GEOLOGICAL RESEARCH OF SOUTH CHINA SEA

南海地质研究

(2005)

国土资源部广州海洋地质调查局 编

地质出版社

GEOLOGICAL RESEARCH OF SOUTH CHINA SEA

GEOLOGICAL PUBLISHING HOUSE
BEIJING CHINA

ISBN 7-116-04752-2

ISBN 7-116-04752-2
P·2670 定价：25.00元

南海地质研究

(2005)

GEOLOGICAL RESEARCH OF
SOUTH CHINA SEA

(2005)

国土资源部广州海洋地质调查局　编

地质出版社

·北　京·

内 容 提 要

《南海地质研究》(2005)一书共收集了14篇研究论文，分别对南海主要沉积盆地构造演化特征、地震资料处理技术、天然气水合物存在的活证据及其地震数据处理技术、沉积物游离烃和孔隙水的特征及其地球化学意义、中更新世晚期以来古海岸变迁及其地质意义、北黄海盆地构造几何学研究新进展、多波束的关键技术、旋回层序地层学关键技术、地质取样班报数字化面向对象开发及其应用等进行了分析和探讨。本书对南海地区的油气勘查、天然气水合物的调查研究具有重要的参考价值。

本书可供从事海洋地质、油气地质、天然气水合物的地勘、科研人员及高校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

南海地质研究.2005/国土资源部广州海洋地质调查局编. —北京：地质出版社，2006.4
ISBN 7-116-04752-2

Ⅰ.南… Ⅱ.国… Ⅲ.海洋地质学—丛刊
Ⅳ.P736-55

中国版本图书馆CIP数据核字(2006)第030183号

NANHAI DIZHI YANJIU (2005)

责任编辑：曾繁彩 白 铁 蔡秋蓉 梁世容
责任校对：李 玫
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路31号，100083
电 话：(010)82324508(邮购部)；(010)82324579(编辑室)
网 址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传 真：(010)82310759
印 刷：北京印刷学院实习工厂
开 本：787mm×1092mm 1/16
印 张：8
字 数：200千字
印 数：1—800册
版 次：2006年4月北京第一版·第一次印刷
定 价：25.00元
ISBN 7-116-04752-2/P·2670

(凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社出版处负责调换)

目　录

南海南部海域主要沉积盆地构造演化特征 …… 姚永坚等（1）
北黄海盆地构造几何学研究新进展 …… 李文勇等（12）
东沙群岛海域沉积物游离烃和孔隙水特征及其地球化学意义 …… 付少英（24）
从剖面的视觉效果谈海上地震资料处理 …… 张宝金等（33）
南沙海域地震资料处理技术发展历程 …… 文鹏飞等（42）
泥火山——天然气水合物存在的活证据 …… 沙志彬等（48）
南海北部中更新世晚期以来古海岸变迁及其地质意义 …… 陈泓君等（57）
多波束关键技术——波束形成原理 …… 余　平等（67）
地质取样班报数字化面向对象开发及其应用 …… 盛　堰等（74）
旋回层序地层学关键技术研究及应用 …… 胡小强（83）
“探宝号”船可变阵列震源的实现及应用 …… 赵庆献等（92）
近岸海底管线路由调查与管线的探测 …… 马胜中等（101）
神狐海域潮汐分析及其在海洋三维地震作业中的运用 …… 黄永健等（109）
海洋重磁测量野外工作方法 …… 王功祥等（116）

CONTENTS

Tectonic evolution of the main sedimentary basins in southern area of the South China Sea ····· *Yao Yongjian Xia Bin Xu Xing* (11)
Research Progress on Structural Geometry of the North Yellow Sea Basin ····· *Li Wenyong Wang Houjin Bai Zhilin et al.* (22)
The geochemical characteristics of free gases and pore water from core sediments in Dongsha Area, South China Sea ····· *Fu Shaoying* (31)
Discussion about Seismic Data Processing in View of the Visual Effect ····· *Zhang Baojin Cheng Gu Feng Zhenyu et al.* (41)
The Course of Seismic Data Processing Technology in NanSha Sea Area ····· *Wen PengFei Shu Hu Xu HuaNing et al.* (47)
Mud Volcano—One Live Evidence of The Existence of Gas Hydrates ····· *Sha Zhibin Zhang Guangxue Liang Jinqiang et al.* (56)
Ancient coastline transfer since late middle-Pleistocene in northern South China Sea and its geological significance ····· *Chen Hongjun Chen Hong Li Wencheng et al.* (66)
Multibeam Pivotal Technology —— Beam Forming ····· *Yu Ping Liu Fanglan Xiao Bo* (73)
Object Oriented Development and Application for Digital Geological Sampling Log ····· *Sheng Yan Wu Lushan Liao Kaixun* (82)
The Applications And Study Of Cycle Sequence Stratigraphy Essential Technical ····· *Hu Xiaoqiang* (91)
The Application and Implement of the Variable Source Array for TANBAOHAO Vessel ····· *Zhao Qingxian Wang Liming Yang Shuji et al.* (100)
Offshore Submarine Pipeline Route Survey and Exploration ····· *Ma Shengzhong Chen Yanbiao Chen Taihao* (107)
Tide Analysis of Shenhu Sea Area and its Application in Marine 3D Physical Geography Survey ····· *Huang Yongjian Wu Zhongliang* (115)
The Field Employment Method of Marine Gravity & Magnetism Survey ····· *Wang Gongxiang Tang Wei* (123)

南海南部海域主要沉积盆地构造演化特征

姚永坚[1,2]　夏　斌[1]　徐　行[2]

（1. 中科院广州地球化学研究所与南海海洋研究所边缘海地质重点实验室　广州　510640；2. 广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　南海南部海域主要沉积盆地沿南沙块体南部、西部两条不同的边界分布，其成盆时代、盆地类型、盆地演化历史以及油气资源效应都有较大的差异，它们的发生发展均与南海的两次海底扩张有关；构造演化具有明显的阶段性，早期均与区域拉张作用有关，都经历了中中新世末期的变形、改造和随后的区域沉降过程，并受到礼乐运动、西卫运动和南沙运动的影响。万安、曾母和北康盆地是南海南部海域具有代表性的新生代沉积盆地，分属于不同的盆地类型。万安盆地是叠置在较薄地壳和高热流值背景之上的一个新生代走滑拉张盆地，经历了三个构造演化阶段。曾母盆地是南沙块体向南俯冲与婆罗洲块体发生软碰撞而形成的一个周缘前陆盆地，经历了四个不同的构造演化阶段。北康盆地是在南沙块体上于白垩纪末—第三纪早期由于地壳拉伸、裂陷而形成的一个陆缘张裂盆地，经历了三个构造演化阶段。

关键词　南海南部海域　沉积盆地　构造演化

1　前　　言

南海南部海域具有丰富的油气资源，最新统计资料显示，其总的油气资源量在 200×10^8t 以上，至 20 世纪末，周边国家已钻各类探井约 1423 口，探明可采石油储量 8.27×10^8t，天然气储量 40958×10^8m^3，发现含油气构造 200 多个，油田 101 个，其中位于我国传统疆界线以内的有 28 个油田、25 个气田，并进行了掠夺性开采，近年来还继续扩大勘探范围，不断向我国陆坡深水区推进。

我国对南沙海域的油气调查始于 1987 年，迄今已完成 8 万多公里的多道地震调查及相应的重力、磁力和水深测量，取得一批重要的基础资料，查明了该海域盆地的分布范围、类型、沉积构造特征，基本掌握了油气资源的分布状况，为维护我国海洋主权权益提供了资源方面的依据。本文在多年油气勘探成果的基础上，结合国外已公开发表的钻井资料，探讨南海南部海域主要沉积盆地的构造演化特征。

2　区域地质背景

南海位于太平洋、欧亚和印-澳三大板块的交汇处，是在中生代大陆边缘背景上扩张而形成的新生代边缘海。其发生发展与印支块体（包括昆嵩地块、中-西沙地块和东马-西南婆

第一作者简介：姚永坚，女，1964 年出生，教授级高工，主要从事海洋地质、石油地质研究。E-mail: http://www.jyao64@yahoo.com.cn

罗洲地块)、南沙块体(包括礼乐-东北巴拉望地块、永暑-太平地块和曾母地块)和沙捞越-苏禄增生系在不同阶段的相互作用密切相关(图 1),并在南海周缘形成了一批大中型的沉积盆地。其中,中建南、万安、曾母、北康、南薇西和礼乐六个主要沉积盆地分别位于南海南部、西部两条不同类型的边界上(图 2),从其形成时间分析,以新生代为主。根据地球动力学性质、盆地所处的板块构造位置、盆地基底性质、地壳类型以及盆地内的沉积结构特征和充填样式等,将南海南部海域主要沉积盆地划分为四大类型:与走滑拉张有关的盆地,主要分布

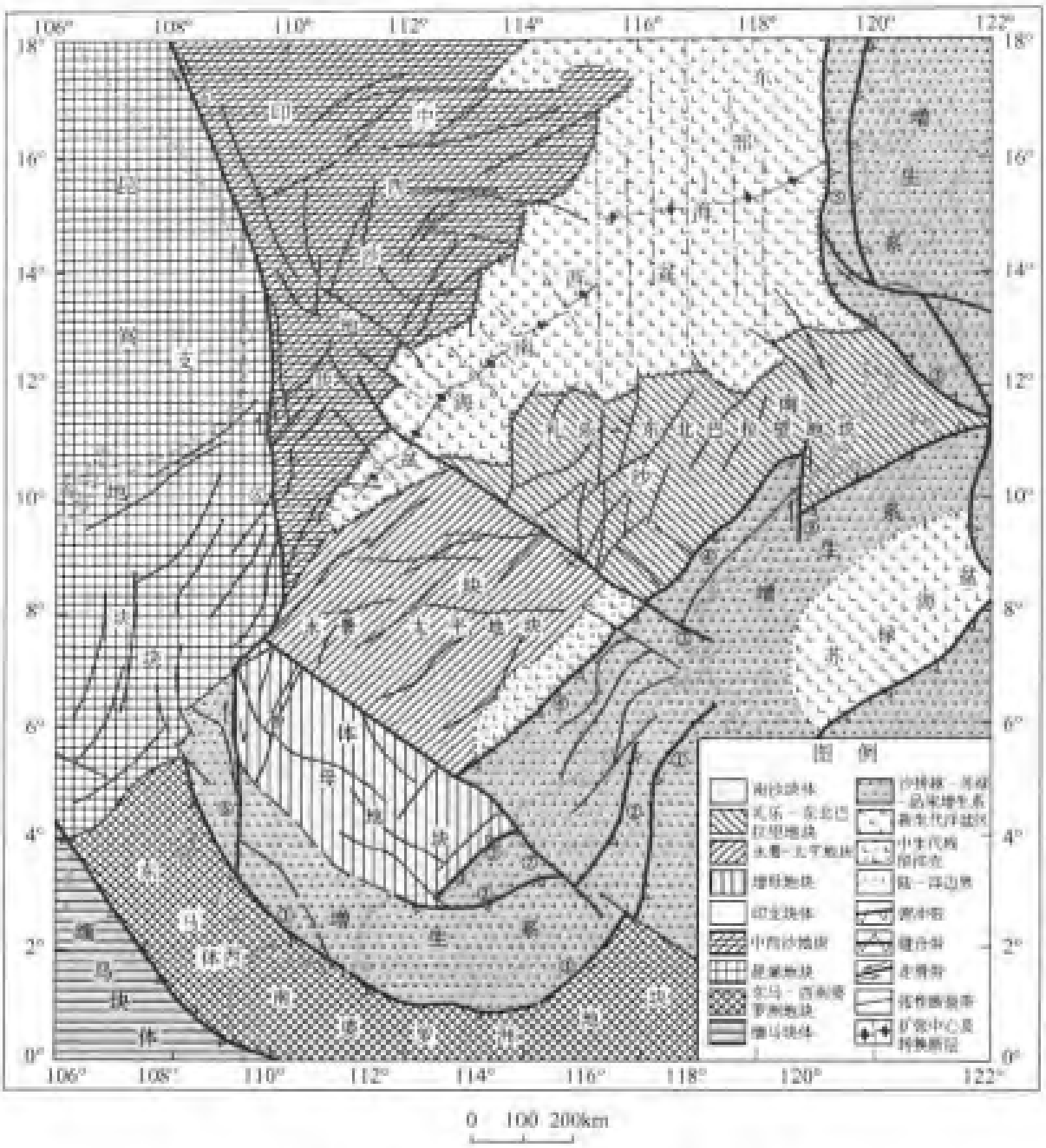


图 1 南海南部海域及邻区大地构造单元划分示意图

(据曾维军、万玲等,2003)

Fig. 1 Map showing the tectonic units in southern part of South China Sea and its adjacent area

① 卢帕尔断裂;②武吉米辛断裂;③克拉维特断裂;④南沙海槽东南侧断裂;⑤马尼拉海沟东断裂;⑥南海西缘断裂;⑦廷贾断裂;⑧巴拉巴克断裂;⑨马鲁根断裂



图 2　南海南部海域主要沉积盆地分布示意图

Fig.2　Distribution of the main sedimentary basins in southern part of South China Sea

在南海西部边缘，是在晚白垩世末期古南海大陆边缘裂解-离散和内陆拆离过程中形成的，后期受走滑活动改造，以万安盆地和中建南盆地为代表；与挤压有关的盆地主要分布在南沙块体南部，具有代表性的盆地为曾母周缘前陆盆地；与陆缘张裂有关的盆地，是在南沙块体长期剥蚀夷平的基底上，于白垩纪末—第三纪早期由于地壳拉伸、裂陷而形成的，主要有北康和南薇西两个盆地；礼乐盆地是南海南部海域一个典型的中、新生代叠合盆地，位于南沙块体东部(金庆焕等，2000)。

3 主要盆地构造演化

3.1 万安盆地

3.1.1 盆地基底性质

根据重磁场特征、钻井以及区域地质资料推测，万安盆地的基底可能由印支块体和沙捞越-苏禄增生系组成，主体坐落在印支块体之上。北部为海西—印支期褶皱变质岩并被燕山期岩浆-火山弧复杂化，20多口井钻到了基岩，大部分为花岗岩和花岗闪长岩类的中酸性侵入岩，少部分为火山岩和变质岩，其同位素年龄为97～178Ma，地质时代为中侏罗—中晚白垩世；南部则是一条中生代晚期的增生变形带，与燕山末期和喜马拉雅早期岩浆岩、火山岩一起构成盆地南部的基底。

3.1.2 构造单元划分

万安盆地面积约$8.5\times10^4km^2$，呈纺锤状南北向展布，由西向东跨越陆架和陆坡两大地貌单元，主体水深小于500m，最大水深约1800～2000m。根据盆地基底属性、地球物理场特征和沉积厚度可划分为十个二级构造单元(图2)，它们由北往南依次为北部坳陷、北部隆起、中部坳陷、中部隆起、南部坳陷、东部隆起、东部坳陷，西部构造单元有西北断阶带、西部坳陷和西南斜坡。盆地发育始新世以来新生代地层，沉积厚度一般6000～8000m，最大厚度超过12500m。

3.1.3 盆地构造演化

万安盆地是叠置在较薄地壳和高热流值背景之上的一个新生代走滑拉张盆地(姚伯初，1994)。其构造演化受南海海底扩张和南海西缘走滑断裂双重控制，大致可分为以下三个阶段(表1、图3)：

表1 万安盆地新生代构造演化简表

Table 1 Cenozoic tectonic evolution in Wan'an basin

时代/Ma	地层	界面	层序	超层序	沉积序列	构造运动	构造层	构造演化
Q 1.64	第四系	T_1	A	Ⅰ	滨浅海—半深海沉积体系		上	区域沉降阶段
N_2 5.2	广雅组	T_2	B					
N_1^3 10.4	昆仑组	T_3	C			南沙运动		走滑挤压
N_1^2 16.3	李准组	T_3^1	D	Ⅱ	三角洲、滨浅及台地沉积体系	南海运动	中	断坳沉降阶段
N_1^1 23.3	万安组	T_4	E					
E_2^3 29.3	西卫群	T_5	E		滨海沼泽、海湾沉积体系	西卫运动		走滑拉张
E_2^2 35.4								
E_2^1 38.6								
E_2^2 50	人骏群	T_g	F	Ⅲ	局部河湖沉积体系		下	抬升、局部裂谷拉张阶段
E_2^1 56.5								
E_1^3 60.5			G			燕山末期运动		
E_1^2 65								
E_1^1 90								
K_2 97	中生界							

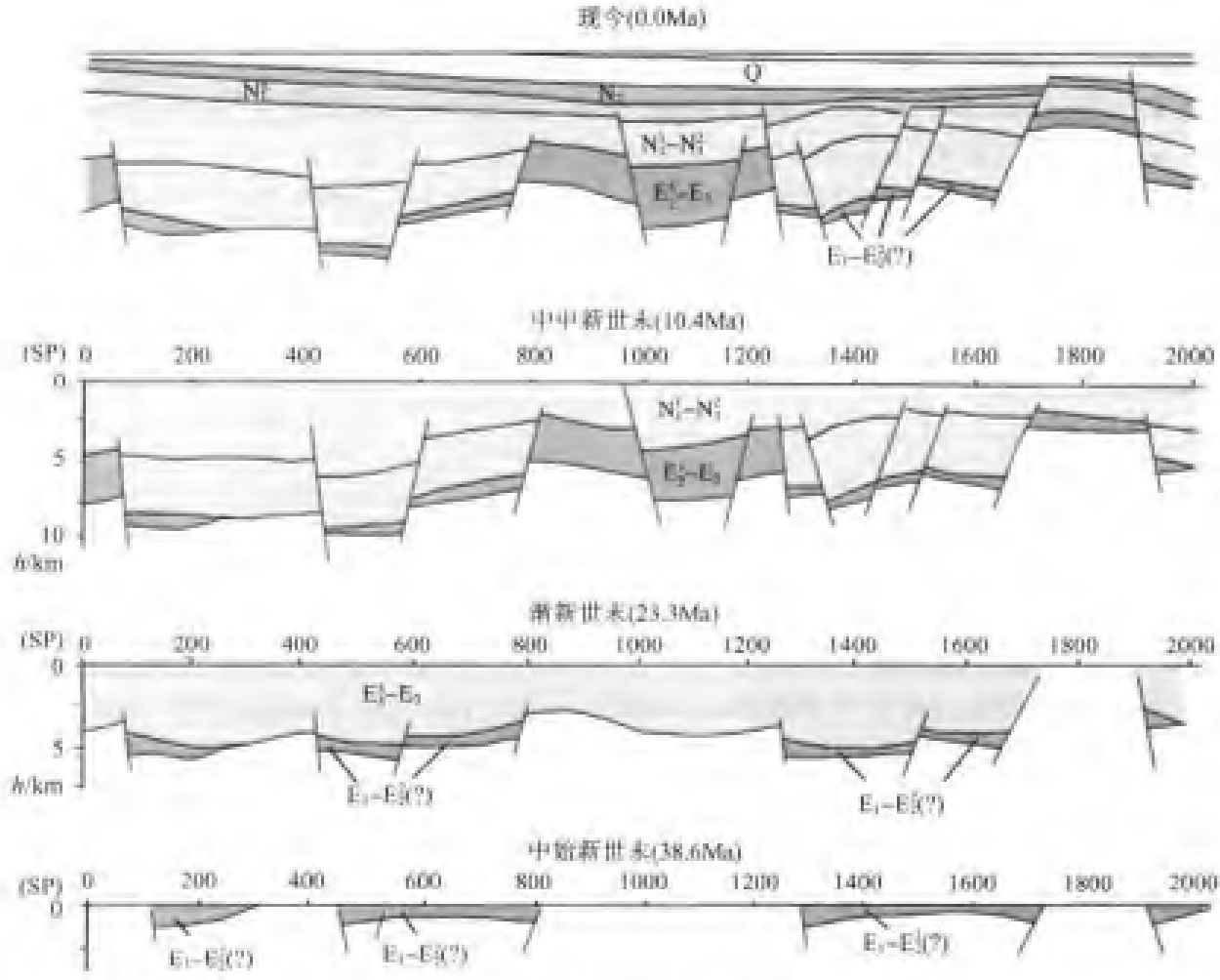


图 3　万安盆地新生代构造演化示意图

Fig.3　Map of Cenozoic tectonic evolution in Wan'an basin

3.1.3.1　晚中生代—古近纪早期大陆抬升、局部裂谷拉张阶段

中生代末和新生代初，以块体碰撞、拼贴为特色的燕山运动结束后，东南亚大陆不断抬升，这一时期形成的裂谷盆地受到南海西缘断裂右旋平移活动作用，具有广盆的性质，其西侧近北东 60°方向排列的一系列雁行断裂即为其次一级的右行张扭断裂，盆地构造走向也由北东向逐渐转为北北东向或近南北向，在它们的控制下形成盆内北东—北北东向的隆坳格局，隆坳走向与盆地走向呈一锐角相交，自北而南逐渐向北北东向偏移。E.F. 拉舍维等(1996)认为，越南陆架区由始新世开始的大陆裂谷作用一直持续到渐新世，本应发展到洋盆张开，但由于地壳能量的不足，因而越南陆架上的裂谷形成幕没有得到进一步的发展，并立即被台向斜幕所取代。

3.1.3.2　新近纪早中期断坳和改造阶段

早中新世为断坳阶段，中中新世为走滑挤压、构造反转阶段(图 3)。在南海东部海盆扩张和南海西缘走滑断裂活动的影响下，越南陆架上的大陆裂谷发生坳陷，自中新世起除昆仑、纳土纳等大型隆起外，均处于海平面以下。早中新世期间，在潮湿亚热带气候条件下，堆积了海岸—冲积相、三角洲—浅海相和浅海相砂泥岩堆积，以及浅海碳酸盐岩沉积。

南海扩张结束之后，在东南亚及周缘板块的重组、碰撞作用下，中中新世期间，南海西缘

断裂走滑方向发生反转，万安盆地由拉张转为挤压。中中新世晚期的南沙运动上幕，导致T_3区域不整合面的形成，全盆地隆升，普遍被剥蚀，一系列构造圈闭在这一时期定型，它们成为油气勘探的主要目标之一。受东部南沙块体运动影响，沉积层构造变形自东向西减弱。

3.1.3.3 新近纪晚期—第四纪区域沉降阶段(T_3—T_0)

早期，在区域热沉降及海面升降的背景下发生填平补齐的沉积充填作用，在这一阶段发育的礁灰岩是最有利的储集构造。

晚期，越南陆架形成，发育巨厚的上新世—第四纪沉积，为油气创造了良好的保存条件。与海区强烈下沉相伴的是邻近陆地及其边缘上新世—第四纪碱性—亚碱性拉斑玄武岩的大规模喷发。

3.2 曾母盆地

3.2.1 盆地基底性质

曾母盆地的基底由四部分组成。盆地西侧为纳土纳隆起的延伸部分，西部斜坡 AP-1X 井、AY-1X 井分别钻遇晚白垩世(K/Ar 年龄为 79.3Ma)深成岩和古新世(K/Ar 年龄为(54.6±2.7)Ma)火山集块岩，其基底由中生代晚期至古近纪的深成岩和火山岩组成。南部奠基于上白垩统—始新统拉让群之上，主要为古新世—始新世的浅变质、高变形的类复理石的浊流沉积，变质程度由南向北减弱，曾母暗沙以西的 TM-1 井(Temggiri Marine-1)处的始新统为未变质的碎屑岩。据各种文献资料分析，东部的南康台地区可能是一个大陆碎块(Hutshison, 1984, 1986)，裂自华南大陆，推测其基底可能由前新生代变质岩、沉积岩和火山岩组成。曾母盆地北部基底情况不明，地震资料显示上覆沉积盖层巨厚(15～17km)，对应重力高，推测有地壳减薄或地壳层缺失，上地幔物质(高密度)上涌。

3.2.2 构造单元划分

曾母盆地位于南海西南部宽达 300km 的北巽他陆架上，自南而北，水深由 40m 变化至 2000m，主体水深小于 500m，地形由向北西倾斜转向北东倾斜。盆地面积约 $17\times10^4km^2$，呈北西走向的近三角形。根据国外有关资料及前人研究成果，盆地可划分为索康坳陷、拉奈隆起、塔陶垒堑、西巴林坚隆起、东巴林坚坳陷、南康台地、康西坳陷和西部斜坡八个二级构造单元(图 2)。盆地新生代沉积厚度具有东厚西薄、北厚南薄的特点，沉积中心位于盆地中北部的康西坳陷，最大沉积厚度超过 17000m。

3.2.3 盆地构造演化

曾母盆地经历了四个不同的演化阶段(图 4)，形成东西、南北不均衡的发展过程，构成“东西两台夹深坳和南挤北张”的构造格局，是一个不典型的周缘前陆盆地(姚伯初, 1998)，具有丰富的油气资源。

3.2.3.1 中生代末—古近纪早期被动大陆边缘断陷和断坳发育阶段

(1)中生代末—中始新世被动大陆边缘断陷发育阶段：中生代末—中始新世，华南和东南亚大陆在不断抬升背景下裂解，南沙块体西南缘不断沉降，在南海西南部被动大陆边缘上形成曾母盆地。钻井证实盆地南部基底古新统—中始新统为轻变质拉让群，其原岩为一套深海复理石。

(2)晚始新世—早渐新世断坳阶段：晚始新世—早渐新世，随着西南海盆扩展，南沙块体裂离华南大陆向南漂移，曾母盆地经短暂的隆升后，开始断坳发育阶段。晚始新世在盆地内局部发育陆相—三角洲沉积(Morbie, 1983)，早渐新世海相沉积逐渐广布。

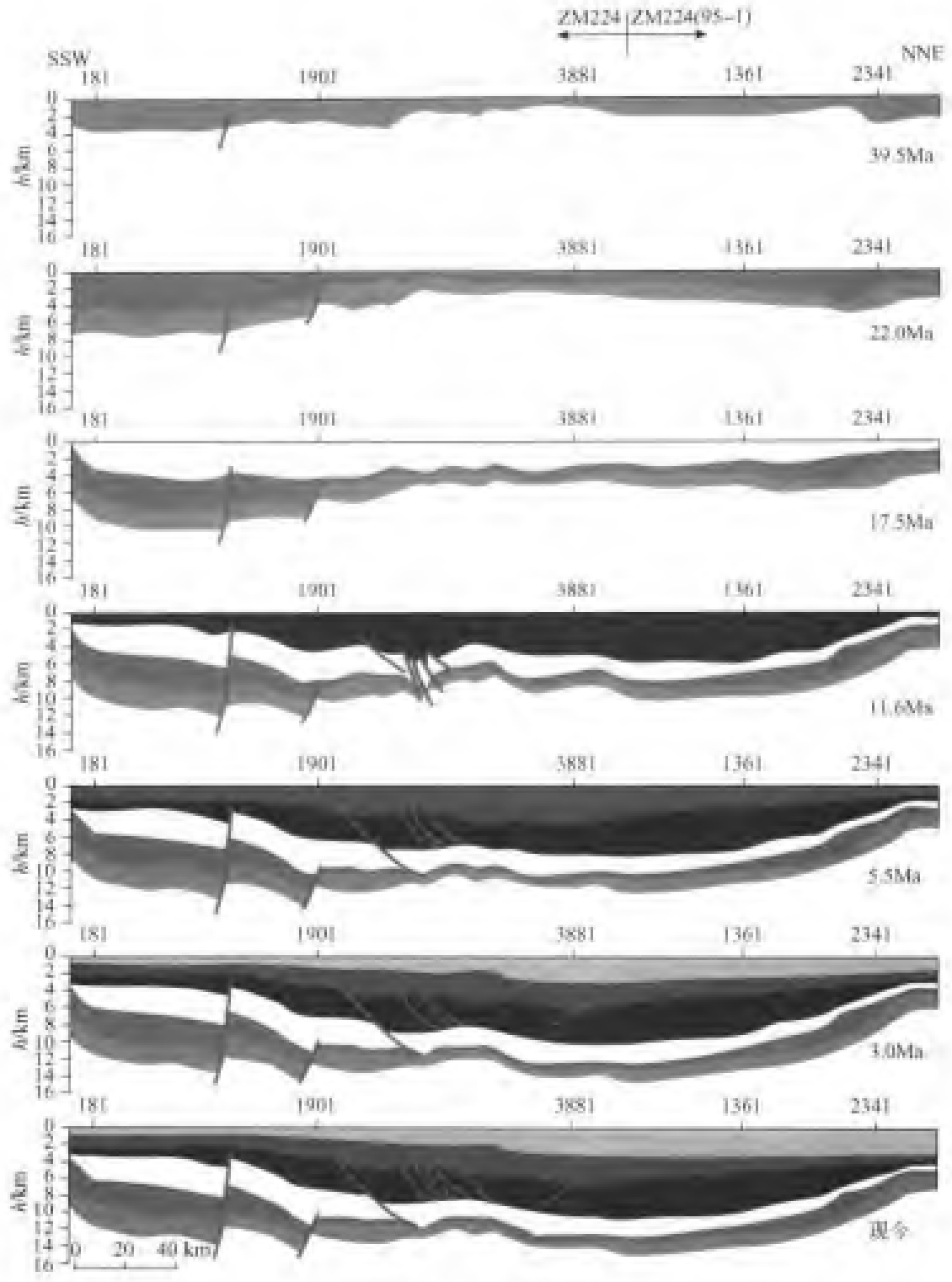


图4 曾母盆地新生代构造演化示意图

Fig.4 Map of Cenozoic tectonic evolution in Zengmu basin

3.2.3.2 晚渐新世—早中新世周缘前陆盆地形成阶段

晚渐新世—早中新世，南沙块体向南俯冲与婆罗洲发生软碰撞，古南海消亡，曾母盆地形成一个以海退为主的沉积旋回。在构造负荷作用下，南沙块体西南缘和沙捞越-苏禄

增生带发生扰曲沉降，此时古地理格局却发生了明显的变化，由先前的北高南低转为南高北低。渐新世早期除西部有部分陆相-三角洲相沉积和东部浅海相沉积外，南部、西南部和北部大部分地区抬升为陆地，并遭受剥蚀。早中新世，在半地堑、地堑基础上形成各主要坳陷。

3.2.3.3 中中新世前陆盆地定型和改造阶段

早中新世末，曾母盆地表现为南挤北张。盆地南部边缘发育推覆带、褶皱-冲断带，但东南部构造格局与西南部明显不同。西南部塔陶垒褶区以北西西向构造为主；东南部巴林坚坳陷发育的褶皱构造走向为北东向，表明南沙块体东南缘的碰撞要晚于西南缘，构造线从早期的北西西向转为晚期的北东向。这一过程可能与渐新世至早中新世时婆罗洲逆时针旋转活动有关(Hutchison, 1989)。相反，中、北部则出现明显拉张和强烈沉降，康西坳陷主体表现为大规模的前积结构，发育三角洲沉积。东西方向上“两台夹深坳”的构造格局逐渐凸显，东部南康台地和西部斜坡在断裂作用下隆起，在台地上广泛发育碳酸岩盐、生物礁及滨浅海相碎屑岩，现已发现许多大、中型气田。而夹持在台地之间的康西坳陷堆积了多期三角洲复合体及浅海和半深海沉积物。

中中新世末，在南沙运动和北东走向廷贾断裂的右旋走滑挤压作用下，曾母盆地表现为强烈的隆升和剥蚀，使中中新统及以下地层发生剧烈的块断掀斜和褶皱变形，大部分局部构造在此时期基本形成。

3.2.3.4 晚中新世—第四纪区域沉降阶段

晚中新世以来，曾母盆地古海岸线由近南北向或北北西-南南东向转为北东-南西向，盆地进入填平补齐和随后区域沉降阶段。由于廷贾断裂再次发生走滑活动，盆地差异沉降突出，形成南北不对称结构，盆地沉降和沉积中心明显向北、东迁移，在康西坳陷北部泥底辟构造发育，是天然气有利的储集空间。

3.3 北康盆地

3.3.1 盆地基底性质

北康盆地位于南沙块体的南部，目前尚无钻井钻遇盆地的基底。据最新地球物理成果推断，盆地基底岩石由前新生代中酸性-基性火成岩及变质岩组成。

3.3.2 构造单元划分

北康盆地主体位于南沙中部海域陆坡区，水深范围 200～2000m。盆地总体呈北东走向，面积约 $4.32\times10^4km^2$，在盆地内划分了西部坳陷、中部隆起、东南坳陷、东部隆起、东北部隆起和东北坳陷六个二级构造单元(图 1)，其中西部坳陷和东南坳陷为盆地主体坳陷。盆地新生代沉积厚度一般为 1000～10000m，坳陷沉积厚度较大，均大于 3000m，最大沉积厚度达 12000m。

3.3.3 盆地构造演化

北康盆地是在南沙块体长期剥蚀夷平的基底上，于白垩纪末—第三纪早期由于地壳拉伸、裂陷而形成的一个陆缘张裂盆地，其演化大致可分为以下三个阶段(图 5)。

3.3.3.1 中生代末—古近纪早期被动大陆边缘裂前伸展、断陷阶段

中生代末期—古近纪早期，北康盆地在南沙块体上开始张裂，同时伴有岩浆的喷发活动。成盆初期，北康盆地表现为北高南低的古地理格局。北部、西部和南部、东部构造格局存有差异，前者受断裂控制，发育箕状小断陷，范围局限，凹凸明显；而后者受断裂控制较弱，

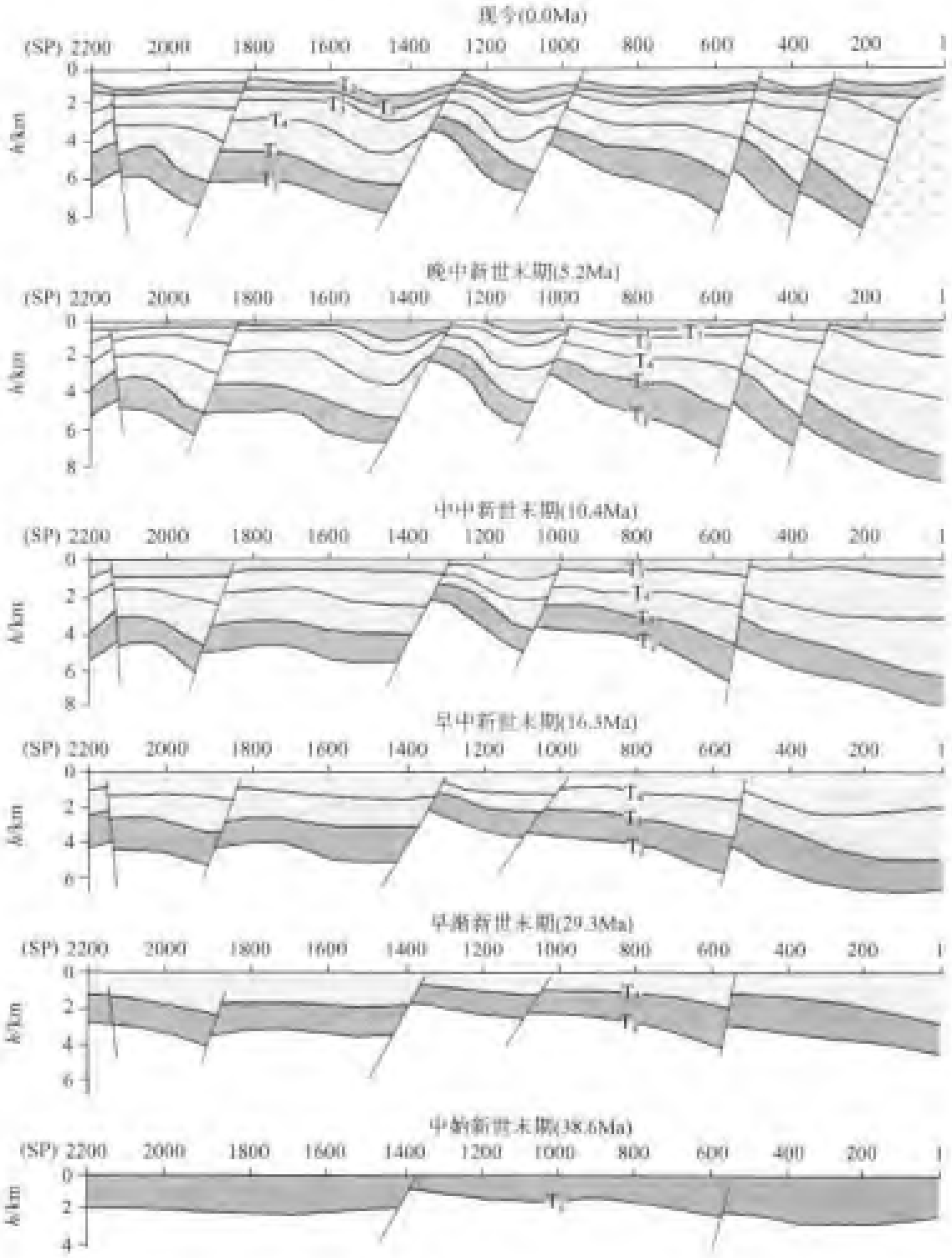


图 5　北康盆地新生代构造演化示意图

Fig. 5　Map of Cenozoic tectonic evolution in Beikang basin

呈宽缓的断陷、坳陷格局，分布范围较大。中始新世，随着西南海盆扩张，在拉张应力场控制下，北康盆地先前的凹陷得到进一步发展，断裂活动加剧，盆地的隆、坳结构突出，沉降和沉积中心位于东南部坳陷内，至此盆地进入大规模的断陷发育阶段。

3.3.3.2　晚始新世—中中新世裂后断坳、改造阶段

中始新世末期，在西卫运动的影响下，盆地经短暂抬升和剥蚀，沿袭前期的构造格局，沉积范围和沉降速率加大。至早渐新世，北康盆地进入了广盆沉积阶段，即断坳发育阶段，沉积与沉降中心未发生明显迁移。

晚渐新世，受南海东部海盆扩张及全球海平面急剧下降(Vail, 1977, 1992)的影响，北康盆地进入坳陷发育阶段。早中新世末，随着南海东部海盆扩张结束，南沙块体内的北西向或近南北向断层走滑活动(廷贾断裂等)开始，造成盆地的局部抬升与挤压。中中新世末，廷贾断裂走滑活动加强(钟广见等，1995)，盆地抬升并遭受大规模的剥蚀夷平。这一时期也是盆地断裂、岩浆活动及构造圈闭发育的鼎盛时期，广泛发育北东向压扭性断层及北西向和近南北向走滑断层。

3.3.3.3 晚中新世—第四纪区域沉降及构造活化期

晚中新世之后，廷贾断裂再次活动，从右旋变为左旋(钟广见等，1995)，盆地进一步拉张并发生差异沉降，自东北向西南明显加厚，与中中新世之前的沉积层形成了"翘翘板"式结构，盆地的沉降和沉积中心从东北部转到西南部。

上新世后，区域应力场逐渐进入平静松弛状态，发生区域性沉降，形成了一套早期充填后期披覆加积的沉积序列。这一时期盆地大部分断裂活动明显减弱，而部分断裂再次张性活动，并伴随大规模的玄武岩喷发，形成海山或海丘。

4 结　　论

(1)南海南部海域万安、曾母和北康盆地分别位于不同块体及其结合部位上，盆地所处的大地构造环境、盆地基底性质、地球动力学和沉积结构特征及充填样式不同，盆地类型各异。万安盆地是叠置在较薄地壳和高热流值背景之上的一个新生代走滑拉张盆地，经历了三个构造演化阶段；曾母盆地是南沙块体向南俯冲与婆罗洲块体发生软碰撞而形成的一个周缘前陆盆地，经历了四个不同的构造演化阶段；北康盆地是在南沙块体上于白垩纪末—第三纪早期由于地壳拉伸、裂陷而形成的一个陆缘张裂盆地，经历了三个构造演化阶段。

(2)三个盆地构造演化历史都具有明显的阶段性和可比性，它们都有如下特点：盆地的大地构造背景和动力学环境均受到南海两次海底扩张、消亡及周缘板块活动与重组制约；盆地的构造演化主要受到三次构造运动的影响，即礼乐运动、西卫运动和南沙运动作用，盆地构造格局均在南沙运动中定格；盆地成盆初期几乎都与区域拉张伸展作用有关；都经历中中新世末期变形、改造以及其后的区域沉降过程。

参 考 文 献

金庆焕，李唐根．2000．南沙海域区域地质构造．海洋地质与第四纪地质．Vol.20, No.1：1～8

姚伯初．1994．南海南部地区新生代构造演化．南海地质研究，Vol.6，1～15

姚伯初．1998．南海新生代构造演化与沉积盆地．南海地质研究，Vol.10，1～17

姚永坚，姜玉坤，曾祥辉．2002．南沙海域新生代主要构造运动的特征．中国海上油气(地质)．Vol.16, No.2：113～117

Abdul Manf Mohammad, Robert H.F. Wong. 1995. Seismic Sequence Stratigraphy of the tertiary Sediments, Offshore Sarawak Deepwater Area, Malaysia, Geol. Soc. Malaysia, 57, 545～561

Tectonic evolution of the main sedimentary basins in southern area of the South China Sea

Yao Yongjian[1,2], Xia Bin[1], Xu Xing[2]

(1. The Key Laboratory of Marginal Sea, Guangzhou Institute of Geochemistry and South China Sea Institute of Oceanology, CAS, Guangzhou, 510640;
2. Guangzhou Marine Geology Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: The main sedimentary basins in southern areas of the South China Sea located at eastern, southern, and western boundarys around the Nansha Block, whose formation time, basins' type, evolution process, and contribution to oil and gas resources are quite different, of which the formation and development were related to the twice sea-floor spreading of the South China sea. The tectonic evolution of the basins possesses distinct stages, from the stage related to territorial extension in the early period, to the stages of distortion and reconstruct in the end of middle Miocene and the succedent territorial subsidence, and to the stages under the influence of Lile movement, Xiwei movement, and Nansha movement. Wan'an Basin, Zengmu Basin, and Beikang Basin are the representative Cenozoic basins in the southern areas of the South China Sea, helonging to different basin types. Wan'an Basin is a Cenozoic slip-extension basin, superposing on the thin crust with the setting of high heat flux, and experienced three stages of tectonic evolution. Zengmu Basin is a peripheral forcland basin, formed from southern subduction of Nansha Block and gentle collision with Borneo Block, and experienced four stages of tectonic evolution. Beikang Basin is a peripheral extension-rift basin, formed from crust extension and rift of Nansha Block in the end of Cretaceous to early Tertiary, and experienced three stages of tectonic evolution.

Key words: The southern areas of the South China Sea sedimentary basin tectonic evolution

北黄海盆地构造几何学研究新进展

李文勇　王后金　白志琳　王嘹亮　陈　玲　黄家坚
(广州海洋地质调查局　广州　510760)

摘　要　北黄海盆地是发育于隆起背景之上的中、新生代沉积盆地。新一轮资源调查研究表明，北黄海中、新生代沉积盆地的基底由古生界沉积岩层和前寒武纪变质岩系等组成，盆地不同程度地发育下构造层(J_3—K_1)、中构造层(E_2—E_3)和上构造层(N)；从油气资源和中、新生代地层发育情况出发，将北黄海海域划分为辽东-海洋岛隆起区、北黄海盆地和胶北-刘公岛隆起区等3个一级构造单元，其中北黄海盆地包括6个二级构造单元和24个三级构造单元；盆地褶皱、断裂构造十分发育，褶皱构造可划分为区域挤压型、局部伴生型和披盖型等三类，断裂构造主要可见近EW—NE向、NW向和NNE向三组，其中近EW-NE向和NNE向断裂比较发育，控制着盆地隆、坳分布格局和沉积特征。

关键词　北黄海盆地　构造几何学　新进展

北黄海是我国近海海域没有取得油气勘探突破的唯一海域，继在南海、东海、渤海以及南黄海等海区近10个含油气盆地中探明石油地质储量20.47×10^8t和天然气储量$3956.02\times10^8m^3$(李德生，2002)后，受朝鲜在北黄海东部海域油气勘探突破的启发和影响(罗斌杰，1995；Massoud等，1991，1993；Kim，1992)，我国地质学家们再一次把目光投向了北黄海(李廷栋等，2002；冯志强等，2002；赖万忠，2002；龚建明等，2000)。经近年调查取得了一系列研究成果，本文即为其中的一部分。

1　构造层划分及其特征

构造层是在一定地区、经历了同一构造运动阶段、具有相同的构造发育历史和构造特征的一套地层总和(Ingersoll et al.，1995)，具体表现为相同、相似或有联系的岩性、沉积相、地震相、古生物、岩石变形、变质作用等的一套组合，其上、下界面通常为反映重要构造事件的区域性不整合面。

北黄海盆地在漫长的地质年代中经历了多期区域性构造运动(蔡乾坤，2002；李乃胜，1995)，形成多旋回的构造-沉积组合以及多个不整合界面。依据地震剖面自下而上共识别T_g、T_5、T_4、T_3和T_2等5个主要的反射界面(图1)，经与朝鲜在东部坳陷的钻井资料对比，并结合区域构造演化分析，可知这些反射界面是区域构造运动及其次级幕式运动的产物，分别对应于上侏罗统的底界面——燕山构造运动Ⅰ—Ⅱ幕界面(朝鲜称之为大宝运动)、上侏罗统与下白垩统的分界面——燕山构造运动Ⅲ幕界面(朝鲜称之为载宁运动)、中生界与

第一作者简介：李文勇，男，1966年出生，教授级高工，主要从事构造地质与油气资源调查研究。

新生界的分界面——燕山构造运动Ⅳ—Ⅴ幕界面(朝鲜称之为鹤舞山运动,赵重远等,2000)、始新统与渐新统的分界面——喜马拉雅构造运动Ⅰ幕界面(吴堡运动)、古近系与新近系的分界面——喜马拉雅构造运动Ⅱ幕界面(朝鲜称之为安州运动、三垛运动)。

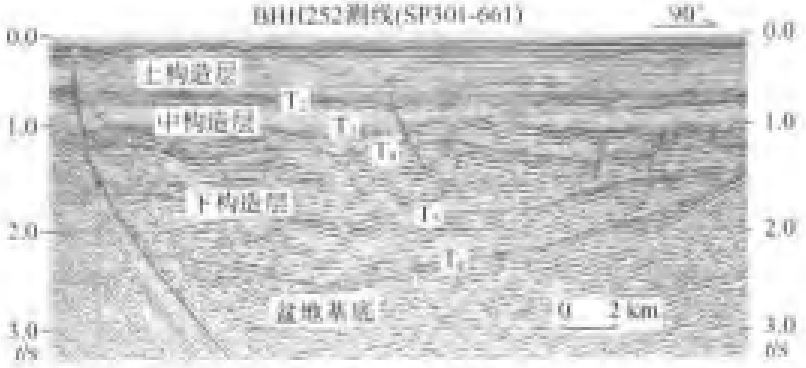


图1 北黄海盆地构造层划分地震剖面

Fig.1 Seismic profile on the division of structural layers of north Yellow Sea basin

根据地震反射特征、地层接触关系、沉积充填类型以及构造变形特征等,以反映重大构造事件的区域性T_2、T_4、T_g不整合面为界,将北黄海中、新生代盆地自下而上划分为下、中、上等3个构造层,其中,中、下构造层又可分别细分为两个亚构造层(表1)。

表1 北黄海盆地重要不整合界面及构造层划分表

Table 1 Main unconformity interfaces and division of structural layers of north Yellow Sea basin

地质时代				构造运动	不整合面	构造层		沉积、构造特征
代	纪(世)		年龄/Ma					
新生代	新近纪	N	23	喜马拉雅运动(Ⅱ)	T_2	上构造层		水平层状,弱—未变形,坳陷型沉积
	古近纪	E_3	33	喜马拉雅运动(Ⅰ)	T_3	中构造层	上部亚构造层	同沉积新生断裂(NNE向),继承性再活动断裂,局部伴生型褶皱,断陷型沉积
		E_2	65	燕山运动(Ⅳ—Ⅴ)	T_4		下部亚构造层	
中生代	白垩纪	K_1	145	燕山运动(Ⅲ)	T_5	下构造层	上部亚构造层	同沉积断裂(近EW-NE向),区域挤压型褶皱,断陷型沉积
	侏罗纪	J_3	161	燕山运动(Ⅰ—Ⅱ)	T_6		下部亚构造层	
前侏罗纪		Ant				盆地基底		变质褶皱,沉积期后断裂

1.1 盆地基底

盆地基底指前侏罗纪的一套陆相、海陆交互相、碳酸盐岩台地相等未变质或弱变质沉积岩系(主要为古生界)以及其下的变质结晶岩系(包括太古宇、元古宇),相当于T_g界面以下

的地层，其岩性特征与整个华北板块近似。值得一提的是，根据朝鲜在东部坳陷的钻井显示，上古生界除石炭-二叠系外，尚发育中-上泥盆统（粘土岩、粉砂岩与砂岩互层）。盆地基底的主要构造特征是：古生界发育宽缓褶皱，后被多期构造运动复杂化，发育不同规模、不同形式的断裂构造；前寒武系由于遭受构造变动、长期抬升暴露而被剥蚀夷平，构造形态主要由差异风化形成的紧闭型褶皱为特征，岩浆作用相对活跃。

1.2 下构造层

指 T_g 与 T_4 界面之间的一套层系，与盆地基底呈角度不整合关系，地层系统相当于上侏罗统和下白垩统，为一套河流、湖泊、三角洲沉积岩系。该构造层分布局限于坳陷部位或南部凹陷群之凹陷部位，厚度变化大，0～4700m。根据地震剖面，该构造层的发育演化明显受近 EW—NE 向断层活动控制，并呈现垒、堑相间的构造面貌，其构造变形主要表现为同沉积张性断裂、宽缓褶皱（中部坳陷）以及局部紧闭型挤压褶皱与伴生逆断层（东部坳陷）等，岩浆岩体较为少见。

根据次级不整合界面，以 T_5 界面为界，可将下构造层细分为下部、上部两个亚构造层。其中，下部亚构造层在南部凹陷群缺失，主要由黑色页岩、砂岩和粉砂岩组成，是北黄海盆地最重要的生油层，上部亚构造层以砂岩为主，属于良好的储层（冯志强等，2002）。

1.3 中构造层

指 T_4 与 T_2 界面之间的一套层系，与下构造层为角度不整合接触，地层系统相当于始新统与渐新统，为一套冲积扇、三角洲、湖泊沉积岩系。该构造层局限于坳陷部位或南部凹陷群之凹陷部位分布，厚度为 0～5600m，以中部坳陷为最厚。以次级不整合界面 T_3 为界，可将中构造层再分为下部、上部两个亚构造层。其中，上部亚构造层分布局限，厚度小；下部亚构造层分布范围广，厚度大，黑色泥岩比较发育，既是北黄海盆地一个重要的生油层，又是下部储层的良好盖层。

