

引用格式: 张信宝, 刘维明, 陈宁生, 代彬. 青藏高原面地貌稳定态与高原隆升时间[J]. 山地学报, 2023, 41(4): 459-468.

ZHANG Xinbao, LIU Weiming, CHEN Ningsheng, DAI Bin. Geomorphological steady state of the Tibet Plateau and its uplift time [J]. Mountain Research, 2023, 41(4): 459-468.

青藏高原面地貌稳定态与高原隆升时间

张信宝¹, 刘维明¹, 陈宁生^{1,2}, 代彬^{2,3}

(1. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 贵州普定喀斯特生态系统国家野外科学观测研究站, 贵州 普定 562100)

摘 要: 本文基于地貌垂直地带性理论, 提出计算高原隆升时间的地貌演化模型, 并利用 GPS 现代垂直位移速率资料, 计算青藏高原高原隆升时间。海拔 4000 ~ 5000 m 的青藏高原高原面为冰缘地貌带, 以上为冰川地貌带, 以下为流水地貌带。青藏高原面的构造隆升速率难以超过砂板岩等软弱岩层的冻融侵蚀剥夷速率, 处于地貌稳定态, 高程受冰缘气候控制, 与隆升速率无关。花岗岩、石灰岩等坚硬岩层组成的冰川山地, 抗寒冻风化能力强, 剥蚀和隆升的竞争中, 隆升战胜剥蚀, 处于地貌不稳定态, 山地持续上升。根据珠峰高程、剥蚀岩层厚度, 高原面高程和隆升速率, 利用模型求得从青藏高原隆升到现今冰缘地貌带高程以来的隆升时间为 2.5 Ma ~ 7.8 Ma。

关键词: 地貌垂直地带性; 地貌演化模型; GPS 隆升时间; 青藏高原

中图分类号: P931.2

文献标志码: B

始新世以来, 印度板块持续向北推挤, 青藏高原隆升。但高原隆升到现今高度的时间, 各家分歧很大。施雅风和刘东生根据希夏邦马峰北坡发现的高山栎等植物化石, 推测自上新世 (~ 5 Ma) 至今, 喜马拉雅山快速隆升了 3000 m^[1]。黄万波等对比了三趾马等古动物群化石的区域, 认为上新世后的喜马拉雅山的隆升阻碍了南北动物群交流, 造成青藏地区和南亚二地动物群演化上的差异^[2]。李吉均、方小敏等人认为, 8 Ma ~ 7 Ma 以来青藏高原通过青藏运动、昆黄运动和共和运动, 才隆升到现今高度^[3-5]。

近年来, 欧美学者们开展了许多关于青藏高原古高度的研究。Harrison 等认为, 大约在 8 Ma 前, 青藏高原主体加速隆升了 1000 ~ 2000 m, 已达和超过现今高度^[6-7]。Coleman 等利用 Ar 同位素测年

则提出, 始新世中期 (~ 55 Ma) 青藏高原开始隆升, 中中新世左右 (~ 14 Ma) 已达到约 5000 m 的最大平均高度, 随后因重力崩塌下降至现今的 4500 m 左右^[8]。Rowley 和 Currie 认为高原表面在 35 Ma 前已经达到 4000 m 以上的高程^[9]。国内丁林院士团队结合已有定量古高度结果和深部动力学证据, 恢复了青藏高原自约 6000 万年以来不同地体地表隆升历史, 认为青藏高原抬升整体上开始于 60 Ma 左右, 40 Ma ~ 30 Ma 青藏高原中央谷地达到 4500 m, 代表造山带演变为统一的高原^[10-12]。Wolf 等开发新的博蒙特数 (Bm) 计算表明, 青藏高原的主体高程已处于稳定状态, 北部还在不断扩展中^[13]。

尽管不同学者给出的青藏高原隆升时间不一, 但都认为高原面隆升到现今高度后, 地貌形态和高程变化不大。地貌变化是地球内外动力过程相互动

收稿日期 (Received date): 2023-06-05; 改回日期 (Accepted date): 2023-07-15

基金项目 (Foundation item): 国家自然科学基金川藏铁路重大基础科学问题专项 (41941017); 国家自然科学基金面上项目 (42071017) [National Natural Science Foundation of China Special Project on Major Basic Science of Sichuan-Tibet Railway (41941017); National Natural Science Foundation of China (42071017)]

作者简介 (Biography): 张信宝 (1946 -), 男, 主要研究方向: 山地环境、水土流失。[ZHANG Xinbao (1946 -), male, research on mountain environment, soil and water loss] E-mail: zxbao@imde.ac.cn

用的结果,高原面地貌形态和高度变化不大,表明高原面隆升到现今高度后处于地貌稳定态,是地壳隆升和地表侵蚀平衡的结果^[14]。本文基于地貌垂直地带性理论,提出计算高原隆升时间的地貌演化模型,并利用 GPS 现代垂直位移速率资料,计算青藏高原高原隆升时间。

1 青藏高原地貌垂直地带性

由于气候的垂直变化,青藏高原及周边山地不但土壤和植被呈垂直地带分布,地貌的垂直分带也很明显。以高原东部为例,海拔 3800 m 以下,流水地貌带,该带上部的对应土壤和植被分别为山地棕壤和亚高山暗针叶林;3800 ~ 4200 m 的冰缘地貌带

对应的土壤和植被分别为高山草甸土和灌丛草甸;4200 m 以上的冰川地貌带,土壤未发育,植被为红景天、蚤缀等组成的流石滩稀疏植被(图 1、图 2)^[15-17]。

不同的气候带主导了不同的地貌过程。冰川侵蚀、冻融侵蚀和流水侵蚀分别是冰川地貌、冰缘地貌和流水地貌带的主导地貌过程^[18]。青藏高原最主要的地貌类型是冰缘地貌,下伏岩层多为砂板岩等浅变质岩软弱岩层。此类地貌丘坡的土层具有 3 层的典型结构:表层灰黑色生草层,0 ~ 15 cm;角砾土层,15 ~ 40 cm,该层以下为寒冻风化角砾层和破碎岩石带;多年冻土层,0.4 ~ 1.5 m 不等^[18]。此类丘坡最重要的侵蚀方式是冻融土流,冻融土流也是最重要的斜坡变形方式。随着

