

文章编号: 1000-0550(2009)05-0792-19

“深时”(Deep Time)研究与沉积学¹

孙 枢¹ 王成善²

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029 2. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院、青藏高原地质研究中心 北京 100083)

摘 要 近百年来全球气候正在经历一次以变暖为主要特征的显著变化,人类文明的发展迫切要求我们对这种变化的发展趋势及其环境与资源效应有更加深入的了解。仅仅对现代和第四纪气候研究是有局限性的,全面了解地球表层及气候系统需要研究整个地质历史时期地球表层系统的发展演化。基于这样一种需求,从沉积记录研究前第四纪地质历史时期的地球古气候变化及重大地质事件,并为未来气候预测提供依据的“深时”(Deep Time)研究计划在国际地球科学界逐渐形成。“深时”研究将聚焦地球气候系统中的重大科学问题,通过地质历史时期极端气候事件探讨气候变化的极限和速率、大气成分和海洋成分变化、大气环流和海洋环流以及生物圈、固体地球与太阳的联系等,最终揭示地球气候系统与地球系统的联系。“深时”研究将通过解译、定年和模拟的基本方法,发展完善大陆科学钻探项目,获得保存良好、高分辨率的沉积记录是重中之重。可以预见,“深时”研究将与“深空”(Deep Space)、“深海”(Deep Sea)和“深部”(Deep Interior)研究计划一样,成为未来国际和国内地球科学重大研究领域。同时,在开展“深时”研究过程中,沉积学也将扮演核心学科的角色发挥重要的作用。

关键词 “深时”研究 沉积学 气候变化 地球表层系统 沉积记录

第一作者简介 孙枢 男 1933 年出生 中国科学院院士 沉积学 E-mail shusun@163bj.com

中图分类号 T512.2 **文献标识码** A

0 前言

前 21 世纪人类活动引起的气候与环境变化已经对经济社会的可持续发展构成严重威胁,并引起了全世界的广泛关注。人类文明的发展迫切要求我们对全球气候变化及其对生态环境、自然资源和人类居住性的潜在影响有更加深入的了解^[1]。例如,政府间气候变化专门委员会(IPCC)第四次评估综合报告指出:1906—2005 年的 100 年里,全球平均地表温度上升了 0.74℃(0.56~0.92℃),最近 50 年的升温速率几乎是过去 100 年的两倍;1978 年以来,极地冰雪融化加剧,北极海冰面积正以 2.7%/10a 的平均速率减少;海洋升温已延伸到至少 3 000 m 的深海,引发海水膨胀并导致海平面上升,20 世纪全球海平面上升约 0.17 m^[2,3]。现代气候变化已经给人类社会造成巨大影响,未来气候变化及其可能的生态环境效应已经成为全社会关注的焦点。但是更多的问题也摆在我们面前:未来的气候究竟将怎样变化?全球变暖是否将持续下去?如果全球变暖没有得到及时缓解地球气候系统是否会变得不再适合人类生存?我们通过什么样的方法和技术才能知道未来的气候变化?

如果说,“将今论古”奠定了现代地质学的认识论和方法论基础,那么,“以古鉴今”无疑应当是预测未来时最强有力的工具。我们对过去了解越深,对未来洞悉就越远。为了更好地了解当前的气候和环境,预测未来的气候变化,我们必须深入研究过去的地球表层系统,并通过历史上地球气候和环境更替演变的规律来展望未来。“全球变化从任何意义上说,都是一种地质过程,而现代是历史的继续,因此,历史的观点是地质学的灵魂,全球变化的研究不能离开地质历史”^[4]。

地球表层是维持所有生命和人类活动的一个独特的系统,既不是固体地球、海洋,也不是大气系统本身,而是所有这些系统的共同作用层。然而,我们今天看到的表层环境仅仅是地球历史演变过程中非常短暂的一部分。作为地球历史时间序列的沉积记录是我们长尺度认识地球表层的窗口。借此可以了解在行星尺度下不断变化的地球表面状态和形态,测量快速和缓慢变化的速率,研究人类时间尺度下无法表现的大尺度的关联性,刻画现今地球表层并赋予相应的科学内涵。地球过去的状态与现今明显不同,这一点对于模拟变化的地球来讲是一个巨大的挑战。因

¹ 国家重点基础研究发展规划(973)项目(批准号:2005CB422101)资助。

收稿日期:2009-05-22 收稿修改日期:2009-08-10

此,从人类时间尺度下存在的地球表层模式来外推地球表层系统仅仅是模拟的第一步。通过研究,我们已经知道,地球历史包括了一系列的极端事件和极端状态(如极端温暖、雪球地球、大洋缺氧、CO₂富集、快速风化作用、生物绝灭与复苏)。这些更替的地球状态,在时间上的距离犹如在空间上与金星和火星的距离一样,极大地拓展了我们的视野,增加了我们对于表层系统动力变化极限的认识。近四十亿年的沉积记录,使我们有可能分析行星表层系统的可变性,并估计其行为的可预测性。要想知道地球未来的气候走向,我们需要研究地质历史时期地球的气候变化,而这种气候变化是保存在地质记录,尤其是沉积记录之中的^[5]。所以,国际地学界提出“深时”研究(Deep Time)计划。本文的目的旨在中国沉积学会成立 30 周年之际,对“深时”研究进展进行介绍,为推动我国沉积学界开展这方面研究奠定基础。因笔者学识所限难免挂一漏万,尚望同行专家匡正。

1 “深时”研究的定义与提出

大多数研究古气候的学者认为,“深时”是指前第四纪的地质记录(Earth's pre-Quaternary record)^[11]。由于第四纪与人类最接近,它的气候变迁对于人类的影响最大,所以一直备受人们的关注。正因为它具有高分辨率古气候记录,沉积物未成岩、现存生物种属化石可以观察和地质年代学精度高等优势,同时科学界也发展出深海沉积物、冰芯、陆地黄土沉积等多种古气候替代性指标,所以近几十年来在高分辨率的古环境研究方面已取得令人鼓舞的成果^[6],其中最重要的发现之一是气候变化之快可以在一个人的生命周期内完成,而且这些古气候记录可以得到极高分辨率的保存^[7]。

但是第四纪气候毕竟只是代表了地球气候历史中非常局限的一部分。从时间来看,第四纪所持续的时间仅占 0.04%,在此之前 99.96%地质历史时期的地球气候并不遵循第四纪气候整体寒冷、冰期—间冰期交替的变化规律。最为重要的是前第四纪的气候变化只受自然因素控制。根据目前研究的结果我们明显可以看出,自然因素作用的结果已经超出了人类活动所能影响的限度,这对于探讨人类活动对气候影响的程度以及更加准确地进行未来的气候预测无疑是有重要意义的^[11]。

值得注意的是,现代气候变化以及未来的气候走向已经超出了第四纪气候波动的极限。仅以 CO₂这

种重要的温室气体为例,大气中的 CO₂浓度对温室气候的重要影响在各种时间尺度均有表现^[8]。通过对冰芯记录的详细研究恢复古大气 CO₂含量发现,现代 CO₂含量已经达到过去 0.42 Ma 的最高值,而且也极有可能是过去 20 Ma 的最高值^[9]。但是,远高于此的 CO₂含量却曾经出现于白垩纪温室气候中^[10],而且白垩纪时期两极无冰环境也符合我们对于未来地球北极冰盖消融的担忧^[11],并由此产生了地球是否会重回白垩纪温室气候的激烈讨论(见图 1)¹。显而易

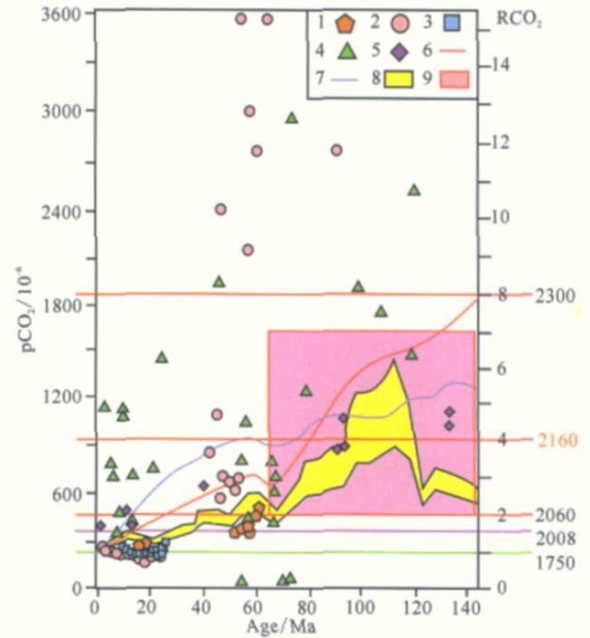


图 1 温室气候的白垩纪全球 CO₂浓度重建与现今和未来发展的可能趋势的对比

Fig 1 Reconstruction of pCO₂ from Cretaceous and comparison to present and future

此图根据替代性指标及气候模拟重建 CO₂浓度。温室气候受 CO₂控制的临界含量为 560×10^{-6} ^[15]。图中红色方框代表白垩纪温室气候大气 CO₂含量变化区域。红色横线是根据现代气候研究预测未来大气 CO₂浓度变化范围。与 1750 年相比,2060 年大气 CO₂浓度将达到两倍,并进入白垩纪温室气候区域,2160 年将达到 4 倍,2300 年将达到 8 倍并超过温室气候区域。CO₂浓度变化表明最快我们将在本世纪中叶重回白垩纪温室气候。1 气孔指数重建古 CO₂浓度,主要参考文献 [16]; 2 有孔虫 B 同位素重建古 CO₂浓度,主要参考文献 [17]; 3 海相浮游藻类 UK37 重建古 CO₂浓度,主要参考文献 [18]; 4 古土壤碳酸盐重建古 CO₂浓度,主要参考文献 [19]; 5 浮游植物沉积卟啉重建古 CO₂浓度,主要参考文献 [20]; 6 GEOCARB III 模拟古 CO₂浓度,主要参考文献 [10]; 7 模拟古 CO₂浓度,主要参考文献 [21]; 8 模拟古 CO₂浓度,主要参考文献 [22]; 9 白垩纪温室气候区域

¹ IGBP55 项目“Rapid Environmental/Climate Change in the Cretaceous Greenhouse World: Ocean-Land Interactions”内部讨论资料, 据 William Hay.

见,第四纪气候对于了解整个地球历史气候系统演化和人类活动对气候的影响程度是不够的,未来气候变化的趋势也表明,仅仅依靠第四纪气候研究结果进行未来气候预测是不够准确的。过去的几百万年里,地球经历着“冰期—间冰期”交替的气候状态,“冰期”北半球大陆普遍发育冰盖,“间冰期”只有南极和格陵兰岛发育有冰盖。在过去 80 万里程仅发生 8 次气候冷暖旋回(冰期—间冰期旋回)。地质历史上大部分时期的地球与现今生活的间冰期地球截然不同,并表现出“温室状态”(greenhouse state)与“冰室状态”(icehouse state)交替出现的周期性^[12-13]。沉积记录告诉我们,在显生宙 70% 的时间里地球赤道到两极经向温度差还不到现在的一半,而且没有显著的大陆冰川作用^[14](图 2)。只有通过研究气候变化引起的沉积记录,掌握地球上曾经发生过的极端气候状态及其变化的速率和过程,我们才能对地球气候系统有更全面的认识,从而更加准确的预测未来的气候变化。

地球的气候系统表现为一个在时间、空间以及各种尺度上的连续统一体。第四纪和现代沉积物对气候变化的记录要比更久远的“深时”记录完整,但是“深时”所代表的气候变化却远远大于第四纪。要想全面了解地球气候系统的变化范围,以及控制这种变化的物理、化学、生物过程,必须要从整个地球历史的角度,从各种空间尺度和时间尺度、各种精度下开展工作^[23]。正是基于这些思考,以美国 Oklahoma 大学 Soreghan G S 教授为代表的古气候研究学者提出了“深时”(Deep Time)古气候研究计划,着眼于从沉积记录研究前第四纪地质历史时期的地球古气候变化,并试图为未来气候预测提供依据^[1]。

事实上“深时”研究的思想启蒙由来已久,早在 11 世纪中国的自然科学家沈括的观点就表现出了朴素的“深时”思想。在他的著作《梦溪笔谈》中记载在太行山中发现许多海螺、海蚌等生物化石,指出它们是古代动物和植物的遗迹,并且根据化石推论了古代的自然环境。18 世纪英国地质学家詹姆斯·赫顿 (James Hutton) 通过观察砂岩和页岩交互成层及其与下覆岩石呈不整合接触关系,提出了从岩石中“找不到时间的开始,也看不到时间的尽头”(we find no vestige of a beginning, no prospect of an end),这对认为地球只存在了几千年的宗教创世纪理论是一次巨大挑战,同时也是“深时”思想的最初代表^[24]。

