

地球生物学方法与海相优质烃源岩形成过程的正演和评价

谢树成^{1,2}, 殷鸿福^{1,2}, 解习农^{2,3}, 秦建中⁴, 史晓颖², 胡超涌¹, 颜佳新¹,
黄俊华², 周炼², 杨香华³, 王永标¹, 徐思煌³, 腾格尔⁴

1. 中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 湖北武汉 430074
2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074
3. 中国地质大学资源学院, 湖北武汉 430074
4. 中国石油化工股份有限公司勘探开发研究院无锡实验地质研究所, 江苏无锡 214151

摘要: 烃源岩存在生烃和排烃过程, 高一过成熟区还叠加了烃源岩有机质的强烈改造和破坏, 从海相地层残余有机质出发评价烃源岩的反演方法需要进一步完善. 以探索生命系统与地球系统相互作用为主题的地球生物学为正演烃源岩形成的动力学过程提供了理论依据. 分子地球生物学、地球微生物学、地球生态学和生物地球化学等地球生物学的各分支学科(要素)为恢复烃源岩形成时的生产力及其组成、沉积有机质的量和类型、有机埋藏量及其过程和类型等提供了技术方法支撑, 分别论述了如何利用地球生物学的技术方法来定量计算原始生产力、沉积有机质和埋藏有机质. 表征地球生物学过程的地球生物相则综合和集成了烃源岩生物相、有机相和沉积相的相关信息, 包含了生境型(群落型)、生产力和有机埋藏等定量指标, 它为建立优质烃源岩的地球生物学评价体系服务. 通过烃源岩实验模拟得出的有机质恢复系数对残余有机碳进行恢复, 并与地球生物学得出的埋藏有机质进行量的对比, 由此实现地球生物学方法与传统反演方法的接口和校正.

关键词: 海相烃源岩; 地球生物学; 评价体系; 地球生物相; 生产力; 有机埋藏量.

中图分类号: P736

文章编号: 1000-2383(2007)06-0727-14

收稿日期: 2007-08-15

On the Geobiological Evaluation of Hydrocarbon Source Rocks

XIE Shu-cheng^{1,2}, YIN Hong-fu^{1,2}, XIE Xi-nong^{2,3}, QIN Jian-zhong⁴, SHI Xiao-ying², HU Chao-yong¹,
YAN Jia-xin¹, HUANG Jun-hua², ZHOU Lian², YANG Xiang-hua³, WANG Yong-biao¹, XU Si-huang³,
Tenger⁴

1. Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
3. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
4. Wuxi Research Institute of Petroleum Geology, RIPED, SINOPEC, Wuxi 214151, China

Abstract: Hydrocarbon source rocks are characterized by the hydrocarbon discharge, and the alteration and variation in organic compositions and organic content due to the enhanced thermal maturation. These variations throw constraints on the application of the conventional inversion evaluation of hydrocarbon potential by assessing the residual organic matter left in source rocks. Geobiology, probing the interaction between the life system and the earth system, provides new principles in deciphering the whole dynamic processes related to the organic evolution history from living biomass to organic burial. Geobiological subdisciplines including molecular geobiology, geomicrobiology, geoeology and biogeochemistry, offer new methodology and techniques to estimate the abundance and the composition of biomass, sedimentary organics and preserved

基金项目: 中国石油化工股份有限公司海相油气勘探前瞻性项目(No. G0800-06-ZS-319); 国家杰出青年科学基金(No. 40525008); 教育部新世纪优秀人才支持计划(No. NCET-04-0729); 国家创新研究群体基金(No. 40621002).

作者简介: 谢树成(1967-), 男, 教授, 主要从事分子地球生物学与生物地球化学研究. E-mail: xiecg@163.com

organic matter, which are discussed here in detail. Geobiofacies, proposed herein, is terminologized to define the geobiological dynamic processes through the combination of biofacies with organic facies and sedimentary facies, and expressed by the biohabitat types, paleoproductivity and organic burial capacity. Geobiofacies is identified as a useful means to create the geobiological evaluation system, which in turn rectifies the conventional evaluation system for the marine source rocks.

Key words: marine hydrocarbon source rocks; geobiology; evaluation system; geobiofacies; productivity; organic burial capacity.

0 引言

几十年来,陆相石油理论一直指导我国的油气勘探.它不仅对我国油气资源有巨大的贡献,而且也成了我国对世界油气勘探理论的重要贡献.然而,海相碳酸盐岩油气藏在全世界占据首要位置.在全球范围内,已发现的大多数大型或巨型油气田分布于古、中生界至前寒武系海相地层分布的地区,最老至下元古界(Dutkiewicz *et al.*, 2003; Rasmussen, 2005).海相碳酸盐岩一直是世界上一个重要的油气勘探领域.

我国碳酸盐岩油气探明储量仅占总探明储量的5%.近年来发现的塔河海相碳酸盐岩大油田和普光海相碳酸盐岩大气田,预示着我国海相碳酸盐岩具有良好的油气勘探前景.因此,继以陆相油气为特征的第一次创业以来,我国油气勘探战略转移已凸显出海相地层的重要地位.

1 传统评价体系在高一过成熟海相烃源岩区面临挑战

1.1 生、排烃过程影响了反演法评估烃源岩资源量

烃源岩是含油气系统和油气成藏的物质基础,国内外油气地质学家对烃源岩进行了多方面的研究.近10年来,随着对海相烃源岩,特别是碳酸盐岩烃源岩的研究日益深入,烃源岩的研究逐渐从描述评价性扩展为机理探索性.在烃源岩原始有机质的沉积环境、有机质的赋存形式、生烃和排烃机理、生烃热模拟实验、烃源岩特征的地球物理解释及测井响应等方面均取得进展和突破(Clegg *et al.*, 1997; Glikson, 2001; Younes, 2001, 2003; Sharaf, 2003; Riediger *et al.*, 2004; Wilde *et al.*, 2004; Fildani *et al.*, 2005; Lash and Engelder, 2005; Rabbani and Kamali, 2005; Younes and Philip, 2005; Ercegovac and Kostic, 2006).

当前,人们已经认识到排烃过程和排烃效率可能是烃源岩更重要的性质,于是涉及排烃厚度和排

烃门限的优质烃源岩和有效烃源岩的概念和研究方法不断提出(Leythaeuser, 1988; Banerjee *et al.*, 2000),强调了烃源岩的有机质含量、岩性、厚度、经受的地质条件与其生烃强度、排烃效率、排烃厚度等相互关系.正因为有效烃源岩存在油气的排出问题,因此,应用残余有机质反演烃源岩的生烃潜力存在一定局限性.要深入研究有效烃源岩和优质烃源岩的生烃潜力,不仅要从残余有机质来反演,还应该正演烃源岩形成的动力学过程.

1.2 高一过成熟区海相烃源岩的复杂性

我国海相碳酸盐岩烃源岩形成于多旋回的叠合盆地,时代老、埋藏深,并经历了中—新生代强烈构造运动,具有多元、多期生烃特点(金之钧等, 2005; 马永生, 2006).烃源岩存在的这些复杂因素,给海相油气地质勘探带来了极大的困难.如何正确识别有效烃源岩仍是当前亟待解决的一个关键科学问题,探索高一过成熟区烃源岩评价的有效指标体系或新途径具有普遍的意义(梁狄刚和陈建平, 2005).

然而,在我国南方海相地层中,有相当部分有机地球化学参数已不能反映其原有的地球化学意义.研究显示,随演化程度升高,中国南方海相烃源岩的氯仿沥青“A”与总有机碳(TOC)的相关性已变得很微弱,甚至不存在相关性,特别是下古生界烃源岩.在高演化背景下,可溶有机质的生物标志物总的分布特征基本一致,各项成熟度参数均已达到其平衡值,难以反映出其沉积环境及母质来源特征.各类干酪根演化到了其类型不可分辨的位置.因普遍炭化,干酪根显微组分划分也存在一定困难.

由于存在以上问题,致使人们对成烃有机质的来源、发育条件及成烃机制不十分清楚,评价低有机质丰度岩石的生烃能力的方法仍需摸索.高演化有机质导致恢复其生烃历史和评价其成烃阶段难度大.针对这些难题,不断发展新的理论、技术和方法,提出更适合我国海相环境的成盆、成烃和成藏理论势在必行.

