

国外地质科技资料选集

第十九集

19

地质矿产部南京地质矿产科学研究所

1981年12月 南京

国外地质科技资料选集目录

(第十九集)

印度-欧亚板块碰撞对中国东部区域构造的影响

———滑移线场理论在大陆构造上的应用……………(1)

元古代横推构造：从委内瑞拉和非洲获得的古地磁证据……………(7)

大洋壳形成过程中多阶段熔融的作用……………(17)

金刚石和金刚石包体……………(24)

原生火山矿床……………(28)

赤道大西洋中脊铜铁硫化物的成矿作用……………(39)

论阿尔泰铁矿床的含矿喷发岩和含矿凝灰岩……………(50)

美国卡林细粒金矿床……………(59)

碎屑熔岩……………(63)

KT-3型卡珀计及其在日本一些火山岩测量上的应用……………(68)

用构造序列对比不列颠群岛西北部前寒武纪片麻岩……………(73)

印度—欧亚板块碰撞对中国东部 区域构造的影响

——滑移线场理论在大陆构造上的应用

P. 莫纳 P. 塔蓬尼

摘 要

中国北东部的活动性构造是以走向滑动断层和正断层占优势，北北东走向的断层是右移的，北西西走向的断层是左移的，同时近北北西方向的面是张性的。然而，中国东南部是相对稳定的。我们以印度—欧亚板块的碰撞来解释中国北东部的变形形式以及中国东南部的稳定性，并推测越过西太平洋岛弧传递的挤压应力相对很弱。中国东部的应力场与变形和印度—欧亚板块的碰撞之间的关系类似于在被侧向围限的刚性介质内嵌进一个刚性凸模（印度）。

概 述

在过去十年间，几个破坏性地震使人们把注意力集中到中国北东部。该地区的构造与常见逆冲断层和高山的中国中部和西部形成明显的对照（图1）。中国北东部以走滑断层和正断层占优势，其地形以被限制在上升地块间的巨大地堑与洼地为特征（图1，2）。从七次地震的断面解析，（包括1976年7月27日唐山地震），显示出主要走滑断层的滑移方向为：北北东向的断面是右移的，北西西向的断面是左移的（图3；表1）。对于这个规律的唯一已知的例外是唐山地震最大的一次余震，它是以正断层为特征的，但它的T轴未明确确定下来（图3）。山西地堑显然是由北北西向的引张而形成的，它的形成看来还包含一个南北走向面上的右移分力。山西地堑的北部和南部、主要的北西西向走滑断层可以在陆地卫星（LANDSAT）照片上清楚地辨认出来，我们推测它们是左移的。

虽然鄂尔多斯高原是无震的，并被活动断层所围绕，然而在中国北东部大多数地方是找不出简单的板块边界（图2）。走滑断层发生在共轭面上；在1966年邢台地震群期间，在北北东向面上，余震分布与大地测量显示其发生了右移活动；反过来，1975年2月4日海城地震的余震分布与地表断层显示北西西向的断裂为左移活动。1976年唐山地震的余震的初始震中在北北东向面上显示为右移活动。

所有这些观察指出有一个受北北西向引张所控制的区域应力体系。更往北去及更往西去，就象那里的主要断层方位、喷砂丘和玄武岩流的分布所表示的，引张方位可能更

偏北西(图2)。

在历史上,虽然整个中国东南部也发生过地震,但其活动性比中国其他大多数稳定地区要小得多(图1)。在陆地卫星相片上,可清楚确定的近代构造特征是很不明显的,同时,曾经发生过的地震也是低级别的。

在另文章中,我们以印度—欧亚板块的碰撞来解释亚洲的构造活动性的起因,并认为亚洲的这种形变型式类似于一个平面刚塑性介质(欧亚大陆)被嵌进一个刚性凸模(印度)而产生的形变。我们在这里的目的是要把中国东部类似的形变和应力体系与其他简单的平面应变的塑性嵌入问题做更详细的比较。

平面应变的刚塑性介质中的滑移场

从平面应变以及无应变硬化的简单假设出发,当最大剪切应力达到限定值,也就是达到屈服应力(τ_y)时,就产生塑性流动。在一个完全是塑性的介质中,剪切应力等于或稍小于 τ_y ,而形变是单纯剪切的。当 $\tau = \tau_y$ 时,最大剪切应力的轨迹以 90° 角相交,在 45° 角时,所有边界不受剪切应力。滑移或剪切应变平行于这些轨迹发生,这种轨迹被称为滑移线。虽然剪切应力的大小沿着滑移线没有变化,当滑移线是弯曲的时候,平均(静力学的)应力以简单方式发生变化。

对塑性流动问题的完满解释需要详细说明每一点上的应力和速度。由于随一个变形的增量,边界改变了形状,边界条件也被改变了,所以比之各种其他问题来说,塑性流是一个很困难的问题。往往只是对形变开始阶段,才容易得到解释。同时,任一瞬间的压力和速度场是能够从该瞬间的边界条件来算出的,而不一定要知道形变的早期历史。据此,在研究亚洲构造中,为了说明现代应力场,我们不需要知道先前的构造历史。塑性流动的推论将与这个现代应力场相匹配。

白可芬(Bachofen, 1972), 希尔(Hill, 1950), 约翰逊等人(Johnson and others, 1970), 以及卡察诺夫(Kachanov, 1974)已经提出了详细的滑移场理论以及如何解决平面应变的刚塑性问题。其基本性质是:(1), 滑移线与无剪切应力边界之交角为 45° , (2), 在塑性区的任何地方, 最大剪切应力总是平行于滑移线, 等于 $\tau_y = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$, (3), 以 $d\sigma_n = 2\tau_y d\Phi$ 所给定的简单方式, 平均应力 $[\sigma_n = (\sigma_1 + \sigma_2)/2]$ 是沿着滑移线变化的, 式中 $d\Phi$ 是沿滑移线变化的角度, 若 $d\Phi$ 为正值, 对 α 线来说是顺时针旋转(即右移), 对 β 线来说旋转是反时针的(即左移)。于是, 假使能找到一个滑移场, 标定它的屈服应力和在塑性区边界上的一个主要应力就可以完全说明该塑性区的应力场。因为滑移线可以是不连续的流线, 所以滑移场的确定就限定了可能的速度场。确定那一个滑移线是活动的和确定完整的速度场要求有速度边界条件的资料。并非所有问题都可以用这种方式提出, 人们常常不能孤立地处理速度场和应力场; 然而, 在本文感兴趣的一些简单问题中, 这样一种解剖是可能的。

