

东喜马拉雅构造结新生代地壳缩短量的估算及其地质依据*

王二七

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

B. C. Burchfiel

(麻省理工学院地球、大气及行星科学系, Cambridge, MA 02139, USA)

季建清

(北京大学地质学系, 北京 100871)

摘要 发生在始新世(45 ± 5 Ma)的印度板块和欧亚大陆之间的碰撞和持续的陆内汇聚作用使得青藏高原及其周边地区的地壳缩短了大约 2 000~2 500 km. 印度板块在东喜马拉雅构造结深深地插入青藏高原之中, 造成地壳的大规模缩短和抬升. 分布在青藏高原南部, 内部仅遭受了轻弱的新生代变形的各构造地层单元, 包括北喜马拉雅岩带、拉萨以及羌塘地块, 向东延伸到该地区时, 总宽度由 700 km 剧减至 200 km, 其内部的变形程度也随之加强. 初步的研究表明, 这些构造单元的宽度变化是地壳水平缩短的结果, 缩短量为 500 km, 缩短是通过地壳碎片的冲断、褶皱和侧向逃逸完成的. 尽管在该地区地壳缩短量是如此之大, 但是这些构造地层单元仍然是连续的, 向南东方向一直可以追索到云南西部.

关键词 大陆碰撞 东喜马拉雅构造结 地壳缩短量 缩短机制

根据古地磁和板块构造重建模式, 印度板块自从在始新世(45 ± 5 Ma)和欧亚大陆碰撞后, 继续向北运动了大约 2 000~2 500 km^[1], 这就给出印度板块的平均运动速率为 45~60 mm/a. 印度板块的运动大部分被发生在青藏高原及其周边地区陆内变形吸收了, 由此引发了大规模的地震和构造活动以及气候的变化. 陆内变形主要沿一些规模巨大的断裂带进行, 例如位于高原北部的阿尔金、天山和祁连山断裂带, 位于高原中部的东昆仑断裂带, 位于高原东部的鲜水河-小江和红河-哀牢山断裂带以及位于高原南部的喜马拉雅山断裂带. 然而, 到目前为止, 这一缩短量还未得到地质研究的证实. 有的研究^[2~4]试图通过上述构造活动带的变形速率来推算地壳的总缩短量, 并与上述古地磁研究结果进行对比. 然而存在的问题是, 许多构造活动带不仅形成年代还是个未知数, 而且构造性质未必总是保持不变的, 红河-哀牢山剪切带就是一个最典型的例子. 该断裂在第三纪呈左旋剪切, 而到了第四纪却转换成右旋剪切^[4]. 从理论上讲, 确定地质体缩短量的最直观的方法是研究其宽度和形态的变化以及与变形之间的关系, 这特

别适用于那些研究条件很差的地质体。

喜马拉雅山的東西兩端(東、西構造結, 見圖 1, WS 和 ES)是印度板塊和歐亞大陸匯聚時擠壓應力最為集中的部位, 由此造成了地殼的強烈變形以及變質和岩漿作用的發生. 在東喜馬拉雅構造結, 北東-南西向的喜馬拉雅山以其最東端的南迦巴瓦峰(7 756 m)和一系列北西-南東向弧形山脈相交. 由南向北, 這些山脈是伯舒拉嶺、念青唐古拉山和他念他翁山. 沿着這些山脈, 發源于高原內部的雅魯藏布江、怒江和瀾滄江沿着深切峽谷從北西流向南東. 這些河流的下切既和氣候變化有關^[5], 也和地殼的構造抬升有關^[6,7]. 地震研究表明, 該地區的構造抬

