

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

问题
讨论

由震源机制和地震波各向异性探讨 青藏高原岩石圈变形

吕庆田 姜枚 马开义

许志琴

(中国地质科学院矿床地质研究所,北京) (中国地质科学院地质研究所,北京)

内容提要 本文据青藏高原天然地震震源参数和地震波各向异性资料,讨论了高原岩石圈不同圈层的变形特征。指出高原地壳的变形是以周边的逆冲叠覆和内部的东西向拉伸和走滑为特征。中、下地壳和上地幔则以北东方向的塑性流动变形为主并呈顺时针旋转。藏南的上地幔盖层则可能发生以正断层为主的脆性变形。最后讨论了上地幔的塑性流动对岩石圈不同圈层变形的影响。认为上地壳东西拉伸和走滑变形与上地幔北东方向的塑性流动密切相关。

关键词 青藏高原 震源机制 地震各向异性 岩石圈变形

自印度板块和欧亚板块在 50 Ma 前碰撞以来,印度板块又北移了 2000—3000km^[1,2]。目前对高原变形模式大致有三种观点:①认为印度地壳沿低角度俯冲到整个青藏高原之下,形成了双层地壳。即“大陆俯冲”模式^[3,4];②认为大陆地壳可以通过陆内逆冲、叠覆、褶皱等变形方式增厚并缩短,即“手风琴”模式^[5,6];③认为亚洲南部的陆内地块在印度板块的挤压下向东和东南方向挤出,留下的空间可以使印度板块北移,即“大陆挤出”模式^[1,7]。上述这些模式是以地壳或整个岩石圈来考虑其变形,很少考虑青藏高原岩石圈内部不同圈层的变形特征及相互作用。事实上岩石圈内部不同圈层由于温度、物质成分以及压力等物理条件的差异,其机械强度存在很大差异,在变形过程中各圈层将表现出不同的变形特征,并相互影响。本文结合青藏高原震中分布特征及中法合作取得的地震波各向异性资料,讨论上地壳,下地壳,上地幔盖层(upper mantle lid)以及上地幔的变形特征及其相互作用。

1 青藏高原岩石圈刚性强度随深度的变化

天然地震的发生是脆性变形的直接证据,地震发生的深度直接反映脆性变形层的厚度。研究地震震中随深度的变化可以了解岩石圈刚性强度随深变的变化。青藏高原是世界上地震活动最频繁的陆内地区,这为研究地震的深度分布提供了便利条件。图 1 是 1964 年至 1992 年发生在青藏高原及周边 65 个地震的精确震中分布图。由图 1 可以看出,青藏高原地震震中随深度变化有以下特征:①大多数地震集中分布在地壳内 20km 的范围内,这其中 80%又集中在 5—15km 范围内。②另有一部分地震发生在莫氏面以下的地幔盖层中,深度在 70—90km 之间。③20km 以下到莫氏面以上的中、下地壳为无震区。这些特征有力地说明青藏高原岩石圈内不同圈层的刚性强度是不同的。我们将地震震中随深度的分布特征转换成岩石圈的机械强度随深度的变化并用图 2 来定性表示。从图 2 可以看出:从地表到上地幔,强度先是随深度增

加而呈线性增加(岩石强度由最大主应力和最小主应力之差表示),到 15—20km 时达到极大值,然后由于温度增加,强度迅速下降,接近莫氏面时岩石强度又开始增加,随后又慢慢减小。两个岩石强度峰值带均位于脆性到塑性的转换带附近,中、下地壳为塑性带,总体上形成中间软两边硬的“三明治”强度结构。

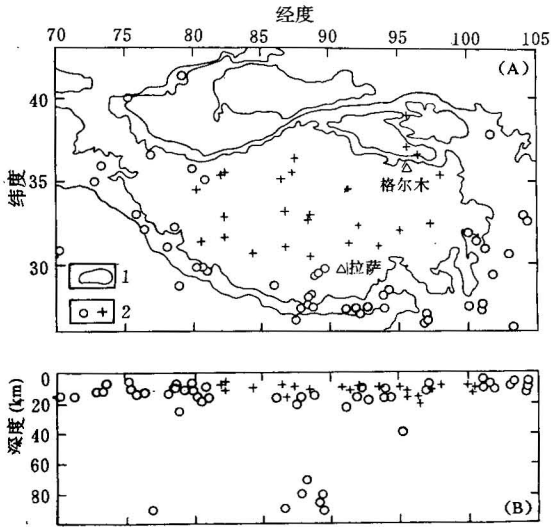


图 1 (A)青藏高原及周边(1964—1992 年)地震震中分布图;

(B) 投影到纬线上的深度分布图

(据 L. S. Zhao et al., 1991; P. Molnar and W. P. Chen, 1983; L. P. Zhu et al., 1996 资料编)

Fig. 1 (A) The distribution of earthquake foci (1964—1992) of Qinghai-Xizang plateau and its margins;

(B) An east-west cross section of the source foci (compiled from: L. S. Zhao et al., 1991; P. Molnar and W. P. Chen, 1983; L. P. Zhu et al., 1996)