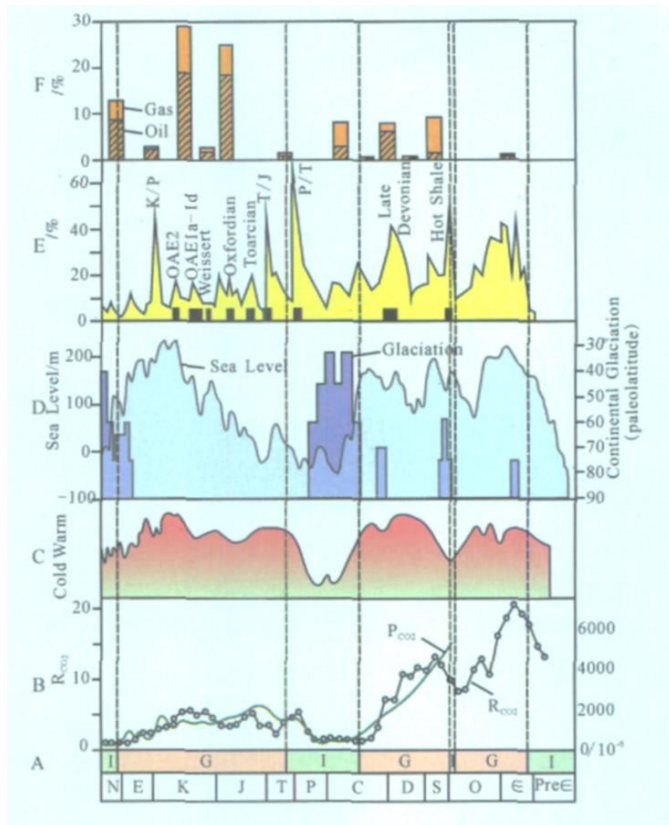


图 2 显生宙以来地球表层系统重大地质事件综合图 (据 [26] 修改)

Fig. 2 Main geological events in earth system through the Phanerozoic

A 气候类型, I- 冰室气候 (Icehouse), G- 温室气候 (Greenhouse), 主要参考文献 [14]; B 大气 CO_2 含量变化, 圆圈代表地质历史时期大气 CO_2 含量与现代含量之比, 参考 [27], 曲线代表替代性指标得出大气 CO_2 含量平滑曲线, 参考 [28]; C 温度相对变化曲线, 主要参考文献 [14]; D 海平面变化与大陆冰川作用, 主要参考文献 [29], 曲线代表海平面高度, 柱状图代表大陆冰川达到的古纬度, 注意超过 60 度的大规模冰川作用代表两极有冰盖, 而其它小规模冰川作用则可能两极无冰; E 海相生物绝灭事件 [30] 及主要大洋缺氧事件 [26], 曲线代表海相生物属绝灭百分比, 黑色方形代表主要大洋缺氧事件; F 全球主要烃源岩 (油和气) 在地质历史时期的分布 [31], 以百分比表示。

2 “深时”研究的主要科学问题

正如前述, 仅仅通过现代或第四纪的地质记录研究地球气候系统是有局限性的。随着国际地学界研究和分析测试水平的不断提高, 过去几十年的研究表明, 地球“深时”气候变化的极限、速率及其反馈作用已经远远超出了第四纪同类变化的规模和范围, 而且“深时”气候与未来的气候演变密切相关。20 年前, 古新世—始新世极热事件 (PETM, Paleocene-Eocene

Thermal Maximum)和中晚元古代雪球地球(Snowball Earth)等冰室气候事件尚未发现,人们难以想象地球的气候会在如此极端气候间变化,而且变化速率如此之快。实际上现代以及第四纪的气候状态限制了我们的视野,“深时”古气候研究正是致力于通过地球上 40 亿年的沉积记录,挖掘埋藏在其中的地质历史时期地球气候变化的信息,它所重点探讨的气候变化的极限和速率、大气成分与大洋成分变化、大气环流与大洋环流以及生物圈、固体地球与太阳的联系等也是现在气候学家所关心的问题。

2.1 气候变化的极限和速率

现代气候学研究认为,气候变化是指在一段较长的时间内气候状态平均值和离差值(即距离平均状态的差值)两者之一或两者一起出现了统计意义上显著的变化^[25]。气候变化可能是由于地球系统内部因素引起的,也可能由外部因素导致,长期的人类活动导致大气成分和陆地使用状况的变化也是引起气候变化的重要原因。不同因素引起气候变化的时间尺度、空间范围和强度有所不同。气候变化的速率(Rate)主要是气候变化的时间尺度问题。如果在某种因素的作用下,气候变化在时间尺度上比正常值要快,则会发生气候突变(Abrupt climate change)^[25]。气候变化的极限(Threshold)是指气候变化的空间范围和强度上所能达到的极值,具体表现为各种极端气候事件。现代的极端气候事件,在温度、降水等方面超出气候状态平均值,就会造成一定的自然灾害和财产损失。在地质历史时期,极端气候事件表现为以十万/百万年尺度计算的平均温度明显偏离显生宙平均温度,并产生特殊的沉积记录。

现代气候和第四纪时期的气候代表了冰期—间冰期交替的相对稳定的冰室气候类型。越来越多的现代气候研究表明,未来地球气候走向将超出第四纪气候变化范围,却可能走向“深时”气候状态。“深时”地球与现今生活的间冰期地球和第四纪地球截然不同,表现出具有“温室状态”(greenhouse state)与“冰室状态”(icehouse state)交替出现的周期性,并以温室气候为主(图 2),重要的是曾发生过多次极端气候事件。中生代和新生代初期是温室气候的代表,其中尤以白垩纪中期和古新世末期最为典型,而新元古代“雪球地球”事件以及大规模冰期演化证明了地球也曾经经历过冰雪世界(图 2)。

2.1.1 气候变暖的极限:白垩纪温室气候的极热时期

“温室气候”是白垩纪大气圈地质事件的最直接表现,其中尤以高 CO₂浓度和高的古温度为特征,特别是白垩纪中期被称为极热时间(Hot Time)^[32]。白垩纪也是离我们人类最近的一个温室气候时期,所以各种沉积记录保存的也较为完整,尤其是 20 世纪 60 年代开始到现在仍在继续的大洋钻探计划(DSDP, ODP, IODP)使得我们对它有了更多地了解。

通过对大西洋低纬度地区 Demerara 海隆(ODP Sites 1258~1261; 4~15°N),中纬度地区 Blake Nose(ODP Sites 1049, 1050, 1052, 30°N)以及高纬度地区 Falkland 海底高原(DSDP Site 511; 60°S)保存完好的有孔虫进行古温度测定,重建了中白垩到晚白垩时期海洋经向和纬向温度梯度。Turonian 期(93~89 Ma)海水表层温度在 Demerara 海隆最高达到 42°C^[33],在 Blake Nose 地区最高 33°C^[18],在 Falkland 海底高原最高 31°C^[34,35]。而现代海洋的 8 月表层海水温度,在 0~20°N 为 25~28°C,在 40°N 为 20~28°C,在 60°S 为 0~5°C^[36]。通过对比可知,白垩纪热带地区海水温度比现代高 14°C,在高纬度地区表现更明显,温度差将近 30°C^[26]。

Bice 和 Norris 推测要想达到上述最高温度,大气 CO₂含量需要达到 4.500×10^{-6} ,比现代大气高出 11 倍^[35]。通过最近的一次气候模拟,Bice 等认为至少 3.500×10^{-6} 的大气 CO₂浓度才能使海水表层最高温度达到中生代热带海洋的温度^[37]。但是岩心有机碳研究进一步证实了白垩纪 20 个 Ma 期间大气 CO₂浓度是现在 380×10^{-6} 的 2~6 倍,这样的 CO₂浓度产生的温室效应仍不足以导致白垩纪如此高的温度^[32]。通过模拟,Bice 等认为可能有另一种温室气体——甲烷在起作用,它在白垩纪大气的浓度达到现代的 30 倍^[37]。尽管这种结论还存在很大争议,但是已经引起 IPCC 等气候研究团体的注意,并且据此改进原有气候模型或设计新的气候模型^[32]。这个事例充分说明了“深时”研究的重要性。

2.1.2 气候变冷的极限:新元古代“雪球地球”事件

新元古代“雪球地球”事件是地质历史时期冰室气候的典型代表。上世纪 90 年代 Kirschvink^[38]和 Hoffman^[39,40]提出“雪球地球”假说后得到许多学者的认同,这种假说可以较好的解释冰期及冰期后许多特殊地质现象,如新元古代全球性同时出现的冰川沉积物、碳同位素组成显著变化、全球性盖帽碳酸盐岩以及条带状赤铁矿建造(BIF)等。对于“雪球地球”事件的成因更多的证据倾向于地球系统内部的作用

用^[38 41],即聚集在赤道附近的 Rodinia 超大陆极大提高了反射率,同时超大陆裂解促进风化作用强烈消耗 CO₂,大气中 CO₂含量急剧下降产生冰室效应使地表温度下降,极地冰盖的发展进一步增大了反射率产生“冰川灾变效应”,最终导致全球性冰川的形成。“雪球地球”事件的终结机制一直有很大争议,近年来在中国华南地区的研究为甲烷渗漏假说提供了进一步证据^[42]。冰期之后气候变暖,赋存于大陆架和内部盆地大面积永久冻土层中的甲烷水合物失稳分解,释放甲烷进入大气,增强了温室效应加速冰盖的融化^[43]。水合物释放的大量甲烷经氧化生成二氧化碳,转变为 HCO₃⁻,与 Ca²⁺、Mg²⁺ 结合,形成全球分布的盖帽碳酸盐岩^[44]。

新元古代“雪球地球”事件拓宽了人们对于“深时”地球气候极限的视野,而且它具有高度的综合性,涉及岩石圈、水圈、大气圈、生物圈的整个地球表层系统^[45]。研究“雪球地球”事件对于了解地球表层系统相互作用与演化,以及未来气候预测具有重要意义。由于雪球地球假说将极端气候变迁(低纬度冰川发育)与全球板块构造演化(超大陆聚合和裂解)、地球化学异常(碳同位素漂移)和新元古代晚期生命演化(埃迪卡拉生物群分异)等一系列地球系统突变联系在一起,大大激发了人们研究新元古代时期地球系统突变的热情。

2.1.3 气候变化速率:温室气候中出现的快速冰川事件

正如前述,白垩纪 Turonian 期(93.5~89.3 Ma)是显生宙最温暖的时期之一,热带表层海水温度可以达到 42℃ 以上。在一系列地球化学、沉积学和古生物学资料的基础上,认为白垩纪温室气候下普遍缺少大陆冰川^[11],Turonian-Coniacian 期(92~86 Ma)爬行动物出现在北纬 71°,暗示此地区气候是温暖的(年均温超过 14℃)^[46]。这些证据都表明在温室气候状态下,全球似乎很难发生快速气候变化。但是来自侵蚀面和海相灰岩中 δ¹⁸O 正漂现象的证据对这种看法提出了挑战,Böhmert 等 2008 年在“科学”撰文论证在 Turonian 期曾经发生过几次大陆冰川的生长过程^[47]。快速冰川作用证据来自对热带大西洋地区 Demerara 海隆(ODP Site 1259)灰岩氧同位素研究,通过 Tex86 温度校正后发现 δ¹⁸O 在约 91.2 Ma 发生一次正向偏移,与此前研究中同时期发生的海平面变化和大型不整合面一致。这次 δ¹⁸O 正偏事件是对 Turonian 中期一次持续 20 万年冰川作用的响应,通

过计算推测冰盖的规模可能是现代南极大陆冰盖的一半。研究表明白垩纪时期大规模冰川的快速形成和消亡与更新世冰川作用模式类似,但不同的是这次冰川作用是在白垩纪极端温室气候和特定古高程下,受地球轨道参数控制的一次特殊的冰川作用。

据此我们应该重新审视白垩纪温室气候下没有冰川作用的传统观点,重新估量地球气候变化速率所能达到的极限。而要知道类似的气候快速变化事件是否能在不久的将来重演,以及如果发生这样的事件会带来怎样的后果,我们必须而且只能从“深时”研究中寻找答案。

