台湾岛的年龄

黄奇瑜^{1,2,3*}

1. 同济大学海洋与地球科学学院, 上海 200092;
2. 中国科学院广州地球化学研究所边缘海重点实验室, 广州 510640;
3. 成功大学地球科学系, 台南 701

* E-mail: huangcy@mail.ncku.edu.tw

收稿日期: 2017-02-13; 接受日期: 2017-03-13; 网络版发表日期: 2017-03-30

国家自然科学基金项目(批准号: U1505231, 41472093, 91528301, 91128211)和广州海洋地质调查局项目(编号: 20161972)资助

摘要 台湾岛为华夏陆块东缘自中生代晚期以来的年轻活动造山带, 在东海-南海陆架地质背景上, 台湾岛具有多重特殊性: 除缺失始新世晚期层序外, 始新世-更新世间有连续陆相至浅海相层序出露; 记录“中国海”的发展及东海-南海陆架沧海桑田变迁; 快速的隆升速率及重要的海洋沉积物贡献源; 活跃的地震活动; 既有被动又有活动大陆边缘层序; 从台湾-吕宋间海域到岛上同时进行俯冲-碰撞-仰冲-张裂构造活动, 因此有完整的威尔逊构造旋回地质纪录。“台湾岛什么时候出露?”及“台湾岛怎么形成?”是大家关心台湾岛地质的基本问题。如果把东海陆架一半水深(60m)的海水拿掉, 150km宽的台湾海峡就是台湾岛跟大陆相连的脐带; 如果把台湾岛恢复到未造山前的原始形貌, 台湾岛就是东海连接到南海间的脐带。但是为什么在东海及南海的陆架上只有台湾岛有比较大范围的出露? 显然是有一个特定的地质作用在这个特殊的脐带位置发生, 那就是早中新世19~18Ma开始的南海俯冲及随后6.5Ma开始的北吕宋火山岛弧与俯冲的欧亚大陆发生了斜向碰撞。台湾岛在晚中新世(~6.5Ma)时开始出露, 最早出露部位就在中央山脉。中央山脉为中生代白垩纪的活动大陆边缘, 随后拼合为欧亚大陆一部分, 经新生代古近纪断陷构造(50~39Ma)、渐新世-中中新世南海张裂(33~16Ma)、早中新世(19~18Ma)至今欧亚大陆-南海岩石圈沿马尼拉海沟向东俯冲于西进的花东海盆-菲律宾海板块之下, 形成中新世增生楔, 及6.5Ma至今由北向南迁移的斜向弧陆碰撞, 导致中央山脉隆升出露海平面之上, 形成原始台湾岛。由此原始台湾岛, 台湾河流系统开始发生, 并将侵蚀物经河流向西供输到原始台湾海峡前陆盆地, 同时也向东供应到北吕宋海槽弧前盆地。随着弧陆碰撞的持续进行, 南海东北部陆架上层序被推覆并出露在中央山脉西侧, 台湾岛出露的面积也随之变大; 1Ma的吕宋火山岛弧北段更向西仰冲, 形成海岸山脉, 拼贴在中央山脉东侧; 最后又因<1Ma冲绳海槽弧后张裂, 中央山脉东北部又发生断陷, 产生宜兰平原, 形成今日台湾岛的形貌。

关键词 台湾岛, 中央山脉增生楔, 南海俯冲, 弧陆碰撞, 台湾海峡

1 前言: 台湾岛的特殊性

关于台湾岛的由来, 一般大众总有兴趣要问一连

串问题: 台湾岛是不是由大陆分离出去的? 是否与大陆相连? 什么时候出露的? 台湾岛首先出露位置在哪

中文引用格式: 黄奇瑜. 2017. 台湾岛的年龄. 中国科学: 地球科学, 47: 394-405, doi: [10.1360/N072017-00023](https://doi.org/10.1360/N072017-00023)

英文引用格式: Huang C Y. 2017. Geological ages of Taiwan stratigraphy and tectonic events (in Chinese). Scientia Sinica Terrae, 47: 394-405, doi: [10.1360/N072017-00023](https://doi.org/10.1360/N072017-00023)

里? 台湾岛是否会继续扩大? 未来台湾海峡是否会造山, 使得台湾岛与大陆又连在一起? 出露的最老地层是什么地质时代? 跟福建的地质有什么差异? 台湾岛是怎样形成的? 为什么常发生地震? 为什么台湾岛的东侧不是宽广的东海陆架, 而是水深5000m的西太平洋? 要回答这些有关台湾岛由来的基本问题, 必须由台湾岛的特殊地理位置及地质背景入手.

台湾岛位于亚洲大陆东南(22°~25°N, 120°~122°E), 隔着台湾海峡(平均150km宽, 30m水深)与福建遥遥相望(图1a). 台湾岛南北长394km, 东西最宽144km, 面积36188km². 与大陆相比, 台湾岛在地理位置与地质背景上具有多重特殊性:

(1) 相较于亚洲大陆架上的岛屿, 如东海的钓鱼岛(4.3km²)及南海的海南岛(34000km²), 台湾岛(36188km²)是东海-南海陆架上出露的第一大岛, 岛上出露几乎完整的新生代海相层序(Chang, 1975; Huang,

1984; 黄奇瑜等, 2012), 也记录了“中国海”自渐新世以来的发展历史(Wang等, 2014).

(2) 台湾岛为华夏陆块东缘自中生代晚期以来的年轻活动造山带: 在大陆东南部的华夏陆块自中生代末期结束了由东向西俯冲构造事件之后, 整个华夏地块地区缺乏新生代的海洋地质纪录及造山演化; 而台湾岛除继承华夏陆块晚中生代燕山期的造山活动, 更完整地保存了亚洲大陆东南新生代地质活动纪录(张丽旭, 1955; Teng, 1990; Huang等, 1990).

