

中国海地球物理场和地球动力学特征

刘光鼎

(中国科学院地球物理研究所, 北京 100101)

摘 要 1960~1990年, 在中国海域内进行了广泛的地质-地球物理调查。根据所取得的实际资料, 编制出“中国海区及邻域地质地球物理系列图(1:2M)”^[1], 实际上是对中国海30年地质地球物理工作的系统总结。本文在说明系列图的指导思想与方法之后, 概略地论述了中国海的地球物理场、地球动力学和地质构造等特征。

关键词 中国海 地质地球物理综合解释 大地构造演化

中国海在全球板块构造中, 居于十分特殊的位置^[1]。它夹持于欧亚、太平洋和印度洋三大板块之间, 其中渤海、黄海属内陆海, 东海^[2~4]、南海^[5]为边缘海。边缘海中既有大陆架, 又有岛弧-海沟系。认识中国海的形成演化^[6]具有重大理论和实践意义^[7]。本文系统整理了过去30年积累的资料, 并编制出中国海区及邻域地质地球物理系列图^[8], 在此基础上, 扼要地讨论其地球物理场、地球动力学和地质构造的特征。

1 地球物理场

在中国海区的地球物理调查, 主要采用重力, 磁力和共深度点反射地震等方法, 仅在南海完成了广角共深度点(wide angle common depth point)反-折射观测。这些为岩石层的研究奠定了基础。

1.1 重力场

重力异常是岩石层质量横向不均一性的综合效应。其影响因素有: 地形和地势的变化、地壳结构及其内部高密度界面的起伏和厚度变化以及上地幔密度的横向变化等。将观测得到的相对重力值 G 减去正常重力值 g_0 , 再进行高度改正, 即得到空间重力异常 Δg_F (图1)。它包含着上述各种因素的重力效应, 而其局部异常则主要反映地壳内部质量的不均匀分布和地形起伏。在 Δg_F 中, 去掉中间层密度的影响, 即得到布格重力异常 Δg_B (图2)。它在很大程度上消除了地形质量的影响, 在宏观上受地壳厚度及其密度结构的制约, 而壳内密度界面的起伏和不同规模的地质体, 则形成叠加在此宏观背景上的局部异常。根据Airy均衡模式计算出来的均衡(isostatic)重力异常 Δg_1 (图3), 在大范围内粗略地与地壳厚度变化相关, 其中幅值很大的均衡异常表示均衡补偿严重失衡, 说明新构造运动方兴未艾。

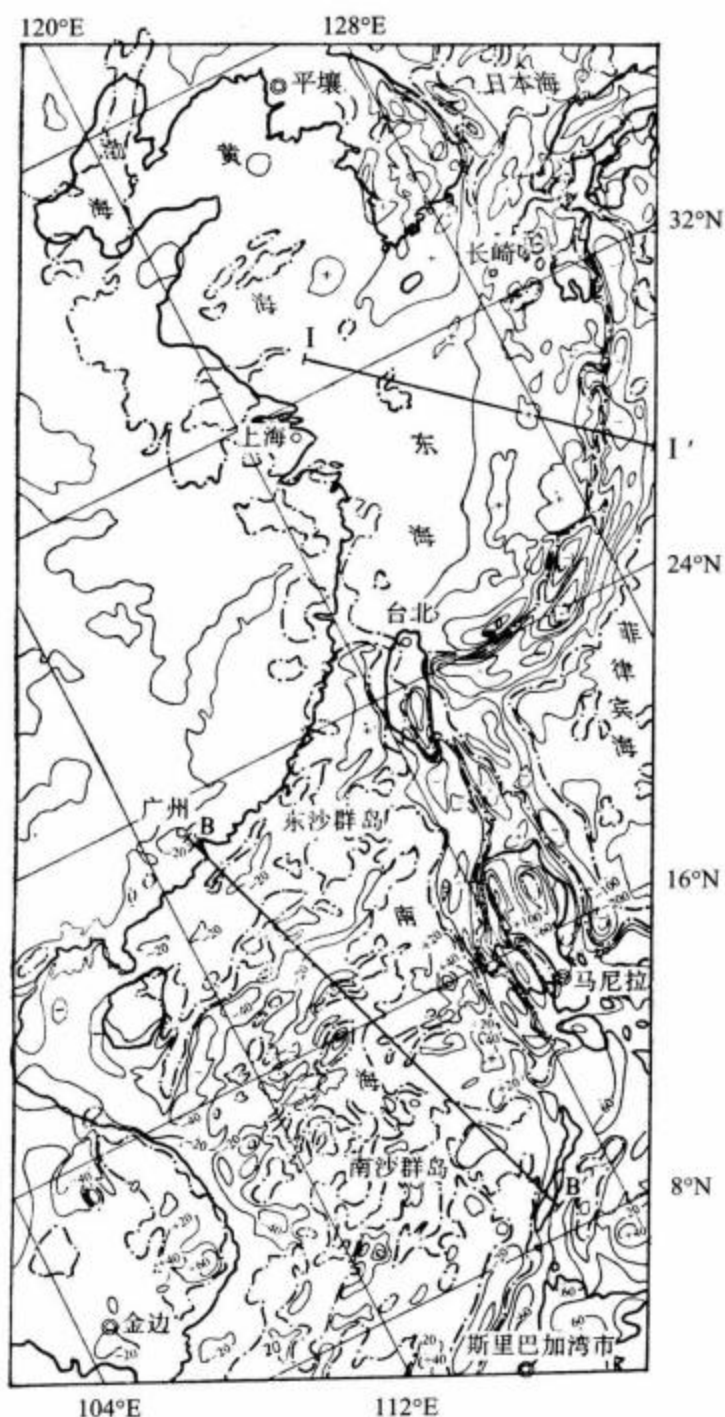


图1 中国海空间重力异常图^[8]