1—地形线; 2—十字和圆圈分别表示高原内部和周边地震
1—Topography; 2—crosses and circles represent foci which are within and on the margins of the plateau

需要指出的是,发生在上地幔的地震不可能是由于印度板块俯冲引起的。因为这里的震源深度都超过了 70km,而印度板块俯冲带的深度由 INDEPTH 深反射证明在 30—40km 深^[8]。另外这些上地幔的震源机制均为走滑断层机制并表现为很强的正断层分量^[9—11],而典型的俯冲带中源地震应为逆断层机制^[12]。

除了天然地震震中分布可以证明岩石强度随深度有上述变化规律之外,岩石物理实验结果也表明^[13]:橄榄岩在 300—1000℃ 的强度比石英和辉绿岩强很多。如果它们分别代表上地幔和地壳物质组成的话,那么在同一温度条件下上地幔要比地壳强度大很多。虽然青藏高原莫氏面以下的上地幔温度比稳定地台区要高 250℃,如果取稳定地台上地幔顶部温度为 500℃,则青藏高原上地幔顶部温度在 750℃ 左右^[14],但是壳内和上地幔发生地震的极限温度分别为 250—450℃ 和 600—800℃^[12],这表明如果有足够的应力积累,温度在 750℃ 左右,青藏高原上地幔发生地震是可能的。

其它地球物理资料也间接证实青藏高原岩石圈内部机械强度存在很大差异。80 年代初中法合作在青藏高原进行的人工地震剖面结果显示:莫氏面在藏南存在多处断错和重叠^[15]。重力模拟也进一步证实了上地幔顶部

发生了断错和叠瓦变形^[16]。这些资料都表明,青藏高原上地幔顶部在造山过程中发生了脆性变形。也间接说明上地幔顶部物质的机械强度与其上的下地壳存在很大差异。

2 地震波各向异性与上地幔和下地壳的流动变形

地震波各向异性是指介质的地震波速度随方位变化的特性。地震波各向异性起因于岩石矿物的各种结构、构造的定向排列,比如矿物晶体沿某一方向的定向排列;岩石各种线理、页理等流动构造以及裂隙的定向排列等。这些结构、构造的定向排列都与一定的地球动力学过程(地幔对流,板块运动)引起的变形有关。比如地幔流动变形可以使橄榄石晶体沿流动方向排

列^[18]。反过来通过研究地震各向异性的大小和方向,可以推测流动(塑性)变形的强弱和方向。

2.1 青藏高原上地幔地震波各向异性特征

地质矿产部、中国地质科学院与法国国家科学研究中心于 1992—1993 年联合在青藏高原进行天然地震观测^[19]。剖面穿越整个青藏高原,北起青海锡铁山,南至藏南的定日、嘎拉,长约两千多千米。一共布设一百一十多台天然地震仪,野外记录时间平均 4 个多月。从记录资料中发现大量可用于各向异性研究的 SKS, SCS 和 PS 转换波。中法两国地球物理学家分别计算了青藏高原上地幔和地壳各向异性参数^[20-22]。图 3 是计算结果的图示。从图 3 可以看出上地幔各向异性有以下特征:

(1) 快速波的偏振方向在高原内部呈 NE50°—85°分布。在雅鲁藏布江缝合线,昆仑走滑断裂,以及金沙江缝合线东段,快速波偏振方向近似平行断裂走向。而在高原内部与班公湖-怒江缝合线,金沙江缝合线西段及主要东西向和北西向构造斜交。这表明除在高原边缘外,地表变形和引起上地幔各向异性的深部变形存在很大差异。

(2) 各向异性强度自南向北逐渐增大,在羌塘地块和松潘甘孜地块内强度最大。对应青藏高原不同块体之间还存在各向异性强度和方向的明显变化。

(3) 雅鲁藏布江缝合线两侧各向异性方向存在近 90°的变化,而且缝合线以南的各向异性强度(平均为 0.02s)明显小于缝合线以北。

2.2 地壳地震波各向异性特征

由莫氏面转换波 PS 分裂得到的各向异性参数反映的是地壳各向异性。从图 3 左上角图示可以看出:地壳各向异性的方向沿剖面由南到北呈顺时针旋转的特征,即由北东转向南东,在昆仑断裂附近平行断裂走向。各向异性的大小稳定,平均为 0.2s。与地幔各向异性参数相比,其方向变化较大,强度稳定。

2.3 地震波各向异性的成因、深度和厚度

由莫氏面转换波 PS 分裂得到的各向异性无疑是由壳内各向异性层产生的。壳内地震波各向异性的形成机制有三种:由应力引起的直立裂隙的定向排列,活动断裂带附近的裂隙(其走向平行断裂面)以及矿物晶体的定向排列^[23]。三种机制都直接与地壳变形有关。如果裂隙的定向排列是引起壳内各向异性的主要因素,那么区域水平挤压应力的方向和裂隙排列方向都应平行于各向异性快速波的偏振方向。如果是这样,我们应该在昆仑断裂两侧看到明显的顺时针旋转的构造变形现象。但呈 SE110°走向的昆仑左旋走滑断裂只存在很小的逆时针旋转变形,与各向异性方向

