中国科学: 地球科学 2021 年 第 51 卷 第 2 期: 261 ~ 275
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

苏拉威西地热特征的重、磁分析

张健[1*], 郝天珧[1,2], 董淼[1], 徐亚[1,2], 王蓓羽[1], 艾依飞[1], 方桂[1]

1. 中国科学院大学, 北京 100049;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
* 通讯作者, E-mail: zhangjian@ucas.ac.cn

收稿日期: 2020-04-12; 收修改稿日期: 2020-06-22; 接受日期: 2020-07-08; 网络版发表日期: 2020-10-23
国家自然科学基金项目(批准号: 91858212、41906056、U1701245)和中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB42020104)资助

摘要 苏拉威西海与苏拉威西岛地处西太平洋沟-弧-盆构造区, 火山活动、板块俯冲与地震活动十分活跃. 苏拉威西海于中始新世-晚始新世扩张形成, 海盆向南倾斜, 近一半始新世洋壳已俯冲消减于北苏拉威西海沟之下. 苏拉威西岛于上新世-更新世早期拼接定型, 火山活动不断, 近期仍十分活跃. 该区是西太平洋板块边缘南段研究火山地热条件、起始俯冲机制的最佳场所, 具有重要的地热学和地球动力学研究意义. 文章利用重、磁资料, 结合133个热流数据, 计算了苏拉威西海与苏拉威西岛周缘的莫霍面、居里面结构, 分析了地温梯度、热导率分布特征. 结果表明: 该区莫霍面平均深度为18.4km, 居里面平均深度为14.3km, 与前人在苏拉威西海盆用双船折射获得的地壳速度分层结构相符; 计算得到的平均地温梯度为4.96℃ (100m)$^{-1}$, 海区为高地温梯度、低热导率区, 陆区为低地温梯度、高热导率区, 与实测热流点地温梯度统计结果一致, 变化幅值相近, 其中, 最高地温梯度带出现在苏拉威西海向苏拉威西岛过渡区, 与向南移动的苏拉威西海盆扩张脊对应. 重、磁、热综合研究发现, 研究区地壳地温梯度较高, 有利于俯冲起始活动, 苏拉威西岛西侧的Palu-koro断层北段是可能发生起始俯冲活动的地点. 此外, 苏拉威西岛北支与岛东支在向北-西方向运动的过程中, 速率不同, 北支慢、东支快; 深部构造动力方向不同, 北支向北上倾、东支向北下倾.

关键词 苏拉威西海与苏拉威西岛, 重力位与地温梯度, 热地壳, 莫霍面与居里面, 俯冲后撤与左旋走滑

1 引言

苏拉威西海与苏拉威西岛位于西太平洋板块边缘岛弧构造带南段(图1), 在全球板块模型PB2002中(Bird, 2003)属于马鲁古海与班达海小板块(Rangin等, 1999). 在澳大利亚北缘Timor板块北向推挤、菲律宾海西南缘Birds Head板块北西向推挤的共同作用下, 该区在新生代经历位移、重组及双向俯冲, 是全球地质构造最复杂的地区之一, 存在许多悬而未决的科学问题, 长期以来一直深受国际地学界关注(吕川川等, 2019; Hall, 2019; 李学杰等, 2017; 邱燕, 2017; Wakita和Metcalfe, 2005; 任建业和李思田, 2000; Charlton, 2000; Daly等, 1991; Nishimura和Suparka, 1990; Jolivet等, 1989; Karig, 1971). 该区在弧后扩张、大陆伸展、洋壳圈闭等不同动力学条件下, 形成各具特点的俯冲带、岛弧带(王承书, 2002; Kopp等, 1999; Hamil-

中文引用格式: 张健, 郝天珧, 董淼, 徐亚, 王蓓羽, 艾依飞, 方桂. 2021. 苏拉威西地热特征的重、磁分析. 中国科学: 地球科学, 51(2): 261–275, doi: 10.1360/SSTe-2020-0097
英文引用格式: Zhang J, Hao T, Dong M, Xu Y, Wang B, Ai Y, Fang G. 2021. Investigation of geothermal structure of the Sulawesi, using gravity and magnetic method. Science China Earth Sciences, 64(2): 278–293, https://doi.org/10.1007/s11430-020-9659-3

© 2020 《中国科学》杂志社

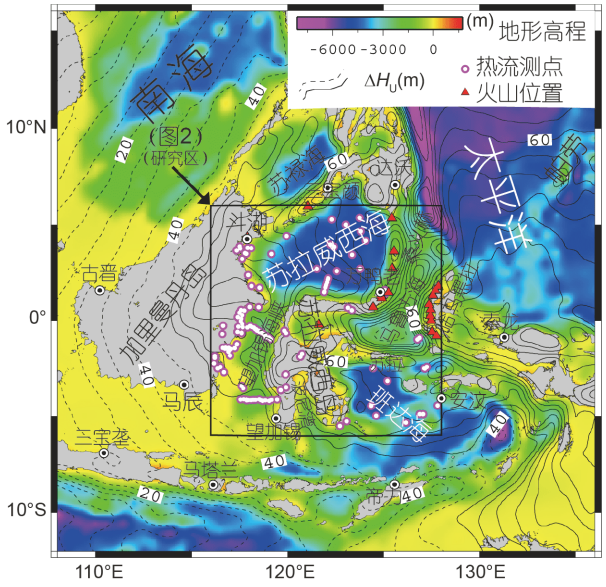

图 1　苏拉威西区域构造位置图

ton, 1988). 其俯冲带基本发育在火山弧边缘, 每个俯冲带在延伸扩展过程中, 或在端点消失, 或在一端与活动走滑断层相连接, 如北苏拉威西海沟在持续后撤、旋转中, 与Palu-Koro左旋走滑断裂相连(Surmont等, 1994; Lee和McCabe, 1986; Silver等, 1983; Otofuji等, 1981). 该区俯冲带形成年代较晚, 正处于俯冲起始早期阶段(Stern, 2004; Lévy和Jaupart, 2012; Hall, 2012; Stern和Gerya, 2018), 是研究俯冲起始机制的有利地区.

苏拉威西海与苏拉威西岛及相邻区域火山活动频繁(Clements等, 2009; Elburg等, 2002, 2003; Elburg和Foden, 1999; Katili, 1975), 是开展地热地质学研究的重要地区(Richards等, 2018; Goutorbe和Hillier, 2013; McKenzie等, 2005; Pollack等, 1993). 岩石圈或地壳的地热条件是决定能否实现初始俯冲的关键因素, 通过地热学研究可以为俯冲起始机制模式提供重要的约束与依据. 深部岩浆运移、上覆地壳形变等地质现象的动力学数值模拟实验, 以及岩石圈上地幔温度相关的密度(Liang等, 2019)、速度反演模型, 更需要地热参数与地热条件的检验. 在国家自然科学基金重点项目和中国科学院战略性先导科技专项的支持下, 本文利用重、磁资料结合热流数据, 对该区地热特征开展分析, 为该区初始俯冲阶段的动力学模拟提供研究基础.

2　地热地质与重、磁异常

2.1　地热地质背景

苏拉威西海(图1)(亦称"西里伯斯海")是一个中始新世边缘海(Nichols和Hall, 1999; Polvé等, 1997; Surmont等, 1994; Silver等, 1983). 海盆北侧的苏禄群岛是连接加里曼丹东北与棉兰老西部的一个南西-北东向火山脊, 分布有上新世-第四纪基性喷发岩、火成碎屑覆盖的塔威-塔威岛、和乐岛、巴西兰岛等岛屿. 海盆东北侧是科托巴托海沟、南侧是北苏拉威西海沟, 两条海沟向海盆一侧较深的线状海槽被致密的水平层状沉积物充填. 海盆西侧是加里曼丹东北部的中生代-古新世蛇绿岩套、晚侏罗世-早白垩世变质角闪岩等. 苏拉威西海盆中央深度约4000~5000m, 地层平缓南倾. 对比识别(Weissel, 1980)出的北东走向18、19、20号磁异常条带表明, 苏拉威西海底洋壳扩张年龄在47~42Ma, 介于中始新世至晚始新世之间. 扩张中心现在位于海盆南缘, 近一半始新世洋壳已俯冲于北苏拉威西海沟之下. 大洋钻探ODP770钻孔(Rangin和Silver, 1991; Hinz和Block, 1991; Rangin等, 1990)证实, 苏拉威西海盆北部海底之下420m为深海沉积, 最老年龄为中始新世地层, 再往下是枕状熔岩、角砾化的块状玄武岩和辉绿岩. 地震折射剖面(Murauchi等, 1973)揭示, 苏拉威西海盆沉积速度相当慢, 约10~15m Ma^{-1}, 其南侧陆缘自中生代以来堆积的陆源沉积层厚度不足3km. 综合分析认为(Hall, 2019), 苏拉威西海底洋壳自中始新世开始扩张, 晚始新世停止扩张. 距今约24Ma的晚渐新世, 苏拉威西海与菲律宾海之间的马鲁古海峡逐渐发育形成桑义赫岛弧/海沟. 距今约5Ma的早上新世, 苏拉威西海盆南缘开始向南俯冲, 下插入苏拉威西岛北支. 此后, 北苏拉威西海沟持续向北后撤, 岛北支以东端的万鸭老为轴, 开始顺时针旋转, 导致古近纪已存在的Palu-Koro断裂发展为左旋走滑断裂. 虽然迄今为止, 北苏拉威西海沟已经历8Ma(Rangin等, 1990)或5Ma(Surmont等, 1994)的南向俯冲和北向后撤, 但由于俯冲深度有限, 还未在其南侧的苏拉威西岛北支形成明显的火山活动.

