

渤海湾盆地渤南洼陷沙河街组三段下亚段 岩相特征及有机质富集成因

王雨菡,丁伟铭,刘璇,魏韧,董琳

(北京大学地球与空间科学学院,北京100083)

摘要:渤海湾盆地沾化凹陷渤南洼陷沙河街组三段沉积了面积广、厚度大、含碎屑组分的碳酸盐岩,蕴含着大量页岩油。通过岩相特征描述、陆源碎屑来源分析、初始生产力和氧化还原环境分析,探讨了渤南洼陷有机质富集的成因机制。对L69井进行了连续密集取样,根据岩性特征和沉积构造,主要划分为块状泥晶灰岩、透镜状泥晶灰岩、纹层状泥晶灰岩和纹层状亮晶灰岩;通过主微量元素、有机碳氮同位素、无机碳同位素实验对陆源碎屑来源进行讨论,稳定的Al/K和Al/Mg说明L69井碎屑组分的物源均一;通过对比研究全岩和干酪根有机碳同位素,对沉积时水体及沉积物的氧化还原环境进行恢复;通过Ba元素的含量、干酪根有机碳同位素,及其与有机氮同位素的耦合关系探讨生产力的变化。在此基础上对研究区油气生成与保存的机理进行了探讨,推测研究区内的陆源输入带来了营养物质,促进了湖盆中藻类的生长,产生了大量有机质。有机质在沉降过程中不断消耗氧气,导致了水体内部出现还原环境,进而促进了有机质的埋藏和保存。

关键词:有机碳同位素;有机氮同位素;古生产力;氧化还原环境;湖相碳酸盐岩;沙河街组三段;渤南洼陷;渤海湾盆地

中图分类号:TE122.3

文献标识码:A

Lithofacies and causal mechanism of organic matter enrichment in the lower submember of the 3rd member of Shahejie Formation, Bonan Sag, Bohai Bay Basin

Wang Yuhuan, Ding Weiming, Liu Xuan, Wei Ren, Dong Lin

(School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100083, China)

Abstract: Thick carbonate rocks bearing detrital components are widespread in the 3rd member of Shahejie Formation in Bonan Sag, Bohai Bay Basin, where shale oil resource potential is huge. The causal mechanism of organic matter enrichment in Bonan Sag was investigated drawing on lithofacies description, as well as analyses of terrigenous debris sources, primary productivity and redox environment. The core of Well L69 was systematically sampled, with the samples being mainly classified as massive micrite, lenticular micrite, laminar micrite and laminar sparite in terms of lithofacies features and sedimentary structures. In addition, the terrigenous debris sources were discussed based on analysis of major and trace elements, organic carbon and nitrogen isotopes, and inorganic carbon and oxygen isotopes, and the Al/K and Al/Mg were shown to be stable, indicating that the clastic components of shale in Well L69 are homogeneous. Under the comparison of organic nitrogen isotopes between bulk sample and kerogen, the redox environment of water and sediments was restored; the Ba content, organic carbon isotopes of kerogen, and their coupling relationships with organic nitrogen isotopes were employed to demonstrate the primary productivity variation. On this basis, the generating and preserving mechanisms of hydrocarbon in the study area were investigated. The terrigenous clastic input is supposed to bring nutrients to the study area, promoting the growth of algae, and producing a large amount of organic matter as a result. The sedimentation of organic matter consumed oxygen and resulted in a reducing environment in water, which has in turn facilitated the accumu-

收稿日期:2018-12-22;修订日期:2019-05-15。

第一作者简介:王雨菡(1993—),女,硕士研究生,湖相碳酸盐岩沉积机制。E-mail: wlotus@pku.edu.cn。

通讯作者简介:董琳(1980—),女,副教授,新元古代—早寒武纪沉积与地层学、地球早期生命、盆地分析与非常规油气系统。E-mail: lin.dong@pku.edu.cn。

基金项目:国家科技重大专项(2016ZX05034001-007)。

lation and preservation of organic matter.

Key words: organic carbon isotope, organic nitrogen isotope, paleoproductivity, redox environment, lacustrine carbonate rock, the 3rd member of Shahejie Formation, Bonan Sag, Bohai Bay Basin

中国页岩油气分布范围广,在扬子、华北、塔里木地区,松辽盆地、鄂尔多斯盆地、准噶尔盆地、吐哈盆地、柴达木盆地中-新生界以及渤海湾盆地的古生界中都有发育^[1]。其中渤海湾盆地沾化凹陷渤南洼陷页岩油气资源丰富,沙河街组四段、沙河街组三段和沙河街组一段都是较好的储油层。沙河街组三段(沙三)下亚段由于盆地剧烈沉降,湖盆发育广泛,陆源物质输入较多,沉积了面积广、厚度大并含碎屑组分的碳酸盐岩,蕴含着大量页岩油,是最有利的勘探区之一^[2]。

前人对于渤南洼陷碳酸盐岩进行了大量的研究,将渤南洼陷沙三下亚段分为14个层组,并且根据孔隙度和含油饱和度等确认12下层组和13上层组为页岩油重点产出层位^[2-4]。前人的研究主要集中在对优质储层储集物性的探究上,而对优质烃源岩的形成过程和机理研究较少,这在一定程度上制约着勘探开发的进一步进行。古生产力与氧化还原条件直接控制着有机物的产生以及再矿化的过程,油气的产生(生烃过

程)以及埋藏、保存过程与沉积、成岩环境也有着密不可分的联系^[5-7]。因此,完善上述的基础沉积学及关于古环境、古气候的研究,将对寻找有机质富集层位有着重要的意义。

本次研究对区域内重点井L69井进行现场岩心观察、高密度精细取心及薄片鉴定,细致描述L69井岩相,从地球化学角度,运用主微量元素测试、无机碳、氧同位素测试、有机碳同位素、有机氮同位素测试,反演沙三下亚段沉积的氧化还原环境,并结合有机、无机地球化学指标,探讨了有机质聚集和赋存的机理。

