



中国元古宇烃源岩成烃特征及勘探前景

赵文智, 王晓梅*, 胡素云, 张水昌, 王华建, 管树巍, 叶云涛, 任荣, 王铜山

中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

* 通讯作者, E-mail: wxm01@petrochina.com.cn

收稿日期: 2018-06-04; 收修改稿日期: 2018-11-04; 接受日期: 2018-11-30; 网络版发表日期: 2019-03-28

国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC0603101)、国家自然科学基金项目(批准号: 41530317、41602144)、国家重大科技专项项目(编号: 2016ZX05004001)和中国石油天然气集团公司项目(编号: 2016A-0200)资助

摘要 世界范围已发现大量元古宇油气藏. 中国元古宇分布面积广, 四川盆地震旦系大型气藏和华北中元古界大量液态油苗的发现, 证实中国元古宇油气勘探潜力值得高度重视. 文章探讨了元古宇烃源岩发育主控因素, 指出活跃的大气环流和天文旋回驱动上升洋流和陆表径流提供营养源, 海洋表层氧化水体为生物勃发提供适宜生存环境; 大陆开裂导致的火山活动和陆地风化作用向海洋注入大量营养物质, 导致低等生物繁盛; 海洋深部广泛的厌氧水体为有机质保存创造了良好条件. 真核生物的出现, 使得源岩生烃母质构成呈多样性, 有效提升了油气生成潜力. 通过跨克拉通地层对比, 明确中国元古宇发育7套富有机质优质烃源岩, 主要发育于间冰期, 具全球可比性. 华北地区洪水庄组和下马岭组是已证实的中元古界烃源岩, 早元古界长城系有可能成为鄂尔多斯盆地潜在气源岩; 新元古界大塘坡组和陡山沱组烃源岩在上扬子地区广泛分布, 是四川盆地震旦系大型气藏和鄂湘黔地区新元古界页岩气藏的主要气源之一. 南华系在塔里木盆地可能存在高有机质丰度页岩, 但仍需证实. 中国三大克拉通地块可能皆发育元古宇烃源岩, 是值得高度关注的主要接替勘探领域.

关键词 中新元古界, 烃源岩, 成烃特征, 接替领域

1 引言

早期研究认为, 显生宙以前的烃源岩沉积相当有限, 大范围有效烃源岩只分布在寒武纪以后地层中. 90%以上的油气资源分布在显生宙, 而历时长达20亿年之久的元古宙, 其油气资源量不足0.2%(Klemme和Ulmishek, 1991). 已发现的前寒武系油气藏为数不多, 且多为“新生古储”型, 如华北油田雾迷山组碳酸盐岩油藏, 就是源于第三系沙河街组泥质页岩(王铁冠和韩

克猷, 2011).

近年来, 随着勘探不断深入, 全球范围内除南极洲外, 几乎所有大陆的元古宇都发现商业性原生油气聚集, 如俄罗斯西伯利亚地台和伏尔加-乌拉尔地区、阿曼Salt盆地、印度和巴基斯坦等地区的中新元古界至下寒武统油气已经得到工业开发(Craig等, 2009, 2013; Bhat等, 2012). 澳大利亚北部McArthur盆地和南部Adelaide地区、西非Taoudeni盆地、北美五大湖区和巴西São Francisco盆地等地区的元古宇也成为近年来

中文引用格式: 赵文智, 王晓梅, 胡素云, 张水昌, 王华建, 管树巍, 叶云涛, 任荣, 王铜山. 2019. 中国元古宇烃源岩成烃特征及勘探前景. 中国科学: 地球科学, 49: 939–964, doi: 10.1360/N072018-00158

英文引用格式: Zhao W, Wang X, Hu S, Zhang S, Wang H, Guan S, Ye Y, Ren R, Wang T. 2019. Hydrocarbon generation characteristics and exploration prospects of Proterozoic source rocks in China. Science China Earth Sciences, 62: 909–934, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9312-4>

的勘探重点(Craig等, 2009, 2013; Hlebszevitsch等, 2009). 在McArthur盆地, 目前已发现古元古代Barney Creek(16.4亿年)页岩气区的地质储量达4000多亿立方米(Ahmad等, 2013), 中元古代Middle Velkerra(14.0亿年)页岩气区的地质储量超百亿吨油气当量(Schaefer, 2017). 中国四川盆地威远气田灯影组迄今已累计生产天然气150多亿立方米, 安岳大型气田的发现使得川中磨溪-高石梯等地区震旦系-寒武系探明储量不断增加, 达 $8102 \times 10^8 \text{ m}^3$, 其中灯影组 $3698 \times 10^8 \text{ m}^3$ (杜金虎等, 2014; 邹才能等, 2014). 最近在宜昌地区陡山沱组页岩也发现活跃的天然气显示. 在华北克拉通燕山地区, 中元古代地层中的油苗多达200余处(王铁冠和韩克猷, 2011), 其中下马岭组沥青砂岩古油藏的估算规模高达7~10亿吨(刘岩等, 2011). 由此看来, 古老的元古宙地层不但具有生油气潜力, 也可以形成工业性油气聚集.

本质上讲, 沉积盆地中烃源岩发育程度决定了油气资源潜力, 而烃源岩发育与初级生产力和有机质富集密切相关. 显生宙以来, 大气海洋环境适宜, 各种海相浮游生物和细菌是有机碳的主要母质来源; 中泥盆世以后, 陆地植物出现, 并广泛分布, 成为陆源有机质提供者. 然而, 在漫长的前寒武纪, 尤其是在中元古代, 极低的大气氧含量(有学者认为小于目前的0.1%)和广泛发育的硫化-铁化海洋环境(Planavsky等, 2011, 2014; Och和Shields-Zhou, 2012; Lyons等, 2014), 决定了有机质的主要制造者可能并不是真核藻类, 而是蓝细菌等厌氧光合细菌和营化能自养作用的古细菌(Blumenberg等, 2012; Lenton等, 2014; Brocks等, 2017). 微生物种类相对单一, 且生油气的类脂物含量极低, 生烃潜力明显异于显生宙(Peters等, 2005; 谢柳娟等, 2013). 因此, 如何认识前寒武纪有机质富集条件、烃源岩发育环境、生烃母质构成及生油气潜力, 显然需要运用不同于显生宙的视角和方法来加以研究和评价.

本文拟在探讨元古宇烃源岩形成的构造、大气、海洋和微生物背景的基础上, 探索地球早期环境和生物演化与烃源岩及油气系统形成的耦合关系, 为中国元古宇烃源岩发育及生油气潜力评价提供理论依据, 明确其勘探现实性和成藏规模性, 为古老油气勘探提供指导方向.

2 元古宇烃源岩的发育与分布

2.1 从全球古大陆演化看中国三大克拉通烃源岩的发育

纵观地球发展演化史, 周期性张开(超大陆裂解成小大陆)和闭合(小大陆会聚成超大陆)是地壳构造运动的主要表现(Nance等, 1988). 25亿年以来, 已知至少有五次超大陆的汇聚和裂解(Nance等, 2014). 其中, Columbia超大陆(2.1~1.4Ga)和Rodinia超大陆(1.2~0.6Ga)的聚散(Zhao等, 2004; Li等, 2008), 明显控制着中国华北、扬子和塔里木三大克拉通的基底拼合及之后的裂解, 在克拉通边缘和内部形成规模巨大的中新元古代裂谷系(图1; 管树巍等, 2017).

华北克拉通早-中-新元古界裂谷均有发育, 南缘熊耳(1.8Ga)、北部燕辽(1.67Ga)与白云鄂博(1.35Ga)、东南缘徐淮(0.9Ga)裂谷盆地依次打开, 且克拉通内部目前尚未发现与聚合事件有关的岩浆记录, 暗示华北克拉通可能在整个中元古代一直处于拉伸构造背景(管树巍等, 2017). 在燕辽裂谷, 自常州沟组至下马岭组的连续沉积厚达万米(图2a), 与Columbia超大陆的裂解进程几乎一致, 表现为早期裂谷发育时的长城系海相碎屑岩沉积、中期裂谷扩展期的蓟县系碳酸盐岩沉积和晚期裂谷稳定时的下马岭组泥岩沉积等三个阶段, 并依次形成串岭沟组砂质泥页岩(1.64Ga)、高于庄组灰质泥岩(1.56Ga)、洪水庄组云质和硅质页岩(~1.45Ga)、下马岭组硅质泥页岩(1.40Ga)等四套富有机质沉积(孙枢和王铁冠, 2016). 南缘熊耳裂谷发育崔庄组黑色页岩(1.64Ga), 应为串岭沟组同期沉积(图2b). 该套烃源岩极有可能在鄂尔多斯盆地西缘和南缘的晋陕、定边和贺兰裂陷槽内也有发育.

扬子克拉通形成于中元古代末期-新元古代早期(1.1~0.85Ga), 裂谷盆地则主要发育在820~635Ma. 南华纪以板内拉张活动为主、震旦纪为克拉通拗陷沉积(汪泽成等, 2014). 南华纪裂陷盆地主要分布在上扬子克拉通东侧, 呈北东向延展, 具地垒、地堑式结构. 湘桂、康滇裂谷内沉积的一套由粗变细的裂陷层序(图2c~2e), 代表了Rodinia超大陆新元古代中后期裂解在扬子克拉通的响应(孙枢和王铁冠, 2016). Sturtian和Marinoan两次全球性冰期事件将湘黔桂等地的原裂谷、拗陷盆地依次“填平补齐”, 形成大塘坡组、陡山

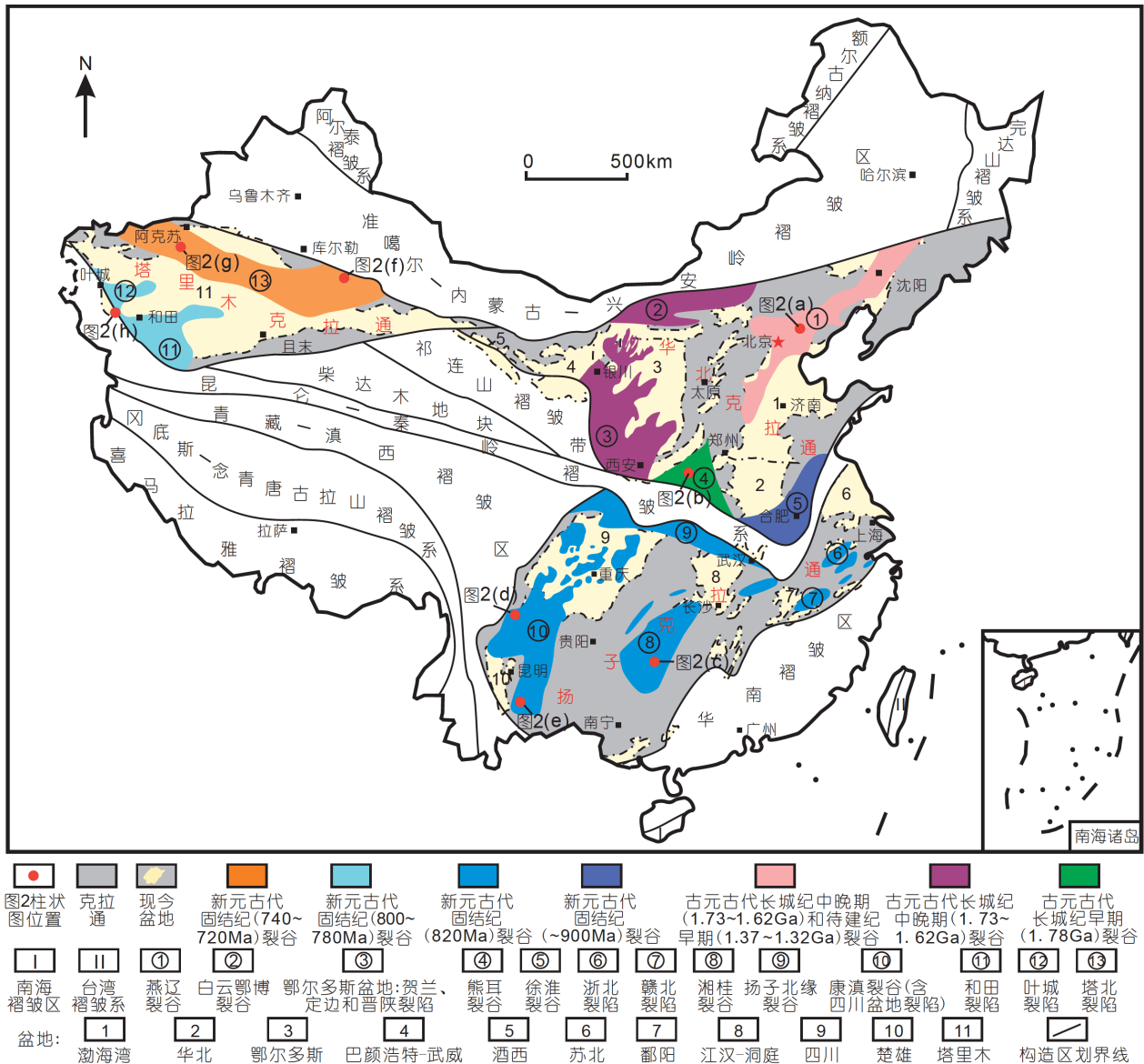


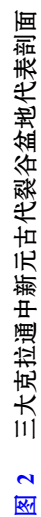
图 1 华北、扬子和塔里木克拉通元古宙裂谷和裂陷分布图

据管树巍等(2017)

沱组两套新元古界烃源岩, 代表了间冰期、冰后期的富有机质沉积。有证据显示, 四川盆地内部深层也可能存在南华纪裂谷盆地, 同样为北东向展布, 且受基底断裂控制, 目前已有少量钻井钻遇陡山沱组暗色泥岩(汪泽成等, 2014)。至震旦纪末, 全球性冰期结束, 快速海侵使整个扬子连成一片, 广泛发育早寒武世优质烃源岩。

塔里木与扬子较为类似, 在新元古代早期形成统一的克拉通基底(Xu Z Q等, 2013; Gao等, 2015); 之

后, 进入克拉通内演化阶段。东北缘库鲁克塔格(图2f)、塔西北阿克苏(图2g)和塔西南铁克里克地区(图2h)均发育由粗到细快速变化的裂谷早期充填序列, 指示塔里木克拉通依次经历了南华纪断陷、震旦纪拗陷阶段, 最终演化成被动陆缘。但南部裂谷的发育与南华纪早期全球性超级地幔柱活动密切相关, 表现为北东走向深入克拉通内部的拗拉槽; 北部裂谷则主要受控于超大陆边缘大洋壳俯冲产生的弧后伸展作用, 呈东西向狭长带状贯穿整个盆地, 呈现出明显的南北差



剖面位置见图1;华北地区参考王鸿祯(1985)、翟明国(2013);扬子地区参考Wang和Li(2003);塔里木地区参考Zhao等(2014)

异(任荣等, 2017). 塔里木克拉通裂谷盆地的演化不仅决定了同裂谷期烃源岩的分布, 更有可能控制了早寒武世玉尔吐斯组烃源岩的展布, 使后者呈现“向前相似”的特点(任荣等, 2017).

由此来看, 中国三大克拉通元古宇烃源岩形成均与超大陆裂解期的裂谷活动有关. 这些裂谷作为克拉通最早期盆地, 为烃源岩发育提供有利场所; 同时裂谷演化过程中, 陆源碎屑物质输入和上升洋流也为元古宙海洋带来大量营养物质, 促进了初级生产力勃发和有机质制造, 最终控制了烃源岩的发育和分布.

2.2 从气候演化轮回看元古宇烃源岩发育环境

越来越多的证据也表明, 全球性冰期之后的海平面快速上升与局部的盆地发育和裂谷活动耦合, 更容易形成富有机质沉积, 由此导致气候变化、海平面升降和烃源岩规模性分布之间存在较好的对应关系(Craig等, 2009). 目前冰期形成与结束的原因尚不清楚. 基于显生宙的研究结果认为, 冰期形成与低日照量、低温室气体含量有关, 而冰期结束则对应着高日照量、高温室气体含量(Meyers和Bernasconi, 2005; Algeo等, 2014). 日照量变化被认为与天文轮回有关, 而温室气体含量高低则一般与火山活动和超大陆聚散有关, 因此, 气候轮回可能最终受控于天文轮回和超大陆轮回(Hays等, 1976; Kump等, 2000).

