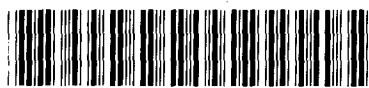


地质力学方法

李四光



CB00024886



科学出版社

1976

内 容 简 介

本书共选编了李四光同志 1926—1965 年有关地质力学方法方面的论文、专著和讲话稿十四篇(依写作顺序排列),其中有九篇原以英文发表,这里译成中文。

《地球表面形象变迁之主因》、《东亚一些构造型式及其对大陆运动问题的意义》、《地质力学之基础与方法》、《地壳运动问题》等篇都是地质力学发展过程中阶段性的总结。《古生代以后大陆上海水进退的规程》乃《地球表面形象变迁之主因》一文续篇,为地质力学从沉积建造入手来研究地壳运动问题作了一个开端。《中国的造山历史及构造轮廓》是把构造形迹和地壳运动发生的时期、方式、方向等方面结合起来讨论的实例。《地质力学发展的过程和当前的任务》是李四光同志对地质力学历史的总结和展望。此外,构造应力场分析、岩石力学、泥浆模拟试验等方面均有相应的篇幅讨论。

本书可供广大地质、地理工作者和有关生产、教学以及科研人员参考。

地 质 力 学 方 法

李 四 光

*

科 学 出 版 社 出 版

北京朝阳门内大街 137 号

中 国 科 学 院 印 刷 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1976 年 1 月 第 一 版 开本: 787×1092 1/16

1976 年 1 月 第 一 次 印 刷 印张: 16

精 1—6, 100 插页: 精 7, 平 5

印数: 平 1—7, 750 字数: 333, 000

统一书号: 13031·382

本社书号: 580·13—14

定 价: 精 装 本 3.00 元
平 装 本 1.70 元

出版說明

地质力学是研究地壳运动问题的科学，是李四光同志在二十年代初研究我国上部古生界含煤地层后开始的，经过对东亚地质构造的研究，才逐渐形成完整的体系，以后又逐渐扩大了它的内容，于四十年代初期正式提出了“地质力学”一名。解放以后，在伟大领袖毛主席和中国共产党的领导下地质力学也和其它科学一样，获得了新的生命，地质力学方法，逐渐地应用于地质工作的各个方面。地质力学的理论，在地质工作实践中正在发挥着显著的效用。

伟大领袖毛主席教导我们：“**有比较才能鉴别。有鉴别，有斗争，才能发展。**”为了便于了解地质力学的发生、发展、基本观点和方法，以及它对地壳运动的研究和取得的认识，促进地质科学的发展，我们选编了李四光同志这方面的论文、专著和讲话稿共十四篇，提供参考。最近出版的《地质力学概论》一书是地质力学工作最近阶段的总结，实属本文集的最新部分。

目 录

出版说明	
地球表面形象变迁之主因·····	(1)
古生代以后大陆上海水进退的规程·····	(29)
东亚一些构造型式及其对大陆运动问题的意义·····	(65)
对构造型式与地壳运动的进一步说明·····	(113)
中国东南部古生代后期之造山运动·····	(119)
山字型构造的实验和理论研究·····	(125)
地质力学之基础与方法·····	(131)
一个弯曲的砾石·····	(195)
应变椭球及其在岩石变形中应用的局限性·····	(197)
扭裂缝之泥浆试验·····	(205)
中国的造山历史和构造轮廓·····	(215)
关于地质构造的三重基本概念·····	(229)
地壳运动问题·····	(237)
地质力学发展的过程和当前的任务·····	(247)

地球表面形象变迁之主因*

在渐变论战胜了灾变论的日子里，兴起学派的首领们显然认为海水的进退曾在漫长的时间里无限地在我们地球的整个表面进行着。除此以外，那时对海陆间的调整知道得很少。随着我们对大陆构造知识的发展，以及均衡学说的建立，过去时代的真正海洋与陆缘海之间的基本差别变得越来越明显。确实，今天呈现给我们地质工作者的世界，和曾经在欧洲西北角辛勤工作的老一辈人所看到的相比，是一幅很不同的图景。我们似乎必须承认，就我们现在的知识看来，地向斜和山脉只不过是大陆构造的一幕——一个小幕；或者换句话说，造山运动仅是范围更为广泛的大陆运动的激烈表现。如果这个概念能有些接近真实的话，那将很难说过去地质时代大的构造运动是局部原因造成的。

那么，是什么作用引起和什么力包含在这一长期变化中呢？著名的地质科学家经常提醒我们，人们还没有努力去解决这个疑难问题；同时，我们不能不承认大多数地质工作者似乎是见树不见林。然而也不能责怪他们回避这样一个高度理论性的讨论，因为任何引伸出来的理论都必须受详细观察到的事实的检验。

著名地质学家苏士 (Eduard Suess) 较他以前的地质学家对这个问题的研究可能更深入。在检阅了大量地质文献之后，他不止一次地提到，欧亚大陆对印-非陆块的整体运动。这个主张并不是基于任何假设，而是分析了伊朗和喜马拉雅山的构造以及一系列东亚弧的直接结果。他的方法大部，如果不是全部的话，是归纳法。尽管他很好掌握了地质事实，具有很强的综合能力，苏士似乎没有能够，甚至在他的晚年，找出发动这种巨大运动的根本原因或所需要的力。但是他在这方面的失败并不使人对他的权威和见识有所怀疑，因为是在他的不朽著作《地球的面貌》中，人们第一次看到了关于这个难题的精辟见解。

从苏士的时代以来，曾作过许多的尝试。其中包括由泰勒 (F. B. Taylor)、魏格纳 (A. Wegener) 和约理 (J. Joly) 提出的革命性理论，震动了很多忠实信奉公认为传统地质学的地质学家。不管传统派对这些大胆的理论的根本含意可能持什么态度，它们赖以建立的某些基本事实，对于我们来说，是不可忽视的宝贵财富。

纯粹是一个偶然机会，作者有幸在我们有限的图书馆里发现了泰勒的文章^[1]；惊喜地见到，自己心中逐渐成型的较明显的事物有许多已经被写出了。遗憾的是，这样一篇重要文章竟被埋在大量地质文献中，没有得到应有的注意。泰勒不仅领会和掌握了苏士采用的大量地质构造事实，并进而探讨了关于阿尔卑斯运动的方向方面苏士可能的错误。后

* 原以英文发表于1926年《中国地质学会志》第5卷，第3—4期，第209—262页。原文脚注的参考文献，均统一编号移到文后。——编者

边我们将可以看到,苏士和泰勒都不完全对。沿用苏士曾用过的同样方法,泰勒给我们指出欧洲与亚洲一起向南蠕动,因而在第三纪掀起横跨欧亚的山脉带。他还指出,北美大陆如何由于向西南漂流而从格陵兰扯开,以及澳大利亚如何推到了它原来位置的东北。事实上他提供证据去证明全球的陆块在中第三纪运动时趋于或确曾滑向赤道。泰勒对那次运动产生的实际位移量的估计可能是夸大了,但似乎他的确成功地揭示了事件的趋向。

还是根据苏士海面升降运动的论证,泰勒推论由地球扁度表现出来的同一海洋振荡运动,必定适用于大陆壳。关于大陆的形状,他写道:“不管其原因如何,它的分布特征恰好和属于扁度增大的海洋形状是一样的。”

由于泰勒显然没有考虑地球形状变化的根本原因,又因为他没有回顾遥远过去的地质变化,他首先讨论地球的重心由于北极大陆向低纬度开始蠕动,向南极移动的可能。他说:“这将使剩下的北极大陆处在较前稍大的应变之下……当然,这一改变将增大从北极进一步运动的机会,而减少从南极运动的机会。”然后,在他论文的最后几行,他简单地提到潮汐力的一些形式,把它作为无论是海洋振荡或岩石圈变形中,使地球扁度变化的唯一可能的作用。这种粗略的见解,对于解决这个突出问题似乎并不能为我们提供明智的答案。

我们现在暂时转到魏格纳提出的著名“大陆漂流”理论^[2]。他在这篇有启发性的论文中,力图用假想在大陆部分进行的两组运动,去说明我们今天所看到的大陆块的外形及其变动的边缘,以及过去某些动、植物群的分布和气候变化。他认为第一组运动是大陆块的向西漂流;第二组是以“极移”为特征的运动。大西洋东、西两岸之间的协调关系的确说明了美洲的西移;这种关系似乎是魏格纳发展其精心设想的理论一个最初的基础。极移问题在克莱希告尔(Kreichgauer)和泰勒早期论文中已讨论过,但如果不是由于魏格纳的苦心钻研的话,可能不会引起这样广泛的注意。

关于这些大陆运动的起因,魏格纳主张,地球上任意一点的大陆块的重心都高于浮力中心。由于这些力的中心所在的平面,除在两极和赤道外,彼此之间一般成一个小的交角,就形成一个小的合力把大陆块推向赤道。在两极和赤道,合力为零。

关于所说大陆向西漂流,看来魏格纳认为可能是由于潮汐拉力作用或更可能是由于极移和地球自转的联合作用,就象形成贸易风那样。如果我们承认极移是个事实,则很难否认其有关的向西运动。可惜魏格纳的寓言似的建议太简略,使我们无法深刻理解它所包含的结论。

在魏格纳的理论中,我们遇到的基本困难并不是有关大陆运动的方向,而是其动力基础。魏格纳提出的力是否以支配漂流理论中假定的大陆那么广泛的运动^[3]?如果那些力曾是大陆变形或变貌的原因,那么我们是否可以设想从古至今的岩层不断地发生变形?但地质历史清楚地显示,造山力的表现肯定是周期性的。因而我们似乎应该去寻找能阐明极移现象的另外力源。

在魏格纳理论中最有争议之点可能是其无条件要求大范围的地极漂移。这个争论的问题,柯通(Leo A. Cotton)曾很好地并深入地讨论过,他看来是赞成这个论点的,如果地

球内部的性质和组成“在长期应力下，表现为高粘性固体的话。”^[4]即使承认这个假设，在我们对其动力作用的性质得到任何概念之前，似乎仍然必须探求那样一个粘性固体的变形方式。进行这种探索显然要牵涉到某种严重假设，只要可以避免，就要尽量推迟作这种假设，来解释可以用其它办法解释的问题。在地球物理进一步发展以前，从地质的观点来考虑这问题似乎更保险些。无论地极如何移动以及移动到什么程度，它移动的途径必由地球表层现有的构造所记载。

诚然，世界很多重要地区还没有从地质角度彻底探查；但已有足够资料提供给我们有关大的地质建造的相继空间分布和穿过几个大陆的构造轴的协调性的一般图景。从舒克特(C. Schuchert)的说明问题的古地理图可以看出，加拿大地盾和阿巴拉契亚与科迪勒拉地向斜在古生代开始时即已存在。就象苏士看到的一样，我们发现从同样古老的时代以来就有伊尔库次克围场。以后在亚洲接着而来的各时代的建造带，概略说来，就是简单地围绕着这个亚洲大陆古老核心而排列的。简言之，整个地球的较重要的表面特征，似乎曾以一定的次序和沿着一定的方向发展。如果地球的旋转轴相对其整体，在地质时代中有任何程度的改变，我们是否可以预期从而引起的应力和应变的再分配，将会影响到其表面形象的改变，从而造成比我们今天见到的更不协调或更多样的构造关系？这个简单的概括必然是很笼统的。以后我们讨论到地质历史上已知的几个比较强烈地壳运动的方向时，这点便更易于理解。

甚至各地质时代的气候变化现象也不须要求地极位置有任何显著的变动。事实上，可以定性地推论气候周期性变化，可能是地球旋转速度变化的力学结果。既然这个问题不属于本文的范围，也就无须讨论它。

约里近来提出的理论更具有革命性，其严肃的论证，对迄今尚未探索过的领域作了一个新颖的说明^[5]。在检阅了从近代大地测量结果和分析地震波解释出的均衡作用的事实之后，约里象魏格纳那样，指出地壳包括两层：上层或大陆块大致为25—35公里厚的轻物质，可以说是漂浮在一个较致密的玄武岩质的下层之上。这个具有已知放射性物质的下层，形成洋底并位于大陆块之下。如果假定那样一个高热下层是接近溶化状态，那么只需少量的潜热即可发生流动。这种热很容易在大陆之下储存起来，因为大陆本身也含有足够数量的放射性物质，可以防止下层发生的热向外逸散。

从固体的玄武岩质下层开始，约里计算大约经过25—35百万年，就不仅可使大陆之下的物质，而且还可使大洋底一定深度以下的物质呈液态。潮汐力在这里发生作用。其结果是大陆被向西拉并改变其位置。接着是一个通过从海底的对流系统的冷却时期。地壳的体积接着发生收缩，在大陆上并将发生破碎或造山运动。

这样，约里给潮汐力以一种周期性表现的说明，而这方面正是魏格纳理论之不足。

这样，约里的理论似乎是无可争辩的。但当我们过细地研究了大陆的构造之后，我们又有些失望。诚然，在科迪勒拉山的构造上，还有非洲大陆上的南北向大断裂上，我们有些证据说明美洲大陆和非洲大陆向西漂移。但是庞大的欧亚大陆又怎样？为什么在这些

大陆上最雄伟的山脉基本上排成东西方向，其次是边缘弧？约里可能说这些山脉代表早期的地向斜，因此按照均衡补偿的原理，更容易受其下熔融岩浆的影响。但我们要进一步追问：为什么地向斜要在那儿？这样一个问题似乎并没有包括在约里的论题之中。再说，如果地壳经历的每一造山运动时期都牵连大陆位置的全体改变，那为什么，那样巨大的一些运动，没有在所有大陆上留下更多的象非洲大断裂谷或美洲大陆挤压边缘那样类型和规模的痕迹呢？

对于这些提问，向约里去找适当的答案似乎遇到了困难。然而我们没有任何理由低估约里令人赞赏地提出的放射性因素在确定“地下世界”物理状态的重要性。

后来，代表不同学派的人们提出了一些其他的理论。他们的基本概念似乎总是以这种或那种形式与霍尔（James Hall）、德纳（James D. Dana）及乐康特（Joseph Le Conte）早期的意见相联系着。有些人着重地向斜的扩展，从而引起下沉的内陆块向其边缘陆地的下冲^[6]。另外一些人相信海洋底分片沉没是主因^[7]，它引起“洋下扩展”和向大陆的“惰性块体”施加的侧向压力^[8]。这些理论各自都确实为我们提供了大地构造现象某些方面的解释，并可能确实表现了一部分真理；但他们都没有能说明葛利普（A. W. Grabau）最近指出的那些重要事实^[9]。

理解了我们问题的复杂性，在进入地质讨论之前，即便是简略地考虑一下，地球在长期力量的作用下可能的特性，似乎是必要的。这个课题的详细研究显然属地球物理学的范畴，这里不加讨论。

首先让我们注意，当一个象地球这样的椭球体围绕其最短轴旋转时，直交指向转轴的主力必定作用于每个旋转因子，而每个旋转着的因子同时又有以大小相等但方向相反的力脱离转轴之势。由旋转产生的这个力和拉普拉斯方程确定的重力势是控制地球形状的主要因素，这是大家熟知的事实。这两个因素中的旋转因素，容易发生变化使地球产生新的形状，一般地是当转速增加时扁度加大，转速减小时扁度减小，旋转容易发生变化的原因，我们以后还要讨论。这样，产生的椭率的量，部分是由于旋转力的改变，部分来自重力势的变化。接受这些原则没有多少困难。但当我们要确定地球体实际完成所需要的变形方法时却发生了很大困难。

假定地球作为整体是一个“均质、不可压缩的弹性球”，达尔文（G. H. Darwin）^[10]从二级协和变形推出了整个地球应力差分布的独特方式。根据这个有名的作者，从两极到南、北纬 $54^{\circ}44''$ 的两个极冠区，地球表面应力差是一恒量，表面上的应力差以余纬正弦的平方而增加。据计算，在赤道的值是两个极冠区值的三倍。“在两极区，应力差向下减小，然后又增加；而在赤道区向下则总是增加。极大值在中心。”据达尔文的意见，地球的椭率如适应地球的自转，比地球的平均椭率增大千分之一或减小千分之一，地球中心刚好可以承受，如果它是由铸铜那样强度的物质组成的话。达尔文还进而讨论了如地球的刚度不及克尔文从潮汐研究中所得到的刚度，地球内部和地壳的应力差的分布可能发生的变化。

另一类假设是,地球总体除其最外层薄壳外,对长期持续力说来是没有强度的。从这个假定得出的结果是地球内部必须总处于静水平衡,因为任何通过转速改变发生的扭应力,在这种情况下,将很容易被塑性调整所消除。因为没有强度并不一定意味着没有刚度,所以这样一个塑性地球并不全然与天文学和地震学的要求不相容。

还可能有更多的假设。但这些相当走向极端的例子已足以说明地表变形的方式与其内部状态的密切联系。正如从地质学和现代地震学所知道的,地球不是象达尔文所假定的那样是一个均质的弹性体,也不象是完全的塑性体。另一方面,我们至少可以肯定地壳的最外层是一非均质的构造,并具有一定的刚度和强度,并且还几乎可以肯定在地球的上壳和下壳间有一个物理的不连续面。

在这样的情况下,对解决我们现在所研究的问题来说,我们并不绝对需要知道内部各层的应力和应变的确切状态。只要由于转速变化而发生的地球形状的必要调整,没有立即由内部塑性变形所全部实现,只要外壳未能以简单的弯曲^[1]完全调整成新样子,那就可能:部分的调整将会由外壳本身中的扭动运动来完成。假若地球是很刚性的,那么在重圈开始改变自己形状以前,这种调整可能大部由外壳来实现,这的确不是固定不可能的。据亚当(F. D. Adams)^[2]和 L. V. 金的研究,组成地壳的岩石的强度,似乎随深度而增加到某一限度。因此,作用于地壳的某一给定变形力,如旋转力,在最外层效力最大。最重要的是,我们在大陆壳表层看到的很多薄而广阔的逆掩断层片和地层挤压而成的褶皱,似乎说明扭应力广泛分布,因而可拿这个证据来反对简单弯曲的理论,倘若我们能证明整个地球表面的大的构造形迹的走向可归因于旋转力的作用的话。

如果地球整体形状的调整没有立即通过其内部变形而全部完成的话,接着我们要追问旋转力的性质及其作用到地球表层的力学效果;并要探究这样推断出来的效果是否与已经观察到的或者建立起来的事实相符合。

为了简化这个力学问题,我们假定地球形状为一理想旋转椭球体,并暂仅考虑其表面很薄的一层。椭球体的轴向剖面由图1椭圆代表,XX'为长轴,YY'代表短轴或旋转轴。当椭球体以角速度 ω 旋转时它处于平衡状态,则在其表面某一点 $P(x,y)$ 质量为 m 的任意单元将获得一个离心力 F ,与重力合起来产生一个直交该点表面的合力*。 F 由下式给定:

$$F = m\omega^2 x \quad (1)$$

现在让我们假定角速度增加到 $\omega + \delta\omega$,离心力增加到 $F + \delta F$,从(1)式我们得到

$$\delta F = m(2\omega + \delta\omega)\delta\omega x \quad (2)$$

把这个力的增量分解为法向分力 p 和切向分力 t 。 t 将沿从椭圆表面的 P 点所作切线 ST 方向作用。可以容易看出 p 将抵消一部分重力和 F 的合力,使在 P 点的单元的重量减小。但切向分力 t 将趋向于把该单元拉向低纬度。让我们再来计算这个力的大小:

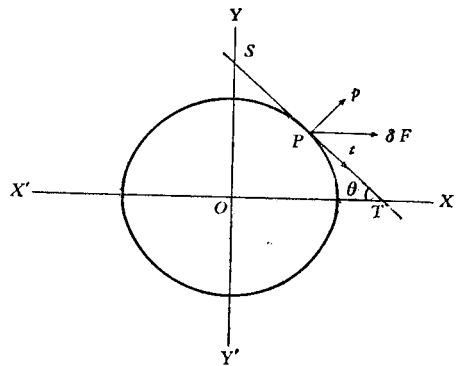


图 1

* 在魏格纳的论文中提到克莱希哥尔已经确定离心力作为极移的原因。遗憾的是,作者未能找到原始文献,不知道克莱希哥尔是如何提出他的论证以及后来魏格纳和柯本(W. Köppen)如何处理的。

从(2)我们得到

$$t = m(2\omega + \delta\omega)\delta\omega x \cos \angle STO = m(2\omega + \delta\omega)\delta\omega x \cos \theta \quad (3)$$

或

用最简单的方程式代表椭圆

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1$$

我们得到

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{b}{a} \cdot \frac{x}{\sqrt{a^2 - x^2}} \right)$$

因此

$$t = m(2\omega + \delta\omega)\delta\omega x \cos \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{b}{a} \cdot \frac{x}{\sqrt{a^2 - x^2}} \right) \right\} \quad (4)$$

给角速度以一定量的增量,切向力明显的是依 θ 而变的变量。

当	$\theta = 0$	$x = 0$	则	$t = 0$
	$\theta = \pi$	$\cos \theta = -1$	则	$t = 0$

则

$$\tan \lambda = \frac{b \frac{3}{2}}{a \frac{3}{2}}$$

$$\lambda = 44^{\circ} 51' 40''$$

最大切向力在现今地球椭球体的最上层的位置,较之真正圆球的位置仅向赤道移了 $8' 20''$ 。这样的量值实际上是可以忽略不计的。

这个一般的结果,可使我们得到大陆壳表层中这样引起来的主应力的性质和分布的一些概念。因为构成地球外层的物质,整体上被水平力推向赤道,而这个力是从两极至南、北纬 45° 不断加大,然后从这个位置向赤道又减小,在赤道和两极为零,所以在高纬度一般将发展张力,而在低纬度则为挤压。最大剪切力位于中纬度。在理想情况下,我们可以期望在 45° 附近分布着最强烈的差异运动。

但是应力的实际分布是一个远为复杂的问题。如已讨论的,解决整个力学问题,不仅需要确定通过转速改变地球内部可以变形的程度,而且还须确定地壳的真实厚度及其各组分的强度。

幸而我们知道地球内部很可能在一定的深度上仍具有相当的刚性,并且大陆壳的厚度不超过地球直径的二百分之一。很多逆掩断层片给我们提供了确切的证据,在一个造山运动中我们不过是讨论地球最外的一层,它与地球直径相比是很薄的*。从这些以及其他可用的材料来看,我们似乎有理由把大陆块当作是铺在地球之上,具有一定强度的,相当薄的固体物质层来看待,由大陆以下固体的,在某种意义上又是高粘度的岩浆固着在它们的位置上。由于产生于旋转变化的切向力,在每一块大陆壳中,取决于其大小和纬度位置,我们必须提供在大型陆块和较小陆块间,以及在那些广泛伸展到极区的陆块和那些或与极区完全分离或与极区几乎不连的陆块之间的不同的表现情况。这是因为那些直接伸展到极区的陆块,由于极区推力几乎为零,所以只要它们的抗拉强度够大或者与下面岩层粘结得够紧,就可以牢牢固着不动,而那些与极区不连的陆块比较容易推向赤道方向,这是容易理解的。

沿着这个思路,我们可以预见到陆块的真正运动可采取两种方式:它或者是整体向赤道蠕动,或者是大陆不同部位的差异运动。在后一情况下,在高纬度大陆块可以被拉开一定的量。伴随一定量的离极漂移,必将在大陆本身产生东西向的山脉。既然在纬度 45° 附近切向力最大,发生的山脉将在这个位置或稍微离开这个位置的地带延展,如果大小相等但相反的力在相对的两个半球发育的话;或换言之,如果相反两个半球的表面,在对称的位置有一个质量相等的相连大陆块存在的话。假若在同一纬度上相对的一个半球上没有大陆或者仅有一个小陆块连在一个很大的陆块上,山脉发生地点将离 45° 较远。就是说,它们距离赤道的位置较之理想情况的位置或者近些或者远些,依实际情况为转移。

这样,在跨南、北半球连续伸展的大陆块上,由于切向力作用的结果,产生大致平行于赤道伸展的长条山脉将似乎是一个必然的结果。至于较小的陆块,尤其是那些没有与极

* 甚至象阿冈 (E. Argand) 的“基底褶皱”或史蒂勒 (H. Stille) 的“日尔曼式”这样的形变类型与地球半径比也不能认为是很深的。

区相连,在赤道一侧又没有阻碍的地块,则会以整体运动的形式迅即进行调整以适应新的情况,因而东西向的造山隆起将在很大程度上被抵偿了。

到目前为止,我们仅考虑了大陆运动的趋势。只要地球转速一增加,大洋体很容易屈服,并马上冲向赤道。这将在低纬度产生一个海面上升运动,而在高纬度产生一个海面下降运动。也就是洋面形状变得更扁。事物的这种状态继续着。更多的海洋体移向赤道,更大的应力在大陆上发育,直到最后,或者大陆块在破坏应力下开始屈服或者大陆与壳下层之间的粘结开始解体。大陆的预期运动将在应力聚集的冲力下发生。

考察大陆的实际运动,应该清楚地想着这样的事实,即构成重圈最上层的壳下层是非常粘性的,大陆是有些弹性的固体,好象是漂浮在壳下层之上。假若均衡说能够作为一个事实被接受,事实上完全有理由这样作,那就似乎不大可能否认这些事实。

现在来考虑一下大陆实际运动所产生的作用。当着那些在高纬度上以较低的速度由西向东运行的大陆部分向着赤道移动时,它们势将抵抗其下运动较快的重圈。重圈由西向东运动,挨着的陆地以较低的速度也由西向东运动。由于前者竭力要带着后者向前走,而后者又要加以抵抗,一场强烈的冲突必在大陆的西缘发生,不可避免的使大陆的那一部分变形,或生成地向斜或形成广阔的山脉。这可能是一般的结果。但是不同的情况可能引起不同的力学结果。例如,大而滑动慢的大陆,以其广阔和不规则的底面粘在重圈上,通过现有地向斜和对应山脉体固紧,在缓慢运动过程中,将部分地获得必要的角速度,并部分地充当使重圈活动慢下来的煞车作用。在这种情况下,应变将沿着大陆已有变形地带分布,而沿西部边缘就不会有很大活动。另一方面,孤立的大陆——孤立的意思在于在赤道一边没有陆块阻止其前进,也没有极地陆块在后边拖着它——只要地球旋转继续加速,就会向赤道继续推进。如果大陆是小块的,并且重圈速度变化缓慢而且是逐步的话,它们将很快地获得重圈的速度而不引起什么构造变动。

不管大陆发生什么样的变化,其最后效果都是暂时的减慢地球的转速。所以我们可以设想当地球的转速增加超过一定极限时,所有大陆块都作为巨大的煞车而自动地出来制动。

这些只是理论的推导。如果我们承认地球增加自己的转速这一假设,似乎我们就不得不承认这个必然的结果。问题就发生了:我们是否真能在地球表面找到这些过程。我们没有足够的材料来鉴定现在的情况,但我们有历史的精确记录。

让我们立即转向中第三纪运动,它被一再证明是具有世界意义的造山幕。今日陆块的形象很大程度上取决于这次强烈运动,这我们可以暂且作为一个事实来接受。

检阅所有的构造事实,将超出本文的范围;这里我们只消简单谈一下一些变动最厉害的区域的大构造线的走向。在欧洲大陆上,有比利牛斯、阿尔卑斯、喀尔巴阡和高加索这些高峻山脉,通常走向东西,在其南侧伴随着较小的山脉,从非洲的西北角经过西西里、希腊群岛和小亚细亚而延伸。这些平行山脉以及夹于其间的山脉,虽然它们各自发生的时间可能略有不同,但基本上是阿尔卑斯升起产生的,这些山脉的局部构造可以不同,但从

整体上看,它们构成一个扇形楔,或柯伯(L. Kober)的所谓“乌拉根(Orogen)”^[43],其北翼向北逆掩,南翼向南逆掩。但必须注意的是,向北的仰冲断层远较重要,乌拉根不是对称的,而是倾斜的,它向北伸展很远。就是这个特点,使得苏士,还有其他欧洲地质学家,相信引起阿尔卑斯运动的压力是从南边来的。这个假设部分是正确的,这点我将在后边试图说明;但是我们决不能忽视这样一个事实,如果有仰冲,必定同时有俯冲,即便它并不使俯冲块发生绝对位移,它必定提供了很大的反作用力以使仰冲力能起作用。在欧洲这个例子中,这一反作用力就是整个欧洲大陆在中第三纪时向南推动所引起来的力。重要的事实是,在阿尔卑斯、喀尔巴阡山等带上曾有一强烈的运动,并且它们大致位于纬度 45° ,据我们的简单计算,纬度 45° 应该是最大变动的地区。

我们再来看看非洲大陆,它在很大程度上是欧洲大陆块的对应部分,这个大陆无一处伸到了纬度 45° 。而且有关这一广大地区的可靠地质资料,还是很不充分的。然而有足够的证据表明,在开普省的后卡鲁运动一般是指向北的,而且连认为属于早白垩世的幽屯黑格层(Uitenhage Bedo)据说也受到变动,方向相同^[44]。据奥斯瓦尔德(F. N. Oswald)和他的同事们在尼亚萨维多利亚湖东岸的观察,紧接火山熔岩之下是含化石的中新世地层^[45]。前者大致与格利哥里(Gregory)定的赖基皮安玄武岩(Laikipian Basalt)同时期,而后者的沉积显然是随着断裂谷的发育。因而很明显,中第三纪运动也影响了非洲大陆。虽然我们在非洲南部还没有中第三纪倒转褶皱和逆掩断层的实例,似乎也没有理由认为其运动方向与早期者显著不同。另一方面,有间接证据,仍然令人信服地证明,非洲大陆整体上或者至少其南部,在中第三纪时曾向北推动过。

从非洲大陆大部分位于赤道带上或挤压带上这个事实出发,可以预期其变形类型不成造山褶皱,而是作为相对的两半球相互挤压的结果,赤道带升起成高原,而这正是非洲的主要特征。更进一步,据确定泊松比中包含的原理,当对一固体在某一方向施加压力的话,则在直交于挤压力的方向产生张应力。那么,如果非洲陆块,或者至少其赤道带,一方面由南向北推进,另一方面遇到欧洲的抵抗,它就将受到纵向挤压,因而同时必定受到东西方向的张力。如若这个张应力超过了它的破裂强度,其结果将产生南北向的裂缝。这正是东非实际发生的,在那儿我们看到大断裂谷延伸超过了 52° 纬度的距离,并据格利哥里的材料,在赤道区发育最好。考虑到欧非大陆作用力的量级,并考虑到非洲大陆高度挤压的性质,似乎不必要去设想那些裂缝发育的什么地球以外的原因。非洲大陆在东西方向上的伸展可由海岸褶皱的发育得到确证。

这样就可以看出,阿尔卑斯-喀尔巴阡-高加索山脉如何由欧非大陆从南北两方挤压而成。而高加索山脉向东南东追索,我们可以看出,这些近于东西的山脉还继续延长了很远;它们在伊朗和俾路支北部总称为伊朗山脉。更东在西藏高原之北连接着天山或昆仑山,但主要的山脉沿藏南伸展而成喜马拉雅弧。接着出现的是中国西南部的巍峨的南北向山脉。更东重新出现为华南的南岭山脉。

跟着这些大致东西向的山脉到南亚,必然要发生这样的问题:如果它们是同样原因

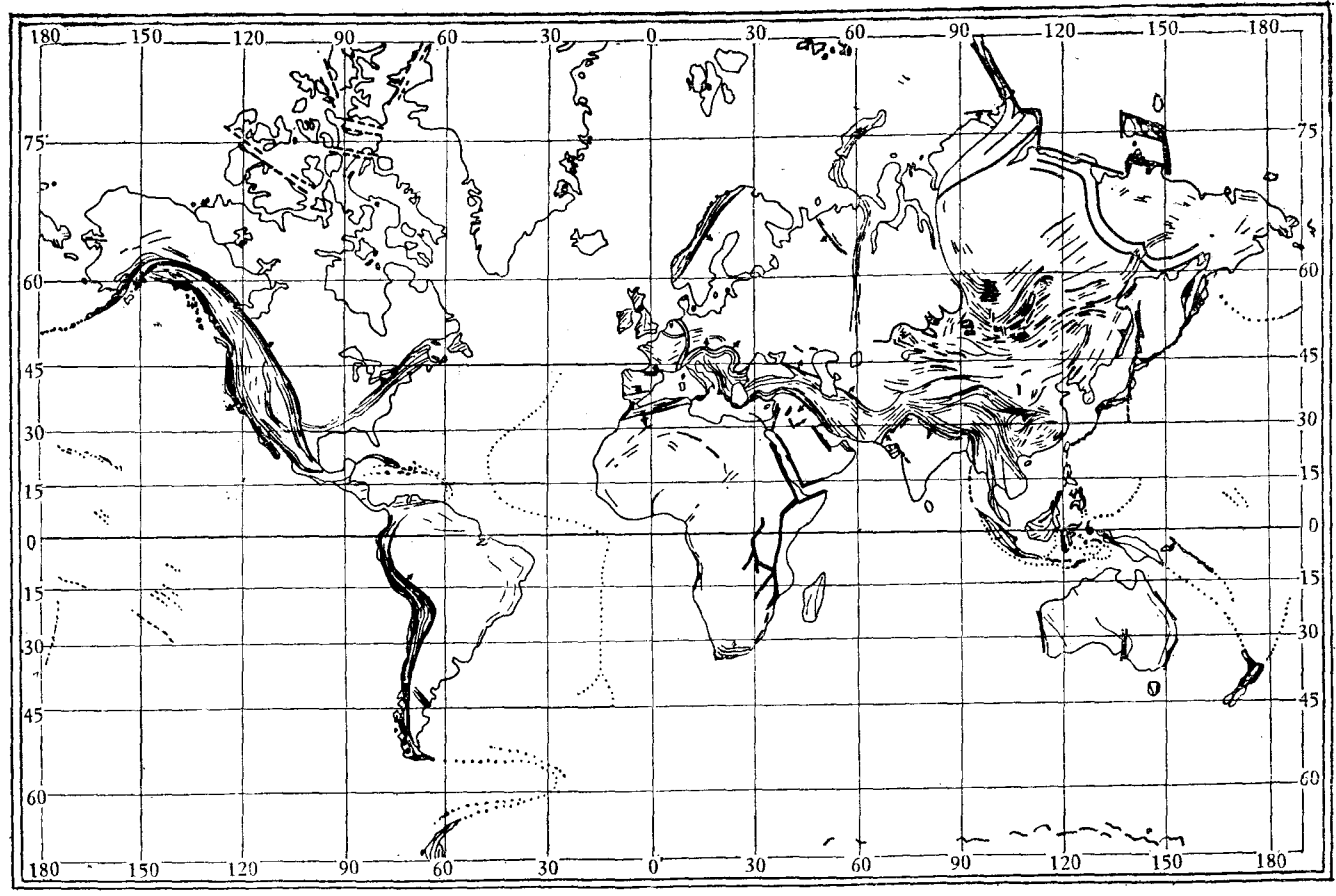


图 2 按莫卡托投影画的世界主要表面形象图

细线：褶曲；粗线：断裂（最粗线：断裂谷；中粗线：冲断层及正断层）；断线：可能褶曲及断裂；箭头表示逆掩断层或大范围倒转褶皱的方向

产生的话,为什么它们没有象欧洲的阿尔卑斯山那样沿纬度 45° 发育?当我们考虑到在低纬度缺乏陆地,在南半球完全没有相对应的大陆时,马上就会明白它们为什么从正常位置偏开了。事实上我们可以看到,印度洋岸向北退时伊朗山脉就向南弯,而喜马拉雅弧与东印度弧形海岸线几乎正好位于同一经度上,不过两个弧形的弯曲方向恰好相反。这些山脉与亚洲大陆南海岸线之间的这种特殊关系似乎不好解释,除非是依据这样的理由,即大陆越向南伸展,它对北面陆块冲击的抵抗就越大。

同样,比利牛斯和阿特拉斯带之所以较其正常位置向南弯,是因为从西欧,即来因地堑的经线以西的欧洲那部分来的压力,仅受到西北非洲向西突出的部分所阻挡,这一部分非洲的南端甚至还没有达到赤道;而和阿尔卑斯和喀尔巴阡处在同一经度上的东部非洲陆块,现在向南伸展,超过了南纬 34° 。

另一组重要构造现象是,沿着或平行大陆边缘连续排列的山脉。这些山脉或与其相当的地向斜,宏伟地发育于北美和东亚。与这关连的格外有兴趣的现象是沿着北美东缘有阿巴拉契亚地向斜;同样,在东亚边缘有一个新地向斜,现在被鄂霍茨克海、日本海和中国海所淹没。

这些边缘地向斜和地背斜的发育,给我们提供了亚洲大陆和北美大陆向南运动的又一个证据。为什么?北美是,而且显然一直是,一个顶角指向赤道的大致三角形陆块。东亚也呈现类似的边缘。当这一个相当薄和有些柔软的三角楔,从北推入低纬度时,其下部沉入壳下层,将不可避免地引起直交于其侧边的静压力(图3)。这将引起其轴向平行于其侧边的狭长的山岭和槽子*。如果象一些作者所主张的那样,产生这种大陆变形的压力真是完全来自大洋底的话,那么我们就应该在沿北极海岸找到大致相似的褶皱山脉。但事实显然是相反的**。

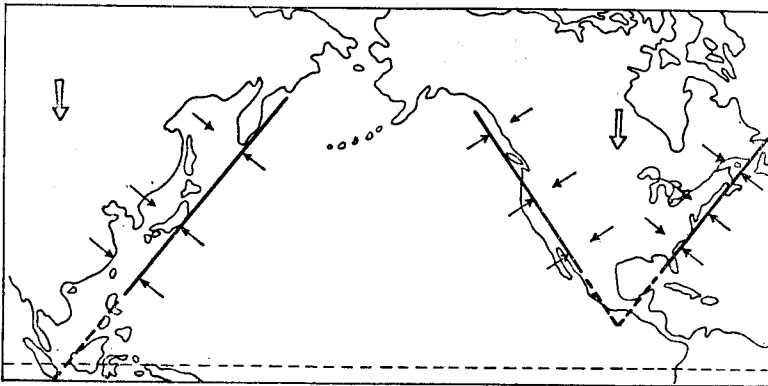


图3 说明北美和东亚边缘变形原因的图解

然而有一些有关边缘山脉更重要的事实需要一个说明。在美洲,科迪勒拉显然比阿

* 苏格兰-斯堪的纳维亚地区的加里东冲断层带的形成,也可在同一原理下加以解释。因为在志留纪期间,在欧洲西北有一“大西洋”的三角块,在俄罗斯-斯堪的纳维亚地区展布着一个广阔的凹陷。

** 在格兰特地 (Grant Land) 形成的一小条年青山脉可能是由于局部原因。

巴拉契亚大得多；在南亚，其半岛上的高山主要在西海岸。我们还不能确定区域变动对印度半岛西高次山脉的形成起了怎样的作用，但是我们可以肯定东南亚的高山是构造成因的。它们包括缅甸和马来半岛的南北向山脉。苏门答腊和巽他群岛上巍峨的山脉也属于这一组。但在那里，由于赤道两侧的挤压，被迫改变它们的方向。因为我们有理由假定，这些山脉的成因与美洲大陆的科迪勒拉相似，它们可以放在一起讨论。

美洲大陆不同于东半球的最显著差别是，没有东西方向的阿尔卑斯或喜马拉雅山脉，而有南北向巍峨的科迪勒拉山沿着其西岸延伸。这就发生了一个问题：如果世界大陆的变形是由于同一的原因的话，那为什么在一种情况下掀起东西向山脉，而在另一种情况下是南北向山脉？这在我们的理论推导中已暗示出来了。

因为缺乏南美构造方面可靠的材料，我们将在我们的讨论中放弃这个大陆。至于北美大陆，虽然它没有欧亚型的阿尔卑斯山脉，我们也不应忘记在北边有一个大型褶皱穹窿，加拿大地盾，这个事实。很有意义的是这个穹窿具有一个东西向的轴。如葛利普讲的：“把美洲作为一个整体看，可以得到这样的印象，即除穹窿之外，有一个中心部分的拱起，这个拱起大致成东西向，其轴在大湖地区”^[46]。我要提醒的是它大致沿纬度 45° 延伸。这说明，在过去的地质时代，在相当阿尔卑斯的位置发生过一些情况。它可能从古生代起即已存在，并可能被中第三纪的造山变动所加强。但这还不是已经发生的事情的全部。

与欧亚大陆相比，北美是一个小得多的大陆，也没有与极区广泛的相连，在南半球也没有一个大陆与其平衡。当大陆由于地球自转加快向赤道方向推动时，则作整体移动比不同部位中的差异运动更容易。假若这种移动确实发生过，它将没有在其下的重圈或壳下层同样的速度。因此，重圈将影响大陆加快其速度，或者大陆将以其惯性使重圈速度减慢。不可避免要发生撞击而沿其西缘力量最强。其结果是科迪勒拉和类似山脉的升起。我们现在可以看出，为什么科迪勒拉比阿巴拉契亚大得多，为什么挤压山脉褶皱发生于东南亚的西缘。

因而可以概括为大陆西缘的褶皱是大陆制动的直接结果。但这个概括是否公然与欧非大陆西岸的事实相矛盾？回答是很肯定的。在这一点上，我们的理论似乎起先暴露了它的弱点，但稍一考虑就会看出，正是由于这个严峻的考验，促使我们在这个理论中去发现一致的说明，而在那种例如建立在潮汐拉力上的理论中是找不到的。

正如已经讨论过的，欧非大陆作为一个整体，是唯一的跨过南、北半球，大致均衡分布的连续的大陆壳，如果我们略去地中海槽不计的话。当这个壳的对应部分一起遭到挤压，很多的能量要消耗在侧向扩展或垂直的隆起上。整体大陆的真正位移，将限制在造山带缩短的空间和侧向伸展这个范围。所以作为科迪勒拉型山脉升起原因的那种速度差将是比较有限的。大陆的底面形状也必须考虑。基于均衡补偿原理，我们可容易地看出美洲大陆的底面较之欧亚大陆底面在形态上简单得多，在欧亚有很多地向斜和山脉，必然有其对应部分插到壳下层中。这种不规则的凸出部分对剩余功能的传递将是一个有用的机械装

置。任何时候重圈和大陆壳发生差异旋转时,它们将首先经受到;没有什么特殊的情况进一步发生在大陆的西缘。

按这些考虑,再进一步,我们还可以找出阿尔卑斯和喀尔巴阡山脉何以成为弧形,亚平宁和狄那里克褶皱和冲断等何以那样特殊排列的动力原因。整个问题是非常有意思的,可惜篇幅不允许进一步的讨论。总之结果相当清楚,没有理由期望欧非大陆西缘有高大的山脉。

澳大利亚的情况,以及可能比较不那么显著的马达加斯加,则刚好相反。在澳大利亚没有真正象科迪勒拉那样的山脉,其强烈变动的区域在东部而不在西部。理由很清楚。澳大利亚是一个更小的大陆,而且几乎完全孤立。当它向北移动时,它很容易获得必要的速度,从而不可避免地产生一定数量的构造变动。当与其下伏重圈以同样速度跑的时候,突然到了一个时刻,其它大陆的制动作用发生了效用。重圈慢下来了,而澳大利亚还在继续高速前进。因此强烈的遭遇将发生在其东部。这将说明这个大陆的中第三纪运动的主幕应该稍晚于较大的陆地上的运动极盛期的推论。这个推论的一个明显的证实,是在可能属上新世的所谓考秀斯科(Kosciusko)运动^[17],它至少曾影响到澳大利亚东南部;最近马歇尔(P. Marshal)也说,在新西兰最强烈的第三纪运动可能发生在上新世^[18]。

第三纪山文所提供的事实看来和我们的理论预想基本上是符合的。

在欧亚大陆上有些更明显的构造特征值得我们注意。除边缘弧和纬向带外,在大陆北部还发育了一系列不同时代的经向褶皱。这些包括乌拉尔、托木斯克、伊尔库次克地向斜。要说明这些褶皱带的成因,我们只需考虑在欧亚大梁上应力分布的性质,这个欧亚大梁受着来自其自身质量的力的荷载。这个梁在欧洲一端由非洲陆块所支承;在亚洲一端由构成东印度群岛西组大陆架的沉没陆块在一定程度上支持着。除印度小陆块外,其中央部分没有陆块支持。当梁加载时,它将向赤道弯曲,在其下部也就是南部发育着东西向张应力,在其上部即北部发育着东西向压应力。中性面明显的位于纬度 50° 附近。我们有长的东西向山脉,说明这样的弯曲确实发生过,特别是伊朗山脉(图2),因之在北边必然产生南北向褶皱。在这方面,可以注意葛利普最近主要根据古生物材料编制的亚洲构造图(图4)。这个图不仅显示了由于弯曲产生的经向褶皱的分布,而且对亚洲大陆的向南运动给以新的启示。因为如果造山挤压是来自印度洋,我们就应当看到地向斜和地背斜由南向北相继迁移;但一般的实际顺序恰恰相反。这样,欧亚大陆就不仅对近代造山期运动的性质,而且还对远古地质时代的运动性质,进一步给我们提供了证据。

说到伴随着亚洲弯曲而产生的张应力的证据,我们可以看一看红海和波斯湾边缘的那些断裂。“德干暗色岩”喷出的那些大裂隙可能属于同一范畴。沿红海和波斯湾的断裂的方向并不正好是经向,而是斜向西北,也就是斜向地中海的方向,这一事实,可能曾有一次要原因:不错,欧非大陆多多少少是一个连续单位。但是,我们不能忘记这个事实,即有一陆间地向斜^[19]——地中海槽——存在,它在过去地质时代很长时期内必定相当的深。

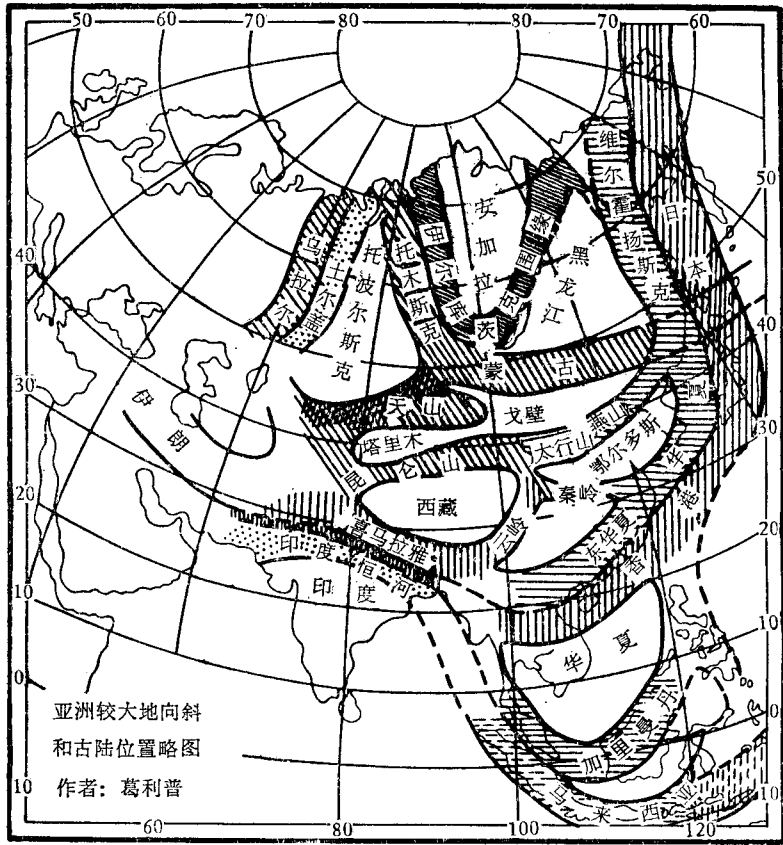


图 4 亚洲的地向斜

褶皱的大致时期: 向右的细斜线: 志留纪末期(伊尔库茨克围缘); 向左的细斜线: 泥盆纪末(天山的一部分); 向右的粗斜线: 二叠纪末(乌拉尔、托木斯克、蒙古、天山、昆仑山、南山、秦岭); 水平线: 侏罗纪末或早期白垩纪(东华夏、维尔霍扬斯克、燕山、婆罗洲); 水平断线: 白垩纪末(马来亚); 粗垂线: 渐新世末(喜马拉雅、云岭、香港——日本其中一些中中新世重新活动); 垂直断线: 中新世后?(东马来亚); 细垂线: 上新世(锡瓦立克); 点区示无褶皱(印度-恒河、土尔盖); 空白: 时代未定(戈壁、伊朗)。

(转引自葛利普《中国地层》, 2卷, 296页, 图511, 照原图复制)

这个凹地, 这个陆块上的缺陷, 自然要减弱西南亚和东北非的构造, 因而当张应力在东西方向上发育时, 那一部分大陆就容易产生破裂。

进一步, 如果非洲南部大裂谷的发育是由于如前面讨论的经向挤压的结果, 那么, 非洲南部在挤压前必然较现今位置向南伸展得远一些。这就表示这样的可能性, 即位于东经 10° 以东的那一部分非洲所作用的切向力的合力可能指向北。这样, 适当考虑地中海凹地的存在, 我们可以把亚非大陆当作另一个梁来看待, 它在亚洲一端被印度地块和东印度群岛沉陆所支持, 在其中部有一向南的载荷, 而在非洲一端有一向北的载荷。当载荷超过某一极限, 将会有裂隙横过其薄弱部分发育, 它显然是位于外阿拉伯的部分。

按照这个原理, 我们可以预期会有大的经向断裂横过欧洲横梁, 如果它通过自身质量产生的载荷指向南的话。这样的破裂在来因地堑和沿来因地块的东缘确实找到了。从来

因河谷更向下,它们成一束断裂出现*。至于罗纳毛辣式槽 (Rhône-mollasse Channel) 是否由同一原因形成尚不能肯定。第四个实例是澳大利亚梁。在那里,陆块东西两端扩大而中部收缩。而且,中部在一定程度上被新几内亚赤道岩块和浅的阿拉弗拉海 (Arafura Sea) 底支持着,这个浅海至少从中生代以来似乎不是真正大洋盆地的一部分。当昆士兰、新南威尔士以及西澳大利亚向北的载荷对梁发生作用时,梁将向南弯。结果号称南澳大利亚巨谷那样的大裂隙就产生了。据说这个裂隙从斯潘塞湾 (Spencer Gulf) 直伸到埃尔湖 (Lake Eyre) 区。有意义的事实是它走向南北,并位于大陆南部。所有这些情况都证明作用力的性质。

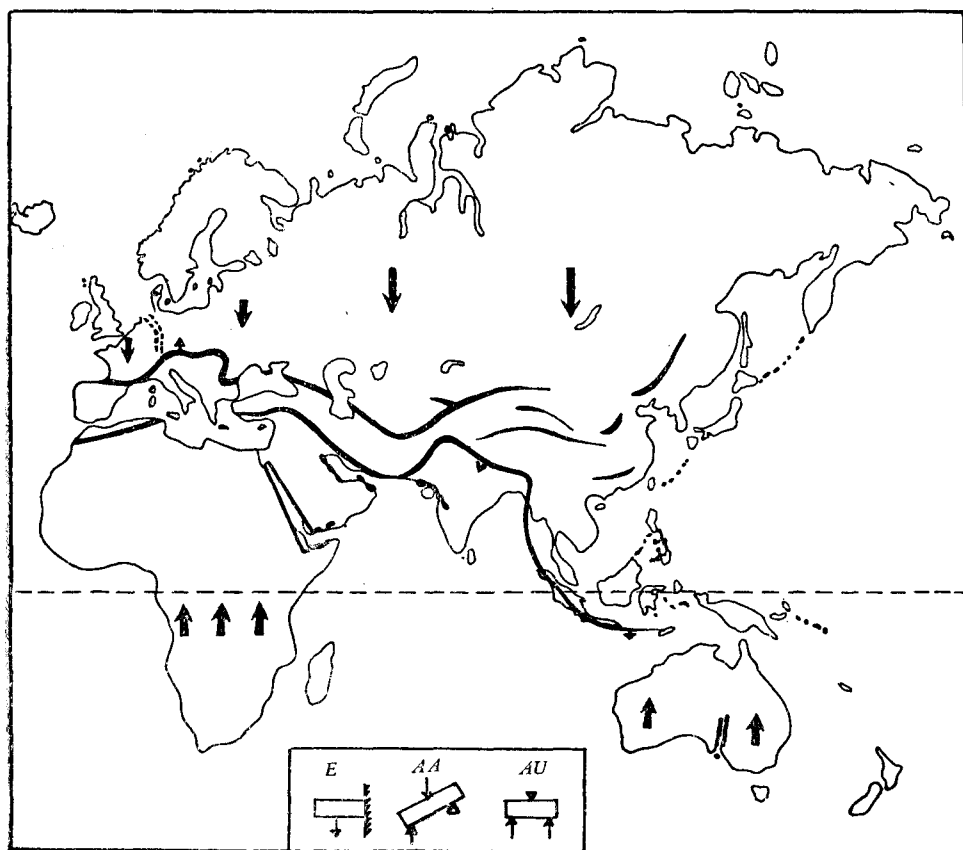


图 5 东半球简图

示大陆块施力的方向和一些较晚地质时代产生的重要变位。插图是一个图解,说明鉴定平行线指示的断裂的原理。E, 欧洲; AA, 非洲、亚洲; AU, 澳大利亚。

如果我们看一看遥远的过去,这个问题还有另外一个稍为不同的方面需予注意。因此需要采用不同的攻研方法。在我们讨论这一方面问题之前,应该明确认识到在任一广

* 至于当这些裂缝发育时,陆缘海在欧洲是如何分布的,似乎并不重要。只要在南方存在一个深槽——地中海或特提斯 (Tethys)——那么把欧洲作为一个舷梁考虑将是合理的。在这种情况下舷梁的厚度必然认为大致和槽的深度相等。

阔的古地理变迁中至少包括四个重要因素：它们是壳下层、海洋、大陆和陆缘海。由于其不同的物理性质和独特的分布，这些单元对地球转速改变的反映将大不相同。然而它们都是构成地球表层的主要部分，其表现是相互关联的。

为了我们现在的目的，我们可以把壳下层作为重圈的最上层考虑。重圈转速的任何变化，都将迅即被壳下层，至少其下部，所分担。特别活动的海洋体，转速一开始增快，立即冲向赤道，从而造成一个较扁的表面，当地球转速一慢下来，即立刻撤退。但大陆则远为刚性，速度增加不超过某一极限，不会开始运动。当转速达到极大值时造山幕才开始表现。陆缘海一般趋于跟着海洋的运动，也就是说，当转速开始加快时或在主造山幕以前，陆缘海水趋于侵向赤道；当在主造山幕起始期间或紧接其后，转速减小，陆缘海水从低纬度撤退，或侵向极区。但是陆缘海的实际运动还被海进时陆地表面的主要特征所限制。条件可能是这样，以致使边缘海水流向相反的方向。

还可能发生更复杂的情况，首先是地球整体的体积可能收缩。在这种情况下水圈的直径也要跟着缩小，海洋的体积就显得大了。海洋的这种视扩张在不同的环境下对海岸线的运动可能产生很不同的效果：（1）如果海底在收缩时平均加深到一种能容纳多余海水的程度，则在整个地球表面将不会有明显的海水运动。（2）如果在另一方面，海洋的平均深度基本上保持不变，海洋体的不可避免的横向扩张，将必然要向低洼的大陆区去找出路，不管它们是向极区或者赤道方面倾斜。（3）还有第三种情况。如果大陆表面较海底更容易变形，则可能陆地面积收缩，平均海拔升高。其结果将是普遍的负向海水运动。

对第一种情况我们很少考虑。对第二和第三种情况，只要我们留心或许能够发现，如果海洋面扁度发生变化的话，与开阔海洋联系着的边缘海水在不同方向上的不同运动程度。

其次，我们必需注意，在一特定地区，在某一特定地壳运动时期，地壳运动的性质和强度，要由该区既存构造和这些构造已经变形的程度来决定。积累的应力可能需要较主运动幕或早或晚的释放。所以我们可以期望，由于大陆表面变形，对海水总的运动的干扰发生局部以至区域性的淹没或下沉。

第三、在大气中，还可能在水圈中，温度变化的作用也可以是显著的。全球处于温和气候时，将使大气保持较多的湿气，其结果必将夺去一定量的海水。同样，广泛的冰川状态，将转变大量的海水到陆地上，形成持久冰川。再者，如果海洋体的平均温度，比如通过内部热量的较快发散，升高哪怕是几度，其体积的膨胀必定是可观的。所有这些作用，特别是那些由于大气温度变化的作用，可能是相当微弱的。但我们如果注意到有些边缘海很少淹没大陆，在没有肯定证据时，我们不能说，在陆缘海运动时，它们从未起过什么作用。

最后必须讲一下海平面可能由于陆地和隆起山脉的吸引而变生变形。

鉴于这些和其它一些可能性，作者充分意识到海洋运动的问题决不是一个简单的问题。

题。到后来对这个问题也不企图提供最终的答案。然而,从过去时代许多边缘海的海岸线的可以鉴定的位移,以及在广泛海侵时期高和低纬度地区海进的相对程度来看,很多情况有利于说明在地壳运动较主要的时期以前或以后,确实有海洋形状的有节奏的振荡,而没有和它相抵触的情形。除了对解决当前讨论的问题有重要意义之外,这样一个工作假说本身,是值得地层工作者注意的。

还可以作另外一些有深远意义的理论推导,诸如古山脉的走向、气候旋迴的时间分布、火成活动的时期、生物群的迁移等等;但这样会大大的扩大我们讨论的范围。目前,我们只消简述一下海侵现象;就连这样做,我们也只能接触到一些很概括的特征。

因为对比前寒武纪地层有困难,我们可以从元古代末开始讨论。元古代末有一个世界范围的地壳运动是无可置疑的。作为那个运动的直接结果,地球的转速将暂时减慢,海洋将开始移向高纬度。只要前寒武纪运动的“后效”持续着,水体将继续撤向极区。这似乎确实是在寒武纪时期发生了,虽然可能有些小的振荡。

在大西洋区含有荷姆虫(*Holmia*)生物群的早寒武世建造在苏联波罗的海地区发育很好。其较高层位持续地向西北超覆,直到瑞典中部完全消失。在阿巴拉契亚地向斜东北部的寒武纪海显然是从西南方向侵入的,这无疑是由于在西南存在一个古陆的缘故,它使入侵的海水走了一个弯曲的途径。这也由阿巴拉契亚地向斜西南部,也就是“阿尔必内轴”西南的那部分地向斜的早寒武世海水向东北方向运动所证明。对于这个问题葛利普写道^[20]:“当我们南阿巴拉契亚区巨厚的早寒武世建造和北部不发育的下寒武统加以比较时,可以立即看出海水是从南方侵入槽子的,向北的海进伴随着相继层位的超覆。南阿巴拉契亚区的下部层位,如化石所示时代较老这个事实,证实了这个设想。”舒克特对北美寒武纪古地理的研究^[21]也暗示那时的海水运动基本上是向北的,不过是一步一步北进的。这就是高吉克(Gorgic)、圣克罗易克斯(Saint Croix)及欧扎克(Ozarkian)海侵。从“劳伦运动(Laurentide Revolution)”以来,随着残余应变的释放,每一次海侵显然都有陆地表面的区域变形作标志。然而必须说明对这个解释的证据并非结论性的。

在印度-中国地区,含有莱德利基虫生物群的早寒武世海水从旁遮普一直伸展到中国东北的南部,但显然和北边小油节虫(*Olenellus*)生物群繁盛的海水没有连接。

海水继续北撤的结果,苏联波罗的海部分地区和华中在中寒武世晚期变成了干地;同时中国海水与北边的海水相连,致使似油节虫(*Olenoides*)生物群的若干成分侵入了。结果在欧亚都有寒武纪建造较高层位向北的逐渐迁移。

至于这个海水运动是否继续到寒武纪末或让位于一次振荡,还不能确定。无论如何,在奥陶纪时期到来时海水从极区侵向了赤道。作为证据,我们在北美东北部的纽芬兰西部找到很厚的毕克曼敦(Beekantown)和恰基(Chazy)灰岩直接覆于下寒武统之上。向西南追索到钱普雷因(Champlain)——哈得逊(Hudson)地区,上毕克曼敦和下恰基层都逐渐消失,二者间留下很大的间断。这样看来,到中、晚加拿大时期(Canadian)陆缘海是向北撤退的——这个事实由锯口螺(*Ceratopea*)和小盘螺(*Lecanospira*)生物群的迁移所确证。但

恰基海侵是由于海体总的向南运动或者北边海的扩张所致,证据还不很清楚。从葛利普的古地理图判断^[22]很可能是后一种情况。北边海水继续前进,北美大陆在早特登(Trenton)时期大部分被淹没。

从那时起,塔康(Taconic)变动越来越剧烈,致使北美普遍上升,接着便是吕奇蒙德(Richmondian)海的海侵^[23],它显然是从北边来的。据舒克特的古地理图^[24],在梅斯威尔(Maysville)时期晚期北美的中及西部没有内陆水路连接南部海洋与北极吕奇蒙德海侵,尽管特登海侵显然是由北方海水的扩张所致。因而它标志着开扩海水向极区的运动。然而塔康运动没有随着吕奇蒙德海侵而结束,而可能持续到麦迪那(Medina)时期的开始。

奥陶纪海的运动方向,在欧洲较难鉴定,因为当时波罗的海和地中海槽的走向是东西的。在不列颠群岛有蓝代洛层(Llandeilian)和喀拉多克层(Caradocian),而在西南欧前者缺失,后者存在,这表明晚奥陶世海水是向南进的。

华北的情况和北美东北部同样有意义,因为在华夏古陆以西存在一个近南北向的槽子。这里含古杯海绵亚科(Archaeocyathinae)*生物群的早奥陶世地层在东北部假整合地覆盖在寒武系顶部凤山灰岩之上,但在扬子峡区则直接超覆在下寒武统之上。在唐山盆地奥陶统灰岩被具有北方生物群特征的中奥陶统或珠角石灰岩假整合覆于其上。上奥陶统或者在石炭系岩层沉积前通过长期的侵蚀而被搬走,或者陆地已上升到阻止北方海水向中纬度入侵的程度。

从这些事件中,我们可以看出早期奥陶纪海水向南运动有两个阶段:第一个阶段标志着毕克曼敦时期的开始,第二个阶段是蓝代洛时期的开始。这两次北方海水的入侵,可以在地球转速加快的基础上加以解释。当前寒武纪运动的“后效”到寒武纪晚期消失的时候,地球将趋于加快其转速。而当速度增加时,北方的海水将趋于移向赤道。这可以解释早奥陶世的海侵。速度进一步增加,大陆上产生的大应变就更大,使大陆在早奥陶世晚期发生部分屈服。不列颠群岛在兰威尔时期有火山的强烈爆发,可作为证据。这次运动之后地球转速将有一定程度降低。但它不是一个造成很大后果的运动,它仅能使高度应变地区发生变动,从而引起早期中奥陶世海的暂时撤退,随着地球转速的进一步增加,海水又继续移向赤道。大陆的应变状态愈来愈强,终至塔康运动主幕爆发。

晚奥陶世和早志留世运动是全球规模的,在某些地区并具有造山运动的性质,如在不列颠群岛和波罗的海一些地区早志留世地层与较老岩层间的不整合关系,北美塔康山的褶皱,东亚华夏地向斜的升起等等。这次运动以后,接着水体向北撤退。结果,北部海水开始扩展,一方面淹没了哈坦加(Chatanga)-维柳(Vilui)盆地和波罗的海区域的一部分,另一方面淹没了北美内部。在北美大陆上这次海进被称作尼亚加拉(Niagaran)海侵,据舒克特的意见,这次海侵在路易斯威尔(Louisville)时期末达到最大的扩展。到尼亚加拉晚期开阔海洋似乎移向了赤道,使大陆边缘海首先从阿巴拉契亚槽撤退,接着是从印第安

* 曾经报道过在世界若干地点这一组“珊瑚”产于寒武系,但在华北证据是肯定的,它们仅产于下奥陶统。

纳盆地,再晚是从哈得逊海(Hudson Sea)撤退,最后使北美大部分成为干地^[25]。

此时加里东运动的序幕可能开始介入。但是开阔海水仍然集中在南方,在下蒙肉安(Monroan)地层中因为有独特的生物群怀特费尔得贝(*Whitfieldella*)、豆石(*Leperditia*)、克劳顿介形虫(*Kloedenia*)等存在,这无疑地说明海水是扩大了。晚期以层孔虫(*Stromatopora*)礁为特征的变化了的尼亚加拉生物群的出现,可能是由于海水的北撤,标志着晚志留世时期第二个——相当急速的沉积旋迴。到志留纪末,或者曼留斯(Manlius)阶,含有贫乏的鹰奴贝(*Gypidula*)生物群的南部海洋似乎又经历了一次水面上升运动;水面上升的很高足以侵入到上升陆地的洼地之中。

志留纪海水在欧亚大陆上的运动更难鉴定,这不仅是因为志留系在亚洲的分布和层序还了解得不够,而且因为几个生物群汇合在一起了。但略经变异的西北欧生物群在华中、华南的下志留统中出现,这与尼亚加拉期北部海水的扩大看来是一致的。在中国西南部,晚志留世地层中显然来自南方的生物群很少,它相当于北美曼留斯生物群的入侵。这表明到志留纪末期南方海洋一般是扩大了。

这个低纬度海面的上升,是加里东主幕及其同期运动的前兆。这些运动的结果,北美和亚洲整体上升了,并可能向南移了一些;从而横跨中欧大致东西向的山脉升起来了。按我们的解释,这样一次影响广泛的运动自然要把地球的转速减慢下来。因此,我们会看到泥盆纪的边缘海,如果仅在赤道一边与开阔海洋相连,而四周被高地包围着的话,它将继续向赤道方向撤退,如大陆已充分夷平,就向高纬度前进;但如果这些海仅与极区海相连的话,它们将先向极区退却然后再向低纬度前进。

后者恰好是阿巴拉契亚水体的运动。因此我们看到,下泥盆统的下部在纽约州只有几百呎属于海德堡(Helderbergien)阶的灰岩和页岩,而在加拿大东部戈斯匹半岛(Gaspé Peninsula)灰岩厚约1,200呎,仅其底部相当于纽约州的海德堡阶。在早泥盆世晚期北海水重新由北方进入阿巴拉契亚地向斜,不是由于开阔海洋改变了运动方向,而是由于北海水继续扩大。

东乌拉尔地区爱菲尔阶(Eifelian)缺失,它从西南亚的阿拉克斯区域向北进到中亚,并更北进入库兹涅茨盆地,沿途留下了特征的含拖鞋珊瑚(*Calceola sandalina*)的珊瑚生物群,这表明中泥盆世时北半球海水是继续北移的。到中泥盆世晚期或基维特(Givetian)时期边缘海更加扩大。结果是一方面俄罗斯台地下沉,另一方面是天山和昆仑盆地被淹没,产生了所谓的昆仑海侵。

在早弗拉斯(Frasnian)时期地球转速可能开始增加。随着棱菊石(*Intumescens*)生物群在北部边缘海中的出现,我们又见到水体向南推进。中国北部和西南地区第二次受到海侵;但这次海水进入明显是来自北方或西北方,绝然不同于来自喜马拉雅地向斜的昆仑海进。我们能有这样综合性认识,要感谢葛利普,他从古生物资料得出的结论是相当肯定的^[26]。

北半球的海体向南运动一直继续到晚泥盆世晚期或法门(Famennian)时期;因为正

是在这个时期，海面下降到俄罗斯台地以下，至少是它的西北部以下；半大陆状态继续遍及西北欧，包括斯匹兹卑尔根和熊岛；而海相沉积作用在德国、法国和西班牙的部分地区进行着。甚至在陆地表面必定升高过的北非，也还在奥兰撒哈拉 (Oran Sahara) 找到有含

海神石 (*Clymenia*) 生物群的海相法门阶存在，北非陆地的上升是持续挤压的结果。

在这样一个高应变状态下，大陆壳的某些部分的弹性终将不免要发生破坏。某些形态的地壳运动必将发生。其结果是地球转速必然重新减低。这就说明了为什么石炭纪开始时北半球的海水向北撤退。

沃根 (Vaughan) 曾指出在杜内 (Tournaisian) 时期不列颠地区的西南海曾持续收缩，而北海则持续扩张 (图 6)。顿涅茨盆地早石炭世巨厚的沉积向莫斯科地区减薄，其下部并被碎屑沉积所代替，这表明早石炭世海水同样是向北撤退的。

按葛利普的意见，早密西西比时期北美中部的小型内陆海仅向北开口^[27]。因此当水体向极区移动时，海岸线将首先稍向北移 (贝德福特)，但由于北海的扩张很快的又向南进。这个解释似乎与钦德虎克层 (Kinderhook)、伯灵顿层 (Barlington) 以至一些层位更高的地层相继向南超覆的事实相吻合。

然而舒克特持有不同观点，他写道：“来自墨西哥湾的风恩格兰 (Fern Glen) (晚钦德虎克) 海侵，早在布拉德福特 (Bradfordian)

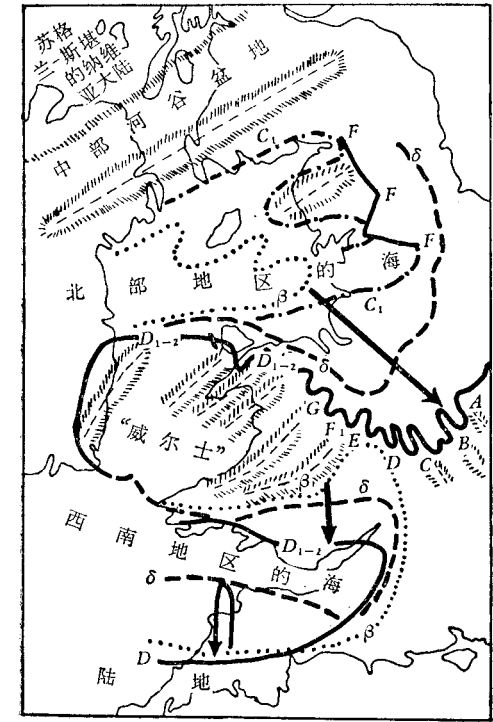


图 6 英格兰和威尔士阿沃海线的运动 (引自 L. D. 斯坦普《地层学概论》)

B——内沟珊瑚 (*Zaphrentis*) 带的开扩相; C——管孔贝 (*Syringothyris*) 带的下部或下犬齿珊瑚 (*Caninia*) 层; δ ——上犬齿珊瑚层及下 *Seminula* 带; D_{1-2} ——蛛网珊瑚 (*Dibunophyllum*) 带。注意杜内时期“北部海”的持续扩展和“西南部海”的持续收缩, 和维宪时期海岸线的南移。

时期(不是按英国的概念)就已开始了,……海进沿密苏里 (Missouria) 以东辛辛那提 (Cincinnati) 轴以西的密西西比河谷向北扩展, 达于印地安纳以南。……最后, 在钦德虎克晚期, 密西西比海水横过坎喀基 (Kankakee) 轴与北部的阿巴拉契亚海水联合了”^[28]。尽管这些观点看起来是相互抵触的, 它们却指出了同一结论, 即威维尔雷 (Waverlyan) 时期开阔海水的运动主要是向北的; 因为葛利普强调开阔水域在北方连接, 而舒克特从墨西哥湾到内地画了一个通道。到早密西西比末期, 开阔海水似乎曾向南移动。这可能曾是圣路易斯 (St. Louis) 海侵的原因。田纳西 (Tennesseeic) 期可能是由海西运动的序幕所结束。从这次运动以后, 北美陆面升高, 它的表面形象在宾夕耳法尼亚时期显然经历了持续的变化。确定那时海洋运动的方向就必须到别的地方找证据了。

从欧亚大陆的沉积物中可以找到这样的证据。我们从北美地质中看到早石炭纪或密西西比时期可能是由一场地壳运动而告终的。范围相似的运动可由狄南(Dinantian)时期末西北欧的煤盆地的分隔为代表。由于这次运动广泛,可以预期在以后的时期里开阔的海水在一定程度上向北推移。这可由在提曼(Timan)和勒拿河下游地区的莫斯科海侵来说明*。作为这种解释的一个支持,可以提一下作者最近获得的证据,它表明斯匹兹卑尔根的杯珊瑚灰岩(*Cyathophylacmkalk*)至少一部分属于莫斯科世。晚石炭世时开阔的海水又向赤道前进,结果在南欧和北非产生广泛海侵。扩展海的海湾显然伸到了南乌拉尔乃至更北^[29]。在华北现有证据也说明晚石炭世海水的海岸线曾向南移动^[30]。这可能由于当时的中国海与北海和南方的开阔海洋都相联。因而它跟着开阔海运动。

到目前为止,我们研究了早泥盆世以来的海水运动,并看到了当海水经过一些宽广的大陆运动北撤时有几个间断。这样的造陆运动也是由切向挤压导致的,只不过是更高应变状态的另一种表现形式。在象大陆块这样的物质构造中,很明显挤压应力不会无限增高而不达到其破坏强度。到石炭纪末,终于达到极限状态,全球规模的巨大变动,即海西运动,强烈的爆发了。这个巨大的大陆块运动显然持续了一段时间。其直接结果是减低了地球的转速并把低纬度过剩的海水驱向极区。

于是我们在喜马拉雅地向斜看到含卡坦䄇(*Fusulina kattaensis*)的下长身贝灰岩的上部向上接着是含有特殊化石群的中长身贝(*Productus*)灰岩,它向北延伸到蒙古地向斜,超覆于维宪(Viséen)阶之上。在顿涅茨盆地,海相阿廷斯克(Artinskian)层最顶部含植物化石的砂岩出现,也表明海水是向北撤退的;再向北,在伏尔加河谷,下及中二叠统之间没有那样的陆相沉积。而在二叠纪晚期,纵然陆地总体是上升的,海水又进向赤道带,它是海西运动第二幕的前奏。在斯匹兹卑尔根代表上二叠统的是含假髻蛤化石的浅水沉积,而在中国南部(图7)和帝汶岛的上二叠统则是深水相,如神螺(*Bellerophon*)灰岩及巨厚的晚二叠世灰岩,就是证据。虽然这些建造的一部分,特别是神螺灰岩,可能是在特殊的环境下形成的,但总的说来,它们似乎说明低纬度海水的上升运动。

至于二叠纪海水的运动如何影响北美大陆还不清楚。但从葛利普的古地理图判断,北美分崩离析的二叠纪沉积好象表示,环绕这个大陆的太平洋和北极海的开阔海水运动的方向与欧亚大陆的海水运动方向是相同的。当二叠纪早期开阔海水北退时,科迪勒拉海及其东南端,堪萨斯盆地因为只向北开口,自然能够通过水的反射运动与北极海保持联通。但当开阔的海水的运动方向在二叠纪晚期反过来的时候,堪萨斯盆地由于仅与北部海水相联通,因此,当北方海水下降到某一水平之下它最后就会干涸**。瓜达鲁普(Guadalupe)及其邻近地区在南边形成太平洋的一个海湾,因而在北边盆地干涸的时候它会下沉。

* 所谓的在撒哈拉有海相莫斯科统存在是有疑问的。

** 这些解释是根据葛利普的古地理图。

海西运动的第二幕必然曾以所有大陆广泛造陆升起的形式而发生，以致海洋不能再保持其高扁率平面。所以我们看到接着往后的一个时期海水基本上向北撤了。因此三叠纪时期大致与寒武纪相当。于是地球的一个最大的动力旋迴便完成了。

在进一步研究之前，对几个运动的精确时代这个有争议的问题，需要作一简要说明。我们在这里所要考虑的是，世界范围变动的周期性程序以及它们与海洋运动时间上的关系，而不是它们的精确年代。把这样有规律的海面振荡仅仅归之于大陆块的差异运动是很难想象的。

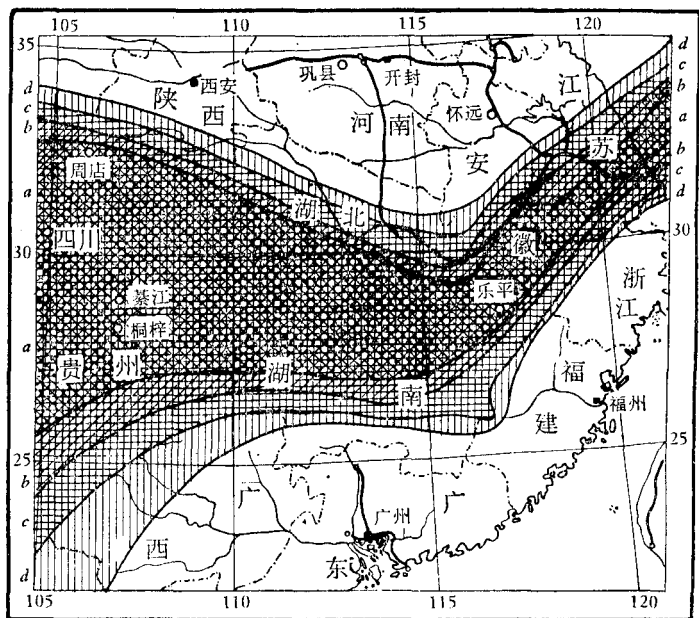


图7 华南中、晚二叠世的海岸线变动图

a. a——乐平世（蕉叶贝 *Lyttonia* 生物群）；b. b——长兴世（俄氏贝 *Oldhamina* 生物群）；c. c——小江世（丁氏直形贝 *Orthotheses tingi* 生物群）；d. d——保安和大冶世（腹棱角石 *Gastrioceras* 及较晚的生物群）。（引自葛利普，《中国地层》，第一部分，742页，图299）

用我们在这里使用过的同样方法，可以推论中生代和早第三纪时期海洋运动的方向与显著地壳变动的关系和古生代旋迴有很相同的方式和相似的顺序。本文似无必要再进一步详细地讨论。

奇怪的倒是古生代旋迴和接踵而来的，后一旋迴之间颇有相似之处，为了方便起见，这后一旋迴可称为海西-阿尔卑斯旋迴。这种相似性不仅表现在宏伟的物理事件的趋向向上，而且也见于有机体的某些发展阶段。

这样，寒武纪和三叠纪期间大陆显然经历了广泛运动，结果海水向高纬度入侵。欧扎克（Ozarkian）海侵及壳灰岩海侵是重要的例子。三叠纪末在几个地区有火山爆发，而在寒武纪末一般都很平静，用这点来对比这两个时期的自然条件是有差异的。但是，如果我们注意到在不列颠地区奥陶纪一开始就有酸性岩和细碧岩喷发，那末，这种显著的差异似

乎就不存在了。

在以后的时期里,也就是在两个旋迴中的奥陶纪时期和侏罗纪时期,我们看到两个小沉积旋迴的广泛分布。它们是奥陶纪的加拿大(Canadian)阶和恰基-特登(Chazy-Trenton)阶和侏罗纪的里阿斯(Lias)和鲕状岩(Oolite)。在中奥陶世的晚期和晚侏罗世的早期北半球的北部有广泛的海进可以说明这一问题:在奥陶纪北美和欧亚都有黑河(Black River)海侵;而在侏罗纪,和它相对应的在北美西北部有劳干(Logan)海进^[31],在北极则有辽阔的牛津(Oxfordian)海。奥陶纪末期海洋的向南运动,可以同侏罗纪末期以前的墨西哥地区的下沉,阿尔卑斯地区的堤头恩(Tithonian)沉积以及极区亚洲大陆上升^[33]相比拟。北美急速的吕奇蒙德海进在世界他处未见到相应情况,因此可以认为是局部的塔康运动间的事件。

欧洲的地质工作者告诉我们,在整个奥陶纪时期西北欧经历了一系列的小型运动;从同一来源,我们了解到侏罗纪也是一个不稳定的时代。这两个时期的气候也是明显的温暖的,因为珊瑚甚至在接近极区都繁茂的生长。更显著的是头足类生物在这两个时期都很发育。这两个时代都是以一个造山运动而告终,一个是塔康运动,一个是晚侏罗世运动或燕山运动。这些造山运动的地点虽然不同,但在规模上显然是可以相比的。

志留-泥盆纪时期大致可以与白垩纪相比。这个对比就意味着尼欧克姆(Neocomian)或科曼齐(Comanchic)旋迴相应于志留纪,而白垩相应于泥盆纪。对那些习惯于处理韦尔登(Wealden)沉积的简短记录的人,这一对比显得太武断了,但如果注意到那时在北美西部形成的巨厚沉积,及其所显示的海水振荡,那就不见得有多少异议。

比较令人难为的倒是下面的这个事实,就是科曼齐期以后肯定没有能够同志留期末期的加里东运动相匹敌的运动,尽管加里东运动,作为造山作用,欧洲的地质工作者可能有点夸大了。

中、晚泥盆世和白垩(Chalk)时期全球性的海侵看来还是我们这个试探性对比的可靠基础。可是在此我们又遇到了把泥盆纪后的运动和拉拉米运动(Laramide)置于对等位置的困难。为了我们的目的,更重要的是要指出这些向低纬度的海侵正好发生在大规模地壳运动之前。

这些时期的气候一般是温暖的。煤在泻湖与海湾中形成。但局部冰川早在泥盆纪时就发生于非洲的桌状山上,还可能在法尔克兰岛上;并认为浮冰曾漂进了英格兰白垩海。在这些时代生物形态很少有可以相互比拟的明显特征,除非强调泥盆纪的甲冑鱼和白垩纪的庞大恐龙。这两种强大武装的生物都很快的灭绝了。

到石炭纪和古新世时期,相似性又变得比较明显起来了。我们已经看到狄南时期的开阔海水先是向北撤,然后又向南进;在古新世时期也是一样,谭内特(Thanetian)时向高纬度海退,接着便是带有海神石(*Cyprina*)生物群的北方海水的扩展,海神石是北欧晚古新世的产物。

正象后狄南世(Post-Dinantian)运动预示着海西运动一样,后路特变动(Post-Lutetian)

diastrophism) 是激烈的阿尔卑斯运动的前奏。在莫斯科世 (Moscovian) 时期开阔海水部分地撤回北方; 而在始新世时期在北非、欧洲和其它地区也有相似的海水运动。货币虫 (*Nummulites*) 生物群到达英-法-比利时盆地就是相当可靠的证据。莫斯科世之末, 发生了乌拉尔海进, 始新世末发生了渐新世或通格里 (Tongrian) 海进。有意义的是这两次海侵都指明了海水南进这一事实。

这些时期有机物发展的相似性更为令人惊异。每一个时期的边缘海都充满了螺旋形有孔虫, 而且沼泽被植物碎片所盖覆。这些有机遗体的广泛分布无疑说明, 是温湿气候。

在接近这些大的动力旋迴的末了, 强烈的地壳运动相继爆发。这些运动的第一幕肯定是造山的。它标志着二叠纪和晚第三纪的开始。第二幕可能更多的是一个造陆的性质, 虽然也不能排除造山作用。我们可以肯定它在二叠纪末达到最高潮, 但我们还不能绝对肯定是否在中新世或上新世末也有高潮发生。但从上新世陆地表面高高露出的情况, 太平洋地区很多地方(上新世)有激烈的火山活动以及上新世主要沉积类型的性质来判断, 把上新世放在海西-阿尔卑斯旋迴就似乎是很自然的了。这意味着整个晚第三纪相当于二叠纪。

与陆块大量隆起、岩流横溢的同时或以后, 这两次都发生了广泛冰川作用, 尽管可能由于某种原因继阿尔卑斯运动之后的普遍冰川作用发生的时间稍稍延迟了。

新的旋迴从更新世开始。更新世时期, 世界上有些地方风成状态蔓延颇广, 这使我们想起本特 (Bunter) 来了。被人类统治的时代可能相当于晚三叠世或可能早侏罗世。如果作为仅仅是推测的这个对比是可以确立的话, 那么我们肯定将没有象海西或阿尔卑斯类型的构造运动在人类时代中发生。然而这并不是说象那些晚三叠世、早侏罗世已知的小变动不会重复出现。可能那样的小变动在今天正在进行着; 因为由不同纬度上升的海滩、溺谷等提供的证据, 不仅指出海体向赤道的前进运动, 而且指出了大陆不同部分的差异运动, 如在日本、斯堪地那维亚及其它等处那样。挽近地质时代和历史记载的火山活动、破坏性地震以及最近与受到高度应变的构造带相联系的陆块的强烈震动所造成的人类生命的残酷破坏, 这些都说明这个运动具有区域重要性。

如果我们的理论接近于事实, 那么, 我们在一系列适当台站, 仔细记录平均海洋面的微小变化, 以获得即将来临的强烈构造地震的某些前兆, 似乎并不是不可能的。因为一个强烈地震往往在震中区显示侧向剪切, 所以我们可以进一步论证, 除沿太平洋岸的高度应变带以外, 欧亚的支点, 即东高加索及其毗邻地区, 当构造变动达到高峰时, 它可能逃不过席卷而来的地震波的袭击。决定某一时间的地震中包含着许多因素, 以致除非是彻底研究了构造地震的成因, 那么任何有实际价值的地震预报的尝试都将是无益的。

再回到我们的起点。我们的全部论证仅仅是建立在一个假设上, 就是地球自转速度的变化。这样一个假设是否可以被接受呢? 我们是否有任何证据来支持这个假设呢? 确实, 亚述人的古蚀记录显示每一世纪一天可能延长了约 $1/200$ 秒。地球转速的这样一个减慢可以归之于潮汐摩擦。但潮汐的制动作用可能被其它一些动力原因所压倒。因为如果潮汐

是地球转速变化唯一的原因,则地球将在整个地质时代中不断地降低其速度;海洋将继续不断地侵向两极;海体反复向赤道的总的运动就不可能。从动力学观点我们至少可以指出两个可能原因,当它们起作用时,必将随着时间的前进而使地球转速加快:第一、由于失热,地球体积均匀收缩;第二、由于重力,较重物质向深部集中。在这两种情况下,地球都必然要失去转动惯量,因而根据动矩守恒定律必然要增加其转速。

现在以“干缩的苹果”的说法表达的老的收缩理论当然是站不住脚了;但阿冈、柯伯、史蒂勒^[34]、诺尔克^[35]、杰斐列^[36]及其他等人所主张的收缩理论似乎值得仔细考虑。这不是不可能的,即地球体积总体的收缩准备了形成山脉褶皱的物质,而它产生的动力结果则决定这些褶皱的方向。即使是收缩理论最终不灵了,第二个原因仍然值得引起注意。我们曾从岩浆分异的事实中看到,重力至少在某些情况下,对较重物质向岩浆体下部集中是起了作用的。在持续重力选择作用下,高度受热的地球深部,在某些方面表现为液体,那是丝毫不奇怪的。地震横波不能穿过地核^[37],也说明地核不是不可能全为流体。除非假定组成地球的不同化学元素,在地质时代到来之前,在重力场中就完全地、永久地处在最稳定的位置,而且我们似乎没有确切的理由去这样假定,因之某种“静力分异作用”^[38]可能曾经,或现在仍然在较深的内部大规模地进行着,就似乎不是不可想象的。较重物质向深部迁移所产生的动力效果可能被放射热能引起的固体地壳岩石的熔融所抵消,如果随着岩石熔融发生有足够量膨胀的话。但是中大西洋海岭及

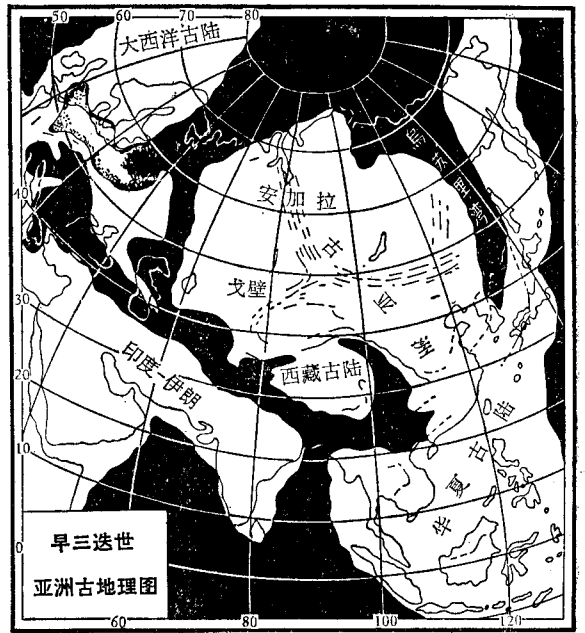
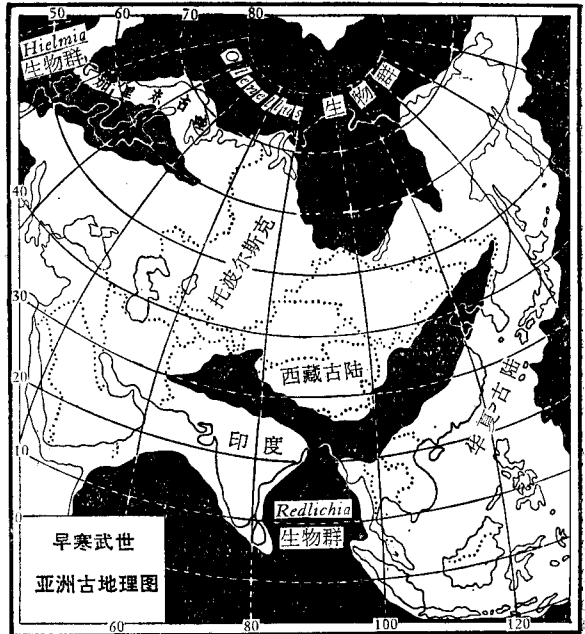


图 8、9 劳伦和海西变革以后亚洲北部北方海水的海侵图

在图 8 中这个海侵由伊尔库茨克盆地的下沉最好的表示出来,在图 9 中由北极海水的海进和乌苏里湾的形成表示。(据 A. W. 葛利普原图简化)

较重的物质向深部迁移所产生的动力效果可能被放射热能引起的固体地壳岩石的熔融所抵消,如果随着岩石熔融发生有足够量膨胀的话。但是中大西洋海岭及

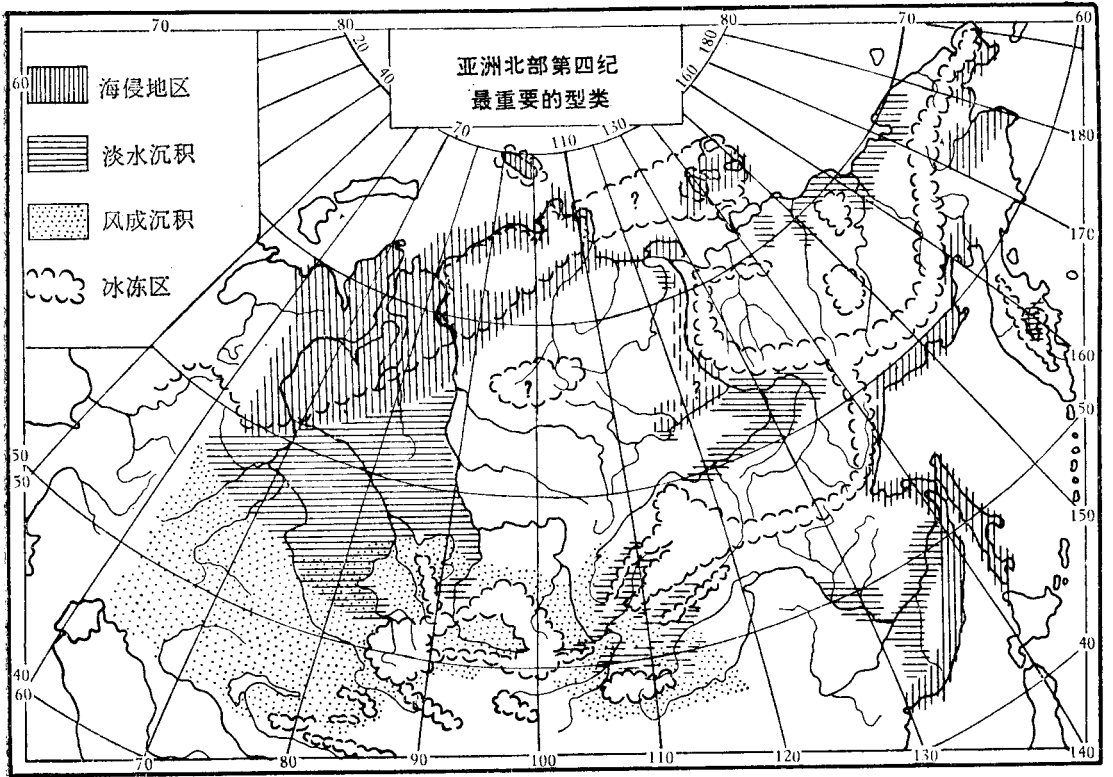


图 10 阿尔卑斯—喜马拉雅变革以后在亚洲北部北方海水的海侵图
(据 W. A. 奥布鲁契夫《西伯利亚地质》，照原图复制。)

许多海沟*的存在^[39]，似乎表明海底至少在一个时期曾经受过挤压。甚至在大陆上，我们也很难找到大规模的不规则裂缝的存在；要是壳下层真的发生过膨胀，必然会有这种裂缝。我们已经看到，较大的裂谷是大陆运动必然的力学结果，并不是壳下层膨胀的证据。

从微星假说的观点出发，在地球内部非均质集合体中，如果确实发生过重物质的下沉，那末这种下沉会是不均匀的，从而将引起极移。本文并不完全排除极移的可能性，但只要它们的移动量不超过大陆既存构造所规定的限度，这个问题对我们的讨论关系不大。事实上，地震横波的记录以及由高原上的广泛岩流和火山成因的真正海洋岛屿所显示的深成岩浆一般为玄武岩成分的事实，似乎有力地证明，至少壳下层及其下一定深度的地带基本上是均质成分。看来，微星假说本身需要加以调整，来适应地球存在的这一状态。

无论是什么原因引起角加速度，都不能否认，一幕全球规模的地壳运动之前地球转速的加快。当转速增加时，海洋和陆块便向低纬度移动或者是有向低纬度移动之势。陆块虽然多少具有弹性，最终将破裂；山脉必不可免地要升起来。这些都需要大量的功，而要作这样大量的功，显然要消耗巨大的能量；变位陆块要获得必要的动量，岩块要反抗重力作用上升为山脉，广大区域发生变质，已经散失的能量要以热能的形式加以补给，还有许

* 中大西洋海岭的构造及组成的问题自应留待进一步研究。

多其他要求要得到满足,所有这些都需要消耗能量。因为我们在构造上有理由去相信,这个巨大的能量消耗是由地球的旋转能供给的,所以地球的转速必然要暂时地减慢下来。在这种情况下潮汐的制动作用的效能也便直接地变得明显起来了。但剥蚀力能够永远起作用以使任何升起的陆块削平下来。陆地升起的部分降低了,再加上一贯存在的更为重要的内部原因,又将迫使地球以较高的速度旋转。

虽然我们认识到影响地球表面的物理变化基本上是旋迴性的,但大陆的形态和构造仍然有经历递进改造的倾向。因而在各相应的时代中,事件的严格重复是不可能的。古地理证据好象表明大陆面积逐渐缩小,因而其平均高度可能升高,小旋迴可能曾经以较快的速度重复过,而构造运动则具有更大的强度。在演化过程中,有些重要的物理事件可能被加快或减慢或甚至于全被遏止。然而这递进的改造是如此之慢,以至于在事物开始采取不同的状态以前,几个动力旋迴可能过去了。将来会有一天,全球进行了精密大地测量,给我们提供了足够的的数据去计算,比方说,最后一次大的全球性运动——阿尔卑斯运动——和下一次相应规模的运动之间的时间间隔。

参 考 文 献

- [1] Taylor, F. C. Bearing of the Tertiary Mountain Belt on the Origin of the Earth's Plan. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 21, pp. 179—226, 1910.
- [2] Wegener, A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 1920.
- [3] Jeffreys, H. The Earth etc. p. 261.
- [4] Cotton, L. A. Some Fundamental Problems of Diastrophism and their Geological Corollaries with special Reference to Polar Wandering. *American Journal of Science*, Vol. 6, pp. 454—503, 1923.
- [5] Joly, J. Radiocativity and the Surface History of the Earth. Halley Lecture, 1924.
- [6] Hobbs, W. H. Earth Evolution and its Facial Expression. 1921.
- [7] Willis, B. Research in China. Vol. 2, Systematic Geology. Chapt. VII, pp. 125—133.
- [8] Chamberlin, R. T. The Wedge Theory of Diastrophism. *Jour. Geol.* Vol. XXXIII, No. 8, 1925.
- [9] Grabau, A. W. Migration of Geosyclines. 中国地质学会志, 第3卷, 第3—4期, 1924年。
- [10] Darwin, G. H. *Scientific Papers*. Vol. II, pp. 476—480 501—506.
- [11] Jeffreys, H. *op. cit.* p. 186.
- [12] Adams, F. D. An Experimental Contribution to the Question of Depth of the Zone of Flow in the Earth's Crust. *Journ. Geol.* Vol. XX, No. II, p. 97 et seq. 1912.
- [13] Kober, L. Gestaltungsgeschichte der Erde. 1925.
- [14] Schwarz, E. H. L. Geology of Parts of Prince Albert Willowmore and Uniodale. *Ann. Rep. Geol. Comm.*, Cape of Good Hope, for 1903, pp. 76—137, 1904.
- [15] Oswald, F. Newton, R. B. Andrews, C. W. Miocene Beds of the Victoria Nyanza etc. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, Vol. LXX, pp. 123—198, 1914.
- [16] Grabau, A. W. Migration of Geosyclines. 中国地质学会志, 第3卷, 第3—4期, 第240页。
- [17] Andrews, E. C. The Tertiary History of New England and New South Wales. *Rec. Geol. Surv. N. S. W.*, Vol. VII, pt. 3, No. XIX, pp. 140—216, 1903.
- [18] Marshal, P. Crustal Movements and Geotectonics in the Pacific Region etc; *Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo. Abstract A*, No. 164, 1926.
- [19] Schuchert, C. Sites and Nature of North American Geosyclines. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. XXXIV, p. 197.
- [20] Grabau, A. W. A Textbook of Geology. Part II, p. 238.

- [21] Schuchert, C. Paleogeography of North America. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 20, pp. 482—485, 1910.
- [22] Grabau, A. W. Text-book of Geology. Part II, 276, Fig. 1088.
- [23] Ulrich, E. O. Relative Values of Criteria Used in Drawing the Ordovician-Silurian Boundary. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 37, p. 295, 1926.
- [24] Schuchert, C. *op. cit.* p. 531, Pl. 61.
- [25] Schuchert, C. *op. cit.* p. 538.
- [26] Grabau, A. W. Stratigraphy of China. Part I, pp. 158—172, 1924.
- [27] Grabau, A. W. *op. cit.* p. 445 et seq.
- [28] Schuchert, C. *op. cit.* pp. 547—549.
- [29] Tschernyschew, Th. Obercarbon. Brachiopoden des Ural u. d. Timan. *Mém, Comité géol.* Vol. XVI, No. 2, pp. 433—456, 1902.
- [30] 李四光、赵亚曾 中国北部古生代含煤系之分层及其关系。中国地质学会志, 第5卷, 第2期, 第113—134页及图版, 1926年。
- [31] Logan, W. N. *Journ. Geol.* 1900, p. 245, and Schuchert, C. Site and Nature of the North American Geosynclines. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. XXXIV, p. 197.
- [32] Burckhardt, C. La faune jurassique de Mazapil, etc. *Bol. del. Inst. Geol. di Mexico*, No. 23, 1906.
- [33] Grabau, A. W. Paleogeographic Maps of Asia. Pl. V. Fig. 27.
- [34] Stille, H. Die Schrumpfung der Erde. 1922.
- [35] Nölke, F. Geotektonische Hypothesen. 1924.
- [36] Jeffreys, H. *op. cit.* pp. 131—139.
- [37] Gutenberg, B. Der Aufbau der Erde. pp. 31—32, 1925.
- [38] Loewinson-Lessing, F. Studien über Eruptivgesteine. *Congies géol. intern.*, 1899., p. 366 et seq.
- [39] Stille, H. Alte und junge Saamtiefen; Nachrichten Von K. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 1919.

