

论“造山的高原”*

许志琴^{1, 2, 3} 赵中宝² 彭淼³ 马绪宣² 李化启² 赵俊猛⁴

XU ZhiQin^{1, 2, 3}, ZHAO ZhongBao², PENG Miao³, MA XuXuan², LI HuaQi² and ZHAO JunMeng⁴

1. 南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210046

2. 中国地质调查局大陆构造与动力学创新研究中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

3. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

4. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085

1. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210046, China

2. Innovative Research Center of Continental Tectonics and Dynamics, CGS; Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China

3. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

4. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China

2016-07-13 收稿, 2016-11-10 改回.

Xu ZQ, Zhao ZB, Peng M, Ma XX, Li HQ and Zhao JM. 2016. Review of “orogenic plateau”. *Acta Petrologica Sinica*, 32 (12):3557–3571

Abstract Plateaus on earth can be subdivided into two categories: craton plateau and orogenic plateau. Craton plateau normally developed on Precambrian basement or stable craton, which is characterized by simple, homogeneous, stable, cold and strong old basement, such as Brazilian Plateau, Colorado Plateau, Ethiopia Plateau, South African Plateau, Middle Siberia Plateau, Deccan Plateau, and so on. Basement of orogenic plateau is always composed by different orogenic units. The orogenic plateau could be separated into subducted orogenic plateau and collisional orogenic plateau two groups. The Middle Andean Plateau, formed overlying eastward subducted Pacific plate, belongs the subducted orogenic plateau. While, the Tibetan Plateau possess complex and uninformed soft basements which have experienced multiple phase orogeny. New research results illustrate that the Tibetan Plateau begin uplifted during Early Cretaceous, it may be related with closure of Bangong-Nujiang Ocean at 120 ~ 140Ma. However, India-Asian collision (60 ~ 50Ma) and concomitantly low angle under thrust of Indian lithosphere beneath Tibetan Plateau lead to the Plateau finally elevated over 4000 ~ 5000m.

Key words Craton plateau; Subducted orogenic plateau; Collisional orogenic plateau

摘要 地球上的高原依照其组成及形成过程差异分为两大类: 克拉通高原与造山高原。克拉通高原是在古老的前寒武纪基底和稳定的克拉通的基础上构筑的高原, 具有简单的、均一的、稳定的、冷的地壳以及刚性古老硬基底, 如巴西高原、科罗拉多高原、埃塞俄比亚高原、南非高原、中西伯利亚高原和德干高原等。造山的高原是以造山单元作为主体的高原, 分为俯冲型高原和碰撞型高原。前者如“中安第斯高原”与东太平洋的向东俯冲密切相关; 后者如青藏高原, 具有相对复杂、不均一、多体拼贴、多期造山、相对热的巨厚地壳组成的造山软基底。研究表明青藏高原的初始高原在白垩纪形成, 与班公湖-怒江缝合带的闭合(120 ~ 140Ma)有关。而印度-亚洲碰撞(60 ~ 50Ma)和印度岩石圈板片俯冲在青藏高原之下, 促使青藏高原整体的抬升至4000 ~ 5000m的高度。

关键词 克拉通高原; 俯冲型造山高原; 碰撞型造山高原

中图法分类号 P542

* 本文受国家自然科学基金项目(41221061、41202153、41472198、41430212)、国土资源部公益性行业科研专项经费(201211093、201511022)和中国地质调查局地质调查项目(1212010818094、2015020401003、20160102002)联合资助。

第一作者简介: 许志琴, 女, 1941年生, 研究员, 中国科学院院士, 长期从事青藏高原构造研究工作, E-mail: 3077864156@qq.com

1 引言

地球表面最基本的地形可以分为高原、平原、盆地、山脉和丘陵。高原一般指海拔超过 1000m, 地势较平坦的地区。高原分布甚广, 连同所包围的盆地一起, 大约共占地球陆地面积的 45%。地球上分布的高原中, 青藏高原是最高的高原, 海拔平均 5000m 以上, 还有南美的巴西高原; 北美的拉布拉多高原和科罗拉多高原; 东非的埃塞俄比亚高原和南非高原; 亚洲的中西伯利亚高原、德干高原、蒙古高原、伊朗高原、阿拉伯高原、帕米尔高原和安纳托尼亚高原; 欧洲的巴伐利亚高原和法国中央高原; 大洋洲的澳大利亚西部高原; 以及南极冰雪高原和格陵兰冰雪高原等。

地球上存在的主要高原类型有: 克拉通高原和造山的高原。克拉通高原是在古老的前寒武纪基底和稳定的克拉通基础上构筑的高原, 造山的高原是以造山单元作为基底的高原, 其中又分为洋-陆俯冲形成的“中安第斯高原”和陆-陆碰撞形成以青藏高原和土耳其-伊朗高原代表的碰撞型“造山的高原”。青藏高原和中安第斯高原是现今地球上最大和最活动的造山高原。造山高原的地形、构造和动力学的演化的研究至今存在疑虑。

本文将通过不同类型高原的对比, 重点论述“造山的高原”中的“俯冲型高原”和“碰撞型高原”的组成、结构、基底、深部结构以及成因机制等的特征; 强调了青藏高原作为“造山的高原”的提出(许志琴等, 2007), 对于重新审视特提斯演化 and 认识高原成因有着重要意义。

2 克拉通高原以及深部结构

克拉通高原是在古老的前寒武纪基底和稳定的克拉通基础上构筑的高原: 如巴西高原、科罗拉多高原、埃塞俄比亚高原、南非高原、中西伯利亚高原和德干高原等。

2.1 克拉通高原

(1) 巴西高原

巴西高原位于南美洲中东部, 北邻亚马孙平原, 西接安第斯山麓, 南与拉普拉塔平原相连, 东临大西洋。巴西高原是地球上面积最大的高原(约 500 万平方千米), 平均高度 1200 ~ 1500m, 它是在古老变质基底上形成的起伏平缓的“桌状高地”; 古老的基底岩系由花岗岩、片麻岩、片岩、千枚岩和石英岩等组成(de Almeida *et al.*, 1981), 地表起伏比较平缓, 大部分具有上升准平原特征。由于各部分构造的具体情况、隆升程度及岩性等不同, 巴西高原东部(圣弗兰西斯科河以东)属大西洋地盾, 曾经遭受元古代的褶皱运动及新第三纪的断裂上升作用, 经过长期的侵蚀和准平原化过程, 形成了现今波状起伏的高原。在岩性特别坚硬的石英岩、片岩等

出露的地段, 表现为脊状山岭或断块山, 圣弗兰西斯科河东侧的爱斯宾哈索山是较典型的脊状山岭, 大西洋沿岸的曼提凯山和马尔山则是断块山的代表。西部(托坎廷河与马代腊河之间)属巴西地盾, 为一广阔的高原, 广泛出露着古老的结晶岩, 表现为波状起伏的上升准平原。中西部是具有桌状高地特征的马托格罗索高地, 地上覆有几乎呈水平层理的白垩纪砂岩。巴西高原的中部, 在构造上为陆台的拗陷地带, 其后期沉积由于地层平展, 岩性坚硬, 在地形上均具有桌状高地或方山特征。在南纬 20° 以南的巴拉那河流域, 地面上覆盖着大面积熔岩, 是世界上面积最大的熔岩高原之一。

(2) 非洲高原

非洲有“高原大陆”之称, 南部有南非高原, 东部有东非高原和埃塞俄比亚高原。南非高原是非洲最大的高原, 但地势略低, 全境海拔 1000m 左右。像非洲其他地区一样, 南非地质历史非常古老, 远在五亿年以前它的大陆轮廓就已经形成(Poupinet *et al.*, 2003; de Brito Neves *et al.*, 1999)。近期的地壳运动对古老的非洲大陆影响较小, 没有形成大规模的褶皱山脉, 只是在不断地缓慢抬升, 所以才变成今天我们所看到的这样一个高原大陆。

(3) 澳大利亚西部高原

澳大利亚大陆西部高原是澳大利亚最古老的部分, 和古陆台范围大体相符。高原基底主要由前寒纪古老的花岗岩、片麻岩等组成。从古代地层沉积、古生物化石、古冰川痕迹证实, 它与印度、马达加斯加岛、南非、南美洲、南极洲同是冈瓦那古陆的一部分(Fergusson and Henderson, 2015)。在漫长的地质时期内, 古老的山系被蚀低、夷平, 地表上还残留一些孤立的山地。第三纪末期, 西部高原再次抬升, 遭受切割, 局部地区有火山活动, 形成玄武岩被。西部高原地势高度不大, 平均海拔 450 ~ 550m, 属于低高原, 又称“玄武岩高原”。

(4) 北美科罗拉多高原(Colorado Plateau)

科罗拉多高原位于美国西南部的南落基山脉与瓦萨其山脉之间, 科罗拉多河中上游, 面积约 30 万平方千米, 是美国唯一的一个沙漠高原。高原地势高峻, 海拔 2000 ~ 3000m, 主要由古生代、中生代和新生代平卧的岩层和熔岩构成, 表面大都平坦单调, 零星分布有熔岩丘陵和火山, 为克拉通性质的基底。经科罗拉多河及其支流的冲蚀, 科罗拉多高原形成多条深邃的峡谷, 以科罗拉多大峡谷最著名。

(5) 德干高原

德干高原是南亚印度半岛的内陆部分, 位于印度南部, 属前寒武纪的古老台地, 构成次大陆的核心, 是冈瓦那古陆的一部分(Singh *et al.*, 2015)。平均海拔 450 ~ 900m, 地势西高东低, 北宽南窄, 呈倒三角形从亚洲大陆南伸入印度洋。高原东缘是东高止山脉, 西缘是西高止山脉, 两山之间的高原面久经侵蚀, 支离破碎, 多残丘、地垒和地沟。西北部约占高原面 1/3 的广大地区为熔岩所覆盖, 也是“玄武岩高原”类型。

