

构造应力场研究的新进展

万天丰

(中国地质大学,北京,100083)

摘 要 本文阐明构造应力(主应力与剪应力)方向的研究方法以及最新研究成果,指出全球各地区在某一时期的应力方向可以是各不相同的,同一地区在不同地质时期内的构造应力方向也是截然不同的,并且应力方向的转变周期也不相等。在概述了应力大小的研究方法之后,作者介绍了构造应力大小研究中的两个新成果:(1)构造应力主要集中在岩石圈内,(2)构造应力从板块边缘向内部具有明显的衰减趋势。至于构造应力积累时间,一般认为是 $n \times 10^7$ 年的缓慢过程,而应力释放时间则为 $n \times 10^6$ 年的过程,是一种灾变性、较快的流变过程。构造应力场数学模拟方法已经比较成熟,构造应力的起源问题则为当今构造地质学的前沿性课题之一,对此本文较客观地进行了探讨。

关键词 构造应力场 应力方向 应力大小 数学模拟 构造应力的起源

1 构造应力方向

构造应力方向的研究,长期以来首先注重主应力方向的研究。主应力方向,即假设剪应力等于零的时候,将应力在三维空间中分解为三个主应力方向,即最大主压应力方向(σ_1),中间主应力方向(σ_2)以及最小主压应力方向(σ_3)。当三个主应力值均相当时就称之为静岩应力状态,不可能发生构造形变^[3]。

1920年 Bucher^[4]首先利用金属材料塑性变形所产生的吕德耳(Luders)滑移线理论来解释共轭剪节理的形成机制,为确定构造应力方向打下了重要的基础。然而,最大主压应力轴(σ_1)与剪切破裂面之间的夹角,即剪切角,到底是大于 45° ,还是小于 45° 呢?或者说包含最大主压应力轴的两组剪切面之间的夹角到底是钝角,还是锐角呢?长期以来一直争论不休^[3]。近十余年来,以野外客观地质现象为主要依据,认为剪切角可以小于或大于 45° 已逐渐被人们所公认^[1,3~7],利用共轭剪切破裂面互相切错的关系来确定位于压缩象限角平分线的最大主压应力轴或位于伸张象限角平分线的最小主压应力轴的方法逐渐被大家所接受^[3](图1)。

除了采用共轭剪节理来确定主应力方向之外,利用共轭断层、雁行张节理系(图1),追踪张节理系,共轭的韧性剪切带,纵弯褶皱(图2),一组面理(流劈理、轴面劈理、板理、片理、

收稿日期:1994-11-22

作者简介:万天丰,男,1938年生,教授,博士生导师,地矿部岩石圈构造与动力学开放研究实验室主任,构造地质学专业。

本项目受地矿部科技司重要基础地质课题基金和国家计委迎接第30届国际地质大会科研项目资助。

片麻理或构造透镜体的 AB 面)与一组 B 轴线理(窗棂构造、石英棒、皱纹线理、交面线理)或

一组 A 轴线理(拉长线理、矿物生长线理)等方法都可用来确定构造应力方向,尤其是古构造应力方向^[3]。这样,运用上述方法,不仅可以确定构造变形的初始阶段,区域性褶皱发育之前的构造应力方向(利用张、剪节理),而且也可以确定构造变形终结阶段,区域性褶皱发育之后的构造应力方向(利用上述其它小构造形迹)。使古构造应力方向的确定成为简便易行、没有多解性的、实用的野外地质工作方法。

近 20 多年来,对于现代应力方向广泛采用以天然地震资料的断层面解(震源机制解)与现场应力测量的水压致裂法为主来确定,已取得了十分显著的成果^[8,9,25,26],全球现代最大水平主压应力方向图可参阅图 4。

实际上,区域最大主应力方向基本上就是地块的运动方向、板块内部的缩短方向以及裂谷的走向;最小主压应力方向就是板块内部的拉张方向。根据这个道理,就可以采

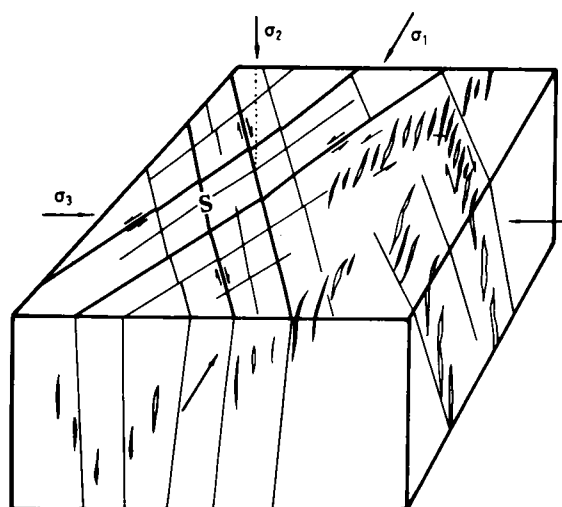


图 1 共轭剪节理系、雁行张节理系与主应力方向

Fig. 1 Conjugated shear joint system (S),
an echelon extension joint system (T)
and principal stress orientation.