滑移场理论与亚洲构造

我们于1976年已经试着论证亚洲构造与平面应变塑性流动的相似性。我们把亚洲各

处的形变,包括缅甸弧与贝加尔裂谷带,与不同边界条件下各种塑性平面嵌入问题相比较。在所有这些例子中,刚塑性介质在无限距离上侧向延伸。在这里我们考虑的是该刚塑性介质在侧向上是有限的(图4)。

在洋区,(刚性)板块构造是一个十分好的接近现象;但滑移场的推论好像只能在大陆区内应用于较大范围。板块的边界大体上可代表刚塑性介质的边界,我们即把它们利用作边界条件。在岛弧区,一个板块在另一板块之下消减,巨大压缩应力并没有横越穿大多数岛弧而传播。广泛出现的内弧扩张支持了这个论点。因此,我们设想在西太平洋岛弧上的水平压缩应力比之维持使西藏地块上升所需的相应的应力是小到可以忽略不计(图1)。亚洲东部另一种类型的边界,它们分开了欧亚板块和北美板块,可能也影响到中国东部的构造,并作为塑性介质的东北边界。

我们分析一个简单问题的应力场和速度场,先以对称的或以特别选择的几何图形来分析(图4, a),进而考虑更一般的几何图形(图4, b、c和d)或不对称的图形(图4, c和d)。亚洲的东部边界,(太平洋与菲律宾海板块下降于其下)与图4, a右边的刚塑性介质的边界(无剪切应力处)相类似。印度对应于凹入部位。欧亚大陆的南部边界(印度东部)也是一个消减带,因而也相当于一个无剪切应力的边界。仅仅在嵌入部位,边界上垂直应力是大的。

图4, a中的滑移线场对于一个凸模被推进一个盛有刚塑性物质的刚性容器中的刺穿问题是相同的。嵌入体以速度 V 上升。在 $OA O'$ 范围内,最大压应力(σ_1)的方位平行于 V ,而 σ_3 则垂直于它。应力的轴旋转到 C 与 C' 处, σ_1 就垂直于边界,而 σ_3 则平行于边界。箭头表示剪切应力矢量。靠近 C ,左移剪切的方向为北西向,而右移剪切的方向为北东向。在 B 处,左移剪切和右移剪切的方向分别为东西向和南北向。在 C 与 C' 处,我们假设垂直应力可以忽略不计,即 $\sigma_1 \approx 0$ 。于是, $\sigma_3 = -2\tau_y$, $\sigma_h = -\tau_y$ 。沿着一条 β 线反时针旋转一个角度 $\pi/2$ 从 C 到 A (或沿一条 α 线顺时针从 C' 到 A), σ_h 就以 $2\tau_y(\pi/2)$ 增加。在 $OA O'$ 范围内,滑移线是直的,应力场是均匀的,即 $\sigma_h = (\pi-1)\tau_y$, $\sigma_1 = \pi\tau_y$, 以及 $\sigma_3 = (\pi-2)\tau_y$ 。 OCD 和 $O'C'D'$ 两块体作刚体的移动而未变形。嵌入体位移的增量为三角形 $OA O'$ 块体向上移动所调节。平行于 ABC 与 $AB'C'$ 的滑移线被活化, OA , $O'A$ 以及它们同类的线亦如此。以致 $OABC$ 与 $O'AB'C'$ 区内的物质发生形变,在 OA 与 $O'A$ 以及在 ABC 与 $AB'C'$ 上的速度是不连续的,但在 OC 或 $O'C'$ 上的速度是没有间断的。在图4, a中所表示的各方向上, OC 与 $O'C'$ 处的速度是 $V/\sqrt{2}$ 。

由于它们的几何学形态问题是很简单的——嵌入的宽度就是地块宽度的一半。对于狭窄的嵌入体,存在着同样的基本型式,但滑移场不呈直线或圆线(图4, b)。上述应力和速度场的说明与图4, a中的那些是相同的。但凹入处的 σ_1 对 τ_y 的比率要小些,这是因为滑移线从无应力边界到平静带所扫过的角度较大。此外, OCD 与 $O'C'D'$ 块体的移动速度比图4, a中减少。(有时,当该刚塑性块体足够大时,在图4中所示地区产生塑性形变所需要的嵌入压强变为半限制块体的简单平面嵌入所需的压强更大时,对具有半限制介质的简单平面嵌入来说,滑移场变化剧烈。)

在亚洲,形变是不对称的(图1)。中亚的位移看来比中国要小。因此,在左侧一个更适当的边界条件就是不发生位移(或仅有少量位移)。在这种不对称情况下(图4,

c), 右边内滑移场大致将如图 4, a 中那样, 应力分布状态亦如此, 但速度场则稍有改变。在 $OA O'$ 区内的物质作刚性向右移动, 在 $OABC$ 区内如前所述物质被变形, 而且速度快二倍。OCD 块体仍向东南方移动, 速度也是快二倍 (达 $\sqrt{2} \bar{v}$)。

在图 4, a、b 和 c 中每一个滑移场均包括另一个不必要的过于简单化的情况, 即垂直或平行边线。更逼真的边界也不会出什么问题。图 4, d 表示对于一个有斜的的边界的滑移场, 其应力场和速度场与图 4, a、b 和 c 中的相类似。假如在欧亚和北美之间的边界是重要的边界, 那么这个更一般的情况可适用于中国东北部。于是中国东北部的状态将类似于贝加尔裂谷带。