(3) 快速的隆升速率及巨大的海洋沉积物贡献源: 精确的水平测量表明台湾山脉近期20年来的平均垂直上升速率介于在0.2~18mm/a, 其中最大垂直上升率在中央山脉和海岸山脉, 分别达到22.9和25.8mm/a (Ching等, 2011a); 此近期山脉上升速率比长时间地壳隆升速率2~18mm/a (Liu, 1982; Liew等, 1990)的记录还快; 山脉抬升造成剥蚀速率平均达3~6mm/a (Dadson

图1 台湾岛位置及四周海洋地质背景(a)及台湾岛地形构造区分、主要构造线及与四周海洋地质的关连(b)

(b)中台湾海峡灰色区显示古近纪断陷盆地位置; 曲线为地震剖面所测破裂不整合面以上新近纪为主的后张裂层序等厚度P波走时(s)(Yang等, 2006); 中央山脉三个颜色代表三套层序: 浅灰色, 新近纪后张裂层序; 棕色, 古近纪同张裂层序; 浅绿色, 中生代前张裂基盘

等, 2003), 这些剥蚀下来的物质又被河流搬运到海洋. 频繁的地震及每年平均四次夏季台风的侵袭, 短暂台风期间造成河流沉积通量5个数量级的增加(Liu等, 2006).

(4) 活跃的地震活动: 台湾岛位于环西太平洋活动地震带上, 地震发生频繁(图2a), 其发生机制除了和台湾附近有两个俯冲带有关外(图1b)(Tsai, 1986; Kao和Chen, 1991), 更重要的是台湾东南方吕宋火山岛弧与俯冲的欧亚大陆碰撞, 及台湾东北部的琉球弧沟系统与欧亚大陆边缘的碰撞. 频繁的地震(平均每每日有三次无感和有感地震), 指示活跃的挤压造山构造. 台湾地区GPS测量结果显示最大位移量每年可达8mm(图2b)(Yu等, 1997; Ching等, 2011b). 1999年台湾中部集集大地震(震央在西部麓山带)记录了水平及垂直最大位移量分别达到10m及4m(Yu等, 2002).

(5) 岛上既有被动大陆边缘层序, 又有活动大陆边缘层序: 台湾岛出露超过一万余米厚晚中生代及新生代层序, 其中既有被动又有活动大陆边缘层序(图3); 被动大陆边缘层序大都是原来在东海-南海陆架上沉积的始新世中期(50Ma)以来的由陆相至海陆过渡相及浅海沉积物, 其沉积受到全球海平面升降变化影响, 见证东海陆架沧海桑田变迁(Huang, 1984; Huang, 1990; Huang等, 2017a); 另外活动大陆边缘层序则大部分为中新世-更新世深海浊流沉积物(图3).

(6) 从台湾-吕宋间海域向北到台湾岛上同时进行俯冲-碰撞-仰冲-张裂构造活动, 因此有完整的威尔逊构造旋回地质纪录(Yui等, 2009; Huang等, 2006, 2017b): 台湾岛经历中生代晚白垩世东侧的海洋板块向西俯冲于欧亚大陆之下、古近纪大陆地壳拉张断陷(50~39Ma)、南海中洋脊张裂(33~16Ma)(Li等, 2014)、南海俯冲(18~0Ma)、弧陆碰撞(6.5~0Ma)、吕宋火山岛弧仰冲(1~0Ma)、冲绳海槽弧后张裂及断陷(<1~0Ma, 图4). 这些事件演绎完整的威尔逊板块构造旋回; 这些地理与地质特殊性, 使得台湾岛成为了解东海-南海地质的最佳窗口(黄奇瑜等, 2012).

2 台湾岛地质与大陆福建地质有什么差异? 地质历史是否相关?

台湾岛地质和台湾海峡对岸的大陆福建地质差异极大: 大陆福建地质要比台湾地质老很多; 前者以

中生代火山岩和花岗岩为主, 还有古生代及元古代-太古代岩层, 台湾岛则以新生代地层为主(Chang, 1975)及中生代变质岩, 但甚少花岗岩, 完全缺乏可确定的古生代及更老的岩层. 20世纪50~60年代虽曾报道怀疑有晚古生代地层存在(Yen, 1954, 1963), 但缺乏确定的古生物证据. 并且, 近年开展的碎屑锆石定年工作, 确认这些老地层中部分岩石含中生代碎屑沉积物(Yui等, 2010).

但是, 这并不表示台湾地质与大陆东南地质就没有关联性. 相反, 在台湾岛巨厚的新生代盆地之下的基盘和大陆福建中生代燕山期地质息息相关. 更明确地说, 台湾岛的新生代盆地就建构在与大陆福建相连的中生代基盘之上, 只是两地的中生代基盘地质背景稍有差异: 大陆福建华夏地块为中生代燕山期火山及深成花岗岩侵入, 台湾岛则为中生代末期活动大陆边缘(Yui等, 2009).

3 台湾岛从哪里开始出露?

台湾既然是个岛, 就表示它的四周是被海包围. 它的东边是水深超过5000m深且构造活跃的西太平洋边缘海(明确地说是花东海盆; 图1a), 西南边为南海陆架及中央次海盆, 北边及西边分别为东海大陆架及台湾海峡(图1a). 如果把东海陆架上一半水深(60m)的海水拿掉, 150km宽的台湾海峡(平均水深30m)就完全出露, 因此台湾海峡是台湾跟大陆相连的脐带; 另外, 如果把台湾岛恢复到未造山前的原始形貌, 台湾岛就是东海连结到南海间的脐带. 只是这个脐带在新生代里时而覆盖海水, 时而出露海平面之上(Huang, 1984; Huang, 1990, 2016).