σ_1 —最大主压应力; σ_2 —中间主应力; σ_3 —最小主压应力;
S—共轭剪节理系;T—雁行张节理系

用沉积相带、沉积等厚线、古地磁条带、火山岩带与岩脉带等特征来协助确定区域应力方向。这方面的研究工作,近年来也在不断探索之中^[12,13,15,16]。

至于剪应力方向,许多地质工作者都采用断层、剪节理及其相关的矿脉、岩脉迹线来确定^[10,11]①,这种分析方法已获得普遍的公认,很少争议。

在区域构造应力方向研究方法比较成熟的基础上,近十余年来国内外发表了一系列论文与专著,系统地讨论各地区、各时期主应力方向的特征^[11,13~16]。Letouzey 等人^[14]早在 1980 年就利用构造缝合线的锥轴与张节理来确定环地中

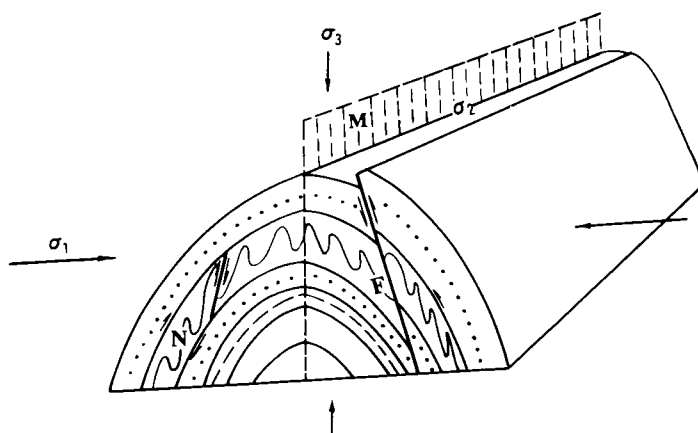


图 2 纵弯褶皱与主应力方向

Fig. 2 Flexure fold and principal stress orientation.

σ_1 —最大主压应力; σ_2 —中间主应力; σ_3 —最小主压应力;
M—轴面;N—层间小褶皱;T—纵向逆断层

① 库廷纳(Kutina, J.). 等距法则对寻找脉状矿床的应用. 国外地质科技资料选集. 南京:华东地质研究所, 1974, 第 6 集: 108~118

海地区中、新生代各时期最大主压应力方向的变化。他们发现最大主压应力方向在晚白垩世是以 NW 向为主;始新世则以南北向为主;渐新世晚期—中新世早期则又变成 NW 向为主;而第四纪以来,环地中海地区的南部以近南北向为主,北部则为 NW 向。