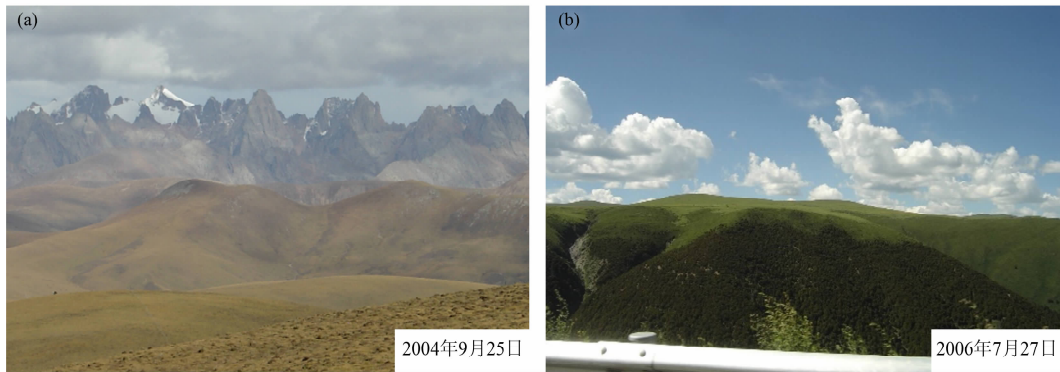


图 1 青藏高原东部地貌垂直地带照片:(a)冰川地貌带和冰缘地貌带;(b)冰缘地貌带和流水地貌带^[16]

Fig. 1 Vertical geomorphic zone of eastern Tibetan Plateau: (a) glacial geomorphic zone and periglacial geomorphic zone; (b) periglacial geomorphic zone and fluvial geomorphic zone ^[16]

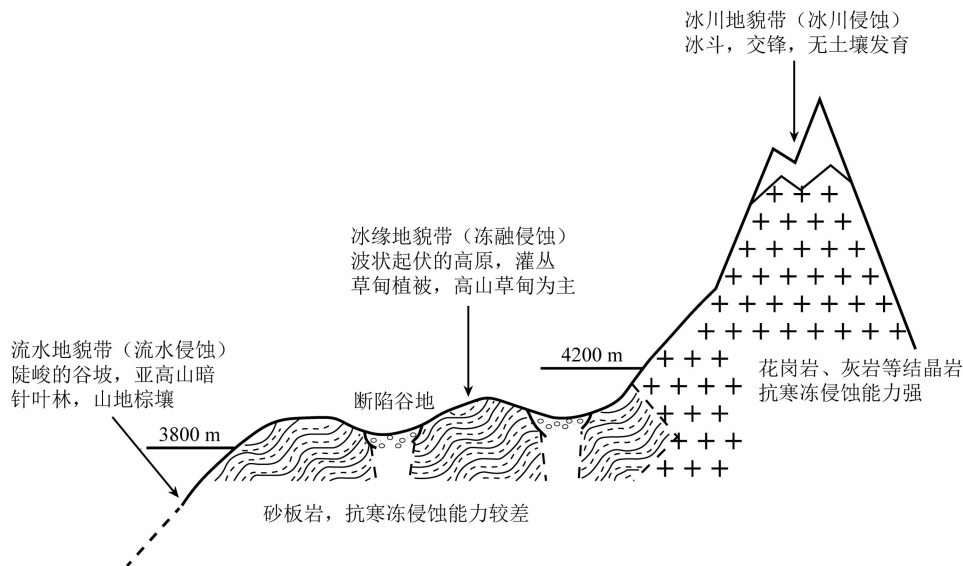


图 2 青藏高原东部地貌垂直地带示意图^[15]

Fig. 2 Schematic diagram of geomorphic vertical zone in the eastern Tibet Plateau ^[15]

季节的变化,丘坡多年冻土层以上的土层,处于或融或冻的状态^[18]。夏季近地面的土层融化,呈土流顺坡向下运移,堆积于坡麓,并进入谷地^[18]。高原面上的丘坡均存在冻融土流,每年丘坡上的草甸土层和下伏的角砾土层被缓慢地侵蚀搬运至坡麓和谷地^[18]。由于高原面上的河流搬运能力差,大量的角砾被土流搬运至谷地内停积,长期的地质历史过程中,丘坡岩土寒冻风化物质被融冻土流持续不断地缓慢搬运至谷地,谷地内发育有以角砾为主的巨厚的“冰水”沉积,并形成宽阔平坦的河谷地貌^[18]。冰川地貌带的雪线以上山地,现代冰川发育;以下山地,古冰斗、角峰、冰川湖、冰碛物等古冰川遗迹比比皆是,表明曾有第四纪古冰川发育^[18]。冰川地貌带山地的出露岩层均为花岗岩和石灰岩等结晶岩,如珠穆朗玛峰和雪宝顶等为石灰岩,贡嘎山和玉龙雪山等为花岗岩(表1)。石灰岩和花岗岩等结晶岩的强度高,抗寒冻风化侵蚀能力强,风化产物基本不含土状物质,难以形成土流。侵蚀类型主要为冰川侵蚀、崩塌等重力侵蚀。

青藏高原面是受冰缘气候控制的统一寒冻夷平面,高程4000~5000 m,平均约4500 m。由于西部较东部干旱,高原面西高东低。高原面上耸立着由花岗岩、石灰岩等坚硬岩层组成的一系列东西向冰川山地,如喜马拉雅山、冈底斯山、唐古拉山和昆仑山等(图3)。

