

青藏高原古近纪—新近纪隆升 与沉积盆地分布耦合

张克信^{1,2}, 王国灿¹, 陈奋宁³, 徐亚东³, 骆满生¹, 向树元³, 寇晓虎², 赵来时¹

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 湖北武汉 430074

3. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

摘要: 根据在高原及邻区近7年完成的1:250 000地质填图资料, 划分出青藏高原及邻区古近系—新近系残留盆地共92个。沉积范围大且序列完整的盆地分布在高原周缘和腹地。在高原的南、北和东缘, 沿区域性大断裂带分布许多走滑拉分盆地。古新世—始新世海相地层仅分布在藏南和新疆叶城地区。藏南半深海—深海沉积沿江孜—萨嘎—郭雅拉—桑麦一线分布, 其海水东浅西深, 西部为活动型, 反映新特提斯洋闭合的时间从东向西变新, 地壳抬升首先开始于东侧。晚白垩世隆起区主要分布在研究区东北部, 高原总体地貌格局为东北高, 西南低。古新世—始新世出现了腾冲—班戈—库牙克—格尔木新的隆起带, 西昆仑隆起带向东拓展, 祁连隆起带加宽, 松潘—甘孜隆起区范围向东有所萎缩。渐新世期间, 冈底斯和喜马拉雅带掘起, 昆仑—阿尔金—祁连的进一步隆起, 造成了整个高原的周缘为山系、而腹地为盆的宏观地貌格局。中—上新世期间, 冈底斯和喜马拉雅带、喀喇昆仑—西昆仑地区进一步较大幅度隆起; 高原从渐新世及其以前的东高西低格局, 经历了中新世—上新世全区的失衡隆升和拗陷, 最终在上新世末铸就了西高东低的地貌格局, 青藏做为一个统一的高原发生了重大的地貌反转事件。青藏高原新生代的隆升过程以多阶段、不均匀、非等速为特征, 具有强烈的时空差异性。

关键词: 古近纪—新近纪; 沉积盆地; 地层序列; 地貌格局; 隆升; 青藏高原。

中图分类号: P542

文章编号: 1000-2383(2007)05-0583-15

收稿日期: 2007-06-16

Coupling between the Uplift of Qinghai Tibet Plateau and Distribution of Basins of Paleogene—Neogene

ZHANG Ke xin^{1,2}, WANG Guo can¹, CHEN Fen ning³, XU Ya dong³,
LUO Man sheng¹, XIANG Shu yuan³, KOU Xiao hu², ZHAO Lai shi¹

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract Recent effort on comprehensive geological mapping in the Qinghai Tibet plateau and adjacent regions permits recognition of 92 remnant sedimentary basins filled with the Paleogene Neogene sediments. The relatively large basins with complete Paleogene Neogene sequences are seen around the margins and at central part of the plateau. Most of the slip pull basins are distributed along the major faults in the southern, northern, and eastern margins of the plateau. The marine Paleogene Neogene successions are limited to the southern Tibet and the Yecheng area of Xinjiang. Both the subabyssal and abyssal sequences are exposed at the Gyangze, Saga, Guoyala and Sangmai areas. The deep water facies successions outcrop in the west, while the shallow water facies sequences in the east, indicating the closure of the Neo Tethys Ocean occurring earlier in the east and then in the west. Tectonic uplift of the Qinghai Tibet plateau occurred first in its eastern part. During

基金项目: 中国地质调查局项目“青藏高原新生代地质作用过程与第四纪环境演变综合研究”(No. 1212010610103); 国家自然科学基金项目(Nos. 40621002, 40672137)。

作者简介: 张克信(1954-), 男, 教授, 博士生导师, 长期从事地层古生物和造山带地质研究。E-mail: kx_zhang@cug.edu.cn

the Late Cretaceous tectonic uplift of the Plateau occurred in its northeastern part and configuration of the Plateau was characterized by paleo highs in the northeast and depressions in the west. In Paleocene Eocene interval, the Tengchun Bange and Kuyake Golmud areas experienced local tectonic uplifting; the West Kunlun uplift zone broadened easterly; the Qilian uplift zone broadened southerly; the Sunpa Ganzi uplift zone shrank easterly. The Oligocene configuration of the Plateau was characterized by mountain chains rising along its margins and sedimentary basins occurring in the central part because of tectonic uplifts of the Gangdise and Himalaya blocks. In the same time, the Kunlun Arjin Qilian uplift zones have broadened southerly and northerly. In contrast, the expended uplift zones of the Gangdise, Himalaya, Karakorum, and Kunlun blocks feature the paleogeographic contours of the Qinghai Tibet Plateau during the Miocene Pliocene. As a result, the paleogeographic configurations of the Qinghai Tibet Plateau turned over during the Cretaceous Pliocene transition, with high contours in the east in the pre Oligocene switching to the high contours in the west at the end Pliocene. The uplift of the Qinghai Tibet Plateau during Cenozoic is episodic and the uplifts of various blocks within the Plateau are different in space and time.

Key words: Paleogene Neogene; sediment basin; stratigraphic sequence; the paleogeographic configurations; Qinghai Tibet Plateau.

近二十多年来,青藏高原新生代地质作用过程在世界上引起广泛的关注,各种观点层出不穷,其中,青藏高原新生代构造演化和隆升过程更是引起人们的极大兴趣。青藏高原新生代的隆升作用和现今正在进行的地质过程之间存在着延续性,从而成为代表现今地质学发展研究方向的大陆动力学研究特别关注的对象,被认为是大陆动力学研究极佳的天然实验室;新生代以来山脉的隆升剥露与人类赖以生存的气候环境变化息息相关,从而给青藏高原隆升研究赋予了重要的现实意义。因此,近来中外地质学家从不同角度围绕青藏高原成为统一整体的时限、青藏高原作为高海拔高原形成的时间、青藏高原隆升阶段性和空间差异性、青藏高原隆升的动力机制、青藏高原隆升的气候环境效应等方面对青藏高原新生代地质作用过程进行了广泛的探索,取得一批重要成果(李吉均等, 1979, 2001; Wang *et al.*, 1981; Achache *et al.*, 1984; Molnar and England, 1990; 潘桂棠等, 1990; Harrison *et al.*, 1992; Molnar *et al.*, 1993; Turner *et al.*, 1993; Coleman and Hodges, 1995; 丁林等, 1995; 崔之久等, 1996; 钟大赉和丁林, 1996; Chung *et al.*, 1998; 施雅凤等, 1998; 孙鸿烈和郑度, 1998; 潘裕生, 1999; An *et al.*, 2001; Clark *et al.*, 2005; Fang *et al.*, 2005; David and Brian, 2006; Wang *et al.*, 2006; 郑度和姚檀栋, 2006)。

为了通过区域地质调查(地质填图),全面而系统地获取青藏高原基础地质、矿产资源和环境演变等地学资料,中国地质调查局在 1996-1999 年对青藏高原进行 1:25 万试验填图的基础上(殷鸿福等, 2003),自 1999-2005 年,组织了全国 25 个地调单位共千余人,通过对高原历时 7 年的 1:25 万区域

地质调查,全面完成青藏高原空白区 1:25 万地质填图 121 幅,总面积约 1 810 000 km²,为研究青藏高原地质结构、物质组成与地质演化提供了大量十分宝贵的第一手野外基础调查资料。本文是在中国地质调查局全面完成青藏高原空白区地质填图的基础上,于 2006 年启动的重大基础研究项目“青藏高原基础地质调查成果集成和综合研究”下设的“青藏高原新生代地质作用过程与第四纪环境演变综合研究”课题中,利用最新完成的 121 幅 1:25 万地质填图资料,对青藏高原古近纪-新近纪沉积盆地分布特征、沉积充填序列、隆升与沉积盆地分布耦合关系的初步研究成果。

1 盆地分布及其沉积特征

本文在系统查阅青藏高原 121 幅 1:25 万地质填图中关于新生代地层资料 and 前人已发表成果的基础上(云南省地质矿产局, 1996; 甘肃省地质矿产局, 1997; 青海省地质矿产局, 1997; 四川省地质矿产局, 1997; 西藏自治区地质矿产局, 1997; 新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1999; 赵政璋等, 2001; 周志毅等, 2001; 潘桂棠等, 2004),划分出青藏高原及邻区古近系-新近系残留盆地共 92 个(图 1, 表 1),并在表 1 中对每个残留盆地的沉积时代、形成机制、主要沉积环境及沉积物进行了简述。本文将它们称之为残留盆地,是因为晚近期的青藏高原隆升成山作用,全区特别在周缘以大规模的山体隆升为特征(施雅凤等, 1998),其结果将古近纪-新近纪沉积盆地大部分抬升到山顶,其沉积物大都遭受了剥蚀作用,现存盆地内的沉积记录并不完整,此类盆地被称之为残留盆

