

青岛八仙墩碎屑岩微量元素地球化学特征及沉积环境意义

孙建伟^{1,2,3}, 付永涛^{1,2}, 兰朝利⁴

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院 海洋地质与环境科学重点实验室, 山东 青岛 266071; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 中国石油大学 石油工程教育部重点实验室, 北京 102249)

摘要: 以青岛八仙墩碎屑岩样品中微量元素测试结果为基础, 结合碎屑岩沉积构造等方面的证据, 选用对沉积环境反映比较敏感的 Sr、Ba、Th、U、V、Ni 等微量元素指标, 分析地层中微量元素含量及微量元素之间比值与沉积环境之间的对应关系, 探讨了八仙墩碎屑岩的沉积环境。水平层理、冲洗交错层理、丘状交错层理和注状交错层理等沉积构造以及浊积岩的鲍马序列都指示八仙墩碎屑岩为海相成因。八仙墩碎屑岩中的 $Sr/Ba(0.42\sim4.16)$, 平均值为 0.78), Th/U ($3.82\sim6.78$, 平均值为 4.88), $V/(V+Ni)(0.75\sim0.95)$, 平均值为 0.82)和弱的 Ce 负异常表明八仙墩碎屑岩是在还原环境条件下形成的海相碎屑岩。被崂山花岗岩侵入, 以及本套地层底部、来自苏鲁高压-超高压变质带的花岗片麻岩砾石, 说明八仙墩碎屑岩形成于中生代, 是一套中生代的海相地层。本套碎屑岩指示南黄海盆地深部应有相应的海相浊积岩地层, 是良好的油气储层, 对南黄海水相地层油气勘探具有重要的指示意义。

关键词: 青岛八仙墩; 微量元素; 沉积环境; 海相碎屑岩; 中生代

中图分类号: P595 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2014)08-0075-07

doi: 10.11759/hyxx20121121001

在沉积作用过程中, 不同的沉积环境中的沉积物与介质之间有着复杂的地球化学平衡, 如沉积物与介质之间的元素交换以及沉积物对某些元素的吸附等, 而这种交换和吸附作用除与元素本身性质有关外, 还受到沉积介质物理化学条件的影响, 而不同沉积环境的介质有不同的物理化学条件, 元素的分散与聚集规律也不同, 这就为利用地球化学标志来判别沉积环境提供了理论依据^[1]。基于上述理论依据, 通过对沉积岩中的微量元素含量及分布, 尤其是一些相关元素比值的研究, 可以推断其沉积环境, 区分陆相沉积和海相沉积^[2-3]。

青岛垭口至八仙墩分布的变质碎屑岩(八仙墩碎屑岩)被认为是下白垩统青山组(K_1q)陆相地层^[4], 而付永涛和虞子冶^[5]根据露头地质考察、地层对比和构造地质研究, 推断八仙墩碎屑岩为海相浊积岩, 是南黄海盆地深部地层在盆地边缘的露头。吴拓宇等^[6]通过主量元素和微量元素的综合判别推断八仙墩碎屑岩为活动大陆边缘沉积。本文在前人研究的基础上, 以地球化学指标为主, 结合地层和沉积构造等方面的证据, 进一步分析八仙墩碎屑岩的沉积环境。

1 地质特征

青岛八仙墩碎屑岩出露在崂山垭口、青山至八仙墩沿海一带, 东侧为黄海, 紧临仰口超高压变质岩, 在白垩纪被崂山花岗岩^[7]侵入发生变质(图1)。

从青山到八仙墩, 由下至上, 本套碎屑岩总体上表现出粒度由粗变细的粒序特征: 在青山为砾岩夹砂岩、细砂岩, 粒度最粗, 在青山湾西北侧岸边出露砾石以花岗片麻岩为主的砾岩(图2a); 在垭口简易公路上为砂岩、泥岩韵律层, 夹有砾岩和粉砂岩, 在路旁露头可见明显的崂山花岗岩与本套地层的侵入界面(图2b); 在本套地层的顶部八仙墩处, 由于海蚀作用形成了断崖、海蚀平台、海蚀槽(海蚀洞穴)等海蚀地貌, 地层出露好, 是本套地层的典型剖面(图2), 发育有多套韵律层, 表现为灰白色砂岩-黑色炭质页岩或赭色含锰砂岩或红色含铁砂岩-灰白

