



沉积地质学与矿产地质学研究系列专著

国家自然科学基金项目(41472086, 41272120)

中国地质大学(武汉)中央高校基本科研业务费专项资金“腾飞计划(CUG150619)”联合资助

湖北省学术著作出版专项资金



华南东南缘早古生代 沉积地质与盆山相互作用

徐亚军 杜远生 余文超 齐靓 著

Early Paleozoic Sedimentary Geology and Basin-Range
Interaction in the Southeast of South China Block

中国地质大学出版社
CHINA UNIVERSITY OF GEOSCIENCES PRESS



沉积地质学与矿产地质学研究系列专著

国家自然科学基金项目 (41472086, 41272120)

中国地质大学(武汉)中央高校基本科研业务费专项资金“腾飞计划(CUG150619)”联合资助

湖北省学术著作出版专项资金

华南东南缘早古生代沉积 地质与盆山相互作用

Early Paleozoic Sedimentary Geology and Basin-Range
Interaction in the Southeast of South China Block

徐亚军 杜远生 余文超 齐靓 著



中国地质大学出版社
CHINA UNIVERSITY OF GEOSCIENCES PRESS

图书在版编目(CIP)数据

华南东南缘早古生代沉积地质与盆山相互作用/徐亚军等著. —武汉:中国地质大学出版社, 2017.9

(沉积地质学与矿产地质学研究系列专著)

ISBN 978-7-5625-4148-6

I. ①华…

II. ①徐…

III. ①早古生代-沉积环境-地质-相互作用-构造盆地-中国

IV. ①P588.2②P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2017)第 292893 号

华南东南缘早古生代沉积地质与盆山相互作用

徐亚军 杜远生 著
余文超 齐 靓

责任编辑:马 严 刘桂涛

责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 388 号)

邮政编码:430074

电 话:(027)67883511

传真:67883580

E-mail:cbb@cug.edu.cn

经 销:全国新华书店

<http://cugp.cug.edu.cn>

开本:787 毫米×1092 毫米 1/16

字数:288 千字 印张:11.25

版次:2017 年 9 月第 1 版

印次:2017 年 9 月第 1 次印刷

印刷:武汉市籍缘印刷厂

印数:1—800 册

ISBN 978-7-5625-4148-6

定价:79.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

序

华南古大陆的再造经历了新元古代中期(晋宁期)、早古生代(加里东期)和早中生代(印支期)三期构造运动,之后在晚古生代又经历了燕山期再活化作用,其中早古生代构造运动之后华南板块的主体基本定型,沉积环境与古地理才得以真正统一。华南早古生代构造运动表现为江南构造带以东、以南大范围的泥盆系和下古生界之间的角度不整合。从构造幕次上说,泥盆系在不同地区表现为与寒武系、奥陶系、志留系之间的不整合。从构造指向上说,除了志留系与江南构造带构造线方向一致外,寒武系—奥陶系褶皱的构造线方向大致为近东西向。这些现象说明,早古生代华南古大陆再造过程存在多幕次、多元动力机制。众所周知,华南早古生代构造运动的性质、在华南古大陆形成中的作用和地位,尤其是动力学机制存在不同认识和争议,是亟待解决的重要科学问题。中国地质大学(武汉)造山带沉积地质研究团队自2010年从沉积地质学的角度对华南早古生代构造运动进行了较系统的研究,提出以下新的认识。

冈瓦纳超大陆在寒武纪之前并未完全聚合。寒武纪时期,华南与东冈瓦纳北缘印度板块相连,处于冈瓦纳与特提斯洋的洋陆转换带上,并以 Kuunga 洋盆与澳大利亚板块西缘相望,位于海南岛屯昌一带的小洋盆是这个洋盆的一部分。华夏板块的寒武系是小洋盆北侧的大陆边缘沉积,三亚地体的寒武系是小洋盆南侧的大陆边缘沉积。早奥陶世,随着屯昌小洋盆关闭,华夏板块与澳大利亚板块碰撞造山,形成寒武系—奥陶系之交的不整合(郁南运动),冈瓦纳最终聚合。奥陶纪晚期—志留纪扬子板块与华夏—冈瓦纳板块之间的陆内收缩,导致沿江南构造带线状造山,形成奥陶系和志留系之上的角度不整合(广西运动)。因此,华南早古生代造山作用分为两期:第Ⅰ期对应于华夏板块和澳大利亚板块的碰撞造山作用(寒武纪和奥陶纪之交的郁南运动),其形成的构造线大致近东西向;第Ⅱ期对应于扬子板块和华夏—冈瓦纳板块之间的陆内造山作用(晚奥陶世—志留纪的广西运动),包括奥陶纪末期和早志留世后期两幕,其形成的构造线与陆块碰撞边界一致,呈北东方向。钦防海槽是华南古大陆初步定型以后,随着西南缘金沙江—哀牢

山-Song Ma 洋盆的打开形成的坳拉槽。

本书是国家自然科学基金面上项目“海南岛南北地块早古生代碎屑岩物源对比及其大地构造意义”“钦防构造带古生代—三叠纪沉积地质与构造沉积响应”和中国地质大学(武汉)中央高校基本科研业务费专项资金“腾飞计划”的研究成果。