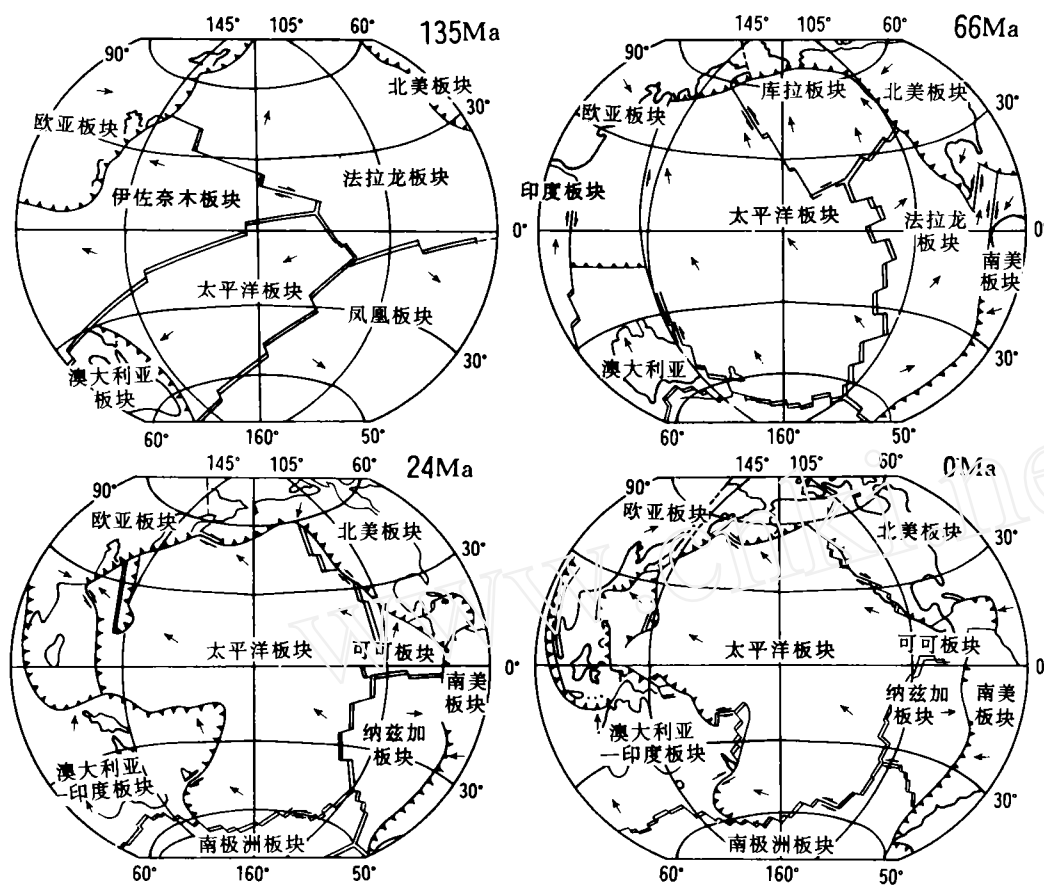


图 3 环太平洋地区板块运动示意图

Fig. 3 Sketch of plate movement around the Pacific Ocean area

(据 Moore^[13])

Moore^[13]发现环太平洋地区诸板块的运移方向(或者说板块最大主压应力方向)在各时期也是变化多端的。135 Ma(侏罗纪末期)时期,各板块呈放射状运动方式,伊佐奈木板块朝 NW 向,法拉龙板块朝 NE 向,凤凰板块朝 SE 向,太平洋板块朝 SW 向;66 Ma(白垩纪末期)则所有的板块均以向北运移为主(NNW 或 NNE 向);24 Ma(早第三纪末期)以来,太平洋板块以 NW 向运移为主,纳兹加板块向东运移,印度—澳大利亚板块则向北运移(图 3)。

Jurdy 与 Stefanick^[15]由板块运动学特征与应力观测值数据,发现 10 Ma 以来与 64~56 Ma 两个时期全球各板块的运动方向(即最大主压应力方向)是完全不同的。66~56 Ma 期间,全球各板块是以向北运移为主,太平洋、澳大利亚、南美板块以向 NNW 向为主,而其它板块则以 NNE 或 NE 为主。他们的成果与 Moore 的论文基本上都吻合。

近年来笔者^[16]利用中国东部板块内部构造形变(9410 个大中型纵弯褶皱与 686 个节理观测点资料)与大量测年资料,分析了中生代构造应力场,发现有六期作用方向截然不同

的应力场,它们的最大主压应力方向分别为:印支期(250~208 Ma)是 NE 向(古磁方位,如按现代磁方位则为近南北向);燕山期(208~135 Ma)为 WNW 向;四川期(135~52 Ma)为 NE 向;华北期(52~23.3 Ma)平均为 NW289°;喜马拉雅期(23.3~0.73 Ma)则为近南北向;而中更新世(0.73 Ma)以来最大主压应力方向在东北、华北地区为 WSW 向,鲁南—豫中—陕西关中地区为近东西向,华南为 NW 向,西部地区从南到北为由南北向转为 NE 向。可以看出中国东部曾经有三次受到冈瓦纳大陆裂解后的陆块依次向北增生、发生碰撞作用,使板块内部三次受到近南北向的挤压;又有两次为东侧大洋板块俯冲挤压所致;而现代则为中国东部及周邻诸板块相对均衡的应力状态。

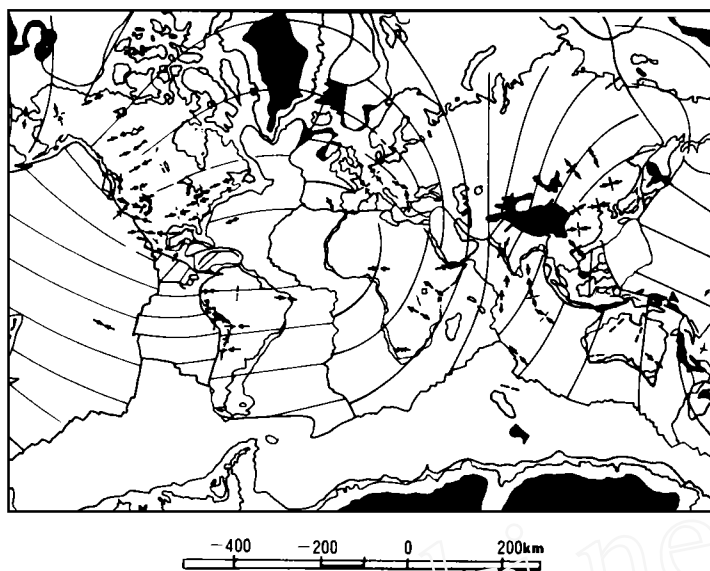


图 4 全球主应力方向图

Fig. 4 Sketch of recent stress of the world

(据 Zoback, et al. [25], 细线为最大水平主应力方向迹线)