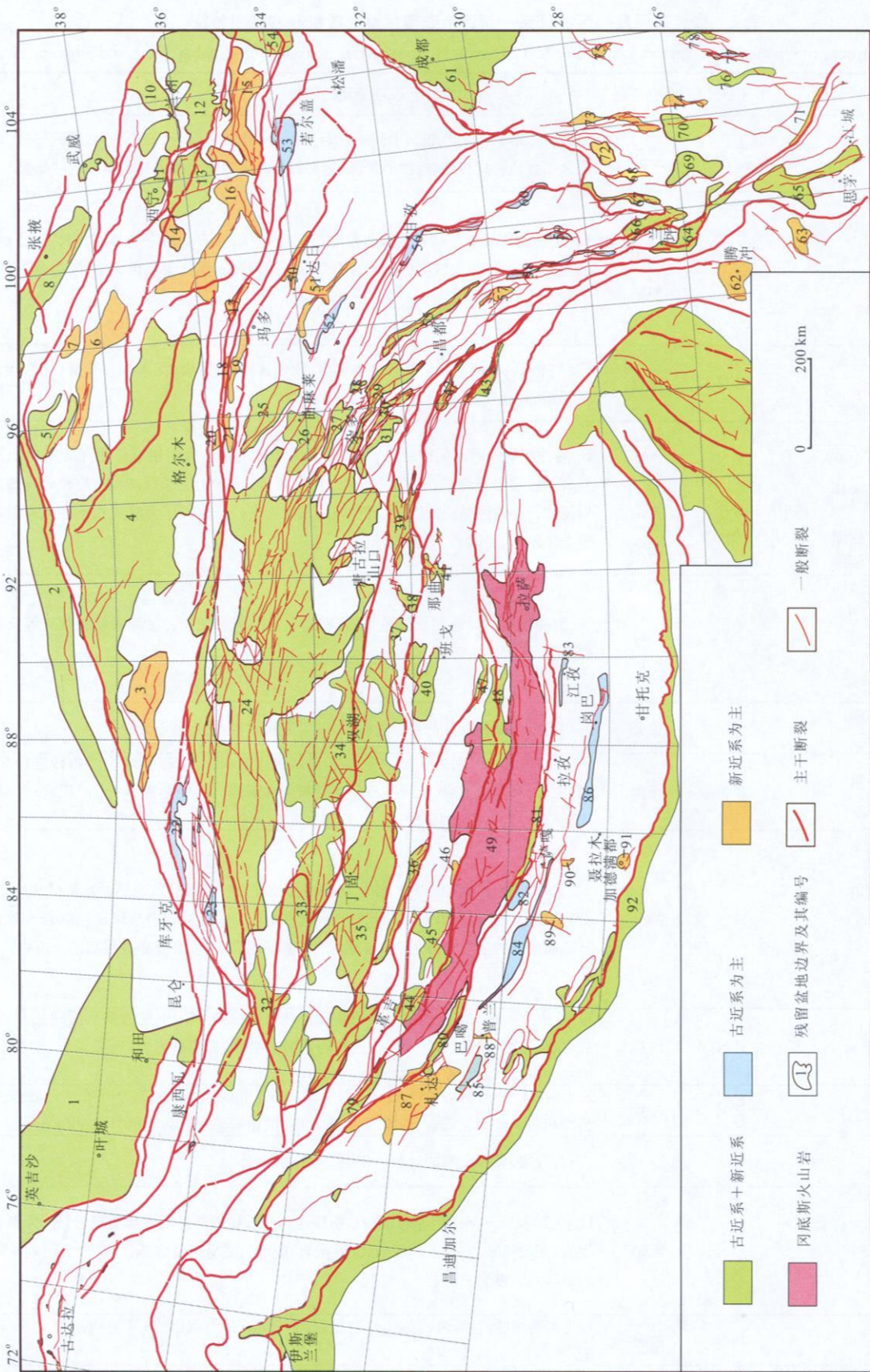


图1 青藏高原及邻区古近系—新近系残留盆地分布
 Fig.1 Distribution of the remnant basins of Qinghai-Tibet and adjacent areas
 图中盆地编号1~92对应的盆地名称见表1

表 1 青藏高原及邻区古近系—新近系残留盆地形成机制和沉积特征

Table 1 Forming mechanism and sediment character of Paleogene Neogene remnant basins of Qinghai Tibet and adjacent areas

编号	残留盆地名称	沉积时代	形成机制	主要沉积环境及沉积物
1	叶城	E N	挠曲	E_{1-2} 为滨浅海含陆屑灰岩、生物屑灰岩夹泥岩、砂岩和石膏; $E_3 N_1$ 为近海平原—内陆大型盆地河湖相泥岩、粉砂岩、砂岩夹石膏; N_2 为山前拗陷冲积扇杂色砂砾岩。
2	索尔库里	E N	挠曲	E_{1-2} 为河湖相紫红色砂岩、砾岩、粉砂质泥岩、泥岩夹石膏; $E_3 N_1$ 为湖相、三角洲相杂色泥岩、粉砂质泥岩夹砂砾岩和石膏; N_2 为河湖相紫红等杂色泥岩、粉砂岩、砂岩夹石膏。
3	阿牙克库木湖	N	断陷	
4	柴达木	E N	断拗	
5	乌兰布拉克	$E_3 N$	断陷	
6	哈拉湖	N		
7	苏里	N		
8	酒泉—张掖	E N	断拗	
9	武威			
10	兰州—民和			
11	西宁			
12	临夏—定西	E N	断陷	E_1 为冲积扇—河流相桔红色砾岩、砂岩夹粉砂岩; E_2 为湖相棕红色泥岩夹杂色砂岩、泥岩, 富含石膏层; E_3 为冲积扇—河湖相砖红、紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩与粉砂质泥岩; N_1 为河湖相紫红等杂色粉砂岩、泥岩夹砂砾岩; N_2 为河流相—冲积扇紫红等杂色砂岩、粉砂岩、泥岩和砾岩。
13	贵德—循化	N	拗陷	
14	共和	N	断陷	
15	合作—临潭	N		
16	兴海—泽库	N		
17	冬给措纳湖	N	拉分	
18	阿拉克湖			
19	柯尔咱程			
20	舒尔干			
21	东大滩			
22	阿克苏勒	E	拉分	冲积扇—河湖相紫红色夹杂色砾岩、砂岩夹粉砂岩、泥岩和石膏。
23	云母山			
24	可可西里— 沱沱河	E N	断拗	E_1 为冲积扇—河流相砾岩、砂岩夹粉砂岩和泥岩; E_2 至 N_1 早期为湖相砂岩、粉砂岩、泥岩、石膏质泥岩、灰岩和石膏夹凝灰岩和砾岩; N_1 晚期和 N_2 为冲积扇—河湖相砾岩、砂岩夹粉砂岩和泥岩; N 发育火山岩。
25	麻多	E N	拉分	E_{1-2} 为冲积扇—河湖相砾岩、砂岩、粉砂岩泥质粉砂岩和泥岩; $E_3 N_1$ 为湖相泥灰岩、粉砂岩夹灰岩、泥质石膏层、凝灰岩、砂岩和砾岩; N_2 为冲积扇—河湖相砾岩—砂岩—砾岩的韵律层夹粉砂岩和泥岩, 局部夹薄层泥晶灰岩; N 分布查保马组火山岩。
26	曲麻莱			
27	跃加玛可			
28	上拉秀			
29	囊谦			
30	吉曲			
31	东坝			
32	龙木错	E N	断拗	E_1 早期为滨海拗陷盆地水下冲积扇砾岩、砂岩夹泥岩; E_1 中期为滨海泻湖灰岩、泥灰岩、白云岩夹砂岩; E_1 晚期为近海陆盆河湖相砂岩、粉砂岩、泥岩夹砾岩; $E_2 N$ 为河湖相砾岩、砂岩、泥岩与陆相火山岩建造。
33	万泉湖	E N	断拗	E 为冲积扇—河湖相砾岩、砂岩, 时夹淡水灰岩和石膏层, 局部为中基性火山岩; N 为冲积扇—河湖相砾岩、细碎屑岩、膏盐层、湖相碳酸盐岩和陆相中、基性火山岩。
34	吐错	E N		
35	丁固			
36	改则			岩、膏盐层、湖相碳酸盐岩和陆相中、基性火山岩。
37	其香错	E N	断陷	E_{1-2} 为冲积扇—河湖相砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩, 局部夹膏泥岩和泥灰岩; E_3 为湖相泥岩、泥质粉砂岩、白云质泥岩、泥质灰岩, 底部为底砾岩及含砾砂岩; N 为河湖相泥岩、粉砂岩、砂岩夹砾岩。
38	安多			
39	巴青			
40	伦坡拉			
41	那曲			
42	觉思	E N	拉分	E 为河湖相砂岩、砾岩、泥灰岩、油页岩、石膏, 局部为粗面岩; N 为河湖相砂岩、砾岩、粉砂岩、页岩夹煤线。
43	八宿			
44	雄巴	E N	断陷	喷发—溢流相火山岩和冲积扇—河湖相砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩。
45	昂拉仁错			