在图 4, c 和 d 中靠近 c 点处的形变型式类似于中国东北部的形变型式。引张方向大致是北北西向, 向塑性带中部变得更接近于北西向。右移和左移的走滑断层各平行于 α 和 β 线发生。右下角的刚性块体对应于相对稳定的中国东南部。在所有各种情况中, 主应力旋转从 A 到 C (图 4, c) 在量上是减弱的。靠近 A 处, σ_1 与 σ_3 这二者都是正的 (挤压的), 并且必然发生造山运动, 就象在甘肃西部那样。向东, σ_1 接近于 0。而 σ_3 以及 σ_h 变为负值。在那里正断层和走滑断层占优势, 其方向表示在图 4, c 中。于是, 我们推测中国东北部的构造可以用印度板块嵌入欧亚大陆所引起的二次张力来说明。

中国东北部的屈服应力

我们在前面已指出, 在图 4, a 与 c 的情况下, 嵌入体的前方 $\sigma_1 = \pi \tau_y$ 。在一厚 100 公里的层状体中, 印度以一大约 500 巴的平均挤压应力推挤欧亚大陆的其他部分, 如果层厚减半, 这压力数就加倍)。如果 σ_1 等于这个应力, 那么 $\tau_y = 160$ 巴。甚至假如层厚仅 20 公里, 该处的变形主要与地震相伴生, 该处的屈服应力仍小于 1 千巴。

结 论

中国东北部的构造以走滑断层和正断层占优势, 显然这是与北北西向的引张相对应。右移走滑断层发生在北北东平面上, 而左移断层则发生在北西西平面上。对照来说, 中国东南部是相当稳定的。这些地区的构造和稳定性可以与在一个侧面被限制的、在靠近拐角的一头被一个刚性体所嵌入的二维刚塑性介质中的形变和位移相类似 (图 4)。这滑移场与中国东北部的走滑断层的矢量和方位相一致, 并因此与推断的主要应力的方向相一致。最小压应力方向与正断层发育区的引张方向相一致。与中国东南部类似地区的稳定性也已预测过。于是我们把中国东部的构造 (或者构造作用的缺乏) 与印度—欧亚板块在喜马拉雅碰撞, 以及在西太平洋缺乏横穿岛弧传递的明显的水平挤压应力, 两种原因相联系。

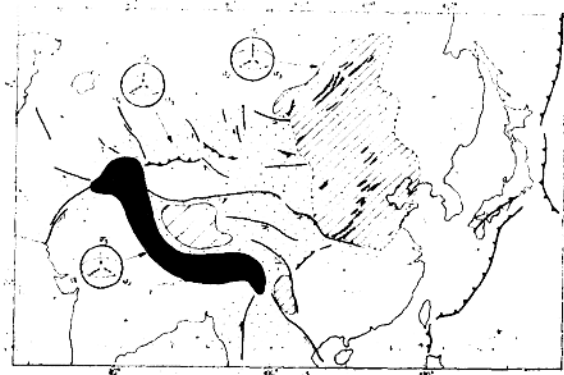


图1 亚洲各构造型式的分布

粗线代表主要断层； 单独的冲断层记号代表西太平洋消减带； 暗阴区代表主要的地壳增厚区； 点区代表主要的走滑断层区； 斜线代表正断层和地壳引张区； 无阴区代表稍有或没有形变的区域。

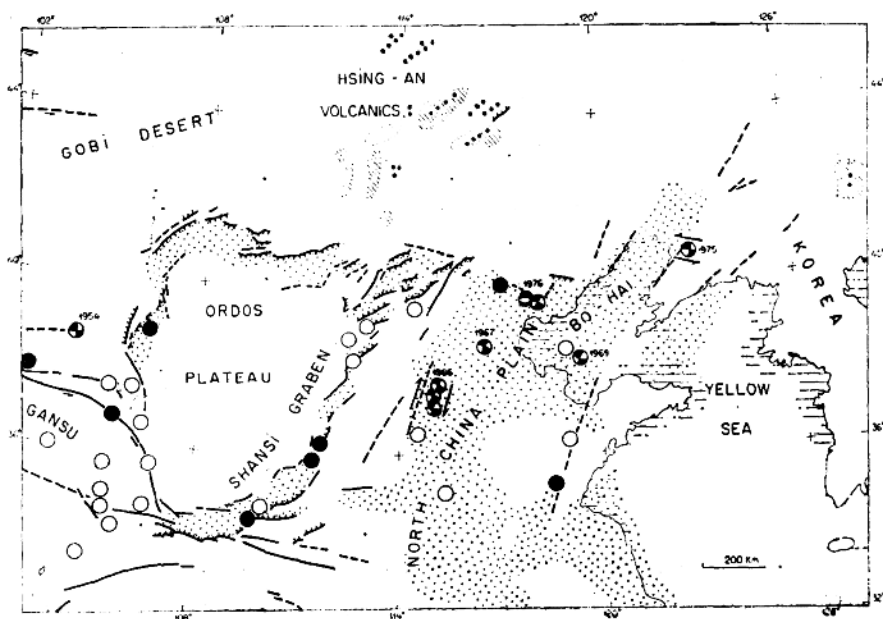


图2 简化的中国东北部的构造图

粗线代表在陆地卫星影象上所认出的主要断层，衰状线表示正断层下降的一边，箭头表示走滑断层滑动方向；

点区代表被沉积物充填的推测由正断层产生的盆地； 斜线区代表近代玄武岩流； 星号代表玄武岩火山锥； 实心圆表示M~8的中国历史记载的地震； 空心圆表示M~7的中国历史记载的地震；

断层面的解析：暗区表示初动的压缩象限，亮区表示初动的扩张象限；

地震日期已给出（见表1）。1966年邢台连续发生的四次地震中只表示了其中三次的解析。

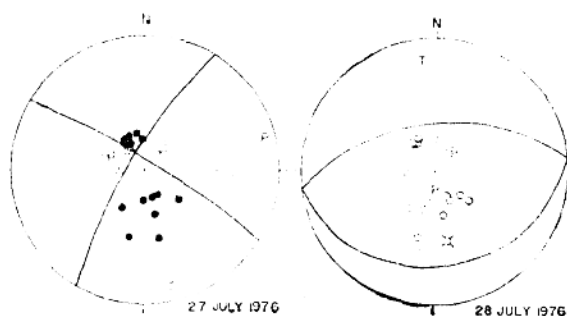


图3 1976年7月27日唐山地震及1976年7月28日的余震的断面解析。以下半球等面积投影表示实心圆代表压性的，空心圆代表张性的，十字代表弱震或近于弱震的其他型式的变动；P和T是两个轴。

