

东太平洋海隆(EPR) 13°N 附近含金属沉积物孔隙率研究

武 力^{1,2}, 曾志刚¹, 殷学博¹, 王晓媛¹, 陈 帅^{1,2}

(1. 中国科学院 海洋研究所 海洋地质与环境重点实验室, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039)

摘要: 研究了来自东太平洋海隆 13°N(EPR 13°N)的一个热液成因含金属箱式沉积物岩心 E272 的孔隙率变化特征。样品孔隙率在 70.0%~85.2 %之间, 顶部层位比底部层位高 14 %左右。孔隙率随深度增加而指数式单调递减, 平均递减梯度约为-0.31%/cm。该岩心上部层位呈红棕色, 下部层位呈黄绿色, 表明该岩心经历了显著的早期化学成岩作用。前人关于该岩心的元素地球化学, 粒度和年代学数据, 共同证明该岩心孔隙率随深度变化特征受稳态压缩过程控制。其孔隙率随深度的变化关系符合稳态压缩模型的经验拟合公式。E272 顶部沉积物-水界面处溶解物质与海水的交换以离子扩散机制为主, 而岩芯内部溶解物质的迁移则可能主要受自下而上的孔隙水流动机制控制, 这与岩芯中活动元素含量上部高, 下部低的分布模式一致。该研究对将来进一步讨论 E272 岩心在早期成岩作用中的化学过程具有指导意义。

关键词: 成岩作用; 含金属沉积物; 孔隙率; 稳态压缩模型; EPR 13°N

中图分类号: P736.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2012)01-0081-06

含金属沉积物是形成于海底的非固结沉积物, 以富 Fe, Mn 及多种其他金属和微量元素, 贫 Al, Ti 为重要特征^[1]。含金属沉积物广泛分布于洋中脊两侧的低洼地区, 它主要是由来自洋中脊热液活动的 Fe-, Mn-氧化物/氢氧化物与风尘碎屑, 生物钙质和/或硅质, 以及火山物质等共同沉积于海底而形成^[2-3]。含金属沉积物沉积后, 由于环境物理、化学(有时伴有生物作用)条件的变化, 而进入早期成岩活动阶段。早期成岩活动是发生于水环境中的对新生沉积物有改造作用的所有物理、化学以及生物过程^[4]。早期成岩过程中, 溶解态物质(主要是溶解金属离子)有向别处迁移的趋势。该过程有两种主要机制: 其一是分子扩散, 由沉积物孔隙水中溶解物质的浓度差异引起, 可由菲克扩散定律描述。其二是孔隙水整体定向流动^[5], 由沉积物所受外力对孔隙水产生的超压引起。两种机制的特征和对沉积物的影响有所不同。第一种机制将引起沉积物孔隙水中元素浓度的差异变化。而第二种机制则不会改变孔隙水的化学组成。特别地, 在沉积物-水界面处, 两种机制哪一种占主导将对底部海水的化学性质产生不同的影响。对孔隙水运移机制的研究有助于丰富和深化人们对自然环境中元素循环机理的认识。海洋沉积物与海水之间的物质交换是元素地球化学循环的重要方面之一。含金属沉积物相对于一般远洋沉积富含大量的

过渡金属等元素且分布广泛^[6], 早期成岩过程中这类元素容易溶解于孔隙水中并向别处迁移。从而, 对含金属沉积物中元素迁移机制的研究具有重要意义。前人曾对含金属沉积物孔隙水中的 O₂, NO₃⁻, DOC(可溶有机碳), Mn²⁺, Fe²⁺等物质进行过直接测量研究^[5,7-8], 但是通过对含金属沉积物孔隙率的变化特征来反映孔隙水化学组分变化的研究至今未见报道。孔隙率是沉积物的重要指标之一。影响沉积物孔隙率变化的因素主要包括沉积物沉积时的初始孔隙率大小和沉积后的早期成岩作用改造。后者包括物理加重、化学交结、生物扰动等^[4]。通过沉积物(岩)孔隙率的研究有助于了解其沉积和成岩历史^[9]。国外学者在这方面进行了较多工作^[4-5,9-10], 而国内学者对沉积物(岩)孔隙率的研究主要针对石油地质展开^[11]。本文研究来自 EPR 13°N 的一个含金属沉积物箱式柱状样 E272 的孔隙率特征, 并搜集和再分析了袁春伟等^[12], 殷学博等^[13-14]所发表的该柱状样的粒度, 年代学和地球化学数据, 以探讨早期成岩过