但是, 为什么在东海及南海的陆架上, 只有台湾岛有比较大范围的出露? 显然是有一个特殊的地质作用在这个特殊的脐带位置发生. 这个特殊的地质作用也决定了台湾岛何时开始出露、从哪里开始出露、及出露以后又经历那些变化, 才成为今日台湾岛形貌.

(1) 台湾岛的地貌和地质背景: 海洋地质调查表明, 今日在台湾西南海域存在N-S走向的马尼拉海沟, 另外在台湾东北部存在NE-SW走向的琉球海沟(图1b). 欧亚板块(由南海海洋岩石圈为前导连着后头的欧亚大陆)沿着马尼拉海沟向东俯冲于西进的白垩纪花东海盆(Deschamps等, 2000)-新生代菲律宾海板块之下,

图 2 台湾地区地震分布图(a)、GPS 位移量(b)、台湾岛卫星影相(c)及两大河系分水岭(d)

(a)由中央气象局提供; (b)依据Ching等(2011a, 2011b); (c)显示梨山-老浓断层(弧陆碰撞6.5Ma前板块缝合线)、台东纵谷(碰撞缝合线<1Ma)位置及最高峰玉山位置; (d)两大河系分水岭位于中央山脉增生楔, 由此分为往西(含西南)流入台湾海峡-南海, 及往东流入北吕宋海槽弧前盆地-花东海盆

图3 台湾地区层序

修改自黄奇瑜等(2012)

马尼拉海沟俯冲构造体系由台湾-吕宋间海域向北延伸入台湾岛(Huang等, 1992, 1997), 而琉球海沟俯冲构造体系没有存在于台湾岛上; 前者建设性构成台湾岛造山带, 而后者伴演破坏性角色, 崩解台湾岛造山带(Teng, 1990; Huang等, 2006).

每一个俯冲构造体系包括: 俯冲的下板块、海沟、增生楔、弧前盆地和火山岛弧(及弧后盆地)等地质单元. 台湾-吕宋岛间马尼拉海沟俯冲构造体系, 由西向东, 包括: 南海海洋岩石圈(俯冲下板块)、马尼拉海沟、恒春海脊(-高屏斜坡)增生楔、北吕宋海槽弧前盆地和吕宋火山岛弧(包括绿岛-兰屿-丹巴岛-巴布淹火山岛链; 图1b)(Huang等, 1992, 1997). 这些地质构造单元向北延伸入台湾岛.

台湾岛由西向东可以分为下列地形构造单元: 海岸平原、西部麓山带、雪山山脉、中央山脉及海岸山脉(图1b). 相邻地形构造单元间以主要逆冲断层为界(图1, 3). 相对于马尼拉海沟俯冲构造体系, 恒春海脊向北连接到中央山脉-恒春半岛, 高屏斜坡相对应为西

部麓山带及雪山山脉, 北吕宋海槽弧前盆地及吕宋火山岛弧仰冲成海岸山脉(图1b)(Huang等, 1997, 2000).

台湾岛地貌由西侧海岸平原向东到中央山脉逐渐升高, 最高峰玉山3995m(图2c). 3000m高的脊线构成往西流入台湾海峡-南海及往东流入西太平洋(北吕宋海槽及花东海盆)两大河系的分水岭(图2d), 这条岭线就座落在中央山脉(图2d). 为什么是中央山脉? 而不是雪山山脉、西部麓山带或海岸山脉? 这是因为这两大河系的发生与台湾岛的形成和地质演化历史息息相关.

(2) 原始台湾岛及两大河系分水岭: 中央山脉正是中新世时南海海洋岩石圈沿马尼拉海沟向东俯冲时形成的增生楔(Huang等, 1997). 这也就表示从地质的角度看, 台湾两大河系的分水岭位置与增生楔的形成, 是命运相连的. 增生楔是当两个相临板块发生俯冲构造, 俯冲下板块的岩层被板块间的逆冲断层铲刮, 进而变形加附到上板块而形成(图4e, f). 这现象就像一位未出阁以前姑娘, 在娘家(下板块)一个姓, 结婚嫁

(俯冲发生)到夫家(上板块)以后,冠上了夫姓(成为增生楔),身分虽然改变,但是还是同一人(同岩层内容).因此上板块增生楔的岩层原来是俯冲下板块的岩层.随着俯冲作用的持续进行,铲刮加附到上板块的岩层越来越多,增生楔体积也就随之增大;并且因俯冲作用使增生楔内岩层被挤压、变形、推高成活动大陆边缘,平行并紧临在海沟侧,形成一道海底山脉(图4f, g).也正是这个地质特殊背景下,台湾岛中央山脉增生楔比其他地形构造单元更有机会早出露海平面之上,成为原始的台湾岛(Huang等, 1997).

原始的台湾岛既已出露,则必开始接受自然灾害(尤其是夏季台风)的侵蚀,河流也就形成.由于马尼拉海沟是南-北向线性构造(图1),原始台湾岛增生楔的山脉走向也必定是南-北向,后成河流于是横切南-北走向的增生楔山脉,因此台湾的河流成东-西流向;所以,台湾岛两大河流系统的分水岭也必然是沿南-北向的中央山脉存在(图2d).

4 原始台湾岛什么时候出露?

原始台湾岛既然是出露的中央山脉增生楔,并且产生向西流入台湾海峡及向东流入北吕宋海槽弧前盆地的两大河系,那么原始台湾岛出露的时间,或台湾河流开始发生形成的时间,也就是原始中央山脉增生楔西侧的前陆盆地最底部层序时间,或原始中央山脉东侧北吕宋海槽弧前盆地最底部层序的时间.研究表明这两个时间都是6.5Ma(Huang等, 1997, 2000; Lin等, 2003)(图3).有了原始台湾岛出露,表明原始台湾海峡也是6.5Ma才开始形成.6.5Ma这个特殊时间点,在台湾岛地质演化历史上,标记一个重要而特殊的时刻.

