

中图分类号: P595

单位代码: 10425

学 号: S13010042



中國石油大學

# 硕士学位论文

China University of Petroleum Master Degree Thesis

山东东部近海晚中生代裂陷盆地莱阳期沉积地球化学研究

Sedimentary Geochemistry of Laiyang Group in Late Mesozoic

Rift Basin in the Offshore of Shandong Province

学科专业: 地质学

研究方向: 地球化学

作者姓名: 岳会雯

指导教师: 周瑶琪 教授

二〇一六年六月

**Sedimentary Geochemistry of Laiyang Group in Late Mesozoic  
Rift Basin in the Offshore of Shandong Province**

A Thesis Submitted for the Degree of Master

**Candidate: Yue Huiwen**

**Supervisor: Prof. Zhou Yaoqi**

School of Geosciences

China University of Petroleum (East China)

## 关于学位论文的独创性声明

本人郑重声明：所呈交的论文是本人在指导教师指导下独立进行研究工作所取得的成果，论文中有关资料和数据是实事求是的。尽我所知，除文中已经加以标注和致谢外，本论文不包含其他人已经发表或撰写的研究成果，也不包含本人或他人为获得中国石油大学（华东）或其它教育机构的学位或学历证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对研究所做的任何贡献均已在论文中作出了明确的说明。

若有不实之处，本人愿意承担相关法律责任。

学位论文作者签名：孙会雯

日期：2016年6月7日

## 学位论文使用授权书

本人完全同意中国石油大学（华东）有权使用本学位论文（包括但不限于其印刷版和电子版），使用方式包括但不限于：保留学位论文，按规定向国家有关部门（机构）送交、赠送和交换学位论文，允许学位论文被查阅、借阅和复印，将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，采用影印、缩印或其他复制手段保存学位论文。

保密学位论文在解密后的使用授权同上。

学位论文作者签名：孙会雯

日期：2016年6月7日

指导教师签名：周海琪

日期：2016年6月7日

## 摘 要

山东东部晚中生代近海裂陷盆地莱阳组沉积期发育了一套与相邻地区地层特征完全不同的沉积地层,在灵山岛、丁字湾、桃林等地区具典型剖面。本文以灵山岛地区为主要研究对象,结合其他剖面,以元素地球化学及有机地球化学为主要手段,同时结合沉积学证据,对山东东部近海裂陷盆地的莱阳组地层的物源岩性、源区大地构造背景、沉积环境属性问题进行研究,并对灵山岛莱阳组浊积岩的烃源岩潜力进行评价。

在灵山岛莱阳组重力流沉积中可识别出砂质滑塌沉积、浊积沉积、碎屑流沉积、混合事件沉积等沉积序列类型,而混合事件沉积可作为深水远端沉积的标志。重力流砂岩中常含大量的碳酸盐岩碎屑、中酸性火山岩岩屑及石英岩等变质岩岩屑,并肉眼可见大的植物碎屑。部分砂岩层中可见延伸较好的黄铁矿条带及大量的铁质结核,可作为缺氧环境的指示。

应用 Ti/Zr, Cr/Zr 等比值、Co/Th-La/Sc、La-Th-Sc 等判别图解,并结合砾岩的砾石成分特征,对灵山岛莱阳组粉砂岩的源岩性质及源区大地构造背景进行判断,结果显示物源主要有长英质火成岩和富石英质沉积岩源岩的双重贡献,而长英质火成岩物源区可能为主要源区。源岩主要来自于大陆岛弧区域,可能部分来源于活动大陆边缘。

综合元素地球化学和有机地化手段,对古气候及古沉积介质环境进行了有效判别。结果显示莱阳组沉积期为干热气候,山东东部近海裂陷盆地与胶莱盆地莱阳组沉积背景差异显著,其沉积水体整体呈现中高盐度,且可能存在从西向东存在盐度的增加趋势,属海相盆地。灵山岛地区可能处于远端扇或盆底等相关沉积背景下,水体较深,沉积水体处于贫氧-还原环境。

灵山岛浊积岩样品的整体的有机质丰度高且样品之间存在明显差异,通常 Td 段的有机碳含量较为稳定,其有机碳含量高低主要取决于其中的有机显微组分的贡献;而 Ta 段的有机质丰度的高低与是否含有肉眼可见的植物碎屑相关,含较大植物碎屑的 Ta 段均为好烃源岩。通过氢指数、正构烷烃指数及显微组分分析可知,灵山岛莱阳组浊积岩以陆源有机质为主,有机质类型为 III 型,具有生气潜能,这可能是由于陆源有机质相对于海相有机质更易于保存的结果。

尽管深水浊积岩相对富集有机质,但其有机质富集程度在不同尺度上均存在差异。因此,在无其他有效烃源岩贡献的情况下,将其列为勘探目标具有一定的风险性,但浊

积岩可作为油气来源的重要补充。

**关键词：**灵山岛；源区分析；沉积环境；烃源岩评价

# **Sedimentary Geochemistry of Laiyang Group in Late Mesozoic Rift Basin in the Offshore of Shandong Province**

Yue Huiwen (Geology)

Directed by Prof. Zhou Yaoqi

## **Abstract**

The set of Laiyang Group's sedimentary strata in the Late Mesozoic rift basin in the offshore of Shandong Province is different to the sedimentary characteristics in its adjacent area. There are some typical sections in Lingshan Island, Dingziwan and Taolin that are appropriate to investigate. In this study, our main research area is Lingshan Island, the element geochemistry, organic geochemistry and sedimentary analysis method will be applied to analyze the lithology and tectonic setting of provenance, sedimentary environment of this basin and evaluate the source rock potential of deepwater turbidite.

Slump, turbidite, debris flow, hybrid event beds (HEBs) were recognized in the gravity flow of Laiyang period in Lingshan Island, and HEBs have been found to occur mainly in the outer and marginal parts of deepwater systems. The gravity flow sandstone contains a large amount of carbonate minerals, mediate-acid volcanic rock fragments and metamorphic rock fragments, e.g. quartzite. Large plant debris are also abundant in some sandstones. Iron nodules are widely distributed in sandstones, iron materials can be identified in many thin sections and pyrite bands can be found in some layers, which can act as indicators for dysoxia sedimentary environment.

Some ratios, e.g. Ti/Zr, Cr/Zr, and discrimination diagrams, e.g. Co/Th-La/Sc, La-Th-Sc have been applied to analyze the characteristics and tectonic setting of provenance, in addition, the lithology of conglomerate was helpful in the provenance analysis. The results indicate that the provenances are mainly acidic volcanic rocks, and the mature polycyclic quartzose detritus also contribute. The tectonic setting of provenances is continental island arc or active continental margin.

Element geochemistry and organic geochemistry are also used to analyze the paleoclimate and sedimentary environment. The climate was dry and hot in Laiyang Period. The rift basin belongs to marine basin, which is different to the coeval sedimentary environment of Jiaolai Basin. The salinity of sedimentary water was medium-high, and there might be an increasing trend from east to west. Lingshan Island might be located in the outer and marginal parts of deepwater systems, the water was relatively deep and it might be in the dysoxia-anoxia environment.

The TOCs (total organic content) of deepwater turbidites in Lingshan Island are high, but they vary. The TOCs of Td are stable, which mainly depend on the ratio of silt-sized materials, while the organic matter content of turbidite sandstone are greatly affected by the content of large plant remains, the Ta which contains large plant debris always belongs to excellent source rock. The HI, n-alkanes index and micro-organic quantitative analysis indicate the organic matter in turbidites is dominated by terrestrial organic matter, the organic matter belongs to type III and the deepwater turbidites have gas-prone potential, which can result from the fact that the terrestrial organic matter is resisted compared with marine organic matter.

Even though the organic matter content of deepwater turbidites is high, the source rock potential varies in different turbidite systems, different periods, different architectural elements of turbidite systems and turbidites with different grain sizes. Therefore, it would be risky to treat deepwater turbidites as targets of hydrocarbon exploration without other effective hydrocarbon source rocks, but it can work as an important hydrocarbon source rocks supplement.

**Key words:** Lingshan Island; provenance analysis; sedimentary environment; source rock evaluation

# 目 录

第一章 前言 .....	1
1.1 选题依据及意义 .....	1
1.2 国内外研究现状 .....	2
1.2.1 研究区研究现状 .....	2
1.2.2 元素地球化学研究现状 .....	4
1.2.3 有机地球化学研究现状 .....	5
1.3 研究内容及方法 .....	6
1.4 完成的主要工作量 .....	6
第二章 区域地质背景 .....	8
2.1 区域构造概况 .....	8
2.2 地层基本特征 .....	9
2.2.1 灵山岛地区 .....	9
2.2.2 丁字湾地区 .....	10
2.2.3 崂山垭口-八仙墩地区 .....	10
2.2.4 其他相关剖面 .....	10
第三章 沉积地层与岩性特征 .....	12
3.1 灵山岛莱阳组火山碎屑熔岩 .....	12
3.2 灵山岛莱阳组重力流沉积序列特征 .....	13
3.2.1 浊积岩 .....	14
3.2.2 混合事件沉积 .....	14
3.3 灵山岛莱阳组重力流岩石组分特征 .....	16
3.4 硅岩的分布及岩石学特征 .....	17
第四章 元素地球化学分析 .....	18
4.1 主量、微量、稀土元素特征 .....	18
4.1.1 主量元素 .....	19
4.1.2 微量元素 .....	20
4.1.3 稀土元素 .....	21
4.2 沉积循环、源区风化条件及成岩作用 .....	24

4.2.1 分选和再循环过程.....	24
4.2.2 风化作用.....	26
4.2.3 成岩作用.....	29
4.3 物源分析.....	30
4.3.1 源岩岩性.....	30
4.3.2 源区构造背景.....	35
4.4 古环境分析.....	40
4.4.1 古盐度分析.....	40
4.4.2 海相与陆相沉积环境判别.....	41
4.4.3 沉积环境氧化还原状态判别.....	41
4.4.4 古气候的地球化学示踪.....	45
4.5 硅岩的元素地球化学特征.....	46
<b>第五章 有机地球化学特征.....</b>	<b>47</b>
5.1 深水浊积岩的有机质富集.....	47
5.2 灵山岛地区浊积岩的有机质特征及生烃潜力.....	48
5.2.1 有机碳含量.....	49
5.2.2 有机质类型.....	51
5.2.3 生烃潜力.....	53
5.3 沉积水体环境.....	54
5.3.1 有机碳及硫含量.....	54
5.3.2 生物标志化合物.....	55
<b>第六章 山东东部近海盆地物源、沉积环境分析及烃源岩潜能评价.....</b>	<b>57</b>
6.1 物源来源.....	57
6.2 源区构造背景.....	57
6.3 沉积环境.....	58
6.4 烃源岩潜能及评价.....	59
<b>结论及认识.....</b>	<b>61</b>
<b>参考文献.....</b>	<b>62</b>
<b>攻读硕士学位期间取得的学术成果.....</b>	<b>77</b>
<b>致谢.....</b>	<b>78</b>

# 第一章 前言

## 1.1 选题依据及意义

“山东东部晚中生代近海裂陷盆地”是周瑶琪等（2015）对山东东部地区的地层沉积特征、区域重磁电资料及测年数据的综合研究的基础上所提出的。其整体呈现两凹一隆的构造格局，盆地主要沉积一套出露于超高压-高压变质岩及燕山期花岗岩之中的陆源碎屑岩、火山碎屑岩及火山熔岩为主的沉积岩系（周瑶琪等，2015），在灵山岛、崂山垭口、诸城、海阳丁字湾、日照五莲等地区都有典型剖面。

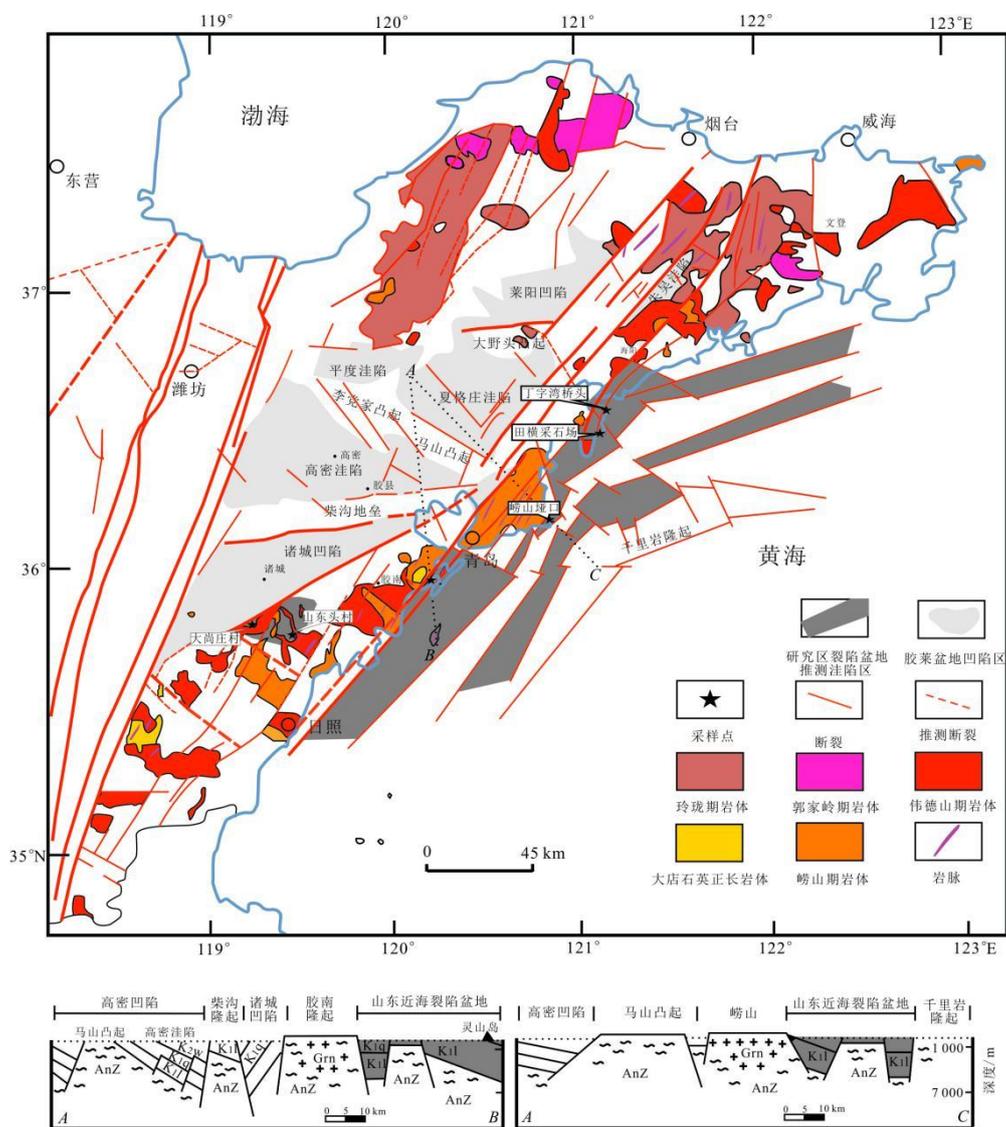


图 1-1 山东近海晚中生代裂陷盆地构造纲要图（周瑶琪等，2015）

Fig.1-1 Structural feature map of Late Mesozoic rift basin in the offshore of Shandong Province (Zhou et al., 2015)

不同学者对该盆地的沉积环境还未形成统一的认识,且大部分学者的研究集中在沉积学方面,缺乏对该沉积的地球化学特征的分析。本论文将从地球化学角度出发,结合沉积学的证据,对山东东部近海晚中生代裂陷盆地莱阳组的沉积环境属性问题进行研究,从而为盆地恢复和盆山演化提供更为详实的证据。同时,通过沉积学及有机地化手段相结合,对该区域的油气资源潜力进行评价,为针对此区域的可能的进一步开展的油气勘探工作奠定基础。

## 1.2 国内外研究现状

### 1.2.1 研究区研究现状

由于该盆地模型及概念为周瑶琪等(2015)首次提出,因此鲜有学者对其进行整体系统的研究,所以其研究历史相对空白且研究手段较为单一,已有研究主要集中在沉积学特征,且研究范围较为局限。鉴于该套沉积地层以五莲-青岛、牟即断裂带为界紧临胶莱盆地,山东省地质矿产局(1991)认为该沉积属于胶莱盆地内沉积,并将该区域出露的陆源碎屑岩划分为莱阳组,而将火山碎屑岩划入青山组。此后,该区域的研究并没有受到应有关注,对该套地层属性及时代认识也一直沿用区调资料。直到近期,该区域的部分剖面逐渐受到学者关注,多位学者对其时代、地层属性、沉积构造特征及意义提出了新的认识与见解。

张松梅等(2001)在胶南地区该套地层中发现了海相绒枝藻植物化石,这可能指示此套地层属于海相而非陆相沉积。付永涛和虞子冶(2010)在崂山垭口至八仙墩剖面中识别出了浊积岩系,认为该套地层并不对应于胶莱盆地莱阳组地层,其可能形成于早奥陶世,而非形成于早白垩世,同时结合岩石地球化学分析,认为该套地层为海相沉积环境,并推测此地区可能属于南黄海盆地露头。吕洪波等(2011, 2012, 2013)认为灵山岛下部发育的碎屑岩为海相远源浊积岩,与胶莱盆地陆相沉积无关,其形成时代为侏罗纪到白垩纪,他指出此套沉积岩层发育时,此盆地属于华北、扬子板块在晚中生代尚未碰撞拼合的残余洋盆。王俊等则通过碎屑锆石数据分析及野外地质勘查,认为灵山岛物源主要来自于扬子板块(Wang et al., 2014)。张海春等(2013)建议将灵山岛下部发育的浊积岩命名为灵山岛组,且在此套浊积岩中发现了指示晚中生代的孢粉化石组合和与海水活动相关的沟鞭藻碎片及膜状藻类片段,但保存较差且分布零星。钟建华等(2012)和邵珠福等(2014a, b)通过对砂级叠瓦构造、沟模、炭屑等的研究,指出灵山岛下部沉积属内陆较浅水三角洲,与残余洋盆的深水沉积无关。王安东等(2013)及

董晓朋等（2013）对灵山岛浊积岩中的软沉积物变形构造的形成期次、成因及特征进行分析解析，认为该套地层沉积时地震频发。

灵山岛中部的灰白色流纹岩测年结果为（119.2±2.2）Ma（周瑶琪等，2015），因此推测其下伏浊积岩为莱阳组地层，同时，测得崂山垭口的营房旁剖面中的凝灰质铝土岩层的年龄为（118.9±3.3）Ma（周瑶琪等，2015），认为其与灵山岛浊积岩同属白垩系。此外，周瑶琪等（2015）根据地层特征、区域重磁电资料及邻区区域构造特征综合分析，认为此裂陷盆地为一海相裂陷盆地，在莱阳组沉积期与胶莱盆地连通为一体，具有相对统一的演化机制；但山东东部近海裂陷盆地的裂陷作用更为强烈。因此，青岛-五莲、牟平-即墨断裂带两侧莱阳组的沉积面貌完全不同，胶莱盆地为一河湖相的断陷盆地，但山东近海裂陷盆地却演化成一个海相裂陷盆地，沉积了一套海相浊积岩系（图1-2）。

本文在文献调研的基础上，发现上述学者对此区域的物源特征调查有限，沉积环境研究存在较大争议，并且尚未对本区域的油气资源潜力进行调查，此外研究手段应用单一，因此，本研究在其基础上进行进一步研究，以期推进该区域的基础地质调查。

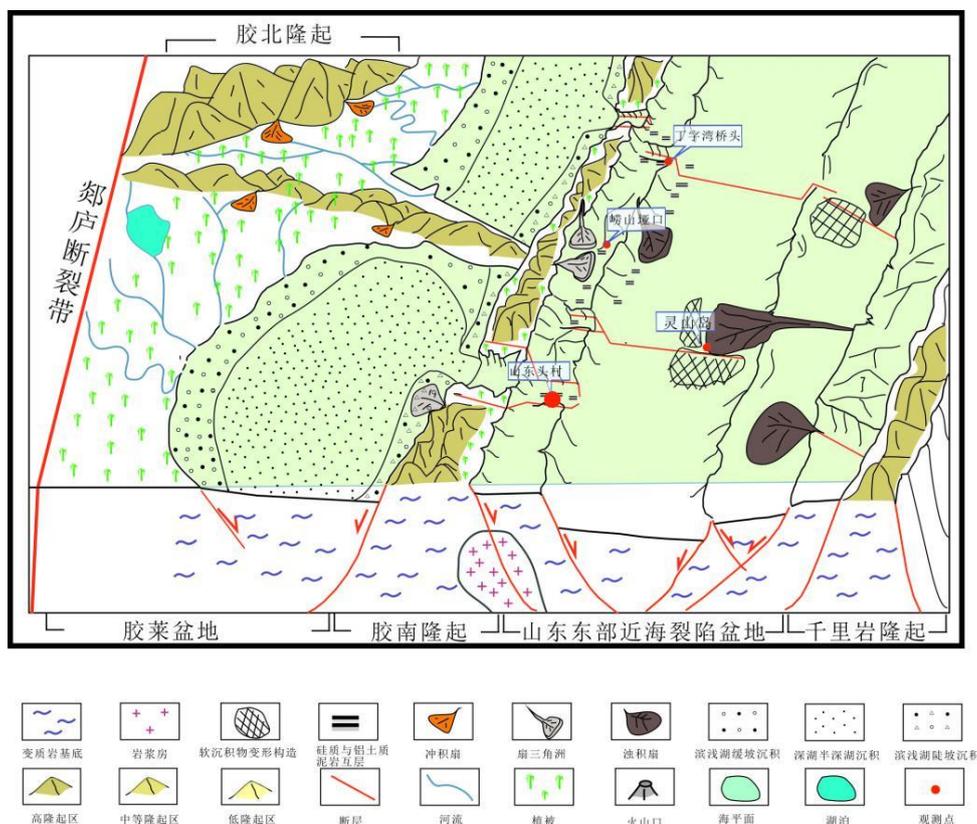


图 1-2 莱阳组沉积期山东东部近海裂陷盆地及其邻区演化示意图（周瑶琪等，2015）

Fig.1-2 Evolution schematic diagram of offshore rift basin in Laiyang Period (Zhou et al., 2015)

### 1.2.2 元素地球化学研究现状

沉积岩在风化搬运沉积等外生作用中,其元素会发生迁移和聚集,从而造成元素的富集和亏损。由于其富集亏损特征、元素自生的物化性质、元素来源(源岩性质和大地构造背景)、迁移聚集(古气候、古环境)具有规律性,这些元素的比值和含量可以用来反演推断控制元素运移和变迁的各种环境因素。元素地球化学的研究范围通常涉及常量、微量和稀土元素地球化学。通常,沉积岩中的常量元素含量与岩石中主要矿物具有对应关系;而微量元素常对造岩矿物中的元素进行置换并以分散状态存在,其与宿主矿物或常量元素之间存在一定的共生组合关系。沉积岩中常量、微量元素的含量和比值在判别物源性质、构造背景及古沉积环境等方面应用效果显著。此外,测试方式的进步和精度的提高使得稀土元素在沉积岩中作为物源和沉积环境指示标志的作用也逐渐受到重视。

对于追溯碎屑来源和源区构造背景而言,单纯依靠野外和镜下岩石学特征难以全面恢复岩石的碎屑来源,因此,碎屑岩的地球化学特征具有重要作用(蔡观强等,2006)。通过对不同构造背景及物源区的碎屑岩的大量的研究,学者们建立了许多有效的地化判别比值和相关图解(Bhatia,1983;Bhatia and Crook,1986;Roser and Korsch,1986;Floyd and Leveridge,1987;Roser and Korsch,1988)。前人广泛应用沉积岩的地化成分来判别沉积盆地的构造环境(Bhatia,1983;Taylor and McLennan,1985;Bhatia and Crook,1986),然而,碎屑岩的组分及地化特征所揭示的是碎屑岩源岩形成时的构造背景,而非砂岩形成时的构造环境(Li et al.,2006)。

沉积环境中常量元素组成不可避免的会受到源区构造环境的控制,因此,不同源区构造环境中的沉积岩具有不同的常量元素组成及其特点(Bhatia,1983;Roser and Korsch,1986;杨江海等,2007)。在源岩的风化、搬运、沉积等外生过程中,REE、HFSE 和一些过渡金属元素(例如,Cr, Ni, Co 等)并不会产生分馏作用或者分馏作用较弱,因此可作为源岩性质的指示参数(Taylor and McLennan.,1985;McLennan et al.,1990)因此,目前已被广泛的应用到沉积物物源及源区构造背景的研究当中(Bhatia and Crook,1986;McLennan et al.,1993)。例如,Ti/Zr, Cr/Zr, Y/Ni 比值可作为反演源岩岩性的常用参数(Huntsman-Mapila et al.,2005),而 La-Th-Sc、La/Sc-Ti/Zr 等可用于源区构造背景判别(李秋根等,2005)。

但由于碎屑岩的形成具有复杂性,从源区到沉积成岩作用过程都会可以对沉积物的化学组成进行改造。因此,在利用地化数据分析碎屑岩源区和构造背景之前,对可能影

响碎屑岩地化特征的分选、再循环、古风化条件、成岩作用等地质作用的强弱要进行评估(Johnsson, 1993)是必要的。

古沉积环境是沉积学研究的主要内容,早期对于古环境的研究主要集中在对沉积结构构造及古生物发育情况的研究。伴随着地化手段的发展,利用沉积岩在沉积-成岩过程中所含各微量、常量及稀土元素的迁移、聚集与分布规律来恢复和反演古沉积环境已经成为重要的研究手段。 $B/Ga$ (吴少波, 2001; 李福来等, 2009)、硼元素(Degens et al., 1957)、 $MgO/Al_2O_3$ (张士三, 1988)等比值在获取古沉积水体介质的盐度信息中应用广泛。氧化还原敏感元素(Mo、U、V、Ni)可以很好的恢复沉积水体的氧化还原状态, $V/Cr$ 、 $Ni/Co$ 、 $Ni/V$ 、 $V/Cr$ 、 $Cu/Zn$ 和 $Cu+Mo/Zn$ 比值及稀土元素Ce、Eu异常也是常用的评价参数(Wright et al., 1987; Hatch and Leventhal, 1992; 邓宏文和钱凯, 1993; Jones and Manning, 1994; Mongenot et al., 1996)。古水深的判别则主要利用了元素迁移能力的不同,不同深度带的元素组合(Fe族、Mn族)(Strakhov, 1958)和 $Sr/Ba$ 、 $Sr/Ca$ 等比值(田景春等, 2006)都存在明显差异。王随继等(1997)则认为 $Fe/Mn$ 比值的变化可解释气候波动,温湿气候下形成的沉积物的 $Fe/Mn$ 比值较高,而干热气候下形成的沉积物 $Fe/Mn$ 比值较低(王随继等, 1997)。稀土总量( $\Sigma REE$ )与气候之间也存在良好的对应关系,通常高稀土总量对应于暖湿气候环境,而低值通常与冷干气候环境相关(史基安等, 2003)。

### 1.2.3 有机地球化学研究现状

石油工业发展的需要使得以沉积岩中的有机质,特别是以碳酸盐岩和泥岩中的有机质为研究对象的有机地球化学快速发展,并成为了地球化学研究中的一门重要学科。有机地球化学的研究重点为生油岩的生烃能力,这也是进行资源量远景评价的基础。其中有机碳含量(TOC)、有机质类型、生烃潜力、氯仿沥青“A”等都是烃源岩评价中的重要参数。

国外学者研究表明深水浊积岩相对于正常的深水沉积有机质更加富集(Stow et al., 2001; Huc et al., 2001; Baudin et al., 2010; Biscara et al., 2011),并且在文莱-沙巴盆地深水区(Ingram et al., 2004)、库泰盆地(Saller et al., 2006)等古代深水浊积系统中业已发现了以深水浊积岩为烃源岩的有效油气藏,而此类油气藏在国内却鲜有研究。因此,本论文将对灵山岛浊积岩的有机质含量、类型及烃源岩潜能进行评价,并以此为例,对深水浊积岩的富有机质程度的差异性进行探讨。

此外,有机质在热演化过程中,具有相对的稳定性,可继承和保存有机质母质中稳定性较高的部分结构特征,这一定程度上能够反映原始有机质的类型,并可以直接或间接反映有机质来源和该沉积环境的物理、化学条件。特别是随着 GC-MS 的广泛应用,作为指示沉积环境指标的生物标志化合物的研究也迅速发展。姥植比 (Pr/Ph) (Brooks et al., 1969)、伽马蜡烷 (Peters and Moldowan, 1993; 张立平等, 1999)、升藿烷指数 (Peter and Moldowan, 1991) 等对古沉积水体环境的盐度、氧化还原程度等都有很好的指示。TOC/S 在盐度及氧化还原方面的应用也有较好的应用效果 (Berner and Raiswell, 1983; Berner, 1984; 邓宏文和钱凯, 1993; 余元盛和朱育新, 1995)。

### 1.3 研究内容及方法

本文的研究工作将结合前人的研究资料,以灵山岛为重点研究对象,并对山东东部近海裂陷盆地的其他重要剖面,如山东头村和丁字湾桥头,运用主微量元素分析及有机地化手段,对该盆地莱阳组沉积期的物源特征、古气候、古盐度、古水深、氧化还原条件进行讨论;同时应用有机地化手段,对其生烃潜力进行评估。

