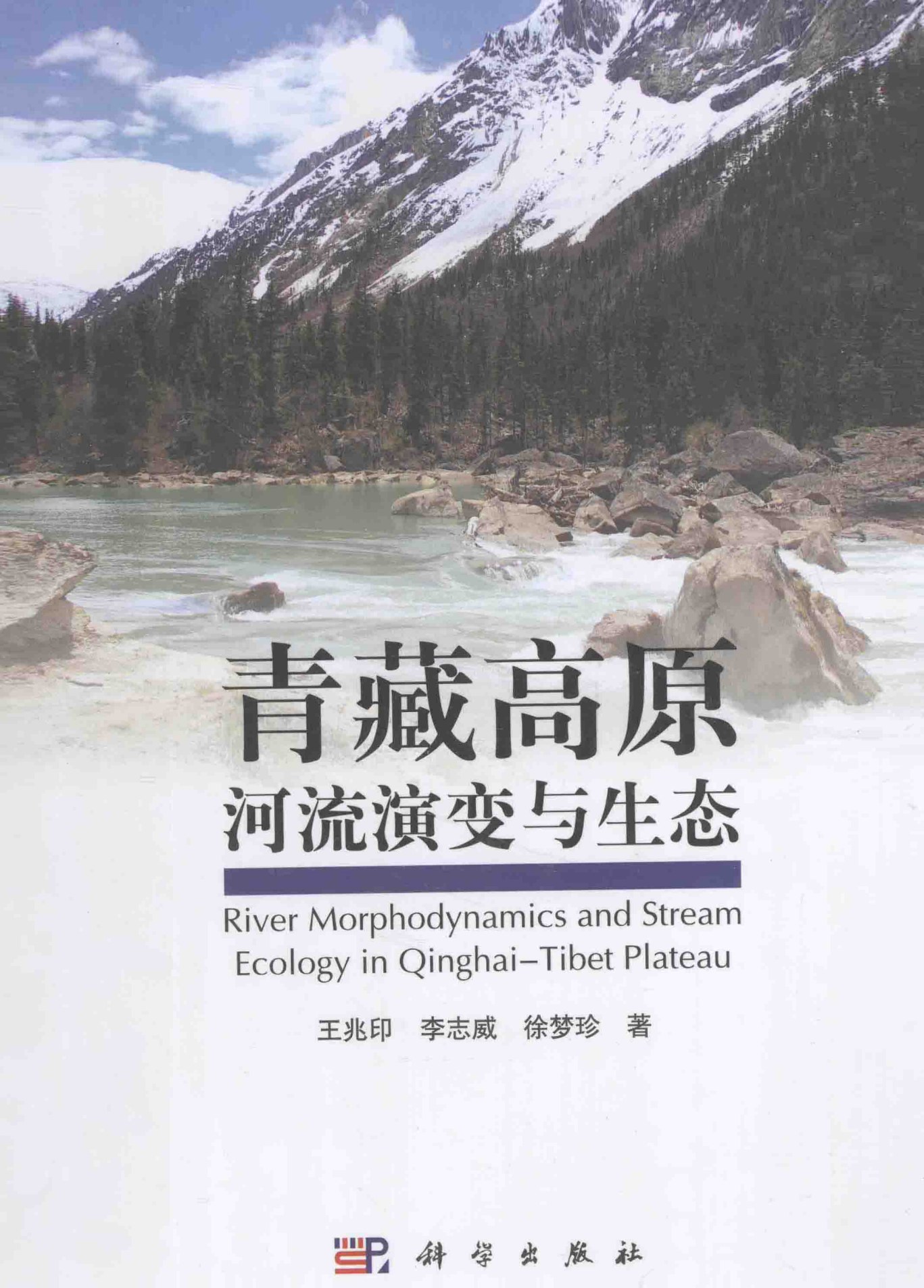




青藏高原 河流演变与生态

River Morphodynamics and Stream
Ecology in Qinghai-Tibet Plateau

王兆印 李志威 徐梦珍 著



科学出版社



青藏高原 河流演变与生态

River Morphodynamics and Stream
Ecology in Qinghai-Tibet Plateau

王兆印 李志威 徐梦珍 著

科学出版社

北京

内 容 简 介

青藏高原是地球上地壳运动和地貌演变都非常剧烈的地区,河流生态系统和演变都具有一些独特的性质。本书的主要内容包括青藏高原抬升对雅鲁藏布江河谷发育和高原六大水系河网结构的影响、高原河流尼克点的形成及崩塌滑坡堰塞湖的演变规律、三江源辫状和弯曲河流形态动力学及弯道裁弯机理、若尔盖湿地大面积萎缩的机制和黄河源沙漠月牙泉群的形成、三江源风动沙释放造成沙漠化的机理、高原各种侵蚀与植被的相互作用和风沙侵蚀-植被动力学、高原水生态系统和生态保护的方略等。

本书可以作为高原河流动力学和河流生态学研究生的教材,也可以为从事青藏高原水利水电工程、河流地貌和生态学的研究者提供参考。

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原河流演变与生态= River morphodynamics and stream ecology in Qinghai-Tibet Plateau / 王兆印等著. —北京:科学出版社,2014.10
ISBN 978-7-03-041938-7

I. ①青… II. ①王… III. ①青藏高原河道演变-研究 ②青藏高原-河流-生态环境-研究 IV. ①P942.709 ②X35

中国版本图书馆CIP数据核字(2014)第221637号

责任编辑:吴光浩 / 责任校对:韩 杨

责任印制:肖 兴 / 封面设计:无极书装

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

中国科学院印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2014年10月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2014年10月第一次印刷 印张:13 3/4

字数:311 000

定价:98.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

青藏高原是地球上地壳运动和地貌演变都非常剧烈的地区,而高原上的河流演变和生态系统都具有一些独特的性质和神秘的色彩。由于印度洋板块与欧亚大陆板块碰撞与推挤,青藏高原一直在不断地抬升,这使得高原河流连续获得更多的势能,需要不断地调整趋向平衡。因此,青藏高原的河流比其他地区的河流具有更快的演变速率。另外,过去几十年里,气候变化和不断增强的人类活动对青藏高原的河流湖泊和湿地演变造成很大影响,甚至显著改变了河流地貌和高原湿地,也对高原陆生与水生生态带来很大的冲击。青藏高原河流演变与生态的研究具有重要的科学意义,也是高原开发和生态保护的基础。