(6) 中西伯利亚高原

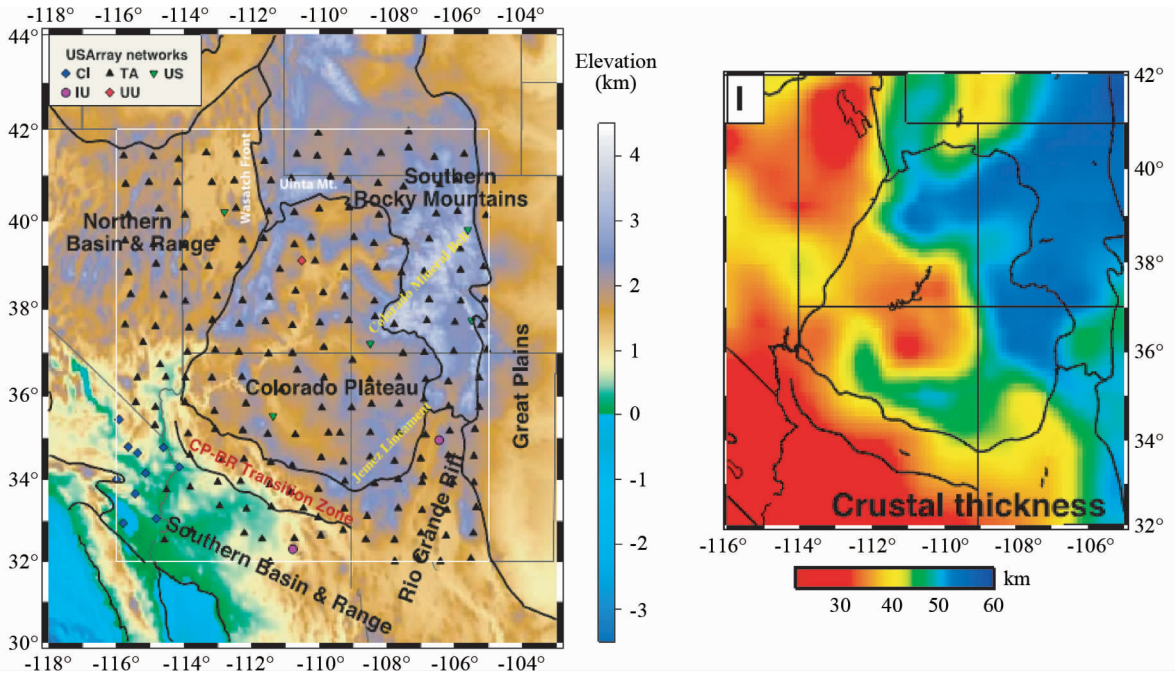


图1 科罗拉多高原的地形(a)和地壳厚度的分布(b)(据 Liu *et al.* , 2011)

Colorado Plateau:科罗拉多高原;Southern Basin & Range:南部盆岭;Northern Basin & Range:北部盆岭;Rio Grande Rift:里奥格兰德裂谷盆地, Southern Rocky Mountains:南落基山脉;Great Plains:大平原;CP-BR Transition Zone:科罗拉多-盆岭过渡区

Fig.1 Topography map of the southwestern United States including the Colorado Plateau (a) and the crustal thickness distribution of the Colorado Plateau (after Liu *et al.* , 2011)

中西伯利亚高原是俄罗斯西伯利亚中部面积最大的高原。南起东萨彦岭、贝加尔湖沿岸和外贝加尔山地,北至北西伯利亚低地,西同西西伯利亚平原、东同中雅库特低地相连。面积约150万平方千米。平均海拔500~700m。西北部较高,海拔1000~1500m。最高点普托拉纳山海拔1701m。地质构造也十分复杂,既有古老的地台和地盾,也有不同年代的褶皱带,前寒武纪西伯利亚地台构成了中西伯利亚高原的基础,属古老台地高原(Johansson, 2014; Poupinet *et al.* , 2003)。

(7) 劳伦琴低高原

劳伦琴低高原(Laurentian Plateau)位于北美洲加拿大东部,环哈得逊湾呈马蹄形,海拔200~900m,约占加拿大全国面积的1/2。高原的物质基础是被公认为是北美洲大陆的核心,由前寒武纪结晶岩构成的加拿大地盾(Johansson, 2014; Poupinet *et al.* , 2003),久经侵蚀,地势起伏平缓,大部分海拔为200~450m的低高原。高原边缘地势较高,东部延伸至拉布拉多,称为拉布拉多高原。

2.2 克拉通高原的深部结构——以科罗拉多高原为例

热年代学的研究表明,在古近纪(约30Ma),科罗拉多高原的地表相对周缘抬升了大约1km(Flowers *et al.* , 2008)。事实上,科罗拉多高原的周缘相比高原内部的地球物理场具有显著差别:高原内部壳幔主要表现为高速;而周缘则具有

低速(Sine *et al.* , 2008)和负的布格异常分布(Roy *et al.* , 2009)。科罗拉多高原的平均地壳厚度约为 45.6 ± 1.1 km(Wilson *et al.* , 2005),其内部地壳较薄(约30~35km),周缘地壳则相对较厚,最深处超过50km(图1、图2)。科罗拉多高原的内部岩石圈具有深根的特征,为巨厚岩石圈,其厚度可达100km(Bailey *et al.* , 2012)。

幔源包体的研究(Roden and Shimizu, 2000)表明:尽管由于法拉龙板块在晚白垩世朝北美板块的俯冲(Humphreys *et al.* , 2003),导致科罗拉多古岩石圈在新生代时期遭受了幔源物质的再改造(Lee *et al.* , 2001; Liu *et al.* , 2011),在30~20Ma的火山喷发期,科罗拉多高原曾表现为一个冷的刚性且古老的硬基底。West *et al.* (2004)利用地震面波反演的结果认为现今科罗拉多高原的高速的巨厚岩石圈能够延伸到地下140~160km。West *et al.* (2004)同时还指出,在150~300km范围的软流圈中存在一条低速通道,可以提供额外的浮力使科罗拉多高原相对周缘隆升1.3km。30Ma以来,热的地幔物质的上涌(Moucha *et al.* , 2009)可能为科罗拉多高原的崛起提供了持续的上浮动力。地球物理学家最近利用有限频面波层析的方法(Liu *et al.* , 2011)获得了科罗拉多高原的下地壳和地幔岩石圈发生对流下沉的证据,并提出科罗拉多高原隆升的新观点:科罗拉多高原内部发生拆沉式下降和高原周缘发生广泛的对流侵蚀是导致其隆升的主要机制。

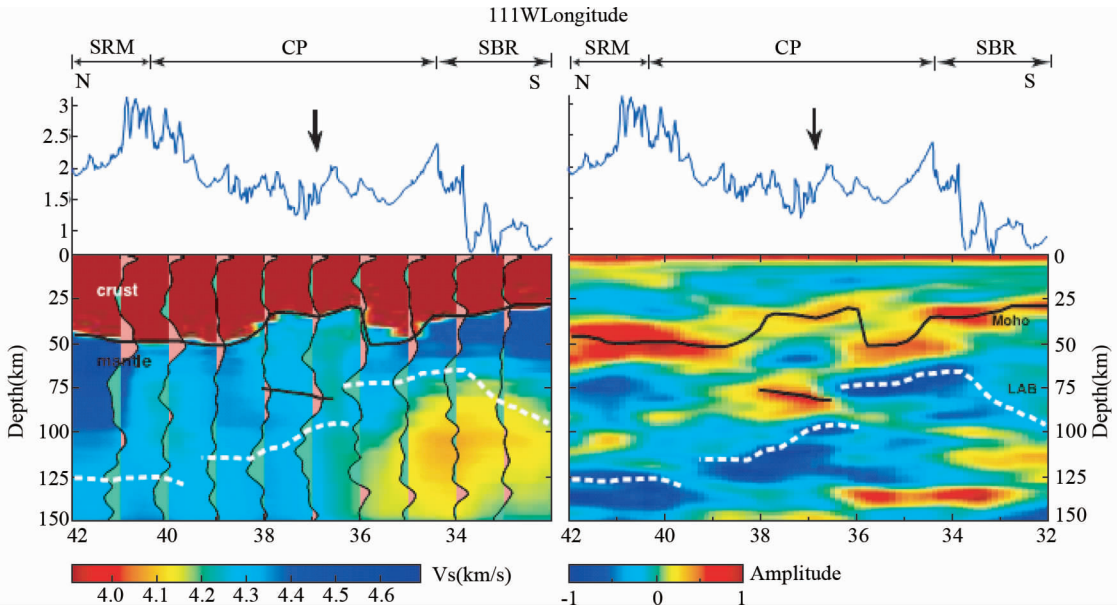


图2 科罗拉多高原沿111°W的N-S向综合解释剖面(据Liu *et al.*, 2011)

左图为Vs波反演,右图为P波接收函数.图中,SRM:南落基山脉;CP:科罗拉多高原;SBR:南部盆地

Fig.2 Cross sections of shear velocity structure (left) and Ps receiver function (right) images along 111°W of the Colorado Plateau (after Liu *et al.*, 2011)

3 造山的高原

3.1 俯冲型高原——中安第斯高原

安第斯高原是横亘于南美洲西部、现今仍然构造活跃的世界第二大高原。其形成是由于隶属于太平洋的 Nazca 板块在新生代向东俯冲到南美板块之下导致的上地壳缩短(缩短量 530 ~ 150km) (Isacks, 1988; Sobolev and Babeyko, 2005)。安第斯高原的形成和演化影响着南美洲地区的岩石圈变形、全球的沉积物质循环、海洋地球化学特征、大气的环流和气候变化 (Molnar *et al.*, 1993; Royden, 1996; Sobel *et al.*, 2003)。

3.1.1 中安第斯高原

南安第斯和北安第斯没有高原,新生代只经历了约 50km 的构造缩短 (Allmendinger *et al.*, 1997; Kley and Monaldi, 1998; Lamb and Hoke, 1997)。所以最引人瞩目的是中安第斯高原的构造演化 (Barnes and Pelletier, 2006; Isacks, 1988; Jordan *et al.*, 1997; Kay and Coira, 2009)。中安第斯高原 (Altiplano-Puna 高原)是指位于南美洲西部,并且在南纬 14° ~ 28°之间、高度 > 3km 的地区 (Isacks, 1988)。中安第斯高原南北长约 1800km,东西宽 200 ~ 450km,平均高度约 4km,总面积约 500 000km² (Barnes and Ehlers, 2009)。关于中安第斯高原的成因及形成演化现今仍然存在较多的争论 (Ehlers and Poulsen, 2009; Garziona *et al.*, 2006; Hartley *et al.*, 2007; Hoke and Lamb, 2007)。单从地形上中

安第斯高原可分为北部的 northern Altiplano 高原(平均海拔 3.7km)和南部的 southern Puna 高原(平均海拔 4.2km)。

中安第斯高原由西向东具体可划分为以下构造带:(1)前科迪勒拉 (PrC)和科迪勒拉西 (WC);(2)阿尔普兰-普纳 (AL/PU)盆地和东科迪勒拉 (EC),以及(3)内安第斯带 (IA)和次安第斯 (SA)/圣芭芭拉山脉 (SB)/潘佩阿纳斯山脉 (SP) (Barnes and Ehlers, 2009) (图3)。

其中(1)组成了中安第斯高原的西翼,主要由单斜西倾的新近纪地层组成 (Hoke *et al.*, 2007);(2) Altiplano-Puna (AL/PU)盆地位于安第斯高原的中部,该盆地的中心被新生代的沉积物所覆盖 (Placzek *et al.*, 2006; Strecker *et al.*, 2007);东科迪勒拉 (EC)是由一系列的薄皮构造和厚皮构造所控制的,以变形的前寒武纪变质岩和古生代地层为基底、新生代的沉积岩为盖层的地质单元所组成,也被称为东安第斯褶皱断带 (McQuarrie, 2002);再往东随着海拔的逐步变低,可以在 IA 和 SA 观察到不同构造层次的泥盆纪、石炭纪、中生代和新生代的地质层 (Kley, 1996; McQuarrie, 2002),在南纬 23°以南 IA 和 SA 变为高角度逆断层带控制的变质基底核 (Ramos *et al.*, 2002; Schmidt *et al.*, 1995)。从 Altiplano 到 Puna 的构造和岩性转换 (23°S),归因于俯冲的几何形态和岩石圈厚度的差异 (Allmendinger *et al.*, 1997)。

