

文章编号 :1000-0550(2000)02-0234-07

滇西高原的隆升与莺歌海盆地的沉积响应^①

王国芝 王成善 曾允孚 赵锡奎

(成都理工大学 成都 610059)

摘要 滇西高原的隆升引起莺歌海盆地的沉积速率、沉积通量的陡增、层序界面间的不整合,高原内部盆地沉积速率增加、充填序列改变、间歇性隆升剥蚀。根据这些响应标志重塑了滇西高原的隆升历史(1)23~19 Ma的初始隆升(2)16.2~11 Ma的快速隆升(3)11~5.3 Ma的剥蚀夷平(4)5.3~1.6 Ma的急剧隆升,滇西高原基本定型(5)1.6~0 Ma的剥蚀-隆升加速期。

关键词 滇西高原 莺歌海盆地 隆升 沉积响应

第一作者简介 王国芝 男 1964年出生 副教授 沉积学和构造地质学专业。

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

滇西高原位于青藏高原的东南缘(图1)。在其内部发育有一系列晚第三纪小型陆相拉分盆地。莺歌海盆地是其周缘的一个年轻(主要是晚第三纪)的走滑拉张盆地^[1],它位于南海海盆地西北边缘,与琼东南盆地、北部湾盆地相毗邻;盆地呈北西向展布,其基底是红河断裂带东南延伸部位通过处(图1),并直接控制了盆地的形成与演化^[1]。西北侧的红河水系一直是其主要物源供给者,海南岛及西侧的昆嵩古陆也提供了部分物源^[2,3]。根据陈志勇等的研究成果^[3],结合渐新世陵水组沉积时期近物源的特点^[4],可以将红河水系对莺歌海盆地物源供给时间追溯至中新世。红河水系呈北西向流出滇西高原的腹地(图1),将滇西高原隆升剥蚀区内的物质源源不断地输送到高原外的莺歌海盆地中,使莺歌海盆地内沉积了厚度1 000 m的海相上第三系和第四系。正如孟加拉海扇、印度河扇和锡瓦利克前陆盆地的沉积记录了喜马拉雅山和青藏高原的隆升历史和机制一样^[5~7],莺歌海盆地内巨厚沉积物应该完整地记录了滇西高原的隆升历史和印支地块是否向南东挤出。本文试图从莺歌海盆地对滇西高原的隆升的沉积响应研究入手,结合高原内盆地记录的研究,重塑滇西高原的隆升历史。

1 莺歌海盆地的充填

莺歌海盆地内充填有下第三系、上第三系和第四系。下第三系在盆地分布局限,暂不作讨论。上第三系和第四系在盆地边缘沉积薄、中央厚,地层从老至新层层向边缘超覆,其沉积中心最大沉积厚度 ≥ 14 km。从盆地的构造沉降速率和沉积速率共同反映出盆地经

历了两个快速沉降期(19~11Ma±, 5.3~0 Ma)和一缓慢沉降期(11~5.3 Ma)(图2A)。

1.1 充填序列

莺歌海盆地内充填序列由5个构造层序组成(表1),每一构造层序又由3~4个小层序组成^[3],构造层序界面由地震反射界面来标定。每一构造层序充填沉

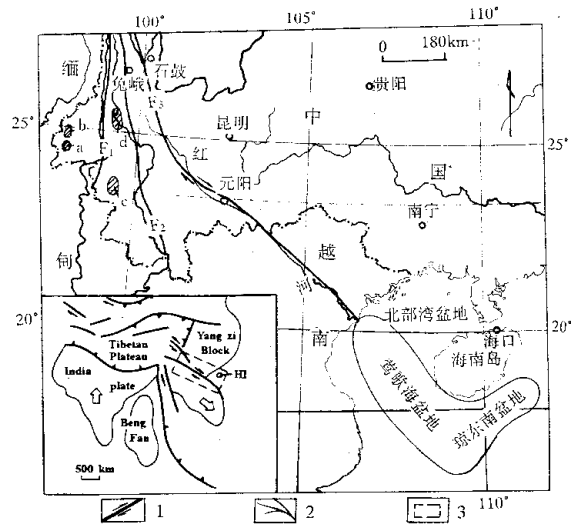


图1 研究区地质简图

Fig. 1 Geological sketch of the study area

- 1. 断层 2. 国界 3. 红河水系 4. 研究区位置
- 滇西高原内部盆地 a. 陇川盆地 b. 盈江盆地 c. 耿马盆地 d. 保山盆地;
- F₁. 怒江断裂 F₂. 澜沧江断裂 F₃. 红河断裂
- 1. Fault 2. Country Boundary 3. Red River System 4. Research Site;
- a. Longchuan basin b. Yinjiang basin c. Genma basin d. Baoshan basin;
- F₁. Nu River Fault F₂. Nancan River Fault F₃. Red River Fault