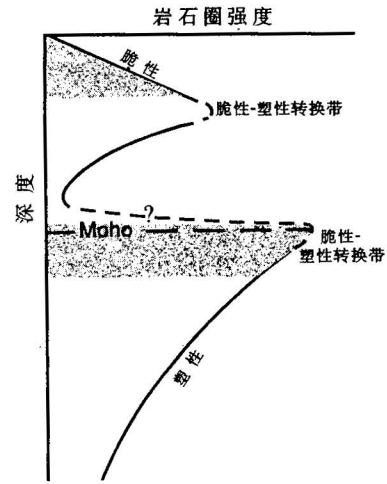


图 2 岩石圈机械强度随深度的变化定性说明图

(据 W. P. Chen, 1996)^[17]

Fig 2 Schematic diagram showing the variation of mechanical strength as a function of depth in continental lithosphere

(adapted from W. P. Chen, 1996)^[17]

阴影区表示两个地震活动区,分别位于上地壳和上地幔。脆性区的强度与应力差的大小成线性关系;塑性区的强度由壳、幔物质流体定律决定。地震与非震区近似为脆性与塑性转换带

Shaded regions represent two separate seismicogenic layers in the upper crust and in the uppermost mantle. Strengths in the brittle regime are controlled by a linear relationship with stress difference, while ductile strengths are controlled by distinct flow laws for crust and mantle materials. The seismic-to-aseismic transition is close to brittle-ductile transition

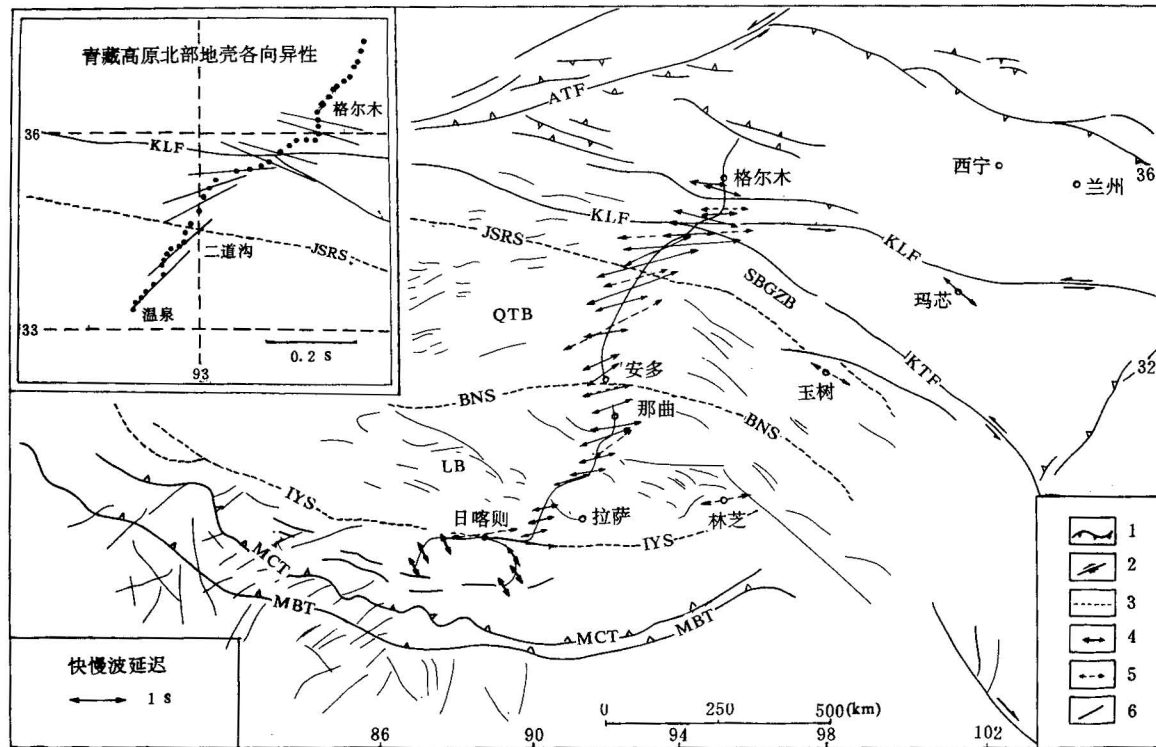


图3 青藏高原地震波各向异性特征分布图与构造格架

(地质底图据 D. E. McNamara 等, 1993)^[24]

Fig. 3 Schematic map showing anisotropy parameters and major faults, sutures and terranes

(geology map from D. E. McNamara et al., 1993)^[24]

