

华南早古生代穿时岩浆活动成因与驱动机制

黄小龙^{1,2,3}, 于洋^{1,2,3}

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院 深地科学卓越研究中心, 广东 广州 510640; 3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广东 广州 511458)

摘要: 华南地区广泛分布早古生代岩浆岩, 被认为是陆内造山作用的产物, 但其动力学机制存在争论。本文收集了近年发表的华南地区早古生代岩浆岩的年代学和岩石地球化学资料, 以揭示其岩浆活动的时空分布规律及动力机制。华南早古生代岩浆岩以 S 型花岗岩(片麻状和块状)为主, 少量为 I 型花岗岩与基性岩浆岩(包括玄武岩、辉长岩、辉长闪长岩和镁铁质微粒包体等)。S 型花岗岩广泛分布于东扬子板块和西华夏板块, 但存在穿时性。邻近于东扬子-西华夏板块古缝合带的云开地块和武功地块(云开-武夷造山带内部带)的片麻状 S 型花岗岩形成于约 470~410 Ma, 峰期年龄为~442 Ma; 位于西华夏板块东缘-武夷地块(云开-武夷造山带东缘)的片麻状 S 型花岗岩持续时间较短(约 455~415 Ma), 峰期年龄略年轻(~435 Ma)。I 型花岗岩与基性岩主要分布于东扬子-西华夏板块古缝合带或西华夏板块东缘地区, 最早形成于约 455~450 Ma, 明显晚于内部带的片麻状 S 型花岗岩, 但与西华夏板块东缘的片麻状 S 型花岗岩相近。西华夏板块与冈瓦纳北缘的微陆块在早古生代发生俯冲碰撞, 西华夏板块东缘之下的板片断离, 软流圈上涌减压熔融, 发生玄武质岩浆底侵, 导致下地壳增厚, 形成基性岩及埃达克质岩石。西华夏板块东缘俯冲碰撞产生的挤压应力远程传入板块内部, 导致该时期的板内构造薄弱带即东扬子-西华夏板块古缝合带活化、地壳抬升并增厚, 发生地壳深熔作用, 形成片麻状花岗岩。因此, 西华夏板块东缘的俯冲碰撞远程效应是华南早古生代陆内造山作用的因素。陆内造山带垮塌过程中, 软流圈沿东扬子-西华夏板块古缝合带上涌, 岩石圈活化并发生强烈的岩浆作用。板内古缝合带作为构造薄弱带, 为软流圈上涌及玄武质岩浆底侵提供了通道。

关键词: 花岗岩; 基性岩; 陆内造山带; 构造薄弱带; 早古生代; 华南

中图分类号: P581; P511.4 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2022)03-0435-020

造山作用是大陆地壳形成演化的重要阶段, 造山带通常分为增生型、碰撞型与陆内型三类(Cawood et al., 2009)。增生型与碰撞型造山带发育在汇聚板块边缘, 并伴随着大规模的镁铁质和长英质岩浆作用(Atherton and Petford, 1996; Jahn et al., 2000; Greene et al., 2006; Mo et al., 2008; Jagoutz, 2010; Jagoutz and Kelemen, 2015), 因而被认为是大陆地壳生长与

演化的主要场所(Taylor and McLennan, 1985; Arndt and Goldstein, 1989; Kay and Kay, 1993; Rudnick and Gao, 2003; Jagoutz, 2010; Niu et al., 2013; Jagoutz and Kelemen, 2015)。陆内造山带发育在板块内部, 远离板块边缘(Raimondo et al., 2014), 其形成过程一般与远程挤压作用有关。典型的陆内造山带包括中亚地区(天山和阿尔泰)新生代造山带、澳大利亚中

收稿日期: 2021-12-10; 改回日期: 2022-02-21

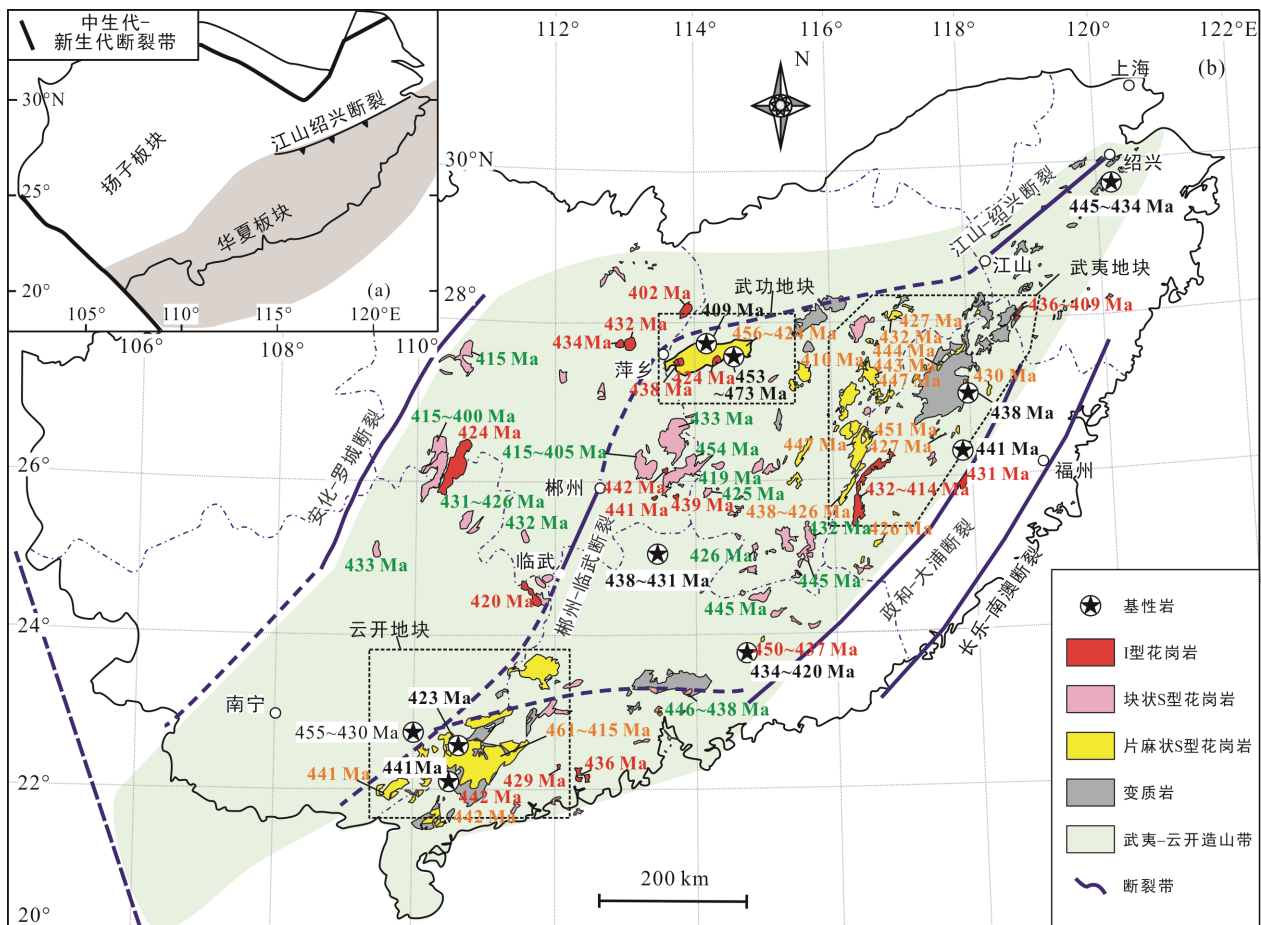
项目资助: 国家自然科学基金项目(U1701641、41625007、41902056)和南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项(GML2019ZD0202)联合资助。

第一作者简介: 黄小龙(1972-), 男, 研究员, 博士生导师, 从事岩石地球化学研究。E-mail: xlhuang@gig.ac.cn

部的新元古代 Peterman 造山带和早古生代 Alice Springs 造山带, 以及澳大利亚南部的新生代 Sprigg's 造山带(Coblentz et al., 1995; Dyksterhuis and Müller, 2008), 它们缺少岩浆作用, 并主要发育中低级变质作用, 因此一般被认为对大陆地壳生长与演化的作用较小。

华南地区在早古生代发生了一次大规模的构造-岩浆作用事件, 此次事件被认为是一次陆内造山运动(Li et al., 1999, 2010; Wang et al., 2011; Charvet, 2013), 并形成了早古生代陆内造山带。该陆内造山作用与欧洲加里东造山运动同期, 因而曾被称为华南加里东造山带或褶皱带, 后来称之为广西造山运动(Wang et al., 2011)或武夷-云开造山带(Li et al., 2010); 其影响范围主要为扬子板块东缘与西华夏板块, 但其地质记录在武夷和云开地区最为显著(图 1), 因此本文沿用了武夷-云开造山带这一称谓。有别于典型的陆内造山带, 武夷-云开造山带伴随有大规

模的长英质岩浆作用和高级变质作用(图 1; 陈斌和庄育勋, 1994; Wang et al., 2007, 2011, 2013b; Li et al., 2010; Chen et al., 2012; Zhang et al., 2012; Huang et al., 2013; Zhong et al., 2013; Yu et al., 2016, 2018b), 因而兼具陆内型和碰撞型造山带的双重特征。尽管前人对华南早古生代武夷-云开造山带进行了数十年的研究, 并取得了一系列的重要成果(Li et al., 2010; Wang et al., 2011; Shu et al., 2014), 但其兼具陆内型和碰撞型造山带双重特征的成因机制仍不清楚。认识武夷-云开造山作用的过程与性质对于理解华南板块与其他大陆的相互作用乃至东亚地区的构造演化具有重要意义。同时, 系统研究华南地区早古生代岩浆岩分布特征将有助于理解陆内造山作用过程中的岩浆活动、基底性质及热-化学条件的时空耦合关系(Li et al., 2010; Wang et al., 2013b)。因此, 本文广泛收集近年来发表的有关华南地区早古生代岩浆岩的年代学(表 1)和岩石地球化学资料, 以系统



(a) 华南板块构造框架, 包括扬子板块和华夏地块(据 Li et al., 2010); (b) 华南板块东部早古生代花岗岩分布图。华南早古生代岩浆岩年龄数据见表 1。

图 1 华南地区早古生代岩浆岩分布图

Fig.1 Distribution of the early Paleozoic igneous rocks in South China

分析该时期岩浆活动的时空分布规律, 揭示其岩石成因机制及演化特征, 从而探讨华南早古生代造山带形成演化的构造控制因素。

1 华南早古生代造山带及其岩浆活动类型

华南板块由东南部的华夏板块与西北部的扬子板块在新元古代沿江南造山带碰撞拼贴而成。前人研究通常将呈 NE-NEE 走向展布的绍兴-江山-萍乡断裂带作为扬子板块与华夏板块新元古代的构造缝合带(图 1; Wang et al., 2003a; Yu et al., 2016), 对于该缝合带的南延段目前并没有统一认识(Zhao and Cawood, 2012; Yu et al., 2016)。但是, 地球物理研究认为郴州-临武断裂带也是扬子与华夏板块构造缝合带的一部分(Zhang et al., 2013), 从郴州-临武断裂带向西南延伸则进入云开地区早古生代造山带核部(图 1)。华夏板块则大致以政和-大浦断裂带为界, 分为具有不同前寒武纪基底的西华夏板块和东华夏板块(图 1; Xu et al., 2007; Yu et al., 2009, 2010; Lin et al., 2018)。

新元古代-早古生代早期, 华南板块受地幔柱构造-岩浆作用以及造山带垮塌而形成陆内裂谷, 即南华裂谷(Li et al., 1999; Zheng et al., 2008; Shu et al., 2011), 裂谷中发育有 10 km 厚的沉积物(Wang and Li, 2003), 但迄今为止并未发现可代表洋壳残片的蛇绿混杂岩, 推断当时华南板块并未发生完全裂解(舒良树, 2006; 舒良树等, 2008)。因此, 武夷-云开早古生代造山运动是华南板块自新元古代罗迪尼亚超大陆裂解后首次发生的广泛的构造-热事件(Li et al., 1999, 2006, 2010; Wang et al., 2007, 2011; Huang et al., 2013)。此次造山运动导致华夏板块显著抬升, 造成泥盆系与前志留纪地层之间大规模的不整合, 产生强烈的长英质岩浆作用(图 1), 并在部分地区发育中、高级变质作用(陈斌和庄育勋, 1994; Wang et al., 2007, 2011, 2013b; Li et al., 2010; Chen et al., 2012; Zhang et al., 2012; Huang et al., 2013; Zhong et al., 2013; Yu et al., 2016, 2018b)。对于武夷-云开造山带的构造环境及造山作用的驱动机制一直存在争议(Ren, 1964, 1991; Huang et al., 1980; Guo et al., 1989; Hsü et al., 1990; Hsü, 1994; Li et al., 2010; Wang et al., 2011, 2013a, 2013b)。部分学者认为, 华夏板块与扬子板块之间的华南残余洋盆闭合形成了早古生代俯冲-碰撞造山带(Guo et al., 1989; Hsü et

al., 1990; Zhang et al., 2015a; Liu et al., 2018), 或者是与两板块间的未知陆块的俯冲-碰撞形成了造山带(Zhao and Cawood, 2012; Zhang et al., 2015a; Lin et al., 2018)。但是, 由于该造山带缺乏早古生代俯冲相关的蛇绿岩、岛弧火山岩及高压变质岩(Li et al., 2010; Wang et al., 2011; Shu et al., 2014), 目前越来越多的研究认为其为发育于华南板块内部的陆内造山带(Ren, 1991; 舒良树, 2006; Wang et al., 2007, 2011, 2013b; Li et al., 2010; Shu et al., 2011, 2014; Yao et al., 2012; Huang et al., 2013; Yu et al., 2016, 2018b, 2022), 并推测导致陆内造山作用的驱动力受控于远程效应, 如来自印支板块、澳大利亚-印支板块或者未知大陆的挤压作用(Wang et al., 2007, 2010; Li et al., 2010; Zhao and Cawood, 2012; Charvet, 2013; Xu and Xu, 2015), 或陆内俯冲(Faure et al., 2009; Charvet et al., 2010; Charvet, 2013)。