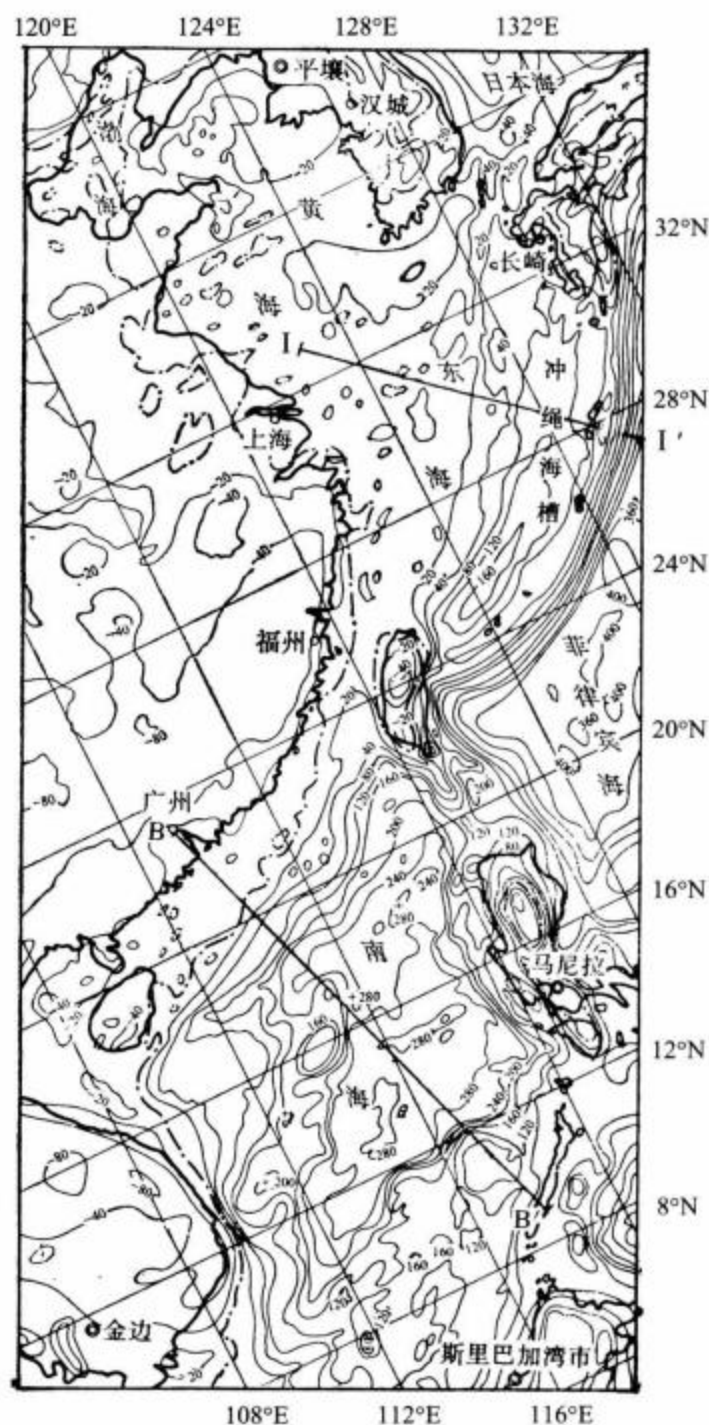


图2 中国海布格重力异常图^[8]

中国海各种重力异常图中，无论是空间重力异常 Δg_F 、布格重力异常 Δg_B ，还是均衡重力异常 Δg_1 ，尽管它们的表现形态不同，但都鲜明地呈现出各具特色的三大区域：大陆异常区、陆缘海异常区和大洋异常区。重力场的这种分区与地形地貌（图4）十分吻合，场值与地形高程或水深分别呈相关关系。这种相关性的地质意义在于：地形地貌是岩石层内部作用与大地构造演化在地表的反映，而重力场是岩石层现代质量分布的综合重力效应，即岩石层内部长期地质作用与构造演化的结果。

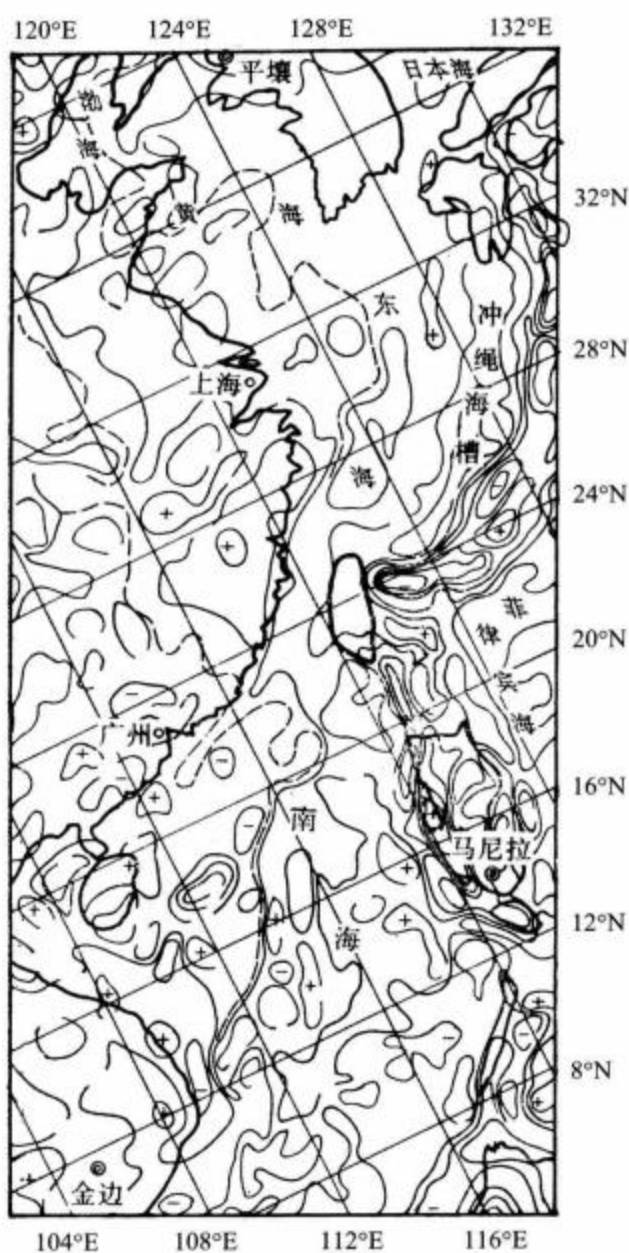


图3 中国海均衡重力异常图^[8]