收稿日期: 2011-05-12; 修回日期: 2011-08-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(40830849, 40976027); 山东省自然科学基金杰出青年基金项目(JQ200913); 中国科学院海洋地质与环境重点实验室开放基金项目(MGE2009KG03)

作者简介: 武力(1983-), 男, 四川绵阳人, 硕士, 从事海洋沉积地球化学研究, E-mail: wl011022@hotmail.com

程中该柱状样孔隙率的变化规律及其意义。期望能为将来进一步研究 E272 岩心在早期成岩过程中的地球化学过程提供线索。

1 材料和方法

研究样品为 2003 年 9~11 月, 中国大洋协会 DY105-14 航次中国首次东太平洋海隆热液硫化物调查航段(第六航段)获得的含金属沉积物箱式柱状样, 编号 E272。站位(见图 1, 等深线数据引自: <http://www.geomapp.org/>)位于海隆西侧 45 km 处(12°36'39"N,

104°19'28"W), 上部 1~27 cm 为红褐色, 28~48 cm 为灰绿色。样品自海底采集上船后, 及时以 1 cm 顺序等间隔分割, 共取得 48 个子样品, 并对分割得到的子样品进行了孔隙率、含水率、干密度等的测定。孔隙率测量方法为: 将分割后的子样品分别放入 5 mL 的容器内, 使用万分之一天平准确称量其总质量 m_1 。低温(60 °C)烘干样品, 然后 105 °C 继续烘干 2 h, 称量烘干后样品和容器总质量 m_2 。得到的质量差为孔隙水的质量: $m_w = m_1 - m_2$, 则孔隙率为: $\phi = (m_w / 5 \rho_w) \times 100\%$ 。其中 ρ_w 为孔隙水的密度, 设为常数, 且等于 1 g/cm³。

