

# 东海海域构造运动特点

杨兆宇

(地质矿产部上海海洋地质调查局 200050)

东海位于大陆板块和大洋板块接合部位,海域构造运动受两大板块活动的控制。海底为陆壳,在地下花岗岩层上面,具有四层地质结构。经历了中生代期间的转换边缘、古新至中新世的被动边缘和晚始新世至第四纪的主动边缘等三个发展阶段。在每个阶段内产生过不同性质的构造运动,形成了挤压和拉张相互交替的构造格局。在海域不同部位,有不同的应力场,由西向东、由老到新,压应力场和张应力场,相互交替和重叠,形成了构造的复杂性。

关键词 东海 区域构造 隆褶带 凹陷 含油气构造

作者简介 杨兆宇,男,63岁,教授级高级工程师,石油地质

东海地处中国大陆东部边缘,海域面积 $77 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。东以琉球群岛和菲律宾海相隔,北有对马海峡和日本海相连,南经台湾海峡和南海沟通。菲律宾海、日本海、南海的海底都是洋壳。由于大洋板块在不同时间和地区以不同方式进行运动,形成东海的东西分带和南北分块的构造格局。

东西分带是海域构造运动的基本特点。从西向东,从老到新,造山和造盆运动,都在向东迁移,大陆不断向大洋增生。根据各种地球物理资料,将海域划分为三条北北东向的盆地和造山带。由西向东依次为:大陆边缘晚燕山期滨太平洋造山带(松田时彦、上田也诚,1971),东海陆架盆地(面积 $26 \times 10^4 \text{ km}^2$ ),陆架边缘喜山中期钓鱼岛隆褶带(面积 $6.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ ),冲绳海槽喜山晚期弧后断陷盆地(面积 $11.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ ),琉球岛弧喜山晚期造山带,岛尻弧前喜山晚期拗陷盆地,现代琉球海沟俯冲带。

南北分块是海域构造运动的重要特点。亚洲东南边缘为岛弧环绕。从地形上看,这些岛弧都呈向东南凸出的弧形。在每段岛弧间的转折点上,都发育一条北西西向大断裂。在东海主要有与那国观音凸起、渔山-久米和吐噶喇-虎皮礁等三条北西西向大断裂,将东海内北北东向构造带切成三段,形成带中有块,块中分带,带块结合的网状构造格局。因此在沉积、构造与油气诸方面亦因地而异(图1)(周志武等,1987)。

在陆架盆地内,可分为四种性质不同的构造单元,从西向东依次为:西部是由长江、钱塘、甌江、南日岛和澎湖等凹陷组成古新世陆缘裂谷盆地;中部是由虎皮礁、海礁、渔山、澎佳屿、观音、北港和澎湖等凸起组成中生代的低隆起带,其高部位地层被剥蚀,低部位保留较多海相白垩纪地层;东部是由福江、西湖、基隆和台西等凹陷组成晚始新世至第四纪的前渊盆地;枢纽带是由保叔斜坡和安平斜坡组成。东部凹陷带内晚始新至渐新世沉积向西超覆尖灭在中部隆起边缘,它是沉积和构造变化较大的地带。

