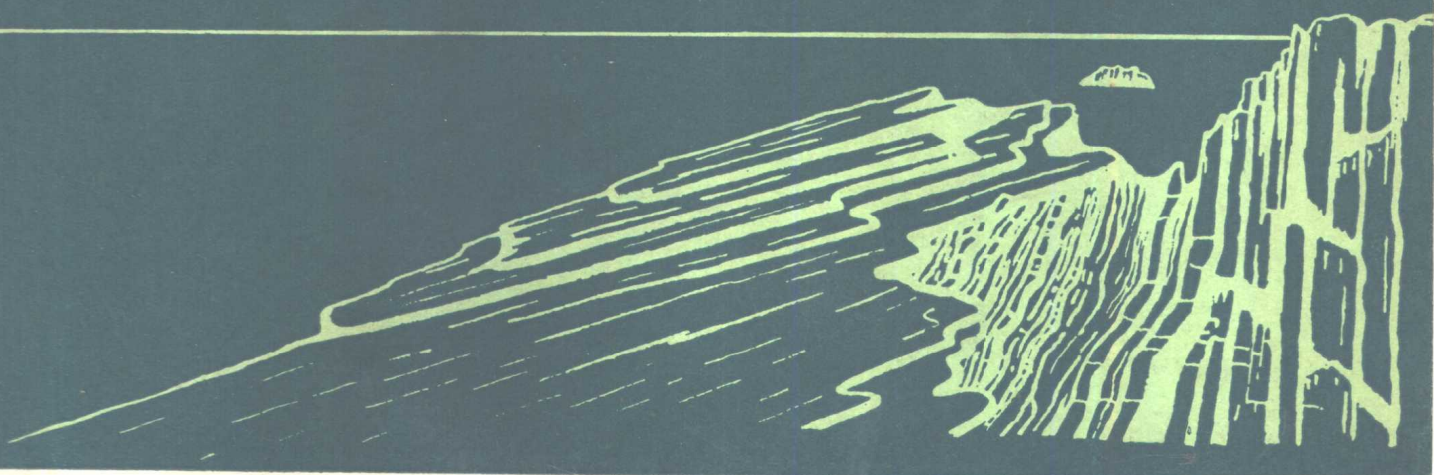


(美)邓巴 著 杨遵仪 徐桂荣 译



地层学原理

地质出版社

本书分四部分写成,即:沉积岩沉积的环境、基本的地层关系、特种岩石小区的解释及综合论述。

由于地层学是从沉积岩发展起来的,是建立在沉积岩石学及沉积作用原理的基础上,故本书对沉积岩形成的各种地质环境作了介绍。论述了基本的地层关系如成层作用、沉积间断及相与相变。对特种的岩石小区如砾状岩、陆源沙质岩、泥质岩、红层、碳酸盐岩等的成因和分类均作了解释。最后一篇详述了地层划分的概念及根据,剖面对比的标准,并举例加以说明。

鉴于地层学对阐明区域地史及理解矿产成因和分布极为重要,故对普查勘探巨大的地下能源及寻找成层矿产具有实际意义。

本书可供区域地质调查工作人员,石油、煤炭、地层工作者及广大师生们参考之用。

Principles of Stratigraphy

Carl O. Dunbar John Rodgers

Printed in the United States of America

地层学原理

[美] 卡尔·奥·邓巴 著
约翰·罗杰斯

*

地质局书刊编辑室编

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1974年12月北京第一版·1974年12月北京第一次印刷

印数1—7,350册·定价1.80元

统一书号:15038·新76

绪论：地层学的范围

地层学——按字义是关于地层的描述——是对成层岩石的研究。地层这术语(拉丁文, Sternere, 铺开或扩展的意思), 是指岩石的平面单位, 这些岩石最初像席子一般铺开在堆积面上。地层学原理首先是从沉积岩发展起来的, 但在研究成层的火成岩类, 如火山灰和熔岩, 以及还能反映原生沉积特征的变质岩类亦是有益的。

对沉积岩的研究有三个主要方面。第一是研究沉积岩石学, 研究岩石的物质成份、结构和构造。第二是研究沉积作用, 它研究沉积物形成、搬运、沉积的过程。第三是研究地层学本身, 它讨论成层岩类在空间上和时间上的全部关系及其记录的历史。

地层学必然要建立在沉积岩石学的知识和沉积作用原理的基础上。在这里同在地质学其他部分一样, 需要将今论古, 只有当我们理解了现代沉积物如何产生的, 才能推断古代沉积岩的形成条件。但是, 地层学在处理地壳中成层岩类的更广阔的关系时, 超出这些基础学科。为了总结应用于地层学的一般原理, 必需在本书中介绍属于沉积岩石学和沉积作用的许多材料, 但不能说是包罗万象; 每门学科都有其浩瀚的文献和专家。幸好沉积岩石学和沉积作用两方面的文献已经为新近的第一流的著作所概括, 在本书中经常加以引证。

狭义的地层学可以进一步分为三方面^①。首先是各地地层层序的描述——虽然有点麻烦, 但为进一步的解释提供基本资料, 这是必要的。第二是这些地方性剖面的对比——决定其相互的时间关系及其在形成地史结构的标准剖面中的位置。许多地质学家认为这两方面组成地层学的全部, 而除了那些直接从事地层专门描述与对比的人们, 那是大家所深感厌烦的。可是我们相信, 尽管这些方面是重要和不可缺少的, 但其仅仅是为达到构成地层学的真正核心和意义这个更远目标的手段, 即从地层记录(岩石及其所含的化石)来解释地球过去的历史。因此, 虽然在本书中我们尽力充分地包括描述和对比的内容, 但是我们还以过半的篇幅致力于原理和方法的讨论, 地层学家用这些原理和方法解释描述和对比的资料, 并由此描绘出地质历史时期活生生的图画。

地层学学科既有巨大的实际价值, 又有广泛的哲学意义。成层岩石包含地壳中的巨量的燃料——全部煤、石油和许多能裂变的原子燃料; 它们储藏着地下水; 还包含许多其他种类的经济资源——成层铁矿和沉积岩中的许多金属矿床, 磷酸盐矿产, 钾、钠和其他盐类, 石膏和石灰岩。甚至产在侵入岩中或在其接触变质带上的金属矿产, 对围岩结构的研究通常在解决区域历史以理解矿产成因和分布时是有用的也是必需的。从更广泛的哲学观点上说, 地层学为理解局部地区的和全球的历史——如关于海陆变迁、气候变动以及地球上生物的演化历史, 提供基础。