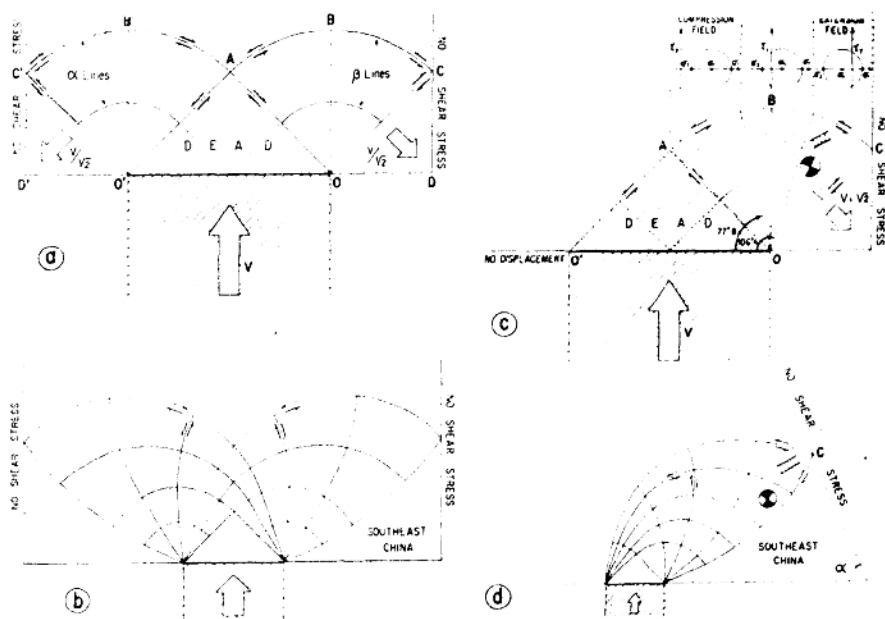


图4 类似于亚洲构造的简单嵌入问题的滑移线场

斜线区是嵌入体。小箭头表示滑移线上的剪切方向。大箭头表示刚性体移动方向。
 ②，嵌入者的宽度等于刚性性质质宽度一半时的单纯嵌入作用。
 ③，狭窄地块的嵌入作用。
 ④，近边角处嵌入。
 ⑤，斜向围限的介质中的嵌入作用。在③和④中，表示了对应于地球形变的正断层的方位与断面解析的图解。在⑤中，用摩尔圆表示出三个不同区域中的应力状态，其一为 σ_1 与 σ_3 均为压性的，其二为 σ_1 与 σ_2 是压性的，其三为 σ_3 是负的（张性的）。

从高挤压力、伴生逆冲断层及地壳加厚区到张应力、伴生正断层及地壳伸长区，点的密度减小。

译自 《Geology》 V. 5, No. 4, P. 212—216, 1977

作者 P. 莫纳 P. 塔蓬尼

译者 薄志宏 校者 翁世勤

元古代横推构造：从委内瑞拉 和非洲获得的古地磁证据

摘 要

将根据圭亚那地盾地磁资料求得前寒武纪的古地磁极与已经发表的根据非洲地磁资料求得的古地磁极作了对比，对比结果表明沿南美洲和非洲晚元古代活动带已经发生过连绵数千公里的大规模横推运动。这样大幅度的位移符合有人提出的前寒武纪活动带转换模型。

板块构造在前寒武纪地壳演化过程中起什么作用，这方面的讨论集中在把前寒武纪地盾相互隔开的那些活动带的意义上（见图1）。这些活动带可能是由地幔沿着热点线或洋脊系上涌时所引起的克拉通内部的垂直运动和地壳变薄所产生（洋脊线模型），也可能这些活动带本身就是一些消减带的疤痕，沿着消减带两个相邻的克拉通“熔融”在一起（地缝合线模型）。洋脊线模型意味着克拉通核之间有较小规模的相对运动，而地缝合线模型意味着有较大规模的相对运动。

还有一种可能，前寒武纪活动带也可能是一些发生横推运动的地带。这个假说我们有可能推断出相邻克拉通之间不同类型的各有特性的运动。地缝合线模型要求其活动带的走向几乎要沿着通过相邻克拉通相应旋转极的子午圈（经圈），而在横推运动模型的情况下，活动带的走向倾向于沿着由相应旋转极所决定的纬线方向。

当我们掌握了足够数量的从相互接界的每个克拉通上采集来的同一地质年代而年令测定很可靠的古地磁资料时，从理论上讲，有可能确定上述三种模型中的哪一种最适合用于我们的资料。这里，我们将由圭亚那地盾北部新获得的古地磁资料与已经发表的西非、卡拉哈里和刚果这三个地盾的前寒武纪古地磁记录进行了对比。虽然我们的古地磁资料采集范围还不大，但我们相信这些古地磁资料比起其他两种模型来，它们更符合横推运动模型。当然，像已经发表的有关前寒武纪古地磁资料的其他对比结果一样，我们这里的结果也并不是完全说一不二的。

我们的古地磁资料（表1）是根据对委内瑞拉圭亚那地盾五个主要地层单位47个采样地300块标本所作的研究得来的；这五个主要地层单位是：Imataca杂岩中的麻粒岩（2,000—2,050百万年）、Supamo-Pastora花岗岩—绿岩带或地带（terrain）（1,900—2,000百万年）、Cuchivero-Caicara 酸性变质火山岩（Metavolcanics）（1,600—1,900百万年）、Roraima 砂岩和辉绿岩（1660百万年）和Parguaza rapakivi 岩基（1,520—1,590百万年）

