

奥陶纪头足类壳体的水深学信息及海平面位置年代学的初探

陈均远

(中国科学院南京地质古生物研究所)

前言

奥陶纪曾经发生过可与第四纪大冰期相似的规模巨大的晚奥陶世冰川活动,以及相伴生的海面位置波动。早奥陶世晚期和中奥陶世时,可能由于洋壳增生加快,火山活动极为活跃,以及随之而来的规模巨大的海泛和海面位置的上升,其幅度可与晚白垩世大海泛事件并提而毫无逊色。无脊椎动物的发展在奥陶纪已进入全盛期,使得地层中储存了大量有用的时间信息,为研究海面位置提供了可靠的时间座标。生物遗骸还提供了大量其他方面的信息,可进一步用于探索古水深学及海面位置动态的研究。本文将重点讨论和解释头足类壳体所含有的水深学信息及其应用,结合生态学和沉积学方面的资料,建立有关陆架海水深年代学,在此基础上论述奥陶纪海面位置年代学的工作模式。

本文为国家自然科学基金委员会资助项目4870119的部分研究成果。在研究过程中,曾得到叶连俊教授和已故穆恩之教授的热情鼓励。与Erdtmann教授和Lindström教授进行了多次讨论。周桂琴、陈洁等协助数据测定和稿件誊写,路浩芝编制插图,均并此致谢。

头足类聚爆深度

头足类气壳内部压力

奥陶纪头足类具有很独特的分室的外壳,各分室与外界呈封闭状态,室内含有适量的气

体和液体,这些分室由于含有气体总称之为气壳。气壳内气体的压力大小,以及动物在不同深度时它的压力是否有所变化等问题,一直到最近几十年才引起人们的注意。大量观测结果表明,头足类气壳内的气压,总是低于大气压力。如果对处在水中的头足类钻上一个孔,可观察到水总是由外向壳体内部涌流。大量测试结果表明,现代头足类气壳内气压的最高值为0.8到0.9个大气压力。刚刚形成的气室,其气压最低。现生鸚鵡螺的气室,在刚形成时的气压,只有0.4个大气压力(插图1, Denton, 1974),

头足类聚爆深度

头足类气壳内部气压低于一个大气压力,

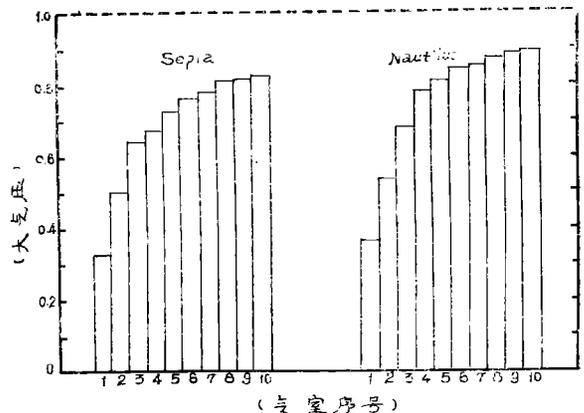


插图1 现代头足类气壳内的气压及其变化情况
(依据 Denton, 1974)

Air-pressure distribution in successive air chambers of living Cephalopods (after Denton, 1974)

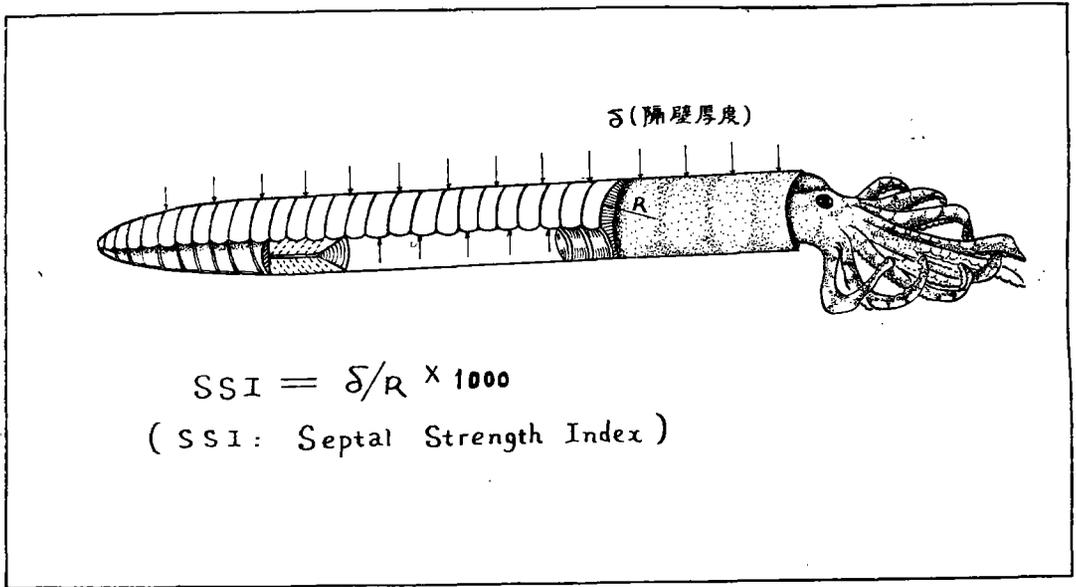


插图 2 图示头足类在水中承压部位和隔壁强度系数 (SSI)

Schematic explanation of cephalopod functional problem to withstand the ambient hydrostatic pressure of water and strength of septa against implosion (septal strength index)

在水中气壳受到来自壳外四周的静水压力。当静水压力一旦超过气壳强度所能承受的能力时,气壳即发生内聚性爆裂,并危及动物生命的安全。发生聚爆时的水柱深度,称之为聚爆深度 (Implosion depth)。

生活着的头足类,它的壳壁、住室后部的隔壁和体管壁三个部分 (插图 2),分别承受了来自四周的静水压力。以上三个部分的生理功能互不相同,因而抵抗静水压力的能力也不完全相等,某一动物的聚爆深度只与其中最薄弱的某一部分的机械强度有关。头足类的壳壁,除了承受来自四周的静水压力外,还要支撑壳体正常弯曲的力矩和受到意外攻击时所产生的点荷。因此,其所具有的机械强度,一般远远超过聚爆深度所需要的强度。体管壁除了承受来自静水的压力外,还起着固定体管软组织和气室与体管腔之间物质交替作用等重要功能,它的机械强度一般比聚爆深度所产生的压力强度要大。体管壁的形态和物质组成变化多端,给机械强度的分析工作带来了困难。

大量的化石资料证明,头足类一旦濒临或超越聚爆深度时,由于隔壁最为薄弱而首先发生机械破裂,而相应的外壳完整无损。少数情况下隔壁与体管壁同时发生聚爆而破裂,因而隔壁可作为考察头足类聚爆深度的最为重要的实证资料。

隔壁强度系数 SSI

头足类隔壁是由珍珠质组成的,实验室的研究表明,它的压力强度相当于张力强度的两倍或两倍半。假定单从受力强度来考虑,头足类隔壁的选择优势,应是向口前方凸起并作球面形,而不是向相反方向弯曲的半球形,但隔壁向口前方弯曲则大大地减少了住室的空间。无论是现代或者漫长的地质时期中头足类的隔壁形态均未见采用向口前方球面凸起的,其原因可能是提高有效空间的选择起了主导作用。

据薄壳力学原理,半球形薄壁受力的机械强度与半径 (R) 成反比,与隔壁厚度 (δ) 成正比。Westermann (1973) 根据以上力学原理,提出了隔壁强度系数 (Septal Strength Index, 缩