本书的主要内容包括青藏高原抬升对雅鲁藏布江河谷发育和高原六大水系河网结构的影响、高原河流尼克点的形成及崩塌滑坡堰塞湖的演变规律、三江源辫状和弯曲河流形态动力学及弯道裁弯机理、若尔盖湿地大面积萎缩的机制和黄河源沙漠月牙泉群的形成、三江源风动沙释放造成沙漠化的机理、高原各种侵蚀与植被的相互作用和风沙侵蚀-植被动力学、高原水生态系统和生态保护的方略等。本书可以作为高原河流动力学和河流生态学研究生的教材,也可以为从事青藏高原水利水电工程、河流地貌和生态学的研究者提供参考。

作者带领的研究团队从2007年开始,每年都去青藏高原考察、采样和测量,一般5、6月或者9、10月去西藏,7、8月去青海三江源。我们曾经深入高原腹地,历经艰险,四探雅鲁藏布大峡谷,两次穿越喜马拉雅,在黄河源头采样,在高原沙漠里钻井。可以说本书每一个数据都是勇气和汗水的结晶。本书各章节的主要撰写者如下:第1章由王兆印、刘乐、王旭昭、余国安、杜俊撰写;第2章由余国安、韩鲁杰、刘乐撰写;第3章由李志威撰写;第4章由李志威、王兆印、韩鲁杰撰写;第5章由李艳富、王兆印撰写;第6章由王兆印、施文婧、李艳富撰写;第7章由徐梦珍、潘保柱撰写。全书由王兆印、李志威和徐梦珍修改定稿。除了以上作者之外,8年来作者的多位学生也参与了青藏高原的野外工作,他们是谢小平博士、漆力健博士、张康博士、王春振博士、朱海丽、刘丹丹、赵娜、李文哲、张晨笛、范小黎博士、周雄冬和吕立群等,在此对他们辛苦的付出表示感谢。

本书得到了科学技术部国际科技合作计划(2011DFA20820、2011DFG93160)、国家自然科学基金(41071001、51479091、51479006、51409146)和清华大学自主科研计划课题(2009THZ02234、20121080027)的支持,在此表示感谢。尽管作者几易其稿,但不妥之处在所难免,欢迎读者批评指正。

王兆印

2014年7月于北京清华园

目 录

前言

第 1 章 青藏高原抬升与河流地貌发育	1
1.1 高原抬升概述	1
1.1.1 高原的地貌特征	1
1.1.2 青藏高原的地质背景	2
1.1.3 青藏高原的隆升过程及机制	5
1.2 高原抬升对河网结构的影响	10
1.2.1 Horton 定律和 Horton 分级比	10
1.2.2 青藏高原的河网	11
1.2.3 高原抬升对河网拓扑构造的影响	12
1.3 高原非均匀抬升对雅鲁藏布河谷发育的影响	15
1.3.1 宽谷河段和峡谷河段	16
1.3.2 雅鲁藏布河谷巨量泥沙储存	18
1.3.3 喜马拉雅非均匀抬升对河流地貌的影响	21
1.4 同德盆地刺状水系发育及成因	23
1.4.1 河流下切拉出刺状水系	24
1.4.2 刺状水系的发育机理	28
本章参考文献	31
第 2 章 冰川、滑坡、泥石流对河床演变的影响	34
2.1 雅鲁藏布大峡谷段滑坡崩塌与河床结构	35
2.2 帕隆藏布江侵蚀类型与河流地貌	38
2.3 帕隆藏布冰川侵蚀初步研究	39
2.4 尼克点发育和分布对河流地貌的影响	45
本章参考文献	48
第 3 章 三江源的河床演变	49
3.1 黄河源的水沙变化	51
3.1.1 气候变化	52
3.1.2 水沙变化规律	55
3.1.3 水沙变化与气温变化的关系	58
3.2 黄河源河型分布与沿程变化	60
3.2.1 黄河源河型多样性	60
3.2.2 玛曲河段河型沿程变化及原因	61

3.3 黄河源弯曲河流演变与裁弯·····	70
3.3.1 草甸型弯曲河流崩岸机制·····	70
3.3.2 自然裁弯模式与机理·····	73
3.3.3 牛轭湖形成机制与演变·····	84
3.4 长江源的河床演变·····	89
3.4.1 长江源河型特点·····	89
3.4.2 长江源辫状河道·····	94
本章参考文献·····	98
第4章 黄河源湿地退化机制和治理方略·····	100
4.1 黄河源的湿地·····	100
4.2 若尔盖沼泽湿地的萎缩·····	105
4.2.1 沼泽退化机制·····	105
4.2.2 河流溯源下切加速湿地退化·····	113
4.3 月牙泉湿地的形成与演变·····	120
4.3.1 黄河源沙漠月牙泉群的运动特性·····	120
4.3.2 月牙泉的形成机理·····	122
4.3.3 月牙泉的生态作用·····	125
4.4 高原湿地保护与修复方略·····	126
本章参考文献·····	127
第5章 青藏高原沙漠化及治理方略·····	129
5.1 青藏高原沙漠化及风沙特性·····	129
5.1.1 青藏高原的沙漠化·····	129
5.1.2 风动沙及特性·····	131
5.2 沙漠化土地的植被修复作用·····	135
5.2.1 沙丘固定与植被发育的相互影响·····	135
5.2.2 沙漠植被的演替过程·····	137
5.3 植被-风沙侵蚀动力学模型及应用·····	140
5.3.1 风沙与植被的相互作用·····	140
5.3.2 植被-风沙侵蚀动力学模型·····	141
5.3.3 植被-风沙侵蚀动力学在木格滩沙漠的应用·····	144
本章参考文献·····	151
第6章 高原植被与侵蚀·····	155
6.1 雅鲁藏布江流域的侵蚀类型与植被发育·····	155
6.1.1 雅鲁藏布江流域·····	155
6.1.2 主要侵蚀类型·····	156
6.1.3 典型植被类型和物种组成·····	160
6.1.4 植被特征沿程变化规律·····	165