2.2 大气成分与大洋成分变化

温室气体(Greenhouse Gases)对气候有显著影响。温室气体是大气中的微量成分,这些气体吸收地球表层的红外辐射,其本身也放出红外辐射,使对流层大气变暖,并产生温室效应(Greenhouse Effect)^[25]。大气层中主要的温室气体有水蒸气(H₂O),二氧化碳(CO₂),一氧化二氮(N₂O),甲烷(CH₄)和臭氧(O₃)。

“深时”时期大气成分曾经发生显著变化,其中对生命演化和气候变化有重要影响的氧气、二氧化碳和甲烷研究较为详细(图 3)。在地球形成早期,大气中氧含量很少,经过约 2.3 Ga 和 0.9 Ga 的两次成氧事件(Amospheric oxygenation events)达到接近现代的水平,并伴随着生命的几次重大演化^[48]。CO₂在地球形成之初充满了大气,随着地球演化和生命出现而逐渐被固定到固体地球和生物圈之中,直到现在由于人类活动重新释放回大气,并被认为是当前温室气候的重要驱动因素。甲烷也是一种重要的温室气体,从 3.7 Ga 甲烷开始成为一种主要的大气成分,其含量波动很大,由甲烷产生的温室效应可能在很多气候事件中发挥重要作用,如雪球地球事件的终结机制及 PETM 事件的触发机制等。

2.2.1 大气与海洋成分变化的地质记录:富有机质黑色页岩和大洋红层

大气和海洋的成分变化,往往在沉积物中留下记录,这些沉积响应就成为我们探究这些变化的档案。比如,正因为有了元古界的条带状赤铁矿建造(BIF),我们才知道当时曾发生一次大气成分的变化,导致了一次大的氧化事件^[49]。目前,地学界在研究大气和海洋成分变化与沉积响应关系方面最为成功实例之一,就是由于大洋缺氧形成富有机质黑色页岩和富氧导致大洋红层沉积。

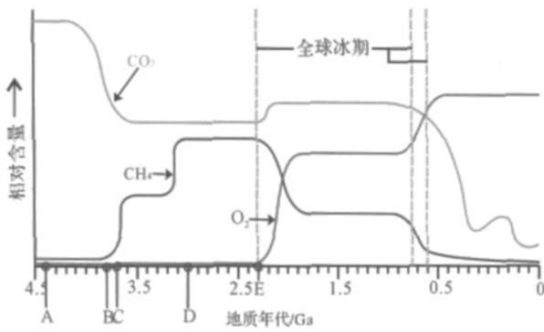


图 3 显生宙以来大气主要成分变化曲线(据[34])

Fig 3 Changes of main atmospheric components through the Phanerozoic

A 地球形成之初大气中充满 CO_2 ; B 消耗 CO_2 的微生物出现; C 产甲烷菌开始生产大量甲烷进入大气; D 产氧细菌出现; E 第一次成氧事件。

白垩纪最大的大气海洋成分变化就是所谓的“大洋缺氧事件”(Oceanic Anoxic Events OAEs),即大洋底层水多次处于贫氧乃至缺氧状态,造成富有机质黑色页岩在各大洋盆地广泛分布^[50,51]。主要的 OAE 发生在早 Aptian 期(OAE1a), Cenomanian-Turonian 期(OAE2), 以及 Coniacian-Santonian 期(OAE3)^[52,53]。OAEs 伴随着 $\delta^{13}\text{C}$ 的偏移^[54], 以及海洋生物的绝灭^[30]。在 OAEs 期间, 缺氧水体上升到透光层, 允许绿硫细菌生长^[55]。Nederbragt 等认为 OAEs 期间氧气消耗、磷酸盐重新形成以及大洋生产力之间有正反馈作用^[56]。与 PETM 事件类似, OAEs 也可能触发或者伴随有天然气水合物中甲烷的大量释放进入大气^[57,58]。

OAEs 之后常出现富铁氧化物的“大洋红层”沉积(Cretaceous Oceanic Red beds CORBs)^[59-61], 被定义为“一套分布在从外陆架到 CCD 面之下深水盆地的, 在富氧、低生产力和贫营养条件下以较低速率沉积形成的品红—红色—棕色的细粒远洋沉积物”^[62], 它在 20 世纪末由中国科学家首先提出的科学命题。经过全球的对比与研究, 现在已经发现, 早白垩 OAEs 之后 CORBs 只在特提斯域出现, 但是 OAE2 之后 CORBs 变成了全球普遍的深海沉积, 并在 80 Ma 达到高峰(图 4)。近年来的研究证实, 在 OAE2 的发展过程中, 由于大西洋亚热带和特提斯边缘盆地中有机质的大量堆积^[54,63,64], 短短的 50 万年内有 1.6×10^{18} 摩尔有机碳埋藏。大量有机碳的埋藏对在大气和海洋系统造成了巨大的影响, 致使 OAE2 期间大气中 CO_2 浓度下降 40%~80%, 其浓度低于

500×10^{-6} ^[54,64], 进而造成“反温室效应”(inverse greenhouse effect), 导致气候变冷以及相应的洋流循环模式的改变。大规模有机碳埋藏的另一个直接后果就是大气中氧气浓度的上升, 导致大气和海洋系统氧化能力的增强^[65]。在白垩纪大洋缺氧事件之后, 通常在远洋和深水环境出现大规模的 CORB 沉积, 可能正是上述两个效应的物质表现和大洋“换气”作用(ventilation)的结果^[61,62,66,67]。

应该说, 研究白垩纪富有机质黑色页岩和大洋红层是有着现实意义的, 我们通过它们看到了在温室气候状态下全球变暖和变冷的物质响应。事实上, 这种过程可能正在现在的海洋中发生。通过研究和观测发现, 在过去的半个世纪中海洋中的低氧水域一直在扩大。部分原因是来自于河流中的农业污染物外, Shaffer^[68]对此作出了解释: 随着温度的上升, 水中溶解氧不断减少, 重新回到大气。全球变暖导致的海洋中溶解氧含量的降低将威胁全世界大多数海洋生物——包括鱼类、贝类以及人类餐桌上的其他常客的生存直至 22 世纪。

2.2.2 大气成分与快速气候变化: PETM 事件

古新世—始新世最热事件(PETM, Paleocene-Eocene Thermal Maximum)是发生在古新世—始新世之交的一次全球性的气候突变事件^[69]。在短短 1 万年的时间内全球平均气温上升 $5 \sim 10^\circ\text{C}$ ^[70], 海水化学组成、大气 CO_2 分压及沉积物氧、碳同位素组成发生巨大变化^[71], 大洋环流模式突然倒转, 海洋表层生态系统和陆地生态系统生产力迅速上升, 许多属种的植物、动物、微生物生活范围向高纬区扩大, 哺乳动物演化进程发生重大改变^[72]。

对于 PETM 事件的触发机制, 目前学术界的主流观点把气候快速变化的成因聚焦在第二种温室气体——甲烷之上。甲烷是一种比 CO_2 更重要的温室气体, 它可以天然气水合物的形式储存在大陆边缘和深海的沉积物中^[57,58], 并在大气圈中被氧化为 CO_2 。它的突然释放可以导致突发性的全球变暖。PETM 时期(55.5 Ma), 在一个非常短的时间里, 由于海水升温或构造运动的影响, 巨量甲烷从天然气水合物中快速释放, 至少有 2 000~4 000 Gt 的碳加入到大气—海洋系统之中, 两极温度急剧升高了 8°C ^[73]。甲烷释放的证据来自高精度同位素数据, 显示了 ^{13}C 和 ^{18}O 的急剧负偏, 表明其碳来源是甲烷。根据现有资料, 甲烷释放的极可能位置是在美国东南部海域的 Blake Nose。

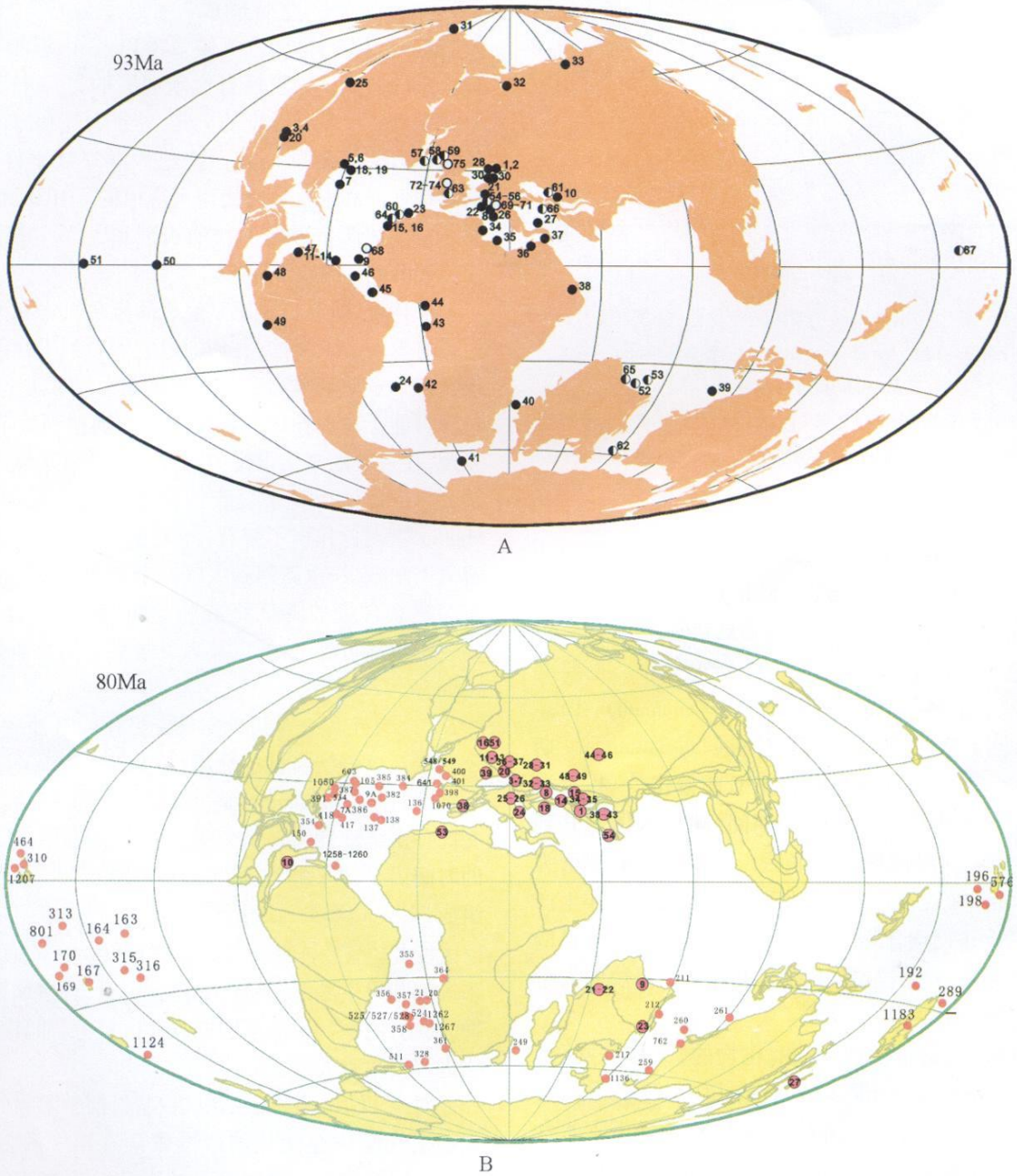


图 4 80 Ma 白垩纪 OAE2 和 CORB 全球古地理分布与对比图(图 B 据[49])

Fig. 4 Paleogeographic map showing the localities and the correlation of OAE2 and CORB in 80 Ma

A. Cenomanian - Turonian 期(93 Ma)OAE2 全球分布;B. 80 Ma 时 CORB 全球分布。白垩纪古地理底图下载于 www. odsn. de;

●有机碳富集、碳同位素偏移和生物灭绝三种标志都有;●只有两种标志;○只见黑色页岩

PETM 事件发生时的气候条件和工业革命后地球气候系统发生的变化非常相似,在全球变暖的速率和强度上都有很强的可比性,因此对 PETM 事件的研究毫无疑问会对预测未来气候变化具有非常重要的意义^[69]。但是对于 PETM,无论是其诱发原因还是对地球表层系统的影响,现在都还存在着许多悬而未决

的问题,这些问题需要我们通过“深时”研究而有所突破。尤为重要的是,IPCC 第四次评估报告中指出海洋升温已延伸到至少 3 000m 的深海,它不但引发海水膨胀并导致海平面上升,而且如果这种趋势进一步发展,将有可能触发储存在大陆边缘和深海中的天然气水合物释放出甲烷,从而导致 PETM 事件再次发