① 受国家重点基础研究计划(1998040800),国土资源部“GIS支持下的青藏高原隆升与沉积响应研究”资助。

表 1 莺歌海盆地和陇川盆地地层划分和地层厚度

Table 1 Stratigraphic classification and sediment thickness of the Yinggehai sea basin and the Longchuan basin

莺歌海盆地						陇川盆地												
系	统	组	年龄 /Ma	厚度 ^[10] /m	地震反射层 ^[10]	构造层序	系	统	组	段	年龄 /Ma	厚度 /m	地震反射层	构造层序				
第四系		乐东组	1.6	2164.7	T ₂₀	V _y	第四系					80~100	T ₁	V _L				
上第三系	上新统	莺歌海组 (N _{2y})		1479.5		T ₃₀	IV _y	上新统	芒棒组 (N _{2m})	南林组 (N _{1n})	三段 (n ³)	7		4.9	690~970	T ₃	IV _L	
	中新统	黄流组 (N _{1h} ³)	5.3	657.0	III _y		二段 (n ²)						14	400~470	T ₄		III _L	
		梅山组 (N _{1m} ²)	11	>7000	II _y		一段 (n ¹)							350~640			T ₅	II _L
		三亚组 (N _{1s} ¹)	16.2	206.0	I _y									80~450				T _g
	下第三系		19		T ₆₀								寒武系					

积的时间依据文献(8)所建立的钙质超微化石与国际地科联 1989 年全球地层年表相对比确定。

构造层序 I_y 与下伏陵水组呈角度不整合接触,不整合界面与 T₆₀ 相当。I_y 层序为河流、三角洲、滨海、浅海-半深海沉积组合,由构造层序 I_y 构成三亚组。构造层序 II_y 的沉积组合与 I_y 相同,但 I_y 与 II_y 之间的 T₅₀ 界面在地震和测井上均是一个重要的区域性标志层,在盆地中央它与 I_y 为整合接触,在高地与 T₆₀ 重合^[9]。构造层序 III_y、IV_y、V_y 的沉积组合相似,均为盆底扇、三角洲和浅海、半深海沉积组合。其中 II_y 与 III_y 之间的 T₄₀ 界面和 V_y 与 IV_y 间的 T₂₀ 界面为区域性不整合面,越过 T₄₀ 界面岩性突变^[9]。

1.2 沉积速率和沉积通量

去压实后所计算的沉积速率如表 2 所列。根据原型盆地为箕状盆地、结合地层沉积厚度和文献[10]中

盆地的面积,采用北部湾盆地沉积体的平均密度 1.84g/cm³,计算了莺歌海盆地和琼东南盆地各时期的沉积总量和通量(表 2)。

2 滇西高原内盆地的充填

随着高原的隆升,在高原内形成了一些小型陆相盆地,它们也记录了高原隆升历史。我们选取了陇川盆地、盈江盆地、耿马盆地、保山盆地(位置见图 1)进行充填序列、构造沉积演化和盆地模拟的对比性研究,模拟的沉降曲线如图 2 所示。构造和沉积研究表明,这些盆地在沉积序列上和沉降史上总体十分相似。从图 2 反映出它们都经历了两个快速沉降期(17~14Ma, 5~3 Ma)和一缓慢沉降期(10~5.3 Ma),在时间上大致与莺歌海盆地的快速和缓慢沉降时期大致相对应,这种对应关系表明,高原内部盆地与高原外的莺

表 2 莺歌海盆地和琼东南盆地的沉积速率和沉积通量

Table 2 The sedimentation rate and sedimentation flux of Yinggehai basin and southern Hainan basin

