

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2015.02125

台湾南部恒春半岛中新世增生楔 碎屑锆石 U-Pb 年代学及其地质意义

张新昌^{1,2,3}, 李婷婷⁴, 陈文煌², 余梦明², 兰青²

(1. 中山大学 地球科学与地质工程学院, 广州 510275;

2. 中国科学院 广州地球化学研究所, 边缘海地质重点实验室, 广州 510640;

3. 广东省地质过程与矿产资源探查重点实验室, 广州 510275;

4. 广东省地质调查院, 广州 510080)

摘要:恒春半岛中新世增生楔沉积岩相、遗迹化石均表明其牡丹层主体部分和乐水层均为深海沉积环境, 沉积相为中扇至下扇亚相。里龙山层属于大陆棚至大陆斜坡的浅海环境, 沉积相为补给水道和上扇亚相。锆石 U-Pb 定年物源分析结果显示, 里龙山层与牡丹层源自福建武夷山的闽江水系, 而乐水层砂岩与九龙江河口砂质沉积物的锆石年谱相似, 说明乐水层可能源自九龙江水系。结合野外沉积地层观察等, 认为恒春半岛晚中新统是南海北坡深水扇的一部分, 因晚中新世南极冰盖迅速扩张(12~5 Ma), 导致全球海水面下降, 海岸线往坡折带外移约 200 m, 有利于深水扇的发育, 然后随着南海海洋地壳向东俯冲卷入恒春半岛-恒春海脊增生楔内。

关键词:深水扇; 增生楔; U-Pb 定年; 物源分析; 恒春半岛; 台湾

中图分类号: P736.22 文献标识码: A 文章编号: 0256-1492(2015)02-0125-13

恒春半岛作为中央山脉增生楔的南延部分, 距离现今欧亚大陆边缘的垂直距离将近 400 km, 一些学者认为其物质来自华南大陆^[1-2]。然而, 在其中一晚中新世地层(N14-N17)^[3]中却出现大量的砾石沉积, 若其源区为华南大陆, 则必然引发学者对其源区和南海北缘古地理环境格局的思考。目前, 对恒春半岛晚中新世增生楔的研究相对较少且普遍存在较大的争议, 包括其不同部分的物质来源方向。古水流统计发现, 里龙山层、牡丹层古水流方向主要为由西北向东南, 而且各自呈扇形散开, 相反, 乐水地区的古水流指示方向为由南向西北方向^[1,4-5](图 2)。为了解释乐水地区古水流方向的异常, 部分学者提出在乐水南部存在一个微陆块^[1,5], 然而沉积环境的复杂性和后期的构造改造作用往往会影响古水流的方向, 仅仅依据古水流方向进行物源分析难免会得到一些错误的信息, 乐水地层沉积时代为中新世^[3], 此时增生楔的位置远在现今位置的东边^[6], 恒春半岛中新世地层为位于欧亚大陆边缘上的后张裂层序地层, 野外观察也没有任何证据表明

有微大陆或地堑盆地的存在。另有学者提出研究地层的沉积物来自古台湾(或古中央山脉)(proto-Taiwan)^[2,7-8], 或吕宋火山岛弧甚至弧前盆地逆冲上陆再侵蚀而来^[2], 然而部分学者提出研究地层时代为晚中新世(约 6.4~11.6 Ma), 增生楔出露海平面的时间约为 6.5 Ma^[9-10], 吕宋火山岛弧与欧亚大陆的碰撞时间约为 4~6.5 Ma^[11], 且弧前盆地出露时间不早于 2 Ma^[10], 从时间的先后顺序上, 年轻物质无法遭受剥蚀沉积于年老地层中。但是值得注意的是, 由于菲律宾板块向欧亚板块的俯冲拉张作用, 使得台湾北部造山带正处于垮塌阶段, 部分学者认为在中新世时期, 在现今台湾岛屿东北方向, 存在一个古增生楔体, 且目前该增生楔已经完全垮塌^[8]。因此, 可以看出恒春半岛中新世地层的物源分析仍然存在较大的模糊性, 也在一定程度上限制了对台湾构造演化的认识。此外, 恒春半岛中新世地层的沉积机制的研究有助于解释搬运距离的问题, 对南海北缘古地理环境格局的恢复起到了重要的作用。

本文依据锆石的 U-Pb 年代学定年、野外地质工作, 结合海平面的变化等前人研究资料, 详细论证了恒春半岛中新世地层的沉积环境及物源所在, 以此反映南海北坡和台湾构造演化过程。

基金项目: 中国科学院海洋地质与环境重点实验室开放基金(MGE2013KG01); 中科院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-EW-101); 国家自然科学基金项目(41176041)

作者简介: 张新昌(1986—), 男, 博士生, 从事构造地质学与沉积学研究, E-mail: zhangxinchang@gig.ac.cn

收稿日期: 2014-06-17; 改回日期: 2014-09-12. 文凤英编辑

1 区域地质特征

台湾岛位于欧亚板块与菲律宾海板块的交界处,是弧陆斜向碰撞的产物,为中中新世南海海洋地壳开始向东俯冲于菲律宾海板块之下形成的增生楔^[12-13](图1)。新生代以来欧亚大陆边缘发育了一系列东北走向的张裂盆地,南海即为新生代中期(32~17 Ma)^[14]自欧亚大陆张裂出来的新生海洋,并于中新世中期开始沿马尼拉海沟向东俯冲于菲律宾海板块之下^[15-19],产生吕宋火山岛弧,在俯冲的过程中,原来在南海北坡被动大陆边缘沉积的层序被铲刮变形为增生楔,再经6.5 Ma以来的台湾地区斜向弧陆碰撞,使增生楔变大、变宽、隆升,最后出露形成了现今的台湾岛屿^[12,20-21]。造山运动由北向南不

断进行,并延续到现代台湾东南海^[12](图1)。1999年9月21日发生的7.6级地震即表明挤压汇聚作用现仍在活跃地进行着。

恒春半岛位于台湾的最南端,北起枫港,南至垦丁,西为屏鹅公路,东至乐水,南北长约28 km,东西宽约14 km,区域面积约为390 km²,属于中央山脉增生楔最南部极其狭窄的一段,向南延伸入海与恒春海脊相连。恒春半岛地层相当复杂,倒转现象比比皆是(图1),以恒春逆断层为界限,分为东西两个不同的单元,断层以西为一个向东倾斜的恒春西台地,主要沉积了上新世到更新世的马鞍山层;断层附近为垦丁混杂岩体;断层以东主要为中—晚中新世增生楔正常沉积层序,为本文研究的主要内容。本文主要结合黄奇瑜和宋国城的划分依据,将其分为里龙山层、牡丹层、乐水层(图2)。