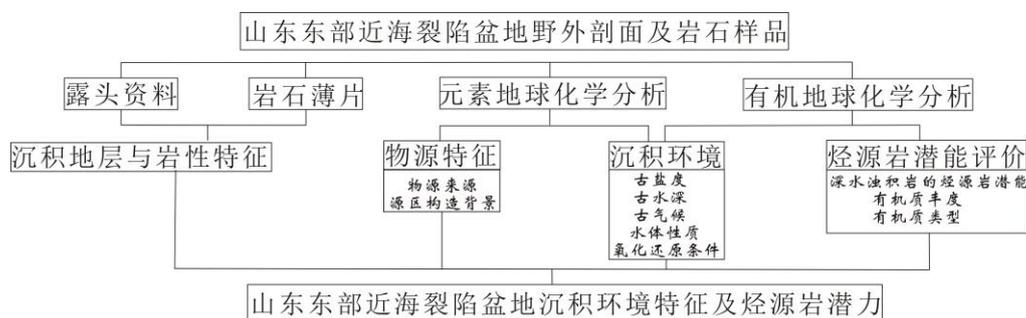


图 1-3 研究技术路线图

Fig.1-3 Research technical route

### 1.4 完成的主要工作量

本论文中,对灵山岛、丁字湾、崂山垭口及诸城地区进行了多次野外剖面调查及取样分析(表 1-1),以期对此裂陷盆地在莱阳组沉积期的物源特征及沉积环境进行恢复,并对其生烃潜力进行调查。

在对灵山岛地区精确测量的基础上,对其莱阳组地层进行密集取样,共选取 9 块样品进行主量微量稀土元素的测定,同时结合研究团队对丁字湾、崂山垭口及诸城地区莱

阳组硅质岩的主量、微量和稀土元素的测定结果，对山东东部近海裂陷盆地莱阳组沉积期的源岩岩性、源区构造背景及沉积环境进行研究。

此外，本研究将利用有机碳、有机显微组分、生物标志化合物等有机地化特征，对灵山岛地区浊积岩的生烃潜力进行探讨。

**表 0-1 论文主要工作量**  
**Table1-1 The main work done by this thesis**

研究主要工作	数量	数据来源	主要工作
灵山岛、丁字湾、崂山垭口及诸城地区野外剖面调查及取样	60 天	本人	测定及分析
灵山岛、丁字湾及诸城地区样品的岩石薄片鉴定	24 件		
灵山岛样品的主量微量稀土元素测定	9 件		
灵山岛样品的有机碳测定	13 件		
灵山岛样品的氯仿沥青 A	13 件		
灵山岛样品的生物标志化合物测定	7 件	研究团队	分析
灵山岛样品的有机显微组分分析	7 件		
灵山岛样品的热解实验	7 件		
丁字湾、崂山垭口及诸城地区硅质岩及粉砂岩主量微量稀土元素	14 件		

## 第二章 区域地质背景

### 2.1 区域构造概况

山东东部地区位于华北地区东部，大地构造位置上属于苏鲁造山带中段，位于华北与扬子克拉通的结合部分。山东东部近海裂陷盆地地区的北部以五莲-烟台断裂为界与胶莱盆地相邻，西接胶南隆起，东邻胶莱盆地的海阳凹陷，向南为南黄海西北海域，其范围可能延伸至千里岩隆起和南黄海盆地。该区域多条断裂发育，北侧为五莲-烟台断裂，南侧紧邻千里岩断裂，西侧为郯庐断裂带。

苏鲁造山带整体呈 NE-SW 走向，是印支期扬子板块向华北板块俯冲形成的大陆碰撞造山带 (Li et al., 1999; 许志琴等, 2003; 张国伟等, 2003; 李曙光等, 2004)，处于五莲-青岛断裂及嘉山-响水断裂带之间，西侧以郯庐断裂为界，东部邻近黄海并且其范围可能延伸至韩国境内的含榴辉岩高压带 (翟明国等, 2005)。胶南隆起是扬子板块与华北板块碰撞形成的缝合带 (王致本和姜宏伟, 1985)，该区域出露元古界胶南群高压超高压变质岩及造山后侵入的燕山期花岗岩体。在黄海海域的千里岩隆起出露成为千里岩岛，岩性以榴辉岩等的变质岩为主 (纪壮义等, 1992)，并发育大量的侵入岩。胶莱盆地是一个自白垩纪发展起来的走滑拉分盆地 (陈清华等, 1994; 戴俊生等, 1995)，盆内发育莱阳组的陆相碎屑岩系及青山组的火山岩系。南黄海盆地则是在扬子板块古生代残留盆地上发育的中古生界海相和中新生界陆相的叠合盆地 (李廷栋等, 2003)。

在中生代早期，山东地区主要受古亚洲构造域的华北、扬子板块碰撞影响，呈现为挤压构造体制，以强烈的陆内挤压造山和地壳增厚作用为主；自中生代晚期，尤其是白垩纪以来，其整体构造体制呈现重大转变，总体表现为强烈的陆内伸展和与地幔隆起相关的大规模岩石圈减薄 (翟明国等, 2005; 吴福元等, 2003; 许文良等, 2004; 张岳桥等, 2004)，在早白垩世 (120-130Ma)，岩石圈减薄达到顶峰，幔源岩浆异常强烈的上涌导致了岩石圈拆沉，总体处于拉张应力环境。广泛发育的裂陷盆地和伸展盆山耦合系统，对应着金矿成矿爆发、高速度的地壳隆升和多式样脆性断裂切割等地质构造。其减薄的时间和机制，与滨太平洋构造域的太平洋板块向欧亚板块俯冲作用相关 (吴智平等, 2007; 宋明春, 2008)。

研究表明，在白垩纪，鲁东地区共经历了三次伸展及三次挤压挤压，莱阳期 (135-126Ma)、青山期 (120-107Ma) 和王氏期 (90-65Ma) 为三次伸展时期，在胶莱

对应形成了 3 套沉积序列，而间隔期间，则存在一定程度的挤压变形（Zhang et al., 2003；张岳桥等，2004；张岳桥等，2007a, b；张田和张岳桥，2008）。

## 2.2 地层基本特征

研究区地理位置位于山东东部近海地区，其野外剖面东起丁字湾，西至日照五莲，包括灵山岛、崂山垭口、田横镇、唐岛湾等九个典型剖面（图 1-1），近年来，周瑶琪研究团队对各剖面进行了不同程度的调查及实地测量。

### 2.2.1 灵山岛地区

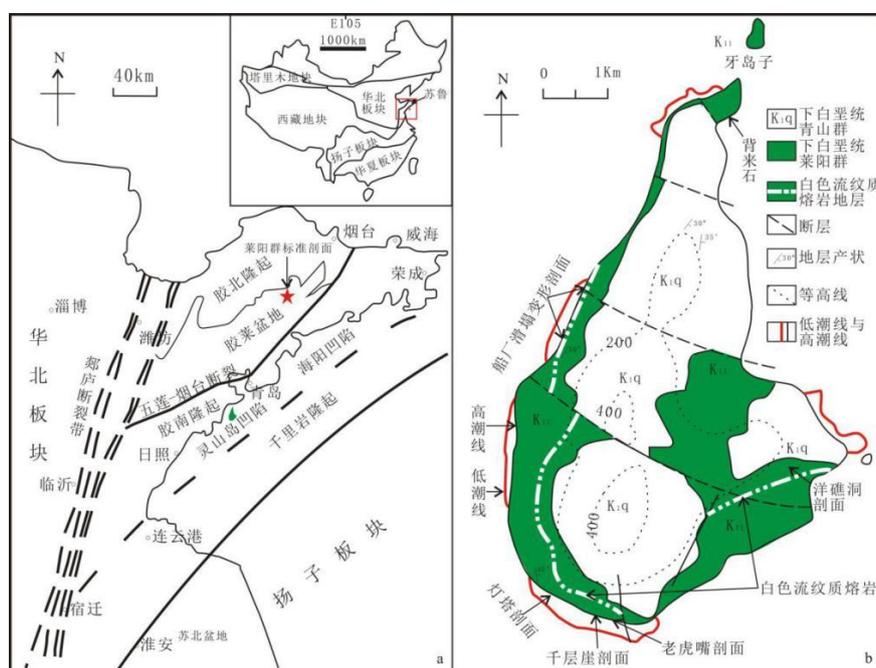


图 2-1 灵山岛区域概况及灵山岛地质简图（王安东等，2013）

Fig.2-1 Regional overview and geological sketch map of Lingshan Island (Wang et al., 2013)

灵山岛位于山东省青岛胶南市东南的黄海近岸海域中（吕洪波等，2011），栾光忠等（2010）将其划分为挤压掀斜型岛屿。自吕洪波等（2011）首次发现并报道早白垩世复理石沉积及滑塌褶皱层以来，灵山岛就逐渐吸引地学界的注意，此后围绕灵山岛的软沉积物变形构造（吕洪波等，2011，2012；董晓朋等，2013，2014；王安东等，2013；邵珠福等，2014b；周瑶琪等，2015）、水下非构造裂缝（王安东等，2014），地层时代（Wang Jun et al. 2014, 2015；张海春等，2013；周瑶琪等，2015）、沉积环境及构造特征（吕洪波等，2011，2012，2013；钟建华，2012；邵珠福等，2014a, b；周瑶琪等，2015）等进行了大量的研究及讨论。由于灵山岛地区以垂直剖面为主，不易进行直接连续的观察，因此主要进行分割面研究（图 2-1），根据与标志层白色流纹质熔岩的

上下关系及远近距离,大概划分了各个剖面垂向接触关系。灵山岛中部的灰白色流纹岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $(119.2 \pm 2.2)$  Ma (周瑶琪等, 2015), 与青山期的开始相当, 因此认为灵山岛下部沉积岩地层的形成时间与莱阳组的形成时间相当。此外, 前人通过对滑塌褶皱、软布丁构造、不对称负载构造等软沉积物变形构造的分析认为: 浊积岩沉积时, 存在一个 SE 高, NW 低的古斜坡, 水体东南浅西北深, 重力流来自 SE 方向 (吕洪波等, 2011; 周瑶琪等, 2015)。

但是, 迄今为止, 对灵山岛沉积环境尚有争议, 吕洪波等 (2011, 2013) 认为此盆地属于晚中生代扬子、华北板块之间未碰撞拼合的洋盆; 周瑶琪等 (2015) 认为其为山东东部近海裂陷盆地的典型剖面, 属深水沉积, 而钟建华 (2012) 则认为灵山岛下部的碎屑岩属于陆相三角洲沉积。

### 2.2.2 丁字湾地区

丁字湾剖面位于即墨东北部的丁字湾大桥南部 ( $36^{\circ}33'17''\text{N}$ ,  $120^{\circ}57'21''\text{E}$ )。剖面整体以灰白色、黑色、紫红色与青灰色粉细砂岩互层为主, 砂岩以块状构造为主, 偶见薄层页岩及砂岩透镜体, 推测此套地层沉积于安静的半深水-深水环境 (周瑶琪等, 2015)。剖面中常发育断层, 但断距和断层规模较小。

### 2.2.3 崂山垭口-八仙墩地区

付永涛和虞子冶 (2010)、吴拓宇等 (2010) 通过对青岛垭口至八仙墩剖面的沉积岩系的研究认为该套层系是活动大陆边缘的海相浊积岩, 且存在水体深浅交替变化的特征, 并推测其为南黄海盆地上奥陶统在盆地边缘的露头, 且形成于扬子板块向华北板块俯冲过程期间或者是其后扬子板块陆壳上部盖层向华北板块仰冲就位过程中; 王俊等 (2013) 对八仙墩地区的变质石英砂岩进行碎屑锆石测年, 认为其沉积年龄上限为晚中生代。

付永涛和虞子冶 (2010)、赵广涛等 (1997) 发现崂山碱性花岗岩 (110Ma) 侵入此套地层中, 因此判定该套地层形成时代早于碱性花岗岩。而周瑶琪等 (2015) 对此套地层中的凝灰质铝土岩层 (图 2-2a) 的测年结果为  $(118.9 \pm 3.3)$  Ma, 与灵山岛流纹岩测得的年代相当, 认为此剖面的该层以下的地层属莱阳组。

### 2.2.4 其他相关剖面

在即墨田横镇采石场、诸城山东头村、五莲石屋子沟、大尚庄均可见到硅质岩-凝灰质铝土岩互层 (图 2-2b, c, d, e), 而这些剖面的硅质岩-凝灰质铝土岩可很好的与

崂山垭口地区硅质岩-凝灰质铝土岩进行对比，因此推测其为莱阳组地层，硅质岩-铝土岩互层均呈薄互层状且横向展布稳定，推测沉积时水体安静且水深较大（周瑶琪等，2015）。此外，位于五莲-青岛断裂西北侧的山王庄村出露一套砾岩层（图 2-2f），砾石成分主要为前寒武系变质岩，推测其为胶莱盆地边缘莱阳组的山麓洪积相沉积，由此推断五莲-青岛断裂可能为胶莱盆地与山东东部近海范围的边界。

由于本文的研究重点为莱阳组沉积期的物源特征及沉积水体环境，因此也将对这些剖面的硅质岩-凝灰质铝土岩沉积进行相关分析。

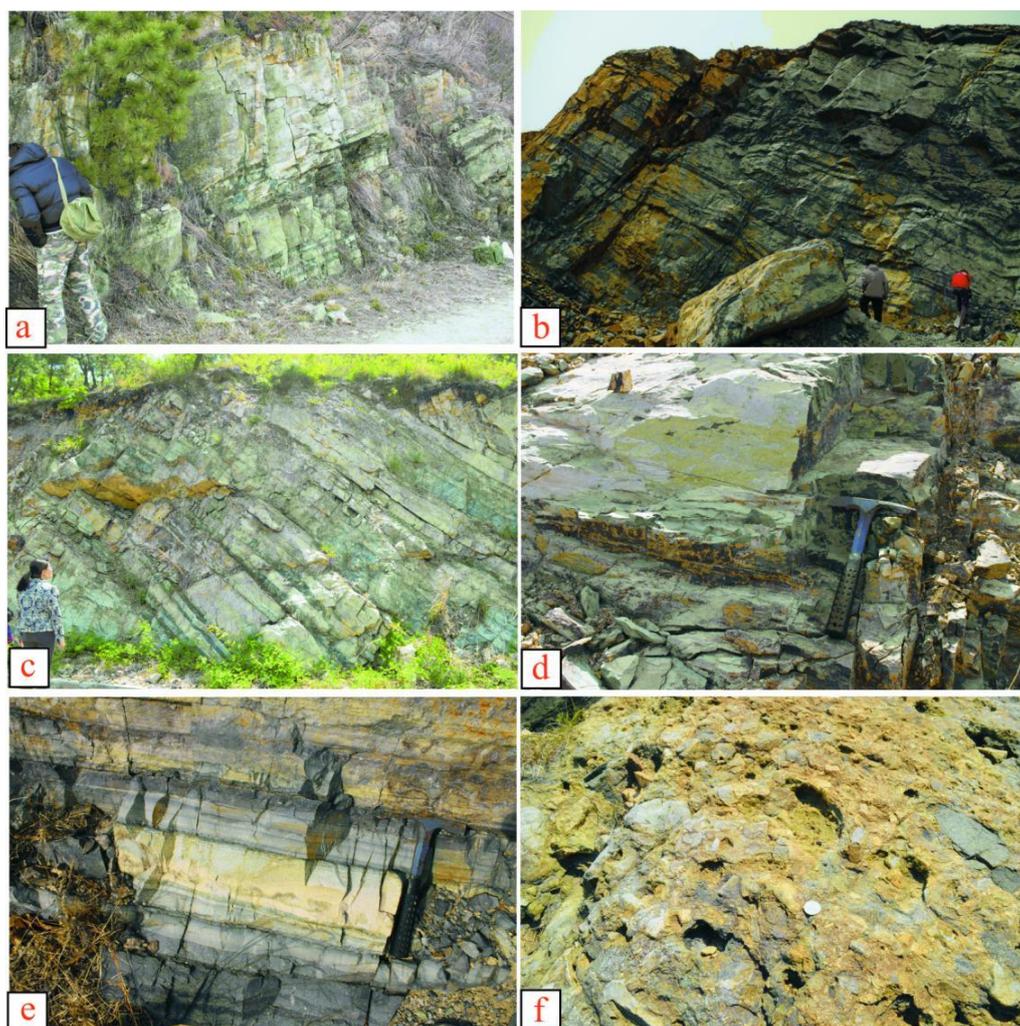


图 2-2 山东东部近海裂陷盆地典型野外照片（周瑶琪等，2015）

**Fig.2-2 Representative field photos of Late Mesozoic rift basin in the offshore of Shandong Province (Zhou et al., 2015)**

a: 崂山垭口硅质岩-凝灰质铝土岩互层；b: 田横采石场硅质岩-凝灰质铝土岩互层；c: 山东头村硅质岩-凝灰质铝土岩互层；d: 大尚庄硅质岩-凝灰质铝土岩互层；e: 石屋子沟硅质岩-凝灰质铝土岩互层；f: 山王庄村底砾岩

## 第三章 沉积地层与岩性特征

### 3.1 灵山岛莱阳组火山碎屑熔岩

吕洪波等（2012）、王安东等（2013）和周瑶琪等（2015）认为灵山岛地层由下往上发育四套地层：未见底的重力流沉积、流纹岩、陆相碎屑岩、安山质火山碎屑岩，其中对流纹岩的测年结果为 $(119.2 \pm 2.2)$  Ma，并将此套流纹岩作为青山群的开始，并认为其下的未见底的重力流沉积为莱阳组，而流纹岩上部地层可能归属于青山组。



图 3-1 灵山岛南端发育的莱阳组沉积期火山碎屑熔岩

Fig.3-1 Pyroclastic lava of Laiyang Group in the southern area of Lingshan Island

对船厂、老虎嘴的剖面的野外勘测发现，其下部的重力流沉积与上部的流纹岩之间存在着角度不整合。同时，在流纹岩及下伏的重力流沉积之间发现了一套火山碎屑熔岩，砾石以火成岩、变质岩（包括片麻岩、石英岩等）角砾为主，直径为 $5 \sim 30\text{cm}$ 不等（图 3-1a, b），并包卷有下伏重力流沉积地层（图 3-1c），但此套火山碎屑熔岩仅在灵山岛南部的羊礁洞剖面（图 3-1c）至钓鱼台剖面的东部（由于海平面原因，不能近距离观测，图 3-1d）之间的区域的白色流纹岩之下发育，而在灵山岛北部及常讨论的船厂、千层崖剖面中并未发育，推测可能由于抬升剥蚀差异造成的，这也可以与船厂、老虎嘴剖面发现角度不整合可以相互印证。

### 3.2 灵山岛莱阳组重力流沉积序列特征

本研究对灵山岛莱阳组重力流沉积各重要剖面进行了详细的测定及描述，排除顶部大型滑塌及逆冲断层造成的地层重复的影响，在不计入灯塔、船厂剖面的前提下，共对 53.24m 的连续完整地层进行了描述。对每一单独的重力流事件地层进行了厚度测量并作频数图（图 3-2），其岩层厚度略成双峰，薄层（<35cm）和厚层（大于 35cm）之间存在明显的差别。

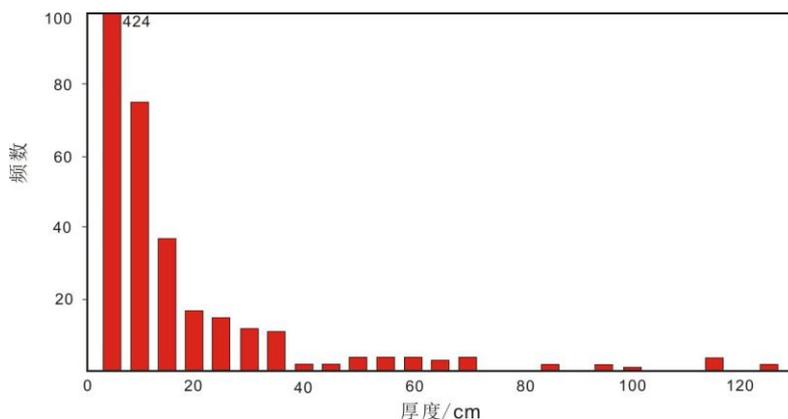


图 3-2 灵山岛部分剖面的重力流事件地层厚度统计图

Fig.3-2 Bar chart of thickness of gravity flow in some sections in Lingshan Island

灵山岛莱阳组重力流沉积包括砂质滑塌沉积（图 3-3a）、碎屑流（图 3-3b）、浊积沉积（图 3-3c）、混合事件沉积（图 3-3d）等，本文将对浊流沉积和混合事件沉积进行简单介绍。

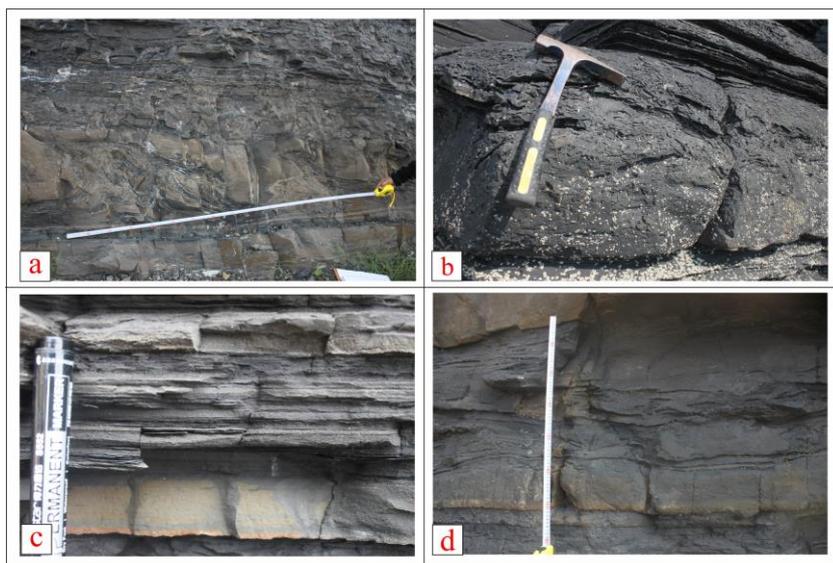


图 3-3 灵山岛重力流沉积类型

Fig.3-3 Types of gravity flow in Lingshan Island

### 3.2.1 浊积岩

薄层浊积岩以细砂岩、粉砂岩和泥质粉砂岩为主组成, 仅少部分浊积岩底部粒度可达到中细砂岩-中砂岩的级别; 正粒序普遍存在, 仅有少数层位正粒序并不明显(图 3-4a)。总厚度以<20cm 为主, 一般主要处于 0~10cm 区间内。底部少见沟模槽模结构, 底面较为平坦。薄层浊积岩一般由 Ta 和发育水平层理的 Td 段(部分为平行层理的 Tb 段)组成, 少见发育交错层理的 Tc 段。

厚层浊积岩以中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥质粉砂岩为主组成, 整体呈现正粒序, 部分底部隐约可见平行层理, 底部由 Ta 段干净(贫泥质)砂岩组成, 上覆浊积泥岩(图 3-4b)。底部砂岩抗风化能力较强和缺少灰色色调指示这一厚层的底部砂岩层中并不富集泥质(图 3-4b)。砂岩底部的沟模槽模发育较好, 部分底部发育平行层理(图 3-4c)。

### 3.2.2 混合事件沉积

混合事件沉积(HEBs)是一种深水重力流沉积, 通常由下部干净(贫泥质)砂岩及上覆的泥质砂岩相组成。该沉积被认为是同一次搬运事件中的浊流、过渡流和碎屑流共同作用而成。对于该沉积序列, Peter Talling 等(2004), Haughton 等(2009), Baas 等(2011)及 Fonesu 等(2015)已经在意大利的中新统 Marnoso Arenacea 组, Agadir 盆地的第四系沉积, 意大利的白垩系-古新统 Gottero 砂岩和中新统 Cilento 复理石, 英格兰北部的石炭系 Mam Tor 砂岩以及爱尔兰西部的石炭系下部 Ross 砂岩组等发现了此套沉积, 并对其沉积模式、沉积环境及沉积序列特征进行了解释。大量的调查发现, 混合事件沉积(HEBs)与河道不发育的远端扇、盆底或盆地平原沉积背景相关, 这与传统的碎屑流主要分布在沉积近端的重力流分布模式相悖。

杨田等(2015)报道了灵山岛地区也存在这种下部为浊流沉积, 上部为碎屑流沉积的混合沉积物重力流沉积序列, 并根据沉积序列厚度, 下部干净砂岩厚度及沉积构造, 上部泥质砂岩厚度、沉积构造及泥屑大小及丰度特征, 上部与下部沉积单元接触关系, 将研究区的混合沉积物重力流沉积序列进行了划分, 并对其成因进行了推测。

依据前人的识别标志, 本文作者对混合事件沉积进行了一定程度上的有效识别, 总体而言, 依据泥质砂岩层的泥质碎屑的发育情况将其分为两类。

#### (1) 泥质砂岩层富集大的泥质碎屑(图 3-3d, e)

该层的底部缺少发育较好的沟模和槽模。底部的干净砂岩相对于上覆的泥质砂岩厚度薄(<20cm)且粒度较粗。相对抗风化能力强和缺少灰色色调表明了底部的砂岩层位

具有相对较少的泥岩含量。其底部以细砂岩-中砂岩为主，其通常呈现正粒序或无粒序。在底部砂岩层位可见小的泥屑但数量较少。泥质砂岩和底部的干净砂岩之间的界线可以表现为渐变或是颗粒的突变。泥质砂岩中的碎屑以泥岩或互层的薄层浊积岩为主。单个的碎屑可能被弯折扭曲，长度可达几米。推测其成因可能是厚层碎屑流底部颗粒沉降。

由于液化作用可以使上覆层陷落进入下伏的液化砂岩中，从而也可以形成具有富碎屑的层（图 3-4f）。因此，要证明该研究观察到的泥质富碎屑砂岩层不是液化作用产生的。由于陷落的碎屑经常与上覆层的物质组成相似，而且这种变形弯曲的碎屑通常与上覆的交错或平行层理发育的细砂岩和粉砂岩侧向连续。因此，可将此作为区分标准。

(2) 泥质砂岩层缺少大的泥质碎屑（图 3-3e, h）

这种层的底部的沟模和槽模发育较好，底部的干净砂岩呈正粒序，相对于上覆泥质砂岩层较薄，干净砂岩和泥质砂岩之间有渐变边界。泥质砂岩中的泥屑较少且分布局限，主要沿碎屑流和浊流的界线分布，但是 1-3cm 的“砂岩砾”可以在整个层位中都被观察到（图 3-3i）。推测其形成过程可能与流体碰撞和减速造成浊流向碎屑流的转化相关。