收稿日期: 2012-11-21; 修回日期: 2014-05-09

基金项目: 国家自然科学基金(41206051)

作者简介: 孙建伟(1987-), 男, 山东潍坊人, 硕士研究生, 海洋地质学专业, E-mail: sunjinawei1003@163.com; 付永涛(1970-), 通信作者, 男, 苗族, 湖南邵阳人, 副研究员, 博士, 构造地质学和海洋地质学专业, E-mail: ytfu@qdio.ac.cn

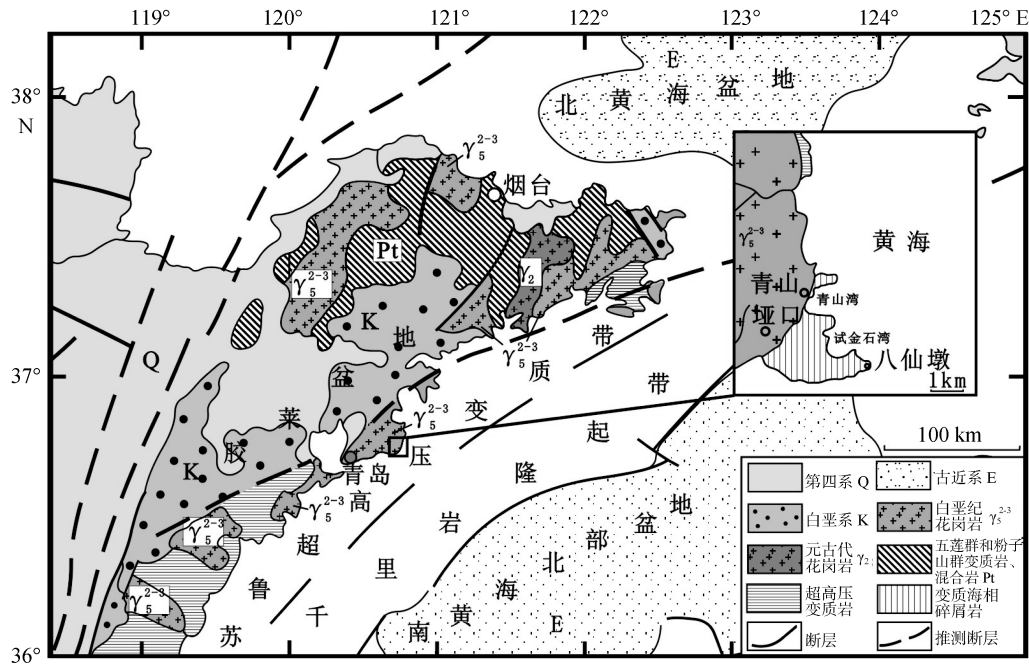


图 1 青岛崂山垭口-八仙墩地质图

Fig.1 Geological sketch of Yakou-Baxian area, Laoshan Mountain, Qingdao

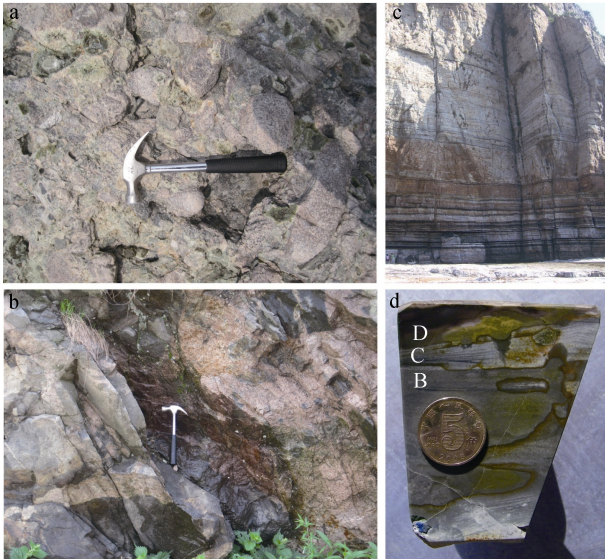


图 2 青岛垭口-八仙墩地质现象

Fig.2 Geological phenomena in Yakou-Baxiandun area

a. 青山湾处砾岩, 砾石以花岗片麻岩为主; b. 崂山花岗岩与碎屑岩的侵入接触边界; c. 八仙墩剖面, 岩层厚度稳定, 产状平缓, 发育水平层理; d. 浊积岩, 判断为鲍马序列的 B、C 和 D 段^[6]
a. conglomerates at the Qingshan Bay; b. intrusive contact between Laoshan Granite and clastic rocks; c. Baxiandun geological section; d. turbidite, showing B, C, D layers of Bouma sequence^[6]