ATF—阿尔金断裂; KLF—昆仑断裂; SBGZB—松潘甘孜地块; KTF—康定断裂; JSRS—金沙江缝合线; QTB—羌塘地块; BNS—班公湖-怒江缝合线; LB—拉萨地块; IYS—雅鲁藏布江缝合线; MCT—主中央断裂; MBT—主边界断裂; 1—逆冲断层; 2—走滑断层; 3—缝合线; 4—箭头长短表示各向异性大小, 箭头方向表示各向异性方向; 5—

D. E. McNamara^[24]等, 计算的各向异性结果; 6—短线长短表示地壳各向异性大小, 短线方向表示各向异性方向

ATF—Altyn tagh fault; KLF—Kunlun fault; SBGZB—Songpanganzi block; KTF—Kangding fault; JSRS—Jinshajiang river suture; QTB—Qiangtang block; BNS—Bangong—Nujiang suture; LB—Lhasa block; IYS—Indus—Yarlungzangbo suture; MCT—main central thrust; MBT—main boundary thrust; 1—thrust faults; 2—strike-slip faults; 3—sutures; 4—the length of arrows indicate the magnitude of anisotropy, The directions of arrows indicate the fast direction of anisotropy; 5—anisotropy results from McNamara et al; 6—the length of segments indicate the magnitude of

crustal anisotropy, the direction of segments indicate the fast direction of crustal anisotropy

完全不同。此外近乎均匀的壳内各向异性强度表明各向异性层几乎均匀分布, 而地壳极不均匀的构造不可能产生均匀分布的裂隙。因此地壳内各向异性只可能是与变形有关的矿物晶体优势取向引起的。均匀的壳内各向异性强度似乎与近 30% 的地壳厚度变化没有关系^[22], 这说明各向异性层不可能存于整个地壳内, 根据各向异性强度的大小, 它应该集中分布在某一 15—20km 厚^[25]的带内。根据上述地壳强度随深度的变化, 只有塑性的下地壳才可能产生均匀的各向异性。下地壳的塑性流动可以使矿物晶体沿流动方向优势排列, 从而产生可观测到的各向异

性。

由 SKS 横波分裂计算的各向异性层的深度,理论上讲应来自核幔边界到台站下的广大范围内。但根据上地幔的物质成份^[18],对实际资料的分析^[20,26,27]以及数值模拟^[28]结果都证明:由 SKS 分裂得到的各向异性参数反映的各向异性层来自上地幔,并且各向异性层是与地幔流动变形有关的具有各向异性的橄榄石晶体的优势取向引起的。Yu 等^[28]的数值模拟结果更准确指出:青藏高原的各向异性层位于上地幔 70—270km 的范围内。各向异性层的厚度在假定单层各向异性介质的情况下由下式给出:

$$L = \delta t \beta_0 / \delta \beta^{[26]} \quad (1)$$

式中 β_0 是各向同性介质的横波速度, $\delta \beta$ 为快、慢波到时差。对青藏高原来说,若取 $\beta_0 = 4.7 \text{ km/s}^{[14]}$, $\delta \beta$ 为 4%, 那么各向异性层厚度在 50—250km 范围内变化。

2.4 地震波各向异性与流动变形的关系

为了更清楚说明地震波各向异性与上地幔和下地壳塑性流动变形之间的关系,我们将二者的关系用图 4 表示。可以看出:塑性流动变形产生各种各向异性组构,如晶体的优势取向,线理、面理等流动构造。这些构造各向异性常表现为地震波各向异性。地震波各向异性的强度和方向直接反映塑性流动变形的强度和方向。地震波各向异性参数可以通过研究横波分裂等方法计算得到。

3 青藏高原岩石圈变形特征

3.1 不同圈层的变形特征

将青藏高原岩石圈作为一个整体来研究其变形特征存在很多缺陷。其一它很容易将地表的变形与深部的变形等同起来,其二由此得到的变形模式难以解释地表复杂的构造现象。比如“手风琴”模式很难解释藏北(北东)存在的大规模走滑构造。而“大陆挤出”模式又很难说明高原巨厚地壳的成因。事实上,由于岩石圈内部不同圈层的力学性质存在很大差异,在岩石圈变形过程中必然表现出不同的变形方式。下面我们根据发生在青藏高原地震的震源机制以及地震波各向异性在高原的分布特征,来分析不同圈层的变形方式。

(1) 上地壳的变形:根据青藏高原地震震中随深度的分布特征^[11]可以看到,20km 以上的

上地壳以脆性变形为主。因为地震的发生是以脆性破裂为前提。高原脆性变形方式还表现出区域上的多变性。图 5 是高原部分地震的震源机制解。从中可以看到在高原四周以逆冲断层为主,比如南部的喜马拉雅,北部柴达木北缘的北山,以及东部的龙门山等,不同岩片的逆冲、叠覆是高原周边上地壳变形的的主要方式。这种方式可使周边地壳缩短并增厚。虽然高原内部具有平坦的地形,