由上述诸研究成果可以看出,全球各地区在某一个地质时期的应力状态各不相同;同一地区各个地质时期的主应力方向也是截然不同的;另外不同方向的应力状态的转变周期不等,它们在各地区也不具备同步转变的特征(当然相邻地区还是具有相关或相似的特征)。

2 应力大小

构造应力,不仅具有主应力或剪应力方向问题,还必须讨论构造应力的**大小或强度问题。对此,在 60 年代以前基本上只能根据岩石力学试验资料来进行推断,由于岩石力学试验在模拟岩石所处的温度、压力,含孔隙水等条件方面可以做得较好,但对于构造变形的应力作用时间因素的模拟则至今仍很难突破,因而估算的数据经常偏大。70 年代采用一些数学解析与显微构造的估算方法^[17,18],但效果不十分理想。

70 年代后期以来,对于岩石超显微构造的研究取得显著的进步,利用矿物颗粒受到构造应力作用后,在电子显微镜下所表现出的位错密度,动力重结晶颗粒大小,亚晶大小与差应力($\sigma_1 - \sigma_3$)值之间的关系,便可进行古构造应力值的半定量估算。这样就使古构造应力的研究从定性阶段走向半定量研究的新阶段。

尽管对于用超显微构造来估算差应力值的意见甚为分歧,有人甚至全盘否定,但最近十几年的实践证明,这还是一种行之有效的估算方法。

超显微构造古应力估算方法中,动力重结晶颗粒大小和亚晶大小的估算法,一般认为最

为可靠^[19,20],对于韧性剪切带中糜棱岩内的石英颗粒用此种方法最易于估算。近些年来此类成果在国内外均比较多。然而,应该值得注意的是在进行古应力值估算的同时还必须进行同位素测年工作。否则,一个没有地质时代概念的差应力值是很难有什么用处的。不过在强构造变形带内石英含量很高的岩石中进行同位素年代测定经常又很困难。

与此不同,一向被人轻视的位错密度法则有其突出的优点。由于位错构造是在晶体流变的初始阶段所形成的^[21],一些学者常担心位错构造不稳定,因而对此种方法持怀疑态度^[20]。近十年来,笔者^[16]与郭铁鹰^[22]经过对我国各地区各地质时代的含橄榄石或石英的岩石进行了位错密度的测定(约250件样品),发现各时期均具独特的位错密度与相应的古应力值。从没有出现过时代越老的岩石,数值也越大的现象。这说明矿物的晶内位错构造在构造环境没有根本性变化时,并没有不断地叠加,位错构造形成后在“工作硬化(work hardening)”条件下可以相对稳定地保存下来,而不受后期构造运动的影响。后期构造运动可使早期的位错构造发生重新滑动,但不增加其位错密度。在不同构造层内所形成的晶内位错构造,还有一个便于研究的优点,即比较容易利用各种综合的方法进行年代测定工作,使这些古应力数据都有比较确定的年代概念。

通过近20年来国内外学者的共同努力,尽管资料还不够充足,对于全球古应力大小已获得了一些概念,其主要成果有两点:

(1)地球科学工作者普遍认识到构造应力主要集中在岩石圈内。在岩石圈表层,尤其是上地壳,差应力可达100~200 MPa,而在地下50~60 km深处,大陆裂谷带约降为8 MPa,大陆拉张带可从45 MPa降至5 MPa,而在100~200 km深处的大陆岩石圈内,则差应力普遍降为15~5 MPa^[3,23,24],而此时的围限压力平均已达2700~5500 MPa,差应力在岩石圈之下确实已小到可以忽略的地步了。这与大量地球物理探测结果是吻合的,即地球从总体而言,基本上是处在均衡的静岩应力状态之中;发生应力的不均衡,出现差应力,仅仅在地球表层,而且主要集中在岩石圈上层。这种向下衰减的差应力值,在岩石圈之下是急剧变弱,而非渐变的。

(2)差应力值从构造活动强烈的板块边缘向板块内部具有明显减弱的趋势。例如在中国135~52 Ma(四川期)期间,根据187个差应力值数据来判断,西南地区(相当于青藏高原地区),差应力值均大于150 MPa,最高达183 MPa,西北、中部地区为150~100 MPa之间,东部地区(呼和浩特,武汉,广州一线以东)则一般小于100 MPa。差应力值从西南向东北显著地减弱。这显然是由于冈瓦纳大陆裂解的一些地块朝NE方向离散,与欧亚大陆的中国部分挤压、碰撞所致^[16]。按上述成果来估算,应力在向大陆内部传递的过程中,差应力值大致以每100 km衰减3 MPa的速度变小。

