

第四纪地质译文集

(一)

中国地质科学院地质力学研究所

一九八三年十一月

目 录

一、近年国际第四纪冰川地质研究的进展	刘廷栋	(1)
二、第四纪地层的详细划分(年代表)	W.A.Berggren et al	(10)
三、冰期开始时短暂的冰泛作用,反射率的变化和反馈作用	R.M.Koerner	(22)
四、地球轨道的变化对气候的控制作用有多大?	R.A.Kerr	(26)
五、地球自转速度的变化对气候的影响	B.G.Hunt	(30)
六、冰期气候的模拟试验	W.L.Gates	(32)
七、新的冰期还会来临吗?	K.Duphorn	(38)
八、法国东北部上沙间冰期的急展结束	G.Woillard	(46)
九、北极动物群和气候的变化	R.M.May	(50)
十、北极草原—苔原:育空地区实例的剖析	L.C.Cwyner et al	(52)
十一、温暖的副极地北大西洋与北半球冰盖的发育	W.F.Ruddiman et al	(55)
十二、更新世溶蚀旋回所引起的深海岩心氧同位素显示的变化	J.Erez	(58)
十三、夏威夷Mauna Kea的第四纪地层和时代:中太平洋火山活动和冰冠冰川作用38000年的简史	S.C.Porter	(64)
十四、伊里诺冰期时海面的降低	M.Gascoyne et al	(67)
十五、东地中海第四纪浮游有孔虫及其与海水停滞作用的联系	R.C.Thunell et al	(69)
十六、Revue的冰缘研究	A.L.Washburn	(72)
十七、南非纳米布沙漠中部某晚第四纪的湖泊及有关的一些问题	M.Selby et al	(77)
十八、第四纪地质摘要(共50篇)		(80)

近年国际第四纪冰川地质研究的进展

刘廷栋

一、第四纪古气候变化

近年对第四纪古气候变化认识的加深,很大程度上取决于氧同位素分析测定方法的应用。

氧的稳定同位素自然界中有三种,三者存在比(%)为 $O^{16}:O^{17}:O^{18}=99.76:0.04:0.20$,所以通常用 $^{18}O/^{16}O$ 表示氧同位素的组成。一般是测出两个样品的氧同位素存在比的差。以标准的海水做为标准的试样,那么标准试样与实验样品之间存在比的差用 $\delta^{18}O$ 表示,则:

$$\delta O^{18} = \frac{(O^{18}/O^{16})_{\text{实验样品}}}{(O^{18}/O^{16})_{\text{标准试样}}} - 1 \times 1000$$

通过分析深海沉积物中有孔虫化石氧同位素比值即 O^{18}/O^{16} 以及海水中 O^{18}/O^{16} 比值的变化,同时考虑浮游有孔虫组合的变化,就可以确定古海水温度,从而划分冰期与间冰期,一般 δO^{18} 值高时,水温低,相当于冰期; δO^{18} 值低时,水温高,相当于间冰期。

正是基于氧同位素的分析研究,近年对第四纪古气候变化的认识不断加深,对第四纪冰川发展历史揭示得更加明确、清楚。Emilani分析了北大西洋和加勒比海岩心表明过去28万年,古气候有七次寒暖变化,并认为深海岩心古水温的变化与陆地上冰期和间冰期可以对比。Broecker根据北大西洋和加勒比海中有孔虫氧同位素比的变化,用 Pa^{231}/Th^{230} 法测定年代对第四纪最后的冰期(玉木冰期)的古气候变化作了详细的划分。

最近,Shackleton和Opdyke根据深海沉积物氧同位素的变化,从贾拉米洛事件以来(大约90万年),从新到老划分为23个氧同位素阶段(Subdivision)或期(Stage),有的还进一步划分为氧同位素亚期如5a……5e等,对于中、上更新世地层的划分是非常适用的。

另外海水的氧同位素比与世界的冰川量成比例,所以研究海水氧同位素的比,可以推知冰川的规模,如W.F.Ruddiman根据深海钻孔岩心氧同位素的分析数据指出:在最近的气候旋回中北半球有两次冰盖大规模而迅速地增长时期,一次大约距今115,000年在氧同位素亚期5e和5d之间;另一次差不多距今75,000年,在氧同位素期5和4之间。

还有海水氧同位素变化的本身又能反映海面升降的幅度。M. Gascoyne指出,根据威斯康辛冰期,距今17,000年,最大的海面降低为120米的情况看,有孔虫的氧同位素比值增加0.1‰,则相当于海面降低10米,按此数据推算,距今160,000年,相当于伊里诺冰期,海面降低约为145米。

关于氧同位素方法在海洋沉积物中的应用,前已叙述,最近氧同位素的分析,在洞穴堆积物的研究中也开始应用,并取得了很好的结果。如M. Gascoyne等对温哥华岛(Vancouver

Island) 洞穴堆积物的研究,他们认为洞穴中的方解石堆积,是由于过饱和地下水中的 Ca^{++} ,和 HCO_3^- 沉淀作用造成的。而洞穴堆积物的氧同位素的组成受渗出的地下水之氧同位素组成及地层的温度控制。他们发现温哥华岛一个溶洞中的洞穴堆积物,在中威斯康辛期 O^{18} 的含量相对于该洞现代洞穴堆积物要贫乏得多,这样他们就把 O^{18} 含量的变化,看作为此地区古温度变化的纪录。根据计算他们作出了温哥华岛距今30,000~60,000年古温度相对变化的曲线图,又按现代该岛溶洞的温度为 8°C ,就可以推算出绝对温度的变化。其结果与孢粉分析方面的结论是吻合的。通过这样的研究,就可获得第四纪某个时期古气温变化过程的定量数据,这确实是一个很大的进步。见下图。(据 M. Gascogne 等)

总之,根据深海沉积物中有孔虫及海水氧水氧同位素的变化,可以对冰川作用开始与结束的时间,海面升降,古温度,古含盐量,以及冰期与间冰期冰体积累和消融等方面提供可靠的资料及定量的数据。再加上对深海岩心碳酸钙含量变化的研究,几方面的资料相互印证,再配合以年代的测定,进行综合分析研究,因而在第四纪古气候演变,冰期和间冰期的划分等方面,都取得很大的进展。当然也存在一些问题,如有些资料相互矛盾;不同地区深海岩心资料的对比;以及第四纪年代测定的可靠性等都有待进一步研究。

二、有关冰期成因的研究

关于地球轨道的变化可能影响气候的观点,最早是由天文学家Joho Herschel (1830年)提出来的。1941年Milutin Milankovitch发表了详细地计算结果,最近这种观点又比较流行,那是因为对海洋沉积物及一些珊瑚礁阶地的研究,有利的证据不断的增多,所以Milankovitch的理论近年受到越来越多的重视与广泛地承认。按照Milankovitch的理论,气候的周期性变化取决于地球自转轴和轨道的周期性变化即:(1)地轴同地球轨道平面之间的倾角,现在是 23.5° ,它变化于 22.1° — 24.5° 之间,每41,000年形成一个周期;(2)当地轴缓慢地摆动时,地轴也有旋进(Precess,天文学上也称岁差运动),即改变其方向,地轴旋进的周期大约为21,000年;(3)地球轨道的椭圆率或偏心率,也不是恒定不变的,它的变化周期是105,000年。按Milankovitch的理论,这种周期只是调节地轴旋进作用的大小,因而它本身并不导致明显的气候周期。

