

雅鲁藏布中新生代深水沉积盆地形成和演化 (Ⅲ)——喜马拉雅被动大陆边缘构造沉降分析

徐强 刘宝珺 余光明

(成都地质矿产研究所)

G. Einsele W. Frisch 刘光华 J. Wendt

A. Wetzel L. Ratschbacher H. P. Luterbacher

(德国蒂宾根大学地质研究所)

【内容提要】 喜马拉雅特提斯中、新生代属印度板块北部被动大陆边缘。对充填这个被动大陆边缘的沉积物用“反剥法”(backstripping)进行研究,恢复了从被动大陆边缘到前陆盆地的沉降史。对分离出的盆地构造沉降曲线与 McKenzie 模式图版进行对比相关性分析,判断认为被动大陆边缘成熟期主要为热耗散沉降,前陆盆地时逆冲推覆动力为主要影响因素。

关键词 反剥法 盆地构造沉降 热耗散沉降 构造沉降曲线

1988年至1991年中国成都地矿所和德国图宾根大学地质学家对西藏雅鲁藏布中、新生代深水沉积盆地形成和演化进行合作研究。其区域位于雅鲁藏布江南北两侧以及南部。二条主剖面为聂拉木到日喀则和岗巴经康马到江孜(图1)。这个区域中、新生代沉积发育,它记录了喜马拉雅特提斯造山带的打开以及造山过程。近十年来,对世界瞩目的造山带沉积地壳组成和演化及其构造性质均有相当的研究,但仍然存在许多不同观点(刘宝珺,1984;余光明,1990;刘训,1990;王成善,1991;周祥,1991;潘桂荣,1991)。本文拟运用“反剥法”来描述喜马拉雅被动大陆边缘形成和演化的地球动力过程。

反剥法是一种利用实测地层剖面资料恢复盆地构造沉降史的方法。它的基本原理是把实测地层剖面中的各时间地层单元依次逐层剥去,通过一系列校正,计算盆地在不同时期的沉降值。计算中每剥一层,首先通过压实校正恢复层系的真实厚度,并考虑到古水深和海平面的影响,求得盆地基底沉降幅度;然后通过“卸载”消除负载沉降,分离出盆地的构造沉降值,其计算公式为:

$$D_T = \Phi \left(S \cdot \frac{\rho_m - \bar{\rho}_0}{\rho_m - \rho_w} - \Delta SL \cdot \frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right) + (Wd - \Delta SL)$$

式中: D_T 为盆地在过去某一时间的构造沉降, S 为压实校正后的地层厚度, Wd 为沉积古水深, ΔSL 为相对现在水位的海平面升降值, ρ_m 为地幔密度, ρ_w 为海水密度, $\bar{\rho}_0$ 为该时期沉积

①本文1992年12月3日收稿。

②本文为中德合作项目成果。

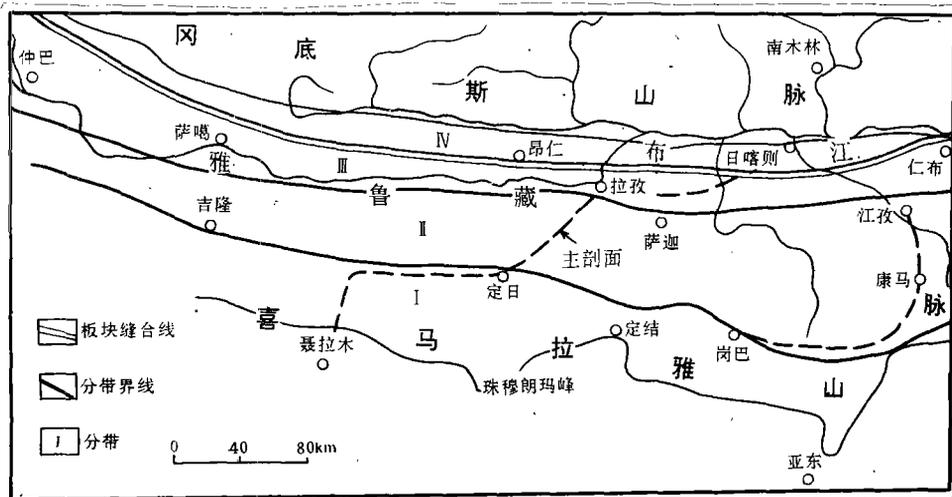


图1 喜马拉雅造山带中新代沉积-构造分带图

I 喜马拉雅带; II. 低分水岭带; III. 雅鲁藏布带; IV 日喀则带

Fig. 1 Mesozoic and Cenozoic sedimentary-tectonic zoning of the Himalayan orogenic zone