武夷-云开造山带岩浆岩分布在扬子板块东缘与华夏板块的政和-大浦断裂以西地区(即西华夏板块), 主要包括 S 型花岗岩和少量的 I 型花岗岩与镁铁质岩石(图 1; Wang et al., 2007, 2011, 2013b; Yao et al., 2012; Huang et al., 2013; Zhong et al., 2013; Yu et al., 2016, 2018b), 广泛分布的早古生代长英质岩浆岩反映了强烈的地壳活化特征。

S 型花岗岩主要包括黑云母花岗岩、白云母花岗岩和二云母花岗岩, 按结构可分为块状和片麻状。块状 S 型花岗岩出露面积超过 $2 \times 10^4 \text{ km}^2$, 呈面状分布在安化-罗成断裂带与政和-大浦断裂带之间; 而片麻状 S 型花岗岩主要出露在造山带核部, 包括武夷山地区、云开地区、武功山地区和万洋山-诸广山地区(图 1b), 典型的岩体包括松旺岩体、诗洞岩体等。

镁铁质岩石包括了火山岩(玄武岩、安山岩)、侵入岩(辉长岩、闪长岩)以及花岗岩中的暗色微粒包体等, 主要沿扬子-华夏板块边界和西华夏板块东缘呈带状分布。大部分镁铁质岩石具有富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE), 亏损高场强元素(HFSE)和重稀土元素(HREE), 以及富集的 Sr-Nd 同位素特征, 指示其为富集岩石圈地幔熔融的产物(Wang et al., 2013c; Yao et al., 2012; Zhang et al., 2015b)。另外, 武夷-云开造山带中还发育有高 MgO、Ba、Sr 特征的安山岩和闪长岩(Liu et al., 2018; Yu et al., 2018b, 2021), 与典型的高镁安山岩类似。最近的研究还发现 Nb-Ta-Ti 负异常不明显、Sr-Nd 同位素相对亏损的辉长岩, 应来源于亏损的软流圈地幔(Yu et al., 2022)。

表 1 武夷-云开造山带早古生代岩浆岩年龄数据
Table 1 Geochronological results of the early Paleozoic igneous rocks in the Wuyi-Yunkai Orogen

样品	构造位置	类型	年龄(Ma)	分析方法	参考文献
10GD-105A	西华夏板块东缘	辉长岩	434±5	LA-ICP-MS	Wang et al., 2013c
10GD-116B	西华夏板块东缘	辉长岩	420±3	LA-ICP-MS	Wang et al., 2013c
GD-1	西华夏板块东缘	闪长岩	443±3	SIMS	Yu et al., 2021
GD-17	西华夏板块东缘	辉长岩	440±3	SIMS	Yu et al., 2021
GD17-13	西华夏板块东缘	辉长岩	448±8	SIMS	Yu et al., 2022
GD19-18	西华夏板块东缘	闪长岩	440±2	LA-ICP-MS	Yu et al., 2022
G07-2	西华夏板块东缘	辉长岩	438±2	LA-ICP-MS	Yang et al., 2021
G07-3	西华夏板块东缘	辉长岩	437±2	LA-ICP-MS	Yang et al., 2021
G07-5	西华夏板块东缘	辉长岩	438±2	LA-ICP-MS	Yang et al., 2021
G10-1	西华夏板块东缘	辉长岩	438±2	LA-ICP-MS	Yang et al., 2021
DK-2	西华夏板块东缘	辉长岩	441±5	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2015b
15DS11-3	西华夏板块西缘	玄武安山岩	460±6	LA-ICP-MS	Liu et al., 2018
15DS11-4	西华夏板块西缘	玄武安山岩	452±7	LA-ICP-MS	Liu et al., 2018
ZY-05	西华夏板块西缘	辉长岩	451±3	LA-ICP-MS	Yu et al., 2018a
10GD23-1	西华夏板块西缘	玄武安山岩	434±7	LA-ICP-MS	Yao et al., 2012
10GD23-1	西华夏板块西缘	玄武安山岩	434±6	SHRIMP	Yao et al., 2012
10GD25	西华夏板块西缘	玄武安山岩	438±6	SHRIMP	Yao et al., 2012
10GD25	西华夏板块西缘	玄武安山岩	431±6	LA-ICP-MS	Yao et al., 2012
09YK-05C	西华夏板块西缘	辉长岩	423±8	LA-ICP-MS	Wang et al., 2013a
09WG-94	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	438±3	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09WG-96	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	432±6	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
08FJ-88A	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	427±4	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
08FJ-131B	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	426±6	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
08FJ-135A	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	426±8	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
08FJ-135B	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	437±3	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
08FJ-136	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	430±6	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
FF-1	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	443±5	LA-ICP-MS	张芳荣等, 2010
FF-3	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	444±4	LA-ICP-MS	张芳荣等, 2010
FF-7	西华夏板块东缘	片麻状S型花岗岩	434±4	LA-ICP-MS	张芳荣等, 2010
10GD-116K	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	466±4	LA-ICP-MS	Wang et al., 2013a
09YK-48	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	442±3	LA-ICP-MS	Wang et al., 2013a
02YK-60	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	441±6	LA-ICP-MS	Wang et al., 2007
09YK-10a	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	449±5	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09YK-15a	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	415±7	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09YK-8B	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	450±8	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09YK-12	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	443±22	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09YK-17	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	452±6	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
Hxy-1	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	465±10	SHRIMP	彭松柏等, 2006
Hy-1	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	467±10	SHRIMP	彭松柏等, 2006
Hsw-1	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	435±11	SHRIMP	彭松柏等, 2006
H1-1	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	413±8	SHRIMP	彭松柏等, 2006
G0102-1	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	437±5	LA-ICP-MS	Wan et al., 2010

续表1:

样品	构造位置	类型	年龄(Ma)	分析方法	参考文献
G0108-1	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	430±10	LA-ICP-MS	Wan et al., 2010
G0107-1	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	443±4	LA-ICP-MS	Wan et al., 2010
02YK42	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	427±4	LA-ICP-MS	Wang et al., 2007
02YK-27	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	430±5	LA-ICP-MS	Wang et al., 2007
02YK-50	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	421±10	LA-ICP-MS	Wang et al., 2007
GZ-7	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	434±4	LA-ICP-MS	Chen et al., 2012
GZ-8	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	436±4	LA-ICP-MS	Chen et al., 2012
09WG-3	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	445±8	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09WG-4	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	455±9	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09WG-7	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	456±5	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
09WG-12	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	443±5	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
07HJ-61	西华夏板块西缘	片麻状S型花岗岩	424±6	LA-ICP-MS	Wang et al., 2011
JX-52-2	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	447±5	LA-ICP-MS	徐先兵等, 2009
JX-54-1	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	441±3	LA-ICP-MS	徐先兵等, 2009
22FJ04	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	427±4	LA-ICP-MS	Chen et al., 2008
SB05	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	422±11	LA-ICP-MS	Sun, 2005
YQ06	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	445±6	LA-ICP-MS	Sun, 2005
NG-4	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	434±2	LA-ICP-MS	沈渭洲等, 2008
1442	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	436±4	LA-ICP-MS	Song et al., 2015
17BY02-1	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	444±2	SIMS	Liu et al., 2020
17BY02-1	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	442±2	LA-ICP-MS	Liu et al., 2020
17BY04-2	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	446±4	LA-ICP-MS	Liu et al., 2020
17BY05-2	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	445±5	SIMS	Liu et al., 2020
17BY06-1	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	442±5	SIMS	Liu et al., 2020
17MF02-1	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	438±4	SIMS	Liu et al., 2020
17MF04-1	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	443±1	SIMS	Liu et al., 2020
17GZ08-1	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	442±2	LA-ICP-MS	Liu et al., 2021
GD14	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	436±4	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
GD18	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	433±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
YL09	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	431±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
YL10	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	432±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
RC19	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	438±2	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
GD05	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	437±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
GD08	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	439±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
YL07	西华夏板块东缘	块状S型花岗岩	438±2	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
973	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	435±4	LA-ICP-MS	Shu et al., 2014
958	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	424±5	LA-ICP-MS	Shu et al., 2014
1232	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	428±3	LA-ICP-MS	Shu et al., 2014
1234	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	427±2	LA-ICP-MS	Shu et al., 2014
07HJ17	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	405±3	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
07HJ42	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	433±4	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
07HJ125	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	429±2	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
1465	西华夏板块西缘	块状S型花岗岩	442±4	LA-ICP-MS	Song et al., 2015

续表1:

样品	构造位置	类型	年龄(Ma)	分析方法	参考文献
1432	扬子板块东缘	块状S型花岗岩	427±3	LA-ICP-MS	Song et al., 2015
1442	扬子板块东缘	块状S型花岗岩	436±4	LA-ICP-MS	Song et al., 2015
10YN-13B	扬子板块东缘	块状S型花岗岩	429±3	LA-ICP-MS	Peng et al., 2015
10YN-22B	扬子板块东缘	块状S型花岗岩	430±3	LA-ICP-MS	Peng et al., 2015
10YN-18A	扬子板块东缘	块状S型花岗岩	430±2	LA-ICP-MS	Peng et al., 2015
10YN-22D	扬子板块东缘	块状S型花岗岩	430±2	LA-ICP-MS	Peng et al., 2015
WYS-1	扬子板块东缘	块状S型花岗岩	445±1	LA-ICP-MS	Kong et al., 2021
GD19-13	西华夏板块东缘	I型花岗岩	441±2	LA-ICP-MS	Yu et al., 2022
14005-1Z	西华夏板块东缘	I型花岗岩	450±3	LA-ICP-MS	Xie et al., 2020
14005-10Z	西华夏板块东缘	I型花岗岩	446±2	LA-ICP-MS	Xie et al., 2020
14005-7Z	西华夏板块东缘	I型花岗岩	446±3	LA-ICP-MS	Xie et al., 2020
14005-6Z	西华夏板块东缘	I型花岗岩	437±3	LA-ICP-MS	Xie et al., 2020
XW-01	西华夏板块东缘	I型花岗岩	413±3	LA-ICP-MS	Xia et al., 2014
XW-02	西华夏板块东缘	I型花岗岩	436±6	LA-ICP-MS	Xia et al., 2014
DT-01	西华夏板块东缘	I型花岗岩	409±3	LA-ICP-MS	Xia et al., 2014
DT-02	西华夏板块东缘	I型花岗岩	411±4	LA-ICP-MS	Xia et al., 2014
DT-04	西华夏板块东缘	I型花岗岩	436±5	LA-ICP-MS	Xia et al., 2014
DT-09	西华夏板块东缘	I型花岗岩	411±3	LA-ICP-MS	Xia et al., 2014
TS10-18	西华夏板块东缘	I型花岗岩	436±3	LA-ICP-MS	Huang et al., 2013
RC13	西华夏板块东缘	I型花岗岩	439±5	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
RC01	西华夏板块东缘	I型花岗岩	442±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
RC15	西华夏板块东缘	I型花岗岩	442±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
RC13-2	西华夏板块东缘	I型花岗岩	442±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
RC06	西华夏板块东缘	I型花岗岩	441±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
RC08	西华夏板块东缘	I型花岗岩	443±4	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
GD11	西华夏板块东缘	I型花岗岩	442±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
GD-23	西华夏板块东缘	I型花岗岩	438±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
GD24	西华夏板块东缘	I型花岗岩	437±3	LA-ICP-MS	Xu and Xu, 2015
XQ10-3	西华夏板块西缘	I型花岗岩	438±3	LA-ICP-MS	Yu et al., 2016
07HJ75	西华夏板块西缘	I型花岗岩	440±2	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
06S40	西华夏板块西缘	I型花岗岩	424±3	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
07HJ49	西华夏板块西缘	I型花岗岩	441±3	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
15DS10-4	西华夏板块西缘	安山岩	443±4	LA-ICP-MS	Liu et al., 2018
12DS05	西华夏板块西缘	英安岩	430±4	LA-ICP-MS	Liu et al., 2018
WG-23	西华夏板块西缘	I型花岗岩	428±1	TIMS-U-Pb	楼法生等, 2005
HZDN18-03-1	扬子板块东缘	I型花岗岩	420±2	LA-ICP-MS	Tang et al., 2021
DN18-25	扬子板块东缘	I型花岗岩	420±4	LA-ICP-MS	Tang et al., 2021
DN18-26	扬子板块东缘	I型花岗岩	419±2	LA-ICP-MS	Tang et al., 2021
DN18-28	扬子板块东缘	I型花岗岩	422±2	LA-ICP-MS	Tang et al., 2021
XXK18-04-1	扬子板块东缘	I型花岗岩	416±2	LA-ICP-MS	Tang et al., 2021
GL18-07-1	扬子板块东缘	I型花岗岩	419±3	LA-ICP-MS	Tang et al., 2021
HXQ-2	扬子板块东缘	I型花岗岩	451±1	LA-ICP-MS	Kong et al., 2021
XHD-12	扬子板块东缘	I型花岗岩	412±1	LA-ICP-MS	Kong et al., 2021