苏拉威西岛(图2)呈"K"形分布于俯冲带包裹的多岛弧-盆系之间(Advokaat等, 2017; Hennig等, 2017; Spencer, 2011; Van Leeuwen等, 2007; Van Leeuwen和Muhardjo, 2005; Parkinson等, 1998; Miyazaki等, 1996;

Wakita等, 1994), 分为岛北支、岛东支、岛南支、岛东南支. 随澳洲板块北向漂移, 晚渐新世时, 苏拉威西岛东南支逐渐与岛南支拼接, 岛东支开始靠近岛北支, 直至上新世至更新世早期, 苏拉威西岛弧区构造定型. 区域地质调查表明(GRDC, 1993), 苏拉威西岛主要构造是东西向宽缓褶皱和逆冲断层、北西-北北西向与北东-北北东向两组挤压走滑断层. 出露地层包括古新统玄武岩、细碧岩、安山岩等; 渐新统安山质粗火山碎屑岩、凝灰岩、安山质-基性熔岩等; 全新统陆相至海相碎屑岩、碳酸盐岩等. 岩浆活动期次分为古近纪岛弧期玄武质熔岩、新近纪岛弧期花岗岩. 新近纪火山弧的活动性一直持续到距今0.77Ma的更新世(Polvé等, 1997; Rangin和Silver, 1991), 岛北支与岛东支之间的托米尼湾中Una-Una火山岛的Koro火山曾于1983年强烈喷发、Soputan火山曾于2008年与2018年爆发. 古地磁研究(Surmont等, 1994; Otofuji等, 1981)表明, 最近约5Ma以来, 岛北支顺时针旋转了大约20°~25°, 在打开托米尼湾和区域岛弧火山作用向西北迁移的同时, 沿Palu-Koro断层发生了大约4cm a^{-1}的左旋位移(Walpersdorf等, 1998). 托米尼湾以东是马鲁古海(旧名"摩鹿加海"), 西北向延伸的马鲁古海峡向西下插于桑义赫群岛之下, 向东下插于哈马黑拉群岛之下, 形成"非"字形反向双俯冲带(McCaffrey, 1982). 桑义赫俯冲深度较深, 俯冲时代至少在渐新世(Widiyantoro和Van der Hilst, 1997). 哈马黑拉俯冲带俯冲深度较浅, 时代较新, 俯冲时代在晚中新世(Lallemand等, 1998; Di Leo等, 2012)或早上新世. 由于反向双俯冲速率、俯冲时间差异, 马鲁古海洋壳已基本消失, 其北部全部是哈马黑拉弧前与桑义赫弧前的碰撞杂岩(Hinschberger等, 2005). 苏拉威西岛东南侧是北班达海, 磁条带对比识别其洋壳年龄在12.7~7.15Ma的晚中新世(Hinschberger等, 2001), 晚上新世-早更新世, 北班达海玄武岩洋壳由布鲁岛西侧开始向西、北下插入苏拉威西岛东支、东南支邦盖群岛-苏拉群岛一线的近海大陆边缘伸展陆壳之下. 苏拉威西岛东南支、南支之间是开口向南的波尼海湾, 它是渐新世-中新世东、西两侧微地块的碰撞缝合带, 发育逆冲叠加的洋壳和上地幔岩片. 苏拉威西岛西侧的望加锡海峡是大陆地壳, 石油钻井资料表明(Wakita和Metcalfe, 2005; Manur和Barraclough, 1994)其表层是厚约3000m的上上新统黏土、砂沉积层, 这些快速沉降的巨厚沉积物来自西侧的加里曼丹岛. 加里曼丹岛是由多个微大陆碎片和蛇绿岩、岛弧带组成的复合地体(Katili, 1971; Haile, 1974), 其东部与加锡海峡相邻的区域是由大陆基底和花岗岩组成的地块.

陆壳花岗岩块体与洋壳玄武岩地层的地热地质条件不同. 其一, 它们的热导率参数分布特征不同. 热导率表征岩石地层的导热能力或热传导效率, 热导率随温度、压力而变化, 在地壳温、压范围内, 压力每增加10MPa岩石热导率升高1.3~2.0%, 温度每升高100K热导率下降4.8~6%. 不同构造部位的同类岩石, 热导率具有一定的变化范围, 花岗岩热导率在2.4~3.8W $(m\ K)^{-1}$, 玄武岩热导率在1.3~2.9W $(m\ K)^{-1}$(Clauser和Huenges, 1995; Turcotte和Schubert, 1982). 因此, 花岗岩的热传导效率高于玄武岩, 或者说, 陆壳花岗岩块体具有比洋壳玄武岩地层更高导热能力, 同样条件下, 陆壳将比洋壳冷却得快. 其二, 它们的地温梯度分布特征不同. 就地球整体平均而言, 目前可以直接测量地温的深度大致在地下5km以浅, 地温大约在50~150℃, 地温梯度为1~3℃ $(100m)^{-1}$. 对于火山活动区, 如果取岛弧火山喷发温度为1000~1200℃, 火山源深度为20~80km, 则其平均地温梯度为1.25~6℃$(100m)^{-1}$. 不同构造区, 地温梯度差异较大. 一般地, 洋壳扩张活动构造区、岛弧火山活动区地温梯度高, 古老陆壳地层地温梯度低.

地温梯度与岩石热导率的乘积在数值上等于大地热流密度(简称大地热流, 直称热流), 它反映了地球内部热量在地表的散失速率. 研究区内共收集到133个海底原位测量、石油钻井的热流数据, 虽然点位稀少、分布不均, 但海区、陆区均有分布(图1). 总体上, 苏拉威西海与苏拉威西岛研究区域热流值在10.4~355.2mW m^{-2}, 平均值73.7mW m^{-2}, 介于全球陆域平均热流67mW m^{-2}和全球海域平均热流92mW m^{-2}之间(Lucazeau, 2019). 热导率在0.45~3.38W $(m\ K)^{-1}$, 平均值为(1.41±0.7)W $(m\ K)^{-1}$. 地温梯度在0.001~0.234℃ m^{-1}, 平均值为(6.5±4.3)℃ $(100m)^{-1}$, 表明苏拉威西海洋壳与苏拉威西岛陆壳均具有高地温梯度特征.

地温梯度比温度更能反映构造区的冷热状态. 但由于研究区133个热流点测温结果的地温梯度高-低值分布离散、峰值差异波动大, 且测点稀少、分布不均匀, 不能直接绘制热流图, 需要借助其他方法对比分析. 目前, 各种地温梯度计算方法中, 重、磁对应分析

是校正地温梯度、计算地壳温度结构、判断地幔热效应的有效方法.

2.2 重、磁异常特征

大地水准高程异常ΔH_U反映了地表重力位U的扰动, 与地幔热-流变过程及深部构造活动密切相关(Crosby和McKenzie, 2009). 研究区总体处于ΔH_U高值异常区(图1), 异常值在42.5~74.7m, 平均值为58.3m. 苏拉威西海与苏拉威西岛的ΔH_U差异明显, 二者地幔热活动明显不同. 苏拉威西海盆中央是一个北东向缓慢抬升的ΔH_U梯级带, 反映了古洋中脊之下地幔热扩张过程, 海盆北侧的苏禄火山脊对应北东向增高的ΔH_U异常, 东北侧的科托巴托海沟、南侧的北苏拉威西海沟则处于急剧变化的向陆侧升高的ΔH_U重力位异常梯级带上. 苏拉威西岛则是一个ΔH_U高值异常圈闭, 异常圈闭中心ΔH_U在60~70m, 对应各岛分支的地理中心, 反映了苏拉威西岛形成过程的地幔汇聚热动力作用. 加里曼丹岛为一个由西向东逐渐增大的ΔH_U高值异常圈闭, 望加锡海峡则处于两个ΔH_U高值异常区之间的过渡区, 托米尼湾Una-Una火山岛以东的马鲁古海、马鲁古海峡则对应ΔH_U高值背景中两个小于45m的"洼地". 研究区的重、磁异常具有较好的对应性(图2), 其中, 布格重力异常值Δg_b在−76.8~722.4mGal, 平均值226.6mGal; 磁异常ΔT在−177.5~81.9nT.

布格重力异常图显示(图2a), 苏拉威西海区被一个大的重力异常高值区圈闭; 苏拉威西岛则对应几个零散分布的布格异常低值圈闭, 最低值出现在岛中部、各岛分支交汇部位, 最低布格异常值小于−50mGal. 磁异常图显示(图2b), 苏拉威西海对应北东向的高值磁异常条带, 代表了海底扩张的过程; 苏拉威西岛南支、东南支与北班达海为一体的大片正磁异常区. 托米尼湾北侧的岛北支对应一条东西向负磁异常带, 由岛北支的西端延续至东端. 岛东支至邦盖群岛、苏拉群岛一线, 也是一条负磁异常带. 马鲁古海峡、望加锡海峡都是高磁、高重力异常区, 马鲁古海峡是剩余洋壳, 望加锡海峡是大陆基底, 二者重、磁异常组合特征一致, 但成因不同.

重、磁分析(Tanaka等, 1999; Okubo等, 1989; Bhattacharyya和Leu, 1975)可以用来矫正海底地温梯度、补充热流测量结果. 通过磁异常反演居里面, 由居里点深度和居里面温度, 可获得不同构造区地温梯度, 判断地壳上部热状态. 通过重力异常反演莫霍面, 可以依据莫霍面形态, 判断壳幔热异常起伏特征, 如果结合热导率、生热率等热物性参数, 以及相应岩性的流变参数, 还可以计算壳幔热-流变学结构特征.