色砂岩, 夹有发育有刀砍纹的白云质岩层和薄层硅质岩, 岩层厚度稳定, 产状平缓, 发育水平层理, 粒

度较细。

在本套地层的野外露头上识别出了生物虫孔、水平层理、斜层理、冲洗交错层理和风暴成因的丘状交错层理、洼状交错层理, 并且在垭口简易公路上的露头识别了浊积岩鲍马序列^[5-6] (图 2d)。从露头上识别的生物虫孔、斜层理、冲洗交错层理以及风暴成因的丘状交错层理和洼状交错层理说明有浅水沉积; 而水平层理和粒度较细浊积岩的鲍马序列则表明有深水沉积, 指示深水环境; 在八仙墩处发育富含白云质地层则表明是海相沉积。因此, 本套地层存在浅水和深水交替变化的海相沉积环境。

2 样品与分析方法

针对八仙墩碎屑岩的沉积分布特点, 重点选择了八仙墩海蚀崖典型剖面进行了样品采集和地质剖面研究。在八仙墩剖面由下至上依次采集了 22 块岩石样品, 具体取样位置见吴拓宇等^[6], 主要岩性为页岩和砂岩。付永涛和虞子治^[5]根据 $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ 图解^[8], 对这些样品做了准确的化学成分命名(表 1), 岩性主要为硬砂岩、长石砂岩和页岩。样品的元素地球化学分析在中国科学院海洋研究所测试中心完成, 仪器型号为 Elan DRC ICP-MS。样品破碎后研磨至 0.071 mm(200 目), 然后

表 1 八仙墩碎屑岩部分微量元素
Tab.1 Partial trace elements of the clastic rocks from Baxiandun, Qingdao