1 区域地质概况

1.1 地质概况及样品

渤南洼陷是渤海湾盆地济阳坳陷沾化凹陷中部的一个三级构造单元(图1),是渤海湾盆地中-新生代裂谷盆地的一部分,面积约600 km²。渤南洼陷的形成

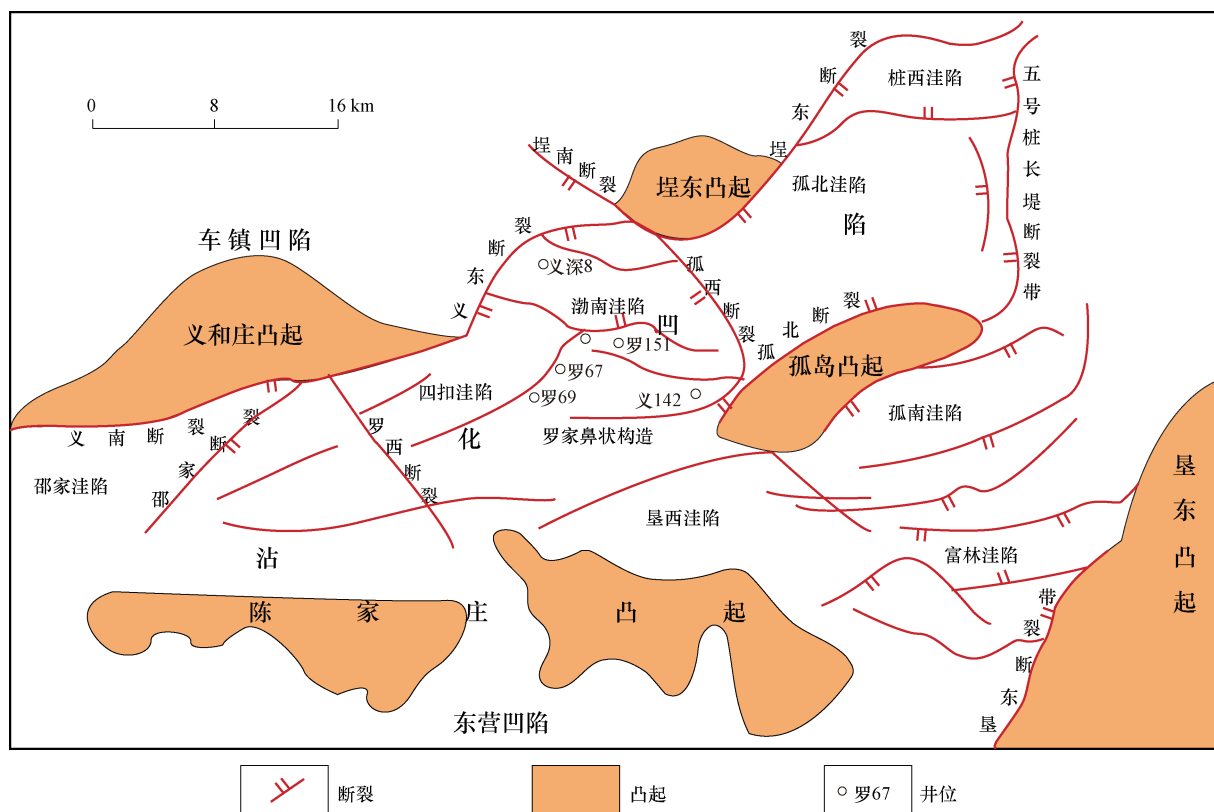


图1 沾化凹陷渤南洼陷构造位置^[3]

Fig. 1 The location of Bonan Sag in Zhanhua Depression^[3]

主要受燕山运动和喜马拉雅运动影响,燕山运动形成了罗西断层、孤西断层等北西-南东向断层,喜马拉雅运动形成了义东断层、义南断层、孤北断层等北东-南西向断层,并对早期断层进行改造,形成了现今凹凸相间的构造格局。渤南洼陷北以埕南断层与埕东凸起相接,南以缓坡过渡到陈家庄凸起,西以义东断层与义和庄凸起相接,东以孤西断层与孤岛凸起相接,是一个北陡南缓的箕状断陷盆地^[8]。

渤海湾盆地在古近纪经历了断陷初期、发育期、鼎盛期和萎缩期,依次发育了孔店组、沙河街组和东营组。在新近纪盆地从断陷期进入拗陷期,发育馆陶组和明化镇组,在第四纪发育平原组。其中沙河街组可分为4段,从下向上依次为沙河街组四段、沙河街组三段、沙河街组二段和沙河街组一段。沙河街组三段下亚段是在湖盆断陷鼎盛期沉积的暗色泥岩和碳酸盐岩互层的沉积地层,分布广、厚度大,是渤南洼陷页岩油气最有利的储层,是本文研究的目标层位。L69井是渤南洼陷沙三下亚段的重点取心井,在2 911.0~3 140.7 m进行了全井段取心,完整记录了沙三下亚段的沉积。本项研究对L69井进行密集取样,采集样品171块,开展了岩心描述和薄片鉴定等系统沉积学工作,并进行了主微量元素、有机碳、氮同位素及无机碳氧同位素测试等地球化学实验。

1.2 岩性和矿物成分

渤南洼陷沙三下亚段主要发育碳酸盐岩,矿物成分主要为方解石、粘土矿物和石英,含少量长石、白云石、黄铁矿。方解石主要是泥晶方解石,次为亮晶方解石,亮晶方解石表现为针状和块状两种晶型,粘土矿物主要为伊-蒙混层和伊利石,也有少量高岭石及绿泥石,常与泥晶方解石混合。石英及长石形状不规则且分选磨圆较差。黄铁矿主要以分散状分布在粘土和泥晶方解石上,偶见小团块及分散在粘土纹层上的黄铁矿纹层。有机质呈分散状、纹层状分布在粘土上,类型以Ⅰ型和Ⅱ₁型为主^[8],指示浮游藻类和细菌是有机质的主要来源。

1.3 岩相分类

L69井岩心样品均呈深灰色且发育致密,宏观可见块状、微弱纹层状和纹层状构造,镜下可观察到块状、透镜状及纹层状构造。通过系统的沉积学研究,鉴定出如下岩相:块状泥晶灰岩、透镜状泥晶灰岩、纹层状泥晶灰岩、纹层状亮晶灰岩、块状微亮晶灰岩、块状泥晶白云岩、纹层状泥晶白云岩,以及极少量的砂岩和

