序

《中国东南部石炭纪沉积地质及矿产》一书是南京地质矿产研究所张瑛副研究员等积10余年研究成果的一部专著。研究区包括苏、浙、皖、赣、闽、粤、琼、台诸省，面积达80余万平方公里，涉及的学科内容很广泛，研究也很深入。

在地层学方面，划出37个一级地层区，若干二、三级分区，建立了中国东南部石炭纪地层层序；对某些地层和时代的划分进行了厘定。在苏南地区发现并创名建立早石炭世早期的地层单元——茨山组。

作者根据沉积学、构造地质、地层及地球物理的综合研究，认识到区内几条主要深大断裂控制了沉积盆地的发展和演化；据古地磁资料所做的地块位移及根据沉积层序和地壳构造活动所作出的海平面变化周期的分析都很有参考价值。

书中通过大量剖面研究，总结了中国东南部石炭纪的沉积相、遗迹相；在对典型的、有代表性的沉积相剖面分析基础上，提出了石炭纪地方性相模式；讨论了沉积作用与沉积盆地演化的关系。这种全面的、大区域的沉积学分析研究和系统总结，大大地提高了该区的研究程度和水平。编出的石炭纪四个期的岩相古地理图是研究成果的提炼和概括。把沉积相和地壳构造活动结合起来研究古地理演化是当代沉积学的发展方向，作者给今后的研究工作提供了很好的范例。

对碳酸盐岩成岩作用的研究是另一重要成果。作者令人信服地论证了黄龙组下段白云岩的成因，这给沉积相古地理和成矿研究提供了重要依据；著作中归纳出研究区内白云岩化的类型和白云岩化模式，总结了碳酸盐岩成岩环境、成岩作用类型、成岩作用阶段、成岩作用的地球化学性质等，无论在理论上和实践上均有很高的价值。

石炭系是长江中下游和华南地区的重要含矿层位，对其成因历来有不同的观点。作者通过研究，提出铁、铜硫化物矿床的富集受多种因素控制，认为成矿带沿深大断裂分布，亦即沿古陆边缘分布，矿化有利岩相带为古陆及古陆边缘海侵超覆面上的潮坪相白云岩，从沉积学角度开辟了一个新的找矿方向，这对找矿勘探有十分重要的意义。

总之，这本著作不仅研究范围遍及东南诸省，学科内容也很广博，既发挥了沉积学的优势，又注意到学科间的结合和渗透。在沉积学、岩相古地理、区域沉积相和板块构造、沉积及成岩与成矿结合等项研究均有不少创见。这是该区迄今在该学科领域内的第一部专著，也是最好的一项沉积学方面的大型综合型研究成果，不仅具有很高的学术价值，对找矿勘探和矿产的远景评价亦有重要的指导意义，值得向全国的地质界推荐。

刘宝珺

1992年11月26日

目　录

绪　论 …… 1
第一章　区域地层 …… 5
一、地层区划 …… 5
二、地层划分与分布情况 …… 6
（一）地层的划分 …… 6
（二）地层的特征 …… 8
三、研究进展 …… 15
第二章　古构造 …… 18
一、基底地质概况 …… 18
（一）基底古构造格局 …… 18
（二）加里东末期的古地理景观 …… 19
（三）基底断裂系统 …… 19
二、石炭纪的古构造 …… 20
（一）古构造轮廓及古地理位置 …… 20
（二）构造单元划分的地球物理资料验证 …… 23
三、古构造单元的划分和特征 …… 23
（一）北方板块（Ⅰ） …… 26
（二）南方板块（Ⅱ） …… 27
（三）南海板块（Ⅲ） …… 30
（四）东南板块（Ⅳ） …… 31
四、断裂系统 …… 33
（一）板块间断裂 …… 33
（二）陆块间断裂 …… 34
（三）陆块内的同沉积断裂 …… 35
第三章　沉积相 …… 39
一、沉积相区的划分 …… 39
（一）下扬子相区（Ⅰ） …… 40
（二）华南相区（Ⅱ） …… 41
（三）下扬子—华南过渡相区（Ⅲ） …… 43
（四）华北相区（Ⅳ） …… 43
（五）北淮阳相区（Ⅴ） …… 43
（六）海南相区（Ⅵ） …… 44
（七）福鼎相区（Ⅶ） …… 44
二、火成活动 …… 44
（一）侵入岩 …… 44
（二）火山活动 …… 44

三、三大板块区域沉积相的特征及对比……48
四、沉积相区划与微量元素地球化学……50
（一）泥质岩类的微量元素丰度……50
（二）碳酸盐岩微量元素丰度……52
五、沉积相分类……52
（一）大陆相系……52
（二）过渡相系……54
（三）海洋相系……55
六、遗迹相……65
（一）冲积平原相……65
（二）三角洲相……65
（三）碎屑岩潮坪相……68
（四）碳酸盐潮坪相……68
（五）浅水缓坡相……68
（六）较深水缓坡相……69
七、沉积相模式……70
（一）下扬子浅陆表海碳酸盐台地相模式……71
（二）华南冲积—碳酸盐缓坡相模式……71
（三）东南、南海陆棚—盆地相模式……72
第四章　沉积盆地的类型和沉积作用特征……74
一、构造作用和沉积作用……74
二、沉积盆地分类……75
三、各类盆地的沉积作用特征……76
（一）克拉通盆地……76
（二）边缘前陆盆地……78
（三）克拉通边缘盆地……78
（四）被动大陆边缘盆地……79
（五）裂谷盆地……81
第五章　岩相古地理……82
一、古陆性质和古地貌……82
二、物源区母岩的性质……83
三、石炭纪古环境分析……84
（一）古盐度……84
（二）古温度、古气候……85
（三）古海水深度……86
（四）古水流方向……87
四、石炭纪岩相古地理……87
（一）岩关期岩相古地理……88
（二）大塘期岩相古地理……90
（三）威宁期岩相古地理……92
（四）马平期岩相古地理……94

五、层序地层及海平面变化旋回 ……96
（一）下扬子石炭系四个沉积层序 ……96
（二）华南广海区域石炭系二个沉积层序 ……98
（三）华南海边缘永梅坳陷沉积层序 ……98
（四）中国东南部石炭系沉积层序、海平面变化旋回与全球海平面变化的对比 ……99
第六章　成岩作用 …… 101
一、碳酸盐成岩环境 …… 101
二、碳酸盐成岩作用类型 …… 103
（一）同化学成岩作用 …… 103
（二）异化学成岩作用 …… 103
（三）埋藏成岩作用 …… 103
三、碳酸盐的成岩作用阶段 …… 104
四、白云岩成因 …… 105
（一）白云岩岩石类型 …… 105
（二）白云岩地球化学性质 …… 107
（三）白云岩成因模式 …… 109
五、去白云化作用和下扬子巨晶灰岩的成因 …… 110
（一）下扬子去白云化巨晶灰岩的分布 …… 110
（二）巨晶灰岩岩性 …… 111
（三）去白云化巨晶灰岩的成因机理 …… 112
六、成岩作用与矿产形成的关系 …… 112
（一）同生成岩期矿产——黄铁矿、赤铁矿、鲕绿泥石 …… 112
（二）晚期、埋藏成岩、近变质成岩矿产——层控铁、铜、铅、锌多金属硫化物矿床、菱铁矿、锰矿 …… 113
（三）表生成岩矿床——铁、锰、金矿 …… 113
第七章　沉积和层控矿床 …… 114
一、沉积矿产 …… 114
（一）岩关期沉积铁矿 …… 114
（二）大塘期沉积矿产 …… 115
（三）威宁期沉积矿产 …… 116
二、层控矿床 …… 118
（一）成矿区矿床地质特征 …… 118
（二）控矿条件和成矿作用 …… 125
三、成矿规律 …… 130
参考文献 …… 132
图版说明及图版 …… 134

绪　论

近20年来国际沉积地质学的研究成果令人目不暇接。70年代，当人们的注意力还集中在沉积相和沉积环境的研究时，许靖华先生就把大地构造与沉积学的研究结合起来，对不同类型的板块碰撞带的沉积作用进行了创造性的研究，从而推动了沉积学和板块构造理论的发展。接着盆地分析又成为新的研究热点，沉积地质学研究开始从沉积学和沉积标志的判别这一狭窄空间扩展到从地壳运动、沉积作用、盆地演化、成矿作用等多学科综合研究入手，去认识地质历史中各种沉积物形成的古构造、古地理、古气候条件；把有用矿产的富集和就位作为盆地演化和发展的某个阶段的产物。至此，沉积地质学的研究已发展到区域性和综合性研究阶段。1986年以美国R. N. Ginsburg教授为代表的沉积学家提出了"全球沉积地质学计划"，这种全球规模的研究方法提供了一种新的尺度，把区域性和单科性的研究与全球变化联系起来，为探索地球发展演化的历史提供了有效途径，也为沉积地质的研究开拓了广阔前景。

《中国东南部石炭纪沉积地质及矿产》一书是作者10余年来研究工作的总结。自80年代以来，作者先后承担了地质矿产部和国家重点科研攻关项目："巢湖地区下石炭统沉积环境研究"、"下扬子—钱塘地区石炭系沉积相和储油条件的研究"、"下扬子盆地石炭系沉积地质"、"中国东南部石炭系沉积相和有关矿产"、"湘赣地区石炭纪膏盐盆地沉积相及找钾远景"等。研究区域包括苏、浙、皖、赣、湘、粤、闽、琼、台等九省，通过大量的野外及室内研究，取得了许多重要成果，主要反映在以下几个方面。

1. 区域沉积地质学研究方向的确立和深化

70年代初，国内沉积相的研究尚停留在单个剖面上以岩类学研究为基础，识别各类相标志，判别各沉积单元的沉积相和沉积环境。80年代初，随着工作的深入和发展，区域沉积相研究逐步发展起来。它是在研究各个相剖面的基础上，从垂向相序分析和横向对比入手，进行相区划分并编制岩相古地理图。从已出版的著作看，大多属单科性的研究，仅考虑到沉积相及相区的划分，没有考虑到各种地质作用的内在联系及历史演化，特别是构造活动与沉积相和沉积、层控矿床展布的关系。编出的沉积相图是以固定论为前提的，不能反映古地理的真实面貌。尤其在广及100多万平方公里的区域内，进行大面积的沉积相和古地理研究时，这种固定论的方法必然导致错误的结论。为了克服这些不足，作者采取了多学科、全方位的系统研究。主要方面有：①判别各个沉积相单元的沉积特征、环境标志、垂向相序，了解沉积相区及各个相带的平面展布状况，恢复其沉积时的古地理条件；②沉积作用和构造作用相互关系的研究，特别是板块活动和地壳构造活动对沉积相区时空展布的控制和改造作用。研究沉积盆地的类型、演化与发展的历史，尤其对控制盆地形成和演化的同沉积断裂的识别和确定是研究的重点；③沉积地球化学和成岩作用的研究。沉积物中的元素和微量元素的分布特征是研究地层对比、判别沉积环境、确定地层含矿条件的极重要手段，也是成岩作用研究的重要方面，尤其对碳酸盐岩成岩环境的判别更是如此。不同的沉积相区和成岩相区，其地球化学特征是不同的；④对石炭系中赋存的沉积、层控矿

床的控矿因素和形成条件的研究。主要是对控制这些矿床就位和富集的古构造、古地理条件，储矿层位的沉积相、地层的岩性和物理化学特征，各个矿带的分布特征等进行较深入的研究；⑤地层、古生物学的研究。这是编制岩相古地理图的基础，主要目标是确定编图单元的等时性。古生物群落的研究则是综合各类生物化石的分布特征，确定生物区系，这是判别沉积相、古沉积环境、古气候的重要而可靠的标志。

上述这些研究结合起来，不仅编出的岩相古地理图修正了“固定论”的偏颇，考虑了地壳板块运动对沉积相区的控制和改造，而且研究成果也不再局限于岩相古地理方面，且是一个新的研究领域，即区域沉积地质学研究。它是在某一划定区域内进行沉积相、沉积作用和构造作用、沉积与层控矿床的成矿规律并进行找矿预测的综合研究。这项研究不仅具有巨大的科学价值，而且有显著的经济效益。

这一研究方向的广阔前景还在于它和全球沉积地质计划（GSGP）密切关联。沉积岩是地球发展历史、生命演化的可靠记录，它记录了约 30 余亿年水圈、生物圈和大气圈的演化，因而沉积地质学的研究从根本上就具有区域性和全球性特点。随着全球沉积地质计划的实施和发展，区域沉积地质学的研究必将进入全盛时期。作者对中国东南部石炭纪的沉积层序和全球海平面变化的关系也进行了研究，划分了层序地层单元，使得我国沉积地质学的研究水平与国际水平相适应。

2．大区域沉积相、成岩作用与板块活动的研究

区域沉积地质学研究的基础是区域沉积相、沉积岩岩石学和区域成岩作用的研究。80 年代前我国区域沉积相的研究主要依靠地层古生物资料，对沉积相、古地理的认识相当粗浅。作者为了更准确、深入认识石炭纪岩相古地理面貌，提出每个亚相区至少有两条实测剖面控制，同时辅以若干踏勘剖面，使沉积相的研究建立在可靠的实际材料之上。先后共实测剖面 28 条，观测剖面 40 余条，鉴定岩石薄片 1500 余片。确定了区内陆相—过渡相—海相共 12 个相类、32 个亚相；提出了早石炭世以碎屑岩相为主，包括冲积扇、河流、潮坪、三角洲、泻湖等，华南西部为清水碳酸盐沉积区，属碳酸盐缓坡；晚石炭世海域扩至全区，绝大部分地区为碳酸盐沉积。下扬子区属台地相；华南区为碳酸盐缓坡相，发育浅水缓坡、半深水缓坡，与钦防海槽相接处为深水缓坡。

沉积相的平面展布与地壳板块活动有内在的联系，两者是互为表里的。地壳板块的运动控制了沉积相的展布，沉积相区的分布特征也反映了地壳板块活动和演化的历史。作者根据沉积相区划，各相区沉积特征及古构造轮廓，论证了石炭纪时研究区内存在着四个板块：北方板块、南方板块、南海板块和东南板块。这四个板块的离散、拼合，控制了区内石炭纪沉积相的展布及大、中型沉积盆地的分布、性质和类型。

3．区域成岩作用和白云岩成因的讨论

众所周知，沉积物沉积以后，使其固结成岩并直到遭受变质前发生的一系列物理化学变化，称成岩作用。影响成岩作用的因素与沉积物所处的大地构造背景、古地理和古气候环境、埋藏情况密切相关。成岩作用对于石油、天然气矿藏的生成和运移，金属矿床的形成都具有重要的意义，近年来一直是沉积地质研究的重点。作者对区域成岩作用和白云岩的成因进行了长期的研究，重点在碳酸盐岩的成岩作用方面。

文中提出全区碳酸盐岩可分为六类成岩环境，三种成岩作用类型和三个成岩作用阶段；对成岩作用的地球化学性质也进行了较深入的研究。研究区内白云岩的分布相当广泛，

主要产于上石炭统中。作者通过对白云岩的野外观察和室内微相研究，对研究区内的白云岩进行了岩石分类，对白云岩的微量元素、碳、氧同位素均作了大量的分析研究，总结出区内白云岩有三种成因模式：①渗透回流白云岩；②混合水模式白云岩；③埋藏淡水混合模式白云岩。在如此广阔的区域内，进行这种深入细致的研究工作，在本区尚属首次，这类区域成岩作用的研究是前人很少涉足的领域。

4．地层、古生物研究的新进展

在实测沉积相剖面的过程中（包括各协作单位在内），对地层、古生物的研究亦取得了不少进展。岩关早期的沉积——茨山组不仅在南京东郊一带出露，在铜陵、宜兴等地均有发现；证实了平远—丰顺一线以东无岩关期沉积；肯定了福建经畲组为黄龙组的碎屑相沉积；确认了船山组碎屑相的存在；证实了浙江石浦群并非石炭纪地层，而属古—始新统；对广东海南石岭群的地质时代也作了厘定。这些新资料对区域地层和区域沉积学的研究都有重大意义。

5．沉积、层控矿床的控矿条件与远景预测

中国东南部，特别是长江中下游地区蕴藏着丰富的铁、铜硫化物矿床，它们赋存在特定的层位中，主要分布在威宁阶底段的白云岩下部，在三叠系青龙群白云岩中也有一定数量的分布。这一现象引起地质界的广泛重视，有许多探讨这一问题的著作问世。这些作者认为此类矿床的成矿物质与容矿层是同时沉积的，并受沉积相控制。成矿物质来源是火山喷出物质，或是深大断裂中的深部卤水。李文达先生（1989）对此有精辟的评述。

矿床的形成是多种因素控制的，有人不同意这种看法，认为多成因就是无成因，强调某一种因素起主导作用。这种单成因的观点导致他们作出错误判断。各种地质事实充分证明某一控制因素在成矿作用的各个阶段所起作用是不同的。矿床学研究应从单一物质来源、单一成矿作用和一次成矿论中解放出来，科学地研究成矿作用各个阶段中各种地质作用的有机联系。长江中下游铁、铜硫化物矿床的形成是多因素、多期次的，并且随着地壳的活动和变化而被不断地改造。

中下扬子区石炭纪威宁期是一个范围极广的海侵期，黄龙组底部白云岩是海进超覆过程中形成的，大多为潮坪白云岩。该相带分布范围很广，遍及苏、浙、皖、赣、闽、粤诸省，而长江中下游成矿带仅在湖北大冶、江西九江至安徽铜陵、延伸至江苏南京栖霞一线存在，大体顺长江沿岸分布，这一成矿带穿越了几个相带。大量化石资料证明容矿层白云岩是一个穿时的岩石地层单元。在纵向上含矿层位可以是石炭纪威宁期的白云岩，也可以赋存于三叠系青龙群白云岩中。以上事实说明这些矿床的就位时间晚于容矿层的沉积时间，它们不是同沉积矿床而是后成矿床。

作者认为长江中下游铁、铜硫化物矿床是一种层控矿床，有二个主要的赋矿层位，即石炭系黄龙组底段白云岩和三叠系青龙群白云岩。黄龙组白云岩的层位大多紧接在海侵超覆面之上，其下伏地层通常是碎屑岩。这一层序结构形成了成矿溶液良好的碱性化学屏障，加之早期成岩白云岩孔隙发育，致使这层白云岩成为有利的储矿层位，这就是导致矿床沿特定层位分布的主要原因。此外还有几个重要的控矿条件，主要是：①构造位置，成矿带沿深大断裂分布，这些地区矿液通道畅通，是形成大型或特大型矿床的有利部位。矿田一般受次级构造控制，如背斜或向斜的倾伏端、次级断裂的交会处等；②古陆及古陆边缘海进超覆面之上的潮坪相带，尤其是白云岩段为成矿的有利相带；③岩浆活动强烈地区，

特别是燕山期岩浆活动发育地带，为成矿作用提供了丰富的物质来源及热源，亦是控矿的重要条件。根据这些控矿条件，作者编制了“中国东南部沉积、层控矿床分布图”，为进一步找矿提出了指导性意见。

因而此书是以沉积地质学的区域研究为主导，结合构造地质、地层古生物、矿床地质等多学科的综合研究成果，既发挥了沉积学的优势，又注意了各学科间的交叉和渗透。是中国东南地区第一部区域沉积地质学的大型综合性研究成果。这部专著的出版对沉积地质、区域构造、石油地质、区测找矿、矿床地质等部门的科技人员将会有重要的参考价值。

该书绪论由陈宏明副研究员撰述；第一章区域地层由刘卫红助理研究员编写；第二章古构造、第四章沉积盆地的类型和沉积特征由副研究员李耀西执笔；第三章沉积相，第五章岩相古地理由副研究员张瑛、陈宏明编写；第六章成岩作用由张瑛编写；第七章沉积和层控矿床由付德鑫副研究员编写；张晓东助理研究员编写了遗迹相一节；全书由张瑛主编，李耀西、陈宏明协助。吴礼道助理研究员参加了部分野外工作；广东地矿局区调队高级工程师陈耀钦、福建省地矿局区调队高级工程师吴岐、安徽省地矿局区调队工程师徐家聪等协作单位的课题负责人均提供了大力协作，所以此著作也是集体劳动的结晶。

研究工作得到中国科学院地学部委员、成都地矿所所长刘宝珺教授多方面的帮助和指导，成都地矿所许效松研究员、江西、江苏、安徽、浙江、广东、福建等省地矿局的总工程师及业务部门的关怀和帮助，作者在此向他们深表谢意。

第一章 区域地层

生物地层学的研究任务，一则确立等时面，建立了沉积环境的时空演化的时间概念；二则通过地层岩性和生物群落类型、性质的分析，提供沉积环境信息，因而它是岩相古地理研究的基础和不可缺少的手段。

一、地层区划

中国东南部石炭系广泛发育，沉积类型多样，岩相分异显著，各类化石丰富。根据石炭系岩性、厚度、层序、岩相、变质程度及古生物群等方面的异同，可以分为华北、扬子、华南、东南及南海等5个一级地层区，其下再细分为10个二级地层区(分区)和19个三级地层区（小区）（表1—1），其地理分布如图1—1所示。区划系统及区划特征见表1—2。

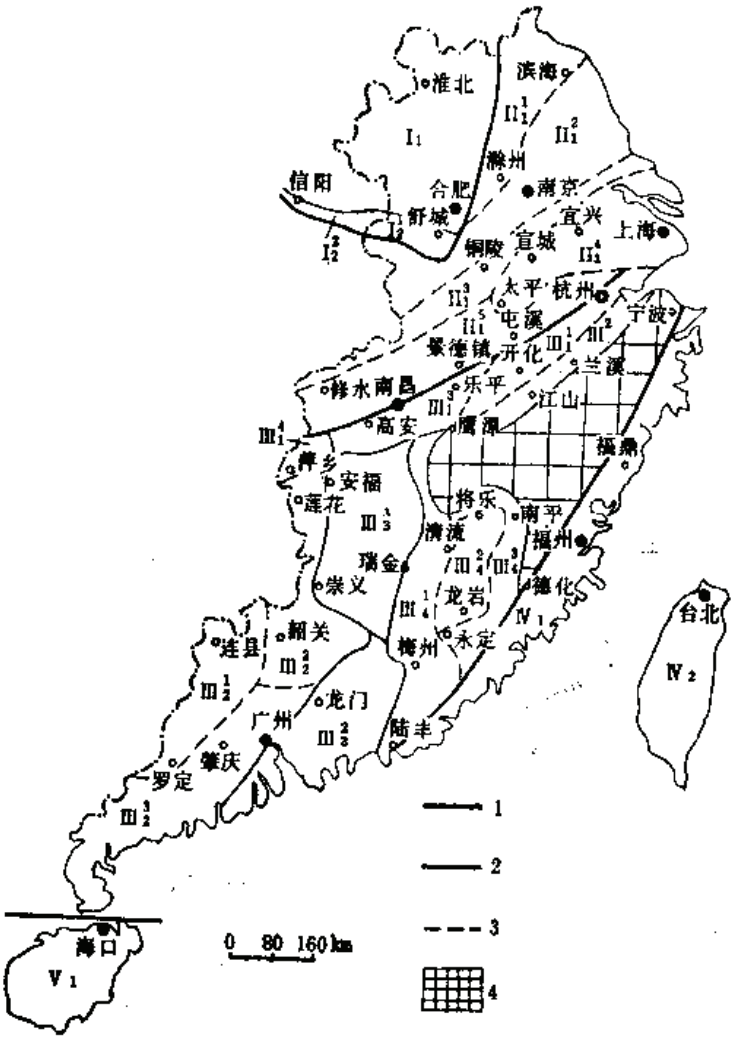


图 1—1 中国东南部石炭系地层区划图

1—地层区界线；2—地层分区界线；3—地层小区界线；4—古陆

表 1—1　中国东南部石炭纪地层区划表

一级地层区	二级地层区	三级地层区
Ⅰ华北地层区	Ⅰ$_1$淮北分区	
	Ⅰ$_2$北淮阳分区	Ⅰ$_2^1$金寨小区
		Ⅰ$_2^2$信阳小区
Ⅱ扬子地层区	Ⅱ$_1$下扬子分区	Ⅱ$_1^1$滨海小区
		Ⅱ$_1^2$南京小区
		Ⅱ$_1^3$铜陵小区
		Ⅱ$_1^4$宜兴—宣城小区
		Ⅱ$_1^5$屯溪—修水小区
Ⅲ华南地层区	Ⅲ$_1$钱塘—萍乐分区	Ⅲ$_1^1$杭州—开化小区
		Ⅲ$_1^2$兰溪—江山小区
		Ⅲ$_1^3$高安—乐平小区
		Ⅲ$_1^4$萍乡小区
	Ⅲ$_2$莲花—肇庆分区	Ⅲ$_2^1$粤西小区
		Ⅲ$_2^2$粤北—赣西小区
		Ⅲ$_2^3$粤西南小区
	Ⅲ$_3$赣中—粤东分区	Ⅲ$_3^1$赣中小区
		Ⅲ$_3^2$粤东小区
	Ⅲ$_4$永梅分区	Ⅲ$_4^1$清流—梅州小区
		Ⅲ$_4^2$将乐—龙岩小区
		Ⅲ$_4^3$南平—永定小区
Ⅳ东南地层区	Ⅳ$_1$闽东分区	
	Ⅳ$_2$台湾分区	
Ⅴ南海地层区	Ⅴ$_1$海南分区	

二、地层划分与分布情况

（一）地层的划分

长期以来，中国石炭系沿用三分方案，划分为上、中、下三统。自第一届全国石炭纪地层会议（1983）以后，开始趋向于采用二分方案，而且在湘黔等地区还给统级单位以专名：下统沿用丁文江（1931）所建的“丰宁统”，上统则选用“壶天统”。本文亦采用两分方案，但统的名称不给专名，而用下统、上统（包括过去的中、上统）的称谓。

南方石炭系的研究程度较高，已试行建阶。尽管各家建阶多少和名称有别，但界线基本可以对照。本研究区地层的划分和区域地层对比以年代地层单位（统、阶）为标准、生物带为依据，结合生物组合序列，将石炭系划分为两统、四阶（表1—3）。

表 1—3　中国东南部石炭纪生物地层划分标准

年代地层单位		生物地层单位					
		鏃	珊瑚	牙形石	腕足类	植物	孢子
上统	马平阶	*Pseudoschwagerina* 或 *Sphaeroschwagerina* 带		*Streptognathodus elongatus*- *S. wabaunsensis* 组合带	*Meekella* 组合带		
		Triticites 带		*Streptognathodus cancellosus* - *Gondolella eleginutus* 组合带			
	威宁阶	*Fusulinella* - *Fusulina* 带		*Idiognathodus magnificus* - *Neognathodus roundyi* 组合带	*Choristites* 组合带		
		Profusulinella 带	*Lithostrotionella stylaxis* -*Kionophyllum* 组合带	*Neognathodus bassleri* - *N. symmetricus* 组合带			
		Pseudostaffella 带		*Idiognathoides sinuatus* 组合带			
下统	大塘阶	*Eostaffella hohsienica* 带	*Yuanophyllum kansuense* - *Lithostrotion asiaticum* 组合带	*Gnathodus bilineatus* 组合带	*Gigantoproductus edelburgensis* - *Kansuella kansuensis* 组合带	*Neuropteris gigantea* 组合带	
			Aulina carinata - *Arachnolasma sinense* 组合带		*Rugosochonetes kansuensis* - *Marginifera wiseeniana* 组合带	*Archaeopteridium* - *Sphenopteris obtusiloba* 组合带 *Cardiopteridium spetsbergense* - *Adiantites gothani* 组合带	
			Kueichowphyllum 带		*Pugilis hunanensis* - *Vitiliproductus groberi* 组合带	*Archaeocalamites scrobiculatus*-*Anisopteris* cf. *transitionis* 组合带	
			Thysanophylloides 带		*Megachonetes zimmermanni* 组合带		

续表

年代地层单位		生物地层单位					
		䗴	珊瑚	牙形石	腕足类	植物	孢子
下统	岩关阶		*Pseudouralinia* 带	*Siphonodella isosticha* - *S. cooperi* 组合带	*Eochocistites neipentaiensis* - *Camarotoechia kinglingehsis* (或 *Martiniella elongata*) 组合带	*Sublepidodendron mirabile* - *Lepidodendropsis hirmeri* 组合带	
			Cystophrentis 带	*Polygnathus bischoffi* - *Pseudopolygnathus* 组合带	*Paulonia menggongaoensis* *Cletothyridina meclia* 组合带		*Spelaeotriletes pretiosus* 组合带 *Vallalisporites vallatus* - *Aneurospora incohatus* 组合带

（二）地层的特征

由于沉积环境的差异，同一时间里在不同区域沉积了不同岩性的地层，包含了不同的生物群落，因而人们建立了不同的岩石地层单位。现将各区的地层特征分述于后。

1．华北地层区

（1）淮北地层分区，包括本溪组和太原组。

威宁阶本溪组❶　本溪组分布广泛，但在地表零星出露，仅淮北萧县发育较好。本组岩性为灰岩夹杂色泥岩、铝土质泥岩，系近滨泻湖-潮坪沉积。厚度3—26.78m不等。灰岩中含丰富的牙形石，并有䗴类、腕足类及海百合茎化石。据所含牙形石*Idiognathodus delicatus*, *Idiognathoides sinuatus* 及 *Streptognathodus parvus*，可以确定其时代为威宁期。

马平阶太原组❷　该组与本溪组相伴出现，主要见于淮北萧县及淮南上窑。上部由灰岩与细碎屑岩及不稳定煤层组成韵律性旋回；下部为杂砂岩与泥岩互层，局部夹劣质煤。系滨海沼泽-潮坪-泻湖沉积。总厚129—145m。古生物群有牙形石、䗴类、腕足类、腹足类及植物等。中上部所产牙形石 *Streptognathodus elongatus*-*S. wabaunsensis* 组合带与䗴类 *Pseudoschwagerina* sp.，*Sphaeroschwagerina* sp. 共生，反映了存在石炭系的最高层位。

（2）北淮阳地层分区，北淮阳地层分区的地层层序是一个复杂而棘手的问题。自1919年便开始有人对此进行研究，至今已有70余年的历史。解放前，刘季辰（1919）、谭锡畴（1924）、李琳（1937）认为该区存在两套不同岩系，一套为古老的变质岩系，曾划出太古界泰山系与元古界五台系；另一套即是含植物化石的地层，谭氏曾定为侏罗系，而李琳确认为石炭—二叠系。1956—1964年间，苏育民、聂宗笙（1964）将石炭系划分为中、

❶ 安徽区调队，1988，安徽省石炭纪岩相古地理及含矿性研究报告

❷ 据安徽区调队，1988，安徽省石炭纪岩相古地理及含矿性研究报告

上石炭统的双石头组、杨小庄组、胡油坊组、两冲头组；下石炭统杨山组、寒坡岭组、花园墙组，为该区石炭系的研究奠定了基础。杨志坚（1964）在研究安徽佛子岭群时，也肯定了金寨西部的浅变质岩系亦为石炭—二叠系。近十多年来，随着研究程度的提高，获得了不少成果，但在该区的地层层序、时代以及划分、对比等问题上，仍存在着明显对立的观点。一种观点认为，北淮阳的浅变质岩系全部由晚古生代地层组成，如佛子岭群、信阳群等，皆属石炭—二叠系（杨志坚，1982）；另一种观点认为，区域内存在着石炭纪地层，但它与下伏浅变质岩系是两套不同时代的产物（金福全等，1987）。

研究区内（即安徽境内）的石炭系称梅山群，据金福全等（1987）研究，认为它就是河南固始、商城一带石炭纪地层的东延部分，并认为其确切时代是以晚石炭世马平期为主，含有部分威宁期地层，完全可以和河南固始、商城一带的威宁期胡油坊组及马平期杨小庄组、双石头组对比。它与下伏厚度巨大的受区域变质的佛子岭群是性质完全不同的两套沉积建造。

梅山群出露较好的剖面在安徽金寨县全军，其厚度为113.5m，未见顶底。中、下部为杂砂岩与泥板岩互层，偶夹复成分砾岩。含植物化石 *Neuropteris gigantea*, *Mesocalamites* sp., *Calamites* sp. 等；上部以泥板岩为主，夹石墨化煤层和结晶灰岩。

信阳地区的石炭系发育较全，地表出露亦好，未遭受变质。以河南固始杨山一带最佳。上统分为双石头组、杨小庄组、胡油坊组、道人冲组，为河湖相-沼泽相的细碎屑岩系；下统为杨山组、花园墙组，系山间河流-河漫沼泽的粗碎屑岩与细碎屑岩间互沉积。

2．扬子地层区

（1）岩关阶，包括老坎、茨山、金陵和王胡村四个组。

老坎组　见于苏北一带井下，为下扬子分区石炭系的最低层位。上部为陆相粉砂岩、粘土岩，含植物化石；下部为潮坪相含砂白云岩，产珊瑚及牙形石化石。本组厚30m左右。根据其所含的 *Polygnathus bischoffi-Pseudopolygnathus* 牙形石动物群●，地质时代应为岩关早期。

茨山组　本组是老坎组的同期异相地层，主要分布于南京和宜兴—宣城小区，铜陵小区则保存不全。南京地区茨山组以页岩、泥岩和粉砂岩为主，夹少量砂岩，下部产植物化石，顶部富含腕足类化石。该组厚14.16m，属冲积平原亚相沉积。铜陵小区沉积环境与南京同，但其顶部层位因后期剥蚀缺失，残厚仅5.6m；宜兴—宣城小区属近海湖泊相，厚25.2m。本组含丰富的孢粉化石，下部为 *Vallatisporites vallatus-Aneurospora incohatus* 组合带，上部为 *Spelaeotriletes pretiosus* 组合带，时代属杜内期 Tn16-Tn2，亦即岩关早期。此外，还见虫颚和疑源类化石，表明有间歇性海泛影响。

金陵组　只分布于安徽无为—江苏句容高骊山一线以北。主要岩性为生物碎屑灰岩、泥质白云质灰岩。化石以珊瑚和腕足类为主。除滨海一带厚度＞20m以外，其它地区一般不超过10m。是近岸泻湖和潮下浅滩沉积。据所含 *Pseudouralinia* 带的珊瑚以及腕足类 *Camarotoechia kinglingensis-Eochoristites neipentaiensis* 组合带，其时代属岩关晚期无疑。

王胡村组　本组主要见于为古陆三面包围的宜兴—宣城小区及铜陵半岛的北缘，系金

● 江苏省煤田地质勘探第三队，1979，江苏省盐城专区滨海地区普查找煤报告

陵组的同期异相沉积。岩性主要为细砂岩、泥岩和粉砂岩，局部地区夹灰岩或白云岩。铜陵半岛北缘厚度最薄，仅1.7—4m；其它地区5—17.9m不等。本组为滨岸碎屑砂泥坪沉积。所含化石组合与金陵组相同，但以腕足类为主，珊瑚次之。

（2）大塘阶，包括高骊山、和州组。

高骊山组　广泛分布于下扬子分区的南京、宜兴—宣城和滨海小区。岩性为一套粉砂岩、泥岩夹砂岩。南京—巢湖一带夹泥质灰岩层或透镜体，属海陆过渡相。靠近鲁东古陆的滨海小区和靠近江南古陆的宜兴—宣城小区均以陆相为主，偶有海相夹层。本组厚度一般20—40m，最厚为80余米。沉积环境可从河流变为滨海三角洲及海湾泻湖。根据该组所含植物化石 *Sublepidodendron, Lepidodendron, Cardiopteridium*和腕足类*Pugilis hunanensis Vitiliproductus groberi* 等，地质时代应属大塘早中期。

和州组　分布于安徽宿松、怀宁、江苏句容赣船山一线以北。在南京小区，其岩性为灰岩夹粉砂岩、泥岩和砂岩，上部的灰岩常不同程度地白云岩化，为潮坪碳酸盐岩与细碎屑岩的混合沉积。珊瑚、腕足类、鲢类化石丰富，厚度2—25m。滨海一带下部为海相灰岩，上部陆相细碎屑岩，含植物化石。本组常见的化石有鲢类 *Eostaffella hohsienica*，腕足类 *Giganto productus edelburgensis* 和珊瑚 *Yuanophyllum kansuense* 等，属大塘晚期。但在句容赣船山等海盆边缘地带，其上部含 *Idiognathodus sinuosus, Idiognathoides sinuatus* 等威宁期的牙形石动物群（中、下部未发现化石），说明和州组穿时现象显著。

（3）威宁阶黄龙组　发育于整个扬子区。岩性分上部纯灰岩段和下部白云岩段，两者之间有些地区夹厚薄不等的巨晶灰岩。是潮坪-开阔台地沉积的产物。在原江南古陆的主脊带缺白云岩段。白云岩段是一个穿时的岩石地层单位，在宁镇—巢湖一带中、下部含 *Gnathodus bilineatus* 牙形石动物群，其所夹灰岩中含以 *Eostaffella hohsienica* 为代表的鲢类 *Eostaffella* 种群，时代无疑属大塘晚期。但在南京东郊其上部已分析出 *Idiognathoides sinuatus* 带的牙形石动物群，时代属威宁早期。由此可见，宁镇一巢湖一带白云岩段实乃跨下统和上统的岩石地层单位，其间无沉积间断现象。向南到句容赣船山，整套白云岩及其下伏和州组上部层位均含有上述威宁期的牙形石动物群，层位较宁镇一带更高。纯灰岩段含丰富的鲢类化石，其次为腕足类和珊瑚等化石。苏浙皖交界地区黄龙组自下而上建立了 *Pseudostaffella* 带，*Profusulinella* 带和 *Fusulinella-Fusulina* 带。本组厚度一般50—70m，最厚为134m，大致有北薄南厚，东薄西厚的规律。

（4）马平阶船山组　船山组与黄龙组常常是相伴而出。其岩性为生物碎屑灰岩，中、上部常含葛万藻核形石，俗称“船山球”，为潮下浅滩沉积。南京、巢湖和铜陵等地船山组底部有露出海面的标志——含植物茎的黑色粉砂岩覆于黄龙组灰岩喀斯特面上。滨海地区由于临近鲁东滨海准平原，船山组中夹泥岩条带。九江、瑞昌、德安及大冶湖以南地区船山组全部缺失，而其周围船山组很薄，缺失上部层位，残厚2—16m，向东逐渐增厚。由于该地区未见滨岸相带，不能认为存在马平期的古陆，而可能是石炭纪末期构造隆起遭受剥蚀所致。下扬子分区船山组10—98m，有东厚西薄的规律。本组鲢类化石异常丰富，珊瑚、腕足类化石亦较多。本区建立了两个鲢化石带，即上部的 *Pseudoschwagerina*（或 *Sphaeroschwagerina*）带和下部的 *Triticites* 带，属马平期无疑。

3．华南地层区

钱塘—萍乐分区位于扬子稳定克拉通地块与华南加里东褶皱带交接的构造断陷带上，

所以，在岩性、厚度、沉积层序及古生物群面貌等方面均具有扬子区与华南区的过渡特征。下统特征与华南区较相似；而上统特征钱塘地区与下扬子分区更接近，萍乐地区则与华南区较类同。分区的总体特征接近华南区，因而在介绍地层特征时，将之置于华南区内进行描述。

（1）岩关阶：包括下述的七个组。

孟公坳组　分布于粤西、粤北—赣西和萍乡三小区。粤西小区几乎全为碳酸盐岩沉积，以灰岩夹白云岩为特征，仅局部夹粉砂岩与泥岩，厚123—696m，系缓坡相沉积。常见*Cystophrentis*带的珊瑚化石，此外，尚有腕足类和有孔虫等化石。粤北—赣西小区砂岩、泥岩明显增多，有的与碳酸盐岩呈互层，局部地区甚至以砂、泥岩为主，夹碳酸盐岩。古生物除有珊瑚*Cystophrentis*等外，尚有腕足类*Paulonia menggongaoensis-Cleiothyridina meidia*组合带以及植物等化石。过去人们曾认为赣西无孟公坳组沉积，其理由是在刘家塘组*Pseudouralinia*带之下缺失*Cystophrentis*带。但经王根贤等（1983)的工作，在江西萍乡上株岭铁矿钻孔中，于原荒塘段发现珊瑚*Cystophrentis kolaohoensis*, *C.* cf. *kolaohoensis*等岩关早期的标准分子，因此荒塘段可与湘粤地区孟公坳组及贵州革老河组上段对比。可见，赣西确确实实存在着岩关早期的沉积，但本文不用荒塘段，而沿用与湘粤地区相同的名称——孟公坳组。粤北厚度较大，为117—318m；而赣西很薄，仅为17.4—36.7m。

龙江组　仅出露于粤西南小区，是前述孟公坳组的同期异相地层。主要岩性为砂岩、粉砂岩和泥岩夹灰岩，局部地区夹砂砾岩，为砂泥坪沉积产物。在阳春马狮田见有类蒙脱石粘土岩。古生物有腕足类*Eochoristites* sp.，*Cleiothyridina* cf. *serra*，珊瑚：*Cystophrentis* sp.；植物：*Sublepidodendron* sp.等化石。总厚度一般369—544m，局部地区<50m。

刘家塘组　分布于粤西、粤北—赣西、粤西南和萍乡四小区。主要岩性为灰岩、白云岩夹砂岩、页岩。受华夏陆源区的影响，由西往东沉积物中砂、泥质成分增多，钙质成分减少，厚度变薄。粤西小区全部为碳酸盐岩类，常有较多的白云岩，局部地区甚至白云岩为主，厚度70—446m不等，沉积环境为碳酸盐缓坡。粤北和粤西南夹粉砂岩、页岩多层，厚度80—370m；赣西地区夹有多层板岩，有的甚至灰岩与板岩、页岩呈互层状产出，厚37—162.4m。它们均系海陆过渡相的浑水沉积。古生物以*Pseudouralinia*带的珊瑚及*Martiniella elongata-Eochoristites neipentaiensis*组合带的腕足类为特征，属岩关晚期无疑。

大湖组　分布于蕉岭—平远—兴宁—丰顺一线以西的粤东小区，与其它各小区的岩关阶地层为同期异相关系。主要岩性为砂岩夹杂砂岩及泥岩局部夹泥灰岩，厚161—665m，为河流相-海陆交互相沉积。古生物化石主要有植物*Sublepidodendron mirabile-Lepidodendropsis hirmeri*组合带，腕足类*Camarotoechia* cf. *pleurodon*及腹足类、介形虫、鱼类等化石。过去曾认为蕉岭—平远—兴宁—丰顺一线以东的粤东北地区也有岩关期大湖组沉积，但经过笔者等的工作，从原来所谓的“大湖组”中采样分析出孢粉化石*Apiculiretusispora nitidus*, *Apiculatisporis microconnus*, *Punctatisporites* sp., *Retusotriletes* sp.等，指示了其时代属泥盆纪晚期，而非早石炭世的岩关期。所以，原来划归大湖组的那套紫红色细碎屑岩系应划归上泥盆统，与闽西南一样，该区无岩关期沉积。

横龙组　分布于赣中小区，是以陆相为主夹海相的沉积。上部为砂、页岩及硅质页岩，产丰富的腕足类化石；下部以砂岩、页岩为主，夹粉砂岩，产植物化石。由于东部临近华夏陆，受沉积分异作用的控制，致使横龙组粒度粗，厚度大，如兴国梅窖、于都丫子山等地本组下部均有砂砾岩，厚度490—555m，而西部粒度则依次变细，由细碎屑岩与泥灰岩组合而成，厚度减为23—263m。此外，古生物面貌同样受古地理环境的制约，西部海相化石较多，以腕足类和珊瑚为主；而向东随着岩石颗粒变粗，海相化石仅为一些广盐度动物群，以 *Lingula* sp. 为代表，且植物化石较丰富。因此，本组环境可从曲流河到滨海潮坪。据腕足类 *Eochoristites neipentaiensis* 及植物 *Lepidodendropsis* sp.，*Sublepidodendron mirabile* 等，横龙组的时代可归岩关期。

华山岭组　分布于高安—乐平小区，岩性主要为砂砾岩、细砂岩夹粉砂岩和页岩，构成明显的韵律性。本组的岩石颗粒变化较大，纵向上总的趋势是向上变细；横向上自西而东由细变粗，而厚度变薄直至尖灭，如在华山岭其厚度为438.24m，大米岭392m，至东乡小璜则无华山岭组沉积。其环境由辫状河向西变为曲流河。本组含丰富的植物化石，主要有 *Sublepidodendron mirabile*, *S. wusihense*, *Lepidodendron* sp. 等。由此可确定其时代为早石炭世岩关期。

珠藏坞组　除浙江江山一带外，珠藏坞组广布于钱塘地区各处，为一套红色陆相粗碎屑岩系，主要是含砾砂岩、砂岩和泥岩、粉砂岩，间夹煤线。自下而上粒度由粗变细，沉积环境由辫状河变为曲流河。其厚度一般为100—158m，少数地区厚达170—220m。本组含 *Lepidodendropsis hirmeri-Sublepidodendron mirabile* 植物组合带，地质界倾向于将之归属岩关期，但亦有人划归晚泥盆世。

（2）大塘阶包括下述的七个组。

石磴子组　出露于华南区的粤西、粤北—赣西、粤西南和萍乡小区。岩性以灰岩为主，夹白云岩和砂页岩，但各地有异。其中粤西小区全部为碳酸盐岩类的灰岩夹白云岩，无碎屑岩，系浅水缓坡沉积，厚200—400m，局部>800m；粤北和粤西南小区常夹页岩和粉砂岩，厚度≤300m；赣西除碳酸盐岩外，局部夹石膏层；但萍乡小区上株岭至上西坑一带，相变为页岩、粉砂岩及泥质灰岩，厚100—200m。该组古生物甚为丰富，在广东境内下部为腕足类 *Megachonetes zimmermanni* 组合；中部建立了珊瑚 *Thysanophylloides* 带；上部是珊瑚 *Kueichowphyllum* 带和腕足类 *Pugilis hunanensis-Vitiliproductus groberi* 组合带。赣西石磴子组的古生物研究稍差，但动物群面貌与广东的基本相同。总之，它们都可以和贵州的旧司组进行对比。

测水组　本组的分布范围与石磴子组相同，但地表出露较差。岩性主要为砂岩、页岩夹煤层，系滨岸沼泽沉积。局部夹灰岩、粘土岩及砂砾岩等。厚度变化较大，37.53—508m不等。该组古生物较丰富，下部以腕足类、珊瑚为主。中、上部主要是植物和双壳类。腕足类为 *Rugosochonetes kansuensis-Marginifera viseeniana* 组合带；珊瑚为 *Aulina-carinata-Arachnolasma sinense* 组合带；植物于下部呈 *Cardiopteridium spetsbergense-Adiantites gothani* 组合，上部呈 *Archaeopteridium-Sphenopteris obtusiloba* 组合带。赣西因研究程度不够，未建组合带，但也发现以上各组合中的一些常见分子，基本上是可以对比的，均属大塘中期。

梓门桥组　该组的分布范围与石磴子组基本相同，但岩性差异较大。粤西小区以生物

碎屑灰岩为主，白云岩少，为浅滩相沉积。粤北及粤西南小区砂岩、页岩较多，与灰岩呈互层状，部分地区以碎屑岩为主，赣西小区为白云岩夹灰岩、粉砂质页岩；萍乡小区上西坑一带接近江南陆，为石英砂岩夹砂页岩。厚度一般50—100m，个别十余米，最厚250m。古生物化石为 *Yuanophyllum kansuense-Lithostrotion asiaticum* 珊瑚组合带和 *Kansuella kansuensis-Giganto productus edelburgensis* 腕足类组合带。其时限可与宁镇的和州组进行对比，对大塘晚期。

忠信组　该组分布于粤东小区及清流—梅州小区的梅州—丰顺一带，与石磴子组、测水组、梓门桥组是同期异相关系。在粤东小区其岩性由海陆交互相灰岩、砂岩、页岩夹煤线组成。但向东在梅州—丰顺一带以陆相碎屑岩为主，砂砾岩增多，仅上部偶夹灰岩、硅质岩透镜体，厚度90—124.8m。古生物有珊瑚 *Kueichowphyllum sinense*, *Dibunophyllum* sp. 等，植物 *Cardiopteridium spetsbergense*, *Neuropteris gigantea*, *Rhodea hsianghsiangensis* 等以及腕足类和鲢类化石。

梓山组　发育于赣中小区和高安—乐平小区。岩性可分为上、中、下三段，分别与湘粤地区大塘阶石磴子组、测水组及梓门桥组对比。下段为砾岩、粗砂岩、砂岩夹少量粉-细砂岩、页岩；中段主要为砂岩、粉砂岩、页岩夹煤层，局部地区夹灰岩透镜体；上段为滨海相砂岩、页岩或泥岩。厚度58—543m不等，大致有东厚西薄，北厚南薄之特点，其沉积环境从辫状河→曲流河→潮坪变化。古生物以植物为主，有 *Archaeocalamites scrobiculatus*, *Mesocalamites* sp., *Rhodea hsianghsiangensis*, *Cardiopteridium* cf. *spetsbergense*, *Neuropteris gigantea* 等，尚有腕足类、珊瑚、瓣鳃类等动物化石。

林地组　发育于永梅分区的大部分地区。西部的清流—梅州小区和将乐—龙岩小区为一套辫状河-曲流河的砾岩、粗砂岩、粉砂岩、泥岩的沉积组合，局部地区有含半咸水动物群的海相层。厚度90—>234m，自北向南厚度增大。古生物以植物为主，有 *Neuropteris gigantea*, *Cardiopteridium spetsbergense*, *Archaeocalamites scrobiculatus*, *Adiantites gothani* 等。此外，福建区调队还首次发现了光滑叶肢介-清溪叶肢介动物群，时代属大塘期。南平—永定小区的大部分地区岩性与西部两个小区大致相同，但在大田县城以北的大合、葛坑、下坑、南坑一带出露了变质砂砾岩、斜长变粒岩、云母片岩、石英岩等，总厚度大于925.09m。变质程度较深，地表露头所采孢子样鉴定结果为泥盆—石炭系。在大合地区北部类似的这套变质岩系，所含孢子为前寒武纪的，因而这套变质岩可能包括了林地组以及更老的地层，具体划分有待以后进一步工作。往南至永春，亦为一套变质岩系，未见任何化石，厚度大于64.24m。

叶家塘组　分布于钱塘地区，是一套灰黑色含煤碎屑岩系，间夹紫红色粉砂岩、泥岩，部分地区还见到粗砂岩和砾岩。主要是河流相地层，上部偶夹海相层，以含广盐性腕足类 *Lingula* 为标志。该组厚度一般34—90m。建德以东，未见其上部层位。本组常见 *Neuropteris gigantea*, *Rhodea hsianghsiangensis* 等大塘晚期植物化石。

（3）威宁阶包括下述的三个组。

黄龙组　分布于华南大部分地区，岩性以灰岩为主，多数地区在下部或上部有厚薄不一的白云岩，少数地区以白云岩为主，甚至全部由白云岩组成。在江西高安鸡公岭、上高石坎尾及宜春龙王庙等地，本组中、上部发育多层滑塌成因的角砾状白云岩；福建长汀黄龙组上部则为角砾状灰岩。厚度一般125—500m，局部39.5m，最厚达830m。沉积环境自

东而西由潮坪相变为缓坡相。钱塘地区西北部的杭（州）开（化）小区黄龙组岩性与下扬子分区相似，由上部纯灰岩段和下部白云岩段组成，但厚度较大，150—256m不等，是下扬子分区黄龙组厚度的3—5倍。这是处于构造较活跃的断陷区，沉降速度较大的缘故。本组含很丰富的古生物化石，尤其是鏟类，自下而上可建 *Pseudostaffella* 带，*Profusulinella* 带和 *Fusulinella-Fusulina* 带。少数地区如闽西南地区已分析出牙形石，下部为 *Neognathodus bassleri-N. symmetricus* 组合带，上部为 *Idiognathodus magnificus-Neognathodus roundyi* 组合带。此外尚有珊瑚、腕足类等化石。

藕塘底组　只分布于华夏古陆西北缘的江西铅山、浙江江山、兰溪一带。岩性为碎屑岩夹灰岩、白云岩透镜体。常见的化石是珊瑚、腕足类和鏟类，铅山一带尚见植物碎片。系潮坪相沉积，与黄龙组为同期异相关系。本组的底界各处有别，从西往东逐渐提高，反映海侵超覆的先后不一。藕塘底组厚140—426m，由西向东渐薄。江西区调队曾另创新名，称“叶家湾组”，命名剖面在铅山永平叶家湾。鉴于其岩性、地层层序等特征均与藕塘底组类似，地理上亦很接近，似无另创新名之必要。

经畬组　仅分布于永梅分区的将乐—龙岩小区，是黄龙组的同期异相沉积，以潮坪相的砂岩、粉砂岩、泥岩为主，局部地区还有砂砾岩夹灰岩或二者互层。漳平岭兜经畬组为一套角砾状灰岩与粉砂岩、泥岩互层。厚度均较薄，11—69m不等。其化石主要有腕足类：*Choristites mansuyi*, *Dictyoclostus* cf. *weiningensis*；鏟类：*Fusulina* sp., *Fusulinella* sp., *Pseudostaffella sphaerica cuboides* 以及少量珊瑚等。

（4）马平阶船山组　该组多伴随黄龙组（或经畬组）出露于各沉积区，且分布往往比后者广泛。主要岩性为灰岩夹白云质灰岩，局部地区上部见核形石灰岩，偶夹白云岩、硅质岩及钙质页岩。在闽西南的东部南平—永定小区，船山组的岩性迥异于典型的船山组，主要为砂砾岩、粉砂岩、泥岩与灰岩互层；至安溪剑斗则以碎屑岩为主夹硅质岩的沉积。本组厚度变化很大，0—766m不等。沉积环境由东往西为滨岸潮坪→浅水缓坡→半深水缓坡。古生物主要为鏟类，可分为两个带：上部为 *Pseudoschwagerina*（或 *Sphaeroschwagerina*）带，下部为 *Triticites* 带。此外还有珊瑚、有孔虫和藻类等。时代属马平期。

4．东南地层区

包括闽东和台湾两个分区，在此仅讨论闽东分区。

闽东分区石炭纪地层出露面积小，不连续，研究程度不高，至今尚未建立起可靠的岩石地层系统和生物带，仅以上统和下统称谓。上统只有相当于威宁期的沉积，下统包括大塘期和岩关期的沉积，但均不完整。

下统下部为碳质板岩、粉砂质板岩与变质粉砂岩互层，夹一层残余棘屑细晶灰岩，灰岩内发育藻纹层及鸟眼构造。底部产孢子：*Densosporites* sp., *Leiofusa* sp., *Cyclogranisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Leiotriletes* sp. 等；上部为泥质粉砂岩、细砂岩。产植物化石 *Cardiopteridium spetsbergense*, *Sublepidodendron* cf. *mirabile*, *Archaeocalamites* sp. 等。这些植物及孢子化石都证明它们的时代为早石炭世。下统的环境为近滨-内陆棚环境。

上统下部则以千枚状板岩、泥岩、细砂岩夹硅化灰岩为特征，为外陆棚沉积。灰岩中的化石有鏟类：*Pseudostaffella sphaeroidea*, *P. sphaeroidea* var. *cuboides*, *Profusulinella* sp., ?*Beedeina* sp. 以及腕足类、珊瑚、有孔虫及藻类等。根据鏟类分子，其时代

无疑属威宁期，但不一定全，因为未出现 *Fusulinella-Fusulina* 带的分子。

5．南海地层区

在东南部只涉及海南分区。

（1）岩关阶南好组　相当于广东省的大湖组。岩性为砂泥质板岩夹砂岩及杂砂岩，底部具底砾岩，粒度偏粗，厚264—500m。沉积环境底部为冲积扇，中、上部则为近滨环境。古生物有腕足类 *Cyrtospirifer* sp.，*Eochoristites* sp.，*Megachonetes* sp. 及珊瑚、瓣鳃类等。其时代属岩关期。

（2）大塘阶青天峡组　本组主要岩性为板岩与砂岩、岩屑石英杂砂岩组成互层，偶夹灰岩和白云岩，为陆棚或内陆棚沉积。岩石普遍有变质现象，厚度442—500m。古生物有腕足类 *Gigantoproductus gigantea*, *Dictyoclostus* cf. *pinguis*, *Schuchertella* sp. 及瓣鳃类、牙形石和珊瑚等。根据这些古生物化石，可确定其时代为早石炭世大塘期，相当于大陆粤东小区的忠信组。最近宜昌地矿所、海南地矿局报道❶，青天峡组还包括晚石炭世早期沉积。

（3）威宁—马平阶石岭群　该群在东方县江边镇青天峡—石岭一带发育较好，岩性可分为上、中、下三个岩组。下岩组为粉砂质板岩、硅质板岩、千枚岩夹硅质岩，厚度>259m；中岩组为大理岩化粉—细晶灰岩、泥质灰岩，厚度为151.2m，含海百合茎及䗴类 *Schwagerina* sp.；上岩组为千枚状板岩、砂泥质板岩及燧石岩，含海百合茎、苔藓虫及瓣鳃类化石，厚度大于461.7m。总之，石岭群沉积的环境为陆棚向半深水盆地变化。峨嵖村光片山一带仅见灰岩、白云质灰岩夹含燧石结核灰岩（原称光片山组），底部为断层截切，顶部为下二叠统峨嵖组砂岩、页岩覆盖，呈整合或平行不整合（？）接触，厚180m。含䗴类化石 *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina guangpianshanensis*, *Pseudofusulina* sp. 等。上述资料表明原光片山组与石岭群中岩组含䗴的灰岩可进行对比，时代属马平期；其下岩组的碎屑岩中未找到化石，从层位看，应相当威宁期沉积。

三、研　究　进　展

通过野外实测剖面及室内资料的分析、研究，我们在以下几方面取得了新的进展。

1．下扬子分区岩关早期地层的发现

过去一贯认为下扬子分区缺岩关早期沉积，下石炭统金陵组与上泥盆统五通群擂鼓台组为假整合接触关系。“七五”期间，作者先后对江苏江宁县茨山、孔山、江苏宜兴丁蜀、安徽铜陵半山李家等地金陵组之下原划归上泥盆统擂鼓台组的碎屑岩上部层段系统采集孢粉样。据高联达鉴定结果，上部层位所产孢子可建 *Spelaeotriletes pretiosus* 组合带和 *Vallatisporites vallatus-Aneurospora incohatus* 组合带，相当于西欧的 VI-P 孢子组合带，即早至中杜内期；其下则产相当于西欧晚泥盆世的 LN 组合带的孢子。因此，过去认为是泥盆系五通群擂鼓台组上部的地层，有一部分应划归下石炭统，并命名为茨山组（李汉民等，1987），层位与中扬子地区的长阳组相当，从而证实了早石炭世最早期下扬子分区有沉积，其与下伏泥盆系为同相过渡整合接触关系，而非传统认为的假整合关系。囿于篇

❶ 学术会议材料，1991，海南岛重大基础地质问题的研究进展

幅，实测剖面资料从略。

2．广东平远—丰顺一线以东无岩关期沉积

长期以来，人们都认为龙门—惠州一线以东的粤东地区都发育有岩关期的沉积——大湖组及大塘期的沉积——忠信组。这对于粤东大部分地区来说确是如此。但在其最东北部的平远—丰顺一线以东部分地区，它们与闽西南的武平岩前、上杭芦丰等地相邻，据前人资料，广东地区岩关期就有沉积，而福建地区却仅有大塘期及其以后的沉积，一条省界相隔，变化如此明显，难以解释。因为原来定为“岩关期”的地层为一套紫红色的陆相粉砂岩、泥岩、细砂岩等碎屑岩系，化石很少，欲以大化石确定其时代是很难的。因此笔者等在测制蕉岭等地剖面时，着意采集了一系列孢粉样品，经地科院地质所高联达分析鉴定，获得 *Apiculiretusispora nitidus*, *A.* sp., *Punctatisporites* sp., *Apiculatisporis microconnus*, *A.* sp., *Retusotriletes* sp. 等泥盆纪常见的孢子分子。因此这套紫红色地层的时代应为泥盆纪，而不是早石炭世岩关期。紫红色地层的上覆地层是一套灰白色、灰黄色的砾岩、含砾粗砂岩、中粗砂岩等，为早石炭世大塘期地层即忠信组，相当于闽西南地区的林地组，二者与下伏泥盆系均呈假整合接触，缺岩关期地层。

3．福建威宁阶经畲组的生物地层学特征及其意义

“经畲组”一名是1:20万区调龙岩幅首先创名（1977）的，后因建组地点剖面出露不佳，受后期岩脉穿插及第四系覆盖较多，曾认为不宜采用（福建省地矿局，1985）。但是，根据国际地层划分分会第四号报告（1970）第四条“岩石地层单位层型”中“适用于出露贫乏或不完整单位的层型”的规定，福建区调队经过广泛测制剖面并进行深入的生物地层学研究，认为“经畲组”一名仍然有效，可以顶、底的界线层型来划定该组的单位层型。

经畲组在闽西南地区由南往北均有出露，如南部的龙岩经畲、林邦、马坑、郭罗坪及永定等地；中部的永安坑边；北部的将乐水南、中亭和顺昌洋菇山等地都测到了经畲组的剖面，可见经畲组确实是客观存在的，它代表威宁期的边缘相，与其以西广泛分布的碳酸盐相的黄龙组属同期异相，从而确证华夏古陆的存在，因此经畲组的建立是必要。

本课题下属的福建三级专题组在进行详细研究后，将建组地点龙岩经畲剖面选为层型剖面，将乐水南、中亭和永安坑边等剖面选为次层型剖面，并对经畲组作如下限定：下限始于䗴类 *Profusulinella parva* 带；上限止于䗴类 *Fusulina quasicylindrica* 带的顶界。

4．闽西南具有碎屑岩相或混合岩相的相当于船山组的层位

过去，人们认为福建的马平阶为单一的碳酸盐相沉积，以灰岩为主，夹少量白云岩（如福建省区域地质志，1985）。在顺昌—将乐一线以南，顺昌—三明—漳平—龙岩一线以西的地区，马平阶的确是一套碳酸盐沉积建造。但在上述界线以北、以东的地区则不然，那里马平阶的岩性迥异于典型的船山组，其下部主要为石英砂砾岩、粉砂岩、泥岩夹硅质岩或灰岩透镜体；上部则以生物碎屑灰岩、藻核形石灰岩、硅质条带灰岩为特征，有的或为碎屑岩夹灰岩。典型剖面如永春上姚、安溪剑斗、永定三坝等，剖面多不完整，常常未见顶。但由于采到了䗴类化石：*Pseudoschwagerina* sp., *Sphaeroschwagerina* sp., *Schwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp. 等，可以确定属马平阶无疑。这样便丰富了马平阶的岩相类型，其沉积环境可能为滨岸-潮坪。这可由采到的丰富的藻类得以证实。