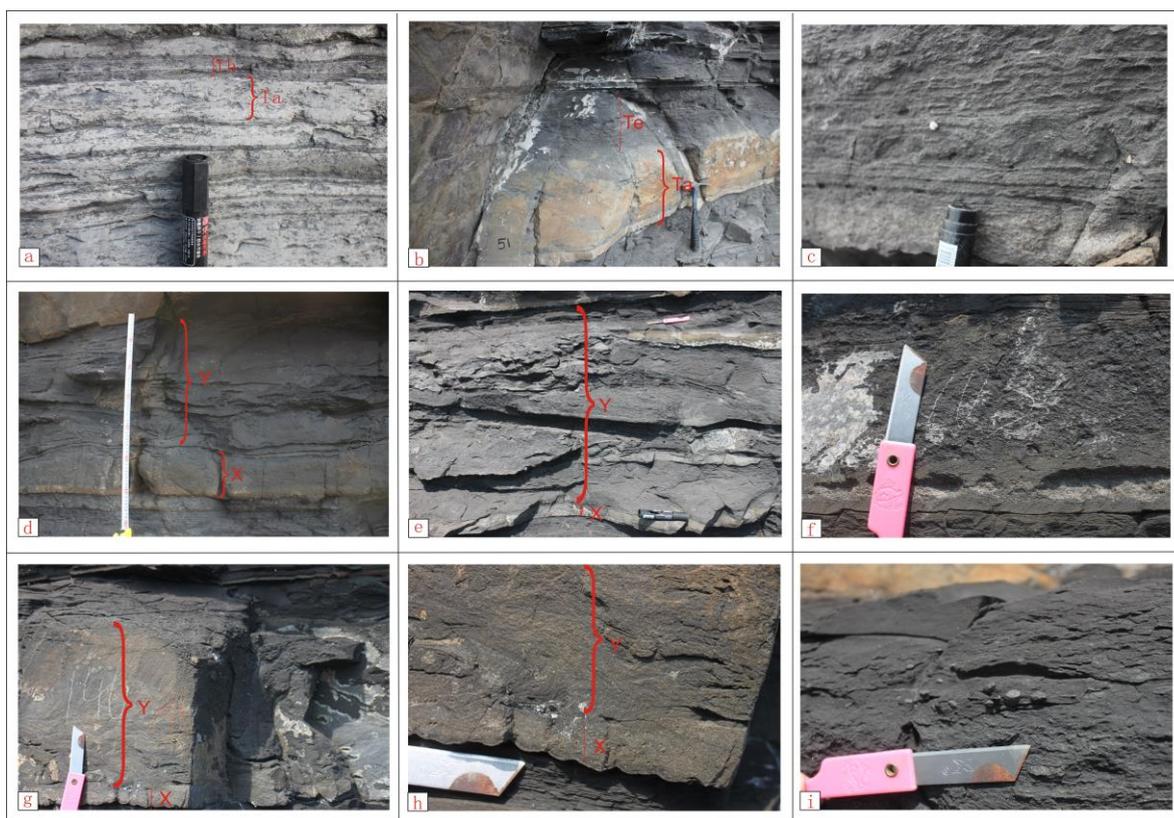


图 3-4 灵山岛莱阳组典型重力流沉积序列

Fig.3-4 Typical types of Laiyang Group's gravity flow in Lingshan Island

其中 X 代表干净砂岩，Y 代表泥质砂岩

### 3.3 灵山岛莱阳组重力流岩石组分特征

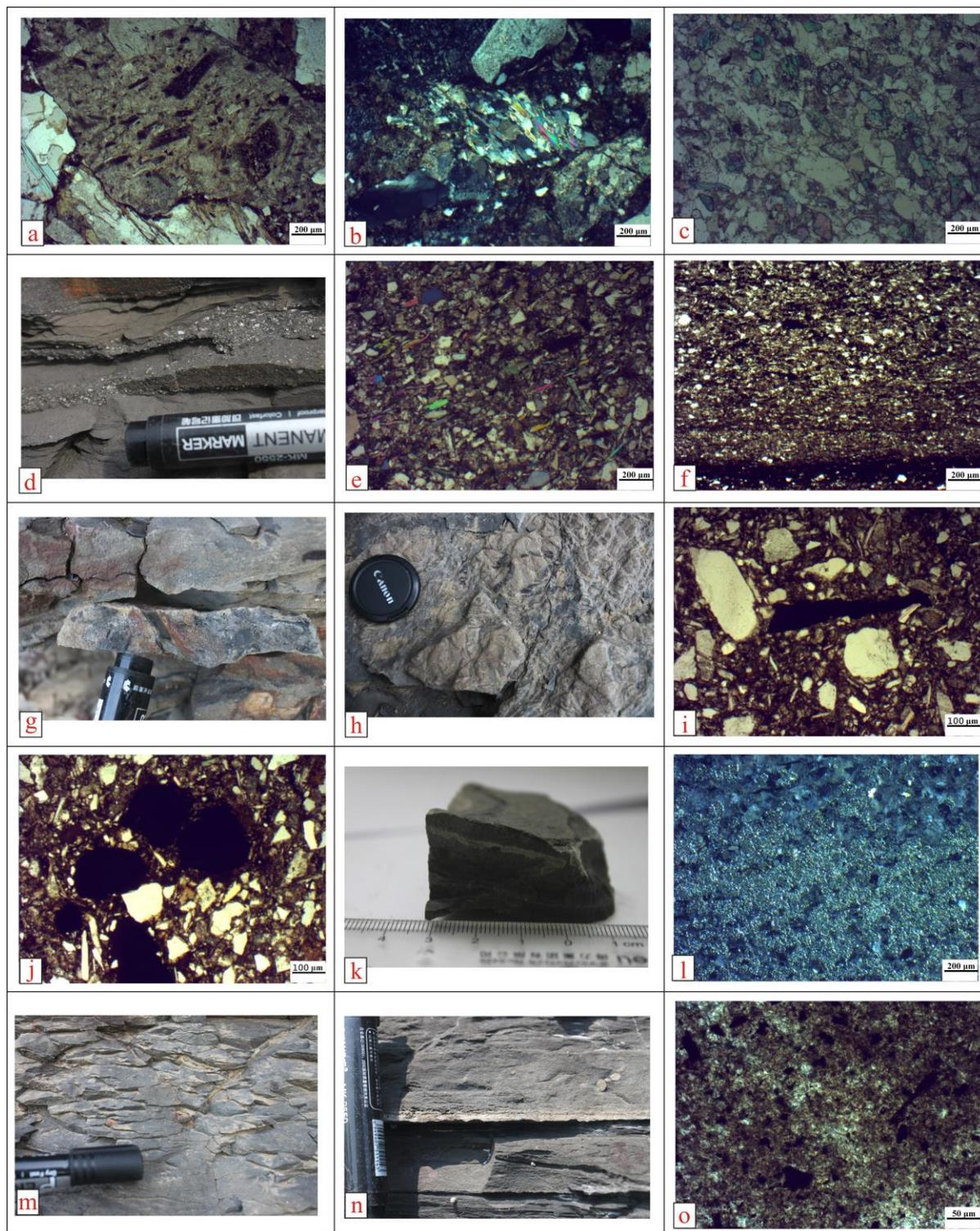


图 3-5 灵山岛莱阳组岩石组分特征

Fig 3-5 Rock component characteristics of Laiyang Group in Lingshan Island

岩石组分分析主要针对灵山岛重力流沉积，通过镜下及野外观察，鉴定结果如下：

砂岩中含有大量的火山岩岩屑(图 3-5a)、变质岩岩屑(图 3-5b)及碳酸盐岩碎屑(图 3-5c),火山岩岩屑以长英质(图 3-5a)及安山质岩屑为主,而变质岩岩屑以石英岩为主(图 3-3b);在野外踏勘发现的砾岩,也以石英岩等变质岩砾石为主(图 3-3d)。除常见的石英、长石矿物外,粉砂岩及泥质粉砂岩中通常含有较高含量的云母,常定向排列(图 3-3e)。在镜下除可观察到浊积岩的正粒序特征外,部分浊积岩的底部存在反粒序(图 3-3f),这与野外观察的结果一致。

在野外观察中常见尺寸处于 1~2cm 之间的植物碎屑,且其常呈细长状(图 3-3g),植物碎屑发育密集,部分植物碎屑甚至成层发育(图 3-3h)。而在镜下观察中则常见尺寸处于 100-200um 之间的植物碎屑(图 3-3i, j)。

此外,灵山岛莱阳组重力流沉积中,发现了数条黄铁矿条带,其宽度常为 0.3mm 左右,延伸较稳定(图 3-3k, l)。同时,灵山岛莱阳组重力流砂岩的部分层位含有大量的铁质结核,由于氧化作用,表面呈现赭红色(图 3-3m)。这些证据可能指示灵山岛地区莱阳组沉积期为缺氧环境。此外,砂岩最底部常呈现黄色(图 3-3n),对其磨片观察发现,其含有大量的铁质物质(图 3-3o)。在镜下铁质物质和泥质杂基的区分常通过反射光观察及形态观察(铁质物质的形状规则)完成。

### 3.4 硅岩的分布及岩石学特征

硅岩是山东东部近海莱阳组的主要岩石类型之一,主要出露在大尚庄、山东头村、崂山垭口、即墨田横镇采石场和丁字湾桥头剖面,常与粉砂岩、铝土岩、页岩及火成岩相伴生,在垂向上表现为火成岩-硅岩、铝土岩-硅岩或者粉砂岩-页岩-硅岩的组合特征。

研究区硅岩的主要结构组分有颗粒、晶粒和基质,此外还包括次要的结构组分(如有机质或者杂志矿物斑晶等)及一些后生的或派生的组分(如脉体或者孔隙等)。主要岩石结构包括纹层状结构和碎屑结构粒状结构,构造类型则包括纹层状、团块状、串珠状及块状等构造。不同剖面的硅岩组分、岩石结构及构造类型都存在差异。

## 第四章 元素地球化学分析

通常,碎屑岩的元素地球化学特征主要受控于其物质组成,而其物质组成又与其物源供应有着密切的关系,因此碎屑沉积物的元素地球化学特征分析对于探讨物源来源有重要的作用(蔡观强等,2006)。此外,沉积物在沉积作用过程中,各种元素的物化性质差异及沉积环境、气候条件不同等造成了元素的富集亏损特征不同,所以沉积物中的元素组成也蕴含着丰富的沉积环境信息,这为利用元素地球化学方法判别古气候、古水体氧化还原状态、古盐度、古水深等提供了依据。

依据前文中对于连续剖面地层(共53.24m)关系的恢复,本研究自下而上对灵山岛莱阳组重力流沉积地层进行了系统取样,其中YLSD-1为连续剖面最下部取样,YLSD-7为连续剖面最上部取样,其样品间距控制在5-10m之间。YLSD-8则为连续剖面之上的近40m的大型滑塌层取样,而YLSD-9取样位置则靠近莱阳组深水重力流沉积与流纹岩的接触界线附近(距离流纹岩3m处)。

本研究共对灵山岛莱阳组的9块粉砂岩样品进行主量元素、微量元素及稀土元素测试,测试在山东省第八地质矿产勘查院实验测试中心完成。首先将岩石碎块样品磨成200目的粉末,并进行必要的样品前处理,之后进行上机测试。其中,全岩常量元素分析在X射线荧光光谱仪上完成,而微量及稀土元素分析则采用电感耦合等离子体质谱法进行分析。

同时,由于硅质岩在除灵山岛以外的山东东部近海裂陷盆地其他莱阳组的典型剖面上发育普遍,因此对硅质岩的元素地化特征对全面了解山东东部近海盆地的古沉积环境进行分析也是十分必要的。本文中涉及的硅质岩的元素分析数据在北京核工业地质研究院分析完成,数据来源于研究团队,关于硅质岩成因及沉积环境意义在研究团队2013届硕士学位论文《山东东部近海晚中生代莱阳群硅质岩成因及沉积环境研究》进行了相关分析。

### 4.1 主量、微量、稀土元素特征

沉积物的粒度通常对其化学组成有一定的控制作用(Cullers et al., 1987; Yang et al., 2002)。粒度大的沉积物通常指示近物源的沉积,或快速堆积及风化作用强度不高的沉积,其石英和长石含量通常较高,会对其他元素产生稀释作用;粒度小的沉积物则可能指示母岩的风化作用较强,或代表远物源沉积,由于沉积物中黏土矿物含量较高,通常

对许多元素有吸附作用。因此最细的和最粗的沉积岩样品的化学成分可能会不同于真正的平均成分（Roser and Korsch, 1999），为使数据分析具有可比性，挑选粒度统一的样品更具有优势，因此本次测试样品主要挑选粉砂岩进行研究。

#### 4.1.1 主量元素

灵山岛莱阳组粉砂岩主量元素成分列于表 4-1。主量元素常用来判断沉积岩的成分类型及成熟度（Pettijohn and Potter, 1987; Herron, 1988）。

表 4-1 灵山岛莱阳组粉砂岩主量元素成分表

Table 4-1 Major elements contents of siltstones from Laiyang Group in Lingshan Island

样品	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI
YLSD-1	43.97	11.5	13.88	0.292557	4.11	3.82	1.84	2.76	0.155	0.48	0.284	4.86	15.36
YLSD-2	50.59	13.69	7.95	1.102557	4.11	3.68	2.64	2.85	0.089	0.56	0.219	5.67	10.85
YLSD-3	53.78	14.7	7.65	0.279456	2.88	2.32	3.1	2.81	0.079	0.63	0.27	3.48	10.21
YLSD-4	52.51	15.62	7.19	0.22802	4.6	2.65	3.51	2.07	0.085	0.54	0.184	5.34	9.31
YLSD-5	54.98	14.72	6.35	0.381478	3.94	2.93	3.12	2.36	0.072	0.6	0.267	4.76	8.82
YLSD-6	54.9	14.74	4.92	0.676941	4.43	3.67	2.97	2.51	0.06	0.56	0.215	5.6	8.63
YLSD-7	55.56	16.11	4.38	0.900246	4.58	3.01	3.21	2.56	0.059	0.67	0.422	5.99	7.09
YLSD-8	51.7	12.12	11.56	2.229643	1.89	2.15	2.29	2.4	0.12	0.59	0.227	4.33	10.09
YLSD-9	33.07	8.81	22.74	0.400569	2.87	6.31	1.14	1	0.166	0.43	0.202	3.59	21.24

灵山岛莱阳组粉砂岩的 SiO<sub>2</sub> 含量较高（33.07%~55.56%），平均为 50.12%；Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量介于 8.81%~15.62%之间。通常，SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 值可反映石英及片状矿物和长石的含量（Potter, 1978），灵山岛所测样品的 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 值分布范围较窄（3.36~4.27，平均 3.71），与岩浆岩 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 值（3~5）接近。同时，SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 也可作为指示碎屑岩成熟度的重要标志（Roser and Korsch, 1999），Roser 等（1996）认为成熟的沉积岩的 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 值大于 5，因此，灵山岛粉砂岩属未成熟，接近于杂砂岩。灵山岛样品 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值平均仅为 1.14，与典型的显生宙石英砂岩（2.17）差别显著（Condie, 1993）。同时，CaO 的含量偏高（4.92%~22.74%），平均为 9.62%。其中 YLSD-9 的 CaO 含量极高，可达 22.74%。灵山岛粉砂岩样品的全铁 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的含量显示高值（3.48%~5.99%，平均 4.85%）。综合砂岩的岩石类型判别图（图 4-1）可知（Herron, 1988）灵山岛粉砂岩主要为杂砂岩、页岩。

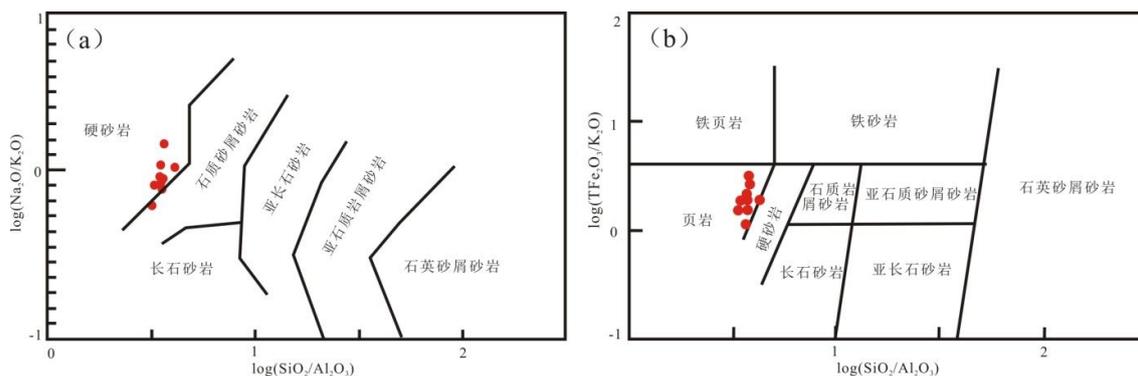


图 4-1 灵山岛粉砂岩化学成分判别图

a:  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ 判别图, 图版据 Pettijohn and Potter, 1987;

b:  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ 判别图, 图版据 Herron, 1988

Fig.4-1 Chemical classification diagrams for siltstones in Lingshan Island

a:  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  discrimination diagram, plate after Pettijohn and Potter, 1987;

b:  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  discrimination diagram, plate after Herron, 1988

#### 4.1.2 微量元素

微量元素数据见表 4-2, 以 UCC (标准化值据 Rudnick and Gao, 2003) 为标准化的蛛网图如图 4-2 所示, 灵山岛粉砂岩样品中的过渡组元素 (Sc、V、Ni、Cr) 相对于上地壳成分展现出不同程度的亏损。

表 4-2 灵山岛莱阳组粉砂岩微量元素成分表

Table 4-2 Trace elements contents of siltstones samples Laiyang Group's in Lingshan Island

样品	Li( $10^{-6}$ )	Be( $10^{-6}$ )	V( $10^{-6}$ )	Cr( $10^{-6}$ )	Co( $10^{-6}$ )	Ni( $10^{-6}$ )	Cu( $10^{-6}$ )	Zn( $10^{-6}$ )	Ga( $10^{-6}$ )	Rb( $10^{-6}$ )	Sr( $10^{-6}$ )
YLSD-1	36.19	1.59	65.45	57.07	11.76	18.33	17.07	66.50	16.32	79.95	592.36
YLSD-2	49.13	2.79	93.35	58.06	22.18	29.38	28.36	61.39	26.19	106.70	451.68
YLSD-3	39.02	2.87	92.37	59.54	9.18	19.36	24.98	52.18	27.03	114.09	347.10
YLSD-4	57.30	3.44	83.95	46.81	7.61	18.27	24.90	70.36	37.61	138.86	550.84
YLSD-5	45.14	2.59	95.31	50.76	12.80	20.93	25.57	87.16	26.00	115.60	309.04
YLSD-6	40.86	2.20	61.93	69.29	15.31	24.25	22.44	75.61	26.69	98.97	179.01
YLSD-7	38.25	2.72	90.87	40.64	13.82	20.51	25.28	61.83	24.20	104.48	250.53
YLSD-8	19.97	1.26	56.23	30.56	14.91	18.66	15.77	73.09	22.61	85.93	438.09
YLSD-9	73.88	1.38	72.63	33.48	12.12	24.81	19.44	53.18	14.95	54.52	600.00

续表 4-2

样品	Nb( $10^{-6}$ )	Sb( $10^{-6}$ )	Cs( $10^{-6}$ )	Ba( $10^{-6}$ )	Ta( $10^{-6}$ )	Pb( $10^{-6}$ )	Th( $10^{-6}$ )	U( $10^{-6}$ )	Zr( $10^{-6}$ )	Hf( $10^{-6}$ )	As( $10^{-6}$ )
YLSD-1	10.29	0.188	4.24	504.86	0.84	10.92	10.71	3.73	188.5	4.5	5.6
YLSD-2	12.61	0.329	6.30	774.07	1.00	25.61	14.80	5.19	199.6	6	7.5
YLSD-3	13.38	0.161	7.98	823.24	0.91	4.37	15.35	3.46	226.9	6.5	2.4
YLSD-4	16.74	0.142	11.52	1301.23	1.12	11.34	17.70	3.93	231	6.6	1.9
YLSD-5	15.11	0.248	9.10	773.76	0.88	60.69	14.66	3.72	218.7	6.3	5.0
YLSD-6	13.33	0.378	4.29	845.16	0.85	37.21	11.32	2.46	234	6.5	5.7
YLSD-7	14.26	0.455	9.04	654.61	1.00	19.96	14.66	4.58	228.6	5.9	5.7
YLSD-8	10.08	0.464	4.05	766.98	0.81	58.83	8.11	1.71	266.7	6.3	11.7
YLSD-9	7.09	0.212	4.16	465.02	0.52	52.06	6.50	1.65	201	3.6	6.1

由于过渡族元素为亲铁镁的微量元素且在风化剥蚀搬运等外生过程中可有效保持源岩的地球化学特征，因此，灵山岛粉砂岩的主要源岩不可能是以富集过渡族元素为特征的铁镁质岩石。

大离子亲石元素（U、Cs、Rb、Ba、Sr）的含量变化范围较大，整体呈现不同程度的弱富集，但 YLSD-6，YLSD-7 相对 Sr 弱亏损；YLSD-8，YLSD-9 相对 U 弱亏损；YLSD-9 相对 Rb 弱亏损。

绝大多数岩浆过程中高场强元素（HFSE）不相容，因此，HFSE 在长英质岩石中相对于铁镁质岩石更为富集。除 YLSD-9 之外的灵山岛的其他粉砂岩样品，Ta、Nb、Yb、Hf、Y、Th 都表现出相似的分布特征，均表现为相对于 UCC 呈弱富集特征；而 YLSD-9 则一直呈现弱亏损特征。此外，由于锆石随沉积岩成熟度增加而富集，从而造成了 Zr 的富集；而灵山岛样品中的 Zr 含量与 UCC 中的 Zr 含量相似，因此可推断灵山岛粉砂岩可能为未成熟-半成熟。

#### 4.1.3 稀土元素

粉砂岩稀土元素含量参见表 4-3，粉砂岩稀土元素配分模式如图 4-3 所示。灵山岛样品的稀土元素总量  $\Sigma\text{REE}$  平均为  $212.27 \times 10^{-6}$ ，介于  $135.88 \times 10^{-6} \sim 259.70 \times 10^{-6}$ ，绝大多数样品的稀土总量高于澳大利亚后台古代页岩 PAAS ( $184.77 \times 10^{-6}$ )，反映样品相对富集稀土元素的特征，仅有 YLSD-1 和 YLSD-2 小于澳大利亚后台古代页岩的  $\Sigma\text{REE}$  值。

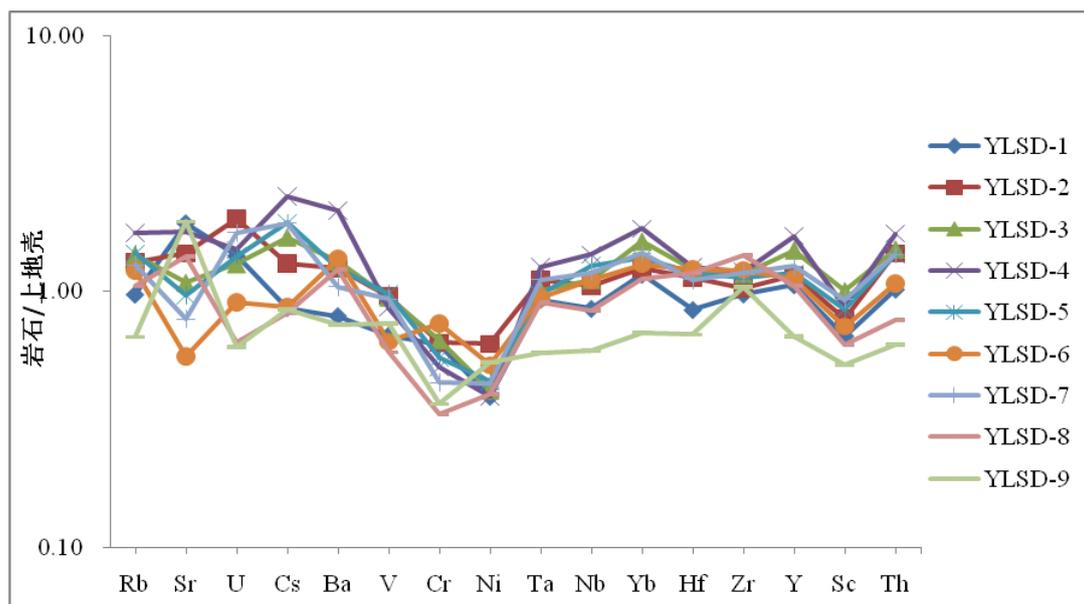


图 4-2 微量元素上地壳标准化蛛网图 (标准化值据 Rudnick and Gao, 2003)

Fig.4-2 Trace elements spider-diagram normalized to average upper continental crustal values  
(normalized values after Rudnick and Gao, 2003)

样品的轻稀土总量  $\Sigma\text{LREE}$  为  $160.38 \times 10^{-6} \sim 235.62 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $194.58 \times 10^{-6}$ ; 而样品的重稀土总量  $\Sigma\text{HREE}$  为  $10.04 \times 10^{-6} \sim 26.07 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $17.69 \times 10^{-6}$ ; 样品的轻、重稀土元素含量比值  $\text{LREE}/\text{HREE}$  为  $9.79 \sim 13.00$ , 平均值为  $11.14$ , 高于 PAAS ( $9.49$ ) 和 UCC ( $9.33$ )。经球粒陨石标准化后 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989), 做出灵山岛样品的 REE 分配模式图 (图 4-3), 其整体显示出轻稀土元素 (LREE) 富集, 重稀土元素 (HREE) 相对亏损, 呈现“右倾斜型”, 但重稀土元素曲线相对平坦, 表明其含量较为稳定。总体上, 不同灵山岛样品的分配模式图基本一致, 显小“V”形, 各样品的稀土元素含量差异不大, 但 YLS-D-9 的稀土元素含量相较于其他样品明显较低。

样品的铈 (Ce) 和铕 (Eu) 异常的计算方式如下:  $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)^{1/2}$ ;  $\delta\text{Ce} = \text{Ce}_N / (\text{La}_N + \text{Nd}_N)^{1/2}$ , 计算结果表明, 灵山岛样品的  $\delta\text{Eu}$  范围为  $0.66 \sim 0.96$ , 平均为  $0.75$ , 铕 (Eu) 元素具有明显的亏损; 而  $\delta\text{Ce}$  范围为  $1.00 \sim 1.11$ , 平均值为  $1.05$ , 铈 (Ce) 元素呈现轻微富集。 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 、 $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  作为稀土元素球粒陨石标准化图解中分布曲线的斜率, 它们可反映曲线的倾斜程度, 计算所得的  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  为  $10.97 \sim 16.94$ , 平均值为  $13.20$ , 而  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  为  $9.36 \sim 12.50$ , 平均值为  $10.19$ , 其表明轻、重稀土元素分异明显。 $(\text{La}/\text{Sm})_N$  常用来反映轻稀土之间的分馏程度, 样品的  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  为  $3.90 \sim 4.82$ , 平均值为  $4.44$ , 表明轻稀土元素之间分异中等; 而  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  是反映重稀土之间的分馏程度的参数, 样品的  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  为  $1.68 \sim 2.04$ , 平均值为  $1.85$ , 表明重稀土元素的分

异并不明显。

由于地壳中 LILE 含量相对于原始地幔明显偏高，导致轻稀土富集而重稀土亏损；同时，由于上地壳内缺少促使重稀土分馏的机制，因而重稀土含量均匀；而元素的分异作用使上地壳中 Eu 元素亏损 (McLennan et al., 1995)。因此，来自上地壳的稀土元素通常具有 LREE 富集，HREE 含量稳定和 Eu 的负异常等特征。灵山岛样品稀土元素整体呈现 LREE 富集，HREE 相对亏损及铕 (Eu) 元素明显亏损，其特点与上地壳中稀土元素特征几乎完全相似。

随地质时间变化及元素分馏作用，Gd 含量会呈现减少趋势，从而使得 (Gd/Yb)<sub>N</sub> 比值逐渐变小。太古宇 (Gd/Yb)<sub>N</sub> 的比值一般大于 2.0，后太古代年轻地层比值则小于 2.0 (McLennan et al., 1993)，而研究区 (Gd/Yb)<sub>N</sub> 比值几乎均小于 2，由此可推测源区母岩主要来自后太古代年轻地层。而 YLSD-8 和 YLSD-9 样品的 (Gd/Yb)<sub>N</sub> 仅略大于 2 (分别为 2.01 和 2.04)，且此两个样品的 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 也相对较高，因此推测可能是由于富磷重矿物 (如磷灰石) 的富集造成的相对较高的 (Gd/Yb)<sub>N</sub> 比值，并不指示这两个样品具有较高的太古宇碎屑组分。

表 4-3 灵山岛粉砂岩稀土元素成分表

Table 4-3 REE contents of siltstones in Lingshan Island

样品	Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
YLSD-1	9.40	22.28	35.65	78.53	8.43	30.57	1.31	5.89	4.72	0.74	3.97	0.72	2.16	0.34	2.33	0.38
YLSD-2	10.94	24.44	44.15	89.69	9.48	34.52	1.39	6.60	5.54	0.87	4.39	0.86	2.34	0.36	2.46	0.39
YLSD-3	14.07	30.49	57.67	108.24	12.32	45.00	1.73	8.20	7.07	1.05	5.45	1.02	2.97	0.46	3.14	0.51
YLSD-4	12.21	34.68	54.36	111.94	12.58	46.79	1.92	8.02	7.61	1.13	6.28	1.20	3.27	0.53	3.53	0.53
YLSD-5	11.90	24.74	43.96	92.26	10.23	37.46	1.35	6.54	5.59	0.86	4.44	0.87	2.45	0.40	2.70	0.44
YLSD-6	10.22	23.59	47.02	92.69	10.23	36.85	1.31	6.56	5.73	0.86	4.37	0.87	2.35	0.38	2.56	0.40
YLSD-7	13.04	26.37	50.29	99.29	11.17	41.05	1.67	6.73	6.23	0.95	4.75	0.94	2.58	0.41	2.82	0.46
YLSD-8	8.73	22.19	53.04	101.03	10.94	39.58	1.62	7.56	5.55	0.83	4.13	0.79	2.18	0.35	2.25	0.37
YLSD-9	7.25	13.98	31.14	59.58	6.43	23.03	1.21	4.45	3.35	0.51	2.50	0.49	1.35	0.22	1.38	0.25

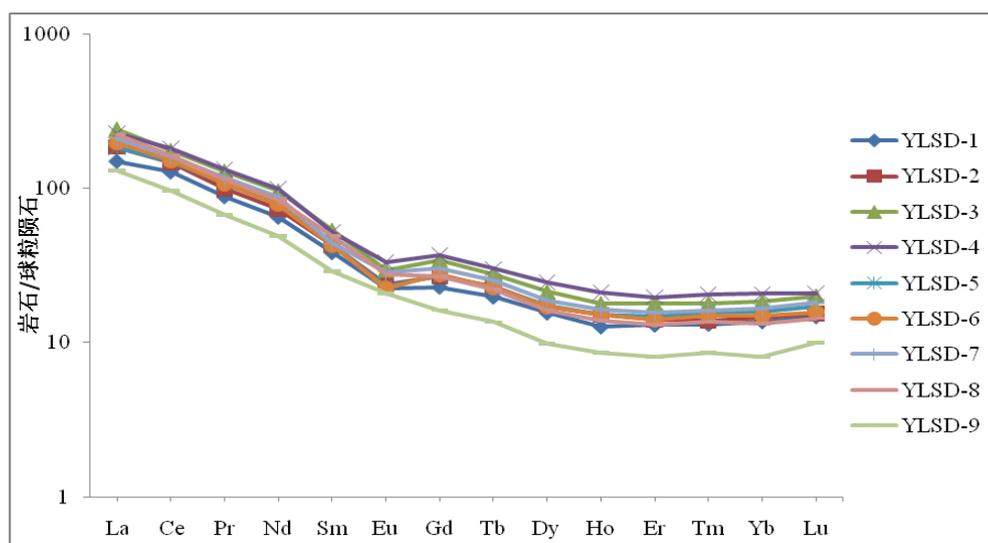


图 4-3 灵山岛粉砂岩球粒陨石标准化 REE 分布模式图 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4-3 Chondrite-normalized REE diagrams of siltstones in Lingshan Island  
(normalized values after Sun and McDonough, 1989)