2 高原面地貌稳定态与计算高原隆升时间的地貌演化模型

高原隆升到冰缘地貌带高度后,冻融侵蚀成为主导侵蚀方式。砂板岩等软弱岩层强度低,组成的坡地易发育土流等融冻侵蚀,软弱岩层组成的坡地不可能维持高陡的边坡,侵蚀速率高。构造隆升速率难以超过融冻土流的地面剥夷速率,隆升和剥蚀的竞争处于平衡状态(2005年在西安与刘东生先生讨论时,他称之为,“如同削萝卜,隆升多少,剥蚀多少”)。地处冰缘地貌带的高原面的高程受冰缘气候控制,与隆升速率无关,高原面隆升到冰缘地貌带高度后,地貌形态和高程一直维持不变,处于稳定态状态(steady state)。花岗岩、石灰岩等坚硬岩层抗寒冻风化能力强,剥蚀和隆升的竞争中,隆升战胜剥蚀,地貌形态不处于稳定态,山地持续上升,逐渐形成高耸的冰川山地(图4)。

根据高原面隆升到冰川地貌带高程后处于地貌稳定态和高程不变和冰川山地的隆升过程,提出如下的计算高原隆升时间的地貌演化模型:

$$T = (H_1 + H_2 - H_3)/V \tag{1}$$

式中, T 为隆升到冰缘地貌带高程后的距今时间; H_1 为冰川山峰的顶面高程(m); H_2 为 T 时间内冰川山峰的岩层剥蚀厚度(m); H_3 为冰缘地貌带高程(m); V 为隆升速率($\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$)。

表1 青藏高原及周边地区部分现代冰川山地的岩石类型^[19]
Tab. 1 Rock types of some modern glacial mountains in the Tibet Plateau and its surrounding areas^[19]

山地名称	冰川面积/ km^2	最大海拔高度/m	岩石类型	经/纬度
贡嘎山	360.0	7556	花岗岩	29°41'N/102°54'E
雪宝顶	2.4	5588	石灰岩	32°40'N/103°50'E
玉龙雪山	22.1	5596	花岗岩	27°08'N/100°18'E
梅里雪山	152.8	6740	花岗岩	28°24'N/98°36'E
珠穆朗玛峰	772.0	8848	大理岩	28°06'N/86°48'E
个拉丹东峰	750.0	6621	花岗岩	33°30'N/91°00'E
希夏邦马峰	552.0	8012	花岗岩	28°24'N/85°42'E
南迦巴瓦峰	150.0	7756	花岗岩、片麻岩	29°48'N/95°00'E
年宝玉则	8.2	5369	花岗岩	33°20'N/100°15'E
四姑娘山	0.8	6250	花岗岩	31°08'N/102°15'E

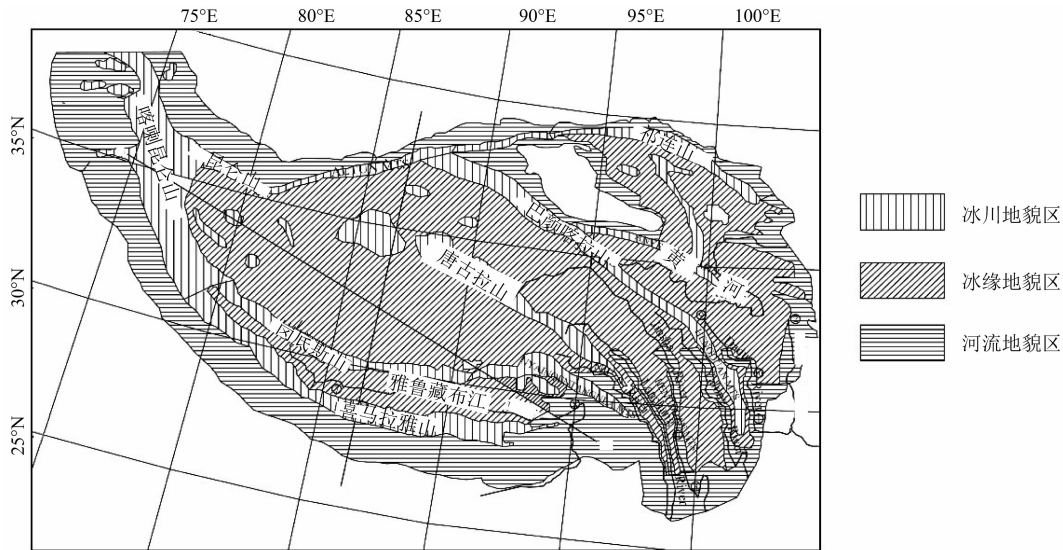


图 3 青藏高原地貌略图^[20]

Fig. 3 Outline map of geomorphology of the Tibet Plateau^[20]

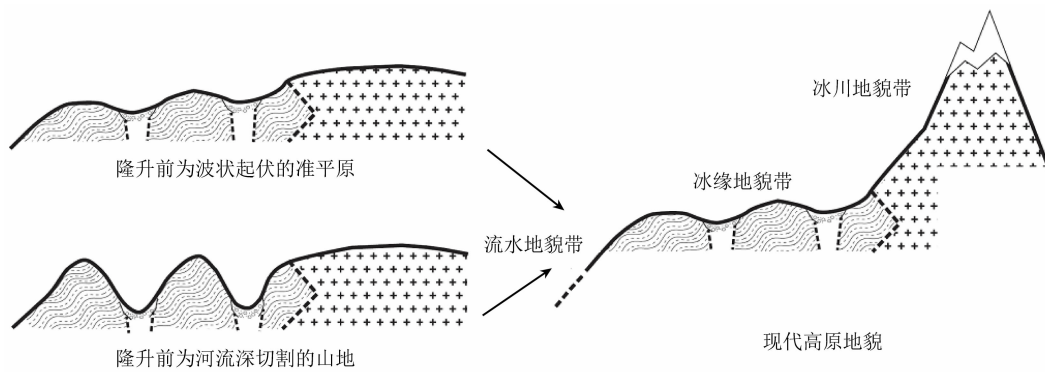


图 4 冰川山地隆升演化示意图^[15]