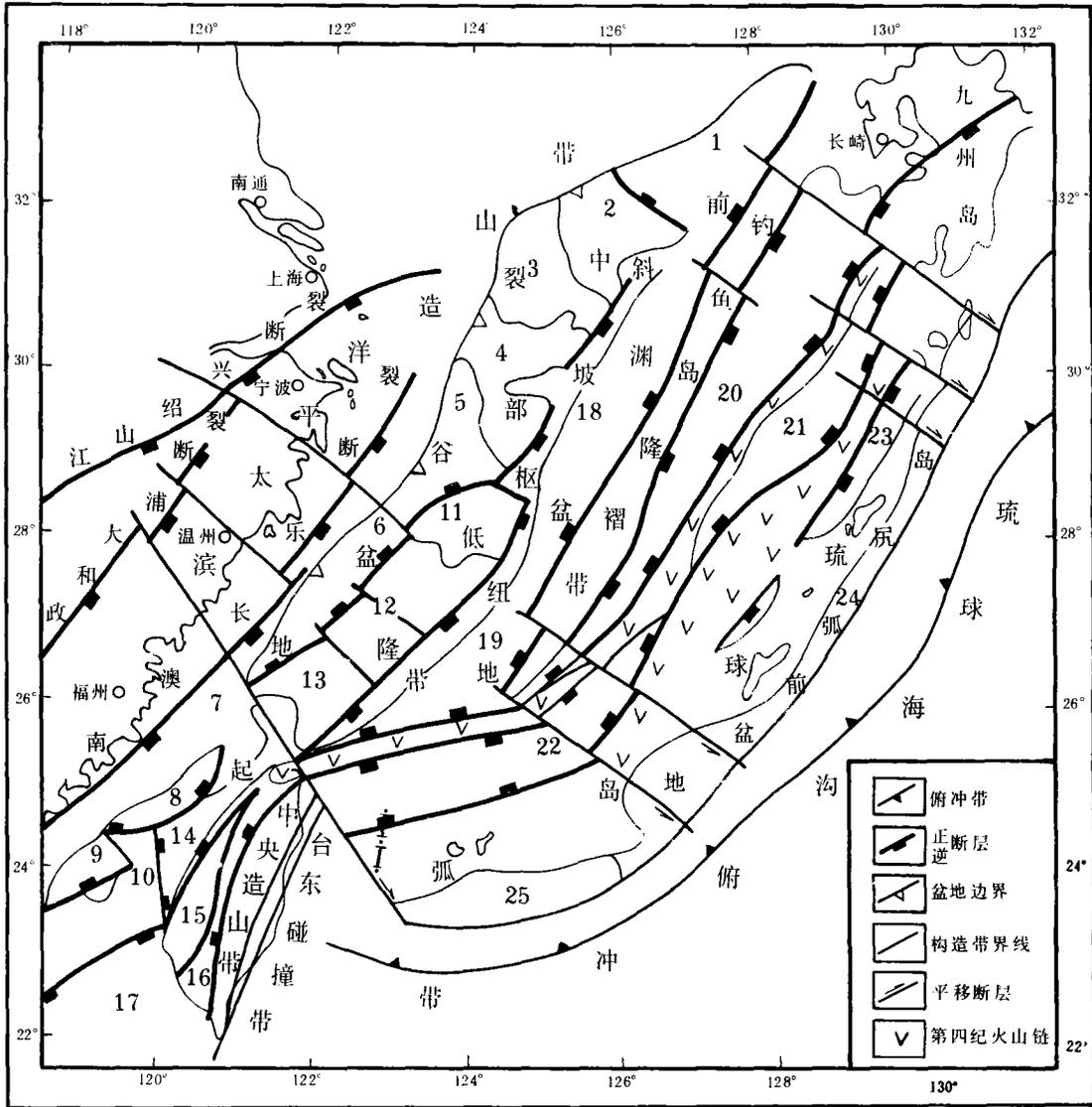


图1 东海构造区划略图

(据周志武等, 1987)

- 1. 福江凹陷; 2. 虎皮礁凸起; 3. 长江凹陷; 4. 海礁凸起; 5. 钱塘凹陷; 6. 瓯江凹陷; 7. 观音凸起;
- 8. 南日岛凹陷; 9. 澎西凹陷; 10. 澎湖隆起; 11. 渔山凸起; 12. 闽江凹陷; 13. 澎佳屿凸起; 14. 台西凹陷;
- 15. 北港凸起; 16. 台中凹陷; 17. 台西南凹陷; 18. 西湖凹陷; 19. 基隆凹陷; 20. 陆架前缘渐陷;
- 21. 吐噶喇断陷; 22. 海槽断陷; 23. 奄美断陷; 24. 岛尻弧前盆地; 25. 八重山盆地。

在冲绳海槽盆地内,可分为东西两个构造单元,西部陆架前缘断陷,拉开时间较早,大约晚中新世,东边的吐噶喇断陷、海槽断陷和奄美断陷,拉开时间稍晚,大约在上新世至第四纪。中间隔以第四纪火山链,有的是死火山,有的是活火山。从海域构造区划来看,东海构造运动相当复杂,为了认识构造运动特点,特此进一步论证和构造运动有关的主要地质问题。

## 一、上地壳四层地质结构

东海陆壳厚度,由西向东减薄,从西部的30km向东至琉球岛弧只有12km。从横穿大陆架的声纳浮标折射资料分析,在花岗岩层上面,可有四个速度层(R. Leyden et al., 1973)(图2)。

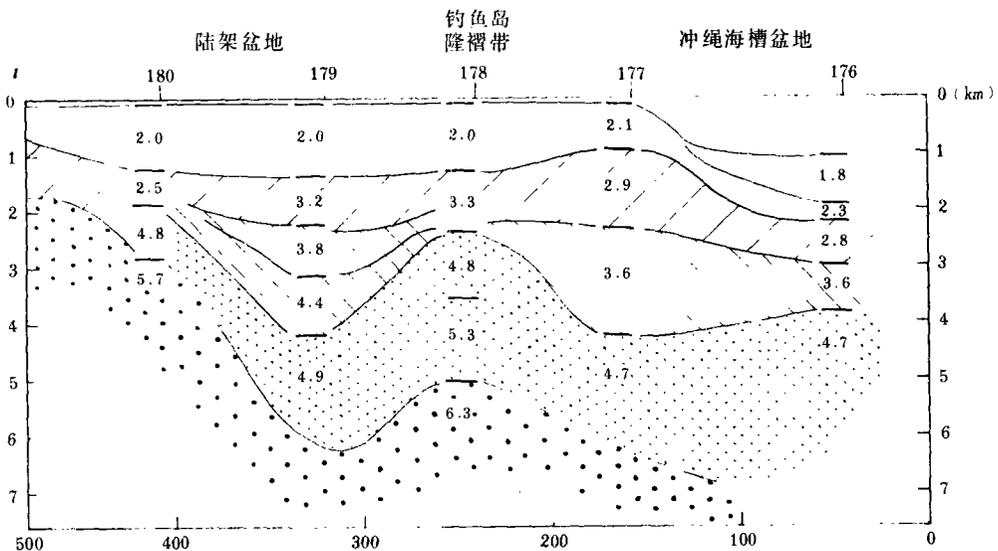


图2 横穿大陆架的折射剖面  
(据 R. Leyden 等, 1973)

- 第一速度层** 其声波速度为每秒5.8~6.8km。由晚白垩世以前各时代变质岩和燕山期花岗岩与安山岩组成区域构造杂岩体。
- 第二速度层** 其声波速度为每秒4.7~5.3km。由古新和始新统海相碎屑岩组成大陆边缘的沉积楔状体。
- 第三速度层** 其声波速度为每秒3.6~4.7km。由晚始新至中新统台地边缘相沉积充填在山谷中,呈大型沉积透镜体。
- 第四速度层** 其声波速度为每秒2.0~3.3km。为上中新统至第四纪的碎屑岩,呈水平产状的盖层。