写为 SSI) 的概念, 隔壁强度的数学模式如下 (插图 2):

$$SSI = \delta/R \times 1000$$

根据现生鸚鵡螺的实验室测试数据和实际观察资料表明: 每一个单位 SSI 所代表的聚爆深度大致为 30 m, 含可用深度(或生态深度)约为 20m (插图 3)。

SSI 测定方法: 1. 弧度半径 (R)——可采

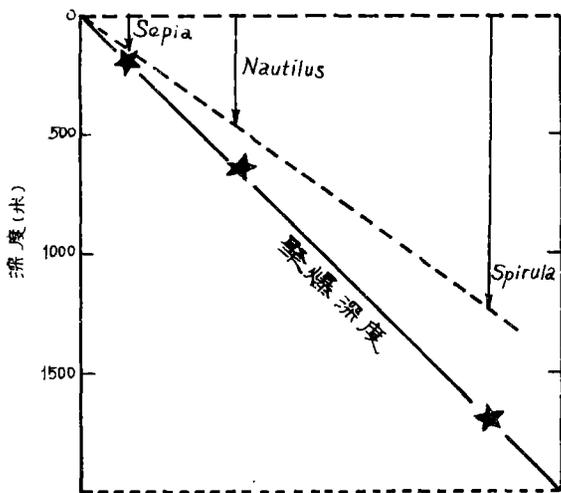


插图 3 现代头足类抗聚爆深度(星号表示)和实际生存深度(箭头表示)之间相关性(依据 Denton, 1974)

Relation between shell strength (implosion depth) and depth range of living cephalopods (After Denton, 1974)

用透明坐标图纸或薄膜(按需自制)法, 将该透明纸或薄膜直接压在标本之上(或放大的照片上)加以测定;

2. 隔壁厚度 (δ)——可采用双目镜中微标尺直接测定, 精度要高于 0.01mm;

3. 要注意避开成岩过程中次生增厚或减薄等不可靠数据。

头足类化石的分布

关于头足类死后是经过长距离的漂流还是自域埋藏的问题, 一直没有取得一致的意见。主张自域埋藏的学者只有少数, 他们认为头足类死后大部分飘浮在水中随波四散, 最后搁浅于异域的浅滩, 因而他们还认为头足类化石是滩相的指相化石。绝大多数学者不同意以上的意

见, 认为头足类化石大多是自域埋藏的, 其分布与相有十分密切的关系。一些学者经过观察现代头足类之后指出: 头足类有迁移的习性, 在个体发育过程中某一特殊阶段(如性配或繁殖)具有向浅水方向迁移的趋向, 动物在大量产卵之后出现大量死亡, 之后便在近岸浅滩地区埋藏下来。因此浅滩埋藏化石中的一部分可能与以上的原因有关, 而与死后长途飘浮无关。Collins 和 Minton (1967) 通过实际观察指出, 死于海水深处的头足类, 由于在静水压力之下, 它的气壳内充气的空间, 在数小时内即灌满了海水, 使之比重大于海水, 因此重新飘浮的可能性很小。

大量野外实际观察的结果表明, 我国上寒武统和奥陶系头足类化石, 绝大多数为自域埋藏, 与异域浅滩堆积有关的化石群所见不多。头足类死后, 其中少部分有可能飘浮水中搬运至浅处埋藏之外, 还有少部分尸壳可随同海底的软泥受重力作用, 由浅水顺沿大陆斜坡而下, 最后在斜坡某处或深水盆地停积下来。海面位置下降时期, 由于陆架海变浅或部分暴露水面, 增强了由浅水顺沿斜坡向下的搬运作用。生存在陆架海外边缘的头足类, 其死后的尸群随同周围的软泥, 经常被搬运到斜坡带和深水盆地被埋藏起来。扬子地台东南缘大陆斜坡和边缘深水盆地, 由陆架海搬运来的头足类尸群屡见不鲜。其所代表的层位, 与重大海面位置下降时期有密切的关系。早古生代的头足类, 以底游型占优势。它们死后在静水压力下, 气壳很快充满了海水, 使壳体的比重大于海水, 不可能作长距离的搬运。但在底流的作用下, 经常发生距离不大的滚动式飘移, 而后被埋藏下来。因此, 基本属于自域埋藏的性质。也有相当一部分, 属于原地埋藏性质, 在埋藏时软体还未脱落。如贵州松桃中奥陶统大田坝组中所发现的环喇叭角石, 由示底构造 (Geopetal Structure) 表明, 动物尸壳呈住室朝上的立式埋藏 (插图 4)。这一现象说明动物死后, 由于住室内软体腐烂过程产生了

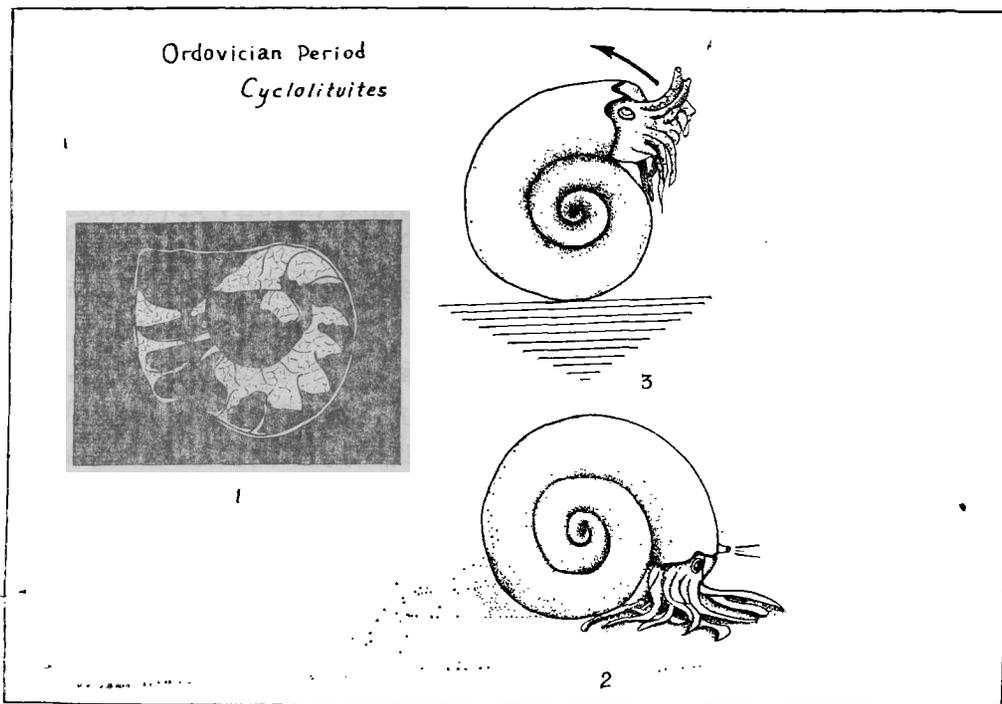


插图 4 贵州松桃奥陶纪大田坝组头足类 (*Cyclolittites*) 埋藏方式和埋藏过程的复原。1. 从示底构造表明该化石呈住室向上立式埋藏; 2. 头足类活着时呈住室朝下的立式姿势; 3. 动物死后不久, 住室中软体发生腐烂并发生气体使住室由朝下转向朝上并原地立式埋藏成为化石
Vertically embedded cephalopod fossil(1) and its schematic explanation (2 and 3)