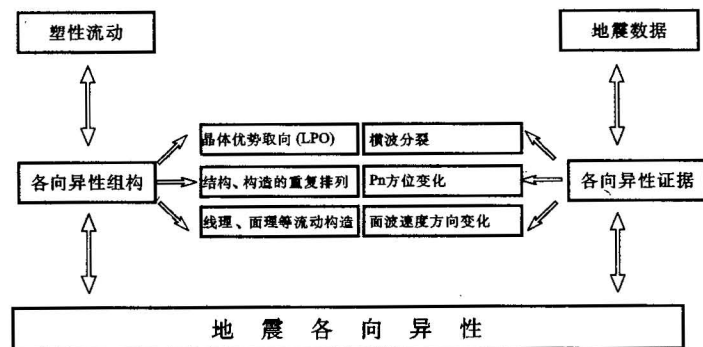


图 4 地震各向异性与塑性流动变形之间的关系
Fig. 4 The relationship between seismic anisotropy and ductile flow deformation

但其构造变形同样具有多变性。喀拉昆仑断裂以东,班公湖-怒江缝合线以南,喜马拉雅造山带以北的广大地区,震源机制几乎全为正断层,拉张轴近东西向。这表明该地区变形以东西拉张为主。野外实际观察也发现在藏南存在一系列近南北走向的新生代裂陷^[29]。班公湖-怒江缝合线以北到昆仑断裂以南,震源机制表现为正断层和走滑断层机制混合存在的特征。两种断层机制的分布没有明显的规律,断层面方向没有一个优势方向。这说明该地区存在许多形态不规则的小块体,块体之间的不规则相对运动是该区变形的主要特征。在高原的东北和东部,震源机制以走滑断层为主,并在走滑断层之间有正断层存在。走滑断层震源均沿几条大的走滑断裂分布,而近 NW-SE 拉张的正断层分布在走滑断裂之间。这表明本区地壳变形以块体之间的走滑和块体内部的拉张变形为特征。

(2)中、下地壳的变形:20—70km 之间为塑性的中、下地壳,根据地壳各向异性的结果可以判定中、下地壳以塑性流动变形为主。流动方向在高原内部为北东,向北呈顺时针旋转,在昆仑断裂以北呈 NW-SE 向。根据观测到的各向异性强度(平均在 0.2s),在假定各向异性系数为 4%的情况下,各向异性层的厚度只有 20—30km(据式(1)得)。而青藏高原中、下地壳厚度

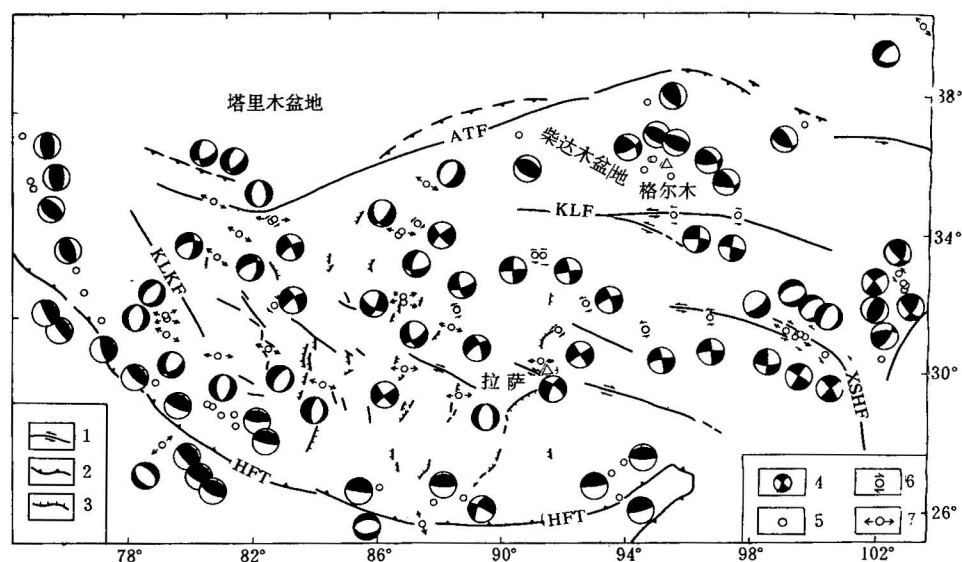


图5 青藏高原及周边部分地震震源机制与构造格架图

(据 P. Molnar et al, 1989)

Fig. 5 Schematic map of Qinghai-Xizang plateau showing major fault systems

(adapted from P. Molnar et al, 1989)

ATF—阿尔金断裂;KLF—昆仑断裂;XSHF—鲜水河断裂;HFT—喜马拉雅逆冲断层;1—走滑断裂;2—逆冲断裂;3—正断层;4—下半球投影的震源球,黑色区为压缩区,白色区为膨胀区;5—逆冲断层震源位置;6—走滑断层震源位置;7—正断层震源位置

ATF—Alatagh fault;KLF—Kunlun fault;XSHF—Xiangshuihe fault;HFT—Himalayan frontal thrust;1—strike-slip faults;2—thrust faults;3—normal faults;4—lower hemisphere diagrams of focal spheres, darkened quadrants indicate compressional area, open quadrants indicate dilatational area;5—locations of thrust focal mechanism;6—locations of strike-slip focal mechanism;7—locations of normal focal mechanism