生,这对现在地球生态系统将是一个灾难。

2.3 大气环流与大洋环流

大气与大洋环流深刻影响着地球热量分布,而这种热量分布对气候有着决定性的意义。现代大气环流的模式主要是由高低纬度之间温度差异引起的经向环流,它们对维持全球气候系统的能量、动量以及水汽等的平衡起着重要作用。大洋环流则因其驱动机制分为受全球风带和季风影响的风海流、由于海水温度或盐度差异形成的密度流和由于海水补偿流动形成的补偿流。由于洋流的流动,水体可以在不同区域间进行质量和热量交换,并对局部甚至全球气候产生重大影响。海洋、大气作为气候系统的两个最重要的组成分量,它们在不同的时间和空间尺度上存在着相互作用,PEIM 期间就可能发生由于全球变暖导致的大洋环流改变。

“深时”时期大气与大洋环流模式与现代显著不同。古地理和古气候重建为我们再现了地质历史时期的海陆格局,古大陆位置与构造运动是全球气水环流的基本边界条件,对于全球大气环流和大洋环流模式有重大影响,从而直接或间接地影响全球气候变化。“雪球地球”事件是古大陆格局影响气候的最经典事例之一。该想法最早提出者 Kirschvink^[38]和“雪球地球”假说建立者 Hoffman^[41]都认为,造成全球出现冰川的条件是大陆板块基本上都聚集在中、低纬度地区,也就是后来被科学家称之为 Rodinia 的超大陆,只不过他们两个人解释是不同的。前者用大陆的反照率增加来解释出现雪球的原因,而后者则认为大陆面积的增加加速了硅酸盐岩的风化,大气中 CO₂浓度降低导致地表温度进一步下降,最终出现“雪球地球”。距离人类最近的有关古地理控制和影响大洋环流和大气环流比较经典的实例是青藏高原的隆起和南极绕极流的形成。

2.3.1 大洋环流与全球变暖: PETM 时期大洋环流突然倒转

深海环流对于全球热量输运具有非常重要的作用。现在的环流模式下,底层海水形成中心位于北大西洋和南半球海洋,那里表层海水因受冷密度增大而下沉^[61]。降水和温度变化引起的海水盐度变化也会影响底层海水形成中心,从而影响深海环流模式,因此全球变暖可能导致大洋循环模式的突然改变,并引发一系列的气候效应。

PETM 事件就伴随有大洋环流模式的突然倒转和海水盐度、大气湿度的迅速上升。ODP 西北太平

洋地区 2 个站位 Nd 同位素数据^[74],以及 DSDP/ODP14 个站位碳同位素数据^[75]表明,在约 55Ma 即 PETM 事件开始阶段,深海环流模式发生了显著变化,全球底层水形成中心由南半球转移到了北半球,并造成全球大洋环流模式发生倒转。深海环流的改变将相对温暖的表层海水运输到深海,从而进一步加剧了全球变暖。整个倒转的发生在不到 5 ka 的时间内,之后随着全球温度下降和降水模式变化又经过将近 200 ka 恢复到原来的状态,说明全球变暖可以对全球温盐循环产生长期影响^[75]。

古新世时期全球大洋温盐循环比现在要弱很多,而且板块分布情况和两极冰盖都与今天存在很大区别,但是 PETM 时期全球大洋循环模式的剧变至少可以说明全球变暖确实会造成大洋环流模式的变化甚至倒转,而大洋环流模式的变化可能进一步加剧全球变暖甚至产生气候突变,这一点足以引起研究当今全球变暖的科学家们的重视。

2.3.2 古地理、大洋环流和古气候: 南极洲的形成与全球气候变化

始新世—渐新世 (E/O) 过渡期间,保存在大洋和大陆中 $\delta^{18}\text{O}$ 值等记录表明,在短期内全球气温大幅降低,底层海水温度从 12°C 降低为 4.5°C,海陆生物均有不同程度的灭绝,指示了气候变冷、变干的趋势^[76]。南极大陆东部开始出现永久性冰盖,地球由两极无冰的“温室地球”进入到南极有冰的“冰室地球”。

由于构造运动和古地理格局变化导致的大洋环流改变对南极大陆永久冰川的形成有重要作用。晚始新世以前,南北半球的大洋环流与现今相差很大,只有环赤道洋流使各大洋彼此连通,经向环流极不发育。始新世—渐新世 (E/O) 转换期间,由于冈瓦纳大陆的进一步裂解并向北推移,特提斯洋减小,全球海平面下降,南极洲与澳大利亚之间的塔斯曼尼亚海道和南极洲与南美洲之间的德雷克海峡相继开启,南极绕极流形成。由赤道流向南极的暖流遭遇南极绕极流的阻挡,热量无法传递到南极大陆,使南极大陆进入“热隔绝”状态而形成大规模冰川^[77]。

始新世—渐新世期间构造运动和海陆古地理格局变化对新生代全球气候产生了深远的影响^[78],自此南极地区通过影响大气环流、大洋环流、太阳辐射与热循环而在全球气候系统中扮演着新的重要角色。尽管现代短时间内的古大陆格局不会发生太大变化,但是就地球气候系统的长尺度研究而言,构造运动和古

地理格局的变化无疑是至关重要的。

2.3.3 古地形、大气环流和古气候: 青藏高原隆起与全球变冷和亚洲季风的形成

印度大陆—欧亚大陆碰撞所导致的青藏高原隆起, 不仅改变全球的地形和地貌, 而且对亚洲乃至全球的碳循环、气候和环境变化都产生了重大影响^[79-80]。作为当今世界上平均海拔最高、面积最大的高原, 它的形成不但改变了亚洲的大气环流和自然环境格局(地形、水系、土壤、植被), 还有可能控制和影响了全球大气温度降低, 形成始新世—渐新世时全球气候变冷事件; 改变海洋的化学组成, 始新世时大洋 O—Sr 同位素组成发生重大变化^[81-83]; 形成地球上最强大的经向季风环流系统和地球上独特的亚洲温带干旱区, 正是岩石圈变形和大气循环之间的大规模相互作用, 使得喜马拉雅—西藏高原的研究比研究由大陆碰撞引起的大陆内部变形的简单事件具有更大的意义。

关于高原隆起引起的全球气候、大洋化学成分和大气环流的变化, 最引人注目的是冰室效应(icehouse effect)和新生代全球变冷问题^[84-85]。除了隆升使中纬度高原本身变冷外, 由于新生代青藏高原的隆升, 在引发大气环流发生变化的同时, 对全球的物理和化学风化作用也产生了影响^[86]。由于形成了面积超过 250 万 km²、平均海拔超过 5 000 m 的青藏高原, 大大增加了全球的物理和化学风化的强度(岩石断裂破碎, 比表面积增加), 异常高度和面积的青藏高原产生异常迅速的全球侵蚀。在整个构造历史中, 有两个因素被认为可以控制大气 CO₂ 的质量分数^[87]: ①火山和热液释出的 CO₂; ④硅酸盐岩的化学风化对 CO₂ 的消耗, 当新生代变冷作用出现时, 洋底平均扩张率并没有显示有任何净变化。因此, 当高原隆起过程中和隆起后, 地壳中占主要化学成分的硅酸盐的化学风化, 可通过消耗 CO₂ (CaSiO₃ + CO₂ → CaCO₃ + SiO₂) 来完成。同时, 由于隆升导致的干旱区形成, 亚洲内陆沙尘暴通过西风的传送可为北太平洋提供丰富的铁等生物营养元素, 促进海洋生物繁殖吸收 CO₂ 加剧全球降温。

到目前为止, 隆升风化依然是一个假说, 它还面临几方面的挑战。其中之一是新生代全球变冷并进入冰室气候是在始新世与渐新世之交(图 2), 而新生代地表隆升史研究还不充分, 需要发现青藏高原早期隆升(40~30 Ma)的证据^[88]。最近的研究提出, 青藏高原中部在 40 Ma 时已经隆起并达到现在的高

度^[89-91], 似乎可以回答这个问题。另外一个主要挑战是该假设缺乏一种自然的反馈过程来保持气候平衡状态^[91]。对于新生代而言, 为什么持续增加的硅酸盐岩化学风化没有将大气圈中的 CO₂ 全部消耗光, 而最终像晚元古代一样使整个地球都被冰冻起来出现“雪球地球”? 需要更深入的研究才能解决这个问题。

2.4 “深时”气候与生物圈、固体地球以及太阳的联系

越来越多地证据表明, 气候变化不只是大气圈独立变化的结果, 而是受大气圈、岩石圈、水圈、生物圈以及天文因素等共同作用的结果。要真正了解地球气候系统的变化规律, 我们必须了解地球表层系统各个圈层之间的相互作用及其对气候的影响。因此, “深时”研究的最终课题是建立地球气候系统与地球表层系统之间的联系^[1]。

例如, 在漫长的地质历史时期, 生物圈与大气圈是协同演化的, 古生物记录中蕴藏着生物对交替变化的地球气候状态的响应。构造运动及古地理与气候也密切相关, 比如洋流变化与海峡启闭、构造抬升与大陆风化、古大陆位置与洋底扩张等, 随着近年来研究程度的提高其重要性日见昭著, 并且非常适合进行“深时”研究。此外, 太阳与地球轨道参数控制被认为在各个时间尺度影响着气候系统, 从短期(年/十年)太阳活动, 到中期(千年)地球轨道参数, 到长期(百万年/十亿年)太阳在演化过程中发光度变化, “深时”研究适于在后面的几种大尺度研究中探讨大的天文周期与地球气候系统的关系。

2.4.1 日地关系和古气候: 米兰科维奇理论与旋回地层学

在地球气候演化的漫长地质历史进程中, 不同时间尺度和时期的气候特征及其驱动力是很不相同的, 但是来自太阳的辐射强度始终对地球气候系统起着重要作用。在解释日地联系对地球气候系统的作用上, 米兰科维奇冰期旋回理论做出了巨大的贡献。该理论由于太阳系各星体作用于地球的引力场的周期性摄动, 引起地球轨道参数的周期性变化和到达地球大气圈顶部太阳辐射能量配置的周期性改变, 从而导致地球气候的周期性波动^[92], 由此引起的北半球高纬夏季太阳辐射变化是驱动第四纪冰期旋回的主因^[93]。

米氏理论认为地球轨道有三个主要参数偏心率(40/10万年)、斜率(4.1万年)和岁差(1.9~2.3万

年)^[94],周期性变化影响地球接收太阳辐射量,作用于地球表层气候影响冰川作用、海平面变化、水体蒸发、温室气体(CO₂和CH₄)含量等,进而影响沉积环境,最终地球轨道周期信息就会保存到沉积物中^[94-95],这也就是旋回地层学的理论依据所在。旋回地层学建立了天文学和地质学之间的重要联系,使我们有可能利用沉积记录进行古气候的研究^[96]。米氏理论与旋回地层学在古气候研究中的应用已经在第四纪研究中得到充分证明,Hays等^[97]在建立现代旋回地层学和古气候研究的里程碑式文章中,通过研究深海沉积物中同位素和古生物数据,证实轨道参数周期在沉积物中的存在及认为其为冰期的起搏器(Pacemaker of the Ice Ages)。

米兰科维奇理论与旋回地层学对于“深时”研究同样具有非常重大的意义。一方面,通过旋回地层学可以利用天文周期对地层进行较为精确测年,其精度可达到几万年,这将极大的完善“深时”高精度的年代学格架。另一方面,利用旋回地层学也可以深入研究“深时”周期性古气候事件。旋回地层学已经应用于白垩纪大洋缺氧事件的研究中,Mitchell等^[98]基于白垩纪中 Cenomanian 期一个较弱的 OAE 与 OAE2 间隔约为 2.4 Ma 这与地球轨道三个参数同时交点的周期 2.45 Ma 相似,认为 OAE2 前地层具有旋回性,OAEs 可能与轨道周期有关,并可据此来预测地质历史时期 OAEs,这意味着旋回地层学的应用将大大推动“深时”古气候研究进展。

2.4.2 生物与地球表层系统: Gaia 理论

地球与生物是密切联系的整体,自从生命出现以来,生物与地球不断发生着相互作用。20世纪70年代,英国气象学家 James Lovelock 提出的 Gaia 理论就指出将地球与生物当作一个可以自我调节的整体,强调生物圈对全球环境的调节作用^[99]。Gaia 的自我调节由生物反馈作用实现,生物活动将地球大气调节至适合生物需要,并通过对环境的负反馈作用抑制地球系统偏离原状态。地球上的生物,特别是细菌,与地球的无机系统相互作用,无意识地稳定了全球的环境以保持环境对生物有利^[100]。