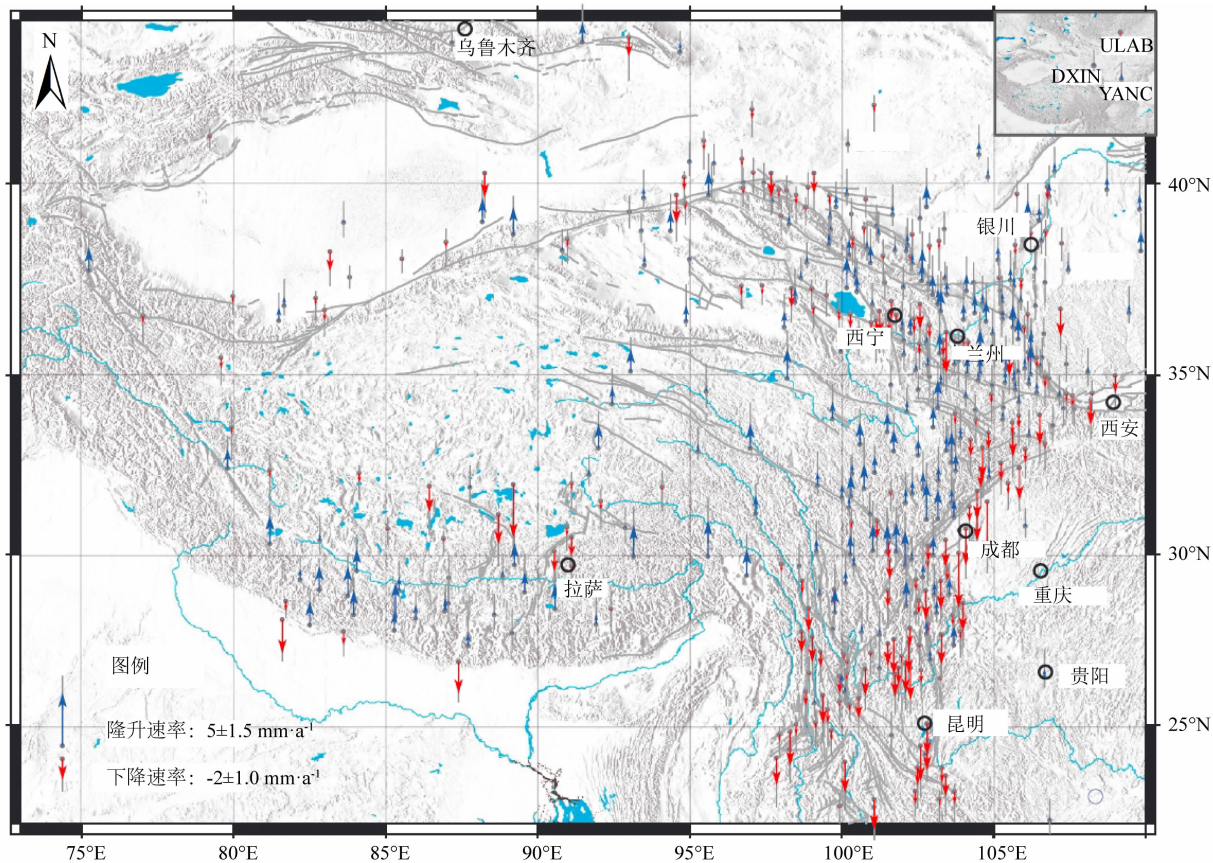
Fig. 4 Schematic diagram of uplift and evolution of glacial mountains^[15]

3 GPS 现代垂向位移速率与高原隆升时间

20 世纪 90 年代以来, GPS 大地测量观测技术得以迅猛发展和广泛应用, 使得高精度、大范围、低成本的观测青藏高原三维地壳运动得以实现^[21-24]。青藏高原及周边积累了 20 余年来的 GPS 垂向位移资料, 为通过地貌演化的外动力过程约束青藏高原隆升时间成为可能。GPS 测量表明, 青藏高原总体处于隆升状态, 除高原中南部湖盆区垂向速率为负值外 ($< -1.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$), 其余地区均为正值, 最大垂向速率小于 $5.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (图 5)。1995—2020 年, 位于青藏高原南缘的 8 个 GPS 连续站, 对青藏高原南

缘的现今地壳垂直运动的速度场进行了约束, 约束精度优于 $1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 清楚呈现了印度—欧亚大陆碰撞前缘地带垂向变形分布特征: 印度次大陆整体升降幅度不到 $1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 恒河平原及低喜马拉雅一带沉降 $1 \sim 2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; 高喜马拉雅隆升 $1 \sim 6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 藏南一带隆升速率仅有约 $2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右。雅鲁藏布以北从轻微隆升逐渐转变为下降 $2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 以上由南向北的沉降—隆升—沉降的空间分布与印度板块向下挤入青藏高原的变形响应一致^[21]。

由于花岗岩等岩浆岩组成的冰川山峰的岩层剥蚀厚度 H_2 难以确定, 我们选择峰顶外露岩层为奥陶系灰岩的珠穆朗玛峰 (图 6) 用以计算青藏高原面隆升到冰缘地貌带以来的时间 (高原隆升时间)。珠峰成陆前的最晚沉积地层为特提斯海的白垩系灰



图中的 DXIN、YANC 和 ULAB 是位于青藏高原东北部的稳定地块的三个连续的 GPS 站点,具有可靠的垂直速率,观测时间跨度超过了 12 年^[21]。

图 5 青藏高原及周边地区现今垂向运动 GPS 速度场 (相对高原外围的稳定块体)^[21]
Fig. 5 GPS velocity field in vertical motion over the Tibet Plateau and its surrounding areas
(relative to stable blocks outside the plateau)^[21]