^① 诙谐地说来, 我们可以仿照岩石描述、岩石学、岩石成因这三个术语命名为地层描述、地层学、地层成因; 但是认真地说, 成批的从古典语言制造新的合成名词, 不是我们希望鼓励的方向。

AAD54 15-03

毛 主 席 语 录

古为今用,洋为中用。

对于外国文化,排外主义的方针是错误的,应当尽量吸收进步的外国文化,以为发展中国新文化的借镜;盲目搬用的方针也是错误的,应当以中国人民的实际需要为基础,批判地吸收外国文化。

开发矿业。

目 录

第一篇 沉积环境

第 1 章 沉积作用·····	1
第 2 章 非海相环境·····	23
第 3 章 海洋环境·····	36
第 4 章 混合环境·····	55

第二篇 基本的地层关系

第 5 章 成层作用·····	79
第 6 章 记录的间断·····	92
第 7 章 相与相变·····	105

第三篇 特种岩石小区的解释

第 8 章 沉积岩的术语·····	125
第 9 章 碎砾岩·····	134
第 10 章 陆源碎砂岩·····	144
第 11 章 细屑岩·····	155
第 12 章 红层·····	164
第 13 章 碳酸盐岩·····	173
第 14 章 硅质非碎屑岩·····	196

第四篇 综 合

第 15 章 地方剖面·····	205
第 16 章 对比·····	217
第 17 章 地层系统·····	233
第 18 章 沉积岩类分布的概略格局·····	250
内容索引·····	285

第 1 章 沉积作用

沉积岩是由一些原有地表遭受侵蚀而产生的物质所组成, 这些物质搬运到达堆积地点, 并沉积在那里。这种物质是沉积“磨房”的原料, 其最后状态取决于: 来源地送进“磨房”的物质的种类, 在搬运中和暴露于沉积处的遭遇, 以及埋藏时及其后的变化。

来源的影响

来源区域决定带入沉积“磨房”中的成分。例如, 小科罗拉多河, 流出亚利桑那的彩色沙漠之后, 就淤积了像它的来源地三迭纪红层那样的红泥。相反, 沃塞伯尔河离开阿德朗达克山挟带源出波茨坦组(寒武系)的洁白的砂, 而沃巴希河流经肥沃的印第安纳平原, 以富含有机物的黑色细泥混浊了河水。

气候和地形对决定来源地沉积物性质也有重要作用。在近北极区一个花岗岩体会崩碎为含有大量新鲜长石的砂砾, 但在温暖潮湿的气候下, 深刻的风化作用占优势, 它将主要产生粘土类矿物和石英。然而, 甚至在潮湿的热带, 同样的花岗岩, 如果处在坡度陡峻, 常有暴雨, 因而物理剥蚀作用强于化学风化的地区, 则产生长石质的沉积物。如果强烈风化的地表遭到迅速的剥蚀, 如沿着上升断块的边缘, 就可以产生强烈风化的物质和新鲜长石的混杂体, 像康涅狄格盆地的纽瓦克群(三迭纪)那样。

沉积在来源地附近的一堆沉积物, 必定保存原来岩石和来源地环境的明显痕迹。假如原来的岩石本身保存着更早沉积旋回的清楚痕迹, 那末沉积物的正确解释就复杂化了。例如, 在康涅狄格州中央低地的冰碛物, 局部类似其下伏纽瓦克组(三迭纪)那样呈红色, 它的成份大多来源于纽瓦克组, 而在盆地东西两面结晶岩高地的冰碛完全是灰色的。这个例子中, 当然红色不是由于冰川条件形成的, 而是继承了三迭纪环境。同样, 如果小科罗拉多河的红泥淤积在邻近的干燥盆地, 它一定也呈现出红色, 虽然现代亚利桑那的环境不产生红色淤泥。除非知道和考虑来源地条件, 否则某些未来的地质学家会完全误解形成这种沉积物的环境。洁净的砂子的集中, 如密西西比河谷的圣彼得砂岩(奥陶系)和阿巴拉契亚区的里奇利砂岩(泥盆系), 绝不是单一的剥蚀旋回的产物; 它们的直接来源必然是在以前旋回已经集中的巨量砂质堆积。

搬 运

沉积物的搬运通常靠溶运、悬运或底部拖运这三种方式之一。主要动力是水流、风和冰。

河流的搬运作用

溶 运

风化的较易溶解的产物进入溶液,并为地下水或地表径流携带到河流和湖泊,最后流入海洋。在这旅程中的任何阶段,可以与溶液中其他物质发生化学反应;由于蒸发或物理化学平衡的变化,或由于某些物质为生物所吸收形成骨骼或活的组织,均可产生沉淀。如果这些变化没有发生,溶质仍然留在溶液中。任何一种矿物几乎没有完全不溶解的,因此组成矿物及岩石的所有普通离子巨量地存在于河流、湖泊、尤其是海水中。

悬 运

液体中不易沉淀到底部的颗粒,即是保持悬浮状态。洪水期河水的混浊就是由这种状态挟带污泥所致。

颗粒的大小和形状的影响 粘土大小的颗粒沉淀得非常缓慢,能保持悬浮状态达许多小时,即使在静水中也一样。大颗粒的沉淀比小的更快,比重大的沉淀较轻的更迅速。同样,球形颗粒比相等质量的不规则的颗粒沉淀得更快,这是因为其摩擦阻力较小。

鲁比(Rubey)作了严格的实验,在澄清的静水中测定沉积物下沉的速率,其结果见表1。

表 1. 在静止的清水中沉积物下沉的速率 据鲁比(1931)

	毫米/秒
极细砂	>3.84
粗粉砂	0.96—3.84
中等粉砂	0.24—0.96
细粉砂	0.06—0.24
极细粉砂	0.015—0.06
粗粘土	0.00375—0.015
中等粘土	0.0009375—0.00375
细粘土	<0.0009375

按照这些速率,极细砂沉淀到100呎^①大约需要2小时,而细粘土则大约需要一年;达到12,000呎深的大洋底部,极细砂大约需要10天,极细粘土则需要100年以上。尼布(Neeb)报道在1815年从坦博腊大爆发的火山灰,现在仍然在东印度群岛的某些深海盆中沉淀着。