另外, 过渡族元素 Cr, Ni, Co 通常在基性和超基性岩石中富集, 而不相容元素 La、Th 常富集于中酸性岩石中。灵山岛样品的 Cr、Ni、Co 的含量普遍较低, 指示物源区供应的基性和超基性碎屑组分较少。此外, Co/Th 平均值为 1.17, 接近于 UCC 和 PAAS 的值, 而 Cr/Th 平均值为 4.12, 小于 UCC 和 PAAS 的值, 同样指示研究区沉积岩的源岩可能以中酸性长英质岩石为主。

以上的测试数据反映出灵山岛样品具有相似特征, 因此推测它们具有相对统一的源区; 而由于 YLS-D-9 样品位于老虎嘴剖面, 其距离上部流纹岩约 3m 左右, 推测可能会存在一定的变质作用, 因此此样品通常与其他样品的各元素含量有明显差别。

## 4.2 沉积循环、源区风化条件及成岩作用

由于碎屑岩的形成具有复杂性, 从源区到沉积成岩作用都可以对沉积物的化学组成进行改造。因此, 在利用地化数据分析碎屑岩源区和构造背景之前, 对可能影响碎屑岩地化特征的分选、再循环、古风化条件等地质作用的强弱要进行评估 (Johnsson, 1993)。

### 4.2.1 分选和再循环过程

碎屑沉积物的运移与沉积过程往往涉及到机械分选, 且往往会导致碎屑沉积岩的地化性质的变化, 从而可能造成对碎屑沉积物古风化程度和物源特征的错误判断 (Bauluz et al., 2000; Le Pera et al., 2000)。例如基性火成岩的首次风化所形成的沉积岩仍保留着基性的特征, 但其二次风化产物可能会呈现酸性的特征, 这主要归因于二次风化过程

中可能会破坏部分的原有的基性组分。因此，对碎屑岩的分选和再循环过程进行识别至关重要。

分选过程可造成锆石的富集，因而也会造成 Zr 的富集。因此，Zr/Sc 值对于识别沉积物的再循环具有重要意义（例如，Hassan et al., 1999），而 Zr/Sc-Th/Sc 判别图常用来沉积再循环的识别（McLennan et al., 1993）。首次风化的产物的化学成分通常会靠近火成岩的成分变化线分布，而二次风化沉积物则会在 Th/Sc 值变化较小的情况下，Zr/Sc 值呈现明显的变化。从图可以看出，灵山岛粉砂岩投点于安山岩与花岗岩之间，除 YLSD-8, YLSD-9 外，其余投点集中且并没有明显的偏离火成岩的成分变化线，进一步表明了其具有相同的物质来源，且可能为初次循环的产物；而 YLSD-8, YLSD-9 则落到了锆石增加的趋势线上，再循环趋势明显（图 4-4a）。

鉴于分选过程是将  $Al_2O_3$ （粘土矿物）从  $SiO_2$ （长石和石英）中分馏，将  $TiO_2$ （最常出现在粘土矿物和 Ti 氧化物中）从 Zr（最常出现在锆石中）中分馏的过程，因此  $Al_2O_3$ -Zr- $TiO_2$  判别图解可用来评估沉积岩的再循环过程（Garcia et al., 1991）。研究区样品的 YLSD-8 及 YLSD-9 呈现的混合趋势以  $Al_2O_3/Zr$  的比值变化为特征，这表明其可能经受了再循环作用，而不是火成岩首次风化的产物；而取自连续剖面的 YLSD-1 至 YLSD-7 则可能为初次循环产物（图 4-4b）。

因此，总体分析推测，除 YLSD-8, YLSD-9 经历了一定程度的再循环外，灵山岛的其他粉砂岩样品可能为初次循环的产物。

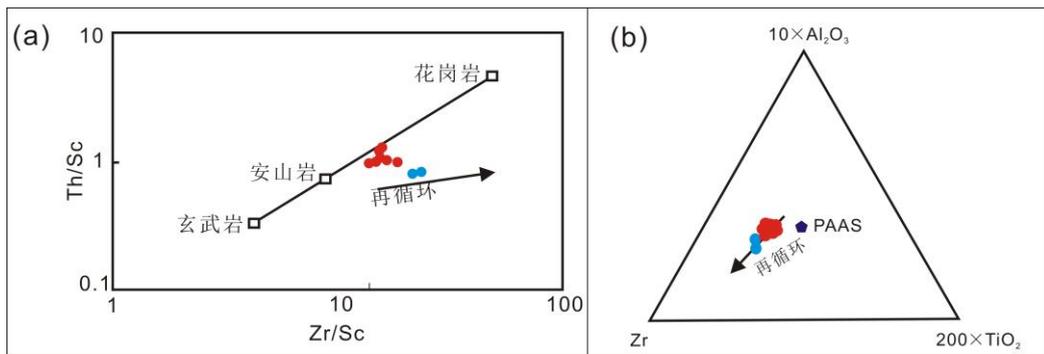


图 4-4 灵山岛粉砂岩分选和再循环过程判别图

a: Zr/Sc-Th/Sc 图，图版据 McLennan et al., 1993; b:  $Al_2O_3$ -Zr- $TiO_2$  图，图版据 Garcia et al., 1991  
其中蓝色点为 YLSD-8 和 YLSD-9 样品投点位置，红色点为 YLSD-1 至 YLSD-7 样品投点位置

Fig.4-4 Discrimination diagram of sorting and recycling process for siltstones in Linshan Island

a: Zr/Sc-Th/Sc discrimination diagram, plate after McLennan et al., 1993;

b:  $Al_2O_3$ -Zr- $TiO_2$  discrimination diagram, plate after Garcia et al., 1991

## 4.2.2 风化作用

钾长石化和硅化是两个主要的沉积后蚀变作用，可通过主量元素及其比值对其作用强弱进行判断 (Cullers et al., 1993; Fedo et al., 1995; Van Kranendonk, 2006)。SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 的范围较小可指示较弱的风化作用。在 Wronkiewicz 和 Condie (1987) 提出的 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 判别图解上，样品主要位于太古宙页岩范围内，表现出明显偏低的 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值，指示其相对于 PAAS 的钾长石化或风化过程中的钠迁移并不明显 (图 4-5)。

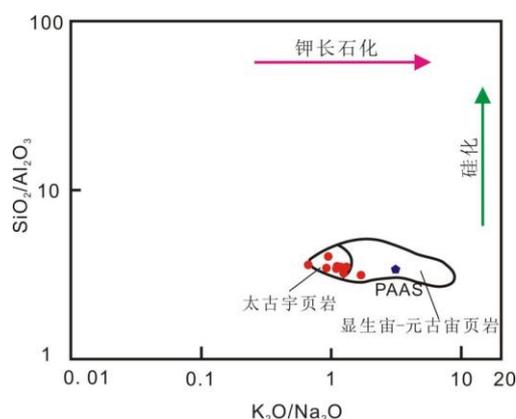


图 4-5 灵山岛粉砂岩 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 判别图 (图版据 Wronkiewicz and Condie, 1987)

Fig.4-5 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O diagram for siltstones in Lingshan Island (plate after Wronkiewicz and Condie, 1987)

成分变异指数 (ICV) 和化学蚀变指数 (CIA) 是用来讨论沉积物的风化强度的常用参数 (Long et al., 2012), 尤其是在 Ca, Na 和 K 随风化程度增加而降低的情况下应用较好 (Duzgoren-Aydin et al., 2002)。可以用以下公式对 ICV 和 CIA 值进行计算, ICV = (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + CaO + MgO + MnO + TiO<sub>2</sub>) / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (百分含量); CIA = [(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO\* + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O))] × 100 (摩尔量), 其中 CaO\* 为硅酸盐矿物中的 CaO 含量, 不包含碳酸盐与磷灰石中的 CaO。

样品中过高的 CaO 含量通常并非来自于硅酸盐矿物, 而是成岩过程中形成的硅酸盐。在镜下观察时发现, 灵山岛样品大多数样品都含有碳酸盐碎屑或存在方解石的胶结改造, 尤其是 YLSD-9, 其 CaO/Na<sub>2</sub>O 甚至可达 22.74。因此, 直接利用 CaO 含量作为 CaO\* 含量, 必然会导致计算错误。但目前尚没有可靠的可直接定量测试岩石中所有硅酸盐矿物中的 CaO 含量的方法, 因此采用 McLennan (1993) 所提供的计算方法来校正硅酸盐矿物的 CaO 含量, 计算公式为 CaO\* = CaO - 10/3 × P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>。若计算出的 CaO\* < Na<sub>2</sub>O, 则采用 CaO\* 的摩尔值作为硅酸盐矿物的 CaO 含量; 但由于本文中计算出的 CaO\* >

Na<sub>2</sub>O，且鉴于硅酸盐矿物中的 CaO 与 Na<sub>2</sub>O 的比例应为 1:1，因此选用 Na<sub>2</sub>O 的摩尔值作为硅酸盐矿物的 CaO 含量。

沉积物在循环过程中非粘土矿物的降低与粘土矿物的增长，或初次循环碎屑输入量的降低，都将导致 ICV 值降低。ICV 值 > 0.84 的碎屑岩主要由长石、角闪石、辉石等造岩矿物组成，这种岩石常为沉积于构造活动区的初次旋回的沉积物；而 ICV 值 < 0.84 的碎屑岩则由伊利石、高岭石、白云母等典型的蚀变矿物组成，形成于构造活动平静环境，此背景下再循环十分发育 (Cox et al., 1995)。灵山岛粉砂岩 ICV 值 (1.04~3.65，平均为 1.46) > 0.84，说明其为初次旋回的沉积物，未受到再沉积作用的影响，因而其 CIA 值也是原始沉积环境的真实记录 (图 4-6)。

Nesbitt 和 Young (1982) 提出化学风化蚀变指数 (CIA) 不仅可以用来判断源区化学风化程度，而且可以作为评价源区构造背景、源岩总体成分及成岩作用的指标。灵山岛粉砂岩样品的 CIA 值分布于 46.98~61.22，均值为 51.30，样品数据总体构成了由上地壳出发向伊利石方向发展的演化线，并不平行于三角图的 A-CN 边，因此数据偏离了理想的风化趋势线 (IWT) (Nesbitt and Young, 1984)。演化线向伊利石方向偏转是沉积后钾长石化的典型特征 (Fedo et al., 1995)，也是沉积物在成岩作用中的普遍现象 (Hossain et al., 2010)。成岩过程中的钾长石化降低了 CIA 值，沉积物原始的 CIA 值可以由 K<sub>2</sub>O 顶点出发的射线经过数据点与 IWT 的交点确定 (Fedo et al., 1995)。经过对钾化校正后的 CIA 最大值为 61 (图 4-7)，该值明显低于 PAAS 的 CIA 值 (70~75)，因此说明弱的源区风化作用。

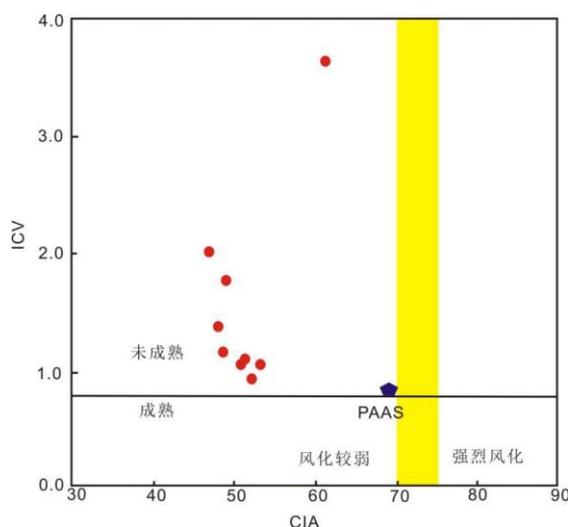


图 4-6 灵山岛粉砂岩 CIA-ICV 判别图 (图版据 Long et al., 2012 修改)

Fig.4-6 CIA-ICV diagram for siltstones in Lingshan Island (plate modified after Long et al., 2012)

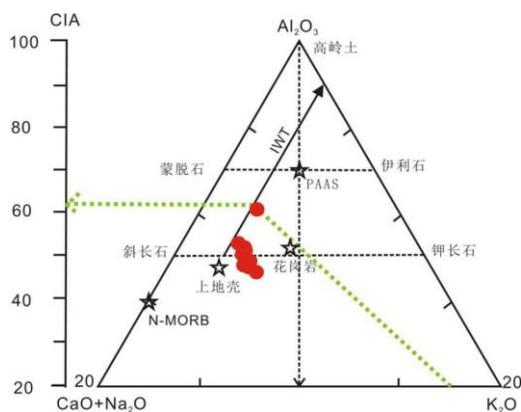


图 4-7 灵山岛粉砂岩  $Al_2O_3$ - $(CaO+Na_2O)$ - $K_2O$  图 (图版据 Nesbitt and Young, 1982)

Fig. 4-7  $Al_2O_3$ - $(CaO+Na_2O)$ - $K_2O$  molecular proportion diagram for siltstones in Lingshan Island (plate after Nesbitt and Young, 1982)

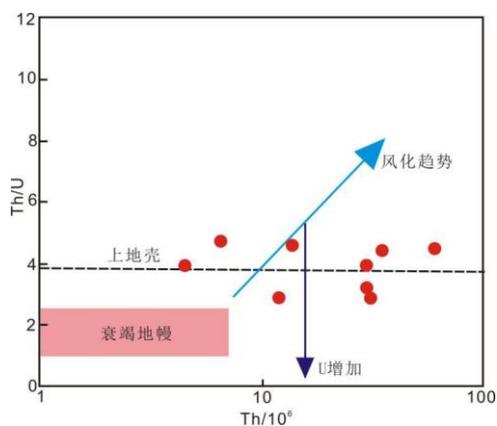


图 4-8 灵山岛粉砂岩的 Th/U-Th 图解 (图版据 McLennan et al., 1993)

Fig.4-8 Th/U-Th diagram for siltstones in Lingshan Island (after McLennan et al., 1993)

源区的大地构造环境也可以对 CIA 值产生影响, 经历稳定持续风化所形成的高而均一的 CIA 值形成于稳定的构造条件 (Nesbitt et al., 1997)。反之, 由于源区的风化条件处于非稳态条件, 活动的隆升区可以造成沉积物中 CIA 值变化较大。样品最大的 CIA 值与样品数据在 A-CN-K 图中所形成的演化线暗示灵山岛莱阳组沉积期沉积物来源于非稳定的风化条件与活动的构造背景。同时, 由于 U 的氧化作用 ( $U^{4+} \rightarrow U^{6+}$ ) 及其在风化过程中的流失, 碎屑沉积岩的 Th/U 值将会随着风化作用强度的增加而增大, 因此, Th/U 等微量元素比值可以有效的指示成分变化、源区风化条件和沉积物旋回 (Floyd and Leveridge, 1987; McLennan et al., 1993)。通常, 当  $Th/U > 4$  时, 我们认为沉积岩的形成过程与风化历史有关; 而当  $Th/U > 5$ , 则说明沉积岩的母岩层经历了明显的风化作用 (McLennan et al., 1993)。灵山岛样品的 Th/U 为 2.85~4.73 (平均 3.90), 且综合灵山岛样品的 Th/U-Th 图解 (图 4-8), 我们可认为该套碎屑岩经历了相对简单的沉积演化过

程。此外，Ga/Rb 值均 $<0.27$  与  $K_2O/Al_2O_3$  值介于  $0.16\sim0.22$  也反映了源区弱的风化条件（Roy and Roser, 2013）。

### 4.2.3 成岩作用

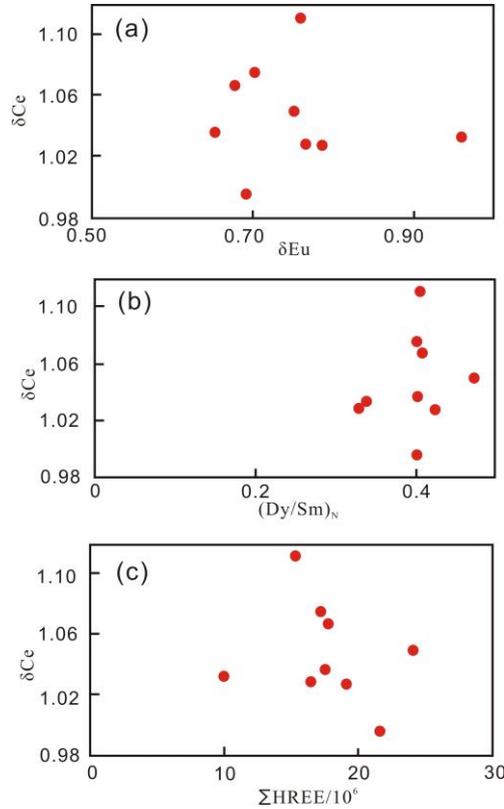


图 4-9 成岩作用对灵山岛样品地化组分影响的判别图

a:  $\delta Eu-\delta Ce$  图解; b:  $(Dy/Sm)_N-\delta Ce$  图解; c:  $\Sigma HREE-\delta Ce$  图解

**Fig.4-9 Discrimination diagram for diagenesis on chemical composition of samples in Lingshan Island**

a:  $\delta Eu-\delta Ce$  diagram; b:  $(Dy/Sm)_N-\delta Ce$  diagram; c:  $\Sigma HREE-\delta Ce$  diagram

Shields 和 Stille (2001) 研究认为成岩作用可对碎屑岩的地化组分产生影响，而  $\delta Eu-\delta Ce$ 、 $(Dy/Sm)_N-\delta Ce$ 、 $\Sigma HREE-\delta Ce$  图解可作为重要的判别标准。成岩作用可影响 Ce 的异常值，通常会导致  $\delta Ce$  和  $\delta Eu$  具有良好的相关性， $\delta Ce$  与  $(Dy/Sm)_N$  具有负相关性， $\delta Ce$  和  $\Sigma HREE$  具有较好的正相关性。而研究区样品的  $\delta Eu-\delta Ce$ 、 $(Dy/Sm)_N-\delta Ce$ 、 $\Sigma HREE-\delta Ce$  判别图解（图 4-9）表明，它们并没有显示相关性，反映了成岩作用对该区稀土元素的影响不明显。

综上所述，认为本次研究的细碎屑岩主要受到源区岩石的控制，且源区未遭受严重的化学风化，再循环程度低，成岩作用并没有影响稀土元素的配分，且化学成分未成熟

( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 6$ )，因而可利用此套粉砂岩的地球化学特征对其源区特征进行讨论。

### 4.3 物源分析

#### 4.3.1 源岩岩性

##### 4.3.1.1 主量元素分析

$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值是反映源岩岩性的最有效的指标，特别是当源岩为岩浆岩时。在通常情况下，Al 与 Ti 在粉砂岩/页岩与它们的源岩中的分异极其微弱，这可能是由于绝大多数 Ti 赋存在风化岩石的绿泥石（和其他泥质）内，或以硅质矿物中的钛铁矿包裹体出现，而不是以分散的钛铁矿出现（Hayashi et al., 1997）的原因。灵山岛粉砂岩的平均  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值为 24.10，接近长英质火成岩。

Roser 和 Korsch (1988) 根据不同构造背景下测定的碎屑岩的地球化学特征，提出了一套适合于物源区判别的多变量判别函数，其依据 7 个主量元素构建了两个判别方程，给出了 4 种混合物源模型，两个判别方程的计算公式分别为  $F1 = (-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{TFe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$ ； $F2 = (0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{TFe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$ 。在物缘区方程判别图上（图 4-10），灵山岛莱阳组粉砂岩样品主要落在 P4 区，少部分落入 P3 区，表明莱阳组物源主要来自克拉通内部沉积盆地或再循环的造山带，其次为酸性火成岩区。其中 YLSD-9 样品仍偏离其他值。

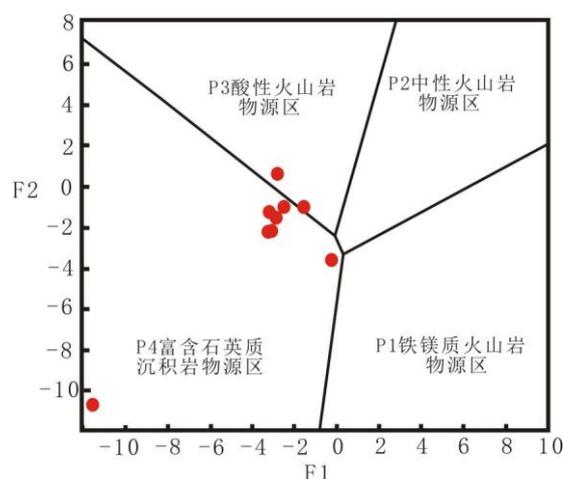


图 4-10 灵山岛样品 F1-F2 物源区判别图（图版据 Roser and Korsch, 1988）

Fig.4-10 F1-F2 discrimination diagram for the provenances of samples in Lingshan Island  
(plate after Roser and Korsch, 1988)

### 4.3.1.2 微量元素分析

过渡族元素（V、Sc、Ni、Cr）在岩浆分异过程中，倾向富集于镁铁质-超镁铁质岩石中，而灵山岛粉砂岩中的不相容的过渡族微量元素（V、Sc、Ni、Cr）含量较低，可推测物源区并没有大量的铁镁质岩石的暴露（Zimmermann and Bahlburg, 2003）。Huntsman-Mapila 等（2005）和 Cullers 等（2000）总结了源岩为长英质和镁铁质岩石的沉积细砂岩的特征元素比值的范围（表 4-4），通过与灵山岛样品（表 4-5）对比可知，灵山岛样品可能以长英质为源岩。

表 4-4 不同源岩的沉积细砂岩元素比值表（据 Huntsman-Mapila et al., 2005; Cullers et al., 2000）

Table 4-4 Elements ratios of fine sandstones from different provenances (after Huntsman-Mapila et al., 2005; Cullers et al., 2000)

元素比	长英质为源岩	镁铁质为源岩	文献来源
Ti/Zr	<20	>>50	Huntsman-Mapila et al., 2005
Cr/Zr	<0.5	>1	Huntsman-Mapila et al., 2005
Y/Ni	>10, 伸展环境的花岗岩、流纹岩例外	<1	Huntsman-Mapila et al., 2005
Th/Cr	0.13-2.7	0.018-0.046	Cullers et al., 2000
Th/Sc	0.84-20.5	0.05-0.22	Cullers et al., 2000
Eu/Eu*	0.4-0.94	0.71-0.95	Cullers et al., 2000
La/Sc	2.5-16.3	0.43-0.86	Cullers et al., 2000
La/Co	1.8-13.8	0.14-0.38	Cullers et al., 2000

判别图解在区分源岩性质中也应用广泛。碎屑沉积岩中源岩岩性（基性、中性、酸性）强烈影响 Th、Sc、La、Zr、Hf 和 Co 的聚集（Wronkiewicz and Condie, 1987），因此，Th、Sc 和 Co 等含量及比值可用来推测源岩的组成（Cullers, 1995）。在 La/Th-Hf 判别图解（Floyd and Leveridge, 1987）中，灵山岛样品绝大多数落入长英质物源区，仅 YLSD-9 落入了长英质、基性岩混合物源，而 YLSD-8 由于 Th 异常低，而未落入任何一个区域（图 4-11）。

La/Sc 比值也是判别源区成分的重要指标（Taylor and McLennan, 1985; Wang et al., 2013）。从中性岩浆到酸性岩浆，La/Sc 值将会增大而 Co/Th 值则减小。如图 4-12 所示，其粉砂岩样品 La/Sc 分布于 3.69~6.08 范围内，而 Co/Th 则分布于 0.43~1.86 范围内，在 Co/Th-La/Sc 图中投点集中于长英质火山岩和花岗岩之间，同样也反映了源岩主要为长

英质物源。

Paola Di Leo 等 (2002) 提出的  $K_2O-Rb$  判别图, 可对物源区是富火山碎屑沉积还是高度风化来源进行区分, 通常情况下, 高的  $K_2O/Rb$  值表明沉积物质富火山碎屑或经历过  $K$  的变质作用; 低的  $K_2O/Rb$  值表示源岩曾经历强烈风化。而灵山岛样品主要落入了判别线附近, 且略偏向于富火山碎屑沉积源区 (图 4-13)。Floyd and Leveridge (1987) 提出的  $K_2O-Rb$  图解则指示中-酸性的火成岩源区 (图 4-14)。

第一过渡族金属及不活动元素比值  $Zr/Ti$  也可对沉积源岩的火山碎屑来源和大陆沉积物来源进行明显区分 (Andreozzi et al., 1997), 灵山岛样品投点结果表明, 其主要为火山碎屑来源 (图 4-15)。

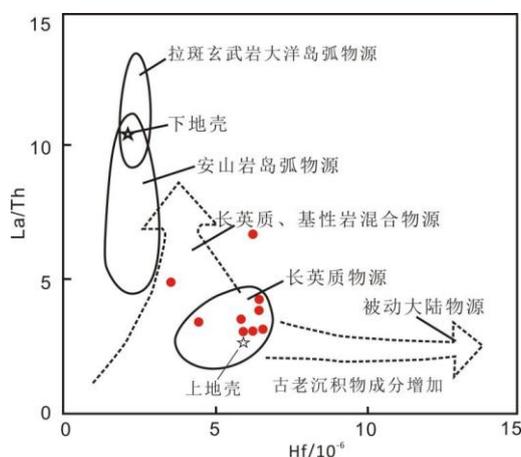


图 4-11 灵山岛莱阳组粉砂岩  $La/Th-Hf$  源岩判别图解 (图版据 Floyd and Leveridge, 1987)

Fig.4-11  $La/Th-Hf$  discrimination diagram for the provenance of siltstones from Laiyang Group in Lingshan Island (plate after Floyd and Leveridge, 1987)

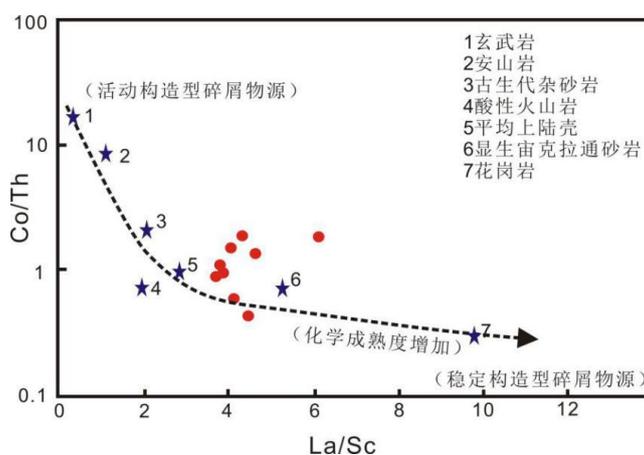


图 4-12 灵山岛莱阳组粉砂岩  $Co/Th-La/Sc$  源岩判别图解 (图版据 Gu et al., 2002)

Fig.4-12  $Co/Th-La/Sc$  discrimination diagram for the provenance of siltstones from Laiyang Group in Lingshan Island (plate after Gu et al., 2002)

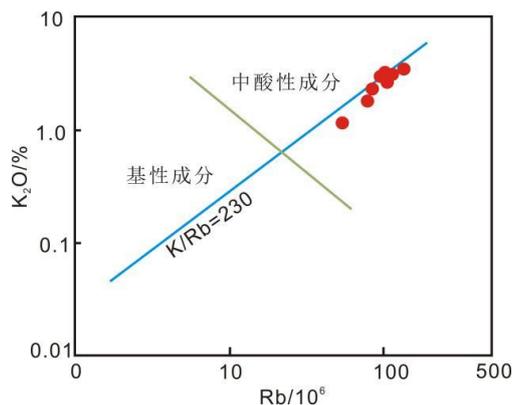


图 4-13 灵山岛粉砂岩的  $K_2O$ -Rb 源岩判别图解（图版据 Floyd and Leveridge, 1987）

Fig. 4-13  $K_2O$ -Rb discrimination diagram for the provenance of siltstones in Lingshan Island (plate after Floyd and Leveridge, 1987)

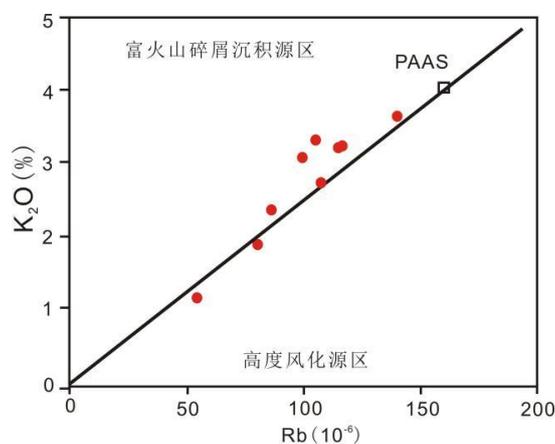


图 4-14 灵山岛粉砂岩  $K_2O$ -Rb 源岩判别图解（图版据 Di Leo et al., 2002）

Fig. 4-14  $K_2O$ -Rb discrimination diagram for the provenance of siltstones in Lingshan Island (plate after Di Leo et al., 2002)

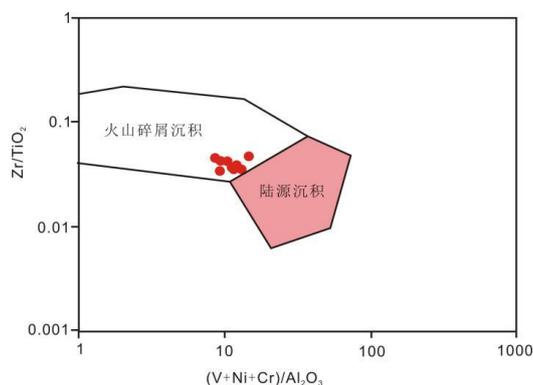


图 4-15 灵山岛粉砂岩  $(V+Ni+Cr)/Al_2O_3$ -Zr/TiO<sub>2</sub> 源岩判别图解（图版据 Andreozzi et al., 1997）