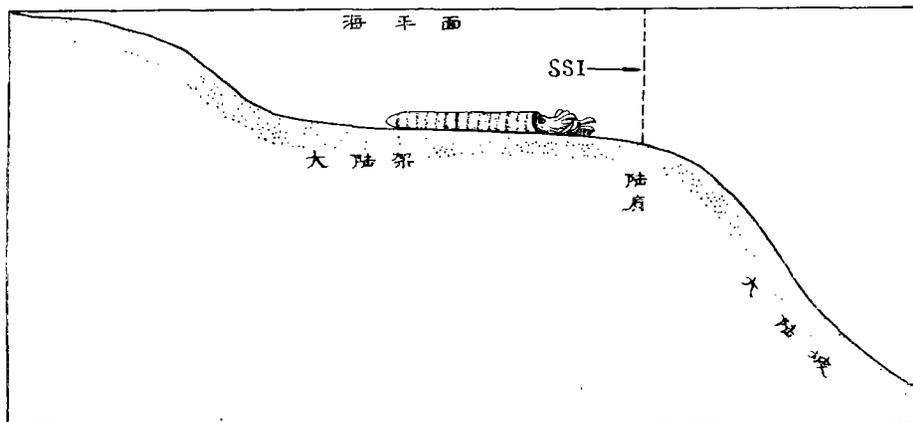


插图 5 头足类 SSI 值与海底地形相关性

Interpretative relationship between cephalopod septal strength index and submarine topography

上升力,使住室由生活时的向下姿势转向向上,但软体还没有完全腐烂时就被埋藏下来。

头足类 SSI 值的意义

近三千块头足类化石样品的 SSI 值统计结

果表明头足类起源于浅海,早期头足类 SSI 值很低,一般只有 2,很少超过 3,只生活于很浅的水体,水深不超过 60m。直到奥陶纪阿瑞尼克中期之后,头足类 SSI 值开始分异,开始适应

不同水体深度,最深可达 500m(Chen, 1987)。

头足类 SSI 值的分布模式进一步表明,凡是属于同一陆表海的头足类群落的化石样品,由于受到相同地形因子的限制,它们的 SSI 值均彼此相似,而与采样的地点及属种类型无关。头足类具有扩展其分布空间的趋向,但到了陆架海的肩部 (Shelf break) 就不再向外扩大了,因为在陆肩部进入大陆坡 (Continent slope) 时,地形变得很陡,空间效益大幅度降低,扩展同样的空间需要增加数倍甚至数十倍的壳体机械强度(插图 5)。因此,我们完全有理由推论,头足类 SSI 值主要是由陆架海深度下限的地形因素所控制的。头足类 SSI 值是极为重要的生物记录,定量地记录了古陆架海深度及其在时间上的变化的过程。

陆架海水深和全球海面位置动态的研究

陆架海水深动态及其相关因子

陆架海水体深度在时间上呈变量方式,这

种变量由: 1) 沉积速率; 2) 盆地构造升降速率; 3) 海平面升降速率等因子相互作用的结果。假定我们将促使变浅的因子作为负因子,变深过程的因子作为正因子,则沉积作用,海面位置下降和构造上升均为负因子;海面上升,构造下沉,沉积负荷所引起的下沉为正因子,陆架海的深度动态可以以下方程式加以表示:

$$D_t = D_{t_0} - S \pm E \pm T + L$$

式中 D_t 为 t 时间内的水深, D_{t_0} 为初始水深, S 为 t 时间内的沉积厚度, E 为 t 时间内海面升降幅度, T 为 t 时间内构造升降的幅度, L 为 t 时间内由于沉积负荷使盆地下沉的幅度。如果 $D_t = D_{t_0}$, 说明盆地深度处于稳态, $D_t > D_{t_0}$ 说明盆地处于变深的动态过程; $D_t < D_{t_0}$ 说明盆地处于变浅的动态过程(插图 6)。

通过分析研究,我们认为中朝地台和扬子地台在奥陶纪时构造性质稳定,盆地下沉作用主要由缓慢热力收缩作用和沉积负荷所产生的盆地下沉等物理过程有关,盆地处于有规律地稳定下沉。中朝地台在奥陶纪的早中期,以及

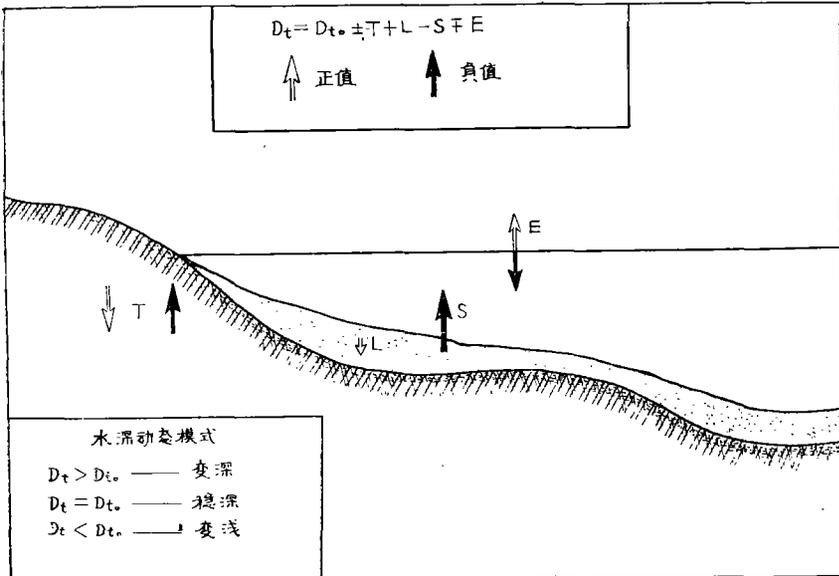


插图 6 水深动态模式及其相关因子示意图。空心箭头表示促使变深的正因子;实心箭头为促使变浅的负因子
Schematic explanation of bathymetric dynamics and related factors

扬子地台奥陶纪的早期(特马豆克期和阿瑞尼克早期)时,盆地下沉速率彼此大略相同,每千年为 1.5 到 2cm。中朝地台西缘鄂尔多斯一带在奥陶纪中期下沉较快,每千年可达 7.5cm。浅水盆地的沉积作用一般均十分活跃,它的速率据现代浅水碳酸盐岩的研究表明,每千年可达 50 到 3000cm (Wilson, 1975),为克拉通盆地下沉速率的数十倍,甚至千余倍。可以想像,在浅水盆地由于沉积速度极快,沉积作用总是能够与海面上升和盆地下沉等正因子齐步,而且经常反复地使沉积界面上升到海平面。因此在大多数浅水盆内,它的沉积作用过程是由一系列快速度沉积作用和沉积终止,或侵蚀作用的偶合系统所构成的。浅水地区水体变深的过程与高海平面事件并无直接关系,而与海平面快速上升或构造快速下沉事件有密切关系。

研究表明扬子地台在奥陶纪阿瑞尼克中期之后水体较深,沉积速度滞缓,每千年只有 0.1 到 0.09cm。由于热力收缩作用所引起的盆地下沉作用随着时间呈指数衰减的趋向,在阿瑞尼克中期之后,扬子地台处于热力均衡状态,并无明显的构造下沉。由于沉积作用极为缓慢,沉积负荷所引起的盆地下沉趋向于零。扬子地台自阿瑞尼克中期之后,由于 S、T、L 三个数值均很小,那么 Dt 这一变量主要与 E 这一变量直接发生关系。因此有充分理由进一步推论扬子地台这一时期陆架海水深动态主要受到全球海面位置变化的影响,因而能够较为真实地反映这一时期全球性海平面动态。

沉积序列和水深动态

由于沉积作用,海面位置的升降,盆地构造升降互相作用的结果导致沉积界面对海平面在时间上不时地作相对的运动。在浅水地区,由于水深动态的幅度和频率不同,形成了以下不同类型的沉积序列:即潮上化序列,浅化序列和显旋迴性序列。潮上化序列的主要特征为沉积界面在海平面的下限(即在低潮线附近)与上限(风暴潮的上限)之间迅速摆动,摆幅一般在 2m 以下,频率较高。中朝地台奥陶纪亮甲山组上