续表 1

编号	残留盆地名称	沉积时代	形成机制	主要沉积环境及沉积物
46	措勤	N ₂	断陷	冲积扇—河流相砾岩、砂岩。
47	曾错	E N	断陷	E 为两大陆相中性火山喷发旋回, 每一旋回以火山岩开始, 以火山相对平静期的河湖相砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩结束。N 为陆相火山喷发碎屑岩与河湖相陆源碎屑岩呈相变关系。
48	郭拉			
49	冈底斯	E N	陆缘弧	陆相火山岩盆地火山溢流、喷发碎屑岩与冲积扇—河湖相陆源碎屑岩呈韵律旋回和相变关系。
50	甘德	N	拉分	冲积扇—河流相砾岩、含砾砂岩夹钙质杂砂岩
51	桑日麻			
52	长沙贡玛	E	拉分	E _{1,2} 为冲积扇—河湖相砾岩夹含砾砂岩、泥质粉砂岩、粒状灰岩、团块凝块灰岩。E ₃ 为湖相微晶团粒灰岩。
53	玛曲	E	断陷	冲积扇—河流相砾岩、砂岩夹粉砂岩和泥岩。
54	天水—西和	E N	断陷	E 为流纹质火山碎屑岩夹少量安山质、英安质角砾岩建造。N 早期为冲积扇—河流相砾岩、砂岩; N 中—晚期为湖相泥岩、粉砂岩、灰岩和泥灰岩, 夹少量砂、砾岩。N 早期分布有钾质超基性火山岩。
55	贡觉	E N	拉分	E 为河湖相以湖相为主的砂岩、粉砂岩、含砾砂岩、泥晶灰岩, 夹砾岩。N 为石英安山质粗面岩、安山岩、安山质凝灰岩与湖相粉砂岩、泥岩。
56	甘孜	E	拉分	河湖相砂岩、粉砂岩、泥岩夹砾岩。
57	芒康	N	拉分	粗面岩, 河湖相粉砂岩、砂岩、砾岩, 夹褐煤。
58	羊拉			
59	硕曲	E	拉分	河湖相砂岩、粉砂岩、泥岩、砾岩。
60	拉波			
61	成都	E N	断拗	E 为湖相泥岩、粉砂岩夹砂岩、泥灰岩夹石膏和芒硝。N 为冲积扇半胶结砾岩夹砂岩透镜体。
62	腾冲	N	断陷	N ₁ 以河湖相砾岩、砂岩、泥质粉砂岩夹湖沼相炭质泥岩、褐煤层, 局部夹灰黑色油页岩和角砾状白云岩。N ₂ 上下部均为河湖相砂砾岩、泥质粉砂岩夹薄煤层, 中部为玄武岩。
63	耿马			
64	兰坪	E N	拉分	E ₁ 为湖相含膏盐泥砾岩、泥岩和砂岩。E ₂ 为湖相砂岩、粉砂岩和泥岩。E ₃ 为河流相砾岩、砂岩夹少量泥岩。N 为湖沼相砂岩、粉砂岩、泥岩为主夹褐煤, 上部为冲积扇—河流相砾岩、砂岩夹粉砂岩。
65	思茅			
66	剑川	E ₂ N	拉分	E ₂ 为冲积扇—河流相砾岩、砂岩夹少量粉砂岩、泥岩和含粉砂质灰岩。E ₃ 为河流相砾岩、砂岩和粉砂岩夹泥岩。N ₁ 为湖沼相砂岩、粉砂岩、泥岩夹煤层。N ₂ 为火山喷发—溢流相粗面质火山角砾岩、玄武岩和沉火山角砾岩, 上部沉积夹层增多, 局部夹煤层。
67	丽江			
68	宁蒗	N		
69	楚雄	E N	断陷	E ₁ 为湖相泥岩和粉砂岩为主夹含盐块状钙质粉砂质砾岩层, 含石膏、钙芒硝。E ₂ 早期为冲积扇—河流相砾岩、砂岩; E ₂ 晚期为湖相泥岩夹细砂岩。N ₁ 早期为冲积扇—河流相砾岩、砂岩; N ₁ 中—晚期为湖沼相泥岩、钙质泥岩和泥灰岩夹褐煤。N ₂ 为湖沼相粘土质灰岩、粘土夹含砾砂质粘土、钙质泥岩和砂质灰岩, 夹褐煤。
70	元谋			
71	石屏	N	拉分	冲积扇—河流相砾岩、砂岩夹粉砂岩。
72	盐源			
73	西昌—盐边	N	断陷	湖沼相泥岩、钙质泥岩、泥灰岩、粘土质灰岩、粘土夹含砾砂质粘土、钙质泥岩和砂质灰岩, 夹褐煤; 底部为冲积扇—河流相砾岩、砂岩。
74	几依			
75	昭通			
76	昆明	E ₂ N	断陷	E _{2,3} 底部为冲积扇—河流相砾岩和砂岩; 下部为湖相泥质砂岩、砂质泥岩为主, 夹钙质泥岩、泥灰岩和少量砾岩; 上部为湖相泥灰岩、泥质灰岩夹泥岩、细砂岩及少量细砾岩。N 底部为冲积扇—河流相砾岩、砂岩, 向上为湖沼相泥岩、钙质泥岩、泥灰岩、粘土质灰岩、粘土夹含砾砂质粘土、钙质泥岩和砂质灰岩, 夹褐煤。
77	石林	E ₂₋₃		
78	曲靖	E ₂ N		

续表 1

编号	残留盆地名称	沉积时代	形成机制	主要沉积环境及沉积物
79	克勒策	E ₃ N	拉分	E ₃ N ₁ 为冲积扇 - 河流相砾岩夹含砾砂岩, 局部夹砂质泥岩和钙质泥岩. N ₂ 为冲积扇 - 河流相砾岩、含砾杂砂岩夹砂岩透镜体.
80	巴噶	E N	拉分	E _{1,2} 为冲积扇 - 河流相砾岩、砂岩和湖沼相泥岩、粉砂岩夹煤层. E ₃ N ₁ 为冲积扇 - 河流相砾岩、砂岩. N ₁ 局部为粗玄武岩、粗安岩和粗面岩. N ₂ 为冲积扇 - 河流相砾岩、砂岩夹湖相泥岩.
81	桑桑	E ₃ N ₁		冲积扇 - 河流相砾岩、砂岩夹泥岩.
82	仲巴	E _{1,2}	残留海	浅海: 下部为灰白色砾岩、砂岩与灰绿色泥岩互层; 上部为灰白色砂岩与灰色生物碎屑灰岩互层.
83	江孜	E ₁		半深海斜坡扇: 具鲍玛序列的含凝灰质粉 - 细砂岩夹青灰色页岩.
84	萨嘎 - 郭雅拉	E _{1,2}	残留洋	半深海 - 深海: 页岩、砂岩、含放射虫硅质岩、玄武岩、灰岩, 夹细砾岩和含砾岩屑砂岩.
85	桑麦	E _{1,2}		半深海 - 深海: 大部分以混杂岩方式产出, 主要为深灰色砂岩、硅质岩、红色和绿色泥岩、灰岩、玄武岩、安山岩.
86	岗巴 - 定日	E _{1,2}	残留海	浅海: 下部为灰白色厚层块状石英砂岩夹深灰色泥晶生物灰岩和砂质灰岩, 底部含砾石, 局部为砾岩, 顶、底部富含褐铁矿; 中部为灰色厚层块状生物碎屑灰岩、砾状灰岩夹薄层泥灰岩及砂屑灰岩等. 灰岩中含大量有孔虫. 上部为杂色(灰绿、紫红等)粉砂质页岩、页岩夹中薄层状泥质灰岩.
87	札达			
88	普兰			
89	木斯塘	N	断陷	为冲积扇 - 河流相砾岩、砂岩和湖相泥岩、粉砂岩, 局部夹煤线.
90	吉隆			
91	加德满都			
92	恒河平原	E N	挠曲	E _{1,2} 以浅海相碎屑岩为主夹灰岩, 富含货币虫, 局部夹火山岩. E ₃ N 为陆相粗碎屑和火山岩, 含大量脊椎动物化石.

地(李思田等, 2004).