样品号	岩性	薄片鉴定	元素含量($\times 10^{-6}$)										Th/U	V/(V+Ni)	Ce/Ce*
			La	Ce	Pr	Sr	Ba	Th	U	V	Ni				
080912-B1	灰白色细砂岩	变质中细粒长石岩屑砂岩	48.9	91.5	10.3	994	1348	11.9	2.10	80.6	13.3	0.74	5.67	0.86	0.94
080912-B2	灰黑色含锰硬砂岩	变质含粉砂质细砂岩	46.5	82.1	8.7	788	1632	11.6	2.27	87.4	24.6	0.48	5.10	0.78	0.94
080912-B2-1	灰白色硬砂岩	变质含粉砂质细粒长石岩屑砂岩	48.9	88.5	9.5	556	863	13.1	2.83	94.2	26.7	0.64	4.64	0.78	0.95
080912-B3	灰白色长石砂岩	变质中细粒岩屑长石砂岩	10.6	24.9	3.4	482	1115	8.5	1.87	53.1	2.87	0.43	4.55	0.95	0.95
080912-B4	黑色硅质硬砂岩	含粉砂质中细粒岩屑长石砂岩	44.6	82.5	9.1	687	731	11.4	2.38	85.5	22.1	0.94	4.80	0.79	0.95
080912-B5	黑色炭质页岩	含粉砂质黏土岩	52.1	97.8	10.4	455	728	17.0	3.75	114	34.5	0.62	4.55	0.77	0.97
080912-B6	含白云质砂岩	变质细粒长石砂岩	50.5	92.9	9.8	513	123	12.7	2.78	69.4	13.2	4.16	4.58	0.84	0.96
080912-B7	黑色炭质页岩	含粉砂细砂黏土岩	52.3	98.1	10.2	422	739	17.9	3.72	118	30.8	0.57	4.82	0.79	0.98
080912-B8	灰白色细砂岩	变质细粒长石砂岩	47.0	85.1	9.0	672	1295	10.7	2.14	73.2	17.0	0.52	4.99	0.81	0.95
080912-B9-2	灰黑色硬砂岩	变质微细粒长石砂岩	47.5	84.8	9.1	423	986	16.0	3.06	95.7	21.2	0.43	5.23	0.82	0.94
080912-B10	灰白色长石砂岩	变质细粒长石砂岩	35.1	63.1	6.7	695	1196	11.3	2.31	46.1	6.43	0.58	4.88	0.88	0.95
080912-B11	黑色硬砂岩	变质含细砂黏土质粉砂岩	58.8	106	11.1	703	1257	17.7	4.62	104	21.5	0.56	3.82	0.83	0.95
080912-B12	黑色炭质页岩	变质含细砂质黏土岩	44.5	82.9	8.8	317	745	17.0	2.51	105	28.5	0.43	6.78	0.79	0.97
080912-B13	含锰锆色页岩	变质含中粒细粒砂黏土岩	51.7	97.5	10.4	542	492	16.5	3.45	105	35.2	1.10	4.78	0.75	0.97
080912-B14	灰白色细砂岩	变余粉砂岩	30.4	58.9	6.7	662	1018	12.0	2.84	87.4	16.2	0.65	4.22	0.84	0.96
080912-B15	灰白色细砂岩	变质粉砂质微细粒砂岩	36.8	67.0	7.4	723	1138	13.0	2.95	81.3	18.8	0.63	4.41	0.81	0.94
080912-B16	黑色炭质页岩	变质含粉砂质黏土岩	49.5	93.2	9.9	349	586	16.4	3.70	105	29.3	0.60	4.42	0.78	0.97
080912-B17	灰白色长石砂岩	变质含粉砂质微细粒砂岩	61.4	108	11.4	566	1345	11.7	2.12	69.5	7.12	0.42	5.51	0.91	0.94
080912-B18	黑色硬砂岩	变质黏土质粉砂岩	45.3	86.3	9.6	430	655	14.8	2.99	96.7	27.6	0.66	4.95	0.78	0.96
080912-B19	灰白色细砂岩	变质微细粒砂岩	53.2	94.1	9.8	741	1426	13.3	2.70	70.9	7.37	0.52	4.92	0.91	0.95
080912-B19-1	黑色硬砂岩	变质微细粒砂岩	45.6	87.0	9.5	441	563	14.8	2.87	95.8	26.1	0.78	5.16	0.79	0.97
080912-B19-2	灰白色硬砂岩	变质微细粒砂岩	45.6	84.6	9.3	689	887	13.5	2.95	82.9	15.6	0.78	4.58	0.84	0.95

注: $Ce/Ce^* = Ce/(La \times Pr)^{1/2}$

装袋备用。具体分析步骤为:称取 40 mg 样品于 Teflon 溶样罐中,加入 0.6 mL HNO_3 +2 mL HF 封盖,静置 2 h 后,于 150 °C 电热板上溶样 24 h;加 0.25 mL HClO_4 于 150 °C 电热板上敞开蒸酸至近干;加 1 mL HNO_3 +1 mL H_2O 密闭于 120 °C 电热板回溶 12 h;用高纯 H_2O 定容至 40 g;然后在 ICP-MS 仪器上进行测试,各标准样品及空白样品的分析误差都小于 5%,相同样品测试结果一致,测试结果准确可信。八仙墩碎屑岩样品的部分微量元素含量见表 1。

3 微量元素特征及其沉积环境指示意义

通过对沉积岩中微量元素含量及分布特征,尤其是一些相关元素的比值的研究,可以推断沉积环境,也可以区分陆相沉积与海相沉积^[1, 3, 9-10]。本文选

表 2 不同环境下锶、钡含量

Tab.2 Strontium and Barium contents in different environments

样品	Sr 含量($\times 10^{-6}$)	Ba 含量($\times 10^{-6}$)	Sr/Ba
我国海底样品 ^[1]	700~800	600~1000	0.8~1
胶莱盆地陆相地层莱阳组 ^[12]	66.64~381.1	512~1077	0.11~0.38
吐鲁番中生代陆相地层样 ^[1]	26	100	0.26
鄂尔多斯中生代陆相地层样 ^[1]	25	46	0.54
八仙墩碎屑岩	317.24~994.08 (平均值 584.05)	123.36~1632.1 (平均值 948.59)	0.42~4.16 (平均值 0.78)