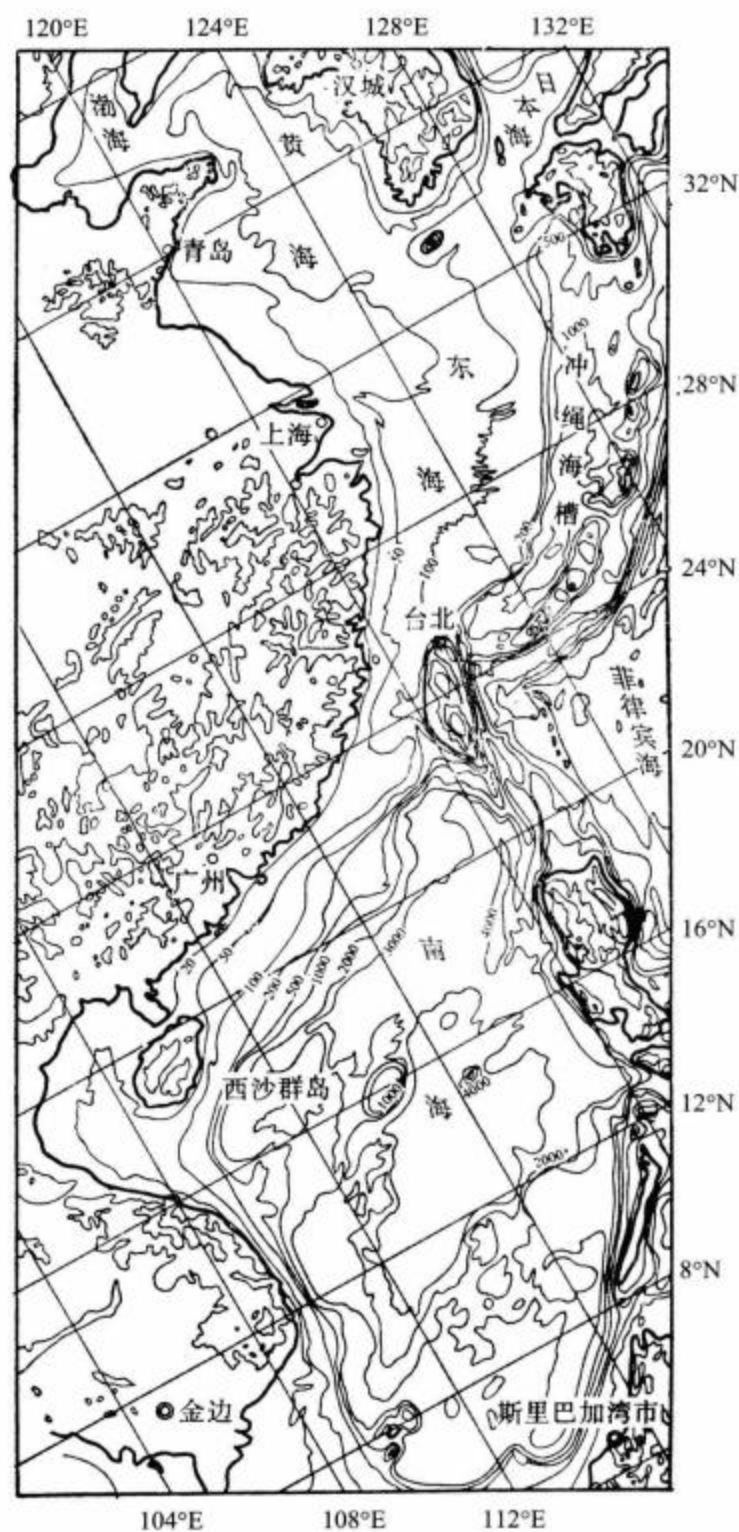


图4 中国海地形图^[8]

1.1.1 大陆重力异常区

分布于中国大陆、朝鲜半岛、印支半岛。印支半岛及其陆架地区，重力异常展布宽阔， Δg_F ，在 $-150 \sim 20$ (10^{-5}m/s^2) 范围内，属于负异常； Δg_B 则与地势高低呈明显负相关，郯庐断裂带东西分别为正、负异常区； Δg_1 为 $-30 \sim 20$ (10^{-5}m/s^2)，低而平静，系均衡平衡状态。大陆重力异常区内，秦岭—大别、红河—三江两线将它分成场值与异常方向均不相同的三部分：异常值在华北为 $0 \sim 30$ (10^{-5}m/s^2)，在扬子和华南为 $0 \sim 150$ (10^{-5}m/s^2) 在印支为 ± 30 (10^{-5}m/s^2)。结合地形地貌、沉积盖层和基底性质的差异古地磁资料发现，这三大块在历史上曾经彼此分离，相距甚远，扬子—华南块体二叠纪位于 2.4°S ，而华北块体在 14.8°N ，后来，三大块逐渐拼合成现在的状态。

1.1.2 陆缘海重力异常区

该区以剧烈变化的重力异常场,醒目地勾绘出呈带状展布的海沟-岛弧-弧后盆地。 Δg_B 表现为极强的正梯级带, $+80 \sim +340 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$, Δg_F 为连续的负异常带, $-100 \sim 200 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$, 而 Δg_I 则达 $100 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$, 质量严重亏损。

陆缘海中,琉球、马尼拉、巴拉望和东吕宋-棉兰佬等海沟,日本列岛、琉球群岛、台湾、吕宋、棉兰佬和巴拉望等岛弧具有明显的重力高值,但由许多局部异常组成,连续性差。岛弧和海沟在地质成因上是相互伴生的,它们的正、负异常带也是相互平行的,其间强大的梯级带标示出板块边界的存在。陆缘海,包括日本海、冲绳海槽、南海、苏禄海和苏拉威西海等弧后盆地, Δg_B 在 $200 \sim 300 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$ 之内,而 Δg_F 和 Δg_I 则在 $-20 \sim +40 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$ 范围内变化。其中异常多而散乱,规模也较小。

1.1.3 大洋重力异常区

该区包括西菲律宾海洋盆^[9,10]、四国-帕塞维拉洋盆和大东、冲大东海脊,重力异常场具有平稳舒缓的面貌。 Δg_F 在 $\pm 30 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$ 范围内变化, Δg_I 为接近于 0 值的正异常区, Δg_B 在南部为 $400 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$ 左右,北部为 $300 (10^{-5} \text{ m/s}^2)$ 。此差异与莫霍面埋藏深度不同有关。

1.2 磁场

磁力异常的场源深度比重力异常小很多,通常局限于 20km 以内的地壳上部。中国海磁力异常图(图 5)同样可以分成大陆、陆缘海和大洋三种磁异常区。

1.2.1 大陆磁异常区

具有复杂的异常场面貌,由变化的磁异常带或线性磁异常带分割出不同的块状平静磁场和宽缓磁场区,反映不同块体在漫长历史进程中的拼合与分离。

华北-渤海-北黄海地区为走向东北与北北东的宽缓正负异常作相间分布的磁场,异常幅值为 $\pm 100 \sim 200 \text{ nT}$,延续性好,反映出太古界和下元古界的分布与构造格局。北部高频、高幅值的许多短轴局部异常与同位素年龄 3000Ma 的太古界变质岩系相当,

