

中国南大陆古地理与 Pangea 对比

许效松 徐 强 潘桂棠 刘巧红

(地质矿产部成都地质矿产研究所)

[内容提要] 中国南大陆为一构造古地理名称,在地理上包括昆仑、秦岭山脉以南的广大地区,泛称中国南方。这些地区在地质历史演化中分属于扬子陆块、华夏陆块、羌塘-昌都陆块、中咱微陆块,也包括由冈瓦纳陆块群裂解出来的拉萨陆块和印度陆块北缘的江孜地区(雅江以南的中国境内)。塔里木陆块和柴达木陆块在中国古大陆的聚合中裂解、漂移,在早古生代末脱离扬子陆块的群体,与华北陆块聚合。因此,中国南大陆古地理的重建,不仅涉及南方各块体的聚合,还涉及中国古大陆的形成与劳亚大陆和冈瓦纳大陆会聚的关系,以及古特提斯洋的消亡。正是由于中国古大陆记录着多块体的聚合和叠置的洋壳消减带,因而表现出中国大陆上不仅克拉通盆地的稳定性低,也具边缘活动性高的特点。

关键词: 中国南大陆 泛扬子陆块群 Pangea

1 全球三大陆块群和三大洋的构造古地理格架

综观全球地质概貌和东半球的构造地质可以清晰的发现,横亘东西向的特提斯构造明显地把全球分隔为南北两大陆:北部劳亚大陆和南部冈瓦纳大陆^①。而中国古大陆的主体既不属于劳亚大陆也不属于冈瓦纳大陆,而是介于这两个大陆之间的特提斯洋盆系统中的块体,称之为泛华夏陆块群。除此,中国古大陆还包括由上述两个大陆分裂的边缘陆块和北侧的古亚洲洋及边缘造山带^[1]。

1.1 特提斯构造带

笔者理解的特提斯构造带为特提斯洋范围内的洋盆系统与被包围的陆块弧盆及各陆块边缘之间的嵌合和叠加的聚合体。

特提斯洋盆系统在中国的地质历史演化上应包括三个重要分支,由北而南分别为:秦祁昆洋、金沙江-哀牢山-黑水河洋和班公湖-怒江洋。其地质历史演化阶段可分为:原特提斯洋阶段(晚元古代末至早古生代)、古特提斯洋阶段(晚古生代)、中特提斯洋阶段(中生代)和新

① 本文为“三十届国际地质大会”国家计委专项补助项目《中国南大陆古地理与全球对比》

② 名称取自地质辞典解释,1983,地质出版社

特提斯洋阶段(白垩纪至第三纪)^[2,3]。

1.2 冈瓦纳大陆

这个大陆包括现今的南美洲、南极洲、非洲、阿拉伯、澳大利亚和印度,也包括由它分离出的拉萨陆块,我们以冈瓦纳陆块群称谓。其北界的西段以欧洲和西亚一带古特提斯洋的早石炭世末的缝合带为界,帕米尔以东,在我国境内以班公湖-怒江缝合线为界,向东为文冬-劳勿缝合带经帝汶岛北侧至新几内亚(李兴振、许效松、潘桂棠,1995)^[3]。这个大陆在整个古生代期间均保持相对的稳定和统一,晚古生代形成统一的大陆冰川,以冷水动物群和冈瓦纳植物群为特色。

1.3 劳亚大陆

劳亚大陆及其南缘的古亚洲洋在晚元古代即已形成(Ziegler, P. A., 1986; Boulin, J. 1991^[9]; 王荃、刘雪亚, 1991^[20])。

早古生代初由于古大西洋扩张把劳亚大陆解体为劳伦大陆(北美和格陵兰)和欧亚大陆两部分,后者包括波罗的陆块、西伯利亚陆块、哈萨克斯坦陆块和突厥斯坦陆块。

早古生代末,古大西洋中北段消亡复而拼合为劳亚大陆。古大西洋的南段已成为古特提斯洋的一部分,在石炭纪时消亡。

所以劳亚大陆是由多块体组合而成,因而我们以劳亚陆块群称谓。

陆块是以陆壳为基底的块体,具有完整的大陆边缘。由于作者不用板块群表示洋盆中多个独立块体的组合体系,因而单个块体也不用板块称之,而以陆块命名,但两者含义相近。

微陆块也是以陆壳为基底的块体,但现有保留残块的规模小,或未找到完整的大陆边缘,而且与所围绕的陆块在基底性质、演化特征、生物组合等均具有一定的亲缘性和相似性。陆块与微陆块之间以深海槽相隔,也可能是具过渡壳的古弧盆系统和洋壳性质的深海盆分隔,因而其边缘也被不连续的俯冲消减带环绕。

陆块群的含义指具有陆壳基底的各块体存在于同一洋盆系统中,各块体构造古地理位置、漂移和会聚与洋盆的演化具同步效应,因而归属于同一陆块群。

1.4 古亚洲洋

古亚洲洋在晚元古代至古生代期间的演化对中国古大陆的形成有着重要的影响和制约,除西部伸入乌拉尔洋分隔了哈萨克斯坦陆块与西伯利亚陆块外,在我国境内古亚洲洋分野了泛华夏陆块群与劳亚陆块群之间两大陆块群体系。晚古生代末,古亚洲洋的南界为现今天山以北的准噶尔盆地、阿拉善北部和华北的阴山以北,向东至沈阳、阿拉木河至中朝边界一带;其北界即为劳亚陆块群南部边缘,由西向东为新疆的阿尔泰褶皱带、经蒙古阿尔泰至我国大兴安岭褶皱带。南北两个界带均为早古生代和晚古生代褶皱带及其间充填的中新生代断陷、坳陷盆地。现残存的宽度,中国境内西端约 300km、东端约 500km。

古亚洲洋保存的堆积体记录说明,它是个有多阶段洋壳俯冲消减的特点,初始俯冲可能始于奥陶纪,晚古生代为残留洋盆,之后为弧-陆碰撞造山。

在这个深海洋盆中,东西准噶尔海域以北隆起的海岛和岛弧上发育的浅水沉积物和生物区系均与劳亚陆块群中的西伯利亚型动物群和晚古生代安加拉植物群相同,同属西伯利亚区系;天山以南的南天山一带和其向东延伸地域则为华北型、扬子型以及安加拉和华夏植物群的混生带,但仍与华北和扬子陆块上的特提斯暖水型的动物群迥然有别。可见,从构造古地理和生物古地理区系来看,古亚洲洋是分隔劳亚陆块群与其南部中国古大陆主体和特

提斯构造域的分界域。

综上述分析,笔者认为自晚元古代末全球可分为三大陆块群和三大洋(图1)。三大陆块群为:劳亚陆块群、泛华夏陆块群和冈瓦纳陆块群;三大洋为:古亚洲洋、特提斯洋和古大西洋^①。古大西洋的消亡控制劳亚陆块群的聚合,古亚洲洋的消亡把泛华夏陆块群北缘的华北陆块、朝鲜陆块率先与劳亚陆块群拼合;特提斯洋的演化不仅导致泛华夏陆块群内部陆块的裂聚,并导致欧亚大陆的最终聚合。

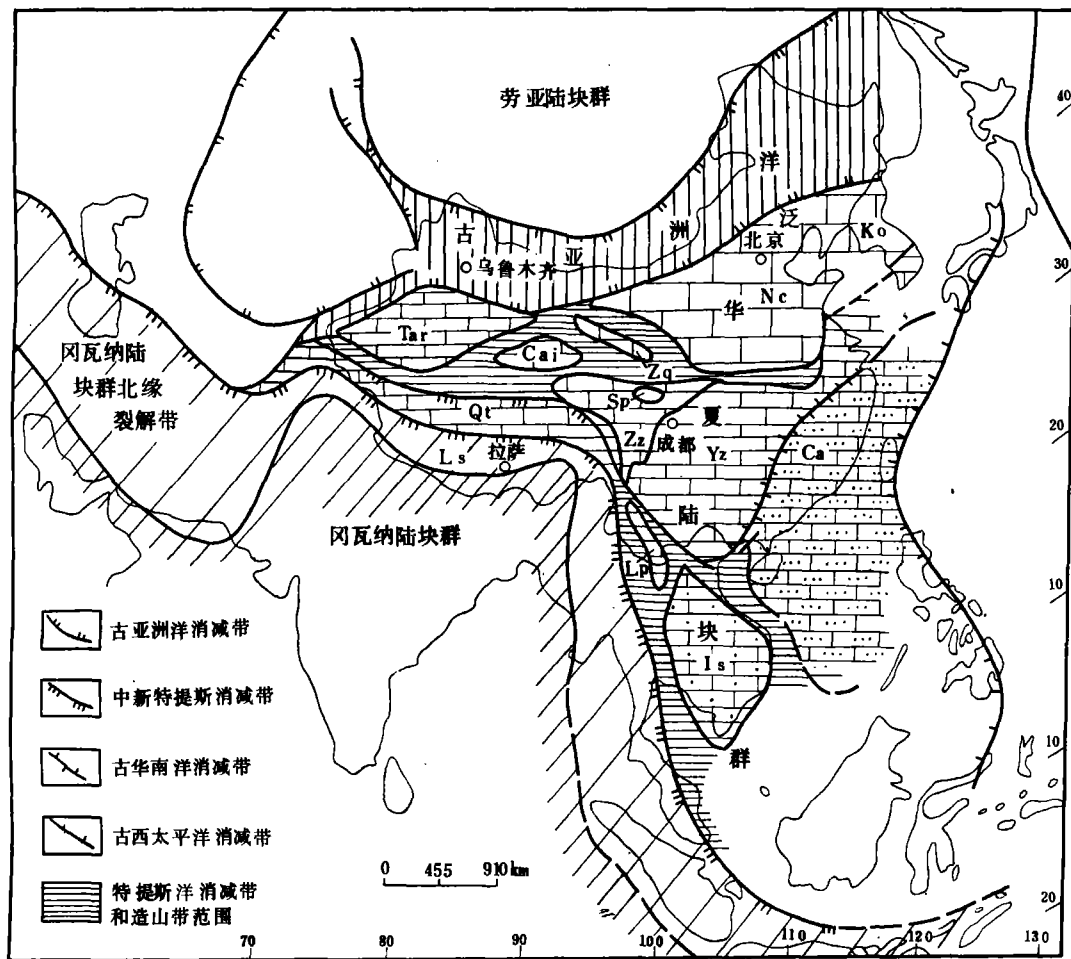


图1 三大陆块群和中国古大陆构架

Nc. 华北陆块; Qt. 羌塘-昌都陆块; Zz. 中咱微陆块; Yz. 扬子陆块; Qai. 柴达木陆块; Lp. 兰坪微陆块; Ca. 华夏陆块; Zq. 中祁连微陆块; Is. 印支陆块; Tar. 塔里木陆块; Sp. 松潘微陆块; Ls. 拉萨陆块; Ko. 朝鲜陆块

Fig. 1 Sketch map showing the framework of three world-wide landmasses and China palaeocontinent

Nc=North China landmass; Qt=Qiangtang-Qamdo landmass; Zz=Zongza microlandmass;

Yz=Yangtze landmass; Qai=Qaidam landmass; Lp=Lanping microlandmass; Ca=Cathaysian landmass;

Zq=Mid-Qilian microlandmass; Is=Indosinian landmass; Tar=Tarim landmass;

Sp=Songpan microlandmass; Ls=Lhasa landmass; Ko=Korean landmass

① 本文不涉及古大西洋的演化,因而不详述。

三大陆块群构造古地理的相关位置,由于特提斯洋和古亚洲洋分隔两个大陆块群的作用,所以泛华夏陆块群介于劳亚陆块群和其南的古亚洲洋与冈瓦纳陆块群之间,由南半球右旋向北漂移,斜向嵌入于两个陆块群之间。