6.2 易贡藏布大滑坡的植被修复	168
6.2.1 易贡大滑坡	168
6.2.2 滑坡体中期修复植被	168
6.2.3 滑坡体长期修复植被	170
6.2.4 滑坡体的物种演替和物种多样性	170
6.3 颗粒侵蚀及治理	173
6.3.1 颗粒侵蚀的特点	173
6.3.2 颗粒侵蚀在西南地区的分布	174
6.3.3 颗粒侵蚀的治理	179
本章参考文献	180
第7章 高原河流水生态	183
7.1 三江源大型底栖动物群落特征研究	183
7.1.1 长江源与黄河源底栖动物采样	183
7.1.2 底栖动物种类组成	185
7.1.3 底栖动物密度和生物量	187
7.2 雅鲁藏布江的底栖动物	190
7.2.1 雅鲁藏布江底栖动物采样	191
7.2.2 底栖动物种类组成与多样性	193
7.2.3 不同海拔高程的底栖动物	196
7.3 废弃河道的水生态	200
7.3.1 典型废弃河道及采样分析	201
7.3.2 底栖动物种类组成与多样性	204
7.3.3 废弃河道的利用与管理	206
本章参考文献	209

第 1 章 青藏高原抬升与河流地貌发育

1.1 高原抬升概述

根据英国地质调查局的研究,印度洋板块以 50mm/a 的速度向北挤压欧亚大陆板块,导致了喜马拉雅山脉和青藏高原的不断抬升(Zhang et al., 2004; Royden et al., 2008; Chen and Gavin, 2008)。青藏高原的抬升伴随着一系列走滑断层和张拉断层,走滑速度平均为 1~20mm/a(Tapponnier et al., 2001)。许多学者指出青藏高原的抬升速率在加快(Harvey and Wells, 1987; Coleman and Hodges, 1995; Chung et al., 1998; Leigh et al., 2008)。中国地震局测量的青藏高原的现代抬升速率为 21mm/a。青藏高原的隆升是新生代最为重要的地质事件,形成了地球上海拔最高,面积最大,地壳厚度两倍于正常大陆地壳的年轻构造地貌单元。青藏高原的抬升对地壳演化、河流地貌过程及生态环境变迁有至关重要的影响,因而备受地质学家、地貌学家,生态环境学家以及众多学科、领域专家的高度关注。青藏高原隆升的起始时代、过程、速率、机制及对环境的影响一直是高原研究与讨论的热点问题。高原许多地方人迹罕至,其地质地貌过程到目前为止还没有一个能够为公众完全接受的观点。随着研究工作的不断深入,青藏高原的神秘面纱正在逐步揭开。

1.1.1 高原的地貌特征

青藏高原地处我国西南边陲,南自喜马拉雅山脉南缘,北至昆仑山、阿尔金山和祁连山北缘,西部为帕米尔高原和喀喇昆仑山脉,东部以玉龙雪山、大雪山、夹金山、邛崃山及岷山的南麓或东麓为界,总面积近 300 万 km²。在我国境内涉及 6 个省区(西藏、青海、新疆、四川、甘肃、云南)的 201 个县(市),面积为 257.24 万 km²,占国土陆地总面积的 26.8%(张镱锂等, 2002)。在境外,还包括不丹、尼泊尔、印度、巴基斯坦、阿富汗、塔吉克斯坦、吉尔吉斯斯坦等国家的部分地区。因其主体部分位于青海和西藏,故称为青藏高原。

青藏高原的平均海拔大于 4500m(李廷栋, 1995; 潘裕生, 1999),被誉为“世界屋脊”、“地球第三极”。高原内部地形平坦,并保存有较为连续的高原面;腹地羌塘草原的相对高差一般较小,属于高海拔丘陵区;高原周边被喜马拉雅山、喀喇昆仑山、昆仑山、阿尔金山、祁连山和横断山等山脉包围,这些山脉的切割深度可达 4000~5000m(李吉均, 1983; 李勇等, 2006)。总体来看,青藏高原是一个被巨型山脉环绕的西高东低的完整台地。这一特征表明,青藏高原是一个整体抬升的、独立的地貌单元。

青藏高原海拔高,气温低,是地球上低纬度地区最大的现代冰川分布区。据统计,青藏高原发育有现代冰川 36793 条,冰川面积为 49873km²,冰川冰储量为 4561km³,

若以冰的密度 860kg/m^3 计, 折合成淡水约有 39228 亿 m^3 , 为青藏高原地表径流总量的 10.8 倍, 是巨大的优质淡水资源, 每年提供冰川融水 504 亿 m^3 补给河流(刘宗香等, 2000)。这里不仅是长江、黄河发源地, 也是雅鲁藏布江(布拉马普特拉河)和澜沧江(湄公河)、怒江(萨尔温江)、印度河(狮泉河)、伊洛瓦蒂江的源头, 所以有“亚洲水塔”之称。

青藏高原相当年轻, 其地貌发育阶段尚处于婴幼儿年期至壮年早期。高原内盐湖的成盐时期均很晚, 某些外流水系的鱼类常见于内流水系中, 说明了内陆湖盆的年轻性(陈克造等, 1981)。迄今为止, 青藏高原没有发现超过 0.7Ma 的古冰碛, 这也是青藏高原隆升年轻性的佐证(李吉均, 2004)。高原的主体部分最为年轻, 新近纪末期伴随强烈的构造抬升和差异升降运动, 使原有外流水系解体, 以沉陷盆地为中心重新组合, 形成内陆湖盆众多、内流水系发育的地貌格局。高原东南部是著名的横断山区, 发育有平行岭谷地貌, 大致南北走向的河流在此切刻成深邃的 V 形峡谷, 缺乏宽广的河漫滩和阶地。诸支流最高裂点(尼克点)以上溯源侵蚀未及的地区保持着壮年期宽谷和大片古夷平面, 如金沙江和雅砻江之间的海子山和素龙山, 就有数千平方千米的夷平面。高原的西部以发育高山深谷为特点。帕米尔高原有地球上最崎岖的高山深谷, 切割最为强烈。例如, 洪扎河和纽布拉河不仅溯源侵蚀切穿了喜马拉雅山, 还切穿了喀喇昆仑山的主山脊, 目前正在向亚洲诸内陆水系的源头推进。青藏高原主河海拔一般在 2000m 以下, 主山脊海拔为 7000m 左右, 相对高差可达 5000m 。许多河流岸坡坡度在 40° 以上, 极不稳定, 稍有暴雨即可触发大规模的山崩、滑坡和泥石流(李吉均, 1983)。青藏高原的河流有些河段已变成 U 形, 有巨大的冲积扇和冲积平原, 如吉尔吉特附近的吉尔吉特河谷和吉拉斯附近的印度河谷。河流之间的夷平面极少保存, 显示地貌发育已达到地势起伏最大的壮年期早期或幼年期晚期。