项目进行过程中,受到广西壮族自治区地质矿产勘查开发局地质调查院、区域地质调查研究院、第四地质队和海南地质调查院等单位的大力帮助,广西壮族自治区地质矿产勘查开发局的黄宏伟、李青、黄志强、邝国敦、张淑玲、王汉荣、李江研究员和王新宇、赖润宁高级工程师,海南省地质调查院的陈沐龙、傅杨荣、吴国爱、张小文研究员,中国地质大学(武汉)钟增球、杨坤光、吴元保、彭松柏教授,杨江海、徐春旺副教授等给予诸多帮助和指导,胡丽沙和朱延辉参与了野外工作,在此一并表示衷心感谢。

笔 者

2017 年 1 月

目 录

第一章 绪 言	(1)
一、盆山相互作用的内涵	(1)
二、研究思路	(1)
三、研究方法	(2)
第二章 区域地质背景	(5)
一、华南地质演化简史	(5)
二、早古生代造山作用研究进展	(10)
第三章 华南东南缘寒武纪盆山相互作用	(14)
一、华南寒武系岩相特征简述	(14)
二、研究剖面位置及地层概况	(15)
三、寒武系岩石地球化学特征	(18)
四、寒武系碎屑锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素研究	(24)
五、华南南缘寒武系物源分析	(31)
六、华南东南缘寒武纪盆山相互作用	(37)
七、小结	(41)
第四章 华南东南缘奥陶纪盆山相互作用	(43)
一、华南奥陶系岩相特征简述	(43)
二、研究剖面位置及地层概况	(43)
三、奥陶系岩石地球化学特征	(45)
四、奥陶系碎屑锆石 U-Pb 年代学研究	(50)
五、华南南缘奥陶系物源分析	(58)
六、华南东南缘奥陶纪盆山相互作用	(62)
七、小结	(69)

第五章 扬子东南缘志留纪盆山相互作用 (70)

一、扬子东南缘志留系岩相特征简述..... (70)

二、研究剖面位置及地层概况..... (70)

三、样品显微特征及碎屑骨架颗粒统计..... (76)

四、碎屑锆石 U - Pb 年代学研究 (79)

五、扬子板块东南缘上奥陶统一志留系物源分析..... (86)

六、扬子板块东南缘志留纪盆山相互作用..... (88)

七、小结..... (91)

第六章 华夏南缘志留纪盆山相互作用——钦防海槽的成因 (92)

一、华夏板块南缘志留系岩相特征简述..... (92)

二、研究剖面位置及地层概况..... (93)

三、碎屑锆石 U - Pb 年代学研究 (95)

四、钦防海槽志留系—上泥盆统物源分析 (101)

五、华夏南缘志留纪盆山相互作用 (103)

六、小结 (108)

第七章 华南东南缘早古生代盆山相互作用的动力学机制——从板缘碰撞到陆内
造山..... (110)

一、造山作用的基本类型 (111)

二、华南东南缘早古生代造山作用期次 (111)

三、郁南运动的性质 (112)

四、广西运动的性质 (116)

五、华南东南缘早古生代广西运动的动力学机制 (118)

六、小结 (122)

附录 I 测试仪器状态及数据处理方法..... (123)

附录 II 华南东南缘下古生界研究剖面野外现象及样品显微照片..... (125)

附录 III 澳大利亚中部古生代 Alice Springs 造山带年代学数据表..... (149)

主要参考文献..... (153)

第一章 绪 言

一、盆山相互作用的内涵

“盆”指沉积盆地,是地形上可容纳沉积物的凹陷,而“山”指山脉,是显著上隆的地貌高地。“盆”和“山”是地球表面上最基本的两种构造单元,它们相间分布,是在统一的地球动力学系统之中形成的孪生体(刘树根等,2003;刘少峰和张国伟,2005)。两者在空间、时间、物质和能量等方面存在紧密的耦合关系(李继亮等,2003)。具体表现在:①空间上相互依存。沉积盆地和山脉在横向上一般相间分布,纵向上山脉的隆升和沉积盆地的沉降相互补偿。②时间上相互演化。两者同时形成,并随着时间演化,沉积盆地可以上隆形成山脉,而山脉可以下沉形成沉积盆地。③物质上相互转换。沉积盆地中的沉积物来自盆缘山脉岩石的剥蚀,而随着盆缘山脉的隆升,沉积盆地边缘的沉积物往往又被重新隆起形成再循环的沉积物。④能量上相互转化。沉积盆地与山脉之间的高差为沉积物搬运提供动力。更重要的是,沉积盆地和相邻山脉形成于统一的构造应力场,而软流圈的对流是导致应力场生成与演变的基本动力,岩石圈在垂向上的凹陷或者上隆是岩石圈在水平方向上的伸展和收缩导致的。正是由于这些紧密的耦合关系,使得山脉控制了相邻沉积盆地的形成和演化,而沉积盆地记录了相邻山脉形成和演化的构造作用过程。因此,盆山相互作用本质上是外动力和内动力之间的相互作用。

现代地球表面的盆山相互作用过程因为直观,所以易于观察和研究,但是对于拥有漫长演化历史的地球来讲,如何追溯地质历史时期沉积盆地和山脉的配置、转换、迁移过程及其反映的地球动力学过程则是盆山相互作用研究的核心内容。对于地质历史时期的盆山相互作用研究,面临的首要问题是如何恢复原型盆地及其相关的山脉。而一定部位存在的沉积岩,意味着该地区曾经存在过沉积盆地。因此沉积岩是研究地质历史时期盆山相互作用过程的主要对象。