2 泛华夏陆块群组和中国南大陆构造古地理演化纲要

2.1 泛华夏陆块群组

界于古亚洲洋以南与冈瓦纳陆块群之间的特提斯洋盆系统中的泛华夏陆块群,以具有相同的特提斯暖水动物群和华夏植物群为特征。它的构造古地理演化史和独特的生物区系有别于其他两个陆块群的特点,国内外地质界均有共识,但没有独立称谓。有的把扬子归属于冈瓦纳大陆,或认为是亲冈瓦纳的,也有的认为华北是亲劳亚大陆的,但均认为这些陆块与北部的劳亚陆块群和南部的冈瓦纳陆块群的地质演化和生物地理区系不同,具有独立的特点。

对于这个特殊的大陆,早在1907年奥格提出太平洋古陆的概念。我国黄汲清、陈炳蔚(1987)认为太平洋大陆包括西伯利亚的科累马地块、锡霍特阿林、中朝准地台、扬子准地台、华南、印度支那、印度尼西亚、日本、北美西部的太平洋边缘部分以及塔里木,并认为这个大陆较小,建议另设新名。陈智樑、李兴振(1991)认为太平洋大陆还应包括现今太平洋内具有陆壳性质的海底高原并以含有华夏植物群为特征^[4-13]。

本文以劳亚陆块群和古亚洲洋以南,以及与冈瓦纳陆块群之间特提斯洋盆系统中的所有陆块,称为泛华夏陆块群。

泛华夏陆块群有两个体系:北方陆块群和泛扬子陆块群。

1. 北方陆块群 包括华北陆块、朝鲜陆块、以及围绕华北陆块的微陆块,如阿拉善微陆块、二连-锡林浩特微陆块、中祁连微陆块和秦岭微陆块以及中天山微陆块。

华北陆块和朝鲜陆块变形定位后的位置,北临古亚洲洋,其南缘和微陆块(除二连-锡林浩特微陆块以外)之间为早古生代特提斯洋的北支秦祁昆洋。

2. 泛扬子陆块群 包括扬子陆块、华夏陆块、塔里木陆块、羌塘-昌都陆块、柴达木陆块、中咱微陆块、松潘微陆块。这些陆块和微陆块是组成中国南大陆的主体,其中除华夏陆块外,其余陆块和微陆块在晚元古代至古生代期间都与扬子陆块有亲缘关系,因此称谓泛扬子陆块群。

此外,泛扬子陆块群还包括泰马陆块和印支陆块,这两个陆块也具有特提斯型暖水动物群和华夏植物群。

2.2 泛扬子陆块群裂聚和中国南大陆构造古地理

中国南大陆和中国古大陆的聚合史,实际上就是泛扬子陆块群的裂解、调整 and 与华北陆块的聚合以及古亚洲洋和特提斯洋的消亡史,其中有四个重要的阶段。

1. 晚元古代末泛扬子陆块群发生第一次裂解,塔里木陆块和柴达木陆块分离,以右旋漂移和以转换断层方式就位于原特提斯洋北支秦祁昆洋,在早古生代末进入北方陆块群和古亚洲洋体系。

2. 早古生代至早泥盆世初调整后的泛扬子陆块群发生三个重大变革:①扬子陆块和华夏陆块会聚,造成中国南大陆东部第一次聚合为华南陆块,扬子陆块北缘部分地段与华北陆块碰撞和原特提斯洋东段消亡,而西段进入古特提斯演化阶段;②东部会聚的反效应,则发

生对应边的裂解,羌塘-昌都陆块与扬子陆块分离,以及古特提斯洋范围三江岛弧盆系统的演化;③塔里木陆块和柴达木陆块分别与华北陆块及其所围绕的微陆块聚合,构成中国北大陆的雏形。

3. 晚古生代中晚期古亚洲洋消亡,中国北大陆转入陆内会聚。而华南陆块西缘发生第三次裂解,形成甘孜-理塘小洋盆,泛扬子陆块群的主体仍分散在古特提斯洋中,与二叠纪时全球泛大陆的聚合作用相反。

4. 三叠纪是中国南大陆和中国古大陆形成的定型阶段,南大陆以华南陆块为主体斜向由东向西北和西南双向俯冲会聚,嵌合成中国古大陆。同时拉萨陆块从冈瓦纳陆块裂解向北漂移。至喜马拉雅期以陆-陆碰撞型造山嵌合成中国古大陆的现在构架。

中国南大陆和中国古大陆的最终形成,其实质就是泛扬子陆块群的裂解调整和聚合,但它的演化历程涉及两个重要的问题:塔里木陆块的归属和扬子陆块西缘的边界和性质^[5]。

3 泛扬子陆块群中各陆块对比和构造古地理相关性

扬子陆块和塔里木陆块是早古生代泛扬子陆块群的主体,但对塔里木陆块的归属和与扬子以及华北陆块的相关性认识颇有争议。

3.1 塔里木陆块的归属、基底和边缘性质对比

塔里木陆块,黄汲清(1987)曾称为塔里木地台,与中朝地台相连,谓塔里木-中朝地台;李春昱以塔里木-中朝板块称之(1982);王鸿祯把塔里木地台与中朝地台归为同一体系,称中国北部大陆(1985)。国内地学家虽有不同称谓,但颇为赞同这一归属,其依据主要有两点:(1)它的构造位置同处于昆仑-秦岭造山带以北;(2)结晶基底相同,特别是库鲁克塔格 3200Ma(胡蔼琴,1993)的变质岩数据,更加证实了塔里木具有华北陆块基底相同的结晶基底^[14-19]。

近期国内外不少学者对塔里木陆块在地质历史中的古地磁数据和所分析出的古纬度迁移以及生物地理特征等,推测塔里木陆块在早古生代曾在南半球,与扬子陆块相近,于泥盆纪时迁移至北半球。笔者除了依据上述资料外,还根据盆地的沉积序列、演化特征、盆转山过程、海域变化和与其他陆块古地理相关性,以及对结晶基底的认识等,提出塔里木陆块在早元古代应属泛扬子陆块群;在中晚元古代末与扬子陆块分离,以右旋方式由南半球向北半球漂移;在早古生代由特提斯洋盆体系进入古亚洲洋海域,与中天山微陆块第一次对接;晚古生代以后,与古亚洲洋构造域的演化历程同步。因此塔里木陆块的演化具有双重构造属性:早期为特提斯构造,其迁移导致原特提斯洋北支消亡和解体;晚期转入古亚洲洋构造域演化,对中国古大陆西部的聚合起到陆襟的作用。

1. 塔里木陆块基底性质及对比

塔里木陆块内前震旦纪的结晶基底只出露在塔里木盆地的柯坪一带,最老地层为阿克苏群,以蓝闪绿片岩相变质岩为主,厚约 3000m(新疆自治区地质矿产局,1993)^[16],其上被早震旦世巧恩布拉克组或尤尔美那克组的冰碛底砾岩、冰水和冰海砾岩覆盖,并呈角度不整合接触。

阿克苏群,新疆自治区地质矿产局归之为中元古代,与长城系对比,年代跨度 1800—1400Ma 之间。需引起关注的是,塔里木陆块在震旦纪前发生构造变动从而使前震旦系地层发生变质,这次运动在新疆称塔里木运动,与扬子陆块上的晋宁运动相当^[11]。

扬子陆块结晶基底的固结时间与阿克苏群具有一致性,如会理的河口群 1706Ma,大红山群 1794Ma,鄂中崆岭群 2332Ma(四川省地质矿产局,1992)。

如果不同块体结晶基底固结时间一致,应反映这些块体的相邻性并处于同一构造域和相同的构造活动。塔里木陆块基底与扬子陆块基底均为中晚元古代,所以应归属于原特提斯洋盆系统中北支以南的构造域,而华北陆块在中晚元古代为正常浅海沉积,虽有板内裂解活动但没有发生块体间的构造变革,因而也就不会使沉积岩发生变质,因此它与塔里木陆块不可能属于相邻块体和经历同一构造域的变革。

2. 库鲁克塔格和塔里木陆块的关系

现塔里木盆地东北和天山南缘的库鲁克塔格出露的 3200Ma 的老变质岩,应视为中天山微陆块的残体,不能作为塔里木盆地的结晶基底,其理由为:①造山带与陆块边缘衔接区出露的古老岩石应是盖层沉积盆地的直接基底。塔里木陆块盖层沉积为震旦系,出露的基底应以阿克苏群为主。同样,扬子陆块第一个沉积盖层是震旦系,所以在边缘造山带中出露的老地层是震旦纪盆地的基底——晚元古代早期的板溪群和中元古代的四堡群。华北也不例外,在中元古宙的长城纪、蓟县纪时华北就已形成了稳定的沉积盆地,因此出露的基底岩层则是早元古代和太古代的陆核变质岩;②太古代时地球由热状态凝固结的地壳都是孤立的刚性块体,构成克拉通盆地基底中最稳定的核心,呈丘状展布且位于中心地带,其边缘被幕式增生带包围,镶嵌成为褶皱基底,形成统一的陆壳。洋壳俯冲或挤压造山过程,古老结晶基底的动力学特征表现有两方面:一为隆升剥蚀,在稳定区内抬升裸露,如四川盆地、柴达木盆地和华北盆地等都是整体隆升;再有是基底断裂复活,控制上覆沉积盆地的古地理和相环境而结晶基底则深埋。如果把库鲁克塔格的老结晶岩石作为塔里木陆块的大陆边缘带的代表,其可能性的疑点很多;③一个与古陆地相连的盆地,其构造古地理的格架:一侧是稳定的克拉通浅海盆地,另一侧是大陆边缘带,为自然延伸的大陆架、陆坡、陆隆至深海洋盆。克拉通盆地的基底为陆壳,向大洋方向应为过渡壳,在下部大陆架不可能有古老的陆核,更不具有更深的构造层基底,否则的话这一地区则又是克拉通盆地而不是大陆边缘了。所以当大陆边缘卷入造山带中不可能有比盖层沉积盆地直接基底更老的构造层。如果存在老陆核则可能是微陆块或是后期挤压时的剥离岩片。

鉴于以上特征,笔者认为塔里木陆块周围造山带中的太古代基底岩石可能都是微陆块,包括库鲁克塔格-星星峡微陆块、天山褶皱带(新疆自治区地质矿产局,1993)中的克孜勒塔格至帕尔岗塔格、额尔宾山和博斯腾湖以北等,除此还包括伊犁微陆块(可能是哈萨克斯坦的一部分)。这些微陆块散布在古亚洲洋的南缘,统称为中天山微陆块。微陆块上的晚元古代末期的沉积序列和演化特征,基本上与华北陆块上沉积盖层的演化相同,而且最先与华北陆块拼接,总体上它们应归属于华北陆块周缘的微快体^[20]。

3.2 陆块沉积序列和古地理对比

塔里木陆块各断代沉积盆地的沉积-构造-古地理演化及关键界面等,在晚元古代末至早古生代与扬子陆块相同,晚古生代与古亚洲洋盆的构造演化序列相近,两者均与华北陆块迥然有别。

3.2.1 震旦纪冷事件和冰碛岩

塔里木盆地震旦纪的冷事件,国内地质界均认为有两次,其沉积记录为上下两个冰碛层(图 2):下部巧恩布拉克组,厚约 8000m,为中细粒长石石英砂岩、粉砂岩夹海相冰碛砾岩,