八仙墩碎屑岩中 Sr、Ba 元素含量较高, Ba 普遍大于 800×10^{-6} , 多高于 $1\ 000 \times 10^{-6}$, 明显为海相沉积特征。但由于受淋滤和变质作用影响, Sr 含量略低, 在 317×10^{-6} ~ 994×10^{-6} , 均值为 562×10^{-6} 。八仙墩碎屑岩中 Sr/Ba 在 0.42~4.16(平均 0.78, 去除样品 080912-B6 的 Sr/Ba 后平均值为 0.62)。这与胶莱盆地陆相地层莱阳组、吐鲁番中生代陆相地层和鄂尔多斯中生代陆相地层(表 2)明显不同, 而与我国海底样品的 Sr、Ba 含量及 Sr/Ba(表 2)较为接近, 表明八仙墩碎屑岩为海相地层。

3.2 Th/U

风化过程 U 易氧化和淋失, Th 则残留在沉积物中或被黏土矿物吸附, 于是在风化产物中, 如在某些陆相页岩和三水铝土矿中, Th/U 高达 7 以上; 而水下沉积的黑色页岩、石灰岩等岩层中 Th/U 不到 2。因此, 可以用 Th/U 来判断海陆相地层^[13-14]。

八仙墩碎屑岩样品的 Th 含量为 8.5×10^{-6} ~ 17.9×10^{-6} (平均 13.8×10^{-6}); U 的含量为 1.87×10^{-6} ~ 4.62×10^{-6} (平均 2.86×10^{-6}), Th/U 为 3.82~6.78, 平均值为

用对沉积介质环境反映比较敏感的 Sr、Ba、U、Th、V、Ni 等微量元素以及 Sr/Ba、V/(V+Ni)、Th/U 等相关元素的比值(表 1), 用来推断八仙墩碎屑岩的沉积环境。

3.1 锶、钡含量及其比值

Sr/Ba 是反映古盐度的重要指标^[1, 3, 9, 11]。Sr 和 Ba 元素在表生过程中的化学性质有较大的差异。Sr 比 Ba 迁移能力强, 在淡水中, 水介质的酸性比较强, 矿化度很低, Sr、Ba 均以重碳酸盐的形式保留在水中。当淡水与海水相混时, 淡水中的 Ba^{2+} 与海水中的 SO_4^{2-} 结合生成 BaSO_4 沉淀, 而 SrSO_4 溶解度较大, 它可以继续迁移到远海, 通过生物作用沉淀下来。所以, Sr/Ba 随着盐度的提高有明显增大的趋势。表 2 为不同水介质条件下沉积物的 Sr/Ba, 由表中可以看出, 海相沉积物 Sr/Ba 较高。

4.88(表 1)。现大都以 Th/U 等于 7 为界, 小于 7 的为海相沉积, 大于 7 为陆相淡水沉积^[14]。按此标准划分, 八仙墩碎屑岩属海相沉积, 这与 Sr/Ba 的环境指向一致。

3.3 V/(V+Ni)

V、Ni 同属铁族元素, 其离子价态易随氧化度变化, 主要被胶体质点或黏土等吸附沉淀, 其 V/(V+Ni) 可反映沉积水体的氧化还原环境^[3, 15]。Hatch 等^[16]通过对宾夕法尼亚页岩的研究, 指出高 V/(V+Ni)(大于 0.84)反映水体分层及底层水体中出现 H_2S 的厌氧环境; 中等比值(0.54~0.82)为水体分层不强的厌氧环境; 低比值时(0.46~0.60)为水体分层弱的贫氧环境。

从八仙墩碎屑岩的微量元素分析结果(表 1)得出, V/(V+Ni)在 0.75~0.95, 平均值为 0.82, 说明该地区为沉积水体为分层不强的厌氧环境, 八仙墩碎屑岩是在还原环境条件下沉积形成的。