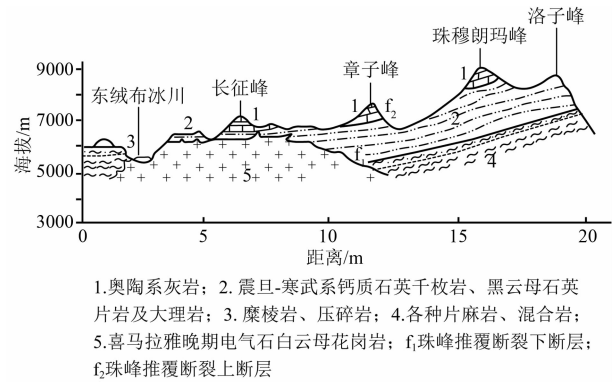


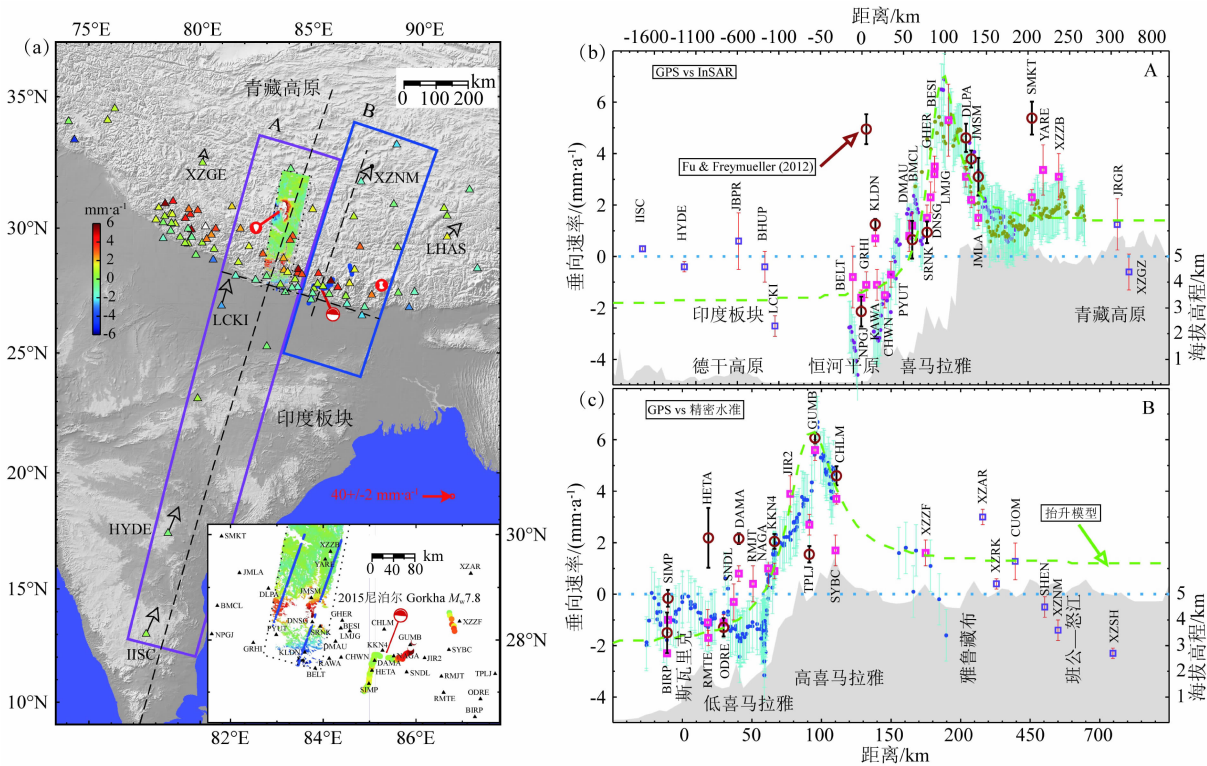
图 6 珠穆朗玛峰地质剖面图^[25]
Fig. 6 Geological profile of Qomolangma^[25]

岩,因此珠峰成陆后的剥蚀岩层厚度为奥陶系-白垩系地层(表 2),最大和最小剥蚀岩层厚度分别为 11 300 m 和 7044 m,平均 9172 m。

横穿喜马拉雅山和毗邻地区的两条剖面线(A、B)GPS 站点的垂向位移速率见图 7 和表 3。喜马拉雅

表 2 珠峰成陆后的剥蚀岩层厚度 (西藏自治区地质)
Tab. 2 Thickness of denudated rock strata after continental formation of Qomolangma
(Geology of Tibet Autonomous Region)

地层代码	最大厚度/m	最小厚度/m
k	1470	321
J	2267	1672
T	2531	1190
P	386	386
C	2605	2605
D	1261	327
S	364	127
O	416	416
合计	11 300	7044
平均厚度	9172	



图中字母表示 GPS 站,详见表 3 和表 4。图 a 中,紫色方框代表剖面 A 和蓝色方框代表剖面 B;色棒表示 InSAR 和水准点速率;相对欧亚板块的 GPS 水平运动速率以黑色箭头表示^[26],棕色圆点表示 InSAR,蓝色圆点表示水准点。GPS 速率未做任何修正。图中的两种距离比例尺分别表示近场和远场 GPS,GPS 误差为真实误差,水准和 InSAR 误差为 $1\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 的假设误差。图 b 和图 c 中,绿色虚线为震间运动模型的预测速率^[27],棕色圆环代表之前的 GPS 结果^[28]。

图 7 喜马拉雅地区垂向速率剖面线^[22]:(a)InSAR 图像、水准线路和 GPS 站分布图;(b)垂向速率剖面 A;(c)垂向速率剖面 B
Fig. 7 Vertical velocity profile in the Himalayan region^[21]:(a) distribution of InSAR images, leveling line and GPS station;
(b) vertical velocity profile A; (c) vertical velocity profile B