近 50km,远大于推测的各向异性层厚度。这只能说明实际各向异性系数要低于 4%,只有约 2%。各向异性系数降低表明中、下地壳流动变形强度相对较弱,其原因可能是垂向的拉伸作用降低了水平流动变形的强度。在印度板块挤压下,中、下地壳的垂向拉伸作用可能是其增厚的主要因素。

(3)上地幔盖层的变形:在藏南发生的中源地震表明:上地幔盖层在藏南以脆性变形为主。震源机制解^[10]表明变形以正断层为主(断层走向近南北),但伴有很大的走滑断层分量(图 6)。这说明上地幔盖层也处于东西拉伸应力作用之下。但值得注意的是,中源地震为什么仅发生在藏南,迄今为至在高原内部的其它地方还没发现有中源地震发生。我们知道,在上地幔的温压条件下,能否发生脆性变形,温度是关键的条件。地震层析资料表明^[30]:在藏北的羌塘和松潘甘孜地块下面的上地幔有一巨大的低速体,低速体通常与高温物质的上涌有关。藏北的上地幔温度可能高于藏南,这可能是中源地震仅在藏南发生的原因。综上所述,青藏高原上地幔盖层的变形在藏南以脆性变形为主,而在藏北或其它地方仍可能以塑性变形为主。

(4)上地幔的变形:各向异性的结果表明上地幔以塑性流动变形为特征。流动方向为 NE50°—85°,并由南到北呈顺时针旋转。各向异性强度由南到北有很大的变化。有两种解释,其一是藏南的各向异性系数小于藏北,即藏南的流动变形强度小于藏北(在假定各向异性层厚均匀情况下)。其二是藏南的各向异性层厚比藏北的薄(假定各向异性系数均匀)。无论是那种解释都可以说明上地幔流动变形很不均匀,藏南的流动变形要比藏北的弱。这与藏南发生中源地震的事实相一致。综上所述,我们将不同圈层的变形特征用图 7 表示。

3.2 地幔流动对岩石圈变形的影响

大陆岩石圈的变形受三种力的作用^[31],一是板块运动的构造应力;二是地幔流动产生的底部拖曳力;最后是局部热和密度不均匀性产生的差异应力。后一种力往往直接或间接与前两种力有关或是前两种力作用的结果。已往的研究大多认为:青藏高原的岩石圈变形只受印度板块的挤压应力。如果是这样的话,它很难解释地表到深部的很多实际资料,比如:高原内部几乎

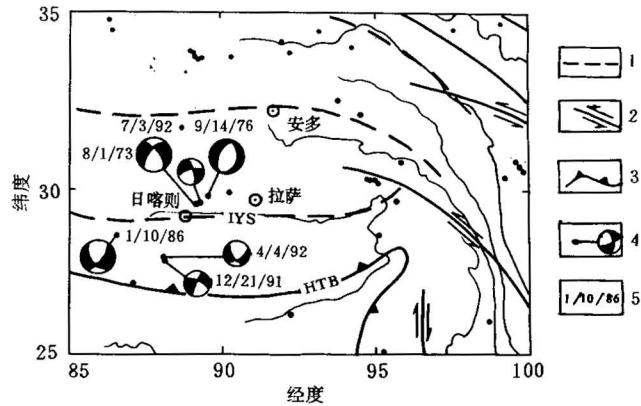


图 6 青藏高原构造格架与南部中源地震震源机制分布图

(据 L. P. Zhu et al., 1996; P. Molnar and W. P. Chen, 1983)

Fig. 6 The Schematic map showing the source foci of intermedial depths earthquakes in southern Xizang

(adapted from L. P. Zhu et al., 1996;

P. Molnar and W. P. Chen, 1983)

1—缝合线;2—走滑断裂;3—逆冲断裂;4—下半球投影的震源球,黑点表示震源位置,黑色区为压缩区,白色区为膨胀区;5—表示地震时间这 86 年 1 月 10 号;IYS—雅鲁藏布江缝合线,HTB—喜马拉雅俯冲带

1—Suture; 2—strike-slip fault; 3—thrust fault; 4—lower hemisphere diagrams of focal spheres, black points indicate the location of source, darkened quadrants indicate compressional area, open quadrants indicate dilatational area; 5—indicate the origin time, Jan., 10, 1986;