名称	莺歌海盆地				琼东南盆地			
	沉积厚度 /m	沉积速率 /mm·a ⁻¹	沉积总量 /×10 ¹⁰ t	沉积通量 /×10 ⁴ t·a ⁻¹	沉积厚度 /m	沉积速率 /mm·a ⁻¹	沉积总量 /×10 ¹⁰ t	沉积通量 /×10 ⁴ t·a ⁻¹
第四系	2164.7	1.39	27784.6	17365.4	1778.0	1.15	23773.3	14858.3
莺歌海组	1479.5	0.52	15853.4	4284.7	1754.5	0.59	12984.2	3509.2
黄流组	657.0	0.13	6096.5	1069.6	305.0	0.06	1195.4	209.7
梅山组	7000.0	1.43	31940.4	6142.4	433.0	0.09	1157.1	222.5
三亚组	206.0	0.09	26.1	9.3	574.0	0.23	556.9	198.9

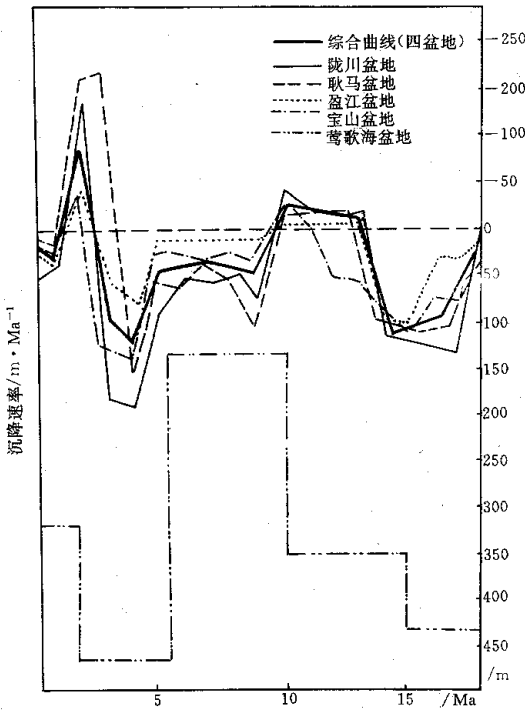


图 2 滇西高原内盆地与莺歌海盆地构造沉降曲线对比图

Fig. 2 Tectonic subsidence curve correlation among the interior basins of the western Yunnan plateau and the Yinggehai basin

歌海盆地具有明显的构造响应关系。与莺歌海盆地不同的是,它们均经历了两个隆升剥蚀期(14~10 Ma, 3~1 Ma)。鉴于高原内诸盆地沉积序列和沉降史的相似性,这里仅择其中的陇川盆地予以阐述。

2.1 充填序列

陇川盆地的充填序列如表 1 和图 3 所示。层序 I_L 与下伏基底地层为不整合接触,主要为冲积扇相-泛滥平原相,总体向上变深。构造层序 II_L 为水下塌积扇、近岸水下扇-浅湖、半深湖、扇三角洲、三角洲沉积组合,总体向上变浅。构造层序 III_L 为三角洲、近岸水下扇→扇三角洲→浅湖、沼泽→浅湖+半深湖的沉积组合,具向上变深的特点。14~10 Ma 期间盆地基底的隆升剥蚀(图 2)造成了 III_L 与 II_L 间的不整合接触,不整合界面相当于 T₄,从时间上来说该界面与莺歌海盆地的 T₄₀ 界面可相对比。构造层序 IV_L 为浅湖、三角洲和河流沉积组合,构造层序 V_L 为河流相沉积。2.6~1 Ma 盆地基底回升遭受剥蚀,造成 V_L 与 IV_L 间明显的角度不整合接触,不整合界面与地震反射面 T₁ 相当。