在太古宙时期, 高含量温室气体(CH_4 、 CO_2 、 H_2O 等)使得早期地球表面温度可能高达 $55\sim 85^\circ\text{C}$ (Knauth和Lowe, 2003). 蓝细菌等光合作用生物为地球上带来 O_2 , 同时细菌硫酸盐还原作用抑制 CH_4 释放; Keroland超大陆在古元古代初期形成, 强的陆地风化作用消耗大量 CO_2 , 而弱的火山活动使得 CO_2 不能得到有效补充, 综合作用使得大气中温室气体含量急剧下降, 最终导致休伦冰期($2.4\sim 2.1\text{Ga}$)形成(Kopp等, 2005; Strand, 2012). 在其间冰期和冰后期, 形成了全球最古老的规模性有机碳沉积(图3-①; Craig等, 2013).

进入中元古代, 温室气体含量持续降低, 温室效应逐渐减弱(Pavlov等, 2003; Riding, 2006). 有报道称, 在刚果、安哥拉北部和加蓬南部、印度和格陵兰等地, 可能存在 $1.7\sim 1.3\text{Ga}$ 期间的中元古代大冰期, 但尚待进一步确认. 在中国并未发现中元古代冰期记录, 也可能是与当时的板块位置有关. 华北蓟县系数千米厚的微生物碳酸盐岩连续沉积也表明, 当时的气候条件应该

是温暖湿润的. 也因此形成了高于庄组、洪水庄组和下马岭组等数套烃源岩沉积, 且有机质含量高, 沉积厚度大. 巴西São Francisco盆地有证据显示, 中元古代末期($\sim 1.1\text{Ga}$)可能存在冰期事件(Geboy, 2006). 此次冰期后的全球性烃源岩发育, 对应于中国神农架群的郑家娅组(图3-④).

新元古代冰期事件是最为人熟知的. 大塘坡组和陡山沱组烃源岩分别形成于Sturtian和Marinoan两次全球性冰期之后. 再加上之前的Kaigas和之后的Gaskiers两次区域性冰川事件, 地球在新元古代后期的2亿年内出现了4次不同规模的冰期事件, 也被称之为“雪球事件”. 从某种角度上讲, 或许也可以把这四期冰期看作一次大的冰期事件, 类似于 $24\sim 21$ 亿年前的休伦冰期, 同样是由多期不同规模的冰期事件组成. 大塘坡组、陡山沱组乃至下寒武统筇竹寺组可视为间冰期和冰后期发育的烃源岩.

通过沉积记录和烃源岩层位可以看出, 中新元古界烃源岩多形成于超大陆裂解期, 间冰期或冰后期的气温快速转暖、冰川迅速融化所导致的海平面快速上升期(图3). 海平面上升使得水体变深, 海水覆盖面积变大, 陆棚大面积形成; 冰川融化使得陆表径流增加, 营养物质输入海洋, 引起低等生物繁盛(Brocks等, 2017). 超大陆裂解以及冰期后活跃的火山活动释放温室气体和超量放射性物质, 也可能导致微生物超速生长(Cheng等, 2014).

2.3 中国元古宇烃源岩的最新揭示与变化

随着油气勘探逐步向深层-超深层、古老地层及非常规等领域拓展, 盆地深部及外缘的元古宇烃源岩得到重视. 四川、塔里木和鄂尔多斯盆地深部震旦系、南华系和长城系烃源岩的规模性和有效性也亟需证据支持.

上扬子区近年来在新元古界-下古生界天然气勘探中屡获突破. 安岳气田灯影组天然气藏被认为是来自震旦系灯影组-寒武系筇竹寺组源岩的贡献(孙枢和王铁冠, 2016). 灯三段泥质烃源岩TOC含量介于 $0.04\%\sim 4.73\%$, 平均为 0.65% , 川中地区厚度在 $10\sim 30\text{m}$, 总生气强度可达 $(15\sim 28)\times 10^8\text{m}^3/\text{km}^2$, 具备形成大气田的气源条件(魏国齐等, 2017). 陡山沱组因盆内钻井钻遇较少, 前期一度不被看好. 近期, 根据盆地地震的层位解释, 汪泽成等(2014)发现灯影组底界以下的反射

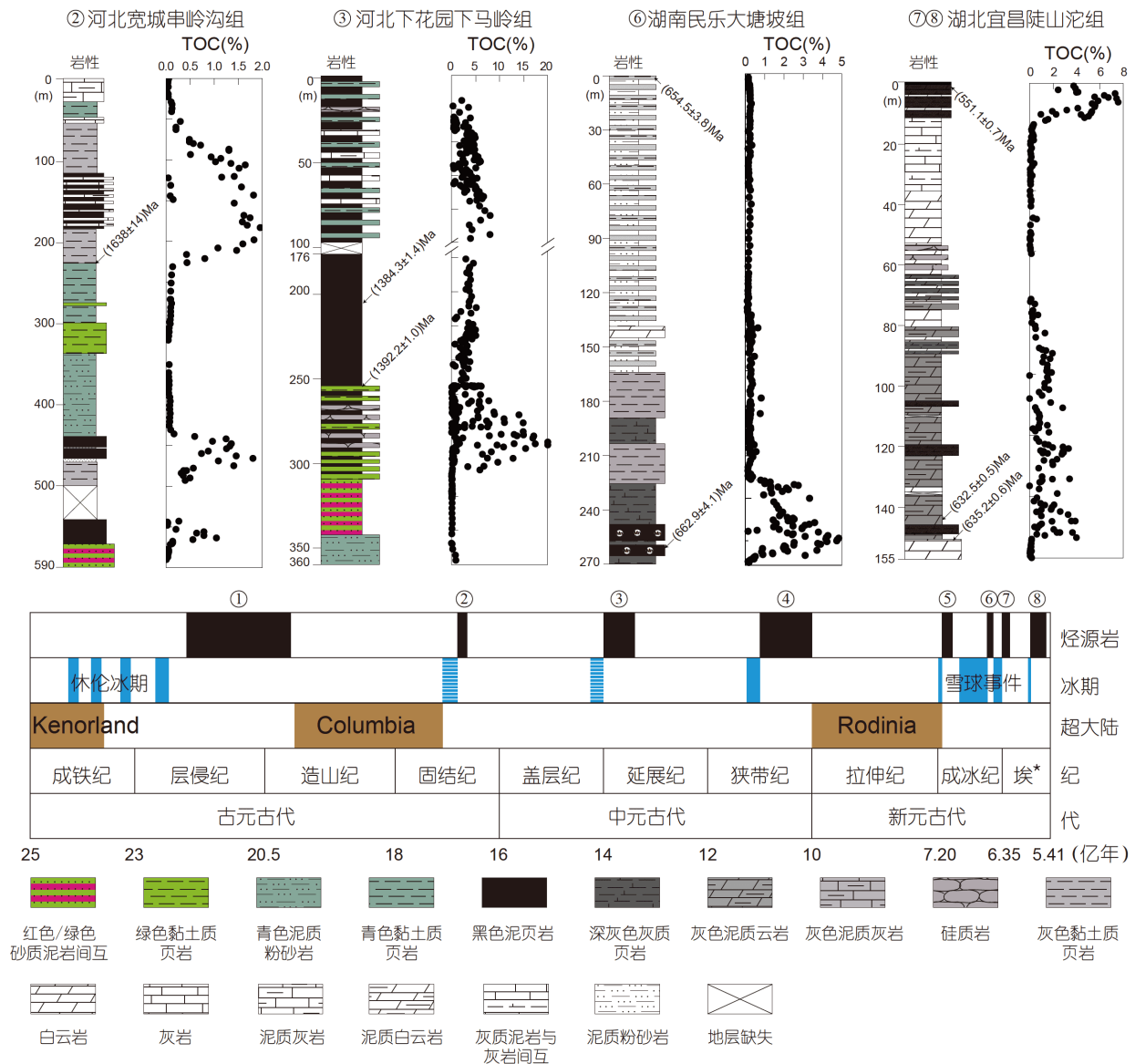


图3 中国典型元古宇烃源岩有机质丰度剖面及对应的超大陆和冰期旋回

埃*, 指埃迪卡拉纪。陡山沱组TOC数据引自McFadden等(2008); 下马岭组TOC数据引自Zhang等(2015)

层具有向古隆起超覆沉积的特征, 层位应归属陡山沱组, 进而推测资阳古隆起两侧的川西、川东地区可能均存在陡山沱组烃源岩, 厚度在20~60m。而在四川盆地外缘, 近两年完钻的鄂阳页1井、鄂宜页1井和鄂宜地3井, 相继在宜昌地区的陡山沱组四段和二段发现页岩气显示, 进一步证实新元古界烃源岩良好的生油气潜力。

在华北鄂尔多斯盆地, 桃59井钻遇长城系灰黑色页岩约3m(未穿), 岩屑样品现场热解TOC最高可达

3.0%以上, 等效镜质体反射率(R_o^E)值约1.8%~2.2%; 近期完钻的济探1井在长城系再获30余米厚暗色泥岩, 热解TOC普遍在0.2~0.9%。该套烃源岩在地震剖面上对应一组强反射, 指示深部厚层泥页岩的存在。多条地震剖面也显示长城系裂陷槽内普遍发育此套强波反射, 进而推测盆地内部长城系规模性烃源岩存在可能性极大(赵文智等, 2018)。而在燕辽的冀北凹陷, 蓟县系高于庄组、雾迷山组、洪水庄组、铁岭组和待建系下马岭组均发现液态油苗(图4a~4e); 下马岭组还发现

大量沥青砂岩和原位未熟-低熟沥青(图4f), 被认为是古油藏破坏后的产物(孙枢和王铁冠, 2016). 基于层序地层厚度分析、油源对比和成藏史分析, 王铁冠等(2016)提出, 下马岭组底部古油藏早期成藏的油源可能来自高于庄组, 而液态油苗可能源自洪水庄组. 由此表明, 中元古界烃源岩同样具有好的生气潜力.

与扬子和华北不同的是, 塔里木作为中国最大的陆上含油气盆地, 经过多年勘探开发, 在震旦系、寒武系至古近系等地层均发现商业油气显示, 然而对于台盆区海相原油的油源一直未有定论. 目前所发现的油气资源量与盆内烃源岩规模并不相符. 下寒武统玉尔吐斯组和中、上奥陶统烃源岩的厚度、广度和有机质丰度并不足以支撑当前的油气发现. 因此, 塔里木盆地有可能尚未找到真正的主力烃源岩. 塔西南、塔西北和库鲁克塔格的震旦系露头均可见数百米厚冰期后暗色泥岩, 其中苏盖特布拉克组底部和水泉组可见薄层暗色泥粉砂岩, 盆地边缘的柯坪和叶城等地露头也发现南华系暗色泥岩. 但在盆地内部, 南华系-震旦系沉积物埋深普遍达8000m以上, 较少有钻井钻遇, 烃源岩质量和规模性仍有待证实.

2.4 中国元古宇烃源岩发育情况

中国三大克拉通的元古宙裂谷体系为烃源岩发育提供有利场所, 且裂谷发育期丰富的陆源营养物质输入, 有利于初级生产力勃发和烃源岩形成, 因此中国三大陆块均发育元古宇烃源岩. 通过地层沉积年龄数据对比(图5)和地球化学分析, 厘定出以下5个主要的烃源岩发育期和7套主要的元古宇烃源岩(表1):

(1) 古元古代末期: 主要发育在华北克拉通. 燕辽地区串岭沟组(1.64Ga)黑色页岩平均TOC可达1.2%, 有效烃源岩(TOC>0.5%)厚度240m(图3). 晋南-豫西和鄂尔多斯盆地南缘的崔庄组(1.64Ga)黑色泥岩有机碳为0.5~0.8%, 露头出露厚度约22m. 鄂尔多斯盆地北缘长城系书记沟组黑色泥页岩的平均TOC达3.8%, 厚100~400m.

(2) 中元古代早期: 主要发育在华北克拉通. 燕辽地区高于庄组(1.56Ga)张家峪亚段是一套黑色-灰黑色泥质白云岩和云质泥岩沉积, 最高TOC达4.7%, 平均可达1.6%, 有效烃源岩厚度约250m.

(3) 中元古代中期: 主要发育在华北克拉通. 洪水庄组(1.45Ga)和下马岭组(1.39Ga)是燕辽地区最优质的

的两套烃源岩. 洪水庄组黑色泥页岩TOC多在0.5%以上, 平均可达4.1%, 有效烃源岩厚度约60m; 下马岭组黑色页岩TOC一般为3%~5%, 最高可达20%以上, 有效烃源岩厚度约250m(图3).

(4) 中元古代末期: 在神农架地区小范围发育. 郑家娅组(1.10Ga)黑色页岩TOC在1.5%~10.0%, 露头出露厚度在50m以上. 滇西-川西的昆阳群、峨边群的黑色页岩、千枚岩可能也属于同期沉积, 但尚缺乏相关TOC数据的报道.

(5) 新元古代: 主要发育在扬子和塔里木克拉通. 中上扬子大塘坡组(0.66Ga)和陡山沱组二段(<0.63Ga)、四段(0.58Ga, 与下扬子蓝田组对应)黑色页岩分别是Sturtian、Marinoan冰期后的富有机质沉积, TOC一般在1%以上, 有效烃源岩厚度多在50m以上(图3). 塔里木库鲁克塔格地区的育肯沟-水泉组, TOC最高可达0.7%, 厚度50m以上, 但烃源岩的有效性仍有待证实.

3 元古宇烃源岩特征

在中国元古宇海相沉积体系中, 碳酸盐岩是最主要的沉积岩类型, 但大量样品的分析与统计结果表明, 高有机质丰度泥页岩才是最主要的烃源岩(陈建平等, 2013). 由此说明元古宇烃源岩并不是随处可见的, 其层位和空间分布均有着一定的客观规律. 从长城系串岭沟组到震旦系陡山沱组, 10亿年时间段内发育7套烃源岩, 无不代表着当时地球在大气组成、古海洋环境以及微生物构成方面的特殊性. 至少是相互之间的耦合性, 才造就了规模性烃源岩的发育.

3.1 大气背景

近十余年的研究表明, 元古宙之前的地球大气圈组成可能以 H_2 、 CO_2 、 CH_4 等还原性气体为主, 自由氧浓度极低, 显著异于显生宙. 大气成氧过程对早期地球表层系统和生物圈演化影响巨大. 没有大气圈氧化, 就不可能有海洋氧化, 也可能不会有真核生物或后生动物的发展. 而大气成氧过程主要由光合产氧细菌和真核藻类及其产生的氧气与 CH_4 、 CO_2 等温室气体相互作用、平衡的结果. 因此, 大气组成的改变一定程度上影响了烃源岩形成期的古气候特征、古海洋环境和成烃母质.

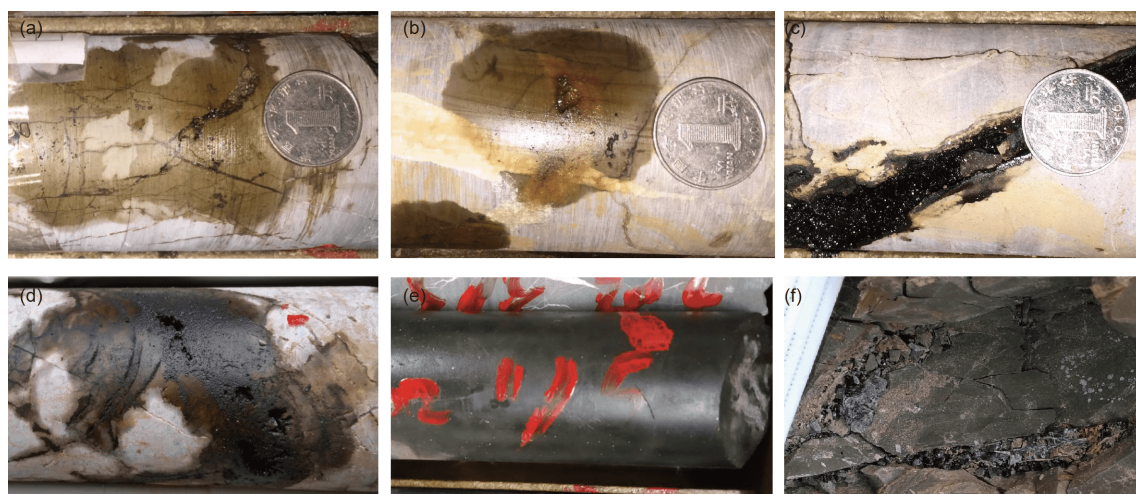


图4 燕辽凹陷中元古代油气显示

液态可动油显示: (a) 下马岭组白云岩-宽城; (b) 铁岭组白云岩-宽城; (c) 洪水庄组白云岩-宽城; (d) 雾迷山组白云岩-宽城; (e) 高于庄组灰质泥岩-宽城. 沥青显示: (f) 下马岭组绿色粉砂质泥岩-下花园

当前研究一般把大气圈演化划分为3个阶段: (1) 2.4Ga之前: 完全无氧或低于现代大气水平(PAL)的0.01%; (2) 2.4~0.8Ga: 大气氧含量开始上升, 但仍低于10% PAL; (3) 0.8Ga之后: 大气氧含量进一步上升, 达到或接近显生宙水平, 并持续至今(Lyons等, 2014; 图6). 大量地球化学研究表明, 由古元古代早期和新元古代两次成氧事件分割的大气圈演化三阶段模式, 主体框架应该是对的, 并得到广泛接受, 但有关大气成氧的细节过程仍有不同看法.