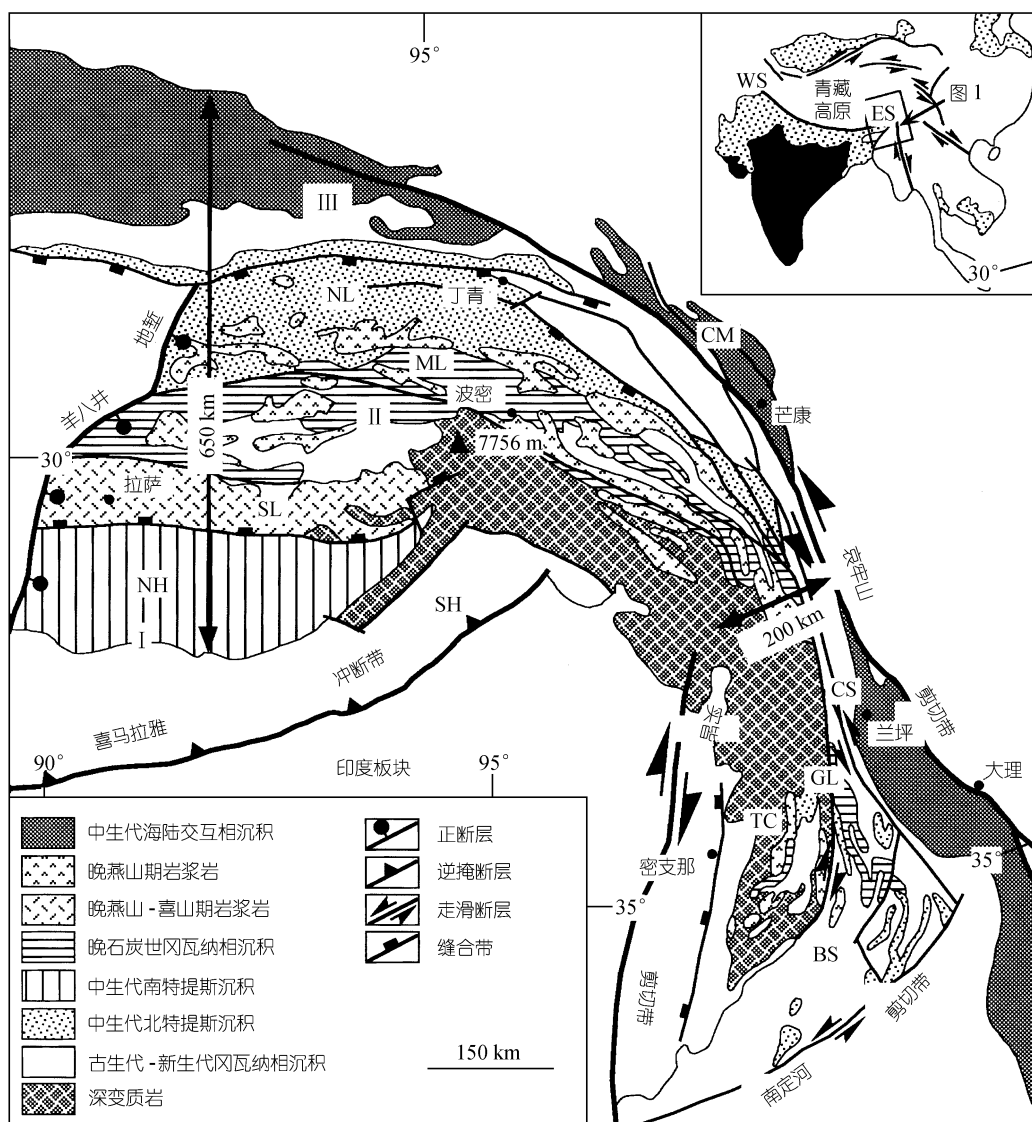


圖 1 東喜馬拉雅構造地質綱要圖

I. 喜馬拉雅褶皺帶: SH 為南喜馬拉雅, NH 為北喜馬拉雅; II 拉薩地塊: SL 為南拉薩地塊, ML 為中拉薩地塊, NL 為北拉薩地塊; III. 塘地塊: CM 為芒康盆地; BS. 保山地塊: GL 為高黎貢山, CS 為崇山; WS 為西喜馬拉雅構造結

升主要是和地壳北东-南西向缩短有关, 例如发生在 1950 年的阿萨姆大地震($M = 8.5$)就是该区域内的北东-南西向的挤压应力释放的结果^[8]。在地质结构上, 东喜马拉雅构造结是由拉萨地块、印度板块和缅甸地块构成, 其中拉萨地块沿向北倾的喜马拉雅冲断带叠覆在后两者之上。由于这个地区森林广布, 地形起伏大和交通不便, 尤其是缺乏新生代沉积, 这使得开展新生代变形研究极为困难。通过近年来的构造和地貌研究, 我们发现该地区内各构造地层单元的形态和宽度的变化可作为判别地壳缩短量的标志。