分 析 结 果

对大多数采样地采集来的岩石样品进行交变场退磁,将两个或两个以上的磁化成分分离开来。对Imataca杂岩和Roraima岩组的代表样品作了热退磁处理,结果证明在分离各磁化成分上,热退磁不如交变场退磁有效。图2为交变场退磁和热退磁结果的几个实例。总的看来,比较稳定的磁化成分的采样地平均方向,用最小离散分析法来求所得的结果与用Zijderveld图矢量分析法来求所得的结果没有什么大的差别。表1列出的古地磁极是采样地平均地磁极,用于计算的样品至少有四块,费歇数 $k > 7$ 。Imataca杂岩和Roraima侵入岩组的采样地平均古地磁极呈簇状分布(簇与簇之间相隔至少 120°)。表1列出了每一簇的平均古地磁极和有关的费歇统计值。

虽然Imataca杂岩岩石地层单位的原岩年令大于3,000万年,但是这些岩石地层单位的稳定剩磁可能是在麻粒岩变质作用之后的区域性上升和冷却这一期间内获得的,根据铷锶法黑云母年令测定和根据铷锶法和钠铅法对麻粒岩所作的详细分析,这种区域性运动的年令为2,050—2,000百万年。

Supamo—Pastora岩石地层单位的稳定剩磁也可能是在发生区域性上升和冷却期间获得的,根据钾氩法角闪石和黑云母年令测定,这种区域性运动的年令是2,000—1,900百万年。

Cuchivero—Caicara变质火山岩中稳定剩磁的起源还不清楚,但是,由于这种岩石的变质程度比较小(低变质绿片岩),而且不出现多个磁化成分,这种岩石的剩磁年令可能接近于它们的铷锶法全岩等时线年令,在1,960—1,640百万年范围内。采样地相距超过四百公里,测定的剩磁方向都一致,这表明岩石在获得磁化之后并没有发生很大的地质改造。

Imataca杂岩各古地磁资料之间,采样地内的集中度变化范围很大,用费歇数来表示,从6变化至255,而它们的采样地之间的集中度相当高(表1)。Supamo—Pastora和Caicara—Cuchivero这两个岩石单位的采样地内的费歇数 k 变化范围为10至165。

在Roraima辉绿岩和Parguaza岩基这两种更为年轻的侵入岩地层单位中更为稳定的剩磁成分可能分别是在1,660百万年和1,500百万年获得的原始热剩磁磁化。Roraima辉绿岩的采样地内费歇数 k 都相当高,变化范围为17至230,而Parguaza岩基 k 值变化范围为3至62。

由于热液蚀变比较普遍,而且剩磁容易受到化学作用的影响,所以Roraima砂岩剩磁的年令和本质尚不清楚。在变质岩和侵入岩地层单位中观察到的许多稳定性较差的次级剩磁方向,是在1,200百万年具低级变质程度的Nickorie变质期发生的部分再磁化。八个采样地显然是在这个变质期发生的部分再磁化,表1中没有列入这些次级磁化方向,它们将在另外的文章中讨论。

古 地 磁 资 料

表1列出的非洲三个主要克拉通的前寒武纪古地磁极是根据原始的采样地——古地磁极分布资料经过进一步计算得来的。我们求得的古地磁极大数是与已经发表的原始文

献所报道的古地磁极相同。可是,在根据阿尔及利亚、安哥拉和纳米比亚这三个地区的资料所求得的古地磁极情况中,它们的采样地—古地磁极分布图上明显呈现几个簇。我们计算了每一簇的古地磁极,而没有像原始文献所报道的那样计算单个的采样地—平均地磁极。我们相信这几簇分布可能记录下了不同地质年代的地磁场,如果每一簇只计算一个平均地磁极位置,那就会丢失信息。我们所得的结论并不依赖于这种计算方法,原始发表的古地磁极资料我们也用了,而且很适用。

在表1、图3、图4和图5中列出的所有非洲古地磁资料至少是由10块互相独立的岩石样品测得的,费歇数 $k \geq 5$ (只有三个古地磁极的 $k < 10$)。表1中列出的放射法测定年令是G. Klar等人所作的结果。

获得西非古地磁资料的一组岩石地层单位在地质上是与圭亚那地盾的岩石地层单位相类似的,它们是变质基底(1,800—2,000百万年)加上侵入辉绿岩(1,300—1,700百万年)。将图3a与图3b进行对比,表明根据南美古地磁资料所获得的古地磁极位置(用三角形标记)在使用了Bullard等人提出的拟合法把南大西洋闭合起来之后,是与根据西非古地磁资料所获得的古地磁极位置(用正方形标记)一致,符合Hurley和Rand提出的假说。

我们将根据Imataca麻粒岩获得的一个古地磁极和根据Roraima辉绿岩获得的两个古地磁极(编号是3, 6和7,图3b和3c中标记为A', B'和C')与西非地盾同它们似乎最相关的三个古地磁极进行了详细的对比。西非地盾的三个古地磁极中,一个是根据Aftout闪长岩获得的,另外两个是根据Akilet岩脉获得的(编号是17, 20和21,图3b和3c中标记为A、B和C)。对比的结果表明根据南美资料获得的古地磁极向西有很小的错动。如果把圭亚那地盾围绕70°E、66°N旋转中心反时针旋转13°(图3C),这个错动就可被弥合。这样的旋转,要求沿着假定存在于巴西活动带中的断层带产生一个约1,500公里的位移(图1)。这样变动之后,就使把象牙海岸麻粒岩地层单位与Birimian绿岩隔离开的Sassandra糜棱岩带和把Imataca麻粒岩与Pastora绿岩隔离开的Guri糜棱岩带连接起来了(图3c)。这两条糜棱岩带连成一线,表明上述的地盾转动是可取的。

在将由圭亚那地盾和西非地盾所获得的资料与由札伊尔地盾和卡拉哈里地盾所获得的资料进行对比过程中,我们只提了到年令范围为1,800—2,100百万年的资料,因为札伊尔地盾和卡拉哈里地盾的资料缺乏1,500—1,800百万年这一段年令范围。图4上,根据加纳资料获得的三个古地磁极(图1、表1中编号11至13)显然与由其他地盾所获得的古地磁极相隔有一段距离,就是与西非地盾其他同时代古地磁极也相隔很远。由图3b和3c看出,由加纳资料获得的古地磁极倒与由巴西资料获得的一个古地磁极相重合,据文献,巴西这一古地磁极的年令是1,500—1,600百万年。这一层关系使我们猜想由加纳资料获得的古地磁极的磁化期年令要比有人提出的2,200百万年还年轻。鉴于这一点,再加上使图清晰起见,加纳的这三个古地磁极图5就不再画出来了。

