋(图2b). 紧接着, Cimmerian陆块群在洋脊扩张或俯冲带下沉板片拖拉力的影响下, 持续向北东漂移, 古特提斯洋范围不断缩小. 最终在侏罗纪到白垩纪早期, 北向漂移的

Cimmerian陆块群先后与欧亚大陆碰撞, 古特提斯洋闭合(Stampfli, 2000; Zhu等, 2013).

一般认为, 新特提斯洋在亚洲大陆南缘的向北俯冲最早可追溯到晚三叠世(Ji等, 2009; Wang C等, 2016), 依据是在冈底斯弧发现了晚三叠世花岗岩. Wang等(2016)在冈底斯带发现了时代为237~211Ma的火山岩, 它们具有大陆弧特征. 但这个说法存在争议, 也有学者认为拉萨地体南缘晚三叠世岩浆记录为班公湖-怒江洋南向俯冲的产物, 新特提斯洋的北向俯冲开始于早白垩世, 由拉萨-羌塘碰撞所触发(Zhu等, 2011, 2013, 2016; Li X M等, 2018). 随着印度大陆在约100Ma完全脱离南极洲开始向北漂移, 在约60~55Ma与亚洲大陆发生初始碰撞(Hu X等, 2015; Zhu D C等, 2015; Wang等, 2015b), 新特提斯洋逐渐关闭. 整条冈底斯带东西延伸超过1500km, 主体是新特提斯洋在西藏向北俯冲和随后印度-亚洲碰撞的产物. 冈底斯岩浆带有几个明显的峰期, 分别为(175±5)、(90±5)、(50±3)和(16±2)Ma(Zhu等, 2019), 分别对应于特提斯洋早期俯冲、新特提斯中期洋脊俯冲、晚期板片断离和后碰撞阶段. 其中古-始新世(69~44Ma)的林子宗火山岩遍布整条冈底斯带. 冈底斯带继续向东可以延伸到缅甸, 最早的岩浆记录约148Ma(Lin等, 2013). 新特提斯洋在西端巴基斯坦周边俯冲最早的记录约155Ma(Schaltegger等, 2003). 在巴基斯坦西南部的Chagai地

区发育一套晚白垩世到晚始新世玄武安山岩-安山岩系列, 具明显的岛弧岩浆地球化学特征(Nicholson等, 2010; Richards等, 2012). 由此, Chagai弧被认为是一个洋内弧, 在晚白垩世先与阿富汗板块发生碰撞, 然后转换为大陆边缘弧(Nicholson等, 2010). 新特提斯洋的俯冲在伊朗形成大范围岩浆弧, 主要分布在Sanaandaj-Sirjan带、东Alborz-Kopeh Dagh和中伊朗陆块, 被称为Urumieh-Dokhtar岩浆弧(UDMA). 在伊朗的俯冲记录最早可以追溯到晚三叠世, 并在北东伊朗和东伊朗发育一些小型的弧后盆地. 俯冲结束以及小洋盆闭合的时间存在广泛争议, 变化于晚白垩世到中新世(Stampfli, 2000; McQuarrie等, 2003; Richards, 2015). 新特提斯洋在土耳其的初始俯冲的最早记录为早侏罗世, 然后一直持续到晚白垩世, 以土耳其南部大量钙碱性侵入体为代表(Dokuz等, 2010). 主流观点认为, 随着俯冲作用的进行, 晚侏罗到早白垩在东Pontides和西黑海盆地发育小型弧后盆地(Ustaömer和Robertson, 2010; Okay等, 2013; Espurt等, 2014), 现存的墨西哥湾、地中海、里海和黑海为新特提斯闭合之后的残留小洋盆(张洪瑞等, 2010). 但另外一种观点认为, 黑海代表了古特提斯残余, 东部Pontides大规模钙碱性岩浆作用与黑海所代表的古特提斯南向俯冲有关(见Liu等, 2018和该文参考文献).

3 特提斯洋演化和斑岩成矿

成矿作用和地质背景密切相关. 在洋盆扩张阶段, 主要形成铬铁矿和铜镍硫化物矿床; 而在俯冲阶段, 主要形成和火山岩浆弧有关的斑岩铜矿和浅成低温热液矿床; 在弧后盆地扩张阶段, 形成一些火山块状硫化物矿床(VMS)和热液改造的Fe-Cu-Au矿床; 在碰撞阶段, 则形成一些斑岩矿床和造山型Au矿等多金属矿床.

在太平洋构造域与特提斯构造域的交界部位, 具体位置为云南省东南和越南东北, 发育大量晚白垩世的W-Sn矿床(Cheng等, 2016; Zhang X Z等, 2017), 代表为云南省个旧超大型锡-铜多金属矿田. 这些矿床的形成和古太平洋板块在欧亚大陆下的俯冲有关, 因此不作为介绍重点. 原特提斯洋俯冲相关的成矿作用很少, 这里重点介绍与古特提斯洋俯冲和新特提斯洋俯冲相关的成矿作用.

3.1 古特提斯洋俯冲成矿

古特提斯俯冲成矿主要集中在青藏高原东部三江地区. 晚三叠世时, 甘孜-理塘大洋板片向西俯冲, 形成义敦岩浆弧. 义敦弧具有明显的分段性, 北段为昌台弧, 俯冲角度较陡, 发育弧间裂谷, 在盆地发育呷村特大型VMS Zn-Pb-Cu矿床(Hou和Mo, 1993; Hou等, 2001; 侯增谦等, 2001). 这些岩浆弧发育在中三叠世末-晚三叠世初, 以钙碱性安山岩系和大规模花岗岩类岩浆活动为主, 伴随有Cu-Mo-Au矿化. 南段为中甸弧, 俯冲角度较缓, 代表矿床分布在普朗-松诺-欠虽斑岩带和春都-雪鸡坪-烂泥塘斑岩带(曾普胜等, 2003; 冷成彪, 2007; 李文昌等, 2010; Chen等, 2014)(图1).

在伊朗、土耳其和巴基斯坦地段, 和古生代岩石有关的斑岩矿床和浅成低温热液矿床并不发育. 仅在亚美尼亚地区, 发育一个Tekhut斑岩Cu-Mo矿床, 形成时代为白垩纪.

3.2 古特提斯洋碰撞成矿

在同碰撞和后碰撞阶段, 在班公湖-怒江缝合带北侧, 形成了多不杂火山岩浆弧和日土-弗野岩浆弧. 前者以发育斑岩铜金矿为特征, 代表性矿床为多龙矿集区, 包括多不杂、波龙、地堡那木岗、拿若、荣那等5处大型、超大型铜金多金属矿床(曲晓明和辛洪波, 2006a; 曲晓明等, 2006b; Li等, 2011a, 2013, 2014; Wei等, 2017)(图1), 成矿时代为120~110Ma; 后者以铁成矿作用为特色, 包括弗野磁铁矿和材玛铁锰多金属矿床. 在班公湖-怒江带缝合带南侧, 以昂龙岗日-班戈岩浆弧为代表的成矿作用, 主要包括一些矽卡岩型矿点, 例如插虚果棚矽卡岩型铜铁矿床床、桑日矽卡岩型金矿床、班戈县青龙乡矽卡岩型铅锌矿点、拉青铜矿点等(耿全如等, 2011). 除此之外, 在狮泉河-嘉黎混杂岩带和班公湖-怒江缝合带, 有岩浆熔离型铬铁矿和铂族金属矿床发育于俯冲带上叠(SSZ)型蛇绿岩中, 代表性的矿床(点)有东巧、伊拉山、丁青、切里湖等地(耿全如等, 2011).

古特提斯洋碰撞和后碰撞阶段形成的矿床在东南亚也有报道, 如在印度尼西亚、马来西亚被认为与碰撞期(二叠纪-三叠纪)花岗岩类岩浆活动有关的锡矿化(Cobbing等, 1986). 除班怒带和东南亚局部地区外, 其他地区鲜有报道. 东南亚是世界上锡资源最丰富、产

锡量最大的成矿带, 锡多金属成矿带长3800km、宽800km, 含9.6Mt的锡, 占世界总储量的54%(Schwartz等, 1995)。Sn矿化和花岗岩密切相关, 主要发育于与变质泥质沉积岩的接触带中(Hutchison和Taylor, 1978; Cobbing等, 1986)。

3.3 新特提斯洋俯冲成矿

如果将新特提斯洋解释为在晚三叠世就开始了向北俯冲, 那么在青藏高原南部冈底斯段岩浆弧所赋存的雄村斑岩铜金矿集区和泽莫多拉矽卡岩型矿床(Tafti等, 2009, 2014; Wang等, 2017a)就可归属于新特提斯俯冲成矿。冈底斯南部晚白垩世时期(约90Ma)发育有大规模的岩浆作用, 以钙碱性岩岩为主, 并伴随有小型铜矿床(如克鲁铜金矿床, Jiang等, 2012)的产出。在伊朗和土耳其, 迄今并没有发现与新特提斯洋俯冲有关的成矿作用, 可能和较高程度的剥蚀作用有关(Ustaömer和Robertson, 2010)。新特提斯洋在巴基斯坦闭合较晚, 中新世俯冲形成的Chagai岩浆带沿东西向展布, 约400km长, 带内岩浆岩发育, 赋存有Saindak(赛因德格)、Reko Diq(雷科迪克)大型斑岩矿床和一系列中小型斑岩铜金矿(图3), 成矿作用主要发生在24~10Ma(Perelló等, 2008)。

在东南欧一带, 新特提斯俯冲产生一套晚白垩世的钙碱性弧岩浆, 被称为Bananitic成矿带(BMMB; Ciobanu等, 2002)。该带内发育一系列的斑岩Cu-Au矿床和高硫型的浅成低温热液型矿床。这些矿床主要形成于92~84Ma(Singer等, 2005, 2008), 其中包括Majdanpek(84Ma, 利比亚)、Bor(84.6Ma, 利比亚)、Elatsite(92Ma, 保加利亚)、Assarel(89.5Ma, 保加利亚)、Moldova Noua(65Ma, 罗马尼亚)和Veliki Krivelj(83.5Ma, 利比亚)。

除了斑岩矿床外, 在特提斯成矿域中还发育成规模的VMS矿床, 主要为塞浦路斯型和黑矿型, 也被称为镁铁质和双峰质(Franklin等, 2005)。塞浦路斯型成矿金属组合为Cu-Ag-Au, 赋存在蛇绿岩套中的玄武岩和辉长岩中。黑矿型矿床和古特提斯、新特提斯洋盆闭合有关, 主要形成于晚三叠世和晚白垩世。三江呷村和古特提斯洋闭合相关, 穆尔吉尔(Murgul)和马登科伊(Madenkoy)和新特提斯洋闭合相关(Yigit, 2006, 2009)。

3.4 新特提斯洋碰撞成矿

有别于古特提斯洋, 与新特提斯洋闭合有关的碰撞和后碰撞阶段发育了一系列大规模成矿作用, 且遍布整个特提斯造山带。印度-欧亚大陆发生初始碰撞的时间存在争议, 例如Ding等(2005)对藏南混杂岩的研究提出印度-欧亚板块碰撞开始于65Ma, 持续到~41Ma。Yi等(2011)通过在特提斯喜马拉雅南亚带开展古地磁研究, 也提出了相近的碰撞时间。特提斯喜马拉雅带和拉萨地体古地磁研究表明二者在60.5Ma古纬度已经重叠(Cai等, 2011)。普遍认可的碰撞时间为(55±10)Ma(Meng等, 2012; van Hinsbergen等, 2012; Zhu D C等, 2015, 2019; Hu等, 2016; 胡修棉等, 2017; Zheng和Wu, 2018)。在青藏高原南部冈底斯带, 碰撞阶段代表性的矿床为沙让式的斑岩Mo矿和亚贵拉式的斑岩-矽卡岩型Pb-Zn-Mo矿。这些矿床主要沿冈底斯带北缘分布, 如念青唐古拉Pb-Zn多金属成矿带。成矿带内岩浆活动较弱, 主要由白垩纪花岗岩岩基、同碰撞冈底斯岩基和林子宗火山岩组成(莫宣学等, 2003; 高一鸣等, 2011; Zhao等, 2012; Zhu D C等, 2015, 2017, 2019)。围岩普遍为石炭纪-二叠纪碳酸盐岩和细碎屑岩建造。

同碰撞阶段还发育一类和斑岩系统无明显关系的Pb-Zn矿床, 它们受晚碰撞构造转换阶段大型走滑拉分构造和逆冲推覆构造的控制。这些矿床主要分布于三江地区的沉积盆地, 代表性矿床有超大型金顶Pb-Zn矿床和一些中小型矿床, 例如河西-三山、富隆厂和东莫扎抓等(侯增谦等, 2008; 张洪瑞等, 2010; 张洪瑞和侯增谦, 2018)。

3.5 新特提斯洋碰撞后成矿

碰撞后成矿指印度-欧亚大陆主碰撞后形成的矿床(也称后碰撞成矿)。最为瞩目的是冈底斯中新世斑岩成矿带, 其Cu金属量大于25Mt。这里发育驱龙、甲玛超大型斑岩Cu-Mo矿床和朱诺、冲江、岗讲、白荣等一系列大中小型斑岩矿床(图3)。这些矿床的形成时代普遍为24~15Ma(Hou等, 2004; Yang等, 2009; Li等, 2011a, 2011b; Leng等, 2013; Li等, 2017; Sun等, 2019等)。另外几条较大的斑岩成矿带为伊朗Kerman成矿带、三江成矿带和缅甸成矿带。

伊朗Kerman成矿带沿北西-南东向分布, 绵延近

图3 后碰撞斑岩矿床系统分布
据张洪瑞等(2010)、Richards(2015)和Wang等(2018)

1500km, 带内发育大量新生代岩浆岩, 赋存有两个大型(萨尔切什梅Sar Cheshmeh和松贡Sungun)和一系列中小型斑岩矿床。这些矿床由北西到南东, 成矿年龄由20Ma渐变到12Ma(Hou和Zhang, 2014)。值得注意的是, 从伊朗Kerman成矿带, 到巴基斯坦Chagai成矿带, 再到西藏冈底斯成矿带, 虽然东西延伸超过5000km, 但成矿作用却一致地发生在24~10Ma。

三江成矿带近南北向分布, 受印度-欧亚碰撞应力转换控制, 发育一系列新生代断裂, 以新生代富碱斑岩和多金属矿床为特征, 包括玉龙斑岩铜矿、北衙砷卡岩型Au多金属矿、马厂箐斑岩Cu-Mo-Au矿、长安斑岩Au矿、哈播斑岩Au矿、西范坪斑岩Cu-Au矿、白牛场斑岩Au多金属矿床和姚安斑岩Au矿床(He等, 2015; Deng等, 2017)。

缅甸成矿带呈南北向展布。西缅主要发育始新世的斑岩Cu-Au矿床, 例如Shangalon矿; 滇缅马苏西部地块发育斑岩Sn-W矿床, 例如Mawchi矿。它们的年龄都集中在约41~39Ma(见Li等, 2018b和该文参考文献)。

新特提斯碰撞带内还发育一系列浅成低温热液型的金矿、造山型金矿和MVT型的Pb-Zn矿床。较大型

的浅成低温热液金矿有土耳其的Ovacik(18Ma)和伊朗的Sari Guna(11Ma)(Richards, 2015)。在喜马拉雅造山带内发育一些中小型的藏南拆离系Sb-Au-Hg矿床(翟伟等, 2018)。三江成矿带内的金顶Zn-Pb矿床是世界第四大Zn矿床, 其形成时代为28~25Ma, 可能和区域的走滑断裂有关(Leach等, 2017)。