表 3 喜马拉雅及毗邻地区的垂向位移速率^[22]—剖面 A

Tab. 3 Vertical displacement rates in the Himalayas and adjacent areas^[22]—section line A

GPS 站	经度 (°E)	纬度 (°N)	高程/m	垂直速率/ ($\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$)	GPS 站	经度 (°E)	纬度 (°N)	高程/m	垂直速率/ ($\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$)
BIRP	—	—	—	—	TPLJ	87.71	27.35	2509	1.60
SIMP	84.99	27.17	83	-2.10	GUMB	85.88	27.91	2900	4.50
RMTE	86.60	26.99	2074	-2.80	SYBC	86.71	27.81	3794	0.60
HETA	85.05	27.41	390	-2.20	CHLM	85.31	28.21	3213	2.60
ODRE	87.39	26.87	1995	-2.20	XZZF	86.94	28.36	4295	0.50
SNDL	85.80	27.38	2003	-1.40	XZAR	87.18	29.27	4343	2.00
DAMA	85.11	27.61	2194	-0.30	KZRK	—	—	—	—
RMJT	86.55	27.31	1343	-0.70	CUOM	86.90	30.45	4918	0.30
NAGA	85.52	27.69	1852	-0.10	SHEN	88.71	30.93	4635	-1.40
KKN4	85.28	27.80	1896	-0.20	XZNM	87.23	31.80	4503	-2.00
JIR2	86.19	27.66	3024	2.80	XZSH	88.83	33.20	4902	-3.00

表 4 喜马拉雅及毗邻地区的垂向位移速率^[22]—剖面 B

Tab. 4 Vertical displacement rates in the Himalayas and adjacent areas^[22]—section line B

GPS 站	经度 (°E)	纬度 (°N)	高程/m	垂直速率/ (mm·a ⁻¹)	GPS 站	经度 (°E)	纬度 (°N)	高程/m	垂直速率/ (mm·a ⁻¹)
BIRP	87.27	26.52	20	-3.4	BHUP	82.99	25.27	83	-1.5
SIMP	84.99	27.17	83	-2.1	LCKI	80.96	26.91	64	-3.9
RMTE	86.60	26.99	2074	-2.8	BELT	83.83	27.46	54	-1.9
HETA	85.05	27.41	390	-2.2	NPGJ	81.60	28.12	88	-2.8
ODRE	87.39	26.87	1995	-2.2	GRHI	82.49	27.95	729	-2.3
SNDL	85.80	27.38	2003	-1.4	KAWA	84.13	27.65	137	-2.2
DAMA	85.11	27.61	2194	-0.3	KLDN	83.60	27.77	1774	-0.4
RMJT	86.55	27.31	1343	-0.7	CHWN	84.39	27.67	133	-2.6
NAGA	85.52	27.69	1852	-0.1	PYUT	82.99	28.10	1965	-1.9
KKN4	85.28	27.80	1896	-0.2	DMAU	84.27	27.97	300	-0.3
JIR2	86.19	27.66	3024	2.8	BMCL	81.71	28.66	2241	0
TPLJ	87.71	27.35	2509	1.6	SRNK	83.94	28.26	1656	0.3
GUMB	85.88	27.91	2900	4.5	GHER	84.41	28.38	1530	4.2
SYBC	86.71	27.81	3794	0.6	DNSG	83.76	28.35	2427	1.2
CHLM	85.31	28.21	3213	2.6	BESI	84.38	27.46	54	2.4
XZZF	86.94	28.36	4295	0.5	LMJG	84.57	28.17	2025	2.1
XZAR	87.18	29.27	4343	2.0	DLPA	82.82	28.98	2535	2.0
XZRK	88.87	29.25	3856	-0.6	JMSM	83.74	28.81	3438	1.1
CUOM	86.90	30.45	4918	0.3	JMLA	82.19	29.28	2411	0.3
SHEN	88.71	30.93	4635	-1.4	SMKT	81.81	29.97	3191	1.1
XZNM	87.23	31.80	4503	-2.0	YARE	84.04	29.53	4551	2.4
XZSH	88.83	33.20	4902	-3.0	XZZB	84.16	29.68	4574	2.0
IISC	77.57	13.02	842	-0.5	JRGR	85.06	30.73	4760	0.3
HYDE	78.55	17.42	442	-1.2	XZGZ	84.16	32.29	4425	-1.3
JBPR	79.88	23.13	414	-0.2					

雅地区为隆升区,19 个站点的隆升速率为 0.3 ~ 4.5 mm·a⁻¹,平均 1.74 mm·a⁻¹。其南的恒河平原和其北的青藏高原中南部湖盆区为沉降区,前者 22 个站点的沉降速率为 0 ~ -3.9 mm·a⁻¹,平均 -1.40 mm·a⁻¹;后者 6 个站点的沉降速率为 0.3 ~ -3.0 mm·a⁻¹,平均 -1.33 mm·a⁻¹^[22]。

He 等的研究揭示^[23-24],青藏高原北部的阿尔泰、昆仑断层和西部的喀拉昆仑断层的水平滑动地质速率与大地测量结果一致。这三条断层的垂向位移地质速率与大地测量确定的现今垂向位移速率也应该一致。我们认为,喜马拉雅及毗邻地区的 GPS

垂向位移速率与垂向位移地质速率也应该一致,可以用 GPS 值计算青藏高原隆升时间。

珠峰成陆后的剥蚀岩层厚度为 9172 m,取珠峰高度 8848.86 m,高原面高度 4500 m。利用本文的公式(1) H_1 值为 8848.86 m, H_3 值为 4500 m, V 值为 1.74 mm·a⁻¹。不确定的是 H_2 的取值,最大值是珠峰隆升到冰缘地貌带高度前地面无剥蚀, $H_2 = 9172$ m,求得 $T = 7.8$ Ma。最小值是珠峰隆升到冰缘地貌带高度后地面无剥蚀, $H_2 = 0$ m,求得 $T = 2.5$ Ma。我们认为,青藏高原隆升到冰缘地貌带高度后的距今时间为 2.5 Ma ~ 7.8 Ma。