Gaia 理论在全球变化、地质事件、生物进化研究中有重要价值。例如在地质历史时期曾经发生过生物集群绝灭等重大地质事件,地质事件导致碳循环扰动、生物更替及地球系统紊乱是当今地球科学研究的前沿领域之一,但是地质事件因何结束以及地球系统如何回复平衡却没有明确的研究思路。Gaia 理论可

以为这个问题的解决提供一种重要思路,即生物负反馈作用可能是地球系统最终回复平衡的原因。在进行地球系统科学研究过程中,应以 Gaia 理论为指导,不能把生物仅仅作为环境的附属产品,而片面强调环境对生物进化的制约;生物在自身进化的同时,也积极地调节着全球环境,使之更有利于生物进化^[101]。

Gaia 假说还在发展中,它的意义是多方面和重大的,所以英国皇家地质学会在 2006 年将其最高奖项 Wollaston 奖授予了该假说的提出者 James Lovelock,并认为他开创了地球科学的一个新领域。十分遗憾的是,迄今为止在我国国内较为系统介绍该假说的文章还不多见。孙枢指出,该假说给我们带来一种新的角度去研究地球,要把一切生命过程放到地球系统中,认识到任何生命过程都具有其内在的意义,而不仅仅是独立的事件^[100]。刘东生也曾指出,这一假说将微观过程和宏观过程统一起来考虑,其思想具有很强的启发性,并且,这一假说提出了多个有待检验的预测,这使得它在相当程度上区别于那些没有证伪机会的非科学命题^[101]。

2.4.3 大气圈与生物演化: 205 Ma 以来大气氧含量变化与哺乳动物演化

古生物学和沉积学研究已经说明,生物圈与大气圈是协同演化的。气候与环境对于生物演化有重要作用,大气氧含量就是非常重要的一个因素。Falkowski 根据从 T/J 界线至今的海相碳酸盐岩以及有机质中碳同位素和硫同位素变化,模拟出过去 205 Ma 大气氧含量变化几乎增加了一倍(10%到21%),在早侏罗纪和始新世增加最快,而大气氧含量变化是哺乳动物繁盛、胎盘产生和体积增加的决定因素^[102]。晚二叠—早三叠时期陆生爬行动物的灭绝与氧含量降低有关,晚三叠—早侏罗时期大气中氧含量增加则促进了兽脚类恐龙和哺乳动物等需氧较多的动物出现。在 65~100 Ma 期间大气中氧含量相对较高且比较稳定,有胎盘的哺乳动物得以快速辐射演化。始新世氧气快速增加则伴随着哺乳动物体积的增大,因为体积大的哺乳动物单位体积内毛细血管数量也更多,从而对氧气的消耗也就更大。从生物与大气圈协同演化的例子可以看出,伴随着古气候研究的开展,更多生物演化的秘密将被揭开,古气候变化在生物演化过程中扮演的角色也将越来越清晰的展现在我们面前。

3 “深时”研究的途径与方法

“深时”研究的目标是研究整个地质历史时期地

球气候系统的发展变化^[1]。通过建立一个多学科交叉的交流平台,综合多替代性指标的古气候重建、高分辨率的年代学研究和最前沿的气候学与地球化学模拟等手段,打破过去“深时”研究“片断化”(snippets)的不足,建立起“深时”气候系统的整体框架。为了达到这样的目标,借鉴 DSDP/ODP/IODP 的成功经验,发展完善大陆钻探项目,获得保存良好、高分辨率的沉积记录是重中之重。将新一代的气候替代性指标和地质年代学方法应用于这些沉积记录中将对高分辨率的古气候重建有极大的帮助。除此之外,气候模拟将作为一种全新的手段应用到“深时”古气候研究中。

3.1 大陆科学钻探:获取关键层位的连续沉积记录

“深时”古气候研究需要获取高质量的古气候沉积记录。全球海相沉积物分布相对广泛和连续,而且成熟的大洋钻探(DSDP/ODP/IODP)获得了丰富的“深时”古气候研究成果。反之,陆相沉积相对局限且不连续或风化较为严重。与地表露头相比,地下具有时代古老、时间精度高、连续的地质记录,尤其是前白垩纪以及陆相沉积保存较好。因此,大陆科学钻探项目对于“深时”古气候研究有重大意义^[1]。大陆钻探获得的岩心样品没有遭受地表风化,可以更广泛的应用地球化学替代性指标以及地质年代学技术进行古气候重建。除此之外,通过岩心连续取样可以进行厘米级的高分辨率研究,还原气候快速变化时期的古环境。同时岩心和地表露头数据结合可以共同揭示沉积过程和盆地演化过程。

目前,服务于“深时”古气候研究的大陆钻探项目已经成为国际大陆科学钻探计划(ICDP)的重要组成部分^[103]。部分时代的大陆科学钻探已经完成,并取得了众多科研成果,更多的大陆科学钻探计划也在积极筹备中(注:以下资料部分来自ICDP网站)。

3.1.1 俄罗斯北极 Fennoscandia 地区早期地球钻探计划

该钻探计划的主要科学目标是建立一个能够解释自元古代以来现代地球系统突然建立的成因机制和时间控制的合理模型^[104]。通过学科交叉和国际间科研团队合作,研究俄罗斯北极附近 Fennoscandia 地区古元古代火山—沉积地层的钻孔岩心,并试图揭示地球早期形成和生命起源的奥秘。

钻探的主要目的包括:研究古元古代全球碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 正漂事件的特征、持续时间和成因模式等,上地幔氧化事件的地球化学记录及其对水圈—大气圈

系统氧化状态的影响,大气成氧事件的起因及其与上地幔氧化事件的关系,海相硫酸盐储层的形成时间控制及硫同位素特征,全球性富碳沉积以及最古老的油气聚集的特征,大规模生物出现与大气成氧事件的因果关系,氧化海水的出现及有机质和硫、磷、氮等元素循环的变化等。

3.1.2 Newark 盆地晚三叠世钻探计划

Newark 盆地钻探计划的主要目标是通过美国宾夕法尼亚州和新泽西州纽约地区 Newark 裂谷盆地的一系列钻孔,获取 200~230 Ma 湖相沉积记录中天文周期驱动气候旋回的沉积记录^[105]。地球轨道参数变化被认为是造成长期气候变化的根本原因。Newark 盆地钻探的岩心提供了世界上最长的天文周期控制气候旋回的连续沉积记录,对于研究全球气候变暖和分析人类活动对全球变化的影响具有重要意义。由于晚三叠世大陆分布与现今十分不同,Newark 盆地钻探计划所获得的精细沉积记录为众多预测未来气候变化的模型提供了一个重要的检验。

与此同时,Newark 盆地钻探计划通过钻探一系列浅孔恢复大约 5 000 m 晚三叠世沉积岩和岩浆岩记录。借助沉积学和旋回地层学研究,结合生物地层学、磁性地层学和化学地层学控制,获取高精度的地层年代学信息,为早中生代 Newark 群提供一个标准参考剖面,并建立区域和全球的地层格架对比,最终研究古气候旋回演化过程和大陆裂谷的发展模式。

3.1.3 科罗拉多高原早三叠世—早侏罗世钻探计划(CPCP)

北美地区西部早中生代陆缘盆地保存有 Pangea 古大陆西北部气候和构造演化的一套完整沉积记录,同时保存有世界上最丰富、研究程度最高,但依然争议很大的三叠—侏罗陆生动物群^[106]。这些重要的沉积记录在科罗拉多高原及其邻近地区有较为完好的发育。尽管这个地区研究历史很长,由于缺少精确的地质年代工作、地层难以进行全球对比以及没有一整套古环境替代性指标,一直难以揭示这个地区极好的古气候与生物演化过程。

科罗拉多高原钻探计划将对早三叠世至早侏罗世地层进行连续取心。该钻探计划将解决地表露头差的难题,通过对科罗拉多高原及其东部地区三叠纪到下侏罗统地层连续钻探,将加深我们对于过去 100 Ma 重大生物圈演化、全球气候变化以及 Pangea 古大陆位置和板块构造的认识^[105]。其主要科学目标是:通过早三叠—晚侏罗高精度磁性地层学研究,建立区

域及全球地层对比,恢复古大陆位置并研究其与温室气候变化的关系,研究大型沉积盆地对气候旋回的响应;通过高精度地层学研究探讨古生代生态系统的演化速率与规模,进一步完善岩性地层和生物地层对比,研究区域性不整合与海平面升降和构造运动的关系;发展一系列化学地层替代性指标($\delta^{13}\text{C}$ 植物表皮 CO_2 替代性指标、Sr 同位素、粘土矿物等),并完善 U—Pb 锆石年龄系统;建立科罗拉多高原沉积记录、Pangea 古大陆裂解和大西洋张裂以及大火成岩省侵位等重大地质事件之间联系^[97]。

3.1.4 中国松辽盆地白垩纪大陆科学钻探

白垩纪作为地质历史时期“温室气候”的典型范例时期,提供了温室气候条件下地球气候系统运作和变化的良好档案。但是目前国际上针对白垩纪地层的科学钻探主要限于海相地层,对陆相白垩系的科学钻探尚属空白。

松辽盆地白垩纪大陆科学钻探位于我国松辽盆地北部,是国际大陆科学钻探计划(ICDP)框架下第一口陆相白垩系科学探井^[103]。该钻探分为两个阶段进行,第一阶段被称之为“松科一井”,对它的钻探于 2006 年 8 月开始,2007 年 10 月顺利完钻,总计获取岩心长 2 485.89 m,收获率达 96.46%,是目前为止所获取的国际上第一条最长而且连续的白垩系陆相沉积记录。

针对岩心的全面研究工作正在开展并已取得初步成果。通过厘米级样品的取样与分析,将传统地质学百万年的时间分辨率提高到万年尺度,预计其研究成果可为解决当今的全球变暖问题和预测未来气候变化提供重要的参照。利用松科 1 井科学钻探工程的原始科学资料和研究成果,对岩石地层、古生物、古地磁、元素地化、有机地化、稳定同位素、旋回地层、地微生物等十大剖面系列,进行科学钻探成果的集成。初步研究在沉积学和有机地球化学、旋回地层学、松辽古湖泊温度变化、地微生物和古大气中 CO_2 浓度定量重建方面已取得重要进展。

“松科 1 井”全部岩心剖切后,38% 将馆藏保存,其余将用于现阶段研究,并向国际地学界开放。原始岩心描述记录和初步研究成果将于近期以“松科 1 井”初始报告的形式发表,从而让全世界的科学家可以进行资源共享,后续工程“松科 2 井”也已经被国际大陆钻探计划正式评审通过即将开始实施^[103]。

3.1.5 Bighorn 盆地古近纪钻探计划

美国怀俄明和蒙大拿地区 Bighorn 盆地钻探计划

将获取国际上最完整的早第三纪陆相沉积序列,包括约 50 m 厚的 PETM 层位。对岩心将进行高分辨率的(取样间隔 1 000~10 000 年)生物与环境替代性指标测试,包括温度(氧同位素)、碳循环(碳同位素)、生物演化(孢粉)等。利用这些未受风化的古近纪沉积记录将首次开展温室气候下陆相沉积系统的高频气候变化与生物演变研究^[105]。

3.1.6 新近纪上新世 Eígygytyn 湖钻探计划

Eígygytyn 湖位于西伯利亚东北部 Chukotka 中央地区,是一个 3.6 Ma 陨石撞击湖泊,湖泊直径 12 km,水深 170 m。过去的 8 年中,Eígygytyn 湖底沉积记录已经变成来自不同国家、不同领域的科学家进行古气候研究的重点。ICDP 已经批准资助在 2009 年 10 月在湖泊永冻层汇水区开展钻探^[105]。

极地地区对全球气候变化有重要影响,它通过参与海洋、大气圈、冰冻圈和陆地过程影响着海洋与大气环流。通过冰川、大陆和海相沉积在几个冰期间冰期旋回的对比研究,可以了解冰—陆—海相互作用及对北极地区气候的影响,以及北极与全球气候的联系^[104]。Eígygytyn 湖钻探计划的主要目标包括在湖泊最深处获取 630 m 长的岩心,进行连续的古气候恢复,同时钻入沉积盖层下部的撞击角砾岩和基岩。此外一个附加钻孔计划从相邻汇水区永冻层获取 200 m 长的岩心,从而研究从撞击事件以来北极永冻层历史以及该湖沉积物源供给,对北极地区对于全球气候变化的影响进行评估^[105]。

