中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 10 期: 1583 ~ 1606
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

评 述 中国科学院学部 科学与技术前沿论坛 中国(东亚)大陆构造与动力学专题

中国主要古陆与联合大陆的形成——综述与展望

翟明国*

岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029
* E-mail: mgzhai@mail.igcas.ac.cn

收稿日期: 2013-04-22; 接受日期: 2013-05-22; 网络版发表日期: 2013-08-26
国家重点基础研究发展计划(编号: 2012CB4166006)和国家自然科学基金项目(批准号: 41210003, 41030316)资助

摘要 中国主要的古老陆块有华北、华南和塔里木, 这些古陆在前寒武纪有各自独立的构造演化历史. 华北陆块的前寒武纪构造演化记录最复杂也最完整, 从古陆核的形成、巨量陆壳的生长和克拉通化, 继而经历了古元古代裂谷-岛弧-碰撞构造事件和大氧化事件, 中-晚元古代的裂谷事件代表了华北克拉通的地台属性的演化史. 塔里木盆地的基底包括太古宙和古元古代的变质岩系以及新元古代地层, 确定有三期冰川作用造成的新元古代冰碛岩. 华南古陆是由扬子和华夏克拉通在新元古代拼接而成的. 扬子克拉通经历了早前寒武纪的陆壳生长, 而后发生了 10~9 亿年的和 8~6 亿年的两期变质与岩浆事件, 此外, 新元古代的两次冰川作用可与全球雪球事件对比. 华夏古陆由 18 亿年、10~9 亿年和约 8 亿年的古老花岗(片麻)岩以及变质岩组成, 说明广泛的古老基底存在. 华夏与扬子克拉通有统一的新元古代沉积盖层表明华南大陆至少形成在约 10~9 亿年后, 并构成 Rodinia 超大陆的组成部分. 中央造山系的高压-超高压变质作用研究支持了上述古陆块在三叠纪全球 Pangea 造山作用时期拼合在一起, 形成中国大陆的主体.

关键词
主要古陆块
地质特征
联合大陆
中国

中国大陆是由一些古老的陆块通过造山带或称为褶皱系连接在一起的. 图 1 是中国大地构造区划图(黄汲清等, 1980; 任纪舜, 1989; 任纪舜等, 1990). 其中华北、扬子和华南三个陆块最重要; 而华南陆块又是由扬子陆块和华夏古陆以及古老岩浆弧的参与下在新元古代拼合或演化形成的(周金城等, 2008; 李献华等, 2012; 舒良树, 2012; Li 等, 1995; Zhou 等, 2002; Wang 等, 2012b; Zheng 等, 2008; Zhao 和 Carwood, 2012). 这三个古陆块有各自的演化历史, 记录了不同的陆壳形成、生长、稳定化及其与周边块体的相互运动, 最后形成了现今的中国大陆. 因此这三个陆块揭示出重要的地质信息, 对于理解大陆构造和大陆动力学具有重要的意义, 同时它们又蕴藏着不同时代、不同类型的矿产资源和能源资源, 这也与它们构造演化有密切的联系.

1 华北陆块

中国最大的古老陆块是华北克拉通, 它的面积是 300000 km^2. 和世界其他克拉通相比, 它的面积不

中文引用格式: 翟明国. 中国主要古陆与联合大陆的形成——综述与展望. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1583–1606
英文引用格式: Zhai M G. The main old lands in China and assembly of Chinese unified continent. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 1829–1852, doi: 10.1007/s11430-013-4665-7

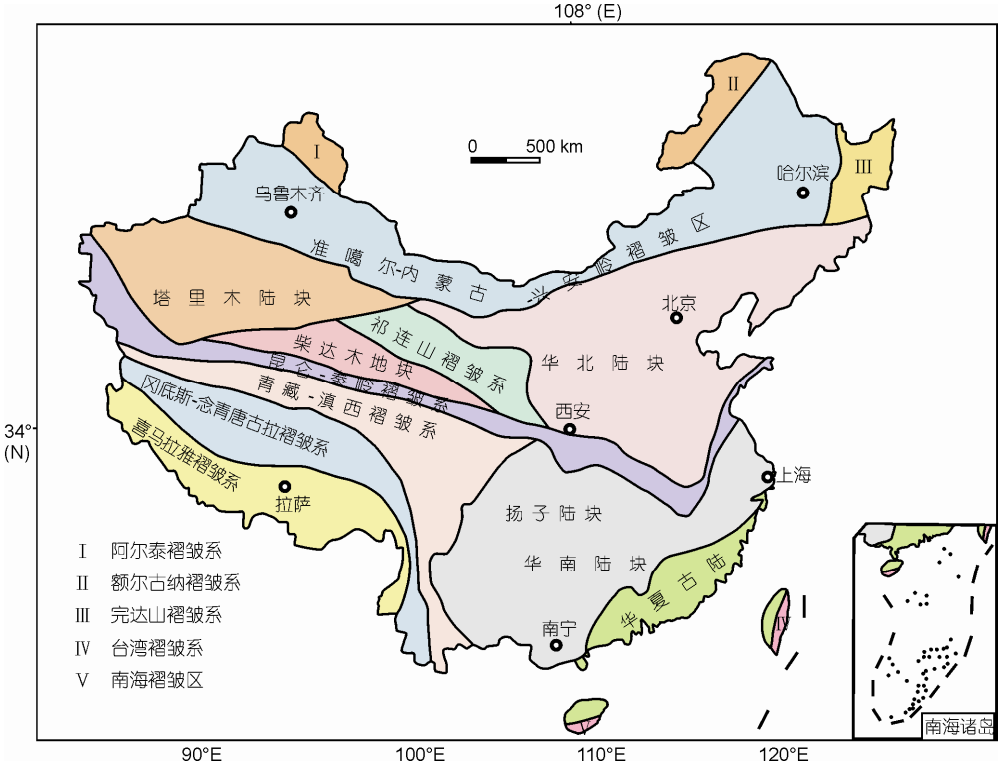

图 1　中国大地构造分区图(修改自任纪舜等, 1990)

算大, 但它却是著名的克拉通, 因为它不仅具有约 3.8~4.1 Ga 的漫长历史, 而且还经历了复杂的多阶段的构造演化(赵宗溥, 1993; Goodwin, 1991; Windley, 1995; Liu 等, 2002; Rogers 和 Santosh, 2003; Zhao 等, 2005; Kusky 等, 2007; 翟明国, 2011), 记录了几乎所有的地球早期发展的重大构造事件(Zhai 和 Santosh, 2011), 并在中生代又发生了岩石圈地幔和下地壳的减薄与改造(破坏)(Fan 和 Hooper, 1991; Fan 和 Menzies, 1992; Menzies 等, 1993; Zhai 等, 2002; 翟明国, 2008). 古元古代的高压麻粒岩以及超高温麻粒岩的研究以及 25 亿年太古宙与元古宙交界时期的构造性质、地壳生长与稳定化两个重要的科学问题引起世界的关注. 图 2 显示了华北与世界(平均)的重大地质事件与地壳生长的示意图. 由此图可以看出, 华北克拉通和全球性重大地质事件具有统一性, 又表现出一些特殊性. 最主要的特点是: 华北陆壳生长-稳定化过程具有多阶段特征, 太古宙末-古元古代环境剧变记录复杂多样, 古元古代与板块体制建立和超大陆演化相关的俯冲碰撞和伸展裂解等地质记录丰富, 中-新元古代经历持续伸展并接受巨量裂谷沉积. 这些重大地质事件都伴随大规模成矿作用, 形成了华北克拉通丰富的矿产资源和独特的优势矿种, 其中, 大量发育的阿尔戈马型条带状铁矿是稳定我国铁矿资源市场的功勋矿种, 白云鄂博稀土矿和大石桥菱镁矿资源均为世界之最, 硼、铅、锌等矿种优势显著. 但同时, 华北克拉通很少发育甚至缺乏国外常见的苏必利尔型铁矿、绿岩带型金矿和砾岩型铀金矿. 这种矿产资源的“暴富暴贫”现象, 就反映出华北早期构造演化的特点(翟明国, 2010; Zhai 和 Santosh, 2013).

1.1　华北早期陆壳生长与克拉通化

华北有若干古老的陆核, 其中具有代表性的东北的铁架山和冀东的曹庄(Liu 等, 1992, 2007; 万渝生等, 2001; Wu 等, 2008). 前者是由花岗闪长片麻岩-花岗片麻岩组成, 并有少量的表壳岩夹层或透镜体, 最古老的锆石约 3.8 Ga. 后者是一套含铬云母的石英岩、条带状铁矿(BIF)和斜长角闪岩以及透辉大理岩等的表壳岩, 含有~3.8 Ga 的碎屑锆石, 被约 3.3~2.5 Ga 的英云闪长片麻岩-花岗片麻岩侵入. 最近, 华北中部、南部和西部的元古宙变质沉积岩和显生宙沉积岩

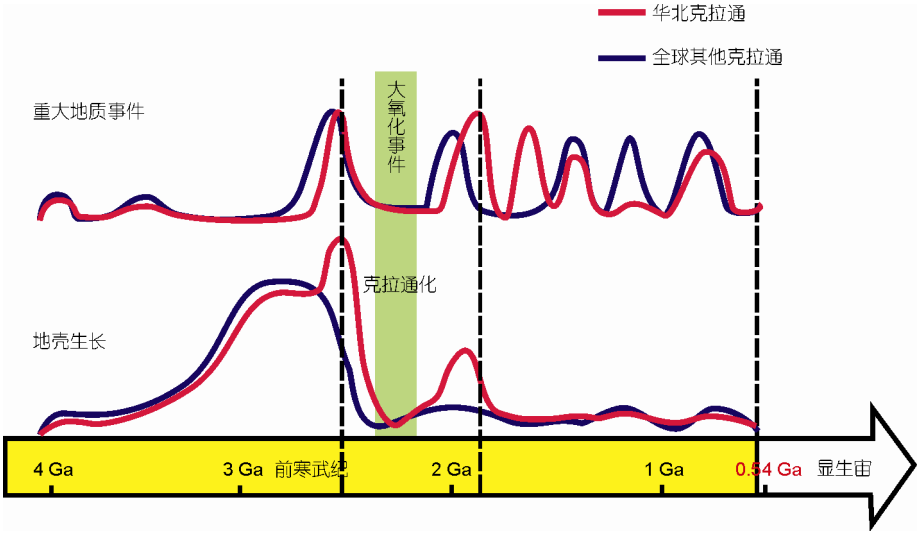

图 2　前寒武纪地重大地质事件与地壳生长示意图(据 Zhai 和 Santosh, 2013)

中不断有 3.7~3.8 Ga 的碎屑锆石被报道, 因此推测冥古宙晚期-太古宙早期的古老陆壳岩石在华北可能比原来想象的分布更广. 在华北南缘的古生代火山碎屑岩中还发现有~4.1 Ga 的锆石, 带有~3.9 Ga 的变质环带(第五春荣等, 2010), 是目前中国最古老的锆石年龄.

华北克拉通的陆壳的 80%~90%是在早寒武纪形成的, 绝大多数形成在中-晚太古代. 具有 3.0~2.5 Ga Sm-Nd 的模式年龄的陆壳岩石约占 78%, 其中>3.0 Ga 的约占 15%, <2.5 Ga 约占 7%, 大部分陆壳(~55%)的形成应在 2.7~2.9 Ga 之间, 称为陆壳的巨量生长期(Zhai, 2004). Hf 同位素模式年龄最主要的分布区间在 2.6~3.0 Ga, 并且有 2.82 Ga 的峰值, 与 Nb 同位素的地质意义相似. 通过长英质片麻岩和火山岩的研究, 全球陆壳的巨量增生在 2.9~2.7 Ga 期间, 主要的岩石类型是高钠的长英质片麻岩(TTG), 其次是镁铁质-超镁铁质火山岩. 此次陆壳增生被推测与超级地幔柱事件相关(Condie 和 Kröner, 2008). 华北鲁西地区的绿岩带有约 2.7 Ga 的火山岩, 并有具鬣刺结构的科马提岩, 认为是地幔柱的证据(Polat 等, 2006). 由于华北其他地区的具有科马提岩成分的岩石大多经历了强烈变质而不能保留火山结构, 并且难以得到岩浆锆石 U-Pb 年龄, 我们推测~2.7 Ga 的绿岩带在华北克拉通曾广泛分布(翟明国, 2011). 图 3 是ε_{Hf}-$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄的图解, 反映华北陆壳的主要增生时代在 2.7~2.9 Ga, 与全球基本一致, 而且陆壳的主要岩石 TTG 片麻岩

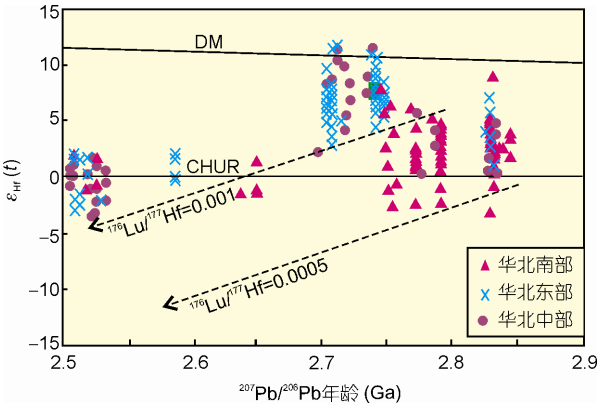

图 3　ε_{Hf}-$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄图解(据 Zhai 和 Santosh, 2011)

应与镁铁质火山岩在高地热梯度的条件下部分熔融有关(翟明国和卞爱国, 2000; Zhai 和 Liu, 2003). 更多的证据是来自在华北克拉通广泛分布的具 2.6~2.5 Ga 变质年龄的铁镁质岩石, 它们具有 2.7~2.9 Ga 的 Nd 和 Hf 同位素模式年龄, 而很多 2.6~2.5 Ga TTG 片麻岩的锆石 Hf 模式年龄也在 2.9~2.7 Ga. 现有的实验岩石学资料表明 TTG 岩浆主要是由铁镁质地壳深熔融产生, 因此可以推断, 华北克拉通上大规模产出的 2.6~2.5 Ga TTG 岩石至少有很多应该是 2.9~2.7 Ga 铁镁质地壳深融的产物. 华北克拉通表现出陆壳多阶段生长的特点, 并且与其他克拉通相比, 有更强烈的太古宙末即 25 亿年的地壳活化与增生. 华北 TTG-花岗片麻岩岩浆锆石的太古宙的陆壳增生一般认为是围绕着古老陆核形成高级变质的微陆块. 华北的微陆块根

据不同的研究者的划分约有 10~5 个(伍家善等, 1998; 邓晋福等, 1999), 比较明确的 6 个微陆块是胶辽、许昌、迁怀、阜平、集宁和阿拉善微陆块(翟明国, 2011).

~2.5 Ga 是太古宙与元古宙的界限. 但是在一些克拉通, ~2.5 Ga 的地质事件记录较弱, 然而~2.5 Ga 前后地质环境的记录在全球都非常强, 由一个时代长约 1.5~2 亿年(2.5~2.3 或 2.35 Ga)的地质构造演化的静寂期跟随, 而后发生大氧化事件, 说明了在地球演化中极其重要的一幕(Condie 和 Kröner, 2008). 华北的 25 亿年事件的表现很强, 现象很丰富. 主要如下: (1) 2.6~2.5 Ga 的英云闪长片麻岩在华北普遍存在, 它们中通常有斜长角闪岩-基性麻粒岩的夹层或透镜体. (2) ~2.5 Ga 的绿岩带分布在华北的东北部、西北部、东部、中部和南部, 代表性的有红透山、鞍山、遵化、五台山和许昌等, ~2.7 Ga 的绿岩带如雁翎关, 也经受了很强的~2.5 Ga 的变质和构造叠加. 绿岩带围绕微陆块(高级变质区)分布, 形成了绿岩带-高级区共存的构造格局. (3) 大量陆壳熔融的花岗片麻岩侵入到上述的以及更古老的片麻岩和绿岩带中, 这些花岗岩的年龄在 2.52~2.49 Ga 之间. (4) 华北克拉通普遍经历了一期~2.5 Ga 的变质作用(Zhai, 2004; 翟明国, 2010). 综合以上, 作者等已经提出华北在太古宙末发生了微陆块的拼合(Zhai, 2003, 2004; 翟明国, 2011; 翟明国和卞爱国, 2000), 绿岩带作为线性的褶皱带围绕古老的微陆块分布, 像世界上其他克拉通一样, 很像是由绿岩带焊接了微陆块. 前人的研究已经有不同的模式描述新太古代末(2.6~2.53 Ga)绿岩带围绕高级区的克拉通构造格局和机制. 2.52~2.50 Ga 的钾质花岗岩侵入到绿岩带和相邻的不同微陆块, 并且共同经历了变质作用, 表明微陆块已拼合成一体, 并形成现今规模的华北克拉通陆块. 新太古代末的克拉通化具有全球意义, 其中下地壳的大规模熔融以及壳幔作用与耦合是主要机制, 导致了岩石圈的稳定化以及固体圈层与其他圈层的耦合(Zhai, 2004; 翟明国, 2011), 使得 2.5 Ga 作为太古宙与元古宙的分界年龄具有划时代的意义.