3.1.2 中安第斯高原的特征及形成过程

安第斯高原的形成受控于岩石圈和地壳的特殊结构,高原的形成是由一系列的变形、折返、隆升和岩浆等体现的 (Barnes and Ehlers, 2009)。下面将分述各方面的特征:

(A) 变形和折返

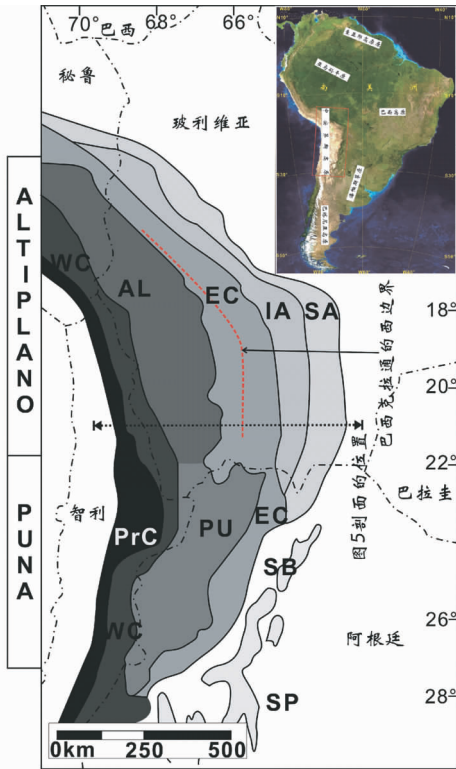


图3 中安第斯高原地质简图(据 Barnes and Ehlers, 2009)

PrC-Pre-cordillera:前科迪勒拉;WC-Western Cordillera:西科迪勒拉;AL/PU-Altiplano-Puna basin:阿尔普兰-普纳盆地;EC-Eastern Cordillera:东科迪勒拉;IA-Inter andean zone:内安第斯带;SA-Subandes:次安第斯带/SB-Santa Barbara Ranges:圣地亚巴拉山脉/SP-Sierras Pampeanas:寒拉斯-潘佩阿纳斯

Fig. 3 Geological map of central Andes Plateau (after Barnes and Ehlers, 2009)

从古近纪-新近纪(60~40Ma)开始,持续的新生代构造变形作用、沉积作用和高原折返一律遵循自西向东的生长规律。最初的构造变形和折返始于60~40Ma在高原的西翼,在40~20Ma迁移到了高原最东部东科迪勒拉带。从20Ma到10~5Ma,在东科迪勒拉带持续的变形作用逐步向东生长到内安第斯带和反向向西进入到Altiplano带。现今安第斯高原推测是在25~15Ma形成。在15~10Ma折返和变形向东影响到SA/SB/SP带,这些地区现今仍然处于构造活跃状态。始于约23Ma的东科迪勒拉带的折返可能导致了南安第斯高原快速变形和北Altiplano盆地快速剥蚀(Barnes and Ehlers, 2009)。

(B) 岩浆作用

新生代的火山作用开始于西科迪勒拉带并持续到35Ma。约25Ma与弧后拉张有关的铁镁质、流纹质的岩浆作用广泛发育在东西宽约300km的中Altiplano带。弧岩浆作用在南纬20°以南有增加的趋势,并且从12Ma开始有向南年轻化的趋势。强烈的岩浆作用在3Ma以来后退到了西科

迪勒拉带地区一条相对较窄(东西宽50km)的带内。这些岩浆作用可能预示了(I)从25Ma开始形成薄的Altiplano岩石圈(厚度<100km);(II)新生代洋壳俯冲角度的变化;(III)南安第斯高原地区开始于3Ma的铁镁质岩浆作用可能是由于新近的拆沉作用所导致,并且形成了相对于Altiplano高原较高的平均海拔。另外,新近纪岩浆作用发育在中安第斯高原的两翼,而上新世至今的岩浆活动只发育在高原的西翼。在南、北安第斯低角度俯冲带几乎不发育新生代火山作用(de Silva, 1989)。

(C) 隆升和河流深切作用

始自25Ma的高原从最初1km的高度开始隆升。古高度研究显示从25Ma开始,最初的高原经历了慢速稳定抬升,在10~6Ma之间中安第斯高原快速抬升了2.5km。晚中新世河流深切作用(从11~8Ma至今下切了约2.5~1km)主要发生在Altiplano高原的西翼,高原东翼的河流深切作用要弱一些(Hoke et al., 2007)。值得注意的是在东南Puna边缘并未发生明显的河流深切作用(Barnes and Ehlers, 2009)。

综上所述:(1)新生代(60~40Ma)的折返变形始于安第斯高原西部的Altiplano-Puna盆地,并伴随有白垩纪到始新世的岩浆作用;(2)在40Ma折返变形向东迁移到中央的东科迪勒拉带;(3)一直到20Ma折返变形持续向东迁移并穿越东科迪勒拉带,并伴随有少量的35~25Ma的火山作用;(4)广泛的弧后火山作用在25Ma突然加剧,伴随着折返变形持续向东增长到IA带,与此同时在Altiplano发生了较少的变形作用(从20Ma到10~5Ma);(5)在15~10Ma,变形折返作用迁移到Subandes-Santa Barbara山脉-Sierras Pampeanas山脉,伴随着火山作用的增强和东科迪勒拉带地区发生第二阶段的快速隆升(23~15Ma到至今)(Barnes and Ehlers, 2009)。

(D) 岩石圈

安第斯高原西翼的上地壳是由新生代西倾的单斜沉积物和中东部逆冲带的基底及上覆沉积物所组成,沿着造山带走向不同纬度的缩短量在330~150km之间。高原中部地区拥有正的大地水准面和负的布格重力异常,以及低强度,高热流并且达到地壳均衡的厚地壳(80~65km);与之不同的是高原的边缘显示出了逐渐减薄的地壳特征,同时地壳热对流也有所减弱。高原底部岩石圈地幔厚度100~150km,强度从高原中心往外是逐渐增强的(图4)。岩石圈上部发育一条斜插到660km深的东倾高速带,它被认为是俯冲的Nazca(纳斯卡)板块。在东科迪勒拉带深部的高速地幔被认为是下插的巴西克拉通(Beck et al., 1996; Myers et al., 1998; Molnar et al., 1993)。

3.1.3 中安第斯高原的形成模式

关于安第斯高原的隆升历史及形成模式,有两个端元理论:(1)坚持晚期快速隆升理论的学者认为,2.5km的高度是在中新世获得的(10~6Ma)(Garzzone et al., 2006);(2)另一派观点则认为中安第斯高原隆升开始于古新世的(60~

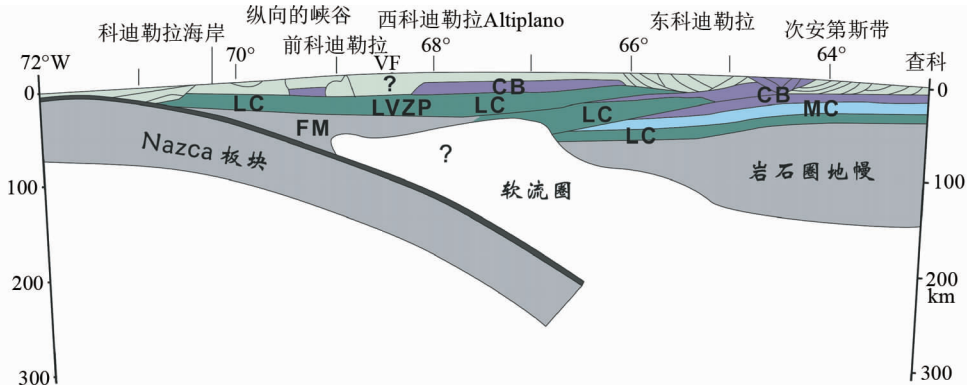


图4 中安第斯南段(21.5°S)的东西向横切剖面(据 Schwarz and Krüger, 1997)

综合了不连续的地震波速解译图,岩石密度图和地质剖面图。LVZP-波低速带;FM-前弧地幔;LC-下地壳;MC-中地壳;CB-大陆基底;VF-火山前缘

Fig. 4 Cross-section of the southern central Andes at about latitude 21.5°S (after Schwarz and Krüger, 1997)

Cross-section combining H CZs, discontinuities of seismic velocity, rock density, and geological information

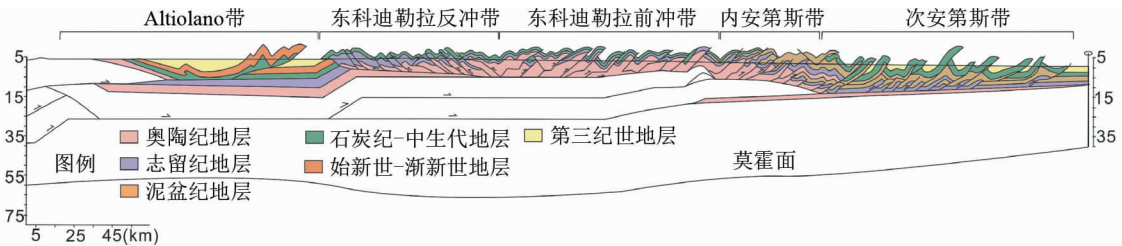


图5 南安第斯高原地质平衡剖面图(据 McQuarrie, 2002)

构造样式主要为寒武纪基底上的一系列逆冲褶皱带所控制

Fig. 5 Reconstructed and balanced southern cross-section of Andes Plateau (after McQuarrie, 2002)

The dominant structures are series of fold-thrust belt developed upon Cambrian basement

40Ma),是一个稳定慢速的隆升过程(McQuarrie *et al.*, 2005)。

一阶段地质演化模型认为中安第斯高原是由持续的简单剪切变形所导致的(Hartley *et al.*, 2000; McQuarrie *et al.*, 2005)。这个观点的主要证据是来自缩短量、缩短时间、和缩短速率的研究结果、前陆盆地的迁移过程、中安第斯高原褶皱逆冲带的运动学重建结果(Barnes *et al.*, 2008; Ege *et al.*, 2007; McQuarrie *et al.*, 2008)和南安第斯高原始于始新世的沉积作用等(Carrapa and DeCelles, 2008)。该模型提出了安第斯高原向东生长开始于晚白垩-古新世(70Ma)的西科迪勒拉地区,40Ma前展到东科迪勒拉地区,随后构造变形增长转变为双向的,在20~15Ma前展到AL和IA带,最后在15~0Ma构造变形迁移到了最东面的SA带(图5)。

Isacks (1988)提出了两阶段模式:第一阶段是27~10Ma的纯剪变形,起因是由于低角度俯冲过程中产生的流体水化了上面的地幔楔,使得岩石圈软化并发生纯剪变形,在这个阶段发生了地壳的缩短抬升和下地壳的流动(Husson and Sempere, 2003);第二个阶段是在10~0Ma,中安第斯高原底部的简单剪切作用,伴随着中安第斯下地壳的增厚(Allmendinger and Gubbels, 1996),在这个阶段俯冲的板片