3.1.7 贝加尔湖新近纪晚期钻探项目

贝加尔湖钻探项目是在俄罗斯、日本、德国、美国科学家组成的跨国科研团队带领下,以研究新近纪晚期贝加尔湖沉积盆地古气候历史和盆地构造演化规律为科研目标的大陆钻探项目^[107]。贝加尔湖钻探项目始于 1989 年,1998—1999 年纳入到 ICDP 框架下^[104]。贝加尔湖钻探项目通过在贝加尔湖获取一系列钻孔,全面研究贝加尔湖陆相沉积特征,研究中亚地区晚新生代古气候变迁^[108]。

构造演化和气候演化的陆相沉积记录对于了解地球气候系统的动态演化过程以及陆地生物圈演化与人类起源具有重要意义^[109]。通过获取高质量连续的岩心,钻探项目恢复了一系列贝加尔湖古气候替代性指标,通过孢粉组合、硅藻土、生物成因硅质岩、磁性地层学、粘土矿物及其有机碳等变化研究,其反映的晚新生代古气候变化规律可以与海相沉积物、中国黄土研究结果对比^[107]。贝加尔湖钻探项目为陆

相沉积与海相沉积的对比提供了重要沉积记录, 并可能首次提供了与海相沉积有相同年代地层学精度和科研意义的陆相沉积记录, 来研究上新世到第四纪的气候演化与重大地质事件^[109]。

3.2 古气候替代性指标的发展和优化

古气候要素如温度、盐度等是无法直接测量的, 但是这些古气候要素发生变化时对沉积记录中化学和生物特征的影响却是可以测量的。因此借助古气候替代性指标使得古气候重建成为可能^[110]。对各种沉积的、古生物的、生物化学的气候替代性指标进行精细模拟校对和综合运用, 我们就可以从各种时间和空间尺度全面了解地质历史时期的很多基础问题和气候变化的全过程^[11]。

早期的气候替代性指标主要应用古生物化石组合、碳、氧稳定同位素分馏以及生物成因有机分子的饱和程度, 这些替代性指标的原理和应用已经相当成熟。随着实验仪器的发展以及在自然或实验条件下方法的进步和精度的提高, 更多的替代性指标涌现出来。比如测量表层水体温度的有孔虫 Mg/Ca 珊瑚骨骼 Sr/Ca 有孔虫 $\delta^{44}\text{Ca}$ Tex86 等, 测量古大气 CO_2 浓度的植物叶片气孔参数等。

表层海水温度 (SST) 是地球气候系统中最重要的变量。表层海水是大气环流的底界, 它影响蒸发和降水等水循环模式, 并通过控制海水密度影响深海环流。从 20 世纪 80 年代起, 利用生物成因的长链烯酮 (简称烯酮) 化合物的不饱和比值 (UK37) 获得了大量与深海氧同位素数据和海相微体化石组合替代性指标结果一致的数据^[97]。有孔虫 Mg/Ca 是古海水温度新的替代性指标, 通过对现代沉积物单一变量控制的实验研究证明了有孔虫 Mg/Ca 确实只受温度控制, 从而应用于地质历史时期古气候恢复。有孔虫 Mg/Ca 已经成功用于获取更新世的古海水温度信息^[62], 但是由于缺少古代海水组成的认识, 将其应用于更古老的时期是需要讨论其使用范围和限制因素。有孔虫 $\delta^{44}\text{Ca}$ 是一种新的可能提供古温度的指标, 相比于 Mg/Ca $\delta^{44}\text{Ca}$ 受成岩作用影响更小, 但是这种方法尚处于起步阶段^[88]。珊瑚骨骼中微量元素成分也反映了其生长环境的变化, 尤其是 Sr 含量受 SST 影响大, 因此可以利用珊瑚骨骼 Sr/Ca 比值测量古海水温度^[111]。该替代性指标是根据珊瑚和海水之间 Sr 和 Ca 分配对温度的敏感性设计的, 其最大优点在于可以提供亚年精度从而追踪季节性或者年内变化, 最大的不足是表层生长的珊瑚只在热带有分布。

TEX86 为海相或者湖相沉积物中古温度重建提供了新的方法, 由于 TEX86 独立于盐度因素直接对温度进行测定, 排除了测量结果受古盐度影响, 近年来已经成为一种重要的古温度替代性指标应用于古气候重建^[112]。

CO_2 作为一种重要的温室气体在过去 3 亿年与气候变化有密切关系, 有的观点甚至将大气 CO_2 作为显生宙气候变化的第一推动力, 精确重建“深时”大气 CO_2 浓度变化有助于了解 CO_2 与气候之间的耦合关系^[113]。极地冰芯为古大气 CO_2 浓度重建提供了一种直接的测量方法, 但是世界上最古老的冰盖也只能追溯到大约 50 万年^[114]。近年来植物叶片气孔参数成为新的古大气 CO_2 浓度替代性指标。植物在进行光合作用时需要从周围的空气中吸收 CO_2 , 绝大多数植物在周围大气 CO_2 浓度上升的情况下, 叶片单位面积上的气孔数量会下降, 因此植物气孔密度与大气 CO_2 浓度的升高呈负相关关系^[115]。通过测定植物叶片化石气孔密度 (Stomatal Density, SD) 和气孔指数 (Stomatal Index, SI), 并根据该植物的近缘现生种归纳出的气孔指数与 CO_2 浓度响应关系的经验数值, 恢复古大气 CO_2 浓度。考虑到不同类型植物的气孔对大气 CO_2 浓度的响应具有特异性, 该方法最大的困难是如何将其应用于第三纪之前更古老的沉积记录。

过去的几十年里, 古气候研究学者一直努力尝试发展古气候替代性指标, 只是最近随着自然和实验室条件下测试手段和精度的提高, 古气候研究才变得日趋多样化和精确化。但是, 由于对现代环境下替代性指标类似物的气候环境效应理解的不完全, 应用这些替代性指标解释古代气候依然有其局限性, 而且有时对单独某种替代性指标的气候环境意义也存在分歧^[11]。此外, 高精度古气候替代性指标的应用潜力也因为连续的未受风化的样品难以获取, 以及科学性创新和测试技术不足而受限。

“深时”研究需要获取海相和陆相目标层位高质量、高精度、多种替代性指标的古气候数据, 而大陆钻探项目获取的岩芯成为进行替代性指标还原的最佳材料^[11]。新替代指标将加深我们对于古气候要素的认识 (如温度和 CO_2 含量), 多替代性指标的应用将减少其指示意义的争议。同时, 地质测年精度的发展将建立海相和陆相环境各种替代性指标指示环境变化的等时性。

3.3 地质年代学精度

在地球科学领域, 很多基础问题的解决需要依靠

准确的地质年代。“深时”古气候研究亦是如此。古气候重建需要建立在一个足够精确的地质年代格架之下,定量探讨各种古气候替代性指标的等时性问题。地质年代是独立于其它地质事件的变量,任何结论的获得都需要以准确和精确的地质年代为基础。现在的地质时间格架的时间精度一般比较低,而且由于测年方法的不一样,这些地质年代数据的可靠性变化很大。对于绝对地质年代格架的校正工作水平还比较低,导致的结果是在进行很多地质事件的演化速率研究时,最大的误差可能来自地质年代数据本身。对于大部分古生代和中生代地层,一个完整的、足够精度的绝对地质时间格架还远远没有完成。

高精度的沉积记录在“深时”确实存在,并且有可能在一段时间内形成的特殊沉积远远超出第四纪沉积物^[1]。但是这些高精度沉积记录大部分是以“碎片”(snippets)形式不连续的分布于“深时”时间格架中的。因此,建立一个高精度的地质年代格架对于“深时”古气候研究至关重要,所以为了加强这方面的研究不足,国际地学界提出了“地球时间”(EARTH TIME, ET)计划,其主要目的就是建立一个足够准确、足够精确的地质年代格架,地层年代学精度达到第四纪的尺度(万年/十万年),因此需要综合运用多种地质年代学方法(生物地层学、磁性地层学、化学地层学、天文旋回地层学、事件地层学、季候纹泥等),提高放射性测年的精度和准确性,研究地质历史时期时代界线位置处的绝对年龄^[107]。当前的困难就是要想达到解决“深时”重大科学问题所需要的地质年代精度,还无法有效的综合各种等时的地质年代学数据并加以对比。

地质年代学和定量地层学研究的最新进展表明,在显生宙过去的 542Ma 里年代精度可以优于 0.1%,换言之在整个地质年代框架建立 0.1% 的绝对精度是可行的,也就是说,经过校正的地质年代可以达到 0.1% 甚至更好的绝对精度^[1, 116]。很重要的进展是过去 23Ma (新近纪)利用天文周期和旋回地层学方法已经精确到 0.020Ma 数量级^[116]。2004 年天文轨道因素作为确定地质年代的一种重要的方法被利用到了“国际地质年代表”(GTS2004)中^[117], 2009 年编订的新的“国际地质年代表”中仍然延续使用旋回地层学的方法,有些地层界限甚至得到了更精确的定年。现在古近纪、白垩纪、侏罗纪、三叠纪的全部世和阶也已经使用天文周期尺度,但是精度要想达到偏心率(一万年)和岁差(万年)的时间尺度,仍然需要一

系列大量的工作^[116]。前寒武纪地层年代地层学研究由于缺少生物地层控制而遇到很大困难,对火山灰层中锆石 U/Pb 系列年龄的测定已经得出了很多重要成果而且还将继续研究下去,但在锆石年代学方法不能用的地方其它的地质年代学方法很有可能将在地层对比方面发挥重要作用。这些有应用前景的地质年代学方法包括对磷块岩或生物成因的磷酸盐进行 Lu-Hf 系列测年,富有机质的黑色页岩和原生碳酸盐岩 Re-Os 系列测年,碳酸盐矿物 U-Pb 系列测年,后生(成岩作用)磷钇矿 U-Pb 测年等。各种地质年代学技术的应用,从传统的和新兴的同位素测年技术,到生物地层学和定量地层学以及旋回地层学,再到从钻探岩心中得到的连续高精度的地质记录将会大大推动“深时”古气候研究的发展^[1]。

3.4 深时气候模型的建立

古气候模拟已经成为深时气候研究的一个重要组成部分,因为通过模拟可以检验地质历史时期物理过程、化学过程、生物过程及其相互作用,进而基于对各种过程的理解建立全球变化在过去、现在、将来之间的联系^[1]。然而,由于计算机模拟技术应用范围越来越广泛,涌现出各种各样的模拟类型,建立和发展适合于深时古气候研究的模型十分重要。当前主要的气候模型有如下几种。

地球系统模型与耦合全球大气环流模式 (Earth System Models and Coupled GCMs)

复杂的 GCMs 模型可以解决很多重要气候问题,有时这些模型需要耦合更多的气候要素,比如植被、陆地冰川、大气化学成分、生物地球化学等等。这种模型代表了气候模拟最先进的发展趋势,而且 NASA 和 NOAA 等国际科研组织的实验室里多学科科研团队还在对这种气候模型进行改进和优化。过去 20 年很多项目应用这个模型研究地质历史时期某个时间段的气候问题以及重大地质事件,而未来对于多学科研究“深时”古气候该模型仍将继续发挥重要作用。随着计算机技术的迅猛发展,将 GCM 千年尺度的古气候模拟与通过岩心获取的“深时”古气候地质记录对比,终将成为期待已久的事实。

中度复杂的地球系统模型 (Earth System Models of Intermediate Complexity, EMICs)

EMICs 模型简化了大气圈和水圈的动态过程,应用比较粗的空间精度模拟地球系统,但是加入了海洋、大气、陆地表面、冰冻圈、地球化学与沉积要素,并且仍然可以进行千年至百万年尺度的连续时间模拟。

由于加入了更多气候系统要素,并且可以很快的添加和检测新的组分,这个模型也可以用来模拟很多古气候替代性指标。这种模型可以在普通电脑上使用,适用人群可以是很多科研院所的研究人员甚至学生。EM ICs 现在正被欧洲和加拿大的模拟科研团队研究,更多注重检验气候系统对千年尺度的驱动因素的反映,还没有应用于“深时”,但只要简化目前这些高度复杂的气候模型,使之可以用于更长时间尺度的模拟,“深时”研究将会因此而大大受益。

独立要素模型 (Individual Component Models)