续表 1:

样品	构造位置	类型	年龄(Ma)	分析方法	参考文献
BMS-1	扬子板块东缘	I型花岗岩	415±1	LA-ICP-MS	Kong et al., 2021
06HG07	扬子板块东缘	I型花岗岩	418±2	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
06HG14	扬子板块东缘	I型花岗岩	432±6	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
06HG84	扬子板块东缘	I型花岗岩	400±4	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
06HG95	扬子板块东缘	I型花岗岩	415±3	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
06HG100	扬子板块东缘	I型花岗岩	429±11	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
07HJ97	扬子板块东缘	I型花岗岩	402±2	LA-ICP-MS	Zhang et al., 2012
YLL-1	扬子板块东缘	I型花岗岩	432±3	LA-ICP-MS	Guan et al., 2014
YH-1	扬子板块东缘	I型花岗岩	434±3	LA-ICP-MS	Guan et al., 2014
J0316-2	扬子板块东缘	I型花岗岩	436±5	LA-ICP-MS	Zhong et al., 2013
TY-03	扬子板块东缘	I型花岗岩	409±3	LA-ICP-MS	Zhong et al., 2013

早古生代 I 型花岗岩富含角闪石, 主要为花岗闪长岩, 出露于扬子-华夏板块边界和西华夏板块东缘, 具有相对富集的 Sr-Nd-Hf 同位素特征, 被认为是中-下地壳变火成岩基底部分熔融的产物(Wang et al., 2011; Huang et al., 2013; Yu et al., 2016, 2018b)。

2 华南早古生代造山带岩浆活动时空分布特征

华南早古生代造山作用影响范围涉及扬子板块东部和华夏板块的大部分地区, 造山带的变质核心主要分布在武夷、云开及武功山等地区, 与片麻状 S 型花岗岩的露头分布基本一致(图 1; Li et al., 2010)。总体上, 华夏板块西部(武夷-云开造山带内部带)的武功山和云开地区的片麻状 S 型花岗岩的年龄分布范围相似, 分别为 456~424 Ma 和 466~413 Ma, 年龄峰值也较为接近, 分别为~445 Ma 和~441 Ma(图 2a)。而位于西华夏地块东缘(武夷-云开造山带东缘)的武夷地块的片麻状 S 型花岗岩的年龄分布总体较晚, 为 451~410 Ma, 其年龄峰值为~435 Ma(图 2a)。不同于片麻状 S 型花岗岩的年龄分布特征, 武夷-云开造山带内部带块状 S 型花岗岩的形成时间(445~405 Ma, 峰值 430 Ma)却明显晚于造山带东缘的块状 S 型花岗岩(447~422 Ma, 峰值 443 Ma; 图 2b)。

武夷-云开造山带内部带和东缘的 I 型花岗岩形成年龄范围基本一致, 总体上与块状 S 型花岗岩的年龄分布范围相似, 但显示出早、晚两期的特征(图 2c)。另外, 内部带的 I 型花岗岩的早期年龄峰值(~440 Ma)接近于片麻状 S 型花岗岩, 但明显早于块状 S 型花岗岩; 晚期年龄峰值(~418 Ma)则明显晚于

块状 S 型花岗岩。相对而言, 造山带东缘的 I 型花岗岩的早期年龄峰值(~441 Ma)略晚于块状 S 型花岗岩, 但早于片麻状 S 型花岗岩; 晚期的年龄峰值(~411 Ma)则明显地晚于两类 S 型花岗岩。

武夷-云开造山带的基性岩浆活动时间除了个别分析结果外(Liu et al., 2018), 总体较为集中(448~420 Ma), 无论是造山带内部带还是造山带东缘, 均接近于 I 型花岗岩的早期年龄峰值。

总体上, 武夷-云开造山带在内部带和东缘的岩浆活动过程并不一致, 各类花岗质岩浆活动的持续时间较长, 存在明显的时空重叠, 反映出岩浆活动的穿时性。根据峰期年龄值, 内部带各类岩浆活动高峰期的出现顺序为片麻状 S 型花岗岩→早期 I 型花岗岩→基性岩→块状 S 型花岗岩→晚期 I 型花岗岩; 而东缘各类岩浆活动高峰期的出现顺序为基性岩、早期 I 型花岗岩与块状 S 型花岗岩→片麻状 S 型花岗岩→晚期 I 型花岗岩(图 2)。

3 武夷-云开造山带岩浆岩地球化学变化特征

华南地区早古生代武夷-云开造山带内部带及东缘岩浆岩类型相同, 均发育基性岩、片麻状与块状 S 型花岗岩以及两期 I 型花岗岩。内部带与东缘的岩浆岩成分变化较大, 除个别样品外, 它们的总碱含量不高, 主要为钙碱性或高钾钙碱性系列(图 3), 但各类岩浆岩在地球化学成分变化特征上有所差异。

武夷-云开造山带内部带和东缘的片麻状 S 型花岗岩总体上具有相似的地球化学组成特征(图 3), 其 SiO₂、Na₂O、K₂O 含量相近, 稀土元素配分曲线

均显示 LREE 富集、HREE 平坦、Eu 负异常的特征, 微量元素蛛网图具有明显的 Ba、Sr、Ti 负异常和 Pb 正异常的特征(图 4); 但其 Sr-Nd 同位素组成略有差别。内部带片麻状 S 型花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值均为负值, 并且变化范围较大; 而东缘片麻状 S 型花岗岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值相对更低, 变化范围较小, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值变化较大(图 5)。

武夷-云开造山带内部带和东缘块状 S 型花岗岩成分变化范围略有差别。总体上, 内部带块状 S 型花岗岩的 K_2O 含量变化较大(2.08%~6.34%), Na_2O 含量变化不大(1.84%~4.76%); 而东缘块状 S 型花岗岩则为 Na_2O 含量变化大(0.11%~3.09%), K_2O 含量变化较小(3.19%~5.32%)。它们的稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图特征相似(图 4), 但相对而言, 东缘块状 S 型花岗岩具有更强的 Sr 负异常、较高 Th/U 值与较低 Nb/Ta 值, 且($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 明显偏高, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值偏低(图 5)。

武夷-云开造山带早期 I 型花岗岩中, 内部带和

东缘样品成分变化范围都较大, 但它们的微量元素蛛网图特征相似, 均显示出明显的 Ba、Sr、Nb、Ta、Ti 负异常和 Pb 正异常(图 4); 总体上, 内部带样品比东缘样品相对贫 K_2O 、富 Na_2O , LREE、HREE 分异更明显, 部分样品具有较低的 HREE 和 Y 含量, 显示出较高的 La/Yb、Sr/Y 值(图 6)和相对高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(图 5)。相对于早期 I 型花岗岩, 造山带内部带晚期 I 型花岗岩 SiO_2 、HREE、Y 平均含量较高, La/Yb、Sr/Y 值总体较低(图 6a、b), Sr-Nd 同位素组成总体较为富集(图 5a); 造山带东缘晚期 I 型花岗岩 SiO_2 偏高, 但具有明显较低的 HREE 和 Y 含量、明显较高的 Sr/Y 和 La/Yb 值(图 6c、d)以及相对更亏损的 Sr-Nd 同位素组成(图 5b)。

武夷-云开造山带内部带和东缘基性岩成分有较明显的差别。内部带样品以富 Na_2O 为主($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.02\sim 2.00$), 少量样品富 K_2O , 其稀土元素配分曲线总体上较为平坦, LREE 略为分异, 而 HREE 平坦, REE 含量总体较低; 微量元素蛛网图上

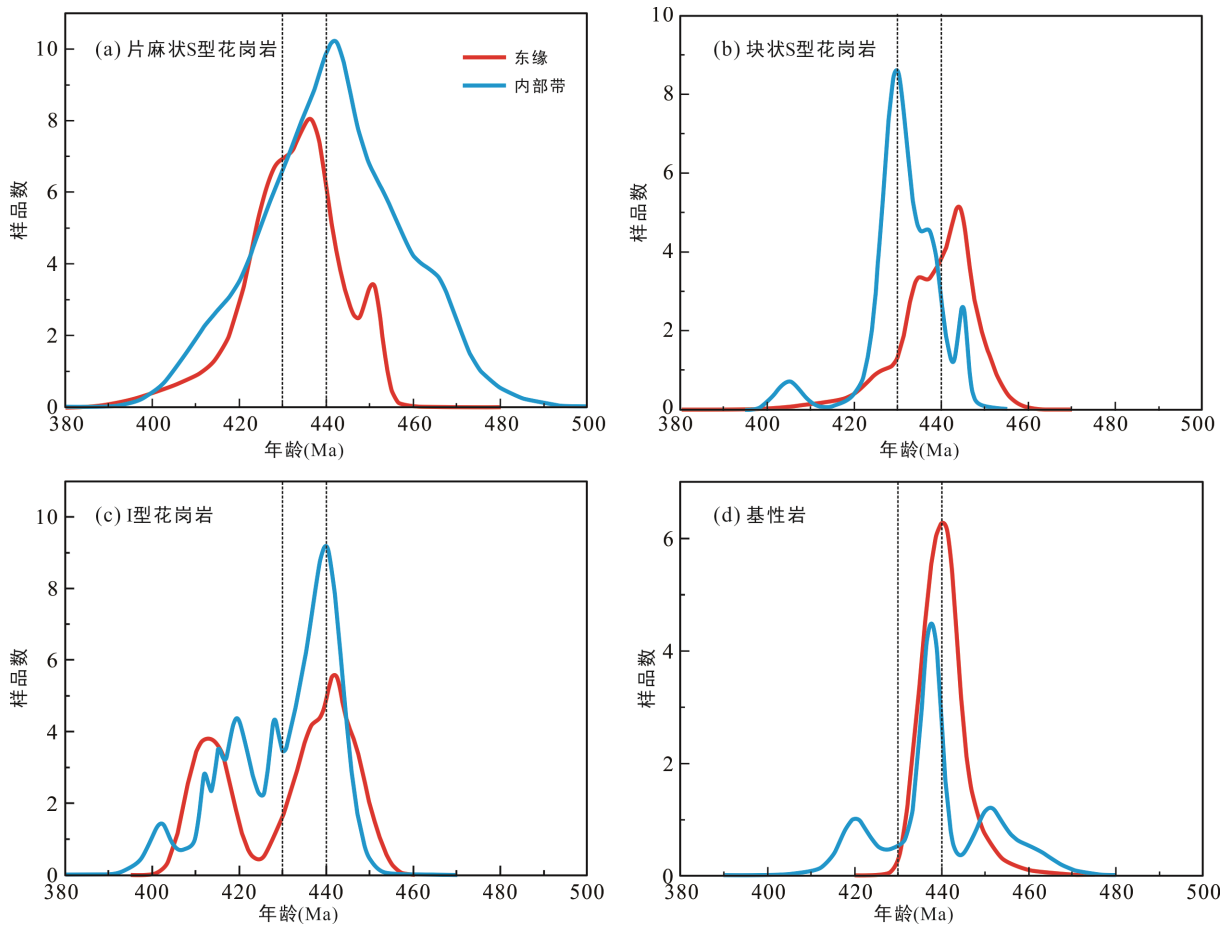
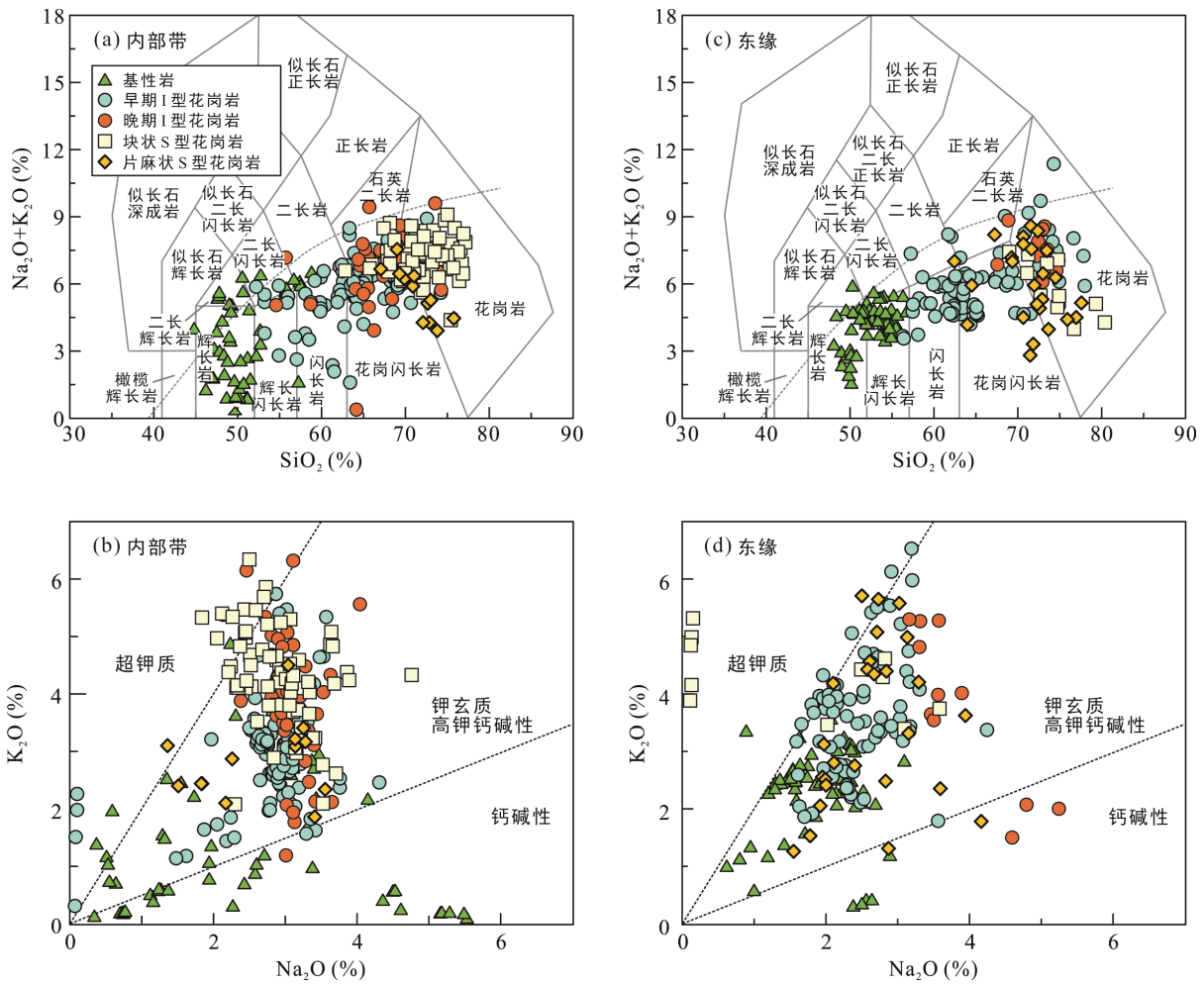