1 区域构造地层单元概述

综合前人的研究^[9~12], 喜马拉雅构造结内各构造地层单元的地质特征可概述如下。

1.1 拉萨地块

拉萨地块(图 1, II)是青藏高原的主要构造单元之一。它位于青藏高原的南缘, 东西向延伸近 2 000 km, 南北宽达 300 km。该地块在二叠纪晚期脱离冈瓦纳大陆, 成为古特提斯海中一个独立的地块。其基底主要由元古代变质岩组成(念青唐古拉群), 多数分布在念青唐古拉山和东喜马拉雅构造结的核部。其沉积盖层由古生代、中生代和少量的新生代岩层组成。地块的南北边界分别为雅鲁藏布江缝合带和班公湖-丁青缝合带。前者由一套蛇绿混杂岩组成, 属于特提斯海消亡后的残留物。一般认为, 新特提斯海的消亡始于侏罗纪, 闭合于始新世中期。班公湖-丁青缝合带将拉萨地块和羌塘地块焊接起来, 是中生代特提斯海的一个分支的残留物, 形成于晚侏罗世。由于发生在第四纪的东西向伸展运动^[13], 拉萨地块被近南北向的亚东-羊八井地堑分成东西两部分, 东半部南北向可以划分成以下 3 个次级构造单元:

1)南拉萨地块: 该单元又称为冈底斯岛弧岩杂岩带(图 1, SL), 主要是由一套晚中生代-新生代中酸性侵入岩和火山岩(90~30 Ma)组成。它们是特提斯洋壳向拉萨地块下俯冲后熔融的产物。在第三纪时, 其南缘发生过较大规模的南北向构造缩短, 花岗岩推覆在雅鲁藏布江缝合带中的构造混杂岩之上^[19]。

2)中拉萨地块: 该地块(图 1, ML)主要是由一套上石炭世黑灰色砂板岩组成(傍多群)。其底界被断层错掉, 顶部被二叠纪岩层整合覆盖, 厚度大于 500 m。该岩系以含冈瓦纳冷水动物群和冰海相沉积(含砾板岩)为特征。这套岩层普遍遭受了强烈的南北向挤压变形, 变质作用由西向东增强。

3)北拉萨地块: 该地块(图1, NL)具双层结构; 古生代变质基底出露在地块东北部, 主要是由一套遭受了变质作用的沉积岩系组成(嘉玉桥群)。变质基底被下、中三叠世黑色板岩(希湖群)不整合地覆盖。在其上分布最广泛的是一套中-晚侏罗世特提斯海侵沉积物, 由碳酸盐岩和碎屑组成(柳湾组和拉贡塘组), 厚度大于 1 000 m。位于其上的晚侏罗-早白垩世岩层构成特提斯海退沉积, 上部普遍含煤。有一条称之为念青唐古拉的侵入岩和火山岩带呈东西向贯穿在中、北拉萨地块中。它是由众多的燕山期(70~140 Ma)中酸性侵入岩体和火山岩组成。其形成可能和特提斯洋壳向拉萨地块下的早期俯冲有关^[11]。

1.2 喜马拉雅褶皱带

喜马拉雅褶皱带(图 1, I)位于雅鲁藏布江缝合带以南, 向南延伸到喜马拉雅南主边界断层, 是冈瓦纳印度板块的一部分。该褶皱带被藏南拆离系分为南北两个岩带; 南喜马拉雅岩带(图 1, SH)是由一套前震旦纪深变质岩系组成(以聂拉木群为代表)。北喜马拉雅岩带(图 1, NH)是由一套遭受轻微变质的, 从古生代到白垩纪的大陆边缘沉积岩系组成。藏南拆离系是由一系列向北倾的正断

层组成,形成于中新世,被认为是协调喜马拉雅山和青藏高原重力垮塌的主要构造界面^[14, 15].至于该构造向东延伸有多远,是否进入东喜马拉雅构造结则是个未知数.