部、北庵庄组上部和阁庄组及其相当的地层潮上化序列广为分布,主要由藻蓴白云岩与膏溶角砾所组成。潮上化序列与全球海平面位置相对稳定,盆地稳定下沉的地质时期有关。浅化序列的特点是沉积界面在海平面之下 1 到数米与海平面的上限(潮汐带的上限)之间反复摆动,摆动的幅度 1 到数米,频率由数千年到数万年。浅化序列在中朝地台早古生代也甚为普遍,如辽宁冷里组中上部由一系列浅水潮下与潮坪沉积偶合序列重复出现所构成的浅化序列。山东泗水凤山组浅化序列以生屑砂屑灰岩(数十厘米)与叠层石灰岩(约 1m)所构成的偶合系统为主要特征。以上浅化序列中,潮坪亚序列的厚度十分稳定,约 1m,其厚度与潮差有直接的关系。形成浅化序列需要很特殊的地质环境,可能与海平面位置作脉动性上升(或盆地脉动性下沉)有关。

显旋迴序列主要特点为沉积界面的位置相对海平面作较大幅度的运动,先是离开海平面向下,到达某一深度后不再继续向下,而趋于暂时的稳定状态,然后均衡状态失去,沉积界面迅速向上运动直至海平面。显旋迴序列可进一步划分三个不同部分,即变深亚序列、稳深亚序列和变浅亚序列。变深亚序列一般与海平面位置快速上升事件有关,沉积厚度不大,与下覆地层呈明显的不连续性。由于与外海未充分沟通,海水中盐度偏高,不适于底栖生物的生存,生物扰动不明显,沉积层理(常呈微层状)保存完好。随着海水的不断加深,含盐度逐渐趋近正常,宽盐性介形虫等生物开始繁衍,沉积层理渐趋消失。稳深亚序列,当海水加深到某一深度之后,沉积作用等负因子与海面上升,盆地下沉等正因子之间处于平衡状态。由于此时海水与外海得到充分沟通,盐度已趋正常,正常海生物如头足类,三叶虫,层孔虫,笔石等得以大量繁衍。变浅亚序列,当上述平衡状态失去之后,由于沉积作用极为迅速,沉积界面便迅速向海平面接近,以海平面或潮汐带的上限为其运动的极限。在浅水地区沉积作用速度可达每千年半米以上以

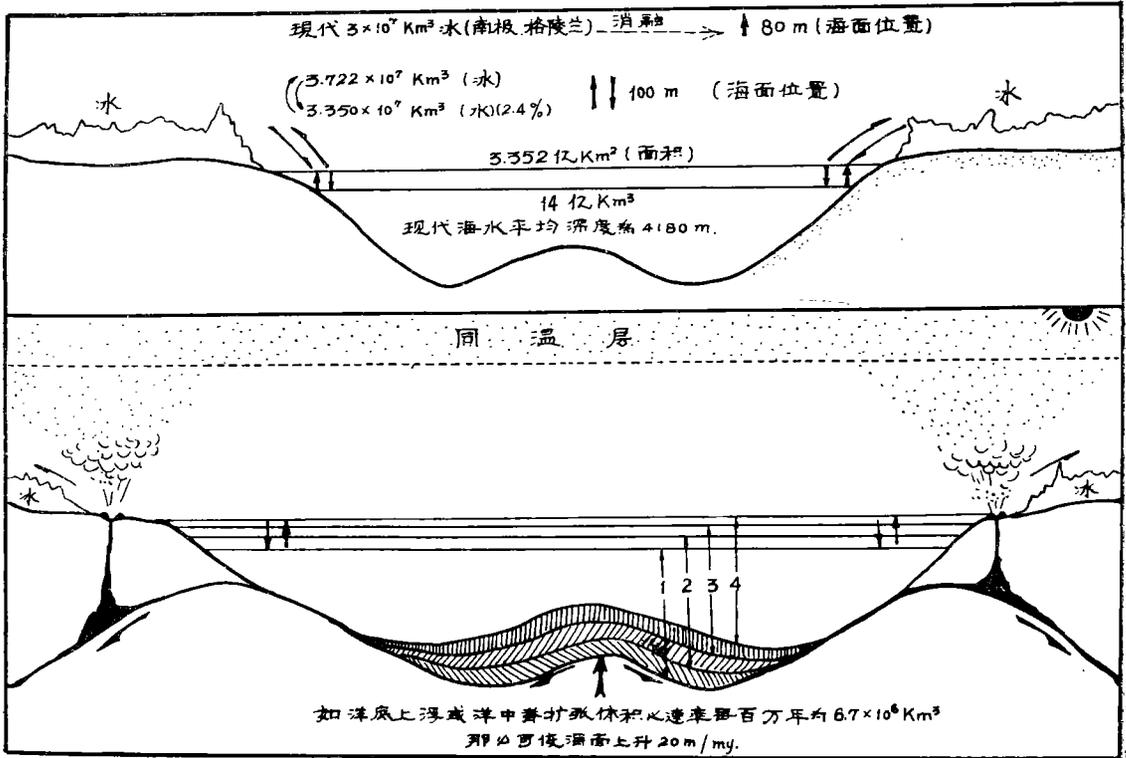


插图 7 海平面动态与陆地冰的积结(上图)和洋中脊扩张速率(下图)相关性
 Diagrammatic explanation of major cause of a change of sea level related to continental glaciation and rate of sea-floor spreading

至到 30 m。填满不到 50 m 深的盆地,只需要数千年的时间,而在这一段时间内,盆地只下沉了 0.1 m。因此浅化序列的厚度,可作为测定稳深阶段时盆地所达到的水体深度的重要信息。

海平面动态

关于地质历史时期中海平面位置的变化,是地质学理论研究领域中的一个热点。海平面位置的变化主要由以下两个原因所引起: 1)大陆冰量的变化;2)洋底增生速率的变化。此外,沉积物通过河流不断向大洋注入;或者某一孤立海盆的干枯与突然灌水等,均能引起海平面位置的变化。沉积物由大陆不断注入大洋而占有了空间,使海平面发生相应的上升。但在这同时,由于沉积物的负荷又使盆地局部下沉,使之空间扩展。孤立海盆地的干枯或者灌水的事件,在地质历史上是很稀罕的,如古地中海在中新世晚期几近干枯,据估算使海平面下降了 10

m, 后来由于灌水海平面又上升了 10m。另外北大西洋在侏罗纪中晚期时,曾经发生过干枯事件,到侏罗纪期终,海水迅速回灌。由于北大西洋比古地中海要大,因此完全可能引起规模较大的海平面升降效应。

在地质历史时期中,经常发生海水转化成冰,积在陆地上,或者陆地上所积的冰化成水,流归大海。由于大陆冰量的变化,直接引起海水总量的变化和随之而来的海平面位置的变化。计算结果表明,相当 3 千 3 百 50 万立方公里的海水(为海水总量的 2.4%)转化成冰,积结在陆地上,可使海面位置下降 100m。现代世界大洋约有 14 亿立方公里的水,占地球水总量的 97%。固结在南极大陆和格陵兰岛上的冰约 3 千万立方公里,约占海水总量 2%, 这些冰如果全部化为水流入大海,可使海平面位置上升 80m。冰川作用所引起的海平面位置变化的规

模,与地球表面海陆分布有重要的关系。海面位置下降 100 m 就需要在陆地上积结 3 千 7 百 22 万立方公里的冰,这些冰平铺在非洲大陆上可厚达 1200m,可见在高纬度地区如果没有大片陆地作为冰积结的场所是不能够发生规模巨大的冰川事件。