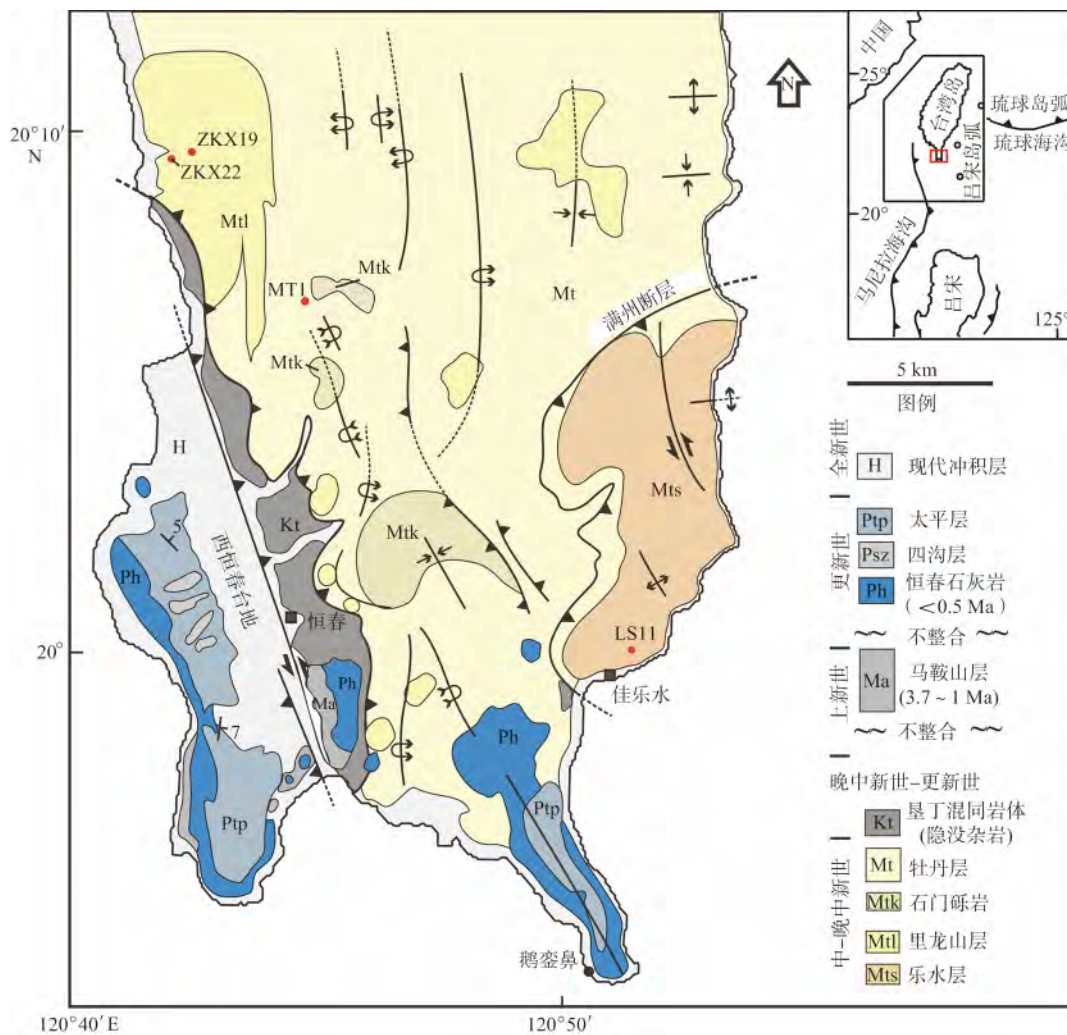


图1 台湾南部恒春半岛地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of Hengchun Peninsula showing the major units and sampling position referring to the text for the distribution of the Miocene accretionary prism sediments

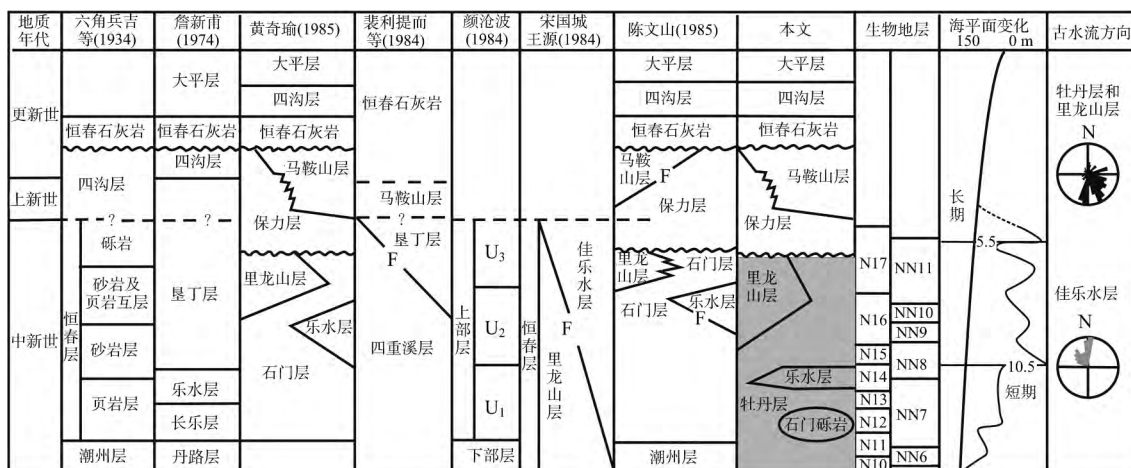


图 2 恒春半岛不同地层划分方法、生物地层年龄、海平面变化及古水流方向示意图^[1,4]

Fig. 2 Stratigraphic sequences in Hengchun Peninsula with biostratigraphic ages, global sea level fluctuation and paleocurrent direction^[1,4]

2 样品采集与方法

本次研究的样品来源于恒春半岛中一晚中新世地层,其沉积环境的研究主要基于野外的观察。用于碎屑锆石 U-Pb 定年分析的样品,分别采自竹坑溪剖面的里龙山层、古石门战场附近的牡丹层和佳乐水公园处的乐水层(图 1)。样品中锆石的分选采用传统的比重和磁性方法进行淘选,并在双目显微镜下对获取的重矿物进行人工挑纯。从每个样品分选出的锆石颗粒为 500 颗至数千颗不等。对选取锆石用环氧树脂进行固定,对固结后的样品台进行表面抛光,并进行阴极发光照相,以观察各锆石颗粒内部的核、边和包裹体结构,作为进行锆石原位 U-Pb 同位素分析时选择测量点的依据。锆石 U-Pb 同位素测量采用激光剥蚀-等离子体质谱(LA-ICPMS)原位分析方法,于中国科学院广州地球化学研究所同位素国家重点实验室完成。激光剥蚀系统为新式的 RESOLUTION M-50 型。此系统由美国 Resonetics 公司生产,包括 193 nm 的 ArF 准分子激光器和双室样品室构成,与其联接的 ICP-MS 是由美国 Agilent 公司生产的 Agilent 7500a,该仪器独有的屏蔽炬(Shield Torch)可明显提高分析灵敏度。分析时激光束斑直径主要采用 31 μm,试验中采用氦作为剥蚀物质的载气,TEM 作为外标,NIST 610 作为内标,分析方法及仪器参数类似于涂湘林等的做法^[22]。测量过程包括~27 s 的背景信号采集和~80 s 的样品信号采集,采用单点剥蚀的方法。原始数据应用软件 ICPMSDateCal(Rev. 7. 7)处理^[23],

而表面年龄和不一致年龄计算采用软件 ISOPLOT (Version 3. 23)^[24-25]。年龄数据处理采用 TEM 标样作为外部标准,其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为(415±5)Ma,而锆石 U、Th 和 Pb 含量采用 NIST610 作为外部标准计算。详细的分析和数据处理流程参见文献^[26]。

3 结果

3.1 野外观察

本文主要通过野外观察测量的露头剖面来讨论恒春半岛沉积环境。研究区发育最重要的 2 种沉积作用就是浊流和滑塌沉积作用,因此,该区也相应地发育了 2 种重要的沉积类型,即水道沉积和非水道化沉积体系。恒春半岛出露的中新世地层,主要由页岩、泥岩、粉砂岩、砂岩及砾岩组成,除了在半岛西侧海岸的里龙山层和位于东南海岸的乐水层有厚层砂岩外,大部分地区以泥岩为主。其沉积环境主要可划分为海底峡谷/补给水道相,上扇、中扇、下扇,未见有深海平原相。

3.1.1 海底峡谷/补给水道和内扇沉积环境

海底峡谷或补给水道的主要作用是将砂砾输送到扇上去。特别是海平面下降时期,河流切割早期陆架形成下切谷,易于深水扇的发育。里龙山层(N15-N17,11. 2~6. 4 Ma)^[3]主要分布于枫港至四重溪一带,厚度约 2 000 m,以厚层砂岩为主,上部覆盖着近 200 m 的砾岩,砾岩中含有变质砂岩、石英岩、辉绿岩及辉长岩之圆砾,并夹有少量的泥灰

岩,古水流方向由北向南或由西北向东南^[4-5,27](图2)。地理上,由北向南观察,依次见有大型补给水道沉积,小型水道沉积,表现出典型的向上变细和向上变薄的水道充填构造。北部枋山溪一带,发现宽约100 m,深约50 m的U型河谷,河谷宽广平缓,底部有明显的侵蚀面^[28]。往南位于圆东庵河谷见有大量的杂乱砾岩泥质沉积,地层主要以泥质为基质,泥质含量高达50%~90%,其中含有大小不同、分布散乱的砾石,砾石种类复杂,以泥岩块和砂岩块为主,次为火成岩块,变质岩块最少。此种沉积相可能是粘滞的碎屑流急速沉降形成。位于竹坑溪支流处的层状砾岩,此处的砾石多以变质砂岩为主,约占砾石种类的90%,磨圆度较好,常呈叠瓦状排列(图3D),可指示古水流方向,其次为辉长岩、辉绿岩、石英砂岩,此类岩块块体较小,次棱角状-次磨圆度,常呈层状分布在砂岩层内。这种沉积岩相多为高密度浊流沉积,代表水道的正序沉积。