由图 1、表 1 和表 2, 我们可以看出, 青藏高原古近纪-新近纪的沉积盆地分布有如下特点:

(1) 整个新生代沉积范围最广、沉积序列保存最完整的盆地分布在青藏高原周缘和腹地. 周缘的盆地是叶城、柴达木、成都和恒河; 腹地的盆地是可可西里 - 沱沱河、万泉湖、丁固和吐错. 由于万泉湖、丁固和吐错 3 个残留盆地, 连同其周边的改则、其香错、巴青、伦坡拉、安多和那曲盆地, 内部的岩石地层序列和沉积相基本一致, 可能在沉积时是一个统一的盆地(羌塘盆地). 这些大型盆地, 石油、天然气勘探潜力巨大, 盆地内的盐类矿产资源储量丰富集中. 如布喀达坂峰东北的红水河上游、五道梁及其西南楚玛尔河和勒玛曲的上游, 以及通天河上游沱沱河、布曲和当曲汇水部位等第三纪沉积盆地的早期沉积阶段(渐新世), 除了石膏层特别发育之处, 尚有岩盐层和芒硝层(红水河上游)相伴产出. 西金乌兰湖东部沉积盆地在渐新世碎屑岩沉积阶段, 有厚达数米的菱铁矿层产出; 勒玛曲上游中新世碳酸盐岩沉积阶段, 也有菱铁矿层产出.

(2) 古新世-始新世的海相地层仅分布在藏南 - 恒河和西昆仑山前的叶城两地(万晓樵, 1990; 赵政璋等, 2001; 周志毅等, 2001; 丁林, 2003), 它们均是新特提斯残留海(洋)的一部分. 本次 1 : 25 万地质填图, 对藏南古近纪残留洋获得了许多新发现, 主要在萨嘎以西的郭雅拉和桑麦等地(图 1, 表 1), 发现有较大面积的古新世 - 始新世的半深海 - 深海页岩、砂岩、含放射虫硅质岩、玄武岩建造, 并以混杂岩形式产出(河北省地调院, 2005^①). 从当前资料分析, 藏南古新世-始新世海相地层具有明显的沉积相带分异. 从北向南, 海水由浅海到深海再到浅海. 北带的浅海分布带很窄, 也十分局限, 仅见于仲巴地区, 称错江顶群(表 1 和表 2). 南带的浅海分布带宽, 分布区域较大, 见于岗巴 - 定日一带, 地层层序自下而上为基堵拉组(E₁)、宗浦组(E_{1,2})和遮普惹组(E₂), 以滨浅海生物碎屑灰岩为主, 富含底栖有孔虫和钙藻(万晓樵, 1990; 李国彪等, 2002). 在上述南北两带浅海沉积夹持的中间地带, 为半深海 - 深

①河北省地调院, 2005. 1 : 250 000 姜叶马幅(H44C004002)、普兰县幅(H44C004003)区域地质调查报告.

表2 青藏高原及邻区古近纪-新近纪残留盆地岩石地层序列及其对比

Table 2 Sequence and correlation of lithostratigraphic units from the Paleogene-Neogene remnant basins of Qinghai-Tibet and adjacent areas

天 水 西 和	八龙王火山岩	小阿子火山岩	T K-D
合 作 临 潭 海 原 海 原	甘肃群 陇德群		T K-D
临 夏 定 西	积石组 何王家组 柳林段 东多段 工庄段 庄段 毛沟组	他拉组	K-Pt
贵 德 循 化	临夏群 康德群	野狐城组 西柳沟组	K-Pt
西 宁	疏勒河组 东让 下东组 查让 咸水组 车沟组 谢家	西宁群	K-Pt
兰 州 武 威 民 和	疏勒河组 下东组 查让 咸水组 车沟组 谢家	白杨组 烧组	K-P
酒 泉 张 掖	甘肃群	野狐城组 西柳沟组	K-P
哈 拉 湖 苏 里	狮子沟组		T
乌 兰 布 拉 克	油沙山组 干柴沟组		T
阿 牙 克 库 木 湖	红寨组 石堡寨组	石马沟组	K-Pt
柴 达 木 察 尔 汗	狮子沟组		K-Pt
叶 城	阿图什组 帕卡拉组 居安组 安安组 克依组	什拉组 巴布克组 乌根组 拉尔卡塔组 阿塔什组 旺塔组 英吉苏组	K
成 都	青龙场组	凉水井组 乌恰群	K
居 延 石 林 曲 塘		秦家冲组 芦山县组 路南组 名山组	K
盐 池 西 边 几 依 昭 通	芥普组	小龙潭组	J-K
越 雄 元 蒙		赵家店组 江底组	K
丽 江 石 屏	三营组		J-T
兰 坪 思 茅	三营组 剑川组	双河组 金兰组 宝相寺组	J-T
腾 冲 耿 马	芒棒组	南林组 三号沟组 勐腊组 等黑组 勐野井组	J K
拉 萨 贡 觉		拉屋拉组	K
玛 曲 贡 觉		拉屋拉组	K
长 沙 贡 觉		拉屋拉组	K
甘 德 桑 日 麻	曲果组 康德群	雅西措组 热鲁组 沱沱河组	T
大 通 西 山 阿 克 苏 勒	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	阿克苏勒组	K-T
可 可 西 里 阿 克 苏 勒	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	雅西措组 沱沱河组	K-T
湖 东 象 组	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K-J
泉 水 沟 火 山 岩	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K-J
阿 阳 什 组	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K-J
改 则 丁 固 吐 万 泉 湖	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K-J
那 曲 拉 巴 安 其 香 错	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K-J
觉 思 巴 八 宿	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
雄 巴 仁 错	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
冈 底 斯 错 拉 措 勒	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
巴 噶 桑 桑	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
仲 巴 江 孜	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
萨 嘎 一 郭 雅 拉	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
达 兰 斯 塘 德 都	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
恒 河 吉 加 满	康德群 曲果组 昆仑砾石层 五道梁组	康托组	K
地 层 Ma 2.6	上新统 N ₁		J ₁
地 层 N 5.3	中新统 N ₁		J ₁
地 层 E 2.3	渐新统 E ₁		J ₁
地 层 E 3.4	渐新统 E ₁		J ₁
地 层 E 5.6	渐新统 E ₁		J ₁
地 层 E 6.6	渐新统 E ₁		J ₁
地 层 E 6.6	渐新统 E ₁		J ₁

海沉积,从东向西,半深海—深海沉积沿江孜—萨嘎—郭雅拉—桑麦一线分布;中带东部的江孜为半深海斜坡扇沉积建造(中国地质大学(北京)地调院,2002^②),中带西部为半深海—深海含放射虫硅质岩和混杂岩建造(丁林,2003;河北省地调院,2005^①);中带的海水东浅西深,沉积环境具有东部相对稳定,西部为活动型的特点,反映白垩纪晚期—始新世洋壳的向北俯冲与陆—陆碰撞造成了地壳的抬升和新特提斯洋沿雅鲁藏布江缝合带闭合,地壳抬升首先开始于东侧,闭合的时间从东向西变新,海水是从东向西退出的。

(3)在青藏高原周缘地带分布着众多的走滑拉分盆地,它们大多沿区域性大断裂带或沿特提斯洋陆转化阶段形成的巨型结合带分布。如分布在昆南—阿尼玛卿结合带的东大滩、舒尔干、柯尔咱程、阿拉克湖、冬给措纳湖、甘德盆地,沿雅鲁藏布江结合带及其两侧分布的克勒策、巴噶和桑桑盆地,沿昌宁—孟连、甘孜—理塘结合带和三江地区一系列区域性大断裂带分布的囊谦、吉曲、东坝、贡觉、甘孜、觉思、八宿、芒康、羊拉、硕曲、拉波、兰坪、思茅、剑川、丽江、宁蒗等盆地(图1,表1,表2)。这些拉分盆地的共同特点是:①平面上沿断裂带或缝合带呈狭窄的长条状,分布面积小;②盆地沉积充填期相对短暂;③盆地内的沉积建造多数以快速堆积的冲积扇—河流相砾岩、砂岩开始,中期进入湖相泥岩、泥灰岩、粉砂岩夹灰岩、泥质石膏层等,晚期又以河流—冲积扇相砂砾岩结束;④盆地沉积建造一般巨厚,如觉思、八宿、兰坪、思茅等盆地的最大沉积厚度在7000 m以上,贡觉、剑川、丽江、宁蒗等盆地的沉积厚度近4000 m;⑤部分盆地伴有火山岩分布,如觉思、八宿、囊谦、吉曲、东坝、贡觉、芒康、剑川等盆地;⑥这些众多的走滑拉分盆地,虽然具有小型、沉积充填期较短等特点,但它们的成矿作用不容忽视,它们往往产钾盐、食盐、石膏、芒硝、煤、甚至铜、金等多金属矿产。

2 沉积盆地和隆起区的分布与隆升耦合关系探讨

对青藏高原的隆升研究,许多学者从高原变形动力学(潘桂棠等,1990;Coleman and Hodges,

1995; Tapponnier *et al.*, 2001)、构造年代学(丁林等,1995)、古地磁(Achache *et al.*, 1984)、古生物(Spicer *et al.*, 2003)、岩浆岩(Turner *et al.*, 1993; Chung *et al.*, 1998)、古岩溶和夷平面(Cui *et al.*, 1996)、沉积物的氧同位素(David and Brian, 2006)、地貌分异及相关的沉积响应(施雅凤等,1998)等多方面进行了大量探讨。笔者主要根据高原及邻区近7年完成的1:25万地质填图资料,通过重塑高原及邻区沉积盆地分布(图1)、沉积充填序列(表1,表2)和晚白垩世—上新世沉积区与隆起(剥蚀)区分布演变过程(图2),探讨高原隆升与宏观地貌演变过程,初步取得如下认识:

(1)晚白垩世期间(100~65 Ma)(图2a),青藏及邻区的隆起区主要分布在东部和东北部的松潘—甘孜印支造山带,以及阿拉善、祁连、昆仑山一带,其余地区均为沉积区。总体地貌格局为东高西低、北高南低。藏南地区白垩系分布广泛,发育良好,均为新特提斯海域(简称藏南海)的海相沉积。在西昆仑隆起区的北侧的叶城一带为海湾滨浅海沉积区(简称叶城海湾),是新特提斯残留海域的一部分。藏南海当时大部分地区仍为半深海—深水陆棚区,早期以深灰—灰黑色页岩为主,晚期以浅灰色碳酸盐岩为主。自下而上,层序界面由滑塌截切侵蚀面逐步转化为岩相突变面和陆上侵蚀面,显示沉积环境由陆架边缘、大陆斜坡、外陆棚到碳酸盐岩台地的变迁,反映了洋壳盆地的收缩阶段(王鸿祯等,2000)。在藏南海和叶城海湾之间为近海平原河湖相沉积区,推测当时的地貌景观与当今的中国东部沿海近海平原相似,陆相沉积区的平均海拔在50 m左右,隆起区的平均海拔可能分布在500 m左右。

(2)古新世—始新世期间(65~34 Ma)(图2b),仍继承了晚白垩世的东高西低、北高南低的总体地貌格局。这一时期出现了新的隆起带,主要有腾冲—班戈隆起带、库牙克—格尔木隆起带。西昆仑隆起带向东拓展,祁连隆起带加宽,而松潘—甘孜隆起区范围向东有所萎缩。沉积区最主要的变化是始新世末新特提斯残留海自东向西全部退出,全区进入陆相沉积区。腾冲—班戈隆起带的出现和西昆仑隆起带向东拓展,以及新特提斯残留海的退出,都是印度与欧亚板块在青藏最终沿雅鲁藏布江碰撞造山的响应。

(3)渐新世期间(34~23 Ma)(图2c),总体地貌格局最显著的变革是,由于冈底斯和藏南带(岗巴—普兰)的掘起,昆仑—阿尔金—祁连的进一步隆起,

^②中国地质大学(北京)地调院,2002.1:250 000 江孜县幅(H45C004004)区域地质调查报告,北京。

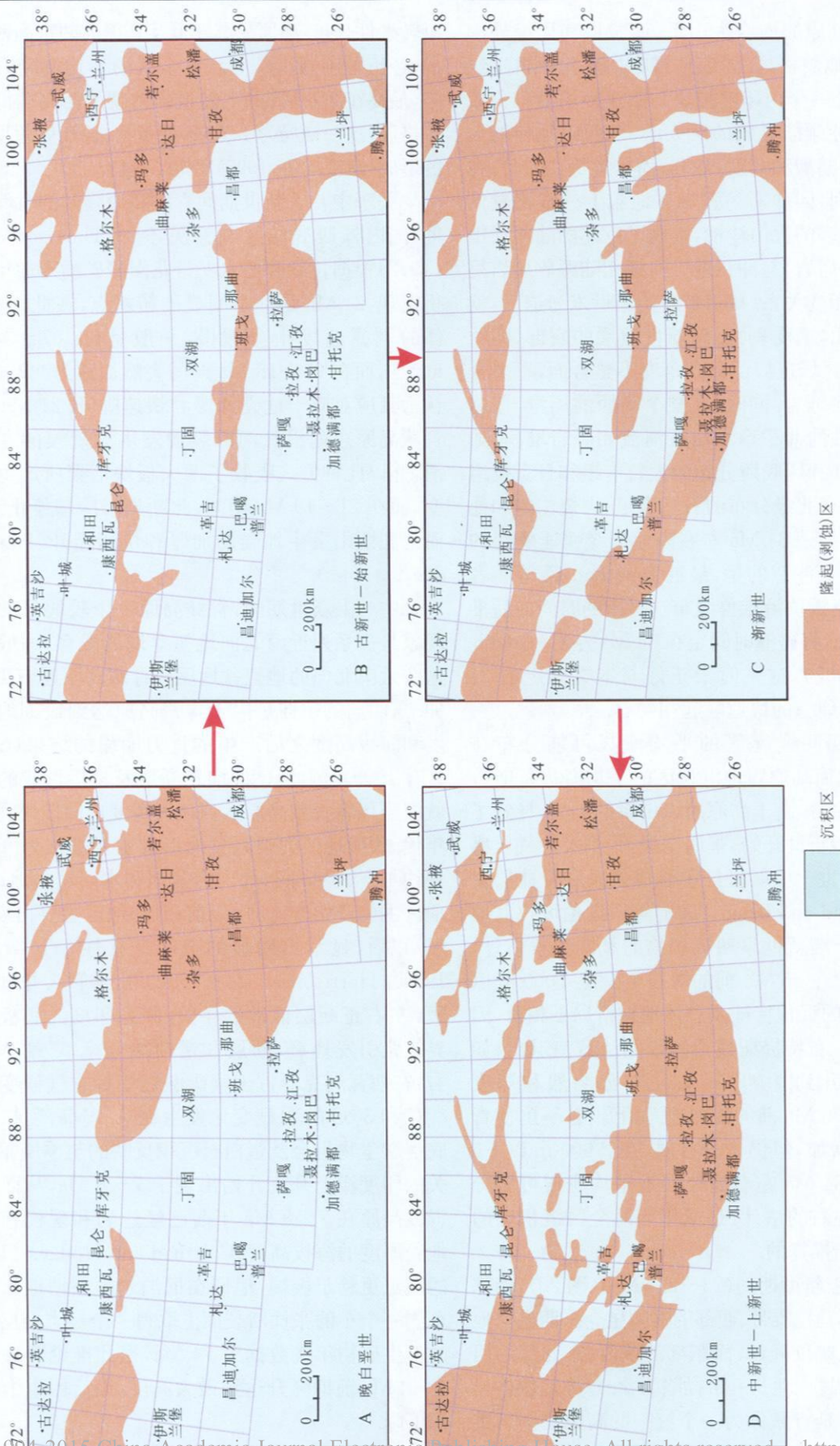


图2 青藏高原及邻区晚白垩世—上新世沉积区与隆起(剥蚀)区演变略图
 Fig.2 Evolution of sedimentary regions and uplift zones of Qinghai-Tibet and adjacent areas

造成了整个高原的周缘为山系、而腹地和周缘外围为盆的宏观地貌格局。冈底斯带在白垩纪—古近纪期间,一直是一个由印度板块与欧亚板块沿雅鲁藏布江向北俯冲碰撞形成的巨大的、东西向延伸的火山岛弧带(孙鸿烈和郑度, 1998; 潘桂棠等, 2004)。在前渐新世期间,冈底斯岛弧带在地貌上一直比较低平,分布着众多的火山洼地,堆积了巨厚的陆相火山溢流、喷发碎屑岩,与冲积扇—河湖相陆源碎屑岩呈韵律旋回和相变关系。藏南带自始新世末海退后,就快速隆起为山,遭受剥蚀。渐新世地层的底部,即约 34 Ma 左右,区域上广泛分布角度不整合面,不整合面之上广布底砾岩。同时,在整个高原的周缘,普遍出现快速剥蚀的冲积扇和山区河流相砾岩堆积,如沿雅鲁藏布江和冈底斯分布的大竹卡组 and 日贡拉组下部,沿高原东北缘分布的石马沟组、火烧沟组和他拉组等,它们都是 34 Ma 左右高原周缘快速隆起的耦合效应。值得注意的是,最近 Jonathan C. 等学者将印度与欧亚板块沿雅鲁藏布江碰撞的时间向后推移了约 20 Ma,将碰撞时间定在 34 Ma 左右(Aitchison *et al.*, 2007),这一时限正好与本文确定的 34 Ma 左右高原周缘的快速隆起相吻合。

渐新世期间隆起区的平均海拔可能分布在 1000 m 左右,而高原腹地沉积区的平均海拔可能分布在 500 m 左右。由于高原周缘山系的崛起,导致了高原腹地从渐新世开始,季风增强,干旱炎热气候盛行,致使渐新世—中新世红色碎屑岩系和膏盐层发育。最近(David and Brian, 2006)等根据伦坡拉盆地始新世晚期—渐新世早期沉积物的氧同位素估计,认为青藏高原在 35 Ma 前的海拔至少在 4000 m 以上,这与当时的沉积特征及总体地貌格局不相符,因为在 35 Ma 左右特提斯残留海刚刚从藏南退出,如何能突然隆升到 4000 m 以上?孙鸿烈和郑度(1998)认为,30 Ma 前的强烈地面抬升,曾一度使青藏高原高度增加,但仍十分有限,在 2000 m 以下。本文提出的 34 Ma 左右高原腹地平均海拔可能分布在 500 m 左右的估计,是基于当时全区沉积区的总体分布格局推算的。