3.4 Ce 异常

Ce 异常已成功用来判别古海洋氧化还原条件

的变化^[17-18], 通常认为, $Ce/Ce^* > 1$ 为正异常, 指示氧化环境; $Ce/Ce^* < 1$ 为负异常, 指示还原环境。从大陆来的陆源物质和水不存在明显的轻、重稀土分异, 大多数存在明显的 Ce 正异常^[19-20]。Ce 的负异常主要出现在洋盆环境中, 因为洋盆中的 Ce^{3+} 很快被氧化成 Ce^{4+} 并被 Fe-Mn 氧化物所吸附, 从而很快从海水中被清除, 造成海水中 Ce 亏损^[21]。Murray 等^[22-23] 的研究结果显示: 大洋中脊 Ce/Ce^* 最低(平均 0.29), 大洋盆地拥有中等的 Ce/Ce^* (平均 0.60), 大陆边缘的 Ce/Ce^* 最高(平均 1.03), 从大洋中脊到大陆边缘的沉积物中 Ce 负异常逐渐不明显。

青岛八仙墩的碎屑岩样品都有弱的 Ce 负异常, Ce/Ce^* 在 0.94~0.98^[5], 表明其水体为还原环境, 也表明八仙墩碎屑岩是在靠近大陆边缘环境下形成的。

4 讨论

本套碎屑岩产状稳定、地层厚度横向变化较小, 地质产状与周边陆相地层有明显的差别, 在野外露头上识别了生物虫孔、斜层理、水平层理、冲洗交错层理、丘状交错层理和洼状交错层理等原生沉积构造, 并且在埡口简易公路上的露头识别了浊积岩鲍马序列, 都指示本套地层是海相成因。生物虫孔、斜层理、冲洗交错层理和风暴成因的丘状交错层理、洼状交错层理说明有浅水沉积; 而水平层理和粒度较细浊积岩的鲍马序列则表明有深水沉积, 指示深水环境; 在八仙墩处发育富含白云质地层也表明本套碎屑岩是海相沉积。因此, 本套地层形成于浅水和深水交替变化的海相沉积环境。

八仙墩碎屑岩样品中 Sr、Ba 元素含量较高, Ba 普遍大于 800×10^{-6} , 多高于 $1\,000 \times 10^{-6}$, 明显为海相沉积特征, 并且样品的 Sr/Ba 在 0.42~4.16(平均值为 0.78, 去除样品 080912-B6 的 Sr/Ba 后平均值为 0.62), 与我国海底样品的 Sr、Ba 含量及 Sr/Ba(表 2) 较为接近, 说明八仙墩碎屑岩为海相地层; 八仙墩碎屑岩样品的 Th/U 为 3.82~6.78, 平均值为 4.88, 都小于 7, 表明八仙墩碎屑岩为海相沉积^[14]; 碎屑岩样品的 $V/(V+Ni)$ 在 0.75~0.95, 平均值为 0.82, 说明该地区为沉积水体分层不强的厌氧环境, 八仙墩碎屑岩是在还原环境条件下沉积形成的; 碎屑岩样品都有弱的 Ce 负异常^[5], 表明其水体为还原环境, 也说明八仙墩碎屑岩是在靠近大陆边缘环境下形成的。通过地球化学指标, 可以判断八仙墩碎屑岩是在还

原环境下沉积形成的海相地层。

八仙墩碎屑岩被崂山花岗岩侵入而发生变质^[5], 故其形成时代应早于崂山花岗岩形成时代。锆石 U-Pb 稀释法测年数据表明, 崂山花岗岩形成于 $(110.8 \pm 0.9)\text{Ma} \sim (146.85 \pm 0.8)\text{Ma}$ ^[7]。王世进等^[24] 利用 SHR-IMP U-Pb 锆石定年将崂山超单元花岗岩的形成时代限定在 110~120 Ma(早白垩世)。所以, 八仙墩碎屑岩的形成时代早于白垩纪。本套地层底部、青山湾西北侧岸边出露的花岗片麻岩砾石最有可能来源于苏鲁高压-超高压变质带。苏鲁高压-超高压变质带是三叠纪扬子板块向华北板块俯冲、碰撞所形成的^[25-26]。故八仙墩碎屑岩的形成时代应早于白垩纪, 而晚于三叠纪, 是一套中生代海相碎屑岩。但其形成时代的确定还需对碎屑岩中的碎屑锆石和花岗片麻岩砾石做同位素测年分析, 或对页岩进行微体古生物学分析, 寻找生物年代学证据。