不是所有的模型都试着同时模拟整个气候系统,越来越多的气候模型发展开始注重模拟气候系统中某个独立要素。通过集中模拟地球气候系统的某个独立要素,比如太阳辐射、植被、冰川等,可以模拟更多的物理化学作用细节。这有两个好处:某个要素可以独立出来模拟,从而为只对这个要素产生的效应进行检验提供了可能;并且对这个独立要素模拟的改进可以应用于改进更复杂的 3D 模型。在这一方面需要发展的是替代性指标模拟 (Proxy Simulation) 和沉积物动力学模型 (Community Sediment - Dynamic Modeling System (CSDMS))。

现在的气候模型更加注重对未来气候模拟,而很少模拟地质记录中古气候替代性指标的准确性问题。通过参数化可以直接将模拟数据与古气候替代性指标数据进行对比。对于某些替代性指标的模拟工作已经开展,比如氧同位素。下一代的气候模拟可能包括模拟更多的地球化学示踪指标 (例如 H、O、C 和 Sr 同位素),对环境敏感的岩性指标 (例如煤、红土建造),植被特征,以及海洋沉积物搬运等。

沉积物动力学模型系统是可以将气候变化与沉积过程联系起来的定量模型。它可以预测沉积物搬运聚集和陆地、海底地貌变迁的内部过程,以及预测在一个较长的时间尺度和较大的空间尺度里地球表面地形演化。通过将气候、沉积作用和地表过程联系在一起,这个模型将大大推动我们研究复杂的物理过程与古气候变化的地质记录之间的联系。

4 “深时”研究与我国沉积学发展

上天、入地、下海是人类探索自然的三大壮举。在 20 世纪的后国际地学界为了完成这些壮举,提出和实施了“深空” (Deep Space), “深海” (Deep Sea) 和“深部” (Deep Interior) 探测和研究计划。“深空” (Deep Space) 探测通过脱离地球引力场,进入太

阳系空间和宇宙空间的探测。达到以利用空间能源、资源、环境,扩展人类生存空间,探索太阳系和宇宙 (包括) 起源和演化为总体目标^[118],我国近几年投入巨资实施的“嫦娥工程”就是属于“深空” (Deep Space) 探测计划的内容^[119]。围绕“深部” (Deep Interior) 探测计划与研究,美国和欧洲先后实施 COCORP (1970—1980 ' s)、EARTHSCORP (2003—) 和 EUROPROBE 等计划。我国也于 2008 年开始实施中国深部地壳探测工程 (Sinoprobe) 计划^[120],该计划的目的是:探测中国大陆地壳,揭露地下物质组成与结构,查清现今地壳应力场,揭示成矿、成藏过程及灾害发生机理,探寻油气与重要矿产资源找矿“新空间”,为实现资源重大突破,提升地质灾害预警能力,提供全新的科学数据和信息,全面推进我国地球科学进步。

从地球各个圈层整个系统来看,“深空”和“深部”探测和研究的对象位于人类的底和顶。“深时”计划所研究的对象恰恰位于前两者中间,即地球表层系统。正如前述,地球表层是维持所有生命和人类活动的“环境”。表层是一个独特的系统,既不是固体地球、海洋,也不是大气系统本身,而是所有这些系统的共同作用层。

“深时” (Deep Time) 研究计划的提出,着眼于从沉积记录研究前第四纪地质历史时期的地球古气候变化,并试图为未来气候预测提供依据^[1]。因为由沉积岩 (物) 构成了“深时”时期环境演变的重要档案库,它连续记录了地球岩石圈、水圈、生物圈、大气圈之间在地表的环境效应,反映了来自地球内部与外层 (空间) 能量交换和物质运动对生态环境的影响,是地球各圈层、太阳辐射、宇宙事件等因素相互作用的关键环节。沉积过程发生于大气圈、生物圈、水圈和固体地球密切相互作用的部位,所以我们有极大潜力应用地球系统科学观和“深时”研究计划的提出科学问题进一步发展沉积学。换言之,“深时”研究计划的提出为新的世纪在地球系统科学框架下的沉积学发展提供了一个绝佳机遇,这也使得第 17 届沉积学会所提出的“地球系统中的沉积学”大有用武之地^[121]。

20 世纪 60 年代被誉为沉积学发展的“黄金时代” (Golden Age), Folk 提出了石灰岩的结构成因分类,揭示了碳酸盐岩与陆源碎屑岩在形成过程和形成机制方面的同一性,伴随着沉积学的大发展产生了一大批重要著作。沿着这个历史足迹追索,我们可以发

现正是人类工业化革命对能源的需求才大大地推动了沉积学的发展^[12],也才有了我们今天称之沉积学发展的“黄金时代”。在地球科学(地质学)向地球系统科学转变的时期,人类的生存发展又向沉积学提出新的要求,国际上正形成以沉积学为核心学科的“深时”研究新领域。可以预见,“深时”研究会同“深空”(Deep Space)、“深海”(Deep Sea)和“深部”(Deep Interior)探测和研究计划一样,在人类发展上发挥重要的作用。

地质历史时期地球经历的极端气候状态,从全球冰雪世界到极端温室气候,温室和冰室状态的持续时间长短、转换快慢过程及其机制,是研究地球系统过程的重要内容。什么是平抑地球这些极端气候变化的主因?是生物作用造就了适合自身生存的环境,还是化学风化的作用使地球环境—气候波动不会走向失控的极端状态?为了全面的了解地质历史时期地球的气候系统以及对未来的气候变化趋势进行预测,来自不同领域的一大批地球科学家,沉积学与地层学、古生物学、构造地质学与大地构造学、地质年代学、地球化学与气候模拟等多个学科,将从“深时”古气候研究的视角,借助已发现和最新发现的替代性指标,结合最新的分析技术,从高分辨率的时间和空间尺度,聚焦地球系统中的几个重大科学问题,以气候为纽带探寻地球大气圈、水圈、生物圈和地表岩石圈的复杂作用。通过解译(Read)、定年(Date)、模拟(Model)地球“深时”,我们将以前所未有的程度重建古气候历史,并为预测未来气候走向提供依据^[23]。

致谢 本文在成文过程中,与参加2008年在北京召开的沉积学发展论坛的部分学者,包括李忠、朱筱敏、关平、邵龙义和姜在兴教授等讨论获益不浅,尤其是刘宝珺和何起祥先生就本文成文提出了众多的建设性意见,高远同学则为本文付出了大量劳动,在此一并致谢。

参考文献 (References)

- Soreghan G L, Brabwer T J, Chandler M A, *et al*. GeoSystems Probing Earth's Deep-Time Climate & Linked Systems [R]. A report of the National Science Foundation's Geosystems Workshop, 2004
- IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007
- 秦大河, 罗勇. 全球气候变化的原因和未来变化趋势 [J]. 科学对社会的影响, 2008, 2: 16-21
- 何起祥. 地球科学思想的发展—历史的回顾与展望 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(3): 115-121
- 孙枢. 中国沉积学的今后发展: 若干思考与建议 [J]. 地质前缘, 2005, 12(2): 3-10
- 汪品先, 翦知湔. 寻求高分辨率的古环境记录 [J]. 第四纪研究, 1999, 1: 1-17
- Soreghan G L. Déjà-Vu All Over Again: Deep Time (Climate) Is Here to Stay [J]. *Palaios*, 2004, 19(1):
- Crowley J C, Bemer R A. CO₂ and climate changes [J]. *Science*, 2001, 292: 870-872
- IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001
- Bemer R A, Kothavala Z. Geocarb III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time [J]. *American Journal of Science*, 2001, 301: 182-204
- 胡修棉. 白垩纪“温室”气候与海洋 [J]. 中国地质, 2004, 31: 442-448
- Miller K G, Wright J D, Fairbanks R D. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96: 6829-6848
- 汪品先. 深海研究和新世纪的地球科学 [C]// 路甬祥主编. 百年科技回顾与展望——中外著名学者学术报告. 上海: 上海教育出版社, 2000: 191-211
- Frakes L A, Francis J E, Syktus J. Climate Modes of the Phanerozoic [M]. New York: Cambridge University Press, 1992
- DeConto R M, Pollard D. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂ [J]. *Nature*, 2003, 421: 245-249
- Royer D L, Bemer R A, Beerling P. Phanerozoic atmospheric CO₂ change: evaluating geochemical and paleobiological approaches [J]. *Earth-Science Reviews*, 2001, 54: 349-392
- Pearson P N, Palmer M R. Estimating Paleogene atmospheric pCO₂ using boron isotope analysis of Foraminifera [J]. *GFF*, 2000, 122(1): 127-128
- Paganini M, Arthur M A, Freeman K H. Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14(3): 273-292
- Ekart D D, Cerling T E, Montañez I P, *et al*. A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide [J]. *American Journal of Science*, 1999, 299(10): 805-827
- Freeman K H, Hayes J M. Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO₂ levels [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1992, 6(2): 185-198
- Bemer U, Faber E, Schaefer G, *et al*. Primary cracking of algal and land plant kerogens: kinetic models of isotope variations in methane, ethane and propane [J]. *Chemical Geology*, 1995, 126(3-4): 233-245
- Wallmann K. Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO₂ and climate [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(18): 3005-3025

- 23 Soreghan G S, Maples C G, Parrish J T. Report of the NSF sponsored workshop on paleoclimate [J]. 2003
- 24 <http://en.wikipedia.org/wiki/James-Hutton> www.wikipedia.com
- 25 秦大河. 中国气候与环境演变 [M]. 北京: 科学出版社, 2005
- 26 Takashima R, Nishi H, Huber B T, *et al*. Greenhouse world and the Mesozoic ocean [J]. *Oceanography*, 2006, 19(4): 82-92
- 27 Berner R A. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂ [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2006, 70: 5653-5664
- 28 Royer D L. CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2006, 70: 5665-5675
- 29 Ridgwell A. A mid-Mesozoic revolution in the regulation of ocean chemistry [J]. *Marine Geology* 2005, 217: 339-357
- 30 Raup D M, Sepkoski J J. Periodic extinctions of families and genera [J]. *Science*, 1986, 231: 833-836
- 31 Kimmeh D, Ushak D F. Effective petroleum source rocks of the world: Stratigraphic distribution and controlling depositional factors [J]. *AAPG Bulletin* 1991, 75: 1809-1851
- 32 Kintisch E. Hot times for the Cretaceous Oceans [J]. *Science* 2006, 311(24): 1095
- 33 Bice K, Pollard D, MaLeod K, *et al*. Isotope modeling of a mid-Turonian warming event in the South Atlantic [J]. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 2006, 87
- 34 Huber B T, Norris R D, MaLeod K G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous [J]. *Geology*, 2002, 30: 123-126
- 35 Bice K L, Norris R D. Possible atmospheric CO₂ extremes of the middle Cretaceous (late Albian-Turonian) [J]. *Paleoceanography*, 2002, 17(4): 1-17
- 36 Thumann H V, Trujillo A P. *Essentials of Oceanography*, 6th ed [M]. New Jersey: Prentice-Hall Upper Saddle River, 1999
- 37 Bice K L, Birgel D, Meyers P A. A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO₂ concentrations [J]. *Paleoceanography*, 2006, 21: 1029/2005PA001203.
- 38 Kirschvink J L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball earth [C] // Schopf J W, Klein C eds. *The Proterozoic biosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992
- 39 Hoffman P F. The break-up of Rodinia: birth of Gondwana, true polar wander and the snowball earth [J]. *Journal of African Earth Science* 1999, 28: 17-33
- 40 Hoffman P F, Schrag D P. Snowball earth [J]. *Scientific American* 2000, 282: 62-75
- 41 Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, *et al*. A Neoproterozoic snowball earth [J]. *Science* 1998, 281: 1342-1346
- 42 Jiang G Q, Kennedy M J, Christie B N. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates [J]. *Nature* 2003, 426: 822-826
- 43 Kennedy M J, Christie B N, Soh L E. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest interval? [J]. *Geology* 2001, 29: 443-446
- 44 Whiticar M J, Faber E, Schoell M. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs acetate fermentation-Isotope evidence [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1986, 50: 693-709
- 45 冯东, 陈多福, 刘芊. 新元古代晚期盖帽碳酸盐岩的成因与“雪球地球”的终结机制 [J]. *沉积学报*, 2006, 24(2): 235-241
- 46 Tarduno J, Brinkman D B, Renne P R, *et al*. Evidence for extreme climatic warmth from the late Cretaceous arctic vertebrates [J]. *Science* 1998, 282: 2241-2244
- 47 Bomanam A, Norris R D, Friedrich O. Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous supergreenhouse [J]. *Science* 2008, 319(11): 189-192
- 48 Kasting J F. When methane made climate [J]. *Scientific American* 2004, 7: 80-85
- 49 Isley A E, Abbott D H. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation [J]. *Journal of Geophysical Research* 1999, 104: 15461-15477
- 50 Schlanger S O, Jenkyns H C. Cretaceous oceanic anoxic events: cause and consequence [J]. *Geological Magazine*, 1976, 55: 179-184
- 51 Arthur M A, Sageman B B. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits [J]. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 1994, 22: 499-551
- 52 Leckie R M, Brabner T J, Cashman R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous [J]. *Paleoceanography* 2002, 17: 623-642
- 53 Erba E. Cretaceous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events [J]. *Marine Micropaleontology*, 2004, 52: 85-106
- 54 Arthur M A, Dean W E, Pratt L M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary [J]. *Nature* 1988, 335: 714-717
- 55 Pancost R D, Crawford N, Magness S, *et al*. Further evidence for the development of photic-zone euxinic conditions during Mesozoic oceanic anoxic events [J]. *Journal of the Geological Society*, 2004, 161: 353-364
- 56 Nederbragt A J, Thurov J, Vonhof H, *et al*. Modelling oceanic carbon and phosphorus fluxes: implications for the cause of the late Cenomanian oceanic anoxic event (OAE2) [J]. *Journal of the Geological Society (London)*, 2004, 161: 721-728
- 57 Jahren A H. The biogeochemical consequences of the mid-Cretaceous Superplume [J]. *Journal of Geodynamics* 2002, 34: 177-191
- 58 Jenkyns H C. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Paleogene greenhouse world [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society London A*, 2003, 361: 1885-1916
- 59 Wang C S, Huang Y J, Hu X M, *et al*. Cretaceous oceanic red beds: Implications for paleoclimatology and paleoceanography [J]. *Acta Geologica Sinica* 2004, 78(3): 873-877
- 60 Hu X M, Jansa L, Sarti M. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria-Marche Basin, Central Italy: constraints on paleoceanography and paleoclimate [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 233: 163-186
- 61 Hu X M, Jansa L, Wang C S, *et al*. Upper Cretaceous Oceanic Red beds (CORB) in the Tethys: occurrence, lithofacies, age and envi-