~2.5 Ga 的华北克拉通是由若干具有高级变质地体特点的微陆块被绿岩带围绕焊接的, 它的形成与现今大陆造山带模式在构造变形与变质方面都有重大差异, 难以用板块构造来解释. 但是微陆块拼合显然已具有横行运动的特点. 翟明国(2010)假设的构造模式, 是以地幔柱构造为主的, 具一定刚性的微陆块有横向运动和有限的俯冲与碰撞, 绿岩带是发育在微陆块间的海盆或海槽.

1.2 华北的古元古代

华北克拉通在经过 2500~2300 Ma 期间约 2 亿年的构造静寂期后, 则经历了一个裂谷过程. 该过程与 Condie 和 Kröner(2008)等假设的晚太古代末超级克拉通形成之后的第一次全球规模的裂解事件相对应. 在华北表现为形成三个主要的活动带(图 4), 它们是胶辽活动带、晋豫活动带和丰镇活动带, 主要的地层分别是辽河群-粉子山群、滹沱群-吕梁群-中条群、二道洼群-上集宁群(孙大中和胡维兴, 1993; 李三忠等, 1998; 苗培森等, 1999; 于津海等, 1999; 万渝生等, 2000; 耿元生等, 2003). 其中在辽河群中发育厚层的菱镁矿-大理岩岩层, 夹有含硼矿的变粒岩. 在上集宁群、粉子山群和吕梁群中发育石墨片麻岩. 菱镁矿-大理岩的 C 同位素显示了δ^{13}Ccarb 值和δ^{18}Ocrab 值分别为 0.6‰~1.4‰(平均 21.‰, V-PDB 标准)和 16.4‰~19.5‰(平均 18.2‰, SMOW 标准); 与世界正常海相碳酸盐岩地层相比, δ^{13}Ccarb 值较高, 而δ^{18}Ocrab 较低, 表明原始沉积物具有类似于大氧化事件δ^{13}Ccarb 正异常, δ^{18}Ocrab 值以及δ^{13}Ccarb 在沉积之后的成岩或/和变质过程中都有显著降低(汤好书等, 2009), 依此确定华北克拉通在早元古代曾经历了大氧化事件. 上述三个活动带的表壳岩石都是双峰式火山-沉积建造, 具有裂谷的岩石组合性质, 部分岩石显示了岛弧的特点. 岩石在 1.90~1.85 Ga 期间经历了两期中-低级变质作用(局部麻粒岩相), 有相应时代的花岗岩侵入, 反映了裂谷盆地-俯冲-碰撞的构造演化历史, 翟明国(2010, 2011)提出这个构造过程可能代表了规模有限的初始板块构造, 即构造机制与板块构造相似, 但是规模要小得多. 古元古代的造山运动是华北克拉通前寒武纪演化的关键地质事件之一. 对此作者还提出, 这个构造事件是华北克拉通的第二次克拉通化, 它代表了华北克拉通在~2.5 Ga 的微陆块基本形成后经历的改造和再造, 并在古元古代最终完成了华北陆块的稳定化.

值得指出的是, 华北克拉通发现了一系列的高压麻粒岩, 它们的原岩被认为是辉长质岩墙, 以含石榴子以及普遍具有白眼圈退变质结构为特征, 达高压麻粒岩、部分为榴辉岩相变质(翟明国等, 1992, 1995). 在麻粒岩相的泥质岩中, 还发现有超高温变

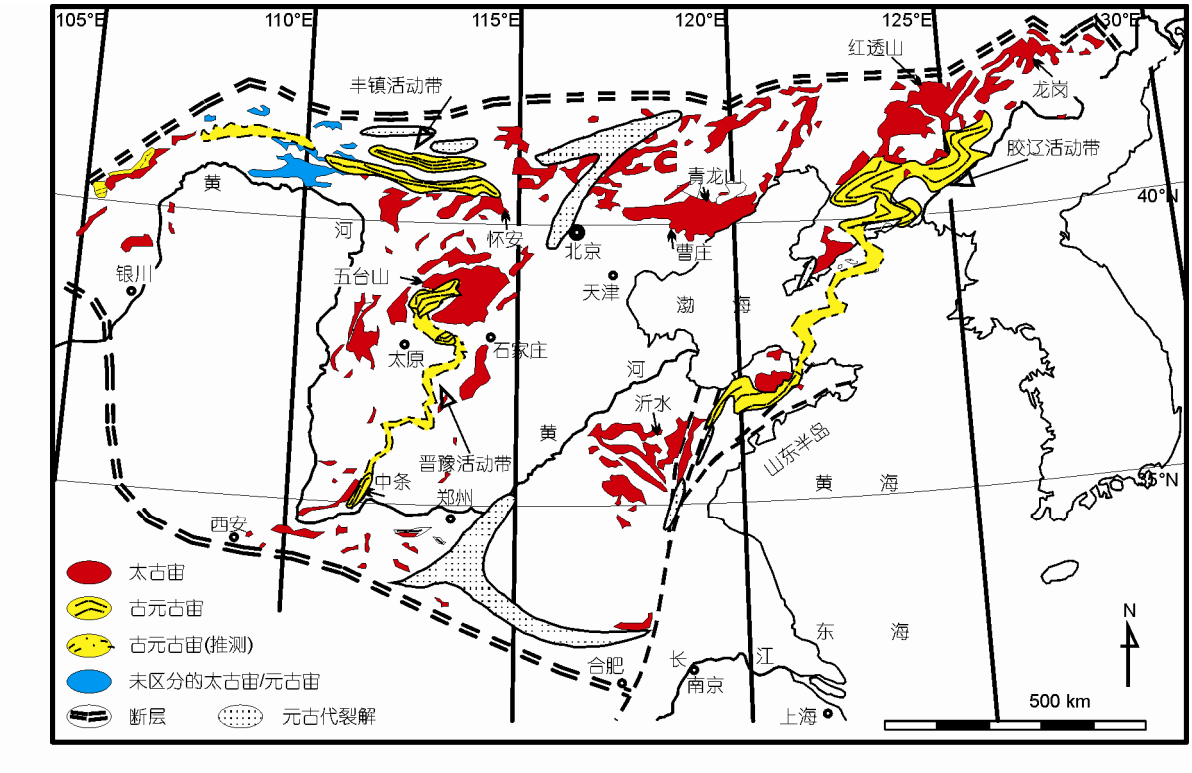

图 4　华北克拉通早前寒武纪岩石出露示意图

质矿物(郭敬辉等, 2006; Santosh 等, 2007). 这些发现引起一些学者将它们作为板块构造的证据(Zhao 等, 1999, 2005; Kusky 和 Li, 2003). 翟明国等(1992, 1995)曾提出高压麻粒岩在河北-晋北-内蒙中部-辽南成带分布, 代表了阜平古陆块与怀安古陆块的碰撞. Zhao 等(1999, 2005)假设高压麻粒岩形成一个可与喜马拉雅造山带媲美的华北中部造山带, 把华北陆块分成东西两块, 并在古元古代末通过陆陆碰撞而形成现代规模的克拉通. 此外, Kusky 和 Li(2003)和 Santosh 等(2007)也提出了内蒙-河北古元古代造山模式和华北中部造山带与内蒙孔兹岩高温麻粒岩带在古元古代相向俯冲碰撞的模式. 但它们的分布似乎是面状的, 温压梯度也是在中压相系, 构造意义还需进一步研究(Zhai, 2004; 翟明国, 2011).

华北古元古代活动带的演化结束于 1800 Ma 前. 此后华北克拉通发生了一次区域性的整体抬升, 伴随麻粒岩-高级角闪岩相岩石抬升至中地壳水平, 普遍发生角闪岩相退变质和混合岩化, 紧接是~1780 Ma 的基性岩墙群放射状分布于华北克拉通基底岩石中(Peng 等, 2008). 上述地质事件的性质尚不清楚, 笔者等已经假设这是与一个古元古代的地幔上隆(或地幔柱)相联系的壳-幔活动(Zhai 和 Liu, 2003; Peng 等, 2010).

1.3　华北的中元古代-新元古代多期伸展-裂谷事件

华北从此时起即开始了裂谷系的发育与演化. 裂谷系可大致分为南、北两个在地表没有完全连接的裂陷槽和北缘、东缘各一个裂谷带. 在华北的南部称为熊耳裂陷槽, 熊耳群中双峰式火山岩最古老的岩浆年龄 1800~1780 Ma(赵太平等, 2001, 2004a), 向上的中新元古代地层有汝阳群、洛峪群等. 华北北部的裂陷槽称为燕辽裂陷槽, 主要由长城系、蓟县系和青白口系组成. 主要的火山岩分布在长城系的串岭沟组、团山子组和大红峪组, 锆石 U-Pb 年龄在 1680~1620 Ma, 其中与长城系有关的非造山侵入岩, 斜长岩-奥长环斑花岗岩-斑状花岗岩的同位素年龄在 1700~1670 Ma(Zhai 和 Liu, 2003; 赵太平等, 2004b). 最近在原来划为青白口系下马岭组的斑脱岩以及侵入下马岭组的基性岩席中, 得到 1370~1320 Ma 的锆石和斜锆石 U-Pb 同位素年龄(高林志等, 2007; 李怀

坤等, 2009; Zhang 等, 2009), 因此中国地层委员会已经提出了建立待建系的方案, 即将下马岭组从青白口系中分出, 建立待建系, 时代为 1400~1000 Ma(高林志等, 2011). 地质年表中对中元古界四分, 并在 4 个方面进行重新定义和修订: (1) 将长城系(Ch)限定为 1.8~1.6 Ga (Pt_{2-1}); (2) 蓟县系(Jx)限定为 1.6~1.4 Ga (Pt_{2-2}); (3) 下马岭组(1.4~1.2 Ga)所限定的时代为(Pt_{2-3}); (4) 确认(1.2~1.0 Ga)的地层(Pt_{2-4})在蓟县剖面上为缺失. 新元古界三分: (1) 青白口系(Qb, Pt_{3-1})(1000~780 Ma); 南华系(Nh, Pt_{3-2})(780~635 Ma); 震旦系(Z, Pt_{3-3})(635~542 Ma). 待建系与青白口系仍以 1000 Ma 的芹峪隆起作为界限. 在华北以及北朝鲜的中-新元古代地层中, 已经识别出~900 Ma 的基性岩墙(Peng 等, 2011a, 2011b). 此外, 对华北北缘的白云鄂博群、狼山-渣尔泰群和化德群的研究, 证实在华北北缘的裂谷系与燕辽裂陷槽具有相同的层序与沉积历史. 其中在渣尔泰群中识别出~820 Ma 的火山岩(彭润民等, 2010). 在东缘裂谷的沉积岩中也有~1400 Ma 和 800~900 Ma 的碎屑锆石(Hu 等, 2012).

华北克拉通北缘保存了较为完整的元古代地层层序, 为重建当时沉积过程、盆地构造和区域构造环境提供极好的沉积记录. 已有研究将古-中元古代的长城系划分为上、下二个地层单元, 即下部的长城群(自下向上包括常州沟组、串岭沟组和团山子组)和上部的南口群(自下向上包括大红峪组和高于庄组)(Meng 等, 2011). 两个群的沉积序列都表现为由下部的碎屑岩逐渐过渡到碳酸盐岩, 但长城群的沉积厚度远大于上覆的南口群. 华北克拉通北缘的构造-沉积过程经历了二个明显的发展阶段. 长城群记录了受伸展断裂控制的裂谷盆地强烈沉降和河流-深水沉积充填过程, 并伴随火山活动; 南口群则记录了裂谷期后缓慢的沉降和大面积浅水碎屑岩-碳酸盐沉积过程. 长城群和南口群之间存在一个区域性穿时的超覆不整合面, 大红峪组石英砂岩和高于庄组碎屑岩-碳酸盐岩分别向华北克拉通内部超覆沉积在不同时代地层之上. 南口群缓慢沉降和大面积浅水沉积作用代表了裂谷作用的停止, 因此南口群与长城群之间的超覆不整合面的产生应与华北克拉通与相邻大陆的完全分离有关, 或者该不整合面从成因上应定义为“裂解不整合面”. 华北克拉通与相邻大陆分离时间对应于大红峪组-高于庄组沉积时间, 大致为 1600 Ma 或为古-中元古代接替时间. 另外, 1600 Ma 也大致对应于 Columbia 超大陆裂解的时间, 限定了华北克拉通与相邻大陆之间的裂解过程和最终分离时间(图 5).

值得注意的是, 华北克拉通自古元古代末至新元古代, 经历了多期裂谷事件, 但是期间没有块体拼合的构造事件的记录, 仅在华北克拉通的南缘边界即秦岭造山带的北缘, 有约 1000 Ma 的格林威尔(四煲)期岩浆活动记录. 另外华北克拉通的新元古代, 虽有相当于南华裂谷的沉积, 但是相当于扬子陆块的雪球事件以及爱迪卡拉(震旦)纪的沉积记录还需进一步确定. 华北南缘的罗圈组和北朝鲜平南盆地的飞狼洞组的疑似冰碛岩的研究是很重要的. 综合华北及其周边块体的研究, 有可能推测华北克拉通在元古宙期间是比现今更大的陆块, 现今保存的华北克拉通是处于陆块的中心部位. 此外, 耿元生等(2006)曾据在阿拉善地区发现新元古代的沉积岩, 假设阿拉善应属于扬子克拉通. 华北克拉通越来越多的新元古代岩石和地层的确立, 将有助于加深对华北克拉通的理解和认识.

2 塔里木陆块

新疆的前寒武纪岩石主要出露在塔里木盆地的周边(图 6), 并从哈密东部延伸到北山地区. 塔里木盆地具有较完整的新元古代盖层, 并有越来越多的资料显示可能存在一个保存较好的早前寒武纪基底(高振家等, 1985; 新疆地质矿产局, 1991, 1999). 近年来有较多的资料被报道(郭召杰等, 2003; 张传林等, 2012; Long 等, 2011, 2012), 但塔里木陆块依然是中国三大前寒武纪陆块中研究最薄弱的地区. 该陆块面积约 6×10^5 km^2, 大部分地区被沙漠覆盖, 基底断续出露于盆地的西南、北部、东北部.

2.1 塔里木陆块的太古宙基底

主要的前寒武纪基底岩石有以新太古代 TTG 片麻岩为主的杂岩、古元古代中-深变质的表壳岩系, 以及中-新元古代下部的绿片岩相岩石. 新元古代存在一套基本未变质的含有冰碛岩的含少量火山岩的沉积岩系.