闽西南东部的南平—永定小区，缺失威宁期的沉积，马平阶覆盖在大塘期的林地组之上，甚至有的直接超覆于老地层震旦系之上，说明南平—永定小区马平期才遭受海侵，马

平早期沉积滨岸碎屑岩，至晚期海侵加大，沉积碳酸盐岩或细碎屑岩夹碳酸盐岩。滨岸碎屑相的存在，进一步证明华夏古陆的存在。

5．证实浙江石浦的石浦群并非石炭纪地层

长期以来，人们对浙江象山县石浦镇乎岩村附近出露的地层时代的意见众说纷纭，莫衷一是。主要有四种意见：①石炭、二叠纪飞来峰（张秀峰，1957）；②上古生界（中国地质科学院地质所、浙江省区域地层表编写组，1976）；③中生界下白垩统朝川组（浙江省区测队，1973）和馆头组（浙江省石油地质大队，1980）；④古新世—始新世（？）（傅肃雷，1984）。

傅肃雷（1984）将这一套浅变质的碎屑岩夹碳酸盐岩的沉积建造称石浦群，并根据岩石中含有大量的龙介科（Serpalidae）虫管，与苏北盆地、广东三水盆地及江西清江盆地进行对比，认为石浦群的地质时代为古新世—始新世（？）。因为龙介科毕竟不是标准化石，因而对所定时代还未能完全肯定，仍存有疑问。

中国东南部为中生代火山岩广泛覆盖区，火山岩基底的时代问题是地质界关心的问题之一。1976年浙江区测队在闽东北福鼎构造天窗发现了石炭系，问题开始有所突破。浙江石浦浅变质岩系的时代问题更加引起地质界的注意，考察者纷至沓来，但始终未获得可靠的化石依据。因有人认为其可能属石炭系，故笔者等曾两次前去工作，在剖面上发现一些藻礁，并在其附近采集硅化灰岩样品进行微体化石的研究，薄片下见大量介形类介壳断面。所采样品经南京地矿所吴其切分析鉴定，有下列介形类属种：*Eucypris stagnalis* Mandelstum, *E.* sp., *Candona* (*Lineocypris*) *hapla* Chen et Ho, *C.* (*Pseudocandona*) *poriformis* Yang et Hou 等，组合面貌为古新世—始新世，因而石浦群不是火山岩的基底，而是上覆地层。但其与中生代火山岩周围为断层接触，原始接触关系不清。

该项发现对太平洋西岸板块的研究，提供了比较确切的资料，有着重大的意义。

6．海南石岭群地质时代的厘正

广东区调队1964年创建“石岭群”时，将之划归中石炭统；1988年广东区域地质志改划为下石炭统上部。由于化石依据不足，地质时代问题始终未曾定论。1987年，“南古”项目一、二、三级课题组联合测制东方昌化江边青天峡剖面时，陈培权在石岭群命名剖面灰岩下部首次采获化石，经鉴定为纺锤类 *Schwagerina* sp.。该纺属始见于晚石炭世马平期，故该岩段不可能是下或中石炭统，其岩性与化石面貌与江边峨嵯村光片山的光片山组相同，应属同一层位。后者下部产 *Pseudofusulina* sp.，上部产 *Schwagerina guangpianshanensis* 和 *Pseudoschwagerina* sp.，时代应为马平期，与大陆船山组相当。光片山组剖面不完整，下部为断层所截，只相当石岭群的中部，地层名称应予废弃。按广东区调队对石岭群的定义，产化石的灰岩是石岭群的中岩组，时代属马平期。而化石层位在中部岩组的下部，所以下部碎屑岩组可能属威宁期。石岭群应是一个跨期的岩石地层单位，包括整个上石炭统。上、下岩组均未获能确定具体时代的化石，暂不建新名。

第二章　古　构　造

一、基底地质概况

经研究证实，下扬子地区石炭系与泥盆系为整合过渡关系，在一些坳陷地区，石炭系与二叠系亦为连续沉积。因此，晚古生代期间并无强烈的造山运动，上古生界可作为一个统一的构造层来看待，都受加里东运动所形成的基底构造格局的控制。

加里东运动是一次范围广泛而强烈的地质变革运动，它大大地改变了研究区的古构造格局和古地理景观，对晚古生代的沉积作用、火成活动和成矿作用均产生巨大的影响。

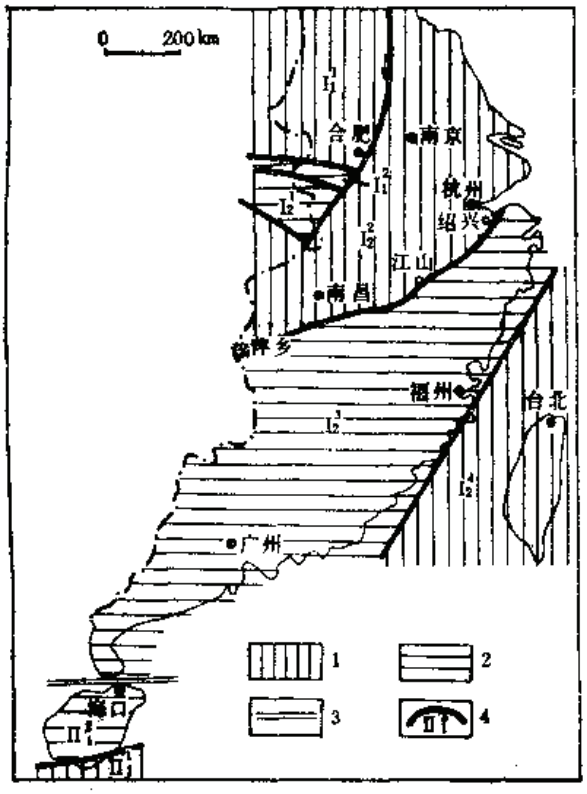


图 2—1　华力西沉积盆地基底古构造格局图

1—克拉通地块；2—加里东褶皱带；3—板块界线；4—构造单元界线及其编号

（一）基底古构造格局

加里东运动以板块汇聚和大陆增生为特色。北淮阳岛弧和华夏板块分别与华北板块和扬子板块碰撞对接，组成北方板块和南方板块。后两者又沿北淮阳缝合线（本文的磨子潭—桐柏断裂带）对接成统一的泛中国大陆板块。与此同时，海南岛加里东褶皱带增生于崖县克拉通的北缘，组成南海板块，最终形成了泛中国大陆板块与南海板块隔海遥遥并立的构造格局（图 2—1；表 2—1）。各克拉通地块边缘均有一个加里东褶皱带，两者的稳定性不同，以致奠基其上的华力西沉积盆地也受这种基底属性的控制而有明显的区别。奠基于克拉通地块上的华力西沉积盆地，继承了加里东期的稳定性，成为克拉通盆地；以加里东褶皱带为基底的华力西沉积盆地，由于基底稳定性较差，所以沉降幅度较大，火成活动较明显，并不同程度地裂谷化成被动大陆边缘盆地。

华力西初期，地球动力学机制由挤压转为拉张，表现为北方陆块与南方陆块沿北淮阳断裂带重新拉开及南方陆块的不同程度的裂谷化。在古特提斯域，上扬子裂谷化变为成熟被动大陆边缘，从扬子克拉通向南裂谷化程度增高，到红河一带形成小洋盆与古特提斯海相通；在古西太平洋域，也出现明显的裂谷化。后者在华南加里东褶皱带内裂谷化程度不高，只形成吴川—四会裂陷槽和永梅拉张盆地，而在加里东褶皱带东缘，沿宁海—陆丰一

表 2—1 加里东末期古构造单元

一级单元	二级单元	三级单元
Ⅰ 泛中国大陆板块	Ⅰ$_1$ 北方陆块	Ⅰ$^1_1$ 华北克拉通地块
		Ⅰ$^2_1$ 北淮阳加里东褶皱带
	Ⅰ$_2$ 南方陆块	Ⅰ$^1_2$ 南淮阳加里东褶皱带
		Ⅰ$^2_2$ 下扬子克拉通地块
		Ⅰ$^3_2$ 华南加里东褶皱带
		Ⅰ$^4_2$ 东海克拉通地块
Ⅱ 南海板块	Ⅱ$_1$ 南海陆块	Ⅱ$^1_1$ 崖县克拉通地块 Ⅱ$^2_1$ 海南岛加里东褶皱带

线裂谷化增强，石炭纪时可能已经发展为陆间裂谷，使早古生代时的东海古陆和其毗邻的部分加里东褶皱带一起从南方陆块裂离，晚古生代时另成构造系统，本文称之为“东南板块”。后者的内部又沿台湾中央山脉裂谷化，石炭纪时为陆间裂谷，古生代末演化为洋盆，估计也是华力西早期开始裂谷化。

根据以上分析，华力西初期已逐步地形成四大板块（北方、南方、南海、东南板块）散布的格局，这就是石炭纪沉积盆地的基底构造格局。石炭纪时，这一格局依然存在。华力西末期一印支末期，各板块再次陆续碰撞对接，组成空前绝后的大面积的泛中国大陆板块，其内部各陆块间以缝合线相隔，各有其沉积发育史，通过详细的沉积学研究，完全可以再造上述的板块运动史。

东南、南海陆块几经沧桑，现已几乎全部沉沦海中，以致研究程度甚低，主要取证于少量海洋钻探所获的资料。因此，地质界争论颇多，但沉积学研究的资料可确证其存在，详见后文。

（二）加里东末期的古地理景观

从中奥陶世后期开始，板块汇聚的挤压应力导致古老地块的抬升和其边缘年青褶皱山系的形成。到志留纪末，除钦防残留洋盆外，研究区均已变成陆地；原有的古老地块已经克拉通化，呈丘陵或准平原地貌；年青的褶皱山系开始了快速剥蚀、快速搬运及在山前沉积盆地中快速堆积的地质作用过程，使之在晚古生代时成为主要的陆源区。北淮阳山系和华夏山系即为这种褶皱山系的典型例子，山前都堆积了巨厚的磨拉石建造。华夏陆块上，形成了以华夏山系为中心的环带状沉积分异作用带，地形东高西低，海水由西向东超覆，属古特提斯海域；扬子陆块上，陆源区以江南陆为主，鲁东陆为副，相带分异明显，属古西太平洋海域。上述古地理格局，制约着晚古生代沉积作用的进行。

（三）基底断裂系统

到加里东末期，地球已经历了30多亿年的演化史。在这漫长的地史年代里，各板块不断地相对运动，经历了多少个威尔逊旋回，这种分分合合反复进行的构造作用力，会在板内形成一定方位的断裂系。这些断裂系一般平行于毕尼奥夫带或板块缝合线；在转换式拼接过程中，则会出现斜列的断裂系。因此，研究区内各陆块上主要的基底断裂系和岩石圈断裂方向不一：下扬子陆块上大致平行于绍兴—萍乡断裂，呈北东向；华夏陆块上大致平

行于宁海一陆丰断裂，呈北北东向；南海陆块北大致平行于琼州海峡断裂，呈近东西向。加里东构造旋回时期，萍乡一绍兴断裂具有转换断层的性质，故扬子克拉通边缘盆地的断裂多呈雁行状排列，与萍乡一绍兴转换断层带斜交，如赣东北断裂（马金一乌镇断裂带的西段）、萧山—球川断裂等；宜丰一景德镇断裂亦有这种斜交的趋势（见图2—5）。

这种基底断裂系形成较早，日益强化，晚古生代多数还继续活动，变成同沉积断裂，控制着板内沉积盆地的形成与演化。

到晚泥盆世，构造挤压和垫上隆阶段结束，演化为拉张和垫下沉阶段；克拉通化所引起的地壳均衡效应，也进一步促使沉积盆地的形成。晚泥盆世是研究区沉降的开始阶段，地层分布比较局限；石炭纪继承了泥盆纪的古地理、古构造格局，连续沉积，但海侵范围大于泥盆纪，在盆地边缘带超覆于前泥盆系之上。因此，上古生界作为一个新的构造层，完全受加里东运动所形成的古构造、古地理格局控制。

二、石炭纪的古构造

（一）古构造轮廓及古地理位置

地质科学的发展，使我们有可能从无机界和有机界获取大量的信息来重塑古构造轮廓及古地理位置。

1．古地磁信息

为了恢复石炭纪时各板块的古地理位置，笔者等曾在闽西南、浙西、琼西、湘中等地采集古地磁样，请南京地矿所张华明测定，获得部分数据（表2—2），说明海南岛陆块位于南纬5.1°，华夏陆块位于北纬15°左右。此前杨森楠（1983）报导过北淮阳位于北纬

表 2—2　中国南方石炭系古地磁数据

采样地点	层位	样品号	采样位置		退磁方式	剩磁方向		古地磁极		古余纬	古纬度	资料来源
			纬度	经度		偏角	倾角	纬度	经度			
海南昌江青天峡	南好组	HDQ 2—3	18.95°	109.00°	热	332.8°	－10.1°	65.0°	306.1°	95.1°	S5.1°	本文
福建龙岩经畲	林地组	FLJ 5	25.05°	117.15°	热	345.0°	36.6°	75.9°	31.0°	69.6°	N20.4°	本文
福建龙岩经畲	林地组	FLJ 2	25.05°	117.15°	热	23.9°	26.6°	65.0°	228.7°	75.9°	N14.1°	本文
福建龙岩杨梅坪	林地组	FLJ 6	25.05°	117.15°	热	36.6°	15.6°	51.1°	226.8°	82.0°	N8°	本文
福建永安坑边	林地组	FYK 1	26.00°	117.30°	热	92.9°	29.5°	4.4°	191.8°	74.2°	N15.8°	本文
安徽金寨	金寨群										N25°—28°	杨森楠

25°—28°。这些资料证明石炭纪时各板块仍处于离散状态（图2—2），这与沉积学研究所得结论互相吻合。

从古地磁资料看，研究区（海南岛南缘至下扬子北缘）大塘期的古纬度为S9.5°—N25.8°，几乎全部位于热带和亚热带，横跨35.3个纬度，与中国今日的跨度相近。

各家已发表的古地磁资料，有的相差很大，但在研究区属低纬度带这一结论上却相当一致。

2．沉积岩信息

区内沉积盆地中碳酸盐岩非常发育。晚石炭世时，除陆缘有狭窄的混合坪外，广大地区全部为碳酸盐岩分布区，而且还出现向上浅滩化的自旋回，可知生物造岩作用成了主要的沉积作用，这是热带、亚热带的标志之一。现代海域中，生物碳酸盐岩主要分布在赤道两侧30°纬度带内，按古今印证的原则，研究区也应在30°之内，这与古地磁测定数据一致。此外，下石炭统常见铁、锰质含量高的层位，甚至形成矿层，说明陆源区以化学风化为主；铜陵半岛和钱塘地区上、下石炭统间假整合面上铁帽广布以及上扬子区风化壳型铝土矿的产出等等，更是当时地处低纬度的物证。根据布里登、欧文（1963）的研究，晚古生代的蒸发岩分布在南北30°区内，而研究区内的赣西以及相邻的湘中石炭纪大塘期石膏矿的古地磁数据表明，那里是北纬10°左右，与世界各地分布情况相似(图2—3)。

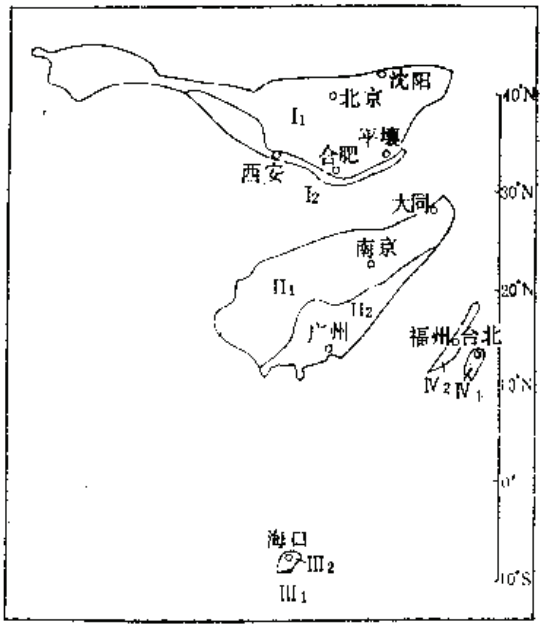


图 2—2　石炭纪大塘期板块位置复原图

Ⅰ—北方板块；I_1—华北陆块；I_2—北淮阳陆块；
Ⅱ—南方板块；II_1—扬子陆块；II_2—华夏陆块；
Ⅲ—南海板块；III_1—崖县陆块；III_2—海南岛陆块；
Ⅳ—东南板块；IV_1—东海陆块；IV_2—闽东陆块

3．古生物信息

研究区陆表海盆地中，生物分异度很高，种属数量和个体数量均多。海域中藻类发育，蓝绿藻和绿藻特别丰富，灰岩中常见藻球粒、藻团块等，船山组中的藻核形石之多，更具特色。正因为生物繁盛，导致了大量碳酸盐岩的生成，只有低纬度区方有可能。

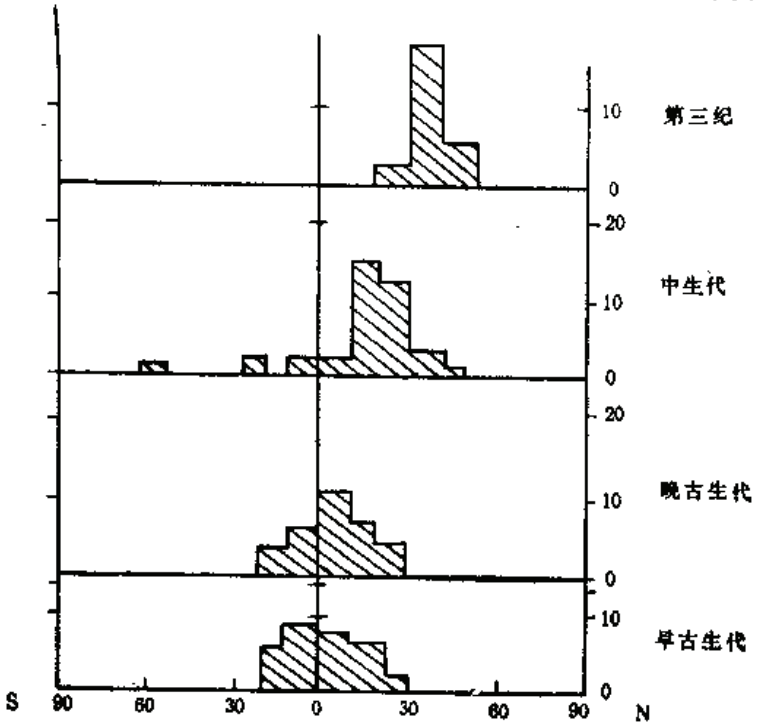


图 2—3　地质历史时期蒸发岩古纬度分布柱状图

（布里登、欧文，1963）

古生代生物群的分布，同现代一样，大的生物区系除了受控于古陆和洋盆的隔绝外，主要受控于古纬度气候带。赤道及低纬度区为热水生物群分布区，高纬度为冷水生物群分布区。同一纬度区内，又因环境的不同而再分为二级和三级生物区。笔者(李耀西,1989)曾对中国石炭、二叠纪横板珊瑚的生物地理区系进行过系统全面的总结，认为中国横跨三个一级生物地理区：藏南为冈瓦纳冷水生物地理区系；北部边陲属北方冷温水生物地理区系；两者间为特提斯温热水生物地理区系。研究区石炭纪时属特提斯温热水生物地理区系。

古植物学家们同样将全球分为三个古植物地理区系，南面称冈瓦纳植物区系，北面称安加拉植物区系，两者间称欧美植物区系。晚石炭世时，中国和印支地区出现特征性的大羽羊齿植物群，被称为“华夏植物区系”。本研究区全部被划为欧美植物区系或华夏植物区系。

从动物或植物区系研究结论看，研究区位于同一生物区系的结论是一致的，这说明几大板块虽然散布在特提斯—西太平洋海域，但还没有分散到跨一级生物区系的地步，生物群的性质——温热水生物群——与古地磁所得出的古纬度区间两相吻合。因此，古地磁、

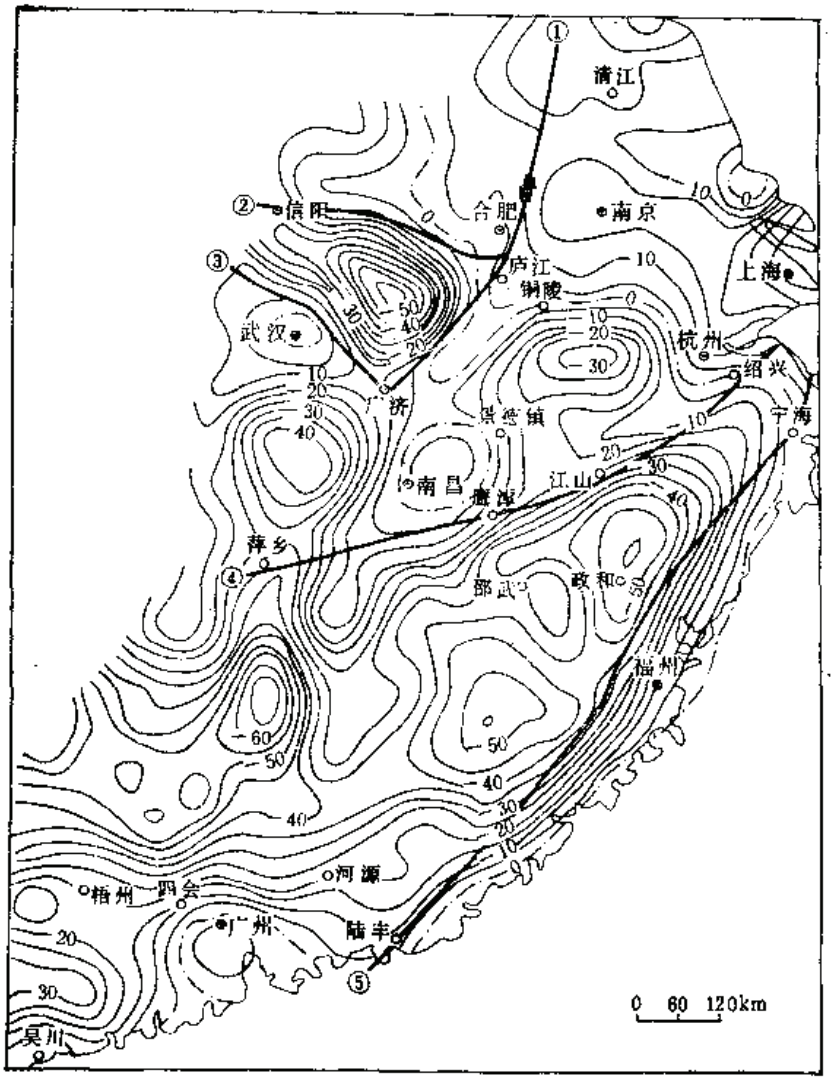


图 2—4 中国东南部陆区平均布格重力异常图

(据孙德梅、曾青石，1984)

①郯庐断裂；②信阳—舒城断裂；③襄樊—广济断裂；④萍乡—绍兴断裂；⑤宁海—陆丰断裂

有机界和无机界反映的信息，说明石炭纪时研究区处于热带和亚热带。

（二）构造单元划分的地球物理资料验证

地壳是非均一体，地壳上部和深部各种地质因素的不同，必然会引起大地重力场、磁场的相应反映，这种信息能提供地表地质不可能获得的资料，是研究古构造的一种重要手段，可以根据重力场、磁场梯度带的展布方向、异常梯度值等，去判断大型构造单元的轮廓、相对关系以及界线。尽管这些构造单元在石炭纪以后，会有某些变化，诸如离散、拼合，以及沉积物加积和剥蚀所引起的地壳均衡效应等，会有相应的水平和垂直运动，但它们仍作为一个整体在运动，其大致轮廓、边界的位置、板块的物性等仍然会在重力场、磁场资料上有所反映，可以此来印证沉积学研究上关于板块划分及其边界位置的结论。

根据重力场、磁场资料，研究区大陆上三大板块之间以及板块内地块间的界线，均存在着明显的异常带，异常带的延展方向与边界断裂走向基本一致。

从图2—4可见，研究区内有五个重力梯度带，分别与淮阳地块周缘的信阳—舒城断裂、鄱庐断裂（南段）、广济—襄樊断裂一致，也和南方板块与东南板块之间的宁海—陆丰断裂以及南方板块内扬子克拉通与华夏被动大陆边缘间的萍乡—绍兴断裂带一致。

以上地球物理场资料说明，上述的板间和板内断裂均属超圈断裂或推覆构造的边界断裂与构造单元的边界线正好吻合。

研究区内大陆上的莫霍面陡倾带将本区明显地划分为五个构造单元，与石炭纪时古构造单元的轮廓相符，与沉积学研究的结论亦一致，但板块的地理位置以及莫霍面的高低变化，已为后来的构造运动所改造，不再是当时的情景。

三、古构造单元的划分和特征

尽管陆块已经聚合，但一定程度上仍各自保留着原有的一些特征，诸如基底断裂系的方向、基底的活动性等，以致同一板块上，存在着不同的构造体系，不同性质的基底，不同类型的沉积盆地和建造类型。这些差别与各陆块的基底性质有关，所以在进行归纳时，仍应以陆块为准。

古构造单元的划分如表 2—3 和图 2—5 所示。

八个陆块中，除华北和扬子陆块外，其他陆块石炭纪时基底的性质或大地构造归属等，地质界或多或少地总有些不同的认识。产生这许多不同认识的原因是多种多样的，但主要是固定论的桎梏未解脱。

地学的最新进展，已雄辩地证明，地壳在地史时期内不断地演化、运动，各板块时而聚合，时而分离，因而认识应建立在活动论的基础上，而且要强调地质发展的阶段性，任何结论，都必须有一个时间概念。同一地区，某一时期可能已成褶皱带甚至克拉通化，但随后又可能裂开形成大洋盆地，最后又可能碰撞对接或俯冲叠接，甚至经历几个威尔逊旋回。基底性质这种否定之否定的演化，已引起地质学家们越来越多的注意。板块聚合阶段，相邻板块之间当然有其相似的地质特征和紧密的联系，并表现为沉积相的连续过渡；当板块分离之后，其间为大洋或裂谷盆地分隔，必然各有一套演化历史和独立的特征；当俯冲使洋盆和裂谷封闭时，原来分离的陆块碰撞对接成相邻的古地理单元，但缝合带两侧建造类型迥异，沉积相不连续；此后又出现沉积相连续过渡的现象。固定论者常会根据某一

表 2—3　中国东南部石炭纪古构造单元及边界断裂总表

一级构造单元	二级构造单元	三级构造单元	四级构造单元
		I_1^1 华北克拉通地块	
	I_1 华北陆块		
Ⅰ．北方板块		I_1^2 华北边缘前陆盆地	
	——5.信阳—舒城断裂——		
	I_2 北淮阳陆块	I_2^1 北淮阳后陆冲断带	
1.郯庐断裂 2.磨子潭—桐柏断裂			
		II_1^1 扬子被动陆缘	II_1^{1-1} 南秦岭坳陷区
		——6.襄樊—广济断裂——	——1.郯庐断裂——
			II_1^{2-1} 鲁东隆起区
			——9.嘉山—响水断裂——
	II_1 扬子陆块	II_1^2 扬子克拉通地块	II_1^{2-2} 中下扬子坳陷区
			——10.宿松—丹阳断裂——
			II_1^{2-3} 江南隆起带
		11.马金—乌镇断裂 12.宜丰—景德镇断裂	
		II_1^3 扬子克拉通边缘断陷带	II_1^{3-1} 萍乐断陷 II_1^{3-2} 钱塘断陷
	——7.萍乡—绍兴断裂——		
Ⅱ．南方板块			II_2^{1-1} 华夏隆起区
			II_2^{1-2} 永梅坳陷
			——13.河源—浦城断裂——
	II_2 华夏陆块	II_2^1 华夏被动陆缘	II_2^{1-3} 武夷—云开隆起带
			——14.从化—鹰潭断裂——
			II_2^{1-4} 赣粤坳陷区
			——15.吴川—四会断裂——
			II_2^{1-5} 阳江裂陷槽
	18.岑溪—博白断裂 19.灵山—滕县断裂		
	II_3 钦防残余洋盆		
——4.琼州海峡断裂——			
	III_1 雷县陆块	III_1^1 雷县克拉通地块	
Ⅲ．南海板块	——8.儿所—陵水断裂——		
	III_2 海南岛陆块	III_2^1 海南岛被动陆缘	
——？——			
Ⅴ．菲律宾板块			
——17.台东断裂——			
	IV_1 东海陆块	IV_1^1 东海克拉通陆块	
Ⅳ．东南板块		IV_1^2 台湾陆间裂谷	
	——？——		
	IV_2 闽东陆块	IV_2^1 闽东被动陆缘	
——3.宁海—陆丰断裂——			
Ⅱ．南方板块			

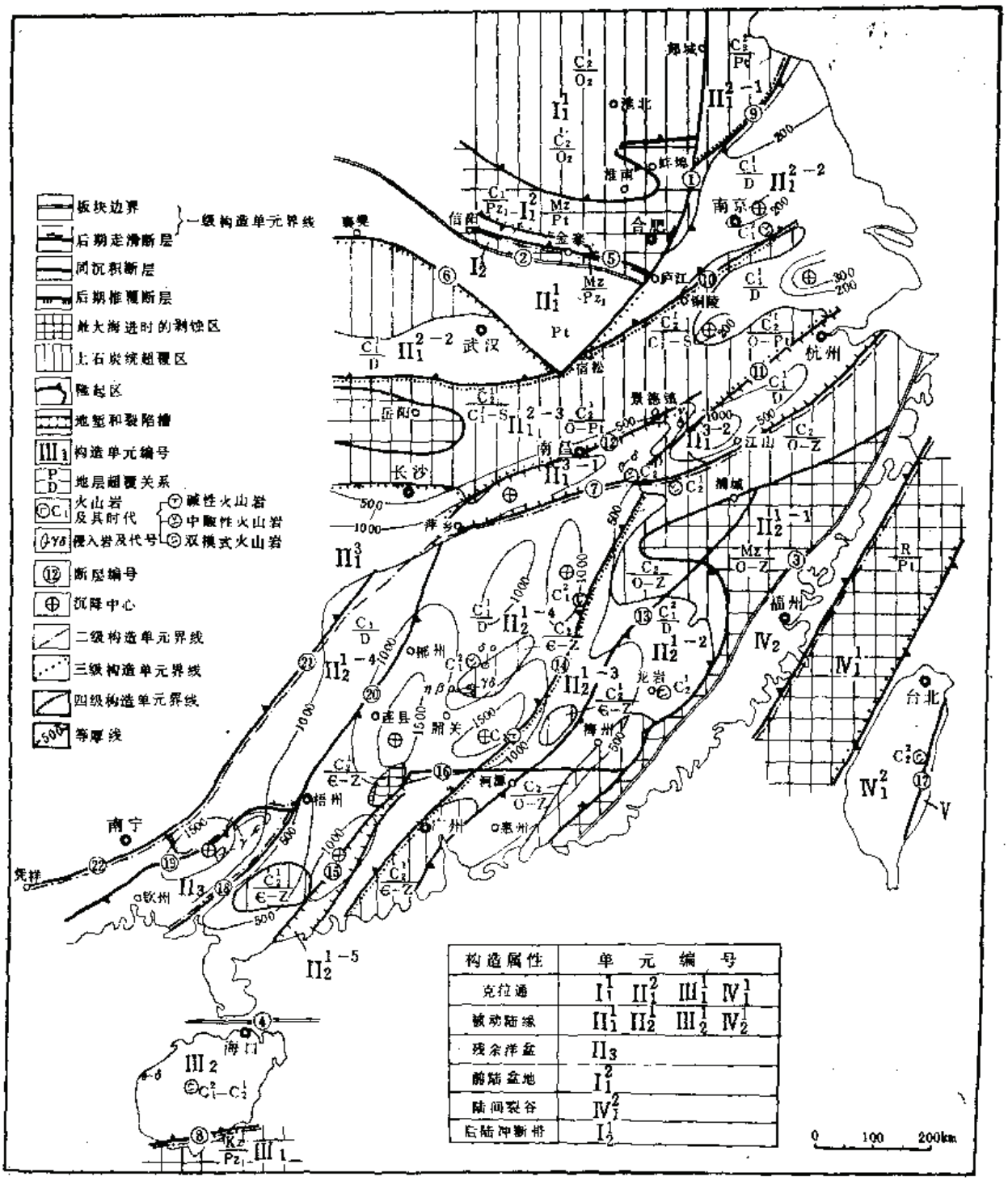


图 2—5 中国东南部石炭纪古构造图

（图中等厚线上数字是沉积厚度，单位是米）

时期的相似和连续过渡而否认另一时期曾互相分离和互无联系；或者根据某一时期的跳相和无联系而否定其他时代曾经互相拼合、毗邻。另外一些学者则从几十亿年多次构造幕所形成的综合效应来认识问题，把问题复杂化，诸如将我国东南部划分为数量众多的地体。其实任何一个地质时期，我国东南部构造单元数量都不多，在板块汇聚时期则更少。

笔者认为有必要强调指出，传统的中国东南部大陆增生模式，认为增生是以扬子陆核

为中心，向东南方向顺次出现晋宁、加里东、华力西、喜马拉雅褶皱带，甚至把东南沿海火山岩带视为燕山褶皱带，这是错误的。其实，加里东运动所形成的加里东褶皱带，已经把扬子和东海两大陆块焊接为一个泛大陆陆块，此后即转入板内演化阶段。尽管晚古生代曾出现过大陆裂解，沿宁海—陆丰一线出现裂谷，但并未发展为洋盆，没有后退式俯冲游刃的余地，也就没有大陆增生的前提，而只有裂谷的闭合和陆陆碰撞。后者导致陆块的拼合，而没能使陆块的面积增大；拼贴上去的是一个老陆块，不是一片新的褶皱带，所以不属大陆增生的范畴。

印支末期，上述各板块均已拼贴在一起，组成统一的泛中国板块，但通过沉积学的研究，仍可鉴别出石炭纪时各陆块的界线，从而进一步研究它们各自的特征。

（一）北方板块（Ⅰ）

研究区内包括华北陆块和北淮阳陆块两个二级构造单元。

1．华北陆块（$Ⅰ_1$）

包括华北克拉通地块和华北边缘前陆盆地两个三级构造单元。

（1）华北克拉通地块（$Ⅰ_1^1$） 华北克拉通地块奠基于中条期固结的结晶基底上，是成熟度相当高的陆块。尽管它不及典型的克拉通那样稳定，以致过去地质界曾称之为“准地台”，但在研究区内，它却是最稳定的构造单元。其特征是早石炭世无沉积，晚石炭世的沉积属单陆屑含煤建造，地层厚度薄，岩相稳定，缺乏反映强烈地壳活动的裂谷化、岩浆活动、变质作用等标志。

（2）华北边缘前陆盆地（$Ⅰ_1^2$） 它位于华北陆块南缘，是加里东末期或华力西初期北淮阳岛弧与华北陆块碰撞时，后者下弯形成的构造盆地，其中堆积了巨厚的磨拉石建造，称“金寨群”。

北方板块与南方板块沿磨子潭—桐柏断裂带碰撞对接，其挤压应力导致北淮阳后陆冲断带不断向华北克拉通地块上推进，以致边缘前陆盆地南部边缘带已被逆掩于北淮阳后陆冲断带之下，外加后期的隆升、剥蚀，边缘前陆盆地已经残缺不全，沿缝合线断续分布。

金寨群厚达6000余米，内有中酸性火山喷溢以及S型花岗岩的侵入，说明基底活动性仍较强，与华北克拉通地块形成鲜明的对照。

2．北淮阳陆块（$Ⅰ_2$）

它是北淮阳岛弧与华北陆块碰撞时形成的后陆冲断带。石炭纪的沉积建造类型，说明后陆冲断（陆内汇聚）活动仍在继续。后陆冲断带的地层时代、构造属性与命名等，地质界仍争论不已。不过现有资料可以肯定它是一条加里东造山带，是华北边缘前陆盆地中磨拉石建造的源区。合肥工业大学北淮阳专题组（1987）曾于河南商城石门口剖面杨山组底部砾岩的砾石中发现横板珊瑚：*Heliolites* sp.；介形类：*Kirbyella* sp.，*Aparchites* sp.（？），*Macrocypris* sp.（？）；蓝藻类：*Garwoodia* sp.；牙形石：*Panderodus gracilis* 等志留纪的化石群。研究这些砾石的来源，有助于对北淮阳陆块大地构造归属问题的解决。边缘前陆盆地处于北淮阳后陆冲断带与华北克拉通地块之间，两者都是陆源区。华北陆块自中奥陶世以后已经隆升为剥蚀区，晚奥陶世—早石炭世均无沉积，不可能向边缘前陆盆地提供含志留纪海相化石的砾石；此外，到早石炭世时，华北陆块已经历过两亿多年的剥削夷平，不可能带来砾级的陆源碎屑。因此，这些砾石只能来自北淮阳造山带；砾石中含志留纪海相生物群，说明北淮阳加里东期时不是古陆，而是海洋，是加里东运动

形成的年青褶皱山系而不是老地块。北祁连、北秦岭、北淮阳是彼此相连的加里东褶皱带。

（二）南方板块（Ⅱ）

包括扬子陆块、华夏陆块和钦防残余洋盆三个二级构造单元。钦防残余洋盆在本课题工作范围之外，从略。

1．扬子陆块（$Ⅱ_1$）

包括扬子克拉通地块扬子克拉通边缘断陷和扬子被动陆缘三个三级构造单元。扬子被动陆缘（$Ⅱ_1^3$）中的上扬子被动陆缘和南秦岭被动陆缘均在本课题的工作范围之外，从略。

（1）扬子克拉通地块（$Ⅱ_1^2$） 该地块奠基于晋宁期结晶基底上，构造属性较稳定，在其上形成了稳定型的沉积建造系：早石炭世为单陆屑建造，晚石炭世为碳酸盐建造。扬子克拉通地块被同沉积断裂分隔为两隆两坳的构造格局，从北而南依次为鲁东隆起区、中下扬子坳陷区、江南隆起带等三个四级构造单元。

扬子克拉通地块的稳定性除表现为形成稳定型的沉积建造外，还表现为地层薄、岩相稳定、火成活动微弱等诸方面。其上沉积的石炭系厚度一般小于250m。除下石炭统因古地理条件复杂而岩相变化较明显外，上石炭统均以潮坪相白云岩开始，向上变为台地相灰岩，最后（马平阶）以浅滩相灰岩结束。这种垂向三分的相序到处可以对比，其岩相稳定性可见一斑。扬子克拉通地块上火成活动微弱，只在安徽巢湖王家村、宣城王胡村和江苏句容高骊山等地大塘期地层中夹有少量凝灰岩或凝灰质碎屑岩；江西九江武山黄龙组底部有熔岩溢流的报道，但各家尚有不同的认识，有人认为并非火山岩。石炭纪已转入构造活动宁静期，这可能是火成活动微弱的原因之一。

鲁东隆起区（$Ⅱ_1^{2-1}$） 其大地构造归属问题，地质界绝大多数一贯认为它是华北陆块的组成部分，并认为其与下扬子坳陷区之间的嘉山—响水断裂为华北陆块与扬子陆块碰撞对接的缝合线。近年来个别学者曾对此提出过不同认识，如刘雪亚(1986)认为“胶东、辽东和朝鲜半岛北部可能是一个独立存在的外来地体而不归中朝准地台。”笔者(1987)曾根据石炭纪时从岩关期至威宁期在鲁东隆起区南缘的下扬子盆地均有滨岸相带，甚至出现石膏、准同生白云岩、植物碎片等潮坪、滨岸相标志，认为鲁东隆起区应是下扬子坳陷盆地北缘的陆源碎屑供给区，两者是相邻的古地理单元，同属扬子陆块而不是远隔重洋的两个构造单元，并且认为嘉山—响水断裂只是一般性的同沉积断裂，将之视为缝合线值得商榷。蔡乾忠（1989）亦认为“鲁东地体不属于中朝地台范畴，应属扬子地台”，并指出“在晚印支期鲁东地体才从古太平洋陆块分裂位移到郯庐断裂，与鲁西地块热拼贴。”

根据鲁东隆起区南缘滨岸相带中沉积物多为泥—粉砂质细陆屑及碳酸盐岩等，反映了当时鲁东隆起区应是准平原化的古陆。马平期海进扩大，威宁期的滨岸碎屑相带分布区，此时只有滨岸迹象（船山组顶部灰岩中夹少量碳质粉砂岩条带），说明海水已侵漫到鲁东准平原上。后者应当有船山组存在。据郭振一等(1985)报道，山东诸城皇华店上侏罗统莱阳组砾岩的灰岩砾石中，发现马平期的有孔虫和鲢化石，说明附近应该有马平期灰岩——船山组。含化石砾岩层位是莱阳组第三段，不是底砾岩，说明直到晚侏罗世，鲁东隆起区上还有船山组分布。现在该区已是元古代地层裸露区，可能是侏罗纪以后，嘉山—响水断裂强烈活动，其北大幅度抬升，以致已沉积的古生界被剥蚀殆尽，而给人以“古生代古陆”的错觉；断裂的南盘则强烈断陷，堆积了数千米厚的新生界。因此，笔者认为嘉山—响水

断裂虽然曾经控制着下扬子坳陷盆地，作为鲁东陆与扬子海的边界，但它并非一个板块缝合线，只是一个活动性较差的同沉积断裂，到中生代后期才有大幅度的相对活动。

中下扬子坳陷区（II_1^{2-2}） 它是扬子克拉通上活动性相对较强的坳陷区，地层发育完整，与下伏的泥盆系和上覆的二叠系均为连续沉积；石炭系内上下统间和各组之间亦属整合关系。

江南隆起区（II_1^{2-3}） 它是个相对稳定的构造单元，特别是南部铜鼓—屯溪一带，早石炭世时为剥蚀区，晚石炭世时才沉沦海下接受沉积。北部铜陵—芜湖一带虽然有早石炭世沉积，但发育不全，未见大塘阶，上、下石炭统之间和石炭系与二叠系之间均为假整合关系。中部宜兴一带为隆中凹陷，下石炭统发育程度较铜陵一带高，但仍缺和洲组，石炭系上、下统之间和石炭系与二叠系间亦为假整合关系。

（2）扬子克拉通边缘断陷（II_1^3） 包括钱塘断陷和萍乐断陷两个走滑盆地。这里石炭纪时具有扬子克拉通地块和华夏被动大陆边缘过渡带的性质，兼有两者的特征。它是加里东期板缘改造带，仍具扬子陆块的基底，所以保留了扬子陆块上石炭统特征性的三分相序，但在晚石炭世初转入拉张阶段后，地壳变薄，叠加热沉降等诸因素，该过渡带的基底活动性强，以致具有较大的地层厚度和较明显的火成活动，这些方面使之不同于扬子陆块而近似于华夏陆块。这里石炭系厚达1600m，为扬子克拉通盆地同期沉积厚度的6倍；断陷带中特别是赣东北枫林等地区，火成活动显著如威宁早期的中酸性火山岩，还有中基性侵入岩，沿赣东北断裂展布。这两方面与华夏陆块相比毫不逊色。

沿萍乐断陷的北缘，在宜丰—景德镇断裂带的南侧，断续出现延长100余公里的碳酸盐重力流沉积，说明由扬子浅陆表海盆向华夏大陆边缘有一个斜坡带；同时说明沉积盆地基底有一定的活动性，间歇地触发了多期次的重力流，情况与华夏陆块上的阳春断陷盆地相近似。

扬子克拉通边缘断陷带由于靠近华夏加里东褶皱山系，岩相展布和沉积分异都受控于华夏陆，成为以华夏陆为核心的环陆相带的组成部分；加之受板块走滑、碰撞的影响，活动性较强，沉积特征与华夏陆块相似，下石炭统尤其相近，因而也有人将之（特别是萍乐断陷）划为华夏陆块。但是由于其基底是晋宁期固结的结晶基底而非加里东褶皱带，且位于两陆块碰撞的缝合线之北，故本文仍将之划归扬子陆块。

2．华夏陆块（II_2）

传统观点将南宁—萍乡—绍兴以东地区全部划为华夏陆块。本文所称“华夏陆块”仅指宁海—陆丰断裂以西地区，以东地区划为东南陆块。

加里东运动导致全方位的碰撞对接，形成泛中国大陆板块，但在碰撞和陆内汇聚阶段结束以后，随之而来的是产生弹性回跳，地球动力学机制由挤压转变为拉张，以致在泛大陆内特别是被动大陆边缘出现普遍的裂谷化现象，从一个泛大陆板块裂解为多个板块，但其间的扩张带一般都没达到大洋盆地的程度。北缘秦岭地区，沿加里东缝合线（商丹断裂）之南的凤镇—山阳断裂带，北方陆块与南方陆块重新裂离；在西缘，南方板块沿后龙门山—锦屏山断裂带裂解，松潘地块从南方陆块裂离；在西南缘，沿红河断裂带印支地块与南方陆块裂离。上述板块裂解运动已为近年沉积学研究所证实。南方陆块东部情况如何？前人从未提及。根据福建福鼎南溪和台湾石炭系的研究，笔者认为东部同样出现裂解过程，即沿宁海—陆丰断裂从南方陆块裂离出一个小板块来，笔者称之为“东南板块”。与

此同时，在东海克拉通内，沿台湾中央山脉出现裂谷，石炭纪时可能已经发展为陆间裂谷。

华夏陆块位于加里东褶皱带之上，因为僵化程度低，所以活动性高，有裂谷化现象，如永梅拉张盆地和阳江裂陷槽的形成。永梅盆地马坑一带经畲组中出现双模式火山岩套，阳江盆地巨厚的沉积厚度以及多发性重力流的出现，都表明本区处于拉张的构造环境，标志着已出现初始裂谷化，朝着被动陆缘的方向演化。

华夏陆块之西和北均为僵化程度较高的扬子陆块，在石炭纪已碰撞对接而停止俯冲的情况下，华夏陆块只能以钦防残留洋盆为拉张的自由面，在钦防洋盆逐渐封闭的同时，阳江裂陷槽逐渐形成。由于受自由面的限制，裂谷化限于华夏被动陆缘的南段比较明显，但较之于上扬子被动陆缘则大为逊色，以致于没有形成一个典型的被动陆缘，而具有某些克拉通的色彩，总的来看是一个过渡型的构造单元。它继承了泥盆纪的构造格局和古地理景观，只是随着海进加大，由泥盆纪的指状海湾景观变为岛海景观，九连、九峰山、增城、广宁、信谊等岛屿星散于海域中。

华南被动陆缘基底的活动性较大，在盖层沉积上有所显示，具体表现为：①东部粗陆屑沉积广布，说明华夏陆仍处于强烈上升和切割式剥蚀的活动性阶段；②一些同沉积断裂带上重力流发育，同样反映了基底的活动性，如浦城—河源断裂、特别是吴川—四会断裂带，有多期次的重力流沉积；③火成活动比扬子地块明显，下石炭统内及上石炭统底部凝灰质碎屑岩乃至熔岩出现的点较多，有的点层数也较多；④地层厚度较大，石炭系最厚可达1600—1900m，为扬子克拉通盆地地层最大厚度的七八倍。

加里东运动使华南洋封闭并形成褶皱山系，成为晚古生代沉积盆地的陆源区。从华夏陆周围所见的建造类型、展布宽度和地层厚度算，这个陆源区无疑是一个年青的褶皱山系，而并非一个早已存在并遭受长期剥蚀的古陆。扬子陆块上的鲁东陆和江南陆周围海域基本上没有砾级的陆源碎屑，相比之下，无疑给我们一个关于华夏陆形成年代的信息。正因为加里东运动在该区的强烈影响，笔者认为将之划归加里东褶皱带，比有些学者（葛利普，1924；李四光，1937；陈国达，1956；张文佑，1959；水涛，1988；李观富，1988）将之视为“古老陆块”更为合理。所谓“华夏古陆”，实为加里东褶皱山系，是晚古生代的陆地。

近十年来，在浙闽地区变质地层中，陆续有>1000Ma同位素年龄值的报道，说明老地层是客观存在的。但是加里东褶皱带并不排除老地层存在的可能性，它们也许是泛大陆裂解时滞留在华南洋中的小碎块；或元古代形成的岛弧；最大的可能是华南洋从元古代到加里东末期封闭前，这里没有发生过强烈的构造运动，地层时代虽老，经受的构造能、热能和变质能却偏低，未能使之僵化成为结晶基底，而与早古生代沉积同时卷入加里东褶皱系中。从晚古生代沉积分析，加里东褶皱山系雄伟挺拔，早古生代（含震旦系）沉积厚近20000m。如果早古生代前这里已是一个刚性地块，它不可能有如此巨厚的沉积，也不可能形成如此雄伟的山系。综观上述，可以排除某些学者所强调的一个庞大的华夏古陆存在的可能性。同时应当指出，古老地层的出露并不等于相应年代上限古陆的存在。有些文献总把古老地层出露区都划为古陆，这种观念值得考虑。古老地层的存在，只能表明那里已由洋壳变为陆壳，而陆壳总不能与陆地在概念上相混同。只有在经受构造运动，升出海面遭受剥蚀的陆壳才能称之为古陆。从早古生代沉积岩相分析，当时的古陆是在现在的东海

海域，本文称之为“东海古陆”，而东南大陆地区为海域；根据岩石地球化学研究，那里元古代的火山岩属大洋型海底喷发（谢窦克，1991）；根据沉积岩研究证实，寒武纪时那里以半深海和深海浊积岩为主，亦是一片汪洋大海（蒲心纯、周浩达等，1991）。因此，所谓“华夏古陆”，如果存在的话，是从泥盆纪开始。泥盆—三叠纪这里一直是华南海沉积盆地的陆源碎屑供给区，陆源都有宽阔的滨岸相带。

（三）南海板块（Ⅲ）

南海板块由崖县克拉通地块（Ⅲ$_1^1$）和其以北的海南岛被动大陆边缘（Ⅲ$_1^2$）组成。克拉通地块面积相当大，从海南岛南部向南延入南海。在西沙群岛的永兴岛上，钻过上第三系后，其下为以花岗片麻岩和石英云母片岩为主的变质岩系，其锶锶同位素年龄值为1465 Ma，基底情况及地质发展史与东海地块相似。

过去曾传统地认为，在新生代裂离之前，海南岛一直与大陆相连，地质发展史相同，地层可以对比。这一观点现在仍是广东地质界的主导观点。但是近年来地层古生物和沉积学的研究，已趋向于认为它们从早古生代到三叠纪是不同的板块（王鸿祯等，1986、1991；杨巍然等，1986；刘本培，1986；陈耀钦等，1991）。1987年初，笔者与广东区调队沉积岩组、成都地矿所“南方岩相古地理”项目综合组部分人员联合考察海南岛石炭系后，认为无论地层、岩相、火成活动和变质程度等诸方面，海南岛与大陆的石炭系均有明显的差异，详情见本书第三章，因而认为它们不是相邻的陆块。古地磁资料支持这一观点，大陆与海南岛之间相隔18个纬度约2000km之遥。

如今大陆与海南岛之间为琼州海峡所分隔。海南岛北部和雷州半岛新生代玄武岩广布，这里是新生代裂谷带所在，裂谷带南、北石炭系各异，石炭系各阶都存在着明显的跳相现象，因而这里应是南海板块与南方板块的界线。

近年业已查明，海南岛的石炭系是一个新的构造层，分别不整合于晚元古代青白口纪石禄群（石禄铁矿三棱山剖面）和志留纪岳岭群（昌江青天峡剖面）等老地层之上。青天峡剖面可见下石炭统南好组与志留系岳岭群直接接触，露头不大，但出露良好，两套地层产状相近，粗看之下，以为是假整合接触，但详细观察，可见岳岭群顶部粉砂岩中流劈理发育，而与之接触的石炭系底部粉砂岩中没见流劈理，说明使岳岭群形成流劈理的这一强烈的地壳运动发生在石炭纪之前，岳岭群比石炭系多经受一次强烈的地壳运动，不是同一个构造层的地层。岳岭群中流劈理的产状近于水平，说明那里的褶皱是平卧褶曲群，劈理近垂直于地层的层面，表明该露头正处于褶曲的转折端，石炭系平铺于岳岭群组成的强烈褶皱之上，应属角度不整合关系（图2—6）。岳岭群是典型的浊积岩，代表较深水海盆的沉积，加里东运

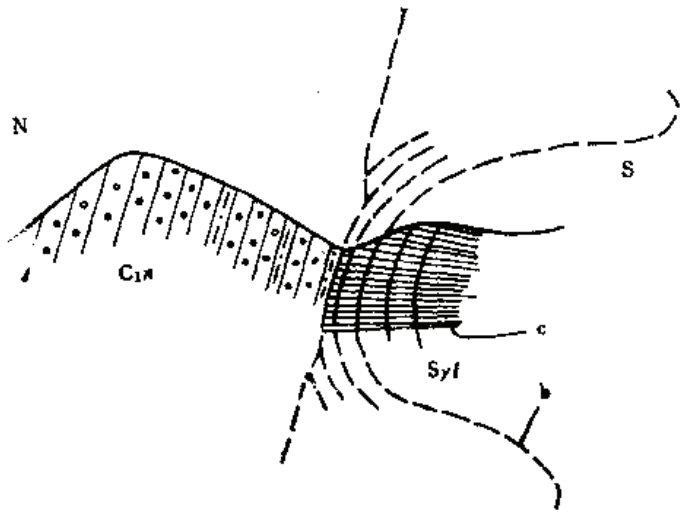


图 2—6 海南昌江青天峡石炭系南好组与志留系岳岭群不整合接触

b—层理面；c—流劈理面；C_1n—南好组；Syl—岳岭群

动中强烈造山升隆，其上缺泥盆系。由此可知海南岛石炭纪沉积盆地的基底是加里东褶皱带，陆壳成熟度低，以致石炭系具有厚度大，火山活动较明显等特点。崖县陆块在加里东运动之后，长期处于隆起状态，石炭纪时是剥蚀区，海南岛的主体石炭纪时是该克拉通地块的被动大陆边缘。

（四）东南板块（Ⅳ）

东南板块包括以闽东北福鼎南溪构造天窗为代表的闽东陆块（$Ⅳ_2$）和台湾海峡—台湾岛的东海陆块（$Ⅳ_1$）两个二级构造单元。东海陆块在石炭纪或泥盆纪裂谷化，形成一陆间裂谷。闽东陆块是东海陆块的被动大陆边缘。由于新生界的广泛覆盖，裂谷系只出露于中央山脉太鲁阁带，东为玉里俯冲带所限，向西延展也不清楚，估计裂谷宽度到石炭纪时约200km左右，二叠纪和三叠纪有继续裂离并发展为洋盆的沉积学依据。

东南板块是我国南方石炭系研究程度最差的大地构造单元。由于出露局限，环境似乎也不利于生物繁殖，生物地层研究程度低，闽东北地区石炭系层序尚未准确建立；台湾地区有无石炭系尚无化石依据；当时的古地理位置亦缺乏古地磁依据。

本文将东南板块与南方板块的界线划在宁海—陆丰断裂带。但地质界多数非常重视上虞—海丰一线，认为那里曾是板块缝合线。福建地质志（1985）则更强调福安—南靖断裂带（宁海—陆丰断裂带的中段）的重要性。马开义等（1985）从重磁场等地球物理资料所反映的深部地质构造背景出发，认为上虞—陆丰断裂带"做为板块俯冲带证据还嫌不足……不象是两个性质不同的块体缝合拼接在一起的边界。"从石炭、二叠系分布的情况看，晚古生代时的板块缝合线不会是上虞—海丰断裂，因为华南型的石炭系和二叠系的分布区均跨越该断裂带，其两侧岩性并无突变现象，但与福鼎一带却差异明显。因此沉积学的资料也不支持以上虞—海丰断裂为板块界线的观点，至少晚古生代时它不是板块界线，而认为该界线可能是宁海—陆丰断裂带，重力场的资料证实它是一条超圈断裂带。

闽东地区大部分为中生代火山岩覆盖。火山岩基底的时代问题，是国内地质科研最热门的命题之一。自从1972年浙江区调队在福鼎南溪地区发现石炭系后，问题开始有所突破，但由于对沿海变质带的时代和福鼎石炭系建造类型认识上有分歧，以致其大地构造归属和基底性质仍有多种说法。

施央申（1980）根据南溪铅锌矿2号钻孔893—900m深度上见到复理石建造，由此得出浙闽沿海中生代火山岩基底不再是前震旦纪华夏古陆，而是海西—印支地槽褶皱带的结论。另外一些学者根据这一报道而把那里当成海西印支期岛弧褶皱系（郭令智等，1980；张文佑、叶尚夫等，1986）。此外，也有人认为是华力西褶皱带（任纪舜等，1980）。水涛（1988）在论证华夏古陆的存在与范围时，根据东海也有＞1400Ma年龄值的变质岩，认为其与上虞—海丰断裂带以西的陈蔡群、建瓯群相当，因而将之划为华夏古陆的范畴。换言之，本文所称的东南板块被认为是华夏古陆的一部分。

笔者等与福建区调队吴跂等共同考察福鼎南溪石炭系时，对其下石炭统以深灰色—灰黑色粉砂和泥质等细沉积物占绝对优势而留下了深刻的印象，因为浙闽其他地区所见同一层位的岩性均为砂砾质的陆相红色地层。结合南溪下石炭统产植物化石和其灰岩中有藻席、透镜状层理等滨岸相标志，推断陆源区应是一个基本上剥蚀夷平的低丘陵区乃至准平原，已克拉通化，本文称之为"东海古陆"。东海陆架上灵峰一井在第三系之下钻遇变质岩系，测得Rb-Sr等时线年龄为1680Ma。此外，在东海陆架施工的JDZ-V-2井、温6-1-1

井和石门潭一井均钻到变质岩系。这是东海古陆存在的佐证。特别是早古生代沉积学研究认为，浙闽盆地巨厚的浊积岩，其陆源区在东海方向，这更是东海古陆存在的有力证据。福鼎地区石炭纪时处于东海古陆西缘的被动大陆边缘上。与此同时，华夏陆块上的华夏陆却表现为山地地貌，是一个年青的褶皱山系，周围山前区为红色陆相粗碎屑岩。两相对照，东海古陆和华夏陆处于不同的演化阶段，构造属性不同，因而笔者难以接受将东海古陆与华夏陆等同视之并认为是同一古陆的观点。从南溪石炭系沉积物分析，显然它不受华夏陆的影响，可能石炭纪时，这里与华夏陆块并不毗邻，是晚侏罗世以前才拼贴到南方板块东缘的另一板块。笔者（1992）对两板块的拼贴时间和方式曾进行过讨论，认为可能是三叠纪中期碰撞对接的。而东南板块可能是加里东末期形成的南方板块的东部，在泥盆纪时沿宁海—陆丰断裂带裂解而成，所以东南板块由东海克拉通地块和其西的被动大陆边缘组成，与华夏陆块之间存在一陆间裂谷，这也许就是南溪地区石炭系没有受到华夏陆影响的原因。晚侏罗世火山岩遍布浙闽沿海地区，说明此前南方板块与东南板块已碰撞对接。下石炭统与上侏罗统之间有一套冲积扇相的砾岩，这也许就是碰撞时前陆盆地中的磨拉石建造。如能解决该套砾岩的时代，则板块碰撞的时间也可具体确定。

石炭纪时东海陆块可能已进入裂谷初期，在台湾中央山脉太鲁阁带形成一套裂谷型的沉积，称“大南澳群”，其下部的三锥层可能是石炭纪马平期的沉积，是一套黑色片岩、绿色片岩（原岩为基性火山岩）和硅质岩，属次深海相裂谷型的硅质火山建造，属拉张环境，与上扬子成熟被动大陆边缘上的裂陷槽相似。很可能整个南方板块在晚古生代时周边都有类似的裂谷化作用，越向陆块外缘，裂谷化越强烈，并演变为陆间裂谷乃至于小洋盆，如上扬子的红河裂谷系、北扬子被动陆缘的秦岭裂谷系以及台湾太鲁阁裂谷系。

表 2—4 石炭纪各构造单元特征对比表

构造单元 / 特征对比 / 特征		北方板块		南方板块		东南板块		南海板块
		华北陆块	北淮阳陆块	扬子陆块	华南陆块	闽东陆块	台湾裂谷	海南岛陆块
沉积建造	C_1	无沉积	磨拉石建造	单陆屑建造	单陆屑含煤建造（东）；碳酸盐建造（西）	单陆屑建造	不明	单陆屑建造
	C_2^1	单陆屑含煤建造		碳酸盐建造	碳酸盐建造			
	C_2^2					不明	硅质火山建造	硅质面岩建造
盆地类型		克拉通	前陆	克拉通	被动陆缘	被动陆缘	裂谷	被动陆缘
基底性质		稳定陆壳	陆壳	稳定陆壳	加里东褶皱带	加里东褶皱带	过渡壳	加里东褶皱带
断裂系方位		北西西	北西西	北东	北北东	北北东	北北东	东西
火成活动		很弱	明显	微弱	弱	弱	强	明显
水体深度		很浅	很浅	浅	较浅	浅	半深	浅—半深
地层厚度		很薄	很厚	薄	较厚	较厚	较厚	厚
变质情况		未变质	未变质	未变质	未变质	浅变质	变质	变质

无沉积

注：台湾裂谷是东海陆块上的裂谷；东海陆块系克拉通陆块。
崖县陆块上无石炭纪沉积，系克拉通地块，表中未列出。

综观上述，四大板块的石炭系特征各有明显的差异，在华力西末期—印支末期形成统一的泛中国大陆陆块后，它们之间均以断裂带为界，断裂带两侧的石炭系都存在跳相和异相沿走向相接等现象，说明它们当时互不毗邻，各有自己的沉积发育史。各构造单元石炭系的特征如表2—4所示。

研究中国东南部的构造格局，石炭系拥有天然的优势。由于台湾、闽东北和海南岛均有与大陆明显不同的沉积建造类型，所以笔者提出晚古生代时中国东南部存在南方、东南、南海三个尚未对接的独立板块的新认识。这对传统认为它们是一个统一的块体的认识是一个挑战，因而为人们普遍接受还有一个过程。最近地矿部宜昌地矿所根据海南岛668个古地磁样数据与华夏地块古地磁资料对比，讨论了元古代以来海南岛与华夏陆块的分合史，指出晚二叠世以后和早白垩世以前两者曾连为一体❶。换言之，古生代时两板块尚未对接，这一结论与沉积学研究所得结论完全一致。

四、断 裂 系 统

各板块在地史过程中有过多次的聚敛和裂离，反复的挤压、反弹、拉伸、走滑，以致在板内形成大致平行或斜交于缝合带的断裂系。它们在形成雏型以后，多次分分合合，多沿原来的对接带和与之平行的地带发生，使已有的断裂系复活和强化，变成承袭性的断裂，并相应地使地壳形成隆坳相间的构造格局；在以后的地史时期长期地或间歇性地活动，对古地理格架、沉积盆地的形成与演化以及岩相带的展布、火成活动乃至矿产的形成，均起一定的控制作用。

研究区内的断裂大致可分为三类，即板间断裂、陆块间断裂和陆块内断裂。前者为后期断裂，是板块缝合线或推覆体边缘断裂；后两者为同沉积断裂。断裂的位置如表2—3和图2—7所示。

