

文章编号:1000-0550(2004)04-0560-06

可可西里盆地早渐新世雅西措群 爬升沙纹层理及其沉积环境意义

刘志飞¹ 王成善² 金 玮³

1(同济大学海洋地质教育部重点实验室 上海 200092)2(中国地质大学地球科学学院 北京 100083)

3(成都理工大学沉积地质研究所 成都 610059)

摘 要 可可西里盆地早渐新世雅西措群砂岩极其发育爬升沙纹层理,形成于沉积物来源供给太快太多而不能随流体一起迁移,从而产生向上的加积。雅西措群砂岩主要包括迎水坡侵蚀的 A 型和迎水坡沉积的 B1 型两种,其中 A 型沙纹层理单个层系厚一般约为 2 cm,爬升角小于 7°;B1 型沙纹层单个层系厚一般为 4 cm,爬升角介于 10°~20° 之间。这两种爬升沙纹层形成于变速流、非稳定流或变速非稳定流,主要归于砂质碎屑流和底流,平均流速在 11~60 cm/s 之间,堆积速度可以达到 0.1 g/cm² s,发育于浅湖环境的三角洲前缘沉积。雅西措群爬升沙纹层理发育于青藏高原的早渐新世快速隆升作用和全球变冷变干气候条件下。

关键词 爬升沙纹层理 沉积环境 雅西措群 可可西里盆地 青藏高原

第一作者简介 刘志飞 男 1969 年出生 教授 沉积学 青藏高原地质 海洋地质

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1 前言

可可西里盆地分布在昆仑山和唐古拉山之间,平均海拔高程 5 000 m 以上,分布面积 101 000 km²,是青藏高原腹地最大的第三纪沉积盆地。盆地第三纪沉积由下至上主要由始新世至早渐新世风火山群、早渐新世雅西措群和中新世五道梁群组成^[1],其中,雅西措群为紫红色、砖红色泥岩、含膏泥岩与紫红色粉砂岩、细砂岩为主,沉积环境由河流和湖泊环境组成,并以湖泊环境为主^[1,2]。根据最近详细的磁性年代地层学研究,雅西措群的地质年代为距今 32.0~30.0 Ma^[3]。初步研究成果表明,伴随着可可西里地区的早期隆升作用,青藏高原腹地的早渐新世古气候也发生了明显变化,距今约 32 Ma 的石膏层大量出现,体现了渐新世最早期全球变冷变干事件在青藏高原中的记录^[2];旋回地层学、古地磁学和粘土矿物学研究显示,雅西措群反映的早渐新世古气候变化既受构造作用控制,也受地球轨道周期性运动控制^[4]。这里特别提及的是,雅西措群的砂岩和粉砂岩中极其发育爬升沙纹层理,几乎遍及所有的砂岩层。这是一种既广泛分布又蕴涵着独特沉积环境意义的沉积构造,在过

去的研究中往往被忽略^[1,2],从而引起沉积动力学和沉积环境解释上的困难。

本文在综述爬升沙纹层理形成机理的基础上,详细分析可可西里盆地早渐新世雅西措群发育的多种类型爬升沙纹层理,半定量分析其沉积动力学过程,讨论这些爬升沙纹层理对于解释雅西措群沉积环境的重要性。

2 爬升沙纹层理形成机理

爬升沙纹层理(climbing-ripple cross-lamination)是由沙纹沿一个爬升角迁移时产生的小型交错层理,又称为迁移沙纹(ripple-drift)、沙纹迁移层理(ripple-drift cross-lamination)、或爬升小型交错层理(climbing small-scale cross-stratification)^[5]。当流水沙纹(current ripple)向前迁移时,如果没有新的沉积物增加,层的平均高度不会随时间而加大,由一个沙纹形成的前积层很快地被下一个沙纹经过时大都或完全侵蚀掉(图 1A);只有当一个沙纹的下游波谷(trough upstream)比上游波谷(trough upstream)更深时,前积层最下部的一个很薄的层才会保存下来^[6,7]。但是,如果有新的沉积物增加之时,沙纹不再沿着平行于一个看不见的平