4 讨论

4.1 俯冲和碰撞成矿的差异

特提斯成矿域与环太平洋、古亚洲成矿域相比, 具有明显的多样性。既保存了与俯冲作用有关的矿床, 也发育大量和碰撞环境密切相关的矿床。俯冲和碰撞过程的成矿响应具有显著的差异。俯冲背景下形成的主要是钙碱性弧岩浆, 普遍伴生的是斑岩Cu-Au矿床。而陆陆碰撞阶段, 经常伴有大规模强烈逆冲和褶皱作用(Yin和Harrison, 2000), 如巴基斯坦、喜马拉雅地区的冲断带和Zagros逆冲推覆系统, 碰撞带两侧的陆块因发生挠曲而形成前陆盆地(张洪瑞等, 2010)。此时主要是陆壳岩石重熔形成S型花岗岩或者是I型与S型混

合的岩石, 伴生的成矿作用主要是斑岩Mo矿和碰撞型的Sn矿。后碰撞阶段, 发育大型走滑断裂和拉分盆地。因为板片断离、拆沉和撕裂等深部过程引发的幔源钾质-超钾质岩浆活动和新生下地壳的重熔而形成的埃达克质岩广泛分布, 主要形成斑岩Cu-Mo矿和岩浆-热液相关的Au-Sb矿床(侯增谦等, 2006)。

俯冲环境下的斑岩矿床紧邻缝合带和大陆弧岩浆密切相关。它们的成因比较清楚, 一般经历了洋壳和沉积物的俯冲脱水脱S, 诱发了软流圈地幔楔的部分熔融。该背景下生成的相对富水富S和氧逸度较高($\Delta FMQ=1\sim 2$)的岩浆熔体促使了硫化物转变为硫酸盐。Cu和Au从硫化物中释放出来, 进入了熔体并随着岩浆上侵, 在经历了MASH过程后, 初始弧岩浆分异为中酸性的岩浆而在浅部发生流体出溶而成矿(Richards, 2003a)。和俯冲成矿相关的岩浆主要是钙碱性的玄武-安山-流纹质岩浆, 在一些构造背景下(如洋脊俯冲、平板俯冲和成熟的大陆弧)也发育高Sr/Y和La/Yb的埃达克质属性的岩石(Richards和Kerrick, 2007; Richards等, 2012; Sun等, 2012; Wang等, 2015b; Zhang C C等, 2017; 陈建林等, 2011)。

对碰撞环境下形成的岩浆-热液矿床, 由于原来的大洋俯冲带已经消失, 成矿作用发生在碰撞造山带, 但是属于碰撞造山过程本身成矿还是造山带岩石圈在碰撞后阶段再活化成矿, 是个值得深入研究的问题。俯冲成矿的一个重要机制是大洋板片和沉积物俯冲和深部脱水造就了富水、高S和高氧逸度环境, 使得深部金属以硫酸盐相被迁移而带入到浅部成矿系统(Richards, 2003; Cooke等, 2014)。由于碰撞环境下并没有洋壳俯冲、沉积物脱水交代地幔楔等一系列深部过程, 传统的基于俯冲带的斑岩矿床理论并不能合理解释陆陆碰撞环境下斑岩矿床的形成过程。为此, 已有研究提出了陆陆碰撞环境下斑岩铜矿的成因模式, 这个模式的核心内容包含以下三点: (1) 大陆碰撞导致新生下地壳熔融; (2) 埃达克质岩浆上侵形成大的岩浆房; (3) 岩浆房流体出溶形成斑岩铜矿(侯增谦等, 2004a, 2004b; 侯增谦, 2010; 陈衍景等, 2009; 杨志明和侯增谦, 2009; 陈衍景, 2013)。这个新生下地壳主要是俯冲改造的下地壳+部分岩石圈地幔。由于大型斑岩铜矿的形成需要大量的岩浆水、金属、S和Cl等成矿元素。早期俯冲洋壳阶段的成矿元素积累对于后期碰撞成矿至关重要, 在大陆碰撞之前总是存在洋壳俯冲作用, 这为活动

大陆边缘成矿提供了先决条件(Richards, 2009; Wang等, 2018; Zheng Y F等, 2019)。从冈底斯带内俯冲和碰撞型矿床的时空分布可以明显地看出这种相关性(Hou等, 2015; Wang等, 2017a)。俯冲阶段的斑岩成矿作用主要发生在近弧带, 那里的岩浆较富水且具有较高的氧逸度, 易于成矿; 远弧岩浆由于低的氧逸度环境可以将来自深部的幔源金属和其他成矿元素例如S和Cl储备在下地壳。在碰撞阶段, 大陆边缘之下的岩石圈地幔发生再活化, 结果在弧下深度的地幔楔发生部分熔融, 使成矿元素和水在镁铁质熔体中得到进一步富集(Zheng Y F等, 2019)。在后碰撞阶段, 由于造山带的垮塌、板片断离或岩石圈地幔的拆沉等作用, 新生下地壳发生广泛的重熔, 从而活化了下地壳深度镁铁质侵入岩中的这些成矿元素导致大规模的岩浆-热液成矿作用(Hou等, 2017; Wang等, 2017a, 2018; Zheng Y F等, 2019)。

4.2 特提斯洋俯冲成矿机制

斑岩矿床主要分布于环太平洋岩浆弧, 传统的或经典的斑岩矿床理论也是在古俯冲带上建立起来的(Richards, 2003; Cooke等, 2005, 2014; Seedorff等, 2005; Sillitoe, 2010)。经典的弧环境下斑岩矿床的形成过程已经有超过半个世纪的研究, 并得到了相对统一的认识(Hedenquist和Richards, 1998; Henley和Berger, 2000; Richards, 2003; Sillitoe, 2010)。大洋板片和沉积物随着俯冲的进行发生了一系列的变质脱水反应, 脱水释放的流体整体富集Cl、S和大离子亲石元素, 并可能携带一些金属, 且氧逸度相对较高。这些流体注入到地幔楔引发了部分熔融, 并产生熔体。初始熔体组成接近于高镁玄武岩(Arculus, 1994), 含有1.2~2.5wt.%的水, 并相对富S(可达3000ppm, de Hoog等, 2001)(1ppm=1 $\mu\text{g g}^{-1}$)。初始熔体相对比较氧化($\Delta FMQ=2$, Brandon和Draper, 1996), 使得Cu和Au从硫化物中释放出来, 以不相容元素随熔体向上迁移。上侵熔体由于密度差首先在壳幔过渡带停留, 进而发生MASH过程(MASH, 熔融、同化、存储、均一; Hildreth和Moorbath, 1988)。初始岩浆是玄武质的, 经历了MASH过程演化为安山质, 并最终浅成侵位(1~6km), 形成长英质斑岩(Richards, 2003, 2011)。

特提斯构造域内大洋的演化相比于环太平洋构造域, 最明显的差别是发生多期次的聚合, 以及广泛发育

的独立小洋盆. 仅仅在青藏高原内部, 就发现和特提斯洋演化有关的蛇绿岩超过了20多条, 因此有人提出了“多弧盆体系”的构造模式(潘桂棠等, 2006; 李才等, 2009; 耿全如等, 2011; Pan等, 2012). 很多广义上的斑岩成矿作用是围绕着这些小洋盆的俯冲和闭合产生的, 例如三江一带的普朗斑岩Cu矿和羊拉矽卡岩型Cu矿(Zhu J J等, 2015; Cao等, 2019)、羌塘一带的多龙矿集区(Li等, 2018a).

特提斯构造域赋存了大量的斑岩Cu-Mo-Au矿床, 这些矿床主要是和新特提斯洋的俯冲和碰撞有关, 只有很少几个矿床(点)是和古特提斯洋俯冲和碰撞有关. 斑岩矿床的赋存深度一般在1~3km, 早期形成的矿床容易被剥蚀, 这可能是导致古特提斯洋俯冲碰撞阶段矿床稀少的原因之一. 另外一个重要的原因就是古新特提斯俯冲沉积物的差异(Richards和Şengör, 2017). 古特提斯洋是一个相对封闭的大洋(图2a), 沉积物富含炭质夹层, 还原性程度较高. 斑岩铜矿的Cu主要来自于地幔, 如果俯冲洋壳所携带的沉积物太还原, S的主要存在形式就是硫化物. 因为极强的相容性, Cu和Au等亲铜元素无法进入硅酸盐熔体, 因而岩浆体系整体贫Cu, 这可能是导致古特提斯俯冲阶段成矿匮乏的主要原因(Richards和Şengör, 2017).

正如前文所述, 特提斯洋俯冲成矿机制相比于环太平洋岩浆弧并没有显著的区别. 比较明显的区别是特提斯带普遍发育小洋盆, 这些洋盆较年轻, 宽度一般小于大陆岩石圈的厚度, 具有正浮力, 在汇聚的过程中容易仰冲而保存(Dogliani等, 2007). 因而洋盆俯冲相关的斑岩矿床(如普朗和羊拉)和弧后盆地中的VMS矿床(如呷村)可以作为大陆增生边缘成矿系统在碰撞造山带中得以保存(张洪瑞等, 2010).

在冈底斯带, 以雄村-谢通门为代表的侏罗纪俯冲期斑岩矿床集中分布在近弧带, 而以驱龙和甲玛等矿床为代表的中新世碰撞期斑岩矿床集中分布在远弧带. 对侏罗纪岩浆岩的系统研究表明, 它们的主量元素、微量元素和同位素组成, 岩浆含水量和氧逸度从南到北显示出明显的分带性(Wang等, 2017a), 即近弧岩浆明显具有富水和高氧逸度特征, 而远弧岩浆相对贫水且氧逸度较低. 这种分带主要受控于近弧和远弧地区不同的壳幔物质比例和弧壳厚度. 俯冲阶段的斑岩成矿作用(如雄村)主要发生在近弧带, 那里的岩浆较富水且具有高的氧逸度; 远弧岩浆低的氧逸度环境

可以促使来自深部的幔源金属储备在下地壳, 进而在碰撞阶段被活化而成矿(Wang等, 2017a; Hou和Wang, 2019).

对林子宗火山岩和同生的岩基系统的岩石地化研究显示53~50Ma这期岩浆异常活跃, 以出现大量幔源岩浆为特色(Wang等, 2015b; Zhu D C等, 2015, 2019; Zhou等, 2018), 成矿作用以斑岩Mo矿和Pb-Zn矿为主, 少见斑岩Cu-Au矿床(Mo等, 2008; Zhang等, 2013; Zhu D C等, 2015). 系统的全岩地球化学和矿物学研究表明, 该期岩浆岩的Sr-Nd-Hf-O同位素值出现明显的波动, 锆石结晶温度也明显高于早期阶段, 很可能是新特提斯洋壳经历板片断离的结果(Wang等, 2015b; Zhu D C等, 2015). 该期岩浆的氧逸度较低, 低的氧逸度环境可以使幔源金属以硫化物的形式赋存在下地壳, 这已被来自深源的富含硫化物的基性岩包体所证实. 由于幔源Cu-Au大量滞留在深部地壳, 因而该阶段少见相关的斑岩矿床. 这个时期, 由板片断离诱发的中上地壳熔融有利于Pb-Zn矿化的发生.

4.3 大陆碰撞成矿机制

早期研究工作普遍认为斑岩矿床形成于俯冲带, 对于碰撞环境下的斑岩矿床研究较少. 近些年, 随着定年工作的推进, 发现特提斯带的很多斑岩矿床并不是产在大洋或者洋盆的俯冲阶段, 而是形成于陆陆碰撞阶段或者是后碰撞阶段. 对特提斯构造域碰撞(广义的, 包含后碰撞)环境下岩浆-热液矿床的研究丰富了成矿理论(Hou等, 2004, 2009, 2015, 2017; Yang等, 2009, 2015; Wang等, 2014a, 2014b, 2014c, 2015a, 2018; Zheng Y F等, 2019). 伊朗-扎格罗斯造山带和喜马拉雅-西藏构造带内众多新生代的热液矿床(包括斑岩Cu-Mo、金矿、REE、Pb-Zn等多金属矿床)的源区为中生代的弧基底, 成矿物质的预富集显得尤为重要. 早期的俯冲过程将成矿富集组分, 例如H₂O、S、Cl和金属, 储存了俯冲改造的岩石圈地幔或者下地壳(Richards, 2009; Hou等, 2015; Zheng Y C等, 2019). 在碰撞造山带, 板片的裂解或者裂熔导致预富集组分发生熔融形成成矿岩浆, 进入到上部地壳而成矿(Zheng Y F等, 2019).

众所周知, 大型-超大型斑岩矿床的形成通常需要巨量的水、S、金属和高的氧逸度. 下面将分别从岩浆

起源、水、氧逸度和成矿过程这几个方面来展开探讨大陆碰撞成矿机制。

4.3.1 深部动力学过程和岩浆起源

地壳浅表的成矿作用往往受控于深部的过程, 例如俯冲板片的性质(洋壳或者陆壳)、成熟度、角度和极性, 板片回撤、撕裂和断离等都会控制成矿过程。下面以研究程度较高的冈底斯带为例来介绍从新特提斯洋俯冲到印度-欧亚大陆碰撞过程中, 深部动力学过程如何影响岩浆起源和浅部的成矿作用。

冈底斯巨型斑岩成矿带引起了学术界和工业界广泛的重视, 对于带内后碰撞斑岩矿床的成因有不少不同的模型。目前主流模型是这些后碰撞成矿斑岩起源于西藏加厚新生下地壳的重熔, 具有埃达克质岩的属性(Chung等, 2003; Hou等, 2004, 2015; Yang等, 2009; Li等, 2011b; Wang等, 2014a, 2014b, 2015a, 2015b, 2018; Sun X等, 2018; Hou和Wang, 2019)。其他的认识有俯冲大洋板片重熔(Qu等, 2004, 2007; Hu X等, 2015; 胡修棉等, 2017; Sun W D等, 2018; Sun X等, 2018)和岩石圈地幔熔融(Lu等, 2015)。尽管印度-欧亚大陆碰撞的时限存在广泛的争议, 但普遍认为发生在45Ma之前。冈底斯带内成矿斑岩的形成时代普遍为24~15Ma, 该阶段内并没有洋壳俯冲而是陆壳俯冲, 因而大洋板片重熔或者洋脊俯冲可能不存在。考虑到冈底斯带内普遍缺乏与成矿同时代的中基性侵入岩, 岩石圈地幔熔融的模型可能不适用。

冈底斯带中新世成矿岩浆的Sr-Nd-Hf-O同位素组成和冈底斯岩浆弧非常相似, 且具有高Sr/Y和La/Yb的地球化学特征, 证实了该岩浆起源于加厚的弧壳基底, 主要是早期弧岩浆作用形成的(图4a)被俯冲作用改造的下地壳(Hou等, 2004, 2015; Wang等, 2017a)。板片断离、撕裂或者岩石圈拆沉诱发了软流圈物质上涌, 激发了新生下地壳的大规模重熔。成矿金属的深部富集是在相对富水和高氧逸度的环境下, 新生下地壳的金属硫化物被破坏, 从而使得Cu-Au作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集。在碰撞背景下, 这些富集岩浆的就位受控于斜向碰撞诱发的大型走滑断裂、板片断离诱发的张性断层或是板片回撤、板片撕裂, 岩石圈拆沉诱发的拉伸构造。岩浆房的流体出溶是引发矿床大规模蚀变和矿化的根源(杨志明和侯增谦, 2009)。