陆地上冰的积结作用,一般来说与地球降温时期有关。除此之外,我们认为地球增温事件,也同样可以导致陆地上冰的积结。因为突然增温,使低纬度与高纬度之间的温差扩大,激发了大气环流和蒸发作用并在高纬度变成冰雪积结起来,引起海平面下降。由于增温所引起海平面位置下降的速率,一般来说是极快的,延续时间很短。如果增温过程继续发展,陆地上冰的积结过程很快中止而转为迅速消融,因而又引起海面位置上升。因此地质历史中所发生的短促海退与随之而来的海进的偶合事件,很可能与地球增温效应有关。

大洋洋底增生速度的变化是引起海平面位置变化的另一个重要原因。大洋洋底高速度增生时期,导致洋中脊体积不断扩张和洋底上浮,与之同时全球海平面位置不断上升;反之,海平面位置则不断下降。晚白垩世时由于洋底高速增生,当时海平面位置比起现代要高出 350 m。那么现代大洋盆地与晚白垩世时相比较,前者容积扩大了 1 亿 7 百万立方公里。

全球海平面变化

(一) 寒武—奥陶纪过渡时期

兰格伦切海面升降事件(Lange Ranch Eustatic Event, 缩写为 LREE) 许多研究报告已经详细讨论并论证了发生于寒武期末—奥陶纪初,这一段时间内海平面的变化情况。多数报告认为,这一时期内有两期低海平面事件的发生。Miller (1984) 命名较早的一次低海平面事件叫作兰格伦切海面事件。在北美克拉通盆地,这一事件出现在相当于牙形类序列 *Cordylodus proavus* 带的底部到 *C. proavus* 带的第四个牙形类亚带 *Hirsutodontus simplex* 亚

带的底部。

LREE 事件在我国影响甚广。中朝地台北部边缘,如吉林浑江一带,相当 *Cordylodus proavus* 带底部的地层,其岩相发生由泥岩相向碳酸盐岩相突变,这一突变可能与变浅过程有关。这一变浅过程,在相当于美国牙形类序列 *Cordylodus proavus* 带第一个亚带 (*Hirsutodontus hirsutus* 亚带)顶部和第二亚带 (*Fryxellodontus inornatus* 亚带)的底部到达顶极,以滨潮带丘状叠层石相的沉积为特征。中朝地台腹地受 LREE 事件的波及更加明显。在相当于 *C. proavus* 带的底部和 *Fryxellodontus inornatus* 亚带的底部地层分别出现明显的沉积间断,间断面之上为厚度不等的砾石层所覆。扬子地台东南边缘,同样受到 LREE 这一海侵事件的波及,不过表现形式不同。其特点是陆架海肩部水体较浅,由于海退而部分露出水面而受到侵蚀,为重力流提供了物质来源,激发了由陆架海向大陆坡和边缘盆地倾注的重力流事件的不断出现,沉积了侧向延伸数百公里的蓆状沉积夹层。这些夹层主要由来自陆架海肩部藻丘(*Epiphyton* 和其他藻类)的灰砾所组成。重力流事件频繁发生的时间大致相当于 *Hirsutodontus hirsutus* 亚带的顶部,与 LREE 事件的顶峰时期大致相当。

特马豆克期早期海侵 这一海侵具有明显的穿时性,克拉通盆地外边缘接受海侵先于内克拉通盆地。在中朝地台北边缘如浑江一带在 *Cordylodus lindstromi* 带的底部和下部,分别出现了明显的海侵峰。以上每起海侵峰均导致早期浮游笔石 (*Rhabdinopora*) 侵入克拉通地区(仅限于外边缘)。与之同时,头足类出现了辐射演化。但头足类分布区与笔石分布区不重叠,在笔石区的内侧。

黑山海平面事件(Black Mountain Eustatic Event, 缩写为 BMEE) 黑山海平面事件为 Miller (1984) 所命名,用来代表发生于早特马豆克晚期(相当 *Cordylodus angulatus* 带底部)的海退及随后的海侵事件。以上先后发

生的海退—海侵偶合海平面事件,可能与增温事件有关,在扬子地台发现有明显的迹象。如湖北宜昌黄花场剖面的西陵峡组顶部(相当 *Cordylodus angulatus* 带底部),具明显的侵蚀面,侵蚀面起伏不平,高差达数十厘米。这一侵蚀面可能与 BMEE 时海退事件有关。扬子地台普遍受到随之而来的海侵的影响,导致了广布的陆表海环境,触发了头足类又一次重要的演化事件(早期内角石类的辐射演化)。这一海侵在扬子地台延续的时间,相当于 *Cordylodus angulatus* 带的下部(南津关组下部)。

特马豆克晚期海侵事件 特马豆克晚期海侵事件是 Barnes 在 1984 年提出来的。中国也广受这一海侵事件的影响。*Adelograptus-Clonograptus-Kiaerograptus* 笔石动物群涌进克拉通地区,可能与这一事件有关。与之同时,头足类又一次出现爆发性演化和许多新类群的出现(Chen and Teichert, 1987)。

(二) 中阿瑞尼克海侵

这一海侵事件在许多地层剖面中留有实迹,延续的时间相当于笔石序列的 *Didymograptus deflexus* 带到 *D. hirundo* 带。根据扬子区头足类 SSI 的研究表明,这一时期海面位置可能上升了 80m。海侵的早期诱发了 *Didymograptus deflexus* 和 *Azygograptus* 等笔石群的繁衍,并在扬子地台陆架海广为分布。*Bathmoceras* 等头足类动物群紧接着笔石入侵事件之后渐趋重要,在地台东南边缘陆架海肩部附近的泥丘地带广为分布。头足类 SSI 的研究表明当时陆架海的深度不超过 60 m。进一步的海侵促使了头足类的进一步发展, *Bathmoceras* 等浅水类型为 *Protocycloceras-Chisiloceras-Dideroceras* 等聚爆强度较大的深水类型所代替。这时陆架海明显加深,其深度据头足类 SSI 的研究可达 140m。

阿瑞尼克中期海面上升事件,在中朝地台西缘和西藏南部珠峰地区,均留有明显的实迹。海水覆盖面大幅度地扩展,侵漫了大片低地。中朝地台广大地区由于海面位置的上升,原来藻

蓆白云岩和膏溶角砾所构成的潮上化沉积序列,广为显旋迴性沉积序列所替代。显旋迴序列的下部为变深序列,常具有明显的沉积微层理;中部稳深序列含有正常海生物,其中以珠角石类 *Polydesmia* 动物群最为特征;浅化序列的厚度从数米到二十余米不等,说明水体较浅,最深时也没有超过 30m。

(三) 阿瑞尼克晚期和兰瓦尼期海面上升事件

许多事实表明,这一时期全球海平面位置,曾发生明显的变化。阿瑞尼克晚期(相当于英国笔石序列 *Didymograptus hirundo* 带的上部)曾有过短暂的海平面位置下降的过程,下降的幅度约为 40m。紧接这一下降事件之后,海平面位置开始向反向运动,出现海平面上升事件。这一上升事件持续时间很长,上升幅度达 200 m。扬子地区在海平面上升事件初期阶段(阿瑞尼克期终)发生了 *Glyptograptus sinodentatus* 和 *G. austrodentatus* 笔石群向陆架海方向侵袭。兰瓦尼期的主要时间内,扬子地台是以半深水碳酸盐岩相的沉积为特征。头足类丰度甚高,主要由 *Dideroceras*, *Chisiloceras*, *Protocycloceras*, *Protocycloceroides* 等属组成,壳体具有很强的抗聚裂能力。据头足类 SSI 值的研究,这一时期陆架海的深度由原来的 100m 增加到 300m。