在静水中沉淀的速率取决于两个力的比率,一个向下的力相等于 gm (g 是重力加速度, m 是一定颗粒的质量),另一个相反的即向上的力, f (摩擦阻力),这是由于液体的粘滞性产生的。比细砂更小的颗粒,其质量比水的粘性阻力小,这样的颗粒鲁比表明,沉淀速率变化与直径的平方成比例(图2,较陡的曲线),但比粗砂更大的颗粒的质量是如此大,因而可以把粘滞阻力忽略不计,其沉淀速率变化与直径平方根成比例(图2,较平的曲线)。粒度介于细到粗砂之间的颗粒,质量和粘滞性两者都是重要的,沉淀速率介于较细的和较粗的等级之间。图2中,粗黑曲线代表所有粒度的一般公式。

涡流作用 在流水中,涡流是促使沉积物呈悬浮状态的附加因素。对此必须辨别两种水流。低速度的液体是以细流互相超越滑动的方式移动,而较高速的流水变得不规则并

① 1呎=0.305米

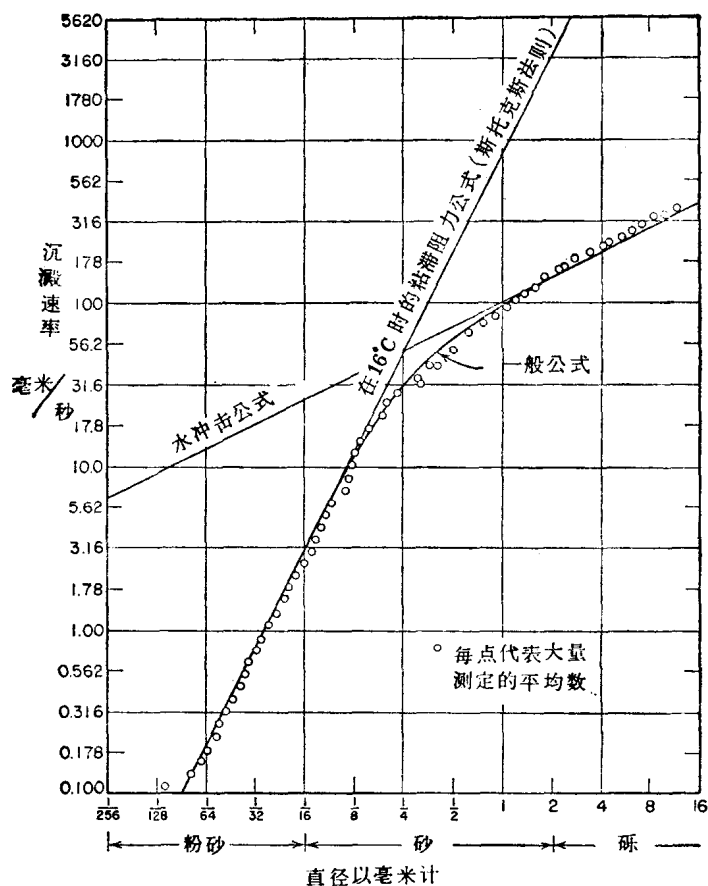


图2. 静水中石英颗粒沉淀速率,按二倍对数比例尺绘制 引自鲁比(1933)。小圆圈代表实测速率

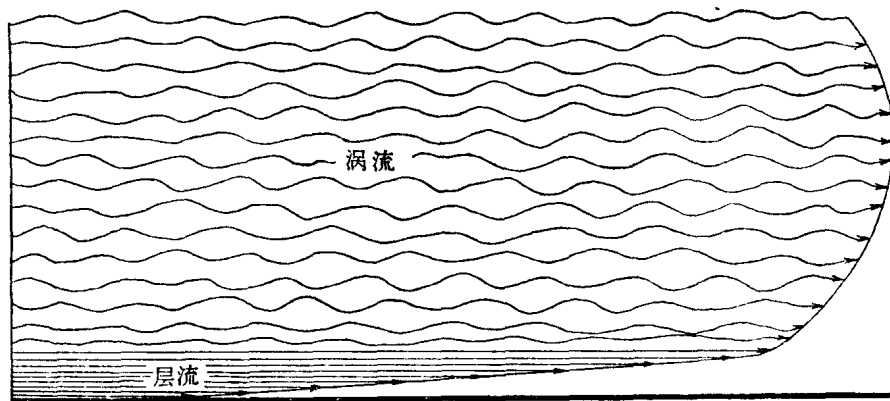


图3. 河流中的层流和涡流,流线的长度代表流速 引自鲁比(1938)

且有清楚的旋涡(图3)。前者是层流,后者是涡流。在层流中,沉积颗粒的沉淀像在静水中一样容易,而在涡流中,它们被反复的举起,阻碍其沉淀。当然,上升旋涡在整体上是与下降旋涡均衡的,如果沉积物是均一地分布在整个流水中,它们的效果将互相抵消,携带沉积物下沉的旋涡同携带它上升的旋涡进行得一样快。但是因为固体质点不断地通过周围的液体

下沉,不顾液体的流动,往往总有更大量的沉积物集中在底部(图4)。这样上升水流比下降水流在每一单位体积中携带更多的沉积物。

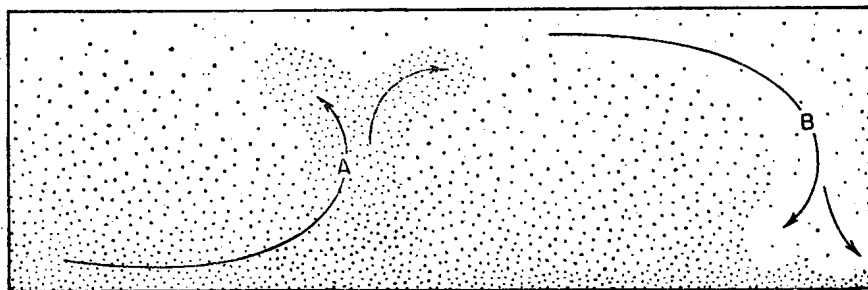


图4. 使沉积物呈悬浮状态的涡流作用。沉积物近底部大量集中并向上逐渐减少。因此上升旋涡(A)携带的沉积物在单位体积中比下降的旋涡(B)多

流水同河槽表面之间的摩擦,使接触面附近的流速急剧降低,那里保持了层流。如果平均速度相当大,层流可以仅限于一薄层,盖着河底物质的表面(不论是坚硬的岩层或松散的沉积物),但对微细颗粒的移动,这薄层流起着重要的作用。