是古陆核的反映。扬子与华南地区,磁场自西向东由低值负磁场、正磁场、变化磁场逐渐过渡

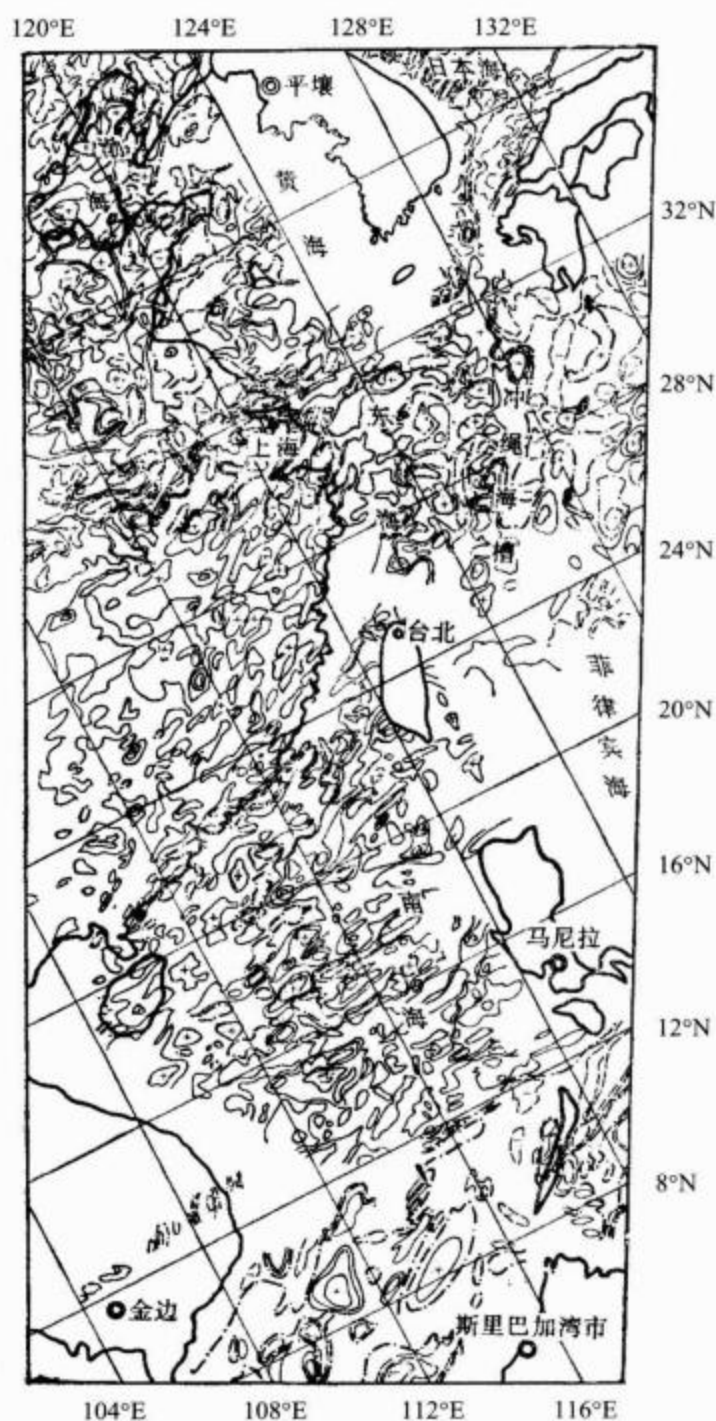


图 5 中国海磁力异常图^[8]

到浙闽沿海的剧烈变化磁异常场,再向东延伸有苏北—南黄海磁场区与东海陆架磁场区,直到朝鲜半岛。扬子的古陆核为中、晚元古代变质岩系,自震旦纪开始一直处于稳定发展过程之中,陆核逐渐扩大增生,沉积了石灰岩、石膏—白云岩、含煤建造与碎屑岩建造,形成了云贵低磁场区和湘桂平静正磁场区。东部下扬子、浙西、苏南地区则由于主体在江绍断裂以南的华南加里东地槽活动而使其活动性增加。该处的变化磁场与广泛分布的花岗岩体有关,是晚三叠世以来特提斯启闭与太平洋板块形成过程中,印支、燕山与喜马拉雅各期构造活动导致的大规模岩浆喷溢、侵入的结果。

华北与华南两个磁场区之间有秦岭—大别磁异常带和郯庐线性磁异常带。前者是一条变化剧烈的正磁异常带,走向 WNW,幅值 $300\sim 500\text{nT}$,宽约 200km 。此带的基底为中、晚元古代与早震旦到石炭—二叠纪轻变质岩系,是华北与华南块体在印支期的碰撞带。后者具有明显的线性分布,走向北东,是发育在古华北块体边缘的走滑大断裂,可能是从古特提斯板块的一条转换断层发育而成,在印支期成为扬子块体与华北块体的碰撞结合带。

1.2.2 陆缘海磁异常区

具有复杂的磁异常场面貌,反映出此地区的现代构造活动十分活跃。日本海有宽缓的区域负磁场,幅值变化于 $-50\sim 300\text{nT}$,其中一些叠加的线性磁异常与断裂带相对应,可能是火山岩引起的。在琉球岛弧与冲绳海槽地区,北部磁性异常是岛屿磁场的延续,南部磁场平缓,幅值在 $\pm 50\text{nT}$ 左右。冲绳海槽中有断续分布的线性异常,与龙王火山岩带相当。南海磁异常场较陆架区普遍高 100nT 左右,反映出地壳深部结构的明显变化。中央海盆东部有正负交替的磁条带异常,幅值 $\pm 300\sim \pm 500\text{nT}$,宽 $20\sim 30\text{km}$,长达 100km 以上,与大洋磁条带异常对比,其扩张时间为晚渐新世—早中新世 ($32\sim 17\text{Ma}$)。西南海盆也有磁条带异常,推测南海的另一次扩张时间为中始新世早渐新世 ($42\sim 35\text{Ma}$)。这样,西沙—中沙群岛对应的两个宽缓椭圆形正异常,则是残留的陆壳碎片。

1.2.3 大洋磁异常区

在菲律宾海内,磁异常在 $\pm 50\sim \pm 200\text{nT}$ 呈无规律的跳跃变化,磁场面貌单调,局部磁异常缺少一定规则的形态、规模和走向,主要是玄武岩层的磁性不均匀性引起的,反映出洋壳十分年轻,且有良好的层状结构;小笠原岛弧有高频、高幅的磁异常带,说明它是火山弧;西菲律宾海中央洋盆有北西向磁条带,表明海底扩张与洋壳的新生;大东—冲大东海岭地带有局部正磁异常,存在着地震波速为 6.0km/s 的岩层,并采集到安山岩、花岗闪长岩及玄武岩标本,说明它可能是残留的大陆碎块。

1.3 地震及其结果

人工地震方法是利用炸药或非炸药震源激发地震波,并在地表或海平面之下一定深度上接收由地球内部返回的地震波。通过提取地震波所携带的各种信息,可以了解地球内部的结构与性质。

反射波地震方法是现代油气勘探中应用最广而且发展最快的技术,使用共深度点 (common depth point) 技术作反射观测,并用电子计算机对记录磁带进行数据处理,可以得出精细地反映新生代沉积结构的时间剖面。根据反射地震时间剖面上记录的地震波相位、振幅及其连续性可以确定出地震波组,再结合钻井中岩性、古生物及周边地质情况,能够建立新生