表 1 地球生物学的分支学科

Table 1 Subdivision of geobiology

地球生物学各二级学科/要素(建议)	各二级学科所包含的分支学科	与生命科学的对应关系
分子地球生物学 molecular geobiology	分子古生物学、分子地层学、分子生态学、分子考古学、分子有机地球化学	分子生物学
地球微生物学 geomicrobiology		微生物学
古生物学 paleobiology	微体古生物学、古动物学、古植物学、演化生物学	生物学
地球生态学 geocology	古生态学、生态地质学、生态动力学、生物地理学	生态学
地球生理学 geophysiology		生理学
生物地球化学 biogeochemistry	古生物化学、油气地球化学、有机地球化学	生物化学
生物地质学 biogeology	生物地层学、生态地层学、生物成岩成矿学、生物矿物学	—
生物地球物理学 biogeophysics	生物磁学等	生物物理学
应用地球生物学 applied geobiology	环境地球生物学、环境地球微生物学、生物找矿学、矿冶微生物学、石油微生物学	应用生物学

2 地球生物学为正演烃源岩形成的动力学过程提供理论思想体系

2.1 以探索生命系统与地球系统相互作用为主题的地球生物学

油气勘探的实践说明,地质理论是油气发现的先导,开拓创新是油气勘探的灵魂(康玉柱等, 2004)。地球科学在经过了多年的学科细化和专门化之后,从 21 世纪开始进入地球系统科学的时代,构建地球作为一个复杂动力系统的全新认知体系,由此衍生出来新的重大科学问题如全球变化、圈层耦合与资源环境的关系等,超越了单一传统地学的研究范围,凸显出过去认识上的许多盲点。

地球系统与生物圈相互作用是地球系统科学的重要内涵,物理、化学与生命过程是地球演化的三大基本过程。在与油气资源形成密切相关的物理、化学与生命三大基本过程中,物理和化学过程都已形成相对独立和完善的理论方法体系(地球物理学和地球化学),并广泛地应用于油气资源的勘察实践。研究地质历史上的生命过程是地球生物学(Geobiology)的内容,它强调生物圈与地圈的相互作用,或生物界与非生物界的相互作用(Knoll and Hayes, 1997; Knoll and Hayes, 2000; Amend *et al.*, 2001; Pennisi, 2002; 殷鸿福等, 2004; 谢树成等, 2006),特别关注地球环境与生物的协同演化(Knoll, 2003; Noffke, 2005; Riding and Liang, 2005)。占 80% 以上(38 亿年)的地球历史,是一部地球环境与生物协同演化史。然而,目前对生命过程的研究还远未系统化,它的滞后直接制约了油气藏这一复杂非线性动力系统理论的建立,并最终影响油气资源的勘察实践。

犹如地球化学一样,地球生物学包含许多分支

学科(表 1),这些分支学科也组成了地球生物学的各类要素,地球生物学就是根据这些要素来服务于地球系统科学各领域的,也正是这些地球生物学要素,为评价烃源岩形成的动力学过程提供了方法技术支撑。

2.2 地球生物学与烃源岩形成的动力学过程

地球生物学将为解决当今一些全球性油气资源问题提供强有力的科学支撑。油气资源的生、储、运以及勘探、开采等一系列环节都需要地球生物学理论和技术的指导。油气系统的烃源岩仅是地球环境与生命系统协同演化过程的特殊产品,是生命系统与地球系统在一定条件下相互作用的产物。作为油气资源物质基础的烃源岩,其形成与生物物质的大量保存密切相关,而大量生物物质保存的前提是生物(尤其是微生物)的繁盛和有利的沉积埋藏条件(如缺氧)(Stein, 2004; Katz, 2005; Tyson, 2005),这两个条件都是在生命系统与地球系统相互作用下形成的。传统古生物学、沉积学等学科虽对这些问题做了比较全面的分析,但它们均停留在这些地质记录本身。与这些传统学科相比,地球生物学更加关注这些记录形成的动力过程和本质原因(Knoll, 2003),即这样的生命系统(如大量的生物物质)和地球环境(如缺氧)是如何形成的,它们之间(如大量生物物质与缺氧条件的形成之间)又是如何关联的,其动力学过程是怎样发生的等问题。而解析动力学过程不仅是正演烃源岩资源量的关键所在,更是预测优质烃源岩关键难点。因此,在传统地质研究基础上,进一步实现以地球生物学思想为指导,从生物与环境协同演化角度出发,探索与油气形成相关的科学问题,将会给油气资源勘察和战略部署带来全新的思想体系,也孕育着理论上的重大突破。

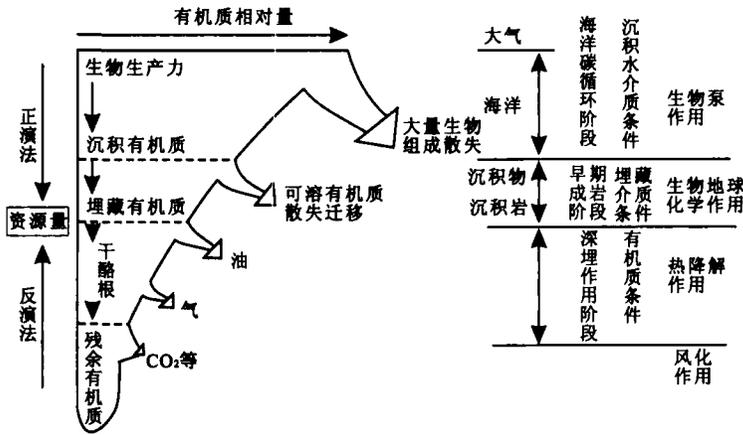


图 1 烃源岩有机质的形成过程以及资源量的正演和反演评估

Fig. 1 The evolution of organic matter in hydrocarbon source rocks and their evaluation methods

例如,迄今为止,关于沉积有机质富集机理仍然存在较大的争议,即生产力模式和保存模式。前者认为主控因素是形成有机质的生物生产力(Demaison and Moore, 1980; Pederson and Calvert, 1990; Huc *et al.*, 2000),后者认为主控因素是沉积或底层水的缺氧条件(Demaison and Moore, 1980; Tyson and Pearson, 1991)。一些证据表明,单纯的缺氧条件与富有机碳沉积层之间的关联性较弱。相反,生物的高产率与富有机碳沉积层之间具有更强的关联性(Parrish, 1982)。事实上,良好的保存条件只是形成有机质高丰度的重要条件之一,而非唯一条件。在当前地球系统科学背景下,地球生物学将为研究烃源岩形成过程中的这些科学问题提供一种技术方法支撑。

尤其重要的是,当前地球生物学特别强调地球微生物学、分子地球生物学和生物地球化学在研究生命系统与地球系统相互作用中的重要性(Banfield and Nealson, 1997; Priscu *et al.*, 1999; Knoll, 2003; Walker *et al.*, 2005),而它们又与烃源岩的形成密切相关,因为好的主力烃源岩往往与某些典型微生物群落有关。因此,从当前这些国际热点分支学科来说,地球生物学是研究油气资源基础地质问题的强大科学支撑,它为正演烃源岩形成的动力学过程提供理论方法。

如何从地球生物学角度来正演烃源岩形成的动力学过程?图 1 概括了这样的一个基本过程。从中可以看出,从地球生物学角度正演烃源岩形成的基本过程,评估其最大资源量,需要定量评估从生物生产力,到沉积有机质,再到埋藏有机质这三个关键环

节和过程中有机质的变化及其数量和类型(图 1)。在每一个环节中,有机质的变化都受到多方面因素的影响,但都与环境和生物两方面相关联,即与地球生物学过程有关。例如,在生物生产力阶段,不同环境条件下,生物的繁盛程度不同,生物的种类也明显不同。而不同生物的种类组成也差异很大(王红梅等, 2007)。因此,从地球生物学角度来评估生物生产力,不仅要定量计算其数量,而且还要评估其组成。

在烃源岩形成的动力学过程中,在这三个关键环节上,有机质在质和量上的变化,需要具体的地球生物学技术方法进行定量和评估,现分述如下。感兴趣同志还可以参阅本专辑和《Frontiers of Earth Science in China》专辑(2007)的相关论文。

3 原始生产力评估的地球生物学方法和技术

初级生产力或初级有机碳在现代生物学中的单位为 $\text{gCm}^{-2} \text{y}^{-1}$,换算为古代资源量单位相当于 $\text{t C/km}^2/\text{y}$ 。现代海洋初级生产力范围约 $1 \sim 1000 \text{ t C/km}^2 \text{y}^{-1}$,由寒区向暖区增加,由深海向陆架和河口区增加。因此,对于地史时期有机碳产量(生产力 \times 年数)的估算,只须准确到 10 的数量级即可。一个中等生产力的区域,面积 10^2 km^2 ,延续 10^5 年,则其有机碳总产量可达数十亿吨。

地球生物学学科体系中的生物地球化学、分子地球生物学、地球生态学等都可以为研究古生物多样性和丰度以及古生产力提供技术支撑(图 2)。

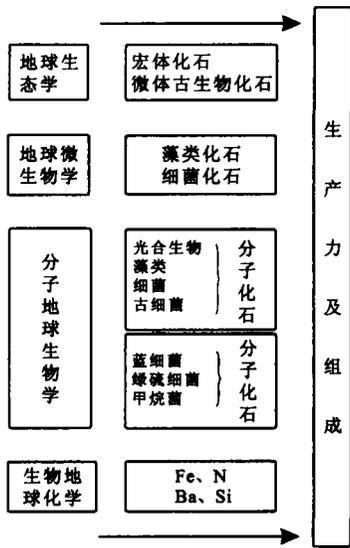


图 2 生产力及其组成恢复的地球生物学方法

Fig. 2 Geobiological evaluation of primary productivity and its composition

3.1 生物地球化学

通过对现代海洋硅、氮、磷、碳、钡、铁、镉等生源要素的生物地球化学过程的观察, 以及对其在生物生长—死亡—埋藏过程中分馏特征的研究, 已筛选出了生产力的替代指标(Henderson, 2002). 硅、磷、钡、铁都能较好地表征生产力的变化, 是古生产力最有潜力的替代指标. 详细研究它们在地球生物学过程中的变化特征, 不但有望计算某一特定时期初级生产力的总量, 而且可以获得各种生物(宏体、微体、超微等)的组合特征, 即生产力组成特征.