2.2 沉积速率

根据陇川盆地的电磁自旋共振测年年龄和孢粉化

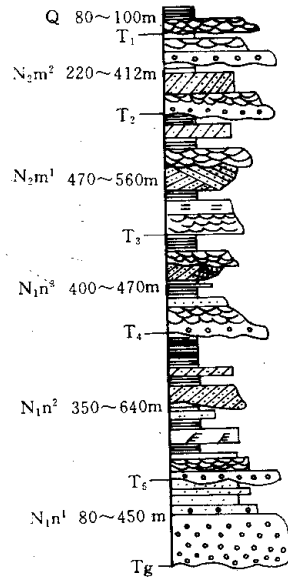


图 3 陇川盆地第三系综合地层剖面结构

Fig. 3 The comprehensive stratigraphic column of Tertiary in Longchuan basin

Q. 第四系; N₂m². 芒棒组二段; N₂m¹. 芒棒组一段; N₁n³. 南林组三段; N₁n². 南林组二段; N₁n¹. 南林组一段; T₁-T₆. 地震反射界面
Q. Quaternary; N₂m². Second Member, Mangbang Fm.; N₂m¹. First Member, Mangbang Fm.; N₁n³. Third Member, Nanlin Fm.; N₁n². Second Member, Nanlin Fm.; N₁n¹. First Member, Nanlin Fm.; T₁-T₆. Seismic Reflection Face

石组合,用莺歌海盆地各层序的充填时间标定高原内盆地各层序界面的时间,结合盆地模拟绘制出各时段的沉积和剥蚀速率曲线(图 4a)。

3 莺歌海盆地的沉积响应与高原隆升

青藏高原外缘诸盆地对高原隆升的沉积响应研究表明,绝大多数沉积物的堆积峰期相对应于高原快速隆升增长阶段^[11]。沉积盆地的堆积峰期以沉积速率和沉积通量的快速增加为特征,相应地高原物源剥蚀供给区也会连锁式地发生剥蚀速率和剥运量的快速增加,对沉积盆地区物源供给量急剧增大。根据这些响应标志,我们将滇西高原隆升与盆地的沉积响应关系归纳为图 4。从该图反映出滇西高原经历了四个主要隆升阶段,其具体隆升过程为:

3.1 初始隆升(23~19Ma)

渐新世末期,莺琼盆地区发生区域性上升隆起,遭受侵蚀,使渐新统和早中新统缺失不同数量的地层^[1],造成构造层序 I_y 与陵水组之间的区域性角度不整合接触。由莺歌海盆地三亚组中所保存的钙质超

表3 去剥蚀后滇西高原内部盆地所处的海拔高度

Table 3 The altitude above sea-level of interior basins of the western Yunnan plateau after elimination effect of denudation

采样点	地层时代 ^[16]	剥蚀厚度 ^[16] /m	煤层现今所处 海拔高度 /m	未剥蚀前的 海拔高度 /m
中甸西页卡村	N ₂ ²	1 570	3 300	4 870
保山羊邑清水沟	N ₂ ¹⁻²	1 000	1 900	2 900
保山羊邑干沟	N ₂ ¹⁻²	1 650	1 800	2 450
景谷昔喷河剖面(下部)	N ₁ ²	1 600	1 200	2 800
景谷昔喷河剖面(上部)	N ₁ ²	1 500	1 200	2 700

微化石带可与 Bardigalian 阶相对比^[8],指示莺歌海盆地区从 Bardigalian(19 Ma)阶又开始重新接受沉积,说明莺歌海盆地区的隆升发生于渐新世末(23 Ma)–早中新世早期(19 Ma)。

高原内部的盆地也有与之相呼应的沉积响应。根据孢粉化石组合和 ESR 测年结果表明,高原内部诸多新第三纪盆地大多形成于 20~18 Ma 期间,这些盆地记录了该时期的隆升。例如,沿红河断裂带呈串珠状分布的新第三纪盆地形成于 20 Ma,其盆地的底部有大量的砾岩沉积,表明包括哀牢山在内的造山带在 20 Ma 时期的快速隆升^[12]。

由沉积记录所反映的 20 Ma± 时期的隆升同样也得到滇西高原的内部的热年代学数据的支持。如红河断裂带在 21~19 Ma 间的快速冷却年龄^[13],红河断裂在 20 Ma 由早期的韧性左旋走滑转变为伸展拉伸状态的运动形式终止年龄^[14,15],大量 23~20 Ma 的岩浆侵蚀和变质作用的 K–Ar 和 Ar–Al 同位素年龄^[16]。上述事实共同表明,在 23~19 Ma 时期,滇西高原区曾区域性的隆升。由红河断裂带元阳–者龙段在 21~19 Ma 间从南东向北西冷却抬升时间逐渐变新^[13],以及最南端的莺–琼盆地于 23~19 Ma 隆升遭受剥蚀的事实,揭示 23~19 Ma 的初始隆升是从南东向北西依次推进的。