代地层层序。一般地说，地震波组往往与区域构造运动的不整合界面相当，进而可以编绘新生代构造图。图 6 至图 8 为东海、南海的典型反射地震记录。比较这些地震时间剖面可以清楚地看出沉积盖层中地层层序的展布，特别是它们结构的不同。

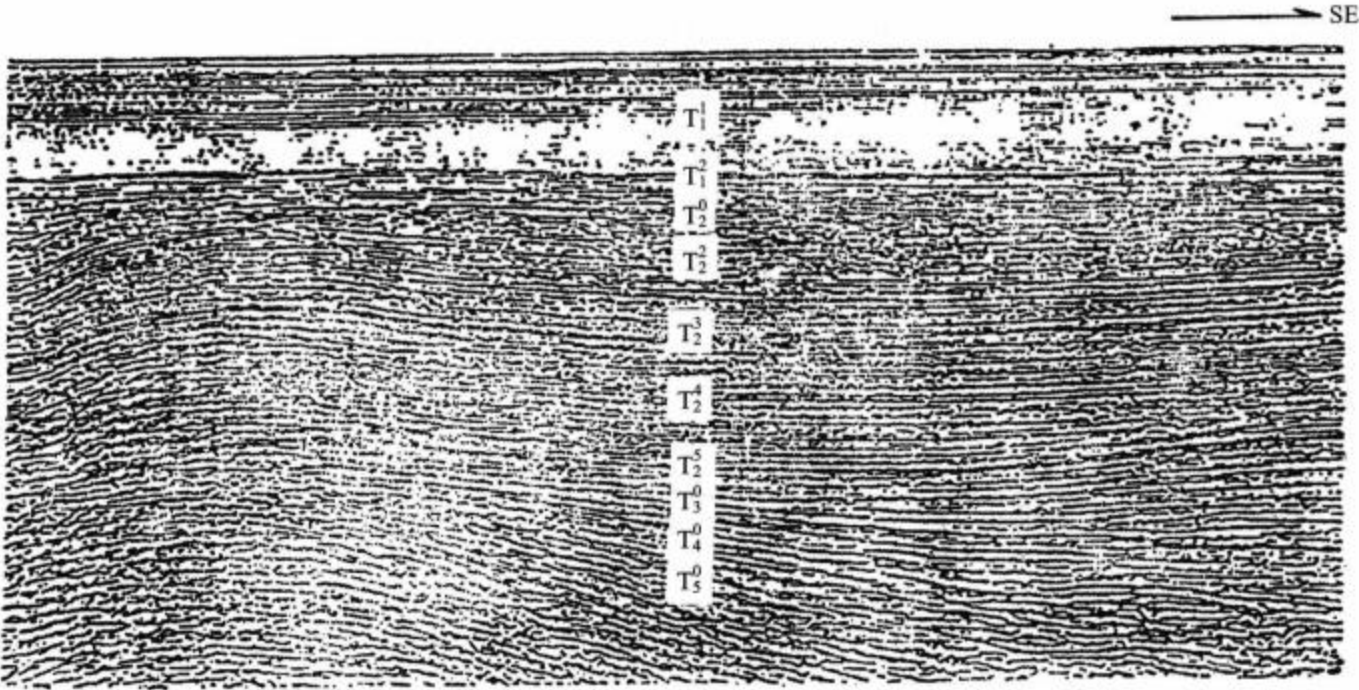


图 6 东海陆架盆地典型地震剖面^[8]
龙王火山岩带

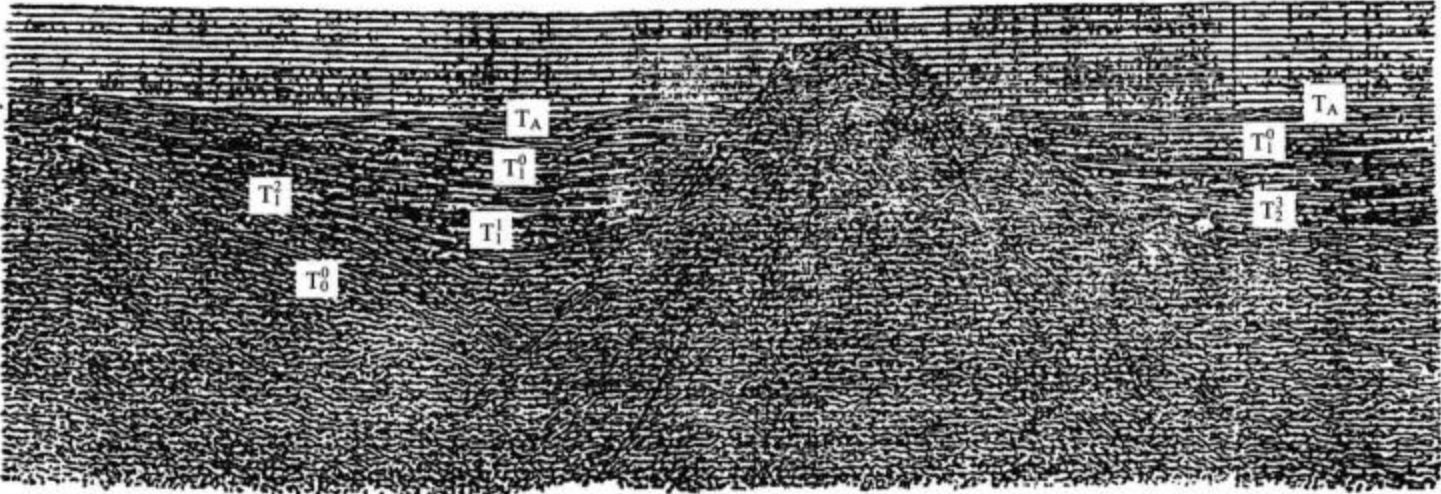


图 7 冲绳海槽盆地典型地震剖面^[8]