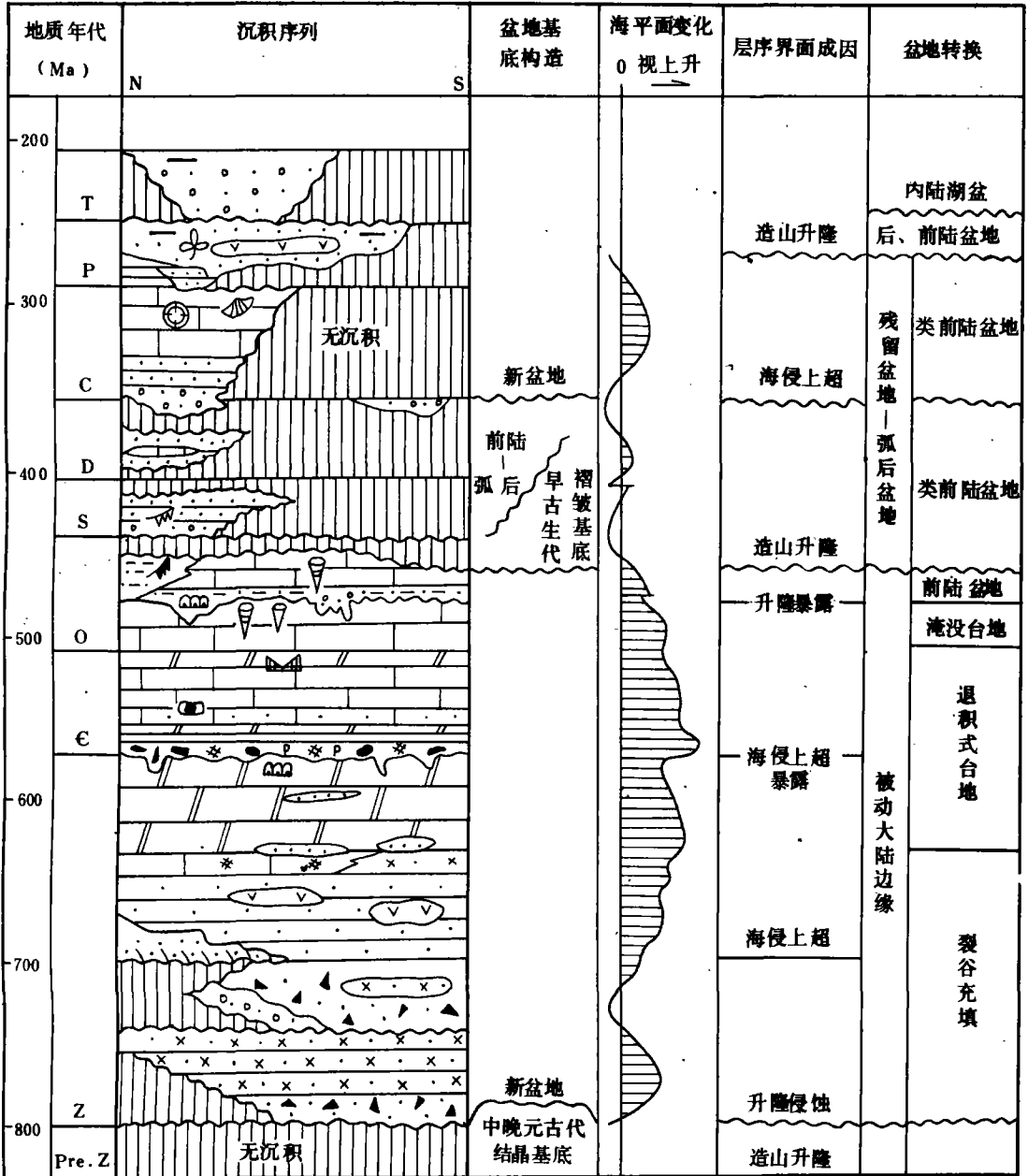


图 2 塔里木陆块沉积序列和盆地转换(图例见图 4、6)

Fig. 2 Sedimentary sequence and basin transformation in the Tarim landmass

(See Figs. 4 and 6 for explanation of the symbols)

向上变浅为含砾泥岩。这套碎屑岩为浊流和冰海沉积物,有的称下冰碛层。高振家(1985)认为与扬子下震旦统古城组和长安组相等;上部尤尔美那克组,称上冰碛层,厚度<100m,为陆相紫红色块状冰碛砾岩、粉砂岩和板岩,代表大陆冰川、冰水和冰浅海沉积物。包含的微体植物化石与扬子陆块上的南沱冰碛岩相当(高振家,1985)^[19]。

扬子陆块上的冷事件也发生在早震旦世,近克拉通边缘有两套冰碛物(图 3),盆地背景为被动大陆边缘早期裂谷盆地和大陆海泛旋回^[21],与塔里木陆块的冷事件相同。相当时限

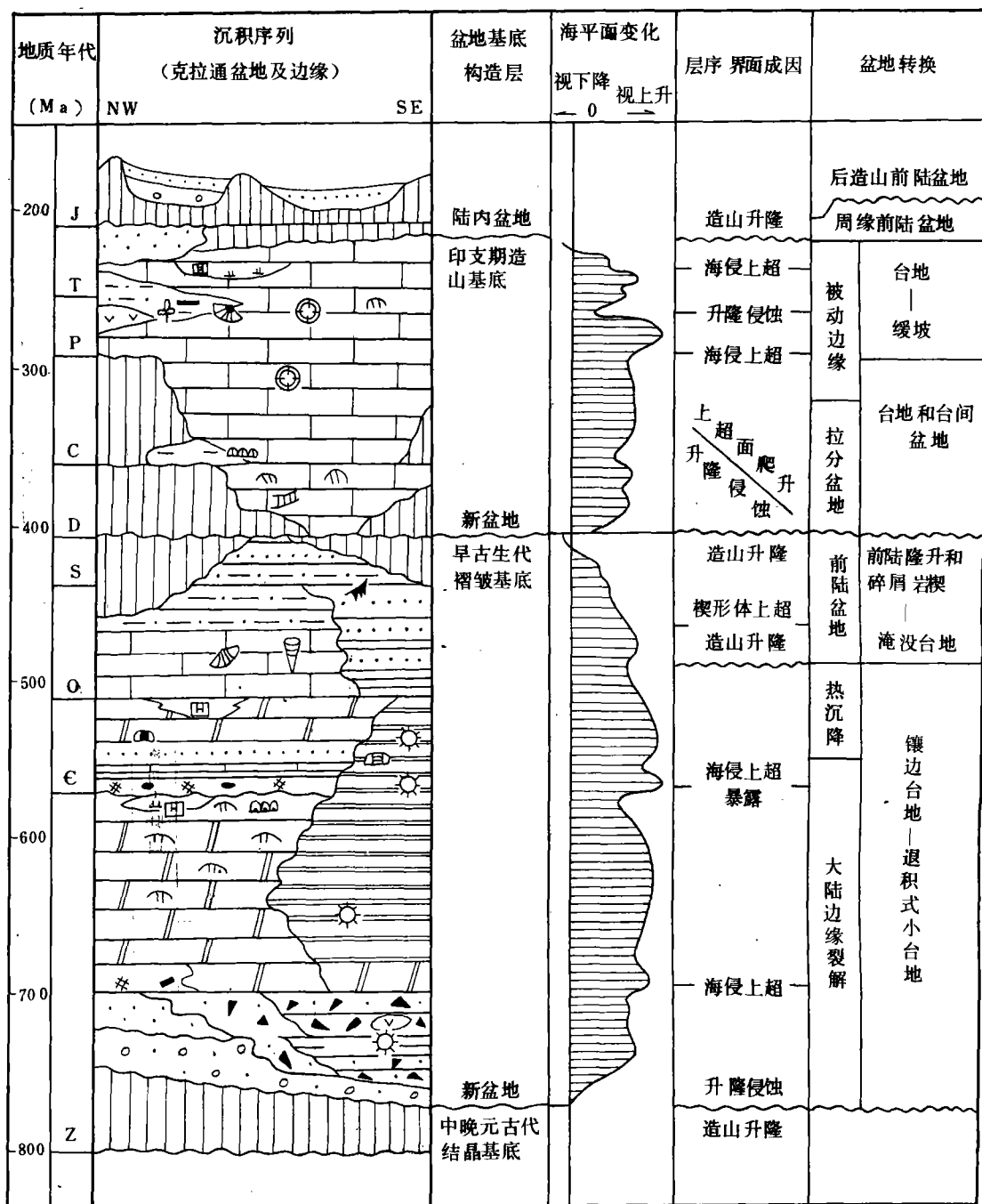


图3 扬子陆块沉积序列和盆地转换(图例见图4.6)

Fig. 3 Sedimentary sequence and basin transformation in the Yangtze landmass

(See Figs. 4 and 6 for explanation of the symbols)

内的华北陆块不仅无早震旦世的冰碛物,而且在克拉通至少有200Ma的沉积间断(图4),华北的南缘只有晚震旦世或早寒武世的冰碛物。

沉积记录的特征反映了盆地的构造古地理位置和陆块的归属。显然,塔里木和扬子陆块属原特提斯海域,而华北陆块则受古亚洲海域的影响,虽都处于南半球,但前两者的纬度高,

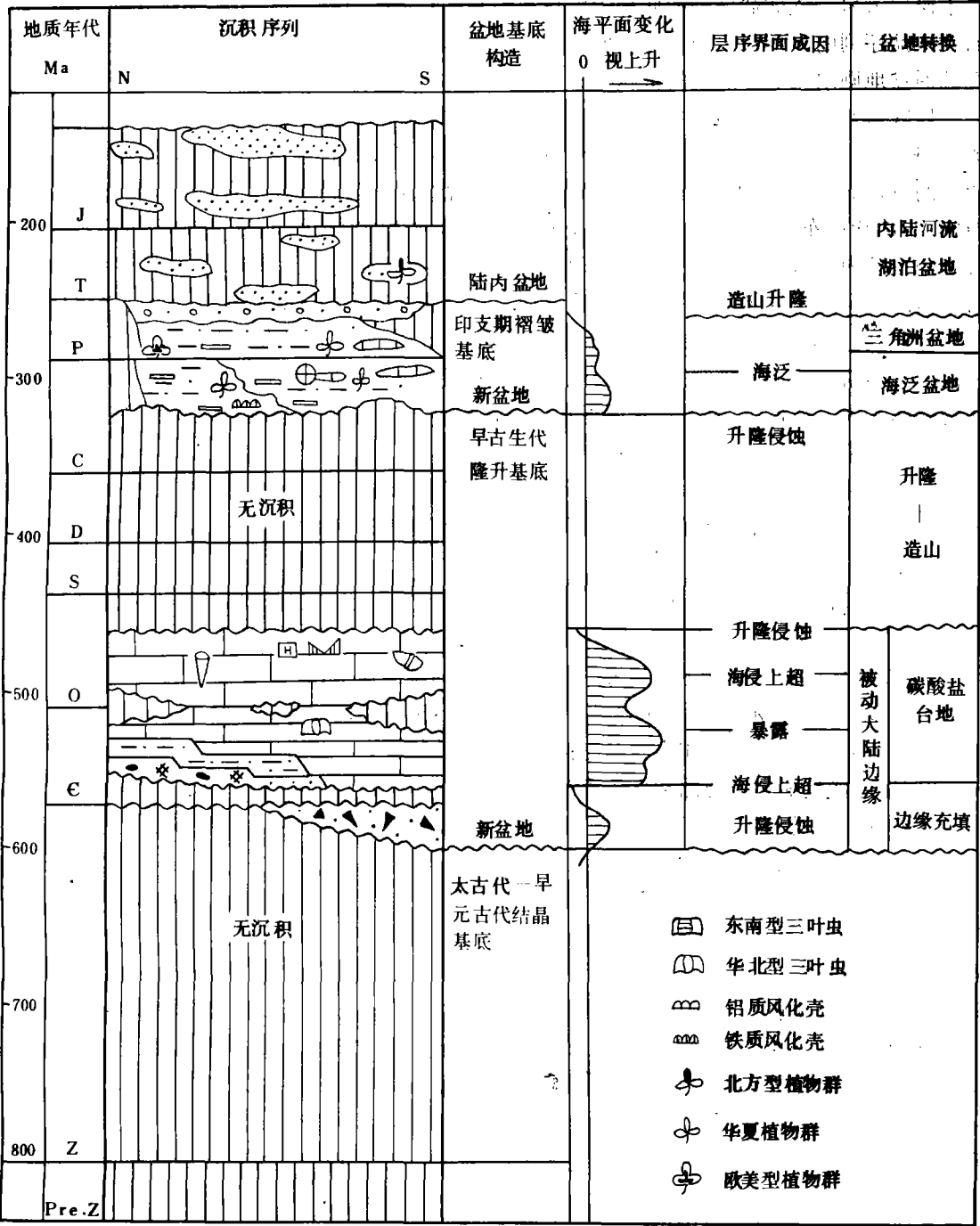


图 4 华北陆块沉积序列和盆地转换(图例见图 6)