生物碎屑灰岩,其中前4种占比例最大,详细特征如下文所述。

1) 块状泥晶灰岩

块状泥晶灰岩占岩心样品的57%,主要发育在埋深2 910~3 020 m。碳酸盐含量平均为55.4%,以泥晶方解石为主,有极少量白云石化。粘土矿物与泥晶方解石混合,其余陆源碎屑分散状分布,以石英为主,其次为长石,有机质分散状分布,介形虫碎片广泛分布,密度最高达5个/mm²,粗细不一,长度约100~1 000 μm,部分保存完好,部分残缺(图2a—c)。

2) 透镜状泥晶灰岩

透镜状泥晶灰岩占岩心样品的17%,主要发育在埋深3 000~3 040 m及3 070~3 130 m。岩心样品呈微弱纹层状,碳酸盐含量平均为64.1%,主要是泥晶方解石,有极少量白云石化。泥晶方解石呈规则椭圆形透镜状产出,长轴长100~500 μm,短轴长30~100 μm,同一区域的透镜体大小和形态相近,长短轴比为2:1~6:1,密度低的1~10个/mm²。陆源碎屑分散状分布,以石英为主,伴有长石,有机质分散状分布,介形虫碎片比块状泥晶灰岩中的少(图2d—f)。

3) 纹层状泥晶灰岩

纹层状泥晶灰岩占岩心样品的12%,主要发育在埋深3 055~3 130 m。碳酸盐含量平均为71.1%,岩心样品纹层发育,镜下可观察到泥晶方解石纹层、粘土纹层和有机质纹层等,纹层厚度为0.1~0.5 mm,几乎无介形虫(图2g—i)。

4) 纹层状亮晶灰岩

纹层状亮晶灰岩占岩心样品的4%,主要发育在埋深3 040~3 090 m。碳酸盐含量平均为70.8%,主要是亮晶方解石,颗粒大小在20~120 μm。岩心样品纹层非常发育,镜下可见亮晶方解石纹层、粘土纹层和有机质纹层。纹层以水平为主,未见波状和楔状纹层,几乎无介形虫(图2j—l)。纹层状亮晶灰岩与其他3种岩相有显著不同,其孔隙度高、渗透性好,是L69井最有利的储集层^[2-4]。

2 地球化学实验

2.1 实验方法

对L69井采集的171个样品进行了主微量元素、无机碳、氧同位素及有机碳、氮同位素测试,实验方法介绍如下。

1) 主微量元素

全岩样品粉碎至200目左右,加入足量醋酸-醋

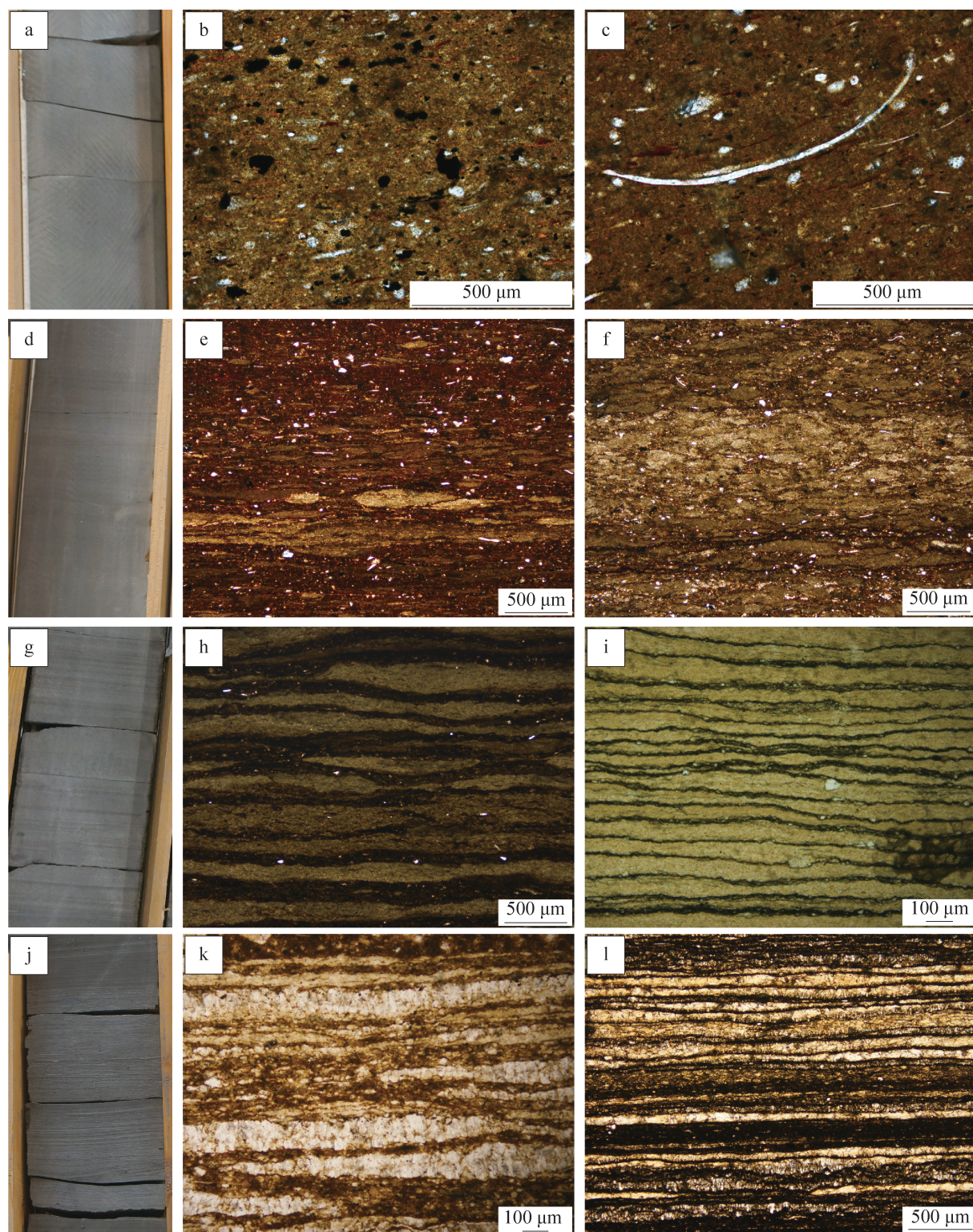


图2 渤南洼陷 L69 井岩心样品薄片照片

Fig. 2 Photographs showing the thin sections of core samples from Well L69, Bonan Sag