塔里木盆地北缘的库鲁克塔格地区位于塔里木盆地北缘, 北与南天山造山带断层相接, 呈东西向展布, 塔里木克拉通基底的典型出露地区, 库鲁克塔格

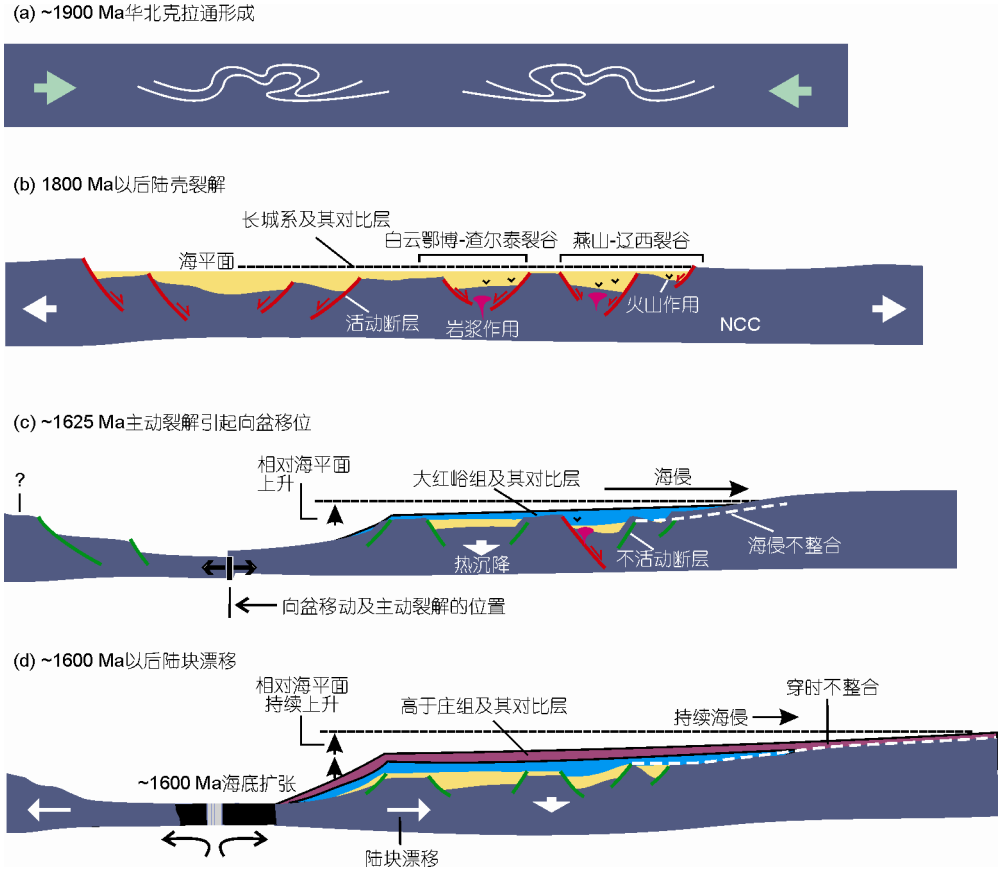

图 5　华北长城系盆地演化模式(据 Meng 等, 2011)

地区研究确定该地区发育太古代的地质体(郭召杰等, 2000; 胡霭琴和韦刚健, 2006; 龙晓平等, 2011). 库鲁克塔格地区最古老的前寒武纪结晶基底主要由 TTG 岩系组成, 是托格拉克布拉克杂岩以及兴地塔格群岩石的一部分. 托格拉克布拉克主要出露在辛格尔以南地区. 岩石主要有暗灰色的斜长角闪岩、角闪片岩、灰色片麻岩、石榴黑云片岩、阳起石云母石英片岩、黑云石英片岩、混合岩等, 并夹少量不稳定的大理岩透镜体夹层. 片岩、大理岩等沿走向变为片麻岩. 这套岩石又被粉红色片麻状二云母花岗岩侵入. 在辛格尔村南, 沿冲沟可以观察到比较完整的岩性剖面, 出露达 800~1000 m, 未见底. 分布范围相当于 1:20 万辛格尔幅和奥图拉托格拉克布拉克幅地质图中原划为早太古界的出露范围, 其上被古元古界兴地塔格群不整合覆盖, 中元古界不整合覆盖于兴地塔格群之上. 区内震旦系分布范围很广泛, 也有寒武系和奥陶系出露. 岩浆岩主要为前寒武纪的基性至酸性岩浆岩, 晚古生代岩浆活动主要发育在辛格尔断裂以北地区. 托格拉克布拉克杂岩中占主体的岩石类型是灰色片麻岩或阳起石云母石英片岩, 均具有特征的 TTG 组分. 它们包裹暗灰色的斜长角闪岩或角闪片岩. 此类岩石在库尔勒东北也有少量出露. TTG 岩石的主体部为灰色白云母斜长片麻岩、二云母斜长片麻岩和黑云母斜长片麻岩, 多具条带状构造, 局部受强烈的变质变形作用已经混合岩化或已转变为结晶片岩. 辛格尔地区的灰色片麻岩的 SIMS 锆石 U-Pb 年龄是(2565±18) Ma, 其中以残留包体形式存在的斜长角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄是(3263±126) Ma, $\varepsilon_{Nd}(t)$=3.2±0.7 (胡霭琴和韦刚健, 2006), 说明它们是一套太古宙杂岩. 辛格尔灰色片麻岩还有一些早元古代的年龄, 如~2300 Ma 和 2100~1800 Ma 的锆石 U-Pb 年龄(Long 等, 2012), 侵入其中的片麻状花岗岩有~2000 Ma 锆石 U-Pb 年龄, 铁门关斜长角闪岩中的锆石 U-Pb 年龄是~1800 Ma 等(郭召杰等, 2003), 记录了元古宙的构造热事件. 库尔勒附近 TTG 质片麻岩锆石 U-Pb 原位微区定年结果显示, 该

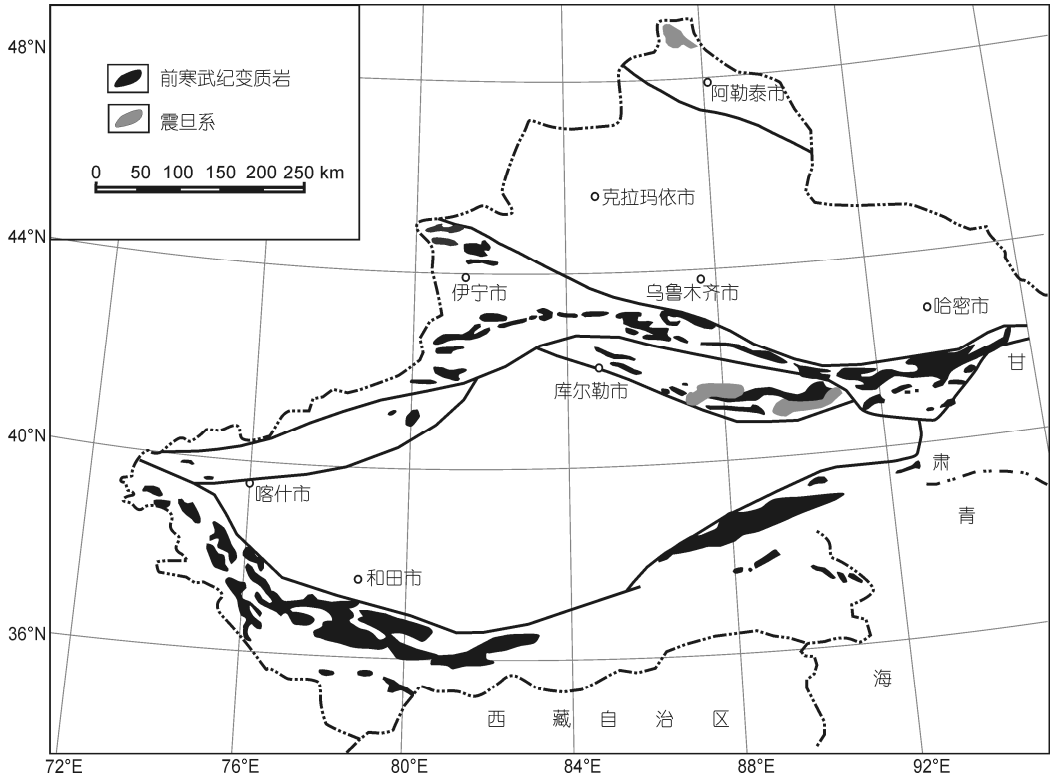

图 6　新疆前寒武纪岩石分布略图(据新疆地质图等资料汇编)

TTG 岩石为区内发现的最古老岩石, 形成于~2.65 Ga (龙晓平等, 2011), 该 TTG 质片麻岩中锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值介于 1~5, 两阶段模式年龄 T_{DM_2} 主要集中在古-中太古代(3.0~3.3 Ga), 这表明该区新太古代基底岩系主要来自古-中太古代的新生地壳物质的部分熔融, 进而说明库鲁克塔格地区可能不存在>3.3 Ga 的陆壳. 在阿尔金山阿克塔什塔格曾测得(3605±43) Ma 的单颗粒锆石 U-Pb 年龄数据, 获得了古老地壳存在的同位素年代学信息(陆松年和袁桂邦, 2003), 并建立了早前寒武纪岩浆活动的相对序列, 这些热事件序列可分为早期花岗岩和二长花岗岩侵入体、英云闪长岩侵入体(赋存有斜长角闪岩的包体)、奥长花岗岩、基性岩墙群和石英二长岩脉等. 初步建立了该区早前寒武纪岩浆活动的年代格架: 石英二长岩(脉): (1825±23) Ma, T_{DM}=2920 Ma; 奥长花岗(片麻)岩: (2374±10) Ma, T_{DM}=3460 Ma; 英云闪长(片麻)岩: (2604±102) Ma, T_{DM}=3063 Ma; 二长花岗(片麻)岩: (3096±17) Ma, T_{DM}=2975 Ma; 花岗(片麻)岩: (3605±43) Ma, T_{DM} = 3525 Ma, 证明阿克塔什塔格是我国塔里木陆块最古老的地壳出露区, 塔里木克拉通最古老的地体可能最早形成于阿尔金山北坡, 到新太古代晚期古陆的规模才延伸至塔北库鲁克塔格地区, 最终形成具有一定规模的太古代克拉通基底(Long 等, 2011, 2012; 龙晓平等, 2011). 塔里木盆地克拉通区碎屑锆石的研究显示, 主要有奥陶纪、新元古代早期、中元古代早期、古元古代中期等四期物源年代, 碎屑锆石年代分布在相同地区不同层位上比较接近, 在不同地区差异大. 锆石测年资料分析表明早中元古代塔里木南北块体演化有差异(邬光辉等, 2010), 细致的研究还需继续进行.

2.2　塔里木陆块的元古宙变质岩与岩浆岩

在塔里木西南的铁克里克隆起带, 出露浅变质强变形的碎屑沉积岩系, 其上有新元古代火山-沉积岩覆盖. 其碎屑锆石从晚太古代到中元古代都有, 最年轻的是~1.3 Ga. 变质锆石的年龄是 0.9~0.8 Ga, 对应于两期浅色岩脉. 暂将此套岩石定为长城系-蓟县系的同期沉积岩(张传林等, 2012).

阿克苏蓝片岩很令人瞩目, 它产于塔里木克拉通西北缘的柯坪隆起区内, 在构造上连续并缺少混

杂岩(肖序常等, 1992). 阿克苏蓝片岩南部为晚元古代上震旦系所不整合覆盖, 其中下震旦系缺失. 上震旦系底部(即不整合面之上)的砾岩层中含有下伏阿克苏群蓝片岩及穿插阿克苏群中的未变质的辉绿岩墙砾石, 岩墙未侵入震旦系盖层中. 阿克苏蓝片岩为一完整的蓝片岩-绿片岩系列, 主要由强烈片理化的绿泥石-黑硬绿泥石石墨片岩、黑硬绿泥石-多硅白云母片岩、绿片岩、蓝片岩及少量石英岩、变铁质岩组成, 其峰期变质温度在 300~400℃, 岩层呈北东-南西方向分布, 宽约 20 km, 长约 40 km, 褶皱变形强烈. 阿克苏蓝片岩的变质年龄是 760~862 Ma(矿物 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 和岩石 Rb-Sr 年龄(Chen 等, 2004)), 其中未变质的基性岩墙的锆石年龄是 803~780 Ma(Zhan 等, 2007; 张志勇等, 2008), 阿克苏群变质沉积岩中碎屑锆石的年龄峰值是 830~780 Ma, 可能的解释是沉积时代在~830 Ma 之后, 而后在~780 Ma 变质. 地层序列和裂变径迹热史模拟结果, 大致重建了蓝片岩的热史演化: (1) 蓝片岩形成(872~862 Ma)后快速折返至地表, 可能在整个早震旦世一直遭受剥蚀, 到晚震旦世才重新开始接受沉积埋藏. (2) 晚震旦世地层基本保持连续, 整个古生代也仅缺失中、上志留统, 中、下石炭统. 至古生代末, 早震旦世和整个古生代地层厚度已近万米. 蓝片岩完全退火, 年龄被重置. (3) 中生代晚期区内地层普遍开始隆升(张志勇等, 2008). 多硅白云母压力计计算结果表明, 压力明显南部大于北部. 推测阿克苏蓝片岩为古大洋板块向南俯冲于古塔里木克拉通之下形成的高压变质带(黄文涛等, 2009). 此外, 一些研究者对沿阿尔金山北缘及南缘发育的变质岩以及可能的蛇绿岩感兴趣, 并根据阿尔金山北缘蛇绿岩的形成年龄为(829±60) Ma, 阿尔金南缘蛇绿岩的形成年龄为(1449±270) Ma, 推测塔里木克拉通的基底是在不同时期由不同块体拼合而成的(郭召杰等, 2000; 刘永顺等, 2009).

新元古代早期塔里木陆块的花岗岩主要形成在 820~800 Ma, 少量在~760 Ma(邬光辉等, 2010). 超镁铁质-镁铁质杂岩和基性岩墙大概有~820 Ma 和 780~760 Ma 两期, 它们在塔里木的南北缘都有发现. 740~735 Ma 的双峰式火山岩以及 735~650 Ma 的基性岩墙群在塔里木北缘被确定, 可能和陆内裂谷有关(张传林等, 2012; Long 等, 2010).

2.3　塔里木陆块新元古代沉积岩与冰期事件

库鲁克塔格地区是研究新元古代冰期的典型地区, 上元古界出露连续, 层序完整(图 7). 从东向西主要见于赛马山、辛格尔、兴地、西山口等地. 上元古界不整合于中元古宙变质岩系之上, 并被寒武系平行不整合覆盖. 上元古界自下而上划分为贝义西组、照壁山组、阿勒通沟组、特瑞爱肯组、扎莫克提组、育肯沟组、水泉组和汉格尔乔克(高振家等, 1985). 贝义西组底部和顶部为火山岩, 中部以杂砾岩和砂砾岩沉积为主. 照壁山组下部为石英砂岩和粉砂岩沉积, 上部以页岩、砂页互层沉积为主. 阿勒通沟组下部主要为含杂砾岩建造的砂岩、粉砂岩和泥岩, 上部主要为以页岩、砂岩为主的碎屑岩, 含 2~3 层火山岩或凝灰岩. 特瑞爱肯组为巨厚层杂砾岩, 夹少量页岩和白云岩, 顶部为厚度约 5 m 的浅褐色白云岩. 扎摩克提组下部为复理石沉积, 发育不完整鲍马序列, 上部为厚层火山岩. 育肯沟组沉积岩性较为单一, 由灰绿色的粉砂质泥岩及泥页岩组成. 水泉组以薄层状白云岩灰岩沉积为主, 上部夹银灰色粉砂岩和泥岩, 顶

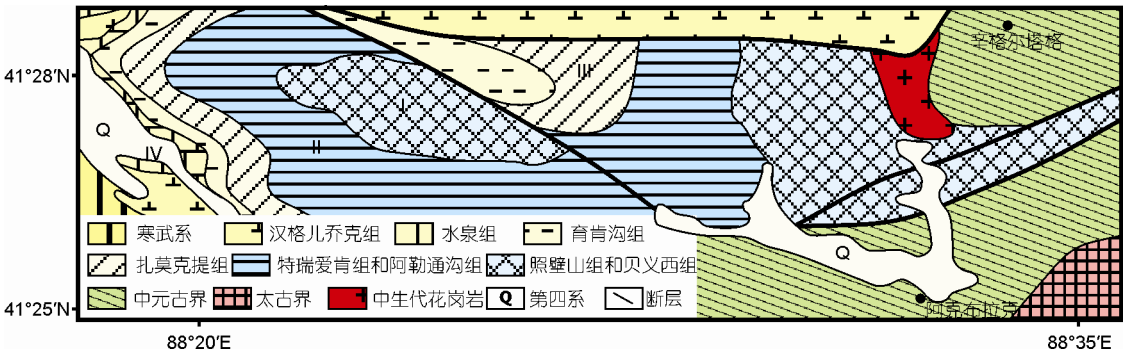

图 7　库鲁克塔格地区前寒武纪岩石出露略图

Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ和Ⅳ表示的是四个冰期. 据徐备等(2008)改编

部含数米厚的火山岩. 层序顶部的汉格尔乔克组为巨厚的浅褐色到灰绿色冰碛砾岩, 顶部以厚约 4 m 的灰色白云岩结束. 新元古代的沉积岩中识别出四套杂砾岩而受到晚前寒武纪研究界的瞩目, 它们的沉积特征、层序、砾岩以及 C-同位素组成都有了详细的研究. 下部贝义西组底部的砾岩总体δ^{13}C 值是正的, 可能代表的是大陆裂谷开始, 而其他 3 期杂砾岩δ^{13}C 曲线有 3 次明显的变化, 第 1 次是贝义西组从底部正值变为顶部 5‰左右; 第 2 次从下震旦统上部阿勒通沟组的 0~−3‰变为特瑞爱肯组的−3.4‰~−14.4‰; 第 3 次是从上震旦统下部扎莫克提组的正值到汉格尔乔克组顶部冰成纹泥的负值. 因此将它们代表的冰期自下而上分别称贝义西、特瑞爱肯和汉克尔乔克冰期(宋彪等, 2002; 徐备等, 2002; Xiao 等, 2004).