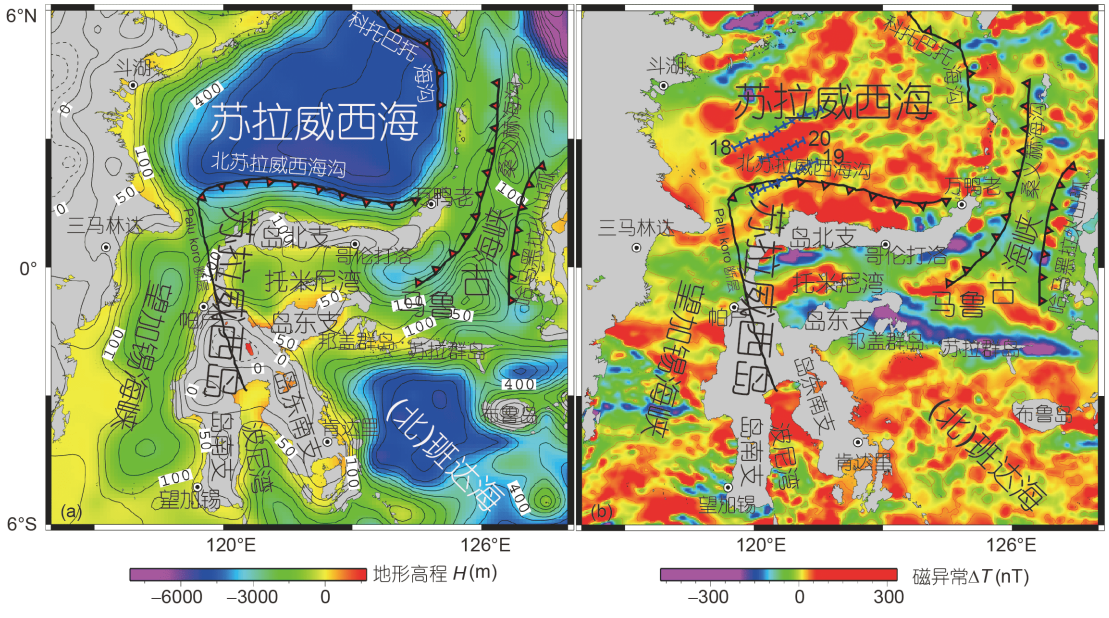

图 2 研究区重、磁异常图

(a) 海底地形(m)与布格重力异常图(mGal); (b) 磁异常图(nT)(图中数字18、19、20为磁异常条带编号)

3　模型与方法

3.1　地壳热结构与居里面、莫霍面模型

地壳热结构包括地壳温度或温度梯度、热导率或热扩散率、生热率、壳-幔热流配分等地热参数的分布和变化特征. 由于测温钻孔或探针的探测深度有限, 通常只能获取近地表数百米至数公里深度的温度和岩石热物性资料, 更深的地温分布则需要利用数学方法外推. 由于热传导在岩石圈内热量传输过程中起决定性作用, 所以通常利用热传导方程外推深部热结构.

需要指出的是, 热传导方程中岩石的热物性参数本身也都随深度变化, 在进行温度的深部外推计算时, 必须依据一定的物性模型. 图3a是基于稳态条件下常见密度、比热、岩石热导率、生热率等物性参数计算得到的一系列代表性地表热流、地温分布与玄武岩固相线的交点对应的深度(热岩石圈厚度), 以及地幔绝热线的对应关系热结构图.

地壳温度直接影响着岩石的物理、化学和岩石矿物学特性, 因此, 也控制了居里点深度. 图3a中, 地壳温度400~800℃区间相关的居里点深度变化范围在9~61km. 居里点是地壳温度接近铁磁性矿物消磁温度点, 居里点深度是研究地壳热结构的重要温度控制点(Okubo等, 1989). 实验室中, 各类铁磁矿物的消磁温度大致为: 磁黄铁矿300~350℃, 磁铁矿575~585℃, 镍铁矿760~800℃. 居里温度随压力而增高, 比如, 一些蛇纹石化的超基性中, 磁性金属矿物的居里温度甚至可达到620~1100℃(Tanaka等, 1999). 通过磁异常反演可以获取不同居里点组成的居里等温面, 进而可以据此对研究区地热特征开展分析.

图3b是海、陆构造区莫霍面结构模型. 莫霍面是一个物质结构界面, 通常以波速梯度dV/dZ或密度差$\Delta\rho$来定义或标志莫霍界面, 本研究利用与重力异常相关的密度差来构造莫霍面模型. 本文作者曾对马鲁古海以北的西太平洋板块边缘岛弧构造带台湾段开展过莫霍面反演研究(Zhang等, 2004), 构造的莫霍面模型密度差$\Delta\rho$在0.3~0.4g cm^{-3}, 考虑到苏拉威西海洋壳与苏拉威西岛陆壳的综合性与复杂性, 结合该区前人研究(Kopp等, 1999; Manur和Barraclough, 1994; Murauchi等, 1973)资料, 图3b给出的海陆构造区莫霍面初始结构模型密度差$\Delta\rho$在0.12~0.46g cm^{-3}. 依据此模型, 通过重力反演可以得到研究区莫霍面, 进而通过莫霍面可以推测壳、幔的热状态, 甚至可以借助地震波速计算生热率、黏度等参数, 开展岩石圈热结构与流变学分析.

3.2　资料与计算方法

3.2.1　资料来源

本文研究区域为6°S~6°N, 112°~128°E. 研究使用的地热资料来源于全球热流数据库GHFD(Global Heat Flow Database, http://www.ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database), 重力位资料来源于

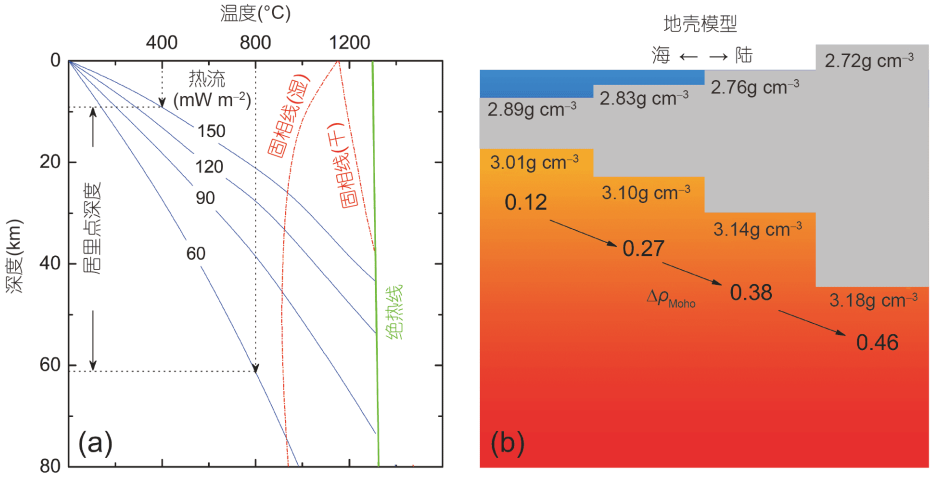

图 3　地壳热结构与居里面、莫霍面模型图

(a) 地壳热结构与居里点深度范围; (b) 海、陆莫霍面模型

EGM2008模型, 该模型是近来由NGA(US National Geospatial-Intelligence Agency)释放的全球超高阶地球重力场模型, 空间分辨率约为5′(约9km). 地形高程和重力异常资料来源于全球重力数据库TOPEX (http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html2), 精度为1′×1′. 磁异常数据来源于由卫星、船测、航测数据组成的全球磁异常数据库EMG(Earth Magnetic Anomaly Grid, http://geomag.org/models/emag2.html), 分辨率为2′×2′.

3.2.2 居里面计算方法

利用磁异常谱分析方法计算居里面深度(Tanaka等, 1999; Okubo等, 1989; Bhattacharyya和Leu, 1975). 磁异常ΔT的功率谱径向平均$\theta_{\Delta T}$可写为

$$\theta_{\Delta T} = A\mathrm{e}^{-2k_\lambda Z_\mathrm{t}}\left(1-\mathrm{e}^{-k_\lambda(Z_\mathrm{b}-Z_\mathrm{t})}\right)^2, \tag{1}$$

式中, A为可选常数, k_λ为波数, Z_t、Z_b分别是磁性体顶、底界面.

在短波谱段(波长小于两倍磁性层厚度), 式(1)简化为

$$\ln\left[\theta_{\Delta T}{}^{1/2}\right] = \ln B - k_\lambda Z_\mathrm{t}, \tag{2}$$

式中, B是常数, 由磁异常功率谱的斜率可以估算Z_t.

在长波谱段, 式(1)简化为

$$\theta_{\Delta T}{}^{1/2} = C\mathrm{e}^{-k_\lambda Z_0}(\mathrm{e}^{k_\lambda d}-\mathrm{e}^{-k_\lambda d}) \approx C\mathrm{e}^{-k_\lambda Z_0}2k_\lambda d, \tag{3}$$

式中, C是常数, Z_0是磁性层的中间深度, $2d$是磁性层的厚度.

由式(3)可得

$$\ln\left[\frac{\theta_{\Delta T}{}^{1/2}}{k_\lambda}\right] = \ln D - k_\lambda Z_0, \tag{4}$$

式中, D是常数, Z_0可以根据拟合曲线的斜率求出.

最终, 利用式(2)、(4)求得磁性体底界面深度Z_b:

$$Z_\mathrm{b} = 2Z_0 - Z_\mathrm{t}. \tag{5}$$

具体计算时, 通过“滑动窗口法”计算磁异常的径向功率谱, 居里面深度的分辨率取决于滑动的“窗口”宽度.

本文计算居里面所用的实际磁异常ΔT数据分布如图2b, 其来源于全球磁异常数据库. 计算居里深度采用的窗口为0.5°×0.5°, 滑动距离为窗口宽度的1/3.

3.2.3 地壳温度及地热特征计算方法

利用居里面(居里点等温面)深度和温度, 可以计算地温梯度. 居里点等温面(Curie Point isotherm surface)也称作居里点深度(Curie Point Depth, CPD)或磁性层底界面深度(Magnetic Layer Bottom Depth, MLBD), 其温度T_C等于磁性层厚度D_C与地温梯度dT/dZ的乘积, 即

$$T_\mathrm{C} = D_\mathrm{C}\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}Z}, \tag{6}$$

式中, T_C代表地壳磁性特征消失的平均温度. 实际地壳中, 铁磁性矿物种类、含量、颗粒大小各不相同, 不同种类矿物的磁性在不同深度(温度)相继消失, 导致消磁温度不集中. 因此, 实际计算中, 需要依据具体研究区居里面温度统计结果确定T_C.

利用式(6)计算的地温梯度dT/dZ, 由地表已知温度T_0, 可以计算其居里点之上任意深度的温度, 得到地壳温度结构.

进一步地, 利用式(6)与大地热流定义式, 可以计算分析地壳地热特征. 大地热流Q在数值上等于地温梯度dT/dZ与岩石热导率K的乘积, 即

$$Q = K\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}Z}. \tag{7}$$

由式(6)、(7)可得

$$QD_\mathrm{C} = KT_\mathrm{C}. \tag{8}$$

式(8)将大地热流Q、磁性层厚度D_C、岩石热导率K、居里点温度T_C互相联系在一起, 是计算分析地壳地热特征的重要公式. 由此式可推知, 一般地, 居里面深度与大地热流值具有反比对应关系, 居里面浅, 热流值高; 居里面深, 热流值低.