图 2 华南早古生代岩浆岩年龄分布频谱图(数据来源同表 1)

Fig.2 Age spectra for the early Paleozoic gneissic S-type granites (a), massive S-type granites (b), I-type granites (c), and mafic rocks (d) in South China



数据来源: 彭松柏等, 2006; 沈渭洲等, 2008; 张芳荣等, 2009, 2010; Li et al., 2010; Wan et al., 2010; Wang et al., 2011, 2013c; Yao et al., 2012; Zhang et al., 2012, 2015b; Zhong et al., 2013; Huang et al., 2013; Guan et al., 2014; Xia et al., 2014; Xu and Xu, 2015; Peng et al., 2015; Song et al., 2015; Zhao et al., 2015, 2019; Yu et al., 2016, 2018b, 2021, 2022; Liu et al., 2018, 2020, 2021; Xie et al., 2020; Tang et al., 2021; Yang et al., 2021; Kong et al., 2021.

图 3 华南早古生代岩浆岩主要成分变化范围

Fig.3 Diagrams of major elements for the early Paleozoic igneous rocks in South China

Nb-Ta-Ti 负异常相对较弱, 但具有明显的 Pb 正异常和富集 Rb、Ba、Th、U 的特征; Sr-Nd 同位素相对于花岗岩样品更亏损, 但绝大部分样品仍显示为负 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(图 5a)。相对而言, 造山带东缘样品主要为富 K_2O ($K_2O/Na_2O=0.60\sim3.80$), 仅少数样品相对富 Na_2O 。其中富 K_2O 样品显示出较为分异的稀土元素配分曲线, 总体上类似于该地区 S 型花岗岩及早期 I 型花岗岩; 在微量元素蛛网图上, 也显示出明显的 Nb-Ta-Ti 负异常(图 4d); 且 Sr-Nd 同位素相对富集, 总体上较 S 型花岗岩和早期 I 型花岗岩亏损, 但比晚期 I 型花岗岩富集(图 5b)。富 Na_2O 样品则具有平坦的稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图, Nb-Ta-Ti 负异常并不明显(图 4d), 并具有更亏损的 Sr-Nd 同位素, 均为正 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(图 5b), 应为亏损软流圈地幔熔

融的产物(Yu et al., 2021)。

4 华南早古生代板内构造薄弱带与岩浆活动时空不一致性

板块内部古老板块边界属于板内构造薄弱带, 在远程挤压应力的作用下, 通常更易于受到影响而发生活化。例如, 中亚地区古生代陆缘增生-碰撞造山带在新生代受到了印度-欧亚大陆碰撞产生的远程挤压应力作用而活化隆升, 形成了天山和阿尔泰等造山带(Avouac et al., 1993; Yin et al., 1998)。新元古代, 华夏板块与扬子板块碰撞拼贴形成华南板块, 两板块之间的新元古代构造缝合带从绍兴-江山-萍乡断裂带向南延伸至云开地块以西(Wang et al., 2003;

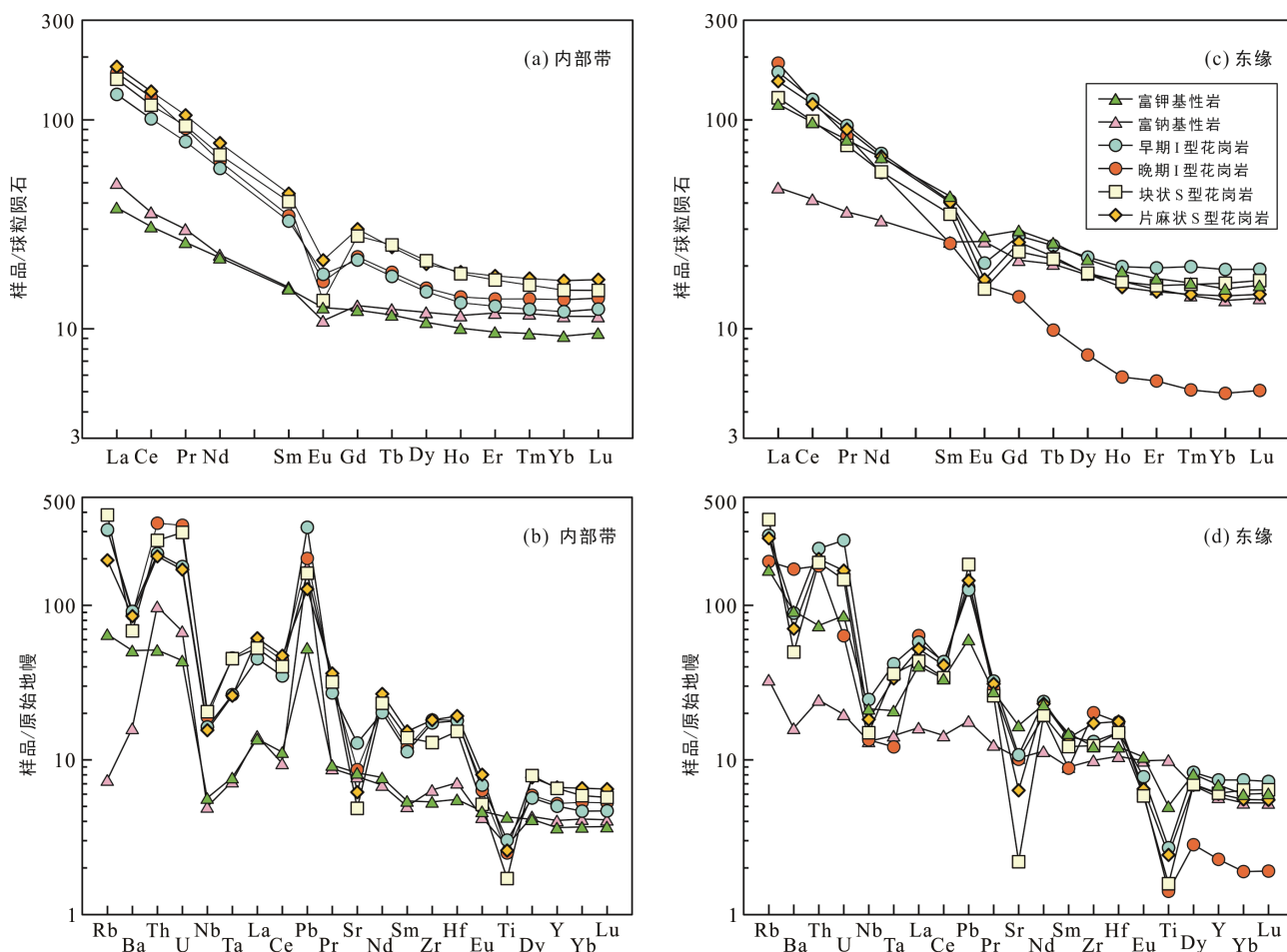


图 4 华南早古生代岩浆岩(平均值)稀土元素配分曲线和微量元素蛛网图(数据来源同图 3)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams for mean values of the early Paleozoic igneous rocks in South China

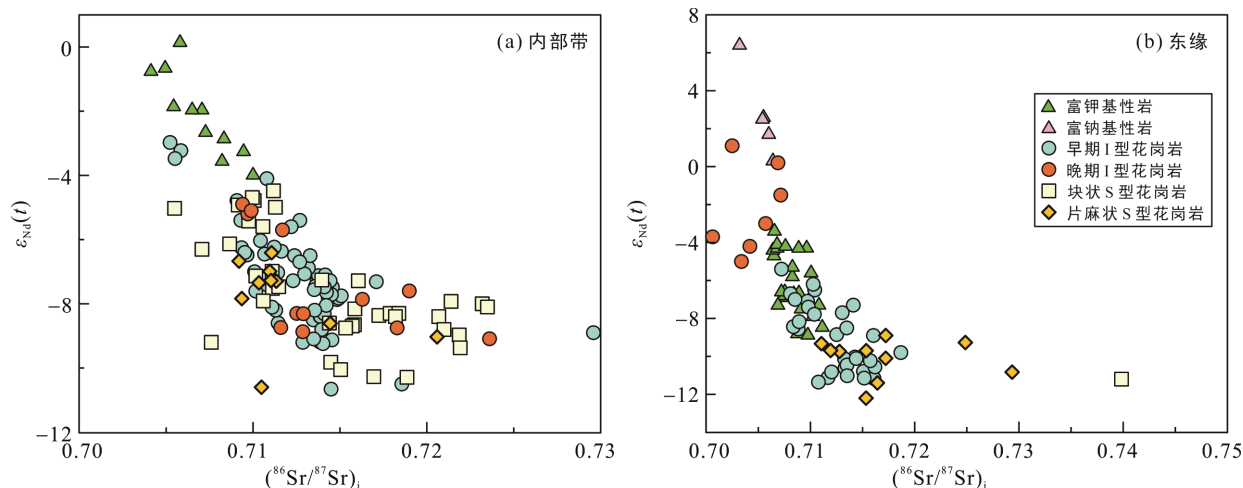


图 5 华南早古生代岩浆岩 Sr-Nd 同位素组成变化

Fig.5 Sr-Nd isotopic diagrams for the early Paleozoic igneous rocks in South China

数据来源: 沈渭洲等, 2008; 张芳荣等, 2009, 2010; Li et al., 2010; Wang et al., 2011, 2013c; Zhang et al., 2012, 2015b; Zhong et al., 2013; Huang et al., 2013; Guan et al., 2014; Xia et al., 2014; Xu and Xu, 2015; Peng et al., 2015; Zhao et al., 2015; Yu et al., 2016, 2018b, 2021, 2022; Xie et al., 2020; Tang et al., 2021; Yang et al., 2021; Kong et al., 2021。