该构造层明显受同沉积 NNE 向边界断裂控制，尤其在中部、西部和南部凹陷群十分显著，其构造变形的主要特征是：控坳（凹）同沉积边界断裂发育，坳陷或凹陷内新生断裂规模小、数量少，反转构造比较常见，岩浆岩体稀少。

1.4 上构造层

指 T_2 界面至海底之间的一套层系，与中构造层为角度不整合接触，地层系统相当于新近系，为一套下部湖相-三角洲相、上部滨-浅海相的未固结—弱固结稳定沉积岩系。该构造层广泛分布全区，厚度稳定，450～600m，以披盖沉积为主，下伏直接地层为中、下构造层（坳陷区）或盆地基底（隆起区）。其构造变形微弱，多呈水平或近水平层状，断裂构造和岩浆岩不发育。

2 构造单元划分及其特征

从中、新生代地层发育情况及油气资源角度出发，主要依据中生界和古近系的分布及厚度、断层的分割控制作用、T_g 界面埋藏深度等因素，将北黄海划分为辽东-海洋岛隆起区、北黄海盆地和胶北-刘公岛隆起区等 3 个一级构造单元，其中北黄海盆地又划分为 6 个二级构造单元和 24 个三级构造单元（图 2、图 3），各构造单元的特征见表 2。



图 2　北黄海构造区划图

Fig. 2　Map of division of tectonic elements of north Yellow Sea basin

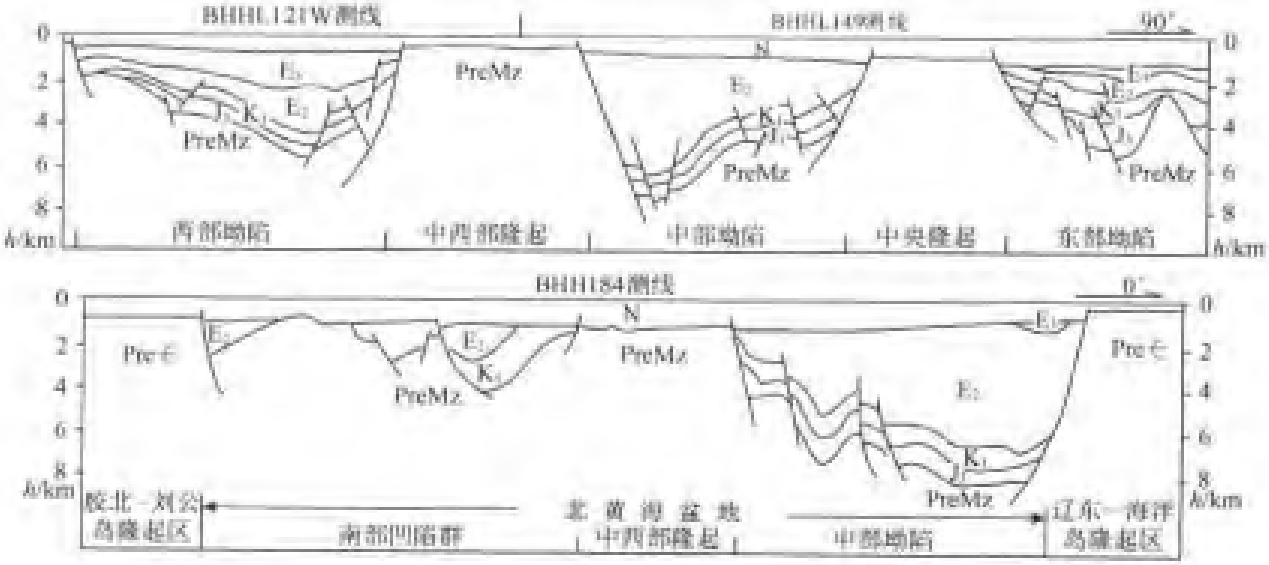


图 3　北黄海盆地东西向(上)和南北向(下)地震地质剖面

Fig. 3　Seismic-geologic profiles of EW direction(upper) and SN direction(lower) of north Yellow Sea

表 2　北黄海构造单元特征一览表

Table 2　Features of tectonic elements of north Yellow Sea area

构造单元			走向	面积/km²		主要构造线方向	沉积地层或隆起(区)基底	沉积厚度/m	
一级	二级	三级							
辽东-海洋岛隆起区			NEE	>50000		NNE	∈与 An∈	0～400	
北黄海盆地	东部坳陷	东北构造带	NW	401	2035	NW	N、E_{2-3}、J_3—K_1	800～2000	600～8400
		中部凹陷带	NW	722		NW、NE		2000～8400	
		中部构造带	NW	81		NW		3000～4800	
		西部构造带	NW-NE	286		NW、NE		600～1800	
		西南凹陷带	NE	88		NE		1800～3400	
		南部构造带	NW	457		NW		1000～6000	
	中央隆起		近 SN	1894		NE、NW	∈—O 与 An∈	400～600	
	中部坳陷	北部构造带	NEE	261	2120	NE—NNE	N、E_{2-3}、J_3—K_1	1200～3600	1000～8000
		北部凹陷带	NEE	651		NE—NEE		3600～7200	
		中部构造带	NE	503		NE—NNE		3200～7000	
		南部凹陷带	NE	422		NE		3000～8000	
		南部构造带	NE	283		NE、NW		1600～3400	
	中西部隆起		NE-NNE	6509		NE	∈—O 与 An∈	200～800	
	西部坳陷	西部构造带	NNE	589	1460	NNE	N、E_{2-3}、J_3—K_1	600～2000	500～4800
		东部凹陷带	NNE	579		NNE		2000～4800	
		南部凸起	NNE	292		NNE、近 EW		500～800	
	南部凹陷群	南Ⅰ凹陷	近 SN	1279	7321	NNE—NEE	N、E_{2-3}、K_1	850～3600	
		南Ⅰ凸起		441				500～800	
		南Ⅱ凹陷	NNE	614		NNE、NW	N、E_{2-3}、K_1	750～2600	
		南Ⅱ凸起		1103				600～800	
		南Ⅲ凹陷	NNE	512		NNE、近 EW	N、E_{2-3}、K_1	1000～2800	
		南Ⅳ凹陷	NNE	339		NNE、近 EW	N、E_3	1000～2850	
		南Ⅴ凹陷	NE	369		NNE、近 EW	N、K_1	800～1450	
		南Ⅲ凸起		2059				500～700	
		南Ⅵ凹陷	NE	385		近 EW、NNE、NW	N、E_{2-3}、K_1	1000～2600	
		南Ⅶ凹陷	近 SN	220			N、E_{2-3}、K_1	600～1250	
胶北-刘公岛隆起区			NE	>40000		NE	An∈	0～400	

3 褶皱构造特征

3.1 褶皱分布规律

北黄海盆地经受多期构造运动，地层变形强烈，褶皱构造十分发育(图 4)。褶皱的基本形态包括向斜、背斜或半背斜。平面上，褶皱轴向总体与断裂走向相协调，可见近 EW—NE 向、NW 向和 NNE 向三组方向。背斜与向斜多发育于坳陷或凹陷的内部，构成背斜构造带或凹陷带；半背斜多见于坳陷或凹陷的边界断裂旁侧，多构成坳陷边缘构造带的一部分。垂向上，下构造层(中生界)褶皱最为发育，类型丰富，规模不一；中构造层(古近系)褶皱数量相对较少，且以局部伴生型为特征；上构造层(新近系)褶皱不发育。

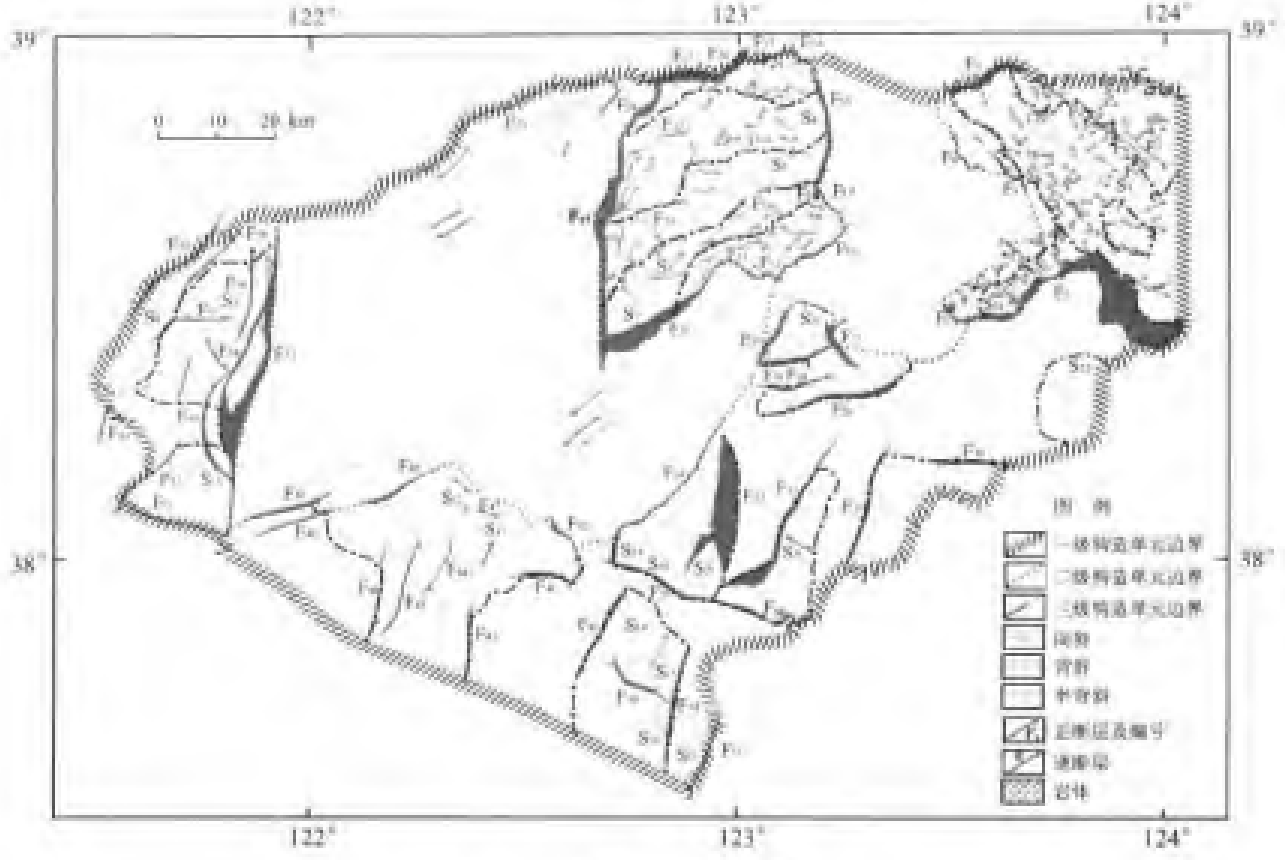


图 4 北黄海盆地构造纲要图

Fig.4 Tectonic sketch for north Yellow Sea basin

3.2 褶皱成因类型

根据褶皱的形成机制及力学性质等，可将北黄海盆地的褶皱构造划分为区域挤压型、局部伴生型和披覆型三类。

区域挤压型褶皱是指在区域性水平或近水平挤压应力场作用下所形成的褶皱，其规模较大，宽缓开阔。该类褶皱主要发育于中部坳陷和东部坳陷的下构造层(侏罗-白垩系)，整体表现为宽缓的背、向斜相间形态(图 5A)，褶皱轴向在中部坳陷总体为 NEE 向(如 S_4、S_5、

S_6)，在东部坳陷为 NW 向(如 S_1)。该类褶皱是在晚侏罗世—早白垩世沉积之后，于晚白垩世近南北向的区域挤压作用下形成的，属于沉积期后褶皱；由于挤压作用强度不大，因此在褶皱轴部及两翼很少见有逆断层发育。

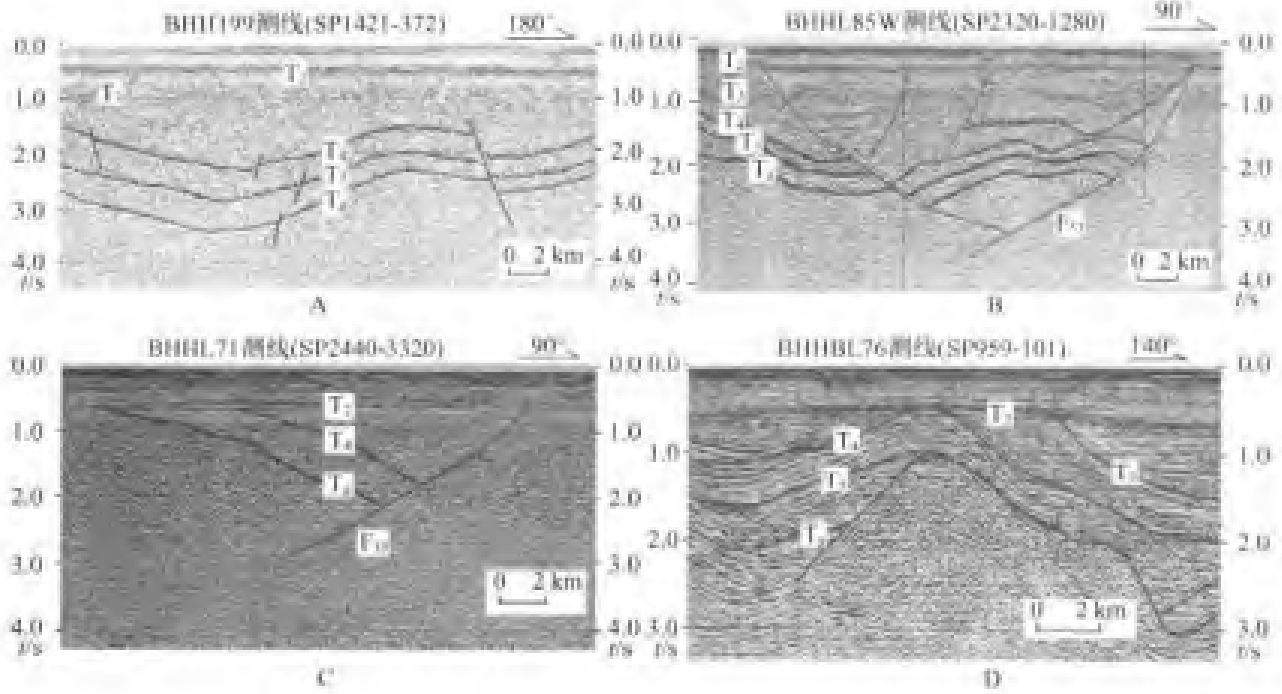


图 5　北黄海盆地褶皱构造地震剖面

Fig.5　Seismic profiles on the folds of north Yellow Sea basin

A—区域挤压型褶皱；B—补偿性挤压背斜；C—翘倾背斜；D—披盖型褶皱

局部伴生型褶皱是指在相对较高级断裂形成过程中由派生的局部挤压应力场作用下所形成的褶皱，其规模一般较小，常表现为位于断裂旁侧的单个独立存在的向斜、背斜或半背斜，一般为非对称结构(如 S_2、S_3、S_7、S_8、S_{12}、S_{16}等)。该类褶皱在北黄海盆地全区发育，常与坳陷或凹陷边界断层相伴，并形成断鼻等局部构造形态。

根据褶皱形态、形成机制等特点，可将北黄海盆地的局部伴生型褶皱进一步划分为牵引褶皱、滚动背斜、补偿性挤压背斜、翘倾背斜等四种。牵引褶皱在北黄海盆地比较常见，一般局限于紧靠断层的区域(如 S_7、S_{12}等)，在各种样式的正断层附近均可发育，断层上盘形成向斜，下盘形成背斜，两者相比，前者更为发育。滚动背斜多发育于铲式同沉积断层的上盘，属同沉积断层的派生产物；由于东部、中部和西部坳陷的基底断层大多形成较早，并且长期或多次活动，经持续拉张后倾角变缓，断面样式由平面状演变为铲式，有利于滚动褶皱的产生，因此该类褶皱主要见于东部坳陷、中部坳陷和西部坳陷(如 S_9、S_6 等)，极少见于断面平面状、形成时间晚、陡倾角断层控制的南部凹陷群。补偿性挤压背斜是在相向倾斜的正断层的共同上盘，由于重力滑动而产生局部的侧向挤压应力，地层受力弯曲而形成的背斜构造，主要见于西部坳陷和南部凹陷群(如 F_{53}断层上盘发育的背斜等)(图 5B)。翘倾背斜即翘倾式半背斜，在南部凹陷群尤为常见，翘倾端往往抬升遭受剥蚀，使地层沿断层倾向呈现由新变老的现象(如 S_{19}等)(图 5C)，在平面图上表现为半背斜的构造样式。

披覆型褶皱是指由于基底隆起引起上覆地层弯曲变形并以披覆形式表现出来的褶皱构造。重力作用与基底隆起是披覆型褶皱形成的两个基本因素，因此，披覆型褶皱属于重力型褶皱的一种表现形式。该类褶皱在北黄海盆地东部坳陷比较发育，发育于古潜山之上的披覆型背斜比较常见(图 5D)。

4 断裂构造特征

4.1 断裂分布与成因类型

北黄海盆地历经燕山期和喜马拉雅期构造运动，形成了复杂的断裂系统。断裂的形成和发展对盆地的构造格局和沉积演化具有决定性作用，并促进或破坏油气聚集成藏。根据地震剖面和重磁资料，在北黄海盆地共解释 200 余条断层(图 4)。按断层展布方向，主要可划分为三组，即近 EW-NE 向、NW 向和 NNE 向，其中近 EW—NE 向与 NNE 向断层较为发育，其次为 NW 向断层。按断层两盘相对位移方向，主要有正断层、逆断层和平移断层三种类型，以正断层为主，逆断层仅在中部、东部坳陷局部可见，平移断层多为 NW 向断层和 NNE 向断层。按照断层规模及其作用，可划分为一级断层、二级断层和三级断层等，一级断层常作为盆地边界或隆起与坳陷的边界，规模大，延伸远，向下切割基底；二级断层控制构造带与凹陷带的划分或凹陷与凸起的展布，断距较大，延伸较远；三级断层属于构造带、凹陷带或凸起与凹陷内发育的次级断层，发育时间短，规模小。

根据断裂形成的力学性质或成因，可将北黄海盆地发育的断裂归纳为张性正断层、压性逆断层、负反转断层、传递断层和挤压背斜伴生的浅部张性冠状断层等五种类型。

张性正断层为北黄海盆地最主要的断层类型，它是在区域引张应力作用下，岩层拉伸减薄、破裂而形成的。根据断层形成与沉积作用的相对时间关系，可分为同沉积正断层和沉积期后正断层，前者长期或多期活动，一般发育早、规模大，控盆或控坳(凹)断层皆属此类，其主要形成期为晚侏罗世、早白垩世和始新世，展布方向主要为近 EW—NE 向和 NNE 向；后者形成相对较晚，规模通常较小，对沉积不起控制作用。

压性逆断层是在区域挤压应力场作用下，岩层发生褶皱、错断、逆冲而形成的，如东部坳陷中部构造带，两条逆断层相向倾斜，使夹在其间的共同上盘断块向两侧逆冲，呈现拱起的构造形态。北黄海盆地自中生代以来发生过多期区域性挤压隆升，其中，晚白垩世—古新世和渐新世末由太平洋板块向欧亚板块发生的聚敛运动而引起的挤压作用十分强烈，并形成一些在地震剖面中可以辨识的逆断层。

正反转断层是指早期伸展构造体系转变为晚期挤压构造体系时，先存正断层转化而成的剖面上显示下正上逆的叠加或复合成因的断层。如东部坳陷 F_1 断层和中部坳陷 F_{10} 断层，中生代时期为典型的伸展构造体系中的同沉积张性正断层，在古近纪末遭受不同程度挤压而转变为逆断层或部分地段转变为逆断层(图 6)。

传递断层属于构造传递带的一种表现形式。伸展构造体系中的构造传递带是指为保持区域伸展应变守恒而产生的伸展变形构造的调节体系，其实质是保持断层位移在三维空间中守恒。其表现形式有凸起、走向斜坡、传递断层和撕裂断层等，其中，传递断层在北黄海盆地有所表现，它是连接基底主断层的一些横向、斜向断层，类似于板块构造系统中的转换断层，其运动性质受被传递的上下伸展断层的位态及伸展位移方式、位移量等因素影响，通常

具有一定程度的走滑运动，如中部坳陷的 F_{11}、F_{12}、F_{16}断层等(图 4)，其走向 NW 或 NNE，是在盆地拉张断陷过程中配套形成的。

挤压背斜伴生的浅部张性冠状断层是指岩层受侧向挤压发生纵弯褶皱作用，形成背斜构造，在中和面以上的背斜顶部及两翼岩层同时产生局部张性应力场，即岩层边拱弯边拉张，从而形成冠状或似冠状的正断层组合(图 6)。该类断层属于挤压背斜的伴生构造，属于沉积期后断层，大多在早白垩世沉积之后形成，其切割浅、延伸短、断距小，与挤压褶皱轴线平行或近于平行，走向多为近 EW—NE 向。

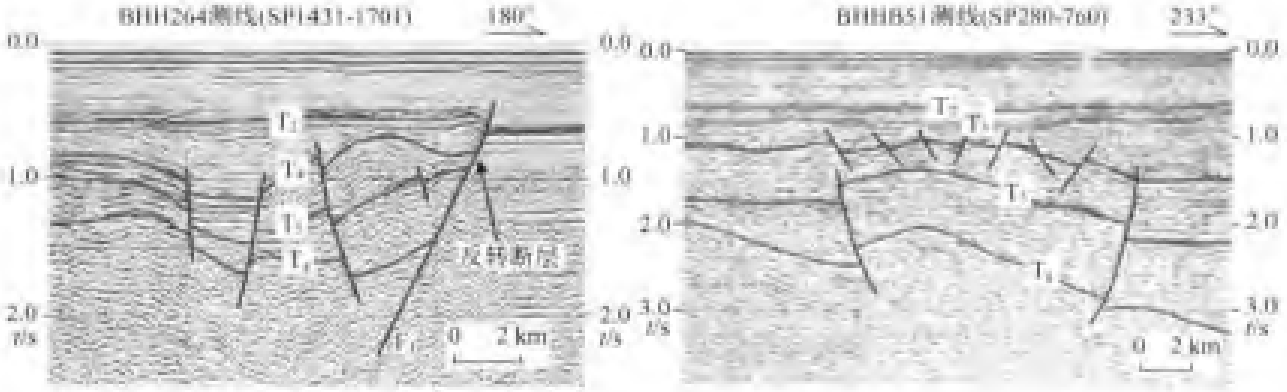


图 6　正反转断层(左)与挤压背斜伴生的浅部张性冠状断层(右)地震剖面

Fig.6　Seismic profiles on normal reversal fault(left) and shallow tensional capped faults induced by compressive anticline(right)

4.2　断裂形成时期与活动期次

根据断裂成因、切割关系和控制沉积特征等，同时结合区域构造演化史，认为北黄海盆地的三组断裂主要形成于三个地质时期，后期并发生多次再活动。

近 EW—NE 向断裂最为发育，形成最早，地震剖面上多表现为正断层形式，但在后期发生不同程度的反转，表现出多期活动的特点；其规模大小不等，规模大者常切割多个构造层，常构成隆起与坳陷的边界，对盆地中、新生代沉积充填或剥蚀作用具有明显的控制作用，如 F_1、F_{10}、F_{15}等断层。该组断裂形成于晚侏罗世-早白垩世，受控于库拉板块的 NNW 向俯冲活动的影响，它常被后期形成的 NW 向或 NNE 向断层切错(如 F_{10}断层被 F_{17}切错，F_{26}断层被 F_{27}断层切错等)，或限制其他方向断层的发展(如 F_{10}、F_{35}、F_{51}断层分别限制 F_{13}、F_{54}、F_{53}断层的延展)。由于区域构造运动的影响，该组断裂在晚白垩世-古近纪以及中新世早期又经历多次挤压和拉张作用，多次构造反转是该组断裂多次活动的主要表现。

NW 向断裂总体发育较差，主要分布于东部坳陷，规模相对较小，对控制隆起与坳陷的分布及形态影响不大，但对含油气局部构造的形成具有重要作用；地震剖面上多表现为正断层形式，少数为逆断层，但在平面上多具有右行平移性质。该组断层形成于晚白垩世-古近纪早期(燕山末期-喜马拉雅早期)，由于太平洋板块俯冲方向改变而导致北黄海盆地的区域应力场背景由拉张变为 NNW-SSE 向挤压所致，由于该期构造活动相对较弱，因此它常被早期的近 EW—NE 向断层所限制(如东部坳陷的 F_3 断层分别限制多条 NW 向断层向南东方向延展)。至始新世-渐新世，该组断裂发生微弱的张性活动。

NNE 向断层在北黄海盆地的中西部比较发育，兼具平移断层和正断层特征；其规模较大，常成为坳陷或凹陷的东西边界，控制着坳陷或凹陷的空间展布和形态。该组断层形成于始新世，由于太平洋板块向东亚大陆作斜向减速俯冲，东部陆缘区所受挤压应力减弱、松弛，并产生强烈的伸展活动，形成 NNE 向张性或张扭性断层。该组断裂常切错早期形成的近 EW—NE 向以及 NW 向断层，对始新世沉积起着明显的控制作用，具有同沉积断层性质，如中部坳陷由于 NNE 向 F_{17}断层的发育形成了厚达 5000m 的始新世沉积(图 7)，西部坳陷以及南部凹陷群之各凹陷的始新世沉积充填均被 NNE 向断裂所控制。

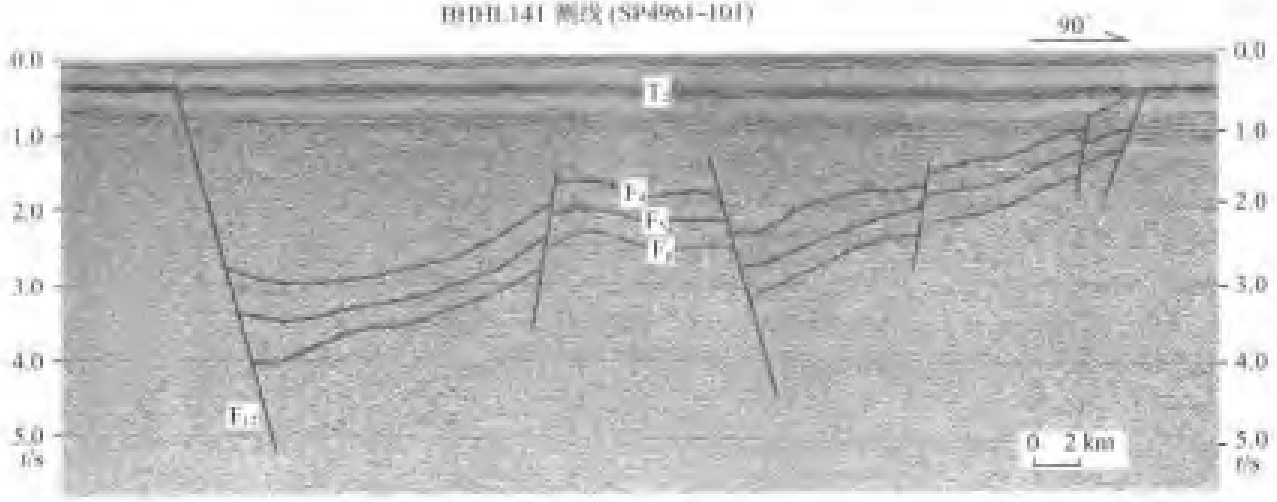


图 7 F_{17}断层控制始新世沉积的地震剖面

Fig. 7 Seismic profile on fault F_{17} controlling Eocene sedimentation

5 结 论

(1)新一轮资源调查研究表明，北黄海盆地是发育于隆起背景之上的中、新生代沉积盆地。盆地基底由古生界沉积岩层和前寒武纪变质岩系等组成，盆地不同程度地发育下构造层(J_3—K_1)、中构造层(E_2—E_3)和上构造层(N)。各构造层具有明显的不同特征。

(2)从油气资源和中、新生代地层发育情况出发，北黄海海域可划分为辽东-海洋岛隆起区、北黄海盆地和胶北-刘公岛隆起区等 3 个一级构造单元，其中北黄海盆地又包括 6 个二级构造单元和 24 个三级构造单元。北黄海盆地中部坳陷和东部坳陷面积较大，发育中、新生代地层，最大沉积厚度达 8000－8400m，可作为今后油气勘探工作的重点。

(3)北黄海盆地的褶皱构造比较发育，可划分为区域挤压型、局部伴生型和披盖型等三种成因类型，其中局部伴生型褶皱又包括牵引褶皱、滚动背斜、补偿性挤压背斜、翘倾背斜等四种。

(4)北黄海盆地的断裂构造十分发育，可归纳为张性正断层、压性逆断层、负反转断层、传递断层和挤压背斜伴生的浅部张性冠状断层等五种成因类型。按照断裂的展布方向，主要可见近 EW—NE 向、NW 向和 NNE 向三组。其中近 EW—NE 向断裂最为发育，于晚侏

罗世-早白垩世形成，之后又经历多次挤压和拉张活动；NW 向断层总体发育较差，形成于晚白垩世-古近纪早期，主要分布于东部坳陷，规模相对较小；NNE 向断层在盆地中西部比较发育，于始新世形成，兼具半移断层和正断层特征，规模较大，常成为坳陷或凹陷的东西边界。

参 考 文 献

蔡乾坤．1995．中国东部与朝鲜大地构造单元对应划分．海洋地质与第四纪地质，15(1)：7～24

蔡乾坤．2002．黄海含油气盆地区域地质与大地构造环境．海洋地质动态，18(11)：8～12

冯志强，姚永坚，曾祥辉等．2002．对黄海中、古生界地质构造及油气远景的新认识．中国海上油气，16(6)：367～373

龚建明，温珍河，陈建文．2000．北黄海盆地中生代地层的地质特征和油气潜力．海洋地质与第四纪地质，20(2)：69～78

赖万忠．2002．黄海海域沉积盆地与油气．海洋地质动态，18(11)：13～16

李德生．2002．中国含油气盆地构造学．北京：石油工业出版社，15～29，503～518

李乃胜．1995．黄海三大盆地的构造演化．海洋与湖泊，26(4)：354～362

李廷栋，莫杰．2002．黄海地质构造与油气资源．海洋地质动态，18(11)：4～7

罗斌杰，王春江，董成默等．1995．朝鲜安州盆地原油地球化学特征．石油学报，16(4)：40～47

赵重远，周立发．2000．成盆期后改造与中国含油气盆地地质特征．石油与天然气地质，21(1)：7～10

Halbouty M T. 1990. World's giant oil and gas fields, geological factors affecting their formation and basin classification, in geology of giant petroleum fields. AAPG. 35(1): 35～48

Ingersoll R V, Busby C J. 1995. Tectonics of sedimentary basins. Cambridge: Blackwell, 142～151

Kim C S. 1992. 朝鲜周围海域的地震地层学和地质构造．海洋地质译丛，(3)：1～8

Massoud M S, Scott A C, Killops S D, et al. 1991. Oil source rock potential of the lacustrine Jurassic Sim Uuju formation, West Korea bay basin. Part Ⅰ: Oil source rock correlation and environment of deposition. Journal of Petroleum Geology, 14(4): 365～386

Massoud M S, Scott A C, Killops S D, et al. 1993. Oil Source rock potential of the lacustrine Jurassic Sim Uuju formation, West Korea Bay Basin. Part Ⅱ: Nature of the organic matter and hydrocarbon-generation history. Journal of Petroleum Geology, 16(3): 265～284

Research Progress on Structural Geometry of the North Yellow Sea Basin

Li Wenyong　Wang Houjin　Bai Zhilin　Wang Liaoliang　Chen Ling　Huang Jiajian

(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: The north Yellow Sea basin is a Meso-Cenozoic sedimentary basin developed on the regional upwarping setting. The new round of resources survey reveals that the basement of the north Yellow Sea Meso-Cenozoic basin consists of Paleozoic sedimentary rocks and Presinian metamorphic rocks, and the basin develops differently lower(J_3—K_1), medium (E_2—E_3) and upper (N)structural layers. From the point of view of oil & gas resources and Meso-Cenozoic

strata, the north Yellow Sea area can be divided into such 3 first-class structural units as Liaodong-haiyangdao upwelling area, north Yellow Sea basin and jiabei-liugongdao upwelling area, and the north Yellow Sea basin includes 6 second-class structural units and 24 third-class structural units. The folds and faults develop very much in the basin, and the former can be divided into 3 genetic types —— regional compressive fold, local associated fold and drape-like fold, and the latter mainly shows 3 directions —— near EW—NE, NW and NNE, in which the near EW—NE and NNE faults are well-developed relatively and control the distribution framework and sedimentary features of uplift and depression.

Key words: north Yellow Sea basin structural geometry research progress

东沙群岛海域沉积物游离烃和孔隙水特征及其地球化学意义

付少英

（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　对东沙群岛海域 HD170 和 HD196A 两个站位，通过系统的顶空气和孔隙水离子取样测试，对柱状样沉积物和底层水中游离甲烷的含量和沉积物孔隙水的离子组成特征以及孔隙水的来源进行了分析。游离气的分析表明，多数沉积物样品中游离甲烷的含量小于 20μL/kg，但在 HD196A 站位，随着沉积物在海底以下埋深的增加，其中的游离甲烷含量迅速增加，在 754～774cm，沉积物中游离甲烷的含量达到了 7468.66μL/kg，推测其下存在巨大的烃类供应源。孔隙水的$^{86}Sr/^{87}Sr$同位素测试显示，本文所研究的两个站位沉积物孔隙水来源于正常的海洋沉积过程，而$\delta^{11}B$的特征表明，沉积物中存在着与海水交换的吸附水，并且 HD170 站位的交换更多。柱状样沉积物孔隙水中，Ca^{2+}、Mg^{2+}与SO_4^{2-}浓度表现出随着深度增加而明显降低的趋势，其中 HD196A 站位的硫酸盐甲烷界面小于 10*mbsf*，暗示了该站位深部很可能赋存天然气水合物。

关键词　东沙群岛　天然气水合物　游离甲烷　孔隙水　南海

天然气水合物是在低温、高压以及有足够气体供应条件下形成的一种天然气（主要为甲烷）与水组成的似冰状固态化合物，广泛分布于海底沉积物和大陆高纬度地区寒冷的冻土带中。由于其巨大的资源储量（估计为石油、煤、天然气等所有化石燃料矿产总储量的两倍）、潜在的地质灾害（海底天然气水合物分解可能引起大规模海底滑坡等灾害）以及对全球环境变化的影响而备受关注（Kvenvolden，1993；史斗等，1999）。

天然气水合物的地球化学勘探目前还没有太好的方法。从现有研究来看，虽然沉积物中烃类气体含量升高、孔隙水的 Cl⁻ 含量降低以及$\delta^{18}O$、δD同位素出现正异常等是天然气水合物存在的较好指示（Lorenson et al.，2000；Matsumoto et al.，2000；Thiery et al.，1998；Ussler et al.，1995；De Lange et al.，1998），但在上覆的浅表层沉积物中却没有明显的地球化学异常。布莱克海台天然气水合物的研究显示，沉积物孔隙水硫酸盐含量变化可以指示甲烷通量以及下伏天然气水合物的存在（Borowski et al.，1996，2000；Dickens，2001）。本研究通过分析东沙群岛海域 HD170 和 HD196A 两个柱状样的沉积物游离烃和孔隙水硫酸盐特征，对该海域的天然气水合物资源前景进行了预测。

1　地质背景及实验样品

东沙群岛海域位于南海北部大陆边缘，东邻马尼拉俯冲构造带。新生代地层共发育 7

作者简介：付少英，男，1973 年出生，博士，高级工程师，现从事天然气水合物和海洋地质研究。e-mail：fushao@tom.com

个地震层序。其中层序Ⅰ-Ⅲ，为平行结构、不连续和中到强振幅，直接覆盖在声学基底之上，它是典型的断陷盆地沉积，是南海扩张前沉积层序。而层序Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ为南海扩张后发育的3个沉积层序，经历了较强烈的构造抬升作用、岩浆活动和沉积物剥蚀作用。区域内发育NEE-SWW和NW-SE向两组断裂，且以NEE-SWW向断裂最为发育。断裂大多具有多次活动，且为上新世到第四纪的活动断裂构造，断块抬升幅度大，沿断裂带发生岩浆侵入。晚新生代期间经历了二次重要的构造运动，即东沙运动(9.8～4.4Ma)和流花运动(1.89～1.14Ma)，奠定了该区的构造格局。由于在8Ma以前台湾岛不存在，受该区中国东部大陆边缘与吕宋岛弧碰撞所产生的构造运动的影响，活动的古东海大陆边缘延伸至东沙群岛海区东北部(吴时国等，2004)。

HD-170和HD-196A柱状样均取自东沙群岛以东的海域(图1)，柱状样的取样信息见表1。

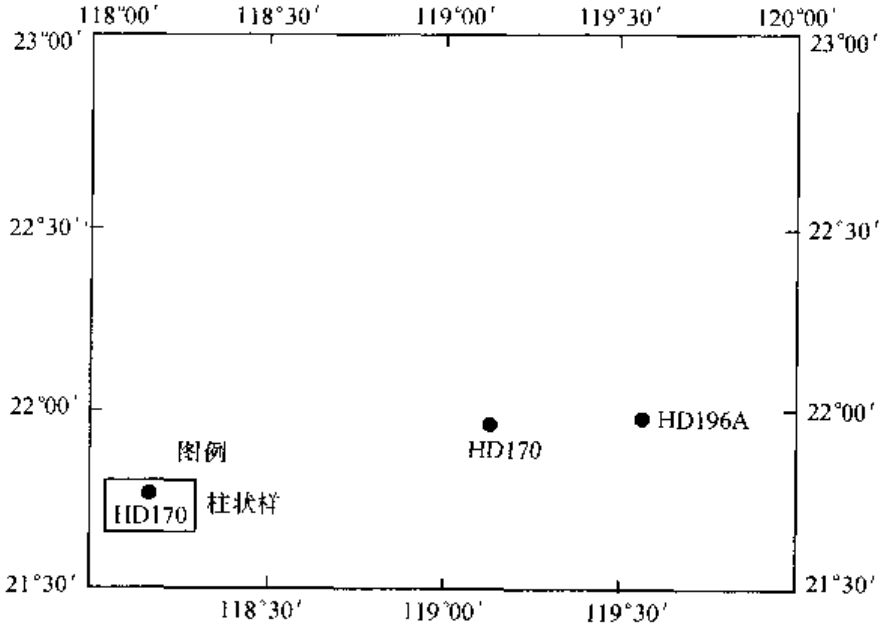


图1　柱状样的站位分布

Fig.1　The distribution of the cores studied

表1　柱状样信息

Table 1　Information of the cores studied

站位	取样坐标	水深/m	长度/cm	取样数
HD-170	119°08′E 21°58′N	1616	756	39
HD-196A	119°34′E 21°59′N	2420	774	40

其中，HD-170柱状样沉积物岩性单一，上部(0～500cm)钙质生物含量在5%左右，为粘土质粉砂；下部(500～756cm)钙质生物含量在10%～15%之间，为含钙质粘土质粉砂。柱状样以粉砂为优势组分。而HD-196A柱状样上部(0～360cm)为粘土质粉砂，钙质生物含量在5%左右；下部(360～774cm)为含钙质生物粘土质粉砂，钙质生物含量一般在10%～15%之间，硅质生物及植物碎片少量，沉积物以粉砂为优势组分。

在野外现场，从顶到底，每隔 80cm 采集 20cm 样品，制作顶空气样品，通过 PE-8700 型气相色谱仪测定沉积物中游离甲烷的含量。

在野外现场同时将柱状样取样管中海水作为海底的底层水，同样通过 PE-8700 型气相色谱仪，对两个柱状样底层水中游离甲烷进行了测试。

沉积物孔隙水样品的取样是对柱状样以 20cm 的间隔进行系统的子样采集，样品由南京大学海洋地球化学研究中心测试，测试仪器为瑞士万通公司的 7901C 离子色谱。

另外，为了确定沉积物孔隙水的来源，也对部分孔隙水样品的硼（$\delta^{11}B$）、锶（$^{87}Sr/^{86}Sr$）进行了同位素的测定分析，测试由南京大学海洋地球化学研究中心完成。

2 沉积物顶空气特征

测试结果（表 2）显示，HD170 和 HD196A 两个柱状样的沉积物样品中都普遍含有游离态甲烷，而 HD196A 柱状样 600～620cm 段样品还检测到乙烷。同时，两个柱状样的海底底层水中也含有一定浓度的游离甲烷，并且 HD170 站位中底层水中游离甲烷的含量大于 HD196A 站位。从甲烷的浓度看，多数沉积物样品中游离甲烷的含量小于 20μL/kg。

表 2 沉积物中顶空气的气态烃组成特征

Table 2 The hydrocarbons composition of headspace gases from the sediments

站位	取样深度/cm	组分含量(μL/kg)		站位	取样深度/cm	组分含量(μL/kg)	
		甲烷	乙烷			甲烷	乙烷
HD170	底层水	0.118		HD196A	底层水	0.081	
	0～20	15.61	0.00		0～20	3.63	0.00
	100～120	1.47	0.00		100～120	3.45	0.00
	200～220	10.07	0.00		200～220	3.44	0.00
	300～320	9.38	0.00		300～320	2.80	0.00
	400～420	10.24	0.00		400～420	6.56	0.00
	500～520	7.39	0.00		500～520	37.12	0.00
	600～620	2.18	0.00		600～620	174.09	2.10
	726～746	5.56	0.00		754～774	7468.66	0.00

垂向上，在 HD170 站位，随着海底以下埋深的增加，沉积物中游离甲烷含量总体上呈现出逐渐降低的趋势。而在 HD196A 站位，随着海底以下埋深的增加，沉积物中游离甲烷含量总体上呈现出增加的趋势，特别是从 500～520cm 开始，甲烷的含量迅速增加，到 754～774cm，沉积物中游离甲烷的含量达到了 7468.66μL/kg。按此趋势推测，HD196A 站位底部很可能存在一个巨大的甲烷源。

3 沉积物孔隙水的特征

天然气水合物的形成和分解，引起甲烷等烃类气体在垂向上的运移，会与沉积物中的硫

酸盐离子发生氧化反应，形成的二氧化碳又会与沉积物孔隙水中 Ca^{2+}、Mg^{2+} 等阳离子发生反应，形成碳酸盐沉淀，从而造成沉积物孔隙水中 Ca^{2+}、Mg^{2+} 等阳离子的浓度降低，因此天然气水合物的存在，会在沉积剖面上造成一种特定的地球化学环境，引起沉积物孔隙水离子浓度的变化，剖面上孔隙水离子浓度的变化可以有效地指示天然气水合物的存在。因此，为了追踪天然气水合物存在的蛛丝马迹，本文对东沙群岛海域 HD170 站位和 HD196A 站位，其沉积物孔隙水离子浓度在沉积剖面上的变化特征进行了分析。

3.1 HD170 站位

沉积物孔隙水离子浓度组成剖面(图 2)显示，在 HD-170，柱状样沉积物孔隙水中，Cl 浓度在剖面上有比较强烈的波动，但总体上表现为缓慢降低的趋势；SO_4^{2-} 浓度在 HD-170 站位波动较大，总体上同样表现出随着深度增加而明显降低的趋势；Ca^{2+} 浓度有比较大的波动，整体上表现为随着深度增加而明显降低；而 Mg^{2+} 和 B^{3+} 浓度的变化趋势接近，呈现出缓慢下降的趋势。总体上，Ca^{2+}、Mg^{2+} 浓度的变化趋势与 SO_4^{2-} 浓度的变化趋势十分吻合，这表明 SO_4^{2-} 的氧化反应可能是引起沉积物孔隙水离子浓度变化的主要原因。

为了更好地表示沉积物孔隙水中离子组成特征与天然气水合物的关系，这里进一步对

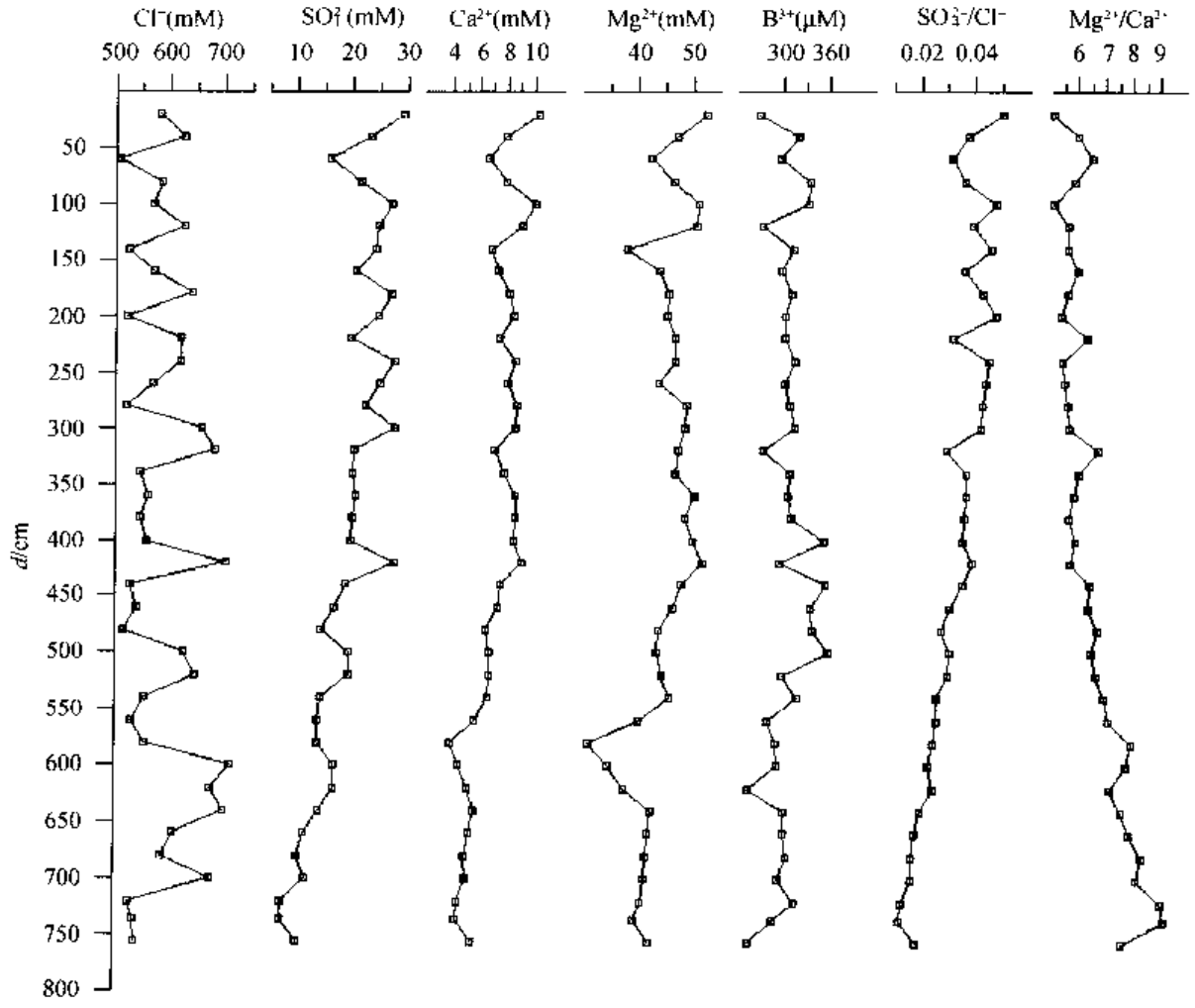


图 2　HD170 站位柱状样沉积物孔隙水的离子组成剖面

Fig.2　Pore-water ions compositions profile from HD170 core

HD170 站位沉积物孔隙水 SO_4^{2-}/Cl^- 和 Mg^{2+}/Ca^{2+} 的比值进行了分析(图 2)。总体上，SO_4^{2-}/Cl^- 与 SO_4^{2-} 的变化趋势相似，也是随着沉积物在海水以下埋深的增加而降低，但 SO_4^{2-}/Cl^- 比的变化更接近线性。与 SO_4^{2-}/Cl^- 比的变化完全相对应，Mg^{2+}/Ca^{2+} 的比值随着沉积物在海水以下埋深的增加而接近线性增加。沉积物孔隙水 SO_4^{2-}/Cl^- 和 Mg^{2+}/Ca^{2+} 的变化，显示出 SO_4^{2-} 的氧化反应在沉积物中占主导地位。

3.2 HD196A 站位

HD-196A 站位沉积物孔隙水离子浓度组成剖面(图 3)显示，该站位柱状样沉积物孔隙水中，在 5mbsf 以上，随着沉积物在海底的埋深增加，Cl^-、SO_4^{2-}、Ca^{2+}、Mg^{2+} 以及 B^{3+} 的含量总体上呈现缓慢变化的趋势。在剖面上 Cl^- 保持平缓的波动，SO_4^{2-}、Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 表现出缓慢降低，而 B^{3+} 表现出波动。而在 5mbsf 以下，随着沉积物在海底的埋深增加，Cl^- 含量大幅度波动，但总体上表现为降低；SO_4^{2-}、Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 浓度迅速降低；而 B^{3+} 浓度先缓慢增加，在 6.5mbsf 有一大幅度增加，后有在高含量水平保持缓慢增加，总体上呈现出增加的趋势。总体上，与 HD170 站位的情况相似，Ca^{2+}、Mg^{2+} 浓度与 SO_4^{2-} 浓度的变化趋势十分吻合，这表明 SO_4^{2-} 的氧化反应是引起沉积物孔隙水 Ca^{2+}、Mg^{2+} 浓度变化的主要原因。