Fig. 4 Sedimentary sequence and basin transformation in the North China landmass
(See Fig. 6 for explanation of the symbols)

而后者的纬度低。

3.2.2 晚震旦世碳酸盐台地和海平面下降

由图 2 和图 3 可以看出,塔里木陆块和扬子陆块在晚震旦世已形成雏始碳酸盐台地,发

育了藻白云岩。碳酸盐序列的底部为海侵上超和大陆边缘裂谷充填、组构退积式的小台地,而碳酸盐序列的顶部都表现为海平面下降引起的暴露和喀斯特化作用。对比华北陆块上的克拉通盆地则缺失这一阶段的沉积物。

以晚震旦世奇格布拉克组为代表的藻白云岩,标志着塔里木陆块维始碳酸盐台地的形成,沉积了厚约 200m 的粉晶白云岩,微古植物组合与扬子区的峡东和川西地区相似,不属于华北的胶辽徐淮区系(李国雄等,1982)。奇格布拉克组藻白云岩的顶面发育了稳定的古溶喀斯特,为层状展布,由地表露头和探井资料证实该溶蚀带的厚度约 15m,在柯坪至沙雅数百公里的宽度内均可追踪(刘树晖等,1991)。该古喀斯特顶面为一洞穴带,表面起伏约 1m 左右,溶孔、溶洞呈不规则状沿层理面穿插连通。洞空中的充填物除碳酸盐溶蚀后的红色白云质泥外,主要是溶蚀的白云岩和藻白云岩碎块,杂乱堆积,并有石灰岩薄壳而陆源砂砾极少。因此古溶喀斯特的形成机制主要是由晚震旦世的碳酸盐沉积后,发生了海平面下降,使得沉积物暴露于大气条件下,发生淡水淋滤和溶解作用,构成了它与上覆地层之间的层序不整合界面为暴露不整合。

扬子陆块晚震旦世陡山沱组和灯影组磷矿和藻白云岩组构了退积式的台地,由东向西推覆。晚震旦世晚期在台地的中心为蒸发盐坪台,有淡水掺入的钙芒硝石盐组合,边缘为古暴露面^[21]。

灯影组顶面的古喀斯特化作用在上扬子碳酸盐台地上分布广泛,以云南昆阳地区最典型。灰岩顶面呈高差约 0.4—3m 的溶蚀坑,坑底较平坦,不发育溶蚀漏斗,反映构造升降不明显,喀斯特化形成的机制主要是海平面下降引起的碳酸盐溶蚀。

可见,塔里木和扬子陆块在晚震旦世末碳酸盐台地发生同时性的暴露,代表两陆块为同一海域的相邻块体,由此也作为归属泛扬子陆块群的佐证。

3.2.3 早寒武世最大海泛面和含磷序列

早寒武世在塔里木陆块和扬子陆块上均表现为最大海泛面超覆,其地质记录为早寒武世梅树村期的含磷沉积和筇竹寺期的黑色页岩。

塔里木陆块古溶蚀面之上为早寒武世玉尔吐斯组含磷硅质岩和白云岩,分布于阿克苏和柯坪塔格。典型剖面为苏盖特布拉克磷矿,厚 14m,一般为 13—35m,底部为黑色含磷硅质岩,含磷结核和海绿石磷块岩,向上有含磷、铀、钒的黑色碳质页岩;中部为薄细砂岩、页岩和硅质岩夹钙质磷块岩;上部为薄层状白云岩、瘤状白云岩和砂屑白云岩。含磷序列中含有丰富的软舌螺化石及单板类,据高振家(1981)和新疆地质矿产研究所和第一区调大队(1990)研究,该组的软舌螺化石有两个组合:第一组合以 *Circothea* 为主;第二组合为 *Circothea* sp., *Zhijinites*, 这两个组合与扬子陆块昆阳磷矿梅树村剖面软螺带第 2、3 化石带相同,缺少第一化石带,但无疑可定为梅树村期,与黔西的戈仲伍段、川西的麦地坪段及鄂西黄鳊洞段均可对比。

扬子陆块早寒武世磷矿以昆阳为代表,剖面序列与柯坪相同,下部为磷矿层,上部为白云岩(大海段)。矿石结构均为砾屑磷块岩、藻屑磷块岩,底部有多种形态的磷结核。

华北陆块所处的海域基本不具上升洋流的成磷环境,其南缘虽然发育了早寒武世沧浪铺期辛集组含磷地层(图 4),但不具磷块岩的特征,为磷质胶结的砂岩,从含磷性和海侵的时间上均不能与前两陆块对比。

3.3 大陆边缘碳酸盐台地序列及演化

3.3.1 构造和沉积演化模式

扬子陆块和塔里木陆块在古生代都发育了被动大陆边缘碳酸盐台地,其碳酸岩台地的生长序列、层序类型、关键界面以及台地消亡方式等,均可与经典被动大陆边缘构造演化和沉积演化模式相同。

被动大陆边缘盆山转换过程,即构造演化模式为:早期裂谷阶段、晚期裂谷阶段、被动大陆边缘热沉降阶段、前陆盆地阶段和后前陆逆冲造山。沉积演化可分为:裂谷充填沉积、碎屑岩陆架、泥质陆架、钙质陆架、碳酸盐缓坡和碳酸盐台地。

碳酸盐台地消亡发生在前陆盆地的早期阶段,碳酸盐台地由淹没台地转为向上变浅序列。前陆隆起带为变浅暴露,中断碳酸盐生长。前陆膨胀带靠近沉降区经变深再变浅序列后被磨拉石充填。

3.3.2 南大陆碳酸盐台地

南大陆由晚震旦世至古生代末期发育了两次碳酸盐台地(刘宝珺和许效松等,1993)^[21]。

晚震旦世至早古生代的碳酸盐台地建筑在扬子陆块克拉通上至大陆边缘的上部大陆架。早震旦世为裂谷充填沉积;晚震旦世在克拉通上形成雏始台地,早寒武世沧浪铺期由克拉通至大陆边缘构筑了碎屑岩陆架,早寒武世龙王庙期发育碳酸盐缓坡;中晚寒武世构成镶边碳酸盐台地。台地消亡于奥陶世至早志留世,由淹没台地转为前陆磨拉石充填,克拉通上则为升降暴露。

晚古生代碳酸盐台地建筑在扬子和华夏陆块聚合后的褶皱基底上。新盆地率先在拼接的边缘带上构筑成台地和台间盆的构架,小台地上的碳酸盐也遵循由碎屑岩陆架向钙质陆架的转换过程,并形成海侵型阶梯式爬升模式(许效松、牟传龙等,1993)。早二叠世时,主体海平面上升超覆在上扬子克拉通上,发育了华南碳酸盐缓坡,至早三叠世演化为镶边台地。碳酸盐台地的消亡与华南陆块边缘转为前陆盆地同步,除克拉通上暴露侵蚀外,边缘均被磨拉石充填。

3.3.3 塔里木陆块碳酸盐台地

晚震旦世至早古生代塔里木陆块发育的碳酸盐台地,几乎与扬子陆块同步,而且具有相同的演化序列(对比关系见图2和图3)。

碳酸盐发育的基座建筑在碎屑岩陆架上,如苏盖特布拉克组海相砂岩超覆在早震旦世的冰碛岩之上。该组顶部的砂质灰岩和白云岩可视为碳酸盐缓坡。

由前述可知塔里木陆块上的碳酸盐台地在晚震旦世形成雏形,经早寒武世最大海泛后转为碳酸盐发育的高峰期,形成镶边的碳酸盐台地,至早奥陶世在克拉通上沉积了厚约2000m的灰岩、白云岩和蒸发岩。

塔里木碳酸盐台地演化的转折,可能始于早奥陶世的晚期,显著的标志是台地西北缘下奥陶统上部至中奥陶统的地层出现了两个由浅变深的沉积序列。下部以萨尔干组黑色笔石页岩为代表,上部以其浪组泥岩为代表的变深序列,淹没了碳酸盐台地。

中奥陶世晚期至志留纪为前陆盆地阶段,早古生代的塔里木盆地转入弧后前陆盆地阶段,北缘的前陆膨胀带在晚奥陶世初转为隆起带,俗称塔北隆起,使早古生代碳酸盐沉积由向上变浅至暴露,形成古喀斯特面,后转为砂泥坪环境,结束了碳酸盐岩沉积作用。

3.3.4 华北陆块碳酸盐台地

从图4可看出,华北陆块在早古生代发生沉积作用的时间只占这一阶段地质历史的一半,在古隆起的克拉通上,早寒武世沧浪铺期和龙王庙期从南、东两个边缘形成推向克拉通的海岸上超,近北侧的陆源区有碎屑岩沉积,克拉通上则为碳酸盐覆盖,至早奥陶世末因隆升结束了碳酸盐沉积作用。

华北早古生代的碳酸盐盆地可能是个平台式的大台地,北部因古亚洲洋的俯冲形成一“长寿古陆”,西部在贺兰山、桌子山一带可能是个南北向的陡岸边,发育有碳酸盐滑塌堆积,南缘只保留有上部大陆架的沉积,而东缘面貌不清可能被走滑转换断层破坏。

早古生代泛华夏陆块群的边缘发生洋壳俯冲,使陆块间的某一段发生俯冲碰撞,其构造活动的记录在扬子陆块群中明显,华北陆块由于古亚洲洋向南俯冲使华北北缘保持长寿古陆。华北西缘形成祁连山早古生代弧-陆碰撞造山带,南缘与秦岭洋的“点式”碰撞效应等,在克拉通上均表现为明显的隆升(或称整体抬升),海平面快速下降,碳酸盐向上变浅,形成暴露的藻丘和古喀斯特风化面。

4 泛扬子陆块群调整与中国南大陆聚合

特提斯洋盆体系中的泛华夏陆块群自晚元古代就已形成构架,由泛扬子陆块群为主体拼合的中国南大陆,其聚合的过程涉及三个问题:(1)古亚洲洋消亡;(2)泛扬子陆块群调整;(3)特提斯洋的消亡。贯穿这些问题的中心是笔者对板块构造和洋壳消减的基本观点和解释南大陆聚合过程的思路。

4.1 板块间构造活动的基本观点

全球板块构造活动和一个威尔逊旋回,其实质是地球内部各层圈之间的动力转换,以及各种动力作用的调整和新的平衡。板块活动简单地概括为板块间的离散和聚合的成对效应。由于本文的研究内容涉及陆块裂聚和古大陆的形成,因而强调板块间的演化过程和动力学作用的方式,笔者认为可能有两个基本特点。