## 二、燕山期滨太平洋造山带

折射剖面上第一速度层是燕山期滨太平洋造山运动的产物。从洋脊潜没前的左旋挤压运动开始,到洋脊潜没时的岩浆活动结束,形成新的大陆边缘,体现了整个造山运动过程。

T. W. C. Hild 根据大洋中古地磁条带,设想在100Ma 前的板块、洋脊、转换断层和俯冲带的位置(图3)。

在中生代期间,洋脊潜没前,大陆板块相对于深地幔向南运动,速度很慢,大约每年1cm。太平洋板块以更高的速度向北-北西运动,大约每年20cm(松田时彦等, 1971)。两者之间沿着南北向转换断层发生左旋挤压运动。

在陆地上,左旋挤压运动沿着绍兴-江山、政和-大埔及南澳-长乐等北北东向大断裂进

行,其东侧的地质体不但向北滑移很远,而且向西逆掩,形成推覆体。如建瓯群被推覆到侏罗纪地层之上;陈蔡群逆掩到上古生代地层上面;东山岛寒武纪变质岩向西逆到侏罗纪地层之上。构成大片的前寒武纪变质岩的“岩席”(张渝昌等,1989)。

在大陆架上,从广东沿海、北港隆起,YFK-1井和浙江石浦等地发现海相白垩纪碎屑岩分析,推测在大陆架西部存在白垩纪的海盆。由于燕山期左旋挤压运动,将海盆关闭,形成陆架盆地内的中部低隆起带。其高部位的白垩纪地层被削蚀,低部位的闽江和台西等凹陷内留有厚达几千米沉积层,其中黑色泥岩约占2%,有机质丰度较高,类型较好。近来在台湾海峡内,相继在建丰(CGF)和致胜(CFS)构造中钻遇白垩纪油气层,测试产量日产天然气32~52×10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>,日产原油100~1500bbl。说明白垩系是很有潜力的目的层。

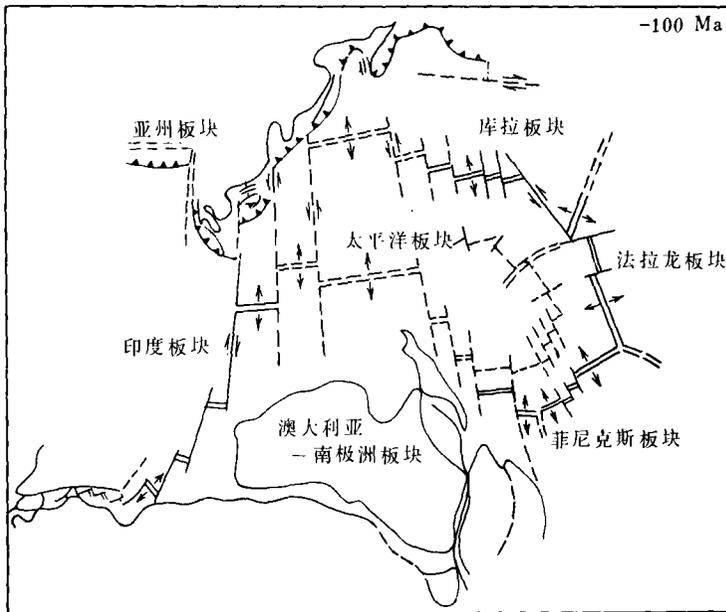


图3 100Ma 前板块要素的位置图

(据 T. W. C. Hilde, 1977)

在大陆边缘,由于两个板块间发生左旋挤压,形成夹击体。在西南日本发现美浓和领家变质带的原岩时代,不是二叠纪地层,而是侏罗纪的深海相页岩,其中含有放射虫化石。当洋壳向北滑动时,受到夹击,大陆边缘的二叠纪灰岩和燧石层与洋壳上的硅质岩和玄武岩,被卷入侏罗纪页岩中,形成大型包裹体,然后再发生变质,构成以侏罗纪页岩为基质的区域构造杂岩体。

在大洋上,南北向转换断层,将库拉-太平洋扩张脊切成若干段。每段洋脊随着太平洋板块向北移动,分别潜没在大陆边缘不同部位下面。由于活动洋脊附近的岩石圈是热而轻的,必然以很小的角度俯冲到大陆边缘下面。在很宽范围内,增加地壳内部温度,岩石遭到熔融,形成岩浆的侵入和喷出,造成异常宽的火成岩活动带(P. Y. 陈等,1976),从白令海到中国东南沿海,长约3000 km,广泛分布白垩纪的花岗岩和火山岩,形成规模宏伟的滨太平洋造山带。

### 三、古新世至始新世的被动大陆边缘

在火成岩活动带内,地幔上隆,岩石圈减薄,机械性能脆弱,容易破裂变形。同时印度板块与亚洲板块发生碰撞,使中国大陆南部向大洋滑移蠕散,发生掀斜块断。由于它们联合作用的结果,在东海大陆架上,形成一系列北东向的古新世断陷群体。到始新世,由于洋脊俯冲作用已经结束,地壳温度普遍降低,产生冷凝沉降,将许多古新世断陷统一成为始新世的陆表海沉积盆地。海水由西向东缓慢加深,形成了被动大陆边缘:

在陆架盆地内,发生过古新和始新世的海进和海退。海岸线位于大陆边缘东侧。海平面升降幅度可达120~150m。海进和海退岸线变动范围可达200~500m。随着各时代海平面变化,各时代沉积在纵向和横向上,形成近岸相—浅海相—浅海沼泽相的沉积相序列。

古新世海侵沿着北东向裂谷,由南向北侵入。早期海水较浅,水深20~50m,发育近岸相粗碎屑岩。中期达到海侵高潮,水深加到100~150m,淹没多数凸起,形成广阔海盆,发育浅海相黑色泥岩。晚期海水向东南退出,形成滨海沼泽环境,发育含煤系地层。

始新世海侵范围很宽,从西北向东南海水缓慢加深,发育很宽的近岸相带。整个西部凹陷带南部,分布了近岸相的大砂岩层,呈向东南倾的单斜层。在基隆凹陷和西湖凹陷中南部,海水变深,发育浅海相黑色泥岩。晚始新世时,海水向东南退出,在西湖凹陷内成为滨海沼泽环境,发育含煤地层,在基隆凹陷内仍为浅海,沉积了大套黑色海相泥岩。

古新世裂谷盆地内沉积和构造的各种要素见附表1。

### 四、喜山中期陆架边缘造山运动

自45Ma以来,太平洋板块转为向北西西运动,向大陆边缘聚敛。在陆架边缘形成大规模的造山带—台湾中央山脉。它由始新统变质岩组成。最高的玉山海拔高度为3997m,在我国东部首屈一指。现代上升速率高达每年5mm,可与喜马拉雅山媲美。在中央山脉东坡分布者大南澳变质带,主要由各种片岩、蛇绿岩套混杂岩、结晶灰岩和片麻岩组成(阮维周,1976),可能是洋壳上的碎陆块和深海沉积,随着太平洋板块向西移动,拼贴在大陆边缘,成为玉里-大南澳缝合带。中央山脉从中始新世末开始形成,一直持续上升,在其西侧发育渐新至上新世的前陆盆地——台西拗陷(H. T. 柴,1972)(图4)和台中拗陷。

### 五、前渊盆地发育特点

中始新世末—中新世晚期钓鱼岛隆褶带的隆升,在其西侧发育晚始新世—中新世的前渊盆地—西湖、基隆等凹陷。

西湖凹陷属于夭折的前渊盆地。它的发育过程受中部低隆起带和钓鱼岛隆褶带上升幅度控制。初期两者缓慢上升,在它们之间形成平湖组一段的拗陷型盆地。中期两者强烈上升,在它们之间形成平湖组二段的槽状断陷,沉积物来自东部。晚期钓鱼岛隆褶带强烈上升挤

表1 古新世裂谷盆地的沉积和构造各种要素表

地震波组	层序	厚度(m)	地 层			钻井深度(m)	沉积相	海面升降	主 要 岩 性	构造运动	地质结构
			全更新统	Qd	东海群						
T <sub>2</sub> <sup>0</sup>	I	241   428	全更新统	Qd	东海群	444	海相	陆海	浅灰色含生物碎屑粉细砂岩和浅灰色粘土层呈不等厚互层	冲绳海槽运动	区域沉降
		224   509							上新统		
	343   484	上中新统	N <sub>1l</sub> <sup>3</sup>	柳浪组	700.5	河流相	黄灰色粉砂质泥岩夹灰白色砂砾岩、含砾粉砂岩、底部砂砾岩增多				
T <sub>3</sub> <sup>0</sup>	II	1295   491	始新统	E <sub>2u</sub>	瓯江组	1173.5	海陆过渡相	海陆过渡相	上部:浅黄色泥岩为主夹砂岩 中部:浅灰色泥岩与粉细砂岩互层 下部:灰白色砂砾岩	玉泉运动	浅海沉积盆地
205   354.5	二段	灰色泥岩与粉砂岩互层夹砂质灰岩和生物碎屑灰岩									
32.5   214	一段	浅灰色粉砂岩、中细砂岩和灰色泥岩互层									
T <sub>4</sub> <sup>0</sup>	IV	323   738	古新统	E <sub>1m</sub> <sup>3</sup>	明月峰组	2015	滨海沼泽	滨海沼泽	灰色泥岩与灰白色中粗砂岩砂砾岩互层夹煤层	瓯江运动	裂谷盆地
200   1400		三段							以深灰色泥岩为主夹泥质粉砂岩		
0   4000		二段							以灰白色长石岩屑砂岩和长石石英砂岩为主夹黑色泥岩		
T <sub>5</sub> <sup>0</sup>	V	0   3010	上白垩统	E <sub>1-3</sub> <sup>1</sup>	灵峰组	2892	海岸相	海岸相	灰白色细砂岩、中砂岩及粗砾岩和灰黑色泥岩互层	雁荡运动	拗陷
0   3000		一段							棕红、棕紫、深棕色泥岩与灰白色粉砂岩、细砂岩含砾粗砂岩互层		
T <sub>6</sub> <sup>0</sup>			前三系			3306			黑云母、角闪斜长片麻岩安山岩、花岗闪长岩	基隆运动	