目前有许多证据支持Milankovitch的理论,如对巴巴多斯,夏威夷和新几内亚珊瑚礁阶地的研究表明大约在80,000, 105,000和125,000年前海水处于高水位,大致显示出21,000年的周期性;Emiliani 根据对深海岩心的研究,氧同位素的变化,反映冰盖规模大小的改变,也获得一些有利的证据;Micklas, Pisias测定了巴拿马湾一个深海岩心中浮游微体动植物残骸成分里碳酸钙和二氧化硅的沉积速度,结果发现碳酸钙的沉积显示23,000年的周期,二氧化硅的沉积呈现100,000年的周期性。James Hays, Joha Imbrie和N.J. Shackleton(都是CLIMAP计划的参加者)做了令人信服的工作,他们断定某一深海岩心中气候的标志在时间上间隔45万年,并发现气候变化具有23,000年, 42,000年和100,000年的周期。特别是最近350,000年以来,气候的周期变化均和地球轨道的变化周期有联系。还有Imbrie认为某地区根据花粉分析资料所显示的古气候变化,也具有40,000年的周期。

虽然现在大多数研究者都相信地球轨道的变化对气候的影响,但是仍然存在一些相互矛盾的问题,其中很重要的之一就是无法解释那100,000年的气候周期所占有的显著地位,这样周期在大量的地质资料中都可以见到,但是按照Milankovitch的理论,这种周期变化仅仅与地球轨道偏心率的变化有关。而这种偏心率的周期,引起射向地球的太阳光总量至多不超过

0.1%的变化,所起的作用并不大,但是100,000年气候变化的周期却很显著,现在还没有得到圆满的解释。

Hays, Imbrie和Shackleton 认为根据沉积资料所反映出的气候变化大约有80%与这三个最明显的地球轨道周期有密切的联系,但是Carl Wunsch 却怀疑这样的结论,他认为根据这三个周期所能解释的气候变化,从数量上看接近于10%,而不是80%,总之还是有争论的。

关于冰期的成因,现在许多人都认为是由一些周期性的因素和非周期性的因素相复合而决定的。但是,地球轨道变化的这种周期性的因素,它是造成冰期气候的主要原因之一,控制着某一次冰期出现的时间,当前这种观点还是比较流行的。即所谓“天文学派”。

近年对冰川起源问题的研究,又有进一步的深入,如果说地球轨道的变化是造成冰期气候的主要原因,那么地球轨道的变化究竟怎样影响地球表面的气候呢?冰川发展与消退的机制是什么?也就是说水份怎样从海洋中被输送到陆地上而形成大规模的冰川呢?

最近W.F. Ruddiman和McIntyre等非常强调温暖的副极地北大西洋(40°N—60°N)的重要性,这里做为水份的来源地,是北半球冰盖发育的必要条件。他们主要根据深海有孔虫氧同位素的分析以及浮游有孔虫组合的变化,证明在距今115,000年和距今75,000年有两次冰盖大规模而迅速地增长时期(分别相当于氧同位素期5e—5d和5—4之间),而这两个时期副极地北大西洋都保持相对的温暖状态,和现代的温度相当甚至高1°—2℃。根据一些资料表明,在氧同位素期5—4的转变阶段,在加拿大沿海形成温暖的海洋(温度高达19℃)就紧靠着冰雪覆盖的海岸,造成海洋是“间冰期”的夏季,而陆地为“冰期”的冬天,存在这样一条狭窄的、急剧的热力梯度地带,这一点具有相当重要的古气候意义。

许多研究者均指出:随着冰川的发展扩大,陆地上的反射率必然增大,造成正反馈作用,从而使高纬度地带更加寒冷,随之冰体大规模地增长,但是增长到一定的程度,就导致冰雪覆盖地区的极地反气旋的扩大与加强,这种极地反气旋的干冷气团,使冰前的海域和地区的温度继续下降,干燥程度增加,降雪减少,很显然,如果没有其他的天气系统与之相抗衡,抵消上述那种作用,那么冰盖的增长速度就要减慢以至停止。

正是由于温暖的副极地北大西洋,紧靠着冰雪覆盖的陆地,形成一个窄长的地带,在非常短的距离之内,出现了从极地到赤道的热量状况的巨大差异,这种急剧的热力梯度地带的存在就是气旋的发源地,它有利于形成气旋天气,或者使来自南、西方向的低气压进一步强化,因而总是形成风暴,气旋沿着热锋面向北和西北方向移动,吹向Laurentide冰盖(北美北部的冰盖)的中心地带,这样副极地北大西洋做为水份的来源地,而气旋风暴把水份源源不断地送向Laurentide冰盖,使冰盖不断增长。另一支气旋风暴以同样的方式,把水份送向斯塔的纳维亚,使北欧的冰盖发展扩大。

还应指出:北半球两次冰盖迅速发育的时期,都合好与北半球夏季日照处在最低值时有密切的关系,凉爽的夏季具有重要的意义,这样才能使年降雪的大部份在消融季节不致融化而积聚起来,所以Ruddiman 等认为夏季低的日照值和温暖的副极地北大西洋同时并存,可能是北半球大面积的冰盖迅速发育的必要条件。同时还有一点很重要,那就是北美东部与北大西洋西部之间存在着一个窄长的具有急剧的热力梯度的地带,这才导致强劲的经向环流,把水份源源不断的向北美及北欧的冰盖中心地带输送去,这是发育冰盖最有利的大气环流的形势。今天,副极地北大西洋正处在温暖的间冰期,如果日照值一旦降低到某一临界值之下,那么北半球的冰盖就会再次地迅速发育。

三、对南极冰盖的认识

现在对南极进行考察的有13个国家，当然考察的主要目的是调查那里的资源，然而近年对南极冰盖的厚度、范围及发展变化等方面都取得很多可靠的资料。现已证明南极冰流早在一千万年之前就已出现，南极冰流对全球第四纪古气候的演变有举足轻重的作用，目前在第四纪冰川地质的研究中，南极冰盖的发展变化所产生的影响，已经成为一个不可忽视的因素。

Hays 等根据对位于非洲、澳大利亚与南极中间地点附近的一个钻孔岩心资料的研究，发现此岩心中沉积物显示出比20,000年短得多的若干个周期，与其他的海洋沉积物不同，就是因为此岩心正好位于冷的南极表层海水同向北的较温暖的海水分界面之下，因而这里的沉积物对于气候的变化反映特别敏感，在冰期气候的波动过程中，这个分界面就在该岩心的上方来回地移动，这样气候的变化就通过微体化石的化学与生物学特性的急剧改变，而显示于沉积物中，表明受到南极冰盖变化的影响。