为什么中央山脉原始台湾岛开始出露是在6.5Ma?不能早一点时间,也不会晚一点时间出露?原因又受制于增生楔东侧的北吕宋火山岛弧在6.5Ma这个特殊时间点与俯冲的欧亚大陆开始发生斜向碰撞(Huang等, 2006, 2000).由于亚洲大陆与火山岛运动方向几何角度的关系,碰撞点以每年84km由北向南迁移,也以每年82km速率向西迁移(Suppe, 1984).此弧陆碰撞导致中央山脉增生楔遭受更大压缩,加速隆升而出露.

就一个位置点而言,弧陆碰撞的开始也标记俯冲构造的结束(Huang等, 2000, 2006).在地质现象上,俯冲与碰撞有明显的差异性,也很容易辨识:首先由北

向南迁移的弧陆碰撞发生,表示最北边的北吕宋火山岛(现在已仰冲到海岸山脉北段的奇美火山岛(Huang等, 1995)),已座落在俯冲的欧亚大陆地壳之上,而非原来前导的南海海洋岩石圈之上.由于板块俯冲的进行才能产生部分熔融的火山岛岩浆,当俯冲停止(也是碰撞发生)时,新的岩浆不再产生,火山喷发也就停止.研究表明奇美火山岛的火山在6.6Ma停止喷发(Lo等, 1994).奇美火山岛停止喷发后,上覆环礁石灰岩.古生物学研究表明此石灰岩确定为5.2Ma形成(Huang等, 1995),因此弧陆碰撞开始时间是介于6.6~5.2Ma之间.其次,俯冲停止时(也是碰撞发生时)南海中-下陆坡浊积层序就不再被铲刮、变形增积到中央山脉-恒春半岛增生楔内.研究也表明,源自南海中-下陆坡的中央山脉-恒春半岛增生楔内最年轻的深海浊积地层为晚中新世8.6~5.8Ma(Chang, 1966; Huang等, 1997).当原始台湾岛(即中央山脉)出露后,河流将侵蚀物分别携带入前陆盆地及弧前盆地(图4g),微体古生物学研究表明,此二种不同盆地的底部均为中新世最晚期,更明确地为6.5Ma(Chang, 1968; Huang, 1976; Lin等, 2003; Huang等, 2017b).

弧陆碰撞开始以后,增生楔西侧的马尼拉海沟(即中央山脉西侧的梨山-荖浓断层;图2c)就失去其俯冲的地质角色,改变为碰撞造山带推覆构造前缘,并向西迁移(图4g, h, i).原来在马尼拉海西侧的南海陆架-上陆坡层序被直接推覆逆冲,依序成为海域的高屏斜坡或原始台湾岛西侧的雪山山脉及西部麓山带,出露在梨山-荖浓断层西侧(图1b)(Huang等, 2000, 2006).由此观之,台湾地质与大陆地质在南海形成之后,当然还是直接相关连.

5 台湾岛是怎么形成的?

上述内容已阐述6.5Ma前后原始台湾岛是怎样形成的,但是如果要知道还没出露原始台湾岛以前,又是怎样的地质情况,或者要知道台湾在南海形成以前与大陆地质又有怎样的关系,则必预要由台湾的层序入手.

(1) 台湾的层序:台湾岛的构造层序由台湾海峡(西)至海岸山脉(东)显示如(图3)(Huang等, 1997; 黄奇瑜等, 2012).自新生代晚期以来,台湾四周海域包括亚洲被动边缘构造体系及活动边缘体系(图2).由于中央

图4 台湾的构造演化及由来

修改自Huang等(2017b)

山脉中新世增生楔内的岩层原为南海东北坡被动大陆的岩层, 因此, 台湾的层序以台东纵谷为界分为两套绝然不同层序: 台东纵谷以西的大陆属性层序(包括西部麓山带、雪山山脉及中央山脉)及纵谷以东的海洋属性层序(海岸山脉)。

(2) 台东纵谷以西的大陆属性层序: 又可依不同地质背景下形成的盆地特征, 分为三套岩层: 中生代变质岩的前张裂基盘(大南澳片岩或大南澳变质杂岩; 图3)(Yen, 1963)、古近纪同张裂层序(早-中期始新世下部乌来群)和渐新世-现代后张裂层序(上部乌来群及其上覆地层)(Huang等, 2017a)。这三套层序分别为前张裂不整合面及破裂不整合面分隔(图3)。

(3) 中生代前张裂基盘: 中生代前张裂基盘出露(大南澳片岩)只出露于中央山脉东翼(图1b), 又分为在

东侧含变质蛇纹岩、角闪岩等基性-超基性岩块夹于黑色片岩及一些高压变质岩类(如蓝闪石片岩), 及西侧含大理岩、绿色片岩、变质燧石和变质花岗岩类(Yen, 1963)。大南澳变质杂岩基盘至少经历二次主要变质作用: (i) 晚白垩世变质作用: 晚白垩世变质花岗岩/正片麻岩(主要为86~90Ma; 另有一个 200 ± 2 Ma)侵入影响而形成的含石榴子石片岩、副片麻岩与混合岩(Jahn等, 1986; Yui等, 2009)。这些变质花岗岩与片麻岩一般被解释为火山弧的火成活动与相关的高温变质作用产物; (ii) 晚中新世-更新世变质作用: 大南澳片岩变质杂岩基盘区大部分的岩石, 如黑色片岩、硅质片岩与绿色片岩, 均含有绿色片岩相(-低度角闪岩相)矿物群(陈肇夏和王京新, 1995), 代表了中新世南海俯冲使得增生楔内的岩层受到深埋及变质, 并在随后的

弧陆碰撞抬升的结果. 由于受到至少两次变质及强烈变形作用, 大南澳变质杂岩中缺乏清晰化石. 因此, 岩层上下层序尚未能完全清楚建立, 中生代的弧沟体系及空间分布认识尚有困难. 另外, 东侧的大南澳片岩中蛇纹岩共生的绿帘石角闪岩, 记录了唯一可信的中生代年龄, 代表海洋地壳外来构造岩块的底部, 指示此变质岩区岩石应形成于一个海洋板块(花东海盆)向西俯冲于欧亚大陆时的板块聚合边界(Biq, 1971). 目前在大南澳片岩变质基盘各类岩石中磷灰石与锆石的核裂变径迹与(铀-钍)/氦定年结果, 大都小于2Ma, 反映了台湾地区于晚中新世-更新世弧-陆碰撞的造山过程中增生楔快速隆升(Tsao等, 1992; Liu等, 2001).