古生代以后大陆上海水进退的规程*

一、概 说

苏士 (Eduard Suess) 在他的名著《地球的面貌》(Das Antlitz der Erde) 的第二卷中, 曾经论及过去各地质时代中海水向大陆侵入或从大陆退出的规程。他的意见以为海洋线的升降, 乃至海水的侵入或退出, 从原因上说, 可分为两项: 第一项是属于宇宙的。假如地球自转的速率增加, 海洋表面的形状比陆地的形状变到更扁的时候, 两极的方面, 就要从海水中隆起, 而赤道的方面就要被淹没。反之, 陆地的形状比海洋表面的形状变到更扁的时候, 两极的方面, 就要沉没; 而赤道方面的陆地便要隆起。据苏士的意见, 这种属于宇宙的变形, 只能发生局部的影响。如北冰洋一带海岸线下降的遗痕和赤道方面屡次被海水淹没的事实, 都可从此解释。第二项是属于地质的。这一项的影响, 普遍全球, 或者使全海洋面上升, 或者使全海洋面下降。苏士以为海底受泥土的淤塞, 足以使全般的海面增高; 而陆地的崩陷, 可以使全般的海岸下降。关于地球的速率变更所发生的影响, 苏士说的极为含糊, 也不曾从地史学上作充分的论证, 所以一般地质家 (恐怕连苏士自己) 都把那所谓“宇宙的原因”混在潮汐的影响一道, 再不深究了。关于泥土淤塞海底或地壳大规模陷落使海面全般升降一层, 从理论和事实两方面, 可以证明无成立的理由。

苏士以后, 对于本问题作比较的有系统的讨论者, 有奥格 (Emile Haug)、舒克特 (Charles Schuchert) 两氏。奥格反对苏士的立论。他说在过去各地质时代中, 无所谓海面全般的升降, 亦无所谓两极或赤道各方面同时升降。据奥格的意见^[51]: 海水的移动, 完全是各地方互为消长的。比如同一时代, 一个地域渐渐被海水淹没, 而另一个地域却渐渐变成陆地。舒克特的意见, 大致和苏士类似。他的同事巴瑞尔 (Joseph Barrell) 并说明地球因自身收缩, 旋转加速, 在某种情况之下, 可使海洋面的形状变更。巴瑞尔从张伯伦 (Chamberlin) 的《潮汐及其他问题》(The Tide and other Problems) 一书的表中 (p. 59, 67) 寻出几个数据, 作为他计算的根据。假如地球全体的密度, 在速率变更以后, 仍受拉普拉斯法则的支配; 换言之, 如果 U 为重力场位的函数, 速率变更以后, 仍是

* 本文原以英文发表于 1928 年《中国地质学会志》第 7 卷, 第 1 期, 第 81—123 页。汉文本发表于同年 11 月前中央研究院地质研究所集刊第 6 号。这次付印是以原汉文本为依据。原文中夹有西文词汇, 为便于阅读, 作了汉译。在翻译词汇第一次出现时, 西文附在汉文后括号中。古生物学名的翻译尚无统一办法, 对古生物学名以及由之演变成的地层名称, 一般都未翻译。地名、人名等查自不同的地图或根据不同的翻译习惯, 译法不太一致。因系原文照登, 文中因时代局限而有的一些缺陷均未作变动。——编者

$$\frac{d^2U}{dx^2} + \frac{d^2U}{dy^2} + \frac{d^2U}{dz^2} = 0$$

那末,地球的半径从 4,060 哩缩到 3,960 哩的时候,每天的时间,应该减少 4,419 秒;每天时间减少 14,990 秒的时候,半径的缩短,可从前书第 67 页表中前两行寻出。依据这些数据,可得地球的平均半径缩短 1 哩的时候,赤道的半径便比两极的大 950 呎。这个结果,当然以收缩的部分限于地球的中央或其他部分为条件。平均起来,我们可以说每 1 哩的平均半径缩短,赤道的半径,就要增 90—100 呎。在两极海面下降 60 呎;赤道上增加 35 呎;在纬度 35° 的地方,海面不升不降^[113a]。

奥格的意见,近来经过史蒂勒 (Hans Stille)^[115] 的详细讨论,似乎不能认为正确。本文中所述的事实,也多与奥格的结论相反。假如我们照奥格的意见,把太平洋区域也当作一块过去的大陆,那如许浩荡的海水,我们将把他搁在什么地方? 过去大陆上的浅海,分明是不够容量的。

在讨论《地球表面形象变迁的主因》一文中,著者曾尝试地引伸到海水的侵入与退出,应该在时代上和造山运动有一定的关系^[69]。当造山运动发生以前,地球的自转速率增加,赤道方面的海面,应该随而增高,同时两极方面的海面随而变低;反之,在造山运动盛行的时期,或造山运动方了的时候,地球自转的速率,应该稍稍减小;于是两极方面沉没,而赤道方面海面降低。引伸的结果,非作到十分妥当,当然不足为凭。本文的用意,就是用归纳的方法,广罗事实,试看从事实上所得的结果,究竟与引伸的结果是否相符。

不过在入手节节讨论以前,我们不能不注意几件重要的问题。第一件就是海面运动 (hydrocratique) 与陆地运动 (géocratique) 的区别和关系。从大陆块 (shield) 和陆沉带 (geosyncline) 的构造看起来,大陆的各部分时升时降,是极明显的事实。这种运动,简直是对地心的运动,并不是因为海面的升降而表现出来的。但是从地层学上事实,我们不能直接断定任何地域在任何时期,对于地心,曾经移动。我们所知道的只是某一地域在某时代曾被海水淹没,或曾从海底而变为陆地,所以就一般说: 这样的运动,可以完全因为海面的升降;也可以完全因为陆地的升降;又可以为两项原因相消或相加的结果。

我们虽然没有绝对的方法证明究竟是哪一种原因使某时某处的海面发生变动,可是也有相当的方法来间接断定哪一种原因与事实最相符合。如果在某一时代大陆各处海水的进退,完全是陆地各部分发生相对运动的结果,换一句话说,如果是陆地各部分因为构造上的变动而发生升降的结果,那末,同一时代各地方海水的运动,应该参差不齐;下降的地方被海水淹没,上升的地方露出海面,是必然的趋势。如果在某一时代大陆各处海水的进退,完全因为海面的升降,那末,在海面升高的地域以内,无论何处,只要与海水连接,必定只发生海水侵入的现象而不发生退出的现象;在海面下降的地域以内,无论何处,只要与海水连接,必定只发生海水退出的现象而不发生海水侵入的现象。海面的升降,受局部的影响极小。所以我们可以说: 海面对地心果真有了升降,那种影响,必定不限于局部;如果海陆两方面同时发生变动,那就要看哪一方面移动较大。比如在一个地域,海面往下

降同时陆地也往下降；如若海面比陆地下降的少，那时便要发生海水侵入的现象；如若海面下降的程度比陆地下降的程度大，那时便要发生海水退出的现象。在后项情形之下，海面的下降，仍然与海水退出现象一致，与陆地不动，结果相差不远；但在前一项情况之下，海面虽然下降，海水反而侵入，那便与陆地不动，海面单独运动的结果大不相同了。其他海面和陆地两方面并动的种种关系，可由此类推。

第二件就是照克莱劳特 (Clairaut) 的定理，海洋表面的形状和地球全体的形状，不能相差很多。因为克莱劳特的方程式明白表示地球的扁度是重力和地球旋转力的函数；二者之中，又以重力的关系最为重要，所以在地球的全体质量没有发生变更的时候，换一句话说，陆地方面还未发生运动而变更扁度的时候，即令因为地球旋转速率增减，海水首先感应，即时增减他表面的扁度，然而必竟为重力的场位所限制；赤道或两极方面海面的升降，决不能超过一定的程度。究竟能到什么程度？那便要看地球表里各部分抵抗这种变形的力量有多大。从此将要涉及地球全体构造和强弱的大问题，除非我们设了许多假定，至少现在无法解决。如此，我们现在只好换一个方法，从事实方面，那就是从过去海水的遗迹上研究。

第三是地球旋转轴移动的问题。现在所谓旋转轴的运动，并非指短期的变动，如章动 (nutatation) 之类；乃是指地质时代大规模的移动，亦即对地表各部分长距离的迁移。简单地说：就是地球的两极和赤道在地面变更位置的问题。关于两极和赤道的地位，在过去各地质时代中，曾经大为变迁一说，主张最力者，近年来要首推魏格纳 (Alfred Wegener)，据魏格纳的意见，两极的地位既然移动，地球的最大直径和最小的直径方位，也不能不移动。海洋为流体，立刻可以变形。但是陆地的变形，极为缓慢，所以就两极移动的方向说，在两极前面的地方，海面应该下降，海水退出；反之，在两极的后面的地方，海面应该上升，海水侵入。魏格纳并约略举出由早泥盆世到早石炭世，又由早石炭世到晚二迭世两个时期中，大陆上各处海水进退的情形以为例证^[35]。骤然一看，魏格纳的推论，似乎颇有道理：不过他的议论过为简略，我们不能承认他的意见有了充分的根据。

总之，地球旋转轴究竟曾经几度大规模的移动与否，问题太大，牵涉的太多，困难也不少。因为要避开那些难关，最好我们简直不作那种假定，试看过去各地质时代中，海水的进退，是否有一定的规程。如果有一定的规程，究竟那种规程是怎样的？同时我们也不假定地球的旋转轴绝对的不移动。在本文讨论的范围以内，就是赤道的地位，就非洲大陆说，曾落在现今的北纬 10° — 15° 的地方，同时两极的地位，在现今的纬度 82° 以上的范围内移动，于我们的结论，并没有多大的关系。

关于古生代中海面的变迁，著者在前文中已约略的讨论。本文讨论的范围，只限于古生代以后各时期海水在陆上出入的情形。可惜一直到今天，南半球各地方地层学上的事实，还未十分明了；就是北半球北冰洋一带的地层层次，也还要大费研究。所以我们现在的讨论，只能限于北半球；而在北半球中，又只能着重几个已经有详细地层调查的地方。这是就地域上说。若就时代上说，在造山运动颇剧烈的时期——比如第三纪的后半期——

大陆各处发生运动,地面各处升降不一。因此海洋面的形状,即令有了变更,也不容易从海水的侵入或退出的遗迹上推测出来。所以我们可以预料到第三纪后半节海水进退的情形,也和古生代末造一样,极不规则,没有讨论的必要。

现在,我们从事实上去找中生代和新生代两时代北半球大陆上海水进退的规程。

二、地层学上事实的分析

(一) 三 迭 纪

从晚石炭世的末造一直到中生代的初期,世界各大陆上都发生了很剧烈的运动,是已经确定的事实,在此无庸论列。这一回地壳运动的结果,有的地方造山作用极其显著;例如北美的阿巴拉契亚(Appalachian)山脉,欧洲的阿尔摩利加(Armorican)或华力西(Variische)山脉。亚洲的天山、昆仑、南山乃至秦岭,欧亚间的乌拉尔山,在当时似乎都经过造山运动。其余还有许多地域,受了挤压,整个儿升高,发生所谓造陆运动。所以在三迭纪的时代,大陆的表面,平均起来,离海面颇高。于是大陆上浅海所占的面积,比较也不甚大。就北半球说:当时陆上的浅海,有所谓乌苏里海股,由西伯利亚的极东北部一直伸到海参崴以南;又有所谓大地中海(Tethys),从中国的西部经过喜马拉雅陆沉带再经过中亚细亚一直到欧洲的南部。这一条大地中海也许有一分支从现今的里海附近往北,沿着乌拉尔一直通北冰洋^[49]。在北美方面,仅仅北冰洋一带和北美的西部以及墨西哥,有若干地域沉没在海里。

北美的西部,当时显然是一个陆沉带,和太平洋岸平行,犹如喜马拉雅陆沉带在亚洲一样。在这种大陆沉带中,陆地自身免不掉发生运动,所以在那种地方海水的进退,不能绝对的表示海洋面的升降。至于北冰洋一带海水的出入,在讨论本问题中,的确极为重要。可惜北美洲靠北冰洋一带的三迭纪地层层序,至今还未见有详细的考察。不得已,我们现在只好把欧亚方面的情形,当作标准。

从欧亚大陆上南北两方面三迭纪地层发育的情形看起来,在三迭纪中,海面的升降,似乎有两次旋回。第一次旋回,到拉丁尼克(Ladinien)时代为止。第二次旋回,到诺利克(Norien)时代终结。从欧亚大陆南北两部分三迭纪地层发育的情形,我们可以得着关于这两次旋回的若干证据。

先说欧洲南部,亦即阿尔卑斯陆沉带中各处三迭纪岩层的发育,当然不是完全一致;不过就大概说,通欧洲的南部,极相类似,奥格将欧洲南部的三迭纪地层,作了一番比较,得下列普遍的结果^[52a]:

4. 诺利克时期 极普遍的灰质停积。
3. 喀尼克时期 除了陆沉带的中部有相当的深水停积以外,其余各处都是湖水停积,多含盐类和植物的碎片。

2. 中三迭世时期 普遍的灰质停积;在许多地域,停积毫无间断。
 1. 早三迭世时期 破碎岩石的停积。

从上述普遍的地层层序看来,可以知道南欧一带在早三迭世的时期,海水退出;中三迭世的时期,海水侵入;在晚三迭世的初期,即喀尼克时期,海水又退出;到晚三迭世的后半期,即诺利克的初期,海水又侵入。这种情形,不独适合于阿尔卑斯陆沉带的本处及其附近;并且适合欧洲极东南部分的喀尔巴阡^[35,128]和克里木等处。在这些地方,往往有人说拉丁尼克时代的地层,不曾发育。然而仔细考察的结果,已经证明了拉丁尼克的岩层,大半都是一种缺乏化石,或绝无化石的镁灰岩^[47]。

喜马拉雅陆沉带,自古生代的末造经过三迭纪全纪,似乎始终都淹没在海水里。从耳菊石(*Otoceras*)石灰岩的发育看来,在三迭纪还未曾开幕的时候,那地方的海水已经不浅。换一句话说:那地方的地面必定是很低。在那种极低洼的陆沉带里,即令海面发生升降的运动,除了海岸附近的地方,不会受多大的影响。就是海边当时发生了海水进退的痕迹,到了今天,保存的机会,是很少的。这并不是说我们将来在喜马拉雅山一带,绝不会发现三迭纪中海水进退的遗痕。现在事实上我们就知道在拜恩斯(Byans)地方的转菊石(*Tropites*)石灰岩中,层序确有间断。那一个间断的时期,大约与上喀尼克或下诺利克相当^[22]。在欧洲的南部,也差不多是这一个时期,海水曾经退出,前已说过。

在喜马拉雅陆沉带的本处,因为前述的原因,不容易找出海水进退的证据;然而到了这个陆沉带的东北方,那就是中国的西南部,我们就可以得着明显的事实,证明欧洲南部以至中部的贝壳灰岩(Muschelkalk)海水侵入的现象,在亚洲的南部也曾经发生过了。关于这个问题,柯肯(E. Koken)曾有详细的论述,现在不必赘说。我们应该注意的就是:这贝壳灰岩时代的海水侵入,与以前说过的中三迭世时的海水侵入,大致就是一回事。如此看来,通过三迭纪,欧洲南部海水进退的情形,与亚洲南部的情形,在大体上,没有多大的不同。

南部的情形,大致如此。现在我们说到北冰洋方面。为简单而又便于比较起见,我们最好是利用奥布鲁契夫(W. A. Obrutchew)最近搜集的材料。据奥布鲁契夫的研究,西伯利亚东北部三迭纪地层发育的情形,可概括如下^[87a]:

上三迭统:

6. 瑞提克(Rhætic)阶 缺乏。
5. 诺利克阶 泥质岩、砂岩或砾岩,砂岩中往往含植物碎片,泥页岩中含斧足类甚多,*Pseudomonotis ochotica*一种尤夥。其他尚有若干腕足类及头足类。属于这一期的岩层,多分布在鄂霍次克海的南北两岸,维尔霍扬斯克山脉,亚纳盆地,新西伯利亚以及奥列尼奥克流域。
4. 喀尼克阶 页岩及石灰岩,含 *Halobia fallax*, *H. zitteli*, *Pseudomonotis*, *Schizoneura* 等种族化石;多分布在鄂霍次克海的北岸,亚纳盆地以及科捷利内(Koteley)岛一带。

中三迭统:

3. 拉丁尼克阶 缺乏。
2. 安尼西(Anisien)阶 属于本期的岩层,在西伯利亚发展的范围甚小。由黑龙江一直到

亚纳河的下流,安尼西阶的地层,大约完全缺乏。唯有西伯利亚极东北部的奥列尼奥克河口,亚纳河下游,库拉(Kullar)山等处,有泥灰质或泥砂质的岩层,其中含有 *Hungarites*, *Beyrichites*, *Parapopanoceras* 等类化石,大约属于本时期。又在海参崴附近,出一种黑色的泥灰岩、砂质页岩及砂岩,其中含有 *Xenodiscus*, *Monophyllites*, *Ptychites*, *Pseudomonotis* 等类化石,大约也是属于这个时期。

下三迭统:

1. 赛特(Scythien)阶 属于本期等岩层,在西伯利亚的东部占相当的面积。概括可分为南北两部分:在南部的多属砂岩,砾岩及页岩;其中含有 *Meekeoceras*, *Myophoria*, *Myalina* 等早三迭世的特殊化石。从俄罗斯岛(Russki)到黑龙江流域都有这种岩层。总厚一千多米,大约代表下三迭统的全部。在北部的多属页岩砂岩;砾岩极少。分布在奥列尼奥克下游,科捷利内岛以及鄂霍次克海北岸一带。这些岩层含 *Meekeoceras*, *Xenodiscus*, *Monophyllites*, *Olenekite*, *Keyserlingite*, *Czekanowskite*, *Sibirite*, *Hedenstromites* 等类化石甚多。大约属于赛特时期的后半期。

以上所述各地层的时期的鉴定,都有相当的古生物学上的根据,我们相信无大错误。那末,我们可以说:在西伯利亚的东北部,当早三迭世的时期,海水曾一度侵入,以致喜马拉雅海中的生物群,如 *Meekeoceras*, *Xenodiscus* 等族,流徙到西伯利亚北部的海中。当中三迭世的时期,西伯利亚东北部,因为海水退出,大部分成了陆地,所以拉丁尼克阶的地层完全缺乏,安尼西阶的地层,发展也极小。当喀尼克的时期,有石灰岩、页岩发育,表示海水颇深,海水侵入的现象;而到诺利克的时期,发生了许多砾岩、砂岩,且含植物的破片,这显然是海水退出的结果。在此我们应该注意西伯利亚东北部海水进退的情形,就时代上说,完全和欧亚大陆南部的情形相反。

关于乌苏里海股在三迭纪中的变迁,大致是如此。现在的问题是沿着乌拉尔山的那一条海水,在三迭纪中,曾经发生过何种的变化。据葛利普(A. W. Grabau)的意见,当三迭纪时代,乌拉尔山的旁边,有一条南北的地中海,联络北冰洋和大地中海。从当时生物群分布的情形着想,葛利普的意见,似乎有充分的理由,可以成立。不过到三迭世的时代,这一条南北的地中海,完全干涸了。在晚三迭世中,海水是否重新侵入,现在没有地层学上的事实可考。然而再往西北去一点,便又有了证据:安德生(J. G. Andursson)曾在熊岛(Bear Island)发现了一种含 *Myophoria* 的地层^[2]。这一种地层中有 *Clinolites*, *Dawsonites* 等类化石;显然表示喀尼克时代海水侵入的结果。斯匹次卑尔根的三迭系,也含着两段海底的停积。最下一段是一种煤性的石灰岩,在伊斯弗约尔德(Isfjord)层上。其中有 *Posidonomya minor*, *Meekeoceras furcatum*, *Monophyllites spitzbergenisis* 等种化石。属于维尔格罗(Virglorien)即早三迭世的后期,没有问题^[75]。这一层石灰岩上就是一种黑色的页岩。其中有 *Daonella linstromi*, *D. arctica*, *Ptychites* 以及 *Parapopanoceras* 等种类化石。这些生物,显然和西伯利亚东北部的安尼西时代的地层中所含的生物群相当。在上段是煤性的页岩。其中含着 *Halobia zittelii*; 显然和西伯利亚东北部的喀尼克阶相当。上部的这一层页岩,虽然不厚,然而是一种海底的停积,没有疑问。

把以前所说南北两方面海水进退的情形总合起来,我们可以得以下的结论:

在早三迭世的时代,海水从阿尔卑斯陆沉带退出,而同时西伯利亚的东北部,斯匹次卑尔根和乌拉尔山的旁边各地方,有若干处所被海水淹没,到了中三迭世的后期,南方各处的海面扩大的时候,而北冰洋方面的海却从大陆上退出,在晚三迭世的前半期,即喀尼克时代,阿尔卑斯一带海水低涸,湖沼出现的时候,在北冰洋的斯匹次卑尔根地方,却短时期地被海水淹没,西伯利亚东北部的内海也变深了;所以当时在那一方面的停积物,多是灰质或者泥质;浅水中的砂砾,并不常见。最后到了诺利克时代,南方海面的扩张,极为明显,而在北部所见的停积物,不是停积在浅水中的粗砂砾,就是停积在陆上的岩石破片。

北美北部的海成岩层,至今还不甚明了。就大概的情形看起来,北美的东北部,海成的三迭纪岩层,似乎完全缺乏。唯有西南部的加利福尼亚和爱达荷一带,淹在海里,正与亚洲的喜马拉雅陆沉带相当;因为 *Meekoceras* 也是在这个海中主要的生物。过了这个时期,南方的海面缩小,海水从爱达荷退出。到中三迭世的前半期,海面又扩大了。海水从加利福尼亚、内华达等处,侵到俄勒冈。这一次侵入的海水,却与前次不同,其中带着一群北冰洋来的生物,如 *Parapopanoceras*, *Hungarites* 等族,大致和斯匹兹卑尔根,及西伯利亚东北部的安尼西时代的生物群是一样的。到中三迭世的后半期,这一个北美西南部的内海,似乎更有扩大的形式;其中的生物群,如 *Ceratites trinodosa* 一种,完全和欧亚南部的贝壳灰岩一样。从此可以证实贝壳灰岩时代,北美的南部,海面也有扩大的现象。从此以后,火山爆发,海水似乎从加利福尼亚部分地退出,渐渐向北方移动,经过不列颠哥伦比亚,直通北冰洋,所以北冰洋的生物,如 *Dawsonodites*, 又出现了。当时加利福尼亚的地面大约很低,所以始终没有完全升出海面;因之有许多生物,如 *Halobia*, *Tropites* (特别是 *Tropites subculatus* 一种)等类,可以在欧、亚、北美三洲南部的海中任意流徙。从这些生物可以知道此次海水稍向北移的现象,正发生在喀尼克时代。这又与欧亚方面海水移动的情形,适相符合。最后到了诺利克时代,南北美西部的海水,从阿拉斯加到秘鲁,大见扩张,有分布甚广的 *Pseudomonotis* 地层为证。

(二) 侏 罗 纪

因为侏罗纪的地层,在世界上各处,特别在欧亚方面,颇有详细的研究,所以关于侏罗纪中海面形状变更的情形,我们可以作比较精确一点的讨论。通过侏罗纪时代,海面形状变更有两次旋回:其一属于里阿斯(Lias),其二属于鲕状灰岩(Oolite)世。当晚侏罗世的末造,也许有其他比较短期的或局部的旋回,不过那种旋回远不如前述两期旋回的重要。

(甲) 里 阿 斯 旋 回

为便利起见,我们先讨论南部海水进退的情形。地中海一带,里阿斯地层的发育,颇不一致。在几个低洼的地域,如葡萄牙的塔吉(Tage)地方,法国南方的迪涅(Digne)附近、多菲内(Dauphiné)盆地、伦巴迪亚(Lombard)、阿尔卑斯,以及狄那里(Dinarid)、亚平

宁 (Appennin) 陆沉带, 通过里阿斯时代, 自始至终, 淹在海里; 所以在这些地方的里阿斯地层中, 向来不曾发现间断。在阿启塔 (Aquitaine) 和罗讷 (Rhône) 两盆地中, 里阿斯的地层, 差不多可以算是完全, 唯下里阿斯的上部, 稍有缺欠。这些地域, 都是很低, 所以长久沉在海底; 可算是几个特例。至若其余一般的情形, 便大不同。就一般的情形论, 我们可以说: 欧洲南部的里阿斯海, 自从杜美 (Domerien) 时代起, 便渐渐的扩张。例如西班牙北部的特鲁埃耳 (Teruel) 省, 杜美时代的浅水石灰岩, 或者直接覆在最下层里阿斯的赫坦阶 (Hettangien) 镁灰岩上面, 或者在比较高一点的里阿斯地层上面, 显然表示里阿斯的前后两期中海水曾经退出、侵入^[23]。在罗讷盆地亦即“考塞斯海湾” (“Colfe des Causses”) 的北口, 杜美时代的砂质石灰岩, 超过其下森纳缪尔 (Sinemurien) 层分布的范围, 并且与森纳缪尔层的关系不定, 或者有砾岩间隔, 或者为一种泥灰质的石灰岩所隔断^[104]。下普罗凡斯 (Basseprovence) 等处, 情形正与此相类, 不过在那一方面, 海水的侵入时期, 也许稍早一点。在威尼斯 (Venetien) 阿尔卑斯^[79]以及特兰西瓦尼亚 (Transylvania) 等处, 杜美阶上部分的地层, 也有扩张的现象。

再迟一点, 到托阿西 (Toarcien) 和阿连 (Aalenien) 的初期, 地中海一带的海面, 更为扩大; 意大利有名的罗索菊石 (Rosso Ammonitico) 石灰岩, 正是这时代发生的^[3,76]。还有许多与罗索菊石同时代的海成岩层, 分布到伦巴迪亚阿尔卑斯, 西班牙的南部, 以及摩洛哥的特拉拉司地块 (Traras Massif)、伯尼沙逊 (Benisnassen) 等处^[42]。在意大利极南部的加拉勃利亚 (Calabrie) 地方, 托阿西和阿连的岩层, 往往直接落在一种已受侵蚀的花岗岩上; 下里阿斯的上部和中里阿斯的地层, 完全缺乏^[44]。法国东南的布里昂松 (Briancon) 地方, 在杜美时代, 还露在海面; 到阿连的初期, 连他两边的盆地, 一齐都淹没到海里去了。

再往东南方去, 在克拉科夫^[105]、顿涅茨盆地、巴尔干、克里木^[4]、非洲东部, 以及喜马拉雅等处, 至今都留下托阿西或下阿连时代海水侵入的遗迹。在喜马拉雅、俾路支一带, 有极厚而分布甚广的基俄托 (Kioto) 石灰岩。这一层大海停积物, 明白表示上里阿斯时代, 海水在亚洲南部扩大的事实。更有趣味的是: 马来半岛附近的罗地 (Rotti) 岛上, 曾经因火山爆裂, 冲出许多里阿斯时代的岩石。从那些岩石破片中所含的化石看来, 只有下里阿斯和托阿西时代的地层, 埋在地下; 而中里阿斯时代的地层, 似乎缺乏^[106]。由此可知亚洲的东南部也有上里阿斯时代海水侵入的痕迹。

北美洲的南部, 在里阿斯的时代, 只剩下加利福尼亚、俄勒冈、内华达三州的若干部分, 仍然沉在海中。关于这一带海水在里阿斯时代进退的情形, 至今还不甚明了。可是有两件事, 很可以注意: 第一是加利福尼亚北部的泰勒维尔 (Taylorville) 地方有一种海成的砂岩名哈德格拉夫 (Hardgrave) 砂岩^[54]。这一层砂岩在属于巴柔 (Bajoncien) 时代的汤姆生 (Thompson) 石灰岩之下; 特勒尔层 (Trail Formation) 之上。特勒尔层含植物化石, 显然非海中的停积; 并且也是属于里阿斯时代。从这种地层上的关系, 我们敢断言加利福尼亚的北部, 在上里阿斯时代曾被海水淹没。在内华达西部的洪堡德山脉一带, 有 1500—2000 呎厚的石灰岩代表里阿斯统; 在墨西哥湾的普韦布拉 (Puebla) 及委拉克路斯 (Verac)

Cruz) 等处^[5], 也有里阿斯时代的黑板岩。这些岩层和他们上下的岩层, 似乎都不是连续的。从这些岩层分布的情形推测, 前述晚里阿斯时代加利福尼亚北部海水的侵入, 似乎不是局部的现象。第二是这些里阿斯时代岩层中所含的化石, 如 *Arietes* 等类, 与北冰洋一带当时的生物毫无关系; 而与南美和地中海一带当时的生物, 都有相当联络。这也可以说是晚里阿斯时代, 南部海面扩大的一种间接的征象。

综合前述的事实, 我们可以说: 当中里阿斯时代, 海水由欧、亚、北美三洲南部的若干地域退出; 而当晚里阿斯的时代, 这三洲的南部, 发生了普遍的海水侵入现象。南方的情形, 大致如此, 现在来说北方的情形。

在北冰洋一带, 里阿斯的地质, 不甚发育。而向来在这一方面所发现的化石, 都是七零八落, 不足以确定地层的系统。在哈坦加与勒拿两河之间, 托尔 (E. Toll) 和托尔马捷夫 (Tolmatchew) 两氏, 曾采集了若干种化石。据巴甫洛夫 (A. P. Pavlow) 的鉴定, 那些化石, 都属于中里阿斯时代^[91]; 上部和下部的里阿斯地层, 都行缺乏。唯在维柳河畔, 有一种泥砂质的岩层, 其中含 *Harpoceras murchisonæ*, 应该是属于阿连时期。这一层上下的岩层, 都是淡水沉积物^[99]。亚纳盆地中, 传说也有里阿斯时代的海成岩层; 但是层位至今还不明了。

最近据科赫 (L. Koch) 的调查, 格陵兰的东北部, 也有含海洋化石极丰富的里阿斯地层; 单在一层中, 化石有 200 余种之多。究竟属于里阿斯中的何时期, 不久大概可以决定^[61]。

北美靠北冰洋方面, 一直到现在, 只知道两处有里阿斯时代的海成岩层: 一是阿拉斯加; 二是帕特里克岛 (Prince Patriek Land)^[1136]。阿拉斯加的伊诺赫金 (Enochkin) 层的下部, 究竟是否有一部分代表里阿斯统, 尚属疑问; 帕特里克岛虽然出了 *Harpoceras macclintocki* 和 *Monotis septentrionali* 两种化石, 然而这两种化石, 都是新种, 不能确定时代。

照这样看来, 北冰洋一带, 在里阿斯时代, 被海水淹没的地方很少, 只有哈坦加和勒拿两河中间的地域, 确实有海水侵入; 所占的面积, 比较也不小, 所可注意的就是海水侵入此地的时期, 恰在中里阿斯时代, 也就是海水由欧亚南部的若干地域退出的时代。维柳河流域的含 *Harpoceras murchisonæ* 岩层, 代表晚里阿斯时期的最后一期, 严格讲起来, 比南部各处晚里阿斯时代海水侵入的时期稍晚一点。即令假定是同时的, 这种局部的侵入, 绝不能与南部普遍的沉没并论。总而言之, 不管北方局部海面变动的情形何如, 当里阿斯时代的末造, 北半球南部的海面, 大为扩张, 是无可怀疑的事实。

(乙) 鲕状灰岩旋回

照前回的办法, 我们先来讨论南部海水移动的情形。在西班牙北部的特鲁埃耳省, 由巴柔到卡洛夫 (Callovien) 时代的地层, 都很完备。在阿腊贡 (Aragon) 地方, 从阿哥维 (Argovien) 到启莫里 (Kimmeridgien) 时代的地层, 也很完备。再上就是一种不含化石的砂质石灰岩, 大约属于波特兰 (Portlandien) 时代。在这些地方, 牛津 (Oxfordien) 时代的地层

缺乏^[23]。阿启塔盆地的情形,与此类似,所不同者,就是卡洛夫地层不甚发育;而波特兰地层中含有化石,证明属下波特兰时期。亦即蓬隆阶(Bononien)。

法国中部高原的旁边,特别东北边,不独牛津的地层完全缺乏;巴柔地层,也只有上部。其余属于鲕状灰岩时代的地层,都很整齐^[52b]。

罗纳盆地的周围,由巴柔到卡洛夫的岩层,都极完备;在“考塞斯海湾”一带,有由阿哥维到启莫里上部的地层,继续出现;在福康特(Vocontien)槽地有提顿(Tithonien)时代的停积物掩覆在启莫里阶之上;再上就到白垩系的范围了。通过罗纳盆地的四周,除了几个有数的地点,如阿尔代希(Ardèche)的附近略有牛津阶的地层外,其余各处,大都无牛津阶^[52c]。

多菲内盆地的鲕状灰岩地层,较罗纳盆地为完整;各时期都有相当的停积物。可是属于下阿哥维的地层,岩质变异,隐约表示当时海岸线的变迁或海水深浅变换。至于提顿的地层,在这一带,显然有扩张的形式。例如在埃姆布鲁耐斯(Embrunais)、犹巴耶(Ubaye)、布里昂松(Briancon)、下普罗凡斯等处,提顿的地层,直接覆在里阿斯统上面^[60]。再往北去,一直到瑞士的阿尔卑斯一带,情形大致相同。

在东南欧提罗尔(Tyrol)地方的南部^[94]以及喀尔巴阡的西部^[80,129],下鲕状灰岩的地层,甚为完全;从巴柔到牛津期,每一时期都有海成岩层以为代表。而从阿哥维到启莫里期的地层,都付阙如。可是再往东方及东南方去,到喀尔巴阡的东部波多里亚(Podolia)、加里西亚(Galicia)的东部,特兰西瓦尼亚的东部,多不鲁查(Dobrudscha)、亚美尼亚(Armenia)等处,启莫里的地层,发育甚广,并且大形扩张,或者超越其下的岩层,或者直接落在比较很古的岩层上面。

在意大利中部的亚平宁一带,有含 *Reinekeia*, *Perisphinctes* 等类化石的石灰岩,代表鲕状灰岩统的下部。这种石灰岩之上就是那有名的阿卜提求斯(Aptychus)页岩。与阿卜提求斯页岩相当的一种灰质岩层,在托斯卡那(Toscana)的蒙特塞拉(Mont Serra)地方,出产启莫里期的化石,并且直接覆在里阿斯地层之上^[44]。提顿的地层,在意大利的中部和西西里岛等地方,也呈极显著的扩张现象。

在高加索、克里木、松达克(Sondak)、外里海(Trans-Caspian)、曼格什拉克(Mangy chlak)以及顿涅茨盆地等处,下部及中部鲕状灰岩统的地层,都有相当的发展。但是在高加索无启莫里上部的地层^[81];提顿或伏尔加阶与启莫里阶的下部接触。在克里木地方,提顿有时以砾岩作底,掩覆在曾经折皱的下侏罗统之上^[107],有时直接与片麻岩相接。下侏罗统与提顿阶之间,并无启莫里阶的代表。

当阿哥维时代非洲北部的突尼斯北部,君士坦丁州以及乌阿申尼地块(Uarsenis Massif)等处,显然受过海水的侵入;因为这些地方的阿哥维阶多直接覆在里阿斯的上面,只有少数地方,现在还遗下若干塞夸奈(Sequanien)时代的岩层。到阿特拉斯(Atlas)山脉以南,只有巴柔和巴通(Bathonien)的地层存在;而到突尼斯的极南部,由巴通至启莫里的地层,似乎都很完全,并且都是石灰岩或镁灰岩。在这一带地方,虽然不能看出海水在鲕状

灰岩时代进退的痕迹，然而到了阿尔及利亚和奥兰（Oran）的南部，就可以看见阿哥维-启莫里时代的地层直接落在三迭纪的火山岩流上。同时这些岩层，又被其上的提顿阶超覆^[52D]。这显然证明阿哥维-启莫里和提顿两时代中，那一方面海水的扩张。

在非洲东北部的埃塞俄比亚及索马里两处，巴柔和巴通两时代都有海成的地层；这些地层之上，就是启莫里阶^[24,27,38]；其间牛津期各时代的地层，大都缺乏。阿拉伯半岛的西南部和巴勒斯坦等处的情形，大致也是如此。东部非洲有坦达古拉（Tendaguru）一层海成的岩石，属于启莫里时代，直接覆在一种麻岩上面。这些事实，都证实非洲东部和亚洲东南部，有许多地方，当牛津时代，海水退出；到启莫里时代，却又被海水淹没了。

下部鲕状灰岩的地层，在喜马拉雅一带代表极少。那有名的斯匹提（Spiti）页岩的下部，也许属于启莫里阶；然而就其中所含化石的种类而论，似乎全属于波特兰阶。在卡赤（Cutch）地方，下鲕状灰岩的地层，颇见发育；有帕洽姆（Patcham）层和查瑞（Chari）层的下部为之代表。查瑞层的上部和再上的卡卓尔（Katrol）层代表阿哥维及启莫里毫无疑问，因为卡卓尔层中的化石与阿尔卑斯一带启莫里时代的化石，关系甚为密切。

墨西哥的马札彼尔山（Sierras de Mazapil）地方，无鲕状灰岩前期的地层。在那一方面最低的鲕状灰岩地层，大约从塞夸奈起。反之，启莫里和波特兰的海成岩却甚发育。前者所含的化石与中欧类似；后者所含的化石，有一部分似乎来自北冰洋，如 *Aucella*。又有一部分与地中海一带当时的生物群，关系颇见密切^[6]。

南方的情形大致如前所述；现在说北方的情形。格陵兰的东北部，如克洪姆（Khum）岛，有巴柔和巴通期的地层。迤南在斯特瓦尔特角（Cape Stewart）、哲姆逊兰（Jameson Land）等处，不独有巴柔和巴通期的地层，并有卡洛夫阶下部的地层。再南，又有伏尔加期的岩层^[77]。

最近据科赫调查的结果，在格陵兰的东部，除了里阿斯统以外，还有卡洛夫和波特兰阶地层，都甚发育。又在威尔海姆地（King Wilhelm Land），卡洛夫和启莫里两时代的地层分布很广。在此极北的地方，有启莫里的地层分布甚广，颇不容易解释。然而那些启莫里的地层，究竟属于启莫里期的哪一个时期，岩层的性质何如，至今还未见详细的报告。所以在地史学上的关系我们现在还不能决定^[61]。

在法兰士约瑟夫群岛（Franz Josef Land）的卡普福洛拉（Cap Flora）地方（北纬 80°），巴柔阶、上部卡洛夫阶以及下部牛津阶的地层^[82] 都因为受了玄武岩流的保护，遗留至今。那种玄武岩流中夹有含植物的岩层，证明火山爆裂的时期在晚侏罗世^[95]。在查理斯地（King Charles Land）方面，情形亦与此相同^[96]；不过在查理斯地和斯匹次卑尔根两处，有下伏尔加的地层。

挪威西北罗弗敦群岛中的安多（Andö）岛上，有海成的牛津地层。牛津层之下，就是一种含煤的岩层，和斯匹次卑尔根的下部鲕状灰岩含煤相当^[67]。由此可知安多一带，当下鲕状灰岩时代尚为陆地；到牛津时代，乃有海水侵入。

欧俄平原的东南方，如萨拉托夫、基辅及立陶宛等处，有巴通期的地层；但在欧俄平原

的中部，下鲕状灰岩统的地层完全缺乏。比如在莫斯科附近，属于上卡洛夫阶的一种页岩，直接落在中石炭世的岩层上面；卡洛夫之上就是牛津、阿哥维，一直继续到下部启莫里阶。上部启莫里阶缺乏。再上又有伏尔加层，其中含 *Paulovia* 和极大的 *Perisphinctes* 等类化石。其层位当属于下部伏尔加。由此可见当启莫里的后半期，海水由欧俄平原的中部、北部撤退；到伏尔加时代，重新又侵入了。

再往北方去，由彼乔拉 (Petchora) 盆地到新地 (Novaja-Semlja) 岛一带，从下卡洛夫阶到最上牛津阶 (*Cardioceras atternans* 层) 各层，都极完备；启莫里阶缺乏；伏尔加阶有相当的代表。这种伏尔加层，往东展布很远：利亚平 (Liapin) 地方^[56]、西格瓦 (Sygwa) 盆地，乃至乌拉尔以东的索斯瓦 (Soswa) 流域，都有伏尔加期的地层。

在梁赞 (Riazan) 地方，伏尔加阶地层和其下的启莫里阶也不连续；因为那一方面的启莫里阶，多含化石，证明他属于启莫里阶的下部。上部启莫里阶，只发现于欧俄平原的东南边境。例如在西木比尔斯克 (Simbirsk) 以及奥伦堡诸省，启莫里阶和其上的蓬隆阶，层层继续，毫无间断。至若上部伏尔加阶，亦即阿揆隆阶 (Aquilonien) 大部分都发生在伏尔加河流域；从莫斯科到卡赤浦尔 (Kachpur)，以及索斯瓦河流域，阿揆隆的地层，展布更广，在索斯瓦的支流利浦西亚 (Lipsia)、尼安萨 (Nyansa)、乌鄂尔亚 (Uolja) 等河流域，据费多罗夫 (Fedorow) 的研究，伏尔加阶底下的启莫里阶地层中，有海底的生物化石，同时又有木材的化石和陆上动物的遗骸。此地的启莫里阶地层，都是砂泥；显然表示一种浅水的停积，启莫里阶之下，就是牛津阶的粘土^[87b]，大约纯粹是海成的。

叶尼塞与勒拿两河之间，沿北冰洋海岸一带以及勒拿河流域，有一种海成岩层，分布甚广；其中含 *Inoceramus* 和 *Aucella* 甚多。从前俄国的地质家都以为此层属于伏尔加阶的上部。经过了详细的研究，现在才知道属于白垩系的最下部。

由哈坦加河口到勒拿河口托尔马捷夫曾采集了多种侏罗纪的海洋化石，据米哈尔斯基 (Michailski) 和巴甫洛夫的研究^[91]，那些化石，有一部分属于波特兰阶的下部；还有一部分属于牛津和卡洛夫阶。启莫里时代的化石完全不见。哈坦加海湾里的小岛上，也有卡洛夫、牛津以及下部伏尔加阶的地层；但是启莫里阶完全缺乏^[109]。科捷利内岛上所发现的侏罗纪地层，只有塞夸奈层，含海底生物的化石，如 *Aucella bronni*, *A. kirghisensis*；其余各层或缺乏，或为陆成岩层。在新西伯利亚岛上的维索基 (Wyssoki) 角所发现的侏罗纪海底生物化石，似乎都属于卡洛夫时代^[91]。

托尔在亚纳河流域廷盖海 (Tynghehei) 地方发现一种含 *Gryphaea cf. dilatata* 的页岩^[123]。显然与英伦的牛津粘土 (Oxford Clay) 相当。这种页岩分布的范围很大；亚纳盆地的大部分大约都有此种页岩。此页岩之上，就是一种砂岩，大约属于尼欧克姆阶 (Neocomien)。

鄂霍次克海南岸的布兰德霞 (Brandscha) 河口，有若干巴柔和巴通期的地层；岩质大都是色黄而粒粗的砂岩；其中有 *Oxytoma munsteri* 等化石。艾尔加 (Elga) 河流域，传闻有上塞夸奈阶的地层，但还不能确定。

北美方面，由阿拉斯加到不列颠哥伦比亚以南，都有中鲕状灰岩时代的地层。阿拉

斯加的伊诺赫金层的上部和纳克尼克 (Naknek) 的下部, 大约代表卡洛夫至牛津阶; 有 *Cadoceras doroschini*, *Cardioceras alternans* 等化石为证。与下部纳克尼克同时代的岩层, 不但遍布于大平原 (Great Plains) 区域, 并且往南伸展, 到怀俄明 (Wyoming) 的北部, 名孙丹司 (Sundance) 层。据斯坦敦 (Stanton) 的意见, 孙丹司层与欧洲的牛津阶相当; 其下一部分或者与卡洛夫阶相当, 亦未可知。伏尔加阶的地层, 在阿拉斯加和不列颠哥伦比亚直接落在卡洛夫或牛津阶上面。启莫里阶在美洲的西北部, 大约完全缺乏; 纵有海成岩, 其展布的范围, 必定极为狭隘。

综观前述南北两方面的情形, 我们从大处着想, 不难得一个极重要的结论: 除了欧洲东南和非洲北部及东部几个极低的地域以外, 牛津阶和一部分卡洛夫阶的地层, 通欧、亚、北美的北部, 到处都有代表。当时海水侵入的范围, 比现今这两时代的地质分布的范围, 当然还要广大; 因为有许多地方, 当时虽有海底的停积, 迨到出水以后, 难免不因为侵蚀作用消失掉了。比如在北美的西北部, 卡洛夫和牛津阶的地层, 现在虽不成一整片; 而就岩质和古生物学上的理由判断; 北美的西北部当时实为一片浩淼的大海, 美国的地质家称这一个海为劳干 (Logan) 海^[68, 114]。格陵兰现在缺少牛津阶, 大约也是因为牛津时代以后, 海水退出, 以致牛津时代所造的地层剥削尽净了。

北方的海水, 过了牛津时代, 大部分从大陆上撤退, 而南方的海水, 从阿哥维时代起, 便渐渐的扩张; 到启莫里时代, 南方海水扩张的范围愈加大了。同时北方有许多曾经淹没在海里的地域, 变成了陆地。启莫里的海成岩层, 虽然在北冰洋方面, 有相当的发育, 但无海水扩大的痕迹。比如索斯瓦流域的启莫里地层, 显然是浅水或大陆式的停积; 而欧俄平原中部的启莫里。只有下部的一部分, 和上面的伏尔加阶并不连续。

现在说到地壳运动的问题。据各处调查的结果, 从阿连到巴通时代, 地壳颇不安定; 许多地方都有微弱造山运动的痕迹。但是侏罗纪时代的主要造山运动, 到启莫里时代以后, 才大规模的发动。关于此问题, 史蒂勒^[115]和勒温斯基 (J. Lewinski) 两氏讨论极详, 无庸再述。不过我们应该注意启莫里时代以后的造山运动, 并不限于欧洲及亚洲的西南部; 亚洲东部的燕山运动和北美西部的内华达山脉 (Sierra Nevada) 运动, 显然是属于同一时期的。

然则, 我们可以说: 里阿斯世末造至鲕状灰岩世初期的地壳运动将要发动而未发动的时候, 北半球南部的海面扩大。自从此次运动发生以后, 南部的海面收缩, 而北部的海面扩大, 过了牛津时代, 北部的海面又收缩, 同时南部的海面又扩大; 于是又发生二次造山运动名曰第一次新启莫里运动。这第二次运动发生以后, 有一部分海水退往北方, 留下所谓伏尔加时代的地层。此后南部的海面继续扩大, 一直到第二次新启莫里运动发生, 海水又往北方移动; 这时侏罗纪已告终局, 而白垩纪开始了。

(三) 白 垩 纪

从北半球各处地层看起来, 通过白垩纪时代, 大陆上大小共有六次海水的侵入。其

中有三次在北部;其余三次在南部。从时期上说:北部最大的侵入,发生于尼欧克姆的初期。其余两次,范围都不甚大;一次在阿尔必(Albien)时代,再一次在森诺(Senonien)的初期。南部第一次的侵入,发生于尼欧克姆的末造;其余两次,一在森诺曼-土伦(Cenoman-Turon)时代,一在森诺的后期,即麦斯特瑞昔特(Maestrichtien)时代。其他局部海面的变动,比较起来都不甚重要。

(甲) 尼欧克姆旋回

当尼欧克姆开幕的时候,北冰洋一带,有许多地方都被海水淹没。格林兰的克洪姆岛上有凡兰今阶(Valanginien)和巴勒姆阶(Barremien)的海成地层^[92]。在查理斯地有一种泥灰质的岩层含着 *Aucella crassicolis*, *A. keyserlingi*, *Belemnopsis*, *Cylindroteuthis* 等类化石;直接覆在伏尔加阶之上^[96]。斯匹次卑尔根大约也有凡兰今阶的海成岩层,但是现在还不能确定。欧俄北部的彼乔拉盆地,除了欧特里阶(Hauerivien),其余尼欧克姆时代各期的岩层,都很完全^[93]。乌拉尔山的东麓,如利浦西亚的北部及西格瓦河流域的托尔雅(Tolja)及利亚平等处有含海绿石的泥砂质岩层,属于尼欧克姆阶的下部;其中有很大的 *Exogyra* 及 *Belemnite lateralis* 等化石^[56]。此层以下,便是侏罗纪的伏尔加地层。其间无有间断,现在还不可知,再往东去,到叶尼塞河下流的普里留契诺耶(Prilutschnoje)地方附近,又有含海绿石的灰质砂岩;其中曾发现 *Inoceramus neocomensis*。杜丁诺(Dudino)地方以下曾发现灰色石灰岩的块砾,其中也有尼欧克姆时代的化石。从这些事实推测,叶尼塞河的下流,当尼欧克姆的时期,必有很大的地面沉到海里去了^[37c]。

更往东去,到太梅尔(Taimyr)半岛,又有许多白垩纪的岩层露出。那些岩层的性质和叶尼塞下游的尼欧克姆地层相类;其中含 *Aucella*, *Astarte veneris* 等化石甚多,当然也是属于尼欧克姆阶的下部。托尔马捷夫在哈坦加和阿纳巴尔(Anabara)两河之间,曾经发现尼欧克姆的海成岩层;其中并夹有食盐、石膏和劣质的煤层;化石也不少;*Simbirskite* 族特别的多。据巴甫洛夫的研究,那些化石,属于下部尼欧克姆阶^[91]。哈坦加湾内别吉切夫(Begitschew)、普列俄德拉辛尼亚(Preodraschenie)诸岛上,都有凡兰今时代的地层。

奥列尼奥克和勒拿河下游之间,尼欧克姆阶颇见发育。此处的尼欧克姆阶可分为上下两层:上层名 *Inoceramus* 层,多含 *Inoceramus retrorsus*^[70] 及 *Aucella crassicolis*^[71];岩层大都是浅灰色或绿色的砂岩;下层名苏拉克(Surak)层,大都是黑色或深灰色的页岩,其中结核极多。这些岩层,大约展布到奥列尼奥克河的源地;足见其分布的范围很广。

由勒拿河的下流,通过恰拉·乌洛奇(Chala-Uloch)山脉一直到亚纳盆地一带,含 *Inoceramus* 及 *Aucella* 的页岩砂岩,分布极广。那些砂岩页岩都属于尼欧克姆阶;其中大部分是海成的;有时海成的岩层渐渐变为淡水或陆上的停积。

阿纳德尔(Anadyr)的上游^[98]和波库尔奈(Pokulnci)山一带,有尼欧克姆阶的砂岩和页岩,含 *Aucella crassa*, *A. keyserlingi*, *A. volgensis*, *A. bulloides* 等种化石。据巴甫洛夫的研究,这些化石,都是尼欧克姆时代的特产。往南去,到布烈亚(Bureja)盆地,最

低的尼奥克姆层 (Berrias) 夹在一种含煤的岩层中。其中砂岩页岩层中 *Inoceramus cf. ambiguus*, *I. retrorsus*, *Belemnites* 等化石。据施密特 (Schmidt) 的研究, 此层应与奥列尼奥克河下游的苏拉克层相当^[110]。

黑龙江下游的高仁 (Gorin) 河口, 有一种黑色的页岩; 其中有 *Aucella keyserlingi*, *A. inflata*, *A. cf. volgensis*, *Inoceramus ambiguus* 等化石。此种黑色页岩, 显然与苏拉克层相当, 属于下部尼奥克姆阶毫无疑问。

照前述的事实看起来, 当尼奥克姆时代的初期, 北冰洋一带, 有极大一块地方, 沉在海底。这一个大陆上的海, 沿着乌拉尔山的两旁以及叶尼塞、勒拿、亚纳诸河的流域, 往南方伸张。西伯利亚的东北部, 也有一部分淹在海里, 这一道浅海分布的区域, 大致和晚侏罗世的浅海相同; 不过到尼奥克姆时代范围更扩大了。

北美方面, 当尼奥克姆的时代, 也有一片大海占住阿拉斯加的一部分, 不列颠哥伦比亚边境^[25], 夏洛特 (Queen Charlotte) 岛一带, 一直通南部的加利福尼亚海。在这一个浅海中, 北冰洋的生物, 特别 *Aucella crassicolis* 非常的繁盛。据斯坦敦说: 一直到诺克斯维尔 (Knoxville) 时代的末期, 恐怕那个海底完全给这一种贝类占领了^[112]。在诺克斯维尔层的上部, 北方的生物势力仍然很大。比如 *Simbirskite* 一族, 夏洛特岛上一直到加利福尼亚, 常常发现。在这一带地方, 这种生物的化石往往与提顿阶在一道发生。由此可知尼奥克姆时代的岩层, 或者停积在晚侏罗世时代遗下来的浅海中, 或者在那些浅海的附近, 经过了新启莫里运动以后, 才沉没到海里去了的。

在南方这种情形很多。例如葡萄牙的西部、西班牙的北部、突尼斯及阿尔及利亚的北部、罗纳盆地、阿尔卑斯的西部、亚平宁的中部、西西里、巴伐利亚、喀尔巴阡、巴那特、(Panat)、塞尔维亚、多布罗加 (Dobrogea)、克里木高加索 (Crimea Caucasus) 的北部、里海附近、俾路支的西部、盐岭、东非以及墨西哥等处, 在尼奥克姆时代, 都沉没在海里。不过这些地方的尼奥克姆海, 大概都是侏罗纪末造遗留下来的。所以在这些海中停积的岩层, 大都和最上的侏罗系相连续, 而甚少扩张的痕迹。即偶然有海水侵入的现象发生, 如在墨西哥湾一带^[114a], 而那侵入的方向, 全是向北的; 并且这种局部的侵入, 决不能与当时北冰洋一带大规模的侵入可比。尼奥克姆阶最低的一层——伯瑞阿斯 (Berrias)——在北方颇见发育, 而在南方则常缺乏。

南方的尼奥克姆地层, 虽然有相当的发育; 然而在许多地域, 尼奥克姆阶下部并不完全。比如法国罗纳盆地的南部, 最低的尼奥克姆地层为欧特里阶; 凡兰今阶完全缺乏^[116]。到加尔 (Gard) 及埃罗 (Hévault) 等地方以北, 巴勒姆阶的地层, 才渐渐出现^[99]。在复理层带 (Flysch Zone) 的中间, 里海附近的曼格什拉克地方, 意大利的东南部^[117], 西西里的西北部, 凡兰今时代的地层, 或者部分或者完全的缺乏。在罗纳盆地的边境, 法国东南部的下普罗凡斯以及克里木^[65]等处虽然有凡兰今时代的地层; 然而那些岩层的质料, 都是浅水中的停积物, 与侏罗纪末造的提顿阶大不相同。这种的情形, 固然可以说是经过了新启莫里运动以后, 一部分地面起落的结果; 可是我们并无证据证明如奥格所言, 从那些地方撤退的海

水,同时侵入其附近的地域;反之,北冰洋一带,如前所述,当时都发生了大规模的海水侵入现象。然则,我们不能不相信尼欧克姆的初期,北半球上的海水,一部分往北方去了。

假如把南方各处尼欧克姆阶的层序再详细比较一番,我们又可以发现尼欧克姆时代,海面的变形,适成一小旋回。这一次小旋回,在欧俄平原的东部,有一带低洼的地域,自北彼乔拉盆地起,南至克里木止。当凡兰今初期,因为海水北去,所以这一带低洼的地方,为海水所淹没造成一条直通南北的浅海;如果不是这一条海道通了北冰洋特产的 *Aucella crassieolis* 决不会流徙到克里木一带去了。到欧特里时代,此海大部分干涸;最后到巴勒姆的时代,南北海道交通似乎又恢复了,因为克里木一带又有北方特产的海洋生物 *Simber skite* 发生。

罗纳盆地的情形,也与此相类。当凡兰今时代,深海所占的区域甚狭;除所谓“伏康田海沟”(‘Fosse Vocontienne’) 而外,少见有深水停积。其中主要的生物,如 *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Duvalia*, *Pygope* 等族,是地中海一带的特产。到欧特里时代,海水变浅,但同时表面扩大;于是北欧的生物,也流徙到罗纳盆地一带到巴勒姆时代,海水又变深了;并且范围也扩大了,同时北欧的生物灭迹,而地中海一带的生物群又进来了,从阿普第(Apitien)的初期起,海水又由罗纳盆地撤退。同时在法国的北部和英伦的南部发生海水侵入现象,造成海绿石砂(Greensand)地层。

从前述两方面的情形看来,尼欧克姆初期,海水往北移动,大约到欧特里时代的末造为止。过此时期,海水又从北往南;于是北方的地域渐渐干涸,南方的海面渐渐扩大。一直到巴勒姆的末期,或阿普第的初期,亦即所谓乌尔冈(Urgonien)时代,南方的海面,继续的扩张。这一次南方的海面扩张,决不是一种局部的现象;从乌尔冈石灰岩纯净的性质和它分布的辽远,便可看出。例如在阿尔卑斯的西部,复理层带,高加索南部以及意大利等处,都有乌尔冈石灰岩或其相当的岩层;而在意大利乌尔冈石灰岩,尤其发达,并且常常超过其他岩层。在墨西哥湾一带,尼欧克姆海最扩大的时候在弗莱德里克斯堡阶(Fredericksburg Stage)。此层岩石中含有 *Requienia*, *Monopleura*, *Radiolites* 等类化石;显然与欧洲乌尔冈时代的溶蚀灰岩(Schratten Kalk)相当^[113c]。

前述各项事实,虽然足以证明尼欧克姆的末期,近赤道一带,海面膨胀;同时我们不能不承认这一次海水扩大的范围,远不及尼欧克姆初期,北方海水扩大的范围;也不及森诺曼时代南方海面扩大的范围。所以我们可以把尼欧克姆循环,看作尼欧克姆-森诺曼大旋回中的一小旋回。

(乙) 森诺曼旋回

森诺曼旋回,可以说是从阿普第的后半期开始;因为从阿普第的后半期一直到阿普第的末期,海水似乎有往北移动的趋势。在南方各处,阿普第和阿尔必的地层,往往不甚完备。例如罗纳盆地的南部,阿普第和阿尔必的地层中,常有间断^[52e]。在萨瓦(Savoy)和汝拉(Jura)山的西部,阿普第的一部分,或全部,缺乏^[52f]。在西班牙的南部,阿尔必

只出现于安达鲁西亚 (Andalusie) 以东。在巴伐利亚, 由凡兰今到森诺曼的地层, 都很完整; 唯有阿普第一层缺乏^[130]。其他诸如此类的事实甚多。不过象这一类地壳运动甚烈的地方, 海水的出入, 也许是因为奥地利 (Austrische) 运动发生以后, 地形变动的结果; 不足以证明海面整体的升降。

要避免前述的困难, 最好是找一块地盘安定的地域, 看那种地方, 当阿尔必时代, 海水有什么变迁。欧俄平原恰好就是那种地方。在欧俄平原中, 阿尔必地层的分布, 只限于北方, 如莫斯科、弗拉基米尔、西木比尔斯克等处。到了平原的南部, 如波罗克 (Pologue)、波多利亚等处, 阿尔必阶完全缺乏。就是在克里木, 有无阿尔必阶, 现在还是问题。如果这种现象只限于欧俄平原, 也许可以说是局部的陆地运动所致; 实则不然, 当时英伦方面的海水也大见扩张; 所谓高尔特 (Gault) 层, 正是在这时候造成的。不但北欧的海面扩张, 就是北美方面的海水。同时也有扩大的遗迹。据舒克特说^[14b]: “当早白垩世的末造布来尔莫 (Blairmore)-阿尔必时代, 北冰洋的海水, 沿着落基陆沉带扩大。但是这一股海水仿佛未曾超过阿尔伯达 (Alberta) 的皮斯河 (Peace River) 以南; 从此以后, 海水又往北方撤退了”。最堪注意的就是: 此次海水往北方撤退的时候, 美洲西南部的达科他 (Dakotan) 海又扩大起来了。这就是森诺曼时代的侵入。

苏士曾经说过: 森诺曼时代的海水侵入, 在北半球上, 只限于南部。当时北部还有极大的地域, 大部露在水面。苏士以后, 地层学上的发现更多; 愈加证明苏士的意见正确。例如由非洲西北部的阿特拉斯山脉以南, 一直到古拉拉 (Gurara)、木第尔 (Muidir)、伊苏安 (Issuan) 等处, 森诺曼地层, 甚为发育。塔德麦特 (Tademait)、廷赫特 (Tingert)^[124] 等高原上以及的黎波里 (Tripoli) 的哈马达-艾尔-荷姆拉 (Hamada-el-Homrah) 地方, 都有森诺曼海成岩层。确实表示当时海水侵入的痕迹。在这带地方, 阿尔必时代地层, 甚为缺乏。

在阿尔及利亚和突尼斯, 森诺曼时代的岩层, 大都是泥灰岩和石灰岩, 常常超过其下的岩层; 例如在奥兰省的赛列苏 (Seressu)、列胡 (Lehu) 等处, 森诺曼层显然直接落在侏罗纪岩层之上。阿尔必阶在北非的近地中海一带, 常与其下的阿普第地层连续; 但是到奥兰高原的北麓, 却有超过其下岩层的形势。突尼斯的北部, 似乎无土伦 (Turon) 时代的地层; 但在摩洛哥麦西塔 (Meseta) 方面, 土伦统不独完整, 并且有侵陵的形势^[528]。非洲北部的情形是如此。非洲西部, 当森诺曼的时代也有很大的地面淹在海里; 例如苏丹^[43]和安哥拉^[45]两处, 由弗拉康 (Vraconnien) 到土伦统的地层, 都很整齐。

埃及的努比亚 (Nubien) 砂岩^[39], 常有森诺曼岩层。前者实为一种海滨的停积; 在北部的层位较低, 愈到南部, 层位愈高; 显然证明中白垩世时代海水往南扩张的现象。土伦统在埃及不甚发育; 在西奈地方, 向未闻有土伦的地层。阿拉伯东南部^[26], 巴勒斯坦及叙利亚^[7]等处的情形, 与此相似。

现今的地中海以北, 被森诺曼海淹没的地方也不少; 靠地中海北岸的西部, 尤其显著。例如葡萄牙的西部, 森诺曼地层, 甚为完全; 并含有各种海洋生物化石。不过那一方面, 海

水侵入的时期略早；大约在阿尔必的后半期^[46]。西班牙的南部，森诺曼阶也甚完全；而阿尔必阶到安达鲁西亚以东才出现。

罗纳盆地及其周围，森诺曼层的底层，往往是一层粗粒的砂岩，其中含有薄煤层，表示海水初步进入的情形^[46]。阿尔必阶有时缺乏，例如在加尔及阿尔代希附近仅时有红色砂岩。

迤东到萨瓦汝拉山西部^[9]，阿尔必和森诺曼两层都表现为侵陵的形势。后者岩质不定，可见其停积的地位，离海岸很近。

阿尔卑斯的东部及伊朗北部诸山脉的东部，阿尔必、森诺曼乃至土伦时代的地层常常缺乏，或者发育极不完全。例如在复理层带中，只有薄层的西威尔灰岩（Seewerkalk）代表森诺曼阶，在阿尔必砂岩之上。从这一方面森诺曼阶缺乏的情形看来，奥格的意见，似乎不无几分道理。然而，最近史蒂勒对于此问题已有详细的讨论。据史蒂勒的意见，这一带地域缺少森诺曼层的原因，并非是因为森诺曼时代海水从这些地方退出，乃是因为尼欧克姆时代以后、森诺曼时代以前，阿尔卑斯东部地面隆起，本来就不曾为海水所淹到。这是一说。还有一说，就是：在晚白垩世的初期，因为海水从南部退出，所以把森诺曼和土伦时代所造的地层，大部分剥蚀去了。即令这两说都不对，这局部的海水退出，决不能与当时南部大规模的泛滥，正负相消。所谓大规模的泛滥，不独指前述的非洲各处和阿尔卑斯的西部的汪洋大海，就是阿尔卑斯以东被淹没的地方还是不少。例如巴伐利亚北境的森诺曼层，有石灰岩、泥灰岩、砾岩等项海底停积，直接覆在三迭纪、侏罗纪岩层之上。意大利的佛罗伦萨地方的西部，以及加拉勃利亚的南部，海成的森诺曼层，竟与一种极古的片麻岩相接。在特兰西瓦尼亚森诺曼层或在尼欧克姆层之上，或直接与古代的片麻岩相接^[83]。在喀尔巴阡山脉的内部，森诺曼层超过侏罗纪的地层。巴尔干高原的西部，也有海成的森诺曼分布得多瑙河与巴尔干之间。克里木有一层白垩质的岩层，大约是代表森诺曼时代的。在俄国南部的波多利亚^[125]及高加索森诺曼的岩层是由一种泥质的石灰岩造成，落在阿尔必砂岩之上。里海以南的曼格什拉克地方，有森诺曼的页岩，在含石膏的阿尔必砂岩之上^[118]。伊朗南部的鲁瑞斯坦（Luristan）地方，有石灰岩代表森诺曼及土伦两时代^[28]。在喜马拉雅的哈萨拉（Hazara）地方，弗拉康的石灰岩在纠马尔（Giuma）砂岩之上^[78]；在斯匹提地方，纠马尔砂岩之上就是启克伊木（Chikkim）石灰岩。这种启克伊木石灰岩虽不甚厚，但是分布极广；由克什米尔、哈萨拉处一直到阿富汗、伊朗都有露头。其层位属于森诺曼似无可疑。由此往北，在西藏高原的南境，含 *Acanthoceras* 的森诺曼地层，曾发现于卡帕宗-土纳（Kampatsong-Tuna）的向斜中^[53]。由此往南，在南印度半岛上也有森诺曼岩层，加入乌塔士（Utater）层的上部。乌塔土层有时在陆成岩层拉什马霍尔组（Radjmahal Group）^[26] 之上，有时和麻岩相接；其侵陵的形势，极为瞭然。

再往东南方去，到马来半岛的阿拉坎（Arrakan）地方、爪哇以及加里曼丹的卡普阿斯（Kapuas）盆地，都有海成的森诺曼岩层。

在北美方面，大约达科他组（Dakota Group）的上部，或者沃希托组（Washita）的上

部,又或者本敦(Benton)层的下部,属于森诺曼和土伦时代。据舒克特说:从早白垩世的末造起,落基陆沉带的内海,往南方移动;到本敦时代,从这北方来的一股海水与扩大的墨西哥海完全混合为一。由此可见中白垩世的时候,亦即森诺曼的时候,北美南部的海面也大为扩张^[114a]。

北冰洋方面,沉在森诺曼海中的地域,就现在所知道的只有三处。一处是落基陆沉带的北端,所谓极地马更些(Arctic-Mackenzie)海;二是格陵兰的北部;三是西伯利亚东北方的阿纳德尔盆地。第一处既然是落基陆沉带的一部分,所以那一方面海水之所以侵入,一定是因为地面下降的关系。第二处。现在情形虽然不十分明瞭,然而就森诺曼层分布的情形判断,也似乎正落在一个和阿巴拉契亚平行的陆沉带中。第三个区域,新近才调查出来。据波列沃依(Polevoi)的报告^[87d],阿纳德尔盆地的白垩层甚厚,大约不下4,690米。那些白垩纪地层的中部有泥砂层,其中含 *Helioceras venustum*, *Stoliczkaia disper*, *Lytoceras umotheanum* 等化石,与印度南部乌塔土组中的化石群极相类似。叶尼塞河的下流,曾经发现 *Microbacia coronula*。此种化石的鉴定如无错误,叶尼塞的下流也许有森诺曼的海成层;不过现在还不能确定。以上各处的森诺曼地层大都是因为局部地面下降,然后海水侵入所产生的;所以不能认为海面上升的证据。况且西伯利亚东北部阿纳德尔盆地的海成层,究竟是否属森诺曼时代还是问题。照它与乌塔土组下部的关系看起来。也许是属于阿尔必时代的最后一期。如果真是属于阿尔必时代,那不独不与一般的原则相反,并且还可以为阿尔必时代海水向北移动的证据。再退一步说:即令当森诺曼时代,北方的海面,也有上升的倾向,而与当时南方大规模的泛滥比较起来,那几个小小地域沉没,可谓区区不足道矣。

(丙) 森 诺 旋 回

就一般的情形而论,当森诺(Senon)的时代,北半球上的海水,似乎有继续的向南方移动的趋势。例如埃及的努比亚砂岩,愈到南方去层位愈高;又如墨西哥湾一带,继续沉没;利罗拉多海的海岸线不断的往南方迁动;这都表示海水南进的情形。大致的趋向,虽然是如此,但是在森诺的初期,南方的海水,有暂时撤退的模样;而北方的海水也有暂时扩大的痕迹。

森诺初期,海水往北方移动,虽是暂时的局面;然而较之阿尔必时代的变动,范围较大。形势亦较显著。当桑托(Santonien)和坎佩尼(Campanien)的时候,北冰洋方面,有几个地域,确有海水泛滥的痕迹。例如在索斯瓦河的支流曼亚(Manja)的下游北纬60°与65°之间,有海成页岩,其中含有 *Baculites* 和 *Scaphites*^[40] 等类化石。克兰斯诺波尔斯基(Kransnopolski)在托博尔(Tobol)河的支流阿甲特(Ajat)河附近北纬53°,曾发现过早期森诺即桑托和坎佩尼时代的化石^[49],如 *Belemnitella lanceolata*, *Exgyra decustata*, *E. auiularis*, *Ostrea vesicularis* 等种。在乌拉尔山的南部,含 *Belemnitella lanceolata* 的地层,显然覆在一种曾受侵蚀的古代岩石之上。

在西伯利亚东部，海成的森诺岩层，分布于鄂霍次克海北岸的丁根奈 (Tingenei) 山^[419]及堪察加的季吉尔 (Tigil) 河一带。那一方面的森诺层，大部分都是属于森诺地层的下部。

萨哈林岛上，白垩纪的岩层，甚为发育。据克里什托弗维奇 (Kryshstofovitch) 的调查^[65]，此岛上的白垩地层可分为三段：最下一段名厄英诺 (Aino) 层，其中含植物化石，为陆成层，与格陵兰的康木 (Kome) 层相当，应属于尼欧克姆阶的上部。居中一段名几利亚克 (Gilyak) 层，含煤并含有植物化石，与格陵兰的阿散尼 (Athanee) 层相当，应属于森诺曼及土伦地层的下部。最上一段名奥罗康 (Orotschon) 层，由灰色或绿色的灰质砂岩造成，含海中生物的化石甚多；最著名的有：*Phylloceras velledæ*, *Paehydiscus peramplus*, *Gaudriceras sacua*, *Tetragonites timotheanus*, *Pugosia planulata*, *Inoceramus elegans*, *I. orientalis*, *I. lobiatius*, *Helcion giganteus* 等种。这一层化石层，在上段的上部，夹在两层含植物化石层之间。据克里什托弗维奇的研究，这两层植物化石层，和格陵兰的巴吐特 (Patut) 层相当；然则其层位应该在森诺层的下部，或有一部分与土伦统上部相当亦未可知。至若动物化石，流品极杂，其中一部分为北冰洋的特产。而另一部分显然与南方的生物群关系密切。最奇的是其中的菊石 (*Ammonite*) 简直和南部非洲祖卢兰 (Zululand) 地方的福尔斯湾 (False Bay) 层以及印度南部的乌塔土组中的生物群完全一样。*Inoceramus lobiotus* 一种在北美的科罗拉多层中极其普遍，而在乌塔尔组的上部，也甚普通。如果以上各种化石的种类鉴定可靠，那么奥罗康层应该属于土伦统。可是索柯洛夫 (Sokolow) 曾将前述的化石详细研究一次^[411]；据他的意见，其中菊石当属于埃姆塞期时代 (Emscher)，即最早的森诺时代；而蚌壳蛤组 (*Inoceramus*) 属于坎佩尼阶尤其是坎佩尼阶的最上一层，此层以上再无白垩纪的海成岩层。

照前述的情形看来，萨哈林岛的海成白垩纪岩层，究竟属于何时代，现在还不能定夺。不过从我们的立论点说，并不甚重要；因为我们从地层构造上确知萨哈林岛正在一个陆沉带中；在那种大陆边上的一个陆沉带中，地面的高低，随时可生变化，不一定要北方海面全体升高，海水才会侵入。况且在西伯利亚的东部地面低洼的地方，如果海水的侵入，比他处稍早，与我们所主张的原则，并不十分刺谬。

实际上讲起来，我们说森诺初期，北方海面扩张的证据，并不在西伯利亚的东北部，而在乌拉尔山的东面。当森诺的时期，沿着乌拉尔山的东麓，有一条长海，将欧亚大陆划分为二，正与科罗拉多海将北美划分为二是一样的故事；就时代上说，两海存在的期间，也大致相同。

北方的情形是如上所述，现在说南方的情形。从比较以上所得的结果，我们可以说南方当时海水的运动，大致与北方相反。北方绝对无森诺后半期的海成层，而南方则森诺前半期的海成层极不完备，或竟缺乏；至于森诺后半期的岩层，在南方分布极广，并且常常有超越其下岩层的形势。这是地层学上再明了没有的事实，只要随便举出几个例来，便够证明的了。

在西班牙的南方,麦斯特瑞昔特和达宁阶的地层,甚不完全,而森诺层下部,是否有地层为之代表,现在还是疑问^[52b]。罗纳盆地的北边,朗格多克(Languedoc)以南,达宁地层,直接覆在尼欧克姆阶之上。在下普罗凡斯一带,森诺地层下部,常带一层红焦土(Laterite);而此层红焦土,直向北方伸展。在西部阿尔卑斯的萨瓦地方,桑托和坎佩尼层常常缺乏,唯在德窝鲁(Devoluy)地方以南,微有发展;但是森诺地层的上层,即麦斯特瑞昔特地层,超过其下一切的地层。

突尼斯和阿尔及利亚两处,似乎自白垩纪开始以来,始终都是在深水的盆地里面;所以这两处的白垩纪地层,极为完全。撒哈拉的阿特拉斯山脉以南,森诺的地层,大部分都剥蚀去了;当时停积的情形,无法找出。但是在非洲的西部,白垩纪的地层分布颇广^[73]。从阿达尔-杜奇(Adar-Dutchi)等处发现的化石看来,那一方面的白垩纪地层至少有一部分是属于麦斯特瑞昔特和达宁阶。在埃及、叙利亚、巴勒斯坦以及阿拉伯半岛的西南部,都有麦斯特瑞昔特和达宁时代的海成岩层;而在埃及麦斯特瑞昔特显然有往南方侵陵的形势^[84]。至若桑托和坎佩尼时代的地层,在埃及或者完全缺乏,或者仅有大陆式的停积以为代表。

阿尔卑斯东部一带,有维也纳(Vienna)砂岩、歌骚(Gosau)层等淡水或半咸水停积,代表森诺时代的前半期。这些岩层之上,就是麦斯特瑞昔特层,其中含着许多海洋生物的化石。歌骚层的形质不定,有时直接覆在三迭纪或侏罗纪岩层之上。就他产生的方式看来,似乎不仅是停积在海水或进或退的地域,乃是发生在地壳经过变动的地方。在那种地壳变动剧烈的地方,局部海水的进退,是应有之事;所以阿尔卑斯东部当时海水的进退,不足以表示全体海面的升降。

再往东去,到巴尔干^[126]、多布罗加、喀尔巴阡^[83,100]、克里木^[17]、高加索^[11]、曼格什拉克^[118]、伊朗南部^[28]、俾路支^[28]等处,森诺地层的下部,或者一部分或者全部缺乏;可是在这些地方,森诺曼、土伦和麦斯特瑞昔特的地层,都极发育;其中麦斯特瑞昔特阶展布尤广,常超过其下的岩层。

在盐岭一带,一直到现在,还没有听说有森诺下部的地层;然而麦斯特瑞昔特阶在西藏高原的南境和巴基斯坦信德(Sind)地方展布极广。印度地质家有所谓的马尾蛤(*Hippurites*)石灰岩就是指这一层。在印度南部,有特瑞查诺坡里(Trichinopoly)层代表森诺地层的下部,又有埃瑞雅路尔(Ariyalur)和尼尼牛尔(Nininyur)两层^[131]代表森诺地层的上部。前者只见于特瑞查诺坡里地方,在乌塔土组之上;后者分布较广,不独见于特瑞查诺坡里地方,亦且展布到旁的舍瑞(Pondicherry)地方^[63]。在这个地方,上部的森诺层似乎直接落在很古的岩石上面。

东半球北部的麦斯特瑞昔特泛滥,大约与北美的皮尔(Pierre)或伯尔浦(Bearpaw)亦或瑞普雷(Ripley)时代的海水扩张相当;因为那时代海水的扩张也是限于北美南部的科罗拉多和墨西哥湾一带^[113d,114c]。

现在把以上所述的事实综合起来,我们可以作一个简单的结束如下:

当尼欧克姆时代的初期,一大部分的海水移到北冰洋一带。到尼欧克姆的末期,海水

又有向南方移动的趋势，于是发生乌尔冈的泛滥。到阿尔必的时期海水又少许的向北方移动。过此以后，北半球上的海水便大规模的南走，形成森诺曼-土伦时代的泛滥。经过了这一次大泛滥，到森诺曼的初期，海水又有一部分撤回北方去了。最后才发生所谓麦斯瑞昔特的大泛滥，淹没了北半球南部许多的区域。

以上是海水运动的情形。现在说到白垩纪中地壳运动的时期。据史蒂勒及其他地质构造专家比较世界各处地质构造的结果，我们可以说通过白垩纪有四次地壳运动。第一次在白垩纪将要开幕的时候发生，即史蒂勒所说的新启莫里运动。这一次运动说它属于侏罗纪也可，说它属于白垩纪也可。第二次名曰奥地利运动，史蒂勒把他发动的时期列在阿尔必的终期。但是从地层学上看来，当阿普第的时代，欧洲南部的海水已经发生了变化；而在英伦方面，高尔特层与其下的海绿石砂，实成不整合的接触。所以奥地利运动必是阿尔必时代将要开幕还未开幕的时候发生的。第三次名曰新海西（Subhercynische）运动，发生在土伦与森诺时代之间。最后才发生所谓拉拉米（Laramide）运动；白垩纪于是终局。

照这样看来，白垩纪海水的运动与地壳运动的关系，差不多完全和我们预期的一样。质言之，就是造山运动以前，海水向南移动；而造山运动以后，海水向北方移动。

（四）旧 建 纪*

从白垩纪以后，一直到第三纪的中叶，地壳中所受的各种力量，一天加紧一天。因此，大陆的平均高度增加，而局部的运动也不断的发动了。因为地壳太不安定，局部的运动无常，所以当旧建纪的时代，海水运动和陆地运动的关系，大不如侏罗纪和白垩纪两纪中那样明了。然而比较各处地质史的结果，我们还可以认识两次的旋回。第一次名路特（Lutetien）旋回；第二次名通格里（Tongrien）旋回；因为在两个时代，南部的海水，大有扩张的形势。最可注意的是：路特时代的海水侵入，正发生在比利牛斯（Pyrenees）运动之前；而通格里时代的海水侵入，恰在阿尔卑斯及喜马拉雅运动将要发生而犹未发生的时候。

（甲）路 特 旋 回

为避免误解起见，我们在此不可不重申本文中所谓旋回的意义。本文中所谓一旋回者，指海水初向两极，继而又向赤道方面的运动期间而言。普通地质学上的古新世（Palaeocene）和始新世（Eocene）两时代，与此意义不相符合。所以现在讲到循环。不能不另有时代上的区别。照地层学上和地质构造学上的事实看起来，从古新世的初期到始新世的初期，即路特时代，海水的运动，适成一旋回；因为当路特的时代，南方的海水泛滥到了一个最大的范围。接着便发生了比利牛斯造山运动。

据维梭日基（Wyssozky）^[50] 和奥布鲁契夫的研究，西伯利亚的西部有第三系下部的

* Palaeocene 一词，现在通常称作古新世。作者发表本文时，暂名为“旧建纪”。

海成岩层,分布颇广。那些岩层大都是粗粒灰绿色的砂岩,其中含 *Phaladomya*, *Cyprina*, *Ostrea*, *Lamna* 等化石。苏联的地质家都把那些岩层当作始新世时代的产物。着实讲起来,上述的化石群,不独不能积极地证明属于始新世,并且不能证明不属于古新世。况且在托博尔河上游的阿加特支流流域,同样的地层与其下的泥砂层连续不断,而在此种泥砂层中,曾发现白垩系最上部的化石。照这样看来,西伯利亚西部的所谓始新统岩层者,即令不是全部,至少也有一部分属于古新世时代。

从土尔盖 (Turgai) 陆沉带(在乌拉尔以东,大致与乌拉尔山平行)一直到吉尔吉斯草原以南,到处都有古新世时代的砂岩。那些砂岩,至少有一部分是海成的;因为其中含有海绿石^[66,101]。这些古新统的岩层上便是始新世时代的海成砂泥质岩石^[102]。

根据前述的状况和托博尔、鄂毕、额尔齐斯诸河流域以及塞米巴拉丁斯克 (Semipalatinsk) 附近第三纪岩层分布的情形,奥布鲁契夫说:当第三纪的初期,西伯利亚西部的南北两方面都被海水淹没;更有一条直通过南北的海水,屯积在乌拉尔以东,名曰土尔盖海峡,联络前述南北两方面的浅海。北面的浅海,又分为南、北两部分;中间有一条陆地,连亘在北纬 54° — 60° 之间,向东、东南方伸展,一直到库兹涅茨克-阿拉套 (Kusnezki-Alatau) 及萨莱尔 (Salair) 诸高地为止。如果奥布鲁契夫的这种意见^[87e]不错,那么,当第三纪的初期,西伯利亚西部海水泛滥的情形可想而知了。

至于西伯利亚的东北部以及北美的北部,当时的情形,现在还不甚明了。大约经过白垩纪终局时拉拉米造山运动以后,这两块大陆,受了挤压,高度大增,即令海面稍稍增高,也不够淹没其中任何区域。

欧洲西北部,当时地盘颇低,有特别注意的价值。就大概的情形而言,欧洲西北部有两个低洼的区域:一处就是所谓英法比盆地。其范围包括英伦南部、巴黎盆地、荷兰、比利时以及德国沿海各省。第二处就是所谓俄波海湾。这一股海水,从英法比盆地的东边起,一直往东伸展,经过现今的波罗的海,再往东去,横断俄罗斯平原,与土尔盖海峡的北端相连。当古新世不覆的时期,这一带低洼地方中,只有几个小小的区域,如比利时的蒙提 (Mons) 附近,沉在海里。所谓“西普利-吐发”(“Ciply Tufa”) 等层,就是在这些局部的海湾中产生的。葛利普曾经论过^[46],蒙提 (Montien) 时代的建造,在法比方面,自下而上由海成层而渐变为淡水停积。并且此层的表面,有时还有谭内特 (Thanetien) 时代以前的侵蚀遗痕,蒙提时代以后,西北欧的海水,大为扩张;到古新世的中叶,海面最大。于是英法比盆地完全淹没,俄波海湾,也就是成了汪洋大海。这些海水中的生物群以 *Cyprina* 族最著,显然是由北冰洋方面流徙过来的。格陵兰的道尔顿角 (Cape Dalton) 地方所发现的古新世地层,不用说,也是这一次北冰洋方面海面升高的结果^[108]。

以上所述的事实,可算是古新世的初期和中叶海水往北方撤退的证据。要彻底了解这种证据的价值,我们还得想一想当时海陆分布的情形。我们要知道前说的英法比盆地和俄波海湾,只与北冰洋相通,往南没有出路。所以当最初(即蒙提时代)海水往北撤退的时候,那些在北纬 50° — 60° 一带的海湾海股中的海水,也一齐向北冰洋方面流徙;于是前说

的小海,不独不扩张,反而缩小,或甚至干涸。迨到大股的海水到了北方,一般的海面,才一齐扩大;于是乃发生所谓谭内特泛滥。这正是英法比盆地和俄波海湾中海面扩张到最大的时候。

根据上述各项事实,我们似乎不能不承认,古新世时代北方海面的扩大。至于南方的情形恰与北方相反。有下列的事实,可以为证:

在比利牛斯的北部一带和阿图尔 (Aturien) 盆地的南部,古新统完全缺乏;路特层的上部含有 *Nummulites laevigatus*, *N. biarritzenis*, *N. aturicus*, *Orthophragmina stella* 等化石,直接落在白垩系之上;其底并有一层砾岩表示海水初次侵入的状况。在这一带地方,由路特到鲁拍尔 (Rupelien) 时代的岩层,都很完备,总厚有 1,500 米之多;其中大部分是海成岩层^[29]。往东方去,到巴荣纳 (Bayonne) 地方,上下两部分都甚完备。下部路特层并含有 *Alveolina elongata*, *Nummulites murchisoni*, *Orthophragmina archiaci* 等种化石。古新世的地层却完全缺乏。在圣塞威 (Saint-Sever) 地方^[58],路特的地层都是石灰岩;路特石灰岩之下,又有一层砂质的石灰岩,其中有 *Nummulites planulatus*, 显然属于古新世最末的时期。在波城 (Pau) 及比利牛斯高山等处,海成的路特岩层之下,便是不整合的晚白垩世地层;而路特地层之上,便是那有名的普定格·德·帕拉索 (Poudingue de Palassou)。这一种砾岩,在上加龙 (Haute-Garonne) 及小比利牛斯等处^[72]极其发育,其为路特时代以后因地壳运动而产生之物,毫无可疑。

通过亚比利牛斯 (Sub-Pyrenees) 陆沉带全部,只有上加龙、富瓦、科尔比勒斯 (Corbieres)、奥德 (Aude) 乃至埃罗等处,时有古新世的岩层发育;而那些古新世的岩层,大半不是湖水停积,就是半淡水和半咸水中的停积;更有一部完全是陆成的岩层。其上的路特地层,通常都是海成的。

在比利牛斯的南面一带,如韦斯卡 (Huesca) 及莱里达 (Lerida) 诸省,路特地层颇为完全,其岩质或者是泥灰岩或者是石灰岩。至于古新统向未发现;大约缺乏^[18]。

阿尔卑斯陆沉带的西部和北部,也无古新世的地层。在这一方面,始新统的上部,即奥维尔斯 (Auversien)、普利亚蓬 (Priabonien) 层,往往直接落在古代的岩层上面。路特层有时出现于陆沉带的中央,如德尔芬诺-普罗凡斯 (Delphino-Provençal) 阿尔卑斯、萨瓦 (Savoy) 阿尔卑斯的内部,瑞士阿尔卑斯的东部以及赫尔维提克 (Helvetique)、前阿尔卑斯 (Prealpine) 等处。在前阿尔卑斯的冲动地盘一带,有所谓怀尔德复理石 (Wildflysch)^[10] 代表路特层。在此等冲动激烈的地域,地层原来的关系,虽然不容易明了,而在滨海 (Maritime) 阿尔卑斯及萨瓦等处,路特时代的地层,超覆白垩纪、侏罗纪、三迭纪的地层的情形,极其明显。再往东去,沿着复理层带的外部,一直到撒尔兹堡 (Salzburg)^[41],海成的路特岩层,颇见发育。

东部阿尔卑斯一带,如喀伦地亚 (Carinthie)、特仁廷 (Trentin) 等处,有时有甚薄的古新世海成层。其层位当在古新统最上的一部分^[52],而在维森廷 (Vicentin) 地方,伦丁 (Londinien) 阶亦有相当的发展,局部名曰斯比里科 (Spilecco) 层,直与麦斯特瑞昔特的斯

凯哥利亚 (Scaglia) 层相接。这些古新世的地层展布都不甚广;常常为其上的路特层所超覆。其他如伊斯的利亚 (Istrie)、达尔马提亚 (Dalmatie)^[120]、阿尔巴尼亚、提罗尔南部、波斯尼亚 (Bosnie) 东部、亚平宁的北部和中部、加拉勃利亚、西西里^[121]、叙利亚、外高加索^[16]、小亚细亚^[121]，以及伊朗^[122] 等处，都有路特海扩大的遗迹。

在喀尔巴阡的贝斯基兹 (Beskide) 及亚贝斯基兹 (Subbeskide) 两带地方，古新统仍是缺乏;而含 *Orthophragmina*, *Lithothaminum*, 及 *Nummulites* 的地层，发育极盛。后者至少有一部分属于路特时代似无可疑^[126];因为在摩尔达维亚地方，曾经发现过 *Nummulites aturicus*。巴尔干的东部和克里木也只有海成的路特岩层，直接落在白垩纪岩层之上;古新统完全缺乏。

匈牙利的中部和特兰西瓦尼亚有若干古新世的岩层，那些岩层大半是湖沼或陆上的停积，间或为河口的停积。其上的路特地层，都是海成的。有时呈初步侵陵的形式^[30]。

埃及的利比层 (Libyan) 和其下的白垩纪地层之间，处处整合，似无间断。利比层的下部由厚 200 米左右的泥灰岩及石灰岩造成。其中含有 *Operculina libyca*, *Assilina minima*, *Nummulites deserti* 等种有孔虫;当属于古新世时代。利比层的上部含有 *Fabularia zitteli*, *Alveolina oblonga*, *Orbitolites complanatus*, *Nummulites biarritzensis* 等有孔虫;多少与路特时代的生物群有点关系。利比层之上，便是摩夸塔姆 (Moqattam) 层。这层的下部含有 *Nummulites gizehensis*, *Conoclypeus corriodeus*, *Velates schmiedelianus* 等化石，都是路特时代的特产^[18,89]。

在阿特拉斯方面，古新统有时不见，而路特层直接落在较古的岩层上，例如泰尔 (Tell) 山脉及阿特拉斯的中央，都是这种情形。有时古新统与其下的白垩纪岩层继续不断;其上的路特或者一部分或者全部，经剥蚀而消失了。在撒哈拉阿特拉斯 (Saharan Atlas) 及阿特拉斯的高原等处，便是这种情形^[57]。古新统出现的时候，其中常露一层磷质岩层，名加夫萨 (Gafsa) 层。此层的层位，不出古新统的中部。葛利普说，这一层的产生，可为海水撤退的证据^[47]。就时期上说，这一个海水撤退的时候，恰和北欧的坦涅提时代的海水泛滥相当。

非洲东部也有若干地域沉没在路特海水之中;如索马里^[85]、东非^[122]以及马达加斯加^[31]等处，都有海成的路特地层;而古新统的岩层，在这些地方，从来不曾有人看见过。

印度河口的信德地方有所谓兰尼可特 (Ranikot) 层者，代表古新统。兰尼可特层的下部，乃河床停积，由砂土而成;厚 300—450 米。其上部主要的岩层，为海成的石灰岩，其中间有砂岩和页岩层;厚 210—540 米。最上部分，产 *Operculina*, *Assilina micella*, *Nummulites planulatus* 等化石。其层位大约属于古新统的最上部，即伦丁阶^[132]。兰尼可特层之上，就是拉基 (Laki) 和基尔塔尔 (Khirthar) 两层。拉基层中有 *Nummulites ataticus*, *N. irregularis*, *Assilina granulosa*, *Operculina orbitoides*, *Alveolina* 等化石。基尔塔尔层中有 *Nummulites laevigatus*, *N. aturicus*, *N. gizehensis*, *N. millecaput*, *Assilina exponens* 等化石。以上诸种，都是路特时代的生物，毫无疑问。拉基和基尔塔尔两层分布的范围，远

超过于兰尼可特层。例如在俾路支的内部，西藏的拉萨附近以及印度河以南都有路特的地层；而兰尼可特则不可见。再往南去，一直到南印度半岛的卡赤、古吉拉特（Gujarat）、特拉凡哥尔（Travancore）等处，似乎都有路特时代的海成岩层^[134]。

在加里曼丹的东南部，曾经发现 *Nummulites birritzensis*；爪哇曾发现 *Assilina spira*^[133]。这两种有孔虫，都是路特时代的特产。足见南洋一带，至少有一部分当时也被海水淹没了。

北美方面，古新世的海成层不甚发育。已经发现的都限于墨西哥湾及加利福尼亚的海岸一带。在这一带地方，古新世的海成层尤其不多。在加利福尼亚的中部不过有马丁内兹层（Martinez Formation），而在墨西哥湾方面，不过有米德威（Midwayan）层代表古新统。至于路特不独出现于加利福尼亚和墨西哥湾一带^[131]，并且发展到马里兰^[20]及卡罗来纳州的南部等处^[21]。

综括前述的事实，我们可以说：北半球南部，古新统的地层往往缺乏。即令有古新统的地层发生，而那些地层，不是停积在白垩纪的残余浅海中，就是产生在海水正在撤退的地方。到路特时代，局面大变；南方各处都有海水泛滥的遗迹。不过这一次的泛滥，有的地方，也许从侏罗时代，已经开始了。

英法盆地和土尔盖陆沉带两处，当始新世的时代，海水也略有扩大的趋势。但是其他极北的地域，绝无路特海侵入的遗痕。所以这两处海面之所以扩大，大约是因为局部地面的下降；换言之，其原因在陆地运动的变化，而非海面运动的变化。况且这两处的海面扩大，只限于英法盆地的西南边及土尔盖陆沉带的南端，如顿涅茨和第聂伯等处；所以说，他们是受南方海面涨高的影响，也未始不可。最后还有一层极重要的关系：这就是说，英法盆地的海面涨到最大的时期在路特时代的中叶及后期；而在土尔盖陆沉带，始新世海面的扩大。正在奥维尔斯和普利亚蓬的时代。这时候比利牛斯运动已经发动，海水已经应该往北方撤去。

（乙）通格里旋回

比利牛斯运动发生以后，南部的海水，逐渐的撤退；北部的海水，逐渐的扩张。换言之，北半球上的海水，大致往北方移动。这种情形，在埃及和苏联两方面，最为明显。因为埃及的始新统，层位愈高者，愈往北方展布；同时土尔盖海峡的面积，从中始新世到晚始新世的时代，确有扩大的模样。

非洲北部的阿特拉斯一带，始新统的上部和通格里的地层，或者因剥削而完全消失，或者始新统的上部，原来就缺乏；而通格里超过其下的地层^[53]。地中海北岸的附近一带，到处都有通格里海泛滥的遗迹；不过范围不及路特海之大。在亚比利牛斯陆沉带中，始新统的地层，甚为发育；渐新统（Oligocene）的下部和中部，也有海成岩层，为之代表。有 *Nummulites intermediusfichteli*, *Operculina ammonica*, *O. complanata* 等种有孔虫为证。在这一个陆沉带的中央，如俾尔里兹（Biarritz）地方。渐新统的地层，绝无侵陵的痕迹；但

是到加斯 (Gass)^[13] 及加马尔德 (Gamarde) 等处,始新统的上部,即普利亚蓬不见;而鲁拍尔,即渐新统的中部,直接覆在奥维尔斯之上。

阿尔卑斯陆沉带的北部,如下阿尔卑斯 (Basse-Alps) 的巴瑞姆 (Barrem) 地方^[11], 萨的包吉地块 (Bauge Massif) 的北边^[34], 瑞士的该米 (Gemmi) 和苏仑 (Surenen) 地方之间^[10]以及巴伐利亚等处,都有通格里海扩大的证据。在巴伐利亚,渐新统的地层名曰下部海成毛辣石层 (Marine Mollasse)。

阿尔卑斯的东部和亚平宁山脉一带,通格里地层侵陵的形式,也很明显。例如在维罗纳 (Verone) 及维琴察 (Vicence) 等处,拉图尔弗 (Lattorfien) 层底下带着一层砾岩,直接覆在普利亚蓬层之上^[90]。利古里亚 (Liguria) 的都灵 (Turin) 山中渐新统的岩层,颇见发育;其中化石有 *Nummulites*, 同时又有 *Lepidocyclina*。前者是地中海方面的特产;后者是太平洋方面的特产。二者既然同出于一处,可为当时太平洋与地中海沟通的明证。到斯克瑞维亚 (Scrivia) 流域以西,前述的渐新统层,直接落在二迭系上。意大利南部和西西里岛上渐新统地层与其下地层的关系,也是如此。

狄那里北边的斯蒂瑞亚 (Styria)、喀伦地亚等处,有拉图尔弗层而无始新统。那一方面的拉图尔弗层显然成侵陵的形势^[127]。迤东,喀尔巴阡北部的保斯兰姆 (Pausram) 地方,有泥质的海成层,属于渐新统;喀尔巴阡南部有一种含 *Nummulites* 的砾岩大约是渐新世海初侵入时候的停积。巴尔干的布加斯 (Burgas) 附近及克里木的阿尔马 (Alma) 流域,传闻都有海成的渐新世地层;但其层位,现在还未曾确定。

以上所说的各处,都属于地中海盆地,或其扩大的区域。除了这一个盆地,当渐新世时代,欧洲还有一个内海。这一个内海,与地中海不通;大致与地中海平行。从比利时起,经过德国北部、匈牙利中部,一直往东伸展,与土尔盖海峡的南端相接。这一条海里的生物,大都来自北方,并且都是生长在浅海里的。从纬度上说,这一条海,不能算属北,亦不能算属南,而且是比利牛斯运动以后,逐渐发生的;所以这种地方海水的运动,与我们所要研究的问题,无多大的关系。

亚洲大陆上渐新统的海成层甚少。我们现在所知道的,只有印度那利 (Nari) 河流域的那利层^[134]。这那利层的展布,常常超越其下的岩层。其为海水扩大的产物,毫无可疑。加里曼丹也有中部及上部的渐新统岩层^[32];其展布的范围,现在虽然不甚明了,但是我们可以说南洋一带,至少有一部分地域被渐新世海淹断,否则 *Lepidocyclina* 无法可以流徙到印度的那利河流域和意大利的南部。

北美方面,海成的渐新统地层也不多见。但是在墨西哥湾及其邻近的地方,渐新统颇见发育。亚拉巴马和佛罗里达等处的维克斯堡 (Vicksburgian) 等层,就是这个时代的建造^[21]。大安的列斯 (Great Antilles) 诸岛上,也有含 *Lepidocyclina mantelli* 的岩层。从这一类岩层在北美南部分布的情形看来,当渐新世时代,中美一带,被海水淹没的范围可以想见。

往北方找去,我们现在只知欧亚大陆的北部有两块邻近的地域,受渐新世海水的影响。一块地域在西伯利亚的极西北部;沿着乌拉尔山的东麓,一直展布到吉尔吉斯草原的

北境。其他一块地域名叫土尔盖海峡；从乌拉尔山的东南方起，往东南伸展，一直到吉尔吉斯草原以南。

在极西北方面，传闻有古新统最低的岩层，由泥砂组成；其中含 *Cyprina*, *Ostrea* 及 *Lamna* 的牙齿等化石。这些岩层，前已说过，或者属于古新统，或者属于始新统的下部。这一段岩层以上就是一种含砂泥的砂岩；其中有 *Arca*, *Modiola* 及 *Botrochlorium spasskii* 等化石。不独吉尔吉斯的山上谷底，都为这种岩石占住，就是乌拉尔山麓的极古岩石上也有这一层的代表。当时海面的扩大，由此可见^[78c]。这一层当然不属于渐新统；观其中的生物，也不象路特时代的产物。然则其层位必与中部或上部始新统相当。

前述的始新统以上还有渐新统的岩层。其岩质大半都是泥土和富于铁质的砂岩；其中并夹有石膏层。从其中所产的 *Meletta* 鱼鳞看起来，其产生的时代为渐新世可无疑问。据苏联地质家的报道，这些岩层愈到上部，露头离乌拉尔山愈远；而且含石膏甚多，显然为海水撤退时的一种停积物。此层以上便为大陆式岩层；其中含有煤渣。由此可以知道南方的通格里海扩张的时候，北方的通格里海从大陆上撤退。

土尔盖海峡和吉尔吉斯南部海水运动的情形，至今还不甚明了。那一方面始新世和渐新世两个时代的地层，似乎都有相当的发展。可是有一件事可以注意，那就是：渐新统的地层中夹着石膏层，表示海水干涸的结果。

以上所举的事实，虽然近于零细，然而总合起来，似乎可以证明从路特时代以后到阿尔卑斯运动发生以前，海水的运动，仍是守普通的规则。质言之，比利牛斯运动发动以后海水北向移动；继而又向南移动，造成通格里时代的泛滥，淹没了南方许多地域。过此以后，阿尔卑斯、喜马拉雅的大改造，便排山倒海的发动起来了。

（五）第四纪初北冰洋海水的泛滥

从渐新世的末期到上新世（Pliocene）的末期，世界上到处都发生极剧烈的地壳运动，因为这一次的大改造，世界各部分，无分南北，形势大变。海水出入陆地，当然不能守一定的规则。可是有一件重要的事实，极可注意，那就是：此次大改革将告终结，北冰洋的海水浩浩荡荡的淹没了欧亚大陆的北部。这正是第四纪开始的时候。

据苏联地质家的调查，从鄂毕河湾，沿着北冰洋海岸往东去，一直到哈坦加河口，随处都可遇见第四纪海水侵入陆地的痕迹。侵入的范围，大小不等。沿着叶尼塞河流域，海水曾到过北纬 67° 的地方；在维柳河流域，到过北纬 62° 的地方。其余在新西伯利亚诸岛上、白令海岸、鄂霍次克海岸，以及乌苏里、萨哈林等处，随地都有第四纪的停积；其中含有 *Astarte*, *Yoldia*, *Fusus*, *Mya*, *Tellina* 等类北方生物的化石。西伯利亚的西北部更有一大块地方，为第四纪的泥砂所掩盖。那些泥砂层，有时厚到五六十尺；原来的厚度，还不止于此。由此可知当时海水泛滥的情形。

从地层和化石的证据看起来，第四纪的海水侵入，似乎有两次。第一次发生在第四纪

开幕的时候;叶尼塞和维柳两河流域,受影响最大。第二次大概在冰期以后,或冰期中气候较暖的时期。新西伯利亚岛上、太梅尔半岛、阿纳德尔盆地等处的停积,就是这一次发生的。第二次侵入的范围比较第一次小;大约是气候变暖,冰融的结果^[87]。

欧洲北部的波罗的海附近,在第四纪时也是一片汪洋大海,名约尔地亚(Yoldia)海;北与白海相联,南边淹没了芬兰、瑞典等地域。约尔地亚海之所以发生,也许与积冰多少有点关系;可是同时我们并没有理由说当时海面绝未上升。无论约尔地亚海的成因何如,我们总不能说西伯利亚北部的哈坦加流域和维柳流域等处的海水泛滥,与冰期有什么关系;因为那一方的泛滥发生在冰期以前。

第四纪中南方海陆的形势,与现今相去不远。只有地中海沿岸偶有局部被海水淹没的痕迹。里海及死海,当时面积不小,不过已经不若新建纪*中那样的浩大,而且与黑海已经隔绝了。

然则我们可以说:第三纪大改革以后,北半球的海水,往北方撤退;因此演成第四纪初北冰洋海水泛滥的局面。

三、 结 论

现在我们把三迭纪以来,北半球上南北两方面大规模海水的泛滥和最重要而最显著的地壳运动,按时代的次序排列起来;他们的关系,自然更容易明了了。

时 代	海 水 泛 滥 中 所 产 生 的 岩 层		主要的地壳运动
	北 方	南 方	
			古生代末造的大改革如海西(Hercynian)
赛特期	西伯利亚东北部的页岩、砂岩及砾岩;北美的太纳斯(Thaynes)石灰岩		
维尔格罗-拉丁尼克期		欧洲东南部拉姆稍白云岩(Ramsau-dolomit); 维特斯坦灰岩(Wettersteinkalk) 喀尔巴阡、克里木及中国西南部的贝壳灰岩	中三迭世运动?
喀尼期	西伯利亚东北部的页岩石灰岩; 阿拉斯加的几丁石(Chitistone)层		
诺利克期		阿尔卑斯及喜马拉雅陆沉带及其附近的石灰岩和镁灰岩	
里阿斯中期	哈坦加与勒拿河间的海洋停积		旧启莫里运动
阿连期		欧洲南部与非洲北部的罗索菊石石灰岩; 喜马拉雅的基俄托石灰岩; 加利福尼亚北部的哈德格拉夫砂岩; 墨西哥湾的泥板岩	

* Neogene 一词,现时通称作晚第三纪,亦曾称作“新第三纪”。作者发表本文时注明暂名“新建纪”。

时 代	海 水 泛 滥 中 所 产 生 的 岩 层		主要的地壳运动
	北 方	南 方	
卡洛夫-牛津期	欧亚大陆北部和格陵兰的泥页岩; 阿拉斯加的伊诺赫金层的上部 and 纳克尼克层; 不列颠哥伦比亚的佛尔尼(Fernie)页岩; 怀俄明的屯溪层	欧洲东南部的石灰岩	里阿斯末造的运动
阿格维-启莫里期	乌拉山北部有泥砂; 格陵兰有海成岩层(是否超越下层, 还不能定)	地中海一带的阿哥维石灰岩和阿卜提求斯页岩; 阿尔卑斯西部, 亚洲西南部以及墨西哥的启莫里海成层; 东非洲的坦达古拉层; 印度的卡菲尔及塔尔(?)层	新启莫里运动(第一次)
蓬隆期	北冰洋一带的伏尔加层		
阿揆隆期	伏尔加流域的伏尔加层	阿尔卑斯一带的提顿层; ? 喜马拉雅的斯匹提页岩; 古巴西部, 墨西哥以及得克萨斯的海成波特兰层	新启莫里运动(第二次)
伯瑞阿斯-凡兰今期	欧亚北部和格陵兰的泥砂; 阿拉斯加的阿纳克图佛克(Anaktuvuk)层; 美国的诺克斯维尔层		
巴勒姆-阿普第期		地中海一带的乌尔冈石灰岩; 俾路支的帕尔赫(Parh)石灰岩; 墨西哥湾的弗莱德瑞克斯堡层	
阿尔必期	英伦的高尔特; 欧俄平原北部的海成岩层; 西伯利亚东北部阿纳德尔盆地的海成白垩纪岩层?; 北美的布来尔莫层	奥兰、葡萄牙西部及萨瓦等处有局部的侵陵停积	奥地利运动
森诺曼-土伦期	格陵兰有海成的岩层(是否超越下层, 尚不可知)	非洲的西部北部, 阿尔卑斯的西部欧洲的东部, 亚洲的西南部, 伊朗的南部, 都有此时期的海成层分布极广; 印度南部的下部乌塔土组; 北美达科他组的上部	新海西运动
森诺前期	西伯利亚北部及东北部的泥绿页岩和砂岩		
麦斯特瑞普特-达宁期		阿尔卑斯, 非洲北部, 埃及, 欧洲东南部, 亚洲西南部, 伊朗南部及俾路支等处, 此时代的海洋停积分布很广; 印度北部的马尾蛤及几克伊姆(Chikkim)石灰岩; 印度南部的埃瑞雅路尔及尼尼牛尔层; 北美的皮尔或瑞普雷层	拉拉米运动
古新世	西伯利亚西北部的泥绿砂岩; 俄波海湾的坦勒提层		
路特期		阿尔卑斯, 东南欧, 小亚细亚, 波斯等处的海成层; 埃及的摩夸塔姆层; 印度及俾路支的拉基层; 北美的费尔讷瑞卡地亚(Venericardia)层	比利牛斯运动
奥维尔斯-普利亚蓬	乌拉尔山以东及吉尔吉斯草原诸地的海成砂岩		
通格里期		地中海及喀尔巴阡北部的海成层; 印度的那利层; 墨西哥湾的鳞盘虫(Lepidocyclina)组及维克斯堡层	第三纪中叶及末期的运动
第四纪初期	西伯利亚西北部及欧洲北部的第四纪停积		

前表中所列举的“海水泛滥中所产生的岩层”，或者依岩层自身的性质和展布，或者依其与较古岩层的关系，皆可以确实证明其所属时代及地域海水的扩大。其他停积于残余海水中的岩层，例如喜马拉雅陆沉带中的耳菊石石灰岩，里阿斯初期地中海附近的停积，尼欧克姆初期阿尔卑斯及喜马拉雅一带的停积，埃及的利比层，印度的兰尼可特层等地层虽成于海中，然无超越其下岩层的痕迹，与海水泛滥中所产生者，当然不能相提并论，故未列入。

有时候南北两方面似乎同时有海水侵入。但详细的比较起来，我们不难发现同一时代南北两方面海水泛滥的范围，决不相等。质言之，不是北方泛滥的范围远超过南方，就是南方泛滥的范围远超过北方。例如当牛津和阿尔必时代，北欧和北美的泛滥，比地中海附近局部的海水侵入，范围大多了。启莫里和森诺曼两时代，虽然南北两方面各有海水侵入；然而在这两个时代，南方的泛滥，却比北方局部的侵入又大多了。

总观前表，我们似乎不能不承认地球上每一次大改革以前，北半球上的海水，都有往赤道方面移动的趋势；而当改革进行的时期或改革以后，海水又有往北极方面流注的趋势。南半球方面地层继承的状况，现在还不明了；所以这个原则，是否适用，现在还不能断言。单就北半球说，除了造山运动的前后，地球旋转的速率变更，似乎没有其他的原因，能酿成如此的结果。

参 考 文 献

- [1] Anthula, D. J. Ueber die Kreidefossilien des Kaukasus, etc; *Beit. z. Pal. Oesterr.-Ung. u. d. Orients*, **XII**, pp. 53—159, 1899.
- [2] Böhm, Joh. Ueber die obertriadische Fauna der Bäreninsel. *Kungl. Svenska Vetensk.—Akad. Handl.*, **XXXIII**, pp. 1—76, 1903.
- [3] Bonarelli, G. Osservazioni sul Toarciano e l'Aleniano dell' Appennino centrale. *Boll. Soc. Geol. ital.*, **XII**, pp. 195—254, 1893.
- [4] Borissjak. A. Die Fauna des Donetz-Jura. I. Cephalopoda. *Mém. Com. Géol. N. S. No. 37*, 1908.
- [5] Böse, E. Ueber Lias in Mexico. *Zeit. d. d. geol. Ges.*, **L.**, pp. 168—175, 1908.
- [6] Burekhardt, C. La faune jurassique de Mazapil, etc., *Bol. del. Insti. geol. di Mexico.*, No. 23, 1906.
- [7] Blackenhorn, Max. *Beit. zur Geol. Syriens: Die Entwicklung des kreidesystems, etc., Eine Geognotisch-paläontologische Monographie*, Cassel, 1890.
- [8] ———— Neues zur Geologie und paläontologie Egyptens. II. *Das Palaeogen. Zeits. d. d. geol. Ges.*, **LII**, pp. 403—479, 1900.
- [9] Baumberger, E. Ueber Facies und Transgressionen der unteren Kreide am Nordande der Mediterraneo-helvetischen Bucht im westlichen Jura. *Wiss. Beilage zum Berg. d. Töchterschule in Basel*. 1901.
- [10] Boussac, J. Distribution des niveaux et des facies dans le Nummulitique dit autochtone de la Suisse orientale, *C. R. Ac. Sc.* **CL**, pp. 1272—1274, 1910; Nummulitique helvétique et Nummulitique préalpin dans la Suisse centrale des Alpes suisses. *Bull. Soc. géol. France. 4^e sér.*, **IX**, pp. 178—196, 1910.
- [11] Boussac, J. Revision du Nummulitique alpin.. *Bull. Serv. Carte géol. France.* **XX**, pp. 548—553, 1910.

- [12] Bogdanowitch, C. Notes sur la Géologie de l'Asie centrale, I. Description de quelque dépôts sédimentaires de la contrée transcaspienne et d'une partie de la Perse septentrionale. *Verh. d. k. russ. Miner. Ges.*, 2^e sér., **XXVI**, pp. 1—192, 1890.
- [13] Benoist, E. l'Etage oligocène moyen dans la commune de Gass (Landes). *Bull. Scient. de la Soc. de Borda à Dax.*, pp. 54—61, 1883.
- [14] Canavari, M. La fauna degli strati con *Aspidoceras acanthicum* di Monte Serra presso Camerino. *Palaeontogr. Ital.*, II—IV, VI, **LX**, 1896—1908.
- [15] Choffat, P. Contribution à la connaissance des colonies portugaises d'Afrique. I, Le Crétacique de conduica; II, Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola. *Commis. du Serv. Géol. Portugal.*, 1903, 1905.
- [16] ————— Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. *Direct. des Serv. géol. du Portugal.*, 1885—1900.
- [17] Coquand, H. Note sur la Craie supérieure de la Crimée, etc. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e sér., **V**, pp. 86—99, 1877.
- [18] Carez, L. La Géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Carte Géol. dét. France*, 6 fasc., 1904—1909.
- [19] Cechia-Rispoli, G. La Seria nummulitica dei dintorni di Termini-Imerese. *Giorn. di Sc. Nat. ed' Econom. di Palermo.*, **XXVII**, pp. 53—137, 1909.
- [20] Clark, W. B. and Martin, G. C. The Eocene deposits of Maryland. *Maryland Geol. Surv.*, Eocene, 1901.
- [21] ————— Correlation Papers, Eocene, *Bull. U. S. Geol. Surv.*, No. 83, 1891.
- [21A] Chudeau, R. Recherches sur la tectonique de l'Afrique occidentale; *Bull. Soc. géol. France*, Vol. 18, pp. 59—87, 1918.
- [22] Diener, C. Fauna of the Tropite Limestone of Byans. *Palaeontologia Indica*. Ser. XV, **V**, I, 1906.
- [23] Dereims, A. Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon, Annales Hébert, II., 1898.
- [24] Daequé E. Beiträge zur Geologie der Somalilandes. II, *Ober Jura. Beit. z. Palaeont. OEsterr.-Ung.*, **XVII**, pp. 119—159, 1905.
- [25] Dawson, G. M. On the earlier Cretaceous rocks of the north-western portion of the Dominion of Canada. *Amer. Journ. Sc.*, 3rd Ser., **XXXVIII**, pp. 120—127, 1889.
- [26] Duncan, P. M. A description of the Echinodermata from the strata on the south-eastern Coast of Arabia. *Q. J. G. S.* **XXI**, pp. 349—363, 1865.
- [27] Douvillé, H. Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sér., **VIII**, pp. 144—151, 1908.
- [28] ————— Mission scientifique en Perse par J. de Morgan. IV. *paléontologie*, pp. 191—380, 1904.
- [29] ————— Le Terrain nummulitique du bassin de l'Adour. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sér., **V**, pp. 9—55, 1905.
- [30] ————— Sur quelques gisements à Nummulites de l'Est de l'Europe. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sér., **VIII**, pp. 266—267, 1908.
- [31] ————— Paléontologie de Madagascar. II, Sur quelques Gisements nummulitiques de Madagascar. *Annales de Paléont.*, **I**, pp. 61—68, 1906.
- [32] ————— Les Foraminifères dans le Tertiaire de Bornéo. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sér., **V**, pp. 435—464, 1905.
- [33] Dall, W. H. A Table of the North American Tertiary Horizons, Correlated with one another and with those of western Europe, with Annotations 18th Ann. *Rep. U. S. Geol. Surv.*, **II**, pp. 323—348, 1898,
- [34] Douxami, H. et Révil, J. Note sur les terrains tertiaires du plateau des Déserts, près Chambéry. *Bull. Serv. Carte. Géol.*, **X**, pp. 309—329, 1898.
- [35] Frech, F. Arthaber, G. V. *Lethaea Geognotica*. II, Das Mesozoicum I, Trias.
- [36] ————— Ueber das Paläozoicum in Hocharmenien und Persien. *Beit. z. pal. OEsterr.-Ung.*, **XII**, pp. 161—308, 1900.