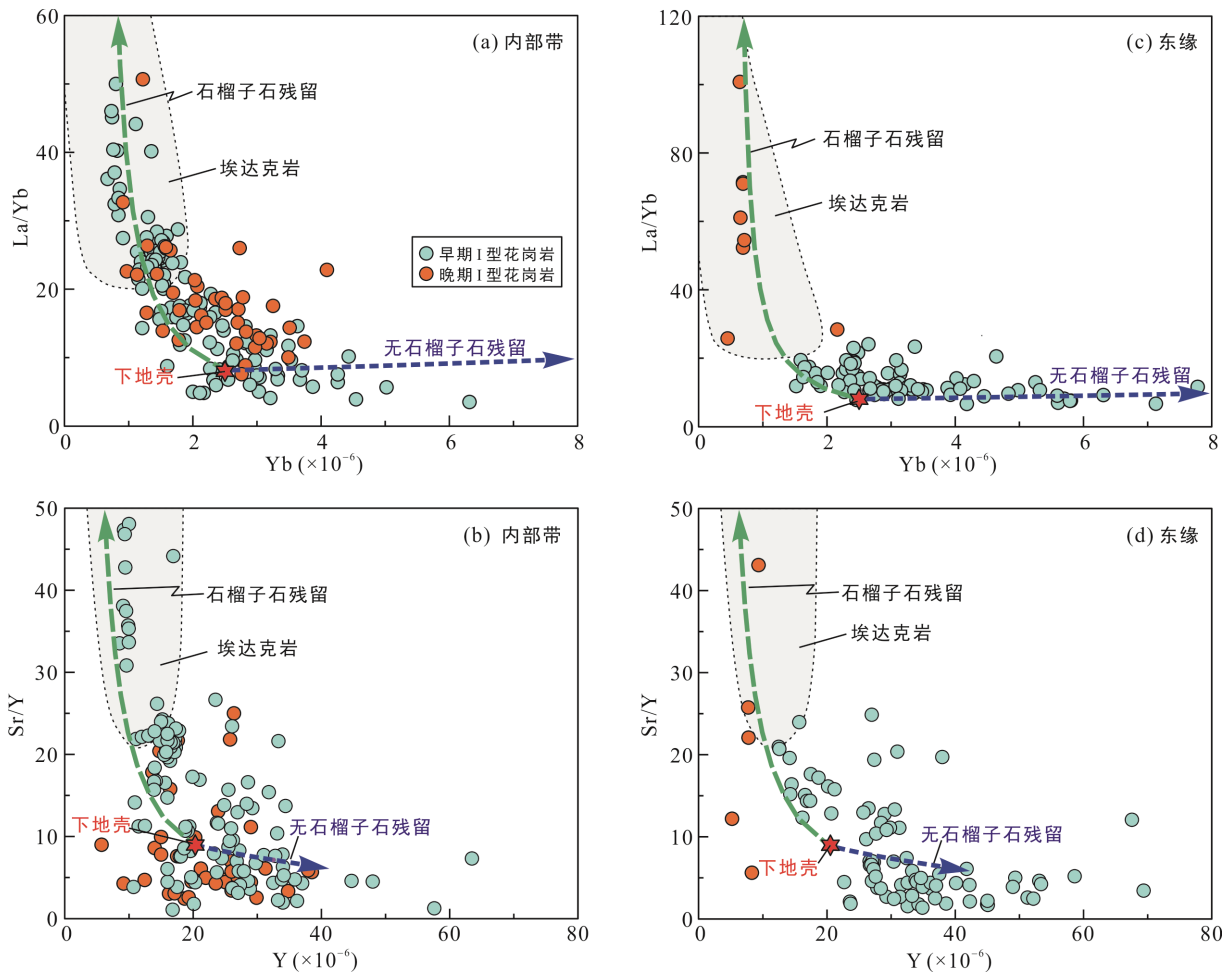


图 6 华南早古生代岩浆岩 La/Yb-Yb 与 Sr/Y-Y 协变图(数据来源同图 3)

Fig.6 La/Yb vs. Yb and Sr/Y vs. Y diagrams for the early Paleozoic igneous rocks in South China

Yu et al., 2016); 早古生代该缝合带已属于华南板块内部的古缝合带, 为板内构造薄弱带, 在远程作用力的影响下将易于活化形成陆内造山带(Li et al., 2010; Yao et al., 2012; Huang et al., 2013; Yu et al., 2016)。江山-绍兴断裂带附近的陈蔡杂岩体在早古生代经历了顺时针变质作用过程(Li et al., 2010), 亦证明了该时期板内构造薄弱带的地壳活化。总体上, 华南早古生代变形主要发生在华夏板块的边缘地区, 如发育片麻状 S 型花岗岩的武夷地块位于西华夏板块东缘, 武功地块和云开地块则位于华夏-扬子板块古缝合带附近(图 1)。而华夏板块内部的变形较弱, 如粤西南恩平和台山地区早古生代花岗岩体(图 1)的围岩仅发生了低绿片岩相变质作用(邱元禧, 1992), 表明其地壳并未经过强烈的变形和变质作用。因此, 武夷-云开造山带的形成演化过程可能类似于天山和阿尔泰造山带的新生代隆升, 主要沿板内构造薄弱带发生显著的地壳变形变质作用。

华南早古生代武夷-云开造山带岩浆活动存在

明显的时空不一致性, 反映了造山作用过程的时空差异。Yu et al. (2018b)曾提出华夏板块西缘地壳活化可能比武夷地块更早。由于片麻状 S 型花岗岩是浅部地壳岩浆活动过程中叠加了构造挤压应力的结果(Rosenberg and Berger, 2001), 因此其活动时间可以代表造山带浅部地壳经受构造挤压作用的时间。总体上, 武夷-云开造山带内部带片麻状 S 型花岗岩的年龄峰值(约 450~440 Ma)及其岩浆活动启动时间(~470 Ma)都明显早于东缘(年龄峰值和岩浆启动时间分别为约 440~430 Ma、~450 Ma)(图 2), 表明造山带内部带地壳活化时间比造山带东缘更早(图 7a)。除武夷地块、云开地块及武功地块等造山带变质核心区外, 扬子板块东缘帽儿山和海洋山岩体中也发育片麻状 S 型花岗岩(图 1), 说明扬子板块东缘因靠近扬子-华夏板块古缝合带, 同样受到了远程挤压应力的影响。因此, 片麻状 S 型花岗岩的时空分布特征表明, 扬子-华夏板块古缝合带的地壳活化主要发生于约 450~440 Ma, 造山带东缘的地壳活化

则主要发生于约 440~430 Ma(图 2)。另外, 内部带与东缘片麻状 S 型花岗岩岩浆活动停止时间相近, 暗示了华南早古生代造山运动同时结束。

5 华南早古生代造山带构造演化框架与驱动机制

5.1 武夷-云开造山带内部带岩浆-构造演化序列

武夷-云开造山带内部带片麻状 S 型花岗岩的岩浆活动持续时间最长(466~413 Ma), 其启动时间明显早于其他类型岩浆活动, 但结束时间与其他岩浆活动相近(~410 Ma), 表明浅部地壳在造山带演化过程中持续受到了挤压应力作用。内部带早期 I 型

花岗岩与基性岩不但岩浆活动开始时间明显晚于片麻状 S 型花岗岩(图 2), 它们的峰期年龄(~440 Ma, ~438 Ma)也相对略晚于片麻状 S 型花岗岩(~443 Ma), 很可能反映了内部带岩石圈整体上从挤压到拉张的演化过程。这一过程造成了武夷-云开造山带内部带岩石圈从根部开始垮塌, 从而促进软流圈上涌和强烈的玄武质岩浆底侵(Xu et al., 2017; Yu et al., 2018b)。内部带基性岩的峰期年龄与早期 I 型花岗岩的岩浆活动时间相近, 亦可能反映了两者的成因联系。值得注意的是, 发育在扬子-华夏板块古缝合带附近的早古生代 I 型花岗岩普遍含有镁铁质微粒包体, 表现出幔源岩浆和壳源岩浆混合的特征(Zhang et al., 2012; Guan et al., 2014; Yu et al., 2016), 典型的研究

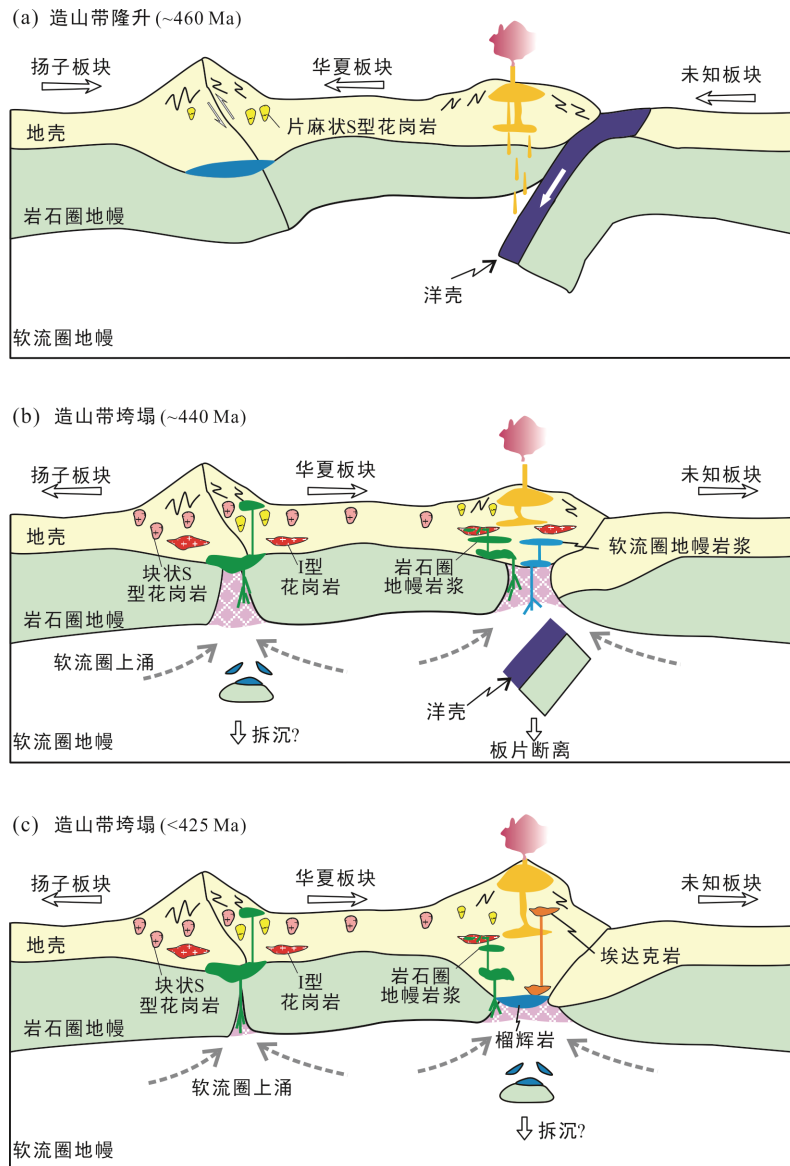


图 7 华南早古生代岩浆活动的构造演化模型

Fig.7 Cartoon showing the tectonic evolution of the early Paleozoic magmatism in South China

实例为武功地块西部张家坊早古生代 I 型花岗岩体及其镁铁质微粒包体(Yu et al., 2016)。张家坊 I 型花岗岩具有很低的全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-11~-9)和锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-14~-4), 类似于华夏板块的基底组成, 镁铁质微粒包体也具有明显的 Nb-Ta-Ti 负异常, 其全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-9~-7)和锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-9~-4)较低, 但总体上高于寄主花岗岩(Yu et al., 2016), 反映了地幔来源熔体与地壳岩浆的混合作用。相对而言, 华夏板块内部早古生代 I 型花岗岩形成过程一般缺少地幔岩浆参与的信息, 典型的研究实例为粤西南地区恩平岩体(Yu et al., 2018b)和台山岩体(Huang et al., 2013)。恩平花岗岩和台山花岗岩均具有较低的全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 表明其源区缺少新生物质的加入(Huang et al., 2013; Yu et al., 2016); 其中台山花岗岩显示出相对一致但又很低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-11~-9), 并且明显低于华南地区早古生代 S 型花岗岩及其副片麻岩, 应为古老中-下地壳物质在较高地温梯度(>35 °C/km)条件下部分熔融的产物(Huang et al., 2013)。因此, 在华夏板块内部, 陆内造山带垮塌可能主要为地壳活化提供了热量, 并不存在明显的幔源物质加入(Huang et al., 2013)。总体上, 华南早古生代基性岩石和含镁铁质微粒包体的 I 型花岗岩主要沿江山-绍兴-萍乡断裂带分布, 表明造山带内部带垮塌主要发生在板块内部的构造薄弱带; I 型花岗岩与基性岩浆活动的峰期年龄记录了造山带内部带垮塌过程的高峰期为~440 Ma。造山带垮塌过程伴随着岩石圈拆沉和玄武质岩浆底侵作用(Arndt and Goldstein, 1989; Kay and Kay, 1993; Lustrino, 2005), 位于华南早古生代古板块边界的古老基底在造山带垮塌阶段应被幔源岩浆广泛改造(Yu et al., 2016, 2021)。实际上, 内部带早期 I 型花岗岩部分样品具有低 HREE、Y 含量和高 Sr/Y、La/Yb 值, 显示出埃达克岩的特征(图 6a、b), 应为造山带垮塌阶段加厚下地壳(>30 km)部分熔融产物。内部带早期 I 型花岗岩全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化较大, 少量样品 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值接近于基性岩(图 5a), 也反映出中-下地壳源区在造山带垮塌过程中已被幔源岩浆所改造。晚期 I 型花岗岩 Sr/Y 值总体较低(图 6a、b), 全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值较低但变化较大(图 5a), 说明其岩浆源区很可能为造山带垮塌阶段被幔源岩浆广泛改造过的中-下地壳。