I =Himalayan zone; II =low watershed zone; III =Yarlung Zangbo zone; IV =Xigaze zone

层系的平均密度, Φ 为基底对负载的响应函数。从这个公式可以看出, 第一个括号中的前一项代表了对沉积负载校正的结果, 后一项反映了海平面升降的负载效应; 第二个括号则代表了以现在海平面为基准的古水深。

1 喜马拉雅被动大陆边缘构造沉降曲线

参数的选择: ρ_m ——地幔密度 3.33g/cm³,

ρ_w ——海水平均密度 1.03g/cm³, 其它参数采用麦坎茨(Mckenzie, 1978)的拉伸模式参数。喜马拉雅地区的各种岩石密度见表1。基底对沉积负载的响应采用 AIRY 补偿系数。

喜马拉雅地区从三叠纪到第三纪的充填特征见表2。在聂拉木到岗巴一带的三叠系到中侏罗统主要为碳酸盐沉积, 上侏罗统到下白垩统则主要为细碎屑岩沉积, 上白垩统到早第三系又转变为碳酸盐岩充填; 在康马一带, 三叠纪至第三纪主要为一套碎屑岩沉积; 雅鲁藏布一带主要为厚度不大的远洋细碎屑沉积; 而日喀则一带则主要为较粗碎屑物沉积。

沉积原始厚度的恢复在考虑各种岩石孔隙随埋深变化的基础上(G. C. Bond 和 M. A.

表1 喜马拉雅地区岩石密度参数

Table 1 Parameters for rock density in the Himalayan region

岩石类型	岩石密度(g/cm ³)	采样地点
硅质岩	2.98	T ₃
	3.00	T ₄
泥晶灰岩	2.67	G3
	2.67	G5
	2.71	G1
	2.64	G10
砂屑灰岩	2.69	G7
	2.64	X8
	2.64	T ₂
杂砂岩	2.64	T ₂
	2.67	T ₅
石英砂岩	2.60	G15
	2.51	G13
	2.58	X ₆
钙质页岩	2.58	X ₆
	2.65	X ₉
粉砂质页岩	2.65	X ₉
	2.65	X ₇
粉砂岩	2.63	X ₁₅
	2.67	X ₁₁

岩石密度由成矿所五室王小龙、罗崇迅帮助测定
G. 岗巴剖面; T. 康马、田巴剖面; X. 岗巴共巴路剖面

表 2 喜马拉雅三叠到第三纪充填沉积特征

Table 2 Characteristics of the Triassic-Tertiary filling sediments in the Himalayan region

地质时代	聂拉木		岗巴		康马		雅鲁藏布		日喀则	
	沉积物	厚度(m)	沉积物	厚度(m)	沉积物	厚度(m)	沉积物	厚度(m)	沉积物	厚度(m)
E ₂	灰岩 泥岩 页岩	500	灰岩 泥岩 页岩	500			砾岩 砂岩	1150	砂岩 泥岩	180
E ₁	砂岩 灰岩	250	砂岩 灰岩	250					砂岩 砾岩 泥岩	600
K ₂	灰岩 泥岩 砂岩	650	灰岩 石英砂岩	700	泥岩 砂岩 灰岩	1500			砂岩 泥页岩 砾岩	2025
K ₁	泥岩 砂岩	400	页岩 黑页岩 灰岩	800	泥岩 砂岩 灰岩	800			砂岩 泥页岩	200 300
J ₃	黑页岩 灰岩 砂岩	2241	石英砂岩 细砂岩	1350	泥岩 砂岩 细砂岩 凝灰岩	1350				
J ₂	灰岩 砂岩 泥岩 鲕粒灰岩	2670	细砂岩 灰岩	900	泥岩 灰岩 砂岩 钙质砂岩	1047				
J ₁	砂岩 泥岩 灰岩	840	砂岩 泥岩 灰岩	1100	泥岩 砾岩 灰岩	>502				
T ₃	砾岩 泥岩 长石石英 砂岩,灰岩	1334	砂岩 细砂岩 灰岩 鲕粒灰岩	>840	石英砂岩 砂岩	1700 4700	石英砂岩 长石石英 砂岩页岩	2059		
T ₂	灰岩 泥岩	259			泥岩 砂岩	450	页岩 细砂岩	800		
T ₁	灰岩 泥岩 瘤状灰岩	103			泥岩 砂岩	300	灰岩 泥岩 页岩	173		