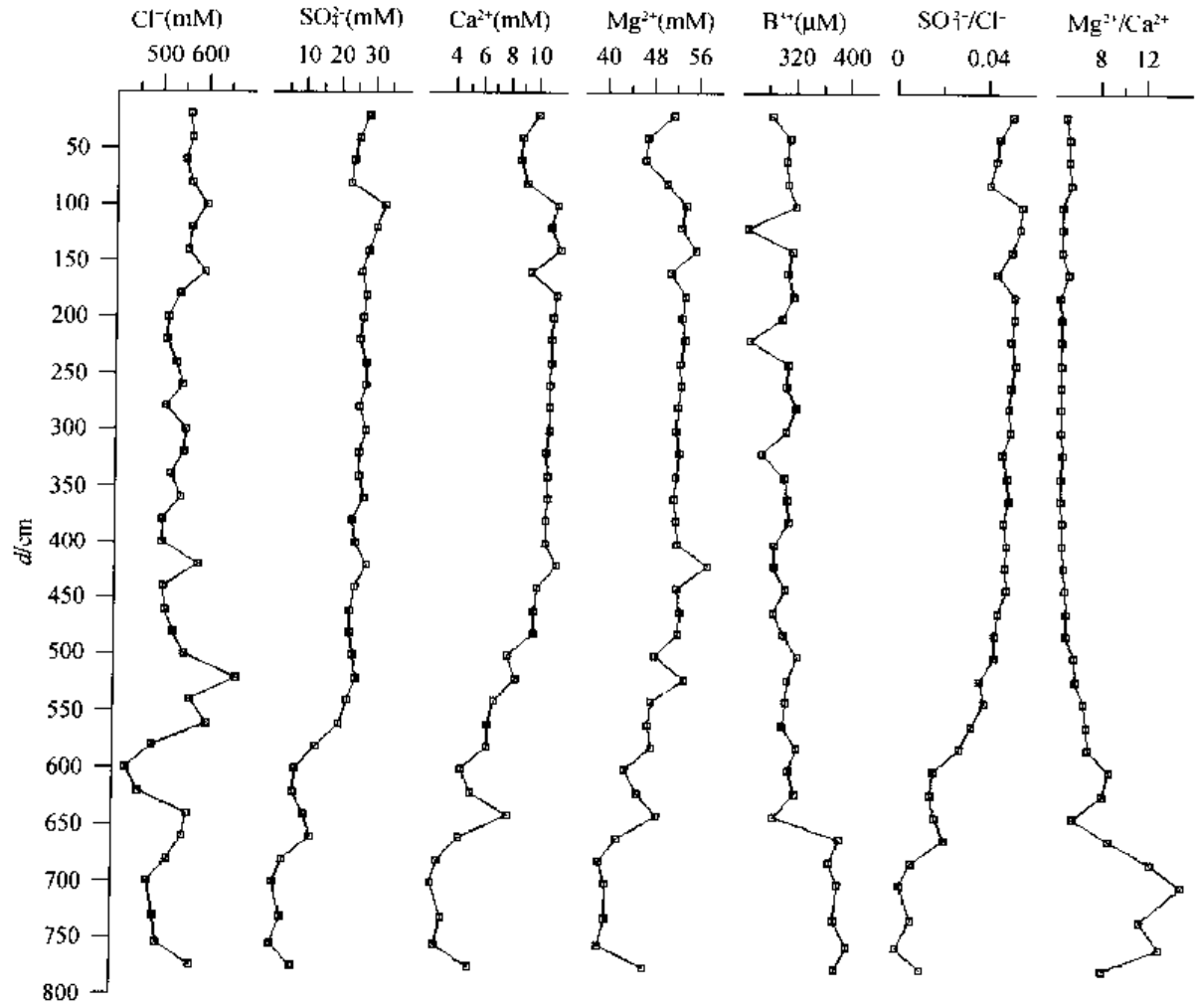


图 3 HD196A 站位柱状样沉积物孔隙水的离子组成剖面

Fig.3 Pore-water ions compositions profile from HD196A core

HD196A 站位沉积物孔隙水 SO_4^{2-}/Cl^- 和 Mg^{2+}/Ca^{2+} 的比值(图 2)表现出与 HD170 站位同样的变化特征。总体上,SO_4^{2-}/Cl^- 与 SO_4^{2-} 的变化趋势相似,而 Mg^{2+}/Ca^{2+} 的变化趋势与 SO_4^{2-}/Cl^- 相反,随着沉积物在海底的埋深增加,SO_4^{2-}/Cl^- 先保持缓慢降低的趋势,而 Mg^{2+}/Ca^{2+} 保持缓慢增加的趋势。在 6.5mbsf 以下,SO_4^{2-}/Cl^- 迅速降低而 Mg^{2+}/Ca^{2+} 迅速增加。显示了 SO_4^{2-} 的氧化反应在沉积物中占主导地位。

4 孔隙水的同位素组成

HD170 和 HD196A 站位沉积物孔隙水的锶同位素($^{87}Sr/^{86}Sr$)分布在 0.709203～0.709263 之间,平均值为 0.709231(表 3)。这与平均海水的锶同位素组成十分接近,表明本研究中所测试的样品中,其沉积物孔隙水主要是来自于海水。

从沉积物孔隙水的硼同位素($\delta^{11}B$)组成(表 3)看,$\delta^{11}B$ 的含量界于 31.7‰～38.6‰之间,平均值为 34.6‰,略低于正常海水的 40‰。沉积物中 $\delta^{11}B$ 值的下降,一般是由于沉积物中由粘土矿物的释放出富^{10}B 的流体造成的。因此沉积物孔隙水的 $\delta^{11}B$ 组成特征表明,在东沙群岛的沉积物中可能存在着与海水进行交换的吸附水。并且 HD170 站位中,吸附水的含量要多过 HD196A,因为在 HD196A 站位,沉积物孔隙水的 $\delta^{11}B$ 普遍都重过 HD170 站位,更接近海水的平均值。

表 3 沉积物孔隙水的组成

Table 3 The compositions of $\delta^{11}B$ and of $^{87}Sr/^{86}Sr$ from pore water

站位	取样深度/cm	$\delta^{11}B$/‰	$^{87}Sr/^{86}Sr$
HD170	100～120	33.5	0.709221
	300～320	32.5	0.709243
	500～520	31.7	0.709207
	736～756		0.709247
HD196A	100～120	35.6	0.709203
	300～320	35.5	0.709212
	500～520	38.6	0.709253
	754～774		0.709263

5 讨 论

在海洋沉积物形成的早期阶段,底部海水中的 SO_4^{2-} 一起进入了沉积物的孔隙中,是孔隙水重要的组成之一。在厌氧的海洋沉积物中,硫酸盐还原菌利用孔隙水 SO_4^{2-} 作为氧化剂氧化沉积物中的有机质(SOM),参与对沉积有机质的生物地球化学作用:

$CaSO_4 + CH_3COOH \rightarrow CaCO_3 + H_2S\uparrow + CO_2\uparrow + H_2O$。这是造成海底以下浅表层沉积物中孔隙水 SO_4^{2-} 含量的下降的重要原因;而在接近硫酸盐还原带的底界,即硫酸盐-甲烷

界面，甲烷发生的缺氧氧化反应(AMO)：$CH_4 + SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^- + HS^- + H_2O$ 同样会造成硫酸盐含量的下降。由于硫酸盐还原菌对电子的摄取能力相对较强，甲烷菌的活动受限制，只有绝大部分硫酸盐被还原之后，甲烷生成作用才开始。

因此，HD196A 站位柱状样沉积物中的高丰度的游离甲烷，不可能是由于甲烷菌的二氧化碳还原反应：$CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O$ 形成的。而在海底消化有机质碎屑的醋酸根发酵作用：$CH_3COOH + 4H_2 \rightarrow CH_4 + CO_2$，虽然可以形成甲烷，但对于 HD196A 站位柱状样沉积物中游离甲烷的高丰度，显然也是不可能的。

事实上，HD170 站位和 HD196A 站位都处于天然气水合物的资源远景区内[1]，因此，HD196A 站位测得的高丰度的游离甲烷，很可能就是由于深部天然气水合物分解释放出的甲烷气体向上运移的结果。

由于本研究中涉及到的东沙群岛海域位于台西南的西南角，海水深度界于 320～3400m 之间，地温梯度与台西南盆地差别不大，界于 3.3℃/100m～4.5℃/100m 间，平均地温梯度为 4.2℃/100m；底辟构造、海底滑塌体以及断层和褶皱等有利于天然气水合物形成的地质构造环境发育；在海底以下 200～400m，沉积物孔隙度平均为 55% 左右，与布莱克海台相差不大；自渐新世以来，南海北部陆坡沉积速率较高[2]，为天然气水合物的发育提供了良好的沉积条件。因此，这一区域也是天然气水合物调查研究的重点区域。

从沉积物中游离甲烷和 SO_4^{2-} 的浓度变化趋势外推，HD196A 站位的 SMI 小于 10mbsf，而 HD170 站位的 SMI 稍大些，约 12mbsf。研究表明(Borowski et al., 1999)，在深水沉积物中，SMI 通常大于 50m，而在天然气水合物出现的地区，由于甲烷氧化作用的强烈影响，导致孔隙水硫酸盐含量的迅速下降，从而使得沉积物中硫酸盐-甲烷界面较浅。因此，HD196A 和 HD170 站位的 SMI 特征也显示出这两个站位深部可能存在天然气水合物，而 HD196A 的天然气水合物显示更为显著。

6 结　　论

通过本研究，可以获得以下几点认识：

(1)HD196A 站位沉积物中高丰度的游离甲烷(7468.66μl/kg)，表明其下存在烃类供应源。

(2)HD196A 和 HD170 站位的 SMI 较浅，表明研究区具有良好的天然气水合物资源前景。

(3)沉积物孔隙水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 接近海水，表明孔隙水来源于海水。

(4)沉积物孔隙水的 $\delta^{11}B$ 组成较海水轻，显示沉积物中存在可与海水交换的吸附水。

致谢

样品的野外采集得到了广州海洋地质调查局海洋四号调查船全体工作人员的帮助，室内样品的分样工作及顶空气的测试工作由广州海洋地质调查局实验测试所的有关人员参与完成，而孔隙水的测试为南京大学的同仁完成，在此对上述人员的工作表示感谢。

在研究过程中，广州海洋地质调查局吴能友教授给予了很好的指导意见，在此致以感谢。

[1] 付少英等，东沙群岛区天然气水合物资源调查报告(2003 年度)，2004，内部报告。

[2] 吴能友等编译，南海大洋钻探 184 航次初步成果简介，海洋地质，1999，4：9～52(内部刊物)。

参 考 文 献

史斗，郑军卫．1999.世界天然气水合物研究开发现状和前景．地球科学进展，14：330－339

吴时国，刘展，王万银等．2004．东沙群岛海区晚新生代构造特征及其对弧-陆碰撞的响应．海洋与湖沼，35(6)：483～490

Borowski W S, Hoehler T M, Alperin M J, *et al*. 2000. Significance anaerobic methane oxidation in methane-rich sediments overlying the blake Ridge gas hydrate. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 164: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 87～99

Borowski W S, Paull C K, and Ussler W III. 1996. Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. Geology, 24: 655～658

Borowski-Walter-S; Paull-Charles-K; Ussler-William III. 1999. Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments; sensitivity to underlying methane and gas hydrates. Marine Geology, 159(1～4): 131～154

De Lange G J, and Brumsack H J. 1998. Pore-water indications for the occurrence of gas hydrates in eastern mediterranean mud dome structures. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 160: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 129～138

Dickens G R. 2001. Sulfate profiles and barium fronts in sediment on the Blake Ridge: Present and past methane fluxes through a large gas hydrate reservoir. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65: 529～543

Kvenvolden K A. 1993. Gas hydrate-geological perspective and global change. Reviews of Geophysics, 31: 173～187

Lorenson T D, and Collett T S. 2000. Gas content and composition of gas hydrate from sediments of the southern North American continental margin. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 164: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 37～46

Matsumoto R, and Borowski W S. 2000, Gas hydrate estimates from newly determined oxygen isotopic fractionation ($\alpha_{GH\ lw}$) and ^{18}O anomalies of the interstitial waters: Leg 164, Blake Ridge. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 164: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 59～66

Thiery R, Bakker R, Monnin R, *et al*. 1998. Geochemistry of gas hydrates and associated in the sediments of a passive continental margin. Preliminary results of the ODP Leg 164 on the Blake Outer Ridge[M]. In: Henriet J P, & Mienert J. (eds) *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society, London, Special Publication. 137: 161～165

Ussler W III, and Paull C K. 1995. Effects of ion exclusion and isotopic fractionation on pore water geochemistry during gas hydrate formation and decomposition. Geo-Marine Letters, 15: 37～44

The geochemical characteristics of free gases and pore water from core sediments in Dongsha Area, South China Sea

Fu Shaoying

(Guangzhou Marine Geology Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: The cores of HD170 and HD196A were collected from Dongsha Area, South China Sea, and the analysis were carried on the concentration of free methane by headspace gases and

of Cl^-、SO_4^{2-}、Ca^{2+}、Mg^{2+} and B^{3+} from pore water and on the compositions of $^{86}Sr/^{87}Sr$ and $\delta^{11}B$, respectively. There is a high free methane composition, about 7468.66μL/kg, in 754～774cm of HD196A, which indicates a huge hydrocarbons sources. The profiles of SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+} and SO_4^{2-}/Cl and Mg^{2+}/Ca^{2+} show that there are probably gas hydrate. And the isotope of $^{86}Sr/^{87}Sr$ and $\delta^{11}B$ suggests that there maybe is seawater source of pore water and some absorbed water. At the end, the author analysized the potential of gas hydrate in Dongsha Area, South China Sea.

Key words: Dongsha Area gases hydrate free methane pore water South China Sea

从剖面的视觉效果谈海上地震资料处理

张宝金[1]　成　谷[2]　冯震宇[1]　文鹏飞[1]　陈　成[1]

(1.广州海洋地质调查局 广州　510760；2.中山大学地球科学系 广州　510275)

摘　要　视觉效果是地震资料处理质量的重要评判标准之一，本文从信号处理、聚焦质量和信噪比等三个方面对影响地震资料处理视觉效果的几个侧面进行了探讨。好的信号处理体现在剖面的子波周期数少且旁瓣幅度小，同时频率丰富、频率成分之间能量关系协调。好的聚焦质量相当于获得了地层的特写图像，其关键是合适的成像方法和对应的速度分析质量，文中探讨了速度分析的基本原则。提高信噪比的同时，要保证成像的可靠性，其关键是在噪声衰减过程中把握有效信号和噪声的平衡关系，注重去噪的针对性。

关键词　地震资料处理　子波处理　反褶积　速度分析　去噪

1　前　　言

如何评价一张地震剖面的质量，有时是令人困惑的。对地质人员来说，面对一张地震剖面，他们可能对剖面好不好用深有体会，如果感觉地震剖面不好用，就自然会想到资料处理环节，但处理中具体哪里有问题可能就不很清楚。从处理剖面的效果来分析模块和参数的不足也许应该是处理员的基本功之一，但解释人员可能就不是很了解处理环节的关键内容。考察地震资料的处理效果，首先注意的就是它的视觉效果，地质人员也是首先依靠看图来进行深入的地质分析的，所以保证剖面有一个好的视觉效果是十分必要的。文中，作者初步总结了在实践中积累的一些经验和认识，从地震资料的视觉效果的角度探讨了资料处理中的几项关键技术，可能对处理和解释人员分析判断剖面的质量有一定借鉴意义。

我们可以从三个方面对剖面的视觉效果进行考察。第一是信号的处理质量，第二是反射信息的聚焦质量，第三是资料的信噪比。

2　评价剖面处理视觉效果的几个主要技术侧面

2.1　信号处理的质量

从信号处理质量的角度来讨论，就是考察地震道的波形。通常从频率成分和相位状态的角度进行考虑。由于假设地震道就是子波和反射系数的褶积，而反射系数可假设为白噪，其特征是频宽无限，振幅谱平整，所以地震道的信号就基本由子波的信号来体现。通常对地震道的信号处理就被认为是子波处理。

第一作者简介：张宝金，1973年出生，理学博士，主要从事地震资料处理、波动理论正反演方法研究。

一般经过信号处理，子波应该周期数少且旁瓣幅度小，同时频率丰富、频率成分之间能量关系协调，波形尖锐。比如典型的俞氏子波(俞寿朋，1996)。一般来说频带越宽子波波形越尖锐。如果剖面低频信息相对缺乏，则剖面缺乏层次感，对大套地层的反映不好，波组层次对比不够清晰。深层反射波和断面波等对低频比较敏感。如果高频成分相对缺乏，则剖面的细节不够丰富。能量关系的协调性也很重要，比如个别频率成分比较突出(短周期多次波等混响可以产生这种现象)，同相轴的相位数会比较多，相当于谐波成分占优势，这和频带过窄的特征比较近似。造成子波的延续时间较长的原因有两种，一种是振幅谱能量不均衡，另一种是相位谱复杂。可以类比进行理解，比如振幅谱不均衡时，即使将其转换为零相位信号(相当于其自相关)，其延续时间也较长；而另一种情况，地震子波和地震道的振幅谱相同，相位谱不同，地震道的延续时间比子波更长。

对信号处理的预期决定了信号处理的主要目的和内容：

(1)子波一致化处理。对野外采集参数的变化(如因为某气枪出现故障而关闭，导致震源子波的变化)引起的频谱和能量变化进行校正处理，使得不同炮间的子波频谱能量关系一致。在海上资料常规处理中，有时这种影响也可以不作特殊考虑。

(2)展宽频带与突出优势频带(信噪比高的频段)。这本身是一对矛盾，展宽频带要求不同频率成分的能量尽量一致(能量关系比较均衡)，而压制噪声并突出优势频带，则要使信噪比低的频带能量变弱，使信噪比高的频带相对突出。原始资料中的高频和低频成分通常信噪比较低、能量比较弱，既要保证一定的信噪比，又要增强它们的能量，一定程度上存在矛盾，通常借助于噪声衰减手段在两者之间寻求一种平衡。

(3)相位处理。相位处理有三个侧面，一是把子波向最小相位转化，以满足各种反褶积处理的假设条件，为后续处理作准备；二是使子波零相位化，以获得更高的分辨率；三是减少子波的相位数目。

以上的这些内容在处理时可以分开处理，比如纯相位滤波或振幅滤波，但更常见的是综合的效应。在处理上主要是利用包括反褶积(有人用“确定性”特征进一步分类，把反褶积单列出来，不归入信号处理)在内的各种信号处理手段进行子波处理。由于反褶积处理一般具有不确定性的特征，通常不恰当的处理会引起较多的负作用。

进行信号处理的模块很多。可以展宽频带的方法就有：零相位振幅滤波、脉冲反褶积、预测反褶积(预测步长较小时)、谱均衡、子波整形、反Q滤波、时变谱白化等。滤波模块是最常用的信号处理模块，可以消除信噪比很低的频率成分，使有效波更加突出，但必须保证足够的频宽(优势频带宽度大于2.5个倍频程，周锦明，2003)。预测反褶积是最常用的反褶积模块，减少子波相位数(消除层间混响、浅水多次波能量等)，主要依靠预测反褶积。预测反褶积不一定必须展宽频带(当预测步长较大时)，但频率成分之间的能量关系得到调整。当频率成分不均衡的时候，分辨率不会高。预测反褶积应该注意的问题(Yilmaz著，黄绪德译，1993)：振幅处理(先要作好振幅补偿)、估算算子的时窗位置(选择有效波较好的层段，长度是算子长度的至少5倍)、预测步长(用自相关的第一或第二零点位置的长度)、算子长度(对应子波压缩前的长度)和白噪系数(越小越不稳定，越大反褶积的作用越弱，通常为1%)。对反褶积效果的测评除了分析频谱、观察波形外，自相关是很有效的手段，预测反褶积实际上就是把自相关的预测步长后面的能量减去，从而子波的频谱保留了自相关预测步长以前的部分特征。当预测反褶积的预测步长为一个采样点时，就是脉冲反褶积。由于它

们的“最优预期目标”不同，所以在消除短周期多次波能量和展宽频谱方面侧重点有所不同。

2.2 聚焦质量

关于反射波能量聚焦质量。主要针对成像方法和对应的速度分析质量。对地层结构的考虑主要体现在速度分析阶段，地质认识清晰明确会对处理中速度分析有一定帮助。

常规处理(时间域处理)的成像方法有水平叠加、DMO(也称叠前部分偏移，适用于倾斜层，速度越小相对于水平叠加的改善效果越显著)、叠前时间偏移(适用于横向速度变化不大但构造复杂地区)。常规处理速度分析的基本原则：均方根速度在时间上变化不应太快，横向上应尽量光滑(如果出现突变则应分析原因，周锦明，2003)；速度场的形态与地震剖面形态对应基本一致；速度点疏密有致，不能太密也不要太少，最好点到标志性层位上。一般来说速度分析的方法要与成像的方法一致，因为不同成像方法所要求的速度也不相同。比如 DMO 速度在倾斜地层时候比叠加速度小，如果用叠加速度进行 DMO 叠加，在倾斜地层同相轴可能动校正不足，从而造成成像质量下降，有时表现为同相轴不够柔和、细节不够丰富。而对叠前时间偏移来说，倾斜同相轴所需的速度不仅比叠加速度小，而且空间位置也会发生偏移。在构造复杂的地区，应用叠前时间偏移会显著提高速度分析和成像的质量。

速度分析是处理中工作量最大的环节，也是体现处理员经验和认识较多的环节之一。如果速度分析的精度不高，不够细致，则最终的剖面上成分会比较“杂”，高频信息衰减严重。正如一个聚焦相机和傻瓜相机的照片有较大差别一样，速度分析好相当于获得了目标层的“特写”图像，同时“景深”较小。当进行依赖于速度的噪声衰减(如多次波衰减)等处理时，如果速度分析精度差，则会造成有效波的严重损失。

总的来讲，速度分析是综合分析判断的过程，也是逐渐尝试的过程。做好速度分析需注意以下几项内容：信号处理的质量较好(信号处理得好，速度谱的能量团更集中)；做好速度谱(这是速度分析和判断的基础，包括切除、滤波、均衡、小叠加道数、适当剔除干扰波等)；多种信息综合考虑(包括：道集、叠加剖面、小叠加速度扫描、速度场)；选用好的成像手段(最好用叠前时间偏移数据)。

2.3 信噪比

噪声和有效信号的平衡关系是影响视觉效果的主要因素。噪声衰减最重要的是针对性要强，否则容易造成去噪过火，既模糊了地层接触关系，又降低了可信度。

海上地震资料相干噪声的影响最大，衰减这种噪声难度也最大。海上资料的相干噪声主要包括：船干扰等有源干扰；多次波(浅水多次波可在子波处理中得到一定程度的衰减)；水中的线性干扰(一般这种干扰比较发育)；其它相干噪声。

对线性噪声可用 FK 进行衰减，但一般不要用仅保留有效信息的方式，而要用对噪声进行剔除的方式进行针对性衰减，衰减的强度要适中。FK 是一种全局的处理方式，如果用保留有效速度范围的反射的方式，则会衰减噪声过火。表现为随机噪声产生了相干性，同时会造成有效的局部信息的损失。最好采用相干噪声识别并剔除的方式，这样保真性较高。对于船干扰等非线性相干噪声，可利用先识别再静校正的办法，把这种相干噪声转变为线性相干噪声，利用衰减线性噪声的办法进行衰减。对于多次波则有较多的方法，比如高精度拉东变换的方法进行抛物线有效波与多次波的分离，此时速度分析的精度成为一个关键。

海上随机噪声，一般低频噪声比较强，特别是海况比较差的时候。相对而言，低频部分

比高频部分去噪的可靠性要好。对深层成像就要更注重低频成分。叠前可以进行分频去噪，只对噪声比较强的成分进行，而对噪声比较弱的频率成分进行强度较小甚至不进行噪声衰减。在叠后进行噪声衰减要考虑选用去噪效率较高的去噪方法，一般可根据可靠性调节去噪强度(张宝金等，2002)。

3 几个例子

这里针对前面的讨论举几个例子进行说明。由于涉及的范围比较广，细节的内容很多，限于篇幅，只能选择几个典型的情况简单说明。

图 1 是作预测反褶积和不作预测反褶积的对比图。该数据为浅海反射地震的单炮数据，水深约 50m，由于海底较浅数据中存在大量的短周期多次波，反褶积之后子波的非主瓣能量得到衰减，混响减少。图 2 是对应图 1 数据的频谱，由于短周期多次波的影响，频谱能量不均衡，作过反褶积后频谱能量均衡，频带宽度基本没有改变。由于地震道的自相关基本等价于子波的自相关，所以用自相关来设计反褶积参数，并用来评价反褶积消除子波旁瓣的效果。图 3 是对应图 1 数据的自相关，可见预测反褶积后子波旁瓣能量得到有效衰减。图 4 是统计子波反褶积进行子波整形展宽频带的效果对比，通过展宽频带，子波会更尖锐，反应大套地层和细节的能力更强。

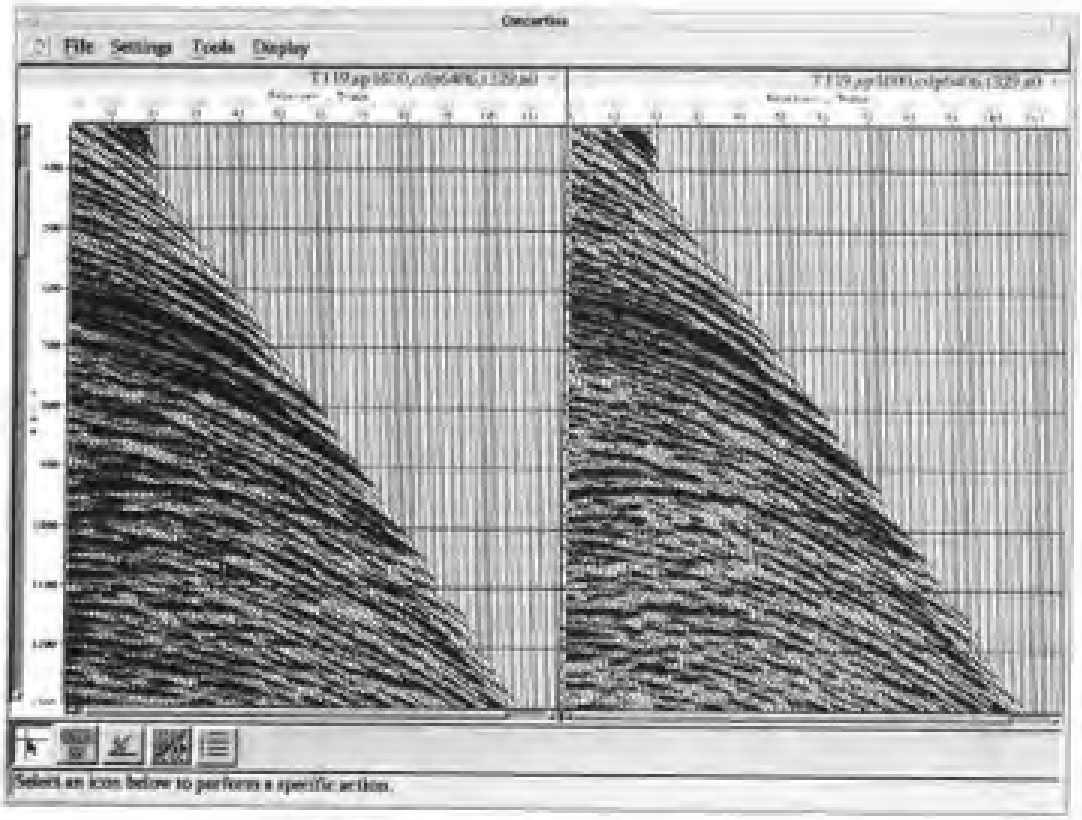


图 1 预测反褶积前后的叠前数据

Fig. 1 Data before and after predictive deconvolution

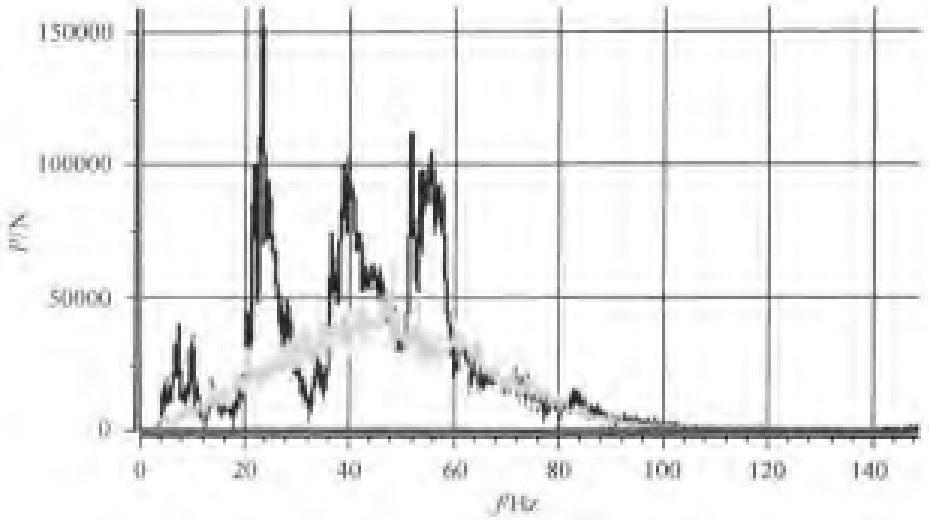


图 2　对应图 1 数据的频谱

Fig. 2　The spectrum corresponding the data in Fig. 1

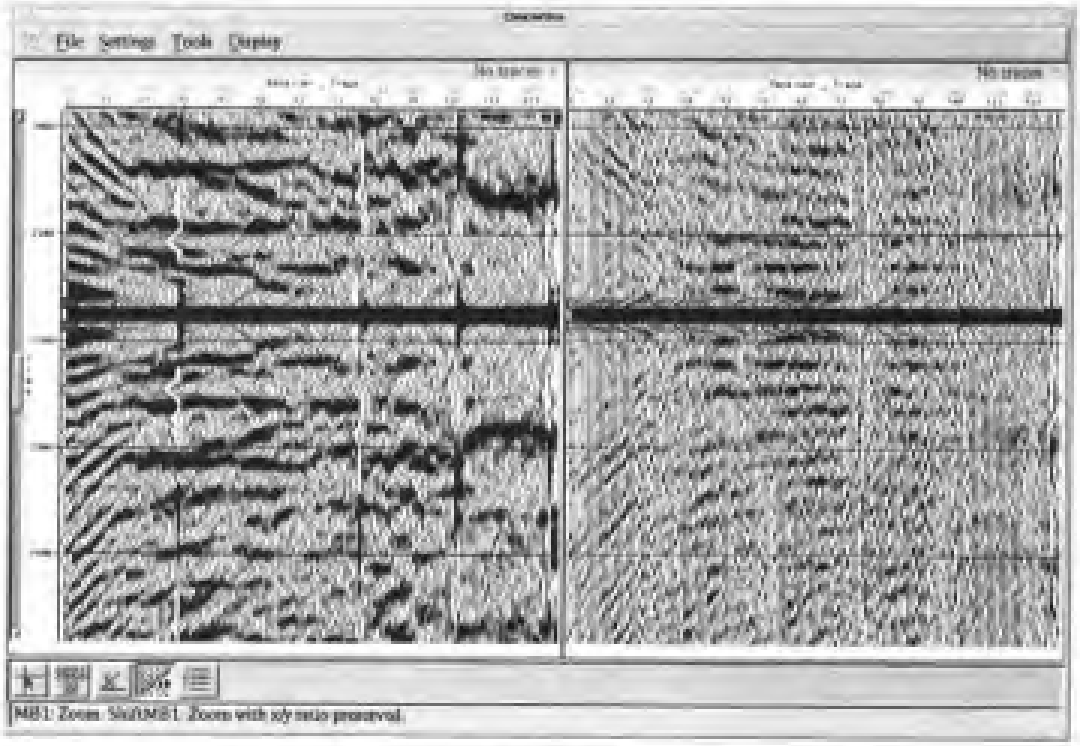


图 3　对应图 1 数据的自相关

Fig. 3　The autocorrelation of the data in Fig. 1

图 5 是进行综合速度分析的多种信息，包括速度谱、道集、小叠加、叠加剖面、速度等值线等，参考的信息丰富、可靠，可以更好的把握速度分析的原则，得到更恰当的速度场。

图 6 和图 7 分别是消除相干噪声和随机噪声的例子。用 FK 方法衰减相干噪声以不增强随机噪声的相干性为宜，只要相干噪声相对于有效波更弱就基本可以，否则就可能产生假

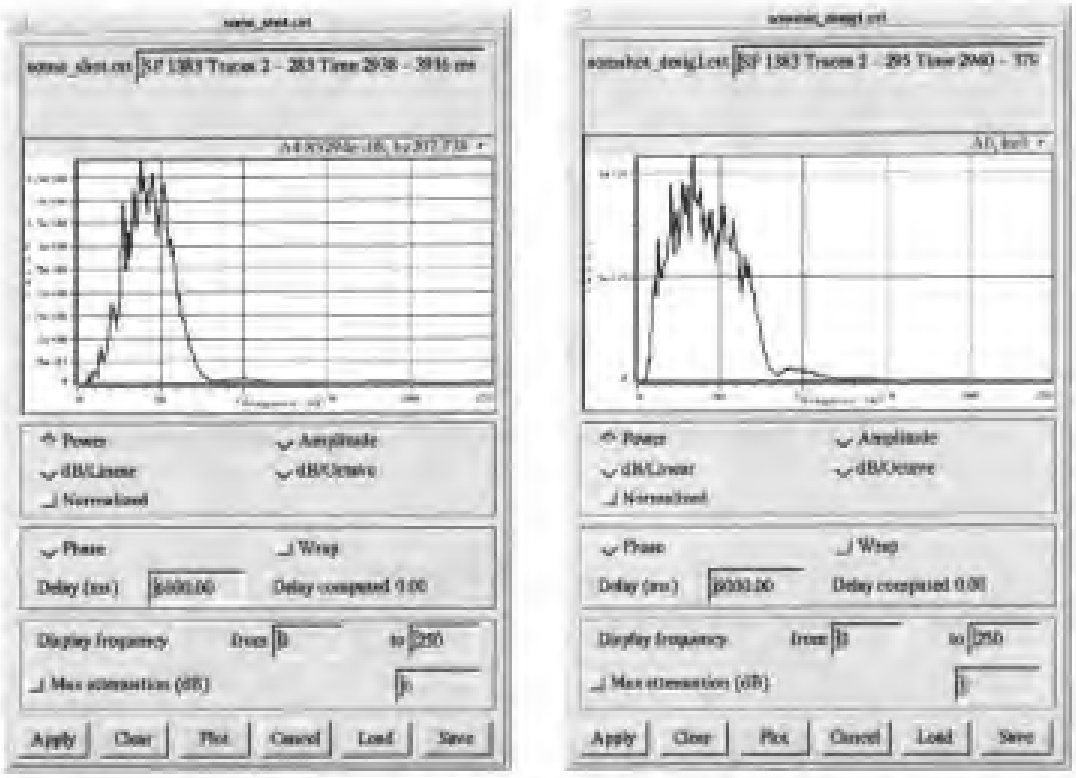


图 4　统计子波反褶积前后数据的频谱

Fig.4　The spectrum before and after the statistical signature deconvolution

象。图 7 的数据中，存在大量低频噪声，但该频率与数据的频带有所交叠，应用低截滤波会去掉有效波的低频成分。如果全频带衰减随机噪声，则会对有效波造成较大损害，针对低频噪声进行分频去噪，就可以尽量少的引入负作用。

4　讨论与结论

从本质上讲，剖面处理的视觉效果和处理的质量是一致的。与进一步的深度域处理和岩性处理相比，常规处理取得好的视觉效果是最基本的要求。地震数据处理要忠实于原始资料，在尽量保持原始数据特征的基础上既要有所改进，又要破坏较小。经验少的处理员，容易造成改进小而破坏大，改造甚至损失原始数据的特征。通常地震剖面上存在这样或那样的缺点，主要原因是处理的针对性不强，从而引入的负作用较多。可以说任何一种处理都存在一定副作用，正所谓“是药三分毒”，“用药”合理准确是取得好效果的关键。对处理来说有时知道应该做什么可能并不难，难的是对不应该做什么很清楚，这需要深入的知识、丰富的经验和对问题的准确分析。要做到针对性好，首先要对资料的品质和特点有清晰的认识，这需要对资料进行详细的调查、分析和评价，这是做到有的放矢的第一步。其次要针对数据特点和具体的地质目标设计处理流程。如同老中医诊病，望闻问切之后要进行“开方”，对处理来说就是选用针对性的模块及其组合。此时要求处理员已经对众多模块的特征有了较深刻地把握，理解越深入，越能从众多的模块中选出针对性强的模块。第三就是针对具体的模块

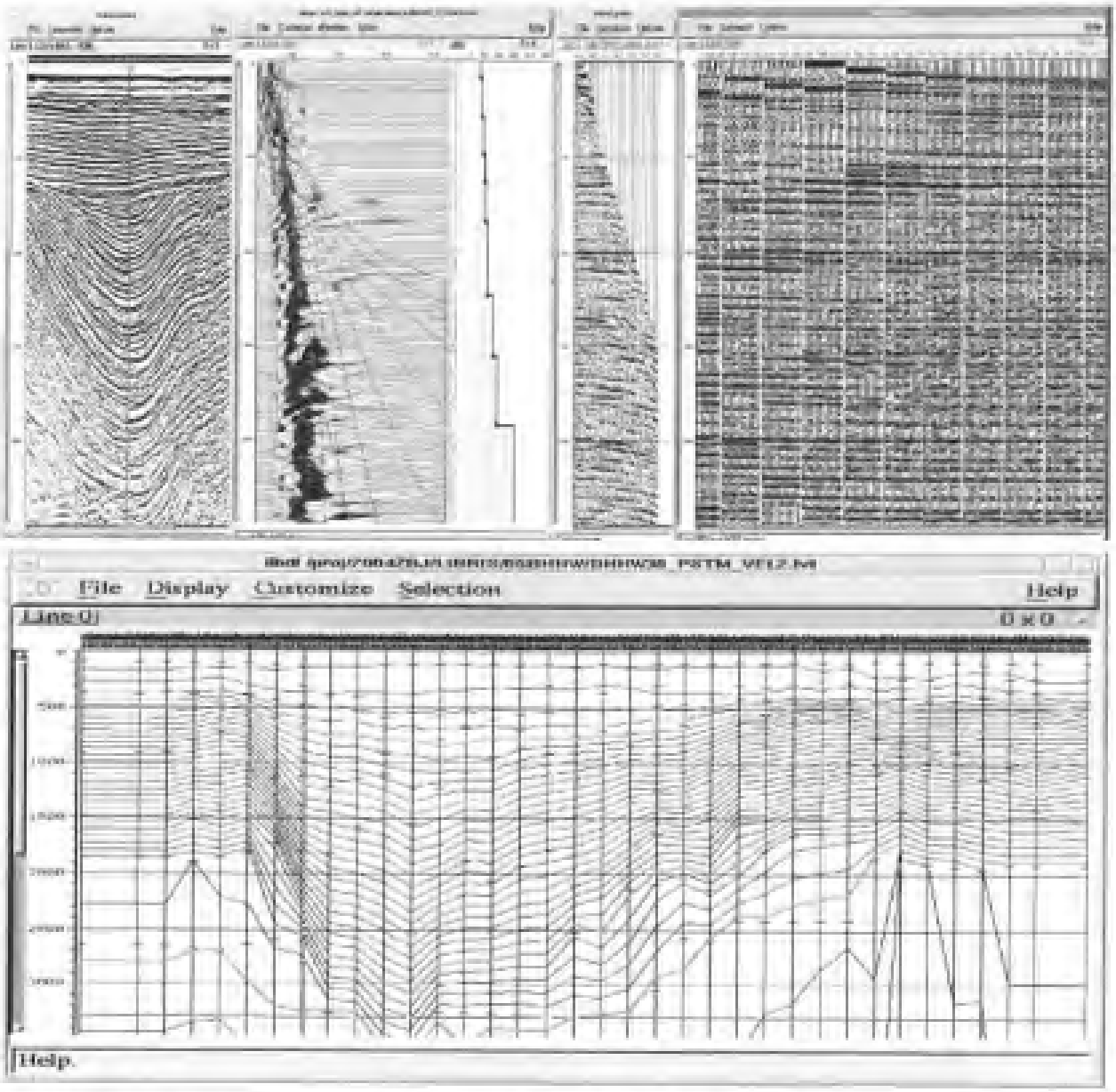


图 5　用于联动综合速度分析的速度谱、道集、小叠加、叠加剖面、速度等值线

Fig. 5　The velocity spectrum, data gather, small stack, stack profile and velocity isogram

和模块组合进行参数试验。由于参数较多，为避免盲目和试验浪费，此时要把握关键参数和评价尺度。关于处理技术的讨论已有丰富的文献(李庆忠，1994；熊翥，1993，1995，2002；俞寿朋，1993；周锦明，2003)，这些系统论述体现了作者们对处理技术丰富的经验和深入的认识。

本文从信号处理、成像质量和信噪比三个技术侧面对海上地震资料处理视觉效果的主要影响因素进行了讨论。总的来讲，信号处理做到子波周期数少、波形尖锐；速度分析精度高、成像方法合适；提高信噪比处理针对性强等可使剖面的视觉效果较好。



图 6　相干噪声衰减前后的叠前数据

Fig. 6　The pre-stack data before and after the correlative noise attenuation

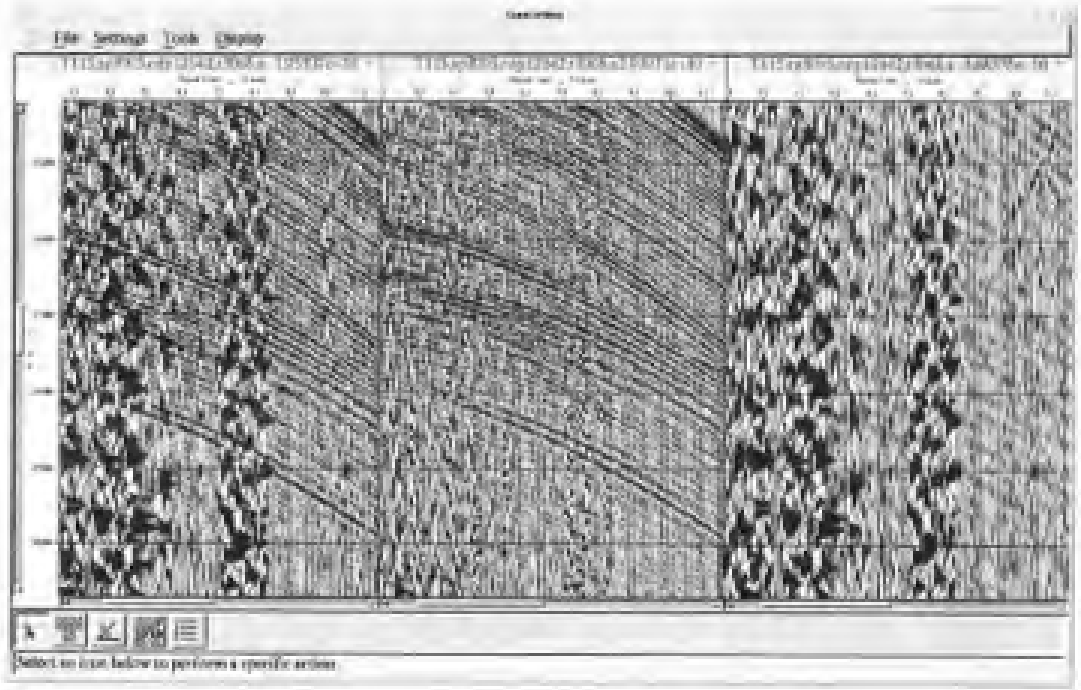


图 7　随机噪声衰减前后和两者的差

Fig. 7　Before and after the random noise attenuation and the difference between them

参 考 文 献

李庆忠.1994.走向精确勘探的道路——高分辨率勘探系统工程剖析.北京:石油工业出版社

熊翥.1993 地震数据数字处理应用技术.北京:石油工业出版社

熊翥 1995.地震数据处理方法系统思维.北京:石油工业出版社

熊翥.2002.复杂地区地震数据处理思路 北京:石油工业出版社

俞寿朋.1993.高分辨率地震勘探.北京:石油工业出版社

俞寿朋.1996.宽带 Ricker 子波.石油地球物理勘探,Vol31(1):606~615

张宝金,成谷,王云专等 2002.去噪强度、去噪效率与振幅保真.石油地球物理勘探,Vol37(1):1~6

周锦明,熊翥 2003.地震数据精细处理.北京:石油工业出版社

Yilmaz 著,黄绪德 译 1993.地震数据处理 北京:石油工业出版社

Discussion about Seismic Data Processing in View of the Visual Effect

Zhang Baojin[1] Cheng Gu[2] Feng Zhenyu[1] Wen Pengfei[1] Chen Cheng[1]

(1. Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760;
2. Dept. Geoscience of Zhongshan University, Guangzhou, 510275)

Abstract: The visual effect is one of those criterions which to be used to evaluate the processing quality of seismic data. Thus in this paper three aspects which influence the visual effect of the seismic section are discussed, they are signal processing, focusing quality and signal-to-noise ratio. The finer signal processing will get a wavelet with fewer period number, smaller amplitude of side-lode, more full frequency components, and more harmonious energy relations between different frequency components. The finer focusing quality will get close-upimage of stratum, and the appropriate imaging method and velocity analysis quality are the key, thus in this paper the basic principle to do velocity analysis is discussed. Furthermore, to ensure the reliability of imaging as the same time as improving signal-to-noise ratio, the pertinence must be emphasized and the balance relation between the noise and the signal must be held during the process of noise attenuation.