古元古代2.45~2.35Ga期间, 被认为是地球历史上的首次成氧期, 也称之为大氧化事件(GOE)(Scott等, 2008). 所依靠地质记录包括碎屑黄铁矿、富铀易氧化矿物和陆相红层的出现, 以及条状带铁质建造(BIF)和厚层菱铁矿规模性沉积的消失等; 地球化学记录中最重要的标志则是该时期的“非质量硫同位素分馏”(MIF-S)现象(Farquhar等, 2002). 实验证实, MIF-S在有氧条件下不会发生; 而当氧含量低于 10^{-5} (<0.01% PAL)时, 超紫外线光解会导致MIF-S, 进而产生较大的 $\Delta^{33}\text{S}$ 值. 因此, 2.45Ga之前普遍存在的MIF-S, 在此后趋于0, 被认为是确定地球上大气氧出现的最可靠证据(图6). 该时期大气氧增加可能与早期微生物活动密切相关.

中元古代是地球演化的“中世纪”. 与古元古代和新元古代所发现的冰期、增氧、富铁沉积、生物辐射、黑色页岩全球性沉积等重大地质事件记录相比, 中元古代显得颇为乏味, 地球化学记录也十分“平坦”,

一度被认为是“无聊的十亿年(Boring Billion)”. 有学者认为, 大气氧含量可能仍低于0.1% PAL, 不足以维持动物生存需要, 甚至到“雪球事件”前都处于较低水平(Planavsky等, 2014). 这种大气成氧过程的减缓, 甚至停止的原因目前尚不清楚, 推测可能与真核生物演化停滞和富 H_2S 水体广泛发育有关(Lyons等, 2014). 但基于中国华北下马岭组的研究, Zhang等(2016)提出14亿年前的大气氧含量可能已经高达4% PAL, 足以满足海绵等早期动物的呼吸需要. 因此, 中元古代大气氧含量目前仍存在争议, 并成为当前中元古代研究的焦点问题. 而这项争议的解决, 无疑将会对我们进一步认识中元古代地球环境和生态构成有着重要意义.

进入新元古代, 真核藻类开始辐射, 并成为地球上主要的氧气制造者(Brocks等, 2017). 黑色页岩的全球性广泛发育也表明当时初级生产力十分庞大, 能够在向大气中释放足够多的氧气, 并吸收 CO_2 、 CH_4 等温室气体, 使得地球温度下降, 使之符合耗氧生物的生存需要. 新元古代增氧事件(NOE), 可能使得大气氧含量达到或接近显生宙水平, 改变了古海洋氧化还原程度, 使得海洋深部开始氧化, 彻底激发了生命演化进程(Och和Shields-Zhou, 2012). 在中国扬子陡山沱组黑色页岩中, Mo、V等氧化还原敏感性元素的含量突然上升, 且与有机质含量共变(图6), 表明陆上有氧风化显著增强, 使得海洋中Mo、V的输入通量大大增加, 从侧面反映了当期大气氧含量的一次跃升(Sahoo等, 2012).

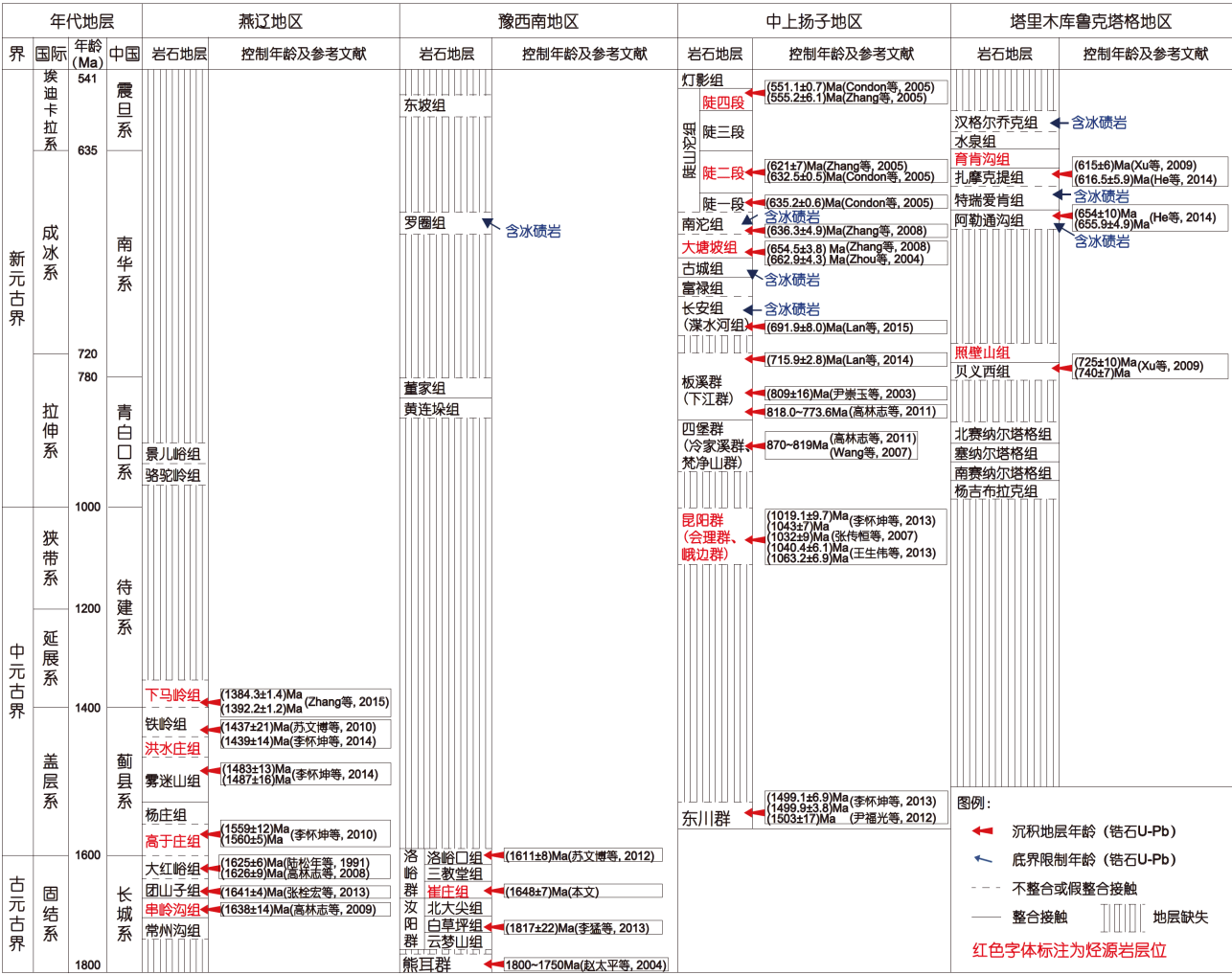


图 5 中国元古宙地层格架及年龄数据

表 1 中国元古宇烃源岩地球化学参数^{a)}

地区	序号	时代	年代(Ga)	TOC(%) (均值)	HI(mg g ⁻¹ TOC)	T _{max} (°C)/R _O ^F (%)	厚度(m)
塔里木	7	育肯沟-水泉组	<0.63	0.2~0.7(0.4)	50	455/	50
	7	陡四段、蓝田组	0.58	0.5~14(3.6)	10	510/	12
扬子	6	陡二段	0.63	1.09~3.4(2.9)	5	508/2.8	70
	5	大塘坡组	0.66	0.5~4.9(2.8)	4	/2.3	40
	4	下马岭组	1.39	0.6~20(5.2)	360	440/	250
华北燕辽	3	洪水庄组	1.45	0.4~6.2(4.1)	261	450/	60
	2	高于庄组	1.56	0.2~4.7(1.6)	42	520/	250
	1	串岭沟组	1.64	0.1~2.6(1.2)	28	510/	240
鄂尔多斯盆地	1	书记沟组(北)	\	(3.8)	\	/2.0~3.0	100~400
	1	崔庄组(南)	1.64	0.2~0.8(0.52)	5	580/2.5~3.0	20~40

a) \代表无数据

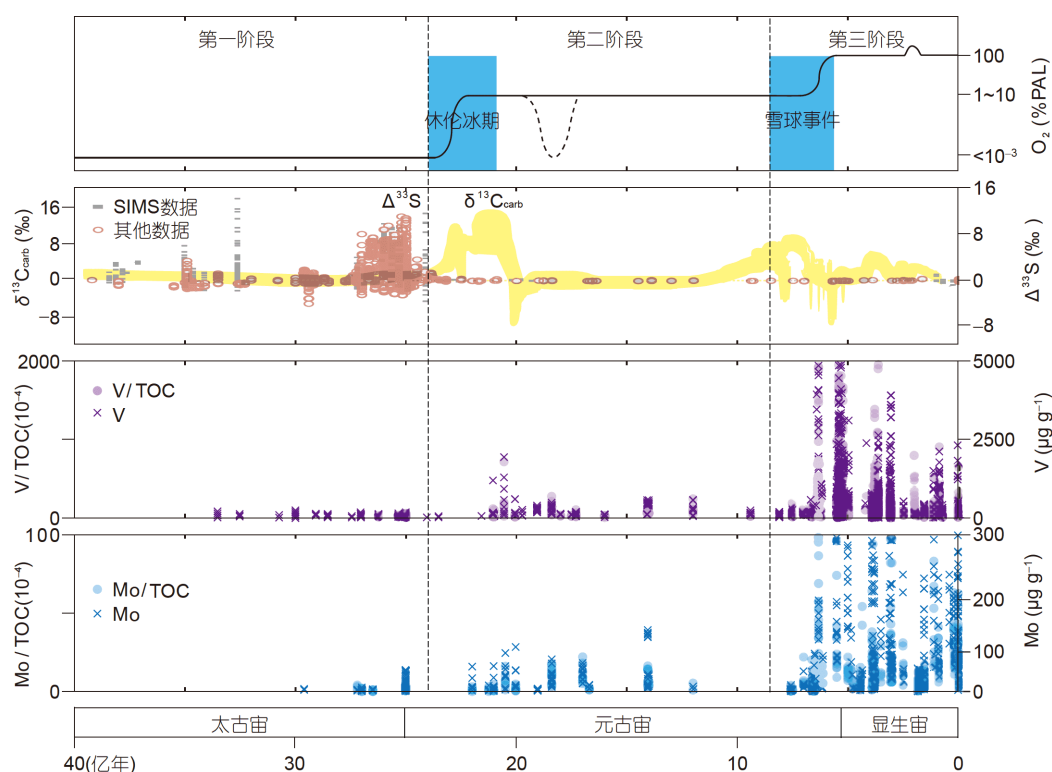


图6 地史时期大气氧含量变化

据Sahoo等(2012)和Lyons等(2014)修改

看似巧合其实又有着必然联系的是, 古元古代GOE和新元古代NOE与休伦冰期、雪球事件的启动时间基本吻合。这表明光合作用产氧细菌和真核藻类消耗大气中的 CH_4 、 CO_2 等温室气体或抑制其排放, 并提供了氧气, 进而导致地球降温乃至进入冰期。而大气氧含量升高也促进了真核藻类辐射以及后生动物演化, 并在氧气制造和消耗方面达到平衡。因此, 地球早期大气氧含量的变化, 一定程度上反映了初级生产力的变化趋势, 也控制了古海洋的氧化还原条件和有机质的埋藏环境, 进而决定了烃源岩的形成与否。

3.2 母质特征

生物体内有机组成的不同决定了沉积有机质组成的差异性, 这是影响烃源岩质量的一个重要因素。显生宙烃源岩的母质生物主要包括浮游藻、底栖藻和细菌三大类(张水昌等, 2005)。对于元古宙生物来讲, 富有机质沉积物的存在证明它们具有强大的有机质制造能力。然而, 元古宙处于生物演化的初始阶段, 生命经历了从无到有, 从低等到高等, 从原核类到真核类等数次

革命性演变(图7)。同时, 元古宙生物一般个体微小, 很难在富有机质层段中找到相关实体化石的痕迹。在这种情况下, 具有明确生物学意义的分子化石(又称生物标志化合物, 简称生标)成为元古宙有机质生源和生命起源研究的主要手段(Peters等, 2005; Brocks和Banfield, 2009)。因此, 元古宙生物, 尤其是烃源岩的母质生物研究, 必须综合考虑实体化石和分子化石的证据。

研究认为, 地球生命可能起源于深海环境中不具光合作用功能的化能自养细菌类(如甲烷菌等)(Kasting和Siefert, 2002; Schopf, 2006)。分子化石证据显示, 最早具光合作用的自养蓝细菌可能始于太古宙(>2.78Ga), 并在太古宙和元古宙富有机质页岩中被大量检出(Brocks等, 1999; Summons等, 1999)。根据生命活动特征和硫同位素显著分馏, 推断硫细菌可能在太古宙已经存在(Shen等, 2001), 其分子化石在古元古代末期Barney Creek组HYC页岩(~1.64Ga)中被大量检出(Brocks等, 2005)。对于真核生物, Brocks等(1999)曾在澳大利亚Jeerinah页岩(~2.69Ga)中检测到最古老的分子化石信息——甾烷。但近年来, 古老沉积物中甾烷的

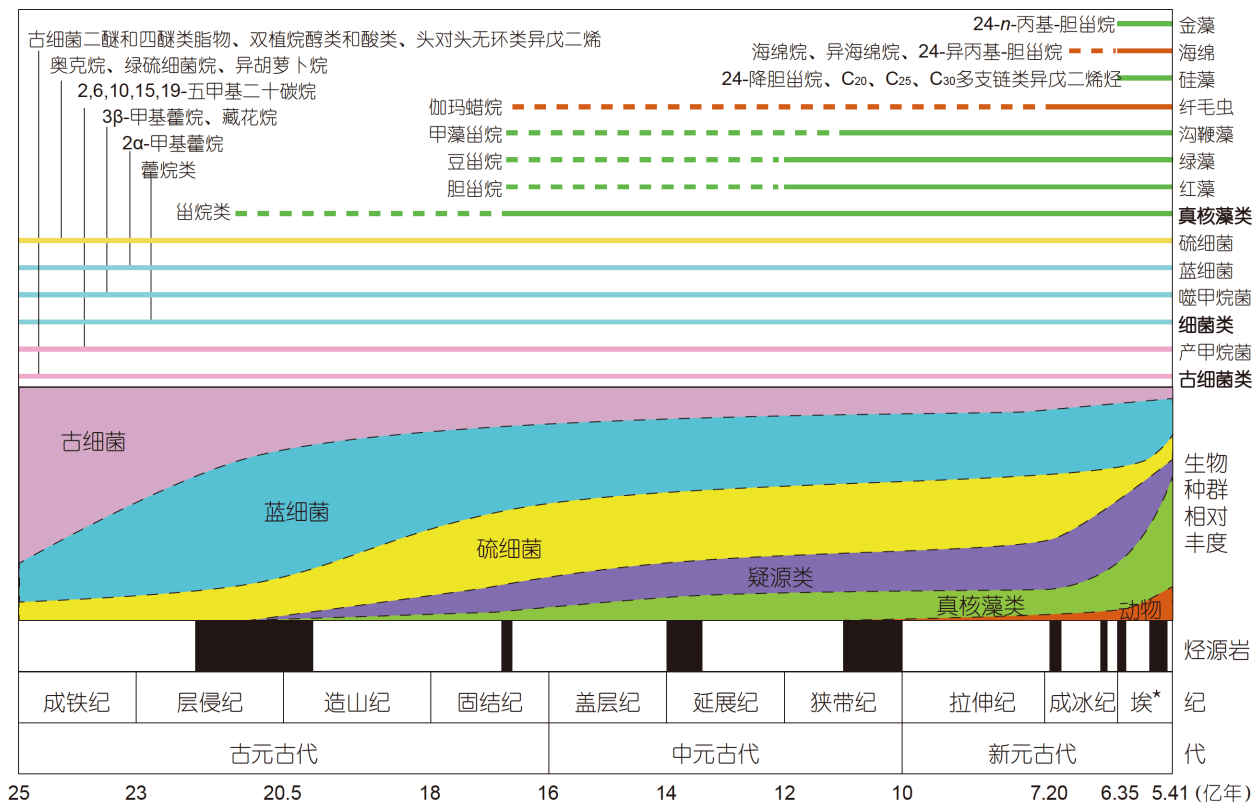


图 7 元古宙生物演化趋势及生标证据

埃*, 指埃迪卡拉纪

原生性鉴定遭遇挑战, 这些甾烷类生标可能来自于烃类运移、钻井以及实验分析中的污染(French等, 2015). 然而, 北美Negaunee-Iron组(2.10Ga)发现最古老大型真核藻类*Grypania*实体化石(Han和Runnegar, 1992), 中国华北地区长城系地层(1.7~1.6Ga)发现大量具有有机壁和多细胞结构的宏观藻类化石(Zhu和Chen, 1995; Lamb等, 2009; Peng等, 2009), 从形态学和系统发育关系上, 证明真核生物在古元古代已经出现, 早于之前认为的中元古代Roper群(~1.40Ga)(Javaux等, 2004; Knoll等, 2006). 然而, 真核生物化石的零散出现和低丰度分布难以将它们归为早期沉积有机质的主要制造者. 依据分子化石证据建立的“生命进化树”, 也显示早期生命形式和有机质制造者主要为古细菌类和原核细菌类, 尤其是蓝细菌(Brocks和Pearson, 2005).