(4)中—上新世期间(23~2.6 Ma)(图 2d),南部的冈底斯和喜马拉雅带、西部的喀喇昆仑—西昆仑地区进一步较大幅度隆起;而东部的滇西、东北部的西宁—贵德—临夏—兰州一带拗陷为盆。总体地貌格局最显著的变革是青藏做为一个统一的高原发生了重大的地貌反转事件。本文提出的青藏高原重大的地貌

反转事件是指:高原从渐新世及其以前的东高西低格局,经历了中新世—上新世全区的不均衡隆升和拗陷,最终在 2.6 Ma 的上新世末铸就了西高东低的地貌格局,这一格局为 1.7 Ma 前黄河、长江等大型水系的形成(李吉均等, 1996)奠定了基础。

关于中—上新世期间青藏高原隆升的时间和幅度,国内外研究结果与意见不一。Harrison *et al.* (1992)根据拉萨和曲水一带花岗岩矿物冷却年龄分析发现,21 Ma 是一个明显的转折点,在此之前,岩体的剥露速度十分缓慢,一般是 (0.07 ± 0.02) mm/a,而在 20~18 Ma 期间突然加速为 > 2 mm/a,认为其对应于地壳加厚和快速隆升。21 Ma 之前青藏高原东南沿红河断裂曾发生大规模的左旋走滑,并以此种方式吸收了两大板块汇聚所产生的应变,而在 21~19 Ma 期间,此断裂带冷却停止活动,而冈底斯山发生地壳的加厚和快速隆升(Harrison *et al.*, 1992)。

中—上新世期间,青藏高原一个较醒目的构造现象是一系列近南北向地堑盆地的发育,一般认为这些近南北向的地堑盆地反映青藏高原近东西向拉伸。东西向的拉伸是由于青藏高原达到最大地壳厚度和海拔高度之后产生的重力崩塌的结果(Yin *et al.*, 1999)。因此,南北向正断层及地堑形成的年代就应当代表青藏高原达到最大高度也即现代高度的年代。藏南地区的裂陷盆地形成主要被认为开始于大约 14~8 Ma 间,如吉隆盆地和木斯塘盆地;中部地区主要开始于 4 Ma 以前;北部地区主要出现于 4 Ma 以后,显示出明显的空间迁移性(Yin *et al.*, 1999)。Harrison *et al.* (1992)根据羊八井地堑 8 Ma 左右正断层活动的年龄,联系印度洋地板块边界扩张引发地震、断层和褶曲始于 7.5~8 Ma 左右,在西瓦利克群古土壤碳酸钙中标志气候变干的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的明显变化发生在 7.4 Ma,阿拉伯海底浮游生物组合及蛋白石沉积反映的与季风驱动有关的印度洋上升流开始出现于 7~8 Ma,从而认为青藏高原在 7~8 Ma 年前已经达到和现代相似的地壳厚度的海拔高度。Coleman and Hodges (1995)的观点更趋于极端,他们在尼泊尔木斯塘地堑谷的东侧一个小的张性断层面上取得一个标志断层活动的新生矿物年代数据为 14 Ma,据此推论青藏高原在 14 Ma 前即隆升达到最大高度,以后因重力崩塌而下降。

Turner *et al.* (1993)从青藏高原北部新近纪熔

岩的化学成分分析着手, 认为该熔岩起源于上地幔, 是岩石圈底部突然减薄, 岩浆沿拉伸裂隙喷出的结果, 同时也标志着地壳的隆起。由于熔岩的钾-氩法测年结果主要为 13 Ma, 因此他们认为青藏高原的隆起是那时开始的。Chung *et al.* (1998) 根据与东西向伸展相关的钾质火山岩出现的时间差异性提出青藏高原快速隆升时间在东部开始于大约 40 Ma, 而在西部始于大约 20 Ma。然而 Williams *et al.* (2001) 对藏南地区与东西向伸展有关的脉岩的定年给出的活动范围为 $(18.3 \pm 2.7) \text{ Ma} \sim (13.3 \pm 0.8) \text{ Ma}$, 并将 $(18.3 \pm 2.7) \text{ Ma}$ 作为青藏高原达到高海拔导致高原势能超过汇聚边缘应力的时间。

Spicer *et al.* (2003) 利用南木林盆地 15 Ma 前的植物叶组合反映的盆地沉积时的温度、潮湿静能估算出南木林盆地 15 Ma 前古海拔为 $(4689 \pm 895) \text{ m}$ 或 $(4638 \pm 847) \text{ m}$, 与现在的 4600 m 海拔高度大体一致, 从而推测藏南地区在 15 Ma 以来其高程保持恒定。

上述这些有关青藏高原作为高海拔高原形成时间的不同意见, 都反映了青藏高原隆升的不同侧面。这些观点的共同点是, 青藏高原达到接近目前的海拔高度是发生在 8 Ma 以前的事情, 而这一结论与大部分中国学者综合多种证据得出的青藏高原强烈隆起的观点截然不同。中国学者一般认为高原整体快速隆升主要发生在 3.4 Ma 以来, 高原现在的巨大高度是通过阶段性隆起在第四纪晚期才获得的(李吉均等, 1979, 2001; 施雅风等, 1998)。伍永秋等(1999)在青藏高原腹地昆仑山垭地区的研究认为, 本地区的最近一次强烈隆升发生在早、中更新世之交 $(1.1 \sim 0.7 \text{ Ma})$, 在此之前本地区的海拔不超过 1500 m。

3 青藏高原隆升时间上的阶段性和空间上的差异性

从已经取得的研究成果来看, 青藏高原的隆升过程是十分复杂的, 具有强烈的时空差异性。越来越多的中国学者认为, 青藏高原的隆升以多阶段、不均匀、非等速为特征(潘裕生, 1999)。潘桂棠(1990)、李廷栋(1995)等认为青藏高原的隆升可以划分为俯冲碰撞隆升(K_2-E_2)、汇聚挤压隆升(E_3-N_1)和均衡调整隆升(N_2-Q) 3 个阶段。高原地壳的加厚、缩短是在

压应力作用下通过不同层次物质以不同的运动形式实现的。高原隆升的过程和机制可以概括为“陆内汇聚—地壳分层加厚—重力均衡调整”的隆升模式。

钟大赉和丁林(1996)以东喜马拉雅构造结大量磷灰石裂变径迹年龄为基础, 用年代学描述青藏高原多阶段的隆升过程, 认为高原隆升是一个多阶段的 $(45 \sim 38 \text{ Ma}, 25 \sim 17 \text{ Ma}, 13 \sim 8 \text{ Ma}, 3 \text{ Ma} \sim \text{今})$ 、不等速的和非均变过程。钟大赉等(1996)还指出晚上新世以来, 高原整体隆起与局部快速抬升是两种以上机制联合运作的结果。多阶段的隆升也得到对青藏高原夷平面研究的支持, 基于高原广泛分布的夷平面这一事实, 认为新生代高原尽管经历了三期强烈隆起, 但三期隆起之间的长期构造相对稳定也导致了二度地形夷平, 因此新生代高原的高度存在着构造升高和夷平降低的交替(崔之久等, 1996)。

青藏高原隆升的空间差异性也已成为共识。不断积累的不同区域的地质资料和热年代学资料也显示青藏高原不同地区隆升阶段性并不同步, 如作为青藏高原隆升到足够高度的十分醒目的近北向伸展裂谷盆地的发育存在明显的时空不均一(Yin *et al.*, 1999)。青藏高原北缘西昆仑—东昆仑新生代以来构造隆升的差异性也是十分明显的(王国灿等, 2003, 2005)。李海兵和杨经绥(2004)通过对阿尔金断裂带的观察和研究还识别出青藏高原北部白垩纪隆升的证据。同一地区不同部位也往往表现出明显的差异隆升历史, 如低温热年代学研究显示, 西昆仑地区不同构造岩片向北逆冲于塔里木盆地上的时间并不同步, 而是显示出明显的由北向南的迁移极性(王国灿等, 2005)。

差异隆升必然涉及高原的地貌分异及相关的沉积响应。本文对青藏高原晚白垩世以来的地貌分异与沉积响应的讨论证实了高原隆升在时间和空间上的差异性(图 2, 表 2)。

4 结论

(1) 在系统查阅青藏高原 121 幅 1:25 万地质填图中关于新生代地层资料和前人已发表成果的基础上, 划分出青藏高原及邻区古近系—新近系残留盆地共 92 个。新生代沉积范围最广、沉积序列保存最完整的盆地分布在青藏高原周缘和腹地。高原的南、北和东缘地带分布着众多的走滑拉分盆地, 它们大多沿区域性大断裂带或沿特提斯洋—陆转化阶段