Key Words: Seismic data processing Wavelet processing Deconvolution Velocity analysis Noise attenuation

南沙海域地震资料处理技术发展历程

文鹏飞　舒　虎　徐华宁　符　溪
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　南沙海域是我局多年来的勘探重点区域，投入多道地震工作量达 8 万多公里。我局地震资料的处理技术也随着时代的发展而进步，从最早的简单处理到目前的多方法、多手段、多系统的较复杂处理，经历了多次处理设备的更新换代和处理技术人员的更替，处理质量和处理水平、处理能力与时俱进。

关键词　南沙海域　地震资料　处理技术　处理方法　提高

1　前　　言

南沙海域经过广州海洋地质调查局（前身为南海地质调查指挥部）十多年的调查，已完成多道地震资料 8 万多公里。参加南沙海域地震资料常规处理的单位多达 8 家、作特殊处理的单位 3 家。

随着计算机技术的突飞猛进和处理技术的进步，地震资料处理由常规简单处理到精细处理、目标处理、特殊处理、多参数处理。从单纯的落实构造到岩性参数提取，处理与解释更进一步联系紧密。南沙海域的地震资料处理也经历了这几个阶段。最初的数字处理只是仅作一些简单的叠加，道数少、数据量不大，对去多次波这个海上资料处理的难题最多只能作一些预测反褶积，往往手段单一，效果不佳；在叠前也不能作更多的处理，更不用说叠前的 DMO、τ-p 域去噪等处理了；叠后还不能作偏移。由于当时的技术水平所限，资料往往信噪比低、分辨率不高，解释难度大。随着技术进步，处理的资料道数进一步加大、采样率进一步减小，数据量成倍增长，处理手段处理水平更丰富更高，成果资料信噪比、分辨率迅速提高，资料质量更好，更易于解释。与此同时，我局也适时地改进处理装备与软件，处理工作量成倍上升，处理质量显著提高。在处理领域，能灵活地处理各种海上地震资料，对干扰波的压制尤其是对海上各种多次波的消除已形成了自己的处理特色。在注意信噪比、分辨率要求的同时也注意提高保真度。

广州海洋地质调查局先后在南沙海域进行了 14 个工区，20 个航次的综合地球物理调查（姚伯初等，1998）。这些工区的地震资料采集任务有的由一条船完成，有的由两条船完成；处理任务有的由一家单位处理，有的由多家单位处理。

地震资料常规处理流程按处理顺序大致可分为：①预处理，包括解编、道编辑、宽档滤波、定义观测系统等；②叠前处理，包括去各种干扰、反褶积、抽道集、畸变切除等；③速度分

第一作者简介：文鹏飞，男，1966 年出生，高级工程师，1989 年毕业于成都地质学院，主要从事地震资料处理工作。

析，得到叠加速度，用于作动校正；④叠加处理，按叠加方式分类包括普通叠加、非零样点叠加、中值叠加、最大功率叠加、DMO 叠加等；⑤叠后处理，包括去噪、频谱处理等处理；⑥偏移处理，按偏移算法的不同包括克希霍夫偏移、F-K 偏移、有限差分偏移等。大致的处理流程见图 1。不同的资料还可根据需要调整处理模块和参数。

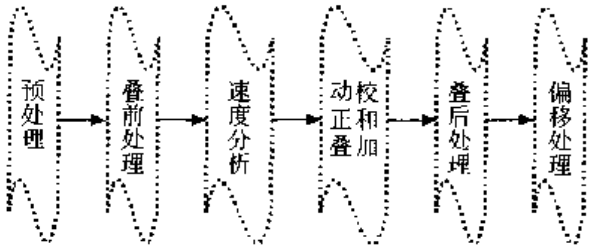


图 1　地震资料常规处理大致流程

Fig.1　The base flow of seismic data processing

2　常规处理

2.1　911 工区之前的处理

911 工区之前采集的资料主要是指 871 工区及其以前的多个工区、911 工区，它们分别在 1987～1991 年间采集，当时的机器运行速度不高，内存、磁盘容量都不允许叠前作大量的运算，一般只作反褶积，压制多次波也多以预测反褶积为主，叠前叠后预测反褶积都较常见。叠后也是较简单的滤波和均衡，没有太多的修饰手段。一般很少作偏移处理。

2.2　万安盆地 911 工区之后地震资料处理

这个阶段包括 921、922、932 等工区，这时的处理技术有了一些进步，比这之前增加了一些叠后修饰性处理，北京计算中心的信号增强(ENHANCE)效果较好(马艳茹，孔月娥，蒋多元等，1996)，应用广泛，它进一步提高了剖面的信噪比，增加了同相轴的连续性。多次波压制方面尚没有更多的叠前处理方法应用。922 工区使用了叠前信号增强、剩余静校正，叠后处理作了括 Q 补偿、倾角滤波和倾角反褶积等。叠后偏移开始批量使用。

2.3　曾母盆地 931 工区之后的地震资料处理

叠前反褶积方法、偏移方法多样化，开始叠前压制多次波，方法包括模型法、二维滤波法、速度滤波法、波动方程外推、τ-p 域预测、拉冬变换、时变预测反褶积、偏移加权等。这之前的处理成果一般表现是：信噪比、分辨率以及清晰度等方面，浅中层达到了设计要求，但中深层尚嫌不足，主要表现在部分剖面深层反射信噪比低，基底反射难以追踪，偏移剖面深层划弧现象明显。这除了处理技术因素外，还存在野外采集的技术跟不上。

2.4　南沙中部海域 95-1 工区之后的地震资料处理

951 之前的一个工区都是由一家单位处理，或是原北京计算中心或是二海计算站。而 951 工区之后的采集量一般较大，常由多家处理单位同时处理一个工区。

由于采集测线覆盖的海域大，海底地形横向变化大，原始资料多次波发育、高低频随机干扰、不正常工作道、死道及野外多种观测系统等现象出现频繁，各家处理单位采取的措施和方法也有一定的差异，处理试验和处理流程较这之前复杂。

在这个阶段，计算机运算能力的迅速提高和处理技术的突飞猛进，使得更多好的、但更耗机时的处理方法都能投入实际应用。这时的去多次波方法大为丰富，处理员通过试验可以选择更多的去多次波方法，有的更是多种方法相结合来压制各种顽固多次波。这时更趋向于采用花更多机时但效果较好的 τ-p 域预测、波动方程等方法来消除多次波(Anderson et al., 1997)。

压制其他干扰能力在为增强，对船干扰、水鸟道干扰等的去除更加有效，对有效波的保护也更好。

速度分析开始作多次；采用多种叠加方式，如 DMO 叠加、中值叠加；叠后的去噪手段大大丰富，如倾斜叠加、各种反褶积、叠后作 Q 补偿、信号增强等。

通过处理手段与处理技术的提高，这时的资料信噪比、分辨率较高，特别是中深层地震波反射质量改善明显，各种地质现象清晰可靠。

2.5 部分工区的重复处理

891、911、922、931 等工区的一部分资料还作了重复处理，重复处理的目的是对一部分效果不理想的测线进行重复处理，希望处理效果有进一步改善。重复处理使用了一些当时较新的技术，如了波反褶积、去多次波、叠后信号增强、叠后使用了倾角滤波、多项式拟合等。处理效果在一定程度上有一定的改进。

3 地震资料特殊处理

特殊处理在地震资料处理中占有很重要的位置，能从它获得一些常规处理得不到的信息。为了进一步了解地层的各种属性，为钻井作前期准备工作，我局对南沙部分重点构造上的地震资料进行了特殊处理。特殊处理技术也同其它地球物理技术一样，在南沙油气资源调查中发挥了很大的作用，但也不可避免地存在多解性。在南沙资料的特殊处理资料的应用中，我局主要用于预测岩性、分析油气层的盖层、生油能力、确定含油气性等，特别是在万安盆地钻前预测中(陈玲等，2002)，特殊处理资料起了相当重要的作用，为提高钻井成功率提供了更丰富更可靠的资料。

在南沙作特殊处理的构造有：万安滩 7、万安西 16、万安西 18 和西卫 24 四个构造的 16 条测线共 395km；万安盆地西卫 16、西卫 18、万安滩 7 三个构造；北康上钻构造、北康盆地、南薇西盆地、曾母盆地中的 20 个局部构造 45 条段测线。

在南沙局部构造资料中，作特殊处理的项目包括 AVO 处理、孔隙度、密度、能量异常、道积分、三瞬剖面、AP(吸收系数剖面)和 DFM(位错流体模型)处理等，目的是了解储盖层特征、储层含油气性和提高振幅异常的垂直分辨率。

根据特殊处理的资料，得到了如下的认识：①在 AVO 剖面中发现万安滩 7 和西卫 18 构造有气异常，西卫 24 构造上有油气混合异常，西卫 16 构造上则可见明显的岩性变化。②孔隙度剖面处理的结果认为上述四个构造的储层孔隙度都是 A，B 级(将储层孔隙度划分 A、B、C、D 四级，A，B 级的孔隙度好，C 级较差，D 级最差，可作盖层)。③密度剖面处理的结果是上述四个构造的盖层基本处于 A，B 级(将密度分为 A、B、C、D 四级，A、B 级的密度大，盖层性能好，B 级较差，C 级最差)。④能量异常剖面也可以利用来预测油气之存在与否。⑤地震道积分是利用转换的相对波阻抗剖面来进行地层分析之技术。地震道积分有反映储层

的埋深、厚度及其分布范围。处理结果表明，储层反映清晰、准确，且分辨率高，连续性好，断层的断点清晰。⑥三瞬剖面反映岩性之变化、瞬时相位剖面还可预测气之存在与进行构造解释。⑦精细 G—Log 处理是在无钻井资料的情况下进行速度反演的。反演的分辨率和精度均提高，计算速度快。经过精细 G—log 处理后资料，发现目的层处有速度异常，说明其中可能有油气存在；还发现了速度异常透镜体，证明可能为岩性圈闭。精细 G—log 资料的分辨率达 10m，可分辨薄层目的层。⑧吸收系数剖面（AP）是从俄罗斯引进的高新技术，处理的结果分正值区与负值区。正值区可分为背景异常区和工业油气异常区。背景异常反应的是孔隙、裂隙和渗透率与发育带及微含油气区。在无井的情况下，可将高于某地层区带 AP 值 2－3 倍之异常视做油气富集区。位错流体模型亦是从俄罗斯引进的高新技术，其目的是预测储盖层特征。DFM 异常越大，储层含油气越好。处理结果预测了油气富集层序与区块之存在。

4 结　　论

在十多年的地震资料处理中，我们可以看到我局技术发展的足迹，及时应用新方法新技术成功解决许多重大问题的能力日益提高，处理的水平越来越高，地质效果越来越好，这表现在多个方面。

首先，在多次波压制方面，我局都始终采用了最新的成熟技术。在 871、891 工区，采用的是反褶积、叠加这些技术来压制多次波。这些方法压制干扰在当时较为先进，但往往干扰压制不干净，被多次波等干扰掩盖的有效波得不到突出，中深层处理效果不理想，见图 2。931 工区开始，就采用了 F—K 滤波等当时较为先进的技术方法技术，这在压制多次波方面进了一大步，压制多次波能力显著提高，通常的短周期多次波和长周期多次波都能受到很好

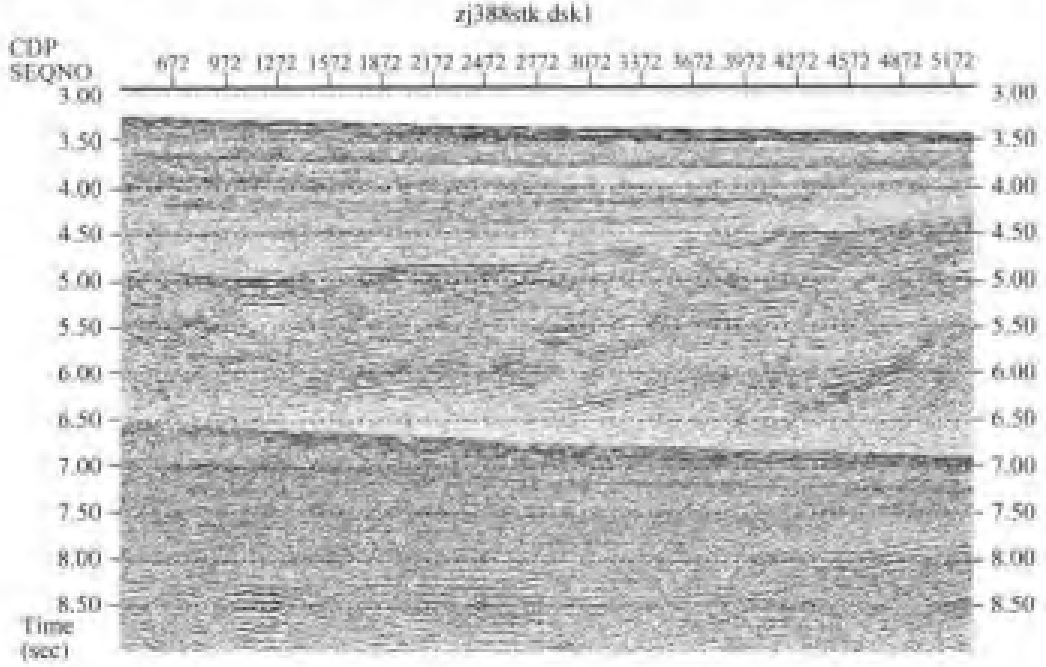


图 2　用反褶积、叠加消除多次波效果图

Fig.2　The anti-multiple effect of using old methods

的压制，信噪比明显好于仅仅用叠加方法来压制的剖面。951 工区开始，出现了 τ-p 域滤波等更为先进的方法，它避免了 F-K 方法对近道不能压制的缺点，能更为精确地分离有效波和多次波，对有效波的损害更少，被多次波掩盖的中深层有效波得到了突出(图 3)。而在最初南沙资料处理中，几乎只能作简单叠加，同样的数据，效果有天壤之别。

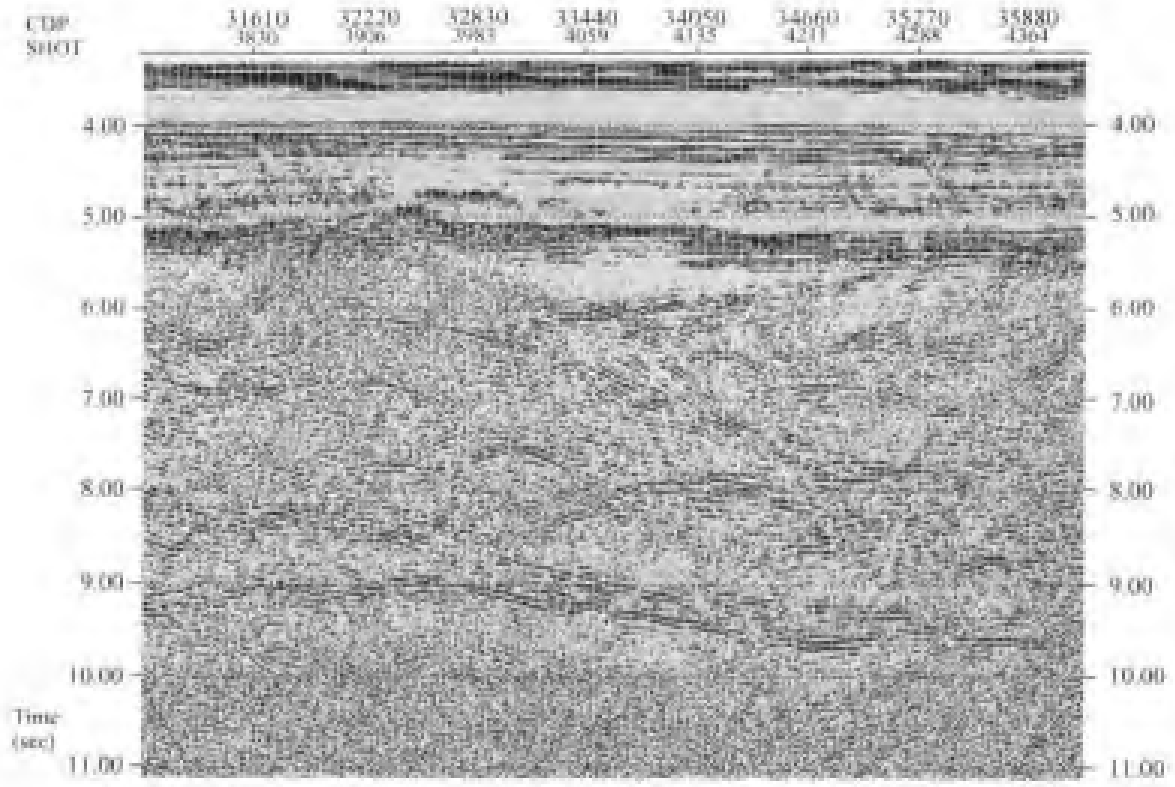


图 3　用 τ-p 等方法结合去除多次波效果图

Fig. 3　The anti-multiple effect of using new methods

在目前常用的压制多次波技术中，该方法应用频率很高。由于南海海域广阔，地形、地震地质条件变化多样，多次波的种类繁多，尽管有各种各样的压制多次波手段，但对南沙海域而言，并不是所有多次波都能得到较好的压制，尤其是坚硬的浅海底产生的短周期多次波，由于反射波能量在海底和海面之间来回震荡，多次波能量很强，有效波能量透射不下去，有效波能量很弱，目前尚没有见到对这种多次波理想的处理效果。我局经过多年的处理，对各种多次波的压制积累了丰富的经验，采用多种手段、多种方法有机结合来压制取得了明显效果。

其次，反褶积技术也得到丰富和发展，人们越来越多地考虑反褶积对资料的影响，这时出现了多道反褶积、一致性反褶积等反褶积技术，这些反褶积技术进一步消除了非地质因素的影响，使资料更可信。在子波处理方面，方法也是越来越成熟、先进，由单纯使用脉冲、预测反褶积到使用各种反褶积，使反褶积的效果越来越突出，消除了许多非地质因素对地震资料的影响，提高了分辨率。

在压制船干扰、线性噪声方面也取得了较好的效果。931 工区之前，对这些干扰只能采取滤波、叠加这些简单方法，压制效果也不明显。951 工区之后，手段明显增强，灵活性、有

效性明显提高。叠后修饰性处理朝着既能压制干扰，又不损害有效波的方向发展。

深层处理技术也在一直发展，前期资料除了受野外采集因素的影响外，处理技术也存在障碍，中深层资料的信噪比和分辨率都不高，后期的处理成果则中深层越来越清晰可靠。

偏移技术的发展则让人们能更多地考虑地质上的问题，同相轴的归位更接近了实际地层的情况。南沙资料也从不能作偏移到尝试各种偏移方法，再到叠前偏移。

特殊处理技术也得到广泛应用，最早的特殊处理技术如今已纳入常规处理技术范围，特殊处理的可靠性也大幅提高。

感谢张明副总工、金庆焕院士、姚伯初教授，他们的提议促进了本文的成文。

参考文献及资料

姚伯初等．1998．南沙海域万安盆地油气普查与评价，内部资料

马艳茹等，地矿部北京计算中心．1996．万安盆地区域概查重复处理报告，内部资料

孔月娥等，地矿部北京计算中心．1996．南沙海域931地震普查资料重新处理报告，内部资料

曾祥辉等，地矿部 上海．1994．南沙海域东南部933地质地球物理路线调查报告，内部资料

陈玲，彭学超等，广州海洋地质调查局．2002．南沙海域上钻构造的钻前综合研究，内部资料

蒋多元等，地矿部北京计算中心．1996．南沙万安盆地面积普查重复处理报告，内部资料

Anderson R N et al. 1997. 4D seismic: The fouth dimension in reservoir management, Part1—What is 4D and how does it improve recovery efficiency?, World Oil

M T Taner. 1983. Wavelet Estimation and shaping, Seismic Research Corporation Technical Report

Joshua Ronen. 1987. Wave-equation trace interpolation: Geophysics Vol. 52; No. 7; P. 973 - 984

Kenneth W Winkler. 1982. Seismic Attenuation: Effects of pore fluids and frictional sliding, Geophysica, Vol. 47, No. 1, Jan

Hale D. 1992. Q-adaptive deconvolution, Stanford University, SEP 30, P133 - 158

The Course of Seismic Data Processing Technology in NanSha Sea Area

Wen PengFei　Shu Hu　Xu HuaNing　Fu Xi

(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: Guangzhou Marine Geological Survey had acquired more than 80 thousands kilometer seismic data in Nansha sea area, and processing technology and processing quality and processing capability have made rapid progress.

Key Words: Nansha Sea Area　Seismic Data　Processing Technology　Processing Method　Progress

泥火山——天然气水合物存在的活证据

沙志彬　张光学　梁金强　王宏斌
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　海底天然气水合物大多与通过切穿沉积盖层的断裂的上升烃类流体相关，这些高渗透带包括泥火山和底辟等侵入构造，所以泥火山、底辟和海底断裂等构造周围可能赋存水合物；实际钻探结果也证实，泥火山和水合物的形成与聚集有较为密切的关系。泥火山，它是地层内部圈闭气体由于压力释放上冲的结果，也是气体向上运移的通道。文章初步总结了泥火山与水合物的成矿关系，认为泥火山是水合物赋存的标志之一，是水合物存在的活证据。本文对我国泥火山与水合物的发育和赋存进行了分析预测，并对泥火山构造中水合物的成矿模式进行了初步探讨。

关键词　泥火山　天然气水合物　成矿模式

1　前　　言

泥火山，是顶部带有漏斗状火山口并具有通向深部的管孔，可涌出混有泥质粘上质沉积物的水、气的大型圆锥形山丘，它的形成与烃类渗出物相关。泥火山跟泥底辟一样，都是地层内部圈闭气体由于压力释放上冲的结果，同时它也是气体向上运移的通道。

1984 年 Ginsburg 等地球物理学家第一次提到了水合物与海底泥火山的关系问题，此后陆续发现了里海、黑海、挪威海、地中海、巴巴多斯近海、尼日利亚近海和墨西哥湾的水合物普遍有存在于泥火山或泥底辟附近的现象，这些现象说明泥火山与水合物的赋存关系密切，可以认为泥火山是水合物赋存的标志之一，是水合物存在的活证据。

被动陆缘内巨厚沉积层塑性物质及高压流体、陆缘外侧火山活动及张裂作用，可形成大规模的泥火山或底辟构造，这些构造能使构造侧翼或顶部的沉积层倾斜，便于流体排放形成天然气水合物。Reed 等(1990)认为，沉积物负荷和甲烷的产生相互结合促进了泥火山的发育或有助于附近泥底辟的演化，随着甲烷的聚集浓度增加导致了水合物的形成，而且有利于水合物的发育。目前，世界海洋中成规模的水合物产地共有五处，综合分析结果表明，水合物主要聚集于活跃的流体逸出环境中，是由微生物成因的甲烷气沿断层、节理、底辟构造或通过泥火山作用向上运移形成的。

2　与天然气水合物有关的泥火山

里海：1979年，在南里海的海洋考察中偶然发现了水合物，目前里海发现了50多个泥

第一作者简介：沙志彬，男，1972 年出生，高级工程师，主要从事石油地质和天然气水合物的研究。

火山水合物分布区(图 1)。1986、1988 年,苏联组织了调查,在南里海盆地的两座海底泥火山上取得 27 个样品,有 24 个见到水合物(Buzdag 泥火山的 20 个的重力岩心中有 19 个观察到了水合物,Elm 泥火山的 7 个重力岩心中有 5 个发现了水合物。),水合物含量为 2%～25%,气体成分以烃类为主,甲烷、乙烷含量比较高。据推测,在深水区的泥火山有 60 座以上,存在水合物的区域面积可能不小于 30000km^2。

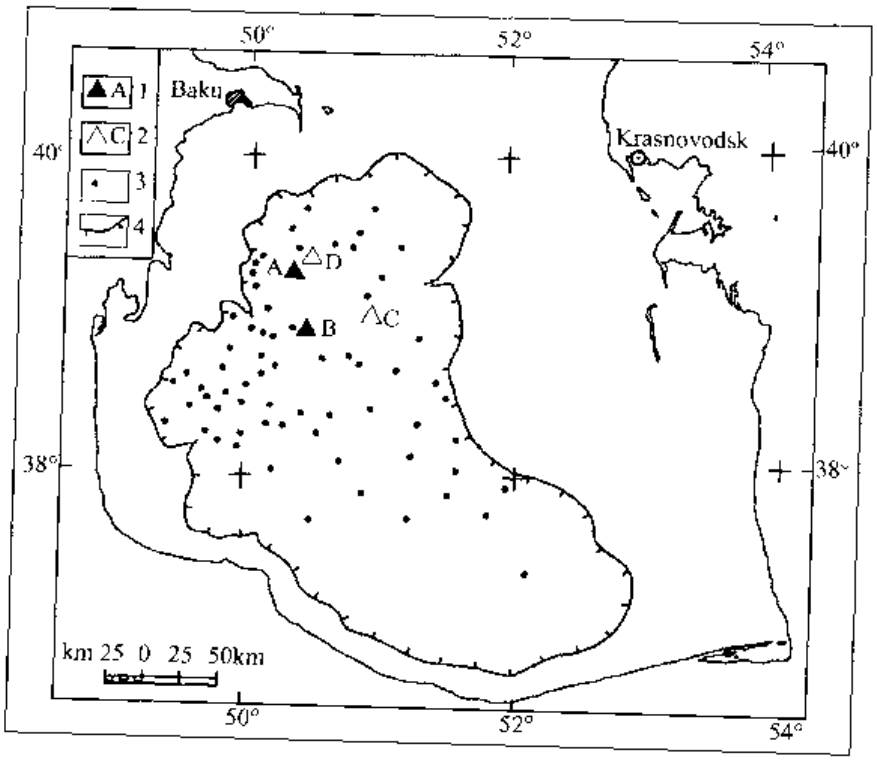


图 1　南里海泥火山区天然气水合物的位置

(据 Ginsburg 等, 1992)

1—在泥火山处发现的天然气水合物(A—Buzdag, B—Elm); 2—未发现天然气水合物的泥底辟(C—A likha Swell 处下无名泥火山, D Deverny); 3—海底泥火山; 4—天然气水合物分布区边界

Fig. 1　Locations of gas hydrates in mud volcano areas of the South Caspian Sea

(after Ginsburg et al., 1992)

黑海:俄罗斯曾对黑海 3 个与水合物有关的流体逸出构造地区进行了调查,这些地区以含水合物泥火山和泥底辟为特征,在 Sorokin 海槽泥火山、Kovalevsky 泥火山及 Crimea 半岛西坡的流体逸出构造的沉积物中都发现了水合物。在 Sorokin 海槽泥火山沉积物中,观测到气体水合物约 2～3m 厚,呈块状和板状,直径达 5cm,与海底沉积物地层亚平行;在中部 Kovalevsky 泥火山的沉积物中观测到了水合物的斑状构造,水合物基本上是等体积的捕虏体,长 5cm,呈雪白色;在 Crimea 半岛的西部陆坡,TTR11(UN ESCO 培训调研计划)航次调查用箱式取样器也采集到了水合物,这是首次在此发现水合物,其沉积物是被极细小的水合物胶结在一起的块状构造(Konyukhov 等, 1995; Ginsburg 等, 1990; Ginsburg 和 Soloviev, 1994; Ivanov 等, 1998)。1996 年"Gelendzhik"号的 TTR-6 航次在 Sorokin 海槽一典型的底辟构造进行采样,该底辟构造由从底辟脊顶和侧翼隆升至海底的泥火山和泥底辟

组成(图2),结果在15个岩心样品中12个取样站位的岩心中发现有异常高的气体含量,且在5个含有泥质角砾岩的岩心中均观察到了水合物,一些岩心中还发现被碳酸盐物质轻微胶结的小蛤贝壳和细菌族的存在。

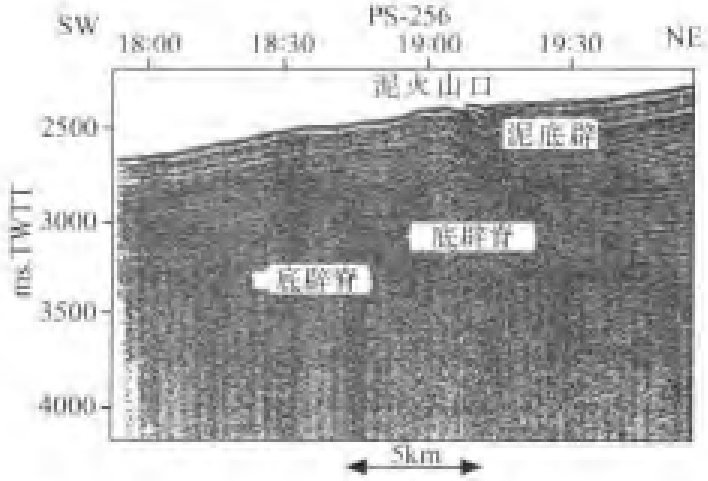


图2 Sorokin海槽内的PS-256底辟构造中的泥火山

(据M.K.Ivanov等,2000)

Fig.2 The mud volcano of the PS-256 diapir structure in the Sorokin trough

(after M.K.Ivanov et al., 2000)

巴伦支海:德国科学家Solheim和Elverhøi(1993)发现巴伦支海74°55′N-27°36′E水深大约340m的海底存在着一大群泥火山。从泥火山口A的浅层剖面(图3)可以看到两个隆

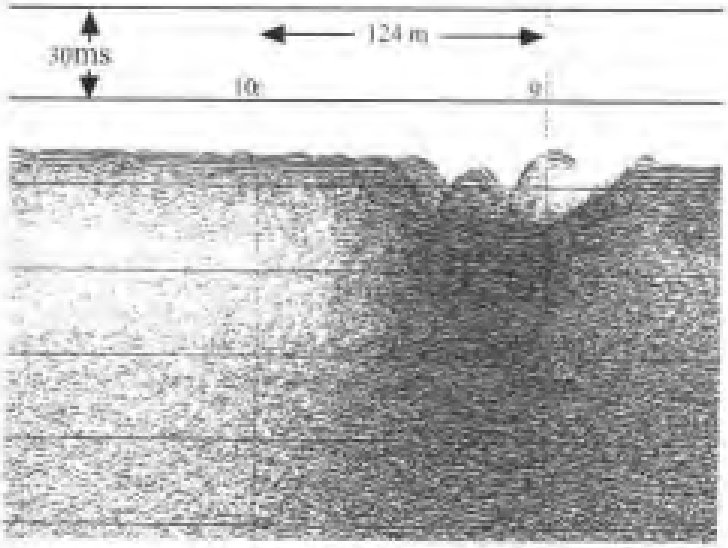


图3 巴伦支海泥火山A的浅层剖面

(据D.Long等,1993)

Fig.3 Sub-bottom profile of mud volcano A in Barents Sea

(after D.Long et al., 1993)

起的丘状体，其中一个从底部隆升了近 20m，到达火山口附近。火山口周围海底平坦，靠近火山口具有一薄而不均匀的沉积盖层。从多波束调查结果发现，内部丘状体具有杂乱的反射特征，但声波无法穿透火山口底部，这些特征被认为主要是受包括位于水合物带之下气体的聚集所致(Dillon 和 Paull, 1983)。对该区调查结果认为数个火山口内的地形高处(由棱角状的岩石组成，局部隆升于火山口壁围岩之上)是水合物丘状体，在火山口形成之后气体仍持续不断地流动，而储存于浅层附近的水合物储集层是影响底层水体温度变化及引起甲烷以季节性大量释放的原因。另据报道，南巴伦支海水合物分布范围超过 55km^2(Laberg 和 Andreassen, 1996)。

3 与泥火山相关的水合物特征

与泥火山相关的水合物有许多共同特征，如水合物包裹体都呈白色或灰白色，具有片状晶形，在沉积物中无定向分布。沉积物中的水合物含量从 1%～2%至 35%不等，并且在整个泥火山地区以及在深度上都有变化。1998 年，在地中海进行的 MEDINAUT 海底勘查中，深水潜艇发现海底多处富含 CH_4 的泥火山口和冷喷溢口，它们周围有自生碳酸盐壳生长，它们在活动的泥火山口周围可形成碳酸盐台地、圆丘或放射状丘。1999 年，Lein 等通过对泥火山含甲烷沉积物中流体性质的研究，发现所有典型含水合物的泥火山沉积物的孔隙水特征都比周围沉积物氯含量要低。对挪威海 Hakon Mosby 泥火山的研究表明，海底泥火山结构中地温梯度的变化规律十分明显：泥火山中央为明显的地温梯度高值，地温梯度随着距泥火山中心距离的增大而减小，泥火山外达到一个常值。同时，水合物聚集具有同心带状结构，由热的上升流体流控制。从泥火山流体周围的新沉积物中流出的水参加了气体水合物的形成，而泥火山的大小和形状对水合物赋存形态也有较强的控制作用。

在泥火山构造中，BSR 同样可以指示水合物的存在，但 BSR 与水合物并非一一对应的关系。例如，里海泥火山含有水合物的地层中均无 BSR 相对应；而巴拿马北部近海泥火山发育区，水合物与 BSR 则呈一一对应关系，并且泥火山与 BSR 都集中分布于受逆断层控制的斜脊中。研究结果表明，在泥火山喷发过程中，泥石流在几天或更短的时间内就会形成几十米的盖层，沉积物厚度的改变引起水合物平衡条件发生变化，水合物分解释放出甲烷气。在此情况下，通常可以观察到 BSR。

4 赋存在泥火山水合物中的甲烷量

甲烷是与泥火山相关的水合物中的主要成分，为了估算全球泥火山中甲烷聚集量，首先要确定局部聚集的甲烷量，其次确定含水合物泥火山的数量。

Ginsburg、Soloviev 等(1999)估算了里海 Buzdag 泥火山和挪威海 Hakon Mosby 泥火山水合物中的甲烷量。对 Buzdag 泥火山，用假设的泥火山面积、粘土角砾中的平均水合物含量和含水合物带的厚度的甲烷量为 3×10^8m^3。同样用体积方法对 Haakon Mosby 甲烷量的估算值为$(3-4)\times10^8$m^3，但考虑了所观察的气体水合物呈带状分布的特征。对这两个泥火山的泥角砾和周围原沉积物中的水合物分布也作了很好的研究，其中 20 个岩心来自 Buzdag(19 个含水合物，平均气体水合物体积含量为 15%)，27 个来自 Haakonmosby (16 个

含水合物，体积含量为1.2%）。所以估算的局部泥火山的甲烷聚集量为 $n\times10^8m^3$ 是现实的，两种估算结果都认为 $1m^3$ 的水合物含 $160m^3$ 的 STP 气体（Sloan，1990）。

Weeks(1974)，Milkov(2000)根据已查明存在泥火山地区的泥火山密度的观察结果，估计了全球泥火山的数量为 10^3-10^5 个。然而，并不是所有的海底泥火山都含气体水合物，在巴巴多斯近海钻探了5个泥火山，但只有 Atalante 含水合物（Lance 等，1998）；在黑海的深水区，对8个泥火山进行了采样，只有2个（MSU 和 Tredmar）含水合物；在地中海的 Olimpi 钻探了23个泥火山和底辟，虽然孔隙水指示这些泥火山中存在水合物，但没有发现水合物（De Lange，Brumsack，1999）；在地中海的 Anaximander 钻探了6个泥火山，只在 Kula 发现了水合物。所以，全球含水合物泥火山的数量可能只占深水泥火山总量的10%左右（即 10^2-10^4 个）。

最后，把单个海底泥火山中聚集的甲烷气体水合物数量的估算与全球含水合物的泥火山数量结合起来，得到气体水合物中的总甲烷量为 $n\times(10^{10}-10^{12})\ m^3$。这是初步的估算结果，但不管如何，它们的储量都很可观。

5 泥火山与天然气水合物成矿地质模式

G.D.Ginsburg 等（1999）研究了挪威海 Hakon Mosby 泥火山与水合物的成矿关系，该泥火山直径约200m。从平面图（图4）可以看出（图中 a 为无水合物区；b—d 为水合物发育区；b 含量为0－10%，c 含量为10%－20%，d 少量；虚线所示为水合物外围边界；空心圆表示未发现水合物站位；实心圆为发现水合物站位；实心正方形为海底即见到水合物的站位。），泥火山中心最热处不发育水合物，往外侧逐渐发育水合物；距离泥火山中心较远的地方，沉积物中水合物含量一般在0－10%之间（平均为5%），再往外就到了水合物含量的最高值区

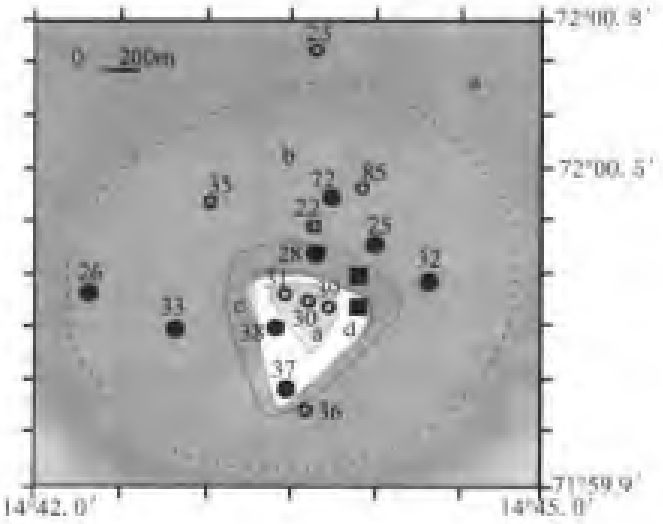


图4 Hakon Mosby 泥火山的水合物与钻孔分布图

（据 G.D.Ginsburg 等，1999）

Fig.4 Distribution of gas hydrates and drilling holes in Hakon Mosby Mud Volcano

(after Ginsburg et al., 1999)

(平均为10%－20%)。37,38,40钻孔位于水合物沉积区内,28,45钻孔位于水合物高值区内;其中,45钻孔中还观察到块状水合物样品,长度从0－225cm不等。

A.V.Egorov等(1999)在对Hakon Mosby泥火山地区水合物研究后提出泥火山构造中水合物的成矿模式(图5)。该模式认为:海底存在的水合物能够在没有任何温热或上升海水的情况下产生甲烷气柱,气柱的上部边界由底部气流的速率和纵横方向上的扰动-扩散系数决定。统计结果显示:泥火山上的甲烷气柱一般不超过10m。泥火山上水柱样品表明火山表面上60m乃至80m处甲烷气的浓度均较高,并且在火山表面至少有50m的温度正异常。

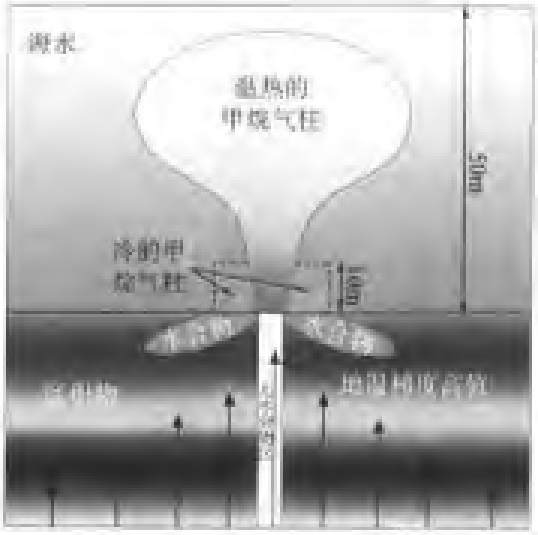


图5 Hakon Mosby泥火山水合物分布模式
(据A.V.Egorov等,1999)

Fig.5 The model of Hakon Mosby Mud Volcano and gas hydrates
(after A.V.Egorov et al., 1999)

Milkov等(2002)则根据流体迁移模式和水合物在稳定带(GHSZ)内聚集的特征,讨论了水合物在泥火山地质构造条件下的水合物聚集与赋存状况,提出构造圈闭型水合物成矿模式(图6)。泥火山作用下的天然气水合物明显地赋存在经受过快速坳陷的含有巨厚年轻沉积层内,埋深不大,在黑海和墨西哥湾都发现了大量的此类水合物。该类型矿藏主要由热成因气、生物成因气或者混合气从较深部位的含油气系统沿断裂、泥火山或其它的构造通道快速运移至水合物稳定域中,同时还受流体通道的几何形态、流体的流速、天然气的组成和温压场等因素控制,造成水合物通常位于活动断裂附近和泥火山口,所以可能在海底或较浅的沉积物中获得样品。这类水合物矿藏沉积物中水合物的含量通常较高,因而具有较高的资源密度和开采价值,开发与生产的成本也较低。

6 我国的泥火山与水合物的关系远景前瞻

东海外陆架和冲绳海槽西坡上部高分辨率地震、多波束和声学资料都显示在海槽中段发育有海底泥火山,它们呈直径为数十到数百米、高度在数米到40m之间的沉积物隆起。

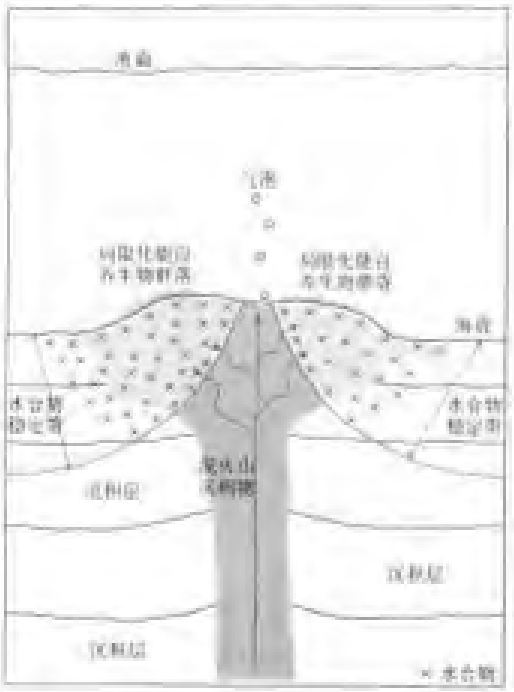


图 6　构造圈闭型的泥火山水合物成矿地质模式

（据 Milkov 等，2002）

Fig.6　The model of Mud Volcano and gas hydrates in structural trap

(after Milkov et al., 2002)

泥火山的地震资料发现振幅异常和特殊地震相，说明泥火山的沉积物中含有气体，表明天然气或流体渗透与泥火山的形成有一定关系。这些泥火山还与出现在沿冲绳海槽西坡的正断层相关，这些正断层正是流体运移的通道。Yin P 等(2003)认为这些泥火山的泥和流体的来源比较深，年代也较早，但其渗透过程目前可能仍在进行，而且其活动很可能与水合物的形成与分解有关。

近年来，广州海洋地质调查局在南海北部陆坡开展地质与地球物理调查，发现了与水合物有关的似海底反射波(BSR)、甲烷高含量异常、氯离子和硫酸根浓度异常、碳酸盐结壳和甲烷礁等重要的地球物理与地球化学证据，表明南海北部陆坡具有良好的水合物成矿远景。尽管没有找到与水合物有关的泥火山，但是发现同是在活跃流体逸出环境中形成的底辟构造在陆坡区内比较发育；其中，有 35% 左右的底辟构造与 BSR 相伴生，这些底辟构造中可能存在水合物；而这些底辟多数可能为泥底辟，如果温压条件有大的改变，造成水合物溢出的话，很可能会形成泥火山。因此，将来我们可以在发现底辟构造的区域除进行多道高分辨率地震勘探外，最好利用其它地球物理勘探方法(例如浅层剖面、单道地震测量、旁侧声纳、多波束和海底摄像)来进行综合调查，查找周围是否存在泥火山构造，进而确定是否存在水合物。随着勘探和研究的不断深入，相信不久的将来，在南海会发现水合物，并且能够找到与水合物相关的泥火山。

7 认识与讨论

泥火山构造是地层内部圈闭气体由于压力释放上冲的结果，又可以是深部气源向上运移提供良好的通道，使气体能够在合适的温压环境下聚集成矿，为水合物的形成创造良好的构造条件；另外，泥火山是海底流体逸出的表现，受到快速的过冷却作用往往在其周围可见到水合物的出现，故一定程度上它揭示了地层之下是否赋存水合物。

保守估计，全球含天然气水合物的泥火山数量可能只占泥火山总量的 10 %左右(10^2～10^4 个)，但是它们所包含的总甲烷量却很可观，约为 $n\times(10^{10}\sim10^{12})$ m^3。

尽管如此，泥火山构造与水合物的形成及分布密切关系是显而易见的。如果发现了泥火山构造，就很可能找到水合物的存在。因此，研究泥火山与水合物的成矿关系，对了解海底水合物的发展变化规律、成矿远景以及对水合物的地球物理勘查方向都具有重要的指导意义。

参 考 文 献

戴春山．2002．天然气水合物研究的新进展．海洋地质动态，18 (12)：12－17

方银霞，高金耀，梁明碧等．2005．冲绳海槽天然气水合物与地质构造的关系．海洋地质与第四纪地质，25(1)：85－91

方银霞，金翔龙，杨树锋等．2000．冲绳海槽西北边坡天然气水合物的初步研究．海洋学报，22 (增刊)：175…179

龚建明．2000，海底地貌与天然气水合物的关系．海洋地质动态，2000，16(11)：12－14

沙志彬，王宏斌，张光学等．2005．底辟构造与天然气水合物的成矿关系．地学前缘，9(3)：283－288

庞勇，金翔龙，方银霞等．2003．冲绳海槽天然气水合物 BSR 的地震研究．海洋学报，25(4)：59－66

杨文达，陆文才．2000．东海陆坡—冲绳海槽天然气水合物初探．海洋石油，(4)：23－28

Cort hay H J E. 1998. Delineation of a massive seafloor hydrocarbon seep, overpressured aquifer sands, and shallow gas reservoir, Louisiana continental slope. Off shore Technology Conference. Houston, Texas, 37－56

Egorov A V, CraneK, Vogt P R, Rozhkov A N. 1999. Gas hydrates that outcrop on the sea floor: stability models, Geo-Marine Letters, 19:68－75

Ginsburg G D, Ivanov V L, Soloviev V A. 1984. Natural gas hydrates of the world's oceans. Oil and Gas Content of the World's Oceans. PGO Sevmorgeologia, 141－158

Ginsburg G D, Kremlev A N, Grigor'ev M N, et al. 1990. Filt rogenic gas hydrates in the Black Sea (twenty-first voyage of the research vessel Evpatoria). Sov. Geol. Geophys., 31:8－16

Ginsburg G D and Soloviev V A. 1994. Mud volcano gas hydrates in the Caspian Sea. Bull. Geol. Soc. Denm., 41:95－100

Ginsburg G D. 1999, Gas hydrate accumulation at the Hakon Mosby mud volcano. Geo-Marine Letters, 19:57－67

Heggland R, Nygaard E, Gallagher J W. 1996. Techniques and experiences using exploration 3D seismic data to map drilling Hazards. Off shore Technology Conference. Houston, TX, 119－127

Kvenvolden-Keith A, 1995. A review of the geochemistry of methane in natural gas hydrate. Organic Geochemistry. 23; 11－12, Pages 997－1008

Laberg-Jan Sverre; Andreassen-Karin. 1996. Gas hydrate and free gas indicators within the Cenozoic succession of the Bjornoya Basin, western Barents Sea, Marine and Petroleum Geology. 13; 8, Pages 921－940

Lein A, Vogt P, Crane K, Egorov A, Ivanov M. 1999. Chemical and Isotopic evidence for the nature of the fluid in CH_4-containing sediments of the Hakon Mosby Mud Volcano, Geo-Marine Letters, 19:76－83

Martin J B, Kastner M, Henry P, et al. 1996. Chemical and isotopic evidence for sources of fluid in a mud volcano field seaward

of the Barbados accretionary wedge. J. Geophys. Res., 101:20 325~20 345

Milkov A V. 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. Marine Geology, 167(1~2): 29~42

Milkov A V. 2002. Sassen R. Economic geology of off shore gas hydrate accumulations and provinces. Marine and Petroleum Geology, 19(1): 1~11

Reed-Donald-L, Silver-Eli-A, Tagudin-J-E, Shipley-Thomas-H, Vrolijk-P. 1990. Relations between mud volcanoes, thrust deformation, slope sedimentation, and gas hydrate, offshore North Panama. Marine and Petroleum Geology, 7; 1, Pages 44~54

Vogt P R, Gardner J, Crane K. 1999. The Norwegian-Barents-Svalbard (NBS) continental margin: Introducing a natural laboratory of mass wasting, hydrates, and ascent of sediment. Geo-Mar. Lett., 19:2~21

Woodside J M, Ivanov M K, Limonov A F. 1997. Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas2Parts I and II. IOC Tech. Ser., 48

Yu P, Berne S, Vagner P, et al. 2003. Mud volcanoes at the shelf margin of the East China Sea. Marine Geology, (194): 135~149

Mud Volcano—One Live Evidence of The Existence of Gas Hydrates

Sha Zhibin Zhang Guangxue Liang Jinqiang Wang Hongbin

(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: Marine gas hydrates are mostly related to the lifting hydrocarbon flow through the various fractures in the sediment. The intrusion—related structures such as the mud volcano and the diapir are also the high permeable zone of fluid flow. So there are potentially distributed marine gas hydrates around the mud volcano, the diapir and fault fracture. Results of drilling are proved that there are close relationships between the form and accumulation of gas hydrates and mud volcano. The mud volcano can be regarded as the result of the pressure of inner gases upthrusted from the lower strata, and the migration of gases from deeper strata. The mineralization relationships between the gas hydrates and the mud volcano are summarized in primary in this paper, which suggest that mud volcano is one of the signs and alive evidence of the existence of gas hydrates. The mud volcano and gas hydrates are predicted in China. In addition, the mineralization model of gas hydrates in the structure of mud volcano are construed in this paper.