里龙山砂岩中大量发育平行层理和交错层理页岩,偶见有鱼骨状交错层理,水道沉积较为发育。砂岩及页岩中可见完整的牡蛎(图3A)及树叶化石(图3B),里龙山上部之竹坑溪河谷中发现不对称波痕

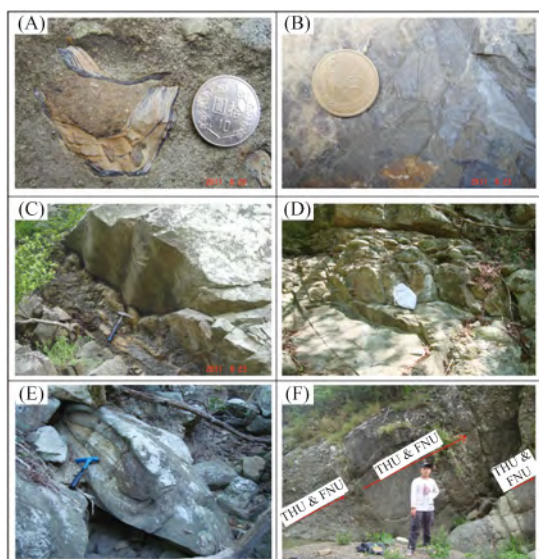


图3 野外地层观察

(A-E 里龙山上部) (A) 砂岩底部保存完好的牡蛎化石; (B) 保存完好的树叶化石; (C) 不对称波痕; (D) 叠瓦状砾石排列; (E) 丘状交错层理; (F) 牡丹层水道沉积 (THU & FNU 代表向上变薄变细)

Fig. 3 Field occurrence of strata

(A-E: Lilungshan Formation at Chukeng Valley). (A) Well-preserved oyster fossils in the sandstone-conglomerates beds, (B) Well-preserved leaves, (C) Asymmetric wave ripple marks; (D) imbricated gravels deposits, (E) Hummocky cross-stratification, (F) Channel deposits in Mutan Formation (THU & FNU represent a fining and thinning upward succession)

(图3C)和具有圆丘状交错层理(图3E)等代表波浪作用的沉积构造,推测其沉积环境可能是位于大陆棚的浅海环境。结合古水流方向,推测里龙山上部由北向南,逐渐由大陆棚浅水环境转变为深水扇内扇沉积。

3.1.2 中扇-下扇

牡丹层(N14-N17,约11.6~6.4 Ma)^[3]出露厚度至少在2000 m以上,以四重溪流域出露代表,常见不完整的鲍马序列,岩性主要为砂页岩互层,间夹透镜状砂岩或砂砾岩体如石门古战场、老佛山、青蛙石,砂岩粒度一般为细粒至中粒,古水流指示方向为放射状。砂岩以青灰色为主,部分地区可见有浅绿色砂岩,主要位于古石门战场附近。砂岩粒度为细粒,层厚约2~40 cm。砂页岩互层中,砂页岩比例为4:1到1:5(图4E,F)。牡丹层中河道发育显著,但是规模较小,一般宽度约几十米,深度不超过15 m。水道沉积发育,常见A-E或B-E鲍马序列,河道两侧以页岩为主,常见C-E鲍马序列。底栖有孔虫多以*Bulimina*、*Uvigerina*、*Cibicides*为主^[3,29-30],代表大陆坡的深水沉积环境,因此推断牡丹层的沉积环境为深水扇的中扇。此外,位于牡丹层最上部的古石门水道沉积,时代约为晚中新世,其通常由数个逆序的砾岩层和正序的砾岩层构成一厚层的砾岩(图3F)。层厚约为2~6 m,底部常见侵蚀构造,代表高密度浊流与河床摩擦导致的快速沉积,推测该水道沉积与晚中新世时期海平面的快速下降有关。

乐水层在佳乐水公园至九棚一带最为发育,时代为中新世晚期(N14,约11.6~9.8 Ma)^[4],古水流指示方向为由南向北。古水流方向的异常将于讨论部分解释。乐水层地层出露厚度约1000 m,主要由厚砂岩和砂页岩互层组成,砂岩与页岩比率约为5:1至1:1。乐水层内完整的鲍马序列并不发育,偶见有Td-e, Tb-e(图4A),砂岩底部发育大量的槽模(图4B),是浊积岩的典型特征。乐水层中并未发现明显的水道沉积。砂岩内部常见平行层理、块状构造、爬升波纹、滑塌现象(图4C)以及泄水构造(图4D),以佳乐水公园内最为典型。大量的泄水构造和滑塌沉积指示其沉积环境为位于大陆坡的深水环境,沉积机制为重力流的快速沉降。此外,大量*Nerites*相深水遗迹化石常出现在砂岩底部^[4],以上均表明乐水层沉积环境为中扇-下扇深水扇沉积。

3.1.3 深海平原

深海平原以远源浊积岩沉积为特征,主要发育Facies D、E、F沉积相。浊积岩以薄细粉砂岩和页岩为特征,无水道沉积,侧向延伸常可达到几十至数

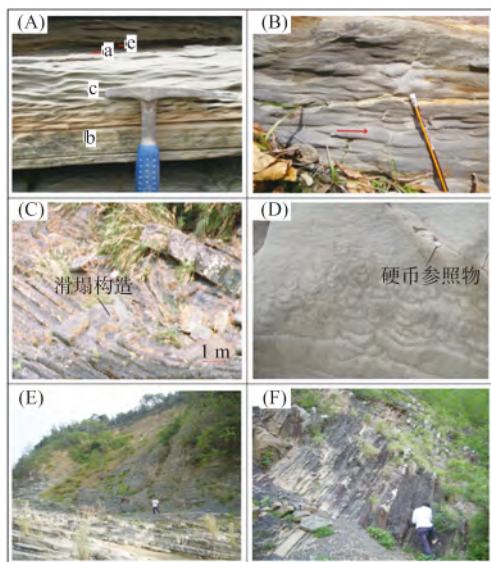


图 4 野外地质照片

(A) 乐水层 Tb-e 鲍马序列;(B) 牡丹层级乐水层常见的槽模;(C) 乐水层滑塌沉积;(D) 乐水层碟状及柱状快速沉积逃逸构造;(E)、(F) 牡丹层浊积岩沉积

Fig. 4 Field photos at Hengchun Peninsula

(A) turbidite strata with typical Bouma sequence, Tb-e, found in Loshui Formation. (B) Flute cast seen easily in Mutan Formation and Loshui Formation (arrow pointing downstream), (C) Slumping structure in the Loshui Formation, (D) Dish and plume structures are common in Loshui Formation showing a rapid deposition, (E), (F) Turbidites in Mutan Formation

千千米。这些特征均未在恒春半岛发现,因此,推断该沉积单元仍位于海平面之下,尚未出露。

沉积岩相、生痕化石和有孔虫分析表明牡丹层主体部分和乐水层均为深海相沉积环境,沉积相为中扇亚相至下扇亚相。里龙山层属于大陆棚至大陆斜坡的浅海环境,沉积相为补给水道和上扇亚相。

3.2 锆石 U-Pb 定年分析

由于²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄误差较大,对于年轻锆石使用²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄,而对于古老的锆石使用²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄,这样结果更可靠^[31]。本文在年龄选取时对于<1 000 Ma 的锆石选取²⁰⁶Pb/²³⁸U 计算的年龄,年龄>1 000 Ma 的锆石选取²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 计算的年龄。以不谐和度为 10% 标准遴选后,对筛选自 4 个样品的碎屑锆石进行了分析,样品分别获得 88(ZKX22 里龙山),77(ZKX19 里龙山),53(MD1 牡丹)和 82(LS11 乐水)个有效数据(图 5,6),并与华南地区主要河流:长江、瓯江、闽江、九龙江及珠江的现代河床表层样品的分析值进行比较。全部 9 个样品碎屑锆石年龄谱系图展示于图 6。

所有样品中碎屑锆石成因复杂,CL 图像显示大部分锆石发育较好的岩浆型韵律环带,²³²Th/²³⁸U 落在 0.06~2.6 范围内,但大多数处于 0.10~1.20 之间,说明这些锆石为碎屑岩浆锆石,较多锆石已发生多次重结晶作用。多数具谐和-基本谐和组成(图 5),颗粒较大,普遍大于 100 μm。颜色以无色透明为主,次为红棕色,主要呈次棱角状及磨圆状,较小的颗粒多呈磨圆状,部分锆石具有较完好的长柱状