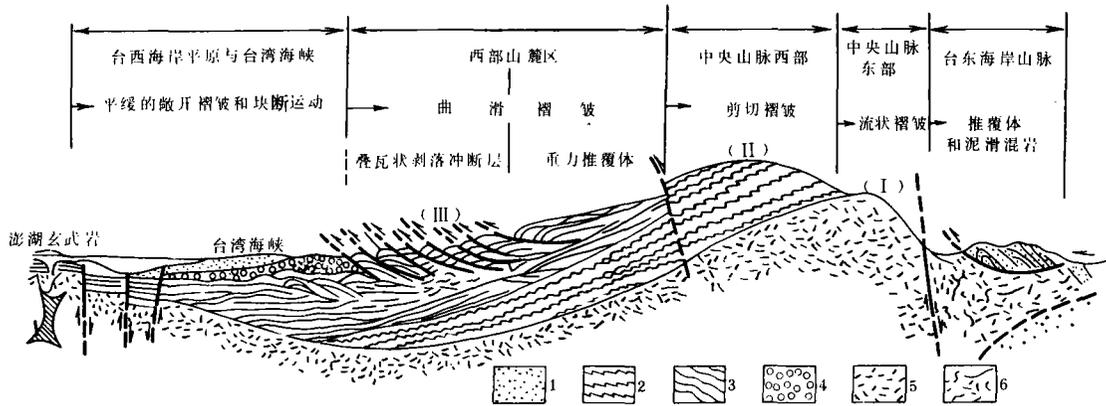


图4 横穿台湾岛的构造剖面图

(根据 H. T. 柴, 1972)

1. 晚更新世至现代的沉积物; 2. 已经固结的下第三系; 3. 晚第三纪冒地槽地层;  
4. 上新世—更新世砾层; 5. 前下第三系基底; 6. 利吉层泥滑混岩。

压,在其西侧形成由平湖组地层组成的大型背斜,顶部地层被剥蚀。渐新至中新世沉积中心向西迁移。末期钓鱼岛隆褶带继续上升,向西挤压增强,在凹陷中部形成渐新至中新世的大型背斜带(浙东长垣),长达400多公里,其上发育一系列向西逆冲断层,顶部地层被两条相背逆冲断层抬升,遭到剥蚀,影响油气保存,在逆断层下盘油气富集条件较好。上新世时发生区域沉降,沉积披盖全盆地。西湖前渊盆地内沉积和构造各种要素见附表2。

基隆凹陷仍然在断陷阶段,由于观音-与那国北西向右旋断裂和久米-渔山北西向左旋断裂联合作用结果,长期向东拉张,直到第四纪火山链侵入在基隆凹陷和海槽盆地之间,才产生向西挤压,形成一些高角度向西逆冲断层。

大陆架从渐新世以来,整个露出海面。海岸线位于陆架边缘,在其海岸砂坝上发现较多近岸带化石,其同位素年龄,距今15000a。但在福江凹陷、台南凹陷和冲绳海槽盆地内,仍为浅海和半深海,环绕大陆架分布,偶尔在海侵高潮时有海水侵入大陆架,在大陆架上渐新至中新世台地相沉积中,夹有薄层海相地层。直到全新世时,海水淹没整个大陆架。

## 六、新构造运动形成沟、弧、槽体系

自45Ma以来,太平洋板块向北西西俯冲,导致菲律宾海的张开,形成菲律宾海板块。当它向琉球岛仰冲时,形成琉球沟、弧、槽体系。当它向台湾岛仰冲时,形成台湾东海岸碰撞带。当它向西南日本俯冲时,导致日本岛弧发生右旋(图5)(上田也诚等,1974)。

在菲律宾海域从西向东,不断拉张造成不同时代分海盆。西部是西菲律宾海盆,沿盆地中央断裂是残留的一条北西向的已经消亡的扩张脊,在其两侧磁条带明显对称,推测由帛琉脊圈定老洋壳而成的西菲律宾海盆,具有低热流的特征。在其东侧的帛琉脊,早期是转换断层,后期变成俯冲带。由于太平洋板块向西俯冲,将该脊向东拉开1000km,形成伊豆-小笠原弧,两者之间成为中新世的帕里西维拉海盆。在上新世至第四纪时,由于太平洋板块继续向西俯冲,将伊豆-小笠原弧拉开成为东西两个马里亚纳洋脊,其间是宽约250km的马里亚海槽。菲律宾海东侧是大洋板块和菲律宾海板块分界的大型海沟,由雅浦、马里亚纳、伊豆-小笠

表2 西湖沉积和构造要素表

地震波组	层序	厚度 (m)	地 层			钻井深度 (m)	沉积相	海 面 升 降	主 要 岩 性	构造运动	地质结构
			全更新统	上新统	上新统						
T <sub>2</sub> <sup>6</sup>	I	386   455	全更新统	Qd	东海群	541	海相	陆海	浅灰色含生物碎屑粉细砂层与浅灰色粘土层呈不等厚互层	冲绳-海槽运动	区域沉降
		460   665	上新统	N <sub>2N</sub>	二潭组		海陆过渡相		浅灰色砂岩和泥岩互层, 夹生物碎屑层, 下部为灰白色砂砾岩		
T <sub>2</sub> <sup>5</sup>	II	200   2500	上新统	N <sub>1U</sub>	柳浪组	1173	泛海平原相	泛海平原相	灰绿色泥岩与灰白色粉细砂岩互层, 夹褐色泥岩和四层煤, 底部为灰白色砂砾岩	龙井运动四幕	前渊盆地
T <sub>2</sub> <sup>4</sup>		200   1000	中中新统	N <sub>1Y</sub>	玉泉组		1566		浅湖相——河流相		
T <sub>2</sub> <sup>3</sup>	III	500   1250	下中新统	N <sub>1L</sub>	龙井组	1800	湖泊相——河流相	湖泊相——河流相	下部为深灰色砂岩与灰白色砂岩互层夹杂色泥岩和少量煤层。上部为灰色泥岩与灰白色高岭土砂岩互层夹海侵层	龙井运动二幕	拗陷
T <sub>2</sub> <sup>2</sup>		500   1750	渐新统	E <sub>3H</sub>	花港组		2154		浅湖相——河流相		
T <sub>3</sub>	IV	1500   2500	始新统	E <sub>2P</sub>	平二	4345.5	滨海湖相	滨海湖相	上部为块状深灰色泥岩和灰白色砂岩互层夹煤层。中部以深灰色泥岩为主, 夹灰白色薄层砂岩和煤层属于高压异常段。下部深灰色泥岩与灰白色砂岩呈频繁互层, 灰质含量较高, 物性很差, 夹有煤层	玉泉运动二幕	断陷
T <sub>3</sub>		200   700			统						
T <sub>3</sub>				E <sub>2-3</sub>	八角亭组	4895	陆相	陆相	安山岩、玄武安山岩、凝灰岩、灰色砂岩、深灰色泥岩、白云质泥岩	玉泉运动一幕	
						5000.3					