1.3 羌塘地块

羌塘地块(图 1, III)位于班公湖-丁青缝合带以北,主要是由古生代和中生代岩层组成,其变形程度相对较弱.地块内部的侏罗纪和白垩纪地层(图 1, CM)是一套海相和海陆交互相沉积,主要分布在唐古拉山和芒康地区.在唐古拉山,中、上侏罗世岩层称为雁石坪群,其下部为浅海相沉积,向上渐相变为紫红色陆相碎屑沉积,厚度达 2 900 m.在芒康地区,中-下侏罗世和上侏罗世岩层被称为察雅群和肯做杂组,以陆相红色碎屑沉积为主,厚度大于 1 000 m.白垩纪岩层(老然组和宗谷组)也为紫红色陆相沉积,产恐龙化石,厚度大于 1 500 m,其上被古新世—始新世岩层不整合地覆盖.这些沉积相的时空演化表明,在该地区特提斯海的海退是由东向西推进的.羌塘地块的变形主要发生在晚古生代和中生代,以南北向挤压为特征^{[16~18][1]}.

2 地壳缩短量的估算

如图 1 所示,东西向的喜马拉雅褶皱带、拉萨和羌塘地块内的各构造地层单元向东,环绕着东喜马拉雅构造结逐渐转折成南北向,与此同时其宽度也发生大规模的北东-南西向剧减,由 650 km 减至 200 km.其中,北拉萨地块的宽度由 150 km 宽缩减成 45 km,中拉萨地块由 120 km 缩减成 35 km,念青唐古拉岩浆岩带的宽度则由 150 km 缩减到只有 10 km,宽度为 150 km 的北喜马拉雅岩带的缩减量最大,完全尖灭在南迦巴瓦山南西侧的西藏米林地区,60 km 宽的南拉萨地块也基本消失在东喜马拉雅构造结内.在羌塘地块中,160 km 宽的唐古拉盆地向东延伸到芒康盆地时宽度只剩下 50 km,最终完全尖灭在东喜马拉雅构造结的东北侧,位于拉萨地块北侧的班公湖-丁青缝合带尖灭在东喜马拉雅构造结的北东侧,而雅鲁藏布江缝合带则环绕着南迦巴瓦峰断断续续地向南延伸至缅甸的密支那.这些构造地层单元的宽度的变化是否是由地壳的构造缩短造成,取于它们在东喜马拉雅构造结内的变形和变质程度是否要比其余部分高,否则这种宽度的变化没有任何意义.最可靠的方法是观测在碰撞前呈水平状分布的地质体在东喜马拉雅构造结内外的变形程度的差异.在拉萨地块中,古新世林子宗组火山岩以及湖相沉积岩的分布十分广泛.在东喜马拉雅构造结以西,它们的变形很弱,与不整合于其下的前新生代岩层的强烈变形呈鲜明的对照.在拉萨以北,可见它们近水平地覆盖在褶皱了的早白垩世塔克那组紫红色碎屑岩之上.这表明拉萨地块内部在古新世以来遭受的变形是不大的.对比之下,在东喜马拉雅构造结北缘的藏东八宿地区,这些火山岩发生了较强的变形,其北侧为一逆冲断层,侏罗纪和三叠纪岩层推覆在其上.这清楚地表明,拉萨地块在东喜马拉雅构造结内新生代的变形程度要远远大于其西延部分.尽管羌塘地块缺乏用做参考的新生代层状岩层,但是其内部的古生代和中生代变形大多数没有遭到破坏,而且其顶部的平坦的高原侵蚀面保存完好,这表明该地块在新生代也没有发生过大规模的变形.然而在东喜马拉雅构造结内,该地块中的侏罗纪岩层发生了强裂的褶皱变形,并且普遍发生千枚岩化.其上不整合地被渐新世—中新世粗砾磨拉石沉积覆盖,这表明东喜马拉雅构造结内羌塘地块在第三纪中期发生过强烈的变形.和前两个地块不同,北喜马拉雅岩带在新生代发生过较强的变形,南缘在中新世发生过南-北向伸展,北缘发生过南-北向挤压,而且都发生在中新世^[14, 19].我们南北向横穿该