4 结论

(1) 青藏高原及周边地区地貌垂直地带性明显, 高程 4000 ~ 5000 m 的高原面为冰缘地貌带, 以上为冰川地貌带, 以下为流水地貌带。

(2) 冻融侵蚀是冰缘地貌带的主导侵蚀方式, 构造隆升速率难以超过砂板岩等软弱岩层组成的高原面剥夷速率, 剥蚀和隆升的竞争处于平衡状态。青藏高原面处于地貌稳定态, 高程受冰缘气候控制, 与隆升速率无关。花岗岩、石灰岩等坚硬岩层组成的冰川山地, 抗寒冻风化能力强, 剥蚀和隆升的竞争中, 隆升战胜剥蚀, 处于不稳定态。山地隆升到冰缘地貌带高程后, 持续上升。

(3) GPS 测量表明, 青藏高原总体处于隆升状态, 除高原中南部湖盆区垂向速率为负值外 ($< -1.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$), 其余地区均为正值, 最大垂向速率小于 $5.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

(4) 利用本文提出的高原隆升时间的地貌演化模型, 根据珠峰高程、岩层剥蚀厚度, 青藏高原高原面高程和隆升速率, 求得的青藏高原隆升到冰缘地貌带高度后的距今时间为 2.5 Ma ~ 7.8 Ma。

参考文献 (References)

- [1] 施雅风, 刘东生. 希夏邦马峰地区科学考察初步报告[J]. 科学通报, 1964 (10): 928 - 938. [SHI Yafeng, LIU Dongsheng. Preliminary report of scientific investigation in Shishapangma Peak area [J]. Chinese Science Bulletin, 1964 (10): 928 - 938]
- [2] 黄万波, 计宏祥. 西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义[J]. 科学通报, 1979 (19): 885 - 888. [HUANG Wanbo, JI Hongxiang. Discovery of hipparion fauna in Xizang [J]. Chinese Science Bulletin, 1979 (19): 885 - 888]
- [3] 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响[J]. 第四纪研究, 2001, 21 (5): 381 - 391. [LI Jijun, FANG Xiaomin, PAN Baotian, et al. Late Cenozoic intensive uplift of Qinghai-Xizang plateau and its impacts on environments in surrounding area [J]. Quaternary Sciences, 2001, 21 (5): 381 - 391]
- [4] 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. 科学通报, 1998, 43 (15): 1569 - 1574. [LI Jijun, FANG Xiaomin. Research on Tibet Plateau uplift and environmental change [J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43 (15): 1569 - 1574]
- [5] 李吉均, 方小敏, 马海洲, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 1996, 26 (4): 316 - 322. [LI Jijun, FANG Xiaomin, MA Haizhou, et al. Late Cenozoic geomorphological evolution of the upper reaches of the Yellow River and uplift of the Tibet Plateau [J]. Science in China (Series D), 1996, 26 (4): 316 - 322]
- [6] HARRISON T M, COPELAND P, KIDD W S F, et al. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau [J]. Tectonics, 1995, 14 (3): 658 - 676. DOI: 10.1029/95TC00608
- [7] HARRISON T M, COPELAND P, KIDD W S F, et al. Raising Tibet [J]. Science, 1992, 255 (5052): 1663 - 1670. DOI: 10.1126/science.255.5052.1663
- [8] COLEMAN M, HODGES K. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension [J]. Nature, 1995, 374: 49 - 52. DOI: 10.1038/374049a0
- [9] ROWLEY D B, CURRIE B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet [J]. Nature, 2006, 439 (7077): 677 - 681. DOI: 10.1038/nature04506
- [10] HE Songlin, DING Lin, XIONG Zhongyu, et al. A distinctive Eocene Asian monsoon and modern biodiversity resulted from the rise of eastern Tibet [J]. Science Bulletin, 2022, 67 (21): 2245 - 2258. DOI: 10.1016/j.scib.2022.10.006
- [11] 丁林, 来庆洲. 冈底斯地壳碰撞前增厚及隆升的地质证据: 岛弧拼贴对青藏高原隆升及扩展历史的制约[J]. 科学通报, 2003, 48 (8): 836 - 842. [DING Lin, LAI Qingzhou. Geological evidence of thickening and uplifting of the Gangdise crust before collision: Constraints of island arc collage on the uplift and expansion history of the Tibet Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48 (8): 836 - 842]
- [12] 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 1996, 26 (4): 289 - 295. [ZHONG Dalai, DING Lin. The uplift process of the Qinghai-Tibet Plateau and its mechanism [J]. Science in China (Series D), 1996, 26 (4): 289 - 295]
- [13] WOLF S G, HUISMANS R S, BRAUN J, et al. Topography of mountain belts controlled by rheology and surface processes [J]. Nature, 2022, 606 (7914): 516 - 521. DOI: 10.1038/s41586-022-04700-6
- [14] BURBANK D W. Rates of erosion and their implications for exhumation [J]. Mineralogical Magazine, 2002, 66 (1): 25 - 52. DOI: 10.1180/0026461026610014
- [15] 张信宝, 吴积善, 汪阳春. 川西北高原地貌垂直地带性及山地灾害对南水北调西线工程的影响[J]. 地理研究, 2006, 25 (4): 633 - 640. [ZHANG Xinbao, WU Jishan, WANG Yangchun. Vertical geomorphologic zonation on the Northwest Sichuan Plateau and the effects of mountain hazards on the West Route of the South to North Water Diversion Project [J]. Geographical Research, 2006, 25 (4): 633 - 640]
- [16] 张信宝, 周力平, 汪阳春, 等. 地带性与非地带性夷平面[J]. 第四纪研究, 2007, 27 (1): 93 - 99. [ZHANG Xinbao, ZHOU Liping, WANG Yangchun, et al. Zonal and non-zonal planation