二、研究思路

由“盆”到“山”是盆山相互作用研究遵循的一般思路。因为沉积盆地中的地层具有准确的时间信息,并准确地记录了盆地形成、演化、闭合以及盆-山系统内部物质循环和能量交换的过程,所以,根据古沉积盆地内充填物的物质组分、沉积物来源、充填序列、沉积体系和沉积构型、同沉积构造及岩浆活动等分析恢复原型盆地及其所处的大地构造背景,反演相邻造山带演化及其动力学状态是盆山相互作用研究的主要内容。

不同的构造应力场决定了不同的沉积盆地类型,而不同类型的沉积盆地中的沉积物组成和来源不同。以碎屑锆石物源分析为例:①汇聚背景下的沉积盆地(如弧前盆地、弧后盆地),

伴随着同沉积岩浆活动,沉积物主要来自相邻的活动岛弧,沉积物中大多数锆石结晶年龄接近地层时代,在弧后盆地靠近大陆一侧也会出现来自大陆的较老的沉积物;②同造山盆地(如弧后前陆盆地、周缘前陆盆地)的沉积物主要来自造山带,伴随着同造山岩浆活动,沉积物中也有大量结晶年龄接近于地层时代的沉积物,但是由于早期地壳物质(如大陆基底)卷入造山带,沉积物中古老锆石的比例显著增加;③分离背景下的沉积盆地(包括被动大陆边缘、裂谷盆地、克拉通内盆地)中的沉积物主要来自大陆基底的古老沉积物为主,接近地层时代的年轻锆石较少(裂谷盆地尽管也有岩浆活动,但是以基性岩浆为主,锆石含量低、保存难,所以仅有少量结晶年龄接近地层时代的碎屑锆石)(Cawood et al, 2012)。因此,旨在恢复沉积物的来源、组成和搬运过程的物源分析是目前盆山相互作用研究的关键手段,也是本书研究华南板块东南缘早古生代盆山相互作用的主要方法。

三、研究方法

完整的物源分析应包含源区位置、母岩层位、性质及组合特征,搬运距离及搬运路径等。然而由于地质作用过程的复杂性,现今物源分析主要侧重于讨论源区和盆地这两个沉积过程的端点以及相关的构造演化,而较少涉及联系这两个端点的搬运距离及搬运路径等相关问题。尽管如此,近年来,物源分析仍然被大量地应用于盆地的形成和构造演化研究,成为盆山相互作用研究的热点。

早在 20 世纪 70 年代末到 80 年代初,沉积学家就认识到板块构造对砂岩的物源区及其沉积盆地的控制作用,证实了砂岩的成分直接受源区母岩的物质组成的控制,并随大地构造位置的不同而变化,并逐渐形成利用碎屑或矿物组分、岩石(砾石)及岩石(砾石)地球化学特征、同位素年代学方法鉴别源区位置、组成及其大地构造背景的方法。

(一)沉积学方法

准确、可靠的物源分析必须建立在野外地质观测的基础之上,因此沉积学方法是物源分析的基础。主要包括观察野外沉积学现象并测量物源古流向数据。地层与下伏地层或者岩石之间的接触关系、不整合关系(角度不整合和平行不整合)在不同时空下的展布和变化情况(Xu et al, 2014a),都可以反映盆地格局及其随时间的迁移过程。利用砾岩砾石组构、沉积岩中交错层理、波痕等原生沉积构造特征判断古流向,可以反映源区方位。通过对砾岩砾石成分及比例的统计可以反映源区的母岩成分特征。

(二)碎屑岩碎屑组成和重矿物的物源分析

利用砂岩碎屑组分进行物源分析始于 Dickinson(1979, 1980, 1983, 1984)。他发现砂岩的碎屑组成与受大地构造背景控制的物源区之间密切相关。并通过对大量的现代和古代砂岩样品的分析,提出利用砂岩中所包含的石英(Q)、长石(F)、岩屑(L)进行物源区构造背景判别的 Dickinson 三角图解(QFL)。在 QFL 三角图中,他将物源区构造背景划分为大陆板块(包括克拉通、过渡大陆和基底隆起)、岛弧(分为切割岛弧、过渡弧及未切割岛弧)和再旋回造山带(分为石英再旋回、过渡再旋回和岩屑再旋回)3 种一级、9 个次级构造背景。随后,又根据碎屑平均组成的分布,把砂岩物源区的构造背景进一步分为稳定克拉通、上升基底地块或侵蚀火山弧

深成岩体、活动火山岛链或大陆边缘、再旋回造山带,其中再旋回造山带可进一步分为俯冲杂岩、碰撞缝合带及弧后褶皱逆冲带 3 个次级物源区。该方法的利用,对于准确统计碎屑组分至关重要,因此 Dickinson(1979)、Ingersoll(1984)、Roony(1994)等分别建立并改进了碎屑组分的统计方法,李忠等(1999)明确提出了被统计样品应当遵循的一般原则,原则如下。

(1)列入统计和作图的砂岩样品,其平均粒度限定在中粒至粗粒(包括含砾砂岩)之间,即算术粒级 0.2~2mm,砾岩样品仅供参考。其目的主要是尽可能减小由于碎屑粒度-成分习性而导致的统计误差。