中朝地台西缘受到阿瑞尼克晚期和兰瓦尼期海平面上升事件的波及,水体有明显的加深。内蒙古海勃湾地区奥陶纪桌子山组顶部头足类 SSI 值的研究结果表明,该区在阿瑞尼克期终时陆架海水深可达 250m。兰瓦尼期(克里摩里组)由于水体不断加深,大洋性笔石群大批涌现,由大陆坡向盆地相的环境逐渐过渡,其深度大于碳酸盐岩补偿深度的上限。

西藏南部阿瑞尼克晚期陆架海的深度,根据头足类 *Pomphoceras*, *Wutinoceras* 等 SSI 值的估算约为 100m。兰瓦尼期头足类面貌与扬子区牯牛潭组无异,此时该区陆架海的深度可达 300m。

中朝地台本部在阿瑞尼克晚期海退事件期

间,沉积界面在海平面及潮汐作用上限之间波动,沉积了广为分布的潮间—潮上带白云岩序列(相当北庵庄组的上部)。马家沟组为阿瑞尼克终期和兰瓦尼期大海侵的产物。根据头足类 SSI 值的研究,此时陆架海最深处可达 80m。从显旋迴序列上部变浅序列的厚度来判断,山东等地马家沟期的海水深度,与上述相似。

从全球范围来看,许多地区均深受这一海侵的影响,呈现相的替变和笔石群向陆架海进伸,如下垂笔石群见于英格兰,波希米亚,法国,西班牙,沙特阿拉伯等地克拉通序列;等称笔石类向北美洲克拉通盆地进伸 (Finney and Skevinton, 1979; Fortey, 1984)。

(四) 兰瓦尼终期海平面下降事件

迹象表明兰瓦尼终期 (*Glyptograptus tereiusculus* 带下部)的海平面位置,可能发生短暂性的下降,下降的幅度约为 100m。内蒙古海勃湾地区由于海面的下降,激发了广为分布的重力流的沉积作用。扬子地台由于海面的下降,部分地区发现了鲕粒灰岩的夹层,陆源砂屑的成份明显递增。根据扬子区头足类 SSI 值的研究,海面下降的幅度约为 100m。在中朝地台本部广泛接受了以阁庄组为代表的潮坪—潮上带白云岩相和萨布哈膏盐序列的沉积。

古大西洋东岸威尔期地区受到这一海面下降事件的波及,导致了笔石页岩相为浅水相所替换 (Williams, 1953; McKerrow, 1979)。

(五) 兰德洛—克拉豆克期海面上升事件

在兰德洛—克拉豆克期这一时间内,海平面位置具有大幅度上升的迹象。通过对扬子区头足类的研究表明,这一时期海平面大约上升了 200m。由于海面位置的上升,有利于 *Nemagraptus* 笔石动物群的繁衍,并在扬子陆架海广泛分布。扬子区和西藏南部陆架海的深度由原来约 200m (相当于牯牛潭组的顶部) 逐渐增加到 400m 以上(宝塔组)。同时,由于海面上升事件的影响,中朝地台边缘地带的水深发生大的变更,如地台西南缘陕西陇县一带,原来的浅水碳酸盐岩相(三道沟组)沉积,迅速为深水压缩

型笔石页岩与异地块粒流交互沉积(龙门洞组)所替换。龙门洞组厚 132m,可进一步划分为: *Glyptograptus tereiusculus*; *Nemagraptus gracilis*; *Climacograptus pertifer*; *Pseudoclimacograptus scharenbergi minor*; 和 *Climacograptus geniculatus* 五个笔石带(陈均远等, 1984)。在中朝地台西缘的甘肃平凉地区,也以深水笔石相沉积作用(平凉组)为特征(陈均远等, 1984)。

许多资料证明北美地区也深受这一海侵的影响 (Rose, 1967)。

(六) 晚奥陶世海平面位置的变化

晚奥陶世大陆冰川在冈瓦纳大陆板块广为分布 (Mekerrow, 1979)。迹象表明,当时冰川的覆盖面很大,范围很可能由南极向赤道方向延伸,可跨越纬度的 40 度,在水面上飘流的浮冰向赤道方向进一步延伸 10 度,其规模之大可与更新世冰期相比 (Brenchley and Newall, 1984)。讨论晚奥陶世海面变化的文章很多。许多学者片面强调了冰碛层对于重建地质历史时期中冰期历史的重要性,而忽视了冰碛层不是在冰期时形成的,而是冰川退缩阶段的产物的这一基本事实,经常把冰碛层曲解为冰期的主要标志。如前所述,大陆区积冰的消长,会直接引起海面位置的升降。因此,研究海面位置的动态,是重建冰川活动历史的最有效的方法。根据海平面位置变化的历史,我们认为大陆冰盖主要是在克拉豆克晚期形成的,由于冰的积结导致海面位置下降了 300m,在大陆上共积结了至少 1.1 亿立方公里的冰。这一规模巨大的冰盖在五峰早期部分消融,海平面位置上升,肥力较高的水体侵入克拉通地区,促进了浮游生物的繁衍,其后冰盖重又增生导致 HIRNANTIA 海降事件的发生,大陆冰盖在五峰期终除了出现短暂的消融和伴随发生的 BOHEMICUS 海面上升事件之外,趋于稳定并略有增生。

克拉豆克期终海面下降事件: 克拉豆克终期大陆冰盖持续增长,全球海面大幅度下降。扬子地台根据头足类 SSI 值的研究,可能下降了 300m。与之同时,生物相与沉积相发生了明显

的变化,由富头足类半深水碳酸盐岩相逐渐向含介壳(三叶虫和腕足类)钙质泥岩相转变。由于海平面不断下降,头足类的丰度和区域分布范围均明显衰减,聚居于局部地区(如贵州石阡一带),与之同时头足类壳体抗聚裂能力变弱。头足类的 SSI 值表明陆架海的水深大幅度变浅,在海退高峰期时扬子陆架海的深度仅只有 60 m。海退阶段的动物群主要是以地区性很强的三叶虫类 *Nankinolithus* 占优势,其次为 *Folimena* 腕足动物群。戎嘉余(1975)曾将 *Folimena* 腕足动物群与 Boucot (1975) 生态组合体系第三或第四底栖动物群组合相比较。这一海面下降事件由于下降幅度较大,对浅水沉积盆地的影响尤为明显,使中朝地台整体地暴露水面。

五峰早期上升事件 五峰早期具有明显的海面上升迹象,导致扬子地台介壳相向笔石页岩相迅速变化,笔石群在陆架海广为分布。

HIRNANTIA 下降事件 世界上许多地区均受到这一事件的波及。扬子地台由于海面的下降发生介壳相及共生的 *Hirnantia* 动物群逐渐置换笔石相的现象,置换的规模随着时间推进而逐步扩大。与之同时,笔石群属种分异度渐低而地区性有所增强。这一海退事件,在藏北地区表现为以浅水碳酸盐岩的沉积作用为其特征。

BOHEMICUS 上升事件 这一海面反向运动,导致了扬子区和西藏北部生物相的明显变化,但延续时间很短,大致相当于五峰组顶部 *Diplograptus bohemicus* 带的下部。西藏高原申扎地区由于海面上升事件的波及,发生了浅水碳酸盐岩相为笔石相地层所置换,富含 *Diplograptus bohemicus* 等笔石。扬子地台也深受 BOHEMICUS 海面上升事件的影响,湖北峡区,贵州沿河等地剖面均可见到 *Hirnantia* 介壳相地层向上为笔石相(含有 *Diplograptus bohemicus*) 所置换。欧洲许多剖面亦发现有类似的海面反向运动的证据 (Brenchley and Newall, 1984)。

五峰期终海平面下降事件 世界上许多

地区均受到这一事件的波及,由于海面的再度下降,西藏申扎地区沉积相和生物相在时间上发生急骤的变化,原先笔石页岩迅速为含介壳浅水碳酸盐岩地层所替换。这一事件延续时间很短,大致相当于笔石序列 *Diplograptus bohemicus* 带的上部(倪寓南等1981)。Brenchley 和 Newall (1984) 在他们的论文中已举例论证了发生于欧洲地区同期的海面下降事件。