均层面运动,而是产生一个向上运动的分量,这样沙纹迁移的方向可以用一个爬升角(α)来描述(图 1B),它的正切值等于向下游迁移速率与向上堆积速率之比^[7],即:

$$\tan \alpha = \frac{V_z}{V_x} \quad (1)$$

其中, α :爬升角($^\circ$); V_z :沙纹迁移速度(V)向上的分量,表示垂向沉积速度(cm/s); V_x :沙纹迁移速度(V)平行于沉积层面的分量,表示沙纹的水平迁移速度(cm/s)。

图 1C 列出了爬升沙纹层理的四种类型。波谷随着沙纹的迁移爬升时,下游波谷迁移形成的侵蚀面发育在上一次波谷侵蚀面的上部,位于两个侵蚀面之间的前积层最下部份就保存下来,此时前积层呈现一个板状体,称为 A 型或迎水坡侵蚀型(erosional-stoss)爬升沙纹层理^[5-7],此时爬升角(α)等于或小于迎水坡倾角(β)。由于迎水坡倾角一般在 $4^\circ \sim 9^\circ$ 范围内变化,即 $4^\circ < \alpha < 9^\circ$,因此,A 型爬升沙纹层理的爬升角不会超过 9° 。随着爬升角的加大,保存下来的前积层就更多;如果沙纹的爬升角大于迎水坡倾角,沙纹的迎水坡和背水坡均可以保存下来(图 1C),这时,沉积物在垂向的沉积速率(V_z)大于从迎水坡搬运到背水坡的迁移速率(V_x),称为迎水坡沉积型(depositional-stoss)爬升沙纹层理^[6,8],分为 B 型和 S 型两种(图 1C)。S 型爬升沙纹层理又称为正弦曲线沙纹层理^[9],层系之间为完全地渐变关系,爬升角远远超过迎水坡倾角,一般大于 60° 。B 型爬升沙纹层介于 A 型和 S 型之间,层系间也呈渐变关系,分为两个亚型: B1 型的爬升角小于 35° ,而 B2 型的爬升角介于 35° 和 60° 之间^[5](图 1C)。

水槽模拟实验和实例研究表明^[5,10],对于恒定的状态,式(1)将变为:

$$\tan \alpha = \frac{gMH}{0.00598 \left[\frac{36(U-11)^3}{15625 U} \right] U^3} \quad (2)$$

其中, M :堆积速率($g/cm^2 \cdot s$); H :波高(cm); g :重力加速度($9.8 m/s^2$); ρ :流体密度(g/cm^3); U :流体平均流速(cm/s)。

然而,形成于自然界爬升沙纹层理的流体很少为恒定状态,一般包括变速流(non-uniform flow)、非稳定流(unsteady flow)或变速非稳定流(non-uniform unsteady flow)^[5]。变速流的沉积中,A 型爬升沙纹层理向下游将演化为 B 型,继续将演化为 S 型,这