中元古代是地球上菌藻类蓬勃发展的时期, 以硫细菌、蓝细菌数量急剧增多和疑源类、真核宏观藻类大量出现最为特征, 标志着早期地球生物群落的重转折. 疑源类是构成中新元古代数量最多的真核或原

核微生物化石, 但其分类位置尚待进一步确定. 红藻作为元古宙最重要的真核藻类, 目前已知最古老的实体化石发现于北美Hunting组(~1.20Ga), 绿藻和褐藻最早出现的实体化石证据均为北美Beck Spring组上部白云岩(~1.20Ga)(Cloud等, 1969; Butterfield等, 1990). 张水昌等(2015)在华北下马岭组(~1.40Ga)绿色粉砂质页岩中还发现了沟鞭藻专属生标——三芳甲藻甾烷. 然而, 整个中元古代的真核藻类演化是非常缓慢的, 甚至出现停滞现象, 这表现为实体化石的零星检出和黑色页岩中低的甾烷含量. 比如, 澳大利亚Roper群(~1.40Ga)(Dutkiewicz等, 2003)、华北洪水庄组(~1.45Ga)(崔景伟, 2011)、下马岭组(~1.40Ga)(Luo等, 2015)、西非Taoudeni盆地Tourist组(~1.10Ga)(Blumenberg等, 2012), 北美Nonesuch组(~1.08Ga)(Imbus等, 1992)等主要的中元古代烃源岩中的甾烷含量都是极低的. 西伯利亚Riphean期(~1.10Ga)和巴西São Francisco盆地Vazante群(~1.10Ga)黑色页岩中虽有甾烷类生标的检出, 但相比于来自原核细菌的藿烷类化合物, 并

不占据优势地位(Marshall等, 2009; Melenevskii, 2012). 由此可见, 真核藻类在中元古代虽然已经分化, 但仍没有成为沉积有机质的主要来源, 主要的母质生物仍为原核和疑源类生物.

进入新元古代, 地球在经历了“雪球事件”和NOE之后, 生物种类开始勃发, 藻类快速辐射(Brocks等, 2017), 以海绵为代表的后生动物开始出现(Love等, 2009; Yin等, 2015). 在北美Chuar群Kwagunt组(~0.74Ga)和Uinta Mountain群Red Pine页岩(~0.74Ga)的岩石抽提物中, 虽然仍存在蓝细菌的母源输入信息, 但甾烷含量已占据优势地位, 且以C₂₇-胆甾烷为主, 表明真核藻类(尤其是红藻)已成为当时沉积有机质的主要来源(Summons等, 1988; Vogel等, 2005). 而在阿曼地区Huqf超群(<0.70Ga), C₂₉-甾烷占据优势地位, 表明沉积有机质的母质来源以绿藻为主(Grosjean等, 2009). 在扬子大塘坡组(~0.66Ga)中, 生物微体化石已有细菌、藻类、疑源类等20多个属种, 绝大部分为真核生物; 黑色页岩中的甾烷分布存在C₂₉优势, 且甲藻甾烷大量检出, 表明绿藻和沟鞭藻在成冰纪末期已成为沉积有机质的主要贡献者(孟凡巍等, 2003, 2006). 在陡山沱时期, 开始出现类型复杂的宏观藻类、底栖藻类和后生动物化石(Yuan等, 2011; Chen等, 2014), 黑色页岩中甾烷分布规则, 表明红藻、绿藻等真核藻类对沉积有机质均有贡献(Wang等, 2008). 张水昌等(2001)曾在塔里木盆地前寒武纪地层中发现大量沟鞭藻、硅藻等浮游藻类实体化石和分子化石, 进一步证明这些浮游藻类已经成为新元古代烃源岩生烃母质的重要组成部分. 可以看出, 烃源岩的生烃母质生物在新元古代完成了从原核细菌向真核藻类的转变. 由于真核藻类的有机质制造能力和生烃能力远大于原核细菌, 此重大转变为烃源岩在新元古代和显生宙的广泛分布提供

了生物物质基础.

3.3 海洋环境

元古宙有机质的制造和埋藏均是在海洋中进行的, 古海洋化学环境很大程度上影响了烃源岩的形成. 而地球早期的海洋环境演化又与大气成氧事件和生物演化密切相关, 在此基础上叠加了更为复杂的地质与微生物化学作用过程, 如古海水中还原性铁沉积、细菌硫酸盐还原作用等, 这就使得元古宇烃源岩的古海洋发育环境具有很大的争议性(程猛等, 2015).

与大气圈演化的“三段式”类似的是, 地史时期的古海洋演化也可以分为三个阶段: (1) 太古宙和古元古代时期(>1.8Ga)的海洋以无氧、富铁、贫硫酸盐为主; (2) 元古宙大部分时期(1.8~0.58Ga)海洋转化为表层含氧、中层贫铁含H₂S、深部富铁的分层海洋; (3) 新元古代末期至显生宙(0.58Ga至今)的海洋表层富氧、中层硫化程度改变、深部适度氧化的状态(Poulton和Canfield, 2011; Lyons等, 2014; 图8). 近年来, 铁组分、铁同位素、硫同位素、钼同位素等多方面的证据也显示, 这种“三段式”古海洋演化模式的主体框架基本上是对的, 并对分层海洋模型不断的进行扩展和补充, 提出近岸浅水到远洋深水依次发育氧化带、NO₃⁻-NO₂⁻富集带、Mn²⁺-Fe²⁺富集带、硫化带、CH₄富集带和深水Fe²⁺区等多个由不同氧化还原过程控制的动态化学分带(李超等, 2015).

传统模型曾认为, 2.4Ga前的GOE使得大气和海洋被逐步氧化, 太古宙-古元古代还原铁化的深部海洋在中元古代末期被彻底氧化沉淀, 从而结束了全球范围内的BIF沉积. 然而, Canfield根据硫同位素曲线提出元古宙海洋化学的核心问题是硫化水体的形成(Canfield, 1998). 硫的来源则是陆源SO₄²⁻物质的风化输入

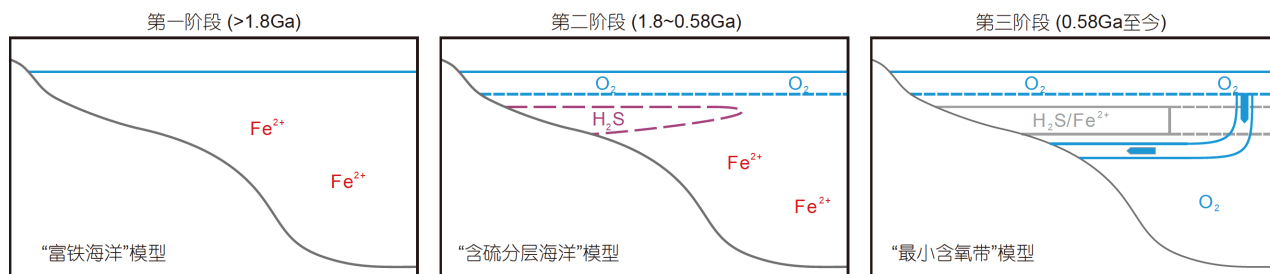


图8 古海洋演化模式图
据叶云涛等(2017)修改

或火山喷气产生的 SO_2 (Reinhard等, 2009; Gaillard等, 2011). 氧化态的 SO_4^{2-} 或 SO_2 在元古宙海洋水体中被还原为 H_2S , 并逐渐成为控制海洋氧化还原状态的新主导因素, 由“富铁海洋”转化为“含硫分层海洋”(Canfield和Raiswell, 1999). 海洋表层/亚表层 H_2S 水体的规模可能并不是很大, 但却极大限制了海洋中真核生物固氮必须元素(Mo、V等)的浓度, 进而影响了中元古代真核生物演化(Anbar和Knoll, 2002). “含硫分层海洋”概念的提出为元古宙真核生物演化停滞和BIF消失提供了较为合理的理论解释, 因此, 这个观点也被广泛接受并逐渐成为近年来古海洋研究的主流.

对于这种“含硫分层海洋”出现及维持的时间, 当前学界认识的分歧较大. 普遍认为, 海洋表层氧化水体和亚表层硫化水体, 直至1.8Ga前后才开始规模性出现, 明显滞后于GOE. 中元古代海洋的硫酸盐浓度(约 $0.5\sim 2.5\text{mmol L}^{-1}$)相比于太古宙($<0.2\text{mmol L}^{-1}$)大大增加, 但仍远低于现代海洋水平(约 28mmol L^{-1}), 变化层可能仍处于浅水区(Luo等, 2014). 华北高于庄组微量元素和古生物化石证据显示, 在中元古代早期(1.56Ga), 上部含氧水体的自由氧含量可能仅为 $0.2\mu\text{mol L}^{-1}$ (Tang等, 2016), 虽然能够满足复杂真核藻类生存的需要(Zhu等, 2016; Zhang等, 2018), 但仍处于较低水平. 这使得古元古代晚期和中元古代可能存在一种过渡性质的海洋状态, 即深部含氧量很低, 存在高硫酸盐还原, 但不含 H_2S , 称之为“亚氧化”状态(Slack等, 2007). 华北下马岭组铁组和黄铁矿硫同位素的高精度分析, 进一步证实中元古代海洋并不是一成不变的厌氧硫化, 而是呈现周期性波动, 底部水体存在铁化、硫化和氧化的动态变化(Wang等, 2017).

在新元古代, Rodinia超大陆裂解和Gondwana超大陆组合产生了大规模的火山喷发和海底喷气活动, 大量还原性物质输入使深部海洋的氧化时间较表层至少推迟了0.6Ga, 直到NOE结束后才得以完成(Lyons和Reinhard, 2011). 由于陆源物质风化形成的硫酸盐是海洋中硫的主要来源, 硫化水体也主要发育在陆缘海区域, 距海岸的最大广度可达100km(Poulton等, 2010), 这个区域也正是生物生存演化和炅源岩发育的区域. 因此, 元古宙海洋的化学结构和演化进程对生物演化以及海相炅源岩的分布和质量起到了至关重要的作用. 在现代生物产氧光合作用中, 真核浮游生物贡献达99%, 而原核细菌贡献仅占1%, 说明真核藻类对有机

质埋藏和大气成氧的贡献最大(谢树成等, 2011). 海洋中硫化水体的发育限制了真核生物的发育和初始生产力, 也就潜在地限制了炅源岩的分布和质量. 依据硫同位素分析结果, 硫化水体可能始于1.8Ga之前(Poulton等, 2004), 在BIF消失之前, 但晚于GOE, 与Columbia大陆的最早裂解期相吻合(Rogers和Santosh, 2002); 并持续至“雪球事件”和Rodinia大陆裂解之后. 这段时期内沉积物中的无机碳同位素、硫同位素以及Mo、Cr等非传统稳定同位素的相对稳定, 也为这一认识提供了地球化学证据(Scott等, 2008; Lyons等, 2014; Planavsky等, 2014). 新元古代末期的NOE事件使得海洋深部水体开始氧化(Canfield等, 2007), 需氧型光合生物的生存空间大大拓展, 促进了后生动物出现和寒武纪生命大爆发, 也为炅源岩发育准备了足够的初级生产力(Li等, 2018). 因此, 新元古代的海洋氧化与真核生物大辐射和炅源岩的全球性分布有着直接相关性.

3.4 发育模式

元古宙分层海洋为需氧光合作用生物提供了表层生存空间, 也为有机质沉积埋藏提供了底部还原环境. 按照优质炅源岩形成的传统观点, 这种海洋结构非常适合炅源岩发育, 而且应该是全球范围广泛发育. 然而, 元古宙炅源岩却并不是无处不在的. 相反, 在长达十几亿年的元古宙地层中, 炅源岩都是极其匮乏的, 仅在若干个时间段内才有发育. 这表明, 古海洋演化与生物演化、炅源岩形成虽有着必然联系, 但可能并不是真正的控制因素. 因为古海洋环境是动态变化的, 而生物分异辐射和炅源岩形成则是爆发性、间断性的, 且在显生宙和元古宙地层均表现出惊人的一致. 从哲学观点来看, 古海洋演化是量变的积累, 而生物演化和炅源岩形成则是量变到质变的产物. 那推动炅源岩形成的控制因素究竟是什么? 当前研究结果还难以给予定论. 笔者认为, 可能是某种具有旋回性的因素(如冰期旋回、超大陆旋回或天文旋回等)控制了气候、大气、海洋乃至生物的演化, 并最终控制了炅源岩形成.

目前针对温室/冰室旋回如何影响有机质沉降和炅源岩发育的研究仍处于起步阶段. 显生宙炅源岩多通过有机质含量、碳、氮、氧同位素、微量元素等来代表有机质沉降、初级生产力和水体分层, 并认为米氏旋回主要通过日照量变化导致温室-冷室气候的旋

回, 并通过温室环境下初级生产力勃发、水体分层、 O_2/CO_2 比率降低等一系列事件的耦合作用, 最终控制烃源岩发育(Kolonic等, 2005; Giorgioni等, 2015). 基于显生宙的研究结果认为, 在日照量较高的温室环境下, 海平面上升, 生物勃发, 有机质在浅海陆棚沉积; 以有机质消耗为主的反硝化作用在沉积物中进行, 对大气-海洋中的氮循环影响不大, 氮同位素处于 $-2\sim-2\text{‰}$, 生物勃发得以持续, 有机质大量沉积形成烃源岩(Meyers和Bernasconi, 2005; Algeo等, 2014). 而在日照量较低的冰室环境下, 海平面下降, 有机质沉降进入深海盆地, 并在沉降过程中, 消耗海水中的溶解氧, 形成最小氧化带(OMZ)或大洋缺氧事件(OAE), 进而使得反硝化作用主要发生在水体环境, 表层海水乏氮, 真核生物在蛋白质合成时受限, 初级生产力得到抑制, 烃源岩不发育(图9; Meyers和Bernasconi, 2005; Algeo等, 2014).