(2)排除杂基含量大于 25% 的杂砂岩样品(Dickinson et al, 1979)。

(3)被自生矿物交代的骨架颗粒,按残留颗粒或恢复的原碎屑组分统计。

(4)采用镜下正方网格交点法统计组分含量,每个样品统计骨架颗粒数不少于 300 个,网格间距视砂岩平均粒度而定,一般取平均粒度的两倍值。

这些统计方法上的改进,有效地提高了碎屑组分统计的精确度,更为合理地解释了沉积盆地所处的大地构造背景。

重矿物多用于细砂岩和粉砂岩的物源判别。主要通过部分碎屑重矿物形貌、组合特征、含量变化、矿物标型和部分单颗粒重矿物的地球化学分异特征来判别物源方向、源区的大致位置、搬运距离及母岩类型等特征。

(三)碎屑岩地球化学

沉积物的化学成分在不同的构造环境下具有不同的特征,因此可以根据碎屑岩化学成分变化特征来判定物源区的性质和构造背景。地球化学方法大多用于细碎屑岩物源分析。主要以 Bhatia(1983, 1986)、Roser(1986)、Taloy(1995)、McLennan(1995)和 Cullers(2002)等提出的利用砂岩和泥岩的岩石地球化学特征判定沉积物源岩性质、源区风化强度及大地构造背景的方法应用最为广泛,并逐渐出现了一系列常量元素、微量元素地球化学端元图和特征元素比值。利用这些沉积地球化学指标,通常可把源区大地构造背景划分为被动大陆边缘、活动大陆边缘、大陆岛弧、大洋岛弧。根据这些不同的端元图和特征值之间的相互校正使用被大多数学者所采用。

(四)同位素年代学

矿物学、岩石学以及地球化学方法大量地应用于物源研究的实践逐渐凸显出这些方法在物源分析方面存在的局限性。例如,碎屑岩碎屑成分及矿物组成、地球化学方法主要是对源岩性质以及形成的大地构造环境提供信息。这些方法都无法准确地限定源岩层位和时代,因而无法准确反映物源在垂向上的变化,所以在建立造山带隆升的详细过程及盆山相互作用过程方面显得乏力。另外,讨论地史时期的盆山相互作用首先要明确相同时间范围内盆山格局以及统一时间框架下盆山相互作用的进程,因此构造年代学研究是盆山相互作用研究的首要问题。近年来,随着测试手段的飞速发展,测试对象的不断发掘,同位素年代学在盆山相互作用研究中的重要性不断提高。例如,利用地层中火山凝灰岩夹层的年代学研究来建立构造-地层格架(高林志等, 2008),利用结晶岩砾石中矿物(锆石、磷灰石等)的热年代学研究,反演造山带冲断块体隆升—剥蚀历史和盆山相互作用过程等。

碎屑锆石年代学是近年来在盆山相互作用研究方面发展最为迅速的年代学及物源分析方

法。因为该方法不仅直指物源研究的核心问题——“源岩是什么,有哪些,在哪里?”而且可以进一步限定源区的构造属性以及为源区所经历的构造热事件的时间、期次提供重要信息,从而有助于源区的构造演化研究。该方法主要通过测试沉积物中碎屑锆石年龄,搭建研究层位碎屑锆石年龄谱,根据年龄峰值分布情况(或结晶岩砾石中岩浆锆石年龄)与区域上已有的年代学信息进行对比,确定源岩层位及时代。而结合锆石 Hf 同位素组成则可更为精确地区分在同一时间、不同岩浆过程中结晶的锆石(吴福元等,2007),从而更为准确地判定物源区,并提供源岩母体岩浆信息(如锆石模式年龄代表结晶锆石的岩浆从亏损地幔中提取出来的时间,可以讨论地壳演化),深化对区域构造演化的认识(Wu et al, 2007)。另外,由于氧同位素只受地表作用的影响,因此利用碎屑锆石氧同位素值的差异,判断其是否经历了沉积循环和热液蚀变,以此也可有效区分具有相同 U-Pb 年龄、不同成因的锆石(Kemp et al, 2006)。

封闭温度高(900℃左右)、稳定性好是锆石应用于物源分析方面的最大优点,但是同时也是它的缺点。因为封闭温度高,使得它无法记录经历了中、低温变质作用的物源区的信息。稳定性好使得它无法区分再循环沉积物。因此,最近也有学者开始利用沉积物中的中、低温矿物的同位素年龄进行物源判断,例如,利用独居石、磷灰石、金红石 U-Pb 年代学(万渝生等, 2004; Bracciali et al, 2013; Mark et al, 2016),白云母、黑云母 Ar-Ar 年代学(Pierce et al, 2014)等。这些中、低温矿物的同位素年代学与碎屑锆石同位素年代学的对比使用,可更为全面地获得沉积物源区的位置以及造山带演化信息,这种方法目前正在逐渐地兴起。

上述分析方法中,碎屑组成及重矿物的物源分析和地球化学分析方法主要是对源岩类型及盆地大地构造环境提供信息,都无法准确地限定源岩层位和时代,并且易受化学风化和后期次生作用(如交代作用等)的影响。而同位素年代学尽管在限定源岩层位和时代方面具有很大优势,但在盆地构造背景判别方面存在不足(Cawood et al, 2012)。彼此方法上的优势和缺陷使得综合物源分析正在成为盆山相互作用研究的重要手段。

综合物源分析的基本原理是建立在“不同构造背景下、不同时期沉积盆地周缘山脉的岩石组成和岩浆活动不同”的认识之上,因此可根据沉积盆地碎屑充填物的物源及其垂向变化“动态地”反演相邻山脉的组成和演化过程。解决的主要科学问题包括:①判断沉积盆地性质及大地构造背景;②重建源区物质组成及其演化;③限定关键地层、关键构造事件(如初始碰撞、板块聚合和裂解等)的时间;④示踪造山带隆升、去顶过程;⑤恢复古地貌(古高程差)特征;⑥进行古地理、古板块(超大陆)重建;⑦揭示源区地壳生长及热演化历史。