回归到了正常的角度,隆升主要是由于前弧物质的底辟作用(Baby *et al.*, 1997)、岩石圈的拆沉(Allmendinger *et al.*, 1997);或巴西克拉通下插到了前陆之下的垫托作用(Barke and Lamb, 2006)。

安第斯高原的形成经历了晚白垩、晚始新世和晚中新世三次主要的变形事件(McGard, 1987; Noblet *et al.*, 1996)。洋壳古地磁条带的重建结果显示较晚的两期构造变形事件是由于快速的板块汇聚导致的(James and Sacks, 1999)。最新的古高度数据更精确的得出地表抬升历史:最后2.5km高度是在10~6Ma快速抬升形成的,可能是由于榴辉岩化下地壳大规模的拆沉所导致的(Garzione *et al.*, 2006; Ghosh *et al.*, 2006; Hoke and Garzione, 2008; Molnar and Garzione, 2007)。这个结论告诉我们安第斯高原内部的变形和地壳抬升是解耦的。另外,这个模式还合理解释了在10Ma:(a)由于高原的形成,在高原的东西两翼发生了河流深切作用;(b)快速的抬升对应了Nazca-南美板块的汇聚速率的改变,在高原内变形的停止和南安第斯缩短速率的增加(Garzione *et al.*, 2006; Ghosh *et al.*, 2006)。

3.1.4 安第斯俯冲型造山高原的深部结构和隆升机制

Isacks (1988)提出在25~30Ma之前,中安第斯也处

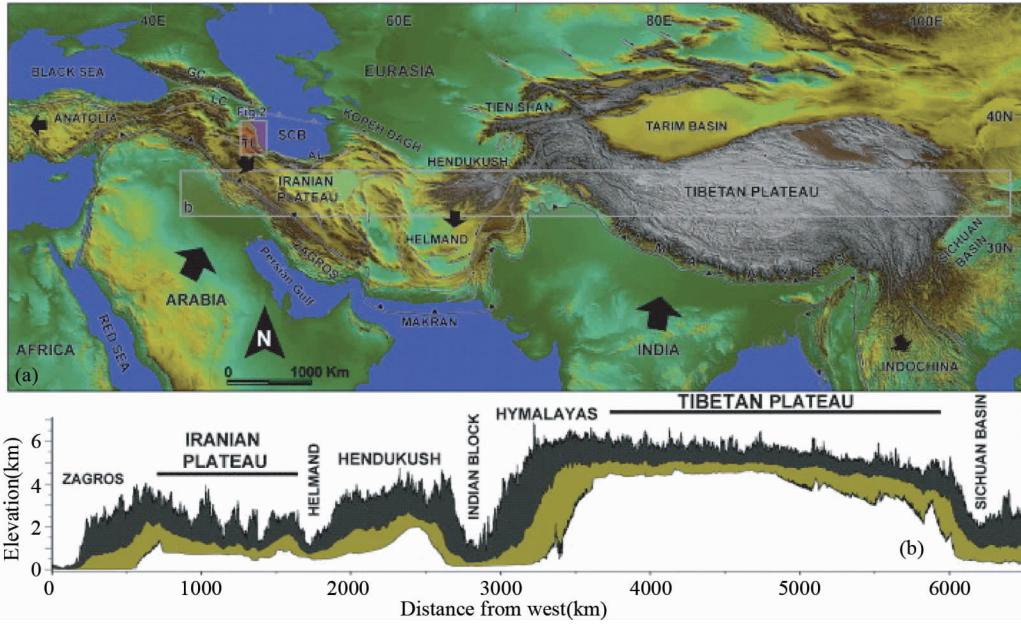


图 6 阿拉伯-欧亚和印度-亚洲大陆碰撞的构造概貌图

黑色尖头代表板块运动方向。SCB-南里海盆地；LC-低高加索；GC-大高加索；(b) 通过印度-亚洲和阿拉伯-欧亚大陆碰撞带的地形矩形剖面。地形矩形剖面越过东面的青藏高原和西面的伊朗高原。地形值投影在平行长轴的垂直面和计算了最大、平均和最小的地形曲线，剖面的宽度为 200km

Fig. 6 General structural features in the Arabia-Eurasia and India-Asia continental collision zones

Solid arrows represent the plate and micro-plates movement direction. SCB-the South Caspian Basin; LC-lesser Caucasus; GC-Greater Caucasus; (b) swath profile across the India-Asia and Arabia-Eurasia collision zones. Swath topography was selected by extracting a narrow rectangular patch of topography with the long axis passing from the Tibetan Plateau at east to the Iranian Plateau at west. The topographic values of the swath are projected onto a vertical plane parallel to the long axis of the large-strike variation in geologic structure

于平板俯冲带上，而俯冲角度在 25Ma 开始变陡，导致了俯冲楔上部物质的热软化和在挤压背景下强烈的构造缩短。另一种假说则认为安第斯强烈的构造缩短开始于板块相对运动的调整，即 Nazca-South American 板块汇聚速率在 25 ~ 30Ma 开始增加 (Pardo-Casas and Molnar, 1987)。Lamb and Davis (2003) 则认为新生代气候的变化使得中安第斯海沟缺乏沉积物的润滑，从而导致 Nazca 板块和南美板块接触部位的强烈剪切应力导致了造山作用 (Lamb and Davis, 2003)。也有其它模型认为辉长质的下地壳发生榴辉岩化并拆沉是导致高原快速隆升的重要原因 (Molnar and Garzzone, 2007)。

岩石圈的软化被认为是中安第斯高原形成最重要的先决条件，部分熔融的发生、显著的地幔热对流和加厚地壳的放射热降低了地壳的粘度系数，并使之发生了流动 (Beaumont *et al.*, 2001; Royden, 1996; Vieter and Oncken, 2005)。俯冲的洋壳脱水导致地幔楔的重熔和地幔楔底部碎片化的拆沉，并形成地幔楔的角流，同时俯冲 Nazca 板片的后撤有利于地幔楔顶部地壳的缩短和加厚 (McQuarrie *et al.*, 2005)。地壳的缩短导致了厚的、热的长英质的大陆地壳的形成 (Allmendinger *et al.*, 1997; Beck and Zandt, 2002)。

中安第斯造山带是综合地质作用的结果：(1) 南美板块在过去的 30Ma 里，特别是 10Ma 以来加速向西运动；(2) 早

于 30Ma 的平板俯冲造就了较厚的地壳 (40 ~ 45km)；(3) 俯冲通道内的摩擦系数高达 0.05 也是高原形成的重要条件之一。基于模拟，Vieter and Oncken (2005) 总结了中安第斯高原的形成过程，其主要结论包括南美洲板块快速的向西漂移导致了低角度俯冲 (van Hunen *et al.*, 2004)，同时使板块间的耦合增强，板片的摩擦使上部的板片遭受了强烈的挤压，满足这些条件的大陆地壳的厚度率先达到关键的 45km，这时候榴辉岩化的基性下地壳发生拆沉，加剧了上部的构造缩短，再后来，其余的遭受较低应力的区域也重复了上述的过程。

3.2 碰撞型造山的高原——青藏高原

世界上最典型的碰撞型的“造山的高原”是青藏高原 (许志琴等, 2007)。与青藏高原几乎同时形成的有土耳其-伊朗高原，青藏-土耳其-伊朗高原的形成与印度-阿拉伯板块与欧亚板块的碰撞有密切关系，此碰撞造就了亚洲大陆的最后的增生 (图 6)。

青藏高原有“世界屋脊”和“第三极”之称。平均海拔高度在 4000m 以上。它的边界，向东是横断山脉，向南和向西是喜马拉雅山脉，向北是昆仑山脉，总面积 250 万平方千米，是亚洲许多大河的发源地。

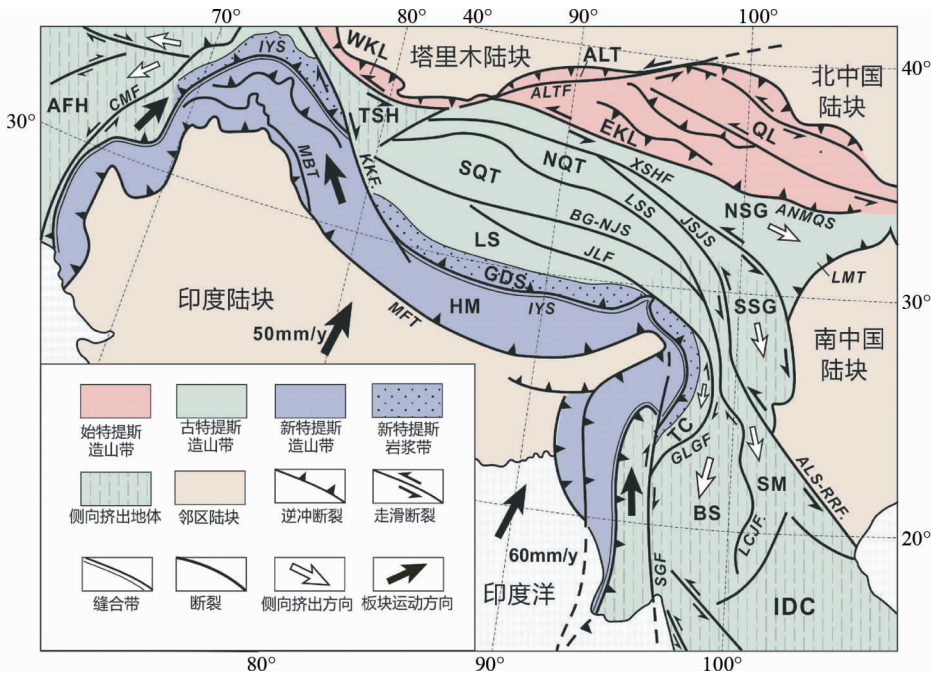


图7 青藏高原构造构架图(据许志琴等, 2011 修改)

QL-祁连山地体;EKL-东昆仑地体;ALT-阿尔金地体;NSG-北松潘-甘孜地体;SSG-南松潘-甘孜地体;NQT-北羌塘地体;SQT-南羌塘地体;WKL-西昆仑地体;TSH-甜水海地体;LS-拉萨地体;TC-腾冲地体;BS-保山地体;SM-思茅地体;IDC-印度支那地体;HM-喜马拉雅地体;ATH-阿富汗地体;GDS-冈底斯地体. ANMQS-阿尼马卿缝合带;JSJS-金沙江缝合带;LSS-龙木措-双湖缝合带;BG-NJ-班公湖-怒江缝合带;IYS-印度-雅鲁藏布江缝合带;ALTF-阿尔金断裂;XSHF-鲜水河断裂;ALS-RRF-哀牢山-红河断裂;LCJF-澜沧江断裂;GLGF-高黎贡断裂;JLF-嘉黎断裂;SGF-实皆断裂;MBT-主边界冲断裂;MFT-主前锋逆冲断裂;KKF-喀喇昆仑断裂;CMF-恰曼断裂