雪球地球事件的核心是全球冰期的同时性, 需要同位素地质年代学的证据. 新元古代全球大概有有四个冰期, 即凯噶斯(Kaigas)、斯图特(Sturtian)、马雷诺(Marinoan)和噶斯奇厄斯(Gaskiers). 新元古代末期两次主要的冰期事件是马雷诺(Marinoan)冰期和斯图特(Sturtian)冰期, 其中 Marinoan 冰期结束于~635 Ma; Sturtian 冰期可能发生在 710~720 Ma, 已发表的年龄数据限定它在~670 Ma 之前结束. Marinoan 冰期后的噶斯奇厄斯(Gaskiers)冰期发生在 590~580 Ma. 贝义西组顶部火山岩锆石的 SHRIMP 定年结果为(732±7) Ma, 它表明贝义西冰期的上限. 考虑该组杂砾岩之下火山岩已有的定年结果, 贝义西冰期的时限为 740~732 Ma. 综合上元古界三层火山岩 SHRIMP 锆石定年结果,可以明确地将库鲁克塔格地区上元古界四个含杂砾岩的组限定在三个时间段内, 即 740~732 Ma 的贝义西组, 732~615 Ma 之间的阿勒通沟组和特瑞爱肯组, 以及 615~542 Ma 之间的汉格尔乔克组, 这些年龄段代表了库鲁克塔格地区新元古代各冰期的时代范围(徐备等, 2008). 与冰期有关的同位素年代学资料分析表明, 贝义西冰期可与 Kaigas 冰期对比; 阿勒通沟冰期和特瑞爱肯冰期可能与 Sturtian 冰期和 Elatina 冰期对比; 而汉格尔乔克冰期和 Gaskiers 冰期可以对比.

总之, 塔里木陆块具有早前寒武纪的基底, 在 2000~1800 Ma 有古元古代的岩浆和变质事件, 它的元古宙虽然岩石出露有限, 但是记录的地质现象丰富. 由于震旦纪冰期的确定, 很多人假设它可能和扬子陆块有亲缘性. 也有研究者注意到它的早前寒武纪地质与华北也有相似性, 特别是从塔里木东部缘延续到敦煌地块的相似性(刘永顺等, 2009; Zhang 等, 2013), 例如古老变质基底的 TTG 片麻岩和其他变质岩是的主要岩浆-变质年龄有两个峰值, 即 2.6~2.5 Ga 和 1.9~1.8 Ga, 因此推测它们与华北陆块有地质联系的假想也被提出. 目前的研究程度仍然不高, 进一步的研究将会提供更多的资料与证据.

3 华南陆块

华南陆块的范围是指秦岭-大别山以南、川西高原和横断山脉以东的地区(任纪舜, 1989). 一般认为它由扬子陆块、华夏古陆经江南造山带在新元古代连接而成(图 8). 也有一些研究者认为华南造山带是夹有前寒武纪残片的古生代或者早中生代造山带, 如马瑞士(2006)提出华南是新元古代到早古生代是扬子活动大陆边缘构造捕获的一个边缘海盆地, 早古生代晚期发生了福建沿海弧与武夷弧碰撞, 这两个弧一起与扬子活动大陆边缘碰撞, 产生华南造山作用, 使华南边缘海沉积物发生变质作用, 产生了强烈构造变形, 形成早古生代造山带. 后来一些研究把华南的地质演化古大陆与 Rodinia 超大陆联系起来(Li Z X 等, 2008a, 2008b, 2002), 把华南陆块置于澳大利亚与 Laurentia 大陆之间, 并认为华南是连接澳大利亚和 Laurentia 的纽带, 华南位于 Rodinia 超大陆内一个超级地幔柱的核心部位之上, 地幔柱作用诱发了一系列构造岩浆事件, 从而导致了 Rodinia 超大陆在新元古代中晚期的解体. 赞同者与反对者都发表了一

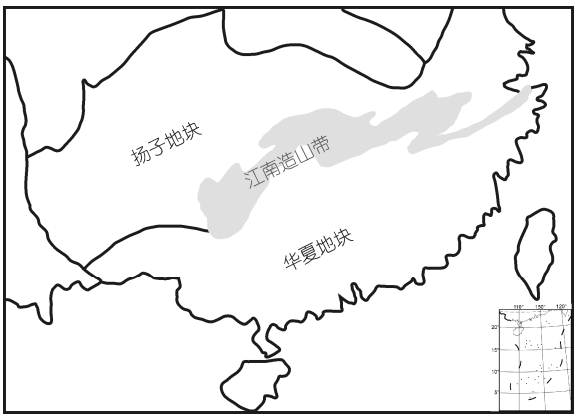

图 8 华南陆块主要地质单元(据周金城等, 2008)

系列的论文, 推动了华南的研究(颜丹平等, 2002; 李献华等, 2002; 王剑和潘桂棠, 2009; 郑永飞, 2004; Zheng 等, 2008). 华南大陆以其巨量、多期次的显生宙岩浆作用和有关的钨、锡、铀、稀土元素等(多)金属矿床为特色, 受到国内外研究者的广泛关注. 前寒武纪构造-岩浆过程构筑了华南大陆的构造框架, 成为华南大规模成矿作用的研究基础.

3.1 扬子陆块

扬子陆块在我国较早的文献中称为扬子准地台, 主要是早前寒武纪的变质基底出露不多, 并且有很广泛的显生宙盖层沉积和变形构造. 扬子陆块具有双层基底, 即下层为中深变质基底, 上层为浅变质的褶皱基底. 任纪舜等(1990)将板溪群及其相当地层划为基底而将莲陀砂岩以上地层划为盖层, 认为晋宁运动完成了克拉通褶皱基底的形成过程.

3.1.1 扬子陆块基底

扬子深变质基底岩石主要是峡东地区的崆岭杂岩, 扬子西北缘的后河杂岩, 以及云南的大红山杂岩. 崆岭高级变质地体位于宜昌黄陵地区株归-兴山一带, 呈一弯隆状出露, 面积约 360 km(图 9). 其北部被形成于约 1.85 Ga 的钾长花岗岩侵入, 南部则被大规模的新元古代黄陵花岗杂岩体侵入(焦文放等, 2009). 原称的崆岭群属一较典型的太古宙高级变质地体, 主体由闪长质-英云闪长-奥长花岗-花岗闪长质片麻岩和花岗质片麻岩(TTG)组成, 其次为变沉积岩和斜长角闪岩及少量基性麻粒岩等组成的表壳岩系片麻岩和花岗质片麻岩-以奥长花岗质片麻岩为主. 变沉积岩主要为含或不含石墨的条带状黑云变粒岩和片麻岩, 并发育石榴矽线石英(片)岩、石榴矽线黑云片麻岩等高铝岩石、石墨片岩、大理岩和钙硅酸岩、石英岩及磁铁石英岩等, 显示出孔兹岩建造特征. 变泥质岩中矽线石和石榴石大量出现, 在显微镜下可见黑云母的脱水熔融以及局部基性麻粒岩的出现, 表明峰期变质温度>750~900℃, 变质压力在 0.55~1.1 GPa (高山等, 2001). Qiu 等(2000)和高山等(2001)最早用 SHRIMP 锆石 U-Pb 方法获得崆岭 TTG 岩石中最古老的结晶年龄是 2.95~2.90 Ga, 并报道了变质沉积岩中碎屑锆石的年龄是 3.3~2.8 Ga, 变质锆石的年龄为约 1950~2010 Ma(Liu 等, 2008). 焦文放等(2009)报道, 采自崆岭地区东北部的黄梁村的黑云斜长片麻岩的岩浆锆石给出的(3218±13) Ma的年龄, 应该代表了该岩石的形成年龄. 这一结果表明, 扬子板块存在约 3.2 Ga 的古老岩石. 这些锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值为 2.33±0.51, 两阶段模式年龄为(3679±49) Ma, 表明其为更古老的>3.6 Ga 的冥太古代地壳物质部分熔融作用形成(Zhang 等, 2006a; Zheng 等, 2006). 这一结果与在扬子克拉通沉积岩中发现古老的碎屑锆石(>3.5 Ga, 最高达 3.8 Ga)一致(Zhang 等, 2006b), 指示扬子克拉通存在非常古老的冥太古代地壳物质. 崆岭地区 TTG 片麻岩中~2.9 Ga 岩浆锆石和~3.2 Ga 的残留锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值和两阶段 Hf 模式年龄(Zhang 等, 2006a; Zheng 等, 2006)与黄梁村的黑云斜长片麻岩较为一致, 说明~2.9 Ga 的 TTG 片麻岩和~3.2 Ga 的片麻岩可能来自相同特征的源区岩石. 崆岭杂岩各类变质岩的变质锆石年龄集中在 2.0~1.9 Ga(Qiu 等, 2000), 与侵入崆岭杂岩的钾质花岗岩一致, 标志着扬子陆块古元古代的一期构造热事件结束(李献华等, 2012). 南秦岭的后河杂岩主要由英云闪长片麻岩和少量角闪岩以及大理岩组成, 经历了高级角闪岩相变质和混合岩化, 锆石定年确定岩浆年龄是~2.08 Ga(Wu 等, 2012). 云南出露的大红山群经历了低角闪岩相-高绿片岩相变质, 其中火山岩的形成年龄是~1.68 Ga(Greentree 和 Li, 2008), 说明扬子西南缘出露的变质基底要年轻的多.

扬子陆块的浅变质基底也可分为上下两部分. 下部主要是冷家溪群及其相当地层如梵净山群、四堡群、双桥山群、上溪群等, 主要是低绿片岩相的复理石板岩系, 形成北北东向的褶皱系统. 浅变质基底的上部是板溪群, 是一套含火山岩的沉积岩系(任纪舜等, 1990). 刘鸿允(1991)认为三峡地区的震旦系莲陀组陆相砂岩向南相变为海相层序的板溪群, 此争议一直延续到今, 例如板溪群的年龄, 目前已有数据表明最年轻的年龄是~720 Ma, 因此与莲陀群基本相当(张启锐等, 2009). 由于地层出露的不连续等原因, 争论还将持续. 这也使得下面提到的南华系的划分和内涵产生歧义.

3.1.2 新元古代早期火山-沉积岩和侵入岩

在图 10 所示的地层对比中, 780 Ma 是南华系与青白口系的界限. 该界限是以莲陀组-长安组的划界年龄来确定的, 并推测这个界限是以莲陀冰期或者冷期的底界(高林志等, 2011). 另一些研究者认为南

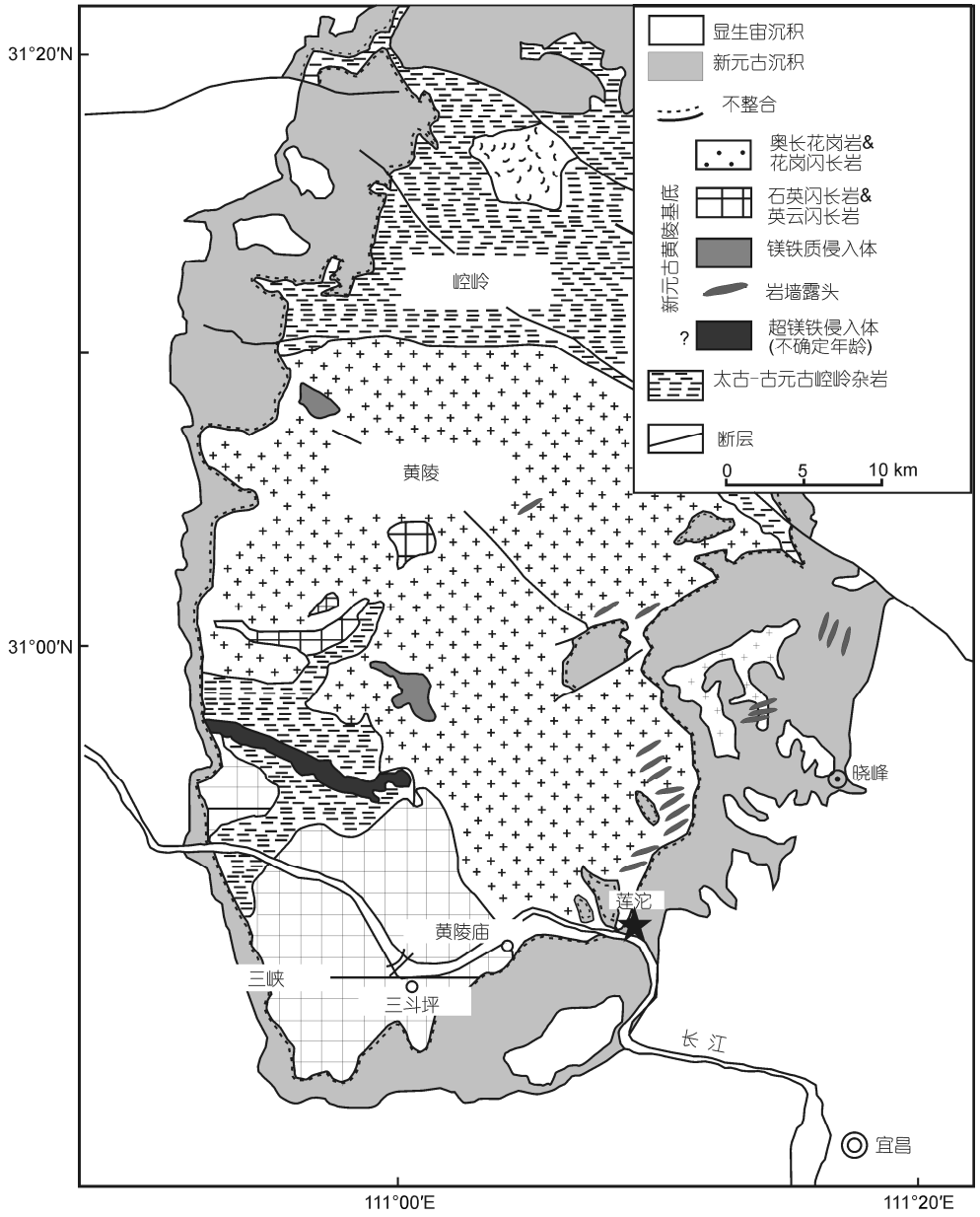

图 9　崆岭杂岩地质略图(据 Yu 等, 2012)

华裂谷的底界应在 820 Ma, 这样板溪群就不是基底而是盖层的下部层位, 他们强调在中国南方震旦系与晋宁(四堡)造山之间的不整合面, 沿不整合面存在着一套侧向延伸不连续、地层厚度与相变极大、底界面不等时的“楔状地层”, 其分布主要在位于南华盆地的湘桂次级盆地及浙北次级盆地中, 与上扬子古陆、江南古隆起及华夏古陆等次级古地理高(Paleogeographic High)一起, 构成了中国南方新元古代地垒、地堑台盆相间的古地理格局(王剑和潘桂棠, 2009). 一些研究者认为新元古代“楔状地层”是裂谷成因: 起始于青白口晚期(820~815 Ma), 有皖浙赣堑垒带、湘桂台阶式斜坡带和南华裂谷海盆, 皖浙赣堑垒带由两谷两隆组成, 火山活动强烈, 消亡于青白口纪末(~780 Ma), 此为南华裂谷系, 地层为板溪群及相当的地层, 此后的残余海槽发育沉积的南华系莲陀组沉积与板溪群存在平行不整合(杨明桂等, 2012). 裂谷根据其演化特征, 又可分为裂谷基、裂谷体及裂谷盖三部分(王剑和潘桂棠, 2009); 晋宁四堡不整合面及其下伏变质岩地