4.1.1 演化过程的长期性和阶段性

任一块体,无论是陆块的分裂或洋壳俯冲和碰撞,都经过点、线、面三个阶段的演化过程。点式接触(简称“点触”,下同),即两板块对接时先以某个点部位接触;“线触”,则为两板块间的某一段的边界嵌合;而“面触”应以会聚结束转为陆内挤压前的这一过程。因此两个板块间的俯冲消减,绝不是一次周期就可发展为陆-陆碰撞,世界上和我国造山带的多期性、复合性,以及新建立的岛弧造山或碰撞类型即可以说明。

以会聚过程而言,板块的碰撞过程首先是点式接触。不同观点或学派的地质学家对我国大陆的造山带均承认其首次碰撞的“不彻底性”,或存在不同时期的残留盆地。

何谓“不彻底性”,笔者认为其原因就是古大洋消亡的长期性。板块构造活动旋回和周期由裂解到聚合,这一过程至少要经过数亿年或1000Ma以上。古华南海自中元古代存在以来,它的两次消减过程的总和为1300Ma,如果按许靖华提出印支洋的观点(1987、1992)来看,古华南海的演化至少有1500Ma。本文不论述学派观点之争,而是说明大家公认的事实,即古华南海的存在和消减过程为长期的多次演化的叠合^[13]。

秦岭造山带的复杂性和秦岭洋的消亡^[22],即使以印支期陆内会聚作为结束的话,其洋壳的演化至少有600Ma,其间多次在不同地段部位的弧盆裂聚后,导致最后碰撞造山。因此,由于洋壳消亡的长期性,必然决定了其消减方式,首先是“点触”。该点是板块的外凸部分

或是岬角。或者是板块的某一部位先与周边的微板块碰撞。很多实例表明,造山带中不仅蛇纹岩为点式分布,就是不同时期的岛弧记录也都呈点式分布,便是先以“点触”会聚的证据^[23-25]。

板块间构造活动由“点触”发展为“线触”可能是会聚过程的重要阶段。在一个威尔逊构造旋回中,这个阶段占有相当长的时限,由于动力调整和平衡,这个阶段也可能具有多期重复性。笔者认为两个板块的某一段边界,如果以岛弧为缓冲带,形成洋-弧碰撞和弧-陆碰撞,其结果只能认为两个块体在某一部位已嵌合,二者之间不会象手风琴似的再次张开,在造山带中尚无确切的洋壳闭合后又在原地打开的实例,所发生的只能是弧后裂谷,或是基底结合带的复活,它可控制盆地的格架和性质,但不可能是新洋盆。古大西洋的加里东造山和现在大西洋裂谷也不是在相同的构造线上再次裂解。

4.1.2 杠杆原理和力偶作用可能也是板块间构造活动的普遍规律

两个板块会聚或洋壳俯冲时,如果以大陆板块的陆核部分相当于支点的位置,当板块边缘的某个部位受力后(加力点)则可在另一端边缘产生与受力方向相反的力,就象两个方向相反的力偶一样。也就是说某个边缘发生俯冲碰撞,沿着板块相应的另一边缘,则出现离散或裂解(图5),这个原理可用来解释在加里东造山时,板块的另一边缘为何有海西期的洋盆出现,此现象也可视为板块间第一次“点触”或“线触”,其余尚未会聚。点、线段被转换断层所截,在原洋盆基础上持续扩张,导致第二次会聚,因此洋壳俯冲消减的多阶段性则不难理解。

晋宁期,古华南洋双向俯冲在扬子陆块和华夏陆块的两个边缘,所形成的岛弧带为主受力点,作用在两个陆块上所产生的反向力都集中在浙西一带,因而形成皖南-浙西前陆盆地,而弧后则为拉张背景。同样,加里东旋回扬子陆块和华北陆块的点、线接触在商丹之间,它们的反向力在商丹段的東西两侧都是右行旋转,因而也造成扬子陆块在江山以东与华夏陆块首先缝合,商丹以西则形成晚古生代加强的陆间裂谷。这种力偶的反向旋转在板块会聚过程中具有普遍性,我国造山带的构造行迹,都表现为板块间的斜向俯冲为主,因而更增加了块体运动动力效应和动力分解的复杂性。

4.2 古亚洲洋消亡

古亚洲洋自晚元古代以来就成为劳亚大陆中西伯利亚板块(李春昱等,1982)与中国华北陆块和晚古生代的塔里木陆块之间的大洋^[26]。仅根据奥陶纪和二叠纪的古地磁数据(周清杰、郑建京,1990),塔里木陆块由南向北漂移所占据的古亚洲洋的位置,恢复其宽度至少在6000km以上,相当于大西洋最大的平均宽度^①。古亚洲洋消亡历史很长,可能由晚元古代末至晚古生代晚期,以双向俯冲和岛弧为洋-陆转换带,形成弧-弧和弧-陆碰撞造山。西段在准噶尔、阿尔泰为晚石炭世,东段在大兴安岭一带为早二叠世,以后分别转为陆内会聚造山,形成欧亚大陆。

古亚洲洋的东段于大兴安岭和华北陆块北缘之间的宽度,代表了保存的洋盆范围和俯冲碰撞造山带,其间有北山、二连-锡林浩特和佳木斯微陆块,以及大兴安岭以南的小岛陆。

古亚洲洋的西段,在阿尔泰和天山褶皱带之间的准噶尔盆地是个颇有争议的问题,笔者认为准噶尔盆地的基底是古亚洲洋的残余洋壳,除中天山微陆块以外,以准噶尔盆地范围所代表的古亚洲洋尚未发现有微陆块的记录。根据西准噶尔唐巴勒混杂岩(冯益民,1991)中的

① 大西洋平均宽度 2000—6000m, 百科全书, 1990。

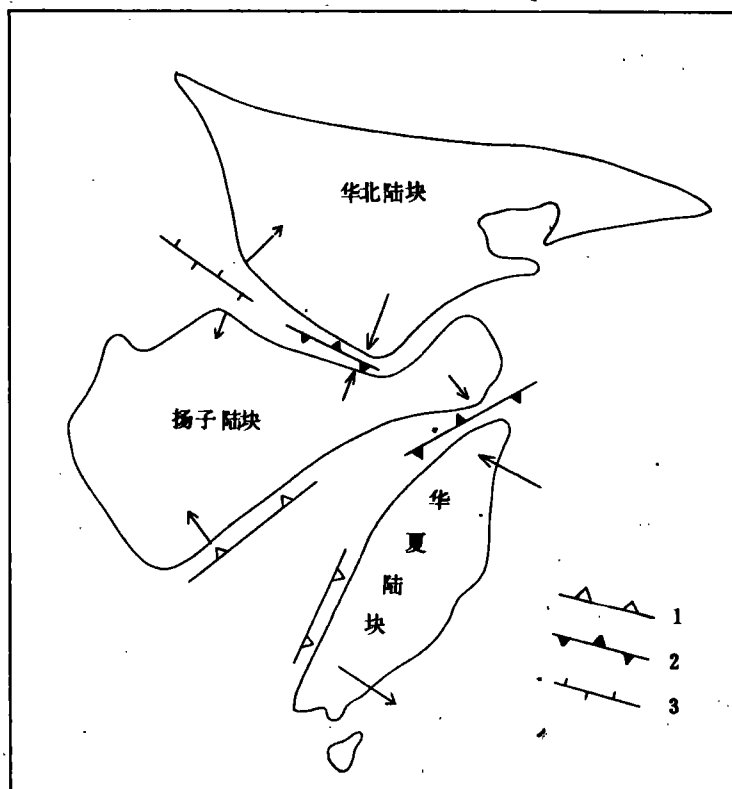


图5 扬子陆块、华夏陆块和华北陆块碰撞模式

1. 俯冲方向, 箭头示反向力; 2. 碰撞带, 箭头示正向挤压力; 3. 扩张带, 箭头示与挤压力相反的反向力
(注: 箭头长度示力的相对大小)

Fig. 5 Model showing the collision of the Yangtze landmass with the Cathaysian and North China landmasses

1=subduction direction. The arrows indicate the reverse force; 2=collision zone.

The arrows indicate the positively compressional force; 3=spreading zone.

The arrows indicate the reverse force opposite to the compressional force.

Note that the length of the arrows points to relative intensity of the forces.

沉积块体, 推测准噶尔应有寒武纪的洋盆沉积物。东西准噶尔和天山加里东造山带根据国内地质学家对蛇绿岩多年的工作(张良臣, 1985; 肖序常、冯益民、汤耀庆, 1990; 新疆自治区地质矿产局, 1993), 已无疑义视为古亚洲洋西段的第一次俯冲消减。西天山加里东造山带可能是塔里木陆块从泛扬子陆块群分离后, 从原特提斯洋向北右旋漂移, 造成与中天山微陆块之间向北的俯冲和岛弧系列, 塔北缘和南天山之间早古生代西伯利亚型动物和特提斯型动物混生现象^[29], 也可佐证塔里木陆块在迁移中位于两个洋盆体系的交界处。志留纪末或晚古生代, 准噶尔洋盆因第一次消减转为残留洋盆和俯冲岛弧体系, 在三维空间上组构成复杂交错的火山岛弧和火山碎屑浊流盆地(图6)。浊流水道充填末端变陡或火山岩形成基座以及高出深海底的岛弧上, 发育浅水碳酸盐和底栖生物, 在热活动的间隙期可造礁, 因此在古亚洲洋中仍不失有小的碳酸盐台地, 以及被热事件中中断形成崩落、滑塌造成的巨大的灰岩砾屑和倒落的碳酸盐块体, 堆积在浊流盆地中。