在本专辑中, 胡超涌等(2007)从海水铁制约海洋生产力的生物地球化学原理出发, 提出了碳酸盐中的铁可以作为古生产力的一个新指标, 并把它应用到广西来宾蓬莱滩二叠纪瓜德鲁普统一乐平统全球界线层型附近海相碳酸盐地层的研究, 发现它与响应生产力变化的 $\delta^{34}\text{S}$ 有相同的变化, 说明海相碳酸盐中的铁可以表征地质历史时期的海洋生产力. Zhang *et al.* (2007)详细论述了利用一些微量元素定量计算原始生产力的方法. 他们直接从铜的含量和赋存状态角度, 定量地计算了广西东攀二叠系—三叠系界线剖面大隆组沉积时的初级生产力, 其变化范围为 $0.1 \sim 0.6 \text{ gCm}^{-2} \text{ day}^{-1}$, 并可以与相同沉积条件的现代生产力相对比.

3.2 古生物学

传统古生物学工作也为研究古生物的多样性、丰度以及古生产力积累了资料. 作为海洋有机质的

生产者和消耗者, 古生物是古海洋生产力的忠实反映. 目前主要通过两种途径获取古海洋生产力的相对变化(Jorissen and Rohling, 2000). 其一是运用通量值(质量密度), 也就是化石的堆积速度来反映古生产力的变化. 其二是古生物成分、组合变化也能指示古海洋生产力变化. 最简单的方法是根据特定物种的出现/消失、相对丰度等确定古生产力变化. 更为详细的研究则是在关注生物种类的功能组合基础上, 利用多元统计方法得到古海洋生产力的近似定量的结果(Holbourn *et al.*, 2001).

Gu *et al.* (2007)直接从第二生产力——放射虫的丰度出发, 通过评估硅质岩的沉积速率、硅质岩中放射虫的数量和埋藏量, 定量地计算了广西东攀二叠系—三叠系界线剖面大隆组硅质岩沉积时的初级生产力, 其值大致为 $477.9 \text{ gCm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, 相当于 $1.3 \text{ gCm}^{-2} \text{ day}^{-1}$. 由微体古生物方法计算出的生产力与前述地球化学方法(Zhang *et al.*, 2007)计算的初级生产力相差 2 倍, 已经达到了 10 的数量级的精度, 这对地史时期初级生产力的估算是可以接受的. 这些方法经过进一步完善后, 将是评估初级生产力的重要地球生物学方法.

3.3 地球生态学

地球生态学(如生态地层学)可以依靠宏体生物的生态特征建立各时代的生境型分布规律, 并结合现代海洋不同生境型的生产力, 采用“将今论古”原理来推断地质历史时期的生产力状况.

具体地说, 根据各类海洋化石群落, 可以划分出一系列与环境 and 生物有关的海洋生境(殷鸿福等, 1995). 根据化石群落划分出的比较典型的生境有: 潮上带生境、碎屑相潮间带生境和碳酸盐相潮间带生境、碎屑相临滨带生境和碳酸盐相临滨带生境(水深 $0 \sim 10 \text{ m}$)、碎屑相上部浅海上部生境和碳酸盐相上部浅海上部生境(水深 $10 \sim 30 \text{ m}$)、碎屑相上部浅海下部生境和碳酸盐相上部浅海下部生境(水深 $30 \sim 50 \text{ m}$ 或 60 m)、碎屑相下部浅海上部生境和碳酸盐相下部浅海上部生境(水深 50 m 或者 $60 \sim 100 \text{ m}$)、碎屑相下部浅海下部生境和碳酸盐相下部浅海下部生境(水深 $100 \sim 200 \text{ m}$)、碎屑相上部大陆坡生境和碳酸盐相上部大陆坡生境(水深 $200 \sim 1000 \text{ m}$)、碎屑相下部大陆坡生境和碳酸盐相下部大陆坡生境(水深 $1000 \sim 3000 \text{ m}$)、碎屑相上部深海生境和碳酸盐相上部深海生境(水深 $3000 \sim 4500 \text{ m}$)、碎屑相下部深海生境(水深 $4500 \sim 6000 \text{ m}$)、碎屑相超深海生境(水深大于

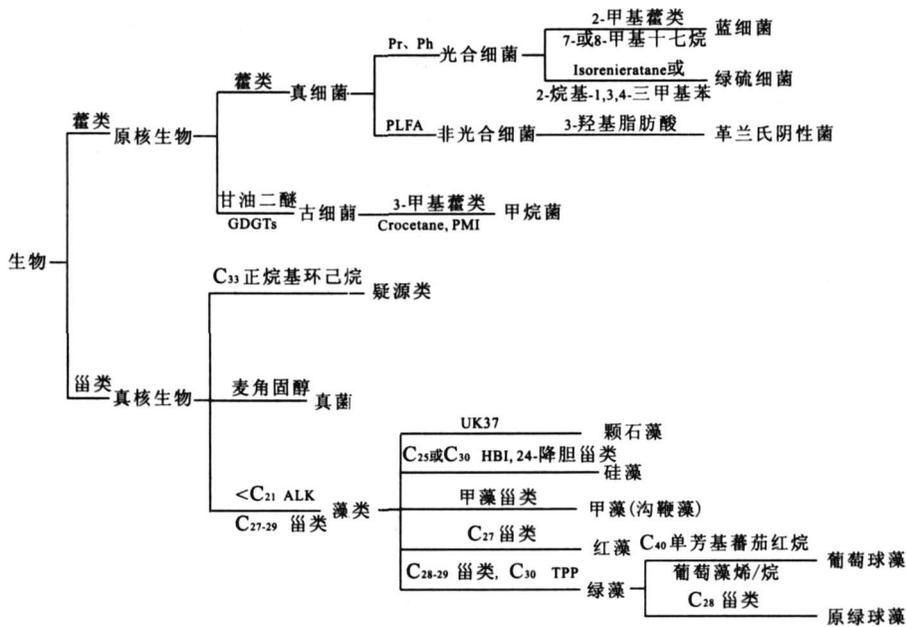


图 3 反映生产力组成的生物标志化合物

Fig. 3 Biomarkers indicative of the components of the productivity

6 000 m)、生物礁生境(包括礁后相生境、礁核相生境、礁前相生境、礁坪相生境)。

由于不同的生境具有不同的生产力组成,而现今各海洋不同生境型生产力是已知的,可以收集。在此基础上,根据实际地质和地理条件,如纬度、上升流存在与否等,利用“将今论古”原则可以推算出古代对应生境型的生产力。需要指出的是,这种将今论古得到的数据需要进行修正,因为地史时期一些可能会影响生产力的因素与现今的海洋不同,如大气 CO_2 分压、温度等。基本原则是,在相同的生境条件下,套用在地理、地质等条件上最相似的那个现代生产力的数据。

3.4 分子地球生物学

生物标志化合物(分子化石)可以用来研究生产力的组成,其原因在于生物标志化合物的来源具有一定的专属性。如甾类化合物来源于真核生物,藿类化合物广泛分布于原核生物中,大部分姥鲛烷和植烷与营光合作用的生物有关。近年来,除了这些常见的生物标志化合物外,一些与生产力组成密切相关的生物已被证实具有特征性的分子。例如,来源于蓝细菌的2-甲基藿烷(Brocks *et al.*, 1999; Summons *et al.*, 1999; Kuypers *et al.*, 2004; Xie *et al.*, 2005),与甲烷菌有关的3-甲基藿烷(Brocks *et al.*, 1999)等。一些古细菌具有很好的分子标志物。正因为生物标志化合物具有这些特性,一些学者开始提出可以建立生物