另外也有一些迹象表明，在最近几千年中，气候的变化就受到南极冰盖的影响。如根据 C. J. burrows 的研究，距今21,000—1,000年中，南半球寒冷的气候出现在距今11,500—9,000, 8,000, 5400, 4,800—1,500, 3,600（公元前1620年），2,700—2,200（公元前720—220年），1,800—1,500（公元180—480年）和1,100—900（公元880—1080）年C¹⁴。温暖时期在距今9000（8000）—（6,000）5000年C¹⁴。竺可桢教授根据对中国五千年来气候变迁的研究指出：最低温度时期出现在公元前1000年，公元400年，1200年和1700年。温暖时期出现在仰韶文化列安殷墟时代，距今5000—3000年（相当于公元前3000—1000年左右），以及汉代（公元前206年—公元220年）和唐代（公元618—907年）。Robert. M. May 根据瑞士及其他地区地层学孢粉分析方面的研究，业已证明在过去的3,000多年中，冰川进退有五个旋迴，气温最低时期在公元前1400—1300年，公元前900—300，公元400—750，1200—1300和1600—1850年。最温暖的时期在10.11和12世纪，大约在公元1080—1180年达到温暖的顶峰阶段。对比南半球与欧亚大陆最近几千年来气候的变迁，似乎是南半球几次寒冷气候出现的时间如公元前1620年，公元180—480，公元880—1080年，就与北半球欧洲及中国出现的时间不太一致，甚至正好是北半球的温暖时期，好像是南半球寒冷时期比北半球出现的时间要早一些，当然这方面的资料现在还很少，不能得出什么结论，但是仍有一些蛛丝马迹，似乎可以看出南极冰盖的发展变化对北半球气候演变所产生的影响。

另外，现代南极气候的变化，对世界气候的影响也是值得注意的。在英国南极调查所的1976—1977年度报告中指出：南极地区全部有长期观测纪录的观测站，最近都出现了一种趋势，即年平均温度都超过以前75年的多年平均温度如：Suoth Georgia 高出0.3℃，Mc-murdo 高出0.7℃，Laurie 岛高出1.1℃，Antarctic Peninsula 大约高出1.9℃这样的温度变化，看来并不太大，但却反映出巨大热量的转移。还有 South Georgia 从1906年以来降水量增加了33%，在Scotia 海大气环流已发生了明显的变化，都是值得注意的。

最近中国已有两位同志应澳大利亚的邀请参加了南极的考察工作，今后定会取得很多重要的资料。基于目前对南极地区的认识，今后在第四纪冰川地质研究中，应该注意南极冰盖发展变化对全球产生的影响。

四、现代气候演变的趋势

近来世界气候异常现象很普遍，所以对现代气候的演变趋势，引起了人们广泛地关注，特别是全球人口不断增加，一旦气候发生巨大的变化，就会影响到粮食的产量，这是关系到人类生存的大问题，所以对于今后气候朝什么方向发展，引起了全世界气象、气候学家的注意，这方面的研究报道很多。从第四纪冰川的角度来看，研究现代气候的演变趋势，也是研究第四纪冰期—间冰期更替问题的一个很重要的实际应用，因此无论在理论上还是实践方面均具有重要的意义。

当前许多研究者都倾向于现代气候向冷的方向发展，也就是说现代的间冰期即将结束。如最近 Laws 等认为：现在60岁的人在一生中已经经历了一次气候的波动，它影响了许多国家的经济，此次气候波动开始于1915年，表现为气候逐渐变暖，在40年代初最为温暖，但是随后35年间气候又逐渐转为寒冷，而现在这种变冷仍在继续着。Vibe在仔细研究了格陵兰的北极动物地理分布的变化后，从19世纪初以来，他划分为三个时期：①浮冰停滞时期（1810—1860），格陵兰气候比较冷；②浮冰摆动时期（1860—1910），这时从北冰洋漂入大西洋的浮冰要比从前多一些，气候比较温暖；③浮冰融化时期（1910—1960），气候温暖，浮冰融化，因而东格陵兰海流的浮冰减少。但是从60年代后，又逐渐变冷，Thoradotir指出：冰岛北面的主要水产量在1965—1975年间，至少减少了1/2—2/3，可能就是由于海水温度下降，海冰分布范围向南扩展的缘故，这与Vibe的结论是一致的。最近还有人根据树木年轮的研究，也认为现在地球的气候正在逐渐变冷。

关于现代的间冰期将在什么时候，又以什么方式来结束呢？这是一个很引人注意的问题，Genevieve. Woillard 根据对法国东北花粉分析的研究，他认为现代间冰期可能急剧的结束，因为在法国东北部Grand Pile，在更新世时至少有三次间冰期（或间冰段）结束时，都伴有森林的组成急剧改变的现象：植被从温带阔叶林演变为寒温带针叶林，仅仅就发生在150年±（50%）之中，特别是大约在115,000年以前，在不到20年的时间之内，就曾发生过一次这样的森林更替。由于现代欧洲的森林多为人工营造，今天这种温带阔叶林逐渐衰落的现象，人们是很难觉察的，所以我们不能排除这样的可能性，即我们现在已经生活在间冰期的晚期，可能正在迈向那种比较迅速的，也许是奇迹般的“寒温带针叶林化”的年代。他是根据查数冰川纹泥来确定年代的，不过20年之内植被从温带阔叶林转变为寒温带针叶林，时间未免太短促了？譬如一株松树长起来就要几十年，甚至上百才行，他的结论是很有意思的，今后我们在孢粉分析工作中，也不妨注意一下。

另外也有研究者认为，由于人类的活动，工业的发展，大量燃料的燃烧，使空气中CO₂的含量增多，与此同时世界上森林大面积的砍伐，使绿色植物吸收CO₂的量为减小，总的结果是造成空气中CO₂含量的增多，这就会阻止地面热量的散发，由于这样“温室效应”，空气的温度将逐渐升高，据研究，如果按目前人类每年消耗的燃料计算，那么到2050年时，整个大气的温度将升高3℃。但是Hays认为，CO₂使空气温度的增高，只能在短时间内使变冷的趋势推迟，却不能阻止目前正在形成的这次新冰期。

五、实验手段与新技术方法

近年国外在第四纪地质的研究中，采用的新技术方法很多，不过当前在实验手段方面作用最突出的有两项，那就是①第四纪年代测定技术的改进与提高；②氧同位素分析测定方法

的普遍应用，分别概述如下：

1. 第四纪年代的测定

第四纪年代测定的方法很多，但是近年应用最广泛，作用最明显的是钾氩法和铀系法。钾氩法适用于对火山岩系以及与火山活动有关的沉积层的年代测定。最近美国地质学家对夏威夷Mauna Kea第四纪冰碛地层年代的测定，就是应用K/Ar法的一个很典型的例子，因为这里有四套冰碛层，而冰碛层分别被夹于火山喷发岩之间，所以用K/Ar法测定出各期火山岩的年龄后，冰碛层年代的上、下限就很容易确定了，如最早的冰碛层（Pohakuloa层），其下伏的Hopukani熔岩层年代为 $278,500 \pm 68,000$ 年，而上覆的火山岩其年代为 $122,400 \pm 7300$ 年，这样Pohakuloa冰碛层的年代就可以确定下来。他们用K/Ar法所测的年龄上限达到 $41,300 \pm 8300$ 年，再年轻的火山岩层则用 C^{14} 方法测定年代。他们用K/Ar法配合以 C^{14} 法，做出了夏威夷Mauna Kea第四纪火山活动与冰冠冰川作用的年代表，取得了很好的结果。据报道，用K/Ar法测定的年龄上限能够达到2500年，不过用此种方法获得5万年以内较准确的年代资料，已经比较困难了。