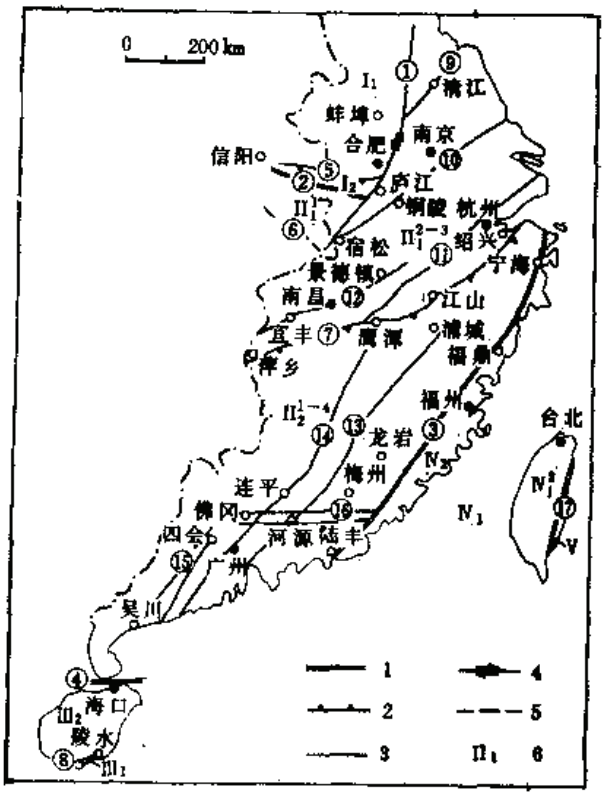


图 2—7 中国东南部断裂系统分布图

1—板块间断裂；2—陆块间断裂；3—陆块内同沉积断裂；4—走滑断裂；5—推覆体前缘断裂；6—构造单元编号（单元名称见表2—3）

（一）板块间断裂

它们分隔不同的板块，对石炭纪的沉积和火成活动等不起控制作用。

1．郯庐断裂

从湖北广济向北经安徽庐江到山东临沂，延出研究区。庐江以北走向N15°—20°E，以南约N30°E，是中生代发生的左旋走滑断裂，使南淮阳地块向南推覆到扬子地块上。现代地质图上，可见三角形的南淮阳地块将扬子地块北部拦腰遮断为东（下扬

❶ 宜昌地矿所、海南地矿局，1991：海南岛重大基础地质问题的研究进展（摘要）。地矿部“七五”重大科研成果交流会文件

子)、西（中扬子）两段，但两段的石炭系非常相似，沿用同一套地层名称，化石群也一样，可知当时东、西两段是相通的。从岩相古地理图上可见郯庐断裂与东、西两盘的岩相界线大角度截切，两盘同一时期沉积的岩相在断裂带两侧突变，如北淮阳的石炭系以河流相为主，向东经过郯庐断裂后突然变为潮坪相和碳酸盐台地相。这些都可说明郯庐断裂是后期断裂。断裂带为白垩系覆盖，说明大规模的活动当发生于白垩纪之前。断裂在重力布格异常图上有明显的表现（见图2—4)。

不少论著认为郯庐断裂横切整个中国大陆，向南进入越南，向北进入俄罗斯；也有些论文认为向南止于湖北广济。从石炭纪沉积看，笔者支持后一种意见。郯庐断裂是一条具有数百公里水平错距的走滑断裂，如果向南延展，势必引起广济以南石炭纪构造单元、基底断裂系、岩相界线等的明显错位，但是从岩相、构造分异明显的早石炭世两幅岩相古地理图上，可见它们有较好的连续性，并无错位现象；重磁资料也不支持这种南延的观点，因为广济以南重磁异常并无类似郯庐断裂带北段那种异常轴向不一的现象，而是以东西向为主；此外，也没有郯庐断裂南段那种重力异常带和莫氏面垂直错动现象。总之，在广济以南郯庐断裂带延续方向上，既无走滑亦无垂直错动现象。作为大型断裂带，难免会象广济以北那样，沿断裂带有火成岩侵入而引起明显的线状异常，但重磁异常图上没有绘出这种信息（见图2—4)。

郯庐断裂使北方板块与南方板块在庐江以北沿断裂带相接，所以也算是板间断裂系，但它不是真正的原始边界，而是改造边界。

2．磨子潭—桐柏断裂

也称北淮阳断裂，是“秦岭地轴”南缘断裂的东延，属北方板块与南方板块印支末期的碰撞对接带。其北的北淮阳加里东褶皱带属北方板块；其南的大别山（南淮阳地块）属扬子陆块。沿断裂带发育以糜棱岩为特征的动力变质带、中高压低温绿片岩带，大别山内部可见中高温低压变质带。石炭纪时南北板块之间的秦岭洋印支期在此封闭，导致板块对接。此断裂带对石炭系不起控相作用。南淮阳陆块上出露前震旦系，应是扬子地块的基底，石炭纪时属扬子克拉通地块的被动大陆边缘，是武当山隆起的东延部分。

3．宁海—陆丰断裂

这是南方板块与东南板块的边界断裂，由浙江宁海东侧，向南经福建福安和南靖到广东陆丰入海，走向北北东，福建地区称福安—南靖断裂，广东地区称潮安—普宁断裂。上文已提到，这里是一个重磁异常带和莫霍面陡倾带（图2—4)，并从沉积学的角度上分析了断裂带两边的明显差异，认为断裂带可能是印支中期东南板块与南方板块碰撞的缝合线。该断裂带在卫星照片上线性反映清晰，沿断裂带有航磁异常带分布，其位置与沿海平均布格重力异常带的西缘一致，是一个超圈断裂带。

4．琼州海峡断裂

这是南方板块与南海板块的分界断裂，大致沿琼州海峡作东西向延伸，是重磁剧变异常带和地幔变异区。根据海南岛石炭系与大陆石炭系特征迥异，确认当时两个陆块并不相连，可能在二叠纪末碰撞对接，缝合线就在琼州海峡。新生代又沿此线裂离，并有多期次、多中心的基性—超基性喷发，以致海南岛北端玄武岩大片覆盖。

（二）陆块间断裂

5．信阳—舒城断裂

这是北淮阳陆块与华北陆块加里东末期碰撞对接的缝合带。断裂始于河南信阳以西，向东经安徽金寨梅山、舒城官亭，继续东延为郯庐断裂所截。走向290°，南倾，地表倾角30°—80°不等。断层带有幔源的加里东期基性-超基性岩冷侵位，这是北祁连洋封闭的古洋壳残片。此外还有华力西期花岗岩侵入。沿断裂带具有明显的重力梯度带，莫霍面错断距离达3km。它控制着北淮阳前陆盆地的形成与演化。

6．广济—襄樊断裂

这是南淮阳陆块与扬子陆块的边界断裂，实质上是淮阳推覆体的前缘断裂。从湖北广济，向西经孝感、大洪山，到襄樊后继续西延。研究区内走向北西。这是一条后期改造边界。按秦岭构造体系，武当—大别隆起与扬子克拉通之间，应该有一条加里东褶皱带，而研究区内却是大别隆起直接推覆于扬子克拉通地块之上，可知该断裂是一条推覆层片前缘的推覆面露头。该断裂带也是一条明显的重力梯度带（见图2—4）。

7．萍乡—绍兴断裂

这是扬子与华夏陆块的边界断裂，包括江西境内的萍乡—广丰断裂和浙江境内的江山—绍兴断裂。从绍兴向西经金华、江山，江西广丰、宜春到萍乡，再向西进入湖南境内。走向NE-NEE。沿断裂带为重磁异常带和莫霍面陡倾带。根据沉积学研究，扬子陆块和华夏岛弧曾于晋宁期在此发生碰撞，在江南古陆南缘的浙西前陆盆地上形成3000—5000m厚的磨拉石建造；震旦纪时拉张，华南变为转换拉张盆地。到加里东后期，两陆块再次转换拼贴组成南方板块，萍乡—绍兴断裂就是两板块的缝合线。由于两次碰撞都是斜向对接，在陆基碰合后，都转变为以走滑为主，所以它具有转换断层的性质，其两侧形成一系列斜列的剪切断裂。石炭纪时，萍乡—绍兴断裂明显地控制着钱塘、萍乐断陷盆地的形成与演化，早石炭世和晚石炭世初期，它也是华夏陆与钱塘断陷盆地的边界断裂。

8．九所—陵水断裂

这是海南岛陆块与崖县陆块的边界断裂，其南是克拉通地块，早古生代地层未变质，富含化石，属地台型沉积；断层以北的早古生代地层均已变质，甚至混合岩化，为复理石等地槽型建造。因此，早古生代两者构造属性不一。加里东期曾沿此带发生过幕式运动，著名的崖县运动发生在中奥陶世晚期，海南岛陆块与崖县陆块第一次叠接，崖县陆块为前陆盆地，中奥陶统上部尖岭组数百米砾岩不整覆于中奥陶统沙塘组之上。志留纪末期加里东主幕运动使崖县陆块完全隆起，石炭纪时仍没有沉积，因此该断裂带石炭纪时是控盆断裂。

（三）陆块内的同沉积断裂

它们大多数是承袭性的基底断裂，形成较早，石炭纪以后多数还继续活动。它们往往成组出现，对石炭纪古构造格局、古地理格局甚至火成活动与矿产的形成均起控制作用。

同沉积断裂的表现形式有多种，特别在沉积相、地层厚度的变化上和火山活动上有所反映。石炭纪是构造拉张与负载沉降阶段，加里东运动中形成的压性或走滑断裂，都被拉开成正断层或铲状断阶，在两盘的垂直断距得不到及时补偿并且有一定落差时，就会出现斜坡及伴生的斜坡相沉积。斜坡相的重力滑塌沉积在宿松—丹阳、浦城—河源、鹰潭—从化、吴川—四会、宜丰—景德镇等断裂带上均可见及，后两者附近尤其发育。马金—乌镇和鹰潭—从化断裂带还伴有火山活动。

同沉积断裂对古地理和古构造格局起控制作用，实际上控制了沉积盆地的形成与演

化。其存在与活动的结果，导致大盆地内隆坳相间的构造格局的形成。研究区东临华夏山地，陆源碎屑充分供应；同时，地处热带和亚热带，生物造岩作用强烈，内源沉积物丰富，以致同沉积断裂所引起的差异沉降能及时补偿，除了吴川—四会断裂、宿松—丹阳断裂、浦城—河源断裂、鹰潭—从化断裂存在重力流而显示台内斜坡相外，其他断裂主要表现在两盘厚度差异上，断陷盘比隆起盘地层厚度大1—3倍甚至10倍之多。

扬子陆块内的同沉积断裂如下：

9．嘉山—响水断裂

断裂从安徽嘉山之北向东，经江苏泗洪、淮阳、响水和燕尾港，向东进入黄海；向西为郯庐断裂所截。总的走向为N55°—75°E，大陆上全长约250km，全线为第四系覆盖。地质界习惯上将之视为华北陆块与扬子陆块间的缝合线。上文已论述了鲁东隆起也是扬子陆块的组成部分，因而嘉山—响水断裂只是板内断裂，是控制鲁东准平原与下扬子盆地的控盆断裂。有鉴于断裂带之南无粗陆屑，更无重力流沉积等，除说明鲁东隆起已经夷平外，同时也说明该断裂活动性不很强，没有使物源区与沉积盆地间的高差提高到足以产生粗陆屑的地步。嘉山—响水断裂到中、新生代活动性大增，北盘强烈上升，使原已形成的古生界被剥蚀殆尽，古老基底裸露，而南盘变为断陷盆地，堆积了数千米的中、新生界。

10．宿松—丹阳断裂

从安徽宿松向东经怀宁、枞阳、芜湖到江苏丹阳附近，更东为第四系覆盖。走向大致上N55°E，延长400km以上。断层大塘初期才产生影响，到石炭纪末仍有表现。它与其南的马金—乌镇断裂一起，将下扬子盆地分隔为两坳（下扬子坳陷和钱塘断陷）一隆（江南隆起区）的地垒型构造格局。加上嘉山—响水断裂和萍乡—绍兴断裂，整个下扬子陆块构成了两隆两坳的古构造格局（图2—8）。宿松—丹阳断裂是下扬子坳陷和江南隆起区的分界断层，断层南北石炭纪沉积史差异明显（图2—9）：断层以北下扬子坳陷区为持续的沉降盆地，石炭系发育完整，它与二叠系和泥盆系均为整合关系，石炭系上、下统间亦为整合关系；断层以南石炭系发育不完整，三个次级构造单元的下石炭统均有不同程度的缺失：江南隆起上，下统全部缺失；铜陵隆起上大塘阶全部缺失；宜宣凹陷上普遍缺失和州组。江南隆起带上石炭系与二叠系之间以及石炭系上、下统之间均为假整合接触。

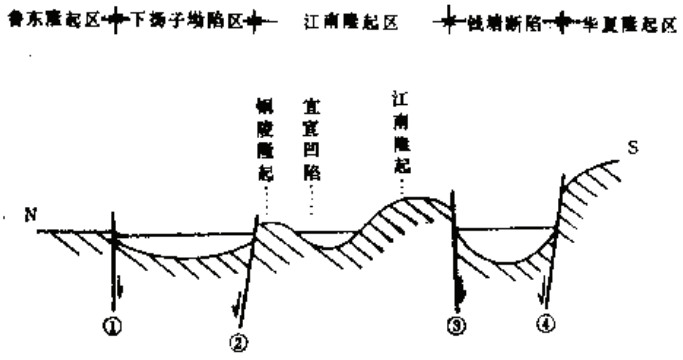


图 2—8　下扬子古构造剖面示意图

①嘉山—响水断裂；②宿松—丹阳断裂；③马金—乌镇断裂；④江山—绍兴断裂

此外，宿松—丹阳断裂带沿线可见重力流沉积，其中怀宁大子岗剖面最厚，达10余米，由角砾状白云岩组成，砾石成分单纯，全部为黄龙组下部的白云岩，未见磨圆，属近源重力流上斜坡滑塌堆积。它们是同沉积断裂引起两盘差异升降，导致已沉积半固结状态的白云岩沿重力方向滑移的产物。据安徽省地质志及安徽区调队资料，宿松座山和枞阳白鹿尖亦分别有7.85m和6.5m含砾白云岩，也许亦是该同沉积断裂带上的重力流沉积。

11．马金—乌镇断裂

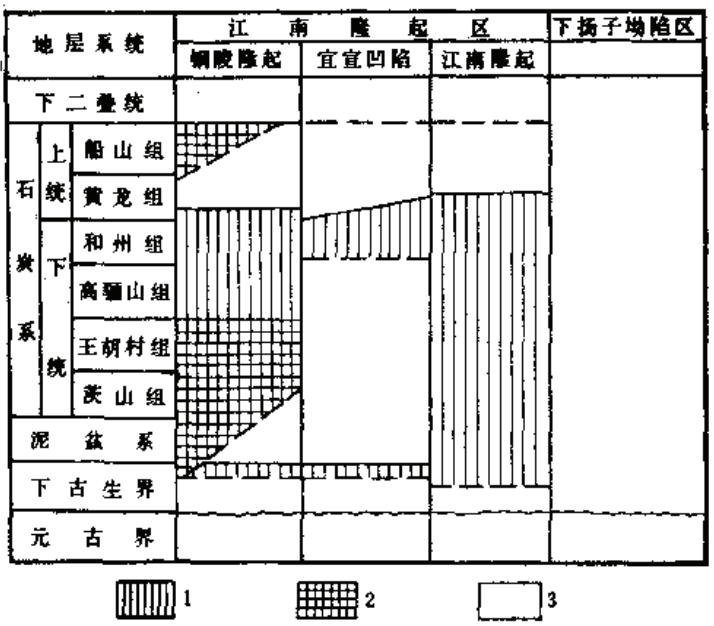


图 2—9 下扬子区各构造单元沉积史对比图

1—沉积缺失；2—后期剥蚀缺失；3—有沉积

其西段称“赣东北断裂”。断裂从江西境内弋阳中坂向东北经漆工镇、婺源汪口进入浙江开化马金、桐庐合村、临安，南到桐乡乌镇，更东为第四系覆盖。走向约N45°E，中、东段倾向南东，倾角60°—80°；西段倾向NW，倾角76°。它一方面与其北的宿松—丹阳断裂一起组成一个地垒型的江南隆起区；另一方面又与江山—绍兴断裂一起，组成一个地堑型的钱塘断陷盆地，它控制着钱塘盆地的形成与演化。早石炭世，它是江南陆与钱塘盆地的界线；晚石炭世时，断层以北上石炭统直接不整合覆于中寒武统或震旦系之上，缺下石炭统；断裂以南则发育有数百米厚的下石炭统。

钱塘断陷中的球川—肖山断裂和常山—溪渚断裂也属于此断裂系，后两者之间为一地垒型构造，石炭系发育不完整，属于“坳中隆”，威宁期时屏障了华夏陆来的陆屑北去，以致地垒之南为混积的藕塘底组，而其北为清水的黄龙组。隆起上的兰溪柱杆山一带缺大塘阶，藕塘底组假整合覆于岩关阶珠藏坞组之上，其间为数十厘米的锰帽。马金—乌镇、球川—肖山和常山—溪渚、绍兴—江山断裂共同控制着钱塘断陷的构造格局，使之成为一个坳中有隆的断阶型盆地。

12．宜丰—景德镇断裂

断裂从江西宜丰向东经南昌和景德镇进入皖南，走向约N60°E，一般倾向北西，倾角>60°。石炭纪时该断裂带对古地理和岩相均起着明显的控制作用，它与萍乡—广丰断裂一起组成地堑型的萍乐盆地，沉积厚达1400m，为下扬子坳陷区地层厚度的六倍。早石炭世时它是江南陆与萍乐断陷盆地的边界断层。可能断陷速度快、两盘形成明显的坡降，以致在靠近陆源区的东段早石炭世时冲积扇发育，晚石炭世时沿线碳酸盐重力流发育，断续分布100km以上，多期次，足见该断裂在石炭纪时活动性之强。

华夏陆块内的同沉积断裂如下：

13．浦城—河源断裂

由广东境内的河源—龙川断裂和福建境内的浦城—武平断裂组成，总走向约N40°东，

大陆上长800km以上，向南进入南海，向北为萍乡—绍兴断裂所截。石炭纪时断裂带西侧为隆起带，武夷陆、九连岛、增城岛几首尾相连；东为坳陷带，北有永梅盆地，南有惠州盆地。由于逼近华夏陆，陆源碎屑供应充分，盆地坳陷后能及时补偿，故断裂主要表现为其两侧地层厚度不一，岩性无明显变化，但有些地方如福建长汀石英崖可见远源重力流沉积发生于黄龙组内，证明台内斜坡的存在，可作为同沉积断层活动的佐证。

14．鹰潭—从化断裂

包括广东的恩平—从化断裂、新丰—连平断裂和江西的鹰潭—安远断裂，北与萍乡—绍兴断裂相交，向南经阳江的海陵岛进入南海。广东境内走向N40°E，到江西境内转为N25°E。该断裂与其东的浦城—河源断裂构成地垒型的武夷—增城隆起带。该断裂带的中段（新丰—连平断裂）是岩关期粤北碳酸盐沉积区与碎屑岩沉积区的分界。

15．吴川—四会断裂

由东、西两条主断裂组成的断裂带。西断裂南起广东吴川，经云浮至广宁；东断裂南起阳春城东，经云浮夏洞至四会汀谷。断裂带总体呈N40°E方向延伸，宽10—50km。该断裂乃广东境内长期明显控相的构造。岩关期时，广东西部为碳酸盐相区，东部为碎屑岩相区，相区以断裂为界，在佛冈—丰良断裂以南以吴川—四会断裂为界，断裂以北以鹰潭—从化断裂为界。

断裂带本身为一裂陷槽，沉降幅度较大，石炭系厚逾1500m。沿断裂带两侧重力流沉积发育：岩关期西断裂阳春马狮田等地可见多处碳酸盐重力流；大塘和威宁期重力流沿东断裂分布，如肇庆七星岩等地的重力流沉积。沉积厚度大和重力流发育，说明吴川—四会断裂带石炭纪时具明显的活动性。

16．佛冈—丰良断裂

分布于怀集、佛冈、河源、五华、丰顺、潮安一线，由横亘广东中部走向近东西向的两条主断裂组成，大陆内延伸约600km，宽约20—70km。石炭纪时控相明显，是一条持续的构造隆起带，各统地层厚度均比其南、北两面薄。岩关期时，它是粤北碳酸盐相与粤中碎屑岩相的分野线，阻挡着增城岛陆源碎屑的北移而使粤北地区成为清水沉积区，同时将北北东向同沉积断裂所形成的隆坳相间的构造格局拦腰截为两段。

早古生代明显控相的江南断裂和上饶—海丰断裂，石炭纪时可能处于稳定阶段，无论是地层厚度或岩相，断裂带两边均无明显差别。

第三章 沉 积 相

一、沉积相区的划分

中国东南部石炭系沉积相类、相序以及相带的展布与基底的构造背景密切相关，受四个板块，即南方板块、北方板块、东南板块、南海板块的制约。主要沉积盆地是下扬子和华南沉积盆地，占研究区面积80%以上。华北、北淮阳沉积盆地位于北方板块上，石炭系沉积后，因郯庐断裂的走滑作用，向南推覆于扬子板块上。海南、闽东北沉积盆地位于南海和东海板块上，石炭纪时它们与中国南方板块相距甚远，在石炭纪以后才拼接。这四个板块具有不同的沉积相面貌。华北石炭系沉积相稳定，厚度很薄，属克拉通盆地。北淮阳属秦祁加里东褶皱带，石炭系为造山回返后前陆盆地中的堆积物，系巨厚的磨拉石建造。加里东运动后由扬子板块和华南板块拼合而成的南方板块，由于古特提斯向东侵进，海域广阔，陆源碎屑物来自华夏古陆和江南丘陵、鲁淮东平原。下扬子属克拉通台地，华南属缓坡台地。钱塘、萍乐两断陷盆地，位于下扬子和华南地块接壤带，由于同沉积断裂使地壳不断下沉，盆地内沉积物粒度粗、厚度大。闽东北以福鼎出露的石炭系天窗为代表，其沉积物岩性、岩相与华南区差异很大。海南石炭系为硅泥质岩类，具典型的深海相特征。根据石炭系在区域上沉积厚度、生物群面貌、岩石类型、沉积相和相序变化等特征，中国东南地区可划分为七个相区、12个亚相区。详见图3—1和表3—1。

表 3—1 中国东南部石炭纪沉积相区的划分

序号	相 区	构造沉积盆地	亚 相 区
Ⅰ	下扬子相区	下扬子克拉通盆地	Ⅰ1 滨海亚相区；Ⅰ2 大巢亚相区 Ⅰ3 铜陵亚相区；Ⅰ4 宜兴—宣城亚相区
Ⅱ	华南相区	华南被动大陆边缘盆地	Ⅱ1 永梅亚相区；Ⅱ2 赣南亚相区 Ⅱ3 惠州亚相区；Ⅱ4 粤中—赣西亚相区 Ⅱ5 阳春亚相区；Ⅱ6 粤西亚相区
Ⅲ	下扬子—华南过渡相区	扬子克拉通边缘盆地	Ⅲ1 钱塘亚相区；Ⅲ2 萍乐亚相区
Ⅳ	华北相区	华北克拉通盆地	
Ⅴ	北淮阳相区	北淮阳前陆盆地	
Ⅵ	海南相区	南海被动大陆边缘盆地	
Ⅶ	福鼎相区	东南被动大陆边缘盆地	

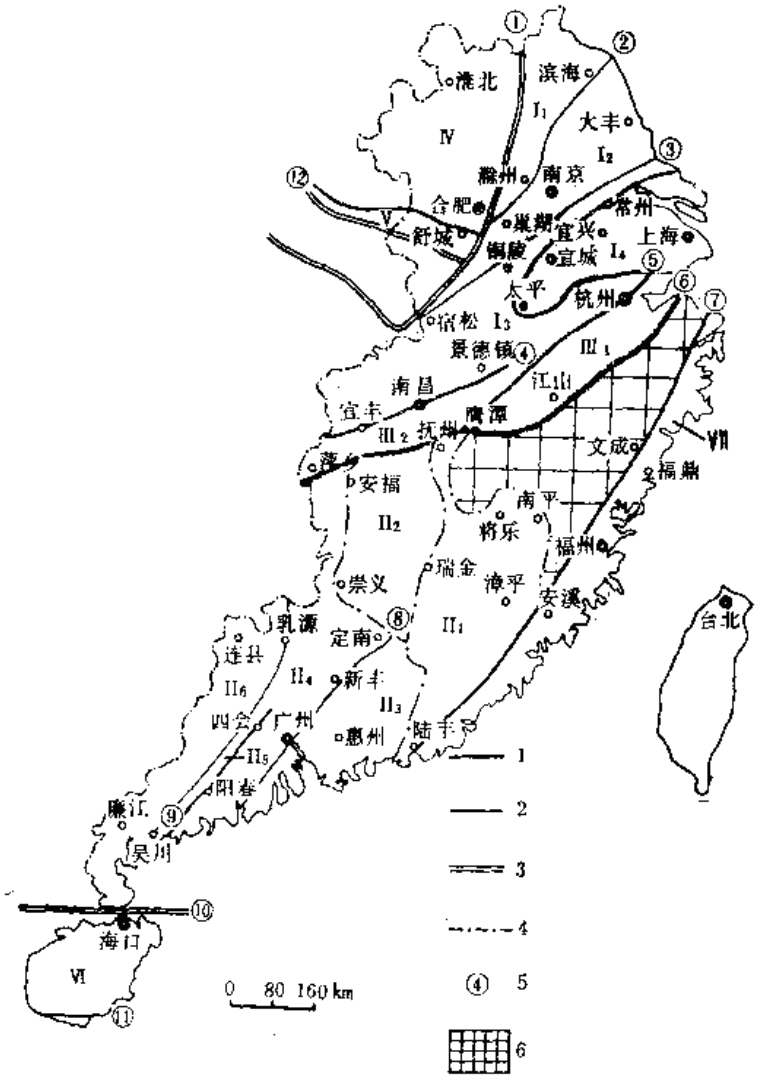


图 3—1 中国东南部石炭系沉积相区分布图

1—控盆断裂；2—控相断裂；3—后期盆地改造边界；4—相区界线；5—断层编号；6—古陆。断层编号及名称：①郯庐断裂；②嘉山—响水断裂；③宿松—丹阳断裂；④宜丰—景德镇断裂；⑤马金—乌镇断裂；⑥萍乡—江山—绍兴断裂；⑦宁海—陆丰断裂；⑧连平—新丰断裂；⑨吴川—四会断裂；⑩琼州海峡断裂；⑪九所—陵水断裂；⑫信阳—舒城断裂 Ⅰ为亚相区编号见表3—1

（一）下扬子相区（Ⅰ）

位于克拉通陆壳之上，沉积薄而稳定，石炭系厚度 30—250 m。下石炭统以碎屑岩为主，夹碳酸盐岩。由于早石炭世区域海平面升降的变化和古地理面貌的不同，因而沉积相类型复杂，有三角洲、冲积平原、湖泊、滨岸潮坪、局限台地等类型。上石炭统以碳酸盐台地相沉积为主，下部发育早期和同生白云岩；中、上部灰岩含丰富的海相生物化石，有腕足、珊瑚、海百合茎、绿藻、蓝绿藻等。相区内嘉山—响水、宿松—丹阳、马金—乌镇三条同沉积断裂构成了下扬子相区二隆二坳的古构造格局，并控制了次级盆地的形成和演化，由南而北分别为鲁东隆起、下扬子坳陷、铜陵—江南隆起、宜兴—宣城坳陷，因而又可再分为四个亚相区，即滨海亚相区（包括鲁东隆起）、大巢亚相区、铜陵—江南亚相区、宜兴—宣城亚相区（见图3—1）。

1．滨海亚相区（I_1）

位于下扬子相区北部，在射阳、天长、滁县一线以北，郯庐断裂以东，相区呈NE向展布。石炭系厚300余米。下石炭统以碎屑岩为主，夹灰岩和白云岩，高骊山组见石膏，属碎屑潮坪和混合坪相；上石炭统黄龙组以灰岩为主，夹紫红色粉砂岩、杂色中细粒石英砂岩、紫色泥岩等，属混合坪相，是鲁东古陆边缘的潮坪沉积；船山组为灰岩夹黑色碳质泥岩和泥灰岩，产植物化石，属离陆不远的局限台地沉积相。

2．大巢亚相区（I_2）

位于滨海相区以南，宿松—丹阳断裂以北，相区呈北东向。石炭系厚29—225 m。下石炭统以细碎屑岩为主夹碳酸盐岩，产植物化石和近岸底栖海相化石，如腕足、珊瑚、钙质海绵骨针等。茨山组含海相疑源类，属冲积平原相；金陵组灰岩属海湾相；大塘阶为三角洲、潮坪沉积相。晚石炭世碳酸盐岩岩性具明显的三分性：下部为同生、成岩白云岩；中部生物屑、藻团块灰岩；上部藻核形石灰岩。底栖海相生物和钙藻类蓝绿藻、绿藻、翁藻屑丰富。交错层理、鸟眼构造、生物扰动、潜穴构造等沉积构造十分发育，属潮坪、局限—开阔台地、浅滩等沉积相类。

3．铜陵—江南亚相区（I_3）

北以宿松—丹阳断裂为界，南至景德—宜丰、马金—乌镇断裂，为下扬子克拉通盆地中的隆起区，石炭系厚度小于100m。铜陵地区下石炭统为细碎屑岩，产疑源类、孢粉和植物化石，属潮坪或三角洲平原。早石炭世中期，随着海平面下降，本相区与江南古陆连成一体，成为剥蚀区，缺大塘阶。上石炭统黄龙组底部砾岩普遍发育，江南地区（皖、浙、赣一带）黄龙组超覆于寒武纪至元古代的不同时代地层之上。黄龙组岩性三分明显，底部是砾岩和白云岩段，中部为灰岩段，上部为藻核形石灰岩段。蓝绿藻生物、泥晶套、淡水渗滤砂均很发育，属海水浅井时而出露水面的局限台地沉积环境。

4．宜兴—宣城亚相区（I_4）

位于铜陵—江南亚相区东南，湖州、旌德、宁国一线以北，是下扬子相区南部的坳陷区，石炭系厚度大，可达300m。下石炭统王胡村组与金陵组灰岩系同期异相沉积，岩性为砂泥岩夹灰岩，属潮坪相；大塘阶多为陆相的冲积平原和河、湖相沉积。上石炭统黄龙组、船山组与铜陵地区相似。

（二）华南相区（Ⅱ）

位于萍乡—绍兴断裂带以南，陆丰—宁海断裂以西，石炭系沉积厚度大，700—2000m间，明显大于下扬子区。早石炭世华夏古陆山势高峻，是本区最大、最主要的剥蚀区和陆源区，山前冲积扇、辫状河沉积非常发育，地势东高西低，沉积相带由东向西、由陆到海呈环带状分布。海岸带在新丰、连平、四会、吴川一线，该带以西均为碳酸盐岩。大塘中期海平面下降，普遍沉积了潮坪、沼泽型海相煤系。晚石炭世海平面上升，全区以浅水—深水缓坡相沉积为特征。上石炭统白云岩发育，大多属晚期成岩白云岩。以狭盐性生物珊瑚、有孔虫、海百合茎为主。

区内受吴川—四会、鹰潭—从化、浦城—河源、佛冈—丰良四个同沉积基底断裂控制，形成三隆三坳相间的古地理格局。隆起区有武夷—增城隆起、佛冈隆起、华夏隆起。坳陷区有永梅—惠州坳陷、赣粤坳陷、阳春坳陷。隆坳相间的古地理格局导致次一级沉积盆地的发育，可再划分为永梅、赣南、惠州、阳春、粤中—赣西、粤西六个亚相区。

1．永梅亚相区（Ⅱ$_1$）

位于福建闽西南至粤东北梅州一带。东临华夏古陆，西以浦城—河源断裂为界，相区中央有三明—赖源水下隆起，形成东西两侧凹而中央隆的古地理面貌。石炭系厚度变化大，盆地边缘65m，坳陷中心达892 m。下石炭统缺失岩关阶。大塘阶主要是砂砾岩沉积，砾石成分大多为石英、石英岩等高稳定组分。大型楔状层理、平行层理发育，属山间辫状河沉积相。永梅相区西部，大塘阶为陆相砂砾岩、细碎屑岩、煤系沉积，顶部出现海侵层，海侵界线在长汀—上杭一线。产植物化石。晚石炭世为碎屑岩夹灰岩，属近陆潮坪相沉积。该相区是华南海域与华夏古陆的过渡区，威宁期岸线在将乐—漳平一线；马平期海平面上升，岸线东移至南平—安溪一带。

2．赣南亚相区（Ⅱ$_2$）

东以武夷古陆与永梅相区为界，西界在安福、崇义一线，萍乡—绍兴断裂以南，崇义—定南以北。下石炭统以陆相的砂砾岩、砂泥岩为主，生物群以陆相植物为多，含海相浅水底栖双壳、腕足、苔藓、海百合茎等。西部见碳酸盐夹层，相带近南北向环华夏古陆分布。上石炭统全区均为碳酸盐缓坡相沉积，生物群种属单调，数量少，仅见海百合茎、有孔虫、珊瑚等。威宁期海水向东加深，依次由浅水缓坡向深水缓坡递变。

3．惠州亚相区（Ⅱ$_3$）

东以华夏古陆为界，西至增城岛，北接佛冈隆起，是以惠州为中心的小型盆地，地层厚度最大可达810m。下石炭统以碎屑岩为主，大塘阶三分（下部灰岩段、中部砂泥岩段、上部灰岩段）；上石炭统属碳酸盐缓坡台地相沉积。

4．赣西—粤中亚相区（Ⅱ$_4$）

相区纵贯江西、广东两省，位于安福、遂川、崇义、定南、新丰、广州一线以西；乳源、四会、吴川一线以东，为一狭长形的相区。石炭系以清水碳酸盐沉积为特征，厚度800—1800m。下石炭统岩关阶灰岩为潮坪相；大塘阶岩性三分，上、下部为灰岩，中部为测水煤系。上石炭统均为碳酸盐岩，生物群种属单调、数量少，仅见有孔虫、珊瑚、海百合茎等，属碳酸盐浅水缓坡或次深水缓坡沉积相。

5．阳春亚相区（Ⅱ$_5$）

相区分布受深断裂控制，位于吴川—四会断裂带之内，是石炭纪拉张活动造成的地堑式断陷盆地，沉积厚度达1000—1800m。因下沉幅度大，盆地边缘形成坡度，重力流发育，可见滑塌堆积角砾岩、包卷层理、变形层理等。由于拉张活动的间隙性，这些斜坡沉积物在垂向上也呈周期性出现，岩关和威宁期发育，大塘和马平期不明显。横向上则分布于阳春、肇庆、翁源等地。下石炭统为碳酸盐岩夹碎屑岩，岩关阶出现重力流滑塌沉积，属‘沟相；大塘阶为潮坪相。上石炭统系碳酸盐岩。威宁阶又出现重力流，再度变为台沟相沉积。马平期为次深水缓坡相。下石炭统有植物和海相的腕足、珊瑚、有孔虫、双壳类等化石；上石炭统生物化石种群单调、数量少，仅见有孔虫、海百合茎等。

6．粤西亚相区（Ⅱ$_6$）

相区在乳源、四会、吴川一线以西，西邻上扬子盆地，南接钦防海槽。石炭系厚度900—1830m。下石炭统以清水碳酸盐岩沉积为特征，大塘阶岩性与华南其它亚相区一样号也具明显的三分性。连县石磴子组发育一套具有高能环境的台地浅滩相和生物丘建隆。晚石炭世为浅水缓坡—深水缓坡相。沉积区与钦防海槽相接，海水向西南逐渐加深，威宁期

达深水缓坡相。局部地区如连县、乳源、英德等地，威宁期白云岩非常丰富，达80—90%，显示了浅水特征。该区马平期灰岩颗粒含量亦较邻区丰富，是华南区少见的向上浅滩化沉积区，生物群也较邻区发育。

（三）下扬子—华南过渡相区（Ⅲ）

位于下扬子和华南相区之间，包括宜丰—景德、马金—乌镇断裂以南和萍乡—绍兴断裂以北的狭长地带。相区中段婺源、德兴、上饶等地是早石炭世的剥蚀区，以此为界，分成东、西两个断陷盆地（钱塘和萍乐），形成两个亚相区。本区属克拉通边缘盆地，处于下扬子、华南地块之间，其岩石类型、沉积相、沉积厚度、生物化石等均具有下扬子与华南相区间的过渡面貌，但其特点与华南区更相似。如下石炭统发育粗碎屑岩；沉积相带与华南连续过渡，不受萍乡—绍兴断裂控制；上石炭统除黄龙组下段发育白云岩外，船山组也普遍可见，这些特点均与华南区相似。该相区与下扬子相区亦有许多相似之处，如上石炭统灰岩中含生物化石丰富；船山组中见大量藻核形石；蓝绿藻纹层、生物扰动、*Thalassinoides*、潜穴等浅水环境标志与下扬子相区类似。威宁阶滑塌角砾岩组成的台坡相是本区特征的沉积相类，指示了下扬子克拉通台地经本区的台地斜坡与华南缓坡台地相连接。

1．钱塘亚相区（$Ⅲ_1$）

位于江绍断裂以北，马金—乌镇断裂以南，为一狭长形断陷盆地。石炭系沉积厚度较大，约1200m。盆地西南高、东北低。下石炭统为山麓堆积，西部常山一带为红色砂砾岩冲积扇相，向东渐变为辫状河、曲流河相沉积。除碎屑岩外，还有煤系地层存在，具有冲积平原、河流、沼泽等特征，浙江衢县等地偶见海相夹层。晚石炭世华夏古陆边缘的江山—兰溪一线具典型的潮坪相标志，鸟眼、干裂、钙结层、波痕、潮汐脉状层理、双向交错层等沉积构造丰富（图版1—7）。肖山、常山一线以北，则相变为局限台地相。上石炭统碳酸盐岩含丰富的生物化石，除底栖腕足、珊瑚、有孔虫、海百合茎外，藻粘结颗粒、蓝绿藻、绿藻等生物均很发育。

2．萍乐亚相区（$Ⅲ_2$）

为一处于景德镇—宜丰和萍乡—广丰断裂之间的狭长形断陷盆地，地势东高西低。陆源物主要来自婺源、上饶隆起，少量来自江南古陆。下石炭统沉积相带自东向西依次分布有：冲积扇相、河流相、冲积平原相。上石炭统为碳酸盐岩沉积，黄龙组见巨砾滑塌角砾岩，属台坡相。灰岩中藻核形石、藻纹层、垂向潜穴*Thalassinoides*等均很丰富。生物化石分异度高，见底栖腕足、有孔虫、海百合茎、钙藻等化石。马平期蓝绿藻类明显增多，属浅水缓坡沉积相。

（四）华北相区（Ⅳ）

信阳—舒城断裂以北的华北相区，在大地构造上属于华北板块。元古代形成陆壳基底。晚奥陶世以来，长期处于剥蚀状态，晚石炭世威宁期才开始接受沉积，称本溪组和太原组，主要是细碎屑岩夹薄层灰岩及煤系，厚度约50—150m，属地台型滨海碎屑和含煤沼泽相。古生物群为华北型植物及海相生物化石。

（五）北淮阳相区（Ⅴ）

位于信阳—舒城断裂以南，桐柏—磨子潭断裂以北，是一北西向的狭长形沉积盆地。石炭系厚度大，常达数千米，为砂砾岩与细砂岩互层的磨拉石建造，属冲积扇相、河流相并夹滨海相沉积。

（六）海南相区（Ⅵ）

琼州海峡断裂将海南岛与华南大陆分割开来。海南石炭纪沉积基底是加里东运动形成的褶皱系——岳岭群，属洋、陆过渡壳区的深水复理石建造。海南下石炭统称南好组，以陆源细碎屑岩为主，下段为冲积扇相砾岩，上段为近滨—浅海陆棚相；上石炭统以硅质岩和片岩为主，属深水陆棚—次深海相。海南石炭系与华南区差异很大，生物化石很少，仅在个别层位中见少量海百合茎、腕足、苔藓、鲢类等，地层大多受区域变质，岩石类型主要是砂岩、砂板岩、板岩等。

（七）福鼎相区（Ⅶ）

闽东北的福鼎县南溪地区是中新生代火山岩覆盖区中出露的一个天窗，由于断层较多，地层出露不全，所见厚度约400余米。下石炭统为黑色千枚状板岩，少量砂板岩，厚约300m，含有机质，黄铁矿丰富，属闭塞还原条件的陆棚、泻湖沉积相。其中7m厚的薄层灰岩含藻纹层、海百合茎，属近滨相。上部以浅变质细粒砂岩、砂板岩为主，产海百合茎等海相化石和植物碎片。上石炭统为中厚层硅化灰岩、砂泥质千枚状板岩，产鲢类化石：*Neostaffella sphaeroides* var. *cufoides* 有孔虫等。这些特征反映了福鼎石炭系大体上是陆棚—滨海沉积环境。福鼎的石炭系以泥质岩为主，化石稀少，除上石炭统个别层位含化石外，其它层位极少发现，且种属单调，与华南区石炭系有很大差异。

二、火成活动

石炭纪时强烈的火成活动已基本平息，但在一些构造活动带中有轻微的活动，属加里东造山幕火成活动的余波。从侵入岩和火山岩空间分布看，大致分为四个近东西向分布的岩带，由北而南依次为北淮阳岩带、萍乐岩带、粤赣边境—闽西南岩带和海南岛中部岩带。

（一）侵入岩

因基底活动性的不同，各地块火成活动的强度、类型亦有差别。扬子和华北克拉通地块上无石炭纪侵入岩的报道，而华北前陆、萍乐克拉通边缘和华南、海南岛被动陆缘均有岩浆岩侵入。由于围岩未能准确控制岩体侵入的上、下限，多数只凭同位素年龄值，结合围岩时代和岩体穿插关系判定岩体的地质年代，表3--2所列岩体可能属石炭纪侵入岩。

从表中可见，它们主要为基性—中酸性岩，未见超基性和碱性岩体。从岩石化学分析资料看，里特曼指数σ均小于3.3，属钙碱系列岩石。表列的侵入岩中，可见不同构造单元的岩石，其物质配比关系不同。北淮阳缝合线上的黄家湾岩体，以铝过饱和为特色，FeO含量低，碱金属总量较低，属挤压型花岗岩。其他花岗岩类属铝不饱和岩类，FeO含量高，碱金属总量较高，属张裂型花岗岩，说明北淮阳地区石炭纪虽已变为板内构造环境，两地块地表部分已经碰合，但深部的俯冲尚未完全终止，表现为挤压型的S型花岗岩侵入。其他花岗岩类产于萍乐克拉通边缘及粤赣边境—闽西南岩带，都反映了拉张构造环境。

（二）火山活动

火山岩分布比侵入岩广泛，但没有大规模的喷发和溢流活动。除部分地区有火山熔岩和火山碎屑熔岩外，主要是火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩。这些情况同样表明石炭纪已进入火山活动宁静期。

表 3—2 石炭纪侵入岩总表

构造部位	岩类	岩体名称	出露地点	时代	年龄值(Ma)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	MnO
华南被动陆缘	基性	横岭辉长岩	广东南雄横岭	€	364—326										
	中性	漂塘坳云辉二长岩	广东仁化漂塘坳	D_2		56.13	11.46	0.38	7.15	5.26	10.16	3.24	1.86	0.62	0.12
		狐狸坳云辉二长岩	广东仁化狐狸坳	D_2											
	中酸性	漂塘石英闪长岩	江西大余漂塘	€	271	64.23	14.61	0.54	4.17	3.16	3.86	4.90	2.82	0.65	0.17
		罗家背石英闪长岩	江西大余罗家背	D											
		扶溪花岗闪长岩	广东仁化扶溪	D_2	228—368	64.17	15.52	0.99	3.92	3.81	1.98	4.51	2.79	0.57	0.1
钦子克拉通边缘	基性	花顶山辉长岩	江西德兴花顶山	Pt_2	283	48.82	14.98	0.77	8.18	11.30	9.35	0.40	1.53	0.60	0.18
	中性	石英闪长岩	江西余干九龙埠南	Pt_2	328	56.62	17.56	1.77	5.24	6.71	3.98	1.60	3.40	1.15	0.15
淮阳前陆	酸性	黄家湾花岗岩	河南信阳黄家湾	信阳群	295—308	74.00	13.01	1.56	1.34	1.47	0.44	1.23	5.30	0.60	0.035
海南岛被动陆缘	中性	坡兰沟闪长岩	海南昌江军营	D—C	293										

早石炭世火山活动多为火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩，华南间或见中酸性喷溢活动。笔者曾在宣城岩关阶王胡村组和大塘阶高骊山组中见到凝灰岩，该岩类在显微镜下可以见到石英、云母和长石。长石晶屑呈尖棱状、棒锥状、港湾状；云母晶屑呈撕裂状。火山岩屑成分为石英、云母和黑色铁质矿物，火山灰基质已经脱玻化，成为隐晶质的泥硅质矿物。岩石中凝灰质成分>75%，属中酸性凝灰岩类。作者还在安徽巢湖王家村和州组中部灰岩夹层中见到一层厚40cm的火山豆石凝灰岩（张瑛，1984），凝灰岩中紫灰色含浅黄绿色豆石量约10%（图版2—5），豆石扁圆形，沿层理平行排列，同心包壳细而密，经X光粉晶测定为伊利石和蒙脱石。江苏句容大塘阶高骊山组厚约40m，见有较多的火山碎屑岩，是全区一个特殊的剖面点。岩石呈紫红、紫灰、黄灰色，由岩屑、晶屑、玻屑和正常沉积物四部分组成。其中岩屑由火山灰、泥铁质、少量晶屑组成，大部分已脱玻化。晶屑主要是石英，尖棱、次棱形，边缘具熔蚀港湾状，晶内发育隐晶质、玻璃质泡沫(图版2—8)。少量长石晶屑呈宽板状，并已高岭土化。玻屑成为火山碎屑岩的基质，可见脱玻化形成的蠕虫形粘土矿物和隐晶质石英。正常沉积物有火山岩质砾石、砂和粘土杂基，水云母鳞片呈定向排列。含氧化铁质丰富，使岩石成紫红色，是火山、沉积两种作用形成的胶结物的特征。高骊山组凝灰质岩中火山碎屑物含量由20—50%，正常沉积物含量约50—80%，属中酸性凝灰质砾岩、砂岩、泥岩类。

据区调资料，江西永丰藤田吉塘梓山组中段上部见安山玄武岩和安山岩，福建龙岩马坑林地组见英安岩等火山岩。福建永安、上杭、潘田以及海南白沙、福建福鼎等地也均有火山碎屑岩和火山岩的报导。华南地块边缘和海南地块基底构造活动较下扬子地块强，火山活动也比下扬子发育。早石炭世火山岩分布见表3—3。

晚石炭世初期火山活动一度变强，但分布局限在一些大断裂带上，如信阳—舒城断

表 3—3 早石炭世火山岩类分布情况

层位	构造部位	地点	岩类	备注
岩关阶王胡村组	扬子地块	安徽宣城王胡村	中酸性凝灰岩	
岩关阶华山岭组	萍乐克拉通边缘	江西万载洞口	火山碎屑沉积岩	3层
岩关阶华山岭组 岩关阶横龙组 岩关阶横龙组	华南被动陆缘	江西泰和玉华山 江西万安横背 江西于都河岗下	火山碎屑沉积岩	多层
岩关阶、南好组	海南岛被动陆缘	海南昌江军营	火山碎屑沉积岩	
大塘阶高骊山组 大塘阶和州组 大塘阶高骊山组	扬子地块	安徽宣城王胡村 安徽巢湖王家村 江苏句容高骊山	中酸性凝灰岩 豆石凝灰岩 中酸性火山碎屑沉积岩	 40 cm 多层厚
大塘阶梓山组中段 大塘阶梓山组下段 大塘阶梓山组 大塘阶林地组 大塘阶梓山组	华南地块	江西永丰藤田 江西遂川禾源 江西崇义中营 福建龙岩马坑 广东平远东石街	安山玄武岩、安山粉岩 层凝灰岩 凝灰岩 英安岩、火山碎屑沉积岩 火山碎屑沉积岩	多层 2 层 6 层 43m
大塘阶青天峡组	海南岛地块	海南白沙禾叉	中基性火山岩	多层
下石炭统	闽东地块	福建福鼎南溪	玄武岩、安山玄武岩	

裂、赣东北断裂（马金—乌镇断裂西段）、宿松—丹阳断裂、上虞—海丰断裂等，有多期次的喷发或溢流活动，组成多个喷发（或溢流）—沉积旋回，而且这些火山岩区多与矿层伴生，以致火山岩常受矿化或蚀变，较难辨认，是否是火山岩，尚有争论。晚石炭世火山岩分布见表3—4。从表中可见，除福建龙岩马坑外，都是中—酸性火山岩，大抵上属钙碱系列岩类。而龙岩马坑则以中基性岩类为主，酸性岩较少，其中缺中性岩，其岩石组合为玄武岩-玄武安山岩-流纹岩，具双峰火山岩特征，可能与永梅盆地当时为拉张型构造环境有关。琼中亦有规模较大的双模式火山岩喷出。以上说明石炭纪时地球动力学机制已从加里东末期的挤压转变为拉张。

表 3—4　晚石炭世火山岩类分布情况

层位	构造部位	地　点	岩　类	控制断裂	备　注
上统	淮阳前陆	河南信阳	中—酸性火山喷发和溢流	信阳—舒城	
上统底部	扬子地块	安徽铜陵	火山碎屑沉积岩，英安质凝灰岩为主，夹3.6m 英安熔岩	宿松—丹阳	
上统底部		江西九江武山	熔结凝灰岩、熔结角砾岩、层状凝灰岩、层状火山角砾岩、英安山、安山岩		约1.5m
上统下部	扬子克拉通边缘	江西东乡枫林	多层凝灰岩、凝灰质砂岩和少量熔岩	萍乡—绍兴	
上统下部		乐平众埠街	凝灰岩	宜丰—景德	
上统中部	华南地块	江西铅山永平	凝灰岩、凝灰质角砾岩、凝灰质砂岩	萍乡—绍兴	
上统		江西铅山叶家湾	凝灰质砂岩	萍乡—绍兴	
上统		江西铅山陈坊	凝灰质砂岩、凝灰质角砾岩	萍乡—绍兴	
上统		广东连平大顶	流纹岩、安山岩、辉石安山岩、钾长霏细岩、流纹质凝灰熔岩、安山质凝灰熔岩、安山质凝灰岩、流纹质凝灰岩和火山碎屑沉积岩	从化—鹰潭	组成3个喷发—沉积旋回，熔岩>30m
上统底部		福建龙岩马坑	安山玄武岩、流纹质凝灰熔岩、安山质熔结角砾岩、玄武岩、火山碎屑沉积岩	上虞—海丰	6层3个旋回
上统	海南岛地块	海南琼中英牛岭	流纹岩		45.8m 3个旋回
上统		海南万宁东岭	流纹岩		5—10m

综观侵入岩和火山岩的时空分布状况，可知石炭纪岩浆活动开始时由弱而强，威宁期到达顶峰，而后迅速变弱，马平期尚未发现火山活动的踪迹。火山活动的强度受构造环境控制，扬子克拉通地块相对稳定，只在宿松—丹阳断裂带有所表现，但只有火山活动，未见侵入活动。在淮阳和华北地块缝合带上，中酸性火山岩和侵入活动都相当明显，S型花岗岩呈串珠状沿断裂带分布。火成活动最强裂地带为赣粤交界至福建龙岩一线，多期次的侵入和喷发活动沿此带发生。此外扬子克拉通边缘特别是沿赣东北和萍乡—绍兴断裂带以及海南岛琼中也是火山和侵入活动比较明显的地带。

对岩浆活动与石炭纪成矿作用的关系，尚有较大的意见分歧。有些学者认为与火山活动关系密切，如马坑、铜陵、城门山等地，矿体与火山岩层位接近，因而提出了诸如火山

喷气层控矿床等成矿模式。这种认识也曾风靡一时。另一些学者则根据其他一些理由，特别是岩相古地理研究所肯定矿床产于潮坪浅水相带，无法防止火山喷气溢散，以至难以使成矿物质富集成矿，更不可能形成中、大型矿床，因而认为石炭纪火山活动不是上述矿床的主要成矿机制，而提出其他的成矿认识。

三、三大板块区域沉积相的特征及对比

不同区域的沉积相特征是各个沉积盆地演化发展的结果，也是古地质构造活动的物质表现，所以不同地质时代沉积相区域特征可以作为地质构造区划判别的依据。

中国东南部石炭系在不同的区域其沉积相面貌有很大差异，如华北为滨海平原相；北淮阳属山麓堆积相；下扬子则为滨海和碳酸盐台地相；华南主要是冲积相和缓坡相；海南是陆棚—半深海相；福鼎为陆棚浅海相。沉积相的这种分区性固然受到古地理、古气候的控制，然而它们在很大程度上又与各沉积盆地构造演化有关，详细的区域沉积相研究不仅可以区分出不同的相区，而且也可以划分出不同的沉积盆地以及大地构造的不同单元。

作者对海南石炭系进行了详细的沉积相研究，并将其与琼州海峡隔岸相望的广东南部的石炭系作了对比，其沉积相特征是截然不同的，结合其它特征分析，可以推论石炭纪时它们分属于两个不同的板块，证明了南海板块的存在。根据如下述：

（1）广东石炭系碳酸盐岩占70%以上，而海南石炭系以碎屑岩、硅质岩为主。说明两地分属不同的沉积盆地。

（2）广东廉江下石炭统大塘阶与广大华南区无论从岩性、岩相均为一体。岩性具三分性：下部石磴子组灰岩，中部测水组煤系，上部梓门桥组灰岩。产丰富的腕足、珊瑚生物化石。海南大塘阶沉积特征完全不同，由泥板岩、砂板岩组成，仅见8m厚云灰岩，极少生物化石，而万宁—白沙一线以北则主要为泥硅质岩类。

（3）广东廉江岩关阶为碳酸盐沉积区，无碎屑岩，因其与华夏古陆相距很远，无陆源碎屑物。而海峡另一侧的海南区，在白沙—万宁一线北侧为硅质岩；南侧的东方县则见砂砾岩、砂泥板岩。其陆源区为昌江岛和崖县古陆，沉积物陆源碎屑由南向北递减。说明华南区与海南区各有自身的陆源区，其相区也是截然分割的，两者间无过渡相区存在。这也是两个不同板块存在的根据。

（4）两者的古生物分异度和丰度也完全不同，广东区石炭系与华南区一致，生物化石丰富，大多数灰岩含生物屑达15—30%，盛产浅水狭盐度海相生物化石，如珊瑚、腕足、有孔虫等。而海南区生物化石稀少，个别层位偶见海百合茎、鲢、海绵骨针等，种属单调，说明两者的生态环境完全不同。

（5）海南石炭系主要是泥质、硅质岩，属欠补偿半深海沉积相类，基底活动性大，沉降速度快；华南区主要是碳酸盐岩，属补偿性沉积，基底活动性相对稳定。两者属不同性质的海域。

（6）海南石炭系均遭受区域和动力变质作用，均已形成大理岩化、片岩化的近变质岩系，劈理发育。雷州半岛上的石炭系（包括海康县南30km钻孔调浅2井所见）均未变质。表明海南区与华南区具有不同的构造活动史。

（7）作者曾对海南东方县和福建永安县石炭系取样作古地磁研究，前者岩关期古纬

度为S5°左右，后者大塘期为N15°，两地石炭纪古纬度差20°，而现今两地纬度差仅7°，此数据表明石炭纪时海南与华南大陆是分离的，属于两个不同的板块。

此外在海南岛南端崖县发现下古生界寒武系，其地层层序、沉积类型、含矿性和三叶虫群落诸项特征与澳大利亚的寒武系十分相似，由此可以推论，海南地块与澳大利亚在石炭纪时曾是统一的冈瓦纳大陆的组成部分。在早古生代晚期海南地块脱离冈瓦纳古陆，向北漂移，逐渐逼近华南板块（刘本培1986）。在西沙群岛永兴岛钻到了年龄值为1465Ma的古老变质岩，也是证明古老地块存在的依据。

福鼎南溪石炭系是东南板块的窗口。虽然在相区图上处于华夏古陆的北东端，但其沉积特征却与华夏古陆西侧的闽西南坳陷和北缘的钱塘坳陷之石炭系迥然不同。福鼎南溪四角坪—曲坑下石炭统剖面是一套黑灰色千枚状板岩夹少量含砂千枚岩。底部产孢粉化石 *Densosporites* sp., *Cydogranisporites* sp., *Leiotrites* sp., *Punctatisporites* sp., *Leiofuse* sp. 等，上部夹一层厚约7m的含海百合茎细晶灰岩，这套岩系时代应属早石炭世岩关期。千枚状板岩岩性单一，薄层状。含丰富的黄铁矿和有机质。微量元素Mo、Ni、Cu、Co呈高值，是闭塞、安静、还原环境的陆棚沉积相；夹层有蓝绿藻纹层状灰岩，表示短期水体变浅的滨岸沉积环境。杉柴山石炭系剖面下部是一套砂质板岩、浅变质砂质泥岩、岩屑石英杂砂岩。中部硅化灰岩中产 *Pseudostaffella* cf. *paradoxa*, *Neostaffella Sphaeroidea* var. *cufoides*, *Fusulinella* sp., *Ozawainella* sp. 等威宁期䗴类化石。上部泥质粉砂岩产 *Neuropteris gigantea* 等植物化石。据产状和化石层位关系，地层可能是倒转的。南溪水库官衙剖面所见硅化灰岩出露厚约15m，含海绵骨针化石，可能与杉柴山剖面产䗴类化石的层位相当。

福鼎石炭系与闽西南永梅、钱塘坳陷石炭系在沉积相方面有相当大的差异。主要有以下几点：

（1）永梅、钱塘盆地下石炭统为一套粗碎屑石英砂、砾碎屑岩，碎屑粒度自华夏古陆向西、北变细，沉积相也由冲积扇至河流相递变，反映沉积物来自华夏古陆。而在华夏古陆东侧的福鼎相区主要是黑灰色千枚状板岩，与西侧的永梅、钱塘两相区沉积物完全不同，可见其物源区并非来自华夏古陆，其时与华夏古陆也并不相接。其物源区来自东海古陆，沉积物为细碎屑物，反映东海古陆已是准平原化的性质。

（2）永梅、钱塘盆地的上石炭统属碳酸盐缓坡和近陆边缘潮坪相，生物化石丰富，潮汐层理、波痕、干裂、鸟眼等沉积构造发育，属典型的浅水标志。福鼎的上石炭统为含海绵骨针的硅化灰岩及砂泥岩，个别层位发现䗴类化石，绝大多数层位属哑地层，说明当时的沉积环境不利于生物生长，属较深水陆棚相。可见福鼎区与华南区的沉积相面貌差异甚大。在相区分布图上（见图3—1），永梅、钱塘两相区与华夏古陆间呈连续递变转换；福鼎相区与华夏古陆间跳相现象十分明显，按“相序律”它们是不相接的，所以福鼎应属另一个地块，是在石炭纪沉积以后才拼接在华南板块上的。

（3）福鼎石炭系垂向上相序变化快，由陆棚相—后滨、近滨—陆棚的变化，而永梅、钱塘则主要是河流、潮坪—浅水缓坡相。从而可以判明永梅、钱塘为陆表海，福鼎属于陆缘海性质。

（4）两者的变质情况也迥然不同，福鼎区石炭系已是大理岩化、千枚岩和板岩化；永梅、钱塘两区的石炭系无变质现象，属正常沉积岩。说明两者间有不同的地质作用进

程。

通过上述几点的对比研究，可以推论石炭纪时，在华南板块的东侧应有一东南板块的存在，它们在石炭纪以后才与华南板块拼接成一体。

四、沉积相区划与微量元素地球化学

为探索和研究各个相区的微量元素地球化学特征，作者共采集了泥质岩样品22个，碳酸盐岩样品40个，作了微量元素定量测定，将所得数据按不同沉积盆地分类归纳，绘制出微量元素丰度分布图（图3—2，图3—3），显示出不同类型的沉积盆地，其丰度有不同的特征。

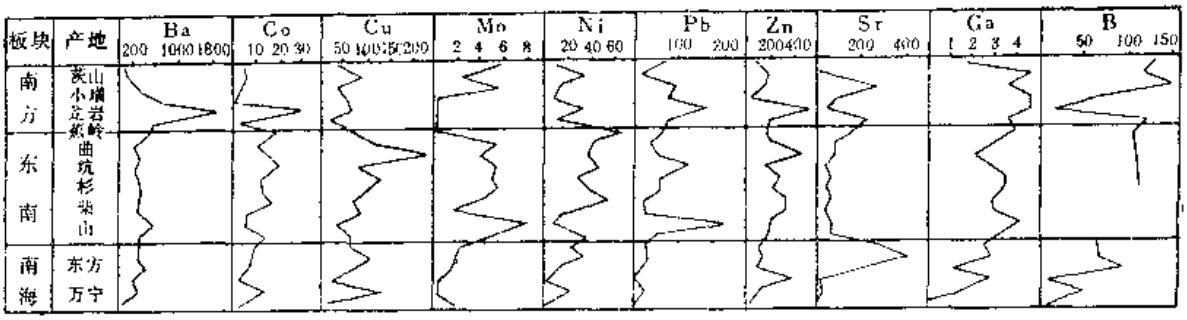


图 3—2 泥质岩微量元素丰度分布图（单位：10^{-6}）

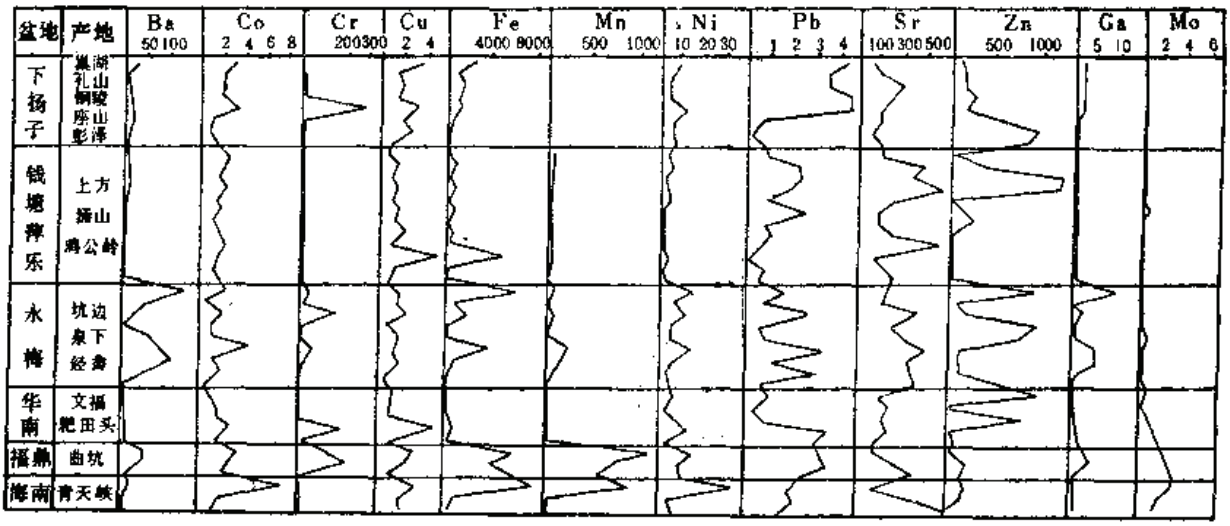


图 3—3 碳酸盐岩微量元素丰度分布图（单位：10^{-6}）

（一）泥质岩类的微量元素丰度

从图3—2可见，扬子和华南沉积盆地的泥质岩类Ba、Co、B、Ga等元素比闽东北、海南被动大陆边缘盆地偏高，而Cu元素偏低。海南的Mo、Ni、Pb则明显低于其它沉积区。微量元素B、Ba、Ga值是海水盐度的环境指数。B、Ba值随水体盐度的增高而升高；Ga值则相反，富集于淡水沉积物中。扬子和华南沉积盆地B、Ba、Ga的高含量，反映了海水近陆和盐度偏高的沉积环境。海南Mo、Ni低含量是海水深度较大的深水陆棚环境标