全球现代构造应力方向与大小的研究成果集中表现在全球应力图计划的执行中^[25,26]。该国际合作项目以5700个以上的现场应力观测点资料为依据,确定了全球各板块的最大主压应力方向(图4)与应力相对大小。他们发现板块内部绝大部分地区均处于压缩变形状态(为走滑断层与逆掩断层应力状态),即其水平最大主应力是大于另一个水平主应力或垂直应力的。只有在局部地区,在大陆或大洋中的高原地区,才处于拉张应力状态,即其垂直应力比两个水平主应力都大。上述结论是近廿年来现代应力研究最权威性的成果,有力地证实了现代板块的运动学特征;基本查明了现代板块内部的应力状态。

3 应力作用时间

根据近年来地质与地球物理学研究的成果,对于应力积累的时间问题,许多研究成果^[3,16,27,28]都比较接近,均认为它是一个几千万年($n \times 10^7$ a)甚至上亿年的过程。应力积累时间即构造运动相对稳定的时期。而应力释放时期,就是构造运动的剧烈活动时期,是造成板块加速运移,板块内部和边部强烈构造变形,发生剧烈的岩浆活动、变质作用的时期。

对于应力释放时期的长短,有两种认识。许靖华^[29]、Sengor^[30]、李继亮^[31]等学者认为大地构造作用是均变的,不是灾变的、短暂的。自然,按此认识,应力释放时间也不是漫长的。他们的这种认识是与长期在阿尔卑斯地区进行工作,晚期构造变形强烈地掩盖并置换了早期构造变形,使构造演化阶段性的研究很难进行有关。

笔者^[16]近年来研究了中国东部新生代不同构造层的板内变形,通过板内缩短率和变形速度的估算,求得构造变形的时间(即应力释放时间)。计算结果表明:中国东部各地区,在中新生代的各个构造时期内,应力释放时间均以百万年(n Ma)数量级为主,只有在大陆边缘拉张地带才可以发生上千万年($n \times 10^7$ a)的连续扩张。这说明与应力积累时间相比,构造挤压地区的应力释放时间是十分短暂的,一般不足应力积累时间的 1/10,具有突变或灾变的特征。

近年来的构造研究还发现在大陆地区的构造活跃期,即应力释放时期,与重大的生物地层灾变事件不具同时性,而且一般说构造活跃期总是滞后于生物地层灾变事件。例如在中国,二叠—三叠纪之交(~ 250 Ma)的生物灾变事件是公认的,然而此时中国大陆上绝对没有重大的构造变形事件,而是滞后到印支期的不同阶段(早—中—晚三叠世)。白垩—早第三纪之间(~ 67 Ma)的生物灾变也是关系重大的,但是在该时期中国大陆基本上都呈现为连续沉积,没有构造-热事件,而在其后的早—中始新世之际(52 Ma)才发生重要的构造热事件——“四川构造事件”。晚第三纪与第四纪之际(~ 2.5 Ma)也是生物灾变、沉积环境剧变的时期,可是此时也没有什么剧烈的构造-热事件,重大的构造变形事件与地层角度不整合均发生在早—中更新世之间(0.73 Ma)。上述构造活跃期(即应力释放期)滞后于生物地层灾变事件的客观事实是明显的,其原因有待进一步探讨。

在应力释放过程中,还有一个应力传递问题,即某处应力集中后发生强烈的应力释放,形成一个较强的构造-热事件。它必然对周邻地区发生影响。现在已知在 36~34 Ma(始新世末期)在太平洋地区最大主压应力方向有一次突然的转变,即从 NNW 向转为 WNW 向,由于此种主应力方向的转变,使太平洋板块向西俯冲到欧洲大陆(日本、中国一侧)之下,形成岛弧。西太平洋岛弧形成的时间一般为 30 Ma 左右(渐新世内),在日本叫高千穗运动(Takachiho),在台湾就称之为埔里运动。而影响到中国东部,较强烈的向西挤压作用则主要发生在渐新世末期(25~23.3 Ma,华北期)。这种作用显然越向西越弱、也越晚。在中国西南地区(云南、西藏),此种近东西向的挤压作用可发生在中新世(15~10 Ma,据与郭铁鹰私人交换意见)。由上述资料,便可看出应力集中—释放的强构造变形带是可以沿一定的方向依次迁移的,并且在形成时间上也可以逐渐滞后。以上述资料为准,则上述太平洋板块向西俯冲并造成板内变形的应力释放带,其迁移速度大致为 1.3 m/a。