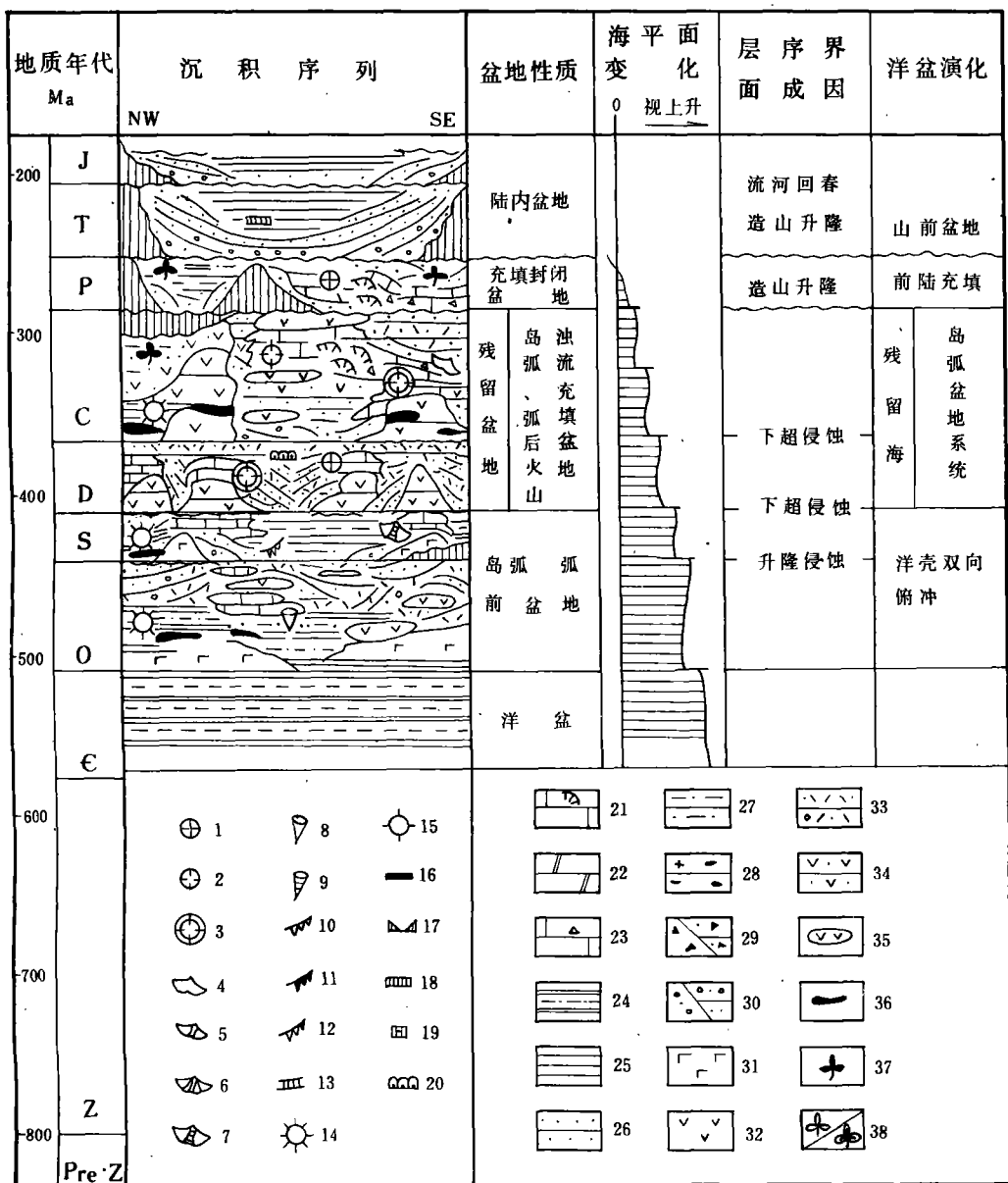


图 6 古亚洲洋充填序列和洋盆演化

珊瑚: 1. 北方型; 2. 冷水型; 3. 特提斯型; 腕足: 4. 西伯利亚型; 5. 华北型; 6. 南方型; 7. 图瓦贝; 头足: 8. 华北型 (图上符号小的为混入, 其他亦同); 9. 南方型; 笔石: 10. 华北型; 11. 南方型; 12. 滇西藏东型; 13. 南方型床板珊瑚; 14. 放射虫; 15. 浮游型动物; 16. 煤层; 17. 石膏; 18. 油页岩; 19. 石盐及蒸发岩类; 20. 古喀斯特; 21. 碳酸盐及礁滩; 22. 白云岩; 23. 砾屑和砂质碳酸盐; 24. 硅质岩组合; 25. 页岩; 26. 砂岩; 27. 粉砂岩; 28. 海绿石, 磷结核; 29. 冰碛岩 (陆相/海相); 30. 冲积砾岩/砂砾岩; 31. 玄武岩; 32. 中基性火山岩; 33. 凝灰岩, 凝灰质砂砾岩; 34. 火山碎屑岩; 35. 火山熔岩; 36. 蛇绿岩和枕状熔岩; 37. 安哥拉植物群

Fig. 6 The filling sequence and evolution of the Palaeo-Asian Ocean

Corals, 1=North China-type; 2=cold water-type; 3=Tethyan; brachiopods; 4=Siberian; 5=North China-type; 6=South China-type; 7=Tuvaella; cephalopods; 8=North China-type; 9=South China-type; graptolites; 10=North China-type; 11=South China-type; 12=West Yunnan-East Xizang-type; 13=South China-type tabulates; 14=radiolaria; 15=planktonic organisms; 16=coal seam; 17=gypsum; 18=oil shale; 19=halite and evaporitic rocks; 20=palaeokarst; 21=carbonate and reef bank; 22=dolostone; 23=gravelly and sandy carbonate; 24=siliceous rock association; 25=shale; 26=sandstone; 27=siltstone; 28=glaucinite and phosphate nodule; 29=tillite (continental/marine); 30=alluvial conglomerate/sandstone and conglomerate; 31=basalt; 32=moderate-basic volcanic rock; 33=tuff and tuffaceous sandstone and conglomerate; 34=pyroclastic rock; 35=volcanic lava; 36=ophiolite and pillow lava; 37=Angola flora

泥盆纪至石炭纪,准噶尔洋是个收缩型的残留洋盆,地质记录反映为双向俯冲的特点。

1. 沿阿尔泰山南缘和天山都有岛弧火山岩和蛇绿混杂岩带(肖序常等,1990;新疆自治区地质矿产局,1993)呈后退式排列,向盆内收缩。

2. 残留洋盆南北两侧的背景是半深海至深海环境,海底火山熔岩流、火山碎屑流和浊流是盆内各种物源堆积物沉积的主要水动力条件,以及各种条件的交叉和混合效应,因而在各种物源堆积体、巨砾混杂的切谷充填和水道充填体之间都呈侵蚀、冲刷接触,往往造成地质接触关系为不整合的假象。

3. 堆积体之间的相序规律不明显,但由于突发的事件堆积作用易形成向上变浅的序列,碳酸盐小台地或生屑碳酸盐、砂屑浅滩等在残留盆地中呈点式散落,厚仅数米或数十米,面积不超过数百平方米,在三维空间上均被事件堆积物削截。

4. 由南北两侧向残留盆地中心方向,细屑浊积岩和硅质岩增多,在纵向序列上较稳定,出现连续厚百余米的稳定段,在和什托洛盖以南还见有等深流的沉积特征,说明由两侧向中心变深,可能属陆坡以下的古地理环境。

5. 石炭纪时残留洋盆收缩,除岛弧蛇绿岩带前进外,盆地内还有三种明显的特点:一是碳酸盐体的厚度和范围比泥盆纪时扩大;二是正常沉积岩在时空上较稳定,盆内的沉积机制趋向单一化;三是浊积水道充填物中以粗粒为主,除火山岩砾外,含有较多的保存完整的多个生物化石组成的结核,呈10—20cm的砾石状。这些沉积特征都说明石炭纪时盆地收缩、水道砾以近源为主。

古亚洲洋残留洋盆消亡方式,笔者认为主要是盆地的充填作用导致海盆填满,海平面相对下降,被上覆沉积物埋藏封闭。最明显的记录是石炭系和二叠系之间没有造山不整合,西准噶尔盆地基底显隆升,因而缺失晚二叠世沉积。准噶尔盆地的东部,二叠系与石炭系以及上、下二叠统之间均为沉积水道侵蚀接触,上二叠统下部地层表现为由海相渐变陆相河流沉积的特点。这些特点反映出阿尔泰山和天山之间的残留盆地充填消亡,二叠纪后为造山前陆盆地和山前磨拉石充填及汇水湖泊沉积。

4.3 泛扬子陆块群调整和特提斯洋演化

4.3.1 调整后泛扬子陆块群

晚元古代晚期至早古生代是原特提斯洋盆系统中泛扬子陆块群的第一次调整和重新组合阶段(图7、8)。调整后的构造古地理格架有四个特点:①古华南洋消亡,扬子陆块和华夏陆块聚合为华南陆块,构成中国南大陆主体的核心部分(图8);②原特提斯洋北支秦祁昆洋东段消减,华北陆块和扬子陆块在商丹段点式聚合;③塔里木陆块和柴达木陆块从泛扬子陆块群西部分离,以右旋向北漂移并以转换断层形式分割了秦祁昆洋的统一体系。塔里木陆块北缘与古亚洲洋的中天山微陆块碰撞转为弧后盆地;④调整后的泛扬子陆块群东部聚合,西部解体。

羌塘-昌都陆块、中咱微陆块以及兰坪微陆块等的独立称谓始于早古生代末至早泥盆世初,这些块体以弧后扩张的动力机制从早古生代扬子陆块西缘分离(潘桂棠,1995),其间形成可可西里-金沙江窄洋盆和甘孜-理塘窄洋盆,并转入古特提斯洋的发展阶段(泥盆纪至二叠纪)。

因此,调整后的泛扬子陆块群的构造格架,总体上中国古大陆分别组建了南北两大陆块的雏形:北方陆块以扩大的华北陆块为中心,北临收缩的古亚洲洋。秦祁昆洋的点、线俯冲,

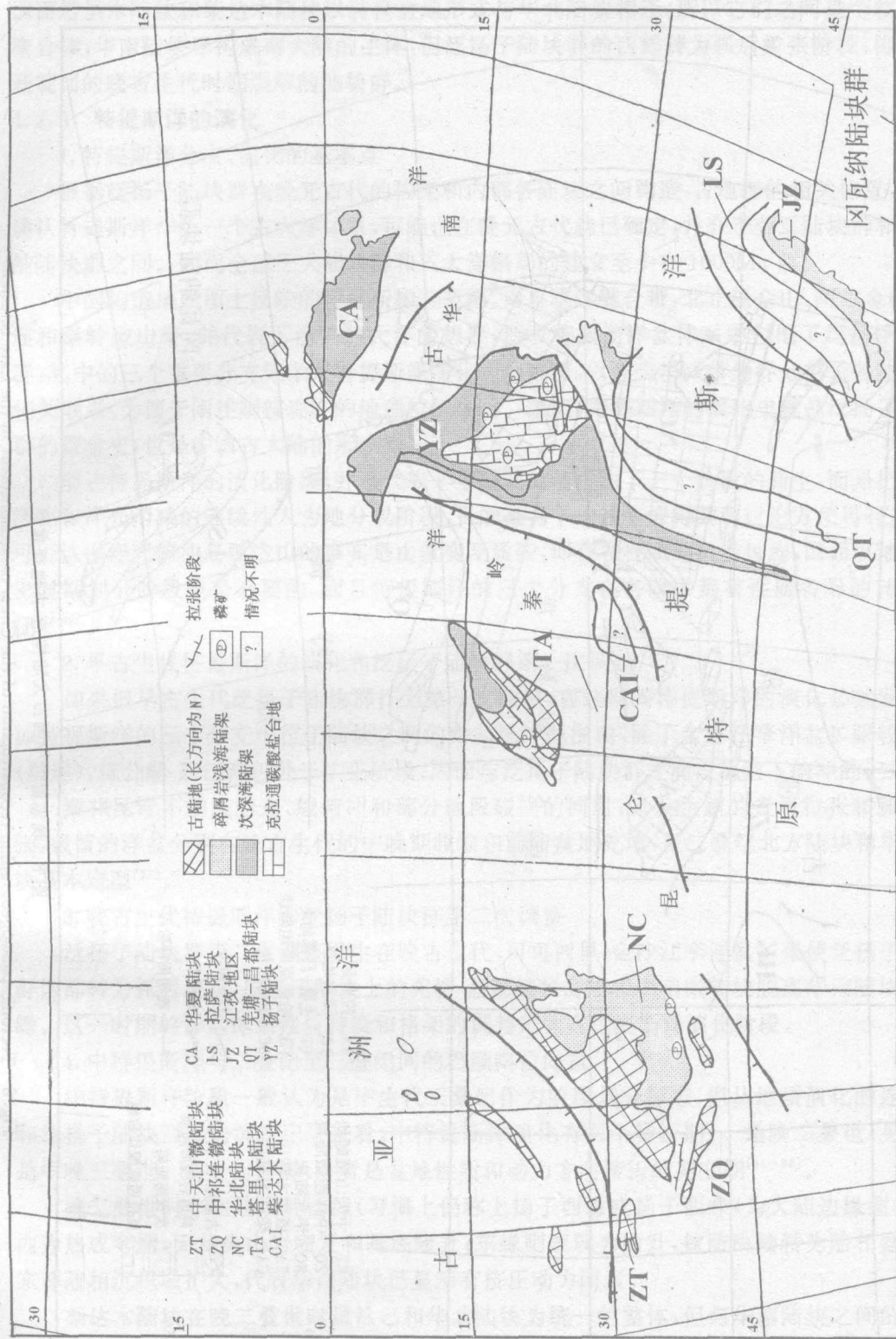


图 7 早寒武世中国古大陆构造古地理重建

Fig. 7 Tectonic-paleogeographic reconstruction of the China paleocontinent in the Early Cambrian