另一种普遍使用的第四纪年代测定方法就是铀系法（其中又包括一系列的方法），这些方法近年在国外已广泛应用于大西洋，印度洋，太平洋，加勒比海，黑海，地中海等大洋和内海的海洋沉积物的年代测定，取得了大量海洋沉积物岩心的年代资料，显示出铀系法在第四纪研究中的重大作用。最近在第四纪陆相沉积物方面，采用铀系法也取得不少的成果。例如M. J. Selby等对南非纳米布沙漠中部Narabeb的湖相碳酸盐层，用 $^{234}U/^{230}Th$ 的方法，测定其年代为距今210,000—240,000年。还有在巴哈马群岛的安德罗斯岛附近，海面以下45米处，一个水下喀斯特溶洞中找到了石笋，Gascoyne等用铀系法测定了石笋的年代（ $^{230}U/^{234}U$ 和 $^{234}U/^{238}U$ 的比值，来测定年代），表明洞穴堆积物沉积于距今160,000到139,000年之间，这个时期相当于伊利诺冰期，在考虑了构造下沉的影响后，Gascoyne等得出结论即：伊利诺冰期时海面肯定至少比现在要降低42米。

2. 氧同位素分析

基于氧同位素的分析研究，在第四纪古气候变化，冰期与间冰期划分，海面升降，古温度，以及冰盖的增长和消退等方面，获得许多新的认识，从而把第四纪冰川地质的基础理论研究，向前推进了一大步。

最近国外很多学者对氧同位素分析方法，正在进行深入的探索与研究，如瑞士的U. Siegenthaler等，研究了大气降水中 ^{18}O 含量与气温和海拔高度的关系，指出：大气降水中 $^{18}O/^{16}O$ 的比值和各种气候要素相关，特别是与温度有密切的联系，但是决定大气降水中稳定氧同位素组成的各种气象过程是非常复杂的，有些问题现在还没有弄清楚，因而对古代大气降水中氧同位素的比值（它们被记录于极地冰盖或湖相碳酸盐沉积层中）要做定量的解释，还会遇到很多的困难，为此他们在瑞士几个地方，从1971—1978年按月对大气降水中 $^{18}O/^{16}O$ 比值进行了测定，为氧同位素分析方法的实际应用，提供了现实的依据。

此外还有一些研究者报道，深海现代浮游有孔虫的氧同位素含量比浅海同类有孔虫的含量要大些，表明 $\delta^{18}O$ 的值受海水深度的影响，也和地理分布有关系，另外 $\delta^{18}O$ 的值在不同种间以至同种之内都存在着很大的差异，再加上各实验室分析处理方法的不同，所以对于 $\delta^{18}O$ 的分析数据，要慎重对待。如Jonathan Erez等认为 $\delta^{18}O$ 的绝对值并不太重要，而必须

考虑碳酸钙的溶蚀作用对冰期—间冰期氧同位素变幅(GIA)的影响(GIA: Glacial—Interglacial Amplitude, $GIA = \delta^{18}O$ (冰期) - $\delta^{18}O$ (间冰期))，而GIA在不同种之间乃至各实验室的分析结果都是比较接近的。大多数研究者均同意制约GIA的最主要因素是北半球冰盖的体积以及它的氧同位素组成情况，其次是温度，另外近年还发现由于 $CaCO_3$ 溶蚀旋迴不同，在大西洋使GIA增大，相反的在太平洋则GIA减小，两大洋之间GIA的差可能达到0.8‰，与实际分析数据很接近。

氧同位分析方法的重要性，已是公认的事实，尤其是在第四纪冰川地质的研究中已经发挥了重大的作用，无论研究海洋沉积物方面，还是在研究洞穴堆积，湖相碳酸盐沉积方面，均有广泛的应用，显然是一种很有发展前途的分析方法。

3. 冰川模拟试验

从近年国外第四纪地质研究方面看，模拟试验的方法，也是普遍使用的，而且在第四纪冰川地质的基础理论研究方面，已取得很多成果。如Isaac Held和Max Suarez通过模拟试验，能够近似的模拟出按照Milankovitch理论所予测的23,000年和41,000年的气候变化周期，同时也证明了反射率—日照的相互制约，即所谓正反馈机制的重要作用，在北半球处在最大的日照值发生变化时，那么模型中就产生最明显的气候变化。若日照稍有增加，就会引起冰雪覆盖地区大范围地减小，结果反射率大大降低，更多的阳光被地面所吸收，因而更进一步加速了积雪融化，从这个模拟试验中可以看出，夏季最大的日照值发生变化时，对气候产生的影响最明显，也就为解释冰期的成因，找到了理论根据。

B.G.Hunt根据大气环流的模拟试验，研究了地球速度的变化对古气候的影响。他在模拟试验中把模型旋转速度控制在正常的地球自转速度的5倍，按照流体力学的规律，当高速旋转时，流体的动力特征值降低，相应的其输送过程和总的运动强度也会减弱，因此在地球自转速度很高时，自然就会影响到大气环流，很明显的一点就是表现为经向环流的减弱，从而导致对流层向极地方向热量输送的减少，造成高纬度地区越来越寒冷，而热带地区更加炎热，所以B.G.Hunt根据模拟试验的结果认为前寒武纪大冰期（也就是中国的震旦纪大冰期）的出现与地球自转速度很高密切相关。同时古生物方面的证据也表明晚前寒武纪时，大约在 1.5×10^9 年前，那时地球自转速度是现在的2—2.5倍，每年至少有800—800个太阳日，说明地质事实与模拟试验的结果是一致的。随后，地球自转速度减慢，高纬度地带大气环流的状态得到改善，气候渐暖，冰川覆盖面积也随之逐渐缩小，当地球自转速度减慢到自转周期为20小时的时候，就不利于冰川作用了，所以在 6×10^8 年前，前寒武纪大冰期结束。按照Mac Donald的推算，从距今 1.7×10^9 年前到现在，地球自转速度有逐渐减慢的趋势，也就是时代越新，地球自转速度越慢，因而他们认为石炭、二叠纪大冰期与第四纪大冰期是不能用地球自转速度这个因素来解释的，因为到这时地球自转速度已减慢。至于第四纪大冰期，是否与地球自转速度有关，当然是有待探索的问题，看来地球自转速度的变化对古气候发生影响的论点，也是研究冰期成因的一条思路，今后若能开展第四纪冰川模拟试验工作，那么对第四纪冰川地质的基础理论研究，一定会有很大的帮助。根据我国第四纪冰川的特点，通过模拟试验，至少可以研究以下几方面的问题：

(1) 关于东亚大气环流，中国东部地区第四纪冰川的形成与东亚大气环流有着不可分割的关系。譬如中国东部地区，第四纪冰川遗迹表现得最明显的地区，也就是从冰碛物，冰蚀地貌，冰川运行的遗迹以至古生物方面均有显示者，似乎是以长江为中轴线，长江流域为