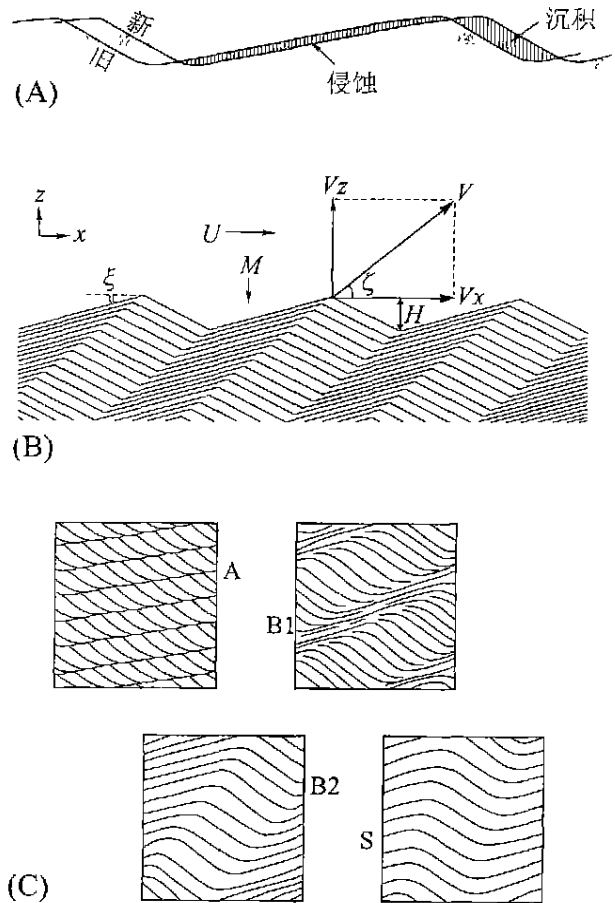


图 1 爬升沙纹层理形成机理及基本类型
A. 没有沉积物增加或减少时流水沙纹的侵蚀和沉积样式;B. 爬升沙纹层理有关参数的定义;C. 爬升沙纹层的基本类型。

据文献[5,6]修改。

Fig. 1 Formation and classification of climbing-ripple cross-lamination

种沙纹层理在垂向上将保持某种相同类型;非稳定流的沉积中,A 型爬升沙纹层理在垂向上将演化为 B 型,再继续将演化为 S 型;对于变速非稳定流的沉积,水平和垂向上沙纹层理都将发生变化。因此,我们可以看出,A 型沙纹层理通常发育在沉积物的近源地区,沙纹迁移速度比较大;S 型沙纹层理通常发育在远源地区,沉积物的堆积速度比较大;而 B1 和 B2 型沙纹层理介于这两者之间。例如:Jopling 和 Walker^[9]将组合层序 A B1 B2 S 描述为冰湖前三角洲环境的前积层沉积。这样,爬升沙纹层理的分析对于解释沙纹形成的动力学过程和沉积环境具有重要作用。