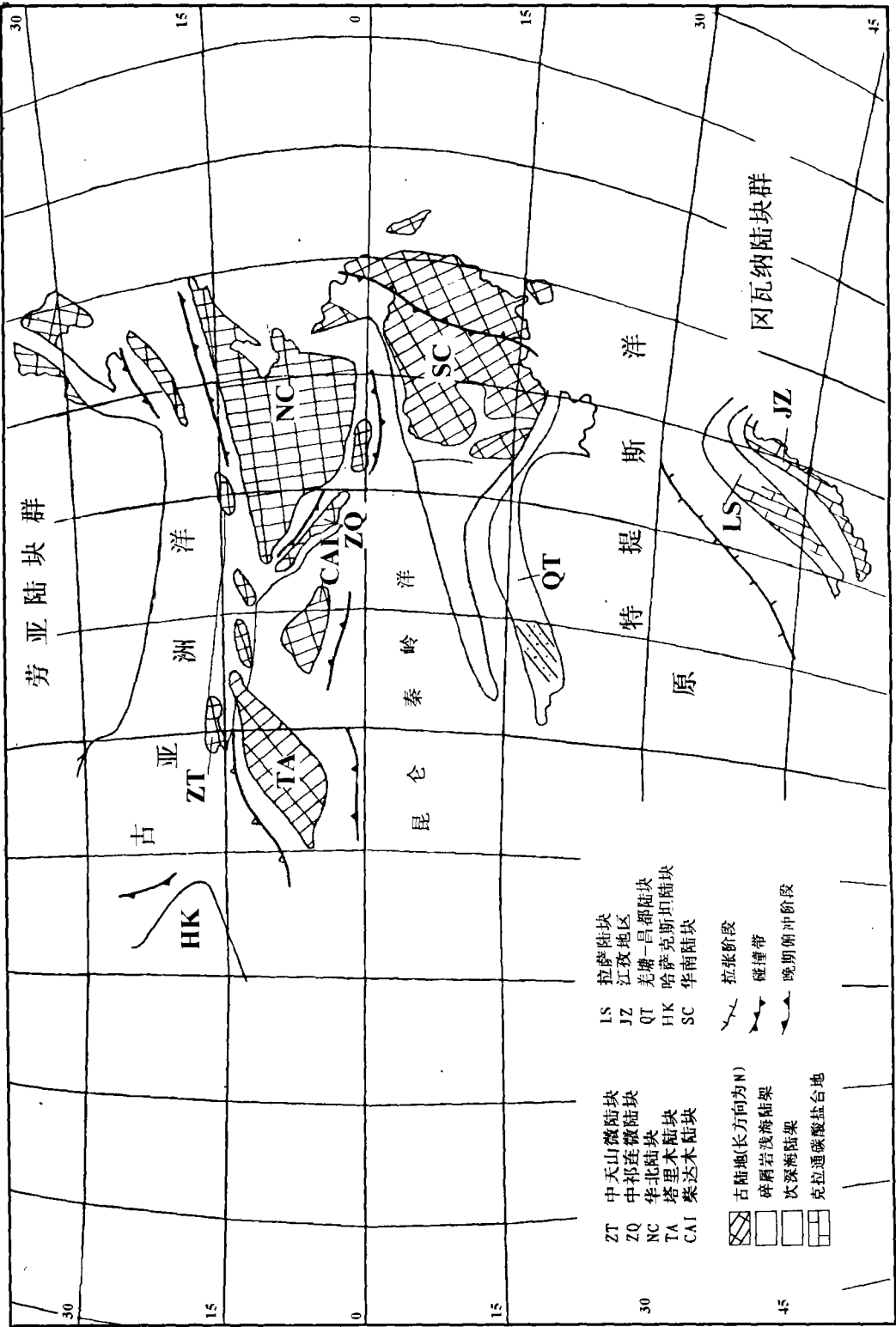


图 8 晚志留世中国古大陆构造-古地理重建

Fig. 8 Tectonic-palaeogeographic reconstruction of the China palaeocontinent in the Late Silurian

因而塔里木陆块和柴达木陆块以转换盆地形式与华北陆块相连,所以它们之间是个软弱的聚合体,华南陆块已构成南大陆的主体,但泛扬子陆块群的西部转为弧后扩张阶段,构建了新旋回的晚古生代时期裂解的陆块群。

4.3.2 特提斯洋的演化

1. 特提斯洋分支、演化的基本点

根据泛扬子陆块群在晚元古代的构架和内部各陆块之间构造-古地理的相关位置,可以确认特提斯洋作为一个古大洋体系,可能也在晚元古代就已确定,并介于劳亚陆块群和冈瓦纳陆块群之间。因而全球三大陆块群和三大洋格局的建立至少在 1000Ma 前。

中国构造地质图上反映的特提斯构造范围,南自雅江缝合带,北止昆仑山、阿尔金山、祁连和秦岭造山带,并代表了消失的大洋的边界,所以特提斯洋盆体系中包围了泛扬子陆块群,其中的三个重要分支记录了特提斯洋演化的全过程,以洋壳消减带为界分割了各陆块的相关联系,为便于阐述则按现在的地理位置命名。因此,特提斯洋的演化史就是泛扬子陆块群的聚合史,也是中国古大陆的形成史。

前述特提斯洋的演化阶段,并不代表一个阶段的消亡和下一个阶段的新生,而是把洋盆演化和洋壳消减的连续性人为地分成阶段,目的是为了论述和取得共识讨论方便可行。但不可否认由洋壳俯冲岛弧造山的事实是由量变至质变,即存在性质的转换过程,因而以地质历史时期划分阶段也是必要的,而且特提斯洋的三个分支在各阶段都有性质各异的转换特征^[28-32]。

2. 早古生代特提斯洋的演化和泛扬子陆块群第一次调整

如果把早古生代泛扬子陆块群作为第一次调整,在这期间特提斯洋的演化必然发生在原特提斯洋的三个分支中位于陆块之间的秦祁昆洋范围内,除了金沙江窄洋盆扩张较晚外(后述),班公湖-怒江洋仍处于扩张阶段,因而与泛扬子陆块群之间没有留下俯冲的记录。

秦祁昆洋不彻底的点、线俯冲和部分地段碰撞的同时,又发生新的走滑拉张和弧后扩张,残留的洋盆分别在晚古生代的中晚期收缩和前陆盆地充填,至二叠纪北方陆块和华南陆块基本定型^[33]。

3. 晚古生代特提斯洋和泛扬子陆块群第二次调整

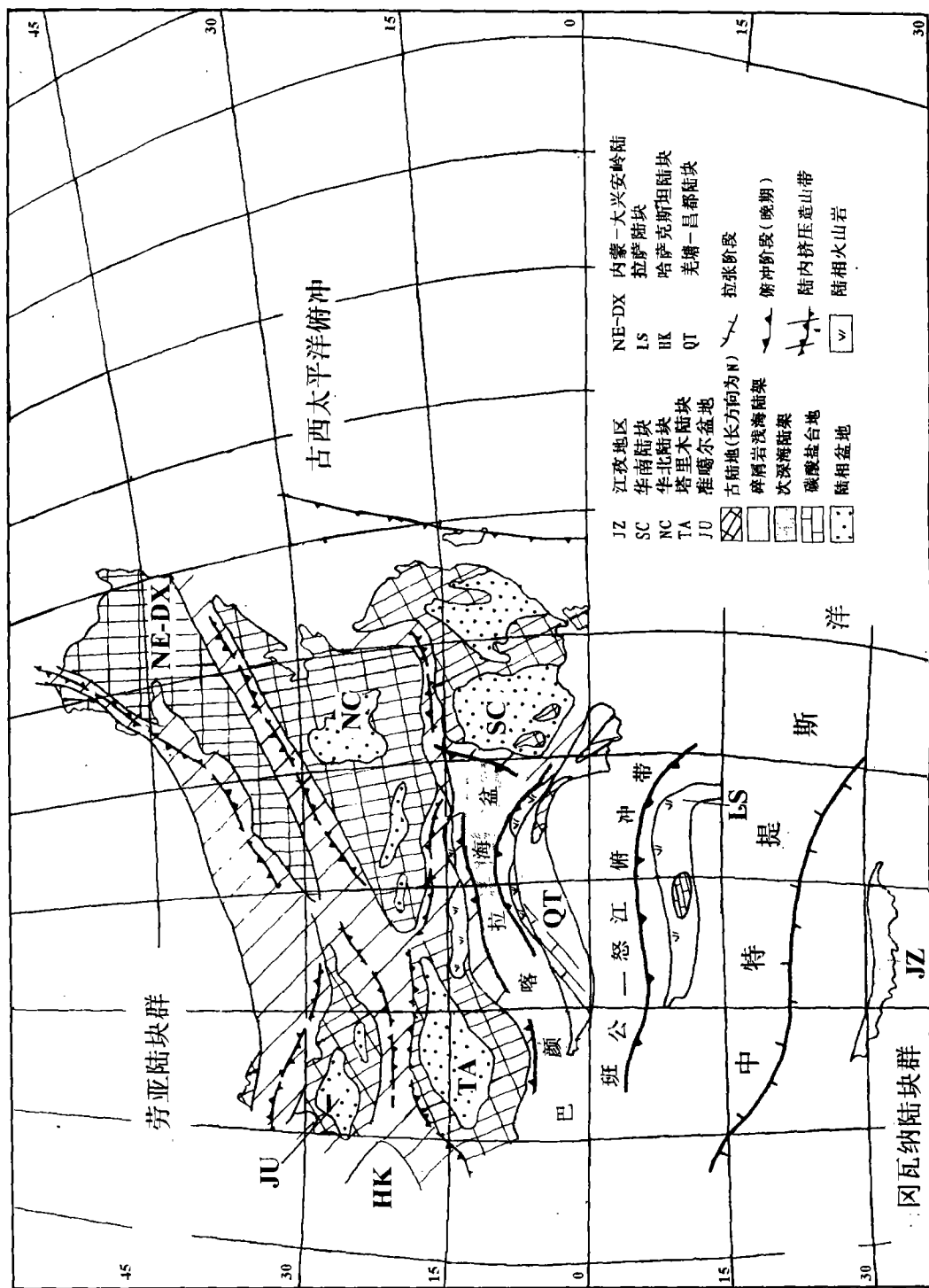
泛扬子陆块群第二次调整发生在晚古生代,可可西里-金沙江窄洋盆扩张使泛扬子陆块群西部转为弧后裂谷,原扬子陆块上的羌塘-昌都链状岛陆和中咱微陆块脱离华南陆块的西缘。这一时期的洋盆体系性质转换和格架的调整则为古特提斯洋演化阶段。

4. 中特提斯洋与二叠纪至三叠纪间的巴颜喀拉海盆

中特提斯洋阶段一般认为是中生代三叠纪作为阶段划分标志,但从地质演化的连续性和泛扬子陆块西部的沉积记录来看,中特提斯洋演化有两个转折期:一是晚二叠世;另一个是中晚三叠世。前者为前奏,后者是盆地性质和动力方向转折的突变期^[34-36]。

晚二叠世时华南陆块的西缘(习惯上仍称上扬子西缘或扬子西缘)为大陆边缘裂谷,陆内为热成穹期,面状火山岩喷发和基底隆升;东缘则表现为抬升,钦防海槽转为陆相盆地和东部陆相沉积域扩大,代表华南陆块已显示有挤压动力因素。