(4) 古近纪同张裂层序: 台湾地区古近纪断陷构造是亚洲大陆在白垩纪末克拉通破坏后的一系列拉张构造的连续事件. 正断层断陷构造发生在中生代变质或未变质基盘之上(Mastumoto等, 1965; Sun, 1982; Huang, 1978), 盆地内沉积了侵蚀自华夏大陆印支期、燕山期火山岩及花岗岩物源, 经河流向东输送到半地堑-地堑盆地内(Lan等, 2016), 沉积了巨厚早-中期始新世粗砾-细粒河流相砂岩、三角洲砂/页岩及沼泽相煤层, 少部分海湾沉积的黑色粉砂层(Huang等, 2017a); 同时伴随着凝灰岩及玄武岩火山喷发活动(原振维, 1981; Huang, 1984; Huang等, 2013a). 在东海陆架南部东引岛附近, 断陷构造发生在古新世, 结束在早始新世(萧宝宗等, 1991).

(5) 渐新世-中新世后张裂层序: 断陷构造在39Ma时结束(图2)(黄奇瑜等, 2012; Huang等, 2013b, 2017a). 断陷构造发生时大陆地壳拉张减薄, 使得热上涌, 导致大陆边缘断陷盆地上隆接受侵蚀, 最后在大陆-海洋地壳边界(COB)以南, 海洋岩石圈隆升形成南海中洋脊张裂(Li等, 2014); 区域性热沉降导致大陆边缘大规模海侵, 在断陷盆地之上沉积了渐新世-晚期中新世后张裂层序(32~6.5Ma), 不整合覆盖在早-中期始新世同张裂层序之上(图3)(Huang, 1984; 黄奇瑜等, 2012; Huang等, 2013a). 6.5Ma弧陆碰撞发生前的古近纪同张裂及新近纪后张裂层序的沉积物, 均源自中国大陆, 但在6.5Ma弧陆碰撞发生后, 因增生楔快速隆升出露海平面之上形成中央山脉, 沉积物增加了由原始台湾岛侵蚀供应, 形成最后6.5Ma以来的前陆盆地沉积层序(图3).

(6) 台东纵谷以东海洋属性层序: 中央山脉增生楔

以台东纵谷和海岸山脉接触(图1)(Hsu, 1956). 海岸山脉由吕宋火山岛弧及北吕宋海槽弧前盆地组成(Hsu, 1956; Biq, 1973). 北吕宋火山岛由一连串南北向排列的中酸性安山岩质火山岛组成, 自台湾海岸山脉北段, 经吕宋海峡向南延伸到菲律宾吕宋岛北段. 南海海洋岩石圈-欧亚大陆于早中新世晚期(~18Ma)沿马尼拉海沟向东俯冲之后, 经部分熔融形成岩浆房, 喷发于花东海盆之上(图1); 火山岛弧与花东海盆间并无明显大变形(Deschamps等, 2000). 6.5Ma开始的弧陆碰撞导致火山岛链由北而南逐渐停止喷发(Chen等, 1990; Lo等, 1994). 现在火山活动仅限于巴丹岛以南的洋-洋俯冲带(Yang等, 1996). 弧前盆地内为侵蚀自隆升的中央山脉增生楔的晚中新世-更新世(6.5~1Ma)深海重力流复理层序(图2)(Wang, 1968; Chang, 1975; Huang等, 2017b). 在最后1Ma, 北段的火山岛弧及弧前盆地向西仰冲成为海岸山脉(图1).

6 台湾岛的构造演化

结合区域海-陆地质、层序及构造变形-变质事件, 台湾岛的构造演化如图4所示.

(1) 花东海盆于中生代白垩纪向西俯冲于欧亚大陆之下(开始俯冲时间尚难推测, 但至少86~90Ma已有花岗岩侵入及岛弧形成), 形成中生代晚期增生楔及弧沟体系(Wang和Wang, 1987)(图4a); 此活动边缘于中生代末与华夏陆块拼合为欧亚大陆的东缘(图4b).

(2) 在中生代大南澳变质杂岩基盘之上发生断陷构造(图4b); 断陷发生时间: 东海南段瓊江凹陷-东引岛盆地为古新世~60Ma; 台湾海峡-台湾岛为早期始新世~50Ma, 沉积河流-三角洲相砂岩为主的同张裂层序(50~39Ma; 图4b)(Huang等, 2017a).

(3) 断陷盆地隆升接受侵蚀, 同张裂层序于39Ma结束沉积, 不整合面为渐新世-中新世(32~6.5Ma)浅海-沼泽-三角洲相后张裂层序覆盖(图4d); 始新世中期-渐新世(32~39Ma)间缺失了晚始新世层序, 是为破裂不整合(图4c), 也是早年文献所称的埔里运动(张丽旭, 1955; Chang, 1972)(图3), 标志着大陆地壳拉张减薄断陷构造的结束, 区域性热沉降及南海海洋岩石圈沿中洋脊(~33Ma)开始张裂形成(Li等, 2014)(图4c); 渐新世区域性热沉降后海侵发生, 后张裂层序改变为浅海相沉积(图3), 因此, 32~33Ma的大区域性海侵也标志“中

国海”开始由南向北扩大存在(Wang等, 2014).