Key words: Mud volcano Gas hydrates Mineralization model

南海北部中更新世晚期以来古海岸变迁及其地质意义❶

陈泓君　李文成　陈　弘　彭学超
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　本文在研究南海北部陆架区 ZQ2 和 ZQ4 钻孔资料的基础上，对该区单道地震资料进行地震层序划分、地震-沉积相解释分析。根据钻孔地层、地震反射和海底地貌特征，对中更新世晚期、末次盛冰期以及冰后期这三个时期的古海岸位置进行了分析，并探讨了该区中更新世晚期以来的古海岸变迁，对进一步指导该区的第四纪环境研究具有重大意义。

关键词　南海　单道地震　中更新世　古海岸

1　前　　言

全球环境变化研究是本世纪地学研究的重要课题之一，环境变化与海平面变化密切相关。古海岸变迁是海平面变化的直接反映，通过了解古海岸变迁，来揭示环境变化是非常有意义的。冯文科等曾利用钻孔资料对该区的海平面变化进行了分析，但通过单道地震资料和钻孔资料相结合的方法对海岸线进行识别在国内还为数不多，本研究试图通过这一手段来认识海平面的变化规律，对南海地区新近系以来环境变化研究具有重要意义。

2　ZQ2 和 ZQ4 孔中更新世晚期和晚更新世晚期沉积环境分析

2.1　ZQ2 孔沉积环境分析

2.1.1　中更新世晚期

根据测年，ZQ2 孔在 31～45.3m 层段为中更新统上段，岩性较粗，为灰色极细砂夹砂砾层。该层段内 35.00～41.31m 有一为砂砾夹层。

古生物分析资料表明，该段有孔虫化石稀少或缺失。超微化石少，为 *Gephyrocapsa oceanica* 组合，有 5 个种，代表陆相沉积环境。无硅藻化石，顶部未见介形虫（冯志强等，1996）。以上资料表明该期为陆相沉积环境（图 1）。

❶　基金项目：广州海洋地质调查局科研项目 GHJK200301 资助。

第一作者简介：陈泓君，男，1973 年出生，工程师，学士，现主要从事海洋地质调查研究，E-mail：chenhongjun@hydz.cn

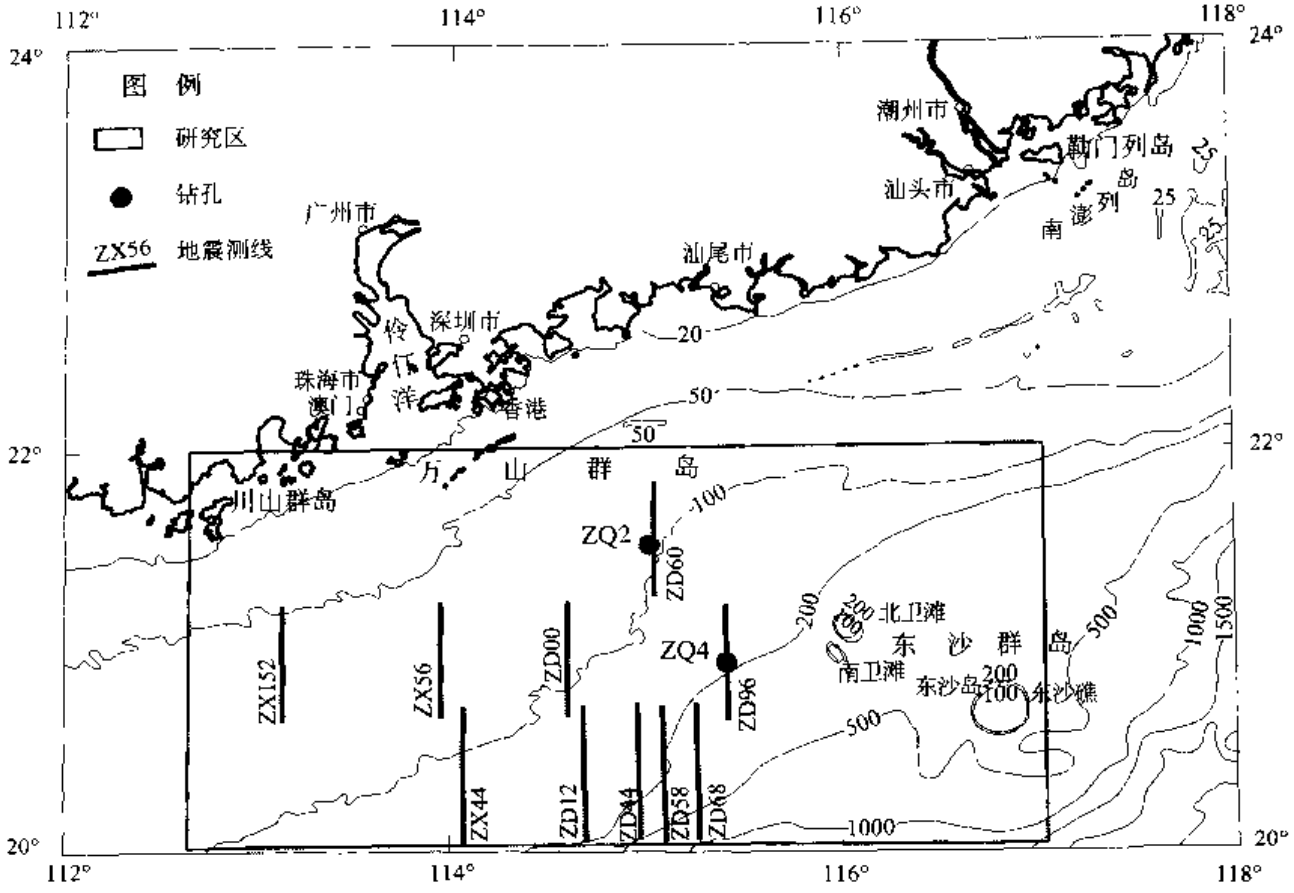


图 1　研究区钻孔及地震测线位置图

Fig.1　Location of borehole and seismic lines

2.1.2　晚更新世晚期

7～16m 层段属晚更新统上段。8m 处 ESR 年龄为 11400 a.B.P.，11.4m 处的^{14}C 年龄为 11942±277a.B.P.，13m 处的 ESR 年龄为 30600 a.B.P.(图 2)。8～11.4m 层段之间年龄相差 542±277 a.B.P.，推算该时期的沉积速率约在 0.013～0.004m/ a.B.P. 之间。按此沉积速率，11.4～13m 之间测年相差 18658a.B.P，这段时间内的沉积厚度应为 242.6～74.6m，而该孔仅揭露 1.6m。显然 11.4～13m 层段内存在强烈的沉积剥蚀。末次冰期盛冰期大约在 18000 a.B.P，该层段沉积厚度缺失应为末次冰期盛冰期低海面作用的结果。

2.2　ZQ4 孔沉积环境分析

2.2.1　中更新世晚期

32.0～39.0m 为中更新统上段，以深灰色细砂，粘土质粉砂为主。冯志强等人根据沉积物、古生物等资料认为 ZQ3 孔在中更新世晚期为滨浅海相沉积环境(冯志强等，1996)(图 3)。

2.2.2　晚更新世晚期

3.5～11m 为晚更新统上段，岩性主要为浅灰色粘土质粉砂。该段地层中硅藻只见淡水种 *Cyclotella comta*。而有孔虫以数量很少，主要是 *Ammonia beccarii*，而且有孔虫壳体破碎且很多壳体为铁锈色。有孔虫化石组合也很奇特，既有深水种有孔虫，也有浅水种有孔虫(冯志强等，1996)，据此推断有孔虫为异地搬运沉积。总体反映河口沉积环境。

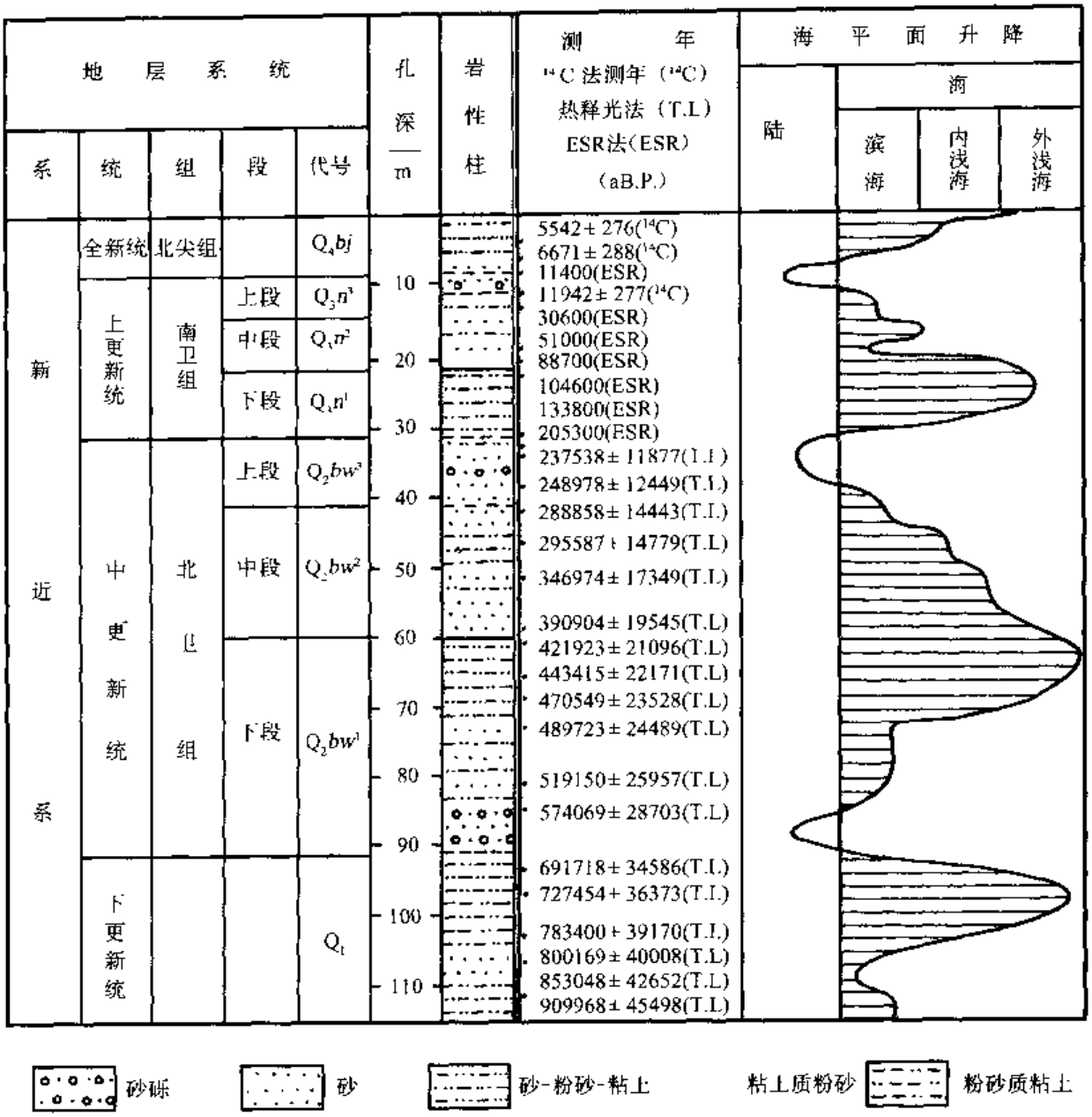


图 2　ZQ2 钻孔柱状图、沉积相图及海平面变化曲线图

（据冯志强等，1996，修改）

Fig. 2　Comprehensive column, sedimentary facies sequence and sea level fluctuation of borehole ZQ2

(After Feng et al., 1996)

该孔 3m 处 T.L. 年龄为 10978 ± 549 a，3.5m 处 ESR 年龄为 15500 a.B.P，10.00m 处 ESR 年龄为 34600a.B.P(图 3)，根据 3～3.5m 推算其沉积速率为 8×10^{-4}m/a.B.P，那么，3.5～10m 相差 19100a.B.P，则相应的沉积厚度应为 14.8m，而实际上该段厚度仅 6.5m。因此，说明该区也受到末次盛冰期低海平面影响，此时陆架区出露海面遭受剥蚀。

综上分析，中更新世晚期 ZQ2 孔为陆相沉积环境，而 ZQ4 孔为滨浅海沉积。晚更新世晚期 ZQ2 和 ZQ4 孔均为陆相沉积环境，并受末次冰期盛冰期低海平面的影响，沉积层遭受剥蚀使得厚度减薄。

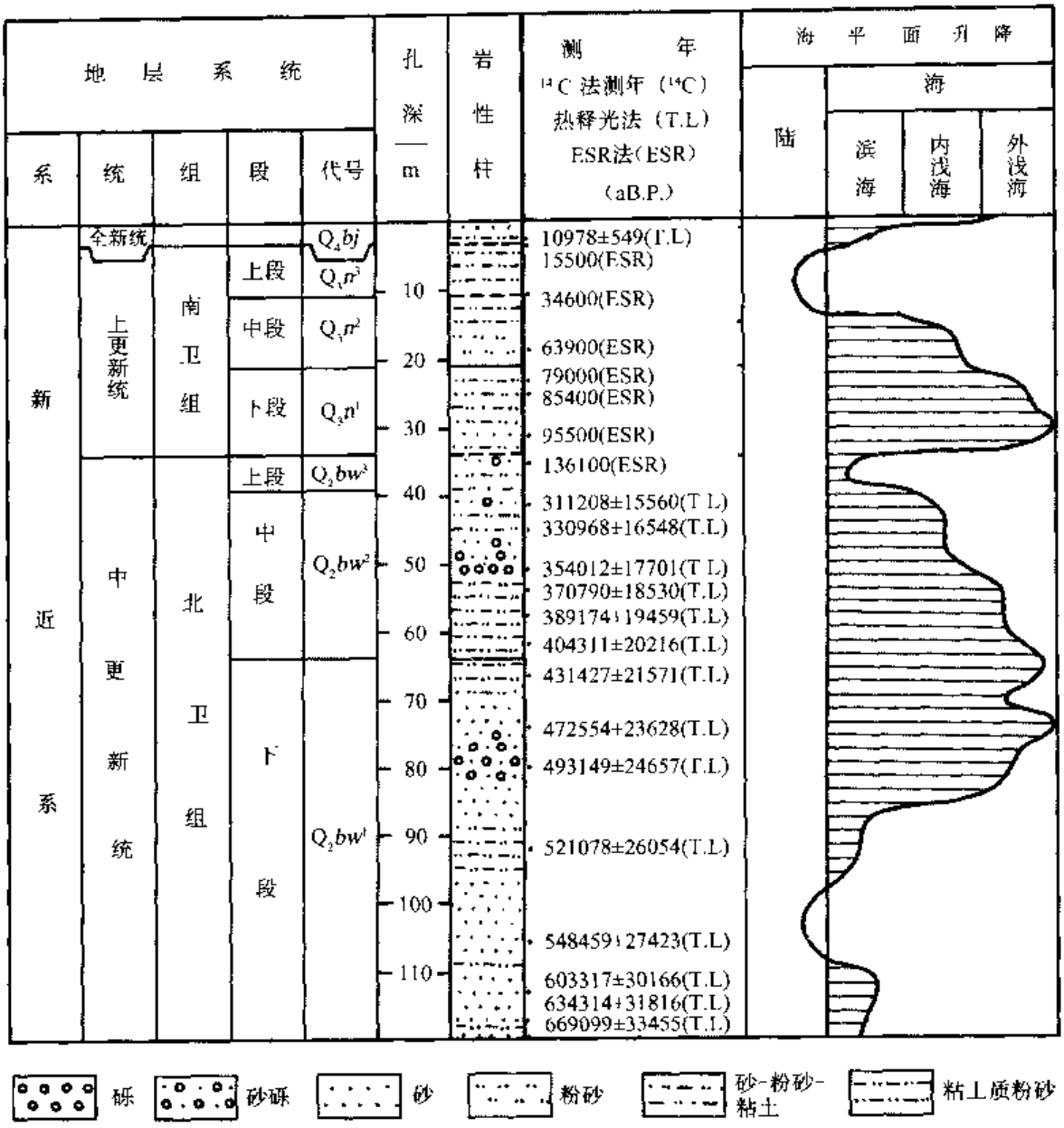


图 3　ZQ4 钻孔柱状图、沉积相图及海平面变化曲线图

(据冯志强等, 1996, 修改)

Fig. 3　Comprehensive column, sedimentary facies sequence and sea level fluctuation of borehole ZQ4

(After Feng et al., 1996)

3　地震反射特征

本区自上而下划分为 R_0、R_1、R_2、R_3 和 R_4 等五个反射界面。在此基础上，对单道地震剖面进行地震层序划分。识别出 A、B、C、D 和 E 共 5 套地震层序，结合钻孔测年资料，各个层序所对应的时代见表 1。

表 1　南海北部地震层序划分表

Table 1　Seismic sequences division in the northern South

地层				反射界面及层序	
系	统		组		
新近系	全新统		北尖组		A
	更新统	上	南卫组	R_1	B
		中	北卫组	R_2	C
		下		R_3	D
				R_4	E

3.1　层 B 反射特征

总体表现为变振幅、低连续-断续、低频反射，内部见杂乱反射结构(图 4)，说明该套地层岩性变化较大。地震相特征反映了较为高能的沉积环境。

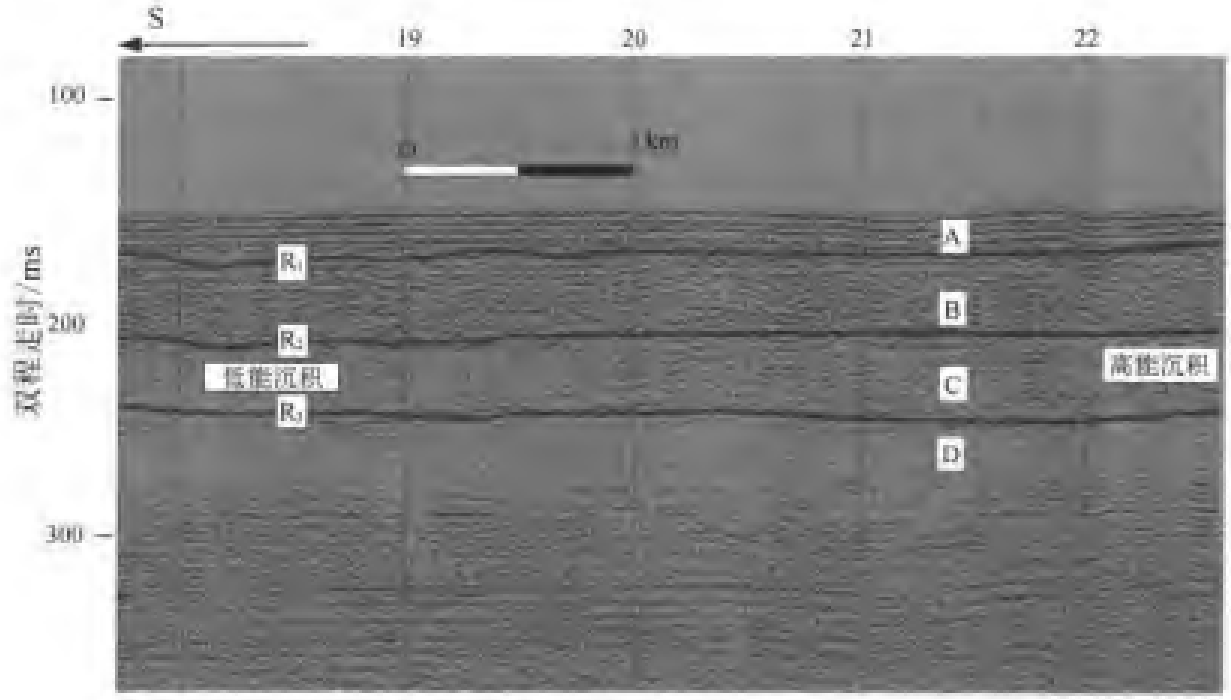


图 4　层 B 和 C 地震反射特征

Fig. 4　Seismic reflection characters of sequence B and C

3.2　层 C 反射特征

在 ZQ2 和 ZQ4 孔之间，该层有两种地震反射特征，一为变振幅、低连续、低频反射(图 4)，层内局部具杂乱反射，与下伏层表现为不整合-假整合关系。总体反映高能沉积环境。另一种特征为中-弱振幅，较连续、中频，席状外形，内部平行-亚平行反射结构(图 4)，该层与层 B 为上超接触，与下伏层 D 也表现为下超接触关系。总体反映了低能的沉积环境。

4 古海岸识别及其特征

通过地震相-沉积相分析，对地震剖面上古海岸进行判别并确定其大致位置。所谓海岸带，是指海陆之间相互作用的地带。

4.1 中更新世晚期

对该区单道地震剖面层C进行了地震相和沉积相分析(剖面位置见图1)。根据不同的反射特征代表不同的沉积环境，在地震相-沉积相分析的基础上作层C沉积相图(图5,6)，进而划分陆相沉积，滨浅海相以及浅海相，并确定出中更新世晚期古海岸的大致位置(图9之A)。结合钻孔资料分析，该古海岸的形成时间大约在280,000－230,000 aB.P.左右。总体呈EW走向，位于现代水深－50～－120m之间。

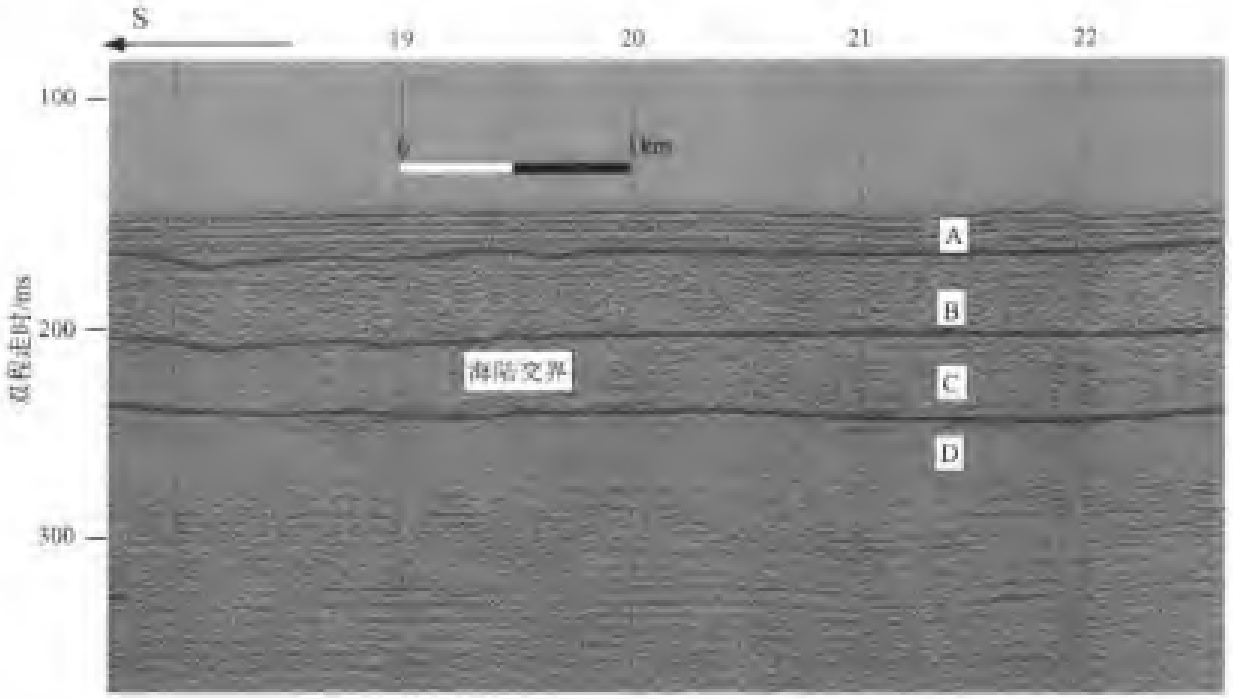


图5 古海岸线在剖面上的反映(ZD42测线)

Fig.5 Ancient coastline in the seismic profile(ZD42 line)

4.2 末次冰期盛冰期

距今180,000 aB.P.左右为末次冰期的鼎盛时期。该期海平面下降幅度最大，此时南海北部大陆架广泛海退暴露为陆地(范时清等，2004)。海平面大致下降100－200m(汪品先等，1990)。位于陆架外缘坡折处的ZD44剖面(位置见图1)显示层B为末次冰期低海平面时形成的一套与河流作用有关的低水位斜坡扇(蔡乔琦等，1994)(图7)，说明末次冰期鼎盛期海平面大幅度下降，古海岸退到陆架坡折之外。图9之B为根据剖面上低水位扇位置推测的古海岸。

4.3 冰后期－全新世早期的古海岸线

冰后期，气候回暖，海平面在上升过程中，古海岸发生短暂停留。层A是为该当时形成

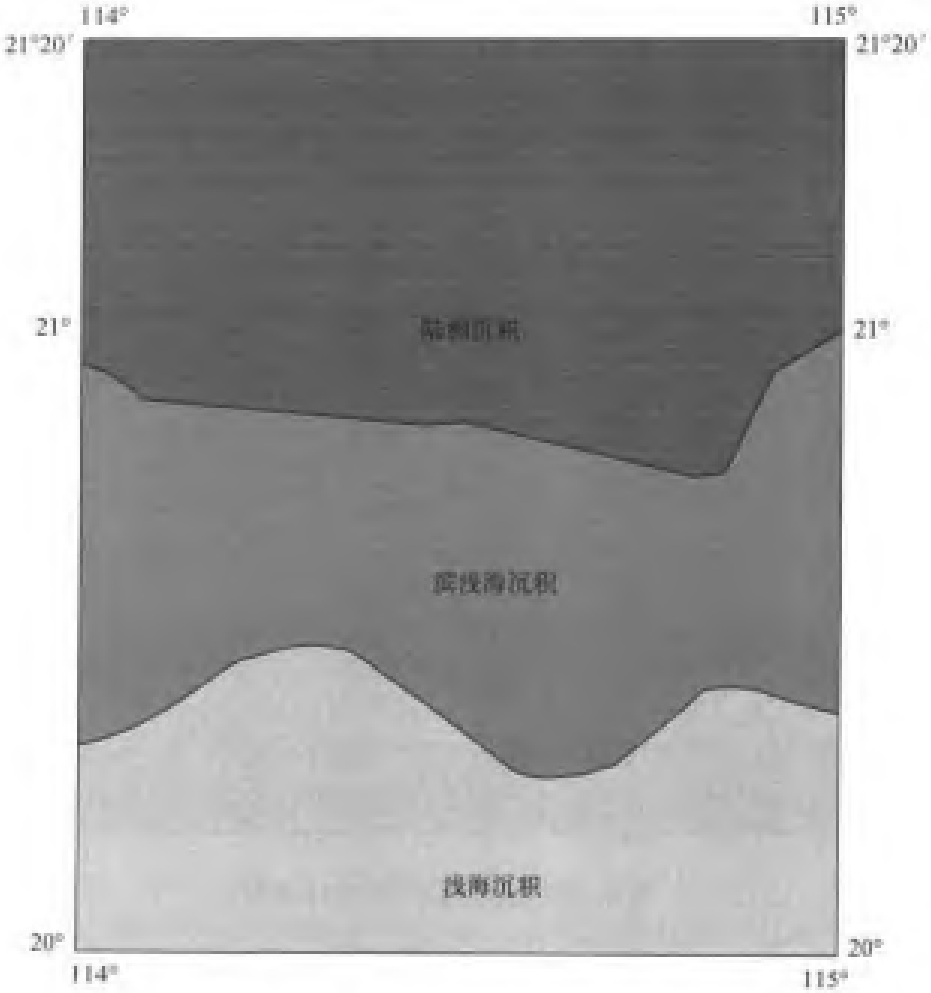


图 6　研究区地震层序 C 沉积相图

Fig.6　Sediment facie of sequence C in study area

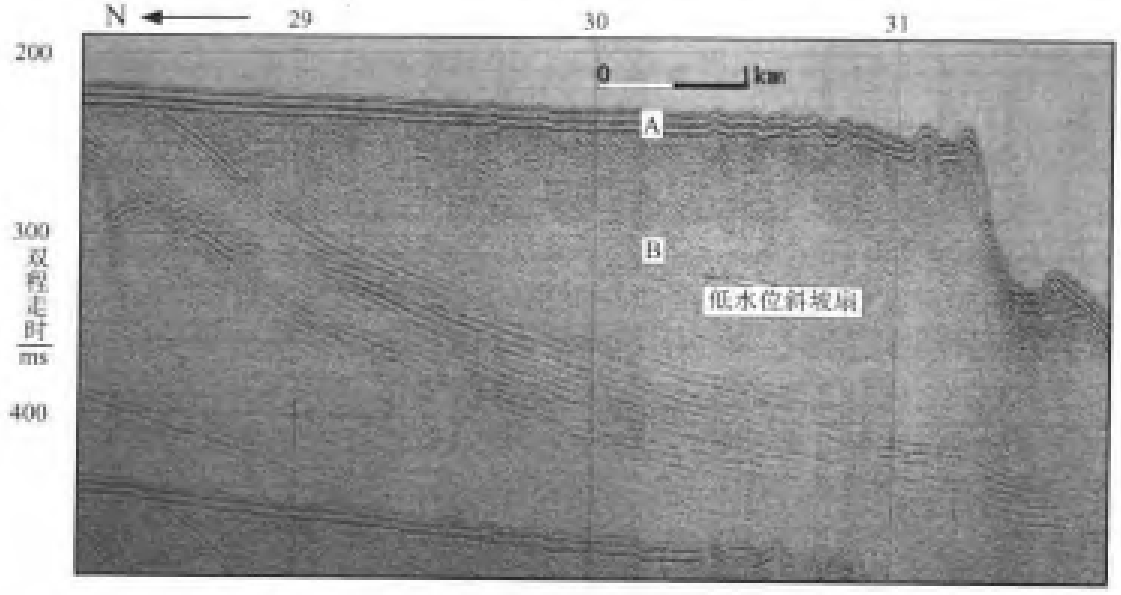


图 7　末次盛冰期形成的低水位体系(ZD44 测线)

Fig.7　Low water fans formed at in the last Glacial Maximum period(ZD44 line)

的一套薄的三角洲沉积(图 8)。其地震相特征表现为平行的上下界面,内部具平缓倾斜的斜交前积反射。该层与底界呈下超接触关系。地貌上表现为一平缓斜坡。利用已有的地震资料,根据斜坡的形态特征和位置,确定出该期的古海岸(图 9 之 C)。该岸线现代水深 -180m左右,呈北东东走向,岸线较为平直,大致与现代海岸线平行。

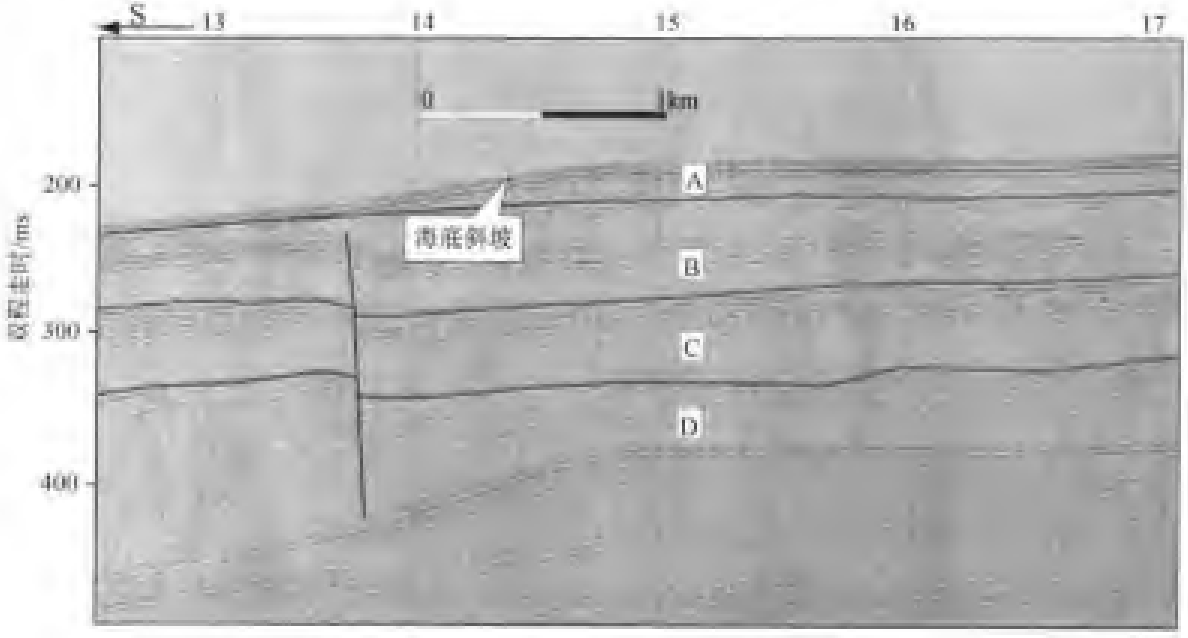


图 8 冰后期古海岸线(ZD12 测线)

Fig.8 Ancient coastline at the end of glacial period(ZD12 line)

5 讨论和结论

以上分析得出,中更新世晚期古海岸总体呈 EW 走向,处于现代水深 -50 ~ -120m 处。末次冰期鼎盛期海平面大幅度下降,古海岸退到陆架坡折之外。冰后期—全新世早期,古海岸线位于水深 -180m 左右,呈北东东走向,岸线较为平直,大致与现代海岸线平行。

中更新世晚期至末次盛冰期古海岸由陆向海后退,说明这段时期内海平面变化总体呈下降格局。末次冰期之后,气候回暖,海平面开始上升。全新世之后,短短的一万多年里,古海岸从陆架坡折之外移到水深 -180m 处,然后又迅速移到水深 -20m 处直至现今位置(陈俊仁等,1985),说明冰后期以来海平面上升的速度是很快的。

海岸线快速变化受几方面的影响:①跟陆源碎屑的注入速度(威尔格斯等,1991);②气候变化;③本区陆升海降为特点的新构造运动(张虎男等,1990)。在这些因素的综合作用下,中更新世晚期至冰期以来古海岸线逐渐向海区后退。到了冰后期,气候变暖,且沉积物供应量减少,海岸线又逐渐向陆区迁移,直至现今位置。

由于古海岸在该区不断来回迁移,形成海侵型和海退型海岸,可以说整个海区都有古海岸分布。海侵型海岸往往容易被剥蚀,保留下来的主要是海退型的海岸,所以能够识别出来的古海岸不是很多,并且单道地震资料的分辨率有限,故只能识别出某个地震层序中相对较晚期的古海岸,随着今后调查程度的深入,相信会有更多古海岸被发现。

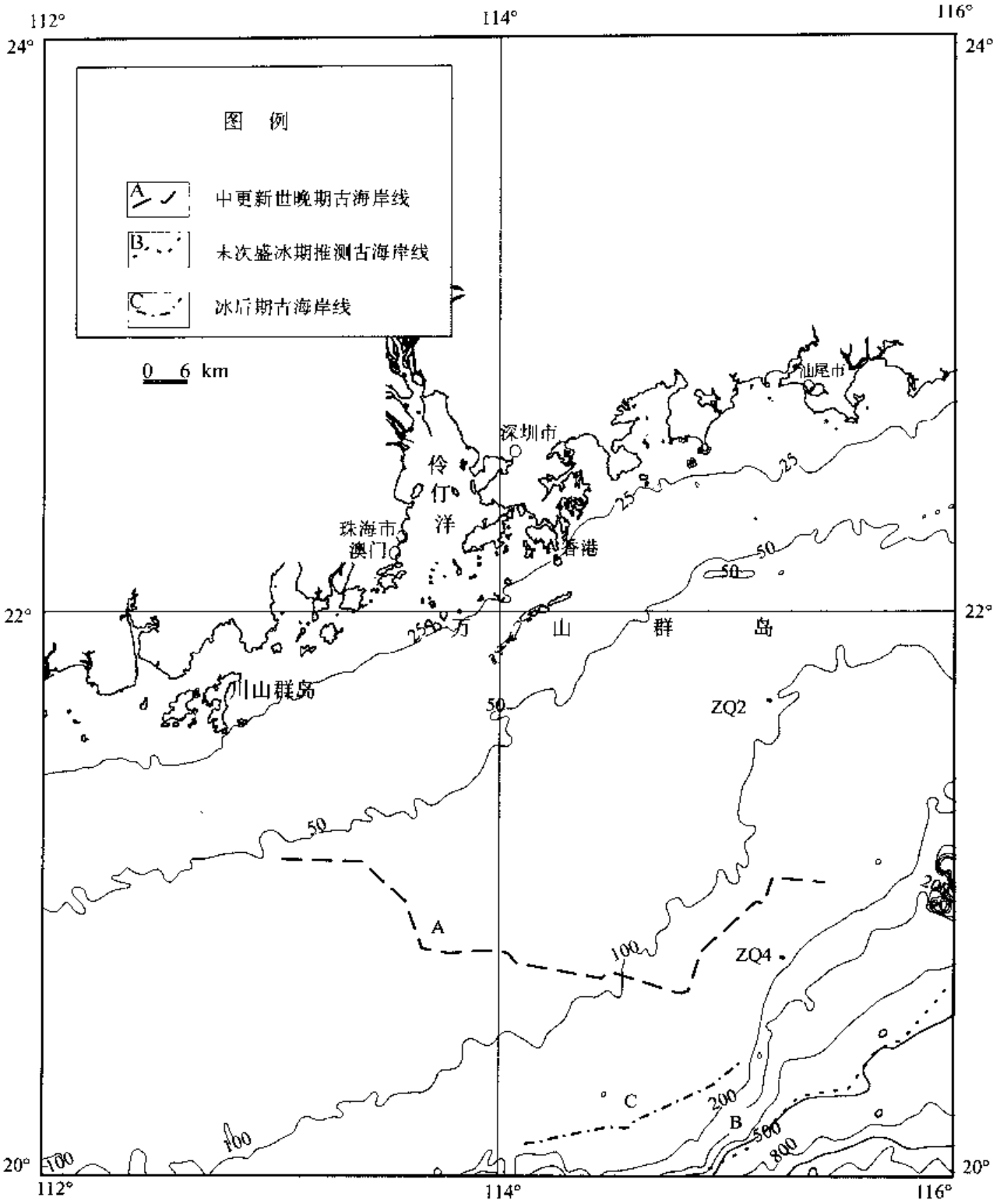


图 9 各个时期的古海岸线分布位置图

Fig. 9 Ancient coastline distribution at different period

参考文献及参考资料

陈俊仁,冯文科．1985．南海北部－20米古海岸线之研究．中国第四纪海岸线学术讨论会论文集
范时清,廖健雄．2005．中国南海北部新生代古环境的变迁．广西科学院导报,2,Vol.21,No.1:51－55
冯志强,冯文科,薛万俊等．1996．南海北部地质灾害及海底工程地质条件评价．南京:河海大学出版社,81－152
寇养琦,杜德莉．1994．南海北部陆架第四纪的古河道特征．地质学报,8,Vol.68 No.3:269－277
汪品先．1990．冰期时的中国海-研究现状与问题．第四纪研究,No2.111－124
张虎男,陈伟光等．1990．华南沿海新构造运动与地质环境．北京:地震出版社,234－238
C.K．威尔格斯等．1991．层序地层学原理,北京:石油工业出版社．62—63

Ancient coastline transfer since late middle-Pleistocene in northern South China Sea and its geological significance

Chen Hongjun　Chen Hong　Li Wencheng　Peng Xuechao
(Guangzhou Marine Geology Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: three different period ancient coastlines are recognized base on borehole analyses and seismic sequences dividing, seismic-deposition facies analysis of the single channel seismic profile, as well as stratum unconformity, sea bottom morphology in the northern South China Sea. These three ancient coastlines were belong to the late middle-Pleistocene period, the Last Glacial Maximum period as well as after-Last glacial period separately. We also discuss the transfer mechanism of the ancient coastline according to the research result

Key words: South China Sea　Single channel seismic profile　Middle—Pleistocene　Ancient coastline

多波束关键技术——波束形成原理❶

余　平　刘方兰　肖　波
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　换能器阵元的不同排列组合决定其指向性，波束形成是多波束测量的关键技术。文中通过数学计算总结了不同换能器阵进行波束形成的工作原理，并介绍了利用二维 DFT 进行频域波束形成的一般方法。最后结合现役多波束测深系统，简单解释说明不同系统所采用的波束形成技术。

关键词　多波束　阵元　指向性　波束形成　测深

1　前　　言

我国自 20 世纪 90 年代初以来，为满足近海航道、大洋调查和国家经济专署区及大陆架勘测的需要，陆续从欧美等国家引进了大量的多波束测深系统（见表 1），这些多波束测深系统涵盖了深水、中深水和浅水等不同海域，我国多波束技术应用迎来了第一个高峰期。

进入 21 世纪后，随着旧多波束测深系统的老化以及多波束新技术的推出，多波束测深系统的更新换代已经展开，高精度、高覆盖、高波束数的多波束系统在一些专项中开始应用。在多波束测深系统的实际使用中，从事多波束测量的技术人员针对不同多波束测深系统所存在的问题进行了大量的研究工作，并出版了多波束技术专著，撰写了大量的论文。在这些应用型的研究成果中，关于多波束测深系统工作原理的关键技术——波束形成技术，要么是一个简单的比喻，要么是笼统大概的说明。本文试图在总结不同形式的波束形成原理的基础上，结合实际应用，阐述不同系统波束形成的模式，从而进一步理解多波束测深系统的工作原理。

2　波束形成原理

所谓波束形成是指将一定几何形状（直线、圆柱、弧形等）排列的多元基阵各阵元输出经过处理（例如加权、时延、求和等）形成空间指向性的方法（田坦等，2000）。波束形成也是将一个多元阵经适当处理使其对某些空间方向的声波具有所需响应的方法。波束形成的方法

❶　受大洋“十五”科研项目“海底自动成图及潜在功能技术开发”（编号：DY105　03　01－07）资助。

第一作者简介：余平，男，高级工程师，1993 年毕业于长春地质学院仪器系电子仪器及测量技术专业，现主要从事多波束技术应用与海洋地质调查技术管理工作。

表 1　我国目前已安装并使用的多波束测深系统(2004 年前)

Table 1　Multibeam sound system has been installed and used in China(Before 2004)

船名	单位	多波束系统型号	类型	安装时间
	上海海事局	ATLAS FANSWEEP－10	浅水	1993
海洋四号	国土资源部广州海洋地质调查局	SEABEAM 2112	深水	1994
大洋一号	中国大洋协会	SEABEAM 2112.360	深水	1995
		SEABEAM 3012(升级)		2002
		SIMRAD EM－120		2004
奋斗七号	中国石化集团上海海洋石油局	SIMRAD EM 3000, EM－950	浅水	1997
奋斗四号	国土资源部广州海洋地质调查局	SIMRAD EM－3000, EM－950	浅水	1997
	国家海洋局第一海洋研究所	SIMRAD EM－3000, EM 950	浅水	1997
	国家海洋局第二海洋研究所	SEABEAM 1050D (双频)	浅水	1998
	国土资源部青岛海洋地质研究所	SIMRAD EM－3000, EM－950	浅水	1998
	长江水利委员会水文局	RESON SEABAT 9001S	浅水	1998
	交通部	SEABEAM 2112.360(12/36kHz)	中深水	1998
	国家海洋局第三海洋研究所	SEABEAM 1180(DUAL)	浅水	1999
	中国海事局上海水运局	ATLAS FANSWEEP－20－200	浅水	1999
	国家海洋局第二海洋研究所	RESON SEABAT 8101	浅水	2000
	江西省九江港	RESON 8101	浅水	2000
	渤海油田	TRITON－ELICS HYDROSUITE	浅水	2001
	上海海事局	ATLAS FANSWEEP－20－200	浅水	2001
	长江第二航务工程公司	ATLAS FANSWEEP－15(×2)	浅水	2002
	国家海洋局北海分局	SIMRAD EM－1002	中深水	2002
	中国海洋大学	SEABEAM 1050	中深水	2002

有很多,特别是在实际应用中,随着微电子技术、计算技术的快速发展,数字信号处理技术使时域、频域下的波束形成方法相互贯穿。

2.1　波束形成一般原理

波束形成技术来自于基阵具有方向性的原理(蒋楠祥,2000)。设一个由 N 个无方向性阵元组成的接收换能器阵(如图 1)。各阵元位于空间点(x_n, y_n, z_n)处,将所有阵元的信号相加得到输出,就形成了基阵的自然指向性。此时,若有一远场平面波入射到这一基阵上,它的输出幅度将随平面入射角的变化而变化。

当信号源在不同方向时,由于各阵接收信号与基准信号的相位差不同,因面形成的和输出的幅度不同,即阵的响应不同。

如果上述阵是一 N 元线阵,阵元间距为 d,各阵元接收灵敏度相同,平面波入射方向为 θ(如图 2)。各阵元输出信号为:

$$F_0(t) = A\cos(\omega t) \tag{1}$$

……

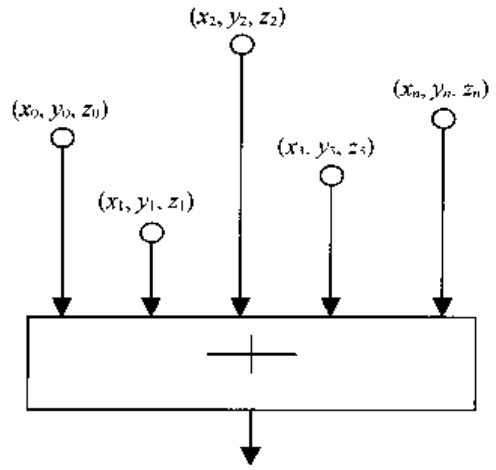


图 1　任意多元阵

Fig.1　Random multi-transducer

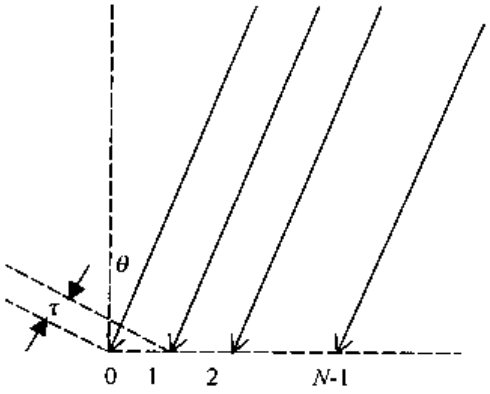


图 2　线阵几何形状

Fig.2　Geometry shape of line array transducer

$$F_n(t) = A\cos(\omega t + n\varphi) = A\,\mathrm{Re}[e^{-j\omega t} \cdot e^{-jn\varphi}]$$

其中 A 为信号幅度；ω 为信号角频率；φ 为相邻阵元接收信号间的相位差，Re 为取实部，有：

$$\varphi = 2\pi f\tau = \frac{2\pi d}{\lambda}\sin\theta \tag{2}$$

所以，阵的输出为：

$$s(\theta, t) = \sum_{n=0}^{N-1} F_n(t) = A \cdot \mathrm{Re}[e^{-j\omega t}\sum_{n=0}^{N-1} e^{-jn\varphi}] \tag{3}$$

因为：

$$s = 1 + a + a^2 + \cdots + a^{N-1} = \frac{1-a^N}{1-a} \tag{4}$$

则：

$$\sum_{n=0}^{N-1} e^{-jn\varphi} = \frac{1-e^{-jN\varphi}}{1-e^{-j\varphi}} = e^{\,j[(N-1)\varphi/2]}\frac{\sin(N\varphi/2)}{\sin(\varphi/2)} \tag{5}$$

所以：

$$s(\theta, t) = A\,\frac{\sin(N\varphi/2)}{\sin(\varphi/2)}\cos[\omega t + (N-1)\varphi/2] \tag{6}$$

上式两边同时除以 NA 进行归一化处理，得：

$$R(\theta)=\frac{\sin(N\varphi/2)}{N\sin(\varphi/2)}=\frac{\sin(\frac{N\pi d}{\lambda}\sin\theta)}{N\sin(\frac{\pi d}{\lambda}\sin\theta)} \tag{7}$$

$R(\theta)$表明，一个多元阵输出幅度大小随信号入射角而变化。一般而言，对于一个任意的阵形，无论声波从哪一个方向入射，均不可能形成同相相加或得到最大输出，只有直线阵或空间平面阵才会在阵的法线方向形成同相相加，得到最大输出。然而，任意阵形的阵经过适当的处理，可在预定方向形成同相相加，得到最大输出，这就是波束形成的一般原理。

2.2 直线阵相移波束形成

在前面讨论的基础上，直线阵相移波束形成的根本目的是：在相邻阵元之间插入相移 β，则直线阵的求和输出为：

$$s(\theta,t)=\sum_{n\ 0}^{N-1}F_n(t)=A\cdot\mathrm{Re}[e^{-j\omega t}\sum_{n=0}^{N-1}e^{-jn(\varphi-\beta)}] \tag{8}$$

归一化阵输出幅度变为：

$$R(\theta)=\frac{\sin(N(\varphi-\beta)/2)}{N\sin((\varphi-\beta)/2)}=\frac{\sin(\frac{N(\varphi-\beta)}{\lambda})}{N\sin(\frac{(\varphi-\beta)}{\lambda})} \tag{9}$$

所以主波束方向满足：

$$\varphi-\beta=0$$

即：

$$\frac{2\pi d}{\lambda}\sin\theta-\beta=0 \tag{10}$$

所以：

$$\sin\theta=\frac{\beta\lambda}{2\pi d} \tag{11}$$

或：

$$\theta=\sin^{-1}\frac{\beta\lambda}{2\pi d} \tag{12}$$

上式表明：在阵元间插入不同的相移 β，可以控制主波束位于不同的方向，这种在阵元之间插入相移使主波束方向控制于不同方位的方法称为相移波束形成。在窄带(主动声呐)应用中，一般常用相移波束形成方法。

2.3 直线阵时延波束形成

在直线阵相移波束形成的讨论中，有：

$$\sin\theta=\frac{\beta\lambda}{2\pi d}\text{或}\theta=\sin^{-1}\frac{\beta\lambda}{2\pi d} \tag{13}$$

因为：

$$\beta=2\pi f\tau$$

所以：

$$\sin\theta=\frac{c\tau}{d}\text{或}\theta=\sin^{-1}\frac{c\tau}{d} \tag{14}$$

上式表明：在阵元间插入不同的时延 τ，可以控制主波束位于不同的方向，这种在阵元之间插入时延使主波束方向控制于不同方位的方法称为时延波束形成。在宽带(被动声呐)应用中，一般常用时延波束形成方法。

2.4 圆阵波束形成

圆形阵的阵元一般均匀分布在圆周上。由于圆阵是几何上关于原点对称的，因而没有方向性。无自然的指向性波束，必须对阵元信号进行延迟或相移才能形成方向性，即使其补

偿成一个等效的线阵。简单的实现方法是电子开关波束形成方法，这种方法利用电子开关进行控制，将一组延迟线接入不同阵元，以形成不同方位的波束。

以 16 元圆阵为例说明。假定只用圆弧上的七个阵元形成波束(如图 3)，如果目标信号从正前方来，为了形成同相相加，必须将各阵元信号延迟补偿到图中所示的直线(蓝色)上。设两相邻阵元所在圆弧的圆心角为 α_0，则各阵元所需的相应延迟为：

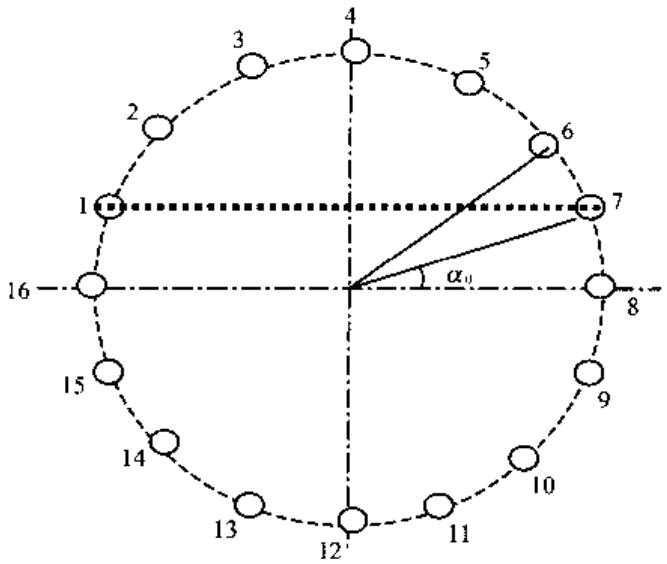


图 3　16 元阵示意图

Fig.3　Sketch map of 16 transducers

$$\tau_1 = \tau_7 = 0 \tag{15}$$

$$\tau_2 = \tau_6 = \frac{R}{c}[\sin(2\alpha_0) - \sin\alpha_0] \tag{16}$$

$$\tau_3 = \tau_5 = \frac{R}{c}[\sin(3\alpha_0) - \sin\alpha_0] \tag{17}$$

$$\tau_4 = \frac{R}{c}[\sin(4\alpha_0) - \sin\alpha_0] = \frac{R}{c}(1 - \sin\alpha_0) \tag{18}$$

2.5　弧形阵波束形成

弧形阵的波束形成是圆阵波束形成的一种特殊情况，分布在弧形阵上阵元最终必须投影到一个等效的线阵中。如以时延来完成指向性的控制，各阵元的时延算法与“圆阵波束形成”的例子相同。

2.6　频域波束形成

从前面讨论中可知，一个波束形成器可对空间某方位的信号有响应，而抑制其它方位的信号，因此，波束形成实际上是一种空间滤波过程。根据线性系统理论，波束形成也是一种卷积运算，因而可用频域的乘积实现。所以波束也可以在频域内形成，这就是频域波束形成。频域波束形成常采用离散傅里叶变换(DFT)，可以用数字信号处理中的快速傅里叶变换(FFT)加以实现，因此频域波束形成比时间域波束形成运算量要小(曹洪泽等，2002)。

设均匀间隔直线阵有 N 个阵元，间距为 d。对阵元 i 的输出信号 $x_i(t)$ 进行采样，取 L

点作 DFT 运算，即：

$$X_i(k)=\sum_{l=0}^{L-1}X_i(l)e^{-j\frac{2\pi}{L}lk}\quad i=0,1,\cdots,N-1;l=0,1,\cdots,L-1 \tag{19}$$

其中 i 为阵元号，k 为谱线号，l 为时间序号。因此 $X_i(k)$表示第 i 号阵元接收的时间序列的谱。

其次，对同一序号 k 的谱线作空间傅里叶变换，将 $X_i(k)$重排为 $X_k(i)$，进行下列运算：

$$Y_k(m)=\sum_{i=0}^{N-1}w_iX_k(i)e^{-j\frac{2\pi}{N}im}\quad(m=0,1,\cdots,N-1) \tag{20}$$

其中 m 为波束号；w_i 为阵元的幅度权值；$Y_k(m)$代表 k 号频率分量的第 m 号波束输出。这就是利用二维 DFT 实现频域波束形成的方法。

3 结　　论

综上所述，换能器的指向性是波束形成原理的基础。目前我国现役的多波束测深系统主要包括 SeaBeam 系列、Elac BottomChart 系列、EM 系列、SeaBat 系列和 Atlas DS 系列等[4]，由于各系统生产厂家和工作水深范围不同，多波束系统采用的换能器、发射频率不同，因此，不同系统采用的波束形成方法也不尽相同。

SeaBeam 2112 深水多波束测深系统发射频率 12KHz，发射器和水听器独立安装，其中发射器 14 个模块，水听器 8 个模块共 80 个通道。水听器是 4 个模块一组共两组呈"V"型安装，换能器是典型的"米勒十字交叉"(Mills Cross)安装模式。即便如此，波束形成原理符合直线阵相移波束形成原理。1998 年 8 月，厂家根据合同对系统进行升级，在仅更换 DSP 板的情况下，使系统的波束数从 121 个升级为 151 个，应该是运用了高级数字信号处理器完成的直线阵相移波束形成下的数字内插波束形成技术(移位边带波束形成)。EM120 深水多波束测深系统的发射接收器也是独立安装，属于线性的"米勒十字交叉"结构阵，其基本的波束形成原理也是符合直线相移波束形成原理，由于其波束数已大大提高，应该还综合有频域波束形成技术。

EM950(或 EM1002)中深水多波束测深系统发射频率 95kHz，发射器和水听器二合一安装，波束数 120 个。换能器是一个半径为 45cm 的半圆弧形阵，作为一个高发射频率的主动声呐系统，采用的是弧形阵时延和相移波束形成技术的综合。EM3000 浅水多波束测深系统发射频率 300kHz，波束数 120 个，换能器是一个圆形阵(李家彪等，周兴华等，1999)，采用技术与 EM950 类似。

SeaBat 系列多波束系统在国内主要以浅水多波束测深系统为主，浅水多波束系统的换能器一般都是采用发射器和水听器二合一安装方式。SeaBat8101 多波束测深系统的发生频率 240kHz，波束数 101 个。换能器是一个直径为 32cm 的圆形阵，采用的波束形成方式与 EM 系列的类似。

Atlas Fansweep 系列是利用侧扫声呐技术计算多个水深数据的多波束测深系统，与真正多波束测深系统比较起来技术指标相对落后。由于厂家产品开发战略转变的原因，深水多波束系统在近两年才推出。Atlas DS 系列多波束系统在国内还没有用户，据称其新一代多波束系统采用了 Chirp 技术，接收波束数将超过 300 个，因此其波束形成技术应该主要以

频域波束形成技术为主。

参 考 文 献

曹洪泽，李衍等．2002．一种基于FFT波束形成的BDI算法分析研究．海洋技术，21(2)，55～59
蒋楠祥．2000．换能器与基阵．哈尔滨：哈尔滨工程大学出版社，50～75
李家彪等．1999．多波束勘测原理技术与方法．北京：海洋出版社，6～9
田坦，刘国枝，孙大军．2000．声呐技术．哈尔滨：哈尔滨工程大学出版社，63～120
周兴华，刘忠臣，傅命左等．1999．多波束海底地形勘测技术规程．8～14

Multibeam Pivotal Technology——Beam Forming

Yu Ping　Liu Fanglan　Xiao Bo
(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: Different arranged transducer determines the directional property of a transducer array. Multibeam pivotal technology——the basis of Beam forming is how to control the directional property of transducer. This article summarizes the theory of beam forming with mathematics operation for different type of transducer, and introduces a universal way of frequency domain beam forming by using 2-dimension DFT. Finally, the author simply explains the different beam forming technology which the multibeam have in use.