柴达木陆块在晚二叠世时虽然已与华北陆块为统一的整体,但与华南陆块之间的昆仑洋已转为陆缘弧盆地,它和晚古生代的金沙江窄洋盆的弧后裂谷盆地之间的海域,均以巴颜喀拉海称之,充填物的性质为巨厚的不同物源方向的浊积岩,现保留的盆地基底的主题背景



应该属于华南陆块西缘。

恢复早中三叠世巴颜喀拉海盆充填物的陆源方向和浊流盆地的古流向,主要有两个:一是由北西向南东;另一为西或西南向东。而华南陆块西缘只表现为碳酸盐台地前斜坡,晚三叠世才有三角洲前缘砂体注入。因此巴颜喀拉海盆巨厚充填物的来源应在西和西北部的逆冲带,这个海盆已归属于前陆盆地,构造挠曲的枢纽点不断向扬子克拉通迁移^①。

华南陆块西缘与晚古生代可可西里-金沙江窄洋盆初始形成时的构造动力发生转换,华南陆块向西俯冲,除了甘孜-理塘带岛弧和弧后盆的配置外,前述的物源和古流向及晚三叠世陆相磨拉石和碳酸盐舌形体的上超也是重要的佐证^②。

巴颜喀拉海盆的充填和前陆盆地转换以及盆地消亡,中三叠世拉丁期是第二次前奏。华南陆块构造驱动力的转向起因于古西太平洋对华南陆块的俯冲(刘宝瑞、许效松等,1993),促使华南陆块由东向西斜向插入,导致巴颜喀拉海盆的充填消亡,构造动力转换延至侏罗纪(据玉里蛇绿岩),并形成昆仑和巴颜喀拉中生代挤压造山的叠加效应(图 9)。

巴颜喀拉海盆的消亡完成了泛扬子陆块群的第二次调整后的聚合,泛华夏陆块群中除泰马和印支陆块外,已组构了中国古大陆的主体。

5. 特提斯洋最后消亡与中国古大陆的最后嵌合

冈瓦纳陆块群北缘的拉萨陆块与中国古大陆的碰撞造山记录,代表地质历史中存在十多亿年的特提斯洋消亡过程的最后见证,同时也提供了巴颜喀拉海盆双向俯冲和南大陆建成的另一动力学驱动器。

班公-怒江洋是泛华夏陆块群的南界带,并分隔了冈瓦纳陆块群,造山带蛇绿岩的记录是晚三叠世,但这个洋的存在至少可追溯至晚古生代。洋盆收缩与冈瓦纳陆块群的拉萨陆块和印度陆块分别由南向北漂移,并分别形成班公-怒江弧-陆碰撞造山带(J₃-k)和喜马拉雅造山带(新生代),冈瓦纳陆块群中北缘的江孜地区与泛扬子陆块群最后拼合,并组构了欧亚大陆,结束了特提斯洋盆的演化史。

5 结论

中国南大陆是泛扬子陆块群的主体,从沉积盆地的序列、特殊的沉积界面所代表的构造活动性质,以及生物地理分区特征等,说明以泛扬子陆块群和北方陆块群为主组成的泛华夏陆块群有别于劳亚陆块群和冈瓦纳陆块群,是特提斯洋盆体系中的陆块群体。因此由中国古大陆的特殊性说明,在晚元古代至中生代全球存在三大陆块群和三大洋,劳亚陆块群、泛华夏陆块群和冈瓦纳陆块群;三大洋为古亚洲洋、特提斯洋和古大西洋。

泛扬子陆块群以扬子陆块和华夏陆块为主体,早古生代时的塔里木陆块和柴达木陆块应归属于泛扬子陆块群,并与扬子陆块有亲缘性,它们在晚元古代末从扬子陆块的西部分离,由南向北以右旋漂移分别与中天山微陆块和华北陆块聚合。

从沉积记录反映了中国南大陆演化和形成经泛扬子陆块群两次调整和中新特提斯洋的俯冲消亡。中三叠世拉丁期开始,起因于古西太平洋俯冲导致华南陆块由东向西斜向插入北方陆块以及受冈瓦纳陆块群驱动相抗衡的羌塘-昌都陆块之下,巴颜喀拉海盆充填消亡,印度陆块和拉萨陆块碰撞,于始新世中国南大陆最后聚合。

①许效松在“被动大陆边缘碳酸盐生长序列与盆地转换”中介绍,地球科学,待刊,1995。

参 考 文 献

- 1 陈智樑、李兴振.“特提斯”之魅力,中国西部特提斯构造演化及成矿作用学术讨论会文集.成都:电子科技大学出版社,1991
- 2 李兴振.二叠纪是全球泛大陆解体时期吗?中国西部特提斯构造演化及成矿作用学术讨论会文集.成都:电子科技大学出版社,1991
- 3 李兴振、许效松、潘桂棠.泛华夏大陆群与东特提斯构造演化.岩相古地理,1995,Vol 15, No. 4: 1—13
- 4 陈智樑.特提斯地质一百年.特提斯地质,1994,第 18 期
- 5 潘桂棠.全球洋-陆转换中的特提斯演化.特提斯地质,1994,第 18 期
- 6 王鸿祯.从活动论观点论中国东部大地构造分区.地球科学,1981,1 期: 42—46
- 7 王鸿祯.华南地区古大陆边缘构造史.王鸿祯、杨巍然、刘本培主编.中国华南地区地壳发展的轮廓.武汉地质学院出版社,1986,1—13
- 8 Bergen, M. M. Geochemical and tectonic relationships in the east Indonesian arc-continent collision. Tectonophysics, 1993, 223: 97—116
- 9 Boulton, J. Structures in Southeast Asia and evolution of the eastern Tethys. Tectonophysics, 1991, 196: 211—268
- 10 Bouzhko, H. A. The evolution of the mobile zones of Gondwana and Laurasia in the Late Precambrian. Tectonophysics, 1986, 126: 125—135
- 11 Il'in, A. V. The Proterozoic supercontinent, its Precambrian rifting and breakup into a number of continents. International Geology Review, 1991, 22: 1—4
- 12 Condie, K. C. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press, Inc.
- 13 范影年.中国西藏石炭—二叠纪皱纹珊瑚的地理区系.青藏高原地质文集(16).北京:地质出版社,1985. 87—106
- 14 李春昱、王荃、刘雪亚、汤耀庆.亚洲大地构造图.北京:地质出版社,1982
- 15 内蒙古自治区地质矿产局.内蒙古自治区地质志.北京:地质出版社,1991
- 16 新疆自治区地质矿产局.新疆自治区地质志.北京:地质出版社,1983
- 17 周祿康、周全钟等.塔里木盆地燕北地区寒武、奥陶纪古大陆边缘沉积与油气.“中国塔里木盆地北部油气地质研究”第一辑,1991,武汉:中国地质大学出版社,29—35
- 18 周清杰、郑建就主编.塔里木盆地构造分析.北京:科学出版社,1990
- 19 高振家.新疆阿克苏—柯坪地区震旦纪—寒武纪地层研究.科学通报,1981,12 期
- 20 王荃等.中国华夏与安加拉古陆间的板块构造.北京:北京大学出版社,1991
- 21 刘宝瑞、许效松等.中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿.北京:科学出版社,1993
- 22 徐强、刘宝瑞等.东秦岭南带沉积盆地演化及多金属成矿条件.成都:西南交通大学出版社,1994
- 23 严克明、耿树方.秦巴及邻区构造研究的新进展和新认识.中国区域地质,1994,第 4 期
- 24 殷鸿福等.秦岭及邻区三叠系.武汉:中国地质大学出版社,1992
- 25 Cloetingh S., Sassi, W. and Horvath, F. The origin of sedimentary basins; inferences from quantitative modelling and basin analysis. Tectonophysics, 1993, 226(1—4)
- 26 王廷印等.华北板块和塔里木板块的关系.地质学报,1993,第 67 卷,第 4 期: 287—299
- 27 王鸿祯、何心一、陈建强等著.中国古生代珊瑚分类演化及生物古地理.北京:科学出版社,1989
- 28 刘增乾、徐亮等.青藏高原大地构造与形成演化.北京:地质出版社,1990
- 29 刘增乾、李兴振等.三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律.北京:地质出版社
- 30 任纪舜等.中国东部及邻区大崇岩石圈的构造演化与成矿.北京:科学出版社,1990
- 31 肖序常、李廷栋等.喜马拉雅岩圈构造演化(总论).北京:地质出版社,1988
- 32 李星学、姚奇.东亚石炭纪和二叠纪植物地理分区.中国古生物地理区系.北京:科学出版社,1983
- 33 姜春发等.昆仑开合构造.地质专报,1992,第 12 号
- 34 Li Tingdong et al. Deep-seated structures and uplift mechanism of the Qinghai-Xizang Plateau. Geology of the Himalayas, Papers on Geology. Vol. 2. Edited by Li Guangcen et al.
- 35 Audley-Charles, M. G. Evolution of the southern margin of Tethys (North Australian region) from Early Permian to Late Cretaceous. In: Gondwana and Tethys (Edby Audley-Charles, M. G. & A. Hallam), Geological Society Special Publication, 37: 79—110
- 36 Sengor, A. M. C. The Cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia. Geological Society of America, Special Papers 195, 1984

PALAEOGEOGRAPHY OF THE SOUTH CHINA CONTINENT AND ITS CORRELATION WITH PANGEA

Xu Xiaosong Xu Qiang Pan Guitang Liu Qiaohong

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources,

Chinese Academy of Geological Sciences

ABSTRACT

Palaeogeographically the South China palaeocontinent represents the extensive region of the southern parts of the Kunlun and Qinling Mountains, and is generally named South China. It includes the Yangtze, Cathaysian, Qiangtang-Qamdo landmasses as well as the Lhasa landmass separated from the Gondwana landmass group, and the Gyangze region on the northern margin of the Indian landmass. In the convergence of the China palaeocontinent, the Tarim and Qaidam landmasses were separated from the Yangtze landmass group and drifted to converge with the North China landmass at the end of the Early Palaeozoic.

The subduction of the oceanic crust and the convergence of the landmasses have the features of multistage development and the processes of collision and inlay in the form of point, line and surface. The South China palaeocontinent underwent three stages of evolution. The first stage covers the late Late Proterozoic to Early Palaeozoic, when the Pan-Yangtze landmass group was regulated for the first time. The isolated Tarim and Qaidam landmasses were split from the western Yangtze landmass. Meanwhile, the eastern Yangtze landmass was converged with the Cathaysian landmass to form the South China palaeocontinent, and further to come into collision with the extended North China landmass at one point. In the second stage during the Late Palaeozoic, the Pan-Yangtze landmass group was broken up, and the narrow Jinshajiang oceanic basin extended. The Qiangtang-Qamdo and Zongza landmasses were separated from the Yangtze landmass. The third stage begins with the Ladinian (Middle Triassic). Due to the subduction of the western Palaeo-Pacific Ocean, the migration of the South China landmass from east to west and the south- and northward subduction of the remnant Bayan Har oceanic basin, the epicontinental arc was formed along the Kunlun-West Qinling Mountains in the northern part, and the island-arc zone occurred along the Jinshajiang-Yushu region in the southern part. Then the Bayan Har sea basin was infilled and disappeared to transform into a foreland basin, resulting in the formation of the obductively orogenic zone on the western margin of the South China landmass. However, the Lhasa landmass and Gyangze region were converged with the South China landmass during the late Late Mesozoic to Tertiary.

Key words: South China continent, Pan-Yangtze landmass group, Pangea