(4) 南海自32~33Ma开始出现E-W向中洋脊后, 深海盆逐渐形成(图4c), 中洋脊张裂持续到16Ma才停止(Li等, 2014); 但在东-西向的中洋脊还未停止张裂之前, 南海海洋岩石圈在~18Ma就开始沿着南-北向马尼拉海沟向东俯冲于西进的花东海盆之下(图4d), 形成南北向活跃大陆边缘弧沟体系(图4e); 因此, 推论南海中洋脊的停止张裂可能与南海向东俯冲有关.

(5) 在南海开始向东俯冲之前(33~18Ma), 南海海洋岩石圈与花东海盆之间可能以一个NE-SW走向的转换断层接触(Huang等, 2017b)(图4b, c); 此时间内南海海洋岩石圈存在范围要比现在大很多, 并且马尼拉海沟位置要由现在位置再往东南方移动至少500公里(Teng, 1990).

(6) 南海俯冲后因部份熔融, 在北吕宋海槽弧前盆地还形成过一个不成熟的张裂海洋地壳-地幔(17Ma, 图4d), 并且岩浆穿过早期白垩世花东海盆海洋地壳, 喷发形成南北纵向的吕宋火山岛链, 火山开始喷发时间(18Ma)(Chi和Suppe, 1985)几乎与不成熟的弧前盆地张裂时间相同(图4e);

(7) 原来沉积在马尼拉海沟西侧的被动大陆边缘的三套沉积层序(中生代变质基盘、古近纪同张裂层序及新近纪后张裂层序), 随着南海海洋岩石圈的向东俯冲, 被铲刮到马尼拉海沟东侧活动大陆边缘恒春海脊增生楔(图4f), 并被带往增生楔深部; 因此, 增生楔地层变形强烈, 地层倒转构造频繁出现, 甚至进行区域性绿色片岩相变质作用.

(8) 南海俯冲继续到今日, 但在马尼拉海沟南、北两个端点区域发生弧陆碰撞, 在台湾附近斜向碰撞自~6.5Ma开始, 碰撞点由北向南迁移; 增生楔于6.5Ma开始逐渐出露于海平面之上, 成为雏形台湾岛(图4g); 侵蚀自增生楔的碎屑岩向西供应为增生楔西侧的前陆盆地层序, 同时向东供应为弧前盆地层序(6.5~1Ma); 弧前盆地沉积的同时, 因受到活跃弧陆碰撞构造由东向西压缩构造, 形成同沉积变形(图4h).

(9) 在最后1Ma时, 弧前盆地及火山岛弧向西仰冲于中央山脉增生楔之上, 形成海岸山脉及台东纵谷碰撞缝合线(<1Ma, 图4i). 弧陆碰撞开始之后, 原来在马尼拉海沟西侧的被动大陆边缘陆棚及陆坡层序, 依序自东向西直接被推覆逆冲为梨山-荖浓断层以西的雪山山脉、西部麓山带和海岸平原(图4g, h, i). 马尼拉

海沟北段(21°N以北)梨山-荖浓断层位置向西迁移, 并转化为被动大陆层序推覆构造的前缘断层; 另一方面, 花东海盆沿琉球海沟向北俯冲, 由日本九州南方海域发展出弧后张裂的冲绳海槽, 海槽的中轴向西南迁移, 于最后1Ma延伸入台湾东北部, 中央山脉北段因此崩解, 地形降低形成三角形的宜兰平原; 台东纵谷的最北部(24°N以北)陷落为清水断崖, 完成今日台湾岛形貌.

7 结论

由台湾岛的构造演化, 可以清楚地回答文章开头时所提一连串问题:

(1) 台湾岛是否由大陆分离出去的? ——答案是否定的;

(2) 台湾岛是否与大陆相连? ——台湾岛的中生代基盘已并合为华夏陆块的东缘, 当然是与大陆相连;

(3) 台湾岛什么时候出露的? ——台湾岛自6.5Ma开始出露;

(4) 台湾岛首先出露位置在那里? ——中央山脉中新世增生楔;

(5) 台湾岛是否会继续扩大? 未来台湾海峡是否会造山, 使得台湾与大陆又连在一起? ——如果弧陆碰撞继续进行, 台湾岛理应继续增大, 台湾海峡为未来要发生造山的地方; 因此, 台湾岛有可能继续扩大, 并在未来地质时代与大陆相连;

(6) 台湾岛出露的最老地层是什么地质时代? ——目前可靠的科学证据指示台湾岛出露的最老地层是中生代白垩纪时代;

(7) 台湾岛跟福建的地质有什么差异? ——差异相当大, 福建地质以中生代及更老到元古代及太古代地质, 而台湾岛为华夏陆块东缘自中生代晚期以来的年轻活动造山带;

(8) 台湾岛为什么常发生地震? ——因为台湾岛位于环西太平洋地震带上, 台湾岛附近有马尼拉海沟及琉球海沟, 板块俯冲及随后发生的碰撞造山, 导致台湾岛地震频繁;

(9) 为什么台湾的东侧不是宽广的东海陆架, 而是水深5000m的西太平洋? ——因为台湾岛紧临西太平洋(严格说是中生代花东海盆), 并且原来东海陆架层序已被压缩变形成台湾岛的山脉;

(10) 台湾岛是怎样形成的? ——简单说台湾岛的由来经历下列重要关键地质构造事件(表1).