Key words: Multibeam　Transducer　Directional Property　Beam Forming　Sound

地质取样班报数字化面向对象开发及其应用[1]

盛　堰　吴庐山　廖开训
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　海洋地质调查中，传统的取样班报记录方式越来越不适应数字化技术的发展，本文就地质取样班报数字化技术进行探讨，并介绍了采用 delphi 语言开发的地质取样数字班报系统的结构、功能特点、系统配置、操作方法及其在海洋地质调查中的应用。

关键词　海洋地质调查　地质取样班报　数字化　模块　软件开发

1　前　　言

随着计算机信息技术的发展，海洋地质调查也步入了数字化的时代，地质调查野外资料采集设备随着数字化的步伐日新月异，资料处理、资料归档都已经实现数字化，但是野外地质取样原始资料采集环节中占有重要地位的现场记录班报却在数字化的大潮中止步不前。

一直以来，传统的海上野外资料采集班报都是使用纸质班报，手工记录的工作方式。随着数字化技术的发展手写的纸质班报越来越显示出其局限性，不仅现场记录效率低，易出错，不易保存，还会因资料管理环节分散，显得比较混乱、烦琐，容易造成野外原始资料的丢失，更重要的是手写的模拟记录难以很好地为数据后处理、成图和资料解释服务。

地质取样数字班报系统是面向对象的可视化系统，符合现行调查规范，能快速准确地全面输入和输出现场地质调查数据信息，不仅使现场输入更准确、更快速、更简便，而且能有效地服务于进一步的解释和研究工作，利用数字化技术的优势，提高了地质样品研究工作的效率和技术水平，有效地解决了海洋地质调查中海上地质取样记录班报的数字化问题，提高了野外数据采集的数字化水平，具有重要的实际意义和应用价值。软件兼容性好，性能稳定，界面友好，操作简便，功能完善，已经在“海洋四号”科学考察船的 DY105-15 航次大洋调查、南海天然气水合物调查等大型项目中使用，效果良好。

---

[1]　本项软件开发得到广州海洋地质调查局局控项目（编号：GZJK200302）资助。

第一作者简介：盛堰，男，1973 年生，工程师，主要从海洋地质调查工作，先后参加 105-15 大洋调查、天然气水合物资源调查工作，参加了 863、126、大洋课题等课题研究。

2 系统的总体结构

2.1 系统总体结构模块图

系统包括“导航数据导入”、“数据录入”、“数码图片调用”、“数据查询与统计”、“数据导出”、“成果打印”、“公共信息管理”、“系统信息维护”、“帮助”等九个主要功能模块。软件采用可视化操作，界面友好(见图 1)。

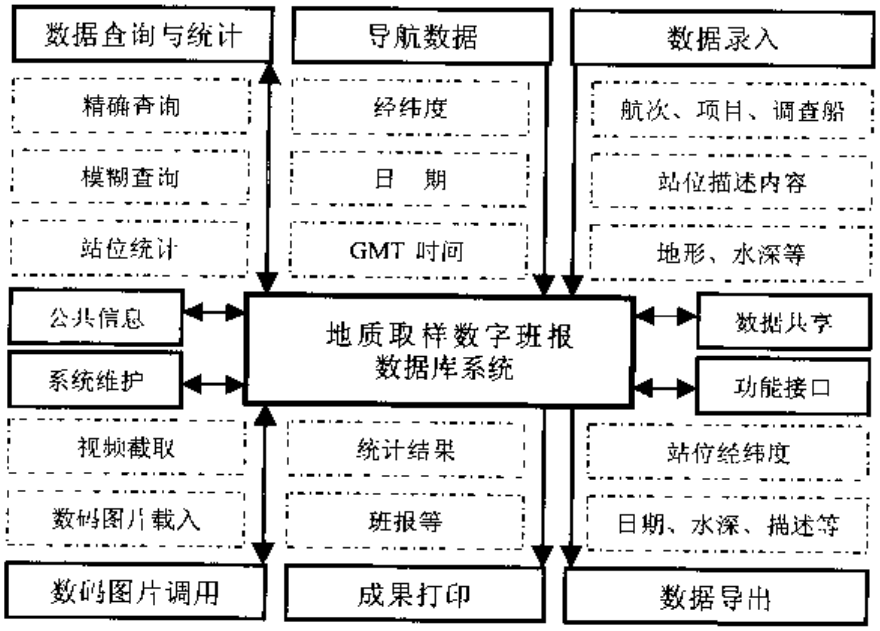


图 1 系统总体结构模块图

Fig.1 System construction module chart

各模块既相对独立，又密切联系，所有数据都由后台数据库进行统一管理(马恒，1999)。研究内容主要包括：位置、时间数据获取；图像数据传输处理；样品数字化图像的截取和导入；数据录入、样品描述可视化输入；数据查询方法及优化；数据导出与导入处理；格式化报表输出与打印；数据的网络共享与系统集成等。

2.2 系统流程图

数字班报系统操作流程图(图 2)。

3 系统的特征及主要功能

3.1 系统特点

基于 Windows xp 操作系统平台开发，可兼容 Windows98/2000/2003Server 操作系统，采用 Delphi 开发(赛奎春等，2004)，后台数据库为 SQL Server 关系型数据库(Ron Soukup，2001)，使用 SQL 结构化查询语言进行数据查询与管理，班报打印报表利用 RAVE 报表生成技术，并编程实现图片实时拍摄硬件接口技术。系统数据库采用多层安全性，登录安全认

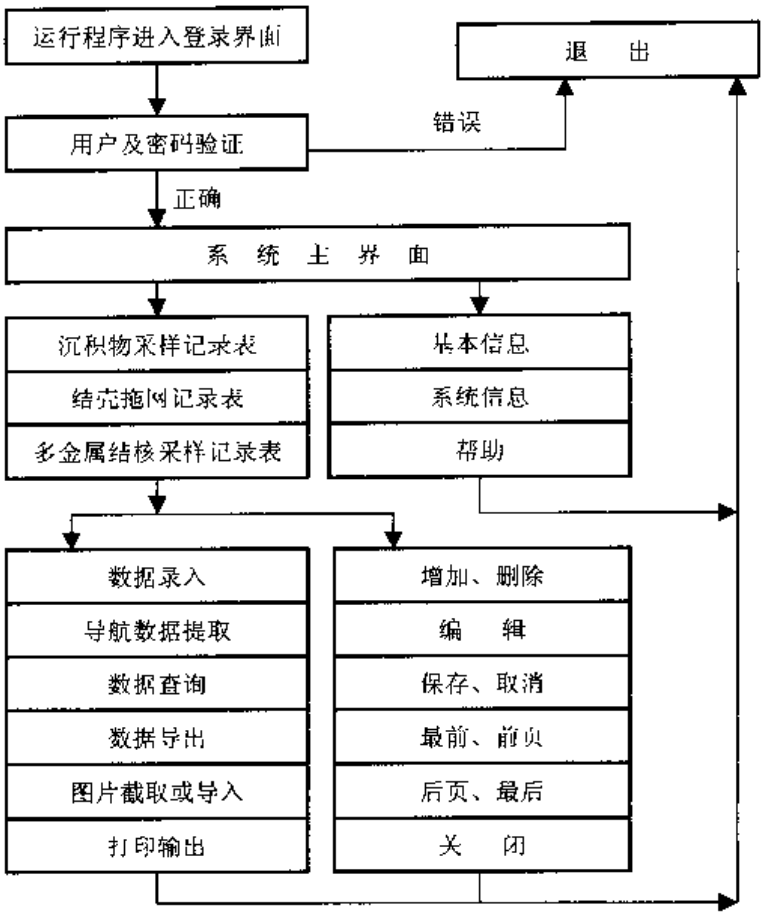


图 2　系统流程框图

Fig.2　Flow chart of system

证直接集成到操作系统的登录安全中，启动操作系统后数据库自动运行，不需要再手动登录数据库。使用用户界面友好，操作简单，使用方便。系统强调和用户的交互，预留功能接口便于系统的后续开发。

3.2　系统的主要功能

3.2.1　站位数据录入

每个地质取样站位都要生产一页新的班报，如何快速、简便、准确无误的录入班报原始数据，是整个数字班报系统的重要组成部分。数据录入包括公共信息录入和站位信息录入，其中公共信息包括：用户信息(如用户的增加、删除、密码更改、各个用户的权限设置等)，通用信息(如颜色、气象海况、调查船、航次、ISO 编号、定位仪器设置等，这些信息在所有类型的数字班报中都是通用的，他们的更改将影响全部班报页的可选项)。站位信息录入是数据录入的重点(见图 3)。

在该界面中，顶端为工具按钮条，工具按钮条中包含增加、编辑、删除、保存、取消、最前、前页、后页、最后、查找、打印、导出、关闭等 13 个按钮，点击相应的按钮就可以执行其对应的功能。

在海洋地质班报数据录入时，所有数据输入都是“所见即所得”的可视化交互方式(图 3 为南海水合物项目中某站位的班报数据)，有些数据不用手动输入，直接用鼠标点击输入框旁边的下拉箭头，从提供的选择项中选择即可，如上图中的“调查船”、“采用工具”、“定位仪

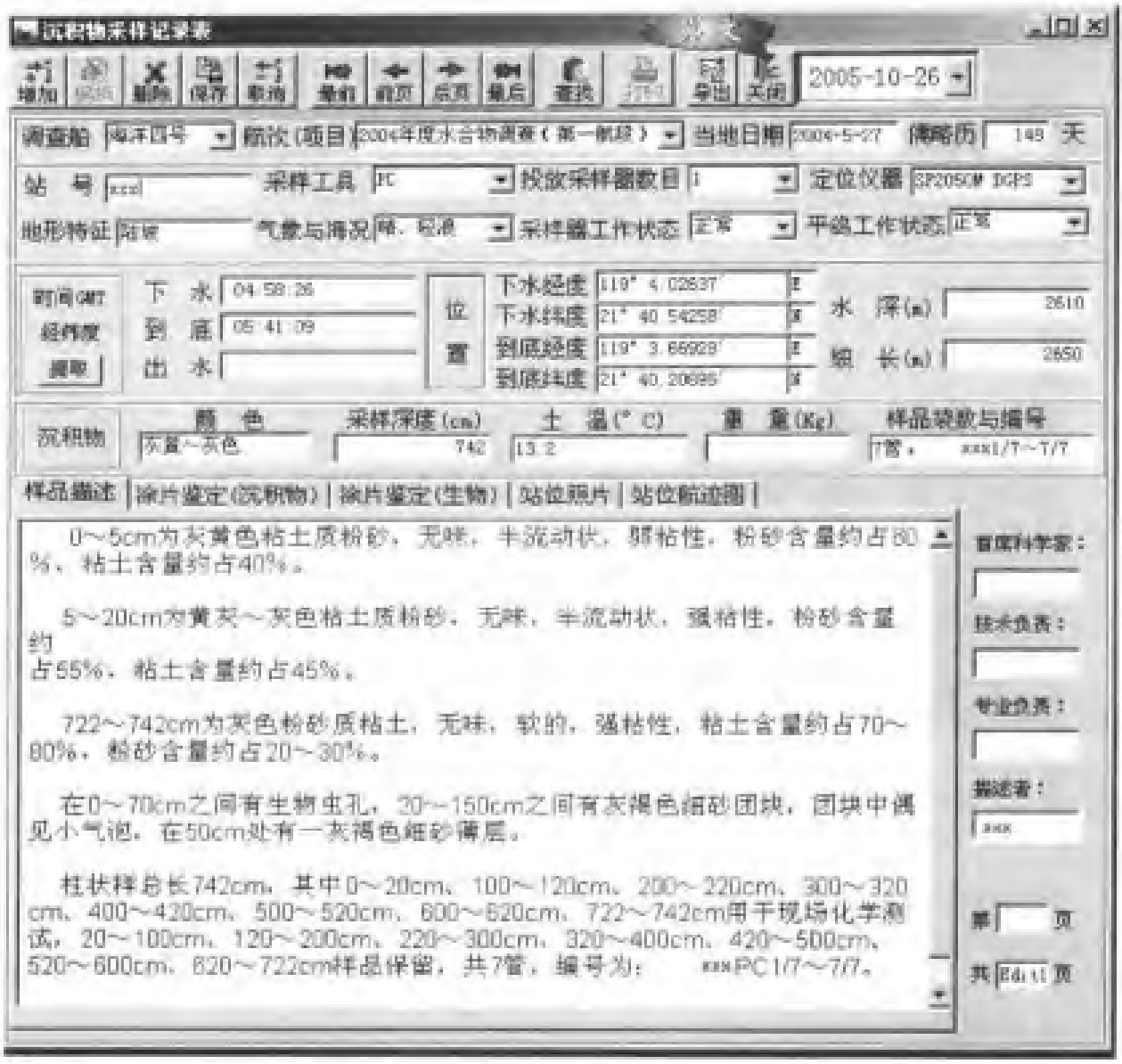


图 3 地质取样班报录入主界面

Fig.3 Main input interface of geological sampling log

器"、"地形特征"等。其中日期的输入直接点击顶部的时间下拉箭头，会出现一个系统日历，点击里面的日期就会自动输入到班报中，并自动计算出对应的储略历。所有数据输入都支持复制(快捷键：ctrl + c)和粘贴功能(快捷键：ctrl + v)功能，即新班报中的内容可从其他班报中复制得到或将班报内容复制到其他文档中。

3.2.2 导航定位数据提取

在站位原始数据输入过程中，导航定位数据的输入是最需要细心的，因为站位定位数据精度高，输入时很容易出错，在数字班报中导航定位数据可直接从导航原始数据中智能读取，有效地克服了人为的错误，既准确又快速。在图 3 界面中点击"时间经纬度提取"按钮即可进入导航定位数据提取界面(见图 4)。



图 4 导航经纬度、时间数据提取界面

Fig.4 Long., Lat. and time get interface

站位导航定位数据提取是利用网络技术，通过网络共享直接调用原始的导航定位文件，对文件记录的数据进行解编得到的，数据非常准确。具体操作步骤为：点击"打开文件"按钮，打开网上邻居中导航定位原始记录文件，原始记录文件的内容将自动显示出来，根据站位下水、到底的时间用鼠标点击相应的行，解编出来的时间和经纬度数据自动显示在下面对应的空白框中，先用鼠标选择要提取的内容(时间或经纬度)，再点击"提取"按钮，就自动将对应的数据提取到当前班报页中。在经纬度提取和显示的时候，可以根据需要选择经纬度的显示和记录格式："度"，"度分"或"度分秒"。

3.2.3 站位数据资料查询

站位数据录入后，在后处理、质量控制、错误修改等很多情况下都需要对班报数据进行查询，地质取样数字班报系统提供方便的查询功能。在图 3 所示的界面中点击"查找"按钮即可进入查询界面(见图 5)。

查询界面中顶部是操作按钮，中上部分是查询条件，下面的表格显示查询结果，输入或选择你的查询条件后按顶部的"查询"按钮即可在下面的空白表中列出满足条件的站位。查询条件可以是单个或多个。例如：在日期区间中选择 2004 年 1 月 1 日至 2004 年 12 月 30 日在调查船框中输入"海洋四号"，在采样工具中选择"PC"，其它条件空，按"查询"按钮，就可以在列表框中看到"海洋四号"船在 2004 年采集的所有大型重力活塞站位，最下面的状态栏中显示有满足条件的站位总数。也可以精确查找某个站位，如：在"站位名"框中输入"HD315PC"，然后按"查询"按钮，就可在数据库中查询出"HD315PC"站位；除此之外，还支



图 5　数据查询主界面

Fig.5　Data query interface

持模糊查询。在查询条件中如果输入的是模糊信息，则查询结果就是满足查询条件的所有站位，如：在"站位名"框中输入"H"则可查询到所有站位名以 H 开头的站位。

要看查询站位的具体内容，只需用鼠标点击查询界面下部表中该站位所在的行，在主输入界面中立即就显示出了所选站位的详细资料，如图 5 中用鼠标点击"HD350PC"所在的行，则对应的主界面(图 3)中就立即显示"HD350PC"站位的详细内容。

3.2.4　站位数据资料导出

数字班报系统具有友好的数据智能导出功能，在图 3 所示的班报输入主界面中点击"导出"按钮，即可进入数据导出界面(见图 6)。

数据智能导出功能可以将海洋地质数字班报中满足条件的站位数据提取出来，供后续资料统计、数据处理，以及供 Sufer、AutoCAD 等成图软件使用。在导出界面中分为工具按钮、选择条件、导出内容、导出格式等几个部分组成，"选择条件"的输入方法和查询界面中的输入方法一样；在"导出内容"部分可以根据需要选择要导出的内容(如：到底时间，到底经纬



图 6　数据导出界面

Fig.6　Data export interface

度，水深等），选择时只需用鼠标在相应内容前面的"选择框"中点击打勾就可以了；选择需要导出的文件格式，excel 或 txt 格式。选择条件、导出内容及导出文件格式选定后，点击"预览"按钮就可以在下面的空白列表中，预览导出的具体内容，确定无误后用鼠标点击"导出"按钮，就可以将符合条件的站位中你需要的内容导出保存成 Excel 格式文件或 txt 格式文件。

3.2.5　实时数码图片截取和载入

值得一提的是，地质取样数字班报系统支持视频实时图片截取，支持数码图片载入功能，既可以载入数码相机拍摄的数码照片，也可以载入导航计算机采集的站位航迹图，这是传统班报无法比拟的。

截取的图片可以保存为 bmp 格式的图片，在截取时必须安装视频硬件（如：摄像头等），实际应用较少，这里不再详细介绍。载入的数码图片可以是 bmp 格式或 jpg 格式，如图 7 中要导入 MP5D38 站位的数码图片，在主界面的下方点击"站位照片"选单，在界面中用鼠标点击"载入"按钮，将弹出"图片文件对话框"，找到对应的数码照片文件并确定，就可以将该

站位的数码图片导入到班报中。航迹图的载入和数码照片的导入方法一样，不同的是航迹图是由导航计算机截取该站位的航迹得到，在载入前必须先在导航计算机中截取航迹图。导入的数码照片和航迹图后可以保存到该站位的班报资料中。

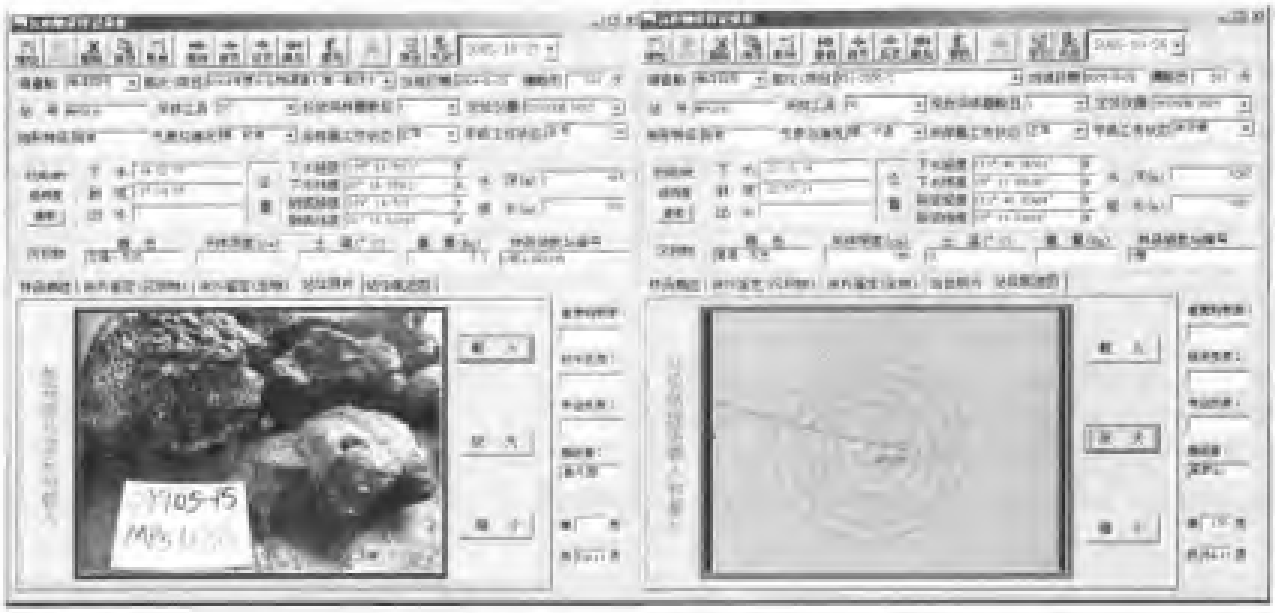


图 7　数码图片调用(左：站位数码图，右：站位航迹图)

Fig.7　Digital picture Load interface (L: digital picture of station, R: navigation track)

4　系统分析及实现

系统开发使用原型法(Rapid Prototyping)即以少量代价快速地构造一个可执行的软件系统模型；系统采用客户/服务器两层模型(Client/Server)开发面向对象的数据库应用软件。

数据查询使用结构化查询语言(Structured Query Language，简称 SQL)，基本格式为：

SELECT [DISTINCT] <columns to be chosen, optionally eliminating duplicate rows from result set>

[FROM] <table names>

[JION] <if multiple tables, declare how they relate to each other >

[WHERE] <criteria that must be true for a row to be each other>

[GROUP BY] <columns for grouping aggregate functions>

[HAVING] <criteria that must be met for aggregate functions >

在程序中采用异常处理机制，保证了软件的正常运行。

5　结论与建议

地质取样数字班报系统直接从导航系统提取站位坐标，使班报中站位的经纬度更加准确无误；方便的数据查询和数据导出功能可以很好的为数据后处理，成图和资料解释服务。

工作效率也大大提高;站位数码图片和航迹图的载入使班报记录的内容更加丰富,具有传统班报无法比拟的优越性。地质取样数字班报系统解决了海洋地质调查中地质取样班报的数字化问题,使传统的野外地质取样班报记录朝数字化方向迈出了坚实的步伐,也将对野外采集环节班报记录数字化产生较大的促进作用。建议在今后的使用中不断改进和完善,使其更好地为海洋地质调查服务。

主要参考文献

广州海洋地质调查局 ISO9001 技术规范

国家技术监督局 .1993. 海洋调查规范 . 海洋地质地球物理调查(GB/T 13909 92)

马恒 .1999. 关系数据库理论 . 北京:清华大学出版社

赛奉春,陈紫鸿等 .2004.Delphi 数据库开发关键技术与实例应用 . 北京:人民邮电出版社

施伯乐 .1997. 高级程序员软件知识 . 北京:清华大学出版社

Ron Soukup 著,姜鸿英等译 .2001.SQL Server 7.0 技术内幕 . 北京:清华大学出版社

Steve Teixera, Xavier Pacheco 著,徐新华等译 .2000.Delphi 6.0 开发大全 . 北京:人民邮电出版社

Object Oriented Development and Application for Digital Geological Sampling Log

Sheng Yan　Wu Lushan　Liao Kaixun

(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: The digital technology has been more and more applied in the field of marine geological survey, the digitized geological sampling logs are needed in most of survey subjects. It is discussed the digital technology application of geological sampling log in this paper. A software for digital geological sampling log has been developed by Delphi, and the structure, function, specialty, operation method of this software are introduced. Satisfactory results of application of this digitized geological sampling log are received in the field survey work.

Key words: marine geological survey　geological sampling log　digital, module　the development of software

旋回层序地层学关键技术研究及应用

胡小强
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　层序地层学是研究地层分布的一门学科，高分辨率层序地层学是当今层序地层学发展的主要方向之一。本文将介绍 T.A. Cross 倡导的成因地层组提出一种高分辨率层序地层分析方法——旋回层序地层学，探讨其关键技术运用方法，并以此为指导，利用钻井、地震资料、岩心和各种分析资料，对渤南凸起地区的层序进行了综合分析研究，建立了下第三系层序地层格架。

关键词　旋回层序地层学　层序地层格架　高分辨率　基准面旋回

1　前　　言

高分辨率层序地层学研究是层序地层学发展方向之一，20 世纪 90 年代初 Cross 等人完善了 Wheeler 的基准面概念，使其与现代的层序地层学理论接轨，并提出旋回层序地层学（cycle sequence stratigraphy）的研究方法，提高了沉积矿产特别是油气勘探中具体目标的精确预测。

旋回层序地层学以地层过程-响应沉积动力学原理为理论基础（Cross, 1996），其研究方法的关键技术主要有旋回识别技术、旋回等时对比技术等。下面以某地区实际资料为例来，分析旋回层序地层学研究方法的关键技术。

2　理论基础与关键技术

2.1　基准面旋回的识别、对比技术原理

地层的旋回性是基准面相对于地表位置的变化产生的沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过形成的非沉积作用和沉积非补偿造成的饥饿性乃至非沉积作用随时间发生空间迁移的地层响应（邓宏文，1995）。地层记录中不同级次的地层旋回反映了相应的基准面旋回。用于识别地层旋回及其对称性的性质共有四类：即单一相物理性质的垂向变化；垂向相序和相组合的变化；旋回的叠加样式；地层的几何关系。

叠加型式的识别：可容纳空间有规律的地理和时间变化产生了一种可识别的进积单元叠加型式，可按几何形态描述为向海阶进、向陆阶进和垂向叠加（图 1）。这些几何形式反映了叠加在一个较低频率的基准面穿越旋回上的高频基准面旋回。这些叠加型式及其在长期

第一作者简介：胡小强，男，1976 年出生，硕士，主要从事海洋地质与石油地质研究。

基准面穿越旋回中所代表的部分可按下列方式与 Vail 型的以不整合为界的沉积层序相比拟，向海阶进进积单元(大致相当于高水位体系域)沉积于长期基准面下降时期。继一系列向海阶进事件之后的垂向叠加进积单元(大致相当于低水位体系域)沉积于长期基准面上升之始。向陆阶进进积单元(大致相当于海进体系域)沉积于长期基准面上升时期。继一系列向陆阶进事件之后，另一垂向叠加进积单元系列(大致相当于早期高水位体系域)沉积于长期基准面上升期末和长期基准面下降之初。

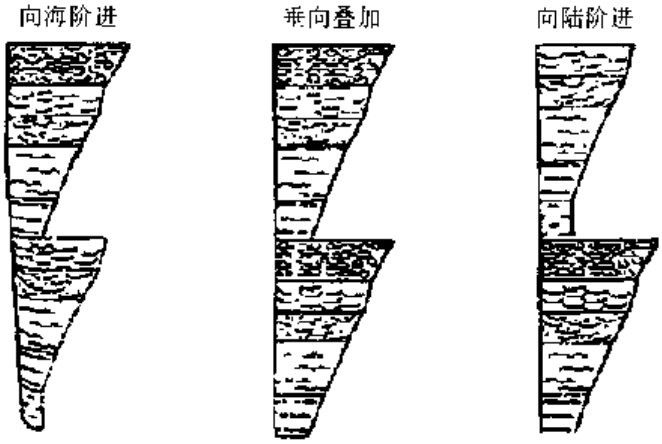


图 1　一进积单元序列的地层结构示意图，按向海阶进(SS)，
垂向叠加(VS)和向陆阶进(LS)形态排列

Fig.1　The stratification construction schema of the progradation sequence

等时对比技术：高分辨率地层对比是同时代地层与界面的对比，不是旋回幅度和岩石类型的对比，一个完整的基准面旋回及与其伴生的可容纳空间的增加和减少，在地层记录中由代表二分时间单元(每部分分别代表基准面上升和下降)的完整地层旋回组成，有时仅由不对称的半旋回和代表侵蚀作用或非沉积作用的界面构成。

在成因地层的对比中，基准面旋回的转换点(turnround point)，即基准面由下降到上升或上升到下降的转变位置，可作为时间地层对比的优选位置。转换点在地层记录中某些位置表现为地层不连续面，某些地理位置表现为连续的岩石序列。岩石与界面出现的位置与比例，是可容纳空间和沉积物供给的函数。由于基准面变化的地层记录是以多级次频率(多级次旋回)出现在区域范围内，可跨越各种沉积环境，因而以地层基准面识别为基础的地层对比不依赖于沉积环境，也不需要了解海平面的位置与运动方向。

2.2　基准面旋回识别的关键技术

2.2.1　短期地层旋回的划分及特征

短期地层旋回(SSC, Short-term Sequence Cycle)的起点选用了基准面由下降到上升的转换点。该点在测井曲线上较易识别，表现为低自然伽玛、低自然电位、高电阻的特征，一般为水道底部的侵蚀面(马正，1992)。短期地层旋回的特征：

2.2.1.1　低可容纳空间的短期旋回

此类短期旋回仅出现于最低可容纳空间，低 A/S(可容纳空间变化量与沉积物供给量的比值)比值条件下的中期旋回的两个地层位置上，即中期旋回的底部附近，或者基准面下降到上升的转换点附近(图 2a)。

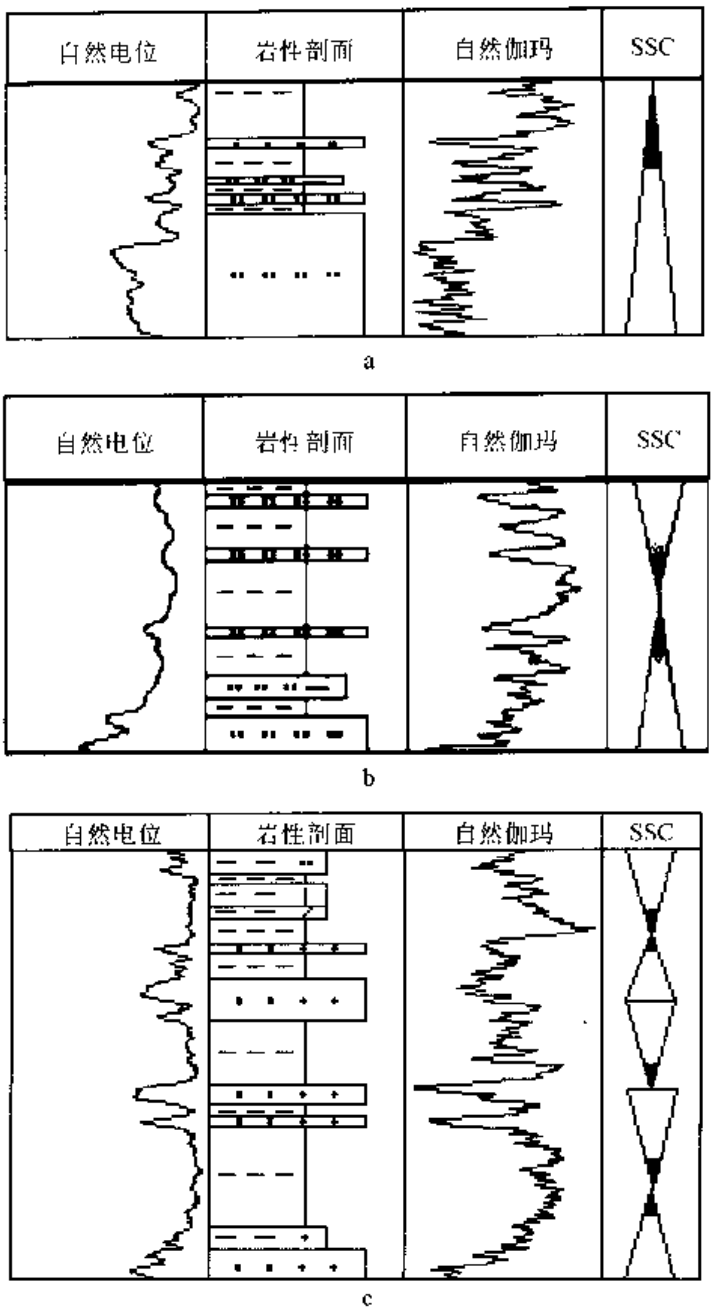


图 2　短期地层旋回的特征

Fig.2　The character of SSC

2.2.1.2　高可容纳空间的短期旋回

高可容纳空间的短期旋回出现于中期基准面上升半旋回至基准面下降半旋回的转换位置附近，高 A/S，与低可容纳空间短期旋回比较，其突出特点是旋回的对称性更好和厚度更大(图 2b)。

2.2.1.3　中等可容纳空间的短期旋回

此类短期旋回主要发育于中期旋回中等 A/S 比值条件下中等可容纳空间旋回中。中等可容纳空间的短期旋回往往是不对称或对称性较差的。中等可容纳空间的短期旋回的相序或相组合特征介于高可容纳空间和低可容纳空间旋回的相序和相组合特征，呈现一种过

渡的相组合或相结合厚度上的变化(图 2c)。

2.2.2 中期地层旋回的划分及特征

中期基准面旋回(MSC, mediate-term sequence cycle)的确定是在对短期基准面旋回叠加样式分析的基础上进行的。具有特定叠加样式的一组短期旋回构成中期基准面旋回。即在大致相似的地质背景下形成的一套成因上有联系的岩石组合。这些叠加样式常常具有鲜明的测井响应。故可依据以上三种短期基准面旋回叠加样式来划分中期旋回。

中期旋回可划分为以下几种类型:

(1)退积-进积对称型

该类型在测井曲线形态上表现为由退积叠加样式渐变过渡到进积叠加样式。对应的岩性剖面则表现为旋回的下部单层砂岩厚度向上逐渐变薄、泥岩增多, A/S 增大→A/S 变小,粒度变细,泥质含量增多,泥岩(夹层)厚度增厚;旋回上部砂岩厚度逐渐增厚,粒度变粗,泥质含量减少,泥岩夹层厚度减薄。旋回对称轴或基准面旋回是在上升到下降的转换位置,位于中部泥岩最厚处,即密集段的位置上(图 3a)。

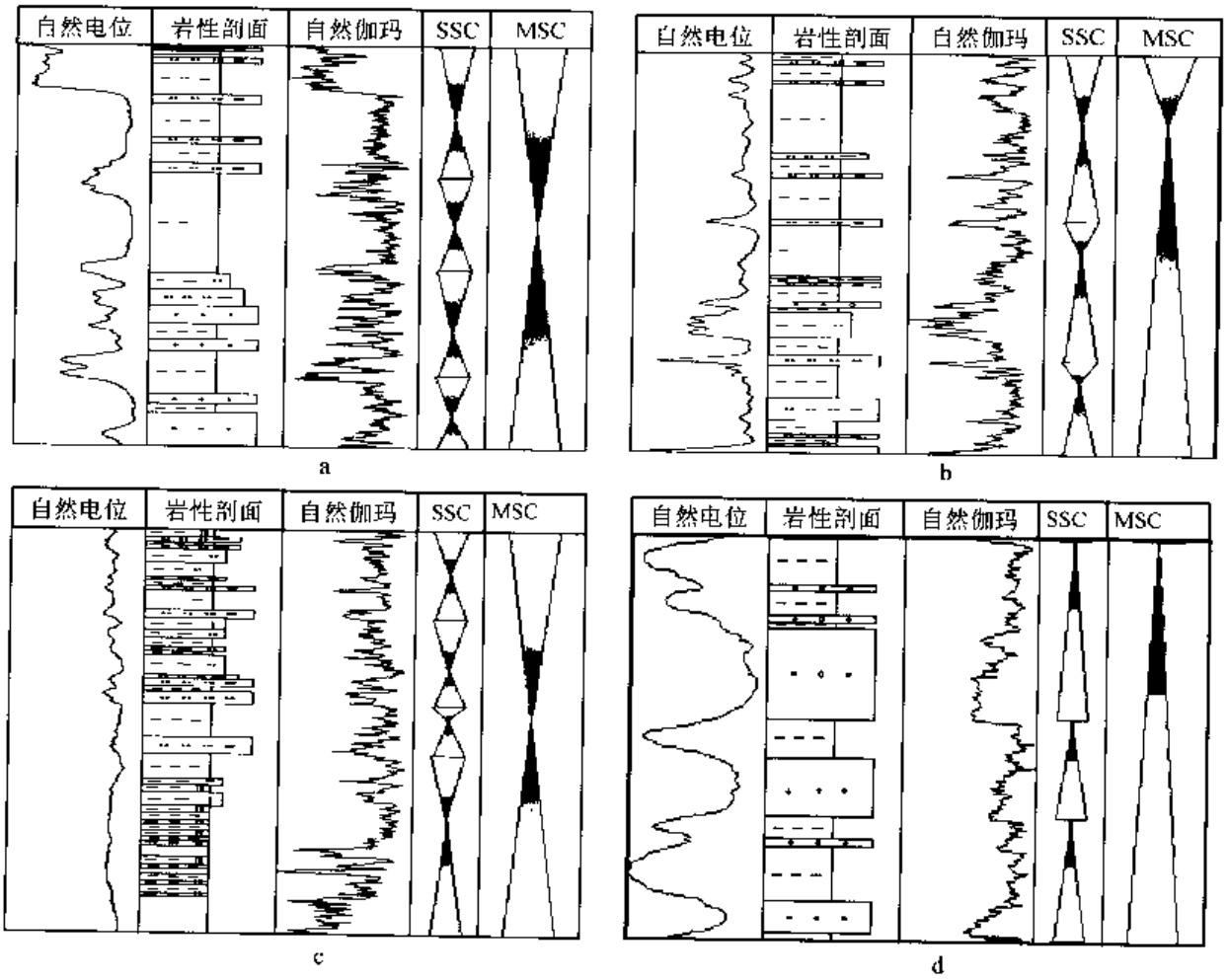


图 3 中期地层旋回类型

Fig.3 The types of MSC

(2)退积-进积非对称型

该类型在测井曲线形态上表现为由退积叠加样式渐变过渡到进积叠加样式。依退积-进积在中期旋回中所占的比例可分为如下两种类型。

a. 以退积为主的退积-进积非对称型

此类中期旋回的下部,砂岩渐少,泥岩增多,上部砂岩逐渐增大,泥岩逐渐减少,旋回非对称轴位于泥岩最厚处,该对称轴明显地位于下部(图 3b)。

b. 以进积为主的退积-进积非对称型

此类中期基准面旋回对称轴上、下两部分,以对称轴上部的进积为主,旋回上部的短期旋回的数目远远大于旋回下部的短期旋回的个数,旋回的上部泥岩向上减少,砂岩增厚,下部则相反(见图 3c)。

(3)极不对称型

此类基准面旋回仅发育基准面上升半旋回或基准面下降半旋回,如退积型 MSC4 中期基准面旋回、进积型 MSC2 中期基准面旋回(见图 3d)。

3 渤南凸起旋回层序地层学研究实例

渤南凸起位于渤中坳陷南部,南界黄河口和庙西凹陷,北界渤中和渤东凹陷,近东西走向,面积 4500km^2,郯庐断裂的东西两分支纵贯渤南凸起形成"东西分块,南北分带"的格局(光明,1990)。

为了建立研究区的钻井层序地层格架及进行旋回对比,对研究区四口井即 a 井、b 井、c 井和 d 井四口井的资料进行了研究,并做出了相应的层序地层综合剖面图(如图 4)。

3.1 钻井层序地层格架

高分辨率钻井层序地层划分及层序地层格架的建立在一剖面各级次地层旋回识别的基础上进行,多级次地层旋回是各级次基准面旋回在沉积记录中的反映,在认识各级次地层旋回的基础上,相应地识别各级次基准面旋回,从而建立高分辨率钻井层序地层格架。

通过钻井资料的研究,下第三系东营组—上第三系馆陶组,可识别出 6 个中期基准面旋回,即东营组东三段 MCS1,东二段 MCS2,东一段 MSC3,馆陶组分为三段 MSC4、MSC5、MSC6。每个中期基准面旋回分别由 1-3 个短期基准面旋回构成,各级次基准面旋回的对称性因古地理环境而不同。

东营组东三段 MSC1 旋回由 SSC1、SSC2 两个短期基准面旋回组成。SSC1 是进积型极不对称旋回,SSC2 是以下降旋回为主的短期基准面旋回。MSC1 中期旋回,泥岩发育,具有明显较平直测井曲线,SP 表现为高的负幅值,GR 表现为正高值。它主要反映了中浅湖环境的沉降特征。

东二段 MSC2 旋回由 SSC3 和 SSC4 两个短期基准面旋回组成,他们都是以下降旋回为主,呈进积形式叠加。SSC3 是仅发育下降半旋回的非对称旋回;SSC4 以基准面下降旋回为主的短期基准面旋回 MSC2 只发育下降旋回,由下到上反映水体变浅,泥岩含量减少,砂岩含量增加,总体表现为滨浅湖相沉积。

东一段 MSC3 中期基准面旋回由 SSC5-SSC8 四个短期基准面旋回组成,这四个短期旋

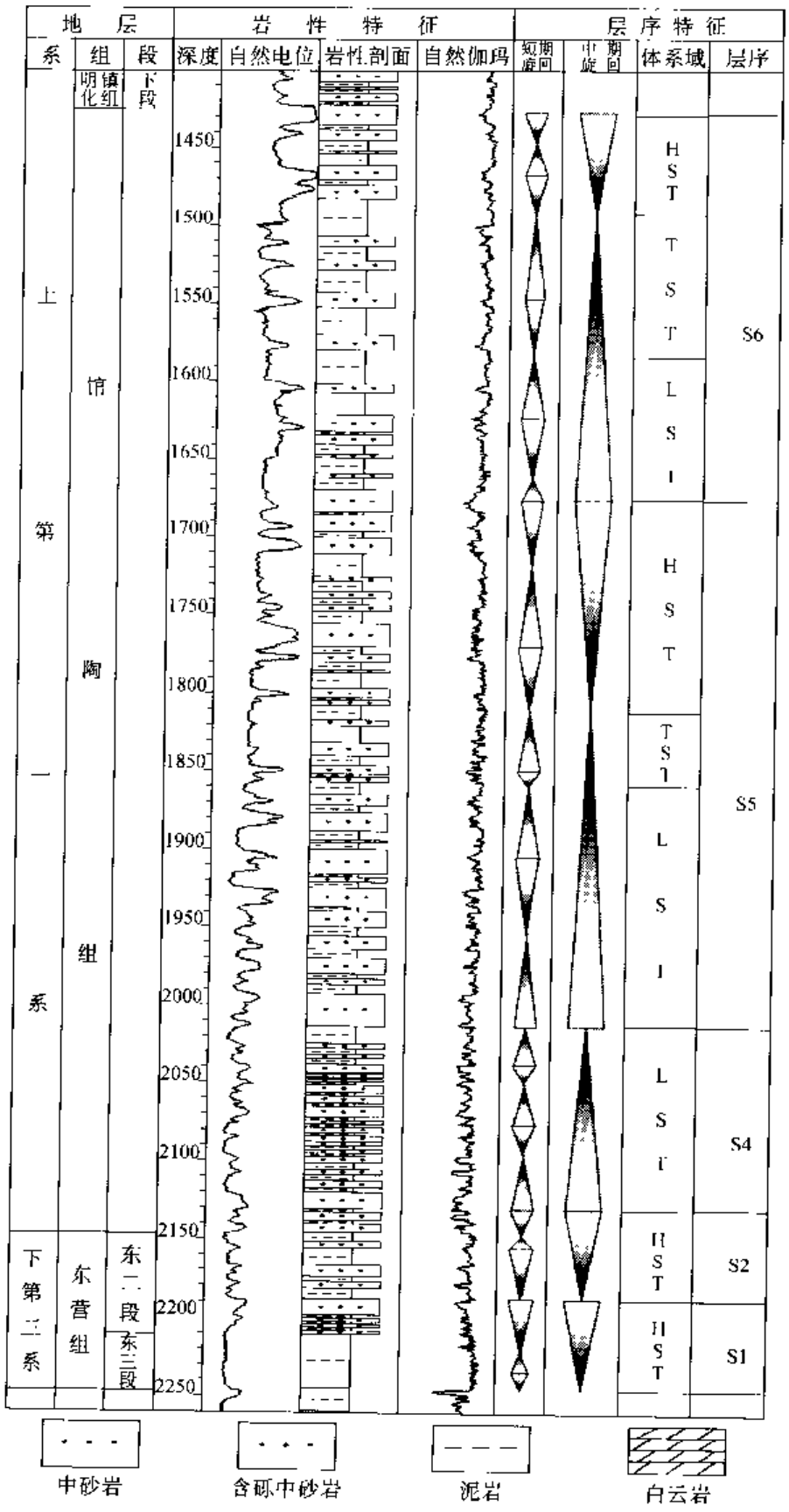


图 4　C 井层序地层综合剖面图

Fig. 4　C well sequence stratum analysis section

回有较完整的上升和下降旋回，呈加积形式组成 MSC3。MSC3 中期基准面旋回为退积-进积对称型，岩性剖面上砂岩含量明显增加并与泥岩频繁交互，反映了河流平原环境的沉积特征。

馆陶组岩性剖面上砂泥含量比增大，SP 曲线多呈箱形，是河流平原环境的沉积特征，形成了以低可容纳空间为主的旋回。

MSC4 中期基准面旋回仅发育基准面上升旋回，它由 SSC9、SSC10 及 SSC11 呈退积叠加形式组成，这三个短期基准面旋回也为非对称型，以退积为主。SSC11 仅发育上升旋回。MSC4 中期基准面旋回岩性剖面上砂，砾岩含量很大并与泥岩频繁互层，整体表现出河流环境的沉积特征。

MSC5 中期基准面旋回由 SSC12-SSC16 四个短期基准面旋回组成。这四个短期旋回呈加积形式叠加，故 MSC5 对称性较强。四个短期旋回对称性也较好，整体上形成砂泥互层的曲流河沉积。

MSC6 中期基准面旋回由 SSC17-SSC20 四个短期旋回组成。它与 MSC5 中期基准面旋回特征相似，但砂、泥岩厚度普遍加大，砂、砾岩含量仍很高。MSC6 中期旋回仍为低可容纳空间的旋回。该地区自下第三系东营组到上第三系馆陶组共可识别出 20 个短期旋回，组合成中期旋回 6 个，并依此建立了研究区钻井层序格架。

3.2 高分辨率钻井层序地层对比

层序划分的主要任务是纵向上分出不同时期形成的地层单元，而层序对比的目的是在横向建立同一时期形成的地层单元之间的关系(C.K. 威尔格斯等，1992)。

本文以短期基准面旋回作为高分辨率钻井地层对比格架建立和对比的基础。因为：①短期基准面旋回虽然在平面上及厚度上有一定变化，但其对称性及组合特征相对稳定，可由此进行追踪和对比。②高分辨率钻井层序地层应是钻井资料中能分辨出来和进行对比的，乃至可以作图的层序级别。本文短期基准面旋回基本上具备以上特征。

本文所研究的四口井 A 井、B 井及 C 井位于凸起南部，大致呈线型自东向西分布，D 井位于这三口井北部。因此，本文井间对比以东西向三口井为主，D 井另行讨论。

东三段 MSC1 中期基准面旋回由两个短期基准面旋回组成，并且旋回均以基准面下降的半旋回为主。东三段岩性较单一，除底部发育几套厚度不大的砂岩或砾岩外，其余都为泥岩且泥岩质地较纯，测井曲线变化幅度不大。A 井最为典型，厚度也最大。A 井、B 井及 C 井中的短期基准面旋回特征相似，但从东向西旋回厚度依次减薄，旋回顶部砂砾岩含量逐渐增加、粒度增大，反映了沉积时东高西低的古地貌特征。D 井 MSC1 厚度最大，短期基准面旋回组合规律及厚度与 A 井相似，表明当时它们具有较一致的地质背景。

东二段 MSC2 中期基准面旋回是个仅发育基准面下降半旋回的中期旋回，它由 SSC3 和 SSC4 两个短期基准面旋回组成。从东向西自 A 井，B 井到 C 井旋回厚度依次变小，仍反映了沉积时东高西低的古地貌特征。D 井岩性剖面与 B 井最为相似，旋回特征也相近，说明 MSC2 旋回沉积时它们环境相似。

各井东一段 MSC3 中期基准面旋回特征有所不同，A 井仅发育基准面上升半旋回，它由 SSC5、SSC6 及 SSC7 三个短期基准面旋回组成；B 井 MSC3 中期旋回厚度最大，它由 SSC5-SSC8 四个短期旋回组成，其砂砾岩含量较之 A 井少，且粒度较细；C 井 MSC3 旋回缺失。D 井此时旋回特征仍与 B 井相似，但 SSC6 缺失。

通过对东营组进行旋回对比和岩性分析可知，东三段沉积时研究区物源主要来自东部，A 井此时处于构造较深处，所以形成巨厚泥岩。东二段沉积时，物源发生变化，主要来自研究区西侧，同时 A 井处较之 B 井、C 沉积速率大，故 A 井在东二段形成了厚度很大的三角洲相的地层，并因此使研究区地貌发生了显著变化。在东二段以后，研究区地形由东高西低变成中间低两头跷起（东西向）。东一段研究区整体抬升，接受河流平原相沉积，C 井此时处于地势较高处可能没有接受沉积或早期有少量沉积后期又被剥蚀掉，因此其 MSC3 中期基准面旋回缺失。

研究区的馆陶组对应 MSC4、MSC5 和 MSC6 三个中期基准面旋回，整体表现为曲流河平原相沉积。B 井所在位置仍较东西两侧深，这反映在短期旋回个数较多，砂砾岩含量低、粒度细，泥岩厚度大。D 井总体特征与 B 井相近，局部也有特征表现出沉积时地势较 B 井高。

地层的旋回特征是基准面旋回的反映。本文所研究的基准面旋回与前人划分的层序进行了对比，由于所用时深转换尺为渤南综合时深转换尺，因此在地震剖面上个别层序界面与基准面旋回转换位置有一定偏差，但总体来说对应关系较好。本文的中期基准面旋回 MSC1、MSC2 及 MSC3 与东营组三段地层一致，MSC4-MSC6 叠加构成馆陶组。

4 结　　论

从研究基准面旋回理论和可容纳空间变化的动力学观点出发，较低级次基准面旋回在高级次基准面旋回中的位置很大程度上控制了旋回内部沉积物的地层学和沉积学特征，从而影响着油气的生储盖分布及含油气圈闭的类型等。

旋回层序地层学能够在生产实践中得到较好的应用重点在于旋回识别、旋回等时对比等关键技术的掌握和运用，再将地震层序与钻井层序二者结合可以准确的判断和预测一个含油气盆地生储盖在三维空间的分布规律。

通过井震结合，运用旋回层序地层学的研究方法，将渤南凸起东营组和馆陶组划分出 6 个中期基准面旋回 20 个短期基准面旋回，并依此建立了研究区钻井层序格架，通过基准面旋回横向对比明确在同一时期形成的地层单元之间的关系，从而掌握在渤南凸起下第三系东营组到上第三系馆陶组地层的旋回特征。

参 考 文 献

邓宏文 .1995. 美国层序地层研究中的新学派—高分辨率层序地层学 . 石油天然气地质, Vol.16, No.2, P89～97

光明主编 .1990. 中国石油地质志（卷十六），北京：石油工业出版社, P100～110

马世 .1992. 油气测井地质学 . 武汉：中国地质大学出版社

C.K. 威尔格斯等编 . 徐怀大等译 .1992. 层序地层学原理（海平面变化综合分析）. 北京：石油工业出版社

Cross T A 等编 . 杜宁平译 .1996. 高分辨率层序地层学认识地层结构、对比概念、体积配分、相分异和储层的间隔单元划分 . 国外油气勘探, Vol.8, No.3, P285～294

The Applications And Study Of Cycle Sequence Stratigraphy Essential Technical

Hu Xiaoqiang
(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: The sequence stratigraphy is a discipline of studing the stratum distribution, the high resolution sequence stratigraphy is now one of sequence stratigraphy development main directions. This article will introduce one kind of high resolution sequence stratum analysis method ——cycle sequence stratigraphy proposed by T. A. Cross, discusses its essential technical, and takes this as the instruction, using actual data such as the drilling, the seismic, the core and so on, generally analyse the Bonan uplift sequence. Then we have established the eogene system sequence stratum framework.