- surfaces [J]. *Quaternary Sciences*, 2007, **27**(1): 93 – 99]
- [17] 张信宝, 吴积善, 汪阳春, 等. 川西北高原的地貌垂直地带性与寒冻夷平面[J]. *山地学报*, 2006, **24**(5): 607 – 611. [ZHANG Xinbao, WU Jishan, WANG Yangchun, et al. Vertical geomorphologic zonation in the Northwest Sichuan Plateau and freezing planation surface [J]. *Mountain Research*, 2006, **24**(5): 607 – 611] DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.2006.05.016
- [18] 张信宝, 吴积善, 汪阳春. 川西北高原地貌垂直地带性及其联想[G]//地质力学专业委员会与第四纪地质专业委员会. 青藏高原地质过程与环境灾害效应文集. 北京: 地震出版社, 2005: 78 – 83. [ZHANG Xinbao, WU Jishan, WANG Yangchun. Vertical geomorphologic zonation in the Northwest Sichuan Plateau and their associations [G]// Geological Mechanics Committee and Quaternary Geology Committee. Collected papers of geological processes and effects of environmental disasters in the Tibet Plateau. Beijing: Seismological Press, 2005: 78 – 83]
- [19] 刘淑珍, 王明龙. 横断山区第四纪冰川地貌[G]//高生淮, 郑远昌. 横断山研究文集. 成都: 四川科学技术出版社, 1989: 13 – 22. [LIU Shuzhen, WANG Minglong. Quaternary glacial landforms in Hengduan Mountains [G]//GAO Shenghuai, ZHENG Yuanchang. Research collection of Hengduan Mountains. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 1989: 13 – 22]
- [20] ZHANG Xinbao, HE Xiubin, WANG Yangchun, et al. Planation surfaces on the Tibet Plateau, China [J]. *Journal of Mountain Sciences*, 2008, **5**: 310 – 317. DOI: 10.1007/s11629-008-0147-3
- [21] LIANG Shiming, GAN Weijun, SHEN Chuansheng, et al. Three-dimensional velocity field of present-day crustal motion of the Tibetan Plateau derived from GPS measurements [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, **118**: 5722 – 5732. DOI: 10.1002/2013JB010503
- [22] 方智伟, 邹蓉, 李志才, 等. 用 cGPS 研究青藏高原南缘现今垂向变动[J]. *地球物理学报*, 2022, **65**(6): 1965 – 1979. [FANG Zhiwei, ZOU Rong, LI Zhicai, et al. Present-day vertical motions in southern Tibetan Plateau constrained by cGPS measurements [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2022, **65**(6): 1965 – 1979] DOI: 10.6038/cig2022P0050
- [23] HE Jiankun, LU Shuangjiang, WANG Weimin. Three-dimensional mechanical modeling of the GPS velocity field around the northeastern Tibetan Plateau and surrounding regions [J]. *Tectonophysics*, 2013, **584**: 257 – 266. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.03.025
- [24] PAN Zhengyang, HE Jiankun, SHAO Zhigang. Spatial variation in the present-day stress field and tectonic regime of northeast Tibet from moment tensor solutions of local earthquake data [J]. *Geophysical Journal International*, 2020(1): 478 – 491. DOI: 10.1093/gji/ggaa013
- [25] 潘裕生. 西藏的推覆构造及其意义[J]. *地质科学*, 1980(1): 11 – 18. [PAN Yusheng. The nappe structure of Xizang and its geological significance [J]. *Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica)*, 1980(1): 11 – 18.
- [26] WANG Min, SHEN Zhenggang. Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, **125**(2): e2019JB018774. DOI: 10.1029/2019jb018774
- [27] GRANDIN R, DOIN M P, BOLLINGER L, et al. Long-term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement [J]. *Geology*, 2012, **40**(12): 1059 – 1062. DOI: 10.1130/g33154.1
- [28] FU Yuning, FREYMUELLER J T. Seasonal and long-term vertical deformation in the Nepal Himalaya constrained by GPS and GRACE measurements [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, **117**: B03407. DOI: 10.1029/2011JB008925

Geomorphological Steady State of the Tibet Plateau and Its Uplift Time

ZHANG Xinbao¹, LIU Weiming¹, CHEN Ningsheng^{1,2}, DAI Bin^{2,3}

(1. *Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;*

2. *State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China;*

3. *Puding Karst Ecosystem National Observation and Research Station National Ecosystem Research Network of China, Puding 562100, Guizhou, China)*

Abstract: Based on the theory of vertical zonality in geomorphology, this study introduced a geomorphic evolution model to calculate the uplifting time of the Tibet Plateau, which then was justified by the calculation obtained by

GPS modern vertical displacement data.

The plateau surface of the Tibet Plateau at an altitude of 4000 – 5000 m is a periglacial geomorphic zone, with glacial geomorphic zone above it and flowing water geomorphic zone below it. The tectonic uplift rate of the Plateau is not expected to exceed the rate of freeze-thaw erosion and stripping of weak rock layers such as sandstone slate; the Plateau surface is in a geomorphological steady state; the Plateau elevation is controlled by periglacial climate and has nothing to do with uplift rate.

Glacial mountains above the Plateau ground composed of hard rock formations, such as granite and limestone, have strong resistance to frost weathering; the Plateau uplift overcomes frost denudation, leading to an unstable geomorphological state, with a steady rising in Plateau elevation. According to the peak elevation of Mount Qomolangma, the thickness of denuded rock layer, the elevation of the Plateau surface and the average rate of uplift measured by GPS in the Himalaya regions, by our model we estimate that the uplift time for the Qinghai-Tibet Plateau from the start of uplift to the elevation of the present-day periglacial geomorphic zone is 2.5 – 7.8 Ma.

Key words: geomorphic vertical zone; geomorphic evolution model; GPS uplifting time; the Tibet Plateau

(责任编辑 朱颖彦 钟雨倩)