冈底斯碰撞环境下的埃达克质岩和斑岩矿床紧密共生, 但是对于此类矿床为何集中分布于88°E以东并不清楚(侯增谦等, 2004a; 郑有业等, 2004; 肖波等, 2008; 杨志明和侯增谦, 2009; Yang等, 2009)。Sun X等(2018)认为冈底斯巨型成矿带的成矿作用集中在东冈底斯带和Ninetyeast Ridge的俯冲密切相关。中新世埃达克质岩锆石Hf同位素在冈底斯带的分布特征显示驱龙矿床(区内最大的斑岩铜矿)所处的位置(91°~92°E)锆石Hf同位素值最高, 他们认为这个代表了洋脊俯冲的中心位置。冈底斯带内成矿斑岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 或者全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和矿体大小的相关性前人已有报道(Hou等, 2012), 地球物理高精度S波都显示了亚东-谷露裂谷周边(91°~92°E)的印度岩石圈深部(~130km)存在异常(Liang等, 2012, 2016; Chen等, 2015; Tian等, 2015; Li和Song, 2018)。综合考虑印度-欧亚板块碰撞时间、板块汇聚速率、古地磁证据和地球物理深反射剖面, 亚东-谷露深部的S波异常反映了俯冲的印度大陆岩石圈地幔的撕裂(Li和Song, 2018; Liu等, 2020; Wang和Weinberg, 2019), 并非洋脊俯冲位置。这种碰撞后背景下的大陆撕裂会诱导中生代岩浆弧基底的重熔, 进而形成斑岩矿床(Wang和Weinberg, 2019; Zheng Y F等, 2019)。综合分析地球物理资料和整条区带内中新世岩浆岩的地球化学数据(Wang等, 2014c, 2015a, 2018), 印度大陆的俯冲是一个与冈底斯带斜交的(非平行)俯冲, 印度大陆在西冈底斯北向俯冲距离远, 而东冈底斯北向俯冲距离短。在东冈底斯, 中新世的印度板片是陡俯冲, 撕裂引发了软流圈物质上涌, 通过板片窗上侵诱发岩石圈地幔熔融, 并和早期俯冲交代形成的新生下地壳相互作用, 促使了富矿岩浆的产生。由于印度在西冈底斯为缓俯冲, 北向俯冲距离远, 因而整体垫托在西冈底斯底部, 印度板片的脱水交代导致拉萨地体岩石圈地幔的低程度部分熔融, 由于缺乏新生下地壳物质的加入, 因而整体贫矿(图4b)。

4.3.2 岩浆水

形成大型斑岩矿床需要大量的H₂O, 后碰撞环境下斑岩岩浆中的H₂O究竟来自何方, 目前尚无定论。冈底斯带的岩浆岩从老到新显示更高的La/Yb和Sr/Y比值和减弱的Eu异常, 成矿的中新世岩浆有明显的铲状稀土配分模式。这些地化特征反映了早期古新世岩浆以斜长石分离结晶为主, 晚期中新世岩浆以角闪石分

图 4 俯冲和后碰撞背景的岩浆作用和斑岩矿床形成
参考Wang等(2015a, 2018)

离结晶为主(Wang等, 2014b). 实验岩石学已经证实, 高的岩浆水含量可以促使角闪石的分离结晶, 同时抑制斜长石分离结晶. 这和地球化学特征以及岩相学证据一致, 都反映了富矿的中新世岩浆明显富水. 冈底斯成矿岩浆具有埃达克质岩的地球化学特征, 具体表现为高Sr/Y和高La/Yb, Sr-Nd-Hf同位素组成反映它们主要来源于新生下地壳的重熔(Chung等, 2003; Hou等, 2004, 2015; Wang等, 2018). 岩浆铅饱和温度普遍低于

750°C, 主要集中在700~600°C(图5). 如此低的结晶温度说明成矿岩浆的产生主要是加水熔融的结果(Weinberg和Hasalová, 2015; Collins等, 2016), 需要引入外来水. 有两种可能性值得关注: (1) 俯冲大陆地壳在进变质作用过程中释放出自由流体(变质水)(Zheng, 2019; Zheng Y F等, 2019); (2) 极度富水的幔源超钾质岩浆注入地壳底部诱发地壳熔融, 或直接注入长英质岩浆房, 为斑岩岩浆系统提供额外的水(Yang等, 2015;

Wang R等, 2016). 根据古地理恢复, 已经有超过1000km的印度板片俯冲到了西藏之下(Meng等, 2019), 印度板片在俯冲过程中进变质所释放的水, 可以诱发西藏新生下地壳的重熔. 另外, 在西冈底斯(88°E以西)以北的中部拉萨地体广泛出露钾质-超钾质岩(Zhao等, 2009; Guo等, 2015), 在成矿集中的东冈底斯(88°E以东)也有零星钾质-超钾质岩报道(Wang等, 2015b; Xu等, 2017). 镁铁质的超钾质岩浆相比于玄武岩(~9.5wt.%; 500MPa)具有更高的水溶解度(~11.5wt.%; 500MPa), 并随压力的增大而增加(Behrens等, 2009). 因此幔源超钾质岩浆上涌底侵释放水, 促使了下地壳发生加水熔融作用, 并与之混合, 这可能是冈底斯斑岩铜矿带成矿的关键(Yang等, 2015). 这一幔源超钾质岩浆水注入模式最近得到两个关键证据佐证: (1) 在冈底斯下地壳麻粒岩包体中发现富F-Ti金云母和高Si白云母, 表明西藏下地壳曾被富水超钾质岩浆改造(Wang R等, 2016); (2) 在驱龙矿区发现与成矿斑岩时空相依的高镁闪长斑岩, 角闪石不平衡结构和混合的同位素特征证明富水的超钾质岩浆曾与成矿岩浆混合(Yang等, 2015).

4.3.3 岩浆氧逸度

大洋板片俯冲是导致弧岩浆作用和斑岩铜矿形成发育的根本性动力学机制(Richards, 2003, 2011), 而洋脊俯冲(Cooke等, 2005; Sun等, 2011)、俯冲板片撕裂(Kerrick等, 2000; Hou等, 2009)、俯冲板片断离(Zhu D C等, 2015; Wang等, 2015b)、俯冲角度变化(Kay和Mpodozis, 2001)与俯冲极性翻转(Kerrick等, 2000)等过程也是常见的触发成矿的机制. 在俯冲背景下, 洋壳和沉积物的熔体一般具有较高的氧逸度, 因而可以有效地氧化硫化物, 释放Cu和Au进入到熔体而进入浅部成矿系统(Mungall, 2002). 后碰撞阶段岩浆活动依然很强烈, 在没有洋壳俯冲的背景下, 其触发机制主要有早期俯冲洋壳的断离(Wang等, 2015b; Zhu D C等, 2015)、俯冲印度大陆板片的撕裂(Li和Song, 2018; Wang和Weinberg, 2019; Liu等, 2020)或裂断(Zheng Y F等, 2019)和拆沉(Chung等, 2005)等. 这些均可以诱发软流圈上涌, 引发含金属硫化物的岩石圈地幔或者下地壳重熔. 金属硫化物的预富集使得源区相对富Cu和Au(Hou等, 2017; Hou和Wang, 2019; Zheng Y C等, 2019; Chen等, 2020), 考虑到Cu和Au在硫化物和硅酸

盐熔体间的分配系数达到成百上千, 少量残余硫化物就可以把铜和金留在残余相, 所以并不能直接成矿. 在成矿过程中如果没有合适的触发机制, 不能转换硫化物到硫酸盐, 有用的成矿物质不能释放出来, 对成矿有害而无利, 因而需要在重熔过程伴随高氧逸度条件将硫化物释放出来而成矿. 俯冲洋壳熔融可能形成高氧逸度岩浆, 进而活化岩石圈中的金属而成矿(Sun等, 2017; Zhang C C等, 2017), 这是一种重要的机制. 以下我们重点讨论在没有洋壳或者洋脊参与的后碰撞背景下, 如何熔融岩石圈地幔或者下地壳而成矿.

后碰撞环境下斑岩初始岩浆中的氧逸度普遍较高($\Delta FMQ > 2$; Wang等, 2014a; Zhang C C等, 2017), 但是如此高的氧逸度是如何形成的, 并无定论. 以冈底斯成矿带为例, 中新世含矿斑岩的氧逸度($\Delta FMQ = 0.8 \sim 2.9$), 比古新世、俯冲晚期阶段形成的岩浆岩的氧逸度($\Delta FMQ = -1.2 \sim 0.8$)高(Wang等, 2014a). 根据Sr-Nd-Hf-O同位素和中下地壳捕虏体的研究(Wang R等, 2016), 冈底斯新生下地壳的组成应该类似于古-始新世的基性岩浆(Mo等, 2008), 可是这套岩浆的氧逸度也较低(Wang等, 2014a). 因此, 成矿岩浆较高的氧逸度来源于始新世后期到中新世的氧化过程. 有两个过程可以导致氧逸度明显增高: (1) 印度-欧亚大陆碰撞后, 印度板片俯冲携带氧化的物质进入碰撞带. 这种氧化的沉积物包括始新世或更早期沉积的蒸发岩和碳酸盐岩. 它们在印度大陆北缘普遍发育(Scheibner和Speijer, 2008), 随着印度板片俯冲, 在高温高压环境下, 这些氧化的沉积物脱水释放氧化流体交代上覆的岩石圈, 形成高氧逸度的源区(Richards和Şengör, 2017). 这种俯冲沉积物改造弧岩浆氧逸度的典型例子有日本岛弧和古-新特提斯. 日本弧普遍发育的钛铁矿系列花岗岩氧逸度较低, 这和源区受含碳质的俯冲沉积物交代密切相关(Sillitoe, 2018). 新近统计的古-新特提斯弧岩浆不同的氧逸度和金属富集状态也和特提斯洋俯冲沉积物直接相关(Richards和Şengör, 2017). (2) 新生下地壳熔融后的演化过程可以导致氧化岩浆的形成. 特别是在陆壳增厚背景下, 富水的高镁岩浆通过源区角闪石-石榴子石的分离结晶可以导致岩浆的氧逸度明显增高(Alonso-Perez等, 2009; Blatter等, 2013; Ulmer等, 2018). 这是由于岩浆堆晶成因的石榴子石是富集 Fe^{2+} 的(Tang等, 2019). Tang等(2019)对大陆弧堆晶岩中石榴子石进行 Fe^{3+}/Fe^{2+} 实测显示, 其比值远低于大洋中

图5 冈底斯新生代岩浆岩的Zr vs SiO₂(a)和锆饱和温度计算(b)

参考Wang等(2018)

脊玄武岩(MORB). 石榴子石的分离结晶可以造成岩浆氧逸度的增高. 岩石地化研究已经证实冈底斯成矿岩浆的产生经历了明显的角闪石±石榴子石的分离结晶(Hou等, 2004; Wang等, 2014a), 那么分离结晶后的熔体应该是相对氧化的. 高压下石榴子石分离结晶引发的氧化效应是过程中的, 并非源区效应, 那么在熔融源区残留的金属硫化物并不能被有效地利用来成矿. 最新的研究显示, 这种岩浆演化过程中伴随的氧化效应可以有效利用硫化物饱和岩浆中的Cu和Au, 伴随着氧逸度的逐渐增高, 熔体中携带的硫化物转变为硫酸盐, 释放的Cu和Au足以形成超大型的斑岩铜矿(Lee和Tang, 2020). 考虑到这只是一模型, 缺乏更多的岩石学证据, 其可靠性有待进一步研究.

形成高氧逸度岩浆还有一个可能是富水超钾质岩浆的注入不仅激发了下地壳的重熔, 还活化了下地壳的金属硫化物, 这需要超钾质岩浆具有很高的氧逸度. 对于西冈底斯幔源超钾质岩浆的氧逸度限定证实它们相对比较还原(Wang R等, 2014c), 不太可能导致成矿岩浆氧逸度增高. 新近的研究显示藏南幔源超钾质岩浆并不都是还原的, 在东冈底斯发育的超钾质岩具有较高的氧逸度($\Delta FMQ > 1.5$; Li W K等, 2020), 证明西藏岩石圈地幔的氧逸度状态是不均一的. 高氧逸度的超钾质岩浆可以从源区氧化堆晶的硫化物释放Cu和

Au, 进而成矿. 这里需要注意的是, 在下地壳深度(1~2GPa), 氧化硫化物释放金属需要更高的氧逸度($\Delta FMQ > 3$; Matjuschkin等, 2016), 因为氧逸度和压力密切相关.

4.3.4 成矿过程

中新世岩浆由于具有较高的氧逸度, 可以从下地壳中萃取大量的Cu、Au和S, 同时富水的岩浆有利于金属在岩浆流体中富集并成矿. 此外, 成矿岩体中普遍发育岩浆硬石膏, 证实了成矿岩浆具有很高的S含量(>250ppm; Carroll和Rutherford, 1987; Xiao等, 2012), 高的S含量使得大量金属以硫化物络合而被搬运进入成矿体系(Zajacz和Halter, 2009; Zajacz等, 2010).

在碰撞造山环境, 岩浆浅成侵位和深部岩浆房冷凝结晶均会导致岩浆流体的出溶, 这和俯冲环境下斑岩矿床的形成模式类似(Shinohara和Hedenquist, 1997; Cloos, 2001). 岩浆流体出溶的地质证据可以很好地保存在斑岩体及其边缘, 代表性的结构有单向固结结构(UST)石英带, 在西藏驱龙铜矿和伊朗Kerman成矿带的NowChun斑岩均有发现(Yang等, 2009). 此外常见的出溶构造有显微晶洞构造(miarolitic cavities)、脉状岩枝(vein dikes)和“石英眼球”(quartz eye; Tafti等, 2009).

尽管浅成侵位的斑岩体(1~6km; Seedorff等, 2005)可以直接出溶岩浆流体, 但形成大型斑岩矿床的流体和金属主体来自 ≥ 6 km深处的大型岩浆房(Damon, 1986; Shinohara和Hedenquist, 1997; Cloos, 2001; Richards, 2003; Candela和Piccoli, 2005; Li等, 2018a). 因此, 一个长期稳定、不断补给、充分分异的大型岩浆房的发育, 对于形成大型斑岩矿床至关重要(Richards, 2011; Li等, 2018a). 另外, 形成大型的斑岩矿床需要相对集聚的流体释放通道形成强烈的水岩反应和物质交换(Richards, 2018). 出溶流体的成分受出溶压力和岩浆成分控制, 但总体上是以 H_2O 为主, 含少量的 CO_2 、 SO_2 、KCl、NaCl和HCl(Candela和Piccoli, 2005; Cline和Bodnar, 1991). 初始的超临界流体含2~13wt.% NaCl, 少量的 CO_2 (Audétat和Pettke, 2003; Audétat等, 2008)和高浓度的Cu(1.3wt.%; Klemm等, 2007).

实验研究及地质观察表明, 从岩浆房(温度约700℃, 深度 ≥ 6 km)直接出溶的流体通常为超临界流体(Cline和Bodnar, 1991; Cline, 1995; Richards, 2005). 其上升减压常发生相分离, 形成高盐度富液相与低盐度富气相流体(Hedenquist和Lowenstern, 1994). 西藏多龙成矿在温度 $\sim 850^\circ C$ 、压力 ~ 2 kb发生初始流体出溶, 持续出溶的超临界流体萃取岩浆中成矿元素而成矿(Li等, 2018a). 由于浅成斑岩的P-T条件(深度3~5km; 温度600~800℃)处于 H_2O -NaCl体系的气-液两相不混溶区, 出溶的流体是不混溶的低盐度气相和高盐度卤水相(Henley和McNabb, 1978; Pitzer和Pabalan, 1986).