IYS—Indus-Yarlungzangbo suture; HTB—Himalayan thrust belt

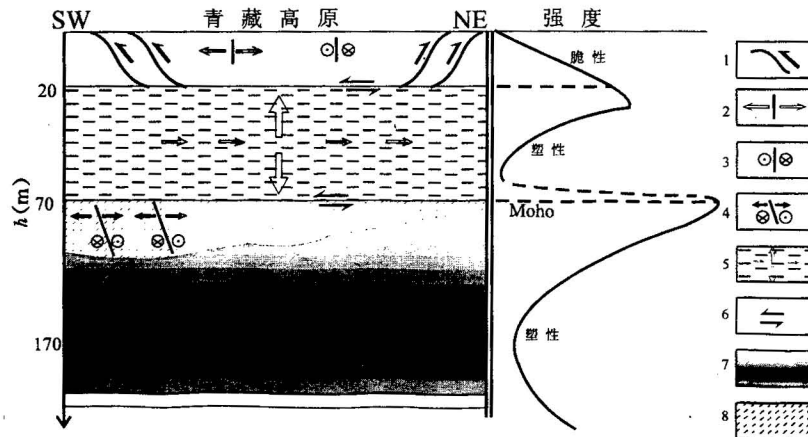


图 7 青藏高原岩石圈不同圈层变形特征示意图

Fig. 7 The conceptional map showing the deformation of tectonic layers within lithosphere of Qinghai-Xizang plateau

1—逆冲断层作用; 2—张性正断层作用; 3—左旋走滑作用; 4—张性正断层和右旋走滑作用; 5—中、下地壳垂向拉伸和水平伸展作用; 6—底部拖曳作用; 7—上地幔塑性流动层, 灰阶深浅表示流动变形强弱; 8—上地幔盖层, 藏南厚, 藏北薄。注: 深度没按比例

1—Thrust faulting; 2—extensional normal faulting; 3—left-lateral slip faulting; 4—extensional normal faulting with right-lateral component; 5—vertical stretching and horizontal extension of low crust; 6—basement dragging; 7—ductile flow deformation of upper mantle, grayscale represents the magnitude of flow; 8—upper mantle lid, thick in south and thin in north. note, vertical scale is not proportional

没有东西走向的活动逆冲断层; 高原东北地区大型走滑断裂之间出现纯正断层性质的拉张; 下地壳的各向异性呈北东方向, 而且顺时针旋转等, 这些都很难用仅受南北挤压应力作用下岩石圈的变形来解释。如果加上上地幔北东方向流动对岩石圈底部的拖曳力, 就可以很好地解释地表的变形特征。上地幔北东向的流动必将对岩石圈底部产生一个北东向的剪切力, 并通过力的传递, 作用于整个岩石圈。藏南脆性的上地幔盖层在这种剪切力的作用下可能发生以正断层机制为主并具有走滑分量的中源地震。而塑性的下地壳在南北挤压和北东拖曳作用下, 在增厚的同时也向北东向流动。脆性的上地壳在高原的周边仍以挤压变形为主, 而在高原内部便以东西拉张和走滑断层作用为主。由于上地幔流动强度存在南北差异, 在高原北部和东北部较强的地幔拖曳力将引起大型走滑断裂和局部块体内的拉张, 同时可以使“漂浮”在塑性下地壳上面的刚性上地壳块体发生旋转^[32]。

综上所述, 研究青藏高原岩石圈变形对理解高原的演化和地壳缩短机制具有重要的意义。根据天然地震震源机制解和地震各向异性资料可以看到: 青藏高原岩石圈变形特征是随深度变化的。地壳缩短的方式在岩石圈内部不同圈层是不同的。上地壳的缩短主要是通过周边的逆冲断层作用使地壳岩片相互叠覆增厚来完成的, 而高原内部的上地壳缩短作用很弱。中、下地壳的缩短是通过垂向塑性拉伸作用来完成的。