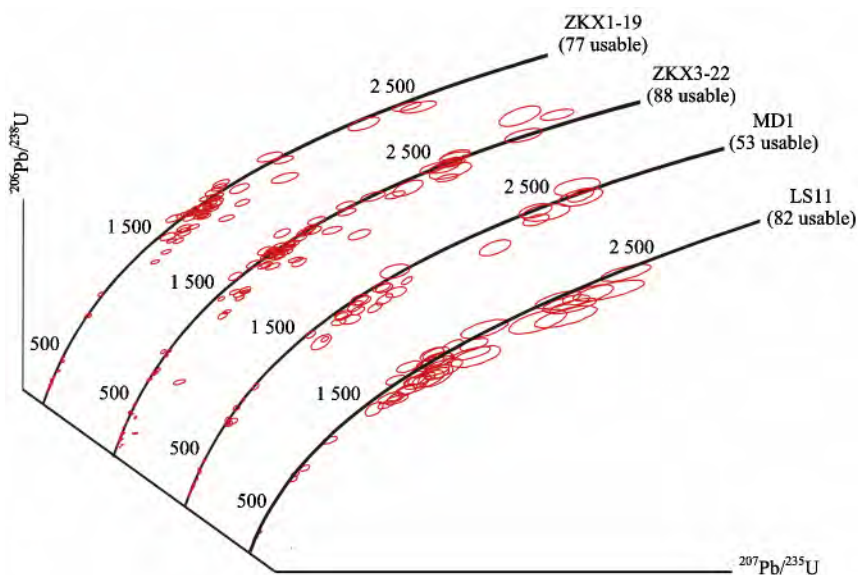


图 5 碎屑锆石 LA-ICP-MS 轴-铅年龄谐和图

Fig. 5 Compound U-Pb concordia diagrams for samples collected from the Miocene accretionary prism of Hengchun Peninsula (Ages are in Ma and ellipses show 1σ errors. The names of individual samples, number of analyses, and number of ages are marked next to the Concordia curve)

(长宽比约为 3:1, 常见破碎状)。燕山期-印支期的锆石多呈半自形-近圆形、发育较为清晰的震荡环带或扇形结构, 具较暗的成分环带和细小包体。

3.2.1 里龙山层

对样品 ZKX22 进行了 110 粒锆石分析, 共得到 88 个有效点数, 锆石年龄为 2 640~125 Ma, 大致可以分为 6 个年龄区间: 100~190 Ma (峰值为 166 Ma, 占总有效点数的 12.5%), 210~250 Ma (峰值为 215 Ma, 占总有效点数的 10.2%), 260~510 Ma (峰值为 432 Ma, 占总点数的 9.1%), 600~800 Ma (峰值为 795 Ma, 占总有效点数的 5.7%), 800~2 000 Ma (峰值 1 800 Ma, 占总有效点数的 42.0%), 2 000~2 600 Ma (峰值 2 472 Ma, 占总有效点数的 20.1%)。其中燕山期年龄分布占 12.5%, 印支期年龄分布占 10.2%, 海西期和加里东期年龄各占 9.1% 和 6.8%, 晋宁期和吕梁期年龄分布各占 21.6% 和 39.8%。其中 49 粒锆石给出了大于 1 500 Ma 的较老年龄 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄), 这些锆石呈磨圆状、以具较弱的 CL 强度和较窄的增生边为特征。燕山期-印支期的锆石多呈半自形-近圆形, 发育较为清晰的震荡环带或扇形结构, 具较暗的成分环带和细小包体。

变质砂质砾石作为辅助的样品, 若测得锆石年龄谱的特征类似于华夏地块, 则可以间接表明恒春半岛中新世沉积物的物质来源。对变质砂岩砾石样品 ZKX1-19 进行了 110 粒锆石分析, 共得到 77 个有效点数, 锆石年龄范围为 2 640~125 Ma, 大致可以分为 5 个年龄区间: 110~190 Ma (峰值为 121 Ma, 占总有效点数的 31.2%), 200~260 Ma (峰值为 220 Ma, 占总有效点数的 11.7%), 260~510 Ma (峰值为 399 Ma, 占总有效点数的 2.6%), 800~1 800 (峰值为 1 645 Ma, 占总有效点数的 37.7%), 1 800~2 600 Ma (峰值为 2 489 Ma, 占总有效点数的 16.9%), 其中有两个零星的年龄组成 (399 ± 7 Ma 和 437 ± 6 Ma)。其中燕山期年龄分布占

31.2%, 印支期年龄分布占 11.7%, 海西期、加里东期年龄分布各占 1.3%, 晋宁期和吕梁期年龄分布各占 37.7% 和 16.9%。39 粒锆石给出了大于 1 400 Ma 的较老年龄 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄)。锆石颗粒形态特征与 ZKX3-22 较为相似。

3.2.2 牡丹层砂岩

对采自牡丹层古石门战场附近的砂岩进行了 90 颗锆石分析, 共得到 53 个有效点数, 锆石年龄范围为 100~2 530 Ma, 大致可以分为 6 个年龄区间: 100~205 Ma (峰值为 132 Ma, 占总点数的 16.9%), 210~230 Ma (峰值为 229 Ma, 占总点数的 5.7%), 260~510 Ma (峰值为 332 Ma, 占总点数的 11.3%), 430~800 Ma (峰值为 445 Ma, 占总点数的 5.7%), 800~1 800 Ma (峰值为 1 797 Ma, 占总点数的 22.6%), 1 800~2 600 Ma (峰值为 2 042 Ma, 占总点数的 34%)。其中燕山期年龄分布占 16.9%, 印支期年龄分布占 5.7%, 海西-加里东期年龄占 17%, 晋宁期和吕梁期年龄分布各占 22.6% 和 34%。

3.2.3 乐水层砂岩

对采自乐水公园内的砂岩 LS11 进行了 110 颗锆石分析, 共得到 82 个有效点数, 锆石年龄范围为 2 640~100 Ma, 大致可以分为 4 个年龄区间: 108~200 Ma (峰值为 172 Ma, 占总有效点数的 32.3%), 205~260 Ma (峰值为 219 Ma, 占总有效点数的 15.9%), 800~1 800 Ma (峰值为 834 Ma, 占总有效点数的 24.4%), 1 800~2 600 Ma (峰值为 1 814 Ma, 占总有效点数的 25.6%)。其中燕山期年龄分布占 32.3%, 印支期年龄分布占 15.9%, 晋宁期和吕梁期年龄分布各占 24.4% 和 25.6%。与牡丹层和里龙山层砂岩样品相比, 燕山期年龄所占比例较大, 缺少海西期和加里东期的年龄组成, 老于早元古代的锆石颗粒较少。

图 5 和图 6 显示选取的 4 个样品碎屑锆石年龄分布具有一定的相似性, 里龙山层、乐水层、牡丹层

表 1 恒春半岛中新世地层砂岩碎屑锆石的年龄组成

Table 1 Age composition of the Miocene sandstones in Hengchun Peninsula

样品编号	100~190 Ma	210~250 Ma	260~510 Ma	600~800 Ma	800~1 800 Ma	1 800~2 600 Ma	%
ZKX22	12.5	10.2	9.1	5.7	21.6	39.8	
MD1	16.9	5.7	11.3	5.7	22.6	34.0	
LS11	32.3	15.9	0	0	24.4	25.6	
ZKX19	31.2	11.7	2.6	0	37.7	16.9	

砂岩和里龙山层的砂岩质砾石所含碎屑锆石颗粒的年龄范围均处在 2 700~100 Ma 之间,大致可以分为 6 个年龄区间:110~180、200~260、400~600、700~1 000、1 600~2 000 及 2 000~2 600 Ma,不同的是乐水砂岩缺少海西期和加里东期的年龄组分,且其燕山期及印支期年龄组分明显高于里龙山和牡

丹层砂岩,相反,其大于 800 Ma 年龄组分明显小于里龙山层和牡丹层砂岩,表明里龙山和牡丹层的物源基本一致,乐水层的物源有所不同。里龙山砂质砾石锆石年龄谱特征类似于华夏地块,表明其来源为中国华夏,进一步证明了恒春半岛中新世沉积物的来源为中国华南沿海一带。