表 1 台湾岛构造演化

构造演化事件	时间 (Ma)
花东海盆向西俯冲	晚白垩世~90
古近纪断陷构造	50~39
古近纪同张裂沉积结束	39
破裂不整合	32~39
南海中洋脊张裂	32~33
区域热沉陷海侵沉积后张裂层序	32~6.5
南海海洋岩石圈开始向东俯冲及吕宋火山岛弧开始喷发	19~18
弧陆碰撞开始, 增生楔开始出露成台湾岛雏形, 东海陆架新生代沉积层序被直接推覆造成中央山脉西侧的雪山山脉及西部麓山带	6.5
前陆盆地层序叠合在后张裂层序(32~6.5Ma)之上	6.5 ~1
北吕宋海槽弧前盆地/吕宋火山岛弧向西仰冲(1Ma)于中央山脉增生楔之上, 形成海岸山脉; 琉球弧后张裂盆地向西南延伸到台湾东北部, 形成宜兰平原, 完成台湾岛今日形貌	<1~0

致谢 感谢中研院地球科学研究所俞震甫博士的讨论及同济大学汪品先院士的鼓励。

参考文献

- 张丽旭. 1955. 台湾之地史. 台湾银行季刊, 7: 1~7
- 原振维. 1981. 台湾中西部井下火成岩体之放射性定年. 探采研究汇报, 4: 363~366
- 萧宝宗, 林国安, 罗仕荣. 1991. 东引岛盆地油气潜能评估. 台湾石油地质, 26: 183~213
- 陈肇夏, 王京新. 1995. 台湾变质相图说明(第二版). 经济部中央地质调查所特刊, 2: 1~51
- 黄奇瑜, 闫义, 赵泉鸿. 2012. 台湾新生代层序: 反映南海张裂, 层序和古海洋化机制. 科学通报, 57: 1842~186
- Biq C. 1971. A fossil subduction zone in Taiwan. *Proc Geol Soc China*, 14: 146~154
- Biq C. 1973. Kinematic pattern of Taiwan as an example of actual continent-arc collision. Report of the Seminar on Seismology. US-ROC Cooperative Sci Program, 25: 149~166
- Chang L S. 1966. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Hengchun Peninsula, Taiwan, based on smaller foraminifera (III: Southern part). *Proc Geol Soc China*, 9: 55~63
- Chang L S. 1968. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera (II: Northern part). *Proc Geol Soc China*, 11: 19~33
- Chang L S. 1972. Eocene/Miocene hiatus and N conglomerate in the central range of Taiwan. *Proc Geol Soc China*. 15: 93~98
- Chang L S. 1975. Biostratigraphy of Taiwan. *Geol Paleontol SE Asia*, 15: 337~361
- Chang-Hwa C, Yuch-Ning S, Typhoon L, Cheng-Hong C, Mertzman S A. 1990. Nd-Sr-O isotopic evidence for source contamination and an unusual mantle component under Luzon Arc. *Geochim Cosmochim Acta*, 54: 2473~2483
- Chi W R, Suppe J. 1985. Tectonic implications of Miocene sediments of Lantau Island, northern Luzon Arc. *Petrol Geol Taiwan*, 22: 93~106
- Ching K E, Hsieh M L, Johnson K M, Chen K H, Rau R J, Yang M. 2011a. Modern vertical deformation rates and mountain building in Taiwan from precise leveling and continuous GPS observations, 2000~2008. *J Geophys Res*, 116: B08406
- Ching K E, Rau R J, Johnson K M. 2011b. Present-day kinematics of active mountain building in Taiwan from GPS observations during 1995~2005. *J Geophys Res*, 116: B09405, doi: 10.1029/2010JB008058
- Dadson S J, Hovius N, Chen H, Dade W B, Hsieh M L, Willett S D, Hu J C, Horng M J, Chen M C, Stark C P, Lague D, Lin J C. 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426: 648~651
- Deschamps A, Monié P, Lallemand S, Hsu S K, Yeh K Y. 2000. Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate. *Earth Planet Sci Lett*, 179: 503~516
- Hsu T L. 1956. Geology of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Bull Geol Surv Taiwan*, 8: 39~64
- Huang C Y. 1990. Upper Miocene stratigraphy and horizon of Post-Lushanian faunal turnover in northern Taiwan. *Proc Geol Soc China*, 33: 303~328
- Huang C Y, Shyu C T, Lin S B, Lee T Q, Sheu D D. 1992. Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for late neogene evolution of the coastal range. *Mar Geol*,