标志化合物的生命之树(Brocks and Pearson, 2005)。目前,利用这些生物标志化合物来研究生产力组成的工作比较欠缺。一些典型的可以反映生产力组成的生物标志化合物总结如图3。

通过以上的生物地球化学(3.1)、古生物学(3.2)和地球生态学(3.3)等方法,可以得到量化的原始生产力。三种方法可以互相校验,以提高评估的准确性。而根据分子地球生物学(3.4)的成果,则可以了解生产力的组成。因此,到这里,我们就可以根据地球生物学的各种技术方法得到原始生产力的量和组成。

4 沉积有机质的地球生物学评估

从初级生产力通过水柱到达水—沉积物界面时,有机质要发生一系列的变化而形成沉积有机质。沉积有机质的形成,主要受生物泵和沉积作用(氧化还原条件、沉积速率)的影响(图4)。在这一沉积过程中,有机质变化极大,只有小部分的初级生产力最终能在沉积物中积累。因此,需要估算初级生产力有多少保留为沉积有机碳。

4.1 沉积有机质关键影响因素的确定和评估

除了原始生产力以外,生境(与水深有关)、氧化还原条件、埋藏速率等都是影响沉积有机质的关键

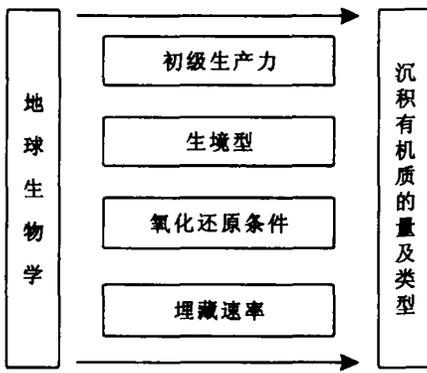


图4 沉积有机质的影响因素

Fig. 4 Factors controlling the deposition and the burial of organic matter in the surface of sediments

因素。因此,沉积有机质的估算,首先要对这些因素进行量化。不同的生境型和不同氧化还原环境对沉积有机质的影响很大。据估计,在浅水区,大约有5%~50%的初级生产量能达到水—沉积物界面;而在大洋区,则只有0.8%~9%(沈国英和施并章,2002)。因此需要确定出生境型和水—沉积物界面的氧化还原条件。另外,在现代海洋中,有机质的季节性效应大,月际间颗粒有机碳通量变化可达一个数量级,但年平均通量相对恒定,故可用年通量作计算单位。

生境型的确定,在评估生产力时已经根据化石群落建立了,可以直接应用。水—沉积物界面的氧化还原条件的确定比较复杂。可以根据遗迹化石、分子化石、地球化学指标进行确定。在本专辑中,颜佳新和刘新宇(2007)介绍了陆棚浅海缺氧环境的生物特征及古氧相划分,并从生物地球化学和地球生态学角度分析了二叠系栖霞组一个由纹层状灰岩和块状灰岩组成的典型的沉积序列的古氧相特征,为进一步进行沉积有机质的计算奠定了基础。块状灰岩的生物特征和地球化学特征均指示常氧沉积环境。而纹层状灰岩的生物特征偏向常氧相,沉积地球化学特征偏向厌氧相。该序列的出现体现了陆棚缺氧沉积环境水体溶氧量不稳定的特点。由此认为,栖霞组缺氧沉积环境的频繁出现与较高的生物产率相关联,并与当时的陆海分布格局和古海洋表面洋流系统有关。他们的工作清楚地表明,单一的古生态学研究 and 沉积学研究都难以对氧化还原条件给予圆满的机制上的解释,综合考虑陆棚沉积环境与生物的特点及相互关系,结合古地理、古海洋背景,为从地球生物学角度解决类似问题提供新的思路。

沉积有机质埋藏量还与碳的埋藏速度相关。例如, Mucci *et al.* (2000)研究表明,初级生产力中的10%被垂直输送到沉积物,大约有4%~5%随沉积物被埋藏,有6%在沉积物—水界面及其下发生了矿化,并以无机碳的形式返回到水体中,有机碳和无机碳的埋藏速度大约为0.74~1.44 mmolC/(m²·y),氧化速率为2.73 mmolC/(m²·y)。研究表明,沉积速率和沉积物 TOC 含量之间存在一定的关系(秦建中等,2005)。沉积速率过低,则有机质被氧化破坏,沉积速率过高,则有机质被稀释。一般来讲,TOC 随沉积速率增大是先增加后减少(Ibach, 1982)。沉积速率在0.03~0.15 mm/y 之间,烃源岩的有机质丰度相对最好。由此,在弄清生境型、氧化还原条件的基础上,还要进一步确定碳的埋藏速率,即沉积速率。这方面的工作可以根据旋回地层进行数字定年,可以根据化石带进行估算,也可以直接利用现代化的测年技术,如 K-Ar、Ar-Ar、U-Pb、Pb-Pb 等方法。

4.2 沉积有机质的评估和定量化

如上所述,根据地球生物学的不同要素区分出了不同生境型(古生物学、地球生态学等)、氧化还原条件(分子地球生物学、生物地球化学、沉积学等)和埋藏速度(沉积学等)等影响沉积有机质的关键因素。在此基础上,可以通过两种方法进一步确定从初级生产力到沉积有机质,海洋中有机碳保存的百分比。

一是可以采用“将今论古”原则,根据现代海洋的资料来定量,即获得与古代海洋相似(生境、氧化还原条件、埋藏速率)的现代海洋的原始生产力和沉积有机质的量,得出有机质的保存百分数。

二是利用现代模拟实验进行模拟,通过建立模型,寻求规律。即模拟相似的生境型、氧化还原条件和埋藏速率,得出一定的生产力转化成沉积有机碳的百分数。在本专辑中,王红梅等(2007)总结认为,海水中的有机质在沉积过程中受原始生产力和氧化还原条件的影响。在特定生境中,在一定的生产力范围内,沉积有机质的通量与生产力有正相关关系。因此,可以通过模拟实验计算出原始生产力与沉积有机质的线性关系,进行地质历史时期沉积有机质的恢复。超过此范围,沉积有机质通量与生产力关系不大,而可能与水深、氧化还原条件有关。据此,可以再根据模拟实验得出它们之间的关系。总之,可以通过模拟实验得出沉积有机质分别与原始生产力、生境

型(水深)、水—沉积物界面的氧化还原条件以及埋藏速率之间的关系模型,从而实现量化。

值得一提的是,(微)生物膜的形成不仅使有机质更容易沉积,而且降低了有机质被降解的机会,对沉积有机质的形成至关重要。地质历史时期(微)生物膜的识别对研究烃源岩有机质的保存具有重要意义。杨浩等(2007)认为,在较高初级生产力和还原埋藏条件下形成的某些微生物岩可能是一种潜在的烃源岩。地史时期的这些条件也可以通过模拟实验进行控制,以得出更加准确的有机碳转化率(原始生产力转化成沉积有机质的百分比)。

5 有机埋藏量和埋藏过程的地球生物学评估

沉积物表面的沉积有机碳一般要经历 4 个成岩阶段(氧化作用、硝酸盐还原作用、硫酸盐还原作用、甲烷形成作用)才最终被埋藏。在这一过程中,沉积有机质都要或多或少地被消耗。经过这些阶段,须弄清楚多少沉积有机碳被分解散失,多少有机碳被保留为埋藏有机碳。埋藏有机碳应相当于深成作用前的资源量,它们还要经历深成作用和再变质作用才保留为现在见到的残留有机碳。一般埋藏到沉积岩中的有机碳占真光层中初级生产力的 1%~2%。

生物地质学、生物地球化学、分子地球生物学、地球生态学等各类地球生物学要素不仅为研究古生产力和沉积有机质提供技术支撑,也为研究有机埋藏量和埋藏过程这一难点问题服务(图 5)。

5.1 生物地质学

在沉积岩中,许多结核的形成都是在生物和有机质的参与或者直接作用下形成的,是生物地质作用的产物。研究显示,结核对成岩期四个阶段具有很好的示踪作用。在氧化作用阶段,有机质分解,大量消失。在氧化还原界面附近, Mn 结核、燧石结核和菱铁矿结核发育。在硫酸盐还原阶段,黄铁矿结核发育,在此阶段,分解有机物的量可达 40%~100%。在甲烷菌还原带,碳酸盐岩结核发育,而且还可以根据碳酸盐岩结核的 C、O 同位素进一步细分有机质埋藏环境。形成于甲烷菌还原带的碳酸盐岩结核可能是优质烃源岩的指示物。