现代大量的研究实例表明,岩浆岩和变质岩研究主要解决大陆垂向上的增生和再造,而沉积物物源研究则主要示踪大陆物质在横向上的迁移过程,而这种横向上的迁移体现的不仅是地表外动力地质作用的过程,而且也是地球深部内动力地质作用的结果。

第二章 区域地质背景

华南板块地处欧亚大陆的东南缘,濒临西太平洋。是由西北部的扬子板块和东南部的华夏板块在新元古代拼合而成。自统一的华南板块形成之后,华南板块又经历了早古生代(或加里东期)、早中生代、晚中生代多期的地质作用改造。

一、华南地质演化简史

(一) 基底形成阶段

1. 扬子基底

扬子板块的基底主要为北部的崆岭杂岩、西北缘的后河杂岩和西南缘的大红山群、河口群和东川群。

暴露在三峡秭归—兴山一带的崆岭高级变质杂岩是扬子板块目前已知最老的基底,主要由太古宙 TTG 片麻岩和变沉积岩以及少量的斜长角闪岩和基性麻粒岩透镜体组成。TTG 片麻岩主要形成在 $3.0\text{Ga}\sim 2.9\text{Ga}$ (Qiu et al, 2000; Zhang et al, 2006a, b; 郑永飞和张少兵, 2007) 和 $2.7\text{Ga}\sim 2.6\text{Ga}$ 之间 (Chen et al, 2013)。焦文放等 (2009) 和 Gao et al (2011) 用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年法分别测试出黑云母斜长片麻岩和奥长花岗片麻岩的结晶年龄为 $(3218\pm 13)\text{Ma}$ 和 $(3302\pm 14)\text{Ma}$ 。Guo et al (2014) 则报道了两块 SIMS 和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄在 $(3457\pm 14)\text{Ma}$ 和 $(3443\pm 13)\text{Ma}$ 的花岗片麻岩,这是迄今为止在扬子板块乃至整个华南板块报道的最古老的岩石。变沉积岩的最大沉积年龄在 2.87Ga 左右 (Gao et al, 2011)。崆岭杂岩以及扬子北缘大别山黄土岭地区包含了 $2.0\text{Ga}\sim 1.9\text{Ga}$ 的变质锆石年龄 (Qiu et al, 2000; Wu et al, 2008),表明扬子北缘在古元古代经历了广泛的变质事件,可能与 Columbia 超大陆聚合的造山作用有关 (Wu et al, 2008)。在崆岭杂岩中 $(1852\pm 11)\text{Ma}$ 的基性岩脉 (彭敏等, 2009) 和圈椅趟 $(1853\pm 12)\text{Ma}$ 的 A 型花岗岩 (熊庆等, 2008),以及湖北钟祥华山观地区 $(1851\pm 18)\text{Ma}$ 的环斑花岗岩 (张丽娟等, 2011) 则代表该期造山作用的结束。

后河杂岩位于南秦岭米仓山地区,主要由经历了高角闪岩相变质作用和混合岩化作用的英云闪长质的灰色片麻岩和少量的斜长角闪岩和大理岩组成。英云闪长质片麻岩的结晶年龄为 $(2081\pm 9)\text{Ma}$,是目前扬子板块西北缘出露最老的基底岩石 (Wu et al, 2012)。

云南的大红山群主要由经历了高绿片岩相—低角闪岩相的火山—沉积岩组成,来自该群底部的火山岩夹层的锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 $(1711\pm 4)\text{Ma}$ (杨红等, 2012),中下部还分别获得了 $(1686\pm 4)\text{Ma}$ (杨红等, 2012) 和 $(1675\pm 8)\text{Ma}$ (Greentree and Li, 2008) 的火山岩年龄,侵入该群的基性岩脉年龄为 $(1659\pm 16)\text{Ma}$ (Zhao and Zhou, 2011)。因此大红山群的时代应该在古元古代晚期 ($1711\text{Ma}\sim 1659\text{Ma}$)。

四川南部的河口群主要是一套经历了低角闪岩相—高绿片岩相的火山—沉积岩系。在该群的火山岩夹层中分别获得 (1705 ± 6) Ma、 (1708 ± 7) Ma 和 (1679 ± 13) Ma 的锆石年龄(Chen et al, 2013)。同时该群被 (1710 ± 8) Ma 的辉绿岩脉(关俊雷等, 2011)和 (1657 ± 21) Ma 辉长岩侵入(Chen et al, 2013)。因此该单元的形成时间应在古元古代。

云南的东川群主要由一套经历了绿片岩相的砾岩、砂岩、板岩、白云岩、碳质板岩和少量的火山岩组成。在东川群底部因民组中的凝灰岩层中获得的锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 (1742 ± 13) Ma(Zhao et al, 2010), 代表了东川群的最大沉积时间, 来自该群上部的凝灰岩层中的锆石年龄为 (1503 ± 17) Ma(孙志明等, 2009), 因此限定东川群的时代为古元古代晚期—中元古代早期($1742\text{Ma} \sim 1503\text{Ma}$), 该单元可能形成于 Columbia 超大陆的裂解阶段(Wang and Zhou, 2014)。