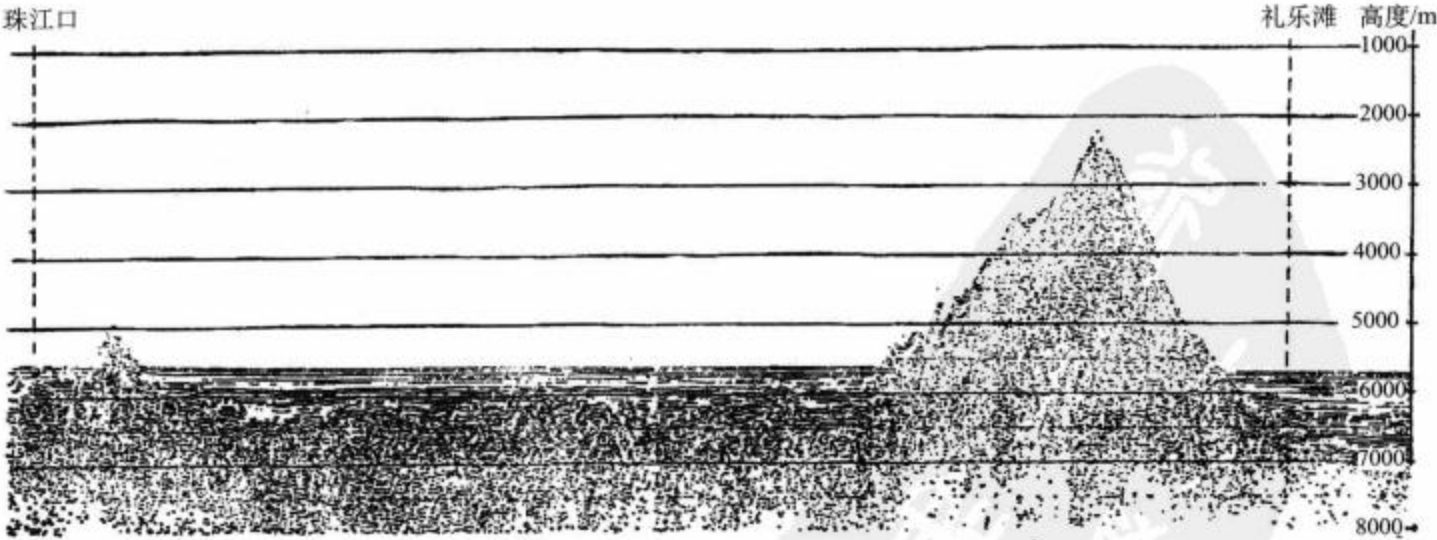


图 8 珠江口—礼乐滩地震剖面^[8]

进一步分析时间剖面上的地震波组, 根据震相特征及其与沉积相之间的联系, 可以判断波组所属时期的沉积环境, 即进行地震地层学分析。

在南海地区应用扩展地震排列 (extended seismic profile) 与广角共深度点 (wide angle common depth point) 技术详细研究地壳深部结构, 取得地壳速度结构分布图 (图 9)。由此可见, 在南海地区北部陆缘地带, 由于沉积盖层及其基底的厚度很大, 以致难于获得莫霍面的资料, 而进入中央海盆地区, 地壳减薄, 反射可达莫霍面, 但速度在 $7.90 \sim 8.40 \text{ km/s}$ 范围内变化, 从而不仅反映出地壳结构的差异, 同时也说明它们经历了不同的构造演化历程。

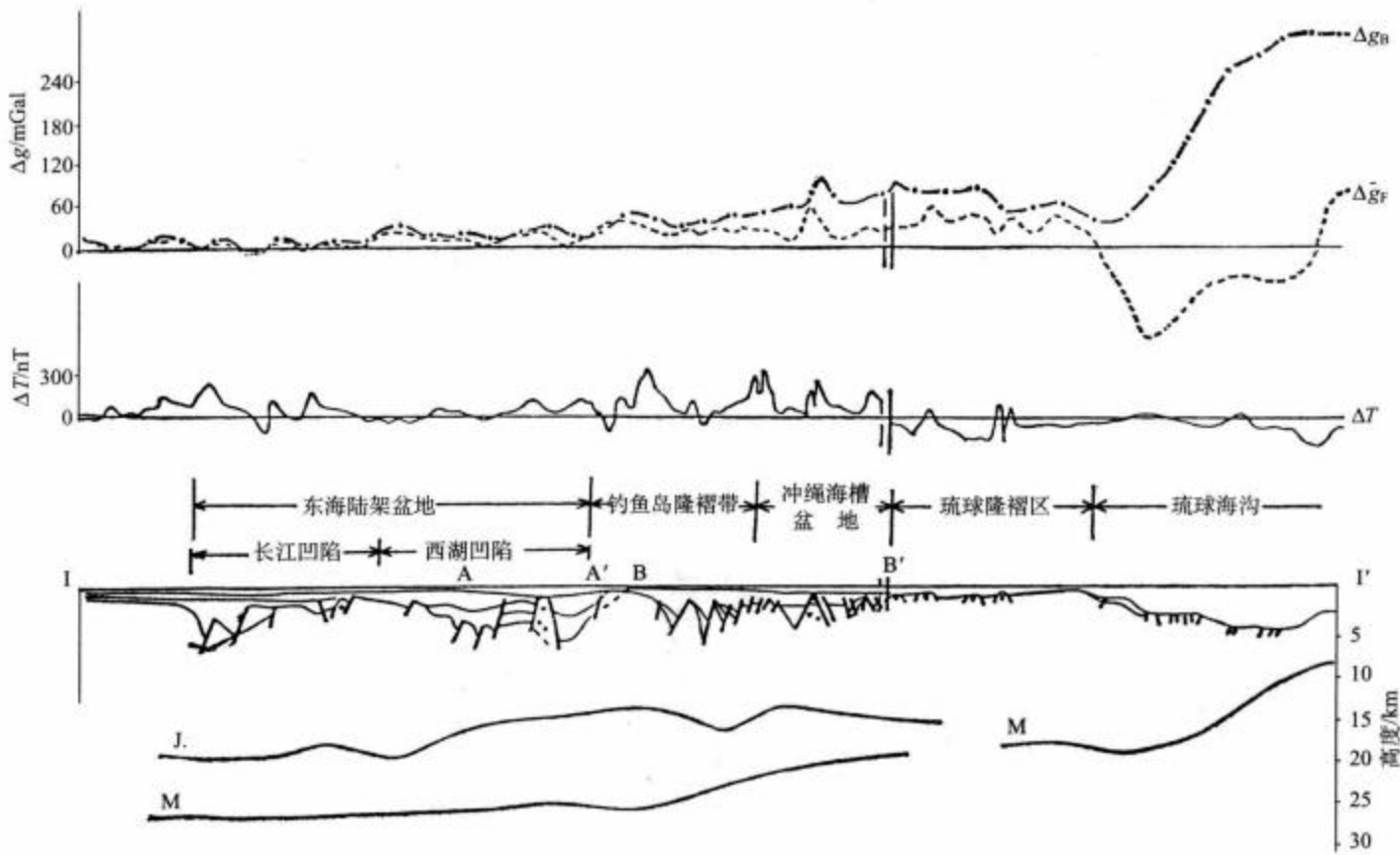
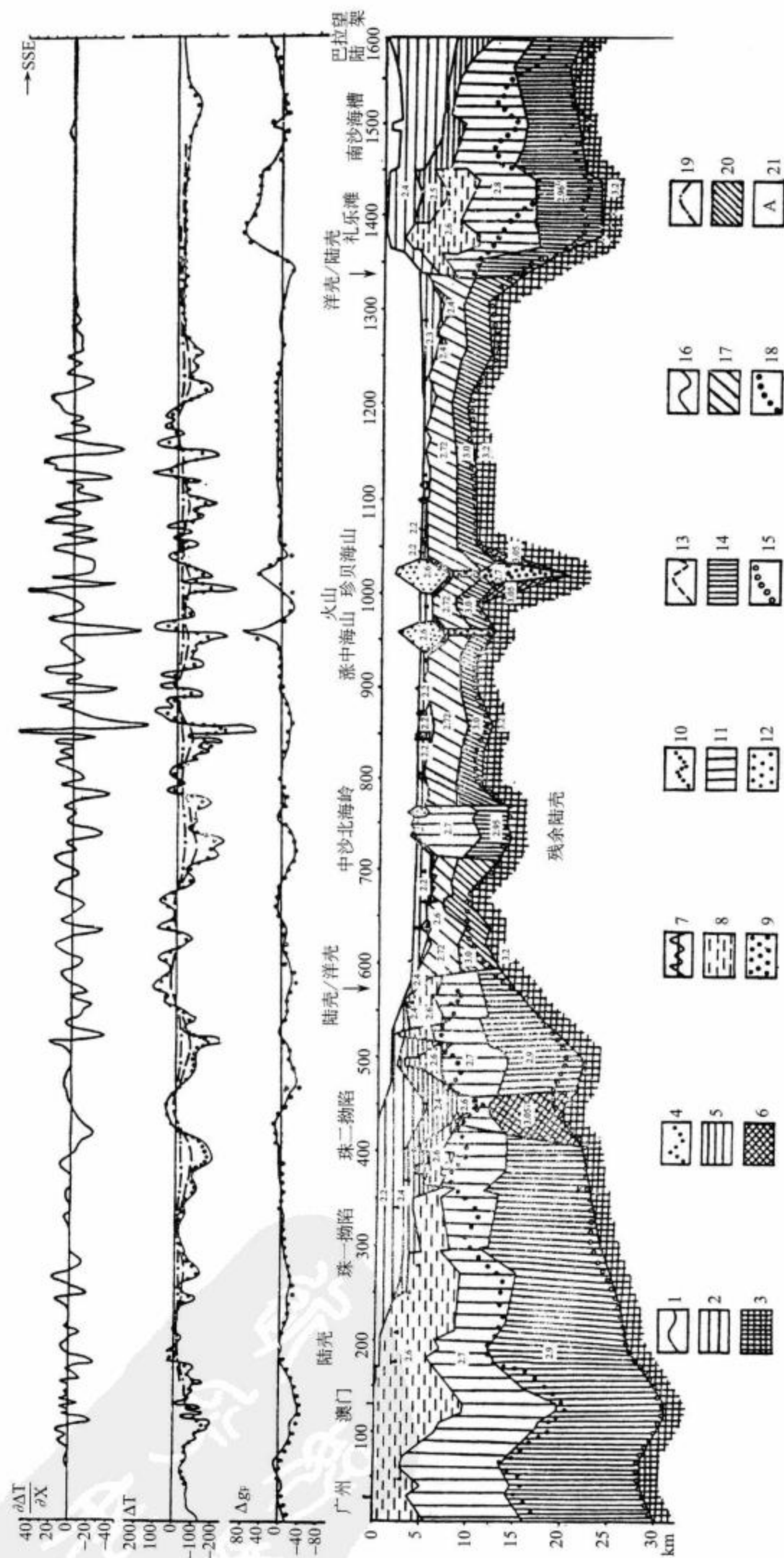