因此,可以根据沉积岩中发育的结核类型,来分析早期成岩过程中有机质所经历的氧化还原条件。

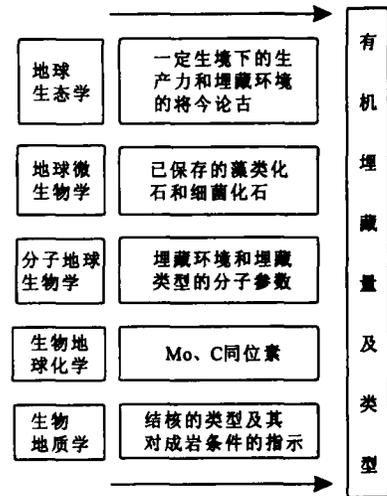


图 5 有机埋藏量及其类型恢复的地球生物学方法

Fig. 5 Geobiological determination of organic burial and its composition

这对烃源岩有机质的恢复有两种用途:(1)在根据结核分清成岩期四类不同的氧化还原条件之后,可以通过模拟实验,先查明在一定的氧化还原条件下,一定量的沉积有机质转化成埋藏有机质的转化率。再根据上述的沉积有机质的量(参见 4 沉积有机质的地球生物学评估)计算出埋藏有机质的量。(2)可以根据上述得出的沉积有机质的量和下述方法得出的埋藏有机质的量(参见 5.2 和 5.3),建立不同氧化还原条件下,从沉积有机质到埋藏有机质的埋藏率模型。

5.2 生物地球化学和同位素地球化学

5.2.1 铁和钼同位素 铁同位素分析($\delta^6\text{Fe}$)是最近几年发展起来的一种高精度的分析新技术。现有的调查(Beard and Johnson, 2004)表明,能引起铁同位素分馏的有微生物作用和缺氧环境。还原环境或经过生物作用的地层,如富含有机碳的黑色页岩, $\delta^6\text{Fe}$ 明显负偏(Severmann *et al.*, 2002)。因此, $\delta^6\text{Fe}$ 可以用来表征烃源岩。与 $\delta^6\text{Fe}$ 相似,钼同位素($\delta^8\text{Mo}$)也是随多接收杯—等离子体质谱测试技术的应用而发展起来的一个重要古海洋指标。最新研究(Siebert *et al.*, 2006)表明,Mo 同位素与有机碳的埋藏速率有明显的对应关系,可以指示有机质的埋藏量。Mo 和 $\delta^8\text{Mo}$ 可以作为评价成岩期硫酸盐还原阶段有机碳埋藏量的代用指标。如能把生物地球化学记录与生境型相结合,建立钼同位素与不同生境型有机埋藏量之间的理论关系式,将为烃源岩的地球生物学研究(正演法)打下坚实的基础。

在本专辑中,周炼等(2007)详细地论述了该方法的具体应用.他们通过对扬子克拉通古大陆边缘不同时期沉积岩的Mo同位素和Mo微量元素的测定,研究了古大陆边缘Mo的自生作用,并由此计算了有机质的埋藏速率.根据Mo丰度计算的原始有机碳堆积速率变化在 $0.17 \sim 0.67 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 之间.根据已建立的现代大陆边缘 $\delta^{88}\text{Mo}$ 与有机碳埋藏速率模型,计算出的扬子克拉通显生宙不同时期沉积岩的有机碳埋藏速率的变化范围为 $0.43 \sim 2.87 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$.虽然两种方法计算结果有较大误差,需要进一步完善,但两者具有明显的相关性.因此, $\delta^{88}\text{Mo}$ 有可能作为评价有效烃源岩有机质埋藏量的潜在指标.

根据前面的生产力数据、沉积有机质数据,以及由 $\delta^{88}\text{Mo}$ 计算的埋藏有机质数据,我们可以建立不同生境型、不同氧化还原条件下,有机质从原始生产力,到沉积有机质,再到埋藏有机质这个过程中有机质的保存率,从而了解有机质在这个过程中的动态、定量变化,这就是利用地球生物学正演烃源岩形成的动态过程所要达到的目标.

5.2.2 碳同位素 与铁、钼等金属元素同位素不同,碳同位素测定技术相对简单,方法成熟,已广泛用于各种地质作用过程的示踪.碳同位素组成包括无机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)和有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$),他们都是多种效应(生产力、海洋环境、有机物保存等)综合作用的结果,都很难单独给出更为详细的信息.值得注意的是,在碳循环(特别是海洋碳循环模式)理论指导下,利用有机碳和无机碳同位素的差值($\Delta = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)可以定量计算有机碳埋藏分数(Kump and Arthur, 1999; Voigt *et al.*, 2006),从而为探讨生物—环境—有机碳埋藏的耦合关系奠定基础.因此,同步、平行地研究有机碳和无机碳同位素的组成,并进一步与生境型研究相结合,则可以建立不同生境型的碳同位素和有机埋藏量的关系模型,为洞察烃源岩形成的地球生物学过程开拓一条新途径.

在本专辑中,黄俊华等(2007)详细论述了如何进行有机埋藏分数的计算.根据碳酸盐碳同位素和有机(干酪根)碳同位素记录,结合碳循环模式,他们计算得到了浙江煤山全球二叠系—三叠系界线层型剖面第23~40层的有机碳埋藏分数 f_{org} .在第23~24层和第27~29层下部出现 f_{org} 的两个峰值,与绿硫细菌反映的两个缺氧环境条件相对应.在第

25~26层和第32~34层出现两个 f_{org} 低谷值,与2-甲基藿烷指示的两次蓝细菌繁盛(第26层和第29层上部到第34层)基本吻合.这些结果反映了 f_{org} 与埋藏时的氧化还原条件密切相关. f_{org} 与总有机碳含量TOC的关系比较复杂,一些TOC较高的层位(如第26层), f_{org} 却较低,而一些TOC较低的层位(如第27层), f_{org} 却较高,可能TOC的变化还与原始生产力的贡献有关.

根据原始生产力 P (如前所述,可以通过生物地球化学、古生物学和地球生态学得到定量数据)和碳同位素得到的 f_{org} ,就可以进一步计算原始有机埋藏量 $\text{TOC}_{\text{burial}}$ (即 $\text{TOC}_{\text{burial}}$ 与 $f_{\text{org}} \times P$ 呈一定的函数关系).这样就可以和 $\delta^{88}\text{Mo}$ 得到的有机埋藏量进行校验,以提高结果的可靠性.而且,根据它们得出的有机埋藏量数据,就可以校正现今测得的残余TOC(具体讨论见后).

5.2.3 硫同位素 沉积岩中的硫同位素值可以帮助我们计算早期成岩期间所消耗的有机质的量.一般来说,早期成岩期间所消耗有机质的量($\text{TOC}_{\text{消耗}}$)由两部分组成,一部分是微生物在氧化条件下所消耗的 $\text{TOC}_{\text{氧化}}$,另一部分是微生物在厌氧条件下所消耗的 $\text{TOC}_{\text{厌氧}}$.即, $\text{TOC}_{\text{消耗}} = \text{TOC}_{\text{氧化}} + \text{TOC}_{\text{厌氧}}$.

(1) $\text{TOC}_{\text{厌氧}}$ 计算:在厌氧条件下所消耗有机质的量主要发生在硫酸盐还原阶段,这部分被消耗有机质的量可以根据沉积岩中保存下来的还原性硫含量恢复出来(Vetö *et al.*, 2007).即,

$$\text{TOC}_{\text{厌氧}} = \text{TOC}_{\text{硫酸盐}} = S_{\text{还原}} \times 75 / (100 - \Delta\text{H}_2\text{S}).$$

其中, $S_{\text{还原}}$ 为沉积下来的还原性硫含量, $\Delta\text{H}_2\text{S}$ 为沉积物中未以还原性硫保存下来而逃逸的 H_2S 的量(百分数).在没有生物扰动的沉积岩中, $\Delta\text{H}_2\text{S}$ 为25%(Vetö *et al.*, 2007).在其他沉积岩中, $\Delta\text{H}_2\text{S}$ 可以根据硫酸盐和硫化物的硫同位素差值计算(Vetö *et al.*, 2007).即,

$$\Delta\text{H}_2\text{S} = 2.985 \times \Delta^{34}\text{S}_{\text{硫酸盐-硫化物}} - 60.48.$$

该式的适用范围为 $\Delta^{34}\text{S}_{\text{硫酸盐-硫化物}}$ 在20‰~45‰之内.当 $\Delta^{34}\text{S}_{\text{硫酸盐-硫化物}}$ 超过45‰时,直接用45‰代表 $\Delta^{34}\text{S}_{\text{硫酸盐-硫化物}}$ 的值.这样,厌氧条件下微生物所消耗的 $\text{TOC}_{\text{厌氧}}$ 就可以计算出来.即,

$$\text{TOC}_{\text{厌氧}} = \text{TOC}_{\text{硫酸盐}} = S_{\text{还原}} \times 75 / (160.48 - 2.985 \times \Delta^{34}\text{S}_{\text{硫酸盐-硫化物}}).$$

当然,如果把甲烷形成阶段所消耗有机质的量考虑进去(如假设它与 $\text{TOC}_{\text{硫酸盐}}$ 之间存在某种关系等),那计算结果将会更加准确.