2. 华夏基底

华夏板块的基底岩石主要为出露在东北部武夷山穹隆区的八都杂岩和南部海南岛的抱板杂岩。

八都杂岩主要出露在浙江西南部, 主要由经历了高角闪岩相的变质沉积岩、混合岩和片麻状花岗岩以及少量斜长角闪岩组成, 片麻状花岗岩与变质沉积岩呈侵入接触关系(Yu et al, 2009)。片麻状花岗岩的锆石 U-Pb 年龄集中在 $1912\text{Ma} \sim 1832\text{Ma}$ (Yu et al, 2009, 2012; Li et al, 2010), 而变质沉积岩中的碎屑锆石主要集中在 2.5Ga 左右, 并经历了 1.88Ga 左右的麻粒岩相变质作用。因此八都杂岩的形成时代应该在 $2.5\text{Ga} \sim 1.9\text{Ga}$ 之间(李献华等, 2012)。另外, 八都杂岩中的斜长角闪岩也产生了 (1766 ± 19) Ma 的岩浆锆石 U-Pb 年龄, 被解释为源岩结晶年龄(李献华等, 1998)。根据成因岩石学研究, 华夏板块在古元古代经历了完整的造山运动, 形成了 $1.9\text{Ga} \sim 1.88\text{Ga}$ 的同碰撞 S 型花岗岩和 I 型花岗岩、 $1.87\text{Ga} \sim 1.83\text{Ga}$ 的造山后 A 型花岗岩以及 1.7Ga 左右板内裂谷基性岩浆作用, 与全球 Columbia 超大陆的聚合和裂解事件同期。

海南岛西北部的抱板杂岩是华夏南部最老的基底岩石, 主要由经历了高角闪岩相的片岩、片麻状花岗岩、变火山岩和斜长角闪岩组成(马大铨等, 1997)。Li et al(2008)在变火山岩中获得 $1433 \pm 6\text{Ma}$ 的加权平均年龄, 两个片麻状花岗岩的年龄分别为 (1436 ± 7) Ma 和 (1431 ± 5) Ma(Li et al, 2002), 与变沉积岩呈侵入接触关系。因此推测抱板杂岩的主体应该不晚于中元古代早期。Li et al(2008)在与抱板杂岩相邻的石碌群中的变凝灰岩中也获得 (1439 ± 9) Ma 的锆石 U-Pb 年龄, 因此认为石碌群与抱板群同期, 但是石碌群的变质程度仅达绿片岩相, 明显低于抱板杂岩的变质级别。

(二) 统一的华南海块形成阶段

统一的华南海块是伴随着新元古代全球 Rodinia 超大陆的聚合, 扬子板块和华夏板块通过两者之间华南海块洋盆的关闭以及随后两个板块拼合形成的, 该期事件通常被称为晋宁期造山运动, 导致了横贯扬子东南缘的江南造山带的形成(图 2-1)。在此之后, 又是在 Rodinia 超大陆裂解的背景下, 华南海块又经历了新元古代中晚期板内裂谷阶段的演化, 在扬子板块和华夏板块之间形成了南华裂谷盆地, 在扬子西缘形成康滇裂谷盆地。