3.2.4 莫霍面反演方法

利用重力异常遗传-有限单元方法反演莫霍面密度差, 获取莫霍面深度(Zhang等, 2004). Poisson位场方程与稳态Fourier热传导方程具有形式上的相似性, 通过热参数与密度参数的参量代换, 可由求解热传导方程的有限单元法求解重力位正问题, 计算公式为

$$\begin{cases}\nabla^2 U = -4\pi G\Delta\rho, \\ \nabla^2 T = -\dfrac{A}{K}, \end{cases} \tag{9}$$

式中, $\Delta\rho$为莫霍面密度差, U为莫霍面引起的扰动重力位, G为引力常数; T为温度, A为生热率, K为热导率.

实际反演时, 运行遗传算法程序, 调用有限单元刚度矩阵, 反复计算不同莫霍面模型$\Delta\rho$的扰动重力位U, 拟合U在上边界(地表)的梯度与实际布格重力异常Δg_b的差, 求解最优莫霍面模型. 本文反演Moho面所用的实际布格重力异常Δg_b数据分布如图2a, 是利用全球重力数据库TOPEX提供的地形高程和自由空间重力异常资料进行布格校正后得到的. 计算中, 莫霍面采用图3(b)所示的初始莫霍面模型, $\Delta\rho$在0.12~0.46g cm^{-3}编码随机分为50组, 交叉概率取90%, 变异概率取2%, 种群大小取128.

4　分析与讨论

计算居里面深度等值线如图4a所示, 居里点深度范围在6.6~20.7km, 平均深度为14.3km. 为突出居里面的深浅变化特征, 图中以15km为界, 较深居里面以虚线表示, 较浅居里面以实线表示. 可以看出, 苏拉威西海、北班达海、马鲁古海、望加锡海峡、苏拉威西岛东南支及波尼海湾居里面较浅, 最浅处在北苏拉威西海沟, 居里面深度小于10km. 苏禄海脊、苏拉威西岛北支、东支、南支最南端、加里曼丹东岸南北两端、哈马黑拉火山弧等地居里面较深, 最深处在苏拉威西岛东支邦盖群岛-苏拉群岛大陆边缘, 居里面深度大于20km. 图4a中也给出了源于全球热流数据库中的研究区133个热流点的分布, 按高热流值$Q\geqslant$120mW m^{-2}(黑圈红心)、120>$Q\geqslant$61mW m^{-2}(红圈黑心)、Q<60mW m^{-2}(黑圈白心)分别绘制在图中. 实测热流表明, 苏拉威西岛北支东端的万鸭老、北班达海周边以及加里曼丹岛东南缘存在高热流值, 苏拉威西海、加里曼丹岛东缘、望加锡海峡南北两侧均分布有中或高热流点, 低值热流点主要分布在苏拉威西岛上, 加里曼丹岛东缘与苏拉威西海的中、高热流点附近也存在低值热流点.

式(8)表明, 如果热导率、居里点温度确定, 磁性层厚度或居里面深度与大地热流值成反比关系. 但图4a中, 热流值高、低与居里面浅、深反比特征并不明显, 分析认为, 原因在于这些偏差较大热流值大多来自石油钻井资料, 地温测井受钻探围岩温度场扰动、静井时间限制、地下水活动等影响, 其热流测量值不能代表深部热量在地表的传导热流, 实际应用中, 需要通过限定最高、最低值, 剔除这些因素引起的热流值偏差. 图4b给出了由式(8)计算的不同T_C温度曲线和实测热流分布, 可以看出, 如果剔除热流值异常偏差, 实测热流分布于4~17km磁性层厚度(剔除海水层)区间, 总体上具有随居里点深度减小热流值增大的趋势, 分布偏差最小区域与T_C=560℃曲线最为接近.

若以560℃作为研究区居里点平均温度, 则可以由式(6)计算地温梯度dT_C/dZ. 图4c给出了计算地温梯度dT_C/dZ与源于全球热流数据库中的实测热流点地温梯度dT_Q/dZ的分布特征, 可以看出, dT_C/dZ与dT_Q/dZ具有较好的对应, 在热导率大于1.6W (m ℃)$^{-1}$区间, 二者均小于60℃ km^{-1}, 在热导率小于1.6W (m ℃)$^{-1}$区间, 二者均较为离散, dT_C/dZ在30~130℃ km^{-1}, dT_Q/dZ在10~234℃ km^{-1}. 如果以高、低热导率区间分别代表陆区花岗岩地块、海区玄武岩地块, 则可以推测, 研究区陆壳区地温梯度相对低, 洋壳区地温梯度高低不一. 进一步地, 将式(7)计算的理论热流计算曲线也一同表示在图4c中, 则可以看出, 热导率大于1.6W (m ℃)$^{-1}$区间, 计算地温梯度dT_C/dZ集中分布于60~90mW m^{-2}的热流区域, 热导率小于1.6W (m ℃)$^{-1}$区间, 计算地温梯度dT_C/dZ则分别在30~60或90~150mW m^{-2}热流区域.

图5a是计算地温梯度dT_C/dZ等值线图. 研究区地温梯度在26.3~158.4℃ km^{-1}, 平均值为49.6℃ km^{-1}. 地温梯度是深部构造热活动的直接反映. 计算结果表明, 苏拉威西海、北班达海、马鲁古海均为较高地温梯度区, 是热地壳构造活动区, 最高地温梯度呈东西向条带出现在北苏拉威西海沟北侧, 对应苏拉威西海南向移动的扩张脊. 望加锡海峡南北两端地温梯度也相对高, 反映了陆壳之下深部地幔热隆起特征. 图5a中的圆点是实测热流点地温梯度dT_Q/dZ分布, 其中, 红色圆点为高地温梯度点, 白色圆点为低地温梯度点. dT_Q/dZ高、低值分区特征与计算地温梯度dT_C/dZ分布特征十分吻合, 且值域区间相互接近(见图5c). 图5b是利用式(9)反演得到的莫霍面深度等值线图. 研究区莫霍面深度在5.9~25.5km, 平均深度为18.4km. 为突出莫霍面深浅变化特征, 实线表示深度大于16km的莫霍面, 虚线表示深度小于16km的莫霍面. 总体上, 苏拉威西海、北班达海、马鲁古海的莫霍面较浅, 其余区域莫霍面均较深. 最浅处位于苏拉威西海南缘, 莫霍面深

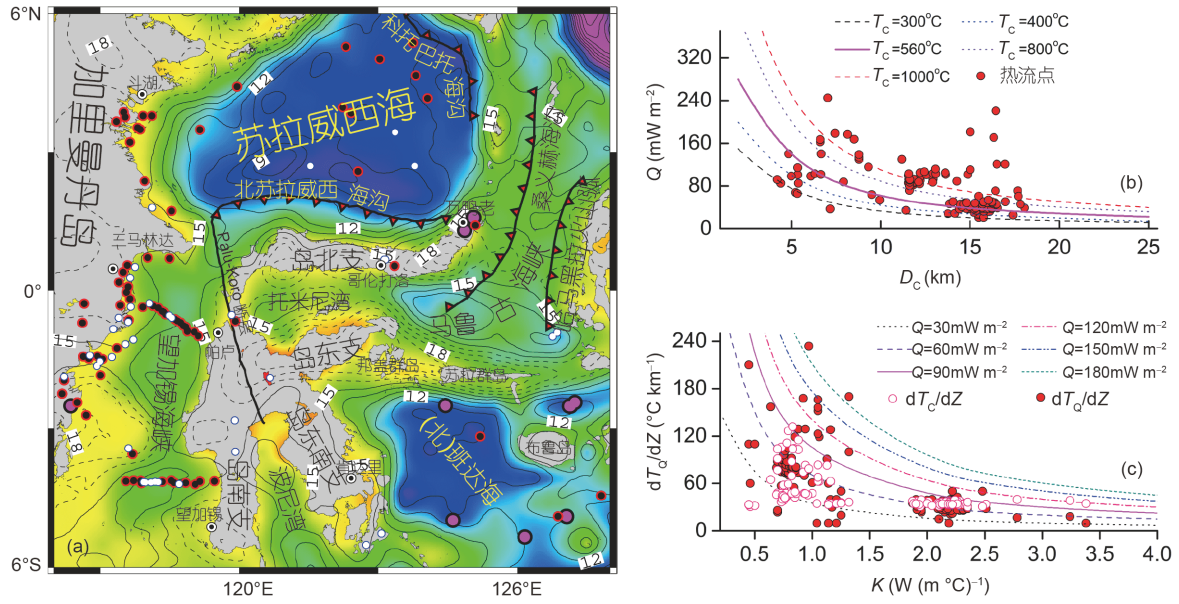

图 4　居里面等值线与地热特征分析图

(a) 居里面深度等值线, 单位: km(圆点为热流测点: 中心白色点Q<60, 中心黑色点61≤Q<120, 中心红色Q≥121. 单位: mW m^{-2}); (b) 热流分布特征(红色圆点为实测热流点); (c) 地温梯度分布特征(白色圆圈为计算地温梯度值dT_C/dZ, 红色实心圆圈为实测地温梯度值dT_Q/dZ)

度小于10km. 最深处位于苏拉威西岛中部, 莫霍面深度大于24km. 图5b中的圆点是源于全球热流数据库中的实测热流点热导率值在不同地区的分布特征. 红色圆点为热导率介于1.87~3.38W (m ℃)$^{-1}$的高K值点, 平均值为2.19W (m ℃)$^{-1}$. 白色圆点为热导率介于0.45~1.32W (m ℃)$^{-1}$的低K值点, 平均值为0.86W (m ℃)$^{-1}$.

对比图5a和5b, 可以看出, 现有133个热流测点中, 高地温梯度点均大多位于苏拉威西海、北班达海、望加锡海峡南北两端, 低地温梯度点大多位于加里曼丹岛东缘海岸、苏拉威西岛内(图5a). 与之相对, 低热导率点大多位于苏拉威西海、北班达海、望加锡海峡南北两端, 高热导率点大多位于加里曼丹岛东缘海岸、苏拉威西岛内(图5b). 即高地温梯度点分布区, 热导率较低; 反之亦然. 但也有几个测点例外, 如苏拉威西岛北支东端的万鸭老, 存在1个高地温梯度、高热导率点, 苏拉威西海盆与苏拉威西岛南支莫霍面较深部位存在3个低地温梯度、低热导率点. 此外, 在望加锡海峡南北两条热流剖面上, 靠近海陆交接处, 也存在一些实测地温梯度与理论计算值差异点.