沉积以后移动的阻力 犹斯特隆阐明大小一律的松散沉积物沉淀以后,把它侵蚀掉所需要的速度,对最细的粒级速度比较高,对直径约0.5毫米的颗粒速度降到最低,而对较粗的粒级速度又增加(图5)。解释这个明显的异常有两个理由。第一,同样细的沉积物表面仅有微小起伏,个别的颗粒微微突出在一般水平以上。它们暴露顶部位于底部薄层层流内,或微微突出于层流之上,只有很少的表面受涡流的作用;第二,集中在最细粒等级中的粘土矿物的结合力,阻碍个别颗粒的移动。这就解释了这样的异常:粉砂和粘土比砂更易搬运,

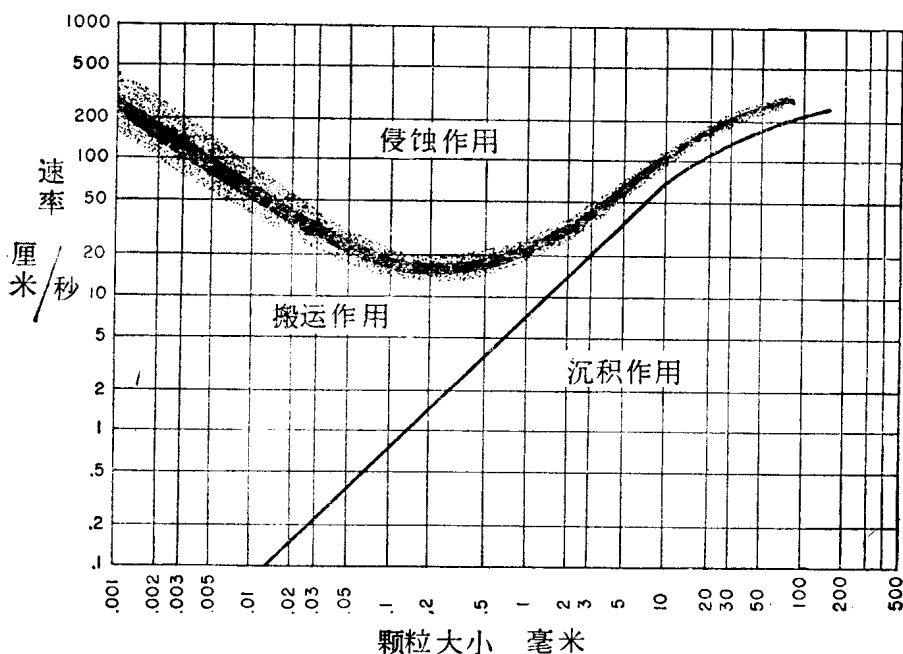


图5. 坐标图表示不同粒度等级的沉积物被侵蚀、搬运、沉积时所需的速率;按两倍对数比例尺绘制。采自犹斯特隆

但一旦沉积后要再移动就比砂困难。

底部拖运(牵引)

粗粒的沉积物大多是在底部移动,个别颗粒沿着水底跳动着和滚动着。可惜,关于静止颗粒如何拾起并移动,以及控制它们移动的法则等问题,还没有弄明白。吉尔伯特(Gilbert)关于流水搬运碎屑物的典型实验,是基于粒级均衡的沉积物在均一横断面的平坦水槽中的条件。虽然实验提供了大量有价值的资料,但这些实验的条件决不接近复杂的自然情况。鲁比对在河床上移动颗粒所需力的精确分析,表明这问题的困难,同时提供了本题目的广泛而非常专门的文献。这儿只须介绍较一般的看法。

这分析在以下的讨论中加以简化,即假定颗粒是球形的,但是必须记住在自然界它们的大多数或多或少是不规则的,这样对它们的活动就增加了复杂性。

滚动 底部牵引发生的最简单形式,是球形颗粒停留在平滑表面上。这儿水力直接作用于颗粒面向上游的一边。因为底部有摩擦,并且作用于其顶部的流水比其下部的流水速度更快,颗粒就趋向于滚动。

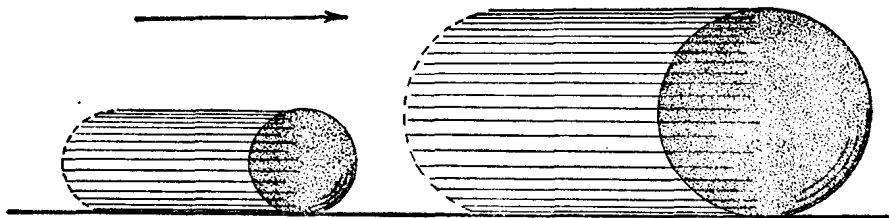


图6. 颗粒粒度对在底部滚动所需速度的影响,水平线代表流向

如果我们考虑两颗粒,一个的直径为另一个的两倍,粒度的影响可以图解说明(图6)。作用于这样的颗粒的力是 mvk , m 是单位时间内截断的水的质量, v 是它的速率, k 是常数。常数是必要的,因为作用于球体边缘的水是偏歪的,在移动方向上只有水力的一小部分起作用。截断的水的质量是与球体的断面—— πr^2 ——成正比,而被这个力所移动的颗粒的质量随球体的体积—— $4/3\pi r^3$ ——而变化。因此,两颗粒中的大者截断的流水是4倍于小者,而重量8倍于较小者(当然,假定它们是相同的物质,而作用于两者的流水速度相等)。这与一般经验完全一致,即砂的移动比砾更容易,而且当河流的流速下降,最粗的颗粒首先沉积。

跳动 然而,在河流中很少有如此简单的关系。图7说明较为正常的情况,一些沉积颗粒滚动在另一些之上。这里颗粒A不能一直向前移动,而必须被推上斜面 $S-S'$, 为了越过它前面的颗粒必须推移至 A' 。而且,它部分地被后面的颗粒掩蔽着,挡住了流水。这两种情况阻碍了它的运动。然而还有其他力的作用,因为流水作用在不规则表面必然引起涡流,同时在暴露的颗粒后面形成的旋涡产生吸力。而且,在河流的所有深度,流速是不同的(图3)。由于摩擦,近底部及边缘速度最小,近河槽的中央并在中深以上某处速度最大。速度随深度逐渐变化,直到接近底部,速度梯度陡变。由于压力随速度增加而减少,一个压力差发生在速度梯度陡变的带内,这就产生了“水力上举”。