由图4我们看到的主要一点是由卡拉哈里地盾所获得的古地磁极都偏在非洲的东部和西部。由其他克拉通所获得的古地磁极却都集中在印度洋。通过最近的地质年令测定,充分表明这两个地质构造其古地磁极分布的不同不可能是它们年令上的差别所引起。

由卡拉哈里地盾资料获得的古地磁极在年令上是连续的:从下Ventersdorp熔岩获得的古地磁极(编号2b)的2,150百万年起,接着是Bushveld杂岩获得的古地磁极(编

号27)的2,000百万年,到Mashonaland粗玄岩获得的古地磁极(编号为33)的1,800百万年止。由札伊尔克拉通上的Cunene斜长岩杂岩获得的古地磁极(编号22至24,年令为1,800—2100百万年;图4和图5上用◆表示)和由新近被承认的纳米比亚的Richtersveld地区的桔河熔岩所获得的古地磁极(编号25,年令为2,000百万年;用●表示)(图1)与由卡拉哈里地盾所获得的古地磁极显然不在一起,而与由西非地盾和圭亚那地盾所获得的古地磁极重合很好;由西非地盾和圭亚那地盾所获得的古地磁极的时间分布状况与由卡拉哈里地盾所获得的古地磁极的时间分布状况大致可相比拟(图4)。把圭亚那地盾、西非地盾和刚果地盾以及纳米比亚的Richtersveld地区以 44°E 、 28°S 为旋转中心反时钟方向旋转 64° ,那么上述两条视古地磁极游移曲线达到最佳的重合(图5)。

由于纳米比亚的Richtersveld地区(图1中用Ⅺ表示)也参加了这种旋转,一定存在有一个相应的向右横推位移带把该地区与卡拉哈里地盾(图1中用Ⅸ和Ⅹ表示)分隔开。这个横推位移带唯一可能的位置是在年令为1,100百万年的Namaqualand活动带(图1中用D表示)中。同样情况,Kasai克拉通(图1中用Ⅶ表示)与卡拉哈里地盾彼此被分离开,是由于这个错动带向北延伸所致。该延伸带看来不在Irumide活动带中就在Kibara活动带中,因为这两个活动带与Namaqualand活动带年令上相近。如果这种旋转只是由于横推运动所引起,那么以旋转极(图5上的P点)为圆心通过Namaqualand活动带所划的小圆弧,相对于Kibaran活动带来说,它与Irumide活动带更为接近。这个旋转要求Namaqualand—Irumide联合活动带中发生约2,000公里的向右位移,由于赞比亚—坦桑尼亚克拉通还没有获得这一地质时期的古地磁极资料,因此我们不能对这些克拉通相对拉卡拉哈里地盾保持位置不变以及Kibaran活动带发生位移的可能性发表什么看法。但是,有一点要值得注意,就是沿着Irumide活动带作了我们所要求的旋转之后,Limpopo活动带(图1中的A)和Ubendia—Rusizia活动带(图1中的B)连接起来了(图5)。我们认为这个结果表明沿着Irumide活动带发生过原始的位移活动。

讨 论

总的说来,非洲南部的地质是与我们的假说不矛盾,除了赞比亚克拉通东南部那个关键地区之外,那里地质情况复杂,众说纷云。Ramsay和Ridgway没有发现Irumide活动带存在的证据,提出泛非莫桑比克活动带是赞比亚(和坦桑尼亚)克拉通的东边缘。但是,他们接受了这一点:在莫桑比克活动带中可能存在有Ubendia或Kibara(Irumide)年令的更老的片麻岩。Shackleton承认存在有Irumide活动带,不过他提出该活动带的端点在Ubendia活动带的西南,他还断定它穿越莫桑比克活动带的麻粒岩脉,最后与Limpopo活动带的东端衔接起来。还有,Key和Sutton提出Limpopo活动带并没有一直向西延伸而完全穿越卡拉哈里地盾(图1),这暗示着经过旋转后Limpopo活动带与Ubendia活动带连成一线纯属偶合。不管如何,我们的假说所依赖的古地磁证据是令人信服的,而且希望本假说中一些与地质有明显出入的地方最终都会得到澄清。

沿着显生代造山带发生连绵数千公里的大规模横推位移,这在古地磁学和地质学中

都已论述。我们上面的古地磁分析提出沿着元古代活动带也发生过大规模的横推运动，特别是已经报道有发生过强烈剪切作用和小规模横推位移的那些活动带。如果不对这种横推运动作适当的改正，随着克拉通之间根据古地磁资料求得的古地磁极范围的逐渐扩大，依据这些资料求得的古地磁极游移曲线会出现两种情况，一种情况是这种曲线越来越复杂，互相交织在一起；另一种情况是，如果想要使游移曲线呈较简单的图形，则游移曲线的宽度将会增大，一些磁化年令上显而易见的问题将更趋复杂。



图1 距今1,500百万年以来的稳定陆壳以及非洲和南美洲的活动带。图根据Bullard等人的资料重绘。黑点区表示1,500百万年以来稳定的陆壳。I是圭亚那地盾。II是圣路易斯(Sao Luis)克拉通, III是西非克拉通; 它们组成了西非地盾。V是圣弗兰西斯科(Sao Francisco)克拉通, VI是开赛(Kasai)克拉通, VII是坦桑尼亚克拉通, VIII是赞比亚克拉通; 它们组成了扎伊尔地盾。IX是津巴布韦克拉通, X是Kaapvaal克拉通; 它们组成了卡拉哈里地盾。A是Limpopo活动带, B是Ubendia-Rusizia活动带, C是Kibali-Toro-Bugandia活动带; 它们都是早元古代年令(2,000百万年)的活动带。D是Namaqualand活动带, E是Irumide活动带, F是Kibaride活动带; 它们都是Kibara年令(1,100百万年)的活动带。G是Damara活动带, H是Zambezi活动带, I是莫三鼻给活动带, J是巴西活动带, K是巴拉圭-Araguasia活动带, L是达荷美-Pharusia活动带; 它们都是泛非年令(600百万年)的活动带。M是Sfariat带。N是Sassandra糜棱岩带。O是Guri糜棱岩带。图上的阿拉伯数字表示表1中第一列所列的古地磁极的编号。