1) Yin An, 个人通讯

构造带, 从萨迦到定结地区随机地测量了50个岩层产状, 平均倾角为 60° 。假设地壳缩短主要是由岩层的褶皱造成的, 由此可得出北喜马拉雅岩带在新生代缩短了大约25%, 其原始宽度为200 km, 但是误差较大。在东喜马拉雅构造结, 这些宽度发生剧减的构造地层单元内的变形和变质作用要比其北西延伸部分要强得多, 岩层普遍发生倒转岩层和冲断, 变质程度可达到角闪岩相, 在构造结的核部甚至达到麻粒岩相^[24]。该地区的地貌特征显示岩层的变形发生在新生代。例如东喜马拉雅构造结以西的拉萨和羌塘地块以及北喜马拉雅岩带的海拔高度虽然也大($>4\ 500\text{ m}$), 但是地表起伏不太大, 平坦的高原侵蚀面保存完好。这表明, 这些地块在高原侵蚀面形成以后未遭受强烈的变形。对比之下, 东喜马拉雅构造结及其周边地区, 经历了大规模宽度变化的拉萨、羌塘以及喜马拉雅各地块不仅变形强, 变质作用加深, 而且地形起伏大, 水系切割深, 阶地发育, 显示了极为年轻的地貌特征。

根据上述地质和地貌特征, 可以确定这些构造地层单元宽度的变化是因地壳的挤压变形造成的, 其成因是刚性的印度板块东北角和欧亚大陆的碰撞和陆内汇聚作用。除了北喜马拉雅岩带, 这些构造地层单元的宽度和形态可以作为确定地壳变形量的参考依据, 误差是不大的。这3个单元变形最弱部分和最强部分的宽度差既为地壳缩短量。由此得出, 在东喜马拉雅构造结地壳缩短了大约500 km(700 km (即 $650\text{ km} + 50\text{ km}$) - $200\text{ km} = 500\text{ km}$), 缩短率为70%。该地区地壳的抬升和缩短发生在印度板块的东北角和欧亚大陆碰撞后的始新世, 大规模的缩短变形则可能是发生在中新世, 这是因为沿喜马拉雅山和冈底斯山的大规模冲断作用都是发生在此时^[15,19]。

根据我们的野外观测和追索, 尽管上述构造地层单元的宽度在东喜马拉雅构造结内发生了剧减, 但是并非完全尖灭在东喜马拉雅构造结核部的大片变质杂岩中, 除了北喜马拉雅岩带外, 都断断续续地穿过了构造结的核部, 但是大都遭受了强烈的糜棱岩化作用。拉萨地块内各构造地层单元大部分仍然是连续的, 向南一直延伸到云南西部。随着远离这个构造结, 它们的宽度随之增大, 变形减弱, 变质程度减低。滇西被近南北向的高黎贡山和崇山分割成3个地块。季建清^[7]近年来发现和冈底斯岩浆岩呈对应的花岗岩广泛地出露在腾冲地区以及以北的中缅边界地区。和中、北拉萨地块中的念青唐古拉岩浆岩带相当的中酸性花岗岩带分布在高黎贡山以西的腾冲地块, 和拉萨地块的晚石炭世冈瓦纳相沉积相当的地层分布在高黎贡山东西两侧的腾冲(勐洪群)和保山地块(丁家寨组)。勐洪群厚达 $800\sim 1\ 500\text{ m}$, 为一套含砾砂页岩沉积。丁家寨组以含砾砂板岩为主, 含少量的碳酸盐岩, 厚度变化大($60\sim 800\text{ m}$)。和北拉萨地块的中生界各沉积岩系相似的岩层均分布在保山地块, 其中以中侏罗世特提斯海海侵沉积物分布最广(柳湾组), 以碳酸盐岩沉积为主。和羌塘地块中的唐古拉和芒康盆地相当的是崇山以东的兰坪-思茅盆地, 其内部的侏罗纪岩层(漾江组、花开在组、和平乡组和坝注路组)厚度为 $1\ 500\text{ m}$, 主要是由紫红色陆相沉积为主。白垩系亦为紫红色陆相沉积(景星组、曼冈组、虎头组和曼宽组)。最大厚度超过 $6\ 000\text{ m}$ 。早白垩世岩层平行不整合地被古新统(云龙组)和中、下始新统(果朗组)紫红色陆相碎屑沉积覆盖。兰坪-思茅盆地被夹持在澜沧江和红河-哀牢山断裂之间, 内部岩层遭受了强烈的变形。盆地的变形无疑发生在始新世之后。