Fig.7 Tectonic framework of the Tibetan plateau and surrounding regions (modified after Xu *et al.*, 2011)

3.2.1 青藏高原前身

重塑地球早期的古地理和追溯青藏高原的前身发现,冈瓦纳超大陆形成(570~520Ma)之后,在环冈瓦纳大陆北缘形成早古生代早期(530~470Ma)的北印度造山带,与原始特提斯大洋相接,青藏高原南部及东南部(喜马拉雅、拉萨、羌塘-三江地体)保存早古生代早期(534~470Ma)的岩浆、火山、变质和构造事件记录,揭示这些地体曾是北印度造山带的一部分,代表青藏高原前身的初始位置在南半球的冈瓦纳大陆的北缘。

青藏高原形成的基础是早古生代早期(530~470Ma)以来的原始特提斯、古特提斯和新特提斯洋盆演化,以及大量微地体之间的多阶段先后汇聚、拼合和碰撞造山的结果,是以叠置的造山复合体为基础的高原。

青藏高原的地体构架显示,早古生代以来的“原始特提斯”和晚古生代-三叠纪的“古特提斯”体系中诸多的条带状微陆块(地体)被“原始-古特提斯”洋盆包围:其中包括原始特提斯域三条微地体:“阿尔金-祁连”、“北昆仑-柴达木”、“北帕米尔-南昆仑”,古特提斯域的五条微地体:“巴喀喀拉-松潘甘孜”、“中帕米尔-塔什库干/甜水海-北羌塘-思茅”、“南羌塘-保山”、“北拉萨-腾冲”和“南拉萨”。微地体之间的洋盆在消减过程中产生与原始-古特提斯洋盆俯冲相伴的

诸多“岛弧-增生”系列,形成早古生代的“北阿尔金-北祁连”和“南阿尔金-柴北缘”两条高压-超高压变质带,以及晚古生代-三叠纪的“金沙江-哀牢山-红河”、“龙木措/双湖-澜沧江”和“松多-墨竹工卡”三条高压变质带。微地体之间的洋盆的先后两次闭合构筑了由八条蛇绿岩带残片组成的缝合带,并致使微地体群先后两次碰撞,形成“阿-祁-昆原始特提斯(早古生代)复合造山系”和“松潘-羌塘-三江-拉萨”古特提斯(印支)“复合造山系”,阿尔金左行走滑断裂自240~220Ma以来将阿尔金和祁连地体左行错位400km(许志琴等, 2007)。

3.2.2 青藏高原隆升

60~50Ma新特提斯洋盆的闭合,从冈瓦纳大陆脱离的印度大陆与亚洲大陆最后碰撞,导致青藏高原隆升、喜马拉雅崛起和大量物质向东和南东的侧向逃逸。通过诸多的条带状地体汇聚到最后的两大陆碰撞(Tapponnier *et al.*, 1986; Molnar, 1988),构筑了由“原始-古特提斯复合造山系”和“冈底斯-喜马拉雅新特提斯造山系”组成的“巨型复合碰撞造山拼贴体”(许志琴等, 2007)(图1)的过程。因此,它的物质组成包含了不同时期发育的多洋盆残片、多地体、多蛇绿岩带、多岛弧带、多增生楔、多高压-超高压变质带和多磨拉石前陆盆地等,它的构造形变显示了不同时期地壳和地幔范围

内千姿百态的构造样式、运动轨迹和叠置关系(图7)。

由于青藏高原的前身经历了原-古特提斯阶段的“多洋盆、多地体、多岛弧、多俯冲、多碰撞、多造山”的动力学过程,使来自冈瓦纳大陆周缘的地体群经过多次离散、聚敛,而先后对接至“劳亚大陆”的南缘,形成青藏高原的前身——“原始-古特提斯造山拼贴体”(许志琴等,2007)。

3.2.3 青藏高原形成的起始时间

研究表明,青藏高原南部发育的两条新特提斯缝合带:北面的班公湖-怒江缝合带和南面的印度-雅鲁藏布江缝合带,分别作为两个新特提斯洋盆先后闭合的标志。前者约130~110Ma的洋盆闭合(Zhu *et al.*, 2016),导致拉萨地体和羌塘地体的碰撞;而后者60~50Ma的碰撞导致印度板块与拉萨(亚洲)板块的碰撞。无论前者或后者对于青藏高原的形成,以及对于亚洲大陆的影响,同样具有重要意义。长期以来,青藏高原的形成看成印度-亚洲碰撞的结果。新的研究表明,在印度-亚洲碰撞之间的白垩纪时期,在青藏高原的中东部的松潘-甘孜地体很可能存在一个原始高原,笔者认为,它的生长可能与班公湖-怒江洋盆的关闭有关。

关于青藏高原的形成,主要观点认为高原主体形成在印度-亚洲碰撞之后。如Wang *et al.* (2008)认为青藏高原原始中心高原(主要包含现在的拉萨和南羌塘地体)在~40Ma时抬升,并向南和向北逐渐生长。但是在现今青藏高原腹地和北缘的始特提斯和古特提斯造山体系的演化中,逐步发现白垩纪时期高原隆升的重要记录。

(A) 松潘初始高原的形成

青藏高原东北部的松潘-甘孜地区作为扬子陆块西缘的被动陆缘,根据马乃和日隆关印支花岗岩体的快速冷却历史的热年代学研究,印支花岗岩经历了 T_3-J_1 的印支造山运动侵位之后,获得150Ma和50~30Ma之间区域性极其缓慢和冷却的历史,表明 J_3-K 时期的构造事件的缺失继后主要的快速冷却发生在30Ma以来,与印度-亚洲碰撞事件有关(图8)(Roger *et al.*, 2010)。Deng *et al.* (2012)根据125个松潘甘孜地区火成岩的热年代学年龄的分析,进一步辨认了松潘-甘孜造山带的花岗岩的侵位继200~150Ma之后,又经历很长时间缓慢冷却过程(150~50Ma),晚白垩世(~100Ma)是从古特提斯到新特提斯的构造转换的关键,也是班公湖-怒江缝合带闭合之后的发生的。

笔者发现松潘甘孜造山带东部丹巴地区变质片麻岩基底的黑云母的Ar-Ar年龄为190~180Ma,代表印支滑脱事件的年龄,而同一样品代表印度-亚洲碰撞事件的热效应的白云母Ar-Ar年龄却为36.5Ma。在龙门山西侧的志留纪石英片岩的黑云母的Ar-Ar为~110~120Ma(代表龙门山西缘的拆离事件),以及白云母的Ar-Ar年龄~38.6Ma,说明该区变质岩的样品同样记录了180Ma(或120Ma)至38~36Ma之间区域性极其缓慢和冷却的历史,为原始松潘高原的存在以及西部先隆升东部后隆升提供了依据,班公湖-怒江洋盆的关闭(130~120Ma)(Zhu *et al.*, 2016)促使松潘初始高原的整

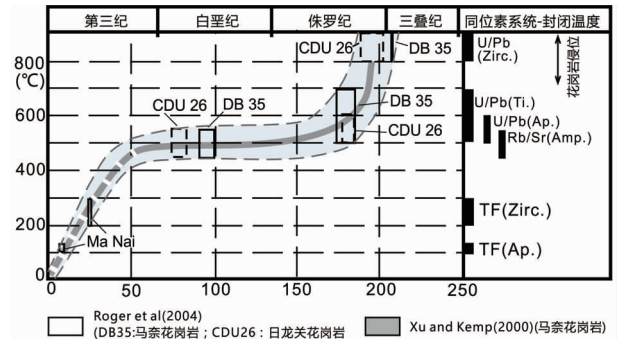


图8 马乃(DB35)和日隆关(CDU26)花岗岩的冷却历史

花岗岩侵位后的快速冷却紧随侏罗-白垩纪缓慢和有规律的冷却,表明在150Ma和50~30Ma之间主要构造事件的缺失。裂变径迹(FT)资料表明最后的折返和冷却产生在30Ma, U/Pb和Rb/Sr资料来自Roger *et al.* (2004), 裂变径迹资料来自Xu and Kamp (2000)

Fig. 8 Cooling history of the Ma Nai (DB 35) and Rilongguan (CDU26) granites

Rapid cooling after granite emplacement is followed by a very slow and regular cooling during Jurassic and Cretaceous, confirming the absence of major tectonic events between 150Ma and 50~30Ma. The fission tracks (FT) data indicate that the final exhumation and cooling occurred around 30Ma. U/Pb and Rb/Sr data are from Roger *et al.* (2004), and the fission track data are from Xu and Kamp (2000)

体形成(图9)。

研究显示在花岗岩侵位后侏罗-白垩纪的缓慢的冷却,确定了150Ma和50~30Ma之间的主要构造事件的缺失,和初始高原的形成(Roger *et al.*, 2010)。FT的资料表明最后的隆升和冷却发生在30Ma(Xu and Kamp, 2000)。

(B) 青藏中南部高原的形成

a) 羌塘高原的形成

Rohrmann *et al.* (2012)利用新的热年代学结果(黑云母和钾长石的Ar-Ar, AFT, 磷灰石U-Th/He),提出青藏中大部分地区(包括拉萨和羌塘地体)的岩石遭受白垩纪-古新世的中-快速冷却和折返,这一结果是与50%的上地壳缩短一致以及大量地壳加厚和海拔升高相吻合。在青藏高原中部的折返、变形和盆地演化的历史也支持了在晚白垩世青藏高原中部局部地区的高原条件形成,继后45Ma开始折返速度减少($< 0.05\text{mm/yr}$)出现区域性的拉张。表明在晚白垩世青藏中央局部开始隆起,45Ma后扩张到整个青藏高原其它地区。

最新的(U-Th)/He数据显示羌塘地体在210~150Ma经历了缓慢的剥蚀抬升,可能是由于班公湖-怒江洋的开启;南羌塘在150Ma到80Ma之间,经历了快速的抬升(折返速率在 $0.14\sim 0.3\text{mm/y}$),班公湖-怒江洋的闭合所导致了南羌塘的厚皮褶皱断层系统的发育,是造成羌塘地体增厚的主要原因(图10)(Zhao *et al.*, 2016)。这些厚皮构造导致了晚三