Kominz, 1984), 采用 C. Doglioni 和 R. K. Goldhammer (1988) 的图解法。

古水深估计主要是通过对该区沉积环境的精细分析并结合古生物资料进行估计。

通过计算,喜马拉雅中-新生代被动大陆边缘的构造沉降曲线从棚区向斜坡、盆地变化如图 2、3、4、5。无论从陆棚区的聂拉木到岗巴区,还是斜坡带的康马地区再到盆地的拉孜—江孜一带,其构造沉降曲线可以看出从三叠纪到中侏罗世为一次构造沉降时期,沉降特征从陆棚边缘区向斜坡、盆地区增大,陆棚区构造沉降的线性特征较好,而斜坡、盆地区变差。从晚侏罗到早白垩世又为一次构造沉降时期,早期(J₃)沉降大,而晚期(K₁)几乎为平缓的沉降。晚白垩世后,构造沉降比较复杂,斜坡和盆地继续保持沉降,而陆棚区则开始了构造隆升,这种隆升是否与前陆隆升(?)有关,还需进一步研究。

2 喜马拉雅被动大陆边缘构造沉降曲线分析

图2、3中可以看出,喜马拉雅的聂拉木、岗巴地区,从三叠纪到中侏罗世末为一次构造沉降,反映出被动大陆边缘裂谷冲击作用下的裂开拉张沉降作用,其沉降幅度较一般被动大陆边缘成熟热沉降大。在晚侏罗世,有一次较快和突然的构造沉降,沉降发育时间短,变化幅度大,可与被动大陆边缘初期热耗散的构造沉降相对应。早白垩世,构造沉降平缓,反映出被动大陆边缘早期快速热沉降之后的被动式衰减沉降。晚白垩世,盆地的构造沉降转变为构造上升,但是上升速度较慢,结合区域地质特征,可谓印度板块开始向冈底斯俯冲。第三纪时,又开始构造沉降,可能反映大陆与大陆的碰撞,但是印度板块的俯冲不强烈。所以,这时期前陆盆地发育不典型。喜马拉雅地区的沉积盆地底形的变化也与构造沉降分析相吻合,从三叠纪

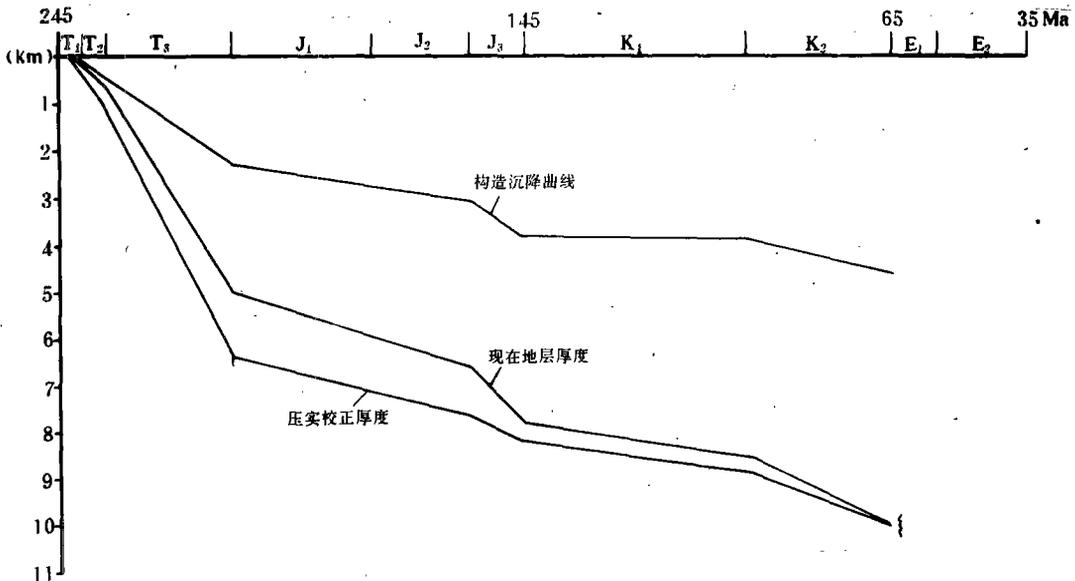


图2 喜马拉雅聂拉木地区中—新生代被动大陆边缘构造沉降曲线

Fig. 2 Tectonic subsidence curves for the Mesozoic and Cenozoic passive continental margins in Nyalam, Himalayas