- [37] Frech, F. Geologie kleinasien.
- [38] Futterer, K. Beiträge zur Kenntniss des Jura in Ost-Afrika, *Zeits. d. d. geol. Ges.* XLVI, 1—49, 1893; XLIX, pp. 568—627, 1897.
- [39] Fourteau, R. Contribution à l'étude de la faune crétacique d'Egypte, *Bull. de l'Inst. Egyptien.* 4^e sér., IV, pp. 231—349, 1904.
- [40] Fedorow, E. Die Kreide-und Geschiebelehmablagerungen am Ostfusse des nördlichen Ural. *Isv. Geol. Kom.*, 1887.
- [41] Fugger, E. Das Salzburger Vorland. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, XLIX, pp. 287—428, 1899.
- [42] Gentil, L. Recherches stratigraphiques sur le Maroc oriental. *C. R. Ac. Sc.*, CXLVI, pp. 427—430, 1908.
- [43] Gautier, E. F. et Chudeau, R. Missions au Sahara, I, Sahara algérien. paris, 1908.
- [44] Greco, B. Il Lias superiore nel circondario di Rossano Calabro. *Bull. Soc. geol. ital.*, XV, pp. 92—121, 1896.
- [45] Grabau, A. W. Stratigraphy of China. Part II, 1928.
- [46] ————— Summary of Cenozoic and Psychozoic Deposits. 中国地质学会志, 第6卷, 第2期, 第157—158页, 1927。
- [47] ————— Summary of Cenozoic and Psychozoic Deposits. 中国地质学会志, 第6卷, 第2期, 第160页, 1927。
- [48] Grossouvre, A. Recherches sur la Craie supérieure. *Mém. Carte Géol. dét. France*; I, Stratigraphie generale, 1901.
- [48A] Gregory, J. W. The Rift Valley and Geology of East Africa.
- [49] Geologische Untersuchungen und Schürfungen längs der Sibirischen Eisenbahn. Ausgabe des Bergdepartment. Lieferung 22, St. Pet.
- [50] *Ibid.* L. 5, 1896.
- [51] Haug, E. Les Géosynclinaux et les aires continentales, contribution à l'étude des transgressions et des régressions marines. *Bull. Soc. géol. France.* 3^e sér., XXVIII, pp. 617—711, 1900.
- [52] ————— Traité de Géologie. a, p. 897; b, 1015; c, p. 1021; d, pp. 1068—1069; e, pp. 1250—1251; f. p. 1194; g. pp. 1268—1275 et 1278—1279; h. p. 1332; i. pp. 1486—1487; j, p. 1507.
- [53] Hayden, H. H. The Geology of the Provinces of Tsang and U in Central Tibet. *Mem. Geol. Surv. India*, XXXVI, pp. 1—80, 1896.
- [54] Hyatt, A. Trias and Jura in the Western States. *Bull. Geol. Soc. America*, VI, pp. 395—434, 1894.
- [55] Ilvovaisky, D. l'Oxfordien et le Séquanien des gouvernements de Moscou et de Riazan. *Bull. Soc. Natur. Moscou*, N. S. XVII, pp. 222—292, 1903.
- [56] ————— Das Ljapinland. Skizze der Geographie und Geologie. *Arb. d. Geol. Abt. d. Mosk. Ges. d. Liebh. d. Nat., Ant. u. Ethno.*, L. I., 1915.
- [57] Joleand, L. Sur les faunes d l'Eocène inférieur et moyen du sud algérien et tunisien. *Bll. Soc. géol. France*, 4^e sér., VIII, pp. 295—297, 1908.
- [58] Jacquot et Munier-Chalmas. Sur l'existence de l'Eocène inférieur dans la Chalosse, etc., *C. R. Ac. Sc.*, VII, pp. 1261—1264, 1886.
- [59] Jahresberichte des Russ. Geol. Komit. für die Jahre 1912—1919; *Isv., Geol. Komit.*, 1913—20.
- [59A] Koken, E. Ubertriadische Versteinerungen aus China; *N. J. f. M. G. P.*, 1900, Bd. I, pp. 186—215.
- [60] Kilian, W. et Révil, J. Contributions à la connaissance de la zone du Briançonnais. Série supra-jurassique. *Ann. d. l'Univers. Grenoble*, XV, pp. 533—559, 1903.
- [61] Koch, L. Stratigraph of East Greenland, *American Journal of Science*, Vol. XII, 5th Ser., No. 88, pp. 346—349, 1928.
- [62] Kossmatt, F. Untersuchungen Uber die südindische Kreideformation. *Beit. z. pal. OEsterr.-Ung.*, IX, pp. 97—209; XI, pp. 1—46; 1895—1898.

- [63] Kossmatt, F. The Cretaceous Deposits of Pondicherri. *Rec. Geol. Surv. India*, XXX, pp. 52—100 1897.
- [64] Karakasch, N. I. Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. *Tr. Soc. Natur. St. Pétr. XXXII, Sect. géol. et Min.*, 1907.
- [65] Kryshofovitch, A. Jahresberichte der Sibirischen Abteilung des geol. Komit. für die Jahre 1919 bis 1923. *Isw. Sib. Geol. Tomsk*, 1918; Über die Kreideflora von russisch-Sachalin. *Isw. Geol. Kom. St. Pet.* 39, 1920.
- [66] Kassino, N. Hydrogeologische Untersuchung in S. W. Teil des Bezirks Irgis. St. Pet., 1914.
- [67] Lundgren, B. Anmärkningar om Faunan i Andöns Jurabildningar. *Christiania Vedensk. Selsk. Forth.*, No. 5, 1894.
- [68] Logan, W. N. A North American Epicontinental Sea of Jurassic Age. *Journ. Geol.*, VIII, pp. 241—273, 1900.
- [69] 李四光, 地球表面形象变迁之主因, 中国地质学会志, 第5卷, 第3—4期, 1926。
- [70] Lahusen, J. Die Inoceramenschichten am Olenek und der Lena. *Mém. Ac. So. VII S.*, 33, N^o. 7, 1886.
- [71] ————— Ueber russische Aucellen. *Tr. Geol. Komt.* VIII, N^o. 1, 1888.
- [72] Leymrie, A. Description géol. et paléont. des Pyrénées de la Haute-Garonne. Toulouse, 1881.
- [73] Lemoine, P. Afrique occidentale, *Hundb. d. Regionalen Geologie*. Vol. VII, 6A, part 14, 1913.
- [74] Mojsisovics, E. V. Die Hallstätter Entwicklung der Trias. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-Naturw. kl.* CI, I, pp. 769—780, 1892; Ueber den Chronologischen Umfang des Dachstein-Kalkes; *Ibid.* CV, I, pp. 7—40, 1896.
- [75] ————— Arktische Triasfaunen. *Mém. de l'Acad. Impér. de Sc. St.-Pét.*, 7^e Sér. XXIII, No. 6, pp. 1—159, 1886.
- [76] Meneghini, J. Monographie des Fossiles du Calcaire rouge ammonitique de Lombardie et de l'Apennin central. *Paléont. Lombarde*, 4^e Sér., 1867—1881.
- [77] Madsen, V. On Jurassic Fossils from East Greenland. *Meddelelser om Grønland*. XXIX, pp. 157—210, 1904.
- [78] Middlemiss, C. S. The Geology of Hazara and the Black Mountain. *Mem. Geol. Surv. India*, XXVI, 1896.
- [79] Neumayr, M. Über den Lias in südöstlichen Tirol. u. in Venetian. *N. J. f. M.*, 1881, I, pp. 208—226.
- [80] ————— Jurastudien. *Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst.* XX, pp. 549—558, 1870; XXI, pp. 297—378, 450—536, 1871.
- [81] Neumayr, M. et Uhlig, V. Ueber die von H. Abich in Kaukasus gesammelten Jurafossilien. *Denkschr. d. math.-naturw. kl. d. k. Akad. d. Wiss.*, LIX, pp. 1—122, 1892.
- [82] Newton, E. T. Notes on a collection of rocks and fossils from Franz Josef Land, made by the Jackson-Harmsworth Expedition during 1893—1896. *Q. J. G. S.* LIII, pp. 477—518, 1897. for 1920, 1922.
- [83] Nopea, Baron Franz. Zur Geologie der Gegeud zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der Rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ungar. Geol. Anst.*, XIV, pp. 93—279, 1905.
- [84] Newton, R. B. On some fossils from the Nubian Sandstone Series of Egypt. *Geol. Mag.*, pp. 388—397, 1909.
- [85] ————— The Tertiary Fossils of Somaliland. *Q. J. G. S.* LXI, pp. 155—180, 1905.
- [86] Noetling, F. Fauna of Baluchistan. 1. 3. Fauna of the Upper Cretaceous (Maestrichtian) Beds of the Mari Hills. *Palaeont. Indica*, Ser. XVI, 1897.
- [87] Obrutschew, W. A. Geologie von Sibirien, Fortschritte der Geologie und Palaeontologie, Heft 15,, Berlin, 1926. a, pp. 268—269; b, pp. 293—294; c, pp. 337—338; d, p. 343; e, pp. 356—378; f. pp. 381—386.
- [88] Oppenheim, P. Ueber einige alttertiäre Faunen der OEsterr.-Ung Monarchie. *Beit. z. pal. u. Geol. OEsterr.-Ung.*, XIII, pp. 141—277, 1901.

- [89] ——— Zur Kenntniss alttertiärer Faunen in Egypten, *Palaeontographica*, **XXX**, 1903
1906.
- [90] ——— Beit. z. Kenntniss des Oligocän und seiner Fauna in der venetianischen Voralpen.
Zeits. d. d. Geol. Ges., **LII**, 1900; Das Alttertiär der Colli Berici in Venetian, die Stellung der
Schichten von Priabona und Oligocäne Transgression im alpinen Europa. *Ibid.*, **XLVIII**, pp.
27—152, 1896.
- [91] Pavlow, A. Die Cephalopoda des Jura und der Unterkreide des nördlichen Sibirien. *Mém. Ac., Sc.*,
VIII S., XXI, N^o. 4, 1914.
- [92] Pavlow, A. P. et Lamplugh, G. W. Argiles de Speeton et leurs équivalants. *Bull. Soc. Natur.*
Moscou. N. S. V., pp. 455—570, 1892.
- [93] Pavlow, A. P. Enchainement des Aucelles et Aucellines du Crétacé russe. *Nouv. Mém. Soc.*
natur. Moscou, **XVII**, 1907.
- [94] Piaz, G. D. Le Alpi Feltrine, 1907.
- [95] Pompeckj, J. F. The Jurassic Fauna of Cape Flora, Franz Josef Land. *The Norwegian North*
Polar Exped., 1893—1896, *Scientific results. I*, No. 2; A. G. Nathorst. Fossil Plants from
Franz Josef Land. *Ibid.* No. 3, 1900.
- [96] ——— Marines Mesozoicum von König-Karls-Land. *Ofvers. af K. Vetensk.-Akad. För-*
handl., 1899, No. 5, pp. 449—464.
- [97] ——— Jura-Fossilien aus Alaska. *Verh. d. k. Russ. Min. Ges.*, 2 Ser., **XXXVIII**, pp. 239
—278, 1900.
- [98] Polevoi, J. Das Anadyrland. Die Wichtigsten Resultate der Anadyrexpedition. *Tr. Geol. Komt.*
NS 140, 1915.
- [99] Pellat, E. et Cossmann, M. Le Barrémien supérieur à faciès urgonien de Bronzetiez-Alais (Gard).
Mém. Soc. géol. France, No. 37, 1907.
- [100] Popovici-Hatzeg, V. Contribution à l'étude de la faune du Crétacé supérieur de Roumanie. *Mém.*
Soc. géol. Fr. Paléont., No. 20, 1900.
- [101] Prigorowski, M. Über einige Sedimentfolgen westlich und östlich vom Mugodschargebirge. *Isw.*
Geol. Kom., 1912, N^o. 8.
- [102] ——— Zur geologie des westlichen Teils der Kirgisensteppe. *Geol. Wiest.* **IV**, 1918—
1921.
- [103] Pareto, L. Note sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains de l'Appenin
septentrional. *Bull. Soc. géol. France*, 2^e Sér., **XXII**, pp. 210—277, 1865.
- [104] Roman, F. Note sur le Jurassie inférieur et moyen des environs de Saint-Ambroix (Gard).
Annales Soc. Linn. de Lyon, **LVI**, 1909.
- [105] Raciborski, M. Flora kopalna ogniotrwalych glinek krakowskich. I, *Rodniowce. Umiejtnosci w.*
Krakowie, **XVIII**, pp. 143—243, 1894.
- [106] Rothpletz, A. Die Perm-, Trias- und Juraformation auf Timor und Rotti im indischen Archi-
pel. *Palaeotogr.*, **XXXIX**, 1892.
- [107] Retowski, O. Die Tithonischen Ablagerungen von Theodosia. *Bull. Soc. Naturw. Moskau. N. S.*
VII, pp. 206—301, 1894.
- [108] Ravn, J. P. The Tertiary Fauna at Cape Dalton in East-Greenland. *Meddelelser om Grönland*,
XXIX, pp. 93—140, 1904.
- [109] Sokolow, D. N. Mesozoische Versteinerungen von den Inseln Preobradschenie und Begitschew.
Tr. Geol. Mus. **IV**, 1910 L. 3; **VIII**, 1914, L. 9.
- [110] ——— Ueber Akad. F. Schmidts Fossilienammlung aus dem Amurland. *Tr. Geol. Mus.*
VI, 1912, L. 6.
- [111] ——— Die kreide-Inoceramen des russischen Sachalin. *Tr. Geol. Kom.*, NS., 83, 1914.
- [112] Stanton, T. W. A Comparative Study of the Lower Cretaceous formations and faunas of the
United States. *Journ. of Geol.*, **V**, pp. 579—624, 1897.
- [113] Schuchert, Ch. Paleogeographie of North America. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. **20**, 1910. a,
p. 505 et seq.; b. p. 583; c. pp. 584—585; d, pp. 587—597.

- [114] Schuchert, Ch. Sites and Nature of the North American Geosynclines. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 34, 1923. a, u. 191; b, 194; c, p. 229, map. 17.
- [114A] ————— The Theory of Continental Drift, pp. 116—117, 1928.
- [115] Stille, H. Grundfragen der Vergleichenden Tektonik, 1925.
- [116] Sayn, G. et Roman, F. L'Hauterivien et la Barrémien de la rive droite du Rhône et du Bas-Languedoc. *Bull. Soc. géol. France*. 4^e Sér., IV, pp. 607—640, 1904. XI, pp. 677—682, 1893.
- [117] Di-Stefano, G. Sulla presenza dell' Urgoniano in Puglia. *Bull. Soc. geol. Ital.*, XI, pp. 677—682, 1893.
- [118] Semenow, W. P. Faune des dépôts crétacés de Manghychlak, etc. *Trav. Soc. Natur. de St.-Pét., Géol. et Minér.*, XXVIII, pp. 1—178, 1899.
- [119] Schmidt, F. Mitt. über paläont. Sammlungen von Sljunin von der Küste des Ochotsdmeers. *Sap. Min. Ges.*, XXXVIII, L. 2, 1900.
- [120] Schubert, R. Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mitteleocäns. *Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt*, LV, pp. 153—188, 1905.
- [121] ————— Kreide und Eocänfossilien von Ordu am Schwarzen Meere (Kleinasien). *Verh. k. k. geol. Reichsanst.*, 1907.
- [122] Scholz, E. Beit. z. Kenntniss der deutsch-ostafrikanischen Tertiärablagerungen. *Monatsber. d. d. geol. Ges.*, 1910.
- [123] Toll, E. Skizze der Geologie der Neusibirien Inseln und die Wichtigsten Aufgaben der Erforschung der polarländer. *Mém. Ac. Sc.*, VIII, S., 9, N^o. 1, 1899.
- [124] Thomas, P. Essai d'une description géol. de la Tunisie. II *Stratigr. d. Terrains paléoz. et Mésoz. Exp. Scient. Tunisie*. Paris, 1907, 1909.
- [125] Teisseyre, W. Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. *Beit. z. pal. u. Geol. OEsterr.-Ung.*, XV, pp. 101—126, 1903.
- [126] Toula, F. Geologische Untersuchungen in centralen [und östlichen] Balkan. *Denks. d. math.-naturw. Cl. d. k. Akad. d. Wiss.*, LV, 2, pp. 1—108, 1889; *Ibid.*, LVII, 2, pp. 323—400, 1892.
- [127] Teller, F. Oligocänbildungen im Feistritzthal bei Stein in Kraim. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 1885, pp. 193—200.
- [127A] Ulrich, E. O., Major. Causes of Land and Sea Oscillations, *Smithson. Report*.
- [128] Uhlig, V. Bau und Bild der karpaten, 1903; Ueber die Tektonik der karpaten, *Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wiss. in Wien., Math.-Naturw. kl.* CXVI, pp. 871—982, 1907.
- [129] ————— Ueber die Fauna des rothen Kellowaykalkes der penninischen Klippe Babierzówka bei Neumarkt, in West-Galizien. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* XXXI, pp. 381—422, 1881.
- [130] ————— Zur Kenntniss der Cephalopoden der Rossfeldschichten. *Jahrb. d. k. k. geol.* XXXII, 1882; Ueber Neocome Fossilien vom Gardenzazza in Südtirol, etc. *Ibid.*, XXXVII, 1887.
- [131] Vredenburg, E. W. The Cretaceous Orbitoides of India. *Rec. Geol. Surv. India*, XXXVI, pp. 171—213, 1908.
- [132] ————— The Stratigraphy of the Ranikot Series, *Pal. Indica*. N. S. Vol. III, pt. I, 1909.
- [133] Verbeek, R. D. M. et Fennema, R. Description géologique de Java et Madoura. Amsterdam, 1896.
- [134] Wadia, D. N. Geology of India, pp. 206—209, 211—224, 1926.
- [135] Handbuch der regionalen Geologie.

东亚一些构造型式及其对大陆 运动问题的意义*

一、绪 论

近年来对广泛的倒转褶皱和逆冲断层普遍认识的结果,人们似乎已一般地承认,在造山运动时期大陆曾确实发生过水平运动;但这种水平运动是如何发生影响以及在何种程度上发生影响的问题,仍然是热烈争论的触发原因,同时也是轻率推理的肥沃土壤。在现在试图着手专攻这个争议的问题时,作者并不企图去评论有关这个问题的一些理论和假说的功过,而只是专心致志于在东亚及其他地方发现的某些大地构造现象的组合,以及可以用实验方法证明其形成的机制。这样做是希望能够排除单纯地推论。

诚然,东亚在地质方面所知道的仍旧很少。因此,构造方面了解得较详细的其他大陆是否更适于作为工作基础,这种疑问是很自然的。概查一下我们对东亚主要构造形象的现有认识,检阅一下这个地区发育良好的构造型式,将很快地证明我们的选择完全不是不幸的选择。以后将表明,事实上,我们在这个特殊地区所见到的标准构造型式,在人们的认识已达远为精细程度的欧洲或北美,则不是不发育就是模糊不清。我们讨论东亚构造细节时,当然需要有所保留。不过这样详细对待课题并不是本文的目标,也不是我们当前的目的所要求的。至于那些大概的形象,可以说我们已占有多少可靠的资料,特别是在中国、日本和印度尼西亚群岛。进一步详情的了解虽有所增加,将不致对我们认识这些构造型式有实质的影响。

从苏士(Suess E.)的时代以来,东亚的构造往往以所谓的构造线来表示。对这种传统方法首先略作一般的评论,可能不是不适宜的。若构造线真的代表实际观察的事实,它们当具有高度的综合价值,也为进一步分析提供了最好的材料。但如果一个构造图的作者一开始就把几项不相关的构造要素用一条连续的线串连起来——一般常用的办法——于是个人的爱好与成见就将在所编的图中成为主导的因素,就可能导致严重的错误;更严重的是往往接踵而来的下一步骤,即将不同的构造形象随意对比。这在通常的实践中是不能完全避免的,因为缺乏一些基本原则,通过这些原则可以把天然联结的要素适当地对比起来。因此图越完整,我们的认识往往反而越混乱。协调性和平行性常常被认为是解释

* 原以英文发表于1929年8月—11月英国《地质杂志》,第66卷,第782期,第358—375页;第784期,第457—473页;第785期,第501—526页。原文脚注参考文献,均统一编号移至文后。——编者

构造的关键。然而稍加考虑就会看到,第一个名词太含混以致在科学文献中不能占一席之地,应予以废弃;第二个名词意味着某些确切的东西,但必须意识到平行的构造线并不总有成生联系,而有成生联系的构造线并不必需平行。后一情况的许多实例将在后面再谈。

由此可见,即使有了一个区域的完整构造图案,或有了用传统方法编成的一张完整的构造图,仍需要寻求一种可靠的分析方法——这一方法必须建立在确切原则之上,而不是依据解释者的口味或成见。我们必须首先认识构造要素的力学意义;我们还必须认识有成生联系的要素可成为一个构造型式。然后是同一地区几个型式的互相关联或配位的问题。最后我们应该辨别决定一地区构造形象的若干构造组合重要性的相对顺序。沿着这些步骤,应该始终对不同的几组构造的成生过程给予足够的重视。年代顺序当然是很重要的,但它在这样的分析中往往不是决定的因素,例如,最新运动并不总是产生主要形象的构造运动。

从这些考虑出发,现在我们可以从一个选为实验基地的区域着手,特别要注意那里反复出现的构造要素。如果发现一些构造要素彼此不止一次,并常有相似的配位关系,那么很可能我们发现了一个由一定程式所产生的构造型式。通过力学上的思考,往往可能推断这些程式是些什么程式。如果我们凭借推论得出的程式能试验产生那些构造形象,将会更为满意。假定若干构造型式因此而被认识并建立起来了,然后我们着手去对比产生那些构造所要求的程式。如果发现在同一地区所要求的程式是有所差异,那就显示着试验推断的无能和错误。另一方面,如果它们是完全一致的,我们势将得到现有构造所以产生的实际程式的强有力的证据,如果不是绝对的证据的话。当对比几组构造时,则那些不同形象的构造其重要性序次将无疑地会自行显示出来。最后,如果所获得的结果能够同样有效地扩展到其他大陆,那我们就可以自信,我们离开探索地壳运动基本问题的真理不太远了。

从这个概略方案中可以看出,我们作法的成败,在很大程度上取决于对构造型式图案的有效认识方法。因而值得强调一下构造图案的型式或简称构造型式的这一概念,在大地构造的传统方法中,我们习惯于用不同类型的褶皱、断层和冲断层等术语去论述许多构造形象。它们几乎全是通过受牵连的地层的正面图象而被认识的。在有限范围内进行详细的构造研究,这些形象的鉴定无疑是很重要的。但当我们论述大陆或大陆一部分这样大的范围时,仅仅了解这些垂直的构造类型,就不再能提供充分的依据赖以同时认识区域运动的性质。为了后一目的,正是构造图象,或较确切地说,区域构造整体图案的典型形象,较之单个的褶皱或断层的类型将对构造运动的性质提供较直接的见识。为了建立这个概念,似乎需要把那些历次出现的和证明是为产生于一定的成生过程的那些特有图象建立典型;并进而对他们加以命名,象我们区分单斜、等斜、沙尼页、瓦叠式构造等等那样。这个倡议标志着构造地质学的一个新的开端。这个课题太大了,不能在这篇短文中系统地论述。作者在这里打算要做的是从整个东亚的构造图案中选出若干型式,并说明这些型式的性质和它们可能解决的问题。苏士原来提出的、最近经斯陶布 (Staub, R.)^[1]重新

定义的那些名词,如绕射(Beugung)、汇合(Scharung)、分支(Virgation)及行列(Kettung)等,在构造方面特别在山志学描述方面上无疑是有用的;但这些名词的创立不能也不会回答我们现在的问题。

在实际进入东亚几种构造型式的讨论之前,对少数重要的论点需要补充几句话。已如所述,在鉴定构造型式时,我们必须经常注意它们成生的力学过程。这是众所周知的事,无论发起构造变动的力源如何,直接促使地层褶曲或断裂的应力是挤压和拉伸。在水平面上作用的压应力,产生大大小小的褶皱或冲断;而水平作用的张应力一般假定会产生断裂或裂谷。这也很清楚,正断层的产生可以通过挤压力的松弛和重力作用,裂谷无疑是通过强烈的张应力作用产生的。

进一步追究其细节,譬如挤压应力是如何导生的,当它水平作用于地壳时其主要的力学效果是什么,地质工作者一般都相信,有恒定趋向的褶皱是由垂直其轴线的挤压力造成的,这个概念往往蜕变为一惊人的教条,认为平行的褶皱是由与其走向直交的方向在附近或远处产生的地壳运动所造成的。囿于这一思路,地质工作者就完全忘记这一事实,造成褶皱的是直交的挤压应力,而不是由于推测的地壳运动;因为一定方向的挤压应力可以由许多不同方式引导出来。确实,在一定方向的挤压可以导出同一方向的压应力;同样是确实的是压应力和张应力可由扭动导出。在后一情况下,压应力的方向和产生扭动的力不平行;而往往与其斜交。这是基础力学上众所周知的原理,在我们的实验中也表示得很明显。从大地构造学的观点,我们至少可以分出两种类型的扭动:第一种是平行扭动或直线扭动,第二种是旋扭。在第一种情况下,扭动运动或用动力学来说,推动扭动运动的力,从平面考虑是在一定的方向上;而在第二种情况下,扭动实际上是围绕某一直立轴起作用,结果是在水平面上成一扭转运动。它们各自产生特有的褶皱类型。这就足以说明褶皱的形成不总是由于与其轴向成直交的运动。

然而有些主要的构造往往是由直接的挤压力造成的,其走向大致与造成它们的力的方向成正交。这些是巨大的倒转褶皱或逆掩断层、地向斜和地背斜。从力学的观点看来,巨大的倒转褶皱和巨大的逆掩断层可以归于同一类;因为它们在上覆岩块和下伏岩块之间都需要一个相当大的相对运动。与此有关的最重要之点是岩块的实际运动。大多数地质工作者往往认为上冲部分是实际运动的部分。这个概念已经存在如此之久,并坚持如此之牢固,以至很少人曾自寻苦恼而愿去一究其真实性。相反的或补充的想法是俯冲作用一词曾被霍布斯(Hobbs, W. H.)^[2]所正确强调,也被史蒂勒(Stille, H.)^[3]、阿冈(Argand, E.)^[4]及柯伯(Kober, L.)^[5]在一定程度上有所发挥。回褶(back-folding)的概念,除非假定有俯冲作用则将失去它的物理意义。无论如何,如果有理由相信逆冲断块曾在空间移动,那将同样有理由相信俯冲断块曾往相反的方向运动。提到冲断和倒转褶皱,我们确切知道的,这是一强烈挤压带的存在,其走向大致直交于挤压方向。至于决定仰冲或俯冲侧的因素,并不必须牵涉地壳运动的方向。从一些大型地向斜的历史判断,原始槽地的陡侧,似乎常是最后的倒转侧。在坚曳褶皱(plissement à sec)的情况下,原来褶皱的并

且接着大致升起的部分,似乎容易冲于比较平缓的陆块之上。这一推论是否真实,仅是第二位的问题。重要之点在于,无论上冲或下冲都不能作为鉴定地壳运动方向的论证。当我们考虑北震旦岩块的构造特征时,这一点就变得一清二楚了。

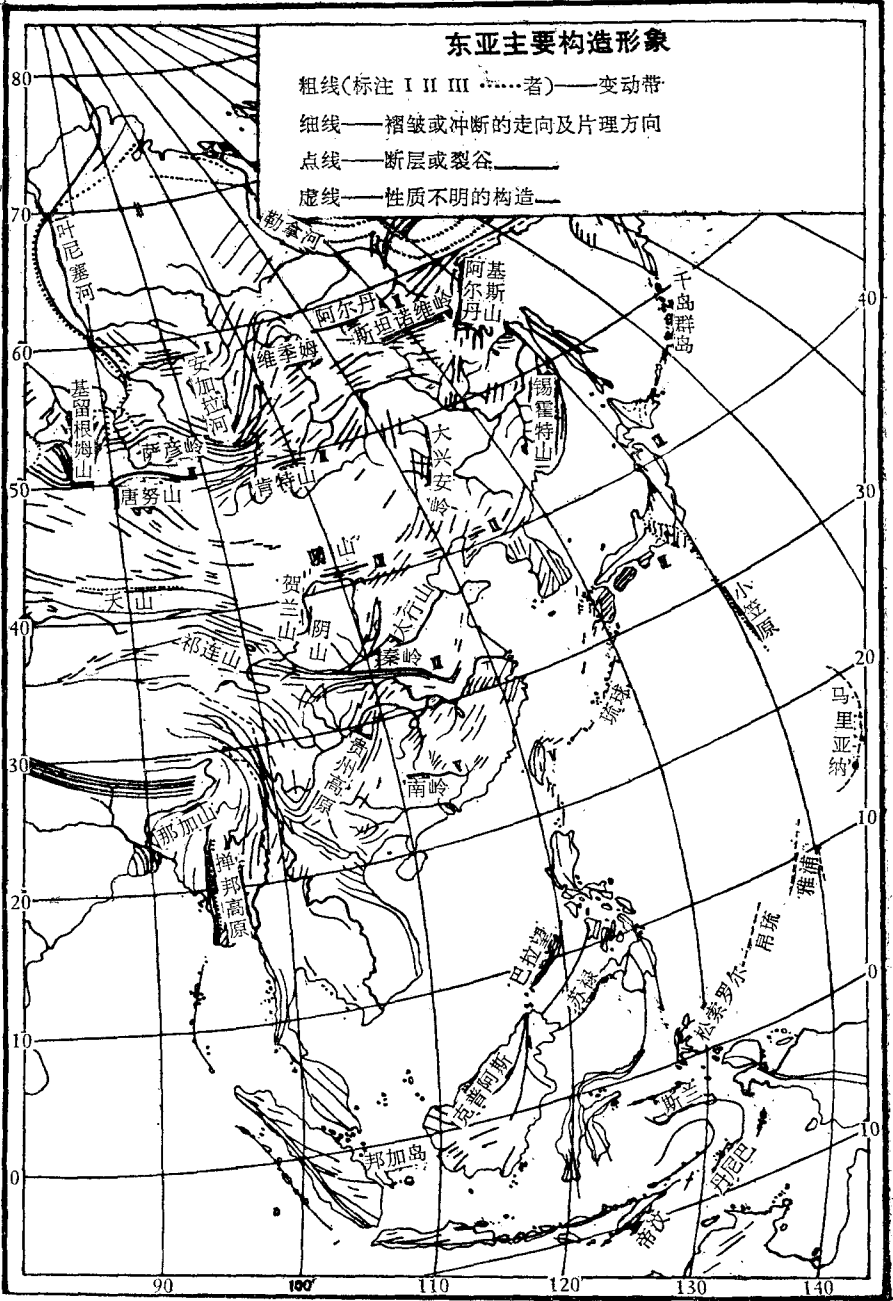


图1 东亚主要构造形象

因为地向斜和地背斜几乎总是相伴随的现象,它们可能是通过一个原因形成的。在德纳 (Dana, J. D.) 命名之前,霍尔 (Hall, J.) 早已认识了地向斜形象,他十分相信这种地槽的起源是由于沉积物的连续堆积和下沉而成的。霍尔的观点在符合现代均衡理论

的地方可能是正确的。地向斜发育的主因,如德纳所认为的,无疑是由于侧向压力,这至少有两个明显的理由:首先,持续生长的地向斜,在绝大多数情况下,都以造成具有巨大冲断层和倒转褶皱的雄伟山脉而告终。如果冲断和倒转褶皱被理解为侧向挤压的结果,那就自然会认为,同样的力在其整个生命历史中是起作用的。地向斜终归仅仅是一个大规模的向斜。其次,如果地向斜只是由于下沉而形成的,则就象奥格(Haug, E.)所指,槽子的形状应大致是对称的。然而实际上地向斜常呈不对称的形状,其陡侧紧靠“古陆”,即实际上的地背斜,而缓坡向着“边缘平原”。这个显著的特性曾被葛利普(Grabau, A. W.)^[6]所仔细确定是侧压变形类型的主要特征。

这些由直接挤压而产生的构造,一般控制陆块的形象或决定一个地域的构造划分。因而它们占有头等重要的地位。

那些大概由于强烈张力引起的构造,看来在东亚的北部是广泛发育的,可惜那里的调查工作还很不够。再则,它们还不能用于类似于引起褶皱的方法复制出来,因此现在就不予以考虑。但是,东非那些大裂谷,一旦认识了和它们有关的褶皱和冲断的力学机制,就会易于理解的,我们在后面还将提到。

二、实验方法

我们的实验方法极为简单。需要的材料包括一块平的刨光板,36号透明纸和一盆肥皂水,再就是人的双手。在所有情况下,产生不同构造型式所需要的压力或运动,是由手掌或手指供给的。纸切成约8吋见方,浸于肥皂水中5—10分钟以保证塑性。然后将浸湿的纸铺到蒙着一薄层水的刨光板上。必须注意不要损伤纸的纹理,并排除留在纸与板之间的气泡。这样,试验材料准备好了,就可以用手施加一些压力或运动。无疑还可以找到适合的材料和较好的方法^[7];但这是最现成的一种,而且容易重复。人们可能一开始就怀疑这种实验的性质。但是做过这种实验的人很快会发现,纸并不能满足人们随意想要的任何形象。在浸到水里5—10分钟后,纸颇象塑性介质,同时也在一定程度上象弹性介质。它对直线性的或扭转性的扭力都最易反应。纸一旦要发生应变,无论如何巧妙的操作几乎都不可能导致任何不自然的形象。换句话说,这种诱导出来的形象,不象那些用塑料做出的模型,而是弹-塑性介质薄片,当遭受变动时一定力学作用的反应特征。只要我们不以任何定量要求为目标,这个方法似乎是完全合理的。

用人手这一靠不住的工具有,当然不能指望它总能准确地再造一个既定的构造型式。然而如果扰动力是正确地施加的话,总是可以得到和期望的结果相似的构造。在本文描述的少数典型实例中,每一实验都重复了几次,所产生的图象基本上是相似的。所以偶然性的问题是消除了。

地球的表面曲率,象我们所实际上看到的那样,在这个实验方法中就很难结合进去。一定的施加力,无疑会在实际运动中起一定的作用。若地球上的一广大地区作为同一构

造单位加以处理时,表面曲率的作用可能有其重要性。然而,在实践中如后边讨论的若干构造型式,都是相对有限的范围,因而所涉及地区的曲率是十分不重要的。此外,也不需要对我们实验的粗糙性加以辩解;即使是用凸板作实验的底板,其表面曲率所引起的微弱效果也不能察觉。在一个平面上适当加力,会产生天然的构造型式,这一事实本身就是曲率影响可以忽略的证据。

大致四年前,作者试图用这个方法以表示乌拉尔和横跨欧亚的海西褶皱带的成生联系,但当时并没想得很多,直至看到德田(Tokuda, S.)^[6]作的很不相同的实验才引起了注意。甚至此时还没有意识到,这样一种方法能够对一般构造运动的机制提供决定性的证据。随着构造型式概念的发展,以及为证实区域运动中所推测的力学方式随之而来的一些实验证据的要求,作者重新使用了这个曾经被放弃了的方法。如果这个方法证明还有些用处的话,必须归于德田的贡献。

三、东亚的构造格架

从构造上来看,东亚可以大概确定为西界从太梅尔地块东南边缘划一条线,往南沿叶尼塞河的西侧和塞留根姆(Sailiugem)山脉的西麓,向南横越蒙古阿尔泰、戈壁沙漠、南山、塔里木盆地,再往南绕过西藏地块的东缘,然后循那加(Patkoï)山脉的西北边直到孟加拉湾。东部的边界自然地以太平洋为界。西南界和南界清楚地是由安达曼-尼科巴群岛组成的列岛,接着是苏门答腊或者说是苏门答腊岛链;然后是强烈向东弯曲的爪哇、佛罗勒斯和帝汶岛列的雄壮的排列。

世界上可能没有其它地方象东亚一样为构造研究提供这样有利的条件,主要因为东亚的构造格架在时间上基本未变、而在空间上它的变化是有节奏的。除了苏士综合的早期观察成果,最近在东西伯利亚、蒙古、土耳其斯坦、日本列岛、中国、印度支那、缅甸和印度尼西亚群岛的调查,实大大丰富了我们的知识。这一广大地区的若干构造区的构造细节加以系统处理不是本文的目的,本文主要的是指出那些较重要的构造特征,以期能够鉴定特殊的或反复出现的构造型式的力学意义,它们可以选出来作为东亚运动的力学机制的标志。

在确定东亚的区域范围时,我们已默认西伯利亚之东北部是东亚的一部分。在地理学的意义上这是自然的。但如果从构造观点考虑就会看到,大陆的那一部分在西面,南面及东南面被柴堪诺夫斯克(Tchekanovski)、维尔霍扬斯克、科累马和安那地尔斯克(Anadyrski)山脉所包围,自成一独立的单位。除了有一些早古生代和晚侏罗世的褶皱横越这一边界以及在维尔霍扬斯克及科累马之间形成一个分水岭,该区之内就很少有构造形象和区外的构造相连接或相关。严格地说,亚洲的这一部分代表亚洲和劳亚古陆之间的中间陆块。显然它从中生代以来曾经受大致独立的运动。本区的构造至今还了解得很少,研究其经历的运动序列将是无所裨益的。

在勾划东亚其余部分的主要构造形象时，第一件应该注意的事就是五条强烈变动带的存在，它们各自略成东西走向。从北边开始，我们现在将对这些构造带的性质进行扼要的探讨。

第一带 大致位于北纬 57° — 58° 。这个带包括不同的构造单元，并在不同时期局部遭受过不同的运动。因而它不容易加以辨认。然而我们沿其长度对比它的几个部分仍能对其主要特征得到一些概念。在安加拉河左岸，切恰也夫 (Terjajev, M.)^[9] 观察到太古代片岩向北冲覆于褶皱的侏罗纪陆相地层之上，走向近乎东西。同一走向的褶皱和冲断，往北和往南一定范围之内明显地重复出现，整个带可能从叶尼塞地垒的东缘向东延至勒拿河的发源地。

更东，维季姆高原出现，被一系列向北突出的弧形褶皱和断裂所环绕。在这个高度受挤压的老陆块的西北边缘和北部边缘，褶皱向北倒转；而其南部，则褶皱起初大致为正常形式，但当我们向北追索时，褶皱越来越向南倒转。这样，在经向平面上来看，维季姆高原成一扇形构造。然而，在该高原之东北侧，褶皱大致成南北走向，并向地块内倒转，即向西或向西南倒转^[10]，这一事实引起进一步的复杂情况。

向东追索，横穿奥廖克马上游，泰母普汤 (Tympton)，再沿阿尔丹河的中上游，我们看到西伯利亚“古核”的北边从西向东延伸于北纬 57° — 58° 之间，即大致在安哥拉地区逆断带的相同纬度位置。在奥布鲁契夫 (Obrutschev, W. A.) 的西伯利亚构造图上，他用一条断裂线标志着“古核”的北缘。虽然断裂确切的性质尚不了解，但没有疑问，它是产生于直接的或间接的南北向挤压；因为从色瑞格里 (Siregli) 河口往东，组成该古核北带的片麻岩，其构造面的走向稳定向东延伸，偶尔转向南东东。构造图沿阿尔丹河中游都保持着同样的走向^[11]。

于是很清楚，在西伯利亚东南部有一纬向变动带，除例外的局部异常外，一般呈东西走向。奥布鲁契夫也持同样的观点^[12]。这里必须注意一个重要之点，即这个东西带显然在乌茨楚尔 (Utschur) 河谷左岸及塞亚 (Seya) 河上游尖灭这一事实。从这些地方往东到海岸，主要的褶皱走向完全是不同的，基本上平行于锡霍特山的轴向，即北北东向。

这个波状弯曲的纬向构造带形成的运动时期问题比较难以回答。褶皱大部分穿过太古代片岩和片麻岩，并在各处卷入一个变质岩系，奥布鲁契夫认为这一变质岩系是“始生代”的，但切恰也夫认为是早寒武世的^[13]。后一作者假定有一老的古生代地向斜穿过奥廖克马-维季姆地区并向东北伸到维柳。奥布鲁契夫不接受这一地向斜理论，他认为西伯利亚“古核”从来不是那样一个古生代地向斜的一部分，卷入的变质岩明确的是前寒武纪的产物。奥布鲁契夫进一步指出，未经变动的寒武纪地层，在古核北界以北的阿尔丹河中游平覆于片麻岩之上。然而他也一般地承认被褶皱的“始生代”地层（？寒武纪）是围绕古核的边缘。阿冈把奥廖克马-维季姆的褶皱与加里东褶皱^[14]进行了初步对比，这也同样被奥布鲁契夫在相同的基础上加以否定。

整个看来，迹象似乎是强烈的，所述古核已伸到外贝加尔以东，曾在前寒武纪发生强

烈的褶皱和冲断；但这些褶皱和冲断是否在晚期更新有所活动仍然是未定的问题。从我们现在的认识，东亚第一条纬向褶皱带和断裂带，在外贝加尔以东呈波状转折的趋向，而往滨海省则被北北东向的褶皱所代替。这一事实也是很重要的，即在安哥拉地区，后侏罗纪的褶皱断裂带，在伊尔库次克围场之内，沿着如古核北侧同样的平均趋向向东延伸很远。

第二带 大致位于北纬 49° — 50° 之间。其西部包括唐努山脉，其东部为肯特山脉，其中部则被轴向大体沿伊尔库次克围场的杭爱山脉所阻截。这一带构成西伯利亚和蒙古的天然边界。在唐努山脉的西段，亚德里阿诺夫 (Adrianov, A. V.) 发现云母片岩和细粒花岗岩以及暗色岩成为沙普-沙尔 (Shap-Shal) 高山，此类岩石的构造面都走向东西。亚德里阿诺夫还从沙普-沙尔向下沿着从南流入开姆特乞克 (Kemtchik) 的支流，观察到走向东西的构造。

沿着亚德里阿诺夫所经的路线东行，克里洛夫 (Krylov)、克利门茨 (Klementz)、波坦宁 (Potanin) 及其他人^[15] 从北边的乌路-坎木 (Ulu-Kem) 谷到南边的乌布苏湖 (Ubsa-Nor) 走过几条路线。据这些考察者的报告，唐努山脉的这一段是由片麻岩、斑岩、花岗岩和泥盆纪与库尔木 (Culm) 时代的砾岩、砂岩和页岩组成的。相当厚的安哥拉系有时直接盖在泥盆系和库尔木统之上。凝灰岩和凝灰砂岩的出现表示火山的活动。在东唐努山，克哈-坎木 (Kha-Kem) 河谷之南，含煤的安哥拉系似乎曾卷入山脉的构成。从沙普-沙尔到克哈-坎木上游，山脉的轴线基本上走向东西。更东，轴线逐渐转向南东，以至和东萨彦的走向一致。

在肯特山，不整合于巴钦 (Barkhinian) 建造之上的硬砂岩建造，在西部构成一个凸缘向北北西的宽阔的褶皱弧，但往东其主轴则走向东-西，且略向南东东偏转^[16]。

虽然唐努-杭爱-肯特山脉的详细构造至今尚不确切了解，已有的资料似乎显示着唐努和肯特的主要走向基本上是东西向的，而这一带第一次造山运动可能追溯到古老地质时代——泥盆纪末或更早。

第三带 位于北纬 41° — 42° ，即中国地理工作者熟知的阴山山脉。它构成华北与蒙古之间的天然分界。从鄂尔多斯地块的东北角开始，这条山脉向东延伸几乎超过1000公里直到河北省北部地区，至此它向东北偏转最后并于大兴安岭的趋向。庞培雷 (Pumpelly, R.) 和戴维 (David, A.) 半世纪前曾穿过这条山脉，他们对阴山的构造作了零星的观察。近年来，德日进 (Teilhard de Chardin)^[17]、王竹泉^[18]、翁文灏和作者本人才开始沿这条山脉的不同部分做过较为详细的观察。阴山西部即乌拉山和余太乌拉，和黄河上游东侧的阿布斯乌拉以及黄河上游西侧的阿拉善显然相连。它们究竟是逐渐改变轴向而互相合并还是突然接触尚不清楚。阴山中段通称大青山，在横穿山脉或褶皱的许多河谷中，都能见到相当大的水平移位的倒转褶皱、沙尼页和重复的冲断层。山脉的南部，几乎所有的主要褶皱都向北倒转或向北广泛扩展。逆掩断层也指同一方向。

除现代冲积层和泥炭沉积外，阴山的这一部分所有的地质建造都受到了变动。它们

有侏罗纪煤系、三叠纪页岩和沙岩、晚石炭世或石炭-二叠纪煤系以及五台群,后者如与不列颠地层对比,可能属于前托里东(Torriconian)时代,但较路易斯(Lewieian)片麻岩年青。这些岩层中没有海成的。五台群在这里变质到很难与泰山群或基底杂岩相区别的程度。

侏罗系和古生代煤系的窄条一起,在各处以其依附的边缘,在山脉轴部形成一条窄带。五台群常逆掩于侏罗系之上,而在山脉之南缘侏罗系本身则向北倒转。最显著的事实是在这个激烈挤压的窄带里,一当离开和五台群的构造接触边缘,侏罗系很快就显示极轻微的变动迹象。这不能归之于侏罗系岩层的抵抗,其总厚度不超过900米。换句话说,这种抵抗大抵是由于侏罗系之下的“坚强”基础。这是阿冈所谓的脆性沙泥页(Charriage cassant)的极好实例。

在侏罗系岩带之北侧,侏罗系与五台群的接触关系,过去作的观察很少。仅在包头市之北约25哩的一处,作者见到了五台群岩石冲于侏罗系之上,前者在冲断面附近呈片理化甚至糜棱岩化。这里很特别,五台群是向南逆掩的。这种现象究竟是局部的还是持续于整个侏罗系岩带之北侧,仍是一个有待探讨的问题。

同样型式的构造可以向东延到张家口附近,那里主要是火山岩高原,因此构造轴向变得颇为复杂。该区还未充分加以调查。从该区地形判断,从西边延至这个火山岩区的山脉开始向北东向转弯,似乎有纳入走向北北东的大兴安岭轴向的趋势。由张家口往东,区内主要是北东向褶皱;但在北纬 40° — 42° 范围之内,主要由震旦系组成的山脉的排列,不时呈东西走向。这在河北省的北边特别清楚。某些局部的向斜如北京西山的九龙山盆地,褶皱的侏罗纪岩层也呈现东-西向的轴向。

大致和阴山在一条线上的北票附近,位于河北省与东北区的边界上,翁文灏^[19]最近观察到震旦纪灰岩重复逆冲于侏罗纪含煤地层和“白垩纪”火山岩系之上。逆冲岩块一般指向西北,偶尔向南。我们尚不能把这些断层和阴山的那些断层联系起来。然而它们位于同一纬度并同时发生,这一事实确实很有意义。

在东北南部,我们发现一个相当宽的太古代岩带,从沈阳向东到通化附近并可能更远。此带大致位于北纬 41° — 42° 之间。紧邻此带之南,受变动的奥陶纪灰岩也沿东西向伸展。我们尚不了解这些岩层之间的构造关系;但它们无疑构成古东西向山脉的一部分,可与远在它西边的阴山相比。

于是我们可以得出结论,东亚的这个第三条纬向构造带可能在很早的地质时代即已存在,该带近于一半长度的西段,在后侏罗纪或后白垩纪时曾强烈褶皱或强烈错动。

第四带 可能是五带中最强烈的一带,组成秦岭山脉。平均位置在北纬 33° — 34° 之间,形成中国北部和南部的天然分界。李希霍芬、洛采(Loczy, L.)、奥布鲁契夫、维里士和布莱克威尔德(Blackwelder, E.)及谭锡畴,对秦岭构造给我们提供了许多知识。这条巨大山脉的西部无疑合并到从西北而来的南山山脉。它的东部显然消失于黄海之下。实际上,它在构造上已延至日本的四国岛^[20]。

这个山脉以北,是广大的华北平原,由破碎的岩块和上覆的黄土层组成。同一山脉的南侧,是起伏的褶皱。这些褶皱起初坚持主要山脉的走向,但往南它们往往向西南方向分支。

沿秦岭山脉,地层的发育是有些变化的。其西部及中部,有前寒武系,寒武—奥陶系、志留—泥盆系、石炭系、还有瑞提克 (Rhaetic)、侏罗系和可能的白垩系地层;但向东到河南、湖北交界地区,所有古生代建造和瑞提克一起都消失了,而侏罗系和有疑问的白垩系在主脉之北侧仅由边缘褶皱所代表。其构造历史也不会是简单的;因为受过变动的岩层的走向,时时偏离现在山脉的轴向颇大——这是维里士和布莱克威尔德在汉水上游已很好证明了的事实。

然而秦岭主脉的组成和构造似乎基本相同,至少其西部和中部相当一段距离之内是如此。李希霍芬从渭河谷到汉中提供的横剖面^[21],以及维里士及布莱克威尔德沿着李希霍芬的路线以东的一个弯曲山口^[22]所描述的,一致指出主脉之北侧伸展着岩基状的花岗岩带,接着往南是一条可能属于五台群的变质片岩带;然后是古生代也许还有中生代地层的挤压褶皱,它们多少发生动力变质并常向南逆掩或倒转。往南变质程度减弱。紧靠主脉之南侧,地层经常陡立,暴露了曾经倒转的和多少广泛延展的褶皱之根部。在这些剥蚀的褶皱之上,常常停积着缓倾斜的红色长石砂岩,维里士和布莱克威尔德确定其时代为晚中生代^[23]。

在秦岭褶皱区内,地层不整合的另外两处情况曾予记载。其一是李希霍芬描述的朝天驿和广元县之间的横穿嘉陵江河谷的剖面^[24]。这里强烈褶皱的并被侵蚀的志留纪地层,被厚层灰岩建造所覆盖,根据岩性并与长江中游地层的一般发育情况进行比较,现在知道这里的厚层灰岩是二叠纪的。因此很清楚,秦岭那一部分曾卷入前二叠纪运动,可能是海西运动的一幕。

其二是谭锡畴从大别山北麓报道的,大别山是秦岭主脉的东延地段,分隔河南省和湖北省的东部。据谭氏在秦岭山脉这一地段观测,侏罗纪煤系以及认为也属于侏罗纪的“凝灰砾岩”,不整合于五台片岩之上。侏罗纪地层受到变动,以致达到往往直立的程度,而停积其上的凝灰砾岩则仅平缓地倾斜。于是谭氏得出结论^[25],认为秦岭褶皱发生于“中和晚侏罗世或可能延续到早白垩世”。对比整个中国东部凝灰砾岩的发育,翁文灏^[26]趋于相信这个岩系的层位应提到下白垩统。因而东秦岭的褶皱时期必须定为侏罗纪末。可以补充的是在谭氏观察的地区以南一段距离,即在东秦岭的南侧,作者只见到云母片岩和硬砂岩,在更南的地带上偶尔含有一层白色大理岩。这些岩层紧密褶皱,经常有时向北有时向南逆冲。它们的一般走向是东偏南或南东东。

从淮河上游往东,秦岭主轴开始形成一个向南凸出的弧形。在湖北的东北部其轴向南东东到东西,再往东它们开始弯转,到在安徽省转为北东向。长江下游河道所以呈北东方向,无疑由起因于这一构造轴线的弯曲。

到黄海的另一侧,这条纬向变动带的正常东西走向重又出现。在日本的四国岛,激烈

挤压的褶皱以及冲断,横穿该岛成东西向或东偏北方向;它们平均位于北纬 34° 。白垩纪地层被卷入了褶皱。

从已得到的地层证据似乎显示,东亚,至少这个纬向变动带的一部分,在海西期、燕山期[相当于启莫里(Cimmerian)]和可能拉拉米期遭受过造山运动。但我们还不能确定它是否受到早于海西和晚于拉拉米的运动的某种影响。然而不容怀疑与现存秦岭山脉大致相当的山脉在早古生代就已存在;因为这一带以北和以南分布的中奥陶世动物群已经彼此不同了。中国北方是北美型的珠角石动物群为特征;在中国南方的动物群则与波罗的海区的直角石生物群密切相关。在中国尚没有任何地方发现这些动物群生在一起。

第五带 是这五个带中最不明显和了解最少的一带。它成为北边的长江和南边的西江的分水岭,大致位于北纬 25° — 26° 之间。整个山脉被称为南岭山脉。这个山脉的西部形成湖南和广西的分界;而东部是南侧的广东和北侧的湖南、江西间的天然分界。我们不知道南岭西部的构造轴向是否符合于山脉轴向;但我们现在知道南岭东部在相当距离上两者是一致的。

在冯景兰和朱翊声的一个尚未发表的初步报告中,提到一个广阔的花岗岩带,从仁化向东到南雄地区,延长约70余哩。在广东省的北界,即突起于南雄平原之北的梅岭,由页岩、板岩、千枚岩等组成的梅岭层,据报道与花岗岩接触并受到变质。在梅岭的古代要塞梅关,梅岭层的变质岩层是陡立的。往南,这些地层的倾角逐渐改变,从 70° 或 80° 至 30° 或 40° ,一律向南倾斜。梅岭之南,石炭纪灰岩出现,以 30° — 40° 角向南倾斜,它被梅岭层和较新的地层覆盖,也同样向南倾斜。

略有些疑问的是冯景兰和朱翊声推测有两个断层使南安平原下落,其一是沿梅岭山脉的北麓,其二是沿南边的石炭系及其上覆地层。在仔细研究该报告之后,作者趋于相信至少南边的断层确实是一冲断层,使石炭系逆冲于梅岭层之上。在报告的其他部分,冯和朱把梅岭层的上部或黄坑统与里阿斯(Lias)时代的托鲁海峡层(Tolo Channel Formation)对比。如果这一对比是确切的,那么南岭褶皱的时代就不能早于晚侏罗世。

往东,南岭山脉的轴线显然成一弧形,象东秦岭弧形一样也向南弯转。但这里弧形的规模要小得多。

我们对这五个带的论述,较之本文的性质所要求的也许稍嫌详细。但我们将看到,除非对这些东西带的无比重要性有充分的领会,我们将不能解释那些向大陆边缘隆起的若干山脉的特殊排列,同样不能解释环绕东亚大陆块的一系列的岛弧。

上述五个东西带中,第二个是作者走了弯路之后才认识的。因为认识这一特殊带所得到的经验,可用以证实五带的等距离分布,也证明是在其他大陆寻找同一类构造带的可贵的暗示,也许值得注意。当对比东西伯利亚、阴山、秦岭和南岭等东西带的纬度位置时,我们得知西伯利亚带和阴山带相隔约 16° ,而阴山、秦岭和南岭仅相隔约 8° 。西伯利亚带和阴山带的间距正好是其他各带间距的一倍。这个奇怪的事实促使我们沿着蒙古的北边去寻找,那里正好是西伯利亚带与阴山带的间距的一半。注意力便立刻被显著的唐努山

和肯特山的构造所吸引。这样在地质标准的精度上,东西带的 8° 间隔可以认为是在东亚建立的。

更令人惊异的事实是同样性质的构造在西欧的出现。在那里我们看到华力西带或海西带从波希米亚地块 (Bohemian massif) 北缘延伸到爱尔兰的西南角,包括北纬 $50^\circ-52^\circ$, 其平均位置大致为 51° 。阿尔卑斯运动期沿这一带发生的重新挤压,是由急剧的褶皱所显示的,如在怀特岛。往南,其次一条东西带是比利牛斯-堪塔布连山脉,位于 $42^\circ 20'$ 与 $43^\circ 20'$ 之间,或平均 $42^\circ 50'$ 。阿特拉斯山脉作为一个整体不能归入这些东西带;因为该山脉包括着不同走向的构造单元,因而可能是不同成因的。在地中海阿特拉斯 (Mediterranean Atlas), 我们可以说其主要构造轴一般走向东西,但沙特高原 (Plateau of the Shotts) 以南的几条山脉,如撒哈拉阿特拉斯 (Saharan Atlas)、中阿特拉斯 (Middle Atlas)、大阿特拉斯 (Great Atlas) 和反阿特拉斯 (Anti-Atlas), 不再走向东西,而成南西西或南西。如果在这个基础上作一分析,我们可以把地中海阿特拉斯从其他的阿特拉斯分出来,并把前者归入东西带。应该注意的是地中海阿特拉斯的平均位置大致在北纬 35° , 至少在其西部是对的。现在对比这些带彼此之间的平均位置并和东亚东西带的位置对比,就可以看出这些带之间大致是 8° 的间隔,并且它们分别对应着唐努-肯特、阴山和秦岭。但整体上,东亚诸带与欧非各带比较,大约偏南 1° 或稍多。在此,我们可以找到用以测定自五条东西带生成以来东亚整体运动的绝对总量的线索。

东西带这种有节奏的分布不是偶然的,必定有迄今尚未发觉的深刻意义。如后边将提到的,这些同等构造带也发育于南半球的一定部位,可免除某些高级的带协和关系外,似乎没有其他变形程式更能适合于说明这些带的成生。这个问题是定量性质的;所以其最后结果必须在定量基础上予以确定。

再回来讨论逆冲断块的运动方向,通过现实的真相,我们现在能够证明,认为压力只来自逆冲一侧或者认为实际运动仅由逆冲一侧所促成的概念,是一种想象。我们曾经看到,在阴山山脉逆冲主要向北逆冲;而在秦岭山脉它们基本上向南逆冲。北震旦地块之南北,各自被这两带倒转褶皱和冲断所限制,这两带至少其一部分产生于侏罗纪之末。如果我们固执这种以为运动来自逆冲一侧的假设,如逆冲断层所指的那样,我们就将得出一项不可能的结论,即华北同时既曾向北又曾向南运动。据近来在湖北东南部观察^[27],中秦岭紧靠南的一个地区,倒转和逆冲断层影响了侏罗纪煤系,且一律向北冲。如果我们硬要假定逆冲侧是压力的,从这里又得到水平挤压力既从北来又从南来的例子。

老收缩说的代表人物可能会抓住这些事实作为论据,来为他们的观点辩护。且不说产生水平缩短所要求的难以想象的径向收缩量,那样一个论据,将不可能解释上述若干变动带的特殊排列,不可能解释它们与岛弧的关系以及产生若干构造型式所包含的力学过程。

我们现在可以确定,上述五个东西带的构造并不能帮助说明大陆运动的方向。然而它们集中起来肯定地说明一件事,由五个东西带中地层的倒转和断裂来看,东亚从很早地

质时代以来就曾遭受挤压,这种挤压是特别明显的。

东亚第二类主干构造是走向大致平行于大陆边缘的构造山脉的排列。本文篇幅不允许我们去追究这些山脉的详细构造。在此我们只能略记它们存在的事实,特别是它们的轴向以及它们与纬向带和岛弧的关系。

从北边开始,属于这一类构造的第一条山脉是阿尔丹山,它沿鄂霍次克海的西北海岸,延伸于科累马的南界与乌达河上游之间。地理上可以认为这条山脉是斯坦诺夫山脉向北北东向延续,但构造上它们是不同的。

第二条山脉是大兴安岭,它把内蒙与东北分开,从松花江上游向南南西延伸,直至遇到阴山,在它的南端成为弧形。锡霍特山脉(Sikhota-alin)是和大兴安岭相类似的山脉,但位置更近于大陆的真正边缘。锡霍特山的构造形象不象大兴安岭那样平缓的挠曲,而是相当强烈的。在该山脉南部曾见到指向大陆的强烈倒转和逆冲。侏罗纪地层被卷入褶皱,显然是侏罗纪末发生的,可能在更晚的时期还重复有过活动。

第三条山脉是太行山,它沿着山西“台地”从中国的华北平原上突然升起很高。由河北西部开始,这条山脉起初循南南西方向延伸;但其南部则转向西南,然后向南西西成一大弧形,最后并入秦岭。这条山脉的东缘和东南缘,有时为单斜挠曲,有时为正断层,偶尔为指向高原的局部冲断和倒转褶皱。除黄土外,沿太行山东侧和东南侧最新的地层是石炭-二叠系,它们全部受到了变动。这个山脉显然发育于很近的时期,因缺乏直接的地层证据,时期尚不能确切肯定。

第四条山脉由扬子峡谷向南南西延伸,造成贵州与湖南之间的分水岭。这个构造带的最南部,在广西北边似乎并入南岭山脉。据冯景兰和李殿臣调查,南岭主脉高达1,200米以上,伴有巨大的花岗岩侵入体,一系列走向北东或北北东的褶皱,被南岭所截。

从这四条山脉的延伸以及趋向的简述中,有几个重要之点将被注意。第一,从阿尔丹到贵州高原的边缘,这四条山脉大致连成一线,一般呈南南西走向——这一事实联系大兴安岭和太行山已为李希霍芬所注意^[28];但他没有把他的推论向更北和更南引伸。第二,这些山脉被东西向变动带所隔开,所以,其南部首先弯向西南,再弯向南西西,直至显然并入东西带;而在其北部,这种弯曲现象几乎察觉不到。第三,这些山脉平行于岛弧,后者同样被东西带切断。阿留申岛弧与北美大陆的关系较与东亚联系更为密切,我们认为第一个岛弧是由千岛群岛构成。这个弧结束于北海道三角地块的南端,即阴山带结束于太平洋边缘的那一点。第二个弧包括日本群岛的本州。它的南端结束于秦岭山脉的纬度。第三个弧由琉球群岛组成。其南端结束于南岭山脉的纬度。这些事实不是单纯的偶合,而是有明确的构造意义的。

千岛弧的曲率沿整个长度相当均匀;而本州和琉球弧其南部的曲率突然变大。在本州,弯曲是如此急剧,以致引起一道异常强烈的变动,在本州中部称之为大深沟(“Fossa Magna”)和伸入太平洋的七户线(Shichito Line)。我们知道这些岛弧重复着大兴安岭、太行山以及贵州高原边缘的形态。这些事实和这些弧与纬向变动带间的构造联系一起,是

阐明东亚运动方向的线索。顺便可以提一下,鄂霍次克海、日本海、黄海和南海,它们各自不过是东亚边缘地向斜的一部分,与北美东部的阿巴拉契亚地向斜不是不相似的;但这里它发育的规模更大,出现的时间晚得多——可能是从侏罗纪末或白垩纪。许多观察到的事实表示它是一个活动的地向斜,由于篇幅所限不能在此讨论。东亚大陆第二个地向斜是辽河平原、渤海湾和华北黄土平原的一部分。这第二个地向斜也是一个活动性的。它与外侧的一个地向斜走向相同,但发展规模较小,虽然很可能它们是大致在相同的时代,产生于同样的方式。东北和山东是分隔内侧地向斜和外侧地向斜的地背斜,虽然并不是完全分隔的。

从东亚这些边缘特征可以了解,亚洲大陆的东缘,无论如何,从晚中生代以来曾遭受挤压,而挤压方向必定大致直交于大陆的边缘。这就引起了问题:从哪里发生这样一种挤压?有两种可能的答案:一种,我们可以假定太平洋底沉没下去,这是大多数美国地质工作者所坚持的传统理论;另一种,我们假设东亚大陆向南移动。在每一情况下都会发生直交于大陆边缘的挤压。就上述事实考虑,似乎尚没有可供选择的牢固基础。事实是在这些岛弧的南部以及往内陆和它们有关的山脉,我们见到急转弯,这似乎有利于假定东亚的几个地段曾向南移动,但它们在东西构造带发育的纬度上都多少受到了阻碍。这里并不在于提供证明。比较确切的论据必须从下面即将论述的构造型式去寻找。

四、东亚的构造型式

已如前述,在鉴别构造型式时,我们必须经常注意成生的方式。那些由单一方式产生的属于单一类型,由两个或更多方式共同作用而成生的属于共生类型。有时在区分这两种类型时发生困难。然而通常还是容易识别某一定体系究竟属于这一类型或另一类型。我们将首先讨论属于单一类型的一些实例。

1. 单一体系 (Unitary Systems)

(1) **ξ型即多字型** 这一构造型式指的是有一定方向的水平的褶皱序列,每一褶皱成雁行排列,并大致成等距离分布。当它们横过大陆的广大地区时,一般走向北东或北西。它们有时均匀分布,一致平行排列,有时则遭受激烈挤压,有向整个体系的一端拥挤的趋向。前者可称作**平行多字型**,后者可称作**收敛多字型**。根据所在的位置不同,平行多字型的走向一般略有变化。在一已知区域内,一般或保持北东走向或保持北西走向,两组共存的很少;如果有的话,除非其成生的时期相距很长。

平行的多字型通常发生于大陆的广大地区;而收敛的多字型一般限制于临界地带,例如,沿某一古老岩块的边缘或者实际上在大陆的边缘。当然这两种多字型可以彼此过渡。在收敛型变种中,我们常可以分为褶皱群的前端和后端。褶皱群的收敛端或挤压厉害的

一端称为前端，而同一群褶皱的挤压较弱的一端或撒开的一端称为后端。附图(图 2)表示两种多字型褶皱轴的排列。

当平行褶皱遭受强烈挤压时，它们常常被一系列的倾向断层所截(图 2B)。

一些实例可用来说明这种褶皱型式的性质。长期以来认为伊尔库次克围场在整个地质时代一直是东亚的核心。这个概念很大程度上源于褶皱波是从围场内部向东南和向西南分散传播的事实。向南西或更确切地说，向南南西，西北向褶皱伸展于一个相对有限的范围。它们见于东萨彦和杭爱山之西部。更向南，其影响仅在蒙古阿尔泰东部稍有表现；但到南山山脉，北西向褶皱重又成为主要的形象。它们沿塔里木盆地的东北边缘拥挤在一起。

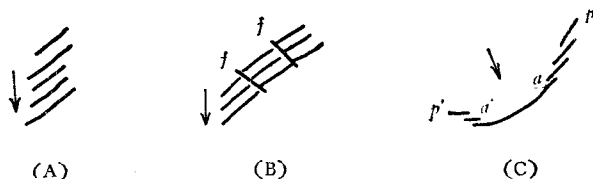


图 2 多字型构造的不同形式

A——平行多字型；B——具有横断裂 f, f 的平行多字型；
C——收敛多字型； a 和 a' ，前端； p 和 p' ，后端；箭头指示主要运动方向。

在围场的东南边缘，发生一系列走向东北的挤压而倒转的褶皱，并横过贝加尔湖，因此名曰外贝加尔带。这些北东向褶皱的影响是如此的强烈而广泛，以至它在确定东亚详细构造方面所起的作用，可以从东西伯利亚一直追踪到中国的极南部，甚至不能排除岛弧。50 多年前庞培雷注意到这些北东向褶皱在蒙古和中国北部的重要影响，称之为“震旦系褶皱”。因为震旦一词在地质学上已取得确定的地位，作者曾建议用震旦式 (Sinoid) 一词表示这一系列的北东向褶皱。当我们记起从外贝加尔到中国极南部，北东向褶皱曾局部发生于很不同的时代时，新提出的术语似乎更为适当。

从庞培雷的时代以来，震旦式褶皱在东亚构造方面的重要性，随着我们知识的扩大，变得越来越明显。但是把真正的震旦式褶皱去和北北东向挠曲，如大兴安岭，太行山与岛弧合为一类就曾引起了某些混乱。上述北北东向构造轴与震旦式褶皱根本没有关系。它们的独立性明显地表现在斯坦诺夫的西南延续与大兴安岭北端的分离性，还表现于“北京带” (“Gridiron of Peking”) 对北太行山脉的无关性，最后还表现在中国东南部的北东向褶皱与海岸斜交而不与之平行。

据奥布鲁契夫，限制伊尔库次克围场的萨彦轴向和外贝加尔轴向早在太古代已经发育；因为色楞格河下游以西出露的太古代上部岩石是走向北西，而出露于该河下游以东者则走向北东。这两组走向沿贝加尔湖南部长度的四分之一彼此相向弯曲^[29]。在始生代 (Eozoic) 或阿尔冈期 (Argonkian) 之末，围场之边缘依随萨彦和外贝加尔的相同轴向重复受到强烈褶皱与冲断^[30]。由于这一地区的早古生代地层没有遭受同样强烈的褶皱，使得奥布鲁契夫能够确定强烈的褶皱发生于前寒武纪。后期褶皱如加里东期的、华里西期的基本上展布于外带；而其内带，换句话说，即围场本身的边缘，火成活动起了重要作用。然而切恰也夫 (Tetjajev)^[31] 最近发现，在伊尔库特 (Irkut) 和基特 (Kitoi) 地区，寒武纪和前寒

武纪地层从西南冲覆于伊尔库次克盆地的煤系。这显示后侏罗纪运动曾以前寒武纪运动相同的方式影响了围场的边缘构造带。

在中国的东北部与东南部,震旦式褶皱得到广泛的发育,但还没有地层材料用以鉴定褶皱的时期。在中国东北部,石炭-二迭纪的山西系似乎是卷入北东向褶皱的最新地层。刘季辰和赵亚曾^[32]最近从浙江西部报告,古生界,包括二迭纪地层,褶皱成震旦轴向,被建德群不整合覆盖。而后者又被可能属于白垩纪的斑岩所覆盖。建德群含微小的叶肢介(*Estheria*),不会比白垩纪更新。就我们目前所知,可以说在中国本土内,震旦式褶皱在后古生代与前白垩纪之间具有造山的重要性。丁文江曾口头告诉作者,他最近在广西看到已褶皱的并被侵蚀的晚石炭世煤系被二迭纪费伯克錠(*Verbeekina*)灰岩所不整合覆盖。在秦岭西部,李希霍芬记载了二迭纪灰岩与下伏古生代地层的不整合接触的实例。中国中部和东南部,虽然尚未发现同样细致的情况,无疑中生界是以巨大的不整合与下伏的古生界分开的。这些事实给中国南部曾陷入海西褶皱提供了正面的证据。后侏罗运动或拉拉米运动从西伯利亚、蒙古、中国的北部、中部及东南部得到了证实,在本文中已经提到。还需要注意,在中国,侏罗系可能局部有一特殊趋向,而就整个中生界而言,褶皱大多数与古生代一样,也就是说褶皱仍沿震旦方向展布。但还很难说震旦式褶皱在后侏罗纪是否重现。第三纪新红砂岩在华南广泛分布,并常常倾向北西或南东的事实,提供了正面的证据。

这样我们知道,震旦式褶皱不止一次发生,最早的一次运动可能回溯到前寒武纪。这至少在外贝加尔带是真实的。这一显著的事实指出,作用于东亚的造山力在不同地质时代本质上是相同性质的。

上述震旦式褶皱是平行多字型的最好实例。收敛多字型的实例,在平行多字型不发育的地区,几乎随处可见。例如它们发育于堪察加、千岛群岛、日本的东北部和琉球弧。同一构造型式,可能也发生于马里亚纳-雅浦-帛琉岛弧。这些岛弧的每一个,显然都有两组收敛的多字型;主要的一组多字型分布于每一岛弧的东北部,其前端指向南或西南,较小的一组在每个岛弧的南部或西南部,其前端指向东或北东东。这些事实与东亚构造运动有重要的意义,在以后的讨论中将再予介绍。

实 验 I

(图版 1, 图 4—5)

一只手平放在铺于光滑板的浸湿的纸上,用手施加一小的切向挤压或扭动,因此引起那一部分纸沿一定方向慢慢地均匀滑动。在手的两侧将出现一系列平行褶皱;假如手的运动量不太大的话,褶皱的走向与手的动向大致成 45° 。有时可以一只手固定在纸上,以另一只手隔一定距离在同一纸上推动,以促使褶皱的发展。这种方法所产生的平行褶皱轴向,与运动方向之间的夹角小于 45° 。运动量愈大产生的褶皱愈拥挤。当运动进展极大,则每一褶皱依次斜列,且在直交于褶皱的方向出现破裂。

当运动不均匀时,即在着手地点的前缘渐渐受到阻碍,接着发生的褶皱就会相继改变其走

向,结果就生成收敛的多字型构造。体系的前端常是指着纸的滑动方向。很容易领会,它应该那样;因为后端的纸滑动较大,因此引起的褶皱被牵引到与运动方向成锐角的位置;而前端由于受到阻碍,褶轴的发展甚至可以与运动方向近于直交。换句话说,扭应力渐渐转化为直接的挤压(图版 XV, 图1, ac)。

(2) **ν型即帚状构造** 这一型式由一系列的弧形褶皱组成,其凸缘总是面向一侧,每一褶皱常向一定的方向收敛。这一系列褶皱弧实际上相遇于许多点,有时这些点的位置显得各自指向帚状体系的收敛端或前端,有时则沿着一条向整个帚状体系突出的弧线。在后一情况下,相继的弧排列成一宽螺旋形。本体系与收敛的多字型之差别仅在于每一褶皱具有较大的曲率。在体系的后部,也就是距收敛处最远的末端,相继的弧常近于同心圆之状,但从来也不会成同心圆。沿着一个方向追索,它们不是彼此靠近就是彼此离开。

最好的帚状褶皱实例之一见于湖南中部耒阳、永兴、桂阳、郴县和嘉禾地区。这些地区的地质构造最初由李希霍芬^[33]作了图,最近由朱森^[34]研究过。本区的构造轮廓几乎完全符合于图 3B 所表示的。据李希霍芬的资料,卷入这些收敛弧形褶皱的地层有早石炭世结晶灰岩、二迭纪煤系中的灰岩(Kohlenkalk)和二迭纪或侏罗纪煤系。帚状构造的前端指向西南,即指向嘉禾兰山和临武。其东南边以宝云山和三姑山的斑岩为界,它们也弯向西南。

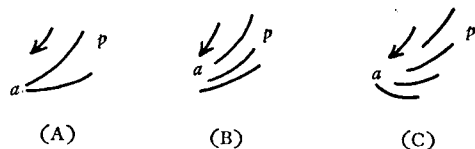


图 3 不同形态的帚状构造

A——简单的帚状构造; B——一般的帚状构造; C——旋转型帚状构造; a——前端; p——后端; 箭头指示主要的运动方向。

本型式的另一个实例在印度支那的东北部到河内的北边。那里主要构造轴的走向由红河的流向所显示,即南东向。但是围绕着老街-北泮(Backan)地块的东边,构造轴的方向变化颇大。在地块的东北边,它们与红河的流向近于平行;但是从高平(Caobang)往南,它们转向南南东。到七溪(That-Khe)之西南,它们向西南弯转成一系列弧形。这些弧不是同心的,而是向着太原(Thainguyen)附近,即向西南收敛。

第三个实例见于苏禄海的群岛和加里曼丹西北部。在苏禄海地区,贝克(Becker, G.F.)^[36]认出三条构造线:其中最北一条构成巴拉望的轴;向南东的一条是从班乃岛的西北开始,延入加里曼丹东北海岸的中部;最南一条是苏禄群岛。这三条构造各自都描成凸向东南的弧形;向着加里曼丹东北海岸,它们逐渐彼此靠近。在加里曼丹西北部,卡普阿斯(Kapoewas)高山从基纳巴卢(Kini Bulu)延向达土角(Cape Tatu),又构成一个凸向东南的弧。虽然关于这条山脉附近早期的观察报告,象苏士^[37]所总结的,还很难从中看出什么特征,但布洛维尔(Brouwer, H. A.)所做的构造图^[38],包括了迄今为止的大部分成果,表明主要构造线是呈现极明显的螺旋形排列。可以从布洛维尔的图上看出弧形起初凸向南东;但是往西则凸面向南,然后又转向南西。因而这一构造体系的前端起初指向南西,然后转向西,最后转向北西西以至北西,其走向是与纳土纳(Natuna)群岛的趋向相适应

的。

可以看出在这三种情况下,这些偏心的褶皱弧象是从东北开始,逐渐向西南、西,以至向北西西弯转和逐渐彼此接近。最南边者,弯曲情况更为明显。这后一事实有着深刻的含义,当我们讨论东亚的运动时还要提到。

实 验 II

(图版 I, 图 6; 图版 II, 图 6; 图版 III, 图 1, 2)

把左手拇指放在铺于光木板的湿纸上,把纸压紧;然后使拇指稍稍向人体方向运动,同时顺时针向扭动。帚状褶皱群就会出现,本体系的前端指向扭转运动的方向。扭动越大,褶皱弧的弯曲越明显。所以帚状褶皱群之发展,明显的是由于旋扭。

(3) ν - Δ 型即帚状-三角型构造 这是帚状褶皱群的一个特殊类型。到目前为止,在东亚仅找到两个实例;这一类型在地球上其他处似乎还没有见到。一个是千岛-萨哈林-北海道体系,另一个是台湾-吕宋-巴拉望-加里曼丹-帛流-雅浦-马里亚纳体系。这一构造型式是由排列成希腊字母 ν 形的两个臂组成,有一个三角形陆块位于其顶部。其内臂的褶皱轴几乎是笔直的,或者稍有弯曲,一般为南北方向;其外臂的褶皱或断裂呈多字型,整体上曲率较大。整个体系很象两支的交角小于 50° 的双笔石,其胎管——在此是三角块——指向末端。三角块通常具有一些弧形构造线,延长于两臂之间或与两臂相连。弧形构造线的凹侧对着两臂的张开侧,或者体系本身的一侧。

无疑,北海道从构造上一方面与萨哈林岛相连,另一方面与千岛群岛相连^[39]。从东北方开始我们可以明显地看出千岛火山带伸入北海道达相当长的距离,直至分成两支:一支弯向西北,与日高(Hidaka)山的方向趋于一致,另一支继续延向西南,直至其走向与同一山脉约成 90° 的交角。北海道与萨哈林岛之间的构造关系更为明显。横跨北海道的日高山脉,从南边襟裳岬(Cape Yerimo)到北边的宗谷角(Cape Soya),明显地被拉彼鲁兹(La Perouse)海峡所切;但事实上在萨哈林岛的最南部它重新出现;因此,往北去同一山脉——在此为萨哈林岛主脉——沿南北向连续延伸达萨哈林岛全长的三分之一。主脉的东侧还有南北向山脉出现,这些支脉的最北者是吐木(Tym)山脉,它向北延则稍向西偏。从丢角(Cape Dui)向北,主脉和吐木山脉都似乎加宽,以致在安古斯帕尔(Engys Pal)区域成为平原状地区。但是地层并不平缓,却呈南北向的褶皱。

自森诺曼阶(Cenomanian Stage)以上的白垩纪地层在北海道和萨哈林岛广泛分布。它们明显地被卷入南北向褶皱。这些岛上也有第三纪沉积,但是根据克里什托弗维奇(Kryshstofovich, A.)的材料,它们所占面积较以前认为的要小得多。在萨哈林岛北段克里什托弗维奇分出两套第三系:下第三系或丢(Dui)系,包括含煤砂岩、页岩和砾岩,在马戈(Mgach)村附近的海岸不整合于白垩系之上。但其他地方,白垩系过渡到第三系,没有明显的倾斜差异;上第三系或马戈系,主要由疏松的砂岩和页岩组成,其底部有些煤层。虽然上、下第三系之间在地层关系上尚不很清楚,已经确定的事实是,上部第三系常常直接盖在白垩系之上,它本身只受过轻微变动。

在北海道的东北角,和紧密伴随千岛群岛的色丹(Shikotan)岛上,出现白垩纪沉积。在色丹岛上,白垩纪沉积物中见有安山岩喷出物。这样,整个构造体系似乎发生于白垩纪以前,和拉拉米运动一样,并可能被第三纪运动所加强。

台湾-吕宋-巴拉望-加里曼丹-帛琉-雅浦-马里亚纳体系基本上与萨哈林岛-北海道-千岛体系相似。它们无疑都属于同一类构造型式。如以萨哈林岛-北海道-千岛体系作为标准型,我们就可以对比这两个体系,并看到台湾-吕宋-加里曼丹体系中由于复杂的环境而产生的细微变化。这一帚状-三角形体系的内臂包括不连续的群岛,如台湾、巴士(Bashee)、巴布延(Babuyan)、吕宋和巴拉望。外臂包括马里亚纳或兰德朗(Ladrone)群岛、雅浦群岛、帛琉、突鲁(Tulur)和苏拉威西的北支。这两臂的详细构造和岛群的排列尚有待研究。就我们目前所知,没有多少疑问,其内臂的明显的构造成分呈一线状排列,虽然其构造轴向可以局部有所变化。而外臂的那些构造成分,很可能不是简单的多字型,至少由两种构造组成;一种是由于伸张,另一种是由于挤压。群岛的一般排列,必然大部分是由挤压造成,苏拉威西的北臂也一样。主要由于从棉兰老(Mindanao)而来的强烈的三给(Sangir)线的阻碍以及马加撒(Macassar)深海湾的存在,苏拉威西的北臂一般不作为是马里亚纳、坎尼奥根(Kaniongan)弧的一部分。

如承认这样的构造解释,则内臂便可与萨哈林岛相比,外臂便可与千岛相比。而本体系的其他部分,换句话说,加里曼丹势将与北海道相比。这里,下垂体的形状也接近于三角形。如果没有实验的证据,人们将无法作到这样具有深远意义的对比。

这一体系与北边体系的显著差别在于不仅其外臂的弯曲度要大得多,而且其内臂也成一宽广的弧形。当本体系的这一对弧向西南伸展和收敛时,弧形外观变得更为显著。就两臂而论,它们组成一个大型的真正的帚状构造。另一个变化特征是由于存在着菲律宾群岛的科迪勒拉。菲律宾群岛与其西侧的分支共同组成一个新型式,将另行讨论。第三点差异是南加里曼丹的形态与构造,南加里曼丹不能与北海道南部严格地比较。当我们考虑东亚运动时,这一变化就很明显了。

从菲律宾群岛迄今所得到的地层证据来看,似乎在后息边(Cebuán)期或后始新世似乎有一次强烈的造山运动。但是所述整个构造体系可能早在白垩纪或更早以前即已开始发生。

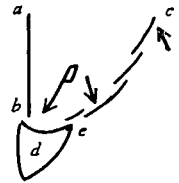


图4 帚状-三角型构造

ab——内臂; cc——外臂;
d——三角形地块;有尾的
箭头指示主要运动方向;
箭头表示主要运动引起的
压力方向。

实 验 III

(图版 II, 图 3)

将两手平行放置,其间留出一狭窄的空间。把左手向内同时向侧面移动,直到一系列多字型褶皱出现。然后以左手的一两个手指放在多字型褶皱的下端使其固定,同时右手放在多字型褶皱的上端并大致与其直交。当左手手指固定时,右手向左推动。这时体系的两臂将成一个不对称的V字形出现。如果左手顺时针方向慢慢转动同时向内拉曳,则V的两臂即变为

弯曲状并凸向右手一侧。左手拉和扭的量愈大,结果V形的曲率就愈大。

然后把手拿开,让原来左手所在的纸下钻进一点空气。在此即发生一明显的事件。空气将集中起来以致形成一个三角形的突起。作者每次重复作这个实验时几乎都看到这种奇妙的现象。这不是偶然现象。纸必定就是那样应变的。这一偶然发现不仅给北海道和加里曼丹的成因投射了一线光明,而且说明了上述两个帚状-三角型体系确实属于同一类型式。

(4) **η 型即歹字型** 这一构造型式几乎包括一半圆弧,其一端连续出现的是一系列收敛的多字型构造线,而多字型的前端背离或指向弧形凸缘。该体系可能有几套弧。内侧的弧或体系的头盖大致成同心状排列。外侧的弧或体系的冠部一般依随被它们包围的岩块的形态,当它们向外扩展时就构成弧型的退缩系列,头盖弧总是深深向内弯转,与整个体系相比其规模较小。每一冠弧通常仅占据着一个圆形的较小弧段。它们极少排成一个圆。体系翼部变动最强烈的部分总是接近头盖之处。它可以由一单列多字型线组成,也可以包括一束拥挤的褶皱,断裂以至冲断层。

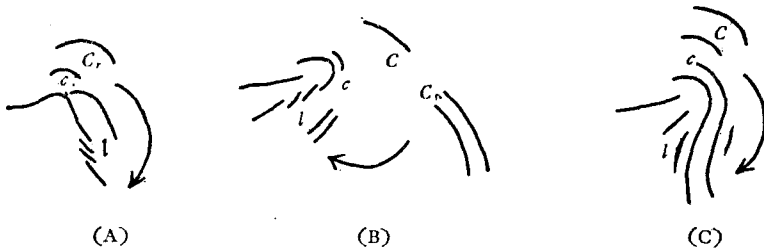


图5 不同形态的歹字型构造

A和C——拉长型的; B——宽阔型的; C——头盖; Cr——冠部; l——翼; 箭头表示转动的方向。

虽然世界许多地方歹字型构造据有重要地位,并给大陆运动提供了重要的线索,但在东亚仅发现两个实例。标准型见于亚洲的东南角,即班达海的岛群。这里体系最内的单元包括着一组小岛:阿洛岛(Ombay)、韦塔岛(Wetter)、色瓦堤(Serwati)及许多其他的岛。这些岛屿的排列,几乎构成一个完整的圆或长圈。从佛罗勒斯(Flores)开始,我们可以围绕它们追踪直至回到根浓爱皮(Gunong Api)岛。第二个单元从布鲁(Buru)岛开始,向东经过斯兰(Ceram),然后向南通过卡伊(Key)群岛,最后向西南通过丹尼巴(Tenimbers)。这第二个单元的弧几乎恰好成为半圆,并可能结束于丹尼巴。苏士^[40]和布洛维尔^[11]却将此线更向西延,并假定它通过巴巴(Babber)和帝汶(Timor)。但是这解释似乎是根据广泛的综合,而不是以详细的构造为基础。布洛维尔本人曾经启发性地指出,巴巴岛是北东走向而帝汶岛是北东东走向。没有什么材料可用以确定点缀于帝汶与巴巴之间的小岛的趋向。虽然如此,如果我们对比一下丹尼巴、巴巴和帝汶的已知构造,似乎很清楚,这些岛事实上是成雁行状排列的。因此,我们就能定出体系中的多字型构造线。阿鲁(Aru)岛无疑代表一个远离中心的更外弧的碎块。

然而本体系不完全限于这些岛群。我们在此看到的是整个体系遭受最强烈的弯曲与扭转的部分,即翼的一部分及其头盖。完成这样一种强烈的弯曲与扭转,必定有说明同一型式有关特征的原因。我们在班达海以北没有见到那样的东西,但是在澳大利亚大陆块

附近发现了。澳大利亚西北部的金伯利 (Kimberley) 山脉, 是翼的一部分, 而伊里安岛与澳大利西亚 (Australasian) 和格里高里 (Gregory) 的密克罗尼西亚花采列岛表明是这一宏伟体系的冠弧。

第二个实例见于西藏地块的东南。这里的构造仍然知道得很少。但是, 我们从不同旅行者的观察报告可以看出, 萨尔温江、湄公河和长江上游的高山, 全都弯向西藏高原形成一个凸向东北的弧系。向南, 构造线在大理与永昌府 (保山) 之间似乎分为两支。一支稳定地向东南延伸, 另一支几乎循南北向延伸于湄公河与伊洛瓦底江之间。更向西, 这一西支在北纬 24° 附近渐渐转向西南。向北西, 在喜马拉雅山东端尖灭处之前, 横穿那加 (Patkoi) 和察隅山脉。这些前喜马拉雅山的轴向明显地变动于北东到北东东之间, 白垩纪可能还有第三纪地层被卷入了褶皱^[42]。

我们的知识尽管非常零碎, 也能够使我们认识歹字型的基本特征。在环绕着高山的布拉马普德拉河的拐弯处, 我们看到歹字型体系的头盖; 那加和掸邦北部那些北东向褶皱是该体系的翼; 最后在湄公帚 (Faisceau du Mékong) 该体系的冠完好地发育。

实 验 IV

(图版 II, 图 4, 5, 7; 图版 III, 图 5 和 6)

把左手两三个手指放在固定的位置上, 把右手放在指尖的旁边与手指成 20° — 30° 的交角。顺时针方向转动右手, 围绕指尖就会出现一系列弧形褶皱, 在两手之间还会产生一些雁行褶皱。右手转动的角度愈大, 形成的褶皱愈显著。用这种方法常可引起体系的头盖和翼, 但冠不是经常能形成的。只有当整个右手掌平放在纸上并且转动一较大角度时, 才产生冠。

(5) **€ 型即山字型** 在所描述的几个构造型式, 山字型可能是发育最广泛, 最容易认识, 也是对地壳运动的研究最有用的。整个体系或局限于一个小区域, 或者掩盖一个大陆。体系的构造轮廓特别简单。它包括一个称为两翼的前面褶皱弧, 和称为轴的中脊。当发育成为理想的形式时, 山字型体系是两侧对称的。体系的轴也是两侧的对称轴。但是, 两侧对称有时被局部的或区域的复杂变化所扰乱。轴几乎照例是垂直于前弧的中部或弧顶。前弧每一翼的末端经常

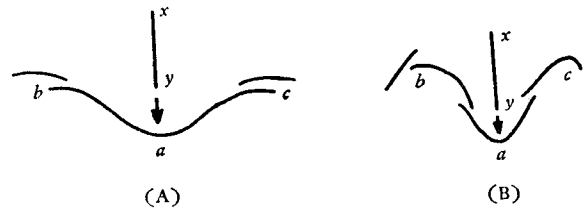


图 6 山字型构造的两种形式

A——宽阔形式; B——挤压形式; a——弧顶; ab——左翼; ac——右翼; b 和 c——反射弧; xy——轴; 箭头指示主要运动方向。

连续弯转而形成一系列反射弧。那些反射弧与主前弧连接起来, 常常呈一系列 S 形曲线。无论遭受如何强烈的挤压, 山字型前弧的两翼及其对称轴总不会平行。

两翼与弧顶可以由连续的弧形挤压褶皱带组成, 或者由不同的构造单元组成。后一情况是每一翼可能包括一系列复杂的褶皱和冲断, 或者可能包括一个轴向完全无关的、已褶皱的古老岩块。无论是哪种情况, 两翼和弧顶均构成一连续的整体, 可研究有关区域的构造历史或古地理的方法加以认识。当体系发展很大时, 两翼一般由复背斜组成, 在其内

侧,各有地向斜延伸而成相似的弧形。地向斜的边缘平原总是向着山字型体系的对称轴所在之处伸展。

轴的构造通常很简单,即使山字型两翼的构造复杂时也如此。在绝大多数情况下,山字型的对称轴线几乎是直线,至少其中部在很长距离是如此。它们仅偶尔向轴的后部即离弧顶最远的部分,趋于分支和偏转,而向轴的前端则趋于分成短支。山字型的对称轴可以是一个简单而宽阔的穹隆或地背斜,伴以地向斜或者是伴有冲断层的一系列挤压褶皱。

山字型构造体系的发展阶段常常是可以追溯的。在其青年期,翼部常褶皱成为正常的向斜和背斜且弯曲宽展;轴离弧顶很远;轴的构造特别简单——一个简单背斜或相当的构造。在较发展的壮年期,两翼开始出现中断,一般趋于冲向体系的内侧。同时,轴往前伸向弧顶,且有较复杂的构造可能包括冲断。因此弧的凸缘变得更尖。在老年期,翼部、弧顶和轴部的冲断变得更为明显;在翼部常见到块状冲断。山字型的轴不仅更向弧顶伸延,而轴之后端可能弯转或分支,其前端则分成一系列短脊。两翼之间的夹角变得颇尖,以致整个前弧几乎变成U形或V形。即使在这种情况下,轴是否与弧顶接触,仍值得怀疑。

在区别这些阶段时,我们假定体系是发育在均匀介质或均一环境中。如果体系的发生一开始就在彼此以尖角相接的老岩块之间时,则体系马上就获得老年的形象。反之,如果在其发展阶段的初期,前弧是很广阔的,则两翼可能不会形成尖锐的弯曲,甚至到了老年期也如此。

在体系发育的整个青年期与成熟期,它所占的地区,除局部者外,似乎可避免其他类型的变形;但到了老年期,属于完全不同体系的挠曲或断裂可能插入。这种外来的构造与体系本身无关,必须细心地予以区分。

由于山字型对确定欧亚主要构造的重要性,也由于这个体系的建立成为认识其他体系的基础,作者还拟借此谈一点为了追求光明所经受的颇为艰苦努力的个人体验。最近十八年来,作者曾有机会三次穿过欧亚北部单调的平原和奇妙的乌拉尔山脉。他每次都被那从东西两侧广阔平原上突然升起的奇异山脉的雄浑和单纯所深深触动。它看来与欧亚其他山脉没有关系,更增加了它的存在的神秘性。作者在现有的文献中没有找到能指明欧亚大陆自然分界的基本构造原因的满意解释,以及有关这个问题的任何说明。仅在若干年前才得到一个假设的解决,作者假定欧亚是一个巨大的平置梁,两端支着,中部向南弯曲。作为弯曲的结果,在其北部远处自然发生东西向的挤压应力^[43]。

弯曲现象明白的表现是从南欧伸展到中亚的山脉。这不需要进一步注解。但是必须回答一个问题,为何一条古生代山脉,即乌拉尔,竟能与第三纪发生的欧亚山系具有任何关系?在海西运动发生前,今日乌拉尔之所在地明显地是一个地向斜——乌拉尔地向斜。同样,欧亚大陆南部的第三纪山脉也是在不同地区有不同地向斜名称的比较狭窄的陆沉带。正如我们已经谈过的,地向斜只是一个地背斜的伴随形象。那些地向斜必然曾有其对应部分在它的附近,也必然为相同的轴向。这使得我们得出结论,欧亚山字型的基本面

貌在海西期前即已确立。

我们知道,随着海西运动的爆发,在中亚是天山地向斜与昆仑地向斜发生了褶皱,而大华力西系或海西系则在欧洲升起。虽然需要进一步研究以建立古伊朗山脉(Palaco-Iranian ranges)的位置和方向,但无疑它们整体上就象现在的伊朗山脉那样曾经存在。如果我们不曾认识南北向乌拉尔山脉仅是整个欧亚山字型体系的一部分的话,我们将不会那么自信地作出这一广泛的论述。

山字型构造的基本概念并不是新的。阿冈^[44]在“第一类分支,双的”(“Virgation du premier genre, double”)的名称下,曾作过详细的讨论。苏士很早以前在伊尔库次克围场^[45]构造方面认识了它的基本特征。这个东亚古核是一个中型规模的山字型构造的著名实例。该体系的西翼从叶尼塞地垒以西开始,沿东萨彦岭向东南延,直到贝加尔湖西南角。在埃洛夫斯克山脉(Elovski Khrebet)的太古代岩石走向北西西,表示接近体系的弧顶。在湖中段的欧尔康(Olkhon)岛以及斯外堤欧诺斯(Sviatio Nos),古老岩石显示明显的北东走向。这里,构造轴不是平行于贝加尔湖而是斜横此湖。所以它们被称为外贝加尔向。外贝加尔轴线往北东向延到维季姆高原之北。从西北延伸而来的萨彦方向和来自东北的外贝加尔方向,似乎相遇于普里莫尔斯克山脉(Primorski Khrebet)的狭窄的地垒,地垒是在这两个方向接合处,岩石几乎呈南北走向。主要的南北走向据说实际上出现于安哥拉以北的一段距离。这样,在围场南部和围场之中,我们能够确定山字型体系的两翼、弧顶及山字型的轴。

但是整个体系伸展的范围较围场要大得多。其西北翼明显地往北远达太梅尔(Taimyr)地块的西南边,而其另一边是塞留根姆和西萨彦。后一山脉形成凹面向南的反射弧,其北东翼在北边抵达维柳上源之南,在南边抵达维季姆高原。在后一地区,我们又看到一系列凹面向南的反射弧。这两套反射弧——塞留根-萨彦和维季姆是老年期山字型的重要特征,其特征在后面的实验将加以说明。安纳巴地块位于两翼之间并几乎与弧顶连成一线,该地块中的片麻岩呈明显的南北走向^[46]。因此,很明显,山字型体系的轴也往北伸得很远。体系的南界可以追踪到唐努-乌拉、杭爱和肯特山脉的北界;沿着色楞格河的下游,我们又发现了萨彦和外贝加尔这两个主要的走向,分别从西和从东趋近色楞格河谷。

本体系的生成时期可以回溯到很古老的地质时代。据奥布鲁契夫^[47],体系的翼、弧顶和轴在太古代后期或太古代即已大部分确立。几个单元都可能是相当于托里东(Torridonian)末期的“始生代(Eozoic)”末的造山褶皱和错位。通过这次强烈的运动,翼部向体系的内侧倒转以至于逆冲,也就是说向着围场的内部。在志留纪末,不仅翼部受到强烈的运动,而且在两翼延伸之间的地区也褶皱了。如安加拉地区,志留系褶皱成北西西向,而在维柳和勒拿河的中游,则成北东走向。但是这些地区如与围场边缘带比较,褶皱略为减弱。一直到侏罗纪运动,体系的某些部分又遭到强烈挤压和水平错位。

围场现今在其前部成一尖锐的V形,以及体系的轴几乎达到弧顶,据这些事实看来,

似乎相当肯定体系已达到它的老年期。确实,当加里东运动或晚侏罗纪运动发生时,老年期可能已经到达;否则,作为那些运动的产物,即不同成因的东西轴向构造,就不会穿入安哥拉地区了。

山字型构造的第二个例子出现于中国的西北部。西翼包括南山山脉,那里古生代和中生代地层褶皱成北西方向。北西向褶皱向东南渐渐并入东西带,直至东经 105° — 108° 之间完全合并于西秦岭。东翼是以汾河河谷两侧的平行弯转的山脉为代表,其凸面向着东南。虽然一般地说汾河河谷的边界山脉是正断层,但也不缺少侧压力的证据。例如在太原西山边缘上,我们发现奥陶纪灰岩即使实际上没有倒转也几乎直立。在太原的东山,地层一般是平缓地倾向平原,没有任何可见的断裂。整个地看来,山西高原内部的这些山脉很可能原来是侧压力造成的,局部伴随着次级断裂。山西高原的东部可以视为山字型体系东翼的一部分;因为高原的东边即太行山脉,也是一个很重要的形象,它呈弧形弯曲而与汾河河谷的边缘山脉在形式上是相同的。沿太行山脉,有时我们见到单斜挠曲,有时见到正断层,偶尔局部有向高原内部的逆冲断层。

该体系的轴大致位于东经 $106^{\circ}31'$,构成著名的六盘山或古代中国地理学者所称的陇山。这条南北向山脉从北纬 35° 向北延伸几百公里,几乎处处都覆盖着松软的白垩纪页岩夹薄层鲕状灰岩。岩石很容易崩解成为破碎的块体。这一事实使得安德生^[48]认为六盘山是一个“正在形成的山脉”。向北去,在鄂尔多斯地块的西边,我们看到另外一条近南北向的山脉。这就是中国地理学者所说的贺兰山。重要的事实是贺兰山和六盘山基本上位于一线,虽然贺兰山的北部稍向东偏转。在贺兰山的南部,翁文灏和谢家荣看到强烈向东逆冲的大断层。我们尚未得到足够的材料以资鉴定这些南北向山脉褶皱的确切时代,但认为贺兰山脉较六盘山要老得多是不会很错的,虽然贺兰山脉无疑也被后白垩纪运动影响了。这符合于山字型发展的概念,因为山字型的轴在山字型体系到成熟时期一般是向弧顶延伸的。

第三个例子见于云南的北部和四川的西南部。在那里,山字型体系的前弧或两翼是由一系列强烈挤压的褶皱弧,即所谓的云南弧组成。弧形的最内带大致依循金沙江或长江上游的肘状弯曲,并向弧形的内侧强烈地逆冲为其特征。体系的弧顶大致位于东经 102° 及北纬 $25^{\circ}30'$ 。该区还没有从构造观点进行调查,翼部的详细构造也不确切知道。从丁文江的粗略资料判断,山字型的轴似乎位于雅砻江(Tachongho)和安宁河之间的分水岭即龙巢山,这两条河都从北边流入金沙江^[49]。龙巢山沿东经 102° 南北向伸展,从元谋县到北纬 27° 以北。它由片岩、变质石英岩和石灰岩组成,褶皱厉害并常被冲断。这个例子代表一个高强烈压的山字型构造体系。

上述这些情况都涉及广阔的面积,其前端向南。第四个例子见于中国东南部的南京和镇江之间。在此,山字型的规模是小型的,但发育很好,其前端向北。东、西两翼末端之间长不过 90 公里。两翼由一系列弧形褶皱组成,这些褶皱在西部是正常的,但在靠近弧顶之处则向南变得挤压以致轻微倒转,在东部就有些压碎。弧顶位于船山附近,在那里地

层的走向强烈地弯转而成一个小弧，凸缘向北。在船山之南约 18 公里，南北向的茅山山脉升起，向南延长约 25 公里。在茅山出露的地层，一般的走向也是南北。茅山在东经 $119^{\circ}20'$ 。

在两翼和轴部，白垩纪地层都被卷入。它们无疑都受到后白垩纪运动的影响。我们现在尚不能确定，在后白垩纪运动之前，该体系是否已经存在。如果已存在，则较早的运动必然与后白垩纪运动是同样性质的；因为这些山中从奥陶纪到白垩纪的地层，都是同样的走向，仅局部倾角有所不同。由于围绕这些小山的低地被黄土或近代冲积所覆盖，而形成平缓的平原，因之该体系的构造形象就很突出——理想的教课书插图。

实 验 V

(图版 1, 图 1—3)

用大拇指或一个手指紧紧地压在纸上；然后把大拇指或手指移向一定方位。在纸的紧压部分之左、右两侧和前端将出现一束弧形褶皱。在被压部分的后边，同时出现一单独的褶皱，位于两列侧向褶皱的中间，大致在滑动方向上。用这个简单的方法，我们必然可以产生山字型体系的所有单元。运动量愈大，前弧就愈弯；同时，中间褶皱或轴向前伸展，有接近弧顶的趋势。当水平运动超过一定限度或用整个手掌时，体系大规模发展，轴的后部可能分岔。

这个实验提供了最清楚的证据，山字型体系的成生是由于某一地区相对于其外侧较固定的地区发动了水平运动，水平运动的方向是和山字型对称轴的方向一致的。体系的弧顶在整个体系中的水平滑动量最大。

单一体系还可以分出很多其他型式。但上述几种型式是最重要的，因为它们是鉴定区域运动性质有说服力的证据。我们现在选择共生体系的两种重要型式如下。

2. 共生体系 (Syntaxial Systems)

(6) λ 型即人字型 人字型构造的组成有两组单元，每组可称之为体系的一支。两支排列成为希腊字母 λ 形，因而得名。相当于字母右边的一支，一般由一个稍微弯曲的科迪勒拉型的强烈山系组成；相当于字母左笔的一支，包括一系列的构造线，它们没有山形上的意义，但是有较大的曲率。这两支可以或虚或真实地相遇。后一情况下，交接点常是火山活动的场所。这种型式只在大陆边缘出现，常以强烈的冲断层为特征，尤其是在大陆实际边缘的那一支。

这个型式有点象帚状，因为它们两者都是由有点弯曲的 V 形的两支组成的。但人字型构造体系的两支不是相同性质的：其外支，即人字型右侧的那一支较之其内侧的一支重要得多；因而前者可称为主支，后者可称为次支。再则，主支的轴线较少，走向几乎平行，而次支的轴线不仅弯曲较大，而且数目也多。它们有些可以局部形成帚状。也就是说，人字型体系的次支可以包括帚状构造；但是帚状构造永远不能与人字型构造等同起来。

这种型式可以分为三个变种。第一种是入字型,或正常的入字型;第二种可名为反入字型;第三种为颠倒的入字型。

正常入字型构造的例子见于朝鲜和菲律宾群岛。朝鲜半岛^[51]的东侧是以大的山脉为边界,称作太白山,在其中加藤(Koto, B.)鉴定有三条走向与现代海岸线近于平行的长轴。在半岛的西南部,同一作者勾出几组构造线。它们的一部分属于震旦式,另外的属于古朝鲜系,第三组则是小白山(Syopaihsan)系。所有这些山系似乎向北东收敛,向南西或南南西撒开。它们实际上可能相遇甚至切穿太白山,或者在达到东部山脉之前就消失了。太

白山代表入字型体系的右支或主支,而其他的构造线则属于它的左支或次支。

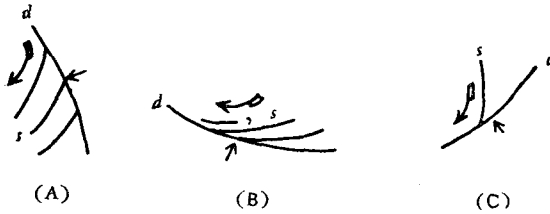


图7 不同形式的λ字型构造

A——正常λ字型; B——反λ字型; C——颠倒λ字型;
d——主支; s——次支; 带尾的箭头指示大陆运动的方向;
单箭头指示从海洋底诱导的挤压方向。注意: 旋扭运动之
方向不是用λ字型之方位来鉴定的,而是用一般形成次支的
帚状构造鉴定的。

在菲律宾群岛,入字型体系的右支包括群岛东边或东北边的许多科迪勒拉型山脉。这一支的北部符合于前述台湾-加里曼丹-马里亚纳系的台湾-吕宋线。吕宋有三条主要的轴线,如东北海岸的马德里山脉(Sierra Madre),从岛的北端到班奎(Benguet)的中科

迪勒拉和吕宋西南边缘的三巴雷(Zambales)山脉为代表。马德里山脉走向几乎正南北;中科底勒拉的北段走向南北,但是往南其走向似乎渐渐地偏向南东。三巴雷山脉全部明显地走向南东东。民都洛(Mindoro)中部山脉代表北部右边一支最内的单元。向南去同一支形成一个清楚的弧形,凸面对着太平洋。在这一支的南部,史密斯(Smith)察见三条弧形轴线。外边一条横贯卡马瑞因(Camarine)半岛和萨马岛(Samar Island);中间一条最长,从马尼拉西南的一点出现,经过马斯巴特(Masbate)和莱特(Leyte)岛,最后沿着棉兰老(Mindanao)的东岸弯曲;最内一条仅仅出现在棉兰老,延伸于甘米银(Camiguin)和萨兰加尼(Savangani)之间。

正象朝鲜西部体系的左支由一系列凸向南西的弧线组成。其一般的排列是由巴拉望岛所显示的。同样排列的轴线可以在班乃(Panay)、西马斯巴特(Western Masbate)、内格罗斯(Negroa)、西棉兰老以及苏禄群岛探索出来。这些轴线朝着加里曼丹方向似乎成为帚状。由于这个入字型体系的存在,巨大的台湾-加里曼丹-马里亚纳帚状-三角形体系表现得复杂化了。

反入字型构造的最好实例见于苏门答腊与爪哇。在这些岛上,布洛维尔作了很有价值的工作^[53]。从布洛维尔的著作以及陶布勒(Tobber)^[54]、弗尔兹(Volz)^[56]和其他人的著作中,可以归纳出,在苏门答腊与前苏门答腊群岛(Pre-Sumatra Islands),有一对地背斜轴,彼此平行且渐渐弯向东南。第一轴线经过雪马路(Simalu)、尼亚斯(Nias)、明打威(Mentawai)和恩加诺(Engano)岛群;第二轴线,紧随苏门答腊岛的西南岸。后者伸出很多向南

东东向稍微弯曲的分支。在这类分支轴线中,那些从苏门答腊开始,经过邦加(Banka)、勿里洞(Billiton),最后进入加里曼丹西南部的轴线是最显著者。它们起初向东南偏南延伸,然后渐渐转向南东东。在勿里洞其一般走向显然是南东东。在加里曼丹的西南部,构造线全部转向北东。

在爪哇出现同样的情况。在那里主要轴线是沿着岛的南岸伸弛继续向东延到佛罗勒斯。从爪哇岛的西南角有一系列分支轴线伸出,斜切该岛,并伸展到马都拉(Madura)和甘尼安(Kangean)。第三个值得注意的分支见于巴里(Bali)和龙目(Lombok)岛。在此主轴线是指向西,而支轴线则弯向北东。

这样,我们就能知道苏门答腊和巽他群岛(Sunda Islands)弧不是一个简单的构造形迹,而是包含反入字型的两支。群岛的南岸和西南岸,主要山脉的构成相当于入字型体系的主支,即右边的一支;而向南东和北东伸出的几支,则代表次支,它们整体上相当于入字左侧的笔划。但是与朝鲜和菲律宾的情况不同者,这里两支的相对位置却是相反的。

最后一个变种,即颠倒的入字型,作者在东亚一直没有发现典型的实例。但是在澳大利西亚有大型的实例。新西兰的南岛有高山升起,名为阿尔卑斯山。其详细构造虽然尚不清楚,很明显其主轴至少主轴的东北段基本上是与岛的方向一致的。在北岛上,同一山脉显然不连续;而是“从惠灵顿附近的特拉惠提(Terawhiti)角到普伦提(Plenty)湾的东边有一褶皱了的板岩和硬砂岩的连续带”组成瑞奴塔卡(Rinutaka)、塔拉鲁阿(Tararua)、鲁阿新(Ruahine)、开马那瓦(Kaimanawa)和劳苦马拉(Raukumara)^[57]等山。这些无疑是大部裸露和局部埋藏的古老山脉的残体,其走向明显地平行于南阿尔卑斯山。此线显然是在海面下,沿着克马德克-汤加山脊(Kermadec-Tonga Ridge)^[58]向北东延续。由于缺乏古生物证据,很难确定这些暴露的和海水下的山脉发生的运动时期。但是马歇尔(Marshall, P.)似乎倾向于认为它们的升起是通过晚侏罗世和上新世的运动^[59]。