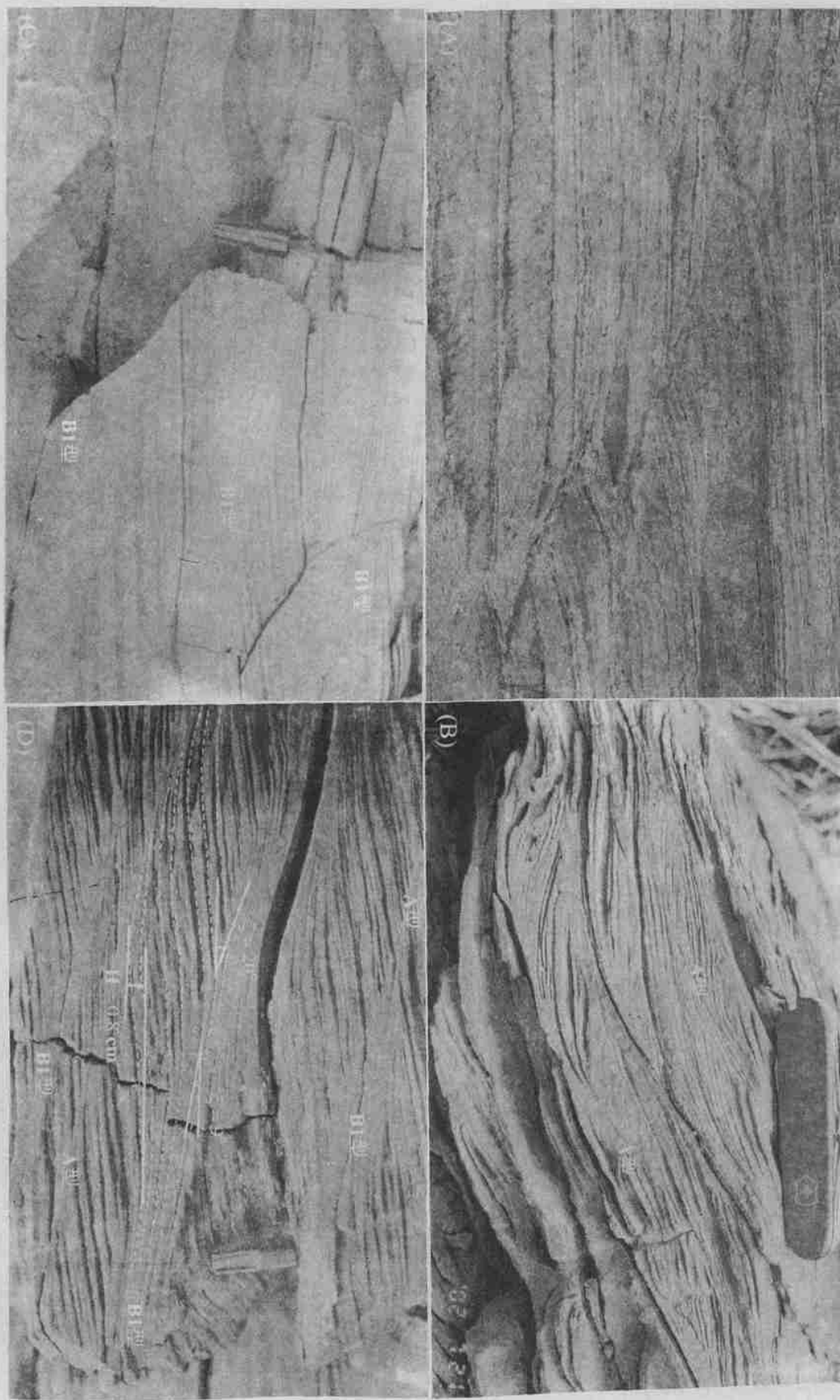


图 2 可可西里盆地雅西措群砂岩的爬升沙纹层理野外照片及分析

A. 雅西措群砂泥岩五层的野外照片; B. A 型爬升沙纹层理; C. B1 型爬升沙纹层理; D. 兼有 A 型和 B1 型爬升沙纹层理的野外露头。

根据 B1 型沙纹层系实测爬升角(ξ)为 20° ，迎水坡倾角(ξ)为 9° ，沙纹波高(H)为 0.8 cm 。

Fig. 2 Outcrop photographs and measurement of climbing-ripple cross-lamination of the

Yaxicuo Group sandstone in the Hoh Xil Basin

3 可可西里盆地雅西措群的爬升沙纹层理

可可西里盆地雅西措群主要由砖红色泥岩、粉砂岩或砂岩韵律互层组成,砂岩层向上变粗变厚,一个完整的砂泥岩韵律旋回一般厚 1~2 m(图 2A)。这些砂岩层中普遍发育爬升沙纹层理,主要包括 A 型和 B1 型两种。A 型爬升沙纹层理的层系由背水坡前积层组成,层系与层系之间为侵蚀面分隔,单个层系厚约 2 cm,爬升角(α)一般小于 7° (图 2B)。B1 型爬升沙纹层理的迎水坡和背水坡均保存下来,层系之间的渐变接触关系,单个层系厚约 4 cm,爬升角(α)介于 $10^\circ \sim 20^\circ$ 之间(图 2C)。以雅西措群典型的 B1 型爬升沙纹层为例(图 2D): $\alpha = 20^\circ$, $\beta = 9^\circ$, $H = 0.8$ cm,则式(2)中的 $\tan \alpha / H = 2.80$ 。根据式(2)的爬升角方程,沉积物堆积速度(M)和流体平均流速(U)之间的关系如图 3 所示。当 $U > 36$ cm/s 时, $M > 0.05$ g/cm²s,并随 U 的增加而呈 1/3 倍的线性增长;当 $U < 36$ cm/s 时, $M < 0.05$ g/cm²s,并随 U 的降低而呈曲线快速降低;当

$U = 11$ cm/s 时, M 趋于 0。因此,雅西措群爬升沙纹层理形成流体的平均流速在 11~60 cm/s 之间,堆积速度可以达到 0.1 g/cm²s。

4 沉积环境意义

根据爬升沙纹层理的沉积动力学原理,形成雅西措群砂岩爬升沙纹层理的流体主要包括变速流、非稳定流、以及变速非稳定流。其中,垂向上单一类型的沙纹层理均由变速流形成,如:图 2B 的 A 型和图 2C 的 B1 型爬升沙纹层理;显然,形成 A 型的流体速度(图 2B)要大,而形成 B1 型的沉积速度(图 2C)要大。另一方面,垂向上依次由流速快的类型演变为流速慢的类型是非稳定流造成的,如:图 2D 中下部由 A 型向上转变为 B1 型。但是,垂向上依次由流速慢的类型演变为流速快的类型、或者沿水流方向由流速慢的类型演变为流速快的类型,都是由变速非稳定流造成的,如:图 2D 下部 B1 型向上转变为 A 型,上部 B1 型沿水流方向转变为 A 型。考虑到雅西措群砂泥岩层序总体特征(图 2A),我