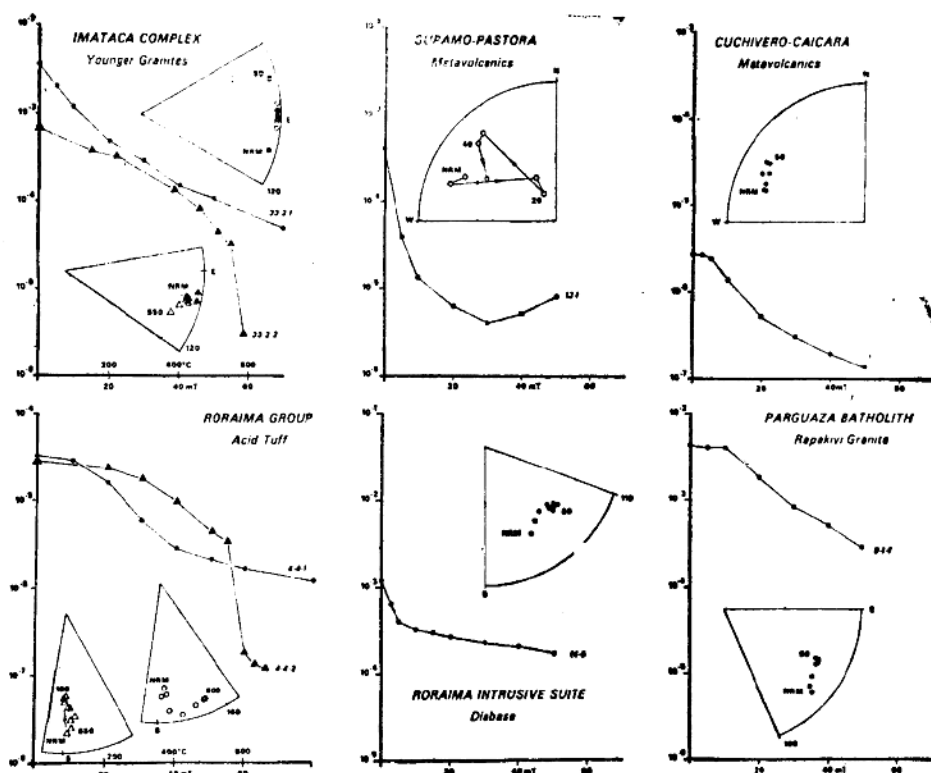


图2 逐步退磁研究。在 Imatata 杂岩和 Roraima 岩组这两种情况中, ▲表示从同一定向岩石样品上切割下来的各样品对的热退磁代表例, 而 ●表示它们的交变场退磁代表例。在 Pastora 变质火山岩, Cuchivero 变质火山岩, Roraima 辉绿岩和 Parguaza 岩基的情况中, ●表示它们样品的交变场退磁代表例。剩磁方向以等面积投影法画出, 投影平面是当今的水平面, 侵入到 Imatata 杂岩里的角闪岩和花岗岩具有单成分磁化十分稳定的趋势, 而镁铁质麻粒岩紫苏花岗岩和黑云母片麻岩具有多成分磁化的倾向。曲线随温度的变化出现剧降, 这表示磁铁矿石是剩磁的主要载体, 在曲线圆滑的部分, 磁铁矿在辉石颗粒中常呈十分小的杆状体。Pastora 岩组的绿片岩和岩石单位的剩磁具有很弱和在退磁过程中变化范围很大的倾向。Cuchivero 变质程度很低的变质火山岩和 Roraima 岩组的凝灰岩其剩磁的特点是十分小, 但极稳定。随温度出现的剧变表明其剩磁的载体主要是磁铁矿, 磁铁矿以十分小的等大颗粒出现于基质中。在交变场退磁过程中, 其剩磁方向很快变成取稳定的、具有特征的方向。出现的次级剩磁方向看来是闪电感应引起的。Parguaza rapakivi 花岗岩的退磁性质呈现出变化范围比较大的特点, 从矫顽力极大的单成分磁化一直到矫顽力很小的多成分磁化。

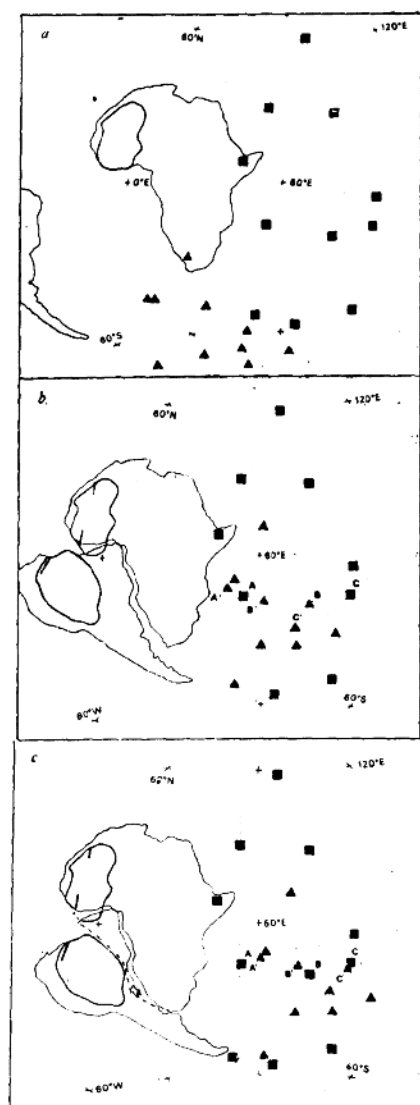


图3 由南美圭亚那地盾和西非地盾资料求得的1,500—2,100百万年时期的古地磁极分布图(前者用▲标记,后者用■标记)。早于1,500百万年的陆壳以及Gu-ri断层带和Sassandra断层带用黑粗线示出。图a是现代的大陆位置。图b是根据Bullard等人的资料重绘的,图上的A、B和C以及A'、B'和C'分别表示由西非地盾和圭亚那地盾资料求得的形成年龄比较可信的古地磁极。图c是我们提出的2,100—1,500百万年时期的古地磁极分布图,图上把每个地盾中互有关联的古地磁极放在一起,还把这两个地盾的基底构造穿连了起来。用小箭头画出了沿横推断层产生位移的方向。