1.1.2 青藏高原的地质背景

青藏高原夹持于土兰、塔里木、华北、扬子与印度等刚性地块之间, 在地球物理场和岩石圈结构构造上形成一个相对独立的构造系统。这里的地壳厚度两倍于正常地壳, 是青藏高原最为显著的特点之一。滕吉文等(1980)的重力布伽异常图(图 1.1)显示, 喜马拉雅山北部为大面积的重力负异常区, 重力等值线的高梯度带与高原的边界相吻合, 异常区的范围与高原主体部分巨厚地壳的平面位置基本相当。从地壳厚度剖面图(图 1.2)可以看到, 高原的地壳厚度与地面的海拔高度具有镜像对称消长的规律, 说明高原隆升与致使当地地壳增厚的地质作用有着密切的关系。高锐等(2009)利用深地震测深、深地震反射剖面和宽频地震, 观测三种地震方法的成果资料, 对青藏高原的莫霍面深度及其分布特征进行了探讨, 发现青藏高原莫霍面形态复杂, 深度变化很大。莫霍面深度最大的地区位于西昆仑构造结, 深为 $90\text{km} \pm 2\text{km}$, 若尔盖盆地南缘的莫霍面深度最浅, 仅为 49.50km , 莫霍面的深度差值可达 40km 。高原范围内不同地段、不同构造单元的莫霍面深度也各有所异, 总体变化规律具有西部较深、东部较浅, 南部较深、北部较浅的趋势。

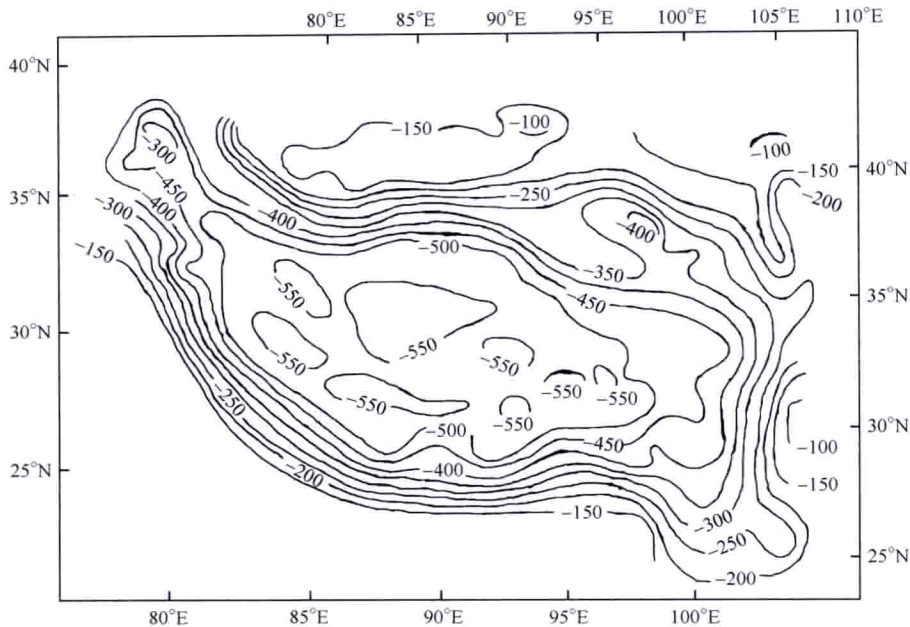


图 1.1 青藏高原 1°×1°重力布伽异常图 (改自滕吉文等, 1980)

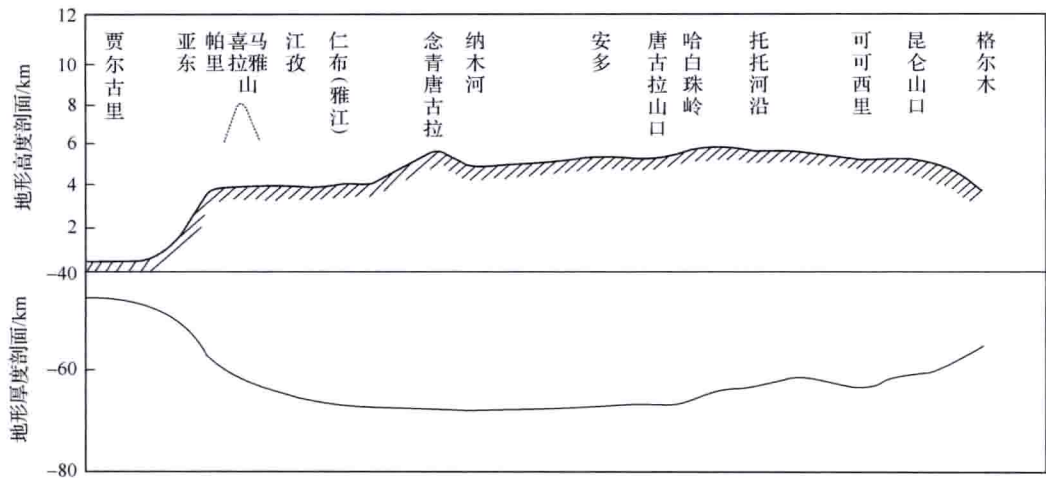


图 1.2 青藏高原格尔木—安多—喜马拉雅山—恒河平原地壳厚度剖面图(改自滕吉文等, 1980)

青藏高原地层发育较为齐全，由老至新分述如下：

太古宇—古元古界是青藏高原出露的最古老的结晶基底岩系，分布于高原的北部，主要为一套中深变质的片麻岩、混合岩和片岩，并含高压、超高压变质岩，包括石榴二辉橄榄岩、榴辉岩、麻粒岩等。高原中部、南部的最老地层为元古宇，主要为一套中深变质的片麻岩、片岩、变粒岩、大理岩等，南部冈底斯-喜马拉雅地区有麻粒岩、榴辉岩、榴闪岩等高压变质岩。

古生界在区内分布较为广泛,古生物化石门类多、数量丰富。下古生界在高原中部地区发育不全,主要为一套海相碳酸盐岩与碎屑岩组合,寒武系为含磷沉积。上古生界在高原北部为一套海陆交互相、海相碳酸盐岩与碎屑岩组合,局部地区泥盆纪开始已为陆相沉积;高原中部主要为一套海相碳酸盐岩与碎屑岩组合;高原南部喜马拉雅区、冈底斯-腾冲区内为一套海相碎屑岩和碳酸盐岩组合。