3.2 相对稳定期(19~16.2 Ma)

19~16.2 Ma 期间,莺歌海盆地内充填 I_y,其沉积速率(0.09mm/a)和沉积通量(9.3×10⁴t/a)都异常的低,沉积通量比同期沉积的琼东南盆地低很多,说明滇西高原区在此期间保持相对稳定,剥蚀速率很低。尽管该时期构造沉降强烈(图 2),形成了较大的可容空间,但物源供给不足,造成盆地处于欠补偿的饥饿状态。由高原内盆地所充填的 I_L 在沉积序列上向上变深的特点,也反映出物源供给不足,盆地处于欠补偿时期。

3.3 快速隆升(16.2~11 Ma)

快速隆升期莺歌海盆地内充填沉积了厚逾 7 000 m 的构造层序 II_y,沉积速率由 0.09mm/a 突然增至 1.43mm/a,沉积通量也由 9.3×10⁴t/a 猛增至 6.1×10⁷t/a。沉积通量是同期沉积的琼东南盆地的 27.6 倍,其沉积速率和沉积厚度是同期相毗邻的琼东南盆地、北部湾盆地的 16 倍和 12 倍。从表 2 中不难看出,从三亚组–黄流组沉积时期,琼东南盆地的沉积通量大致稳定于(2~2.2)×10⁶t/a,说明此期间莺歌海盆地沉积通量的突然增大,并非由海南岛向其提供了巨量物源,至于西侧的中南半岛物源区,从三亚组沉积时期的总物源供给量就可排除其供给巨量物源的可能。因而唯一可能的是红河水系在短期内供给了莺歌海盆地巨量物源,这一推论与该时期盆地物源方向为北西向^[3]相吻合。按照三亚组沉积时期的沉积通量扣除中南半岛和海南岛的物源贡献,获得该时期由红河水系对莺歌海盆地的物源供给量为 31 914×10¹⁰t。与 19~16.2 Ma 时期相比,其物源供给量有一陡增过程(图 4)。

由莺歌海盆地沉积速率、沉积通量陡增、高原剥蚀区物源供给量的猛增,指示高原区的快速隆升。同期沉积的高原内部盆地沉积速率也略有增加,充填序列转变为向上变浅的特点,并于 14~10 Ma 隆升剥蚀,造成构造层序 II_L 与 III_L 之间的不整合接触。

综上所述,莺歌海盆地沉积速率和沉积通量陡增,高原内盆地沉积速率增加和盆地基底隆升剥蚀,高原物源剥蚀区物源供给量陡增,共同指示 16.2~11 Ma 时期的快速隆升(图 4)。并且,高原隆升时期很好地对应于内部和外部盆地的快速沉降时期(图 2)。

3.4 剥蚀夷平(11~5.3Ma)

11~5.3 Ma 期间,莺歌海盆地内充填了厚 657 m 的构造层序 III_y,其沉积通量为同期沉积的琼东南盆地的 5 倍,表明红河水系仍是盆地主要物源供给者。但

与快速隆升期相比,其沉积速率和沉积通量分别降低了 91% 和 83%,降低为 0.13mm/a 和 $1.07 \times 10^7 t/a$ 。由红河水系供给的物源量也降低至 $6\ 048 \times 10^{10} t$ 。这些事实表明,16.2~11 Ma 间的快速隆升和剥蚀,使该时期(11~5.3 Ma)的高原隆升区与莺歌海盆地沉积区之间地形高差逐渐变小,区域海拔高度已被夷平削低,造成剥蚀速率、剥运量和物源供给量降低,导致沉积速率和沉积通量陡降。另一方面,该时期充填的 III_y 与隆升期充填的 II_y 间的 T_{40} 不整合界面及界面上下岩性的突变^[9],可能也是高原隆升区由快速隆升的活跃期突变为构造相对稳定的剥蚀夷平期的直接反映。

内部盆地的沉积速率在这一时期也明显地降低(图 4)。

由盆地沉积速率的快速降低,高原物源剥蚀区物源供给量的猛降,沉积序列的改变,反映出高原在 11~5.3 Ma 期间处于相对稳定的剥蚀夷平期,它对应于高原内部和外缘盆地的缓慢沉降期。由古夷平面的形成高度为 800 m^[16],说明滇西高原经本次剥蚀夷平后的区域海拔高度已达到 800 m 左右。