a. 块状泥晶灰岩岩心,埋深2 993 m;b. 块状泥晶灰岩(单偏光),埋深2 969.5 m;c. 块状泥晶灰岩中的介形虫碎片(单偏光),埋深2 963.0 m;
 d. 透镜状泥晶灰岩岩心,埋深3 019 m;e. 透镜状泥晶灰岩,泥晶透镜体排列整齐(单偏光),埋深3 023.7 m;f. 透镜状泥晶灰岩,泥晶透镜体排列整齐成条带(单偏光),埋深3 062.4 m;g. 纹层状泥晶灰岩岩心,埋深3 099 m;h. 纹层状泥晶灰岩,方解石纹层-粘土纹层-分散状有机质(单偏光),埋深3 084.0 m;i. 纹层状泥晶灰岩,方解石纹层-粘土分散-有机质纹层(单偏光),埋深3 126.8 m;j. 纹层状亮晶灰岩岩心,埋深3 061 m;k. 纹层状亮晶灰岩,针状亮晶方解石纹层-粘土纹层(单偏光),埋深3 062.8 m;l. 纹层状亮晶灰岩,块状亮晶方解石纹层-有机质纹层(单偏光),埋深3 087.3 m

酸铵溶液,摇匀静置 48 h,离心,取上清液稀释后测试碳酸盐组分元素含量。并将不溶的沉淀物洗过 4 遍去离子水后,烘干称量碎屑组分质量,移入 PFA 溶样罐,依次加入浓 HF 和浓 HNO₃,加热 12 h 后蒸干,再加入浓 HNO₃,加热 12 h 后蒸干,仍有未溶解的加入浓 HCl 和浓 HNO₃,加热 12 h 后蒸干,再加入 1 mL 1N HCl,1 mL 1N HNO₃,3 mL 去离子水,配置成待测液,离心稀释后上机测试碎屑组分元素含量。测试方法采用电感耦合等离子体发射光谱分析法(ICP-OES),在北京大学地球与空间科学学院造山带与地壳演化教育部重点实验室进行测试。

2) 无机碳、氧同位素

取大于 0.2 g 样品于小离心管中,送往美国路易斯安那州立大学地质系地球化学实验室进行实验。

3) 有机碳、氮同位素

将粉末样品放入 50 mL 试管,加入 20 mL 3N HCl,摇匀静置 48 h,离心,倒掉上清液,将未溶解的部分用去离子水洗至 pH 大于 5,蒸干,此时得到碎屑组分。将部分沉淀放入 PFA 溶样罐,依次加入 4 mL 浓 HCl 和 6 mL 浓 HF,加热 4 h 后,离心,倒掉上清液,加入 10 mL 浓 HCl,蒸干,用去离子水洗至 pH 大于 5,蒸干,此时得到干酪根组分,将两部分蒸干后的粉末准备燃烧测试,在美国路易斯安那州立大学地质系地球化学实验室进行测试。

2.2 成岩作用

在利用地化指标分析沉积水体环境和有机质富集机制之前,需要先排除后期成岩作用对数据的影响。无机碳、氧同位素的相关性可以指示成岩作用,当无机碳、氧同位素成正相关时,指示后期成岩作用强烈,所测的地化数据无法用于古环境恢复^[9]。L69 井岩心无

机碳氧同位素相关性很差(图 3a),这说明后期成岩改造作用较为微弱。

此外,还可以利用有机碳、氮同位素以及总有机碳含量(TOC)和总有机氮含量(TON)的相关性来探讨岩性对成岩作用的影响。成岩作用会优先消耗富¹³C 的有机质而保存富¹²C 的有机质,导致碳同位素发生负漂^[10];另外,有机质的逸散也会使 TOC 和 TON 降低。为了探讨 4 种岩相(块状泥晶灰岩、透镜状泥晶灰岩、纹层状泥晶灰岩和纹层状亮晶灰岩)的形成是否主要受控于成岩作用的影响,按岩相分组并关注不同岩相的样品中 TOC 与 TON 的分布,以及干酪根有机碳、氮同位素的变化趋势(图 3b,c)。如图 3 所示,4 种岩相样品中全岩的 TOC 和 TON 无明显分区,且干酪根有机碳、氮同位素无明显分区,说明成岩作用可能并不是导致不同岩相产出的主要影响因素。同时,与上文碳酸盐碳、氧同位素投图(图 3a)得到的结论类似,成岩改造作用微弱,经实验测得的地球化学元素可能可以较好地反映沉积时的原始环境。

2.3 陆源碎屑来源讨论

4 种主要的岩相类型的岩性特征和沉积结构构造差异很大,其中不容忽视的一点是陆源碎屑的影响,因为陆源碎屑在 4 类岩相的混积碳酸盐岩中含量在 30%~45%。通常不同类型的碎屑组分中 Al/K 和 Al/Mg 比值会有所不同,本研究将通过对 L69 井岩心碎屑组分的地球化学元素进行分析,根据测得的主微量元素计算碎屑组分中 Na₂O, MgO, Al₂O₃, K₂O, CaO 等矿物的百分比,来探讨陆源碎屑的来源问题。经过实验和数据分析,发现碎屑组分中 Al₂O₃ 和 MgO, Al₂O₃ 和 K₂O 之间存在很好的正相关关系(图 4),且 Al/K 和 Al/Mg 比值一直稳定,说明在所研究的层位