1. 华南海块洋盆

新元古代华南海块洋盆存在的主要证据是沿着江山—绍兴断裂出露的赣东北樟树墩蛇绿

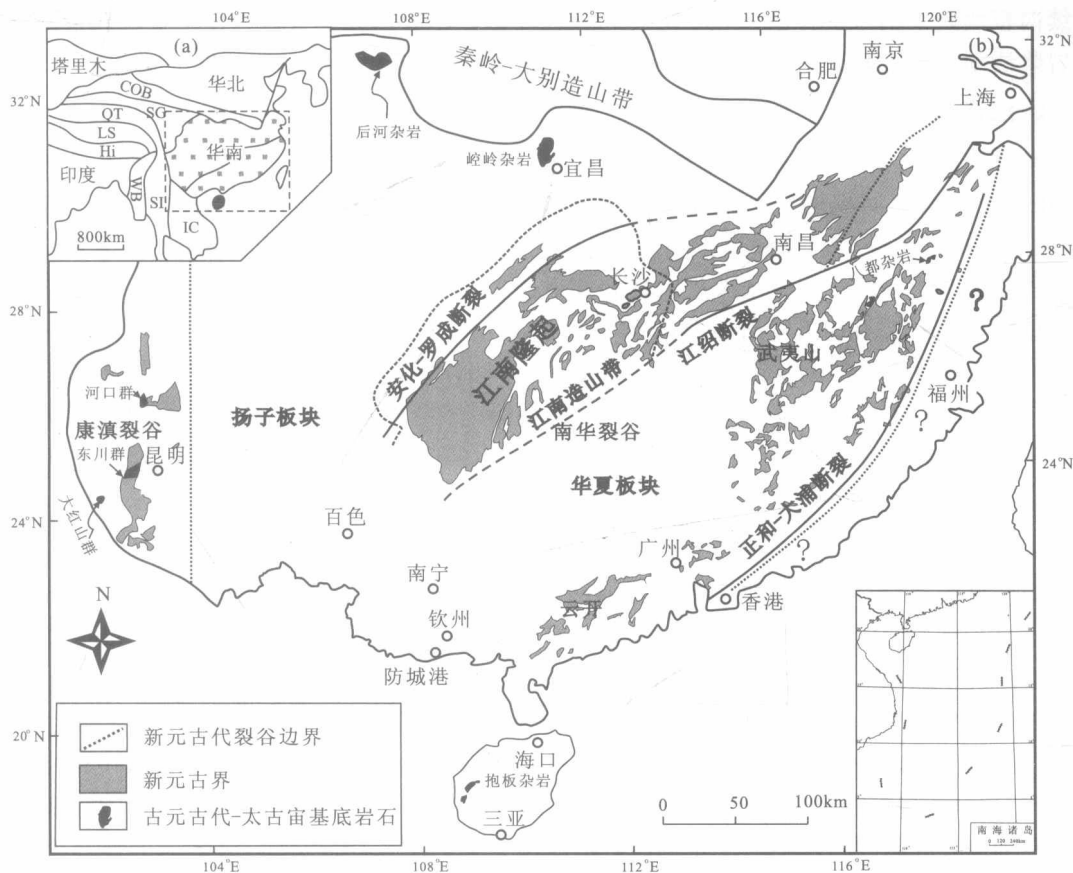


图 2-1 华南板块区域地质简图

COB. 中央造山带;SG. 松潘-甘孜地块;QT. 羌塘地块;LS. 拉萨地块;HI. 喜马拉雅;
WB. 西缅甸;SI. 滇缅马苏地块;IC. 印支板块

混杂岩(Chen et al,1991)。主要有蛇纹石化超镁铁岩(橄榄岩、斜方辉石橄榄岩、二辉橄榄岩、单斜辉石岩)、镁铁岩(堆晶层序的中-粗-细粒辉长岩和辉绿岩墙)、玄武岩或细碧岩、硅质灰岩、红色碧玉岩与泥砂质复理石等(舒良树,2012),其中玄武岩既具有 MORB 型也具有岛弧型的地球化学特征,类似于“SSZ”型蛇绿岩,形成于弧后扩张形成的小洋盆(Li et al,1997)。樟树墩基性-超基性岩全岩-矿物 Sm-Nd 等时线年龄为 (1034 ± 24) Ma,西湾埃达克质花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 0.97Ga 左右,限定了弧后小洋盆形成的时间。

双溪坞火山岩是典型的新元古代岛弧型火山岩,主要由 I 型花岗岩、安山岩、英安岩、流纹岩以及火山碎屑岩组成,锆石 U-Pb 年龄限定岛弧的形成时间在 970Ma~850Ma 之间,反映了新元古代早期洋壳的俯冲(Li et al,2009)。沿着扬子板块东南缘和华夏板块西北缘也有 990Ma~825Ma 岛弧性质的火山岩和侵入岩报道(Wang X L et al,2004;Wang Y J et al,2013a;Yao et al,2014a,2014b,2015)。舒良树等(1988)在江西德兴一带发现了一条蓝片岩带,蓝闪石 K-Ar 测年结果为 (866 ± 14) Ma。这些资料均说明新元古代早期扬子板块和华夏板块之间华南板块洋盆的存在以及消减过程。此外,沿着扬子板块西缘和北缘也发育有与新元古代早-中期(860Ma~760Ma)岛弧相关的岩浆活动,表明在扬子板块以西也存在的一个

持续向板块之下消减的洋盆(Zhou M F et al, 2002)。尽管部分学者认为扬子板块周缘新元古代岩浆活动形成于超级地幔柱控制下的伸展背景(Li X H et al, 2003)。

2. 江南造山带

新元古代华南板块洋盆的最终关闭导致了扬子板块和华夏板块拼合形成统一的华南板块, 在两个板块之间也形成了江南造山带。造山带内岩石单元以桂北四堡群、黔东南梵净山群、湘中的冷家溪群、赣西北的双桥山群为代表。岩石组合主要是一套经历了绿片岩相变质的砂泥质岩-变余杂砂岩-变中基性火山岩和同碰撞-后碰撞的侵入岩。这些岩石单元中碎屑岩中的最年轻碎屑锆石年龄峰值集中在 860Ma~850Ma(Wang X L et al, 2007, 2008), 而侵入这些单元的后碰撞的 S 型花岗岩年龄集中在 825Ma~800Ma 之间。在角度不整合覆盖在四堡群、冷家溪群等地层之上的下江群、板溪群及其相当地层中获得多个火山岩的锆石 U-Pb 年龄集中在 820Ma~814Ma(王剑等, 2003, 2006), 因此碰撞的时间应该在 850Ma~820Ma 之间。

3. 板内裂谷盆地

南华纪期间, 伴随着全球 Rodinia 超大陆的裂解, 统一的华南板块也发生了裂解, 在扬子板块和华夏板块拼合带上形成南华裂谷盆地, 在扬子板块西缘形成康滇裂谷盆地(Wang and Li, 2003)。两个裂谷盆地均为板内裂谷盆地性质。在南华裂谷盆地内充填了一套角度不整合在同造山沉积层序之上的火山-碎屑沉积岩系, 在桂北四堡群之上的称为丹州群, 在黔东南梵净山群之上的称为下江群, 湘中冷家溪群之上的称为板溪群, 赣西北双桥山群之上的称为河上镇群、沥口群和落可崇群。这套层序内的凝灰岩的锆石 U-Pb 年龄或凝灰质砂岩中最年轻碎屑锆石 U-Pb 年龄限制该套地层的沉积时间在 820Ma~720Ma 之间(图 2-2)。在康滇裂谷盆地内不整合在新元古代地层之上的裂谷层序称为苏雄组或开建桥组, 火山岩的锆石 U-Pb 年龄为 803Ma(李献华等, 2001)。