在碰撞造山环境, 形成斑岩铜矿床的出溶流体也遵循类似的演化趋势. 例如, 在玉龙铜矿, 引起早期钾硅酸盐化蚀变的流体主要有两种类型, 一种是低密度超临界流体, 一种为高盐度流体, 两者温度高达700℃, 可能为来自深部岩浆房的蒸汽冷凝后的产物(Yang和Cooke, 2019). 冈底斯斑岩铜矿与之类似, 超临界流体可能直接出溶于深部岩浆房. 驱龙矿床深成岩体——荣木错拉岩体角闪石的Cl成分和H同位素记录了出溶过程, 低密度富气相+高盐度富液相流体出溶自浅位P斑岩, 两相不混溶的高盐度流体引起钾硅酸盐化, 雨水混入的低盐度流体引起石英-绢云母化(杨志明等, 2005).

4.4 典型矿床实例

特提斯成矿域内斑岩成矿作用存在明显的多样性, 同一个构造带内既有俯冲期的也有碰撞时期的, 我

们将以雄村斑岩矿床和驱龙斑岩矿床为例来介绍同一构造带不同时代斑岩成矿作用的异同. 另外, 中新世大规模成矿事件是特提斯构造域的重要特征, 我们重点对比了不同构造带同一时期(中新世)成矿事件的异同, 选取的典型矿床为驱龙斑岩Cu-Mo矿床和巴基斯坦内的Rego Dik斑岩Cu-Au矿床.

4.4.1 西藏冈底斯带内新特提斯洋俯冲成矿——雄村斑岩Cu-Au矿床

雄村斑岩Cu-Au矿床位于冈底斯岩浆弧的中段南缘, 南侧紧邻日喀则弧前盆地, 是冈底斯带内俯冲期最大的斑岩矿床. 矿区内已探明I、II和III号铜金矿体, 成矿期的岩石主要为含眼球状石英斑晶的闪长玢岩, 侵位周期较长(181~161Ma, Lang等, 2014a, 2014b, 2019). I号矿体的Re-Os成矿年龄为(161.5 $\pm$ 2.7)Ma, II号矿体的Re-Os成矿年龄为(172.6 $\pm$ 2.1)Ma(Lang等, 2014a).

雄村闪长玢岩具有典型的弧岩浆的特征, 具体表现为钙碱性, 大离子亲石元素富集, 高场强元素亏损, 轻重稀土没有显著的分异(La/Yb<20, Wang等, 2017a), Sr/Y主体小于40. $\epsilon_{Nd}(t)$ 为正值(+5.2~+5.7), 锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 为+10~+15, 锆石 $\delta^{18}O$ 的值在地幔值附近(+4.5~+6)(Lang等, 2014a, 2014b, 2019). Nd-Hf-O同位素值反映了雄村成矿岩浆主体来源于俯冲背景下地幔楔的部分熔融, 未受到地壳混染, 属于典型的大陆弧背景下形成的岩浆, 成矿金属组合为Cu和Au. 雄村矿床以I号矿体为主体发育典型的斑岩矿床蚀变分带, 从中心到边部为钾化、绢英岩化和青磐岩化. Cu和Au矿化主要产在钾化带内部, 并非边部和外围. 黄铜矿化呈细脉状或者浸染状产出, 金属硫化物以黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿为主, 还有少量的辉钼矿和毒砂. 蚀变矿化表现为还原性斑岩矿床的特征, 缺乏磁铁矿和硬石膏等表征高氧逸度的矿物.

4.4.2 西藏冈底斯带内后碰撞成矿——驱龙斑岩Cu-Mo矿床

驱龙斑岩型铜(钼)矿床产出于拉萨地体南缘的冈底斯岩浆带中(Yang等, 2009). 该矿床现为中国最大的斑岩铜矿, 其矿石资源量2200Mt, Cu平均品位0.5wt.%, Mo平均品位0.03wt.%. 矿区主体为近东西向产出的侏罗纪叶巴组火山岩及第四纪沉积物. 矿区自侏罗纪至

中新世主要发育两套岩浆体系: (1) 侏罗纪侵入体, 岩性为石英斑岩和花岗斑岩, 也称西部斑岩, 斑晶以石英、钾长石为主, 基质为长英质, 与东部成矿斑岩相比颜色明显发白, 对成矿无明显贡献, 产出时代为早侏罗世(182.3 ± 1.5)Ma (Yang等, 2009; Li等, 2017); (2) 中新世侵入体, 成矿前期发育荣木措拉岩体, 近东西向产出矿区中部叶巴组火山岩中, 使得周围岩石强烈角闪岩化, 侵入时间为 (17.142 ± 0.014) Ma (Li等, 2017), 岩体成分主要以斜长石、钾长石为主, 岩性变化于二长花岗岩-花岗闪长岩之间, 主体为花岗闪长岩, 该岩体主要为含矿的围岩. 主成矿期发育花岗斑岩, 也称P斑岩 (Yang等, 2009), P斑岩呈岩株状侵位于花岗闪长岩之中, 侵位时限为 (16.009 ± 0.016) Ma (Li等, 2017), P斑岩为致矿斑岩, 出露面积大约 0.2 km^2 , 岩石主体呈浅灰白色, 斑晶以斜长石、石英、钾长石为主, 基质主要是石英、钾长石. P斑岩侵入带上的与成矿相关的热液流体引起围岩荣木措拉岩体的强烈蚀变, 造成了大量黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿的沉淀就位; 成矿后期发育X斑岩, 地表未见出露, 呈细小岩枝状产出, 岩石呈浅灰色, 斑状结构, 斑晶以斜长石为主, 含少量钾长石, 黑云母含量明显增大, 时间上晚于引起主成矿系列的P斑岩, 造成了弱的钾硅酸岩化及铜钼矿化等; 驱龙矿床最晚期发育的侵入体高镁闪长质岩脉侵位于 (15.166 ± 0.010) Ma (Li等, 2017), 近似代表着驱龙矿床中新世岩浆活动的下限.

驱龙的成矿P斑岩具有高Sr/Y和La/Yb比值的埃达克质特征 (Yang等, 2009; Hu Y B等, 2015), K_2O 含量 $(2.47 \sim 5.09)$ 和 $\text{Mg}^\#$ 值 $(0.33 \sim 0.50)$ 均较高, 指示为加厚的玄武质新生下地壳熔融的产物 (Hou等, 2014). 驱龙P斑岩和周边的中新世成矿斑岩都具有偏正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 说明熔融的下地壳为新生的, 主要是前期俯冲阶段幔源岩浆改造的下地壳 (Yang等, 2015; Wang等, 2018). 下地壳的熔融机制存在广泛的争议 (Lu等, 2015; Wang等, 2015a, 2018; Yang等, 2015), 争议的焦点是P斑岩为代表的成矿斑岩普遍具有较高的水含量 $(>4.5 \text{ wt.}\%)$, 甚至高达 $10 \text{ wt.}\%$, Lu等, 2015)和高的氧逸度 $(\Delta \text{FMQ} > 2.0)$, 锆饱和温度也显示成矿岩浆形成于 $600 \sim 750^\circ\text{C}$, 单纯的玄武质下地壳脱水熔融并不能产生如此富水的岩浆. 为此, Yang等 (2015) 首次提出了超钾质岩浆供水的模型, Wang等 (2016, 2018) 进一步完善了这个模型. 该模型的支撑有以下几点: (1) 驱龙铜矿内发育高镁闪长

岩, 具有P斑岩和超钾质岩浆混合的岩石地化特征; (2) 高镁闪长岩中的角闪石有明显的两期, 早期的角闪石发育不平衡结构; (3) 起源于富集岩石圈地幔的超钾质岩浆具有更高的水含量; (4) 成矿岩浆的锆饱和温度低于 750°C , 需要加水熔融才能形成; (5) 超钾质岩浆上升减压释放水可能诱发了冈底斯新生下地壳的重熔进而形成成矿岩浆; (6) 被超钾质岩携带的中下地壳麻粒岩相包体中发育高温富水矿物如富F-Ti金云母和高Si白云母.

4.4.3 巴基斯坦新特提斯洋俯冲成矿——Reko Dik斑岩Cu-Au矿床

Reko Dik斑岩Cu-Au矿床 $(5.9 \text{ Gt} @ 0.41\% \text{ Cu 和 } 0.22 \text{ g t}^{-1} \text{ Au})$ 位于巴基斯坦Chagai成矿带, 和驱龙矿床的形式时代很相似, 都是中新世. 致矿岩体为过铝质的、中钾的石英闪长岩到花岗闪长岩 $(\text{SiO}_2 \sim 56 \sim 63 \text{ wt.}\%)$; Richards等, 2012; Raziq等, 2013). 锆石U-Pb年龄的范围是 $13.2 \sim 11.8 \text{ Ma}$, 辉钼矿的Re-Os年龄的范围略微年轻为 $12.5 \sim 11.6 \text{ Ma}$, 热液黑云母的K-Ar年龄范围是 $13.2 \sim 11.78 \text{ Ma}$ (Raziq等, 2014). 成矿岩体蚀变的中心组合为黑云母+钾长石+磁铁矿, 该期组合普遍被绢云母+绿泥石蚀变所叠加. 晚期岩体蚀变表现为深部是绿泥石+绢云母+黑云母, 浅部为绿泥石+绢云母+黏土矿物.

Reko Dik矿床位于Chagai成矿带的西端. Chagai成矿带经历了洋岛弧到大陆弧两个阶段. 新特提斯洋在晚白垩纪-始新世的俯冲形成洋岛弧. 在始新世-渐新世, 该洋岛拼贴到阿富汗陆缘. 新特提斯洋在渐新世-第四纪继续俯冲, 主要形成大陆弧特征的岩浆岩. Reko Dik就是形成于大陆弧的背景下. Reko Dik成矿侵入体发育角闪石和黑云母斑晶, 富集不相容元素, 亏损相容元素, 具有大陆弧的元素地球化学特征, La/Yb的比值在 $10 \sim 25$, 具有典型的弧岩浆特征, 明显低于冈底斯的中新世成矿斑岩, 但Sr/Y比值较高 $(45 \sim 60)$. 以上特征显示Reko Dik成矿岩浆形成于弧演化的晚期, 相对演化和富水, 这种所谓的“成熟”的大陆弧背景有利于斑岩矿床的发生 (Richards等, 2012).

4.5 值得关注的科学问题

4.5.1 特提斯构造域中新世重大地质事件

虽然已有研究在特提斯陆-陆碰撞带中新世岩浆

成因和斑岩成矿作用方面取得了一系列新进展, 但仍然未能回答一个重大科学问题。不管是特提斯构造带的冈底斯成矿带, 伊朗Kerman成矿带, 还是巴基斯坦Chagai成矿带, 大规模的成矿时间都是发生在15Ma附近。因此, 需要回答的问题是: 这些不同地区的碰撞时间可能是不同的, 汇聚速率也不一样, 但为什么大规模斑岩成矿作用却主要集中在中新世? 另外, 在青藏高原南部, 除了冈底斯带内大规模中新世成矿作用和后碰撞岩浆活动外, 在拉萨地体还同期(约15Ma)发生了钾质-超钾质岩浆活动, 在喜马拉雅带发生了淡色花岗岩岩浆活动和麻粒岩峰期变质作用以及深大断裂作用、地堑作用等(Hou等, 2004; Zhao等, 2009; Guo和Wilson, 2012, 2019; Guo等, 2015; Wang等, 2018)。目前仍然不清楚这些中新世重大地质事件究竟受控于何种深部动力学过程。Guo和Wilson(2019)将青藏高原碰撞后的岩浆作用分出了四个阶段: 55~25、25~17、17~8和8~0Ma, 分别对应了新特提斯洋-印度板片的俯冲、印度板片断离、印度板片撕裂和印度板片的平板俯冲。大陆板片在相对短的时间内断离、撕裂和平板俯冲的机制是什么? 对于成矿有何影响?

4.5.2 挤压-伸展转换和成矿

南美安第斯斑岩成矿带是全球最为瞩目的巨型成矿带, 构造背景为大陆弧俯冲背景。该成矿带内斑岩矿床主要分为两期, 早期为古新世到始新世, 主要是一些小型的斑岩矿床; 晚期为始新世到渐新世, 产出超大型的斑岩Cu-Mo矿床, 例如La Escondida、Chuquibambilla、Quebrada Blanca、El Aba、Potrerillos和El Salvador。晚期巨型斑岩矿床的产出被认为和Farallon板片的平板俯冲有密切的关系(Oyarzun等, 2001)。西南太平洋地区发育大量的巨型斑岩Cu-Au和浅成低温热液金矿床, 它们的形成和无地震的洋脊、海山链和洋底高原的俯冲密切相关。这种构造转换引发的平板俯冲、地壳加厚抬升和剥蚀, 以及埃达克岩的形成有利于斑岩矿床和浅成低温热液矿床的形成和出露。北智利古新世-渐新世和美国西南白垩纪-古新世的斑岩Cu-Mo矿床可能有着类似的构造背景。

由于海山或者洋底高原具有正浮力, 它们被俯冲会改变俯冲的角度, 形成低角度俯冲。随着俯冲的进行, 俯冲洋壳会发生榴辉岩化, 因重力下沉又会使低角度俯冲转换为正常的俯冲甚至陡俯冲(James和

Sacks, 1999; Dominguez等, 2000)。在转化为高角度俯冲后, 俯冲大洋板片表层岩石会发生部分熔融形成长英质熔体, 相对富水和高氧逸度。在低角度俯冲这种相对挤压的环境下, 岩浆作用相对较弱, 只有一些小型的侵入体。没有火山作用引发大规模的去气, 有利于S等有益的成矿物质保存, 进而在相对的封闭体系下使成矿元素得以初步富集(Oyarzun等, 2001)。挤压环境下的岩浆很难喷发, 从而可以形成比伸展环境更大的浅部岩浆房。挤压背景下岩浆房可以充分的分离结晶, 促进了挥发分的饱和和大规模的流体出溶; 挤压环境下较难发育张性断离, 有力地限制了岩浆房顶部岩枝的数量, 使得出溶的流体更加集聚(Masterman等, 2005; Richards, 2018)。大洋俯冲背景下的低角度俯冲是有利于挤压背景形成的(Cooke等, 2005), 另外大陆俯冲和后碰撞阶段都可以形成挤压环境(杨志明和侯增谦, 2009)。挤压环境持续太久也不益于斑岩矿床的形成, 挤压环境向伸展环境的转变可以为斑岩型矿床提供非常有利的构造条件(Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Kerrich等, 2000; Richards, 2003; Cooke等, 2005; Wang等, 2018; 张洪瑞等, 2010), 如大洋板片俯冲角度变化过程(James和Sacks, 1999)和大地构造背景由挤压向伸展转换阶段(Richards, 2003)。特提斯洋持续俯冲和印度-欧亚大陆的碰撞形成了世界上最广阔的高原——青藏高原, 以及世界上海拔最高的山脉——喜马拉雅山脉。挤压背景伴随着青藏高原斑岩成矿形成的整个过程(杨志明和侯增谦, 2009)。冈底斯巨型斑岩成矿带的形成应该得益于从挤压向伸展转化, 具体受何种动力学机制控制仍不清楚。

4.5.3 冈底斯大陆弧的演化对碰撞后成矿的影响

冈底斯岩浆弧是一个长期活动的大陆弧, 岩浆作用持续时间长, 主要集中在侏罗纪(200~175Ma)、白垩纪((90±5)Ma)、古-始新世(69~45Ma)三个岩浆高峰期(Zhu等, 2019)。考虑到后碰撞斑岩矿床成矿岩浆中酸性、大陆弧和埃达克质属性并存, 且具有和俯冲期岩浆岩类似的Sr-Nd-Hf同位素组成, 前人普遍认为成矿岩浆是来自于早期俯冲改造的下地壳(Hou等, 2004, 2015; Wang等, 2018)。但是对于早期弧岩浆如何影响后碰撞成矿以及哪期弧岩浆起到了关键性作用存在广泛的争议。Hou等(2015)和Wang等(2017a)都认为侏罗纪的弧岩浆作用对于成矿有重要的影响, 但具体作用