形成的巨型结合带分布。

(2) 前新生代的晚白垩世期间(100~65 Ma), 青藏及邻区的隆起区主要分布在东部和东北部的松潘-甘孜印支造山带, 以及阿拉善、祁连、昆仑山一带, 其余地区均为沉积区。总体地貌格局为东高西低、北高南低。

(3) 古新世-始新世期间(65~34 Ma), 出现了新的隆起带, 主要有腾冲-班戈隆起带、库牙克-格尔木隆起带。西昆仑隆起带向东拓展, 祁连隆起带加宽, 而松潘-甘孜隆起区范围向东有所萎缩。古新世-始新世的海相地层仅分布在藏南和西昆仑山前的叶城两地, 其余地区均为陆相。藏南和叶城地区当时均是新特提斯残留海(洋)的一部分。藏南古新世-始新世海相地层从北向南, 海水由浅海到深海再到浅海。北带的浅海分布带窄而局限; 南带的浅海分布带宽; 中带为半深海-深海沉积。中带的海水东浅西深, 西部为活动型, 反映新特提斯洋闭合的时间从东向西变新, 地壳抬升首先开始于东侧。始新世末新特提斯残留海自东向西全部退出, 全区进入陆相沉积区。

(4) 渐新世期间(34~23 Ma), 冈底斯和藏南带(岗巴-普兰)崛起, 昆仑-阿尔金-祁连的进一步隆起, 造成了整个高原的周缘为山系、而腹地和周缘外围地带为盆的宏观地貌格局。

(5) 中-上新世期间(23~2.6 Ma), 南部的冈底斯和喜马拉雅带、西部的喀喇昆仑-西昆仑地区进一步较大幅度隆起; 高原从渐新世及其以前的东高西低格局, 经历了中新世-上新世全区的不均衡隆升和拗陷, 最终在上新世末铸就了西高东低的地貌格局, 青藏做为一个统一的高原发生了重大的地貌反转事件。

(6) 青藏高原新生代的隆升过程十分复杂, 以多阶段、不均匀、非等速为特征, 具有强烈的时空差异性。

致谢: 中国地质调查局西南地调中心、西北地调中心和有关省、自治区地质调查研究院提供青藏高原及邻区 1:25 万区域地质填图资料, 论文撰写中得到潘桂棠研究员、翟刚毅研究员、王立全研究员和李荣社研究员的指导与帮助, 在此谨表谢意。

References

Achache, J., Courtillot, V., Zhou, Y. X., 1984. Paleogeographic and tectonic evolution of South Tibet since middle Cretaceous time: New paleomagnetic data and synthesis. *Journal of Geophysical Research*, 89: 10311 -

10339.

Aitchison, J. C., Ali, J. R., Davis, A. M., 2007. When and where did India and Asia collide? *Journal of Geophysical Research*, 112, B05423: 1 - 19.

AN, Z. S., Kutzbach, J. E., Prell, W. L., et al., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411: 62 - 66.

Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province. 1997. Stratigraphy (Lithostratic) of Gansu Province. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1 - 288 (in Chinese).

Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province. 1997. Stratigraphy (Lithostratic) of Qinghai Province. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1 - 338 (in Chinese).

Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province. 1997. Stratigraphy (Lithostratic) of Sichuan Province. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1 - 417 (in Chinese).

Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region. 1999. Stratigraphy (Lithostratic) of Xinjiang uygur autonomous region. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1 - 430 (in Chinese).

Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region. 1997. Stratigraphy (Lithostratic) of Xizang autonomous region. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1 - 302 (in Chinese).

Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. 1996. Stratigraphy (Lithostratic) of Yunnan Province. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1 - 366 (in Chinese).

Chung, S. L., Lo, C. H., Lee, T. Y., et al., 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature* 394: 769 - 773.

Clark, M. K., House, M. A., Royden, L. H., 2005. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, 33(6): 525 - 528.

Coleman, M., Hodges, K., 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 myr ago from a new minimum age for east west extension. *Nature* 374: 49 - 52.

Cui, Z. J., Gao, Q. Z., Liu, G. N., et al. 1996. Planation surfaces palaeokarst and uplift of Xizang (Tibet) plateau. *Science in China (Ser. D)*, 39(4): 391 - 400 (in Chinese).

Cui, Z. J., Wu, J. Q., Liu, G. N., et al. 1998. On Kunlun Yellow River tectonic movement. *Science in China*

- (*Ser. D*), 41(6): 592 – 600.
- David, B. R., Brian, S. C., 2006. Palaeo altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature* 439: 677 – 681.
- Ding, L., 2003. Paleocene discovering deep water sediment and radiolarian fauna, and its restrict evolution of the foreland basin in Brahmaputra suture, Xizang. *Science in China (Ser. D)*, 33(1): 47 – 58 (in Chinese).
- Ding, L., Zhong, D. L., Pan, Y. S., et al., 1995. Fission track dating evidence on fast uplifting since Pliocene of the eastern Himalayan syntaxis. *Chinese Science Bulletin*, 40(16): 1479 – 1500 (in Chinese).
- Fang, X. M., Yan, M. D., Van der Voo, R., et al., 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan plateau: Evidence from high resolution magnetostratigraphy of the Guide basin, Qinghai Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 117(9): 1208 – 1225.
- Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. S. F., et al., 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663 – 1670.
- Li, G. B., Wan, X. Q., Qi, H. R. G., et al., 2002. Eocene fossil carbonate microfossils and sedimentary environment in Gangba Tingri, southern Tibet. *Chinese Geology*, 29(4): 401 – 406 (in Chinese).
- Li, H. B., Yang, J. S., 2004. Evidence for cretaceous uplift of the northern Qinghai Tibetan plateau. *Earth Science Frontiers*, 11(4): 345 – 359 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. J., Fang, X. M., Ma, H. Z., et al., 1996. Geomorphological and environmental evolution in the upper reaches of the Yellow river during the late Cenozoic. *Science in China (Ser. D)*, 26(4): 316 – 322.
- Li, J. J., Fang, X. M., Pan, B. T., et al., 2001. Late Cenozoic intensive uplift of Qinghai Xizang plateau and its impacts on environments in surrounding area. *Quaternary Sciences*, 21(5): 381 – 391 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. J., Wen, S. X., Zhang, Q. S., et al., 1979. Discussing age, extent and form about uplifting of the Tibet plateau. *Science in China (Ser. D)*, (6): 608 – 616 (in Chinese).
- Li, S. T., Xie, X. N., Wang, H., et al., 2004. Sedimentary basin analysis: Principle and application. Higher Education Press, Beijing, 1 – 410 (in Chinese).
- Li, T. D., 1995. The uplifting process and mechanism of the Qinghai Tibet plateau. *Acta Geoscientia Sinica*, 16(1): 1 – 9 (in Chinese with English abstract).
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change; Chicken of egg? *Nature* 346: 29 – 34.
- Molnar, P., England, P., Martinod, J., 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian Monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31: 357 – 396.
- Pan, G. T., Ding, J., Yao, D. S., et al., 2004. The Geological map of the Qinghai Xizang (Tibet) plateau and adjacent areas (1 : 500 000). Chengdu Cartographic Publishing House, Chengdu, 1 – 133.
- Pan, G. T., Wang, P. S., Xu, Y. R., et al., 1990. Cenozoic tectonic evolution of Qinghai Xizang plateau. Geological Publishing House, Beijing, 1 – 165 (in Chinese).
- Pan, Y. S., 1999. Formation and uplifting of the Qinghai Tibet plateau. *Earth Science Frontiers*, 6(3): 153 – 163 (in Chinese with English abstract).
- Shi, Y. F., Li, J. J., Li, B. Y., et al., 1998. Uplift and environmental changes of Qinghai Xizang (Tibetan) in the late Cenozoic. Guangdong Science and Technology Press, Guangzhou, 1 – 463 (in Chinese).
- Spicer, R. A., Harris, N. B. W., Widdowson, M., et al., 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 421: 622 – 624.
- Sun, H. L., Zheng, D., 1998. Formation, evolution and development of the Qinghai Xizang (Tibetan) plateau. Guangdong Science and Technology Press, Guangzhou, 1 – 350 (in Chinese).
- Tapponnier, P., Xu, Z., Roger, F., et al., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294: 1671 – 1677.
- Turner, S., Hawkesworth, G., Liu, J., et al., 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50 – 54.
- Wan, X. Q., 1990. Cretaceous early Tertiary foraminifera of Xizang (Tibet) and evolution of the Tethys Hinalayan sea. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 7(2): 169 – 186 (in Chinese with English abstract).
- Wan, X. Q., Ding, L., 2002. Discovery of the latest Cretaceous planktonic foraminifera from Gyirong of southern Tibet and its chronostratigraphic significance. *Acta Palaeontologica*, 41(1): 89 – 95 (in Chinese with English abstract).
- Wang, C. Y., Shi, Y. L., Zhou, W. H., 1981. Dynamic uplift of the Himalaya. *Nature*, 294: 410 – 414.
- Wang, Y., Deng, T., Biasatti, D., 2006. Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after ca. 7 Ma. *Geology*, 34(4): 309 – 312.
- Wang, G. C., Xiang, S. Y., John, I. G., et al., 2003. Uplift