志。

泥质岩具有吸附B元素的能力，其所含的B和B/Ga值反映了古海水的盐度条件。同济大学曾对现代不同沉积环境的泥质物进行 B、B/Ga 比值的测定，其数据与作者所采样品的数据可以对比（见表3—5）。Sr/Ba 值也是沉积时盐度的指示，Sr/Ba 值高反映沉积介

表 3—5　不同相区泥质岩中B、Ga、B/G值及沉积相指数

采样地点	层位	B	Ga	B/Ga	沉积相	指相系数 B/Ga		
						相	同济(1983)	本　文
龙岩经畲	C_1l	17.38	46.12	0.38	辫状河	陆相	<3—3.3	<2.4
永安坑边	C_1l	72.44	46.12	1.57	辫状河			
东方小璜	C_1z	151.36	35.71	4.24	滨海	过渡相		2.4—4.5
南京茨山　7层	C_1g	128.82	17.11	7.53	三角洲			
南京茨山　12层	C_1g	114.82	46.12	2.49	三角洲			
海南青天峡　17层	C_1	66	26.78	2.47	内陆棚	海相	>4.5—5	>4.5
海南青天峡　22层	C_1	69	29.01	2.39	内陆棚			
海南青天峡　40层	C_1	93	11.90	7.80	内陆棚			

元素含量由南京地矿所实验室测定

表 3—6　不同相区泥质岩中 Sr、Ba、Sr/Ba 值及沉积相指数

采样地点 层　位	元素分析值 (10^{-6})			沉积相	指数系数 Sr/Ba	
	Sr	Ba	Sr/Ba			
龙岩经畲 C_1l	47	1753	0.03	河流	<0.5	陆相
永安坑边 C_1l	114	686	0.17	河流		
蕉岭高背岌 C_1l	230	720	0.32	河流		
南京茨山 C_1g	17.7	71	0.25	三角洲	0.5—1	过渡相
东乡小璜 C_1z	264	377	0.7	滨海平原		
海南青天峡　17层 C_1	309	320	0.97	内陆棚	>1	海相
海南青天峡　22层 C_1	423	313	1.35	内陆棚		
海南青天峡　42层 C_1	216	216	1	内陆棚		
* 9个河湖底质样 (1983)	300—800	300—2000	0.4—0.7			
*13 个近海海底样 (1983)	7000—8000	6000—10000	0.8—1			

南京地矿所实验室测定

* 同济大学分析数据

质盐度高。本项研究所采样品的Sr/Ba值与同济大学所采样品的Sr/Ba值对比也是相符的，同济大学9个陆相底质样共Sr/Ba系数在0.4—0.7间，13个近海海底样Sr/Ba值是0.8—1间。作者所采样品Sr/Ba值：陆相<0.5，海陆过渡相介于0.5—1之间，海相>1，详见表3—6。

（二）碳酸盐岩微量元素丰度

从图3—3可见，福鼎、海南等区被动大陆边缘盆地沉积石炭系碳酸盐岩的Mn、Ni、Fe、Mo、Co、Cu值均高于下扬子区，尤其Mn、Co、Ni、Mo四元素明显偏高，这是海水深度大的深水陆棚的环境标志；扬子和华南区Mn、Ni值可低至1—3个数量级，是陆表海浅水的环境标志。碳酸盐微量元素Mn、Ni、Co、Mo也是海水深度的标志，见表3—7。

表 3—7 碳酸盐岩 Mn、Co、Ni、Mo 值

相	构造沉积区	样品产地	Mn	Co	Ni	Mo
台地	下扬子台地	南京乐山	36	2.1	6.0	
		安徽铜陵	60	2.9	9.0	
		江西彭泽	22	1.36	7.6	<0.2
		浙江上方	52	2.3	6.3	2.1
		江西鸣山	48	2.9	9.0	0.72
		江西鸡公岭	23	1.8	5.7	<0.2
	华南台地	广东文福	51	1.72	8.8	1.0
陆棚	闽东北被动边缘	福建福鼎	1112	3.5	10.8	3.2
	海南被动边缘	海南青天峡	921	7.6	22	3.1

南京地矿所实验室测定

从上述泥质岩、碳酸盐岩微量元素的地球化学丰度值可以看出，南方碳酸盐台地相（下扬子、华南陆表海）与陆棚相（福鼎、海南陆缘海）两者在地化性质上具有较大的差异性，元素的地球化学性质不仅指示沉积盆地和沉积环境性质，也受成岩作用和成岩环境的制约。

五、沉积相分类

中国东南部沉积相类型丰富，大陆相系、海洋相系、过渡相系三大类一应具全（表3—8）。大陆相系主要出现在早石炭世，以河流冲积相为主，少量冲积扇相、湖泊相。海洋相系可见到滨岸、陆棚、台地、碳酸盐缓坡、半深海等类型。过渡相系分布在海相与大陆相系之间的过渡区，见有三角洲、河口湾等类型。

（一）大陆相系

1．冲积扇相

冲积扇相普遍出现在华夏山地前缘。广泛发育在珠藏坞组、叶家塘组、林地组和北淮阳的梅山群及海南南好组等地层中。现以海南南好组、浙江珠藏坞组冲积扇相为例，简述其相类特征。

表 3—8 中国东南部石炭系沉积相分类

相系	相		亚相	小相
大陆相系	冲积扇相		上扇、中扇、尾扇	
	河流相		辫状河、曲流河	心滩、边滩、漫滩、天然堤、河道砂坝
	湖泊相		淡水湖、近海湖	
	冲积平原相		河间迂滥平原、岸后沼泽	
过渡相系	三角洲相		前三角洲、三角洲前缘、三角洲平原	分流河道砂坝支间湾
	河口湾相			
海洋相系	滨海相	有障壁	潮坪	砾坪、砂坪、泥坪、泥炭坪、混合坪、碳酸盐坪	潮间、潮上、潮下
		无障壁	后滨、前滨、临滨	
	浅海相	陆棚相	内陆棚、外陆棚	
		碳酸盐台地 台地相	局限台地、泻湖、外围台地、浅滩、台内斜坡	
		碳酸盐台地 陡坡相	浅水缓坡、较深水缓坡、深水缓坡、台沟、台内斜坡、台内浅滩、泻湖、海湾	
	次深海相		台缘浅滩	

（1）海南东方青天峡南好组下部冲积扇相由一套层状、透镜状砾岩组成。砾石成分为石英砂岩、石英岩、脉石英等稳定组分。砾径20—100mm，厚14m。分选性差。砾石含量50—60%，颗粒支撑，填隙物为细小砾石和粗砂，很少泥质杂基（图版2—6）。砾岩具冲刷面。砾岩层间的薄层紫红色泥质粉砂岩是扇体堆积间歇期的产物。砾屑具重力流堆积的特征，快速堆积形成筛积物，属上、中扇亚相类。

（2）浙江常山球川珠藏坞组扇尾亚相（图3—4）以紫红色、灰紫色砂砾岩、细砾岩为主，夹少量泥岩、粉砂质泥岩。砾径2—20mm，分选性差。砾石成分成熟度低，除含石英外，尚有紫色、黑色泥岩。底冲刷面、叠瓦状构造、槽形和板状及单向交错层理、半韵律相序等沉积构造丰富，属于具辫状河流的冲积扇扇尾亚相类。

2．河流相

研究区内早石炭世河流沉积广泛发育。岩石以砂岩、砂质砾岩为主，含楔状、槽状单向交错层理，具向上变细层序及半韵律旋回，见植物化石。浙江富阳汪家、江西东乡小璜、于都三门滩、丰城华山岭、闽西南龙岩经畲、安徽太平刘家等地均见到完整的河流相剖面。可分为辫状河与曲流河两亚相。

（1）辫状河亚相　由于它常发育于河流的上游地段，河流呈网形交叉，不稳定的砂坝、心滩很发育；水流能量高，搬运物质多为粗砂、砾石等，平行层理、大型楔状、槽状等交错层理发育。福建龙岩杨梅坪林地组是较完整的辫状河剖面。该剖面中砂砾岩占70%左右，少量为粉砂岩、泥岩。大型平行、楔状交错层理发育，具底冲刷面和半韵律旋回结构。砾石成分由石英、石英岩等稳定组分构成，表明物源来自石英岩类区域。

（2）曲流河亚相　发育在河流的下游区段，以侧向侵蚀和加积作用形成的边滩沉积为特征。江西于都三门滩下石炭统梓山组是具曲流河相沉积特征的剖面（图3—5）（图版

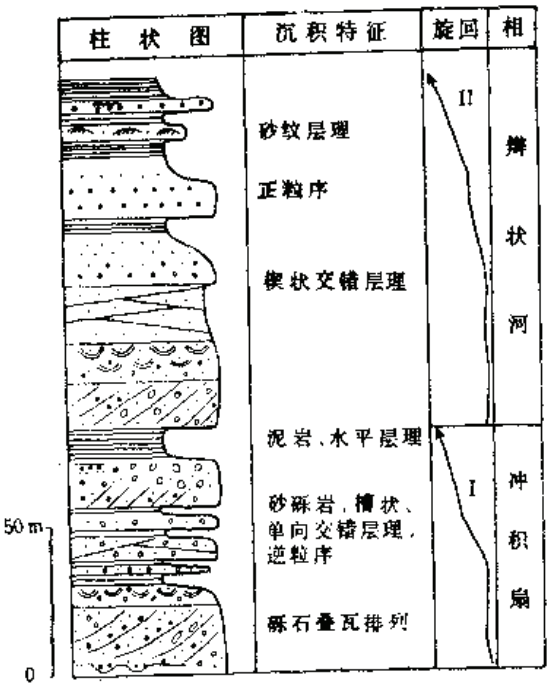


图 3—4　浙江常山球川珠藏坞组冲积扇、辫状河相剖面图

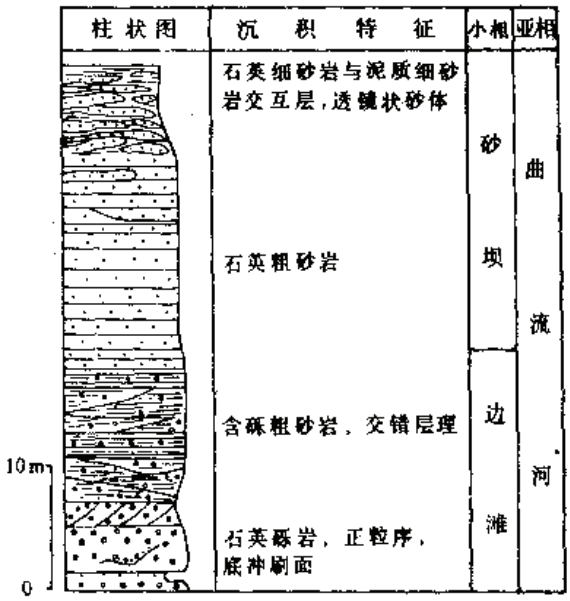


图 3—5　江西于都三门滩、梓山组曲流河相剖面图

1—1)。它由粗、细砂岩、石英砂砾岩及少量泥质粉砂岩组成，具向上变细序列，平行层理、楔状及单向交错层理、透镜状层理、冲刷面等特征。

3．湖泊相

江苏宜兴早石炭世岩关期地层产海相疑源类化石，为近海湖相（图3—6)。其特征是由粉、细砂岩和泥质岩类等细碎屑岩组成。宜兴丁山 ZK_2 钻孔中泥质岩＋粉砂岩占总量的88%，细砂岩约12%。含植物碎片化石丰富。岩关阶见海相疑源类化石。具小型砂纹层理和单向斜层理，是以悬浮沉积物为主体的低能沉积标志。我国著名的宜兴紫砂陶土矿即产于其中，也是典型的湖泊相沉积物。南京孔山西北坡高骊山组下段粉、细砂岩中含丰富的鱼鳞、鱼骨，亦属湖泊相（图版2—2)。

4．冲积平原相

是古山地周缘、河流下游及与海洋毗邻区域的沉积相类。包括河流间泛滥平原亚相和岸后沼泽沉积亚相。相带面积宽广。以冲积悬浮物为主，包含风成沉积物。由于地势平坦，并与海洋相邻，常受海水侵进，在冲积层中可见含海相化石层位或泥质碳酸盐夹层。下扬子的宜兴—宣城相区、华南的赣南相区的下石炭统内均广布冲积平原相，其中江西东乡小璜、于都三门滩、安徽太平等地大塘阶上部层位为典型剖面。

（二）过渡相系

5．三角洲相

河流入海处，由河流、潮汐、海流共同作用形成了三角洲沉积体。江苏南京近郊孔山大塘阶高骊山组是较典型的三角洲相剖面（图3—7)。沉积厚度42.66m，具有完整的三角洲沉积层序，可分为三个亚相和若干小相。高骊山组下段为紫色、杂色泥岩、灰黑色砂质泥岩、泥质粉砂岩和泥云岩透镜体，产珊瑚、双壳化石和生物虫孔。系三角洲水下海相层，

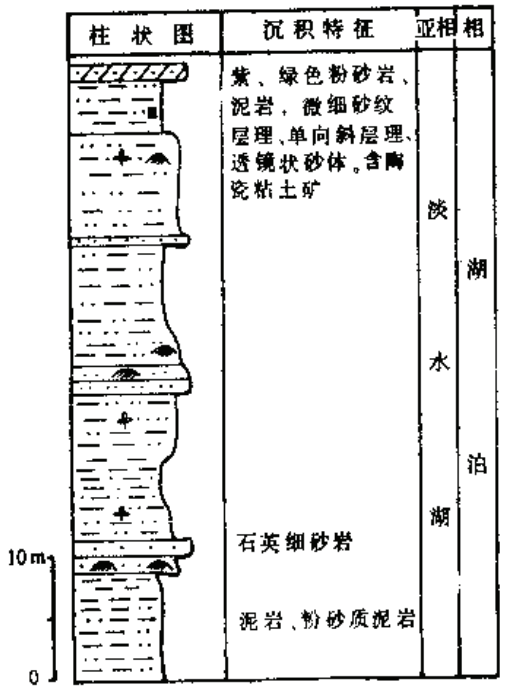


图 3—6 江苏宜兴丁山ZK_{12}孔高骊山组湖泊相剖面图

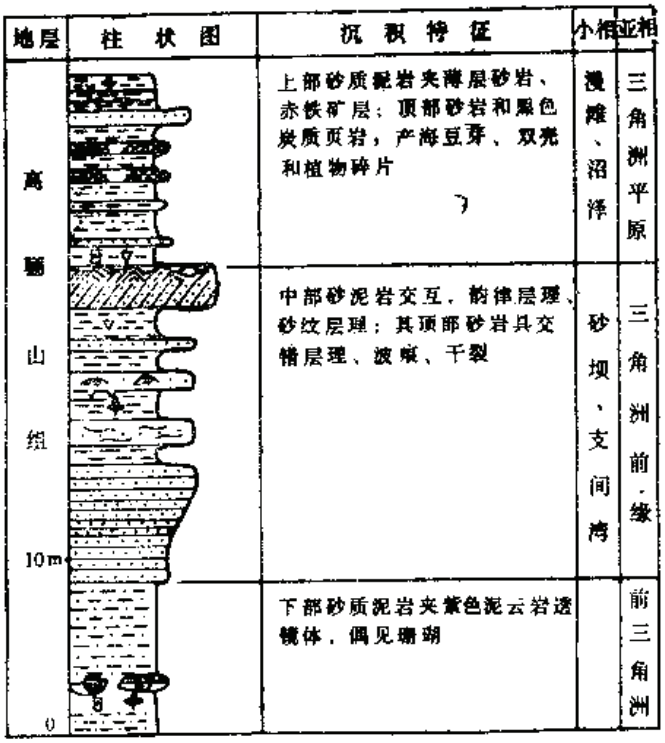


图 3—7 南京孔山下石炭统高骊山组三角洲相剖面图

属前三角洲亚相。中段由黄灰色细粒石英杂砂岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩交互组成四个由细到粗的沉积旋回。砂岩具单向斜层理，它是由河道随三角洲前缘推进作用形成的河流砂坝沉积，见有交错纹层、小型流水波痕构造，生物潜穴发育。其中的泥岩夹层见干裂纹，化石个体细小，由海豆牙、双壳类和植物碎片共生，它是在河口砂坝间低洼带的支间湾沉积，属三角洲前缘亚相。与下部前三角洲亚相段组成向上变粗层序。上段的含粉砂质泥岩、黑色页岩、含铁石英砂岩、泥岩、黑色碳质页岩属三角洲平原亚相，代表活动的或已废弃的分流河道、河道间的洪泛平原、漫滩、沼泽等三角洲的陆上部分，是多环境因素组成的陆相沉积。只有在海侵速度缓慢、构造活动稳定条件下才能形成如此完整的三角洲沉积相序。

6．河口湾相

见于闽西南顺昌洋菇山上石炭统经畲组剖面（图3—8），由石英细砂岩、砾质石英砂岩、泥岩、粉砂岩组成。偶夹薄层生物屑灰岩。具冲刷面、透镜砂体层理、槽状层理等河流相沉积构造，又有低角度冲溅层理、双向鱼骨状层理等潮汐沉积构造，粒度曲线出现两个跳跃组分，是潮汐带往返水流作用的标志。因而它反映了河流入海口既有河流沉积，又有潮汐作用参加的河口湾沉积相。

（三）海洋相系

研究区内海相沉积非常发育，早石炭世海域局限于下扬子北部、华南赣粤西部、闽浙东南沿海和海南，面积约15万km^2。晚石炭世海侵扩大，除华夏古陆和华北古陆的小部分尚在水面之上外，海水几乎遍及全区，海域面积达64万km^2。东南沿海的闽东北及海南属陆缘海，发育浅海陆棚和次深海相。华北仅见台地滨海沉积。下扬子、华南为陆表海，发育台地、缓坡沉积相。海洋相系又进一步分为滨海（有障壁、无障壁）、浅海（陆棚、碳酸

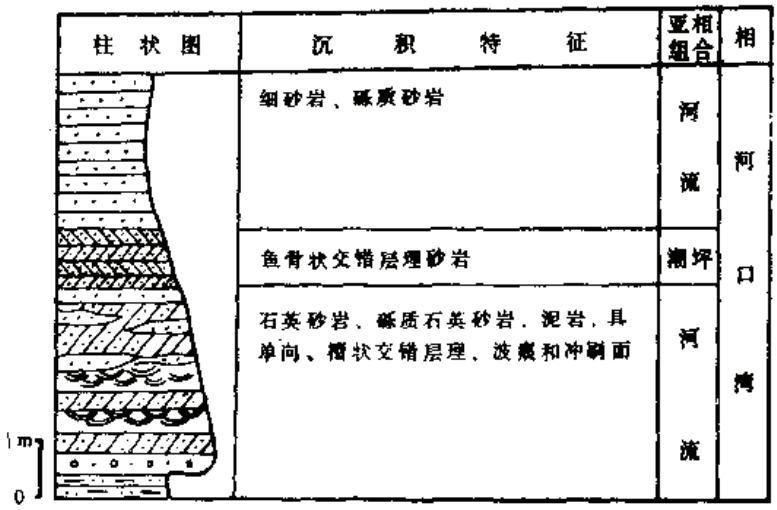


图 3—8 福建顺昌洋菇山经命组C₁₂上段河口湾相剖面
（据福建区调队，1989）

盐台地、缓坡）、次深海等相类（见表3—5）。

7．有障壁滨岸相

早石炭 下扬子海域不广，华南海域内岛屿和水下隆起较多，使海水到达海岸受阻，能量减弱，形成以潮汐作用为主的滨岸沉积相。据沉积物性质可分为砾坪、砂坪、泥坪、泥炭坪、碳酸盐坪、碳酸盐和碎屑混合潮坪等亚相。

（1）碎屑潮坪亚相 在古陆或岛屿周围的海岸区分布。如下扬子江南古陆北缘的宜兴—宣城相区、宁巢相区，由江南古陆供给物源，砂、泥潮坪相发育；华南大塘期测水时，海岸沼泽广布，泥炭坪沉积形成煤系。广东韶关芙蓉山潮坪相剖面较完整。沉积物由砂、泥、煤和碳质页岩组成，具水平、微波状和透镜状层理构造。海百合茎、腕足类等海相化石与植物化石共生，属砂、泥、泥炭混合坪沉积相。

（2）碳酸盐、碎屑岩混合潮坪亚相 是本区主要发育的潮坪亚相类。在华夏古陆边缘的浙江江山、兰溪、江西铅山、永梅坳陷的将乐、漳平，江南古陆北部的南京、皖南太平、鲁东古陆南缘的滨海、巢湖等地广泛存在。垂向上石炭系各阶均有出现。典型的混合坪相剖面有浙江江山何家山上石炭统藕塘底组、安徽巢湖凤凰山和州组、南京孔山和州组等。潮坪亚相由潮间、潮上、潮下等小相组成。潮间带由亮晶胶结粒屑、生物屑泥粒灰岩、亮晶鲕粒颗粒灰岩、藻纹层白云岩等高能岩类组成。具双向鱼骨状交错层理（图版1—3）、脉状层理（图版1—7）、大型低角度冲溅层理、垂直潜穴等沉积构造。潮上属于低能带，常见灰泥灰岩、泥岩、含生物屑粒泥灰岩等岩类，也时有蒸发咸化形成的石膏层。沉积构造见鸟眼、干裂纹、碳酸钙蒸发沉淀形成的钙结层、潮道和退潮位极浅水条件下形成的波痕等相标志。潮下带产出低能生物屑粒泥灰岩、灰泥灰岩。生物扰动构造丰富。南京孔山黄龙组、安徽巢湖和州组、江西高安船山组均发育潜穴和生物扰动灰岩（图版4—3）。

浙江江山何家山藕塘底组潮坪相剖面（图3—9）是一代表性剖面，其岩石类型以碳酸盐岩为主，含量占80%，夹砂质泥岩、砂岩、泥岩等。碳酸盐岩由生物屑粒泥灰岩、白云岩组成，含苔藓虫极丰富，次为翁格达藻。生物屑粒泥灰岩组成潮下相带；含石英砂脉状层理灰岩、生物屑泥粒灰岩、粗粒岩屑石英杂砂岩组成潮间带；具鸟眼构造、干裂纹（图版1—4）、波痕、钙结层等不纯灰岩为潮上带。整个剖面可见到一系列潮间、潮上、潮下等

小相构成的韵律交替叠覆而成的垂向层序。

（3）碳酸盐潮坪亚相　区内分布广泛，华南粤北连县盘海下石炭统刘家塘组，江西高安鸡公岭黄龙组、船山组，江西莲花螺市船山组、乐平涌山黄龙组及下扬子区安徽巢湖黄龙组等均属此类。潮下带见有生物屑粒泥灰岩、微晶灰泥灰岩；潮间带有藻叠层石灰岩、大藻包粒灰岩、藻纹层灰岩和垂直、斜交层理的潜穴或钻孔灰岩；潮上带有鸟眼灰岩（图版1—6）、白云岩等。高安鸡公岭船山组碳酸盐潮坪剖面的100多米厚的碳酸盐岩中，有三层潮间带藻叠层石灰岩（图版3—9），潮下、潮上相序交替互层，是潮线上、下多次波动形成的沉积旋回。

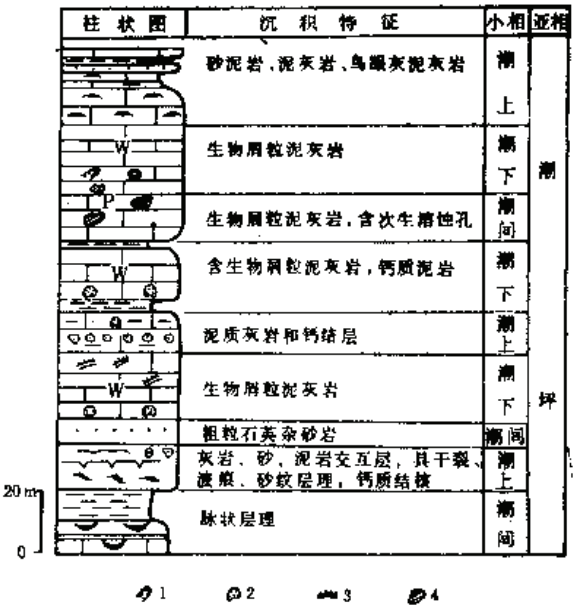


图 3—9　浙江江山何家山黄塘底组潮坪相剖面图

1—绿藻；2—苔藓；3—斜格达藻；4—次生溶孔
W、P代表的灰岩见表3—9

8．无障壁滨岸相

该相类出现在闽东北福鼎、海南。岩性、岩相在垂向上变化大，构成陆棚—前滨、冲积扇—临滨等相序组合。受区域变质作用影响，具有千枚岩化、板岩化、大理岩化等特征，它与大陆有障壁滨岸有所区别，属构造活动性较强的陆缘海无障壁滨岸沉积相。岩性为碎屑岩、泥质岩类，有时夹灰岩。产底栖海百合茎、苔藓、腕足类、蓝绿藻等生物。

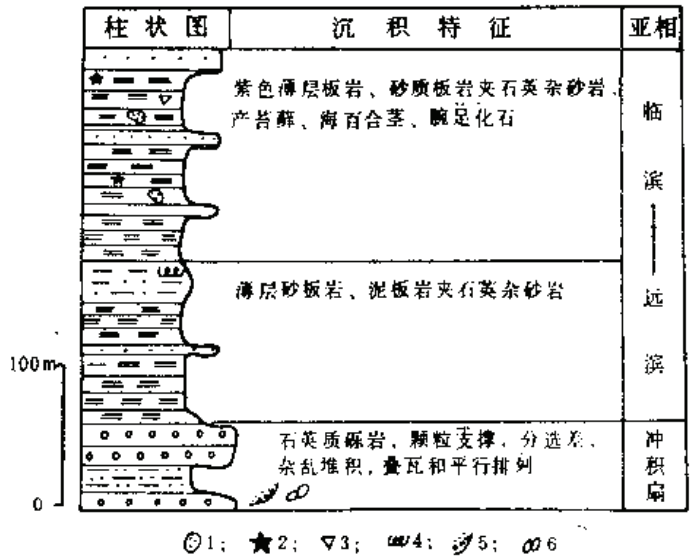


图 3—10　海南东方青天峡滨海相剖面图

1—苔藓；2—海百合茎；3—腕足；4—生物扰动；5—冲刷面；6—叠瓦状砾石

福鼎南溪四角坪下石炭统主要为黑色千枚状板岩，夹薄层浅变质含砂、泥的细晶灰岩与薄层泥岩成交互层、具透镜状层理。含海百合茎细晶灰岩在显微镜下见蓝绿藻丝体，经南京古生物所穆西南鉴定属蓝绿藻纹层，为滨岸前滨相。其上的灰黑色绢云母板岩，产海百合茎化石，应属临滨、远滨亚相。海南滨海沉积覆于下石炭统南好组冲积扇砾岩之上。由薄层板岩、砂板岩夹细砂岩组成，产海百合茎、苔藓、腕足类等化石，属临滨、远滨沉积相（图3—10）。

9．碳酸盐台地相

石炭纪时南方板块下扬子区属克拉通盆地，系浅陆表海，碳酸盐台地相广泛分布。又可分为局限台地、开阔台地、泻湖、浅滩、台坡等亚相类型。

（1）局限台地亚相　平面上与潮坪相毗邻，亦可出现在开阔台地内的水下隆起区，属于盐度不正常的浅水环境，还包括近陆的海湾相和泻湖相。特点是水动力能量较低，主要岩类有：粒泥灰岩、灰泥灰岩、球粒灰岩、藻团块灰岩等。生物群除狭盐度底栖腕足类、珊瑚、海百合茎外，还有广盐度的腹足类、双壳类、介形虫等。区内局限台地相主要发育在下扬子区晚石炭世的古陆近缘和水隆起，其中以安徽铜陵、南京孔山的剖面为典型。

铜陵牛山黄龙组局限台地相剖面主要由藻团块粒泥灰岩、球粒生物屑泥粒灰岩、灰泥灰岩等岩类组成。钙藻类的蓝绿藻、翁藻、贝雷斯藻以及藻类作用形成的藻团块、藻粘合颗粒丰富。泥晶套极普遍，显示海水深度仅数米至十余米（巴瑟斯特，1977）。除钙藻外，尚有狭、广盐度生物鏈、海百合茎、双壳、介形虫、腹足类等，充分反映了海水极浅、盐度不正常的局限台地环境。

（2）开阔台地亚相　下扬子大巢、宜兴—宣城相区威宁期开阔台地相剖面十分发育。海水盐度正常，处于波基面以下，深度<30m。时有风暴浪影响。南京孔山、宜兴丁山、安徽贵池、宿松等地均见有风暴沉积物。沉积物以灰砂、灰泥为主，形成生物屑、砂屑粒泥灰岩、泥粒灰岩、灰泥灰岩，偶见鲕粒灰岩、泥粒灰岩等高能岩类。生物扰动构造丰富，生物群以狭盐度的鏈、珊瑚、有孔虫、海百合茎为主；钙藻类发育，见有绿藻、叶状藻、贝雷斯藻、德文藻、松藻、粗枝藻、翁格达藻及蓝绿藻等。图3—11为南京孔山黄龙组开阔台地相剖面。自下而上垂向层序为：底部是局限台地相的白云岩；随着海侵扩大，海水加深，构成了开阔台地相沉积，以生物屑粒泥灰岩为特征。厚层、块状层理。狭

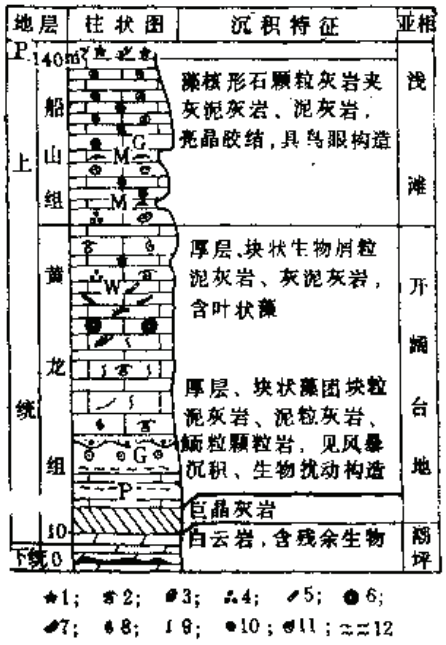


图 3—11　南京孔山上石炭统开阔台地、向上浅滩化沉积相剖面图

1—海百合茎；2—藻团块；3—鏈；4—有孔虫；5—叶状藻；6—珊瑚；7—蓝藻；8—生物屑；9—生物扰动；10—鲕粒；11—砂屑；12—介壳层

P、G、W、M代表不同类灰岩见表3—9

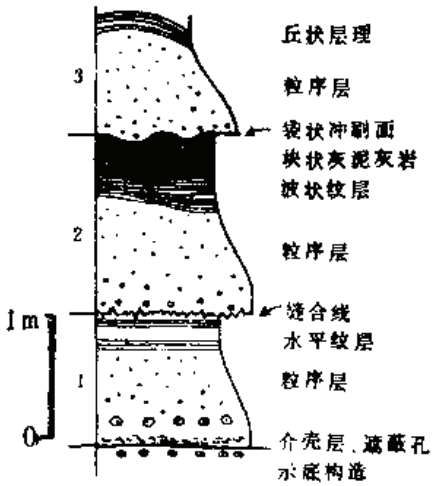


图 3—12　南京孔山黄龙组第一个风暴沉积序列

盐度海相生物很丰富，钙藻发育，生物扰动构造普遍。剖面上见有两个风暴沉积系，下部风暴沉积系由三个风暴沉积旋回叠复组成（图3—12）。每个旋回中风暴的高峰期、衰减期、

停息期沉积作用明显。由下而上：①风暴高峰期：见强烈的底蚀作用形成的袋状、波状冲刷面；强烈簸扬作用形成的介壳层，介壳由腕足、双壳、腹足类组成，分选良好，大小均一（0.3—0.8cm）。②风暴衰减期：形成的粒序层理，含少量砾石，粒屑向上变细变少，遮蔽孔和示底构造发育。风暴衰减后期形成丘状层理，丘间距 2 m，丘高0.45m，细层由海百合茎屑和微晶灰泥交替组成。当风暴流转变为牵引流时，还可形成波状层、水平纹层构造。③风暴平息期：细粒悬浮物沉淀形成微晶灰泥灰岩。平息期沉积在风暴沉积旋回中常缺失，只有第二个旋回才保留并具有完整的风暴层序（见图3—12）。孔山另一个风暴层位在下风暴系之上约20m处。可见到风暴搀蚀作用形成的冲刷面和携带的粗碎屑（图3—13），在风暴减弱时快速堆积形成的粗屑斑团构造和角砾状构造，亦缺平息期沉积。

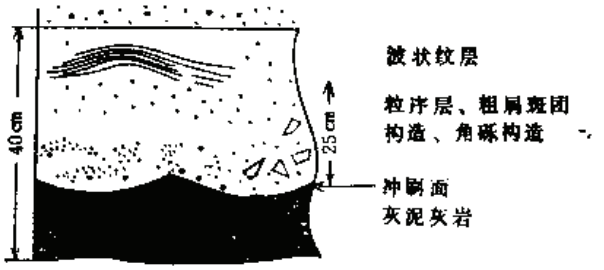


图 3—13　南京孔山第二个风暴层沉积旋回

孔山风暴沉积的特点是：①具有复合、单一的风暴沉积旋回。下部风暴系由三个旋回复合组成，表明一次风暴作用尚未完全停息，第二次风暴又叠加上去。或者风暴平息期沉积物遭后期沉积作用或第二次风暴作用所改造，形成了旋回的不完整而常缺停息期产物。②只有第三旋回具丘状层理，其它旋回的风暴衰减期均以纹层构造为特征。据前人资料，丘状层理并非一定形成于陆棚环境[1]。③风暴沉积位于开阔台地沉积相序中。从上述三点看，南京孔山黄龙组风暴沉积岩在规模上、范围上均比陆缘海浅海陆棚风暴岩小得多，它是陆表海开阔台地风暴沉积。石炭系的风暴沉积在广东、安徽等地也有所见。

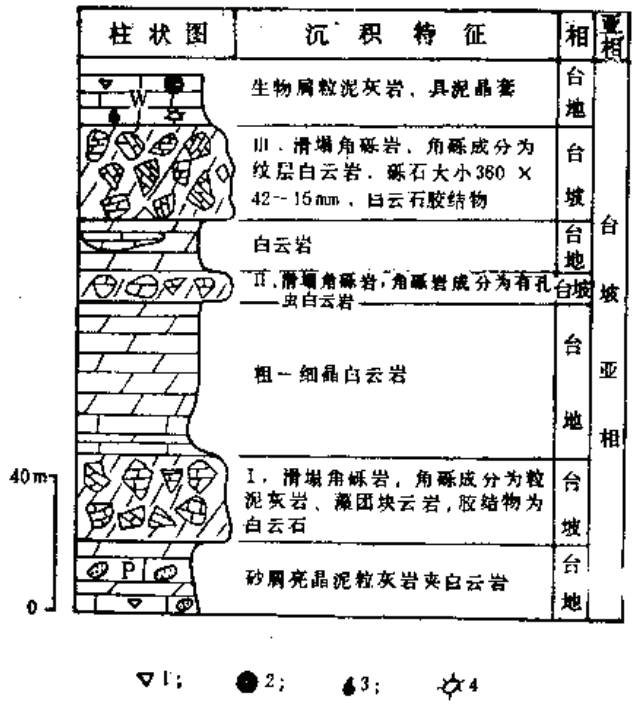


图 3—14　江西高安鸡公岭黄龙组台坡相剖面图
1—腕足；2—珊瑚；3—生物屑；4—泥晶套
P—泥粒灰岩；W—粒泥灰岩

（3）台坡亚相　陆表海台地斜坡沉积称台坡相。包括台地与缓坡转换处的台缘斜坡和台内斜坡。景德镇—宜丰、蒲城—河源、宿松—丹阳三个同沉积断裂，分别形成了江西高安、福建长汀、安徽怀宁台坡相。江西高安鸡公岭黄龙组台坡相有三层滑塌角砾岩(图3—14)，共厚58.6m。角砾大小悬殊，850mm—<10mm。棱角状，角砾成分在同层内成分单一，不同层位则不同。下层为藻球粒白云岩，中层为生物屑粉晶白云岩，上层为藻纹层白云岩。角砾具藻纹层和鸟眼构造。填隙物为同成分细小碎屑，胶结物是中—细晶白云石。角砾杂乱堆积，无分选和粒序结构，块状层理。它是断裂带斜坡重力作用快速堆积形

[1] 严钦尚，1989.5.19丘状层理可形成于潮坪环境，中国地质报

成的（图版1—5），属下斜坡小相。在高安台坡角砾岩层之上的灰岩中见有地层小错动，断开的小层之上的岩层正常叠覆，并无错动，是区域上同沉积断裂作用的佐证。塌积角砾岩沿景德镇—宜丰断裂从江西高安鸡公岭至宜春龙王庙100多公里内断续分布，显示下扬子台地经高安、宜春台坡与华南缓坡台地相连接。

安徽怀宁月山黄龙组下段也是一台坡相角砾岩，角砾成分单一，由黄灰色细晶白云岩、纹层状白云岩组成。角砾大小悬殊，650mm—10mm。菱形、长形、四边形等形状。角砾无分选、无粒序、无层理杂乱排列。但砾石具拼合状并向一个方向倾斜的形象指明了坍塌的方向。角砾未完全裂离，搬运距离不远，属上斜坡小相。

福建长汀石英崖剖面的台坡角砾岩，角砾较小，一般40mm，无方向杂乱排列。砾石含量30—40%，基质成分为含泥质灰岩。砾石成分较杂，有浅灰色泥灰岩、黑灰色灰泥灰岩、紫色灰岩等。砾石有一定磨圆度，次棱—次圆，呈长圆、多边、三角形等。鉴于角砾有一定的搬运和磨蚀迹象，属中、下斜坡泥石流堆积。

（4）浅滩亚相　该相类在下扬子马平阶船山组最为发育，黄龙组也有出现。华夏古陆边缘的华南浅水缓坡区亦有分布。该亚相以藻核形石灰岩和大藻包粒灰岩等岩类为特征。其与下伏沉积构成向上变浅的浅滩化沉积层序。南京孔山船山组、安徽巢湖凤凰山黄龙组等剖面均见典型的浅滩相。南京孔山船山组剖面由下向上分四层：①含生物屑灰泥灰岩，属开阔台地相；②向上变浅，海水能量加大，浅滩化形成的藻团块、藻核形石泥粒灰岩；③能量继续增大，沉积藻核形石亮晶泥粒灰岩；④海水更浅，沉积物出露海面，形成具鸟眼构造的灰泥灰岩，属潮坪沉积相。它是一个完整的向上浅滩化的沉积层序。

藻核形石灰岩是本区特征的浅滩相岩类之一（图版2—1）。蓝绿藻包绕碳酸盐颗粒形成核形石，又称藻包粒、藻灰结核。长圆、圆形，直径3—5mm，集群出现，无定向簇状、长轴定向排列。块状层理、平行层理、正、逆粒序层理构造。根据核形石的大小、形状或包绕程度，藻核形石灰岩的层理、粒序等沉积特征的不同，可将核形石分为四类（Kapila Dahanayake，1983），见表3—9。表中Ⅳ—Ⅰ类核形石，形状由不规则→圆形，包绕程度由差→好，胶结物由灰泥基质→亮晶胶结，由块状层理→交错层理、逆粒序，标志海水能量由低→高；沉积环境由局限台地、潮下相→高能浅滩相的变化。安徽巢湖凤凰山、宿松坐山、怀宁月山等地藻核形石灰岩还发育淡水渗滤砂，属Ⅰ类核形石。

表 3—9　藻核形石分类

能量	分类	形状	产出岩类	包绕程度	伴生颗粒	胶结、基质	沉积构造	环境	产地
高↑	Ⅰ	长圆	P，G	好	粗生物屑	亮晶胶结	交错层理，正、逆粒序	高能滩	巢湖、怀宁、宿松
	Ⅱ	椭圆	P	好	生物屑、砂屑、球粒	亮晶、灰泥	层状	较高能滩	孔山
	Ⅲ	椭圆	W	较好	藻团粒	灰泥	不均匀团簇状	低能滩	孔山、钱塘、永梅、鸡公岭
低	Ⅳ	不规则	W，M	差，局部粘合	生物屑	灰泥	不均一块状层理	局限台地	鸡公岭、钱塘

G—颗粒灰岩；P—泥粒灰岩；W—粒泥灰岩；M—灰泥灰岩

南京孔山船山组核形石的垂向剖面（图3—15），其下部的核形石呈不规则形，边缘不圆滑，灰泥基质，簇状，零星分布，属Ⅲ类核形石。中部核形石包壳完好，亮晶胶结，属Ⅱ类。上部核形石包壳同心圆层数多，绿藻屑构成粗大核心，亮晶胶结，属Ⅰ类核形石。从藻核形石在垂向上的变化显示出海水能量向上增高，沉积盆地变浅和碳酸盐台地向上浅滩化的特征。中国东南部石炭系藻核形石分布范围在江西宜春—乐平—高安—上饶—于都—龙南弧形线之北东的下扬子海和华南海边缘区（图3—16）。该线以南的华南广海区因海水变深而未见藻形石相带出现。所以它的古地理特征表明，藻形石相带是浅陆表海台地或缓坡扰动水浅滩相的可信标志。

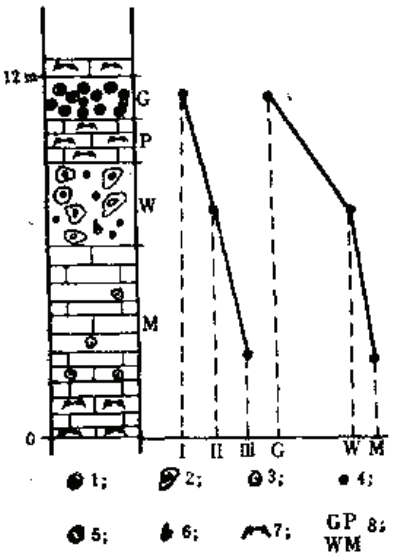


图 3—15　南京孔山船山组藻核形石向上能量增高浅滩化沉积序列

1—Ⅰ型核形石；2—Ⅱ型核形石；3—Ⅲ型核形石；4—球粒；5—藻砂屑；6—生物屑；7—鸟眼；8—岩石类型

P、G、W、M代表的灰岩见表3—9，下同

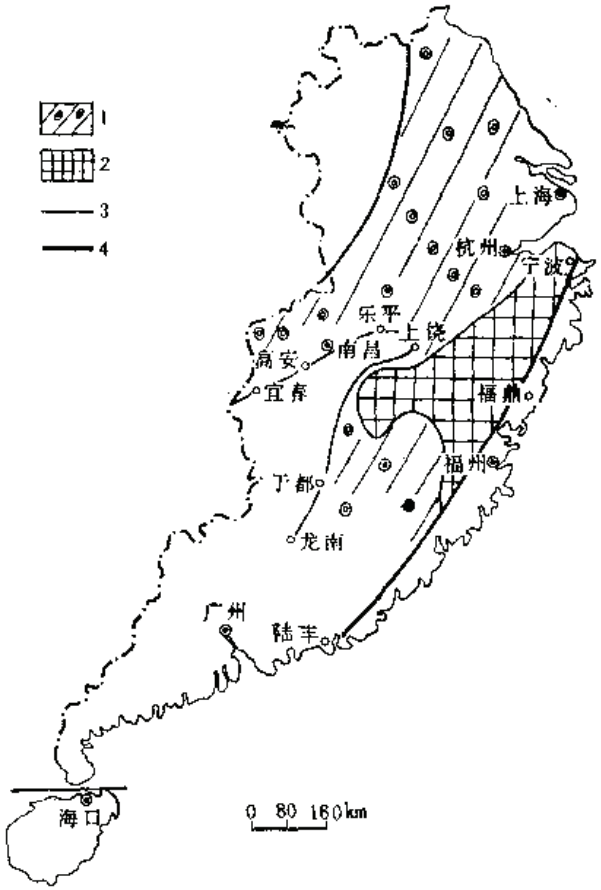


图 3—16　中国东南部石炭系藻核形石分布图

1—藻核形石区；2—古陆；3—藻核形石分布界线；4—板块界线

10．碳酸盐缓坡相

碳酸盐缓坡属台地相类之一，Reed(1982)将具有平缓斜坡（坡度1—几米/公里或零点几度）、缺乏礁及高能台缘浅滩或建隆，高能带位于滨岸带的台地称碳酸盐缓坡。华南盆地东依华夏古陆，盆地基底由东向西平缓延伸，海水向西加深，由滨岸→缓坡→钦防深水盆地。其石炭系沉积相缺乏台地边缘斜坡和台缘礁、建隆等高能相类。高能带仅出现在滨岸潮间带，所以属典型的缓坡台地沉积相。由宜丰—景德镇、马金—乌镇深断裂为界与下扬子台地分界。华南碳酸盐缓坡具有潮坪、浅水缓坡、泻湖、海湾、较深水缓坡、深水缓坡、台沟、台坡、浅滩和小型生物丘等亚相类型。

（1）浅水缓坡亚相　属缓坡台地的浅水区。沉积相带界于潮坪和较深水缓坡相之间。海水浅而开阔。底栖海相生物丰富。广东连县水足塘下石炭统浅水缓坡相剖面(图3—

17)，其灰岩由砂屑或球粒、生物屑泥粒、粒泥灰岩组成，含珊瑚化石丰富，伴有骨屑、砂屑滩、生物丘等相组合，海水能量多变。见晚期白云岩化。

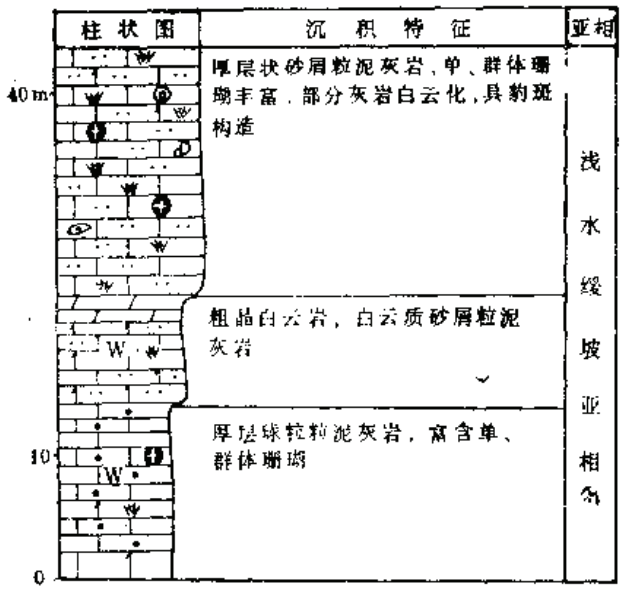


图 3—17 广东连县水足塘浅水缓坡亚相剖面

（2）缓坡浅滩亚相 缓坡台地浅滩相与藻核形石浅滩不同，它属缓坡内部浅滩。广东连县水足塘石磴子组相剖面（图3—18）可为代表，岩性以砂屑泥粒灰岩、颗粒灰岩为特征，伴有大藻包粒颗粒灰岩、翁藻屑泥粒灰岩、珊瑚灰岩以及交错层理、砂纹层理（图版1—8）、粒序层理等显示高能条件的岩类和沉积构造，并出现风暴沉积高峰期的介壳层和风暴衰减期的粒序层理。上述标志构成了华南缓坡台地中浅滩沉积特征。还存在与浅滩相伴生的生物丘亚相，其岩性为珊瑚灰岩，厚7.5m，为丛状复体的石柱珊瑚，呈斜交层理或倒伏状平行于层理产出，少数垂直层理。珊瑚含量30—50%，岩层呈丘状出现。

（3）较深水缓坡亚相 位于中等海水深度的缓坡台地区域，海域开阔，生物少于缓

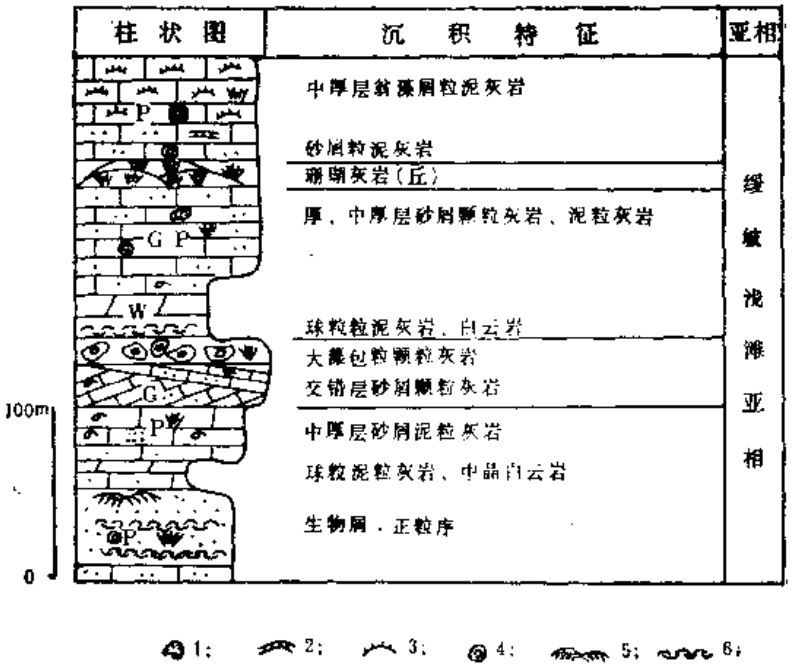


图 3—18 广东连县水足塘缓坡浅滩亚相剖面图

1—苔藓；2—有孔虫；3—藻屑；4—海百合茎；5—砂纹层理；6—介壳层
G、P、W见表3—9

坡台地区（<25%），种类有海百合茎、珊瑚、钙球、三叶虫、鲢类、钙藻等狭盐性生物。常见岩类有生物屑粒泥灰岩、灰泥灰岩，显示能量较低，有时见白云石化灰岩、白云岩等。广东龙门岩子村剖面，由灰泥灰岩、粒泥灰岩、灰质白云岩、白云岩等岩类组成，具

块状层理，含燧石条带。含海相狭盐性生物鲢、海百合茎、珊瑚、贝雷斯藻、三叶虫等，化石种类多，分异度高，但含量不很丰富，约5—25%，标志海水开阔而能量不高的较深水缓坡环境。

（4）深水缓坡亚相　出现在威宁期华南海中部。相带于鹰潭—从化、吴州—四会断裂以西的粤西—赣中地区，与钦防深水盆地海域相连接。相带受断裂带构造控制。海水较深，均处于波基面以下至不透光带之间，约80—100m。广东连县耙田头深水缓坡亚相，多为泥晶灰泥灰岩，属低能岩类，少量是含生物屑粒泥灰岩。质纯，细腻，极少含颗粒。生物化石种属单调、稀少，偶见海百合茎、珊瑚、有孔虫、鲢类。块状层理，由于深埋藏成岩作用，有轻度大理石化。

（5）台沟亚相　见于广东吴川—四会断裂带的阳春、肇庆、翁源一线。由于两侧同沉积断裂的活动，形成下陷较深的狭长形地堑式盆地。在坡度大的条件下，沉积物受重力流作用，形成滑塌堆积角砾岩。广东阳春马狮田台沟相剖面（图3—19），厚53.0m，横向迅速减薄。下部钙质页岩、粉砂质泥岩夹薄层灰岩，偶见海百合茎、海绵骨针，具水平层理，属深水沉积。上部滑塌角砾岩，角砾成分为灰岩和白云质灰岩。角砾大小10—400mm，次棱状，无定向杂乱排列。填隙物为泥质、粉砂质。砾岩底部具冲刷面。砾石向上变细，呈正粒序。两层角砾岩的存在，说明有二次重力流的滑塌堆积作用。肇庆七星岩台沟角砾岩岩性与阳春剖面相近似，只是角砾、填隙物成分均由碳酸盐组成。翁源周陂台沟相，见薄层泥灰岩具有斜坡滑动形成的揉皱和包卷层理，此外还存在透镜状层理、水平层理等。

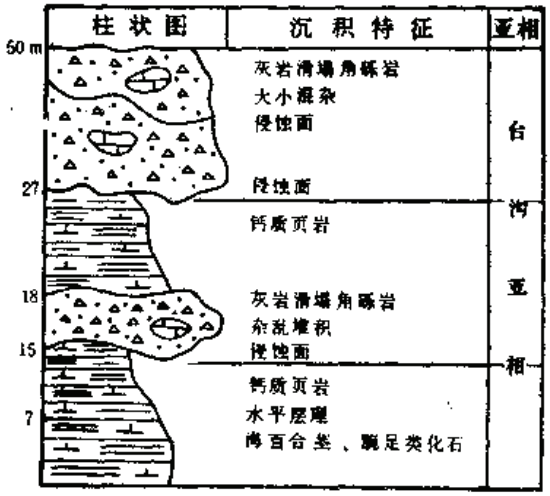


图 3—19　广东阳春马狮田岩关阶龙江组台沟亚相剖面图
（据广东区调队，1989）

（6）海湾、泻湖亚相　广东乐昌大赛坝岩关阶海湾沉积相剖面由砂、泥岩、粉砂岩夹泥灰岩类组成。产植物化石和小型腕足类、介形虫化石。上部清水碳酸盐灰泥灰岩、瘤状灰岩夹泥灰岩、钙质页岩。产腕足、珊瑚、海百合茎及藻屑。系水体浅、水动力低能的近岸海湾相。

赣西永新大塘阶早期发育泻湖相膏盐盆地沉积。含膏段厚度100多米，由白云岩、石膏岩、泥质灰岩组成，石膏具纹层状、肠状、花斑状、块状构造。白云岩灰黑色，含碳质，指示环境闭塞、循环不畅的泻湖环境。石膏层累积厚度一般在30多米，最厚66m，质纯。

11．浅海陆棚相

相带位于海南、福鼎两地陆缘海沉积区。

它的沉积条件是在正常浪基面之下，海水深度由数十米至200m。海南东方下石炭统青天峡组是代表性的剖面（图3—20），由一套薄层理的细粒砂岩、泥板岩、砂板岩组成，岩石砖红至灰黑色，偶夹薄层泥质条带灰岩，产海百合茎、腕足类等生物化石，属内陆棚亚相类。海南东方马平阶中岩组大理岩化灰岩，具泥质条纹构造和燧石条带，生物化石稀

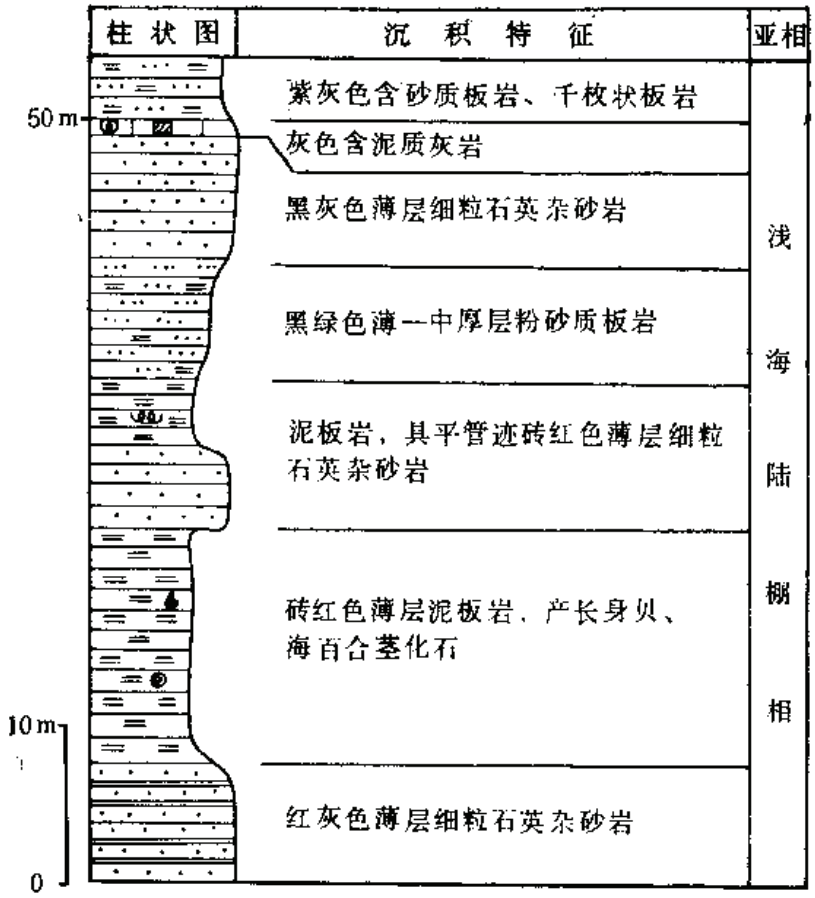


图 3—20　海南东方青天峡C·q浅海陆棚相剖面

少，偶见鏟、海绵骨针，属于外陆棚亚相。福鼎南溪四角坪早石炭世岩关阶，主要是黑色千枚状板岩，富含有机质和黄铁矿，未见植物碎片，表示海水较深和还原条件，属于陆棚内缘盆地沉积相。

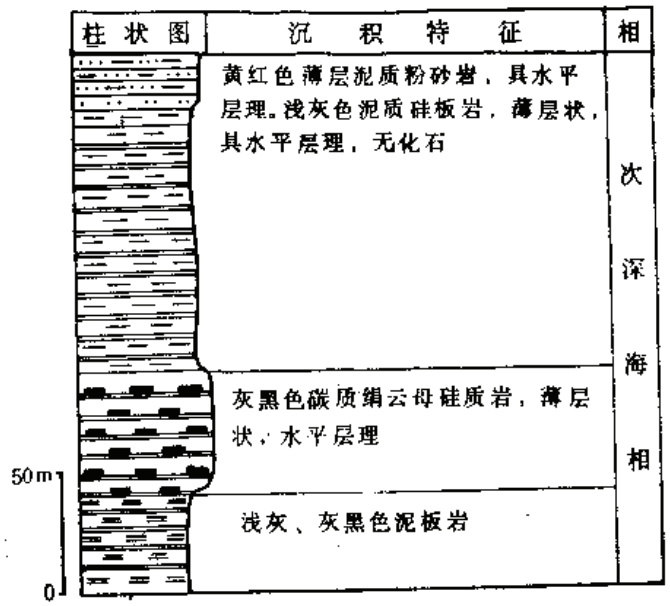


图 3—21　海南万宁东岭上石炭统次深海相剖面图

12．次深海相

分布于海南昌江—万宁一线以北。万宁东岭上石炭统剖面（图 3—21）和东方青天峡马平期中岩组以上的硅质岩建造等均属次深海盆地相。它们是由一套灰黑色碳质绢云母硅质岩、硅质岩与泥硅质岩交互层和少量泥板岩、泥质粉砂岩、薄层透镜状的硅质板岩（图版2—7）等岩类组成。一般为薄层状水平层理，无生物化石。其形成环境为 200 m 以下的次深海，由SiO_2胶体和泥质在还原环境中形成。黑色，有机质丰富。海南北部次深海相的存在和海南岛由南而北海水变深（由滨岸→陆棚→次深海

盆地）的相带展布，证明了海南石炭纪盆地陆源物质受控于崖县古陆。

六、遗　迹　相

痕迹学可以提供古沉积环境的信息。根据野外观察和室内研究，区内遗迹化石分布广泛。岩关阶已发现的遗迹化石有江西石坎尾的 *Chondrites-Palaeophycus* 组合，广东连县水足塘的 *Zoophycos-Thalassinoides-Chondrites* 组合和管状潜穴组合，惠阳见逃逸迹。大塘阶的遗迹化石分布广泛，数量也多，江苏孔山见有 *Rhizocorallium jenense-Gyrolithes-Palaeophycus*组合，*Chondrites-Palaeophycus-Planolites*组合，*Trail-Phycedes*? *-Palaeophycus* 组合；安徽巢湖见有*Thalassinoides* 组合，*Zoophycos*组合，*Rhizocorallium Chaoxianum-Thalassinoides*? 组合，*Skolithos-Arenicolites* 组合；江西乐平见 *Thalassinoides* 组合；广东连县水足塘见 *Chondrites* 组合，*Ancorichnus* 组合，*Zoophycos -Planolites* 组合和 *Chondrites-Parasacataritabus* 组合。威宁阶在安徽宁国见 *Chondrites* 组合。马平阶发现遗迹化石的地点有江西上高鸡公岭，可见到 *Cylindrium* 组合，*Thalassinoides* 组合，*Thalassinoides*? *-Macaronichnus*? *-Rhizocorallium* 组合；江西螺市见 *Ophimorpha* 组合。研究区内可用六个遗迹相带概括其中的遗迹特征（表 3—10）。作者共建十八个组合，很多组合仅由一种或二种遗迹化石组成，但仍称其为组合，因为有些单种组合同样代表着一定的沉积环境。区内未见深海、半深海相遗迹。其余各种环境均有代表，按环境种类分述于下。

（一）冲积平原相

此相产于江西石坎尾岩关期暗紫色粉砂岩中，见到 ? *Chondrites-Palaeophycus tubalaris* 组合。由短而浑圆的 *Chondrites* 和不同大小的 *Palaeophycus tubalaris* 组成。沉积物紫红色表示强氧化环境，细碎屑、泥质表示沉积物形成时的低能条件，为洪泛平原的基本特征。