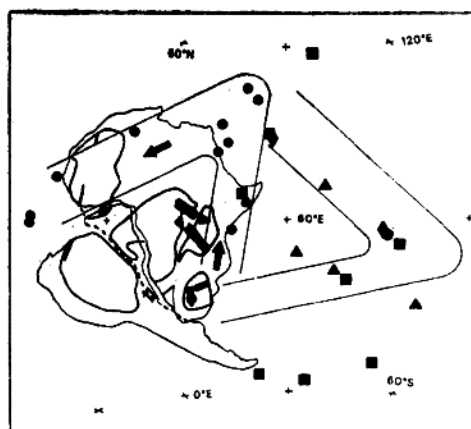


图4 由卡拉哈里地盾、刚果地盾、桔河熔岩、西非地盾和委内瑞拉圭亚那地盾的资料求得的1,800—2,100百万年时期的古地磁极分布图（它们按次序分别用●、◆、▲、■和●表示）。图上画出了根据卡拉哈里地盾的资料求得的视地磁极游移曲线，黑箭头表示游移的方向。图上还画了根据其他地盾的资料求得的我们认为是相关的地磁极游移曲线。在图底下三个黑方块表示由加纳资料求得的古地磁极位置，但是我们画的地磁极游移曲线没有把它们考虑在内（见正文）。图上还画出了早于1,500百万年的陆壳（用粗黑线圈出），还画出了相关的断层带（粗黑线）和相关的活动带（实线）。大陆轮廓完全仿图3C的重绘。

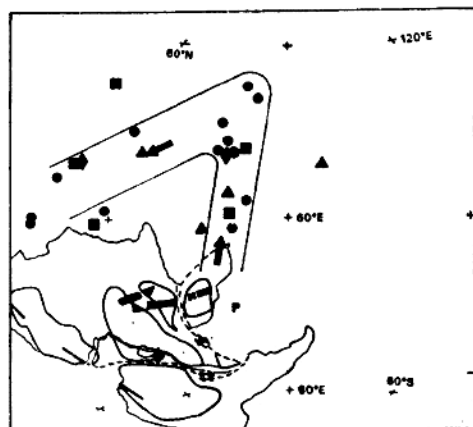


图5 图上的古地磁资料同图4的一样，只是由加纳资料求得的古地磁极没有画上。大陆是根据我们提出的假说重绘的，两条古地磁极游移曲线重叠在一起，Limpopo 活动带与 Ubendra—Rusizia 活动带连成一线。P是旋转中心。转换断层带也画出来了，它上面发生的位移用小箭头表示。至于图上的其他记号请参见图4。

表1 根据非洲南美洲1,500—2,200百万年的资料求得的平均古地磁极

古地磁极的								
地点—地层组	年龄 (百万年)	采样 地数	纬度 (N°)	经度 (E°)	k	A ₉₅	参考文献号	
圭亚那地盾								
委内瑞拉								
1. Supamo-Pastora*	2,300—2,250±	2	-50	346±	9	98	本文, 14—16	
Imatca	1,900—2,000 §							
2. Pole I	2,055—2,000	9	-49	18±	34	9	本文, 12, 13	
3. Pole I	2,055—2,000	4	-29	21	48	13	本文, 12, 13	
4. Cuchivero-Caicara	1,960—1,640	6	-69	70	10	22	本文, 17—20	
5. Roraima 砂岩	1,660	3	-69	347±	27	24	本文, 21	
Roraima 侵入岩组								
6. Pole I	1,660	9	-61	41	50	7	本文, 22, 23	
7. Pole I		9	-44	353	54	7	60—62	
8. Parguaza	1,590—1,524±§	2	-67	26	407	13	本文, 17	
巴西								
9. Telles Pires	1,610	18π	-69	292	—	9	39	
10. Beneficente 群	1,480	21π	-75	31	—	5	39	
西非地盾								
加纳								
11. Obuasi 绿岩	2,150—1,670 §	5	-49	99	23	16	32, 33, 40	
12. Obuasi 岩脉	2,150—1,670 §	14π	-56	69	22	—	32, 33, 40	
13. Tarkwa 岩脉	2,150—1,670 §	5	-53	36	32	14	32, 33, 40	
阿尔及利亚								
14. Aftout 辉长岩	1,940	4	29	53	185	7	28, 31	
15. Aftout 辉长岩	1,940	2	-6	97	8	>90	28, 31	
16. Aftout 闪长岩	1,940	3	38	45	45	19	28, 31	
17. Aftout 闪长岩	1,940	3	-20	80	65	15	28, 31	
18. Aftout 闪长岩	1,940	4	58	73	89	13	28, 31	
19. Akilet 岩脉	<2,160	5	28	81	32	14	28, 31	
20. Akilet 岩脉	<2,160	3	-16	54	52	17	28, 31	
21. Akilet 岩脉	<2,160	13	-16	95	17	10	28, 31	
撒哈拉—扎伊尔地盾								
安哥拉								
22. Cunene 斜长岩	1,870—2,160	2	-26	16	18	63	29, 47	
23. Cunene 斜长岩	1,870—2,160	3	28	55	17	31	29, 47	
24. Cunene 斜长岩	1,870—2,160	6	-3	92	29	13	29, 47	
Richtersveld 区								
纳米比亚								
25. 桔河熔岩	2,000	5	-5	93	5	40	40, 42	