近年来, 中国下马岭组的研究结果也显示, 哈德里环流等大气环流和陆表径流的强弱变化, 也会影响烃源岩的发育, 而烃源岩非均质性又受控于米氏旋回控制的日照量变化(Zhang等, 2015). 早期海相烃源岩发育的四种经典模式: ① 热水活动~上升洋流(赤道辐散带-开阔大洋辐散带型上升洋流)~缺氧事件、② 台缘缓斜坡~反气旋洋流(型)、③ 干热气候~咸化静海、④ 湿润气候~滞留静海, 也被认为是在大气环流的不同位置体现出的具体特征. 因此, 天文旋回可能是烃源岩发育的先决条件, 但生态组成、海洋环境、盆地构造、大气和大洋环流同样是影响有机质生产、沉积和保存的重要因素(图10).

3.5 成烃特征

显生宙海相烃源岩的生烃能力已被广泛研究, 但多数聚集在生油窗和生气窗的范围、最大生油能力和最大生气能力的评价等指标上, 很少讨论有机质母源或烃源岩形成环境差异导致的烃源岩生油生气倾向性. 一个很重要的原因是显生宙烃源岩中几乎已经不能排除真核生物对有机质的贡献, 而且当前油气发现主力烃源岩大多形成于缺氧环境. 而对于元古宙, 一个以原核生物为主, 并记录着真核生物出现并逐步繁盛的时代, 古海洋环境也是存在着氧化、铁化、厌氧硫化等的动态变化, 烃源岩的母质生物与形成环境, 均与显生宙有着显著性差异.

经典石油地质学中, Tissot等人提出的有机质生烃理论认为, 具备生烃潜力的沉积有机质主要是可以进行光合作用的浮游藻类, 而细菌对生烃的贡献小到可以忽略(Tissot和Welte, 1978). 然而, 在太古宙-古中元古代, 在真核生物规模性勃发之前的富有机质沉积, 其母质来源只可能是原核生物. 但如何识别原核生物对烃源岩沉积有机质的贡献, 以及不同沉积环境下所发育烃源岩的生烃能力成为回答元古宇烃源岩成烃特征这一问题的关键所在.

中国华北下马岭组是一套低熟中元古界烃源岩, 尚处于有机质热演化的低成熟阶段(R_o^E 约0.6%), 且有机质丰度高, TOC值在1~20%的范围内变化. 以此套页岩为海相烃源岩的代表, 国内学者开展了大量的成烃潜力模拟实验研究, 实验方法包括封闭体系热压模拟和半开放半封闭体系的生排烃模拟等(方杰和刘宝泉, 2002; 谢柳娟等, 2013; 张水昌等, 2015). 通过高精度古海洋环境分析和生标鉴定, 确认下马岭组不同层段的形成环境和母质来源均存在明显差异(Zhang等, 2016, 2017; Wang等, 2017; Canfield等, 2018). 我们选择了四个不同层位的黑色页岩样品进行封闭体系黄金管生烃热模拟实验, 样品原始的地球化学参数见表2, 实验结果见图11.

以上四个样品均取自同一套地层, 有机质含量较高, 经历的地质热演化也一致, 具有明显差异的就是沉积环境和生物母源. 从模拟生烃结果可以看出, 缺氧环境沉积且生物母源有着真核生物参与的烃源岩样品的有机质含量虽低, 但生油气潜力明显要高于弱氧化环境沉积且生物母源主要为原核生物的烃源岩样品. 由此也可以说明, 元古宇烃源岩的生油生气倾向性可能与有机质含量并无关系, 而是取决于有机质的母质来源和沉积环境. 真核藻类细胞上的类脂体含量高于原核生物, 缺氧环境更有利于沉积有机质中氢元素的保存, 最终导致沉积有机质的生油生气倾向性有着明显差异. 但究竟哪一个因素更占据主导地位, 仍需要大量的实验和地质实例来证实.

这个实验结果或许可以给予我们提示, 对于有真核藻类贡献且为缺氧环境沉积的元古宇烃源岩, 仍存在发现原生油藏的可能性. 但对于仅有原核细菌贡献, 且为弱氧化环境沉积的元古宇烃源岩, 可能只能发现由它们所生成的气藏. 就目前的勘探发现结果来看,

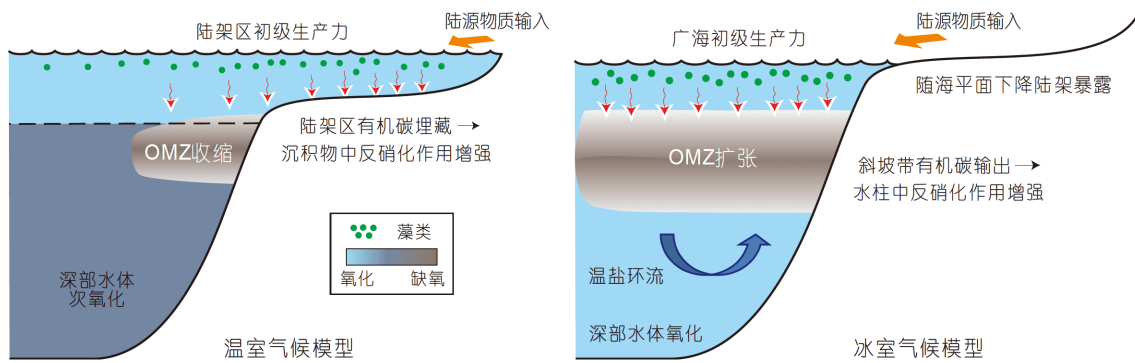


图9 温室(a)和冰室(b)的古海洋特征以及有机质生产-保存模式、OMZ-最小氧化带
据Algeo等(2014)

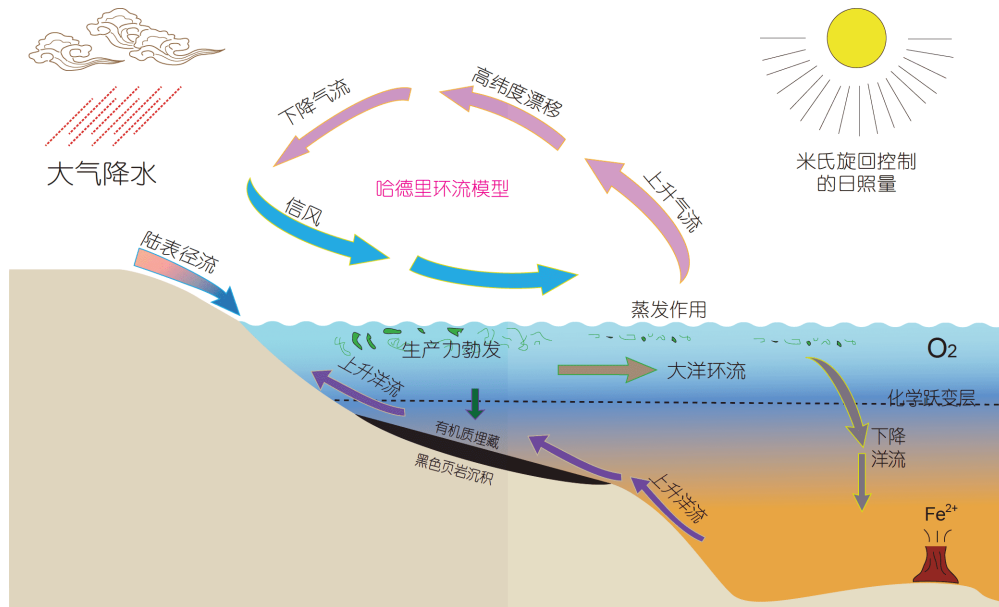


图10 烃源岩形成模式图

上述推测或许也是对的。澳大利亚McArthur盆地古元古代末期的HYC页岩和西非中元古代末期Atar群Tourist组页岩的有机质含量都很高,且处于低成熟-成熟的生油窗范围内;但生标中的藿烷类化合物极其丰富,甾烷类化合物缺失,表明有机质几乎均来自于原核生物(Kelly等, 2010; Blumenberg等, 2012), Tourist组页岩沉积期更是存在有机质的含氧矿化(Gilleau-deau和Kah, 2013)。当前勘探结果显示,这两套烃源岩的生烃产物确实都是气,并未发现液态油显示(Ahmad等, 2013; Baudino等, 2014)。而在其他中新元古界含油层中,如中国华北下马岭组、西伯利亚里菲期Tungusik段、北美新元古代中期Chuar群Kwagunt组和阿曼

新元古代末期Huqf群,其烃源岩都或多或少的检测到甾烷类化合物,证明真核生物对当时的沉积有机质还是有贡献的,因此也是可以生成油的。

4 元古宇烃源岩的生烃潜力与勘探前景

中国元古宇烃源岩在时空发育上分异明显,早中元古界烃源岩主要发育在华北陆块,新元古界主要发育在扬子陆块;塔里木陆块有沉积,但尚未发现规模性烃源层段。由于三大陆块烃源岩沉积时不同的海洋化学环境和有机质生源构成,分布规模也有着明显差异,之后又经历了不同的埋藏和热演化历史,有机质

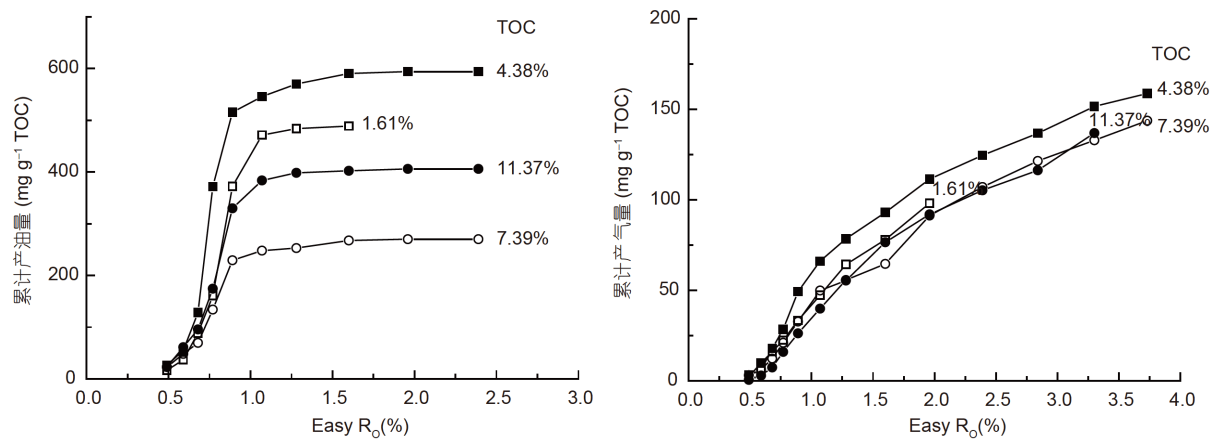


图 11 下马岭组烃源岩样品黄金管生烃热模拟实验

表 2 黄金管生烃热模拟实验样品的地球化学参数

序号	深度(m)	TOC(%)	$T_{\max}$ (°C)	S1(mg g ⁻¹)	S2(mg g ⁻¹)	HI(mg g ⁻¹ TOC)	沉积环境	生物母源
1	46.8	1.61	440	0.52	7.71	479	缺氧	真核生物参与
2	60.9	4.38	442	0.81	28.99	661	缺氧	真核生物参与
3	282.4	11.37	448	1.14	57.11	502	弱氧化	原核生物为主
4	283.1	7.39	436	1.33	28.37	383	弱氧化	原核生物为主

热演化程度存在明显的分区性, 导致生油气潜力差异很大. 但总体来讲, 元古宇烃源岩已经历漫长的地质演化过程, 且多数地区遭受过较为强烈的抬升暴露, 早期生成烃类可能已大量散失, 油气勘探应以晚期产物为主.

4.1 华北燕辽区烃源岩生油气潜力与勘探前景

如前所述, 华北燕辽区有长城系串沟岭组、蓟县系高于庄组、洪水庄组和待建系下马岭组四套优质烃源岩(表1). 由于地层非常古老, 勘探研究程度很低, 数据主要基于露头剖面资料. 四套烃源岩有机质丰度都很高, 厚度也很大(表1). 其中, 洪水庄组和下马岭组是华北燕辽裂陷区两套分布面积最广、有机质丰度最高的源岩, 分布范围达 $2.7 \times 10^4 \text{ km}^2$ (图12). 但是, 由于受埋深和火山岩侵入的影响, 这两套烃源岩的有机成熟度分区差异较大, R_o^E 从最低只有0.6%~0.8%, 到1.6%甚至更高(张水昌等, 2007; 刘岩等, 2011; 罗情勇等, 2013; 范文博, 2015; 王铁冠等, 2016). 在宽城化皮溜

子乡、平泉双洞子、凌源龙潭沟和下花园地区的下马岭组发现多处沥青砂岩和结核, 宽城蓟县系多个地层均可见大量液态烃(图4). 尽管沥青和液态烃的烃源还有一些争议, 但无论是来自下马岭组, 还是洪水庄组, 抑或是高于庄组, 都是中元古代油气生成并聚集成藏的有力证据(王铁冠等, 2016).

由于燕辽地区普遍缺失新元古界-下古生界地层, 存在数亿年的沉积间断, 地层遭受严重剥蚀. 早期生成的油气大量散失, 难以保留工业性油气藏. 但随着中新界地层沉积, 中元古界烃源岩进一步熟化生烃, 可形成新的油气藏. 尽管燕辽地区露头样品的有机质成熟度不高, 但在中新界地层较厚, 埋深较大的地区, 有机质应该已经进入生烃门限, 晚期生烃潜力较大. 由于中元古界烃源岩生烃母质既包括丰富的原核生物, 也含有少量真核生物, 可同时生油和生气. 考虑到具有勘探潜力的地区, 有机质成熟度相对较高, 应以天然气和轻质油为主. 因此, 晚期生成的油气是华北燕辽地区中元古界较为现实的勘探领域.

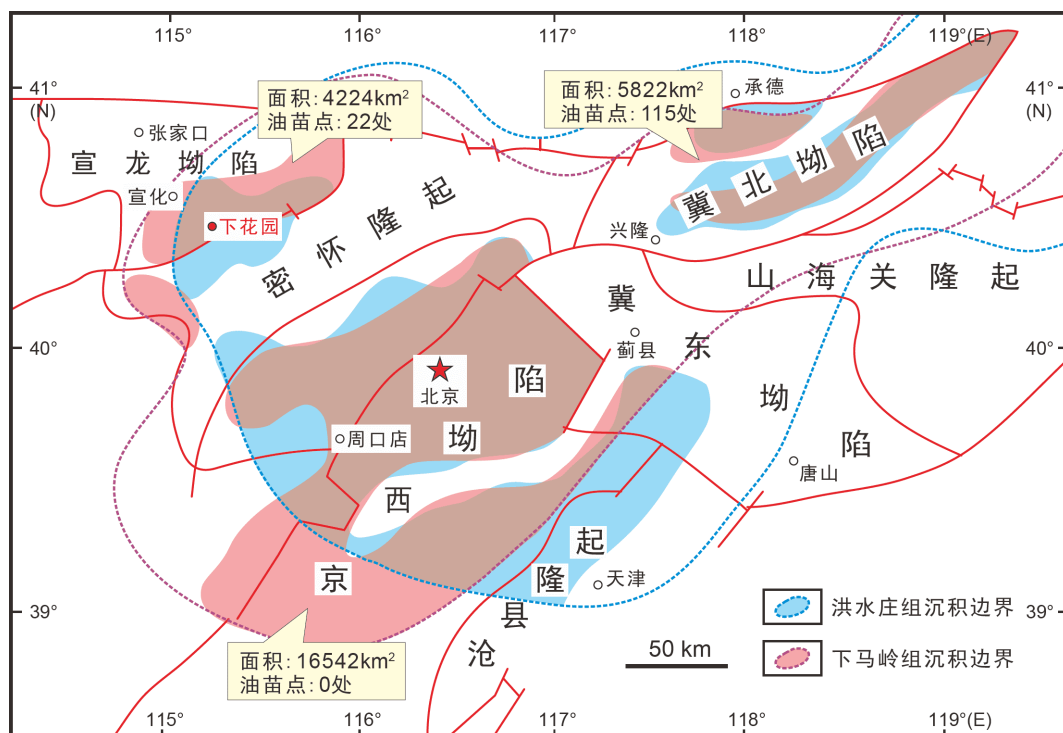


图 12 华北燕辽地区洪水庄组和下马岭组烃源岩分布

据赵澄林等(1997)、王铁冠等(2016)修改

4.2 鄂尔多斯盆地西南部勘探前景

目前鄂尔多斯盆地钻至元古宙地层的井共有54口。其中10口井钻遇基底但缺失长城系, 这些井集中在盆地北部和东部; 3口井钻穿长城系, 17口井钻遇长城系但未钻穿, 这些井位主要位于盆地西南部。钻探结果反映长城系地层具有自盆地西南缘向盆内逐渐减薄的趋势。另有30口井钻遇基底但缺失蓟县系, 这些井集中在盆地北部和中、东部; 3口井钻穿蓟县系, 5口井钻遇蓟县系但未钻穿, 这些井主要位于盆地西南部。因此利用这些钻井的约束, 已能较准确的查明鄂尔多斯盆地内部长城系和蓟县系的分布。