用实验测量这些相对的力是不可能的,因为引用任何种类的量计本身将产生进一步的

混乱。鲁比已给这问题以理论上的分析。

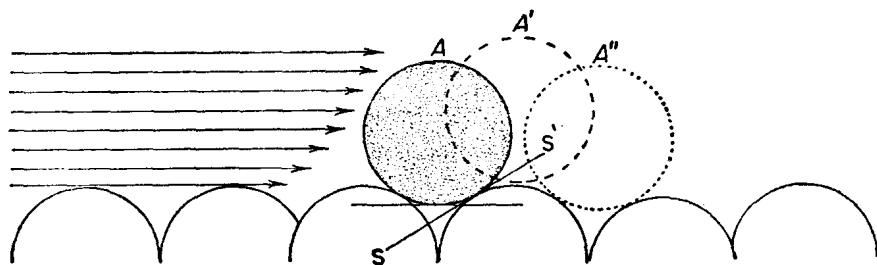


图7. 停留在粒度相当的表面上的砂粒(A)跳动的开始

颗粒A沿斜坡S--S'向上滚动至A'(图7)所需的力,大大地超过其向前和向下滚动至A''位置所需的力。而且,它被举入A'处的流水比它在原来的位置或在A''处更为迅速。结果,从A'处它趋向于向前跳动,进入悬浮状态,直至它再沉淀到底部,如此反复进行。因此,颗粒不是连续地沿底部滚动,而是以一系列的跳动前进。吉尔伯特称这为跳动并断定它是河流底部牵引的主要方式。

停留在较细颗粒上的孤立的较大颗粒,如停留在砂粒之上的卵石或巨砾,趋向于滚动,其运动得到其前面、为旋涡掘出的砂穴所帮助。

推力与负荷力

吉尔伯特指出一个重要的区别;河流的推力是它能够移动的颗粒粒度的数值,负荷力是它能搬运的总负荷的数值。推力大体上依赖于流速,而负荷力更大依赖于流量。例如,小山急流有推力可以移动大的砾石,而缺少负荷力不能搬运大量沉积物。相反,密西西比河的下流缺少移动砾石的推力,但有能挟带巨量负荷的负荷力,每年有500,000,000吨细的沉积物进入墨西哥湾。

负荷

河流实际搬运着的沉积物的数量是它的负荷。它通常按单位时间内运经某一横断面的物质的重量(或容量)来表示,通常指悬浮固体物质加上沿底部移动的物质(某些著者也包括溶解物质)。以滚动和跳动所搬运的物质可别称为牵引负荷。

一定流速的河流的负荷受可搬运的松散颗粒粒度的影响。例如,清沏的山溪潺潺地流经巨砾而无力推动它们。它的负荷等于零。同样大小和速度的第二条河流,流经粒度分选均一的砾石,它的负荷力恰能携带一定的数量;但第三条河流流经均一的砂粒,能携带较大的负荷;第四条流经极细的沉积物,能携带更大的负荷。理想上,对沉积物的每种粒级各有一个负荷量,而当所有可搬运颗粒都属于极细粒度时,负荷最大。实际上,沉积物一般是不均一的,负荷中出现的粒级的范围相当大。

河流一旦满载,就不能携带更多的沉积物,不管可搬运的沉积物有多少,因此它可以流经完全由松散物质组成的河谷底部。

当满荷的河流的速度减低,它的推力和负荷力都减弱并成为超载。随着推力的下降,最粗颗粒首先下沉。河流的动力就可以更多地用在剩余的颗粒上,甚至可以携带另外的沉积

物,粗的换成细的。粗物质的比例随河流而不同,也随同一河流的不同地段而变化。鲁比断定,当河流的速度增加到可以自由地携带砂和砾时,每单位宽度的负荷量的变化大约相当于速度的立方。

越 流 和 总 流

既然运动中的细颗粒比同样成份的粗颗粒更易携带,轻的颗粒比稍重的颗粒更易携带并且更迅速,很清楚,在稳流中的一堆不均一的沉积物,不会像一个整体那样移动。甚至粒度在流水推力能作用的范围内,一般较细的颗粒,比大的和重的颗粒,移动得更快和更远;如速度终于下降,则后者下沉而前者继续移动。如此,当搬运时有些颗粒不断地超过另一些颗粒。这种现象,伊顿(Eaton)命名为越流,由于越流,一堆沉积物按粒度等级和不同成份被分选出来,并分别按砾、砂、粉砂次序沉积。越流大概亦是在搬运中砾石磨蚀和滚圆的主要因素。

总流是指流水可以搬运而不发生沉积的全部负荷。

河流搬运对于沉积物的影响

当搬运时,沉积物的颗粒由于许多因素引起变化。库宁(Kuenen)认为有七种明显的作用使颗粒改变形状并降低颗粒的大小。(1)分裂,颗粒破裂为近于相等的两份或三份;(2)压碎,柔弱或小的颗粒,夹在大的颗粒之间而被粉碎;(3)切削,从角砾的锐利边缘裂成小薄片。在滚圆过程的早期,切削是重要的,而当角砾失去锐利边缘后,则可以忽略不计;(4)撞碎,由于砾石碰撞发生震动,产生表面小破裂。相邻裂缝间的微小楔形块可以松动而脱落;(5)磨碎,当一砾石压着另一砾石,或压在岩质的河床上,而整体地被推动时,产生此种磨蚀的形式。其结果与磨薄片相似;(6)化学作用,包括岩石的腐蚀和溶解,对暴露在洪积平原上的沉积物尤为重要。它作用的程度,与颗粒的矿物成分、气候、地下水运动的速率,以及在土壤中有机的数量和种类有关;(7)砂蚀,是砂粒相互超越或砂粒超越砾石的越流,通常引起这个结果。格雷戈里(Gregory)试验,把在河流中的若干大砾石的相对表面钻了一吋深的洞;五年以后,那些面向下游的洞很少变化,而那些面向上游的洞由于砂蚀大部被磨浅,其最明显的一个仅有0.4吋深。

一般从源头到下游,砾石的粗度减低。这是部分由于破碎和磨蚀,但部分亦由于选择作用;最粗的颗粒首先在速度减低时下沉,这样落在较细粒的后面,因此决不可能被带到像细粒那样远。

虽然磨圆是在搬运中磨蚀作用的结果,离河源愈远,圆度愈大,但有棱角的颗粒,也可能比圆滑的颗粒集中在更远的下游,这是由于他们给流水更多的阻力,因而比圆滑的更容易移动。例如,云母鳞片通常比同质量的砂粒搬运得更远。