讨论和结论

大量头足类 SSI 值的系统统计资料表明,SSI 值含有极为重要的水深学信息,这些信息参考现生头足类的实测资料,可进一步转换为具有定量意义的信息。现生头足类测试资料表明,每一个单位的 SSI 含有的机械强度可承受 30m 以内的静水压力,含有有生态价值的深度信息(即生物采用的部分)为 20m。

研究的结果表明,头足类活动的空间受环境因素严格的限制。凡生活于同一陆架海的头足类,不论其物种的属性,均携带有相似的深度信息。我们认为陆架海深度下限是限制头足类空间扩展的重要因素。因此,头足类通过调节 SSI 值不断地将陆架海深度动态记录下来。定量分析各陆架海水体深度变化的历史,将为海面位置动态年代学的研究提供极为重要的资料。

互相分离的不同陆架海水体深度动态对比性研究的结果表明,在奥陶纪时海平面的位置确实在不断地变化着。垂直变化的幅度,从数十米以至于到 300m 不等,海面位置同相位变化过程延续的时间,由数万年到一千五百万年不等。全球性海平面位置的变化,是由一系列因素相互作用的结果,而主要的是由于大洋中水的总量上的变化,或由于大洋盆地容积的变化所引起的 (Hays and Pitman, 1973; Pitman, 1978; Schopf, 1980)。以上因素的重要性,在地质历史时期中不断地发生变化。在寒武纪末期到奥陶纪早期一千多万年的时间内,大陆冰川曾有多次活动,不仅在阿尔及利亚留下来有关大陆冰川活动的直接证据,并导致了海平面

位置频繁地波动，但波动的垂直幅度从未超过 100m。冰川作用的重要性在奥陶纪中期阶段渐趋不明显，到了奥陶纪晚期冰川作用又重新活跃了起来，其规模之大，可与晚前寒武，晚石炭世，和第四纪冰期齐名，为地球历史上的四大冰期之一。

洋底增生速率的变化，直接引起了洋底温度和浮力的变化，引起了大洋盆地的上浮或下沉。由于大洋盆地的浮沉，使其容积和大洋表面位置发生相应的变化。目前关于洋底增生速率发生变化的原因，以及快慢交替的频率，还知道得很少。多数人相信每一相态延续的时间是很长的，从数百万年到数千万年。我们认为在寒武纪终期到奥陶纪早期阶段洋底增生速率可能处于正常稳定状态，奥陶纪中期(阿瑞尼克中期到克拉豆克期)长约四千万年的期间内，洋底曾经持续地快速增生，随之而来的洋盆上浮，海水不断从洋盆溢出，并向克拉通地块漫延，海平面位置至少上升了 300m。

简而言之，奥陶纪海平面位置的动态先是经历了相对稳定的阶段(寒武纪终期—阿瑞尼克早期)，然后是持续上升(阿瑞尼克中期到克拉豆克期)，最后是持续下降(晚奥陶世)。

寒武纪末一直到奥陶纪阿瑞尼克早期约一千五百万年的时间内，扬子地台和中朝地台的陆表海均非常浅，每一与冰退相关的海侵，由于水体表层肥力的提高，激发了浮游方式的笔石的辐射演化，这些笔石追随着高肥力的水体，不

时地涌进克拉通地区。由于海面上升而开辟了新的生态空间，头足类的辐射演化也接踵而来。陆架海的深度根据头足类 SSI 值判断，从未深于 60m。由此可见，此时南极大陆冰盖活动的规模较小，每次冰增或冰退所持续的时间较短，由此所引起的海面位置波动的幅度一般偏小。

自奥陶纪阿瑞尼克中期一直到克拉豆克期长约四千万年的时间内，洋底增生速率一直是相当快的，由于洋底上浮使海水由大洋盆地不断向陆架海漫延。在这一漫长的时期内，先后有三次幅度较大的海面上升过程，上升幅度分别为 80m (阿瑞尼克中期)，200m (阿瑞尼克期末和兰瓦尼期)和 200m (兰德洛期和克拉豆克期)。这三次海面上升运动为两次短暂的海面反向运动所分开。这两次反向运动的时间分别相当于阿瑞尼克晚期和兰瓦尼与兰德洛之间的过渡期，下降的幅度约数十米到近百米，持续时间一百万年左右。海面这样快速反向运动可能与大陆冰盖的高速增生有关。海底快速增长必然不时地激化了火山活动，由于大气圈中火山物质的弥漫，使透光度降低，随之降温和陆地冰盖的增长等事件则可能接踵而来。

奥陶纪晚期大陆冰盖活动的痕迹，在冈瓦纳大陆广为分布。克拉豆克终期和阿什极尔期约一千五百万年的期间内，大陆冰盖先是迅速地增生，后来又多次冰退和冰增，导致了海面位置的多次升降活动(表 1)。

表 1 晚奥陶世海平面动态

五峰期	W6	阿什极尔期	HIRNANTIA 期	海面上升和随后下降所构成的偶合幕 (大陆冰盖短暂消退和后继的增生)
	W5			海面下降幕(大陆冰盖增生)
	W4		早期	海面上升幕(大陆冰盖迅速消退)
	W3			
	W2			
W1	克拉豆克晚期	海面下降幕(大陆冰盖迅速增生)		
石口期 Sh1				
濞江期 Ha2				