盆地内部的长城系呈明显堑、垒相间的裂陷沉积特征(管树巍等, 2017), 裂陷槽北东向展布, 有多个分支, 内部长城系由南西向北东方向减薄直至缺失(图1和13)。但蓟县系则无裂陷沉积特征, 仅分布在盆地西部及南部, 厚度由盆缘向盆内逐渐减薄。根据野外露头样品分析, 长城系源岩质量尚可, 有机质丰度和厚度均达到工业标准(表1)。这说明盆地西南部长城系裂陷槽有可能成为源灶中心, 与其两侧的基岩风化壳或蓟县

系白云岩储层或风化壳构成有利的源储配置。但现有钻探结果也显示, 盆内大部分地区缺失待建系至震旦系沉积, 长城系与其上覆中寒武统之间沉积间断达11亿年。长城系地层的埋藏史、热史、生烃史的恢复、所缺失地层的剥蚀时限等一系列问题仍未得到解决。长城系在上部地层遭受剥蚀前是否已经生烃、有无古油藏形成及破坏的证据、长城系烃源岩在古生代再次埋藏作用下能否再次生烃等一系列问题, 仍需进一步的论证。

4.3 上扬子区烃源岩生油气潜力与勘探前景

中国扬子地区新元古界发育合桐组、大塘坡组和陡山沱组三套黑色页岩。其中合桐组已经变质为深灰至黑色含炭质板岩(或千枚岩), 大塘坡组和陡山沱组是当前具有勘探现实性的两套烃源层系。大塘坡组黑色页岩广泛分布于中上扬子区的南华裂陷盆地内, 以黔东-湘西一带深水相沉积为主, 最高TOC可达5%, 厚度约40m, R_o^E 普遍在3.0%以上。陡山沱组形成于 Marinoan冰期之后的海平面上升期, 在中国南方分布广

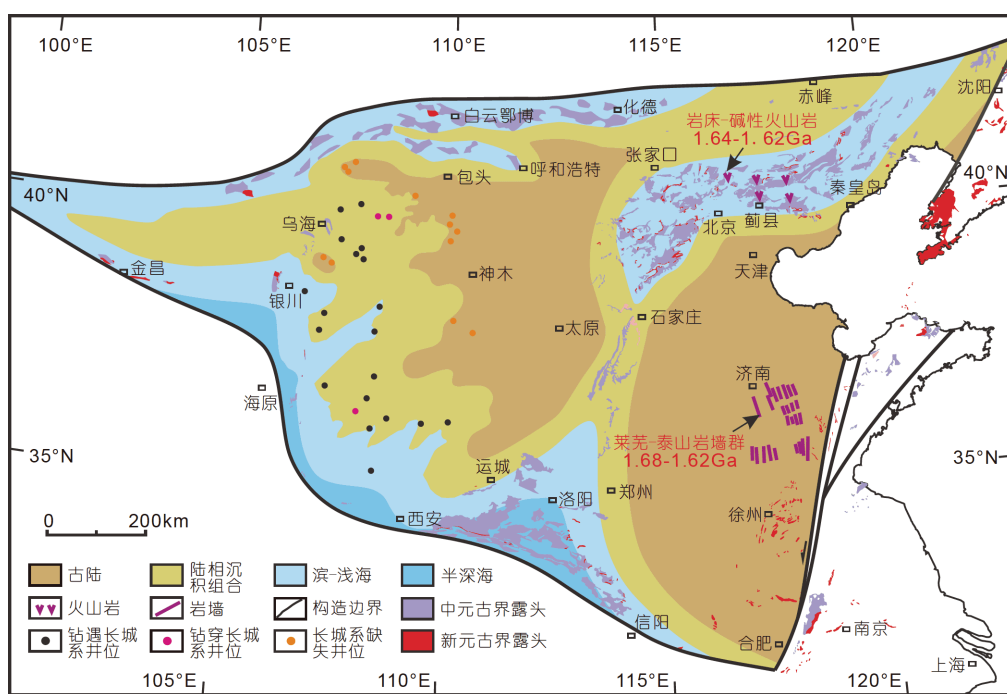


图 13 华北克拉通长城纪晚期构造-沉积环境与原型盆地

据周洪瑞和王自强(1999)、Hou等(2008)修改

泛,自皖南(称蓝田组)至黔桂、自川西南(称观音崖组)至浙北等均有发育。在扬子板块浅水沉积区,陡山沱组是一套由碎屑岩与碳酸盐岩构成的混合沉积序列;在深水沉积,则为黑色碳质、硅泥质页岩夹少量碳酸盐岩。露头剖面研究表明,有效烃源岩主要分布于鄂渝湘黔一带和上扬子东南缘等地区。川东-湘鄂西地区,厚度较大,其中鄂西五峰-恩施州之间厚度达到300m,黔东、黔北等地黑色页岩厚度约20~70m。陡山沱组黑色页岩TOC介于0.6~14%,平均约2.5%, R_o^E 普遍在2.5%以上,是一套富有机质高过成熟烃源岩。这两套源岩时代相对较新,但在古生界埋深较大,有机质成熟度普遍较高,已经历完整的生油气过程。早期生成液态烃可能进一步裂解生气,结合干酪根在高过成熟阶段的生气,总体生气规模较大。其中,陡山沱组可能是四川盆地震旦系气藏的重要源岩之一(邹才能等, 2014)。鄂西阳页1井和宜页1井相继发现1.86~2.00m³/t的页岩气流(不含损失气和残留气),进一步证实陡山沱组页岩的成气潜力。

在四川盆地内部,发育3条北东向延伸、呈“川”字型展布的南华裂陷(图1; 管树巍等, 2017)。川西南康滇

裂谷北部(图2d)和女基井南华纪火山岩指示,这3条裂陷很可能与康滇裂谷北部一样,广泛发育苏雄组火山和火山碎屑岩系而缺失同裂陷期烃源岩;但如果裂陷充填成分各不相同(类似于东非大裂谷)(温志新等, 2012),或单个裂陷存在着分段性,对于火山岩不发育或弱发育的裂陷仍有发育优质烃源岩的可能。同时,四川盆地中部还识别出NWW走向的南华纪裂陷(汪泽成等, 2014; 管树巍等, 2017)。这条裂陷的走向及位置与陡山沱组台内凹陷(图14)及筇竹寺组裂陷槽均能够很好的匹配(邹才能等, 2014; 魏国齐等, 2017),反映南华纪裂陷很可能对震旦系-寒武系源岩分布都有控制作用。四川盆地中部南华纪裂陷控制下的同裂陷期(大塘坡组)和后裂陷期(陡山沱组)含油气系统虽然尚未得到证实,但却是值得探索的深层和超深层领域。

在四川外缘,北东向延伸的雪峰山崛起于南华纪湘桂裂谷的中心位置,山体主要由南华系和震旦系组成,是扬子大塘坡组和陡山沱组优质烃源岩的主要出露区。四川盆地以东至雪峰山之间的上扬子地区,紧邻南华纪湘桂裂谷的中心部位,在南华纪晚期和震旦纪可能演变为欠补偿性质的深水盆地区,大塘坡组和

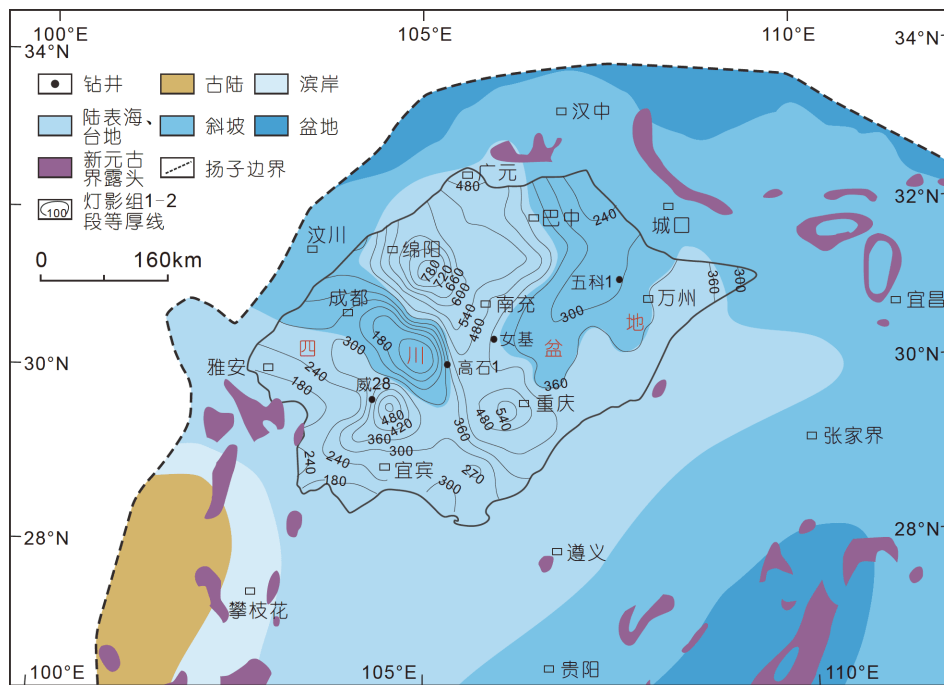


图 14 上扬子地区震旦系陡山沱组构造-沉积环境与原型盆地

陡山沱组优质烃源岩几乎全部沿这个裂谷中心呈北东向分布. 雪峰山以西主要出露古生界和中生界, 新元古界仍处于埋藏状态. 烃源岩成熟度高, 但长期深埋、持续生烃, 有机质成烃转化程度高, 天然气生成规模大, 气源充足. 区内广泛分布的下三叠统嘉陵江组膏盐岩、厚层志留系泥岩和寒武系膏盐岩, 不仅是重要的区域封盖层, 也使得印支期以来的构造变形表现出多重滑脱的特点(张国伟等, 2013), 在地表形成规模宏大的鄂渝湘黔隔槽式褶皱带, 带内的新元古界构造圈闭非常发育. 湘桂裂谷是扬子古陆块南华纪裂陷作用最强的位置(图1), 但在古生代和中生代均经历强烈造山作用(张国伟等, 2013), 使得这个地区不仅是新元古界烃源岩发育环境和生烃潜力研究的理想场所, 其周边也是油气勘探最有潜力的地区之一.

4.4 塔里木盆地北部烃源岩分布与勘探前景

塔里木盆地北部南华系呈带状展布, 宽度100~200km, 近东南向贯穿整个盆地, 厚度由盆地内部向东北缘和西北缘逐渐增加, 最大厚度超过2000m, 呈明显的裂陷盆地沉积特征(吴林等, 2016). 目前对这个弧后裂陷盆地内南华系、震旦系以及烃源岩发育状况了解甚少, 已证实的新元古界烃源岩主要位于库鲁克

塔格地区南华系阿勒通沟组上段和震旦系育肯沟组, 以黑灰-黑色泥岩为主, TOC含量最高可达0.7%. 其中阿勒通沟组上段凝灰岩夹层的锆石U-Pb年龄为(655±4)Ma(He等, 2014), 与扬子大塘坡组底部凝灰岩的年龄值(663±4)Ma相当(Zhou等, 2004), 均属间冰期沉积. 塔里木北部, 根据贝义西组、阿勒通沟组、特瑞艾肯组/尤尔美那克组及汉格尔乔克组内的冰碛岩证据(图2f~2h), 可以识别出四次冰期事件(Zhu和Wang, 2011; He等, 2014). 与扬子间冰期发育的大塘坡组和陡山沱组烃源岩相对比, 可以初步确认塔里木北部弧后裂陷盆地有可能发育多套高有机质丰度的烃源岩系. 但由于库鲁克塔格地区南华系阿勒通沟组和震旦系育肯沟组TOC指标总体不高, 目前仍缺乏烃源岩发育的直接证据, 生油气潜力尚不明确.

5 结论和建议

与国外相比, 中国元古宇沉积特点明显, 即有机质丰度低(以碳酸盐岩和贫有机质碎屑岩为主, 有机碳含量一般小于0.5%)、热演化程度高(大部分处于高过成熟的干气阶段, R_o^E 大于2.5%, 产物类型以气为主)、盆内埋深大(规模性源岩和储层深度多大于6000m). 塔里

木、四川和鄂尔多斯等大型油气盆地的多旋回性和烃源岩类型的多样性, 更加剧了盆地深部元古宇油气勘探的复杂性。但中国元古宇烃源岩的共性也十分突出:

(1) 华北、扬子和塔里木三大陆块均沉积巨厚的元古宇, 两次超大陆旋回在三个陆块边缘和内部形成规模巨大的裂谷系和裂陷槽, 为烃源岩发育创造理想场所。

(2) 烃源岩多形成于间冰期或冰后期的温室环境, 层位分布可全球对比。气候变化和天文旋回可能控制了烃源岩发育的层位性和非均质性。

(3) 大气氧化为真核生物出现和演化提供了先决条件, 火山活动和陆源输入为微生物繁盛提供了营养物质, 有机质母源多样性明显, 埋藏环境多为缺氧, 生烃特征应油气并举, 以气为主。

在这样的大气-气候-海洋-生态环境下共发育7套富有机质黑色岩系, 并在三大陆块显生宙以来不同的构造-热体制背景下, 经历了低成熟-高成熟-过成熟不同演化阶段。大量油气显示也表明元古宇烃源岩已经具有明显的油气生成和聚集过程, 成气规模取决于源岩分布和古油藏热演化史。华北燕辽凹陷和鄂尔多斯盆地西南部是早中元古界油气勘探有利区, 四川盆地中部、雪峰山以西-四川盆地以东的上扬子地区是新元古界油气勘探有利区, 塔里木盆地的油气勘探潜力仍有待证实。这也表明, 古老油气勘探, 烃源岩可能并不是问题, 关键是要寻找规模有效储层和好的保存条件。在高成熟-成熟地区寻找相对稳定的构造区带可能会取得油气勘探的突破。因此, 这些古老地层中潜在的和未开发的油气资源应引起勘探专家的广泛关注。

致谢 感谢南丹麦大学的Donald E Canfield教授在论文撰写和修改中提出的宝贵建议。

参考文献

- 陈建平, 梁狄刚, 张水昌, 边立曾, 钟宁宁, 赵喆, 龚福华, 邓春萍, 张蒂嘉, 张宝民. 2013. 泥岩/页岩: 中国元古宙-古生代海相沉积盆地主要烃源岩. 地质学报, 87: 905-921
- 崔景伟. 2011. 冀北凹陷高于庄组与洪水庄组在岩芯、露头中多赋存态生物标志物的对比. 沉积学报, 29: 593-598
- 崔晓庄, 江新胜, 王剑, 卓皆文, 熊国庆, 陆俊泽, 邓奇, 伍皓, 刘建辉. 2013. 滇中新元古代澄江组层型剖面锆石U-Pb年代学及其地质意义. 现代地质, 27: 547-556
- 崔晓庄, 江新胜, 邓奇, 王剑, 卓皆文, 任光明, 蔡娟娟, 伍皓, 江卓斐.