这些山脉与克马德克-汤加山脉一块,形成入字型体系的右支。同一体系的左支包括大洋洲的哥里高里(Gregory)花采列岛。其中最值得注意的是从伊里安岛东南角弯向新喀里多尼亚(New Caledonia)和新西兰北岛的奥克兰半岛的一线。在所述最后一区,岩石局部走向有一定的变化。但是从瓊加雷(Whangarei)到群岛湾(Bay of Islands)有一列山脉,平行于半岛的延长方向。大巴里埃(Barrier)岛和科罗曼德尔(Coromandel)半岛的轴线也紧随着海岸线。第三列山据说是从喀化(Kawhia)延向豪拉基(Haurahi)湾而成显明的北偏东趋向。岩石的局部走向似乎不经常与这些山脉的轴向一致。所有这些异常都正好在我们预料之中;因为来自西北的这些构造线逐渐前进而与入字型体系的主支接触。共生作用在北岛中部的火山区结束了。第二条线从新爱尔兰延伸到所罗门、新赫布里底群岛,并可远至克马德克群岛,但是在汤加-克马德克一线到达之前可能消失了。因此很清楚,这个人字型体系的次一支同时成为上述澳大利西亚和班达群岛的大型歹字型体系的冠弧。

因为这一体系的两支向北张开,似乎应该将它作为颠倒的入字型看待。它与正常入字型以及反入字型构造一起,所以被看作同一型式的变种的原因,不只是根据它们形态的

相似,而且是根据它们成生于相似的方式,如果不是等同的话。

实 验 VI

(图版II, 图2; 图版III, 图3与4)

要在纸上得到入字型构造,不象已经描述的一些型式那样容易。然而,通过实践和用心是能够产生基本上与自然形象相似的模型。更重要的是工作者的经验,他将能满意地指明产生该图象的力学程式的性质。对于正常的与颠倒的入字型构造,实验仅需要使左手向内和向旁拉曳或者在纸上顺时针向扭转,同时把右手压在纸上一个适当的位置并向左推动。左手所施加的运动将引起一系列褶皱,这些褶皱则因扭动量的大小而或大或小地发生弯曲。这些褶皱相当于入字型体系的次支。右手所施加的运动将用以产生一组或几组集合的褶皱。它们与另一组褶皱成斜交,代表入字型体系的主支。

对于模拟颠倒的入字型,最好使左手拇指与食指在纸上尽量张开;然后把右手放在所述两指之间和两指尖连线的右边。用全力顺时针方向转动右手,若有必要可再重复。颠倒型的许多褶皱将顺序出现。

这些实验证明入字型三个变种,都是由于直线剪切和一是旋扭剪切的联合作用相对于侧面强大的阻抗所促成的。扭转量愈大,侧支褶皱就愈弯曲。变化的形态,取决于遭受剪切运动的区域与提供阻力的区域之相对位置。如果阻力来自右侧,则产生正常入字型;如果来自左侧或左下侧,将产生反入字型;最后,如果阻力来自右下侧,则产生颠倒的入字型。

(7) 膝型 象山字型一样,膝型也有两翼,它们各自包括一系列相似褶皱或冲断层。两翼突然接触,经常形成一尖角状或膝状曲线。换句话说,体系的弧顶不是两翼逐渐弯曲而成的光滑曲线,而且两组独立的构造轴线的交汇。两翼稍稍弯曲,其凸缘对向整个体系的凹入的一侧。

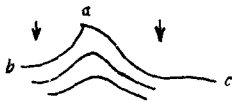


图8 膝型构造
a——弧顶; ab 与
ac——两翼; 箭头
指示主要运动方向。

虽然本型式与山字型体系显示着明显的相似性,但是它截然与山字型有区别,不仅因其两翼有特殊的排列以及其弧顶的交接关系,而且在于其膝状曲线的凹侧没有中心山脊或轴。后一事实是两个型式不致混淆的区别。

在东亚,我们尚未发现这一型式的典型实例;但是知道围绕印度的西北角有一典型的实例。瓦地亚(Wadia, D. N.)^[60]在他的近著中描述朋奇-纳(Poonch-Narh)地区的构造,由两组弯曲的轴线沿杰卢姆河谷(Jhelum Valley)相遇为其特征。它的东侧沿着皮尔潘贾耳(Pir Panjal)走向,即南东走向,它的西侧沿着哈扎拉(Hazara)的始新世带,即南西走向。两组走向分别在杰卢姆的一侧看到,在它通过木扎法腊巴德(Muzaffarabad)以后,在那里两组走向之间的“锐角约40°”。向南行弯曲度逐渐变宽。在围绕米尔普尔(Mirpur)的山麓带,角度增加到约120°。更向南到卡兰(Kharian)山,共生曲折现象几乎完全消失。在此我们必须注意,在木扎法腊巴德和曼格拉(Mangla)之间的整个宽阔地带,宽约100哩,我们没有发现山字型构造体系的轴线。这件事本身使我们确信,我们处理的正是一个膝状构造,它与山字型构造无关。

中亚还有这一类型的实例,但由于篇幅所限,不能在此讨论。

实 验 VII

(图版 II, 图 1)

象实验 V 那样, 并排地产生两个大型山字型构造, 一个体系的左翼与另一体系的右翼相接。在相接的翼上, 我们可以看到膝型构造的基本特征。这个实验表示膝型的产生是由于两个独立的但同期的运动, 运动来自两翼之外, 而不是来自体系之内。因此, 弧顶是面对运动的来向。

五、构造运动的机制

地质工作者容易有这样的错觉, 以为在一个有密切构造联系的区域中, 同期的若干运动都是来自某一固定的方向, 这决不总是对的。东亚及其它各处构造型式的分析指出, 在一个区域里决定运动方向的是构造单位的性质, 这不仅指一定的变动时期, 而且是就贯串于运动的不同时期而言, 只要该单位继续存在的话。在东亚, 尤其是在中国, 常常见到太古代岩石的片理面走向与最年青的变动岩层的走向为同一方向。其内在原因必然是双重的: 首先, 在整个地质时期动力是同源的; 其次, 构造单位的相对外形没有变化到任何可观的程度。另一方面, 如果两个相邻的区域各自属于不同的构造单位, 它们的运动即使在同一造山时期, 可以很不相同。这往往是由于既存单位的混乱或破坏, 或由于在时间进程中通过大陆的破碎而形成新的单位, 因此导致不同方向运动的重叠。欧洲可能是这样地区的最好例子。

从整个时间和空间上检阅东亚大概的构造轮廓时, 我们幸而没有遇到追溯过去的构造单元的困难。我们知道某些构造从古生代以来就发生了, 不过它们是由于那些引起前古生代构造的相似的力学程式所产生的, 如果不是同一的话。伊尔库次克围场及其附近的构造, 和东西带一样, 证实了这一论述。摆脱了这一困难, 我们就不必要象起初想象的那样, 为了确定东亚运动的一般机制而过分强调不同构造运动的年代。

东亚有五条东西带, 其中至少有三带已知从很古老的地质时代以来即已存在, 这说明整个区域曾一再受到南北向挤压。然而, 这些强烈变动带本身的构造, 不能提供任何决定性的证据, 以说明整个地区或被这些带分隔的若干岩块, 究竟是向北还是向南移动的。那种以逆冲断层的指向为基础的先入为主的判断, 证明是靠不住的。在东西挤压带和北北东向山脉, 诸如阿尔丹、大兴安岭和锡霍特山脉、太行山和贵州高原东缘以及边缘地向斜和与其伴随的岛弧之间, 发现有极其密切的关系。我们已经注意到这样的事实, 东亚岛链的弯转, 正好在东西带的延长线与大陆边缘的交汇处, 并且每一个别的弧和它有关的内陆山脉一样, 并不是均匀弯曲的, 而是在其南部弯曲甚大。这些构造的成生, 不仅需要东亚与太平洋之间有强烈挤压, 而且要求大陆部分相对向南水平移动, 或者太平洋底部向北移动。如果没有几条东西带存在, 边缘构造将大致是直线状的, 个别弧也将不会产生。所

以,东亚现在的图象提供很有启发的征象,说明大陆部分曾发生过水平位移;因为水平运动对大陆边缘是斜的,就导致一种直交于大陆边缘的侧向挤压作用。

以上所述,只是有利于推断东亚整体向南移动的一种论据。而可靠的标志可在构造型式中寻找。沿着一连串岛弧,从堪察加和千岛到琉球群岛,再从马里亚纳到帛琉,我们发现一系列多字型构造,大部分属于收敛型。已如所述,这些岛弧中的每一个,可能有两组收敛的多字型线。北东的主要一组,其前端指向西南,而南西的次要一组,其前端指向北东东。这些事实立即指明,东亚边缘地区曾有向南移动的强大趋势,其必然结果是对太平洋产生侧向挤压。这些力的合力必然是指向南南东的,这是这一合力才引起每一边缘弧中两组收敛多字型的轴线呈不对称排列的发育。在东亚大陆的东部,构造轴多成震旦方向,即北东走向,实从西伯利亚扩展到中国的最南部。另一方面,北西轴向则控制着东萨彦与西藏地块之间的地区。这两组多字型轴线不可能产生,除非东亚至少被震旦型和萨彦型展布的那一部分东亚,在两方面抵抗之下——一方面是太平洋的抵抗和另一方面是西藏地块的抵抗,曾经发生了向南的水平扭动。

对此,山字型构造提供了令人信服的证据。在西伯利亚,有那个以伊尔库次克围场为顶的大山字型体系。在中国北部发生第二个山字型体系,把南山-山西-六盘山脉联系起来。第三个山字型体系存在于中国西南部,包括云南弧及其以北的地区。这些山字型构造占有广大地区,它们的弧顶都向南。只有一个弧顶是向北的反射式的小山字型,见于宁镇山区。从这些特征可想而知,东亚曾局部遭受过一些水平运动。这些区段被唐努-肯特、阴山、秦岭和南岭东西带所分开。这三个大的山字型构造伸展于这些东西带之间或穿过了东西带。第一个山字型构造南边被唐努-杭爱-肯特山脉所限制,第二个充满阴山和秦岭之间的整个宽度,而第三个位于秦岭和南岭之间。这些山字型构造的存在,表示东西构造带之间的每一区段不是均匀移动的,而是因东西两端有侧面阻力以致引起差异运动或扭动运动。东边的阻力显然来自太平洋底,而西边的阻力则直接或间接地与西藏地块有关。当几个区段大致独立地向南扭动时,相对隐伏的地区,如宁镇地区,可能成为一个障碍的地块。因此将会导致一种明显的反向运动。而宁镇山字型弧顶之所以向北,是那样一种向南的差异运动的自然结果(见图版 I,图 2)。

还有中国南部、印度支那和加里曼丹的帚状构造。实验证据说明它们是由旋扭产生的。卷入的地区必定曾遭受水平扭动。因为帚状构造的分布尚未全部测图,我们现在还不能确定轴部地区及环绕轴部发生扭转运动的地区。然而,有一点可以肯定,即已经描述过的几个帚状构造的实例,显示东南亚是顺时针方向的扭转。

帚状构造提供的证据,为菲律宾群岛的正入字型构造和苏门答腊及爪哇的反入字型构造所确定。同样的迹象还见于西藏地块东南缘,即围绕喜马拉雅东端的歹字型构造。后者不仅肯定了东南亚为顺时针的旋扭;而且明确地指出:旋扭的轴心位于西藏地块的某处。虽然局部旋扭运动的轴许多存在于东亚广大地域之内,但主要的轴必定在西藏地区。这使我们得出结论,整个东南亚曾围绕西藏南部发生过顺时针向的转动,并多少被西边的

印度地块所牵制。

最后必须引证帚状-三角形构造，它在东亚大陆和太平洋之间的接触带上是一种特征。在萨哈林岛-北海岛-千岛，我们通过实验发现这个体系的北部向大陆的挤压远大于其南部。

这是一个自然的预期的结果。我们在千岛发现一系列的断裂，那些断裂以西的地区，无疑对太平洋曾发生向南或向西南的水平扭动。这一不平行于大陆边缘的运动势必在大陆边缘和太平洋底部之间引起一侧面挤压。因为帚状-三角形构造区的南端抵着阴山带，而阴山带由于大陆块抗拒侧向压力象一个加固的拱梁，因此三角形地区的南端将很难向西移动。另一方面，在该区的北部则没有遇到这样特殊的抵抗。因此该整个地区遭受着反时针方向的扭转运动，结果产生了帚状-三角形体系。这样我们就能理解萨哈林岛-北海道-千岛体系是如何通过东亚的一种向南的运动而产生的。

同样的论据可在某种程度上应用于台湾-加里曼丹-马里亚纳体系；很明显，加里曼丹以西地区所以不能向西移动很多，是因为在它的西侧有印度洋存在，而且由于加里曼丹和苏门答腊西南边缘之间延伸的、易曲的陆块狭窄所致。除此之外，还有顺时针向的旋扭作用，体系两臂的显著弧形已为此提供了证据。这一旋扭作用是和帚状构造及歹字型构造各自提供的证据相一致的。南加里曼丹的构造图象不同于北海道的的原因，显然是由于爪哇地块的存在，而爪哇地块由于入字型构造的出现必然曾经遭受南北向的挤压和顺时针方向的旋扭。

现在，如果我们综合所有这些构造运动的程式，将迫使我们得出结论，不仅若干同时发生的程式彼此协调，而且它们按一定的次序分布。除东西向带状变动外，我们知道所有不同的构造象征联系起来都指示东亚若干纬向区段都曾向南移动，在西边是对照于印度-西藏地块，在东边是对照于太平洋底，而东亚南部同时对着东印度洋和围绕西藏地块曾进行了顺时针方向的旋扭运动。正是这种旋扭运动的作用，使苏门答腊和巽他群岛的排列出现一个虚假的现象，似乎东南亚曾大规模地向西移动。如果这里所得的证据有任何意义的话，那么大陆漂流假说的代表者至少要从世界的这一部分收回他们的主张。

然而我们必须承认东南亚大陆对照西藏、喜马拉雅和印度曾向西进行差异运动，以致中国西南部、缅甸、印度支那等地发生南北向的褶皱。因为现有证据表明印度-西藏地块一直是一巨大刚性块体，因此在紧靠它东边的地区只有相当小的平行扭动，而东亚势必在其东部进行向南的扭动运动，以及沿大陆和太平洋底之接触面进行滑动。震旦方向的褶皱在中国东部和南部较远中国西南部的北西向褶皱显著发育的事实，完全证明了所推论的第一部分。至于沿太平洋边缘的滑动作用，密集的雁行破裂和从千岛到帛琉群岛强烈的火山活动提供了证据。如果是这样，那么东亚，至少东亚的南部，只能是围绕着西藏地块转动。这一旋转运动可能曾经被我们现在讨论的作用力的性质所加强。

综合从东亚得到的结果，可以说在同一地区几种推测的运动方式彼此是完全协调的。有了从这一方法获得的信心，我们现在将开始应用于其他大陆区。然限于篇幅和作者有

限的知识,详细讨论是不可能的。不过当我们用这个方法进行观察时,某些概略的形势还是突出的。

无论澳大利亚存在什么构造型式,它周围的岛环以及它和深凹的班达弧、帝汶岛及罗蒂(Rotti)的构造关系,说明该广大地区是被一个歹字型构造体系所占据。这就意味着整个澳大利亚曾经历顺时针方向的旋扭运动,其旋转轴大致位于班达海。这样的旋扭运动正好是产生包括澳大利亚岛环以及汤加群岛、克马德克和新西兰的反入字型所要求的那种方式。根据产生入字型构造的机制,汤加突起和新西兰的存在,似乎指出这里实际上是太平洋的边缘。这正好是与安山岩线一致的。

在西澳大利亚,有一条广阔的东西褶皱带,从加斯科英(Gascoyne)河源延到卡内吉湖(Lake Carnegie)的西北端。在这个相当窄的构造带内,陡峻褶皱的砾岩、砂岩、石英岩和千枚岩几乎连续出露。被卷入东西褶皱带的不仅有可能属于前寒武纪的蚊溪层(Mosquito Greek Beds);其上覆岩系,即奴拉金层(Nullagine),似乎也受到了影响,因为它们同样显示东西走向,而且当接近该带时有些地方岩层倾角陡至 40° ^[61]。其中最强的一带位于 25° 及 26° 之间,或平均 $25^{\circ}30'$ ——恰好相当于北半球南岭山脉的位置。如果将来的研究工作证明瓦尔波顿(Warburton)和马兹格雷夫山脉(Musgrave Ranges)构成东西带的一部分,将是没有什么奇怪的。

上述构造带以南或西南,大部分为花岗岩所占据,其中脉岩和矿脉甚多,走向一般为北西或北北西向。东西带以北有大片较平的奴拉金层,往北接着是老花岗岩、辉绿岩和古生代地层,后者一般走向北东,如东金伯利(Eastern Kimberley)地区。因此,整个西澳大利亚(Western Australia)似乎被一个山字型构造所占据,其轴与东西带相吻合,弧顶大致位于加斯科英河谷下游,或在鲨鱼湾(Sharks Bay)。如果这个山字型体系最终能予确定,这将意味着在旋转运动之前,澳大利亚曾向西扭动。蚊溪层并不正好走向东西,而在上述构造带中成西偏北的走向,这一事实便于论断东西带在形成之后,通过中生代晚期以来整个大陆顺时针方向的旋转运动,使之稍有变动。

一个巨大规模的山字型构造囊括欧亚广大地区。这个体系的翼部从欧洲的来因地堑(Rhine Graben)开始延伸到亚洲的叶尼塞河谷。乌拉尔山是它的轴。这个体系的发展,证明欧亚的那一部分,即体系所包括的地区,曾经一方面对照印度-西藏地块,另一方面对照南欧、非洲和阿拉伯向南进行移动。弧顶所以位于乌拉尔的经度或阿拉伯海的北岸,其原因可能是由于列木瑞阿(Lemuria),或连接印度和非洲大陆的贡瓦纳大陆固有的弱点。大型欧亚山字型体系的存在,不仅给欧亚大陆的向南移动提供了肯定证据,而且否定了印、非之间曾经存在陆桥的议论。

因为欧洲从加里东运动以来由于破碎作用等,曾遭受一系列的构造变质,以致很难在不同成因的重迭构造单元中去鉴别若干构造型式。然而,一些主要的构造是可以认识出来的。

在西欧,即来因地堑以西,有两个中等规模的山字型体系;一个在英国,一个在法国。

在英格兰,山字型构造体系的轴为奔宁山脉(Pennine Range),它是从已干涸的二叠纪海中升起的。其西翼的存在,已由在弗林特(Flint)和登比(Denbigh)等地石炭纪灰岩和磨石粗砂岩的露头条带所指出。西翼紧密延伸于威尔土地块的东北边缘,该地块已打下加里东走向的深刻烙印,因而不适合于横跨褶皱了。东翼大部分被剥蚀,并被较新沉积所覆盖。但两翼的图象仍可从三叠系平原的马蹄形范围认出来,它从切斯特(Chester)到斯塔佛特(Stafford)、伍斯特(Warcester)、瓦维克(Warwick),然后经过累斯特(Leicester)、诺廷厄姆(Nottingham)和约克郡(Yorkshire)的东部。作者对英国地质的知识有限,不能指明这个体系的被剥蚀的东翼应埋藏在什么地方;但他多少确信这一构造形迹必然存在于年青沉积之下,它的轴不能位于瓦维克到威尔兰(Welland)口一线之更南;而沿着这些线彻底研究,相信对中部地区(Midlands)煤田的地下分布能得到一些线索。

法国的布里塔尼(Brittany)古老岩石,走向以北西向为主。另一方面,在法国东部广泛见到北东走向。这两组走向之间,升起中央地块,后者相当于山字型体系的轴,而两组走向则相当于两翼。有理由相信,法国从古生代以来就曾持续为一个构造单位,不同时代的运动影响到本体系的不同部分,但不致成为把它们当作一个山字型体系的组成部分的严重障碍。

阿尔卑斯、亚平宁、狄那里和喀尔巴阡山都属于大欧亚山字型体系的构造,同时它们自己又构成一个歹字型体系。它们受到巨大的南北向挤压,而轴部可能位于热那亚湾或利古利亚海(Ligurian Sea)的地区则曾经遭受顺时针方向的旋扭运动。

加里东褶皱体系构成一类独立的构造。这个古老体系的成生,不能从其肢离破碎的残余部分得到很好的解释。很可能,西北欧的那些地区从古生代以来就破碎了。如果重力测量在北大西洋中能重新发现丢失了的大陆碎块,那并不足为奇。总之,似乎没有必要越过广大的空间把纽芬兰向东拉去与爱尔兰^[62]凑合。

把加里东体系放在一边,我们可把欧洲显著的构造形象归为三类。第一类是华力西或海西和比利牛斯山脉。它们属于东西变动带,相当于唐努-肯特和阴山,由于大欧亚山字型体系的影响受到一些改变。结果是这些东西带向西延伸时略向北偏转。事实上,我们见到华力西带是紧靠波希米亚地块的北缘;华力西带西部的碎块出现于英格兰的西南和爱尔兰。同样,比利牛斯山的主轴也不严格地走向东西,而是西偏北。这些带状变动显然产生于南北向的挤压。

第二类包括英格兰和法兰西的山字型构造。两者共同表示它们所影响的地区,至少在海西运动期间,有向南的扭动,因为山字型弧顶指向南。前一山字型构造似乎从英伦三岛割断了和芬兰斯堪的那维亚(Fennoscandia)的构造关系以后变稳定了;而后一山字型是从来因地堑发育以后同样变稳定了。

第三类包括东南欧的宏大山脉,可能包括侏罗山。如已表明的,这些山脉的构造指示着扭转运动以及南北向挤压。所以我们可以得出结论,西欧作为一个整体南移了,而东南欧完成了顺时针方向的旋转,同时又受到南北向的挤压。

从非洲的片断材料中,还很难推断有关该大陆的地壳运动的程式。我们确实知道的是,那里有两个强烈的造山带和一个张裂带存在。第一个强烈造山带在阿特拉斯山脉。已如所述,阿特拉斯山脉可能包括两个清楚的单元。北单元有小阿特拉斯山(Little Atlas),可能还有南西班牙海岸的贝蒂克科迪勒拉(Betic Cordillera),它们区别于其余的阿特拉斯,是在于呈东西走向。这个东西带的南边界限平均位于北纬 35° 。南单元包括中阿特拉斯,大阿特拉斯和撒哈拉阿特拉斯,全部为南西走向。这些似乎组成一个多字型构造,可能是由北非对照于欧洲地块相对向西移动而发生的。

第二个造山带见于开普褶皱山脉(Cape Fold Ranges)。除它们的西端外,这些山脉都成正东西走向,并独自位于南纬 34° 附近,也就是说,它们所在的位置与北半球的小阿特拉斯以及秦岭不是不可对比的。约翰内斯堡(Johannesburg)^[63]以北,还有一个小规模的东西变动带,露出布什维尔德火成杂岩体和维特瓦特尔斯兰特(Witwatersrand)系。这个带从西到东长约240哩,位于南纬 25° — 26° 之间——相当于东亚南岭的位置。难道这些并存的事实仅是一个偶合?

这些东西带无疑是由南北向挤压造成的,这也说明了张裂带成生的原因,若假定整个非洲大陆曾受到大致均匀的南北向挤压的话。强烈的南北向挤压大致均匀地作用于整个陆块,不可避免地会引起东西向的伸张。这样,东非的裂谷就产生了。实际上,冈瓦纳大陆的破碎也可用同样的方法加以解释。

从勒莫因(Lemoine, P.)所编的西非构造图^[64]上可知,在撒哈拉中央地块之西似乎有一山字型构造存在。山字型的轴可能从阿别德(O. el Abid)延向蒙罗维亚(Monrovia)。勒莫因指出,在康(Kong)地区有一略微弯曲的构造带,他所称的这一“小地块带”向北北东延至廷巴克图(Timbuctoo)附近。这一构造线可能代表弧形的东翼。西翼未见到,也许沉入了大西洋。如果这个解释证明是可以接受的,它将意味着西非在古老地质时代也受到向南的运动,并且古非洲大陆较今日的边界更向西延伸。

值得提出的是,勒莫因在他的论文中,复制了一张弗拉曼德(Flamand, C. B. M.)的构造图。在那张略图上标出了帚状构造、多字型和其他共生型式。乌戈塔(Ugarta)山脉的帚状构造,其前端向南。古勒拉(Gurara)地块周围的局部旋转或该地块反时针方向的旋转,似乎发生于海西期。

北美构造为构造型式提供了显著实例。那个大陆整体可以是一个大山字型体系,其西翼在科迪勒拉山(Cordilleras),其东翼在阿巴拉契亚山脉(Appalachian Mountains)。一个广阔的中央隆起或开斯(Keith, A.)所说的北美“脊柱”代表山字型的轴^[66]。从福兰克林地向斜(Franklinian Geosyncline)升起的联邦山脉(United States Mountains)可能是另一个山字型的东翼,和大山字型类似,它可与伊尔库次克围场东部相比。这个内山字型的轴大概位于下沉的皮尔亚(Pearya)古陆什么地方。确实,运动的造山幕在大山字型的两翼不是同时发生,而在科迪勒拉山运动结局的顺序一般是落后的。这一事实揭开了一个极为重要的问题,即在一定构造带内构造运动不同的幕有必要的顺序,比方说从一个“活动”地

向斜到“稳定”地块以及造山带的迁移。解决这个问题确有大量事实,不必在此叙述。为了表达现在的意图,提出以下事实就够了,即宾夕法尼亚期之末,当强烈运动在阿巴拉契亚地区发动时,广阔褶皱必然也曾波及科迪勒拉地区;否则古科迪勒拉地向斜在早宾夕法尼亚时期显然消失之后,将不可能重新出现,而且舒克特的“原始落基山(Ancestral Rockies)”也将不能形成。这后一构造明显地表明大山字型体系的轴是存在的^[67]。相反,当科迪勒拉在白垩纪末期升起时,阿巴拉契亚区似乎还没有遭受可观的变形,虽然花岗岩的侵入可能曾沿大西洋岸发生。这种异常当有其特殊原因,是可以从科迪勒拉构造型式和中美构造排列的研究弄清楚的。

北美的科迪勒拉构成一个大歹字型构造。该体系的头部位于南阿拉斯加,是以堪奈-朱戛-圣厄来阿斯山(Kenai-Chugach-St. Elias)及阿拉斯加-曼塔斯塔(Mentasta)-努走廷(Nuzotin)山脉的褶皱弧为其特征。冠弧发育于育空河(Yukon)流域和更北的安迪考蒂(Endicott)山脉。它的翼部是不列颠哥伦比亚和美国西部的科迪勒拉山脉。这一体系的翼部常有反入字型构造发育,如沿温哥华岛以北的海岸区。这些构造型式显示北美整体必定曾遭受顺时针方向的旋扭运动,其轴部大致位于阿拉斯加湾。正是由于这一扭转运动,北美大陆东缘所受的挤压才大部分补偿了。

这些主要构造带之外,我们还须补充两条小型东西向构造带,它们也是有意义的。一是阿肯色和俄克拉何马的阿乌哇奇塔山(Ouachita),另一是索诺瑞安(Sonoran)地向斜。关于索诺瑞安地向斜的构造特征,作者至今尚未收到任何资料,但在阿乌哇奇塔山,则明确知道岩层是向北逆冲。这个基本上走向东西的强烈挤压带值得注意的是它大致位于北纬 34° — 35° 之间,就是其纬度位置相当于北半球的阿特拉斯和秦岭以及南半球的开普山脉的平均趋向。难道这又归之为单纯偶合吗?

因此我们引出结论,北美整体上向南移了,同时以阿拉斯加湾为旋转中心,北美对照太平洋底曾经遭受一种顺时针方向的旋扭运动。因为这一过程比较简单,可以借助于我们用纸作的实验。实验结果全部是满意的(图版 III, 图 5、6)。

在中美,反入字型构造见于恰帕斯(Chiapas),危地马拉与洪都拉斯。该体系的主支沿太平洋岸伸展,由强烈的火成活动所标明。在大小安的列斯群岛,则有不同构造型式的重迭。首先要注意的事是一条东西带,从牙卖加岛(Jamaica)伸展到圣多明各(San Domingo)的南部、波多黎各岛和维尔京(Virgin)群岛。本带位于北纬 18° — 19° 之间。本带与阿乌哇奇塔山之间相隔约 16° ——恰好是其他各地所见 8° 间隔的一倍。本带西部与古巴轴共生地联系在一起,从而形成一个假的反入字型。这些共生的构造线所以认为是一假反入字型,是因为次支没有显著弯曲。如果我们用我们的实验结果(图版 III, 图 5、6)进行判断,似乎安的列斯的构成是部分地由于加勒比海跟不上北美的旋扭运动而引起的抵抗,只好落后了。该东西带的东端消失在一个歹字型体系中,歹字型的头部位于小安的列斯的尖弧处,它的翼部位于加勒比山链和科罗山(Coro)。这些山脉的构造轴排列成为多字型^[68],这是歹字型翼部的特征。加勒比海区经历了一次顺时针方向的局部扭动,其

旋转轴居于小安的列斯弧的内侧。

南美从构造上可以分为两部分。大陆北部的西侧以隆起的前缘为界，从科罗向南延至秘鲁的最南端。安第斯山脉沿着面向太平洋的前缘弯曲而成一弧形，其走向大致追随海岸线。这个弧代表一个山字型构造的两翼。弧顶位于瓜亚基尔湾。亚马逊河似乎正好沿山字型的轴部流动。据海得尔(Heidel, H.)^[69]的论述，亚马逊河谷两侧的岩石都走向东西。因此，轴带似乎很宽，这并不显得不自然，当我们考虑整个体系规模的时候。山字型的北翼合并到小安的列斯及科罗山的歹字型体系。山字型的南翼对照南部的构造单元而言，似乎结束得颇为突然。安第斯-亚马逊山字型的存在，表示亚马逊盆地对照太平洋和加勒比海来看是向西移动了。

大陆南部是以宏伟的安第斯山为主干的反人字型为特征。许多略向西南凸出的小构造线条从内陆穿入太平洋岸。这些线条的主干斜跨大陆，并穿过布宜诺斯艾利斯地区。所有这些线条构成人字型体系的次支。在大陆的南端，似乎有一帚状构造穿过火地岛(Tierra del Fuego)，它的前端指向西北。这两种构造型式一起显示着南美的南部曾经遭到一方面相对于太平洋，另一方面相对于大西洋或波赛顿(Poseidon)的顺时针方向的扭动。富兰克林地向斜及其伴生构造的发展，也可能是由于这种方式的运动。

从这些地球表面构造的概述中，将会注意，强烈变形的地方都位于大陆区，特别是大陆的边缘地区。当然，除去升到海面以上的火山岛和零星测深的征象以外，我们还不知道洋底发展着什么构造。然而有一点似乎是相当确定的，真正洋底的表现是一硬块，大陆对着它呈现各种方式的移动。海沟和海岭，除了中大西洋的海岭外，大都与大陆的边缘变形带相联系。关于大陆和洋底这种力学表现的显著差别的原因，必须探索那种促发地球运动力的性质，或洋底的高强度，或是两者兼而有之。

现在，我们将论述力的性质。有关大陆与洋底的相对强度或相对稳定性，可从地下热及其对地表以下各岩层的相对强度的关系得到一些线索。无疑，岩石的活动性是随温度的增高而加大的^[70]。另一方面，压力则趋向于提高岩石的强度^[71]。在地壳上层之内，我们可以假定压力随深度呈线性增加，但地球变冷的理论暗示着向地球的深处，温度按增温率而升高。这就必然在某一定深处将有一最小强度带存在，它在很大程度上依赖于该层的放射性含量和岩层的物理性质。杰斐烈(Jeffreys, H.)^[72]假定构成洋底的岩石中，放射性物质的指数分布和放射性含量较低，因而指出“自从凝固以来”大陆在370公里深处冷却了162°，而在洋底以下同一深度之处则冷却了180°。虽然确定这些数据还需要有更多的实际资料，但无需怀疑的是洋底以下的区域冷却的程度要大于陆表面以下的区域。

这一点和大陆的平均高度较大一起来说，则大陆块的最小强度带势将位于较高的水平。大陆和洋底的交界地区，最小强度带将发生挠褶。这就导致大陆边缘的软弱性，它将很自然地因侧压而容易遭受变形。

由于大陆的最小强度带的地位较高，又由于花岗岩类即使在熔点以下也趋于发生塑

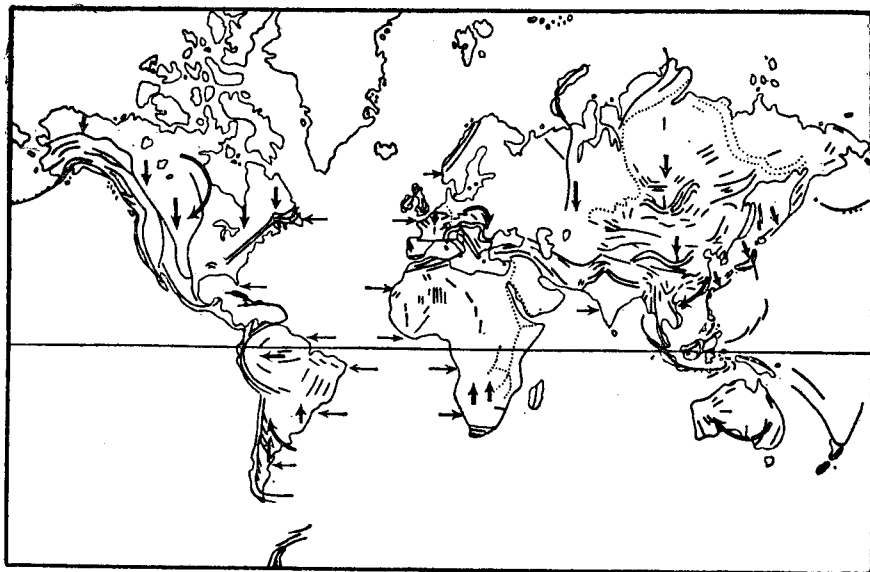


图9 图解表示地质时代进程中世界一些主要构造型式和地壳上层的主要运动
 实线：褶皱或冲断；点线：断层或裂谷。粗线箭头表示由构造型式推
 导的运动方向；细箭头表示参照中大西洋海岭而假定的运动方向。

性,所以大陆运动就不需要牵涉大陆块的整个厚度,即硅铝层,而很可能是沿一系列的水平面上的扭动所引起的。这样,我们很容易说明巨大冲断裂的发展,而不涉及大陆位置的变动。大陆上层遭受剥蚀的那些地区,势将被它下层的均衡隆起所补偿。现在组成喜马拉雅褶皱的岩层,原来可能曾经掩覆了西藏高原的一部分,这确乎不是不可能的。我们曾在大陆各地区见到的各种水平扭动,可能被不同深处的垂直扭动所伴随。垂直扭动的主面或位于最小强度带,可与范海斯 (Van Hise) 的流动带相当。

到现在为止,我们把注意力限于与直接挤压和扭动有关的运动。还有一种重要的构造通常归因于伸张,即是断层和裂谷。开始时已经表明,这类构造不能满意地用我们已使用的实验方法模拟出来。所以,我们只能从学理上对它的成生作一点大概的说明。

有两种正断层必须加以明确区分。一种可以从成因上称之为横断层,大致直交于被它们横切的多字型褶皱轴。典型的实例见于西哈茨 (Harz) 及考比兰茨 (Coblenz) 附近^[73]。这种断层一般产生于扭动;对扭应力的分析显示着与扭动方向成 45° 的方向可以分解出张应力与压应力,两者互相直交。因而在一个受了强烈扭动的地区,我们可以沿一个方向发现多字型褶皱,约与扭动方向成 45° 角,另有一组与褶皱直交的平行断裂。它们一般必然同时发育。如果扭动不太强烈,则褶皱通常是主要现象。另一方面,如果遭受扭动的地区已经稳定到一定程度,不能再被褶皱所屈服的话,这时断裂将是唯一可见的结果。

另一种正断层,成因上可称为继起断层 (Sequent fault)。它一般追随它所伴随的褶皱的走向。它的成生和褶皱作用紧密相联系,但是稍晚才出现的。它们的成生可能由挤压的松弛或挤压的休止和有效重力的作用,而不是由于张力。中国东南部有许多继起断层

伴随着震旦褶皱,并同样依随北东走向。

无疑,张性断裂是被断裂谷所证实了。这种张应力的发生可以通过均匀作用于与张应力直交的方向的强烈挤压,或简单地是由于两个相邻构造单元的拉开。后者可以叶尼塞断裂的发育为例;因为正如我们已见到的,叶尼塞河谷以东地这对着印度-西藏地块南移,而那一线以西,也是对着同一地块而向南移动了。除了认为在该顽强地块以北曾被拉开之外,将无法解释两个构造单元之间的边界。叶尼塞断层这一独特的证据,因此是我们研究欧亚构造型式所得到的结论的确证。

在东非裂谷和南澳大利亚大谷的发展中,可能同时发生两种方式。这两个大陆块都遭到强烈的南北向挤压,同时由垂直扭动引起了东西向伸张。南北向挤压无疑可追索到这两个大陆块向赤道移动的趋向。而垂直扭动的原因,当我们在后面讨论促发构造运动的力的性质时,再行考虑。

在上述三种断裂类型中,最显著的一种是继起断裂。因为这种类型的断裂指示着压力的松弛或休止,我们必须领会曾经论述的各种扭动运动和挤压运动并不是连续进行的,而是有平静时期介入。再者,由于继起断层一般紧跟着挤压和扭动,这就必须追问力的暂时解除是什么情况或原因。如果我们扼要重述一下迄今所得到的结果,就会将设想的许多原因缩减到少数可能的几种原因。

六、结 论

在以上讨论中,我们已得到的较重要的结果可概述如下:

1. 强烈的造山运动大部分局限于大陆,特别是大陆的边缘。大洋底层,特别是太平洋,则表现为一阻挡块。
2. 大陆的一些部分遭受东西带状变动,且可能被高级带协调函数所控制。相继的若干带被大约纬度 8° 的间隔或其倍数所隔开。
3. 整个东亚显示着一侧对照太平洋,另一侧对照于印度-西藏地块,曾发生向南移动的趋势。同时,它趋于围绕西藏作顺时针方向的转动。这种旋转或旋扭运动的效果向东亚的南部更为明显。但赤道带并没有跟着引起旋扭运动,而保持落后状态。
4. 澳大利西亚也显示着顺时针方向旋转的趋势,旋转轴大致位于班达海。在旋转之前或旋转的同时,这个陆块上的西部高原曾遭受南北向挤压和向西的微弱运动。
5. 欧亚大陆是东以叶尼塞断层为界、西以来因地堑为界,曾作为一个整体,一方面对照印度-西藏地块,另一方面对照非洲阿拉伯而向南发生移动。
6. 西欧在阿尔摩利加运动时,通过侧面扭动可能向南移动了,但从来因地堑发育以来它是整块的;而东南欧则显示曾有顺时针方向旋转的趋势,旋转轴可能位于力古利安海。
7. 非洲整体上曾遭受南北向的挤压和东西向的伸张。
8. 北美曾向南移动,同时顺时针方向曾经转动,其旋转轴位于阿拉斯加湾某地。然而

西印度群岛地区没有跟着旋转,而落在后边。

9. 南美的北部,即亚马孙盆地囊括的地区,似乎曾向西移动;该大陆的南部曾有强烈的顺时针方向转动,其西缘遇到来自太平洋的巨大的抵抗,其东北部是大西洋对它有轻微的抵抗。

10. 上述一些运动,可能没有将大陆块的全部厚度即硅铝层都卷进去,而是经由地表以下不太远的某一水平面的扭动,或地表以下不太远的一些水平面相继的扭动而实现的。扭动主面可能归于流动带。

11. 扭动和挤压运动是成幕的。紧随它们常有压力松弛或休止现象。

12. 有一些构造单元在时间过程中没有遭受扰动或破坏,在这些地区,同一趋向的运动一再发生,这指明发生一些相继运动的动力是由于同一来源。

除了地球的自转速度的变化之外,似乎没有一个同一来源的力能够满足所有这些条件。如果地球的转速在漫长的地质时代保持常数,则地球的形状早应达到了平衡,而重力和旋转力的合成力在 any 一点上都正好垂直于地面。但如果在平衡形状建立后转速有所增加,则整个地球将被迫变成新的形状,以期在变更的条件下再求达到平衡。

我们在大陆许多地区确实观察到的协调变形,雄辩地指明地球曾经真正有过这种势力。这种形变类型的深入研究可对地球的内部结构给以光辉的启示。当然,这个问题是非常细致的,必须留给地球物理学者的能手。值得高兴的是,其他一些证据也都是有用的。这些论据不会把我们引向被地球内部的黑幕笼罩得不能解脱的处境,而且能同样适当地指出相同作用力的性质。

如果速率的增加系导源于重圈,鉴于在地表下一定深处可能有一最小强度带,该带之上的岩块,当其强度或粘合力被超过时,势将趋向落后,也就是说,在那种非常情况下,它们将以重圈表面为准而向西滑动。假如地球表面披着完全刚性而均匀的外壳,则这样一种滑动作用在它的表面很难察觉。但事实并不是如此。我们沿着跟不上重圈转动步调的地区的东西缘,应该找到经向挤压带,而在能够跟上重圈速度增加的地区的西侧,应该找到南北向张裂带。从理论上推测这些带的位置是困难的,因为涉及的因素是如此之多,而且这些带在局部的和区域的环境下变化很大。然而,有四个基本之点在很大程度上可决定这个问题:第一、对一已知的角速度增加,表面线速度的增加是向低纬度加大,并在赤道上达到极大。第二、大陆上层各分带的单位面积传递的动量,是与地下表面的线速度和要向东拉曳总的质量成正比。第三、动量传递效能有赖于传递层的物理或力学性质。第四、大陆上层所获得的负动量,一部分取决于上层的垂直分布与水平分布的情况以及其原始的构造。

从这些考虑出发,那些具有相似力学性质的若干分带的大陆块,其中位于低纬度或赤道带的较大的陆块,其上升的高度又较大者,似乎向西扭动的趋势就越大;而一些基础广大的较小陆块,势必容易随着前进。前一类型陆块的实例是南美的北部,安第斯-亚马孙山字型显示着突出的向西运动。如果北非中央地块的许多南北向构造面被证明是由于向

西的垂直扭动,如果西澳大利亚山字型能够确立,则这些地块给我们提供了同样向西滑动的进一步实例。至于那些具有宽广基础的小地块,可以东、西印度群岛为例。在这些岛上,我们没有发现任何显著向西移动的可靠证据。相反,它们却表现着在重圈上保持原位的强烈趋势。

南极大陆给差异旋转运动提供了某些有趣的实例。该大陆整个儿可以看作是粘于重圈上的一个同轴的旋转盘。当那个大陆的地下圈带不能向它们的上层传递增加的速度时,其上层将以重圈趋于向回——向西——转。则这种效果应在大陆的某些构造上表现出来,在格雷厄姆反入字型构造或收敛多字型构造的发展,似乎满足了我们的愿望。

美洲的科迪勒拉无疑是由于地壳上层和重圈之间的差异旋转运动而产生的最重要的挤压带,而由于同样效应所产生的最重要的张裂带则是东非的裂谷。在确定这些圈带的个别位置的诸因素中,上地壳各圈带的物理-化学性质的区域性变化可能是最重要的因素之一。在矿物质混合物中增加碱度,常意味着其熔点的降低或流动性的增大,这是一个普通实验室的经验。如果大西洋区各圈带向西部赋有较高的碱度,换句话说,如果上地壳的各圈带的碱度从欧非向东亚减少,或更普遍地向太平洋区的东部有所减少,就可以预期亚洲势必容易向东拖拉,欧非较差,而美洲势必更跟不上重圈加速旋转的步调;其结果这些陆块越是在西边的,就将越加显示落后的趋势。这里我们提出了整个岩石区的问题,碱性岩及半碱性岩石的相对强度或粘度等等。这个课题需要深入研究,现在不能断言之。

沿欧非大陆现在的西部边缘,科迪勒拉型山脉的缺失毋需看作是作者的论据的一种反证。就我们现有的知识,我们无法探查加里东山脉哪些部分可能通过壳下部分的牵引与变薄而沉入了大西洋;我们也没有足够的材料去确定整个大西洋底的组成与构造。特别有兴趣的事是,在大西洋由火山喷发带上来的物质有时包含大陆型的岩石。如果大西洋底带的性质确是如此,则在转速改变的情况下,大西洋底的旋转运动将能同欧非保持同步调,而沿两者之间的交界地区将无相对运动发生。另一方面,如果欧非大陆很容易被带着向东,那么将有一个伸张带,而不是一个挤压带,这不是不可能的实际情况。总之,没有可靠的理由去期望,由于地壳表层与重圈之间有差异转动,现在的大西洋东岸会发育一条科迪勒拉山脉。

从初等力学原理,我们知道离心力的大小是和各质点与转轴之间的距离直接成正比例。在一定纬度上,隆起的大陆区受影响的程度远远大于下沉的大洋底。这部分地说明了大陆整体比真正大洋底遭到更大范围和更大程度的变形。事实上这种差异的影响甚至在小凹陷中也是显著的。

作者在别处曾试图表明^[74],由于假定地球转速的增加而在地壳里引起的应力没有通过内部变形而完全消除的话,则剩余的离心力将产生一种未能平衡的水平分量,但这种水平分量在两极和赤道为零。就现在地球的椭度考虑,切向力在纬度 $44^{\circ}51'40''$ 为最大。

现在假定大陆块的某一部分这样被推向低纬度,它将不能跟上它下伏重圈的向东运

动的步调,其结果它就稍微向西转移。据埃普斯坦 (Epstein, P. S.) 指出^[75],这一效应几乎是可以忽略的。因此,我们可以说,地球转速增加的直接效果之一,是促使北大块向南移动和南大陆块向北移动。因为这些大陆块具有一定的强度,切向应力将在大陆块中发育和积累起来,直至屈服点或极限强度的到达。然后将掀起一般趋于向赤道的运动,倘若大陆块的上层作为一个整体能够均匀滑动的话。事实上这样的均匀运动是不可能的,因为大陆块的物质分布并不均匀,而且不同纬度上起的作用切向力远不是相等的。于是,这种向赤道挣扎的滑动势必与区域条件控制下一定份量的旋转运动相伴随。

由于西南面被影响较少的印度地块和沉没的贡瓦纳大陆所阻挡,而贡瓦纳大陆可能是现在印度半岛向南或向西南的延续,则东亚的东部由于沿太平洋边缘的扭动势必经受了较大的位移,以致发生环绕印度-西藏的顺时针方向旋转。澳大利亚同样不能均匀地向北移动,因为遭到部分沉没于阿拉弗拉海的东北部的抵抗,以及几乎在赤道上的新几内亚地块的抵抗。西澳大利亚至少西澳大利亚的上层没有遇到这种抵抗,所以就不难向北扭动了。结果是澳大利亚整体趋于顺时针方向旋转。由此我们才发现南澳大利亚裂谷发展的原因。

受旋转力影响较少的地中海盆地的存在,以及东南欧陆块分布于切向力最大的中纬度附近,就为东南欧顺时针方向旋转提供了必要条件。当我们知道西欧大致作为一个独立的单位南移时,这种旋转运动似乎更是必要的。

北美是沿西经 100° 经线成一定程度的两侧对称。如果不是由于阿拉斯加地块的存在,北美上层将会呈对称状向南移动;但因为阿拉斯加地块高踞于西北,那里切向力相当的小,整个北美就好象挂在北太平洋上似的。这样整个北美大陆势将被迫顺时针方向旋转。

南美洲的南部成一直角三角形。构成直角的一边与太平洋岸一致,走向几乎为南北向。往东,陆块向低纬度继续收缩。当该三角形由于旋转力的水平分量而使其向北挤压时,最大的切向挤压显然是由其西部起作用的。其趋势将使南美大陆的南部顺时针方向旋转。

在所有大陆块中,非洲南部是唯一的具有高度两侧对称的一块;因而它是我们唯一找不到任何大规模旋转的大陆块。

各大陆不同部位被不相等的和南北向的力量所支配的扭动运动,无疑为各大陆块的不同部位之间相对向东或向西的运动而引起的垂直扭动和水平扭动所促进了和改变了。联合作用在美洲西部边缘、东亚的西南边缘和东非的裂谷区特别显著。

对于引起不同扭动运动的力之性质既然作了这样的推断,现在必须回答这个问题:地球怎样才能周期性地增加其转速呢?潮汐力不能加快它自转的速度,反而使之变慢,虽然变慢的效应可能不象有些人设想的那样大^[76]。我们一直未能发现周期性的促使地球快速旋转的其他天文上的原因,则这个原因最有力的推断必须从地球自身的行动中去找。当我们知道,速率的增加起源于重圈,这个推断就成了逻辑上的必然论点。这方面我们已

动的步调,其结果它就稍微向西转移。据埃普斯坦 (Epstein, P. S.) 指出^[75],这一效应几乎是可以忽略的。因此,我们可以说,地球转速增加的直接效果之一,是促使北大块向南移动和南大陆块向北移动。因为这些大陆块具有一定的强度,切向应力将在大陆块中发育和积累起来,直至屈服点或极限强度的到达。然后将掀起一般趋于向赤道的运动,倘若大陆块的上层作为一个整体能够均匀滑动的话。事实上这样的均匀运动是不可能的,因为大陆块的物质分布并不均匀,而且不同纬度上起的作用切向力远不是相等的。于是,这种向赤道挣扎的滑动势必与区域条件控制下一定份量的旋转运动相伴随。

由于西南面被影响较少的印度地块和沉没的贡瓦纳大陆所阻挡,而贡瓦纳大陆可能是现在印度半岛向南或向西南的延续,则东亚的东部由于沿太平洋边缘的扭动势必经受了较大的位移,以致发生环绕印度-西藏的顺时针方向旋转。澳大利亚同样不能均匀地向北移动,因为遭到部分沉没于阿拉弗拉海的东北部的抵抗,以及几乎在赤道上的新几内亚地块的抵抗。西澳大利亚至少西澳大利亚的上层没有遇到这种抵抗,所以就不难向北扭动了。结果是澳大利亚整体趋于顺时针方向旋转。由此我们才发现南澳大利亚裂谷发展的原因。

受旋转力影响较少的地中海盆地的存在,以及东南欧陆块分布于切向力最大的中纬度附近,就为东南欧顺时针方向旋转提供了必要条件。当我们知道西欧大致作为一个独立的单位南移时,这种旋转运动似乎更是必要的。

北美是沿西经 100° 经线成一定程度的两侧对称。如果不是由于阿拉斯加地块的存在,北美上层将会呈对称状向南移动;但因为阿拉斯加地块高踞于西北,那里切向力相当的小,整个北美就好象挂在北太平洋上似的。这样整个北美大陆势将被迫顺时针方向旋转。

南美洲的南部成一直角三角形。构成直角的一边与太平洋岸一致,走向几乎为南北向。往东,陆块向低纬度继续收缩。当该三角形由于旋转力的水平分量而使其向北挤压时,最大的切向挤压显然是由其西部起作用的。其趋势将使南美大陆的南部顺时针方向旋转。

在所有大陆块中,非洲南部是唯一的具有高度两侧对称的一块;因而它是我们唯一找不到任何大规模旋转的大陆块。

各大陆不同部位被不相等的和南北向的力量所支配的扭动运动,无疑为各大陆块的不同部位之间相对向东或向西的运动而引起的垂直扭动和水平扭动所促进了和改变了。联合作用在美洲西部边缘、东亚的西南边缘和东非的裂谷区特别显著。

对于引起不同扭动运动的力之性质既然作了这样的推断,现在必须回答这个问题:地球怎样才能周期性地增加其转速呢?潮汐力不能加快它自转的速度,反而使之变慢,虽然变慢的效应可能不象有些人设想的那样大^[76]。我们一直未能发现周期性的促使地球快速旋转的其他天文上的原因,则这个原因最有力的推断必须从地球自身的行动中去寻找。当我们知道,速率的增加起源于重圈,这个推断就成了逻辑上的必然论点。这方面我们已

经得到一些证据。似乎我们将没有其他选择的余地,只有接受地球物质的凝缩为唯一可能的原因;因为在那种情况下,地球必须增加它的转速以符合动量守恒原理。

地球物质的凝缩可以若干种方式实行之:其一是地球整体收缩,另一是洋底块段的下沉,第三是地球内部可能的重力分异。这样就为不同的和显然对立的学说的代表者提供了一个共同的基础。

构造演变(Evolution)与革命(Revolution)的概念^[77]和我们的结论很适合。演变期就是物质的凝缩逐渐开始的时期。随着物质的凝缩,地球转速逐渐增大,直到地壳不能再支持这样引起的切向应力的临界时期。于是,构造革命爆发了,其实效是大陆块的上层整体向低纬度进行某种程度的位移。当聚集的应力通过扭动、动力变质、山脉的隆起以及火成岩的侵入或喷出等而解除时,残余动能的一部分将分担大陆块的变位所要求的动量。因此地球的转速将略微和暂时变低了。应力的这一突然的解除和速率的略微减小一起,势将导致压力的普遍松弛或休止。同时地球的内部可能慢慢调整到一个新的状态,以适应改变了的旋转运动。平衡将再一次建立。一个演变时期将重新开始。

海水的活动应该作为推论地球旋转变快变慢的敏感标志。如果地球物质的集中是由于洋底沉落的话,那么海洋的深度和相应的海洋的体积势将随之增加。这意味着造山期以前海洋趋于从大陆撤退。但事实却相反。另一方面如果地球物质的集中是由于地球的收缩,而洋底仍保持其一般的深度,那么地球在收缩时,或在造山期以前,多余的海水必将到大陆的低凹地区找出路。其结果将是一次广泛的海侵。由于活动的水圈无疑较之岩石圈对地球转速的增加更为敏感,因此,随之而来的造山运动开始以前,海侵在低纬度更为显著。海侵的实际范围,实受重力势和局部地形的条件所控制;紧随运动以后,地球的旋转速度略有降低,海侵则将在极区发生。

这种理论的推导提出了过去地质时代历次海侵的整个问题。这一课题太大以致不能在此详细论述。然而,我们可以略述一下比较显著的海侵及其间的造山运动的相对顺序。美洲和欧亚广泛的泥盆纪海侵,随着这次海侵的是以中亚天山运动为特征的一次强烈造山运动;同样,晚石炭世海侵或乌拉尔海侵是被海西运动所跟随,晚白垩世海侵之后为拉拉米运动,而鲁特(Lutetian)海侵之后则是中和晚第三纪运动。紧接这些运动之后,极区颇大的面积沉于海水之下。这些运动的时期主要是指欧亚大陆北部与北美北部的早石炭世,西伯利亚的石炭二叠纪,北欧和可能西西伯利亚的谭内特期(Thanetian)以及欧亚北部的早更新世。广泛运动的每一幕即结果一个地质旋迴。详细的研究工作表明,从中生代开始以来,至少已有九个这样的旋迴^[78]。这些旋迴中所发生的事件,其顺序和我们的设想极为符合。

因而,我们能够得出结论,地球体积的收缩很可能是地球转速周期地增加的原因。从剧烈变形带基本不变的位置看来,从大型构造单元连续发展以及从早期地质时代到现在的显著海侵分布看来,我们进一步怀疑,在整个地质时代地理极曾有任何广泛移动,或者大陆整块曾有广泛漂流的可能性,但大西洋可能加宽的推论可除外。

参 考 文 献

- [1] Staub, R. Der Bewegungsmechanismus der Erde. 1928, pp. 19—21.
- [2] Hobbs, W. H. Earth Evolution and its Facial Expression. 1921, pp. 123—34.
- [3] Stille, H. Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdkruste. 1913, pp. 25—6.
- [4] Argand, E. la Tectonique de l'Asie. *C. R. Congrès géol. intern. XIII^{me} session, 1922*, pp. 348—53, Figs. 13—19.
- [5] Kober, L. Der Bau der Erde. 1921, pp. 137—76.
- [6] Grabau, A. W. Migration of Geosyncline. 中国地质学会志, 第3卷, 第3—4期, 1924年, 第203—18页。
- [7] Cf. Mead, J. W. Notes on the Mechanics of Geologic Structures. *Journ. Geol.*, Vol. XXVIII, 1920, pp. 505—23.
- [8] Tokuda, S. "On the Echelon Structure of the Japanese Archipelagoes". *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, Vol. 5, No. 1—2, 1926—7, pp. 41—76.
- [9] Tetjajev, M. "Zur Geologie des W. Pribaikalien". *Mat. Geol.*, ii, 1916.
- [10] Obrutschew, W. A. Geologie von Sibirien. 1926, pp. 49—51, figs. 11, 12.
- [11] Severev, M. "Kurzer Bericht über geol. Forschungen im Tal des Aldan". *Isw. Geol. Komit.*, Nr. IV, 1913.
- [12] Obrutschew, W. A. *op. cit.*, p. 462.
- [13] Tetjajev, M. "Einige Grundfragen der Geologie Sibiriens". *Bull. Soc. Nat. Moscou, N. S.*, tome XXXII, No. 3, 1923—4, pp. 155—77.
- [14] Argand, E. *op. cit.*, pp. 187—8.
- [15] Suess, E. *op. cit.* tome iii, pp. 111—7.
- [16] Obrutschew, W. A. *op. cit.*, p. 48.
- [17] 德日进、桑志华 鄂尔多斯南西北三部之地质。中国地质学会志, 第3卷, 1924年, 第37—40页。
- [18] 王竹泉 绥远大青山煤田地质。地质汇报, 第10号, 1928年, 第1—18页。
- [19] 翁文灏 热河北票附近地质构造研究。地质汇报, 第11号, 1928年, 第1—15页。
- [20] Yehara, S. "Faunal and Stratigraphical Study of the Sakawa Basin, Shikoku". *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, Vol. V, No. 1—2, 1926—27, pp. 1—40, plate V.
- [21] Richthofen, F. China. Vol. ii, pp. 576—623, Tafel VII 1882.
- [22] Willis, B. and Blackwelder, E. Research in China. Vol. i, 1907, pp. 299—317, fig. 62 and atlas.
- [23] Willis, B. *loc. cit.*, pp. 316—17.
- [24] Richthofen, F. *op. cit.* pp. 602, 614, 610.
- [25] 谭锡畴 河南东南部之中生代层与秦岭褶皱时代之关系。中国地质学会志, 第4卷, 第3—4期, 1925年, 第251—253页。
- [26] 翁文灏 中国东部中生代以来之地壳运动及火山活动。中国地质学会志, 第6卷, 第1期, 1927年, 第13页。
- [27] 李捷 湖北蒲圻、嘉鱼、咸宁、崇阳、武昌等县地质。前中央研究院地质研究所集刊, 第3号, 1928年。
- [28] Richthofen, F. China. Vol. ii, Pl. Vi, 1882.
- [29] Obrutschew, W. A. *op. cit.*, pp. 26, 411.
- [30] *Ibid.* pp. 48—50, 412—13.
- [31] *Isw. Geol. Komit.*, 1924, No. 2, p. 106.
- [32] 刘季辰、赵亚曾, 浙江西部之地质, 地质汇报, 第9号, 第11—28页, 1927年。
- [33] Richthofen, F. Atlas Von China. Zweite Abt. Tafel 40.
- [34] 朱森 湖南郴县瑶林之古生代地层及动物群。中国地质学会志, 第7卷, 第1期, 1928年, 第61—75页。
- [35] Zeil, G. Contribution à la géographie tectonique du Haut-Tonkin. *Ann. de Géogr.*, XVI, 1907, pp. 430—50.
- [36] Becker, G. F. Report on the Geology of the Philippine Islands. *U. S. Geol. Surv.*, 21st Rep., 3, 1901, pp. 493—614.

- [37] Suess, E. *La Face de la Terre*. tome **iii**, Ire Partie, pp. 305—8, 322—39.
- [38] Brouwer, H. A. The Major Tectonic Features of Dutch East Indies. *Journ. Ac. Sc. Washington*. 1922.
- [39] Suess, E. *La Face de la Terre*. tome **iii**, pp. 175—86.
- [40] Suess, E. *La Face de la Terre*. tome **iii**, p. 307, fig. 43.
- [41] Brouwer, H. A. *op. cit.*
- [42] Suess, E. *op. cit.*, pp. 275—87.
- [43] 李四光 地球表面形象变迁之主因, 中国地质学会志, 第5卷, 第3—4期, 1926年, 第234—235页。
- [44] Argand, E. *op. cit.*, pp. 207—10, fig. 2.
- [45] Suess, E. *op. cit.*, p. 85.
- [46] Buckland, H. "Über ein Gneissmassive im nördlichen Sibirien". *Tr. Geol. Mus.*, I, L, 5, 1907.
- [47] Obrutschew, W. A. *op. cit.*, pp. 411—16.
- [48] Andersson, J. G. "Geological Notes from Kansu". 中国地质学会志, 第4卷, 第17页, 1925年。
- [49] Ting, V. K. (丁文江) "The Tectonic Geology of Eastern Yunnan". *C. R. Cong. Géol. Intern. XIII*me Session, pp. 1155—60, 1922.
- [50] 刘季辰、赵汝钧 江苏地质志, 1924年, 地质专报, 甲种, 第4号, 英文部分 第19—23页, 图及剖面1。
- [51] Koto, B. *Journ. Coll. Scien. Imp. Univ. Tokyo*, Vol. **XIX**, 1903, Art. 1, pl. IV; E. Suess, *La Face de la Terre*, tome **iii**, p. 1403, fig. 321.
- [52] Smith, W. D. *Handb. Reg. Geol.*, Heft 3, 1910, p. 14.
- [53] Brouwer, H. A. *op. cit.*
- [54] Toblor, A. "Über Deckenbau im Gebiet von Djambi". *Verh. Naturw. Ges. Basel.*, 1917.
- [55] Verbeek, R. D. M. and Fennema, R. *Description géologique de Java et Madoura*. Amsterdam. 1897.
- [56] Volz, W. "Zur Geologie von Sumatra". *Geol. u. Pal. Abh.*, N. F., Vol. **VI**.
- [57] Marshall, P. "New Zealand and Ajaent Islands". *Hand. Reg. Geol.*, **VII**, 1, pp. 1—5, 54—60.
- [58] Marshall, P. "Oceania". *ibid.*, **VI**, 2, pp. 2—6, 22—3.
- [59] Marshall, P. "Crustal Movements and Geotectonics in the Pacific Region". *Third Pan-Pacific Sc. Congr.*, Tokyo, Abstract A, No. 164, 1926.
- [60] Wadia, D. N. "The Geology of Poonch State (Kashmir) and Adjacent Portions of the Punjab". *Mem. Geol. Surv. India*, Vol. **ii**, pt. ii, 1928, pp. 198—201, 292—362.
- [61] Talbot, H. W. B. "The Geology and Mineral Resources of the North-West, Central and Eastern Division". *Geol. Surv. Western Australia, Bull.* No. 83. pp. 59—63, 71—73, 81, 82, 137, (1920) Maps and Sections, 1928, *ibid.*, No. 87, pp. 15—18, 1926.
- [62] Schuchert, C. "Hypothesis of Continental Displacement". in the *Theory of Continental Drift*, 1928, pp. 129—133.
- [63] Hatch, F. H. and Corstorphine, G. S. *The Geology of South Africa*, pp. 118—23, fig. 5, and Maps.
- [64] Lemoine, P. "Afrique Occidentale". *Handb. Reg. Geol.*, 14 Helt, p. 57, fig. 13.
- [65] Lemoine, P. *op. cit.*, p. 55, fig. 10, 1913.
- [66] Keith, A. "Structural Symmetry in North America". Presidential Address to The Geological Society of America, *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. **XXXIX**, pp. 321—86, 1928.
- [67] Schuchert, C. "Sites and Nature of the North American Geosynclines". *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. **XXXIV**, pp. 151—230, Maps 11, 12, 1923.
- [68] Suess, E. *op. cit.*, tome **iii**, p. 1295, fig. 292.
- [69] Keidel, H. "Über das Alter, die Verbreitung und die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen tektonischen Strukturen in den Argentinischen Gebirgen". *Cong. Géol. Int. XIII*e Session, pp. 671—87, fig. 1, 1913.
- [70] Adams, F. D. and Coker, E. G. "An Experimental Investigation into the Flow of Rocks". *Am. Journ. Sci.*, Fourth Ser., Vol. **XXIX**, No. 174, pp. 481—5, 1910.
- [71] Adams F. D. and King, L. V. "An Experimental Contribution to the Question of Depth of the Zone of Flow in the Earth's Crust." *Journ. Geol.*, Vol. **XX**, No. 2, p. 97 et seq., 1912. Adams,

- F. D. and Baneroff, J. A. "On the Amount of Internal Friction Developed in Rocks during Deformation, etc". *ibid.*, Vol. XXV, No. 7, p. 597, et seq., 1917.
- [72] Jeffreys, H. *The Earth, its Origin, History and Physical Constitution*, pp. 87—91, 1926.
- [73] H. Quiring, *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. xlix, Part 1, pl. 8, 1928.
- [74] 李四光, 见前注, 第216—221页。
- [75] P. S. Epstein, "Über die Polflucht der Continente" *Die Naturwissenschaften*, Heft 25, 1921, p. 502.
- [76] T. C. Chamberlin, F. R. Moulton, C. S. Slichter, etc., *The Tidal and other Problems*, Carnegie Inst., 1909.
- [77] H. Stille, *Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde*, Leipzig, 1913, pp. 10—24.
- [78] 李四光, 古生代以后大陆上海水进退的规程, 中国地质学会志, 第7卷, 第1期, 1928年, 第81—128页。

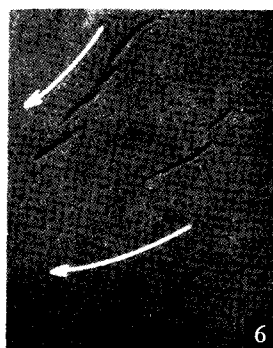
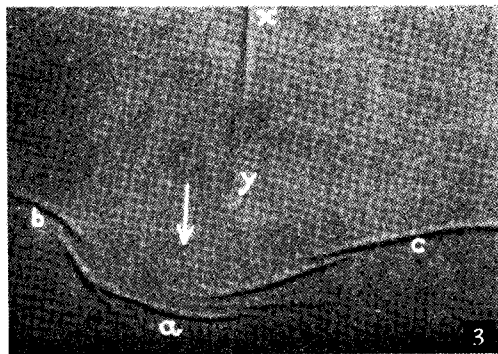
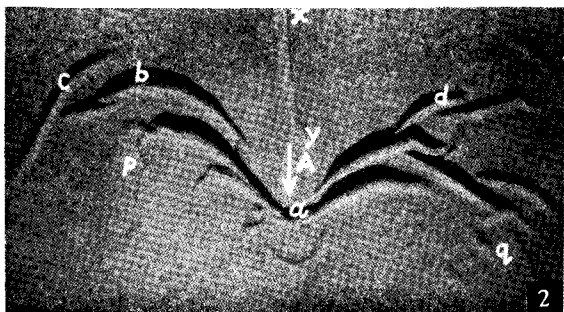
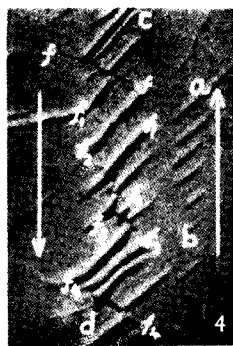
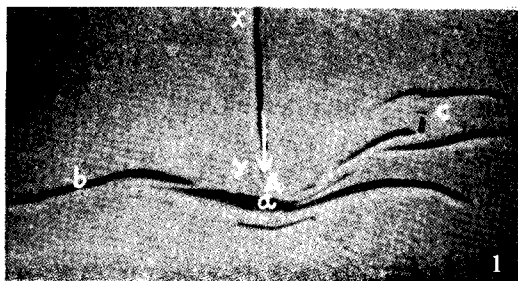


图 1. 手指放在 A 处沿箭头方向推动, 遂在纸的中部产生一个广阔的山字型构造, xy, 轴; a, 弧顶; ab, 左翼; ac, 右翼; 两翼对其末端仅轻微向前转动。这个形态可与欧亚山字型比较。

图 2. 在 A 处依箭头所指方向滑动, 就在纸的上部产生一个强烈挤压的山字型构造型式, xy, 轴; a, 弧顶; abc, 左翼; ad, 右翼; p 和 q, 两个小反射弧; 这个型式很象伊尔库茨克山字型; c, 可与塞留根姆相比; b, 与萨彦相比; d, 与维季姆高原相比。

图 3. 与图 1 相似的宽阔的山字型构造, 用以代表亚马孙—安第斯山字型构造。

图 4. 两组平行的多字型构造: ab, 正常型; cd, 具有横断裂 ff, f₁f₁, f₂f₂, f₃f₃, f₄f₄。箭头表示运动方向。这种型式的构造可与西哈兹相比。

图 5. 收敛的多字型构造, 单个褶皱向体系的左下方收敛。箭头指示运动的方向。这种类型的构造可与堪察加—千岛—琉球弧的东北部相比。

图 6. 具有一系列强烈挤压的多字型褶皱的带状构造型式。箭头指示运动方向。

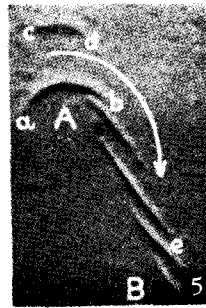
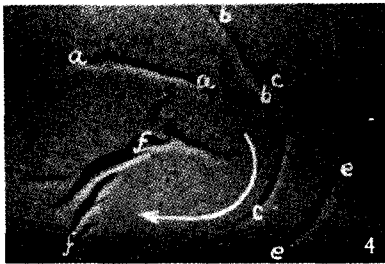
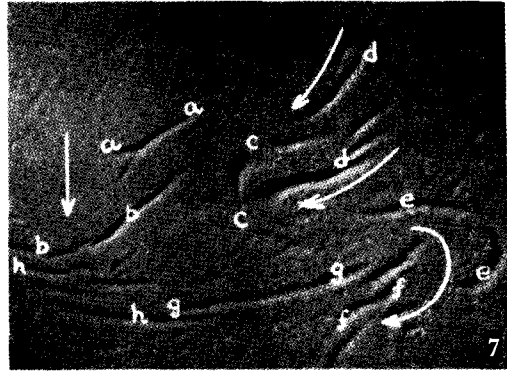
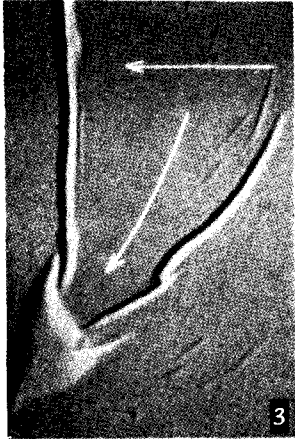
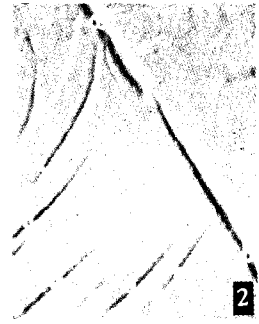
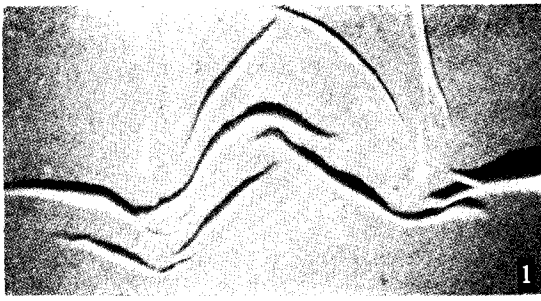


图 1. 两个山字型构造由于侧面接触而形成的膝状构造型式。箭头指示运动方向。注意膝状曲线的凹侧没有轴的褶皱。这种类型的构造可与朋乞邦及其附近地区相比。

图 2. 一个正常的入字型构造, ab, 主支; c, d, e, f, g, h, 副支或次支。箭头指示运动方向。这种类型可与菲律宾群岛相比。

图 3. 帚状-三角形构造形式, 代表库页岛-北海道-千岛系和台湾-吕宋-婆罗洲-帛琉-马里亚纳体系。箭头指示压力同时作用的方向。库页岛-北海道-千岛以及台湾-吕宋-婆罗洲-帛琉-马里亚纳等体系一一体系产生的侧向压力可能是大陆边缘向南或向南西的运动所引起的。

图 4. 扇字型构造, 箭头指示纸的转动方向 aa, bb, cc, 头盖; ee, 冠; ff, 翼。如果 ff 和 cc, ee 之间的空间加宽, 则后者就可与澳大利亚和密克罗尼西亚花采列岛相比。

图 5. 扇字型构造的一部分。ab, cd, 头盖; bc, 翼。该图象是紧压 A、B 所示纸面并按箭头指示方向将纸转动所产生的。

图 6. 按箭头所指方向转动纸面而产生的扇状构造。

图 7. 为复制菲律宾和东印度群岛的主要构造线的综合试验。与图 1. 对照, aa, 卡普阿斯; bb, 邦加和西南婆罗洲; cc, 东婆罗洲和苏拉威西; dd, 菲律宾群岛西南部; ee, 班达弧; ff, 帝汶; gg, 爪哇-佛罗勒斯; hh, 东南苏门答腊。箭头指示运动方向。注意 hh 不完全符合于东南苏门答腊的构造; 因为那里的真正构造是入字型而不是图中所示的简单多字型。这是由于与西南婆罗洲相当的纸面没有转动所致。

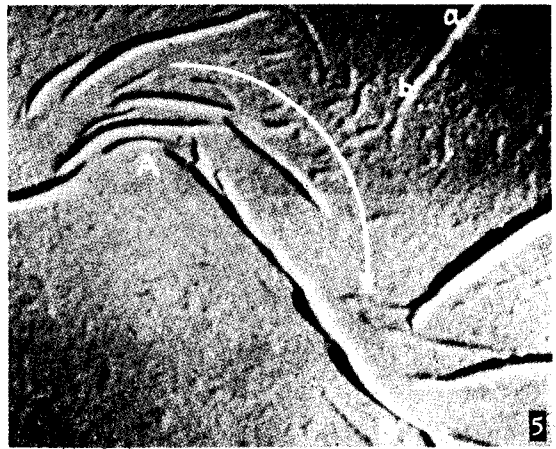
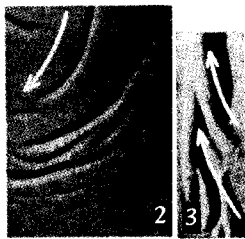
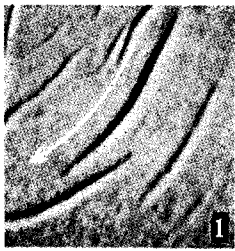


图 1, 2. 两个帚状构造,按箭头所指方向转动纸面产生的。

图 3, 4. 两个反入字型构造的相似图象,将纸的左侧 AB 部分压紧,并使纸的右侧部分对照左侧予以旋转而产生的。箭头指示纸面转动的方向。

图 5, 6. 两个具有若干伴生特征的歹字型实例,用以代表北美的主要构造。在两图中除 ab 外,所有褶皱的产生都由于单一方式,即用左手的两个手指在 A、B 两处把纸向下压住,而在 AB 线之右侧用整个右手掌使纸向下滑动,同时依顺时针向转动。为了促进旋转运动,纸的右上角应事先移动。褶皱 ab 是纸面局部向右下方滑动而引起的。那样一种褶皱竟能在强烈变形的纸上发生而未扰动既存构造这样的事实,暗示美国的山脉产生于同类方式的可能性。

对构造型式与地壳运动的进一步说明*

在《地质杂志》上已发表的前一篇论文中^[1]，作者纯粹从构造的观点试图讨论大陆规模的地壳运动的机制。这个问题很广阔而复杂，由于篇幅和文献所限，某些重要观点几乎未能提到。都德 (A. L. du Toit)^[2]和克兰克尔 (E. Krenkel)^[3]有价值的著作的发表，使得作者能够直接从构造特征推论非洲南部的运动机制，这种方法较之前文所采用的论证形式要可靠得多，虽然所得到的结果基本上是一致的。现在看来，北美早期运动提供的机制方面的证据与晚期运动的属于相同的类型。在中国东部曾经鉴定了的一个山字型构造，当时它仅被视为一个弧形。因前文对于英格兰隐伏煤田的分布问题几乎没有涉及到，现在拟对这方面的几个关键问题提出讨论。

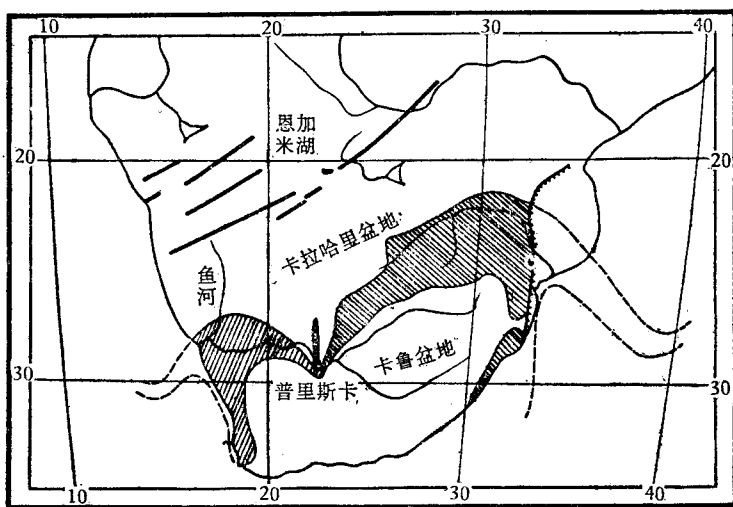


图1 非洲南部的构造型式

粗线指示构成多字型构造的古岩块的走向；影线区指示构成山字型构造的隆起岩块。断线指示山字型破碎下沉部分的可能的延伸；东侧山字型构造（向右的影线）被布什维尔德 (Bushveld) 火成杂岩体搞得非常复杂，该杂岩的生成可能由于东西带状变形。（据都德和克兰克尔的图改编）

(1) 非洲南部的构造型式和运动 非洲南部有两个山字型构造并排发展。这些山字型的一些部分现在已遭破碎。虽然如此，其基本形象现在仍可认出。东侧山字型的规模较西侧山字型的规模要大得多。前者占有开普省的东部、西格里库兰 (Griqualand

* 原以英文发表于1931年1月英国《地质杂志》，第68卷，第1期，第15—24页。原文脚注的参考文献，均统一编号移到文后。——编者

West)、奥兰治、纳塔尔 (Natal)、斯威士兰、德兰士瓦、莫桑比克的南部,并可能伸入津巴布韦(罗得西亚)(在白人种族主义者统治下)。这个体系的轴经过斯威士兰及祖鲁兰 (Zulu-land) 而呈南北走向。其后它被印度洋岸所斜切。然而它更向南伸展,可由老花岗岩和片麻岩、罗得西亚片岩以及桌子山系(Table Mountain Series)的狭窄露头清楚地显示出来,往南延伸,远达旁杜兰 (Podoland) 这几百哩长的范围内,基岩虽然出露不全,褶皱一般还是相当显著的,有些地方有从东向西的逆掩断层。

这个山字型的西翼是它西北侧的卡拉哈里 (Kalahari) 盆地和东南侧的卡鲁 (Karoo) 盆地之交界。所有沿着西南德兰士瓦、北奥兰治和西格里库兰的古老岩石隆起的德兰士瓦和温特斯多普 (Ventersdorp) 系,以及成片的维特沃特斯兰德 (Witwatersrand) 系,黑礁 (Black Reef) 带与堪博尔-兰德 (Campbell Rand) 白云岩巨块,都被挤成北东-南西轴向。

东翼没有见到,但是无疑它存在于莫桑比克南部的沉积物之下。更往东南它的破碎残块必定能在印度洋中找到。

西侧山字型占据着开普省的西部、布什曼兰 (Bushmanland)、高多尼亚 (Gordonia) 以及大鱼 (Great Fish) 河的下游。本体系的东翼开始于奥兰治河上游的多博格 (Doornberg), 为走向北西的强烈褶皱的“原始” (“Primitive”) 的纳马 (Nama) 岩石。从阿平敦 (Upington) 向西,这些岩石几乎往正西掠过卡拉斯 (Kharas) 山,再进入大鱼河谷,在那里它们一般走向北东,这是山字型西翼的一部分。更向西南,它必然已断入大西洋。该体系的弧顶可能位于大卡拉斯 (Great Kharas) 山之东及卡尔克丰坦 (Kalkfontein) 之北。

从开普敦向北有广阔伸展的挤压褶皱,它代表山字型体系的轴。金刚石山 (Diamond Mountain) 明显的是外来构造,其成因可能是由于非洲西南部往西南延伸部分的破坏。

这两个山字型构造相遇于普里斯卡 (Prieska) 的经度位置,两个构造型式在此发生重迭。其一是上面谈到的主山字型的反射山字型;另一是由两个山字型构造因斜接而成的膝型;如果所指地区仅被一反射山字型所占据,则多博格区的岩石将不会与北西翼的那些岩石突然接触,如果该区为一单纯的膝形构造所占有,则山字型的轴带将不会在兰极博格 (Langeberg) 和卡兰那博格 (Karannaberg) 得到发育。

除了这些构造型式,在非洲西南尚有有意义的构造型式占据了广大的地区。这就是多字型构造,它出露于考马斯 (Komas) 高地、奥麻塔苛 (Omatoko) 低地及奥塔维 (Otavi) 高地的南部,而在高巴比斯 (Gobabis) 与恩加米湖南侧之间,卡拉哈里盆地之下的古老岩石条片的构造特征也有所显示。这些地区的岩石一般走向北东;在高巴比斯-恩加米那一带,可能有一些沿该方向伸延的冲断层。

这些构造型式,至少它们的轮廓在卡鲁层最底部沉积之前即已完成。后来的运动对它们的构造特征可能加强了。而只有少量的改变。

这些构造型式揭示了南非构造运动的情况。东山字型的存在,不仅表示非洲南部向北的扭动在斯威士兰轴的经度地带最大,并且有力地指明非洲南部大陆的一部分必曾沉入于印度洋;因为无论在马达加斯加或是印度,我们现在没有发现任何构造单元可以补足。

这个山字型体系丢失了的轴和翼。

此外,我们可以知道大裂谷为什么发育于它们所在的位置。欧亚山字型构造从北挤压,非洲南部东侧山字型构造从南挤压,则位于其间的地区势将被前缘近乎尖锐的岩块的驱动所撞击,因而,当驱动力足够强大而超过了岩块的拉伸强度或粘结力时就会破裂,以致相邻的岩块引起转移。

非洲南部多字型构造同样指明整个非洲南部对照它西面的障碍曾向北扭动。该障碍物不会是陆块,似乎是洋底,如我们已知的,它常表现为抗拒大陆表层扭动运动的顽固岩块。因此很可能,那里曾有一个一定大小的海洋,可能就是舒克特(C. Schuchert)所称的波西顿(Poseidon)的南伸,它在早期地质时代已经存在。

(2) 北美的运动 在前文中作者已尽力讨论了北美的重要构造型式及它们成生的构造运动。强调了阿巴拉契亚和科迪勒拉诸山脉造山幕的时代差别。认为科迪勒拉的升起,主要是由于拉拉米(Laramid)运动时整个陆块顺时针方向的扭动,如果这是真实的话,同样的论证也可以引用于加里东运动和海西运动时阿巴拉契亚山脉的形成。在这些早期运动时,北美大陆的东北角可能与格陵兰相连,并可能与西北欧有陆地相连。有格陵兰这样大的一个陆块高耸于北,旋转力的水平分量很自然地有利于北美的反时针旋转。因而在北美山字型的东翼——阿巴拉契亚一带,将产生一个强烈的运动,而在同一体系的西翼——古科迪勒拉,挤压却属相对的缓和。横越当时狭窄的北大西洋的加里东山脉,似乎正是这样产生的。自从格陵兰从北美断开以来,大陆的扭转运动反转了原来的方向。

关于北美的构造带,阿肯色和俄克拉何马的阿乌哇契它(Ouachita)山可作为一个实例。近来的研究^[4]表示在波士顿盆地还有另一东西走向的冲断带。该构造带是如此强烈,以致巨大的阿巴拉契亚山在接近这个带时也偏离它的正常方向。这种情况与东亚岛弧遇到来自大陆的东西带所形成的弯转相类似。有意义的是波士顿盆地之轴大致与亚洲的阴山带和欧洲的比利牛斯带相一致,并且与阿乌哇契它山相隔约纬度 8° 。

(3) 中国东部的山字型构造 近来在中国东部的调查证明,秦岭山脉的东部不象以前所假定的那样弯成一个简单的弧,而是形成一个中等规模的山字型构造。这个山字型构造占据着安徽北部、湖北东部、江西北部 and 江苏南部等地区(图2)。由于其两翼各有一个反射山字型象图解一样发育,它非常优美。主山字型的轴与霍山弧的轴相符。霍山弧是由古生界镶边的古老片麻岩和片岩组成,沿洞庭湖口以下的长江下游河道延伸。最内侧或最北边的弧沿淮河中游达到淮河之南。在此,倒转的奥陶纪和石炭纪地层分别从东南和西南冲于被冲积物覆盖的低丘之上。往北,从平原升起的小山岗,走向南偏西到北偏东,并指向前述弧形的中心。这些山岗首先透迤于津浦铁路的符离集车站以西,延伸到徐州以北。然后走向东西的褶皱突然出现,这是真正秦岭褶皱的踪迹。

东翼反射山字型发育于宁镇山区;西翼反射山字型占据湖北的东南部及江西的西北部,反射弧与长江河道是一致的,虽然并不完全符合。

这个山字型的存在指出了中国东部或较确切地说安徽和江苏的北部,是一多少独立

的地区，曾遭受不是正向南而是偏向西南的扭动——这个结论与邻区其他构造型式所显示的完全协调。

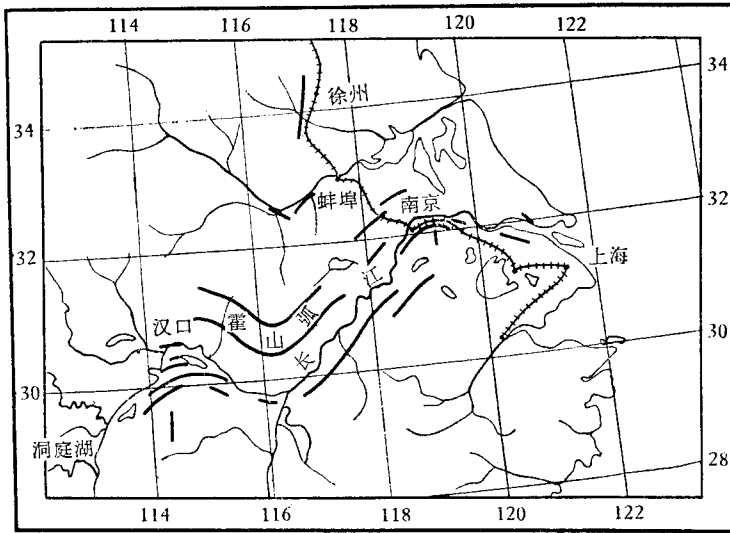


图2 中国东部山字型构造略图

(4) 英国的隐伏煤田 在认识了山字型对确定地球很多地区的构造图象所显示的构造完整性和重要性之后，拟对英国隐伏煤田的界线稍提意见似乎是适当的。但是必需说明，作者对一些发表的或未发表的钻孔或其他方面的重要材料以及英国地质工作者处理这个问题的观点都一无所知，并不试图对这个问题进行详细的讨论。这里主要的兴趣是本刊发表的考克斯(A. H. Cox)和杜鲁门(A. E. Trueman)^[5]的建议，尤其是兰斯特尔(R. H. Rastall)^[6]有启发性的论述。

兰斯特尔与考克斯和杜鲁门一样，正确地强调了启莫里(Cimmerian)运动对说明英国米德兰(English Midlands)早期构造是一个重要的因素。这个论证极为赞成一个地区的复活运动常常追随早已确立的构造系统这一一般的学说。作者在另一处曾试图说明为什么这是一种普遍情况，借此再提一个可能是适当的。

在处理米德兰和英格兰东部的地下构造时这个原则特别重要；不然的话，后二迭纪的构造线不能认为对寻找含煤盆地分布赖以确定的老构造轴线具有任何指导意义。兰斯特尔归纳零星的事实，对沿着这个方向的研究开辟了道路。

但是，下面的建议是从完全不同的观点提出的，以致可以看出，按此所得的结果与兰斯特尔已得到的，究竟不同之处有多远，又其相符到什么程度。

在英国常和别处一样，开始以为海西运动曾使两种重要的山形单元显著起来。一种呈东西轴向延入大陆，而另一种是一个山字型，现在仅一部分出露于地表。这两个单元无疑彼此以某种方式相互影响，但是它们的成因不同，因而各自起其不同的作用。

东西轴向的资料已有所积累，可见于彭布罗克(Pembroke)和兰德斯托克(Radstock)煤田的强烈变动；并且同一轴向在较新地层之下可能通过肯特(Kent)，而与中比利时煤

田相连。和路易斯 (H. Louis) 一样, 兰斯特颇相信“很平的断层”是肯特区若干钻孔中煤层所以明显地重复的原因。果如此, 这些事实似乎和我们的理论设想相符了。

这个强烈褶皱的东西带的侧面, 可能发现有价值的煤层; 而在带的本身, 岩层可能非常破碎或者曾遭受变动, 因此即使有煤层未被剥蚀, 其经济价值也是有限的, 尤其是埋藏于深部者。肯特和多佛尔 (Dover) 煤田和以南的北法 (Northern France) 煤田一起, 可能都是被这条变动线所限制的煤田。因而它们的伸展应该沿近东西方向去追寻。

对于山字型构造说几句, 也许不是多余的, 如果我们能够阐明该构造型式出露部分的特征。沿着威尔斯 (Welsh) 边界追索下石炭统岩石露头时, 可以看到它们形成一个突向威尔斯地块的弧形, 其轴向逐渐由北北东转为东南东, 直到它们隐伏于米德兰的南部和东南部。沿着这个半弧形前缘的北侧, 有若干煤盆地出现。更往北则有奔宁山脉升起。因此很自然地想到, 这些形象都是半埋藏的山字型体系的一些部分。如果是这样, 必定有一东翼存在, 它大致与出露的西翼以奔宁轴为准而呈对称之状。在此基础上, 作者已经提议, 东翼的轴线不会位于沃尔威克 (Warwick) 到威兰 (Welland) 湾一线之南。因为这些翼部以南的地区必然曾经遭到相当强大的挤压, 它们势必或者上升成为高原, 或者沿翼部方向产生了强烈的褶皱。无论是哪种情况, 紧靠两翼内缘之南的地区都不会有煤层保存。

所有这些叙述还是一种理论上的推测。但意外的是, 这些叙述实际上与兰斯特辛勤工作所得到的结论是一致的。两种方法的门径虽互不依赖, 然而所得的结果则非常相同。

从现有的资料判断, 似乎该体系的弧顶线(一系列弧顶的连线)的最内一点或最北一点不会在牛津郡的伯福特 (Burford) 之南太远, 因为这一点几乎要正好位于奔宁轴线上, 一个钻孔的记录已显示那里煤层颇薄而没有希望。

兰斯特也很注意走向东北东的迈尔顿-摩布莱 (Melton-Mowbray) 和马开特-哈博罗 (Market-Harborough) 轴线。同一作者进一步引用了索普 (Thorpe)、瑞克、考克斯和杜鲁门的材料, 认为迈尔顿-摩布莱地区后三迭纪以至后早侏罗世的背斜可能置于更为显著的前二迭纪背斜之上; 据考克斯的意见, 它可能延伸到沃希地区。兰斯特在其结论中说: “从整体上来看似乎有可能这个褶皱体系(马开特-哈博罗背斜)的东南界线很接近古生代高原(东南英格兰高原)的西北边缘, 因而在它们之间不会给煤盆地留下多少地盘。”在另一处他又指出: “至于这种形象的构造关系, 只可以说还没有发现它和英格兰这一地区的任何已知轴线有协调的可能。”在山字型构造的概念中, 这些正是完成山字型体系所要求的特征。它们似乎适得其所, 并提供了应有的轴向。

在米德兰地区, 察宁 (Charnian) 轴线的存在确实带来了有妨碍的因素。但是可以相信, 这些古老轴向只能影响山字型前弧以内或其东翼以内煤田的小分区, 而在确定煤田的一般部位时, 可能不会有重大的作用, 英格兰的那些地方煤田的部位, 必定基本上受山字型东翼的内侧所控制, 即使不是唯一的控制。

关于东翼内侧所谓察宁方向的局部背斜之存在, 就象在摩尔顿 (Moreton)、温奇康卜

(Winchcombe)、班卜利 (Banbury) 以及威敦 (Weedon) 等地的局部背斜一样, 这些已由考克斯和杜鲁门所命名, 借用兰斯特尔的语言, 它们可能是波纹状, 表面由于水平弯曲而成的次生“褶皱”。这一程序很容易用实验方法测出。如果我们拿一片高塑性材料, 例如特别细的泥用水调至适当的密度, 让它褶皱; 然后将褶皱水平地弯曲而成弧, 于是在弧的凹面就马上出现褶皱。可以想见, 这些褶皱与考克斯和杜鲁门所指的那些察宁褶皱的局部褶皱相比较, 不是完全不适当的。

最后必需讲一点山字型前弧范围以内, 有时横切前弧的有一些放射状变动线。要了解这些线的力学意义和构造含意, 似乎需要区分它们究竟是褶皱还是断裂。兰斯特尔描写的大多数情况似乎是断裂或者是有断裂伴随的褶皱^[7], 例如纽顿 (Nuneaton) 线, 对此作者偶然也有所了解。

大致直交地横切了挤压的山字型两翼的, 是一些不同规模的断裂, 这已是一种很平常的现象。这种“横断层”的很多实例, 在中国东部山字型构造中屡有发现, 曾经提到, 它们是扭动的必然结果。英国山字型是否如此, 作者不敢冒昧言之。但是这一点对于进一步讨论英国米德兰煤盆地的构造肯定是有意义的。

如前所述, 作者将不愿也必然不会在此用肯定的措词去讨论那些详细的构造, 就同以上的段落所引证的那样。这一问题的主要结论是强烈倾向于兰斯特尔的看法, 可将英格兰东南部那个三角形地区视为无矿区应略而不计, 其界线, 西北边是从伯福特以南划一线经过马开特—哈博罗最后到沃希地方, 南边是大致平行于彭布罗克—兰德斯托克一线偏北一段距离, 其东侧界线则在肯特一带。

参 考 文 献

- [1] J. S. Lee (李四光), Some Characteristic Structural Types in Eastern Asia. *Geological Magazine*, LXVI, No. 782—785, 1929.
- [2] *Geology of South Africa*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1926.
- [3] *Geologie Afrikas (Geology der Erde). Zweiter Teil*, Borntraeger, Berlin, 1928.
- [4] M. Billings, Structural Geology of Easter Part of Boston Basin. *Amer. Journ. Science*, XVIII, 1929, 97—107.
- [5] Intra-Jurassic Movements in the Midland. *Geol. Mag.*, LVII, 1920, 198—208.
- [6] On the Tectonics of the Southern Midlands. *Geol. Mag.*, LXII, 1925, 193—222. The underground Structure of Eastern England. *Geol. Mag.*, LXIV, 1927, 10—21.
- [7] The Tectonics of the Southern Midlands. 214—217.