Fig. 4-15  $(V+Ni+Cr)/Al_2O_3$ -Zr/TiO<sub>2</sub> discrimination diagram for the provenance of siltstones in Lingshan Island (plate after Andreozzi et al., 1997)

表 4-5 灵山岛粉砂岩源岩判别元素比值表

Table 4-5 Elements discrimination ratios for the provenance of siltstones in Lingshan Island

	Ti/Zr	Cr/Zr	Y/Ni	Th/Cr	Th/Sc	Eu/Eu*	La/Sc	La/Co
YLS-D-1	15.40	0.30	1.22	0.19	1.14	0.03	3.79	3.03
YLS-D-2	16.95	0.29	0.83	0.25	1.35	0.02	4.04	1.99
YLS-D-3	16.58	0.26	1.57	0.26	1.09	0.02	4.10	6.28
YLS-D-4	14.06	0.20	1.90	0.38	1.45	0.02	4.45	7.15
YLS-D-5	16.31	0.23	1.18	0.29	1.23	0.02	3.69	3.43
YLS-D-6	14.24	0.30	0.97	0.16	1.11	0.02	4.60	3.07
YLS-D-7	17.56	0.18	1.29	0.36	1.12	0.02	3.86	3.64
YLS-D-8	13.26	0.11	1.19	0.27	0.93	0.02	6.08	3.56
YLS-D-9	12.75	0.17	0.56	0.19	0.90	0.04	4.30	2.57
平均值	15.23	0.23	1.19	0.26	1.15	0.02	4.32	3.86

#### 4.3.1.3 稀土元素分析

REE 在沉积和沉积后过程中（包括搬运、沉积和成岩等过程）仅发生了微小程度的分馏。源区岩石 REE 特征可被可靠的保存在沉积物中（Bhatia, 1985; 杨江海等, 2008），因此，碎屑岩的 REE 特征可用来反映源区性质（Bhatia, 1983; Gromet et al., 1984）。其特征参数比值和配分曲线模式已被广泛的应用沉积物源区分析中（Bhatia, 1985; 于炳松和乐昌硕, 1998; 蔡观强等, 2007）。

其中，应用最为广泛的为 REE 含量、LREE/HREE 比值和 Eu 异常。若源岩为中酸性长英质岩石（包括花岗岩、流纹岩等），则 REE 含量相对较高，具有明显的 Eu 负异常，LREE 相对富集致使  $\sum LREE/\sum HREE$  高；若源岩为基性玄武质岩石，则其稀土元素含量较低，无 Eu 异常，HREE 含量较高致使  $\sum LREE/\sum HREE$  比值较低（蔡观强等, 2007）。因此，灵山岛样品中较高的 LREE/HREE 比值和明显的负 Eu 异常也表明它们的源岩主要为长英质岩石。同时，在 REE-La/Yb 图解中（Allegre et al., 1978）可见研究区样品均落在花岗岩区以及花岗岩与沉积岩交汇区域，这也指示了研究区沉积岩的源岩为中酸性长英质岩石（图 4-16）。

因此，综合上述的主量、微量及稀土元素分析，灵山岛粉砂岩具有长英质火成岩和

富石英质沉积岩源岩的双重贡献，但可能以长英质火成岩源区为主。

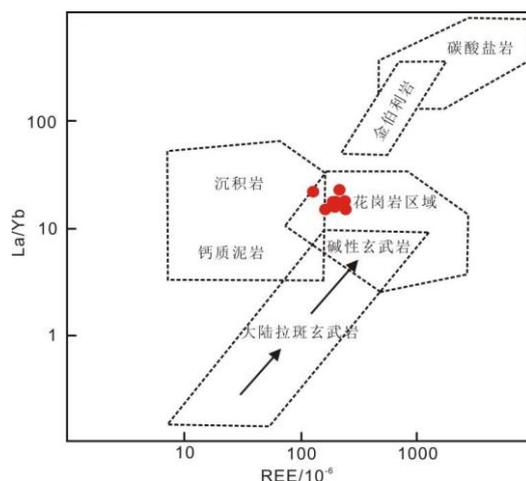


图 4-16 灵山岛莱阳组粉砂岩 REE-La/Yb 源岩图解 (图版据 Allegre et al., 1978)

Fig.4-16 REE-La/Yb plot for the provenance of siltstones from Laiyang Group in Lingshan Island (plate after Allegre et al., 1978)

#### 4.3.2 源区构造背景

前人广泛应用沉积岩的地化成分判别沉积盆地的构造环境 (Bhatia, 1983; Taylor and McLennan, 1985; Bhatia and Crook, 1986)。然而，碎屑岩的组分及地化特征所揭示的是碎屑岩源岩形成时的构造背景，而非砂岩形成时的构造环境 (Li et al., 2006)。

##### 4.3.2.1 主量元素

沉积环境中常量元素组成不可避免的会受到源区构造环境的控制，因此，不同构造环境中的沉积岩具有不同的常量元素组成及特点 (Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986; 杨江海等, 2007)。因主量元素 CaO 和 Na<sub>2</sub>O 极易迁移，会影响判别结果，因此采用迁移性弱或没有迁移性的 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、SiO<sub>2</sub> 进行判别。

Bhatia (1983) 根据砂岩的常量元素含量及比值与构造背景相关性提出了 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO% (TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 表示全铁)、TiO<sub>2</sub>% 含量及 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O) 比值作为判断大地构造环境的参数，并提出了 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO-TiO<sub>2</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 及 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO-K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 等相关图解，其判别效果也受到了众多学者的肯定；Roser 和 Korsch (1986) 则提出了 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 构造环境判别图解。

在物缘区构造背景方程 F1-F2 判别图上 (图 4-17) (Bhatia, 1983)，灵山岛莱阳组粉砂岩样品主要落在活动大陆边缘 (ACM)，仅有一点位于被动大陆边缘 (PM)。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 可大致反映石英与长石及层状硅酸盐矿物之间的含量变化，进而可反映源区

供源成分的变化。研究区碎屑岩平均  $Al_2O_3/SiO_2=0.27$ ，接近活动大陆边缘或岛弧的  $0.18\sim 0.29$ ，明显区别于被动大陆边缘的  $Al_2O_3/SiO_2$  值 (0.1)。在  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  图解 (Maynard et al., 1982) 中 (图 4-18)，所有点均投到长英质源区演化弧 (A1) 区。 $K_2O/Na_2O-SiO_2$  图解中 (图 4-19)，灵山岛样品的投点位置则全部处于岛弧区域 (ARC)。而在  $TFe_2O_3+MgO-Al_2O_3/SiO_2$  图解及  $(TFe_2O_3+MgO)-TiO_2$  图解上 (图 4-20, 图 4-21)，灵山岛样品的大量投点未落入有效的判别区内，而落入有效判别区内的样品通常指示大陆岛弧 (CIA) 环境，仅有一点落入了大洋岛弧环境 (OIA) 判别区。因此，仍需依靠其他参数进行进一步的判别。

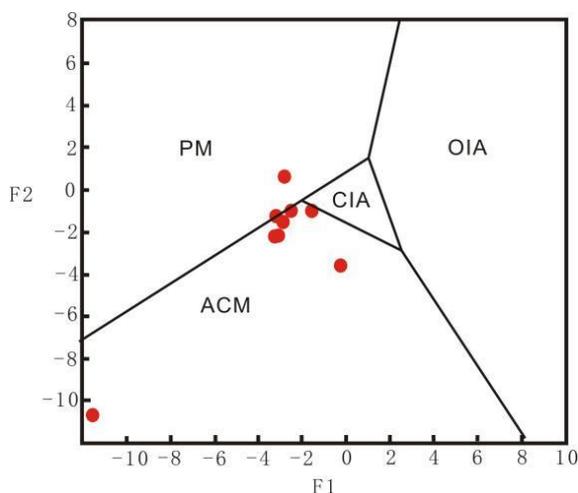


图 4-17 灵山岛莱阳组粉砂岩 F1-F2 物源区构造背景判别图 (图版据 Bhatia, 1983)

Fig.4-17 F1-F2 discrimination diagram for provenance tectonic setting of siltstones from Laiyang Group in Lingshan Island (plate after Bhatia, 1983)

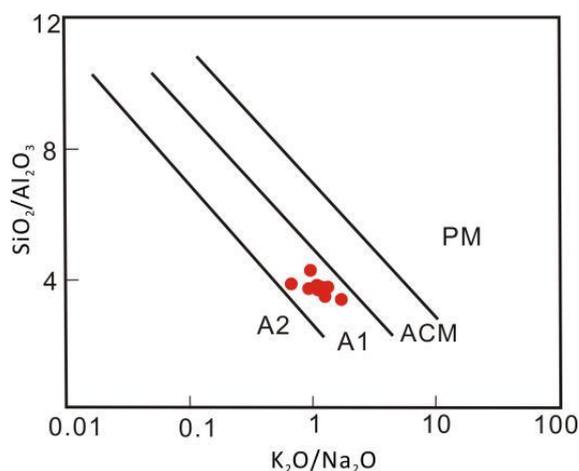


图 4-18 灵山岛粉砂岩  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  物源区构造背景判别图(图版据 Maynard et al., 1982)

Fig.4-18  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  discrimination diagram for provenance tectonic setting of siltstones in Lingshan Island (plate after Maynard et al., 1982)

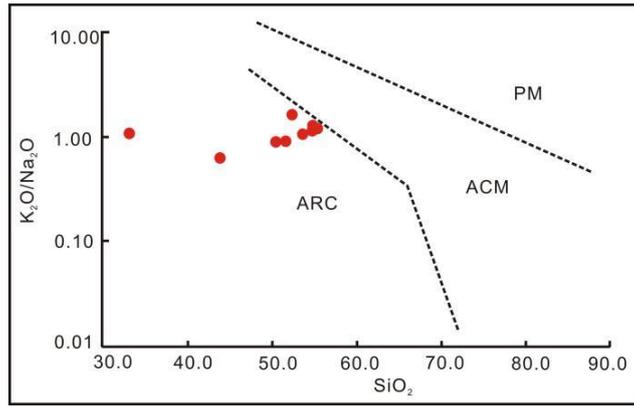


图 4-19 灵山岛粉砂岩  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  构造环境判别图解 (图版据 Roser and Korsch, 1986)

Fig.4-19  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  discrimination diagram for provenance tectonic setting of siltstones in Lingshan Island (plate after Roser and Korsch, 1986)

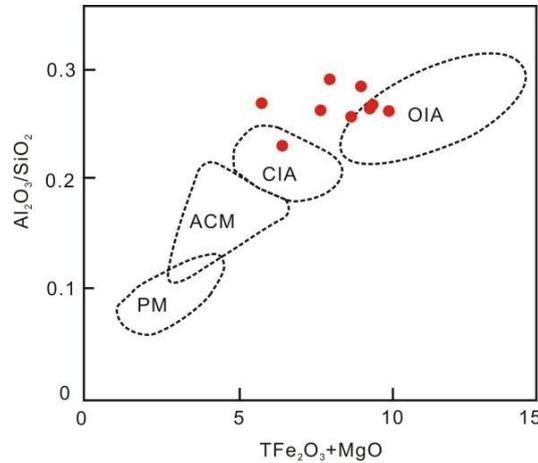


图 4-20 灵山岛粉砂岩  $\text{TFe}_2\text{O}_3+\text{MgO-Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  构造环境判别图解 (图版据 Holland, 1978)

Fig. 4-20  $\text{TFe}_2\text{O}_3+\text{MgO-Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  discrimination diagram for provenance tectonic setting of siltstones in Lingshan Island (plate after Holland, 1978)

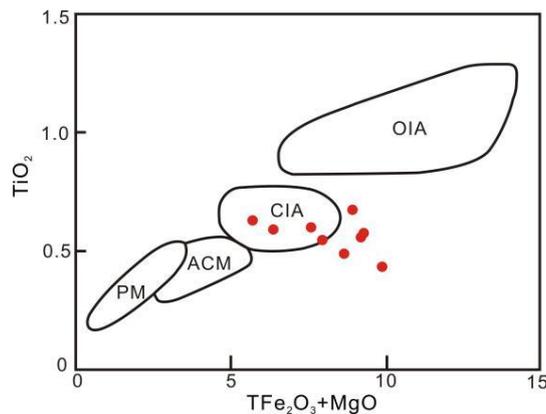


图 4-21 灵山岛粉砂岩  $\text{TFe}_2\text{O}_3+\text{MgO-TiO}_2$  构造环境判别图解 (图版据 Holland, 1978)

Fig.4-21  $\text{TFe}_2\text{O}_3+\text{MgO-TiO}_2$  discrimination diagram for provenance tectonic setting of siltstones in Lingshan Island (plate after Holland, 1978)

在文章及判别图中，ACM 代表活动大陆边缘，PM 代表被动大陆边缘，ARC 代表岛弧，CIA 代表大陆岛弧，OIA 代表大洋岛弧，A1 代表具长英质源区演化弧，A2 代表源区为玄武质和安山质的弧。

#### 4.3.2.2 微量元素

一些微量元素如 Th、Y、Sc、Zr、Th、Hf、La 和 Co 等在天然水体中很难溶解，具有相对稳定性，不受风化搬运和沉积作用影响，能够很好的反映源区的地球化学性质（Bhatia and Grook, 1986; Taylor and McLennan, 1985）。因此，目前已被广泛的应用到沉积物源区构造背景的研究中（Bhatia and Crook, 1986; McLennan et al., 1993）。

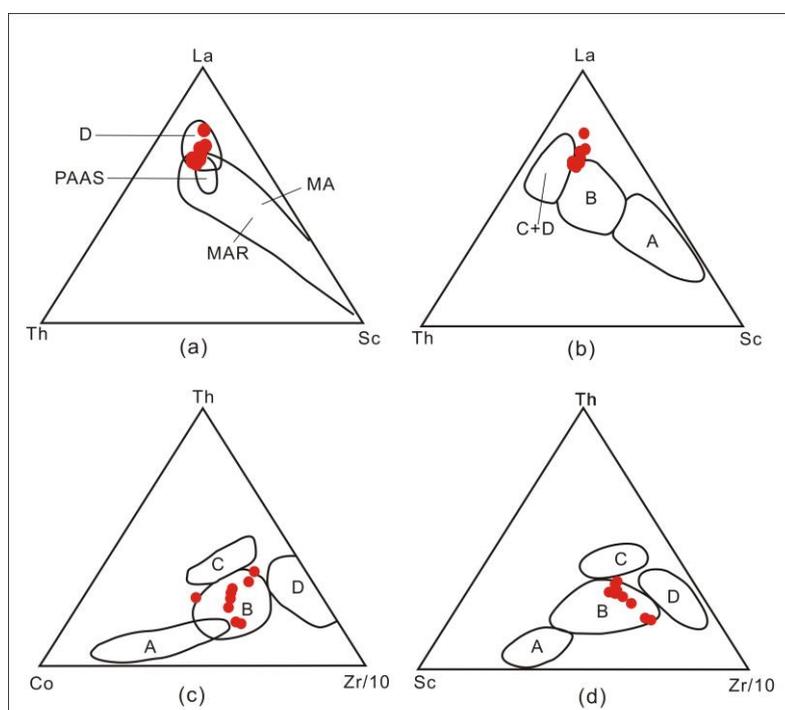


图 4-22 灵山岛粉砂岩源岩构造背景判别三角图解

a: La-Th-Sc 图，图版据 Girty et al.1993; b: La-Th-Sc 图，图版据 Bhatia and Crook, 1986; c: Th-Co-Zr/10 图，图版据 Bhatia and Crook, 1986; d: Th-Sc-Zr/10 图，图版据 Bhatia and Crook, 1986  
A 大洋岛弧; B.大陆岛弧; C.活动大陆边缘; D.被动大陆边缘; PAAS.后台古代澳大利亚页岩; MA.理想安山岩; MAR.岩浆弧

**Fig.4-22 Trace elements discrimination triangle chart for provenance tectonic setting of siltstones in Lingshan Island**

a: La-Th-Sc diagram, plate after Girty et al., 1993; b: La-Th-Sc diagram, plate after Bhatia and Crook,1986; c: Th-Co-Zr/10 diagram, plate after Bhatia and Crook, 1986; d: Th-Sc-Zr/10 diagram, plate after Bhatia and Crook, 1986

由于 La、Th、Zr 是强不相容元素，Sc、Co 是强相容元素，因此它们的含量及比值对沉积物源特征及源区构造背景具有良好的指示作用。本文中，利用 La-Th-Sc、Th-Co-Zr/10、Th-Sc-Zr/10、La/Sc-Ti/Zr、Sc/Cr-La/Y 图解对灵山岛莱阳组粉砂岩进行投图分析。结果显示，在 La-Th-Sc 图解中（图 4-22a，Girty et al., 1993）投点集中落入被动大陆边缘（D 区）；在图 4-22b 中，投点则落入大陆边缘（C+D 区）与大陆岛弧（B 区）的界线处，且部分未落入判别区域；Th-Co/Sc-Zr/10 图解则显示（图 4-22c）投点几乎全部集中于大陆岛弧区域（B 区），同时在 Th-Sc-Zr/10 图解上（图 4-22d）也全部集中于 B 区。而在 La/Sc-Ti/Zr 源岩构造背景判别图上（图 4-23a），灵山岛样品则全部落入了活动大陆边缘内，但图 4-23b 中，由于样品过高的 La/Y 值，致使其并未落入任何指示区。

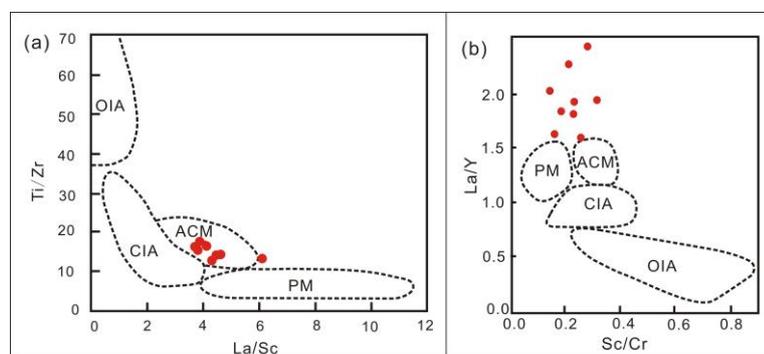


图 4-23 灵山岛样品的其他微量元素源岩构造背景判别图解

a: La/Sc-Ti/Zr 图，图版据 Bhatia and Crook, 1986; b: Sc/Cr-La/Y 图，图版据 Bhatia and Crook, 1986

**Fig.4-23 Other trace elements discrimination diagrams for tectonic setting of samples in Lingshan Island**

a: La/Sc-Ti/Zr diagram, plate after Bhatia and Crook, 1986; b: Sc/Cr-La/Y diagram, plate after Bhatia and Crook,1986

#### 4.3.2.3 稀土元素

表 4-6 为稀土元素对判断源岩构造环境有效的判别数据和比值，其与灵山岛样品样品比值的计算结果对比可知，灵山岛粉砂岩的 La、Ce、 $\Sigma$ REE、La/Yb、 $(La/Yb)_N$  接近被动大陆边缘，LREE/HREE 具有活动大陆边缘特征，而  $\delta Eu$  具大陆岛弧特征。

大部分的上述的主量、微量、稀土元素的分析判断表明，灵山岛粉砂岩的源岩构造背景应为大陆岛弧或者活动大陆边缘，但也有一定指标指示被动大陆边缘，而几乎无参数指示大洋岛弧，考虑到被动大陆边缘的物源可以包括较多的大陆岛弧的地球化学信息（柏道远等，2007），因此，灵山岛粉砂岩的源岩主要来自大陆岛弧区域，可能部分来

源于活动大陆边缘。

表 4-6 灵山岛粉砂岩与不同构造环境砂岩稀土元素特征参数的对比 (据 Bhatia, 1985)

Table 4-6 Comparison of REE characteristics between siltstones in Lingshan Island with sandstones in different tectonic settings (after Bhatia, 1985)

构造环境	大洋岛弧	大陆岛弧	安第斯型大陆边缘	被动大陆边缘	灵山岛粉砂
物源类型	未切割岩浆弧	切割岩浆弧	隆升的基底	克拉通内部构造高地	岩平均值
La	8±1.7	27±4.5	37	39	46.36
Ce	19±3.7	59±8.2	78	85	92.59
δEu	1.04±0.11	0.79±0.1	0.6	0.56	0.75
ΣREE	58±10	146±20	186	210	212.27
LREE/HREE	3.8±0.9	7.7±1.7	9.1	8.5	11.14
La/Yb	4.2±1.3	11.0±3.6	12.5	15.9	18.40
(La/Yb) <sub>N</sub>	2.8±0.9	7.5±2.5	8.5	10.8	13.20

#### 4.4 古环境分析

古沉积环境是沉积学研究的主要内容,伴随着地化手段的发展,利用沉积岩在沉积-成岩过程中所含各微量、常量及稀土元素的迁移、聚集于分布规律来恢复和反演古沉积环境已经成为重要的研究手段。

##### 4.4.1 古盐度分析

由于硼酸盐溶解度大、迁移能力强,可在海相沉积物中大量富集;而 Ga 元素活性低,易于沉积和富集在淡水沉积物中,因此沉积物的 B/Ga 比值是可靠的古水体盐度判别指标。吴少波(2001)和李福来等(2009)认为当 B/Ga>4.5 时,指示高盐度的海相或咸水环境;而当该比值介于 3.3~4.5 之间时,则为海陆过渡相或半咸水沉积环境;B/Ga<3.3 则为低盐度的淡水环境的标志。除 YLSD-9 的 B/Ga 值为 1.33,而 YLSD-8 的 B/Ga 为 3.39 外,其他的灵山岛粉砂岩样品的 B/Ga 值均大于 4.5,介于 5.00~11.86 之间,指示高盐度海相或者咸水。

雷卞军等(2002)指出 CaO/(Fe+CaO) 值小于 0.2 为低盐度,0.2~0.5 为中等盐度,大于 0.5 为高盐度。研究区粉砂岩该值为 0.51~0.90,平均 0.70,表明为中高盐度。

综上所述,灵山岛粉砂岩的元素分析结果表明,灵山岛地区莱阳组沉积期沉积水体

应普遍具有中高盐度特征。

#### 4.4.2 海相与陆相沉积环境判别

风化过程易于造成 U 元素的氧化和流失，而 Th 则易于被粘土矿物吸附或者在沉积物中残留而保持稳定，因此陆相沉积的 Th/U 值可高达 7 以上，而水下沉积的该值通常小于 2（邓平，1993；陶树等，2009）。灵山岛粉砂岩的 Th 含量为  $6.50 \times 10^{-6} \sim 17.70 \times 10^{-6}$ （平均  $12.64 \times 10^{-6}$ ）；U 的含量为  $1.71 \times 10^{-6} \sim 5.19 \times 10^{-6}$ （平均  $3.38 \times 10^{-6}$ ），Th/U 为 2.85~4.73（平均 3.90）。因此，灵山岛莱阳组粉砂岩可归属于海相沉积。

张士三（1988）认为  $100\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  值小于 1 为淡水沉积环境；1~10 为海陆过渡环境；10~100 为海水环境。研究区粉砂岩的  $100\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  值为 15.78~71.62，平均 27.30，表明其沉积环境为海水环境。

同时，Sr/Ba 也为判断水体深度及陆相、海相的重要指标。这主要归因于 Sr 可以从海水中直接沉淀，而 Ba 则主要被粘土等吸附富集。在滨海和浅海地带，Sr 离子相对富集沉淀，出现高 Sr/Ba 比（ $>1$ ）。随水体加深，加之伴随出现的能量降低及粘土物质增加，Ba 相对被吸附富集并使 Sr/Ba 比下降，在半深海、深海或滞留海域的沉积物中 Sr/Ba 比值小于 1（朱立军和赵元龙，1996；邓平，1993）。除 YLSD-1，YLSD-9 的 Sr/Ba 比分别为 1.17 和 1.29，灵山岛其他粉砂岩样品的 Sr/Ba 比为 0.21~0.58，表明莱阳组沉积期的沉积环境可能为半深海、深海或浅海滞留区。

#### 4.4.3 沉积环境氧化还原状态判别

氧化还原环境对于 V、Mo、U 等变价元素的迁移、共生、沉淀有重要的作用，其可改变元素的迁移状态，使同一元素的不同价态或其共生元素间发生分离，导致不同环境中元素的重新分配：在氧化条件下，U、Mo、V、Ce、S 等呈高价态易迁移，还原条件下呈低价易于迁移；而 Fe、Mn、Cu、Eu 等元素在氧化条件下呈高价易沉淀，而在还原条件下呈低价易于迁移；Cd、Cu、Ni、Zn 等元素虽自身为非变价元素，但只有在  $\text{H}_2\text{S}$  存在的硫化条件下才形成高度难溶的硫化物（胡修棉和王成善，2001）；Th、Sc 等元素一般不受氧化还原条件变化的影响，与其共生的变价元素（如 U、V 等）可作为对比（Kimura and Watanabe, 2001）。另外，成岩作用对 REE、Th、U、Ni、Co、Zn、Cd 等大部分过渡元素影响较小，在浅变质作用之前其活动性仍较微弱，即使在含量上发生一些变化，但相关元素比值和分布形式仍保持平行（Alberdi-Genolet and Tocco, 1999）。在风化过程中，其迁移作用也会受到限制（Alberdi-Genolet and Tocco, 1999）。所以，

这些微量元素特征可反映原始沉积条件，常被作为推断古缺氧环境的地球化学工具。

#### 4.4.3.1 微量元素的来源

由于陆源碎屑、成岩作用、热液流体沉积环境的开放与否、生物体贡献、再氧化作用等作用都会对微量元素含量都有重要影响。因此，在利用微量元素判别环境的氧化还原状态时必须排除陆源碎屑、热液流体以及生物体来源的贡献。

评估陆源碎屑物质的影响是进行环境判断的首要步骤。而 Al、Ti 或 Th 协变图是重要的判别方式，对灵山岛样品的 Al、Ti 或 Th 元素的相关系数进行计算（表 4-7），结果显示，Al 与 Ti 及 Th 的相关性较好，具有良好的线性关系。同时，灵山岛样品的 Th 的平均值为  $12.64 \times 10^{-6}$ ，与 PAAS 的 Th 含量（ $14.6 \times 10^{-6}$ ）相近。因此，灵山岛沉积岩中的微量元素可能主要受到陆源碎屑的影响。同时，沉积岩中的高 REE 含量通常是陆源碎屑贡献的结果。只有当沉积岩的  $\Sigma\text{REE}$  含量远低于 PAAS 的  $\Sigma\text{REE}$  值（ $184.8 \times 10^{-6}$ ）且 Y/Ho 比值（质量比）高于 PAAS 的 Y/Ho 值（27）时，才表明 REE 含量受陆源物质影响较小，而灵山岛样品的  $\Sigma\text{REE}$  和 Y/Ho 比分别为  $212.27 \times 10^{-6}$  和 28.80，这也表明陆源贡献可能影响了灵山岛样品的微量元素。

表 4-7 灵山岛样品中的 Al、Ti、Th 元素含量的相关系数计算表

Table 4-7 Correlation coefficient of Al、Ti、Th for samples in Lingshan Island

	Al	Ti	Th
Al	1		
Ti	0.807483	1	
Th	0.858418	0.567235	1

热液活动也会对沉积岩中的微量元素含量产生影响，其通常会改变局部水体的氧化还原状态（Eh），从而使得某些微量元素异常富集（Morford et al., 2005）。热液活动的指示标志包括明显的 Eu 正异常，LREE 富集， $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  平均值可达 2.4， $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  平均值可达 2.57；而灵山岛样品呈现负 Eu 异常， $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  平均值小于 2，因此，排出了此区域受热液作用的影响。此外，生物作用也会影响微量元素的富集，但这部分微量元素偏差微乎其微，故影响作用较小（Tribovillard et al., 2006），在这里并不予以校正。

综合上述判断，灵山岛样品的微量元素含量并没有受到热液作用的影响，但是明显受到了陆源碎屑的影响。因此，在利用某些参数进行灵山岛地区莱阳组沉积期的古氧化还原环境恢复时，应剔除陆源带入的贡献。在陆源细碎屑沉积岩中，Th、Al 等元素适合用于进行陆源碎屑检验（Tribovillard et al., 2006）。碎屑带入的某元素 X 的含量估算

可依据此公式进行计算： $X_{\text{碎屑}}=(X/Al)_{\text{平均页岩}} \times Al_{\text{样品}}$ ，因此自生的部分为  $X_{\text{自生}}=X_{\text{总}}-X_{\text{碎屑}}$ 。

Wignall 和 Myers (1988) 及 Jones 和 Manning (1994) 也提出了一些经验公式来计算相关元素的自生量，例如 U 元素的自生量可以用  $U_{\text{自生}}=U_{\text{总}}-Th/3$  进行计算。

#### 4.4.3.2 沉积环境氧化还原状态判别方法

沉积物或沉积岩中微量元素的富集或亏损是判别沉积水体氧化还原条件的重要指标，其对比标准为 PAAS 的含量 (McLennan, 2001)。如果该沉积岩中的元素含量大于 PAAS 的该元素的含量，则表明该元素相对富集。但由于沉积岩成分受多种因素的控制影响，仅根据其于 PAAS 的微量元素含量的比较，就认定微量元素的富集或亏损，就容易差生偏差。为消除此类影响，对富集系数 (EF) 进行 Al 或 Th 标准化时是必要的