3 缩短机制的讨论

如同对青藏高原地壳增厚的机制的争论一样, 国内外对高原地壳缩短的机制也存在截然不同的看法。众多的国内外学者用最先进的地质和地球物理方法来测定地壳运动方式, 速率

以及缩短量,并提出了种种模式. Molnar 等人^[1]根据发生在高原内部的地震震源机制,提出,在印度板块向北的挤压作用下,青藏高原地壳正沿着众多的走滑断裂向东逃逸,这表明现今高原地壳的缩短部分是由地壳的侧向逃逸运动造成的. Tapponnier 等人^[21]进一步发展了这个模式,提出地壳的向北运动始于第三纪中期,大约有 1/3 的地壳缩短是由地块的侧向逃逸造成的. 例如,印支地块就是沿实皆右旋剪切带和红河-哀牢山左旋剪切带从高原内部逃逸出去的. 而在 England 等人^[25]提出的力学模式中,青藏高原地壳被看作是一薄粘滞体,通过其内部岩层的南北向缩短,垂直方向上增厚将印度板块向北的运动基本上全部吸收了,不存在地壳的侧向逃逸. Burchfiel 等人^[22]根据高原内部的走滑断裂均和高原边缘的挤压构造相交这一现象提出,地壳的侧向逃逸仅发生在高原的内部,到了高原边缘就被转换成了挤压构造. 这一模式界于前两个极端模式之间. 上述变形和地貌特征表明,在东喜马拉雅构造结内,岩石的冲断和褶皱是地壳缩短的主要机制,变形特征如图 2 所示.