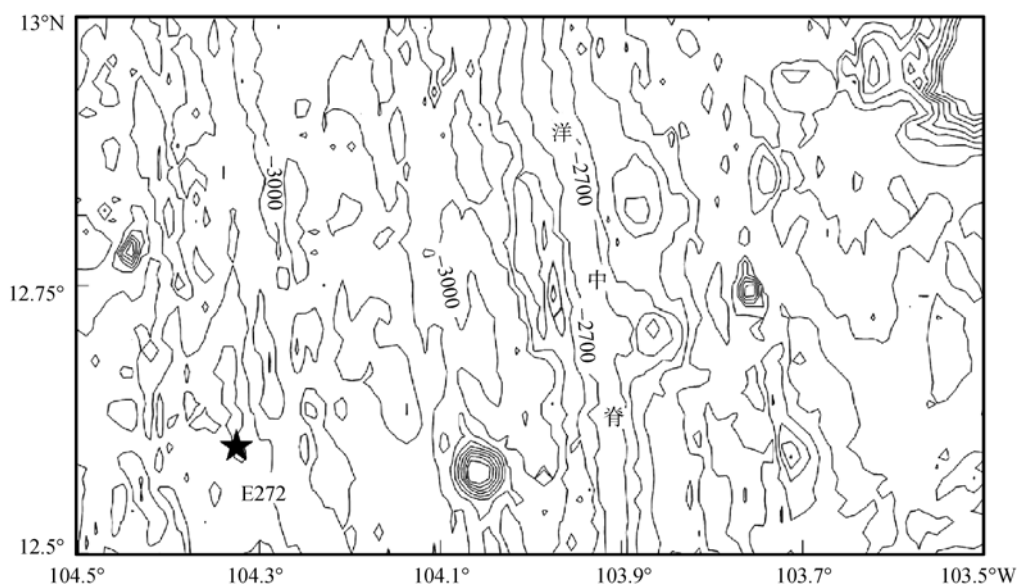


表 1 样品孔隙率测试结果

Tab. 1 The porosity of the sample

X (cm)	Φ (%)	X (cm)	Φ (%)	X (cm)	Φ (%)	X (cm)	Φ (%)
1	84.7	13	81.3	25	76.3	37	73.2
2	85.2	14	79.7	26	76.7	38	73.1
3	84.0	15	80.6	27	76.7	39	71.8
4	83.3	16	79.6	28	75.9	40	72.1
5	83.7	17	79.8	29	75.7	41	72.2
6	82.4	18	78.9	30	75.9	42	71.7
7	82.2	19	78.3	31	75.7	43	71.8
8	83.1	20	78.3	32	75.5	44	70.2
9	82.1	21	77.5	33	75.0	45	70.8
10	81.7	22	78.1	34	74.3	46	71.0
11	81.8	23	77.1	35	73.8	47	70.2
12	80.7	24	77.1	36	74.1	48	71.1

将测试数据代入(0)式,得到了满意的拟合效果(图 2c)。从而断定,样品的孔隙率的确符合稳态压缩模型。

稳态压缩^[4]下,某一指定深度的沉积物孔隙率不随时间变化。这是稳态压缩的最重要特征。图形上表示为任意时刻,沉积物孔隙率随深度变化曲线的形状都相同。而某一指定层位孔隙率的变化是由

于上覆沉积物不断沉积使得下伏沉积物承受的重量不断增加而引起。即稳态压缩情况下,孔隙率的变化主要受控于上覆沉积物对下伏沉积物的增重,本文关于指定深度,指定层位的概念见图 3,在不同时刻,指定深度距沉积物-水界面的距离不发生变化,而指定层位则会随着时间推移而不断掩埋到更深的地方,据沉积物-水界面的距离不断增加。

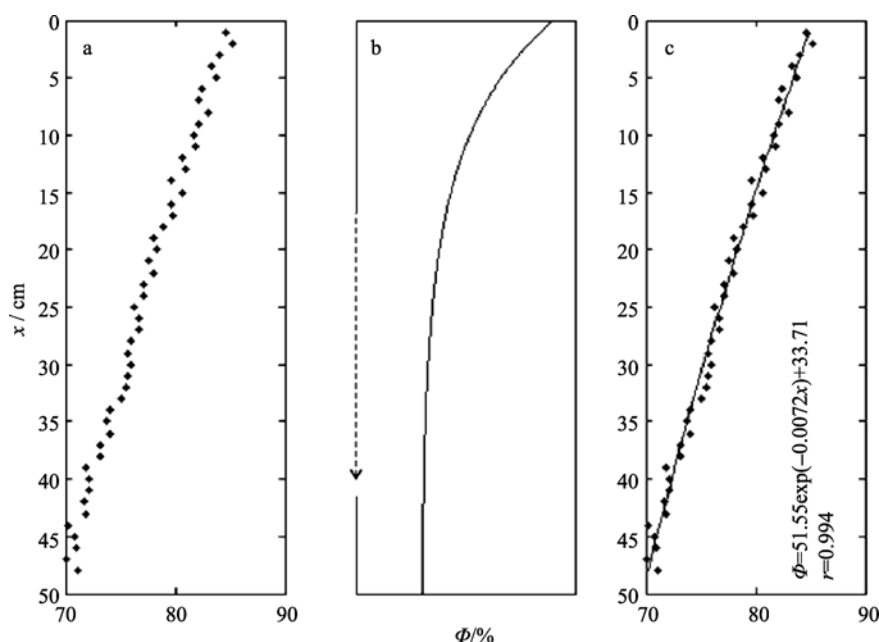


图 2 孔隙率对深度散点图

Fig. 2 Scatter plots of porosity vs. depth

压缩过程属于早期成岩作用范畴,根据成岩作用的一般描述方程, Berner^[4]给出了描述沉积物中压

缩效应的方程组:

$$\frac{\partial C_{ts}}{\partial t} = \frac{\partial(D_{ts} \frac{\partial C_{ts}}{\partial x})}{\partial x} - \frac{\partial(C_{ts} \omega)}{\partial x} + R_{ts} \quad (1)$$

$$\frac{\partial C_w}{\partial t} = \frac{\partial(D_w \frac{\partial C_w}{\partial x})}{\partial x} - \frac{\partial(C_w v)}{\partial x} + R_w \quad (2)$$

这里所有未知数都是时间 $t(\text{ka})$ 和深度 $x(\text{cm})$ 的二元函数, 且以沉积物-海水界面为原点建立坐标系。其中, C_{ts} 为单位体积沉积物中固相物质的质量 (g/cm^3); C_w 为单位体积沉积物中孔隙水的质量 (g/cm^3); ω 为相对于沉积物-水界面, 固相物质的掩埋速率 (cm/ka); v 为孔隙水的掩埋速率 (cm/ka)。 D_{ts} 为固相沉积物的总扩散系数 (cm^2/ka)。 R_{ts} 为固相物质的化学生成速率, R_w 为孔隙水的生成速率。该方程组表示, 某一组分在指定深度的浓度变化由三方面因素决定: 扩散, 对流和化学反应。

需要强调的是, 该方程适用于无生物扰动下沉积物孔隙率变化情况的描述。有关生物扰动对孔隙率的影响可见其他作者的研究成果^[16-17]。由于本次研究的样品没有生物扰动迹象, 故而可用上述方程来描述。

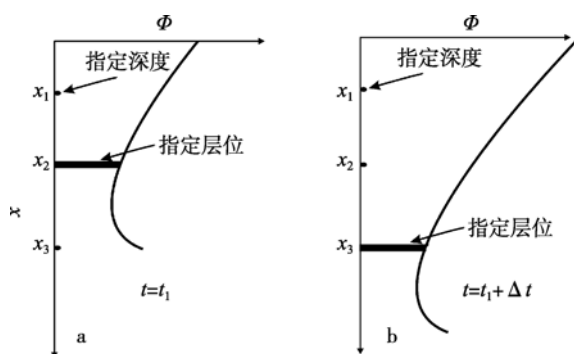


图3 指定深度和指定层位的概念

Fig. 3 The concepts of specific depth and specific layer

由于:

$$C_{ts} = \rho_{ts}(1-\Phi) \quad (3)$$

$$C_w = \rho_w \Phi \quad (4)$$

其中 ρ_{ts} , ρ_w 分别表示固相沉积物密度和孔隙水密度(设为常数)。又因为样品为松散沉积物, 没有发生化学交结。对于固体而言扩散效应也可以忽略不计。所以(1), (2)式中右边的第一和第三项都为0。将(3), (4)代入简化后的(1), (2)便有:

$$\frac{\partial(1-\Phi)}{\partial t} = -\frac{\partial[(1-\Phi)\omega]}{\partial x} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -\frac{\partial(\Phi v)}{\partial x} \quad (6)$$

对于稳态压缩, 指定深度孔隙率将不随时间变化, 即有:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = 0 \quad (7)$$

将(7)代入(5)和(6)则有:

$$\frac{\partial[(1-\Phi)\omega]}{\partial x} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial(\Phi v)}{\partial x} = 0 \quad (9)$$