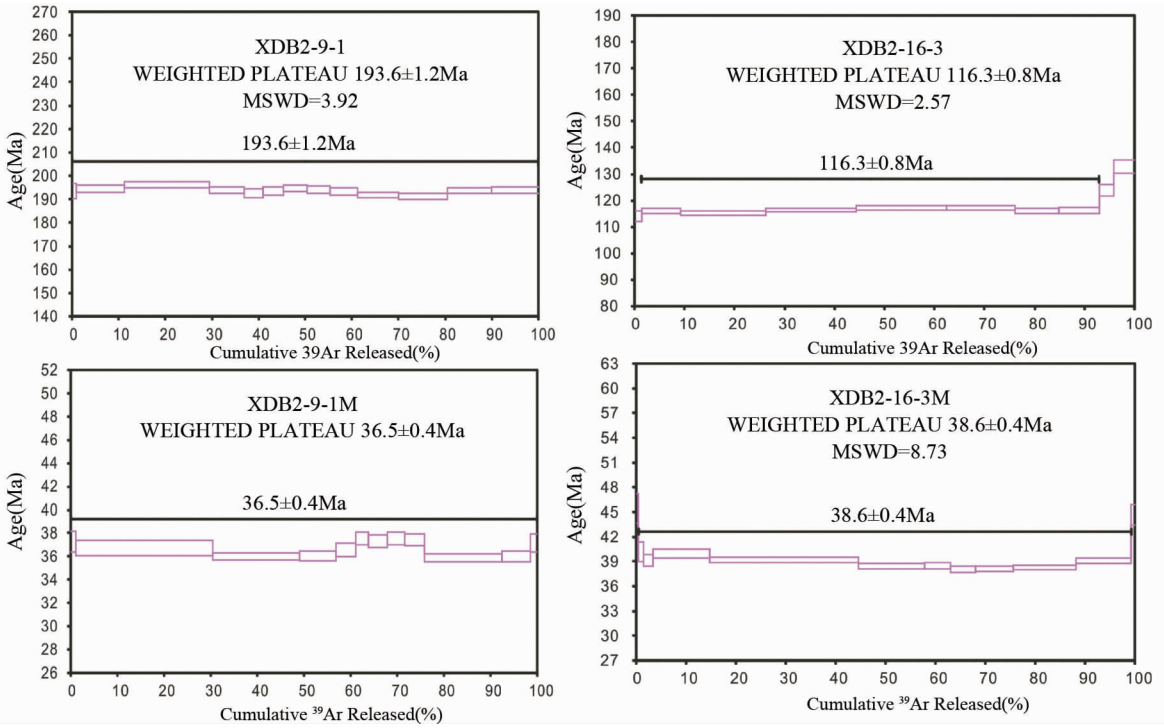


图9 松潘-甘孜造山带龙门山西侧的黑云母和白云母的 Ar-Ar 年龄显示松潘甘孜造山带中白垩纪初始高原的形成 XDB2-9-1 (左侧) 为丹巴地区变质片麻岩基底的黑云母的 Ar-Ar 年龄为 193.6Ma, 代表印支滑脱事件的年龄, 而同一样品代表印度-亚洲碰撞事件的热效应的白云母 Ar-Ar 年龄却为 36.5Ma; XDB2-16-3 (右侧) 志留纪石英片岩的黑云母的 Ar-Ar 为 ~116.3Ma (代表龙门山西缘的拆离事件), 以及白云母的 Ar-Ar 年龄 ~38.6Ma。上述表明, 白垩纪是松潘-甘孜造山带中初始高原形成的主要时期, 与班公湖-怒江新特提斯洋盆的关闭有成因联系, 发生在印度-亚洲碰撞之前

Fig. 9 In Songpan-Ganzi orogen west of Longmenshan area, biotite and muscovite Ar-Ar ages illustrate that there were middle Cretaceous proto-plateau in the Songpan-Ganzi orogen

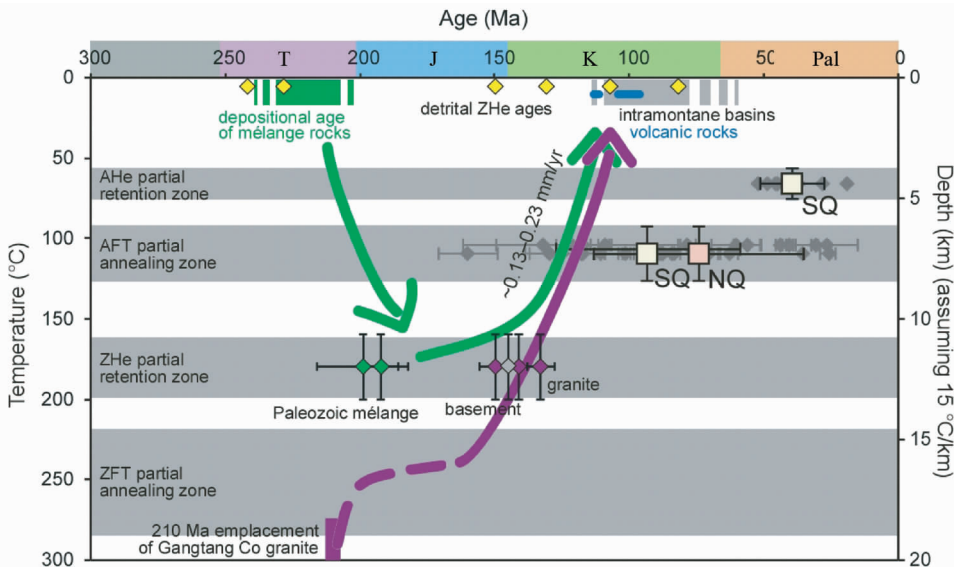


图10 羌塘中部荣玛地区冈塘错岩体(210Ma)及三叠纪杂岩在早白垩纪的隆升折返过程 (Zhao *et al.*, 2016), 显示了在 ~140Ma和 ~90Ma 之间隆升速率增加

小正方形来自南北羌塘磷灰石裂变径迹和磷灰石 (U-Th)/He 数据的平均值

Fig. 10 Time versus closure temperature/depth graph with thermochronologic data from Gangtang Co granite and Triassic mélangé, with the inferred burial and exhumation paths, showing an increased exhumation rate between ~140Ma and ~90Ma Squares show average AFT and AHe ages for the North (NQ) and South (SQ) Qiangtang terranes (Zhao *et al.*, 2016)

叠-侏罗纪地层的叠瓦状逆冲的发生,而这些变形没有影响到晚白垩纪的地层(Zhao *et al.*, 2014, 2015)。这个结论和 Kapp *et al.* (2007)提出的拉萨地体逆冲到羌塘地体之下的结论是一致的。另外发育在南羌塘地体之上白垩纪的岩浆作用也指示了加厚地壳的重熔作用(Qu *et al.*, 2012; Sui *et al.*, 2013)。因此青藏高原中部的地体加厚至少开始于白垩纪。

b) 拉萨地体在白垩纪的抬升

通过对拉萨林周盆地中林子宗火山岩组和羌塘地体中康托和索那湖组地层中土壤、碳酸盐岩和泥灰岩的碳、氧同位素的研究,Ding *et al.* (2014)和 Xu *et al.* (2013)一致认为青藏高原在 51Ma 之后开始隆升,古海拔高度达到 4500 ~ 5000m。然而,早白垩世时,拉萨地体与亚洲大陆南缘(羌塘地体)发生碰撞,与此同时,拉萨地体南部持续受到新特提斯洋向北的俯冲。拉萨地体南北两缘由于俯冲和碰撞造成抬升,继而使得拉萨地体内部形成了周缘前陆盆地环境(中部林周盆地和北部尼玛盆地),接受南北两缘的沉积,形成了中白垩(ca. 130 ~ 100Ma)前陆盆地沉积层(Leeder *et al.*, 1988; Leier *et al.*, 2007)。晚白垩世(ca. 100 ~ 65Ma)时,拉萨地体南部新特提斯洋的持续俯冲造成拉萨地体南部上层地壳向北的逆冲,此外,由于拉萨与羌塘的碰撞挤压造成拉萨地体北部地壳向南的逆冲,拉萨地体地壳发生大规模的逆冲和褶皱系统,造成地壳堆叠和缩短,并伴随内部前陆盆地沉积层发生褶皱变形。拉萨地体南北双向逆冲褶皱系统造成拉萨地体地壳的显著加厚,地壳厚度达到 60km(Kapp *et al.*, 2007)。

北拉萨色林错盆地研究表明:白垩纪沉积包括复理石到磨拉石沉积系列,145 ~ 90Ma 的 K_1 盆地为弧后前陆盆地;地壳加厚和隆升从 K_1 开始(Zhang *et al.*, 2011);北拉萨的措勤盆地为浅海-磨拉石沉积,年龄 113 ~ 96Ma,表明地壳加厚和隆升早于印度-亚洲碰撞(Kapp *et al.*, 2007)。根据中拉萨林周白垩纪盆地浅海沉积中碎屑砾石最年轻年龄为 90Ma,上部不整合的林之宗组的底界 62Ma,表明 90 ~ 62Ma 为地壳加厚及隆升、剥蚀阶段(据陈希节资料)。上述表明印度-亚洲碰撞前的白垩纪时期拉萨地体已经上隆和地壳加厚。

造山的高原形成主要驱动力来自陆-陆碰撞,在碰撞带中,高原的形成曾被解释为从板块碰撞边界开始逐渐向板块内部的迁移过程(England and Houseman, 1986; Tapponnier *et al.*, 2001),但也有提出高原的生长开始于板块的内部(Clark and Royden, 2000)。

3.2.4 青藏高原的深部结构

印度/亚洲大陆碰撞之后,板块之间汇聚收敛并未终止,印度板块仍以 44 ~ 50mm/yr 的速率往北推进,俯冲到亚洲大陆之下。约有 1500km 的南北向缩短量由地壳增厚的过程来吸收,使青藏高原成为 2 倍于正常地壳厚度的巨厚陆壳体(平均厚度 70km)(Molnar and Tapponnier, 1975)。

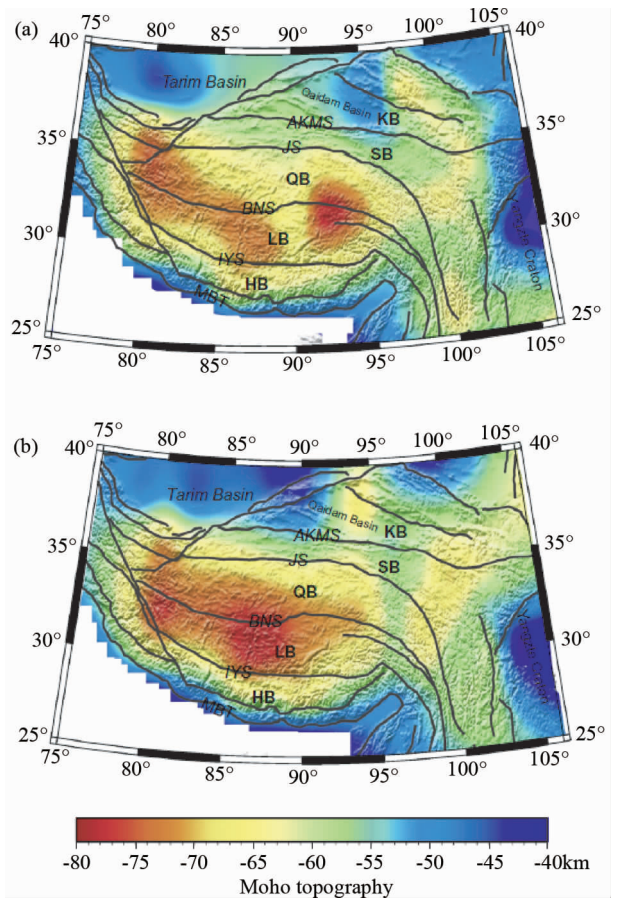


图 11 在青藏高原下的莫霍面深度的分布(a)和重力测量反演(b)(据 Zhang *et al.*, 2011)