中生界在高原北部地区发育不全,中部、南部分布广泛。从沉积相的特征来看,中生代发生了自北向南的海退过程,晚白垩世末期除了高原南部存在部分海洋环境外,中部和北部的广大地区普遍已经转为陆地。北部地区中生界主要为内陆盆地红色碎屑岩系,仅在局部地区发育三叠系海相、海陆交互相碎屑岩为主夹碳酸盐岩。高原中部三叠系主体为一套次稳定-活动型的海相碎屑岩为主的含碳酸盐岩的地层。晚三叠世地层主体为一套陆相-海陆交互相碎屑岩夹碳酸盐岩组合序列。侏罗系主体分布在羌北-昌都区、兰坪及羌南-保山区内,为一套海相-海陆交互相碳酸盐岩和碎屑岩组合。白垩系除羌塘地区西部发育海相沉积之外,大部分地区为一套陆相碎屑岩沉积。高原南部地区,中生界下部地层为一套稳定-次稳定型海相碎屑岩和碳酸盐岩组合,晚三叠世或中、晚侏罗世地层,尤其是晚白垩世地层广泛不整合在下伏地层之上,主体为一套海相-海陆交互相碎屑岩夹碳酸盐岩组合。

新生界在高原的中部和北部主要为内陆盆地沉积,分布范围一般不大。中西部地区尚有部分始新世海陆交互相沉积。高原南部地区,除在喜马拉雅区古近系下部分布有滨浅海相的碎屑岩夹碳酸盐岩沉积外,其余大部地区为一套内陆盆地陆相碎屑岩系。

青藏高原的岩浆活动频繁而强烈,是我国岩浆岩最发育的地区之一,出露着从元古宙到新生代各个地质时期多种类型的火山岩与侵入岩,出露面积约为 30 万 km^2 , 占全区面积的 10% 以上(莫宣学, 2011)。元古宙—早古生代岩浆岩主要分布于高原北部的祁连山、昆仑山等地,侵入岩的规模通常较小,形成规模不等的花岗岩、闪长岩类岩株和部分基性-超基性岩体,火山岩主要为安山岩、玄武岩等。高原大规模的岩浆活动始于晚古生代,这个时期侵入岩的分布范围自高原北部的祁连山、昆仑山地区扩展到巴颜喀拉及松潘、甘孜等地,有较大规模的中酸性侵入岩基,全区范围内都有火山岩分布。中、新生代的岩浆活动最为广泛,以花岗岩基、大岩株连续成带分布为特征,大规模的花岗岩带集中分布在冈底斯山-念青唐古拉山地区,中基性、中酸性火山岩遍布全区。高原内岩浆活动顺序具有自北向南逐步发展的规律,这一规律与高原内海水自北向南逐步退出的顺序在时间、空间上都有很好的对应。

现今青藏高原的大部分地区曾经是南北两个古大陆之间的海洋。由于相继发生的地壳运动,海水由北向南逐渐退出。每次运动留下一条山脉,山脉之间则是比较稳定的地壳段落,以地台型沉积和宽舒构造为标志。目前表现为山间盆地和广阔的高原面。表 1.1 列出了青藏高原由北到南大体东西走向的各条山脉的最高海相地层、造山运动时代及造山期主要岩浆活动的同位素地质年龄。这清楚地反映出造山运动与海洋逐渐封闭的过程。海洋的逐步封闭为高原的隆升奠定了基础。

表 1.1 青藏高原诸山脉形成的时代(李吉均, 1983)

山脉	最高海相地层	造山运动	岩浆岩 K-Ar 年龄/Ma
阿尔金山	泥盆系	加里东运动	344~554
昆仑山	下二叠统下层	海西运动	240~280
唐古拉山	中侏罗统	印支运动	107~210
冈底斯山	中白垩统	燕山运动	30~79
喜马拉雅山	始新统中层	喜马拉雅运动	10~20

1.1.3 青藏高原的隆升过程及机制

从地质与地貌演变历史看,高原的隆升是一个构造抬升、均衡隆升与风化剥蚀联合作用的复杂过程。多年来,国内外研究者采用古地磁测量、同位素测年等技术手段,从地貌学、地层学、气象学、现代生物学以及古生物学、岩石学等学科的角度对高原隆升过程开展了广泛深入的研究工作。大量的研究成果表明,青藏高原的隆升过程具有多阶段、非均匀、不等速的特征,隆升速率具有从缓慢抬升向快速隆升过渡的趋势,隆升过程至今尚未停止。

1. 高原隆升的起始时间

青藏高原的隆升是印度大陆与欧亚大陆碰撞的结果,这一板块构造学说对高原隆升的解释,目前已经被大多数学者所接受。根据古地磁测量和同位素测年数据,自晚白垩世末期(65Ma)以来,印度大陆向北漂移的速率从 15~20cm/a 到始新世中期(48Ma)急剧降低为<10cm/a,漂移速率的骤降标志着两个大陆初始碰撞的开始(李廷栋, 1995)。李吉均(2004)的研究成果认为,印度大陆和欧亚大陆沿雅鲁藏布江地缝合线发生碰撞为两大洲的初始碰撞,始新世中期著名的货币虫灰岩之上晚始新世的砂岩仍然是海相地层,说明当时高原范围内仍然残留有部分海洋,海水直到始新世末期才完全退出藏南地区,之后高原才进入缓慢隆升阶段,隆升的起始时间为 60Ma 左右。莫宣学(2011)根据西藏南部延伸 1500km 以上的主碰撞带的综合证据,提出印度大陆与亚洲大陆的碰撞开始于 70Ma 或 65Ma,完成于 45Ma 或 40Ma 左右。上述研究成果表明,印度大陆经过长距离的漂移与亚洲大陆汇聚,初始碰撞发生在距今 60Ma 左右,从而拉开了青藏高原抬升的序幕。这时高原的隆升尚未开始,即便是有隆升,也是发生在局部或者很微弱。始新世末期两个大陆完全拼合以后,印度大陆仍然保持着 5cm/a 左右的速率向北移动(李廷栋, 1995),持续的推移挤压作用受到北部、东部刚性地块的阻挡,促使高原地区地壳大规模缩短、加厚,高原开始持续缓慢抬升。

2. 隆升幅度与隆升阶段

青藏高原究竟何时达到目前的高度这一问题当前还存在较多争议(图 1.3)。国外学者提出的观点主要包括: Coleman 和 Hodges(1995)根据喜马拉雅山南北向的正断层上找到新生矿物的年龄为 14Ma 等证据,认为高原 14Ma 就上升到 5000m 以上,之后发生