主要参考文献

- 卢衍豪、朱兆玲、钱义元、周志毅、陈均远、刘耕武、余汶、陈旭、许汉奎, 1979: 中国奥陶纪的生物地层和古动物地理。中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第7号。科学出版社。
- 戎嘉余, 1984: 上扬子区晚奥陶世海退的生态地层证据与冰川活动影响。地层学杂志, 8(1)。
- 陈旭、丘金玉, 1986: 宜昌奥陶纪的古环境演变。地层学杂志, 10(1), 1—4页。
- 陈均远, 1975: 西藏南部珠穆朗玛峰地区鹦鹉螺化石。珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 古生物, 第一分册。科学出版社。
- 陈均远, 1976: 中国北方奥陶纪地层及头足类化石研究的进展。古生物学报, 15(1)。
- 陈均远、邹西平, 1984: 鄂尔多斯地区奥陶纪头足类动物群。中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 20号, 33—84页, 20个图版。
- 陈均远、周志毅、邹西平、林尧坤、杨学长、王启超、齐纪航、王夫芝、卢学良, 1980: 太行山地区奥陶纪地层及古生物特征。中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第16号, 111—148页, 4个图版。
- 陈均远、周志毅、邹西平、林尧坤、杨学长、李自莖、齐敦伦、王树桓、许华忠、朱训道, 1980: 苏鲁皖北方型奥陶纪地层及古生物特征。中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第16号, 159—195页, 4个图版。
- 陈均远、周志毅、林尧坤、杨学长、邹西平、王志浩、罗坤泉、姚宝琦、沈后, 1984: 鄂尔多斯地台西缘奥陶纪生物地层研究的进展。中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 20号, 1—30页。
- 张文堂, 1962: 中国的奥陶系。全国地层会议学术报告汇编。科学出版社。
- 倪富南、许汉奎、陈挺恩, 1981: 西藏申扎地区奥陶-志留系界线。地层学杂志, 5(2), 146—147页。
- 穆恩之、李积金、葛梅钰、陈旭、倪富南、林尧坤, 1981: 华中区晚奥陶世古地理图及其说明。地层学杂志, 5(3)。
- Barnes, G. R., 1984: Early Ordovician eustatic events in Canada pp. 51—63 in Bruton, D. L. (ed.), Aspects of the Ordovician System. -Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Brenchley, P. J. and Newall, G., 1984: Late Ordovician environmental changes and their effect on faunas. pp. 65—79 in Bruton, D. L. (ed.), Aspects of the Ordovician System. -Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Boucot, A. J., 1975: Evolution and extinction rate controls. pp. 1—427. -Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- Chen Jun-yuan (ed), 1986: Aspects of Cambrian-Ordovician Boundary in Dayangcha, China. pp. 1—410, with 98 pls., 140 text-figs and 22 tables. -China Prospect Publishing House, Beijing.
- Chen Jun-yuan, 1987: Ordovician change of sea level. -New Mexico Inst. Min. and Tech., State Bur. Mines and Mineral Res., Mem.
- Chen Jun-yuan and Teichert, C., 1987: The Ordovician Cephalopod suborder Cyrtocerina (Order Ellesmerocerida). -Palaeontologica Cathayana, 3: 145—230, with 20 pls.
- Chen Jun-yuan, Qian Yi-yuan, Lin Yao-kun, Zhang Jun-ming, Wang Zhi-hao, Yin Lei-ming, and Bernd -D. Erdtmann, 1985: Study on Cambrian-Ordovician Boundary strata and its biota in Dayangcha, Hunjiang, Jilin, China. pp. 1—138, 39 pls.
- Chen Jun-yuan, Teichert C., Zhou Zhi-yi, Lin Yao-kun, Wang Zhi-hao and Xu Jun-tao, 1983: Faunal sequence across the Cambrian-Ordovician boundary in northern China and its international correlation. -Geologica et Palaeontologica, 17: 1—15.
- Chen Xu, 1984: Influence of the Late Ordovician glaciation on basin configuration of the Yangtze Platform in China. -Lethaia, 17(1): 51—59.
- Denton, E. J., 1974: On buoyancy and the lives of modern and fossil cephalopods. -Proc. R. Soc. London, B., 185: 273—299.
- Erdtmann, B. D. and Miller, J. F., 1981: Eustatic control of lithofacies and biofacies changes near the base of the Tremadocian, p. 78—81 in Short Papers for the Second International Symposium on the Cambrian System, M. E. Taylor (ed.): U. S. Geological Survey Open-File Report 81—743.
- Finney, S. C. and Skevington, D., 1979: A mixed Atlantic-Pacific province Middle Ordovician graptolite fauna in western Newfoundland. -Can. J. Earth Sci., 16: 1899—1902.
- Fortey, R. A., 1984: Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. pp. 37—50 in Bruton, D. L. (ed.) Aspects of the Ordovician System. -Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Hays, J. D. and Pitman III, W. C., 1973: Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. -Nature, 246 (5427): 18—22.
- Jaanusson, V., 1984: What is so special about the Ordovician? pp. 1—3 in Bruton, D. L. (ed.): Aspects of the Ordovician System. -Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Mckerrrow, W. S., 1979: Ordovician and Silurian changes in sea level. -J. Geol. Soc., London, 136(1): 137—145.
- Miller, J. F., 1984: Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies and provincialism. pp. 43—68 in Conodont biofacies and provincialism, D. L. Clark (ed.). -Geol. Soc. America Spec. Paper, 196.
- Mu En-zhi, 1974: Evolution, classification and distribution of graptolites and graptodendroids. -Scientia Sinica, 17(2): 227—238.
- Pitman III, W. C., 1978: Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. -Geol. Soc. Amer. Bull., 89 (9): 1389—1403.

- Ross, R. J., 1976: Ordovician sedimentation in the western United States. In Bassett, M. G. (ed). *The Ordovician System*. -Cardiff, 75—105.
- Schopf, T. J. M., 1980: Palaeoceanography, pp. 1—341. -Harvard University Press.
- Stillman, C. J., 1984: Ordovician volcanicity. pp. 183—194 in Bruton, D. L. (ed.). *Aspects of the Ordovician System*. -Palaeontological Contributions from the University of Oslo, no. 295, Universitetsforlaget.
- Westermann, G. E. G., 1973: Strength of concave septa and depth limits of fossil cephalopods. -*Lethais*, 6: 383—403.
- Williams, A., 1953: The geology of the Llandeilo district. Carmarthenshire. -*J. Geol. Soc. Lond.*, 108: 177—207.
- Wilson, J. L., 1975: Carbonate facies in geologic history. pp. 1—471, with 183 figures and 30pls. -Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

ORDOVICIAN CEPHALOPOD BATHYMETRIC SIGNALS AND CHRONOLOGY OF SEA-LEVEL CHANGE

Chen Jun-yuan

(*Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica*)

Summary

Sea-level is the most important reference surface on earth, which has fluctuated constantly during long periods of geological time. A chronology of sea-level change over the period of 70 MY from latest Cambrian to terminal Ordovician is proposed from examination on bathymetric changes in shelf seas of broadly separated regions including the Yangtze River Valley, lower reaches of the Yellow River, the Haibowan area of Inner Mongolia, and the Mt. Jolmo Lungma and Xainza areas of Tibet. A quantitative bathymetry of the investigated epeiric seas has been interpreted from the study of cephalopod shell mechanical strength to withstanding pressure of water column. Numerous measurements of the strength of cephalopod septa lead to the arguments which have been put forward that the lower Palaeozoic cephalopods seem to restrict their ecological region within epeiric seas, thus tending to adapt their shell mechanical strength to withstanding pressure within the lower limit of the water column in the relevant epeiric sea; and that the strength of the septa against implosion yields a high potential for the study of quantitative bathymetry of epeiric seas.

The topic of sea-level changes has long since been an enigmatic area for interesting, imaginative but inconclusive speculation. The major problem posed on establishing a sea-level history is to differentiate bathymetric changes due to sea level from those due to sedimentation, tectonism and isostatic sinking under the increased weight of sediment. All the present studied regions were tectonically stable, with persistent subsidence at a sedimentation rate of 1.5—2 cm/1000 yr in much of the Ordovician time on the Sino-Korean Platform and in Tremadoc and early Arenigian time on the Yangtze Platform. The rates of sedimentation on the drowned shelf of the Yangtze Platform in much of the Ordovician time are very low, only 0.1—0.09 cm/1000 yr. It seems that the subsidence was very slow because thermal cooling mechanism might decline exponentially and become negligible with time since the middle Arenigian. Therefore the changes in palaeodepths of the deep epeiric sea on the Yangtze Platform might mirror the eustatic changes in sea-level. A study on the quantitative bathymetry history of the epeiric sea will satisfy us with a quantitative interpretation of the eustatic sea level.

A chronology of sea-level changes over a period of 70 MY throughout the latest Cambrian and Ordovician time is shown briefly in the following table, with major changes from a quite

phase during the early 15 MY, to an intensive rising phase during the following long period of 40 MY, and then to an active fluctuation phase during the late period of 15 MY.

Active phase of glacioeustatic fluctuations	A brief rising and dropping couplet event	ASHGILLIAN
	Drop event	CARADOCIAN
Rising phase of isostatic eustacy	Rising event	LLANDEILIAN
	Drop event	LLANVIRNIAN
	Llandeilian—Caradocian rising event with an amplitude of 200 m	ARENIGIAN
	Terminal Llanvirnian dropping event with an amplitude of 100 m	
	Late Arenigian and Llanvirnian rising event with an amplitude of 200 m	
Late Arenigian dropping event with an amplitude of 40 m		
Middle Arenigian rising event with an amplitude of 80 m		
Quiet phase with sudden glacioeustatic fluctuations	Late Tremadoc rising event	TREMADOCIAN
	MEE event	
	Basal Tremadoc rising event	TERMINAL CAMBRIAN
	LREE event	