为考察计算地温梯度的可靠性, 图5c给出了计算地温梯度与实测点地温梯度的统计比较结果. 图中, 蓝圈红心点为实测的133个地温梯度dT_Q/dZ点值, 与其同点位提取的133个蓝圈白心点为计算地温梯度dT_C/dZ点值. 可以看出, 剔除个别干扰因素的实测地温梯度偏差点, 总体上, 二者变化幅值互相包容, 变化趋势相差不大. 由此证明, 计算地温梯度与实测结果大致相符, 可以用于研究区地热状态分析. 图5d给出了源于全球热流数据库中的133个实测热导率的统计结果, 图中热导率以1.6W (m ℃)$^{-1}$为界限, 明显分为低、高两个不同的热导率区域, 表明研究区热导率具有明确的地域岩性分区. 由于图5d中的数据取值于图5b, 所以其纵轴为莫霍面深度, 仅仅是为了方便理解, 如果纵轴取为居里面深度、地形高程等, 热导率的地域岩性分区特点不变.

为考察莫霍面反演结果, 本文对比了一些地震波速模型, 但无论P波层析还是S波层析对地壳浅层(<25km以浅)没有分辨能力. 因此, 选择全球地壳模型Crustal1.0进行对比. 图6a是本文的Moho面反演结果, 与图5b一样, 莫霍面深度在5.9~25.5km, 平均深度为18.4km. 图6b是全球地壳模型Crustal1.0给出的1°×1°的Moho面深度, 在研究区范围内, 莫霍面深度在6.9~35km, 平均深度为22.4km. 对比图6a和图6b, 可以看出, 二者形态相似, 在海区和陆区具有较好的一致

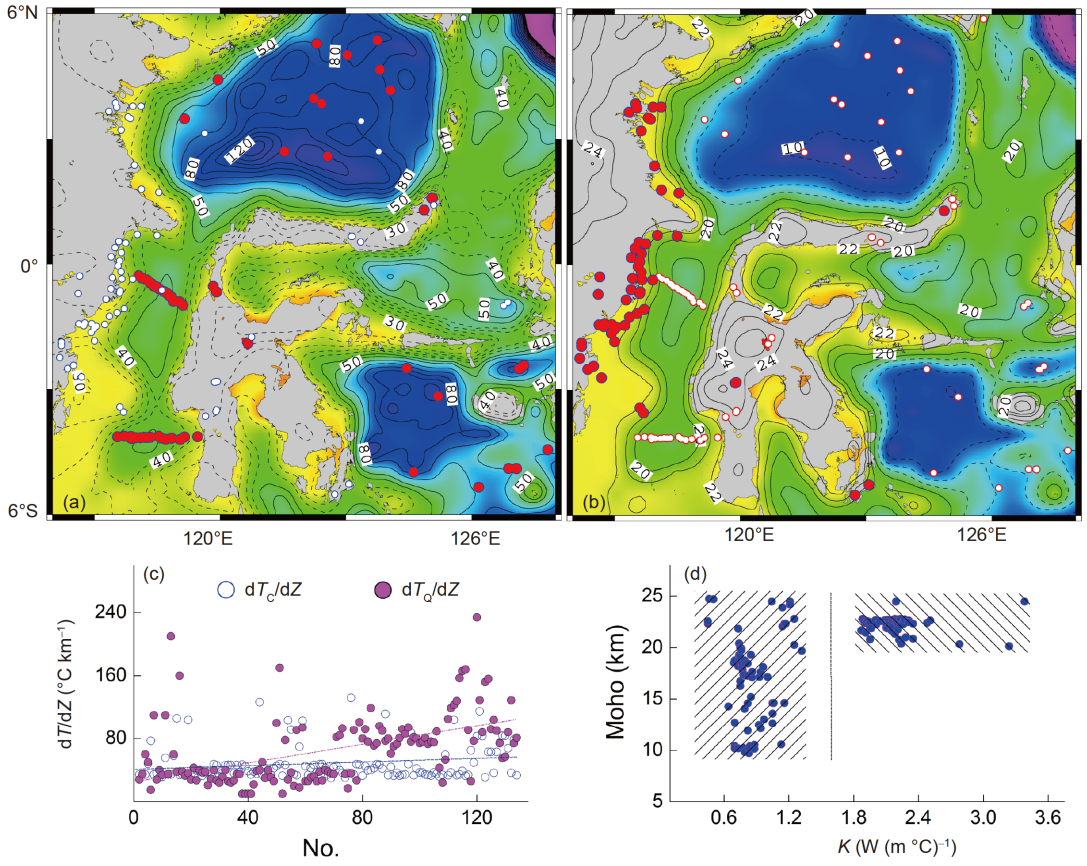

图 5　地温梯度与莫霍面特征分析图

(a) 计算地温梯度dT_C/dZ等值线图, 单位: ℃ km^{-1}(圆点为实测热流点地温梯度值dT_Q/dZ: 中心白色点dT_Q/dZ<70℃ km^{-1}, 中心红色点dT_Q/dZ≥70℃ km^{-1}); (b) 莫霍面深度等值线图, 单位: km(圆点为实测热流点热导率值K: 中心白色点K<1.6W (m ℃)$^{-1}$, 中心红色点K≥1.6W (m ℃)$^{-1}$; (c) 地温梯度对比分析图; (d) 热导率分布特征图

性. 但是, 二者数值不同, 总体上, 全球地壳模型的Moho面深度大于本文反演结果. 仔细分析发现, 二者的差异, 既存在系统差, 也存在精度差. 图6c是二者在研究区内相同点位的差值, 可以看出, 若以纵轴C_Moho代表本文计算结果, 横轴M_Moho代表全球模型结果, 则全区1°×1°网格结点上Moho面深度由浅至深, 二者的误差限大致为6km, 相当于二者平均深度的差, 即存在系统偏差. 图6d是二者的相对误差ε/H, 即以二者同点位差值除以本文在该点的反演计算值, 可以看出, 全球模型与本文反演结果之间的相对误差较大, 但相对误差ε/H正负值分布点值大致对等, 说明与本文反演结果相比, 全球模型的精度存在固有的粗略性, 其精度相对较低. 主要原因是全球模型需要考虑全局, 是综合各地所有地壳参数汇编而成, 而本文反演结果着眼于本研究区, 依据的局域重力资料, 因而精度相对较高.

虽然天然地震层析成像模型方法在地壳浅层的分辨率较低, 但人工地震方法仍然是检验重、磁反演结果的首选. 利用收集到的双船折射地震资料(Murauchi等, 1973)绘制了图6e. 此图是一条综合剖面, 对应图6a中的AB线段. 该剖面给出了包含莫霍面、居里面、温度、地震波速、海底地形等信息. 其中, 海底地形数据与图2a一致, 地震波速资料来源于美日西北太平洋地球物理合作调查1967年6月完成的跨苏禄海-苏拉威西海的双船作业六条地震折射剖面. 六条剖面中的15、16、17号剖面位于苏禄海, 18、19、20号剖面位于苏拉威西海(Murauchi等, 1973). 其中, 苏拉威西海盆北侧的18号剖面莫霍深度为13.2km(7.9km s^{-1})、海盆中部的19号剖面莫霍深度为12.8km(8.0km s^{-1})、海盆中偏南侧的20号剖面莫霍深度为15.4km(8.5km s^{-1}), 与

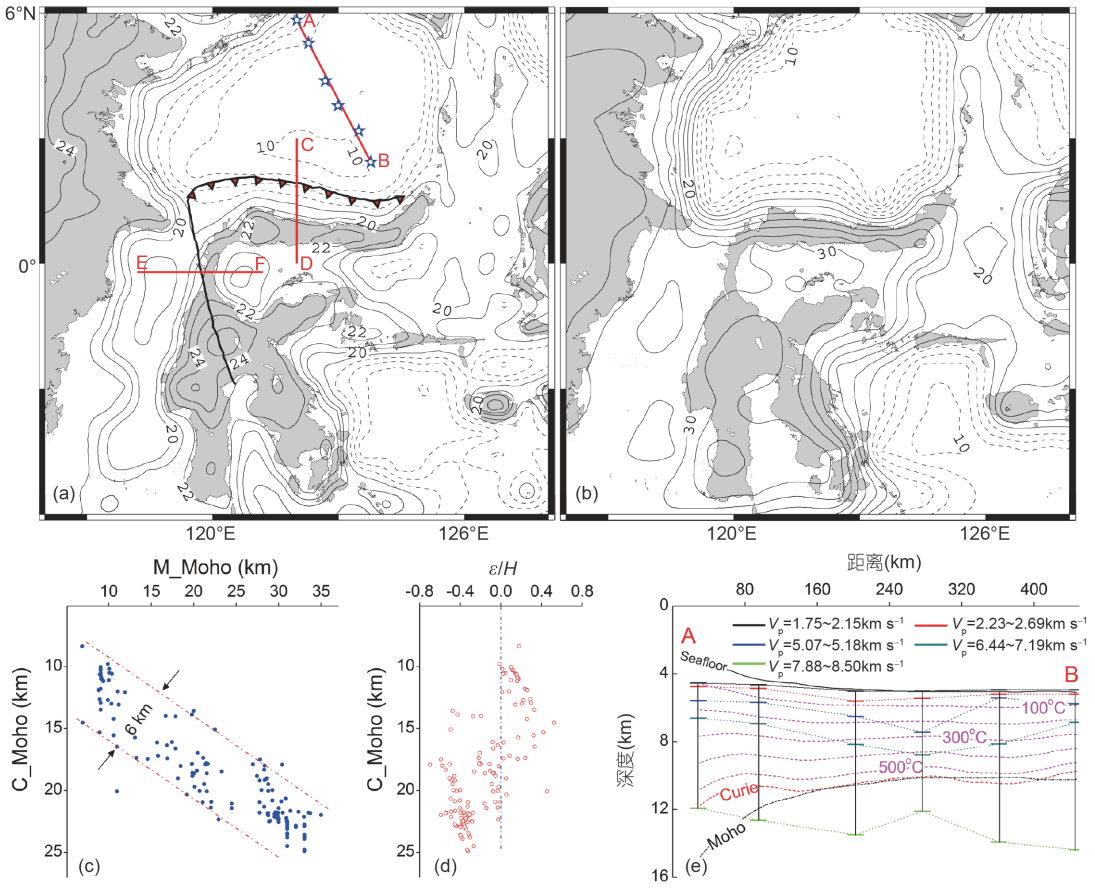

图 6　莫霍面特征分析图

(a) 本文反演Moho面深度等值线图, 单位: km(红色实线AB、CD、EF为本文研究剖面, 其中AB线上的星点为双船折射地震测点(Murauchi等, 1973)); (b) 全球地壳模型Crutal1.0莫霍面深度等值线图, 单位: km; (c) 本文反演结果与全球地壳模型Crutal1.0结果的对比(纵轴C_Moho代表本文计算结果, 横轴M_Moho代表全球模型结果); (d) 两种Moho面深度的相对误差ε/H; (e) 本文计算结果与人工地震折射测量结果(Murauchi等, 1973)对比分析