主, 大体呈东西向的分布, 这表明冰期时来自西伯利亚、蒙古的反气旋十分强大, 一直向南推进, 而来自海上的海洋气团相对比较弱, 两种气团经常相持于长江流域, 造成大量的雨雪, 为长江流域第四纪山岳冰川的发育提供了有利的物质条件。还有从已知冰川遗迹的分布看, 中国东部地区第四纪冰川在时间和空间的分布上, 也还表现出一些规律性: 即时代越老, 冰川规模越大垂直下降幅度也大, 其分布的纬度更偏南; 反之时代越新, 则冰川的规模渐小, 垂直下降的幅度也减小。如果我们通过冰川模拟试验, 就可以再现各冰期时东亚大气环流的情况以及大气环流到底是怎么变化的, 这样就可以从理论上对中国东部地区的第四纪冰川问题进行探索, 研究以至得到证实。

(2) 中国的沙漠、黄土、和冰川的分布, 是中国第四纪古气候条件区域性差异的具体反映, 然而它们在形成、发展和空间分布上又是紧密相连的, 通过冰川模拟试验可以揭示它们之间的相互关系。

(3) 青藏高原的上升对东部地区第四纪冰川发育的影响, 青藏高原的上升, 在中国第四纪地质的发展史中占有重要的地位, 现在已引起普遍的重视。如果做些模拟试验, 就可以研究探索青藏高原的上升对东亚大气环流产生哪些影响, 怎样表现出来的, 在中国第四纪古气候的演变中起了什么作用。还有青藏高原的上升对中国沙漠的形成, 黄土的堆积与冰川的发育产生那些影响, 甚至还可以进一步研究青藏高原的上升量与冰川在时间、空间分布上的关系。这样模拟试验工作也可以和我们目前在青藏高原进行的野外考察, 密切相配合。

近年国外一些学者都在从事有关冰川模拟试验方面的工作, 实践证明它确是加强第四纪冰川地质基础理论研究的一个有效途径。

4. 化学分析:

K. O. Emery 分析了格陵兰冰层中心部份所含砂尘的 Ca 浓度, 发现有两个高峰, 根据 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线判其年代为 20,000 年前 (玉木冰期极盛期) 和 11,000—13,000 年前 (玉木冰期末期)。这两个时期 Ca 浓度比全新世约高 10 倍, 表明当时大气环流强烈, 干燥地带扩大, 砂尘从中纬度带被风吹到格陵兰。此时中国北方沉积马兰黄土, 相当于大理冰期, 气候也是非常干冷。

测定深海沉积物中碳酸盐含量的变化, 也可以推论古气候的变化。碳酸盐沉积的速率反映与古气候相关的深海海水的性能——即对已沉积的 CaCO_3 的溶蚀能力。一般来说, 冰期时 CaCO_3 的含量大。通过进一步的研究表明, 在深海岩心中 CaCO_3 的含量还显示出周期的变化, 即所谓 CaCO_3 旋迴 (CaCO_3 Cycle)。Pisias 发现, 深海沉积物中, CaCO_3 显示出 23,000 年的周期性, 接近于地轴旋进的周期 (22,000 年)。说明气候变化, 对深海沉积物中 CaCO_3 的含量产生影响。但是, 关于造成深海岩心中 CaCO_3 旋迴的机制, 仍是有争论的问题。深海沉积物中 CaCO_3 含量的变化, 可能与 CaCO_3 生成量的改变, 或 CaCO_3 本身的溶蚀作用及非碳酸盐物质的稀释等因素有关, 比较错综复杂。Gardner 指出, 在东赤道大西洋, 海水比较浅的岩心 (3000 米) 其 CaCO_3 含量高达 80%, 同时冰期—间冰期碳酸盐含量变化很小, 可是随着海水深度的增加, CaCO_3 的平均含量降低, 而冰期—间冰期 CaCO_3 变化的幅度加大, 这种随海水深度而产生的 CaCO_3 含量的变化, 主要是由于 CaCO_3 本身的溶蚀作用造成的, 它受海水深度的控制, 主要是因为压力增加的关系。Gardner 通过计算还指出, 在东赤道大西洋, 至少 CaCO_3 沉积的 60%, 在冰期时被溶解了。现在还存在一个问题, 那就是大西洋和太平洋, CaCO_3 的旋迴在时间进程上是不一致的, 在大西洋, CaCO_3 的含量在间

冰期时高，冰期时低，而在太平洋情况恰好相反，如现在间冰期的大西洋， CaCO_3 正处在保持（沉淀）的状态，故含量高，而现在在太平洋 CaCO_2 则处于溶蚀状态，所以含量低，这种现象，目前还没有得到圆满的解释，有待深入研究。

Pisias研究了深海岩心中二氧化硅的堆积速度，二氧化硅的堆积反映出附近地区某种生物群落的面貌，而生物群落的兴衰更替又是与气候变化紧密相联的。同时Pisias发现二氧化硅的堆积具有10万年的周期性，这种周期性近似于地球轨道偏心率变化的周期，表明二氧化硅的堆积速度与古气候变化相关。最近T.E. Cerling对东非Turkana Kenya湖上更新世古水化学的研究，他把化学分析方法与古生物，粘土矿物等方面的研究密切相结合，由于 $\text{Na}^+ \text{Ca}^{++}$ 离子的浓度与湖水的含碱量是相关的，所以对粘土矿物做交换阳离子的分析，就可以查明古代湖水的含碱量，再结合古生物分析，就可推断古气候的特征

5. 孢粉分析

我们孢粉分析精度比较差，原因之一就是采样间距大，国外有些精细的花粉分析实例，是值得学习的，如Geneviève woillarel对法国东北部格兰德皮尔的花粉研究，他在5厘米长的岩心上，按间距1毫米采花粉分析样品，每个样品只取250微米的薄层，做实验分析。每个样品至少统计1,000粒乔木花粉，这样5厘米的岩心上，共取50个样品，所以作出的花粉式非常精细、清晰，花粉组合的变化一目了然。根据这样精细的花粉式推论出曾在20年中（年代据冰川纹泥推算）发生过温带阔叶林被寒温带针叶林所取代的现象。因而Geneviève Woillard得出一次间冰期在20年内急剧结束的结论。

随着第四纪年代测定技术的发展，近年国外在花粉分析的统计中采用了花粉散落量（influx）的概念（它是以花粉粒数/厘米²·年，表示的），计算花粉散落量时，须要知道所研究湖泊的面积，沉积物的平均沉积速度，和沉积物中花粉的平均浓度。这样可以反映出花粉绝对数量的变化，显然比只考虑各种花粉相对数量变化的统计方法（即百分比统计法）要优越，根据花粉散落量来再造古植被可能更接近于客观实际。例如，L.C. Cwynar等通过C¹⁴法测定年代，采用花粉散落量的概念，对育空地区进行过孢粉分析，他们得出的结论是不同意距今30,000—14,000年，这里存在着草原植被的见解。因为从前的研究者主要就是根据花粉分析资料中Artemisia和Gramineae花粉百分比很高，所以认为是草原植被。他们根据花粉散落量的分析认为：东白令地区（Beringian）的草本植物花粉带是代表一种稀疏而不连续的植被，在山地为具有草本植物的苔原，在低地局部有以沙草科—禾本科为主要组成的草地。同时还指出：在连续不断的草原生态环境中，花粉散落量的值小于1000粒/厘米²·年是不大可能的，而花粉散落量的值小于100粒/厘米²·年时，就可以认为植被是非常稀疏的。