中国东南部古生代后期之造山运动*

大多数地质学家的习惯是用某些特定的地区名称给地壳运动命名,这主要是指运动所产生的弯曲或破裂的方向以及运动发生的时期。构造名称赋予的这种双重含义,大部分是由于认为在一个构造上有关的地区同期运动产生的变形其走向是相同的。理论研究和野外经验明确地显示,那样的设想决非总是正确的。我曾在另一处试图在一般意义上涉及这个问题^[1]。这里我们特别注意的是海西运动一词。

当布赫(Leopold von Buch)第一次提出海西一词时,他显然是指德国古生代的北西向山系。所以很强调该构造山系的方向。但是伯川德(Mercel Bertrand)发展了该词的含意,把它应用于西北欧晚古生代发生的所有北西向山系。事实上,伯川德所说的“海西山脉”还包括了那些与布赫所指的方向有颇大偏差的山脉。从那时以后,欧洲的地质工作者有时把这一术语限于布赫规定的狭义的老含义,或加或不加以局部的修改,或者采用伯川德的较广泛含义。史蒂勒(H. Stille)在其著名的论文《比较构造学的基本问题》中很好的揭露了这种混乱情况^[2]。

除了主要是传统的内容问题外,还有在确定运动时期方面的真正困难。西北欧在晚古生代时显然经过了几次运动或一次运动的好几幕。那么,这些幕的哪一幕应该归于海西运动呢?如果海西运动意味着包含运动所有不同的幕,那么我们将需要用第一、第二……幕的用语来表示几次运动。那样一种处理的方法容易引起混乱,作者的意见是应该避免这种方法。从造山运动同期性的基本概念出发,史蒂勒找到一个逻辑的处理方法就是给晚古生代的每一次运动指定单独的名称,并且用苏士(E. Suess)原来采用的华力西一词作为运动的总称^[3]。这样,史蒂勒的华力西山系不仅包括法国文献中的海西山脉,而且意味着可用于广阔的地理范围。这里所采用的是史蒂勒的华力西一词的含义。

在开始论述中国东南部华力西运动的证据以前,必须扼要叙述一下该区晚古生代地层的层序。为此,可以参考船山的详细剖面(图1)。该剖面是在李希霍芬所测剖面以西不远的一线作的。顺便提一句,李希霍芬忽略了几条断层,因而他估计的上部灰岩的厚度过大,而且他在剖面中记载的三个不同燧石层,并不代表地层的真实情况。

在我们的剖面上,杜内世金陵灰岩发育很差。实际上我们仅发现两大块金陵灰岩,以前以为是被断层带来的,但是外围观察表示它们是后金陵世,前高骊山世侵蚀的标志,因为沿高骊山南麓和其他处,金陵灰岩通常呈不连续的条带,有时则完全缺失。我们应可以

* 原以英文发表于1931年《中国地质学会志》,第11卷,第2期,第209—217页。——编者

称这个侵蚀面所代表的运动为健康运动,这个名称与金陵一名相同,也是来源于南京的另一历史名称。这次运动与世界其他各处华力西运动的已知各幕相对比是比较困难的。很清楚,它晚于史蒂勒的布锐东运动 (Bretonian),可能与穆什凯托夫 (Mushketov) 所称的天山运动早期一幕相当,如果天山运动与布锐东运动不相当的话。

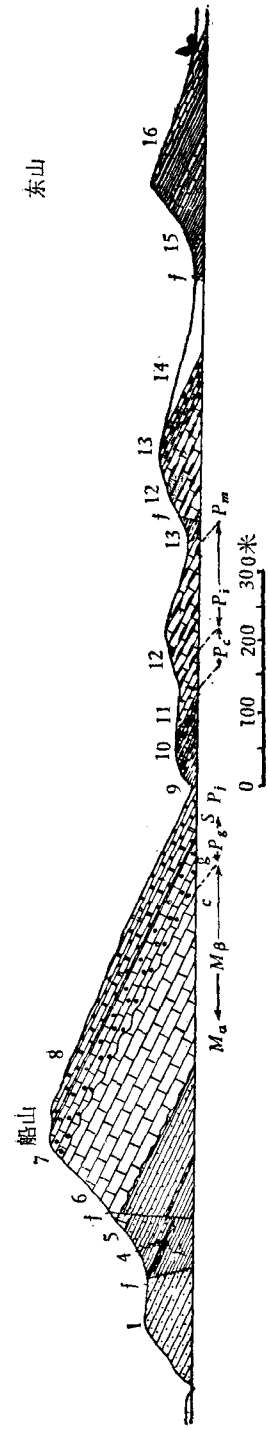


图1 船山剖面

- 1. 乌桐石英岩,可能相当于艾特罗约 (Etroengtian);
- 2. 七里台页岩;
- 3. 金陵灰岩,杜内统;
- 4. 高骊山系页岩与砂岩;
- 5. 和州灰岩,维宪统;
- 6. 黄龙灰岩,白色和粉红色纯灰岩,莫斯科统;
- 7. 船山灰岩,球状具有有孔虫砂,乌拉统;
- 8. 臭灰岩,沥青质、泥质,具有臭味;
- 9. 下燧石板岩,黑色硅质页岩;
- 10. 淡红色硅质页岩,含有燧石灰岩;
- 11. 灰蓝色纯灰岩;
- 12. 有燧石层的蓝色灰岩;
- 13. 上燧石板岩,硅质页岩;
- 9—13. 栖霞灰岩;
- 14. 覆盖层,可能是保安页岩;
- 15. 龙潭煤系;
- 16. 青龙灰岩; c. g. s. 分别是富含 *Choristites masquensis*, *Schellwienia gregaria* 及 *Schwagerina princeps* 的层位; M_a , M_b , P_g , P_i , P_c , P_i , P_m 是有孔虫带; f. 断层。

船山剖面中,和州灰岩或维宪灰岩发育也不好。宁镇山区的其他地方,它的厚度常在10米以上。至于我们的剖面,少数有疑问的薄层和州灰岩之上即是块状莫斯科统的黄龙灰岩。维宪统和莫斯科统之间有一侵蚀间断。这个侵蚀间断的重要性,往北在200哩以外的贾汪盆地显示得很好,那里黄龙灰岩在短距离范围内覆盖在可能属于下石炭统以及奥陶系之上。莫斯科海侵以前的这次运动我建议称为淮南运动。若与欧洲的运动相比,它明显地相当于史蒂勒的苏台德 (Sudetic) 运动。

黄龙灰岩与其上覆的船山灰岩之间,生物方面和地层方面有一显著的间断存在。这一间断的深远意义几乎在全中国各地都很好确立了。根据丁文江和弗罗马热 (Fromaget) 各自的观察,云南和印度支那一样,在两组灰岩之间,有一显著的不整合为标志。丁文江把它与中亚天山运动的第二幕相对比。并用云南运动一词表示这次运动以及其前后各一次运动。

从丁文江三年前的著作判断,他把云南运动一词导入中国地质,显然是用以代替欧洲的海西运动。这种作法虽然是理所当然的,但不希望将云南运动限于华力西运动个别的幕。由于丁文江在云南第一次注意到这个强烈的运动,我们可以昆明运动称之。我们的昆明运动正好与史蒂勒的阿斯突里运动 (Asturian) 相当。

船山灰岩和臭灰岩 (Swine limestone) 之间,怀疑有一小的间断或可能有一不连续存在。在船山剖面中,这两个灰岩建造间岩性的差异是明显的,但它们迭置得很正常。宁镇山区的其它地方,如栖霞山,则臭灰岩全部缺失。据朱森

调查,在安徽南部,船山灰岩之上往往为煤系,而煤系复为栖霞灰岩所覆。当然,这可能是由于岩相的差别。

迄今我们所涉及的是假整合性质的间断。除建康运动之外,它们在时间上完全可与世界其他地方的褶皱运动相对比,且充分说明了它们不只是造陆运动,而是史蒂勒创立的很有用的术语——同造山运动。

这里特别注意了栖霞灰岩和龙潭煤系之间以及龙潭煤系与青龙灰岩之间的间断情况。这些,尤其是前者,是真正的不整合关系。与朱森、李捷在宁镇山脉进行野外观察时,我曾一再注意表示这些不整合关系的构造特征。以下提供三个例证并说明之。

从南京到汤山的公路,约于半途将穿过两条北东向山岗,东南一条山岗一般称为青龙山。公路横越山谷,在其西南不到两哩之处,即见两山之间有一石灰窑,石灰窑附近出露一套复杂的褶皱和断裂。除非对那一小块地方很仔细进行检查,则这些构造是很容易被忽视的。

附图(图 2)是粗略的野外素描。断层是通过对比较硬岩层和煤系底部仔细的分带予以确定的。但是谷底完全被煤系较软的岩层所占据,很难得到构造延伸的确切证据。然而在一两处还是可以看出煤层风化的黑土带的侧面位移,它们连续到青龙灰岩的底部。在 A、B、C、D 这几个断块中,龙潭煤系的浅黄色砂岩和巧克力色页岩,盖在下伏灰岩不同层之上。在 C 和 D,它们盖在栖霞灰岩的 *Parafusulina multiseptata* 带^[6] (Pm) 之上,而在 B,还可能在 A,它们直接与黄龙灰岩接触。这样,煤系明显地不整合于一个前龙潭横跨背斜之上。这个小背斜所以称为横跨背斜,是因为它在青龙山主背斜之上成一侧向弯曲。

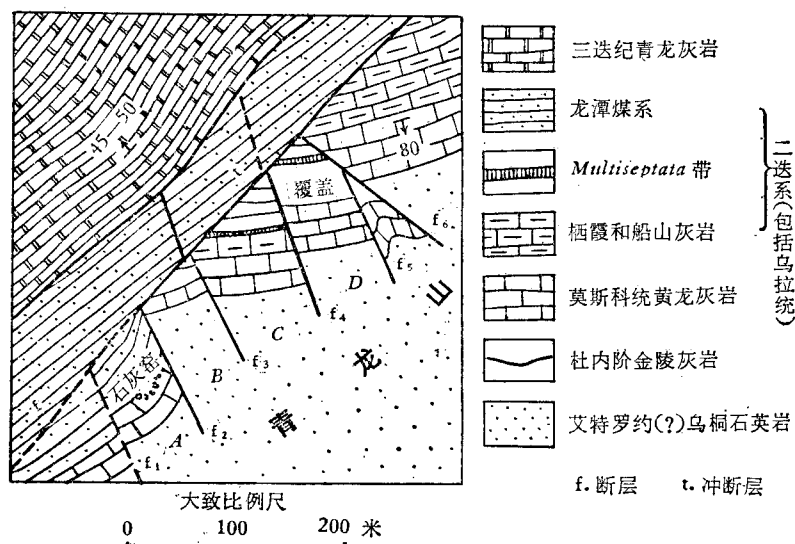


图 2

上述横跨背斜被一束捺断层分成一些断块。这些断层影响龙潭煤系,它们必然是后龙潭世产生的。然而它们没有影响青龙灰岩。幸好正对断块的灰岩出露非常好且层理整齐,因而所说情况不会有任何含糊。那里必定有大量的断层切过了煤系而被青龙灰岩的

底部所隔断。遗憾的是,它们不易标在图上,除非有办法得到人工露头。

青龙山的西北边可能被一逆断层或陡倾逆断层(it)所限制。这条逆断层发生的时期很晚,毋需在此讨论。

另一同样性质的实例出现于镇江以南约 2.5 哩的黄山。如素描图(图 3)所示,在此青龙灰岩的一般走向与下伏灰岩的走向有显著的差别。当然,这种情况可能是青龙期以后某一构造变动所引起的。更重要的是具有相当大的侧向位移的 f_a , f_b 两条断层的存在。前者好象没有伸入龙潭煤系,并且肯定没有进入青龙灰岩。而后者 f_b 同样的被青龙灰岩的底面所切掉。在两条大断层之间,还有同样排列的几条擦断层。它们都被青龙灰岩的底面所切。青龙灰岩的底部似乎略指该区之东对于煤系曾有所挤压;但是两者的接触线上未能出现重要的构造变动。即使我们假定其间有断层存在,不管是正断或逆断,都不能说明在很短距离内那些大的横断层为何会突然消失,除非我们承认有不整合关系。煤系和下伏灰岩之间的不整合关系,素描图(图 3)几乎自行说明了。

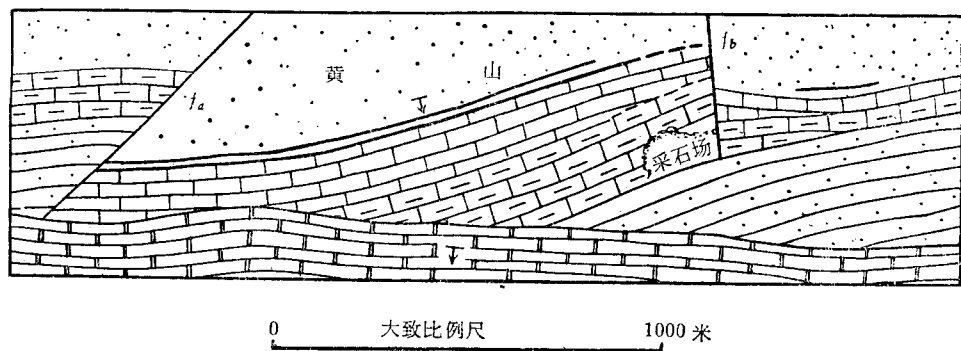


图 3

第三种情况见于龙潭,该地有一个由栖霞灰岩和前栖霞岩层组成的横跨背斜被夷平了,并紧靠着龙潭系。龙潭系被横断层所切,有些横断层到上覆的青龙灰岩底部则突然消失。狮子山之后,在靠近村庄的一个小尖山,见有乌桐石英岩和产植物化石的页岩呈正常接触。植物遗迹中出现典型的二迭纪 *Sphynophyllum thoni* 的变种。这就是我们能够借以确立的乌桐石英岩和龙潭煤系直接接触的一个实例。该地已由刘祖彝详细填图,很快将予以发表。

总结这三种情况,我们可以毫不犹豫地确定,在后栖霞和前龙潭时实有一个重要的造山运动。古生物证据表示栖霞灰岩的生物群几乎相同于著名的乐平生物群以及盐岭的中长身贝灰岩下部的生物群。若与欧洲中部对比,本期似乎相当于中赤底统(Rotliegend)。在煤系与栖霞灰岩之间,常发现一个页岩系,即孤峰层或保安页岩。它的岩性与栖霞灰岩截然不同,加以它特有的生物群,都显示着在保安阶出现的——为方便计,这里称为东吴运动,即曾在进行或者甚至已趋缓和了。保安页岩的时代将不致严重地影响我们现在的课题。只要我们有把握认为我们的栖霞大致与中赤底相同而没有什么理由反对这种对比的话,那么我们的东吴运动应相当于史蒂勒的萨尔运动(Saalian)。

丁文江提到,在中国西南他所称的云南运动还有一个第三幕^[7],并与库兹涅茨盆地的一个运动对比。黄汲清^[8]谈到秦岭北部有海西运动存在,由二迭纪煤系不整合于震旦纪灰岩所表示,但同时他又以晚古生代地层表面的整合关系来说明该运动在秦岭南部是不存在的。因为南秦岭缺乏详细的地层对比,我不倾向于排除该地区在整个晚古生代有假整合或同造山运动存在的可能性。

华力西运动的最后一幕,史蒂勒按欧洲的标准称之为法尔琴运动(Pfaelzian)。这个运动结束了古生代。据史蒂勒,法尔琴运动不象萨尔运动那样明显,有些地方很难看到。我们的后龙潭运动,亦即本文所称的苏皖运动,同样也是一个较弱的运动。已如前述,我们曾经注意龙潭煤系中的断层被上覆的青龙灰岩所切,但是迄今这两套地层之间我们从未发现任何显著的不整合。在中国中部和西南部,经田奇瑰研究,青龙灰岩下部产赛特(Scythian)动物群,那无疑是属早三迭世的。中国东南部,时代的确定是否都是如此,尤其是这里谈到的几个地点,仍有待研究。从整个中国中部和东南部的晚古生代和早中生代岩石层序的相似性判断,似乎毋需怀疑青龙灰岩的下部是属于早三迭世的,即使往下处处有少数较老的地层。

由于中国东南部与欧洲中部距离遥远,华力西运动的几幕对于史蒂勒所说的运动同期性似乎是严峻的考验。史蒂勒总共命名了五个幕,最下边的名为布锐东运动。这一幕出现于泥盆系最顶部与石炭系最下部的艾特罗约之间,如果乌桐石英岩属于艾特罗约阶的话——这可能是真实的,因为在太湖北岸,乌桐石英岩产原始库尔木统(早石炭世)植物群;这样看来,中国东南部似乎没有泥盆系的代表,因为在乌桐石英岩之下紧跟着的就是

中国北部	中国西南部 (丁文江的云南运动)	中国东南部	欧洲中部 (H·史蒂勒)
山西系		青龙灰岩 苏皖运动 龙潭系	三迭系 法尔琴运动 蔡希斯坦(Zechstein) 上罗廷根(Oberrotliegend)
	第三幕	东吴运动	萨尔运动
太原系		栖霞灰岩 臭灰岩 船山灰岩	中罗廷根(Mittelrotliegend) 下罗廷根(Unterrotliegend) 沃特维尔系(Ottwell Series)
(间断)	第二幕	昆明运动	阿斯突里运动
本溪系		黄龙灰岩	萨尔布雷克系(Saarbrück Series) 瓦尔敦堡系(Waldenburg Series)
(间断)		淮南运动	苏台德运动
		和州灰岩	维宪
	第一幕	高骊山系 建康运动 金陵灰岩 七里台页岩 乌桐石英岩	杜内 艾特罗约
奥陶系		江南运动 志留系	布锐东运动 泥盆系

含化石的志留纪页岩。这个拉长了的间断可能包含一次以上的运动，其中必然有一次运动隔开了库尔木植物群岩系与其下伏的地层。为了统一名词起见，我们把泥盆纪以后、石炭纪以前的运动称为江南运动。这样，华力西运动实有六幕而不是五幕。如果我们能够在欧洲的杜内阶和维宪阶之间发现一个间断，或者通过野外仔细的研究能够说明我们的建康运动完全出于设想，这些都是值得我们努力的。但是我却相信后者很难得到成功的结果。

中国不同地区华力西运动的几幕列表如上页。值得注意的是欧洲的表现和中国东南部的记录有明显的一致性。

参 考 文 献

- [1] Lee, J. S., Some Characteristic Structural Type in Easter Asia and Their Bearing Upon The Problem of Continental Movement. *Geol. Mag.* Vol. **LXVI**, August-November, 1929.
- [2] Stille, H., Grundfragen der Vergleichenden Tektonik, p.81.
- [3] Stille, H., *Loc. Cit.*
- [4] Von Richthofen, China. Vol. III. p.716, Fig. 91.
- [5] 丁文江, 中国造山运动。中国地质学会志, 第 8 卷, 第 2 期, 第 162 页。
- [6] 李四光, 中国海中纺锤状有孔虫之种类及分布。中国地质学会志, 第 10 卷, 第 288 页。
- [7] 丁文江, 见前引。
- [8] 黄汲清、赵亚曾, 秦岭山及四川之地质研究。地质专报, 甲种第 9 号, 第 197 页。

山字型构造的实验和理论研究*

在检阅了自然界存在的山字型构造各个组成部分的一般排列后,某种形变方式便被提出来了。山字型体系分布地区似乎经历了一个水平方向的弯曲作用。换句话说,它有如一个两端支住的平梁,受到自北而来的均匀负荷,或通过其自身由北而南的活动。

因此,曾设计各式各样的装置,来小规模模拟自然界的这种推想过程,以便将各种材料在给定条件下形成的变形,同卷入这个构造体系的岩石中自然发生的形变痕迹的一般排列,作一比较。现用到任一角度并固定之。实验用的材料是一种细而匀的粘土,仔细地筛过,混以不同比例的纸浆和水。

把顶角剪圆了的两张三角型坚质纸,浸湿放到木板的靠左、右两边,圆顶位置稍高于水平中心线。这种安排是为了保证当半流体的粘土铺上时,纸盖区有较高的粘度。有时把小钉钉入盖纸区,以加强“支持”。

一边搅匀粘土和纸浆,一边缓慢加水,直至泥浆达到能在其自重下开始流动的浓度。然后把这个可以看作是胶体^[1]的物质均匀地摊平在水平木板上,厚 1.4 厘米。在这个半流体物质的表面完全弄平后,铺上一张软纤维纸,如普通薄草纸,使与泥严密接触。把纸放到泥上时容易发生皱纹或破裂,必须留神避免。

把放好试验材料的木板,慢慢地转到一个适当的倾斜角度,能看到它开始“流动”的微弱迹象;立刻略微减小木板的斜度,并让它停在那里若干小时。形变过程将基本上在平面应力下进行,直到形变轮廓終了。在泥面铺上一张软纤维纸的主要目的是为了在其表面保存变形痕迹。否则已形成的形迹可能逐渐崩溃,最后由于泥的表面张力或由于触变(thixotropic)性质,而消失于泥中。但有时这种附加装置证明是不必要的。

这里画了两张典型形变模型图:如挠曲进行时,矩形泥片左右两边能在一定程度上自由转动,则泥片表面形成图 1;如其左右两部分相当牢固的附着在板上,同种矩形泥片表面则出现图 2。这后一型式,是与野外实际观察到的山字型构造相符合的。

无需指出,本实验对岩石的半流性土的要求,并不比光弹性实验对铁赛璐珞或铁硝化赛璐珞的要求更多。但物质,特别是岩石,有一个基本性质不同于传统概念。有证据说明,在自然界中存在的岩石的强度要比从其中取出的试件的强度低得多^[2]。确定每种岩石在其自然状态下的屈服应力值是困难的;因为除温度与压力效应外,它显然是载荷时间的函数^[3]。如应力作用时间很长,不管应力多小,各点上终将按照主应力的方位发生可观的

* 原以英文发表于 1945 年 9 月《科学记录》第一卷,第 3—4 期,第 461—470 页。原文注明系 1943 年 12 月 15 日收稿。——编者

缓慢流动。只要应力不超过某一定值,这并不破坏它对短期应力作用的弹性。已有相当数量的文献讨论这个问题及其有关现象^[4]。对本文来说不必对这个课题进行一般的讨论。

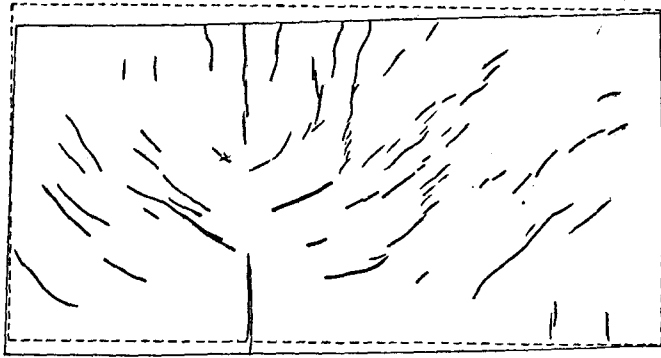


图1 在右边特别是左边明显扭转了的矩形泥片的形变
单线:褶皱;双线:破裂;点线示泥片的原始形状和位置。缩小到原来长度的1/4。

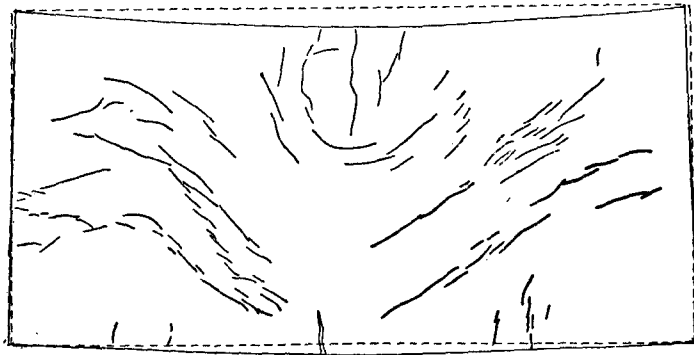


图2 除左、右两边无明显扭转效果外,说明如图1。

那末,假设当岩石遭到造山力时有这样一种弹塑性存在,为了从理论上解决这个问题,还需要知道主应力是如何施加的。

在山字型构造占主要地位的区域,常有很多证据表明应力作用平行于水平面,至少对第一级构造来说是这样。如另文所述,这些形变形迹包括一系列褶皱、冲断层、劈理、横断层、捺断层、强烈的水平或接近水平的擦痕及许多其它现象,所有这些都可以追溯到在水平方向的压力、张力或剪力作用,其量级超过了岩石的“强度”。因此我们的问题就归结为一个平面应力分布问题;我们根据水平面内任一点的平衡条件以及弹性形变的相容性条件建立起来的方程就相应的简化了。

取直角坐标系,以 x 轴指东一端, y 轴指南一端为正,命 X_x, Y_y 分别为 x 和 y 方向的法向应力分量, e_{xx}, e_{yy} 分别为 x 和 y 方向相应的线应变分量, X_y 为平行于 x 轴的切应力或扭应力(与平行于 y 轴的扭应力 Y_x 相等), e_{xy} 为 xy 面中的扭应变, E 为杨氏模量, σ 为泊松比, ρa 为单位体积的体力,指向南,它是在此需要考虑的唯一体力,下列方程组

成立¹⁾。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial y_y}{\partial y} + \frac{\partial x_x}{\partial x} + \rho\alpha &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

$$e_{xx} = \frac{1}{E} (X_x - \sigma Y_y), \quad e_{yy} = \frac{1}{E} (y_y - \sigma X_x), \quad e_{xy} = \frac{2(1+\sigma)}{E} X_y \quad (2)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial y^2} (X_x - \sigma Y_y) + \frac{\partial^2}{\partial x^2} (Y_y - \sigma X_x) = 2(1+\sigma) \frac{\partial^2 X_y}{\partial x \partial y} \quad (3)$$

或

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) (X_x + Y_y) = 0 \quad (4)$$

设 $\sigma = \frac{1}{2}$, 把 $\frac{1}{E}$ 代之以任意常数, 则方程 (2), 因而整个方程组, 在允许范围内, 即塑性形变仅包括小的形状变化, 体积变化和试件中任意点主应力的方向和大小在“静态流动”^[5]时的变化可忽略不计, 并且主延伸方向和那些主应力方向一致^[6], 也同样适用于塑性形变²⁾。

取 x 及 y 的任意函数 F , 使

$$\frac{\partial^2 F}{\partial y^2} = X_x, \quad \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} = Y_y, \quad -\frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y} = X_y + \rho\alpha \quad (5)$$

把这个应力函数代入方程 (4) 可得

$$\frac{\partial^4 F}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 F}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 F}{\partial y^4} = 0 \quad (6)$$

这个简单和完全一般的方程的任意解即可满足平衡和相容条件。对某一特定情形, 求解这个方程所习用的方法是根据边界条件找 F 的适当表达式。

在山字型构造范围中, 切出一单位厚度的矩形板, 使其南、北两边平行于 x 轴, 东、西两边平行于 y 轴, 南边在前弧最内侧之外, 北边在反射弧最内侧之外, 东、西两边通过反射弧的弧顶。设板南北宽为 2ω , 东西长为 $2l$, 座标原点位于板的中心。

设将这个区域比作一平置梁, 向南加于其上的负荷沿其长度均匀分布, 还必须考虑其点的性质。应用圣·维南原理, 我们可以把支点位置看作是位于东、西两边。但事实上支持力是来自反射弧所在区下的坚硬岩块。

以 $-q$ 代表北边均匀负荷的强度, 而南边遇到的挤压应力也是均匀分布, 以 $-p$ 代表。从野外证据我们推得 $|p| > |q|$, 南北两边扭应力分量与 x 成线性关系, 并且必须通过贴紧的层膜对东西两边加一转矩 τ 以防止它们在任何方向上发生转动。则其边界条件为:

- 1) 对问题更完整的论述需要考虑在南北向面中由一给定层及其下边的一层间相对经向位移而产生的扭应力分量 (Z_y)。但这对应力分布的一般轮廓没有严重影响。
- 2) 当然, 在塑性应变较弹性应变变低一级时, 这些及其伴随的假设就没有必要了。较一般的处理方法是依据屈服的恒定歪曲能。

在 $y = \pm \omega$ 的边上,

$$Y_y(y = \omega) = -p, \quad Y_y(y = -\omega) = -q$$

$$\int_{-1}^1 X_y dx = 0 \quad X_y = K_x \text{ 在此 } K \neq 0$$

在 $x = \pm l$ 的边上,

$$\int_{-\omega}^{\omega} X_y dy = \mp (2\rho\alpha\omega + q - p)l$$

$$\int_{-\omega}^{\omega} X_x dy = 0, \quad \int_{-\omega}^{\omega} X_{xy} dy = \tau$$

下面的解明显地满足这些条件

$$X_x = C_5 \left(x^2 y - \frac{2}{3} y^3 \right)$$

$$Y_y = \frac{1}{3} C_5 y^3 + C_2$$

$$X_y + \rho\alpha x = -C_5 x y^2$$

或

$$X_y = -(C_5 x y^2 + \rho\alpha x)$$

在从边界条件确定常数 C_5 和 C_2 时知

$$K = \frac{3(p-q)}{2\omega} - \rho\alpha$$

$$\left. \begin{aligned} X_x &= -\frac{3(p-q)}{2\omega^3} \left(x^2 y - \frac{2}{3} y^3 \right) \\ Y_y &= -\frac{p-q}{2\omega^3} y^3 - \frac{1}{2} (p+q) \\ X_y &= \frac{3(p-q)}{2\omega^3} x y^2 - \rho\alpha x \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

和

$$\tau = (p-q) \left(\frac{2}{5} \omega^2 - l^3 \right) \quad (8)$$

在 (7) 及 (8) 中表示的应力状态对由图 2 代表的山字型变形型式是适用的。图 1 所代表的变形型式的应力状态,用适当的边界条件也容易导出来。要注意的是,方程 (7) 是在假定 p 为常数,而体力无势的条件下得出的。对中等大小的山字型构造来说,这个假定一般似乎可以成立。在特殊情况下,当 p 是 x 的偶函数,而体力是纬度的函数时,问题将变得更复杂,但仍然可解。我们现在不需要作这方面的讨论。

很容易看出来,作用于一直立面上一定点的法向应力 R_θ 和切向应力 T_θ 的值,由下式给出,直立面与 x 轴成 θ 角。

$$\left. \begin{aligned} R_\theta &= X_x \cos^2 \theta + Y_y \sin^2 \theta + 2X_y \sin \theta \cos \theta \\ T_\theta &= X_y (\cos^2 \theta - \sin^2 \theta) + (Y_y - X_x) \sin \theta \cos \theta \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

从这些方程能够找到两个相互直交的直立面,横过它们有主应力作用并且 $T_\theta = 0$ 。

这些主面法线的位置可以下式求得：

$$\frac{X_y}{X_x - Y_y} = \frac{1}{2} \tan 2\theta \quad (10)$$

把(7)式代入(10)式,得:

$$\tan 2\theta = \frac{2(3y^2 - 2\rho\alpha A)x}{3y(y^2 - x^2) + (p + q)A} \quad (11)$$

在此

$$A = \frac{w^3}{p - q}$$

在方程(11)中,在 0 与 π 间以适当的间隔给 θ 一系列的值,就可得到分布于全场的大量点。把那些代表同一对 θ 值的点子连起来,将给出包括全区的等斜线系统。不必通过作图的过程,就可从方程中清楚地认出来,那些曲线的某些特征,或更重要的,主应力轨迹线的某些特征。

(a) 方程(10)显示山字型构造中的任一点的主应力均互相直交;挤压方向由正交于褶皱轴向、冲断层和其他相似要素的方向给出,而张力方向直交于伴随它们的横断层的走向。(b) 整个轨迹线族对 y 轴是对称性质。(c) 当 $x = 0$,即沿山字型构造的中线,主应力与座标轴方向一致。(d) 从方程(7)的第一方程可以看出,沿 $x = 0$ 的中线, X_x 的符号与 y 同,即在 y 的负值一边, X_x 是负值,所以压力在东西方向;而在 y 的正值一边, X_x 是正值,所以张力在东西方向。(e) x 减小则 $|X_x|$ 增大。这说明为什么在前弧凹侧有脊柱存在,为什么横过弧顶有大正断层。(f) 当 $y = 0$, $\tan 2\theta$ 与 x 成线性正比关系;也就是说,点沿 y 轴离原点越远,则一个主方向与该轴的斜度就越小,以零为其极限。

这些推论以及沿着相似思路而得出的其他推论,总的说来,基本上与实验事实和野外观察相符合。但发育在南岭区的大多数山字型构造的形态,显示侧向挤压比一般的强烈些。也就是说,它们的东、西翼的前部破裂并尖锐的弯曲。这种和正常发育的差别,至少部分可以解释为平置梁开始屈服时抗弯刚度趋于零,弯曲将集中在弯矩最大的地方,即其弧顶。结果前弧的顶部的曲率和两翼对 x 轴的斜度将相应地增加。弧顶曲率尖两翼斜度大的另一原因是整个南岭区后期构造系统的存在,即产生于北 $70^\circ - 72^\circ$ 西和南 $70^\circ - 72^\circ$ 东方向均匀挤压的新华夏系。

这样把粘土片上作出的构造轮廓和山字型构造相比较,似乎难于否认实验室作出的和自然界存在的的过程的性质的相似性。除时间因素外,时间总是地应力活动中的重要因素之一,并在很大的程度上决定岩石的弹塑性,我们决不能忽视自然界大块的岩石在其存在的各个阶段除微观裂隙外还有很多大的破裂和节理。这样的裂隙在各种岩石中都很多,在整体意义上如果说它们不影响岩石的强度的话,那将是荒谬的。因而从少数精选来的试件测定的强度,并不一定代表同样岩石在自然界原来位置的大岩体的真正强度。然而,均衡代偿的不完全性,至少指出在一定的时间内有统计强度存在。对那个强度,在那个时间限度内,虎克定律必然有效。无需反复讲,我们的处理方法不仅限于岩石的弹性表象,而且在合理的限定下可以推广到静流状态。在两种情况下惯性力都是这种构造运动的特殊形

态的主因。

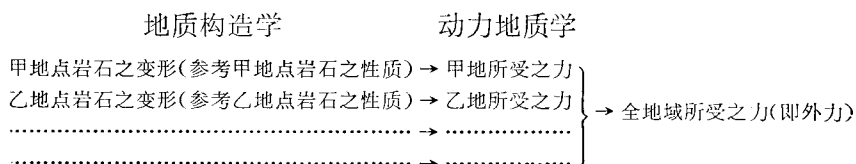
参 考 文 献

- [1] Ostwald, W., *Koll. Z.* 46 (1928), 248.
- [2] 李四光, 中国地质学会志, 第22卷 (1942), 33—36页。
- [3] Bach, C., *Elastizität und Festigkeit* (1920).
- [4] Bingham, E. C., *Fluidity and Plasticity*. (1922); Madelung, E. and Flügge, S., *Ann. d. Physik*, 22 (1935), 209; Smekal, A. and others, *International Conference on Physics*, London. 11 (1935); van Niuwenburg, C. J. and others, *First Report on Viscosity and Plasticity. Acad. Sc. Amsterdam* (1935); Reiner, M., *Physics*, 5 (1934) 321; Lawrence, A. S. C., *Proc. Roy. Soc. Ser. A.* 59 (1935) 148; Kramer, E. O. and Williamson, R. V. and others, *Journ. Rheology*, 1 (1929). For further references see Houwink, R., *Elasticity, Plasticity and Structure of Matter*. Cambridge (1937).
- [5] Umstätter, H., *Koll. Z.* 70 (1935) 174.
- [6] Nadai, A., *Plasticity* (1931) 75—79.

地质力学之基础与方法*

一、概 说

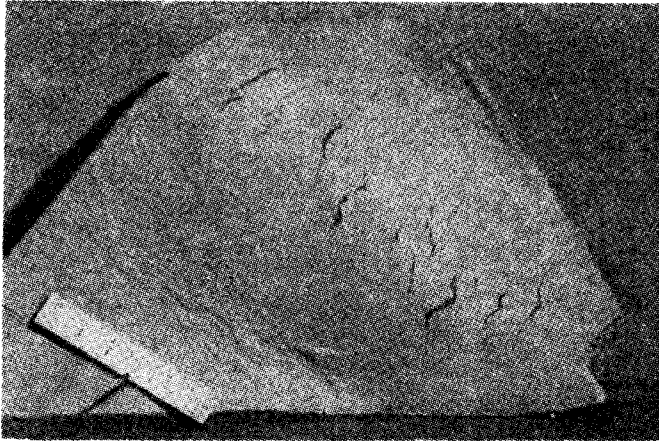
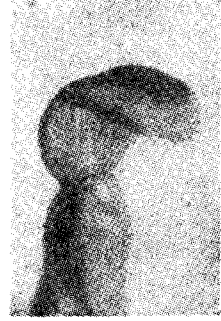
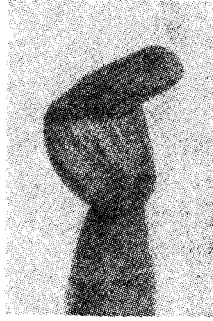
地质力学之意义,在从地表岩体所经过各种变形或破坏之方式,根据力学原则,探求各地域地壳内发生运动之原因。一个物体发生变形时必有力主使之,此主使之力在物体中如何分配,要依其中各部分变形之情形而定夺。同一形状之单纯物体为同样外力之侵犯时,因各物体之性质不同,其所发生之变形不必相同;又同一形状之物体,因其各部分之组织不同,或性质不同,为同样外力所侵犯时,其中各部分所发生之变形不同,某一地域发生运动时,必有外力促之使然(牛顿力学第一原则),此所谓外力者,包括岩体本身中发生之一切力量。地质力学之用意,即在追求此所谓外力者为何。假若地壳系由理想的刚体结合而成,则可由各刚体相对的运动(变位)直接估计各刚体所受外力之方向,如每一刚体代表一地域,即可估计每一地域所受外力之方向。然就实际而言,岩石固非刚体,故每次受力,其各部分多少必发生变形。各部分变形之方式,应视各该部分之性质及用力之情况而定。在弥漫岩石之地壳中,吾人无法知悉其各部分或各地域所受之外力为何。吾人所能直接认识者厥惟各处各点之变形,根据某处某点之变形,若更能明瞭该处该点岩石之性质,则不难追求此处此点所受之力为何;若更进一步能估计一地域中各处各点所受之力之大小及方向,即不难窥见此整个地域所受之力量——亦即所谓外力者——为何。如是可将地质力学的工作程序简示于次:



变形有暂时者,亦有永久者;暂时者力去后随即消灭,永久者虽力已不复作用,而仍继续存在。暂时之变形在岩石中无法断定,唯永久之变形,乃可以精密方法测定之。欲知一物体之变形至如何程度,必须知其原形为何。就成层之岩体而言,除在特别情况之下,偶或有带原倾斜(initial dip)者外,大都皆可认为最初皆属平列。至岩脉及其他侵入岩体之原形虽未可一概而论,然就其产生之方式,亦可大致推测其原来之形状与位置。

各岩体经过变形,大抵不只一次,故现今所测定之变形,乃自某一岩体产生以来直至

* 本文于1945年5月曾由重庆大学地质系印发。1947年1月由中华书局作为《中国科学社丛书》之一出版。这次付印以中华书局版本为依据,并参考原稿作了校改。原书有一简短的序言,在此节略了。——编者



上图 由三方面看砂岩质石子弯曲之形状(实物大小如图,参阅第 161 页)。

下图 泥板经扭动变弯时所发生之横裂缝(宽者)与 X 裂缝局部相合之状(参阅第 183 页)。

今日所发生变形之总和。同在一地点所发生之变形,在此一时代与彼一时代所发生者,或者方式相类似而程度可等可不等,成就此种变形之继起运动,常称为复活运动(post-humous movement),或者前后方式绝不相同,程度亦异。前列由各地点岩石之变形推求各地点所受之力云云者,盖指同一时代所发生之变形也。由是可知在地质力学之工作程序上,关于各项岩石变形,不独应确切辨别其系应若何之力而发生,抑且应鉴定其产生之时期。此项时期上之分析,大率以当地地层发生之情形为依归。倘当地地层缺漏过多,或每一地层间断(不整合)所代表之时期过长,抑或历数地质时代,当地地盘仅作缓慢之升降,或较为安定,则从地层上所获之条件,每不足以断定某项变形发生于某一时期。于是只能引伸邻近区域即经确定时代之变形,以为比较。若于当地发见某项变形与此引伸之变形,在力学上之涵义适合,则认此等变形同属于一时代,当无重大错误也。

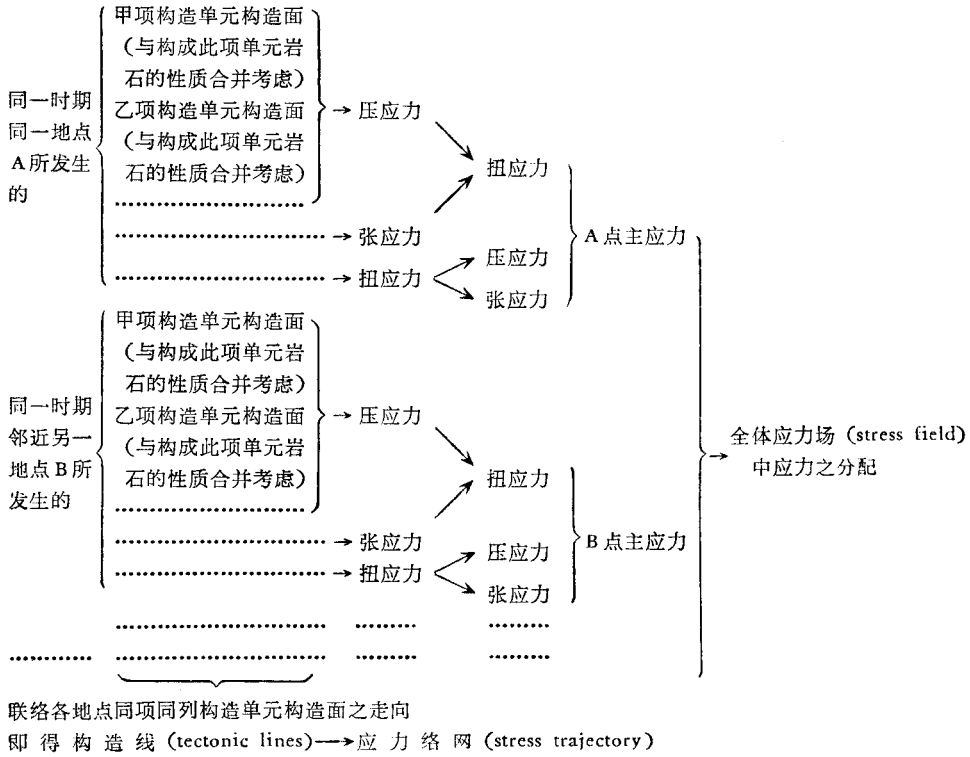
岩层变形,有舒缓与剧烈之别。舒缓者常涉及一广大区域,使地面作比较的升降运动,造成高原、平原、盆地等地形,往往继续进行,历时甚久,甚至经数地质时代而不衰息。其中广泛而缓慢之穹起,常称为造陆运动(epeirogeny)。剧烈之变形,常限于若干地带,在此等地带,地层褶皱破裂特甚,甚至使岩石变质,岩浆迸出。其进行之时期较为短促,时起时歇,似具有周期性,其中最剧烈诸幕,大抵同时波及于全世界,已有地层上之事实证明。剧烈之褶皱,常称为造山运动(orogeny)。大规模之破裂囿于一地带者,常称为分裂运动(tafrogeny)。

无论造陆运动,造山运动,抑或分裂运动,皆属地壳中之变形,其影响所及,巨者如高原、盆地、平原、陆穹带(geanticline)、陆沉带(geosyncline),次者如向斜、背斜、各种断层,小者如节理、褶纹(foliation)、流纹(flow lines),细微者,如岩石中某种矿物晶面晶轴之排列,类多依用力之大小与方式而发生。此等变形之结果,悉属构造地质学应行研究之材料。其中至巨者称为巨型构造(megatectonic),次者称为中型构造,再次者称为小型构造^[28,29],最细者须借显微镜之力,始可辨识,称为细微构造^[104,105,106]。世界各处地质学人集其在野外历数十百年之经验,关于中型构造,颇多认识,继以眼界扩大,于巨型构造亦渐有了解,近年来研求益精。还有一部分地质学人之从事于构造地质学者,着重于小型构造,更有一部分人专治细微构造。研究之途径与方式,虽各有不同,而所得之结果,在同一区域,往往有互相印证之效用。往者关于某一地域巨型或中型构造之推测尚属含糊者,经小型构造上之研究而得清晰认识者,不乏实例。于兹工作之方法大见进步,然而从各种构造痕迹——即变形——之认识而达到用力方式之认识,则尚有待于探求^[74,126]。各种构造痕迹,固属岩石受力之遗迹,但由此等遗迹,尚不能直接测定岩石中曾有何力如何活动。欲确定某种构造单元(tectonic element)为某力如何作用之标志,须明瞭:

- (1) 在各种物质中应变(strain)与应力(stress)一般之关系;
- (2) 在某项物理的条件之下,各种岩石机械的性质;
- (3) 假如各种岩石有一定的强度,则用力不超过此强度时即无构造痕迹可寻。

识此则不难承认由地质构造之痕迹,摄取动力在岩层中分配之情况应经过类似下列之程序。在可能范围内并应作实验的证明。地质力学上之实验,概言之,趋于两途:其一,

在各项不同之物理的条件之下, 检定各种岩石之机械的性质, 例如各种弹性系数及其强度或粘性系数, 并应检定其强度与受力时间长短之关系; 其二, 用种种方式施外力于适当的材料, 厘定其中所引起之应力情况与外力之关系, 所谓应力分配之情况, 只有借所用材料永久变形或破裂之痕迹而定夺之。



二、应变应力与弹性柔性

按普通经验, 一个物体发生变位时, 必有力主使。物体的变位可分为两方面估计:

(1) 物体中各小部分毗连之处, 不发生组织上的变动, 而整个物体发生变动, 此之谓刚体。

(2) 物体中各小部分发生比较的变动, 而此项变动, 或暂时, 或永久, 影响于物体之组织, 此之谓变形。世间无理想之刚体, 故加力于一物体, 多少必有若干变形发生。所加之力, 为方便起见, 统名曰外力。此所谓外力者, 有加于物体之表面者, 例如此一物体与彼一物体接触之处; 亦有加于物体之全体者, 例如磁力、重力或动力 (inertia force) 等。此等作用于物体全体之外力, 称为体力 (body force)。因此等力之所由发生, 尚有被动物体本身以外之原因存在, 故亦可称为外力。

一个物体, 有由一种单纯的物质集合而成者, 亦有由各种不同之物质组合而成者^[128]。各种岩石, 大都由各种矿物结晶^[83]或各种矿物质结合而成。每一粒晶体, 各有其机械的特性^[65]。同一晶体, 除属于等轴系者外, 常因方位不同, 其机械的特性少有差异。造成各种

岩石之矿物晶体,其排列之方式,除某种构造岩外,大都乱杂无章,且为数至巨,故以统计的眼光观之,无妨视为一种机械的异向同性 (isotropy) 体。至于特殊之变质岩,例如云母片麻岩之类,在地质力学上,对于其异向异性 (anisotropy) 之关系^[128],应加以考虑,但为初步的设想,此种岩石,暂时无庸考虑,因其分布只限于特殊地域已耳。

一物体受外力作用之时,必发生变形,已如前述,就一般情况而言,其中此一点与彼一点所发生之变形,不必相同,随各点变形之不同,其应变形而生之力,亦各不相等。在此受力之物体中任取一点,通过此点任作一平面,在此平面上环绕此点之单位面积上作用各力之合力,即为此点应力 (stress) 之大小。其方向,就一般情况而言,常不与此面垂直,故可划分为二分力,其一与此面垂直,称为直应力 (normal stress); 其又一称为扭应力 (tangential stress)。直应力或为张应力 (tensile stress),或为压应力 (compressive stress)。寻常认张应力为正直应力(+),压应力为负直应力(-)。扭应力大率无分正负之必要,如遇有分别之必要,则通常视其作用之面上张应力所指方向对于所用坐标之正负向而决定之。如在作用面之同一方面之张应力指坐标轴之正向,则可认此一方面作用之扭应力为正;反之则可认为负。物体中某一点附近单位长度之变形,称为此一点之应变 (strain)。若此单位长度之变形,仅限于循固有之方位而作伸张,则称为张应变 (tensile strain),若仅限于循固有之方位而作短缩,则称为压应变 (compressive strain),若不作伸缩而易其方位,则称为扭应变 (shear 或 torsional strain)。

应变与应力在物体中各点若具有连续性的变更,则只可应用极限 (limit) 之理,由各点之变位而定各点之应变。为便于估计此种应变计,宜采取一适当之坐标系,先估定各点沿坐标轴向各项部分的应变,然后依有向量合算之法,即可定其任何一方向应变之大小。可采用之坐标系,为类颇多,或用直角坐标系,或用极坐标系,或用任何一种曲线坐标系,宜就所考虑问题之性质,择其最简便者而用之;除处理特殊问题时有特殊方便者外,研究普通地质力学上之问题,直角坐标与极坐标皆可适用,且甚简便。

为作初步的考虑,今试用直角坐标。于发生变形之物体中任择一点 P , 将此点所发生之变位,顺 x, y, z 三轴向分为 u, v, w 三分量,若此三量甚小,且在物体中作有连续性的变更,因 u, v, w 三量均各为 x, y, z 空间之一定函数,故

$\frac{\partial u}{\partial x}$ 即表示 P 质点顺 x 向延长之变率,亦即 x 向伸张应变之分量。

同样, $\frac{\partial v}{\partial y}$ 即表示 P 质点顺 y 向延长之变率,亦即 y 向伸张应变之分量。

$\frac{\partial w}{\partial z}$ 即表示 P 质点顺 z 向延长之变率,亦即 z 向伸张应变之分量。

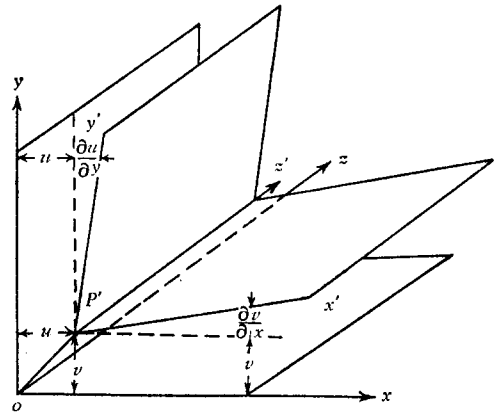


图 1 与 Z 轴垂直之一分扭应力

以上三量之为正者,即表示张应变,负者表示压应变。又

$\frac{\partial v}{\partial x}$ 表示 P 质点对于 y 轴变歪亦即扭转之变率,

$\frac{\partial u}{\partial y}$ 表示 P 质点对于 x 轴变歪亦即扭转之变率,故

$\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$ 为 P 点对于 xz 及 yz 两平面扭转率之总量,亦即此二面间扭应变之分量

(见图 1)。

同样, $\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}$ 为 P 点对于 xy 及 yz 两平面扭转率之总量,亦即此二面间扭应变之分量;

$\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$ 为 P 点对于 yx 及 xz 两平面扭转率之总量,亦即此二面间扭应变之分量。

前述六个量称为 P 点之六个应变有向分量,照卡尔曼 (Kármán) 氏标记方式,可简写如次:

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_x &= \frac{\partial u}{\partial x} & \varepsilon_y &= \frac{\partial v}{\partial y} & \varepsilon_z &= \frac{\partial w}{\partial z} \\ \gamma_{xy} &= \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} & \gamma_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} & \gamma_{yz} &= \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

随物体之性质及其受力之大小与受力时间之长短不同,应变之发生,有迟速久暂之区别^[31,84]。对于纯粹粘性液质(简称为纯粹液质)之变形——即流动^[38,72,99]——在地质力学上似无考虑之必要,但为比较的研究起见,其特征可简述如次:

纯粹液质流动之时有混流 (turbulent flow) 与层流 (laminar flow) 之区别。

在层流情况之下,可作一切面与流向垂直,若命此切面上一点 P 顺流向之变位为 x , 其速度为 dx/dt 。又命与流向垂直之向为 y , 则在此 xy 坐标范围以内,常保持下列之关系:

$$\frac{d^2x}{dt dy} = \frac{1}{\eta} \tau = D \quad (2)$$

即

$$\frac{\tau}{D} = \eta \quad (2')$$

式中 D 为速度在 y 向之变率 (velocity gradient), 亦可视为扭应变 dx/dy 在时间上之变率, τ 为扭应力 (shearing stress), η 为此液质之粘性系数

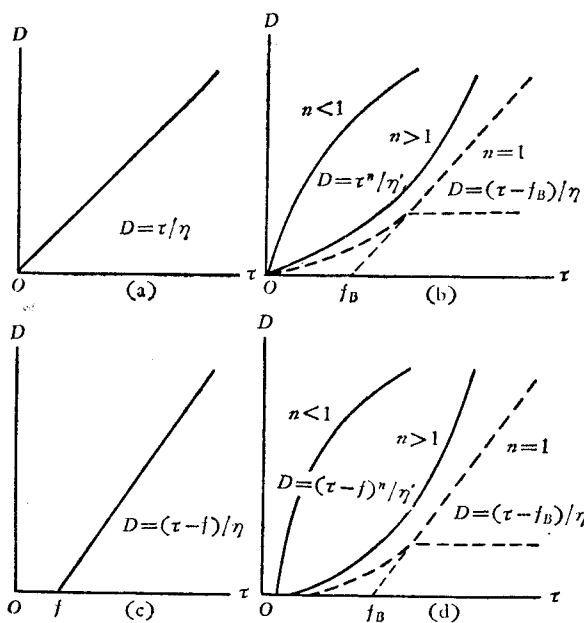


图 2 几种具有代表性之 $D-\tau$ 图 (a) 纯粹粘性流动, (b) 半粘性流动, (c) 纯粹弹性流动, (d) 半弹性流动。

(coefficient of viscosity), 在若干物理的条件之下, 此数为一恒数^[36,100]。故纯液质在层流状况之下, 其所受之扭应力与扭应变率之比为一恒数; 此种流动名纯粘性的流动 (pure viscous flow)。

另有柔性固质 (plastic solid), 其中各部分受扭应力时, 亦可发生流动之象^[41,99]。但如所受之扭应力不超过某数值时, 尚可支持而不流动; 及扭应力超过此最大数值, 始开始流动。此种现象, 宾汉姆 (E. C. Bingham)^[44] 以下列公式表明之:

$$D = \frac{1}{\eta} (\tau - f) \quad (3)$$

式中 f 为将近开始而尚未开始流动时之扭应力, 此种流动名纯柔性流动 (pure plastic flow)^[17,38,72,99]。

更有若干种物质受力时, 其变形之现象, 既不属于纯粘性流动, 复不属于纯柔性流动, 其中一部分之特征, A. 德·瓦雷 (A. de Waele) 及 W. 奥斯特瓦尔德 (W. Ostwald) 以下式表示之^[93,138],

$$D = \frac{1}{\eta'} \tau^n \quad (4)$$

式中 η' 非粘性系数, 而另为一种恒数, 因 $n < 1$ 或 $n > 1$ 。此种流动名半粘性流动 (quasi-viscous flow)^[94]。其另一部分之特征, 赫胥尔 (W. Herschel) 及伯克莱 (R. Bulkley)^[60] 以下式表示之。

$$D = \frac{1}{\eta'} (\tau - f)^n \quad (5)$$

此种流动名半柔性流动 (quasi-plastic flow)。近年来关于物质柔性之研究, 颇见发展^[27,35,36,62b,144], 然待探讨之问题尚多, 征集已经发觉之事实, 从地质力学的观点而言, 时间对于粘性之影响一点^[140], 殊堪注意, 容后详述之。

普通所谓固体者^[43], 大都每受外力, 则其内部各部分悉发生少许之变形, 亦即每一单位发生一定之应变, 各部分随其所发生应变之大小, 每一单位面积发生一定之力, 是即所谓应力。所用外力之大小, 在一定范围以内, 则所发生之应变无永久性, 外力撤去后, 所发生之应变随即消失, 应力亦即消失, 物体恢复原状, 此种特性, 名曰弹性。应力在某数值以下, 力去后, 则物体完全恢复其原状, 此数值各物质各有不同, 故各物质之弹性限度, 皆可以应力之此数值决定之。若用力超过弹性限度, 则物体所发生之应变不能完全消灭, 至少有一部分永久存在; 使永久变形发生所需要之最小应力名软化应力 (yield stress)。事实上软化应力与弹性限度之应力不必相同^[31]。当力去后物体恢复原状之时, 其恢复之程度, 常与不受力之时间有关。历时愈久, 其恢复之程度愈近于原状, 此项现象名为弹性恢复之延续 (elastic after-working)。1835 年, 维伯 (W. Weber) 初发见之, 其理由似在物体各部分结构之不同。

虎克法则 (Hooke's law) 为弹性现象之基本法则, 其原文谓 "Ut tensio sic vis" (1678), 概括言之 (generalized Hooke's law), 即谓物体在其弹性范围以内, 其所发生之应变与其

所受之应力为比例。另有一项事实，亦属弹性物体之基本重要性，是即此种物体在某一方
 向伸长时，则在其垂直之方向必缩短。就一定长度而论此互相垂直之方向伸长与缩短之程度之比，对于各种物
 质虽不必相同，然对于同种物质则为一恒数，此数名勃松比 (Poisson's ratio)，卡尔曼氏以 ν 记之。对于各种岩石，
 其数值多在 0.21 至 0.28。

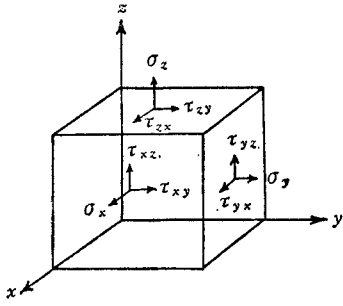


图3 分应力及其作用之方向

从物体中任何一质点六个应变的分量 [如 (1) 式所
 示] 之关系，又从虎克之法则，可知在此点有六个应力的
 分力足以代表其全部受力之情况。照卡尔曼之标记法，

此六个分应力可写如次：

σ_x 在直交 x 轴之面上与 x 轴平行之分应力，与 ϵ_x 对照。

σ_y 在直交 y 轴之面上与 y 轴平行之分应力，与 ϵ_y 对照。

σ_z 在直交 z 轴之面上与 z 轴平行之分应力，与 ϵ_z 对照。

$\tau_{xy} = \tau_{yx}$ 在直交 x 轴的面上而顺 y 向之分应力，或在直交 y 轴的面上而顺 x 向之分
 应力。

亦即随 xz 面对 yz 面之扭应变而发生之分应力，与 $\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$ 对照。

$\tau_{xz} = \tau_{zx}$ 在直交 x 轴的面上而顺 z 向之分应力，或在直交 z 轴的面上而顺 x 向之分
 应力。

亦即随 xy 面对 yz 面之扭应变而发生之分应力，与 $\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}$ 对照。

$\tau_{yz} = \tau_{zy}$ 在直交 z 轴的面上而顺 y 向之分应力，或在直交 y 轴的面上而顺 z 向之分
 应力。

亦即随 xz 面对 xy 面之扭应变而发生之分应力，与 $\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$ 对照。

若受力之物体为异向同性质，则依虎克法则及勃松比，可得直应变与直应力之关系如
 次：

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_x &= \frac{\sigma_x}{E} \\ \epsilon_y &= -\nu \frac{\sigma_x}{E} \\ \epsilon_z &= -\nu \frac{\sigma_x}{E} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

式中 E 为恒数，名杨氏弹性系数 (Young's modulus)。据吴筱朋* 先生以种种方式测定之
 结果^[41]，有一极堪注意之事实，即加力缓慢时与加力急遽时对于同种岩石 E 之数值，大有

* 吴筱朋先生所测得之数值，皆系在普通温度之范围，当时曾计及测定同种岩石因温度变更， E 值是否受其影响，
 或影响至如何程度。此项工作当时业已开始，惜工作未成而吴先生已物故矣。

不同。加力急遽且联续改换其方向时（如用摆动之方法），则 E 之值远大于徐徐加力使岩条弯曲或使其缩短时所得之 E 。兹将已得之初步结果列表如下。

	Ea (急遽加小力时)	Eb (缓慢加巨力时)
高资大理石(一)	104.35×10^{10}	43.17×10^{10}
高资大理石(二)	80.64×10^{10}	29.89×10^{10}
意大利大理石	86.84×10^{10}	75.18×10^{10}
苏州花岗石(一)	134.12×10^{10}	52.80×10^{10}
苏州花岗石(二)	153.14×10^{10}	46.86×10^{10}
香港花岗石	52.29×10^{10}	16.38×10^{10}
高资黑黝石	115.44×10^{10}	54.23×10^{10}
橄榄辉绿岩(一)	152.50×10^{10}	83.40×10^{10}
橄榄辉绿岩(二)	96.70×10^{10}	91.36×10^{10}
普通玻璃	84.24×10^{10}	63.62×10^{10}

注：本表中 E 之单位皆系 dynes/cm^2 。

从 (6) 式可得直应变之三分量与三个直分应力一般之关系如次：

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_x &= \frac{1}{E} \left\{ \sigma_x - \nu (\sigma_y + \sigma_z) \right\} \\ \epsilon_y &= \frac{1}{E} \left\{ \sigma_y - \nu (\sigma_x + \sigma_z) \right\} \\ \epsilon_z &= \frac{1}{E} \left\{ \sigma_z - \nu (\sigma_x + \sigma_y) \right\} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

扭应变与扭应力之关系，亦可由 E 及 ν 二恒数定夺之。设 $ABCD$ 为物体中之一小方块（图 4），其 AC 对角线与 y 轴一致， BD 对角线与 x 轴一致，其 xy 面与 z 轴垂直，顺 x 向加压应力 $-\sigma_x$ ，顺 y 向加张应力 σ_y ，于此物体时，若 σ_x 与 σ_y 之大小相等，则在小方块之任何一侧面上，无垂直之应力，而只有与面平行之应力，此即扭应力，命其值为 τ 。因此等面皆与 x, y 轴作 45° 之倾斜，故

$$\sigma_y = -\sigma_x = \tau$$

由此可知，同时加大小相等之压应力与张应力于物体互相垂直之两方面，即等于加大小相等之扭应力于倾斜 45° 之面上。兹就 AZD 三角块所受之各项应变与应力考虑之，因 AZ 面同时受 σ_y 及 $-\sigma_x$ 之影响，故 AZ 延长 AA' ，

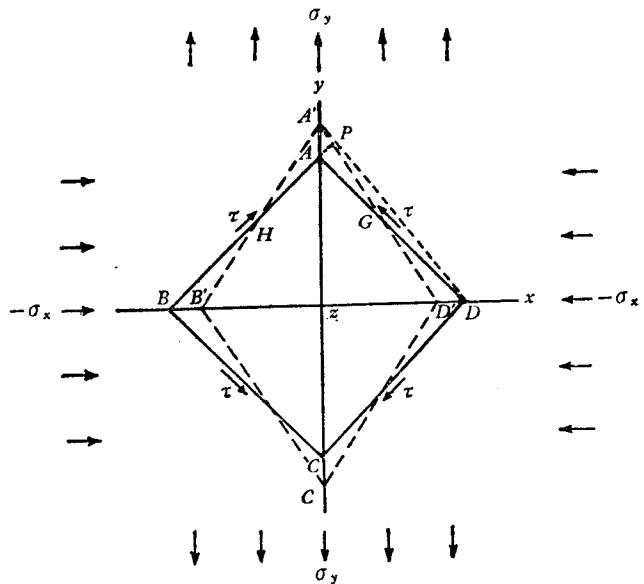


图 4 四方块同时受压应力 ($-\sigma_x$) 及张应力 (σ_y) 所发生之扭应变

同时 DZ 缩短 DD' , 因 A 变至 A' , D 至 D' , 故 AD 之方位扭转至 $A'D'$ 之方位, 于是可知 AD 面受单纯之扭应力 τ 时, 其扭转之角, 亦即扭应变, 可以 $\angle AGA' = \angle DGD'$ 表示之。同样此三角块中之任何一处, 皆发生同样扭转之象。其他三个三角块中各点对于 x, y 轴依对称之形势同时发生扭转, 故原来之四方块变为菱形。由 A 点作垂线 AP 与 $A'D$ 垂直, 因 $\angle ADA'$ 极小, 故 AP 可视为与 $A'P$ 相等, 于是 $AA' = \sqrt{2} \cdot AP$ 。

$$\text{如以 } AZ = 1, \text{ 则 } AD = \sqrt{2}, \angle ADA' = AP/AD = \frac{AA'}{\sqrt{2}} / \sqrt{2} = \frac{AA'}{2}。$$

同样在方块四边之长度无显著伸缩之范围内,

$$\angle DA'D' = \frac{DD'}{2} = \frac{AA'}{2},$$

故 $\angle AGA' = AA'$,

$$AA' = \frac{1}{E} (\sigma_y + \nu\sigma_x) = \frac{\tau}{E} (1 + \nu) = \angle AGA'$$

同样 $\angle AHA' = \angle AGA'$

故 AD 对于 AB 扭转之角为 $2AA'$, 亦即 $ABCD$ 块全部中任何一部分对于 z 轴扭转之角为

$$\gamma = \frac{2(1 + \nu)\tau}{E} \quad (8)$$

若命

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (9)$$

则

$$\gamma = \frac{\tau}{\mu} \quad (10)$$

式中 μ 称为刚性或韧性系数 (modulus of rigidity)。

于是扭应变与扭应力一般关系, 可如下表示之:

$$\gamma_{xy} = \frac{1}{\mu} \tau_{xy}, \quad \gamma_{yz} = \frac{1}{\mu} \tau_{yz}, \quad \gamma_{zx} = \frac{1}{\mu} \tau_{zx} \quad (11)$$

$$\text{又命} \quad e = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z, \quad \theta = \sigma_x + \sigma_y + \sigma_z \quad (12)$$

$$\text{则} \quad e = \frac{1 - 2\nu}{E} \theta \quad (13)$$

如物体在各方面所受之压应力相等, 即

$$\begin{aligned} \text{则} \quad \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = -p, \\ e = \frac{-3(1 - 2\nu)}{E} p \end{aligned}$$

更命

$$k = \frac{E}{3(1 - 2\nu)} \quad (14)$$

此时, e 为单位体积之缩小, 其与各方面压应力之关系可写为

$$e = -\frac{p}{k} \quad (15)$$

式中 k 称为体积弹性系数 (bulk modulus), $\frac{1}{k}$ 亦称为抗压系数 (modulus of incompressibility)。

三、应力与应变之初步分析

(一) 关于弹性方面之分析

1. 应力 ^[80c, 136a]

于受力之物体中任取一点 O , 通过此点, 任就一方向作一平面, 为便于研究 O 点在各方面受力之情况起见, 在 O 点之旁, 另作一平面(图 5)与通过 O 点之平面平行, 此一平面于 B, C, D 三点切断 x, y, z 三轴, O 为此直角坐标之原点, 于是得一极小之四面体 $OBCD$, BCD 即代表经过 O 点平面之方位。于 BCD 面上向外作一垂线(亦名法线) P , BCD 面之方位, 即可以此法线之方位定之。因此四面体极小, 故可认为 BCD 面受力之情况, 与通过 O 点与此面平行之平面受力之情况近似; O 点旁所作之平面愈近 O 点, 前述之假定愈为正确, 达到极限程度, 已无误差可言。又命 BCD 面之面积为 Δ , 其法线对于 x, y, z 三轴之方向余弦 (direction-cosine), 为 $\cos(xp)$,

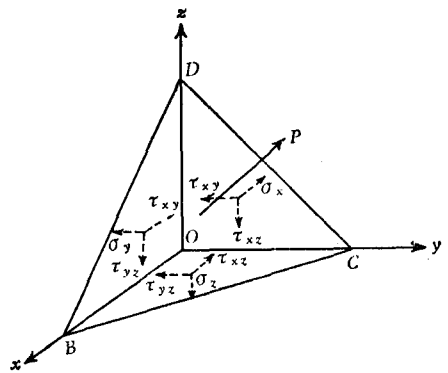


图 5 四面体受力之平衡

$\cos(y_p)$, $\cos(z_p)$, 则其他三面之面积为 $\Delta \cos(xp)$, $\Delta \cos(y_p)$, $\Delta \cos(z_p)$ 。若四面体之各边均极短, 则不妨认为各面所受之应力, 在各面范围以内, 无可资计较之变异; 假如此四面体无体力, 在其稳定状况之下, 其斜面 BCD 所受之力之三分力 X, Y, Z , 必各与其他各面在 x, y, z 三方向所受各项分力之总和同时相等, 始可满足平衡之条件。用前述各方面各项应力之标记, 命 $\cos(xp) = l$, $\cos(y_p) = m$, $\cos(z_p) = n$, 则平衡之条件可写如次:

$$\begin{aligned} \Delta x - \Delta l \sigma_x - \Delta m \tau_{xy} - \Delta n \tau_{zy} &= 0 \\ \dots\dots\dots \\ \dots\dots\dots \end{aligned}$$

即

$$\left. \begin{aligned} X &= \sigma_x l + \tau_{xy} m + \tau_{xz} n \\ Y &= \tau_{xy} l + \sigma_y m + \tau_{yz} n \\ Z &= \tau_{xz} l + \tau_{zy} m + \sigma_z n \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

若换一新坐标 x', y', z' , 设此新坐标与 x, y, z , 有下列方向余弦之关系:

	x	y	z
x'	l_1	m_1	n_1
y'	l_2	m_2	n_2
z'	l_3	m_3	n_3

由前式可得

$$\left. \begin{aligned} X_{x'} &= \sigma_x l_1 + \tau_{xy} m_1 + \tau_{xz} n_1 \\ Y_{x'} &= \tau_{xy} l_1 + \sigma_y m_1 + \tau_{yz} n_1 \\ Z_{x'} &= \tau_{xz} l_1 + \tau_{yz} m_1 + \sigma_z n_1 \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

因

$$\left. \begin{aligned} X'_{x'} &= X_{x'} l_1 + Y_{x'} m_1 + Z_{x'} n_1 \\ Y'_{x'} &= X_{x'} l_2 + Y_{x'} m_2 + Z_{x'} n_2 \\ Z'_{x'} &= X_{x'} l_3 + Y_{x'} m_3 + Z_{x'} n_3 \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

以(17)式代入(18)式, 即可得 x' 面上顺 x', y', z' 三向各分应力与原定 x, y, z 三向各项分应力之关系如次:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{x'} = X'_{x'} &= \sigma_x l_1^2 + \sigma_y m_1^2 + \sigma_z n_1^2 + 2\tau_{yz} m_1 n_1 + 2\tau_{zx} l_1 n_1 + 2\tau_{xy} l_1 m_1 \\ &\dots\dots\dots \\ &\dots\dots\dots \\ \tau_{x'y'} = X'_{y'} &= \sigma_x l_1 l_2 + \sigma_y m_1 m_2 + \sigma_z n_1 n_2 + (m_1 n_2 + m_2 n_1) \tau_{yz} \\ &\quad + (n_1 l_2 + n_2 l_1) \tau_{zx} + (l_1 m_2 + l_2 m_1) \tau_{xy} \\ &\dots\dots\dots \\ &\dots\dots\dots \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

兹就上列各式中之第一式考虑之, $\sigma_{x'}$ 乃以 x' 为法线之面上之直应力, 若以一有向量 r 代表此直应力平方根之绝对值之倒数即

$$r^2 = \pm K^2 \cdot \frac{1}{\sigma_{x'}}$$

因

$$x = l_1 r, \quad y = m_1 r, \quad z = n_1 r,$$

由(19)式中之第一式得

$$\sigma_x x^2 + \sigma_y y^2 + \sigma_z z^2 + 2\tau_{yz} yz + 2\tau_{zx} zx + 2\tau_{xy} xy = \pm K^2 \quad (20)$$

此式表示二次面 (quadric surface)。若令 OX' 绕 O 点旋转, 则有向量 r 之一端常落于此二次面之上, 此曲面可完全由 O 点六个分应力定夺, 不因坐标之方位而发生更改, 其理至为明显, 观(19)式即知之, 盖将任何坐标系如 x', y', z' 之六个分应力之值依(19)式换返至 x, y, z 系时, 则各分应力之值仍为 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \tau_{yz}, \tau_{zx}, \tau_{xy}$, 此等数值既定, 故前述之二次面亦属一定。

凡属二次面如(20)式所表示者, 皆可为 x, y, z 三轴觅得一方位, 在此方位, 任何两轴相乘之积, 悉数消失; 换言之, 即通过任何一受力之点常可觅得互相垂直之三平面, 对于

此三平面, $\tau_{yz}, \tau_{zx}, \tau_{xy}$ 完全消失, 亦即在此三平面上之合应力, 各与其作用之面垂直。此三个互相垂直之直应力, 名主应力 (principal stresses), 其方向名应力之主轴 (principal axes), 其作用之面名主平面 (principal planes)。

若坐标之三轴与主轴一致, 则扭应力 $\tau_{yz}, \tau_{zx}, \tau_{xy}$ 皆等于零, 于是 (16) 式简化为

$$X = \sigma_x l, \quad Y = \sigma_y m, \quad Z = \sigma_z n \quad (21)$$

由上三式, 求得 l, m, n 之值, 复因 $l^2 + m^2 + n^2 = 1$ 之关系, 即得

$$\frac{X^2}{\sigma_x^2} + \frac{Y^2}{\sigma_y^2} + \frac{Z^2}{\sigma_z^2} = 1 \quad (22)$$

此式显然为椭球之公式, 其意义即谓作用于通过 O 点任何一斜面之应力, 可以一有向量代表, 其三分量为 X, Y, Z 。此有向量之外端常落于 (22) 式所代表之椭球面上, 故名应力椭球 (Lamé stress ellipsoid)。此椭球之三半轴即代表该点之主应力, 作用于此一点之三个主应力中, 其最大者即与最长之半轴方向一致, 最小者与最短半轴之方向一致, 中等者与长度中等之半轴方向一致; 简言之, 即作用于任何一点之应力, 以最大之主应力为最大, 就地质力学之观点而言, 此点甚为重要。

若三个主应力之中, 其数值有两个相等, 则应力椭球变为扁球, 亦名旋转椭球 (ellipsoid of rotation), 此时通过对称轴各平面上作用之应力, 若正负符号相同, 则皆相等, 且对于其作用之面垂直, 在此等面中, 任何互相垂直之两个平面上作用之应力皆可视为主应力。若三个主应力之大小相等, 正负符号相同, 则应力椭球变为球形, 此时任何三个互相垂直之方位皆可视为主轴。若三个主应力之轴, 其一为零, 则椭球变为椭圆, 此椭圆所代表之应力, 皆在一平面上, 长半轴所代表者为最大之主应力, 短半轴所代表者为最小主应力。所谓平面应力者, 即指此也。若三个主应力有两个为零, 即为单纯之压应力或张应力, 前者常为负, 后者常为正。

前述应力椭球之任何一半径, 皆代表通过 O 点一斜面上作用之应力, 此斜面之方位, 可以解析方法定夺之。试以一单位有向量 (unit vector) 代表任何一斜面上作用之应力, 命此斜面之法线方位之方向余弦为 l, m, n , 此有向量外端之坐标为 x_1, y_1, z_1 , 因此点常落于应力椭球面上, 且其三分量为 X, Y, Z , 故

$$X = x_1, \quad Y = y_1, \quad Z = z_1,$$

又因 $lx + my + nz = 1$, 故由 (22) 式可得

$$\frac{xx_1}{\sigma_x} + \frac{yy_1}{\sigma_y} + \frac{zz_1}{\sigma_z} = 1$$

上式所代表之平面, 显与下式所代表之面在 x_1, y_1, z_1 点接触

$$\frac{x^2}{\sigma_x} + \frac{y^2}{\sigma_y} + \frac{z^2}{\sigma_z} = 1 \quad (23)$$

(23) 式所代表之面名应力指示面^[80b] (Lamé stress-director surface)。由任何一半径有向量代表之应力作用之斜面, 皆与在此有向量与应力指示面之交点而对应力指示面成切面 (tangent plane) 之面平行。

物体中任何一点所受之主应力,常甚重要,若已知此点各项分应力就某一坐标系之数值,则不难确定此点主应力之大小及方向,其法如次:命 l, m, n 为一个主应力作用面之方向余弦, S 为主应力之大小,因主应力之作用方向常与其作用面垂直,故此应力之三个分应力为:

$$X = lS, \quad Y = mS, \quad Z = nS,$$

以上式代入 (16) 式即得

$$\begin{aligned} (S - \sigma_x)l - \tau_{xy}m - \tau_{xz}n &= 0 \\ -\tau_{xy}l + (S - \sigma_y)m - \tau_{yz}n &= 0 \\ -\tau_{xz}l - \tau_{yz}m + (S - \sigma_z)n &= 0 \end{aligned}$$

若 l, m, n 不等于零,则

$$\begin{vmatrix} (S - \sigma_x) & -\tau_{xy} & -\tau_{xz} \\ -\tau_{xy} & (S - \sigma_y) & -\tau_{yz} \\ -\tau_{xz} & -\tau_{yz} & (S - \sigma_z) \end{vmatrix} = 0$$

即

$$\begin{aligned} S^3 - (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z)S^2 + (\sigma_x\sigma_y + \sigma_y\sigma_z + \sigma_x\sigma_z - \tau_{yz}^2 - \tau_{xz}^2 - \tau_{xy}^2)S \\ - (\sigma_x\sigma_y\sigma_z + 2\tau_{yz}\tau_{xz}\tau_{xy} - \sigma_x\tau_{yz}^2 - \sigma_y\tau_{xz}^2 - \sigma_z\tau_{xy}^2) = 0 \end{aligned} \quad (24)$$

此式中之各项系数不因坐标而变更,故在某一点任何三个彼此互相垂直之直分应力之和常不变,亦即等于此点三个主应力之和。由 (24) 式所得 S 之三根即为三个主应力之数值,既得 S 之值,即可挨次代入前述 l, m, n 之三个关系式,求得每一主应力之方向余弦,更可用 $l^2 + m^2 + n^2 = 1$ 之关系证实所得数值,有无错误,所堪注意者,即由此所得之 S 值,并不因坐标之不同而发生变异。

最大扭应力之数值与方位,于讨论实际问题时,亦甚重要,设 x, y, z 为三主轴, $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 为三主应力,又设 l, m, n 为某平面法线之方向余弦,由 (21) 式得此平面上全部应力 σ 之值如次:

$$\sigma^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 = \sigma_x^2 l^2 + \sigma_y^2 m^2 + \sigma_z^2 n^2.$$

因此面上之直分应力自乘为

$$\sigma_n^2 = (\sigma_x l^2 + \sigma_y m^2 + \sigma_z n^2)^2$$

故此面上扭分应力之自乘

$$\tau^2 = \sigma^2 - \sigma_n^2 = \sigma_x^2 l^2 + \sigma_y^2 m^2 + \sigma_z^2 n^2 - (\sigma_x l^2 + \sigma_y m^2 + \sigma_z n^2)^2 \quad (25)$$

从 $l^2 + m^2 + n^2 = 1$ 之关系消去此三数之一,例如 $n^2 = 1 - (l^2 + m^2)$, 求 τ^2 对于 l 及 m 之微分系数,令其等于零,即得 τ 最大或最小时其作用面之方向余弦,其数值可由下式决定之:

$$\left. \begin{aligned} l \left\{ (\sigma_x - \sigma_z)l^2 + (\sigma_y - \sigma_x)m^2 - \frac{1}{2}(\sigma_x - \sigma_z) \right\} &= 0 \\ m \left\{ (\sigma_x - \sigma_z)l^2 + (\sigma_y - \sigma_z)m^2 - \frac{1}{2}(\sigma_y - \sigma_z) \right\} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (26)$$

$l = m = 0$ 时,上二式固可满足,但 $l = 0$ 时, $m = \pm \sqrt{\frac{1}{2}}$ 亦可满足,同样 $m = 0$ 时, $l =$

$\pm\sqrt{\frac{1}{2}}$ 亦可满足,以 n 易 m , 得 $l=0$ 时, $n=\pm\sqrt{\frac{1}{2}}$, $n=0$ 时, $l=\pm\sqrt{\frac{1}{2}}$, 如是轮流更换, 即得三组平面, 每一组有三个平面, 每一组平面之中, 有一个面包含一个主轴, 其他二个平面等分其他二个轴间之角。以此等数值代入 (25) 式, 即得:

$$\tau = \pm \frac{1}{2} (\sigma_y - \sigma_x), \text{ 或 } = \pm \frac{1}{2} (\sigma_x - \sigma_z), \text{ 或 } = \pm \frac{1}{2} (\sigma_z - \sigma_y) \quad (27)$$

于是可知最大扭应力所作用之平面等分最大主应力与最小主应力之夹角, 其值与此二主应力之差之半数相等。就理想言之, 此等扭应力作用之平面, 应如上所述, 与主应力成 45° 之角; 但据实验及实地观察之结果, 此等面与主压应力所成之角, 常小于 45° 。

2. 应 变^[80a,136b]

物体发生变形时, 如其中任何一点所发生之变位 (displacement), 在 x, y, z 三轴向之分量为 u, v, w 而 u, v, w 皆为 x, y, z 之直线式函数, 如

$$u = a_1x + a_2y + a_3z$$

$$v = b_1x + b_2y + b_3z$$

$$w = c_1x + c_2y + c_3z$$

同时 u, v, w 在此物体中, 作有连续性之变更, 例如弹性变形发生于某种情况之下者, 如此发生之应变, 名均匀应变 (homogeneous strain)。均匀应变发生以后, 物体中某一点 x, y, z 之地位变为 $x + u, y + v, z + w$, 因 u, v, w 皆系 x, y, z 之一次式, 故原有之直线方程式中之 x, y, z 代以 $x + u, y + v, z + w$, 其结果仍为 x, y, z 之一次式。原来之直线经变形后, 仍为直线; 平行之直线经变形后, 仍属平行。同在一方向之直线, 其伸展或缩短之比例相同, 原在一平面上之各点经变形后, 仍在一平面上, 但原来之球面则变为椭球面。

兹就 O 点附近一小线段 OO' 之应变考虑之, 命 $OO' = r$, 其方向余弦为 l, m, n 其在 x, y, z 三轴向之投影为 $\delta x, \delta y, \delta z$, 即

$$\delta x = rl, \quad \delta y = rm, \quad \delta z = rn, \quad (a)$$

若以 u, v, w , 代表 O 点当变形时之变位, 则 O' 点变位之三分量为:

$$\left. \begin{aligned} u' &= u + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + \frac{\partial u}{\partial y} \delta y + \frac{\partial u}{\partial z} \delta z + \dots \\ v' &= v + \frac{\partial v}{\partial x} \delta x + \frac{\partial v}{\partial y} \delta y + \frac{\partial v}{\partial z} \delta z + \dots \\ w' &= w + \frac{\partial w}{\partial x} \delta x + \frac{\partial w}{\partial y} \delta y + \frac{\partial w}{\partial z} \delta z + \dots \end{aligned} \right\} \quad (b)$$

因 $\delta x, \delta y, \delta z$ 皆极小, 故 (b) 式中之高次项可不计较, 如是经变形后 O' 点之坐标以 O 为

原点如次:

$$\left. \begin{aligned} \delta x + u' - u &= \delta x + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + \frac{\partial u}{\partial y} \delta y + \frac{\partial u}{\partial z} \delta z \\ \delta y + v' - v &= \delta y + \frac{\partial v}{\partial x} \delta x + \frac{\partial v}{\partial y} \delta y + \frac{\partial v}{\partial z} \delta z \\ \delta z + w' - w &= \delta z + \frac{\partial w}{\partial x} \delta x + \frac{\partial w}{\partial y} \delta y + \frac{\partial w}{\partial z} \delta z \end{aligned} \right\} \quad (c)$$

(c) 式为 $\delta x, \delta y, \delta z$ 之直线式函数(因高次项已不存在), 故在此小范围以内, O 点附近各部分之应变, 可视为均匀应变。试就变形发生后 r 之伸展考虑之, 若命 ε 为单位长度在 r 方向之延长, 则

$$\left. \begin{aligned} (r + \varepsilon r)^2 &= \left(\delta x + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + \frac{\partial u}{\partial y} \delta y + \frac{\partial u}{\partial z} \delta z \right)^2 \\ &+ \left(\delta y + \frac{\partial v}{\partial x} \delta x + \frac{\partial v}{\partial y} \delta y + \frac{\partial v}{\partial z} \delta z \right)^2 \\ &+ \left(\delta z + \frac{\partial w}{\partial x} \delta x + \frac{\partial w}{\partial y} \delta y + \frac{\partial w}{\partial z} \delta z \right)^2 \end{aligned} \right\} \quad (d)$$

从 (a) 式得

$$\left. \begin{aligned} (1 + \varepsilon)^2 &= \left\{ l \left(1 + \frac{\partial u}{\partial x} \right) + m \frac{\partial u}{\partial y} + n \frac{\partial u}{\partial z} \right\}^2 \\ &+ \left\{ l \frac{\partial v}{\partial x} + m \left(1 + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + n \frac{\partial v}{\partial z} \right\}^2 \\ &+ \left\{ l \frac{\partial w}{\partial x} + m \frac{\partial w}{\partial y} + n \left(1 + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right\}^2 \end{aligned} \right\} \quad (e)$$

ε 及 $\frac{\partial u}{\partial x} \dots \frac{\partial w}{\partial z}$ 等量皆极小, 故其自乘及相乘积皆可省略, 于是得:

$$\begin{aligned} 1 + 2\varepsilon &= l^2 + 2l^2 \frac{\partial u}{\partial x} + m^2 + 2m^2 \frac{\partial v}{\partial y} + n^2 + 2n^2 \frac{\partial w}{\partial z} \\ &+ 2lm \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) + 2ln \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) + 2mn \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right). \end{aligned}$$

因

$$l^2 + m^2 + n^2 = 1,$$

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \varepsilon_y = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \varepsilon_z = \frac{\partial w}{\partial z}.$$

$$r_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}, \quad r_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \quad r_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y},$$

故

$$\varepsilon = \varepsilon_x l^2 + \varepsilon_y m^2 + \varepsilon_z n^2 + r_{xy} lm + r_{xz} ln + r_{yz} mn \quad (f)$$

即

$$\varepsilon r^2 = \varepsilon_x \delta x^2 + \varepsilon_y \delta y^2 + \varepsilon_z \delta z^2 + r_{xy} \delta x \delta y + r_{xz} \delta x \delta z + r_{yz} \delta y \delta z \quad (g)$$

(g) 式之右边若等于一恒数, 则显然代表一有中心点之二次面, 或双曲面 (hyperboloid), 或椭球 (ellipsoid)。由 O 点放射之各线如悉伸展, 或悉缩短, 则此式代表一椭球; 如此等由 O 点放射之线一部分伸展, 另一部分收缩, 则此二部分线群之间, 有公共之圆锥面, 为

其公共之渐近面 (asymptotic surface) 以隔离之。试命此恒数为 K^2 , 则

$$\varepsilon r^2 = K^2$$

即

$$r = K \frac{1}{\sqrt{|\varepsilon|}}$$

$$\pm K^2 = \varepsilon_x \delta x^2 + \varepsilon_y \delta y^2 + \varepsilon_z \delta z^2 + r_{xy} \delta x \delta y + r_{yz} \delta x \delta z + r_{yz} \delta y \delta z. \quad (28)$$

若以放射有向量 (radius vector) $K/\sqrt{|\varepsilon|}$ 代表 r , 则 O 点各方面应变变更之情形, 可以前述之二次面代表之, 此种抽象的代表方式, 正与以二次面代表一点所受应力向各方面变更之情况者类似, 故亦可称为应变二次面 (strain quadric), 此种应变属于单纯之应变 (pure strain)。若就一般变位而论, 则尚有类似刚体之转动, 应予以估计, 兹略之。

若物体中所生之应变, 全系均匀应变, 则无论 r 之长短若何, (a), (b), (c), (d) 诸式皆可适用, 于是 $\delta x, \delta y, \delta z$, 可换写为 x, y, z , 原来球面上任何一点距球心之距离 (即球之半径) r , 经变形后变为 $r' = r + \varepsilon r$, 同时 x, y, z 变为 x', y', z' 于是 (d) 式可换写为

$$\begin{aligned} r'^2 &= \left(x' + \frac{\partial u}{\partial x} x' + \frac{\partial u}{\partial y} y' + \frac{\partial u}{\partial z} z' \right)^2 \\ &+ \left(y' + \frac{\partial v}{\partial x} x' + \frac{\partial v}{\partial y} y' + \frac{\partial v}{\partial z} z' \right)^2 \\ &+ \left(z' + \frac{\partial w}{\partial x} x' + \frac{\partial w}{\partial y} y' + \frac{\partial w}{\partial z} z' \right)^2 \end{aligned}$$

省去 $\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 \dots$ 等高级项, 得

$$\begin{aligned} r'^2 &= x'^2 + y'^2 + z'^2 + 2 \frac{\partial u}{\partial x} x'^2 + 2 \frac{\partial v}{\partial y} y'^2 + 2 \frac{\partial w}{\partial z} z'^2 \\ &+ 2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) x' y' + 2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) x' z' + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) y' z' \end{aligned}$$

因

$$r'^2 = x'^2 + y'^2 + z'^2,$$

故

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} x'^2 + \frac{\partial v}{\partial y} y'^2 + \frac{\partial w}{\partial z} z'^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) x' y' + \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) x' z' \\ + \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) y' z' = 0 \end{aligned}$$

若 $\frac{\partial u}{\partial x} \dots \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$ 在某种关系之下, 则上式代表一椭球面, 即原来之球面经均匀之变形后, 变为椭球面, 此面表示实际变形之结果^[53a, 140, 19a], 与前述 (28) 式代表某一点各方面应变变更之情况者意义迥不相同, 盖后者仅作抽象的代表已耳。由前述变形之情形, 可知原来球形中任何三个互相垂直之直径, 经变形后, 则变为椭球之三个共轭直径 (conjugate diameters)。此等直径原来虽互相垂直, 但变形后而变为一椭球之共轭直径时, 就一般言之, 皆失去其彼此互相垂直之关系, 唯仅有一组原来互相垂直者, 经变形后仍互相垂直, 此

一组互相垂直之直径,即椭球之三主轴也。

研究一点附近所发生之应变,有时须明瞭通过此一点两线段彼此相对扭转之角为何,此扭转之角即两线所指两方向间之扭应变。因 ε 常甚小,故由 (a), (c) 二式,可得变形发生后 r 之方向余弦为

$$\begin{aligned} l_1 &= \frac{\delta x + u_1 - u}{r(1 + \varepsilon)} = l \left(1 - \varepsilon + \frac{\partial u}{\partial x} \right) + m \frac{\partial u}{\partial y} + n \frac{\partial u}{\partial z} \\ m_1 &= \frac{\delta y + v_1 - v}{r(1 + \varepsilon)} = l \frac{\partial v}{\partial x} + m \left(1 - \varepsilon + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + n \frac{\partial v}{\partial z} \\ n_1 &= \frac{\delta z + w_1 - w}{r(1 + \varepsilon)} = l \frac{\partial w}{\partial x} + m \frac{\partial w}{\partial y} + n \left(1 - \varepsilon + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

另取一通过同一点之线段 r' , 其方向余弦 l', m', n' , 经 r 变为 $r(1 + \varepsilon')$ 后变为 l'_1, m'_1, n'_1 , 可照上式求之, 如是可得此两线间之余弦如次:

$$\cos(rr') = l_1 l'_1 + m_1 m'_1 + n_1 n'_1$$

以 l_1 及 l'_1 之值代入上式, 因 $\varepsilon, \varepsilon', \frac{\partial u}{\partial x} \dots$ 等数甚小, 可省去其高级项, 即得

$$\begin{aligned} \cos(rr') &= (ll' + mm' + nn')(1 - \varepsilon - \varepsilon') + 2(\varepsilon_x ll' + \varepsilon_y mm' \\ &\quad + \varepsilon_z nn') + r_{yz}(mn' + m'n) + r_{xz}(nl' + n'l) \\ &\quad + r_{xy}(lm' + l'm) \end{aligned} \quad (29)$$

r 与 r' 互相垂直时, $ll' + mm' + nn' = 0$, (29) 式变为

$$\begin{aligned} \cos(r_0 r'_0) &= 2(\varepsilon_x ll' + \varepsilon_y mm' + \varepsilon_z nn') + r_{yz}(mn' + m'n) \\ &\quad + r_{xz}(nl' + n'l) + r_{xy}(lm' + l'm) \end{aligned} \quad (30)$$

此时 (30) 式即表示 r_0 与 r'_0 间之扭应变。

物体中所发生之应变若全属均匀应变, 则 $\delta x, \delta y, \delta z$ 可写为 x, y, z 已如前述, 此时可将 (28) 式改写为:

$$\varepsilon_x x^2 + \varepsilon_y y^2 + \varepsilon_z z^2 + r_{yz} yz + r_{xz} xz + r_{xy} xy = \pm K^2 \quad (31)$$

此式所代表之曲面, 由 $\varepsilon_x, \dots, r_{yz}, \dots$ 等值定夺, 与坐标之方位无关, 故可将坐标转至适当之方位, 使坐标轴之相乘项消失, 即扭应变消失。此时, x, y, z 三轴所指之方向, 名应变主轴; 与此三方向垂直之三平面, 名应变主面; 在此三方面所发生之应变, 皆系直应变 (或延长或缩短), 名主应变 (principal strain)。若 x, y, z 三主轴与应变主轴一致, 则 (31) 式变为:

$$\varepsilon_x x^2 + \varepsilon_y y^2 + \varepsilon_z z^2 = \pm K^2 \quad (32)$$

此时以 l, m, n 为方向余弦之任何一线段之延长, 可由 (f) 式得:

$$\varepsilon = \varepsilon_x l^2 + \varepsilon_y m^2 + \varepsilon_z n^2 \quad (33)$$

又由 (30) 式可得互相垂直之 r_0, r'_0 两方位间之扭应变为:

$$\gamma_{r_0 r'_0} = 2(\varepsilon_x ll' + \varepsilon_y mm' + \varepsilon_z nn') \quad (34)$$

由 (32), (33), (34) 诸式可根据某一点附近应变主轴之方位及主应变之大小而完全

断定此一点所发生之各项应变;反之,若已知某一方位之平面上各项应变,则可仿效推求(24)之方式,测定应变主轴之方位及主应变之大小。若以 ε 代表一个主应变之大小(即主轴之延长),则以类似推求(24)式之方式得:

$$\begin{aligned} \varepsilon^3 - (\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z)\varepsilon^2 + (\varepsilon_x\varepsilon_y + \varepsilon_y\varepsilon_z + \varepsilon_x\varepsilon_z - r_{yz}^2 - r_{xy}^2 \\ - r_{xz}^2)\varepsilon - (\varepsilon_x\varepsilon_y\varepsilon_z + 2r_{yz}r_{xz}r_{xy} - \varepsilon_x r_{yz}^2 - \varepsilon_y r_{xz}^2 \\ - \varepsilon_z r_{xy}^2) = 0 \end{aligned} \quad (35)$$

此式各项系数不因坐标而变更,故

$$\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z = \text{恒数}$$

亦即一点发生应变后其单位体积发生之扩展也。

以上论列各节,皆由一点之变位出发而得之结果,此种立论,包括一重要之条件,即各应变分量如 $\varepsilon_x \cdots r_{yz}, \cdots$, 不得为 x, y, z 任意之函数,而必须受下列诸项关系之限制:

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x}, \cdots, r_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}。$$

由此关系得

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y^2} = \frac{\partial^3 u}{\partial x \partial y^2}, \quad \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial x^2} = \frac{\partial^3 v}{\partial x^2 \partial y}, \\ \frac{\partial^2 r_{xy}}{\partial x \partial y} = \frac{\partial^3 u}{\partial x \partial y^2} + \frac{\partial^3 v}{\partial x^2 \partial y}。 \end{aligned}$$

即

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 r_{xy}}{\partial x \partial y}, \\ \dots\dots\dots \\ \dots\dots\dots \end{aligned}$$

又由

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y \partial z} = \frac{\partial^3 u}{\partial x \partial y \partial z}, \\ \frac{\partial r_{yz}}{\partial x} = \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y}, \\ \frac{\partial r_{xz}}{\partial y} = \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial z} + \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y}, \\ \frac{\partial r_{xy}}{\partial z} = \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial z} + \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial z}, \end{aligned}$$

得

$$\begin{aligned} 2 \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y \partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{\partial y_{yz}}{\partial x} + \frac{\partial y_{xz}}{\partial y} + \frac{\partial r_{xy}}{\partial z} \right), \\ \dots\dots\dots \\ \dots\dots\dots \end{aligned}$$

总之得

$$\left. \begin{aligned}
 & \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 r_{xy}}{\partial x \partial y}, \\
 & 2 \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y \partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{\partial r_{yz}}{\partial x} + \frac{\partial r_{xz}}{\partial y} + \frac{\partial r_{xy}}{\partial z} \right), \\
 & \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 r_{yz}}{\partial y \partial z}, \\
 & 2 \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial x \partial z} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial r_{yz}}{\partial x} - \frac{\partial r_{xz}}{\partial y} + \frac{\partial r_{xy}}{\partial z} \right), \\
 & \frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 r_{xz}}{\partial x \partial z}, \\
 & 2 \frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial x \partial y} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial r_{yz}}{\partial x} + \frac{\partial r_{xz}}{\partial y} - \frac{\partial r_{xy}}{\partial z} \right)
 \end{aligned} \right\} \quad (36)$$

故 (36) 式为维持 $\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x} \dots, r_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}$ 等项关系必要之条件, 此种条件名适应条件 (conditions of compatibility)。 (36) 式固为适应之必要条件, 然其是否为保证 $\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x} \dots, r_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}$ 等项关系之充分条件, 亦即保证 u, v, w 依此等关系而得存在之充分条件, 尚待证明。

若命:

$$2\bar{\omega}_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad 2\bar{\omega}_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad 2\bar{\omega}_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y},$$

此三式具有物理的意义, 即表示类似刚体的旋转分量 (参阅图 1)。兹姑不论, 其效用可使 u, v, w 之各项第一次微分系数皆能用 $\bar{\omega}_x, \dots, \varepsilon_x \dots, r_{yz} \dots$ 九个量表示之, 即

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial u}{\partial x} &= \varepsilon_x, & \frac{\partial u}{\partial y} &= \frac{1}{2} r_{xy} - \bar{\omega}_z, & \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{1}{2} r_{xz} + \bar{\omega}_y, \\
 \frac{\partial v}{\partial x} &= \frac{1}{2} r_{xy} + \bar{\omega}_z, & \frac{\partial v}{\partial y} &= \varepsilon_y, & \frac{\partial v}{\partial z} &= \frac{1}{2} r_{yz} - \bar{\omega}_x, \\
 \frac{\partial w}{\partial x} &= \frac{1}{2} r_{xz} - \bar{\omega}_y, & \frac{\partial w}{\partial y} &= \frac{1}{2} r_{yz} + \bar{\omega}_x, & \frac{\partial w}{\partial z} &= \varepsilon_z,
 \end{aligned}$$

由此九式可得六个下列型式之方程式:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \varepsilon_x}{\partial y} &= \frac{1}{2} \frac{\partial r_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{\omega}_z}{\partial x}, & \frac{\partial \varepsilon_x}{\partial z} &= \frac{1}{2} \frac{\partial r_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\omega}_y}{\partial x}, \\
 \dots & \dots, & \dots & \dots \\
 \dots & \dots, & \dots & \dots
 \end{aligned}$$

三个下列型式之方程式:

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{2} \left(\frac{\partial r_{xz}}{\partial y} - \frac{\partial r_{xy}}{\partial z} \right) &= -\frac{\partial \bar{\omega}_y}{\partial y} - \frac{\partial \bar{\omega}_z}{\partial z} = \frac{\partial \bar{\omega}_x}{\partial x} \\
 \dots & \dots \\
 \dots & \dots
 \end{aligned}$$

于是 $\bar{\omega}_x, \bar{\omega}_y, \bar{\omega}_z$ 之第一次微分系数皆可用 $\varepsilon_x, \dots, r_{yz} \dots$ 等项表示之, 例如

$$\begin{aligned} 2 \frac{\partial \bar{\omega}_x}{\partial x} &= \frac{\partial \varepsilon_x}{\partial y} - \frac{\partial r_{xy}}{\partial z}, & 2 \frac{\partial \bar{\omega}_x}{\partial y} &= \frac{\partial r_{zy}}{\partial y} - 2 \frac{\partial \varepsilon_y}{\partial z}, & 2 \frac{\partial \bar{\omega}_x}{\partial z} &= 2 \frac{\partial \varepsilon_z}{\partial y} - \frac{\partial r_{yz}}{\partial z}, \\ \dots\dots\dots, & \dots\dots\dots, & \dots\dots\dots, & & \dots\dots\dots, & \\ \dots\dots\dots, & \dots\dots\dots, & \dots\dots\dots, & & \dots\dots\dots, & \end{aligned}$$

此九式适应之条件即 (36) 式也。

前述 $\bar{\omega}_x, \bar{\omega}_y, \bar{\omega}_z$ 三量在非单纯的应变发生时未可漠视, 若以此等量纳入 (c) 式, 则 (c) 式略形改观, 即

$$\left. \begin{aligned} u' - u &= \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + \frac{\partial u}{\partial y} \delta y + \frac{\partial u}{\partial z} \delta z \\ \dots\dots\dots \\ \dots\dots\dots \end{aligned} \right\} \quad (h)$$

将 $\bar{\omega}_x, \bar{\omega}_y, \bar{\omega}_z$ 三量纳入 (h) 式, 即得

$$\left. \begin{aligned} u' - u &= \varepsilon_x \delta x + \frac{1}{2} r_{xy} \delta y + \frac{1}{2} r_{zx} \delta z - \bar{\omega}_z \delta y + \bar{\omega}_y \delta z \\ v' - v &= \frac{1}{2} r_{xy} \delta x + \varepsilon_y \delta y + \frac{1}{2} r_{yz} \delta z - \bar{\omega}_x \delta z + \bar{\omega}_z \delta x \\ w' - w &= \frac{1}{2} r_{zx} \delta x + r_{yz} \delta y + \frac{1}{2} \varepsilon_z \delta z - \bar{\omega}_y \delta x + \bar{\omega}_x \delta y \end{aligned} \right\} \quad (37)$$

(37) 式中 $-\bar{\omega}_z \delta y + \bar{\omega}_y \delta z$ 等项若完全消失, 则为单纯之应变, 普通不能完全消失者诸多, 但在弹性物体中, 此等项之值常甚小, 因

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} &\text{ 代表绕 } x \text{ 轴之旋转分量,} \\ \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} &\text{ 代表绕 } y \text{ 轴之旋转分量,} \\ \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} &\text{ 代表绕 } z \text{ 轴之旋转分量,} \end{aligned}$$

亦即 $\bar{\omega}_x, \bar{\omega}_y, \bar{\omega}_z$ 为 $\text{curl } \omega$ 之三分量, 故旋转之总量为

$$\omega = \sqrt{\bar{\omega}_x^2 + \bar{\omega}_y^2 + \bar{\omega}_z^2} \quad (38)$$

其旋绕轴之方位可以 $\bar{\omega}_x : \bar{\omega}_y : \bar{\omega}_z$ 之比决定之。

(二) 关于固体软化及破坏之理论

据普通之经验, 大多数固体^[43], 因温度增高, 其中若不发生化学的变化, 往往逐渐软化或比较的骤然软化^[51], 但虽经软化, 其强度反致增加者有之。例如硅质玻璃之细线, 即显示此种性质^[52]。此种经验, 无确实之标准, 故无从讨论其意义所在。惟物体机械的性

质与其温度及其所受之压力有密切之关系，则可确信而不疑^[1,131]。关于此点，布瑞基曼 (P. W. Bridgman) 等^[2,2a,16,17]之贡献最多，因其牵涉范围过广，姑置不论，兹仅就在普通温度及普通压力之下，略述弹性物体，因受力而发生软化^[102]或破坏之现象。

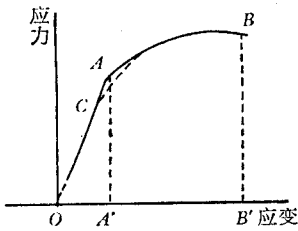


图6 受验材料负荷增加时，应变与应力之关系。

从用单纯压力或张力试验各种材料之结果，例如钢料，可知物体受力后所发生之变化，一般可以图6代表之。由O至A应力与应变成比例，完全服从虎克之法则，在OA范围以内，力去后，物体即恢复原状；至应力达到AA'之强度时，物体开始发生永久变形，虽将所用之力撤去，物体不能完全恢复其原状(例如受张应力而延长者，不能恢复其原长)。而发生永久变形，是即物体开始软化之征象^[82]。故A点称为软化点 (yield point)。此时所用之应力，名软化应力 (yield stress)，可以AA'代表之，亦可称为物体之强度 (strength)。

若更加力，则应力与应变不复服从虎克法则，达到B点，则物体突然破坏，此时之应力，可以BB'代表之，名物体之破坏强度 (breaking 或 ultimate strength)。一物体之破坏强度，不独与其本质有关，且须视其表面有无裂痕^[51,91,96]。此乃就一般之情形而言，但有许多材料，软化点之地位，不甚显明，以理推度，仍应存在。例如图中之C点，但此C点之所在，常不易确定。各种岩石及其他混杂晶体，据试验结果，常具有弹性^[41,37,67]。然其中各项晶质及非晶质成分之软化点，多不相同，当其全体受力之时，往往此一部分已发生永久变形，而彼一部分仍以弹力支持，故其全体软化点之所在，常不易确定。因此，在实用上有软化强度 (yield strength) 之称，即永久变形达到原长千分之二时所需要之应力也^[95]。

由A点至B点，或由C点至B点，物体所发生之变形，至少有一部分既属柔性变形 (plastic deformation)^[102]，则此种变形，可视为半柔性流动之结果，此种半柔性流动，如何进行，其定夺之因素为何，乃一至关重要之问题，及其达到破坏之点，又依何项因素而定夺，亦系一重要问题。就地质力学之观点而言，此二项问题皆未可漠视，惜理论上之研究，尚未达到成熟之期，于兹可供参考者仅其粗略耳。

1. 破坏现象

据试验之结果，若加水压式 (hydraustatic) 之压力于一固体，有两种不同之现象发生：(甲)物体之组织若含有空隙，尤其空隙中有液质渗入时，则此物体可发生永久变形，或因液质存在之原因，而致破裂；(乙)物体之组成若极紧密，则几无永久变形发生，亦不致破坏，无论所加之力至如何程度，其所发生之变形，几纯属弹性的。岩石皆属混杂结晶 (polycrystalline) 之物，其中常带有若干空隙，当其在地下之时，亦常有水分渗入其中，掩覆其上之岩层，适可予以水压式之压力，故仅就重力之影响而言，则一切情况与(甲)项近似；至若压至某种程度以后，空隙或减至极少，水分亦不得侵入时，则又与(乙)项情况近似。此两项推测，在地质力学上，皆不足以达到任何具体之结果，故亦无详加追索之必要，兹不过便述之，以

供参考已耳。至若加均匀张力于物体之各方面,达到某程度时,则物体必致破裂,固无可疑也。

于此须加以注意者,物体破坏之情形,各有不同,概括言之,可分为两类:(甲)因分裂而致破坏者,似可简称为破;(乙)因软化变形而致^[88a, 51, 91]崩溃者,似可简称为坏。兹将关于破坏原因之种种推测,约略分述如下:

(1) **最大应力说** 此说认为最大之主应力达到物体之破坏强度时,不拘其他主应力为何,物体即行破坏。

(2) **最大应变说** 此说认为物体之破裂或柔性流动,皆由其最大之弹性引伸而定夺之。

(3) **最大扭应力说** 此说认为物体发生柔性流动之条件,不在最大主应力之大小,而在最大主应力与最小主应力之差,亦即应力差 (stress difference) 之大小。假若最大主应力为 σ_{\max} , 最小主应力为 σ_{\min} , 则最大扭应力为:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_{\max} - \sigma_{\min}}{2} = \text{恒数}。$$

此最大扭应力作用之平面,与最大主应力及最小主应力之方位,成 45° 之角。 τ_{\max} , 达到极限数值时,则物体中之各部分即沿此方位之平面发生柔性滑动之现象。

(4) **一定变形势说** 此说认为各种物体因发生弹性变形,而能储蓄之位势 (strain energy), 有一定之限量,若超过此限量,则物体破坏。

加单纯直应力于一物体,而尚未超过软化点之时,则加力时所作之工作 (work) 悉因物体内部发生弹性变形而变为位势 (potential energy)。在物体中设想一小方块,命其各方面之长度为 dx, dy, dz , 又命所加之应力为 σ_x , 所发生之应变为 ε_x , 于是此小方块,与 x 向垂直面全面所受之力应为 $\sigma_x dy dz$, 此力之方向与 x 轴一致, 方块在 x 向之延长应为 $\varepsilon_x dx$, 因在弹性限度以内(即图 6 OA 之范围), 应力与应变为正比例, 故此力对于此小方块所作之工作(即图 6 OAA' 之面积)为

$$\frac{1}{2} (\sigma_x dy dz) (\varepsilon_x dx) = \frac{1}{2} \sigma_x \varepsilon_x dx dy dz$$

就一般而言,物体中所受之应力,无论情况为何,其所发生之应变亦无论如何,皆可分为六个分应力,及六个应变分量,故小方块全体储蓄之位能一般可写为:

$$dV = \frac{1}{2} (\sigma_x \varepsilon_x + \sigma_y \varepsilon_y + \sigma_z \varepsilon_z + \tau_{xy} \gamma_{xy} + \tau_{xz} \gamma_{xz} + \tau_{yz} \gamma_{yz}) dx dy dz$$

命单位体积储蓄之位能为 V_0 , 则

$$\begin{aligned} V_0 &= \frac{dV}{dx dy dz} = \frac{1}{2} (\sigma_x \varepsilon_x + \sigma_y \varepsilon_y + \sigma_z \varepsilon_z + \tau_{xy} \gamma_{xy} + \tau_{xz} \gamma_{xz} + \tau_{yz} \gamma_{yz}) \\ &= \frac{1}{2E} (\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sigma_z^2) - \frac{\nu}{E} (\sigma_x \sigma_y + \sigma_y \sigma_z + \sigma_x \sigma_z) + \frac{1}{2\mu} (\tau_{xy}^2 + \tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2) \quad (39) \end{aligned}$$

据实际经验,物体受水压式之压力时,无论所加压力至如何之巨,除非在特殊组织之下,其

全体不致发生软化现象或破坏,故每一分应力无妨分为两部分考虑,其一部分只用于体积之扩展(或收缩),其另一部分只用于产生扭应变。命

$$\sigma_x = \sigma'_x + p, \quad \sigma_y = \sigma'_y + p, \quad \sigma_z = \sigma'_z + p_0$$

式中

$$p = \frac{1}{3} (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) = \frac{1}{3} \theta$$

故必

$$\sigma'_x + \sigma'_y + \sigma'_z = 0$$

由此 $\sigma'_x, \sigma'_y, \sigma'_z$ 三个分应力所组成之应力,即全用以作扭应变之用者,至于体积之变更,则全视 p 之作用而定夺之。因单位体积变更,而引起之位势为:

$$\frac{1}{2} (\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z) p = \frac{1}{2} e p = \frac{3(1-2\nu)}{2E} p^2 = \frac{1-2\nu}{6E} (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z)^2$$

自全部位势中(如 39 式所示)减去此量,即可得纯粹因扭应变而生之位势,将 $\sigma_x\sigma_y + \sigma_y\sigma_z + \sigma_x\sigma_z$ 写为

$$-\frac{1}{2} \left\{ (\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_z - \sigma_x)^2 \right\} + \sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sigma_z^2,$$

即得

$$V_0 - \frac{1}{2} e p = \frac{1+\nu}{6E} \left\{ (\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_z - \sigma_x)^2 \right\} + \frac{1}{2\mu} (\tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{zx}^2) \quad (40)$$

由(39)及(40)二式观之,所谓物体所能储蓄之应变势(strain energy),各种物体有一定之限度者,实含有二义,其一指全部应变势而言,此说不能成立,已如前述,其又一指此项应变势中之扭应变势部分(即 40 式所表示之部分)而言,此说颇有考虑之价值,容再讨论之。

(5) 摩尔氏说 摩尔(Otto Mohr)氏,认为物体之弹性限度及其破坏,乃由其中滑动面(slip planes)上作用之各项应力决定之。滑动面上之扭应力 τ 达到极限数值时,则因物体内部发生滑动而致破坏,此项扭应力之极限值,与作用于此面上之直应力 σ 及物体本身之性质有关^[86,19a]。

于物体中任取一点 O , 以此点为中心作一单位球(即半径等于 1 之球),图 7(A)即表示此单位球之一象限(即八分之一)。假定已知三个主应力为 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$, 则作用于任何一通过此点之斜面上之直应力 σ_n 及扭应力 τ , 皆易求得(参考 25 式)。命此斜面之法线 OP 之方向余弦为 l, m, n , 则 σ_n 及 τ 可视为 l, m, n 之函数,其关系如次:

$$\begin{aligned} \sigma_n &= \sigma_x l^2 + \sigma_y m^2 + \sigma_z n^2, \\ \tau^2 &= \sigma_x^2 l^2 + \sigma_y^2 m^2 + \sigma_z^2 n^2 - (\sigma_x l^2 + \sigma_y m^2 + \sigma_z n^2)^2, \\ l^2 + m^2 + n^2 &= 1, \end{aligned}$$

由此三式可得

$$p^2 = \frac{(\sigma_y - \sigma_n)(\sigma_z - \sigma_n) + \tau^2}{(\sigma_y - \sigma_x)(\sigma_z - \sigma_x)},$$

$$m^2 = \frac{(\sigma_z - \sigma_n)(\sigma_x - \sigma_n) + \tau^2}{(\sigma_z - \sigma_y)(\sigma_x - \sigma_y)},$$

$$n^2 = \frac{(\sigma_x - \sigma_n)(\sigma_y - \sigma_n) + \tau^2}{(\sigma_x - \sigma_z)(\sigma_y - \sigma_z)}.$$

试命 l 不变, 将上三式中之第一式改写如下:

$$\left(\sigma_n - \frac{\sigma_y + \sigma_z}{2}\right)^2 + \tau^2 = (\sigma_y - \sigma_x)(\sigma_z - \sigma_x)l^2 + \frac{(\sigma_y + \sigma_z)^2}{4} - \sigma_y\sigma_z = \text{恒数。此式}$$

显然系以 σ_n 及 τ 为变数之圆方程式, 并表示其圆之中心距原点 $\frac{\sigma_y + \sigma_z}{2}$, 并在 σ_n 轴上,

此时 P 点之位置, 只限于在 $l = \text{恒数}$ 之圆周上移动, 如 (A) 图, 其位置不同, σ_n 及 τ 之值, 亦随之变异。今另作一图(如第 7 图 B), 以 σ_n 为横坐标, τ 为直坐标, O' 为原点, 于是单位球面上任何一点, σ_n 及 τ 之值, 皆可以 (B) 图上之一点代表之, 换言之, 在 (B) 图上可寻出一点 P' 与 P 相当, 而通过 P' 点以 C_l 为中心

$$\left(O'C_l = \frac{\sigma_y + \sigma_z}{2}\right)$$

之圆, 即与 $l = \text{恒数}$ 之圆相当。若命 $l = 0$, 则由前式可知此圆之半径为 $\frac{1}{2}(\sigma_y - \sigma_z)$, 即 B 图中 $1C_1$ 圆; 同样可得三圆, 即 B 图上之 $1C_1, 2C_2, 3C_3$ 三圆, 此三圆名 Mohr 之主应力圆。其切 σ_n 轴上之 X', Y', Z' , 距原点 O' 之长度, 即代表三主应力之大小。此三圆周上任何一点之直坐标, 即代 σ_x

为某数值时 τ 之值, 如 σ_n 为 $\sigma_{n(xz)}$ 时, 则 τ 为 $\tau_{(xz)}$, 所当注意者, 即各圆之半径与各轴所成之角常 2 倍于扭应力作用面之法线与各该轴实际所成之角, 如图 $\angle\phi$ 二倍于 τ 之值在 $\tau_{(xz)}$ 时, 其作用面之法线与 X 轴所成之角。

因在 O 点 (即单位球面上任何点) 作用之直应力无论在任何方位, 不能超过最大之主应力, 而 τ 之值不能超过此最大主应力圆之半径 [如 $\tau_{(xz)\max}$ 亦即 C_2N], 故 P' 在 $\tau\sigma_n$ 图上

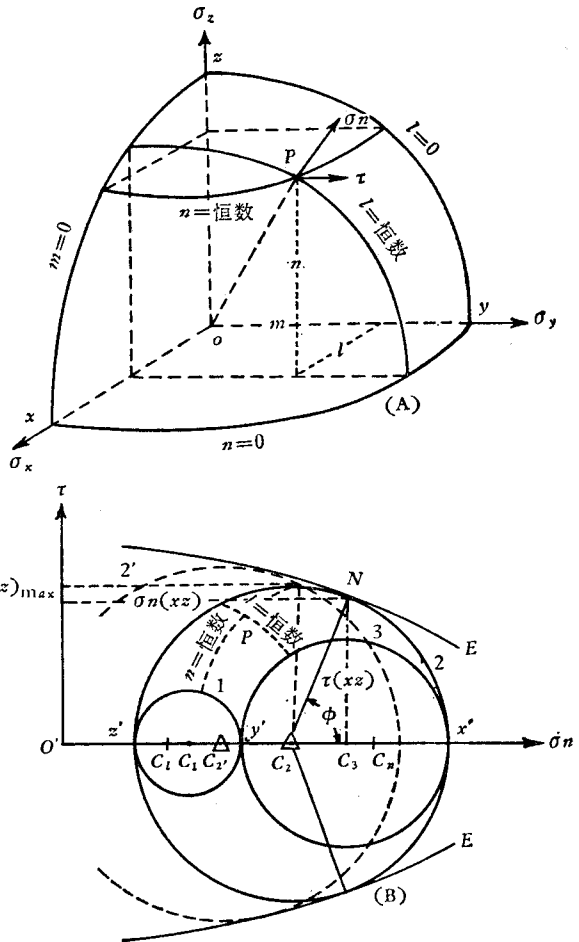


图 7 摩尔圆之解释

不能在最大主应力圆以外。上述种种关系,直至一物体开始软化时皆可适用。换言之,即 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 组合之值达到某一极限时,皆可适用。但 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 配合之方程式甚多,每一配合之中,最大主应力之值不等,如 B 图 $2'C_2$ 圆所示,系另一配合中之最大主应力圆,于是沿此等最大主应力圆,可作一包络线(envelope),如圆 E 。此包络线上各点即可代表物体开始软化时 σ_n 及 τ 之值,而 ϕ 适可代表一对滑动面之夹角,此二滑动面相交之线,常与中等主应力(σ_y)之方向一致,其与最大主应力所成之角,常大于 45° ,此所谓最大主应力者,乃指代数的意义而言也。滑动面与最大主应力(σ_x)所成之角称为滑角,各种物质各有其特征, ϕ 之大小各不相同,物质愈脆硬,则此角离 45° 愈远,物质愈柔韧(ductile),则此角愈近 45° 。

(6) 依应变椭球而决定破裂面之方位说 因均匀应变而发生之变形,一般可以三轴椭球代表之(见 147 页),普通习惯上以最大伸长之方向为 A 轴,最大缩短之方向——抑或最小伸长之方向——为 C 轴, B 轴之伸缩,在此二轴伸缩程度之间。若 B 轴代表无伸缩之方向,则此椭球代表平面应变,亦可称为二轴应变。在此种情形之下,可得两圆形剖面,以 B 轴为交线,互相交叉,每一剖面,对 C 轴常成 45° 或近于 45° 之角,此圆形之直径与 B 轴相等,即 B 与 $(A + C)/2$ 近似,亦即通过原来球形中心之切面,在此方位,不变其形状,故又称为不变歪之平面,是即扭应变最大之面,亦即滑动之面,其向与 AC 平面平行。若 B 轴较原来球形直径有伸缩之别,则应变椭球成三轴椭球,而不变歪之面及最大扭应变之面,位置不复一致,亦不复为平面,而为圆锥形之曲面,以 C 轴或 A 轴为其轴线,以原点为其顶点;同时仍有一对圆形剖面,以 B 轴为交线,互相交叉,对于 C 轴居对称之地位,但此二圆形剖面,已非不变歪之面,而为向各方面均匀变歪之平面。此三种面与 AC 面相交之线对于 C 轴之角,各不相同:最大扭应变方位与 C 轴所成者,完全由 A 及 C 之值而定,与 B 无关,不变歪面与 C 轴所成者较小于均匀变歪面与 C 轴所成者,其中最小者常大于 45° 。此三种面中,仅均匀变歪面为平面,且在此一平面与 AC 面交线之方位,最大扭应变之分值最大,就岩层中之滑动面皆为平面而非圆锥面之事实观之,已足征均匀变歪面所在之方向为滑动最适宜之方位,其他理由,兹姑不论,然有不可不注意者,即此一对平面对于压应力作用之方面所夹之角,常被认为大于 90° 是也。