- and exhumation during Mesozoic in Halaguole Hatu area, east segment of the eastern Kunlun—Evidence from zircon and apatite fission track ages. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 28(6): 645–652 (in Chinese with English abstract).
- Wang G. C., Yang W. R., Ma H. D., et al., 2005. Comparing of the tectonic uplift since late Cenozoic between the east west Kunlun mountains. *Earth Science Frontiers*, 12(3): 157–166 (in Chinese with English abstract).
- Wang H. Z., Shi X. Y., Wang X. L., et al., 2000. Research on the sequence stratigraphy of China. Guangdong Science and Technology Press, Guangzhou, 1–457 (in Chinese).
- Williams H., Turner S., Kelley S., et al., 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: New constraints on the timing of east west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 29(4): 339–342.
- Wu Y. Q., Cui Z. J., Ge D. K., et al., 1999. When the Qinghai Xizang plateau uplift to present elevation. *Scientia Geographica Sinica*, 19(6): 481–484 (in Chinese with English abstract).
- Yin A., Kapp P., Murphy M. A., et al., 1999. Significant late Neogene east west extension in northern Tibet. *Geology*, 27: 787–790.
- Yin H. F., Zhang K. X., Chen N. S., et al., 2003. Peoples Republic of China regional geological report (1:250 000) of Donggiconaghu map(I47C001002). China University of Geosciences Press Wuhan, 1–457 (in Chinese).
- Zhao Z. Z., Li Y. T., Ye H. F., et al., 2001. Stratigraphy of the Qinghai Tibet Plateau. Science Press Beijing 1–542 (in Chinese).
- Zhen D., Yao C. D., 2006. Uplifting of Tibetan plateau with its environmental effects. *Advances in Earth Science*, 21(5): 451–458 (in Chinese with English abstract).
- Zhong D. L., Ding L., 1996. Rising process of the Qinghai Xizang Tibet plateau and its mechanism. *Science in China (Ser. D)*, 26(4): 289–295 (in Chinese).
- Zhou Z. Y., Zhao Z. X., Hu Z. X., et al., 2001. Stratigraphy of the Tarim basin. Science Press Beijing 1–359 (in Chinese).
- 丁林, 钟大赉, 潘裕生, 等, 1995. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. *科学通报*, 40(16): 1479–1500.
- 丁林, 2003. 西藏雅鲁藏布江缝合带古新世深水沉积和放射虫动物群的发现及对前陆盆地演化的制约. *中国科学(D辑)*, 33(1): 47–58.
- 甘肃省地质矿产局, 1997. 甘肃省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1–288.
- 李国彪, 万晓樵, 其日和格, 等, 2002. 西藏岗巴—定日地区始新世化石碳酸盐岩微相及沉积环境. *中国地质*, 29(4): 401–406.
- 李海兵, 杨经绥, 2004. 青藏高原北部白垩纪隆升的证据. *地学前缘*, 11(4): 345–359.
- 李吉均, 方小敏, 马海洲, 等, 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. *中国科学(D辑)*, 26(4): 316–322.
- 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等, 2001. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响. *第四纪研究*, 21(5): 381–391.
- 李吉均, 文世宣, 张青松, 等, 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. *中国科学(D辑)*, (6): 608–616.
- 李思田, 解习农, 王华, 等, 2004. 沉积盆地分析基础与应用. 北京: 高等教育出版社, 1–410.
- 李廷栋, 1995. 青藏高原隆升的过程和机制. *地球学报*, 16(1): 1–9.
- 潘桂棠, 丁俊, 姚东生, 等, 2004. 青藏高原及邻区地质图(1:500 000)及说明书. 成都: 成都地图出版社, 1–133.
- 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣, 等, 1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社, 1–165.
- 潘裕生, 1999. 青藏高原的形成与隆升. *地学前缘*, 6(3): 153–163.
- 青海省地质矿产局, 1997. 青海省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1–388.
- 施雅凤, 李吉均, 李炳元, 等, 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1–463.
- 四川省地质矿产局, 1997. 四川省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1–417.
- 孙鸿烈, 郑度, 1998. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科技出版社, 1–350.
- 万晓樵, 1990. 西藏白垩纪—早第三纪有孔虫与特提斯—喜马拉雅海的演化. *微体古生物学报*, 7(2): 169–186.
- 万晓樵, 丁林, 2002. 西藏吉隆白垩纪末期浮游有孔虫的发现及其年代意义. *古生物学报*, 41(1): 89–95.
- 王国灿, 向树元, John, I. G., 等, 2003. 东昆仑东段哈拉郭勒—哈图一带中生代的岩石隆升剥露——锆石和磷灰石裂变径迹年代学证据. *地球科学——中国地质大学学报*, 28(6): 645–652.

附中文参考文献

- 崔之久, 高全洲, 刘耕年, 等, 1996. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. *中国科学(D辑)*, 26(4): 378–386.
- 崔之久, 高全洲, 刘耕年, 等, 1998. 关于“昆仑—黄冈运动”中国科学(D辑), 28(1): 53–69.

王国灿, 杨巍然, 马华东, 等. 2005. 东西昆仑晚新生代以来构造隆升作用对比. 地学前缘, 12(3): 157 - 166.

王鸿祯, 史晓颖, 王训练, 等. 2000. 中国层序地层研究. 广州: 广东科技出版社, 1 - 457.

伍永秋, 崔之久, 葛道凯, 等. 1999. 青藏高原何时隆升到现代的高度——以昆仑山垭口地区为例. 地理科学, 19(6): 481 - 484.

西藏自治区地质矿产局. 1997. 西藏自治区岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1 - 302.

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1999. 新疆维吾尔自治区岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1 - 430.

殷鸿福, 张克信, 陈能松, 等. 2003. 中华人民共和国区域地质调查报告(比例尺 1 : 250 000), 冬给措纳湖幅(147C001002). 武汉: 中国地质大学出版社, 1 - 457.

云南省地质矿产局. 1996. 云南省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1 - 366.

赵政璋, 李永铁, 叶和飞, 等. 2001. 青藏高原地层. 北京: 科学出版社, 1 - 542.

郑度, 姚檀栋. 2006. 青藏高原隆升及其环境效应. 地球科学进展, 21(5): 451 - 458.

钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学(D辑), 26(4): 289 - 29.

周志毅, 赵治信, 胡兆珣, 等. 2001. 塔里木盆地各纪地层. 北京: 科学出版社, 1 - 359.

热烈祝贺《地球科学》(英文版)进入国际著名检索系统 SCIE

根据美国汤姆森科技信息集团科学信息研究所(Thomson ISI)的正式通知和 ISI 网查询,《地球科学》(英文版)(Journal of China University of Geosciences, ISSN: 1002 - 0705)已经被列入美国《科学引文索引(扩展库)》(SCIE)来源期刊, 2007 年第 18 卷第 1 期开始正式收录.

《地球科学》(英文版)创刊于 1990 年, 十几年来, 在中国地质大学校领导的大力支持下, 学报编辑部坚持按照国际期刊规范办刊, 坚定不移地走国际化、专业化的道路, 报道中国地球科学领域前瞻性的研究成果和最新发现, 该刊的学术质量稳步上升.

尤其是 1999 年以来,《地球科学》编辑部确立了进入 SCI 的奋斗目标, 为了提高期刊质量, 严格按照 SCI 选刊、评估标准办刊, 并且采取了一系列措施: 2003 年改革了编委会, 增加了 17 名国际编委, 2004 - 2006 年聘请了英国语言学博士 Paul Richard Weldon 来编辑部工作, 2005 年 9 月与国际著名出版公司 ELSEVIER 签订了合作出版、发行英文版电子版的协议; 2006 年起由国际著名出版集团 ELSEVIER 独家海外发行英文版电子版, 扩大了英文版的国际知名度. 2007 年 6 月 28 日期盼已久的美国汤姆森公司发来喜讯:《地球科学》(英文版)2007 年起正式被 SCIE 收录.

八年来,《地球科学》编辑部在中国地质大学校领导和编委会的正确领导下, 主编王亨君教授率领的《地球科学》团队求真务实, 开拓创新, 在选题策划、编辑人才培养、网站建设和国际化发展等方面付出了艰辛的努力, 取得了一次又一次的成绩, 为繁荣科技出版和地球科学事业做出了应有贡献.

今后《地球科学》编辑部将要承担着更大的压力和挑战, 要不断与时俱进, 开拓创新, 为争创国际一流科技期刊而努力奋斗.