2016. 桂北地区丹洲群锆石U-Pb年代学及对华南新元古代裂谷作用期次的启示. 大地构造与成矿学, 40: 1049-1063
- 杜金虎, 邹才能, 徐春春, 何海清, 沈平, 杨跃明, 李亚林, 魏国齐, 汪泽成, 杨雨. 2014. 川中古隆起龙王庙组特大型气田战略发现与理论技术创新. 石油勘探与开发, 41: 268-277
- 程猛, 李超, 周炼, 谢树成. 2015. 钼海洋地球化学与古海洋化学重建. 中国科学: 地球科学, 45: 1649-1660
- 范文博. 2015. 华北克拉通中元古代下马岭组地质特征及研究进展——下马岭组研究百年回眸. 地质评论, 61: 1383-1406
- 方杰, 刘宝泉. 2002. 张家口下花园青白口系下马岭组灰质页岩热模拟实验. 高校地质学报, 8: 345-355
- 高林志, 丁孝忠, 庞维华, 张传恒. 2011. 中国中-新元古代地层年表的修正——锆石U-Pb年龄对年代地层的制约. 地层学杂志, 35: 1-7
- 高林志, 张传恒, 刘鹏举, 丁孝忠, 王自强, 张彦杰. 2009. 华北-江南地区中-新元古代地层格架的再认识. 地球学报, 30: 433-446
- 高林志, 张传恒, 尹崇玉, 史晓颖, 王自强, 刘耀明, 刘鹏举, 唐烽, 宋彪. 2008. 华北古陆中-新元古代年代地层框架SHRIMP锆石年龄新依据. 地球学报, 29: 366-376
- 管树巍, 吴林, 任荣, 朱光有, 彭朝全, 赵文韬, 李杰. 2017. 中国主要克拉通前寒武纪裂谷分布与油气勘探前景. 石油学报, 38: 9-22
- 葛文春, 李献华, 李正祥, 周汉文. 2001. 龙胜地区镁铁质侵入体: 年龄及其地质意义. 地质科学, 36: 112-118
- 李超, 程猛, Algeo T J, 谢树成. 2015. 早期地球海洋水化学分带的理论预测. 中国科学: 地球科学, 45: 1829-1838
- 李怀坤, 苏文博, 周红英, 耿建珍, 相振群, 崔玉荣, 刘文灿, 陆松年. 2011. 华北克拉通北部长城系底界年龄小于1670Ma: 来自北京密云花岗斑岩岩脉锆石LA-MC-ICPMS U-Pb年龄的约束. 地学前缘, 18: 108-120
- 李怀坤, 苏文博, 周红英, 相振群, 田辉, 杨立公. 2014. 中-新元古界标准剖面蓟县系首获高精度年龄制约. 岩石学报, 30: 2999-3012
- 李怀坤, 张传林, 姚春彦, 相振群. 2013. 扬子西缘中元古代沉积地层锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素组成. 中国科学: 地球科学, 43: 1287-1298
- 李怀坤, 朱士兴, 相振群, 苏文博, 陆松年, 周红英, 耿建珍, 李生, 杨锋杰. 2010. 北京延庆高于庄组凝灰岩的锆石U-Pb定年研究及其对华北北部中元古界划分新方案的进一步约束. 岩石学报, 26: 2131-2140
- 李猛, 王超, 王钊飞. 2013. 华北克拉通西南缘汝阳群沉积时代及其地质意义: 来自碎屑锆石U-Pb年龄的证据. 地质科学, 48: 1115-1139
- 刘岩, 钟宁宁, 田永晶, 齐雯, 母国妍. 2011. 中国最老古油藏——中元古界下马岭组沥青砂岩古油藏. 石油勘探与开发, 38: 503-512
- 陆松年, 李惠民. 1991. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石U-Pb法准确定年. 中国地质科学院院报, 22: 137-145
- 罗情勇, 钟宁宁, 朱雷, 王延年, 秦婧, 齐琳, 张毅, 马勇. 2013. 华北北部中元古界洪水庄组埋藏有机碳与古生产力的相关性. 科学通

- 报, 58: 1036–1047
- 孟凡巍, 袁训来, 周传明, 陈致林. 2003. 新元古代大塘坡组黑色页岩中的甲藻甾烷及其生物学意义. 微体古生物学报, 20: 97–102
- 孟凡巍, 周传明, 燕夔, 袁训来, 尹磊明. 2006. 通过 C_{27}/C_{29} 甾烷和有机碳同位素来判断早古生代和前寒武纪的烃源岩的生物来源. 微体古生物学报, 23: 51–56
- 任荣, 管树巍, 吴林, 朱光有. 2017. 塔里木新元古代裂谷盆地南北分异及油气勘探启示. 石油学报, 38: 255–266
- 苏文博, 李怀坤, 徐莉, 贾松海, 耿建珍, 周红英, 王志宏, 蒲含勇. 2012. 华北克拉通南缘洛峪群-汝阳群属于中元古界长城系——河南汝州洛峪口组层凝灰岩锆石 LA-MC-ICPMS U-Pb 年龄的直接约束. 地质调查与研究, 35: 96–108
- 苏文博, 李怀坤, 张世红, 周红英. 2010. 铁岭组钾质斑脱岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究及其地质意义. 科学通报, 2197–2206
- 孙枢, 王铁冠. 2016. 中国东部中-新元古界地质学与油气资源. 北京: 科学出版社
- 汪泽成, 姜华, 王铜山, 谷志东, 黄士鹏. 2014. 上扬子地区新元古界含油气系统与油气勘探潜力. 天然气工业, 34: 27–36
- 王鸿祯. 1985. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社
- 王生伟, 廖震文, 孙晓明, 周邦国, 郭阳, 蒋小芳, 朱华平, 孙志明, 罗茂金, 马东. 2013. 会东菜园子花岗岩的年龄, 地球化学——扬子地台西缘格林威尔造山运动的机制探讨. 地质学报, 87: 55–70
- 王铁冠, 韩克猷. 2011. 论中-新元古界的原生油气资源. 石油学报, 32: 1–7
- 王铁冠, 钟宁宁, 王春江, 朱毅秀, 刘岩, 宋到福. 2016. 冀北拗陷下马岭组底砂岩古油藏成藏演变历史与烃源剖析. 石油科学通报, 1: 24–37
- 魏国齐, 王志宏, 李剑, 杨威, 谢增业. 2017. 四川盆地震旦系-寒武系烃源岩特征、资源潜力与勘探方向. 天然气地球科学, 28: 1–13
- 温志新, 童晓光, 张光亚, 王兆明. 2012. 东非裂谷系盆地群石油地质特征及勘探潜力. 中国石油勘探, 4: 60–65
- 吴林, 管树巍, 任荣, 王晓波, 杨海军, 靳久强, 朱光有. 2016. 前寒武纪沉积盆地发育特征与深层烃源岩分布——以塔里木新元古代盆地与下寒武统烃源岩为例. 石油勘探与开发, 43: 905–915
- 谢柳娟, 孙永革, 杨中威, 陈建平, 蒋爱珠, 张永东, 邓春萍. 2013. 华北张家口地区中元古界下马岭组页岩生烃演化特征及其油气地质意义. 中国科学: 地球科学, 43: 1436–1444
- 谢树成, 殷福鸿, 史晓颖. 2011. 地球生物学-生命与地球环境的相互作用和协同演化. 北京: 科学出版社
- 叶云涛, 王华建, 翟丽娜, 周文喜, 王晓梅, 张水昌, 吴朝东. 2017. 新元古代重大地质事件及其与生物演化的耦合关系. 沉积学报, 35: 203–216
- 尹崇玉, 刘敦一, 高林志, 王自强, 邢裕盛, 简平, 石玉若. 2003. 南华系底界与古城冰期的年龄: SHRIMP II 定年证据. 科学通报, 48: 1721–1725
- 尹福光, 孙志明, 张璋. 2012. 会理-东川地区中元古代地层-构造格架. 地质论评, 57: 770–778
- 翟明国. 2013. 中国主要古陆与联合大陆的形成——综述与展望. 中国科学: 地球科学, 43: 1583–1606
- 翟明国, 胡波, 彭澎, 赵太平. 2014. 华北中-新元古代的岩浆作用与多期裂谷事件. 地学前缘, 21: 100–119
- 张传恒, 高林志, 武振杰, 史晓颖, 阎全人, 李大建. 2007. 滇中昆阳群凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: 华南格林威尔期造山的证据. 科学通报, 52: 818–824
- 张国伟, 郭安林, 王岳军, 李三忠, 董云鹏, 刘少峰, 何登发, 程顺有, 鲁如魁, 姚安平. 2013. 中国华南大陆构造与问题. 中国科学: 地球科学, 43: 1553–1582
- 张拴宏, 赵越, 叶浩, 胡健民, 吴飞. 2013. 燕辽地区长城系串岭沟组及团山子组沉积时代的新制约. 岩石学报, 29: 2481–2490
- 张水昌, Moldowan M J, Li M W, 边立曾, 张宝民, 王飞宇, 何忠华, 王大锐. 2001. 分子化石在寒武-前寒武纪地层中的异常分布及其生物学意义. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 299–304
- 张水昌, 王晓梅, 王华建, 何坤, 苏劲. 2015. 元古代烃源岩生烃潜力、生烃母质与发育环境. 青岛: 第15届全国有机地球化学学术会议
- 张水昌, 张宝民, 边立曾, 金之钧, 王大锐, 陈践发. 2007. 8亿多年前由红藻堆积而成的下马岭组油页岩. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 636–643
- 张水昌, 张宝民, 边立曾, 金之钧, 王大锐, 张兴阳, 高志勇, 陈践发. 2005. 中国海相烃源岩发育控制因素. 地学前缘, 12: 39–48
- 赵澄林, 李儒峰, 周劲松. 1997. 华北中新元古界油气地质与沉积学. 北京: 地质出版社
- 赵太平, 翟明国, 夏斌, 李惠民, 张毅星, 万渝生. 2004. 熊耳群火山岩锆石 SHRIMP 年代学研究: 对华北克拉通盖层发育初始时间的制约. 科学通报, 49: 2342–2349
- 赵文智, 胡素云, 汪泽成, 张水昌, 王铜山. 2018. 中国元古界-寒武系油气地质条件与勘探地位. 石油勘探与开发, 45: 1–13
- 周洪瑞, 王自强. 1999. 华北大隆南缘中-新元古代大陆边缘性质及构造古地理演化. 现代地质, 13: 261–267
- 卓皆文, 江新胜, 王剑, 崔晓庄, 熊国庆, 陆俊泽, 刘建辉, 马铭珠. 2013. 华南扬子古大陆西缘新元古代康滇裂谷盆地的开启时间与充填样式. 中国科学: 地球科学, 43: 1952–1963
- 邹才能, 杜金虎, 徐春春, 汪泽成, 张宝民, 魏国齐, 王铜山, 姚根顺, 邓胜徽, 刘静江. 2014. 四川盆地震旦系-寒武系特大型气田形成分布、资源潜力及勘探发现. 石油勘探与开发, 41: 278–293
- Ahmad M, Dunster J N, Munson T J, Edgoose C J. 2013. Overview of the geology and mineral and petroleum resources of the McArthur Basin. In: Annual Geoscience Exploration Seminar, Northern Territory, Australia
- Algeo T J, Meyers P A, Robinson R S, Rowe H, Jiang G Q. 2014. Icehouse-greenhouse variations in marine denitrification. [Biogeos-](#)

- ciences, 11: 1273–1295
- Anbar A D, Knoll A H. 2002. Proterozoic ocean chemistry and evolution: A bioinorganic bridge? *Science*, 297: 1137–1142
- Baudino R, Monge A M, Ferreira L M G, Haryono S, Sofia S, Hafizi N E, Hernán-Gómez J, Brisson I, Grammatico G, Ochoa M, Tocco R, Badali M, Pichaco B C, Varade R, Abdallah H. 2014. Assessing a petroleum system on the frontier of geological time: The Mesoproterozoic of the Taoudeni Basin (Mauritania). Istanbul: International Conference & Exhibition
- Bhat G M, Craig J, Hafiz M, Hakhoo N, Thurow J W, Thusu B, Cozzi A. 2012. Geology and hydrocarbon potential of Neoproterozoic-Cambrian Basins in Asia: An introduction. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 366: 1–17
- Blumenberg M, Thiel V, Riegel W, Kah L C, Reitner J. 2012. Biomarkers of black shales formed by microbial mats, Late Mesoproterozoic (1.1 Ga) Taoudeni Basin, Mauritania. *Precambrian Res*, 196–197: 113–127
- Brocks J J, Banfield J. 2009. Unravelling ancient microbial history with community proteogenomics and lipid geochemistry. *Nat Rev Microbiol*, 7: 601–609
- Brocks J J, Jarrett A J M, Sirantoine E, Hallmann C, Hoshino Y, Liyanage T. 2017. The rise of algae in Cryogenian oceans and the emergence of animals. *Nature*, 548: 578–581
- Brocks J J, Logan G A, Buick R, Summons R E. 1999. Archean molecular fossils and the early rise of eukaryotes. *Science*, 285: 1033–1036
- Brocks J J, Love G D, Summons R E, Knoll A H, Logan G A, Bowden S A. 2005. Biomarker evidence for green and purple sulphur bacteria in a stratified Palaeoproterozoic sea. *Nature*, 437: 866–870
- Brocks J J, Pearson A. 2005. Building the biomarker tree of life. *Rev Mineral Geochem*, 59: 233–258
- Butterfield N J, Knoll A H, Swett K. 1990. A bangiophyte red alga from the Proterozoic of arctic Canada. *Science*, 250: 104–107
- Canfield D E. 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature*, 396: 450–453
- Canfield D E, Poulton S W, Narbonne G M. 2007. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. *Science*, 315: 92–95
- Canfield D E, Raiswell R. 1999. The evolution of the sulfur cycle. *Am J Sci*, 299: 697–723
- Canfield D E, Zhang S, Wang H, Wang X, Zhao W, Su J, Bjerrum C J, Haxen E R, Hammarlund E U. 2018. A mesoproterozoic iron formation. *Proc Natl Acad Sci USA*, 115: E3895–E3904
- Chen L, Xiao S H, Pang K, Zhou C M, Yuan X L. 2014. Cell differentiation and germ-soma separation in Ediacaran animal embryo-like fossils. *Nature*, 516: 238–241
- Cheng J, Feng J, Sun J, Huang Y, Zhou J H, Cen K F. 2014. Enhancing the lipid content of the diatom *Nitzschia* sp. by ^{60}Co - γ irradiation mutation and high-salinity domestication. *Energy*, 78: 9–15
- Cloud P E, Licari G R, Wright L A, Troxel B W. 1969. Proterozoic eucaryotes from eastern California. *Proc Natl Acad Sci USA*, 62: 623–630
- Condon D, Zhu M Y, Bowring S, Wang W, Yang A H, Jin Y G. 2005. U-Pb ages from the neoproterozoic doushantuo formation, China. *Science*, 308: 95–98
- Craig J, Biffi U, Galimberti R F, Ghori K A R, Gorter J D, Hakhoo N, Le Heron D P, Thurow J, Vecoli M. 2013. The palaeobiology and geochemistry of Precambrian hydrocarbon source rocks. *Mar Pet Geol*, 40: 1–47
- Craig J, Thurow J, Thusu B, Whitham A, Abutarruma Y. 2009. Global Neoproterozoic petroleum systems: The emerging potential in North Africa. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 326: 1–25
- Dutkiewicz A, Volk H, Ridley J, George S. 2003. Biomarkers, brines, and oil in the Mesoproterozoic, Roper Superbasin, Australia. *Geology*, 31: 981–984
- Farquhar J, Wing B A, McKeegan K D, Harris J W, Cartigny P, Thiemens M H. 2002. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on early Earth. *Science*, 298: 2369–2372
- French K L, Hallmann C, Hope J M, Schoon P L, Zumberge J A, Hoshino Y, Peters C A, George S C, Love G D, Brocks J J, Buick R, Summons R E. 2015. Reappraisal of hydrocarbon biomarkers in Archean rocks. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 5915–5920
- Gaillard F, Scaillet B, Arndt N T. 2011. Atmospheric oxygenation caused by a change in volcanic degassing pressure. *Nature*, 478: 229–232
- Gao J, Wang X S, Klemd R, Jiang T, Qian Q, Mu L X, Ma Y Z. 2015. Record of assembly and breakup of Rodinia in the Southwestern Altaids: Evidence from Neoproterozoic magmatism in the Chinese Western Tianshan Orogen. *J Asian Earth Sci*, 113: 173–193
- Geboy N J. 2006. Rhenium-Osmium Age Determinations of Glaciogenic Shales from the Mesoproterozoic Vazante Formation, Brazil. Master Dissertation. Washington: University of Maryland, College Park
- Gilleaudeau G J, Kah L C. 2013. Carbon isotope records in a Mesoproterozoic epicratonic sea: Carbon cycling in a low-oxygen world. *Precambrian Res*, 228: 85–101
- Giorgioni M, Keller C E, Weissert H, Hochuli P A, Bernasconi S M. 2015. Black shales—From coolhouse to greenhouse (early Aptian). *Cretac Res*, 56: 716–731
- Grosjean E, Love G D, Stalvies C, Fike D A, Summons R E. 2009. Origin of petroleum in the Neoproterozoic-Cambrian South Oman