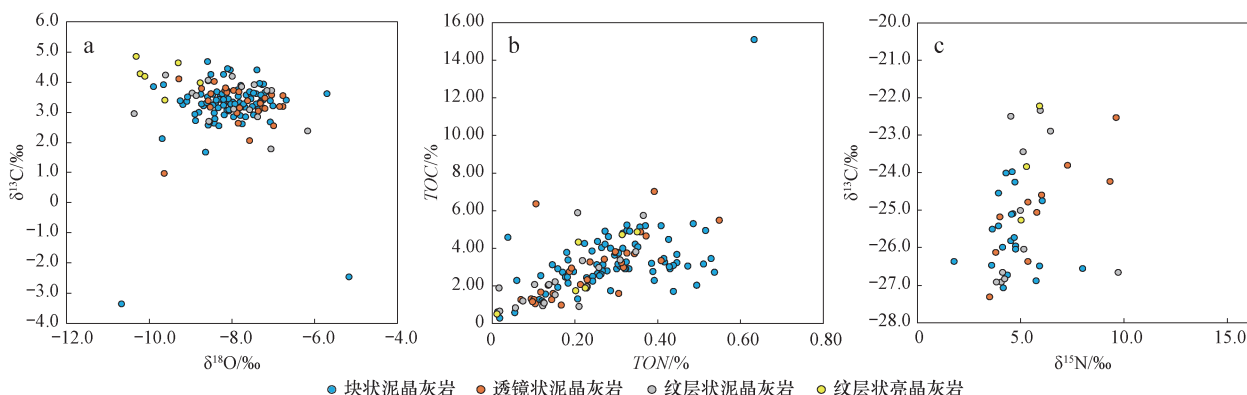


图3 渤南洼陷 L69 井岩心样品成岩作用分析

Fig. 3 Analysis of diagenesis of core samples from Well L69, Bonan Sag

a. 无机碳同位素 vs. 氧同位素; b. TOC vs. TON; c. 干酪根有机碳同位素 vs. 有机氮同位素

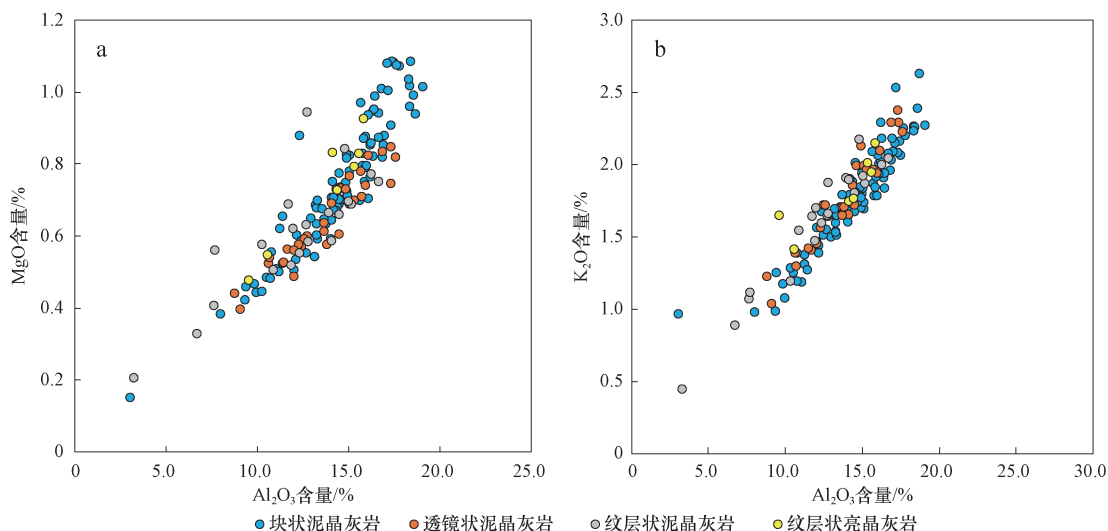


图4 渤南洼陷 L69 井岩心碎屑组分中 Mg, Al 和 K 的关系

Fig. 4 The relationship of Mg, Al and K content in clastic components of core samples from Well L69, Bonan Sag

a. 碎屑组分中 Al_2O_3 和 MgO 含量呈正相关; b. 碎屑组分中 Al_2O_3 和 K_2O 含量呈正相关

中,碎屑组分的成分是均一的,这一现象表明该沉积时段碎屑组分的来源可能是恒定且单一的,沉积过程主要受到湖水水体本身环境的影响,这也为之后探讨碳酸盐组分形成的沉积环境提供了有利的前提条件。

2.4 氧化还原环境

自然界中氮同位素的循环包括以下几种方式:大气中的 N_2 被光能自养细菌和蓝藻细菌固定;生物死亡后,核酸和氨基酸中一部分氮经过再矿化作用,返回到环境中,形成 NH_4^+ ; NH_4^+ 可以被硝化,形成 NO_3^- ; NO_3^- 可以经过反硝化作用,形成 N_2 。 NH_4^+ 和 NO_3^- 都可以被生物体同化,并进一步埋藏,形成干酪根。部分 NH_4^+ 被释放到孔隙水中,置换了粘土矿物中的 K^+ , 吸附在粘土矿物晶格中^[11-14]。

在氮循环中, N_2 通过生物固定离开大气,通过反硝化作用返回到大气中,这两个过程控制着有机氮的氮同位素组成。生物固定对氮的同位素分馏作用很微弱,而在反硝化过程中, ^{14}N 优先返回大气,在湖水中留下富含 ^{15}N 的 NO_3^- , 进而沉积,导致明显的氮同位素分馏。因此,反硝化作用影响着有机物的氮同位素组成,可以用氮同位素的组成反演沉积时的氧化还原条件^[15-16]。

氮元素在沉积物中有两种形式:干酪根中的氮和含钾的硅酸盐以及长石上吸附的氮,因此测得的全岩 ($\delta\text{N}_{\text{Bulk}}$) 的有机氮同位素实际上是干酪根 ($\delta\text{N}_{\text{Ker}}$) 和含钾矿物吸附 NH_4^+ ($\delta\text{N}_{\text{NH}_4^+}$) 中 N 同位素的二元混合。通常 $\delta\text{N}_{\text{NH}_4^+}$ 反映的是碎屑组分的母岩的信息,而非沉积环境,所以通常认为选用干酪根 N 同位素,即 $\delta\text{N}_{\text{Ker}}$ 能够更为精准地指示沉积时水体的环境。在实际应用