上面两式表示在任意选定的某个时间剖面上, 任意深度的沉积物都有:

$$(1-\Phi)\omega = C_{\text{ons}}$$

$$\Phi v = C_{\text{ons}}$$

特别地:

$$C_{\text{ons}} = (1-\Phi)\omega = (1-\Phi_{\text{lim}})\omega_{\text{lim}} \quad (10)$$

$$C_{\text{ons}} = \Phi v = \Phi_{\text{lim}} v_{\text{lim}} \quad (11)$$

这里下标 lim 表示孔隙率接近极限的位置, C_{ons} 意为常数。由于在极深的地方, 压缩达到极致, 孔隙率不再发生变化, 此时 v_{lim} 近似等于 ω_{lim} , 即孔隙水相对于包含它的沉积物不发生相对移动。所以上两式可以写成

$$\omega = \frac{(1-\Phi_{\text{lim}})}{(1-\Phi)} \omega_{\text{lim}} \quad (12)$$

$$v = \frac{\Phi_{\text{lim}}}{\Phi} \omega_{\text{lim}} \quad (13)$$

(12)式表示在固定时间剖面上, 固相掩埋速率 ω 也是一个单调递减的函数, 且当 Φ 达到极限 Φ_{lim} 时, ω 也取得相应的极限 ω_{lim} 。而仔细观察(13)式可以发现:

$$0 < \Phi_{\text{lim}} \omega_{\text{lim}} < v = \frac{\Phi_{\text{lim}}}{\Phi} \omega_{\text{lim}} < \omega_{\text{lim}} < \omega \quad (14)$$

实际上(13)和(14)式表明, 孔隙水掩埋速率 v 是关于深度 x 的单调递增函数。相对于沉积物-水界面(指定深度)有 $v > 0$, 也就是说孔隙水不会越过该界面而流入底部海水。另一方面, 沉积物内部, 孔隙水的掩埋速率小于对应的固相物质的掩埋速率, 即: $v < \omega$ 。表明相对于指定层位, 孔隙水总是自下而上流动的, 即表明, 稳态压缩过程中, 沉积物所含孔隙水量是守恒的。

E272 遭受了显著的早期化学成岩作用, 使得某些活动元素在下部层位的含量明显低于上部层位含量。下部层位由于缺乏 O_2 , NO_3^- 等氧化剂使得 Fe ,

Mn 等的高价离子在有机碳等还原剂作用下被还原而呈游离态大量进入孔隙水, 由于扩散或者孔隙水的流动而发生迁移。菲克定律指出, 控制扩散机制的主导因素是浓度梯度, 但是浓度梯度的方向可由多种因素决定, 带有不确定性。以上讨论显示, E272 内部孔隙水的流动方向总是自下而上的单向流动, 这与其上部层位活动元素含量高, 下部层位活动元素含量低的观察事实相一致。这种一致性说明, 孔隙水自下而上的定向流动可能是 E272 早期成岩过程中溶解物质迁移的主导机制, 但是由于孔隙水守恒, 沉积物与底部海水在沉积物-水界面处的物质交换则由浓度扩散机制起主要作用。该推论对进一步理解 E272 在早期成岩过程中所经历的地球化学过程具有指导意义。

3 结论

E272 经历了显著的早期化学成岩作用, 而其孔隙率变化受稳态压缩过程控制。沉积物内部的孔隙水量守恒。孔隙水只在沉积物内部自下而上流动, 不会越过沉积物-水界面, 故而化学成岩过程中, 溶解物质在沉积物-水界面的交换主要受浓度扩散机制控制, 而在沉积物内部, 孔隙水自下而上的定向流动可能是早期成岩过程中溶解物质迁移的主导机制。

致谢: 对 DY105-14 航次第六航段所有船、队员为采集样品、数据和资料所做出的贡献表示感谢! 感谢成都理工大学余少雄博士在实验方面的工作, 感谢两位审稿专家提出的宝贵意见!