- salt basin. *Org Geochem*, 40: 87–110
- Han T M, Runnegar B. 1992. Megascopic eukaryotic algae from the 2.1-billion-year-old Negaunee Iron-Formation, Michigan. *Science*, 257: 232–235
- Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194: 1121–1132
- He J W, Zhu W B, Ge R F. 2014. New age constraints on Neoproterozoic diamictites in Kuruktag, NW China and Precambrian crustal evolution of the Tarim Craton. *Precambrian Res*, 241: 44–60
- Hlebszevitch J C, Gebhard I, Cruz C E, Consoli V. 2009. The “Infracambrian System” in the southwestern margin of Gondwana, southern South America. In: Hlebszevitch J C, Gebhard I, Cruz C E, Consoli V, eds. *Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa*. London: Geol Soc Lond Spec Publ. 289–302
- Hou G, Santosh M, Qian X, Lister G S, Li J. 2008. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms. *Gondwana Res*, 14: 395–409
- Imbus S W, Macko S A, Douglas Elmore R, Engel M H. 1992. Stable isotope (C, S, N) and molecular studies on the Precambrian nonesuch Shale (Wisconsin-Michigan, U.S.A.): Evidence for differential preservation rates, depositional environment and hydrothermal influence. *Chem Geol*, 101: 255–281
- Javaux E J, Knoll A H, Walter M R. 2004. TEM evidence for eukaryotic diversity in mid-Proterozoic oceans. *Geobiology*, 2: 121–132
- Jiang Z F, Cui X Z, Jiang X S, Wang J, Zhuo J W, Xiong G Q, Lu J Z, Wu H, Wei Y N. 2016. New zircon U-Pb ages of the pre-Sturtian rift successions from the western Yangtze Block, South China and their geological significance. *Int Geol Rev*, 58: 1064–1075
- Kasting J F, Siefert J L. 2002. Life and the evolution of Earth's atmosphere. *Science*, 296: 1066–1068
- Kelly A E, Love G D, Lyons T W, Anbar A D. 2010. An integrated organic-inorganic geochemical study of the 1.64 Ga Barney Creek Formation in Australia. AGU Fall Meeting. B51G-0429
- Klemme H, Ulmishek G F. 1991. Effective petroleum source rocks of the world: Stratigraphic distribution and controlling depositional factors (1). *AAPG Bull*, 75: 1809–1851
- Knauth L P, Lowe D R. 2003. High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa. *Geol Soc Am Bull*, 115: 566–580
- Knoll A H, Javaux E J, Hewitt D, Cohen P. 2006. Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans. *Philos Trans R Soc B-Biol Sci*, 361: 1023–1038
- Kolonic S, Wagner T, Forster A, Sinninghe Damsté J S, Walsworth-Bell B, Erba E, Turgeon S, Brumsack H J, Chellai E H, Tsikos H, Kuhnt W, Kuypers M M M. 2005. Black shale deposition on the northwest African Shelf during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event: Climate coupling and global organic carbon burial. *Paleoceanography*, 20: PA1006
- Kopp R E, Kirschvink J L, Hilburn I A, Nash C Z. 2005. The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proc Natl Acad Sci USA*, 102: 11131–11136
- Kump L R, Brantley S L, Arthur M A. 2000. Chemical Weathering, Atmospheric CO₂, and Climate. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 28: 611–667
- Lamb D M, Awramik S M, Chapman D J, Zhu S. 2009. Evidence for eukaryotic diversification in the ~1800 million-year-old Changz-hougou Formation, North China. *Precambrian Res*, 173: 93–104
- Lan Z W, Li X H, Zhu M Y, Chen Z Q, Zhang Q R, Li Q L, Lu D B, Yiu Y, Tang G Q. 2014. A rapid and synchronous initiation of the wide spread Cryogenian glaciations. *Precambrian Res*, 255: 401–411
- Lan Z, Li X H, Zhang Q R, Li Q L. 2015. Global synchronous initiation of the 2nd episode of Sturtian glaciation: SIMS zircon U-Pb and O isotope evidence from the Jiangkou Group, South China. *Precambrian Res*, 267: 28–38
- Lenton T M, Boyle R A, Poulton S W, Shields-Zhou G A, Butterfield N J. 2014. Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era. *Nat Geosci*, 7: 257–265
- Li C, Cheng M, Zhu M, Lyons T W. 2018. Heterogeneous and dynamic marine shelf oxygenation and coupled early animal evolution. *Emerg Top Life Sci*, 2: 279–288
- Li X H. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: Timing of Neoproterozoic Jinning: Orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly. *Precambrian Res*, 97: 43–57
- Li X H, Li Z X, Zhou H W, Liu Y, Kinny P D. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: Implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Res*, 113: 135–154
- Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, Davidson A, De Waele B, Ernst R E, Fitzsimons I C W, Fuck R A, Gladkochub D P, Jacobs J, Karlstrom K E, Lu S, Natapov L M, Pease V, Pisarevsky S A, Thrane K, Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res*, 160: 179–210
- Long X P, Yuan C, Sun M, Kröner A, Zhao G C, Wilde S, Hu A Q. 2011. Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: Evidence from Neoproterozoic granitoids

- in the Kuluketage area, NW China. *Precambrian Res*, 187: 1–14
- Love G D, Grosjean E, Stalvies C, Fike D A, Grotzinger J P, Bradley A S, Kelly A E, Bhatia M, Meredith W, Snape C E, Bowring S A, Condon D J, Summons R E. 2009. Fossil steroids record the appearance of Demospongiae during the Cryogenian period. *Nature*, 457: 718–721
- Luo G M, Hallmann C, Xie S C, Ruan X Y, Summons R E. 2015. Comparative microbial diversity and redox environments of black shale and stromatolite facies in the Mesoproterozoic Xiamaling Formation. *Geochim Cosmochim Acta*, 151: 150–167
- Luo G M, Junium C K, Kump L R, Huang J H, Li C, Feng Q H, Shi X Y, Bai X, Xie S C. 2014. Shallow stratification prevailed for ~1700 to ~1300 Ma ocean: Evidence from organic carbon isotopes in the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 400: 219–232
- Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature*, 506: 307–315
- Lyons T W, Reinhard C T. 2011. Sea change for the rise of oxygen. *Nature*, 478: 194–195
- Marshall A O, Corsetti F A, Sessions A L, Marshall C P. 2009. Raman spectroscopy and biomarker analysis reveal multiple carbon inputs to a Precambrian glacial sediment. *Org Geochem*, 40: 1115–1123
- McFadden K A, Huang J, Chu X, Jiang G, Kaufman A J, Zhou C, Yuan X, Xiao S. 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Proc Natl Acad Sci USA*, 105: 3197–3202
- Melenevskii V N. 2012. Modeling of catagenetic transformation of organic matter from a Riphean mudstone in hydrous pyrolysis experiments: Biomarker data. *Geochem Int*, 50: 425–436
- Meyers P A, Bernasconi S M. 2005. Carbon and nitrogen isotope excursions in mid-Pleistocene sapropels from the Tyrrhenian Basin: Evidence for climate-induced increases in microbial primary production. *Mar Geol*, 220: 41–58
- Nance R D, Murphy J B, Santosh M. 2014. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Res*, 25: 4–29
- Nance R D, Worsley T R, Moody J B. 1988. The supercontinent cycle. *Sci Am*, 259: 72–79
- Och L M, Shields-Zhou G A. 2012. The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Sci Rev*, 110: 26–57
- Pavlov A A, Hurtgen M T, Kasting J F, Arthur M A. 2003. Methane-rich Proterozoic atmosphere? *Geology*, 31: 87–90
- Peng Y B, Bao H M, Yuan X L. 2009. New morphological observations for Paleoproterozoic acritarchs from the Chuanlinggou Formation, North China. *Precambrian Res*, 168: 223–232
- Peters K E, Walters C C, Moldowan J M. 2005. The Biomarker Guide: Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History. Cambridge: Cambridge University Press. 704
- Planavsky N J, McGoldrick P, Scott C T, Li C, Reinhard C T, Kelly A E, Chu X, Bekker A, Love G D, Lyons T W. 2011. Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean. *Nature*, 477: 448–451
- Planavsky N J, Reinhard C T, Wang X, Thomson D, McGoldrick P, Rainbird R H, Johnson T, Fischer W W, Lyons T W. 2014. Low Mid-Proterozoic atmospheric oxygen levels and the delayed rise of animals. *Science*, 346: 635–638
- Poulton S W, Canfield D E. 2011. Ferruginous conditions: A dominant feature of the ocean through Earth's history. *Elements*, 7: 107–112
- Poulton S W, Fralick P W, Canfield D E. 2004. The transition to a sulphidic ocean ~1.84 billion years ago. *Nature*, 431: 173–177
- Poulton S W, Fralick P W, Canfield D E. 2010. Spatial variability in oceanic redox structure 1.8 billion years ago. *Nat Geosci*, 3: 486–490
- Reinhard C T, Raiswell R, Scott C, Anbar A D, Lyons T W. 2009. A late Archean sulfidic sea stimulated by early oxidative weathering of the continents. *Science*, 326: 713–716
- Riding R. 2006. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology*, 4: 299–316
- Rogers J J W, Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res*, 5: 5–22
- Sahoo S K, Planavsky N J, Kendall B, Wang X, Shi X, Scott C, Anbar A D, Lyons T W, Jiang G. 2012. Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation. *Nature*, 489: 546–549
- Schaefer K. 2017. This country is caught in a catch-22 with Energy
- Schopf J W. 2006. Fossil evidence of Archean life. *Philos Trans R Soc B-Biol Sci*, 361: 869–885
- Scott C, Lyons T W, Bekker A, Shen Y, Poulton S W, Chu X L, Anbar A D. 2008. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, 452: 456–459
- Shen Y N, Buick R, Canfield D E. 2001. Isotopic evidence for microbial sulphate reduction in the early Archean era. *Nature*, 410: 77–81
- Slack J F, Grenne T, Bekker A, Rouxel O J, Lindberg P A. 2007. Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA. *Earth Planet Sci Lett*, 255: 243–256
- Strand K. 2012. Global and continental-scale glaciations on the Precambrian earth. *Mar Pet Geol*, 33: 69–79
- Summons R E, Brassell S C, Eglinton G, Evans E, Horodyski R J, Robinson N, Ward D M. 1988. Distinctive hydrocarbon biomarkers from fossiliferous sediment of the Late Proterozoic Walcott Member, Chuar Group, Grand Canyon, Arizona. *Geochim Cosmo-*

- chim Acta*, 52: 2625–2637
- Summons R E, Jahnke L L, Hope J M, Logan G A. 1999. 2-Methylhopanoids as biomarkers for cyanobacterial oxygenic photosynthesis. *Nature*, 400: 554–557
- Tang D J, Shi X Y, Wang X Q, Jiang G Q. 2016. Extremely low oxygen concentration in mid-Proterozoic shallow seawaters. *Precambrian Res*, 276: 145–157
- Tissot B P, Welte D H. 1978. *Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration*. Heidelberg: Springer. 538
- Vogel M B, Moldowan J M, Zinniker D. 2005. Biomarkers from Units in the Uinta Mountain and Chuar Groups. In: Vogel B M, Moldowan M J, Zinniker D, eds. *The AAPG/Datapages Combined Publications Database*. 75–96
- Wang J, Li Z X. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up. *Precambrian Res*, 122: 141–158
- Wang T G, Li M J, Wang C J, Wang G L, Zhang W B, Shi Q, Zhu L. 2008. Organic molecular evidence in the Late Neoproterozoic Tillites for a palaeo-oceanic environment during the snowball Earth era in the Yangtze region, southern China. *Precambrian Res*, 162: 317–326
- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, Wang R C, Qiu J S, O'Reilly S Y, Xu X, Liu X M, Zhang G L. 2007. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Precambrian Res*, 159: 117–131
- Wang X M, Zhang S C, Wang H J, Bjerrum C J, Hammarlund E U, Haxen E R, Su J, Wang Y, Canfield D E. 2017. Oxygen, climate and the chemical evolution of a 1400 million year old tropical marine setting. *Am J Sci*, 317: 861–900
- Xu B, Zou H B, Chen Y, He J Y, Wang Y. 2013. The Sugetbrak basalts from northwestern Tarim Block of northwest China: Geochronology, geochemistry and implications for Rodinia breakup and ice age in the Late Neoproterozoic. *Precambrian Res*, 236: 214–226
- Xu B, Xiao S H, Zou H B, Chen Y, Li Z X, Song B, Liu D Y, Zhou C M, Yuan X L. 2009. SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Qurqtagh diamictites in NW China. *Precambrian Res*, 168: 247–258
- Xu Z Q, He B Z, Zhang C L, Zhang J X, Wang Z M, Cai Z H. 2013. Tectonic framework and crustal evolution of the Precambrian basement of the Tarim Block in NW China: New geochronological evidence from deep drilling samples. *Precambrian Res*, 235: 150–162
- Yin Z J, Zhu M Y, Davidson E H, Bottjer D J, Zhao F C, Tafforeau P. 2015. Sponge grade body fossil with cellular resolution dating 60 Myr before the Cambrian. *Proc Natl Acad Sci USA*, 122: 1453–1460
- Yuan X L, Chen Z, Xiao S H, Zhou C M, Hua H. 2011. An early Ediacaran assemblage of macroscopic and morphologically differentiated eukaryotes. *Nature*, 470: 390–393
- Zhang C L, Li Z X, Li X H, Ye H M. 2009. Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 35: 167–179
- Zhang C L, Yang D S, Wang H Y, Dong Y G, Ye H M. 2010. Neoproterozoic mafic dykes and basalts in the southern margin of Tarim, Northwest China: Age, geochemistry and geodynamic implications. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 84: 549–562
- Zhang K, Zhu X K, Wood R A, Shi Y, Gao Z F, Poulton S W. 2018. Oxygenation of the Mesoproterozoic ocean and the evolution of complex eukaryotes. *Nat Geosci*, 11: 345–350
- Zhang S H, Jiang G Q, Han Y G. 2008. The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China. *Terra Nova*, 20: 289–294
- Zhang S H, Jiang G Q, Zhang J M, Song B, Kennedy M J, Christie-Blick N. 2005. U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciations. *Geology*, 33: 473–476
- Zhang S C, Wang X M, Hammarlund E U, Wang H J, Costa M M, Bjerrum C J, Connelly J N, Zhang B M, Bian L Z, Canfield D E. 2015. Orbital forcing of climate 1.4 billion years ago. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 1406–1413
- Zhang S C, Wang X, Wang H, Bjerrum C J, Hammarlund E U, Costa M M, Connelly J N, Zhang B, Su J, Canfield D E. 2016. Sufficient oxygen for animal respiration 1400 million years ago. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 1731–1736
- Zhang S C, Wang X M, Wang H J, Hammarlund E U, Su J, Wang Y, Canfield D E. 2017. The oxic degradation of sedimentary organic matter 1400 Ma constrains atmospheric oxygen levels. *Biogeosciences*, 14: 2133–2149
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, Li S Z. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup. *Earth-Sci Rev*, 67: 91–123
- Zhao P, Chen Y, Zhan S, Xu B, Faure M. 2014. The Apparent Polar Wander Path of the Tarim block (NW China) since the Neoproterozoic and its implications for a long-term Tarim-Australia connection. *Precambrian Res*, 242: 39–57
- Zhou C M, Tucker R, Xiao S H, Peng Z X, Yuan X L, Chen Z. 2004. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in south China. *Geology*, 32: 437–440
- Zhu M Y, Wang H F. 2011. Neoproterozoic glaciogenic diamictites of

- the Tarim Block, NW China. In: Arnaud E, Halverson G P, Shields-Zhou G, eds. The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geol Soc Lond Memoir, 36: 367–378
- Zhu S X, Chen H N. 1995. Megascopic multicellular organisms from the 1700-million-year-old Tuanshanzi Formation in the Jixian area, North China. [Science](#), 270: 620–622
- Zhu S X, Zhu M Y, Knoll A H, Yin Z J, Zhao F C, Sun S F, Qu Y G, Shi M, Liu H. 2016. Decimetre-scale multicellular eukaryotes from the 1.56-billion-year-old Gaoyuzhuang Formation in North China. [Nat Commun](#), 7: 11500

(责任编辑: 朱茂炎)