根据近年国际第四纪冰川地质研究进展的趋势，结合我国的具体情况，为了提高第四纪冰川地质的研究水平，就必须加强实验手段，多做一些基础性的工作。

第四纪地层的详细划分(年代表)

W.A.Berggren J.D.Hays L.H.Burckle J.P.Kennett M.B.Cita
N.D.Opdyke H.B.S.Cooke L.Pastouret B.M.Funnell N.J.Shackleton
S.Gartner Y.Takayanagi

前 言

第四纪深海沉积物地层的详细划分,不但对地层学工作者具有重要的意义,而且对那些探索沉积物中所纪录下来的各种作用过程的研究者来说,也是很重要的(如:气候的变化及其原因,海洋化学及其随时间的变化,动植物的演化与绝灭现象等)。在这样的研究探索中若使地层时代的划分,达到一千年这样短的精确度,那么对于研究工作常常是很有益的,而在地层的柱状岩芯中,这样的精度,还是未曾有过的。基于这样的要求,从第九次国际地质会议以来,我们就开展了这方面的工作,同时综合运用目前可能采取的各种第四纪地质学的研究方法和手段,以便确立地层之相互关系。

我们的方案首先必定涉及到称之为基准面(datum levels)的概念(或生物地层层位)因而也必须研究每个基准面的地理分布以及各基准面之同时性或异时性的根据。为此我们加了速资料 and 情报的交流,以便在原状的岩芯中能够标定这些基准面。这种研究方法的重要性,可以通过放射虫 *Stylotracetus universus* Hays 和钙质浮游生物 *Pseudoemiliania sacculosa* 绝灭的基准面,得到充分地说明。估计前者在太平洋和大西洋绝灭的年代是距今 350,000—100,000 年前,而后者绝灭的年代,估计是在距今 275,000 年(Gartner, 1972), 350,000 年(Gartner, 1973) 和 400,000 年(Gartner 和 Emiliani, 1976), 其中年代的差异是因为依据磁性的,放射性的和氧同位素的年代标尺分别研究得出的。在太平洋,早已认识到这两个基准面彼此很靠近,同时现在还知道,不仅在印度洋,而且在太平洋和大西洋, *P. Lacunosa* 的绝灭层位是在 *S. universus* 绝灭层位之下。通过与氧同位素地层的对比,已经证实,在它们的地理分布区内,两者的绝灭至多也不过发生在几千年之中。

根据与目前已建立的比较完善的磁性地层和氧同位素地层的对比,我们审查了大部份新于 100 万年的生物地层层位。对于第四纪早期(前贾拉米洛事件,大约 90—170 万年)氧同位素地层,在层位的对比方面用途较小。然而,在此时期,利用磁性地层能够很好的标定这些基准面,我们对差不多 40 个生物地层层位,提供了有关的数据、资料。

从贾拉米洛事件以来(大约 90 万年),基于氧同位素地层而详细划分的 23 个阶段(Sub-division)(即期, Stage),是划分中、晚第四纪地层的一种很适用的方法。氧同位素地层大大地增强了生物地层层位,在地层对比与年代鉴定方面的价值。

方 法

对于第四纪深海沉积物来说,有三种不同的方法,可以用来建立时代的标尺,这些方法是:(a)相对于现在的年代;(b)包括一系列的环境条件变动的标尺;和(c)代表动植物演化过程中各种特有事件的基准面。其中每一种数据资料都具有不同的性质。

年代可以提供深海沉积物沉积时代具体年数的估计。年代的可靠性（准确性和精确性）则取决于对决定年代可靠性的沉积作用和沉积速率的了解，如沉积物的沉积，扰动和成岩作用等，同时年代的可靠性还取决于实验室的准备措施和所采用的分析实验方法。年代仅仅是提供沉积序列年龄的具体年数。这种年代的使用价值就在于它控制着第四纪时代标尺的建立以及同陆相第四纪沉积物之对比。

标尺可以从一系列交替或连续不断变化着的参数中获得，而这些参数是从海相沉积序列的某种具有特征的地层学曲线上反映出来的。在这种标尺的控制范围内，就可以确定个别的地层层位的年代。随着年代测定结果的多次重覆再现，那么年代的可靠程度就会增大。然而，一般说来，根据这些特征曲线所得到的标尺，实际上仍是有伸缩性的，它们所表示的年龄，无论是根据已测定年代的层位按内插法，还是外插法推算，都是不固定的。

用来对比与确定深海沉积物年代的主要标尺包括：

- (I) 磁性地层；
- (II) 氧同位素标尺（氧同位期1—23），从现在一直到贾拉米洛磁性倒转事件（时间大约为90万年）；
- (III) 碳酸钙含量曲线，适用于赤道太平洋，一直到贾拉米洛磁性倒转事件；
- (IV) 微体化石组合的变化；
- (V) 浮游有孔虫螺旋线（Planktonil-foraminiferal-Coiling）标尺，只适用于某些海域。

上述各种标尺之间对比关系，最好是通过若干个磁性倒转年代表已经弄清楚的专用岩芯，根据各种标尺的一致性来确定。然而，应该注意，除了利用内插法和外插法磁性倒转年代已经确定了的之外，所有层位的年龄还是可变的。

（生物层位）基准面主要是划定某一种（或某一群）海洋生物在演化过程中，在地层中最初出现（FAD, first—appearance datum）和绝灭（或消失）（LAD, Last—appearance datum）的界线。基准面须要参照年代的数据或各种标尺，对它们的同时性加以核对。但是，做为生物界的演化事件而言，它们是独特的。一旦某基准面古环境条件，生物迁移，或系统演化的鉴定标志已经确定了，那么就可以利用基准面做为鉴别具体地层层位的一种标尺。特殊基准面的年龄，是根据直接测定的年代来确定，或者更常用的则是根据磁性时代标尺，用内插法或外插法来确定，也可通过其他标尺，如氧同位素标尺，或碳酸盐溶蚀标尺等来确定。因为大多数标尺的年龄还是根据内插法而确定的，所以基准面的年龄可能有相当大的误差，不一定很精确。

第四纪深海沉积物中，划定基准面的主要标志就是根据下列古生物的最初出现，极盛和绝灭（消失）：

- (I) 钙质微浮游生物，
- (II) 硅藻，
- (III) 浮游有孔虫，
- (IV) 放射虫。

一般说来，我们所提出的第四纪地层详细划分的依据是：

- (1) 氧同位素标尺（从0—大约90万年）；
- (2) 磁性倒转标尺（从73万年—大约247万年）。

这两种标尺实际上在70万年—90万年这段时间之内是重叠的。磁性倒转标尺的年龄是根

据K/Ar法测定的,氧同位素标尺的年龄是根据磁性倒转标尺,用内插法确定的。这样进一步在这两种标尺之中,利用内插法,就可以得到具体的基准面的年龄。标尺和基准面两者年龄的精度都是靠不着的,可望今后随着年代资料的加多和内插法的改进,年龄的精度将有所提高。放射性年代和磁性倒转地层,提供了一种海相沉积物与陆相地层对比的可靠方法。遗憾的是,氧同位素标尺还不能用于陆相沉积序列。