方式存在不同的见解. 侏罗纪时期最显著的一期成矿作用表现为雄村超大型斑岩Cu-Au矿床和泽莫多拉等矽卡岩型矿床, 它们位于驱龙等超大型中新世斑岩矿床的西段(图1). Hou等(2015)根据岩浆岩Sr-Nd-Hf同位素特征推断雄村所处的位置地幔贡献率高, 易于成矿, 而雄村以东的驱龙地区Sr-Nd同位素较为富集, 地幔贡献率低, 因而在侏罗纪时期并未成矿. Wang等(2017a)考虑到侏罗纪雄村斑岩矿床更靠近新特提斯洋缝合带而驱龙等中新世斑岩矿床相对远离缝合带, 因而提出了雄村能成矿是位于近弧, 岩浆更富水和高氧逸度, 而位于远弧的侏罗纪岩浆岩相对还原, 不易于成矿. Hou等(2015)和Wang等(2017a)的共同认识是早期弧阶段由于贫水、氧逸度低、地幔贡献率不高而不易成矿的地区可能有大量金属硫化物贮存在下地壳, 中新世阶段由于板片断离、拆沉或者板片撕裂等引发的地幔上涌可以引发富含金属硫化物的下地壳发生熔融, 进而形成超大型的后碰撞斑岩矿床. 在这里还需要考虑的是古-始新世时期冈底斯带内发育了一期更为强烈的岩浆作用, 具体表现为覆盖冈底斯带近40%的林子宗组火山岩和相应的岩基. 古-始新世的岩浆作用对于后期成矿有何影响目前并不清楚. 对于这期岩浆氧逸度和含水量的测定都显示为较低的氧逸度($\Delta FMQ < 1$)和贫水(<4.5wt.%)的特征, 不利于斑岩矿床的形成(Wang等, 2014a, 2014b). 该期广泛发育mafic microgranular enclaves(MME)暗色包体, 其中富含金属硫化物, 可能低的氧逸度制约了Cu-Au的迁移而使其主要赋存在含硫化物的下地壳中(Hou等, 2017), 中新世地球动力学变化很有可能活化了这些硫化物进而成矿. 俯冲期不同阶段岩浆作用对后碰撞成矿的影响仍不太清楚.

4.5.4 新生下地壳组成和金属预富集机制

后碰撞斑岩矿床理论的核心是富含金属硫化物的新生下地壳部分熔融形成埃达克质富集岩浆, 进而在中上地壳浅部成矿. 但是对于新生下地壳属性的认识大多是推测, 缺乏确切的证据. 新生下地壳的矿物组成如何, 氧逸度状态如何, 是否富含金属硫化物, 金属硫化物的种类如何这些都不清楚. 为了进一步深化斑岩成矿理论, 未来需要重点关注的是新生下地壳的组成. 另外研究新生下地壳对于理解碰撞带壳幔物质循环、大陆地壳的形成和演化过程都有很重要的意义.

前人在加查北部崔久村发现了(200±5)Ma岩浆记录, 数百米的露头尺度内可见角闪辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩、花岗闪长岩、英云闪长岩、石英闪长岩, 而相对酸性的二长花岗岩和花岗岩并不发育, 同时还出露了大套角闪石岩和辉石角闪石岩(Xu等, 2019), 另见少量淡色花岗岩脉; 米林西部里龙-余松报道的(90±5)Ma岩浆活动岩性包括含石榴子石变质辉长岩、苏长岩、角闪辉长岩、闪长岩、英云闪长岩, 同样缺少更酸性的二长花岗岩和花岗岩, 堆晶岩包括大套角闪石岩和少量纯橄岩、异剥橄榄岩(Ma等, 2013; Zhang等, 2014; Zhang等, 2020), 见少量淡色花岗岩脉. 扎西饶登乡和布久县附近发育一系列的古始新世的角闪石岩和花岗片麻岩, 它们的原岩和变质年龄分别为65~35和50~27Ma. 角闪石岩的组成和米林地区很相似, 正片麻岩的矿物组合为石榴子石、斜长石、钾长石、石英、黑云母和白云母. 同时还有含石榴子石的淡色花岗岩脉和全岩的片理平行(Zhang等, 2020). 这三套岩石组合类似于西部半岛山脉岩基(Lee等, 2006)和Cascades弧(Dessimoz等, 2012), 接近于中下地壳. 此外, 巴基斯坦的Kohistan岩基也出露大套的石榴子石角闪石岩和角闪石岩. 冈底斯弧和巴基斯坦Kohistan弧有显著的差异, 一个是大陆弧, 一个是洋弧. 它们的演化历程以及大陆地壳的形成过程明显不同, 因而对于成矿的影响也不同. Chen等(2020)综合对比了大陆弧和大洋弧堆晶的Cu-Ag含量, 发现地壳厚度对于弧岩浆硫化物饱和早晚有显著的控制. 在加厚的大陆弧, 硫化物饱和较早, 弧堆晶具有高的Cu含量和Cu/Ag比, 而在相对薄的大洋弧, 硫化物饱和较晚, 演化的弧岩浆相对富Cu. 硫化物饱和早晚会影响弧堆晶中金属元素的组成, 这对于后碰撞环境下斑岩矿床的形成有重要影响. 对新生下地壳的岩石组合进行系统的岩相学和地球化学研究, 可以进一步厘定Cu-Au等成矿元素在不同构造背景下的深部地壳中的赋存状态, 进而探讨成矿元素的预富集和再活化机制.

4.5.5 碰撞环境高硫岩浆起源

岩浆中的S含量主要受温度和Fe含量的控制(Hattori和Keith, 2001). 基性岩浆中的S含量高达2000ppm以上, 而中酸性的岩浆S普遍低于100ppm. 驱龙斑岩体中发现岩浆硬石膏(Xiao等, 2012), 证实成矿岩浆的S含量应该普遍高于250ppm, 甚至在500ppm以上(Car-

roll和Rutherford, 1987). 由于缺乏洋壳俯冲和沉积物脱水, 陆陆碰撞环境下单纯的地下壳重熔产生的中酸性岩浆应该是低S的(<100ppm; Richards, 2009), 但是形成冈底斯巨型成矿带的岩浆含有硬石膏, 明显是高S(>250ppm)的. 碰撞环境下的高S岩浆是如何形成的? 基性岩浆普遍具有高的S含量, 基性岩浆的注入或者基性岩浆富S的挥发分的加入, 可以显著提高中酸性岩浆的S含量. 此外印度大陆的西北缘发育大面积的膏盐(主要是硫酸盐)这些膏盐俯冲到地球深部可以氧化上覆的西藏下地壳进而提升S含量. S可以和Si与P替代进入磷灰石的晶格, 其含量可以达到1wt.%(SO₃) (Peng等, 1997; Piccoli和Candela, 2002). 此外, 磷灰石也富含与成矿密切相关的F和Cl. 岩浆磷灰石以包裹体、斑晶和基质组分广泛存在于侵入岩中, 在热液阶段也广泛发育. 通过细致的研究不同阶段的磷灰石组成, 可以有效的示踪S、F和Cl的来源, 从而限定其在岩浆-热液中的演化. 进一步的工作是系统地研究与成矿同期的岩浆磷灰石的矿物化学和S同位素组成, 结合其他富S矿物如岩浆硬石膏和岩浆初始硫化物, 通过它们的S同位素组成来反演碰撞环境下高S岩浆的形成过程.

4.5.6 中高山区碰撞带找矿勘查指示

一个基本现象是, 在中国西部和“一带一路”国家, 中高山区普遍发育斑岩系统(包含斑岩型矿床、矽卡岩型矿床和浅成低温热液型矿床). 最为典型的就是规模宏大的、延伸数千公里的东特提斯成矿带, 主要包括冈底斯成矿带、伊朗成矿带和巴基斯坦成矿带(张洪瑞等, 2010; Richards, 2011). 东特提斯带内发育世界级的斑岩型矿床, 例如Sar Cheshmeh、Reko Diq、驱龙和甲玛, 都是千万吨级的大矿. 东特提斯成矿带潜力巨大, 可是找矿勘查存在交通条件差、勘查成本高与矿化信息获取难等特点. 鉴于中高山区植被覆盖率低, 岩体普遍裸露, 热液蚀变广布等特征, 非常适合以蚀变矿物为主导的矿物化学和红外光谱结合的手段进行找矿勘查. 该方法已经在甲玛试点, 以绢云母为重点研究对象, 光谱上显示出明显的分带, 和矿体关联紧密(Guo等, 2019). 未来的工作将拓展应用到绿泥石、绿帘石、碳酸盐矿物. 将基于蚀变矿物分带、组合和化学成分, 结合流体包裹体研究对于温度、压力和盐度的估算, 利用热动力学模拟限定它们

的形成条件(Wang等, 2017b), 从而为找矿勘查指示矿物的建立提供理论依据.

5 结束语

东西向延伸超过10000km的特提斯碰撞造山带, 经历了原、古和新特提斯洋的洋-陆俯冲和随后的陆-陆碰撞过程, 伴随着强烈的壳幔相互作用和多样化的金属成矿作用. 因其既保存了与俯冲作用有关的矿床, 也发育大量和碰撞环境相关的矿床, 而不同于单纯受俯冲作用控制的环太平洋、古亚洲成矿域.

古特提斯俯冲成矿主要集中在青藏高原东部三江地区, 代表性的为义敦岩浆弧内的VMS矿床和中甸弧的斑岩矿床. 班公湖-怒江缝合带北侧, 以多不杂、波龙、地堡那木岗、拿若、荣那等多处大型、超大型铜金多金属矿床为代表. 占世界总储量一半以上的东南亚Sn成矿带主要形成于古特提斯洋闭合后的碰撞和后碰撞阶段. 巴基斯坦Chagai斑岩铜金成矿带、青藏高原南部冈底斯段岩浆弧侏罗纪雄村斑岩铜金矿集区和泽莫多拉矽卡岩型矿床、东南欧晚白垩世岩浆弧上的Banaitic斑岩铜金矿床和高硫型的浅成低温热液成矿带, 与新特提斯俯冲密切相关. 新特提斯洋闭合后的碰撞和后碰撞阶段发育遍布整个特提斯造山带的大规模成矿作用, 其中最为瞩目的是后碰撞阶段冈底斯中新世斑岩铜钼成矿带、伊朗Kerman斑岩铜成矿带、三江斑岩铜金成矿带和缅甸斑岩铜钼成矿带.

俯冲和碰撞过程的斑岩成矿响应具有显著的差异. 俯冲背景下形成的主要是钙碱性弧岩浆, 普遍伴生的是斑岩Cu-Au矿床. 陆-陆碰撞阶段, 主要是陆壳岩石重熔形成的S型花岗岩或是I型与S型岩浆混合形成的岩石, 伴生的成矿作用主要是斑岩Mo矿和碰撞型Sn矿. 后碰撞阶段, 因独特深部过程(如板片回撤、板片脱离、拆沉和撕裂等)引发的幔源钾质-超钾质岩浆活动和新生下地壳重熔形成的埃达克质岩广泛分布, 主要形成斑岩Cu-Mo矿和岩浆-热液相关的Au-Sb矿床.

特提斯洋俯冲期间的成矿机制与环太平洋岩浆弧类似, 差别在于特提斯成矿域普遍发育小洋盆, 由于年轻具有正浮力, 俯冲相关的斑岩矿床和弧后盆地VMS得到了很好保存. 特提斯成矿域碰撞-后碰撞阶段的成矿机制较为特别, 岩浆热液矿床中成矿物质主要来源于下地壳和/或岩石圈地幔, 成矿岩浆的就位受控于斜

向碰撞诱发的大型走滑断裂、板片断离或撕裂诱发的张性断层或是板片回撤、岩石圈拆沉诱发的拉伸构造, 岩浆房的流体出溶是引发矿床大规模蚀变和矿化的根源. 大型-超大型斑岩矿床的形成通常需要巨量的水、S、金属和高的氧逸度. 在后碰撞环境没有洋壳俯冲的情况下, 这些基本的成矿元素的来源仍然是一个悬而未决的问题. 当前的认识是, 成矿元素富集直至成矿至少经历了三个阶段: 早期特提斯洋壳俯冲过程相对富集成矿元素的流体交代地幔楔, 产生造山带岩石圈地幔, 使得地幔源区初步富集水、S和金属; 在大陆碰撞阶段, 地幔楔发生部分熔融产生新生下地壳, 其中水和成矿元素得到进一步富集, 局部上升到浅部形成同碰撞热液矿床; 在碰撞后拉张环境下, 新生下地壳发生部分熔融并且所产生的长英质熔体发生结晶分异, 在高氧逸度环境下硫化物分解释放出金属进入岩浆熔体和热液流体, 最终进入浅部成矿. 未来需重点关注的是俯冲带流体组成、岩石圈地幔的组成、新生下地壳的组成, 包括流体和熔体中金属、S、Cl和氧逸度特征, 并结合高温高压实验模拟, 来分析成矿元素在碰撞带的地球化学行为. 这不但有助于了解碰撞造山带壳幔物质循环、大陆地壳的形成和演化过程, 而且对深入剖析碰撞带金属矿床的形成过程和完善斑岩成矿理论均具有重要的科学意义.

致谢 王瑞导师Jeremy Richards(1960~2019)英年早逝, 笔者深切缅怀Jeremy, 并在文中重点介绍了Jeremy在特提斯带的工作和思想. 感谢主编郑永飞教授、审稿人王强、张泽明、孙卫东研究员和另一位匿名审稿人提供的宝贵建议, 使得论文质量得到明显提高. 感谢王瑞课题组张京渤、刘思宇、薛庆文、罗晨皓、佟雪松、孙飞、李钰尧、韩泽华和周秋石整理图件和表格.