中,含有 NH_4^+ 的矿物比例往往很低,并不会对全岩的 N 同位素,即 $\delta\text{N}_{\text{Bulk}}$ 产生较大的影响,所以目前大多数研究仍采用 $\delta\text{N}_{\text{Bulk}}$ 来指示沉积环境^[17]。笔者对照测试全岩 ($\delta\text{N}_{\text{Bulk}}$) 和干酪根 ($\delta\text{N}_{\text{Ker}}$) 发现在含有碎屑组分的湖相碳酸盐岩中,二者差别比较明显(图 5),因此需要结合起来进行探讨。干酪根有机氮同位素在埋深 2 915 ~ 2 942, 2 962 ~ 2 990, 3 003 ~ 3 023, 3 047 ~ 3 067 和 3 115 ~ 3 125 m 处都出现了明显正漂,可能指示湖水在对应时期处于还原状态,发生了部分的反硝化作用。在上述提及的层位中, $\delta\text{N}_{\text{Ker}}$ 反映出来的反硝化信号明显比全岩的要灵敏。而在埋深 2 950, 3 080 ~ 3 100 以及 3 050 m 附近,出现了 $\delta\text{N}_{\text{Bulk}}$ 的高值,对此提出如下的解释:此时水岩界面,也即沉积物的表面可能处于缺氧状态,通过厌氧氨氧化菌的作用,可以将水体中的 NO_3^- 源源不断地输送到沉积物的表面发生厌氧氨氧化作用,使沉积物中 $\delta\text{N}_{\text{NH}_4^+}$ 偏正,进而提高 $\delta\text{N}_{\text{Bulk}}$ 值。所以,结合 $\delta\text{N}_{\text{Bulk}}$ 和 $\delta\text{N}_{\text{Ker}}$ 值共同探讨,将对于全面理解沉积水体和沉积物中的氧化还原环境具有十分重要的意义。

湖盆初始生产力主要由浮游植物提供, TOC 和 TON 可以指示初始生产力的大小^[5]。一般来说,初始生产力越高,则沉积物中 TOC 和 TON 值也越高。 TOC 和 TON 值在埋深 2 910 ~ 2 930, 2 950 ~ 2 990 和 3 020 ~ 3 060 m 处呈显著高值,且全井段从深到浅呈增大趋势,可能说明这 3 处初始生产力较高。但特别要指出的是,有机质在生烃过程中会被消耗,部分有机质随着孔隙、裂缝等通道迁移,导致 TOC 和 TON 可能并不能完全准确指示湖盆初始生产力的大小,只具有一定的参考意义。

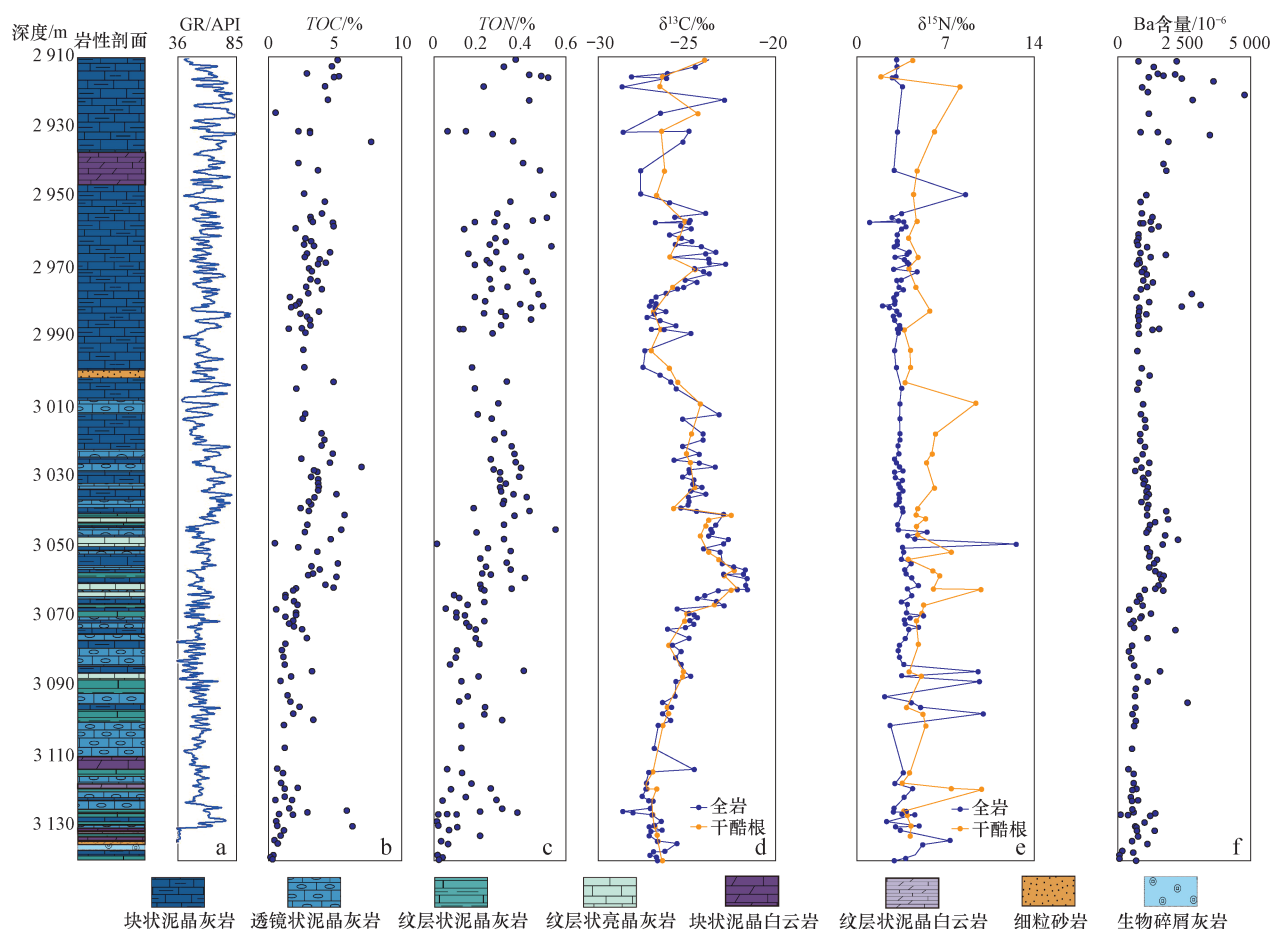


图5 渤南洼陷 L69 井古环境地球化学元素综合图

Fig. 5 A composite geochemical graph showing the paleoenvironment from Well L69 of Bonan Sag