参考文献:

- [1] Gurvich E. Metalliferous sediments of the world ocean [M]. Berlin Heidelberg: Springer, 2006: 1-411.
- [2] Leinen M. The origin of paleochemical signatures in North Pacific pelagic clays: Partitioning experiments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51: 305-319.
- [3] Kadko D. A detailed study of some uranium series nuclides at an abyssal hill area near the East Pacific rise at 8°45'N [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 51(1): 115-131.
- [4] Berner R A. Early diagenesis: A theoretical approach [M]. Princeton: Princeton University Press, 1980: 1-241.
- [5] De Lange G. Early diagenetic reactions in interbedded pelagic and turbiditic sediments in the Nares Abyssal Plain (western North Atlantic): Consequences for the composition of sediment and interstitial water [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986, 50(12): 2543-2561.
- [6] Boström K, Peterson M. The origin of aluminum-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise [J]. *Marine Geology*, 1969, 7(5): 427-447.
- [7] Klinkhammer G P. Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific, II. Pore water metal results [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 49(1): 81-101.
- [8] Heggie D, Kahn D, Fischer K. Trace metals in metalliferous sediments, MANOP Site M: interfacial pore water profiles [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 80(1-2): 106-116.
- [9] Hart B, Flemings P, Deshpande A. Porosity and pressure: Role of compaction disequilibrium in the development of geopressures in a Gulf Coast Pleistocene basin [J]. *Geology*, 1995, 23(1): 45-48.
- [10] Imboden D M. Interstitial transport of solutes in non-steady state accumulating and compacting sediments [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1975, 27(2): 221-228.
- [11] 张厚福, 方朝亮, 高先志, 等. 石油地质学 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1999: 1-112.
- [12] 袁春伟, 曾志刚, 殷学博, 等. 东太平洋海隆 13°N 附近沉积物岩芯地球化学特征 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, 27(004): 45-53.
- [13] 殷学博, 刘长华, 曾志刚, 等. 东太平洋海隆 (EPR) 13°N 热液区附近沉积物粒度特征 [J]. *海洋科学*, 2007, 31(001): 49-54.
- [14] 殷学博. 东太平洋海隆 13°N 附近沉积物年代学研究 [D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2005.

- [15] Boudreau B P, Bennett R H. New rheological and porosity equations for steady-state compaction [J]. American Journal of Science, 1999, 299 (7-9): 517-528.
- [16] Lars H, Anders K. An equation of state for biologically active lake sediments and its implications for interpretations of sediment data [J]. Sedimentology, 1978, 25 (2): 205-226.
- [17] Mulsow S, Boudreau, B P, Bioturbation and porosity gradients [J]. Limnology and Oceanography, 1998, 43 (1): 1-9.

Study on the porosity of a metalliferous sediment core from the East Pacific Rise 13°N

WU Li^{1,2}, ZENG Zhi-gang¹, YIN Xue-bo¹, WANG Xiao-yuan¹, CHEN Shuai^{1,2}

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, the Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2 Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Received: May, 12, 2011

Key words: diagenesis process; metalliferous sediment; porosity; steady-state compaction model; EPR 13°N

Abstract: The porosity of a metalliferous sediment core E272 collected from 13°N East Pacific Rise (EPR 13°N) was studied. The porosity of this core monotonically decreases with increasing depth ranging from 70.0%~85.2% with difference of about 14% between its top layer and its bottom and an average decreasing gradient of about -0.31%/cm. The red-brown color of the upper layers and yellow-green color of the lower layers of this core indicate early chemical diagenesis has exerted significant influence on this core. A combined analysis of reported geochemical, grain-size and chronological data of this core suggests that the porosity of this core might be controlled by steady-state-compaction process. The profile of its porosity versus depth fits well with the steady state compaction model. Exchanging mechanism of dissolved materials between bottom sea water and the sediment at the water-sediment interface is dominated by molecular diffusion, while under that interface, the mechanism controlling the transportation of dissolved materials is the directed flow of the interstitial water from the bottom up, and this is consistent with the profiles of labile elements versus depth of this sediment core. This study is instructive for further study on the chemical diagenesis of this sediment core.

(本文编辑: 刘珊珊)