搬运中的磨蚀,弱的物质首先磨得细小,成粉砂或粘土而被带走。易遭受化学腐蚀的颗粒同样趋于粉碎。如此在长途搬运中,较粗颗粒(巨砾、砾石和砂)越来越变小,直至只剩下耐磨的物质如石英、石英岩和燧石。

也许搬运对沉积物最重要的影响是分选和粒级的形成。洪水期河流可以携带的粒度范围广,即使在这时分选也还在进行。较细的物质进入悬浮状态并迅速地运行,而较粗的则缓慢地沿着河底移动。砂和砾仅能在河槽的水流最急处被携带,而泥和粉砂可以分布在洪积

平原上,在退水时沉淀下来。洪水减退和水流减速时,粗的物质首先下沉,较细粒被逐步带得更远。这样一堆异质的沉积物将分别沉积为砾、砂、粉砂和粘土。然而在河流中,分选一般不如在海中的完全,因为最大的分选作用完成于洪水期,那时流水随时随地都有很大的变化。

海的搬运作用

海 流

海流的产生,是由于风、潮汐和比重不同。

风吹过水面的摩擦,产生漂流,包括这样的大洋流,如大西洋的(墨西哥)湾流和太平洋的日本流。在贸易风的影响下,表面的水在赤道地区流向西,直到碰着大陆才转向。因为摩擦力只作用于表面,在深处它的影响迅速消失,600呎以下可以忽略不计。远洋中这样的洋流缓慢地移动在表层,而在为大陆边缘轮廓所限制的地方,海流增加深度和速度。例如,湾流经过佛罗里达海峡时,其表面速度达3到4哩,以足够的速度扫掠大陆的边缘,带走从布莱克海底高原表面剥蚀下来的微细沉积物,甚至带到深度超过2,500呎处。向北去哈特勒斯角,它又展开在常西风影响下,向东北方向较慢地流动;出哈特勒斯角时,它的流速大约是1哩。

暴风产生局部的漂流,但这些漂流在方向和速度上变化很大。大风暴一次很少影响比直径300哩更大的面积,难得坚持几天。况且,风暴通过时风的速度和方向经常变化。短暂的风暴的总结果,产生一短暂的漂流,这漂流在两三天后达到最高速率,其后迅速平息,在这期间时而改变甚或倒转它的方向;如此,一系列短暂风暴的一般结果是搅动了浅海底部沉积物,并使它作较短距离的移动,移动方向变化不定。来自一个方向的盛行风暴,如在西风带,其总结果多半是逐步移动底部沉积物,而这种移动的完成是经过许多短程,间以长期停顿,甚至反向的移动。然而接近大陆处,海岸地形影响水的移动,风暴产生的漂流的方向可以比较固定。

直接决定此种海流影响所及的海底深度是困难的,因为测定必须完成在风暴最强的时期,但底部沉积物的研究提供某些间接证据。依照谢泼德,深在25—50呎^①(150—300呎)以下,这种海流的影响可以忽略不计。

地球的自转形成两个潮峰,因而引起潮流,好像一个机车轮子位于其制动卡之间那样。其结果潮峰围绕地球自东而西彼此追逐。在大洋中,涨潮很低,其运动不重要,但当它们撞击大陆棚时,潮流随每一潮汐而涨落。潮流不像漂流,它不限于表面。当潮汐进入浅海时,潮流受海底地形和海岸的轮廓的影响。在这里其方向和速度颇有变化,局部地比任何其他类型的海流,获得更大的速度,除了下面要讨论的浊流以外。最高速度见于潮汐的进口和那些海湾,如芬迪湾、圣弗兰西斯科湾、贝尔岛海峡、温哥华岛和大陆之间的西摩海峡。在这些地方,潮流速度普通达5或6哩。在西摩海峡曾经测得的最高速度为14.1哩(每小时16.5哩);在芬迪湾入口潮流速度高达3.5哩,在该湾顶端处流速更大。在潮汐有韵律的涨落中,速度通常上升到最高峰,然后下降到零,每次潮过后,情况相反。在受合适的海岸线外形影响的地方,涨潮比退潮强大,因此潮水主要沿一方向运动。

密度流 产生在水体比重不同的地方,较重的水流排斥较轻的水流,而处于较轻的水流

^① 1呎是6呎,合1.828米。

之下。这种比重不等可以起因于不同的温度(比重与温度成反比),不同的盐度(比重随盐度而增高)或不同的悬浮沉积物(悬浮沉积物增加水的重量)。水亦趋向于由高压的区域向低气压的区域流动。从极区来的寒冷的表流下沉到底部,并扩展到大洋底部直达赤道。在适当地段,特别在热带,迅速蒸发增加盐度,因而发生下降水流。淡水的河流进入海洋,停留在盐水之上而形成表流,可以流出很远。甚至中等密度的水体可能成层地流出在上面密度较小及下面密度较大的水体之间。

除了下面讨论的浊流以外,所有这样的密度流都是低速度的。

波浪的作用

波浪对浅海海底沉积物的移动起着很重要的作用,因每当波浪经过时,即发生上举作用。

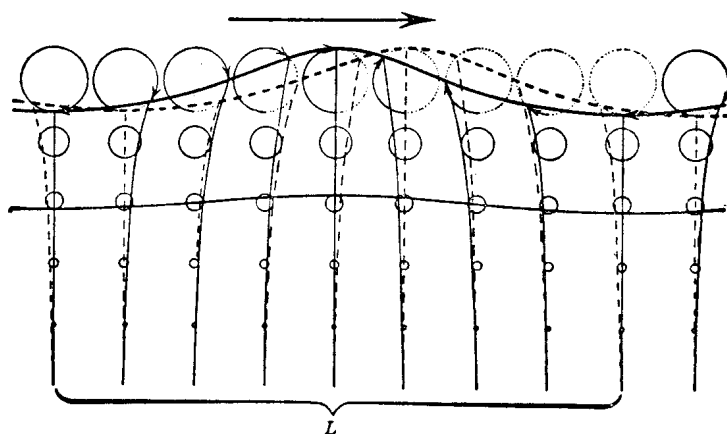


图 8. 一个低对称的深水波浪经过时水点的运动。“表面下轨道的大小按比例表示,较下部波浪的轮廓表示该水平上垂直运动的大小。虚线表示比相当的实线晚一周期的 $\frac{1}{8}$ 以后的位置。”引自库宁(1950 b, 图 42)