前述诸说,各有可资证实之处,然亦各有不能适用之处例如最大主应力说,固可解释一部分物体破裂(尤其分裂)之现象,但未能解释柔性变形之现象。盖此说若能解释一切物体柔性变形之现象,则凡加水压式之压力于一物体达到某极限时,必无不发生柔性之流动,此则与事实不符也。若谓最大应变说可以解释柔性变形之现象,则又有困难。假如因单纯压应力 $-\sigma$ 所生之应变为 $\epsilon \left(= -\nu \frac{\sigma}{E} \right)$,而此 ϵ 为极限之弹性延长,则使岩石软化所需要之压应力将 3 倍至 5 倍于使岩石软化所需要之张应力(因 ν 之值为 $\frac{1}{3}$ 至 $\frac{1}{5}$),此又不完全与事实符合,况应变若有极限,则在水压式巨压之下,达到某程度时,各种物体应不能支持,而实际上物体支持水压式之压应力几无限制。最大扭应力之说对于柔性流动现象

之发生似甚切近,但滑动面之方位未见常与最大扭应力之方位一致,盖最大扭应力作用之方位与最大及最小主应力常成 45° 之角,此在柔韧性之物质,则相差不远,而在脆硬性之物质,则两者显然异致。摩尔氏之说,较诸简单之最大扭应力说,已见进步,盖由摩尔圆所定之滑角(ϕ),就一般言之并不等于 45° ;但此说不足以解释物体分裂之现象,固不待言,其所谓中等主应力之大小(σ_y)与软化之条件无关一节,则又与事实不合也,况摩尔圆只能定主应力之绝对数值,而此等主应力或正(张力)抑或为负(压力),则不能表示。由是言之,用单纯扭应力使物体软化时,则此扭应力之值必为单纯软化压应力或张应力之半数,据实验结果,两者之比远在 $1/2$ 以上。若依应变椭球之理论而推测一对滑动面(即破裂面)之方位,则其间之纯角似常在压应力作用之方面,是又与实验之结果相反。

从以上种种理论上之考虑,参以实验结果,吾人似不应将分裂与柔性变形两项现象并为一谈。分裂者单指因张力作用而发生之现象;柔性变形者则可视作包括两项现象:在初步时为柔性流动之发生,若继续下去,则终致使物体破坏。因每一物体能支持之最大张应力、最大压应力及最大扭应力,数值各不相等,故在某项应力情形(state of stress)之下,其某一方面之某种应力超过极限之程度,即在该方面发生分裂或软化抑或滑动之现象。又物体内部之组织常不免有不匀之处,致应力之分配往往发生局部集中之象,而使物体易于破裂^[34,51]。

物体中某一点受应力之情形,可以此点之三个主应力定夺之。然则物体中各点受应力之种种情形,应可以 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 三主应力为三轴之“应力空间”(stress space)之一点表示之。其发生软化现象时各项主应力之数值,应可以在某一曲面上之各点代表之,此一曲面在应力空间之形状,就一般而言,应可以方程式代表如次:

$$f(\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z) = 0$$

于是此式可称为某种物体之软化极限曲面(limiting surface of yielding)。但上式仅为一种隐含函数(implicit function),故由此种方程式并不能知悉各种物体之软化极限面究为何种形式,然可指示吾人今后研究之途径。前述各种软化说,亦可依据此理以各项几何的形象代表之^[55]。最大应力说可以正方形表示之,此时 $\sigma_x = \pm \sigma_{\max}, \sigma_y = \pm \sigma_{\max}, \sigma_z = \pm \sigma_{\max}$ 。最大应变说主张应变达到极限之数值时则物体破坏,命此极限之应变对于某种物体为 ε_{\max} , 则

$$\pm \varepsilon_x = \frac{1}{E} \{ \sigma_x - \nu(\sigma_y + \sigma_z) \} = \pm \varepsilon_{\max},$$

$$\pm \varepsilon_y = \frac{1}{E} \{ \sigma_y - \nu(\sigma_x + \sigma_z) \} = \pm \varepsilon_{\max},$$

$$\pm \varepsilon_z = \frac{1}{E} \{ \sigma_z - \nu(\sigma_x + \sigma_y) \} = \pm \varepsilon_{\max},$$

以上三式各表示互相平行之二平面,此二平面各居相对之象限(octant),且皆截断 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 三轴。此三对平行之平面在应力空间划定一长方形,对于应力空间之三轴成斜

列之势,此长方形在第一象限之一角必为

$$\varepsilon_x = \frac{1}{E} \{\sigma_x - \nu(\sigma_y + \sigma_z)\}, \quad \varepsilon_y = \frac{1}{E} \{\sigma_y - \nu(\sigma_x + \sigma_z)\}, \quad \varepsilon_z = \frac{1}{E} \{\sigma_z - \nu(\sigma_x + \sigma_y)\}$$

三平面之交点,亦即此一点之坐标须同时满足此三方程式,因在软化点之极限时, $\varepsilon_x = \varepsilon_y = \varepsilon_z = \varepsilon_{\max}$, 故 $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ 必彼此相等,由此可见长方形在第一象限之一对角线与空间中斜线 (space diagonal) 一致,而此长方形面之各点,皆足以代表软化时应力之各种情形。

至于最大扭应力说,亦可以一简单几何形体之表面表示之。在应力空间设想一斜面,使其通过原点,则此斜面之方程式可写为

$$\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z = 0$$

为方便起见,可将三轴同时旋转至一定地位,使 $\sigma'_x = \sigma_x, \sigma'_y = \sigma_y, \sigma'_z = \sigma_z$, 而 $\sigma'_x = \sigma'_y = \sigma'_z$ 为此斜面截断 x, y, z 三轴之长,此时斜面之法线,即与空间中斜线之方位一致,其方向余弦为 $\frac{1}{\sqrt{3}}$ 。假定 $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$ 则最大之扭应力 $\tau_{\max} = \frac{1}{2}(\sigma_x - \sigma_z)$, 亦即 $2\tau_{\max} = \sigma_x - \sigma_z$, 此式与 $\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z = 0$ 表示一直线,若此直线上各点皆代表 τ_{\max} , 则 $\frac{1}{2}(\sigma_x - \sigma_y)$ 亦必等于 τ_{\max} 而 σ_y 必等于 σ_z , 于是可知 $\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z = 0$ 平面上表示 τ_{\max} 之线必经过

$$\sigma_x = \frac{4}{3}\tau_{\max} \quad \sigma_y = -\frac{2}{3}\tau_{\max} \quad \sigma_z = -\frac{2}{3}\tau_{\max},$$

$$\sigma_x = \frac{2}{3}\tau_{\max} \quad \sigma_y = \frac{2}{3}\tau_{\max} \quad \sigma_z = -\frac{4}{3}\tau_{\max},$$

两点。同样在 $\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z = 0$ 平面可得六条直线,其上各点皆代表 τ_{\max} , 此六条直线在 $\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z = 0$ 面上画定一六边形,每两条直线相交之点,即六边形之一角,依前述方式可求得六角之坐标值如次:

$$\sigma_x = \pm \frac{4}{3}\tau_{\max}, \quad \sigma_y = \sigma_z = \mp \frac{2}{3}\tau_{\max},$$

$$\sigma_y = \pm \frac{4}{3}\tau_{\max}, \quad \sigma_z = \sigma_x = \mp \frac{2}{3}\tau_{\max},$$

$$\sigma_z = \pm \frac{4}{3}\tau_{\max}, \quad \sigma_x = \sigma_y = \mp \frac{2}{3}\tau_{\max},$$

又可求得此六边形之每一边之长为 $2\sqrt{\frac{2}{3}}\tau_{\max}$, 故可知此六边形为正六边形。由其中心作一法线,则此法线对于 x, y, z 三轴之方向余弦皆为 $\frac{1}{\sqrt{3}}$, 若将此正六边形顺法线之方向平行推动,则形成一正六面柱体,此柱体之轴即与上述之法线一致。因六边形在此情形下平行推动时,其每边各点在 x 方向之变位等于在 y 方向之变位,亦即等于在 z 方向之变位,故仍可维持 $\tau_{\max} = \frac{\sigma_x - \sigma_z}{2} \dots$ 之关系,于是可知此正六面柱体之表面上各点,皆足代表最大扭应力软化点之极限面。

前述种种几何图表之方式,就其本身而言,殊无若何有关实际问题之意义。然由此出发,颇能予吾人以启示,试观(40)式,若以三坐标轴置于三主应力之方向,则因发生扭应变,单位体积所储蓄之位能可写为

$$\frac{1+\nu}{6E} \{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_x - \sigma_z)^2\} = Q \quad (41)$$

此式中括号{ }内之各项,皆系最大扭应力二倍之自乘数,故颇能使吾人联想及于以正六面柱体代表软化极限面之意义。六面体具有棱角,暗示一种不连续性(discontinuity),或急遽变值,甚不自然,于是米塞斯(R. von Mises)假设一圆筒形之面紧套于前述六面柱体之上,而认此圆筒之面为软化极限面,并假定以下式代表此圆筒面^[59,85,62,88]。

$$(\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_x - \sigma_z)^2 = 8K^2 = \text{恒数} \quad (42)$$

此式一方面与表示单位体积所储蓄之扭应变位能之式颇相类似,其差别仅在恒数之不同;而另一方面其所代表之几何形面,亦与最大扭应力说所指示之几何形面甚为接近。前谓一定扭应变位势说颇有考虑之价值者,盖以此两种观点颇有不谋而合之趋势也。由此两种观点出发,不独在理论上大有趋于一致之势,而绳以实验之结果,亦多吻合之处。据斐波尔(A. Föppl)^[41], T. 卡尔曼^[67], 埃辛格(M. Ros. A. Eichinger)^[37]及吴筱朋诸氏实验所得^[41],最大扭应力确为决定大理石,砂岩,石灰岩,花岗岩等类岩石软化或破坏之重要因素。在某种特殊情形之下,中等主应力对于岩石破坏强度似无关系(Föppl),是又与摩尔氏之说相合。若物体具有柔韧性,则其最大主应力圆(摩尔圆)之直径,在应力情形达到软化点时,大致相等。唯据卡尔曼氏施用一千至五千气压于大理石之结果,则又发现同样大理石在侧压不甚大时,显示脆硬性,及侧压增大,则渐呈柔韧之象,同时其所发生之滑角由 53° 增至 73° ^[67,68],滑角为 73° 时,所用之水压,达685气压。若水压再增,则滑角愈大,渐近于 90° (图8,9)。

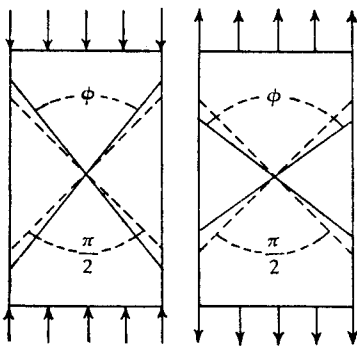


图8 滑面(X节理)发展之情形

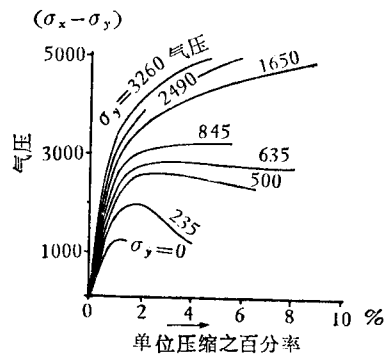


图9 卡尔曼氏施轴压力(σ_x)及侧压力(σ_y)于大理石圆柱之结果

据野外观察,此类现象亦甚普遍,石灰岩类之扭节理(shear joints)^[117],常尤为发育,一对扭节理(亦名X节理)之夹角在与褶轴走向垂直之方面,多在 $63^\circ-85^\circ$ 之间,而此等扭节理之发生,往往较先于其他破坏面,盖所谓扭节理者,即岩石开始软化时,所发生之滑动

面也。

尤有进者,试观(40)式,若所用之应力为单纯之张应力(例如循 x 方向者),则此式中之各项,除 σ_x 而外,皆等于零,于是

$$Q' = \frac{1+\nu}{3E} \sigma_x^2$$

又若所用之应力为单纯之扭应力(例如 xz 及 yz 二面之间者),则(40)式中各项,除 τ_{xy} 而外,皆等于零,于是

$$Q' = \frac{1}{2\mu} \tau_{xy}^2$$

据一定应变位势说,无论所加之应力为何种应力,其所引起之位势对于某一种物质达到某一定之数值时,则此物质造成之物体应发生破坏现象,此一定之位势若为 Q' ,则

$$Q' = \frac{1}{2\mu} \tau_{xy}^2 = \frac{1+\nu}{3E} \sigma_x^2,$$

由此可得

$$\tau_{xy} = \frac{1}{\sqrt{3}} \sigma_x = 0.557\sigma_x。$$

据娄德(W. Lode)试验之结果,钢料对于扭应力之软化点,不及其对于张应力软化点之一半,两者之比,适与0.557相当;其他材料是否有同样之关系,则尚待证实。然一个物体对于扭应力之强度远逊于其对于直应力之强度,则系普遍之现象也。

2. 柔性静流之涵义(Stationary Plastic Flow)

关于各种不同之流动,前已约略述及,其速度坡度(即速度变率),与所用扭应力之比,或完全为直线式,或在扭应力不超过某限度时,仅发生弹性的变形。逾此限度,则发生柔软性流动(简称软流),此时速度坡度与所用之扭应力成某种曲线的关系;及所用之扭应力更超过某限度时,则速度坡度与扭应力,乃成直线式之关系,在此种情形之下,普通所谓固质者,已彻底软化^[62c],其流动现象几与普通所谓液质者类似。此等现象,以所用扭应力[即应力差(stress difference)]之大小,即可定夺。从各项实验结果,吾人已能置信此说不误。此仅就普通温度下及短时间之变化而言,若令所用之应力不变,而使物体之温度增高,或使应力作用之时间历久不绝^[60],则影响又为如何,殊有探寻之价值^[62d]。

温度增高时,一般固质渐呈软化之象,乃寻常之经验,但对于晶体与非晶体其影响颇有区别^[41],于兹宜加以注意者,有所谓弛懈现象(relaxation)。假若有物体于此,其中各部分因受应力而发生弹性的变形,若速将所用之应力撤去,则变形消失,物体恢复其原状。但在受应力之时期,物体不能不受温度之影响。盖在任何实际情况之下,物体本身不能无热,于是其各分子,因热的摆动所生之势量与因应变在各分子间力场所发生之势量相埒时,则必有若干分子被驱回原处,维持较小之势量;同时一部分因应变而引起之位势,亦变为热而消失。故增加物体之温度,或长期维持其受应力之状况,皆可使支持同样应变所需要之应力逐渐变小,此即所谓弛懈现象也^[7,42]。岩层中所受之应力,大抵历时甚久,且埋没愈

深则温度愈高,故不难想象其所受之应力虽未超过其强度,而仍能使其发生永久变形。此种关系可以下式表示之^[62a]:

$$\frac{d\tau}{dt} = \mu \frac{d\gamma}{dt} - \frac{\tau}{\lambda} \quad (43)$$

式中 τ 为应力, γ 为应变, λ 为弛松之时间,若 γ 不变,则 $\frac{d\gamma}{dt} = 0$,

$$\tau = \tau_0 e^{-\frac{t}{\lambda}}$$

由此可得原用应力 τ_0 , 与 t 时后残余应力 τ 之关系,若应力不变,则应变与时俱增,于是发生流动现象。由 (43) 式可得

$$\gamma = \gamma_0 + \frac{\tau}{\mu\lambda} t$$

亦可写为

$$\frac{d\gamma}{dt} = \frac{1}{\mu\lambda} \tau \quad (44)$$

由此式可知应变增加率与所用应力为比例,是乃与普通所谓粘性流动无异也(参照第 136 页 2 式)。此种现象,在地质力学上极为重要,约言之,即加应力于固体如岩石者,若时间甚短,其全属弹性的变形,经长时期同样应力之作用,可成柔性变形^[9,84]。至于此种现象之发生是否 τ 有最小限度之值为之限制,如有限制,则 τ 最小之值为何,皆属尚待研究之问题^[53b]。但在事实上已得确凿之证据,证明固体所受之应力,虽远在其普通所谓软化点以下^[24c],只要长时期继续作用,仍可发生柔性缓慢之流动^[88d],而此柔性缓慢之流动,并不伤其弹性^[10,82]。

有人曾将长 110 厘米之玻璃条,横悬于水平之地位^[62e],历五年,因其自身之重量而致弯曲 9mm,其他类似之现象,经确定者,尚有数则^[15,98,122]。又张演参先生曾于广西良丰西南十余里掘取之石砾中,拾得弯曲将近九十度之小石子,经详细检查,得以证实此石英砂岩造成之石子来自昔日一小冰川之终碛,其曾经受过之压力,至多不能达到砂岩之强度。此类石砾软化之现象,在冰川堆积物中迭有发见。其原因不能归咎高温或巨压,盖至明且确矣^[76]。

然另有一种现象亦极为普遍,是即所谓工作硬化 (work 或 shear hardening),由图 6 已可窥其大概,如加力于一物体,其中所发生之应力达到软化点 A 以后,若不即行破裂,则必发生永久变形。所谓永久变形者,即柔性流动之结果。但在未达到破坏强度 B 以前,若所加之应力维持不变,至少在相当时期以内(在普通试验期间),变形并不继续发展,亦即柔性流动停止之义。若将所用之力撤去,再加同种之力,则常发现其软化点不复在原来之地位 A , 而常需要较 AA' 更大之应力,始能使其发生永久变形^[107]。由是可见,物体受力达到软化点以后,其组织必略形变更,此项组织上之变更,有时可从 X 线影片检其干涉带之变相知之^[8,20,40,42,45,47],其强度亦因之增加。假如使物体再受应力超过其增高之强度,而未达到破坏点,在超过强度之初期,柔性流动率颇为显著,但随即减少^[6],终至不复流动,而入于平衡之状况。倘在此种状况之下,历时甚久,或温度增高至某程度,则弛懈现象渐形显

著^[11]。终至因弛懈而免去之应力,适与因长期继续发生之弹性应变所需要之应力相抵消,于是柔性流动率得以维持一定之数值^[115]。

弛懈现象之发生,对于晶体及非晶体,其方式各有不同,不难臆度。非晶体中发生弛懈之时,其组成之各质点(分子或原子)单独移动,移动结果,在一般之组织上,无显著之差异。盖原本无一定组织,经软流后,仍属无一定之组织,故无可资比较者。若晶体则不然,各种晶体其组成之分子或原子,原有一定之排列,且有一定之力场,予以维系^[65]。故发生弛懈之时,其有联系之分子或原子,不得成群移动,而致某一晶体结构面发生滑动。沿结构面滑动之结果,遂使晶体变其形状。在未经滑动之晶体中,各原子排列井然,滑动之发生,自属较易。及已经发生滑动,则原有之排列秩序,至少一部分已被搅乱^[18,19,20,21,34]。其搅乱之处,即妨害滑动之处,故使之再发生滑动,必较困难,若非加强外力,则变形之进展往往终至停止。是故物体因受力而发生柔性变形以后,其质往往硬化,硬化至相当程度——所谓相当程度者,即使其再行发生柔性变形所需要之应力与其破坏强度相等或超过之——之时,则除非经过特殊情形,此物体不复发生柔性变形,而终致破裂。所谓特殊情形者,指若干条件,在此等条件之下,予物体以充分进行弛懈之机会是也^[54]。初步弛懈的变化为晶体之恢复(crystal restoration)^[95],其次为再结晶(recrystallization),于是物体转入新的原形状况。在新的组织之下,又可发生柔性流动现象,如是者终而复始,柔性流动仍可继续维持。

使弛懈得以进行之条件与机会,不外(1)增加温度至相当之程度;(2)继续维持所用之力,使物体中趋向于较为安定之新位置之原子,便于移动;(3)予物体以相当之时间,使前述两项因素得以徐徐发生其效用。在工业上常以人工作成此等条件,使因工作硬化或因热应力硬化之材料,发生弛懈,此项手续俗名退火(annealing)。对于各种金属及玻璃之类皆可适用,寻常所需之温度并不甚高,300℃至600℃左右足矣,但需要之时间,则视所处理之材料不等,由数小时至数日或数星期,只可以经验定之。

至若天然之材料,如岩石者,显然亦受此等条件之支配。若非其所受之应力过强,至于破裂,固不乏弛懈之机会,柔性流动,因之显著,自属可能。然究竟软流如何进展,其速率有无规律,其流量有无限制,其流动之方式若何,倘如前述事实所示,岩石果具有相当之柔性,则此等问题,尚应作进一步之探讨,兹分别言之。

(1) 软流之机构 软流发生之时,物体内部,至少若干处发生组织上之变化,前已约略述及,兹更举实验之结果以证明之。组织可概分为三类:非晶体(amorphous)^[88c],单晶体(single crystal),混杂晶体(polycrystallites)是也^[24a,120]。因单晶体皆有一定之组织,除非包含外物过多^[114],其性质较为单纯,故适合于实验之材料。迄今为止,各专家所作之实验,多趋重于单纯金属晶体^[21,24a,25,39,111],取材于铝^[132],镉,锌,钨者尤多,间亦有就石盐(rock salt)^[13,18,19,119],石英(quartz)^[62]等类非金属矿物加以研究者,皆取其易于处理也。据波兰依(M. Poanyi)^[95],施米德(E. Schmid)^[108],斯切潘诺夫(A. W. Stepanow)^[124]诸氏加张力于锡,锌,氯化银等晶体之结果,所加之应力,越过此等物质之软化点以后,则变为扁带,

与寻常加张力于条形物体时,其侧面各方面,俱见收缩之象不同,又泰勒(G. I. Taylor)及法伦(W. S. Farren)曾施单纯压力于圆形之铝晶片^[22,113],其结果变为椭圆形,经用适当方法,详加检查,得知此种变形之所以发生,纯系晶体之某一结构面发生滑动^[89,118],其滑动之方向,与结晶之轮廓有一定之关系。一般言之,此种滑面与滑动方向,多与晶体中原子排列[简称为晶格(crystal lattice)]密度最大方位相当,例如锌晶,属于六方系(hexagonal),其滑面与其底面(basal plane)相当,其滑向与底面正六方形之一边平行,又如冰之滑面,常与其光轴垂直^[33],若由对称之状推测,则一晶体中应有若干系统之滑面与滑向,其中有与晶体之对称相当者,亦有不相当者,例如就等轴系之铝晶而言,滑面与正八面体之一面相当,而滑向与其一边平行,如是则铝晶可有十二个系统之滑动式样,但加力以后,只有受最大扭应分力之一系统,实际发生滑动^[50,131b,134]。

其他就普通造岩矿物之中,已知其排列与滑面及滑向相关之习惯者,尚可择述数种如次:——

石英 最普通之滑面与一斜侧面(prism)大致平行,同时与垂直轴(*c*)大致平行,两者之间,角差在 6° 至 12° 。其次滑面,似属于菱形体之一面;属于底面者,偶亦有之,其滑向似多平行于底面(0001),斜侧面($2\bar{1}10$),及菱形体($2\bar{1}13$)之一边。

长石 钠长石成分较多者,情形较为明了,滑面与(010)面平行,垂直轴或与旋转轴——即流纹(见后)——垂直,或与之平行,抑或晶轴(*a*)与流纹平行;复有滑面与(001)面平行,而晶轴(*a*)与流纹或旋转轴垂直者。

云母 滑面与底面(basal pinacoid)平行,即(001)与滑面平行,在白云母(muscovite)中,晶轴(*a*)往往与旋转轴垂直。

角闪石 滑面与(100)面平行,而垂直晶轴或与旋转轴平行,或与之垂直。

方解石 最普通者滑面与(01 $\bar{1}$ 2)平行,其次与(10 $\bar{1}$ 1)平行。

又安德雷(E. N. da C. Andrade),霍钦斯(P. J. Hutchings)^[5]及斯卓曼尼斯(M. Struemanis)^[127]诸氏用汞晶及锌晶^[12,112,113]试验结果,曾于发生滑动之条状晶体表面,发现椭圆形之线纹,其数甚多,互相平行,此等线纹,为滑面之痕迹,盖可无疑。最可注意者,即此等滑面相隔似有一定之距离,最小者近于 $\frac{1}{1000}$ mm,即 1μ ,大者皆其倍数,如锌晶沿底面滑

动滑面之距离约 0.8μ 或其倍数,汞晶滑面之距离则达 50μ 。尚有一极堪注意之事实,约飞(A. F. Joffé)^[65]诸氏及克拉森-内克罗多娃(Klassen-Neklyudowa)女士^[71]于试验锌、盐及其他晶体时曾发现之。是即滑面之发生,并非同时的,亦非连续不断的,而每一次滑动必出小声,不独此一次与下一次滑动之时间相等^[122],且每一次滑动之距离亦相等,但愈来愈急,最后变稀而入于停止,于是晶体亦不发生延长之象。

滑面在晶体中之方位,乃由最大扭应力作用之方位而定夺,前已述及,与外力作用之方向并无直接之关系。但因滑动发生,晶体之晶格发生变化,而致晶格有旋转之象,因之,因受压力而发生滑动时,滑面之方位渐近于与压力之方向垂直,而因受张力而发生滑动之

时,则滑面之方位渐趋于与张力之方向平行。如第 10 图, $ABCD$ 为一晶片之切面,受压应力后发生滑面 S, S, \dots ,滑面之方位与压应力之方向 AC 成 θ 角,因滑动之部分逐步沿 AE 之方向移动,其结果 AB 应移至 AB' 之地位, CD 移至 CD' 。如 $ABCD$ 片受限制不能移至 $AB'CD'$ 之地位,而仍被留于原位,则等于将 AB' 旋转 θ' 角,使 AB' 与 AB 相合,于是滑面与压应力方向所成之角非 θ 而为 $\theta + \theta'$,晶格对于应力轴发生旋转之义盖基于此^[24d]。

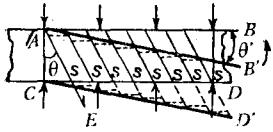


图 10 滑动发生后滑面旋转之解释

斯卓曼尼斯^[127]曾取大小约 1 毫米之柱状锗晶,以针施以压力,在显微镜之下,见其最上面一层顺晶体底面滑动至若干距离,即行停止,少许,其下一层又发生滑动,如是者,一动一停,在一次实验之中可达万余次;最后柱状晶体变为片状之结合体,同时其对于滑动之抵抗亦逐渐增强,是又为晶体受力发生柔性流动时即发生工作硬化现象之明证。

此种滑动若悉波及于一晶格平面之全面^[96],滑动后平面仍为平面,且每一滑动若必限于一晶格^[92,130]或其倍数,则除晶体表面发生变形而外,其内部组织应不受任何影响。但实际则不然,是不独从其硬化可以知之,而从其他各种性质之变更(例如对电流^[125],磁场等),亦可以证实。索其理由,似在此种滑动大都非依理想之晶格面进行,而实系晶格面发生局部之弯曲。卓克拉斯基(J. Czochralski)^[32], A. F. 约飞^[66]诸氏曾用 X 线摄影(Laue photograph),摄取铝晶片受压后影点变为线条或更易其位置之象,分析此等影点之结果,可证明晶格面局部发生弯曲,弯曲轴在滑面之上,而与滑动之方向垂直^[22,23,49,55];又可证明滑动愈大,则弯度愈增,滑动之处愈多,则总共之弯曲愈大,其结果硬化愈为显著^[69,131a]。据泰勒,山口诸氏之意见,此种弯曲之现象,乃系滑动限于局部所致^[48,70,123,129,142]。从上述种种实验的事实,吾人不难明了单独晶体,其晶格在未曾受扰乱之时,即尚未经软流之时,则软流易于发生;及受力过度,至其晶格局部发生不规则之处,则呈硬化之象,软流亦难于进行^[34]。

由此可推及非晶体及混杂晶体发生软流之情形,非晶体既无晶格之拘束,其中原子,应各个能作比较的自由移动,而混杂晶体在各个晶体之境界,因此晶体与彼晶体之晶格配合不同,其移动必多受阻碍^[41]。此项阻碍,唯有提高温度(即退火),促其恢复晶体之原来结构或再结晶,而形成新的组织,始可逐渐解除^[55]。若在常温之下,任其自然恢复,必甚缓慢,缓慢而至于需要无限长之时间,则等于不能恢复。

从前述各种事实,可知单独晶体受应力而致发生软流之时,有两项现象随之:(1)晶格排列之形式对于用力之方向发生变化;(2)晶体之外表发生形状上之变化。此两项现象在混杂晶体中复引起两项结果:(1)因各晶格之新排列受外力作用方向之控制,故在一定应力场之中,各晶体皆趋向于某一最适宜之排列;换言之,即因前述旋转之结果,各晶体滑动方向与全体质料流动之方向所成之角逐渐变小,于是形成一种特殊之结构。此种结构既系由各晶体之滑面与滑向而定夺,故与各晶体之结晶系统有密切之关系。由此可知,

变质岩类中矿物之排列不必与其流动之方向一致,其中各种矿物之“劈面”,亦不必与其所受外力一致或平行也。桑德(B. Sander)及萨赫斯(G. Sachs)曾用X线摄影法以定“片性矿物”最适宜之排列方位^[103],此法若能加以发展,将来或可确定变质岩受应力之情形^[40,45]。

(2) 因各晶体之晶格面发生滑动,晶体之外表发生变形,故在若干晶体接触之处,必彼此互相妨碍。因此种阻碍,在各晶体之境界,晶格受扰乱必烈,此种扰乱与其内部因滑动而发生之局部弯曲,皆为混杂晶体硬化之原因。因温度升高,促进晶体恢复,固可使硬化减少,但不能使其排列变更。若再结晶发生,则新生之晶体自有其最适宜之排列,此种最适宜之排列,自不必与其发生流动时之排列相同,是又不可不注意者。

(2) 软流之速率 阻碍软流之原因,既属工作硬化,而工作硬化则需要弛懈为之解除。故温度增高,或软流之速率减少,应可助软流之延展。此二项因素,无论对于晶体或非晶体应有同样之影响。征诸实验,亦与事实相符。安德雷及厦莫斯(B. Chalmers)二氏曾在 0° 至 100°C 温度范围内,加 1.8 至 6.0 kg/mm^2 之应力于曾经退火之镉线,发现其延长与时间之关系,可以下式代表^[6]:

$$l = l_0(1 + \beta t^{\frac{1}{2}})e^{ct}$$

式中 l_0 为原长及其弹性延长之和, β 及 c 为恒数, t 为时间由此式可得

$$\frac{1}{l} \frac{dl}{dt} = C + (\dots)$$

括弧中各项, t 至无限大时,则为零;亦即所加之力不变,其延长之速率渐近于一定之数值,与时间无关,入于一种静流之状况^[6]。据试验各种金属材料之结果,吾人可发见一通常之规则:是即在常温之下,晶体受力超过其最初之软点时,其流动之速率常较大于非晶体及混杂晶体软流之速率。若温度增至相当程度,则混杂晶体及非晶体软流之速率,反大于单独晶体或几个晶体合成物质之软流速率^[24e,111]。

据泰勒就铝晶试验之结果^[131b,132],扭应力(τ)与扭应变(γ)成抛物线式 $\tau^2 = K\gamma$ 之关系(图11)。此项关系,可作两种不同之解释:(1)据静力变形理论,所加之应力应决定扭应变之大小;(2)然据动力变形理论^[90,92],如所加之应力与时间为比例,则适可用以克服硬化之影响,其效果只能决定软流之速率,并不影响于扭应变之大小^[92]。因将前式就 t 微分,而命 $d\tau/dt = \text{恒数}$,即可得施以一定之扭应力于纯粘性物质时,其

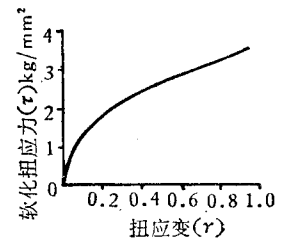


图11 泰勒氏试验铝晶之结果

流动速率之坡度与其粘性系数之关系。且测验应变之方法不同,其标准亦不同^[24b]。如就石盐晶受力时所发生之应变而论,若用影化着色(photochemical method)之法检验,则应力只有 0.04 kg/mm^2 时,已可发见盐晶发生永久变形。若必待其表面发生滑动之痕迹(Lüders' line)^[57,81,87],始认为发生永久变形,则所用之压应力或张应力,须达到 0.15 kg/mm^2 时,始得谓之开始柔性流动。即此一例,可知物质受力后,发生些许柔性变形时,其变形之大小,至难测定。倘历时甚久,此些许之柔性变形,以一定之速率进行,则其影响仍

有可观也。

(3) **软流之限量** 若根据动力变形之理论而言,则所谓软化点者,已不复存在,虽以些微之力,已可使物体发生微渺而至不可测检之永久变形。此项极小之永久变形,只需外力不去,应可继续发展,无所谓限度。前述玻璃及石砾弯曲现象,或可以此理说明之。若就普通之经验而言,物体软流之限量,当以其软化强度与破坏强度以及流率与弛懈现象发生之迟速为断。例如盐晶在 -200°C 以下时,极为脆弱,其软化点几与其破坏点一致,故加力达到其开始软化之程度,即行破裂。然温度愈增,则其软化性愈著;在 $+200^{\circ}\text{C}$ 左右时,尤为显著^[135],同时其因受力而致硬化之象亦甚显著^[121]。但晶体之柔性,就一般言之,并不因温度降低而发生重大之变更^[109,116]其软化强度,亦并不因温度降低而大为增加。如盐晶之软化强度,在 -253°C 时,仅大于在常温下之软化强度之七倍。其他如镉,锌,铋之晶体亦如之,镉晶体在 -232.8°C 时,其柔性变形可达百分之八十。

约言之,物体软流之限量,在物质本身似无一定之标准,其能发生软流至若何程度,似主要以温度及压力为决定之因素。从薄斯 (W. Boas) 及 E. 施米德^[110] 诸氏在各项温度之下试验铝,镉之结果,其应力应变关系图,已显然表示在高温之下 [镉在 200° 至 600°C , 图 12 (a); 铝在 200°C 左右,图 12 (b)], 几不需要增加扭应力,而永久性之扭应变,在镉可达 120%, 铝可达 1200%。此种平衡状况,似表示镉,铝晶格受扭应力所发生之扰乱适为退火影响所消除。混杂晶体以及非晶体之柔性,同样受温度之影响,其理由亦同。

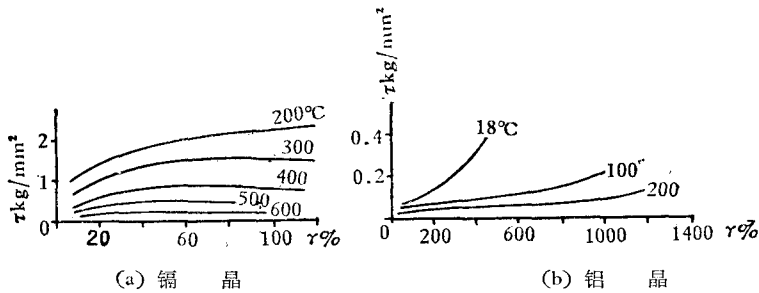


图 12 温度对于扭应力应变关系之影响(据 Boas 及 Schmid)

大理石在普通情形之下甚脆,但据卡尔曼氏施以六百八十余气压之水压力,同时使其所受之应力差达到二千八百气压左右时,其软化流动,乃甚显著^[67](参阅图 9)。

(4) **软流之方式** 为探讨软流之方式,宜先明了物质在空间流动一般之定义。设以曲面在流体中包围一有限空间 R ,为简单起见,假定此物质不能压缩,其密度为 1。在包围之曲面上取一极小之面积 ΔS , 命 A_n 为流动速度场有向量 (velocity field vector) A 在 ΔS 面上向外法线 n 方向之分量,则每一单位时间由 R 内部通过 ΔS 面流至 R 外之质量为 $A_n \Delta S$ 。 ΔS 小至极限时,则由 R 内部通过 S 面积单位之时间流出之质量为:

$$\iint_S A_n dS = \iint_S \mathbf{A} \cdot \mathbf{n} dS = \iiint_R \operatorname{div} \mathbf{A} \, dx \, dy \, dz。$$

若以 $\frac{\partial x}{\partial n}$, $\frac{\partial y}{\partial n}$, $\frac{\partial z}{\partial n}$ 为向外法线 n 对于正坐标轴 x, y, z 之方向余弦,则上式可写为:

$$\iint_S \left(a \frac{\partial x}{\partial n} + b \frac{\partial y}{\partial n} + c \frac{\partial z}{\partial n} \right) dS = \iiint_R (a_x + b_y + c_z) dx dy dz,$$

式中 a, b, c 为速度场有向量 A 之三分量, 若 S 包括整个曲面之面积, 则上式表示单位时间由 R 区域全体向外流出之质量, 等于 R 内全部速度场有向量之散度 (divergence) 之积分。在一般情况之下, 上式左边之面积分不致消失; 若其值为正, 则 R 内之物质减少, 若其值为负, 则 R 内之物质增加, 若 R 内之物质不增不减, 则成一种稳定之流动; 换言之, 与时间无关。此种方式之流动名曰静流 (stationary flow) [137]。若在 R 内任何一点物质既不增长亦不消失, 则称为无源之流 (source-free flow)。其条件可由下式定之。

$$\operatorname{div} \mathbf{A} = \frac{\partial a}{\partial x} + \frac{\partial b}{\partial y} + \frac{\partial c}{\partial z} = 0$$

据此项定义及前述种种软流之特征, 吾人不难窥见岩石中所发生之永久变形, 亦系一种柔性流动之结果, 且多系混杂晶体或混杂晶质与非晶质混合体之柔性流动。又常见岩层中多裂隙, 劈面, 节理, 断层以及冲断面等等破裂之痕迹, 故可知其所发生之柔性流动, 必有一定之限量。此项限量, 自应随各部分岩层, 在各时代各区域所受之物理的环境而变异。然自一般地壳运动进行之速率极为缓慢之事实观之, 则地壳中各项岩层所发生之柔性流动, 至少就某一时期而论, 似不外缓慢之柔性静流; 即就大规模之复杂折皱而言, 其经折皱之岩体中, 任何一部分, 如发生柔性静流, 则此流动之范围, 至少在某一时期, 仍属甚小。

在前述限制之下, 探讨岩层软流之方式。似无妨采用 A. Nádai 对于分析柔性物质静流之三项原则^[88b]。

第一项原则 延展之主向常与主应力之方向一致。

第二项原则 质量及体积无显著之变化。

第三项原则 两项主应力差之比等于与之相当之两项主应变差之比。

此三项原则尚须予以解释。第一项原则, 完全根据实验之结果, 即因最大扭应变所发生之变位之方向, 与最大扭应力之方向一致, 由物体中所发生滑面之方位及滑向与加力之方向之关系, 可以定之。第二项原则, 若严格言之, 虽未能得一确切之标准, 然就普通柔性变形之范围而言, 物质之质量与体积之变化, 大都甚小, 至多不过与弹性变形之限量同等 (similar order) 而已。假如以 $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ 为软性变形之三个主应变, 而形状之变更甚小, 则可认为

$$\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = 0 \quad (45)$$

第三项原则, 可作如下之解释: 命三个主应力为 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, 则三个最大扭应力 (亦称为主要扭应力) 为

$$\tau_1 = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}, \quad \tau_2 = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2}, \quad \tau_3 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$$

命三个与 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ 相当之主应变为 $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$, 则三个最大扭应变 (亦称为主要扭应变) 为

$$\gamma_1 = \varepsilon_2 - \varepsilon_3, \quad \gamma_2 = \varepsilon_3 - \varepsilon_1, \quad \gamma_3 = \varepsilon_1 - \varepsilon_2$$

前述之关系可如下说明之：在柔性变形之下，物体内各点之变位皆可归纳于扭应变，其最简单之情形，如图 13 (a) 所示。假定各部分之变形皆属均匀变形，在 xy 平面内一单位方块 $ABOD$ 顺 x 向分为无数平行之层，其每一层对于其下一层向前滑动一定之距离，亦

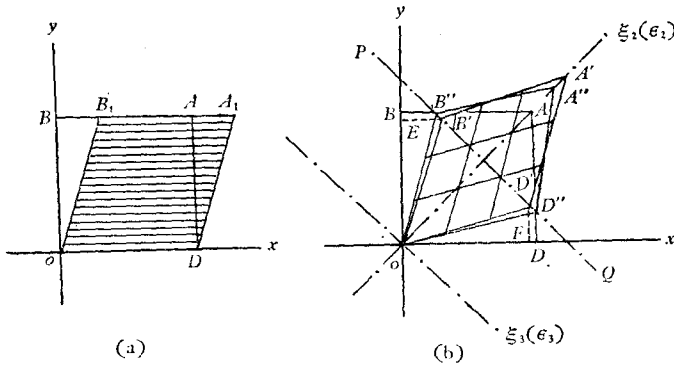


图 13 扭应变发生之解释

即与 y 轴成一定之比例。顺 x 向滑动时，则正方形 $ABOD$ 变为斜方形 $A_1B_1OD_1$ ，其扭应变可以 $BB_1 = AA_1$ 表示之。若此斜方块更同样分层滑动，顺 y 向进行，而与 x 轴成一定之比例，则原来之正方形结果变为菱形，如图 13 (b) $A'B'OD'$ 。若如此发生之扭应变甚小(即对于单位长度甚小)，则菱形各边之长与原来正方形各边之长相差甚小，可不必顾及。从图 4 及第 139 页之分析，可知 $O\xi_2$ 向之延长，等于 OD' 边对于 x 轴及 OB' 边对于 y 轴扭转角之和(因 $OD = OB = 1$ 。且此等角皆甚小，故 $D'F$ 及 $B'E$ 即为此二角之数值)，又观 (37) 式(见第 151 页)，其中旋转之项若不存在，则

$$\frac{1}{2} \gamma_{xy} = B'E = D'F$$

试将轴线 ξ_2 置于 OA' 之方向，亦即主应变之方向，则因纯扭应变在此方向发生之延长 ε_2 适与在 x 及 y 向相对发生之扭应变相等。倘在与 ξ_2 垂直之轴 ξ_3 之方向(亦即 PQ 向)复有扭应变，而此扭应变可以在 ξ_3 向之延长 ε_3 代表之，则在 PQ 向复发生延长，而在 OA 向发生与 ε_3 绝对值相等之缩短(参考第 4 图)，于是菱形复由 $A'B'OD'$ 而变为 $A''B''OD''$ ， A' 点乃移至 A'' 点。故在 $\xi_2\xi_3$ 平面内所发生之总扭应变亦即绕 ξ_1 轴(与纸面垂直)扭转之总量为

$$\gamma_1 = AA' - A'A'' = AA'' = \varepsilon_2 - \varepsilon_3$$

其他 γ_2 及 γ_3 之值，可仿此求之，于是可得

$$\tau_1 + \tau_2 + \tau_3 = 0 \quad \gamma_1 + \gamma_2 + \gamma_3 = 0$$

若以 σ 及 ε 代 τ 及 γ ，则得：

$$\frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_3} = \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_1}{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}, \quad \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3},$$

即

$$\frac{\sigma_3 - \sigma_1 + \sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_1 + \varepsilon_2 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3} \quad (46)$$

联合 (45) 及 (46) 二式所表示之关系, 可得:

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_1 &= C \left[\sigma_1 - \frac{1}{2} (\sigma_2 + \sigma_3) \right] \\ \varepsilon_2 &= C \left[\sigma_2 - \frac{1}{2} (\sigma_3 + \sigma_1) \right] \\ \varepsilon_3 &= C \left[\sigma_3 - \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_2) \right] \end{aligned} \right\} \quad (47)$$

式中 C 为一任意之恒数, 试以 (47) 代入 (46), 即可知其能完全满足此式, 可谓一组惊人
之公式。盖如以 $\frac{1}{E}$ 代 C 而以 ν 代 $\frac{1}{2}$ 即可得虎克法则(参考第 7 式)。(47) 式予吾人以分
析缓慢柔性静流无穷之方便, 只需柔性变形之范围不大, 而因软流发生, 岩层中在某一时期
不致有显著的体积及密度之变更, 则尽可适用, 且可与弹性变形大致作同样之处理。

四、地质构造形象之观测与分析

岩层中发生种种变形或破裂之痕迹, 显系地中应力活动之结果。故欲探求某一地域
中某一地点在某一时代所受之应力情况为何, 须先测定该地点在当时所发生之应变或破
裂之痕迹若何^[40]。此所谓应变与破裂痕迹, 皆具有永久性, 即其发生之时, 其所受之应
力, 必已超过岩石之强度, 甚至已超过其软流之限量。故如欲从事于量的分析, 吾人似应
先行确定各种岩石之强度为何。依普通试验材料之方法, 或其他更精密之方法, 施行此种
试验者, 已屡有所见, 由实验室所得之结果, 亦大致相若, 例如据吴筱朋先生试验之结果:

岩石种类	10^8 dynes/cm^2
苏州金山花岗岩软化强度	5.62
苏州金山花岗岩破坏强度	8.68
高资大理石及栖霞石灰岩	2.53 至 7.0
乌桐砂岩	5.6 至 6.3
据恩文 (W. C. Unwin) 所举之数值:	
花岗岩	7.7 至 17.3
石灰岩	4.3 至 15.7
砂岩	1.86 至 6.2
玄武岩	11.6 至 17.0

其他各项弹性系数(如 $E, \nu, \mu, K, -\frac{1}{\nu} \frac{dv}{dp}$ = 压缩系数, 或可压性) 亦能大致决
定, 详细之数值, 虽各人所得之结果, 以其所用之标本不同^[1,2], 及所加压力之大小
^[16,17], 略有差异, 而数值之等级 (order), 则可谓相同也。根据此等数值而论, 可知岩层变
形之所由发生。故地球物理学人, 往往谓某项运动, 在地壳中殊不可能, 固自有其理由,
然吾人若予前述各种软流现象, 弛懈现象, 受力时间关系等等确定之事实以充分之考虑,
则所谓岩石之强度, 须列举其控制之条件, 始能有一定之意义。前表中所示之强度, 乃受

普通实验室之条件之控制而已。

至若岩石在天然之环境中,其平均之性质与在实验室中所选择之若干标本,恐大有不同。岩石在地壳之中,不独受水压式之压力,随其升降而变更其温度;且自其产生以来,无不具有无数之裂痕,裂缝,而此等裂隙对于其全体平均强度之影响,殆有甚于晶体之局部之不规则或裂痕(Lockerstellen)^[21,120]者,盖已不难想见矣。但亦有持异议者^[145]。

然则谓地下之岩层无一定之强度乎?是又不然,盖若无一定之强度,则一切因重力而生之均衡现象(isostasy),应即达到完全调制之境。但事实上在高山区域,或海洋深槽之旁,非常之重力变异(gravity anomaly)乃一普通之现象。其他尚有种种事实证明天然之岩石,并非完全属于软体,即对于地中应力之作用,虽经过之时期甚长,亦不得视为完全之软体。但在弛懈变化不断进行之中,此项强度,能维持若干时期,则另一问题也。

准是以谈,探索地壳运动之原因,不宜着重于一般岩层强度之估计,而应就每一区域每一地点之岩石构造形象加以分析,从各项构造单元排列之形象,追求其昔日曾经受过之应力为何等状况,庶可觅得一广泛力学上之基础。在作此种观测与分析之时,除时代上之分析外,对于每一构造单元,应注意三事:

(1) 确定每一构造单元为应力如何作用之结果。

(2) 确定每一构造单元之构造面(structural plane)或其主要构造面对于主应力之方位。

(3) 就每一有联系之构造区域(一名构造单位),确定其中每一构造单元之构造等级(tectonic order)。

兹就与此三者有关之重要事实,分别述之,以示实际着手之方式。循轨以求其他,不厌详尽,则有待于工作者各个之努力。

先就第一二项言之,凡自成一单独构造形象之现象,皆可成为一构造单元,例如一断层,一冲断面,一擦痕面(slickenside),一群劈面,一带片理(foliated band),一对X式节理面,一个折皱等等,皆可认为一构造单元。在天然环境之下,吾人甚难想象在任何地壳运动之时期,仅有单纯的应力作用于岩体之某一部分。但据实地观测结果,确有若干种构造单元,其排列之方式,适与单纯应力作用于某一方向之结果相当。此一单纯应力,应即可代表当地应力分配之状况。混杂晶体如岩层者,当其变形达于极限而致破裂^[79,127]之时,其破裂之方式不外两种:(1)分裂,(2)滑动,前已详论兹不再述。分裂发生之时,应可以最大延长规律(maximum extension)定夺之。滑动发生之时,应可以最大扭应力规律(maximum shear)或一定扭势(constant energy of distortion)定夺之。依最大延长规律,可得下述之各种构造单元。此等构造单元排列之方位,每因岩体各部分继续发生相对之变动,不免对于其最初排列之方位,发生若干旋转之象,是则不得不与以注意,但此种旋转之趋势,往往可由岩组之分析,或高级构造单元(详后)之排列定之。

(1) 横节理 此种节理与岩层折皱轴之走向垂直,彼此互相平行,为数极多,在岩层受压甚烈近于直立之处,尤见发育。岩脉中之横断节理,不必尽为受侧面压力之结果,

盖当岩脉形成之时,或因温度降低,或因失去水分而致收缩,收缩之结果,亦必发生节理。但此种因热应力(thermal stress)而发生之节理,多聚集于岩脉两侧面之附近,其因受压而发生之节理,必通过岩脉全体。

(2) **横断层** 此种断层往往与折皱相伴,其方向大致与折轴垂直,其数亦常甚多,彼此近于平行。

造成此二种构造单元之应力情况,显然与单纯压应力作用于岩层之折皱轴面或岩脉侧面者相当。此单纯之压应力作用之方向与岩脉或岩层之折轴垂直,故岩层岩脉最大延长之方向与其轴向或走向平行,因之平行节理及横断层即在与最大延长方向垂直之方向发生,单纯张应力之垂直于此等构造面者亦可发生同样之结果。

(3) **纵节理** 此种节理常发生于背斜之上部,与折轴平行,与层面大致垂直。当背斜发生之时,岩层向上弯曲,故背斜上部之岩层,在背斜轴垂直之方向常受张应力之作用。弯曲愈大,岩层与背斜轴垂直之方向延长愈增;及弯曲至相当程度之时,必在与最大延长方向垂直之方向分裂。此种节理之构造面常与活动之张应力垂直。

依最大扭应力规律所产生之构造单元,种类甚多,其中重要者如次:

(4) **X节理** 此种节理亦名扭节理。由两组相交之破裂面形成,每一组破裂面彼此互相平行,而此一组与彼一组相交之角,在某一方面由 50 余度至 80 余度不等^[53a,61];同时在与此垂直之方面由 120 余度至 90 余度不等,最普通者一方面之夹角由 73° 至 85° 左右,其垂直方面之夹角由 95° 至 107° 左右。此两组破面之交线与层面多近于垂直,若不成垂直,则与直角之差至多不过 10° 或 8° 而已。因此两组平面对于层面不完全垂直,故在层面上量其夹角之时,宜加以注意。又 X 节理之锐角等分线常与折轴垂直,故在折轴居水平地位之处,其锐角等分线与走向垂直。但在折轴倾斜之处(pitching),则不与走向垂直,此又不可不注意者也(参考图 19-III)。此二组破面之中,有时一组发育不良,或竟无痕迹可睹,而有时在冲断面之上,亦具有粗糙之 X 节理痕迹。

X 节理之所由发生,显系岩石循最大扭应力之方向滑动之结果,故其锐角钝角等分线之所在,即表示主应力作用之方位。普通锐角等分线之方向,即主压应力作用之方向,钝角等分线之方向,表示与主张应力相当之方向。但在 X 节理形成以后,岩石若因受牵引或受压缩而致发生柔性流动,则扭节理面之夹角可变大或变小,甚至张应力作用之方向与锐角所在之方向一致(参考图 10)。此项节理,在野外有助吾人之勘测者甚多,犹忆在贵阳附近,曾依此种节理之指示,得于石灰岩层中,发见一近于水平之巨型冲断面。

(5) **X 式岩脉** 在受应力较烈之区, X 节理穿过之裂隙中,往往有石英,或方解石,抑或其他岩脉填塞于其中。此种岩脉所指示者,正与 X 节理无异。在两组岩脉之中,其一组不发育之处,往往见此种岩脉本身之节理多非横节理,即非与脉面垂直,而与之斜交。此项与岩脉侧面斜交之节理,即代表未发见之一组岩脉之方位。若将岩脉延长之方向与其中斜

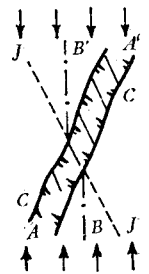


图 14

AA' 岩脉, JJ' 斜节理, B 锐角等分线, C 收缩节理。

节理所成之锐角等分之,则此等分线所指示之方向,即主压应力作用之方向(参考图 14)。

(6) **方格式正断层** 有时一区域中发生两组正断层,每组大致互相平行,此一组之断层与彼一组之断层纵横交错,且互相穿插,使全区划分为若干方块,其断面有时带水平或近于水平之滑痕,其相交之角往往近于 90° 。如此穿插之断层,与 X 节理之意义相同。其产生之理由,不外沿断层面最大扭应力之活动。作两线,将两组断层面之交角等分,即得主应力作用之方向。

(7) **冲断面** 一切冲断面皆表征岩层中滑动之象,亦即表示最大扭应力作用之面,其作用之方向,常可以冲断面上之滑痕(slickenside)表示之。所宜注意者,即滑痕指示之方向,非必为原来滑动之方向。盖自滑面发生以后,如此面复经过少许之旋转,则滑痕必略变其方向,冲断面之为横断层所切断者为尤然。但此项旋转,常为量不大,且旋转之轴,与滑面之法线一致者居多。就大体言之,滑面上所带之滑痕,可分为两种: 1) 与滑面之走向近于垂直; 2) 与滑面之走向近于平行。如观测者面滑面而立,即见前者乃前后或上下滑动之结果^[4],而后者则为左右滑动之结果。左右之滑动,即水平之滑动,为擦断层之征象。其地质力学上之涵义,与 X 节理之一组破裂面相符,第其产生之期较晚,而规模较大耳。至沿滑面倾向之滑动,常因重力之关系,而致滑面弯曲,故同一滑面,因其所露出之部分不同,其倾斜之大小亦异。近根部分,寻常滑面之倾斜较大,离根愈远,倾斜愈小,甚至近于水平。岩质之富于柔性者(如较新之岩层),经应力之继续作用,可沿此滑面作辽阔之软流,大规模之逆掩现象,由是而生。

职是之故,吾人未可概执此种循倾向(循滑面倾向,非岩层倾向)滑动之冲断面现在之方位,为当时最大扭应力作用之面,故亦未可依此种冲断面一部分之方位,而定夺主压应力作用之方向。吾人就此所知者,仅主压应力大致与此种冲断面之走向垂直而已。

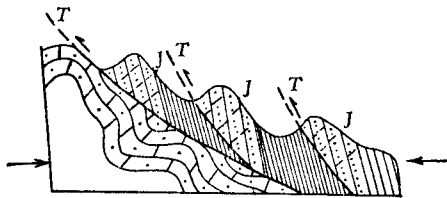


图 15 瓦叠式构造
T. 冲断面 J. 节理面

(8) **瓦叠构造(schuppen structure)** 此种构造往往发生于岩质较为脆硬之区域,即在一比较小的范围内,岩层经多次上下滑动,如瓦片之叠伏于屋顶者然。此等平行之冲断面甚少伸展甚远者,且其倾斜常较大,故鲜有因重量下压而发生滑面弯曲之影响。其地质力学上之意义,与 X 节理之一组破裂面相似,所不同者厥唯 X 节理之交线近于直立(对层面而言),而此等构造面与其相关之节理之交线则近于水平(参阅图 15)。

瓦叠式之构造面为最大扭应力作用之结果,盖无可疑,故依前述方法可求得得主压应力作用之方向。

瓦叠式构造之下侧面,有时有一较大之冲断面,此一冲断面,不独规模较大,且其倾斜亦较为平缓。

有时夹于各种岩层中之一岩层,呈瓦叠式之节理,而其上下岩层则不受同样之影响。

依此等节理之排列,可侦知此处岩层曾受何项主应力,其作用之方向为何。其上下岩层不受同样之影响者,盖因其强度较大或软流之限量较大故耳。

(9) 劈面 劈面之发生,亦系最大扭应力活动之结果。至于此项扭应力之活动面与主压应力之关系,则颇难确定。从前述单独晶体晶格滑面发生旋转之理由,不难明了均匀岩质如页岩者,当其各质点发生滑动之时,正与晶格中之各原子类似。前已述及因旋转现象,单独晶体中所发生之滑面渐近于与压力垂直,仿此类推,吾人似不妨认岩层中之劈面,亦有与主压应力垂直之趋势,但若执为与主应力完全垂直则未可也^[78a]。

(10) 片理 (schistosity) 及折纹 (foliation) 或条纹 此等构造单元之构造面,与劈面具有类似之意义,所不同者,普通仅具有劈面之岩石,不必经过再结晶;而具有折纹,尤其具有片理者,其经过再结晶之情形,常甚显著,前已言之,再结晶不致消灭其原来滑动或软流之痕迹,但因再结晶而产生之矿物,另有他项因素参加而予以决定,故吾人不可概以此等岩石中晶体排列之方位而推定主应力作用之方向。然根据分析岩组之结果,尤其根据片岩中所含挤压斑晶中伟晶 (porphyroblast) 本身之片理与其周围岩质中片理排列之关系,吾人不难判断块片中之结晶或成于受应力之前,或在受应力作用之后,抑或其结晶之时期与受应力之时期相同。由此等关系,可作两项结论:(1) 曾因受应力而成之晶粒或颗粒,其长轴排列之方位,多与应变椭球之中等轴一致,亦有时与最大延长轴一致。换言之,条纹之方位,常与主压应力垂直。(2) 在受应力之时期,岩中各颗粒常发生旋转,其旋转之轴,普通常认为与条纹之方位一致^[116a],因旋转之故,长短宽仄不齐各片粒之长轴,常顺某一方面排列而造成狭义之片理面 (plaiting surface),普通认为此面与压力垂直,至于因滑动而成之片理,则可称为披面 (shear surface),其方向与最大扭应变平行。

(11) 梯断层 (step faults) 地堑 (graben) 及地垣 (horst) 之两旁,常有阶段式之正断层发生,其延展之方向,即可示地堑或地垣延展之方向。发生于地堑之两旁者,其侧斜 (hade) 常向堑内,破裂之段,逐步向堑中下落。其发生于地垣之两旁者,其侧斜常向垣外,在垣墙之两旁向垣外逐步下落。从此等断层面侧斜之方位可断定其产生原因,非单纯张应力作用于水平面所致,而实水平张应力与垂直压应力(因重力而生)合作,致沿断面方位发生最大扭应力之结果,参阅图 16,其理自明。

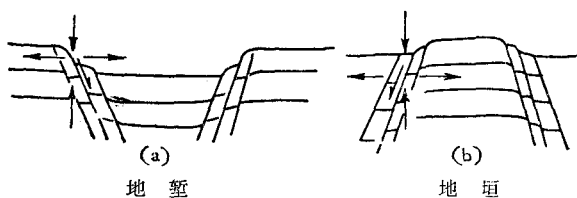


图 16 地堑地垣两侧应力之分配

(12) 逆断层 (reversed fault) 岩层局部受侧面压应力之作用,有时沿最大扭应力之方向滑动,致发生逆断层。其在垂直方向所受外力不均匀时,亦可发生逆断层,理由同上。此等构造面伸展之走向,皆与作用之压应力垂直。

前述各种构造单元,皆破坏之现象。其所以致破坏者,或基于最大延长之过度,或受最大扭应力之支配,皆属比较简单之现象。兹更举其他若干种常见之构造单元,以示比较

复杂应力作用之情形。

(13) 折皱 折皱即岩层弯曲之现象。使物体发生弯曲现象,用力之方式至多,然一旦弯曲发生,则其各部分必有不同之应力同时作用,此等应力之分配大致如图 17 所示。

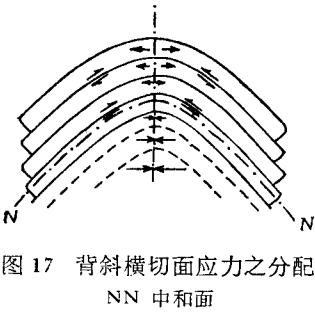


图 17 背斜横切面应力之分配
NN 中和面

在中和面 (neutral plane) NN 以上之部分,皆受张应力,其方向随处不同,其大小距中和面愈远之点则愈大。同时各层之间皆有扭应力,愈近于中和面之处愈大。在中和面以下之部分皆受压应力,其大小及方向之变化,与其上部所受之张应力相似。扭应力亦如之。至于此等应力之大小如何变更,则视受外力之情形而定。

因前述理由,每一背斜或向斜虽为一构造单元,但无法于其中指出一面,以此面应力作用之情形,代表其全体各点各面所受应力之情形;换言之,即无法指定一构造面表征其中各点应力作用之状况。今欲确定此种构造单元在地质力学上之涵义,唯有就其施用之外力情况,亦即其境界之条件 (boundary conditions),予以决定,始不致使此种构造单元在其他各种构造单元之中,失却其地质力学上之代表性也。就施用外力之情况而言,可概分为三项:

(A) 敷挂折皱 (sedentary folding) 假如有一曾受折皱之区域,尚未夷为平地,其上即有较新之岩层发生,则其上之新岩层大体虽属平敷,然在其底部与突出之老岩层接触之处,难免不发生原倾斜 (initial dip),新岩层之富于泥质者尤然。若其下已经折皱之老岩层经新岩层掩覆以后,复发生折皱,因其与邻近之岩层经久已获得紧密之联系,而新成之岩层则不如是,故老岩层传递由侧面所加之应力较易。于是在同一区域中下部老岩层发生穹隆之象,而上部新岩层则因侧面受此种应力甚少,仍有维持其平敷之势,但此种不平衡之现象势难持久,终久上部新岩层因重力之作用渐随其下部岩层之折皱而发生折皱,即低处下降,高处比较的上升。此种折皱有两项特征:(1) 每一敷挂背斜,愈至下部,其倾斜愈大。普通弯曲不烈之背斜虽均呈此种现象,但不若敷挂折皱之显著,且在距敷挂背斜不远之处,倾角立即消失,而岩层仍维持其平敷之象。(2) 敷挂折皱之层面所见 X 节理,以其锐角对折轴者极为罕见。盖此种折皱发生之初期,岩层未受侧压;及敷挂折皱演至相当程度,则新旧岩层合为一气,于是折皱进行之时,上下岩层同受影响,但折皱既已达到此阶段,已非发生 X 节理之时期,而为弯曲进行之时期矣。

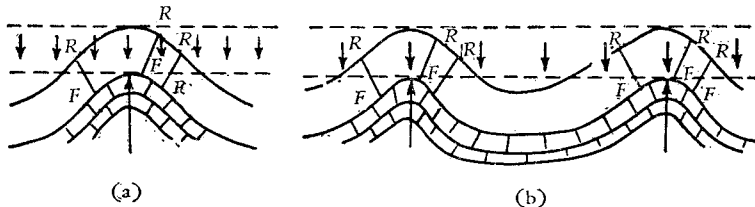


图 18 敷挂折皱切面应力之分配

使此种折皱发生所用外力之情形,如图 18 (a) 所示,有如横梁之支点在中间,因

其自身重量(体力)之负荷(load)而发生向上弯曲者然。又如(b)所示,横梁之支点在两端或其附近,其所承受之均匀负荷,即其自身之重量,故两支点间之一段岩层往下弯曲。总其全体言之,此种构造单元所表征之外力,只垂直之力而已。若究其各部分所受之应力,则颇复杂,例如RF等处有发生逆断层(reversed fault)之可能。

(B) 限制折皱(non-sequent folding) 岩层之陷落于两大正断层之间者,或陷于地堑之中者,因愈低落则其所占之空间愈形狭隘,除非两大断面因受水平张力之结果,而向外移动,则逼处于两断面间之地层必致受侧面之压力而发生波折。此种波折,常不甚巨,近断面之处较为显著,愈近陷落岩层之中央愈趋平缓。造成此种折皱所用之外力,与下述第三项折皱所需要之条件类似,即受水平压力,但压应力之传播往往未及于陷落岩层之中部即行消失。盖因受断面之抵制而发生之应变,势必尽先为局部软流或弹性应变所吸取也。

其次,在地下某一深度之岩层位于邻近各区域者,其弹性系数以及其软化点不必相同。又在同一深度之岩层,其强度虽相埒,而在邻近各区域中,其上所覆岩层之厚度不必相等,换言之,即其负荷不必相同。因此在甲区域中地下某一水平面上之岩层,因受垂直压应力已形软化,而向侧面流动时,在其毗连之乙区域中,则仍本其强度而作弹性之抵抗,于是已经软化之区域难免不因软性延长而发生折皱,其邻近尚未软化之区,则犹维持其原状。所谓地域变质(regional metamorphism)者,其发生之原因,一部分容或在此。

又软弱岩层夹于强硬岩层之中者,因前述理由,或因其上下较为强硬之岩层形成背斜之故,其囿于背斜下部之部分,尤其近于背斜轴之部分往往作剧烈之折皱,与其上下岩层,成不整合之状,此种不整合折皱(discordant folding)实为一种限制折皱。

(C) 前述二项折皱为特殊之现象。一般折皱之所由发生,大都皆系岩层受地壳中水平主压应力所致。在最初时期,地层受侧面压应力,即发生X节理,如图19(I)所示。其

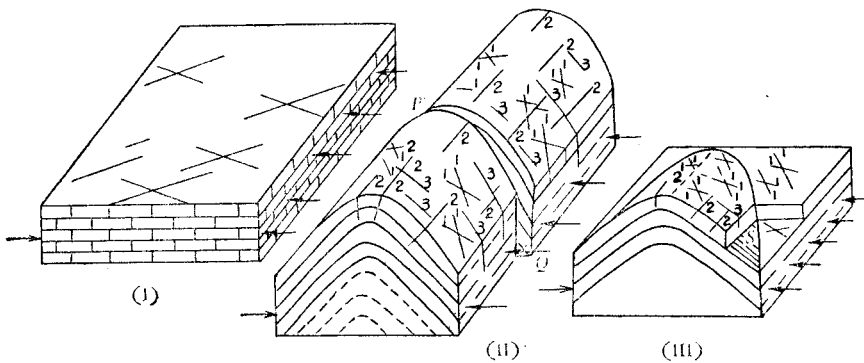


图19 背斜中各种节理之发育
(I) X节理; (II) 纵节理; (III) 横节理。

侧面所受之压应力若达到软化点,或岩层本身之结构有不均匀之处,即不稳定,易于发生弯曲,此种现象普通称为翘起(buckling)。一旦稍有弯曲,则弯曲旋量(bending moment)愈演愈大,而弯曲之现象亦愈演愈剧,此时已不复发生X节理,而因背斜上部受张应力之故,

发生纵节理,如图 19 (II) 2。若侧面压应力继续作用,则因此背斜顺其轴向作最大之延长,乃发生横节理,如图 19 (II) 3,及横断层,如图 PQ 。同时因扭应力之作用,层面往往有滑痕可睹,如图 19 (III) S 。于兹堪予注意者,即 X 节理之锐角等分线,常与折轴垂直,即在背斜轴向下倾斜之处,亦与之垂直。由此可证明造成背斜之侧面压应力,始终未变更其方向也。

向斜中应力之分配与背斜类似,唯其受张应力之部分不在上部,而在其下部。其上部,尤其上部之中央,受侧面压应力最烈,故在折皱进行之时,尚可于向斜上部之中央发生 X 节理,其锐角向向斜之两端。若弯曲更烈,则有时发生逆断层,此种逆断层延展之方向,即与压应力垂直之方向相当。但在事实上,向斜之中部多因侧面受侵蚀之故而成孤立之高地,与侧面岩层脱离联系,其有联系之部分往往埋于地下而不可睹。即偶有新生之向斜,或上部岩质不良于抵抗侵蚀之向斜,侧面有下部岩层为之拥护,而居向斜中央残余之部分,仍不免有孤立疏松之象,故其侧面所受之压应力能传达而及于此者,实不易见也。

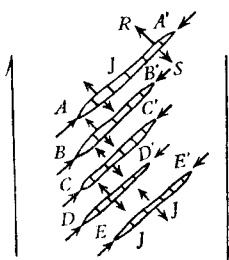


图 20 沿张应力裂隙所发生之小岩脉

要之,无论向斜背斜,无论其中各处应力之分配如何变化,就其全部言之,则普通皆属侧面压应力活动之结果。若认此种构造单元为地壳中某项应力作用之征,则此侧面压应力作用之方向至为重要;而其中各部分受应力之情况,乃属一次要问题。就此等构造单元主要构造面之方位而论,即其轴面 (axial plane) 之方位而论,则不难明了侧面压应力作用之方向,大都近于水平,而与折轴之走向垂直。于兹应予注意者,乃与折轴之走向垂直一语,折轴之走向,固与岩层之走向不必相同也。在背斜轴往下倾斜之处,则应测定背斜两旁相当处岩层之走向,将其夹角等分,始可得折轴之走向。岩层倾斜不大者,尤宜注意此点。若岩层近于直立,则岩层之走向常与折轴之走向大致相符。

(14) 斜列 (en échelon) 节理及小岩脉 同一块或同一小区域之岩层,若其所受之压应力方向虽一致,而作用于其各部分之应力大小不等,或应力之大小及方向虽同,而受力之岩层强度不等,则扭应变特别显著,往往发生一带斜列之裂缝。此等裂缝又往往为小岩脉所填塞,石灰岩中尤屡见不一。如图 20, A, \dots, E 为石灰岩中之方解石小岩脉,其中节理 J 常与岩脉受压应力之方向斜交,并非与之垂直。由此可知此一岩块曾顺最大扭应力之方向,局部发生滑动,而同时又在与此最大扭应力相当之最大张应力作用之平面发生分裂 (即 $AA'BB'$ 等面)。与此等分裂向垂直之面 (RS),同时应受压应力之作用,因此项压应力作用遂发生 J, J 等滑面,故此等节理面,就一般言之,常不与岩脉走向垂直,而与之斜交。

斜列裂缝或小岩脉之排列不必完全平行,有时向一方向渐行变易其方位,此乃因最大延长规律及因最大扭应力规律而产

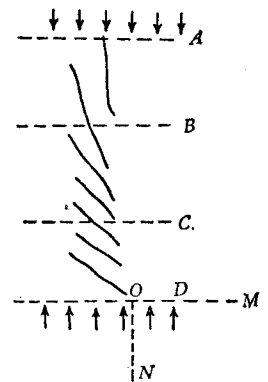


图 21 支力不均匀时裂隙方向变更之情形

生之两种破面逐渐联合之征象。如图 21, AB 部分系应最大延长规律而产生之分裂面, CD 部分系应最大扭应力规律, 所产生之滑面, BC 部分, 即代表两者逐渐变易之象。此等构造痕迹, 在一小范围内虽屡变其排列之方位, 而在此岩石中活动之主应力之方向固不变也。其发生扭动之原因, 大部因 MON 部分有较为坚硬之岩质存在, 其余各部分则较为软弱。

复有所谓羽毛状节理 (feather joint) 者, 亦属一种复式应力作用之结果。如图 22 (a),

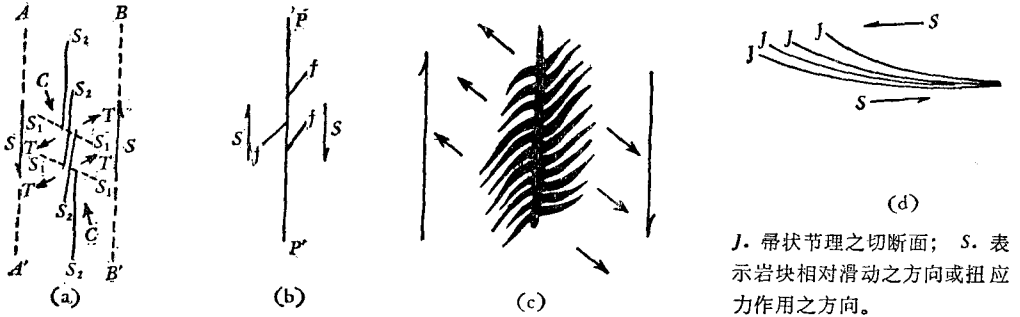


图 22

- (a) 单行羽毛状裂隙或节理之切面图 (b) 双行羽毛状裂隙或节理之切面图
 (c) 小型双行羽毛状裂隙经方解石脉填塞者 (d) 帚状节理之侧面图

SS 表示 AA' , BB' 一带岩块或地域所受主要扭应力之方向。因此主要扭应力之作用而发生主压应力 C , C 及主张应力 T , T 之作用, 复因此等主应力之活动, 而致当地岩石沿 S_1 , S_2 二向发生裂缝, 亦即滑面。又如图 22 (b), 受扭应力 SS 之岩块或区域, 若沿 PP' 面破裂而且滑动, 则往往因摩擦阻力而发生 f, f 等裂缝。更如图 22 (c) 所示, 直穿各斜列节理之一裂缝, 显系岩石中之一主要滑面, 亦即主要扭应力作用之面。因此裂缝两旁之岩石受主要扭应力之作用, 故在与此主要扭应力相当之主张应力作用之面发生分裂之痕迹, 是即互相平行之斜列节理。

以上各种复式节理或小岩脉之产生, 虽有不同之应力同时活动, 但主要应力作用之方向, 则不因其各部分作用之应力不同而有差异。从此等构造单元测定主要应力作用之方位, 为第一要义。至于解释此等构造形象如何发生, 不过应有之了解已耳。

其次尚有一种微呈弯曲之斜列节理, 往往暴露于岩层之表面或断面。其曲度不大, 曲面均甚圆滑, 无急遽弯折之象向一方面各弯曲节理面渐形密集, 而向其反对之方面, 则各弯曲节理面渐形离开, 此种节理可称为帚状节理, 据实地观测结果, 帚状节理皆由岩层发生相对之滑动所致。就发生此项节理之部分而言, 渐形离开之方面常指示其向前滑动之方向[图 22 (d)]。其造成之原因, 颇与瓦叠构造相似。

(15) 晶粒排列平面 从岩石中某种矿物, 例如石英, 滑面排列最频繁之方位, 或多数晶粒长轴排列之方向, 亦可侦知由此等矿物组成之岩石经过若何应力之分配。若岩体过大, 或从其他方面探知其各部分曾经不同之应力分配, 则宜就适当之地点, 择取标本, 各个予以岩组之分析。若经分析之结果, 证明此岩体中各部分某种矿物晶粒排列面所指之

方位大致相若,则此一方位即可代表此岩体全体之扭面或滑面之方位,亦即指示活动于此岩体中之应力情况,可依此等晶粒排列之方位决定之。若能发见在某一帶中之各点,其最多晶粒所排列之方位相同,而在其他另一异向帶中之各点,其晶粒之排列则另指一方位,则此二帶(即二 S -面)对于应力之分配之情形,确具有不同之意义,是否为主要扭应力活动之面,尚宜参以晶体本身结构上之特性(如最易发生之滑面与晶轴之关系等),予以考虑^[106]。

其他如某种矿物之某项联晶面之排列,容或对于岩石所受之应力情况有一定之关系,但因涉及晶体之本性,尚有他种因素,应予注意。

(16) 火成岩之流纹 (flow lines) 与流层 (flow layers) 火成岩体侵入地壳上部之时,必渐冷却而凝结。但当其犹未完全凝结之时期,若遇当地应力之作用,则其流动之方向,难免不受影响。此种影响,可于火成岩体中之流纹或流层见之。当其流动之际,究系半粘性抑或柔性流动,殊不可必,要以当时之温度及岩质化学的成分为断^[13,26,30,101]。温度较高,则流动愈易,酸性愈重,如无水分参杂其中,则流动愈难,概可想见。然岩浆迸出之时,必有水分参杂其中,故酸性基性,殊不足引为判断其流动难易之一标准。从分散于流纹中之矿物结晶种类及岩质之化学成分,固可大致测定流动时之温度,但天然环境至为复杂,由此种方法推测之温度,尚未可据以断定当时之液性 (fluidity) 何如。较为可靠者,厥唯流纹本身之形象。如在一小范围内流纹展转曲折,至形纷乱,则仅表示局部乘隙流动之象。若整个岩体中之流纹流层,在相当广大区域之中井井有条,则此种条理不妨视为当时依应力之支配而流动之痕迹,而此种流动之方向又不妨视为主应力(压应力或张应力)作用之方向。盖在液性显著之物质中,似可假定一切应力之作用皆转变而为主应力之作用(如液性不大,则此项假定尚有问题)。

在前述假定之下,吾人可视火成岩体中之流纹为与张应力同向,而其中之流层则与压应力垂直,与张应变同向。此种假定,不啻引用利克之原则 (Riecke's principle, 一个晶体在与其本身成份相同之溶液中,其溶解与其所受之应力平行,而其生长则与其所受之应力垂直),但此项原则,究竟能否适用于岩浆之结晶,迄未能获得有力之证据以确定之。

以上所举各例,皆常见之构造单元,若加以更详之观测与考虑,当可发见他种构造单元,足资鉴定应力作用之情况。同一时期,同一地点所发生之构造单元,就大体言之,应表示同样或相当之应力作用情况;然尚有一不可忽视之条件在焉,前已言之,吾人尚应辨别各构造单元之等级 (tectonic order)。

例如普通之背斜,就其大体而言,乃水平压应力对于背斜轴成直角之方向作用之表征。但如图 19 所示,在初期发生之 X 节理,其排列确与压应力作用之方向适合。至第二期发生之纵节理,则在垂直于折轴之方向,表征张应力之作用,适与作用各背斜两侧之压应力相反。及第三期发生横节理及横断层,其所表征之应力情况,又与第一期发生之 X 节理所表征者相合。又如地堑之发生,乃水平张应力作用之结果;但是地层下坠所居之距离减少而致发生折皱,则又因张应力之作用而反发生因压应力作用之构造单元。其次,如双行

羽毛状节理,原系因主要扭应力作用,致循其作用之方向,发生滑动面[如图 22 (b), (c) 中间直穿之断面]。但因此滑面发生,复致主要断面之两旁发生多数小断面,而此等小断面并非完全循应有之张应力之作用而生。其近主要断面之处,发生转折之象,此种转折之象,实不外因滑动而生之弯曲 (bending), 故在此转折处应力分配之情况又颇形复杂,与原来之主要扭力,大为不同。仿此例推,几无穷尽。故必须辨别一个构造单元之构造等级;所谓等级者,乃比较之词,与算学上数值之等级,意义近似。

辨别构造单元之等级,应以在构造上有特殊联系之区域(即构造单位)为范围。在此范围内,凡构造单元,其所表征之应力分配,对于因此区域全体受外力作用而将发生变动时,所形成之一般应力分配情况适合者,可视为第一级构造单元 (tectonic elements of the first order)。迨构造上发生变动后,则因局部变形或变动之结果,往往局部应力之分配,亦随之而发生变化,局部应力既发生变化,则必另有构造单元出现于局部,反言之,即此等局部新生之构造单元所表征之应力分配情况,乃局部发生变形或变动后之应力分配情况,而非原来之应力分配情况,故因变形或变动所引起之局部构造单元,皆应属于高级构造单元。例如背斜本身,其层面之 X 节理、横节理以及横断层所表征者,皆属同一方向作用之压应力,故皆可称为在同类背斜或向斜流行之区域中之第一级构造单元。至因弯曲而产生之纵节理[如图 19 (II)2],则属第二级构造单元。又如地堑两旁之梯断层,为第一级构造单元。地堑中之岩层因陷落而发生之折皱,为第二级构造单元。此种折皱(背斜)上所发生之纵节理,则属第三级构造单元。余可例推。

五、构造系统与构造形式

(一) 构造系统

每一区域中所有之各项构造单元,不必为同一应力情况作用之结果。时代不同,应力分配情况往往变异,新构造单元随之发生;若非后来之应力活动剧烈至于使岩石完全变质,则以前所发生之构造单元或其痕迹,仍遗留于岩层之中,至多不过稍易其方位而已。此种古构造单元方位之变易,在未感受剧烈地壳运动之区域中,不甚重要,若在折皱或破坏甚烈之区域中,则不可不予以注意。盖分析古代某一时期某一区域应力作用之情形,全仗当地当时所发生之各项构造单元之方位予吾人以指示,与利用分极光穿过薄片时所生之干涉现象而定应力分配情况者,略相类似^[31]。倘整个区域,或其一部分,或其中某一项构造单元,经后起之变化而致支离破碎,则欲追溯其原来排列之情形,势不得不将其各块垒中现时排列之情形,逐一搜索,拾遗补漏而与以相当之纠正。此项工作,就表面观之,似属烦难,然就实地情形斟酌之,则不无途径可寻也。因可寻之途径甚多,且难立一定之方式,兹姑略之。

同一地域,同一时期发生之各项构造单元,有彼此具有密切之联系者,亦有彼此漠不

相关者。所谓密切之联系,可由两方面探悉之:(1)两者常相伴发生,其相对之方位,常有一定之规则。例如在折皱轴垂直之方向,常有横断层存在;冲断面垂直之方向,亦常有横断层随之。所当注意者,即不应如普通习惯,以某者切断某者为其先后发生之证据。(2)如从实地观测,得悉某某等项构造单元常相侣伴,且有一定方位之关系,则可试用一种应力分配情形,以定其产生之原因。若处处适合,则此等构造单元有密切之联系,可无疑义。

有密切联系之各项第一级构造单元展布之范围,往往颇为辽阔。在此辽阔之区域中,每一项构造单元构造面之方位,有近乎固定者,亦有随地点不同,而逐渐变异者。无论其变异与否,只要从实地观测而确定其连续性,则此等有关系之各项构造单元,自成一构造系统(tectonic system),每一构造系统皆表示其展布之区域曾受若何应力分配之支配。

各地域之构造系统,不独展布之范围大小不等,其形式亦至为烦杂。故每一构造系统,一经确定之后,宜予以特殊之名称,切实之定义,并划定其展布之范围,在可能范围内鉴定其造成之时代,以示其独立存在之义及与其他构造系统之区别^[73]。巨型构造系统展布之区域,有时包括一小区域,其中岩石性质特殊,自成一小单位。此种小区域之边缘所受之应力分配,虽与大区域中一般应力分配之规律无异,但因其自成一构造单位,其中所发生之构造形象,往往以其边缘所受之应力为境界条件,而另行产生一构造系统。此项构造系统中之各单元排列之方式,不必与包容此项小构造系统之巨型构造单元相符合。因此等实际之发展,故构造系统亦可分为等级,冠以第一级、第二级等字样(tectonic system of 1st, 2nd, ... order),一如处理构造单元者然。

前述各项构造系统,大抵皆主要由水平应力作用而产生之构造单元组成,若严格言之,应称为水平构造系统。其他尚有若干种构造系统,起源于各地域之广泛升降运动,形成高原、盆地等等地形,其组成之构造单元多为正断层、敷挂折皱或限制折皱之类,未可与水平构造系统并论。巨型者往往限于特殊之地域(regional),中型小型者,似多属水平构造系统中之高级构造系统,其本身在地质力学上之涵义,似不及水平构造系统之广泛。

(二) 构造型式 (Tectonic Types)

普通所谓构造系统者,大抵指水平构造系统而言。就已知之各项构造系统,已可辨别若干型式,每一型式皆代表一定之应力分配,不拘在任何区域发生,其所代表之应力分配,殊无变异。此所以构造型式之认识,在地质力学上,其重要性初不亚于构造单元之认识也。

兹仅就已经确定之构造型式,举数例如次:

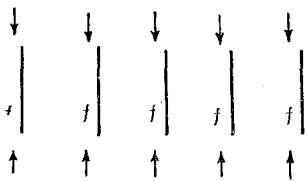


图 23 川字型构造

(1) 川字型及升字型构造 互相平行之正断层,为数颇多,长短大致相若,向各断层走向垂直之方向发展,排列成一正行。此种断层之发生,显系因单纯之压应力在断层走向之方向作用之结果(参阅图 23)。有时此单纯之压应力不仅使岩层分裂,且造成一折皱带,其走向与断层垂直,延

展甚远,不变其方向,此种型式可称为升字形构造。

(2) 井字型构造 两组断层互相交错,各组断层彼此互相平行,此组断层与彼组断层相交之角常近于 90° , 断层之断面上, 往往有近于水平之滑痕 (slickenside)。此种构造亦显系水平压应力作用之结果, 其作用之方向与断层走向约成 45° 之角。故仅就此种构造式而论, 压应力作用之方向, 有两种可能, 两种之中, 何者正确, 则有待于当地他项构造单元之指示 (参阅图 24)。

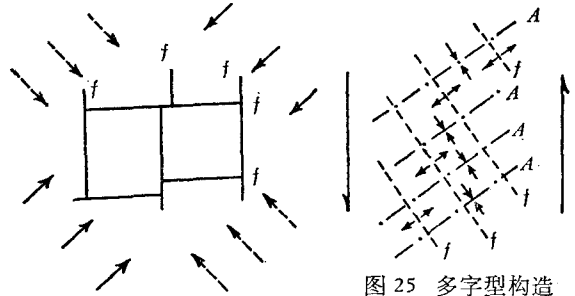


图 24 井字型构造

图 25 多字型构造

A. 折轴或冲突面; f. 横断层。

(3) 多字型构造 彼此互相平行之折皱 (或冲断面), 在与其折轴近于垂直之方向, 为彼此互相平行之横断层所切断。此种构造型式展布之地域, 曾受一种应力分配之作用, 其主压应力作用之方向与折轴垂直, 而主张应力作用之方向则与横断层走向垂直, 亦可视为在与此二向成 45° 之方向, 有扭应力作用 (参阅图 25)。此种横断层之断面上, 往往有近于水平之滑痕。其理由则系因岩层受主张应力之作用发生分裂后, 复受主压应力之作用而稍形向侧面推动之故也。此种现象尤为水平应力活动之明证。

(4) 歹字型构造 此种型式之构造较为复杂, 其组成之折皱轴或冲断面, 在一方面

(头部) 作半圆形之弯曲, 而向其反对之方面则弯度渐减, 且有渐向外开展而直趋之势, 甚至在尾部作反转之势。在其折轴作半圆弯曲部分, 内侧之一旁, 常有较为坚定之岩体存在, 或系巨型山脉之一端, 或系巨型岩块 (massif)。同时常有横断层切断折皱或冲断面, 但不若在多字型构造中之频繁 (图 26)。与此种型式类似而规模较小者, 尚有蛛网式构造 (图 27)。此二种型式构造所代表之应力分配, 不若前述三种型式所代表者之简单, 具有此种构造型式之区域, 曾受若何作用之外力, 尚属地质力学上之一问题。

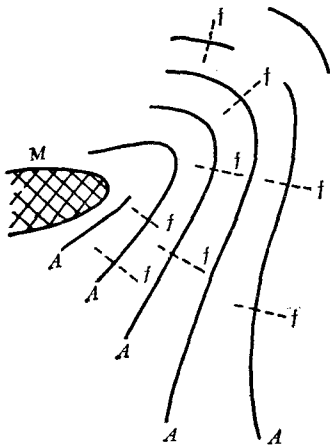


图 26 歹字型构造

M. 巨型岩块; A. 折轴或冲断面; f. 横断层。

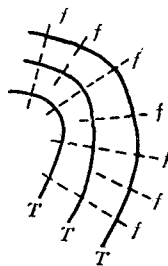


图 27 蛛网型构造

T. 冲断面; f. 横断面。

(5) 山字型构造 此种构造型式之组成尤见复杂, 可分为数部分: (a) 前面弧——由多数大致平行之折皱及冲断面挨次排列而成, 折皱及冲断面之走向逐渐弯曲形成弧状, 见于北半球者, 大都弧形向南凸出。此等折皱及冲断面常为横断层所切断, 横断层与其交切之冲断面或折轴, 大致垂直, 因折轴随地变易其方位, 横断层亦如之。(b) 反射弧——前面弧向两翼展开之处, 逐渐变其弯曲之象, 终至形成较小之弧形, 其凸侧适与前面弧相反。(c) 脊柱——在前面弧包围区

域之后部常有剧烈之挤压带,在此挤压带中,或有复式之折皱或参杂以冲断面,其走向概与前面弧之顶部垂直且与之相对,其位置适与弧形之对称轴相当。此一折皱带有时易以

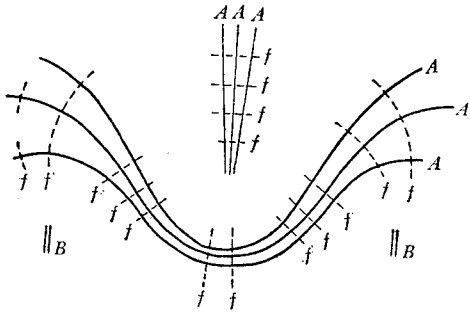


图 28 山字型构造

A. 折轴或冲断面; B. 反射弧脊柱; f. 横断层。

穹隆带,名山字型构造之脊柱。(d) 两翼平地——脊柱与前面弧两翼之间,常有地层较为平缓之区,有时形成平原。同样,在脊柱前端与最内侧弧形之间,亦常有平原或较为平坦之区域。(e) 顶端断层——前面弧形顶端附近,常有较大之正断层,或捺断层,直穿形成弧顶之诸折皱而过,距顶端较远者,大都成放射状之排列,大致与弧形曲线成垂直之势。(f) 反射弧之凹侧,或有高原,或有平原,或有折皱舒缓之

台地,偶亦有小脊柱与反射弧之顶端相对(图 28)。

山字型构造展布之范围不等,大者形成一大陆(如欧、亚大陆)之主要构造线,小者宽及数百里,再小者则尚未之见也^[73,75,77,78]。

观图 28,即可知此种主应力之分配,与横梁在某种受力条件之下所应有之主应力络网(principal stress trajectories)颇相类似,容后证之。

(三) 构造系统之联合 (Tectonic Syntaxis)

两毗连区域若各为一构造系统所占据,则于其毗连之处,两构造系统必发生交接或互相干涉之现象。又同一区域之中,不同时代所发生之构造系统,亦必发生联合或互相干涉之现象。此等联合或干涉之现象不外四种:

(1) **重接 (superimposition)** 组成两个构造系统之同类同级构造单元,在同一地点,方位一致。例如在甲系统中之一背斜,在乙系统中亦属同一走向之背斜,至多岩层之倾斜稍有差异。在此种情形之下,两系统之各单元,完全联合一致,事实上无法辨别,除非岩层中有显著之间断,得以证实同一构造系统包含有不同时代应力活动之结果已耳。

(2) **斜接 (juxtaposition)** 组成两个构造系统之同类同级构造单元,在同一地点方位略有差异。实际上,在一小区域中亦不易辨别,但就其延长之方向追踪寻之,则不难见两者逐渐分离。若在野外作追踪寻索之举,不宜循折皱之轴线,而宜循一较大之冲断面。盖前者时有局部之转折而后者则较直。

(3) **反接 (transposition)** 组成两个构造系统之同类同级构造单元,在同一地点,其构造面交错,两者之间夹角甚大。例如较软岩层所构成之背斜,有时其轴线呈波纹状,即此项背斜轴时而下倾,时而上斜,展转起伏,足征此背斜之轴曾受折皱。若其邻近有一近于平行之背斜,就此二背斜起伏相当之处,作线联之,即可确定此等背斜轴所受之折皱方位若何。又如断层或冲断面之不属于同一系统者,其交错之象,尤形割切。

大凡已经折皱之较古地层,其折皱已达紧逼之程度者,则在横列折皱之方位——即与折皱轴垂直之方位——不易再起折皱。如是因后来压应力所引起之构造单元,非横列之折皱而为横断之劈面或冲断面以及无数平行之小岩脉,如方解石脉石英脉等。此等小岩脉及劈面与其横断之折皱,虽同属岩层中之重要构造痕迹,惟折皱之所在,向为一般学人注意所及,且易于表示于地质图上,而小岩脉及劈面之存在与排列,则往往未能受同等之重视,且迄今仍无适当之方法表示于地质图上,故此等反接现象,鲜有记录。兹更举一实例以表明之,如图 29 (江西铁石口)。

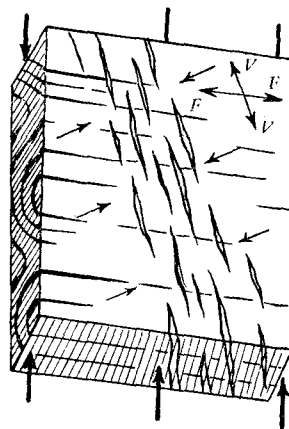


图 29 反接之一例
FF. 岩层之走向; VV. 小岩脉及劈面之走向。

(4) 截接 (interposition) 甲项构造系统之一整段,有时为乙项构造系统所切断,或在邻近区域,乙项构造系统之一整段复为甲项构造系统所切断,此乃两项构造系统互相截接之现象,亦有甲项完整而乙项则被切为数段者。在此等现象发生之地域,往往使工作者感辨别之难。例如在紧密折皱向西北东南直驰之一地带中,忽发见有走向东西之折皱或冲断面夹杂于其间,甚至于这一段东西走向折皱之间,复含有西北东南走向之折皱或冲断面,是乃两个不同之构造系统彼此互相截接之象,若误认为一个系统,则诚不免有迷途之感。

除前述四种现象外,尚有两个构造系统于其交接之处彼此互相牵就 (co-adaptation) 之现象,亦宜注意。在应力作用猛烈之区,一切破坏构造面,尤其滑动面,常不顾一切岩石之性质,直穿而过。但就一般之情形而言,除重接而外,常不免因互相干涉之结果,而致互相牵就;在截接发生之处,此种互相牵就之现象尤为显著。如前述之例,西北东南向折皱带之中,若夹有一段东西向折皱带,则此二者,皆与其正常之走向稍异,两者接触之处尤然,但一经脱出其截接之境域,立即恢复其正常之走向。又如在斜接发生之处,各构造系统所属之片理劈面,甚至小规模冲断面,以及类似此等构造面之走向,往往局部发生变化,彼此略异其常轨。若两方面岩层坚牢之程度迥异,则较软岩区中所发生之构造线,对于较硬岩块,时呈委曲之象,最小而显著者,如波纹构造 (fluxion structure) 是也。

在破裂区域中——即扭断层及正断层发育而折皱不剧烈之区域——各种裂缝亦有时发生联合之现象,但普通常见者,只有一种现象,在巨型构造上,颇见重要,可统称为归并断层 (apposite fault)。例如由非洲东部至亚洲西部等处之各带巨型裂隙,虽各具一般之走向,大致南北,而其局部断层之走向,则多东北-西南或西北-东南,此项南北向之巨裂隙,乃因东西分裂作用而产生。而其中所包含之东北-西南及西北-东南之断层,则显系扭应力作用之结果。以理论推测,后项断层之产生,似应较早,故南北向之破裂带发生时,即局部沿此等既成之裂隙而分裂,遂致南北向之裂隙,并非成一南北向之直线,而展转反折,有如之字之状。此亦系牵就之结果,不过非两者互相牵就,而系晚期产生者牵就早期产生者

也。

折皱剧烈地带之一部分,有时因升降运动,而形成高原、平原或盆地,或其一部分高原盆地之区,亦有时有据烈之折皱带穿插于其中,此等现象可称为重叠构造。就广义言之,虽仍不失为构造联合之现象,但因两者构成之原因迥异,未可与普通构造型式之联合方式并论。

六、解决地质力学问题之途径

经前述种种考虑之结果,吾人似不难从地质构造现象及岩石机械的性质,而确定地质力学问题之所在。例如构造单元究有若干种类,每一种一类如何鉴别而确定之,是一项问题也。又如构造型式究有若干种类,每一种一类代表若何之应力分配,此又一项问题也。各种岩石在各种物理的条件之下,其弹性柔性如何变化,其决定之因素为何,其变化之规律为何,则又第三项问题也。其他有关之问题尚不只此,固敢断言^[63,64],此一学科前途之发展,实属无限。

唯解决任何一问题,甚至在野外作初步之观测,终不能漠视力学之原则与岩石之性质。就以前讨论所及,似已可确定一部分问题,且可解决一部分已经确定之问题。兹仅就解决此等问题所需之重要条件与一般之方式约略述之。

岩石具有弹性,亦具有柔性,已成确定之事实。其柔性变形之限量,除某种变质岩类尚难确定者外,其余普通之岩层,经地中应力作用所发生之柔性变形,并不甚大,至多似未超过弹性变形之等级甚远,根据岩层中化石变歪之程度已可概见。至于冲程甚大之岩块所示之辽远变位,乃动力作用之结果,其涵义类似刚体之移动(translation),而与岩石中各部分之弹性柔性变位,意义颇不相同,未可混为一谈。由此可得:

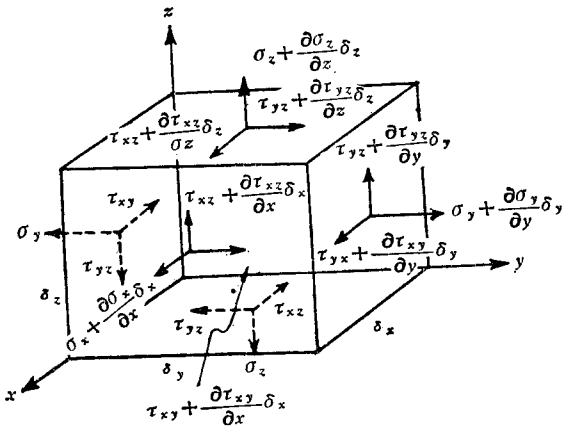


图 30 小长方体各面各分应力分配之情形

条件 (a): 岩层中之柔性变形,普通甚小,其应变之值,或不超过弹性应变之等级。

条件 (b): 即平衡之条件。在物体中设想一小四方块(图 30)。令其三边与 x, y, z 轴一致,其各边之长为 $\delta x, \delta y, \delta z$, 作用于其 xz 面之三分应力为 $\sigma_y, \tau_{xy}, \tau_{yz}$, 作用于其对面之三分应力为 $\sigma_y + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} \delta y, \tau_{xy} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} \delta y, \tau_{yz} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} \delta y$, 其余四面之三分应力,各如法记之,又命其体力在 x, y, z 三方向之分力各为 X, Y, Z 。在此小四方块平衡之时,

其各方面在 x, y, z 三方向作用之力之和必各等于零, 例如:

$$\begin{aligned} & \left(\sigma_x + \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z - \sigma_x \delta y \delta z + \left(\tau_{xy} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} \delta y \right) \delta x \delta z \\ & - \tau_{xy} \delta x \delta z + \left(\tau_{xz} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \delta z \right) \delta x \delta y - \tau_{xz} \delta x \delta y \\ & + X \delta x \delta y \delta z = 0, \end{aligned}$$

其他尚有类似之二个方程式, 由此等式得平衡之条件如次:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + X &= 0, \\ \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} + Y &= 0, \\ \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + Z &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (48)$$

此三式无论在物体任何一点应能同时满足。

条件 (c): 即境界之条件 (boundary conditions)。平衡之条件既在物体任何一点皆可满足, 则在其周围之表面上亦应可以满足, 但在此表面上, 一方面为物体内部作用之应力, 而另一方面, 则为在表面上作用之外力, 此二种力得到平衡时, 其三个分力各个之总和, 应同时各等于零, 如 (16) 式所示。为与体力之标记有所分别, 兹以 X', Y', Z' 代表物体表面上单位面积作用之外力之三分力, 于是可将 (16) 式改写为:

$$\left. \begin{aligned} X' &= \sigma_x l + \tau_{xy} m + \tau_{xz} n \\ Y' &= \tau_{xy} l + \sigma_y m + \tau_{yz} n \\ Z' &= \tau_{xz} l + \tau_{yz} m + \sigma_z n \end{aligned} \right\} \quad (49)$$

条件 (d): 即适应之条件。如 (36) 式所示物体中所发生之应变, 在不超过弹性范围以内, 可引用 Hooke's law, 将适应条件各式中之应变改写为应力, 例如将 (7), (8) 诸式代入

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 \gamma_{yz}}{\partial y \partial z},$$

则得

$$(1 + \nu) \left(\frac{\partial^2 \sigma_y}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \sigma_z}{\partial y^2} \right) - \nu \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} \right) = 2(1 + \nu) \frac{\partial^2 \tau_{yz}}{\partial y \partial z}$$

若更以平衡条件 (48) 式加入上式, 即得

$$\begin{aligned} & (1 + \nu) \left(\nabla^2 \theta - \nabla^2 \sigma_x - \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \right) - \nu \left(\nabla^2 \theta - \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \right) \\ & = (1 + \nu) \left(\frac{\partial X}{\partial x} - \frac{\partial Y}{\partial y} - \frac{\partial Z}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

式中 ∇^2 为拉氏算子 (Laplace operator), 即

$$\nabla^2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right)$$

类似前式之式尚有二个, 若将此三式相加, 即得

$$(1 - \nu)\nabla^2\theta = - (1 + \nu)\left(\frac{\partial X}{\partial x} + \frac{\partial Y}{\partial y} + \frac{\partial Z}{\partial z}\right),$$

以此式代入前式,得:

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2\sigma_x + \frac{1}{1 + \nu} \frac{\partial^2\theta}{\partial x^2} &= \frac{\nu}{1 - \nu} \left(\frac{\partial X}{\partial x} + \frac{\partial Y}{\partial y} + \frac{\partial Z}{\partial z}\right) - 2 \frac{\partial X}{\partial x}, \\ \dots\dots\dots \\ \dots\dots\dots \end{aligned} \right\} \quad (50)$$

(36) 式之前列三式可如上改写,其余三式亦可如法改写,得

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2\tau_{yz} + \frac{1}{1 + \nu} \frac{\partial^2\theta}{\partial y\partial z} &= - \left(\frac{\partial Z}{\partial y} + \frac{\partial Y}{\partial z}\right), \\ \dots\dots\dots \\ \dots\dots\dots \end{aligned} \right\} \quad (51)$$

假如物体无体力,或体力不变,则以上六个式更为简化,即

$$\left. \begin{aligned} (1 + \nu)\nabla^2\sigma_x + \frac{\partial^2\theta}{\partial x^2} &= 0, & (1 + \nu)\nabla^2\tau_{zy} + \frac{\partial^2\theta}{\partial y\partial z} &= 0, \\ (1 + \nu)\nabla^2\sigma_y + \frac{\partial^2\theta}{\partial y^2} &= 0, & (1 + \nu)\nabla^2\tau_{xz} + \frac{\partial^2\theta}{\partial x\partial z} &= 0, \\ (1 + \nu)\nabla^2\sigma_z + \frac{\partial^2\theta}{\partial z^2} &= 0, & (1 + \nu)\nabla^2\tau_{xy} + \frac{\partial^2\theta}{\partial x\partial y} &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (52)$$

由(48), (49), (50) 及(51)或(52) 式所表示之条件,即可确定物体中任何一点之三个分应力。此仅就弹性应力而言,若柔性应变甚小,其等级与弹性应变相埒,在前述(45), (46), (47) 等式限制之下,类似(50), (51) 或(52) 之式亦可应用,但不得超过此限制。

此等计算颇为烦难,而所需要之参加函数(parametric function),常应视问题之种类,相机采择。实际上各种构造型式,主要为水平应力作用之结果,至少有一部分问题,可视为水平应力分配问题,其解决之方式,比较轻而易举。在此种情形之下,就弹性应变以及柔性应变之等级与弹性应变相埒者而言,各项条件可简化如次: ——

平衡条件:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial\sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial\tau_{xy}}{\partial y} + X &= 0, \\ \frac{\partial\sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial\tau_{xy}}{\partial x} + Y &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (53)$$

境界条件:

$$\left. \begin{aligned} X' &= l\sigma_x + m\tau_{xy} \\ Y' &= m\sigma_y + l\tau_{xy} \end{aligned} \right\} \quad (54)$$

适应条件:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)(\sigma_x + \sigma_y) = 0 \quad (55)$$

若将 y 轴置于水平体力之方向, 则 (53) 式可写为

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + Y &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (53')$$

为方便起见, 普通引用一参加函数 $\phi(xy)$, 称为应力函数 (stress function)。命

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \sigma_x, \quad \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} = \sigma_y, \quad -\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} = \tau_{xy} + Y \quad (56)$$

再以 (56) 式代入 (55) 式, 即得

$$\frac{\partial^4 \phi}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \phi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \phi}{\partial y^4} = 0 \quad (57)$$

于是可知 (57) 式同时满足平衡条件及适应条件。(57) 式之答案甚多, 其适合于某项问题之境界条件者, 即为该问题之答案。

为解决山字型构造问题, 先划出一长方形区域, 命其北面所受之均匀压应力为 $-q$, 其南面所受之均匀压应力为 $-p$, 又命 $|p| > |q|$ (此乃观测之事实); 又假定南北两面所受之扭分应力与 x 为比例 (此乃横梁受均匀负荷时之普通现象); 又在其东西两面有力支持, 使其不致整个滑动, 同时有扭力 τ 作用使之不致旋转。命此长方形区域南北宽度之一半为 w , 其东西长度之一半为 l , 将坐标之原点置于此区域之中央, y 轴向南, 如是其境界条件为:

在 $y = \pm w$ 边:

$$\begin{aligned} \sigma_y(y = w) &= -p, \quad \sigma_y(y = -w) = -q \\ \int_{-l}^l \tau_{xy} dx &= 0, \quad \tau_{xy} = Kx, \quad K \text{ 为恒数。} \end{aligned}$$

在 $x = \pm l$ 边:

$$\int_{-w}^w \tau_{xy} dy = \mp (2Yw + q - p)l, \quad \int_{-w}^w \sigma_x dy = 0, \quad \int_{-w}^w \sigma_x y dy = \tau$$

由此等境界条件及 (56) 之关系, 可知下列之答案为 (57) 式在此等条件下特殊之答案:

$$\sigma_x = C_5 \left(x^2 y - \frac{2}{3} y^3 \right)$$

$$\sigma_y = \frac{1}{3} C_5 y^3 + C_2$$

$$\tau_{xy} = - (C_5 x y^2 + Y x)$$

再由境界条件定夺 C_2, C_5 二恒数之值, 即得

$$\sigma_x = -\frac{3(p-q)}{2w^3} \left(x^2 y - \frac{2}{3} y^3 \right) \quad \sigma_y = -\frac{p-q}{2w^3} y^3 - \frac{1}{2} (p+q)$$

$$\tau_{xy} = \frac{3(p-q)}{2w^3} x y^2 - Y x \quad \tau = (p-q) \left(\frac{2}{5} w^2 - l^2 \right)$$

由 σ_x , σ_y 及 τ_{xy} 之值, 可求得长方区域中各地点之主应力作用面之方位, 因

$$\frac{\tau_{xy}}{\sigma_x - \sigma_y} = \frac{1}{2} \tan 2\theta,$$

故得

$$\tan 2\theta = \frac{2(3y^2 - 2YA)x}{3y(y^2 - x^2) + (p + q)A}$$

式中 θ 为主平面之法线与 x 轴所成之角, $A = \frac{w^3}{p - q}$, 由此式求得之主应力络网, 仅表示

岩层因受向南之体力作用而发生之应力分配。就实际言之, 尚有经常存在之重力作用于岩层之中, 其方向垂直, 即与 z 轴之方向相同, 其大小则与岩层所在之深度为比例。故欲澈底解决此问题, 尚须纳入重力之作用, 同时考虑, 而岩层上下境界之条件, 亦属解决此问题必需之条件。依此方式, 或可求得无数组互相垂直之三曲面, 名曰匀衡曲面 (isostatic surfaces)。其意义与平面上之络网相当, 然实际上此等曲面存在之机会甚少, 无穷索之必要。所可惊异者, 乃依前述假定, 分析平面应力分配之结果, 与山字型各部分实际在地面之排列, 及用薄层泥纸浆实验所得, 如出一辙, 足征平面应力之分配及前述各项境界条件为决定此种构造型式之重要因素。

另一解决之方式, 即于岩层最上之部分, 取一薄层, 依概化平面应力 (generalized plane stress)^[80d] 之理论, 在平面应变或平面应力限制之下, 而求平均分应力之分配。如此所得之结果, 与实际情形比较, 亦应相差不远。此类解决方式, 皆假定岩层中无空隙; 若有洞孔, 则情形颇为复杂, 兹不详述。

以上系就弹性变形而论, 若就柔性变形而论, 尚可引软化条件 (condition of plasticity) 为考虑之一根据, 即

$$(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 = 8K^2,$$

若用单纯张应力 ($\sigma_1 = \sigma_2$) 使物体达到软化之程度, 则 (40) 式之值变为:

$$\frac{\sigma_1^2}{6\mu} = \frac{2K^2}{3\mu},$$

即

$$\sigma_1^2 = 4K^2。$$

此 σ_1 即某种物体开始软化时所受之单纯张应力之值, 为表示其特殊之意义起见, 兹用 σ_0 记之, 以免与一般之主应力混淆。如是, 软化条件可写为:

$$(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 = 2\sigma_0^2 \quad (58)$$

若就平面柔性应变而论, 则此条件更为简单^[58], 使坐标 z 立于垂直之方向, 因以水平面 (即 xy 面) 应变为前提, 故垂直方向之应变 $\varepsilon_z = \varepsilon_3 = 0$, 于是从 (47) 式得:

$$C \left[\sigma_3 - \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_2) \right] = 0。$$

即

$$\sigma_3 = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_2)。$$

重力之作用,即包括在此 σ_3 之中。若以 ρ 为岩石之比重, g 为重力加速度,则在深 h 之平面上,因重力而发生之直应力为 $-\rho gh$, 而

$$\sigma_3 = \sigma'_3 - \rho gh,$$

上式中 σ'_3 即在地表维持平面应变所必需之垂直应力。在同一深度之面上, σ_3 有一定之值,即 $\frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2)$, 以此代入(58)式,即得

$$(\sigma_1 - \sigma_2)^2 = \frac{4}{3} \sigma_0^2$$

故在某一定之水平面上发生平面应变时,其软化条件如次:

$$\sigma_1 - \sigma_2 = \pm \frac{2\sigma_0}{\sqrt{3}} \quad (59)$$

从平面应力之分析,可知 x, y 轴,与主应力不一致时,有下列关系:

$$\sigma_1 = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} + \tau_m, \quad \sigma_2 = \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} - \tau_m, \quad \tau_m = \frac{(\sigma_x - \sigma_y)^2}{4} + \tau_{xy}^2$$

从此等关系可将(59)式改写如下:

$$(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2 = 4K^2 \quad (60)$$

式中

$$K = \frac{1}{3} \sigma_0$$

由此一条件及前述平衡之条件(53),即可定夺地下某一平面在平面应变限制之下,发生柔性流动时 $\sigma_x, \sigma_y, \tau_{xy}$ 之值,一部分地质力学问题或可取决于此。

其他更完全更切实之解决地质力学问题之方式,将续有发现,要不外依应力之分配,以说明地球上各时代各区域所发生之大小各等级构造形象与痕迹。俟此理大明,则各时代各地域,曾有何种地力,如何作用,自然明瞭,由此而探寻地壳运动之原因或造山力活动之方式,必有轨道可循。且从任何他项事实出发而达到之论断,如不能满足地质力学之要求,皆未可视为正确,如今日之任意猜测,纷纷议论者,更无从置喙矣。

参 考 文 献

下列各项文件,多载于国内不易获见之杂志中,本篇征引所及,一部分系得自转载,其中卷页数数容或不无错误,阅者幸予注意。

- [1] Adams, L. H. and Williamson, E. D. The compressibility of Minerals and Rocks at High Pressures. *Journ. Franklin Inst.* **195**, p. 475. (1923).
- [2] Adams, L. H. and Gibson, R. E., *Proc. Nat. Acad. Sci.* **15**, p. 713. (1929).
- [2a] Adams, F. D. *Jour. Geol.* Vol. **18**, p. 489, (1910); *Am. Jour. Sc.* 4th Ser. Vol. **29**, p. 465. (1910).
- [3] Adams, F. D. and Coleman, A. P. etc. *Problems of American Geology*. Yale University Press. (1915).