层为裂谷基; 楔状地层组成了裂谷体; 广泛分布于南华盆地的震旦系(陡山沱组及灯影组)构成了裂谷盖. 初步研究成果表明, 代表裂谷盆地早期形成阶段的成因相组合有: 冲洪积相组合、陆相(或海相)火山岩及火山碎屑岩相组合、滨浅海相沉积组合、淹没碳酸盐台地及欠补偿盆地黑色页岩相组合, 整体上反映了一个由陆到海的演化特征. 最先接受沉积的最低层位代表了华南(晋宁)四堡造山运动之后新元古界新一轮沉积的起点, 如湘北沧水铺组、黔东南甲路组、桂北白竹组、湘西北石桥铺组等, 这些地层底部的火山岩年龄(812~819 Ma)代表了华南四堡运动造山之后新元古界开始接受沉积的最早时间, 也就是华南新元古代盆地的开启时间(Li W X 等, 2005, 2008; 周汉文等, 2002; Ling 等, 2003; 张世红等, 2008). 图 11 是华南新元古代中期的火山沉积岩系和侵入岩分布图(李献华等, 2012). 华南新元古代盆地的形成演化伴随着大量的火山-沉积事件, 对这些火山-火山碎屑岩的研究, 主要在于其岩石地球化学特征所反映的构造背景研究. 李献华等以及一些学者认为, 被新元古代楔状地层沉积超覆的花岗岩类和镁铁质侵入体以及基性岩脉(830~820 Ma 左右)是地幔柱作用的产物(Li Z X 等, 1999; Li X H 等, 2002, 2003, 2007). 该地区新元古代苏雄组火山岩岩石地球化学特征也显示了类似的特征. 与裂谷盆地开启之后楔状地层的沉积超覆作用相关的铁船山组、马面山群、虹赤村组、鹰扬关群等火山岩的地球化学特征显示明显具裂谷成因, 而许多被楔状地层沉积超覆的侵入岩也显示出裂谷构造背景, 如桂北宝坛-元宝山地区镁铁-超镁铁岩、桂北龙胜地区细碧岩和镁铁-超镁铁岩、川西南关刀山花岗岩等, 这些资料都支持华南存在地幔柱及地幔柱作用形成的裂谷作用(任纪舜等, 1990; 王剑和潘桂棠, 2009; 杨明桂等, 2012). Zhou 等(2002)等依据出露于华南地区的花岗岩、镁铁-超镁铁质侵入岩地球化学特征提出了不同的认识, 认为华南新元古代中期扬子东南缘及西缘和北缘具弧盆系统的活动大陆边缘, 该时期火山-岩浆作用的形成与俯冲、

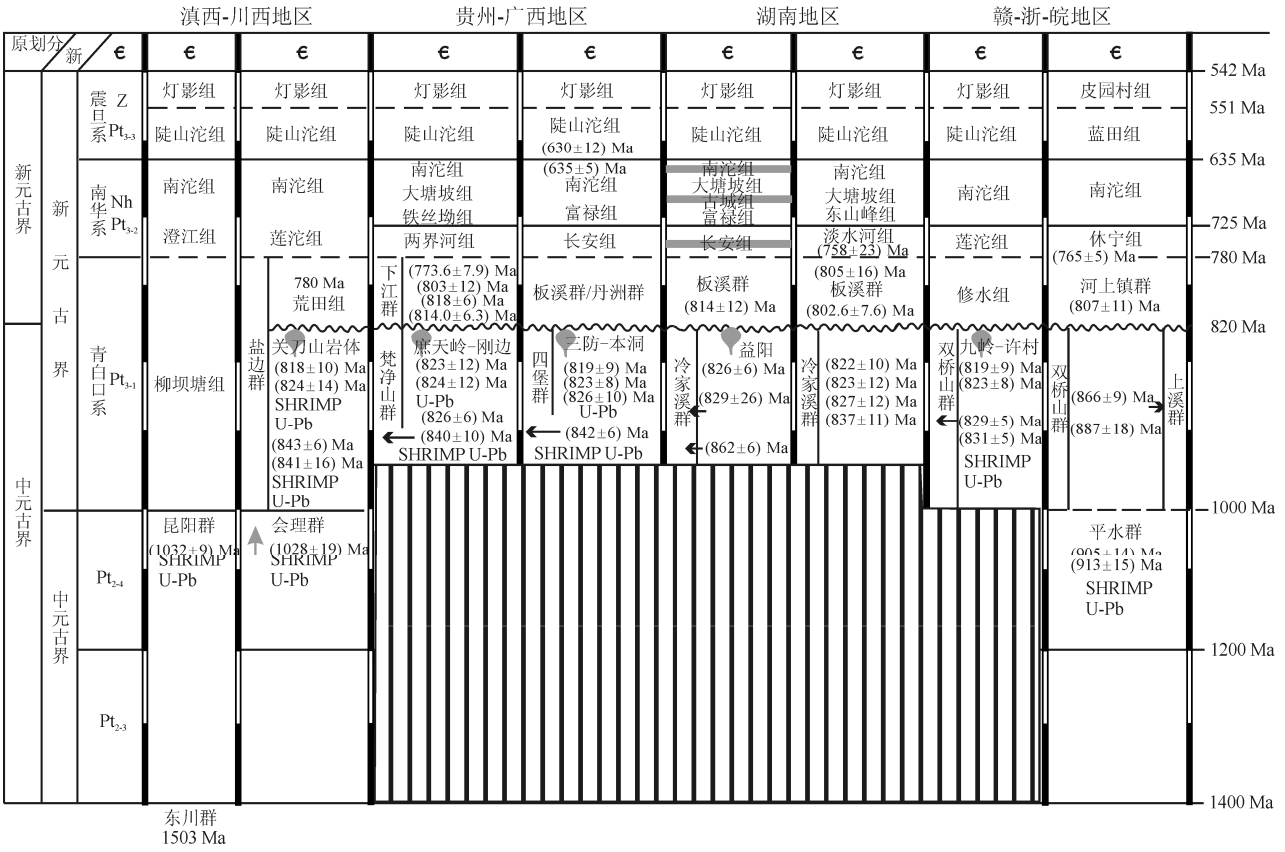

图 10　扬子陆块新元古代地层对比(据高林志等, 2011)

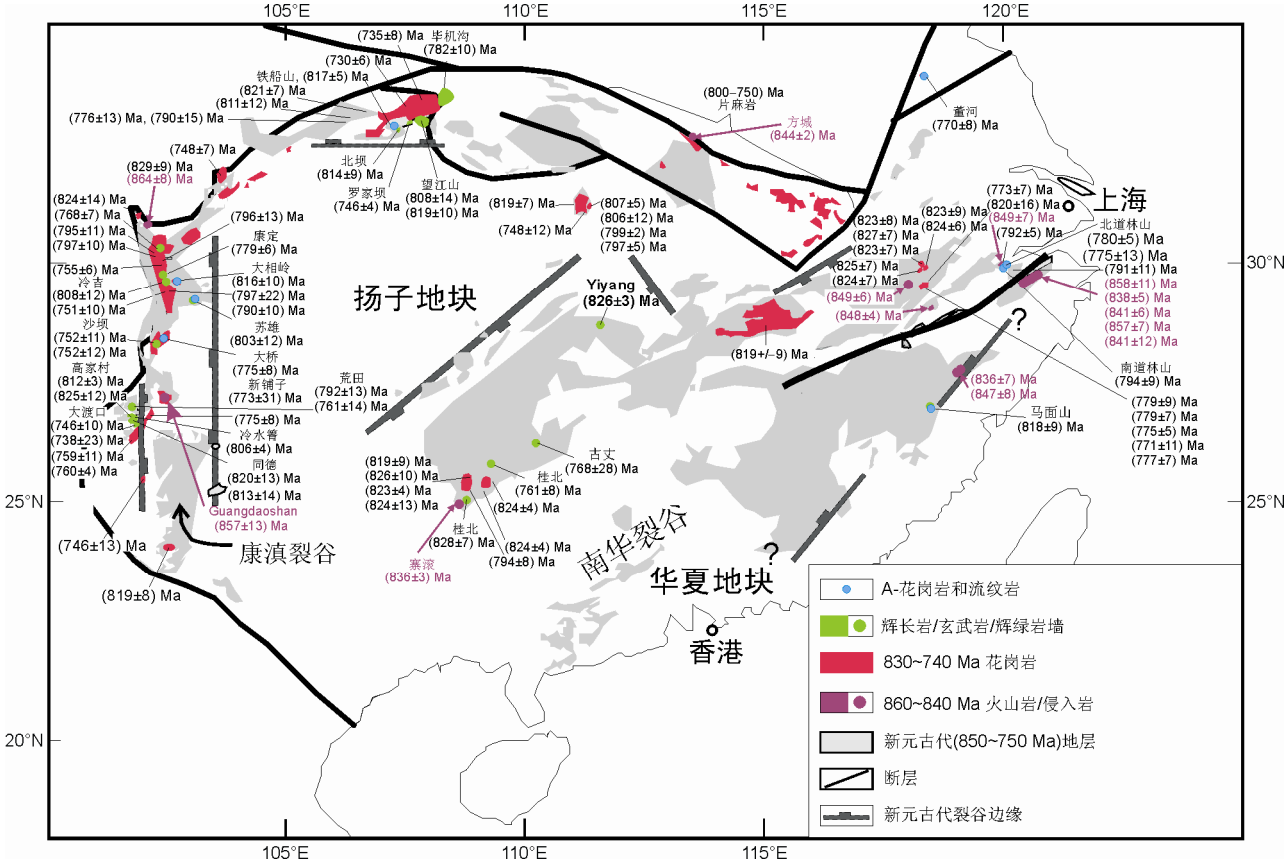

图 11　华南新元古代早期火山-沉积岩和侵入岩分布图(据李献华等, 2012)

碰撞及后造山-垮塌构造作用有关(Zheng 等, 2007).

南华系的地层在图 10 中主要是莲沱组和南沱组及相应的地层, 部分地区此两套地层中还夹有大塘坡组和古城组. 南华系存在两期冰期沉积事件, 即以长安(古城、江口)冰期为代表的下冰期和以南沱冰期为代表的上冰期, 二者之间为大塘坡(或与之相当的含锰层位)间冰期. 关于上述长安和南陀两个冰期的国际对比问题, 由于过去从大塘坡间冰期所获得的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 年龄不够精确和可靠, 不同研究者也得出了南沱冰期与澳大利亚的斯图特(Sturtian)冰期或马雷诺(Marinoan)冰期进行对比的不同结果. 然而, 最近几年新的研究成果表明, 与 Sturtian 下冰期相当的长安冰期, 其上下时限大致在 750~725 Ma 之间, 以一套海相冰川沉积为特征, 海相冰水重力流沉积或低密度碎屑流沉积发育; 而与 Marinoan 上冰期相当的南沱冰期, 其上下时限大致在 660~635 Ma 之间, 沉积类型复杂, 包括了海相冰川沉积、陆相冰川沉积、冰川泥石流沉积、冰水重力流沉积或碎屑流沉积等(尹崇玉等, 2003; 储雪蕾, 2004; 黄晶等, 2007; 张启锐等, 2009; Zhang 等, 2008). 华南陆块在~750 Ma 时期的古地磁研究测得古纬度为 38°±8°N. 莲沱组的古纬度是 38.7°+7.6°/–6.5°N 和 33.6°±1.7°N, 大致在 30°~40°N(Li Z X 等, 2008a, 2008b, 2002). 长安冰期华南无古地磁资料. 由此似乎在凯噶斯(Kaigas)冰期期间华南陆块也处在相似的中纬度. 然而华南没有 Kaigas 冰期的地质记录, 只有同位素和化学指标的显示, 表明可能只存在寒冷气候和局部山岳冰川(张启锐等, 2009). 上述两次冰期的形成时间仍然存在着争议, 特别是对 Sturtian 下冰期, 无论是其最初形成时间还是结束时间, 争论还依然存在. 对华南的古城、铁丝坳、长安组、江口组等进行进一步精确定年, 将对限定 Sturtian 冰期持续时间和 Cryogenian(成冰系)、南华系的下限年龄具有重要意义.

3.1.3　震旦系

震旦系是南华系之上的新元古代最上部的一个

系级年代地层单位, 湖北三峡是我国震旦系地层的标准剖面, 以寒武系底界为顶界, 以陡山沱底界为下界, 与南华系的界限年龄是 635 Ma(图 10), 并和国际上爱迪卡拉系相对比. 三峡区陡山沱组至灯影组碳酸盐岩沉积构成一个完整的底部缓坡台地陆源碎屑岩-下部碳酸盐岩混积-中上部缓坡或陆表海台地碳酸盐岩垂向沉积序列, 它们是前震旦纪末冰后期海平面不断上升的耦合沉积(王自强等, 2002; 柳永清等, 2003; 杨明桂等, 2012). 陡山沱期经历了初始缓慢的低水位和之后快速、广泛的水进沉积, 从下至上发育以内缓坡相带为主的潮上带-潮间带含膏盐盐坪, 环潮坪碳酸盐岩和陆源碎屑岩混积沉积序列. 中上部为逐渐向上变深、变细的中外缓坡带潮间带-潮下带, 甚至是盆地相的沉积, 该期为海平面低频、高幅快速上升时期, 从而形成一系列向上变深、变薄和变细沉积旋回和整体退积的沉积序列. 灯影期海平面变化演变成高频、低幅震荡的趋势, 沉积作用以加积和进积为主, 盆地基底地形更加宽缓, 从下至上发育内缓坡相的各种沉积亚微相序列. 同时相型复杂多样, 为典型碳酸盐岩海滩沉积, 垂向序列上呈现明显的对偶砂坝. 下部蛤蟆井段潮间下-潮下碳酸盐鲕滩, 中下部石板滩段向上变浅、变细的滩后潮间泻湖沉积. 中上部白马佗段滨岸潮汐流砂坝与内缓坡环潮坪沉积. 沿江剖面震旦系碳酸盐岩同位素化学地层. 研究结果表明(王自强等, 2002), 陡山沱组底部"碳酸盐岩帽"的δ^{13}C 为–3.1‰~–3.7‰, 向上为正偏移, 至层序Ⅲ(DS3)最大值达 6.7‰. 陡山沱组顶部(DS6)再次出现负偏移–2.5‰, 构成一个完整的变化周期. 同时, ^{87}Sr/^{86}Sr 值表现出向上增大的变化, 由陡山沱组底部(DS1)的 0.707743 逐渐增高至陡山沱组顶部(DS6)的 0.707965; 灯影组蛤蟆井段(DS7)的δ^{13}C 值变化在–2.5‰~5‰之间(DS8), 至石板滩段中部再次降至 1.7‰(DS10), 而后基本保持在 1.7‰~3.6‰之间平稳变动. 白马沱段顶部δ^{13}C 再次降至 0.5‰, 并有向负偏移的趋势. 灯影组的 ^{87}Sr/^{86}Sr 值依然出现由老至新递增的趋势(0.708244~0.708993).

在上扬子区的贵州及其邻区, 震旦系出露完整, 从北西至南东呈现出有规律的变化(梅冥相等, 2006). 北西部的浅水地区灯影组白云岩地层厚度较大(400~600 m), 而且在其中部发育较多的颗粒和泥粒白云岩、藻白云岩, 相应地在陡山沱组中发育盆地相黑色页岩系; 在东南部的深水环境中, 震旦系厚度明显变小(数十米至百余米), 陡山沱组以硅质岩为主且厚度相对变大, 灯影组以泥晶白云岩为主且厚度急剧变小, 难以详细划分三级层序而仅仅组成一个凝缩序列. 更为特别的是, 从浅到深, 灯影组均为白云岩, 这与该地区寒武系娄山关群自北西向东南部由白云岩变为灰岩地层的特征极为不同(冯增昭等, 2001), 有可能反映出震旦纪的白云石化作用特征不同于显生宙. 在从陡山沱组到灯影组, 构成一个总体向上变浅的沉积序列, 代表了一个缓坡型碳酸盐台地的形成和发育过程. 陡山沱期海侵作用是"陡山沱期生物群"所代表的生物多样性事件的先成背景(袁训来等, 2002), 震旦纪与寒武纪之交由典型的淹没不整合面所代表的快速海侵作用是寒武纪生物大爆发的前奏(高林志, 1999), 反映了生物变化与沉积环境变迁之间的复杂关系和有机联系.