最简单的运动可见于风吹过后继续动荡的对称波浪中。如图 8 所示,表面水的质点运动在直径等于波高的圆周中,当波峰经过,它升起并前移,而后向下滑动回到波谷、到它的原始位置。水面下每质点也作圆周运动,但圆周的直径随深度指数地缩减。缩减比例是波浪长度 L (而非它的高度) 的函数。理论上,深度在 $\frac{1}{9}L$ 则运动轨道的直径缩减一半,在 $\frac{2}{9}L$ 则减到四分之一,在 $\frac{3}{9}L$ 则减到八分之一,以此类推。按这比例,10 呎高 300 呎长的波浪,深度在 100 呎产生轨道直径大约为 15 吋,在 200 呎只有 2 吋,在 300 呎时小于 $\frac{1}{4}$ 吋。较短的波浪到达的深度较小。例如,假如它是 10 呎高,长度仅 100 呎,在 100 呎深的运动轨道直径小于 $\frac{1}{4}$ 吋。很明显,甚至巨大暴风浪也不能影响深度在几百呎以下的海底。某些大的海浪保持到暴风过后并超出暴风范围,其高度达 5 或 6 呎,长 1,000 到 2,000 呎。高度虽小,这样的海浪影响的底部深度必定超过暴风浪所及的深度。

迄今为止我们只考虑了水的运动质点在紧闭轨道中的波浪。但当风驱使着波浪,风与

水面摩擦使各个水点稍为向前移动,因此它不完全回到先前的位置。漂流就是如此产生。如果水是足够浅时,它们可以移动海底沉积物。

达到海底的波浪,最低的水点不能发生圆形的轨道,上升的水脱离轨道并在每一波浪以下留着真空。因此,这轨道在极近底部时便成扁平的椭圆形,运动大部是前后往复。当波浪搅动没有海流的底部,这往复的运动趋向于形成沉积物上的对称波痕,而不产生真正的搬运。但只要有缓和的底流存在,每个波浪的上升作用,使海流可能搬动质点,这在无底流时是不能发生的。因此波浪大大促进了底流。

扬举作用

在陆地上,流水限于河槽中,割切着峡谷并扩大地形高低差。局部的海流也流在海槽中,如海岸带的入潮口和神秘的海底峡谷。在狭窄的海峡中或沿着某些海岸线,潮流被限制着,以至切入岩层。除这些以外,海底一般覆盖着松散沉积物,并且海流是宽展的、界限不清的流动水层,它和缓地冲刷着海底。这种条件下发生的侵蚀,从其发生的过程和达到的结果两方面看来,和陆地上的侵蚀,有重要的区别。为了鉴别海底侵蚀的这种特殊类型,我们建议称之为扬举作用(Sublevation,从拉丁语,Sublevare,指举起的意思)。它是用来说明由松散沉积物所组成的海底的陵削作用^①。

波浪的搅动,对颗粒的上举起重要作用,因而底流能够移动它们。这种颗粒个别地自由移动,较细的进入悬浮状态,较粗的沿着底部冲刷。潮流和漂流趋向于成片地移动,超越局部凹陷而沉积物能够停积其中。因此,扬举作用的净结果,使浅海底面坡度均衡,即,填充局部低地而刷削较高的地区。地形上的影响与在陆地上河流产生的地形正好相反,其净结果是浅海海底保持特别平坦,在没有地壳变动干扰的地方,它的坡度是平缓的。

浊 流

好久已经观察到,在罗纳河进入日内瓦湖和莱茵河进入康士坦次湖处,混浊的河水急速地注入清澈的湖水之下,并伸展在湖底而达其最深的底部。显然,河水的比重较湖水的高。这曾被认为这是由于河水的温度较低所造成的,直至福雷尔(Forel, 1887)才强调混浊水较重的原因是由于有悬浮的沉积物。悬浮沉积物增加了水体的比重,并使它沿底部斜坡流动,这点现在已从实地的观察和实验室的实验了解清楚,解释如下。

戴利(Daly)首先引起地质学家对这现象的注意,他提出了海底峡谷被大陆边缘流下的泥质水流所切割的假说。他把这泥质水流叫密度流,但约翰逊(Johnson)提出浊流的名称,区别于由温度或盐度的变化而形成的其他种类的密度流。

库宁首先从实验上证明,负载沉积物的水,沿底部斜坡流下,并且能获得比较高的速度。在一系列卓越的研究中,他曾应用这个概念,解释现代的和古代的沉积物的沉积。

自从博尔德水坝建筑以来,米德湖可作为研究这个现象的一个天然实验室。当科罗拉多河洪水时期,它的混浊的河水注入米德湖源头的清水之下,沿湖底流动,循着老河床全程120哩到达水坝,这底流被反向的表流所补偿。

① 动词扬举(Sublevate)对下述情况也是有用。例如,风暴产生波浪和海流,亦可使一般填积地区的海底扬举。

浊流的速度视悬浮沉积物的质量和集中的程度、以及底部斜坡的陡度而定。泥质的河流入湖的地方,产生一种持久而缓慢的浊流,这浊流基本上像通常的河流那样搬运和沉积沉积物。例如,据古尔德所说,当科罗拉多河洪水时期,米德湖底的浊流流速接近河口处经常达每秒一呎(大约每小时0.7哩),但它到达坝底时流速减慢,每秒不到3吋(大约每小时0.17哩)。反之,在陡坡上(如大陆的边缘)的海底塌方,可以突然发生巨量松散沉积物的移动,移动时这些沉积物混合在水中,直至成为质量重的液体,急速地沿斜坡下泻,并携带悬浮状态的巨量沉积物。这种突发的运动必然是短期的——几小时或最多一、两天。当它到达斜坡的基部而底部坡度平缓时,载有沉积物的移动的水体分散于海洋底部,迅速地减低速度。这样一来,最粗的颗粒首先沉淀,较细的逐渐依次跟着沉积,因此最后沉积为一单层,按粒级排列,粗的居底部,细的在顶部。这样的一层称为粒级层(图片18,19)。此种性质的沉积,人们早已知道,但它们的成因一向不明,直至浊流被认识和被研究之后,才弄明白。

虽然这种间歇的水流通常产生单一的粒级层,如果若干次海底崩陷紧接着发生的话,那将引起更复杂的情况。

库宁和门纳德(Menard)曾指出,这种突变运动所堆成的沉积与持续、缓慢的泥水河流所形成的沉积大不相同。其差别是如此重要,因而显著的不同类型的浊流,应有意义不同的名称。我们建议把它们分为持续的和间歇的。