有机碳同位素也常用于恢复初始生产力^[5-6,18-19]。植物光合作用优先利用富¹²C的CO₂,使生产的有机物也富¹²C,随着富¹²C的CO₂减少,植物开始利用富¹³C的CO₂,使生产的有机物中碳同位素也变重。因此光合作用是影响有机碳同位素最主要的因素,光合作用越强,有机碳同位素越重。但同时光合作用的植物类型、甲烷的生成、深部断裂等因素也会影响碳同位素的富集^[20-21],生烃作用中甲烷优先富集¹²C,使湖水中富集¹³C,会导致沉积物中的¹³C含量增大,因此有机碳同位素需要结合与生物作用密切相关且不受生烃作用影响的指标来共同恢复初始生产力。全岩和干酪根的有机碳同位素在埋深2950~2980m和3000~3070m处呈显著正漂,这可能说明该处初始生产力较高,但由于生烃作用也是有机碳同位素分馏的重要因素,需要结合其他不受生物作用影响的指标来精确判断初始生产力。

Ba也与初始生产力密切相关^[22],J. K. B. Bishop指出有机碳颗粒中携带Ba²⁺,导致了海洋中悬浮Ba的产生^[23],Dehairs指出海洋中的PO₄³⁻可以指示海洋生产力,BaSO₄与PO₄³⁻呈正相关,指示了BaSO₄可以

指示初始生产力^[24]。湖盆中颗粒BaSO₄的溶度积尚未达到自身的溶解度,因此BaSO₄的形成不是由Ba²⁺直接沉淀导致的,而是由有机碳降解使局部BaSO₄过饱和和导致的,且颗粒BaSO₄不会受生烃作用影响。因此,沉积物中埋藏的Ba通量(包括溶解态的Ba²⁺和颗粒BaSO₄)可以较好地指示湖盆的初级生产力。Ba在埋深2910~2935,2970~2985和3040~3080m处都呈现高值,指示这几处生产力较高。

结合前述几种初始生产力的指标,在埋深2910~2940,2950~2990和3000~3070m处呈同步正漂变化,指示这些层段古生产力较高。在埋深3020~3070m处有机碳同位素值较其他两种指标更高,可能是生烃作用导致的。植物光合作用产生大量有机质,在沉降过程中消耗大量氧气,导致水体内部形成还原状态,进一步有利于有机质的埋藏与保存。综上所述,湖盆在埋深2910~2940,2950~2990和3000~3070m处经历了3次初始生产力较高、有机质沉降过程中消耗氧气导致的还原环境,有机质得以大量埋藏保存。

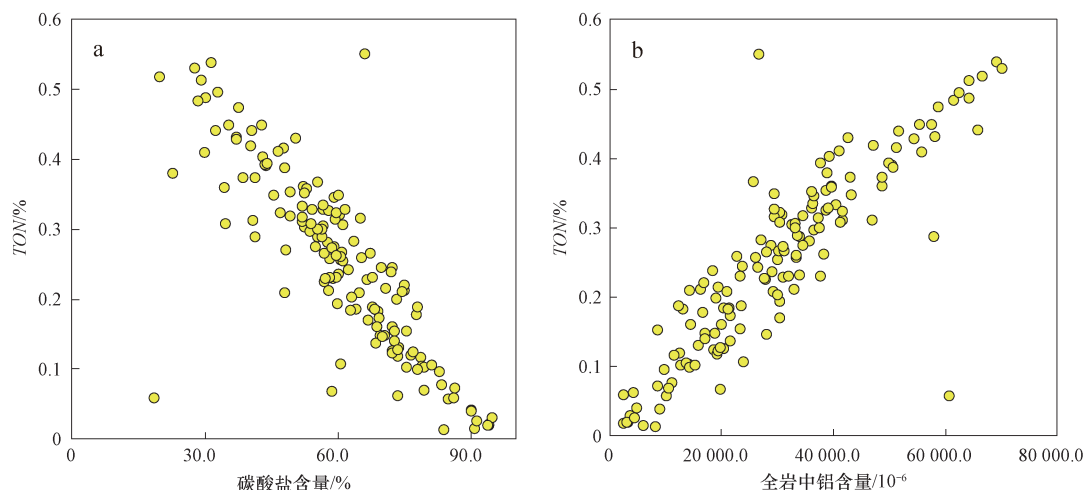


图6 渤南洼陷 L69 井岩心有机氮总量与碳酸盐含量、粘土矿物含量的关系

Fig. 6 The relationship of total organic nitrogen (TON) with carbonate content and clay mineral content in core samples from Well L69, Bonan Sag

a. TON 和碳酸盐含量的关系; b. TON 和全岩中铝含量的关系

2.5 有机质富集成因

为了探讨 L69 井样品有机质的成因,对所有样品的有机氮总量和碳酸盐含量、粘土含量的关系进行分析,用碎屑组分中的 Al 乘以碎屑含量来代表样品中粘土的相对含量,可见 TON 与碳酸盐含量成较好的负相关,与粘土含量成较好的正相关(图 6),这说明陆源物质的输入与有机物的含量有较强的联系,其中可能的原因有二:第一,陆源物质的输入带来了大量的营养物质,促进了藻类生长,因此产生了大量有机质;第二,大量的有机质全部是由陆源物质带来的,这一点与观察到的大量湖生藻类化石相悖,前人文章中也有大量关于湖生藻类的描述^[4],因此第一种假设的可能性较大。

结合上述一系列沉积地化研究,对渤南洼陷有机质的富集和保存机理有如下的推测:均一的陆源物质输入带来了丰富的营养物质,促进了藻类生长,生产力大大提高,大量有机质生成。过量的有机质在沉降过程中不断消耗水体中的氧气,导致湖水水体缺氧,进而更加有利于有机质的保存。

3 结论

1) 根据岩心和薄片观察,L69 井主要岩相包含块状泥晶灰岩、透镜状泥晶灰岩、纹层状泥晶灰岩、纹层状亮晶灰岩等。

2) 基于沉积学研究,对碎屑组分有机氮同位素、干酪根有机氮同位素进行比较。同时,通过有机碳同

位素和 Ba 共同还原盆地古生产力,识别出湖盆在 2 910 ~ 2 940, 2 950 ~ 2 990 及 3 000 ~ 3 070 m 埋深处初始生产力较高且水体或沉积物处于还原环境,生成的有机质大量保存下来,有成为优质烃源岩的潜力。