(Brumsack, 1989 ; Piper and Perkins, 2004)，其通常通过以下计算公式进行计算：

$EF_{\text{元素 X}}=(X/Al)_{\text{样品}}/(X/Al)_{\text{平均页岩}}$ 。如果富集系数大于 1，则表明该元素富集，反之则亏损。

灵山岛 V, Cr, Ni 的富集系数分别为 0.75, 0.10, 0.77，相对 PAAS 亏损，而 U, Co 的富集系数分别为 11.95 和 4.34 呈现异常明显的富集，而灵山岛样品之间，YLSD-1、YLSD-2 样品的富集系数相对更高。通常认为，U 元素的富集常与缺氧环境相关 (图 4-24)。

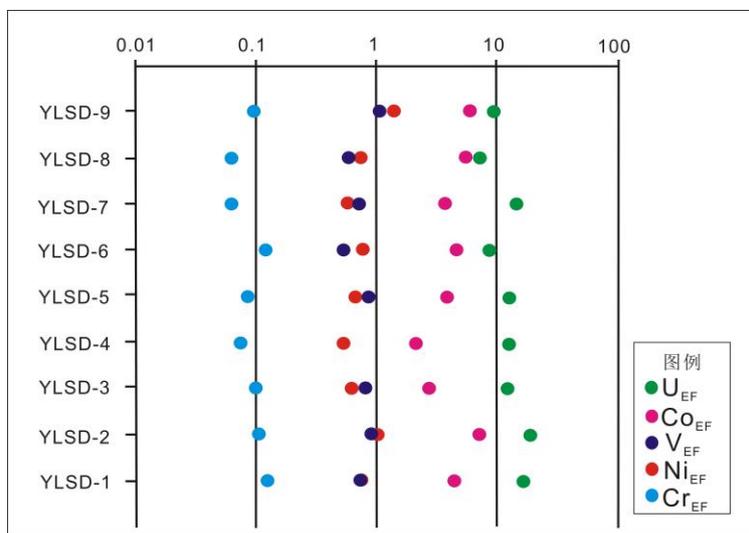


图 4-24 灵山岛样品的 V、U、Cr、Co、Ni 的富集系数图

Fig.4-24 Enrichment factor of V、U、Cr、Co、Ni for samples in Lingshan Island

前人的探究表明，V, Ni 通常通过粘土吸附或者胶体质点等形式沉淀，鉴于其元素的离子价会随着氧化还原条件的变化而变化，在还原环境下，Ni 易于被吸附富集，而在氧化环境下，V 则容易富集。因此， $V/(V+Ni)$  值可以作为反映沉积介质氧化还原环境

的重要手段,通常当此值 $>0.46$ 时,指示还原环境,而当比值 $<0.46$ 时,则指示氧化环境(Hatch and Leventhal, 1992)。V/(V+Ni)也可反映古海洋水体的分层性(Hatch and Leventhal, 1992; Rimmer, 2004)。高的V/(V+Ni)值(0.84~0.89)反映水体分层且在底层水体中出现 $H_2S$ 的厌氧环境;中等比值(0.54~0.82)指示水体分层不强烈的厌氧环境;低值则(0.46~0.60)为水体分层弱的贫氧环境。对灵山岛样品的分析计算表明,其V/(V+Ni)值介于0.72~0.83,平均0.78,表明了莱阳组沉积期沉积水体环境可能为厌氧环境,但水体分层并不强烈。

但Jones和Manning(1994)认为V/(V+Ni)易于受到成岩作用的影响,可靠性差,其认为U/Th、V/Cr、Ni/Co为判别古氧相的最可靠参数,而这三个微量元素比值的判别效果也受到了诸多肯定(胡修棉等,2001)。在亚氧环境、缺氧(还原)环境下,V/Cr、Ni/Co、U/Th分别大于4.25、7和1.25,氧化环境下则分别小于2、5和0.75,而贫氧环境下则分别在2.00~4.25、5~7和0.75~1.25之间(Jones et al., 1994; 胡修棉和王成善,2001; Rimmer et al., 2004)。灵山岛样品的V/Cr比值处于0.89~2.40之间,平均值为1.68,指示其古沉积水体处于氧化-亚氧环境中;Ni/Co比值为1.25~2.11(平均为1.71),指示氧化环境;而U/Th处于0.21~0.35(0.27),也指示处于氧化环境中。

$\delta U$ 也常被用来判断沉积环境的氧化还原状态(Kimura and Watanabe, 2001)。其计算公式为 $2U/(U+Th/3)$ ,当 $\delta U > 1$ 时,指示缺氧环境;反之则指示正常的海水环境(吴朝东和陈其英,1999)。灵山岛样品的 $\delta U$ 值为0.78~1.03,平均值为0.88,大部分值低于1,仅YLS-D-1和YLS-D-2略大于1,分别为1.03和1.02。因此,其可能指示正常的海水环境。

沉积岩中的REE分布对古沉积水体环境也有一定的指示性。其中,最主要的判断指标为Ce异常,其计算公式为 $Ce_{anom} = \lg[3Ce_n/(2La_n + Nd_n)]$ (通过北美页岩进行标准化,据Gromet et al., 1984)。通常,氧化的古沉积水体中生成的沉积岩或沉积物中的Ce异常小于-0.1;而处于还原环境的沉积物的Ce异常则大于-0.1(Raiswell et al., 1988; 邓宏文和钱凯,1993)。灵山岛粉砂岩的 $Ce_{anom}$ 值测定结果为-0.04至0.02,平均值为-0.02,反映水体为还原环境。

Ce/La对古沉积水体的氧化还原特征也具有指示性:通常 $>2.0$ 时,指示为厌氧环境;位于1.5~1.8之间,则指示贫氧环境;而当 $Ce/La < 1.5$ 时,则为富氧环境(Bai et al., 1994)。灵山岛样品的Ce/La比值为1.88~2.20之间,平均值为2.00,因此指示莱阳组沉积期为贫氧-厌氧环境。

沉积物的  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  比值也是古氧相的重要标志。随着氧化还原环境的变化，Fe 离子的两种价态 (+2、+3) 的比值也会改变，尽管较多的因素可以导致此比值产生偏差，但其仍具有一定参考价值，灵山岛粉砂岩的  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  值 (0.94~22.89，平均为 9.74) >> 1，推测莱阳组沉积期时的沉积环境可能为还原环境 (熊小辉和肖加飞，2011)。

综上所述，运用不同的参数和比值对灵山岛粉砂岩的沉积环境的判别结果存在较明显的差异，对上述所用的比值和参数进行相关系数的计算发现，除  $\delta U$  和  $U/Th$  之间，及  $Ce_{anom}$  与  $Ce/La$  之间的相关系数可达到 96%，甚至 100% 以外，其他参数之间的相关性并不明显 (表 4-8)。而  $\delta U$  和  $U/Th$  都指示氧化环境， $Ce_{anom}$  与  $Ce/La$  则都指示还原环境。

表 4-8 灵山岛样品的氧化还原环境判别比值的相关系数表

Table 4-8 Correlation coefficient of discrimination ratios of oxidative-reductive conditions for samples in Lingshan Island

	$\delta U$	$V/(V+Ni)$	$U/Th$	$V/Cr$	$Ni/Co$	$Ce_{anom}$	$Ce/La$	$Fe^{2+}/Fe^{3+}$
$\delta U$ (氧化)	1.00							
$V/(V+Ni)$ (还原)	0.07	1.00						
$U/Th$ (氧化)	1.00	0.05	1.00					
$V/Cr$ (氧化)	0.02	0.38	-0.01	1.00				
$Ni/Co$ (氧化)	-0.41	0.42	-0.42	0.14	1.00			
$Ce_{anom}$ (还原)	0.63	-0.02	0.64	-0.35	-0.25	1.00		
$Ce/La$ (贫氧)	0.56	0.22	0.56	-0.32	-0.09	0.96	1.00	
$Fe^{2+}/Fe^{3+}$ (还原)	-0.07	0.53	-0.07	-0.16	0.76	0.36	0.54	1.00

这种大部分比值之间的不相关性可能是由于这些比值并不仅仅受控于氧化还原环境的影响，其他自生或非自生的因素都可能作用于比值的变化。因此，关于沉积介质的氧化还原环境的判断，仍需要其他证据的有利支撑。

#### 4.4.4 古气候的地球化学示踪

由于 Sr 元素为典型的喜干型元素，Cu 元素为典型的喜湿型元素，因此，Sr/Cu 比常用于研究古气候变化。Lerman (1982) 的研究发现，在温湿气候下形成的沉积物或沉积岩的 Sr/Cu 值常处于 1.3~5.0 范围内，而干热气候下的 Sr/Cu 比常大于 5 (王随继等，

1997)。部分学者也将温湿气候的 Sr/Cu 比范围扩大到 1~10 范围内(谢尚克等, 2010)。灵山岛粉砂岩的 Sr/Cu 值介于 7.97~34.69, 均值可达 19.47, 表明莱阳组沉积期可能为干热气候。

#### 4.5 硅岩的元素地球化学特征

莱阳组硅岩样品的 SiO<sub>2</sub> 含量均低于纯硅岩, 且很多样品的二氧化钛、氧化铝及氧化镁的含量比较高, 说明样品的形成与生物作用关系密切。综合分析 Al/(Al+Fe+Mn)、U/Th、Ba/Sr 比值、Al-Fe-Mn 三角图、Ga、U、Ba、Ce 元素含量, δEu 值、REE 配分模式等, 认为莱阳组硅岩为正常生物沉积, 可能受热水作用影响, 而热水作用可能与火山作用相关。

利用 MnO/TiO<sub>2</sub>、δCe、∑REE、(La/Ce)<sub>N</sub> 等判别标准, 并将莱阳组硅岩样品在 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-La<sub>N</sub>/Ce<sub>N</sub> 图上投点可知, 莱阳组硅岩主要形成于大陆边缘, 部分样品具有海盆岩特征, 而研究区所有样品的形成背景都与洋中脊无关。

此外, 利用硅岩的 CaO/(Fe+CaO)、(MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100、C<sub>eanom</sub> 及 MnO/Fe 对研究区沉积环境进行分析。通过计算各地区 CaO/(Fe+CaO)并与标准对比可知, 大尚庄和桃林地区可能处于低盐度环境, 田横地区处于中盐度环境, 而崂山及丁字湾则处于高盐度环境, 这反映研究区从西到东可能存在沉积介质盐度的增加。此外, 硅岩的 (MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100 可作为水体盐度及陆相海相的区分指标, 莱阳组硅岩的 (MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100 比值变化范围为 15.46~52.83, 反映该区域为海相沉积。另外, 研究区硅岩样品的 C<sub>eanom</sub> 值也反映沉积时期为缺氧环境。同时, MnO/Fe 可作为指示沉积环境酸碱度的重要参数, 桃林、崂山、丁字湾、大尚庄的 MnO/Fe 均小于 0.015, 表征其沉积介质为酸性环境, 仅田横地区的 MnO/Fe 比值平均为 0.019, 反映中性环境特征。

## 第五章 有机地球化学特征

### 5.1 深水浊积岩的有机质富集

深水勘探中 90% 的储层为深水浊积岩, 其作为良好的储集体已受到工业界和学术界的广泛关注 (Pettingill and Weimer, 2002; 何家雄等, 2007), 但国内学者对其有机质富集的探讨较少。传统观念认为, 深水环境中的有机质富集主要受控于垂直沉降, 聚集速度缓慢, 因此在水体中经历了强烈的降解作用 (Pedersen and Calvert, 1990) 而不利于烃源岩的形成。然而, 深水环境中存在的快速侧向搬运过程却可以向半深水、深水环境提供大量的有机质并快速搬运埋藏形成富有机质沉积。浊流作为重要的侧向搬运过程之一, 其形成的浊积岩的有机质相对于正常的深水沉积更加富集 (Stow et al., 2001; Huc et al., 2001; Baudin et al., 2010; Biscara et al., 2011), 部分浊积岩的 TOC 含量甚至可达 50 wt.% (Saller et al., 2006), 这促使了学者对深水浊积岩的有机质富集机制和生烃潜力的进一步探讨。本研究将对灵山岛浊积岩的有机质富集程度进行研究, 并结合前人研究, 对灵山岛的烃源岩潜能进行评价, 进而对深水浊积岩的有机质富集规律进行探讨。

前人的研究表明, 深水浊积岩富有机质程度并不稳定 (图 5-1), 有机质含量从 0.1-50 wt.% 不等 (部分低值可能为半深海、深海泥岩), 主要集中在 0.6wt.%~3 wt.% 之间, 处于差-极好烃源岩之间; 但通过对比原地深水沉积和浊积岩的有机质含量可知 (Stow et al., 2001; Biscara et al., 2011; Zühlsdorff et al., 2008), 浊积岩相对于正常深水环境 ( $<0.5$  wt.% , Premuzic et al., 1982) 更富集有机质。同时, TOC 值的主要区间与大陆架的 TOC 值 (约 1 wt.% 左右, Premuzic et al., 1982) 重合, 部分值高于甚至远高于大陆架上的正常沉积, 这与浊积物质主要来源于陆架再悬浮或河流的直接输入的事实相吻合。

通过 C/N、碳同位素、岩石热解、有机显微组分分析等手段, 学者们对浊积岩的有机质类型进行了研究 (Stow et al., 2001; Baudin et al., 2010; Saller et al., 2006)。研究表明, 其中的有机质以细小的有机质颗粒和较大的植物碎屑为主, 表现为陆源和海相有机质的共同贡献。通常陆源有机质相对于海相有机质保存较好且比例较高, HI 值主要集中在 50-180mg/g 之间 (部分可高达 400mg/g), 因此浊积岩的有机质类型以 III 型为主, 少量属于 II 型, 具生气潜能; 而生烃潜力则处于中等到好区间内, 最高可达 27.73mg/g。

由于深水浊积岩中较高的有机质含量和生烃潜力, 且在文莱-沙巴盆地深水区

(Ingram et al., 2004)、库泰盆地(Saller et al., 2006)和英国中部的Bowland页岩组(Gross et al., 2015)等古代深水浊积系统中, 浊积岩作为烃源岩已经形成了有效油气藏, 因此部分学者认为深水浊积岩可作为重要的烃源岩。

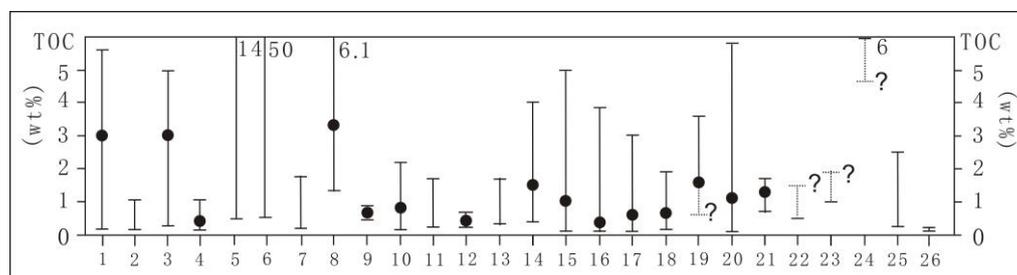


图 5-1 深水浊积岩实例的有机质丰度图

Fig. 5-1 Organic matter content of deepwater turbidite system

1.刚果深水浊积系统 (Baudin et al., 2010); 2.亚马逊深水浊积系统 (Boot et al., 2006); 3.Makassar 海峡 (Huc et al., 2001); 4.智利三联点附近的深水浊积系统 (Waseda et al., 1991); 5.Ogoou 深水浊积系统 (Biscara et al., 2011); 6.比利牛斯山脉东南 (Caja and Permanyer, 2008); 7.Timiris 峡谷 (Henrich et al., 2010); 8. 黑海 (Baudin et al., 2010); 9.卡拉布里亚的内弧俯冲体系 (Polonia et al., 2015); 10. Ursa盆地 (Nunoura et al., 2009; Yanagawa et al., 2014); 11. 巴布亚湾 (Jorry et al., 2008); 12.深海Ainsa盆地 (Cantalejo and Pickering, 2014); 13.日本北海道中部夕张地区 (Okano et al., 2008); 14.刚果盆地 (Deniau et al., 2010); 15.Celebes盆地 (Bertrand et al., 1991); 16. 苏禄海 (Bertrand et al., 1991); 17.Iberia深海平原 (Meyers and Shaw, 1996); 18. (Brazos-Trinity IV) BT盆地 (Nunoura et al., 2009; Yanagawa et al., 2014); 19.Guyamas盆地 (Stow et al., 2001); 20.爱琴海东北 (Pantopoulos and Zelilidis, 2014); 21.Madeira深海平原 (Hoefs et al., 2002; Prah et al., 2003; de Lange, 1998); 22.Nankai 海沟 (Baudin et al., 2010); 23. 深水库泰盆地 (Saller et al., 2006); 24. 英国中部Bowland页岩组 (Henrich et al., 2010); 25. Majalenka 次盆地 (Muljana et al., 2012)

## 5.2 灵山岛地区浊积岩的有机质特征及生烃潜力

灵山岛地区的浊积岩主要由Ta和Td段组成, 对灵山岛地区浊积岩样品进行系统取样, 主要选取Td段泥质粉砂岩或粉砂质泥岩及厚度<10cm的Ta段粉细砂岩进行测试。对于厚度<10cm的Ta段粉细砂岩而言, 许多层位都含有肉眼可见的植物碎屑, 大部分植物碎屑细长, 其长度可达 1~2cm。部分层位由于受到海水的长期冲刷, 难以在露头上识别植物碎屑, 但是这些层位的新鲜面上往往可以看到植物碎屑。本次测试共选取了 13

块样品进行了有机碳测定和氯仿沥青A测定,并结合研究团队先前对灵山岛的7块泥质粉砂岩及粉砂岩质泥岩的生标测定、显微组分测定、有机碳测定、热解实验的测试结果进行综合分析。

有机碳测定和氯仿沥青A测定在中国石化华东分公司实验研究中心完成,有机碳测定根据SY/T5735-1995《沉积岩中有机碳的测定》完成,在将测试样品磨碎至 $<0.2\text{mm}$ 以后,称取试样大约1.00g。将样品放入盛有过量稀盐酸的容器中,放于 $60\text{-}70^{\circ}\text{C}$ 的水浴锅中恒温加热、溶样2小时以上,直到反应完成。用蒸馏水将溶样后的样品洗净并进行干燥,最后用碳硫测定仪测定残余有机碳的含量。

氯仿沥青“A”的抽提则是根据SY/T 5118-2005《岩石中氯仿沥青的测定》完成,在样品进行干燥并粉碎后,放在装有脱硫铜片和氯仿的容量瓶中,进行72小时以上的抽提,直至抽提液荧光减弱至荧光3级以下。浓缩抽提物后,在小于或等于 $40^{\circ}\text{C}$ 的温度下,恒重后得到氯仿沥青“A”的质量。

### 5.2.1 有机碳含量

有机碳含量是烃源岩评价的基础。对灵山岛浊积岩的20个样品的有机碳含量进行了测定,其最低值约为0.4 wt.%左右,而最高值可达2.4 wt.%,平均值为1.1 wt.%(图5-2),根据判别标准可知,好烃源岩、中等烃源岩、差烃源岩和非烃源岩之间的判别界线值分别为1.0 wt.%, 0.6wt.%及0.4wt.%,根据这一判别标准,做出灵山岛样品的TOC含量分布直方图(图5-3),由图中可知,大部分样品属于烃源岩,仅有一个样品处于非烃源岩区间内,而且属于好烃源岩的样品( $\text{TOC}>1\text{wt.}\%$ )明显多于属于中等和差烃源岩的样品。

这种有机碳含量之间的较大的差异性促使我们对有机碳含量的控制因素进行进一步的研究。我们将样品分成三类: Td段(通常不含肉眼可见的植物碎屑),无肉眼可见植物碎屑的Ta段,含肉眼可见植物碎屑的Ta段,并对其有机质含量进行投点(图5-4),结果表明,具肉眼可见植物碎屑的Ta段的有机质含量整体偏高,TOC含量均大于1wt.%,全部属于好烃源岩范围内,尽管肉眼可见的植物碎屑分布并不密集,但仍呈现出相对较高的TOC值(图5-5b),这与认为砂岩的有机碳含量较低的传统观念相反,事实上,在库泰盆地深水区,浊积砂岩就是其主要烃源岩(Saller et al., 2006); Td段通常不含肉眼可见的植物碎屑,有机质含量次之,其TOC值从0.5wt.%~1.42wt.%不等,其中有机碳含量最高的样品已经发生碳化(图5-5a);而无肉眼可见植物碎屑的Ta段

的有机碳含量最低，其最高的 TOC 值仍 < 1wt.%，部分样品甚至处于非烃源岩范围内。

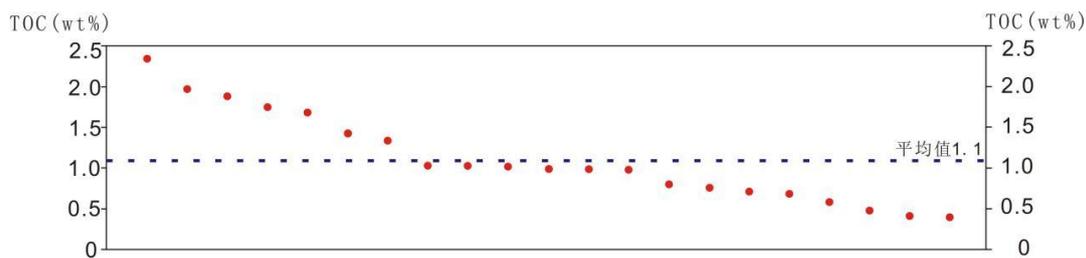


图 5-2 灵山岛浊积岩样品的TOC测定值

Fig.5-2 TOC of turbidites in Lingshan Island

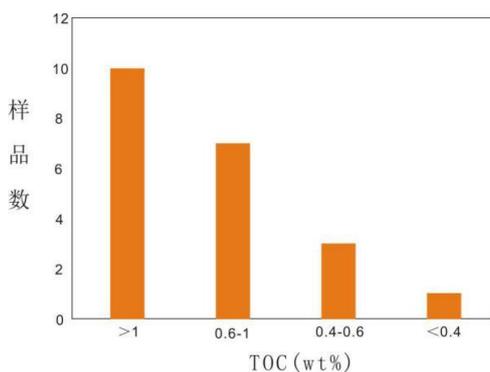


图 5-3 灵山岛浊积岩样品的TOC分布直方图

Fig.5-3 TOC histogram of turbidites in Lingshan Island

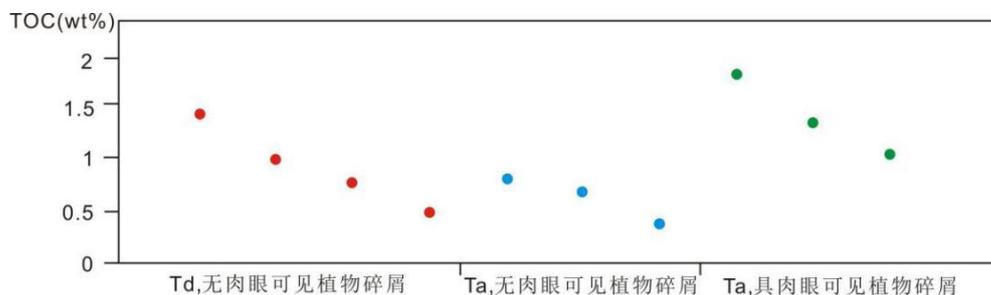


图 5-4 灵山岛浊积岩样品的TOC分类图

Fig.5-4 TOC classification chart of turbidites in Lingshan Island



图 5-5 典型灵山岛浊积岩样品

Fig.5-5 Typical turbidites in Lingshan Island

综上所述，Ta 段的有机质丰度并不稳定，其主要取决于肉眼可见的植物碎屑的贡献，这主要归因于颗粒分选和碎屑稀释作用使得极细的有机质颗粒在砂岩层中较少，进而其对有机质丰度的贡献量较低，因此，其有机质含量主要受控于较大的植物碎屑的含量。

Td 段的有机质含量相对稳定，其通常缺少较大的植物碎屑，而以细小的有机质颗粒为主，本文未浊积岩中的 Td 段的有机碳含量的差异进行进一步研究，而 Gross 等（2015）和 Biscara 等（2011）的研究认为，细粒层位的有机质含量的差异与其中粉砂质组分的含量相关，例如，Bowland 页岩组中的具较高粉砂质含量的细粒层位的有机碳含量仅为 1.3wt.%~2.1 wt.%，而粉砂质组分较低的样品的有机碳含量则在 3.9wt.%~6.1wt.%之间（Gross et al., 2015），因此，对浊积岩中 Td 段而言，粉砂质组分可能与其有机质丰度相关。

## 5.2.2 有机质类型

### 5.2.2.1 氢指数

通过热解分析对有机质类型进行测定，测得的灵山岛样品的氢指数（HI）的最低值为 6mg/g，最高值仅为 47mg/g，特别是船厂和老虎嘴剖面所取得样品的 HI 值仅为 6mg/g 和 7mg/g，而氢指数低于 120mg/g 就可被列为腐植型（III型）。

### 5.2.2.2 显微组分

全岩显微组分分析表明，该套地层中有机显微组分含量约占全岩的 0.5%~1.2%，以无结构镜质组、镜屑体和贫氢次生组分等来源于高等植物的组分为主，其中贫氢次生组分极其微小，多<1 $\mu$ m，几乎不见壳质组分、腐泥组分及富氢次生组分，这也一定程度上解释了 HI 值极低的原因。根据无结构镜质组、镜屑体和贫氢次生组分三种主要组分的相对含量，可将其细分为两种类型：（1）老虎嘴、千层崖剖面样品的显微组分以无结构镜质组为主，其次为镜屑体和贫氢次生组分；（2）船厂、灯塔、钓鱼台剖面样品则以贫氢次生组分为主，其次为无结构镜质组和镜屑体。此两种类型都为 III 型干酪根，具生气潜能。

需要注意的是，尽管露头观察中，发现了大量的肉眼可见的植物碎屑，但显微组分中角质体普遍缺失。由于大多数的植物叶片的上部和下部表皮都覆盖有角质层，因此角质体的缺失令人疑惑。我们作出如下两种假设（Saller et al., 2006）：（1）角质体在搬运过程中受到砂粒磨损而从叶片上脱离；（2）成岩过程中对角质体的损耗。但由于角质

体的结构组成，其物理性质稳定，对酸也有很强的化学抵抗性，在成岩过程中或者成岩后作用中，镜质体相对于角质体会优先被酸溶蚀，从而使得角质层选择性的保存 (Tegelaar et al., 1989)。而且，在现代 Mahakam 三角洲沉积中也发现了由于砂质颗粒而造成的树叶的部分角质体被移除的现象 (Gastaldo et al., 1993)。因此，长距离搬运过程中的颗粒之间，尤其是砂质颗粒对叶片角质组的磨损作用可能造成了角质体显微组分的缺失。

### 5.2.2.3 生物标志化合物

#### (1) 正构烷烃

灵山岛样品的正构烷烃的分布呈单峰型，主峰碳以  $C_{22}$  为主，水生生物与陆源生物贡献比  $nC_{21}/nC_{22+}$  位于 0.19~0.82 之间，均小于 1，仅千层崖剖面样品大于 1，这说明灵山岛浊积岩中的有机质既有高等植物的输入又有低等水生生物的贡献，且陆源有机质输入相对较丰富。

#### (2) 甾烷

灵山岛样品的  $C_{27}$ ,  $C_{28}$ ,  $C_{29}$  甾烷呈“V”字型分布，同时结合灵山岛样品在  $C_{27}$ - $C_{28}$ - $C_{29}$  甾烷三角图投点 (图 5-6) 可知，其有机质来源为混源，且陆源高等植物的贡献相对较高。

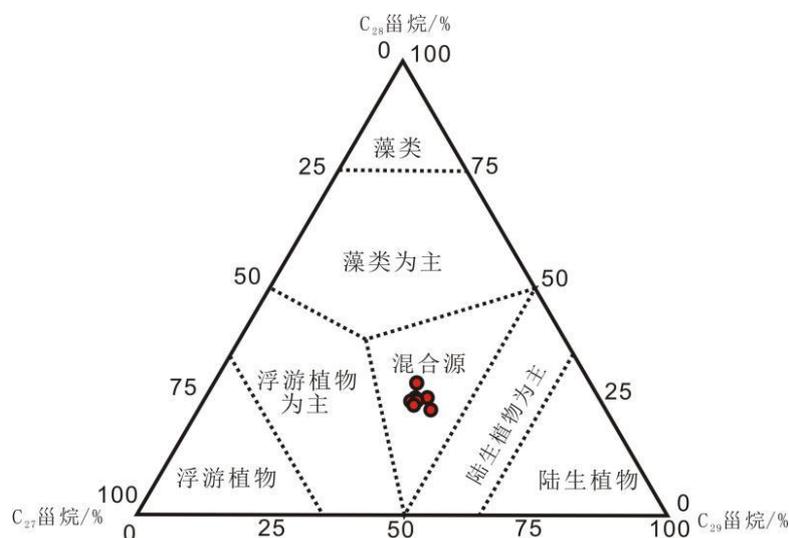


图 5-6 灵山岛样品  $C_{27}$ - $C_{28}$ - $C_{29}$  甾烷三角图

Fig.5-6 Triangular chart of  $C_{27}$ - $C_{28}$ - $C_{29}$  sterane for samples in Lingshan Island