原和日本等海沟组成。

菲律宾海板块,在上新世至第四纪期间,向琉球岛弧俯冲,在弧后形成冲绳海槽盆地。它围绕大陆架呈向东南凸出的舟状盆地,水深为2334m,地壳厚度为13km,可见拉张幅度很大。海槽宽约80km,槽底地形平坦,轴部有一系列海底山,主要由浮岩、玄武岩和玄武质安山岩组成,高出槽底约800m。槽内有2km厚的上新世至第四纪的浊积砂岩,其中发育一系列平行于海槽走向的垂直断层,在断层间沉积层向下弯曲,形成槽中槽。两侧槽壁很陡,可能是断层崖。在海槽东西两侧发育两条第四纪火山链(图6)。

琉球岛弧,从东北端种子岛到西南端西表岛,长约1200km,宽达250km,由一系列雁行状海底山组成,有的露出海面为岛屿,如先岛群岛、冲绳群岛和奄美群岛等,其上发现石炭、二叠纪地层,可与三波川变质带对比,有可能是大洋板块上地体,随着大洋板块向西运动,拼贴

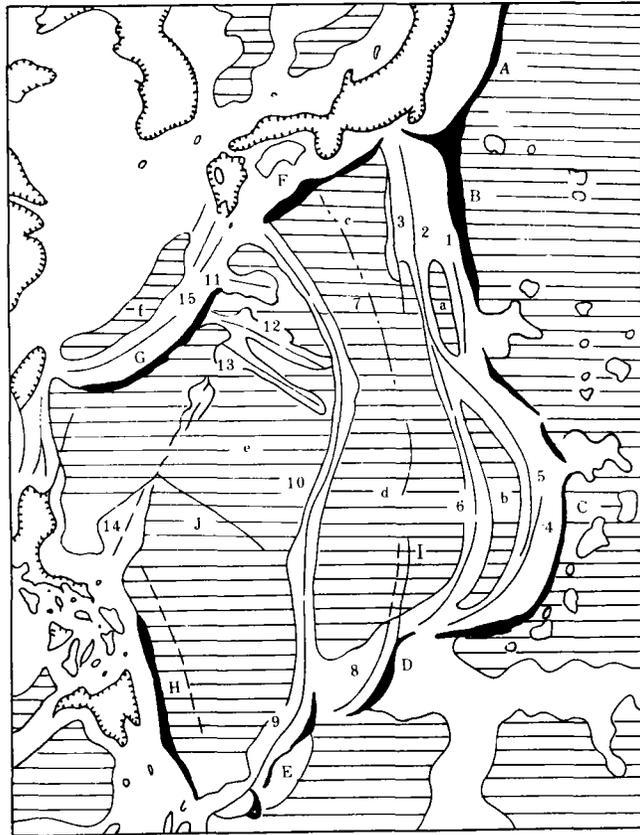


图5 菲律宾海的地文特征  
(据上田等,1974)

- A. 日本海沟; B. 伊豆-小笠原海沟; C. 马里海亚纳海沟; D. 雅浦海沟; E. 帛琉海沟; G. 琉球海沟; H. 菲律宾海沟; I. 西马里亚纳海槽; J. 中央盆地断层(菲律宾海脊)。a. 小笠原海槽; b. 内马里亚纳海槽; c. 四国海盆; d. 帕里西维拉海盆; e. 西菲律宾海盆; f. 冲绳海槽。1. 小笠原弧; 2. 西之岛-琉黄岛脊; 3. 西西之岛脊(1. 2. 3合称伊豆-小笠原弧); 4. 东马里亚纳脊; 5. 中马里亚纳脊(4. 5合称马里亚纳弧); 6. 西马里亚纳脊; 7. 龟楠海山链; 8. 雅浦弧; 9. 帛琉弧; 10. 琉球-帛琉脊; 11. 奄美高原; 12. 大东脊; 13. 冲大东脊; 14. 大东-吕宋隆起; 15. 琉球弧。