当混浊的水流源源不断地流经一倾斜水底时,就出现持续的浊流,如泥流泻入湖中,或如暴风浪沿着斜坡卷起沉积物,使之呈悬浮状态。戴利(1936)假设在冰期沿大陆边缘,曾经大规模发生这种海流,当时海平面下降,波浪猛力地搅动大陆棚外部的沉积物。河流入海处较少发生像在湖中的浊流,因为盐水的比重较高,将抵消淡水中沉积物的重量。也许如果河水挟带的沉积物非常多,还是会产生浊流的,或许沉积物能从含粉砂的河水中下沉而混入海水中,那么,这些海水会比周围的海水更重并会沿着斜坡流下。这个见解需要证实。

间歇的浊流仅发展在巨量的松散沉积物突然变成悬浮状态的地方,如在陡削的海底斜坡上崩落。这样的崩落可以由沿大陆边缘的地震所引起的,如下述的大沙洲地震的例子,但它们亦可以没有这样的一种刺激而形成,即在海底沉积物局部堆积成不稳定的斜坡,如大河的出口。当然,不是所有的海底崩落都发展为浊流;它依赖于斜坡的陡度和广度,可能还有别的因素,如底部沉积的性质。在底部斜坡平缓的地方,简单的滑动或崩陷可以发生;但如果斜坡是陡峻的,并且最初的运动是足够迅速时,移动的沉积物可与周围海水充分混合,成为几乎所有固体颗粒都是悬浮状态的液体,那末它将迅速地流动,可以获得动量,并由于掀起更多的沉积物而继续增大,随斜坡疾流而下。

因为间歇的浊流是短瞬间的并发生在海面以下很深处,所以很少有机会直接观察。但艾温(Ewing)和他的同事毕竟能够记录几个这样的水流。首先和最壮观的例子,发见于1929年11月18日的大沙洲地震的记录上(Heezen and Ewing, 1952)。震中是在大沙洲南面的大陆斜坡(图9)。二十多条横越大西洋的海底电缆经过这个地方,若干条铺展于大陆棚,七条沿着大陆斜坡上部,还有五条伸展在斜坡下部更远的地方,并达大西洋洋底。

地震后许多电缆被震断,知道了每根电缆震断的正确时间。这些资料的研究表明,安置在大陆棚上的电缆没有被震断,安置在大陆斜坡上部边缘的七根同时被震断了(a到g,图10),安置在斜坡下更远的五根在13小时17分的周期内依次震断。赫曾(Heezen)和艾温

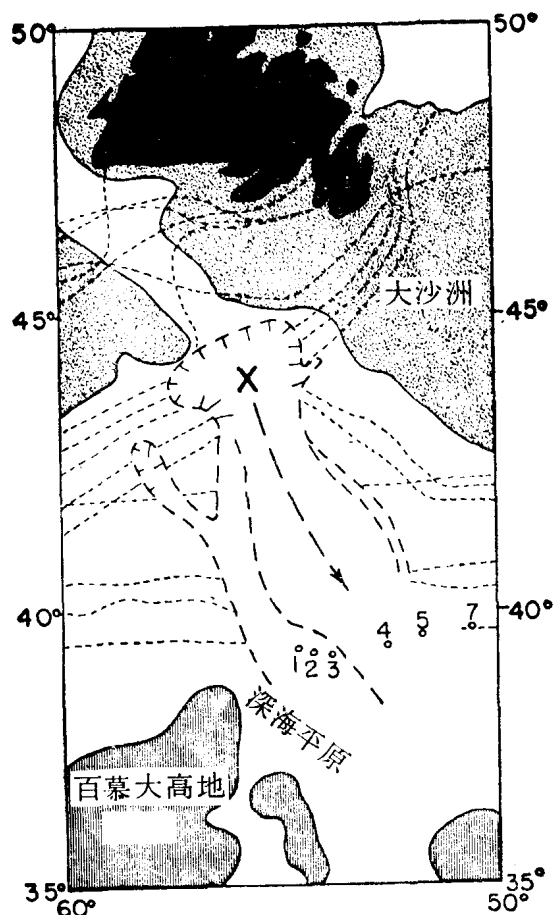


图9. 1929年11月18日大沙洲地震的区域。黑色, 纽芬兰; 浅阴影, 大陆棚; 较暗阴影, 百慕大高地和有关的大西洋中部高地; 点线, 横越大西洋的海底电缆。X是崩落的痕迹; 箭头指示浊流的方向。数字1到7指示深海钻孔位置。据赫曾, 埃里克森和艾温

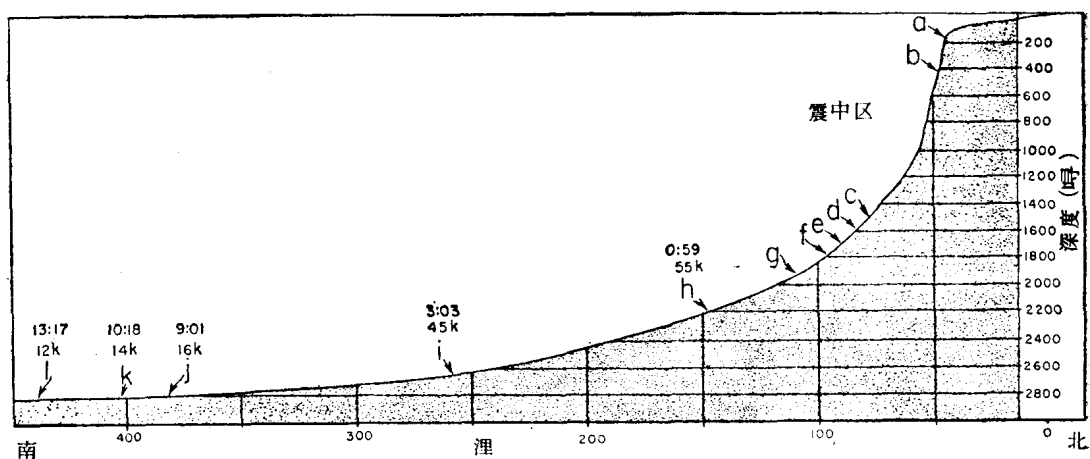


图10. 剖面表示1929年11月18日地震引起的大沙洲南浊流的进程。采自赫曾和艾温(1952)。表明12根海底电缆(a至l)位置。最后5根(h至l)注明在上排的数字表示地震发生到浊流冲断电缆之间的时间间隔, 下排数字表示浊流通过的计算速度(哩/时)