（二）三角洲相

典型的三角洲沉积见于南京孔山高骊山组，其中发现四个遗迹组合（图 3—22）。

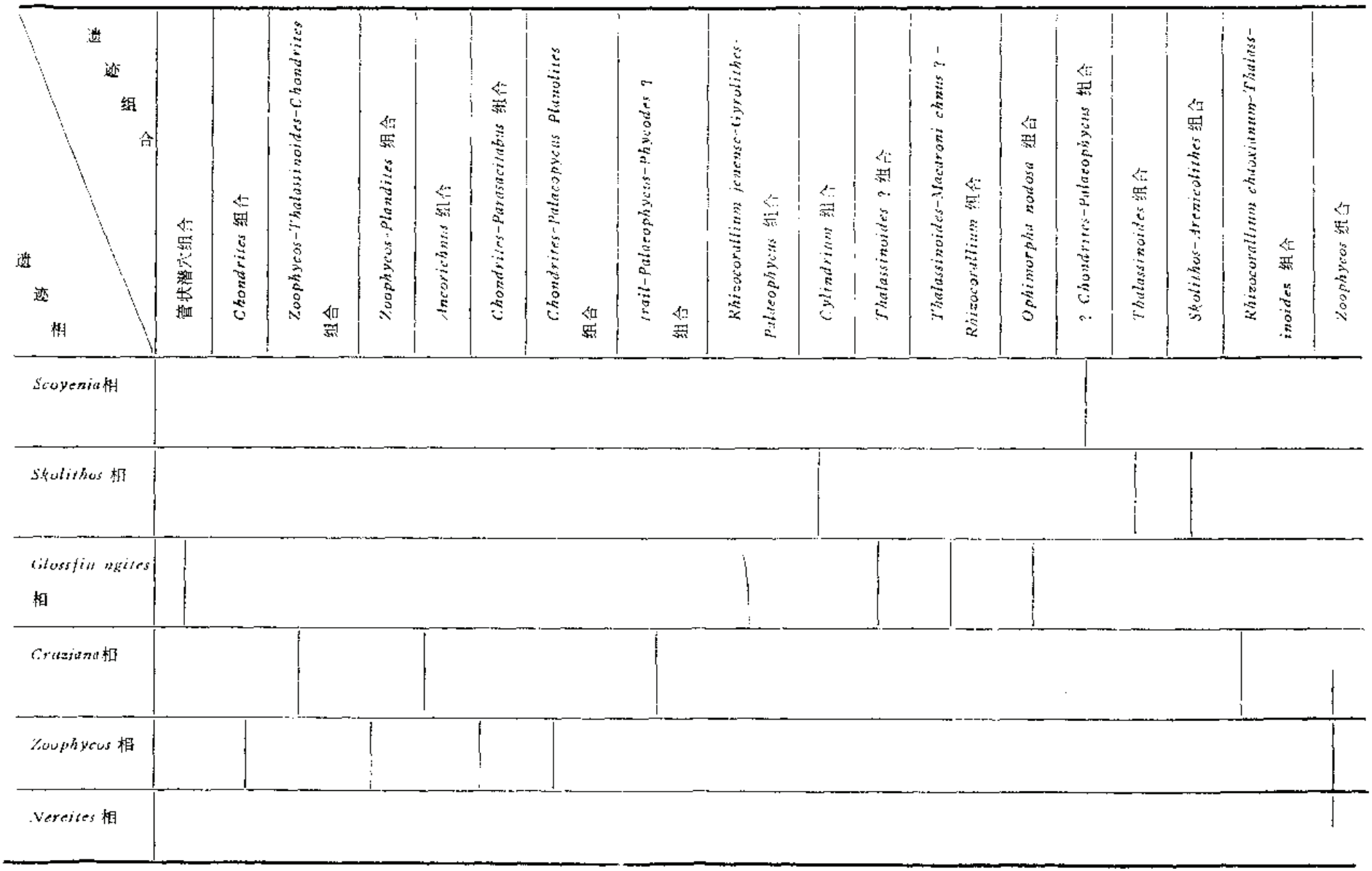
1. *Chondrites-Palaeophycus-Planolites* 组合。

不同亚环境，其遗迹相特征不同。前三角洲亚相，属种单调，仅见沿层面分布的 *Chondrites*, *Palaeophycus* cf. *annulatus* 和 *Planolites montannus*（图版 4—8）。明显以进食迹为主。三角洲前缘亚相小生境明显增多，分异度增高，不仅继续出现水平分布的进食迹和居住迹，同时也出现了水平的移迹和近网络状的? *Protopaleodictyon*。三角洲平原亚相的遗迹主要出现于废弃河道沉积中，分异度低，发育大量倾斜或近水平分布的 *Rhizocorallium jenense*（可能是悬食生物遗迹），少量水平居住迹 *Paleophycus* 及纵向分布的 *Gyrolithes*。

2. *Chondrites-Palaeophycus-Planolites* 组合

三个分子都是穿相化石。*Planolites* 是形成于软底表层的潜穴构造，它呈成水平分布，说明环境是低能的，基本上没有底流存在。*Chondrites* 分布很广，从富氧到贫氧，甚至在含氧量很低的缺氧条件下都有它的踪迹。剖面上 *Chondrites* 已被压扁成黑色薄膜，形态类似于 *Chondrites bollensis*，反映当时底质松软，含氧量低的弱还原环境。*Palaeophycus*

表 3—10　遗迹组合的遗迹相分布



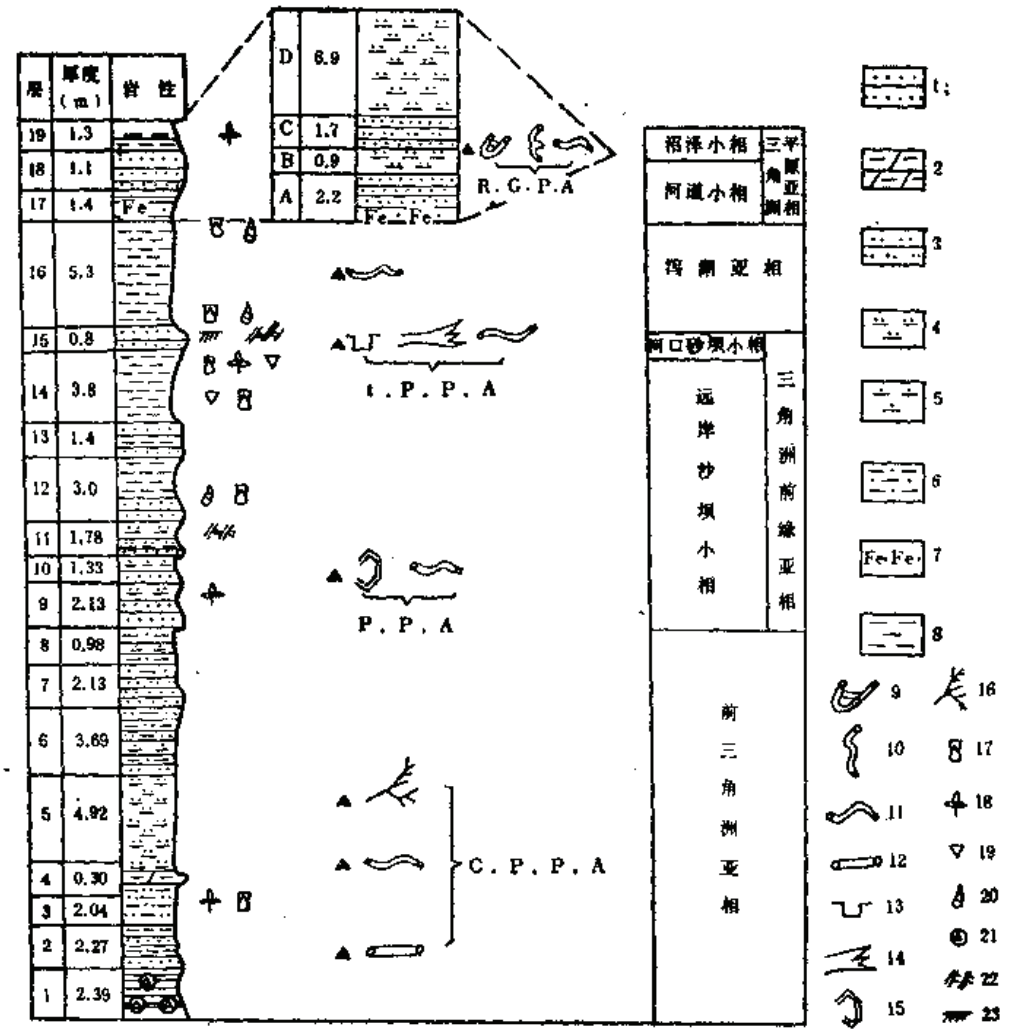


图 3—22　南京孔山高骊山组的遗迹化石分布图

1—砂岩；2—含泥质白云岩；3—粉砂岩；4—粉砂质泥岩；5—砂质泥岩；6—泥质砂岩；7—赤铁矿层；8—泥岩；9—*Rhizocorallium jenense*；10—*Gyrolithes*；11—*Palaeophycus*；12—*Planolites montanus*；13—移迹；14—*Phycodes*?；15—*Protopaleodictyon*；16—*Chondrites*；17—双壳类；18—植物化石；19—腕足类；20—舌形贝；21—鲕绿泥石；22—单向斜层理；23—双向交错纹层

cf. *annulatus* 保存于暗紫色细砂岩与灰绿色泥岩的界面上，与富含有机物的层位有关。它虽不能反映特定环境，但说明前三角洲地区有机物来源有阶段性。综上所述，此组合形成于低能、弱还原的松软底质中。

3. *trail-Palaeophycus-Phycodes*? 组合

产于灰黄色含泥质石英细砂岩、粉砂岩中，有波痕上的移迹(*trail*)，*Palaeophycus*，下部砂岩中大量分布的 *Palaeophycus* 及粉砂岩中的 *Phycodes*?。真正的交错层细砂岩中没有发现遗迹，表明其在低能环境中形成。*Palaeophycus tubularis* 是典型的穿相化石（图版 4—1），用它来确定环境是困难的，但它出现于海陆过渡相的频率很高，可能适应咸水环境的蠕虫状动物的形成。

4. *Rhizocorallium jenense-Gyrolithes-Palaeophycus* 组合

它由大量的 *Rhizocorallium jenense* 及少量的 *Gyrolithes*、*Palaeophycus* 组成。*R. jenense* 密集成饼状，保存于近顶部的一层粘土岩中。*Gyrolithes* 上的爬痕及 *Rhizocorallium jenense* 和 *Gyrolithes* 是悬食生物的遗迹，表示这些潜穴形成时，底质已成固底。

由于 *Rhizocorallium jenense* 是典型的海相生物遗迹，因此它可能是在河道废弃后，随海水带来的根珊瑚造迹生物，在新沉积物形成前，就在这薄层灰白色泥质中大量发育。同类组合的实例已有多处报道，如 Chisholm（1970）报导了苏格兰下石炭统的 *Rhizocorallium jenense* 组合，Fürsich 和 Mayr（1981）描述了德国南部中新世河流沉积物中的 *Rhizocorallium jenense* 遗迹群落，他们把这些平行定向的蹼状构造潜穴认为是废弃河道中浮游幼虫形成的。

（三）碎屑岩潮坪相

1．*Skolithos-Arenicolites* 组合

出现于大塘早期高骊山组顶部石英砂岩、沉积石英岩中，见于巢县凤凰山，是砂坪微相典型的遗迹组合。

2．*Rhizocorallium chaoxianum-Thalassinoides* 组合

金福全（1984）在巢县北部高骊山组顶部厚约 1 m的细粒石英砂岩中发现其底部出现水平的 *Rhizocorallium chaoxianum*，上部出现 *Thalassinoides*？及逃逸迹。

（四）碳酸盐潮坪相

区内此相带的遗迹组合有安徽巢县凤凰山和州组顶部“炉渣状灰岩”的 *Thalassinoides* 组合（图版 4—3），江西高安鸡公岭马平阶的 *Cylindrium* 组合。

1．*Cylindrium* 组合

见于江西高安鸡公岭船山组的中部（图版 4—5），仅由一种组成。产 *Cylindrium* 的岩层为深灰色含负残余生物细晶白云岩。潜穴与层面垂直，多根潜穴排列在一起，直径 1.2 cm，深入岩层 12 cm。从断面上看，潜穴系统填充物为浅白色，与具纹层的围岩界线分明。由于潮汐作用，水体周期进出，常暴露于地表，生物为了保护自己，挖掘了垂直或近垂直的潜穴，离层面越深，潜穴中的微环境越稳定。现代岸带环境的调查表明，栖居于此带的生物一般是挖掘垂直潜穴的悬食生物（Erey 和 Moyou, 1971）。

2．*Thalassinoides* 组合

分布于安徽巢湖地区和州组顶部生物碎屑灰岩中（图版 4—3）。下部以井形构造为主，潜穴密度自下而上增加，至顶部 40—50 cm，完全扰动潜穴已无法辨认，风化面上呈“炉渣状”。潜穴直径 2—3 cm，风化后形似炉渣。潜穴常见“Y”形分叉，分叉处潜穴直径膨胀至 4—5 cm。大型的三度空间分布的潜穴系统，无疑是内生动物进食和居住的潜穴。潜穴横切面形态呈圆形或亚圆形，无受压实作用影响的痕迹，说明潜穴形成时，周围沉积物已有足够的硬度。潜穴孔与周围接触界线清楚，接触边有黄铁矿晶粒和黑色有机质组成的黑色边圈，厚约 2 mm。黑边圈有机质含量与围岩及填充物的含量有较大差异，前者 0.06%，后者 0.05%。这是由于潜穴形成后，基本上呈中空状态，潜穴中水体循环困难，在细菌作用下潜穴周围形成还原环境，而导致有机质增高和黄铁矿的形成。潜穴充填物的岩石化学成分与围岩有显著差异（见表 3—11），这种差异是“炉渣灰岩”生物扰动成因的又一证据。由于固结坚固的围岩起保护作用，使潜穴充填物免受压实作用的影响，且潜穴充填物比围岩疏松、柔软。砂、泥质来自掘穴生物进食、居住活动的带入。这些岩石在长期风化条件下，遭受淡水淋滤，潜穴成分易遭溶解形成空洞，其外观形似“炉渣”状。

（五）浅水缓坡相

表 3—11 巢湖生物扰动灰岩碳酸盐岩石化学分析值

产地	样品号	采样对象	CaO	MgO	Al_2O_3	Fe_2O_3	酸不溶物	方解石	白云石
巢县凤凰山和州组	AFb20-1	潜穴	47.72	0.84	3.01	0.76	19.85	74.29	4.14
	AFb20-1	灰岩	55.95	0.15	0.13	0.06	0.23	99.77	0.69
	AFb19-5	潜穴	34.15	1.33	8.78	2.01	30.22	57.78	6.12
	AFb19-1	灰岩	56.00	0.13	0.11	—	0.20	99.92	0.6

此相在区内分布广泛，最典型的遗迹组合是 *Ancorichnus* 组合。

1．*Ancorichnus* 组合

见于广东连县水足塘石磴子组顶部。围岩是薄层青灰色球粒微晶灰岩，含有孔虫。此组合仅由 *Ancorichnus capronus* 一种组成，潜穴直径 1.5—2.6 cm，以水平分布为主，有的与层理面斜交。*Ancorichnus* 是一种进食构造，系海洋节肢动物形成，“V”形回填弧的顶端表明造迹者的行动方向，直径不均表示造迹的周期性向前行动。潜穴的直径体现造迹者的大小。Howard 和 Erey（1984）把犹太州中东部上白垩系的 *Ancorichnus capronus* 解释成主要分布于临滨至远滨，产出的环境水深略低于 *Thalassinoides suericus*。

2．*Chondrites-Parascataritabus* 组合

发育于广东水足塘石磴子组底部，由颗粒微晶灰岩和生物粒泥灰岩组成。三个风暴层的风暴平息期低能沉积，具水平波状纹层构造。产大量 *Chondrites* 和 *Parascataritabus* 此组合属 *Zoophycos* 遗迹相。

3．*Ophimorpha nodosa* 组合

见于江西莲花螺市船山组下部（图版 4—2）。仅由 *Ophimorpha nodosa* 组成。有二层，各厚 90 cm。在层内呈纵向分布，向同一方向斜倾状。围岩为深灰色灰泥灰岩，含球粒生物屑粒泥灰岩，显示水动力低能环境。许多学者把 *Ophimorpha* 当作指示古盐度的辅助标志，造此遗迹的现代生物美人虾可忍受 10% 的盐度，据此可推测其形成环境属盐度不正常的浅水缓坡。

4．*Thalassinoides*? 组合

出现于江西高安鸡公岭船山组中部的富含藻球粒、藻核形石浅灰色泥粒灰岩中。（图3—23）有二层遗迹：第一层厚 50 cm，有二类，一类是直径 1—1.4 cm 具管壁的 *Thalassinoides*? type A；另一类是直径 2—3.5 mm 的 *Thalassinoides*? type B。第二层遗迹仅见直径为 1—3.5 mm 的 *Thalassinoides*? type B，以垂直分布为主，或有成倾角∠30°的倾斜状。遗迹体积占岩石总体积 25—30%。二层遗迹化石又具有“#”形潜穴系统，所以属缓坡台地中能量较高的沉积环境。

（六）较深水缓坡相

该相带遗迹化石分异度高，以水平的食泥进食迹为主，也常见休息迹、觅食迹等。广东连县水足塘刘家塘组中部 *Zoophycus-Thalassinoides-Chondrites* 组合（见图 3—23，图版 4—7）与水足塘梓门桥组中部 *Zoophycos-Planolites* 组合系这一相带遗迹化石（图 3—24）。

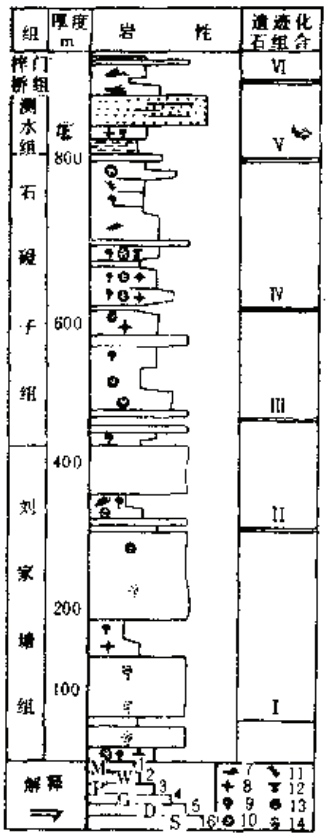


图 3—23 广东连县水足塘下石炭统遗迹化石组合图

1—灰泥灰岩；2—粒泥灰岩；3—泥粒灰岩；4—颗粒灰岩；5—白云岩；6—砂岩；7—藻；8—球粒；9—生物屑；10—砂屑；11—藻屑；12—团块；13—鲕粒；14—残余生物屑

I—管状潜穴组合；II—*Zoophycos-Thalassinoides-Chondrites* 组合；III、IV—*Chondrites* 组合；V—*Ancorichnus* 组合；VI—*Zoophycos-Planolites* 组合



图 3—24 刘家塘组中部 II 层遗迹化石组合

A—层面；B—垂直层面之切面；1—第一期 *Zoophycos*；2—*Thalassinoides*；3—不规则潜穴；4—第二期 *Zoophycos*；5—*Chondrites*；6—*Teichichnus*?；7—枝状潜穴；8—方解石脉

1．*Zoophycos-Planolites* 组合

见于连县水足塘梓门桥组中部青灰色—土灰色薄层泥灰岩中（见图 3—23），仅见 *Zoophycos-Planolites beveleyensis*。此层中的 *Zoophycos* 个体较大，说明环境适应于造迹者的发育，是 *Zoophycos* 发育形成的典型环境。*Planolites* 是形成于软底表层的潜穴构造，即是在沉积物堆积后不久形成的。生于软底和其水平分布特点显示其为低能环境，无底流存在。据此可推测其形成于较深水缓坡台地相区，浪基面之下的缺氧或贫氧环境。

2．*Chondrites* 组合

出现于连县水足塘石磴子组中、下部一些薄层暗色粒泥灰岩、灰泥灰岩中（见图 3—23），深灰色说明有机质含量较多，含氧量低，一般生物和遗迹无法生存，是较深水和深水缓坡遗迹相。

七、沉积相模式

大量的区域沉积相资料、生物群和遗迹相等沉积学信息及古构造特征等均充分表明，

本区沉积相带的空间展布及垂向相序组合均具有区域性规律，这些规律可用地方性沉积相模式进行概括。本区可分三类沉积相模式。①下扬子浅陆表海碳酸盐台地相模式；②华南冲积—碳酸盐缓坡相模式；③东南、南海陆棚—盆地相模式。

（一）下扬子浅陆表海碳酸盐台地相模式

下扬子早石炭世海侵面积不广，海水深度小且进退不稳定。沉积物为细陆屑和碳酸盐。沉积相类以海陆过渡型的近海湖泊、三角洲、潮坪、局限台地为特征。发育近岸、潮坪环境的 *Skolithos*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* 等遗迹相。垂向上继晚泥盆世五通组陆相沉积之后，早石炭世早期的海侵沉积了具疑源类生物的细碎屑岩类茨山组，继之为泻湖、潮坪相的金陵组和王胡村组。大塘早期海平面下降，出现三角洲、河流、湖泊、沼泽相的碎屑岩、煤系沉积。大塘晚期海平面上升，造成含泥成分高的不纯碳酸盐岩的潮坪相沉积——和州组。总之，下扬子区早石炭世垂向上构成冲积平原（茨山组）—泻湖、潮坪（金陵、王胡村组）—三角洲、河、湖相（高骊山组）—潮坪相（和州组）的相序，属海陆过渡相类组合特征。

晚石炭世下扬子以清水碳酸盐沉积为特征，沉积物薄，相带稳定。出现初始海侵—开阔台地—浅滩等沉积层序变化，它是一个由浅—深—浅的完整序列。晚石炭世海侵层序是从黄龙组下部白云岩段开始的，它是同生成岩白云岩，属海侵初期沉积，另一标志是黄龙组底部砾岩的存在，这层砾岩分布于宿松—丹阳断裂以南的铜陵、宜兴—宣城相区，由石英砾岩、白云质石英砾岩、含砂、砾白云岩等岩类组成，示海侵底部的初始沉积。威宁期海域扩大，海平面上升，沉积了开阔台地相的黄龙组灰岩段。马平期海水变浅，藻核形石滩广布，下扬子海域大部浅滩化。综上所述，下扬子台地晚石炭世垂向层序由下向上具有白云岩—灰岩—藻核形石灰岩的三分性，其相应的沉积相序由潮坪—开阔台地—浅滩相，具台地向上浅滩化的沉积特征。实质上是在克拉通台地上海进形成浅陆表海，进一步发展为碳酸盐台地。由于堆积速度大于海平面上升的速率，而形成浅滩，所以它是碳酸盐台地浅滩化的沉积模式（图 3—25）。

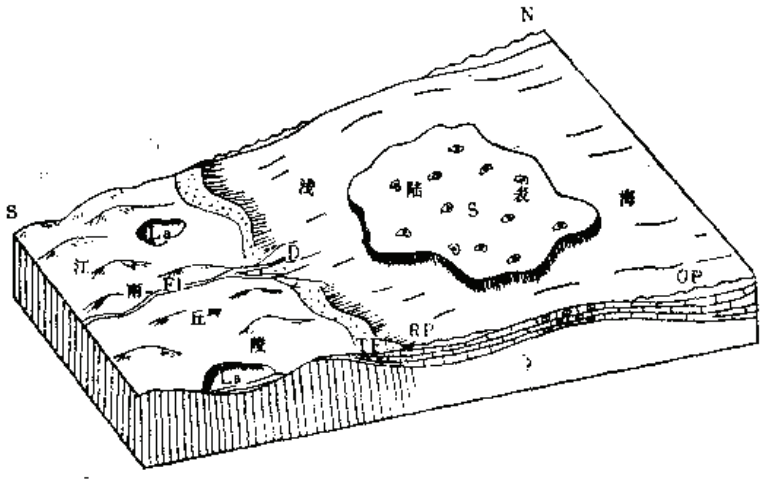


图 3—25　下扬子浅陆表海台地相模式示意图

（二）华南冲积—碳酸盐缓坡相模式

华南地块的基底属加里东褶皱带（400 Ma 年）。加里东期后地壳才开始克拉通化。鹰潭—从化断裂以东的华夏隆起，是华南盆地的边缘山地——华夏古陆。所以在古地理景观

上东高西低，由东向西海水徐徐加深，形成与钦防海盆相接的碳酸盐缓坡。早石炭世沉积明显受华夏古陆影响，由前冲积相带环绕华夏古陆分布，相带由冲积扇→河流→冲积平原相依次排列。在广东新丰、连平、四会、吴川一线以西才出现清水碳酸盐沉积。大塘中期海退，形成澌水煤系在华南区广泛分布。大塘晚期海平面上升，再度沉积碳酸盐岩。威宁期继续海侵，华南、下扬子海域联成一片，以碳酸盐沉积为主，华南形成碳酸盐缓坡相沉积。在华南缓坡的拉张断陷盆地内，由于海水较深，多形成深水缓坡和台坡、台沟等沉积相类。华夏隆起边缘的闽西南坳陷盆地，华南北部边缘的萍乐、钱塘断陷盆地，在早石炭世发育冲积相；威宁期碳酸盐岩具藻纹层、藻叠层构造、双向交错层理、脉状层理等潮坪浅水标志；马平期发育浅水域的藻核形石灰岩，这些地区沉积厚度大，表明有强烈的下沉，是华南缓坡的边缘沉积区。

萍乐、钱塘断陷盆地的石炭系相序亦是由冲积相—较深水缓坡、台坡相—浅水缓坡相序变化。闽西南坳陷盆地早石炭世缺岩关阶沉积，它由大塘期冲积相—威宁期潮坪、泻湖、浅水缓坡相—马平期浅水缓坡相序组合。吴川—四会断陷盆地石炭纪相序由岩关阶台坡相、台沟相—大塘阶浅水缓坡—威宁阶台坡、台沟、深水缓坡相—马平阶较深水缓坡。

由此可见，华南缓坡各沉积相区因古地理、古构造位置的不同而具有不同的相序组合。但垂向层序总趋势是浅→深→浅，相序特点如下：早石炭世的冲积相→夹海侵层的冲积平原相和浅水缓坡相→变为威宁期的较深水缓坡和深水缓坡相→最后是晚石炭世晚期海水变浅的浅水缓坡和较深水缓坡相。图 3—26 是相模式图。

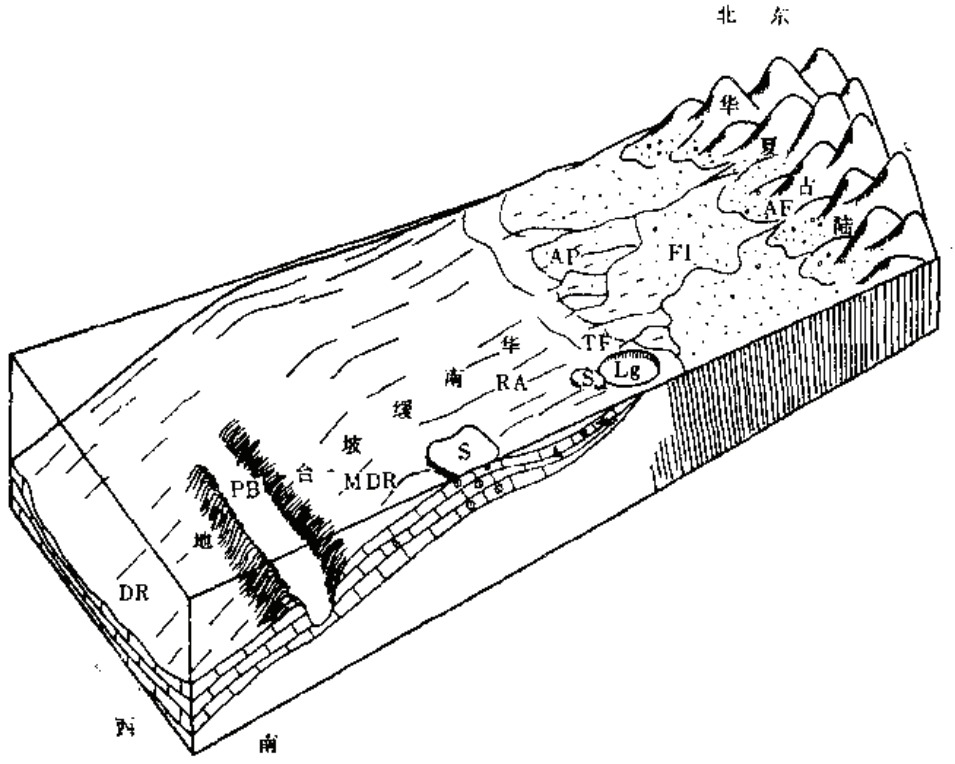


图 3—26 华南冲积—缓坡相模式示意图

（三）东南、南海陆棚—盆地相模式

海南、福鼎分别属于中国东南沿海与大陆分离的南海板块和东南板块。

海南岛的石炭纪沉积由于西太平洋和南海的裂谷作用造成地壳强烈拉张和裂陷，沉积

厚度增大、相变加快。由于崖县、东海古陆供应陆源物质，沉积以碎屑岩为主，见少量碳酸盐岩。因海水深度大，生物稀少，沉积相面貌与南方板块相差甚殊，具构造活动性强、海岸带狭窄、海水深度变化大、相变快的陆缘海沉积特点。海南石炭系沉积相序由下而上为：岩关阶冲积扇砾岩相、大塘阶浅变质砂泥板岩、远滨、内陆棚相，威宁期外陆棚相，马平期泥、硅质岩组成的半深海盆地相。在面积不大的海南岛上，石炭系沉积相类竟可见到由冲积扇相至半深海盆地相类的大幅度变化，其相带之窄、变化之速可见一斑。

福鼎石炭系出露不全，沉积相序为岩关阶黑色碳质千枚状板岩的陆棚、盆地相→大塘阶含植物化石的浅变质砂泥岩后滨相→威宁阶含有孔虫、鲢类硅化灰岩陆棚相。

图 3—27 为东南、南海陆棚—盆地相模式示意图。具有海水深度大、相带窄、变化大等特点，与下扬子和华南的相模式有明显区别。

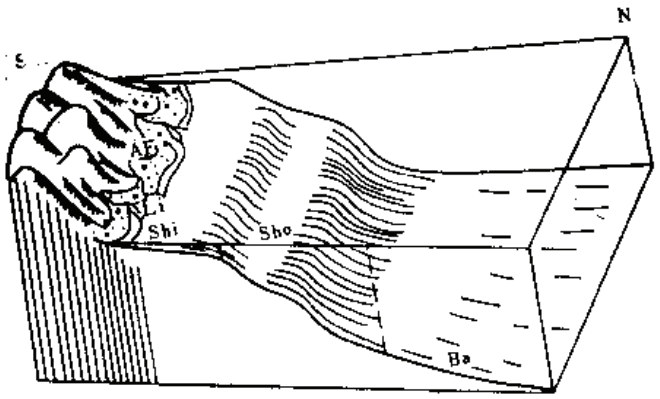


图 3—27　东南、南海陆棚—盆地相模式示意图

第四章　沉积盆地的类型和沉积作用特征

沉积盆地的古地理和古构造格局是控制沉积作用进行的决定性因素，而岩相、建造则是古地理和古构造环境的物质反映，因此可以通过岩相建造研究所提供的信息，重塑古地理景观和古构造格局，探讨盆地的形成机制和演化过程。近年，各国沉积学者在运用地球化学手段研究沉积岩的形成环境和物源区性质方面，又取得了长足的进展，开辟了盆地研究的新途径。沉积岩分布广、厚度大，因而信息量大，在进行盆地分析时，是最重要而且可靠的信息载体。

一、构造作用和沉积作用

七八十年代，随着全球构造学说的发展和完善，各国沉积学者从板块构造和板块运动的观点出发，总结了不同类型板块、同一板块的不同构造部位以及板块运动不同阶段盆地的性质、沉积作用特征、沉积模式等，深入讨论了构造对沉积作用的控制和时空演化规律，揭示了内营力对沉积作用的影响。它能全面解释各种沉积作用现象产生的原因及必然趋势，因而在广度上和深度上均将沉积学推向一个新的境界，可以说是沉积学发展上的一个里程碑。本文将这一沉积学与板块构造学相结合的边缘学科称之为“构造沉积学”。它既是研究沉积学的新方向，又是从沉积学角度研究板块构造的重要手段。

构造沉积学认为，决定沉积作用性质最本质的因素是沉积盆地的类型，而后者决定于盆地所处板块的类型（大洋板块、大陆板块）、板块部位（板内克拉通、活动大陆边缘、被动大陆边缘、离散边缘、转换边缘和边缘前陆等）以及板块运动阶段（裂离、扩张、俯冲、碰撞、克拉通化、裂谷化等威尔逊旋回和亚旋回阶段）。板块运动中所形成的同沉积断裂，又将大盆地分割为隆坳相间的构造格局，铸就了沉积盆地的古地理格架，直接决定沉积作用中外营力各因素的性质与强度。热上拱、热下沉和地壳均衡运动等构造内营力也控制着盆地的形成与演化。

构造沉积学特别强调活动论和阶段论。不同地史阶段，板块的类型、大小都在变化，大洋板块可以随着俯冲消减而由大变小，甚至完全消减于大陆板块之下或增生于大陆板块的边缘而变为大陆板块；大陆板块也可以经过裂谷化而产生大洋盆地；被动大陆边缘可以由于板块俯冲而变为活动大陆边缘；后者在一定条件下也可以转化为被动大陆边缘。现代地理位置相邻的地区，过去也许会相隔千里，而一线（缝合线）之隔，两边沉积相迥异；相反，某一时代相隔千里的沉积盆地，在另一时代却可能彼此相邻，沉积互相过渡；板块可以裂离变小或拼合变大。

构造沉积学认为，外营力在一定条件下决定内营力。如板块运动可以使沉积盆地漂移到不同的气候带，导致外营力因素、性质、强度以及造岩生物门类、产物的变化。板块俯冲或碰撞会导致褶皱山系的形成，随着侵蚀基准面的变化，沉积和风化作用也起变化；相反，板块运动的宁静期会加速克拉通化的进程，导致沉积作用向宁静化转变，形成稳定型

的沉积建造。

莫基于不同类型板块或板块不同部位上的沉积盆地，其上形成的沉积建造各不相同，明显地反映在沉积物厚度、岩石类型组合、火成活动强度、生物群落生态类型与丰度以及岩相及其变异速度等方面。

二、沉积盆地分类

如上所述，沉积盆地的类型主要取决于盆地所处的板块类型、部位、板块运动演化阶段和盆地形成机制。不同盆地有不同的构造环境发生着不同的沉积作用，形成不同的沉积建造。这些是构造对沉积盆地控制最本质的方面。

研究区的沉积盆地类型，包括板内克拉通盆地、克拉通边缘转换拉张盆地、被动大陆边缘盆地、边缘前陆盆地；此外还有裂谷盆地，正在向大洋盆地演化。

加里东末期，当华夏陆块与扬子陆块对接以后，原来的板缘部位变为板内部位，但在拼合过程中，经受了强烈的挤压、走滑、弹性回跳等，其原来的构造属性会受到一定程度的改造或叠加，因而在变形、变质、火成活动、沉积作用乃至成矿作用等方面，都比典型的板内盆地复杂得多。钱塘、萍乐等断陷盆地就是这种类型盆地，它们实质上是克拉通地块裂谷化后的被动大陆边缘盆地。由于其形成与萍乡—绍兴转换断层的活动有关，因而也是转换拉张盆地。

研究区盆地分类如表4—1所示。

表 4—1　中国东南部石炭纪沉积盆地分类表

板块类型及名称	盆地类型及名称	基底性质	地壳类型	构造部位	演化阶段
北方大陆板块	华北克拉通盆地	中条期结晶基底	陆壳	板内	成熟
	华北边缘前陆盆地	中条期结晶基底	陆壳	板缘	成熟
南方大陆板块	扬子克拉通盆地	晋宁期结晶基底	陆壳	板内	成熟
	扬子克拉通边缘盆地	晋宁期结晶基底	陆壳	板内	改造
	华南被动大陆边缘盆地	加里东褶皱带	陆壳	板内	初始
南海大陆板块	海南岛被动大陆边缘盆地	加里东褶皱带	陆壳	板内	年青
东南大陆板块	台湾裂谷盆地	晋宁期结晶基底	过渡壳	板内	初始
	闽东被动大陆边缘盆地	加里东褶皱带	陆壳	板内	成熟

古构造对盆地的控制比较直观的方面是控制了次级盆地的形成与演化，主要表现在板块内部，同沉积断裂将大盆地分隔成隆坳相间的格局，这些断裂本身常作为盆地的边界，围限了盆地的范围。在大海侵之前，它们常作为海区与陆区或沉积区与剥蚀区的边界，如嘉山—响水断裂，从岩关期至威宁期都是鲁东准平原与下扬子盆地的边界；早石炭世时，宜丰—景德镇断裂和马金—乌镇断裂分别为江南陆与萍乐、钱塘断陷盆地的边界；江山—绍兴断裂从岩关期至威宁期成为华夏山地与钱塘断陷盆地的边界……。在大海进阶段，有些剥蚀区沉入水下，但仍保持为相对的隆起区，这些分隔隆坳构造的断裂，由于其继续活

动，依旧控制着盆地的存在与演化。断裂控制的盆地又可细分为下列三种类型：

1．地堑型沉积盆地

由配对断裂组成的断陷盆地。如宜丰—景德镇断裂与萍乡—广丰断裂组成的萍乐盆地，马金—乌镇断裂与江山—绍兴断裂组成的钱塘断陷盆地。这些盆地虽然断陷幅度较大，但尚未发育为裂谷。有的配对断裂之间还有次级断裂，使断陷盆地复杂化，变为断阶盆地。萍乐和钱塘断陷盆地都是断阶盆地。

2．半地堑盆地

以一个断裂为依托，或者虽然也处于两个同沉积断裂之间，但其中一个断裂强烈活动，另一断裂活动不明显，这种情况下，形成不对称的沉积盆地，沉降中心逼近主断裂，形成箕状盆地，如河源—浦城断裂以东的永梅盆地，呈东浅西深的箕状。

3．裂谷盆地

裂陷深度大，具有裂谷型的沉积建造和剖面结构，常伴有拉斑玄武岩浆系列或双峰岩浆喷发活动，如台湾大南澳裂谷。

断陷盆地往往有较快速的沉降史，边缘有冲积扇、重力流等特征性的沉积标志，表明那里曾经存在一个较陡的斜坡和一定的落差。

除断陷盆地外，还有坳陷盆地。后者因热下沉、热蠕变或负载均衡作用等原因，导致地壳弯曲而形成沉积盆地，通称为坳陷盆地。其沉降中心的沉降幅度未必小于断陷盆地，但沉降并非一线之隔的突变式，而是渐进式，一般分布范围广、内部可能被次级构造所复杂化。

三、各类盆地的沉积作用特征

不同类型盆地中，形成相应的沉积建造。后者概略地反映了沉积作用进行的构造环境以及古气候、古地理环境。沉积建造的研究国外开展较早，已经建立了一套建造系列和建造组合模式，用来反映同一地质构造单元在不同演化阶段以及同一演化阶段不同构造部位的沉积总体。板块学说兴起以后，沉积学理论从槽、台模式逐渐转向板块模式，一套建造模式正在不断总结和建立。孟祥化（1979、1985、1989）对我国的沉积建造研究成果进行了初步总结，划分出稳定、次稳定和非稳定三种建造类型。本文基本上以孟氏的建造分类系统，对研究区各类盆地的沉积建造进行对比，借以从建造的角度说明各种沉积盆地的构造属性和成因（表4—2），但在个别建造名称上，有感于其容易引起误解而易名，如碳酸盐复理石建造易名为滑塌建造。其原因是前者在剖面结构上，虽然其中的重力流沉积常有重复出现（阵发性）的特点，宏观上有周期性，而滑塌层本身及背景沉积一般地均不具韵律性。其形成是在某一种背景沉积作用条件下，叠加阵发性的滑塌事件的双因素沉积组合；特别是只出现一次滑塌事件时，更无韵律之可言。滑塌既可以发生于碳酸盐岩中，也可发生于碎屑岩中，或重力流与背景沉积的岩性不一，因此，“碳酸盐复理石建造”一词有欠严谨，概括性也较差。

（一）克拉通盆地

由于奠基于结晶基底上，具有稳定的构造环境，沉降慢和沉积速率小，沉积物的成熟度高，火成活动微弱，岩相稳定地层未变质，形成稳定型的沉积建造。

表 4—2 中国东南部石炭纪沉积盆地建造对比表

盆地类型与名称		建造系列			
		岩关期	大塘期	威宁期	马平期
华北克拉通盆地		无沉积		单陆屑含煤建造	
华北边缘前陆盆地		磨拉石建造			
扬子克拉通盆地		单陆屑建造		碳酸盐建造	
扬子克拉通边缘盆地		类磨拉石建造	单陆屑含煤建造	碳酸盐建造	
华南被动陆缘盆地	东部	类磨拉石建造	单陆屑含煤建造	碳酸盐建造、滑塌建造	碳酸盐建造
	西部	碳酸盐建造	单陆屑含煤建造、碳酸盐建造、膏盐建造		
闽东被动陆缘盆地		单陆屑建造			?
台湾裂谷盆地		?			火山-硅质建造
海南岛被动陆缘盆地	南部	单陆屑建造			
	北部	硅质页岩建造			

华北、扬子克拉通地块上的石炭纪沉积盆地具有克拉通盆地的性质；华南陆块上的石炭纪盆地虽然划为被动大陆边缘盆地，但由于裂谷化程度低，特别是鹰潭—从化断裂以东，具有既象克拉通盆地又象被动陆缘盆地的过渡型性质。

1．华北克拉通盆地

奠基于中条期结晶基底上。中奥陶世以后一直处于被剥蚀状态，石炭纪时已夷为准平原，晚石炭世威宁中期才沉降，接受滨海相沉积。稳定性高，整个晚石炭世都处于滨海平原的古地理环境中，海平面的微小颤动都会引起大面积的沧桑之变，形成厚度不大，但展布极广的海陆交互相沉积。华北板内克拉通盆地虽然为蚌埠隆起分隔为淮南和淮北盆地，但两盆地的性质及沉积建造无异，都是单陆屑含煤建造，以砂页岩为主；砂岩的成分成熟度高，都是石英。沉积作用在时空两方面三维空间的稳定性高是华北克拉通盆地的特色。稳定的构造环境，决定了盆地内古地理格局的稳定性和岩相在平面上的广布性以及层序上的大区域可比性。构造上的稳定，表现为无大幅度的升降，以致无明显切割性侵蚀，沉积物中缺乏粗陆屑，也形成不了较厚的沉积岩系，无明显的火成活动的迹象。

2．扬子克拉通盆地

奠基于晋宁期基底上，属稳定的陆壳盆地。其稳定性主要表现为以下三个方面：①沉降幅度小，地层厚度不大，整个石炭系厚度一般不超过 250 m；②海相地层岩性和岩相稳定，横向变化不大，数米厚的金陵组、和州组，竟然展布四五百公里，从下扬子到中扬子岩性和化石群均酷似。上石炭统纵向三分层序（下部潮坪相白云岩，中部台地相生物屑灰岩，上部浅滩相核形石灰岩）整个中、下扬子区均可互相对比；③火成活动微弱，没有侵入活动，只有少量喷发形成的火山碎屑沉积岩。

与华北克拉通盆地相比，扬子克拉通盆地的稳定性较差，具体表现在以下几个方面：①沉积层较厚；②具有不均衡的升降运动，其基底活动性东弱西强和沉降中心由北向南转

移。不均衡升降情况前文已述。沉降中心转移具体表现为早石炭世时扬子区的北部（下扬子坳陷区）和东部（宜兴—宣城凹陷）为沉积区，南部和西部（江南隆起区）均为剥蚀区；但到晚石炭世，江南隆起区（早石炭世时为剥蚀区）全部沉入水下，地层厚度南厚北薄；②纵向演化上，扬子盆地比华北盆地明显，后者几乎稳定在滨海相上颤动，而扬子盆地则早石炭世以陆相、过渡相和滨岸相为主，晚石炭世威宁期为台地相，马平期为浅滩相，这种由陆而海，由浅而深，最后再变浅的环境变异范围，比华北克拉通盆地大得多。

（二）边缘前陆盆地

只见于北方板块上，本文称之为“华北边缘前陆盆地”。

加里东末期或华力西早期，北淮阳岛弧与华北陆块碰撞对接，碰撞带隆起形成年青的褶皱山系，而华北克拉通地块则因负载下弯而形成前陆盆地。巨大的高差引起强烈的切割型剥蚀，以致在山间盆地和边缘前陆盆地中堆积了巨厚的磨拉石建造——梅山群。梅山群以及相当的地层厚达6000m以上。其分布范围在信阳－舒城断裂带附近，主要奠基于华北克拉通地块之上。由于石炭纪时后陆冲断带的不断向北冲掩及石炭纪以后的隆起、剥蚀，前陆盆地保存得很不完整，在信阳—舒城断裂带附近断续出露。据合肥工业大学北淮阳专题组的研究，边缘前陆盆地石炭系剖面呈明显的不对称性：南段褶皱、冲断层发育，而且沉积厚度大；北段华北克拉通地块上变形较微，沉积厚度逐渐变小。这正是边缘前陆盆地剖面所固有的特征。北淮阳褶皱山系作为后陆冲断带，应是边缘前陆盆地的主要物源区，靠近冲断带处，理应以粗陆屑为主，但金寨盆地剖面所见，似为盆地中部的岩性组合，其上部出现较厚的碳酸盐岩。估计边缘前陆盆地的南部边缘带已被后陆冲断带所逆掩覆盖。由于剥蚀和堆积均迅速，出现超补偿作用，金寨群以陆相为主，只有一些地段夹海相层。

（三）克拉通边缘盆地

晋宁期以来，扬子陆块两次经受华夏岛弧、陆块的碰撞、挤压和走滑，形成了相应的复杂的断裂系统。石炭纪时，尽管两陆块已经对接，这里已由板缘变为板内部位，但前期的构造改造使其构造属性已明显不同于典型的克拉通盆地而具有较强的活动性。石炭纪时地球动力学机制已由挤压转为拉张，将加里东运动时板块碰撞形成的冲断岩块拉开，形成一系列的由铲形断裂组成的阶状断陷盆地，导致地壳变薄，因而与被动大陆边缘的成因机制相类同，亦属被动大陆边缘盆地的类型而与上扬子被动陆缘盆地有相似之处，同样都奠基于晋宁期结晶基底上，但后者裂谷化程度更高。

研究区的克拉通边缘盆地包括钱塘和萍乐两个断陷盆地。盆地的形成与加里东末期华南板块向扬子板块斜向碰撞有关。古地理图上可见两个盆地走向并不相通，而是以萍乡—绍兴断裂带为起点，呈近北东向雁行状排列，盆地的总貌呈菱形。这一切特征说明它们是走滑盆地或称转换拉张盆地。萍乐盆地受限于宜丰—景德镇断裂（北面）和萍乡—广丰断裂（南面）；钱塘盆地北面受限于马金—乌镇断裂，南面受限于江山—绍兴断裂，它们都是地堑型甚至是断阶型的构造盆地。

有人称萍乐和钱塘盆地为“裂谷”。虽然它们的形成与拉张作用有关，动力机制与裂谷相同，但未见大陆裂谷中常见的双层剖面结构和相应的火成活动，可见未达裂谷的程度，所以本文只称其为“断陷盆地”或“地堑”。钱塘断陷盆地和萍乐断陷盆地并非简单地由两个配对断层组成的地堑盆地，而是由一些断阶组成的复式断陷盆地，各断阶深浅不一。钱塘盆地就是一个堑中有垒的断阶式盆地，在地堑型的大格局内，又有由球川—肖山

断裂和常山—漓渚断裂所夹持的临浦—常山地垒。后者威宁期时仍是水下隆起，屏障了华夏陆供给的陆源碎屑北运，而成为滨岸碎屑相带与碳酸盐台地相区的界线。威宁期海侵时，大部分地区威宁中期即成为海域，而位于该地垒上的兰溪马涧小西湖剖面，直至威宁晚期才接受海侵超覆，含威宁晚期带化石毕德旋 *Beedeina* 的灰岩透镜体假整覆于下石炭统叶家塘组之上，其间为厚薄不一的铁帽型风化壳。萍乐断陷盆地内，江西高安鸡公岭地区黄龙组直接超覆于前震旦系双桥山群上，缺失下石炭统；而稍南的丰城华山岭剖面，其下石炭统厚达700余米，新余仁和剖面大塘阶厚逾 1000 m。这种短距离内的厚度巨变，可能是它们分别位于高低不一的断阶上的结果。

根据有关单位重矿物资料（浙江地科所，1980；江西地科所，1988），克拉通边缘盆地陆源碎屑来源于华夏陆和江南陆两个方向，而江南陆形成较早，经较长时间的剥蚀，已经丘陵化了，能提供的陆源碎屑有限；华夏陆是年青的褶皱山系，是陆源碎屑的主要源区，所以早石炭世时，华夏陆的周围，包括华南沉积盆地和扬子克拉通边缘盆地的岩相展布主要受控于以华夏陆为中心的机械沉积分异，以致奠基于扬子克拉通上的钱塘、萍乐盆地中的下石炭统完全类似于奠基于加里东褶皱带基底上的华南盆地。

扬子克拉通边缘盆地由于地壳变薄等构造改造作用，变成一种稳定性差的构造盆地，是次稳定型的沉积作用带，主要表现为三个方面：①沉降幅度大，地层厚，钱塘盆地石炭系厚达千米，为扬子克拉通盆地地层厚度的四倍；而萍乐盆地地层的厚度更为可观，可达1500m；②发育次稳定型—非稳定型沉积建造。下石炭统为类磨拉石建造和单陆屑含煤建造，槽型交错层、大型楔状交错层和逆粒序等高能水动力条件的标志到处可见，冲积扇相沉积十分发育，快速剥蚀、快速堆积，快速沉降和埋藏。萍乐盆地上石炭统还发育滑塌建造，在长逾百余公里的地带上，碳酸盐重力流断续出现，更增添了萍乐盆地基底活动性强的证据；③火成活动比较明显，特别是赣东北上石炭统底部在江西东乡枫林等地区，可见火山喷发和溢流的夹层，德兴、余干等地尚有中—基性侵入岩。

在克拉通地块边缘沉积带上，上述两个斜列的盆地的共性是明显的。作为扬子克拉通盆地与华南被动陆缘盆地的过渡带，它们兼有两者的某些特点。早石炭世时，因为江南古陆将扬子和华南盆地隔开，互无联系，克拉通边缘盆地处于江南古陆以南，沉积受控于华夏陆的环陆沉积分异作用，所以与华南盆地一致。晚石炭世时，江南古陆沉沦，扬子盆地与华南盆地沟通，克拉通盆地处于两者的过渡地段而兼有两者的某些特点，如在具备垂向三分相序上，它们象扬子盆地，只是上部核形石数量和层位较少；在具有较大的厚度上和整个石炭系下部为红色碎屑岩，上部为碳酸盐岩这些宏观特征上，与华南盆地岸带相似。

（四）被动大陆边缘盆地

加里东末期大陆增生是本研究区板块运动的主要方式。增生过程的强烈挤压和热效应，引起板缘区的上隆，继以剥蚀和地壳变薄；晚古生代初弹性回跳阶段的拉张和快速堆积引起的地壳均衡作用，导致地壳构造格局的分异，有些地区裂谷化，重新变为被动大陆边缘盆地。被动大陆边缘盆地在研究区内分布广泛，有华南、海南岛和闽东被动大陆边缘盆地。

1．华南被动大陆边缘盆地

该盆地奠基于加里东褶皱带之上，陆壳成熟度较低，因而虽然与扬子陆块拼合在一起，但其具有更明显的活动性，稳定性远差于扬子克拉通盆地。一方面表现在沉积厚度较

大上，最大厚度可达1600—1900m，为扬子克拉通盆地的7—8倍；另一方面表现在岩相横向的不稳定性上，研究区西部下石炭统大塘阶的三分性较明显（两个碳酸盐岩组夹一个含煤碎屑岩组），但东部广阔的地区变为滨岸相和冲积相碎屑岩，无三分之踪迹可寻；上石炭统缺乏扬子盆地那种可资全区对比的三分相序；第三方面表现在火山活动具有一定规模上，下石炭统中具有多层凝灰质碎屑岩的剖面，散见于闽、赣各地；黄龙组底部火山岩在闽西南、赣东北和粤北亦有报道。

由于华夏褶皱山系的形成和海侵由南、西向北、东，这种古地理格局和同沉积构造的综合影响，控制着华南被动陆缘盆地沉积分异和岩相的水平分带以及剖面结构。整个沉积盆地的演化由早期快速沉降的浑水陆源陆缘—滨海沉积盆地，到中晚期渐变为清水内源浅海碳酸盐沉积盆地。横向上，以华夏陆为核心，向海的方向沉积分异明显，由浑水陆源碎屑岩沉积分异逐渐变为内源碳酸盐岩能量分带。总的来看，沉积作用无论是时间上还是空间上都是由高能转向中低能和由浑水陆源沉积转向清水内源碳酸盐沉积。

华南被动陆缘盆地奠基于加里东造山带之上，尽管历经泥盆纪的剥蚀、填积，但远未填平。泥盆纪晚期指状海湾的地理景观，在早石炭世海侵时变为岛海景观，大小岛屿星罗棋布，九峰山岛、九连岛、信宜岛、广宁岛、增城岛等，加上佛冈—丰良隆起、抚州隆起以及同沉积断裂所围限的其他地垒型的隆起带，将华南海盆分隔屏障，形成障壁海的沉积环境，以潮汐作用为主，波浪作用微弱，从华夏陆西来的陆源碎屑，被这些隆起、坳陷节节拦截，最后终止在广东地区的吴川—四会断裂与新丰—连平断裂之东；江西地区也最终为武功山—诸广山隆起所挡，更西变为碳酸盐台地。

华夏陆块北、西两面为刚性的扬子陆块限制，拉张作用受到遏制，所以裂谷化程度不高，目前只知道钦防海槽之东的吴川—四会断裂带和新丰—连平断裂带有较明显的裂谷化现象，发育了台沟相沉积。永梅盆地有双模式火山岩喷出，说明处于拉张环境，有裂谷化的迹象。因此，华南被动大陆边缘盆地是一个处于初始阶段的非成熟的被动陆缘盆地。

2．海南岛被动陆缘盆地

海南岛石炭系给人最深刻的印象是岩相的时空变化迅速和跨度大。空间上：从崖县一带的古陆向北，到白沙—万宁一线为浅海相，再向北变为次深海相，说明陆架狭窄，大陆斜坡带宽，这是年青被动大陆边缘的特征。时间上：威宁期还是陆源碎屑相，马平期就变为次深海相（东方—万宁一线）。这种岩相的时空变化迅速的现象，决不是稳定的克拉通盆地所具有。加上较厚的沉积层（>3200m），较明显的双模式火成活动（白沙禾叉青天峡组夹250m中基性火山岩，琼中英牛岭上石炭统夹45.8m流纹岩）和较强的变质作用（白沙—万宁一线以北以片岩或片理化发育为主）等特征，海南岛属于被动大陆边缘盆地当无疑义。

3．闽东被动陆缘盆地

由于只见于福鼎南溪构造天窗中，难以代表整个盆地的主体属性。从沉积类型、沉积构造和化石组合分析，应属陆棚较稳定的构造环境。除大塘期有少量砂岩外，闽东被动陆缘盆地缺乏粗陆源碎屑，碳酸盐岩类也少，薄层状构造为主，纹层构造发育，这些特征说明闽东盆地所倚傍的陆源区为准平原化的古陆。就其厚度较大，而地层均已达板岩——千枚岩化的变质程度，说明基底刚性不强，有一定的活动性；结合台湾大南澳带出现裂谷型沉积，说明东南陆块亦存在裂谷化，应该是被动大陆边缘盆地的性质。

（五）裂谷盆地

本文所指裂谷盆地并非通常所指裂谷化过程中形成的裂陷槽或地堑，而是那些裂陷较深，有裂谷型剖面结构和火山活动的盆地，其继续发展、演化，将变成洋盆。台湾裂谷属于此类盆地。由于裂陷深，而其两侧又是夷平度相当高的东海克拉通，陆源碎屑供给量不足以补偿裂陷增加的空间而出现饥饿状态，以致除了火山喷溢形成的火山岩外，主要是硅泥质沉积，形成硅质火山建造。台湾裂谷盆地石炭纪时可能为陆间裂谷。

第五章　岩相古地理

地质历史时期中，地壳上的海、陆分布和变迁，古地貌形态，沉积物质来源，沉积相带展布和古环境分析，全球和区域性海平面的变化和层序地层均是岩相古地理研究的主要内容。

一、古陆性质和古地貌

作者将石炭纪时期始终出露在海平面以上的古陆称“永久性古陆”；而一度被淹没过的古陆称“暂时性古陆”。它们都是周围沉积盆地的物源供给地。永久性古陆有华夏、北淮阳、崖县等古陆。暂时性古陆有江南、鲁东、华北古陆及九峰、云开、九连、广宁、昌江、增城等岛屿。其中最大的古陆和主要物源区，对沉积相带展布起主导控制作用的是华夏古陆。

1．华北古陆

其范围是信阳—舒城断裂以北，郯庐断裂以西的华北地区，是我国最古老的陆核之一。陆核形成于18亿年前的早元古代。研究区仅涉及其南缘部位。中奥陶世之后上升成陆，至晚石炭世才开始接受沉积。由于经受长期剥蚀，到石炭纪时，该古陆已被夷平为准平原，为边缘沉积盆地中提供细陆屑沉积物。

2．鲁东古陆

位于嘉山—响水断裂以北，郯庐断裂以东。广泛出露中元古界及其下伏层位的变质岩和震旦系千枚状页岩及灰岩。早石炭世和晚石炭世早期为剥蚀区，从其南下扬子盆地北缘沉积物分析，为准平原地貌。晚石炭世马平期沉沦水下，沉积了船山组。

3．北淮阳古陆

于桐柏—磨子潭断裂和信阳—舒城断裂之间。主要出露佛子岭群、信阳群等变质岩系。它们的地质时代颇有争议，从已有资料分析，应以元古界为主体，此外还包括一部分下古生界。北淮阳岛弧与华北陆块碰撞对接后，北淮阳成为前陆盆地中磨拉石建造的主要物源区。因此石炭纪时北淮阳古陆呈山地地貌。

4．江南古陆

位于江西境内槎林—王音辅断裂、油墩—东至断裂和安徽境内东至—屯溪一线以南，宜丰—景德镇断裂和马金—乌镇断裂以北，向西延入湖南省。是晋宁期增生于扬子陆核南缘的褶皱带，此后大部分地质时期均处于隆起状态。曾数次被海水淹没，可始终保持相对隆起。早石炭世为陆，呈丘陵地貌，是下扬子盆地的物源区。晚石炭世则沉沦水下。

5．华夏古陆

古陆范围包括江—绍断裂以南，鹰潭—从化断裂以东，宁波—陆丰断裂以西的广大区域。是加里东运动形成的年青的加里东褶皱山系，呈山地地貌。早石炭世华夏古陆面积大；晚石炭世大海侵，海水向古陆超覆，使古陆面积大大缩小。

6．崖县古陆

位于海南岛南缘，九所—陵水断裂以南。古陆的大部分现已沉没于南海中。据西永一井同位素年龄资料，第三系之下的古老花岗片麻岩时代为1465Ma年，证实了古陆的存在。古生代和中生代均为剥蚀区，但古陆北缘崖县一带早古生代为沉积区，奥陶纪以后全区隆起变为陆地，石炭纪时呈丘陵地貌。

7．东海古陆

位处我国现代东海海岸线以东海域，包括台湾岛。古生代和中生代均为剥蚀区，早古生代是华南洋盆的物源区，晚古生代时已被夷平，呈准平原地貌，以致其西缘福建福鼎南溪一带的石炭系以粉砂、泥质沉积为主。可能从石炭纪开始，东海古陆沿台湾中央山脉一带裂谷化，形成陆间裂谷，沉积了一套火山硅质页岩建造——三锥组。

石炭纪的岛屿有云开岛、增城岛、九峰山岛、昌江岛、铜陵半岛等。华南相区西部，早石炭世清水碳酸盐沉积区内的云开、增城、九峰山等岛屿都向其周围提供陆屑，致使岛的周围出现早石炭世碎屑岩与碳酸盐岩混合的陆地边缘相带。铜陵半岛位于安徽铜陵至江苏茅山一线。早石炭世岩关早期接受陆相和海侵碎屑沉积，大塘早期开始成为剥蚀区，晚石炭世与全区其他岛屿一起沉沦于海水之下。海南昌江岛具有高峻、切割的地势，是东方青天峡下石炭统南好组冲积砾岩的物质来源。

二、物源区母岩的性质

砂岩中的重矿物反映了沉积物母岩的性质。研究区域内不同沉积区测得重矿物组合和标型特征如表5—1和图5—1所列。由表5—1可见，本区共有无色锆石型、紫色锆石型、电气石-锆石型和绿色锆石型四个重矿物组合类型。闽东北福鼎重矿物属于紫色锆石型组合，

表 5—1 重矿物分析鉴定表

产　　地	层　位	重　　矿　　物	重矿物组合类型
福建龙岩、永安	C_1d	无色锆石90%，少量金红石、电气石、磷灰石	无色锆石型
福建福鼎	C_1d	锆石95%，以紫色为主，少量无色锆石、金红石、电气石	紫色锆石型
南京茨山	C_1d	电气石为主75%，少量锆石、金红石	电气石-锆石型
福建长汀	C_1d	电气石为主65%，次为锆石，少量金红石	
安徽太平	C_1	绿色锆石85%，次为金红石、电气石、绿帘石	绿锆石型
浙江常山	C_1	无色锆石90%，少量金红石、电气石、绿帘石	无色锆石型

其中锆石含量90%以上，以紫红色锆石为主。据裴蒂庄（1977）锆石标型习性的研究，锆石的紫红颜色是花岗岩中放射性元素长期轰击的结果，包括锥柱体形态，均属碱性花岗岩类的特征。所以福鼎砂岩的物源可能来自地壳深处幔源成因的碱性花岗岩。大陆福建龙岩和永安、浙江常山重矿物以无色锆石为主，反映物源区为普通花岗岩，属华南花岗岩型。据南京大学对华南花岗岩的研究❶，它们是壳源＋幔源的同熔花岗岩类。可见闽东北地块

❶ 南京大学，1989：浙江青田地区花岗岩类的特征及成因

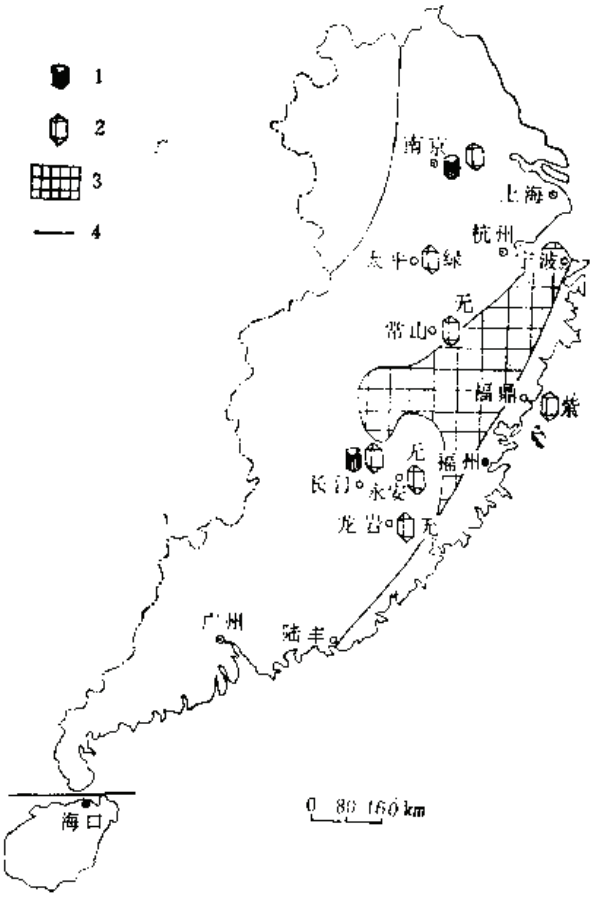


图 5—1　石炭系碎屑岩重矿物组合分布图

1—电气石；2—锆石；3—古陆；4—板块界线。无、绿、紫分别代表无色、绿色、紫色锆石型

沉积物源是东海古陆而非华夏古陆，从重矿特征上也提供了闽东北是后期才与南方地块拼贴的依据。福建长汀电气石-锆石型重矿物组合，代表酸性火成岩物源区。南京茨山重矿物电气石-锆石型代表江南古陆酸性火成岩或再造沉积岩物源区。安徽太平重矿物以绿色锆石为主，含金红石、绿帘石、电气石而与周围有所不同，反映了江南古陆局部的火成、变质岩物源区。