至于具体的应力作用时间与周期性的确定,其方法与一般构造变形、岩浆活动、变质作

用与沉积作用时间的确定方法相同。一个连续沉积作用的时间就可代表应力积累的时间;而强烈构造变形、岩浆活动与变质作用的时间即为应力释放时间。

4 应力场数学模拟

在弄清某一时期的应力大小与方向之后,如果还清楚地质体的形状与规模,地质体的主要物性(这两方面的资料一般说是比较容易获得的),则进行应力场的数学模拟不仅是可能的,而且也是十分必要的。将零星分布的资料汇总起来,形成量化的有区域性的概念是十分有价值的工作。它可以量化地评估理论模式的正确性,也可以利用数学模拟的成果进行预测性研究(如外围与深部构造成矿预测)。近20年来这方面的成果,有如雨后春笋,遍地开花。

应力场的数学模拟普遍采用有限单元法在电子计算机上进行模拟。就计算中所需源程序而言,早已不存在任何困难,在计算数学方面已经相当成熟。

当前发展应力场数学模拟,主要面临两大困难:(1)地质体流变学参数;(2)由二维问题转成三维问题。应力场模拟工作最初都是假设地质体材料为弹性的,这种线性问题当然容易求解,但与地质实际情况相差甚远。地质体应该是粘—弹性,绝大多数地质构造都是流变作用的产物。然而流变方程:

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \sigma^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)$$

式中 $\dot{\epsilon}$ 为应变速率, σ 为构造应力,这两项是我们所要讨论的两个变量; R 为气体常数, T 为温度(K),这两个参数比较容易获得;主要问题是如何获得每一种材料的热敏系数(A),蠕变活动能(Q)以及应力指数(n)。其中尤其是应力指数(n),稍有偏差就可造成计算中的难题——使叠代法计算无法收敛。 n, A, Q 这三个参数必须在高温、高压、含流体或不含流体的长时间流变力学试验中获得。关于这方面,Carter^[32]等人对大陆岩石圈各类岩石在多种条件下流变学特征的总结作出了巨大的贡献,大量的流变学测试资料,为我们进行流变学数学模拟打下了重要的基础。然而,要想获得更精确的模拟结果,就只好专门为此测定流变学参数,代价甚高。

至于数学模拟由二维问题转成三维问题,这当然是大势所趋。从三维的角度,当然可以更精确、更形象地弄清应力分布的特征。然而由于三维问题所投入的工作量或经费是二维问题的几百倍,甚至数千倍。因而在有限时间、有限经费的条件下,人们至今普遍采用不同空间方位的二维模拟,如平面与剖面相结合的办法来代替三维模拟,以期获得近似的效果。

5 构造应力的起源问题

构造应力的起源问题,也就是大地构造学说中的动力来源问题,属于大家都关心、然而又是至今争论甚多、难以定论的问题。近百年来,大地构造的动力来源问题经历了地槽—地台假说、地球胀缩说、地球自转速度变化等假说的争论之后,近年来主要集中讨论地幔对流,板块边界作用力和地形起伏的负载作用在引起构造应力作用的可能性与重要性。

以 Ricard 等^[33]、Bai 等和 Hager 等^[35]为代表利用地震波层析成像反映的地幔内部横向

密度变化,认为地幔内部物质分布不均匀将引起地幔内部物质运移,发生对流,从而导致了岩石圈内部应力场的形成。然而也有一些地球物理学家,如 Fleitout^[36],完全否认下地幔物质分布的异常导致产生岩石圈构造应力的可能性,强调了双层地幔对流模式,认为岩石圈的构造应力主要与 200 km 深度以内岩石圈板块内部物质分布不均一性和板块边界作用力有关。

对于板块边界作用力的意义,Bott 与 Kuszni^[37]早就提出了系统的见解,他们否定了地幔对流引起的“传送带模式”是造成岩石圈板块运动与构造应力的主要动力来源,认为与其说地幔对流在岩石圈底部的牵引力是一种驱动力,不如说是一种阻力,并且数量级较小,约 3 MPa。尤其是大洋岩石圈板块底部的剪应力,许多人的计算都认为起到了阻力的作用^[38]。洋脊的推力一般认为不超过 30 MPa^[36,37],Forsyth 和 Uyeda^[39]在比较了作用于板块上的各种力的相对大小之后,认为俯冲带上的负浮力是板块运动的主要驱动力,Turcotte 和 Schubert^[40]利用相变的热对流计算结果提出俯冲板块上的负浮力可形成达 1000 MPa 左右的等效拉应力。这个数值与实际观测结果相比,显著偏大。臧绍先、宁杰远^[41]考虑了俯冲过程中温度、密度物性参数随深度的变化,考虑了不同俯冲速度、板块厚度和俯冲过程及物性参数的可能取值范围,得到负浮力产生的等效拉应力约为 40~290 MPa,这个结果与观测结果比较接近。俯冲带的负浮力是板块运动主要驱动力的说法,在当前岩石圈构造应力的动力来源研究中得到较多学者的公认。一般认为板块边界各种作用力的综合,大致可引起数十 MPa 左右的差应力。然而,由于岩石圈不是一个完整的弹性体,随着深度的加大,岩石圈的粘性系数逐渐降低,以至在其底部与软流圈的数值相近,导致岩石圈下部发生蠕变,造成有效应力在岩石圈上部强烈集中,出现应力增强效应,并且随着时间的延长,这种应力增强作用将可逐步加强,使岩石圈表层出现差应力达到上百 MPa 的数量级^[37,42]。尽管如此,岩石圈板块内构造应力的起源问题还并没有完全解决,因为上述计算与讨论都是以岩石圈板块已经存在并正在运动为前提的。