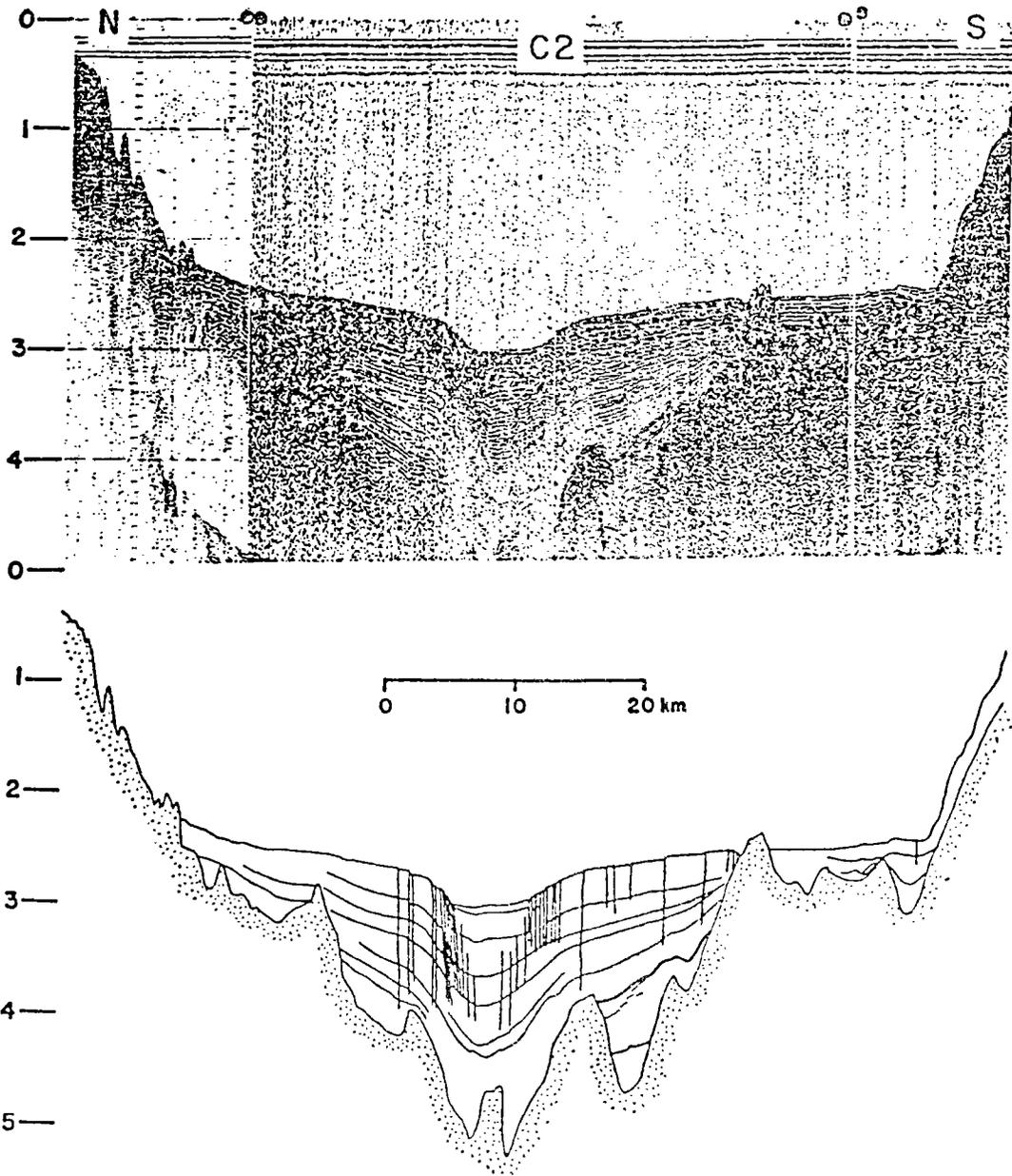


图6 横穿冲绳海槽南部地震剖面

(据 Bruce M. Herman, 1979年)

在大陆边缘,有的处在水下。由于更新世早期的海侵,在海山顶部周围沉积了厚约100m的珊瑚灰岩,将这些海山联结起来,形成延伸1000多 km 的巨大岛弧。在更新世中期,海面逐渐下降到现今海平面下140m左右。在海沟和海山之间,形成宽约50km的阶地,高部是砾石阶地,低部位是珊瑚礁阶地。

岛尻盆地分布在琉球群岛东侧,为更新统琉球灰岩不整合覆盖,自种子岛东经喜界岛和冲绳岛南部至宫古岛西部,是长1100多 km 和宽达50~100km的大型弧前盆地。其中堆积厚

达6000m的岛尻群,主要岩性以海相粉砂质泥岩为主,夹有砂岩和凝灰岩。浮游有孔虫鉴定为N16—N22带,属于上中新至上新世。在岛尻盆地以东发育与其平行的琉球海沟,为现今大陆和大洋板块的分界线。

## 七、三种含油气构造类型

陆架盆地含油气构造类型受盆地性质控制。在前渊盆地内,则以枢纽带和大背斜含油气为主;在裂谷盆地内,则以古潜山含油气为主;在中部白垩纪隆起带上,则以白垩纪背斜含油气为主。归纳起来,则有三种类型。

### 1. 长垣大背斜型

浙东长垣位于西湖凹陷中央,由玉皇、龙井、西冷和苏堤等四个构造带组成,呈北北东向雁行状排列,长达400多km,其中玉泉构造面积最大,可达800km<sup>2</sup>。浙东长垣是陆架盆地内唯一的大型背斜带。

浙东长垣是早期形成,晚期定型,经过三个发展阶段:早期是古新世和中始新世的披背斜;中期是晚始新世和渐新世的水下隆起,沉积比两侧凹陷薄而粗;晚期是中新世的强烈挤压褶皱,伴生一系列逆冲断层,将长垣顶部抬高变平,由完整背斜圈闭变成以逆断层为核心的封闭系统。因此在长垣顶部油气充满度低,而在两翼逆断层下盘圈闭中是油气富集的主要部位。