3.2 华夏古陆

自 1942 年 Grabau 基于东南沿海地区泥盆纪砂岩不整合于变质基底之上而提出"华夏古陆"以来, 中外地质学家从不同角度、不同时空尺度探讨了华夏陆块的地质构造特征及其演化历史(陈国达, 1956; 许靖华等, 1987; 水涛等, 1988). 此后, 越来越多的证据说明在华夏有很多前寒武纪基底岩石, 如出露在闽西北-浙西南、云开、沿海等地的高绿片岩相-角闪岩相变质岩系(马振东和陈颖军, 2000). 一般认为, 华夏和扬子在前寒武纪基底的形成和演化上总体具有不一致性(高林志, 1999). 在华夏地块现已确定的最古老的岩石是出露于浙南闽北地区的古元古代变质火成岩(胡雄键, 1994; 甘晓春等, 1995; Li, 1997). 其中一些火成岩中新太古代碎屑(或继承)锆石也被发现(Xu 等, 2007; Zheng 等, 2011), 说明华夏地块可能(或者曾经)存在新太古代基底(图 12). 近年来在粤东的古寨花岗闪长岩和龙川片麻岩中又陆续发现了 3.0~3.1 Ga 的残留锆石(于津海等, 2007), 从而使人们设想华夏地块可能也具有非常古老的演化历史. 于津海等(2007)对粤北南雄地区一个副片麻岩中 56 个碎屑锆石的年代学研究显示, 华夏腹地晚新元古代沉积岩主要由新太古代(~2.5 Ga)和 Grenville 期(0.9~1.1 Ga)的碎屑物质组成(图 13), 其中还包含了一定数量的中元古代和少量中太古代(3.0~3.2 Ga)和古太古代(~3.76 Ga)的碎屑物质. 这些发现表明华夏地块存在非常古老的物质. 37 颗锆石的 Hf 同位素组成显示

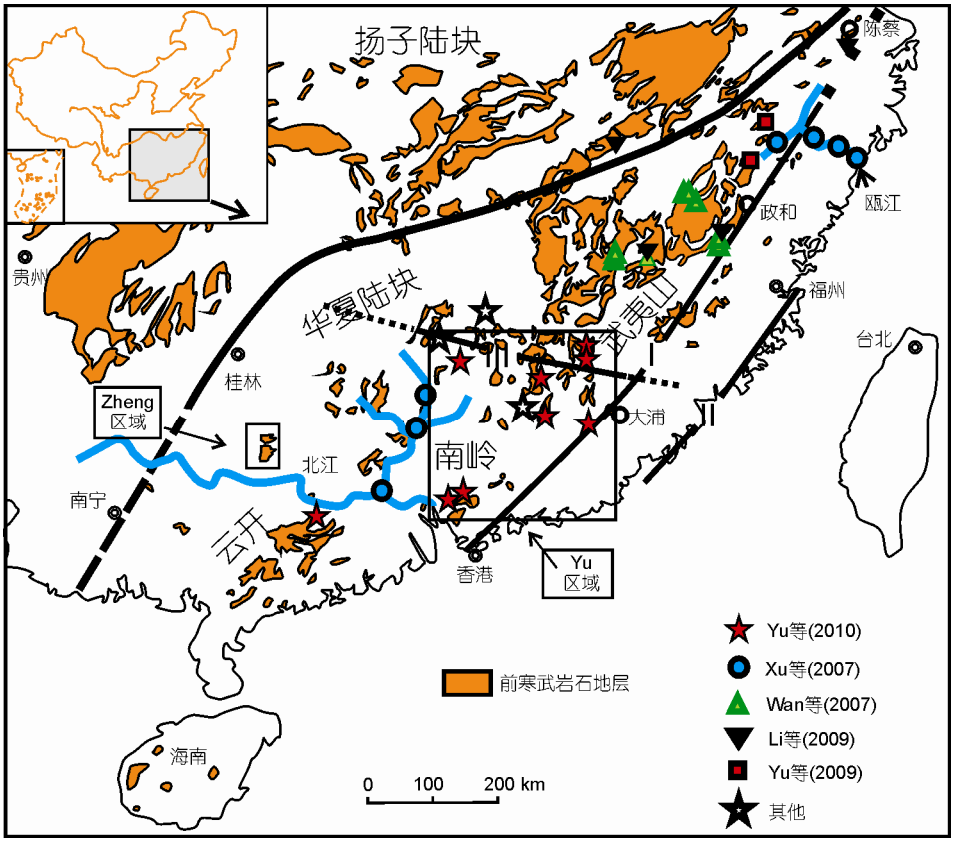

图 12　华夏陆块前寒武纪岩石分布示意图(据 Yu 等, 2012; Zheng 等, 2011 改编)

这些碎屑物质具有不同的成因, 少量结晶于有较多新生地壳组分熔融产生的岩浆, 而大多数结晶于古老地壳组分部分熔融产生的岩浆. 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素综合研究指出华夏地块新生地壳物质主要是在 2.5~2.6 Ga 形成, 中太古代(3.0~3.3 Ga)、古元古代晚期(~1.8 Ga)和古太古代(~3.7 Ga)也是重要的地壳生长期(图 13). 中元古代-新元古代的岩浆活动非常强烈, 但主要表现为古老物质的再循环, 只有很少有新生地壳增生. ~2.1 Ga 模式年龄峰值的存在和同时代锆石的缺失表明许多锆石的古元古代模式年龄很可能是源区中新太古代和古元古代晚期物质混合的结果.

最老的岩石露头是浙南闽西武夷山区的八都杂岩和相关的古元古代花岗岩(Yu 等, 2010, 2012)(图 12 中 Yu 区域). 主要变质岩由云英片岩、绿帘角闪岩、阳起石片岩、细粒花岗结构的黑云片麻岩、含磁铁石英岩以及大理岩组成, 推测原岩是镁铁质火山岩和泥质-砂质-钙质沉积岩. 一些侵入八都杂岩的花岗质岩石形成在 1888 Ma 之前(Yu 等, 2009). 上述的各类岩石都被早古生代的岩石侵入并被古生代和早中生代沉积岩覆盖. 变质岩的锆石核部年龄是~2.5 Ga, 边部是 1.89~1.88 Ga, 分别代表了形成年龄和变质年龄, 还可观察到 252~234 Ma 的变质边. 碎屑锆石中很集中的~2.5 Ga 的年龄和大多数锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$的值说明八都杂岩中沉积岩的原岩是来自太古宙末的岩浆岩. 此外还有少量~2.8 Ga 以及 3.5~3.3 Ga 锆石, 说明还有更古老的源区岩石.

赵磊的硕士论文(2012)报道了浙西八都杂岩中三种共生的变质岩, 它们是矽线石榴黑云斜长片麻岩, 石榴角闪片麻岩和石榴二辉麻粒岩. 它们以透镜体状分布在八都杂岩特别是花岗混合片麻岩中. 原岩分别是沉积岩和变质岩浆岩. 样品采自龙泉市以北的遂昌-大拓一带. 该地段出露的岩石主体是花岗质片麻岩, 包括黑云二长片麻岩、角闪斜长片麻岩、石榴角闪片麻岩等, 夹厚度不等的线矽石榴黑云片麻岩、不纯大理岩和岩脉夹层. 长英质片麻岩具中

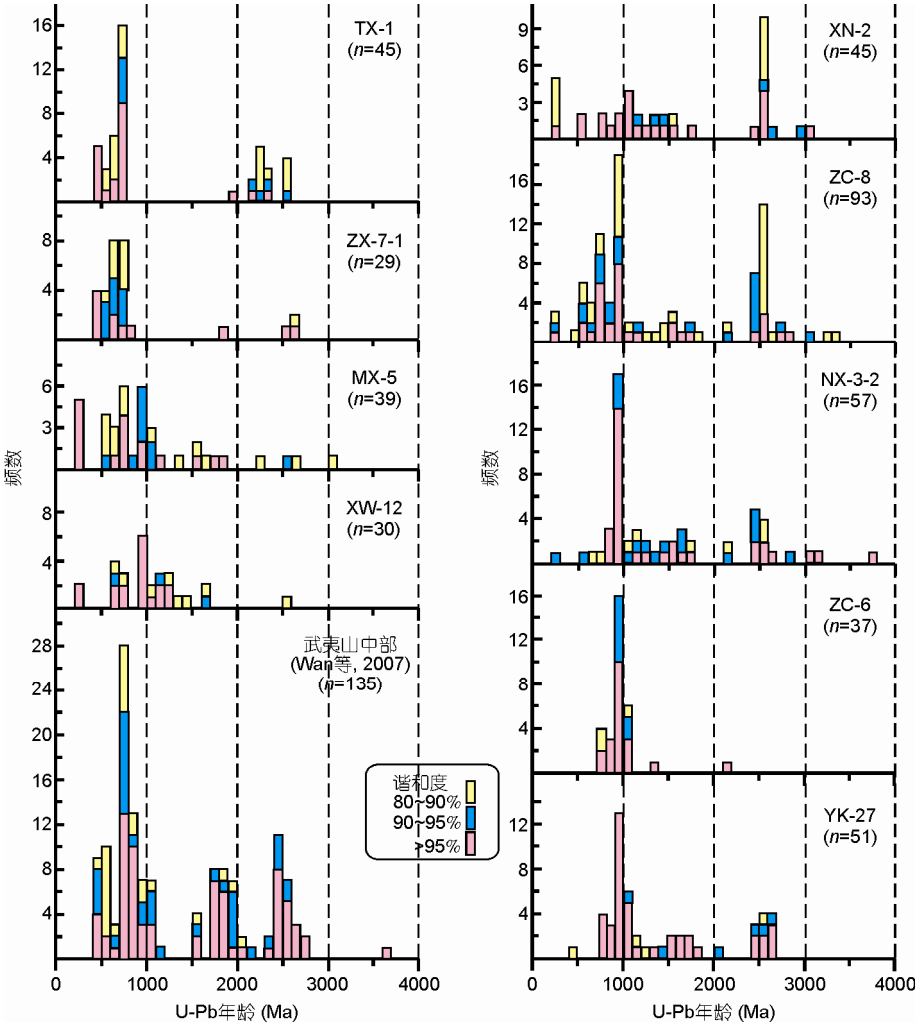

图 13　华夏陆块碎屑锆石年龄(据于津海等, 2007)

粗粒变晶结构, 可含少量石榴石. 矽线石榴黑云片麻岩具有典型麻粒岩相泥质岩石的矿物组合和结构特征, 含少量反条纹长石, 部分黑云母中溶出针状金红石. 部分石榴石发育由斜长石为主以及黑云母和石英的细粒后生合晶, 石榴石有环带构造. 峰期温度和压力分别是 800~850℃, 0.6~0.7 GPa. 石榴角闪片麻岩的石榴石具明显环带, 并含有绿色角闪石和石英的矿物细粒包裹体, 基质中的角闪石为褐色, 钛含量增高, 属于麻粒岩相变质角闪石. 还可观察到第三期绿色交代石榴石和褐色角闪石. 以上矿物的变化指示了一个进变质到峰期再退变质的演化过程. 石榴二辉麻粒岩的峰期矿物组合是石榴石、紫苏辉石、单斜辉石和斜长石, 并有角闪岩相退变质. 峰期温度和压力分别是 850~900℃, 0.92~1.1 GPa. 通过对变质锆石的 SHRIMP U-Pb 法定年, 获得变质年龄为 1880~1850 Ma, 继承锆石年龄在 2800~2000 Ma.

Zheng 等(2011)报道了西华夏的太古宙基底(图 12 中 Zheng 区域). 钾镁煌斑岩(Lamproite)岩墙的火山通道分布在 3 个元古代露头区(宁乡, 京山和镇远). 作为捕获晶的锆石, 得到了 2.9~2.8 和 2.6~2.5 Ga 的 U-Pb 年龄, 以及 3.5~2.6 Ga 的 Hf (T_{DM})模式年龄. 此外还记录了~2020 Ma 的热事件年龄, 解释为古老陆壳的活化(部分熔融), 以及 1000~850 Ma 的年龄, 解释为新元古代的岩浆作用和初始陆壳物质的补充. 由此已经较完整地构架了华夏古陆的基本构架和前寒武纪的陆壳演化. 即在~2.5 Ga 之前就存在古老的

陆壳, 2.8~2.5 Ga 有较大的陆壳生长事件, ~2.5 Ga 华夏古陆主要的陆壳生长期. 在 1.9~1.8 Ga 发生过变质作用, 1100~850 Ma 的新元古代岩浆作用有地幔的物质加入到地壳中.

新的重力和地震资料对华夏古陆的基底有了新的描述(刘英会等, 2007), 主要是: (1) 华夏古陆有广泛的古老变质基底存在, 可能延到台湾岛和九州海峡, 比我们目前观测的还要大; (2) 华夏古陆可能包含若干古陆核, 它由古陆核增生而成.

3.3 江南造山带与华南陆块的形成

关于华南陆块的形成, 主要有两个问题, 一是华夏是否是一个古陆, 二是江南造山带的性质及其时代.

如前所述, 对华夏存在古老的变质岩, 以及新元古代的盖层都没有异议. 主要的争论是: (1) 华夏具有前寒武纪的基底与盖层, 是一个古陆(周金城等, 2009; 李献华等, 2012; Yu 等, 2012; Wang 等, 2012a); (2) 华夏有古老的物质, 可能来自附近的陆块, 但是它们经历了造山带的改造, 性质上不属于古陆, 而属于古生代造山带(马瑞士, 2006); 或者(3) 华夏具有前南华纪的结晶基底, 在~800 Ma 的拉张构造过程被拉开分成了几个小陆块, 而后在志留纪的陆内碰撞-拼合中又与扬子拼合在一起(舒良树, 2012).

关于江南造山带, 多数作者都认为是存在的, 主要的争论是该造山带的性质以及地质年代: (1) 华夏块体具有 1.3~1.0 Ga 的格林威尔期(四堡期)变质作用(Li Z X 等, 1999, 2002), 并有~1.43 Ga 的花岗岩和板岩中大量中元古代碎屑锆石, 很可能是 Laurentian 大陆南部中元古代非造山岩浆岩的的西延部分. 田里片岩位于扬子块体的东南缘, 其沉积年龄是 1.53~1.04 Ga, 变质年龄是 1042~1015 Ma, 是扬子南缘唯一的四堡期变质岩, 与上覆的未变质沉积岩之间有角度不整合, 记录了>0.9 Ga 的造山运动和~830 Ma 的裂谷盆地演化. 李献华等(2012)据此认为这是最有力的四堡期造山运动的证据. 此外, 华夏以及扬子陆块内, 都有 1.2~0.96 之间的大量花岗岩的出露以及各时代的沉积岩中都有这个年龄段的岩浆成因碎屑锆石. 不少研究中认为蛇绿岩在扬子周边有很多残片. 对此近年来有不少争议. 它们的年龄有些比较年轻, 如“龙胜蛇绿岩”中的辉长岩是~760 Ma(葛文春等, 2000), 可能是裂谷作用的产物. 一些蛇绿岩可能是弧后盆地的岩石(Li 等, 2006). “赣东北蛇绿岩”中的玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)\approx 5$, REE 和微量元素的分布形式在 MORB 和岛弧玄武岩之间, 被认为是 SSZ 型的发生于弧后扩张的小洋盆中(Li 等, 1997). 樟树墩基性-超基性岩的全岩矿物 Sm-Nd 内部等时线年龄和洗完埃达克岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分布是~1.0 Ga (Chen 等, 1991)和~0.97 Ga(Gao 等, 2009), 与田里片岩相当. 类似的蛇绿岩还有“皖南伏川蛇绿岩”(丁炳华等, 2008)和“黄陵庙湾蛇绿岩”(Peng 等, 2012)等. 因此, 华南四堡期造山的时间是在 1.1~0.9 Ga 之间. 华夏陆块是俯冲盘, 最初在扬子西南缘拼贴, 其前陆盆地(昆阳群)沉积了来自华夏的块体碎屑沉积物. 洋壳向扬子俯冲在扬子的东南缘形成了田里高绿片岩相变质岩, 双溪坞岩浆弧以及赣北弧后盆地. 弧后盆地俯冲形成埃达克质花岗岩并最终的拼合以蛇绿岩仰冲和俯冲型花岗岩形成为代表, 在~0.88 Ga 前形成统一的陆块(李献华等, 2012).