(2) $\text{TOC}_{\text{氧化}}$ 计算:微生物在厌氧条件下所消耗

掉的有机质可以通过沉积岩中所保存下来的自生矿物恢复出来。然而,微生物在有氧条件下分解掉的有机质却没有以矿物形式保存下来,因此,对这部分消耗掉有机质的估算必须另辟蹊径。“将今论古”原则将为计算 $TOC_{氧化}$ 提供思路,因为现代海洋沉积物中 $TOC_{氧化}/TOC_{厌氧}$ 的比值与沉积速率和底层水的 O_2 有关(Vetö *et al.*, 2007)。 $TOC_{厌氧}$ 可以根据上面的方法计算出来,沉积速率和底层水的 O_2 也可以进行定量(如前所述)。由此,古代沉积岩中的 $TOC_{氧化}$ 可以根据相同沉积速率和相似底层水 O_2 的现代沉积物中的 $TOC_{氧化}/TOC_{厌氧}$ 比值推导出来。

(3)埋藏有机质的量:根据上面 $TOC_{氧化}$ 和 $TOC_{厌氧}$ 的计算,可以算出在早期成岩过程中所消耗有机质的量。埋藏有机质的量($TOC_{埋藏}$)就是沉积有机质的量减去消耗掉的有机质的量。这个埋藏有机质的量可以与 M_o 丰度和同位素计算出的量相互对比和校正,从而提高结果的准确性。

5.3 分子地球生物学

分子地球生物学参数则可以提供埋藏环境和埋藏类型的信息。例如,来源于绿硫细菌的 2-烷基-1,3,4-三甲基苯系列化合物(Grice *et al.*, 2005),可以反映水体透光带的缺氧事件。一些分子指标可以反映早期成岩过程中的环境条件信息,如氧化还原条件、盐度条件等。Gong *et al.* (2007)利用分子地球生物学资料探讨了晚泥盆世 F/F 界线附近的缺氧事件,为进一步研究烃源岩形成的地球生物学过程创造了条件。地球生态学可以根据一定的生境条件下的生物生产力和有机埋藏环境特征,利用“将今论古”的原则来恢复有机埋藏量。

至此为止,利用以上各种地球生物学的技术和方法,我们分别得到了原始生产力、沉积有机质和埋藏有机质的量化数据,就可以在此基础上了解在不同生境、不同氧化还原条件下,烃源岩形成过程中有机质的定量变化过程,进一步评价烃源岩的等级,建立地球生物学的评价体系,也为下步与传统反演方法进行校正提供了量化数据。

6 烃源岩的地球生物学评价体系及其与传统方法的校验

6.1 烃源岩的地球生物学评价体系与地球生物相

地球生物学各要素最终可以提供烃源岩形成过

程中生物生产力、沉积有机质和有机埋藏量的整个动态变化过程信息,从而为从正演法角度建立烃源岩形成的地球生物学评价体系奠定基础(图 6)。地球生物学评价体系关注烃源岩形成过程中生物与环境相互作用的动态过程,它由地球生物学各基本要素组成,可以由地球生物相(geobiofacies)来体现。

地球生物相是表征地球生物学过程的相(即地球环境与生命系统相互作用的物质记录),集中体现了生物有机体从生活到死后埋藏整个过程的变化及其在这个过程中与环境的相互作用历史,是生境型(群落型)和生产力沉积有机质,埋藏有机质的综合体现。因此,地球生物相是在生态地层工作的基础上进一步深入的工作,没有生态地层的工作,就不能有地球生物相的工作。值得注意的是,地球生物相与传统的生物相、有机相和沉积相(包括碳酸盐岩微相)不同,它不仅综合反映和体现了生物相、有机相和沉积相(“三相一体”)的相关信息,而且更重要的是反映了一个生物与环境相互作用的动态变化过程。

由地球生物学各要素组成、并由地球生物相来体现的地球生物学评价体系,包含了生境型以及原始生产力、沉积有机质和埋藏有机质等量化数据。它虽与烃源岩传统评价体系不同,但也不能完全独立于现有的传统评价体系而存在。它必须与现有评价体系相结合,可以进行接口,这样才能利用原有的大量基础数据资料进行完善,而不是一个推倒重来的工作。现在的问题是如何进行接口或者校正?

6.2 地球生物学评价体系与传统评价体系的校验

因为地球生物学方法从原始生产力到沉积有机质,再到埋藏有机质这个动态过程中恢复出来的最终埋藏有机质的量,是相当于热裂解发生之前的有机碳的量,要把它与残余有机碳进行校验和接口,还需要把残余有机碳恢复到热裂解时的量。在本专辑中,秦建中等(2007)详细叙述了不同烃源岩有机质的恢复系数,为这项工作奠定了基础。他们在 5 000 余块海相烃源岩样品筛选结果的基础上,根据 90 余块不同类型未成熟—成熟烃源岩的加水热压模拟实验结果,并与自然演化剖面相结合,对烃源岩有机质的变化规律及其恢复系数进行研究,提出了各种烃源岩有机质的恢复系数。海相优质烃源岩在未成熟—低成熟阶段($R_o < 0.8\%$) TOC 变化不明显,在成熟阶段中晚期 $TOC_{残余}$ 随成熟度增加逐渐降低,到高成熟—过成熟阶段变化又不明显。高成熟—过成熟优质烃源岩 $TOC_{残余}$ 一般 I 型最高降低 40%,恢

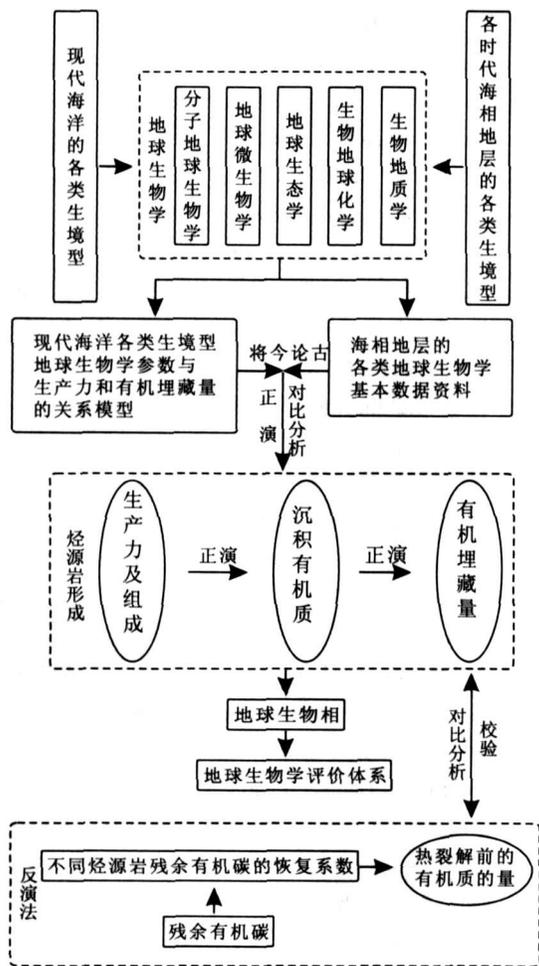


图 6 从正演法角度建立烃源岩的地球生物学评价体系流程
 Fig. 6 Flow chart for the setup of the geobiological evaluation system for hydrocarbon source rocks

复系数 1.68; II 型最高降低 32%, 恢复系数 1.48; II 型最高降低 24%, 恢复系数 1.32. 低有机质烃源岩(一般指 $0.3\% < \text{TOC} < 1\%$)随 TOC 变低, 降低幅度和恢复系数均逐渐变小, 当 $0.3\% < \text{TOC} < 0.5\%$ 时, $\text{TOC}_{\text{残余}}$ 恢复系数约 1.2, 当 $\text{TOC} < 0.3\%$ 时, $\text{TOC}_{\text{残余}}$ 恢复系数接近 1, 可以不进行恢复.