氧同位素标尺

现在众所周知,在第四纪时,海洋的氧同位素组成经历了准周期性的变化,在轻水中氧同位素数量的变化同大陆冰盖中氧同位素数量的变化是一致的。整个海洋水体中所反映出的氧同位素的变化,基本上是同时发生的,而相差的时间,也就是海洋水体混合的时间,最多不超过1000年。虽然温度因素对方解石和二氧化硅的氧同位素成份也有轻微地影响,但是钙质有孔虫和Coccoliths*以及硅藻的氧同位素组成是与海水的氧同位素组成是成正比的,这样通过分析岩芯沉积物中的化石,差不多总是可以辨别出海洋氧同位素变化曲线的主要特征。高沉积速率地区,在海洋氧同位素曲线上,可能识别与对比的地质事件其时间可短至1000年特别是如果能够分析底栖有孔虫,还能排除温度影响的误差。

为了达到实际的地层划分的目的,氧同位素曲线最初由Emiliani (1955)用数字编号划分为若干个期,以后Shackleton和Opdeke (1973)又加以补充。他们所划分的氧同位素期的分界线,几乎都把界线确定在氧同位素急剧变化的时期,因此,这些界线是很容易辨认的即使,在沉积缓慢的沉积物中也是如此。

在略图(图1)中,编号为奇数的期(从期1开始,此期尚未结束,包括最新的沉积物在内)其特征是氧同位素的值较低(大陆冰体源少),而编号为偶数的期,其特征为氧同位素值较高(大陆冰体较多),布伦赫斯/松山磁性倒转的分界线是在氧同位素期19的沉积物中而,标志着贾拉米洛事件开始的磁性倒转分界线是在氧同位素期23的沉积物中。氧同位素期23是迄今为止已经划分出的最老的一期,Shackleton和Opdeke认为在早于23期的时候,因为氧同位素的波动比较频繁,而波动的幅度又比较小,因而尽管Van Donk (1976)把氧同位素分期编排到41期,但是做为一种地层的划分方法来说,事实上用途不大。根据大西洋低沉积速率的V16—205岩芯和相当高沉积速率的V28—239岩芯的对比结果,支持了下述看法:即氧同位素曲线做为一种高鉴别能力的地层划分工具而言,只是局限于从现在到氧同位素期23这段时间之内,也就是一直到了贾拉米洛磁性事件,大约到距今90万年。今后对高沉积速率的岩芯,做进一步的分析研究,有可能把氧同位素分期的层序延伸到更新统的底部。

Shackleton (1969)又把氧同位素期5进一步详细地划分为五个亚期,用字母a—e标明,其排列方向同氧同位素期的数字排列方向一样(从新老到)。Ninkovich和Shackleton(1975)又把氧同位素期7划分为三个亚期,即a—c。譬如,根据花粉式的分带,Turner和West论述的一次间冰期的植被演替,似乎很可能就发生在该氧同位素期的一个亚期之内。还有,shackleton也主张根据植被演替所确定的Ipswichian间冰期,大致应相当于氧同位素亚期5e。

氧同位素期的分界线,根据其在岩芯V28—238的排列位置,可能即将正式确定下来(至少在目前是这样)。在各纬度地带海域的岩芯中,氧同位素的层序已被用来评价、对比异地而同期的生物地层层位这个问题,本文在后面还要提到。

译注: Coccoliths, 存在于深海软泥中的一种微细的钙质壳体。

磁性倒转标尺

几乎所有涉及更新世海相沉积物年龄的数据，都是直接地或间接地以磁极性时代标尺为基准的，而磁极性时代标尺的年龄，则是根据 K/Ar 法对陆地火山岩测定的年代而得到的。

遗憾的是，最好的 K/Ar 年代数据也有大约 5% 的误差，所以只用一种测定方法，想清楚地确定磁性转变的界线是困难的；然而，如果对靠近磁性事件分界线处的火山岩，用多种方法进行年代测定，那么就有可能比较精确地测定磁性事件分界线的年代。目前已经测定了三个主要的磁性世分界线的年代。

Mankinen 和 Dalrymple (1979) 重新测定了布伦赫斯/松山磁极性转变的年代，并得到最佳估算数值为 70 万年。这条界线在时代上的精确位置，由于贾拉米洛事件之后存在一个 150,000 年的磁极性转换时期而变得复杂化了。McDougall 和 Aziz-ur-Rahman (1972) 重新测定了松山/高斯磁极性转变的年代，并把它确定在大约 $2,479,000 \pm 40,000$ 年。高斯/吉尔伯特磁极性转变的年代也被准确地定在 3,400,000 年。这三个磁极性转变的年代确定后，就可以做为基准线，以便测定介于其间的极性事件的年代，这样再把两者年代的数据加以综合利用，就可能根据磁极性时代标尺，运用内插法，对整个新生代地层做年代的测定。可惜的是，K/Ar 法的精度还不能单独准确地测定与极性事件系列有关的磁极性转变的年代。所以这种极性事件系列的年代和持续时间，只测定时代的近似值就不行了，因而必须靠其他方法来测定。测定这种极性事件系列磁极性转变的年代是很困难的，在奥尔都维与吉尔萨 (Gilsa) 极性事件系列之间存在着争论，就充分地说明了这一点。

Cox 考虑到这个问题，就决定利用搜集到的海底记录的 (磁) 异常资料来帮助解决这个困难。最有利的情况就是在海脊连续分布的地方，这样海底玄武岩就相当于一种连续的磁带记录器，真实地记录下地球磁场的倒转。通过对 (磁) 异常的识别，鉴定并同年代表对比之后，就可以得出一种模式。根据这种模式就可以测定极性事件系列的年龄和持续时间。然而，应该用这种方法对比几个不同的剖面，这是因为存在着复杂的情况，如海底断续的扩张，海底山脊的断陷等。由于存在这些问题，因而在分析结果中总会带有一些主观性，要想避免也是困难的。

测定极性事件系列持续时间的第二种方法，是根据对海相沉积物的研究。可以认为随着沉积物的沉积，沉积物就连续地记录了地球磁场的极性变化。然后根据推断的沉积速率来测定极性事件系列的年代和持续时间 (而沉积速率是依据已知的磁性倒转的转折点或者在磁性转变之间用内插法来推断的)。同海底记录的 (磁) 异常方法一样，此种方法的缺点在于：假设沉积速率是恒定不变的。因此，对于所选择的岩芯，由于观测人员之故，不可避免地会带有主观性。但是，如果利用足够多的剖面和岩芯资料，那么准确年龄的近似值还是可以得到。

表 1 表示两种方法测定的结果，即 Klitgord 等 (1975) 最新测定的结果和 Opdyke (1972) 提出的数据修改方案的比较。两组数据都是根据用 K/Ar 法测定的极性世分界线的年龄为 70 万年，241 万年，和 332 万年而推导出来的。可以看出这两种方法测定的结果是非常相似的。两种方法测定结果的最大偏差似乎在贾拉米洛事件的开始，也就是说在 (磁) 异常时代标尺中 (是 39 万年，而不是 35 万年) 贾拉米洛事件的开始比根据岩芯沉积物推导出的时代标尺要早 10,000 年，此外，较明显的差别只是前者奥尔都维事件持续的时间大约长了 50,000 年。两