(2) 另外一些研究者(Zheng 等, 2007; 周金城等, 2009; Wang 等, 2012a; 王孝磊等, 2012)认为华夏与扬子不是简单的陆陆碰撞, 双溪坞杂岩代表的不是一个大陆岩浆弧, 而是一个洋内弧, 因此华夏与扬子的最终拼合是通过弧-陆的碰撞最后拼接的, 930~820 Ma 的一些岩浆活动代表的是造山过程而南华裂谷的形成要晚于~820 Ma, ~820 Ma 是造山后过程而不是与地幔柱有关的南华裂谷的形成时代. 周金城等(2009)强调江南造山带中部赣东北蓝闪石年龄(866±14) Ma (舒良树等, 1995)对江南造山带形成过程中的各种地质事件给出新的年龄制约: 1) 大洋壳向北西方向的扬子板块俯冲(大约从 866 Ma 前到 835 Ma, 俯冲的高峰在 866 Ma 前后); 2) 岛弧岩浆作用(大约从 878 Ma 到 822 Ma), 形成与基底沉积地层伴生的、具岛弧地球化学特征的枕状熔岩、科马提质玄武岩, 石英角斑岩等; 3) 弧后前陆盆地中沉积作用(大约从 872 Ma 到 835 Ma), 形成造山带基底地层中的沉积岩; 4) 扬子与华夏陆块之间的碰撞(大约从 835 Ma 到 820 Ma), 形成早阶段 S-型花岗闪长岩; 5) 后造山伸展(820 Ma 以后), 形成年龄为 804~771 Ma 的晚阶段 S-型花岗岩和年龄为~760 Ma, 具有两类地球化学特征的基性-超基性岩(Zhou 等, 2009). 王孝磊等(2012)对分布于江南造山带东段江绍断裂带附近的浙江诸暨地区石角-璜山侵入岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 结果表明, 930~820 Ma 的超镁铁质岩(包括球状辉闪

岩)与其外围的闪长岩可能并非同时形成. 结合其他资料, Wang 等(2012a)假设双溪坞大洋弧岩浆作用发生在 930~880 Ma, 陆-弧作用发生在 870~840 Ma, 并代表弧后盆地闭合, 后碰撞伸展环境的火山岩活动在 800~760 Ma.

(3) 此外还有一些其他观点, 例如王自强等(2012)通过区域地层区域地层的划分和对比, 以及火山-沉积组合、构造变形特征、淡色花岗岩和含堇青石花岗闪长岩等岩体的分布及产出的构造环境分析, 提出"江南造山带"变质基底的地层基本都新于~900 Ma, 由"四堡运动"所代表的不整合面的时限范围, 基本限于 840~820 Ma. 因此江南造山带的形成和演化与 1.1~0.9 Ga 的"格林威尔运动"无关, 它是 Rodinia 超大陆裂解后的不同陆块(如扬子陆块、华夏陆块等)的大陆边缘沉积, 经 830~780 Ma 之晋宁运动期碰撞造山, 进而构成新元古代中-晚期扬子古陆新的增生大陆边. 并将南华系的底界放在 780 Ma. 又如一些研究者认为可能有一个古板溪洋, 华南是早古生代或者早中生代通过碰撞造山形成的(杨树锋等, 1995; Hsü 等, 1990), 但由于华南内部缺乏古生代或中生代的蛇绿岩或者明确的活动大陆边缘组合的记录, 在扬子和华夏都可以看到早古生代的连续的沉积相生物相, 因此受到质疑(陈旭和戎嘉余, 1995). 作者倾向认为华南的古生代应属陆内构造, 它涉及的陆内构造是一个相当重要的研究课题, 在这里不再论述.

总之, 尽管研究者的观点有分歧, 但我们可以认为, 华夏古陆存在是有不少证据支持的, 尽管在古生代发生了很多构造的叠加. 而江南造山带是可能的扬子与华夏的拼合带, 这一过程导致了华南陆块的形成. 拼合的过程以及时限还可以在进一步的研究中获取证据, 但闭合的时间很可能在 820~800 Ma 之前.

作者在这里强调的是, 扬子和华夏作为古老的陆块, 它们的结晶基底代表它们各自的克拉通化时间, 因此至少应在 1.9~1.8 Ga之前, 或者在~2.5 Ga之前就已经稳定化. 过去大量文章认为华南陆块的形成或者南华系沉积盖层代表华南的克拉通化是一种误解. 块体的拼合是稳定陆块之间的构造运动, 不是克拉通化, 就像华北和扬子(华南)的拼合不能代表华北和扬子的克拉通化一样, 它们只代表了陆-陆拼合的造山作用.

4 联合大陆的形成

中国联合大陆的形成虽然包括了更多的陆块与造山带, 但从总体来看是本文所述的三大古陆块通过它们之间的造山带连接起来的. 长期以来, 不少研究者都关注在华北与扬子、或者北中国与南中国之间的造山带, 注意到晋宁运动或扬子运动(黄汲清等, 1977; 任纪舜等, 1990; 白瑾等, 1993), 虽然观点不甚相同, 但都提出可能在晋宁期扬子陆块与华北陆块的拼合, 甚至北中国与南中国的拼合也是通过古陆块之间的晋宁期造山带(褶皱带)的拼接完成的, 并形成了现代规模的新元古代中国古陆或中国前寒武纪准地台. 对于秦岭造山带的性质, 也提到有包括新元古代多期旋回复杂造山过程. 认为塔里木-华北陆块的南部边缘是在中-新元古代就活动的复式造山带或褶皱带(程裕淇, 1994). 陆续在朝鲜半岛、苏鲁带、秦岭、以至祁连、阿尔金和昆仑造山带出现的 800~900 Ma 的新元古代花岗岩的成因和地质意义也一直被许多研究者关注至今.

然而, 苏鲁-大别山造山带的超高压变质作用和动力学的研究证实华北和扬子陆块的碰撞是发生在印支期, 为中国陆块的最终拼合提供了证据. 近年来, 也有更多的研究揭示了昆仑、阿尔金山、祁连山、秦岭等变质作用、蛇绿岩、区域构造和同位素年代学的资料, 揭示出复杂的多阶段造山带信息. 一些研究者综合了前面的研究结合新的资料, 提出了中央复合造山带的意见(许志琴等, 2006; 杨经绥等, 2010), 认为中央造山带的形成记录了新元古代裂解的构造热事件, 因此它经历了新元古代以来约 600 Ma 的活动和演化历史. 现有的资料显示: 中央造山带的北带(包括西昆仑、阿尔金山、祁连山、东昆仑山和北秦岭)是早古生代造山带, 碰撞造山作用结束于泥盆纪; 南带(包括东昆仑南部、南秦岭、大别山和苏鲁)经历了晚古生代末-三叠纪的俯冲-碰撞过程, 碰撞造山作用结束于晚三叠世-早侏罗世. 中央造山带的主体是由上述两个不同时期形成的造山带拼合组成的复合造山带. 总之, 有关研究提供了许多资料, 也仍然给三个主要陆块拼接的历史、过程和事件留下了一些疑问. 将更多的细节和过程作为遗留问题, 至少可以表明, 中国三个古陆块的拼接和中国联合大陆的形成最后完成的时间是印支期, 与 Pengea 超大陆的形成同步.

致谢 本文是 2012 年中国科学院学部组织的“中国(东亚)大陆构造与动力学”科学与技术前沿论坛会议的特邀报告, 会议由许志琴院士和张国伟院士主持, 会后接到《中国科学: 地球科学》编辑部的邀请写成文章, 在此表示感谢. 本文是我的合作者和学生共同的研究成果, 特别是周艳艳博士在校稿中花费劳动. 作者还感谢赵国春教授以及审稿人的建议和意见, 对于稿件的修改大有帮助.

参考文献

白瑾, 黄学元, 戴凤岩, 等. 1993. 中国早前寒武纪地壳演化. 北京: 地质出版社. 36–38
陈国达. 1956. 中国地台“活化区”的实例并着重讨论“华夏古陆”问题. 地质学报, 36: 239–271
陈旭, 戎嘉余. 1995. 对华南早古生代板溪群的质疑. 地质论评, 4: 389–400
程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社. 215–217
储雪蕾. 2004. 新元古代的“雪球地球”. 矿物岩石地球化学通报, 23: 233–238
邓晋福, 吴宗絮, 赵国春, 等. 1999. 华北地台前寒武纪花岗岩类、陆壳演化与克拉通形成. 岩石学报, 15: 190–198
第五春荣, 孙勇, 董增产, 等. 2010. 北秦岭西段冥古宙锆石(4.1~3.9 Ga)年代学新进展. 岩石学报, 26: 1171–1174
丁炳华, 史仁灯, 支霞臣, 等. 2008. 江南造山带存在新元古代(~850 Ma)俯冲作用——来自皖南 SSZ 型蛇绿岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄证据. 矿物岩石学杂志, 29: 375–388
冯增昭, 彭永民, 金振奎, 等. 2001. 中国南方寒武纪和奥陶纪岩相古地理. 北京: 地质出版社. 1–221
甘晓春, 李惠民, 孙大中, 等. 1995. 浙西南古元古代花岗质岩石的年代. 岩石矿物学杂志, 14: 1–8
高林志, 张传恒, 史晓颖, 等. 2007. 华北青白口系下马岭组凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年. 地质通报, 26: 249–255
高林志, 丁孝忠, 庞维华, 等. 2011. 中国中-新元古代地层年表的修正——锆石 U-Pb 年龄对年代地层的制约. 地层学杂志, 35: 1–7
高林志. 1999. 中国新元古代-早古生代早期生物爆发与地球演化节律. 现代地质, 13: 234–235
高山, Qiu Y M, 凌文黎. 2001. 崆岭高级变质地体单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究——扬子克拉通> 3.2 Ga 陆壳物质的发现. 中国科学 D 辑: 地球科学, 31: 27–35
高振家, 王务严, 彭文昌, 等. 1985. 新疆震旦系. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社. 5–78
葛文春, 李献华, 李正祥, 等. 2000. 桂北“龙胜蛇绿岩”质疑. 岩石学报, 16: 111–118
耿元生, 万渝生, 杨崇辉. 2003. 吕梁地区古元古代的裂陷型火山作用及其地质意义. 地球学报, 24: 97–104
耿元生, 王新社, 沈其韩, 等. 2006. 内蒙古阿拉善地区前寒武纪变质基底阿拉善群的再厘定. 中国地质, 33: 138–145
郭敬辉, 陈意, 彭澎, 等. 2006. 内蒙古大青山假蓝宝石麻粒岩——1.8 Ga 的超高温(UHT)变质作用. 2006 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要集. 南京. 215–218
郭召杰, 张志诚, 贾承造, 等. 2000. 塔里木克拉通前寒武纪基底构造格架. 中国科学 D 辑: 地球科学, 30: 568–575
郭召杰, 张志诚, 刘树文, 等. 2003. 塔里木克拉通早前寒武纪基底层序与组合: 颗粒锆石 U-Pb 年龄新证据. 岩石学报, 19: 537–542
胡霭琴, 韦刚健. 2006. 塔里木盆地北缘新太古代辛格尔灰色片麻岩形成时代问题. 地质学报, 80: 126–134
胡雄键. 1994. 浙西南下元古界八都群的地质年代学. 地球化学, 23(增刊): 18–24
黄 晶, 储雪蕾, 张启锐, 等. 2007. 新元古代冰期及其年代. 地学前缘, 14: 249–256
黄汲清, 任纪舜等. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京: 科学出版社
黄汲清, 任纪舜, 姜春发, 等. 1977. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, 2: 117–135
黄文涛, 于俊杰, 郑碧海, 等. 2009. 新疆阿克苏前寒武纪蓝片岩中多硅白云母的研究. 矿物学报, 29: 338–344
焦文放, 吴元保, 彭敏, 等. 2009. 扬子板块最古老岩石的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 972–978
李怀坤, 陆松年, 李惠民, 等. 2009. 侵入下马岭组基型岩床的锆石和斜锆石 U-Pb 精确定年对华北中元古界地层划分方案的制约. 地质通报, 28: 22–29
李三忠, 刘永江, 杨振升, 等. 1998. 辽河群变质泥质岩中变质重结晶作用和变形作用的关系. 岩石学报, 14: 351–365
李献华, 李武显, 何斌. 2012. 华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合-裂解——观察、解释与检验. 矿物岩石地球化学通报, 31: 543–559
李献华, 周汉文, 李正祥, 等. 2002. 川西新元古代双峰式火山岩成因的微量元素和 Sm-Nd 同位素制约及其大地构造意义. 地质科学, 37: 264–276
刘鸿允. 1991. 中国震旦系. 北京: 科学出版社. 1–388
刘英会, 余学中, 黎津. 2007. 华夏古陆的地球物理场信息. 物探与化探, 31: 514–517
刘永顺, 于海峰, 辛后田, 等. 2009. 阿尔金山地区构造单元划分和前寒武纪重要地质事件. 地质通报, 28: 1430–1438
柳永清, 尹崇玉, 高林志, 等. 2003. 峡东震旦系层型剖面沉积相研究. 地质论评, 49: 187–194

龙晓平, 袁超, 孙敏, 等. 2011. 库鲁克塔格地区最古老岩石的发现及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 41: 291–298
陆松年, 袁桂邦. 2003. 阿尔金山阿克塔什塔格早前寒武纪岩浆活动的年代学证据. 地质学报, 77: 61–68
马瑞士. 2006. 华南构造演化新思考兼论“华夏古陆说”中的几个问题. 高校地质学报, 12: 448–456
马振东, 陈颖军. 2000. 华南扬子与华夏陆块古-中元古代基底地壳微量元素地球化学示踪探讨. 地球化学, 29: 525–531
梅冥相, 周鹏, 张海, 等. 2006. 上扬子区震旦系层序地层格架及其形成的古地理背景. 古地理学报, 8: 219–231
苗培森, 张振福, 张建中, 等. 1999. 五台山区早元古代地层层序探讨. 中国区域地质, 18: 405–413
彭润民, 翟裕生, 王建平, 等. 2010. 内蒙狼山新元古代酸性火山岩的发现及其地质意义. 科学通报, 55: 2611–2620
任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等. 1990. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社
任纪舜. 1989. 中国东部及邻区大地构造演化的新见解. 中国区域地质, 4: 3–14
舒良树, 施央申, 郭令智, 等. 1995. 江南中段板块-地体构造与碰撞造山运动学. 南京: 南京大学出版社. 1–174
舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报, 31: 1035–1053
水涛, 徐步台, 梁如华, 等. 1988. 中国浙、闽变质基底地质. 北京: 科学出版社
宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26–40
孙大中, 胡维兴. 1993. 中条山前寒武纪年代构造格架和年代地壳结构. 北京: 地质出版社. 165–167
汤好书, 武广, 赖勇. 2009. 辽宁大石桥菱镁矿床的碳氧同位素组成和成因. 岩石学报, 25: 455–467
万渝生, 耿元生, 沈其韩. 2000. 孔兹岩系——山西吕梁地区界河口群的年代和地球化学. 岩石学报, 16: 49–58
万渝生, 宋彪, 刘敦一, 等. 2001. 鞍山风景区 3.8~2.5 Ga 古老岩带的同位素地质年代学和地球化学. 地质学报, 75: 363–370
王剑, 潘桂棠. 2009. 中国南方古大陆研究进展与问题评述. 沉积学报, 27: 818–825
王孝磊, 舒徐洁, 邢光福, 等. 2012. 浙江诸暨地区石角-璜山侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄——对超镁铁质球状岩成因的启示. 地质通报, 31: 75–81
王自强, 高林志, 丁孝忠, 等. 2012. “江南造山带”变质基底形成的构造环境及演化特征. 地质论评, 58: 401–413
王自强, 尹崇玉, 高林志, 等. 2002. 湖北宜昌峡东地区震旦系层型剖面化学地层特征及其国际对比. 地质论评, 48: 408–415
邬光辉, 孙建华, 郭群英, 等. 2010. 塔里木盆地碎屑锆石年龄分布对前寒武纪基底的指示. 地球学报, 31: 65–72
伍家善, 耿元生, 沈其韩, 等. 1998. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京: 地质出版社. 192–211
肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社. 48–52
新疆地质矿产局. 1991. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社
新疆地质矿产局. 1999. 新疆维吾尔自治区岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社. 5–76
徐备, 寇晓威, 宋彪, 等. 2008. 塔里木板块上元古界火山岩 SHRIMP 定年及其对新元古代冰期时代的制约. 岩石学报, 24: 2857–2862
徐备, 郑海飞, 姚海涛, 等. 2002. 塔里木板块震旦系碳同位素组成及其意义. 科学通报, 47: 1740–1744
许靖华, 孙枢, 李继亮. 1987. 是华南造山带而不是华南地台. 中国科学 B 辑, 10: 1107–1115
许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 2006. 中央造山带早古生代地体构架与高压/超高压变质带的形成. 地质学报, 80: 1793–1806
颜丹平, 周美夫, 宋鸿林, 等. 2002. 华南在 Rodinia 古陆块位置的讨论. 地学前缘, 9: 249–256
杨经绥, 许志琴, 马昌前, 等. 2010. 复合造山作用和中国中央造山带的科学问题. 中国地质, 37: 1–11
杨明桂, 祝平俊, 熊清华, 等. 2012. 新元古代-早古生代华南裂谷系的格局及其演化. 地质学报, 86: 1367–1375
杨树锋, 陈汉林, 武光海. 1995. 闽北早古生代岛弧火山岩的发现及其构造意义. 地质科学, 30: 105–116
尹崇玉, 刘敦一, 高林志, 等. 2003, 南华系底界与古城冰期的年龄: SHRIMPⅡ定年证据. 科学通报, 48: 1721–1725
于津海, O’Reilly Y S, 王丽娟, 等. 2007. 华夏地块古老物质的发现和前寒武纪地壳的形成. 科学通报, 52: 11–18
于津海, 王赐银, 赖鸣远, 等. 1999. 山西古元古代吕梁群变质带的重新划分及地质意义. 高校地质学报, 5: 66–75
袁训来, 肖书海, 尹磊明, 等. 2002. 陡山沱期生物群——早期动物辐射前夕的生命. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 1–171
翟明国, 卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末-中元古代裂解. 中国科学 D 辑: 地球科学, 30(增刊): 129–137
翟明国, 郭敬辉, 李江海, 等. 1995, 华北克拉通发现退变榴辉岩. 科学通报, 40: 1590–1594
翟明国, 郭敬辉, 闫月华, 等. 1992. 中国华北太古宙高压基性麻粒岩的发现及其初步研究. 中国科学 B 辑, 12: 1325–1330
翟明国. 2011. 克拉通化与华北陆块的形成. 中国科学: 地球科学, 41: 1037–1046
翟明国. 2010. 华北克拉通构造演化与成矿作用. 矿床地质, 39: 24–36
翟明国. 2008. 华北克拉通中生代破坏前的岩石圈地幔与下地壳. 岩石学报, 24: 2185–2204
张传林. 李怀坤, 王洪燕. 2012. 塔里木地块前寒武纪研究进展评述. 地质论评, 58: 923–936
张启锐, 储雪蕾, 冯连君. 2009. 关于华南板块新元古代冰川作用及其古纬度的讨论. 科学通报, 54: 978–980
张世红, 蒋干清, 董进, 等. 2008. 华南板溪群五强溪组 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学新结果及其构造地层学意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 1496–1503