图 9 东海地壳断面的综合解释图

1.4 综合地球物理解释

地球物理场是地形与地貌、盖层与基底、地壳与地幔不同物理性质地质体综合反映。本文以板块构造观点分析了中国海的地球物理场, 从而得出了各种地质体在三维空间内展布的形态与走向, 埋藏深度与厚度, 物质成分和形成时代。

一般先对重力场、磁场以及各种地震结果的平面图作定性解释, 在此基础上建立地质模型, 再在地质问题的一些关键地段选取相应剖面, 进行正演与反演计算, 作进一步深入的定量解释, 使定性解释的结果得到验证、补充和修正, 同时也使地质认识得到深化。图 9 为综合地球物理解释给出的东海地壳断面。它们表现出重力场与磁场的特征, 沉积盖层构造和地壳深部界面 (居里面与莫霍面) 之间的关系。图 10 给出南海从珠江口到礼乐滩的综合地球物理解释断面。由于已经获得南海地区的速度结构分布图, 此断面不仅具体地给出了陆壳与洋壳的展布, 而且明确表示出南海经历了两次扩张。



1. 实测 Δg_F 曲线; 2. 上部沉积层; 3. 上地幔; 4. 正演 Δg ; 5. 下部沉积层; 6. 异常地体; 7. 磁异常曲线; 8. 上地壳上部; 9. 火山顶; 10. 上延 $3\text{km} \Delta T$ 曲线; 11. 上地壳下部; 12. 火山岩; 13. 上延 $9\text{km} \Delta T$ 曲线; 14. 下地壳层; 15. Δg_B 反演莫氏面深度; 16. 上延 $15\text{km} \Delta T$ 曲线; 17. 大洋层; 18. Δg_B 反演康氏面(?)深度; 19. 上延 9km 的水平梯度曲线; 20. 大洋层; 21. ΔT 反演磁源体最小埋藏深度

图 10 珠江口—礼乐滩(BB')综合解释图(据曾维军)

2 地球动力学特征

地球动力学现象,包括岩石层结构、应力分布、热状态及运动方式和变形,是地壳深部上地幔物质运动在地球表面的表现与反映。中国海有着丰富的地球动力学现象(图 11),总结其规律并结合各种地球物理场特征,有可能帮助反演出现代板块运动的方式。以 12 种地球动力学参数对大陆区、大陆边缘区和大洋区分别进行统计(表 1),可以看出中国海地球动力学特征及其一些规律性:

表 1 中国海地球动力学特征

地球动力学参数	大陆区		大陆边缘区			大洋区	规律性
	华北、黄、渤海	华南、东海	日本海	岛弧	南海	菲律宾海	
上地幔低速层埋深/km	70~100	60~80	50~70	40~70	70~80	50~80	厚度变化小 结构不均一
Moho 深度/km	30~50	24~40	12~24	17~32	10~24	8~18	海陆差异大
地壳性质	陆壳	陆壳	过渡壳	过渡壳	洋壳		
均衡重力异常 Δg_1 /mGal	0~20 近于补偿	-20~0 与地形反相关	0~20 近于补偿	正/负>100,异常狭窄,正负相间 梯度大	东部 0~20 西部 20~0 近于补偿	0~20 补偿 程度较高	分区性 明显
方向	ENE85°	NE10°~170° T 向 ES 作辐射状	NW50°	垂直于岛弧走向	NW50°		主要为菲律宾海亚板块俯冲,其次为印度洋板块碰撞
地热流/(mW/m)	40~80	40~60 幅度变化不大	60~80	60~120	60~80	60~140	陆区为低值洋区位 高值岛弧-海沟区变化大
震中分布	广泛	集中于沿海	广泛	密度高	稀疏	稀疏	分带性强,集中于岛弧—海沟区和渤海中部(郯庐与渤海两断裂带交汇处)
震源深度/km	10~20	10~20	中西部>300	30~100	北部 10~20	10~20	
地震活动性	强度大	较弱	较弱	频率高 强度大	微弱	微弱	
活动断裂	发育	沿海与东海陆架发育	不发育	十分发育	发育	不发育	反映区域动力状态
运动速率/(cm/a) 方向	0.3NE			4~10 NS—EW	0.3 NNE	4~8 NW	菲律宾海亚板块向欧亚板块俯冲
活动程度	稳定→活动	微弱	微弱	强活动	平静	平静	

(1) 上地幔低速层埋藏深度，在大陆地区内如华北和黄渤海与华南和东海陆架是不同的，在大陆边缘地区内如日本海、岛弧和南海也是不同的，它们与菲律宾海也不相同，反映出岩石层厚度变化大，而其内部结构不均一；

(2) 莫霍界面的埋藏深度，通常表示地壳的厚度，在海陆地区有很大的差异：大陆地区莫霍深度大于 24km，大洋地区小于 8~18km，而大陆边缘地区介于二者之间；

(3) 地壳性质，在大陆地区为陆壳，大洋地区为洋壳，而大陆边缘地区为过渡壳，即既有陆壳又有洋壳存在；

(4) 均衡重力异常，在岛弧地区有突出表现，异常狭窄，正负相间，绝对值超过 100mGal，具有很大的梯度；其余地区虽都处于接近均衡状态，但分区性十分明显；

(5) 最大水平主应力，主要反映出菲律宾海亚板块对欧亚大陆的俯冲，其次是印度洋板块的碰撞；

(6) 地热流趋势，在陆区表现为低值，洋区为高值，在岛弧-海沟地区变化剧烈；

(7) 震中分布，主要密集于岛弧地区；

(8) 震源深度，随着距俯冲带的距离加大而加大，岛弧地区为 30~100km，日本海弧后盆地可达 300km 以上；

(9) 地震活动性，在岛弧-海沟地区不仅频率高，而且强度大；在华北、黄渤海地区，尤其是郯庐断裂与渤海断裂交汇的渤海中部地区，也有大强度的地震活动；

(10) 活动断裂，在岛弧地区十分发育；在内陆海和沿海陆架区其次；而在大洋地壳分布区则不发育；

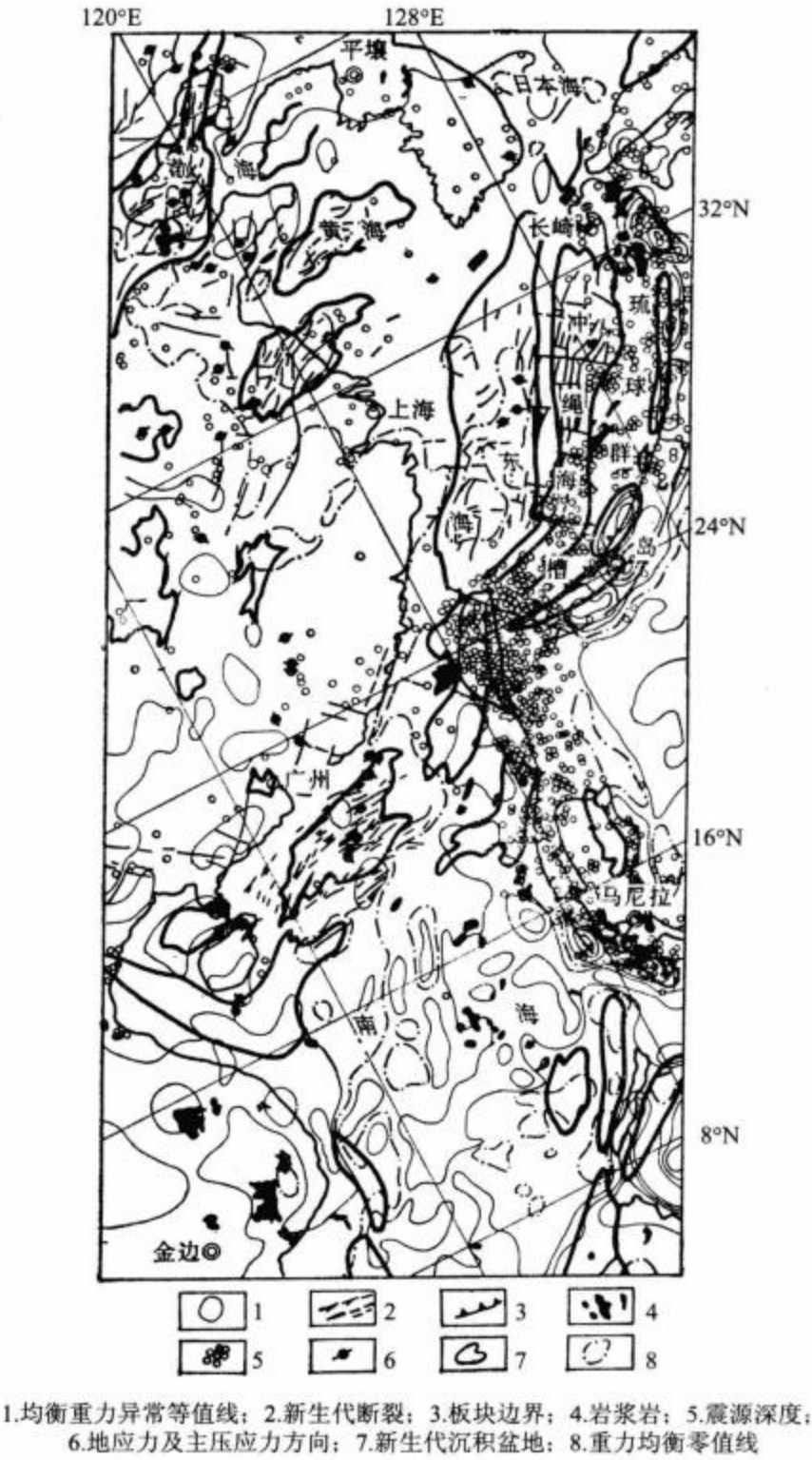


图 11 中国海地球动力学图^[8]