种测定方法都有误差,因而这种差别是没有什么意义的。非常清楚,用这两种方法都能同时觉察到地球磁场的变化。

极性事件系列

值得注意的是,用两种方法都一致地觉察到,并测定了年代的最短促的极性事件是贾拉米洛事件,其持续时间约为60,000年。另外,如Reunion事件这样的极性事件,据说发生在大约210万年前(McDougall和Watkins,1973)。其持续时间仅10,000年。遗憾的是,在这次极性事件的典型地点 Reunion 岛,奥尔都维事件没有观测到。大约在此时期,一种短促的(磁)异常现象有时在海底的记录中被观测到,看来可能确实存在着这种很短促的极性事件或极性事件系列。不过用1厘米/1000年这样数量级的沉积速率,试图测出这样的极性事件,目前尚未成功。

钙质微浮游生物基准面

更新世钙质微浮游生物的生物地层学和年代的格架,已由 Gartner 确立了。已经查明在上更新世有两个重要的基准面,即 *Pseudoemiliana lacunosa* 的 LAD (一般指它在地层中绝灭的层位, -译注-) 和 *Emiliana huxleyi* 的 FAD (指它在地层中最初出现的层位, -译注-), 同时也证实它们分别发生在氧同位素期 12 和 8 之内 (图、3、4)。

P. lacunosa 的 LAD 和 *E. huxleyi* 的 FAD 在全球范围内是具有同时性的,这一点根据分布在热带、副热带、温带和副极地海域的七个深海岩芯氧同位素地层和古地磁地层的对比,最近已经得到证实 (Thierstein 等, 1977) (图3—5)。*P. lacunosa* 的 LAD 是在氧同位素期 12 之内 (大约 474,000 年), 而 *E. huxleyi* 的 FAD, 都一致地出现在氧同位素期 8 之内 (大约 275,000 年)。第三个钙质微浮游生物的基准面是 *Gephyrocapsa caribbeanica* 和 *Emiliana huxleyi* 优势地位变换的层位, 尽管出现了海侵 (在低纬度地带大约早 12,000 年), 但是在温带海域此基准面仍一致地出现在氧同位素期 4 之内 (大约 73,000 年)。在热带和副热带海域, 它则出现在氧同位素亚期 5b—5a 阶段 (大约 85,000 年) (图4.5)。

业已发现 *Gephyrocapsa* 族 (*G. aperta*, *G. caribbeanica* 和 *G. oceanica*) 的早期成员顺次的开始出现, 不仅在地中海把它做为上新世/更新世分界线的标志, 而且在, 热带、副热带大西洋和太平洋的深海岩芯中, 靠近奥尔都维事件时, 在地层划分上也是很有用的。*G. aperta* 的 FAD 大约发生在 2,360,000 年。*G. caribbeanica* 和 *G. oceanica* 的 FAD 并列存在于奥尔都维事件的顶部, 大约分别在 1,740,000 年和 1,680,000 年。

根据对加新比海, 塔斯曼海 (Tasman Sea) 北部和西赤道太平洋三个深海钻探计划的 (DSDP) 岩芯分析研究, 基于钙质微浮游生物, 已经对更新统做了进一步生物地层地详细划分 (图6)。已经确定了几个基准面, 同时通过 DSDP 岩芯和古地磁年代已经测定的岩芯进行对比, 根据内插法, 它们的年龄已经估算出。这些基准面是 (从上至下):

“小 *Gephyrocapsa* 类” 和 *Discoaster brouweri* 的 LAD, 分别地相当于贾拉米洛事件的顶部和靠近奥尔都维事件顶部的某一层位。“小 *Gephyrocapsa* 类” 的 “LAD”, 严格地说并不是一个 LAD, 而是标志着 “小 *Gephyrocapsa* 类” (几种) 占优势地位时期的顶峰, 同时, *Gephyrocapsa oceanica* 实际上是不存在的, (而它存在于该期之前或之后) (图7)。*C. mcintgrei* 的 LAD 是在奥尔都维事件顶部仅仅稍后一点。钙质微体化石带和氧同位素地层的关 系, 表示于图8中。

基 准 面	年 龄 (百万年)
1. <i>Gephyrocapsa</i> 的 LAD	0.90
2. <i>Helicopontosphaera selii</i> 的 LAD	1.25
3. <i>Cyclococcolithina mcintyreii</i> 的 LAD	1.62
4. <i>Discoaster brouweri</i> 的 LAD	1.77

硅藻和硅质鞭毛藻的基准面

从晚上新世—全新世, 大约2,700,000年至现在这段时间内, 有2个硅藻的和2个硅质鞭毛藻的基准面, 已经确定了同古地磁时代标尺和氧同位素曲线的对比关系 (Burckle 1977) (图9—11)。这些基准面, 我们用数字的等级顺序表示其准确性和可靠性 (根据是种属易鉴定, 地层中相对的普遍性, 出现或绝灭的迅速性)。这些详见表2和表3。

浮游有孔虫的基准面

上新世末和更新世浮游有孔虫的基准面, 从下到上包括 (图12、13):

(1) *Globorotalia miocenica* 和 *G. exilis* 的 LAD, 在热带大西洋岩芯中, 大约分别为2,200,000年和2,000,000年;

(2) *Globorotalia truncatulinoides* 的 FAD, 在大西洋和太平洋的副热带和中纬度地带的岩芯中, 位于奥尔都维事件底部稍下一点 (大约1,900,000年)。(在 V28—239 岩芯, Shackleton 和 Opdyke 1976) *G. truncatulinoides* 的 FAD 只存在于奥尔都维事件底部之下, 一个没有命名的小“间冰期”的10厘米范围之内。

(3) *Globigerinoides obliquus* 和 *G. fistulosus* 的 LAD, 在热带, 副热带大西洋和太平洋的岩芯中, 分别位于奥尔都维事件的顶部 (1,700,000年) 和奥尔都维事件稍上一点 (1,600,000年)。

除上述这些之外, 在印度-太平洋, 还有一系列与 *Pulleniatina* 属螺旋线变化相关的基准面 (Saito, 1976)。该属在大西洋消失之后 (大约2,400,000年), 螺旋线发生变化就局限在分布于太平洋的这类有孔虫。从上到下包括下列基准面 (左旋螺旋线种属) 并按 Saito 的术语则为:

L₁——位于贾拉米洛事件和布伦赫斯/松山分界线之间, 大约800,000年;

L₂——靠近贾拉米洛事件的底部, 大约为950,000年;

L₃——位于贾拉米洛事件和奥尔都维事件之间, 大约1,450,000年;

L₄——位于奥尔都维事件的上部, 大约为1,750,000年;

L₅——位于奥尔都维事件的底部, 大约为1,880,000年。

最后, 已经证实热带印度太平洋海域, *Globoguadrina pseudofoliata* 的 LAD 是发生在氧同位素期7之内 (大约220,000年)。