据浙江地研所等（1980）资料❶，钱塘断陷盆地重矿物分南、北两带。北带以白钛矿、菱铁矿、赤铁矿、黄铁矿组合为特征；南带为磁铁矿、金红石组合。反映北带沉积物源为江南古陆变质、沉积岩剥蚀区，南带来自华夏古陆花岗岩物源区。

三、石炭纪古环境分析

（一）古盐度

沉积岩中的生物群组合、标型自生矿物、元素地球化学能提供古代沉积盆地水体介质的含盐度信息。

1．古生物盐度标志

植物化石和鱼类骨屑是淡水河—湖体系的相标志。下石炭统茨山组、高骊山组、叶家

❶ 浙江地研所、浙江煤炭工业局浙西组，1980，浙西下石炭统叶家塘煤系特征及找煤方向探讨，浙江地科所科研报告

塘组、梓山组、测水组等地层中广泛出现植物化石。南京孔山高骊山组砂岩中鱼类骨屑丰富，它们属河一湖淡水体系。广盐性双壳类、介形虫以及无铰纲腕足类，常与植物化石共存，是海水盐度不正常，淡化或咸化水盐度标志，产于华南、扬子海的边缘三角洲、泻湖相类中。狭盐性海相珊瑚、海百合茎、腕足、钙藻，特别是绿藻类生物群是石炭纪海域正常盐度的生物群组合，海水盐度35‰。蓝绿藻类丰富的藻灰岩、藻叠层石、藻纹层，并伴生白云石、石膏等盐类矿物，示超盐度水介质条件。

2．自生标型矿物

石膏是海水蒸发咸化条件下沉积的盐类矿物，当海水蒸发，盐度达到正常海水盐度的4—6倍时，形成石膏沉积。大塘期赣西乌石山石膏矿、下扬子黄龙组下部白云岩段中的石膏岩、和州组上段结核状石膏层等均是海水盐度增高变为超咸度水介质的表示，其沉积环境为咸化泻湖、潮坪、潮上萨布哈。江西彭泽黄龙组底部白云岩和湘赣大塘阶石膏岩系中，镜下见放射状玉髓，延长方向呈正延性，属正玉髓。正玉髓常与盐类矿物共生，属高盐度水介质的标型矿物。此外，海绿石、胶磷矿、鲕绿泥石等自生矿物表示海水盐度正常，见于下扬子早石炭世大塘阶海侵层中。

3．沉积地球化学标志

泥质岩中微量元素B、Ga、B/Ga比值、Sr、Sr/Ba比值，碳酸盐岩中稳定同位素$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$和与O、C两同位素相关的Z值，都是沉积水介质含盐度的标志（详见第六章成岩作用）。

现将古盐度有关的标志列于表5—2。

表 5—2　中国东南部石碳系古盐度标志

古盐度 \ 标志 / 介质	古生物	标型矿物	元素地球化学
淡　水（河、湖）	植物、植物＋鱼	陶瓷粘土、玉晶方解石	B/Ga<3，Sr/Ba<0.5，碳酸盐$\delta^{13}C$ -1.72—4.33，Z<120
半咸水（海陆交互）	植物碎片、舌形贝、双壳类		B/Ga　3—4.5，Sr/Ba　0.5—1
正常盐度海水	珊瑚、腕足、海百合茎、绿藻、钙质海绵骨针	海绿石、鲕绿泥石、磷灰石	B/Ga>4.5，Sr/Ba>1，$\delta^{13}C$ -1.72—2.875，Z>120
超盐度海水	蓝绿藻、广盐性介形虫	正玉髓、石膏、白云石、钙结状方解石	$\delta^{13}C$　-0.24—3.48，Z>125

（二）古温度、古气候

用侏罗纪以后未经成岩变化的有孔虫、箭石类化石的碳酸盐C、O稳定同位素值测定古沉积环境的温度值比较可靠。侏罗纪以前的碳酸盐岩，由于成岩作用的影响，所测古温度数据仅供参考。笔者选择与沉积环境有关且后期成岩变化不强的同生白云岩和灰岩采样测定，所测$\delta^{18}O$值为－1.77——3.29。选用Shackleton（1974）公式：$t℃=16.9-4.33(\delta_C-\delta_W)+0.1(\delta_C-\delta_W)^2$。其中$\delta C$—碳酸盐岩测得的同位素值；$\delta_W$—25℃时标准海水的$\delta^{18}O$值，假定为0。求得本区古温度值为14℃—32.3℃。这一数值表明中国东南石炭纪

沉积处于亚热带气候条件。区域所采试样中另有$\delta^{18}O<-5$值者，算得古温度值均>40℃，应属成岩条件下的成岩古温度，与原始沉积环境无关。石炭纪时，南方冈瓦纳大陆处于高纬度地区，是寒冷、凉爽的气候条件，产冷水生物群。北方的劳亚古陆处于温暖潮湿的气候环境，植被发育，具有普遍的煤炭沉积。局部干旱、蒸发环境形成蒸发盐和红层。石炭纪时中国东南部地处此两大陆之间温、热气候带，以下几点可资证明：

（1）煤系地层广布，说明气候温暖、潮湿。大塘期煤系广布。华南测水煤系形成于海平面下降造成的潮坪、沼泽环境，由耐盐性植物埋藏成煤，属海相煤系。其他煤系地层均形成于冲积、洪泛平原沼泽，属陆相煤系。它们都是温、湿气候的标志。

（2）碳酸盐沉积于温暖、炎热的气候条件，形成时气温要求24℃以上。本区碳酸盐岩丰富，特别是晚石炭世，占沉积岩总量的90%以上。碳酸盐岩中伴生石膏、白云岩、盐类沉积，标志热、亚热带气候条件。

（3）古地磁。根据所获古纬度资料，本区石炭纪位于S8°—N25°之间，相当于现代的印度尼西亚—中国福建的纬度范围，属于温、热、雨量充足的热、亚热带，局部出现干旱气候条件。

上列沉积物、古地磁、碳酸盐稳定同位素资料，均指示本区石炭纪处于温、热气候带。

（三）古海水深度

古海水深度测量尚无定量手段，所论者是指不同海区的相对深度，可以根据古生物群、沉积结构构造、自生矿物以及元素地化性质等参数，对不同区域的海水深度进行半定量的界定。

1．下扬子局限海和浅陆表海

早石炭世下扬子区以陆相、过渡相沉积为主体，海侵面积小且频繁进退，海水受局限，当然也极浅。晚石炭世海水几乎遍及全区，沉积碳酸盐，底栖海相生物丰富，含量常常>30%，产腕足、珊瑚、苔藓、钙藻等化石，其中绿藻类有叶状藻、松藻、粗枝藻、贝雷斯藻等。绿藻所示海水深度在低潮线之下30m，一般<10m（John L. Wray, 1977）。从沉积结构、构造看，下扬子区沉积具有浅水波痕、潮汐暴露等标志，如干裂纹、鸟眼、石膏假晶、淡水渗滤砂以及浅水海底成岩泥晶化等；*Thalassinoides*、*Skolithos* 浅水遗迹相的潜穴和生物扰动构造亦证明了浅水沉积条件。古海水深度半定量判别依据有二，一是波基面的深度，20m为界；二是钙藻发育的海水深度，在0—<30m。以上标志表明，下扬子石炭纪沉积大都位于波基面之上，少数于波基面之下，海水深度为0—<30m，属浅陆表海。

2．华南陆表海

华南陆表海属缓坡型，地势东高西低，海水深度由东向西加深，除赣东和永梅坳陷具有明显的古陆边缘浅水标志外，广大海区均属正常盐度广海。生物群分异度、丰度都比下扬子海差。由于海水较深，光合作用不够发育，钙藻不丰富，缺浅水和高能环境沉积构造。遗迹化石以*Chondrites*（均分潜迹）和*Zoophycos*（动藻迹）为代表。成岩作用以埋藏成岩、海洋潜流成岩类型为主。沉积厚度较下扬子海大，达1000—1900m，但属补偿性沉积，未见深海沉积物。阳光穿透海水的能力是古海水深度的另一判别标准。G.M.弗里德曼（1987）认为“透光带”是海水穿透海水的深度范围标记，界定为80m，此深度之下，阳光不足以维持植物生长。华南海钙藻少，反映海水处于透光带极限范围，所以华南陆表海深度下限为80m。

3．东南、南海陆缘海

海南石炭系中出现硅质岩类，生物稀少，碳酸盐岩中指示海水深度的微量元素Co、Ni、Mn、Mo、Fe值偏高，泥质岩的B/Ga、Sr/Ba值比大陆高，这些均是海水深度大的反映，属于海岸狭窄，水深较大(100—1000 m）的陆架型陆缘海。闽东北石炭系黑色千板岩中偶见藻纹层灰岩。碳酸盐岩微量元素Cr、Mn、Pb、Mo值偏高，陆缘海海水深度范围由几米至200m。见表5—3。

表 5—3　中国东南石炭纪海水深度一览表

海　　域	海水深度(m)
下扬子海	0—<30
华南海	0—<80
东南、南海	0—200—1000

（四）古水流方向

通过石炭系沉积中的斜层理、砾石、核形石等排列方向的测定，来判别古水流的方向。其中包括河水流向和海水流向两种。河水流向主要见于下石炭统山前冲积相、河流相的碎屑岩中。它既指示石炭纪时古河流流动方向，还指示了陆源碎屑物质来源的方向。不同地区所测冲积、河流流向见表5—4，及岩相古地理图内所示。

表 5—4　冲积、河流流向测量表

产　　地	层　　位	指示水流标志产状	地层产状	校正后古流向
海南东方	C_1n	砾石方向　13°/25°　6°/16°　5°/13°、10°/5°、35°/35°、120°/16°	0°/52°	170°
福建龙岩	C_1l	斜层理　314°/41°	26°/20°	290°
江西东乡	C_1z	交错层　15°/20°	57°/19°	310°
江西于都	C_1c	交错层　298°/79°　65°/35°　83°/27°	97°/86°　84°/47°	303°　263°
江西华山岭	C_1	砾石倾向　240°/36°	253°/34°	179°
南京孔山	C_1g	斜层理　342°/63°	339°/21°	342°
浙江建德	C_1y	斜层理　160°/87°	335°/85°	49°

区内所见古海水流动方向的标志甚少，仅安徽月山船山组核形石长轴延向与地层倾向一致，判得古海流方向为NE28°。安徽无为岗楼黄龙组下段白云岩中的砂岩交错层，测得前积层产状，经地层产状校正后，古海水流向为NE41°。从而可见石炭纪下扬子海海水方向由北东向南西。

四、石炭纪岩相古地理

早石炭世的海侵是在晚泥盆世古地理景观基础上发展的，海水由西部特提斯洋向东向华夏古陆推进，但海域仅限于萍乡—翁源—云浮—吴川一线以西。下扬子海由北东方向的西太平洋向南西向江南古陆推进。江南古陆、华夏古陆在赣东北婺源、上饶一带相联接，并阻隔了这两路海水的连通。晚石炭世威宁期下扬子海、华南海连为一体，并与西南滇、

黔、桂海相通，成为统一的南中国海。海域东北缘大致在江苏滨海、滁县一线，南缘在浙江兰溪—江山—将乐—漳平一线；马平期海域更广，全区陆地仅见残余的华夏古陆。

（一）岩关期岩相古地理

1．岩关期岩相古地理图（图5—2）

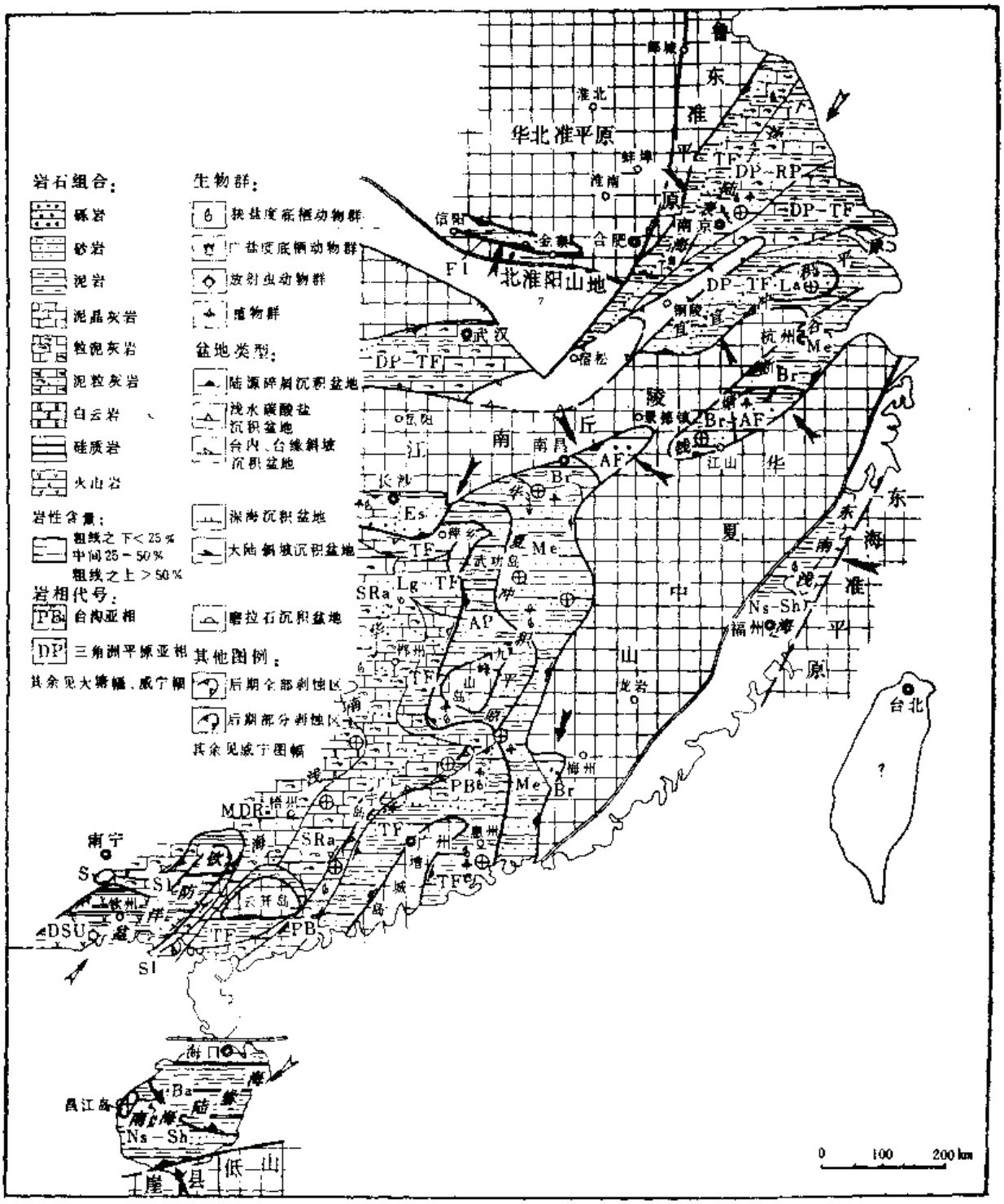


图 5—2 中国东南部石炭纪岩关期岩相古地理图

宜宣冲积平原是宜兴—宁城冲积平原的简称，下同

早石炭世古陆面积与海洋面积近乎相等，大约60万km²。岩关期有华北、北淮阳、江南、华夏、鲁东、东海、崖县等古陆，并有九峰、增城、云开等岛屿。具有下扬子海、华

南海以及南海、东南海等四大海域。传统认为早石炭世下扬子海与华南海相通，婺源、上饶一带为两海之间狭窄的咽喉通道。作者的研究结果与此不同。现有的地质资料证明，江西婺源、上饶、景德镇一带缺失下石炭统沉积，两侧的萍乐、钱塘坳陷分别接受婺源山地的粗陆屑。粒度向东、西方向分别递减，证明了早石炭世连接江南、华夏古陆的婺源山地确实存在。古陆以及陆缘的陆相冲积带将下扬子海和华南海分隔开，海域只在江南古陆以北和萍乡、乐源、吴川一线以西。下扬子海接受古太平洋海水的侵漫，华南海则与古特提斯洋相通，但是由于古特提斯洋和古太平洋相互联通，所以下石炭统的古生物群，特别是鲢类、珊瑚化石带在下扬子和华南均具有类似的面貌。南海和闽东南海是与大陆陆表海性质不同的另一类型海域，属于基底活动性较高的陆缘海，从而派生出与大陆陆表海不同的一套沉积相体系。

2．沉积相带的展布

（1）下扬子相区　岩关期时下扬子海处于江南、鲁东两古陆之间，两古陆在西南聚合而向东北叉开，相带呈NE向分布。岩关早期以细碎屑、泥岩为特征，含植物化石和海相疑源类，是冲积平原相类。鲁东准平原边缘的宝应—滨海一带为底栖海相动物化石和植物化石的碎屑岩、灰岩夹石膏层，属滨岸混合潮坪沉积相。岩关晚期以怀宁—无为一线为界，线北为金陵组，碳酸盐岩呈透镜体状，厚度由0—20m，富含珊瑚、腕足类化石，灰岩呈深灰、黑色，含泥、有机质较高，属滨岸海湾、泻湖环境；怀宁—无为一线以南，沉积盆地临近江南古陆，细陆屑丰富，沉积物由砂、泥岩夹泥灰岩组成，盛产与金陵组类同的珊瑚、腕足类化石，偶见植物化石碎片，称"王胡村组"，属碎屑潮坪相，与金陵组是同期异相沉积。

（2）钱塘、萍乐亚相区　物源主要是华夏古陆，特别是婺源高山的控制，江南古陆属次要供给区。同沉积深断裂作用形成萍乐和钱塘两断陷盆地。由于下沉幅度大，两盆地岩关期以粗粒山麓堆积为主。萍乐亚相区相带明显由东向西粒度递减。钱塘亚相区除靠近华夏高山边缘构成粗粒冲积扇沉积外，大体由西向东粒度递减。钱塘盆地岩关期沉积称"珠藏坞组"。萍乐盆地称"华山岭组"，均属冲积扇、辫状河沉积相。江西东乡小璜以西、浙江富阳以东，碎屑岩粒度均明显变细，泥质岩增多，并出现透镜状砂体和细交错层理，属曲流河相。

（3）华南相区　华南相区处于华夏和江南古陆之间，相带展布明显受两古陆的控制，呈南北向环陆分布。华夏陆丰富的碎屑物源，构成古陆前缘的冲积相带。地势由东向西变缓，沉积相带由东向西依次为辫状河相→冲积平原相→潮坪相→碳酸盐缓坡相。东部岩关阶为砂砾岩冲积扇和辫状河相的华山岭组、林地组，向西至江西禾源、安福、万安一带为潮坪相砂泥岩偶夹碳酸盐岩的横龙组。岩关期海岸线在萍乡—翁源—云浮—吴川一线，其西为清水碳酸盐沉积区。岸线附近为碳酸盐、泥岩混合坪。增城岛周围为砂、泥坪。海域的岩关阶下部称"孟公坳组"，上部称"刘家塘组"，产丰富的珊瑚化石和 *Zoophycos*，*Thalassinoides Chondrites* 等遗迹化石，指示海水开阔、低能并出现有高能环境的浅水缓坡沉积相。西缘梧州、信宜一带为较深水缓坡相带，与钦防海盆相连接。广东阳春—肇庆—翁源出现台沟相。赣西南局部见泻湖相。

（4）海南、福鼎相区　海南受崖县古陆物源和地形控制，以白沙—万宁一线为界，线南南好组为粗砾质冲积扇相至细碎屑陆棚沉积相。线北为半深海硅泥质沉积相。福鼎石

炭系因出露所限，仅见以灰黑色千枚状板岩为特征的近滨—陆棚相。

（5）北淮阳相区　地层称“花园墙组”，由一套中、细粒砂、泥岩组成，具单向斜层理、大型楔状、槽状交错层理、平行层理，属山间河流沉积相。

3．垂向沉积序列

岩关阶垂向相序大致可分早、晚两期。岩关早期下扬子区的茨山组下部与晚泥盆世擂鼓台组有相类似的岩性、岩相，均为细陆屑岩、粘土岩夹劣质煤，产海相疑源类和植物化石。岩关晚期的海侵由茨山组顶部薄层含丰富穹房贝的砂泥岩开始，至金陵组灰岩或王胡村组砂泥岩，其相序由下至上为冲积平原相→潮坪、海湾相，向上变深，代表了石炭纪第一期的海侵过程。华南相区东部的陆相沉积区，岩关早期为粗砂、砾级碎屑沉积，晚期为粒度变细的细砂、泥沉积。生物群由早期产植物化石至晚期含海相化石。沉积相由冲积相→冲积平原相、潮坪相，亦是向上变深的海进相序。华南西部岩关早、晚期均为浅水缓坡碳酸盐沉积，向上变深相序不甚明显。海南岩关早期为冲积扇砂砾岩，晚期为近滨至陆棚相砂、泥板岩，产海相腕足、苔藓等，沉积相序亦为向上变深。

总之，岩关阶垂向上是一个向上变深的海侵沉积序列。

（二）大塘期岩相古地理

1．大塘期岩相古地理图（图5—3）

岩关期海侵之后，大塘中期出现一次区域性海退，它与全球性的海平面下降有关，是中国南方石炭纪最大的一次海退。此时下扬子海岸线向北退至宿松—丹阳断裂以北，断裂以南的江南古陆、铜陵岛和宜兴—宣城坳陷均成陆地连成一片。宜兴—宣城坳陷内以冲积平原相和湖泊相沉积为主。华南海与下扬子海仍被江南古陆、婺源山地所隔。华南区大塘早、晚期海岸线和古陆分布面貌与岩关期相近，岸线仍在萍乡—翁源—韶关—惠州一线。大塘中期海退，岸线退至研究区之外，可见海退之广大。除九峰山、增城、云开岛依然存在外，又增加了武功、九连、广宁、衡山等岛屿。岛屿存在的依据是这些地区缺失大塘期沉积，而周围又存在滨岸相带。闽西南永梅坳陷缺岩关期沉积，大塘期开始拉张、坳陷，形成了粗粒山麓冲积相的林地组。大塘期海退使中国南方形成了很好的成煤环境，有苏、皖的高骊山组，湘赣的梓山组，浙江的叶家塘组，粤北的忠信组和粤、湘的测水组等煤系地层。北方板块的华北古陆和北淮阳古陆，南海板块的崖县陆、昌江岛等亦依然存在。大塘晚期的海侵在煤系之上广泛沉积了碳酸盐岩，属 *Eostaffella* 链类化石带，下扬子称“和州组”，华南称“梓门桥组”，是威宁期大规模海侵的前奏。

2．沉积相的平面展布

下扬子区以宿松—丹阳断裂为界，分南、北两沉积区。其北为大丰—巢湖亚相区，由细碎屑岩和碳酸盐岩组成，含海相底栖动物化石和植物化石，见波痕、鸟眼、干裂、石膏层及 *Thalassinoides* 遗迹化石和生物扰动灰岩等典型的潮坪相标志，属混合坪相。南京东郊茨山、孔山的高骊山组，出现河控三角洲相。江苏大丰一带离陆较远，海水相对较深，属局限台地相。大丰—巢湖相区北部滨海、宝应一带，接受鲁东古陆物源，沉积砂泥质白云岩夹石膏薄层，属鲁东古陆边缘潮坪相。宿松—丹阳断裂以南宜兴—宣城亚相区由细碎屑岩组成，见小型砂纹层理、波状层理，产植物化石，富含优质陶瓷粘土，属湖泊相和冲积平原沉积相。

华南区海陆界线在萍乡—韶关—翁源—惠州一线。以东的萍乐、钱塘、永梅坳陷属于

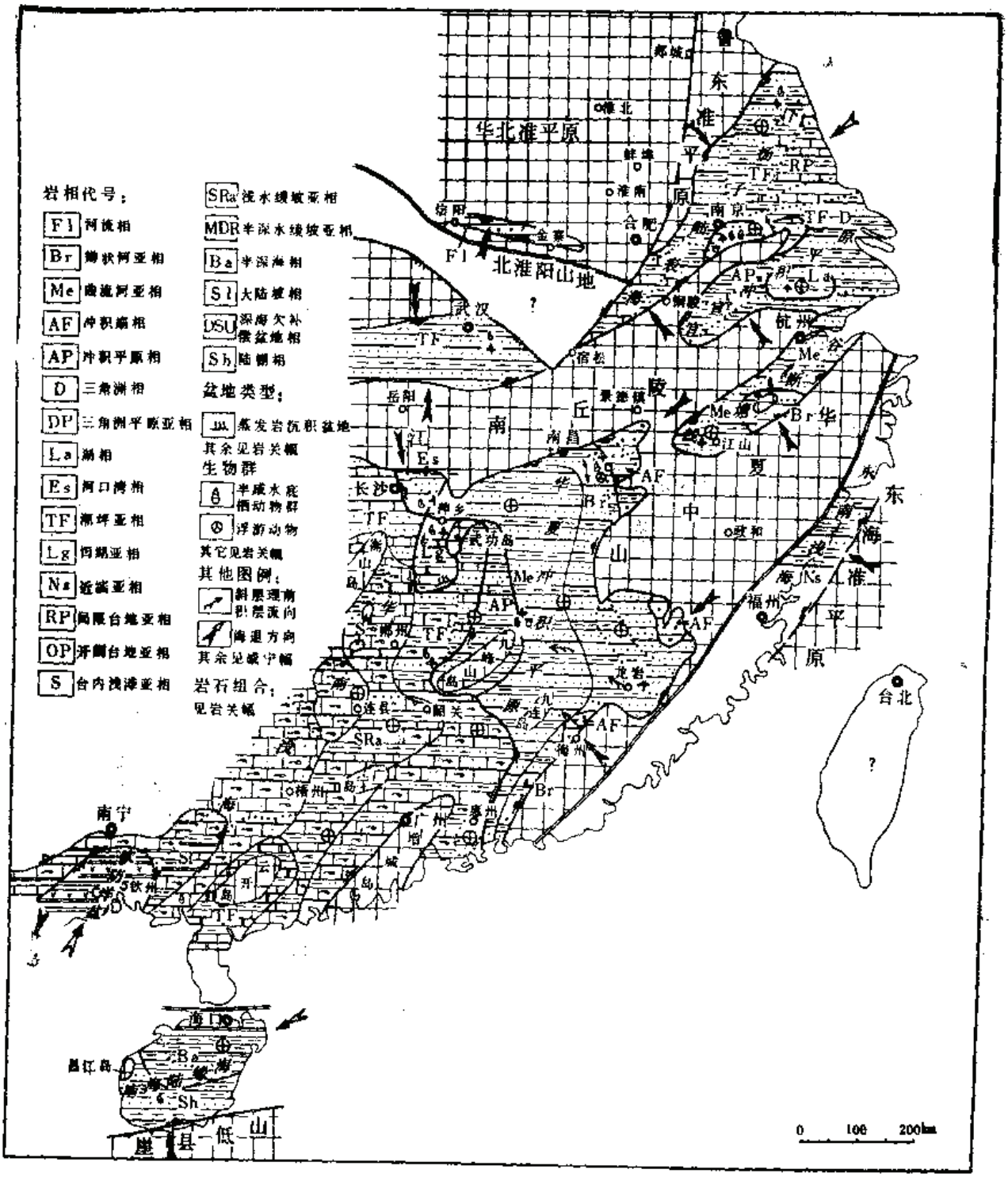


图 5—3 中国东南部石炭纪大塘期岩相古地理图

陆相沉积区，由华夏山地供给丰富的陆源。华夏古陆北部经泥盆纪和岩关期剥蚀之后，地势渐趋低平，除建德大塘阶叶家塘组出现砂砾岩属辫状河相外，江山、富阳等地粒度明显变细，形成以砂岩为主的曲流河沉积相。华夏古陆以西的华南陆相沉积区，与岩关阶相比，未见古陆地势变低的表现，大塘阶于江西的乐平，闽西南的大田、广平，粤东北梅州等地沉积粗屑砂砾岩，发育冲积扇；向西至江西丰城、东乡，福建龙岩，广东兴宁等地，

渐次变为辫状河亚相；继续向西为曲流河和冲积平原相。可见沉积相带受华夏古陆的控制，冲积相带由东向西由陆向海呈环陆分布，粒度由粗变细，沉积相带由陆→海相递变过渡。

华南海域部分以清水碳酸盐沉积为主，由于大塘中期的海平面下降和晚期海侵，使沉积层序具有明显的三分性，即下部灰岩，中部煤系，上部灰岩。大塘期沉积厚度约500m，比下扬子同期沉积大10倍，盛产珊瑚、腕足类生物化石。广东连县出现高能环境的碎屑滩和生物丘，属于浅水缓坡台地的边缘沉积。在连县、梧州、云开岛一线以西，海水加深，为较深水缓坡沉积相区。华南的测水煤系是碳酸盐台地海退条件下，台地基底暴露至近暴露，气候温湿，植被丛生，特别是喜盐性红树林茂盛形成的潮坪、沼泽煤系。所以，华南海相测水煤系是海平面下降和温湿气候的环境标志。

闽东北福鼎大塘阶由砂板岩、浅变质砂泥岩组成，产植物化石，与全区一样显示海退旋回。海南地势仍南高北低，白沙—万宁以南是砂、泥板岩偶夹灰岩透镜体，产海相化石，属内陆棚相；该线以北为硅质岩、硅质板岩，属次深海相。

北淮相大塘期杨山组为巨厚（>1000m）的砾岩、含砾砂岩、石英砂岩、粉砂质泥岩夹薄煤层，上部具工业煤层，属山前冲积河流相。

3、垂向沉积序列

沉积相序的垂向变化除受海平面升降影响外，还受各相区的古地理位置、沉积物供应条件、盆地构造升降幅度等影响，因而本区大塘阶相序类型表现得多姿多态。下扬子区宿松—丹阳断裂以北，大塘早期高骊山组为细陆屑河控三角洲相和碎屑潮坪相；晚期海侵，沉积了碳酸盐岩夹薄层泥质岩的潮坪相和州组，显示向上变深的海侵沉积层序。宿松—丹阳断裂以南大塘早期出现河流、湖泊相，大塘晚期地壳抬升为陆，缺和州组沉积。

华南陆相沉积区的垂向层序粒度向上变细，呈现由陆→海的层序变化。典型剖面在江西东乡、浙江衢州，大塘早期为粗砂岩和砾岩的辫状河相，具大型楔状、槽状交错层理；中期为曲流河相，以砂岩为主，具透镜砂体和半韵律正粒序层理；大塘晚期为潮坪相，在梓山组、叶家塘组顶部可见产海相化石的砂泥岩，产珊瑚、腕足类、海百合茎甚至菊石化石。由此可见，华夏古陆西缘地区大塘期沉积相序在垂向上有辫状河相→曲流河相→潮坪相的相序变化。

华南海域沉积区继岩关期灰岩沉积后，大塘早期石磴子组为海相碳酸盐沉积，深度较岩关期略深；大塘中期海退，沉积测水煤系；晚期海侵，沉积了梓门桥组灰岩，垂向上三分性明显而稳定，呈现向上变浅又变深的垂向相序变化。总之，扬子、华南大塘阶在垂向上均具有中期海退和晚期海侵或变深的相序特征。

（三）威宁期岩相古地理

1．威宁期岩相古地理图（图5—4）

晚石炭世海侵是华南地质历史中重大的海侵期之一。全区海域面积陡增。华夏古陆、鲁东古陆面积大大缩小，而江南古陆以及华南海中所有的岛屿均沉沦水下，华南海与扬子海连成一片，成为统一的南中国海。华南海的岸线向东推移到江山、建宁、三明、漳平、永宁、大埔、海丰一线。地势仍是东高西低。沉沦水下的古陆和岛屿成为水下隆起，从而形成了南中国海海底隆凹不平的古地理格局，总趋势是东浅西深。

华北古陆至威宁期才结束长期隆起的历史，海水从北东方向侵入，只达到蚌埠隆起北

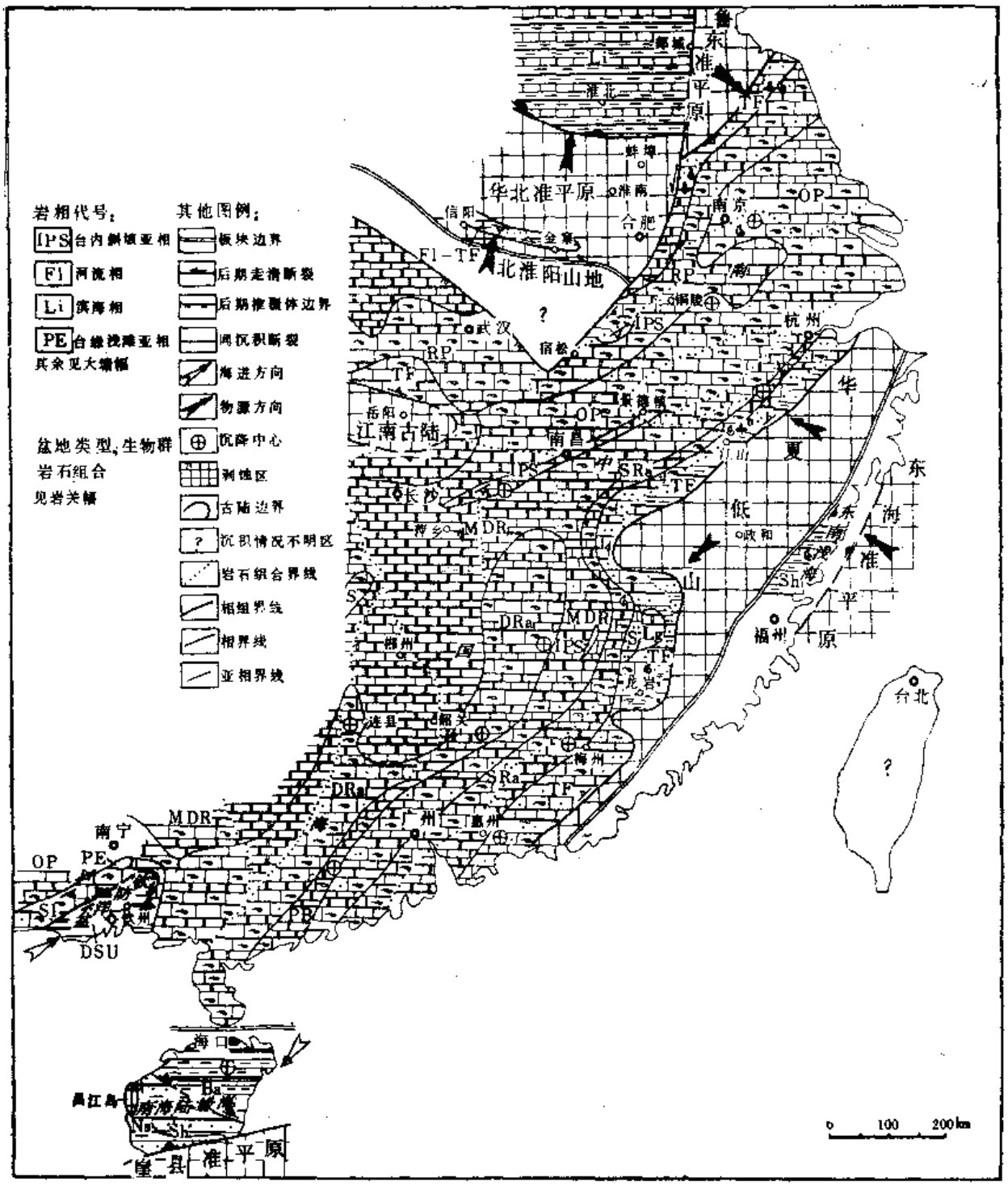


图 5—4　中国东南部石炭纪威宁期岩相古地理图

缘的涡阳—固镇一线，且海水极浅，沉积了厚度10—30m的由页岩、灰岩组成的本溪组，属潮坪、泻湖相。北淮阳古陆、崇县古陆、昌江岛等地势与早石炭世相近。南海仍为南浅北深，白沙—万宁以北为次深海盆地。闽东北为陆棚沉积区。

2．沉积相带的平面展布

威宁期的南中国海以碳酸盐台地沉积相为特征，下扬子属克拉通台地，华南为碳酸盐缓坡台地。古陆边缘由于陆源碎屑的参加，出现砂、泥、灰混合潮坪相沉积。华夏古陆的

边缘潮坪相在浙江兰溪、江山到江西铅山、广丰和福建顺昌、三明、龙岩一带，呈环陆带状分布，浙、赣称“藕塘底组”，福建称“经畲组”。其中江山何家山混合坪具有典型的干裂、脉状层理等潮坪相标志。下扬子鲁东古陆南缘的滨海地区，黄龙组下部为灰岩与紫色泥岩互层，并含粉、细砂岩，示陆源物质丰富，与下扬子坳陷内部质纯灰岩相比，属古陆边缘混合坪相。下扬子海相带的平面展布受鲁东古陆和华夏古陆南、北夹持的古地理条件控制，沉积相带呈 NE 向排列，从鲁东古陆边缘向南东，海水逐渐加深，沉积相由潮坪—局限台地—开阔台地相带顺序分布。宿松—丹阳同沉积断裂北侧的安徽怀宁，由于断裂沉降幅度较大出现台坡相。华南海东倚华夏古陆，由东向西，地势缓缓加深，呈缓坡状碳酸盐台地。相带 NNE 向环陆分布，由浅至深呈潮坪→浅水缓坡→半深水缓坡→深水缓坡序次排列。华南中部赣南、翁源、连县、阳春为深水缓坡相带，并与钦防海盆相接。华南海盆受周边景德镇—宜丰、萍乡—绍兴、鹰潭—从化和盆内吴川—四会等深大断裂的控制，由于大幅度同沉积沉降差异活动，形成了江西高安—慈化龙王庙一带和福建长汀的台坡相以及阳春、肇庆、翁源的台坡、台沟沉积相。其中景德镇—宜丰断裂和相应的高安—龙王庙台坡是下扬子台地和华南碳酸盐缓坡的联接部。

3．垂向沉积序列

威宁期海侵使中国南方沉积了一套岩性相近、含鏟类化石丰富且鏟化石带可以对比的碳酸盐岩。除华夏古陆边缘地层因含砂泥岩而另名为藕塘底组、经畲组外，上、下扬子和华南地区统称“黄龙组”，其分布之广，可见一斑。下扬子区垂向层序底部为海侵初期的白云岩，$\delta^{18}O$值0.65—1.77，$\delta^{13}C$值−0.24—-3.48，偶夹石膏层，属蒸发成化潮坪环境中形成的同生成岩白云岩；向上由于海水加深，沉积了质纯生物屑灰岩，构成潮坪、局限台地—开阔台地相的向上变深沉积相序。威宁晚期发生短暂的海退，隆起区升出海面遭受剥蚀，以致安徽巢湖和铜陵黄龙组顶部见石灰岩喀斯特风化侵蚀面。马平初期，在侵蚀面上沉积了断续透镜状薄层泥岩，产植物根系化石。安徽铜陵黄龙组顶部出现淡水渗滤砂，也是威宁末期沉积物暴露地表的佐证。下扬子区沉积物由海侵初期白云岩→灰岩→暴露、侵蚀或形成高能泥粒灰岩，构成了由浅→深→浅的全韵律层序变化。

华南海沉积垂向上无明显的分异现象。威宁期岩性为灰岩和白云岩。其中白云岩层位不限于黄龙组下部，上、下层位均有分布。湘、赣、粤、桂交界区内上石炭统巨厚的壶天群，几乎全部由白云岩组成。它们均是晚期成岩作用的产物，与沉积环境无关（成岩作用一章详述）。在广东龙门、蕉岭、连县等地黄龙组下部白云岩较多，中、上部灰岩质纯，含绿藻、鏟类化石，燧石条带发育，以上反映华南海碳酸盐加积速度≤盆地沉降幅度，垂向上相序变化不大或略有向上加深的相序变化。

（四）马平期岩相古地理

1．马平期岩相古地理图（图5—5）

马平期是石炭纪最大的海侵期，也是石炭纪古陆面积最小的时期。东部继威宁期岸线向东移至南平、德化、安溪、剑斗、南靖一线；中部岸线也越过了江绍断裂，向南推移了100多公里。北部鲁东古陆已沉没水下。南方陆块上除残存的华夏古陆外，其他陆地、岛屿均不复存在，海水几乎淹没全区。海南崖县古陆已成为低山，海水比威宁期更深。白沙—万宁一带均出现半深海、盆地沉积相。闽东北未见马平期地层出露。台湾此时可能演化为陆间裂谷，沉积了一套原岩为硅泥质与中基性火山岩的片岩，称“三锥层”。

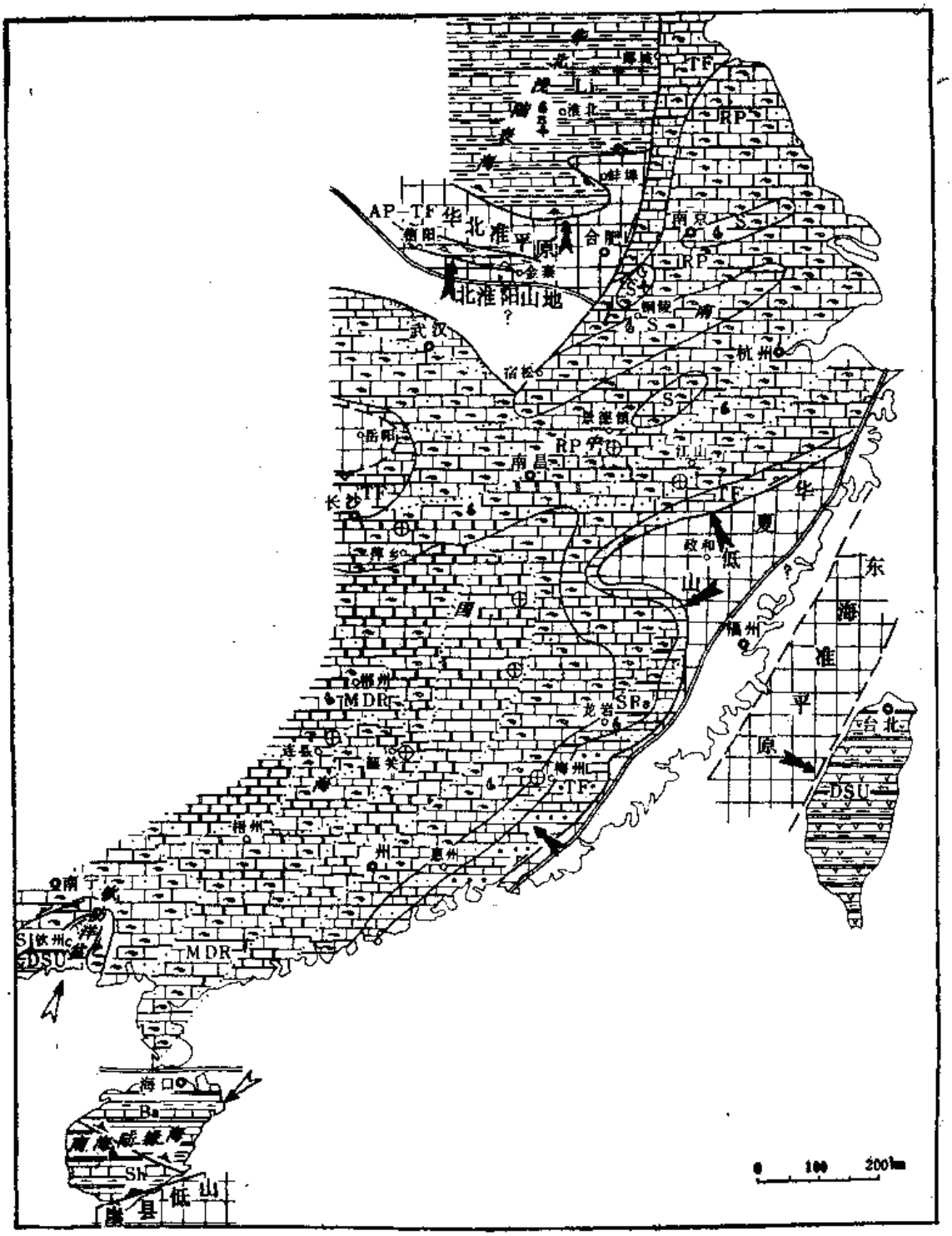


图 5—5　中国东南部石炭纪马平期岩相古地理图

图例见4—2、3、4

华北陆块上，马平期沉积了滨海相的太原组。北淮阳坳陷仍然接受山前堆积，沉积砂砾岩和煤系。

2．沉积相的平面展布

马平期的海域面积是石炭纪南方海最宽广的时期。下扬子北部研究区内的鲁东古陆已沉于水下，沉积了泥灰岩、黑色泥岩、碳质页岩。海侵面积扩大，但自旋回沉积作用使海

水深度变浅。下扬子铜陵半岛、宁镇、巢湖等地出现大面积的藻核形石浅滩相。相带NE向分布，滩间为局限台地沉积相。华南马平期沉积相带的展布情况与威宁期同样，受景德镇—宜丰、马金—乌镇断裂和华夏古陆的控制，地势东、北高，西、南低，相带呈向西南张开的箕形环带状分布。由陆向海，由潮坪—浅水缓坡—较深水缓坡顺次排列。除了华夏古陆西缘的永梅盆地东缘马平阶船山组沉积了砂、砾岩与灰岩混合的陆缘碎屑潮坪相外，全区为清水碳酸盐沉积。海南白沙—万宁线西南为陆棚相，线东北为半深水盆地相。台湾马平期裂谷加深，沉积硅质火山岩系，属深海欠补偿盆地相。

北方板块太原组滨海相沉积由砂、泥岩、煤系和碳酸盐岩组成，相带呈NW向展布。北淮阳坳陷马平阶仍为山麓河湖相，沉积砂泥岩和煤系。

3．垂向沉积序列

马平期下扬子海碳酸盐沉积序列的最大特征是向上浅滩化。船山组下部核形石颗粒少、灰泥基质多，海水能量小；上部核形石丰富，颗粒支撑，亮晶胶结，常伴有淡水渗滤砂，示能量增大，向上变浅的环境。综观下扬子海晚石炭世碳酸盐沉积，在垂向上由黄龙组下部白云岩、本部灰岩和船山组藻核形石（“船山球”）灰岩三个层段组成，早期从浅到深，从黄龙组灰岩至船山组藻核形石灰岩指示了海水能量由低到高，海水由深→浅的向上浅滩化进程。

华南属被动大陆边缘碳酸盐缓坡，盆地坳陷幅度较下扬子大，船山组沉积以灰泥灰岩、生物屑灰岩为特征，缺藻核形石。碳酸盐堆积速率≤沉积盆地沉降速率，所以垂向沉积相序变化不大，向上浅滩化的相序不明显。赣南、粤北马平阶的白云岩属晚期成岩成因，与沉积环境无关，但也可能是华南海中地势较高的水下隆起，海水较浅，有利于地下潜水活动与海水混合形成白云化交代作用。

五、层序地层及海平面变化旋回

层序地层系指一套整一的、连续的、成因上有联系的地层系统，其顶、底以不整合面或可对比的整合面为界。一个海平面升降的周期由一个海平面逐步相对上升，一个静止时期和一个迅速的相对下降组成。它们是在一定地质时期内沉积的地质体系，既有年代地层学意义，又具有全球性或区域性海平面旋回变化的意义。

中国东南部石炭纪沉积层序具有区域分布的特点，可分下扬子、华南、华南海边缘三个区域类型，它们受地壳活动、沉积物源供给、自旋回作用等因素的影响而各具特色。其中下扬子海域石炭纪时海水浅，又时进时退，海岸上超明显，具多期次的区域性海平面升降变化，形成的沉积层序丰富多采。而华南、华南海边缘分别因海域稳定和地层出露不全而沉积层序不够清楚。华南海域海平面升降导致海水深浅变化，而岸超不发育。

（一）下扬子石炭系四个沉积层序

第一沉积层序包括上泥盆统和下石炭统茨山组、金陵组（或王胡村组）、高骊山组（图5—6、5—8）

岩关初期的海侵沉积叠覆在泥盆系擂鼓台组陆相沉积之上。茨山组海侵层产疑源类化石，顶部含腕足砂泥岩属海域向陆的上超产物。因存在擂鼓台组低水位系陆相沉积，层序界线属Ⅰ类型（SB_1）。金陵组生物灰岩和王胡村组碎屑岩是海侵沉积体系。随后海平面下

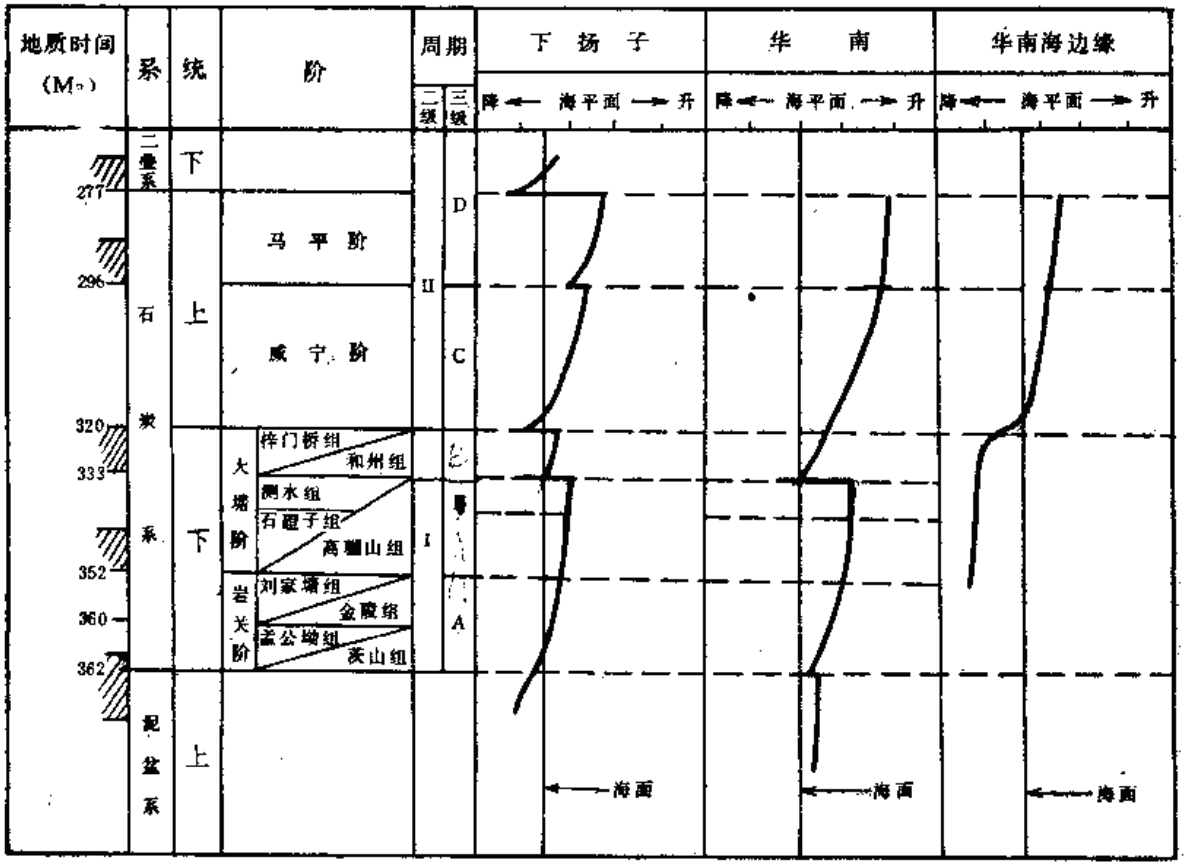
降，沉积了高骊山组的砂泥岩和煤系，属高水位海退体系域，构成了石炭纪第一个海平面升降旋回层序A。

第二沉积层序——和州组。

由于第一个海侵旋回末的海退，造成了陆上切割和侵蚀，存在高骊山组的三角洲、河湖相沉积。隆起带上还出现负沉积记录，瑞昌—铜陵—宜兴一带缺失大塘期沉积，早先已沉积的岩关期沉积也遭到不同程度的剥蚀。和州组层序底接触界线属Ⅰ类型。和州组底部磷结核层、含海绿石灰岩等低速沉积层可作为海侵上超体系，示海平面开始上升。和州组生物屑灰岩属海侵体系。至C_1末期，海平面下降，沉积了石膏层，地层中具干裂构造、*Thalassinoides*垂直潜穴、生物扰动灰岩等组成高水位体系，构成第二个海平面升降旋回层序B。

第三沉积层序——黄龙组。

威宁期海岸上超范围扩大。江南古陆沉没水下，扬子、华南海联为一体。宿松—丹阳断裂以北的下扬子坳陷黄龙组与和州组整合接触。黄龙组下部白云岩段中见一薄层紫红色白云质泥岩，其上、下白云岩中的牙形刺化石分别属上、下石炭统，显示有一小型沉积间断缺低水位系，层序界线属Ⅱ类型。宿松—丹阳断裂以南，黄龙组超覆于前石炭纪不同层位地层之上。黄龙组底部有一层滨海相石英砾岩、含石英砂、砾白云岩，表示海岸上超，属低水位系，层序界线为第Ⅰ类型。下扬子海出现均衡的海平面上升，沉积了质纯灰岩，为海侵体系。灰泥灰岩代表海平面最高位凝缩层。威宁末期海平面相对静止并下降，致使



南半球冰期

图 5—6 中国东南部石炭纪不同海区海平面变化周期图

下扬子区黄龙组上部普遍出现高能环境的亮晶灰岩。安徽巢湖和铜陵黄龙组顶部出现喀斯特溶蚀面。这些都表明威宁期海侵海平面停止上升并有下降，构成石炭系第三个海侵沉积层序C。

第四沉积层序——包括船山组。

马平期海平面又一次上升，海域进一步扩大。除局部地区如安徽巢湖船山组与黄龙组假整合接触外，均属整合连续沉积。马平期海平面上升造成了海域内海相层序的上超而非海岸上超。马平期灰岩、藻核形石灰岩组成海侵体系。沉积相序表现出地壳沉降速率低、碳酸盐堆积速率增大，由自旋回作用造成向上浅滩化层序，并形成马平末期海平面上升阶段的海退（图5—7）。船山组顶部薄层灰岩、碳质页岩，示高水位海退体系。船山组与二

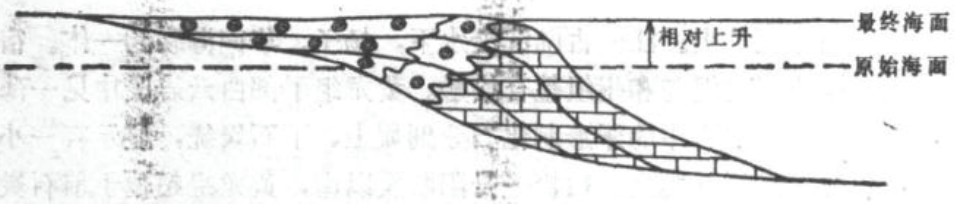


图 5—7　高速碳酸盐堆积造成海平面上升阶段的海退

叠系间的假整合关系，指示了石炭纪旋回的结束。

（二）华南广海区域石炭系二个沉积层序

第一沉积层序包括岩关阶的孟公坳组、刘家塘组和大塘阶的石磴子组、测水组。

自泥盆纪末期海平面下降之后，华南海海水极浅，见有短暂的暴露，孟公坳组底部碳酸盐岩见干裂构造即是例证。孟公坳组灰岩沉积，显示了华南石炭纪初期的海平面上升。这种海侵表现出海水加深层序的上超，而非海岸上超。石炭系与泥盆系是一套连续、整一的碳酸盐沉积，未见低水位系，所以层序界线属第Ⅱ类型。随着海平面的不断上升，又继续沉积盛产珊瑚化石的碳酸盐岩刘家塘组和大塘阶石磴子组，属海侵体系。石磴子组中、下部薄层泥质灰岩为凝缩层，上部的高能浅滩相大藻包粒灰岩、交错层理灰岩、珊瑚建隆等代表海平面上升的停滞期。而后海平面急剧下降，沉积了测水组煤系。这一早石炭世的海平面升降旋回可与下扬子海平面变化旋回A相对比（图5—8），亦可与世界密西西比期旋回相类比，是全球性的海平面变化周期。

第二沉积层序包括梓门桥组、黄龙组和船山组。

梓门桥组灰岩为海侵上超层序。层序的底接触界线属第Ⅰ类型。随着海平面的上升，海岸向东阶梯形迁移，沉积了海侵体系的黄龙组和船山组碳酸盐岩。由于海平面的持续上升，海水深度由浅变深，凝缩层为黄龙组含泥质灰泥灰岩。船山组灰岩显黑灰色，表示沉积盆地低能、海水停滞沉积环境，海平面停止上升。华南粤西北等地多处缺失船山组，可见马平期后有一次海退，造就海平面下降，致使船山组沉积的同时或之后遭受剥蚀。

（三）华南海边缘永梅坳陷沉积层序

永梅坳陷盆地缺岩关期沉积，石炭系仅见与华南广海区第Ⅱ旋回相当的1个沉积层层，包括林地组、经畲组、黄龙组和船山组。层序由大塘阶林地组辫状河冲积相低水位沉积开始，层序界线属Ⅰ类。威宁期海平面上升，沉积了砂、泥岩夹灰岩的经畲组，构成覆于陆相林地组之上的海岸上超和海侵体系。永梅坳陷西部海水比东部深，沉积了黄龙组质纯

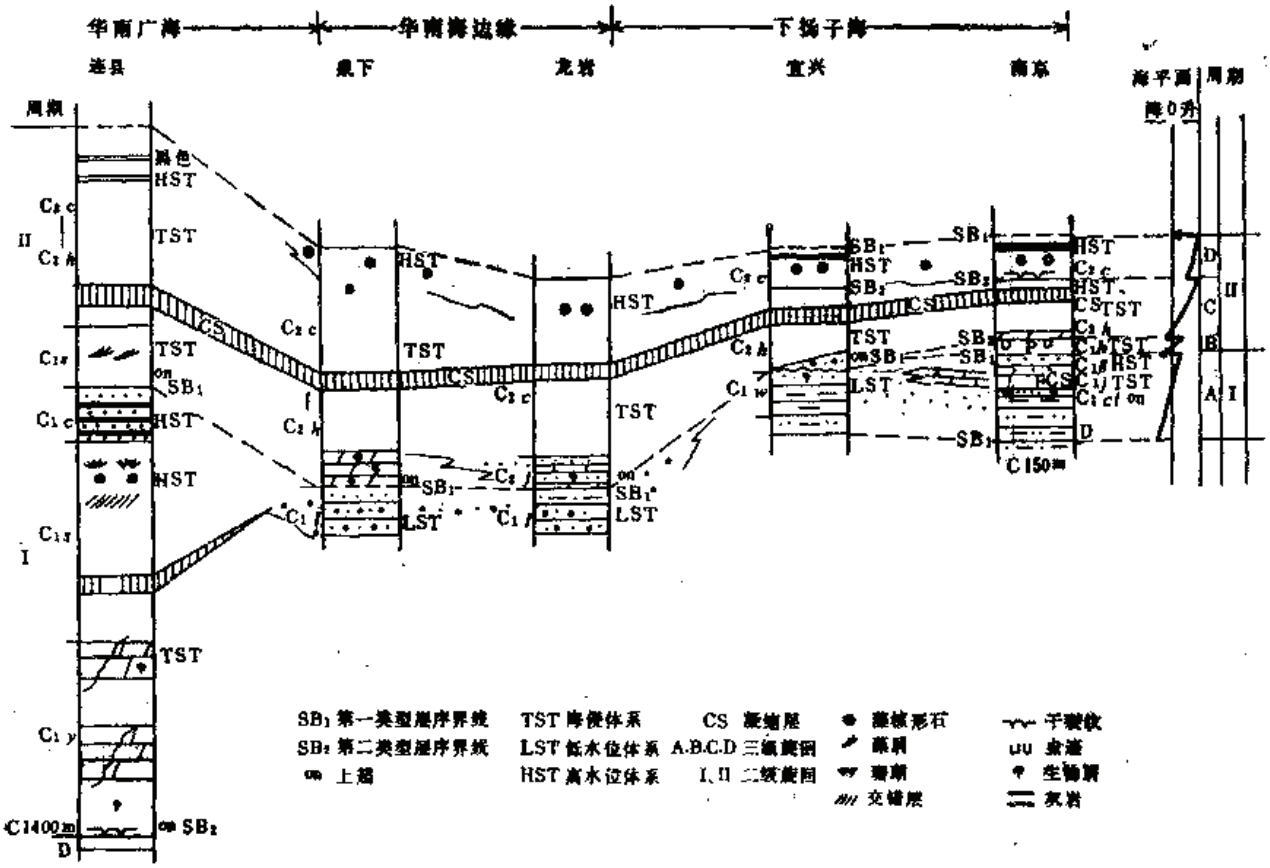


图 5—8　中国东南部石炭系沉积层序对比图

碳酸盐岩。造成由岸至海，由碎屑相经畲组至碳酸盐相黄龙组的相变。马平期继威宁期海侵之后，海水东进上超，沉积了含碎屑岩的船山组。海水也东浅西深，船山组岩性由碎屑岩向碳酸盐岩过渡。马平后期的藻核形石灰岩沉积代表了船山组上部浅滩化，示海平面下降。

（四）中国东南部石炭系沉积层序、海平面变化旋回与全球海平面变化的对比

石炭纪地层年代跨越 83Ma。据 P. R. Vail(1978) 对全球性海平面变化周期的划分，将地质历史中的海平面变化分成前寒武纪至早三叠世、中三叠世到现代两个一级周期。地质时代跨越分别为300Ma和 225Ma。其中又划分14个二级周期，其跨越的地质年代分别从10—80 Ma。石炭纪处于泥盆纪至密西西比纪、宾夕法尼亚纪至二叠纪初期两个二级 周期之间（图5—9)。继泥盆纪沉积之后，中国东南部从早石炭世岩关期海侵至大塘期海退的周期与密西西比纪周期相对应；晚石炭世威宁、马平期海侵至马平末期延至二叠初期海退与宾夕法尼亚纪周期相一致，同样存在两个二级周期，其跨越年代分 别为 40、43 Ma。下扬子还具有更次一级的A、B（早石炭世内部），C、D（晚石炭世）四个区域性三级周期。跨越年代为 13—24Ma，石炭纪Ⅰ、Ⅱ两个周期可与世界石炭纪两个二级周期相类比。可见中国东南部早、晚石炭世的海侵和大塘期的海退均具有全球性海平面变化周期的性质。本区早、晚石炭世年代地层单位界面穿越了岩石地层单位界线，即具有穿时性。这种穿时现象是由于海平面下降的最大速率到达之前的海侵低位沉积物堆积所致。严格说中国东南石炭纪的大海退应发生在大塘中期的333Ma，即高骊山组、测水组沉积时期。此外图5—9所示全球性早石炭世海侵幅度大于晚石炭世海侵幅度，与本区所见相反。下扬子早石炭世海