图6a中平均18.4km的莫霍面深度接近. 利用这三条剖面上5个点(图6a中星号位置)的地震时距曲线计算的速度、层厚度如图6e所示. 由于地层倾角未知, 一些层速度通过假设确定, 可能偏离真实速度(Murauchi等, 1973). 可以看出, 由北(A端)向南(B端), 苏拉威西海盆洋壳层内速度分层厚度不一, 因此速度梯度变化不同. 如果以V_p=7.1~7.7km s^{-1}为速度梯度上界、V_p=8.0~8.3km s^{-1}为速度梯度下界, 定义莫霍速度不连续面, 则地震速度界定的莫霍面深度与本文重力位反演得到莫霍面深度基本一致, 因此, 本文反演的莫霍面可以用于研究区地壳结构研究. 图6e中还给出了居里面剖面及由地温梯度dT_C/dZ计算的温度剖面.

计算温度剖面时, 先确定地表温度, 地表温度按如下方法选取: 陆地地表平均地温取15℃, 海底最深处地温取5℃, 其余海底按深度加权由15℃递减(图7、8的温度剖面计算与此相同). 然后利用公式(6), 由居里点温度T_C(本文取T_C=560℃为研究区居里点平均温度)、居里面深度h_C可以计算其居里点之上任意深度的温度, 得到地壳温度剖面. 由图6e可以看出, 居里面、温度结构与地震波速、莫霍面结构具有接近一致的变化趋势. 由于地震折射剖面长度有限, 没有更深处的波速资料, 因而无法深入研究壳-幔的热结构、流变结构.

依据计算温度、地温梯度、居里面、莫霍面, 以及重、磁异常资料, 图7给出了两条综合重、磁、地热地球物理剖面CD、EF(位置如图6a所示). 其中, 图7a为CD剖面, 由北至南, 沿122°E, 分别过苏拉威西海、北苏拉威西海海沟、苏拉威西岛北支、托米尼湾. 图7b为EF剖面, 由西至东, 沿0.2°S, 分别过望加锡

海峡、Palu-Koro左旋走滑断层、中苏拉威西省、托米尼湾. 图7a中, 重力位水准面高程异常ΔH_U最低值对应北苏拉威西海沟, 由海沟向苏拉威西岛北支, ΔH_U最急剧抬升, 至岛北支最高点到达最大值. 布格重力异常Δg_b由海向陆逐渐减小, 符合布格重力本质. 自由空间重力异常Δg_b与地形起伏一致, 表现为明显的高程效应. 磁异常ΔT, 向海一侧为低值起伏, 由于剖面位置限制, 分辨不出海底扩张磁条带效应; 向岛一侧表现出与ΔH_U一致的起伏特征. 计算得到地温梯度dT_C/dZ, 由海向陆逐渐减低, 表现出与Δg_b一致的起伏特征. 地形剖面上, 北苏拉威西海海沟大致对应1.9°N点(图7a地形剖面箭头指向位置), 其北侧为平坦的苏拉威西海床, 居里面、莫霍面较浅; 南侧为出露海面的苏拉威西岛陆地, 居里面、莫霍面较深. 由地温梯度计算的地表至居里面温度在100~500℃. 图7b中, ΔH_U由西侧的望加锡海峡至东侧的托米尼湾, 线性升高, 平缓变化. Δg_b由则呈现双峰特征, 高峰一出现在望加锡海峡北, 高峰二则出现在托米尼湾, 双峰之间的低谷对应中苏拉威西岛陆地, Δg_b低值区域Δg_f高值区对应. ΔT则与Δg_b表现出一致的起伏变化趋势. dT_C/dZ, 在西侧的望加锡海峡地段呈现微弱起伏, 在望加锡海峡向中苏拉威西岛陆地过渡地段呈现“V”形低谷变化, 对应Palu-Koro左旋走滑断层部位为最低值, 在中苏拉威西岛陆地至东侧的托米尼湾则逐渐升高. 地形剖面上, Palu-Koro左旋走滑断层大致对应119.7°E(图7b地形剖面箭头指向位置), 其东侧为陆壳结构的苏拉威西岛及托米尼湾, 西侧为陆壳结构的望加锡海峡, 因此东、西两侧居里面、莫霍面深度接近, 最深居里面、莫霍面出现在苏拉威西岛之下. 由地温梯度计算的地表至居里面温度也在100~500℃.

上述重、磁、地热研究结果对于该区构造演化具有重要的指示意义. 研究区所处的马鲁古海、班达海板块小板块是一个复杂的构造变形区, 在西侧巽他板块、东侧菲律宾海板块以及南侧澳大利亚板块的加持下, 形成北西向收敛为主的运动学和动力学特征(图8a).

研究区北部(图8a), GPS数据和GEODYSSEA求解结果(Rangin等, 1999; Walpersdorf等, 1998)表明, 加里曼丹岛北部大陆边缘吸收了巽他板块的部分伸展运动, 而马鲁古海海峡东、西两侧的双重俯冲系统则吸收了菲律宾海板块南部的大部分运动. 研究区内, 巽他板块与菲律宾海板块之间收敛汇聚速度为105mm a^{-1}, 其中, 马鲁古海西侧的桑义赫俯冲带的西向俯冲弹性载荷增大板块运动速度, 东侧的哈马黑拉俯冲带的东向俯冲弹性载荷减小了板块运动速度, 两种效应大致相互抵消, 两个火山弧附近台站记录的汇聚速度为80mm a^{-1}, 剩余的25mm a^{-1}应该被马鲁古海以西地区吸收. 其中, 苏拉威西海盆内没有板内地震活动, 其海盆洋壳也没有明显变形. 加里曼丹北部海岸的两个台站之间近海构造变形存在约10mm a^{-1}的西向移动, 其余15mm a^{-1}的运动量应该被苏拉威西岛的北西向运动吸收. 苏拉威西岛各分支及其周缘在整个地质时期内都处于不稳定的活动状态. 随着马鲁古板块边界向西北方向的转变, 在北苏拉威西海沟形成了与桑义赫海沟俯冲极性相反的边界(图8a). 北苏拉威西海沟的俯冲引起了岛北支在近5Ma以来顺时针旋转了大约20°~25°, 这种旋转导致苏拉威西海盆南缘逐渐减小. 在北苏拉威西海沟俯冲旋转后撤的同时, 苏拉威西岛西侧的Palu-koro断层发生了约4cm a^{-1}的左旋位移(Walpersdorf等, 1998). 研究区南部(图8a), 澳大利亚大陆北部边界与班达弧在上新世(约5Ma)碰撞导致的微弱缩短被Timor板块吸收, 目前, 班达弧以北新生的南向倾斜的弗洛雷斯海沟吸收了澳大利亚北向汇聚的大部分运动量. GPS数据和GEODYSSEA求解结果(Rangin等, 1999; Walpersdorf等, 1998)表明, 班达弧以北地区北向移动的方位角和模量接近澳大利亚相对于巽他板块的运动, GPS矢量指向西北方向, 移动速度约为60mm a^{-1}. 最近打开的北班达海洋盆未变形, 北西向运动的同时, 呈2mm a^{-1}的刚性旋转, 旋转极点位于苏拉威西岛东南支肯达里的东南方, 转速为2.65° Ma^{-1}.

GPS数据和GEODYSSEA求解结果为该区断层活动和滑移速率提供了重要的约束, 本文的重、磁、热研究结果则为该区深部结构和动力学过程提供了重要约束. 图8给出了本文的主要研究成果, 其中, 图8a为研究区主要构造与Moho面深度对照分析图, 图8b为苏拉威西海-(北)班达海计算剖面及演化模式图. 由图8a可以看出, 北苏拉威西海沟及其后撤旋转区域, 与Moho面深度急剧变化带对应, 表明莫霍面结构和形态可以很好地反映GPS数据和GEODYSSEA指示的海沟俯冲、旋转、后撤过程. Palu-koro断层是苏拉威西岛西侧的一个很重要的构造边界, 与北苏拉威西海沟一起限定了马鲁古海板块的西、北边界, GPS数据和GEO-

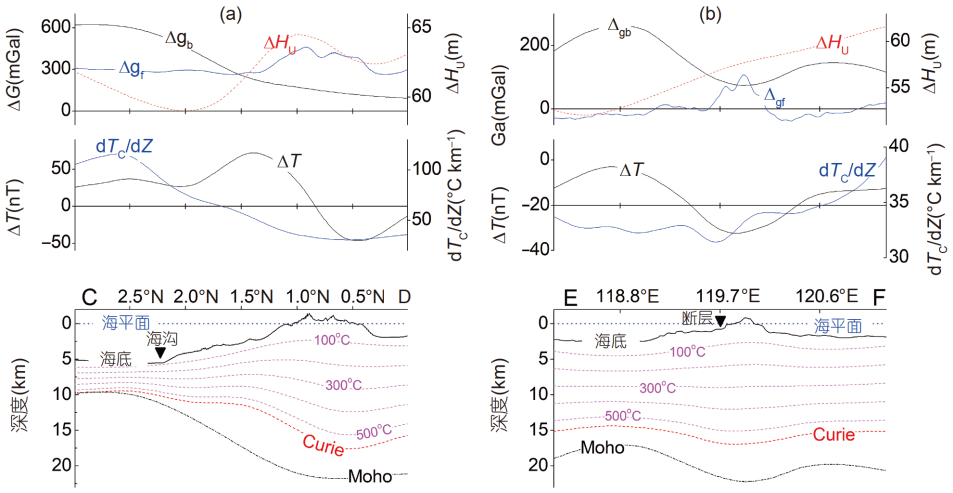

图 7　重、磁综合分析剖面

(a) CD线段重、磁综合分析剖面(位置如图6a); (b) EF线段重、磁综合分析剖面(位置如图6a)