- [4] Anderson, E. M., *Trans. Geol. Soc. Edin.* VIII, pp. 387—402, (1905).
- [5] Andrade, E. N. da C. and Hutchings, P. J., *Proc. Roy. Soc. A*, 148, p. 120. (1935).
- [6] Andrade, E. N. da C. and Chalmers, B., *Proc. Roy. Soc. A* 138, p. 348. (1932).
- [7] Arkel, A. E. van and Burgers, W. G., *Z. Physik*, 48, p. 690. (1928).
- [8] Arkel, A. E. van, *Physica*, 5, p. 208. (1925).
- [9] Bach, C., *Elastizität und Festigkeit*. (1920).
- [10] Bailey, R. W., Creep of Steel Under Simple and Compound Stresses. *Trans. Tokyo Sectional Meeting of World Power Conference*, Tokyo, III. P. 1089, (1929).
- [10a] Becker, G. F. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 4, pp. 13—90, (1893); *U. S. G. S. Bull.* 241, pp. 24—25, (1904).
- [11] Becker, R., *Phys. Z.* 26, p. 919. (1925); *Z. Techn. Physik*, 7, p. 547. (1926).
- [12] Becker, R. and Orowan, E., *Z. Physik*, 79, p. 566. (1932).
- [13] Berg, W. F., *Z. Krist.* 89, p. 286. (1934).
- [14] Bingham, E. C., *Fluidity and Plasticity*, (1922).
- [15] Bingham, E. C. and Reiner, M., *Physics*, 4, p. 88. (1933).
- [16] Bridgman, P. W. *Am. Journ. Sci.* 64, No. 3, p. 39, (1929).
- [17] ———, The Compressibility of Thirty Metals. *Proc. Am. Acad. Arts. Sci.* 58, No. 5, (1923); *The Physics of High Pressure*. (1931).
- [18] Brilliantow, N. A. and Obreimow, J. W., *Phys. Z. der Sowjetunion*, 3, p. 83. (1933).
- [19] ———, *Phys. Z. der Sowjetunion*, 6, p. 587 (1934).
- [19a] Bucher, W. H. *Jour. Geol.* Vol. 29, pp. 1—28, (1921).
- [20] Burgers, W. G., *Nature*, 135 p. 1037. (1935).
- [21] Burgers, W. G. and J. M., *Nature*, 135, p. 960. (1935).
- [22] Burgers, W. G. and Louwerse, P. C., *Z. Physik*, 67, p. 605. (1931).
- [23] ———, *Z. Physik*, 67, p. 605. (1931).
- [24] Burgers, W. G., Goetz, A., Joffé, A. F., Orowan, E., Smekal, A., etc. *International Conference on Physics*, London, (1934). II. (a). p. 62, (b). p. 93, (c). p. 106, (d). p. 139, (e). p. 161.
- [25] Burgers, W. G. and J. M., Nieuwenburg, C. J. van, etc., First Report on Viscosity and Plasticity Chap. V. *Trans. Academy of Sciences, Amsterdam, Physical Section*, XV. No. 3, (1935).
- [26] 张文佑、徐煜坚, 广西昆仑关花岗岩闪长岩之构造及其与含矿石英脉生成之关系, 中国地质学会志, 第23卷, 第69页, (1943)。
- [27] Chase, H., *Plastics (American)*, 8, p. 153. (1932); 又 *British Plastics*, 4, p. 158. (1932).
- [28] Cloos, H., *Einführung in die Geologie*. (1936).
- [29] ———, Experimente zur inneren Tektonik. *Zbl. Min. usw.*, Abt. B, (1928), 609—621.
- [30] ———, Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen, I. Das Riesengebirge. (1925).
- [31] Coker, E. G., Filon, L. N. G. *Photo-elasticity*, Cambridge, (1931).
- [32] Czochralski, J., *Z. Metallk.*, 15, p. 60. (1923).
- [33] Deeley, R. M. and Parr, P. H., *Phil. Mag.* (6), 26, p. 85. (1913).
- [34] Dehlinger, U., *Z. Krist.* 65, 615. (1927).
- [35] Dillon, J. H. and Johnson, N., *Physics*, 4, p. 225. (1933).
- [36] Dillon, J. H. and Torrance, P. M., *Physics*, 6, p. 53. (1935).
- [37] Eichinger, A., *Proc. 2nd. Intern. Cong. Appl. Mech. Zürich*, (1926).
- [38] Eisenschitz, R., *Koll. Z.* 64, p. 184. (1933).
- [39] Elam, C. F., *Distortion of Metal Crystals*. Oxford, Clarendon Press, (1935).
- [40] Ewald, P. P., Der Aufbau der festen Materie und seine Erforschung durch Röntgenstrahlen. *Handbuch der Physik*, 24, Chap. 4. p. 191.
- [41] Föppl, A., *Mit. a. d. Mech. Tech. Lab. München*, (1900).
- [42] Geiss, W. and Liempt, J. A. M. van, *Z. Metallk.*, 18, p. 216. (1926).
- [43] Gibbs, R. E., The Solid State. *Science Progress*, No. 116, April, (1935). p. 661.
- [44] Gilbert, G. K. Studies of Basin Range Structure. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, pp. 92, 153.

- (1928).
- [45] Glocker, R., Materialpruefung mit Röntgenstrahlen. (1936).
- [46] Gorsky, W., Phys. Z. der Sowjetunion. p. 457. (1935).
- [47] Goucher, F. S., *Phil. Mag.* **2**, p. 289. (1926).
- [48] Gough, H. J., Edgar Marburg Lecture. *Proc. Amer. Soc. Test. Mat.* **33**, II, (1933).
- [49] Gough, H. J., Hanson, D. and Wright, S. J., *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **226**, p. 1. (1927).
- [50] Gough, H. J., Hanson, D., Wright, S. J. and Cox, H. L., *Proc. Amer. Soc. Test. Mat.* **33**, Part II. (1933).
- [51] Griffith, A. A., The Theory of Rupture, *Proc. Ist. Intern. Congr. f. Applied Mechanics, Delft*, (1924).
- [52] ———, *Phil. Trans. Roy. Soc. ser. A.* **221**, p. 163, (1621).
- [53] Griggs, D. T., (a) *Am. Journ. Sci.* Vol. **30**, pp. 121—137, (1935); *Journ. Geol.*, Vol. **44**, (1936). (b) *Journ. Geol.* Vol. **47**, (1939).
- [54] Hasse, O. and Schmid, E., *Z. Physik*, **33**, Nos. 5, 6. (1925).
- [55] Haigh, The Strain Energy Function and the Elastic Limit; *Eng.* **109**. p. 158. (1920). *Rep. Brit. Assoc.* (1919), (1921), (1923).
- [56] Hanson, D. and Wheeler, M. A., *Journ. Inst. Met.* **45**, p. 229 (1931).
- [57] Hartmann, L., Distribution des Déformations dans les Métaux Soumis à des Efforts, Berger-levrault, Paris, (1896).
- [58] Hencky, H., Über einige Statisch bestimmte Fälle des Gleichgewichts in Plastischen. Körpern. *Z. f. ang. Math. u. Mech.* **33**, p. 241, (1923).
- [59] ———, Zur Theorie Plastischer Deformationen, *Z. ang. Math. u. Mech.* **4**, p. 323, (1924).
- [60] Herschel, W. and Bulkley, R. *Koll. Z.* **39**, p. 291, (1926).
- [61] Hobbs, W. H., *C. R. Cong. géol. Intern.*, 1906, pp. 193—203; *Bull. Geol. Soc. Am.* vol. **22**, 1911, pp. 123—176; *Earth Evolution and Its Facial Expression*, Chap. 12; *Earth Features and Their Meaning*, Chap. 17.
- [62] Houwink, R., Elasticity Plasticity and Structure of Matter. (a). p. 7; (b). pp. 2—14; (c). pp. 58—72; (d). pp. 73—127; (e). p. 133. *Sprechsaal für die Glassindustrie*, **54**, p. 140. (1932).
- [63] Jeffreys, H., *Earthquakes and Mountains.* (1935).
- [64] ———, *The Earth*, etc. 2nd ed.
- [65] Joffé, A. F., *The Physics of Crystals.* (1928).
- [66] Joffé, A. F. 及其他 *Z. Physik*, **22**, p. 286. (1924).
- [67] Kármán, T. v. *Mit. u. Forschungsarb. V. D. I.* No. 118, (1931).
- [68] Kármán, Prandtl, Pinne, (*Nádai's Plasticity*, pp. 109—111.)
- [69] Karnop, R. and Sachs, G., *Z. Physik*, **41**, p. 116. (1927).
- [70] Komar, A. and Mochalov, M., *Phys. Z. der Sowjetunion*, **9**, p. 613. (1936).
- [71] Klassen-Nekludowa, M., *Z. Physik*, **55**, p. 555. (1929).
- [72] Lawrence, A. S. C., *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, **148**, p. 59. (1935).
- [73] Lee, J. S., Some Characteristic Structural Types etc. *Geol. Mag.* **IXVI**. pp. 358—75, 457—73, 501—22.
- [74] ———, *The Geology of China.* Chap. VII, VIII. (1939).
- [75] 李四光, 广西台地构造之轮廓。中国地质学会志, 第 21 卷, 第 1—24 页, (1941).
- [76] ———, 廿年经验之回顾。中国地质学会志, 第 22 卷, 第 1—2 期, 第 33—36 页, (1942); *Nature*. **157**, 590, (1946).
- [77] ———, The Eastern Nanling and the ϵ Structure. 科学纪录, 第 1 卷, 3,4 期, pp. 471—478.
- [78] ———, Experimental and Theoretical Study on the ϵ Structure. 同上.
- [78a] Leith, C. K. *Structural Geology; U. S. Q. S. Bull.* **239**, p. 123, (1905).
- [79] Lotze, F., Über Zerrungsformen. *Geol. Rdsch.*, **22**, (1931).
- [80] Love, A. E. H., *The Mathematical Theory of Elasticity* 4th. ed. (a) pp. 33—73. (b). p. 84. (c). pp. 74—91. (d) pp. 137—138; 204—208.
- [81] Lüders, *Dingler's Polytechn. Journ.* (1854).

- [82] Ludwik, P., Elemente der Technologischen Mechanik, (1908); *Z. d. V. D. I.* **59**, p. 657, (1915); *Z. d. V. D. I.* **70** (1), 380, (1926).
- [83] Machatschki, F., *Geologiska Förening*, **54**, p. 447, (1932).
- [84] Madelung, E. and Flügge, S., *Ann. der Physik*, **22**, p. 209. (1935).
- [85] Mises, R. von, Mechanik der Festen Körper im Plastisch-deformablen Zustand. *Nachr. d. Gesellschaft. d. Wiss. ZU Göttingen Math-phys. Klasse.* (1913).
- [86] Mohr, O., Abh. aus dem Gebiete d. Technischen Mechanik, 2nd ed. (1914).
- [87] ———, *Zeit. d. Verein Deut. Ing.* (1900).
- [88] Nádai, A. and Wahl, A. M., Plasticity. (1931). (a) pp. 59—69; (b) pp. 70—74; (c). pp. 108—125; (d) pp. 270—288.
- [89] Obreimow, J. W., and Schubnikow, L. W., *Z. Physik* **75**, p. 531. (1927).
- [90] Orowan, E., *Z. Physik*, **89**, p. 605, (1934); **97**, p. 573, (1935); **98**, p. 382, (1935); **102**, p. 112, (1936); *Schweizer Archiv. Heft 7* (1935).
- [91] ———, *Z. Physik*, **82**, p. 235, (1932).
- [92] ———, *Z. Physik*, **89**, pp. 605, 614, 634, (1934); **97**, p. 543, (1935); **98**, p. 382, (1936).
- [93] Ostwald, W., *Koll. Z.* **36**, p. 99. (1925); **47**, p. 176, (1926).
- [94] Philippoff, W., *Koll. Z.* **75**, p. 155, (1936).
- [95] Polanyi, M., *Naturwissenschaften*, **16**, p. 285. (1928).
- [96] ———, *Z. Physik*, **7**, 323, (1921).
- [97] Prandtl, L., *Zeit. f. ang. Math. u. Mech.* **6**, (1928).
- [98] Rayleigh, (Lord). Bending of glass under long-continued strain. *Nature*, (1940), **29**. p. 145.
- [99] Reiner, M., *Physics*, **5**, p. 321. (1934).
- [100] Richardson, E. G., *Physics*, **6**, 273, (1935).
- [101] Riedel, W., Das Aufquellen geologischer Schmelz Massen als Plastischer Formänderungsvorang, *N. J. f. M. G. u. P.* p. 151. Beilageband **67**, Abt. B. (1929).
- [102] Sachs, G., Plastische Verformung, *Handbuch der Experimental Physik (Wien-Harms)*, **V**, (1930).
- [103] Sanders, B. and Saehle, G., *Z. Krist*, **75**, p. 550, (1930).
- [104] Sanders, B. and Schmid, W., Gefugesymmetrie und Tektonik. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Wien*, p. 407, (1926).
- [105] Sanders, B., Gesteinsumformung. *Denks. d. Naturh. Mus. Wien*, **3**; *Geol. Pal.* ser. 3, p. 64, (1925).
- [106] ———, Gefügekunde der Gesteine. (1930).
- [107] Schmid, E., *Proc. 2nd Intern. Congr. for Applied Mechanics (Zürich)*, (1926).
- [108] ———, *Phys. Z.* **31**, p. 892. (1930).
- [109] ———, *Proc. 3rd Intern. Congr. for Applied Mechanics (Stockholm)*, (1930) **II**, p. 243.
- [110] Schmid, E., and Boas, W., *Z. Phys.* **61**, p. 767. (1930); *Z. Phys.* **71**, p. 703 (1931).
- [111] Schmid, E., and Boas, W., Kristallplastizität, Berlin, Julius Springer, (1935).
- [112] Schmid, E., and Valouch, M. A., *Z. Phys.* **75**, p. 531 (1932).
- [113] Schmid, E., and Wassermann, G., *Z. Physik*, **48**, p. 370, (1928); *Metallwirtsch.* **9**, p. 698, (1930).
- [114] Schmid, E., and Rosbaud, P., *Z. Physik*, **32**, p. 197, (1925).
- [115] Schmid, E., Polanyi, M., *Naturwissenschaften*, **17**, p. 301, (1929).
- [116] Schmid, E., Polanyi, M., and Meissner, W., *Z. Physik*, **66**, p. 477, (1930).
- [116a] Schmidt, W. Tektonik und Verformungslehre. (1932).
- [117] Scholl, Versuche über Gleit- und Brucherscheinungen, *Z. d. V. D. I.* p. 406, (1925).
- [118] Schütze, W., *Z. Physik*, **76**, p. 135. (1932).
- [119] Seljakew, N., *Z. Krist.* **83**, p. 426. (1932).
- [120] Smekal, A., Strukturempfindliche Eigenschaften der Kristalle; *Handbuch der Physik*, **XXIV** (2) (1933).
- [121] ———, *Phys. Z.* **34**, p. 633. (1933).
- [122] Spenceer, C. D. *Nature*, (1930). May 10, p. 707.

- [123] Starr, A. T., *Proc. Camb. Phil. Soc.* **24**, p. 289 (1928).
- [124] Stepanow, A. W., *Phys. Z. der Sowjetunion*, **8**, p. 25. (1935).
- [125] —————, *Z. Physik* **81**, p. 560. (1933).
- [126] Stille, H. und Lotze, F., Zur germanotypen Tektonik. I. *Geotekt. Forsch. H. I.* (1937).
- [127] Straumanis, M., *Z. Krist.* **83**, p. 29. (1932).
- [127a] Swanson, C. O. *Journ. Geol.*, Vol. **35**, p. 204. (1927).
- [128] Tammann, G., Aggregatzustände, die Zustandänderungen der Materie im Abhängigkeit von Druck und Temperatur. Leipzig. (1922).
- [129] Taylor, G. I., *Trans. Faraday Soc.* **24**, p. 121. (1928).
- [130] —————, *Proc. Roy. Soc. A*, **145**, pp. 362, 388, 405. (1934).
- [131] —————, *Proc. Roy. Soc. A*, **116**, (a). p. 39; (b). p. 51, Fig. 4, (1927).
- [132] —————, The Distortion of an Aluminum Crystal during a Tensile Test; Bakerian Lectures. *Proc. Roy. Soc. London*, **102**, p. 643. (1923).
- [133] Taylor, G. I. and Farren, W. S., *Proc. Roy. Soc. A*, **111**, p. 529. (1926).
- [134] Taylor, G. I. and Elam, C. F., *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, (a). 102, p. 642. (1923); (b). 108, p. 28. (1925).
- [135] Theile, W., *Z. Physik*, **75**, p. 763. (1932).
- [136] Timoshenko, S., Theory of Elasticity. (a). pp. 182—188. (b). pp. 188—193.
- [137] Umstätter, H., *Koll. Z.* **70**, p. 174. (1935).
- [138] Waele, A. de, *Journ. Oil and Colour Chem. Assoc.* **3**, p. 33. (1923).
- [139] Wartenberg, H. von., *Verh. d. deutschen Phys. Ges.* **20**, p. 113. (1918).
- [140] Willis, B., Geologic Structure. pp. 210—245.
- [141] Woo, F. E., Experimental Determination of Young's Moduli of Rocks. 中央研究院地质研究所, 西文集刊第十号, (1930)。
- [142] Yamaguchi, K., *Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo*, **11**, pp. 151, 223. (1929).
- [143] Zwicky, F., On Mosaic Crystals. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, (a) **15**, p. 816. (1929); (b) **16**, p. 211. (1930).
- [144] *Journ. Rheology*, 自第一卷 (1930) 起全部。

一个弯曲的砾石*

李约瑟 (Joseph Needham) 引起我注意拉雷 (Lord Rayleigh) 用一片冕牌玻璃在长期持续应变下所作的实验^[1]。拉雷的结果, 引起进一步考虑一个弯曲得很奇怪的、细粒石英砂岩小砾石, 这个小砾石我已在别的地方作过简单描述。图 1 和图 2 表示了砾石差不多正相反的两个侧面的形象。从图 2 的位置把标本绕水平轴向下转约 35° , 就得到图 3 所示的形象。这些图象显示, 砾石的各面都磨圆的很好, 要不是在中间发生褶曲, 将会认为这是所有水磨透镜状砾石的特征。沿图 1 凹侧中部曲率最尖锐的地方有一不正常的轻微膨胀, 显然是由于局部挤压所致。从图 3 我们看到砾石顶面是一个平缓的凹面, 它是发育在凸侧反破碎面上的一个横向曲面, 这个现象加上前述的现象, 无可辩驳地说明了弯曲至少部分是弹性的。这样的弯曲只能发生在透镜状砾石形成之后; 否则, 反破碎面的弯曲不可能不被磨蚀掉。

从图 3 左上角下部所切的定向薄片, 在显微镜下揭示, 原岩的层面, 与在图 2 和图 3 砾石凹侧见到的粗条痕的方向一致; 其次, 还可以看出, 作为原岩层面风化痕迹的这些粗条痕, 在凹角面上看来是变歪了, 这显然是因为弯曲轴是与层面斜交的缘故。最后, 无论在肉眼或是显微镜下都没有见到动力变质的形迹, 要是岩石遭到强烈的宏观变形, 这种形迹通常是能见到的, 即使假定原岩的结构素质有利于形成那样一个奇怪的形状, 产生这样的雕磨和侵蚀, 仍然需要一个难以想象的错综过程。这样, 可以可靠地得出结论, 我们在这里讨论的是一个受到变形的砾石, 而不是一个受到变形的岩石的砾石, 除非此畸形物在现代地质学中另有新的解释。

这个砾石是从桂林西南约二十哩、与山脉东侧终碛有紧密连系的砾石中找到的。已消失的小型冰川, 估计其最大厚度为 240—300 呎, 其源头和上游在前泥盆纪层理规则的页岩、板岩和砂岩系中, 包含有组成本砾石的岩石类型, 而其下游达到泥盆纪和后泥盆纪灰岩地区。我们曾横穿这些岩系的走向, 尤其是沿着泥盆纪和前泥盆纪地层的交接线, 反复找过, 看有没有含有这个变形砾石那类岩石的砾岩层, 有没有石英砂岩条带受到扭歪的局部强



图 1 图 2 图 3

* 原以英文发表于 1946 年 5 月 4 日英国《自然》杂志第 157 卷, 第 590 页。——编者

烈变动带，它们的位置在哪里。结果，什么也没有找到；就这个地区的情况看来，也是不会有的。

这些情况与砾石本身给出的证据一起，似毋庸置疑，砾石是由于在冰川的载荷下，以某种方式变形的。在图 1 可看到砾石向左弯曲的那一部分的外面被弄平并磨光了。这个磨光区带有一些轻微条痕，这些条痕直交于右边由于弯曲而产生的稜。过分强调这些细节的重要性看来虽然根据不足，但它们却表明砾石的变形是由于砾石的一半被固紧，比方说塞在一个基岩裂缝中或者塞在一个满载岩石碎块的冰川中而另一半受到冰流的前推作用形成的。

参 考 文 献

[1] *Nature*, **145**, 29 (1940)。

应变椭球及其在岩石变形中应用的局限性*

自贝克 (G. F. Becker)^[1] 的时代以来, 在讨论某些类型的断层、节理、劈理和其它破裂等的成因和方向时, 以及在岩组分析时, 通常引用所谓的应变椭球。但是那些引证是否对导致那样一个几何结构的前提总有清楚的概念, 这还是有问题的。重新检查它赖以建立的基础并确定它应用的局限性看来还是值得的。

在承受微量应变前的均质物体中, 划一个半径为 r 的球形, 球心位于 x 、 y 、 z 坐标轴的原点上。这个球面可以用下列方程代表:

$$x^2 + y^2 + z^2 = r^2 \quad (1)$$

球面上一点 $P(x, y, z)$, 变形后, 它的位置移动到 $P'(x', y', z')$ 。假设应变是均匀的, 即由应变导致的形变, 在变形物体内的任一给定方向上各点都是相同的; 命 e_x, e_y, e_z 为微量应变在 x, y, z 方向的三个分量。在这些情况下, 球面上任一点 $P(x, y, z)$ 在变形后的位移分量将是坐标 x, y, z 的线性函数; 这个点的新位置 $P'(x', y', z')$ 的坐标, 由以下方程给出:

$$\left. \begin{aligned} x' &= x + e_x x \\ y' &= y + e_y y \\ z' &= z + e_z z \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

将 (2) 式代入 (1) 式即得:

$$\frac{x'^2}{r^2(1+e_x)^2} + \frac{y'^2}{r^2(1+e_y)^2} + \frac{z'^2}{r^2(1+e_z)^2} = 1 \quad (3)$$

一般说, e_x, e_y, e_z 是各不相等的。因此方程 (3) 代表一个三轴椭球, 它的三个半轴为 $r(1+e_x), r(1+e_y), r(1+e_z)$ 。 e_x, e_y, e_z 的数值决定哪个半轴是最长的、中等的或最短的。在习惯上, 一般指定 e_x 与最长轴方向一致, e_y 与中间轴方向一致, e_z 与最短轴方向一致。在这些轴向的半轴通常分别用 a, b, c 来表示。比较椭球和原始球, 可以看出以下的关系: 变形后直线仍为直线。这个关系很容易根据在原始直线上取任何两点, 在变形后它们的方向余弦都彼此一致而得到证明。除了与轴平行的直线变形后只有伸长或缩短而方向不变外, 其它方向的直线不仅改变了长度也改变了方向。球体的每一半径, 都有从原点起始到椭球面上终结的一直线与之相应。它们间的长度差, 就表示那一特殊半

* 原以英文发表于 1948 年 6 月《中国地质学会志》第 28 卷, 第 1—2 期, 第 13—24 页。原英文题目是 “The strain ellipsoid and shear planes in rocks”。在李四光同志保存的抽印本上, 题目全打印剪贴改为 “Strain ellipsoid and its restriction of application to rock-deformation”。现用题目是根据修改后的英文题目翻译的。——编者

径方向的伸长或缩短量。由于每个半径指向一个唯一的方向,而在这个变形物体的空间里,所有半径指向各种可能的方向,因此显然可见,在变形后所有平行线依然平行,所有平面依然是平面,所有平行面依然平行;但是平行线及平行面之间的距离却改变了。在这样一个椭球中可以找到两个圆形剖面,它们相交于 b 轴并相对于 a 和 c 轴成对称排列。这两个圆形剖面贴合一对这样的平面上,其中所有等长的线,或者相等地伸长、缩短,或者保持不变。这意味着这些平面是各个方向均匀伸长或均匀收缩的面,也即“均匀变歪”或不变歪平面;滑动就发生在这些面上,就象简单剪切机制一例所显示的那样(见图 1)。

计算最短轴 (z 或 c) 与均匀变歪或不变歪平面之一的夹角 θ , 我们按以下步骤来进行:

$$\begin{aligned} \frac{x'^2}{r^2(1+e_x)^2} + \frac{z'^2}{r^2(1+e_z)^2} &= 1, \\ x'^2 + z'^2 &= r^2(1+e_y)^2, \\ \frac{x'^2}{(1+e_x)^2} + \frac{z'^2}{(1+e_z)^2} &= \frac{x'^2}{(1+e_y)^2} + \frac{z'^2}{(1+e_y)^2}, \\ \tan\theta = \frac{x'}{z'} &= \frac{1+e_x}{1+e_z} \sqrt{\frac{2(e_z - e_y) + e_z^2 - e_y^2}{2(e_y - e_x) + e_y^2 - e_x^2}}, \end{aligned}$$

在微量应变场合我们可以看作

$$\tan\theta = \sqrt{\frac{e_z - e_y}{e_y - e_x}} \quad (4)$$

一般说, $e_y < 0$ 或 > 0 。在这些情况下,不变歪径向直线在椭球中划出一个双锥形,一般是圆锥形,它们的顶点位于椭球的中心,它们的底面出露在椭球表面形成一对椭圆。圆锥的轴,依 $e_y < 0$ 或 $e_y > 0$ 或与椭球的 a 轴相符合或与 c 轴相符合。在这些场合下,我们不能再讲不变歪平面了,但仍然能找到一对均匀变歪平面,它们与 ac 面相交的角度当 c 轴与不变歪锥面的轴相合时,大于 ac 面上不变歪线与 c 轴的夹角,而当不变歪锥面的轴与椭球的 a 轴相合时,则小于在 ac 面上不变歪线与 c 轴的夹角。

在特殊的情况下,若 $e_y = e_x > e_z$, 椭球便成为以 c 轴为最短轴的扁球;如若 $e_y = e_z < e_x$, 椭球便成为以 a 轴为长轴的长球。在第一种情况下,均匀变歪平面位于 ab 面上,在第二种情况下则位于 bc 面上。不变歪面是一个规则的双锥面,它们的共同顶点位于扁椭球或长椭球的心,它们的底面在椭球表面出露为一对圆。

对平面应变来说:

$$\begin{aligned} e_y &= 0, \\ \tan\theta &= \sqrt{-\frac{e_z}{e_x}} \quad (5) \end{aligned}$$

$\tan\theta$ 若为实数, e_x 和 e_z 的符号必然相反。由于习惯上假定 z 轴与椭球的 c 轴符合,则 e_z 必须是负的;根据 e_z 是大于、小于或等于 e_x 的不同情况, θ 必须大于、小于或等于 45° 。

若 $e_y = 0$ 时,最容易想得到的形变是如图 1 中表示的纯剪。在一变形材料立方体中,划一半径为 r 的球。设将它分成无数互相平行的薄片,与立方体底面平行,或与侧面直交;

其中 $ABCD$ 代表正面。使每一薄片向右移动, 移动量与它们和底面间距离成正比。在这些场合下 $ABCD$ 代表剪切平面; 原始立方体的厚度将保持不变, 即直交于剪切平面方向的厚度不变, 但在剪切平面上却变歪成菱形 $ABC'D'$ 。只要变歪是微量的, 原始球体就将变歪成椭球, 它的长半轴 a 靠近对角线 AD' 的方向, 短半轴 c , 靠近对角线 BC' 的方向。在所有沿直径切过原始球体的剖面中, EF 线所表示的剖面——这个剖面被认为在纯剪的过程中既没有缩短也没有伸长, 所以与变形后的椭球的中间轴相等——在变歪后仍然保持它的原始圆形不变; 也就是说, EF 线代表了不变歪平面在椭球的剪切平面上或 ac 面上的交线。若把 AC' 当作底面, 所有与它平行的薄片相继移动到左边, 则同样的关系对 GH 也成立, 立方体作为一个刚体转过的 CAC' 角当然可略而不计。

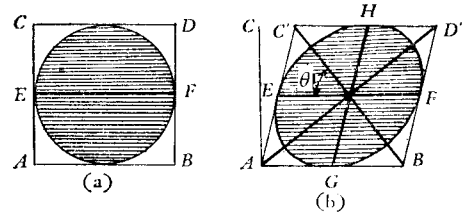


图 1 纯剪变形

(a) 带有内切球的立方体, 在直交于纸面方向将球切成许多薄片。(b) 经过薄片的相继移动, 原始球体变歪成椭球, 其最长轴靠近 AD' , 最短轴靠近 BC' , 直交于纸面的中间轴与以 EF 、 GH 表示的两个不变歪平面的交线一致。

因为在纯剪中应该没有体积的变化, 所以

$$\frac{4}{3} r^3 \pi = \frac{4}{3} abc \pi,$$

因此

$$r^2 = b^2 = ac,$$

和

$$\frac{b}{c} = \frac{a}{b} = \sqrt{\frac{c}{a}} = \sqrt{\frac{(r-c)/r}{(a-r)/r}}$$

这些等式的最后一个式子, 仅是方程式 (5) 右边的另一写法。这样我们就能够建立 θ 和经过微量纯剪产生的应变椭球的半轴之间的关系。如果这种类型的变形进行到显著的程度, 变形材料的体积可能还保持不变, 但是代表应变的椭球不能成立了。事实上若形变太大, 所有类型的形变用这种方法表示都不能成立。

这些考虑都是纯几何性的。至此还没有谈到应变分量和产生它们的应力状况之间的关系。这里要提醒一下, 每个应变分量 e_x, e_y, e_z , 一般来讲, 都是坐标的函数。在弹性变形情况下, 它们可用应力分量 (S_x, S_y, S_z) , 杨氏模量 (E) 和泊松比 (σ) 来表示。为了避免混乱, 很遗憾在地质文献中这种混乱已经存在, 应该说清楚, 除非另有说明, 拉伸或挤压这两个名词, 指的是应力而不是应变。

若应变是由简单挤压所产生, $-S_z, S_x = S_y = 0$, 原来半径为 r 的球变歪成扁椭球, 其半轴为:

$$c = r \left(1 - \frac{S_z}{E} \right)$$

$$a = b = r \left(1 + \frac{\sigma S_z}{E} \right)$$

和

$$c < a \text{ 或 } b$$

均匀变歪平面位于 ab 面上, 即 $\theta = 90^\circ$ 。使 $e_y = e_x$ 这一点可以从方程式 (4) 中很容易看出来。

若应变是由简单拉伸所产生, $S_x, S_y = S_z = 0$, 在这种情况下, 原来以 r 为半径的球变歪成长椭球, 其半轴为:

$$a = r \left(1 + \frac{S_x}{E} \right)$$
$$b = c = r \left(1 - \frac{\sigma S_x}{E} \right)$$

和

$$a > b \text{ 或 } c$$

均匀变歪平面很清楚与 bc 面重合; c 轴位于这个平面中, 即 $\theta = 0$, 也很容易从方程式 (4) 推导出来。

作为平面应变的说明, 我们可以用在 Z 方向施加简单挤压, $-S_z$ 的例子。其结果是在 z 方向的应变是一个缩短, $-\frac{S_z}{E}$, 同时伴以在 x, y 方向 $\frac{\sigma S_z}{E}$ 的伸长。为了使 y 轴方向的长短保持不变, 即 $e_y = 0$, 我们可以在 y 方向加压力使它缩短 $\frac{\sigma S_z}{E}$, 这必然同时将在 x 和 z 方向引起 $\frac{\sigma^2 S_z}{E}$ 的伸长; 或在 x 方向加拉力使应变量达到 $\frac{S_x}{E}$, 同时必然在 y 和 z 方向有 $\frac{\sigma S_x}{E}$ 的缩短。因此在第一种情况下, 从半径为 r 的球导来的应变椭球, 它的三个半轴为:

$$c = r(1 + e_z) = r \left(1 + \frac{S_z}{E} + \frac{\sigma^2 S_z}{E} \right),$$
$$b = r,$$
$$a = r(1 + e_x) = r \left(1 + \frac{\sigma S_x}{E} + \frac{\sigma^2 S_x}{E} \right)。$$

在第二种情况下, 它的三个半轴为:

$$c = r(1 + e_z) = r \left(1 - \frac{S_z}{E} - \frac{\sigma S_z}{E} \right),$$
$$b = r$$
$$a = r(1 + e_x) = r \left(1 + \frac{S_x}{E} + \frac{\sigma S_x}{E} \right)。$$

将 e_z 和 e_x 的第一组数值代入式 (5) 即得

$$\tan \theta = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{\sigma}} \quad (6)$$

在第二种情况下式 (5) 给出

$$\tan \theta = 1 \quad (7)$$

因为在后一种情况下, c 方向的单位缩短量与 σ 方向的单位伸长量恰好相等, 卷入的形变类型正好就是如图 1 中所示的由于纯剪所造成的那种类型。剪应变平面与 b 成直角; 滑

动面或者最大剪应力与压力或拉力的方向成 45° 。如同第一种情况一样, 体积没有发生变化。这表明我们单从应变椭球的性质不可能得到 θ 和 σ 的任何明确的关系; 我们也没有理由, 象有些作者所主张的那样, 似乎无限制的把 θ 和不变歪面与压力方向之间的角度等同起来。将式 (5) 中的 e_x 写成 $-\sigma e_z$, 而不去象我们讨论过的那样, 检查这个方程式建立的条件, 可以招致这些错误概念, 下面这个著名关系式也可促成这种错误概念。

$$\tan \alpha = \sqrt{\frac{1}{\sigma}}$$

这公式是科努 (A. Cornu) 首先给出的^[2]。它可以使我们确定在一个承受单纯弯曲的稜柱棒的反破碎性面上的不变歪线的位置, 在此情况下, α 角是在反破碎性面上不变歪线与弯曲棒面上该面的纵轴的交角, 也就是与拉伸方向的交角。这个角不应该与我们在应变椭球中的 θ 混淆。

最后我们讲到摩尔图解法^[3]。大家知道, 在 xz 面上摩尔圆的半径和中心可用以下方程式来确定:

$$s = \frac{S_x + S_z}{2} + \frac{S_z - S_x}{2} \cos 2\theta$$

$$t = \frac{S_z - S_x}{2} \sin 2\theta$$

S 代表法向应力, t 是剪应力, θ 是主轴之一与这些应力所作用的平面的法线之间的夹角。三个应力分量中, $S_x > S_y > S_z$, 第二个分量 S_y , 直交于 xz 面, 在上述摩尔圆中不起作用。上面第二式清楚表明, 在一给定的 $S_z - S_x$ 数值下, 或在一定应力状态下, 当 $\theta = 45^\circ$ 时, t 达到最大值。当应力状态发生变化, 代表它的摩尔圆的半径与圆心位置也变化, 在横座标上移动, 也就是沿着代表主应力的线上移动。这样我们就可以在所谓的应力面上画出一系列代表作用于一点的不同应力状态的摩尔圆, 我们还可以进而对这些圆划出一个类似抛物线形的包线(图2)。在这些场合下, 容易看出, 包线上的一给定点 P 的纵座标, 将代表由摩尔圆所表示的应力状态的极限剪应力, t_i , 摩尔圆的中心不在由 P 作垂直线到横座标的 F 点, 而是在从 P 点所作的垂直于包线的一条线与横座标相交的点上; 因为相当于产生由 PF 所代表的极限剪力的某一应力状态的摩尔圆, 它的中心并不在 F 而是 C 。因此代表这种应力状态的圆, 它的中心位于 C , 它的半径是 CP , 或者 OX 和 OZ 分别代表作用在 X 和 Z 方向的主应力。

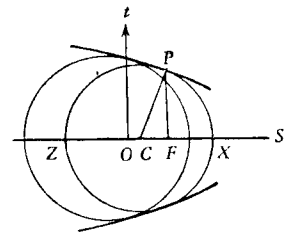


图2 用包围一系列最大的摩尔主圆的曲线, 来确定在极限情况下, 剪应力与法向应力之间角度的关系

因为象岩石这样的脆性材料, 一般抗压强度大于抗拉强度, 所以当法向应力分量为张力或者正值的时候, 摩尔圆划的包线, 通常向右边倾斜, 因此习惯上就把它划在右边。如果我们选择将法向压应力划在坐标系原点的右边那也行。在这两种情况下, $2\theta < 90^\circ$ 。这个确实在某些方面解释了为什么在破裂的材料, 特别是岩石中, 一对滑动面通常不互相以

直角交切。但是它并不能确定是锐角还是钝角对着压力或张力。在摩尔的论点中,要指出的另外一个重要之点,是中间应力分量对确定 θ 值不起作用。下面就可以看出这与实验结果是不一致的。

最近拜拉德(P. P. Bylarrd)^[4]提出了一个可行的理论,可以看作摩尔理论的修正。考虑一个薄板,应力作用于其面上,拜拉德假设在弹性介质中,当有一带发生塑性变形时,沿其长度没有长短的变化;否则相邻材料将会分开,而吸收过多的能量。运用上述有关建立摩尔圆的方程式,命 S 为作用于薄板剖面、平行于塑性流动带的法向应力分量,而 t 为切向分量,则拜拉德的条件相当于

$$\frac{1}{E} \left(t - \frac{S}{2} \right) = 0, \quad \text{或} \quad t = \frac{1}{2} S$$

由此即得

$$\tan \theta = \sqrt{\frac{S_x - 2S_z}{2S_x - S_z}} \quad (8)$$

将拜拉德的原理扩展到三维,依特生(F. K. Th. Van Iterson)^[5]给出

$$\tan \theta = \sqrt{\frac{(S_x - S_y) - (S_z - S_y)}{(S_x - S_y) + (S_x - S_z)}} \quad (9)$$

正如荷兰的作者们,包括维宁·迈勒慈(F. A. Vening Meinesz)^[6]指出的,这些方程使我们看出, θ 的值只取决于主应力之差,而不取决于它们的绝对值。这似乎暗示,存在于地壳深部的流体静压力,不应该影响剪面之间的角度——这个推论并未被实验证明。

综合上述讨论,以下几点需要特别注意:只有在变形是均匀的、微量的,因而与座标轴成线性比例时,应变椭球才能成立;只有在平面应变情况下,我们才可以简单的说,不变歪面与最小半轴之间的角度大于 45° ;在纯剪情况下,不变歪面,或者滑动面,与压力或拉力方向成 45° ,而在纯剪时,应该没有体积的变化。

不言而喻,这些理论上的头一个局限性以及从而引起的局限性,使应变椭球不能应用于必然是非均匀的大岩块的形变,也不能用于强烈变形的小岩块,如推复体或被显著的流动所影响的岩石。在这些情况下应变显然不是微量的。但是在特定情况下,比方说,应变岩体将要破裂或是将要发生大规模运动时的平衡状况下,它们是可以作为有用的基础,来对某些构造现象用应力来估价。所有的破裂或大规模运动过程,都必需经过这么一个阶段。

还有一个途径就是用实验来研究这个问题。很多年前,作者对古老道路和街道上铺的长方形石板,经常破碎成三角块的印象很深;虽然这种破石板是被人的行动毁坏的,但我总怀疑,它们实际上是由与在自然界造成岩块某种类型破裂相似的机械过程作用所产生的。不同材料的试件,经常沿着与加载轴相斜交的平面破坏,表明可能正是这种情况。不幸,有关这个问题的大多数实验都是用金属作的,而用岩石作的则少得可怜。对这些实验的兴趣通常集中于一对滑动面或不变歪面之间的相互关系以及它们相对于施加的主应力方向的方位。

首先由吕德 (Lüders)^[7] 后来有哈特曼 (Hartmann)^[8] 还可能其他人,注意到,经受了过大负荷的金属表面上,通常出现有互相交叉的裂纹,并且排列在两个确定的方向。它们现在通称为吕德线。哈特曼作了更进一步的观察。他确立了两组裂缝之间的锐角总是对着压力的方向。布合 (W. H. Bucher)^[9] 和斯王生 (C. O. Swanson)^[10] 引起我们的注意,将哈特曼的重要观察运用于构造地质学的领域。很久以前,多布列 (Daubrée)^[11] 用扭转一块玻璃的方法,产生了几乎互相直交的裂缝组,而玻璃是与岩石最接近的材料。这些裂口的出现,是由一个振动促成的,就和一个地震有关的情况那样^[12]。

但是别的人以后用玻璃作的实验表明,每个滑动面与压力方向的夹角为 10° — 15° 。据我所知,第一个用真岩石作这方面的实验的是斐波尔 (A. Föppl)^[13],后来作得更精细的是卡尔曼 (Th. V. Kármán)^[14]。卡尔曼给一块大理石试件,施加 1360 至 2880 大气压的纵压力,同时施加由 0 变化至 685 大气压的侧压力,他指出,对着纵压力的扭面之间的角度,未经校正时,从 54° 增加到 83° ,经过校正的角度值则从 53° 增加到 70° 。在一块砂岩上施加 690—2580 大气压的纵压力,同时施加 0—555 大气压的侧压力,发现对着纵压力的滑动面之间的角度,未经校正时,从 38° 变化到 82° ,而经过校正的角度值,从 40° 到 70° 。从这些实验以及在自然界的岩石变形中,不用说,两个滑动面之间在破裂的初始阶段的角度在继续变形时,不会保持不变。在缩短或伸长的一边,角度多少要分别增大一些或减少一些。因此需要加以校正。

从理论上考虑应力易于集中在边及角上,而首先在此发生破裂;当负荷继续增加时,已产生的裂缝会穿入应变材料的内部。若试件是长方形的,交叉裂纹之间的角度将取决于其长与宽之比。为了避免这种困难,最好采用圆柱形试件。在圆形柱面上的裂纹表现为两组螺旋形线条。后来普兰特尔 (L. Prandtl) 等^[15] 用大理石圆柱体所作实验,证明了两组螺旋形线条间的锐角总是对着压力方向。对比不同的金属、岩石和玻璃的实验结果,可以看出,受压材料的塑性愈好,则交叉裂纹的角度愈接近 90° 。由于这些和其它考虑,使布合修正了哈特曼原来的法则,并试图用 θ 值来规定材料的“塑性”或“脆性”。从卡尔曼用出名的脆性材料大理石所作的实验来看,塑性的增加使 θ 值由 54° 增加到 83° 。另一方面,梅生 (W. Mason)^[16] 指出,在低碳钢上施加垂直于纵压力的拉力,相等于增加了它的脆性,结果 θ 值由 100° 降低到 84° 。

布合的论点被格吕哥斯 (D. Griggs) 所反对,他坚定主张保持“哈特曼定律”的原形,他批评来斯 (Leith) 的铁丝网模型不能代表应变状况,完全排斥了应变椭球作为破裂理论的基础^[17]。格吕哥斯结合其他论点主张,当应变椭球的中间轴 b 保持不变,微小的体积变化是由于 c 轴的缩短没有完全被 a 轴的伸长所补偿,而前者与后者之比就是泊松比。由此而得

$$\tan \theta = \sqrt{\frac{1}{\sigma}}$$

此处 θ 是 c 轴与不变歪平面之间的角度, σ 是泊松比。因 σ 总是小于 $1/2$,所以 θ 必须大

于 45° ;根据格吕哥斯,这是与所有实验结果相反的*。在接受这个结论之前,应该指明上述公式在使用时必需慎重,这一点我们在前面已经讨论过。所谓的体积变化是一个还需要进一步研究的问题。约翰斯通(J. Johnstone)和L. H. 亚当(L. H. Adams)^[18]观察到,当加于大理石和其它结晶物质的压应变超过弹性极限时,它们的密度略为减小。相反,F. D. 亚当(F. D. Adams)指出当大理石在高围压下,它的密度保持不变^[19]。总之,由于实验还远远不够,所以要解释这些实验的结果决不是一个简单的事;为了让 $\theta > 45^\circ$ 也无需祈求科努的方程式。虽然如此,看来格吕哥斯有足够的理由来指责,单纯基于应变椭球的任何破裂理论。没有一个满意的理论来解释破裂岩块的各种形式破碎或断层地区的镶嵌花样,我们不得不从事实验来寻找解释。中央研究院地质研究所所作的一些实验将另文讨论。

参 考 文 献

- [1] Becker, G. F., *Bull. Geol. Soc. Am.* vol. 4, p. 13—90, (1893).
- [2] Cornu, A., *C. R. Acad. Sc.* vol. 69, p. 333, (1869).
- [3] Mohr, O., *Abh. aus d. Gebiete d. Technischen Mechanik*, 2nd ed. (1914).
- [4] Bylaard, P. P., *De Ingenieur in Ned. Indie*, no 11 (1935) and no. 8 (1939); *Théorie des déformations plastiques et locales etc.*, *Union Géod. Géophys. Intern., Report of the Edinburgh Conference 1936*.
- [5] Iterson, F. K. Th., *Bydrage tot de plasticiteitstheorie*, *Versl. Ned. Akad. Wet.*, v. 52, no. 1, (1943).
- [6] Venning Meinesz, F. A., *Shear Patterns of the Earth's Crust*, *Trans. Am. Geoph. Union* vol. 28, no. 1, (1947) p. 16.
- [7] Lüders, W., *Über die Ausserung der Elastizität an stahlartigen Eisenstäben und über eine beim Biegen solcher Stäbe beobachtete Molekular bewegung*: *Dinglers Polytech. Jour.* Bd. CLV, p. 18, 1860.
- [8] Hartmann, L., *Distribution des déformations dans les métaux soumis à des efforts*: Paris (1896).
- [9] Bucher, W. H., *Journ. Geol.* vol. XXIX, no. 1, p. 1 et seq. (1921).
- [10] Swanson, C. O., *Notes on stress, strain and joints*. *Journ. Geol.*, vol. 36, p. 193—224, (1928).
- [11] Daubrée, A., *Études synthétiques de Géologie expérimentale*, 1879.
- [12] Crosby, W. O. *The origin of parallel intersecting joints*; *Am. Geologist*, vol. 12, 1893, p. 368—375.
- [13] Föppl, A., *Mitt. a. d. Mech. Tech. Laboratorium*, München, (1900).
- [14] Kármán, T. v., *Zeit. d. Vereins deuts. Ing.* vol. LV (1911), pp. 1749—57.
- [15] Nádai, A., *Plasticity* (1931) p. 110.
- [16] Mason, W., *The Lüders' Lines on Mild steel*; *Proc. Phys. Soc. London*, vol. XXIII (1911).
- [17] Griggs, D., *Am. Journ. Sci.* vol. 30, pp. 121—137 (1935).
- [18] Johnstone, J., *Journ. Am. Chem. Soc.* vol. 34, pp. 563—584 (1942).
- [19] Adams, L. H. *Journ. Geol.* vol. 18, p. 489, (1910).

* 陈恺提起我的注意,费拜恩(H. W. Fairbairn)提到格吕哥斯现在已认为方程式(6)是正确的公式。

扭裂缝之泥浆试验*

鉴于发育在多少遭受过塑性变形的岩石中的扭裂缝之间的角距和在这一形变中起作用的主应力,在地质构造研究中,具有理论和实践的重要性,记述由人工在泥巴中造成的显然属于扭性成因的一种裂缝类型也许是有用的。

在这些试验中采用了三种粘土:一种采自重庆松林坡阶地沉积,另一为侏罗纪的耐火粘土,取自重庆大学地质系,第三种是江苏宜兴的陶土。粘土中掺入不等量的水,并压制成薄板或块。然后对他们施以简单压缩、简单拉伸和纯剪,众所周知,纯剪相当于在扭动面上大小相等、互成直角同时作用的压缩和拉伸的联合。粘土的自由面在所有情况下尽可能使其光滑。

A、压缩试验

把泥巴制成不同形状的块;用下述方式施以简单压缩。

(a) 将一个长约两倍于宽、厚约3厘米、由三层紧贴的泥巴组成的矩形泥块,置于光滑的平板上。泥块的一头靠着固定壁,另一头对着能沿平板长边推动的活动木板。

这个简单装置与卡戴尔(H. M. Cadell)^[1]所使用的和维里斯(Bailey willis)的盒子是相似的,但是我们这个装置中两侧没有围壁,因而没有侧压,这种侧压在扭裂缝的发育中会造成不必要的复杂情况。反正试件两侧加上限制,并不能给我们提供任何进一步的理由,认为整个试验条件就和自然界相仿佛,而克鲁斯(Hans Cloos)^[2]在他的更为细致的试验中似乎是这样看的。虽然我们的装置和卡戴尔及一些美国作者^[3]所用的基本相似,但我们并不那么考虑一个层的“脆性”或“能力”作为定逆冲或“冲断”类型的因素,我们要研究的是扭裂缝的方位彼此之间的关系以及它们和加压方向的关系。

当通过活动木板缓缓加压到一定阶段,可见到彼此近于直交的侣对线开始在试件表面上出现。然后,当泥巴可能由于工作硬化显著地变硬时,发生了(1)与“水平面”垂直、与压力方向成 30° 夹角的两组交切扭裂缝和(2)一个穹起,试块两端并伴随有一系列平行冲断面,上冲部分总是朝外,而“中央”或“中间”泥巴体则显然未动,如果泥块大致是固着在板上的话(图1);但当泥巴在板上相当自由滑动时,则一个穹起紧接着就是在推动块前面出现一个冲断,以及一系列平行冲断面,它们总是向着推动的反方向倾斜,倾角 $15^\circ-45^\circ$,

* 本文系李四光同志与陈庆宣、李铭德合著,发表于1948年《中国地质学会志》,第28卷,第1—2期,第25—32页。——编者

走向平行于穹起的轴(图2)。伴随冲断面常常有一系列次要裂缝,被前者切过。这些裂缝与冲断面间的夹角,有一定程度的变化,但它对着试块的两端总是小于 90° 。

与此同时,在第一阶段产生的两组裂缝,即侣对线,其所夹的锐角转为钝角,但不超过 130° 。此外还发现,当试块薄、易于在平板上滑动,而又急速加压时,则仅有第二套扭裂缝,即冲断层及其伴生的裂缝发育(图2)。在所有情况下,两组相联系的扭面,除了那些

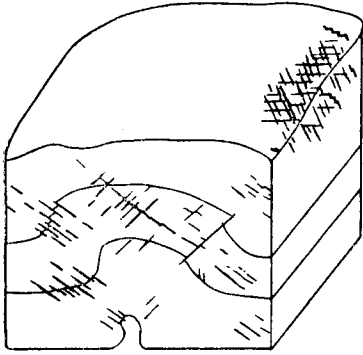


图1 三个不同层组成的矩形泥块从右侧加压,其底大致固着于板上
原大 $\times 1/2$ 。

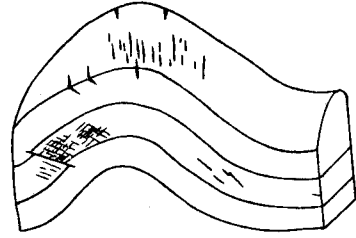


图2 同一泥块在板上可以自由滑动,从左侧加了压
原大 $\times 1/2$ 。

先已形成后又受到扭歪的以外,它们对着加压那一侧的夹角不超过 90° 。在第一种情况(其交叉线垂直于上表面)最长和最短应变轴是水平的,而中间轴垂直。第二种情况(其交叉线直交于侧面,包括冲断)应变椭球的最长轴将是直立的;扩张和最易凸起的方向朝上。因此很明显,水平的无转动挤压,既可造成垂直交叉节理或断层,也可造成倾斜交叉节理或断层,都是扭性成因的。看来,它们要看这样的条件决定,就是让它最易于发生突起,或者是靠最大引伸方向的条件决定,水平方向也好,直立方向也好^[4]。而实际上,这个问题比我们的试验所表示的要复杂得多。

沿冲断面和其它滑动面详细观察,常常发现有类似羽状节理的高级别的小裂隙存在,它们与冲断层成锐角或与滑动面成锐角,看情形而定,锐角顶总是指向小裂缝所在一侧的相对运动方向。这就为在野外利用断开了的岩块中的羽状节理来确定错动岩块间的相对运动方向,提供了实验方面的证据。

(b) 不用三层泥,而用一种泥做成一长方形固体泥柱。泥柱的宽与厚大致相等。长几乎是宽的一倍。然后沿其长度在一钳夹中间加压,正如舍尔顿(P. Sheldon)用石蜡块^[5]和奎尔克(T. Quirke)用肥皂块所作的那样^[6]。

如前述情况,侣对线首先在试块自由面上出现。它们彼此相交近于直角;那些等分角线平行于压力方向的角逐渐变为钝角。当压力施加到一定阶段,泥巴突然变硬。更进一步加压便产生又大又显著的裂缝,如图版I,图1所示。宜兴陶土产生的裂缝在加压侧的夹角是 70° 。而松林坡粘土的这个角的值仅稍大于 60° 。

(c) 由于应力通常集中于负荷体的各角,或简称“角效应”,试块的各角将趋于首先破

坏。这个初始弱点,势将助长裂缝进一步沿着同一方向伸入试块内部,这就给两组裂缝间的角度以假象。为了避免这种困难,我们用同样的泥巴做成圆柱,并把它们放在钳夹中加压,直至两组螺旋线出现。它们在加压一侧相交的角度变动于 60° — 87° 之间。据吴景祯作的试验,角的数值显然分三组: 60° — 63° , 63° — 73° ,及 80° — 87° 。由于试块受到很大歪曲,这些数值实际上没有特殊重要性。更有意义的是,在歪曲较小的部位,两组裂缝的交角只在一个小的范围内变动;其平均值是 72° (图版 I, 图 2)。注意这与 (b) 试验中所得结果区别不大。

B、拉伸试验

因为泥巴对拉伸应力容易屈服,直接用拉伸负荷作用于泥巴试件不能做出扭裂缝。有两种方法其效果与直接加载一样。

(a) 给一个横剖面成矩形的松林坡泥块施以缓慢、均匀的弯曲,同时对凸面附加一切向拉力。当泥块弯曲到一适当程度,有两组扭裂缝在泥巴梁的凸面出现。各属不同组的一对扭裂缝所夹锐角等分线,与切向应力的方向直交。锐角一般在 51° — 52° 之间。用宜兴陶土得到了同样的结果(图版 II, 图 1 与 2)。而如果泥巴梁很快弯曲,并且没有附加的切向拉伸应力,则与泥梁长轴直交的张裂隙代替了扭裂缝;泥块一般在扭裂缝产生之前突然折断。

(b) 李四光和孙殿卿把一块泥饼放在一个转动的圆盘上来进行山字型实验,他们设法调整在这种情况下产生山字型构造所要求的条件,他们多次注意到当泥饼成半月形,两个支座在泥饼两角的位置又很高时,前弧弧顶逐渐产生一系列裂缝。在这种情况下很容易看出,弧顶的最前部只受到侧向拉伸;因为,对一给定角速度,一点的离心力与其距圆盘中心的距离成正比。因此辐向压缩很难出现弧顶前端泥饼的最外部,这也由没有褶皱表示出来。L. H. 张在好几种情况下所测得的锐角值为 70° 。值得注意的是,尽管泥巴在这种情况下有更大的流动性,这个数字和在 (Ab) 及 (Ac) 试验中所得到的几乎恰好一致。

C、剪切试验

用不同方法和各种泥巴作了剪切试验。每种试验都重复了若干次。所得结果可能是我们所作泥巴试验中最有广泛意义的。

(a) 把一层厚约 5—6 毫米的泥巴,铺在一块纱布上,纱布固定在一个矩形框架的两头,框架四角以铰链相接。整个装置放在一块玻璃板上。将钉上纱布的框架的一边相对于其对边稳缓移动。当移动进行时,仔细地注意泥巴的光滑面。可以看到,排列不同的扭裂缝,在不同情况下出现。

(1) 当纱布上的泥巴能在玻璃上容易地滑动时,一个穹起很快地发展起来,它以近

于对角线的方向,横过因扭动而成长方形的泥饼;仅有一组裂缝出现在泥巴的穹起面上,大致与移动的框架边平行。这样,泥饼,尤其是其穹起部分,便被撕成无数薄片,每一薄片较之靠近固定边的相邻一片向前移动更多。这与物体受到纯剪而发生变形时的一般图解是完全一致的。

(2) 当纱布上的泥巴多多少少固着在玻璃板上时,泥面出现两组侣对线。它们彼此穿切,在受压一边的交角约 80° 。更进一步移动框架,引起小褶皱拱起,并把起初产生的扭裂缝(侣对线)扭歪。当框架相邻两边,彼此成 55° 夹角时,扭裂缝间的锐夹角便转到拉伸那一侧;并且在泥饼上看不见有褶皱的部位,夹角等于 40° ,在有褶皱的部位等于 50° (图版 III,图 1 及 2)。因之很清楚,象粘土这样的塑性材料会受到相当大的变形,以致完全改变了最初发育的扭裂缝间的角度关系。

(3) 将纱布浸以桐油使之硬化,并在放泥饼前晾干,则在框架移动的初始阶段,侣对线在泥面上分布更为均匀。在受压一侧的锐角稍大于 80° 。当扭动继续进行,扭裂缝变歪得相当厉害的时候,一般有宽阔拱起产生。这时在拱起部分,发生的扭裂缝的交角略大于 50° ,其分角线与长形拱起的轴向直交。这个结果看起来似乎与(2)的情形相反。如果我们考虑到有效应变,它们实际上是一致的。在试验(3)中发育的宽阔拱起产生第二级张应变,其最大伸张方向位于直交拱起轴的方向。

(b) 把一层薄泥放在一片橡皮上面,这和麦德 (W. J. Mead)^[7] 用的装置相象,不过麦德所用的材料是石蜡而非泥巴。

均匀的牵引铺有薄层泥巴的橡皮——这就等于同时施加拉伸和挤压,也产生了两组扭裂缝,其所夹锐角变动于 51° — 53° 之间,其等分线直交于拉伸方向(图版 III,图 3)。

(c) 将一层泥巴放在两块靠在一起的板上。固定一板,移动另一板,在光滑的泥巴表面出现两组扭裂缝:一组与剪切运动方向成 16° — 20° 角;另一组成 80° — 88° 角。两组间所夹锐角一般可达 70° ,其等分角线平行于挤压方向。板进一步移动时,继这些扭裂缝之后有直交于最大拉伸方向的张裂缝产生。这些张裂或者利用先有的剪切面,使之加宽,或者直接切过它们。如果形变很厉害,扭裂缝和张裂隙两者都有向下延伸穿透泥块之势(图版 IV,图 1 及 2)。

瑞德尔 (W. Riedel)^[8] 使用过相同的方法,虽然在我们作试验前并不知道。他在泥面上印上网格以观察最大延长方向。他看到,在第一阶段,出来的是短而尖直交于最大拉伸方向的张裂隙与剪切运动方向成 45° — 47° 角。在第二阶段,当运动再前进一步时,张裂隙的角度增大到 48° — 50° ,并进而达到 54° 。在第三阶段,开始出现剪裂缝,与运动方向成 12° — 17° ,而张裂隙的角度增至 60° 。

在我们的试验中,扭、张裂缝的出现与瑞德尔看到的顺序相反。此外,似乎相当明显的是,由板的移动运动引起的张、压应力分量,直接引起扭裂缝的发育。

应进一步指出的是,一对互补扭裂缝间的夹角以及两组扭裂缝何者占主导地位,就我们的试验而论,取决于泥的性质,而不取决于泥的流动性。

结 论

这些结果似乎表明,一对互补扭裂缝间的夹角不取决于泥的塑性或流动性,而角的大小,在一定程度上,随泥的不同类型和试验的不同方法而变化。各属不同组的一对扭裂缝,如果它们成生以后没有发生显著的歪扭的话,它们之间所夹锐角等分线一致位于主压缩方向,这看来也是事实。

参 考 文 献

- [1] Cadell, H. M. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 35,(1888) 337。
- [2] Cloos, H., *Centralb. f. Min. Geol. u. Pal. Abt. B* (1928) 609—621。
- [3] Chamberlain, R. T. and Millier, W. Z., *Journ. Geol.* 26(1918) 1—44。
- [4] Leith, C. K., *Structural Geology*. P. 42。
- [5] Sheldon, P., *Journ. Geol.* 20 (1912), No. 8.1—2。
- [6] Quirke, T., *Journ. Geol.* 28 (1920), 417—438。
- [7] Mead, W. J., *Journ. Geol.* 28 (1920), 505。
- [8] Riedel, W., *Centralb. f. Min. Geol. u. Pal. Abt. B* (1929)。

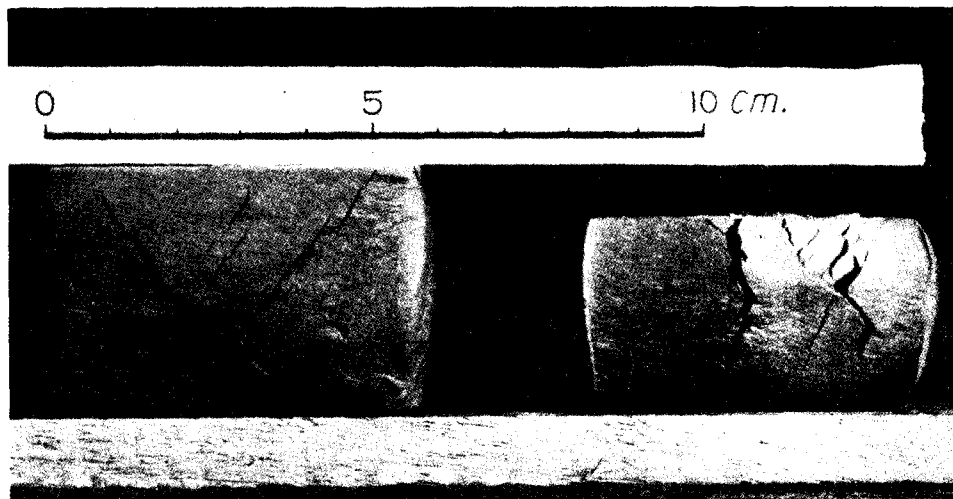


图1 在钳夹中压缩的矩形泥块；上下两面加压。

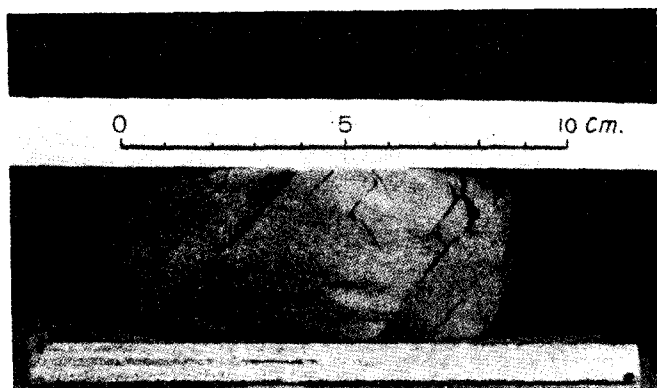


图2 从两端压的泥柱。

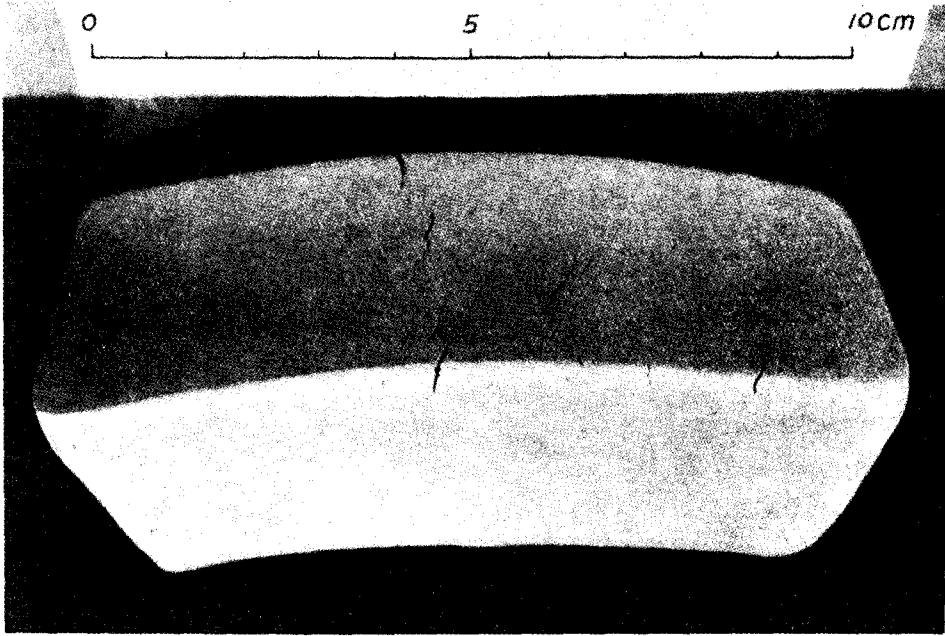


图1 泥棒弯曲发生两组扭面,锐角等分线直交于弯曲方向。

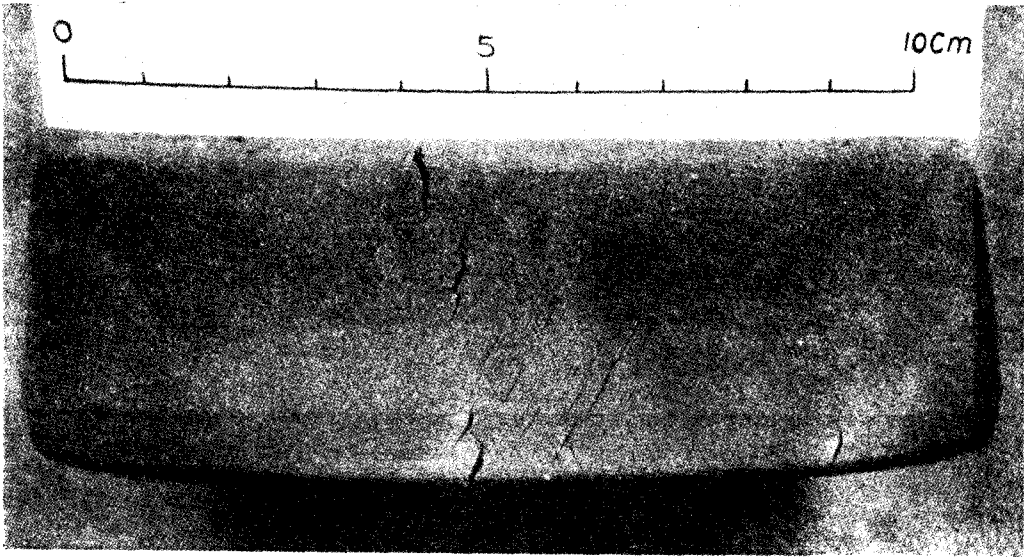


图2 图1泥棒的顶面,更清楚地表示两组扭面。

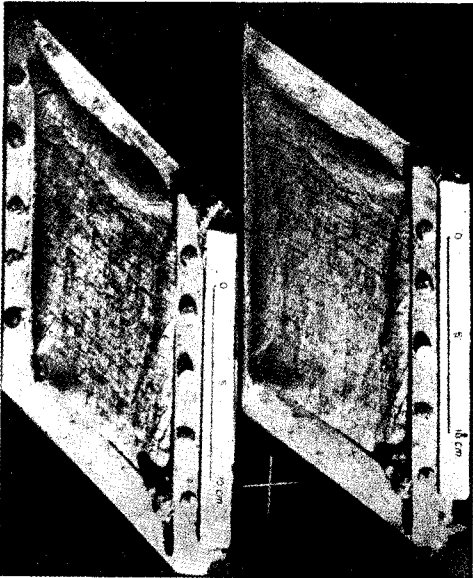


图 1 铺在纱布上的泥饼的偪对线(扭裂缝)的歪曲;白线:发展初始阶段扭裂缝的位置;右边的图:歪曲的进一步阶段。

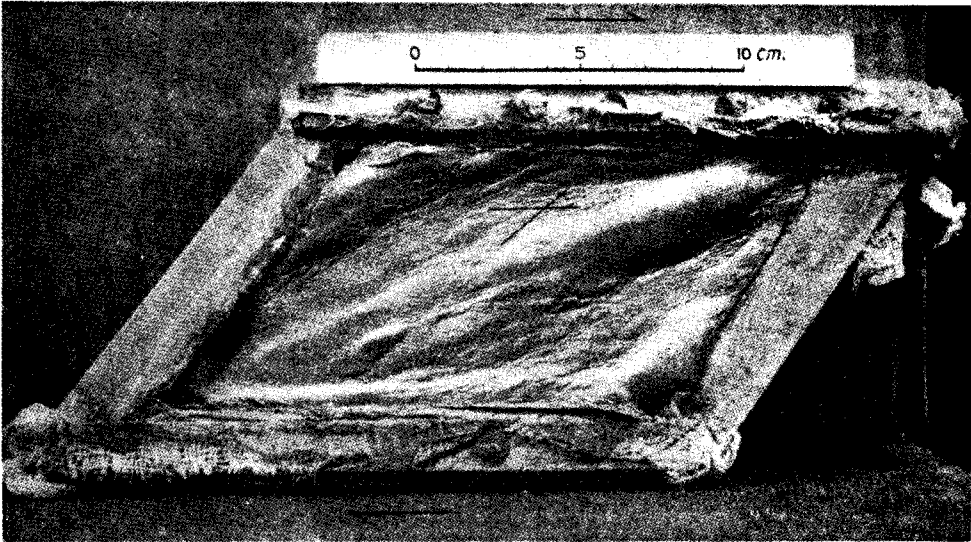


图 2 当泥饼更变歪时,起初产生的两组扭裂面间夹角的变化(用交线表示的);箭头指示运动方向。

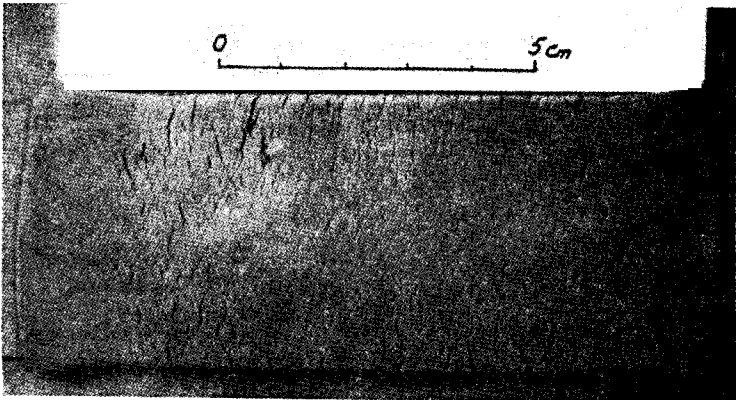


图 3 一片两端被牵引的橡皮之上的薄层泥中产生的两组扭面和张裂隙。

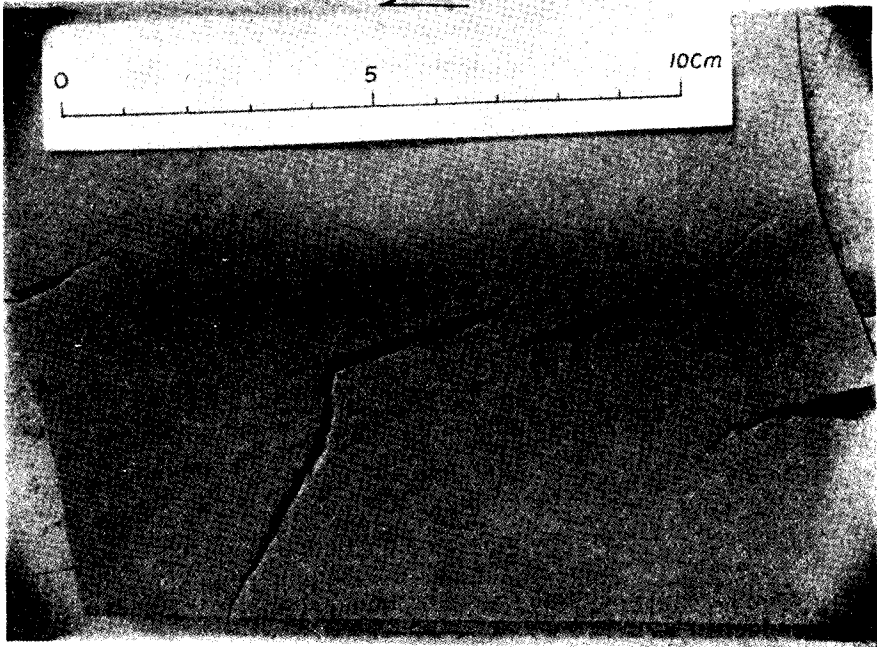


图 1 置于相互移动的两块板上的泥层上产生的两组扭裂缝(细线)和张裂隙(粗线);很细的水平白线代表一组同等发育的扭面,仔细观察可以区别出来,虽然在图上显示的不清楚,但在试验泥中确实有发育;箭头指示运动的方向。

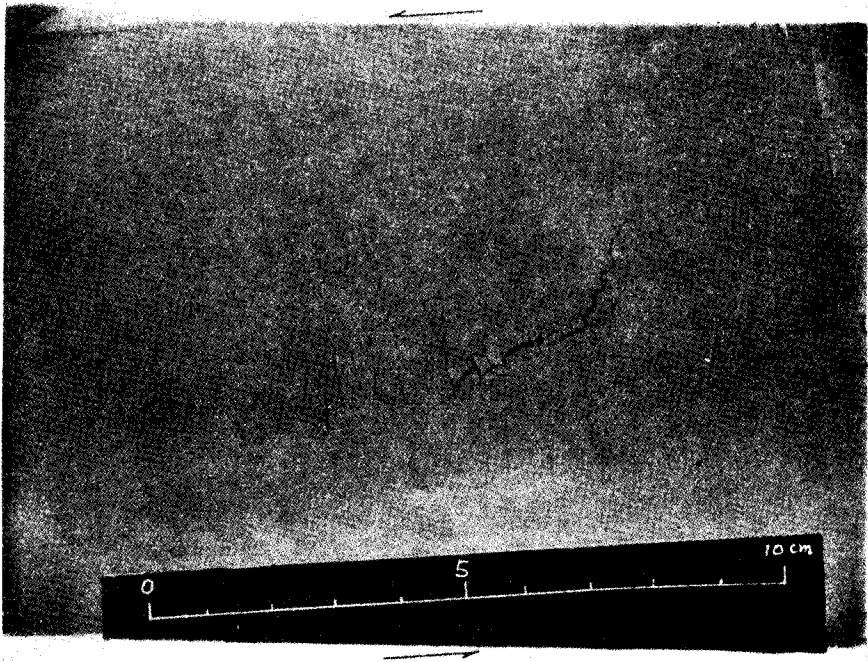


图 2 同图 1,仅有一组扭面主要发育,在泥饼的中部和中下部受到较大的歪曲;箭头标志运动的方向。

中国的造山历史和构造轮廓*

摘 要

在中国可以认出一个原始的构造轮廓,它发生于震旦纪以前。这个轮廓的主要构成,包括若干力学表现有所不同的大陆块段,并被平行于赤道的造山带隔开。斜跨这些地块的东部,延展着华夏系或北东向的复背斜和复向斜。它们被向太平洋岸加强的北北东向的中华夏系和新华夏系褶皱所穿过。沿它们的西部边缘伸展着一个巨大的南北向地向斜,现已转化为巍峨高峻的褶皱山块,密布着延伸很远的阿尔卑斯型的伏卧褶皱和推复体。

这些地区都以广泛的火成活动与强烈的动力变质为特征。在西部地区,晚二迭世有广泛的玄武岩喷发,中生代晚期,可能至第三纪,有大块花岗岩的侵入。沿海地区或中朝地区,花岗岩及其伴生的岩墙、安山岩、流纹岩及英安岩等,分别注入或喷出于后侏罗纪和白垩纪时代。

在每一大陆块的一些部分,排列着许多不同的但密切有关的构造单元,如山字型构造。这些构造到侏罗纪末期达到充分的发展,并在第三纪伴随着一再活动的新华夏褶皱而加强了,但有些被歪曲了,另外一些则被扭裂或滑动使之破碎了。

中国陆地,和亚洲大陆其他许多地区一样,是由较稳定地块的碎体与活动造山带组成,它们可能在时间的过程中曾经重迭、轻微变质或者甚至成倍地扩大。这种相对稳定和活动地区的存在,经过了若干地质时期;它们似乎是从前震旦纪即已奠基的轮廓上演变而来的。这样一个关于轮廓的观念决非臆断;而是从考察每一构造区所共有的或特有的构造力之不同的周期的表现才得到的。

首先可以确认的是,为陆块的力学表现的统一性所规定的构造区,在既定的地质时代,并不经常呈现容易识别的地理边界,地壳上那样一些构造单位,并不必需在同一地质时代总是共同存在的。

在中国可以认出来的大构造区不少于十一个。当我们进行考虑这些构造区如何遭受一系列造山时期的广泛地壳运动的影响以前,宜首先大致判定它们各自的特性和范围。我们行将了解新的构造单元是产生了,而早已成立的构造单元则受到加强和改造。这种情况日益增加了每一构造区的构造格局的复杂性,就很难重新塑造原始轮廓。

有深远影响的事实是,亚洲大陆所属的这一地区可划分为若干向西南延长的块段。它们是:

- (1) 东北地块。
- (2) 华北盾地。

* 原以英文发表于1949年2月到3月在新西兰举行的第7次太平洋科学会议的会议录,第2卷,第26—44页。——编者

(3) 扬子褶皱低地。

(4) 华南复杂区。

这些块段各自与其邻近块段之间,被一个造山带所分开,即:

(5) 阴山带,在东北与华北之间。

(6) 秦岭带,在华北与扬子区之间。

(7) 南岭带,在扬子区与华南复杂区之间。这些带的表现,或为对南北向挤压容易屈服的褶曲地带,或为相邻块段之间的差异垂直运动的枢纽。往西至西藏地块,即大致在东经 103° 以西,是一个巨大的地向斜或一系列相互联系的地向斜,可以总称之为西部边缘地向斜,它穿过平行于纬度的块段和地带,并大致呈南北走向。这个地向斜现在已经褶皱并隆起成山,且到处以强烈的区域变质为其特征。它至少可以分为两部分:

(8) 川滇-缅地向斜,包括川西¹⁾的大部分,云南的西部以及缅甸掸邦和下缅甸的一部分,往南北向延展。

(9) 南山地向斜,占据整个南山及青海省的相邻部分。它可能曾经与川滇-缅地向斜相连,并肯定在甘肃和川西边界上,穿过昆仑山的东延部分或秦岭的西延部分;从此往北,这个地向斜逐渐转向北西。

向东,这是由于强烈的东北向褶皱的大力干扰所致。因为纬向带遭受了损伤、改变甚至一部分遭受了压制的结果,本大陆的块段排列多少模糊起来了,东北向褶皱包括:

(10) 华夏地向斜以及中国东南沿海各省构成其一部分的华夏古陆。它们持续于古生代,并常以基底褶皱(plis de fond)为特征。

(11) 较晚期中华夏与新华夏复向斜和复背斜以及中朝地块——一个充满火成岩与变质了的地块,构成中国东南海岸带并伸过朝鲜。

虽然大陆的块段特性,被斜跨大陆并向太平洋逐渐加强的华夏、中华夏与新华夏等类型的主要构造形象所掩蔽,但花采列岛范围以内出现了一系列明显的围绕大陆的盆地,表示这些块段持续到大陆的边缘地带。

桑德(R. A. Sonder)叫我们注意这些盆地排列的突出规律性,作为扭裂运动(rkermageny)壮观的实例,这种作用是值得加以概括的。然而在这一特定情况下,盆地之间陆堤的起源,例如朝鲜和福建-台湾,是各不相同和错综复杂的;而1,100—1,200公里的间距似乎只是一种估计,须取决于大陆的边缘褶皱被东西带所截取的范围。因为东西带是持续于大陆的构造特征,则决定东亚边缘盆地所以有规则排列者,是大陆的分裂而非大陆边缘的碎裂。所以,太平洋岸每一盆地的边缘长度,还不如每一块段的宽度,即纬度 8° 或880公里更有意义。在其他大陆一部分地区的相同纬度上,以及有时在预想不到的地方,走向东西的挤压形迹出现了,这就使我们有可能相信这种带确乎是存在的,因而大陆也确乎是以块段分裂而存在的,除非是被扰乱或被掩盖了,诸如此类,是头等重要的大陆构造的特征,很难归属于无意义的凑合现象。而它们在东亚表现得最好。

1) 原稿为西康,现属四川西部,以下均作川西。——编者

思想上有了这样一幅原始构造图象，我们现在将转向曾影响若干构造区的重要造山运动。然而，关于侏罗纪以前的构造运动成生的构造轮廓的相继阶段，我们的认识仍然是非常有限的。

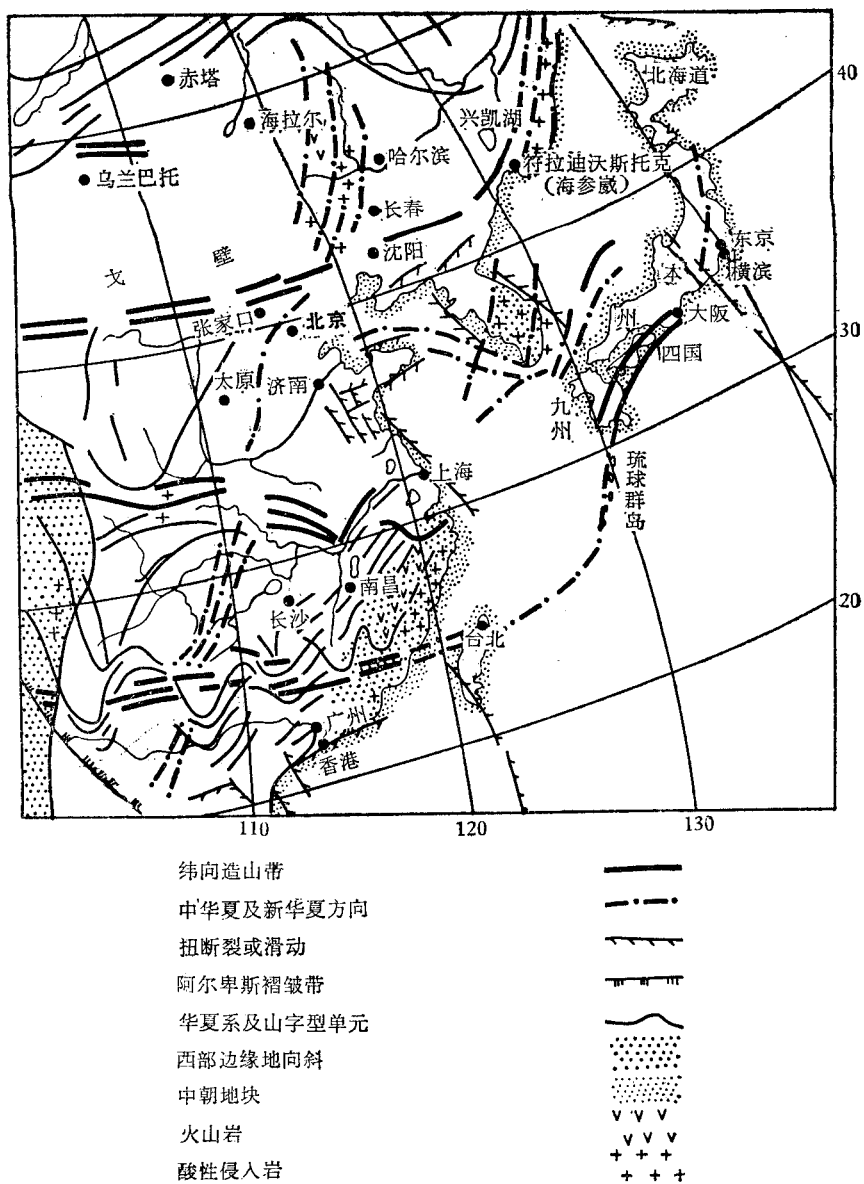


图 1 东亚部分地区的构造轮廓略图

吕梁运动 (Revolution) 和原始轮廓

中国许多地区广泛出露巨厚的无可争辩的前寒武纪地层，特别是在华北盾地以及秦岭带与阴山带，前寒武纪地层中，常报道有不整合存在，以层理的明显不整合、底砾岩等为

标志。其中最强烈而广泛者，是分开震旦系和其下伏所有地层的不整合。它代表一个真正的革命运动，因为无论在何地出露，所有前震旦纪岩石，包括五台群，都常被火成岩体，尤其是花岗岩所贯入，总是紧密褶皱和高度变质；而震旦系，则常显示正常沉积的所有特征。在大多数情况下，这些震旦系与前震旦系是断层接触或冲断接触，它们之间的不整合关系，在山西西部的吕梁山区、山东西部某些块断山区、黄陵背斜的西翼到宜昌峡谷以西，上扬子河谷及其他许多地区的一些剖面中都曾实际看到。

因为这个显著而广泛的不整合面以下的构造非常复杂而难于解析，我们从震旦纪开始回溯古老构造的轮廓似乎是有益的。从震旦系不同岩相的分布，可以得到前震旦纪地面形态和起伏的某些概念。正是从这样建立的陆地形态，我们认出了一个原始的构造轮廓，作为各地区后来构造成生的基础。

可以画一条明确的分界线，斜跨山东中部，向西南伸入江苏北部，向东北伸入东北的南部。此线以东，太古界以及可能属于五台群的岩石到处广泛出露；而该线以西，震旦系沉积，包括硅化灰岩和白云岩化灰岩与海相寒武—奥陶纪地层，累积总厚常达数千米。因此很明显，山东半岛和可能东北南部的大部分为一个屹立的陆块，呈北东向延伸，向西南延展的范围不明，而在这个陆地以西，则有平行伸展的地向斜槽地。无疑，它们分别构成了华夏古陆和华夏地向斜的一部分。陆地的延长方向，显然与组成华夏古陆的褶皱轴向是一致的；因为不仅山东—辽东半岛强烈挤压的古老岩石走向北东，而且其东南侧的一个狭窄的槽地，也是向东北延经现代的黄海，并伸入北朝鲜，而向西南延入中南和东南各省。

这个可以称为次地向斜的构造，同样明显地呈北东方向延伸。它接受了相当厚的从震旦纪到奥陶纪的沉积物。那些沉积物的下部大部分是碎屑质的，但从晚震旦纪或早寒武纪以后，它们无可争辩地是海相沉积。震旦纪碎屑岩之中，在安徽和浙江的交界处发现了冰碛层。如果我们排除气候带剧烈变化的假设，这一情况似乎暗示，在华夏古陆内侧附近屹立着一列高山。在这个古老海峡以东，则是老华夏古陆的主体，它的片段保留在朝鲜半岛南部、日本列岛的某些部分以及中国的东南沿海各省。这是从震旦纪到晚古生代太平洋镶边的陆块。它的一般走向显然也是北东向。

从早震旦世起，中国西南部也有同样走向的槽地存在。它开始蔓延于湖南的西部、贵州、广西和云南的东部，后来扩展到湖南中部、湖北的西部和四川南部。沉积记录开始是长石砂岩和石英砂岩（如湖北的西部和贵州东北），或块状砾石（如湖南的西部、贵州东南和广西的北部），被冰碛层所不整覆，这又暗示附近有高山存在。它们说明了从震旦纪几乎到三叠纪末的沉积史为相当复杂的记录，虽然这里或那里被地层的间断隔开了。

这个华夏地向斜的南支，主要占据了扬子区的西部。实际上，它是北部华夏地向斜确实的对应部分。这个北部华夏地向斜在奥陶纪结束以前海水就已撤去，在晚古生代只偶尔再被海水淹没。向西，这些陆成沉积物迅速地被较细的沉积物所代替。因为对比的基础往往是有问题的，几乎不值得把这些古地理的推论再推进一步。颇为确切的是，在云南北部有一个沉降区，其中沉积了一套震旦纪地层，总厚度超过 2,000 米，其顶部的灰岩与

白云岩层往北超覆到四川南部。这个槽地是否标志着南部华夏地向斜和康滇地向斜之间的交接线,或者是在南岭地带的—个北向西沉降带,仍然是一个尚未解决的问题。无论如何,在云南的西部和中国西北部,出现很厚的含化石的古生代地层,虽然遭到强烈的变质,仍可以证明至少西部边缘地向斜的南区和北区,早在早震旦世时即已存在。同样,东西向槽地由于震旦纪灰岩和一些海相下古生界的存在,可以在阴山带和秦岭带中得到认识。

震旦纪的连续沉积至少有两次间断。早期变动的发生早在震旦纪冰期以前很久,并且是相当强烈的爆发。在云南东北部主要为板岩的“下震旦统”,已经强烈地褶皱甚至被揉皱了,其中含有许多石英脉。它以清楚的不整合被“中震旦统”的砾岩、砂岩和凝灰岩所覆盖,有基性岩脉侵入。震旦纪玄武岩和其它基性喷出岩也曾在河南中部以至更北有所发现。它们的分布似乎沿着华夏构造线。然而,在华北盾地一直没有发现过强烈褶皱的震旦纪岩层。晚期构造变动紧接震旦纪冰期之前,随之而来的是震旦纪海水的扩展,其中沉积了灰岩和白云岩,含有不同形态的有疑问的海藻。

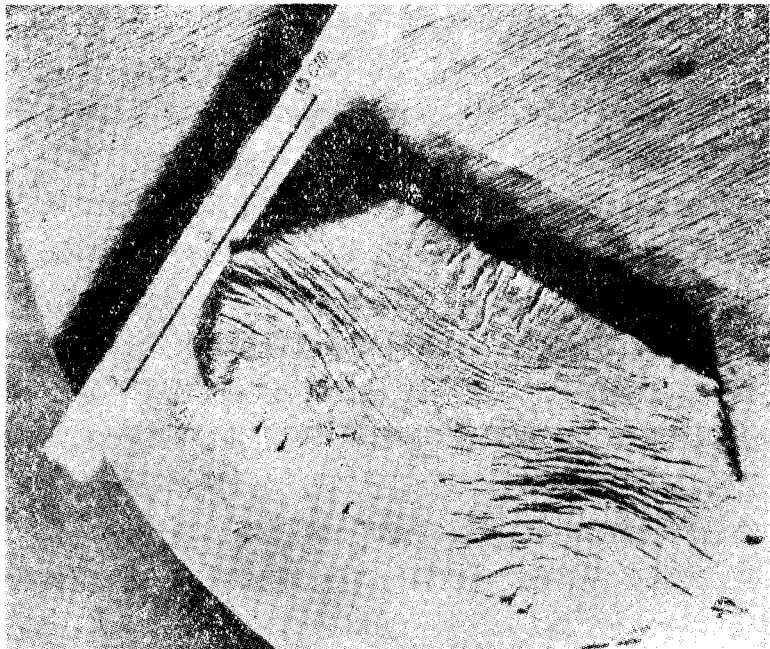


图2 山字型构造

将—厚状泥饼置于—个圆盘上,泥饼左右两端固着于圆盘上的两个图形区,以适当速度转动圆盘即得。

早古生代运动 (Movements) 和湘桂运动 (Revolution)

不仅在地向斜区而且在华北盾地和扬子区,震旦系和含莱德利基虫动物群的下寒武统的接触关系常出露很好,尚未见有明显的整合。

寒武纪末期显著的地壳不稳定情况,是由华夏地向斜区与西部边缘地向斜南区的上寒武统较高层位的不均匀分布予以证明的。晚寒武世和早奥陶世海底的局部升起,也由

东北到湖北西部富含造礁生物遗体的奥陶系底部灰岩的频繁出现所显示。而重要的是发生在晚奥陶世的运动。这个运动的后果,不仅华北盾地的相对稳定地区,而且华夏地向斜的北部也上升并暴露于陆上以致遭受侵蚀。华北广大地区只在石炭-二叠纪时,暂时重新被海水淹没。

有意义的是在扬子区以及整个华南,海相志留系广泛分布,虽然发育得并不那么完整。在这些地区,志留系主要是含笔石的页岩,其次是碳酸盐岩相。秦岭的北部,有一带一般认为属于志留系的灰岩,从西向东延伸很远。这样,在志留纪时扬子区(和整个华南)与华北盾地之间十分不同的力学表现是引人注意的,这一临界线大致位于秦岭的中带,那里志留-泥盆纪海相岩石可能沉积在一个深槽之中,这个深槽可能伸到日本西南部和中部的“外带”。中国西部边缘地向斜,从寒武纪起确已存在。古华夏大陆的存在也是同样确切的。西部边缘地向斜似乎有向西移动的趋势,而华夏地向斜可能由于华夏古陆的变窄或褶皱起来而逐步向太平洋迁移。

到志留纪末期,地应力的释放爆发了造山运动。造山力的巨大表现主要在华南,尤其是在扬子区的南部,可能还有华夏古陆。这个强烈的运动,在广西是以直接位于莲花山砂岩之下的广泛分布的强烈不整合所表示,首先被命名为广西运动。接着,同一不整合关系在湖南的南部、江西的南部,于同一早泥盆世或早期中泥盆世紫色石英砂岩与其下伏变质杂岩之间很快就被发现了。在那个巨厚的变质岩系的中部,一些地方有含笔石的奥陶系存在。所以,这个运动无疑是加里东时期的。为了使我们的名词和其他的一致,也表示运动的范围,将广西运动改称湘桂运动可能更好些。

由于在东南沿海区即福建和浙江东南部的变质岩中,缺失任何含化石的前莫斯科世地层,因此就断言广泛分布于该地区华夏古陆的区域变质作用能否是这次运动的结果,尚属过早。但是,如果南靖石英岩在地层层位上可与莲花山砂岩对比的话,这将意味着,湘桂运动影响华夏古陆的程度不亚于中国的西南部。

据张文佑的研究,广西山字型构造的雏形是由这次运动造成的。如上所议,如果华夏古陆被卷入了这次运动,则其压力将主要指向西北和东南。一定数量的花岗岩体似乎伴随运动而侵入。

向北,这个造山运动似乎过渡为“同造山运动”的性质。秦岭槽地有所变动,显出其固有的活动性。华北盾地曾经普遍的上升,但没有遭受显著的局部褶皱作用。另一方面,东北地块似乎由于这次后志留纪运动而下沉了。在这个下沉的大陆块段上,葛利普(A. W. Grabau)在图上画了一片连续的泥盆纪海水。其后,在吉林附近发现蜂巢珊瑚化石群,趋于证实了葛利普的大胆设想。值得注意的是,在东北与华北之间又曾发生反向运动。阴山带似乎为其枢纽。

当华南正发生强烈的构造运动时,中国西部边缘地向斜似乎没有显著的变化。在四川西部拖鞋珊瑚及其它泥盆纪化石的出现,指出该地向斜一方面经川西南向南延伸,另一面向西北和南山地向斜直接联系。

晚古生代运动 (Movements) 和东吴运动 (Revolution)

华夏地向斜之南部,海相泥盆系顶部层位常常明显地向下石炭统过渡。实际上,在许多经过详细研究的地区,两者被一明显的不整合所分开,朱森在广西中部创立的柳江运动,可能是其中最显著者。扬子下游地区,泥盆—石炭系分界线的位置,仍然由于下五通层的时代问题而未能最后确定,虽然该层的上部因含有原始鳞木化石,似乎相当确切地属于石炭系的最底部。所以,最明显的不整合不在泥盆系与下石炭统底部(库尔木统)之间,而在后者与杜内阶之间。同样清楚的是杜内阶与维宪阶之间的不整合(局部为假整合)。所谓江南运动的这些幕,如何与广西的柳江运动相对比,如何与扬子区其它地方以及秦岭西段的早石炭世运动相对比,是一个尚未解决的问题。

有许多证据指明,有一个运动,名为淮南运动,发生在早石炭世与中石炭世之间。紧接这个运动之后的是南华夏地向斜中的黄龙海侵(莫斯科世),向北直达山东地块的南边。这个槽地之东南是华夏古陆,在早石炭世华夏古陆的西北边缘曾远远推入古地向斜区域。正如斯行健根据江西南部存在的维士法世(Westphalian)植物群所指出的,华夏古陆的边缘可能经过浙江的中部和江西的中南部。同时,本溪世浅海偶尔淹没了华北盾地,而它沿阴山带的南边本溪世浅海很快就停止活动了。同样,在秦岭带没有发现过海相中石炭统。因此,在早石炭世到来以后,这两个带可能由于复活造山运动的结果曾经是隆起的陆地。在湖南的西南部,壶天灰岩的下部可能包含海相中石炭统,常有一厚层底砾石不整合于震旦系之上,这就指出了南岭带的西部有一相当高的前莫斯科世陆地的存在。

南华夏地向斜之中的稳定沉积,在黄龙世或中石炭纪的末期,被一个称为昆明运动的地壳运动所间断,昆明运动在性质上与淮南运动有些相似,可能范围更小一些。在华北盾地上,如同南华夏地向斜的较深部分一样,昆明运动通常只是以黄龙灰岩与船山或马平灰岩之间的假整合为象征;而这个假整合有时仅以一个清楚的化石群间断为标志,有时则为一个陆上侵蚀面,即在纯净灰岩相当之处有一层不规则的砾石出现。而沿陆缘槽地的边缘环境就大不相同了。徐州附近,紧靠山东地块南端的贾汪煤田,含中石炭世标准筴科化石的粉红色、白色石灰岩,有强烈侵蚀的铁质污染面,被大部分为陆成的太原系底砾石所覆盖。

在湖南的西南部,特别是南岭带附近,壶天灰岩往往不包含任何中石炭世化石,常直接位于较老的岩石之上。同样的情况见于广西的西北部和云南的东部。因此,在马平或乌拉尔海侵以前,南华夏地向斜周围,有隆起和侵蚀的形迹。晚古生代海侵继续扩展到整个中国,包括秦岭带和中国东南部的华夏古陆。华北盾地曾被淹没五次至六次;蒙古被淹没了;但阴山带则巍然屹立。很难确定这个正向海面进退运动与陆地的垂直运动有多大的约制关系。无论如何,即使曾经发生这样的运动,也不会有任何构造上的影响。

极为重要和显然为造山性质的运动是东吴运动。它开始于新希氏筴(*Neoschwageriana*)阶段,在蒙古和整个中国西北部则以阿尔泰运动为其顶峰。它的表现是从华北盾地撤退

了最后遗留的海水,是秦岭地槽的回返,是古老华夏大陆(包括东北)沿华夏方向的隆起和再褶皱,由于走向北东的褶皱陆块而成的堤坝之产生,南华夏地向斜便分成了许多“继起”槽地,但在广西和江西的南部,山字型构造的基本单元成立了。

这个运动的爆发,在康滇地向斜的东部边缘是以峨眉山玄武岩的强烈而广泛的喷出以及花岗岩闪长岩和辉绿岩墙的侵入为特征。在云南的西部、贵州西部,四川西南部和西部,层状熔岩流往往厚几百米,直接覆于二叠纪灰岩之上,而无显著的不整合现象。向东,层状熔岩在康滇地向斜的东缘外围尖灭了。有人认为岩流的枕状构造及其与灰岩的直接接触是意味着海底喷发,另外一些人则援例去说明岩流的大陆性质。最近,由斯行健描述的贵州西北部保存完好的沙朗木属(*Psaronius*)的茎,系采自牢固地附着于熔岩流的岩石碎块中,这似乎有利于推断,那些岩石碎块是被岩流在流动的某个阶段,从它们现在所在地不远的地方携带来的。

沿着康滇地向斜边缘的这些火山喷发,大概是华夏地向斜东侧以及一部分或全部东西带尤其是秦岭东西带更强烈的火成活动的响应。至于现在中国东南部和南部沿海各省的巨大花岗岩体,究有多少属于这一岩浆期,以及该地区的岩石遭受变质的程度究有多大能归之于这次运动的影响,仍不能加以确定。但不容怀疑,东吴运动在本区对这些岩浆活动与变质作用确实起了一定的作用。

大陆的配置完全变革了。代替一般所称特提斯海的东延的大片海水,现在在整个中国则遍布大大小小的内陆盆地,其中沉积了有价值的煤层。这一时期形成的最重要的煤田,或者位于山字型构造前弧的内侧,或者位于华夏系褶皱隆起地带之间的槽地。只在南华夏地向斜之西南部,才有变浅了的海水徘徊着,并有富含硫分的煤层,沉积于石灰岩层之间。这些海相二叠系最顶部的灰岩在下扬子河谷者名为长兴灰岩,在扬子峡谷者为巫山灰岩,而在中国西南部者为合山和大垄统。

最后发生了另一比较缓和的变动,即苏皖运动,从而结束了古生代。在华北,这个变动有时表现为建造的岩性突变,即是从山西统的灰色砂岩到紫色的三叠系。但其它方面的外观是难于察觉的。

在下扬子河谷,有几处建立了后二叠纪的断裂和宽阔褶皱,以及三叠纪前的侵蚀的不整合。同样的,在广西西部的合山煤田,局部遭受褶皱和侵蚀的大垄统,含有三叠纪菊石的祖先和特殊的神螺(*Bellerophon*)化石群,被早三叠世的假髻蛤页岩所盖覆。就在这时候,北华夏海缩小成“乌苏里海湾”,据 A. W. 葛利普的材料,海湾达到日本的西南。南华夏海也经历了颇大的收缩。中国西部边缘地向斜的某些部分可能上升了;以前报道的川西三叠纪页岩,现在看来不过是峨眉山玄武岩彻底风化的产物。

淮阳运动 (Revolution) 和燕山造山作用 (Orogenies)

一个强度与湘桂运动和东吴运动差不多的造山运动发生在晚三叠世,从喀尼克世

(Carnian) 世到诺利克世 (Norian)。这个强烈运动, 首先由喻德渊在淮阳山脉东部详细填图时认出的, 几乎同时田奇隽在湖南, 稍晚黄汲清、徐克勤在江西的煤田也注意到了。田与黄各自称之为湖南运动和萍乡运动。然而它并不限于这些地区。东北和蒙古被原始兴安岭隔开, 陕西盆地和四川盆地的发育, 无疑都开始于这个时期, 是由于其东侧有屏障山脉的升起而造成的。与此同时或紧随的是, 在中国西部则有西部边缘地向斜升起而成高山, 在中国东部与南部, 则有残余的南华夏海完全转变成陆地。贵州东南, 保留二叠纪岩石的狭窄盆地, 一般呈北北东向, 而那些在云南东北部保存三叠纪岩层的盆地, 也是往北北东向延伸, 这就提示着至少在南华夏地向斜的南部, 褶皱方向是沿着中华夏方向。在这个干涸了的、升起的并且经常遭受侵蚀的陆地上, 沉积了主要是紫色的单调的砂岩、砾岩和页岩; 但在扬子区和中国西南部, 一些局部盆地是在瑞提克期 (Rhaetic) 出现的。

就今所得到的地层证据, 尚不足以说明在瑞替克期和早侏罗世之间有重要的运动发生。然而这里值得注意的是岩性以及所含植物化石显著不同于瑞替克的早侏罗世煤系, 在华北往往形成孤立的盆地, 而在扬子区, 侏罗纪煤系之下, 是一些没有瑞替克期特征的沉积物。湖南的南部和广西有一系列这种煤盆地, 同样沿北北东向排列成为一线。总之, 陆相沉积作用持续进行, 直到里阿斯 (Liassic) 末期, 仅有小的局部间断。然后造山作用逐渐加强, 一般称为燕山运动, 具爆发性并间歇地持续到白垩纪末期。这一漫长的造山作用可分好几幕, 起初曾以 A、B 等表示之。因为这样一种定名颇不明确, 且容易引起混乱, 又因为后来发现的许多幕间运动不易适合字母表示的方案, 因此按习惯法, 它们各给予一个特有的名称将是更方便的。

这些造山隆起的最早者是南象运动, 南京以东, 在栖霞山以西一个小山, 见到中侏罗世或晚侏罗世砾状砂岩和其覆盖的紫色岩层 (瑞提克?) 之间, 有明显的地层不整合存在。它可能相当于燕山运动的 A 幕。次一个运动是宁镇运动, 发生在侏罗纪之末, 伴有区域变质和激烈的火山活动以及花岗岩、闪长岩与伟晶岩、细晶岩、粗玄岩、煌斑岩等岩墙的侵入。这个运动非常强烈和广泛, 以致两个大盆地, 即陕西和四川的腹地, 也无例外地受到它的影响。活动带的构造甚至更激烈地改变了。沿整个阴山带、特别是大青山以及察哈尔、热河¹⁾与河北的分界山脉中, 卷入侏罗纪砂砾岩的向北倒转的巨大褶皱和逆掩断层, 甚为发育。同时在秦岭带反复的倒转褶皱断层也很强烈, 但指向南而已。

在南岭带, 一条牵连了侏罗系向南的大逆掩断层, 沿红水河之北岸, 往东沿湖南之西南和广西之北部的交界延伸不辍。这一带被广西北部另一逆掩断裂所重复, 同样是从西到东, 且于同一纬度上延入湖南的南部和江西的南部, 唯常被其他的构造单元所干扰。更往东, 复活的南岭带又在福建南部的博平岭出露, 那里花岗岩体近于东西走向。由于受各项不同构造单元的屡次破坏, 这个带的走向不如其他两带清楚。