八仙墩碎屑岩是中生代海相地层, 而在山东其他地区无中生代海相地层出露^[27], 这对研究山东地区中生代地层及中生代环境的变迁有重要意义。八仙墩碎屑岩为南黄海地层在盆地边缘地区的露头^[5], 并且南黄海存在中生代海相地层^[28], 故八仙墩碎屑岩应属于南黄海中生代地层在盆地边缘地区的露头, 根据本套地层的属性, 在南黄海盆地深部应该有与此相对应的中生代的海相地层, 推测其岩性与这套地层类似, 为一套浊积成因的块状砂岩、页岩等, 可能是良好的浊积砂岩油气储层。

5 结论

本套碎屑岩产状稳定、地层厚度横向变化较小, 地质产状与周边陆相地层有明显的差别, 生物虫孔、斜层理、冲洗交错层、风暴成因的丘状交错层理和洼状交错层理等原生沉积构造说明本套地层为海相成因, 在八仙墩发育产状稳定的富含白云质地层和埡口露头上识别的浊积岩序列也说明本套地层是海相成因的碎屑岩。

通过 Sr/Ba(0.42~4.16, 平均值为 0.78), Th/U (3.82~6.78, 平均值为 4.88), $V/(V+Ni)$ (0.75~0.95, 平均值为 0.82) 和弱的 Ce 负异常(0.94~0.98) 可以判断八仙墩碎屑岩是在还原环境下沉积形成的海相地层。

八仙墩碎屑岩被崂山花岗岩侵入而发生变质, 故其形成时代应早于崂山花岗岩形成时代。本套地层底部、青山湾附近出露的花岗片麻岩砾石最有可能来源于苏鲁高压-超高压变质带。故八仙墩碎屑岩

的形成时代应早于白垩纪,而晚于三叠纪,是一套中生代海相碎屑岩。

通过对八仙墩碎屑岩的微量元素地球化学特征的研究,结合其沉积地质特征,可以判断八仙墩碎屑岩是在还原环境下形成的中生代海相地层。八仙墩碎屑岩应属于南黄海中生代地层在盆地边缘地区的露头,根据本套地层的属性,在南黄海盆地深部应该有与此相对应的中生代的海相地层,推测其岩性与这套地层类似,为一套浊积成因的块状砂岩、页岩等,可能是良好的浊积砂岩油气储层,对南黄海海相地层油气勘探具有重要的指示意义,应该在南黄海盆地及周边地区对本套地层进行追索研究。

参考文献:

- [1] 王益友,郭文莹,张国栋.几种地球化学标志在金湖凹陷阜宁群沉积环境中的应用[J].同济大学学报, 1979, 2: 51-60.
- [2] 张茂盛,胡晓静.微量元素在地质沉积环境中的应用[J].光谱仪器与分析, 2001, 4: 19-21.
- [3] 范玉海,屈红军,王辉,等.微量元素分析在判别沉积介质环境中的应用——以鄂尔多斯盆地西部中区晚三叠世为例[J].中国地质, 2012, 39(2): 382-389.
- [4] 山东省地质矿产局.山东省区域地质志[M].北京:地质出版社, 1991: 1-639.
- [5] 付永涛,虞子治.青岛垭口-八仙墩变质海相碎屑岩的属性和构造意义[J].地质科学, 2010, 45(1): 207-227.
- [6] 吴拓宇,赵淑娟,付永涛.青岛八仙墩海相碎屑岩的岩石地球化学特征及其油气研究意义[J].地质科学, 2010, 45(4): 1156-1169.
- [7] 赵广涛,曹钦臣,王德滋,等.崂山花岗岩锆石 U-Pb 年龄测定及其意义[J].青岛海洋大学学报, 1997, 27(3): 382-388.
- [8] Herron M M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data[J].Journal of Sedimentary Research, 1988, 58(5): 820-829.
- [9] 刘刚,周东升.微量元素分析在判别沉积环境中的应用——以江汉盆地潜江组为例[J].石油实验地质, 2007, 29(3): 307-310.
- [10] 朱志军,陈洪德,林良彪,等.川东南-湘西地区志留系小河坝组砂岩微量元素地球化学特征及意义[J].地质科技情报, 2010, 29(2): 24-30.
- [11] 郑荣才,柳梅青.鄂尔多斯盆地长 6 油层组古盐度研究[J].石油与天然气地质, 1999, 20(1): 20-25.
- [12] 李双应,孟庆任,李任伟,等.山东胶莱盆地下白垩统莱阳组物质组分特征及其对源区的制约[J].岩石学报, 2008, 24(10): 2395-2406.
- [13] 邓平.微量元素在油气勘探中的应用[J].石油勘探与开发, 1993, 20(1): 27-32.
- [14] 陶树,汤达祯,周传祯,等.川东南-黔中及其周边地区下组合烃源岩元素地球化学特征及沉积环境意义[J].中国地质, 2009, 36(2): 397-403.
- [15] 苗建宇,周立发,邓昆,等.吐鲁番坳陷二叠系烃源岩地球化学与沉积环境的关系[J].中国地质, 2004, 31(4): 424-430.
- [16] Hatch J, Leventhal J. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA [J]. Chemical Geology, 1992, 99(1): 65-82.
- [17] Murray R W, Buchholtz ten B M R, Jones D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale [J]. Geology, 1990, 18(3): 268-271.
- [18] Shimizu H, Masuda A. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation [J]. Nature, 1977, 266(24): 346-348.
- [19] Sholkovitz E R. Rare earth elements in the sediments of the North Atlantic Ocean, Amazon delta, and East China Sea reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans [J]. American Journal of Science, 1988, 288: 236-281.
- [20] Sholkovitz E R. Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards[J]. Chemical Geology, 1990, 88(3-4): 333-347.
- [21] Elderfield H, Greaves M J. The rare earth elements in seawater[J]. Nature, 1982, 296(18): 214-219.
- [22] Murray R W, Buchholtz ten B M R, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1991, 55(7): 1875-1895.