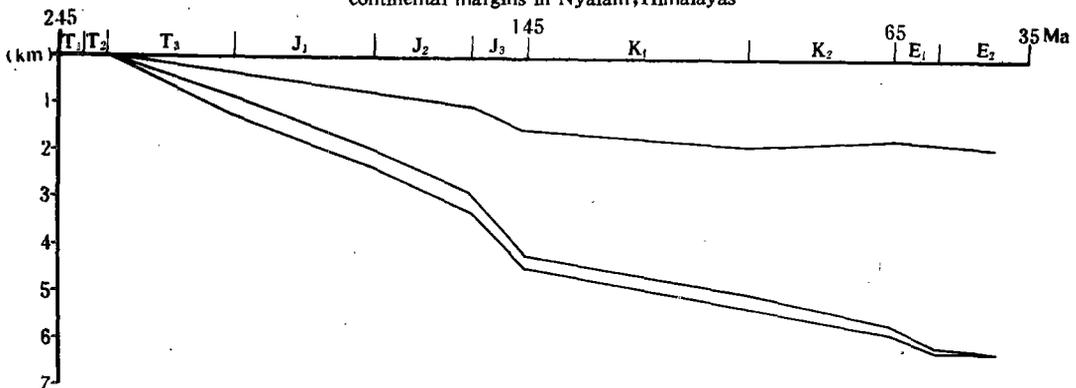


图3 喜马拉雅岗巴地区中—新生代被动大陆边缘构造沉降曲线

Fig. 3 Tectonic subsidence curves for the Mesozoic and Cenozoic passive continental margins in Gamba, Himalayas

到中侏罗世,盆地以近于线性地沉降。晚侏罗世,盆地快速地沉降,但白垩纪时盆地几乎无沉降地扩大拉张。处于同一构造单元的聂拉木和岗巴地区,聂拉木地区在三叠到中侏罗世时,沉降幅度大,而岗巴地区则在白垩纪时沉降又大于聂拉木地区,说明盆地在同一构造单元的不同部位,其构造沉降还是有差异的。

向北到大陆边缘向洋盆过渡的康马地区(图4),盆地构造沉降较快和较大。从盆地构造沉降动力程式可以看出:三叠纪为一次构造沉降,具大陆边缘裂谷张开时的构造沉降特征;早—中侏罗世为另一次构造沉降,也可能是成熟被动大陆边缘早期热沉降作用开始;晚侏罗世为典型的被动大陆边缘初期热沉降,构造沉降幅度大;早白垩世为成熟被动大陆边缘被动衰减热沉降;晚白垩世盆地又一次较快速地沉降,反映了印度板块大洋盆地向冈底斯俯冲产生的向下挠曲作用(?)。