东西向拉伸塌陷,高度降低;Harrison等(1992)提出高原20Ma开始强烈隆升,14Ma高度达到4000m以上;Rea(1992)认为高原17Ma已达4000m高度,后两度侵蚀降低,4Ma又由1500m高度快速上升。此外,Tumer等(1993)根据藏北火山喷发的年代认为青藏高原在13Ma前就已达到了现在的高度;Spicer等(2003)根据植物叶子化石的形貌认为藏南在15Ma前就达到了现有的高度;Rowley和Currie(2006)测定了青藏高原伦布拉盆地沉积岩的氧同位素比值,认为青藏高原的高度在35Ma前就达到了4000m以上;等等。

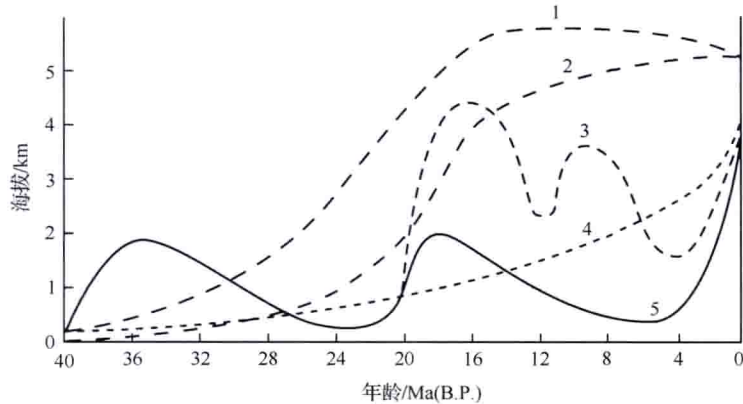


图 1.3 青藏高原隆升过程的不同观点(修改自李吉均和方小敏, 1998)

1. Coleman 和 Hodges (1995); 2. Harrison 等(1992); 3. Rea(1992)及钟大赉和丁林(1996)
(此曲线仅选用于喜马拉雅山); 4. 徐仁等(1993); 5. 李吉均等(1996)

20 世纪 70 年代的青藏高原综合科学考察期间,李吉均等(1979)对高原内的夷平面、剥蚀面与河流阶地等层状地貌开展了深入研究,根据这些层状地貌的特征和形成时代的测年数据,提出了高原隆升过程可分为“三期隆升、两次夷平”的观点。当时因缺乏绝对测年数据,隆升幅度和阶段的确定主要是根据受气候变化影响很大的代用指标,如孢粉、动物化石、古岩溶、古冰川信息。这些信息的测年精度虽然只是相对的,但对于隆升过程作出的结论没有出现大的偏差。20 世纪末期,地质学家采用更为丰富、精准的测量数据,同时进行了多指标多学科的相互印证,将“三期隆升、两次夷平”的认识进一步完善,并提出了青藏运动、昆仑-黄河运动、共和运动的概念,搭起了高原隆升过程的框架,使青藏高原隆升的学说形成了一个完整的理论体系。现就各隆升阶段分述。

第一期隆升发生在始新世中晚期(约 40Ma)(李吉均, 1999)。此时冈底斯山首先隆起,隆升高度不超过 2000m,高原东北部山地高度也在 2000m 左右(崔之久等, 1996)。强烈的抬升之后,高原进入漫长的构造运动相对宁静期,开始了新生代以来高原的第一次夷平作用。这期夷平面是高原上最为古老的夷平面,形成于渐新世至中新世早期,由准平原和山麓剥蚀平原组成,其形成时的海拔高度在 500m 以下(崔之久等, 1996)。现今这期夷平面的保存面积较小,一般分布在各大山系的顶部,所以又称为“山顶夷平面”。

第二期隆升发生在中新世早期。自 25~23Ma 开始(潘保田等, 2004), 构造运动从冈底斯山向南扩展, 雄伟的喜马拉雅山首次崛起, “山顶夷平面”伴随构造隆升发生解体。隆升作用停息之后, 高原再次进入漫长的剥蚀夷平期。这是高原的第二次夷平, 夷平面的分布很广, 故称之为“主夷平面”。“主夷平面”形成于 7.0~3.6Ma, 形成时中心的海拔高度不应超过 1000m(潘保田等, 2004)。现今“主夷平面”的海拔高度在 4500m 左右(崔之久等, 1996), 构成高原及其外围山地的主体。根据高原主要河流向南、向东流的特点, 考虑到外围同时期相关沉积相的特征, 可以认为“主夷平面”的地形是一个向南、向东倾斜的缓坡面, 南部海拔较低(<500m), 北部(唐古拉山与昆仑山之间)稍高(海拔为 1000~1500m), 中间(冈底斯山与唐古拉山之间)为过渡区(海拔为 1000m 左右)(崔之久等, 1996)。

第三期隆升始于 3.6Ma(李吉均, 1999; 潘保田等, 2004), 从此青藏高原进入一个以大幅度整体隆升为主的新阶段。李吉均(2004)将此期间相继发生的三次构造运动分别命名为青藏运动(分为 A、B、C 三幕)、昆仑-黄河运动(简称昆黄运动)、共和运动。青藏运动 A 幕发生于 3.6Ma, 平均海拔数百米(不超过 1000m)的“主夷平面”伴随构造抬升开始大规模解体, 高原周边逆冲断层活动强烈, 山麓扇砾岩强盛堆积。青藏运动 B 幕(2.6Ma), 高原升到海拔约 2000m 的高度, 黄土开始堆积, 东亚冬季风稳定出现。青藏运动 C 幕(1.7Ma), 临夏东山古湖消失, 黄河干流形成。青藏运动造就了青藏高原的基本轮廓, 但高原的现代面貌并未形成。昆仑-黄河运动发生在 1.2~0.6Ma, 昆仑山上升, 黄河切穿积石峡, 高原多数地面达到海拔 3000m 或更高, 有大面积的山体耸入冰冻圈。共和运动发生在晚更新世之初, 大约 0.15Ma 以来, 黄河切穿龙羊峡, 以 10 万年左右的时间下切 800~1000m, 共和盆地早更新世即已存在的古湖被宣泄一空, 高原最终达到了现今世界屋脊的高度。

综上所述, 青藏高原的隆升过程可简述为: 自始新世脱海成陆开始上升, 渐新世夷平; 中新世再度上升, 上新世又夷平(秦大河等, 2013)。这两次夷平的见证是高原山顶夷平面和主夷平面。上新世末, 高原再度上升, 经历青藏运动 A、B、C 三幕以及昆仑-黄河运动和共和运动, 形成现今的面貌。