由岩石圈表层地形起伏所引起的负载作用力引起构造应力的事实,已经被许多学者所重视^[36,37,40,43,44]。这个因素显然不可忽视,它对现代构造应力场的影响十分明显,在中国由于青藏高原是全球最高的地形单元,其影响尤其显著^[3,16]。然而,也必须指出此因素只能是产生构造应力的一种特殊的机制,并不是在全球到处都起主导作用的。

近年来,已经开始从更广泛的角度来研究岩石圈构造应力作用的起源问题,这就是说,不能仅仅把地球当作一个孤立系统来研究,而应该考虑到地球是整个宇宙体系的一分子。随着地球在漫长而又宽广的宇宙中运动,各种天文因素,尤其是巨大陨石的撞击作用有可能改变岩石圈表层的均衡状态,甚至有可能导致地幔对流特征的重大变化^[45]。认真考虑这些因素,有可能促进岩石圈构造应力起源问题探讨的深入与发展。

总之,构造应力场的研究在近 20 年来有了长足的进步,不仅在构造应力方向、大小、作用时间和数学模拟的研究方法上已趋成熟,而且取得了一大批丰硕的研究成果,使构造应力场的研究以崭新的面貌出现在地球科学的百花园中。然而应该说,当前的构造应力场研究中,成果最丰硕、最可靠的还是现代应力场,已完成全球性的研究。中、新生代应力场的研究仅在部分地区取得进展,还没有获得全球性的系统成果。至于更古老的应力场研究则几乎处于空白状态。构造应力的起源问题,随着板块构造学说在形态学与运动学方面取得进展,已愈来愈紧迫地摆到地球科学家的面前,预计未来一二十年将是突破此难题的关键时刻。

参 考 文 献

- 1 李四光. 地质力学之基础与方法. 地质力学方法(1947年版重印于此书内). 北京: 科学出版社, 1976. 131~196
- 2 格佐夫斯基. 构造应力场. 构造地质. 北京: 地质出版社, 1957. 30~34
- 3 万天丰. 古构造应力场. 北京: 地质出版社, 1988. 156
- 4 Bucher W H. The mechanical interpretation of joint. *J Geol*, 1920, 28: 707~730; 29: 1~28
- 5 Casey M. Mechanics of shear zones in isotropic dilatant materials. *J Struct Geol*, 1980, 2(1~2): 143~147
- 6 马杏垣等. 地质构造形迹图册. 北京: 地质出版社, 1978
- 7 Ramsay J G. Shear zone geometry: a review. *J Struct Geol*, 1980, 2: 83~99
- 8 鄢家全, 时振梁等. 中国及邻区现代构造应力场的区域特征. 地震学报, 1979, 1(1): 9~24
- 9 许忠淮等. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报, 1989, 32(b): 636~647
- 10 Cummings D. Theory of plasticity applied to faulting, Mojave Desert, Southern California. *Geol Soc Amer Bull*, 1976, 87: 720~724
- 11 Tapponnier P, Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 1976, 264: 319~324
- 12 中村一明. 由火山岩体构造(寄生火山的排列方向)所反映的区域构造应力场. 火山(日本), 1969, 14(2): 8~20
- 13 Moore G W. Mesozoic and Cenozoic paleogeographic development of the Pacific region. *Abstract, 28th International Geological Congress*, Washington, D C, USA. 1989. 2~456
- 14 Letouzey J, Tremolieres P. Paleo-Stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonics comparison with plate tectonic data. *Rock Mechanics, Suppl*, 1980, 9: 173~192
- 15 Jurdy D M, Stefanick M. The force driving the plate, constraints from kinematics and stress observations. *Phil Trans R Soc Lond A*, 1991, 337: 127~133
- 16 万天丰. 中国东部新生代板内变形、构造应力场及其应用. 北京: 地质出版社, 1993. 103
- 17 Nicolas A, et al. Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 1977, 42: 53~73
- 18 Jamison W R, Spang J H. Use of the calcite twin lamellae to infer differential stress. *Geol Soc Amer Bull*, 1976, 87(6): 868~872
- 19 Ross J V, Lallement H A, Carter N. Stress dependence of recrystallized-grain and subgrain size in olivine. *Tectonophysics*, 1980, 70(1~2): 39~61
- 20 White S. Difficulties associated with paleo-stress estimates. *Bull Mineral*, 1979, 102: 210~215
- 21 Nuttal J, Nutting J. Structure and properties of heavily coldworked for metals and alloys. *Met Sci*, 1978, 12: 430~437
- 22 郭铁鹰, 万天丰. 青藏高原西部日土—普兰一带古构造应力值的估算. 现代地质, 1988, 2(1): 57~66
- 23 Mercier J G. Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology. *J Geophys Res*, 1980, 85(B11): 6293~6303
- 24 England P, Molnar P. Inferences of deviatoric stress in actively deforming belts from simple physical models. *Phil Trans R Soc Lond A*, 1991, 337: 151~164
- 25 Zoback M. L, Magee M. Stress magnitudes in the crust: constraints from stress orientation and relative magnitude data. *Phil Trans R Soc Lond A*, 1991, 337: 181~194
- 26 Zoback M L, Burke K. Lithospheric stress patterns: a global view. *EOS*, 1993, 74: 609~618
- 27 Watts A B, Bodine J H, Steckler M S. Observation of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere. *J Geophys Res*, 1980, 85(B11): 6369~6376
- 28 王仁等. 轴对称情形下地球速率变化及引潮力引起的全球应力场. 天文地球动力学文集. 北京: 科学出版社, 1979. 8~21
- 29 许靖华. 中国南方大地构造的几个问题. 地质科技情报, 1987, 6(2): 13~27
- 30 Sengor, A M C. Eduard Suess' relation to the pre-1950 schools of thought in global tectonics, *Geol Rundesh*, 1982, 71: 381~420
- 31 李继亮. 造山带岩石圈构造演化的时空问题. 中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室年报