#### (3) 奥利烷

原油或沉积物中高丰度的奥利烷往往被归功于被子植物来源的有机质的输入，由于被子植物在晚白垩世开始才逐渐繁盛，其通常也可作为时代的指示标志，但 Moldowan 等 (1994) 也报道了大量的奥利烷在早于晚白垩世的地层中出现。莱阳组浊积岩沉积时

间早于 Aptian 期,但其中也检测出一定含量的奥利烷,其奥利烷指数为 0.04 左右,但鉴于早白垩世被子植物并不繁盛,因此,0.04 的奥利烷指数可能仍可作为陆源输入的标志。

结合上述所讨论的正构烷烃、甾烷、奥利烷等生标指数,并结合其他的一些生标参数,例如,三环萜烷/ $17\alpha(\text{H})\text{-C}_{30}$ 藿烷平均为 0.6 左右,规则甾烷/ $17\alpha(\text{H})\text{-藿烷}$ 比值集中在 1.9 左右, $\text{C}_{26}/\text{C}_{25}$ 三环萜烷为 0.9~1 之间,可知这套莱阳组浊积岩的有机质来源为陆源高等植物和低等水生生物混源,并显现出一定的陆源高等植物优势。

但不同参数计算出的同一层位的陆源有机质的贡献比不同,灵山岛样品的有机显微组分主要来源于高等植物的组分为主,而几乎不见低等水生生物的贡献,且氢指数极低,其表征陆源高等植物对于有机质的贡献量要远远高于通过生物标志化合物所作出的判断。但参数总体表明陆源有机质的贡献要高于水生有机质的贡献。这可能是由于大部分陆源有机质相对于海相有机质结构复杂,难以被微生物所降解;即使对相同结构的陆相和海相有机质,陆源有机质受杂基的选择性保护使其相对难以降解(Huguet et al., 2008)的原因。这种内在的化学稳定性和物理保护的结合使得陆源有机质相对于海相有机质更易于保存,这种保存差异性在其他区域的浊积岩的显微组分等有机地化分析中也被证实(Saller et al., 2006; Pantopouloset al., 2014)。由于深水浊积岩的形成过程本身就已接收了较高比例的陆源有机质的输入,加之其相对于低等水生生物来源的有机质具有较强的抗降解能力,致使陆源有机质相对于海相有机质富集保存。

### 5.2.3 生烃潜力

灵山岛样品的氯仿沥青“A”含量却极其低,其值处于 0.0022%~0.0046%,平均值仅为 0.0034%;而样品的生烃潜力( $\text{S1}+\text{S2}$ )最高值仅为 0.36mg/g,最低值为 0.14mg/g,平均仅为 0.24 mg/g。如果仅依靠氯仿沥青“A”和( $\text{S1}+\text{S2}$ )进行判断,那么灵山岛浊积岩样品都处于非烃源岩范围内,这与有机碳含量的判别结果具有天壤之别,且灵山岛浊积岩样品的氯仿沥青“A”含量与有机碳含量的相关系数仅为 0.43。而这种显著差异的存在,可能是由于热演化程度的影响。

通过对灵山岛样品的热解峰温的测定,发现样品的最低的  $T_{\text{max}}$  值也可达到 458°C,  $T_{\text{s}}/(T_{\text{m}}+T_{\text{s}})$ 值均大于 0.4,  $\text{C}_{29\alpha\alpha\alpha}\text{-20S}/(20\text{S}+20\text{R})$ 位于 0.26-0.46 之间,而  $\text{C}_{29\beta\beta}/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ 的范围为 0.38~0.58,说明此区域样品已经处于高成熟到过成熟阶段。而随着热演化成熟度增高,热解生成的可溶有机质含量减小且不断排出,因此,热演化成熟度增高对灵

山岛浊积岩生烃潜力及氯仿沥青“A”的测定结果产生了重要影响影响较大，而对残余有机质 TOC 的测定结果影响却极小（卢双舫等，2003；秦建中等，2005）。同时，作为野外露头样品，长期的侵蚀风化也会使得生烃潜力（S1+S2）及氯仿沥青“A”等指标显著下降。

因此，根据（S1+S2）值及氯仿沥青“A”含量对灵山岛浊积岩的生烃潜力进行判断并不可靠，而灵山岛浊积岩的普遍较高的有机碳含量表明该区域的有机质丰度较高，具有一定的生气潜力。并由于样品已经处于高成熟到过成熟阶段，推测灵山岛浊积岩可能已经完成了生排烃过程。

### 5.3 沉积水体环境

#### 5.3.1 有机碳及硫含量

沉积物中总有机碳（TOC）和总硫（S）含量的比值（TOC/S）可作为盐度的指示剂（Berner and Raiswell, 1983; Berner, 1984; 陈光仲, 1991; Losher and Kelts, 1989; 邓宏文和钱凯, 1993; 余源盛和朱育新, 1995）。淡水和咸水沉积物 TOC/S 比值的差异是利用 TOC/S 比值法判别盐度的基础（陈光仲, 1991），但其前提是假设硫的固定是由有机质作为硫酸盐还原剂并起主导作用（Berner and Raiswell, 1983）。通常情况下，咸水中溶解硫酸盐浓度高于淡水，由于硫酸盐含量会影响早期成岩作用中黄铁矿形成的数量，因此淡水中较低的硫酸盐含量限制了黄铁矿的形成（邓宏文和钱凯, 1993），在有机碳含量充足的前提下通常会表现为较高的 TOC/S 比值。通常情况下，TOC/S 比值在 $(2.8 \pm 0.8)$ 左右指示咸水条件，当 TOC/S 比值 $\gg 2.8$ 可指示淡水条件（Berner, 1984; Berner and Raiswell, 1983）。灵山岛样品的 TOC/S 比值基本上都处于 0.41~2.92 区间内，仅有取自灯塔剖面的 DT-1 样品的 TOC/S 为 5.13，因此，可判断灵山岛地区莱阳组沉积期应为咸水环境。

此外，有机硫及有机碳对于氧化还原环境也有一定的指示意义。通常，氧化条件下有机碳和有机硫呈良好的正相关性，硫轴截距为 0%左右，相关趋势线倾向于穿过原点（Berner, 1984）；在缺氧条件下 S/C 倾向于高值，当有机碳含量和硫（S）轴有正截距（黑海中高达 1-2%）时，缺氧环境尤为显著（Leventhal, 1983）。但有机碳和有机硫关系随埋藏深度的增加而变化（Raiswell and Berner, 1986），S/C 的原始值难以确定，可靠性差（Calvert and Karlin, 1991）。灵山岛样品显示 TOC 与 S 略成反比（图 5-7），并没有呈现正相关关系，且样品中的 S 含量普遍较高，S 值介于 0.35%~1.2%之间，平

均可达 0.97%。将样品投入 Berner (1984) 建立的 S/TOC 环境判别图解上 (图 5-8)，发现大部分的灵山岛样品处于还原的静水海相沉积环境 (在正常海之上)，其次为正常海相，仅有一个样品处于沼泽相 (正常海与非海相之间)，因此可判断灵山岛区域莱阳组沉积期时可能为还原的静水海相沉积环境。

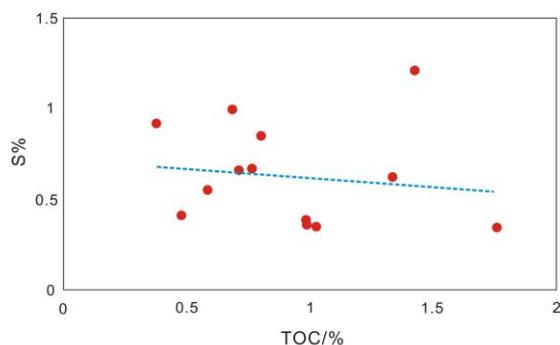


图 5-7 灵山岛样品的 TOC-S 散点图

Fig.5-7 Scatter diagram of TOC-S for samples in Lingshan Island

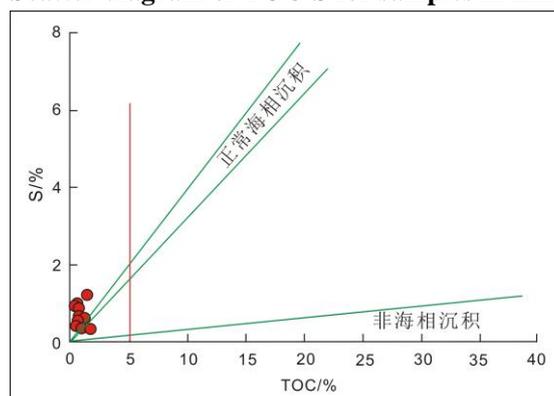


图 5-8 灵山岛样品的 TOC-S 沉积环境判别图解 (图版据 Berner et al., 1984)

Fig.5-8 TOC-S discrimination diagram of sedimentary environment for samples in Lingshan Island (plate after Berner et al., 1984)

### 5.3.2 生物标志化合物

伽马蜡烷是  $C_{30}$  非藿烷五环三萜类，它常出现在高盐度的海相和非海相沉积物中，因而一般认为其为高盐度的指示 (张立平等, 1999)，其含量可反映水体古盐度的变化。另有研究指出伽马蜡烷与水体分层相关，高盐环境通常存在稳定的密度分层 (Peters and Moldowan, 1993)，所以高盐环境会伴随高伽马蜡烷含量。伽马蜡烷指数 (伽马蜡烷/ $C_{30}$  藿烷) 可反映地质样品中伽马蜡烷的相对含量，也是目前常用的反映古盐度的分子地球化学特征。灵山岛样品的伽马蜡烷指数为 0.16~0.17，表明其盐度较高，存在一定的水体分层的现象。

姥鲛烷、植烷及其比值  $Pr/Ph$  常作为判断氧化还原环境的指标。姥鲛烷和植烷都是无环类规则异戊二烯，它们主要来源是光合生物中叶绿素 a 及紫硫细菌中叶绿素 a 和 b 的植基侧链 (Brooks et al., 1969)。还原环境中会形成更多的植烷，弱氧化-氧化环境则更易形成姥鲛烷。因此，高  $Pr/Ph$  指示氧化环境，低  $Pr/Ph$  指示还原环境。一般认为，极低的  $Pr/Ph$  ( $<0.8$ ) 代表着还原环境，而当  $Pr/Ph > 3$  为弱氧化-氧化环境。灵山岛样品的  $Pr/Ph$  处于  $0.3 \sim 0.5$  之间，这表明了灵山岛区域莱阳组沉积期时可能处于还原环境。

$C_{30}$  甾烷的出现可以作为海相环境的指示，24-正丙基-胆甾烷、24-异丙基-胆甾烷分别是海相金藻和海绵的特征产物 (Moldowan et al., 1990; McCaffrey et al., 1998)。但近期在河流和三角洲也检测出了  $C_{30}$  甾烷的存在 (Fu et al., 1990)，因此， $C_{30}$  甾烷的检出可能不足以证明海相环境的存在。

$C_{31}-C_{35}$  升藿烷主要来自细菌藿四醇和其他常见于微生物体中的多官能团藿烷类化合物 (Ourisson et al., 1979)。在强还原或者高盐度情况下更利于  $C_{35}$  以上长链藿烷的富集和保存，从而使得  $C_{35}$  升藿烷含量升高，这可作为氧化还原环境和盐度特征的重要指示。因此， $C_{35}$  升藿烷比值 ( $C_{35}/\Sigma(C_{31}-C_{35})$  或  $C_{35}/C_{34}$ ) 常用来反映氧化还原环境，由图 5-9 知， $C_{35}$  升藿烷并没有产生异常高值，这可能指示亚氧化水体且无盐度异常。但由于升藿烷比值可能会受到成熟度增大而降低 (Köster et al., 1997)，这主要归因于  $C_{31}-C_{35}$  藿烷类同系化合物以 C-S 键与芳香结构相连的数量随着碳数增加而增加，低成熟度时 C-S 键的优先断裂使得  $C_{35}$  升藿烷数量相对增加，而低碳数升藿烷多通过 C-C 键与芳香结构相连且后生作用下 C-C 键断裂形成低碳数升藿烷优势，所以可能形成  $C_{35}$  升藿烷比值随成熟度增大而降低的现象。鉴于灵山岛样品处于成熟-过成熟阶段，因此，成熟度过高可能是造成  $C_{35}$  升藿烷没有出现异常高值的原因。

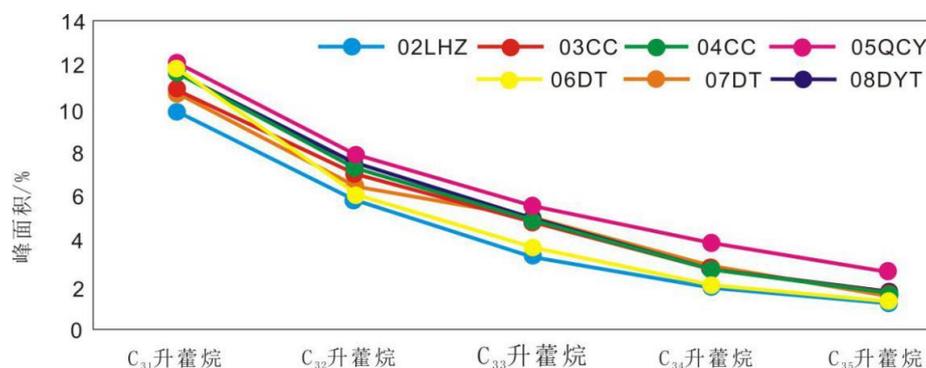


图 5-9 灵山岛样品的  $C_{31}-C_{35}$  升藿烷丰度分布图

Fig.5-9 Abundance of  $C_{31}-C_{35}$  homohopane of samples in Lingshan Island

## 第六章 山东东部近海盆地物源、沉积环境分析及烃源岩潜能评价

综合上文中的沉积学、元素地球化学及有机地球化学证据,以灵山岛地区为讨论重点,结合其他剖面的研究,对该盆地的物源特征、沉积环境分析及烃源岩潜能评价。

### 6.1 物源来源

上述分析已知灵山岛样品源区未遭受严重的化学风化,再循环程度低,成岩作用并没有影响稀土元素的配分,因此总体上灵山岛样品的地化特征适宜进行源岩岩性及源区构造背景分析。

灵山岛莱阳组粉砂岩样品的铕元素具有明显的亏损,且稀土元素配分曲线模式图与上地壳中稀土元素的分布形态几乎完全一致; $(Gd/Yb)_N$ 值 $<2$ ,指示了源区母岩主要来自后太古代年轻地层;灵山岛砂岩的碎屑锆石年龄分布在古元古代(2.5~2.3 Ga, 2.1~1.9 Ga),新元古代(850~700 Ma)和早白垩世(138~121 Ma),并有零星的锆石年龄为早中生代,古生代和太古代(Wang et al., 2014)。

$(V+Ni+Cr)/Al_2O_3-Zr/TiO_2$ 图解指示灵山岛粉砂岩来自于富火山碎屑沉积源区,而 $K_2O-Rb$ 判别图则指示其物源可能为富火山碎屑沉积源区和高度风化源区的混合;灵山岛粉砂岩的不相容的过渡族微量元素(V、Sc、Ni、Cr)含量较低,表明物源区并没有大量的铁镁质岩石的暴露;其REE含量相对较高,具明显Eu负异常,且 $\sum LREE/\sum HREE$ 相对较高的特征也指示其源岩主要为中酸性长英质岩; $Ti/Zr$ ,  $Cr/Zr$ ,  $Y/Ni$ ,  $Th/Cr$ ,  $Th/Sc$ ,  $Eu/Eu^*$ ,  $La/Sc$ ,  $La/Co$ 比值及其在 $Hf-La/Th$ 、 $Co/Th-La/Sc$ 、 $K_2O-Rb$ 、 $REE-La/Yb$ 源岩判别图解上的投点位置则进一步指示了该粉砂岩来自于长英质源区;而F1-F2物源区判别图解则表明莱阳组物源可能主要来自于克拉通内部沉积盆地或再循环的造山带,其次才为酸性火成岩区。韩宗珠等(2014)对埭口附近的变沉积岩的物源分析也表明,其物源以长英质岩石为主。

在灵山岛地区野外勘测时发现的砾岩中存在大量的石英岩等变质岩砾石,同时鉴于该盆地沉积时期,周围存在大量的变质基底的暴露。因此认为,该区域粉砂岩具有后太古代长英质火成岩和富石英质沉积岩源岩的双重贡献,而长英质火成岩可能为主要源区。

### 6.2 源区构造背景

灵山岛莱阳组粉砂岩样品 $Th-Co/Sc-Zr/10$ 及 $Th-Sc-Zr/10$ 图解显示,其源区构造背

景为大陆岛弧区域,  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  及  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  图解中投点也主要集中落入长英质源区演化弧区域; 而在源区构造背景方程 F1-F2 判别图及 La/Sc-Ti/Zr 判别图解上的投点主要落在活动大陆边缘; 对照 Bhatia (1985) 提出的不同构造背景砂岩特征参数表, 灵山岛样品的  $\delta Eu$  具有大陆岛弧特征, LREE/HREE 具有活动大陆边缘特征, 而 La、Ce、 $\Sigma REE$ 、La/Yb、 $(La/Yb)_N$  值偏高, 更接近于被动大陆边缘比值, 在 Girty 等 (1993) 提出的 La-Th-Sc 图解中投点也集中落入到被动大陆边缘范围, 但  $Al_2O_3/SiO_2=0.27$ , 接近活动大陆边缘或岛弧的 0.18~0.29, 明显区别于被动大陆边缘的  $Al_2O_3/SiO_2$  值 (0.1); 而在  $TFe_2O_3+MgO-Al_2O_3/SiO_2$ 、 $(TFe_2O_3+MgO)-TiO_2$ 、Sc/Cr-La/Y 及 Bhatia 和 Crook (1986) 提出的 La-Th-Sc 图解上, 灵山岛大量投点未落入有限判别区。

大部分的上述的主量、微量、稀土元素的分析判断表明, 无参数指示灵山岛粉砂岩的源区构造背景与大洋岛弧相关, 而大部分指标及图解指示灵山岛粉砂岩的源岩构造背景应为大陆岛弧, 部分参数指示活动大陆边缘, 但也有一定指标指示被动大陆边缘, 考虑到被动大陆边缘的物源可以包括较多的大陆岛弧的地球化学信息 (柏道远等, 2007), 因此推测, 灵山岛粉砂岩的源岩主要来自大陆岛弧区域, 可能部分来源于活动大陆边缘。

### 6.3 沉积环境

$CaO/(Fe+CaO)$  比值处于 0.51~0.90, 表明灵山岛地区莱阳组沉积期水体为中高盐度。 $TOC/S$  比值基本上都处于 0.41~2.92 之间, 也指示咸水环境。其伽马蜡烷指数可达 0.16-0.17, 同样也指示了较高的水体盐度和水体分层的现象。综上所述, 灵山岛地区莱阳组沉积期, 沉积水体普遍具有中高盐度特征。

此外, 研究团队对各地区的硅岩的  $CaO/(Fe+CaO)$  也进行了计算, 并与标准进行对比, 结果表明: 大尚庄和桃林地区可能处于低盐度环境, 田横地区处于中盐度环境, 而崂山及丁字湾地区则处于高盐度环境, 反映研究区从西到东, 可能存在沉积介质盐度的增加。

灵山岛粉砂岩的  $100MgO/Al_2O_3$  值为 15.78~71.62 之间, 表明其沉积环境为海水环境; Th/U 为 2.85~4.73, 指示灵山岛莱阳组粉砂岩可归属于海相沉积; 而 Sr/Ba 比表明莱阳组沉积期时的沉积环境可能为半深海、深海或浅海滞留区,  $C_{30}$  甾烷的出现也可以作为海相环境的指示, 而张海春等 (2013) 在灵山岛的莱阳组重力流沉积中也曾识别出海水活动有关的沟鞭藻碎片和膜状藻类片段。此外, 其他典型剖面硅岩的  $100MgO/Al_2O_3$  比值处于 15.46~52.83, 也指示海相沉积。而在对灵山岛地区莱阳组重力流详细测定的

过程中，则识别出了常在河道不发育的远端扇、盆底或盆地平原沉积背景下发育的混合事件沉积（HEBs），这可作为灵山岛地区深水远端沉积的标志。

对该水体的氧化还原特征的研究表明，U 元素的大量富集可能指示缺氧环境；同时，TOC/S 环境判别图解也指示大部分的灵山岛样品处于还原的静水海相沉积环境（在正常海之上），其次为正常海相；虽 C<sub>35</sub> 升藿烷比值由于热演化成熟度过高而没有产生异常高值，但这并不指示该区域为氧化环境；样品的 Ce/La、Ce<sub>anom</sub> 值、Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup>、Pr/Ph、V/(V+Ni) 也反映水体整体呈贫氧-还原环境。但 Jones 和 Manning (1994) 认为 V/(V+Ni) 易于受到成岩作用的影响，可靠性差，且认为 U/Th、V/Cr、Ni/Co 为判别古氧相的最可靠参数，而 U/Th、V/Cr、Ni/Co 比值则指示莱阳组沉积期水体环境为亚氧化-氧化环境， $\delta U$  和  $2U/(U+Th/3)$  也指示水体为正常海水环境，并无缺氧。

综上所述，运用不同的参数和比值对灵山岛粉砂岩的沉积环境的判别结果存在较明显的差异，对上述所用的比值和参数进行相关系数的计算发现，除  $\delta U$  和 U/Th 之间，及 Ce<sub>anom</sub> 与 Ce/La 之间的相关系数可达到 96%，甚至 100% 以外，其他参数之间的相关性并不明显。且被广受推崇的 U/Th、V/Cr、Ni/Co 比值之间的相关性也很差，因此其可信度受到质疑。这种大部分比值之间的不相关性可能是由于这些比值并不仅仅受控于氧化还原环境的影响，其他自生或非自生的因素都可能作用于比值的变化。而在野外及镜下观察中发现大量的黄铁矿及铁质结核，甚至部分黄铁矿呈条带分布，因此，作者认为灵山岛地区莱阳组沉积期的古水体介质可能呈现厌氧-缺氧环境。

综上所述，山东东部近海盆地莱阳组沉积期的沉积水体呈现中高盐度特征，且可能存在盐度从西向东的增加趋势；通过 Th、Th/U、100MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 等判断，并结合前人海相化石的发现，认为山东东部近海盆地为一海相盆地，且由于在灵山岛地区莱阳组中重力流沉积中识别出了可作为深水远端沉积标志的常在河道不发育的远端扇、盆底或盆地平原沉积背景下发育的混合事件沉积（HEBs），推测灵山岛地区可能水深较大。由于陆源碎屑等非自生因素的影响，使得氧化还原判别结果存在较大的差异，结合黄铁矿、铁质结核等沉积学证据，认为灵山岛区域的沉积水体在莱阳组沉积期时可能处于亚氧化-还原环境。此外，由于灵山岛粉砂岩的 Sr/Cu 值介于 7.97~34.69，均值可达 19.47，推测莱阳组沉积期可能为干热气候。

## 6.4 烃源岩潜能及评价

对灵山岛重力流沉积中的 Td 段泥质粉砂岩及厚度 < 10cm 的 Ta 段粉细砂岩，共计

20 个样品进行有机碳含量测定,其整体的有机质含量高,几乎所有样品都处于烃源岩范围内,但由于热演化成熟度过高和野外露头风化等因素,其氯仿沥青“A”及生烃潜力(S1+S2)并没有呈现高值。样品之间的有机碳含量存在明显差异,通常 Td 段的有机质含量较为稳定,其主要取决于其中的有机显微组分的贡献;而 Ta 段的有机碳含量的多少则主要取决于其中的肉眼可见的植物碎屑的贡献,通常含有肉眼可见植物碎屑的 Ta 段均为好烃源岩,而不含肉眼可见植物碎屑的 Ta 段则有机碳含量相对较低,甚至处于非烃源岩范围内。

灵山岛地区浊积岩样品的显微组分主要以无结构镜质组、镜屑体和贫氢次生组分等来源于高等植物的组分为主,而几乎不见低等水生生物的贡献,有机质类型属于 III 型,具有生气潜能,氢指数极低,这可能是大部分陆源有机质相对于海相有机质结构复杂,难以被微生物所降解;即使对相同结构的陆相和海相有机质,陆源有机质受杂基的选择性保护也相对难以降解的原因。

虽然深水浊积岩有机质相对富集,但其富集程度在不同尺度上均不相同,本文讨论中仅涉及了沉积序列中不同的层位的有机质富集,实际上不同浊积系统、浊积系统的不同时期、同一浊积系统的不同沉积单元的有机质丰度都存在着一定的差异。因此,在无其他有效烃源岩层情况下,将其列为勘探目标具有一定的风险性,但深水浊积岩可以作为油气来源的重要补充。

## 结论及认识

本文以灵山岛地区为主要研究对象,结合其他典型剖面,以元素地球化学及有机地球化学为主要手段,对山东东部近海裂陷盆地的大地构造背景及莱阳组沉积期的沉积环境属性问题进行研究,并对灵山岛莱阳组浊积岩的烃源岩潜力进行评价:

(1) 在灵山岛莱阳组重力流沉积中识别出砂质滑塌沉积、浊积沉积、碎屑流沉积、混合事件沉积等沉积序列类型,而混合事件沉积可作为深远远端沉积的标志。重力流砂岩中常含有大量的碳酸盐岩岩屑、中酸性火山岩岩屑及石英岩等变质岩岩屑,并肉眼可见大的植物碎屑。部分砂岩层中可见铁质结核及延伸较好的黄铁矿条带,镜下鉴定中常含铁质物质,这可作为缺氧环境的指示。

(2) 应用 Ti/Zr, Cr/Zr 等比值、Co/Th-La/Sc、La-Th-Sc 等判别图解,并结合砾岩的砾石成分特征,对灵山岛莱阳组粉砂岩的源岩性质及源区大地构造背景进行判断,结果显示物源主要有长英质火成岩和富石英质沉积岩源岩的双重贡献,而长英质火成岩物源区可能为主要源区。源岩主要来自大陆岛弧区域,可能部分来源于活动大陆边缘。

(3) 综合元素地球化学分析和有机地化手段,对古气候及古沉积介质环境进行了有效判别。结果显示莱阳组沉积期为干热气候,山东东部近海裂陷盆地属于海相盆地,其沉积水体整体呈现中高盐度。灵山岛地区可处于远端扇或盆底等相关沉积背景下,水体较深,沉积水体处于贫氧-还原环境。

(4) 灵山岛样品的整体的有机质含量高且样品之间有明显差异,Td段的有机碳含量较为稳定,其有机质丰度的高低主要取决于其中的有机显微组分的贡献;而Ta段的有机质含量的多少与是否含有肉眼可见的植物碎屑相关,含肉眼可见植物碎屑的Ta段均为好烃源岩。灵山岛莱阳组浊积岩以陆源有机质为主,有机质类型主要为III型,具生气潜能,这可能是由于陆源有机质相对于海相有机质更易于保存的结果。

(5) 深水浊积岩虽相对富集有机质,但其有机质富集程度在不同尺度上均不相同。因此,在无其他有效烃源岩层情况下,将其列为勘探目标具有一定的风险性,但浊积岩可以作为油气来源的重要补充。

## 参考文献

- 柏道远,周亮,王先辉,张晓阳,马铁球. 湘东南南华系—寒武系砂岩地球化学特征及对华南新元古代—早古生代构造背景的制约[J]. 地质学报,2007,06:755-771.
- 蔡观强,郭锋,刘显太,隋淑玲. 碎屑沉积物地球化学:物源属性、构造环境和影响因素[J]. 地球与环境,2006,04:75-83.
- 陈光仲. 安徽巢县二叠系地层的C/S比值及其指相意义[J]. 地层学杂志,1991,01:62-64.
- 陈清华,宋若微,戴俊生,陆克政,熊继辉. 胶莱盆地重磁资料解释与构造特征分析[J]. 地球物理学进展,1994,03:70-79.
- 戴俊生,陆克政,宋全友,陈书平. 胶莱盆地的运动学特征[J]. 石油大学学报(自然科学版),1995,02:1-6.
- 邓宏文, 钱凯. 沉积地球化学与环境分析[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1993: 95-104.
- 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.
- 董晓朋,吕洪波,张星,张海春,王俊,张素菁. 灵山岛北端早白垩世复理石中的滑塌断崖[J]. 地质论评,2014,04:771-779.
- 董晓朋,吕洪波,张星,张海春,王俊,张素菁. 山东灵山岛早白垩世复理石软沉积物变形期次解析[J]. 地质论评,2013,06:1060-1067
- 付永涛, 虞子冶. 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.
- 韩宗珠,陈筱林,许红,周瑶琪,李敏,张贺,徐翠玲. 青岛青山湾—垭口变沉积岩岩石地球化学特征及其物质来源[J]. 地质找矿论丛,2014,03:400-407.
- 何家雄,施小斌,夏斌,刘海龄,阎贫,姚永坚,张树林. 南海北部边缘盆地油气勘探现状与深水油气资源前景[J]. 地球科学进展,2007,03:261-270.
- 胡修棉,王成善. 古海洋溶解氧研究方法综述[J]. 地球科学进展,2001,01:65-71.
- 纪壮义,赵环金,赵光华. 黄海海域千里岩岛发育榴辉岩[J]. 山东地质,1992,02:123.
- 雷卞军, 阙洪培, 胡宁, 等. 鄂西古生代硅质岩的地球化学特征及沉积环境[J]. 沉积与特提斯地质, 2002, 22(2): 70-79.
- 李福来, 曲希玉, 刘立, 等. 内蒙古东北部上二叠统林西组沉积环境[J]. 沉积学报, 2009, 27(2): 265-272.
- 李秋根, 刘树文, 韩宝福, 等. 中天山东段星星峡群变质泥质岩的地球化学特征及其对

- 物源区和古风化作用的制约[J]. 中国科学: D 辑, 2005, 35(3): 225-234.
- 李曙光. 大别山超高压变质岩折返机制与华北-华南陆块碰撞过程[J]. 地学前缘, 2004, 11(3): 63-70.
- 李廷栋, 莫杰, 许红. 黄海地质构造与油气资源[J]. 中国海上油气(地质), 2003, 17(2): 79-83.
- 卢双舫, 薛海涛, 钟宁宁. 地史过程中烃源岩有机质丰度和生烃潜力变化的模拟计算[J]. 地质论评, 2003, 49(3): 292-297.
- 栾光忠, 李安龙, 王建, 李甘, 谢汝吉. 青岛主要海岛成因分类及其地质环境分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2010, 08: 111-116.
- 吕洪波, 王俊, 张海春. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探[J]. 地质学报, 2011, 06: 938-946.
- 吕洪波, 张海春, 王俊, 张素菁, 董晓朋, 张星. 灵山岛早白垩世复理石不是陆内三角洲沉积——答钟建华教授[J]. 地质论评, 2013, 01: 11-14.
- 吕洪波, 张海春, 王俊, 张素菁, 董晓朋, 张星. 山东胶南灵山岛晚中生代浊积岩中发现巨大滑积岩块[J]. 地质论评, 2012, 01: 80-81.
- 秦建中, 金聚畅, 刘宝泉. 海相不同类型烃源岩有机质丰度热演化规律[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(2): 177-184.
- 山东地质矿产局. 山东区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991: 1-639.
- 邵珠福, 钟建华, 李勇, 等. 青岛灵山岛晚中生代重力流沉积特征及环境分析[J]. 地质论评, 2014b, 60(3): 555-566.
- 邵珠福, 钟建华, 李勇, 毛毳, 刘圣鑫, 倪良田, 田媛, 刘云田, 崔新颖, 王晓楠, 李伟华, 林刚山. 青岛灵山岛纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的发现及其意义[J]. 中国科学: 地球科学, 2014a, 08: 1761-1776.
- 史基安, 王金鹏, 毛明陆, 王琪, 郭正权, 郭雪莲, 卢龙飞. 鄂尔多斯盆地西峰油田三叠系延长组长 6—8 段储层砂岩成岩作用研究[J]. 沉积学报, 2003, 03: 373-380.
- 宋明春. 山东省大地构造格局和地质构造演化[D]. 北京: 中国地质科学院, 2008.
- 陶树, 汤达祯, 周传祯, 李凤, 李婧婧, 张文忠, 孟昌忠. 川东南—黔中及其周边地区下组合烃源岩稀土元素地球化学特征及沉积环境[J]. 油气地质与采收率, 2009, 03: 41-43+47+115.
- 田景春, 陈高武, 张翔, 聂永生, 赵强, 韦东晓. 沉积地球化学在层序地层分析中的应用[J].