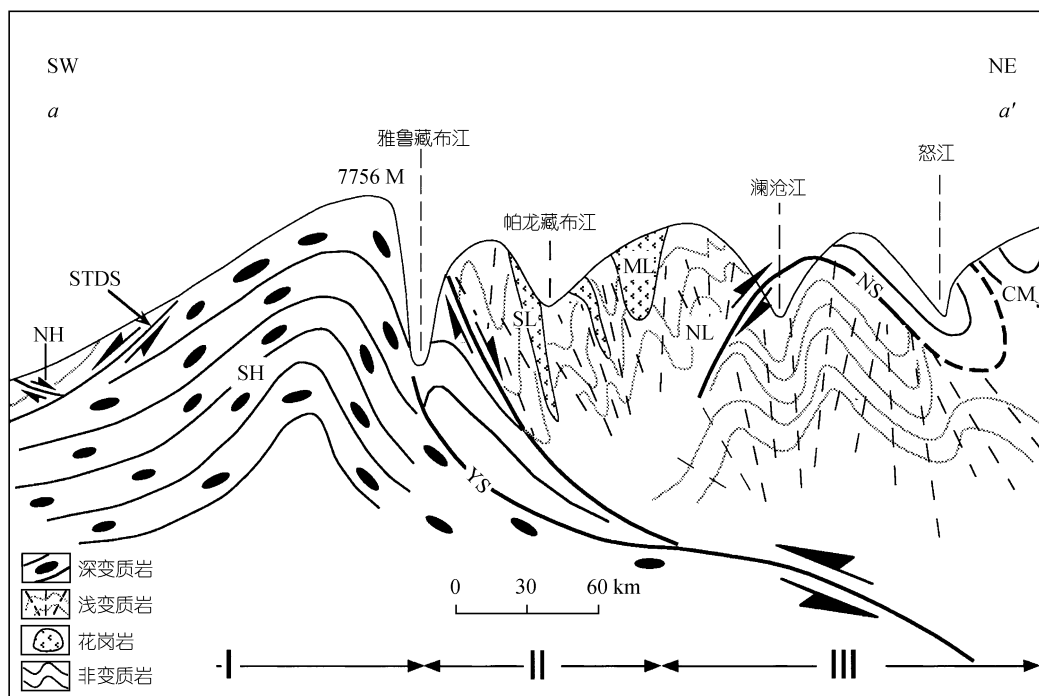


图 2 东喜马拉雅构造结南西-北东向示意性构造剖面

放大了剖面 a-a'. STDS 为藏南拆离系, NH 为北喜马拉雅岩带, SH 为南喜马拉雅岩带, YS 为雅鲁藏布江缝合带, SL 为南拉萨地块, ML 为中拉萨地块, NL 为北拉萨地块, NS 为怒江缝合带, CM 为芒康盆地

然而,另一些地质证据表明拉萨和羌塘地块的缩短部分是和地壳碎片沿走滑断裂的逃逸运动有关. 例如,哀牢山剪切带已被证明在第三纪中期发生过大规模左旋走滑运动. 其西北端位于滇西北的白汲汛地区. 一般认为该断裂穿过澜沧江继续向北西延伸,但是没有可靠的地质依据. 通过我们沿澜沧江河谷的追索,有大量证据显示,该断裂带在滇西的白汲汛地区并非向北西方向延伸,而是沿着澜沧江向北延伸,从昌都和兰坪-思茅盆地之间穿过(图 1). 这两个盆地原先可能是连在一起的,由于红河-哀牢山的左旋剪切,兰坪-思茅盆地相对于昌都盆地发生了向南的逃逸运动,从而造成羌塘地块的北西-南东向缩短. 位于该剪切带北侧的昌都-芒

瓦峰南西的米林地区。这些中生界中浅变质岩系和南喜马拉雅岩带的前震旦纪深变质岩的接触界线呈北西-南东向横切喜马拉雅山脉,在平面上呈犬牙交错状。这种形态暗示两者的接触界面呈低角度倾向地势较低的方向,也就是说倾向南西。接触界线的南东端和近东西向的藏南拆离系相交^[10]。我们的野外观测发现,接触带上盘的北喜马拉雅岩带的三叠纪岩石是由绢云母片岩和石英岩组成,倾向南西,倾角 50° ,和下盘的南喜马拉雅岩带的深变质岩的产状大体是一致的。面理面上的拉伸线理的产状表明北喜马拉雅岩带相对与南喜马拉雅岩带向南西方向下滑。根据接触带的性质和产状,我们认为该接触带实际上是藏南拆离系的侧翼断裂,它构成快速抬升的南迦巴瓦峰和相对下沉以及相对向南西运动的北喜马拉雅岩带之间的主构造界面,其形成年代估计也是中新世(图 2, STDS)。这表明南、北喜马拉雅岩带之间的东边界也是个规模巨大的正断层,北喜马拉雅岩带沿该拆离带相对于东喜马拉雅构造结向南西发生了相当大的位移。

通过上述分析半定量地给出了青藏高原地壳在东喜马拉雅构造结的缩短量。地壳沿南喜马拉雅冲断带的缩短量目前仍然是个未知数。如图 1 中的索引图所示,该冲断带呈向南强烈突出的弧形构造,其最小缩短量应等于它的东西构造结之间的连线和弧顶之间的距离,因此至少为 700 km。这样,发生在东喜马拉雅构造结以及以南的喜马拉雅山的地壳缩短量($700\text{ km} + 500\text{ km} = 1\,200\text{ km}$)就占了青藏高原地壳总缩短量($2\,000\sim 2\,500\text{ km}$)的近 50%。其余的地壳缩短量无疑是被发生在东喜马拉雅构造结以北广大地区的陆内变形吸收了。