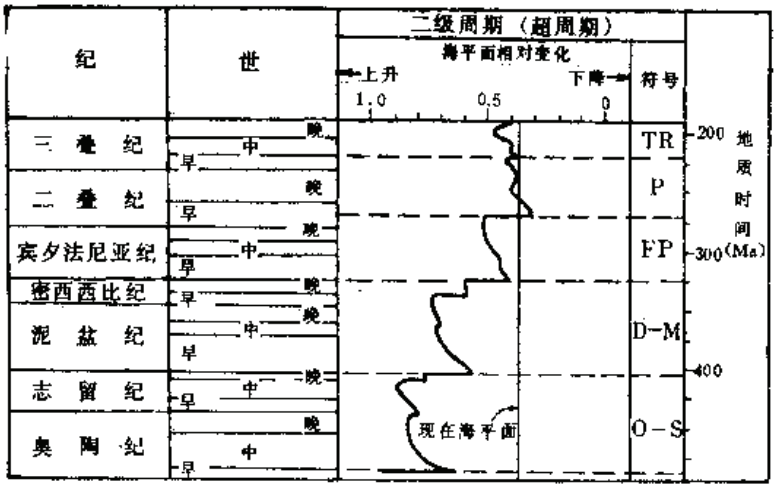


图 5—9　显生宙时期全球性海平面相对变化周期

(P. R. Vail, 1977)

侵幅度明显小于晚石炭世；华南也基本上反映了与下扬子海相类同的规律，其原因可能因为下扬子、华南海远离特提斯大洋，早石炭世本区海域受局限，下扬子更是尚未达到海平面主体上升的高点，晚石炭世的大海侵方能开始与世界性海侵同步。还可能本区远离冈瓦纳冰盖，冰消的海平面上升影响会滞后于欧美。再则华南西部海域的海侵幅度大小，尚需海水深度定量判别之后，才得以准确的识别。

第六章　成岩作用

而今所见的石炭系沉积岩，是沉积物形成后在漫长的地史时期中，遭受各种物理、化学作用改造过的产物。其中包括沉积物形成至固结成岩和沉积岩形成后至遭受变质作用之前两个阶段的成岩变化。通过现存岩石的面貌进行成岩作用剖析，研究成岩过程的物理、化学变化、自生矿物的形成和元素的迁移、富集以及岩石孔隙、渗透率大小的改变，对于金属、非金属矿产的形成、石油天然气的运移和聚集均有重要的地质意义。不同的岩石类型具有不同的成岩作用内容。砂岩类成岩作用着重于胶结物的成岩变化，以及成岩作用条件下，特别是沉积物埋藏后温度、压力升高条件下砂岩孔、渗性变化的研究；粘土岩的成岩作用着重于不同成岩条件下粘土矿物成分、结构的转变以及烃类成熟度与石油成因关系的研究。碳酸盐岩中的Ca、Mg离子和碳酸根成分与砂、泥岩相比易被水溶解和交代，所以碳酸盐成岩作用类型、成岩环境和成岩阶段及其与金属、非金属矿产的关系是碳酸盐成岩作用的研究内容。研究区石炭系碳酸盐岩发育，而且与金属层控矿产的形成有密切联系，因此本章重点讨论碳酸盐的成岩作用。

一、碳酸盐成岩环境

自70年代以来，已建立了各种成岩环境分类，意在判定成岩作用的时空变化和分布规律。各家分类命名不一（见表6—1）。本文将碳酸盐成岩环境分为淡水渗流、淡水潜流、海水渗流、海水潜流、混合带成岩、地下埋藏成岩等六类。各种成岩环境都具有特征的成

表 6—1　成岩环境分类对比表

作　者	环　境　分　类			
Bathurst (1971)	海底成岩	大气成岩		深地壳成岩
Blatt (1972)	海底成岩	地表渗流和地下浅处		地下深处
Burgess (1979)	海底成岩	大陆成岩		地下成岩
Folk (1973)	海底成岩（潮间、潮下、礁、深海）	大气成岩（渗流、潜流）		地下成岩
Longman (1980)	海水渗流 海水潜流	淡水渗流 淡水潜流		深部地下成岩
本　文 (1993)	海水渗流 海水潜流	淡水渗流 淡水潜流	混合带成岩	埋藏成岩

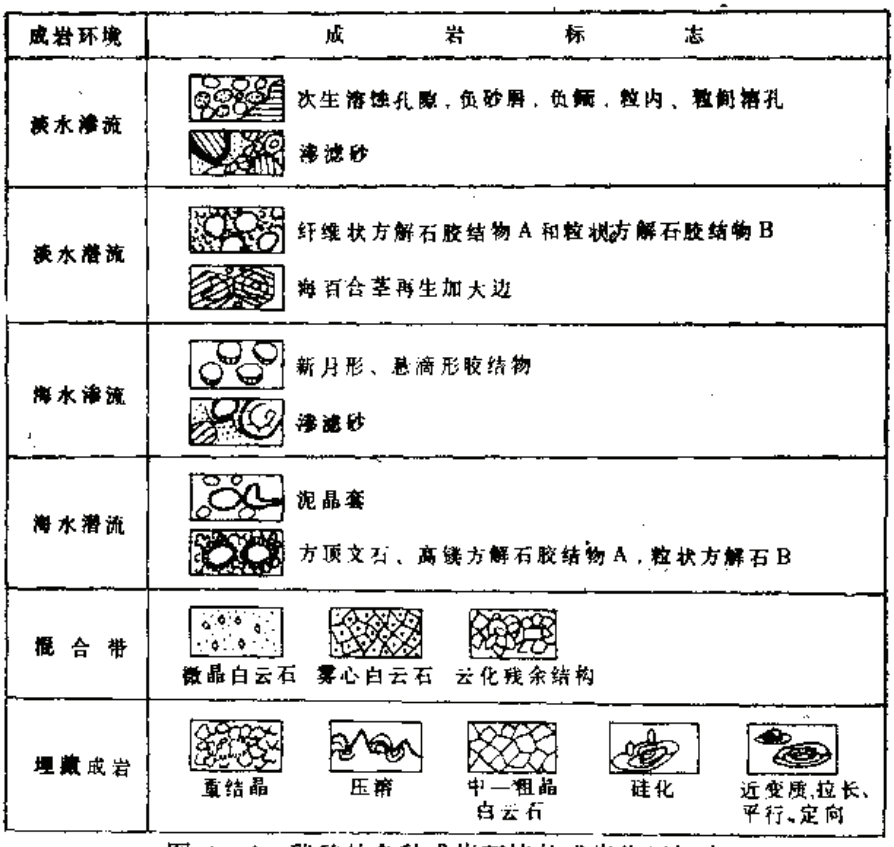


图 6—1 碳酸盐各种成岩环境的成岩作用标志

岩作用类型。现将成岩环境及相应的成岩作用标志汇集于图6—1。

1．淡水渗流环境（带）

位于地表之下，地下水面之上。成岩作用水是渗滤到沉积物孔隙中的酸性的大气淡水，富含CO_2、有机质，致使沉积物受淋滤、溶蚀，形成次生孔隙、负砂屑、负鲕粒、粒内和粒间溶孔以及碳酸盐砂泥再充填构成的淡水渗滤砂等成岩结构（图版 4—4）。沉积物的成岩演化特别是早期成岩作用，首先取决于它们的成分和沉积环境。淡水渗流成岩环境位于下扬子碳酸盐台地内的隆起区和沉积物暴露的海滩、潮坪局限台地等。

2．淡水潜流环境（带）

位于地下水面以下，海平面以上。成岩水除大气淡水外，还有压实水、粘土脱水等作用形成的高盐度水。此带特征的成岩作用类型是胶结作用。围绕碳酸盐颗粒形成叶片状、马牙状方解石边，称“胶结物A”，是早期成岩产物。在沉积物固结、石化和胶结物A沉淀后仍残留的孔隙中形成的粒状方解石嵌晶称“胶结物B”（图版 2—1），是晚期成岩产物。淡水潜流环境在碳酸盐台地区均有存在。

3．海水潜流环境（带）

位于<100m深度范围内的浅海区。沉积物和岩石孔隙中充满正常海水。此环境的标志之一是具有纤维状结构的镁方解石和方顶纤维状文石胶结物。碳酸盐颗粒边缘的胶结物A富含Mg^{2+}、Sr^{2+}，并具有很高的$\delta^{13}C$，证明它属于海相成因，形成于海水潜流带。而粒间粒状胶结物B可形成在海水潜流或大气潜流带。另一标志是有机质腐烂及藻类、真菌在碳酸盐生物颗粒上的腐蚀、钻孔而形成的泥晶套。这在碳酸盐台地浅水区，尤以下扬子台

地发育。所以它既是海洋潜流成岩环境的标志，又是陆表海浅水环境的标志。

4．海水渗滤环境（带）

出现在海岸线附近的潮汐带。形成新月形、悬滴形胶结物，成分为文石、高镁方解石。海滩沉积多次暴露地表，处于渗滤带，沉积物粒间孔隙再次充填碳酸盐砂，构成渗滤砂结构，无淡水亮晶方解石胶结，也是此成岩带的标志。

5．混合（带）成岩环境

位于海洋潜流与淡水潜流带之间。以海水与淡水混合的稍咸水为特征。此类成岩水有利于 Mg^{2+}、Ca^{2+} 离子层的有序度组合和白云石的形成，构成白云石饱和而方解石欠饱和的成岩水溶液，形成白云岩。本区石炭系大部分白云岩属于混合带环境成岩白云岩。

6．地下埋藏成岩环境（带）

沉积物埋藏地下之后，在温度、压力增高条件下，沉积物压实固结成岩。沉积物(岩)中的孔隙水、粘土层内挤压水、封存水等成岩水溶液与沉积物间产生一系列的物理、化学作用，产生各种埋藏成岩作用。包括重结晶作用、压溶作用、新生变形作用、白云石化作用、近变质成岩作用等。且对早期成岩作用形成的组构进行再改造。本区此类成岩环境明显出现在克拉通边缘断陷盆地和华南、东南、南海大陆边缘盆地沉积中。

二、碳酸盐成岩作用类型

碳酸盐成岩作用包括碳酸盐岩中所有的溶解、交代、压实以至初期变质作用过程。按化学变化的性质和埋藏条件可分同化学成岩作用、异化学成岩作用和埋藏成岩作用三类。

（一）同化学成岩作用

成岩作用过程中沉积物的化学成分没有变化。其中包括：①胶结作用——碳酸盐胶结物使沉积物固结成岩。胶结作用可形成在成岩早、中、晚各期。同一岩石中可存在各期胶结物。其中最普遍的是早期胶结物A和晚期胶结物B。②新生变形作用——形成新的同种碳酸盐矿物或同质多像晶体。③重结晶作用——碳酸盐矿物晶粒加大而使颗粒结构遭受破坏。随着埋藏深度、温度、压力的递增，重结晶方解石晶粒由细变粗。

（二）异化学成岩作用

成岩作用水使沉积物产生化学变化，包括白云石化、去白云石化、硅化和自生矿物形成作用等。①白云化作用——本区石炭系白云岩广布。下扬子主要产于上石炭统下部，华南产于岩关阶刘家塘组、上石炭统黄龙组、船山组，尤以湘、桂、赣、粤交汇区晚石炭世大面积展布的壶天群白云岩最为发育。不同地点、层位的白云岩具有不同的成因。②硅化作用——碳酸盐岩中局部见自形、他形粒状纤维状石英、玉髓和燧石条带、结核。这种硅化作用形成在一定深度的埋藏条件下，上覆岩层温度、压力增高，沉积物中生物腐烂，产生有机酸、H_2S、CO_2，造就了局部酸性环境，使 SiO_2 沉淀、结晶，所以在燧石结核中往往含有比周围碳酸盐岩丰富的生物化石。

（三）埋藏成岩作用

1．压溶作用

埋藏地下成岩环境中，压力作用使岩石颗粒之间的点接触变为面接触，导致局部溶解，形成锯齿状缝合线。这现象在碳酸盐岩区广泛存在。灰岩镜下见鲕粒和胶结物呈多边

形、适应面状接合面结构，造成鲕粒不完全，这也是压溶作用所致（图版3—5）。

2．近变质成岩作用

埋藏深度约6000m、温度200℃时，埋藏成岩作用逐渐演变为近变质成岩作用（孙茂荣，1989）。在地壳活动程度较大的被动大陆边缘沉积盆地、克拉通边缘断陷盆地中，近变质作用发育。例如海南上石炭统石岭群灰岩、广东连县黄龙组灰岩均出现大理岩化；福鼎、海南下石炭统碎屑岩的初期变质，包括泥岩的千枚岩化、砂泥板岩化、绿泥石化等；钱塘断陷盆地灰岩中鳞壳压扁定向排列等均反映了近变质成岩作用的存在。

三、碳酸盐的成岩作用阶段

本文将沉积物转变成沉积岩期间、沉积岩形成后至变质作用前的成岩作用分为（进化）成岩作用、退化成岩作用两阶段。其中又将成岩作用细分为同生、成岩两期次，退化成岩作用阶段又分为晚期（埋藏）成岩、表生成岩两期（表6—2）。

表 6—2　成岩作用分类表

作　者	成　岩　作　用　阶　段			
刘宝珺（1980）	同生	成岩（早、晚期）	后生	表生
沙庆安（1986）	同生	再生（地下）	表生（早、晚）	复生
本　文	（进化）成岩		退化成岩	
（1993）	同生	成岩（早、中期）	晚期（埋藏）	表生

1．同生成岩阶段

本阶段指沉积物形成之后，上覆新生沉积物形成之前，在底层水与沉积界面之间所发生的成岩作用变化。这种成岩阶段尚未脱离沉积环境，而受沉积环境控制，称“同生成岩阶段”，包括藻类结壳、真菌、藻类腐蚀的泥晶化作用、几乎与沉积期同时的Mg^{2+}离子交代方解石灰泥形成泥晶白云岩的白云化作用等。

2．成岩阶段（早、中期）

从沉积物被新的沉积层覆盖使沉积物与底层水隔离，到沉积物固结成岩，称“成岩阶段”。其成岩作用包括了碳酸盐岩的胶结作用，高镁方解石变成低镁方解石的新生变形作用，Mg^{2+}离子交代方解石形成具灰岩残余结构的白云化作用，海百合茎再生加大胶结作用和沉积岩初期固结、压实、生物折断等压实作用等。

3．晚期（埋藏）成岩阶段

沉积物固结成岩后，上覆沉积压力加大，导致颗粒间面接触压溶；碳酸盐矿物晶粒加大；白云石形成环带结构、波状消光和粗晶结构；随温度、压力增高，Fe^{2+}、Mg^{2+}离子交代碳酸盐岩，形成菱铁矿、铁方解石等自生矿物以及矿物、生物颗粒定向、拉长排列，构成近变质大理岩化、千枚岩化、板岩化等，均属该成岩阶段产物。

4．表生成岩阶段

碳酸盐岩石经地壳运动抬升至地表，遭受大气雨水的侵蚀、淋滤所产生的物理和化学作用称“表生成岩作用”（廖士范，1983）。包括在大气淡水淋滤作用下，颗粒或基质受溶解形成负砂屑、负鲕、粒内和粒间溶孔、淡水渗滤砂等成岩作用和白云岩遭受方解石交代形成的去白云化作用粗晶石灰岩以及硅化等成岩作用。

四、白云岩成因

本区石炭系白云岩发育，除海南、福鼎相区未见白云岩外，其他地区均有分布。下扬子白云岩层位稳定，产于上石炭统黄龙组下段，仅安徽巢湖北部和原江南古陆上的休宁等地黄龙组下部未见白云岩。华南白云岩层位不定，主要产于岩关阶刘家塘组，其他层位亦均有出现。华夏古陆边缘的永梅、钱塘、萍乐亚相区黄龙组下部白云岩发育。湘东、赣西、粤北上石炭统几乎全部由白云岩或白云岩夹白云质灰岩组成，岩性难以再分，因而称“壶天群”。

白云岩因具有高孔渗性特点，是石油、天然气运移、储集的良好通道，也是赋存金属硫化物矿床的宿主层，所以白云岩的成因一直为广大沉积学者所关注。国内外很多文献论述过白云岩的形成机理、成因模式。但是由于大量的实验证明，自然界常温、常压条件下均无法生成白云石，因此对于白云岩形成的物理化学条件及成因过程一直是沉积学的难题。本文从白云岩岩石学、地球化学入手，采用阴极发光等技术，结合地质构造、成岩作用等条件，探讨本区白云岩的成因及其与金属硫化物矿床形成的关系。

（一）白云岩岩石类型

作者参照曾允孚（1980）白云岩分类并作部分修改（表 6—3），按成岩作用阶段将白云岩分为同生、成岩、表生三大类。再根据白云石晶粒大小、原始结构保存程度、白云石

表 6—3　白云岩岩石分类

成因类型 \ 结构构造		保留原始灰岩结构	原始灰岩结构部分破坏	原始灰岩结构全部破坏	后期岩石结构构造
同生白云岩		微晶、泥晶白云岩	未破坏原始结构		
		藻纹层、藻叠层白云岩			
		颗粒白云岩（按不同颗粒类型冠于白云岩前命名）			
成岩白云岩	早期	部分保留原始结构	正残余结构白云岩（按不同颗粒类型冠白云岩前命名）	按晶粒大小命名。粉、细晶白云岩	
	晚期（埋藏）	不保留原结构	负残余结构白云岩	中、粗晶白云岩、马鞍状粗晶白云岩	角砾状白云岩、豹斑状白云岩
表生白云岩		不保留原结构			去白云化假角砾状白云岩

环带、雾心结构、波状消光和后期改造结构构造等特征，分成如下11类。

1．同生白云岩

是在碳酸盐灰泥沉积后，上覆沉积层覆盖前，发生在沉积物与水界面上的白云化成岩作用。海水蒸发咸化和石膏结晶析出作用都能造成水溶液中Mg^{2+}离子浓度增高，当$Mg^{2+}/Ca^{2+}>5$（也有谓>8.4）时，与成岩作用有关的底层水、蒸发泵吸水、孔隙水即可交代方解石灰泥形成白云岩。同生白云岩形成在成岩作用早期，与沉积环境密切相关。碳酸盐蒸发台地、咸化泻湖、潮坪、潮上等环境都是同生白云岩形成的场地。本区所见其微相岩类有：

（1）微晶、泥晶白云岩　常含泥质并与盐类矿物石膏、硬石膏共生。见于华南湘赣大塘阶咸化泻湖、潮坪环境和下扬子黄龙组下部局限台地、潮坪沉积环境。

（2）藻纹层、藻叠层白云岩　白云岩具藻纹层、叠层构造，常伴有鸟眼、干裂纹，示碳酸盐浅水台地和潮坪环境。华南江西高安、于都银坑、广东连县、下扬子南京、宜兴等地均见有（图版3—9）。

（3）颗粒白云岩　白云岩含有鲕粒、砂屑或藻团块等颗粒组分，颗粒支撑。颗粒、胶结物、基质均由白云石组成，属同生成岩阶段，高能浅滩沉积环境。安徽宿松坐山、江苏宜兴丁山黄龙组可见（图版3—1）。

2．成岩白云岩

形成在碳酸盐固结的成岩过程中和以后，又分早期和晚期（埋藏）成岩两类。大气淡水加入海水或盐水的混合水、蒸发咸化的高密度咸水以及粘土岩的压实卤水、高盐度孔隙水等成岩水溶液交代方解石灰泥形成白云石。白云石化作用是一个在富Mg^{2+}离子的水溶液中溶解—沉淀作用的过程。白云石可充填在那些已被溶解的前$CaCO_3$所占据的空间，也可以充填任何原有的空隙。下扬子黄龙组下部白云岩以成岩白云岩为主，而华南石炭系白云岩则以晚期（埋藏）成岩白云岩为特征。成岩白云岩有以下微相类型：

（4）正残余结构灰质白云岩　被交代残余的石灰岩含量较高，灰岩遭受白云石化交代，但残余灰岩结构、颗粒形态清楚可辨，称“正残余结构”，属白云化程度不高，早期成岩作用成因。

（5）粉、细晶粒白云岩　晶粒均匀，常见雾心结构，系泥晶白云石重结晶或交代碳酸钙灰泥形成。该岩类晶间孔隙发育，是油气运移的良好通道和金属矿床有利的容矿围岩。

（6）负残余结构白云岩　白云石化作用强烈，破坏了灰岩的原始结构，但仍残留隐约可辨的颗粒组分，称“负残余结构”。晚期成岩阶段形成（图版3—6）。

（7）中、粗晶粒白云岩　主要发育于华南。野外可见白云岩体切割层理或平行层理断续分布（图版3—8）。白云石具十字包体或环带结构（图版3—3）。由晚期（埋藏）成岩期白云化作用形成。

（8）马鞍状粗晶白云岩　白云石晶体粗大，晶面弯曲，具波状消光。是在高温（50—150℃）条件下，S^{2-}和SO_4^{2-}离子进入白云石晶格中，引起白云石结晶轴弯曲。所以常与Pb、Zn、Cu硫化物矿床伴生。是晚期（埋藏）成岩环境、高温、高盐度、还原介质成岩作用的标志矿物。安徽铜陵铜矿区白云岩、江西螺市、南京孔山、广东梅县等地白云岩均见有存在（图版3—7）。

（9）豹斑状灰质白云岩　白云岩体切割灰岩层理或平行层理断续分布。白云石化作用不彻底，残留灰岩斑块组成豹斑状构造。晚期成岩阶段形成（图版3—8）。

（10）角砾状白云岩　由大小不等的白云岩角砾组成白云岩，晚期白云石或方解石胶结。角砾成分单一。角砾相互拼合状。华南广东连县、江西莲花、高安、安徽怀宁等地可见。产于基底活动性强的华南沉积盆地和同沉积断裂前缘。是已成岩的白云岩在构造动力作用下或台地斜坡落差条件下造成的同沉积构造角砾状白云岩或塌积角砾岩。

3．表生白云岩

白云岩暴露地表或处于地下潜水面之上，受大气淡水或地下潜水（淡水）溶解、淋滤作用的改造而形成表生白云岩。

（11）假角砾状白云岩　富含重碳酸钙饱和溶液的淡水交代白云石，形成方解石化作用，并伴有方解石沉淀结晶，又称“去白云化作用”。白云岩受方解石化交代形成假角砾状结构，还伴生粗—巨晶石灰岩。下扬子黄龙组下部白云岩普遍产有该岩类，其它地区零星可见（图版3—4）。

白云石结构是成岩阶段、成岩环境的反映。微、泥晶白云石形成于同生成岩阶段；雾心结构形成于成岩作用阶段，多见于早期成岩阶段；环带结构白云石形成于晚期成岩阶段；十字形包体白云岩是由于Fe^{2+}离子不得进入白云石晶格，在白云石菱面体四角形成Fe_2O_3包体，随白云石长大形成黑色十字形包体结构，是氧化成岩环境的标志，多形成于晚期成岩阶段。扭曲白云石形成于埋藏、近变质成岩期，是高温、盐化成岩环境和金属硫化物元素富集矿化的成岩环境。下扬子普遍发育微晶、雾心结构白云石，局部有扭曲白云石；华南以中、粗晶结构、环带、十字包体等结构白云石为众多，局部出现泥晶、雾心白云石。

（二）白云岩地球化学性质

1．微量元素

通常一个晶体的微量元素与形成晶体的溶液中的微量元素含量成正比，所以微量元素被用来解释白云石的成因和成岩作用。由于控制元素分配系数的因素等化学问题尚未解决，所以用白云岩的微量元素进行成岩条件分析时尚不能作定量解释。Sr元素因Sr^{2+}离子半径大，很难进入成岩期有序白云石晶格中，所以成岩、特别是晚期成岩白云石中含Sr量要低得多（表6—4），所以Sr元素的低含量可作为成岩白云岩的标志。高盐性的沉积、成岩白云岩含Sr值高。Fe、Mn元素常赋存于白云岩中，含量较高常不作为微量值。浅水碳酸盐台地氧化环境下Fe、Mn元素丰富。晚期埋藏成岩阶段在缺氧的地下环境中，铁、锰成为Fe^{2+}、Mn^{2+}离子状作为胶结物或参加到白云石晶格中。从所测数据可见，近岸沉积、同生成岩条件下铁元素含量高达$>1000\times10^{-6}$，而成岩白云岩$<600\times10^{-6}$。锰含量在同生成岩阶段高达$>600\times10^{-6}$，晚期成岩阶段降至$<50\times10^{-6}$。

2．稳定同位素

作者对本区的白云岩层及其上、下相邻层位的灰岩、去白云化巨晶石灰岩样品28件进行了碳、氧同位素测定（陈宏明等，1988），所得数据可见白云岩的$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$值比石灰岩高。白云岩$\delta^{18}O$值0.65—-5.54；$\delta^{13}C$ 3.48—-0.24，石灰岩、次生石灰岩$\delta^{18}O$ -5.07—-12.92；$\delta^{13}C$ 0.16—-4.33。经古盐度系数换算得Z值，本区白云岩的Z值为133—125；海相石灰岩129—121；淡水石灰岩119—114。张秀莲（1987）认为古代碳酸盐岩的同位素

表 6—4 B、Mn、Sr、Fe 值在不同白云岩类中的含量(10^{-6})

白云岩类型		采样地点	B		Mn		Sr		Fe		变化
同生		安徽宿松	>7	7.2	>600	253	>70	69	>1000	1546	降低
		江西彭泽		14.2		866		74		8032	
		浙江兰溪		9.2		749		91		1197	
		江苏丁山1层				1210		73			
		江苏丁山5层				3592		86			
成岩	早期	广东水足塘	6—7	5.6	50—600	42	<70	27		1230	
		安徽安庆				525		70			
		江西彭泽		7.3		278		59		1832	
	晚期	江西瑞市	<7	6.8	<50	28		55	<300	390	
		江西鸡公岭14层		6.2		16.3		39		313	
		江西鸡公岭11层		5.7		20		27		291	
		江西鸡公岭28层		6.2		10.7		36		330	

南京地矿所实验室测定

置换作用中，$\delta^{13}C$值指示古盐度比$\delta^{18}O$值更可靠，因为$\delta^{18}O$值受后期成岩改造条件变化较大，而^{13}C、^{12}C能大致保持其原始沉积条件的数值。$\delta^{13}C$盐度系数值见表6—5。

表 6—5 $\delta^{13}C$ 古盐度指数

岩石类型	张秀莲（1987）	Degens(1966)	本文（1993）
白云岩			3.84—−0.24
海相灰岩	0.27	−5—+5	2.88—−1.72
淡水灰岩	−2.64	−5—−15	−1.72—−4.33

3．白云石的阴极发光性质

白云石、方解石的阴极发光性质决定于矿物中发光激活剂 Mn 和发光淬灭剂 Fe 的含量。Mn/Fe比值是影响白云石、方解石发光性能的主要原因。作者对下扬子、华南30个白云岩样品进行了阴极发光观察，发现不同成岩类型的白云岩具有不同的发光性。同生白云岩发光性强，呈红、黄红、亮红色，如江西彭泽砾状白云岩显亮红色，浙西柱杆山微晶白云石呈黄红色。从而表明形成白云岩的蒸发、咸化成岩水具有相对贫 Fe 富 Mn 的化学成分。成岩白云岩具白云石雾心和环带结构。广东连县雾心白云石中央雾心显亮红色，边缘暗红色。环带状白云石阴极发光也表现出红、暗红色环带交替。这些都表示了白云石生长过程中化学成分更替的变化。晚期、埋藏成岩白云石发光性最差，如马鞍状扭曲白云石、角砾状白云岩中粗晶白云石胶结物等均显暗红色。此外藻纹层白云石和近变质大理岩化

灰岩发光性也极弱，显深暗红色。将白云岩的发光性与白云岩化学成分分析值相对照，可见白云岩的Mn、Fe含量和Mn/Fe比值的大小确实与白云岩的发光强弱有关。表6—6中同生—成岩（早期）白云岩Mn/Fe值高，阴极发光性强，而晚期成岩—埋藏、近变质成岩白云岩Fe、Mn含量低，Mn/Fe比值小，阴极发光性弱，从而白云岩的阴极发光性质是不同成岩期成岩水溶液化学成分的判据，又是鉴别白云岩成岩类型的重要手段之一。

表 6—6　不同白云岩类的Fe、Mn、Mn/Fe与阴极发光性的关系

样品产地	成岩阶段	Fe (10^{-6})	Mn (10^{-6})	Mn/Fe	阴极发光性质	
					强度	颜　　色
安徽宿松	同生、早期成岩	1546	253	0.16	强	颗粒暗红，胶结物亮红
江西彭泽		8032	863	0.11	强	亮红
浙江桂杆山		1197	740	0.62	强	基质亮红
广东水足塘第15层	成岩	1117	2414	0.16	强	亮黄、红
广东文福		514	42	0.08	中	桔黄色（含残余方解石）
江西鸡公岭14层	晚期成岩—埋藏、近变质	313	16.3	0.05	弱	暗红
江西鸡公岭11层		291	20	0.07	弱	暗红（胶结物）
广东水足塘8层		1239	42	0.03	弱	暗红
江西螺市		390	28	0.07	弱	暗红

阴极发光由作者同成都地矿所测试；化学分析由南京地矿所测试

（三）白云岩成因模式

形成白云岩的环境可以是多种的，它可以从海洋超盐水、大陆卤水、地下水与海水混合的低盐度水以及埋藏成岩条件下高盐度的压实水、孔隙水等多种成岩化学溶液中形成。为此，白云岩的成因难以用一个模式来包罗一切。本区白云岩存在几种成因模式。

1．渗透回流模式

该模式白云岩形成在滨岸附近的蒸发成化泻湖环境。蒸发作用使海水浓缩，Ca首先达到饱和，形成文石、镁方解石和石膏沉积。钙的消耗使海水中Mg/Ca比值增高达8.4以上。这时重盐水的浓度、密度大于海水，致使卤水沿水体底部向海方向流动。新鲜海水不断向泻湖中补充形成回流。当重盐水流经孔隙度、渗透率好的碳酸钙沉积物时，向下渗透，Mg^{2+}离子取代其中的部分Ca^{2+}离子，形成白云岩（图6—2）。该模式形成的白云岩体与地层产状呈整合关系。白云岩晶粒微细，泥晶结构或保留原灰岩结构、藻纹层构造。白云岩常含泥质或伴生石膏。碳、氧同位素值偏高，微量元素B、Sr、Fe、Mn高值，示成岩介质高盐度。白云岩形成作用过程中，Mg^{2+}的来源是海水本身。Mg^{2+}离子的输送机制是渗透回流作用。白云岩形成的场所是滨岸附近的咸化泻湖。华南赣西永新乌石山大塘阶石膏矿床伴生的白云岩，下扬子黄龙组下段部分白云岩属该模式成因。

2．混合水模式

位于淡水潜流和海洋潜流带成岩环境之间的海水、淡水混合成岩作用区，海水盐度被淡水冲淡，有利于削弱Mg^{2+}离子对白云石晶体生长作用的影响。据资料（Batkust,1981），淡水与5—30%浓度的海水混合是白云石化理想的溶液条件。Mg^{2+}离子输送机制是地下淡



图 6—2 渗透回流模式
(据D. W. 莫罗, 1982)



图 6—3 混合水模式
(据Land, 1973)

水流与海水组成的循环（图 6—3）。白云岩形成的场所是碳酸盐台地。古代大部分台地白云岩属此类。

本区所见白云岩体与上、下地层整合接触。白云石粉、细晶粒状，具明显的交代方解石残余结构、雾心结构等。白云岩不与蒸发盐矿物共生，盐度地化指标低于渗透回流型白云岩，所以它不是超盐度海水白云化成因，而是低盐度混合水白云石化作用的产物。下扬子黄龙组下部白云岩、华南近陆碳酸盐浅水缓坡相区白云岩均属此类。

3．埋藏压实模式

该模式在60年代已由D. G. 格里芬等人（1965）提出，但至今尚未得到普遍应用，原因是对这种模式白云岩形成过程中Mg^{2+}离子的补给来源以及输送循环方式了解得还很少，但是该白云岩形成在埋藏压实成岩阶段，是无疑的。华南广大的缓坡台地，特别是湘东、赣西南、粤、桂一带上石炭统巨厚白云岩，均属此类成因模式。广东连县水足塘剖面可见白云岩体高角度切割原生层理（图版 3—8）。白云石化残留灰岩呈豹斑状构造。中、细晶白云岩具环带、雾心、十字包体等结构。赣西螺市白云岩厚达 500m 以上。以上特征均是白云岩地下埋藏、晚期成岩成因的证据。由深部含高Mg^{2+}离子的地下压实卤水、孔隙水交代灰岩形成白云岩。这种白云岩的规模可能不大。另一种可能是深部地下淡水与海水的混合，形成深循环高Mg^{2+}离子成岩水形成白云岩（图6—4）。实验室常温、常压下不能合成白云石，当温度大于 150℃ 时才出现白云石，所以埋藏压实的高温成岩条件，有利白云岩的形成。



图 6—4 埋藏压实模式
(D. W. 莫罗, 1982)

五、去白云化作用和下扬子巨晶灰岩的成因

白云石可以交代文石、镁方解石，而在表生成岩条件下，方解石也可交代白云石。这种方解石交代白云石的作用称“去白云化作用”，形成的石灰岩在下扬子表现为粗—巨晶灰岩，属次生成因。下扬子黄龙组白云岩段的上部广泛分布去白云化巨晶灰岩，厚度 0—15m不等。它是长江中下游金属硫化物矿床的容矿围岩，所以其岩石的成因一直为地质工作者所重视。

（一）下扬子去白云化巨晶灰岩的分布

该灰岩层位稳定，产于黄龙组白云岩段的上部。平面上分布于江苏大丰—安徽巢湖—

表 6—7　下扬子钱塘区黄龙组下部白云岩产地及厚度

编　号	地　点	厚度（m）	编　号	地　点	厚度（m）
1	南京孔山	5.0	9	泾县大坑	4.6
2	淳化大连山	6.7	10	宣城王胡村	7.42
3	句容船山	5.15	11	贵池潘桥	3.6
4	无为岗楼	14.0	12	铜陵分水岭	3.6
5	含山小灰山	17.1	13	江苏大丰	2.7
6	宜兴丁山	1.8	14	杭州龙井	10.5
7	宜兴东岭	10.2	15	富阳吕家	15.9
8	长兴煤山	11.06	16	铜陵半山李家	0.4

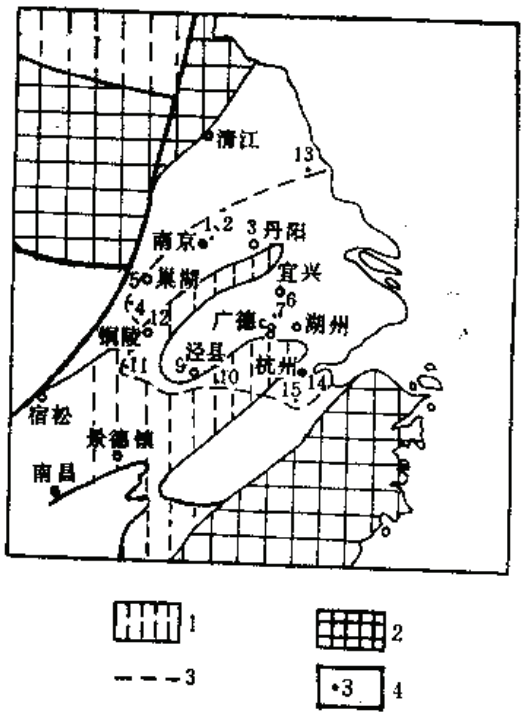


图 6—5　上石炭统黄龙组下部巨晶灰岩分布图

1—威宁期海进超覆区；2—威宁期古陆；3—巨晶灰岩分布界线；4—巨晶灰岩剖面编号（号序同表6—6）

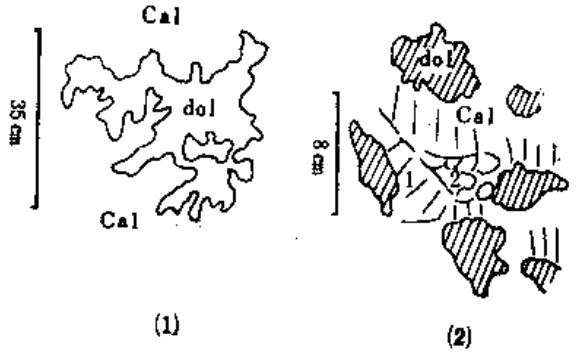


图 6—6　（1）去白云化交代残余白云岩形态；（2）次生方解石结构

1—第一世代，2—第二世代

Cal—巨晶灰岩；dol—白云岩残块

铜陵—贵池—泾县—富阳—杭州弧形线以东（图 6—5）。巨晶灰岩产地及厚度见表 6—7。

（二）巨晶灰岩岩性

灰岩呈灰白、白色。方解石晶粒粗大，达 4—10mm，属巨晶粒级。方解石交代白云石现象明显，野外见白云岩交代残余的各种不规则溶蚀状和角砾状（图 6—6）。这种去白云化交代角砾岩又称“假角砾岩”。残留白云岩周围的巨晶方解石有两个世代：在白云岩残砾边缘呈梳状垂直砾壁生长的为第一世代；远离残砾的他形粒状方解石为第二世代。可见巨晶灰岩的形成，除交代白云岩作用外，还存在着方解石的充填和胶结作用。显微镜下见去白云化巨晶灰岩中方解石交代白云岩作用有三类：①巨晶方解石中残留微晶菱形白云石呈包含嵌晶结构；②方解石交代白云石后，留下菱形的白云石假像，由于交代程度不一，

自中心向外，部分或全部方解石化；③菱形白云石假晶由微晶方解石组成（图 6—7）。

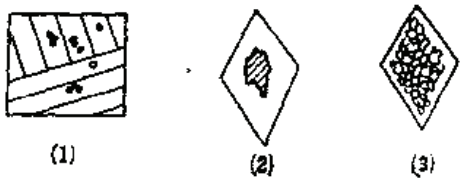


图 6—7　去白云化作用的矿物结构

（三）去白云化巨晶灰岩的成因机理

早石炭世大塘期的江南古陆和铜陵半岛，在威宁期海侵时沦为水下高地。下扬子去白云化巨晶灰岩分布于这些水下隆起上及其两侧。威宁海侵初期为浅水区，是大气淡水和地下潜水径流发育区，白云岩形成在滨岸潮坪、局限台地沉积环境，属同生、早期成岩白云岩。威宁期的大海侵导致海水加深，终止了白云岩的形成。当白云岩和上覆石灰岩压实固结成岩之后，地壳的抬升，使这些岩石处于表生成岩环境，接受大气水、地下潜水淡水的渗滤、潜流作用。黄龙组石灰岩与下段性脆白云岩的岩性接触面是应力薄弱面，也是孔隙、裂缝发育、易接受淡水作用的地区。饱和碳酸钙溶液交代白云岩并充填结晶，形成去白云化巨晶石灰岩（图 6—8）。从而巨晶灰岩产于黄龙组白云岩段上部，方解石从纯灰岩段底部向白云岩交代，层位稳定。

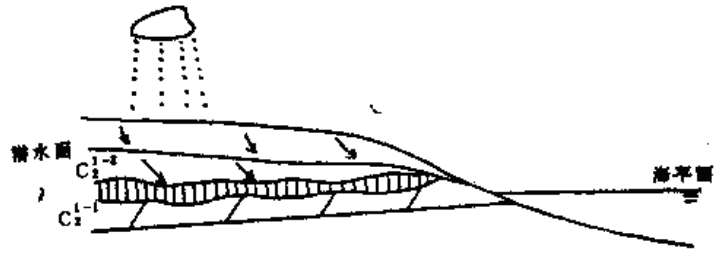


图 6—8　去白云化巨晶灰岩的形成机理

C_2^{1-1}—白云岩段；C_2^{1-2}—灰岩段

六、成岩作用与矿产形成的关系

有用元素的富集成矿是一个复杂而多因素的物理、化学作用过程。无论是沉积还是层控矿床，它们的成因都与成岩作用密切相关。以金属矿产为例，可将与成岩作用有关的矿产分为以下三类。

（一）同生成岩期矿产——黄铁矿、赤铁矿、鲕绿泥石

在下扬子安徽铜陵地区，黄龙组超覆在岩关阶下部茨山组之上。黄龙组底部发育白云质石英砾岩，其中含有丰富的黄铁矿，呈条带状、薄层状。矿石具粒状、霉状结构。该地层含有丰富的Cu、Pb、Zn、Mn、Co、Ni、Ti、V等元素（见下文表 7—1）。黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}S$ 值为负值 −15——17（许效松，1992），明显属生物硫来源，表明黄铁矿形成在同生成岩阶段。威宁初期海侵超覆使此前形成的风化壳遭受海解作用，在还原环境下，浸出的铁元素富集成矿。这种同生成岩期的黄铁矿，经后期改造迁移，成为长江中下游铁、铜硫化物矿床。所以它是重要的矿源层之一。铁是古陆风化壳中最丰富的元素，当迁

移到海岸带氧化环境下就形成沉积赤铁矿，也可后期改造进一步富集成矿。福建龙岩、马坑铁矿即是赤铁矿、磁铁矿型矿床。矿石具鲕状沉积结构。矿床位于华夏古陆之边缘，产于海侵超覆层威宁期经畲组底部。随着海岸线的向东迁移，铁矿床的位置也由威宁期的龙岩中甲、马坑、竹子板到马平期移至安溪剑斗、潘田、上蔡等地。鲕绿泥石形成在弱还原环境的滨海沉积盆地，铁元素与铝、硅元素结合成矿，下扬子高骊山组底部普遍产出，经后期改造也可成为大型铁矿床的矿源层。

（二）晚期、埋藏成岩、近变质成岩矿产——层控铁、铜、铅、锌多金属硫化物矿床、菱铁矿、锰矿

长江中、下游Fe、Cu、Pb、Zn多金属硫化物矿床是我国重要的矿产基地之一，它主要产于下扬子黄龙组下部白云岩中，层位稳定。黄龙组下部白云岩属潮坪、局限台地沉积相，属早期成岩成因。白云石晶格的有序度排列使岩石的孔隙率比白云石交代前的石灰岩增大12%，因此晶间孔隙发育；再则白云岩性脆，次生微裂缝丰富；威宁期海侵初期白云岩与下伏地层（碎屑岩）的不整合、假整合面又是岩性转换面，都是应力薄弱的作用面。以上都表明，黄龙组下部白云岩是金属硫化物矿床良好的容矿围岩。白云岩上覆的生物屑粒泥灰岩，致密状，不透水，成为成矿溶液的盖层。长江中下游金属硫化物矿床的矿体多数呈层状、似层状。部分矿区不存在或远离火成岩体，表明矿床的形成不直接与火成岩体有关。同位素、微量元素、稀土元素分析等地球化学资料表明，成矿物质的来源与岩浆热液和地层中的萃取有关。黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等矿石的硫同位素值9.95——28.3‰，可见硫化物矿床中硫的来源具多源性，其中主要源于矿床上、下地层中的硫化物、硫酸盐和生物硫。所以长江中下游金属硫化物矿床以后期岩浆热液携带有用金属元素为主要来源，它和下渗循环的大气水混合，在晚期成岩、近变质成岩条件下迁移至白云岩中就位成矿。铜陵矿区扭曲形粗晶白云岩是高温、高压、含S^{2-}或SO_4^{2-}离子高盐度成岩卤水的成岩作用标志。

菱铁矿床在江西枫林、湖北黄梅等地石炭系中可见。菱铁矿形成在埋藏成岩阶段，含二价铁溶液的水交代方解石而形成。这种沉积成岩菱铁矿，再经热液改造，形成更加富集的矿床。石炭纪锰矿多形成在浅水碳酸盐缓坡沉积相带，如江西乐平众埠、福建龙岩竹子板等地。黄龙组超覆在元古界板溪群或陆相地层林地组之上。古风化壳的海解造成锰元素的析离，江山—绍兴、景德镇—宜丰等控盆同沉积断裂是地下深部含锰溶液的通道。晚期成岩期渗滤作用将大陆风化壳含锰溶液向下运移与深部含锰溶液一道富集成矿。

（三）表生成岩矿床——铁、锰、金矿

成矿元素在地壳抬升遭受剥蚀、淋滤的表生成岩环境中富集成矿。常见有铁、锰、金矿。锰元素在表生作用下富集，可见葡萄状硬锰矿、水锰矿等。闽西南等地锰矿床中表生锰矿比其他类型锰矿的品位更高、质地更好。长江中下游铁帽金矿是石炭系地层中含金黄铁矿或含金硫化物矿石经地表风化、淋蚀后富集形成的。江南古陆元古界板溪群、双桥山群变质岩系含金，经长期风化剥蚀后金元素富集。晚石炭世黄龙组超覆其上，形成黄龙组底部含金沉积，是本区金矿床有远景的层位和地区。

第七章　沉积和层控矿床

我国东南部石炭纪沉积、层控矿产种类繁多，蕴藏量丰富，类型复杂，成层性良好。其中，沉积矿产以铁、锰、煤、粘土、石膏及石灰石、白云石等为主。层状层控矿产以铁、铜、铅、锌、硫及金、银等为主。矿产的形成和分布在不同程度上与大地构造位置、古地理条件、沉积环境、层位、岩相、岩石组合、成岩作用、构造条件及岩浆活动等有关。因此，对控矿条件的研究是探讨矿产形成规律、分析成矿远景和进行矿产预测的基础研究。

一、沉　积　矿　产

中国东南部石炭纪沉积矿产以中、小型矿床居多，成群、成带分布。岩关期主要为中、小型铁矿，分布于湘东、赣西一带；大塘期主要为中、小型铁、煤、粘土、石膏等矿床，分布于粤中、粤北、赣中、赣西、下扬子及闽西南等区域；晚石炭世早、中期有沉积（成岩）锰矿和菱铁矿，且晚石炭世碳酸盐岩层本身即为规模巨大的石灰石、白云石矿床，并有多处油气显示。

（一）岩关期沉积铁矿

湘东—赣西早石炭世岩关期铁矿多为中、小型赤铁矿、菱铁矿床，成群集中分布在龙山、白马山—武功山东西向构造带南部边缘和南岭纬向构造带以北区域内。衡山、株洲北东向隆起带与株洲—醴陵—萍乡东西向隆起带的边缘坳陷盆地控制了铁矿带的展布。加里东运动后，区域构造轮廓基本定型，早石炭世岩关期湘东—赣西东西向构造隆起带的南部边缘坳陷中，地形较复杂，水下隆起或岛屿与凹陷相间出现，矿床集中分布在隆起或岛屿与凹陷交接地带。在交接地带的氧化环境中，以赤铁矿沉积为主，在沉积中心过渡地段则渐变为还原条件，渐变为沉积（成岩）菱铁矿。萍乡以东江南隆起和北武夷隆起之间的丰城—东乡—余干一线，早石炭世华山岭组不整合沉积于板溪群之上，主要为河流相沉积，以灰白、紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩、页岩等为主，显示气候炎热，氧化作用强烈的冲积扇、河流环境，间或遭海水侵没，当氧化铁富集时，往往形成赤铁矿砂岩。

湘东—赣西区域内，岩关期沉积铁矿床的沉积层序基本为一个完整的海进旋回，碎屑含量由下而上逐渐减少。铁矿层主要赋存于沉积旋回的底部和每个次级沉积旋回的下部。矿层顶、底板岩石界线清楚。沉积分异较完全的矿层多呈层状，矿石质量较好；矿层顶、底板岩石碎屑含量高、沉积分异性差，则矿层多以透镜状产出，矿石质量也较差。含铁岩组中，铁矿层主要形成于古地形由陡变缓的缓坡位置。在平缓斜坡相对凹陷部位，矿体较富且厚，含Fe、P高，含Si、S低；在凹陷相对较深时，则Fe、P含量低，Si、S含量高，对铁矿的形成不利，常相变为含铁绿泥石。隆起和凹陷相接部位，特别是岩相过渡地段是水介质条件和水动力条件变化位置，是铁矿易于形成的有利位置。在风浪、潮汐的水动力条件下，铁矿石多具鲕粒结构。在半封闭泻湖中，沉积环境相对稳定，在碱性、还原条件下，以沉积（成岩）菱铁矿为主。在乌石山一带，水体较浅，在酸性氧化、弱氧化条件下，

以鲕状赤铁矿沉积为主。可见，从泻湖边缘到中心，水体由浅而深，沉积环境呈酸性氧化→弱氧化→弱还原→碱性还原变化，矿石相呈赤铁矿→赤铁矿、菱铁矿→菱铁矿、赤铁矿→菱铁矿→白云石变化。

（二）大塘期沉积矿产

中国东南部早石炭世大塘期沉积矿产以煤、粘土、石膏及铁等为主。

1．膏盐矿床

大塘期石磴子时有江西莲花、永新乌石山石膏矿床产出。

乌石山石膏矿床的矿体赋存于大塘阶石磴子组碳酸盐岩层中，石膏层之上为生物碎屑灰岩、含石膏白云岩，矿体之下为白云岩、生物碎屑灰岩，间夹粉砂、泥质粉砂岩。石膏矿层平均厚34m，最厚65.83m，最薄6.8m。矿层主要由白云石、石膏组成。矿体中部厚度较大，质量较好（$CaSO_4$ 50—99%，一般70%左右），矿层顶、底板和矿体两端 质量较差，含较多的粘土矿物、黄铁矿、方解石及陆缘碎屑石英等。早石炭世大塘早期，永新、莲花一带，属封闭、半封闭的泻湖沉积环境。

2．煤及含煤系沉积

大塘期测水组时期为全球性海退，粤北、粤中、粤西区域诸海岛或古陆（如九峰山岛、九连岛、信宜岛及增城岛等）与华南坳陷交接地带如曲仁、翁源、肇庆等凹陷盆地边缘，是华南石炭纪沉积煤田、粘土及铁矿的重要分布区。安福—遂川—定南一线以西区域，特别是九峰山岛以南与曲仁凹陷之间的滨海碎屑岩沉积相区，是华南石炭系煤田的重要产区。曲仁煤田几乎集中了广东境内测水煤系总储量的72%。曲仁凹陷边缘潮坪沉积厚150—300m，岩石由细、粉砂岩为主，次有砾岩和泥岩，夹多层碳质页岩和煤。沉积相序由砂坪、混合坪、泥坪、泥炭坪小相组成。广宁岛、增城岛边缘滨海潮坪沼泽相，在翁源、连平、广州花县、阳春、惠阳、深圳、龙门等地均发育中、小型煤田。

潮坪沼泽煤田中，煤层呈透镜状，煤层一般3—4层，最多达10多层。成煤环境除潮上泥炭坪成煤外，可能还有海湾或泻湖基础上发展起来的成煤沼泽。总的说来，在空间展布上，潮坪沉积相变快，难以形成大型煤田。安福—遂川—定南以东地区，大塘期测水时期亦为一重要的成煤时期，亦为滨海潮坪、沼泽成煤环境，但煤系和煤质均比西区差。特别是丰城—东乡—玉山一带，由于离华夏古陆较近，大量陆屑掺入，煤质甚差。梓山组煤系属陆相冲积、湖泊煤系。煤层具有层数少、厚度变化大、煤质不稳定的特点。

3．优质粘土矿

石炭系粘土矿床的形成与成煤有较密切的关系，并常相伴。因此粤北测水时期的潮坪、泻湖、沼泽环境既是较好的煤沉积环境，也是粘土矿床形成的有利环境。粤北曲仁、广州—花县、翁源、惠阳—深圳、阳山等重要煤田分布区也是粘土矿床的重要产区；吉安—永丰—宁都—于都—瑞金一线，梓山组中段的滨岸沼泽相也有粘土矿床的分布；宜兴—宣城相区内，早石炭世冲积平原相的茨山组、滨海碎屑砂泥坪相的王胡村组及湖泊相的高骊山组，均有粘土矿层产出，层位和类型较多，大多呈层状、似层状，比较著名的有宜兴丁山、安徽泾县陶窑村、含山县花山、巢湖尖子山等大、中型矿床。矿石主要成分有高岭石、水云母、蒙脱石等。宜兴—宣城一带，大塘早期湖泊相沉积的优质粘土是宜兴陶瓷制品的主要原料。粘土矿层主要岩石类型有：灰绿色粉砂质泥岩、紫—暗紫色粉砂质泥岩、灰黑色含紫红色斑点粉砂质泥岩、含紫红色斑点的青灰色粉砂质泥岩等。矿体为多层状，可达十

余层，厚一般1—5m。

4．沉积铁矿

粤北、粤中、粤西测水煤系中，薄层铁矿层和铁矿床（点）星罗棋布。由于时迁性，粤东地区含铁矿层可提高到梓门桥组顶部至黄龙组底部，如博罗铁冶泓剖面梓门桥组有菱铁矿层；曲江松下剖面梓门桥组夹菱铁矿、赤铁矿层；连平大湖剖面梓门桥组上段夹 1m 厚的铁矿透镜体（或铁质砂岩）；广东和平铁长坑剖面见一层黄铁矿层；五华双头剖面见含铁砂岩数十公分；连平大顶梓门桥组顶部碎屑岩中有铁矿层产出；矿层上部碳质泥岩、粉砂岩中夹数层厚约0.3—1.1m的鲕状赤铁矿；紫金下告、大林梓门桥组顶部碎屑岩及黄龙组底部灰岩中也有铁矿层产出；平远尖山铁矿层主要产于黄龙组底部。闽西南大田—龙岩区域在林地组顶部及黄龙组底部也见有黄铁矿层或菱铁矿层或赤铁矿层产出。江西丰城、东乡、余干一线亦见有相应层位的铁矿层或含铁砂岩产出。此外，在宜丰—景德镇同沉积断裂带南侧的上高七宝山、村前、景德镇朱溪一线台坡亚相沉积的黄龙组底部也有菱铁矿层的产出。下扬子区巢湖—宁镇一带，滨岸三角洲相沉积的高骊山组见有中厚层—薄层鲕绿泥石铁岩，矿层厚 8—50cm，有1—4层，系隆起边缘丰富铁质在弱还原成岩条件下聚集形成。江苏江宁坟头阳山有典型的沼泽沉积的含煤菱铁矿岩系，并在高骊山组中部和上部常见薄层—中厚层状赤铁矿。

大塘期是继岩关期海侵之后的海退期，在相对隆起地段，如铜陵—安庆—九江—黄石一带，为略高于海面的半岛，较长时期的风化剥蚀及氧化条件，为富集Fe、Cu、Pb、Zn等元素创造了有利条件。

（三）威宁期沉积矿产

江南隆起九岭—怀玉山段南部边缘坳陷盆地是威宁期黄龙组沉积（成岩）菱铁矿、锰矿的重要分布区之一。矿体主要赋存于海侵初期黄龙组底部。

江西东乡枫林矿床中菱铁矿矿体呈多组状产出，每个矿组有2—4个分层，矿体走向长100—200m，最大可达1300m，单层厚0.5—3m，最厚10余米。矿体产状与顶、底板岩层基本一致，可见鲕粒结构。含矿岩系一般富有机质。矿层底板为细碎屑岩或粘土岩，顶板常为碳酸盐岩。菱铁矿的形成和分布与沉积环境和古地理条件密切相关，一般形成在古隆起与坳陷过渡交接的地带，并有同沉积断裂相伴，属封闭—半封闭局限台地的还原—半还原沉积（成岩）环境，矿层主要形成于海侵初始阶段。江西丰城、东乡、贵溪一带，赤铁矿、菱铁矿床（点）呈带状分布。此外，龙南—全南、永丰藤田、万安陈家、泰和茶芫、遂川禾源、永新等地均发现含菱铁矿砂岩或粉砂岩，但至今还未发现具工业意义的矿床。

萍乐坳陷北东端的江西乐平众埠锰矿床属威宁期沉积型大型锰矿床。萍乡—江山—绍兴和宜丰—景德镇两条同沉积断裂在盆地两侧通过，二者构成地堑型萍乐断陷，对该区古地理和岩相起明显控制作用。沿断裂下渗循环热水（热卤水）从下伏地层或深部萃取较丰富的铁、锰等成矿物质，并在海底沉积。此外，江南古陆板溪群经风化剥蚀作用，也使铁、锰得以富集。在沉积-成岩作用下，铁、锰完全分离，形成菱铁矿、菱锰矿层，但在后期构造抬升或断裂活动的作用下，矿层得以较完全氧化并以硬锰矿形式产出。众埠锰矿床矿层主要赋存于黄龙组底部，含矿岩系由下而上为：石英砾岩层。厚1—2m，石英砾径0.5—1cm，胶结物主要为硅质和铁、锰质，向上渐过渡为含砾石英砂岩和石英砂岩。砾岩层与下伏的板溪群浅变质岩系呈角度不整合接触。

锰矿层。厚8—15m，最厚39.45m。矿层常夹1—2m硅质岩和灰岩透镜层。矿体走向长1000m以上，沿倾向延深400m，呈缓倾角阶梯状下延，缓坡位置矿层厚，陡坡薄或尖灭。矿层在走向上常相变为含铁质、锰质石英砂岩夹硅质岩透镜体(含燧化石)。矿层上部常见1—3m含锰质粘土岩或直接为白云质灰岩。矿石以硬锰矿为主，次为菱锰矿、菱铁矿、软锰矿及水锰矿。菱锰矿、菱铁矿在成矿及成矿后变化为硬锰矿，仅有少量残余，在表生作用下，形成锰土。矿石含（Fe+Mn）约40%左右，Fe与Mn呈反比，随倾向方向Mn渐低，Fe渐高。

宜丰—景德镇同沉积断裂以南的上高七宝山—铁子岭—众埠、朱溪一线，威宁期为台坡相沉积，以北为开阔台地相，以南为台坡相。台坡相沉积中，特别是景（德镇）乐(平)凹陷和上高凹陷中矿床集中产出，虽然矿化类型和成因类型有差异，但威宁期均有不同规模的铁、锰碳酸盐沉积，如上高七宝山矿床，板溪群不整合面上的黄龙组底界0—10m处赋存有似层状菱铁矿体。

下扬子区宿松—丹阳同沉积断裂带之北的黄梅—安庆地段的黄龙组底部亦发现有菱铁矿层，如黄梅菱铁矿床。与华北克拉通盆地相比，扬子克拉通盆地稳定性较差，具有不均衡的升降运动，其基底活动性东弱西强。不均衡的升降运动促进了下渗循环热水对基底或下部地层中铁、锰的萃取，为热水沉积（成岩）菱铁矿、菱锰矿的形成创造了有利的先决条件。

宜丰—景德镇同沉积断裂南侧，特别是石炭系下统及上统砾岩与下伏的板溪群呈不整合接触地段，有古砂金和微细金的显示。沿此断裂由西向东有浏阳七宝山(图7—1)、上高七宝山、高安村前等多金属伴生金矿床，万载高城金矿点，景德镇—乐平砂金矿带，德兴金山、银山大型金矿床，浙江冶岭头大型金矿床等；萍乡—江山—绍兴同沉积断裂带南侧有震旦纪一套细碧角斑岩系中的含铜黄铁矿型伴生金矿床和石英脉型金矿床及含金重砂异常多处。尽管此带中矿床成因类型不同，赋矿层位有差异，但其形成与江南古陆元古代地层的含金丰度较高有关。鉴于扬子地块西部黔东苗龙山寒武系三都组泥质白云岩、泥灰岩中和湘中石峡上泥盆统奋田桥组灰岩、硅化灰岩中均发现微细型金矿，所以，在江南古陆两侧石炭系与板溪群呈不整合接触地段的砂砾岩及上覆碳酸盐岩中极有希望找到古砂金和溶滤型、吸附型金矿床。

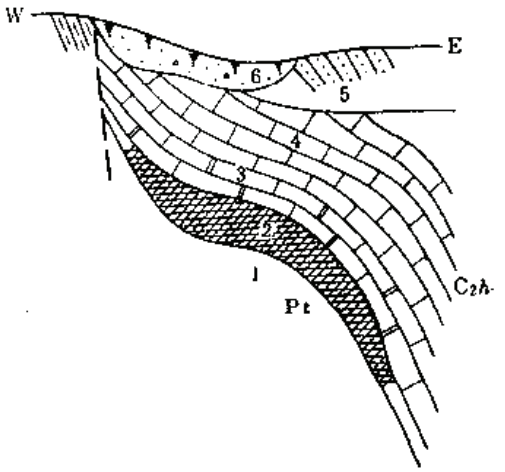


图 7—1　湖南浏阳七宝山多金属矿床矿体赋存位置示意图

1—双桥山群千枚岩（Pt）；2—矿层；3—黄龙组白云质灰岩；4—黄龙组灰岩；5—上三叠统安源组；6—第四系坡积物

中国东南部地区石炭纪沉积矿产的形成和分布均受古陆、古隆起边缘坳陷及同沉积断裂带控制。这既与古陆的长期风化、剥蚀作用提供的大量陆源成矿物质有关，也与同沉积断裂热水沉积作用及海侵初期海解作用有关。矿床多形成于由陆向海的变化阶段或海侵初始阶段。

二、层 控 矿 床

中国东南部石炭纪层控矿床主要分布于威宁期古陆边缘、水下隆起之上及其两侧。

石炭纪层控矿产种类繁多，储量较大，研究程度较高，有关论述繁杂，对其成因提出过不同见解：有岩浆热液成矿论、同生沉积论、沉积-火山沉积-热液叠加改造论、层控矽卡岩成矿论、沉积-含金属热水溶液海底喷出沉积成矿论等。“层控”概念的提出和“层控矿床”类型的确立和分类，使矿床学研究跨入了一个崭新的阶段。矿床的形成是受多种因素控制的，某一控制因素在成矿作用的各阶段中所起的作用是不同的，应辩证地加以分析。矿床学研究应从单一物质来源、单一成矿作用和一次成矿论中解放出来，科学地研究成矿作用各阶段中各种地质控制因素的有机联系和制约因素。

中国东南部石炭纪大地构造格架及演化与沉积盆地的关系已趋明了。不同环境下的沉积特征、岩相展布特征及沉积相区的研究对矿床的层、相、位控制因素、成矿规律的研究是十分重要的。中国东南部成矿区（带）呈带状展布。矿床主要呈层状、似层状赋存于威宁期黄龙组下段白云岩、白云质灰岩层内，而白云岩层大多超覆于不同时代、不同层位碎屑岩之上。矿体产状与层状蚀变基本一致。矿带或矿床的分布与区域沉积相带、构造—岩浆岩带基本一致。层控矿床显示了较复杂的成矿特征，显然不能以某一种成矿作用加以概括。