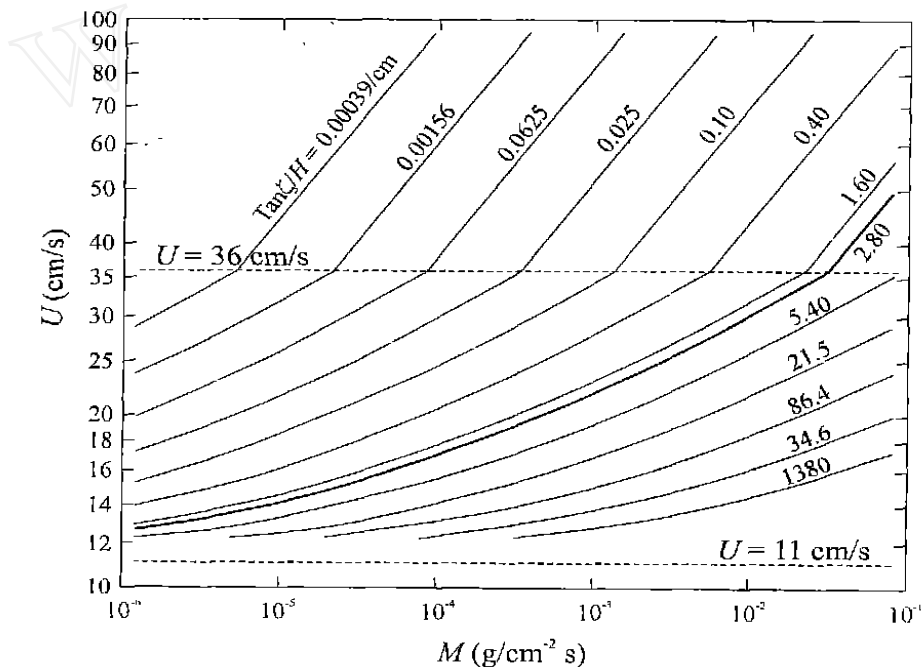


图 3 可可西里盆地雅西措群砂岩爬升层理的堆积速度(M)和平均流速(U)关系
雅西措群爬升沙纹层理的 $\tan \alpha / H = 2.80$,底图据文献[5]。

Fig. 3 Relationship between sediment deposition rate (M) and mean flow velocity (U) of the climbing ripple cross-lamination of the Yaxicuo Group sandstone in the Hoh Xil Basin.

们认为雅西措群砂岩主要是浅湖环境的三角洲前缘沉积产物,主要流体介质为砂质碎屑流和底流。

爬升沙纹层理形成于沉积物来源供给太快太多而不能随流体一起迁移,从而产生向上的加积^[11],反映沉积盆地的物源区构造和侵蚀作用加强。雅西措群形成于早渐新世 32.0 ~ 30.0 Ma,沉积物堆积速率在 34.5 Ma 和 31.5 Ma 分别达到极大值,指示青藏高原腹地的快速隆升作用^[12, 13];同时,古气候分析显示,可可西里地区在早渐新世气候条件总体上寒冷干旱,可能是受渐新世最早期全球变冷变干气候事件的影响^[4],其中,31.05 ~ 30.75 Ma 期间气候相对温暖潮湿,构造活动强烈;31.30 ~ 31.05 和 30.75 ~ 30.35 Ma 期间气候寒冷干旱,构造活动相对较弱^[4]。在这样的沉积环境、构造和古气候背景下,可可西里盆地以砂质碎屑流和底流为主要流体介质,发育了独特的以 A 型和 B1 型为主的爬升沙纹层理。

5 主要结论

爬升沙纹层理是由沙纹沿一个爬升角迁移时产生的小型交错纹理,主要包括迎水坡侵蚀的 A 型、迎水坡保存的 B1 型、B2 型和 S 型,A 型沙纹层理通常发育在沉积物的相对近源地区,沙纹迁移速度比较大;S 型沙纹层理通常发育在相对远源地区,沉积物的堆积速度比较大;而 B1 和 B2 型沙纹层理介于这两者之间。可可西里盆地雅西措群砂岩的爬升沙纹层理主要包括 A 型和 B1 型两种,其中,A 型沙纹层理单个层系厚一般约为 2 cm,爬升角小于 7°;B1 型沙纹层单个层系厚一般为 4 cm,爬升角介于 10°~ 20°之间。雅西措群砂岩爬升沙纹层理的流体介质主要包括变速流、非稳定流、以及变速非稳定流,主要归于砂质碎屑流和底流,平均流速在 11 ~ 60 cm/s 之间,堆积速度可以达到 0.1 g/cm² s,发育于浅湖环境的三角洲前缘沉积。雅西措群爬升沙纹层理发育于青藏高原的早渐新世快速隆升作用和全球变冷变干气候条件下。