3. 隆升速率

青藏高原在漫长的隆升过程中, 隆升速率是非线性的。肖序常和王军(1998)将高原隆升的速率变化归纳为四个阶段, 认为高原的隆升速率具有越来越快的趋势。李廷栋等(2010)主编的青藏高原及邻区隆升阶段构造图(图 1.4), 采用了肖序常和王军的上述观点: I₁ 早期(60~50Ma±)为极慢速隆升期, 隆升速率主要在 0.012~0.064mm/a; II₂ 早期(50~25Ma±)为慢速隆升期, 隆升速率主要在 0.07~0.31mm/a; II₁ 中期(25~11Ma)为中等速率隆升期, 隆升速率在 0.13~0.62mm/a; II₂ 中期(10~3Ma±)为中等速率隆升期, 隆升速率在 0.30~2.05mm/a; III 晚期(2~0.5Ma±)为快速隆升期, 隆升速率在 1.6~5.35mm/a; IV 近期(0.5Ma 以来)为极快速隆升期, 隆升速率为 4.5mm/a(喜马拉雅可达 10~12mm/a)。

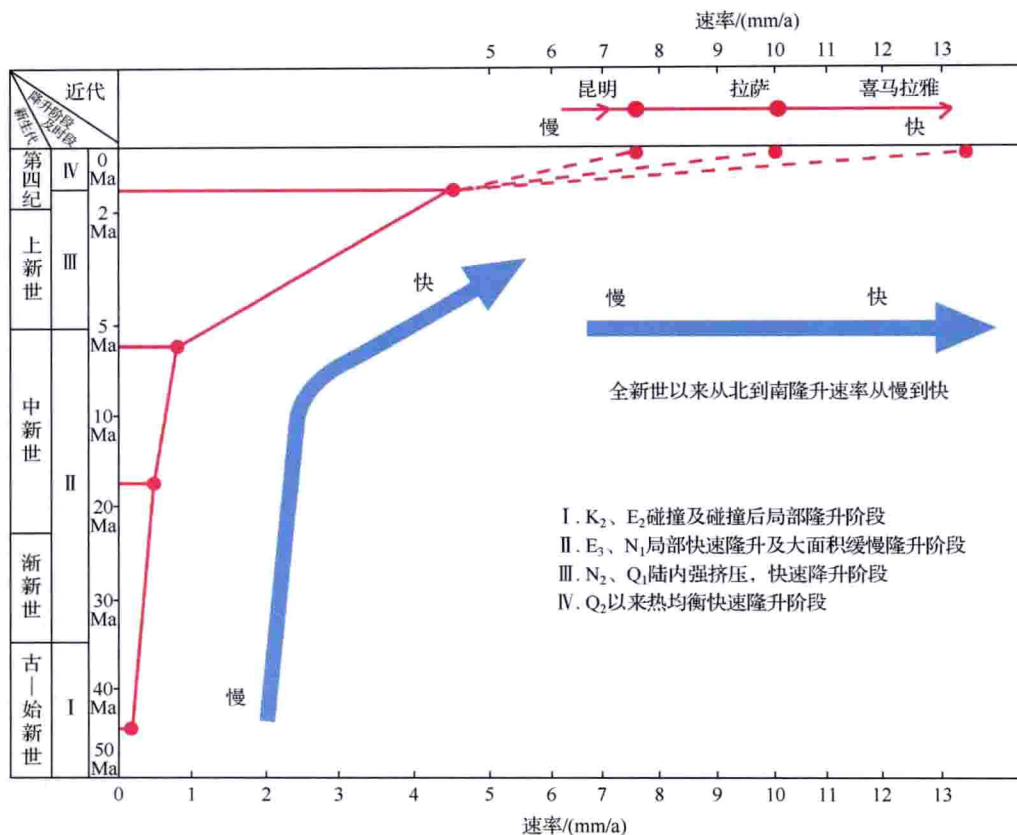


图 1.4 青藏高原新生代以来隆升速率示意图(修改自李廷栋等, 2010)

青藏高原的隆升速率在空间上具有南快北慢的特点。印度大陆对欧亚大陆的挤压作用是高原隆升的主要动能来源,两个大陆的初始碰撞阶段的挤压能量主要通过地壳的缩短来吸收,只在局部出现隆升。当地壳缩短达到一个极限的时候,挤压能量便通过地壳加厚和地面抬升来释放。在整个隆升过程中,地壳缩短、加厚与地面抬升同步或交替进行,同时受到重力均衡等作用的影响。由此可见,青藏高原的隆升速率在空间上必然是不平衡的,靠近碰撞接合带的高原南部隆升快,随着与碰撞接合带距离的加大,越向北隆升速率越慢。现有数据表明,喜马拉雅山区自上新世以来,隆升速率从几毫米/年到数十毫米/年,而北部的阿尔金山区则减到 0.42mm/a;如果接近几十年隆升速率的直接测量成果,这一规律性更为明显(国家地震局阿尔金活动断裂带课题组,1992):南边喜马拉雅山珠穆朗玛峰的隆升速率高达 37mm/a,向北拉萨—邦达为 10mm/a,稍北狮泉河—萨嘎一带为 8.9mm/a,再往北到喀喇昆仑一带减至 6~9mm/a,到阿尔金断裂北缘阿克塞一带减到几毫米/年至 5.2mm/a。

另外,在同一地区的相邻地段,隆升速率也存在较大差异。1966~1992 年全球定位系统(GPS)及精密水准的测量数据表明:珠穆朗玛峰隆升速率异常快,达 37mm/a,而珠穆朗玛峰邻近地区则为 3.6~4.0mm/a(肖序常和王军,1998)。

4. 隆升机制

青藏高原的隆升机制是地学界的热点话题。国内外学者利用各自学科所取得的资料提出了多种学说,如山根浮起说、俯冲说、岩石圈均匀增厚说、挤出说、多种造山带类型多种隆升机制说等。随着地球科学理论的不断进步和技术水平、测量精度的不断提高,人类对青藏高原隆升机制的认识正在逐步深入。

李四光(1999)指出,根据重力异常(-500mGal , $1\text{Gal}=1\text{cm/s}^2$),考虑到青藏高原 $50\sim 60\text{km}$ 厚的硅铝层,就不难理解,起源于重力作用的地壳均衡补偿会让这个高原升到它目前的高度。然而,问题的核心不在于重力的作用,而在于青藏高原的硅铝层为什么达到这样的厚度。他的结论是:青藏高原之所以升高,是由于它下面拥有厚度异乎寻常的硅铝层,而这个硅铝层的加厚是由于南北两面受到了强烈的挤压。这种水平挤压力来自地球自转速度的变化。水平挤压使地壳拗褶或褶皱是地壳加厚的重要原因,高原的抬升则是与重力有关的均衡作用的必然结果。