武夷-云开造山带内部带块状 S 型花岗岩的岩浆活动开始时间与早期 I 型花岗岩相近, 虽然峰期年龄介于早、晚两期 I 型花岗岩之间, 但与 I 型花岗岩岩浆活动总体持续时间相似(图 2b、c), 表明内部带

局部区域浅部地壳岩浆活动与深部地壳、地幔岩浆活动具有成因联系。武夷-云开造山带早古生代 S 型花岗岩可能是低压沉积岩源区(即浅部地壳)部分熔融的产物(Wang et al., 2011), 而沉积岩源区中白云母和黑云母的低压分解需要较高温度(一般白云母为~650 °C, 黑云母为~750 °C; Le Breton and Thompson, 1988; Patinõ Douce and Beard, 1995)。造山带垮塌过程中, 软流圈上涌和玄武质岩浆底侵导致浅部地壳也具有较高的地温梯度, 从而易于部分熔融形成 S 型花岗岩。因此, 块状 S 型花岗岩亦主要发育于扬子-华夏板块古缝合带及其邻区(图 1)。另外, 块状 S 型花岗岩的峰期年龄明显晚于片麻状 S 型花岗岩(图 2a、b), 反映了浅部地壳构造挤压应力作用影响逐渐变弱的趋势。

5.2 武夷-云开造山带东缘岩浆-构造演化序列

武夷-云开造山带东缘富钠基性岩(如桥头辉长岩; Yu et al., 2022)具有亏损的 Sr-Nd 同位素特征(图 5b), 其微量元素蛛网图显示 Nb-Ta-Ti 正异常或者负异常不明显(图 4c、d), 表明造山带东缘演化过程中存在亏损软流圈地幔物质的参与。造山带主要有两种机制导致软流圈地幔的上涌: 加厚地壳拆沉(Arndt and Goldstein, 1989; Kay and Kay, 1993; Lustrino, 2005)和俯冲板片的断离(Davies and von Blanckenburg, 1995; Garzanti et al., 2018)。地壳拆沉需要地壳的显著增厚, 导致地壳根部形成比地幔物质密度更大的榴辉岩(Kay and Kay, 1993)。在造山带东缘, 与桥头辉长岩同期的早期 I 型花岗岩, 包括新四、墩头、下湾、大康、桂阳、四堡及和平岩体等(Li et al., 2010; Xia et al., 2014; Zhao et al., 2015; Xie et al., 2020), 均具有较高的 HREE 含量(图 4)以及较低的 Sr/Y、La/Yb 值(图 6), 说明该时期地壳并没有显著增厚。因此, 武夷-云开造山带东缘软流圈上涌的主要机制并非地壳拆沉。在陆-陆碰撞过程中, 俯冲洋壳与陆壳的连接部位在拉应力作用下会发生断裂, 产生板片窗(Davies and von Blanckenburg, 1995; Garzanti et al., 2018)。洋壳的断裂促进软流圈通过板片窗口上涌(Mahéo et al., 2002; Chung et al., 2005; Garzanti et al., 2018), 从而将大量的热量传递到岩石圈中, 引起岩石圈地幔和地壳的活化。西华夏地块与北部冈瓦纳地块之间的小洋盆在早古生代完全俯冲, 之后两地块发生了陆-陆碰撞作用(Lin et al., 2018)。陈蔡杂岩中部分角闪岩(496~436 Ma)具有 N-MORB 化学特征, 可能代表了早古生代洋壳残留(Zhao et al., 2015)。造山带东缘早古生代 I 型花岗岩

中广泛发育镁铁质微粒包体,反映了壳源和幔源熔体之间强烈的岩浆混合作用(Li et al., 2010; Xia et al., 2014; Zhao et al., 2015; Xie et al., 2020),这与碰撞造山带板块断离过程中强烈的壳幔相互作用相符。早期 I 型花岗岩形成时间与基性岩相近,其全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化较大,总体上介于 S 型花岗岩和基性岩之间,亦反映与幔源岩浆活动的成因联系。块状 S 型花岗岩岩浆活动时间也与基性岩及早期 I 型花岗岩相近(图 2b~d),其形成很可能与地幔岩浆活动导致的浅部地壳地温梯度升高有关。

武夷-云开造山带东缘各类岩浆活动在时间上并不同步。其中, S 型花岗岩岩浆活动开始和结束时间都略早于早期 I 型花岗岩(图 2)。片麻状 S 型花岗岩与块状 S 型花岗岩持续时间相似,但是两类岩浆活动强度不一致。块状 S 型花岗岩主峰期年龄在 ~445 Ma, 次要峰期年龄为 ~435 Ma; 而片麻状 S 型花岗岩主峰期年龄为 ~435 Ma, 但也出现 ~450 Ma 的次峰期年龄, 显示出两类 S 型花岗岩此消彼长特征。片麻状 S 型花岗岩增多反映其岩浆活动过程中浅部地壳的构造挤压应力逐渐加强, 明显不同于造山带内部带。造山带东缘基性岩浆活动年龄较为集中, 峰期年龄介于片麻状 S 型花岗岩两个峰期年龄之间(图 2), 很可能反映了造山带东缘在持续的构造挤压环境下瞬间松弛。实际上, 造山过程中板块断离将导致上覆大陆岩石圈的伸展(Davies and von Blanckenburg, 1995; Williams et al., 2004; Garzanti et al., 2018), 同时产生板片窗促进软流圈物质上涌减压熔融, 并引起岩石圈的活化, 深部地壳变成岩部分熔融形成 I 型花岗岩, 而变沉积岩部分熔融则形成 S 型花岗岩。因此, 造山带东缘基性岩、早期 I 型花岗岩以及块状和片麻状 S 型花岗岩岩浆活动时序与造山带板块断离过程相符。

另外, 目前在武夷-云开造山带东缘仍未发现与晚期 I 型花岗岩同期的基性岩浆活动, 很可能反映了晚期 I 型花岗岩具有不同的成因机制。值得注意的是, 造山带东缘晚期 I 型花岗岩具有明显较低的 HREE、Y 含量和明显较高的 Sr/Y、La/Yb 值(图 6c、d), 显示出埃达克岩的地球化学特征, 并且其 SiO_2 含量相对较高, 总体富钾(图 3c), 很可能为加厚下地壳部分熔融的产物; 它们具有较为亏损的 Sr-Nd 同位素(图 5), 全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于富钠基性岩与富钾基性岩之间, 因此, 造山带东缘下地壳加厚除了与持续的构造挤压有关, 还与板片断离过程中的幔源岩浆底侵作用相关。造山带东缘地壳加厚过程

很可能持续到华南早古生代造山运动末期, 由于整体的构造松弛, 加厚下地壳发生部分熔融产生埃达克岩。因此, 造山带东缘晚期 I 型花岗岩出现在 S 型花岗岩岩浆活动已基本停止阶段(图 2a~c)。

5.3 华南早古生代陆内造山作用驱动机制

有关华南地区武夷-云开造山带的构造环境及其形成动力学机制长期以来一直存在争议, 近期研究逐渐认为其可能代表了陆内造山事件(Li et al., 2010; Wang et al., 2011; Shu et al., 2014; Yu et al., 2018b, 2021)。但武夷-云开造山带发育大规模岩浆作用 and 高级变质作用, 具有碰撞型造山带的特征, 明显区别于典型陆内造山带, 现有构造演化模型难以合理解释武夷-云开造山带兼具陆内型与碰撞型造山带双重特征。

岩浆作用、变质作用、古生物学、沉积物源和古地磁等方面大量证据表明, 华南板块在早古生代应位于冈瓦纳大陆北缘附近, 与澳大利亚和 Sibumasu 板块相邻(图 7a; Cawood et al., 2018; Li et al., 2018; Zhao and Xiao, 2018)。因此, 武夷-云开造山带的隆起可能是早古生代(470~460 Ma)华夏板块与西澳大利亚-Mawson 板块碰撞造成的(Cawood et al., 2018; Li et al., 2018)。华夏板块可以分为西、东两部分, 它们具有不同的前寒武纪基底(Xu et al., 2007; Yu et al., 2009, 2010; Cawood et al., 2013; Wang et al., 2014; Lin et al., 2018)。目前研究表明, 早古生代武夷-云开造山带在东华夏地块影响较小(图 1), 而东、西华夏板块均经历了中生代印支运动, 因此二者的拼贴可能发生在中生代(Lin et al., 2018)。早古生代, 西华夏板块与冈瓦纳大陆北缘微陆块发生俯冲碰撞, 产生的挤压应力传导至板块内部, 并集中在板内构造薄弱带, 导致地壳挤压加厚及地壳沉积岩的深部熔融, 形成片麻状花岗岩(图 7a)。武夷-云开造山带东缘新四花岗闪长岩(441 ± 2 Ma)和桥头辉长岩(448 ± 8 Ma)形成于碰撞造山板片的断离阶段(Li et al., 2010; Wang et al., 2011; Yu et al., 2022), 洋壳断裂造成上覆岩石圈短暂松弛(Davies and von Blanckenburg, 1995; Williams et al., 2004; Garzanti et al., 2018)。软流圈通过板片窗上涌, 将大量热量传递到岩石圈中, 从而导致西华夏板块东缘岩石圈地幔和地壳的活化, 形成块状 S 型花岗岩、I 型花岗岩及镁铁质岩岩(图 7b)。另一方面, 西华夏板块东缘岩石圈的松弛减弱了挤压力的远程效应, 进而诱发了武夷-云开造山带内部的垮塌(图 7b; Yu et al., 2018b)。造山带内部带由挤压转为持续伸展, 造成片麻状 S 型花岗岩岩浆作用的

减弱(图 2)。软流圈物质沿板内构造薄弱带上涌导致了岩石圈地幔和地壳的活化, 形成块状 S 型花岗岩、早期 I 型花岗岩及镁铁质岩浆岩(图 7b)。后期 I 型花岗岩相较于早期 I 型花岗岩缺少埃达克岩特征, 表明造山带内部的持续伸展可能造成了地壳减薄(图 6)。

西华夏板块东缘岩石圈在经历了板片断离引起的短暂松弛后, 与冈瓦纳大陆北缘微陆块持续碰撞造成了地壳被进一步挤压抬升(图 7c), 导致片麻状 S 型花岗岩的大规模发育, 以及块状 S 型花岗岩、早期 I 型花岗岩及镁铁质岩浆岩等岩浆作用的减弱(图 2)。造山带东缘晚期 I 型花岗岩具有埃达克岩的特征(图 6), 反映下地壳发生显著加厚, 导致地壳根部可能发生榴辉岩质变质作用, 并具有比地幔物质更大的密度, 从而发生地壳拆沉, 引起造山带垮塌(Kay and Kay, 1993)。武夷-云开造山带东缘垮塌作用可能发生在 425 Ma 之后(图 7c)。晚期 I 型花岗岩岩浆活动较弱, 暗示西华夏板块东缘可能主要与冈瓦纳大陆北缘的微陆块发生碰撞。造山带东缘的垮塌使得西华夏板块整体进入伸展状态, 进一步促进了造山带内部沿构造薄弱带的地壳活化(图 7c)。武夷-云开造山带内部带与东缘的岩浆作用均持续到 ~410 Ma(图 2), 表明造山带垮塌在内部与东缘可能在泥盆纪早期同时结束。

综上所述, 华南早古生代武夷-云开造山带是由板块边缘碰撞引起板内地壳挤压抬升形成的陆内-碰撞复合型造山带。造山带中花岗岩形成过程是以古老地壳物质的再循环作用为主, 表明造山作用过程中并没有显著的地壳增生。先存板块边界对陆内造山带隆升及造山后伸展垮塌并发生软流圈上涌和玄武质岩浆底侵作用具有显著的促进作用。