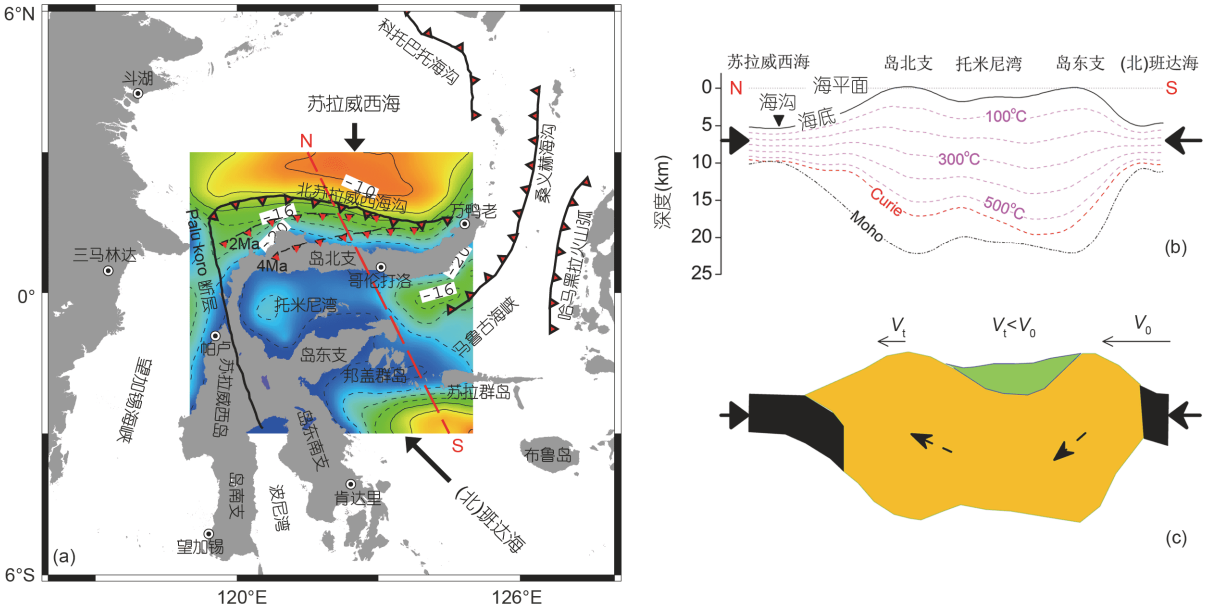

图 8　构造演化模式分析图

(a) 主要构造与Moho面深度图, 单位: km; (b) 苏拉威西海-(北)班达海剖面图; (c) 苏拉威西海-(北)班达海构造演化示意图

DYSSEA求解结果认为(Rangin等, 1999), 该断裂为左旋运动, 只有轻微的挤压(Bird, 2003). 但图8a的计算结果表明, Moho面的深度变化, 可能暗示该断裂在北端不仅存在强烈挤压, 甚至同时存在俯冲. 此外, 区域性的Moho面深度变化特征表明, 北侧苏拉威西海、南侧(北)班达海的高位Moho面, 相对于苏拉威西岛北支、岛东支的低位Moho面, 存在巨大的构造压力, Moho面深度变化特征指示的动力学演化形态为GPS数据和GEODYSSEA求解结果显示的运动学特征提供了有利的支持. 图8b展示的结果同样表明, 南北两侧的Moho面、居里面、温度剖面均比中部"紧密", 反映出构造活动性的不一致性、动力来源的复杂性. 剖面上, 苏拉威西海、苏拉威西岛北支、托米尼湾、岛东支、(北)班达海的海底地形高低起伏, 岛北支、岛东支出

露海面, 托米尼湾相对于北、南两端海盆较浅, 相应地, 莫霍面呈镜像变化, 最深莫霍面出现在岛北支、岛东支之下. 由浅至深, 地温由100~500℃, Moho面温度在600℃以上, 总体上, 两侧海盆洋壳地温梯度高, 中间陆壳地温梯度低. 图8c则依据本文计算结果, 结合GPS数据和GEODYSSEA求解结果(Rangin等, 1999; Walpersdorf等, 1998), 给出了对苏拉威西海-(北)班达海构造演化的动力学、运动学模式. 由计算结果推测, 研究区北侧的苏拉威西海洋壳在几乎不变形(Rangin等, 1999)的情况下向南支撑着来自(北)班达海的构造挤压力; 南侧的(北)班达海洋壳则在围绕苏拉威西岛东南支刚性旋转的同时(Walpersdorf等, 1998), 保持与澳大利亚板块一致的移动方向和速率向北推进. 处于二者之间的苏拉威西岛北支、托米尼湾、岛东支则受推挤而变形, 由图8b的计算结果推测, 托米尼湾南、北两侧, 北西向构造推挤力分别下倾、上倾. 由于构造推挤力大小、方向不同, 则形成不同的运动学特征, 岛北支的北向运动速度慢(V_t~15mm a^{-1}), 岛东支的北向运动速度快(V_0~60mm a^{-1}).

5　结论

(1) 重力反演莫霍面深度在5.9~25.5km, 平均深度为18.4km. 磁异常计算的居里面深度在6.6~20.7km, 平均深度为14.3km. 若以560℃为居里温度, 则由居里面获得的地温梯度在26.3~158.4℃ km^{-1}, 平均值为49.6℃ km^{-1}. 其中, 北苏拉威西海沟的北侧为全区地温梯度最高区, 高于100℃ km^{-1}, 远远大于全球高温盆地平均地温梯度. 研究区平均地温梯度较高, 地壳浅层较热, 属于高温地壳.

(2) 重、磁对应分析发现, 与花岗岩相关的高热导率区多分布于莫霍面较深的陆壳区, 与玄武岩相关的低热导率区多分布于莫霍面较浅的洋壳区. 苏拉威西海与苏拉威西岛地壳均分布有高热流区, 但不同的热壳区, 成因各不相同, 其中, 海区洋壳高热流构造区的主要成因是具有较高的地温梯度; 岛区陆壳高热流构造区的主要成因是具有较高的热导率.

(3) 综合分析认为, 由于马鲁古海峡两侧的桑义赫海沟、哈马黑拉海沟反向俯冲, 吸收了菲律宾海板块与巽他板块之间的汇聚收敛运动量, 加之Moho面构造形态急剧变化, 导致北苏拉威西海沟以万鸭老为极点顺时针旋转、俯冲后撤. 推测, 苏拉威西岛西侧的Palu-koro断层北段可能是俯冲起始活动地点. 重、磁、热研究发现, 苏拉威西岛北、南两侧动力学条件不同, 岛北支、岛东支的北向构造推挤力分别上倾、下倾, 使得岛东支北西向移动速率大于岛北支北西向移动速率.

需要说明的是, 依据磁异常谱分析获取的地温梯度, 是对实测地温梯度的区域性补充, 虽然与实测热流点地温梯度值具有很好的一致性, 但其可靠性仅限于地壳浅层. 由于该区缺乏莫霍面深度范围精确的地震波速资料, 无法推测深部生热率、密度、黏度、应变速率等参数, 本文未深入研究岩石圈热-流变结构、初始俯冲和后撤过程等一些悬而未决的科学问题.

致谢　感谢主编、编委与两位审稿人对本文提出的建设性修改意见, 感谢中国科学院南海海洋研究所施小斌、许鹤华研究员, 以及广州海洋地质调查局徐行、姚永坚教授级高级工程师在成文过程中的讨论和建议. 谨以此文纪念姚伯初老师.

参考文献

李学杰, 王哲, 姚永坚, 高红芳, 李波. 2017. 西太平洋边缘构造特征及其演化. 中国地质, 44: 1102–1114

吕川川, 郝天珧, Rawlinson N, 赵亮, 徐亚, 刘丽华. 2019. 苏拉威西俯冲带结构与俯冲起始机制的三维地震观测. 海洋地质与第四纪地质, 39: 1–7

邱燕. 2017. 西太平洋边缘海地质构造特征. 海洋地质, (2): 1–20

任建业, 李思田. 2000. 西太平洋边缘海盆地的扩张过程和动力学. 地学前缘. 7: 203–213

王承书. 2002. 东南亚的活动俯冲和碰撞. 沉积与特提斯地质, 22: 92–112

Advokaat E L, Hall R, White L T, Watkinson I M, Rudyawan A, Boudagher-Fadel M K. 2017. Miocene to recent extension in NW Sulawesi, Indonesia. J Asian Earth Sci, 147: 378–401

Bhattacharyya B K, Leu L K. 1975. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. Geophysics, 40: 993–1013

Bird P. 2003. An updated digital model of plate boundaries. Geochem Geophys Geosyst, 4: 1027

Charlton T R. 2000. Tertiary evolution of the Eastern Indonesia collision complex. J Asian Earth Sci, 18: 603–631

Clauser C, Huenges E. 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. Rock physics and phase relations: A handbook of physical

constants, 3: 105–126

Clements B, Hall R, Smyth H R, Cottam M A. 2009. Thrusting of a volcanic arc: A new structural model for Java. Pet Geosci, 15: 159–174

Crosby A G, McKenzie D. 2009. An analysis of young ocean depth, gravity and global residual topography. Geophys J Int, 178: 1198–1219

Daly M C, Cooper M A, Wilson I, Smith D G, Hooper B G D. 1991. Cenozoic plate tectonics and basin evolution in Indonesia. Mar Petgeol, 8: 2–21