3) 研究区陆源物质来源均一,陆源物质的输入带来了营养物质,促进了藻类生长,产生了大量有机质,在有机质沉降过程中不断消耗氧气,导致了水体缺氧,有利于有机质的保存。

参 考 文 献

- [1] 贾承造,郑民,张永峰. 中国非常规油气资源与勘探开发前景[J]. 石油勘探与开发, 2012, 39(2): 129 - 135.
Jia Chengzao, Zheng Min, Zhang Yongfeng. Unconventional hydrocarbon resources in China and the prospect of exploration and development[J]. Petroleum Exploration and Development, 2012, 39(2): 129 - 135.
- [2] 王永诗,巩建强,房建军,等. 渤南洼陷页岩油气富集高产条件及勘探方向[J]. 油气地质与采收率, 2012, 19(6): 6 - 10.
Wang Yongshi, Gong Jianqiang, Fang Jianjun, et al. Enrichment conditions and exploration direction of shale oil in Bonan Sag[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2012, 19(6): 6 - 10.
- [3] 邓美寅,梁超. 渤南洼陷沙三下亚段泥页岩储集空间研究:以罗 69 井为例[J]. 地学前缘, 2012, 19(1): 173 - 181.
Deng Meiyin, Liang Chao. Studies on reservoir space of mudstone and shale of the lower section of Es3 in Bonan Sub-sag: An example from Well Luo69[J]. Earth Science Frontiers, 2012, 19(1): 173 - 181.
- [4] 彭丽. 陆永潮,彭鹏,等. 渤海湾盆地渤南洼陷沙三下亚段泥页岩非均质性特征及演化模式——以罗 69 井为例[J]. 石油与天然气地质, 2017, 38(2): 219 - 229.
Peng Li, Lu Yongchao, Peng Peng, et al. Heterogeneity and evolution model of the Lower Shahejie Member 3 mud-shale in the Bonan Sub-

- sag, Bohai Bay Basin: An example from Well Luo 69[J]. *Oil and Gas Geology*, 2017, 38(2): 219–229.
- [5] Pancost R D, Freeman K H, Patzkowsky M E. Organic-matter source variation and the expression of a late Middle Ordovician carbon isotope excursion[J]. *Geology*, 1999, 27(11): 1015–1018.
- [6] Struck U, Emeis K C, Voß M, et al. Biological productivity during sapropel S5 formation in the Eastern Mediterranean Sea: Evidence from stable isotopes of nitrogen and carbon[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(19): 3249–3266.
- [7] Passier H F, Bosch H J, Nijenhuis I A, et al. Sulphidic Mediterranean surface waters during Pliocene sapropel formation[J]. *Nature*, 1999, 397(6715): 146–149.
- [8] 王鸿升, 胡天跃. 渤海湾盆地沾化凹陷页岩油形成影响因素分析[J]. *天然气地球科学*, 2014(增1): 141–149.
Wang Hongsheng, Hu Tianyue. Analysis of influence factors of shale oil formation in Zhanhua Depression of Bohai Bay Basin[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2014, 25(s1): 141–149.
- [9] Rhodes T E, Gasse F, Lin R, et al. A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China) [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1996, 120(1–2): 105–121.
- [10] Talbot M R, Livingstone D A. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1989, 70(1): 121–137.
- [11] Schroeder P A, McLain A A. Illite-smectites and the influence of burial diagenesis on the geochemical cycling of nitrogen[J]. *Clay Minerals*, 1998, 33(4): 539–546.
- [12] Itihara Y, Honma H. Ammonium in biotite from metamorphic and granitic rocks of Japan[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1979, 43(4): 503–509.
- [13] Thomazo C, Ader M, Philippot P. Extreme ^{15}N -enrichments in 2.72-Gyr-old sediments: Evidence for a turning point in the nitrogen cycle[J]. *Geobiology*, 2011, 9(2): 107.
- [14] Mariotti A, Germon J C, Hubert P, et al. Experimental determination of nitrogen kinetic isotope fractionation: Some principles; illustration for the denitrification and nitrification processes[J]. *Plant and Soil*, 1981, 62(3): 413–430.
- [15] Thomazo C, Papineau D. Biogeochemical cycling of nitrogen on the early earth[J]. *Elements*, 2013, 9(5): 345–351.
- [16] Stüeken E E, Kipp M A, Koehler M C, et al. The evolution of Earth's biogeochemical nitrogen cycle [J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 160: 220–239.
- [17] Ader M, Thomazo C, Sansjofre P, et al. Interpretation of the nitrogen isotopic composition of Precambrian sedimentary rocks: Assumptions and perspectives[J]. *Chemical Geology*, 2016, 429: 93–110.
- [18] Laws E A, Popp B N, Bidigare R R, et al. Dependence of phytoplankton carbon isotopic composition on growth rate and $[\text{CO}_2]_{\text{aq}}$: Theoretical considerations and experimental results [J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(6): 1131–1138.
- [19] Rau G H, Riebesell U, Wolfgladrow D. A model of photosynthetic ^{13}C fractionation by marine phytoplankton based on diffusive molecular CO_2 uptake[J]. *Marine Ecology Progress*, 1996, 133(1–3): 275–285.
- [20] Boutton T W, Archer S R, Midwood A J, et al. $\delta^{13}\text{C}$ values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem[J]. *Geoderma*, 1998, 82(1–3): 5–41.
- [21] Mampuku M, Yamanaka T, Uchida M, et al. Changes in C_3/C_4 vegetation in the continental interior of the Central Himalayas associated with monsoonal paleoclimatic changes during the last 600 kyr[J]. *Climate of the Past Discussions*, 2008, 10(2): 227–232.
- [22] Chow T J, Goldberg E D. On the marine geochemistry of barium[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 1960, 20(3): 192–198.
- [23] Bishop J K B. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter[J]. *Nature*, 1988, 332(6162): 341–343.
- [24] Dehairs F, Chesselet R, Jedwab J. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 49(2): 528–550.

(编辑 张玉银)