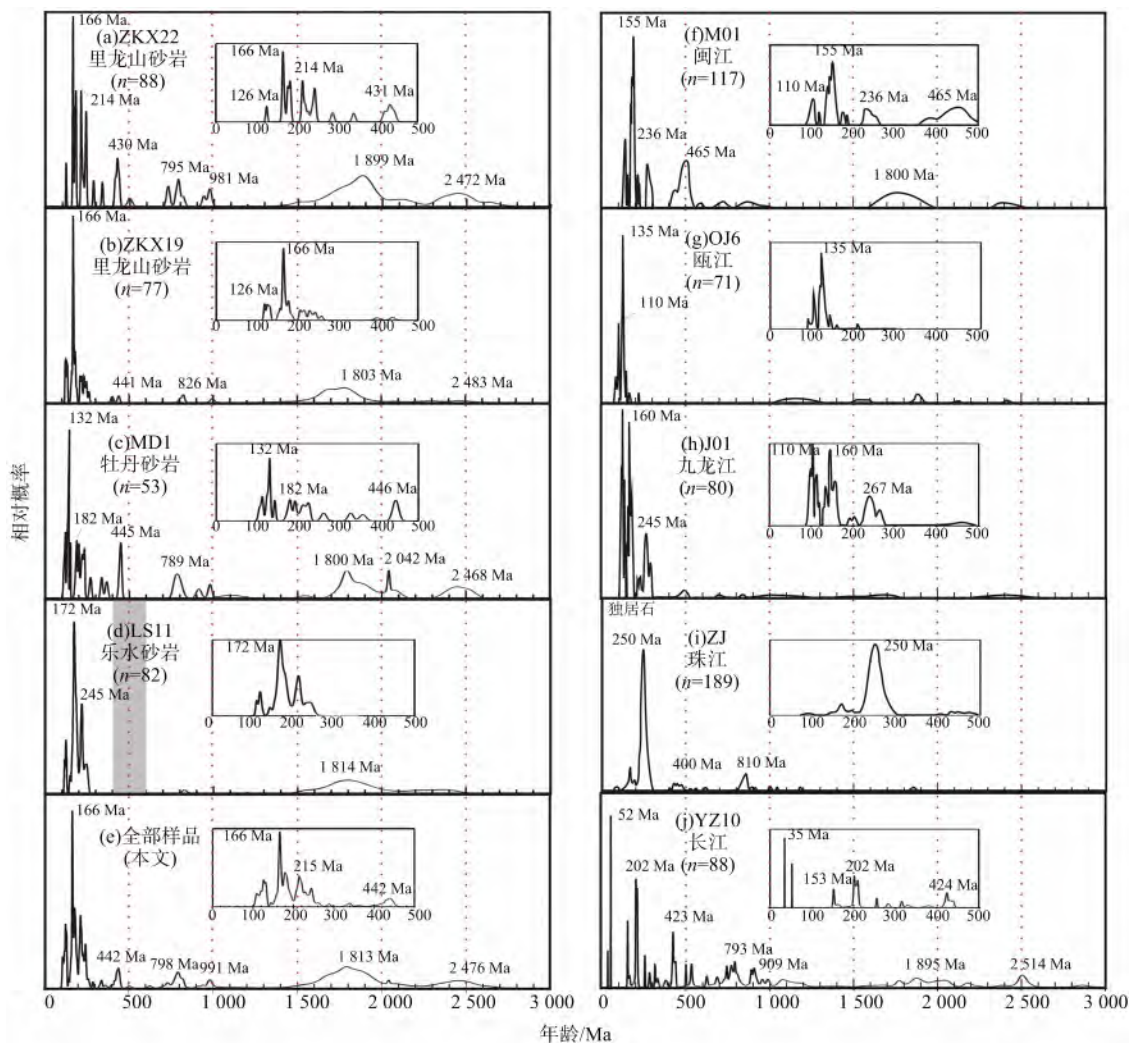


图 6 碎屑锆石铀-铅年龄和独居石 EMP 年龄谱图

对于年龄<1 000 Ma 的锆石采用²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄值,>1 000 Ma 的锆石采用²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄值

(a) ZKX3-22(里龙山层砂岩);(b) ZKX1-19(里龙山层砂质砾石);(c) MD1(牡丹层砂岩);(d) LS11(乐水砂岩);(e) 全部样品;(f) M01(闽江河口砂);(g) OJ6(瓯江河口砂);(h) J01(九龙江河口砂);(i) ZJ(珠江河口砂);(j) YZ10(长江河口砂);(f) (h) 数据来自徐勇航等, 2010^[32];(g)数据来自 Xu 等 2007^[33];(i) 数据来自 Yokoyama 等 2007^[42];(j) 数据来自杨蓉等, 2010^[34]

Fig. 6 Relative probability of detrital zircons from the Miocene accretionary prism of Hengchun Peninsula and some recent river sand except ZJ01(monazite dating)

For ages<1 000 Ma, the²⁰⁶Pb/²³⁸U age is used, whereas the²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age is used for zircon>1 000 Ma

(a) ZKX3-22(sandstone sample of Lilungshan Formation); (b) ZKX1-19 (metasandstone gravel of Lilungshan Formation); (c) MD1 (sandstone sample of Mutan Formation); (d) LS11 (sandstone sample of Loshui Formation); (e) all samples in this text; (f) (g) (h) (i) (j) M01,OJ6,J01,ZJ and YZ10(samples of Recent Minjiang, Oujiang, Jiulongjiang, Zhujiang and Yangtze rivers, respectively);(f)(h) are from Xu et al. , 2010^[32]; (g) is from Xu et al. , 2007^[33]; (i) is from Yokoyama et al. , 2007^[42]and (j) is from Yang et al. , 2010^[34]

4 讨论

4.1 物源

分析结果显示恒春半岛中新世的三套地层物源并不一致,里龙山村和牡丹层沉积环境分别为内扇和中扇沉积,古水流均为由北向南或由西北向东南,两者同属于一个深水扇沉积系统,其碎屑锆石年谱显示两者的物源基本一致,应来自于其西北方向。乐水层的古水流方向由南向北,锆石年谱显示其源区应含有较多的燕山-印支期岩石,缺少海西加里东期及少量的基底出露,分析显示乐水层的源区并不同于里龙山村和牡丹层。恒春半岛位于构造复杂的弧陆碰撞带,细数恒春半岛周边可能存在的源区,有位于其北部的中央山脉增生楔,西北方向的欧亚大陆,以及东面的吕宋火山岛弧和西南方向的南海海洋地壳俯冲时卷入的可能性。

中央山脉增生楔出露时间约为 6.5 Ma,远远小于所测得的最年轻年龄(约 90 Ma),不可能成为研究区域中新世地层的源区,但是部分学者依据岩相学及砾石磨圆度提出古台湾一词(proto-Taiwan)^[2,7],认为台湾岛屿在过去曾经出露过,在接受剥蚀之后沉没在海平面以下,后因弧陆碰撞作用再次出露。然而,Chou(1973)^[35]依据古、新近纪沉积物层厚变化及沉积物组成等也确定雪山山脉及西部麓山带始新统一中新统在前陆层序沉积以前,均由中国大陆侵蚀供应而来,且黄奇瑜在分析西部麓山带前陆沉积和弧前盆地的倒序剥蚀层序时发现其最早接受沉积的年龄约为 5 Ma^[10],以上种种证据均显示古台湾的假设并不成立。此外,Kirstein等^[2]在分析乐水和里龙山砂岩时,发现有 4 颗锆石年龄(里龙山样品为 12.2, 18.9 和 10.9 Ma;乐水样品为 7.2 Ma),并认为是吕宋火山岛弧甚至弧前盆地逆冲上陆再经过侵蚀成为恒春半岛中新世浊积岩的物质来源。然而,吕宋火山岛弧形成时间约为中中新世^[36],其与欧亚大陆斜向碰撞的时间为 6~5 Ma,随后自 2 Ma 以来吕宋火山岛弧开始向西逆冲加附,使得部分原向东隐没的欧亚大陆基盘被挤压上升^[37],自然也不可能再遭受侵蚀成为恒春半岛中新世浊流层的物质来源。惟一的可能性为来自吕宋火山岛弧的喷发作用,但是,在恒春半岛并未发现任何凝灰岩夹层,且底流的速度较慢,一般为 5~70 cm/s,常见的流速为 15~40 cm/s^[38],也无法搬运粗粒物质由吕宋火山岛弧越过北吕宋海槽自水深约