- (1989—1990). 北京:中国科学技术出版社,1991,119~123
- 32 Carter N L, Tsenn M C. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 1987, 136: 27~63
 - 33 Ricard Y, Vigny C. Mantle dynamics with induced plate tectonics. *J Geophys Res*, 1989, 94: 17543~17559
 - 34 Bai W, Vigny C, Ricard Y, Froidevaux C. On the origin of deviatoric stresses on the lithosphere. *J Geophys Res*, 1992, 97: 11729~11737
 - 35 Hager B H, O'Connell R J. A simple global model of plate dynamics and mantle convection. *J Geophys Res*, 1981, 86: 4843~4867
 - 36 Fleitout L. The sources of lithospheric tectonic stresses. *Phil Trans R Soc Lond A*, 1991, 337: 73~81
 - 37 Bott M H P, Kusznir N J. The origin of tectonic stress in the lithosphere. *Tectonophysics*, 1984, 105(1~4): 1~13
 - 38 Wortel M J R, Remkes M J N, et al. Dynamics of the lithosphere and the intraplate stress field. *Phil Trans R Soc Lond A*, 1991, 337: 111~126
 - 39 Forsyth D, Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys J R Astron Soc*, 1975, 43: 163~200
 - 40 Turcotte D L, Schubert G. *Geodynamics: Applications of continuum physics to geophysical problems*. New York: John Wiley & Sons, 1982
 - 41 臧绍先, 宁杰远. 全球地球动力学研究的进展及面临的问题. 现今地球动力学问题讨论论文集. 北京:地震出版社, 1994. 13~18
 - 42 Kusznir N J. Lithosphere response to externally and internally derived stresses: A viscoelastic stress guide with amplification. *Geophys J R Astron Soc*, 1982, 70: 399~414
 - 43 Artyushkov E V. Stress in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *J Geophys Res*, 1973, 78: 7675~7708
 - 44 Bott M H P. Sublithospheric loading and plate-boundary forces. *Phil Trans R Soc Lond A*, 1991, 337: 83~93
 - 45 万天丰. 关于板块构造动力学研究的思考. 中国科学报, 1994年7月15日, 第2版

THE PROGRESS OF RESEARCHES ON TECTONIC STRESS FIELD

Wan Tianfeng

(China University of Geosciences, Beijing, 100083)

Abstract The research methods and recent results of the orientations of tectonic stress (principal and shear stress) are proposed, the author has pointed that the orientations of stress in a certain stage over the world are different, that in a certain area with different geological stages they also vary distinctively and their exchange periods are unequal. Generalizing the approaches for studying stress magnitude, the author has come to two conclusions of tectonic stress magnitude: (1) the tectonic stress is concentrated in lithosphere; (2) the tectonic stress is obviously weakening from the boundary of plate to its interior. The accumulation time of the tectonic stress, as a general rule, is a slow process of $n \times 10^7$ a, and its release time is a process of $n \times 10^6$ a, which is a catastrophic, rapid and rheologic process. The mathematical modelling of the tectonic stress is rather mature. The origin of the tectonic stress is one of the frontier problems in tectonics, which is discussed rather objectively in this paper.

Key words tectonic stress field, stress orientation, stress magnitude, mathematical modelling, origin of tectonic stress