3.5 急剧隆升-高原基本定型(5.3~1.6Ma)

从 5.3~0 Ma,莺歌海盆地沉降中心南移与琼东南盆地相连通^[10],在两盆地内均沉积了巨厚的海相上新统和第四系。由北部湾盆地一直保持较稳定的沉积速率,表明海南岛在 5.3~0 Ma 期间并未贡献出巨额的物源,琼东南盆地的主要物源也主要是由红河水系供给,才导致两盆地同时均比同期沉积的其它离岸近海盆地沉积巨厚。

5.3~1.6 Ma 期间,莺歌海盆地与琼东南盆地内充填了厚为 147 9.5 m 和 175 4.5 m 的构造层序 IV_y ,沉积速率分别为 0.52mm/a 和 0.59mm/a,沉积通量分别为 $4.28 \times 10^7 t/a$ 和 $3.5 \times 10^7 t/a$,其沉积速率和沉积通量在两盆地均同时表现为迅速猛增。按照前述的方案扣除海南岛及中南半岛对莺歌海盆地的物源贡献量,根据 5.3 Ma 前海南岛对琼东南盆地物源供给速率扣除该时期来自于海南岛的物源量,获得的红河水系物源供给总量为 $28\ 004 \times 10^{10} t$,为剥蚀夷平期物源供给量的 4.6 倍。这些事实说明 5.3~1.6 Ma 期间高原区急剧隆升,使区域海拔猛然增高,莺-琼盆地沉积区与高原隆升剥蚀区之间的地形高差迅速加大,造成高的剥蚀速率,大的剥运量和巨额的物源供给。

高原内部的盆地在 5.3~3 Ma 期间,沉积速率也明显增加(图 4),在充填序列上表现出与 16.2~11 Ma 隆升期间相类似的向上变浅序列,3~1 Ma 高原内诸盆地隆升遭受剥蚀,剥蚀速率在 2.5 Ma 达到最大(图 4)。

高原内部和外缘盆地的沉积记录均共同反映这一时期的急剧隆升,其隆升速率在 2.5 Ma 达到最大。这一时期,高原隆升区内所有盆地的植物和孢粉组合面貌均与三营组(N_2S)的植物群和孢粉组合十分相似^[16]。在三营组中常见常绿高山栎植物化石和菱属孢粉。常绿高山栎多生长于海拔 2 200~3 600 m,菱属多生长在海拔 2 500 m,由此说明上新世三营组沉积时期,高原隆升区内的海拔高度已达到 2 500~3 600 m。这一高度与由煤的镜质体反射率(R_o)推算的剥蚀厚度经去剥蚀校正后所处的海拔高度相吻合(表 3),由两者共同限定的高度大约在 2 500~2 900

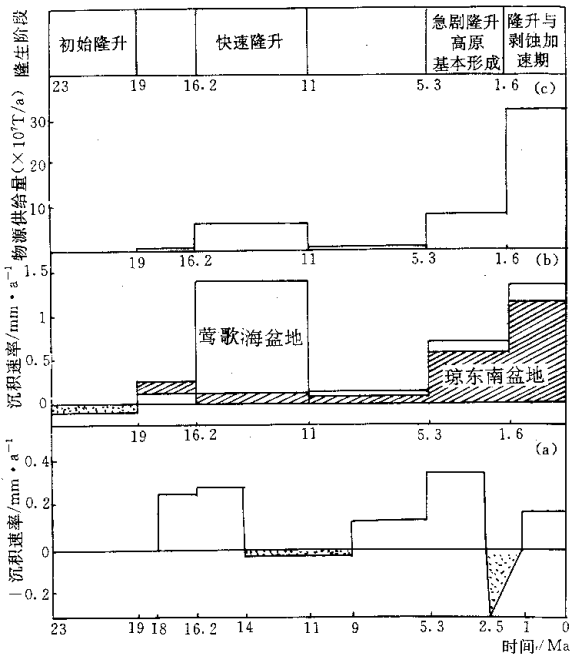


图 4 滇西高原隆升与盆地沉积响应关系图

Fig. 4 The interior and peripheral basin sedimentary response to the uplift of the western Yunnan plateau

(a) 陇川盆地沉积速率曲线 (b) 莺歌海-琼东南盆地沉积速率曲线(据[10],略有修改);