因此, 根据这些实验结果得出的恢复系数, 就可以从残余有机碳算出不同类型烃源岩热裂解发生之前的有机碳的量, 这个量应该和地球生物学正演得出的埋藏量可以进行比较. 在本专辑中, 解习农等(2007)提供了比较详细的海相烃源岩的正演和反演的对比方法. 在此基础上, 通过地球生物学研究提出的评价体系, 并通过与现有评价体系的对比研究, 可以为解决一些传统有争议问题提供参考. 例如, 国外海相碳酸盐烃源岩的有机碳 (TOC) 含量常大于 0.5%, 甚至可达 5% 以上, 而我国海相碳酸盐烃源

岩 TOC 含量一般小于 0.2%, 使得碳酸盐烃源岩的有效性及其有机质丰度下限值至今有较大争论: 有人主张烃源岩 TOC 含量下限可低到 0.1% ~ 0.2%, 现在则认为 TOC 含量低到 0.1% ~ 0.2% 的纯碳酸盐岩和泥岩, 成熟度再高, 也形成不了工业性油气藏. 有人主张有效烃源岩 TOC 含量平均在 0.40% ~ 0.50% 以上. 有人主张优质烃源岩的 $\text{TOC} \geq 2\%$. 通过正、反演的对比方法, 或许可以从另一角度提供意见.

不仅如此, 地球生物学评价体系因涉及生境型、原始生产力、沉积有机质和埋藏有机质, 即它涉及有关烃源岩形成的整个动态过程, 而且具有定量化数据. 因此, 它还可以回答一些与烃源岩形成机制有关的问题, 如生产力模式和保存模式等.

致谢: 本文是在论证中国石油化工股份有限公司海相油气勘探前瞻性项目(海相优质烃源岩形成的地球生物学过程 G0800-06-ZS-319)过程中, 经多次集体讨论而形成的成果, 感谢参与本项目前期论证工作的老师所做出的贡献, 他(她)们是(除作者外): 史晓颖、童金南、杜远生、王训练、龚一鸣、冯庆来、秦建中、赖旭龙、张传恒、万晓樵、高金汉、周洪瑞、张雄华、王家生、苏文博、阮小燕、陈振林、黄定华、李武、王约、王红梅、顾松竹、李琪等(排名不分先后). 一些地球生物学思想体系的形成得益于中国地质大学(武汉)地球生物学系开展的多次学科建设研讨会. 感谢中国石油化工股份有限公司牟书令、金之钧、马永生、郭彤楼等领导的支持和指导.

References

Amend J. P., Fedo, C., Cady, S. L., et al., 2001. Geobiology and geomicrobiology in the 21st century. *GSA Today*, 11: 10.
 Banerjee, A., Jha, M., Mittal, A. K., et al., 2000. The effective source rocks in the north Cambay basin, India. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 1111-1129.
 Banfield J. F., Nealson, K. H., 1997. Geomicrobiology: Interactions between microbes and minerals. In: Review in mineralogy. Mineralogical Society of America Washington D. C. .
 Beard, B. L., Johnson, C. M., 2004. Fe isotope variations in the modern and ancient Earth and other planetary bodies. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 55: 319-357.
 Brocks J. J., Logan G. A., Buick, R., et al., 1999. Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes. *Science*, 285: 1033-1036.
 Brocks J. J., Pearson, A., 2005. Building the biomarker tree

- of life. *Rev. Mineral. Geochem.*, 59: 233–258.
- Clegg, H., Wilkes H., Horsfield B., 1997. Carbazole distributions in carbonate and clastic source rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 5335–5345.
- Demaison G. J., Moore G. T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Organic Geochemistry*, 2: 9–31.
- Dutkiewicz A., Volk H., Ridley, J., et al., 2003. Biomarkers, brines, and oil in the Mesoproterozoic Roper Superbasin, Australia. *Geology*, 31(11): 981–984.
- Ercegovac, M., Kostic, A., 2006. Organic facies and palynofacies: Nomenclature, classification and applicability for petroleum source rock evaluation. *International Journal of Coal Geology*, 68: 70–78.
- Fildani A., Hanson, A. D., Chen, Z. Z., et al., 2005. Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems, Talara basin, northwest Peru. *AAPG Bulletin*, 89: 1519–1545.
- Glikson M., 2001. The application of electron microscopy and microanalysis in conjunction with organic petrology to further the understanding of organic-mineral association; Examples from Mount Isa and McArthur basins, Australia. *International Journal of Coal Geology*, 47: 139–159.
- Grice K., Cao, C. Q., Love G. D., et al., 2005. Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, 307: 706–709.
- Gu, S. Z., Zhang, M., Gu, B., et al., 2007. An attempt to quantitatively reconstruct the primary productivity by counting the radiolarian fossils in cherts from the latest Permian Dalong Formation in southwestern China. *Frontiers of Earth Science in China*, in press.
- Henderson, G. M., 2002. New oceanic proxies for paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 1–13.
- Holbourn, A. E., Kuhn, W., Si ding, E., 2001. Atlantic paleobathymetry, paleoproductivity and paleocirculation in the late Albian: The benthic foraminiferal record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: 171–196.
- Hu, C. Y., Pan, H. X., Ma Z. W., et al., 2007. Iron abundance in the marine carbonate as a proxy of the paleoproductivity in hydrocarbon source rocks. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 755–758 (in Chinese with English abstract).
- Huang, J. H., Luo, G. M., Bai X., et al., 2007. The organic fraction of the total carbon burial flux deduced from carbon isotopes across the Permian-Triassic boundary at Meishan, Zhejiang Province. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 767–773 (in Chinese with English abstract).
- Huc, A. Y., Bertrand, P., Stow, D. A. V., 2000. Depositional processes of source rocks in deep offshore settings: Quaternary analogs. In: Annual Meeting Expanded Abstracts American Association of Petroleum Geologists, 70.
- Ibach, L. E. J., 1982. Relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments. *AAPG Bulletin*, 66: 170–188.
- Jin, Z. J., Zhang Y. W., Chen, S. P., 2005. Fluctuating tectonic and sedimentary processes in Tarim basin. *Science in China (Series D)*, 35(6): 530–539 (in Chinese).
- Jorissen, F. J., Rohling E. J., 2000. Faunal perspectives on paleoproductivity. *Marine Micropaleontology*, 40(3): 131–134.
- Kang, Y. Z., et al., 2004. Distribution of the oil and gas in the main basins in China and the exploration experience. Science and Technology Press of Xinjiang, Urumqi (in Chinese).
- Katz, B. J., 2005. Controlling factors on source rock development; A review of productivity, preservation and sedimentation rate. In: Harris, N. B., ed., The deposition of organic-carbon rich sediments; Models mechanisms and consequences. *Special Publication—Society for Sedimentary Geology*, 82: 7–16.
- Knoll A. H., 2003. The geological consequences of evolution. *Geobiology*, 1: 3–14.
- Knoll A. H., Hayes, J. M., 1997. Geobiology: Articulating a concept. In: Lane, R. H., Lipps, J., Steininger, F. F., et al., eds., Paleontology in the 21st century; Frankfurt, international Senckenberg conference. *Kleine Senckenberg*, 25: 105–108.
- Knoll A. H., Hayes, J. M., 2000. Geobiology: Problems and prospects. In: Lane, R. H., Steininger, F. F., Kaesler, R. L., et al., eds, Fossils and the future; Paleontology in the 21st century. *Senckenberg-Buch*, 74: 149.
- Kump, L. R., Arthur, M. A., 1999. Interpreting carbon isotope excursions; Carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161: 181–198.
- Kuypers M. M. M., van Breugel Y., Schouten, S., et al., 2004. N₂-fixing cyanobacteria supplied nutrient N for Cretaceous oceanic anoxic events. *Geology*, 32: 853–856.
- Lash, G. G., Engelder, T., 2005. An analysis of horizontal microcracking during catagenesis; Example from the Catskill Delta complex. *AAPG Bulletin*, 89: 1433–1449.
- Leythaeuser, D., 1988. Geochemical effects of primary migration of petroleum in Kimmeridge source rocks from Brae Field area, North Sea. In: Gross composition of C₁₅⁺ saturated hydrocarbons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52(6): 701–713.