参考文献

陈建林, 许继峰, 任江波, 王保弟, 余红霞. 2011. 俯冲型和碰撞型含矿斑岩地球化学组成的差异. 岩石学报, 27: 2733–2742

陈衍景. 2013. 大陆碰撞成矿理论的创建及应用. 岩石学报, 29: 1–17

陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题. 岩石学报, 25: 2695–2726

高一鸣, 陈毓川, 王成辉, 侯可军. 2011. 亚贵拉-沙让-洞中拉矿集区中新世代岩浆岩Hf同位素特征与岩浆源区示踪. 矿床地质, 30: 279–291

耿全如, 潘桂棠, 王立全, 彭智敏, 张璋. 2011. 班公湖-怒江带、羌塘地块特提斯演化与成矿地质背景. 地质通报, 30: 1261–1274

侯增谦. 2010. 大陆碰撞成矿论. 地质学报, 84: 30–58

侯增谦, 曲晓明, 徐明基, 付德明, 华力臣, 余金杰. 2001. 四川呷村VHMS矿床. 从野外观察到成矿模型. 矿床地质, 20: 44–56

侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 曲晓明, 黄卫. 2004a. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制. 岩石学报, 20: 239–248

侯增谦, 杨岳清, 曲晓明, 黄典豪, 吕庆田, 王海平, 余金杰, 唐绍华. 2004b. 三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统. 地质学报, 78: 109–120

侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 杨志明, 江万. 2006. 印度大陆板片前缘断裂与分段俯冲: 来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据. 岩石学报, 22: 761–774

侯增谦, 宋玉财, 李政, 王召林, 杨志明, 杨竹森, 刘英超, 田世洪, 何龙清, 陈开旭, 王富春, 赵呈祥, 薛万文, 鲁海峰. 2008. 青藏高原碰撞造山带Pb-Zn-Ag-Cu矿床新类型. 成矿基本特征与构造控矿模型. 矿床地质, 27: 123–144

胡修棉, 王建刚, 安慰, Garzanti E, 李娟. 2017. 利用沉积记录精确约束印度-亚洲大陆碰撞时间与过程. 中国科学: 地球科学, 47: 261–283

冷成彪. 2007. 滇西北雪鸡坪斑岩铜矿地质背景及矿床地球化学特征研究. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士学位论文. 1–105

李才. 2008. 青藏高原龙木错-双湖-澜沧江板块缝合带研究二十年. 地质述评, 54: 105–119

李才, 翟刚毅, 王立全, 尹福光, 毛晓长. 2009. 认识青藏高原的重要窗口——羌塘地区近年来研究进展述评(代序). 地质通报, 28: 1169–1177

李文昌, 伊光侯, 卢映祥, 王彦斌, 余海军, 曹晓明, 张世权. 2010. 西南“三江”格咱火山-岩浆弧中红山-属都蛇绿混杂岩带的厘定及其意义. 岩石学报, 26: 1662–1664

莫宣学, 路凤香, 沈上越, 朱勤文, 侯增谦, 杨开辉, 邓晋福, 刘祥品, 何昌祥. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社. 1–267

莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 董国臣, 周肃, 郭铁鹰, 张双全, 王亮亮. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应. 地学前缘, 10: 135–148

潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 朱弟成, 王立全, 李光明, 赵志丹, 耿全如, 廖忠礼. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化. 岩石学报, 22: 521–533

曲晓明, 辛洪波. 2006a. 西藏西班公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境. 地质通报, 25: 792–799

曲晓明, 侯增谦, 莫宣学, 董国臣, 徐文艺, 辛洪波. 2006b. 冈底斯斑岩铜矿与南部青藏高原隆升之关系——来自含矿斑岩中多阶段锆石的证据. 矿床地质, 25: 388–400

万博, 吴福元, 陈凌, 赵亮, 梁晓峰, 肖文交, 朱日祥. 2019. 重力驱动

- 的特提斯单向裂解-聚合动力学. 中国科学: 地球科学, 49: 2004–2017
- 肖波, 李光明, 秦克章, 李金祥, 赵俊兴, 刘小兵, 夏代祥, 吴兴炳, 彭震威. 2008. 冈底斯驱龙斑岩铜钼矿床的岩浆侵位中心和矿化中心: 破碎裂隙和矿化强度证据. 矿床地质, 27: 200–208
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化. 地质与勘探, 41: 21–26
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型. 矿床地质, 28: 515–538
- 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠, 侯增谦, 徐启东, 王海平, 李红, 杨朝志. 2003. 滇西北中甸斑岩及斑岩铜矿. 矿床地质, 22: 393–400
- 翟伟, 郑思琦, 孙晓明, 韦慧晓, 莫儒伟, 张凌宇, 周峰, 易建洲. 2018. 藏南喜马拉雅造山带造山型马扎拉Au-Sb矿床和沙拉岗Sb矿床流体包裹体He-Ar同位素组成: 对成矿流体来源的制约. 岩石学报, 34: 3525–3538
- 张洪瑞, 侯增谦. 2018. 大陆碰撞带成矿作用: 年轻碰撞造山带对比研究. 中国科学: 地球科学, 48: 1629–1654
- 张洪瑞, 侯增谦, 杨志明. 2010. 特提斯成矿域主要金属矿床类型与成矿过程. 矿床地质, 29: 113–133
- 郑有业, 薛迎喜, 程力军, 樊子琿, 高顺宝. 2004. 西藏驱龙超大型斑岩(铜)矿床. 发现、特征及意义. 地球科学——中国地质大学学报, 29: 103–108
- Allègre C J, Courtillot V, Tapponnier P, Hirn A, Mattauer M, Coulon C, Jaeger J J, Achache J, Schärer U, Marcoux J, Burg J P, Girardeau J, Armijo R, Gariépy C, Göpel C, Li T, Xiao X, Chang C, Li G, Lin B, Teng J, Wang N, Chen G, Han T, Wang X, Den W, Sheng H, Cao Y, Zhou J, Qiu H, Bao P, Wang S, Wang B, Zhou A, Xu R. 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, 307: 17–22
- Alonso-Perez R, Müntener O, Ulmer P. 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: Experimental constraints on andesitic liquids. *Contrib Mineral Petrol*, 157: 541–558
- Arculus R J. 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos*, 33: 189–208
- Audétat A, Pettke T. 2003. The magmatic-hydrothermal evolution of two barren granites: A melt and fluid inclusion study of the Rito del Medio and Cañada Pinabete plutons in northern New Mexico (USA). *Geochim Cosmochim Acta*, 67: 97–121
- Audétat A, Pettke T, Heinrich C A, Bodnar R J. 2008. Special paper: The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Econ Geol*, 103: 877–908
- Baxter A T, Aitchison J C, Zyabrev S V. 2009. Radiolarian age constraints on Mesothethyan ocean evolution, and their implications for development of the Bangong-Nujiang suture, Tibet. *J Geol Soc*, 166: 689–694
- Behrens H, Misiti V, Freda C, Vetere F, Botcharnikov R E, Scarlato P. 2009. Solubility of H₂O and CO₂ in ultrapotassic melts at 1200 and 1250°C and pressure from 50 to 500 MPa. *Am Miner*, 94: 105–120
- Blatter D L, Sisson T W, Hankins W B. 2013. Crystallization of oxidized, moderately hydrous arc basalt at mid- to lower-crustal pressures: Implications for andesite genesis. *Contrib Mineral Petrol*, 166: 861–886
- Brandon A D, Draper D S. 1996. Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: An example from Simcoe, Washington, USA. *Geochim Cosmochim Acta*, 60: 1739–1749
- Bullard E C, Everett J E, Smith A G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic. *Philos Trans R Soc A*, 258: 41–51
- Candela P A, Piccoli P M. 2005. Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems. 100th Anniversary Econ Geol. 25–37
- Cai F, Ding L, Yue Y. 2011. Provenance analysis of upper Cretaceous strata in the Tethys Himalaya, southern Tibet: Implications for timing of India-Asia collision. *Earth Planet Sci Lett*, 305: 195–206
- Carroll M R, Rutherford M J. 1987. The stability of igneous anhydrite: Experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas. *J Petrol*, 28: 781–801
- Cao K, Yang Z M, Mavrogenes J, White N C, Xu J F, Li Y, Li W K. 2019. Geology and genesis of the giant Pulang porphyry Cu-Au district, Yunnan, Southwest China. *Econ Geol*, 114: 275–301
- Chen K, Tang M, Lee C T, Wang Z C, Zou Z Q, Hu Z C, Liu Y S. 2020. Sulfide-bearing cumulates in deep continental arcs: The missing copper reservoir. *Earth Planet Sci Lett*, 531: 115971
- Chen J L, Xu J F, Ren J B, Huang X X, Wang B D. 2014. Geochronology and geochemical characteristics of Late Triassic porphyritic rocks from the Zhongdian arc, eastern Tibet, and their tectonic and metallogenic implications. *Gondwana Res*, 26: 492–504
- Chen Y, Li W, Yuan X H, Badal J, Teng J. 2015. Tearing of the Indian lithospheric slab beneath southern Tibet revealed by SKS-wave splitting measurements. *Earth Planet Sci Lett*, 413: 13–24
- Cheng Y, Mao J, Liu P. 2016. Geodynamic setting of Late Cretaceous Sn-W mineralization in southeastern Yunnan and northeastern Vietnam. *Solid Earth Sci*, 1: 79–88
- Chung S L, Liu D, Ji J, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q, Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021–1024
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X, Zhang Q, Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred

- from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Sci Rev*, 68: 173–196
- Ciobanu C L, Cook N J, Stein H. 2002. Regional setting and geochronology of the Late Cretaceous banatitic magmatic and metallogenetic belt. *Miner Depos*, 37: 541–567
- Cline J S, Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *J Geophys Res*, 96: 8113–8126
- Cline J S. 1995. Genesis of porphyry Cu deposits: The behavior of water, chloride, and copper in crystallizing melts. In: Pierce F W, Bolm J G, eds. *Porphyry Cu Deposits of the American Cordillera*. Arizona Geol Soc, 20: 69–82
- Cobbing E J, Mallick D I J, Pitfield P E J, Teoh L H. 1986. The granites of the southeast Asian tin belt. *J Geol Soc*, 143: 537–550
- Collins W J, Huang H Q, Jiang X Y. 2016. Water-fluxed crustal melting produces cordilleran batholiths. *Geology*, 2: 143–146
- Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Econ Geol*, 100: 801–818
- Cooke D R, Hollings P, Wilkinson J J, Tosdal R M. 2014. *Treatise on Geochemistry. Geochemistry of Porphyry Deposits*. 2nd ed. 13: 357–381
- Cloos M. 2001. Bubbling magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits. *Int Geol Rev*, 43: 285–311
- de Hoog J C M, Mason P R D, van Bergen M J. 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: Constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia. *Geochim Cosmochim Acta*, 65: 3147–3164
- Dan W, Wang Q, White W M, Zhang X Z, Tang G J, Jiang Z Q, Hao L L, Ou Q. 2018. Rapid formation of eclogites during a nearly closed ocean: Revisiting the Pianshishan eclogite in Qiangtang, central Tibetan Plateau. *Chem Geol*, 477: 112–122
- Damon P E. 1986. Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry Cu deposits. In: Friedrich G H, ed. *Geol Metallogeny of Copper Deposits*. Berlin: Springer-Verlag. 216–234
- Deng J, Wang Q, Li G, Li C, Wang C. 2014. Tethys tectonic evolution and its bearing on the distribution of important mineral deposits in the Sanjiang region, SW China. *Gondwana Res*, 26: 419–437
- Deng J, Wang C, Bagas L, Selvaraja V, Jeon H, Wu B, Yang L. 2017. Insights into ore genesis of the Jinding Zn-Pb deposit, Yunnan Province, China: Evidence from Zn and *in-situ* S isotopes. *Ore Geol Rev*, 90: 943–957
- Dessimoz M, Müntener O, Ulmer P. 2012. A case for hornblende dominated fractionation of arc magmas: The Chelan Complex (Washington Cascades). *Contrib Mineral Petrol*, 163: 567–589
- Dewey J F, Shackleton R M, Chang C, Sun Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philos Trans R Soc B*, 327: 379–413
- Ding L, Kapp P, Wan X Q. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24: TC3001
- Dominguez S, Malavieille J, Lallemand S E. 2000. Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: Insights from sandbox experiments. *Tectonics*, 19: 182–196
- Dokuz A. 2011. A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: The Köse composite pluton. *Gondwana Res*, 19: 926–944
- Dokuz A, Karsli O, Chen B, Uysal İ. 2010. Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: Implications for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the eastern Pontides. *Tectonophysics*, 480: 259–279
- Doglioni C, Carminati E, Cuffaro M, Scrocca D. 2007. Subduction kinematics and dynamic constraints. *Earth-Sci Rev*, 83: 125–175
- Espurt N, Hippolyte J C, Kaymakci N, Sangu E. 2014. Lithospheric structural control on inversion of the southern margin of the Black Sea Basin, Central Pontides, Turkey. *Lithosphere*, 6: 26–34
- Franklin J M, Gibson H L, Jonasson I R, Galley A G. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. 100th Anniversary *Econ Geol*, 98: 523–560
- Gaetani M, Jadoul F, Erba E, Garzanti E. 1993. Jurassic and Cretaceous orogenic events in the North Karakoram: Age constraints from sedimentary rocks. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 74: 39–52
- Gao J, Klemm R, Zhu M, Wang X, Li J, Wan B, Xiao W, Zeng Q, Shen P, Sun J, Qin K, Campos E. 2018. Large-scale porphyry-type mineralization in the Central Asian metallogenetic domain: A review. *J Asian Earth Sci*, 165: 7–36
- Guo Z, Wilson M. 2012. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. *Gondwana Res*, 22: 360–376
- Guo Z, Wilson M. 2019. Late Oligocene-early Miocene transformation of postcollision magmatism in Tibet. *Geology*, 47: 1–5
- Guo Z F, Wilson M, Zhang M L, Cheng Z H, Zhang L H. 2015. Post-collision ultrapotassic mafic magmatism in South Tibet: Products of partial melting of pyroxenite in the mantle wedge induced by roll-back and delamination of the subducted Indian continental lithosphere slab. *J Petrol*, 56: 1365–1406
- Guo N, Thomas C, Tang J X, Tong Q X. 2019. Mapping white mica alteration associated with the Jiama porphyry-skarn Cu deposit, central Tibet using field SWIR spectrometry. *Ore Geol Rev*, 108: 147–157
- Hattori K H, Keith J D. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry

- copper mineralization: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Miner Depos*, 36: 799–806
- He W Y, Mo X X, He Z H, White N C, Chen J B, Yang K H, Wang R, Yu X H, Dong G C, Huang X F. 2015. The geology and mineralogy of the Beiya skarn gold deposit in Yunnan, southwest China. *Econ Geol*, 110: 1625–1641
- Hedenquist J W, Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519–527
- Hedenquist J W, Richards J P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry Cu deposits. In: Richards J P, Larson P B, eds. *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*. *Rev Econ Geol*, 10: 235–256
- Henley R W, Berger B R. 2000. Self-ordering and complexity in epizonal mineral deposits. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 669–719
- Henley R W, McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ Geol*, 73: 1–20
- Hildreth W, Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contr Mineral Petrol*, 98: 455–489
- Hou Z Q, Mo X X. 1993. Geology, geochemistry and genetic aspects of Kuroko-type volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang region, southwestern China. *Explor Min Geol*, 2: 17–29
- Hou Z Q, Khin Z, Qu X M, Ye Q, Yu J, Xu M, Fu D, Yin X. 2001. Origin of the Gacun volcanic-hosted massive sulfide deposit in Sichuan, China: Fluid inclusion and oxygen isotope evidence. *Econ Geol*, 96: 1491–1512
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 220: 139–155
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, Kemp A, Zheng Y C, Li Q Y, Tang J X, Yang Z S, Duan L F. 2015. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones. *Geology*, 43: 247–250
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G, Rui Z Y, Gao Y F. 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geol Rev*, 36: 25–51
- Hou Z Q, Zhang H R. 2014. Geodynamics and metallogeny of the eastern tethyan metallogenic domain. *Acta Petrol Sin*, 88: 903–904
- Hou Z Q, Zhou Y, Wang R, Zheng Y, He W, Zhao M, Evans N J, Weinberg R F. 2017. Recycling of metal-fertilized lower continental crust: Origin of non-arc Au-rich porphyry deposits at cratonic edges. *Geology*, 45: 563–566
- Hou Z Q, Wang R. 2019. Fingerprinting metal transfer from mantle. *Nat Commun*, 10: 3510
- Hsü K J, Guitang P, Şengör A M C. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *Int Geol Rev*, 37: 473–508
- Hu X, Garzanti E, Moore T, Raffi I. 2015. Direct stratigraphic dating of India-Asia collision onset at the Selandian (middle Paleocene, 59±1 Ma). *Geology*, 43: 859–862
- Hu X, Garzanti E, Wang J, Huang W, An W, Webb A. 2016. The timing of India-Asia collision onset—Facts, theories, controversies. *Earth-Sci Rev*, 160: 264–299
- Hu Y B, Liu J Q, Ling M X, Ding W, Liu Y, Zartman R E, Ma X F, Liu D Y, Zhang C C, Sun S J, Zhang L P, Wu K, Sun W D. 2015. The formation of Qulong adakites and their relationship with porphyry copper deposit: Geochemical constraints. *Lithos*, 220: 60–80
- Hutchison C S, Taylor D. 1978. Metallogenesis in SE Asia. *J Geol Soc*, 135: 407–428
- James D E, Sacks I S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In: Skinner B J, ed. *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. *Soc Econ Geol Special Publication*, 7: 1–25
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, Li J X, Liu C Z. 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chem Geol*, 262: 229–245
- Jiang Z Q, Wang Q, Li Z X, Wyman D A, Tang G J, Jia X H, Yang Y H. 2012. Late Cretaceous (ca. 90 Ma) adakitic intrusive rocks in the Kelu area, Gangdese Belt (southern Tibet): Slab melting and implications for Cu-Au mineralization. *J Asian Earth Sci*, 53: 67–81
- Jin X, Zhang Y X, Zhou X Y, Zhang K J, Li Z W, Khalid S B, Hu J C, Lu L, Sun W D. 2019. Protoliths and tectonic implications of the newly discovered Triassic Baqing eclogites, central Tibet: Evidence from geochemistry, Sr Nd isotopes and geochronology. *Gondwana Res*, 69: 144–162
- Kapp P, Yin A, Harrison T M, Ding L. 2005. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 117: 865–878
- Kapp P, DeCelles P G. 2019. Mesozoic-Cenozoic geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen and working tectonic hypotheses. *Am J Sci*, 319: 159–254
- Kay S M, Mpodozis C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolved shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11: 4–9
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: Characteristics, space-time distributions, and origins. *Rev Econ Geol*, 13: 501–551
- Klemm L M, Pettke T, Heinrich C A, Campos E. 2007. Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo ore deposit from low-salinity magmatic fluids. *Econ Geol*, 102: 1021–1045