（一）成矿区矿床地质特征

基于石炭纪层控矿床分布较集中并成带的特点及它们所处大地构造单元、古构造位置、沉积相及古地理区划、地层岩石组合、矿床类型等一系列特征，中国东南部石炭纪层控矿床可划分为三个成矿区，即扬子成矿区、赣中成矿区和闽西南—粤东北成矿区(图7—2)。

1．扬子成矿区矿床地质特征

扬子成矿区矿产资源丰富，矿种繁多，是我国重要的铁、铜、硫、铅、锌及金、银等多金属成矿区之一，有大、中型矿床数十处。成矿区呈带状展布，东西长约1000 km，宽约100km。矿床赋矿层位较多，其中以石炭系和三叠系碳酸盐岩最重要。从西到东，大、中型矿床主要集中在鄂东南—九瑞、安庆—贵池—铜陵、宁镇—苏锡三个区域。三个区域之间有大致相等间隔的无矿或少矿区段。区内矿床历来被认为是典型矽卡岩矿床。60年代以来，同生论开始涉及区内矿床，对赋存于石炭系和三叠系碳酸盐岩内的层状、似层状含铜黄铁矿床的成因看法分歧较大，至今仍然不一。李文达教授(1982)把层状含铜黄铁矿、小侵入体接触带上的矽卡岩型铁—铜矿、侵入体及角砾岩筒中的网脉状或浸染状黄铜矿，即“三位一体”矿床，概括成“扬子型”矿床，并指出层状黄铁矿（菱铁矿）主要是陆源积极成矿，接触带矿化、侵入体、角砾岩筒铜矿化则属于岩浆期后热液成矿，“扬子型矿床”成因归属于沉积—叠加改造型。值得注意的是赋存于石炭系碳酸盐岩中的矿床往往与三叠系碳酸盐岩中的矿床共生，它们有着极相似的成矿特征和成因联系。

扬子成矿区位于南方板块扬子克拉通盆地下扬子坳陷中，宿松—丹阳同沉积断裂纵贯东西。元古界构成区内结晶基底，构造演化始终受区域性大断裂制约，从断裂方向上看，主要有NEE—EW、NNE—SN、NE及NW向，主要断裂开始形成于晋宁运动末期，规模较大，切割较深。加里东运动形成的古构造、古地理控制了石炭纪沉积格局。岩关晚期，

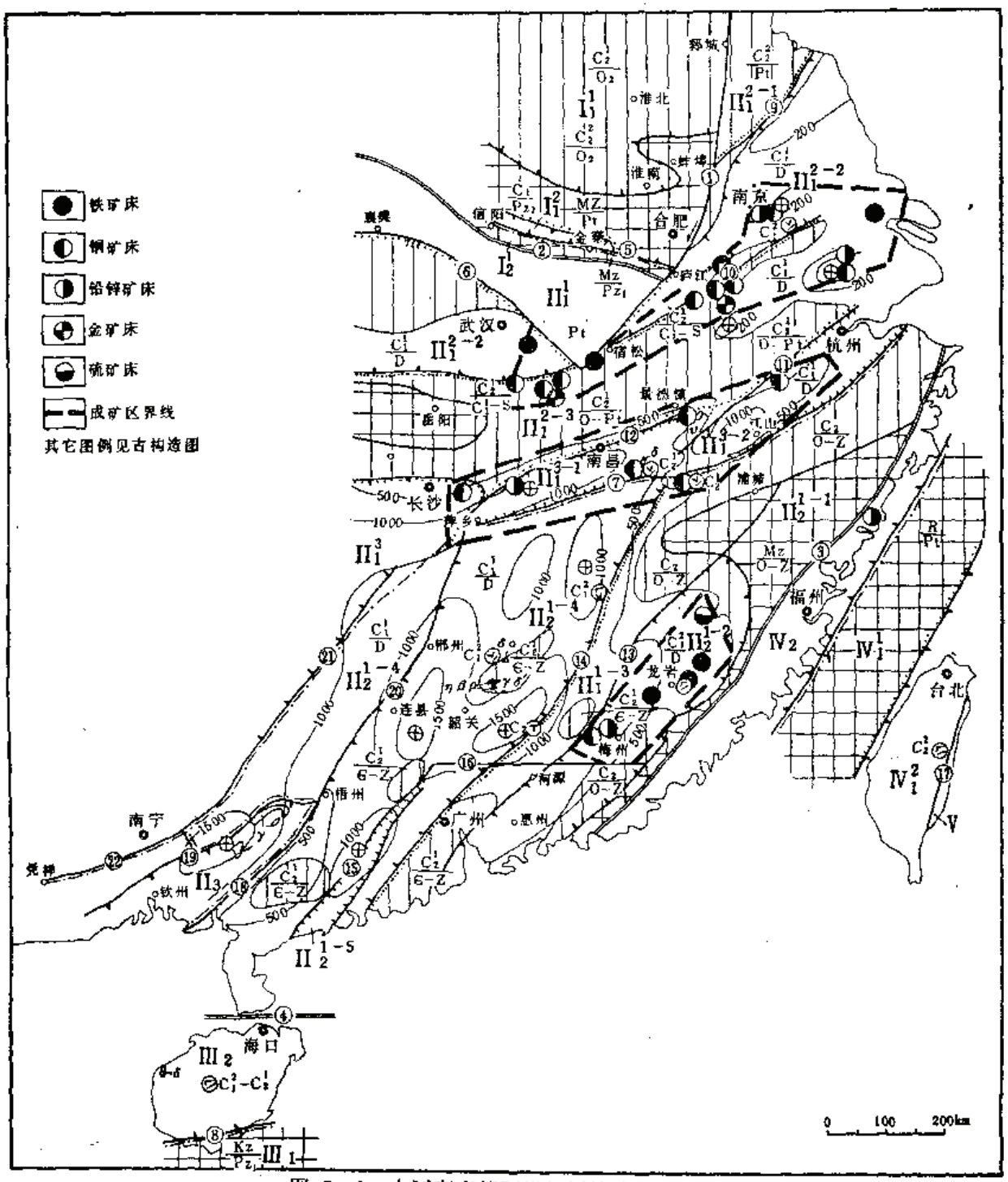


图 7—2 中国东南部石炭纪层控矿床分布图

宿松—丹阳断裂以北，主要为局限台地相沉积，断裂以南则为潮坪相；大塘期，北部为潮坪沉积，南部为冲积平原湖泊、河流相沉积（夹煤系），并时有鲕状赤铁矿沉积；威宁期，海侵扩大至全区，主要为一套台地相碳酸盐沉积，黄石—铜陵—茅山一线处于水下隆起位置，地层厚度较薄；马平期，海侵范围扩大，但水体较浅，湖北通山、江西武宁、修水、九江等地处于隆起剥蚀区（或船山组沉积后剥蚀区），其它地区多为滩相沉积。可见，宿松—丹阳同沉积断裂控制了南北两侧沉积相，北侧沉积连续，基本无缺失；南侧为江南古

陆或水下隆起，时有沉积间断。

石炭纪层控矿床主要分布于宿松—丹阳同沉积断裂以南区域。层状矿体主要赋存于威宁早期白云岩段内，层位较稳定，与地层产状基本一致，走向、倾向延伸均较大，其储量一般占矿床总储量的70%以上。白云岩一般呈假整合或不整合状超覆于不同时代碎屑岩之上（图7—3）。

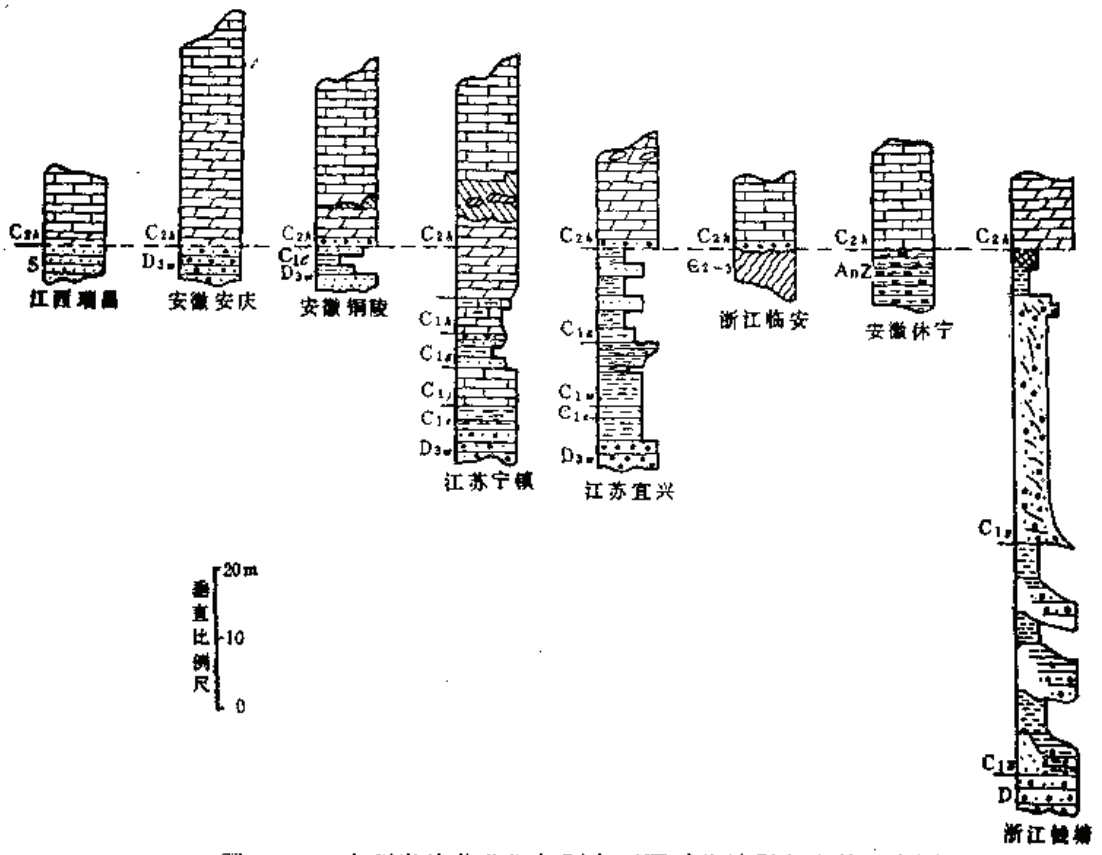


图 7—3　上石炭统黄龙组超覆在不同时代地层之上的示意图

（1）鄂东南—九瑞成矿亚区。北以襄樊—广济断裂与南淮阳造山带相接，南以路口—夏家铺断裂与江南古陆毗邻。基底为中元古界"红板溪"，具北凹南隆特征；早古生代构造继承了震旦纪构造格局，NWW、NE向断裂控制了早古生代各时期的沉积相、沉积建造及沉积厚度；晚志留世早期，由于加里东运动的影响，海水退缩，区内上升成陆，局部地段有陆相盆地河湖相碎屑沉积；晚志留世晚期地壳再度上升，为一片陆蚀区；晚古生代早期沿袭早先构造格局，NWW、NE向断裂继续活动，形成断陷式盆地，威宁海侵初期沉积的砾岩超覆于上志留统西坑组碎屑岩之上，缺失泥盆系及下石炭统（或沉积后被剥蚀）。这一沉积间断面（岩性界面）后期往往发展成推覆层片界面。

鄂东南—九瑞成矿亚区是下扬子成矿区的一个重要的组成部分，代表性矿床有城门山、武山（图7—4），洋鸡山、龙角山等大、中型铜、金矿床。矿床均分布于沙河街—封山洞断裂旁侧，呈带状分布。矿床多具"三位一体"特征，层状矿体均赋存于上石炭统黄龙组与上志留统西坑组不整合面之上的白云岩段内，这一控矿层位均在石炭纪海进层序底部地层中。西坑组碎屑岩经较长时期沉积间断和风化剥蚀，在石炭纪海侵初期，由于海解作用，极有利于成矿物质在海侵初期沉积的底部砾岩和白云岩内富集，其中的黄铁矿具有 $\delta^{34}S$ 负

值，表明它们系碱性还原条件下沉积（成岩）形成。与此同时，沿同沉积断裂活动的下渗循环热水或热卤水也萃取了下部地层或深部成矿元素并使之富集。区域性同沉积断裂与NE向及其它方向断裂交汇位置往往又成为燕山期岩浆侵入活动的中心，形成区域性"热中心"，燕山期岩浆侵入活动及伴随的热液活动，是层控矿床重要的成矿物质来源。矿床多位于印支—燕山期形成的NE向褶皱的倾伏端并与侵入体相伴。层状矿体均较稳定地赋存于业已蚀变的白云岩层内，其产状与层状蚀变一致。矿石金属矿物以黄铁矿、黄铜矿为主，少量菱铁矿、白铁矿、方铅矿、闪锌矿；脉石矿物主要有石英、方解石、白云石等。围岩蚀变以中、低温蚀变为主，主要有硅化、碳酸盐化。含铜黄铁矿石中石英的氢氧同位素值：$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 -4.03——$-8.70‰$，δD_{H_2O} 值为 $-51.6‰$——$-83.4‰$（王文斌等，1986），表明成矿热液为下渗大气降水与岩浆水混合而成的混合水。成矿热液沿晚石炭世碳酸盐岩沉积超覆界面活动并在具碱性条件的高孔隙率的白云岩层内流动和交代，成矿元素得以富集成矿。

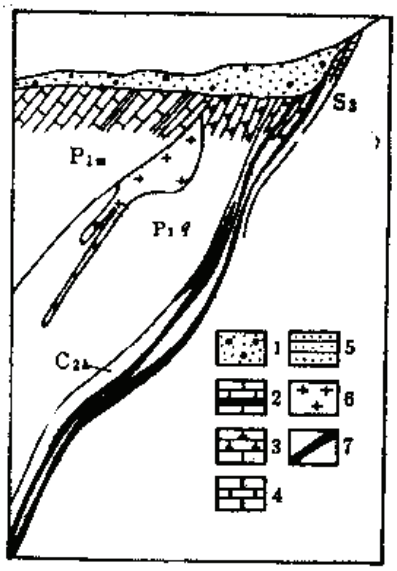


图 7—4　武山矿区剖面图

（据赣西北地质队资料简化）

1—第四系；2—下二叠统茅口组（P_1m）；3—下二叠统栖霞组（P_1q）；4—上石炭系黄龙组碳酸盐岩段（C_2h）；5—上志留统西坑组（S_3x）；6—花岗闪长斑岩；7—层状矿体

（2）安庆—贵池—铜陵成矿亚区。该成矿亚区是扬子成矿区中较重要的成矿亚区之一。晚石炭世时，其古地理位置在黄石—铜陵水下隆起的东段。威宁期该区的南部与宜兴—宣城开阔台地相接，北以宿松—丹阳同沉积断裂与无为—巢湖局限台地相邻，相带呈NE向展布，沉积厚度较小。晚石炭世黄龙组与岩关期茨山组呈平行不整合接触，普遍缺失大塘期沉积，有一较长时期的沉积间断或沉积后被剥蚀。水下隆起北侧坳陷中的沉积一般较连续，沉积厚度较大，没有明显的沉积间断，地壳表现为相对稳定且后期岩浆活动也相对较弱。成矿区内，区域构造上表现为EW、SN、NE、NW向断裂的交错和复合，既控制了印支—燕山期NE向褶皱的发育，也控制了燕山期岩浆活动，并构成特殊的物理—化学场。一系列NE向"S"形倾伏背斜及复向斜中的背斜常叠加NW向、SN向褶皱，形成良好的虚脱空间，极有利于矿液的流动和成矿。矿床常产于区内一系列倒转背斜倾伏端附近及复向斜中背斜的倾伏端附近。矿床在区内呈EW向带状分布。

威宁期初始阶段滞留沉积的底砾岩及早期准同生白云岩的底部含砂、砾白云岩、含石英砂屑白云岩含丰富黄铁矿；威宁中、晚期为正常盐度含生物碎屑灰岩的台地相沉积，岩性较致密，成为容矿地层白云岩的良好盖层。

赋存于石炭系内的层状铜、硫、铁、金等金属硫化物矿床约占区内矿床的50%以上，其中以冬瓜山、铜官山、贵池铜山、新桥、黄狮涝山、马山等铜、硫、金矿床最为著称。值得一提的是上述矿床的氧化铁帽型金矿较有远景，已发现桃园、戴家冲、矶头等铁帽型金矿床。区内除石炭系层状金属硫化物矿床外，在二叠系、三叠系、志留系中均发现规模不等、类型有异的矿床，特别是三叠系层状矿床具有较大规模。区内矿床在垂向上具有"多层"景观，如铜官山矿田内，从下而上有五通组至岩关阶内的脉状铜矿体；黄龙组层状

铜、硫矿体；黄龙组—船山组、船山组—栖霞组界面上的似层状铜、硫矿体及菱铁矿体；上二叠统大隆组顶部铜、硫、钼矿体；三叠系层状、似层状铜、硫、金矿体等。冬瓜山矿田更为直观，上有狮子山、大团山矿床，中部有老鸦岭矿床，下有冬瓜山矿床。矿床的产出既有垂直方向变化和统一，也有水平方向上的联系，如铜陵金属硫化物矿带向东，以南陵火山盆地相隔，有宣城铜—钼—钨矿田，向北以繁昌火山岩盆地相隔有繁昌铁矿田，向南以木镇—三里店一线为界有铅—锌及钨—钼矿床分布，从而构成由北而南的铁、铜—硫、铅—锌及钨—钼矿化分带。层状矿体主要赋存于威宁早期潮坪相白云岩内，但并不味意沉积相对层状矿体有直接控制作用。处于同一EW矿带内的宣城矿田位于威宁期开阔台地相范围内，这说明沉积相并未直接控制矿床的产出，相比之下，岩性（白云岩）控矿则显得更明显。

前人曾给予层纹状、皱纹状、条带状矿石构造以足够重视，并做过详尽研究，有不同认识。有人认为它们是沉积成矿作用的典型矿石构造。此类矿石构造多见于白云岩层内的矿石，矿石中的脉石矿物，如镁橄榄石、硅镁石、透辉石、透闪石、蛇纹石、滑石、金云母、石英、方解石、白云石、玉髓、蛋白石等，均是不同阶段蚀变矿物；金属矿物有磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、菱铁矿、胶黄铁矿等则是不同阶段成矿作用的产物，交代结构十分清楚。层纹状矿石多见于白云岩段底部，是不同岩性界面压扭应力作用下渗滤交代作用的产物。远离接触带处的层纹状菱铁矿-胶黄铁矿-方解石-玉髓矿石中多见碎裂构造和充填交代结构，表明它们并非是沉积层纹。此外，霉球状、球粒状、结核状及鲕粒状结构的黄铁矿多以散染状分布于白云岩底部含石英砂砾白云岩、底部砾岩及下伏岩关阶砂泥质岩石中，其$\delta^{34}S$值多具负值，如瑶山下石炭统砂岩中胶黄铁矿$\delta^{34}S$值为$-20.35‰$，大成山黄龙组底部结核状黄铁矿$\delta^{34}S$值为$-28.3‰$，系沉积-成岩阶段生物硫，但它们并不构成矿体。胶环状、结核状胶黄铁矿多见于碎裂带或侵入岩枝旁侧裂隙带中，并常与菱铁矿、方解石、白云石等共生。它们是后生作用中过饱和成矿溶液充填作用形成的。

（3）宁镇—苏锡成矿亚区。该成矿亚区是扬子成矿区最东端的成矿区域，主要有栖霞山铅-锌-银-（金-锰）矿床、安基山、伏牛山铜-钼矿床、苏州吴宅、小茅山、潭山等多金属矿床。

位于宁镇地区中段偏西位置的栖霞山、安基山、伏牛山等矿床较集中位于宁镇EW向构造岩浆带中。区内除赋存于石炭系中的矿床外，仍有赋存于二叠系、三叠系内的矿床多处。安基山铜矿床具有较明显的“三位一体”特征，与矿床以南的伏牛山铜矿床相对，构成该区域的铜—硫成矿中心。在其西北侧，栖霞山铅-锌-银矿床的主要容矿地层为石炭系-黄龙组，属开阔台地相，岩石类型有白云质灰岩、含生物碎屑灰岩、含锰灰岩等。碳酸盐岩层中常见透镜状、似层状含锰灰岩，最大厚度可达45m，含锰最高达9.38%，并局部构成贫锰矿层，此外见贫硫矿层，厚数厘米至数十厘米不等。纵贯矿区的燕山期NE向纵断裂F_2控制层状主矿体的产出，与NE向横断裂交汇位置，矿体膨大。在古溶洞底面见溶洞沉积形成的层纹状黄铁矿及溶填砂岩。矿石金属矿物主要有闪锌矿、方铅矿、黄铁矿等，次有菱铁矿、菱锰矿、黝铜矿、黄铜矿、辉银矿、自然银等，表生氧化矿物有褐铁矿、锰土、银铁矾、铅铁矾、自然银等；脉石矿物主要有方解石、白云石、重晶石等。围岩蚀变较弱，以硅化、碳酸盐化、重晶石化、萤石化及硬石膏化为主。围岩蚀变范围一般狭窄，

主要发育于矿化体和断裂带内及旁侧。主要矿物成矿温度多在200℃左右。同位素资料表明成矿热液是深循环渗流热卤水和浅循环大气降水混合而成。热卤水的形成与上覆青龙群（T_{1-2}）上段厚达50—190m的膏盐层溶解、下渗循环有关。硫化物硫同位素$\delta^{34}S$值为−14.1—+27.4‰，多数在−8.3—+4.5‰，表明硫主要来源于分散在赋矿地层及上、下地层中的硫化物、硫酸盐及生物还原硫。

安基山、伏牛山铜、硫矿床均依附燕山期石英二长岩、花岗闪长斑岩体产出，而栖霞山铅、锌、银矿床未见侵入岩体，仅见少量岩脉。

纵观以上，扬子成矿区石炭纪层控型矿床层状矿体的主要赋矿层位为超覆于不同时代碎屑岩之上的上石炭统黄龙组下段白云岩。碎屑岩—碳酸盐岩这一超覆界面，既是物性差异界面，又是后期构造推覆层片界面，也是后期成矿热液活动的有利空间。白云岩是有利的容矿岩石，在国内外已引起广泛重视。区内白云岩主要是准同生白云岩和早期成岩白云岩，在其白云化过程中形成许多孔隙，岩层孔隙度和渗透率大大提高，为成矿热液运移和交代创造了良好条件。燕山期岩浆侵入活动及伴随的热液活动是成矿的重要条件之一。

2．赣中成矿区矿床地质特征

该成矿区位于下扬子克拉通边缘盆地中（萍乐、钱塘断陷盆地）。石炭纪沉积直接超覆于基底板溪群浅变质岩系之上。区内矿床数十处，呈NEE-NE向带状展布。成矿区东西长约1000km，宽约100km。宜丰—景德镇和萍乡—绍兴断裂带既控制了石炭纪沉积岩相和威宁早期铁、锰碳酸盐沉积，也控制了燕山期中酸性侵入岩的分布。沿断裂带有上高七宝山、村前、朱溪及湖南浏阳七宝山等矿床，构成北成矿亚区；沿萍乡—江山—绍兴断裂带有东乡枫林、铅山永平、建德岭后等矿床，构成南成矿亚区。

江西上高七宝山多金属矿床位于威宁期九岭、障公山水下隆起的边缘，受控于倾伏背斜轴部。层状主矿体赋存于威宁早期白云岩、白云质灰岩中。矿区西部，在距黄龙组底部0—10m位置为似层状菱铁矿体，向上渐变为铁白云石、铅锌矿体；矿区中部以方铅矿-闪锌矿-黄铁矿-镍辉钴矿-铁硫砷钴矿-黄铜矿等构成多金属矿体；矿区东部，距黄龙组底界7m位置见似层状菱铁矿体。可见，矿区黄龙组近底部白云岩层内的层状、似层状菱铁矿体较稳定，延伸较大，属沉积-成岩作用成因。矿区中部显然是热液活动中心，有金属硫化物的叠加、改造成矿作用。

江西东乡枫林铜、硫矿床位于NE向的武夷古陆边缘位置，早石炭世华山岭组超覆于板溪群浅变质岩系之上，呈角度不整合接触。萍乡—江山—绍兴断裂带在矿区南部通过。矿床的下部矿体，即层状铜矿体主要赋存于上石炭统黄龙组下段，同下伏的华山岭组呈平行不整合接触。赋存于黄龙组中的含钨赤铁矿体矿石含$WO_3$0.41—0.71%，WO_3同Fe呈正相关，钨主要呈吸附状态被Fe吸附。此外，石英脉中也见少量黑钨矿和白钨矿。赤铁矿无爆裂温度，可能属热水沉积产物。含钨赤铁矿之下为辉铜矿体，含Cu 1.79%，显然为下伏的层状黄铁矿-黄铜矿体的次生富集带。

江西永平铜、硫矿床是成矿区中规模最大的铜硫矿床，层状主矿体主要赋存于上石炭统藕塘底组中，其上、下均以断层同加里东混合岩接触。矿区中部出露燕山期酸性似黑云母花岗岩株及花斑岩、石英斑岩脉。以侵入岩株为中心，向NE-SW两侧构成Mo、Cu-S-(W)、Pb-Zn矿带，显示岩浆侵入活动与成矿有密切关系。

赣中成矿区、下扬子成矿区对称地分布在江南古陆南、北两侧的拉张盆地内。江南古

陆同华夏古陆均经过较长时期的风化剥蚀，为不整合面上的碎屑沉积提供了较丰富的成矿物质，而不同时期的碎屑沉积也经过一个较长时期的沉积间断，在长期风化剥蚀过程中，成矿元素又得以迁移、富集，为威宁期初始阶段的海侵沉积提供了较丰富的成矿物质。与此同时，同沉积断裂的长期活动及热水沉积作用也为成矿区提供了较丰富的成矿物质。区内出露的中酸性—酸性侵入体，显示燕山期岩浆侵入活动异常强烈，必然形成以侵入体为中心的热异常和地球化学异常，促进了区域下渗大气降水的循环，萃取地层及深部的成矿物质，并得以迁移、富集成矿。

3．闽西南—粤东北成矿区矿床地质特征

该成矿区位于闽东华夏古陆西部边缘的永梅坳陷内。区内矿床数十处，主要分布在大田—龙岩盆形坳陷内。主要矿种有铁、锰、硫、铅、锌等。早石炭世大塘期上杭、龙岩一线，由NE向SW依次为冲积扇、辫状河、曲流河亚相沉积。晚石炭世威宁期，由于三明—上杭水下隆起的阻隔作用，使得东、西两侧沉积特征大相径庭。东侧的大田—龙岩接受东部华夏古陆的陆源物质，发育潮坪相砂坪、混合坪碎屑岩、碳酸盐岩及火山岩；西侧发育一套清水碳酸盐岩。区内沉积相分布特点反映了拉张沉陷的不均一性和海水由西向东渐次上侵的古地理特征。威宁期海侵的海解作用、火山岩浆活动及华夏古陆的风化剥蚀作用对威宁期成矿物质的富集极为有利。不同相带微量元素分析资料表明，从陆相→潮坪相→浅水缓坡相→半深水缓坡相，Cu、Pb、Zn、Cr、V、Ga、Zr、Y、Yb等元素含量也由高到低变化。成矿元素主要富集在近岸地带，反映陆源特征。区内矿床的层状矿体主要赋存于经畲组—船山组之间。由于石炭纪海水由东向西侵进及船山组海侵向东超覆、扩大，赋矿层位具有由西向东渐高的变化，矿层总是赋存于海侵初始的碳酸盐岩中，同下伏碎屑岩呈平行不整合接触。区内矿床成群、成带分布，与威宁阶、马平阶混合坪沉积亚相基本一致。三明—上杭水下隆起的阻隔作用，使得潘田、洛阳、阳山、龙岩、湖坪等地的地层均含丰富的Fe。在相对封闭的低洼环境，还有铁的硫化物富集，而锰可能在台地边缘区沉积。

区内矿床层状矿体较稳定地赋存于上、下石炭统之间平行不整合面之上，并在层状蚀变碳酸盐岩层内。蚀变范围大，矿体厚度也大。矿石主要以透辉石-磁铁矿、石榴石-磁铁矿、透辉石-石榴石-磁铁矿等组合形式产出。矿体下部可见透辉石-透闪石-石英-磁铁矿组合。显然，富铁、硅的碎屑岩为较晚阶段热液活动提供了部分成矿物质。矿床中除主要矿物外，均不同程度地发现金属硫化物，如黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿等，甚至局部形成金属硫化物矿体，表明该区域有寻找金属硫化物矿床的潜在远景。

马坑铁矿床是闽西南地区规模较大的典型矿床之一。矿层主要赋存于威宁阶经畲组，矿体下界可跨至林地组顶部，上界可扩至船山组。矿体走向稳定，长约4000m，倾向延伸1000m以上，厚度变化较大，厚10—100余米，与蚀变厚度紧密相关。矿石除磁铁矿外，还有少量穆磁铁矿、赤铁矿、辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、白钨矿、菱锰矿等。

华夏古陆西南边缘的粤东北地区大塘期发育一套冲积辫状河、曲流河亚相沉积；威宁期以缓坡台地沉积相为特征。矿床主要赋存于下石炭统忠信组顶部和上石炭统黄龙组底部，如大顶铁矿床主矿体赋存于忠信组；尖山铁矿床主矿体赋存于黄龙组底部与花岗岩接触带；银屎铅锌矿床主要赋存于忠信组与黄龙组间断面之上；玉水铜多金属矿床主矿体赋存于忠信组与黄龙组界面上，其围岩均有明显蚀变。

（二）控矿条件和成矿作用

中国东南部古陆、古隆起边缘坳陷带内的层控型矿床成群、成带分布，构成三个成矿区。矿床均呈层状、似层状赋存于不同时代碎屑岩与上石炭统碳酸盐岩、特别是白云岩界面之上的层状蚀变带内，有关其成因，历来众说纷纭。岩相古地理研究已揭示，古陆边缘威宁早期白云岩属潮坪环境中同生-早期成岩作用产物。在这种相对氧化沉积条件下，要形成一定规模的硫化物矿床是不可思议的，但其中的碱性还原条件却有利于硫化物的富集。资料已揭示，古陆、古隆起边缘坳陷带，其沉积物源于古陆区。江南古陆元古界双桥山群含铜火山沉积建造含Cu40—50×10^{-6}，最高可达65×10^{-6}，Pb29×10^{-6}，Zn100×10^{-6}，Mo1.8×10^{-6}，Sn6.7×10^{-6}，W14×10^{-6}，Ag 0.37×10^{-6}，Au背景值也较高，均高出地壳岩石圈平均值，为高背景值地球化学异常区；同沉积断裂为下渗循环作用形成的热水（或热卤水）提供了萃取地层和深部成矿物质的有利条件，为铁、锰碳酸盐沉积和铜、铅、锌、金、银等富集提供了物质基础；古陆、古隆起边缘往往是不同构造单元的接合部，构造活动强烈、频繁，是构造应力集中部位。印支—燕山期，特别是燕山期，区域同沉积断裂重新复活并产生一系列新生断裂，在断裂交汇位置和褶皱虚脱部位，极有利于岩浆侵入。大量资料证实，岩体含成矿元素并不高，但蚀变后却有局部富集，并形成细脉浸染状矿化或矿体。侵入体本身含成矿元素高或低并不是成矿与否的决定因素，重要的是岩浆侵入活动形成的地热异常和地球化学异常，随着岩浆侵入，通过热扩散或传导，形成以侵入体为中心的热扩散晕，促进了成矿热液的流动，从而有利于成矿元素的迁移和富集。

不同时代白云岩的沉积-成岩环境虽有差异，但它们作为重要的赋矿围岩却具有普遍意义，这已引起国内外学者的关注。白云岩的沉积-成岩环境并不是成矿的直接控制条件，其所以富集成矿，在于白云岩在其早期成岩过程中总分子体积缩小12%，从而使白云岩具有较高的孔隙度和渗透率，有利于成矿热液在其间渗滤和交代，并成为成矿物质储集的良好场所。矿床的形成是多期次、多阶段成矿作用的叠加产物。其物质来源也是复杂的、多来源的。成矿作用大致可以划分为下列几个阶段：

1．沉积-成岩阶段

一般来说，沉积-成岩阶段是成矿元素的初步富集阶段。这里所指的沉积-成岩阶段，除容矿地层外，也应包括下伏地层和上覆地层的沉积-成岩阶段。

区内矿床均分布于古陆和古隆起的边缘坳陷，古陆长期风化剥蚀，无疑为坳陷区提供大量陆源物质，特别是沉积不连续地区，碎屑岩经沉积间断期的长期风化剥蚀，往往富集成矿元素；通过海侵初期的海解作用，使海侵初始沉积物富集成矿元素。表7—1可见黄龙组下部白云岩或其下伏地层顶部碎屑岩的微量元素出现高值。白云岩及其下伏地层在同生、早期成岩阶段中，也极有利于硫化物的富集，使其$\delta^{34}S$值显负值特征（表7—2）。同沉积断裂活动带台坡相沉积，特别是陡坡向缓坡变化的缓坡位置，极有利于下渗循环热水（或热卤水）停留，在相对氧化条件下形成赤铁矿，在碱性还原条件下有铁、锰碳酸盐沉积，并进而在成岩条件下形成菱铁矿、菱锰矿；而在相对封闭低洼条件下或在快速沉积条件下，则可能有金属硫化物沉积。然而，沉积-成岩期一般不形成矿层，仅是初步富集而已。

2．构造-岩浆-热液活动阶段

漫长的地质作用时期，伴随多期构造-岩浆活动，多期次热液活动直接控制了成矿元

表 7—1　铜陵地区晚石炭世地层微量元素分析(10^{-6})

剖面	地层代号	岩石名称	Zn	Mn	Co	Cu	Ni	Sr	Ti	Pb	Ba	Cr	V	Sr/Ba	V/Ti	Co/Ni
牛山	C_2^5	藻球灰岩	52.5	294	5	6.5	5	128.5	66.5	3.5	12.0	37.0	27.5	10.71	0.41	1.0
	C_2^4	灰　岩	47.0	720	5	2.0	3	176.0	16.0	4.0	11.0	24.0	66.0	16.00	4.13	1.67
	C_2^3	粗晶灰岩	84.0	6500	4	3.0	4	160.0	14.0	4.0	9.0	22.0	62.0	17.8	4.43	1.0
	C_2^2	白云岩	34.5	5805	2.5	6.5	7	111.5	73.5	35.0	12.0	32.0	50.5	9.29	0.69	0.36
	C_2^1	底部砾岩	148.0	182.5	6	26.0	12	137.0	838.0	41.0	22.0	54.5	49.0	6.23	0.06	0.50
羊山李家	P_1q	灰　岩	88	135	5	40	5	296	111	21	7	16	29	42.29	0.26	1.0
	P_1q	页　岩	105	549	10	282	33	615	2335	91	21	78	78	25.63	0.03	0.3
	C_2^5	灰　岩	92	198	7	18	19	174	541	40	43	70	41	4.02	0.08	0.35
	C_2^4	灰　岩	199.5	120	1.3	11	5	193	40	21	11	17	25	17.11	0.63	0.21
	C_2^3	粗晶灰岩	57	995	2	21	5	95	32	35	8	10	26	11.88	0.72	0.4
	C_2^2	白云岩	80	1149	6	25	7	80	52	46	8	16	22.5	9.61	0.43	0.93
	C_2^1	底部砾岩	382	994	22	82	32	25	3561	93	179	137	187	0.14	0.05	0.69
	C_1c	粉砂岩	102	433	13	39	22	50	4011	41	267	95	114	0.19	0.03	0.57
尖山	C_2^5	灰　岩	56	190	3.7	6	7	250	112	15.3	22	31	32	11.2	0.29	0.53
	C_2^4	灰　岩	263	254	3.7	5.3	7.3	232	88	35	678	28	27	0.34	0.31	0.51
	C_2^2	白云岩	120	644	3.5	5	9.5	144	251	16.5	34.5	38	33	4.17	0.13	0.37
寺冲5401孔	C_2^5	灰　岩	29	161	3	6.7	6	157	70	2.7	14.7	29	24	10.7	0.34	0.5
	C_2^4	灰　岩	81	722	4.7	5.3	7	228	48	9	34.5	30	27.7	6.64	0.57	0.67
	C_2^2	白云岩	58.5	3682	4.5	8.5	8	80	66.5	27.5	9.5	31	40.5	8.37	0.61	0.56

铜官山	C_2^1	大理岩	210	86	7	4	6	165	2.0	2.0	32	28	23	5.16	11.5	1.17
501 孔	C_2^2	白云质大理岩	303	1039	9	31.7	5.3	74	36.7	42.0	45.7	28.3	25.3	1.62	0.69	1.70
马山	C_2^3	大理岩	145	527	23	34	11	169	47	190	24	21	24	7.10	0.51	2.10
	C_2^4	大理岩	51	131	25.2	16.3	8.7	171	49.4	168	18.7	18.8	28	9.10	0.57	2.9
2508孔	C_2^2	白云质大理岩	17	1713	21	29	10.8	82.6	25.7	128	5.1	14.6	25.6	16.2	1.0	1.94
	C_{1c}	粉砂岩	102	273	12.2	12.6	28.7	31.7	5586	42.1	689	105	81	0.05	0.01	0.32
瑶山	C_2^5	灰岩	15	216	28	8.2	1.6	199	33.6	29.3	4.6	14	27	43.26	0.87	17.63
	C_2^4	白云岩	80	3902	25	4.7	2	100	91	483	3.1		28	32.13	0.30	12.50
131 孔	P_{1w}	粉砂岩	375	911	27.4	505	26.8	128	3440	125.8	171	84	82	0.75	0.02	1.02
	P_{1q}	灰岩	38	168	4	28	10	194	94	18	21	87	39	9.24	0.41	0.40
铜官山	C_2^5	灰岩	163	100	1.3	6.5	12.8	172	130	10.5	7	37.5	35.3	24.57	0.27	0.1
外围	C_2^4	灰岩	581	387	4	9	17	266	284	33	23	39	35	11.57	0.12	0.21
04 孔	C_2^2	白云岩	85	716	1.5	17.5	17.5	13.55	237	20.5	15.5	39.5	37	8.74	0.16	0.09
	C_{1c}	粉砂岩	49	313	25.4	25.7	37.5	173	4959	48	209	78	133	0.83	0.03	0.68

表 7—2 铜陵地区矿床硫同位素组成

矿物	产状	样品数	区间值 $\delta^{34}S‰$	均值 $\delta^{34}S‰$	资料来源
胶黄铁矿	C_2 层状矿体	7	2.2—8.3	5.61	王道华等，1984
	瑶山 C_1 砂岩中	2	−17.4—−23.3	−20.35	
黄铁矿	D_3w 中脉状矿	5	2.45—5.0	3.29	
	岩枝中脉状矿	3	3.54—3.87	3.76	
	C_2 层状铜硫矿	39	1.67—8.64	4.86	
	C_2 层状铁矿	4	6.80—12.2	9.95	
	砂卡岩型矿	14	1.04—6.21	4.54	
	井 5401-912 角砾状矿	1		−42.7	
	铁马山 C_2 底部球状结晶	1		−0.6	据 321 队，1985
	大成山 C_2 底部结核	1		−28.3	
黄铜矿	D_3w 中脉状矿	6	2.16—3.77	3.29	王道华等，1984
	岩枝中脉状矿	4	3.15—3.48	3.32	
	C_2 层状铜硫矿	33	0.95—7.70	4.97	
	砂卡岩型矿体	20	1.35—5.00	3.96	
磁黄铁矿	C_2 层状铜硫矿	23	2.57—8.78	5.81	
	砂卡岩型矿体	11	3.60—6.40	4.87	
闪锌矿	C_2 层状矿体	4	2.80—6.00	4.43	
	岩枝中脉状矿	3	2.91—4.50	3.67	
	C_2 层状矿体	3	0.3—3.40	2.07	
方铅矿	砂卡岩型矿体	1		5.20	据 321 队，1985
	郎坑 C_2 底部矿化	1		−1.60	
硬石膏	麻姑山 $Y\beta\pi$ 中及铜官山层状矿	3	13.00—21.6		
重晶石	层状矿	2	14.1—19.6	16.85	

素的迁移、富集。

印支-燕山期是中国东南部强烈地壳活动期，一系列推覆断裂、褶皱相继形成，并导致强烈的岩浆侵入-喷出活动，成矿作用也异常活跃。矿床的最终形成即是这些突发地质事件的具体结果。层状白云岩或白云质灰岩与下伏碎屑岩间的不整合面或海侵超覆面也是后期推覆构造层片的界面及重要的构造虚脱空间。白云岩的高孔隙率、高渗透率及碱屏障性质极有利于矿液的渗滤、交代和成矿。

印支-燕山期构造-岩浆活动及伴随的渗滤循环水的循环活动，既使地壳深部物质携带至浅部，也可使下伏和上覆地层中的成矿物质得以活化并向上和向下迁移。同位素资料已证实成矿热液的组分和来源并非单一，既有岩浆侵入活动的岩浆水，也有渗滤循环的大气降水或变质水，也可是二者的混合形成的混合水。在≥400℃以岩浆水为主的高温热液作用下，SiO_2性质异常活泼，极易与Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe^{2+}等离子结合形成镁橄榄石、透辉石、阳起石-透闪石、金云母、蛇纹石等一系列钙、镁、（铁）硅酸盐矿物组合；随着热液流动和热扩散，温度下降，在稍离接触带地段，氧化、还原电位发生变化，岩浆水和循环大气降水混合构成混合水成矿热液。此阶段SiO_2活动减弱，主要以石英晶出形式与金属硫化物磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿等共生；受岩浆水影响较小或无影响的远离侵入体地段，成矿

热液以渗滤循环大气降水为主，温度相对较低（≤200℃），随着氧逸度和硫逸度的变化，Ca^{2+}、Mg^{2+}、$Fe^{2+}(Fe^{3+})$与S^{2-}、CO^{2-}等结合，先后形成黄铁矿、胶黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、菱铁矿等，并与白云石、方解石、石英、硅质等共生。H. L. 巴恩斯（1976）实验指出，Cu在250—350℃时，pH值每升高一个单位，尽管氧离子活动相应增加一个数量级，但溶液中Cu的含量降低10倍，表明随着成矿热液pH值的增高，Cu、Fe氯络合物及H_2S发生分解，Cu^{2+}、Fe^{2+}、HS^-、S^-（或S^{2-}）结合，最终形成磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿等。可见，成矿热液中金属离子的丰度、温度及环境的pH值、Eh值等均是控制金属硫化物富集的重要因素。显然，容矿地层中碳酸盐岩的碱屏障性质对富集成矿极有利。矿床，特别是大型、特大型矿床，它们的形成是极其复杂的，丰富的成矿物质来源、有利的构造-岩浆活动、有利的岩石组合或建造、有利的容矿围岩及有利的物理、地球化学条件等均是成矿的重要因素。

3．表生成矿阶段

前威宁期碎屑岩沉积在表生作用下，经风化、剥蚀作用，尤其是沉积间断期，成矿物质均经过活化、迁移、富集过程。研究古表生阶段地表水及地下水作用，以及成矿物质的迁移富集规律是极有意义的，对寻找古砂金矿床亦如此。江南古陆边缘坳陷区，下石炭统碎屑岩不整合于板溪群铁镁质建造火山-沉积岩之上，板溪群含金背景值高，由于其长期隆起、剥蚀，成矿元素均经过活化、迁移和富集。所以这些地区极有希望找到古砂金或微粒金矿床。

石炭系层状金属硫化物矿床往往伴生有金，在提炼有色金属时可加以回收。金属硫化物在表生氧化作用及水解作用下，金属硫化物中各种成矿元素又发生新的组合，并形成氧化铁帽。铁帽型金矿近几年来已为人们注目，并取得较高经济效益。金属硫化物在氧化作用下，经过硫酸盐阶段，铁主要以氧化物和氢氧化物形式再沉淀，硫和二氧化碳在氧化阶段几乎淋失殆尽，极有利于Au、Ag的溶解和迁移，并形成次生富集型铁帽型金矿。

矿床，特别是大型矿床的形成是极其复杂的，其形成一般经历了沉积-成岩期成矿作用、后生作用期成矿作用及表生期成矿作用，是多期多阶段成矿作用的产物。为简要阐述矿床形成的复杂过程和矿床的多因素控制作用，笔者用图7—5来说明。矿床的产出成群、成带分布，异常伴有岩株状侵入体。在一个矿床内，侵入体内的细脉浸染状矿化（或矿体）常与接触带矽卡岩型矿体、层状矿体等共生，构成“三位一体”。侵入体是形成矿床的最重要热源，并形成以侵入体为中心的“等物理、化学圈”，在岩浆水、下渗循环大气降水及二者混合形成的混合水热液作用下，成矿元素主要以金属氯络合物形式迁移，在不同地层的假整合面或不整合面、不同岩性界面、顺层断层及孔隙率高的白云岩层均是成矿热液活动的良好通道和储矿空间。层状矿体在接触带及附近，成矿热液以岩浆水为主，温度较高，形成透辉石-透闪石-蛇纹石-磁铁矿组合；在其外侧，随成矿热液的下降，成矿热液以混合水为特征，形成金属硫化物-石英组合；在远离接触带地段，成矿热液以下渗循环大气降水为主，成矿温度相对较低，形成以黄铁矿-胶黄铁矿-菱铁矿-方铅矿-闪锌矿组合为特征的矿床。在铅-锌矿区和菱铁矿区经常未见侵入体产出，其成矿热液多以下渗循环水为主。相反，未见或很少铜矿区没有侵入体产出。显然，仅仅依靠下渗循环大气降水是不足以萃取大量的铜并使之富集的。金属成矿元素是多期多阶段富集的，这既决定于成矿元素本身物理化学性质，也决定于成矿热液流经途中的物、化条件。成矿热液特征常以蚀变分

带、金属元素分带形式表现出来。图7—5显示了层、相、位、岩的统一。

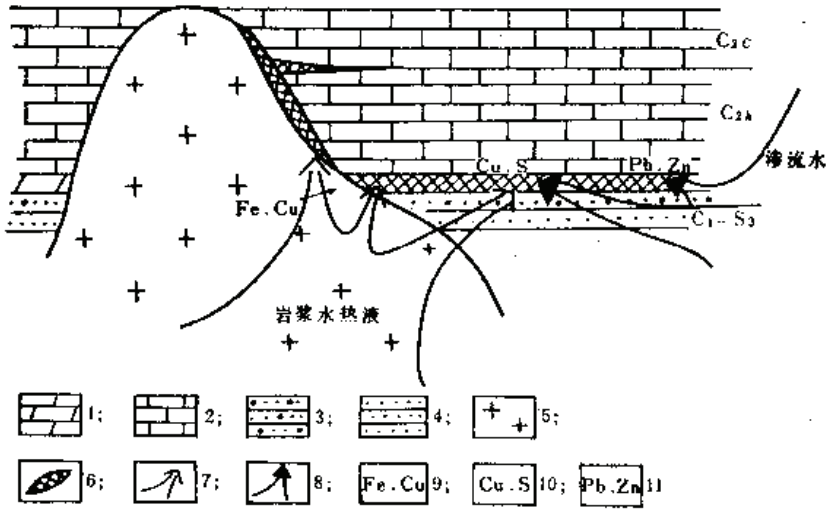


图 7—5 层控矿床成因模式略图

1—黄龙组底部白云岩；2—黄龙-船山组灰岩；3—威宁期底部砾岩；4—下石炭统-上志留统碎屑岩；5—侵入岩；6—矿体；7—岩浆水热液；8—渗流水；9—铁、铜矿体；10—铜、硫矿体；11—铅锌矿体

三、成 矿 规 律

层控型层状矿床的分布较有规律地受大地构造位置、区域构造性质、沉积相展布及岩石组合、岩浆活动等因素控制。其规律概括如下：

1．矿床位于加里东末期扬子、华南地块的拼合带和深大断裂活动带

中国东南部三大成矿区（见图7—2）分别受扬子、华南地块拼合带和深断裂控制。拼合带以北的萍乐、钱塘断陷控制了赣中成矿区；下扬子板内宿松—丹阳断裂和后期沿江断裂；控制了扬子成矿区。蒲城—河源断裂控制了闽西南—粤东北成矿区。印支末期板块碰撞拼贴的缝合线或推覆体边界虽对石炭系沉积相不起直接控制作用，但它对印支—燕山期褶皱、断裂和岩浆活动起明显的控制作用。

2．矿床受古地理条件控制，均位于古陆或古水下隆起的边缘部位

本区石炭纪沉积、层控矿床均形成在晚石炭世海侵超覆的古陆和古隆起边缘坳陷带。三个成矿带分别位于早石炭世江南古陆之南、北两侧和华夏古陆的西缘。这种古地理条件，有利于陆地的风化剥蚀和海侵期的海解作用，使成矿物质分解和后期富集。沉积铁矿、粘土、煤等矿床严格受古地理条件控制，铁矿位于古陆边缘，随海侵超覆而矿床层位升高。滨岸潮坪、红树林泥炭坪和沼泽、湖泊环境沉积煤和粘土矿。层控金属矿床产于威宁期或马平期向陆海侵的超覆面上，就位于碳酸盐岩、特别是白云岩与下伏碎屑岩的接触部位和白云岩中。

3．成矿构造带内燕山期侵入岩、火山岩体是成矿重要条件

古构造单元的接合部和深大断裂带亦是构造-岩浆活动的有利地带。矿体的蚀变、元素、矿物组合及同位素特征等均具有以侵入体为中心的带状分布特点。大多数Fe、Cu矿床均依附侵入体产出，而在外围则以较低温的矿物、元素组合，如Pb、Zn、Au、Ag等矿

床。大多数铁矿床的形成与火山活动相关的浅成或超浅成中性—中基性岩浆侵入及热液活动有关。

4．碳酸盐岩特别是白云岩储矿

黄龙组底部白云岩和威宁、马平阶碳酸盐岩与下伏碎屑岩假整合接触部位，是优良的孔渗条件和构造薄弱面，也是碱性屏障面，使有用元素的运移停止并富集。所以石炭纪层控矿床均产于晚石炭世早期白云岩或碳酸盐岩中。

5．倒转背斜的倾伏端成矿

成矿区域内倒转背斜的倾伏端，并近轴部或背、向斜交接地带，是构造虚脱空间，有利于成矿热液的流动和集中，是大多数层状金属硫化物矿床的赋存部位，是矿区内矿体的找矿线索。

6．层状金属硫化物矿床常伴生有 Au、Ag

在下渗大气水作用下，经氧化、水解，在地表及浅部，Au、Ag 活化迁移，并有次生富集，形成铁、锰帽金矿床或银矿床，应予以重视。

综上所述，石炭系层状矿床，特别是大、中型矿床，其成矿作用是极其复杂的，是多期、多阶段成矿作用叠加的产物。成矿物质的来源也是较复杂的，既有来自隆起区的陆源物质，亦有下伏或上覆碎屑岩经沉积-成岩作用形成的成矿物质，这些都使成矿元素达到初步富集。还有同沉积断裂活动期热水沉积作用提供的物质；燕山期岩浆活动从深部携带的成矿物质也是不可忽视的来源之一。成矿热液的组分亦是极其复杂的，岩浆活动带来大量成矿物质，所携带的岩浆水往往是成矿热液的主要组分之一。此外，在远离侵入体地段，下渗循环大气水又往往是成矿热液的主要组分，二者在一定地段又混合形成混合水。它们以不同的物理、化学性质控制了成矿物质的沉淀和富集。因此，石炭系层控层状矿床应属层控热液型矿床，既有沉积—成岩阶段成矿物质的先行富集，又有岩浆活动而导致的热液成矿作用，概括为“层、相、位、岩”控矿，即成矿受层位、沉积相、矿床产出部位、白云岩和岩浆岩等控矿条件控制。

参 考 文 献

安徽地质矿产局，1986，安徽省区域地质志，地质出版社。

陈宏明等，1988，下扬子盆地石炭系沉积地质及有关矿产，南京地质矿产研究所增刊，第4号，总34号。

陈耀安等，1982，福建省区域地球物理、地球化学的基本特征及内生金属成矿特点探讨，福建地质，1(1)。

陈耀钦等，1991，广东、海南石炭纪沉积相古地理及层控矿产预测，中国地质大学出版社。

福建地质矿产局，1985，福建省区域地质志，地质出版社。

傅肃雷，1984，浙江象山石浦附近石灰岩的时代，地层学杂志，8(2)。

郭振一、孙秀珠，1985，胶莱坳陷南缘晚侏罗世鲕状灰岩砾石中有孔虫、蠕化石的发现及其大地构造意义。地质论评，31(2)。

郭令智，1979，华南大地构造格架和地壳演化，国际交流地质学术论文集(一)。

郭令智等，1984，中国东南部地体构造的研究，南京大学学报(自然科学版)，4期。

金福全等，1987，北淮阳区地层研究的新进展，合肥工业大学学报，九卷，北淮阳地质论文专辑。

金福全等，1987，对"梅山群"的研究，合肥工业大学学报，九卷，北淮阳地质论文专辑。

江西地质矿产局，1984，江西区域地质志，地质出版社。

刘宝珺，1980，沉积岩石学，地质出版社。

刘宝珺等，1985，岩相古地理基础和工作方法，地质出版社。

李观富，1988，华夏古陆问题的讨论，江西地质，2(1)。

刘焕杰，1987，华北石炭纪含煤建造的陆表海缓坡体系特点及其事件沉积，沉积学报，5(3)。

刘乃坤，1982，闽北建阶几丁虫的发现，福建地质，1(2)。

廖士范，1983，关于碳酸盐岩(矿)成岩阶段划分、稳定同位素特征及表生阶段改造机理的讨论，沉积学报，1(3)。

李文达，1980，论扬子型铜矿床及其成因，南京地质矿产研究所所刊，10(2)。

李耀西，1989，中国石炭纪和二叠纪横板珊瑚化石带与生物古地理，见王鸿祯主编，中国古生代珊瑚分类演化及生物古地理，科学出版社。

李振坤，1988，福建省同位素年龄及其区域地质构造意义，福建地质，7(2)。

马开义等，1985，华夏古陆的存在及其演化，中国地质科学院矿床所所刊，2号。

孟祥化，1979，沉积建造及其共生矿床分析，地质出版社。

蒲心纯等，1991，中国南方寒武纪岩相古地理格局，岩相古地理文集6，地质出版社。

孙茂荣，1989，成岩作用的一些标志及控制因素，国外地质，第一期。

沙庆安，1986，论成岩作用阶段的划分和术语的选用，岩石学报，2(2)。

水涛等，1988，中国浙闽变质基底地质，地质出版社。

施央申等，1980，福鼎南溪石炭系复理石建造的发现对认识浙、闽沿海中生代火山岩基底大地构造性质的意义，南京大学学报(自然科学版)，4期。

田洪钧，1987，川西北甘溪上泥盆统白云岩化作用研究，成都地质学院学报，14(4)。

王根贤等，1983，湘东赣西 *Cystophrentis* 的发现及岩关阶地层划分，地层学杂志，7(3)。

王鸿祯，1986，中国华南地区地壳构造发展轮廓，见王鸿祯等主编，华南地区古大陆边缘构造史，武汉地质学院出版社。

王命恒，1985，政和县西石屯附近变质岩系地质时代探讨，福建地质，4(2)。

王益友等，1983，江浙海岸带沉积物的地球化学标志，同济大学学报，第4期。

王益友等，1983，几种地球化学标志区在金湖凹陷阜宁群沉积环境中的应用，同济大学学报，第4期。

谢寨克，1991，欧亚大陆东南缘大陆地壳基底研究与展望，火山地质与矿产，12(3)。

许靖华，1987，华南造山带而不是华南地台，中国科学，B辑10期。

颜怀学等，1987，试论华北地台南界，见北淮阳地质论文专辑，合肥工业大学学报，9卷，北淮阳地质论文专辑。

任纪舜等，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社。

任纪舜，1986，华南大地构造的几个问题，中国科学，31（1）。

杨式溥，1986，遗迹相及古环境的意义，地球科学，1（5）。

张文佑，1959，中国大地构造纲要，地质专刊，1号。

张秀莲，1985，碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度古水温的关系，沉积学报，3（4）。

张瑛等，1984，老虎洞白云岩的成因特征，南京地质矿产研究所所刊，5（1）。

巴瑟斯特，L.，1977，碳酸盐沉积物及其成岩作用，科学出版社，

弗里德曼，G.M.等，1987，沉积学原理，科学出版社。

霍敏多夫斯基，A.C.，1953，中国东部地质构造基本特征，地质学报，32（4）。

里丁，H.G.，1985，沉积环境和相，科学出版社。

莫罗，D.W.，1984，白云石化模式与古老白云岩，国外地质科技，第7期。

帕克，A.等，1989，沉积物的成岩作用，中国地质大学出版社。

奇林格，G.V.，1982，碳酸盐岩，石油出版社。

约翰，L.W.，1988，钙藻，地质出版社。

Archer, A.W., 1984, Preservational control of trace—fossil assemblages; Middle Mississipian carbonates of South-Central Indiana——Jour. Paleont. Vol. 58.

Bromley, R.G., Ekdale, A.A., 1984, *Chondrites*: A trace fossilindicator of an anoxia——Sediments Science Vol. 224.

Clifton, H.E., Thompson, J.K., 1978, Macaonichnus segregtis; A feeding structure of shallow marine Polychaete.——Jour. Sed. Petrol. Vol. 48.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G., 1984, Ichnology: The use of trace fossil——Sedimentology and Stratigraphy Soc. Econ. Paleont. miner Sh Couse notes 15.

Flugel, E., 1982, Microfacies analysis of limestones Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York.

Li Yaoxi, Chen Hongming, Zhang Ying, Tang Zairu, 1987, Carboniferous paleotectonic and paleogeographic landscape in Lower Yangtze-Qiantang region——Abstracts of Papers (1) Sect. 4, 11 th intern. cong. Cabon. Strat. Geol.

Longman, M.W., 1980, Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments——The American Association of Petroleum Geologists Bull Vol. 64 No. 4.

Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., 1983, Carbonate depositional environments——The American Association of Petroleum Geologists Tulsa Oklahoma 74101 U.S.A.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr, Thompson, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level——American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.

图版说明及图版

图 版 1

1. 大型楔状交错层理。河流沉积相标志，江西于都三门滩，C_1 梓山组，野外照片。
2. 去白云化假角砾状白云岩。白云岩角砾具刀砍纹（A）；角砾周围粗—巨晶方解石（B）。南京孔山，黄龙组，野外照片。
3. 鱼骨状双向交错层理，华夏古陆北缘潮坪相标志。浙江江山彭里，船山组灰岩。野外照片。
4. 干裂纹构造，潮坪相标志，浙江江山何家山，威宁期藕塘底组，野外照片。
5. 滑塌角砾岩。角砾巨大，最大达 850 mm，杂乱排列，属斜坡底滑塌堆积成因，江西高安鸡公岭，C_2 黄龙组，野外照片。
6. 具示底构造的鸟眼。鸟眼孔隙底部充填方解石砂，晚期亮晶方解石充填，安徽巢湖凤凰山，黄龙组，单偏光，×8。
7. 脉状层理。白云岩中含白色砂岩脉状层理是潮坪相标志，浙江江山何家山，藕塘底组，野外照片。
8. 灰岩中的波纹交错层理。示浅水沉积环境，广东连县水足塘，C_1 石磴子组，野外照片。

图 版 2

1. 藻核形石灰岩。核形石包壳完好，圆、长圆形，亮晶胶结，填隙物为藻砂屑等，安徽巢湖凤凰山船山组，单偏光，×5。
2. 鱼鳞砂岩。A—具圆形中央髓体的骨牙；B—具角度交错纹片构造的鱼鳞。南京孔山西北坡，高骊山组，单偏光，×15。
3. 浅变质石英杂砂岩。杂基水云母片粗大并定向排列，集合消光。福建福鼎下石炭统，正交光，×25。
4. 砂屑颗粒灰岩。颗粒支撑，亮晶胶结，无灰泥，见绕砂屑边缘的结壳状方解石胶结物和晶粒状的方解石胶结物。安徽巢湖凤凰山，黄龙组，单偏光，×15。
5. 火山豆石凝灰岩。火山豆石圆、扁圆形，具同心圈结构，豆石由伊利石、蒙脱石组成，核心和基质均具火山玻璃结构，安徽巢湖王家村，和州组。单偏光，×25。
6. 冲积扇砾岩。砾石含量>50%，颗粒支撑，砾石杂乱排列。属快速堆积的筛积物，海南东方青天峡，C_1 南好组，野外照片。
7. 硅质板岩。板岩中夹白色硅质岩薄层或透镜体，海南万宁，晚石炭世，单偏光，×15。
8. 凝灰质砂岩中含石英晶屑（A），其边缘港湾状，晶屑具玻璃质泡沫结构。江苏句容高骊山，高骊山组。单偏光，×25。

图 版 3

1. 鲕粒、砂屑颗粒白云岩。颗粒和胶结物均由白云石组成，可见二世代现象。安徽宿松坐山，黄龙组，单偏光，×15。
2. 藻迹白云岩。微晶白云岩中含断续、弯曲形藻条纹。江苏宜兴丁山，黄龙组，单偏光，×15。
3. 白云石具十字包体结构。中、粗晶白云石具黑色氧化铁质十字形包体。江西高安鸡公岭，船山组，单偏光，×10。
4. 去白云化残余白云石。方解石交代白云石且白云石残蚀状。安徽无为N参 2 井，黄龙组，单偏光，×25。
5. 鲕粒颗粒灰岩。鲕粒具藻斑点，压溶作用使鲕粒紧密镶嵌和具多边形适应面结构。南京孔山，黄龙组，单偏光，×25。

6．负残余结构细晶白云岩。强烈白云化使生物屑少，见残留海百合茎轮廓已不清晰。江苏宜兴，黄龙组，单偏光，×15。

7．马鞍状粗晶白云石。白云石晶面弯曲，正交镜下波状消光。江西高安鸡公岭，黄龙组，单偏光，×15。

8．豹斑状灰质白云岩，黑色为白云岩（A），浅色为灰岩（B），可见白云岩切割层理和白云岩、灰岩组成豹斑构造，广东连县水足塘孟公坳组，野外照片。

9．藻叠层石灰岩。弯曲形藻纹层。富藻层（A）和富屑层（B）间互。江西高安鸡公岭，船山组，单偏光，×10。

图 版 4

1．*Palaeophycus tubularis* Hall, 1847，南京孔山，高骊山组，原大。

2．*Ophimorpha nodosa*，江西螺市，船山组下部。

3．*Thalassinoides* Ebrerberg, 1944，安徽巢湖凤凰山，和州组顶部，×0.5。

4．淡水渗滤砂。颗粒周围一圈纤维状胶结物（A），黑色碳酸盐砂充填（B），晚期亮晶方解石充填（C）。安徽无为N参4井，船山组，单偏光，×25。

5．*Cylindrium*，江西高安鸡公岭，船山组。

6．*Chondrites*，广东连县水足塘，石磴子组。

7．*Zoophycos-Thalassinoides-Chondrites* 组合，广东连县水足塘，C：刘家塘组。

8．*Planolites montanus* Richter, 1937，南京汝山，高骊山组，×1.7。