-2 000 m 的马尼拉海沟,再向上爬上陆棚-陆坡沉积在欧亚大陆边缘,最后在俯冲作用下刮积进入恒春半岛增生楔内部。碎屑锆石 U-Pb 定年对于年轻锆石定年时常常因为放射时间过短而不能得到理想的年龄值,且年轻锆石并未全部出现在 Kirstein 等(2010)^[2]的样品中及此次研究中,因此,依据 4 颗年轻锆石判定吕宋岛弧为物源区的证据并不充分。除此之外,台湾西部海域有着广泛的中新世玄武岩喷发及相关岩体,这些岩体同样可以成为这些年轻锆石的源区。因此,恒春半岛中新世地层最可能的源区只有欧亚大陆。峰值组合显示所有样品的年龄分布大致可以分为 6 个年龄区间:125~190、210~250、400~510、700~1 000、1 600~2 000、2 000~2 700 Ma,与中国华南大陆的构造运动时间有很好的对应关系^[39-40]。亚洲大陆东部至少从白垩纪末已趋于稳定^[41]。从晚中新世起至今,福建的水系没有多少改变^[42]。因此,笔者依据本文分析的资料与华南沿海的主要河口现代砂岩定年资料相比,试图解决源区的具体所在。图 6 显示闽江口的碎屑锆石年龄分布类似于里龙山和牡丹层砂岩,其燕山期、印支期、加里东期、晋宁期和吕梁期年龄特征有良好的一一对应关系。瓯江口和九龙江口的碎屑锆石年龄分布主要集中在燕山期,加里东期和 1.6~2.0 Ga 的碎屑锆石所占比例较少,相对类似于乐水砂岩年龄谱。但是,瓯江口砂岩中缺少印支期的碎屑锆石。珠江口独居石定年结果显示 250±18、400~500、800~900 Ma 3 个峰值组合,缺少>1 000 Ma 的年龄组分,长江现代河口砂碎屑锆石以 200~300、400~800 Ma 占主体,除(34.9±0.2)和(52.6±0.3) Ma 两个年轻数值外,其加里东期年龄组成高达 25%,远远大于恒春半岛样品的数值。因此,闽江水系很有可能是里龙山村和牡丹层的物源区,而九龙江水系更可能是乐水层的源区,其古水流的异常是由于复杂的海底地形或乐水单元发生了构造旋转所致。此外值得注意的是,恒春半岛中新世样品前寒武纪的碎屑锆石相对大于现代河口砂,可能与中新世时期华南沿海一带较多的基底出露有关,目前基底剥蚀殆尽,出露大量的花岗岩。

从岩体出露分布来分析,燕山期花岗岩广泛发育于华南沿海一带,展布方向以东北向为主,从燕山早期至燕山晚期具有从内陆向沿海方向迁移的特征,因此,河流沉积物中的碎屑锆石包含很多燕山期岩浆活动的信息。九龙江、珠江和瓯江流域前寒武纪基底出露少,很少有加里东期的花岗岩出露,因此,也就不能提供较多加里东期及前寒武纪的碎屑

锆石。闽江发源地正是华夏地块前寒武纪基底主要出露的区域,古元古代的变质基底八都群(1 800~2 000 Ma)主要出露在浙西南—闽西北一带^[33,39-40,43-45]。马面山群(800~1 000 Ma)呈近北北东向分布于南平、建瓯地区^[46],万全群(700~1 000 Ma)分布于将乐和顺昌地区,近东西向展布^[47],以上露头均可以成为闽江河口大量的前寒武纪碎屑锆石的来源。早元古代、中元古代变质基底经部分熔融作用形成的加里东期花岗岩在武夷山地区较为发育,呈北东、北北东向分布^[32,48],因此,闽江河口的沉积物中有加里东期的碎屑锆石。印支期岩体在长江流域出露比较多,在武夷山和天目山也有零星出露。海西岩体在福建省内出露较少,目前仅在政和、明溪、连城有部分岩体出露^[49],由此可见分析样品的碎屑锆石年龄分布特征与源区的岩体出露具有密切的对应关系。

另有学者提出古水流的异常是由于俯冲楔体浮出海面遭受剥蚀或乐水南方存在一个微大陆^[4-5,50],然而,中新世时期增生楔的位置远在现今位置的东边,恒春半岛中新世地层为位于欧亚大陆边缘上的后张裂层序地层^[51],也没有任何证据表明有微大陆或地堑盆地的存在。此外,在恒春半岛垦丁混杂岩(图 1)内部含有较多的基性超基性岩块,这些岩块通常被认为来自于南海海洋地壳^[7,52],因此,南海海洋地壳同样可能成为中新世深水扇增生楔的物质来源,但常因其上部的巨厚沉积物覆盖,使得海洋地壳很难在俯冲刮积过程中进入增生楔内部,其基性超基性岩块中几乎不含有锆石,所以并没有出现在此次的碎屑锆石 U-Pb 定年分析中。

4.2 构造与古地理的意义

浊积岩和深水扇的发育与世界海水面的变化有着密切的关系^[53]。多数现代深水扇均在更新世冰期的低海平面阶段发育速度加快,而在全新世及较早的间冰期(高海平面阶段)处于休眠状态^[54]。被动大陆边缘因有宽广的大陆棚,受到海水面变化的影响更加显著。例如海平面的周期性升降使一些沉积物在低水位时期沉积中心向深水陡坡—海盆迁移,从而导致古珠江大量沉积物在海平面下降期间迁移到珠江口外的陆坡深水区沉积^[55]。恒春半岛中新世地层的沉积岩相变化与海平面的变化有着良好的对应关系,自中新世至更新世,全球海平面呈现下降的趋势^[56],晚中新世时因南极冰盖迅速扩张(11~5 Ma),导致全球海水面大降^[56],而恒春半岛地层也逐渐由泥岩相为主渐变为含砾质浊流岩。恒春半岛

深水扇沉积时间(N14-N17,约 11.6~6.4 Ma)适逢全球海水面下降阶段,原位于大陆棚的前期沉积物出露开始被侵蚀,逐渐以浊流的形式被运送到深海,尤其乐水砂岩主要为细—中粒砂,沉积速度平均约为 1 m/ka,与一般的深水扇的平均沉降速率相当。另外在牡丹层下段(此时浊流活动相对减少)的生物扰动层(N10)沉积于相对高海平面时期^[28]。此外,中新世时期,澎湖火山活动时间大约为 17~8 Ma,而以 10~14 Ma 最为强盛。部分玄武岩直接覆盖在陆上风化作用所形成的红壤层或滨海相沉积岩之上,都显示澎湖的熔岩流是属于陆地或浅海环境的产物,部分玄武岩夹有风化红壤,表示其形成环境为较内陆环境,地形高度高出海平面。澎湖群岛位于欧亚大陆板块边缘,新生代以来并未有构造抬升作用,因此地形的出露应与海平面的变化有关。另外,北港基盘高区附近缺失晚中新世南庄层沉积^[57-58],西部麓山带晚中新世沉积均为浅水或沼泽环境^[35,58-59],均表示当时的海岸线向外迁移至少 200 m(图 7),相比现在海岸线位置大大缩短了搬运距离,大部分台湾海峡出露,侵蚀自大陆东南沿海的物

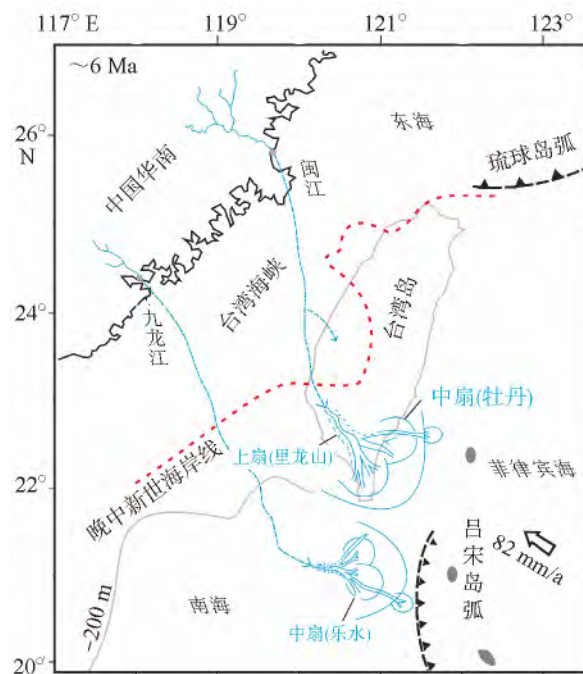


图 7 中国华南沿海晚中新世古地理格局及恒春半岛中新世地层物质来源示意图
蓝色虚线代表沉积物输送路径图,红线虚线代表中新世时期古海岸线
Fig. 7 Schematic paleogeographic map of SE China in Late Miocene and the transport path of the Miocene strata in the Hengchun Peninsula
blue dashed line represents the NW Fujian province and SW Zhejiang province; red dashed line and blue line represent the paleocoastline