- Lang X, Tang J, Li Z, Huang Y, Ding F, Yang H, Xie F, Zhang L, Wang Q, Zhou Y. 2014a. U-Pb and Re-Os geochronological evidence for the Jurassic porphyry metallogenic event of the Xiongcu district in the Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet, PRC. *J Asian Earth Sci*, 79: 608–622
- Lang X H, Tang J X, Xie F W, Huang Y. 2014b. Characteristics of ground, magnetic anomalies and their significance for ore prospecting in the Xiongcu district of Tibet. *Geol Explor*, 50: 411–418
- Lang X, Wang X, Deng Y, Tang J, Xie F, Yang Z, Yin Q, Jiang K. 2019. Hydrothermal evolution and ore precipitation of the No. 2 porphyry Cu-Au deposit in the Xiongcu district, Tibet: Evidence from cathodoluminescence, fluid inclusions, and isotopes. *Ore Geol Rev*, 114: 103141
- Leach D L, Song Y C, Hou Z Q. 2017. The world-class Jinding Zn-Pb deposit: Ore formation in an evaporite dome, Lanping Basin, Yunnan, China. *Miner Depos*, 52: 281–296
- Lee C T A, Cheng X, Horodyskyj U. 2006. The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: Insights from the Sierra Nevada, California. *Contrib Mineral Petrol*, 151: 222–242
- Lee C T A, Tang M. 2020. How to make porphyry copper deposits. *Earth Planet Sci Lett*, 529: 115868
- Leng C B, Zhang X C, Zhong H, Hu R Z, Zhou W D, Li C. 2013. Re-Os molybdenite ages and zircon Hf isotopes of the Gangjiang porphyry Cu-Mo deposit in the Tibetan Orogen. *Miner Depos*, 48: 585–602
- Li J T, Song X D. 2018. Tearing of Indian mantle lithosphere from high-resolution seismic images and its implications for lithosphere coupling in southern Tibet. *Proc Natl Acad Sci USA*, 115: 8296–8300
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Xiao B, Zhao J X, Chen L. 2011a. Magmatic-hydrothermal evolution of the Cretaceous Duolong gold-rich porphyry copper deposit in the Bangongco metallogenic belt, Tibet: Evidence from U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *J Asian Earth Sci*, 41: 525–536
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Xiao B, Chen L, Zhao J X. 2011b. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126: 265–277
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Xiao B, Zhao J X, Cao M J, Chen L. 2013. Petrogenesis of ore-bearing porphyries from the Duolong porphyry Cu-Au deposit, central Tibet: Evidence from U-Pb geochronology, petrochemistry and Sr-Nd-Hf-O isotope characteristics. *Lithos*, 160–161: 216–227
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Richards J P, Zhao J X, Cao M J. 2014. Geochronology, geochemistry, and zircon Hf isotopic compositions of Mesozoic intermediate felsic intrusions in central Tibet: Petrogenetic and tectonic implications. *Lithos*, 198–199: 77–91
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Xiao B, Zhao J X, Chen L. 2016. Petrogenesis of Cretaceous igneous rocks from the Duolong porphyry Cu-Au deposit, central Tibet: Evidence from zircon U-Pb geochronology, petrochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotope characteristics. *Geol J*, 51: 285–307
- Li J X, Qin K Z, Li G M, Evans N J, Zhao J X, Yue Y H, Xie J. 2018a. Volatile variations in magmas related to porphyry Cu-Au deposits: Insights from amphibole geochemistry, Duolong district, central Tibet. *Ore Geol Rev*, 95: 649–662
- Li J X, Zhang L Y, Fan W M, Ding L, Sun Y L, Peng T P, Li G M, Sein K. 2018b. Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution and metallogeny in Myanmar: Evidence from zircon/cassiterite U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geol Rev*, 102: 829–845
- Li S M, Wang Q, Zhu D C, Stern R J, Cawood P A, Sui Q L, Zhao Z. 2018. One or two Early Cretaceous arc systems in the Lhasa Terrane, southern Tibet. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 3391–3413
- Li S M, Wang Q, Zhu D C, Cawood P A, Stern R J, Weinberg R, Zhao Z, Mo X X. 2020. Reconciling orogenic drivers for the evolution of the Bangong-Nujiang Tethys during Middle-Late Jurassic. *Tectonics*, 39: e2019TC005951
- Li W K, Yang Z M, Chiaradia M, Lai Y, Yu C, Zhang J Y. 2020. Redox state of southern Tibetan upper mantle and ultrapotassic magmas. *Geology*, doi: 10.1130/G47411.1
- Li Y, Selby D, Condon D, Tapster S. 2017. Cyclic magmatic-hydrothermal evolution in porphyry systems: High-precision U-Pb and Re-Os geochronology constraints on the Tibetan Qulong porphyry Cu-Mo deposit. *Econ Geol*, 112: 1419–1440
- Liang X F, Sandvol E, Chen Y J, Hearn T, Ni J, Klemperer S, Shen Y, Tilmann F. 2012. A complex Tibetan upper mantle: A fragmented Indian slab and no south-verging subduction of Eurasian lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 333–334: 101–111
- Liang X, Chen Y, Tian X, Chen Y J, Ni J, Gallegos A, Klemperer S L, Wang M, Xu T, Sun C, Si S, Lan H, Teng J. 2016. 3D imaging of subducting and fragmenting Indian continental lithosphere beneath southern and central Tibet using body-wave finite-frequency tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 443: 162–175
- Lin T H, Chung S L, Kumar A, Wu F Y, Chiu H Y, Lin I J. 2013. Linking a prolonged Neo-Tethyan magmatic arc in South Asia: Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from the Lohit Batholith, NE India. *Terra Nova*, 25: 453–458
- Liu W L, Xia B, Zhong Y, Cai J X, Li J F, Liu H F, Cai Z R, Sun Z L. 2014. Age and composition of the Rebang Co and Julu ophiolites,

- central Tibet: Implications for the evolution of the Bangong Meso-Tethys. *Int Geol Rev*, 56: 430–447
- Liu Z, Zhu D C, Wang Q, Eyuboglu Y, Zhao Z D, Liu S A, Xu L J. 2018. Transition from low-K to high-K calc-alkaline magmatism at approximately 84 Ma in the eastern Pontides (NE Turkey): Magmatic response to slab rollback of the black sea. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 7604–7628
- Liu Z, Tian X, Yuan X, Liang X, Chen Y, Zhu G, Zhang H, Li W, Tan P, Zuo S, Wu C, Nie S, Wang G, Yu G, Zhou B. 2020. Complex structure of upper mantle beneath the Yadong-Gulu rift in Tibet revealed by S-to-P converted waves. *Earth Planet Sci Lett*, 531: 115954
- Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M L, Yang Z M, Hou Z Q. 2015. Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magmas in Tibet. *Geology*, 43: 583–586
- Ma L, Wang Q, Li Z X, Wyman D A, Jiang Z Q, Yang J H, Gou G N, Guo H F. 2013. Complex structure of upper mantle beneath the Yadong-Gulu rift in Tibet revealed by S-to-P converted waves. *Lithos*, 172–173: 17–30
- Ma L, Wang Q, Li Z X, Wyman D A, Yang J H, Jiang Z Q, Liu Y, Gou G N, Guo H F. 2017. Subduction of Indian continent beneath southern Tibet in the latest Eocene (~35 Ma): Insights from the Quguosha gabbros in southern Lhasa block. *Gondwana Res*, 41: 77–92
- Masterman G J, Cooke D R, Berry R F, Walshe J L, Lee A W, Clark A H. 2005. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile. *Econ Geol*, 100: 835–862
- Matijuschkin V, Blundy J D, Brooker R A. 2016. The effect of pressure on sulphur speciation in mid- to deep-crustal arc magmas and implications for the formation of porphyry copper deposits. *Contrib Mineral Petrol*, 171: 66
- Matte P, Tapponnier P, Arnaud N, Bourjot L, Avouac J P, Vidal P, Liu Q, Pan Y, Wang Y. 1996. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth Planet Sci Lett*, 142: 311–330
- McQuarrie N, Stock J M, Verdel C, Wernicke B P. 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophys Res Lett*, 30: 2036
- Metcalfe I. 2002. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia. *J Asian Earth Sci*, 20: 551–566
- Metcalfe I. 2006. Palaeozoic and Mesozoic tectonic evolution and palaeogeography of East Asian crustal fragments: The Korean Peninsula in context. *Gondwana Res*, 9: 24–46
- Metcalfe I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *J Asian Earth Sci*, 66: 1–33
- Meng J, Wang C, Zhao X, Coe R, Li Y, Finn D. 2012. India-Asia collision was at 24°N and 50 Ma: Palaeomagnetic proof from southernmost Asia. *Sci Rep*, 2: 925
- Meng J, Gilder S A, Wang C, Coe R S, Tan X, Zhao X, He K. 2019. Defining the limits of greater India. *Geophys Res Lett*, 46: 4182–4191
- Mo X X, Niu Y L, Dong G C, Zhao Z D, Hou Z Q, Zhou S, Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic Succession in southern Tibet. *Chem Geol*, 250: 49–67
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30: 915–918
- Nicholson K N, Khan M, Mahmood K. 2010. Geochemistry of the Chagai-Raskoh arc, Pakistan: Complex arc dynamics spanning the Cretaceous to the Quaternary. *Lithos*, 118: 338–348
- Okay A I, Sunal G, Sherlock S, Altner D, Tüysüz O, Kylander-Clark A R C, Aygül M. 2013. Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey. *Tectonics*, 32: 1247–1271
- Oyarzun R, Márquez A, Lillo J, López I, Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Miner Depos*, 36: 794–798
- Pan G T, Wang L Q, Li R S, Yuan S H, Ji W H, Yin F Y, Zhang W P, Wang B D. 2012. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau. *J Asian Earth Sci*, 53: 3–14
- Peng G, Luhr J F, McGee J J. 1997. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Am Miner*, 82: 1210–1224
- Perelló J, Raziq A, Schloderer J, Asad-ur-Rehman J. 2008. The Chagai porphyry copper belt, Baluchistan province, Pakistan. *Econ Geol*, 103: 1583–1612
- Piccoli P M, Candela P A. 2002. Apatite in igneous systems. *Rev Mineral Geochem*, 48: 255–292
- Pitzer K S, Pabalan R T. 1986. Thermodynamics of NaCl in steam. *Geochim Cosmochim Acta*, 50: 1445–1454
- Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, Vervoort J D, Ding L. 2008. Triassic continental subduction in central Tibet and Mediterranean-style closure of the Paleo-Tethys Ocean. *Geology*, 36: 351–354
- Qu X, Hou Z, Li Y. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan Plateau. *Lithos*, 74: 131–148
- Qu X, Hou Z, Zaw K, Li Y. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry Cu deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results. *Ore Geol Rev*, 31: 205–223
- Raziq A. 2013. Magmatic evolution and genesis of the RekoDiq H14-

- H15 porphyry copper-gold deposit, district Chagai, Baluchistan-Pakistan. Dissertation for Doctoral Degree. The University of British Columbia. 27–30
- Razique A, Tosdal R M, Creaser R A. 2014. Temporal evolution of the western porphyry Cu-Au systems at Reko Diq, Balochistan, western Pakistan. *Econ Geol*, 109: 2003–2021
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Econ Geol*, 98: 1515–1533
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. In: Porter T M, ed. *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. Adelaide: PGC Publishing. 7–25
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37: 247–250
- Richards J P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geol Rev*, 40: 1–26
- Richards J P. 2018. A shake-up in the porphyry world? *Econ Geol*, 113: 1225–1233
- Richards J P. 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geol Rev*, 70: 323–345
- Richards J P, Kerrich R. 2007. Special paper: Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Econ Geol*, 102: 537–576
- Richards J P, Spell T, Rameh E, Razique A, Fletcher T. 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Econ Geol*, 107: 295–332
- Richards J P, Şengör A M C. 2017. Did Paleo-Tethyan anoxia kill arc magma fertility for porphyry copper formation? *Geology*, 45: 591–594
- Scheibner C, Speijer R P. 2008. Late Paleocene-early Eocene Tethyan carbonate platform evolution—A response to long- and short-term paleoclimatic change. *Earth-Sci Rev*, 90: 71–102
- Schaltegger U, Frank M, Burg J P. 2003. A 120 million years record of magmatism and crustal melting in the Kohistan Batholith. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Geophysical Research Abstracts. EGS, 06816
- Schwartz M O, Rajah S S, Askury A K, Putthapiban P, Djaswadi S. 1995. The Southeast Asian tin belt. *Earth-Sci Rev*, 38: 95–293
- Seedorff E, Dilles J H, Proffett Jr J M, Einaudi M T, Zurcher L, Stavast W J A, Johnson D A, Barton M D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. 100th Anniversary *Econ Geol*. 251–298
- Şengör A M C. 1985. Geology: East Asian tectonic collage. *Nature*, 318: 16–17
- Şengör A M C, Atayman S. 2008. The Permian Extinction and the Tethys: An Exercise in Global Geology. Boulder: Geological Society of America
- Şengör A M C, Kidd W S F. 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55: 361–376
- Şengör A M C, Yilmaz Y, Ketin I. 1980. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? *Geol Soc Am Bull*, 91: 599–609
- Shinohara H, Hedenquist J W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the far southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines. *J Petrol*, 38: 1741–1752
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Aust J Earth Sci*, 44: 373–388
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems. *Econ Geol*, 105: 3–41
- Sillitoe R H. 2018. Why no porphyry Cu deposits in Japan and South Korea? *Resour Geol*, 68: 107–125
- Singer D A, Berger V I, Menzie W D, Berger B R. 2005. Porphyry copper deposit density. *Econ Geol*, 100: 491–514
- Singer D A, Berger V I, Moring B C. 2008. Porphyry Cu deposits of the World: Database and Grade and Tonnage Models, 2008. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155. 45, <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1155/>
- Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology*, 18: 630–633
- Stampfli G M. 2000. Tethyan oceans. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 173: 1–23
- Stampfli G M, Borel G D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet Sci Lett*, 196: 17–33
- Suess E. 1893. Are great ocean depths permanent. *Nat Sci*, 2: 180–187
- Sun W D, Ling M X, Chung S L, Ding X, Yang X Y, Liang H Y, Fan W M, Goldfarb R, Yin Q Z. 2012. Geochemical constraints on adakites of different origins and copper mineralization. *J Geol*, 12: 105–120
- Sun W, Wang J, Zhang L, Zhang C, Li H, Ling M, Ding X, Li C, Liang H. 2017. The formation of porphyry copper deposits. *Acta Geochim*, 36: 9–15
- Sun W D, Liu L J, Hu Y B, Ding W, Liu J Q, Ling M X, Ding X, Zhang Z F, Sun X I, Li C Y, Li H, Fan W M. 2018. Post-ridge-subduction acceleration of the Indian plate induced by slab rollback. *Solid Earth Sci*, 3: 1–7
- Sun X, Sun W, Hu Y, Ding W, Ireland T, Zhan M, Liu J, Ling M, Ding