KB-昆仑块体;SB-松潘-甘孜块体;QB-羌塘块体;LB-拉萨块体;HB-喜马拉雅块体;AKMS-阿尼玛卿-东昆仑缝合带;JS-金沙江缝合带;BNS-班公湖-怒江缝合带;IYS-印度斯-雅鲁藏布江缝合带;MBT-主边逆冲断裂

Fig. 11 Special distribution of Moho depth beneath the Tibetan Plateau from the deep seismic soundings (a) and the inversion of gravity measurements (b) (after Zhang *et al.*, 2011)

Zhang *et al.* (2011)在收集 1974 年以来 23 宽频地震剖面解释的基础上,获得青藏高原下的精细地壳结构,主要结论如下:(1)青藏高原南部的地壳厚度为 70 ~ 75km,在青藏高原北部、东北部和南东部的地壳厚度为 60 ~ 65km;(2)在 90°E 以西,印度地壳向高原北部运动,印度俯冲的岩石圈板片前锋达到青藏高原的北缘,并与塔里木盆地在 80°E 碰撞;在 88°E 印度板块向前的推移缓慢减少至班公湖-怒江缝合带;(3)在 90°E 以东,印度地壳的北界位于班公湖-怒江缝合带南部的 50 ~ 100km 处;(4)地壳厚度向 E-W 向缝合带的南、北侧发生变化(图 11)。

青藏高原地震层析资料(图 12)(Nábělek *et al.*, 2009)揭示了印度岩石圈冷板片在主碰撞带以平俯冲的方式插入

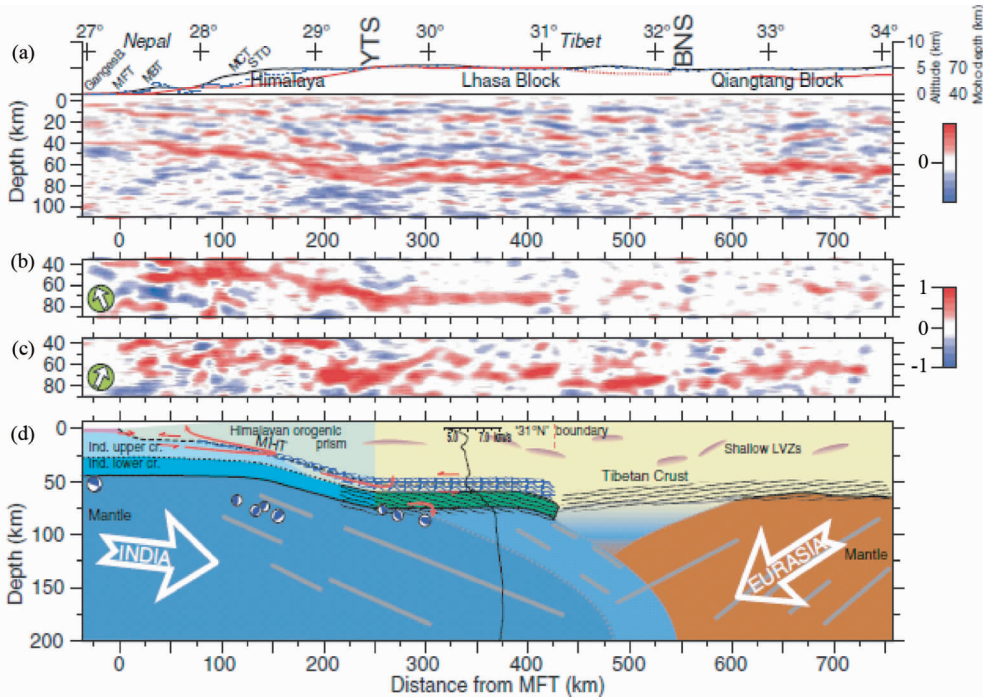


图 12 横穿青藏高原地震层析剖面图(据 Nábělek *et al.*, 2009)

Qiangtang Block-羌塘块体; Lhasa Block-拉萨块体; Himalaya-喜马拉雅; Nepal-尼泊尔; BNS-Bangonghu-班公湖-怒江缝合带; STD-藏南拆离系; MCT-主中冲断裂; MBT-主边冲断裂; MFT-主前锋冲断裂

Fig. 12 Seismic topography profile cross the Tibetan Plateau (after Nábělek *et al.*, 2009)

青藏高原拉萨地壳之下(抵达班公湖-怒江缝合带),以及亚洲岩石圈板片向南俯冲在羌塘地壳之下的深部物理状态。表明青藏高原具有上部地壳造山加厚(平均70km)的热结构和下部印度克拉通性质的刚性冷结构组成的双层结构,平俯冲的印度岩石圈板片可以看作青藏高原地壳的底板。深部结构还显示了青藏高原岩石圈地幔的缺失和下地壳低速层的存在,推测青藏高原岩石圈地幔的缺失与岩石圈冷板片的嵌入和青藏高原下地壳的拆离有关。根据青藏高原南缘喜马拉雅山脉的南北缩短量为18mm/yr;北缘祁连山的缩短量为16mm/yr,高原腹地的东西向伸展速率为10mm/yr(Avouac and Tapponnier, 1993),高原腹地处在东-西向伸展的构造环境,造成隆升、垮塌和剥蚀的高原地貌。

因此,青藏高原具有复杂、不均一、多地体拼贴的、相对热的、巨厚地壳(60~70km)组成的造山软基底,完全不同于具有简单的、均一的、稳定的、冷的、快波速特征和刚性古老基底组成的世界上的其它高原。青藏高原是“造山的高原”理念的提出和进一步完善,对于重新审视特提斯演化和认识青藏高原成因有着重要意义。

4 结语

(1)“造山的高原”与具有简单的、均一的、稳定的、冷的地壳以及刚性古老硬基底的“克拉通高原”有显著区别。

(2)洋-陆俯冲阶段生成俯冲型中安第斯高原,与30~25Ma Nazca 板块向东的平俯冲转为陡俯冲有关,导致俯冲楔岩石圈物质的热软化和部分熔融的发生、地幔热对流和加厚地壳的同位素放射热降低了地壳的粘度系数,并使之发生了流动;同时俯冲 Nazca 板片的后撤有利于地幔楔顶部地壳的缩短和加厚,地壳的缩短导致了厚的、热的中安第斯长英质的大陆地壳的形成。

(3)以“青藏高原”为代表的陆-陆碰撞型“造山的高原”具有相对复杂、不均一、多地体拼贴、多期造山、相对热的巨厚地壳组成的造山软基底。笔者强调,青藏高原的初始高原形成于印度-亚洲碰撞之前,在青藏高原东部的松潘-甘孜地区以及中部和南部的羌塘和拉萨地区,都出现白垩纪初始高原的记录,认为与班公湖-怒江新特提斯洋盆的闭合(120~140Ma)有关。

致谢 研究过程与杨文采院士进行认真的交流,在此表示感谢。感谢审稿人为本文提出的宝贵意见。

References

- Allmendinger RW and Gubbels T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259 (1-3): 1-13
- Allmendinger RW, Jordan TE, Kay SM and Isacks BL. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual*

- Review of Earth and Planetary Sciences, 25(1): 139–174
- Avouac JP and Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 20(10): 895–898
- Baby P, Rochat P, Mascle G and Hérail G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10): 883–886
- Bailey IW, Miller MS, Liu KJ and Levander A. 2012. VS and density structure beneath the Colorado Plateau constrained by gravity anomalies and joint inversions of receiver function and phase velocity data. *Journal of Geophysical Research*, 117(B2): B02313
- Barke R and Lamb S. 2006. Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3–4): 350–367
- Barnes JB and Pelletier JD. 2006. Latitudinal variation of denudation in the evolution of the Bolivian Andes. *American Journal of Science*, 306(1): 1–31
- Barnes JB, Ehlers TA, McQuarrie N, O’Sullivan PB and Tawackoli S. 2008. Thermochronometer record of central Andean Plateau growth, Bolivia (19.5°S). *Tectonics*, 27(3): TC3003
- Barnes JB and Ehlers TA. 2009. End member models for Andean Plateau uplift. *Earth-Science Reviews*, 97(1–4): 105–132
- Beaumont C, Jamieson R, Nguyen MH and Lee B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414(6865): 738–742
- Beck SL, Zandt G, Myers SC, Wallace TC, Silver PG and Drake L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24(5): 407–410
- Beck SL and Zandt G. 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10): ESE 7-1-ESE 7–16
- Carrapa B and DeCelles PG. 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics*, 27(1): TC1015
- Clark MK and Royden LH. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8): 703–706
- de Almeida FFM, Hasui Y, de Brito Neves BB and Fuck RA. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1–2): 1–29
- de Brito Neves BB, Campos Neto MDC and Fuck RA. 1999. From Rodinia to Western Gondwana; An approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22(3): 155–166
- de Silva SL. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12): 1102–1106
- Deng B, Liu SG, Li ZW, Cao JX and Sun W. 2012. Late Cretaceous tectonic change of the eastern margin of the Tibetan Plateau; Results from multisystem thermochronology. *Journal of the Geological Society of India*, 80(2): 241–254
- Ding L, Xu Q, Yue YH, Wang HQ, Cai FL and Li S. 2014. The Andean-type Gangdese Mountains; Paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 392: 250–264
- Ege H, Sobel ER, Scheuber E and Jacobshagen V. 2007. Exhumation history of the southern Altiplano Plateau (southern Bolivia) constrained by apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 26(1): TC1004
- Ehlers TA and Poulsen CJ. 2009. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3–4): 238–248
- England P and Houseman G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation; 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 91(B3): 3664–3676
- Fergusson CL and Henderson RA. 2015. Early Palaeozoic continental growth in the Tasmanides of Northeast Gondwana and its implications for Rodinia assembly and rifting. *Gondwana Research*, 28(3): 933–953
- Flowers RM, Wernicke BP and Farley KA. 2008. Unroofing, incision, and uplift history of the southwestern Colorado Plateau from apatite (U-Th)/He thermochronometry. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5–6): 571–587
- Garzzone CN, Molnar P, Libarkin JC and MacFadden BJ. 2006. Rapid Late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3–4): 543–556
- Ghosh P, Garzzone CN and Eiler JM. 2006. Rapid uplift of the Altiplano revealed through ¹³C-¹⁸O bonds in paleosol carbonates. *Science*, 311(5760): 511–515
- Hartley AJ, May G, Chong G, Turner P, Kape SJ and Jolley EJ. 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28(4): 331–334
- Hartley AJ, Sempéré T and Wörner G. 2007. A comment on “Rapid Late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere” by C. N. Garzzone *et al.* [*Earth Planet. Sci. Lett.* 241 (2006) 543–556]. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3–4): 625–629
- Hoke GD, Isacks BL, Jordan TE, Blanco N, Tomlinson AJ and Ramezani J. 2007. Geomorphic evidence for post-10Ma uplift of the western flank of the central Andes 18° 30′ ~ 22° S. *Tectonics*, 26(5): TC5021
- Hoke GD and Garzzone CN. 2008. Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the Late Miocene topographic development of the Altiplano Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1–4): 192–201
- Hoke L and Lamb S. 2007. Cenozoic behind-arc volcanism in the Bolivian Andes, South America; Implications for mantle melt generation and lithospheric structure. *Journal of the Geological Society*, 164(4): 795–814
- Humphreys E, Hessler E, Dueker K, Farmer GL, Erslev E and Atwater T. 2003. How Laramide-age hydration of North American lithosphere by the Farallon slab controlled subsequent activity in the Western United States. *International Geology Review*, 45(7): 575–595
- Husson L and Sempere T. 2003. Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. *Geophysical Research Letters*, 30(5): 1243
- Isacks BL. 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4): 3211–3231
- James DE and Sacks IS. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In: Skinner BF (ed.). *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology, 7: 1–25
- Johansson Å. 2014. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model; A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*, 244: 226–235
- Jordan TE, Reynolds III JH and Erikson JP. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16° ~ 33° 30′ S. In: Ruddiman WF (ed.). *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Springer, 41–61
- Kapp P, DeCelles PG, Gehrels GE, Heizler M and Ding L. 2007. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7–8): 917–933
- Kay SM and Coira BL. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs*, 204: 229–259
- Kley J. 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics*, 15(4): 763–775
- Kley J and Monaldi CR. 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, 26(8): 723–726
- Lamb S and Hoke L. 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, 16(4): 623–649
- Lamb S and Davis P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause

- for the rise of the Andes. *Nature*, 425(6960): 792–797
- Lee CT, Yin QZ, Rudnick RL and Jacobsen SB. 2001. Preservation of ancient and fertile lithospheric mantle beneath the southwestern United States. *Nature*, 411(6833): 69–73
- Leeder MR, Smith AB and Yin JX. 1988. Sedimentology, palaeoecology and palaeoenvironmental evolution of the 1985 Lhasa to Golmud Geotraverse. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 327(1594): 107–143
- Leier AL, DeCelles PG, Kapp P and Gehrels GE. 2007. Lower Cretaceous strata in the Lhasa terrane, Tibet, with implications for understanding the early tectonic history of the Tibetan Plateau. *Journal of Sedimentary Research*, 77(10): 809–825
- Liu KJ, Levander A, Niu FL and Miller MS. 2011. Imaging crustal and upper mantle structure beneath the Colorado Plateau using finite frequency Rayleigh wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7): Q07001
- McQuarrie N. 2002. The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia; Implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 114(8): 950–963
- McQuarrie N, Horton BK, Zandt G, Beck S and DeCelles PG. 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean Plateau. *Tectonophysics*, 399(1–4): 15–37
- McQuarrie N, Barnes JB and Ehlers TA. 2008. Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17°S). *Tectonics*, 27(3): TC3007
- McGard F. 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). In: Monger JWH and Francheteau J (eds.). *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Washington: American Geophysical Union, 71–95
- Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia; Effects of a continental collision. *Science*, 189(4201): 419–426
- Molnar P. 1988. A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 326(1589): 33–88
- Molnar P, England P and Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31(4): 357–396
- Molnar P and Garzzone CN. 2007. Bounds on the viscosity coefficient of continental lithosphere from removal of mantle lithosphere beneath the Altiplano and Eastern Cordillera. *Tectonics*, 26(2): TC2013
- Moucha R, Forte AM, Rowley DB, Mitrovica JX, Simmons NA and Grand SP. 2009. Deep mantle forces and the uplift of the Colorado Plateau. *Geophysical Research Letters*, 36(19): L19310
- Myers SC, Beck S, Zandt G and Wallace T. 1998. Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation for P and S waves. *Journal of Geophysical Research*, 103(B9): 21233–21252
- Nábělek J, Hetényi G, Vergne J, Sapkota S, Kaffle B, Jiang M, Su H, Chen J, Huang BS and the Hi-CLIMB Team. 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325(5946): 1371–1374
- Noblet C, Lavenu A and Marocco R. 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255(1–2): 65–78
- Pardo-Casas F and Molnar P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233–248
- Placzek C, Quade J and Patchett PJ. 2006. Geochronology and stratigraphy of Late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: Implications for causes of tropical climate change. *Geological Society of America Bulletin*, 118(5–6): 515–532
- Poupinet G, Arndt N and Vacher P. 2003. Seismic tomography beneath stable tectonic regions and the origin and composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(1–2): 89–101
- Qu XM, Wang RJ, Dai JJ, Li YG, Qi X, Xin HB, Song Y and Du DD. 2012. Discovery of Xiongmei porphyry copper deposit in middle segment of Bangonghu-Nujiang suture zone and its significance. *Mineral Deposits*, 31(1): 1–12 (in Chinese with English abstract)
- Ramos VA, Cristallini EO and Pérez DJ. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 59–78
- Roden MF and Shimizu N. 2000. Trace element abundances in mantle-derived minerals which bear on compositional complexities in the lithosphere of the Colorado Plateau. *Chemical Geology*, 165(3–4): 283–305
- Roger F, Malavieille J and Leloup PH. 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garzê Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5): 465–481
- Roger F, Jolivet M and Malavieille J. 2010. The Tectonic evolution of the Songpan-Garzê (North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to present: A synthesis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 254–269
- Rohrmann A, Kapp P, Carrapa B, Reiners PW, Guynn J, Ding L and Heizler M. 2012. Thermochronologic evidence for plateau formation in central Tibet by 45Ma. *Geology*, 40(2): 187–190
- Roy M, Jordan TH and Pederson JL. 2009. Colorado Plateau magmatism and uplift by warming of heterogeneous lithosphere. *Nature*, 459(7249): 978–982
- Royden L. 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens; Implications for strain partitioning in the crust. *Journal of Geophysical Research*, 101(B8): 17679–17705
- Schmidt C, Astini R, Costa CH, Gardini CE and Kraemer PE. 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. In: Tankard AJ, Soruco RS and Welsink HJ (eds.). *Petroleum Basins of South America*. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 341–358
- Schwarz G and Krüger D. 1997. Resistivity cross section through the southern central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings. *Journal of Geophysical Research*, 102(B6): 11957–11978
- Sine CR, Wilson D, Gao W, Grand SP, Aster R, Ni J and Baldrige WS. 2008. Mantle structure beneath the western edge of the Colorado Plateau. *Geophysical Research Letters*, 35(10): L10303
- Singh A, Singh C and Kennett BLN. 2015. A review of crust and upper mantle structure beneath the Indian subcontinent. *Tectonophysics*, 644–645: 1–21
- Sobel ER, Hilley GE and Strecker MR. 2003. Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. *Journal of Geophysical Research*, 108(B7): 2344
- Sobolev SV and Babeyko AY. 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology*, 33(8): 617–620
- Strecker MR, Alonso RN, Bookhagen B, Carrapa B, Hilley GE, Sobel ER and Trauth MH. 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35(1): 747–787
- Sui QL, Wang Q, Zhu DC, Zhao ZD, Chen Y, Santosh M, Hu ZC, Yuan HL and Mo XX. 2013. Compositional diversity of ca. 110Ma magmatism in the northern Lhasa Terrane, Tibet; Implications for the magmatic origin and crustal growth in a continent-continent collision zone. *Lithos*, 168–169: 144–159
- Tapponnier P, Peltzer G and Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M and Ries A (eds.). *Collision Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 19: 115–157
- Tapponnier P, Xu ZQ, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang JS. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294(5547): 1671–1677

- van Hunen J, van den Berg AP and Vlaar NJ. 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth; A numerical parameter study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2): 179-194
- Vietor T and Oncken O. 2005. Controls on the shape and kinematics of the Central Andean Plateau flanks; Insights from numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3-4): 814-827
- Wang CS, Zhao XX, Liu ZF, Lippert PC, Graham SA, Coe RS, Yi HS, Zhu LD, Liu S and Li YL. 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(13): 4987-4992
- West M, Ni J, Baldrige WS, Wilson D, Aster R, Gao W and Grand S. 2004. Crust and upper mantle shear wave structure of the Southwest United States; Implications for rifting and support for high elevation. *Journal of Geophysical Research*, 109(B3): B03309
- Wilson D, Aster R, Ni J, Grand S, West M, Gao W, Baldrige WS and Semken S. 2005. Imaging the seismic structure of the crust and upper mantle beneath the Great Plains, Rio Grande Rift, and Colorado Plateau using receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 110(B5): B05306
- Xu GQ and Kamp PJJ. 2000. Tectonics and denudation adjacent to the Xianshuihe Fault, eastern Tibetan Plateau; Constraints from fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 105(B8): 19231-19251
- Xu Q, Ding L, Zhang LY, Cai FL, Lai QZ, Yang D and Jing LZ. 2013. Paleogene high elevations in the Qiangtang terrane, central Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 362: 31-42
- Xu ZQ, Yang JS, Li HB, Zhang JX and Wu CL. 2007. Orogenic Plateau; Terrane Amalgamation, Collision and Uplifting in the Qinhai-Tibet Plateau. Beijing; Geological Publishing House, 1-458 (in Chinese)
- Xu ZQ, Yang JS, Li HB, Ji SC, Zhang ZM and Liu Y. 2011. On the tectonics of the India-Asia collision. *Acta Geologica Sinica*, 85(1): 1-33 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZJ, Deng YF, Teng JW, Wang CY, Gao R, Chen Y and Fan WM. 2011. An overview of the crustal structure of the Tibetan Plateau after 35 years of deep seismic soundings. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(4): 977-989
- Zhao Z, Bons PD, Wang G, Soesoo A and Liu Y. 2015. Tectonic evolution and high-pressure rock exhumation in the Qiangtang Terrane, Central Tibet. *Solid Earth*, 6(2): 457-473
- Zhao Z, Bons P, Stübner K, Wang G and Ehlers TA. 2016. Early Cretaceous collision and exhumation of the Qiangtang and Lhasa Terranes, Central Tibet. *Terra Nova*, in press
- Zhao ZB, Bons PD, Wang GH, Liu Y and Zheng YL. 2014. Origin and pre-Cenozoic evolution of the South Qiangtang basement, Central Tibet. *Tectonophysics*, 623: 52-66
- Zhu DC, Li SM, Cawood PA, Wang Q, Zhao ZD, Liu SA and Wang LQ. 2016. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, 245: 7-17

附中文参考文献

- 曲晓明, 王瑞江, 代晶晶, 李佑国, 戚迅, 辛洪波, 宋杨, 杜德道. 2012. 西藏班公湖-怒江缝合带中段雄梅斑岩铜矿的发现及意义. *矿床地质*, 31(1): 1-12
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 张建新, 吴才来. 2007. 造山的高原——青藏高原的地体拼合、碰撞造山及隆升机制. 北京: 地质出版社, 1-458
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 嵇少丞, 张泽明, 刘焰. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造. *地质学报*, 85(1): 1-33