(c) 滇西高原物源区对莺-琼盆地碎屑供给量曲线 (a) the Sedimentation rate curve of Longchuan basin;

(b) The sedimentation rate curve of Yinggehai basin and south-east Hainan basin (from [10], corrected slightly);

(c) the clastic supplying volume to the south-east

Hairan basin and Yinggehai basin from the western Yunnan plnteau

高原内盆地所充填的 III_L 也支持该时期的剥蚀夷平。构造层序 III_L 在充填序列上表现为扇三角洲→浅湖、沼泽→浅湖+深湖的变深序列,该序列被解释为隆升区内的剥蚀夷平,使盆山之间高差变小,物源供给不足,使盆地处于欠补偿-弱补偿状态。除此而外,高原

m。与剥蚀夷平后的海拔高度(800 m)相比较,得到5.3~1.6 Ma期间的隆升幅度为1 700~2 100 m,相对隆升速率达到0.5~0.57mm/a。

综上所述,5.3~1.6 Ma期间滇西高原急剧隆升,将高原由剥蚀夷平后的海拔800 m急剧抬升至海拔2 500~2 900 m,隆升幅度达1 700~2 100 m,使滇西高原基本定型。

3.6 剥蚀-隆升加速期(1.6~0 Ma)

1.6~0 Ma期间,莺-琼盆地内分别充填厚2 161 m和1 778 m的构造层序 V_y ,其沉积速率分别猛增至1.39mm/a和1.15mm/a,沉积通量也分别陡增至 $1.74 \times 10^8 t/a$ 和 $1.49 \times 10^8 t/a$,沉积通量分别是滇西高原定型期的4.05倍和4.23倍。由红河水系对莺-琼盆地的物源供给总量也陡增至 $51 206 \times 10^{10} t$,为急剧隆升高原型期的1.8倍,16.2~11 Ma快速隆升期的1.6倍。这些事实说明高原在这一时期加速剥蚀和加速隆升,为莺-琼盆地提供了充足的巨量的陆源碎屑。这一时期的隆升幅度可以通过现今夷平面的高度和流出滇西高原的主干河流两侧的阶地所记录的抬升幅度来获取。在澜沧江兔峨一带,11~5.3 Ma时期形成的古夷平面现今位于海拔3 200~3 300 m,而5.3~1.6 Ma期间的抬升使古夷平面被抬升至2 500~2 900 m,表明滇西高原在1.6~0 Ma整体区域性隆升了300~800 m。由澜沧江兔峨阶地所记录的612 m的抬升幅度,进一步限定了该期间的隆升幅度为600~800 m。这一隆升幅度也得到了金沙江石鼓段河流阶地700 m抬升幅度的支持^[16]。1.6~0 Ma的隆升在高原内诸盆地中也有记录,从3~1 Ma诸盆地隆升处于剥蚀状态,造成构造层序V与IV间的角度不整合接触。从澜沧江第七级阶地的ESR测年为0.647 Ma,说明滇西高原区从0.647~0 Ma再次区域性抬升了610~700 m,相应地也暗示出1.6~0.647 Ma间隆升和剥蚀速率可能大致相等,未造成区域性海拔增高。

4 结 论

(1) 莺歌海盆地与高原内部盆地间有明显的构造响应关系,它们基本保持同步构造沉降。

(2) 滇西高原隆升具有多阶段性和间歇性。由沉积响应揭示出它先后经历了:初始隆升(23~19 Ma)、快速隆升(16.2~11 Ma)、急剧隆升(5.3~1.6 Ma)和加速隆升(1.6~0 Ma)四个隆升阶段。其中5.3~1.6

Ma的隆升奠定了滇西高原的基本格架,平均相对隆升速率为0.5~0.57mm/a,于2.5 Ma隆升速率达最大。1.6~0 Ma的隆升使高原海拔高度区域性增加了610~700 m。隆升之间最重要的间歇期为11~5.3 Ma的剥蚀夷平时期。

(3) 快速隆升期对应于莺歌海盆地和高原盆地的堆积和沉降峰期、高原盆地的剥蚀期、剥蚀区物源供给高速期。隆升后相继的稳定期对应于盆地的堆积低速期和剥蚀区物源供给陡减期。