- X, Zhang Z, Fan W. 2018. Major Miocene geological events in southern Tibet and eastern Asia induced by the subduction of the Ninetyeast Ridge. *Acta Geochim*, 37: 395–401
- Sun X, Lu Y J, McCuaig T C, Zheng Y Y, Chang H F, Guo F, Xu L J. 2019. Miocene ultrapotassic, high-Mg dioritic, and adakite-like rocks from Zhunuo in Southern Tibet: Implications for mantle metasomatism and porphyry copper mineralization in collision orogens. *J Petrol*, 59: 341–386
- Sun W, Ding X, Hu Y, Zartman R E, Arculus R J, Kamenetsky V S, Chen M. 2011. The fate of subducted oceanic crust: A mineral segregation model. *Int Geol Rev*, 53: 879–893
- Sui Q L, Wang Q, Zhu D C, Zhao Z D, Chen Y, Santosh M, Hu Z C, Yuan H L, Mo X X. 2013. Compositional diversity of ca. 110 Ma magmatism in the northern Lhasa Terrane, Tibet: Implications for the magmatic origin and crustal growth in a continent-continent collision zone. *Lithos*, 168: 144–159
- Tang M, Lee C T A, Costin G, Höfer H E. 2019. Recycling reduced iron at the base of magmatic orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 528: 115827
- Tafti R, Mortensen J K, Lang J R, Rebagliati M, Oliver J L. 2009. Jurassic U-Pb and Re-Os ages for the newly discovered Xietongmen Cu-Au porphyry district, Tibet, PRC: Implications for metallogenic epochs in the southern Gangdese belt. *Econ Geol*, 104: 127–136
- Tafti R, Lang J R, Mortensen J K, Oliver J L, Rebagliati C M. 2014. Geology and geochronology of the Xietongmen (Xiongcu) Cu-Au porphyry district, Southern Tibet, China. *Econ Geol*, 109: 1967–2001
- Topuz G, Altherr R, Kalt A, Satr M, Werner O, Schwarz W H. 2004. Aluminous granulites from the Pular complex, NE Turkey: A case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation. *Lithos*, 72: 183–207
- Topuz G, Altherr R, Schwarz W H, Dokuz A, Meyer H P. 2007. Variscan amphibolite-facies rocks from the Kurtoglu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). *Int J Earth Sci-Geol Rundsch*, 96: 861–873
- Torsvik T H, Van der Voo R, Preeden U, Mac Niocaill C, Steinberger B, Doubrovine P V, van Hinsbergen D J J, Domeier M, Gaina C, Tohver E, Meert J G, McCausland P J A, Cocks L R M. 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Sci Rev*, 114: 325–368
- Tian X, Chen Y, Tseng T L, Klempner S L, Thybo H, Liu Z, Xu T, Liang X, Bai Z, Zhang X, Si S, Sun C, Lan H, Wang E, Teng J. 2015. Weakly coupled lithospheric extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 430: 171–177
- Ulmer P, Kaegi R, Müntener O. 2018. Experimentally derived intermediate to silica-rich arc magmas by fractional and equilibrium crystallization at 1.0 GPa: An evaluation of phase relationships, compositions, liquid lines of descent and oxygen fugacity. *J Petrol*, 59: 11–58
- Ustaömer T, Robertson A H F. 2010. Late Palaeozoic-Early Cenozoic tectonic development of the Eastern Pontides (Artvin area), Turkey: Stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. *Geol Soc Lond Spec Pub*, 340: 281–327
- van Hinsbergen D J J, Torsvik T H, Schmid S M, Mañenco L C, Maffione M, Vissers R L M, Güler D, Spakman W. 2020. Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Res*, 81: 79–229
- van Hinsbergen D J J, Lippert P C, Dupont-Nivet G, McQuarrie N, Doubrovine P V, Spakman W, Torsvik T H. 2012. Greater India basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia. *Proc Natl Acad Sci USA*, 20: 7659–7664
- Wang C, Ding L, Zhang L Y, Kapp P, Pullen A, Yue Y H. 2016. Petrogenesis of Middle-Late Triassic volcanic rocks from the Gangdese belt, southern Lhasa terrane: Implications for early subduction of Neo-Tethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 262: 320–333
- Wang R, Richards J P, Hou Z, Yang Z, Gou Z, DuFrane S A. 2014a. Increasing magmatic oxidation state from paleocene to miocene in the eastern Gangdese Belt, Tibet: Implication for collision-related porphyry Cu-Mo±Au mineralization. *Econ Geol*, 109: 1943–1965
- Wang R, Richards J P, Hou Z, Yang Z, DuFrane S A. 2014b. Increased magmatic water content—The key to Oligo-Miocene porphyry Cu-Mo±Au formation in the eastern Gangdese belt, Tibet. *Econ Geol*, 109: 1315–1339
- Wang R, Richards J P, Hou Z, Yang Z. 2014c. Extent of underthrusting of the Indian plate beneath Tibet controlled the distribution of Miocene porphyry Cu-Mo±Au deposits. *Miner Depos*, 49: 165–173
- Wang R, Richards J P, Zhou L, Hou Z, Stern R A, Creaser R A, Zhu J. 2015a. The role of Indian and Tibetan lithosphere in spatial distribution of Cenozoic magmatism and porphyry Cu-Mo deposits in the Gangdese belt, southern Tibet. *Earth-Sci Rev*, 150: 68–94
- Wang R, Richards J P, Hou Z, An F, Creaser R A. 2015b. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf-O isotope geochemistry of the Paleocene–Eocene igneous rocks in western Gangdese: Evidence for the timing of Neo-Tethyan slab breakoff. *Lithos*, 224–225: 179–194
- Wang R, Collins W J, Weinberg R F, Li J, Li Q, He W, Richards J P, Hou Z, Zhou L, Stern R A. 2016. Xenoliths in ultrapotassic volcanic rocks in the Lhasa block: Direct evidence for crust-mantle mixing and metamorphism in the deep crust. *Contrib Mineral Petrol*, 171: 62
- Wang R, Tafti R, Hou Z Q, Shen Z C, Guo N, Evans N, Jeon H, Li Q Y,

- Li W K. 2017a. Across-arc geochemical variation in the Jurassic magmatic zone, southern Tibet: Implication for continental arc-related porphyry Cu-Au mineralization. *Chem Geol*, 451: 116–134
- Wang R, Cudahy T, Laukamp C, Walshe J L, Bath A, Mei Y, Young C, Roache T J, Jenkins A, Roberts M, Barker A, Laird J. 2017b. White mica as a hyperspectral tool in exploration for Sunrise Dam and Kanowna Belle gold deposits, Western Australia. *Econ Geol*, 112: 1153–1176
- Wang R, Weinberg R F. 2019. Hot Miocene geology and rifting in Tibet-Himalayas above a tear. 2019 AGU meeting. V31E-0171
- Wang R, Weinberg R F, Collins W J, Richards J P, Zhu D. 2018. Origin of postcollisional magmas and formation of porphyry Cu deposits in southern Tibet. *Earth-Sci Rev*, 181: 122–143
- Wang X S, Bi X W, Leng C B, Zhong H, Tang H F, Chen Y W, Yin G H, Huang D Z, Zhou M F. 2014. Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous igneous intrusions and Mo-Cu-(W) mineralization in the southern Yidun Arc, SW China: Implications for metallogenesis and geodynamic setting. *Ore Geol Rev*, 61: 73–95
- Wei S, Tang J, Song Y, Liu Z, Feng J, Li Y. 2017. Early Cretaceous bimodal volcanism in the Duolong Cu mining district, western Tibet: Record of slab breakoff that triggered ca. 108–113 Ma magmatism in the western Qiangtang terrane. *J Asian Earth Sci*, 138: 588–607
- Weinberg R F, Hasalová P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212–215: 158–188
- Xiao B, Qin K, Li G, Li J, Xia D, Chen L, Zhao J. 2012. Highly oxidized magma and fluid evolution of Miocene Qulong giant porphyry Cu-Mo deposit, southern Tibet, China. *Resour Geol*, 62: 4–18
- Xu B, Griffin W L, Xiong Q, Hou Z Q, O'Reilly S Y, Guo Z, Pearson N J, Gréau Y, Yang Z M, Zheng Y C. 2017. Ultrapotassic rocks and xenoliths from South Tibet: Contrasting styles of interaction between lithospheric mantle and asthenosphere during continental collision. *Geology*, 45: 51–54
- Xu W, Zhu D C, Wang Q, Weinberg R F, Wang R, Li S M, Zhang L L, Zhao Z D. 2019. Constructing the early Mesozoic Gangdese crust in southern Tibet by hornblende-dominated magmatic differentiation. *J Petrol*, 60: 515–552
- Yang Z, Hou Z, White N C, Chang Z, Li Z, Song Y. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet. *Ore Geol Rev*, 36: 133–159
- Yang Z M, Lu Y J, Hou Z Q, Chang Z S. 2015. High-Mg diorite from Qulong in southern Tibet: Implications for the genesis of Adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collision orogens. *J Petrol*, 56: 227–254
- Yang Z M, Cooke D R. 2019. Porphyry copper deposits in China. *Soc Econ Geol Spec Publ*, 22: 133–187
- Yi Z, Huang B, Chen J, Chen L, Wang H. 2011. Paleomagnetism of early Paleogene marine sediments in southern Tibet, China: Implications to onset of the India-Asia collision and size of Greater India. *Earth Planet Sci Lett*, 309: 153–165
- Yigit O. 2006. Gold in Turkey—A missing link in Tethyan metallogeny. *Ore Geol Rev*, 28: 147–179
- Yigit O. 2009. Mineral deposits of Turkey in relation to Tethyan metallogeny: Implications for future mineral exploration. *Econ Geol*, 104: 19–51
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 211–280
- Zajacz Z, Halter W. 2009. Copper transport by high temperature, sulfur-rich magmatic vapor: Evidence from silicate melt and vapor inclusions in a basaltic andesite from the Villarrica volcano (Chile). *Earth Planet Sci Lett*, 282: 115–121
- Zajacz Z, Seo J H, Candela P A, Piccoli P M, Heinrich C A, Guillong M. 2010. Alkali metals control the release of gold from volatile-rich magmas. *Earth Planet Sci Lett*, 297: 50–56
- Zhang C C, Sun W D, Wang J T, Zhang L P, Sun S J, Wu K. 2017. Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China. *Geochim Cosmochim Acta*, 206: 343–363
- Zhang K J, Zhang Y X, Tang X C, Xia B. 2012. Late Mesozoic tectonic evolution and growth of the Tibetan plateau prior to the Indo-Asian collision. *Earth-Sci Rev*, 114: 236–249
- Zhang Z M, Dong X, Xiang H, He Z, Liou J G. 2014. Metagabbros of the Gangdese arc root, south Tibet: Implications for the growth of continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 143: 268–284
- Zhang Z M, Dong X, Xiang H, Liou J G, Santosh M. 2013. Building of the deep Gangdese arc, southern Tibet: Paleocene plutonism and granulite-facies metamorphism. *J Petrol*, 54: 2547–2580
- Zhang Z, Ding H, Palin R M, Dong X, Tian Z, Chen Y. 2020. The lower crust of the Gangdese magmatic arc, southern Tibet, implication for the growth of continental crust. *Gondwana Res*, 77: 136–146
- Zhang X Z, Dong Y S, Wang Q, Dan W, Zhang C, Deng M R, Xu W, Xia X P, Zeng J P, Liang H. 2016. Carboniferous and Permian evolutionary records for the Paleo-Tethys Ocean constrained by newly discovered Xiangtaohu ophiolites from central Qiangtang, central Tibet. *Tectonics*, 35: 1670–1686
- Zhang X Z, Wang Q, Dong Y S, Zhang C, Li Q Y, Xia X P, Xu W. 2017. High-pressure granulite facies overprinting during the exhumation of eclogites in the Bangong-Nujiang suture zone, central Tibet: Link to flat-slab subduction. *Tectonics*, 36: 2918–2935
- Zhao J, Qin K, Li G, Li J, Xiao B, Chen L. 2012. Geochemistry and petrogenesis of granitoids at Sharang Eocene porphyry Mo deposit

- in the main-stage of India-Asia continental collision, northern Gangdese, Tibet. *Resour Geol*, 62: 84–98
- Zhao Z, Mo X, Dilek Y, Niu Y, DePaolo D J, Robinson P, Zhu D, Sun C, Dong G, Zhou S. 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. *Lithos*, 113: 190–212
- Zheng Y F. 2019. Subduction zone geochemistry. *Geosci Front*, 10: 1223–1254
- Zheng Y F, Mao J W, Chen Y J, Sun W D, Ni P, Yang X Y. 2019. Hydrothermal ore deposits in collisional orogens. *Sci Bull*, 64: 205–212
- Zheng Y C, Liu S A, Wu C D, Griffin W L, Li Z Q, Xu B, Yang Z M, Hou Z Q, O'Reilly S Y. 2019. Cu isotopes reveal initial Cu enrichment in sources of giant porphyry deposits in a collisional setting. *Geology*, 14: 135–138
- Zheng Y F, Wu F Y. 2018. The timing of continental collision between India and Asia. *Sci Bull*, 63: 1649–1654
- Zhou L M, Wang R, Li C, Zhao H, Li X W, Qu W J. 2018. Hot Paleocene-Eocene Gangdese arc: Growth of continental crust in southern Tibet. *Gondwana Res*, 62: 178–197
- Zhu J J, Hu R Z, Richards J P, Bi X W, Zhong H. 2015. Genesis and magmatic-hydrothermal evolution of the Yangla Skarn Cu deposit, Southwest China. *Econ Geol*, 110: 631–652
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Mo X X, Chung S L, Hou Z Q, Wang L Q, Wu F Y. 2011. The Lhasa terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 241–255
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, Dilek Y, Hou Z Q, Mo X X. 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Res*, 23: 1429–1454
- Zhu D C, Wang Q, Zhao Z D, Chung S L, Cawood P A, Niu Y, Liu S A, Wu F Y, Mo X X. 2015. Magmatic record of India-Asia collision. *Sci Rep*, 5: 14289
- Zhu D C, Li S M, Cawood P A, Wang Q, Zhao Z D, Liu S A, Wang L Q. 2016. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, 245: 7–17
- Zhu D C, Wang Q, Cawood P A, Zhao Z D, Mo X X. 2017. Raising the Gangdese Mountains in southern Tibet. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 214–223
- Zhu D C, Wang Q, Chung S L, Cawood P A, Zhao Z D. 2019. Gangdese magmatism in southern Tibet and India-Asia convergence since 120 Ma. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 483: 583–604

(责任编辑: 郑永飞)