61. comment [J]. *Cretaceous Research* 2005, 26: 3-20
62. Wang C S, Hu X M, Huang Y J, *et al*. Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB): A window on global oceanic/climatic change [J]. *SEPM Special Publications* 2009, in press
63. Jenkyns H C, Gale A S, Corfield R M. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English chalk and Italian scaglia and its paleoclimatic significance [J]. *Geological Magazine* 1994, 131: 1-34
64. Kuypers M M, Pancost R D, Sinningh-edanaste JS. A large and abrupt fall in atmospheric CO₂ concentration during Cretaceous times [J]. *Nature* 1999, 399: 342-345
65. Berner R A. *The Phanerozoic Carbon Cycle: CO₂ and O₂* [M]. *United Kingdom: Oxford University Press* 2004: 150
66. Wang C S, Hu X M, *et al*. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: A major change from anoxic to oxic deep-sea environments [J]. *Cretaceous Research* 2005, 26: 21-32
67. 王成善, 胡修棉. 白垩纪世界与大洋红层 [J]. *地学前缘*, 2005 (02): 11-21
68. Shaffer G, Oken S M, Pedersen J O P. Long-term ocean oxygen depletion in response to carbon dioxide emissions from fossil fuels [J]. *Nature Geoscience* 2009, 2(2): 105-109
69. 赵玉龙, 刘志飞. 古新世-始新世最热事件对地球表层循环的影响及其触发机制 [J]. *地球科学进展*, 2007, 22(4): 341-349
70. Cramer B, Kent D. The Paleocene/Eocene thermal maximum as a response to an extraterrestrial trigger [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2005, 224: 144-166
71. Kennett J, Scott L. Abrupt deep sea warming: paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene [J]. *Nature* 1991, 353: 319-322
72. Gingerich P. Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum [J]. *Trends in Ecology and Evolution* 2006, 21(5): 246-253
73. Katz M E, Pak D K, Dickens G R, *et al*. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum [J]. *Science* 1999, 286(5444): 1531-1533
74. Thomas D J. Evidence for deep-water production in the North Pacific Ocean during the early Cenozoic warm interval [J]. *Nature* 2004, 430(1): 65-68
75. Nunes F, Norris R D. Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period [J]. *Nature* 2006, 439(5): 60-63
76. Zachos J C, Pagani M, Sloan L, *et al*. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present [J]. *Science* 2001, 292: 686-693
77. 拓守廷, 刘志飞. 始新世-渐新世世界线的全球气候事件: 从“温室”到“冰室” [J]. *地球科学进展*, 2003, 18(5): 691-696
78. Exon N. Drilling reveals climatic consequences of Tasmantian gateway opening [J]. *EOS* 2002, 83 (23): 253-259
79. An Z S, Kutzbach J, Prell W, *et al*. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times [J]. *Nature* 2001, 411: 62-66
80. 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响 [J]. *第四纪研究*, 2001, 5: 381-391
81. Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate [J]. *Nature* 1992, 359: 117-122
82. Richter F M, Rowley D B, Depaolo D J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics [J]. *Earth and Planetary Science Letters* 1992, 109: 11-23
83. Garzione C N. Surface uplift of Tibet and Cenozoic global cooling [J]. *Geology* 2008, 36: 1003-1004
84. Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, *et al*. Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition [J]. *Nature* 2007, 445: 635-638
85. Dupont-Nivet G, Hooijer C, Konert M. Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin [J]. *Geology* 2008, 36: 987-990
86. 王成善, 向芳. 全球气候变化新生代构造隆升的结果 [J]. *矿物岩石*, 2001, 9: 173-178
87. Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the last 100 million years [J]. *American Journal of Science* 1983, 283: 641-683
88. Ruddiman W. Early uplift in Tibet? [J]. *Nature* 1998, 394: 723-725
89. Wang C S, Zhao X X, Liu Z F, *et al*. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 2008, 105: 4987-4992
90. 王成善, 戴紫根, 刘志飞, 等. 青藏高原与喜马拉雅的隆升历史和研究方法: 回顾与进展 [J]. *地学前缘*, 2009, 16(3): 1-30
91. Morgan M E, Kingston J D, Marin B D. Carbon isotopic evidence for the emergence of C₄ plants in the Neogene from Pakistan and Kenya [J]. *Nature* 1994, 367: 162-165
92. Milankovitch M. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem* [J]. *Royal Serbian Academy* 1941
93. 丁仲礼. 米兰科维奇冰期旋回理论—挑战与机遇 [J]. *第四纪研究*, 2006, 26(5): 710-717
94. De Boer P L, Smith D G. *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* [M]. *Oxford: Blackwell* 1994: 1-559
95. Muller R A, MacDonald G J. *Ice Ages and Astronomical Causes* [M]. *Chichester UK: Praxis Publishing* 2000: 1-18
96. D'Agostino B. *Cyclostratigraphy: approaches and case histories* [J]. *Society for Sedimentary Geology* 2004: 123-133
97. Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. Variations in the Earth's orbital pacemaker of the ice ages [J]. *Science* 1976, 194(4270): 1121-1132
98. Mitchell R N, Bice D M, Montanari A, *et al*. Oceanic anoxic cycles? Orbital prelude to the Bonarelli Level (OAE2) [J]. *Earth and Planetary Science Letters* 2008, 267: 1-16
99. Lovelock J E. Gaia as seen through the atmosphere [J]. *Atmospheric Environment* 1972, 6: 452-453
100. 孙枢, 王成善. Gaia理论与地球系统科学 [J]. *地质学报*, 2007, 82(1): 1-8
101. 刘东生. 走向“地球系统”的科学地球系统科学的学科雏形及我

- 们的机遇 [J]. 中国科学基金, 2006, 5: 266-271
- 102 Falkowski P G, Katz M E, Milligan A J. The rise of oxygen over the past 205 million years and the evolution of large placental mammals [J]. *Science*, 309(30): 2202-2204
- 103 王成善, 冯志强, 吴河勇, 等. 中国白垩纪大陆科学钻探工程——松科一井科学钻探工程的实施与初步进展 [J]. *地质学报*, 2008, 82(1): 9-20
- 104 www.icdp-online.org
- 105 Soreghan G L, Brabner T J, Chandler M A, *et al*. *Geosystems News* 2007
- 106 Olsen P E, Kent D V, Geissman J W. CPCR, Colorado Plateau Coring Project: 100 million years of early Mesozoic climatic, tectonic and biotic evolution of an epicontinental basin complex [J]. *Scientific Drilling* 2008, 6: 62-66
- 107 BDP-93 Baikal Drilling Project Members. Preliminary results of the first scientific drilling on lake Baikal, Buguldeka Site, Southeastern Siberia [J]. *Quaternary International* 1997, 37: 3-17
- 108 Kuzmin M I, Williams D F, Kawai T. Baikal drilling project (in Lake Baikal a mirror in time and space for understanding global change processes Minoura) [J]. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 2000, 1-14
- 109 Williams D F, Kuzmin M I, Prokopenko A A. The Lake Baikal drilling project in the context of a global lake drilling initiative [J]. *Quaternary International* 2001, 80-81: 3-18
- 110 Henderson G M. New oceanic proxies for paleoclimate [J]. *Earth and Planetary Science Letters* 2002, 203: 1-13
- 111 Dutilleul R M. Geochemistry of corals: Proxies of past ocean chemistry, ocean circulation and climate [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 1997, 94: 8354-8361
- 112 Lee K E, Kin J H, Wike I A. A study of the alkenone TEX86 and planktonic foraminifera in the Benguela Upwelling System: Implications for past sea surface temperature estimates [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2008, 9(10): 1-19
- 113 解三平, 阎德飞, 韦利杰, 等. 精确重建古大气 CO₂ 浓度的气孔方法 [J]. *古生物学报*, 2005, 44(3): 464-471
- 114 Beerling D J, Royer D L. Reading a CO₂ signal from fossil stomata [J]. *New Phytologist* 2002, 153: 387-397
- 115 Woodward F I. Stomatal numbers are sensitive to increases in CO₂ from pre-industrial levels [J]. *Nature* 1987, 327: 617-618
- 116 Bowring SA, Erwin D H. Report on the Calibration of the Geological Time Scale Workshop [R]. A Report to the National Science Foundation, 2004
- 117 Laskar J, Robutel P, Joutel F, *et al*. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth [J]. *Astronomy and Astrophysics* 2004, 428: 261-285
- 118 韩鸿硕, 陈杰. 21世纪国外深空探测发展计划及进展 [J]. *航天器工程*, 2008, 17(3): 1-22
- 119 欧阳自远. 我国月球探测的总体科学目标与发展战略 [J]. *地球科学进展*, 2004, 19(3): 351-358
- 120 国土资源部, 国家重大工程建议: 地壳探测工程. 2007
- 121 李忠. “从最高到最深”——从第 17 届国际沉积学大会看沉积学研究前沿 [J]. *沉积学报*, 2006, 24(16): 928-933
- 122 刘宝瑞. 中国沉积学的回顾和展望 [J]. *矿物岩石*, 2001, 21(3): 1-7

Deep Time and Sedimentology

SUN Shu¹ WANG Cheng-shan²

(1. Institute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Sciences Beijing 100029;

2 College of Geoscience and Resources Research Center of Qinghai-Tibet Plateau Geology, China University of Geoscience(Beijing), Beijing 100083)

Abstract Global climate change is represented by a significant warming in the past 100 years. Human civilization is faced with an increasing urgency to understand global climate change and its potential effects on ecosystems, resources and habitability. It is limited to focus on modern and Quaternary climate researches. The path to understanding earth's climate system demands a fully integrated exploration of the earth in the geological history. Deep Time will study climate changes and main geological events using sedimentary records in the pre-Quaternary, so as to provide information for predicting the future climate. Deep Time focuses key scientific questions in Earth's climate system, discusses thresholds and rates of climate changes, atmospheric and oceanic composition, atmospheric and oceanic circulation, linkages with the biosphere, solid earth and sun, and finally reveals the relationship between earth's climate system and earth's surface system. The goal of Deep Time is to read, date and model earth's past climate system. To achieve this, development of a continental drilling program to enable acquisition and preservation of continuous, high-resolution datasets is the most important. It is predictable that Deep Time together with Deep Space, Deep Sea and Deep Interior will be new fields in Geosciences. Sedimentology will play a core role in Deep Time research.

Key words deep time, sedimentology, climate change, earth's surface system, sedimentary records