- 107: 183–212
- Huang C Y, Yuan P B, Song S R, Lin C W, Wang C, Chen M T, Shyu C T, Karp B. 1995. Tectonics of short-lived intra-arc basins in the arc-continent collision terrane of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Tectonics*, 14: 19–38
- Huang C Y, Wu W Y, Chang C P, Tsao S, Yuan P B, Lin C W, Xia K Y. 1997. Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*, 281: 31–51
- Huang C Y, Yuan P B, Lin C W, Wang T K, Chang C P. 2000. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. *Tectonophysics*, 325: 1–21
- Huang C Y, Yuan P B, Tsao S J. 2006. Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis. *Geol Soc Am Bull*, 118: 274–288
- Huang C Y, Chi W R, Yan Y, Yang K M, Liew P M, Wu M S, Wu J C, Zhang C. 2013a. The first record of Eocene tuff in a Paleogene rift basin near Nantou, Western Foothills, central Taiwan. *J Asian Earth Sci*, 69: 3–16
- Huang C Y, Yen Y, Liew P M, He D J, Chi W R, Wu M S, Zhao M. 2013b. Significance of indigenous Eocene larger foraminifera *Discocyclina dispansa* in Western Foothills, Central Taiwan: A Paleogene marine rift basin in Chinese continental margin. *J Asian Earth Sci*, 62: 425–437
- Huang C Y, Shea K H, Li Q A. 2017a. A foraminiferal study on Middle Eocene-Oligocene break-up unconformity in northern Taiwan and its correlation with IODP Site U1435 to constrain the onset event of South China Sea opening. *J Asian Earth Sci*, 138: 439–465
- Huang C Y, Lin Y C, Lin C T. 2017b. Dynamic sequence stratigraphy, syn-sedimentation deformations, temporal-spatial variations of sedimentation and formation of mélangé in North Luzon Trough forearc basin onshore and offshore eastern Taiwan: An overview (Submitted)
- Huang T C. 1976. Neogene calcareous nannoplankton biostratigraphy viewed from the Chuhuangkeng section, northwestern Taiwan. *Proc Geol Soc China*, 19: 7–24
- Huang T C. 1978. Calcareous nannofossils of the Subsurface Pre-Miocene rocks from the Peikang Basement High and adjacent areas in western central Taiwan (Part I: Cretaceous). *Petrol Geol Taiwan*, 15: 49–87
- Huang T C. 1984. Tertiary calcareous nannofossil stratigraphy and sedimentation cycles in Taiwan. In: A Salivar-Sali, ed. In: Proceedings of the Second ASCOPE Conference and Exhibition. Manila, Philippines. 837–886
- Jahn B M, Martineau F, Peucat J J. 1986. Geochronology of the Tananao Schist complex, Taiwan, and its regional tectonic significance. *Tectonophysics*, 125: 103–124
- Kao H, Chen W P. 1991. Earthquakes along the Ryukyu-Kyushu arc: Strain segmentation, lateral compression, and the thermomechanical state of the plate interface. *J Geophys Res*, 96: 21443–21485
- Lan Q, Yan Y, Huang C Y, Santosh M, Shan Y H, Chen W, Yu M, Qian K. 2016. Topographic architecture and drainage reorganization in South-east China: Zircon U-Pb chronology and Hf isotope evidence from Taiwan. *Gondwana Res*, 36: 376–389
- Li C F, Xu X, Lin J. 2014. Ages and magnetic structures of the South China Sea constrained by deep tow magnetic surveys and IODP Expedition 349. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 4958–4983
- Liew P M, Hsieh M L, Lai C K. 1990. Tectonic significance of Holocene marine terraces in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 183: 121–127
- Lin A T, Watts A B, Hesselbo S P. 2003. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Res*, 15: 453–478
- Liu J T, Lin H L, Hung J J. 2006. A submarine canyon conduit under typhoon conditions off Southern Taiwan. *Deep Sea Res Part I-Oceanographic Res*, 53: 223–240
- Liu T K. 1982. Tectonic implication of Fission track ages from the Central Range, Taiwan. *Proc Geol Soc China*, 25: 22–37
- Liu T K, Hsieh S, Chen Y G, Chen W S. 2001. Thermo-kinematic evolution of the Taiwan oblique-collision mountain belt as revealed by zircon fission track dating. *Earth Planet Sci Lett*, 186: 45–56
- Lo C H, Onstott T C, Chen C H, Lee T. 1994. An assessment of ^{40}Ar - ^{39}Ar dating for the whole-rock volcanic samples from the Luzon Arc near Taiwan. *Chem Geol*, 114: 157–178
- Matsumoto T, Hayami I, Hashimoto W. 1965. Some molluscan fossils from the buried Cretaceous of western Taiwan. *Petrol Geol Taiwan*, 4: 1–24
- Sun S C. 1982. The Tertiary basins of offshore Taiwan. *Proc. 2nd AS-COPE Conference and Exhibition*. Manila, Philippines. 125–135
- Suppe J. 1984. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan. *Mem Geol Soc China*, 6: 21–33
- Teng L S. 1990. Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*, 183: 57–76
- Tsai Y B. 1986. Seismotectonics of Taiwan. *Tectonophysics*, 125: 17–37
- Tsao S, Li T C, Tien J L. 1992. Illite crystallinity and fission-track ages along the east Central Cross-Island Highway of Taiwan. *Acta Geol Taiwan*, 30: 45–64
- Wang C S. 1968. Sandstones in the turbidite formations around the southern plunge of the eastern Coastal Range near Taitung. *Acta Geol Taiwan*, 12: 1–7
- Wang Lee C, Wang Y. 1987. Tananao terrane of Taiwan—Its relation to the late Mesozoic collision and accretion of the southeast China

- margin. *Acta Geol Taiwan*, 25: 225–239
- Wang P X, Li Q Y, Li C F. 2014. *Geology of the China Seas*. Amsterdam: Elsevier. 687
- Yang K M, Huang S T, Wu J C, Ting H H, Mei W W. 2006. Review and new insights on foreland tectonics in western Taiwan. *Int Geol Rev*, 48: 910–941
- Yang T F, Lee T, Chen C H, Cheng S N, Knittel U, Punongbayan R S, Rasdas A R. 1996. A double island arc between Taiwan and Luzon: Consequence of ridge subduction. *Tectonophysics*, 258: 85–101
- Yen T P. 1954. Some geological problems on the Tananao Schist. *Bull Geol Surv Taiwan*, 7: 47–50
- Yen T P. 1963. The metamorphic belts within the Tananao schist terrain of Taiwan. *Proc Geol Soc China*, 6: 72–74
- Yu S B, Chen H Y, Kuo L C. 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274: 41–59
- Yu S B, Kuo L C, Hsu Y J, Su H H, Liu C C, Hou C S, Lee J F, Lai T C, Liu C C, Liu C L, Tseng T F, Tsai C S, Shin T C. 2002. Preseismic and coseismic displacements associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bull Seismol Soc Amer*, 91: 995–1012
- Yui T F, Okamoto K, Usuki T, Lan C Y, Chu H T, Liou J G. 2009. Late Triassic—Late Cretaceous accretion/subduction in the Taiwan region along the eastern margin of South China—Evidence from zircon SHRIMP dating. *Int Geol Rev*, 51: 304–328
- Yui T F, C Y, Maki K, Hirata T, Chu H T. 2010. Detrital zircons from the Tananao Metamorphic Complex of Taiwan: A preliminary study. *Geol Soc China Annual Meeting, Tainan, ROC*. 214