上地幔流动对青藏高原岩石圈底部施加的拖曳力仅次于南北板块挤压产生的构造应力,

它对青藏高原岩石圈变形起着不可忽视的作用。青藏高原内部表现出的东西拉张,以及北部刚性块体向北东和东南方向的挤出运动,都与地幔流动产生的北东向拖曳力有关。

本文在撰写过程中得到高锐研究员的帮助。赵文津先生仔细审阅了初稿,并提出宝贵意见,在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 1 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonic of Asia: effects of a Continental collision. *Science*, 1975, 189: 419—426.
- 2 Patriat P, Achache J. India—Eurasia collision chronology has implication for crustal shortening and driving mechanism of plate. *Nature*, 1984, 311: 615—621.
- 3 Argand E. La tectonique de Lasic. 13th Int. Geol. Congr., 1924, 7: 171—372.
- 4 Barazangi M, Ni J. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet. *Geology*, 1982, 10: 179—185.
- 5 常承法等. 青藏高原地质构造. 北京: 科学出版社, 1982. 182 页.
- 6 Dewey J F, Shackleton R M, Chang C F, Sun Y Y. The tectonic evolution of Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1988, A327: 379—413.
- 7 Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H et al. The Ailao Shan/Red river metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and south China. *Nature*, 1990, 343: 431—437.
- 8 Zhao W J, Nelson K D, INDEPTH team. Deep Seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath Southern Tibet. *Nature*, 1993, 366: 557—559.
- 9 Molnar P, Chen W P. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 1983, 88: 1180—1196.
- 10 Zhu L P, Helmberger D V. Intermediate depth earthquakes beneath the India—Tibet collision zone. *Geophys. Res. Lett.*, 1996, 23: 435—438.
- 11 Zhao L S, Helmberger D V. Geophysical implication from relocations of Tibetan earthquakes: hot lithosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 1991, 343: 431—437.
- 12 Chen W P, Molnar P. Focal depths of Intracontinental and Intraplate earthquakes and their implication for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 1983, 88: 4138—4214.
- 13 Goetze C, Evans B. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1979, 59: 463—487.
- 14 Chen W P, Molnar P. Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan Plateau and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 1981, 86: 5937—5962.
- 15 Hirn A, Nercissian A, six others. Lhasa block and bordering sutures—a continuation of a 500 km Moho traverse through Tibet. *Nature*, 1984, 307: 25—27.
- 16 吕庆田, 姜枚, 高锐. 青藏高原莫霍面形态的重力模拟及其对隆升的意义. *地球学报*, 1997, 18(1): 424—434.
- 17 Chen W P, Honn K. Seismotectonics of Asia: some recent progress. In: Yin A, Harrison T M ed., *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University press, 1996.
- 18 Nicolas A, Christensen N I, Formation of anisotropy in upper mantle peridotites—A review. In: Froidevaux C ed., *Composition, structure and Dynamics of the Lithosphere—Asthenosphere system*. Geodyn. Ser. AGU, 1987.
- 19 姜枚, 吕庆田, 薛光琦. 中法两国联合进行青藏高原天然地震探测地壳结构的研究. *地球物理学报*, 1994, 37(3): 412—413.
- 20 吕庆田, 马开义, 姜枚, Hirn A, Nercerssian A. 青藏高原南部下的横波各向异性. *地震学报*, 1996, 18(2): 215—223.
- 21 Guibert J, Poupinet G, Jiang Mei. A study of azimuthal P residuals and shear-wave splitting across the Kunlun range. *Phys. Earth Planet. Inter. Submitted*, 1995.
- 22 Herquel G, Wittlinger G, Guilbert J. Anisotropy and crustal thickness of Northern-Tibet. New constraints for tectonic modelling. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, 22(14): 1925—1928.
- 23 Kaneshima S. Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan. *J. Geophys. Res.*, 1990, 95: 121—133.
- 24 McNamara D E, Owens T J, Silver D G, Wu F T. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99: 13655—13665.
- 25 Barruol G, Mainprice D. A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear wave splitting of teleseismic

- SKS measurements. *Phys. Earth Planet. Int.*, 1993, 78: 281—300.
- 26 Silver P G, Chen W W. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96: 16429—16454.
- 27 Vinnik L P, Makeyeva L I et al., Global Patterns of azimuthal anisotropy and deformations in continental mantle. *Geophys. J. Int.*, 1992, 111: 433—447.
- 28 Yu Y, Park J, Wu F. Mantle anisotropy beneath Tibetan plateau: evidence from Long-Period Surface waves. *Phys. Earth Planet. Int.*, 1995, 87: 231—246.
- 29 Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, Han T L. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 1986, 91(14): 13803—13872.
- 30 姜枚, 吕庆田, 史大年, 薛光琦, Poupinet G, Hirn A. 用天然地震探测青藏高原中部地壳上地幔结构. *地球物理学报*, 1996, 39(4): 470—482.
- 31 Schmeling H, Marquart G. Mantle flow and the evolution of the lithosphere. *Phys. Earth Planet. Int.*, 1993, 79: 241—267.
- 32 Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 1993, 20: 895—898.

THE DEFORMATION CHARACTERES OF QINGHAI-XIZANG LITHOSPHERE: IMPLICATION FROM EARTHQUAKE MECHANISM AND SEISMIC ANISOTROPY

Lü Qingtian, Jiang Mei, Ma Kaiyi

(Institute of Mineral Deposits, CAGS, Beijing)

Xu Zhiqin

(Institute of Geology, CAGS, Beijing)

Abstract

Based on the earthquake source mechanism and seismic anisotropy, the deformation characteres of different tectonic layers of the lithosphere of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau are discussed in this paper. In the upper crust, east—west crustal extension and strike-slip faulting are the dominant styles of deformation within the plateau, while on the margins of the plateau, thrust faulting and crustal shortening are dominant. The deformation of the middle and low crust show northeast ductile flow and clockwise rotation. Brittle deformation might occur in the uppermost mantle of southern Xizang. Finally, the authors discuss the upper mantle plastic flow and its effect on the deformation of different lithospheric layers of the plateau, and believe that the east—west crustal extension and strike-slip faulting are closely related to the northeast ductile flow of the upper mantle.

Key words: Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, source mechanism, seismic anisotropy, lithosphere deformation

作者简介

吕庆田,男,生于1964年3月。1985年毕业于长春地质学院应用地球物理系,1988年获该专业硕士学位。现在中国地质科学院矿床地质研究所工作,任副研究员(在职博士生),主要从事青藏高原深部结构、构造的地球物理研究工作。通讯地址:北京西城百万庄路26号矿床地质研究所,邮政编码:100037。