裂谷作用在 780Ma~750Ma 之间停止, 随后裂谷盆地进入充填阶段, 充填了一套碎屑岩和冰碛岩堆积。震旦纪之后(约 680Ma), 华南板块进入稳定的克拉通化阶段。

(三) 华南板块克拉通化阶段

震旦纪-奥陶纪早期(>460Ma), 整个华南板块处于相对稳定的克拉通化阶段。在扬子板块以及扬子板块和华夏板块结合部沉积了一套稳定的碳酸盐岩-硅质岩沉积建造, 而在华夏板块则是一套笔石相碎屑岩系, 以韵律状泥砂质岩层为特征(舒良树, 2012)。发育在碎屑岩系中的波痕、交错层理、印膜等沉积构造均指示期间华夏板块处于滨海-陆棚-斜坡的环境(舒良树等, 2008; Wang Y J et al, 2010b; Xu et al, 2012)。古流向数据反映物源区主要位于华夏东侧和南侧(舒良树等, 2008; Wang Y J et al, 2010b)。尽管在寒武系和奥陶纪之交, 在华南板块南缘存在一次造山作用, 但是影响范围仅局限在云开一带, 并没有影响到华南板块内部, 在云开一带形成了寒武系和奥陶系之间的平行不整合面(Xu et al, 2014a, 2014b), 没有显著改变地壳的结构, 仅有少量变质作用的记录(于津海等, 2005; 张爱梅等, 2011), 没有岩浆岩石学方面的记录。

(四) 华南板块大陆再造阶段

华南板块在奥陶纪之后又经历了早古生代、早中生代的再造作用。

1. 早古生代再造

早古生代再造作用主要发生在 460Ma~400Ma 之间,传统上称为加里东期造山作用,最早由 Ting(1929)命名为广西运动,近来 Li Z X et al(2010)称其为武夷-云开造山作用。该期造山作用导致除钦州—防城港一带以外的华夏板块区缺失志留系,泥盆系不整合覆盖在强烈变质、变形的早期地层和岩石之上,不整合面性质由华夏板块区的角度不整合向扬子板块区转变为微角度不整合和平行不整合(Xu et al, 2014a)。同时志留纪花岗岩呈面状分布在华夏板块以及与扬子板块的结合部(Wang Y J et al, 2011)。花岗岩大多数为 S 型花岗岩,基本不含或者含很少的幔源物质(Wang Y J et al, 2011, 2012c)。此外从华夏板块到扬子板块,古生物学以及沉积学演化呈渐变过渡(陈旭等, 2010, 2012, 2014; Wang Y J et al, 2010b)。该期造山作用为板内构造体制(舒良树等, 2008; Li Z X et al, 2010; Wang Y J et al, 2010b)可能是冈瓦纳超大陆最终聚合的板内响应(Xu et al, 2016)。早古生代构造运动之后华南板块的主体基本定型,沉积环境与古地理才得以真正统一。

2. 早中生代再造

早中生代再造作用通常被称为印支期造山作用。在早-中三叠世,古特提斯洋东段的关闭导致华南地区发生强烈的构造-岩浆作用。在北部,华南板块与华北板块沿着秦岭—大别山一线碰撞,形成近东西向的秦岭—大别造山带和前陆盆地(Liu et al, 2010; Dong et al, 2011; 李任伟, 2010)。在南部和西南部,华南板块与印支板块沿着金沙江—哀牢山—Song Ma 缝合带拼合,形成印支造山带(Carter et al, 2001; Hu et al, 2015a)。板块的东部,太平洋板块向西的俯冲也导致华南东部强烈的变质-变形和岩浆作用(Li and Li, 2007; Hu et al, 2015b)。另外,在晚二叠世,川西和滇西地区发生过强烈的地幔柱作用,形成数万平方千米的峨眉山溢流型玄武岩区(Xu et al, 2001),但是在华南大部分地区,并没有大规模的火山活动。早中生代构造再造导致华南大部分地区上三叠统砂砾岩角度不整合覆盖在早期地层之上,同时也导致了华南海相环境的结束、陆相河湖环境的开始(舒良树, 2012)。

(五) 华南板块大陆晚中生代再活化阶段

印支运动以后,华南板块的主体定型。侏罗纪期间(190Ma~160Ma 左右)华南板块发生从特提斯构造域向古太平洋构造域的转换,构造线由近东西向向北东向转变(舒良树, 2012)。从早白垩世开始,华南板块主要受古太平洋构造域的控制,进入大陆再活化阶段。古太平洋板块向华南板块下部低角度俯冲,华南板块处于弧后伸展区,沿着东南沿海早白垩世花岗岩、双峰式火山岩和断陷盆地发育,形成华南板块东南缘的盆岭构造(Shu et al, 2009)。晚白垩世后,太平洋板块俯冲位置向洋跃迁以及太平洋板块俯冲角度的加大(Zhou and Li, 2000)使得华南板块东南缘发生了更大规模的伸展减薄,形成一系列北东—北北东向的断陷盆地,盆地内沉积了逾千米厚的晚白垩世—古近纪红层,夹玄武岩和基性岩墙(舒良树等, 2004),并伴随着大规模碱性花岗岩带,时代集中在 100Ma~70Ma(王德滋等, 1995; Li and Li, 2007)。

二、早古生代造山作用研究进展

华南板块早古生代造山运动即传统的加里东期造山运动[也称广西运动(Ting, 1929)或