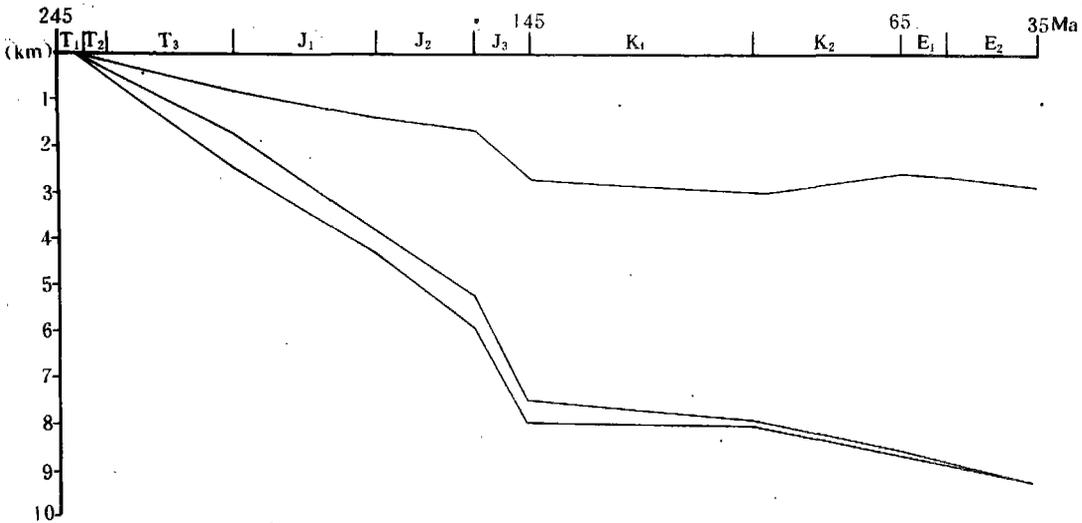


图4 喜马拉雅康马地区中—新生代被动大陆边缘构造沉降曲线

Fig. 4 Tectonic subsidence curves for the Mesozoic and Cenozoic passive continental margins in Kangmar, Himalayas

而在雅鲁藏布的洋盆沉积区,由于大洋盆地受后期强烈的构造破坏,使侏罗纪到白垩纪时大洋盆地的沉积厚度无法准确地计算和测量,这里的构造沉降曲线只是根据沉积厚度估计而成(图5)。

从压实校正得到的地层厚度的变化,真实地反映了盆地的实际发育过程。每一地层单元经压实校正后的原始沉积厚度,可以用来较精确地计算各时代的沉积速率变化(表3)。

从整个区域的沉积速率来分析,可与世界各著名的造山带在被动大陆边缘期的沉积速率相对比。一般沉积速率为每百万年数十米到200m。从表3中可以看出,聂拉木和岗巴地区在晚侏罗世沉积速率最大,而康马地区则主要在晚三叠世,雅鲁藏布江一带为中三叠世。反映出拉张主要是从北向南逐渐展开;沉降中心从北向南推进;地壳也是从北向南逐渐拉薄;构造枢轴(hinge line)也可能在大陆边缘从北向南逐渐向地壳内部迁移。

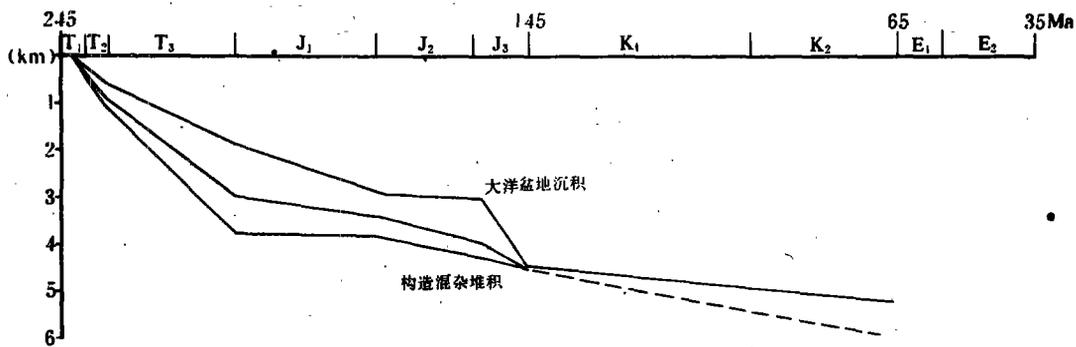


图5 雅鲁藏布江南拉孜—江孜构造沉降曲线

Fig. 5 Tectonic subsidence curves for the Lhaze-Gyangze area south of the Yarlung Zangbo River

3 与马坎茨模式对比

把岗巴、聂拉木、康马以及雅鲁藏布一带的构造沉降曲线——裂谷后到成熟被动大陆边缘的曲线,放入马坎茨(1978)图版中(图 6),可以清楚地看出岗巴地区的被动大陆边缘热沉降与马坎茨

模式完全吻合,其拉伸系数(β)为 1.25;但是在同一构造背景的聂拉木地区则拉伸系数为 1.5;康马地区被动大陆边缘的构造沉降曲线不能很好地与马坎茨拉伸模式相吻合,比较粗略地可以估计出 $\beta \approx 2$;而在雅鲁藏布一带,则马坎茨系数近于 3 左右。上述情况反映出地壳拉伸的变化。由于地壳的不一致拉伸性,所以在使用马坎茨模式时应慎重。

从图 6 中可以清楚地看出裂谷冲击作用的构造沉降曲线明显地与被动大陆边缘热耗散构造沉降曲线不一致,它们都与马坎茨模版的曲线相交,反映出裂谷的裂开作用不是由于热耗散产生的。