参 考 文 献

- 1 张启明,张泉兴. 莺歌海盆地深部地压气[J]. 海洋地质与第四纪地质,1992,12(1):1~8
- 2 李德敏,叶素娟,张国华. 莺歌海盆地LD15-1构造莺黄组砂岩储层的成岩作用[J]. 中国海上油气,1995,(5):307~312
- 3 陈志勇,林兴荣. 莺歌海盆地低水位沉积体系发育特征[J]. 中国海上油气,1992,(5):1~9
- 4 朱河清,张伙兰. 崖13-1气田陵三段储层特征与成岩作用[J]. 中国海上油气,1993,(6):1~10
- 5 Copeland P, Harrison T M. Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of detrital K-feldspar and Muscovite, Bengal-far[J]. Geology, 1990, 18(4):354~357
- 6 Harrison T M, Copeland P et al. Rising Tibet[J]. Science, 1992, 255:1663~1670
- 7 Douglas W. Burbank. Causes of recent Himalaya uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin, Nature, 1992, 357(25):680~682
- 8 阮培华,万晓樵,徐钰林,董林芬. 莺琼盆地第三纪微体古生物群及地层划分[J]. 中国海上油气,1994,(6):377~386
- 9 陈红汉,孙永传,叶加仁,张启明. 莺琼盆地独特的埋藏史[J]. 中国海上油气,1994,(5):329~336
- 10 张启明,郝芳. 莺琼盆地演化与含油气系统[J]. 中国科学,1997,27(2):149~154
- 11 董文杰,汤懋苍. 青藏高原隆升和夷平过程的数值模型研究[J]. 中国科学(D辑),1997,27(1):65~69
- 12 钟大赉, P. Tapponnier, 吴海威. 大型走滑断层-碰撞后陆内变形的重要方式[J]. 科学通报,1989,34(7):526~529
- 13 陈文寄,李齐,汪一鹏. 哀牢山-红河左旋走滑剪切带中新世抬升时间序列[J]. 地质论评,1996,42(5):385~390
- 14 Levera O M et al. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes[J]. J. Geophys. Res. 1989, 94(17):917~935
- 15 Harrison Tm. et al. An early miocene transition in deformation and its significance for Indo-Asian tectonics[J]. T. Geophys. Res. 1992, 97:7159~7182
- 16 何科昭,赵崇贺,何浩生,帅开业. 滇西陆内裂谷与造山作用[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1996. 55~57,86~94

The Uplift of the Western Yunnan Plateau and the Sedimentary Response of the Yinggehai Basin

WANG Guo-zhi WANG Cheng-shan ZENG Yun-fu ZHAO Xi-kui

(Chengdu University of Technology Chengdu 610059 P. R. China)

Abstract

The Western Yunnan Plateau (WYP) is located at the southeastern Qinghai-Tibet plateau. The Yinggehai at the southeast termination of the Red River Fault Zone is a new (mainly Neogene) strike-slip basin which is one of the peripheral basins of the WYP. The WYP uplift results in not only sharply increasing of sedimentation rate and sedimentation flux in the Yinggehai basin, discordance of sequence interface, violently increasing of clastic supplying volume from the WYP, but also increasing of sedimentation rate in the interior plateau basins, changing of filling sequence and uplift-denudation periodically. The history of tectonic subsidence is very similar in both Yinggehai basin and interior plateau basins and they kept basically the same pace in tectonic subsidence. The marks such as the accumulation peak period in Yinggehai basin and interior plateau basins, the denudation period of interior plateau basins, the peak period of clastic supplying from WYP denuded, respond to a rapid uplifting of WYP. The lower accumulation rate and the reduction steeply of clastic supplying from WYP denuded respond to relative stable period of WYP. Based on these marks respond to uplift, we reconstruct uplifting history of WYP, including initial uplifting (23~19 Ma), rapid uplifting (16.2~11 Ma), denudation planation (11~5.3 Ma), accelerated denudation and uplift (1.6~0 Ma). The WYP was formed basically in 5.3~1.6 Ma, the average relative to uplifting rate was 0.5~0.57mm/a and maximum in 2.5 Ma. The altitude above sea-level of WYP was uplifted regionally about 610~700 m in past 1.6 Ma.

Key words the Western Yunnan Plateau the Yinggehai basin uplifting sedimentary response