张志勇, 朱文斌, 舒良树, 等. 2008. 新疆阿克苏地区前寒武纪蓝片岩构造-热演化史. 岩石学报, 24: 849–856
赵磊. 2012. 浙西八都群早前寒武纪变质演化与年代学研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质科学院
赵太平, 翟明国, 夏斌, 等. 2004a. 熊耳群火山岩锆石 SHRIMP 年代学研究: 对华北克拉通盖层发育初始时间的制约. 科学通报, 49: 2342–2349
赵太平, 周美夫, 金成伟, 等. 2001. 华北陆块南缘熊耳群形成时代讨论. 地质科学, 36: 326–334
赵太平, 翟明国, 陈福坤, 等. 2004b. 大庙斜长岩的锆石 U-Pb 年龄和地质意义. 岩石学报, 20: 685–690
赵宗溥主编. 1993. 中朝准地台前寒武纪地壳演化. 北京: 科学出版社. 389–390
郑永飞. 2004. 新元古代超大陆构型中华南的位置. 科学通报, 49: 715–717
周汉文, 李献华, 王汉荣, 等. 2002. 广西鹰扬关群基性火山岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质论评, 48(增刊): 22–25
周金城, 王孝磊, 邱检生. 2008. 江南造山带是否格林威尔造山带?——关于华南前寒武纪地质的几个问题. 高校地质学报, 14: 64–72
周金城, 王孝磊, 邱检生. 2009. 江南造山带形成过程中若干新元古代地质事件. 高校地质学报, 15: 453–459
Chen J, Foland K A, Xing F, et al. 1991. Magmatism along the southeastern margin of the Yangtze Block: Precambrian collision of the Yangtze and Cathysia block of China. Geology, 19: 815–818
Chen Y, Xu B, Zhan S, et al. 2004. First mid-Neo Proterozoic paleomagnetic results from the Tarim Basin (NW China) and their geodynamic implications. Precambrian Res, 133: 271–281
Condie K C, Kröner A. 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. Geol Soc Ame Spe Pap, 440: 281–294
Fan Q C, Hooper P R. 1991. The Cenozoic basalti rocks of Eastern China: Petrology and chemical composition. J Petrol, 32: 765–810
Fan W M, Menzies M A. 1992. Destruction of aged lower lithosphere and asthenosphere mantle beneath eastern China. Geotect Metall, 16: 171–179
Gao J, Klemd R, Long L L, et al. 2009. Adakitic signature formed by fractional crystallization: An interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic melange belt, South China. Lithos, 110: 277–293
Goodwin A. 1991. Precambrian Geology. London: Academic Press. 666
Greentree M R, Li Z X. 2008. The oldest known rocks in south-western China: SHRIMP U-Pb magmatic crystallisation age and detrital provenance analysis of the Paleoproterozoic Dahongshan Group. J Asian Earth Sci, 33: 289–302
Hsü K J, Li J L, Chen H H, et al. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West-Pacific geology. Tectonics, 183: 9–39
Hu B, Zhai M G, Li T S, et al. 2012. Mesoproterozoic magmatic events in the eastern North China Craton and their tectonic implications: Geochronological evidence from detrital zircons in the Shandong Peninsula and North Korea. Gondwana Res, 22: 828–842
Kusky T M, Li J H. 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. J Asian Earth Sci, 22: 383–397
Kusky T M, Windley B F, Zhai M G. 2007. Tectonic evolution of the North China Block: From orogen to craton to orogen. In: Zhai M G, Windley B F, Kusky T, et al, eds. Mesozoic Sub-Continental Thinning Beneath Eastern North China. Geol Soc Spec Publ, 280: 1–34
Li W X, Li X H, Li Z X. 2008. Middle Neoproterozoic syn-rifting volcanic rocks in Guangfeng, South China: Petrogenesis and tectonic significance. Geol Mag, 145: 475–489
Li W X, Li X H, Li Z X. 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance. Precambrian Res, 136: 51–66
Li X H, Li Z X, Ge W C, et al. 2003. Neoproterozoic granitoids in south China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? Precambrian Res, 122: 45–83
Li X H, Li Z X, Sinclair J A, et al. 2006. Revisiting the "Yanbian Terrane": Implication for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. Precambrian Res, 151: 14–30
Li X H, Li Z X, Sinclair J A, et al. 2007. Understanding dual geochemical characters in a geological context for the Gaojiacun intrusion: Response to Munteanu and Yao's discussion. Precambrian Res, 154: 164–167
Li X H, Li Z X, Zhou H W, et al. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: Implications for the initial rifting of Rodinia. Precambrian Res, 113: 135–154
Li X H, Zhao J X, McCulloch M T, et al. 1997. Geochemical and Sm-Nd isotopic study of late Proterozoic ophiolite petrogenesis and tectonic evolution. Precambrian Res, 81: 129–144
Li X H. 1997. Timing of the Cathaysia block formation: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. Episodes, 20: 188–192
Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, et al. 2008a. Configuration and breakup history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Res, 160: 179–210
Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? Earth Planet Sci Lett, 173: 171–181
Li Z X, Li X H, Li W X, et al. 2008b. Was Cathaysia part of Proterozoic Laurentia?—New data from Hainan Island, South China. Terra Nova, 20:

154–164
Li Z X, Li X H, Zhou H X, et al. 2002. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. Geology, 30: 163–166
Li Z X, Zhang L, Powell C M. 1995. South China in Rodinia: Part of the missing link between Austrslia-East Antarctica and Laurentia ? Geology, 23: 407–410
Ling W L, Gao S, Zhang B R, et al. 2003. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze Craton, South China: Implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent. Precambrian Res, 122: 111–140
Liu D Y, Nutman A P W, Compston W, et al. 1992. Remmants of ≥3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton. Geology, 20: 339–342
Liu D Y, Wan Y S, Wu J S, et al. 2007. Eoarchean rocks and zircons in the North China Craton. In: van Kranendonk M J, Smithies R H, Bennett V C, eds. Earth's Oldest Rocks. Amsterdam: Elsevier. 251–273
Liu S W, Pan Y M, Li J H, et al. 2002. Geological and isotopic geochemical constraint on the evolution of the Fuping complex, North China Craton. Precambrian Res, 117: 41–56
Liu X M, Gao S, Diwu C R, et al. 2008. Precambrian crustal growth of the Yangtze Craton as revealed by detrital zircon. Amer J Sci, 308: 421–468
Long X P, Sun M, Yuan C, et al. 2012. Zircon REE patterns and geochemical characteristics of Paleoproterozoic anatectic granite in the northern Tarim Craton, NW China: Implications for the reconstruction of the Columbia supercontinent. Precambrian Res, 222–223: 474–487
Long X P, Yuan C, Sun M, et al. 2011. Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: Evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China. Precambrian Res, 187: 1–14
Long X P, Yuan C, Sun M. et al. 2010. Archean crustal evolution of the northern Tarim Craton, NW China: Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints. Precambrian Res, 180: 272–284
Meng Q R, Wei H H, Qu Y Q, et al. 2011. Stratigraphic and sedimentary records of the rift to drift evolution of the northern North China Craton at the Paleo- to Mesoproterozoic transition. Gondwana Res, 20: 205–218
Menzies M A, Fan W M, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean Craton, China. Geol Soc London Spec Publ. 76: 71–81
Peng P, Bleeker W, Ernst R E, et al. 2011a. U-Pb baddeleyite ages, distribution and geochemistry of 925 Ma mafic dykes and 900 Ma sills in the North China Craton: Evidence for a Neoproterozoic mantle plume. Lithos, 127: 210–221
Peng P, Guo H, Zhai M G, et al. 2010. Paleoproterozoic gabbronoritic and granitic magmatism in the northern margin of the North China Craton: Evidence of crust-mantle interaction. Precambrian Res, 183: 635–659
Peng P, Zhai M G, Li Q L, et al. 2011b. Neoproterozoic (~900 Ma) Sariwon sills in North Korea: Geochronology, geochemistry and implications for the evolution of the south-eastern margin of the North China Craton. Gondwana Res, 20: 234–254
Peng P, Zhai M G, Richard E E, et al. 2008. A 1.78 Ga large igneous province in the North China Craton: The Xiong'er volcanic province and North China dyke swarm. Lithos, 101: 260–280
Peng S, Kuskt T M, Jiang X F, et al. 2012. Geology, geochemistry, and geochronology of Miaowan ophiolite, Yangtze Craton: Implication for South China's amalgamation history with Rodinia supercontinent. Gondwana Res, 21: 577–594
Polat A, Li J, Fryer B, et al. 2006. Geochemical characteristics of the Neoarchean (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume-craton interaction. Chem Geol, 230: 60–87
Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, et al. 2000. First evidence of ≥3.2 Ga continental crust in the Yangtze Craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. Geology, 28: 11–14
Rogers J J W, Santosh M. 2003. Supercontinents in Earth history. Gondwana Res, 6: 357–368
Santosh M, Wilde S A, Li J H. 2007. Timing of Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism in the North China Craton: Evidence from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. Precambrian Res, 159: 178–196
Wang X L, Li X H, Li Z X, et al. 2012a. Episodic Precambrian crust growth: Evidence from U-Pb ages and Hf-O isotopes of zircon in the Nanhua Basin, central South China. Precambrian Res, 222–223: 386–403
Wang X L, Shu L S, Xing G F, et al. 2012b. Post-orogenic extension in the eastern part of the Jiangnan orogen: Evidence from ca. 800–760 Ma volcanic rocks. Precambrian Res, 222–223: 404–423
Windley B F. 1995. The Evolving Continents. 3rd Ed. New York: John Willy and Sons. 2–4, 401–460
Wu F Y, Zhang Y B, Yang J H, et al. 2008. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the Early Archean crustal evolution in Anshan of the North China Craton. Precambrian Res, 167: 339–362

Wu Y B, Gao S, Zhang H F, et al. 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Paleoproterozoic arc related granitoid in the Northwestern Yangtze Block and its geological implications. Precambrian Res, 200–203: 26–37

Xiao S, Bao H,Wang H, et al. 2004. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: Evidence for a post-Marinoan glaciation. Precambrian Res, 130: 1–26

Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. 2007. The crust of Cathaysia: Age, assembly and reworking of two terranes. Precambrian Res, 158: 51–78

Yu J H, O'Reilly S Y, Wang L J, et al. 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 Res, 181: 97–114

Yu J H, O'Reilly S Y, Zhou M F, et al. 2012. 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. Precambrian Res, 222–223: 424–449

Yu J H, Wang L J, Griffin W, et al. 2009. A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China. Precambrian Res, 174: 347–363

Zhai M G, Liu W J. 2003. Paleoproterozoic tectonic history of the North China Craton: A review. Precambrian Res, 122: 183–199

Zhai M G, Santosh M. 2013. Metallogeny of the North China Craton: Link with secular changes in the evolving Earth. Gondwana Res, 24: 275–297

Zhai M G, Santosh M. 2011. The early Precambrian odyssey of North China Craton: A synoptic overview. Gondwana Res, 20: 6–25

Zhai M G, Yang J H, Fan H R, et al. 2002. A large-scale cluster of gold deposits and metallogenesis in the Eastern North China Craton. Inter Geol Rev, 44: 458–476

Zhai M G. 2004. Precambrian Geological Events in the North China Craton. In: Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, et al, eds. Tectonic Evolution of China. Geol Soc Spec Publ, 226: 57–72

Zhan S, Chen Y, Xu B, et al. 2007. Late Neoproterozoic paleomagnetic results from the Sugetbrak Formation of the Aksu area, Tarim basin (NW China) and their implication to paleogeograhpic reconstructions and the snowball Earth hypothesis. Precambrian Res, 154: 143–158

Zhang J X, Yu S Y, Gong J H, et al. 2013. The latest Neoarchean-Paleoproterozoic evolution of the Dunhuang block, eastern Tarim Craton, northwestern China: Evidence from zircon U-Pb dating and Hf isotopic analyses. Precambrian Res, 226: 21–42

Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. 2006a. Zircon isotope evidence for ≥3.5 Ga continental crust in the Yangtze Craton of China. Precambrian Res, 146: 16–34

Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. 2006b. Zircon U-Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China. Earth Planet Sci Lett, 252: 56–71

Zhang S H, Jiang G Q, Han Y G. 2008b. The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China. Terra Nova, 20: 289–294

Zhang S H, Zhao Y, Yang Z Y, et al. 2009. The 1.35 Ga diabase sills from the northern North China Craton: Implications for breakup of the Columbia (Nuna) supercontinent. Earth Planet Sci Lett, 288: 588–600

Zhao G C, Carwood P A. 2012. Precambrian geology of China. Precambrian Res, 222–223: 13–54

Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. 1999. Thermal evolution of two textural types of mafic granulites in the North China Craton: Evidence for both mantle plume and collisional tectonics. Geol Mag, 136: 223–240

Zhao G C, Sun M, Wilde S A. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. Precambrian Res, 136: 177–202

Zheng J P, Griffin W L, Li L S, et al. 2011. Highly evolved Archean basement beneath the western Cathaysia Block, South China. Geochim Cosmochim Acta, 75: 242–255

Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. 2006. Widespread Archean basement beneath the Yangtze Craton. Geology, 34: 417–420

Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, et al. 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. Precambrian Res, 163: 351–383

Zheng Y F, Zhang S B, Zhao Z F, et al. 2007. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoicgranitoids in South China: Implications for growth and reworking of continental crust. Lithos, 96: 127–150

Zhou J C, Wang X L, Qiu J S. 2009. Geochronology of Neoproterozoic mafic rocks and sandstones from northeastern Guizhou, South China: Coeval arc magmatism and sedimentation. Precambrian Res, 170: 27–42

Zhou M F, Yan D P, Kennedy A, et al. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. Earth Planet Sci Lett, 196: 51–67