- Liang, D. G., Chen, J. P., 2005. Source and oil correlation in the high-post mature marine strata in China. *Petroleum Exploration and Exploitation*, 32(4): 8—14 (in Chinese with English abstract).
- Ma, Y. S., 2006. Exploration of marine oil and gas fields in China; Exemplified by the Puguang large gas field in Sichuan basin. *Marine Oil and Gas Geology*, 11(2): 35—40(in Chinese with English abstract).
- Mucci, A., Sundby, B., Gehlen, M., et al., 2000. The fate of carbon in continental shelf sediments of eastern Canada: A case study. *Deep-Sea Research II* 47, 733—760.
- Noffke, N., 2005. Geobiology—A holistic scientific discipline. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219: 1—3.
- Parrish, J. T., 1982. Upwelling and petroleum source beds with reference to Palaeozoic. *AAPG Bulletin*, 66: 750—774.
- Pedersen, T. F., Calvert, S. E., 1990. Anoxia versus productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rock? *AAPG Bulletin*, 74: 454—466.
- Pennisi, E., 2002. Geobiologists: As diverse as the bugs they study. *Science*, 296: 1058—1060.
- Prisco, J. C., Adams, E. E., Lyons, W. B., et al., 1999. Geomicrobiology of subglacial ice above Lake Vostok, Antarctica. *Science*, 286: 2141—2144.
- Qin, J. Z., 2005. Source rocks in China. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Qin, J. Z., Zheng, L. J., Tenger, 2007. Study on restitution coefficient of original content of total organic carbon for high mature marine source rocks. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 853—860 (in Chinese with English abstract).
- Rabban, A. R., Kamali, M. R., 2005. Source rock evaluation and petroleum geochemistry, offshore SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 28: 413—428.
- Rasmussen, B., 2005. Evidence for pervasive petroleum generation and migration in 3.2 and 2.63 Ga shales. *Geology*, 33: 497—500.
- Riding, R., Liang, L., 2005. Geobiology of microbial carbonates: Metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219: 101—115.
- Riediger, C., Carrelli, G. G., Zonneveld, J. P., 2004. Hydrocarbon source rock characterization and thermal maturity of the Upper Triassic Baldonnel and Pardonet formations northeastern British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 52: 277—301.
- Severmann, S., Larsen, O., Palmer, M. R., et al., 2002. The isotopic signature of Fe-mineralization during early diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: A698.
- Sharaf, L. M., 2003. Source rock evaluation and geochemistry of condensates and natural gases, offshore Nile Delta, Egypt. *Journal of Petroleum Geology*, 26: 189—209.
- Shen, G. Y., Shi, B. Z., 2002. Oceanographic ecology. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Siebert, C., McManus, J., Bice, A., et al., 2006. Molybdenum isotope signatures in continental margin marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 723—733.
- Stein, R., 2004. Origin of marine petroleum source rocks from the Late Jurassic to Early Cretaceous Norwegian Greenland Seaway: Evidence for stagnation and upwelling. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 157—176.
- Summons, R. E., Jahnke, L. L., Hope, J. M., et al., 1999. 2-methylhopanoids as biomarkers for cyanobacterial oxygenic photosynthesis. *Nature*, 400: 554—557.
- Tyson, R. V., 2005. The "productivity versus preservation" controversy: Cause, flaws, and resolution. In: Harris, Nicholas B. ed., The deposition of organic-carbon-rich sediments: Models, mechanisms and consequences. *Special Publication—Society for Sedimentary Geology*, 82: 17—33.
- Tyson, R. V., Pearson, T. H., 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia. *Geological Society of Special Publication*, 58: 470—482.
- Veš, I., Ozsván, P., Fuó, I., et al., 2007. Extension of carbon flux estimation to oxic sediments based on sulphur geochemistry and analysis of benthic foraminiferal assemblages: A case history from the Eocene of Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248: 119—144.
- Voigt, S., Gale, A. S., Voigt, T., 2006. Sea-level change, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of Northwest Europe: An integrated palaeoenvironmental analysis. *Cretaceous Research*, 27(6): 836—858.
- Walker, J. J., Spear, J. R., Pace, N. R., et al., 2005. Geobiology of a microbial endolithic community in the Yellowstone geothermal environment. *Nature*, 434: 1011—1014.
- Wang, H. M., Ma, X. R., Liu, D., et al., 2007. Chemical variation from biolipids to sedimentary organic matter in modern oceans and its implication to the geobiological evaluation of hydrocarbon source rocks. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 748—754 (in Chinese with English abstract).

- Wilde, P., Timothy, W. L., Quinby-Hunt, M. S., 2004. Organic carbon proxies in black shales; Molybdenum. *Chemical Geology*, 206: 167—176.
- Xie, S. C., Gong, Y. M., Tong, J. N., et al., 2006. Advancement from paleontology to geobiology. *Chinese Science Bulletin*, 51(19): 2327—2336.
- Xie, S. C., Pancost, R. D., Yin, H. F., et al., 2005. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 434: 494—497.
- Xie, X. N., Yin, H. F., Xie, S. C., 2007. Comparison on forward and inverse analysis methods of marine hydrocarbon source rocks. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 861—867 (in Chinese with English abstract).
- Yan, J. X., Liu, X. Y., 2007. Geobiological interpretation of the oxygen-deficient deposits of the Middle Permian marine source rocks in South China: A working hypothesis. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 789—796 (in Chinese with English abstract).
- Yang, H., Wang, Y. B., Chen, L., et al., 2007. Calcic-microbialite as a potential source rock and its geomicrobiological processes. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 797—802 (in Chinese with English abstract).
- Yin, H. F., Ding, M. H., Zhang, K. X., et al., 1995. Dongwan-Indosinian (Late Permian-Middle Triassic) eozonotraphy of the Yangtze region and its margins. Science Press, Beijing, 338(in Chinese).
- Yin, H. F., Yang, F. Q., Xie, S. C., et al., 2004. Biogeology. Science and Technology Press of Hubei, Wuhan (in Chinese).
- Younes, M. A., 2001. Source rock-dependent biomarker properties and stable carbon isotopic composition of crude oils from West Bakr fields, onshore Gulf of Suez, Egypt; A case study. *Annual Meeting Expanded Abstracts—AAPG*, Pages 222.
- Younes, M. A., 2003. Hydrocarbon seepage generation and migration in the southern Gulf of Suez, Egypt: Insights from biomarker characteristics and source rock modeling. *Journal of Petroleum Geology*, 26: 211—224.
- Younes, M. A., Philp, R. P., 2005. Source rock characterization based on biological marker distributions of crude oils in the southern Gulf of Suez, Egypt. *Journal of Petroleum Geology*, 28(3): 301—317.
- Zhang, Y., He, W. H., Feng, Q. L., 2007. A preliminary biogeochemistry-based quantification of primary productivity of end-Permian deep-water basin at Dongpan section, Guangxi, South China. *Frontiers of Earth Science in China*, in press.
- Zhou, L., Zhou, H. B., Li, M., et al., 2007. Molybdenum isotope signatures from Yangtze block continental margin and its indication to organic burial rate. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(6): 759—766(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 胡超涌, 潘涵香, 马仲武, 等. 2007. 海相碳酸盐岩中的铁: 烃源岩古生产力评估的新指标. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 755—758.
- 黄俊华, 罗根明, 白晓, 等. 2007. 浙江煤山 P/T 之交碳同位素对有机碳埋藏的指示意义. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 767—773.
- 金之钧, 张一伟, 陈书平, 2005. 塔里木盆地构造—沉积波动过程. 中国科学(D), 35(6): 530—539.
- 康玉柱, 等. 中国主要盆地油气分布规律及勘探经验. 乌鲁木齐: 新疆科学技术出版社, 2004.
- 梁狄刚, 陈建平, 2005. 中国南方高、过成熟区海相油源对比问题. 石油勘探与开发, 32(4): 8—14.
- 马永生, 2006. 中国海相油气田勘探实例之六: 四川盆地普光大气田的发现与勘探. 海相油气地质, 11(2): 35—40.
- 秦建中, 2005. 中国的烃源岩. 北京: 科学出版社.
- 秦建中, 郑伦举, 腾格尔, 2007. 海相高演化烃源岩总有机碳恢复系数研究. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 853—860.
- 沈国英, 施并章, 2002. 海洋生态学. 北京: 科学出版社.
- 王红梅, 马相如, 刘邓, 等. 2007. 从生物脂类化合物到沉积有机质的变化及其对正演烃源岩有机质形成的启示. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 748—754.
- 谢树成, 龚一鸣, 童金南, 等. 2006. 从古生物学到地球生物学的跨越. 科学通报, 51(19): 2327—2336.
- 解习农, 殷鸿福, 谢树成, 2007. 海相烃源岩的正反演对比分析. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 861—867.
- 颜佳新, 刘新宇, 2007. 从地球生物学角度讨论华南中二叠世海相烃源岩缺氧沉积环境成因模式. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 789—796.
- 杨浩, 王永标, 陈林, 等. 2007. 地球微生物过程与潜在烃源岩的形成: 钙质微生物岩. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 797—802.
- 殷鸿福, 丁梅华, 张克信, 等. 1995. 扬子区及其周缘东吴—印支期生态地层学. 北京: 科学出版社.
- 殷鸿福, 杨逢清, 谢树成, 等. 2004. 生物地质学. 武汉: 湖北科学技术出版社.
- 周炼, 周红兵, 李荣, 等. 2007. 扬子克拉通古大陆边缘 Mo 同位素特征及对有机碳埋藏量的指示意义. 地球科学——中国地质大学学报, 32(6): 759—766.