弧形排列的褶皱和冲断裂在其凹侧伴有南北向构造, 这一类型的构造在若干地块的某些地区是显著的。这种变化多端但又紧密联系的构造要素的组合, 名为山字型构造, 它

1) 察哈尔、热河, 现均属河北省。——编者

虽非东亚所特有,但肯定是东亚大陆最发育的一种构造型式。其中有一些,例如中国北部的太南陇系,中国西南部的广西系,江西南部可能的赣南系,似乎都是山字型构造体系,从早期地质时代就已建立的雏形上发展起来的;而另外一些山字型构造则是新生的。这些型式重迭在较老的构造单元之上,或者彼此局部以四种方式相复合:(1)当一个体系的构造成分,走向符合于另一体系的构造成分时,譬如这些山字型构造的东翼与华夏系或中华夏系所表现的,它们称之为重接。(2)如果它们走向稍有差别,它们可视为斜接。然而,经常见到山字型构造的西翼成分穿过华夏系或东西带的褶皱,后两者的一部分或包括或不包括在前者之间。(3)前一情况只涉及到反接,而(4)后一情况为截接。因限于篇幅,我们只能对这些有兴趣的构造形式以极概略的描述;而那些我们曾在别处讨论过的,这里仅提一下它们的名称和在它们曾经得以成名的那些资料以外,附加一点近年来研究所得的重要特征。

太南陇系,原来作为一个构造体系,包括华北盾地的中部和西部,其东翼几乎与吕梁山和太行山合并,其西翼一部分和南山一致,它的脊柱位于贺兰山和六盘山,感谢中国地质调查所同人们的努力,现在才知道它与其它构造体系曾具有一种颇属复杂的关系。狼山—贺兰山脉的主轴,其东北部无疑弯向东北东,其西南部弯向西南西,即沿着黄河上游河谷从中卫到五原。所以,它们基本上是一个古老山系的残余,其本体尚不完全了解。然而,边兆祥在整个贺兰山区,发现一系列走向几乎正南北而向西冲的逆掩断层,横切北东向或北北东向的褶皱,并穿入认为属于侏罗纪的花岗岩中。正是这些走向南北的冲断层及与其有关的压性构造,而非北东向褶皱或山块整体,当在后侏罗纪生成时,就构造了这个体系的脊柱。

在太南陇系的弧顶西侧,一个独立的但较小的山字型构造即陇西山字型的存在,引起了另一复杂性。这个次要的体系一部分被太南陇系所侵扰,因而不象许多其它体系那样容易认识。然而徐铁良认为这个体系的弧顶无疑位于武都县的北部(约北纬 $33^{\circ}25'$,东经 $104^{\circ}42'$),那里古生界倒转褶皱的轴线在一边转向北西,在另一边转向北东,弧顶部分则向南冲于认为属于晚侏罗世的砾岩之上。这个体系的脊柱,可能位于著名的华家岭,经过华家岭有通向中国西北的公路干线。

淮阳系前弧位于长江中、下游北岸的大别山—淮阳山脉,过去认为它的脊柱位于淮阴山区(北纬 $33^{\circ}42'$ — $34^{\circ}20'$,东经 117° — $117^{\circ}14'$)。是从山东地块中伸出来的。果如此,脊柱是指向南南西,而不象其它体系那样一致地指向正南。最近孙殿卿和徐煜坚沿河南—安徽的边界找到一条突出的南北向山脊,名为长山—莲花山脉(北纬 31° — $32^{\circ}35'$,东经 116°),其中有向东冲断的强烈逆掩,使寒武纪和奥陶纪地层遭受变动,且有大花岗岩体及岩墙,循南北向伸展数十公里。这些山脉往北延,正如孙殿卿所正确指出的,没入淮河上游的冲积平原。这个构造山脉的位置和方位,使我们毋庸置疑地认为,它就是淮阳系的脊柱。

据孙和徐,一个较小的弧,似乎即谢家荣所称的淮南弧,在淮河平原发育很好,其西翼以反接关系穿过淮阳系的真正脊柱,其东翼与淮阳系的东翼是在一条线上。很有意义的是这个次要弧形的最南端或它的弧顶,居于其北的烈山煤田相同经度,那里寒武—奥陶

纪地层向西冲于煤系之上。如果淮阴轴线的南段被证明是更向南伸入表层之下,那就无须怀疑,我们处理的是一个在淮阳系之后成生的次级构造。

浙江北部一个小规模的优美山字型构造以不寻常的方式被认识了。在西湖以西风景优美的山区(约北纬 $30^{\circ}15'$ 东经 $102^{\circ}18'$), 吴磊伯和李铭德首先注意到四条或五条奇特的走向南北的断层, 向西逆掩并切过华夏系褶皱。后来他们又发现一系列倒转褶皱和逆掩断层, 在钱塘江附近山区, 大都指向正南。详细填图证明, 无疑这些弯曲的褶皱和冲断裂构成了一个山字型构造的前弧, 称为临安系。它的反射翼, 在东面伸到肖山县境, 在西面伸出临安一余杭的交界。南北向冲断层则成为脊柱。整个体系重迭于早期华夏系褶皱之上, 且向东倾没, 至肖山城以东为流纹岩所掩覆。

南岭带中有时相互连接的若干山字型构造曾经予以简单的描述。它们依次是福建西部的闽西系, 其东翼与华夏系褶皱斜接, 其西翼与华夏系褶皱反接; 江西南部的赣南系, 脊柱伸展于八都地区(约北纬 $27^{\circ}20'$, 东经 $115^{\circ}22'$), 马振图和谷德振近来在那里发现一系列南北走向的逆掩断层, 在山脉的东侧者向西冲, 在西侧者向东冲。广东北部的粤北系(北纬 $24^{\circ}20'$ — $25^{\circ}20'$, 东经 112° — 114°), 湖南南部的湘南系(北纬 25° — 26° , 东经 $110^{\circ}40'$ — 114°)和遍及几乎整个广西的广西系, 其东翼反射弧以反接关系横穿过湘南系的西翼, 其西翼伸入贵州的西南部, 在贞丰和兴仁两县(北纬 25° — $25^{\circ}30'$, 东经 105° — 106°)构成一个尖锐的反射弧。

在贵州的西北部, 所有已知的构造形象组合起来呈现一个山字型特有的排列, 称为黔西系。其脊柱位于大定和毕节(北纬 $26^{\circ}47'$ — $27^{\circ}40'$, 东经 $105^{\circ}35'$) 两县之间, 前弧的东翼向东北伸展到贵阳县, 围绕贵阳盆地转成一个反射弧。其西翼为三岔河和北盘江的分水岭。再向西, 掠过威宁和宣威县境, 又形成一个反射弧。

黔西系的西翼反射弧, 似乎完全重迭在云南东北部的山字型构造即滇北系的东翼反射弧之上。据孟宪民等观察, 那个地区, 重复的逆掩断层影响了古生代和三叠纪的地层, 并提到一个扇形构造。其轴带在中牛栏江河谷开始向南南西延伸, 到会泽以南的金牛厂(北纬 $26^{\circ}4'$, 东经 $103^{\circ}8'$) 则转向西南西。这些与会泽西北的另外一些逆掩断层, 代表着滇北系的东翼的一部分。往西, 它们与向南冲的九龙逆掩断裂带连接起来, 然后更往西即到走向为西北西的宋家村冲断裂。后者提示这个体系的西翼往北西方向延伸颇远。前弧的弧顶可能离轿子山北侧的九龙村不远。经过对比研究, 相信由震旦纪和古生代地层组成的险峻的东西向轿子山脉, 就是南岭构造带的一个片段, 而滇北系是对着轿子山冲撞的。如果落雪以东的和头铺家附近的那些南北向逆掩断层(往往指向东)是见于金沙江东岸且追随小江冲断裂同一方向的冲断层的南段, 则它们势将代表这个体系的脊柱。如果这些是滇北系的脊柱构造成分, 似乎有可能我们在这里处理的是一个从巨大的山字型体系即巴康系中推导出来的次级的独立构造体系, 而不是如以前所认为的即为巴康系的一部分。

这个综合性的论述虽然简略, 但肯定地表明了这些不同的山字型体系确实符合一定的型式, 虽然因为各地区的特性不同, 一个体系或其一部分是以块状-冲断为主, 另一个体

系是以褶皱为主。用层状泥饼在倾斜平板和转动圆盘上作的实验,提示这一构造型式的发展是起因于层状物质的差异蠕动,这是由作用于“水平”面的并对照其外侧将发生反射弧的阻力较大区域的恒力或变力所引起的。

当这些山字型构造在每一大陆块的不同地区得到充分发展的时候,伴有安山岩喷发、辉绿岩和花岗岩注入的广泛造山作用发生了,并总向着太平洋岸有所增强。山脉或大陆隆起地带以及其间部分被海水淹没的槽地,都呈北北东走向。它们无差别地伸驰于大陆块的东部,仅局部被东西带依规则的间隔所抑制。这些中华夏系山脉的最内一列是中国兴安岭-太行山-雪峰山的雏型。往东南,次一列是山东-辽东地块,更东南是中朝地块,从朝鲜半岛南部延至中国东南沿海地区。这个地区褶皱、变质和火成岩活动之强烈并不亚于大兴安岭。然而奇怪的是,与大兴安岭相对应的雪峰山,则既无变质作用也没有火成活动的表现。这些地质作用在“单斜的”太行山脉尚不了解。无疑所有这些地区都经受了后侏罗纪的造山运动。

中国西部边缘地向斜的老场所,现在完全转变为走向南北的高山。因此,经过动力变质的岩石,更在不同地点以不同方式遭受巨大花岗岩体的热力作用。就现所知,所述山区的西带,断层往往向西逆掩,而那些东带的断层则向东逆掩。由于这一强烈的造山作用巴康系的外貌也受了歪曲,它遭到侧向挤压,它的前弧并有些压坏了。

地壳的能量很难在侏罗纪末那些影响深远的运动中消耗净尽。紧接着是白垩纪爆发性变动。近来在浙江和福建的研究,获得有关白垩纪运动和火山活动年代的重要资料,但问题并未全部解决。主要困难在于,这些地区流纹岩流的不同岩相之间以及这些岩流及有关沉积物之间的地层关系问题。

一般认为,在浙江含有珠蚌类(Unionids)、叶肢介(*Estheria*)和狼鳍鱼化石的淡水沉积,可以与河北和山东产狼鳍鱼的地层相对比,它们都属于下白垩统。也有人认为,浙江的巨厚的层状粉红色流纹岩位于含鱼化石层之上。在福建,不久前陈恺研究了几个出露很好的剖面,其中含鱼化石层——即坂头统——覆于粉红色流纹岩之上,并向上过渡到不再混有火山物质的红色砂岩。除叶肢介和鱼以外,坂头统还含有丰富的植物化石,可是其中没有被子植物的痕迹,从而斯行健认为这些植物不能象晚白垩世那样年青。这必然意味着福建粉红色流纹岩的喷发在坂头统沉积之前。那就是说,流纹岩至迟在晚白垩世到来以前就停止了喷发。

最近,吴磊伯和李铭德在浙江北部发现了由页岩、凝灰岩和砾岩组成的含化石沉积层夹于层状粉红色流纹岩之上部。他们毫不犹豫地把它和坂头统对比;从而他们推断粉红色和其他淡色流纹岩的喷发是间歇性的,主要限于早白垩世,其后可能在晚白垩世即有暗绿色流纹岩的爆发。然而,他们没有提到英安岩的时代,它在浙江也是一个重要的喷发相。现在不可能对那些花岗岩和零散分布的闪长岩与辉长岩类侵入体以及受剧烈侵蚀的火山岩类作详细的记述,无疑不同相的喷发是互有联系的。

总之,浙江和福建从白垩纪火成岩和沉积岩的记录中,可以看出有两次主要的造山变

动。在兴安岭南部剧烈变动的含鱼化石地层与侏罗纪、前侏罗纪的更剧烈褶皱了的和变质了的地层之间的不整合关系，使我们能够在早白垩世末确定有一个主要的造山运动和火成活动幕，而另一次是在白垩纪结束阶段。前者称为兴安运动，后者称为闽浙运动。

假如浙江很多流纹岩条带的延伸可以认为是沿着一些喷发线，缘于这种证据是可用的，看来裂隙势必主要是北 20° — 30° 东和北 70° 东的走向。这些裂隙和走向北 20° 西者，与穿切流纹岩和花岗岩的一些高倾角横冲断层或滑动面的主要方向是相符合的。其中北北东一组尤为重要。北北东方向也符合于中华夏、新华夏褶皱的轴向和陡倾角冲断层的走向，这在大陆内部的大兴安岭和雪峰山区，在中朝地块以及整个中国南部都占主要的地位。横贯大陆的槽地，如东北的松花江-辽河河谷、渤海湾、华北平原及扬子中游盆地连成一体，构成内复向斜系，而鄂霍茨克海、日本海和中国的东海、南海则组成外复向斜系，它们必然是和造成中华夏系和新华夏系冲断层的相同挤压作用的结果。

中华夏系一般走向约北 30° 东，新华夏系北 18° — 25° 东。与它们有联系的还有走向北 45° 东的褶皱和冲断层，但仅具有局部重要性。在中国南部，特别是在沿海各省的详细填图显示了，新华夏系是那些地区最新的褶皱和冲断层；因为它们总是切断华夏系和中华夏系，并影响最年青的红色砂岩。

白垩纪历次运动，使东西带屡受挤压，从而隆起。同样的，有些山字型构造依照早已建立起来的轮廓，成长得更为显著，例如中国北部，太南陇系的脊柱更向南伸展，造成六盘山；由于新华夏系和中华夏系的干扰，其他构造体系显然遭受了歪曲。至于白垩纪时，西部边缘地向斜区的情况我们知道的还很少。

第三纪运动和近代运动 (Movements)

不能否定，阿尔卑斯-喜马拉雅类型的运动未能达到东亚。然而是否真象经常所描述的，强烈的第三纪造山带从西往东突然在中国的西南角呈膝状向南转折，并毫不影响我国其它地方，这是很值得怀疑的。那一角落似乎揭示了给人以深刻印象的图景的一部分。有切实的理由去证明这一信念。在康滇地向斜西南边缘的金平县，阿尔卑斯褶皱向西南倒转并伸展很远。它们与同一方向的逆掩断层陆续发生，将片岩和古生代地层推到三叠系之上。同样类型的构造，似乎沿红河河谷延伸到云南西北的大理附近，那里的逆掩断层和倒转褶皱，有些指向西，有些指向东。这个以阿尔卑斯构造为特征的地区，突然碰到受了歪曲和受了损伤的云南弧的弧顶以及新华夏系单元，后者被沿红河河谷的可能是“对冲”性质的大断裂所复合。

向北远至川西，也发生广泛的逆掩断层，在川西之东部者，向东推，在川西之西部者，向西推。无疑，这些阿尔卑斯褶皱不仅与云南西部的构造直接相连，而且向北继续伸展很远，并可能更向西北和库库诺尔以南的高山和南山相联。这些具有阿尔卑斯构造的巍峨山块，大部分是由康滇和南山地向斜的沉积物隆起而成。由此可见，这些中国的阿尔卑斯

山不是以反 L 形,而是以一个倒 T 形与喜马拉雅相结合。

由于这个南北方向的缓冲陆块,中国才能免于由西而来的阿尔卑斯-喜马拉雅褶皱带的袭击,而转为向南和向北,从而使大陆整体按照它的传统轮廓对第三纪的造山力得以反应。不同体系的构造成分增加了,加强了并部分地被新发育的断裂切断了;东西带仍受挤压而再升起;新华夏系褶皱及伴随的扭断裂,在东扬子区和华南复杂区加强了,但在不易褶皱的地区,如华北盾地,则大部为北 20° 西和北 70° 东方向的扭断裂或滑动所补偿。大兴安岭南部溢出了大量玄武岩,例如在围场和张家口地区。所有这些大概是从渐新世到中新世发生的。这在北方是由熔岩区同期沉积物中的植物遗迹所证明,而在下扬子区是由翻转的和有时逆掩的浦口砂岩与上覆的可能为早上新世的赤山红层之间的不整合接触加以证明。

到上新世末期和更新世早期,中国西部整体上又经历过相当大的隆起;亚洲大陆东部边缘的很多地方布满了火山口。这样注入的玄武岩成为方山或火山颈,其已知的地点有宣化地区、辽东半岛西缘、山东的北部和中部、江苏北部、南京附近以及浙江北部和福建东南部。由中国南部海岸直到北部湾,沿岸近代沉积物中浮石物质的存在,指示那些地方接近火山中心。这些火山,其中一些确实继续有所活动直到早期历史阶段,例如在宣化地区的那些火山,当然现在已全部熄灭。亚洲大陆周边的这个火山活动带,似乎到近代迁往太平洋边缘的岛链上去了。

参 考 文 献

- [1] Soudes, R.A., 1947: *Trans. Am. Geoph. Union*, Vol. 23, No. 6; pp. 939—946.
- [2] Soudes, R. A., 1939: *Geol. Rundschau*, Bd. XXX, Heft. 1—2; p. 39.
- [3] Meng, H. M., et al, 1948: *Mem. Nat. Res. Inst. Geol.*, No. 17; pp. 5—9.
- [4] 孙云铸, 1945: 中国地质学会志, 第 25 卷; 第 1—7 页。
- [5] 朱 森, 1927: 中国地质学会志, 第 7 卷; 第 61—74 页。
- [6] 李四光, 1931: 中国地质学会志, 第 11 卷; 第 209—217 页。
- [7] 朱 森, 1931: 中国地质学会志, 第 11 卷; 第 219—225 页。
- [8] 田奇璜, 1936: 中国地质学会志, 第 15 卷; 第 453—465 页。
- [9] 黄汲清、徐克勤, 1937: 中国地质学会志, 第 16 卷; 第 177—193 页。
- [10] 翁文灏, 1927: 中国地质学会志, 第 6 卷; 第 9—36 页; 第 8 卷; 第 33—44 页。
- [11] Lee, J. S., 1939: *The Geology of Chihli*; pp. 298—301.
- [12] ——, 1944: *Science Record*, Vol. 1, Nos. 3—4; pp. 471—477.
- [13] 李四光, 1941: 中国地质学会志, 第 21 卷, 第 1 期; 第 1—24 页。
- [14] Meng, H. M.: *op. cit.*; pp. 24—28.
- [15] Lee, J. S. : *op. cit.* : pp. 308—311.
- [16] ——, 1944: *Science Record*, Vol. 1, Nos 3—4 (1944); pp. 461—470.
- [17] Chern, K., 1943: *Mem. Geol. Soil Survey Fukien*, No. 1.
- [18] Sze, H. C., 1945: *Journ. Paleont.*, Vol. 19, No. 1; pp. 45—59.
- [19] 吴磊伯、李铭德, 1948: 中央研究院地质研究所丛刊, 第 7 号, 第 1—15 页。
- [20] 邓玉书, 云南东南金平之构造, 手稿。
- [21] 米 士, 1945: 中国地质学会志, 第 25 卷; 第 47—153 页; 1945: 科学记录, 第 1 卷, 第 3—4 期; 第 541—548 页。
- [22] 吴磊伯, 厦门和金门列岛之地质, 手稿。
- [23] Scholefield, W., 1943: *Proc. Liverpool Geol. Soc.*, Vol XVIII, Part 4; p. 109.

关于地质构造的三重基本概念*

一、结构要素

为了解决许多与生产有关的实际问题和建立正确的宇宙观，在我们所需要掌握的各种科学中，构造地质学是有一定的地位的。它的任务是鉴定地球上各个地区的岩石基盘的各种构成的形象和变动的踪迹，从而一方面确定地下有用矿藏分布的情况和选定适合于大规模建筑的地基，而另一方面阐明作为自然界的一部分的地壳，在它演进过程的各个阶段中所开展的运动。

上面所说的各种构造迹象，包括岩石和矿体的各部分原来组成的以及它们相互组合的形象。在这一方面的探求，严格地说，不属于构造地质学的范围，但是对任何物质的结构，我们如果不了解它的原形，就很难了解它经过什么样的变形。因此，为了工作上的便利，构造地质学在一定的范围内，不能不涉及岩体以及其中所含有的矿体——如果有的话——的产生方式的问题。

可是这种关系，不应该影响构造地质学的中心任务：那就是要确定由于地壳运动而造成的岩石中各种伸缩、扭曲、破碎、转移等等现象以及跟着这些现象而显现出来的岩石颗粒、岩块、岩堆、矿床的特殊结合形态。

这些现象所包罗的范围很广，举一两个例子来说：一块岩石断面上呈现的擦痕，或者一批形状不规则的矿物块条杂乱无章地穿插在显然受过激烈运动的窄小地带，是属于这一类现象；同时，一个地区由于沿着许多大断层发生了升降运动而造成的块垒式高原，或者由于一个大地槽中雄厚而庞大的累积岩层，经过了言符其实的排山倒海运动，加以熔岩带着矿体的侵入而构成的整个高山区域，也是属于这一类现象。

不过，对于岩块、矿体或地块的外形认识，大都只能提供地质构造上的问题，至于解决那些问题，还须要另找途径。在充满着岩石的地壳中，即使一个极不规则的岩体或矿体，不管大小，都必然有它的界限(分界面)；即使一部分极其复杂的组织，无论如何纷繁，也必然有它的条理。重要的事实是：任何一个小到像拳头那样的岩块或矿石，大到像广袤的山岳区域那样的地块，除了某些特殊的例外而外，它的外形常常是和它内部组成的条理分不开的。

* 本文曾在1953年，《科学通报》第11期及《地质学报》第33卷第4期发表。1954年作了局部的修正与补充后，转载于《地质知识》第1期第1—6页。本书据《地质知识》排印。在李四光同志遗留的资料中，有一本《地质知识》本文的抽印本，李四光同志亲笔修改了几处，排印时亦作了改正。——编者

那些例外,一部分是由于某些侵入岩体或矿体的一部分质料在它逸散、浸透、流动乃至凝缩的过程中所遗留下来的踪迹而形成的。这种踪迹,显然不一定和它们的外形相符合,也不一定直接受到造成那些侵入和喷出岩体或矿体的地壳运动的控制;另一部分,是由于复杂岩体的古老部分的内部结构与和它掺杂在一起的那些较新的岩体共同构成的整体外形不相协调而形成的。但是复杂岩体中古老部分的结构,往往仍然与那一部分古老岩体自己的外形是保持着一定的关系的。

上面所说的条理中的“理”,就是指一切结构面而言,所说的“条”,用构造地质学术语来讲,就是线条。

当然,我们不能说,理解地质构造现象的途径,只能限于从分析这两种构造要素出发,但是如果把一般构造地质学所研究的各种问题加以分析,我们便不难发现:作为研究对象的绝大部分基本构造成份,或属于结构面的范畴,或属于线条的范畴。这样,如何对于这些基本构造成份的特征和属性,包括它们的几何的和力学的含义,得到明确的认识,就不可避免地成了处理一切地质构造问题的中心问题之一。

结构面 构成地壳各部分的岩石的各种结构面,从它们的形态来说,可概分为两类:

(甲)分划性结构面:所有把一个地区的岩石划分为大小块片而使它们显现出来有层次、有条理或其它任何形式的措列和结合的各种缝隙和纹理,都可称为划分面或联接面。这一类结构面实质上就是岩石各部分在地位上相衔接,而在组成上或多或少不连续的接触面。它是可以从直接的观察而得到认识的。接触面两边的岩石或属于同一岩体或岩层,或属于不同的岩体或岩层。接触面一边的岩石或属于一块乃至一个单纯的岩体或单纯一层的岩层,或属于由几个岩体结合而成的复杂岩体,或由许多岩层递积而成的岩层群,其中或掺杂或不掺杂侵入岩体。

(乙)标志性结构面:为了指示一个地区中某一部分岩石的某些构成部分或成份相互的几何关系和它们排列的方位而划定的一切多少具有座标性的标准面,都可称为标志面或定位面。这一类结构面实质上只具有几何的意义。它的效用在于对一定范围内经过变动的岩体和岩层的各部分,乃至其中矿物成份的排列规律和方位作一定的指示。因此,对这一类人为的结构面,我们不可能作直接的观察,而只能从几何的观点,根据构成某一部分岩体的各部分或成份的排列方式而推定。

从发生的观点来说,岩体的各种结构面又可概分为两种:

(一)原生结构面:岩体或岩层的各部分,在它们一次或逐步成长的过程中所遗留下来的结合面,例如地层的层面、不整合面、间断面、复杂侵入岩体之间以及它们和围岩的接触面,侵入岩的流层,甚至一部分变质岩的某些纹理等等,都属于原生结构面也可称为组成面。

(二)次生结构面:表示岩体或岩层的各部分在它们遭受着机械运动的过程中所发生的变形和相对的移动的一切有形迹的或几何的平面或曲面,都属于次生结构面,也可称为变形面。这一类结构面包括上述定位面的全部和联接面的一部分。属于几何性的例子

最普通的就是向斜或背斜的轴面,其次要算由矿物晶轴的排列而得到认识的“S”面等等。属于有形迹的例子包括一切分裂面或破裂面,例如断层、冲断、节理、劈面、裂面等等。同一岩体遭到分裂的各部分,在分裂以后,彼此有的仍然紧紧相接,有的少许挪动,有的移动很远;无论在哪种情况下,这些现象,都是一个地区的岩石由于发生了变形而发生变动的结果。

在某种意义上,一部分片理及岩墙、岩脉等项薄块状和薄片状侵入岩体或矿体与被侵入的围岩的接触面也可划归这一类。这种接触面,有的很明显,有的不明显。在后一种情况下,分界处不是一个接触面,而是一个接触带。在这种情况下,严格的接触面虽然不存在,但根据接触带一般的形状或某些接触变质现象达到的边缘,例如某种接触矿物分布的范围,或围岩受了焦灼而发生某种变态的界限,仍可确定大致与接触面相当的接触地带的境界和方位。

不待说,变形面有的是具有分划性的,这一类变形面也可以称为分划性变形面,或者直截了当地称为分裂面;有的是属于定位面的,这一类变形面可以称为标志性变形面。

地质结构面一般是曲面,但在处理许多实际问题时,在一定范围内,把它当作平面看待是可以允许的。

线条 岩体或矿体中,由于一部分乃至全部岩石或矿物成份的颗粒朝着一定的方向延展而形成的一切构造形象和痕迹,统称为线条。其中岩石成份的颗粒,不拘大小,大的可以是砾岩中的石砾,小的可以是泥质岩石中的粉末;矿物成份的晶粒,不拘形状,但以条状矿物,如角闪石之类,为最普通。

至于延展的方式,依线条的类型不同而大不相同,概括起来,可以分为三类:

(甲) 由于岩体或矿体中多数颗粒或晶粒的长轴个别地或连串地排列在一个方向而决定的。

(乙) 由于岩层的层面和劈面或其他破裂面互相交切的痕迹互相平行而决定的。

(丙) 由于岩层层面上所发生的互相平行的小波褶而决定的。

对于线条的认识,直到现今,构造地质学的成就是很有限的。上面所举的三个类型,当然不能包括一切可以鉴别出来的各种线条,甚至连这三个类型能否视为已经确定,都是问题。从这里就可以看出:关于线条本质的分析,还需要作很多工作,才能划定线条的范围。

从发生的观点来说,已经被认定的线条,也可以像结构面那样分为两类:

(一) 原生线条:凡是跟着岩体或矿体最初产生的过程中而产生出来的线条,都属于原生线条。侵入岩体中,尤其往往在它的边缘部分,存在的“流线”或“流纹”就是这一类线条的最好的例子。

(二) 次生线条:凡是由于岩体或矿体的整体或它的内部经过了相对的运动而产生出来的线条,都属于次生线条。地质构造学所考虑的就是这一类线条。它们排列的方向,或

者与形成它们的地壳运动的方向成直角,或者平行。

构造线 一切结构面在地面露出的痕迹,即与地面的交切线,都称为构造线。这就意味着,有多少种类的结构面,就可以有多少种类的结构线。但实际地质构造图上所采用的构造线,一般只限于几种:其中最普通的是褶轴线、冲断线与各种断层线;成群的片理、劈面、节理、线条流纹等等构造痕迹,排列在地面的方向和密度,有时也可依适当的方式,用构造线表示出来。

由于过去对构造线的观念不大明确,在描述个别区域构造的某些文献中,引起了不少混乱现象;同时又由于各种构造线的使用,对描述和分析乃至综合研究构造现象有不少的帮助,构造地质学必须针对着这种情况,对于各种不同的构造线的意义和表示的方法,加以严格的规定。这样才可以直截了当地把构造线称为**指标线**——像一部份欧洲地质学家们所惯作的那样。

二、地块形态

根据世界各个大陆上广泛地质调查的结果,构造地质学已经确定了这样两项事实:第一,地壳上部的结构形态,不是均匀发展的,而是有区域性的。换句话说,地层群发育或变质的程度、熔岩类型灌注的情况以及前述各种次生结构要素展布与配合的方式,不是处处均匀一致的,而是依地区不同,经常呈现着显著的差别,特别是主要的大规模的强裂褶皱带或分裂带,在地球上的分布一般不独限于某些一定的地带,而且大都通过漫长的不同的地质时代,继续发展,才形成了它们今天所显示的那种形态。第二,几块互相毗连的、不同结构形态的地区之间,往往有比较明确的界线。这两项事实结合起来,就很自然地成了地块这个概念发生的根源。

由于个别地块结构形态的异趣而导致的地貌的差别,又由于各别地块构成的岩石一般性质的不同,更重要的,由于邻近的整个地区经过了相对的升降运动而发生的构造现象,往往恰好和各个地区由于它们彼此本来结构不同而显现的特征重叠起来,这就更加强了地块的概念。

从结构形态说,各种大小不同、岩质不同、发展途径不同的地块,可概括地分为两大类:

(一) **褶皱地带**或简称为**褶带**:构成这一类型地块的岩石全部,或较老的一部分,普遍地呈现着高度被搅乱的状态,特别是遭受了挤压的迹象:例如极紧密甚至倒转的褶皱、重叠反复的冲折、乃至复杂岩体的侵入或喷出,都是在这种地带常见的现象。这个类型的地块,一般伸展很远,它的宽度比较不大,在大陆上或形成一狭长隆起地带,称为**陆梁**,或狭长沉降地带以及它的后身——巨型复式背斜——称为**陆槽**或**地槽**。在许多这样的褶带范围内,新旧岩层和岩体所经过的强烈运动往往不止一次,所以也可以称它为**活动地带**。

(二) **块垒地**或简称为**块地**：构成这一类型地块的岩石，大都包括相当厚的岩层，普遍地呈现着平敷的或极舒缓的起伏现象。断层比较多，褶皱极少，侵入岩体也不常见。由于断层常常把它划分为起落、倾侧不同的大块小块，一般可称为块地；又由于它不显现遭受过强烈地壳运动的痕迹，一般认为它是稳定地块，面积广大的稳定地块有时称为**盾地**或**台地**。

一个广大台地的各部分，在地面或就地下某一地层水平估计，往往有显著的起伏，构成它们的岩体和岩层也往往不完全相同。在那种情况下按照那些不同部分各自特殊的形态，台地又可分为台拱、台洼，台垣(坝)、台墩等等局部构造类型。

一个地块，无论它的基层或局部的构造形态何如，如果就它的整体来说，它对邻近的地块，曾经经过显著的升降运动，那么，按照它们各自特殊的形态以及它们和它们邻近地块的构造关系，又可分为地垒、地堑、盆地、槽地、复向斜、复背斜等等构造类型。

必须指出，一切块地，都有一定的历史意义。有些块地的存在，从极古的地质时代，已经开始了，直到今天，它的特性和范围，无显著的变化。另外也有些块地，原来本属于褶皱地带，从某一地质时代起，才开始僵化，或者部分地僵化。

有不少显著的例子指明：一个逐渐演变的褶皱地区中某一部分，由于它在旧的构造基础上发展到某一阶段而形成了新的构造中比较稳定的部分；但也有不少证实了的例子指明：已经加入了新的构造而形成了稳定部分的地块，复因它和邻近地块整体的构造发展到了更新的阶段而又全部或部分地转入一定形式的活动地带。

这些事实，更广泛地说，一切有关地块形态的问题的后面，存在着这样一个基本问题：究竟什么是决定所谓稳定区域与活动地带的发生、分布、发展和变革的主要因素？寻找这个问题的解决途径，便不可避免地导致我们进一步认识到概括在另一个构造概念——构造体系——中的各种地质构造组合现象。

一个地块的疆域有时和一个古地理区域是符合的，在那种场合，以古地理形势为基础而建立起来的一个概念——构造单位，是有一定的构造上的意义的；但地块的疆域，有时和古地理区域不完全符合，在那种场合，根据地理形势，尤其是仅仅根据水陆分野而建立起来的“构造单位”，就没有构造上的意义，也就是不能成立的。

三、构造体系

所有构造成份，包括一切次生结构要素，不管它们属于哪一类型，当它们在岩体、矿体中出现的时候，它们绝不能是各个孤立的；相反的，它们经常是成群成套地相互紧密地联系着。凡属有联系的构造成分，包括不同级次的构造形体和不同世序的结构要素，不管它们限于一个地块，或分布到几个不同的地块中，或介于不同的稳定地块之间而形成褶皱带，也不管其中或其间是否夹杂着和它们相联系的岩块或块地，它们连它们所夹的块地都是构成一个构造体系的成份。为了避免混乱，具有相对意义的级次和世序这两个名词，

需要加以说明。在地质构造学上,级次一般是用来表示构造形体规模大小的。例如在一块台地范围内,一个台拱或一条台垣(坝),可以被认为属于第一级构造,而小于台拱,台垣(坝)的构造,就跟着被列入第二级、第三级构造,其余类推;但如果把台地和它有关的陆梁或陆槽,作为大地构造的一个体系并列起来,那么,那块台地和它有关的陆槽或陆梁,就都应被列入第一级构造,而台拱、台垣(坝)等便应被列入第二级构造,诸如此类。

世序是在此新提出的名词,它是用来表示在同一次地壳运动中结构要素出现的次序的。例如如果把一个地块受了挤压而发生的扭节理、扭断层、张节理、张断层等当做属于第一世(或代)的构造成份,那么,由于挤压继续进行,在新出现的背斜上部,原来压力活动的方向,就转变为张应力活动的方向,因之而发生的张断层及其它一系列的新型构造成份,就应该被列入第二世构造成份,其余类推。

属于同一构造体系的构造成份,必然是同一运动时期产生的,也必然相互伴随而分布在同一区域或邻近区域。但必须指出,同一区域中所存在的一切结构要素,如上面所给予的定义中隐含的意义那样,不一定都属于同一构造体系,甚至同一地区、同一时期所产生的一切结构要素,也不一定都属于同一构造体系。因为一个构造体系的成立,只决定于构成它的构造成份的联系性;而构造成份的联系性,固然绝对要受它们的的同时性的控制,但最后还要决定于它们的产生是否同源,就是说,它们的产生,是否在地壳中一定的范围内,某一次发生了某种形式的运动的结果。如果它们全部都是跟着一次运动而生成的,那么,它们的“血缘”关系,就自然是很显然的。

这种内在的联系,是有规律性的。最显著的就表现在有“血缘”关系的结构成份,不管属于同一类型或不同的类型,都有一定的配合方式,包括它们排列的相对方位。至于那些不属于同一体系而同生在一个区域的结构要素,仍然免不掉彼此发生交切的或揉杂的关系,但这些外在的关系一般是无规律性的,也是不定的,因之,只能构成一些无定型的特殊构造形体,不能构成一个有规律的体系。

这样,就很明确地说明了,由于同一地壳运动,在它波及的范围内所产生的一切构造成份的鉴定、比较和联系,是导致我们正确地认识构造体系的关键。一定方式的地壳运动,在性质相同或类似的岩石中,必然造成相同或相似的结构,而在性质不同的岩石或地块中,就不一定造成相同或相似的结构;在后一种情况下,不同类型的结构的出现,是正常的现象。例如对于同一挤压作用,在软弱岩层中,经常发生褶皱,而在脆硬地块中,经常发生断层。从后者排列的方位,不难确定挤压面的方位,也就是相当于软弱岩层中褶轴面的方位。换句话说,在同一构造体系中,出现于某一部分的褶皱,很可能在另一部分为断层所代替,但那些断层的类型和它们排列的方位,与它们所在的地方所应该发生的褶皱——假如真发生了的话——的褶轴,有一定的关系,那种关系,是可以从广泛的实际观察和力学上的考虑,来加以判定的。

一个构造体系既然是起源于在一定范围内某种方式的地壳运动,它的产生必属于一定的时代。同一地块中在某一时代发生的地壳运动的方式,可以与另一时代发生的地壳

运动的方式相同或不同。在相同的场合,较新的运动,名曰复活运动:在这种情况下,两次发生的构造体系,或者完全一致,或者大同小异。在运动方式前后不同的场合,那么,两次发生的构造体系,便完全不同了,因之,产生了构造不整合的现象。过去一部分地质工作者,由于对缺乏地层记录的区域不注意这种现象的存在,往往把古地块中不属于同一体系的新旧构造成份混为一谈,甚至暗中假定了那些没有地层作为指标的古地块,在它形成以后,除了它整体的升降而外,少有参与其他形式的运动的可能,这当然是毫无根据的。

概括地说,地质构造体系的研究,可分为三个步骤:首先必须从广泛的实地观察和地史学上的考虑,就同一时代发生而且经常互相伴随的各项结构要素加以研究:鉴别它们的类型、确定它们排列的方位、分析它们的相互关系和它们与形成它们的岩石性质的联系,特别注意到性质不同的岩石对同一种动力作用可能发生不同的变形的反应。

其次,须要从作为研究对象的地块,特别是活动地带中,选择有代表性的地点,详细勘测其中一切主要结构要素排列的方位,确定它们各别的级次、世序和互相配合的方式或互相抵触的情况,从力学的观点来作组合的分析,肯定同一组的结构要素,彼此确有成生的或有机的联系,而把不同源的结构要素,明确地分开,以期确切地辨识局部曾经发生过运动的回次和每次所遭受的变形的特征。

最后,在确定了多数地点不同时期所遭受的各种变形的基础上,综合各个不同地点同一时期所产生的各套结构要素,是比较容易的。但必须注意,如前面已经指出的那样,同一系统的结构要素,必定是同一时期产生的,可是同一时期产生的结构要素,却不一定属于同一个系统。只有在实地从一个地点到另一个地点,追索每一主要构造线的延展,或每一类型主要结构要素的开展,加以从力学的观点确立了它们的关系,包括鉴别了它们的级次和世序之后,才能有系统地扩大构造成份组合分析的范围,划分各个自立的而又互相联系的褶皱带和台地或盾地的境域,明确它们排列和配合的方式,从而提供建立一个构造体系的拟议。必须经过广泛观察之后,证实了同样褶皱带或台地(或有或无)的排列和配合方式,也就是一个拟议的构造体系所呈现的某些特征,换言之,某些构造的规律性,能够普遍地适用的时候,才能有效地建立一个一定型式的构造体系。

显然的,这样建立起来的一个构造体系可能一部分或全部建立在另一个构造体系的基底之上,这就意味着,一个构造体系的某一部分中可能出现与它格格不入的构造成份,也可能包括比较庞大的、自成一个构造体系的地块,更可能由于受到其他构造体系的干扰或牵制,以致或多或少地变更了它正常的形态。所有这些都说明了一个构造体系,是具有它一定的历史意义的。从这一方面去阐明大陆上每一地块的构造形态不断演变的历史,就是构造地质学前进的大道。

一个构造体系,正如一项结构要素一样,不管它出现于地壳的哪一部分,不可能是孤立的现象。因此,一个大陆,或一个大陆的某一部分,同一时期所产生的各个构造体系,不管它们是属于一个地块,或穿插到几个毗连的地块,如果在它们的力学含义上互相应证,一致地表征了同一动态的地壳运动,就是说,表征了大陆运动在某一方面的统一性的话,

那么,一方面对那些有关的构造体系的客观存在的真实性来说,就等于经过了一次很大的考验,而同时另一方面对解决有关的大地构造问题来说,也提供了一种得力的帮助。

从前述的观点来研究大地构造,我们有理由可以说:地球上各个区域构造发展的内在的原因和规律不应该仅仅在各个区域自身中单独地孤立地去寻找,而应该联系着其他区域特别是邻近的区域,或构造单位去寻找。不应该仅仅就每一个区域某一时代,也就是某一发展阶段的特殊构造形式去寻找,而应该在旧的构造形式基础上去瞭解新的构造形式发展的程序和规律。一个构造体系在它逐步发展过程中,它的构造形式必然逐渐的发生一些变化,但那些变化不会超出它的基本型式的范围;也就是说它的体系基本上没有变更。但是到新的构造体系起而代替旧的构造体系的时代所遗留下来的构造现象被证实了的时候,我们才认识到在地壳中发生了大地构造革命运动。全世界各地域的地质史证明了地壳中每一次发生这样的革命运动,它所包括的范围常常是有全球性的,虽然同一个时期地壳中革命运动在地质力学的意义上所产生的结果不一定是全球一致的;有的地带可能遭受了强烈的挤压,另外也可能有些地带遭受了强烈的引张,同时更有些地区,可能全部或其一部分遭受了比较广泛的但也不一定局部突出的扭褶或分裂。

地壳运动问题*

(讨论提纲)

一、地质学在发展过程中具有决定意义的论战

近代地质学的基础是经过几次激烈的论战才赖以建立起来的。然而构成它的基础的若干基本概念,直到今天,并不是完全明确而稳固了。相反的,动摇基础的论战,今天仍然在激烈地进行着。

(甲)古代主要对立学派的论战。

1. 火成论者与水成论者的对立。
2. 灾变论者与均变论者的对立。

这两次论战,虽然以水成论学派和均变论学派一时的胜利而暂告结束,但实际上他们所探讨的问题的各个方面,并不是完全得到了解决。

(乙)现代主要对立学派的论战。

3. 关于花岗岩生成问题,岩浆论者与转变论者的对立。

岩浆论者主张花岗岩是由于液质岩浆凝固而成;转变论者主张花岗岩是由某些既成的岩石互相结合以致发生花岗岩化作用而成。

4. 地壳运动定时论者与非定时论者的对立。

地壳运动定时论学派强调地球表面各个地区每次发生运动的同时性;非定时论者主张在地球表面所发生的运动,并无定时性的规律可寻。

由于花岗岩是地球表层重要的组成部分,这个问题也就成了地质学上一个重大问题。这两个学派所争执的论点,在某种程度上令人回想到过去水成论者与火成论者和灾变论者与均变论者的论争,不过在今天问题的性质和范围,已经大大的改变了。

这一类问题在近代地质学中还不算是最主要的问题,争论得最激烈的是地壳运动问题。

由于这个问题的复杂性和争论焦点涉及很多方面,我们不容易把所有的学派列入两个截然不同的对立阵营。如果从大陆整体运动观点出发,把那些主要学派大致划分为两个对立的派别,并不是完全不恰当的。其中一个派别中的各个学派的共同特点是主张大陆固定论,或大洋永恒论。某些人称这一派为正统学派,他们主张从大陆成生以来,它的

* 本文系李四光同志 1956 年 4 月在北京地质学院的一次学术报告稿。当时曾由前地质力学研究室以“未经修稿”铅印供内部参考。这次出版即根据该铅印稿。——编者

基底,从来没有转移地位。而另一派别的各学派总称为大陆活动论者,却各别依不同的方式和不同的程度,主张在地壳历史演变过程中,大陆在地球表面的地位,发生了比较显著的移动。主张移动得最利害的一派,就是大陆漂流学说的支持者。

我们现在要讨论的问题,很清楚是不能不涉及这两大派别争论的一些焦点。在这样众说纷纭的时候,我们必须坚持科学的态度,不要轻易地接受任何一派没有充分根据的成见。

二、地壳的概念

有许多事实证明地球的外部 and 它的内部的性质不同,其中最重要的是:

(1) 地球平均密度 5.514

花岗岩平均比重 2.7 构成外部上层主要的岩石

玄武岩平均比重 2.9—3.0 构成外部下层主要的岩石

橄榄岩平均比重 3.3+ 构成更深层主要的岩石?

这些事实证明上层较轻,下层较重,内部更重;硅铝层与硅镁层的划分是合理的。

(2) 近代火山流出玄武岩的温度 1070°—1185°

接近地表的_地温增加率 每 100 米增加 3°C

压力增加 1,000 个大气压,玄武岩的熔点增加 5°C

这些事实指明: 大约在 40 公里的深度以下, 岩石存在的状态, 可能与其上的岩层大不相同。

(3) 地震波动传播速度(各家的意见不完全一致): 有人认为,

表面结晶酸性岩石 纵波每秒 5.5 公里 横波每秒约 3.2 公里

深度 30 公里 " 5.7 " 3.3 "

——不连续——

深度 30—45 公里 " 6.25—6.3 公里 " 3.7 "

——不连续——

深度 45 公里 " 7.9 公里 " 4.4 公里

60—70 公里 " 8 " 4.5 "

——不连续——

另外有人认为,

最上一层大约 10—15 公里, 传波速度大约每秒 5.6 公里

——不甚显著的不连续——

下一层大约厚度 20 多公里, 其传波速度是每秒 6.2 公里

深度 45 公里左右, 传波速度突然增加, 不连续情况, 极为显著。

从以上列举的及其他许多事实可以作出这样的结论：即地球具有薄壳，它的上层（主要在大陆上面）是由较轻的岩石——即花岗岩类（硅铝层）——而其下层是由较重的岩石——即玄武岩类（硅镁层）——组成的。两层的总厚大约不出 45 公里。地球的表皮，除了被太平洋淹没的和其他若干部分外，大都是由硅铝层上部经过几度改造而建造起来的。它包括一切沉积岩层，它在各个地区的厚薄不匀，它的构造形态也极其复杂。

三、研究地壳运动的途径

怎样知道地壳发生过运动呢？只有根据由于每一次运动而产生的结果被保留下来的遗迹，来加以判断。那些保留下来的遗迹，统属于地质构造现象。

构造地质学是研究地质构造的一门科学。它所处理的问题，包括构成地壳各部分的岩石的建造和改造两个方面；而改造方面的问题，概括起来，又可再分为两个方面：即岩块和矿物的形变问题与矿物在动力作用条件下所发生的相变问题。

应该指出，建造与改造不是漠不相关的。地表基盘的改造，可能提供它表层建造的条件；反过来说，表层的建造，也可能影响基盘的改造，但表层的形变，不一定和基盘的改造经常一致，这一点是极堪注意的。

由于各个学派的思想体系发展的历史不完全相同，处理地质构造问题的方式，也或多或少，各有差别。但无论哪个学派，只要站得住脚的话，都强调它立论的根据。那些根据可以概括划分为四大类：

（甲）根据每一地区保留下来的沉积物的性质、层序、各层厚度、上下接触关系、岩相的变化以及毗连地区一定的基准层面或其相当的平面的水平高度在地下或地面的标高差别等等。

这一方面的分析，主要依靠地层学、沉积学以及古地理的资料。

（乙）根据火成岩体填充或喷出的形式和方式。

（丙）根据由于动力作用岩石中发生的矿物类型及其排列状况。

这一方面的研究，主要依靠岩组分析。

（丁）根据岩层和岩体的以及岩块和地块的形变与分裂以及相对位移。在分析第一方面的资料时，必须注意以下几点：

（1）直到现今在一个地区遗留下来的岩层记录，只是通过各个地质时代所产生的岩层的代数性总和，其中可能含有既产生而又消失了的部分。这就是说，在被保留下来的岩层系列中，不一定保有反映从沉积最下一层到沉积最上一层期间每一次地壳运动，尤其是广泛平缓运动的全部资料。

（2）由这种沉积物所表示的运动只是全部地壳运动的一个分向，即上下方向的运动。而在这一方向的运动，就水成岩层的记录来说，只是限于水面与陆地表面相对的运动。控制这样表现出来的相对运动有两个主要因素：

从以上列举的及其他许多事实可以作出这样的结论：即地球具有薄壳，它的上层（主要在大陆上面）是由较轻的岩石——即花岗岩类（硅铝层）——而其下层是由较重的岩石——即玄武岩类（硅镁层）——组成的。两层的总厚大约不出 45 公里。地球的表皮，除了被太平洋淹没的和其他若干部分外，大都是由硅铝层上部经过几度改造而建造起来的。它包括一切沉积岩层，它在各个地区的厚薄不匀，它的构造形态也极其复杂。

三、研究地壳运动的途径

怎样知道地壳发生过运动呢？只有根据由于每一次运动而产生的结果被保留下来的遗迹，来加以判断。那些保留下来的遗迹，统属于地质构造现象。

构造地质学是研究地质构造的一门科学。它所处理的问题，包括构成地壳各部分的岩石的建造和改造两个方面；而改造方面的问题，概括起来，又可再分为两个方面：即岩块和矿物的形变问题与矿物在动力作用条件下所发生的相变问题。

应该指出，建造与改造不是漠不相关的。地表基盘的改造，可能提供它表层建造的条件；反过来说，表层的建造，也可能影响基盘的改造，但表层的形变，不一定和基盘的改造经常一致，这一点是极堪注意的。

由于各个学派的思想体系发展的历史不完全相同，处理地质构造问题的方式，也或多或少，各有差别。但无论哪个学派，只要站得住脚的话，都强调它立论的根据。那些根据可以概括划分为四大类：

（甲）根据每一地区保留下来的沉积物的性质、层序、各层厚度、上下接触关系、岩相的变化以及毗连地区一定的基准层面或其相当的平面的水平高度在地下或地面的标高差别等等。

这一方面的分析，主要依靠地层学、沉积学以及古地理的资料。

（乙）根据火成岩体填充或喷出的形式和方式。

（丙）根据由于动力作用岩石中发生的矿物类型及其排列状况。

这一方面的研究，主要依靠岩组分析。

（丁）根据岩层和岩体的以及岩块和地块的形变与分裂以及相对位移。在分析第一方面的资料时，必须注意以下几点：

（1）直到现今在一个地区遗留下来的岩层记录，只是通过各个地质时代所产生的岩层的代数性总和，其中可能含有既产生而又消失了的部分。这就是说，在被保留下来的岩层系列中，不一定保有反映从沉积最下一层到沉积最上一层期间每一次地壳运动，尤其是广泛平缓运动的全部资料。

（2）由这种沉积物所表示的运动只是全部地壳运动的一个分向，即上下方向的运动。而在这一方向的运动，就水成岩层的记录来说，只是限于水面与陆地表面相对的运动。控制这样表现出来的相对运动有两个主要因素：

1. 一个是地面与水面的相对运动；
2. 另一个是气候条件。

这个控制因素,对内陆的广大积水区中所产生的沉积物,作用尤其显著。在气候严寒期间,例如冰期,季节泥的产生,就很清楚地反映一年中气候的变化。在若干大陆沉积中我们也经常见到沉积物的变化反映输送它们的流水力量的影响,这种流量变化的原因,包括当地气候变化,也就是雨量大小的影响。因此,至少当我们分析控制湖沼或内陆海沉积物的因素的时候,假如只考虑到当地升降运动的影响,那就未免漠视了问题的全面。

关于海面与陆地的相对运动,有下述各种不同情况:

1. 陆地不动,海面上升;
2. 海面不动,海底沉降;
3. 海面与海底同时上升,但海面上升的程度较大于海底上升的程度;
4. 海面上升,海底下降。

在这四种不同情况下发生海陆相对运动,都是完全可能的;其中每一种情况下所发生的运动的代数总和,都是等于海底对陆地发生了下降运动。而在这些不同情况下,在海底所产生的沉积物,只能反映海底对陆地发生了相对沉降运动的影响。

另外还有下列不同的情况:

1. 陆地不动,海面下降;
2. 海面不动,海底上升;
3. 海面与海底同时下降,但海面下降的程度较大于海底下降的程度;
4. 海面下降,海底上升。

在这四种不同情况下发生海陆相对运动,也都是完全可能的;其中每一种情况下所发生的运动的代数总和,都是等于海底对陆地发生了上升运动。而在这些不同情况下,在海底所产生的沉积物,只能反映海底对陆地发生了相对上升运动的影响。

为此,我们研究地壳相对运动时,必须将陆地运动与海水运动同时加以考虑。

问题还不是这样的简单,上述各种情况的任何一种情况或其他一种和数种情况连续不断地更迭起来发生作用,是完全可能的。而这样多种情况在一段时间结合起来所发生的作用,就沉积物来看,仍然只能表现海陆相对的垂直运动。在这些复杂的情况下,再结合气候条件因素的影响,问题就更复杂了。

因此,根据沉积物所提供的资料来推定地壳运动在垂直方向所表现的实况,我们第一步必须经过一番极其烦难的分析,臚列各种可能性,第二步根据可靠的条件,去掉所有可以消去的各项可能性,而只保留最后还能站得住的一项;第三步,根据这唯一一项的可能,再加以其他方面更多的积极的佐证,作出结论,才可以说不致犯严重错误。

以上是当考虑建造方面的问题时所必须注意的一些基本原则。

其次在就第二、第三、第四、三大项根据考虑改造(特别是形变)方面的问题时,我们也应该首先对我们处理问题的方式加以彻底的检查。

一个地区迭次经过改造的结果,都表现在它的综合构造形态。作为构造地质学的、或者有关大地构造的研究对象,我们对于一个地区的综合构造形态,可以从两种不同的观点来看待:

(1) 从单纯形态论的观点描述岩块、地块乃至地壳整体组成部分的各别特征。描述的方法很多,其中重要的如:

1. 着重某些构造特征的地域性,而把它们划分为不同类型的构造区或构造单位,如各个地台、地槽、准地槽、地槽地台过渡地带、地盾等;

2. 着重地层褶皱或拗褶的规模和形式,而把它们划分为不同等级、不同式样的构造,如山前凹地,第一级陆槽、第一级陆梁、第二级复背斜、第三级向斜、倒转背斜、“手风琴状褶皱”、“箱子状褶皱”、“梳子状褶皱”、笏箕状褶皱等等;

3. 着重各种断裂或破裂的程度和形状,而把它们划分为各种断层和冲断面、各种节理,各种劈面和片理等等;

4. 着重构造形体和形迹的特殊形态,如棋盘地块、陆台、盆地、穹窿、鼓包、台坝、地垒、地堑、线条、波折、擦痕等等;

诸如此类。

(2) 从发生的观点来分析一个岩块或地块的综合构造形态,也就是按照动力作用的方式来确定一切个别构造形象(包括形体和形迹)的分类和具有生成关系的各项构造形象组合的规律。

从单纯形态论的观点出发,传统的构造地质学以及某些大地构造学派,搜集了大量的事实,建立了若干具有重要意义的概念。但也由于它们处理问题的方式,或者缺乏严格的理论基础,或者忽略了必须遵守的逻辑步骤,以致造成了不少混乱;那些处理问题的方式,也解决不了它们自己提出的问题。例如同是仰冲断层,有的可能是由于侧面压力的活动而发生的,有的也可能是由于古老基底隆起,把敷盖在它上面的较新岩层顶起而发生的(敷挂褶皱)。从形态论的观点出发,遇见了这样的问题;但是,很清楚,不能单纯地依靠形态论得到它们的解决。

又如形态论者大都倾向于固执自己的见解、硬把大陆划分为好象彼此不相关联的大大小小的地块,并且认为介于它们之间的褶带,包括地槽在内,只是依靠那些硬块的外形而决定的活动地带,又好象那些地块都具有鲜明的界线,它们彼此之间,毫不通融。但是,即使我们硬要假定那些硬块,自古以来,都是特定的东西,那也并不能否定若干重大的基本问题的存在:例如,为什么那些被认为稳定的地块,在特定的地区、依特定的方位、以特定的形状出现?为什么围绕着每一稳定地块的那些褶带,并不是经常和它们所围绕的地块的轮廓平行,而却往往作参差不齐的接触?为什么某种类型的地块和它邻近的褶带配合的形式,往往显现一定的规律?为什么某些活动地带,在地壳构造演进过程的某一阶段,可以僵化;而某些被认为是稳定的地块中的某些地带,又可以活动起来?更说不上从单纯形态论的观点来解决这些问题。

地质力学重视形态论者在分析事实方面所获得的重大成就；它怀疑形态论者所提出的具有强烈主观性的某些概念；它反对依靠对某些构造现象片面的解释，一下子作出有关岩块或地块发动运动的方式和发生运动的原因的结论。

四、地质力学的方法

地质力学的主要目的，是在于解决地壳运动问题。有关地壳运动的各项问题，需要从两个方面分别处理：

(甲)运动发生的时期问题

这一方面的问题，可以从三条不同的路线去寻找解决方法：

1. 依据代表各个时代或时期的地层彼此间的关系和其中所保存的古生物的种类。

2. 依据在不同地区中具有成生关系的各项构造形迹的联系。

3. 依据由于每一次运动而产生的放射性矿物的放射作用。

(乙)运动方式和它的转变过程问题

为了解决这一问题，地质力学采用的方法，有它自己的特征。它要求把综合的地质构造现象作为对象，依据力学的原则，严格地按照一定的程序，即一定的逻辑步骤，逐步进行分析和组合的研究，以期对每一地区每一次发动运动的方式，作出切实可靠的结论。它反对仅仅片面地抓住某些构造现象的某些方面，作为唯一的根据，不管逻辑步骤，一下子就对运动方式作出结论；它更反对不先把岩块或地块的运动方式确定下来，草率地根据某些还没有站稳的地球物理或“地质构造物理”上的概念，或者草率地根据对某些地质构造现象的假定性的解释，一下子就断定地壳发生运动的原因。

在前述指导思想下制定地质力学处理问题的逻辑步骤，应该从考虑下述基本情况出发：

一个岩块或地块的运动方式，必然是由它本身的机械性质和它整体所受到的推动力——即负荷——以及支持力的作用方式来决定。这些力的作用方式是决定它们所作用的岩块或地块中每一点应力作用的因素。一个岩块或地块中每一点所经过的应力作用，如果超过了一定的强度，就会由那一点发生的应变——笼统地说，也就是形变——表示出来。

因此，在解决一个岩块或地块的运动方式的问题以前，必须了解它所承受的负荷条件；而在解决它所承受的负荷条件的问题以前，又必须了解其中各点应力作用的情况。过去应力作用的情况，只有从它作用的陈迹去了解，而所谓作用的陈迹，就是岩块或地块中各部分的永久的形变，包括各式各样的断裂，不管有无位移。

一个岩块或地块中各种永久形变的总和，就构成了它的综合构造形态。

(一) 构造形象的力学分析

每一种具有形态特征而且普遍存在的由于永久形变而形成的构造迹象——亦即结构单元——都可称为结构要素。

主要的结构要素是结构面,从发生的观点来看,结构面可概分为三种类型:

1. 压性结构面 例如褶轴面、片理等;
2. 张性结构面 例如裂隙,某种正断层等;
3. 扭性(或剪性)结构面 例如交叉节理、某种劈面等。

每一类型的结构面都各有它们的物理的和几何的特征。这三种类型的结构面的认识,对地质力学的组合分析工作,是具有基础性的意义的。

在运用这些结构面作为应力活动的标志的时候,应该注意到下列三项经常遇见的事实:

(1) 每一类型的结构面排列的方位,都与产生它的应力作用方式——包括应力的种类和它作用的方向——有一定的关系。但必须指出,这种关系,并不很简单。例如一个仰冲面大都是一种压性结构面,但产生它的压应力作用的方向,一般并不是和它成直角,而只是和它的走向成直角,因为在最初发生的阶段,它经常代表由于压应力作用而产生的扭断面;又如一群平行的裂隙,最初,可能是朝着与裂隙成直角的方向张应力作用的结果,也可能是朝着与裂隙平行的方向压应力作用的结果,诸如此类。

(2) 由于岩石一般都具有范性,又由于永久形变继续地发展,最初发生的各项结构面排列的方位,也跟着逐渐转变。在受扭应力作用强烈的岩块或地块中,这种转变的程度,尤其显著。因此,必须注意,某些结构面,现今排列的方位,例如两组扭裂面相对的地位,不是它们原来的方位。

(3) 由于岩块和地块的机械性质各不相同,它们对同样应力作用的反映,也各不相同,例如在同样压应力作用之下,在有些由新成的软弱岩层构成的区域,可能发生褶皱,而在另外一些由老的脆硬岩块构成的区域,就可能发生块垒仰冲或交叉扭断面等类断裂。因此,必须注意,在岩性不同的区域中,不应该因为它们各别的构造形态异样,而忽略了通过那些区域在某一时代,应力作用方式仍然具有统一性的可能。

(二) 具有成生关系的构造形象的组合

每一个构造形迹或形体都不是孤立的,它们都有和它们同一种类的和不同种类的伙伴。当某些构造形象(形迹),被我们发现——

1. 在许多不同岩性的地区,经常依一定的方式,相互配合而形成有规律的排列的时候;

2. 那种排列的规律,从力学的观点分析起来,作为某一种方式应力作用的表现,完全可以理解的时候;

3. 用实验方法,把那种从理论上推断出来的应力作用方式,使用到适当的物质上而获得的结果与天然构造形态相类似的时候。

我们就可以作出结论:那些构造形象,确有成生的关系,也确实能够联合起来反映某一种应力作用方式。

必须注意,一个岩块或一个地块中每一点的应力作用方式,是它的“边缘条件”的函数。当边缘条件发生了变化的时候,它内部各点的应力作用方式,也必然跟着变更。一个地块的整体,在继续同样地遭受着某一种动力作用的期间,一般的说,免不掉有些部分因为发生了变动,以致那一部分的边缘条件起了变化;这样,那一部分内部的应力作用方式,也就起了变化,跟着发生的形变,也就与它发生变动以前不同了。

因此,对同一岩块或地块中,在同一方式的动力作用期间所产生的各项构造形迹是一连串的现象;在反映局部应力作用方式的意义上,它们并不是前后、或彼此一致的。地质力学的分析工作,首先就是要鉴定某一部分构造形迹的存在,是由另外一部分构造形迹决定的,而那另外一部分构造形迹的存在,又是由比它们更重大的构造形迹决定的,其余仿此。其中最主要的,即最具有决定意义的构造形迹,称为主干构造,又称为初次构造,其余的称为辅协构造。例如由于受了侧面压力而发生的背斜的顶部,一定会发生与背斜轴线平行的张性裂面,当那些张性裂面发展到一定的程度,可能有分裂的岩块受重力作用下落而形成一系列的挤压或扭动的构造现象。在这种情况下,假如我们把那个背斜以及和它一起发生的其他构造形迹(如扭节理),当作初次(一次)构造,在它顶部发生的,与它的轴线平行的张性裂面以及由于那些裂面而产生的正断面、地堑等等就该属于再次(二次)构造,而由于岩块之间这样的相对移动产生出来的挤压或扭动痕迹,就该属于三次构造。又如假如把一个横冲断层当做初次(一次)构造,那么,在它旁边,由于这样的相对水平运动而产生的旋卷构造,就应属于再次(二次)构造,而由于每一旋迴面两旁的相对扭动而产生的帚状节理就应属于三次构造。这些例子,足够说明构造形迹的产生次序的重要性和鉴别它们的方法。

(三) 构造体系与构造体系的复合

同一类型的、强大的联合构造形迹;往往成群地聚集在一个地区或几个地带,那些强烈构造带之间,可能有构造形迹不大显著的盾地存在。所有那些强烈构造带,连其间的盾地在内,可能都是一个构造体系的组成部分。构造体系的认识,是根据:

1. 同一类型的构造带排列,在地球上各处经常出现;
如多字型(或雁行)排列,山字型排列,等等;
2. 从力学方面,能够证明造成它的各个组成部分的应力作用方式的统一性;

3. 用实验方法,能够做出类似的构造型式。

构造体系的形态特征,不是各个体系各不相同,而是有些构造体系彼此近似,大致符合于这一种或那一种标准型式。每一种标准构造型式的建立,是要以同一类型的综合构造形态多次在岩性不同的地域出现为依据的。当每一个属于同一类型的构造体系的若干已知组成部分的型式特征被肯定了的时候,它们那种组成形态的规律性,就更可以由其他还待发现的组成部分必然以一定的形式、在一定的地带和一定的方位出现的预见性得到证明。

不同的构造体系,有时部分地、有时全部地、互相复合。它们彼此复合的部分的复合现象,一般可分为四种:

1. 归并。
2. 交接——包括重接、斜接、反接、截接四种方式。
3. 包容。
4. 重叠。

同时发生的构造体系,可以部分地复合;先后发生的构造体系,可以部分地、也可以全部复合。

五、地壳运动的一个主要原因

地球上具有全球性的大规模构造现象,已经被认识的有

1. 东西构造带,
2. 山字型构造体系,
3. 交叉大断裂(主要走向东北-西南和西北-东南),
4. 南北向之字型或歹字型大地槽。

这些大规模构造现象表明地球的表层,特别是各个大陆的上部,有两个动向:

1. 部分地向赤道方面挤压,
2. 部分地向西但也有时向东挤压。

这两个动向发生的原因,可以,似乎也只能够,从地球自转的速度变更,加以说明。地球自转速度的变更,可能起源于外因,也可能起源于内因。潮汐作用很显然是一种使地球自转速度变慢的外因;这种外因,在地质时代,对地球表面的形态究竟起了什么作用,很值得研究。另外,地球内部质量分布的变化,也很可能是使它的自转速度变更的内因。许多岩石学方面的事实,显示在地质时代,构成地球内部密度不同的物质的深浅地位确有变动;而许多关于地壳发生运动的原因的学说,也都假定地球内部质料的移动。这种质料的移动是可能由于地球内部物理的和化学的变化,以致发生重力分异作用,也可能是由于地球整体收缩或它的上部某些部分(例如太平洋区部分),大规模的陷落,以及其他许多很容易推测的原因造成的。

因为一个封闭体系的角动量是守恒的,如果由于质量紧缩以致转动惯性变小,那么地球的角速度就不可避免地要变快,反之就会变慢。当地球自转速度变快的时候,它的扁度就必须加大。有两种可能的方式使它的扁度加大:一种可能是,如果地球的内部和它的表层同时变得更扁,那么在靠近赤道方面,就应该发生与赤道平行的裂隙,而在两极方面发生以两极为中心的挤压现象,但这都是与事实不符的。另外一种可能是,地球内部的扁度不变,或者变得很少、很慢,这时候就需要它的表层向低纬度方面、即赤道方面、推挤,以适应它自转加快所要求的扁度。由于地球表面各部分向这一方面的推挤不是均匀进展的,所以就造成了面向赤道的许多山字型构造体系。

同时,当地球自转加快的时候,粘着在它的表面较牢固的大陆部分跟着它转动加速,这些部分(不一定硅铝层全部)在地球表面的位置就不会移动,但如果有些大陆部分粘在地球面上不大牢固,跟不上地球来加快它们由西往东的速度,它们就会落后于地球自转速度增加的要求,或多或少地向西滑动。南北向大地槽的成生和南北美洲与欧非大陆的分裂,可能是这样起源的。

每一次大规模地壳运动的时候,地球内部较重的岩质,经常被挤到地壳的表层或流到地球表面;同时,落后的大陆部分,对地球起“煞车”的作用,使它的自转速度变慢,南北和东西两方面的压力因而松懈下来,重力乘机活动,某些与以前的挤压带平行的大规模断裂可能从此发生。

对地球自转速度的变更,海面应该比陆地来得更敏感些。因此可以想象,在大规模地壳运动将要发生的时候,在低纬度方面海面上升,而在高纬度方面海面下降;到了运动达到高峰的时候,海面升降的情况,一般应该恰恰相反。这一原则,还要等待证明。

地质力学发展的过程和当前的任务*

今天,我想同第三期地质力学进修班的同志们漫谈两个问题:第一个问题是地质力学发展的过程,第二个问题是地质力学当前的任务和它面临的问题。

一、地质力学发展的过程

为什么要讲地质力学发展的过程呢?因为一切事物,都有它自己的发展过程。我们不能割断历史来看问题。毛主席常常教导我们,要不断总结经验。我们讲地质力学发展的过程,就是为了总结正面的和反面的经验,找出今后工作的方向。

我们所说的地质力学,大致可以说是经过两个阶段发展起来的:

第一个阶段是从 1921 年研究中国北部石炭二迭纪沉积物开始的。中国北部是一个丰富的产煤地区,那些主要的煤层与石炭二迭纪的地层有密切的联系。这些石炭二迭纪的地层,当时统称为太原系。紧接着它上面的山西系,其中一部分,后来称为“石盒子系”,是与主要的含煤地层有关。太原系,主要是由陆相地层构成的,其中夹有若干薄煤层,还夹有若干海相地层。

关于太原系的时代问题,有过长期争论。最初,有些人,例如李希霍芬那个为了他自己的目的,在中国前后搞了三十多年地质工作的德国人,把太原系以下相当厚的石灰岩建造,用西北欧典型地区例如英国的标准来硬套,称为煤炭石灰岩,意味着这些石灰岩和英国的早石炭世石灰岩相当的。现在大家都知道,实际上这些石灰岩是属于奥陶纪的。所以,这些石灰岩以上的太原系,就被认为是石炭纪的沉积物。葛利普起初也认为太原系是早石炭世的建造。

在太原系中,当时发现的化石并不多。后来,在许多地点出露的太原系海相地层中,找到了丰富的微体古生物群,特别是瓣科;在其中的陆相地层中,例如在“唐山煤系”中,也找到一些植物化石。因此,关于太原系时代问题的争论,就更加纷乱。有的人认为是属于晚石炭世的,有的甚至认为是属于早二迭世的,诸如此类。

到 1924 年,从莫斯科盆地中典型的中石炭统地区,取得了大量的瓣科标本和若干腕足类标本。经过详细的比较和鉴定,证明了莫斯科系中的海相生物群和太原系下部海相地层中所含的生物群,有密切的联系。根据这一发现,我们就把太原系分为上下两段:下一段

* 本文系李四光同志 1965 年 10 月 26 日在地质力学研究所举办的第三期地质力学进修班上的讲话稿。——编者

称为本溪系，划归中石炭统；上一段仍然称为太原系。这个发现，对北美石炭纪地层的划分，产生了相当重大的影响。因为在那里也和在西北欧一样，很久以来，石炭纪地层的划分，仅仅分为上下两部份建造。从此以后，在全世界范围内，至少可以说在北半球范围内，关于中石炭世海相地层的存在，逐步发现了更多的证据，也逐步被人们接受了。

在中国南部，晚古生代地层发育的情况，和北部很不相同。在南部，石炭纪和二迭纪的地层，海相占优势。这些海相地层的划分和年代的鉴定，也曾发生过相当激烈的争论。在那些石灰岩中所含的鲕科化石，对解决上述争论，起了很重要的作用。因为我们在中国南部的所谓黄龙灰岩、壶天灰岩等厚度颇大、岩质颇纯的海相地层中，发现了大量的鲕科化石，经过鉴定和比较，确定了这些海相地层，和中国北部的本溪系海相陆相交错的地层相当。同时，又在中国南部的所谓船山灰岩、栖霞灰岩、马平灰岩等厚度相当大、分布相当广泛的海相地层中，也发现了大量的鲕科化石，这些化石的某些种属，与中国北部狭义的太原系中所含的鲕科化石相同。这就证明了，中国南部这些占主要地位的晚石炭世和一部分石炭-二迭纪过渡的海相地层，与中国北部以陆相为主夹有若干海相地层的太原系，是同时代的产物。

那么，就发生了这样一个问题：当时海侵海退的现象，为什么有这样南北的差异？这个问题，牵涉到大陆局部升降运动和海面全面的升降运动，以及在低纬度和高纬度地区存在着海面差异运动等等可能性。问题是复杂的，很难一举得到解决。不过，经过对地球上其它地区，当时海侵海退现象，作了初步的比较，特别是对古生代以后大陆上海水进退规程的初步探索，就得到了一种假说。这就是：大陆上海水的进退，不完全象有名的奥地利地质学家苏士所提的那样，即海面的运动，或升或降，是具有全球性的，而是可能还有由赤道向两极又反过来由两极向赤道的方向性的运动。这个假说，又引起了一个问题，为什么海洋会发生这样具有方向性的运动？当时初步设想，这可能是由于地球自转速度在漫长的地质时代中反复发生了时快时慢的变化。这种设想，有没有点正确性，当然还存在着很多问题，不过，它对地质力学工作的开端，起了相当重要的启发作用。它的作用，在于提出了这样一个问题：即大陆运动，包括区域性的构造运动，是不是也会受到这种地球自转速度变化的影响呢？如果是的，如果构成大陆的岩石，受到了长期地应力活动的作用，它具有刚性塑性的话，那么，当大陆和海洋发生南北向的方向性运动以后，在大陆上，也应该留下相应的痕迹。人们有时说，地质力学不管沉积，这是不符合事实的。

在二十年代，关于大陆运动起源的问题，各个学派，甚至每个放眼世界的地质工作者，都提出了自己的看法。在这里不可能一一介绍，下面只能扼要地谈一下具有代表性的两大派意见：

传统学派，主张地球在她长期存在的过程中，由于逐渐失热或其它原因而收缩，以致海洋部分，特别是太平洋部分，显著地发生了沉降；而在大陆部分，总的趋向，也是朝着地心下降，但在局部地区，也可能发生相对的上升下降运动，因之发生了褶皱现象和各种断裂现象。这一派的看法，是以垂直运动为主的，局部的水平运动，是由于垂直运动而

引起的次生运动。

另一学派,是主张以水平运动为主的。他们在认识了均衡现象的基础上,认为主要由硅铝层构成的大陆,是浮在由硅镁层构成的基底上面;并且认为大陆能够在它的基底上面和由硅镁层构成的海底上面,发生水平的滑动;还认为大陆的各部分,也能够发生大规模的相对水平位移。

大陆在地球表层中,究竟能不能够象冰山在海洋中那样,自由地漂来漂去,是个问题。即使主张大陆是可以漂流的人们,要说到大陆究竟怎样漂流,各家各派,都有自己的看法。归纳起来,主要可以分为三派:

人们最注意的一派,是以魏格纳大陆起源说为代表。实际上,在魏格纳以前,早已有人提出大陆漂流说。不过,魏格纳的提法,比较全面,也比较系统,并且提出了比较多的证据来支持他的说法。其中显得比较突出的证据是:(1)在某些地质时代,地球表面上古气候带的巨大变化;(2)大西洋东西海岸线形状的相符性;(3)南北美大陆和欧非大陆上,特别是南美大陆和非洲大陆上,某些古生物群的密切联系;(4)南美洲和南非洲某些建造特点的相似性;(5)晚古生代南半球大陆,包括印度半岛在内的“冈瓦纳大陆”上冰川流动的方向,等等,都广泛地引起了人们的注意。

另一派,也和魏格纳大陆漂流说近似,其不同之点在于:约里提出了关于硅铝层岩石放射性作用和大陆表面形状的关系问题。约里摘取了构成硅铝层若干类型的岩石,来代表构成硅铝层的岩层,再根据那些有代表性的岩石的放射性矿物的含量,推算了硅铝层中,由于放射物质的自然爆裂,每年所产生的热量。据约里的意见,这个热量,有一部分在地球的表层以下存积起来。经过这样的考虑,他估计每2,500万—3,000万年内,大陆下部的岩层,例如玄武岩之类,就会被溶解。在大陆下部溶解了的状态下,由于月球的影响而产生的潮汐,就起了拖移大陆的作用。于是,大陆就搬家了,向海洋方向搬走;原来大陆的基底,就出露了,并且逐渐冷却了。这样,就形成一次大规模的地壳运动。至此,地壳大运动的一次轮回也就告终,新轮回就从此开始。

还有一派,认为地球内部不断发生对流,轻的物质向上,较重的物质向下,其结果,在某些地带把大陆拖开,使它们分裂,海洋从而侵入。在分裂的那一方面,大陆的海岸留下张裂的痕迹,例如北美海岸以至内陆和西欧海岸以至内陆,就遗留着由于这种拖动而被拉断了的古生代山脉。在另一方面,大陆碰到了海底较重和较硬的硅镁层的抗抵,而发生了大规模的挤压现象。由于这种挤压,就形成了大型的地槽,以及由地槽转变过来的巍巍山脉。南北美洲大陆西岸的科迪勒拉地槽和安第斯、科迪勒拉等巨大山脉,就是这样形成的。这种看法的后一部分——即南北美大陆的东部和欧非大陆分裂;南北美大陆的西部向太平洋方面推挤,和上述两派的看法,基本上是相同的。

各式各样的大陆漂流说曾轰动一时,但在所谓正统学派的顽强抗拒下,逐渐搁浅了。近年来,由于古地磁工作的发展,又有活跃的趋势。

在各个学派纷争的影响下,1926年,《地球表面形象变迁的主因》一文就被提出来了。

这篇文章,在批判了一些传统学派的同时,根据大陆上大规模运动的方向,推论了那些运动起源于地球自转速度的变化,提出了“大陆车闸”自动控制地球自转速度的作用。这一套理论,不是没有一点实践的基础,但是,这样立论,大体上说,也和其他各派的学说一样,在方法论上存在着很大的缺点。主要的缺点在于:用的资料不够广泛、不够细致、不够落实,而是片面地抓住一些事实,或者若干现象,参考一些第二手资料,就急急忙忙地提出大的理论来。实际上,这些所谓理论,是很低级的,也是很粗糙的。它们所依靠的证据,往往可以这样解释,也可以那样解释,不够严格,也不够严密。这是一个很深刻的教训,同时也积累了一些粗略而不是没有益的经验,特别是让我们对大块大陆运动的方向性有所认识。这是地质力学发展过程中的第一个阶段。

地质力学发展过程的第二阶段,不是从结束了第一阶段才开始的,而是在第一阶段的后期,已经开始了一些零星的工作。那些工作,主要是针对着区域性构造现象之间的相互关系。必须说明,这里所说的构造现象,是指大型、小型、单式、复式的褶皱和各种断裂而言。这些形变现象,是当地地壳运动的陈迹,是实实在在的东西。所以,要了解当地所经过的地壳运动的程式,就必须对它们各自的本质、形成的过程和它们彼此之间可能存在的联系有所认识。这样来看问题,就和在第一阶段中,只注重大块大陆的运动,根本有所不同了。

对构造现象本质的探索,是从认识一些个别的和特殊的现象开始的。起初,见到乌拉尔那样褶皱强烈的山脉,在东西两面的广大平原之间突起,好象一条长蛇,南北蜿蜒,这不能不说是欧亚大陆中一个突出的奇异现象。为什么有这样一条山脉?光说它是由一个南北向地槽在迴返阶段中转变而成的,这只是把问题向后推了一步,并不能满意地回答,为什么在欧亚大陆之间,曾经存在着那样一个地槽。大家知道,乌拉尔主要是在晚古生代经过一次巨大的构造运动而形成的一条山脉,很难设想,它是孤立的。实际上,在它的东西两面的广大平原——所谓俄罗斯地台和西伯利亚地台以南,还存在着相当复杂的一套弧形山脉:西边从高加索以西,东边到阿尔泰山系,都是属于被这套弧形山脉所穿插的地带。当时知道,这些弧形山脉之中,有些是大致和乌拉尔同时产生的。虽然它们之间的距离相隔很远,走向也不同,但它们之间是不是有成生的联系呢?这个具体问题的提出,实际上,是认识山字型构造的开端,也是认识构造体系的萌芽。光靠当时所掌握的事实,当然,还不能作出任何结论。这里谈这些经过,主要的目的,不在于这个设想正确不正确,而是想揭露当时如何冒着很大的危险,打开一条思路,到实践中去,认真的检验,这种构造型式或构造体系的概念,究竟行不行得通。

1928年前后,在南京、镇江一带,初次发现了宁镇山脉这个大致东西向的弧形构造。它的弧顶位于镇江一带,向北凸出。在它的南面相当辽阔的平原中,出现一条茅山山脉。这条山脉的伸展方向,是大致南北的,它和宁镇山脉一起形成了一个构造体系。这个构造体系的特点,基本上和乌拉尔山脉及其以南的复杂的弧形山系所形成的构造体系相符合,不过具体而微,方位相反罢了。到这时候,对山字型构造体系的认识,就进了一步,但还不够落

实,还需要扩大范围,在野外进行大量的观测工作,看看是否在我国境内还存在这种类型的构造体系。当时为了方便工作,暂把这个构造体系的南北向的组成部分,称为山字型构造的脊柱,它前面的弧形构造带,称为前弧。

宁镇山脉——茅山这个山字型构造和横跨欧亚大陆的那个山字型构造,不仅是规模相差很大,前弧凸出的方向相反,而且还有许多不同之点。这里就引起了一个问题:宁镇山脉——茅山山字型构造究竟是自成一个独特体系,还是另一个构造体系的组成部分?只有通过更广泛的实践,才能解决这个问题。

同年,在广西台地(那时不叫地台)东南西三面也发现了由复式褶皱构成的弧形山脉体系。它的弧顶位于宾阳县城东南,东翼以镇龙山——瑶山大背斜为主体,经贵县、武宣、象县与修仁等县,再走荔浦,灌阳,抵达零陵与道县之间的紫荆山地块;西翼以大明山背斜为主体,经上林、隆山、都安等县,继之循都阳山背斜,往西北进入贵州境内。当时设想,这可能是一个山字型构造的前弧。当年参加工作的同事们,满以为在柳州附近应该见到它的南北向脊柱,但是,事实不是这样。经过半年以后,这些同事们,在广西北部工作,才发现了古老变质岩层构成南北延长的强烈褶皱带,确定了构成广西山字型体系的脊柱。

此外,还发现了淮阳山脉也是一个弧形构造。它的弧顶位于湖北黄梅、广济之间。它的北面就是一般称为淮阳地盾的地区。地盾的概念,阻挡了淮阳弧可能是一个山字型构造前弧的设想,也阻挡了我们认识宁镇山脉和淮阳弧的联系。在此,从地盾、地台等等观点来分析地质构造,和从构造体系观点来分析地质构造,就发生了严重的分歧。淮阳山字型构造问题,直到解放以后,才算得到了解决。

在二十年代的末期,除肯定了几个山字型构造的存在以外,还发现了其它一些不同类型的构造体系。对这些不同类型构造体系的认识,模拟试验,起了一定的作用。就当时所认识的构造类型和它们分布的范围、规律以及它们在地壳运动问题上的含义,在1929年作了一次总结。这个总结,概括了不同类型构造的特殊本质,明确了构造体系的概念,测定了和每一类型构造体系有关地区的构造运动的方向和方式,推断了大陆和海洋运动的主因。这样,就为地质力学初步打下了基础。

三十年代到四十年代初期,是地质力学在上述基础上有所进展的时期。也是以构造体系这个概念为指导,继续地向着尚未研究过的或者尚未深入地研究过的各种具体的构造类型进行研究,找出它们各自独特的本质,修改、补充和丰富构造体系这个概念的时期。在这个时期,地质力学才开始走上了自己的道路。在地质学的领域中,逐步扩大了自己活动的范围,在越来越多的地区,发现了许多构造体系的定型性、定位性、定时性和在同一地区它们之间互相交错、部分重叠的关系,亦即复合的关系。

在企图进一步摸清那些构造体系特点的过程中,发现了东西构造带明显地与其它构造体系有所不同。因为它们的规模是宏伟的,结构是复杂的,并且看来它们都反复经过强烈的构造运动,影响地壳的深部。关于其它一些构造体系,在我国境内,当时显得最突出的,有华夏系和新华夏系构造。前者走向东北-西南,后者走向北北东-南南西,包括大幅

度的挠曲和小型雁行排列的多字型褶皱或断裂。此外,还有规模不等的山字型构造,它们的特点在于:前弧一般向南凸出。这些不同类型的构造体系,往往显示它们对矿产分布的控制作用。例如在东西带中,有时出现某些重型矿体;在新华夏系的拗褶地带,具有沉积某种矿产资源的条件;某些煤田分布的范围也往往受山字型构造的控制,等等。

到了这个阶段,地质力学已经不能停留在光是描述构造体系的特点上了,上述的那些构造类型都要求它对它们的起源,提出合理的解释。例如多字型构造显然反映力偶的作用;山字型构造通过模拟实验和初步理论的分析,它的特征可以和平板梁在水平面上受到弯曲而发生的形变相比拟,诸如此类。其它类型的构造型式也都要求说明,在有关的地块中,地应力活动的方式。这就提出了一系列有关岩石力学性质的问题。根据野外的观测,岩层和岩块在受到地应力的作用下,有时表现弹性的反应,也有时表现程度不等的塑性反应。究竟是什么条件决定了同样的岩体显示这种不同的反应呢?在这里,地质力学就不得不进入弹性和非弹性力学的领域。这样,又进一步引起了一系列复杂的理论问题。要解决这些问题,很清楚,需要从事实验工作,也需要从实验中所获得的资料和实际的构造现象结合起来,从事岩石在自然界的力学性质和应力场的分析。

明确了上述地质力学工作的方向以后,在四十年代的初期,地质力学这个名称才被正式提出来了。

解放以前,在帝国主义、封建主义和官僚资本主义这三座大山的长期压迫下,地质力学的发展和其他科学一样,是很难进展的。

解放以后,在党和毛主席的英明领导下,在优越的社会主义制度下,在党的“百花齐放、百家争鸣”的方针指导下,地质力学也和其它科学一样,获得了新的生命力。1956年在地质部成立了地质力学研究室,1960年又改为地质力学研究所。从此,地质力学的研究工作,引起了广大地质工作者的注意,并且获得了迅速的发展。特别是近几年来,遵照党的教导,地质力学研究工作在同生产实践相结合、为生产服务的过程中,不但解决了不少生产实际问题,为社会主义建设作出了一些贡献。同时,在实践的过程中,又获得了大量的资料,证明了初步建立起来的构造体系这个地质力学的基本概念,是完全正确的。并且进一步把构造体系这个概念,落实到三大构造类型——即东西向构造带、南北向构造带和各种扭动构造型式,以及每一类型共同的构造形态特征和它们独特的构造型式。现在看来,地质力学的领域是辽阔的,土地是肥沃的,大有开发的远景。

二、地质力学当前的任务和它面临的问题

从上面所谈的经过来看,地质力学可以说是在我国土地上生长起来的一门科学。在国外也有一些和它近似的学科名称:例如构造物理学、土力学、岩石力学、地力学(也可以译为地质力学)等等,可是我们的地质力学和它们根本有所不同。在党的自力更生、奋发图强的伟大号召下,我们应该树立革命的雄心壮志,鼓足干劲,刻苦钻研,在我们的地质事

业中,在地质科学中,让它不断地作出自己的贡献。

当前,我国社会主义建设事业的某些方面给地质力学提出的任务,是很重要的,也是很迫切的。要完成那些任务,首先必须无产阶级政治挂帅。毛主席一再教导我们, **政治是统帅,是灵魂**。自然科学工作者研究问题总是在一定的世界观和方法论支配下进行的,正确的世界观和方法论,为科学研究提供了正确的方向和方法。我们应该按照党的教导,既要有红的思想作指导,又要有过硬的科学技术本领作为为无产阶级政治服务的物质基础。只有无产阶级政治挂帅,促进思想革命,才能有好的指导思想去保证发挥个人的专长,保证科学技术的发展。什么叫无产阶级政治挂帅?简单的说就是认真刻苦地学习毛主席著作,用毛泽东思想挂帅,从学习毛主席著作中,发现自己的问题,解决自己的问题。

地质力学当前的任务是艰巨的,牵涉的问题是复杂的。这些问题,有的在它现今的水平上,只要我们推广运用,就可以解决;有的还需要经过长期的钻研探索,才能希望得到解决。总起来,可以归纳为三条:

(一) 加强构造体系的调查研究,为指导找矿和解决某些水文工程地质问题提供依据

构造体系这个概念是怎样得来的呢?从上面所谈的经过看来,它不是由凭空设想得来的,而是总结各种构造类型,特别是扭动构造型式的规律性和普遍性而产生的。构造体系是个抽象的概念,这一种或那一种类型的构造体系和一个一个具有独特形态的构造型式,才是具体的东西。没有那些客观存在的东西,构造体系的概念是无根据的,是主观臆造的,是不能成立的。

对一个构造类型的认识,总要有一段实践的过程,就是说,要依靠不断总结广泛而又细致的野外工作。认识总是有个程度问题,正确的认识往往不是一举成功的。不但一个新型构造类型的发现,往往免不掉要走些弯路,连确定了属于一个既知型式的构造类型,也有时要通过反复实践,才能确实地认清它的主要特点,即使认清了它的主要特点,那也不等于说彻底地认识了它,完完全全掌握了它的一切特点。

各种类型构造体系的规律性,往往为我们野外工作,提供很大的方便。最大的方便,是你如若见到了一个属于某一类型构造体系的某一部分的特点,你就可以预见在某些地区或地带会有一定形式的构造现象——有时称为构造形迹出现。这种预见性,不但对我们野外工作起指导作用,同时对验证那种构造类型的存在,也具有重要的意义。预见不是百发百中的。经验告诉我们,有时我们根据一个构造体系某一部分的构造特征,就预言在某些地区会有某些构造现象出现,等到了那些指定的地区去寻找那些预见的构造现象,它们却不见了,或者根本就不存在。在这种情况下,我们不用怪预见不灵,规律不对,而要怪我们过早地根据某些局部构造现象,对全部构造体系作了结论。这是失败的教训。通过这样的教训,我们更能够了解为什么要通过实践、认识、再实践的过程,才能达到比较正确

的认识,才能最后鉴定某一个构造体系的类型。

是不是根据局部构造现象所作出的关于构造体系的错误判断,全是徒劳无益的呢?不是的。它是第一阶段认识过程的初步总结,它不一定正确,但它可能指引我们朝着认识一个新型构造体系的方向前进。只有通过实践,我们的眼界扩大了,我们的经验也丰富了,我们无需为此而感到悲观失望。

一个构造体系的建立,不能草率行事。根据几群构造单元组合体的共同特点和它们的排列方位等等,可以试图建立一个独特的构造体系,但这只能作为认识一个独特的构造体系的第一阶段。在这第一阶段认识的基础上,还需要通过更广泛的实践,才能把一个构造体系确定下来。举个例子:在西北地区存在一些多字型构造,它们曾经被总称为河西系,多少与中国东部普遍发育的新华夏系成对称的形势。这个河西系,究竟能不能成立,还需要作大量的工作。

鉴定一个新型的构造类型,要求就更加严格了。几十年来,特别是建国以来,由于党的支持和地质工作者的共同努力,我们累积了一些经验,基本上肯定了若干重要类型构造体系的普遍存在。但是对它们的认识,并非处处达到了严格的要求。还需要对各个类型的组成成分和组合形式等等特点,作更详尽的调查研究。如扭性断裂和张性断裂,在野外怎样有把握地区别开来,还需要找出可靠的标准;还需要解决在同一地区发育的每一对扭断裂的配套和转弯问题;还需要在全国范围内,乃至全球范围内,明确那些既知类型的构造体系,在不同地区和不同地质时代的分布情况以及它们之间的复合关系;还需要注意寻找新的、独特的构造类型,诸如此类问题还多,即使在现在的水平上,还需要作大量的工作。

为什么要这样严格、这样广泛、这样深入地去追求构造类型的特点、发生和发育的时代以及它们之间的复合关系呢?有两条主要的理由:(1)它们最确实可靠地反映地壳运动的规程;(2)它们在许多场合指明找矿和解决某些重大水文工程地质问题的方向。例如在一个构造体系中,断裂系统的分布规律和它们各个组成成分的封闭性或张裂性,对解决矿体勘探设计、煤矿坑道设计、储油构造的详查和开发以及其它与水文工程有关的地质问题,往往具有决定性的意义。第一条在另外一些地方谈过一些,以后如有机会再谈。第二条是联系生产实践的问题。人们不禁要问,地质力学对解决生产问题,究竟有什么用处?我想,最好是让实际工作来回答这个问题。江西908队在这一方面的工作做得很出色。近两年来,他们运用了构造体系分析的方法,结合实际情况,终于发现了一条比较合适的道路,找到了许多矿点,并且在某些点找到盲矿体,探明了可观的储量。贵州某处,在新华夏系构造带中,S型和帚状断裂转弯处,发现了十多条富集的汞矿带。吉林某地找金矿未能完成年度任务,后来据说“运用了地质力学方法”,仅在一处,就找到了纯黄金十余吨。青海共和县东南龙羊峡地区的构造型式分析,对建设一个大型水库,提供了基建设计必需的资料。广东新丰江地震问题,几年来,把摸清当地断裂系统的工作和微量位移以及地应力测量和地震仪观测工作结合起来,对当地地震的起因和规律,发现了一些苗头。现在我们在这点经验的基础上,向内地又投入了大批力量,开展了地震地质工作,为内地基建工作开辟道路。

所有这些艰难的工作,都有我们进修班的同志参加,他们和其他同志一道,为完成国家给予的生产任务,贡献出自己的力量,并且还在继续作出贡献,这是使我们感到十分兴奋的。

(二) 结合有关专业,多方面进行探索,扩大和 巩固地质力学的基础

上面提出的任务,主要涉及野外工作。我们要从实际出发,这是对的。野外是个汪洋大海,野外层出不穷的现象,归根到底,是我们向大自然作斗争的对象,那里充满着我们认识自然的泉源。可是,从我们的工作方法来原因,野外观测毕竟只是工作方法的一个重要方面,我们还需要使用各种手段,运用近代科学技术中可以使用得上的各种方法,来解决实际问题和理论问题。

“应力矿物”的研究,是一种与地质力学有关的专业。这一方面的研究,与变质岩带的研究很接近,但研究的方法和目的不完全相同。如何把应力矿物的研究和结构面性质的鉴定工作联系起来;是不是有些变质岩带或构造岩带也形成定型的构造型式,值得作进一步的探索。

“绝对”年龄鉴定,作为一个专业,已经广泛地被承认了。在地质力学工作中,为什么也要搞“绝对”年龄鉴定,却不是尽人皆知的。我们搞“绝对”年龄鉴定的主要目的,在于确定一个构造体系组成部份之间的成生联系。在某些地区,一个构造体系的许多组成部分,往往穿插到时代大不相同的岩层、岩体中。在那种情况下,你怎么知道它们属于同一体系?例如对于一个山字型构造的前弧和脊柱的认识,经常遭遇着这种困难。如若用来作鉴定年龄的矿物标本,选择得当,问题是不难解决的。

岩组分析,对于岩块内部某些矿物组合条理的辨识,是长久以来行之有效的方法。那种条理,除了由沉积和热影响所产生的以外,都是过去应力活动在岩石中留下来的陈迹。这正是地质力学所追求的东西。如何在适当的地点,适当的选择标本,来帮助构造体系的分析,还需要下一番功夫。

模拟实验,虽然不能称为一种专业,但从事这种实验,需要一定的经验,在技术和艺术方面,也有一定的要求。有些人过于轻视它,甚至菲薄它,也有些人过于倚重它,这两种看待都不切合实际。当然,很容易理解,从模拟实验中所得到的东西,例如一种构造型式,和自然界的东两不是等同的。可是,经验告诉我们,从一块泥巴、一块柏油或者甚至浓度很大的乳胶等物质,经受了一定的应力作用而产生的形变,或者从一块塑料在应力作用下,它的光弹性所反映的变化,在我们认识许多构造型式或构造运动的过程中,确实起了相当重要的启发和辅助作用。在这里需要强调一下,我们从来不把构造型式的鉴定,落实在模型上,而是要求落实在岩块或地块中出现的构造体系上。如若把模拟实验和应力场的分析工作结合起来,就更有意义了。

岩石试验,是了解岩石的力学性质,并且取得数据的手段。目前,我们还无法对广大的

地区,用各种方式加力,象模拟实验那样,来进行综合性的实验。但是,我们可以用人为的方法,模拟岩石在自然界中存在的条件,对岩石试件加力,来检验它在结构上发生的变化。这种选择适当的岩石试件,在不同温度、不同围压的条件下,从事实验的工作,已经行之已久,而且就若干类型的岩石试件,取得了一些数据,例如有关它们屈服强度、破坏强度、弹性形变的限度、非弹性形变的程度、应力作用对它的电阻和传波速率的变化、浸透在岩石试件中的各种液质(如水或原油)对它的强度的影响、传热率和温差梯度在应力作用下的改变等等,在不同程度上,反映了岩石的力学性质。但是,必须指出,试件毕竟是试件,试件对应力的反应,与自然界存在的岩石对应力的反应,不一定是等同的。怎样把实验室中从试件得到的数据,搬到自然界中去应用,是个相当复杂的问题。这个问题,直到现在,还没有完全解决。

岩层中的流变现象,很明显,是岩石在地应力场中非弹性的表现。一般地质工作者,对这种现象的认识,没有问题,或者很少问题。问题在于在什么条件下,自然界的岩石发生了流变。很容易理解,高温和高压是促使岩石发生流变的重要因素。但在某种情况下,如在小型冰川的底下,温度肯定不高,压力也很可能不超过某些砾石的屈服强度,可是那里的岩石,也往往呈现流变的现象。这就迫使我们考虑到,应力,那怕微弱的应力,在它对岩石长期作用的过程中,时间可能是导致流变发生的主要因素。这是一种揣测,也有人作了一些蠕变的实验,证明了在一定的范围以内,各种材料,包括岩石,蠕变是千真万确的事实,不过各种物质的蠕变限度不等,就岩石来说,初期的蠕变——有人称为一时的蠕变——是比较显著的,它有一定的限度,至于长期的蠕变,无限度的蠕变,究竟怎样?我们现在还没有掌握实验的资料,这一方面的实验工作,还有待发展,困难有待于克服。

古地磁的工作,在国外,绝大部分是利用某一地层时代的岩层或岩体的磁性南北向与现今当地地理上南北向的差异,来推断大陆作为一个整块转移的方向;也有时利用岩层中古地磁方向的转变,来验证有关岩层的对比。这些方法是可以使用的。但是,既然认定整块大陆的转动和移动,可以由岩石磁性反映出来,那么,又怎么可以忽视,在一个地区,在扭动构造体系发生以前,各个岩带的地磁方位,在扭动以后,会发生转变的可能呢?正是这种可能性,是地质力学需要寻找的标志。地磁的变化,是极为复杂的现象,片面地利用某种关系,就对大陆块或其中一部分的运动作出结论,是不保险的。

大陆运动和海洋运动,是应该在地壳运动问题中相提并论的两个方面,也是不可分割的两个方面。但是,这两个方面的问题,从现象论来说,是各不相同的。因此,首先需要采取不同的方法来分别处理,然后再把分别处理的结果联系起来,找出这两种运动在实质上的统一性。

对处理海洋运动问题来说,我们可以采取两种不同的方法:一种方法是对海底的地貌进行考察。例如在广阔的太平洋中,已经发现了许多被割切而形成的平顶火山锥,名叫盖约特,它们的平顶今天沉没在海面以下 700—2,000 多米不等。在太平洋的沿岸,尤其是在太平洋西岸一带,也就是亚洲大陆东部边缘的海中,曾经发现了许多古河床,它们今天沉

没在海面以下 540—720 米、1,300—1,500 米、2,000 米以上的不同深度。另一种方法是对大陆上各个地质时代海侵海退的范围和规模进行调查研究。这种调查研究工作,主要要依靠古生物学方面提供化石分带的资料。化石分带的问题,也就是地层分带的问题。根据过去的经验,这方面的问题是比较容易引起争论而不容易得到大家一致的结论的。

但是,在我们的国家里,有条件进行这方面的工作,并很有可能得出不可动摇的结论。例如在华南地区,晚古生代时期,有过相当广泛的海水进退运动,同时也有过强烈的构造运动。我们需要特别注意一场强烈地壳运动前后所产生的海相地层,并进行详尽的分带工作,才能证实当时的海侵海退现象究竟是否和地球上其它低纬度地区海侵海退的现象相符合,是否显示一定的规律性。华南石炭纪和二迭纪地层,对开展这一方面的工作,看来是可以考虑的对象。

关于大陆运动是否具有相应的规律性的问题,我们可以从构造体系排列的方位出发,再根据岩石力学性质、构造应力场的分析以及构造位移的测定,我们就能够比较正确地得出关于大陆上区域性运动乃至大陆整块运动的主要规律。根据已经获得的事实,这条规律是:大陆整块的运动和区域性或局部性的构造运动,一般都具有向西和向赤道方面推动的方向性,各种型式的扭动构造体系,也可以归纳到这两个方向的运动,它们是在不同的地区、不同的环境下所产生的变种。

如果通过更广泛的实践,进一步加深了我们对于东西向(纬向)构造带、南北向(经向)构造带和各种扭动构造型式等三大类型构造体系的方向性的认识,你就很难否定,大陆运动和区域性的构造运动与地球自转轴在方位上的联系。这种联系,不是偶然的,而是必然的。推动这些运动的主力是从哪里来的?对这个问题,还存在着意见的分歧。地质力学认为,巨大的而又集中的和一些分散的纬向、经向构造带以及大批山字型构造,都明确地显示,产生这些构造体系的动力,起源于地球自转速度的变化。关于这一点,以前已经反复有所论述,在此无需多谈。

海洋运动,对地球自转速度的变化,无疑,更为敏感。在地球自转速度加快时,全球的海面,应该相应变得更扁,就是说,两极方面,海面下降,低纬度方面,海面上升。这种海面分异运动,可能持续到大陆运动和区域性构造运动将要达到高峰的阶段。到大陆运动和区域性构造运动达到了高峰的时候和在此以后,由于大陆整块滑动而发生了“煞车”的作用,以致一部分能量消失,她的角速度就不能不变小,因此,全球海面的扁度,也就不能不相应地变小。就是说,这时候两极方面的海面相对上升,低纬度方面,海面相应下降。当然,由于大陆上区域性的升降运动而产生的局部海侵海退现象,不在此列。这种海洋运动与大陆运动和构造运动的关系,应该对上述构造运动起源论,提出有效的验证。

为什么地球自转速度会发生变化?在这个问题上,人们的意见分歧,就更多也更大了。但是,地球自转速度可能发生变化这一点,各学派都很难否认。

大家知道,地球是个尚待开发的巨大热库,它的表层地温梯度平均每百米 3°C 上下,实际上,有些地方比这个数字大得多,有些地方比较小。是什么原因使局部地温发生异常

呢？在此简单地谈一下。局部岩体的传热系数、局部构造的特征、局部地应力的活动、局部岩层中所含的可燃性物质的影响、深部温度较高的水和气局部上升，对周围岩石的影响，等等，都值得根据实际情况，进行探索，有可能在生产实践方面加以利用。因此，我们地质力学工作者，不应该忽视局部地热异常的问题。

不管局部地热异常的原因是什么，总起来看，谁都不能否认，越到地球深部温度就越高。存在于太空中的这样一个热体，就不可避免地要失掉她的热能。但是，我们知道，地球表层岩石中含有大量放射性元素，在硅铝层中，钾、钍、铀之类，尤其普遍。因此，有些人认为，地球的体温，不是在下降，而是在上升；她的体积，不是在缩小，而是在胀大。这种看法，对地球自转速度变化的推论有很重要的关系。由于我们对地球中所含放射性物质的总量，甚至连对它们在地壳表层分布规律的无知，所以光从放射性物质发热的论点，我们很难断定地球究竟是在长期收缩的过程中，一次又一次经过膨胀的阶段，还是一直不断地在收缩呢？或者相反。

如若你根据上述传统的看法，主张地球冷缩说，那么，它的体积缩小，质量必然更集中，惯性动量必然减少，自转速度就必然加快；如若你主张海洋部分陷落，也会发生同样的后果；如若你主张地球内部物质不断发生分异运动，也会发生同样的后果；如若你相信地球内部发生对流，那么，当轻重不等的物质自下而上和自上而下对流的时候，它的惯性动量也不可避免地要发生变化，因而它的自转速度，也不能不发生变化；即使你主张地球膨胀说，那么，胀大了的地球惯性动量不能不加大，它的自转速度就不能不变小。这是考虑地球内部可能发生的变动，对它自转速度的影响。

还有作为一个行星的地球，它的运动，也显然不能脱离外界的影响。对它影响最显著的是离它最近的月球。大家知道，通过潮汐作用，月球只能使地球的自转速度变慢，而不能使它变快。虽然这种使她自转变慢的影响不大，但如若在地球长期存在的过程中，它继续不断地变慢，没有其它因素使它变快，它是不是会接近于停止自转？至少，在地质时代，从它的表面构造形态的变化规律、动植物群的生活状态以及冰期反复发现等等事实，还找不着它的自转速度一直变慢的征象。

斯托瓦斯所搜集的大量资料表明，第四纪以来‘除了个别地区以外，极圈的海面下降、近赤道地区海面上升。这样广泛的海洋分异运动，不象是由于局部地区升降而产生的结果，而是反映了我们现在正处在地球自转速度变快的时期。月球现在正在缓慢地离开地球，这也显示地球自转速度在加快。有人认为月球是从太平洋方面飞出去的，甚至说是白垩纪时代飞出去的。这种说法，未免走到极端，看来是不符合事实的。有史以来，地球各处陆续发生了极为强烈的地震，也说明许多构造体系，还继续处在活动的状态，因此，地应力测量、地震地质的工作，特别具有重要意义。

(三) 争取广大的野外地质工作者就地检验地质力学的某些概念和工作方法,并加以改进

地质力学是一门边缘科学,它的一条腿站在地质学方面;另一条腿站在力学方面。反映地壳运动的一切现象,是它考察和研究的对象。由于地壳运动而产生的一切现象,包括构造体系的规律、海洋运动的陈迹等等,是实际的东西,从地质力学整体来看,关于这些东西的知识,是它主要的内容。按照认识运动的过程来看,我们必须把那些对于客观存在的感性知识,在主观方面加工,精炼出理性的知识。这就需要力学出来帮助,否则地质力学只能停留在描述现象的阶段,而很难揭穿那些现象发生的内在因素。这两条腿在地质力学的领域中,各自所占的范围,虽然有大有小,但它们之间的联系是密切的。大家知道,理论是实践的总结,它又转过来指导实践。我们用力学方法来搞点理论,不是为了别的,而是为了更深入地、更精确地认识地壳运动现象,更准确地掌握它的规律,从而让我们有可能站在我们的工作岗位上,为三大革命运动,作出更有效的贡献。那种为理论而搞理论的做法,是空洞的,无所归宿的,即使你竭尽思虑去搞,终究也是行不通的,要是结合实际去搞,那就大有可为了。

建国以来,我国地质事业的发展,一日千里。地质力学这个学科也相应地得到了迅速的发展。但是,我们工作的进展还远远地落后于需要。为什么进展这样慢呢?有几条很明显的理由:第一、在我们这个号称地质力学研究所的机构里,工作做得不够,还不能够真正起到样板的作用;第二、地质力学可以说是一门土生的科学。过去,人们对土东西总有点不大瞧得起,搞土东西的人们,也不是经常能够充分发扬自力更生的精神;第三、由于面临着上面所说的情形,我们往往倾向于关起门来自己搞工作,即使有点心得也不大愿意向别人介绍。就是说,我们工作中有脱离群众的倾向;第四、有些搞地质力学工作的同志们,对于自己的工作在生产实践方面可能发挥的作用估计不足,尤其是没有尽最大的努力,主动地同有关的生产单位密切结合起来,有效地解决生产实际问题;第五、有些同志错误地认为自己的数理基础比较差,缺乏搞地质力学的基础,即使去硬搞,也不会有什么前途,不如不搞。

现在,伟大的革命化运动,正在深入地开展。上述的一些问题,有的不存在,有的正处在逐步克服的过程中。今后,你们,和其他各方面从事地质力学的同志们,一定会把地质力学更广泛地带到群众中去,更深入地带到实践中去,更密切地和生产联系起来,更好地为生产服务。当你们回到自己原来的工作岗位的时候,应当依靠组织,是否可以划出一部分业务学习的时间来,邀集一部分同业的同志,在自愿的基础上,组成地质力学研究小组,结合本单位生产实践的经验或教学的经验,对地质力学的一些基本概念和工作方法,加以讨论、检验和改进。让广大的地质工作者和即将参加地质工作的青年同志们,对地质力学中若干基本概念和行之有效的部分,有所了解,有所认识。当我们向广大的地质工作者介绍

我们自己的经验或自由探讨问题的时候，我们必须不骄不馁，牢牢地记着毛主席的教导“这里是两条原则：一条是群众的实际上的需要，而不是我们脑子里头幻想出来的需要一条是群众的自愿，由群众自己下决心，而不是由我们代替群众下决心。”让我们更高地举起毛泽东思想伟大红旗，谦虚谨慎，并肩前进。