- [23] Murray R W, Buchholtz ten B M R, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(7): 2657-2671.
- [24] 王世进, 万渝生, 王伟, 等. 山东崂山花岗岩形成时代——锆石 SHRIMP U-Pb 定年[J]. *山东国土资源*, 2010, 10: 1-5.
- [25] Ames L, Tilton G R, Zhou Gaozhi. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites [J]. *Geology*, 1993, 21(4): 339-342.
- [26] Yin An, Nie Shangyou. An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam Fault Systems, eastern Asia [J]. *Tectonics*, 1993, 12(4): 801-813.
- [27] 山东省地质矿产局. 山东省岩石地层 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996: 169-254.
- [28] 蔡峰, 熊斌辉. 南黄海海域与下扬子地区海相中—古生界地层对比及烃源岩评价 [J]. *海洋地质动态*, 2007, 23(6): 1-6.

Trace element geochemical characteristics of the marine clastic rocks in Qingdao and their sedimentary environments implications

SUN Jian-wei^{1, 2, 3}, FU Yong-tao^{1, 2}, LAN Chao-li⁴

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. Chinese Ministry of Education Key Laboratory of Petroleum Engineering, China University of Petroleum, Beijing 102249, China)

Received: Nov., 21, 2012

Key words: Baxiandun, Qingdao; trace element; sedimentary environment; marine clastic rock; Mesozoic

Abstract: The sedimentary environment of the clastic rocks from Baxiandun, Qingdao was studied through identifying the corresponding relationships between trace element compositions and sedimentary environments. The results showed that some special trace elements such as Sr, Ba, Th, U, V and Ni, were very sensitive to the sedimentary environment. Horizontal bedding, swash bedding, hummocky cross bedding and swaley cross bedding and Boume Sequences in the clastic rocks from Baxiandun indicated that it formed in marine environment. Sr/Ba values (0.42~4.16, average 0.78), Th/U values (3.82~6.78, average 4.88) and V/(V + Ni) values (0.75~0.95, average 0.82) and the weak negative Ce anomalies in the Baxiandun clastic rocks showed that the clastic rocks formed in marine environment which was under the reducing conditions. Intruded by Laoshan Granite and the granitic gneiss gravels at the bottom of this stratum, which came from the Sulu UHP metamorphic belt, it is illustrated that the Baxiandun clastic rocks formed in the Mesozoic. The clastic rocks indicated possible existence of corresponding beds with potential oil-gas reservoir beneath the South Yellow Sea.

(本文编辑: 刘珊珊 李晓燕)