浙东长垣上主要目的层是花港组地层,由两层厚泥岩和厚砂岩组成两个正旋回。泥岩突破压力为100~120kg/cm<sup>2</sup>,可封住400m高的气柱。砂岩物性较好,孔隙度19~23%,渗透率32~110×10<sup>-3</sup>μm。埋藏深度适中为2600~3400m。上部中新统地层缺乏良好盖层,下部平湖组地层砂岩非常致密,缺乏储层。

浙东长垣两侧的平湖组生烃凹陷内,长期连续沉降,烃源岩埋深4300m,而生油门限深度2700m,湿气门限度5400m,烃源岩仍在油窗范围。构造形成早于生油高峰期。

### 2. 斜坡枢纽带型

位于前渊盆地西部斜坡上,长约1000km。在中始新世末期,中部低隆起带抬升形成斜坡,其上始新统地壳被削蚀,呈东倾单斜层,缺失晚始新至渐新统地层。前渊盆地继续沉降,晚始新世沉积受西侧同生断裂控制。渐新至中新世沉积,逐渐向斜坡上超覆,基本呈东倾的单斜层。两者之间,长期处于构造和沉积变动的枢纽部位。

平湖组地层在斜坡上,由北而南,呈“湾”和“坡”相间的花边状分布。在“湾”内平湖组中部黑色泥岩,向西超覆在古新世断陷和凸起上,地层厚度较小,呈东倾单斜,顶部地层被剥蚀。其中发育北北东向正向正断层和北东向反向正断层,组成复杂断块,油气保存条件较差。在“坡”上平湖组分布在同生大断裂东侧,地层发育齐全,三分性明显,连续沉降,没有间断,沉积厚度大。其中发育多条北北东向正向正断层组成的断阶,由西向东平湖组埋深呈阶梯式下降,从2900m降至4300m,仍在油窗范围。烃源岩生成的油气,从低断阶向高断阶运移,从异常高压带向常压区运移。在运移过程中,遇到正断层西侧泥岩封堵形成油气藏。

### 3. 潜山坡覆型

古新世裂谷盆地内,已发现30多个潜山坡覆型构造。其中坦荡岩披覆型构造面积最大,约为1000km<sup>2</sup>。这些潜山都是由中生代火成岩和元古界片麻岩组成,其中有些潜山为中始新

统砂岩直接覆盖,砂岩顶部遭到剥蚀,缺失渐新至中中新世沉积,因此这类潜山油气成藏条件较差。

为古新世海相沉积直接覆盖的潜山,发育以古潜山为核心的油气成藏序列。在其顶部可能发育明月峰组和灵峰组下部大砂岩的层状背斜型油气藏与基岩顶部生物礁灰岩的块状油气藏。在潜山东翼缓坡上可能存在不整合圈闭和地层尖灭带油气藏。在潜山陡坡上,可能发育断鼻圈闭和逆牵引背斜油气藏。

## 结束语

西湖凹陷油气勘探历史表明,由于不断加深认识构造运动特点,探索油气成藏模式,探井成功率才高达69.2%。为了在今后找到大型油气田,需要研究东海构造的复杂性对油气成藏的影响,找到油气富集规律,会产生以较少的投资,找到更多更大的油田的效果。

(收稿日期:1991年7月9日)

## 参 考 文 献

- [1] 松田时彦,上田也诚. *Tectonophysics*, 1971; 1(1): 5~25
- [2] 周志武,殷培龄,赵金海. 中国中生代沉积盆地, 1987
- [3] Leyden R, Ewing M, 村内 S. 1973
- [4] Hilde TWC. *Tectonophysics*, 1977; (1~2): 145~165
- [5] 松田时彦,上田也诚. *Tectonophysics*, 1977; 11(1): 5~25
- [6] 张渝昌等,石油实验地质, 1989; 11(3)
- [7] 陈 PY, 严 TP. *Bull Geol Soc Amer*, 1976; 87(5): 763~776
- [8] 阮维周. *Tectonophysics*, 1976; 26(3/4)
- [9] 柴 HT. *Science*, 1972; (5)
- [10] 木崎甲子郎,大城逸郎. 海洋科学, 1977; 9(8): 38~45
- [11] 上田也诚,都城秋穗. *Geol Soc Amer Bull*, 1974; 85(7): 1159~1170
- [12] Bruce MH et al. *Bull AAPG* 1979; *Memoir* 29: 199~208

## TECTONIC CHARACTERISTICS IN THE AREA OF THE EAST CHINA SEA

Yang Zhaoyu

(*Bureau of Marine Geological Investigation, MGMR*)

### Abstract

The East China Sea is located at the conjunct region between the continental and oceanic plates, and the tectonic movements in the sea area controlled by the activities of these two plates. The sea floor attributed to continental crust can be divided into four structural levels at the lower crust above the granite layer, and have experienced three geological stages as: the transform margin during the Mesozoic time, the passive margin of Paleocene — Miocene, and the active margin in the late Eocene—Quaternary. The tectonic movements of different natures in each stage resulted in tectonic frameworks in which the alternative compressional and extensional tectonic regimes would be developed. The stress fields in the area would vary with their different positions in the sea area. From east toward west and the old to young, compressional and extensional stressfields alternated or overlapped one to another, constituting the complex tectonism of the area.