Di Leo J F, Wookey J, Hammond J O S, Kendall J M, Kaneshima S, Inoue H, Yamashina T, Harjadi P. 2012. Deformation and mantle flow beneath the Sangihe subduction zone from seismic anisotropy. Phys Earth Planet Inter, 194-195: 38–54

Elburg M, Foden J. 1999. Sources for magmatism in Central Sulawesi: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. Chem Geol, 156: 67–93

Elburg M A, Van Leeuwen T, Foden J, Muhardjo . 2002. Origin of geochemical variability by arc-continent collision in the Biru area, Southern Sulawesi (Indonesia). J Petrol, 43: 581–606

Elburg M, van Leeuwen T, Foden J, Muhardjo . 2003. Spatial and temporal isotopic domains of contrasting igneous suites in western and northern Sulawesi, Indonesia. Chem Geol, 199: 243–276

Geological Research and Development Center. 1993. 1:250000 Geological Map of Sulawesi, Indonesia

Goutorbe B, Hillier J K. 2013. An integration to optimally constrain the thermal structure of oceanic lithosphere. J Geophys Res-Solid Earth, 118: 432–446

Haile N S. 1974. Borneo. In: Spencer A M, ed. Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Geol Soc London Spec Publ, 4: 333–347

Hall R. 2012. Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian Region and the Indian Ocean. Tectonophysics, 570: 1–41

Hall R. 2019. The subduction initiation stage of the Wilson cycle. Geol Soc Lond Spec Publ, 470: 415–437

Hamilton W B. 1988. Plate tectonics and island arcs. Geol Soc Am Bull, 100: 1503–1527

Hennig J, Hall R, Forster M A, Kohn B P, Lister G S. 2017. Rapid cooling and exhumation as a consequence of extension and crustal thinning: Inferences from the Late Miocene to Pliocene Palu Metamorphic Complex, Sulawesi, Indonesia. Tectonophysics, 712-713: 600–622

Hinschberger F, Malod J A, Dyment J, Honthaas C, Réhault J P, Burhanuddin S. 2001. Magnetic lineations constraints for the back-arc opening of the Late Neogene South Banda Basin (eastern Indonesia). Tectonophysics, 333: 47–59

Hinschberger F, Malod J A, Réhault J P, Villeneuve M, Royer J Y, Burhanuddin S. 2005. Late Cenozoic geodynamic evolution of eastern Indonesia. Tectonophysics, 404: 91–118

Hinz K, Block M. 1991. Summary of geophysical data from the Sulu Sea and Celebes Sea. Proc ODP Sci Results, 124: 87–92

Jolivet L, Huchon P, Rangin C. 1989. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins. Tectonophysics, 160: 23–47

Karig D E. 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J Geophys Res, 76: 2542–2561

Katili J A. 1971. A review of the geotectonic theories and tectonic maps of Indonesia. Earth-Sci Rev, 7: 143–163

Katili J A. 1975. Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island arcs. Tectonophysics, 26: 165–188

Kopp C, Flueh E R, Neben S. 1999. Rupture and accretion of the Celebes Sea crustrelated to the North-Sulawesi subduction: Combinedinterpretation of reflection and refraction seismicmeasure-ments. J Geodyn, 27: 309–325

Lallemand S E, Popoff M, Cadet J P, Bader A G, Pubellier M, Rangin C, Deffontaines B. 1998. Genetic relations between the central and southern Philippine Trench and the Sangihe Trench. J Geophys Res, 103: 933–950

Lee C S, McCabe R. 1986. The Banda-Celebes-Sulu basin: A trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust? Nature, 322: 51–54

Lévy F, Jaupart C. 2012. The initiation of subduction by crustal extension at a continental margin. Geophys J Int, 188: 779–797

Liang Q, Chao C, Mikhail K K, Maik T. 2019. Upper mantle density structure in the Philippine Sea and adjacent region and its relation to tectonics. Geophys J Inter, 219: 945–957

Lucazeau F. 2019. Analysis and mapping of an updated terrestrial heat flow data set. Geochem Geophys Geosyst, 20: 4001–4024

Manur H, Barraclough R. 1994. Structural control on hydrocarbon habitat in the Bawean area, East Java Sea. In: Proceedings Indonesian Petroleum Association 23rd Annual Convention. 129–144

McCaffrey R. 1982. Lithospheric deformation within the Molucca sea arc-arc collision: Evidence from shallow and intermediate earth-quake activity. J Geophys Res, 87: 3663–3678

McKenzie D, Jackson J, Priestley K. 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 233: 337–349

Miyazaki K, Zulkarnain I, Sopaheluwakan J, Wakita K. 1996. Pressure-temperature conditions and retrograde paths of eclogites, garnet-glaucophane rocks and schists from South Sulawesi, Indonesia. J Metamorph Geol, 14: 549–563

Murauchi S, Ludwig W J, den N, Hotta H, Asanuma T, Yoshii T, Kubotera A, Hagiwara K. 1973. Structure of the Sulu Sea and the Celebes Sea. J Geophys Res, 78: 3437–3447

Nichols G, Hall R. 1999. History of the Celebes Sea Basin based on its

stratigraphic and sedimentological record. J Asian Earth Sci, 17: 47–59

Nishimura S, Suparka S. 1990. Tectonics of east Indonesia. Tectonophysics, 181: 257–266

Okubo Y, Tsu H, Ogawa K. 1989. Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan. Tectonophysics, 159: 279–290

Otofuji Y, Sasajima S, Nishimura S, Dharma A, Hehuwat F. 1981. Paleomagnetic evidence for clockwise rotation of the northern arm of Sulawesi, Indonesia. Earth Planet Sci Lett, 54: 272–280

Parkinson C D, Miyazaki K, Wakita K, Barber A J, Carswell D A. 1998. An overview and tectonic synthesis of the pre-Tertiary very-high-pressure metamorphic and associated rocks of Java, Sulawesi and Kalimantan, Indonesia. Isl Arc, 7: 184–200

Pollack H N, Hurter S J, Johnson J R. 1993. Heat flow from the earth's interior: Analysis of the global data set. Rev Geophys, 31: 267–280

Polvé M, Maury R C, Bellon H, Rangin C, Priadi B, Yuwono S, Joron J L, Atmadja R S. 1997. Magmatic evolution of Sulawesi (Indonesia): Constraints on the Cenozoic geodynamic history of the Sundaland active margin. Tectonophysics, 272: 69–92

Rangin C, Silver E A, Von Breymann M T. 1990. Summary of shipboard results. Proc ODP Init Repts, 124: 415–419

Rangin C, Silver E A.1991. Neogene tectonic evolution of the Celebes-Sulu basins: New insights from leg 124 drilling. Proc ODP Sci Results, 124: 51–63

Rangin C, Le Pichon X, Mazzotti S, Pubellier M, Chamot-Rooke N, Aurelio M, Walpersdorf A, Quebral R. 1999. Plate convergence measured by GPS across the Sundaland/Philippine sea plate deformed boundary: The Philippines and eastern Indonesia. Geophys J Int, 139: 296–316

Richards F D, Hoggard M J, Cowton L R, White N J. 2018. Reassessing the thermal structure of oceanic lithosphere with revised global inventories of basement depths and heat flow measurements. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 9136–9161

Silver E A, McCaffrey R, Joyodiwiryo Y, Stevens S. 1983. Ophiolite emplacement by collision between the Sula Platform and the Sulawesi Island Arc, Indonesia. J Geophys Res, 88: 9419–9435

Spencer J E. 2011. Gently dipping normal faults identified with Space Shuttle radar topography data in central Sulawesi, Indonesia, and some implications for fault mechanics. Earth Planet Sci Lett, 308: 267–276

Stern R. 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced. Earth Planet Sci Lett, 226: 275–292

Stern R J, Gerya T. 2018. Subduction initiation in nature and models: A review. Tectonophysics, 746: 173–198

Surmont J, Laj C, Kissel C, Rangin C, Bellon H, Priadi B. 1994. New paleomagnetic constraints on the Cenozoic tectonic evolution of the North Arm of Sulawesi, Indonesia. Earth Planet Sci Lett, 121: 629–638

Tanaka A, Okubo Y, Matsubayashi O. 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. Tectonophysics, 306: 461–470

Turcotte D L, Schubert G. 1982. Geodynamics Applications of Continuum Physics to Geologic Problems. New York: Wiley. 450

Van Leeuwen T, Allen C M, Kadarusman A, Elburg M, Michael Palin J, Muhardjo J, Suwijanto J. 2007. Petrologic, isotopic, and radiometric age constraints on the origin and tectonic history of the Malino Metamorphic Complex, NW Sulawesi, Indonesia. J Asian Earth Sci, 29: 751–777

Van Leeuwen T M, Muhardjo T M. 2005. Stratigraphy and tectonic setting of the Cretaceous and Paleogene volcanic-sedimentary successions in northwest Sulawesi, Indonesia: Implications for the Cenozoic evolution of Western and Northern Sulawesi. J Asian Earth Sci, 25: 481–511

Wakita K, Metcalfe I. 2005. Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia. J Asian Earth Sci, 24: 679–702

Wakita K, Munasri K, Sopaheluwakan J, Zulkarnain I, Mlyazaki K. 1994. Early Cretaceous tectonic events implied in the time-lag between the age of radiolarian chert and its metamorphic basement in the Bantimala area, South Sulawesi, Indonesia. Isl Arc, 3: 90–102

Walpersdorf A, Vigny C, Subarya C, Manurung P. 1998. Monitoring of the Palu-Koro Fault (Sulawesi) by GPS. Geophys Res Lett, 25: 2313–2316

Weissel J K. 1980. Evidence for Eocene oceanic crust in the Celebes basin. In: Hayes D E, ed. The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. AGU Geophys Monogr Ser, 23: 37–47

Widiyantoro S, Van der Hilst R. 1997. Mantle structure beneath Indonesia inferred from high-resolution tomographic imaging. Geophys J Int, 130: 167–182

Zhang J, Wang C Y, Shi Y, Cai Y, Chi W C, Dreger D, Cheng W B, Yuan Y H. 2004. Three-dimensional crustal structure in central Taiwan from gravity inversion with a parallel genetic algorithm. Geophysics, 69: 917–924

(责任编委: 潘永信)