那么在喜马拉雅被动大陆边缘成熟期,则原地壳被拉薄,在聂拉木地区拉薄为原地壳(h_0)的 $h_0 \times \frac{1}{1.2} \text{ km} \sim h_0 \times \frac{1}{1.5} \text{ km}$,在康马一带为 $h_0 \times \frac{1}{2} \text{ km}$,在雅鲁藏布一带为 $h_0 \times \frac{1}{3} \text{ km}$ 。假设一般地壳厚度为 35km,那么喜马拉雅被

表 3 喜马拉雅地区各时期沉积速率(m/Ma)

Table 3 The depositional rates for the

Himalayan region during various stages (in m/Ma)

地点	时代	T ₁	T ₂	T ₃	J ₁	J ₂	J ₃	K ₁	K ₂	E ₁	E ₂
聂拉木		54	90	76.7	85	99	233.3	11.5	25	38	24
岗巴				47.4	50	61.9	108.3	23.3	28.1	60	7.5
康马				150	214.8	71.7	81	137.5	23.9	53.1	
雅鲁藏布				170	107.4	28	42.9	22.3	22.3	22.3	

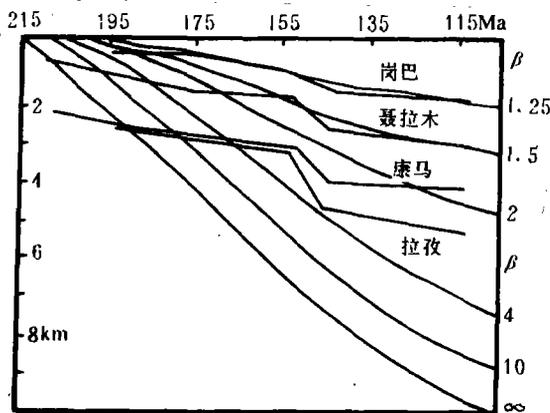


图 6 喜马拉雅被动大陆边缘从裂谷后到成熟被动期的构造沉降曲线与马坎茨图版作对比

Fig. 6 Comparison of the tectonic subsidence curves for the Himalayan passive continental margins with those in the McKenzie plate

动边缘成熟期地壳变化为:

聂拉木—岗巴地区:23.33km—29.17km;康马地区:17.5km;雅鲁藏布一带:11.67km。

综合上述,喜马拉雅被动大陆边缘的沉积盆地驱动力演化为:

三叠纪到中侏罗世为大陆裂谷到边缘裂谷冲击裂开的拉张作用为主。

晚侏罗世为被动大陆边缘形成初期快速热耗散产生的沉降。

早白垩世为完全成熟的被动大陆边缘热耗散冷却产生的渐近式向下沉降。

晚白垩世,印度板块大洋盆地向冈底斯俯冲,在康马到雅鲁藏布一带构造沉降曲线表现为又一次构造沉降,但是由于洋壳刚性不大,所以没有表现出较大的板块挠曲;在喜马拉雅的聂拉木到岗巴为地壳的挤压,表现为微微的构造上升。第三纪古新世,构造沉降仍然保持。可能是由于陆-陆碰撞的反映,印度板块这期向下俯冲量不大,前陆沉积区的沉积楔形体发育程度不良,沉积厚度也不大,反映出碰撞初期造山不高的特征。