- 成都理工大学学报(自然科学版),2006,01:30-35.
- 王安东,周瑶琪,闫华,王瑞,张振凯,王子阳. 山东省灵山岛早白垩世软沉积物变形构造特征[J]. 古地理学报,2013,05:717-728.
- 王俊,张素菁,吕洪波等. 青岛崂山垭口白垩纪海相地层碎屑锆石U-Pb年龄[Z]. 中国矿物岩石地球化学学会第14届学术年会,中国江苏南京. 2013
- 王随继,黄杏珍,妥进才,邵宏舜,阎存凤,王寿庆,何祖荣. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义[J]. 沉积学报,1997,01:66-71.
- 王致本,姜宏伟. 胶南隆起变质地层划分对比及大地构造演化初步探讨[J]. 山东地质,1985,01:66-78
- 吴福元,葛文春,孙德有,等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 51-60.
- 吴少波. 博格达山前凹陷上二叠统乌拉泊组沉积相及沉积模式[J]. 沉积学报, 2001, 19(3): 333-334.
- 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(6): 1156-1169.
- 吴智平,侯旭波,李伟. 华北东部地区中生代盆地格局及演化过程探讨[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31(4): 385-399.
- 谢尚克,汪正江,王剑,卓皆文. 綦江观音桥中上奥陶统微量元素地球化学特征[J]. 沉积与特提斯地质,2010,04:60-65.
- 熊小辉,肖加飞. 沉积环境的地球化学示踪[J]. 地球与环境,2011,03:405-414.
- 许文良,王清海,王冬艳,等. 华北克拉通东部中生代岩石圈减薄的过程与机制: 中生代火成岩和深源捕虏体证据[J]. 地学前缘, 2004, 11( 3): 309-317.
- 许志琴,张泽明,刘福来,等. 苏鲁高压—超高压变质带的折返构造及折返机制[J]. 地质学报, 2003, 77(4): 433-450.
- 杨江海,杜远生,徐亚军. 北祁连东段景泰地区下古生界两套砂岩微量元素和稀土元素特征及其构造意义[J]. 古地理学报,2008,04:395-408
- 杨江海,杜远生,朱杰. 甘肃景泰崔家墩下奥陶统阴沟组砂岩化学组分特征及物源区构造背景判别[J]. 古地理学报,2007,02:197-206.
- 杨田,操应长,王艳忠,张少敏,张会娜,王思佳. 异重流沉积动力学过程及沉积特征[J]. 地质论评,2015,01:23-33.

- 于炳松, 乐昌硕. 沉积岩物质成分所蕴含的地球深部信息[J]. 地学前缘, 1998, 5(3): 105-112.
- 余源盛, 朱育新. 湖泊沉积物中 S, C 及其比值的环境意义[J]. 湖泊科学, 1995, 7(1): 41-46.
- 翟明国, 樊祺诚, 张宏福, 等. 华北东部岩石圈减薄中的下地壳过程: 岩浆底侵, 置换与拆沉作用[J]. 岩石学报, 2005, 21(6): 1509-1526.
- 张国伟, 董云鹏, 赖绍聪, 等. 秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带[J]. 中国科学: D辑, 2003, 33(12): 1121-1135.
- 张海春, 吕洪波, 李建国, 王俊, 张素菁, 董晓朋, 张星, 黄振才, 舒云超, 任星民. 山东青岛早白垩世新地层单位——灵山岛组[J]. 地层学杂志, 2013, 02: 216-222.
- 张立平, 黄第藩, 廖志勤. 伽马蜡烷——水体分层的地球化学标志[J]. 沉积学报, 1999, 17(1): 136-140.
- 张士三. 沉积岩层中镁铝含量比的研究及其应用[J]. 矿物岩石地球化学通讯, 1988, 2: 112-113.
- 张松梅, 程立人, 刘典涛. 胶南地区莱阳群绒枝藻化石的发现[J]. 长春科技大学学报, 2001, 31(3): 209-212.
- 张田, 张岳桥. 胶北隆起晚中生代构造-岩浆演化历史[J]. 地质学报, 2008, 82(9): 1210-1228.
- 张岳桥, 赵越, 董树文等. 中国东部及邻区早白垩世裂陷盆地构造演化阶段[J]. 地学前缘, 2004, 11(3): 123-133.
- 张岳桥, 董树文, 赵越, 等. 华北侏罗纪大地构造: 综评与新认识[J]. 地质学报, 2007a, 11: 1462-1480.
- 张岳桥, 李金良, 张田, 等. 胶东半岛牟平-即墨断裂带晚中生代运动学转换历史[J]. 地质论评, 2007b, 53(3): 289-300.
- 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社, 1997: 143-223
- 钟建华. 灵山岛中生代沉积岩是深水远源浊积岩、还是陆内三角洲沉积?——与吕洪波教授商榷[J]. 地质论评, 2012, 06: 1180-1182.
- 周瑶琪, 张振凯, 梁文栋, 等. 山东东部晚中生代构造-岩浆活动及原型盆地恢复[J]. 地学前缘, 2015, 22 (1): 137-156.
- 朱立军, 赵元龙. 贵州台江中, 下寒武统界线剖面微量元素地球化学特征[J]. 古生物学

- 报, 1996, 35(5): 623-630.
- Alberdi-Genolet M, Tocco R. Trace metals and organic geochemistry of the Machiques Member (Aptian–Albian) and La Luna Formation (Cenomanian–Campanian), Venezuela[J]. *Chemical Geology*, 1999, 160(1): 19-38.
- Allegre C J, Minster J F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, 38(1): 1-25.
- Andreozzi M, Dinelli E, Tateo F. Geochemical and mineralogical criteria for the identification of ash layers in the stratigraphic framework of a foredeep; the Early Miocene Mt. Cervarola Sandstones, northern Italy[J]. *Chemical Geology*, 1997, 137(1): 23-39.
- Bai S. Devonian events and biostratigraphy of south China[M]. Peking University Press, 1994.21-24.
- Baudin F, Disnar J R, Martinez P, et al. Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2010, 27(5): 995-1010.
- Bauluz B, Mayayo M J, Fernandez-Nieto C, et al. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting[J]. *Chemical Geology*, 2000, 168(1): 135-150.
- Berner R A, Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47(5): 855-862.
- Berner R A. Sedimentary pyrite formation: an update[J]. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 1984, 48(4): 605-615.
- Bertrand P, Berner U, Lallier-Verges E. Organic sedimentation in Celebes and Sulu basins: Type of organic matter and evaluation of organic carbon accumulation rates: Proceedings of the Ocean Drilling Program, v. 124[J]. *ndash*, 1991, 225: 217.
- Bhatia M R, Crook K A W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins[J]. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1986, 92(2): 181-193.

- Bhatia M R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones[J]. *The Journal of Geology*, 1983: 611-627.
- Bhatia M R. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control[J]. *Sedimentary geology*, 1985, 45(1): 97-113.
- Biscara L, Mulder T, Martinez P, et al. Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon)[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2011, 28(5): 1061-1072.
- Boot C S, Ettwein V J, Maslin M A, et al. A 35,000 year record of terrigenous and marine lipids in Amazon Fan sediments[J]. *Organic Geochemistry*, 2006, 37(2): 208-219.
- Brooks J D, Gould K, Smith J W. Isoprenoid hydrocarbons in coal and petroleum[J]. 1969.
- Brumsack H J. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea[J]. *GeologischeRundschau*, 1989, 78(3): 851-882.
- Caja M A, Permanyer A. Significance of organic matter in Eocene turbidite sediments (SE Pyrenees, Spain)[J]. *Naturwissenschaften*, 2008, 95(11): 1073-1077.
- Calvert S E, Karlin R E. Relationships between sulphur, organic carbon, and iron in the modern sediments of the Black Sea[J]. *GeochimicaetCosmochimicaActa*, 1991, 55(9): 2483-2490.
- Cantalejo B, Pickering K T. Climate forcing of fine-grained deep-marine systems in an active tectonic setting: Middle Eocene, Ainsa Basin, Spanish Pyrenees[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 410:351-371.
- Condie K C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales[J]. *Chemical geology*, 1993, 104(1): 1-37.
- Cox R, Lowe D R, Cullers R L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States[J]. *GeochimicaetCosmochimicaActa*, 1995, 59(14): 2919-2940.
- Cullers R L, Barrett T, Carlson R, et al. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA[J]. *Chemical geology*, 1987, 63(3): 275-297.

- Cullers R L, DiMarco M J, Lowe D R, et al. Geochemistry of a silicified, felsic volcanoclastic suite from the early Archaean Panorama Formation, Pilbara Block, Western Australia: an evaluation of depositional and post-depositional processes with special emphasis on the rare-earth elements[J]. *Precambrian Research*, 1993, 60(1): 99-116.
- Cullers R L. The controls on the major-and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA[J]. *Chemical Geology*, 1995, 123(1): 107-131.
- Cullers R L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies[J]. *Lithos*, 2000, 51(3): 181-203.
- de Lange G J. Oxic versus anoxic diagenetic alteration of turbiditic sediments in the Madeira abyssal plain, eastern North Atlantic[C]//*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1998, 157: 573-580.
- Degens E T, Williams E G, Keith M L. Environmental Studies of Carboniferous Sediments Part I: Geochemical Criteria for Differentiating Marine from Fresh-Water Shales[J]. *AAPG Bulletin*, 1957, 41(11): 2427-2455.
- Deniau I, Disnar J R, Baudin F, et al. Characterization of organic matter in the Oligocene (Chattian) turbiditic fine grained deposits, offshore Angola[J]. *Organic Geochemistry*, 2010, 41(2): 135-145
- Di Leo P, Dinelli E, Mongelli G, et al. Geology and geochemistry of Jurassic pelagic sediments, Scistisilicei Formation, southern Apennines, Italy[J]. *Sedimentary geology*, 2002, 150(3): 229-246.
- Duzgoren-Aydin N S, Aydin A, Malpas J. Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong[J]. *Engineering Geology*, 2002, 63(1): 99-119.
- Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance[J]. *Geology*, 1995, 23(10): 921-924.
- Floyd P A, Leveridge B E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones[J]. *Journal of the Geological Society*, 1987, 144(4): 531-542.

- Fu J M, Sheng G Y, Xu J Y, et al. Application of biological markers in the assessment of paleoenvironments of Chinese non-marine sediments[J]. *Organic Geochemistry*, 1990, 16(4): 769-779.
- Garcia D, Coelho J, Perrin M. Fractionation between  $TiO_2$  and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (northern Portugal)[J]. *European Journal of Mineralogy*, 1991: 401-414.
- Gastaldo R A, Allen G P, Huc A Y. Detrital peat formation in the tropical Mahakam River delta, Kalimantan, eastern Borneo: Sedimentation, plant composition, and geochemistry[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 1993, 286: 107-118.
- Girty G H, Hanson A D, Yoshinobu A S, et al. Provenance of Paleozoic mudstones in a contact metamorphic aureole determined by rare earth element, Th, and Sc analyses, Sierra Nevada, California[J]. *Geology*, 1993, 21(4): 363-366.
- Gromet L P, Haskin L A, Korotev R L, et al. The “North American shale composite”: its compilation, major and trace element characteristics[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, 48(12): 2469-2482.
- Gross D, Sachsenhofer R F, Bechtel A, et al. Organic geochemistry of Mississippian shales (Bowland Shale Formation) in central Britain: Implications for depositional environment, source rock and gas shale potential[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2015, 59: 1-21.
- Gu X X, Liu J M, Zheng M H, et al. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72(3): 393-407.
- Hatch J R, Leventhal J S. 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.
- Hayashi K I, Fujisawa H, Holland H D, et al. Geochemistry of ~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(19): 4115-4137.

- Henrich R, Cherubini Y, Meggers H. Climate and sea level induced turbidite activity in a canyon system offshore the hyperarid Western Sahara (Mauritania): The TimirisCanyon[J]. *Marine Geology*, 2010, 275(1): 178-198.
- Herron M M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1988, 58(5).
- Hoefs M J L, Rijpstra W I C, Damsté J S S. The influence of oxic degradation on the sedimentary biomarker record I: evidence from Madeira Abyssal Plain turbidites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(15): 2719-2735.
- Holland H D. The chemistry of the atmosphere and oceans-(v. 1)[M]. New York: Wiley, 1978:1-351.
- Hossain H M Z, Roser B P, Kimura J I. Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Sylhet succession, northeastern Bengal Basin, Bangladesh: Provenance and source area weathering[J]. *Sedimentary Geology*, 2010, 228(3): 171-183.
- Huc A Y, Bertrand P, Stow D A V, et al. Organic sedimentation in deep offshore settings: the Quaternary sediments approach[J]. *Marine and petroleum geology*, 2001, 18(4): 513-517.
- Huguet C, de Lange G J, Gustafsson Ö, et al. Selective preservation of soil organic matter in oxidized marinesediments (Madeira Abyssal Plain)[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72(24): 6061-6068.
- Huntsman-Mapila P, Kampunzu A B, Vink B, et al. Cryptic indicators of provenance from the geochemistry of the Okavango Delta sediments, Botswana[J]. *Sedimentary Geology*, 2005, 174(1): 123-148.
- Ingram G M, Chisholm T J, Grant C J, et al. Deepwater North West Borneo: hydrocarbon accumulation in an active fold and thrust belt[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2004, 21(7): 879-887.
- Johnsson M J. The system controlling the composition of clastic sediments[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 1993, 284: 1-20.
- Jones B, Manning D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. *Chemical Geology*, 1994, 111(1): 111-129.
- Jorry S J, Droxler A W, Mallarino G, et al. Bundled turbidite deposition in the central Pandora

- Trough (Gulf of Papua) since Last Glacial Maximum: Linking sediment nature and accumulation to sea level fluctuations at millennial timescale[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 2008, 113(F1).
- Kimura H, Watanabe Y. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary[J]. *Geology*, 2001, 29(11): 995-998.
- Köster J, Van Kaam-Peters H M E, Koopmans M P, et al. Sulphurisation of homohopanoids: Effects on carbon number distribution, speciation, and  $^{22}\text{S}/^{22}\text{R}$  epimer ratios[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(12): 2431-2452.
- Le Pera E, Sorriso-Valvo M. Weathering and morphogenesis in a Mediterranean climate, Calabria, Italy[J]. *Geomorphology*, 2000, 34(3): 251-270.
- Leventhal J S. An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47(1): 133-137.
- Li S, Jagoutz E, Lo C H, et al. Sm/Nd, Rb/Sr, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic systematics of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu belt, Central China: a retrospective view[J]. *International Geology Review*, 1999, 41(12): 1114-1124.
- Long X, Yuan C, Sun M, et al. Geochemistry and Nd isotopic composition of the Early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, Central Asia: Evidence for a northward-derived mafic source and insight into Nd model ages in accretionary orogen[J]. *Gondwana Research*, 2012, 22(2): 554-566.
- Loshner A J, Kelts K R. Organic sulphur fixation in freshwater lake sediments and the implication for  $\text{US}$  ratios[J]. *Terra Nova*, 1989, 1(3): 253-261.
- McCaffrey M A, Moldowan J M, Lipton P A, et al. Paleoenvironmental implications of novel  $\text{C}_{30}$  steranes in Precambrian to Cenozoic age petroleum and bitumen[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(1): 529-532.
- McLennan S M, Hemming S R, Taylor S R, et al. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd/Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(6): 1153-1177.
- McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 1993, 284:

21-40.

- McLennan S M, Taylor S R, McCulloch M T, et al. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990, 54(7): 2015-2050.
- McLennan S M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2001, 2(4).
- Meyers P A, Shaw T J. Organic Matter Accumulation, Sulfate Reduction, and Methanogenesis in Pliocene Pleistocene Turbidites on the Iberia Abyssal Plain[C]//*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1996.
- Moldowan J M, Dahl J, Huizinga B J, et al. The molecular fossil record of oleanane and its relation to angiosperms[J]. *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON-*, 1994: 768-768.
- Moldowan J M, Fago F J, Lee C Y, et al. Sedimentary 12-n-propylcholestanes, molecular fossils diagnostic of marine algae[J]. *Science*, 1990, 247(4940): 309-312.
- Mongenot T, Tribouillard N P, Desprairies A, et al. Trace elements as palaeoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: the Cretaceous La Luna Formation of Venezuela[J]. *Sedimentary Geology*, 1996, 103(1): 23-37.
- Morford J L, Emerson S R, Breckel E J, et al. Diagenesis of oxyanions (V, U, Re, and Mo) in pore waters and sediments from a continental margin[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(21): 5021-5032.
- Muljana B, Watanabe K, Rosana M F. Source-rock Potential of the Middle to Late Miocene Turbidite in Majalengka Sub-basin, West Java Indonesia: Related to Magmatism and Tectonism[J]. *Journal of Novel Carbon Resource Sciences*, 2012, 6: 15-23.
- Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 1982, 299(5885): 715-717.
- Nunoura T, Soffientino B, Blazejak A, et al. Subseafloor microbial communities associated with rapid turbidite deposition in the Gulf of Mexico continental slope (IODP Expedition 308)[J]. *FEMS microbiology ecology*, 2009, 69(3): 410-424.
- Okano K, Sawada K. Heterogeneities of hydrocarbon compositions in mudstones of a turbiditic sequence of the Miocene Kawabata Formation in Yubari, central Hokkaido,

- Japan[J]. *Geochemical Journal*, 2008, 42(2): 151-162.
- Ourisson G, Albrecht P, Rohmer M. The hopanoids: palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products[J]. *Pure and Applied Chemistry*, 1979, 51(4): 709-729.
- Pantopoulos G, Zelilidis A. Eocene to Early Oligocene turbidite sedimentation in the SE Aegean (Karpathos Island, SE Greece): stratigraphy, facies analysis, nannofossil study, and possible hydrocarbon potential[J]. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2014, 23(1): 31-52.
- Pedersen T F, Calvert S E. Anoxia vs productivity; what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?[J]. *AAPG Bulletin*, 1990, 74(4): 454-466.
- Peters K E, Moldowan J M. Effects of source, thermal maturity, and biodegradation on the distribution and isomerization of homohopanes in petroleum[J]. *Organic geochemistry*, 1991, 17(1): 47-61.
- Peters K E, Moldowan J M. *The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*[J]. 1993.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. Springer, New York.
- Pettingill H S, Weimer P. Worldwide deepwater exploration and production: Past, present, and future[J]. *The Leading Edge*, 2002, 21(4): 371-376.
- Piper D Z, Perkins R B. A modern vs. Permian black shale—the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition[J]. *Chemical geology*, 2004, 206(3): 177-197.
- Polonia A, Romano S, Çağatay M N, et al. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes?[J]. *Marine Geology*, 2015, 361: 41-52.
- Prahl F G, Cowie G L, De Lange G J, et al. Selective organic matter preservation in “burn - down” turbidites on the Madeira Abyssal Plain[J]. *Paleoceanography*, 2003, 18(2).
- Premuzic E T, Benkovitz C M, Gaffney J S, et al. The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas[J]. *Organic Geochemistry*, 1982, 4(2): 63-77.
- Raiswell R, Berner R A. Pyrite and organic matter in Phanerozoic normal marine shales[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986, 50(9): 1967-1976.

- Raiswell R, Buckley F, Berner R A, et al. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1988, 58(5).
- Rimmer S M. Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, central Appalachian Basin (USA)[J]. *Chemical Geology*, 2004, 206(3): 373-391.
- Roser B P, Cooper R A, Nathan S, et al. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand[J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1996, 39(1): 1-16.
- Roser B P, Korsch R J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content and ratio[J]. *The Journal of Geology*, 1986: 635-650.
- Roser B P, Korsch R J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data[J]. *Chemical geology*, 1988, 67(1): 119-139.
- Roy D K, Roser B P. Geochemical evolution of the Tertiary succession of the NW shelf, Bengal basin, Bangladesh: Implications for provenance, paleoweathering and Himalayan erosion[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 78: 248-262.
- Rudnick R L, Gao S X. Composition of the continental crust[J]. *Treatise on geochemistry*, 2003, 3: 1-64.
- Saller A, Lin R, Dunham J. Leaves in turbidite sands: The main source of oil and gas in the deep-water Kutei Basin, Indonesia[J]. *AAPG bulletin*, 2006, 90(10): 1585-1608.
- Shields G, Stille P. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites[J]. *Chemical Geology*, 2001, 175(1): 29-48.
- Shuangying L, Renwei L, Qingren M, et al. Radiometric dating of sediments derived from metamorphic rocks of the Dabie orogenic belt in the Jurassic and Early Cretaceous[J]. *Progress in Natural Science*, 2006, 16(sup1): 194-202.
- Stow D A V, Huc A Y, Bertrand P. Depositional processes of black shales in deep water[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2001, 18(4): 491-498.
- Strakhov N M. Forms of iron in sediments of the Black Sea[J]. *Dokl.Akda.Nauk, SSR*, 1958, 118: 803-6

- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. Blackwell Scientific, Oxford., 1985,312pp.
- Tegelaar E W, De Leeuw J W, Derenne S, et al. A reappraisal of kerogen formation[J]. GeochimicaetCosmochimicaActa, 1989, 53(11): 3103-3106.
- Tribovillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update[J]. Chemical geology, 2006, 232(1): 12-32.
- Van Kranendonk M J. Volcanic degassing, hydrothermal circulation and the flourishing of early life on Earth: A review of the evidence from c. 3490-3240 Ma rocks of the Pilbara Supergroup, Pilbara Craton, Western Australia[J]. Earth-Science Reviews, 2006, 74(3): 197-240.
- Wang J, Chang S C, Lu H B, et al. Detrital zircon provenance of the Wangshi and Laiyang groups of the Jiaolai basin: evidence for Early Cretaceous uplift of the Sulu orogen, Eastern China[J]. International Geology Review, 2015: 1-18.
- Wang J, Chang S C, Lu H B, et al. Detrital zircon U–Pb age constraints on Cretaceous sedimentary rocks of Lingshan Island and implications for tectonic evolution of Eastern Shandong, North China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2014, 96: 27-45.
- Waseda A, Didyk B M, Kajiwara Y. Carbon isotope compositions of organic matter from the Chile continental margin[C]//Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results. The Program, 1991
- Wignall P B, Myers K J. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach[J]. Geology, 1988, 16(5): 452-455.
- Wright J, Schrader H, Holser W T. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite[J]. GeochimicaetCosmochimicaActa, 1987, 51(3): 631-644.
- Wronkiewicz D J, Condie K C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance[J]. GeochimicaetCosmochimicaActa, 1987, 51(9): 2401-2416.

- Yanagawa K, Morono Y, Yoshida-Takashima Y, et al. Variability of subseafloor viral abundance at the geographically and geologically distinct continental margins[J]. FEMS microbiology ecology, 2014, 88(1): 60-68.
- Yang S Y, Jung H S, Choi M S, et al. The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtze) and Huanghe (Yellow) river sediments[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 201(2): 407-419.
- Zhang Y, Dong S, Shi W. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China[J]. Tectonophysics, 2003, 363(3): 243-258.
- Zimmermann U, Bahlburg H. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina[J]. Sedimentology, 2003, 50(6): 1079-1104.
- Zühlsdorff C, Hanebuth T J J, Henrich R. Persistent quasi-periodic turbidite activity off Saharan Africa and its comparability to orbital and climate cyclicities[J]. Geo-Marine Letters, 2008, 28(2): 87-95.

## 攻读硕士学位期间取得的学术成果

发表论文情况:

(1) 岳会雯, 周瑶琪, 梁文栋. 深水浊积岩有机质富集规律研究进展[J]. 地质科技情报. (录用待刊)

(2) 周瑶琪, 张振凯, 梁文栋, 李素, 岳会雯. 山东东部晚中生代构造-岩浆活动及原型盆地恢复[J]. 地学前缘, 2015, 22 (1) :137-156.

(3) 梁文栋, 周瑶琪, 孙棋, 岳会雯. 青岛唐岛湾潮间带沉积物粒度及水动力分析[J]. 海洋地质前沿, 2015, 31 (12) :27-34.

(4) 张振凯, 周瑶琪, 梁文栋, 岳会雯. 山东灵山岛构造期次研究及意义[J]. 海洋地质前沿. (录用待刊)

会议论文:

(1) 岳会雯. 芳基类异戊二烯的原始生化组分来源探讨. 收录于中国矿物岩石地球化学学会第 15 届学术年会论文摘要集.

(2) Xintao Wang, YongChen, YaoqiZhou, Huiwen Yue, Chuan He. Progress in research methods on “fluid-diagenesis” interactions of fractures in tight reservoirs. The 3rd Academic Conference on Unconventional Oil & Gas Accumulation and Exploration, 27-30 June, 2015, Qingdao, China.

专著章节:

(1) Yaoqi Zhou, Wenyan Qin, Yuncui Zhang, Qian Liu, Wendong Liang, Huiwen Yue, Qi Sun, Han Zhang. Laser Raman Spectroscopy Study on the Growth Zoning of Feldspar, Zircon, Apatite and their Geological Meaning.

## 致谢

时光荏苒，三年的时间一晃而过，回首三年的学习和生活，心中始终充满感激和不舍。在毕业论文完成之际，我谨向所有关心、爱护、帮助我的人们表示最诚挚的感谢与最美好的祝愿。

首先，感谢周瑶琪老师在学习上给予我的培养和机会，在生活上给予我的关心和关怀。感谢他的严谨的治学态度、活跃的学术思想、渊博的学术造诣指引着我学术道路，感谢他宽广的胸怀和高尚的人品指导着我做人的态度。一日为师，终生为父，周老师对我三年的教导和言传身教将会让我终身受益。

我也要感谢对我进行指导、帮助和关心的所有老师们，感谢你们在我论文和硕士研究生学习的给予的帮助、肯定，在此向老师们表示诚挚的谢意。

此外，谢谢我的同门、师兄师姐师弟和师妹们对我学习和生活上的帮助和关系，办公室之间的这份情谊也将是我人生路上的宝贵财富，三年的时光短暂而快乐，美好而深刻，感谢你们的相伴左右。

同时，在论文的完成及撰写过程中，与此前和现在正在进行灵山岛区域相关研究的师兄师姐们也进行了有益的交流，即使有些人未有缘谋面。在此感谢张振凯师兄、刘杨、于姗姗师姐、王健、杨田、邵珠福等学长的指导和帮助。

感谢我的家人多年以来对我的关心、支持、鼓励，感谢他们给予我的关怀、鼓励、支持及肯定。

最后，向参与我论文评审和答辩的各位专家和老师表示最衷心的感谢，感谢你们在百忙之中评阅我的论文，参加我的论文答辩并提出宝贵的建议。感谢你们的工作和帮助。祝工作顺利，身体健康，万事如意。