板块构造学说对高原隆升机制的解释因得到了地球物理学、地球年代学以及海洋地质学等多学科最新证据的支持,现已被多数地学工作者所接受。古地磁测量成果表明:青藏高原内冈底斯、羌塘及昆仑三个地体在二叠纪的古纬度分别为 22.4°S 、 16.1°S 和 11.9°S ,与现今位置相比,其相对分布的顺序虽然相同,但不仅由南向北移动了大约 50° ,各地体之间的相对位置也发生了一定调整(董学斌等,1991;李廷栋,1995)。三叠纪末至侏罗纪是北向运动的重要时期;白垩纪时,冈底斯地体和羌塘地体开始与北部稳定的欧亚大陆拼合;始新世时,喜马拉雅构造带定日的古纬度为 4.6°N ,现今纬度为 28.8°N ,即始新世以来喜马拉雅构造带向北漂移 24.2° ,约 2700km 。又如,始新世时拉萨的古纬度为 13.8°N ,与定日之间的纬度差为 9.2° ,约相距 1000km ,而目前定日与拉萨之间相距仅 120km ,即始新世以来喜马拉雅构造带与冈底斯构造带之间地壳缩短约 800km 。肖序常和王军(1998)根据地质和地球物理资料特别是深部地球物理资料提出,青藏高原的隆升机制是多因素、多阶段和多层次的不均匀隆升。高原地壳缩短、加厚和隆升受到三大动力源控制:一是来自南面印度板块持续向北漂移的挤压力及其四周塔里木、扬子及中朝地台的阻力;二是高原内的热力作用,不仅增强地壳的蠕变变形,造成地壳的缩短加厚,还促使地壳发生重融和热扩散,从而产生低密度空间,为地壳上浮、隆升提供条件;三是构造均衡调整对高原隆升的控制作用,上新世以后,除东西两面犄角仍保有较强挤压外,印度板块主体向北的挤压减弱,从而引起“下沉山根”逐渐抬升,促使地壳隆升。

陈国达(1997)对板块构造学说的观点提出了质疑。他根据青藏高原的上地壳结构、历史背景、古植物区、地热活动状态等资料综合分析,认为高原隆起与大陆碰撞这两事件没有直接的因果关系。在时间上,隆升事件是在导致碰撞事件的地幔蠕变活跃期后,又经历了一个以形成统一的青藏古地台为标志的、长达 1400Ma 的宁静期的间断之后的另一个活跃期才发生的。它是属于另一个地幔蠕变的动定旋回的产物。在力学上,隆升事件是在碰撞力及其后继的挤压力衰退后,又经历了以垂向运动占主导地位的稳定阶段的间断之后,再度由于多方面的挤压力才发生的,它是属于另一个壳体演化阶段和成长

期,是另一个应力场的产物。从造山带的性质上说,隆升事件是在印度壳体与中亚壳体汇聚接合已经完成,印度大陆已成为亚洲大陆一部分,并且碰撞造山力及其后继挤压力都已为地台型地壳运动所代替之后,由于大陆内部的地洼型造山作用所致。

1.2 高原抬升对河网结构的影响

1.2.1 Horton 定律和 Horton 分级比

青藏高原上河网密布,是世界上近十条大江河的发源地,称为亚洲的水塔。由于河网发育的过程中同时发生高原的隆升,不可避免地干扰了河网的发育,改变了河网的结构。河网是水系在降雨和侵蚀过程中发育成的网络,具有一定的拓扑规律。Horton 开发了对流域中天然河道进行分类和排序的 Horton 分级体系(Horton, 1945),其河流分级方法可以表述如下:上游没有支流的河源水流,称为一级河流,两条一级河流汇合形成二级河流,两条二级河流汇合产生三级河流,依次类推。一条河流和另外一条比它级别低的河流交汇并不能提高交汇后河流的级别,如一条四级河流汇入了几条二级河流后仍然是四级河流。

Horton 和 Strahler 创建了天然河网的分级体系,并在此基础上总结了一系列的经验公式,即 Horton 定律(Strahler, 1957)。这套河网自相性定律自从提出以来在河流网络上得到大量的研究应用,结果表明天然河流符合 Horton 定律描述的规律(Chorley and Morgan, 1962; Ciccacci et al., 1992; Kinner and Moody, 2005)。Horton 定律其内容如下:

$$N_{\omega} = A_1 e^{-B_1 \omega} \quad (1.1)$$

$$L_{\omega} = A_2 e^{-B_2 \omega} \quad (1.2)$$

$$A_{\omega} = A_3 e^{-B_3 \omega} \quad (1.3)$$

$$S_{\omega} = A_4 e^{-B_4 \omega} \quad (1.4)$$

式中, N_{ω} 、 L_{ω} 、 A_{ω} 和 S_{ω} 分别为级别为 ω 的河流数目、平均长度、平均汇流面积和平均坡降; A_i 和 B_i 为常数。四个公式分别被称为河数定律、长度定律、面积定律、坡降定律。从 Horton 定律可以推导出:

$$R_B = \frac{N_{\omega}}{N_{\omega+1}} = \frac{C_1 e^{B_1 \omega}}{C_1 e^{B_1 (\omega+1)}} = e^{B_1} \quad (1.5)$$

$$R_L = \frac{L_{\omega+1}}{L_{\omega}} = \frac{C_2 e^{B_2 (\omega+1)}}{C_2 e^{B_2 \omega}} = e^{B_2} \quad (1.6)$$

$$R_A = \frac{A_{\omega+1}}{A_{\omega}} = \frac{C_3 e^{B_3 (\omega+1)}}{C_3 e^{B_3 \omega}} = e^{B_3} \quad (1.7)$$

$$R_S = \frac{S_{\omega}}{S_{\omega+1}} = \frac{C_4 e^{B_4 \omega}}{C_4 e^{B_4 (\omega+1)}} = e^{B_4} \quad (1.8)$$

式 (1.5) 说明,对于服从 Horton 定律的河流,各级河流的相邻级别的河流数目之比为常数 R_B ,称为分支比。同样,各级河流的相邻级别平均长度之比 R_L 、平均汇流面积之比 R_A 、平均坡降之比 R_S 都是常数。这些比值常数统称为 Horton 分级比。分支