Key words: Cycle sequence stratigraphy Sequence stratigraphic framework High-resolution Base-level Cycle

“探宝号”船可变阵列震源的实现及应用

赵庆献　王立明　杨蜀冀　罗文造
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　2001 年，广州海洋地质调查局对“探宝号”船原有震源更新升级为阵列可变的 BOLT 震源系统。随着更新改造工程的成功，该船已成为具备承担高分辨率、常规、低频深水油气地震勘探的多功能地震调查船。本文介绍了地震勘探震源的基本工作原理以及二种阵列的分布、波形、频谱等特性。

关键词　可变阵列　高分辨率　频谱图　波形图

1　前　　言

“探宝号”船是广州海洋地质调查局于 1994 年从美国西方地球物理公司引进的常规地震调查船。引进初期，船上的设备尤其是调查仪器大多已经老化或技术落后，不能适应现代调查的要求。为了满足生产需要和市场需求，广州海洋地质调查局先于 2000 年引进美国 I/O 公司生产的 MSX 24 位数字地震光纤电缆及其配套记录系统，更新了原西方地球物理公司的 LRS-16A 16 位数字地震采集系统；将原 WisdomII 综合导航系统更新为英国 Concept 公司生产的主流导航 Spectra 系统。并于当年投入使用，大大提高了该船的地球物理勘查技术水平和市场竞争力。然而原有的 Sleeve 套筒枪和 LRS-100 气枪控制器组成的震源系统由于其总容量有限，同步误差大，加上管路老化，故障率高，灵活性低，无法和 MSX、Spectra 配套成具有高度竞争力的地震资料采集系统，同时也不能满足于以后海洋油气地震勘探发展的需要。基于这种形势，在 2001 年，我们决定对原有震源更新升级为阵列可变的 BOLT 震源系统。随着更新改造工程的成功，目前“探宝号”船已成为具备承担高分辨率、常规、低频深水油气地震勘探的多功能地震调查船。

2　地震勘探震源的基本工作原理

由高压空压机产生的高压空气通过气枪快速地以一定的时间间隔向海水泄放，以此将能量向海底辐射。单个气枪产生的能量在波形上是一串衰减振荡波，这不能用于地震勘探。当把不同容积的气枪组合在一起由气枪控制器控制同时起爆时，由于各枪的储气室容积不

第一作者简介：赵庆献，男，1971 年出生，1994 年毕业于长春地质学院，高级工程师，现从事海洋地球物理调查及其技术方法研究等工作。

同，其气泡的振荡周期不同。各个枪的初脉冲同相叠加，而后面的振荡波互相抵消。这种叠加起来的初脉冲正是我们所需的，其振幅 $P—P$ 值（峰-峰值）以 $B—M$（巴-米）数计量，把这个峰-峰值与后面出现的第一个振荡波峰-峰值相比较就是 P/B 值，它表示震源信号的信噪比。

“探宝号”船原常规阵列总容积为 3000 立方英寸，$P—P$ 值最大为 109.1 巴米、P/B 值为 26.0，为使新常规阵列的能量有较大的提高，结合现有空压机排气量，通过计算机模拟和容积分布统计得出：符合要求的标准枪阵总容积为 5080 立方英寸，在空气压力为 2000PSI 时 $P—P$ 值为 133.6 巴米、P/B 值 19.7。大容积低频枪阵和小容积高频枪阵是在标准阵上调整枪数及其容积组合分布而成，大容积低频阵总枪数为 18 枪，总容积为 7560 立方英寸，$P—P$ 值为 110.3 巴米、P/B 值 7.9；小容积高频枪阵总枪数为 10 枪，总容积为 560 立方英寸，$P—P$ 值为 29.6 巴米、P/B 值 21.7❶。

3 可变阵列的实现

就目前来说，以组合气枪泄放高压空气作为海洋油气地震勘探的震源并不是新技术。然而，当选用适当类型的气枪，利用新系统单管供气的特点，通过各种容量不同的枪组合变换，更改其沉放深度，再结合其机械结构原理的不同，使枪阵达到我们各种地震勘探所需要的波形和频谱，从而达到多功能的目的。这既结合了实际条件，节省了财力物力，也拓宽了勘探面，这正是有创意的地方。

3.1 常规阵列

(1)枪阵的具体分布

常规阵列总枪数 40 条，每列 10 条枪，共四列，单列容量为 1270 立方英寸，总容量 5080 立方英寸。分布见表 1。

表 1 常规阵列枪的分布

Table 1 Normal Airgun Array Distribution

枪数 / 容量（立方英寸） / 子阵	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
第一排	90	90	50	40	60	60	140	140	300	300
第二排	90	90	50	40	60	60	140	140	300	300
第三排	90	90	50	40	60	60	140	140	300	300
第四排	90	90	50	40	60	60	140	140	300	300

(2)基本枪阵波形图（见图 1）

❶ 1 巴 $=10^5$Pa，1 立方英寸 $=1.63871\times10^{-5}$m^3，下同。

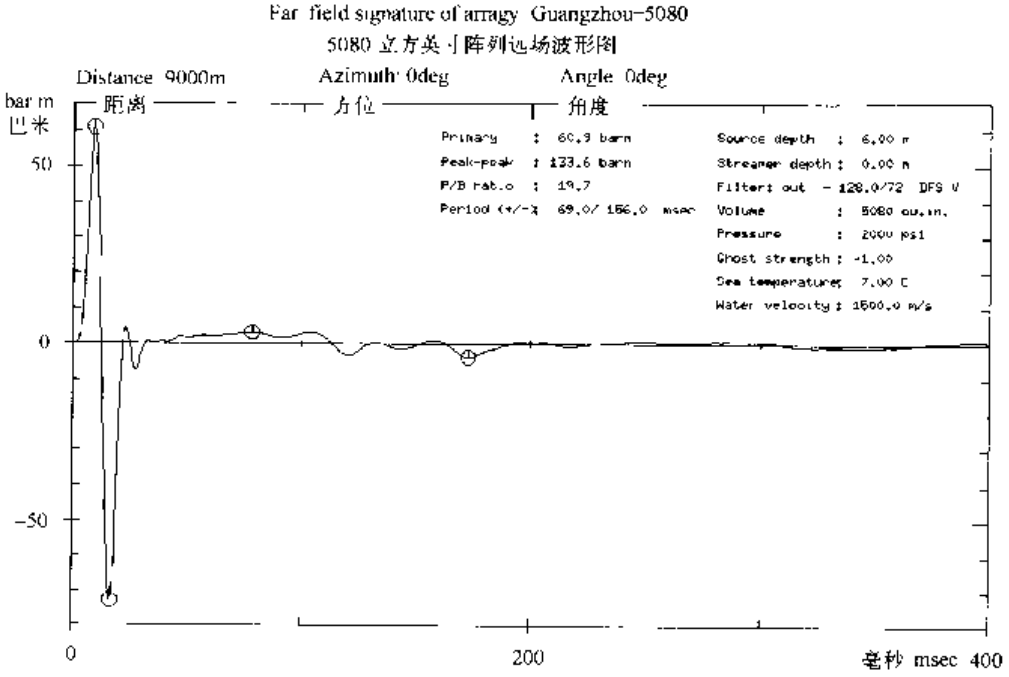


图 1　基本枪阵波形图

Fig. 1　Far-field signature of Normal Airgun Array

(3)基本枪阵频谱图(见图 2)

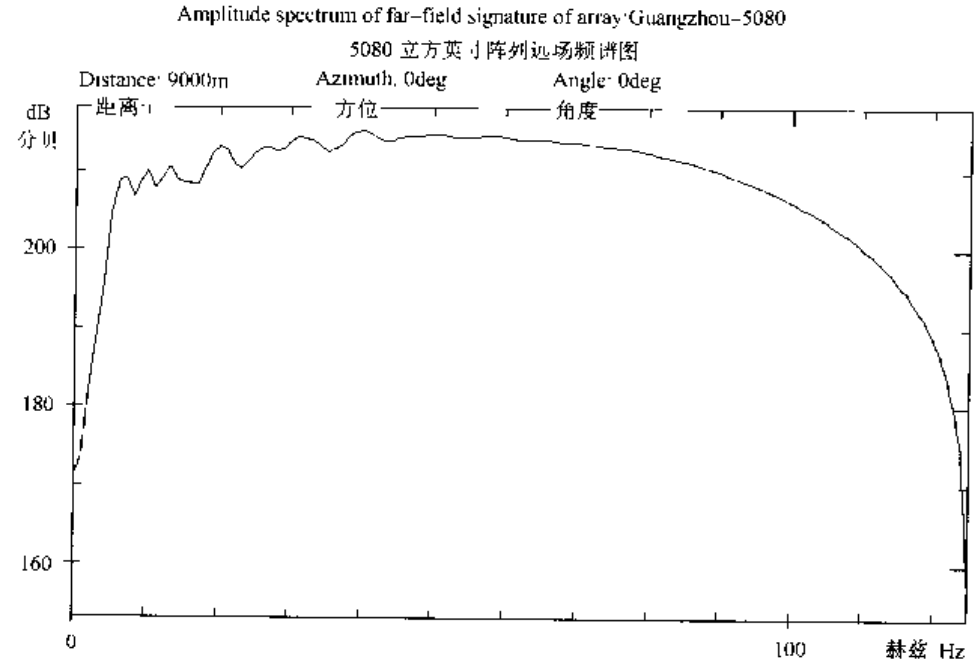


图 2　基本枪阵频谱图

Fig. 2　Amplitude spectrum of far-field signature of Normal Airgun Array

(4)实际应用效果

近几年来，标准枪阵震源多次用在国家大型专项的野外地震调查中，如南沙"十五－2科考"，"北黄海综合地球物理调查"及野外工程项目。使用标准枪阵(5080 立方英寸)作为震源共完成了约 4 万公里的地震测线调查。气枪工作稳定，同步好，能量足，对比原有震源所采集资料的剖面效果，勘探的质量得到了明显的改善，特别对深层的穿透和信噪比都有大的提高。最深的在记录的 12 秒处(穿透深度达 10 秒)都可以见到清晰的有效反射波组(见图 3)，为开展深水盆地基础地质和油气资源评价提供了强有力的勘探手段(温宁等，2003)。使用标准枪阵震源可清晰探测到深水区中新生代盆地的基底，在部分地区可探测到莫霍面(见图 4)，对浅部存在高阻抗层地区，地震波可穿透高阻层探测到下部地层结构，使用标准枪阵震源，在一定程度上可以改变以往对有关盆地结构的许多模糊的、甚至错误的认识，可以更接近真实地认识盆地，探讨盆地的演化史，对油气资源或天然气水合物资源作出正确评价。标准枪阵震源的使用可带动深水盆地基础地质研究，更能加快深水盆地资源的勘探步伐。

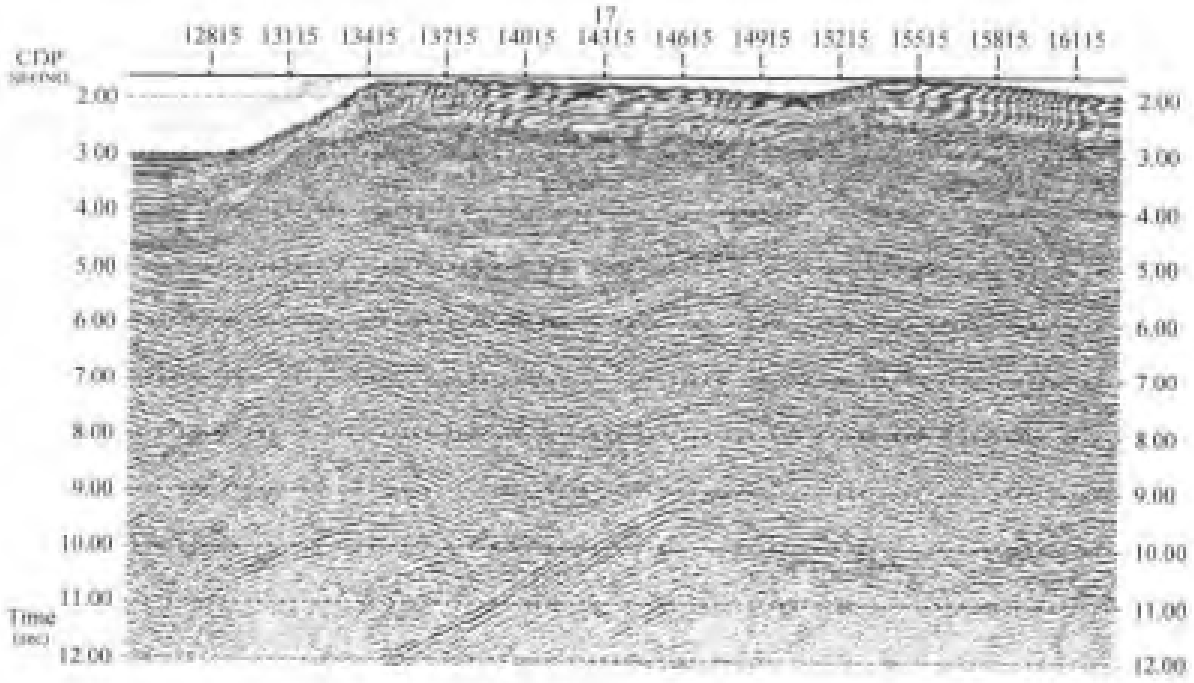


图 3　地震采集资料的剖面图

Fig.3　Seismic reflection profile

3.2　高分辨阵列

(1)枪阵的具体分布

高分辨阵列总枪数 20 条，每列 10 条枪，共两列，单列容量为 560 立方英寸，总容量 1120 立方英寸(有时高分辨地震勘探使用单列枪阵)。分布见表 2：

(2)小容积高频阵波形图(见图 5)

(3)小容积高频阵频谱图(见图 6)

(4)实际应用效果

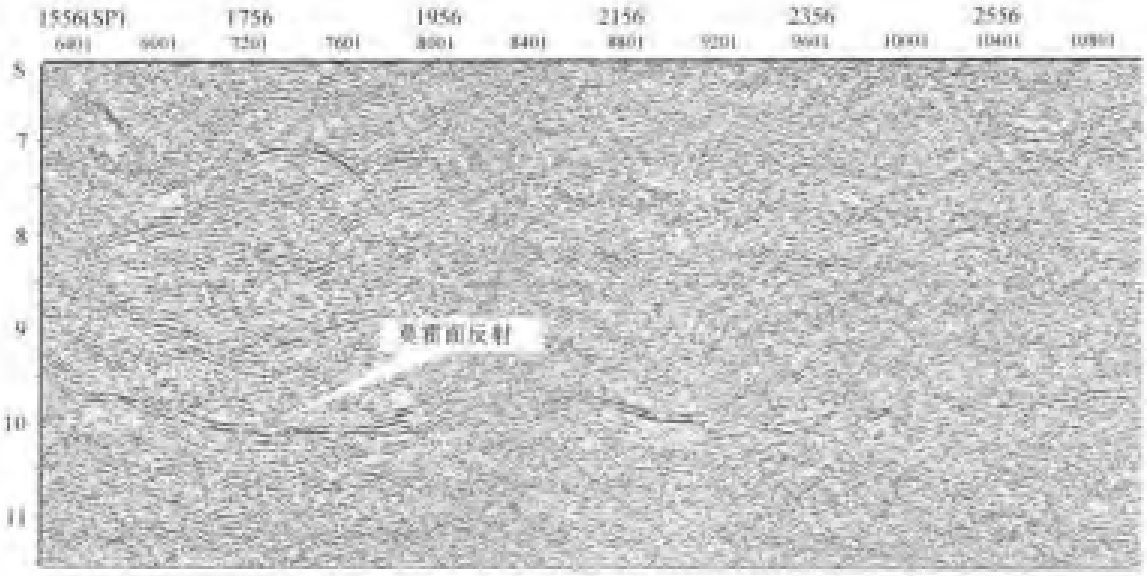


图 4　中深部地震反射特征

Fig.4　Middle-to-Deep strata of seismic reflection profile characteristic

表 2　高分辨阵列枪的分布

Table 2　High-resolution Airgun Array distribution

枪数 / 容量（立方英寸） / 子阵	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
第一排										
第二排	25	25	10	20	40	40	60	60	140	140
第三排	25	25	10	20	40	40	60	60	140	140
第四排										

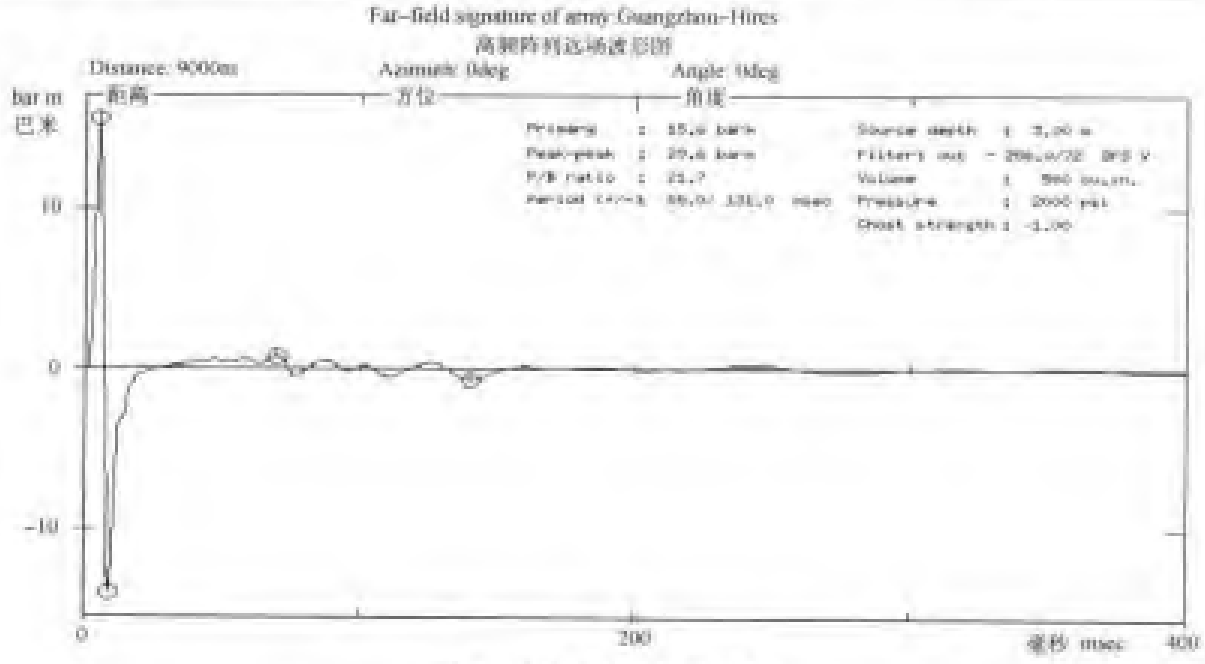


图 5　小容积高频阵波形图

Fig.5　Far-field signature of High-resolution Airgun Array

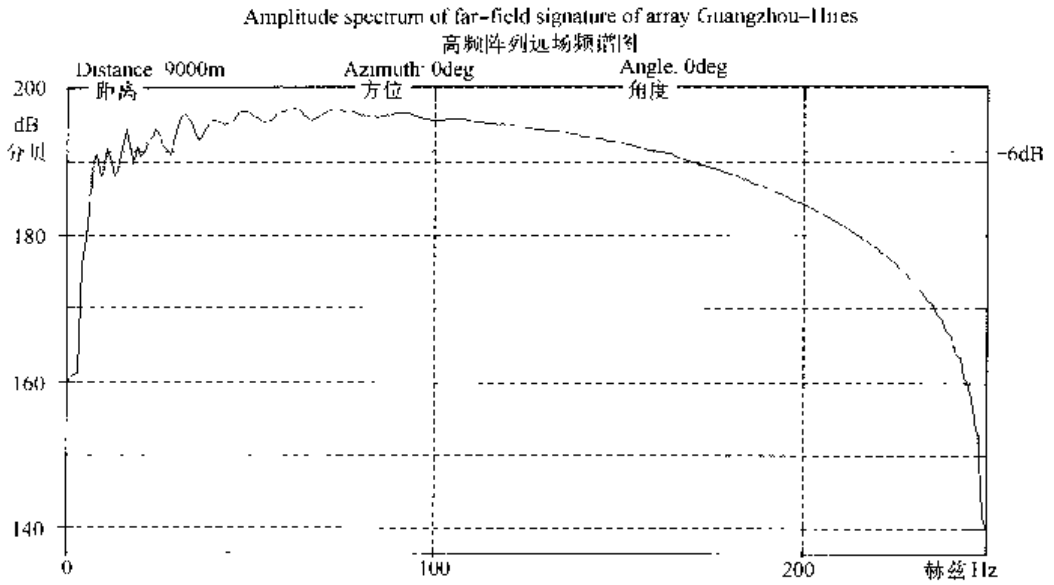


图 6　小容积高频阵频谱图

Fig.6　Amplitude spectrum of far-field signature of High-resolution Airgun Array

从高分辨频谱图看出，其高频成分丰富，在近几年承揽的几个井场调查所取得的资料中，浅地层分辨率高，层位清晰，可解释度高，深得用户好评。

3.3　大容量勘探阵列

(1)枪阵的具体分布

大容量阵列总枪数 18 条，共四列，内侧两列各 5 条枪，外侧两列各 4 条枪，内侧单列容址为 1500 立方英寸，外侧单列容址为 2280 立方英寸，总容量 7560 立方英寸。分布见表 3：

表 3　大容量阵列枪的分布

Table 3　Big Volume Airgun Array Distribution

枪数 / 容量(立方英寸) / 子阵	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
第　排			600		140	140			1400	
第二排	200	200			100	100			900	
第三排	200	200			100	100			900	
第四排			600		140	140			1400	

(2)大容量低频阵波形图(见图 7)

(3)大容量低频阵频谱图(见图 8)

(4)实际应用效果

2003 年 4 月在潮汕坳陷进行“长排列大容量震源地震采集技术”海上试验时使用的震源容量为7560立方英寸，从采集剖面中看出反射波穿透新生代碳酸盐岩强屏蔽层，获得了

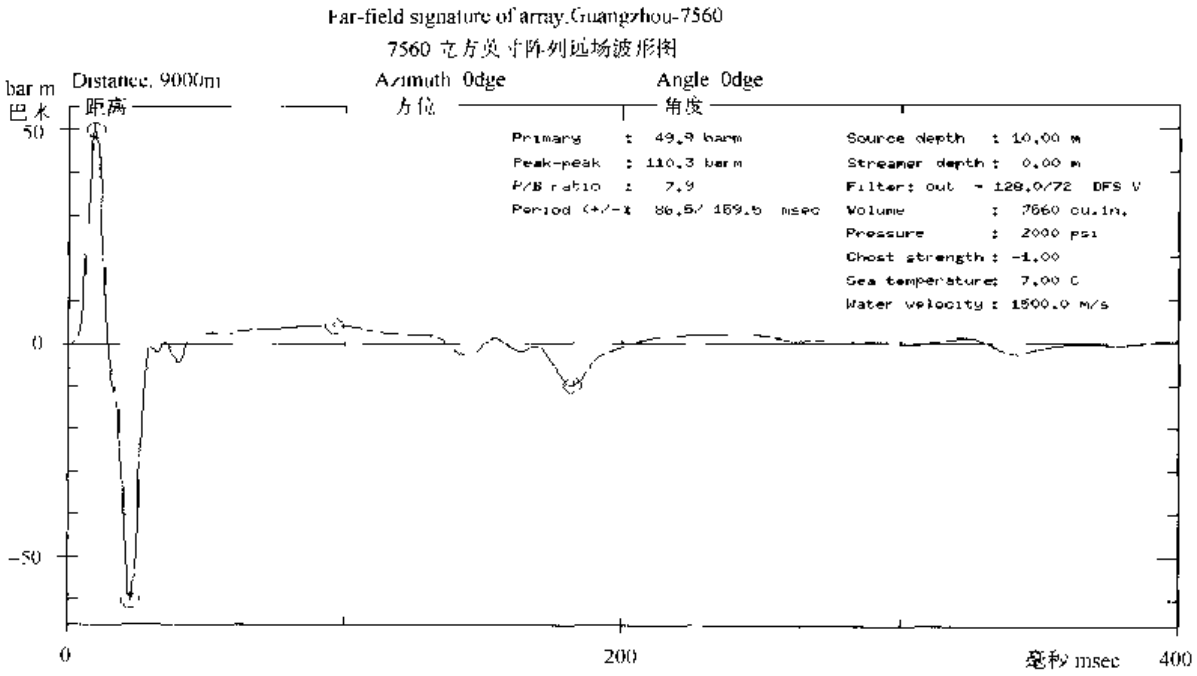


图 7　大容量低频阵波形图

Fig. 7　Far-field signature of Big Volume Airgun Array

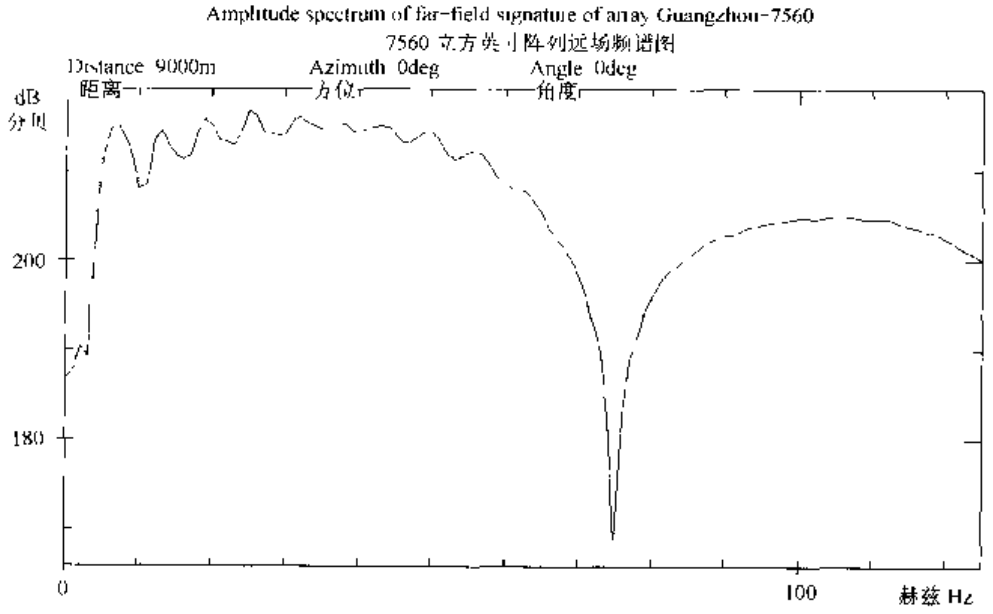


图 8　大容量低频阵频谱图

Fig. 8　Amplitude spectrum of far-field signature of Big Volume Airgun Array

清晰的下伏中生界反射信息(见图 9),揭示了潮汕坳陷中生界构造形态(张志荣等,2003)。因此使用大容量震源为今后开辟海域中生界油气勘探新领域打下了技术基础,将在我国在深水海域中深层油气勘探中开辟一片新天地。

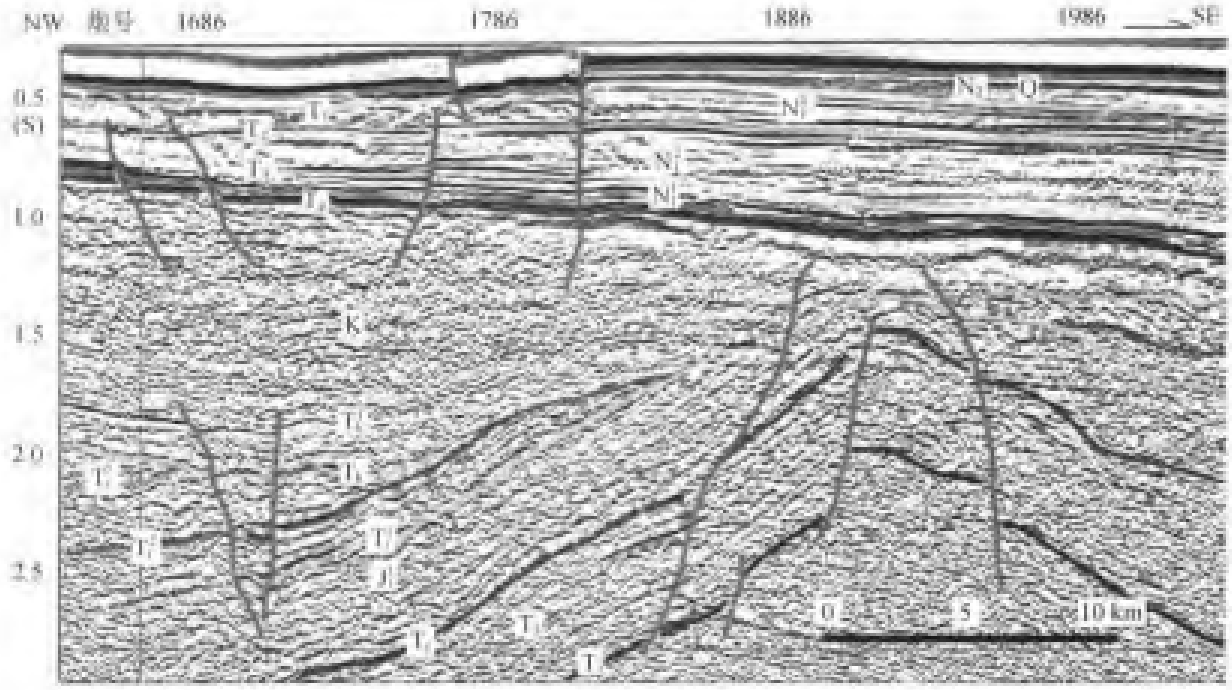


图 9 潮汕凹陷试验测线地震反射剖面

Fig.9 Seismic reflection profile of test line in Chao-shan Hollow

4 总 结

在实际勘探中，不是单单改变震源就能简单变成常规、高分辨率、深水油气地震调查，还需通过更改仪器参数（如采样率、记录长度、炮间距、低截滤波等）、震源及电缆沉放深度、电缆排列长度，以及后处理解释等，其原理比较复杂。但不管怎样，“探宝号”船其灵活的可变阵列震源提高了其在市场的应变能力，盘活了整条船，使所有的设备得到了充分的利用。尤其是常规阵列和大容量阵列震源的应用是我国在深水海域中深层油气勘探中的成功尝试，填补了国内在该领域的空白。

参考文献及资料

翟宁等，2003. 深水油气地球物理勘探技术，课题研究技术报告

张志荣，罗文忠等，2003. 长排列大容量震源地震采集技术，海上试验技术报告

BOLT INSTRUCTION MANUAL FOR AIR GUN MODEL 1500 /1900 DRAWING TABLE OF CONTENTS

E. Cox, A. Pearson, J. R. Blake and S. R. Otto "Comparison of methods for modeling the behaviour of bubbles produced by marine seismic airguns"

Gunlink For Field Modifing Using The Notional Source Method

The Application and Implement of the Variable Source Array for TANBAOHAO Vessel

Zhao Qingxian Wang Liming Yang Shuji Luo Wenzao
(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: In 2001, GMGS upgraded the seismic source on vessel "Tan Bao Hao" to a flexible air gun array which was designed and manufactured by Bolt Technology Corporation. After the successful completion of upgrade project, the vessel itself is now able to serve as a multi-purpose seismic survey vessel for Hi-resolution and conventional seismic surveys as well as deep crustal geological survey. This article gives a brief introduction of operational theory of the energy source on the vessel and is accompanied with the geometry, Far-field signature and spectrum of the three different arrays which are comprised from a standard array by using interchangeable air chambers on the vessel for various prospective purpose.

Key words: changeable source high resolution amplitude spectrum signature of array

近岸海底管线路由调查与管线的探测

马胜中　陈炎标　陈太浩
(广州海洋地质调查局　广州　510760)

摘　要　在近岸海底管线路由调查的探测过程中,回声测深仪或多波束测深仪、旁侧声纳扫描、浅地层剖面仪和海洋磁力仪是探测的主要仪器。回声测深仪测量水深和了解地形变化,旁侧声纳扫描探测海床的岩石露头、管线以及锚痕、沙波等海床地貌和地质灾害现象,浅地层剖面主要探测浅埋岩石、管线及海底浅部的地质灾害现象,海洋磁力仪探测带有磁性的管线等物体,以上几种方法综合使用,可以探测管线或探明路由的地质情况,海底地质灾害是威胁管线的重要因素。

关键词　路由与管线探测　海洋地质灾害　探测方法

1　前　　言

随着社会的发展与进步,人们已逐步将工程建设的中心转移到了海洋。近岸带已成为人们开发建设的中心。石油、天然气管道的铺设、通讯电(光)缆的铺设、排污管道、水下隧道的建设等近岸工程的设计、施工及日后定期安全防护要求对工程场址或路由进行细致的调查和评价。

管线埋置到土中一定深度,避免管线直接接受波浪、潮流作用是保持管线稳定经常采用的方法。一般管线埋置深度取管顶以上1.5~2.0m,特殊地段甚至需要4~6m,它的上面还需要铺设岩石等坚硬的物体,当水深达到一定深度时,管线可以直接铺设在海床。海洋地质灾害现象不仅对海上构筑物、海底管线或其他工程设施构成潜在的重大危险,而且导致严重的人身财产损失和工程失败,因此,预先查明海底工程地质条件及各种海底不稳定因素,了解海底沉积物的类型与其工程特性,是管线定期安全防护不可缺少的前期工程。

2　调查工作原理

陆地上地下管线的探测主要应用电、磁方法,尤其探地雷达应用非常广泛(王兴泰,1996)。而回声测深仪、旁侧声纳扫描仪、浅地层剖面仪和海洋磁力仪则是目前国内外通常采用的水下管线路由的勘查系统。它们的配合使用可提供所测场区内海底表面和海底下一

第一作者简介:马胜中,男,1968年出生,高级工程师,1990年毕业于中国地质大学(武汉)石油地质系,从事地震资料解释,工程地质、海洋地质及综合研究工作。

定深度内埋藏在沉积物中的各种灾害地质现象的形态、规模等特征，配合高精度导航定位系统(陈卫民等，1997)，还可获知其准确的发育位置及发展方向。

2.1 回声测深仪

在近岸工程的调查及评价过程中，回声测深仪是使用最广、最有效的水下声波探测系统。水下声波测量是通过探测声波在水下或岩土介质内的传播特征来研究岩土性质和完整性的一种物探方法。

回声测深仪工作原理：换能器从水面向水底发射声波信号，声波传到水底界面被反射，再回到换能器被接收(换能器是利用压电材料的压电效应工作的)，接收到的声波信号转换成电信号后送至仪器的接收放大器进行放大，放大后信号送入 A/D(模拟量转换成数字量专用电路)转换器，它将模拟信号采样后，依次将每个样值转换成二进制数字量，形成一组时间离散的数字量系列，送入电脑，进行实时处理。测定声波从发射，经水底反射，到被接收所需时间，就可确定水深 $H = CT/2$(其中 H 为水深，C 为声波在水中的传播速度)。测深仪将水深模拟量一方面提供给记录器作模拟记录，在记录纸上直接显示测线上连续起伏变化的海底剖面，而不只是单纯的某点的水深值。另一方面提供给量化器转换成数字量显示并从 RS232 口输出，可与 GPS 全球定位系统及计算机直接进行通讯形成数字记录。测深仪按频率可以分为单频测深仪(仅低频或者高频)和双频测深仪(具有高、低频，可以同时记录，低频工作水深大，但是它能穿透水底的非常稀的浮泥，高频工作水深小，但是水深比较准确，经常用于工程方面)，测深仪的原理方框图如图 1 所示。

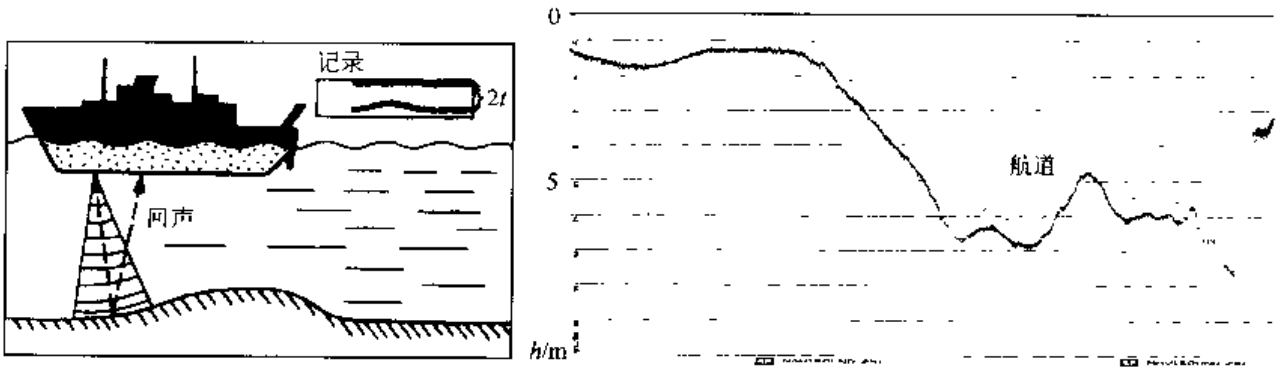


图 1 回声测深仪工作原理示意图和海底剖面的模拟记录

Fig. 1 The working principle of echo sounder and seafloor record on echo sounder profile

测深资料反映了海底表面起伏变化、高差大小和延伸范围(发育规模)，利用计算机处理和绘图技术，可制成所测海区海底地形图。利用多波束探测能得到更好的三维地形图。

2.2 旁侧声纳扫描

旁侧声纳是一种高分辨率、多用途的水声设备，在海洋测绘、海底目标探测(如探测沉入水底的船、飞机、导弹、鱼雷及水雷等)、大陆架和海洋专属经济区划界、海洋地质、海洋工程、港口建设及航道疏浚等方面有广泛的应用。

旁侧声纳有许多种类型，根据发射频率的不同，分为高频、中频和低频旁侧声纳，低频作用距离大，分辨率较低，高频作用距离小，分辨率较高。另外，还可以划分为舷挂式和拖曳式

旁侧声纳，单频和双频旁侧声纳，单波束和多波束等。

旁侧声纳工作原理：左右两条换能器具有扇形指向性。在航线的垂直平面内开角为 θ_V，水平面内开角为 θ_H。当换能器发射一个声脉冲时，可在换能器左右侧照射一窄梯形海底，如图左侧为梯形 ABCD，可看出梯形的近换能器底边 AB 小于远换能器底边 CD。当声脉冲发出之后，声波以球面波方式向远方传播，碰到海底后反射波或反向散射波沿原路线返回到换能器，距离近的回波先到达换能器，距离远的回波后到达换能器，一般情况下，正下方海底的回波先返回，倾斜方向的回波后到达。这样，发出一个很窄的脉冲之后，收到的回波是一个时间很长的脉冲串。

硬的、粗糙的、突起的海底回波强，软的、平坦的、下凹的海底回波弱。被突起海底遮挡部分的海底没有回波，这一部分叫声影区。这样回波脉冲串各处的幅度就大小不一，回波幅度的高低就包含了海底起伏软硬的信息。一次发射可获得换能器两侧一窄条海底的信息，设备显示成一条线。在工作船向前航行，设备按一定时间间隔进行发射/接收操作，设备将每次接收到的一线线数据显示出来，并转化成图像的形式记录下来，就得到了二维海底地形地貌的声图。声图以不同颜色（伪彩色）或不同的黑白程度表示海底的特征，可直观海底表面诸如岩石露头（包括出露的管线）、沙波等海底表面形态特征，是进行海底表面灾害地质现象形态及规模研究的重要仪器（夏真等，2003）。工作原理示意图如图 2 所示。

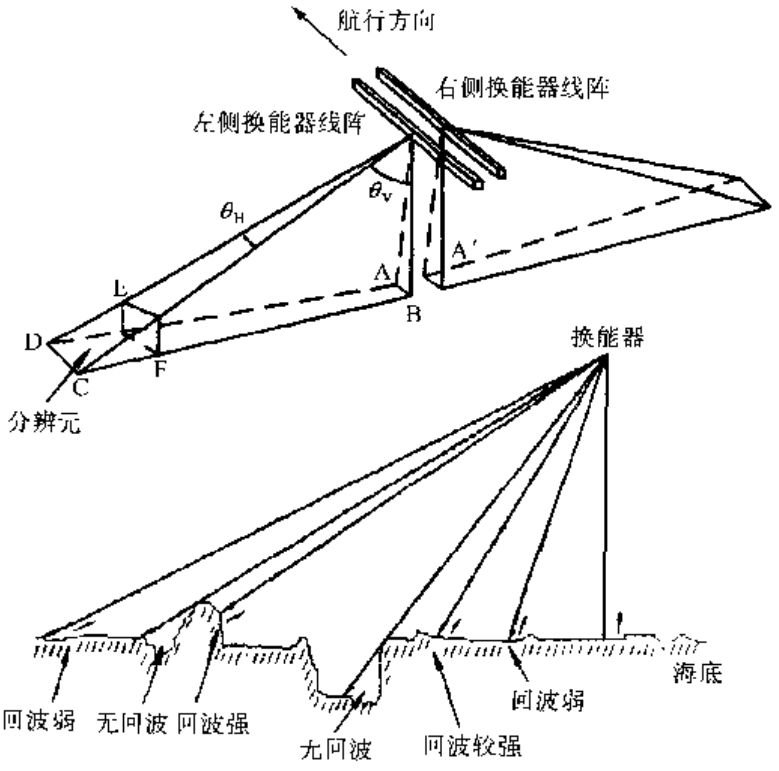


图 2　旁侧声纳扫描工作原理

Fig.2　The working principle of side scan sonar

2.3　浅地层剖面仪

浅地层剖面仪也是一种水下声波探测系统，它可以提供调查船正下方地层的垂直剖面信息。

浅地层剖面仪工作原理：它所发射的低频声波(3.5～12kHz 中选择一种频率，低频穿透深度大，分辨率较低，高频穿透深度小，分辨率较高)对海底有一定的穿透深度，能准确反映出海底下不同深度的海底沉积物的结构构造特征。高能发射的低频声波穿入海底，部分能量由浅部地层各声学反射介面反射回来被换能器所接收，反射信号转化成图像后依次以时间函数的形式记录下来，构成一幅连续地层剖面。它可以准确地反映出近岸工程所要求的地层界面及可能存在的浅层气、浅断层和古河道等海底地质灾害因素或其它物体(如管线)。浅地层剖面仪的穿透深度小于 50m，分辨率大于 1cm。

2.4 海洋磁力仪(磁法)

磁法是利用地下岩矿石或者岩土介质之间的磁性差异所引起的磁场变化(磁异常)来寻找有用矿产，查明地下构造和解决其它地质问题的一种探测方法。铯光泵磁力仪是建立在塞曼效应原理基础上，塞曼效应指的是原子处在外磁场下，它的每一能级分裂为$(2J+1)$条的现象，其中 J 为原子总角动量量子数，铯光泵磁力仪的工作介质是铯原子。

以上四种高分辨率的水下探测系统在高精度的定位系统的支持下配合使用，可使我们获得近岸工程建设场址内三维的工程地质条件，特别是危害工程建设的各种灾害地质现象的形态、规模、位置及其发展趋势等性质(李学杰等，2002)。

3 资料处理和解释

3.1 磁力探测资料处理和解释

管道的出现，改变了地层序列，使正常的磁场分布发生了变化，从而产生了磁异常，就可以利用磁力仪探测出这些磁异常的分布。磁法探测的资料，用计算机程序自动进行数据处理，对所测的总场数据进行日变、正常梯度的校正后，得到天然气管道所产生的 ΔT 磁异常。对整个区域的磁场观测表明，凡有管道存在的地段，其 ΔT 磁异常均出现尖峰状或低谷状。绘制已经改正的 ΔT 磁异常曲线图(图 3)，根据磁异常曲线的平面特征和剖面特征可以确定管道的走向。从图中可以看出，有管道存在的地段，其 ΔT 磁异常呈现尖峰状或低谷状，尖峰或低谷的中心正好位于管道的中心。但是从图上也可以看出磁力探测的局限性，当海底有其它铁磁性物体存在时，管道产生的磁异常就会被干扰。由于磁法探测的拖体在船后面 3 倍船长距离的水面，在受水流、风、浪和潮水的影响，拖体偏离测线，在没有水下定位的情况下，最后在做拖体位置改正时，位置存在误差，可能偏差十几至二十米。在海上单独使用磁力探测往往达不到精度要求，需要结合其它手段综合确定。

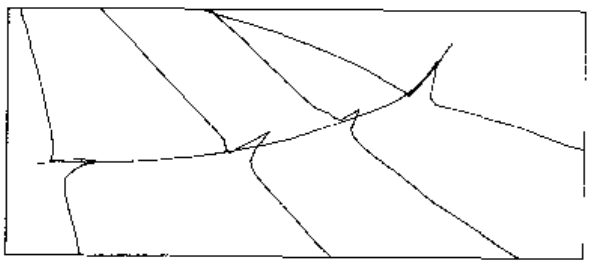


图 3 ΔT 磁异常曲线平面特征图

Fig. 3 Curve of ΔT magnetic anomalies

3.2 旁侧声纳扫描图像处理和解释

管道出露在海底，我们根据旁侧声纳扫描图像判译管道的位置和走向。

综合分析扫测区特殊水深和水深分布情况，海底沉积物分布特点，水深等深线形态分布特点，声图反映海底障碍物，和海底微地貌图像的可信情况(冯志强等，2002)。确定海底微地貌基本形态特征及其分布范围；确定海底障碍物性质、位置、高度、长度和宽度、走向、所处位置的水深及底质类型等。

旁侧声纳最终的扫测结果是以声图的形式呈现在使用者面前，而声图与照片有很大的不同，不能反映物体的真实形状，只能用灰度来反映物体的强与弱。判读声图图像的处理过程是由人眼完成的，声图判读是通过对旁侧声纳的二维图像的特征提取，根据声图的形状特征、大小特征、色调和颜色特征、阴影特征或形特征和相关体特征进行判别，从而识别海底地貌、沉船、沉雷、礁石、管线等人工或自然目标(图 4)。声图判读也称声图识别、声图解释或称声图判释。

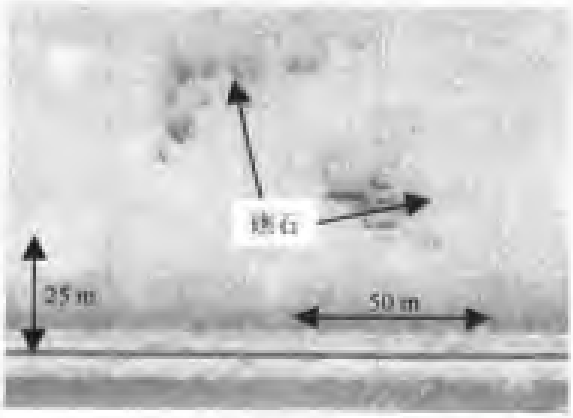


图 4 旁侧声纳显示的礁石

Fig.4 The reefs show on the side scan sonar profile

3.3 浅地层剖面资料处理和解释

管道如果为钢筋水泥管，与周围的地层相比差异很大，是一个良好的反射层，能形成强反射波，但有些地段，为了保护天然气管道，在铺设管道时上面铺了一层石头或其它物体，它们也与周围的地层相比差异很大。我们利用浅地层剖面的反射波组的振幅、频率、连续性、波形和反射形态的相对变化确定管道，管道造成地下反射层中断，反射波变得不能连续追踪，管道以及铺设的物体具有比较强的反射，在剖面上表现为反射波的频率的变化，由于管道以及铺设的物体的存在使反射波的波形和反射形态变得不规则、紊乱甚至产生畸变，由于浅层剖面仪的穿透深度与海底底质密切相关，若底质是砂泥非致密物时，穿透深度在 30～50m 左右，能得到良好的记录，垂直分辨率可达 0.1～0.5m；但当底质是较致密的砂质海底或者是含气沉积物层时，穿透能力明显降低。当识别出管道后，根据定位点的坐标确定管道的位置和在剖面上管道的顶界面距离海底的埋藏深度，在根据同一位置的水深就可以确定管线的管顶高程(图 5、6)。