质经河流侵蚀被带往现在陆坡,堆积成深水扇,然后随着南海海洋地壳向东俯冲卷入恒春海脊增生楔。

5 结论

(1) 吕宋火山岛弧形成于古、新近纪,出露时间不大于 2 Ma,且碎屑锆石 U-Pb 定年资料均大于 100 Ma,不可能成为恒春半岛中新世地层的物源区。

(2) 里龙山层、乐水层以及牡丹层的物质来源基本一致,均来自中国华南沿海一带,而非古台湾或吕宋火山岛弧。

(3) 里龙山与牡丹层同属于一个深水扇体系,物质来源主要发育于闽江流域;乐水层不同于里龙山层和牡丹层,其源区主要为九龙江水系,其古水流的异常是由于复杂的海底地形或乐水单元发生了构造旋转所致。

(4) 自中新世中期以来,恒春半岛一直处于欧亚被动大陆边缘的大陆坡至坡底的沉积环境中,适值全球海平面下降,海岸线往坡折带外移约 200 m,沉积物主要经由水道和峡谷分别沉积在陆棚和陆坡,形成补给水道和深水扇沉积,直至南海海洋地壳向东隐没于菲律宾海板块时才被刮积混入到恒春海脊-恒春半岛增生楔内。

参考文献 (References)

- [1] Chang Chungpai, Angelier J, Lee T Q, et al. From continental margin extension to collision orogen: structural development and tectonic rotation of the Hengchun peninsula, southern Taiwan [J]. *Tectonophysics*, 2003, 361: 61-82.
- [2] Kirstein L, Carter A, Chen Yue-gau. Testing inferences from palaeocurrents: application of zircon double-dating to Miocene sediments from the Hengchun Peninsula, Taiwan [J]. *Terra Nova*, 2010, 22(6):483-493.
- [3] Chang L S. A Biostratigraphic Study of the Tertiary in the Hengchun Peninsula, Taiwan, Based on Smaller Foraminifera (I: Northern Part) [J]. *Proceedings of the Geological Society of China*, 1964, 7: 48-62.
- [4] Cheng Y M, Huang C Y, Yen J J. The Loshui Formation: Deeper-water Sandstones on the Hengchun Peninsula, Southern Taiwan [J]. *Acta Geologica Taiwanica*, 1984, 22: 100-117.
- [5] Sung Q C, Wang Y. Sedimentary environments of the Miocene sediments in the Hengchun Peninsula and their tectonic implications [J]. *Mem. Geol. Soc. China*, 1986, 7: 325-340.
- [7] Page B M, Lan C Y. The Kenting Mélange and its record of tectonic events [J]. *Mem. Geol. Soc. China*, 1983, 5: 227-248.
- [8] Clift P D, Schouten H, Draut A E. A general model of arc-continent collision and subduction polarity reversal from Taiwan and the Irish Caledonides [C]// In: R D Larter and P T Leat (Eds.), *Intra-Oceanic Subduction Systems; Tectonic and Magmatic Processes*. Special Publication, Geological Society, London, 2003, 219: 81-98.
- [9] Lin A T, Watts A B, Hesselbo S P. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Seamargin in the Taiwan region [J]. *Basin Research*, 2003, 15: 453-478. doi: 10.1046/j.1365-2117.2003.00215.x.
- [10] Huang Chiyue, Yuan P B, Tsao Shuh-jung. Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 118(3-4): 274-288. doi: 10.1130/B25527.1.
- [11] 黄奇瑜,郑颖敏,叶家正. 论恒春半岛上垦丁层之成因 [J]. *地质*, 1985, 6(1): 21-38. [HUANG Chiyue, ZHENG Ying-min, YE Jiazheng. Genesis of the Kenting Formation in the Hengchun Peninsula, southern Taiwan [J]. *Ti-Chih*, 1985, 6(1): 21-38.]
- [12] Suppe J. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan [J]. *Memoir of the Geological Society of China*, 1981, 4: 67-89.
- [13] Suppe J. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan [J]. *Memoir of the Geological Society of China*, 1984, 6: 21-33.
- [14] Taylor B, Hayes D E. Origin and history of the South China Sea Basin [C]// In: *The Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asian Seas and Islands Part II*. AGU Monogr., 1983, 20: 129-155.
- [15] Hayes D E, Lewis S D. A geophysical study of the Manila trench, Luzon, Philippines. 1. Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution [J]. *Journal Geophysical Research*, 1984, 89: 9171-9195.
- [16] Tsai Y B. Seismotectonics of Taiwan [J]. *Tectonophysics*, 1986, 125: 17-37.
- [17] Reed D L, Lundberg N, Liu C S, et al. Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge: Implications for accretion and crustal kinematics [J]. *Acta Geologica Taiwanica Science Reports of the National Taiwan University*, 1992, 30: 105-122.
- [18] Huang Chiyue, Shyu C T, Lin S B, et al. Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for late Neogene evolution of the coastal range [J]. *Marine Geology*, 1992, 107: 183-212.
- [19] Huang Chiyue, Wu W Y, Chang C P, et al. Tectonic evolution of the accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan [J]. *Tectonophysics*, 1997, 281: 31-51.
- [20] Biq C C. Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region [J]. *Proc. Geol. Soc. China*, 1972, 15: 65-75.
- [21] Karig D E. Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu islands [J]. *Marine Geology*, 1973, 14: 153-168.
- [22] 涂湘林,张红,邓文峰,等. RESOLUTION 激光剥蚀系统在微量