4 结论

尽管东喜马拉雅构造结及其周边地区是印度板块和欧亚大陆在新生代碰撞和汇聚的过程中挤压应力最强的地区之一,但是区域内各构造地层单元大都仍然是连续的。通过它们的形态和宽度的变化特征可以半定量地确定地壳沿北东-南西方向,相对于它们在东喜马拉雅构造结以外部分缩短了大约 500 km,如果加上地壳沿南喜马拉雅山冲断带的缩短量,那么发生在东喜马拉雅构造结的地壳缩短量大约占了青藏高原新生代地壳总缩短量($2\,000\sim 2\,500\text{ km}$)的一半以上。地壳的缩短一部分是被岩层的冲断和褶皱作用吸收了,其余部分是被一些地壳碎片沿走滑断裂的逃逸运动吸收了。上述分析研究确定的青藏高原地壳在东喜马拉雅构造结及其周边地区的缩短量完全可以通过详细的野外构造变形研究来证实。

致谢 在成文过程中得到了钟大赉研究员的帮助,审稿人对本文提出了富有建设性的意见,在此一并表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Molnar P, Tapponnier P. Relations of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: application of Slip-line field theory to large-scale continental-tectonics. *Geology*, 1977, 5: 212~216
- 2 Dewey J F, Cande S, Pitman W C III. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. *Eclogae Geol Hev*, 1989, 82: 717~734
- 3 Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 895~898
- 4 Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M P, Ries A C, eds. *Collision Tectonics*. London: Geological Society of London Special Publication, 1986. 19: 115~157

- 5 Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 1991, 346: 29~34
- 6 丁 林, 钟大赉. 高原隆升的阶段: 以东喜马拉雅构造结为例. 见: 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州: 广东科技出版社. 1998
- 7 季建清. 滇西南腾冲-盈江-那邦岩石学与新生代岩石圈构造演化. 北京: 中国科学院地质研究所博士学位论文, 1998
- 8 Holt W E, Ni J F, Wallace T C, et al. The active tectonics of the eastern Himalayan syntaxis and surrounding regions. *Jour Geophys Res*, 1991, 96: 14595~14632
- 9 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990
- 10 西藏地质矿产局. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社. 1993
- 11 潘裕生, 文世宣, 邓万明. 岩石圈的形成和演化. 见: 青藏高原的形成演化. 上海: 上海科学技术出版社, 1996. 10~99
- 12 钟大赉, 丁 林. 西藏南迦巴瓦峰地区发现高压麻粒岩. *科学通报*, 1998, 14: 1343
- 13 Armijo R, Tapponnier P, Mercier J P Han T. Quaternary extension in southern Tibet. *Jour Geophys Res*, 1986, 91: 13803~13872
- 14 Burchfiel B C, Royden L H. North-south extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, 1985, 13: 679~682
- 15 Hodges K V, Parrish R R, Housh T B, et al., Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogeny. *Science*, 1992, 258: 1466~1470
- 16 中-英青藏高原综合地质考察队. 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社, 1990. 384~415
- 17 郭铁鹰, 梁定益, 张宜智, 等. 西藏阿里地质. 北京: 中国地质大学出版社, 1991. 360~393
- 18 邓希光, 丁 林, 刘小汉. 藏北羌塘中部冈玛日- 桃形错兰片岩的发现. *地质科学*, 2000, 35: 227~232
- 19 Yin A, Harrison T M, Ryerson F J, et al. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system in southeastern Tibet. *J Geophys Res*, 1994, 99: 18175~18201
- 20 Liu Y, Zhong, D. Petrology of high-pressure granulite from the eastern Himalayan Syntaxis. *Journal of Metamorphic Geology*, 1997, 15: 445~467
- 21 Tapponnier P, Peltzer G, Armijo G, Dain Le, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611~616
- 22 Burchfiel B C, Royden L H. Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand. *Ecogae Geol Helv*, 1991, 184(3): 599~629
- 23 Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. The Ailao Shan-Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Sundaland and South China. *Nature*. 1990, 343: 431~437
- 24 钟大赉等. 川滇西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1995
- 25 England P C, Houseman G A. Finite strain Calculations of continental deformation II: Application to the India-Asia plate collision. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664~3676
- 26 Wang E, Burchfiel B C, Chen L. Late Cenozoic Xianshaihe-Xiaojiang, Rad river, and Dali fault systems of Southwestern Sichuan and central Yunnan, China. *GSA Special Paper*, 1998. 327