始新世期,区域表现为构造上升,并且北边构造上升快,海底地形发生倒转,海水从北向南退出喜马拉雅地区,反映出板块构造的挤压抬升驱动作用。

参考文献

- 中科院南古所、地质所、植物所,1984,西藏地层——青藏高原科学考察丛书,科学出版社。
- 刘宝珺、余光明等,1984,从珠穆朗玛峰地区侏罗系的沉积特征讨论该区板块构造性质,青藏高原地质文集(15),地质出版社。
- 刘训、傅德荣等,1990,西藏南部中生代的沉积-构造演化,中国地质科学院地质所所刊,第22号。
- 黄汲清、陈炳蔚,1987,中国及邻区特提斯海的演化,地质出版社。
- 余光明、王成善,1990,西藏特提斯沉积地质,地质出版社。
- 茄克,1990,沉积盆地沉降史的恢复,南海石油3期。
- 刘宝珺、余光明、王成善、兰伯龙,1984,从珠穆朗玛峰地区侏罗系的沉积特征讨论该区板块构造性质,青藏高原地质文集(15),地质出版社。
- 余光明等,1984,西藏江孜地区白垩纪深海中的滑塌堆积和浊流沉积作用,青藏高原地质文集(15),地质出版社。
- 余光明、王成善,1986,一种洋脊沉积物(褐土岩——Umber)在藏北被发现,成都地质学院学报,第1期。
- 吴浩若等,1984,西藏南部白垩纪深海沉积地层——冲堆组及其地质意义,地质科学,第1期。
- Bond, G. C., Kominz, M. A. and Steckler, M. S., 1989. Role of thermal subsidence, flexure, and eustasy in the evolution of early Paleozoic passive margin carbonate platform, SEPM. No. 44.
- Bond, G. C., Kominz, M. A., 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, south Canadian Rocky mountains, Implications for subsidence mechanisms, age of breakup and crustal thinning. GSAB, Vol. 58, No. 3.
- Bosellini, A., 1989. Dynamics of Tethyan Carbonate platforms SEPM Special Publication. No. 44.
- Dogliani, C. and Goldhammer, R. K., 1988. Compaction-induced subsidence in margin of a carbonate platform, Basin Research. Vol. No. 4.
- Klein, G. dev, 1987. Current aspects of basin analysis. Sedimentary Geology, 50(1987)95—118.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basin, EPSL. Vol. 40(1978)25—32.
- Read, J. F., 1985. Carbonate platform facies models. AAPG, Vol. 69, No. 1.
- Searle and others, 1987. The closing of Tethys and the tectonic of the Himalaya GSAB, Vol. 98, pp. 678—701.
- SEPM Fisher island, 1986. The Global Sedimentary Geology Program, Report of an International Workshop.
- Stookmal, G. and others 1986, Geodynamic models from convergent margin to overthrust belt and consequence for foreland basin development. AAPG, Vol. 70. No. 2.
- Wilgus, C. K., ed, 1988. Sea level changes—An Integrated Approach. SEPM Special Publication No. 42.

FORMATION AND EVOLUTION OF THE MESOZOIC AND CENOZOIC DEEP-WATER SEDIMENTARY BASINS ALONG THE YARLUNG ZANGBO RIVER(Ⅱ); TECTONIC SUBSIDENCE OF THE HIMALAYAN PASSIVE CONTINENTAL MARGINS

Xu Qiang Liu Baojun Yu Guangming

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

G. Einsele W. Frisch Liu Guanghua J. Wendt

A. Wetzel L. Ratschbacher H. P. Luterbacher

(Geological Institute, University of Tübingen, Germany)

ABSTRACT

The dynamic processes of the formation and evolution of the Himalayan passive continental margins are researched with the aid of the "backstripping" method. On the basis of tectonic subsidences in the areas from Nyalam to Yarlung Zangbo suture zone, the dynamic evolution of the sedimentary basins on the Himalayan passive continental margins are summarized as follows. The continental rifts and continental margin rifts were controlled by the extensional faulting during the Triassic to Middle Jurassic. The rapid thermal subsidence occurred in the early formation stage of the passive continental margins in the Late Jurassic, while the slower linear thermal cooling subsidence was developed in the complete maturation stage of the passive continental margins in the Early Cretaceous. The subduction of the Indian plate towards the Gangdise block in the Late Cretaceous gave rise to an additional tectonic subsidence, as indicated by the tectonic subsidence curves for the Kangmar — Yarlung Zangbo zone. On the contrary, there was a slight tectonic uplift in the Nyalam — Gamba region due to the compression of the crust in this region. The tectonic subsidences of the sedimentary basins still lasted in the Palaeocene probably because of the continent-continent collision. During this period, the amount of the subduction of the Indian plate was not very large, therefore the sedimentary wedges of the foreland sedimentary areas were less developed, and the sediment thickness was not very great. All these characteristics show that the mountains were not so high during the early stage of the plate collision. In the Eocene, the tectonic uplift occurred in the whole study area, with greater uplift rates on the northern Indian plate margin. Finally, the submarine topography was overturned and the sea water retrograded from the Himalayan region from north to south, suggesting the compression and uplift of the plate tectonics.

Key Words: Backstripping, tectonic subsidence of sedimentary basins, thermal subsidence, tectonic subsidence curves