- 元素原位微区分析中的应用[J]. 地球化学, 2011, 40(1): 83-98. [TU Xianglin, ZHANG Hong, DENG Wenfeng, et al. Application of RESOLUTION in-situ laser ablation ICP-MS in trace element analyses[J]. Geochimica, 2011, 40(1): 83-98.]
- [23] Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. Journal of Petrology, 2010, 51(1-2): 537-571. doi: 10.1093/petrology/egp082.
- [24] Ludwig K R. Isoplot/Ex version 2. 3. — a geochronological toolkit for Microsoft Excel[C]// Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 2000.
- [25] Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3. 0: Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[C]// Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, 4:1-70.
- [26] Yuan Hong-lin, Gao Shan, Liu Xiao-ming, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry [J]. Geostand News, 2004, 28: 353-370.
- [27] Huang Chi-yue. Field trip guide to the Hengchun Peninsula, southern Taiwan [M]. Sino-French Colloquium on Geodynamics of the Eurasian-Philippine Sea Plate Boundary, 1984: 26-30, 77-94.
- [28] 宋国城. 恒春半岛晚新第三纪地层及其古沉积环境之研究 [D]. 台北: 国立台湾大学地质研究所博士论文: 1987. [SUNG Guocheng. Stratigraphic and Paleoenvironmental study of the late Neogene Series in the Hengchun Peninsula [D]. Taipei: Dep. of Geol., National Taiwan University, 1987.]
- [29] Chang L S. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Hengchun Peninsula, Taiwan, based on smaller foraminifera (II: Middle Part) [J]. Proceedings of the Geological Society of China, 1965, 8: 9-18.]
- [30] Chang L S. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Hengchun Peninsula, Taiwan, based on Smaller Foraminifera (III: Southern Part) [J]. Proceedings of the Geological Society of China, 1966, 9: 55-63.
- [31] Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons [J]. Precambrian Research, 2004, 131: 231-282. doi: 10.1016/j.precamres.2003.12.011.
- [32] 徐勇航, 陈坚. 台湾海峡西岸闽江口和九龙江口沉积物中碎屑锆石铀-铅定年及物源意义[J]. 海洋学报, 2010, 32(4): 110-117. [XU Yonghang, CHEN Jian. Uranium-lead dating of detrital zircons from the Minjiang and Jiulongjiang Estuaries in the western coast of the Taiwan Strait: implication for its provenance [J]. Acta Oceanologica Sinica, 2010, 32(4): 110-117.]
- [33] Xu Xisheng, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. The crust of Cathaysia: age, assembly and reworking of two terranes [J]. Precambrian Research, 2007, 158: 51-78.
- [34] 杨蓉, Seaward D, 周祖翼. 长江流域现代沉积物碎屑锆石 U-Pb 年龄物源探讨[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2010, 30(6): 73-83. [YANG Rong, Seaward D, ZHOU Zuyi. Provenance study by U-Pb dating of the detrital zircons in the Yangtze River [J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2010, 30(6): 73-83.]
- [35] Chou J T. Sedimentology and paleogeography of the upper Cenozoic system of western Taiwan [J]. Proceedings of the Geological Society of China, 1973, 16: 111-143.
- [36] Yang T Y, Tien J L, Chen C H, et al. Fission-track dating of volcanics in the northern part of the Taiwan-Luzon arc: Eruption ages and evidence for crustal contamination[J]. Journal of SE Asian Earth Sciences, 1995, 11: 81-93.
- [37] Huang C Y, Peter B Y, Lin C W, et al. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica [J]. Tectonophysics, 2000, 325: 1-21.
- [38] 张兴阳. 深水牵引流形成的床形单元组合[J]. 古地理学报, 2000, 2(2): 28-36. [ZHANG Xingyang. Bedform unit assemblages of deep-water traction-current origin [J]. Journal of Palaeogeography, 2000, 2(2): 28-36.]
- [39] Yu J H, Wang L J, O'Reilly S Y, et al. A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China [J]. Precambrian Research, 2009, 174 (3-4): 347-363. doi: 10.1016/j.precamres.2009.08.009.
- [40] Yu J H, O'Reilly S Y, Zhou M F, et al. U-Pb geochronology and Hf-Nd isotopic geochemistry of the Badu Complex, Southeastern China: Implications for the Precambrian crustal evolution and paleogeography of the Cathaysia Block [J]. Precambrian Research, 2012: 222-223, 424-449. doi: 10.1016/j.precamres.2011.07.014.
- [41] Lee T Y, Lawver L A. Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region [J]. Tectonophysics, 1994, 235: 149-180.
- [42] Yokoyama K, Tsutsumi Y, Lee C S, et al. Provenance study of tertiary sandstones from the Western foothills and Hsuehshan Range, Taiwan [J]. Bulletin of the National Museum of Nature and Science (Serial C), 2007, 33: 7-26.
- [43] 李曙光, 陈移之, 葛宁洁, 等. 浙西南八都群变质火山岩系及变晶糜棱岩的同位素年龄及其构造意义[J]. 岩石学报, 1996, 12(1): 79-87. [LI Shuguang, CHEN Yizhi, GE Ningjie, et al. Isotopic ages of metavolcanic rocks and metacryst mylonite in the Badu Group in Southwestern Zhejiang Province and their implication for tectonics [J]. Acta Petrologica Sinica, 1996, 12(1): 79-87.]
- [44] 李献华, 王一先, 赵振华, 等. 闽浙古元古代斜长角闪岩的离子探针锆石 U-Pb 年代学[J]. 地球化学, 1998, 27(4): 327-334. [LI Xianhua, WANG Yixian, ZHAO Zhenhua, et al. Shrimp U-Pb zircon geochronology for amphibolite from the Precambrian basement in SW Zhejiang and NW Fujian provinces [J]. Geochimica, 1998, 27(4): 327-334.]

- [45] Li Xianhua. Timing of the Cathaysia Block formation: constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology[J]. *Episodes*, 1997, 20:188-192.
- [46] Li Wuxian, Li Xianhua, Li Z X. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance [J]. *Precambrian Research*, 2005, 136: 51-66.
- [47] Wan Yusheng, Liu Dunyi, Xu Meihui, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and geochemistry of metavolcanic and metasedimentary rocks in Northwestern Fujian, Cathaysia Block, China; tectonic implications and the need to redefine lithostratigraphic units [J]. *Gondwana Research*, 2007, 12: 166-183. doi: 10.1016/j.gr.2006.10.016.
- [48] 周新民. 对华南花岗岩研究的若干思考[J]. *高校地质学报*, 2003, 9(4): 556-565. [ZHOU Xinmin. My thinking about Granite Geneses of South China [J]. *Geological Journal of China Universities*, 2003, 9(4): 556-565.]
- [49] 孙涛. 新编华南花岗岩分布图及其说明[J]. *地质通报*, 2006, 25(3): 332-335. [SUN Tao. A new map showing the distribution of granites in South China and its explanatory notes [J]. *Geological Bulletin of China*, 2006, 25(3): 332-335.]
- [50] Byrne T. Pre-collision kinematics and a possible modern analog for the Lichi and Kenting Mélange, Taiwan [J]. *Journal of the Geological Society of China*, 1998, 41: 535-550.
- [51] Huang Chiyue, Yan Yi, Zhao Quanhong, et al. Cenozoic stratigraphy of Taiwan: Window into rifting, stratigraphy and paleoceanography of South China Sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(24): 3130-3149.
- [52] Pelletier B, Stephan J F. Middle Miocene obduction and Late Miocene beginning of collision registered in the Hengchun Peninsula; Geodynamic implications for the evolution of Taiwan [J]. *Mem Geol Soc China*, 1986, 7:301-324.
- [53] Shanmugam G, Moiola R J. Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential [J]. *Earth-Science Reviews*, 1988, 24(6): 383-428.
- [54] 朱起煌. 海底扇的成因特征与储集油气潜力[J]. *新疆石油地质*, 1990, 11(1): 78-83. [ZHU Qihuang. Genetic characterization of submarine fans and their potentialities for oil-gas storage [J]. *Xinjiang Petroleum Geology*, 1990, 11(1): 78-83.]
- [55] 彭大钧, 陈长民, 庞雄, 等. 南海珠江口盆地深水扇系统的发现[J]. *石油学报*, 2004, 25(5): 17-23. [PENG Dajun, CHEN Changmin, PANG Xiong, et al. Discovery of deep-water fan system in South China Sea [J]. *Acta Petroleol Sinica*, 2007, 158: 51-78.]
- [56] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology fluctuating sea levels since the Triassic [J]. *Science*, 1987, 235: 1156-1167.
- [57] Huang C Y. Oligocene and Miocene stratigraphy of the Kuohsing area, central Taiwan [J]. *Acta Geologica Taiwanica*, 1986, 24: 281-318.
- [58] Chou J T. Stratigraphy and sedimentology of the Miocene in western Taiwan [J]. *Petroleum Geology of Taiwan*, 1980, 17:33-52.
- [59] Tang C H. Late Miocene erosional unconformity on the subsurface Peikang high between the Chiayi-Yunlin coastal plain, Taiwan [J]. *Geol. Soc. China*, 1977, 2: 155-167.

DETRITUS ZIRCON U-PB GEOCHRONOLOGY AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE IN MIOCENE ACCRETIONARY PRISM OF HENGCHUN PENINSULA, SOUTHERN TAIWAN

ZHANG Xinchang^{1,2,3}, LI Tingting⁴, CHEN Wenhuan², YU Mengming², LAN Qing²

(1. CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. Geological Investigation Institute of Guangdong Province, Guangzhou 510080, China;

4. CNOOC Research Institute, Beijing 100027, China;

5. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: The Miocene accretionary prism in the Hengchun Peninsula, southern Taiwan, consists of three formations. The Mutan and Loshui Formations are deposited in a middle—lower deep-water fan and the Lilungshan Formation deposited in a shallow-water environment. U-Pb age data show that the age patterns of zircon grains of the Lilungshan and Mutan Formations are similar with those of the Minjiang estuary sands, while the age pattern of the Loshui Formation is identical to the Jiulongjiang estuary sands by absence of 400~600 Ma zircon grains and less 700~1 000 Ma and 1 600~2 000 Ma zircon grains. During the Late Miocene, the global sea-level fell significantly due to a dramatic expansion of the Antarctic ice sheet. The coast line of the China continent shifted eastward and a large part of the present East China Sea-Taiwan Strait was exposed. Consequently, large rivers like the Minjiang River in SE China could transport debris flow deposits southeastward to the upper slope of the Chinese continental margin. These turbidite sequences were then deformed as the accretionary prism in the Hengchun Peninsula, while the South China Sea subducted in the Late Miocene time.

Key words: Taiwan; Hengchun Peninsula; deep-water fan; accretionary prism; U-Pb dating; provenance analysis