6 存在问题及未来研究方向

华南地区早古生代武夷-云开造山运动作为华南板块形成后第一次大规模的构造-岩浆作用事件, 奠定了华南大陆地壳物质组成与基本构造框架。本文研究表明, 武夷-云开造山带中岩浆作用与先存的构造薄弱带再活化具有密切的成因联系。片麻状 S 型花岗岩、I 型花岗岩与基性岩呈带状分布, 集中发育在扬子-华夏板块边界与西华夏板块东缘, 分别对应了武夷-云开造山带中陆内造山带部分和碰撞造山带部分(Yu et al., 2018b, 2022), 对比分析这两条构造带上岩浆与变质变形作用的差异将为理解

武夷-云开造山运动演化机制提供新的思路和认识。

现有年代学数据表明, 武夷-云开造山带内部带与东缘均发育两期 I 型花岗岩, 其地球化学特征不同反映了这两期 I 型花岗岩源区组成和熔融过程的差异性。对比研究两期 I 型花岗岩的岩石学成因揭示造山带内部带和东缘在垮塌过程中岩石圈地幔与地壳演化机制提供新的认识。武夷-云开造山带中发育少量镁铁质岩石, 现有数据表明软流圈物质直接参与了造山带东缘的碰撞造山过程, 并为岩石圈活化提供了大量的热。造山带内部基性岩主要为岩石圈地幔部分熔融的产物(Wang et al., 2013c; Yu et al., 2018b, 2021)。在内部带, 软流圈物质是否直接参与造山带垮塌过程或者仅为岩石圈活化提供了热量仍不清楚。对造山带内部带基性岩的研究可以为制约软流圈在陆内造山过程中的作用提供新的理论依据。整体而言, 未来仍需对武夷-云开造山带中不同类型的岩浆岩开展更为系统的年代学与岩石地球化学研究, 以更详细深入地认识华南早古生代造山运动的构造-岩浆作用的时空演化过程。

致谢: 本文撰写过程中得到了很多专家的指点, 中国地质大学(武汉)郑建平教授、云南大学王选策教授和中国科学院广州地球化学研究所郭锋研究员均对本文初稿提出了宝贵的修改意见, 谨致谢忱!

参考文献(References):

- 陈斌, 庄育勋. 1994. 粤西云炉紫苏花岗岩及其麻粒岩包体的主要特点和成因讨论. 岩石学报, 10(2): 139-150.
- 黄汲清, 任纪舜, 蒋春发, 张正坤, 秦德余. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京: 科学出版社.
- 楼法生, 沈渭洲, 王德滋, 舒良树, 吴富江, 张芳荣, 于津海. 2005. 江西武功山穹隆复式花岗岩的锆石 U-Pb 年代学研究. 地质学报, 79(5): 636-644.
- 彭松柏, 金振民, 刘云华, 付建明, 何龙清, 蔡明海, 王彦斌. 2006. 云开造山带强过铝深熔花岗岩地球化学、年代学及构造背景. 地球科学, 31(1): 110-120.
- 邱元禧. 1992. 广东省区域构造演化及其基本特征. 广东地质, 7(1): 1-26.
- 沈渭洲, 张芳荣, 舒良树, 王丽娟, 向磊. 2008. 江西宁冈岩体的形成时代、地球化学特征及其构造意义. 岩石学报, 24(10): 2244-2254.
- 舒良树. 2006. 华南前泥盆纪构造演化: 从华夏地块到加里东期造山带. 高校地质学报, 12(4): 418-431.
- 舒良树, 于津海, 贾东, 王博, 沈渭洲, 张岳桥. 2008. 华南东段早古生代造山带研究. 地质通报, 27(10):

- 1581–1593.
- 孙涛. 2005. 华南中生代岩浆岩组合及其成因. 南京: 南京大学博士后出站报告: 1–41.
- 徐先兵, 张岳桥, 舒良树, 贾东, 王瑞瑞, 许怀智. 2009. 闽西南玮埔岩体和赣南菖蒲混合岩锆石 La-ICPMS U-Pb 年代学: 对武夷山加里东运动时代的制约. 地质评论, 55(2): 277–285.
- 张芳荣, 舒良树, 王德滋, 于津海, 沈渭洲. 2009. 华南东段加里东期花岗岩类形成构造背景探讨. 地学前缘, 16(1): 248–260.
- 张芳荣, 舒良树, 王德滋, 沈渭洲, 于津海, 谢磊. 2010. 江西付坊花岗岩体的年代学、地球化学特征及其成因研究. 高校地质学报, 16(2): 161–176.
- Arndt N T, Goldstein S L. 1989. An open boundary between lower continental crust and mantle: Its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161(3–4): 201–212.
- Atherton M, Petford N. 1996. Plutonism and the growth of Andean crust at 9° S from 100 to 3 Ma. *Journal of South American Earth Science*, 9(1–2): 1–9.
- Avouac J P, Tapponnier P, Bai M H, You H, Wang G A. 1993. Active thrusting and folding along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(B4): 6755–6804.
- Cawood P A, Kröner A, Collins W J, Kusky T M, Mooney W D, Windley B F. 2009. Earth accretionary orogens through Earth history // Cawood P A, Kröner A. Earth Accretionary Systems in Space and Time. *Geological Society, London, Special Publications*, 318: 1–37.
- Cawood P A, Wang Y J, Xu Y J, Zhao G C. 2013. Locating South China in Rodinia and Gondwana: A fragment of greater India lithosphere? *Geology*, 41(8): 903–906.
- Cawood P A, Zhao G C, Yao J L, Wang W, Xu Y J, Wang Y J. 2018. Reconstructing South China in Phanerozoic and Precambrian supercontinents. *Earth-Science Reviews*, 186: 173–194.
- Charvet J. 2013. The Neoproterozoic-Early Paleozoic tectonic evolution of the South China Block: An overview. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 198–209.
- Charvet J, Shu L S, Faure M, Choulet F, Wang B, Lu H F, Le Breton N. 2010. Structural development of the lower Paleozoic belt of South China: Genesis of an intracontinental orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 309–330.
- Chen C H, Lee C Y, Hsieh P S, Zeng W, Zhou H W. 2008. Approaching the age problem for some metamorphosed Precambrian basement rocks and Phanerozoic granitic bodies in the Wuyishan area: The application of EMP monazite age dating. *Geological Journal of China Universities*, 14(1): 1–15.
- Chen C H, Liu Y H, Lee C Y, Xiang H, Zhou H W. 2012. Geochronology of granulite, charnockite and gneiss in the poly-metamorphosed Gaozhou Complex (Yunkai massif), South China: Emphasis on the *in-situ* EMP monazite dating. *Lithos*, 144–145: 109–129.
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, Xie Y W, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X H, Zhang Q, Wang Y Z. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, 68(3–4): 173–196.
- Coblentz D D, Sandiford M, Richardson R M, Zhou S H, Hillis R. 1995. The origins of the intraplate stress-field in continental Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3): 299–309.
- Davies J H, von Blanckenburg F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1–4): 85–102.
- Dyksterhuis S, Müller R D. 2008. Cause and evolution of intraplate orogeny in Australia. *Geology*, 36: 495–498.
- Faure M, Shu L S, Wang B, Charvet J, Choulet F, Monié P. 2009. Intracontinental subduction: A possible mechanism for the Early Palaeozoic orogen of SE China. *Terra Nova*, 21(5): 360–368.
- Garzanti E, Radeff G, Malusà M G. 2018. Slab breakoff: A critical appraisal of a geological theory as applied in space and time. *Earth-Science Reviews*, 177: 303–319.
- Greene A R, DeBari S M, Kelemen P B, Blusztajn J, Clift P D. 2006. A detailed geochemical study of island arc crust: The Talkeetna arc section, South-Central Alaska. *Journal of Petrology*, 47(6): 1051–1093.
- Guan Y L, Yuan C, Sun M, Wilde S, Long X P, Huang X L, Wang Q. 2014. I-type granitoids in the eastern Yangtze Block: Implications for the Early Paleozoic intracontinental orogeny in South China. *Lithos*, 206(1): 34–51.
- Guo L Z, Shi Y S, Lu H F, Ma S R, Dong H G, Yang S F. 1989. The pre-Devonian tectonic patterns and evolution of South China. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 3: 87–93.
- Hsü K J. 1994. Tectonic facies in an archipelago model of intra-plate orogenesis. *GSA Today*, 4(12): 289–293.

- Hsü K J, Li J L, Chen H H, Wang Q C, Sun S, Sengör A M X. 1990. Tectonics of South China: Key to tectonics of South China: Key to understanding west Pacific geology. *Tectonophysics*, 183(1): 9–39.
- Huang X L, Yu Y, Li J, Tong L X, Chen L L. 2013. Geochronology and petrogenesis of the early Paleozoic I-type granite in the Taishan area, South China: Middle-lower crustal melting during orogenic collapse. *Lithos*, 177: 268–284.
- Jagoutz O E. 2010. Construction of the granitoid crust of an island arc. Part II: A quantitative petrogenetic model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(3): 359–381.
- Jagoutz O E, Kelemen P B. 2015. Role of arc processes in the formation of continental crust. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(1): 363–404.
- Jahn B M, Wu F Y, Chen B. 2000. Granitoids of the central Asian orogenic belt and continental growth in the Phanerozoic. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 91: 181–193.
- Kay R W, Kay S M. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219(1–3): 177–189.
- Kong H, Wu J H, Li H, Chen S F, Liu B, Wang G. 2021. Early Paleozoic tectonic evolution of the South China Block: Constraints from geochemistry and geochronology of granitoids in Hunan Province. *Lithos*, 380–381(6), 105891.
- Le Breton N, Thompson A B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(2): 226–237.
- Li S Z, Zhao S J, Liu X, Gao H H, Yu S, Li X Y, Somerville I, Yu S Y, Suo Y H. 2018. Closure of the Proto-Tethys Ocean and Early Paleozoic amalgamation of microcontinental blocks in East Asia. *Earth-Science Reviews*, 186: 37–75.
- Li X H, Li Z X, Wingate M T D, Chung S L, Liu Y, Lin G C, Li W X. 2006. Geochemistry of the 755Ma Mundine Well dyke swarm, northwestern Australia: Part of a Neoproterozoic mantle superplume beneath Rodinia? *Precambrian Research*, 146(1): 1–15.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J. 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3): 171–181.
- Li Z X, Li X H, Wartho J A, Clark C, Li W X, Zhang C L, Bao C. 2010. Magmatic and metamorphic events during the Early Paleozoic Wuyi-Yunkai Orogeny, southeastern South China: New age constraints and pressure-temperature conditions. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5–6): 772–793.
- Lin S F, Xing G F, Davis D W, Yin C Q, Wu M L, Li L M, Jiang Y, Chen Z H. 2018. Appalachian-style multi-terrane Wilson cycle model for the assembly of South China. *Geology*, 46(4): 391–322.
- Liu S F, Peng S B, Kusky T, Polat A, Han Q S. 2018. Origin and tectonic implications of an Early Paleozoic (460–440 Ma) subduction-accretion shear zone in the northwestern Yunkai Domain, South China. *Lithos*, 322: 104–128.
- Liu X, Wang Q, Ma L, Yang J H, Gou G N, Ou Q, Wang J. 2020. Early Paleozoic intracontinental granites in the Guangzhou region of South China: Partial melting of a metasediment-dominated crustal source. *Lithos*, 376–377, 105763.
- Liu X, Wang Q, Ma L, Yang J H, Ma Y M, Huang T Y. 2021. Early Paleozoic and Late Mesozoic crustal reworking of the South China Block: Insights from Early Silurian biotite granodiorites and Late Jurassic biotite granites in the Guangzhou area of the south-east Wuyi-Yunkai orogeny. *Journal of Asian Earth Sciences*, 219(3), 104890.
- Lustrino W. 2005. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews*, 72(1): 21–38.
- Mahéo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y, Pêcher A A. 2002. Slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of south Karakorum and South Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 195(1–2): 45–58.
- Mo X X, Niu Y L, Dong G C, Zhao Z D, Hou Z Q, Zhou S, Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet. *Chemical Geology*, 250(1): 49–67.
- Niu Y L, Zhao Z D, Zhu D C, Mo X X. 2013. Continental collision zones are primary sites for net continental crust growth — A testable hypothesis. *Earth-Science Reviews*, 127: 96–110.
- Patinó Douce A E, Beard J S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36(3): 707–738.
- Peng T P, Fan W M, Zhao G C, Peng B X, Xia X P, Mao Y S. 2015. Petrogenesis of the early Paleozoic strongly peraluminous granites in the Western South China