参考文献(References)

1 Liu Z, Wang C. Facies analysis and depositional systems of Cenozoic

- sediments in the Hoh Xil Basin, northern Tibet. *Sedimentary Geology*, 2001, 140: 251 ~ 270
- 2 刘志飞,王成善.可可西里盆地早渐新世雅西措群沉积环境分析及古气候意义.沉积学报,2000,18(3):355~361 [Liu Zhifei, Wang Chengshan. Depositional environment and paleoclimatic significance of the early Oligocene Yaxicuo Group in the Hoh Xil Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2000, 18(3): 355 ~ 361]
- 3 Liu Z, Zhao X, Wang C, *et al.* Magnetostratigraphy of Tertiary sediments from the Hoh Xil Basin: implications for the Cenozoic tectonic history of the Tibetan Plateau. *Geophysical Journal International*, 2003, 154: 233 ~ 252
- 4 Liu Z, Wang C, Trentesaux A, *et al.* Paleoclimate changes during early Oligocene in the Hoh Xil region, northern Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 2003, 77(4): 504 ~ 513
- 5 Allen J R L. A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology*, 1970, 14: 5 ~ 26
- 6 Harms J C, Southard J B, Walker R G. Structures and sequences in clastic rocks: Lecture notes for short course No. 9. Boulder: The United States of America and The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1982, 3-1 ~ 3-27
- 7 Rubin D M, Hunter R E. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 1982, 29: 121 ~ 138
- 8 Collinson J D, Thompson D B. Sedimentary structures. London Boston Sydney: George Allen & Unwin, 1982, 59 ~ 71
- 9 Jopling A V, Walker R G. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination with examples from the Pleistocene on Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1968, 38: 971 ~ 984
- 10 Ashley G M, Southard J B, Boothroyd J C. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology*, 1982, 29: 67 ~ 79
- 11 Davis Jr R A. Depositional systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, 1992, 65 ~ 69
- 12 Liu Z, Wang C, Yi H. Evolution and mass-balance in the Cenozoic Hoh Xil basin, northern Tibet. *Journal of Sedimentary Research*, 2001, 71: 971 ~ 984
- 13 刘志飞,王成善,伊海生,等.青藏高原北部可可西里盆地早新生代沉降史及其高原隆升意义.见:陈毓川(主编),中国地质学会 80 周年学术文集.北京:地质出版社,2002,111 ~ 119 [Liu Zhifei, Wang Chengshan, Yi Haisheng, *et al.* Early Cenozoic subsidence history of the Hoh Xil Basin in the northern Qinghai-Xizang Plateau. In: Cheng Yuchuan, ed. Proceedings of 80th Anniversary of the Geological Society of China. Beijing: Geological Publishing House, 2002]

Climbing-Ripple Cross-Lamination of the Early Oligocene Yaxicuo Group in the Hoh Xil Basin and Its Significance for Depositional Environment

LIU Zhi-fei¹ WANG Cheng-shan² JIN Wei³

1(Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092)

2(School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Beijing 100083)

3(Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

Abstract The climbing-ripple cross-lamination is especially well developed and widely distributed in the early Oligocene Yaxicuo Group sandstone of the Hoh Xil Basin, northern Tibetan Plateau. The small-scale cross-lamination is formed from the upward movement of sediment, when the source quickly provides too much new sediment. Two types of climbing-ripple cross-lamination, i. e. erosional-stoss Type A and depositional-stoss Type B1, are included in the Yaxicuo Group sandstone. Among that, a single set of Type A is about 2 cm in thickness and less than 7° for its climb angle; but a single set of Type B1 is about 4 cm in thickness and around 10°-20° for its climb angle. Three kinds of flows including non-uniform, unsteady, and non-uniform unsteady flows, which belong to sandy clastic flow and bottom flow, contributed their formation. The mean fluid velocity is generally 11-60 cm/s and the sediment deposition rate may be up to 0.1 g/cm² s. The depositional environment is the delta front in shallow lake. The development of the Yaxicuo Group climbing-ripple cross-lamination could be under conditions of the early Oligocene uplift process of the Tibetan Plateau and global cooling and drying climate change.

Key words climbing-ripple cross-lamination, depositional environment, Yaxicuo Group, Hoh Xil Basin, Tibetan Plateau