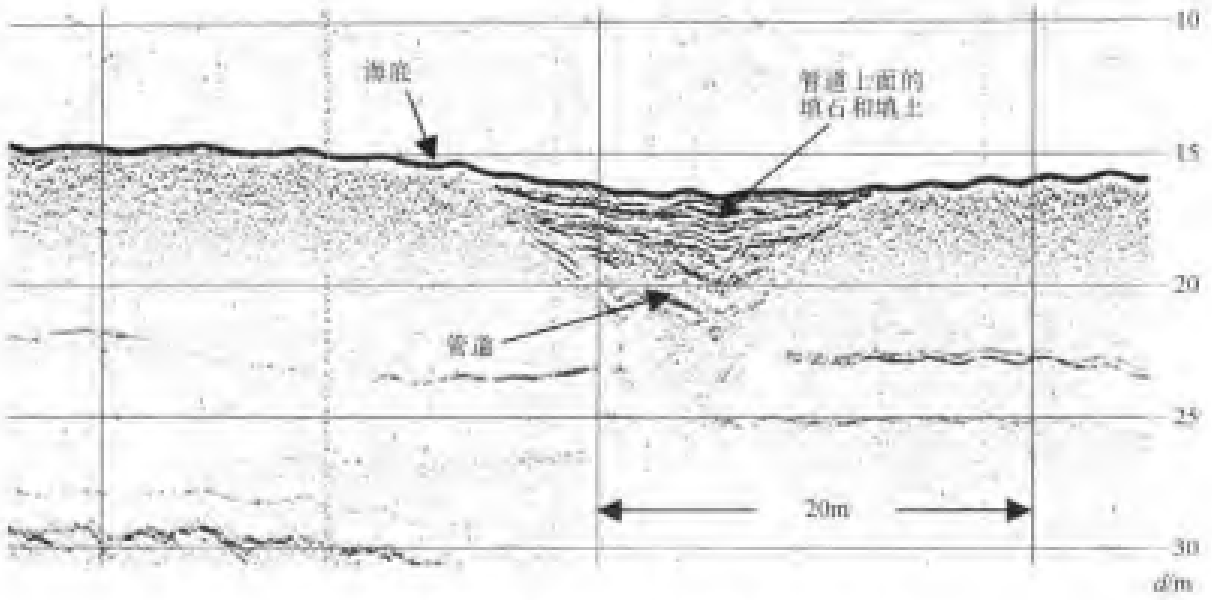


图 5　浅地层剖面显示的管道(上面铺设填石和填土)

Fig.5　The pipe cover with stone and soil show on the sub-bottom profile

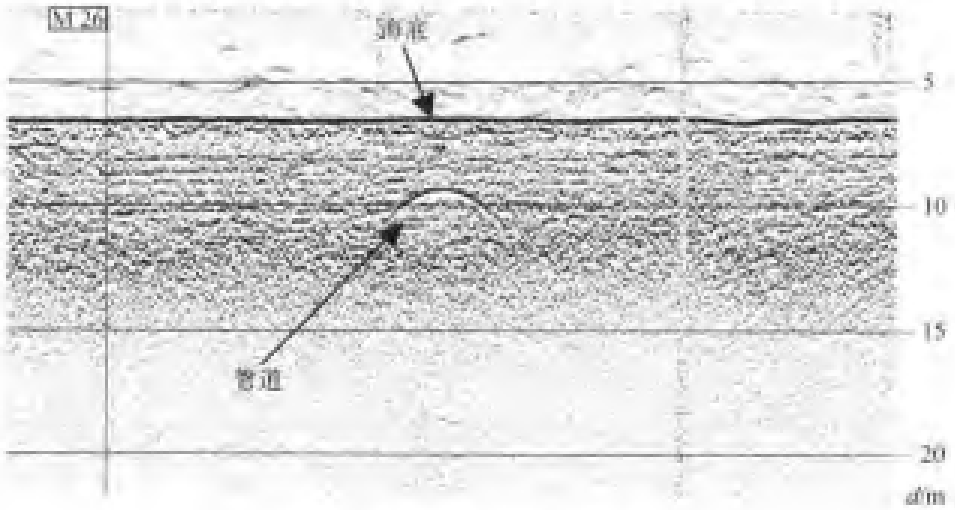


图 6　浅地层剖面显示的管道

Fig.6　The pipe show on the sub-bottom profile

4　结论与讨论

1)回声测深仪、旁侧声纳扫描和浅层剖面仪结合磁力仪是目前国际上探测管线路由以及海底地质灾害现象特征的主要仪器设备。

2)测深资料反映了海底表面起伏变化、高差大小和延伸范围(发育规模),利用计算机处理和绘图技术,可制成所测海区海底地形图。利用多波束探测能得到更好的三维地形图。

3)旁侧声纳设备按一定时间间隔进行发射/接收操作,转化成图像后,就得到了二维海

底地形地貌的声图。可直观海底表面诸如岩石露头(包括出露的管线)、沙波等海底表面形态特征,是进行海底表面灾害地质现象形态及规模研究的重要仪器。

4)浅地层剖面仪高能发射的低频声波穿入海底,部分能量由浅部地层各声学反射介面反射回来被换能器所接收,反射信号转化成图像后记录下来,构成一幅连续地层剖面。利用反射波组的振幅、频率、连续性、波形和反射形态的相对变化确定管道。

5)管道的出现,改变了地层序列,使正常的磁场分布发生了变化,从而产生了磁异常,就可以利用磁力仪探测出这些磁异常的分布。对整个区域的磁场观测表明,凡有管道存在的地段,其 ΔT 磁异常均出现尖峰状或低谷状。但是当海底有大量含铁磁性的物体存在时,管道产生的磁异常就会被干扰,造成探测的难度。

6)影响海底不稳定性的因素很多,归结起来有两个,一是应力增加,一是强度减小,或者是两者结合的结果。对地质灾害主要以预防为主,要使防治地质灾害取得良好效果,应首先查明各种地质灾害的成因、分布和发育规律,并对一些具有较大潜在危险的地质灾害进行必要的监测、预报以便防避,或制订抑制灾害形成和发育的有效措施,对于渐发性的地质灾害则要加强灾害成生规律的研究。才能做好管线等构筑物的安全防护。

7)海洋调查要求较高的 GPS 定位系统,在探测、设计和施工各个阶段统一坐标系统,以免在坐标系转换中产生误差。

参考文献及资料

陈晖,曹立华等.2003.埕岛海域浅水区人工构筑物周边海底地形演化与海洋灾害地质现象关系研究.海岸工程,22(3),19~24

陈卫民,曹立华.1997.危害近岸工程的海洋地质灾害现象及其探测方法.自然灾害学报,6(2),48~54

冯志强,李学杰,林进清等.2002.广东大亚湾海洋地质环境综合评价.武汉:中国地质大学出版社

李学杰,冯志强等.2002.广东大亚湾海洋地质环境与潜在地质灾害.中国地质,29(3),323~325

王兴泰.1996.工程与环境物探新方法新技术.北京:地质出版社

夏真,林进清等.2003.珠江三角洲近岸海洋地质环境与地质灾害调查.内伶仃岛以北水域成果报告

杨进.1982.环境地球物理教程.北京:中国地质大学出版社

张胜业,潘玉玲.2004.应用地球物理学原理.北京:中国地质大学出版社

Offshore Submarine Pipeline Route Survey and Exploration

Ma Shengzhong　Chen Yanbiao　Chen Taihao

(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: Echo-sounder, side scan sonar, subbottom profiler and marine magnetometer are main instruments for exploring submarine geo-hazards in the oil & gas field pipeline route or pipeline survey of the offshore engineering. Echo-sounder can sound depth and know hypsography. Side scan sonar can show directly the topographic characteristics of the sea floor, the dis-

tributions of the obstacles on the sea floor, such as rock crop, pipeline, sandwave and touch of anchorage. Subbottom profiler can investigate a lot of submarine geo-hazards such as shallow buried rock and its crop, landslide, shallow gas, paleochannel, shallow fault. Submarine geo-hazards are the important factors endanger pipeline route.
Key words: Offshore pipeline route explore Marine geo-hazard Exploring method

神狐海域潮汐分析及其在海洋三维地震作业中的运用

黄永健　伍忠良

（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　在海洋三维地震作业中，潮汐运动对地震作业影响很大，有时甚至因为潮汐对地震电缆的侧向影响需要中断作业。本文根据作业工区附近港口的潮汐数据计算推断出作业区潮汐的运行规律，遵循其规律避开潮汐的高潮期进行地震作业，以取得更好的地震采集资料和提高施工效率。

关键词　潮汐　潮差　羽角

1　计算工区潮差的流程

1.1　工区施工方向

地震调查神狐工区测线施工的方向为：148.8°、328.8°。

1.2　潮汐港选取方法

（1）选取与工区方向一致的港口，最好能提供每小时的潮汐数据。经过筛选，选取“桂山港”作为首选港口。

（2）根据月球每日运动规律选择参考港

由于月球每日运行约 13°15′（绕地球转动），因此，为了考虑其每日的变化，选取与测线方向夹角为 13°15′的港口，最好该港口具有每小时的潮汐数据。如果没有合适的港口，选取与测线夹角为 26°30′左右的港口，而且具有每小时的潮汐数据。

神狐工区潮汐港的选定情况如下表 1。

1.3　潮差计算公式

设工区的中心点为 A 点，参考港为 B 点，按照每小时的潮差变化量分别计算 A、B 两点的潮差变化 δ_A 和 δ_B，再计算 A、B 两点的潮差 δ_C，分析潮差最大的港口，说明该港口方向为最大潮差方向，从而得知每小时 A 点主要的水流方向。结果用于工区施工前，便于了解当天（DR）的流水方向和电缆羽角情况。δ_C 计算公式如下（戈丁，1980），

$$\delta_C = [(\delta_A * \gamma_A \times + \delta_B * \gamma_B \times)/2] * 10$$

δ_C 为 A/B 两点的潮差。γ_A 为 A 点潮汐变化加权系数，在（工区）取 1，γ_B 为 B 港口的潮

第一作者简介：黄永健，男，1973 年出生湖南岳阳人，工程师，主要从事海洋地球物理勘探与技术方法研究。

表 1　神狐工区潮汐港选定

Table 1　Choose the port near survey region

潮汐港	测线施工方向/(°)	夹角/方向(工区中心为起点)	备注
西葛港	148.8/328.8	-39.8°/289°	参考港口
佳山港	148.8/328.8	0°/328.8°	主要港口
汕尾港	148.8/328.8	+27°/355.8°	参考港口
汕头港	148.8/328.8		参考港口

汐变化加权系数，取 0.2－1，本工区取 0.5。潮差变化加大为正，减小为负。

计算要求有如下数据：时间(每小时)；潮高(cm)；参考线——取工区的平均潮位。

绘出相应曲线加以分析，潮差最大的地方为潮汐方向，从而得知每天的潮汐变化规律。

选取上述参考港的数据，加权平均，为了绘图方便，乘比例系数 10，绘出潮汐变化规律图(图 1)。

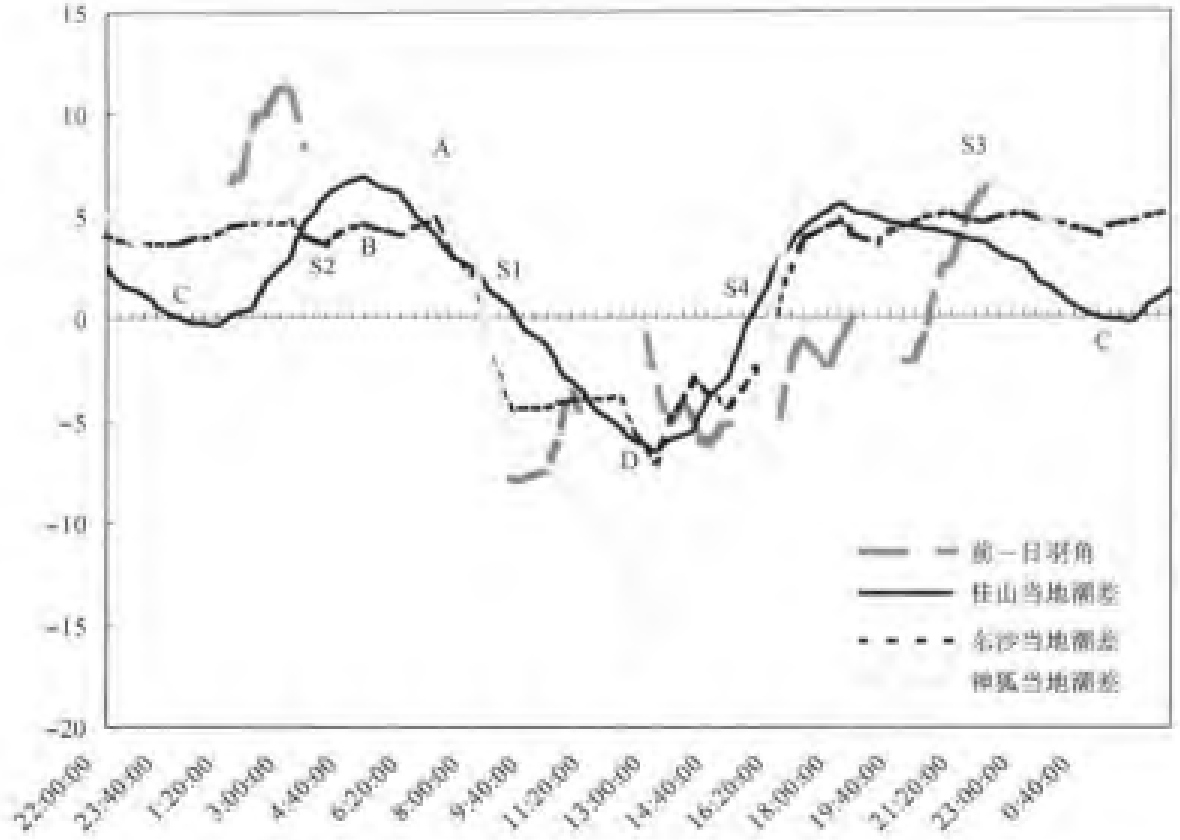


图 1　潮差以及电缆羽角时间变化曲线图

Fig.1　Graph of tide discrepancy and streamer feather

1.4　潮汐变化曲线图中导入导航羽角数据曲线

从 spectra 导航系统拷贝羽角数据，结合潮差数据绘制成对比曲线图(张捍卫，2004)，以便推断潮汐对电缆的影响规律。神狐工区 2005 年 6 月 11 日潮汐和羽角数据为随时间变化的曲线图(说明：羽角的单位为度，潮差的单位为 m)。

2 数据分析结果

2.1 潮汐变化图的分析

首先,在图 1 中,以 ±5°羽角线为基准画出潮差较小的区域。表示为当日最佳作业时段。如 C 时段(前日 22.00~3.00)。

其次,以 ±7.5°为基准画出相应的区域。如 A/D/S3 除外的时段。

如果出现大于 ±7.5°的情况,表示潮流较急,情况较复杂,需进行对比。

2.2 数据综合对比

(1)多参考港综合潮位图对比

如果出现潮差很大,而且稳定,需要进行如下综合对比。

在"多参考港综合潮位图"上,分析神狐工区的潮位变化情况,如果潮差变化大,而上参考港"桂山港"的变化小,表示潮水与测线方向不一致,需要分析其它港的潮位变化情况再确定。流向变化有利时,神狐工区的流速变小,而且逐渐处于平潮期。

(2)前一日羽角参考对比

根据月球的变化规律,潮汐影响从朔、望之日起,每日后移 51 分,所以前一天的位置变化对了解后一天的羽角预测非常有帮助。

3 潮汐分析结果的天文学解释

3.1 太阳影响

在短时间内太阳对潮汐的影响几乎不变,图 2 所示的 S1、S2、S3、S4 就是太阳运动对潮汐影响的主要位置。(对照图 2 月球和太阳运行轨迹示意图)以当日潮位差为参考线,找出太阳影响的极值点。规律如下:

1)对月球影响而言,太阳影响所导致的涨落潮幅度不大;

2)在图 2 中,按照 S3→S2→S1→S4→S3 的规律变化,时间相差约为 6 小时。

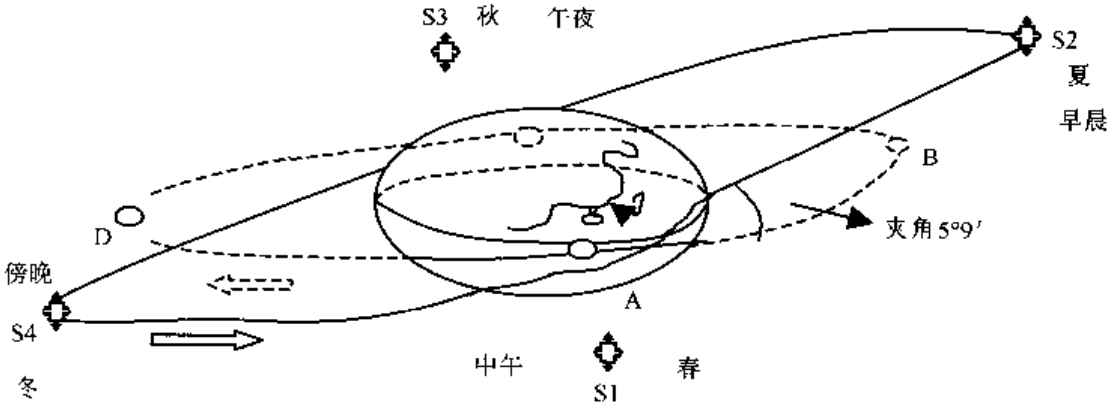


图 2 太阳月亮运行轨迹示意图

Fig. 2 Sketch map of sun and moon movement

3)对照“桂山当地潮差”和“东沙当地潮差”两条曲线,在图 1 中标示 S3、S2、S1、S4 和 S3。这些时段潮汐受太阳的影响较小。

3.2 月球影响

由于受到地形影响,港口潮差变化曲线(桂山当地潮差)仅作为参考线。

以当日潮差的趋势线为准,找出大致的涨跌规律。综合对比线以“潮差曲线”为准。时间间隔约为 6 小时。

对照图 2,由于地球自转,使月球的位置变化为:C →B→A →D→C

C→B 期间为退潮 ,B→A 期间为涨潮,A→D 期间为退潮,D→C 期间为涨潮月球影响点的标识:

1) 月球影响对潮汐变化相对较大。

2) 找出上午潮差变化明显的峰值点 A,然后在“桂山当地潮差”和“东沙当地潮差”两条曲线上,找出其余各点。

3) 各点之间时间差约为 6 小时。

4) 与太阳影响点的时间基本固定,例如:6 月 11 日在“东沙当地潮差”曲线上,差值约为 2 小时。

3.3 羽角的标识

标示羽角的基本规则

(1) 正定和正顺的情况

当潮汐从“东沙港”流向“汕尾港”时,潮汐流向与测线方向基本一致,出现潮流对电缆正顶或正顺的情况。这时潮汐对地震作业的影响很小。

(2) 潮汐段的划分

对照图 1 和图 2 将每天划分为如下几段:

S3→C→S2(B)退潮　　S2→A→S1(涨)　　S1→D→S4(落)

S4→S3→C(涨)　　S3→C→S2(B)退潮

(3) S3→C 之间

首先,太阳与月亮均处于工区对应点地球的背面。S3 与 C 之间的影响在“桂山当地潮差”曲线上表现为 2 次小的高潮。

第一次高潮主要是太阳的影响;第二次高潮主要是月亮的影响。出现高潮时,潮涨潮落的方向,基本与测线一致,羽角最小。

(4) C→S2(B)

出现退潮,方向由西向东,与测线方向斜交,此时,羽角逐渐变大。

早晨 5:00 左右,太阳与月亮与工区经线相差约 90°,影响几乎重合,羽角最大。

(5)S2→A→S1(涨)

S2 大体处于退潮期的顶点。由于地形的原因,桂山港出现小幅度上涨,东沙处于退潮的平潮期,潮水流向在“东沙 - 桂山潮位差”曲线上,可以得到羽角最高点。

S2→A 基本处于涨潮期,达到 A 点时,处于“正顶或正顺”的情况,羽角最小。

沿“当日潮差曲线”,从最高点到 A 点之间,可以勾出“羽角变化”曲线。

A→S1 大体处于涨潮期,S1 为太阳影响点,潮水方向基本与出现方向一致,羽角较小。

(6) S1→D→S4(落)

S1→D,B 点为月亮影响,出现一个高点,从"东沙－桂山潮位差"曲线上可以得到相应极值点。D→S4,S4 由于太阳影响,羽角小角度变化。

(7)S4→S3→C(涨)处于涨潮期,羽角曲线基本与"东沙－桂山潮位差"曲线一致。

3.4 整体分析

(1) 太阳影响

羽角较小区:午夜 11:00、中午 11:00 左右,太阳产生的潮汐流向基本与测线方向一致,羽角变小,不同季节可以从参考港口"当地潮差"曲线上获取。例如,从图 3 中的"东沙当地潮差"和"桂山当地潮差"曲线上可以得到具体时间。

羽角较大区:早晨、傍晚太阳所产生的潮汐的流向基本与测线方向正横,羽角较大。一般在早晨 5:00、傍晚 17:00 左右。

(2) 月亮影响

羽角较小区:月亮的影响是最大的,必须通过计算来考虑。以 6 月 11 日为例进行计算。因 6 月 7 日为朔日到 6 月 11 日,总共过去 4 天,每天后移 41 分钟,约为 $41\times4/60=2.73$,由于白黄两道的轨迹不同、地形影响和相对位置的差异,产生固定差,2.73－固定差≈2(小时)。

羽角较大区:从图 1 可见主要产生在早上与傍晚。

(3)太阳、月亮共同作用

通过(1)、(2)步的判断,可以得到最大的影响点。在同一方向相互加强或减弱。

3.5 结果

(1)羽角最小区

在午夜、中午太阳引起涨潮的时间,此时太阳在工区的背面或正面,产生的方向与测线方向一致。在图 1 上可以画出午夜→中午→午夜 3 个点:C 点、A 点和 C 点。

(2)羽角最大区

一般在早晨、傍晚 5:00 左右。受月亮影响,在"当地潮差曲线"上表现为"突跳"。

(3)潮流流向对工区影响

考虑到不同工区的地理条件的影响,以工区中心为参考点,选取与测线一致方向的港口,例如:在东沙群岛施工时,选取"东山岛"为参考港口,如果潮差曲线中某一时刻,东山岛的潮汐变化方向与幅度与作业海域一致时,并且变化率最大,该时刻可以开始施工。如果工区与主要参考港的潮差均变化很大,说明"潮汐的流向"与测线方向基本一致,施工时出现顶流或顺流的情况,此时羽角较小,可以考虑开始施工。

4 结　　论

在地震作业前,在绘制的潮差曲线图上,依据前面所述的潮汐运动规律标示出羽角最小区、羽角最大区、顶流或顺流区,来指导地震作业。

1)在羽角最小或顶流顺流时间区段,应该抓紧时间上线作业,这时潮汐对电缆侧向影响最小,羽角小,电缆噪音小,而且驾驶台容易操作航向。该时间段是地震作业的最佳时间。能有效提高工作效率,减少补线率(见图 3)。



图 3　在潮汐影响小条件下的地震覆盖率

Fig. 3　Bestrow percent of low tide influence

2)在羽角最大时间段,此时潮汐对电缆的影响最大,羽角往往超标,而不得不暂时停止作业,在该时间段内应该尽量控制让调查船转测线,即使强行作业,因为覆盖次数低,需要增加补线工作量,致使工作效率下降,这是我们需要避免的(见图 4)。

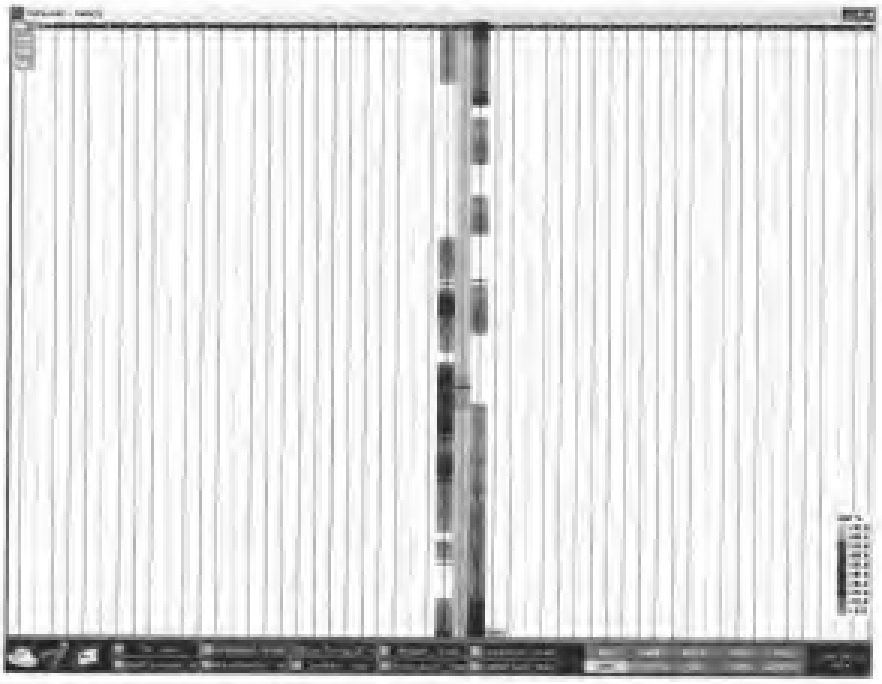


图 4　在潮汐影响大条件下的地震覆盖率

Fig. 4　Bestrow percent of high tide influence

参考文献及资料

(美)戈丁(Godin, G.).1980. 潮汐分析. 北京:海洋出版社
张捍卫 2004. 固体潮 Love 数的基本理论和数值结果. 地球物理学进展, 19(2), 372—378
中科院南海海洋研究所 LED 实验室 .2004. 近海海洋工程水文气象环境应用研究
2005 年潮汐表. 中国人民解放军海军司令部航海保证部

Tide Analysis of Shenhu Sea Area and its Application in Marine 3D Physical Geography Survey

Huang Yongjian Wu Zhongliang
(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: During marine 3D physical geography survey, Tide takes high influence. Some time we have to interrupt survey because of the influence of tide. This article devotes to obtaining the rule of tide movement using the port tide data near survey region. According to the rule, we can gain high working efficiency.

Key words: tide tide discrepancy feather

海洋重磁测量野外工作方法

王功祥　唐　卫
（广州海洋地质调查局　广州　510760）

摘　要　海洋重磁测量在海洋调查中有着重要位置，有效控制野外资料采集是海洋重磁测量的关键一环。本文结合野外作业的实际情况，针对海洋重磁调查中的一些干扰效应进行了对比分析，以期提高海洋重磁调查野外资料采集的质量。

关键词　海洋重磁测量　干扰分析　野外作业

1　海洋重力测量

海上重力测量不同于陆地重力测量，它必须在运动的状态下，即所谓的动基座（如船）上进行。测量重力加速度的仪器的基座，对与地球连接的坐标系作相对运动。从本质上说，海洋重力仪可算作超高精度的加速度计，它测量的是瞬时重力加速度的一个分量。和任何加速度计一样，海洋重力仪也可以在相对基座的某个严格规定了的方向上记录加速度变化，这个方向就是仪器的测量灵敏轴。

1.1　海洋重力测量的主要干扰因素及其分析

1.1.1　水平干扰加速度

在水平面上测量的瞬时重力值可表示为 $G = g + x^2/2g - \Delta a^2/2g$，其中 x 表示水平加速度，Δa 表示瞬时垂线与真垂线的夹角，g 表示重力真值。由上式可以看出水平加速度使重力增加 $x^2/2g$，而瞬时垂线与真垂线的夹角使重力减小 $\Delta a^2/2g$。为了得到重力真值，在平均测量中要引入加速度改正和倾斜改正 $\Delta g = -x^2/2g + \Delta a^2/2g$。如果重力测量仪器安装在周期比船摇晃周期小得多的常平架中，则常平架纵轴（常平架重心和相互垂直的旋转轴交点的连线）将随时跟踪瞬时垂线方向。因此可以调整仪器，使其灵敏轴几乎同瞬时垂线一致，这样 Δa 即为常平架的定向误差，采用陀螺稳定平台就是基于这个道理。海上试验表明，对高达 50Gal 的加速度，由于稳定平台的周期（大于 2 分）比波浪周期（小于 17 秒）大得多，水平干扰加速度产生的误差很小，仍可以达到 1mGal 的精度。❶

1.1.2　垂直干扰加速度

在海洋重力测量中，最大的问题是垂直加速度引起的。由于无法区分开重力加速度和垂直干扰加速度，于是在动基座上的重力测量值实际上是由两部分组成：一部分是由重力本

第一作者简介：王功祥，男，1971 年出生，物探工程师，主要从事海洋重磁、地震及各种工程测量工作。

❶ 1Gal = 1000mGal = 0.01m/s²。

身引起的弹性系统变化；另一部分则是由垂直加速度作用而影响到重力仪读数的值。但垂直加速度对重力仪主要是造成瞬间交变干扰，且几乎按余弦规律变化，具有周期性特点，若重力仪是线性系统，测量时垂直干扰加速度并不会造成系统误差，这是其本身的平均值为零的缘故。在现代重力仪中都采用强阻尼措施而大大压制了垂直干扰加速度，但这也使得在运动着的船上所测的重力异常产生幅度的减小，同时也会引起弹性系统对重力变化的反应有滞后现象，以至于对某些短时间变化的局部重力异常感应不出来，或者减小了数值。

1.1.3 厄特屋斯效应

装在匀速航行船只上的重力仪，其读数除受基座干扰加速度影响外，还受厄特屋斯效应的影响，该效应同地球自转引起的离心力有关，主要受船航速、航向影响。

1.2 野外操作及其注意事项

1.2.1 设备安装

干扰加速度主要部分是由船上仪器安装点的交变摆动的特征所决定的。干扰加速度的优势周期和幅度值取决于众多因素：船型和排水量、仪器位置、波浪特征、船航向和航区。对于特定的调查船及作业工区，其性能参数是无法改变的，因此仪器安装位置及环境显得尤为重要，一般要求将仪器安装在船纵横摇的中心点，越靠近舱底越好，且远离热源体和强电磁源(主要是由于重力仪内部安装有用于强阻尼的永久磁铁)。

1.2.2 码头准备

海洋重力仪的弹性系统均为金属质构造，温度发生变化，其热胀冷缩现象显著，因此保持传感器内部恒温至关重要。一般来说厂家要求用户每天 24 小时不间断通电加温，但实际上很难做到，原因是：在仪器长期处于闲置状态时，长时间通电会导致一些指示灯烧毁，板件也会损坏，如 KSS-31 海洋重力仪控制单元 ZE31 的 LP5.28 5V 电源板曾经三次失效，所以只有在备航期间或航次间隔很短时才保持仪器的不间断通电。启动重力仪前究竟加温时间多长，按实际至少是 1～2 天，时间太短仪器读数不稳定，或频繁死机，或无法正常启动。有时候也有这种情况：仪器面板电流长时间不变化，表明内部温度指示已达到恒温数 50℃，但实际上金属质弹性系统并没有达到均衡恒温状态。

当载体发生变化时，海洋重力仪必须做测试，包括平台抛物线测试、小球常数测试、延迟时间常数测试以及倾斜格值测试等，以确保整个系统通道的正常。

1.2.3 掉格现象

掉格是由弹性系统发生儒变或小球下掉所致，掉格现象往往瞬间发生，重力读数突然增加或减小几十或几百个毫伽，在模拟记录上会出现一条阶跃曲线。掉格现象与船变速或偏航情形不同，前者加速度或摆位并无变化，后者则有相应的偏移。在仪器出现掉格时，应停止测量，立即回到掉格前的位置或回到码头基点进行重复观测，以确保前期工作的可信性。

1.2.4 基点比对

基点的作用在于：控制重力测量点的观测精度，避免误差的积累；检查重力仪在某一段工作时间内的零点漂移，确定零点漂移校正系数；推算工区重力测点的相对或绝对重力值。海洋测量时由于距离陆地路途遥远，不可能经常性地往返基点测量，只能航段性地进行基点比对。为了控制零点线性漂移，海洋重力仪普遍采用了线性系统，即重力读数变化严格正比于重力变化的弹性系统。调查船出航和返航均需比对基点，在基点比对时要记录好各相关数据，包括重力传感器距基点的垂直、水平距离；调查船左、右舷距水面高度；码头距水面高

程；仪器读数及比对时间等。在实际比对基点时有几个因素我们不得不考虑：基点周围建筑物群的变化；停靠或过往的附近船只。所有这些干扰物体的相互引力影响，均会造成仪器相对读数的降低。以广州海洋地质调查局的海洋四号和探宝号为例，当两艘大船靠在一起时，多次观测表明两船的引力影响导致重力读数降低 2－3 毫伽。在海上作业时不可避免地遭遇台风影响，在外港避风时期，观测收集各地港口、锚地的相对重力值或基点值，对于我们了解、控制仪器掉格情况也是很有帮助的。

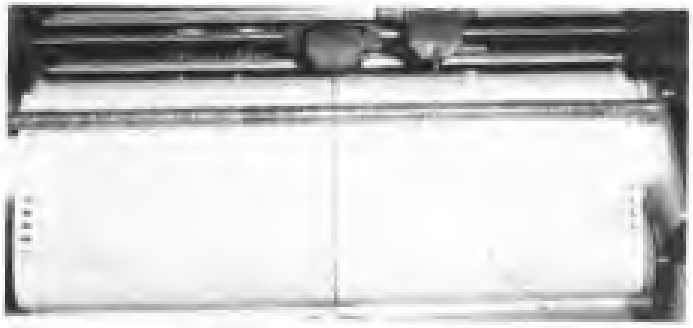


图 1　海洋重力模拟记录

Fig.1　Marine gravity simulation record

1.2.5　实时观测

在海上工作期间，重力调查质量监控主要是通过模拟记录来实现（如图 1），即观察传感器在船运动姿态下感应的纵横加速度，一般海况下纵横加速度的变化表现在模拟记录纸上基本上在以中心点 1－2 格的范围内摆动；在恶劣海况下则有 3－6 格的变化。当船变速或偏航时，纵横加速度或重力值均会发生变化；由于新型海洋重力仪均直接接入实时定位数据（包括点位、速度、航向），当导航信号不稳定时，重力显示数据会发生急剧变化，因此将这些变化信息及时记载，对室内处理的帮助是很大的。一般来说，重力测量模拟记录曲线比较平滑，南北向重力读数变化大，东西向则较小；对曲线变化较大的地方应多加关注，如海山影响会导致重力数值降低，再如隆起或凹陷，由于剩余质量的亏损或盈余会导致重力读数的减少或增加。在海上，养成与地震资料、水深资料或多波束资料对比观察的良好习惯，对于提高我们海洋重磁观测的质量控制不无裨益。另外，了解我国各海区区域相对重力场，对于控制重力测量的野外变数也很有帮助，以 KSS-31 型海洋重力仪为例，如东江口码头相对测量值为－1900 毫伽左右；南海相对测量值为－1400～－1700 毫伽；东海相对测量值为－800～－1000毫伽；黄海相对测量值为－500～－800 毫伽左右。

2　海洋磁力测量

2.1　海洋磁力测量的主要干扰因素及其分析

2.1.1　系统噪声

该误差与仪器本身固有特性有关，往往不可预测，是一个固定值。电子干扰在船上通常是一个很大的噪声源，这要取决于仪器设备的安装条件，尤其是接地，但也会随着噪声源的开启和关闭而变化。

2.1.2 船磁方位效应

方位误差是由船磁在传感器上的效应引起。在海洋环境中主要由两个因素引起：一种是船的永久磁场。调查船处于地磁场环境中必然要被磁化，而且磁化后产生的附加磁矩特别强，因而呈现出很强的磁性，磁性一旦形成很难消失，这就组成了船的永久磁场；另一种是船上渗透性物质在地磁场作用下的感应磁场。随着调查船所处的地磁场变化以及测量船相对地磁场的空间方位的变化，船磁也在不断变化，这部分瞬时变化的附加磁场就组成了船磁的感应磁部分，感应磁场的方向与地磁场方向一致。在海上测量时，调查船航向的变化只是影响了船磁的感应磁部分。船的永久磁场是由船的固有磁矩产生的，因此大小应该一样，但随调查船的航向变化而改变方向。文献指出：调查船的永久磁场是一个典型的余弦曲线，感应磁场是一个典型的正弦曲线，而且感应场的影响要比永久磁场大得多。因此船磁的总体影响也应该是一个典型的正弦曲线，也就是我们在实际进行船磁方位试验时通常见到的"W"形状。

2.1.3 涌浪和传感器运动干扰

该误差来源是一种动态环境：来自于海涌的磁性振荡以及拖曳系统中流体的不稳定性因素。海浪噪声是由于海水中地磁场中的传播媒介的周期性运动而引起的，这种效应在磁场中产生的周期性变化是很大的，通常 10～20 秒的周期性海浪运动会产生好几个纳特的磁场变化。但是通常海洋调查有和海浪同样周期(4～11 秒)的采样率，而且系统噪声水平也有半个纳特，因此涌浪噪声可能不被识别。另一种误差源是由于拖曳系统中流体不稳定性引起的，导致了传感器旋转周期的旋进信号进行周期性调谐，海洋调查对于传感器这种非稳定性因素造成的影响也很难从系统噪声中分辨出来。

2.2 野外作业及其注意事项

2.2.1 电缆长度的确定

磁力拖曳电缆究竟施放多长目前并无理论上推导，一般经验法则是：做总场调查时为 2～3 倍船长，做梯度测量时为 3～5 倍船长。2000 年在南海做亚太光缆调查时，由于水深较浅，平均 20m，为保证水面设备安全，我们做了如下试验：奋斗四号船长 85m，施放电缆为 170m 时，磁力数据非常紊乱；施放电缆为 200m 时，磁力数据稍好一点，但仍然有点乱；施放电缆为 220m 时，磁力数据比较平稳；2002 年在租用 20m 小船做浅水物理调查时，当施放磁法电缆到 50m 时，磁力数据才稳定。这说明只有在拖曳电缆至少为 2.5 倍船长时，才能采集到正常的磁力数据。

2.2.2 甲板电缆铺设

甲板电缆是拖曳电缆与磁力设备之间的连接电缆，尽管甲板电缆采用了屏蔽措施，但如果铺设位置及走向不合适，就会对采集的数据造成影响，特别是在甲板强电磁场区，如架有高压电缆、集束通讯通信电缆等地方，一定要尽量避开；如实在无法避开，最好使甲板电缆与干扰电缆呈垂直走向通过。野外实际对比观测表明，如果甲板电缆铺设不当，往往会有 1～3 纳特的数值附加在正常磁力数据上，严重的会有 7～8 纳特的干扰，甚至会造成磁力设备无法正常运转。

2.2.3 海底日变站的设立

在高精度的海洋磁测中，地磁周日变化是一种严重干扰场，在南沙，由于距离海南地磁台太远，交点均方差往往达到 27 纳特以上，因此在工区附近建立海底日变站非常迫切且重

要。海底日变站必须设立在地形平坦且地磁场相对平静的地方，其结构如图 3 所示。2004 年广州海洋地质调查局从加拿大引进一套 SENTINEL 陆地/海洋日变站观测系统，5 月海洋四号利用该日变数据绘制的船磁方位曲线非常理想，也就是说海底日变站的建立基本上剔除了野外磁力调查过程中的日变影响，如图 2 所示。

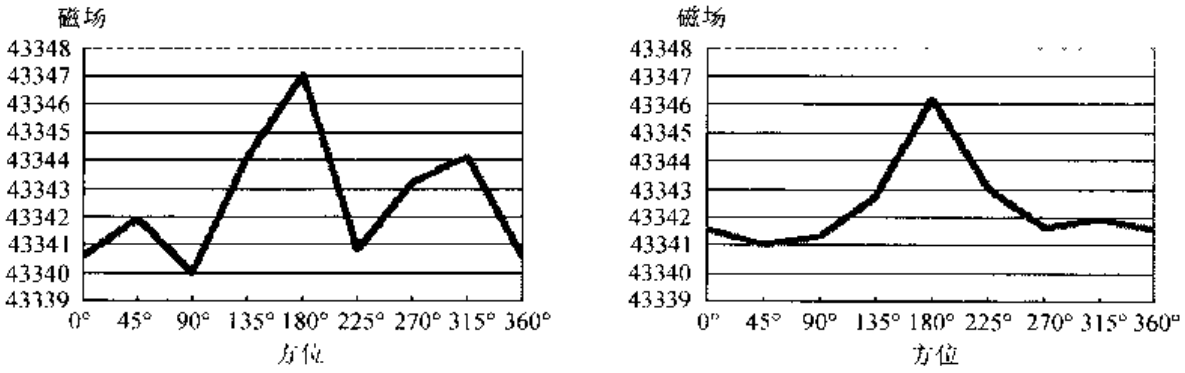


图 2　南海东沙海域船磁方位曲线。左图是日变改正之前的曲线，右图是日变改正之后的曲线

Fig.2　Curve of ship's magnet orientation in dongsha south China sea. Left figure is the curve before time variety correction, right figure is the curve after time variety correction

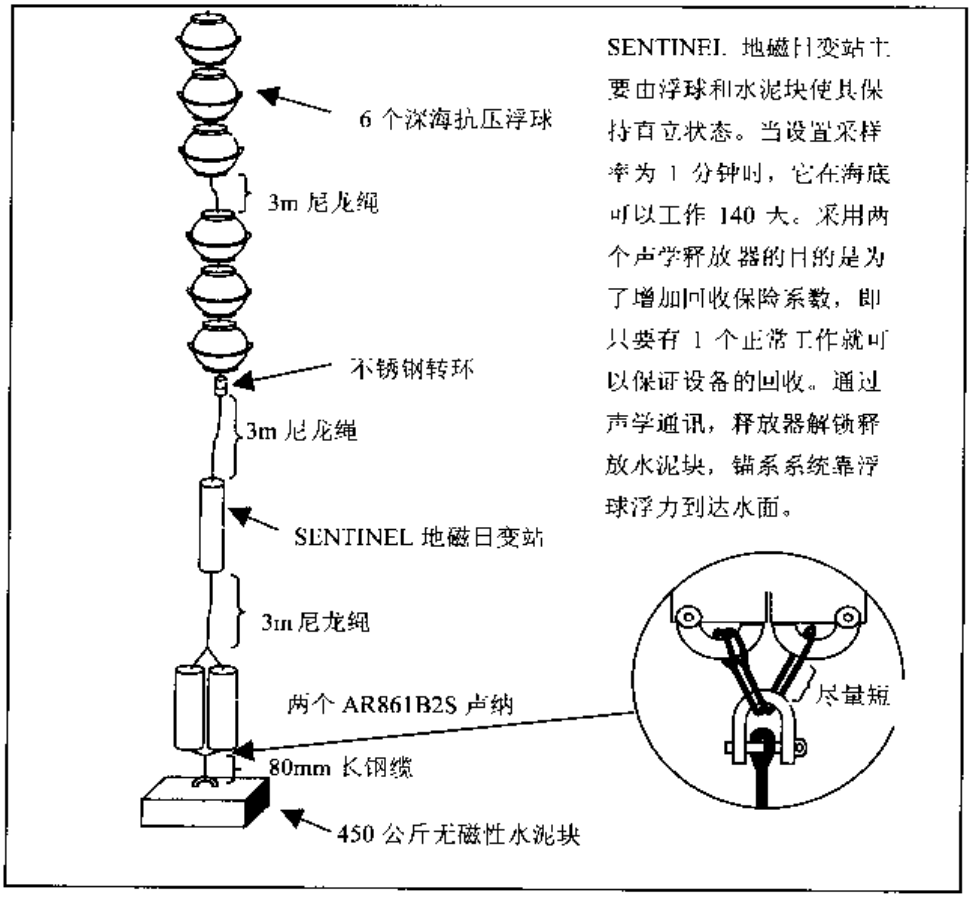


图 3　地磁日变观测锚系结构

Fig.3　Anchor system structure of geomagnetism time variety observation

2.2.4 船磁方位试验

为了消除船体在地磁场磁化作用下产生的感应磁场影响，同时为了方便对不同航次相邻测线的磁场进行水平调整，在作业工区必须做45°八方位定点偏向航行观测。由于白天日变及电磁干扰较大，船磁方位试验最好选在晚上或凌晨进行，试验点应选择在局部地磁场平静的地方，试验顺序：0°→225°→90°→315°→180°→45°→270°→135°→0°→225°→90°→315°→180°→45°→270°→135°→0°。

试验前要精确计算定位点距离磁力传感器位置，以方便偏距调整。试验主要采集圆中心(如图4所示)数据，因此在船进入中心点前一定要确保船航行在测线上并已走直，并且磁力电缆已拉直。

2.2.5 实时观测

对于质子磁力仪，如G801、G821、SeaSPY等，在接收线圈内其感应讯号的电压为 $V(t_1)=C\kappa_p H_0 \gamma_p \sin^2\theta \sin(\gamma_p T t_1)e^{-A}$，其中 θ 为线圈轴线与地磁场 T 之间的夹角。当 $\theta=45°$ 时，讯号幅度只降低了一半，因此对于探头定向只要求大致与 T 相垂直。但是，θ 接近于零度，则是探头的工作盲区。

光泵磁力仪运用电子跃迁和光泵泵激原理，采用感应灵敏元件和同步调谐回路，其灵敏度比质子磁力仪更高。但其存在工作盲区，如图5所示，当地磁场与传感器光泵中心轴线夹角为±15°时，感应不到信号，因此为了获得工区各测线方向上的最大信号强度，必须实时调节传感器的角度。在我国海域通常在旋转0°和倾斜0°情况下各测线方向一般能感应到有效信号。2005年海洋四号在执行南海中南部海域重磁测量时，发现磁力模拟记录有周期性锯齿状出现，G880光泵磁力仪感应的信号只有400左右。该区域地磁倾角21°，由于测线的近南北、东西向展布，运行CSAZ演示程序后才知道，由于工作盲区的存在，使得在该区域传感器只能保持旋转90°和倾斜0°姿态，调整后信号强度达到800以上，数据相当稳定。

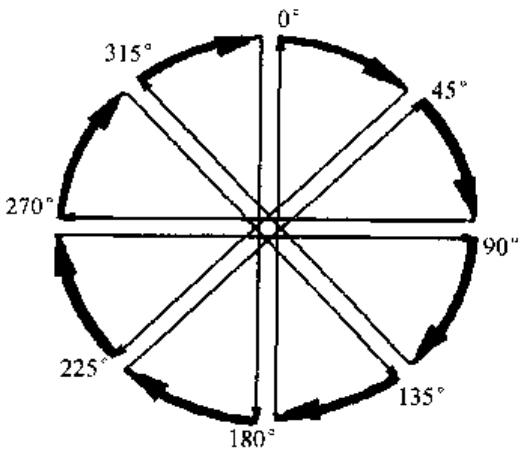


图4 船磁方位示意图

Fig.4 Sketch map of ship's magnet orientation

海上磁力质量的监控主要是通过在仪器面板上指示的信号强度以及模拟记录(图6)显示的抖动度。各种类型的海洋磁力仪指示的信号强度的标准并不一致，对于质子磁力仪信号强度至少要求130；对于光泵磁力仪信号强度至少要求450。磁力数据的抖动度只能作为

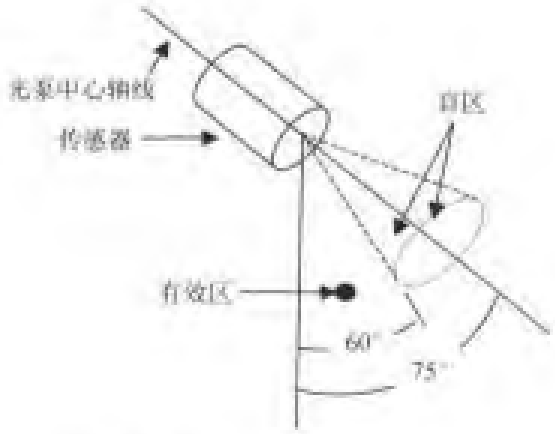


图 5　光泵磁力仪盲区示意图

Fig. 5　Sketch map of dead zone for optical pumping magnetometer

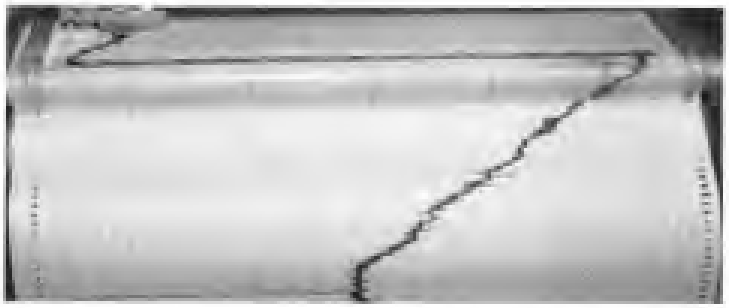


图 6　磁力模拟记录

Fig. 6　Marine magnetism simulation record

一种相对参考，如 2004 年我们在执行汕头南澳岛大桥路由调查中发现，磁力抖动基本在 2－3纳特之间，但仪器信号又很稳定，架设的日变站也无法正常工作，后来才知道整个南澳岛及周边区域基底出露的是磁性很强的玄武岩。野外观测实际表明，磁力数据出现大的抖动(一般大于 2 纳特)时，往往由如下几个因素引起：通讯干扰、电焊焊弧，这是人为电磁波信号的扰动；探头尾翼松动或脱落，或挂上渔网、渔标等杂物，导致拖鱼无法控制平衡；过往船只附加的船磁影响；甲板电缆铺设不当导致的电磁干扰；磁暴，这是太阳黑子周期出现的征兆，其影响是全球性的，灾难性的，1997 年在南沙作业时曾监控过一次，模拟记录上显示的是一条条急剧变化的平行线，持续时间约 10 个小时；地质背景场或断裂破碎带，2004 年南澳岛作业就是这种情况，在我国黄海、南中国海域，断裂发育丰富，磁力模拟记录上观测到的急剧变化的平行线非常多，但与磁暴不同的是，这种现象往往持续时间很短；恶劣海况或雷电天气也会造成磁力数据的跳变。

3　结　　论

重磁测量资料包含了丰富的信息，无论是地壳深部构造与地壳均衡状态的研究，还是普查、勘探多种矿产资源，或是在水文、工程(乃至考古等)方面的应用等诸多地质任务，都有可能利用重磁资料来加以研究或解决。野外重磁资料采集的质量监控，其根本目的就是保证

野外采集资料的真实性、可靠性，尽可能地防止无用的或无意义的信息叠加在有用的地质体信息之上，以方便室内资料的处理。

参考文献及资料

海军海洋测绘研究所．1990．海洋重力测量，92～95

罗孝宽，郭绍雅等．1990．应用地球物理教程．北京：地质出版社，209～210

GEOMETRICS, INC. 1997. G-880 CESIUM MARINE MAGNETOMETER Operation Manual

The Field Employment Method of Marine Gravity & Magnetism Survey

Wang Gongxiang　Tang Wei

(Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou, 510760)

Abstract: The production of marine gravity and magnet detection plays an important role of marine survey. It's a basilica factor about how to actually control data collection during marine gravity & magnetism survey. This article devotes to satisfying the readers through contrastively analyzing some disturb effects during marine gravity & magnetism survey, simultaneity opening out depiction by use.

Key words: Marine gravity & magnetism survey　Disturb effects analysis　Field employment