- Block and its tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98: 399–420.
- Raimondo T, Hand M, Collins W. 2014. Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives. *Earth-Science Reviews*, 130: 128–153.
- Ren J S. 1964. A preliminary study on pre-Devonian geotectonic problems of southeastern China. *Acta Geologica Sinica*, 44(4): 418–431.
- Ren J S. 1991. On the geotectonics of southern China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 4(2): 111–136.
- Rosenberg C L, Berger A. 2001. Syntectonic melt pathways in granitic gneisses, and melt-induced transitions in deformation mechanisms. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(4–5): 287–293.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust // Holland H D, Turekian K K. *Treatise of Geochemistry*. Oxford: Elsevier-Pergaman, 3: 1–64.
- Shu L S, Faure M, Yu J H, Jahn B M. 2011. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): New evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia. *Precambrian Research*, 187(3–4): 263–276.
- Shu L S, Jahn B M, Charvet J, Santosh M, Wang B, Xu X S, Jiang S Y. 2014. Early Paleozoic depositional environment and intraplate tectono-magmatism in the Cathaysia Block (South China): Evidence from stratigraphic, structural, geochemical and geochronological investigations. *American Journal of Science*, 314(1): 154–186.
- Song M J, Shu L S, Santosh M, Li J Y. 2015. Late Early Paleozoic and Early Mesozoic intracontinental orogeny in the South China Craton: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 232: 360–374.
- Tang Y L, Shi Y, Hu X M, Liu X J, Huang C W. 2021. Petrogenesis of Early Paleozoic I-type granitoids in the Wuyi-Yunkai Orogen, South China: Implications for the tectono-magmatic evolution of the Cathaysia Block. *Journal of Asian Earth Sciences*, 220, 104906.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publication.
- Wan Y S, Liu D Y, Simon A W, Cao J J, Chen B, Dong C Y. 2010. Evolution of the Yunkai Terrane, South China: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating, geochemistry and Nd isotope. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 140–153.
- Wang D, Zheng J P, Ma Q, Griffin W L, Zhao H, Wong J. 2013a. Early Paleozoic crustal anatexis in the intraplate Wuyi-Yunkai orogen, South China. *Lithos*, 175–176: 124–145.
- Wang J, Li Z X. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up. *Precambrian Research*, 122(1–4): 141–158.
- Wang Y J, Fan W M, Guo F, Peng T P, Li C W. 2003. Geochemistry of Mesozoic mafic rocks around the Chenzhou-Linwu fault in South China: Implication for the lithospheric boundary between the Yangtze and the Cathaysia Blocks. *International Geology Review*, 45(3): 263–286.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W, Zhang Y H. 2013b. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. *Gondwana Research*, 23(4): 1273–1305.
- Wang Y J, Fan W M, Zhao G C, Ji S C, Peng T P. 2007. Zircon U-Pb geochronology of gneissic rocks in the Yunkai massif and its implications on the Caledonian event in the South China Block. *Gondwana Research*, 12(4): 404–416.
- Wang Y J, Zhang A M, Fan W M, Zhang Y H, Zhang Y Z. 2013c. Origin of paleosubduction-modified mantle for Silurian gabbro in the Cathaysia Block: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 160–161(1): 37–54.
- Wang Y J, Zhang A M, Fan W M, Zhao G C, Zhang G W, Zhang F F, Zhang Y Z, Li S Z. 2011. Kwangsian crustal anatexis within the eastern South China Block: Geochemical, zircon U-Pb geochronological and Hf isotopic fingerprints from the gneissoid granites of Wugong and Wuyi-Yunkai Domains. *Lithos*, 127(1–2): 239–260.
- Wang Y J, Zhang F F, Fan W M, Zhang G W, Chen S Y, Cawood P A, Zhang A M. 2010. Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology. *Tectonics*, 29(6), TC6020.
- Wang Y J, Zhang Y Z, Fan W M, Geng H Y, Zou H P, Bi X W. 2014. Early Neoproterozoic accretionary assemblage in the Cathaysia Block: Geochronological, Lu-Hf isotopic and geochemical evidence from granitoid gneisses. *Precambrian Research*, 249: 144–161.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, Kelley S P, Harris N B W. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modelling. *Journal of Petrology*, 45: 555–607.
- Xia Y, Xu X S, Zou H B, Liu L. 2014. Early Paleozoic crust-mantle interaction and lithosphere delamination

- in South China Block: Evidence from geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of granites. *Lithos*, 184–187: 416–435.
- Xie Y X, Ma L Y, Zhao G C, Xie C F, Han Y G, Li J H, Liu Q, Yao J L, Zhang Y Y, Lu Y F. 2020. Origin of the Heping granodiorite pluton: Implications for syn-convergent extension and asthenosphere upwelling accompanying the early Paleozoic orogeny in South China. *Gondwana Research*, 85: 149–168.
- Xu W J, Xu X S. 2015. Early Paleozoic intracontinental felsic magmatism in the South China Block: Petrogenesis and geodynamics. *Lithos*, 234–235: 79–92.
- Xu W J, Xu X S, Zeng G. 2017. Crustal contamination versus an enriched mantle source for intracontinental mafic rocks: Insights from early Paleozoic mafic rocks of the South China Block. *Lithos*, 286–287: 388–395.
- Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, Wang X, Pearson N J, He Z. 2007. The crust of Cathaysia: Age, assembly and reworking of two terranes. *Precambrian Research*, 158(1): 51–78.
- Yang J, Liu W, Han Z Z, Zeng Z X, Wan L, Mohammed A S. 2021. Petrogenesis of Silurian ultramafic-mafic plutons in southern Jiangxi: Implications for the Wuyi-Yunkai orogen, South China. *Geological Magazine*, 158(7): 1237–1252.
- Yao W H, Li Z X, Li W X, Wang X C, Li X H, Yang J H. 2012. Post-kinematic lithospheric delamination of the Wuyi-Yunkai orogen in South China: Evidence from ca. 435 Ma high-Mg basalts. *Lithos*, 154: 115–129.
- Yin A, Nie S, Craig P, Harrison T M, Ryerson F J, Qian X L, Geng Y. 1998. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. *Tectonics*, 17(1): 1–27.
- Yu J H, O'Reilly S Y, Wang L J, Griffin W L, Zhou M F, Zhang M, Shu L S. 2010. Components and episodic growth of Precambrian crust in the Cathaysia Block, South China: Evidence from U-Pb ages and Hf isotopes of zircons in Neoproterozoic sediments. *Precambrian Research*, 181(1): 97–114.
- Yu J H, Wang L J, O'Reilly S Y, Griffin W L, Zhang M, Li C Z, Shu L S. 2009. A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China. *Precambrian Research*, 174(3): 347–363.
- Yu P P, Zheng Y, Zhou Y Z, Chen B H, Niu J, Yang W. 2018a. Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the metabasite and gabbro: Implications for the Neoproterozoic and Paleozoic tectonic settings of the Qinzhou Bay-Hangzhou Bay suture zone, South China. *Geological Journal*, 53: 2219–2239.
- Yu Y, Huang X L, He P L, Li J. 2016. I-type granitoids associated with the early Paleozoic intracontinental orogenic collapse along pre-existing block boundary in South China. *Lithos*, 248–251(1): 353–365.
- Yu Y, Huang X L, Miao X Q, He P L. 2022. Early Paleozoic granodiorites and gabbros related to asthenosphere upwelling in the eastern Wuyi-Yunkai Orogen, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 226(3–4), 105055.
- Yu Y, Huang X L, Sun M, He P L. 2018b. Petrogenesis of early Paleozoic granitoids and associated xenoliths in the Baoxu and Enping plutons, South China: Implications for the evolution of the Wuyi-Yunkai intracontinental orogeny. *Journal of Asian Earth Sciences*, 156: 59–74.
- Yu Y, Huang X L, Sun M, He P L, Yuan C. 2021. High-Mg andesitic rocks formed through crustal magmatic differentiation. *Lithos*, 388–389(1), 106069.
- Zhang C L, Santosh M, Zhu Q B, Chen X Y, Huang W C. 2015a. The Gondwana connection of South China: Evidence from monazite and zircon geochronology in the Cathaysia Block. *Gondwana Research*, 28(3): 1137–1151.
- Zhang F F, Wang Y J, Zhang A M, Fan W M, Zhang Y Z, Ji J W. 2012. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of Middle Paleozoic (Kwanghsian) massive granites in the eastern South China Block. *Lithos*, 150: 188–208.
- Zhang Q, Jiang Y H, Wang G C, Liu Z, Ni C Y, Qing L. 2015b. Origin of Silurian gabbros and I-type granites in central Fujian, SE China: Implications for the evolution of the early Paleozoic orogen of South China. *Lithos*, 216–217: 285–297.
- Zhang Z J, Xu T, Zhao B, Badal J. 2013. Systematic variations in seismic velocity and reflection in the crust of Cathaysia: New constraints on intraplate orogeny in the South China continent. *Gondwana Research*, 24(S3–4): 902–917.
- Zhao G C, Cawood P A. 2012. Precambrian geology of China. *Precambrian Research*, 222–223: 13–54.
- Zhao G C, Xiao W J. 2018. Reconstructions of East Asian blocks in Pangea: Preface. *Earth-Science Reviews*, 186: 1–7.
- Zhao L, Cui X H, Zhai M G, Zhou X W, Liu B. 2019. Emplacement and metamorphism of the mafic rocks from the Chencai terrane within the Cathaysia Block: Implications for the Paleozoic orogenesis of the South China Block. *Journal of Asian Earth Sciences*, 173(1): 11–28.

- Zhao L, Zhai M G, Zhou X W, Santosh M, Ma X D. 2015. Geochronology and geochemistry of a suite of mafic rocks in Chencai area, South China: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Lithos*, 236–237: 226–244.
- Zheng Y F, Gong B, Zhao Z F, Wu Y B, Chen F K. 2008. Zircon U-Pb age and O isotope evidence for Neoproterozoic low-¹⁸O magmatism during supercontinental rifting in South China: Implications for the snowball Earth event. *American Journal of Science*, 308(4): 484–516.
- Zhong Y F, Ma C Q, Liu L, Zhao J H, Zheng J P, Nong J N, Zhang Z J. 2013. Ordovician appinites in the Wugongshan Domain of the Cathaysia Block, South China: Geochronological and geochemical evidence for intrusion into a local extensional zone within an intracontinental regime. *Lithos*, 198–199: 202–216.

Geodynamics and Origin of the Early Paleozoic Diachronous Magmatism in South China

HUANG Xiaolong^{1, 2, 3}, YU Yang^{1, 2, 3}

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. Center of Excellence of Deep Earth Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 3. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, Guangdong, China)

Abstract: The early Paleozoic igneous rocks are widely distributed in South China, which record the first extensive tectono-thermal event in the South China Block (SCB) since the breakup of the Neoproterozoic Rodinia supercontinent. These rocks have been considered to be the products of intracontinental orogeny, but the geodynamics and origin of magmatism remain controversial. In this paper, we compiled the published geochronological and geochemical data of the early Paleozoic igneous rocks in the SCB, and discussed the temporal-spatial distribution of magmatism in this orogenic belt. The early Paleozoic igneous rocks in the SCB mainly consist of S-type granites (including gneissic and massive), a small amount of I-type granites, and mafic magmatic rocks (including basalt, gabbro, gabbroic diorite, and mafic micro-granular enclaves). The diachronous S-type granites are widely distributed in the eastern Yangtze Block (EYB) and Western Cathaysia Block (WCB). Gneissic S-type granites in the Yunkai and Wugong areas nearby the ancient suture zone between the EYB and WCB (the inner belt) were formed at *ca.* 470–410 Ma with a peak at ~442 Ma, while those in the Wuyi area in the eastern margin of the WCB were generated in a shorter period (*ca.* 455–415 Ma) with a younger peak (~435 Ma). I-type granites and mafic rocks are mainly distributed along the ancient suture zone between the EYB and WCB or the eastern margin of the WCB. They were initially formed at *ca.* 455–450 Ma, much later than the gneissic S-type granites in the inner belt but mostly coeval with those in the eastern margin of the WCB. The collision between the WCB and a microcontinent in the northern margin of the Gondwana might have occurred in the early Paleozoic. The subducting slab beneath the eastern margin of the WCB might break off when the microcontinent collided with the WCB. This process would result in mafic magmatism in the eastern margin of the WCB because of the decompression melting of the upwelling asthenosphere. The lower crust in the eastern margin of the WCB would have been thickened due to the slab subduction and consequent continental collision and magma underplating. The far-field stress transmission into the continental interiors from active plate margins in the eastern margin of the WCB would reactivate the ancient suture zone between the EYB and WCB, which was a tectonically weak zone within the plate during the early Paleozoic. This resulted in uplift, thickening, and anatexis of the crust at the ancient plate margins, causing the intracontinental orogenesis. During the collapse of the intraplate orogenic belt, the upwelling of asthenosphere along the pre-existing suture zone between the EYB and WCB might trigger the reactivation of lithosphere and intensive magmatism. As a tectonically weak zone, the ancient suture zone within the block may have provided channels for the upwelling of asthenosphere and the emplacement of mantle-derived mafic magmas.

Keywords: granite; mafic rock; intracontinental orogenic belt; tectonically weak zone; early Paleozoic; South China