

湘鄂赣二叠纪沉积盆地与层序地层

牟传龙 丘东洲 王立全 万方

(地矿部成都地质矿产研究所)

[内容提要] 湘鄂赣二叠纪沉积盆地是在统一的陆板块——华南陆块基础上发展而来的。根据晚古生代以来的地壳活动情况、沉积物充填序列、沉积相带及空间配置,该区可以划分为四种沉积盆地,即扬子克拉通盆地、扬子克拉通北缘被动大陆边缘盆地、湘赣板内拉张盆地和华夏克拉通边缘盆地。由于不同沉积盆地中层序发展的主控因素及其相关效应的差异,从而决定了层序发育特点的差异。本文详细划分了各种沉积盆地的沉积层序和沉积体系域,并进行了区域对比。在此基础上,探讨了层序的成因。

关键词 层序 二叠纪 湘鄂赣

1 盆地类型及其演化

虽然研究区二叠纪沉积盆地是在统一的华南陆块基础上发展而来,但由于新生的华南陆块不是均一的铁板一块,内部的稳定性和构造活动、沉降方式也有很大的分别,从而表现为具不同性质的沉积盆地。按地壳的活动性,研究区可分为扬子北缘(湖北大部)半活动区、扬子稳定区(包括湖北一部分,湖南及江西少部分地区)、湘赣半活动区(湖南大部和江西一部分地区)和华夏稳定区(主要包括研究区所辖的江西地区)(图1)。地壳活动性控制着沉积盆地类型及沉积物类型。

根据晚古生代以来的地壳活动情况、二叠纪盆地充填沉积序列、沉积相带及空间配置,认为湘鄂赣地区二叠纪可以划分为四种沉积盆地(图1),分别是扬子克拉通北缘被动大陆边缘盆地、扬子克拉通盆地、湘赣板内拉张盆地和华夏克拉通边缘盆地。

1.1 扬子北缘被动大陆边缘盆地

扬子北缘被动大陆边缘盆地主要包括湖北北部地区,北与秦岭海槽相连,为巨型古特提斯大陆边缘的组成部分^[1]。二叠纪时,由于一系列向北东倾斜的同沉积断裂活动,使得以断裂为边界的地质块体发生不均衡沉降,并形成由南往北的碳酸盐缓坡→斜坡→盆地的格局,沉积了浅水碳酸盐岩、钙屑角砾岩、浊积岩和硅质岩、深水碳酸盐岩组合。盆地内水柱由北往南变浅。栖霞期深水盆地范围仅限于湖北京山和襄樊一带,以碳酸盐沉积为主。茅口期,较深水沉积域的范围已扩至黄石一带,其沉积物为硅质岩和碳酸盐岩。早晚二叠世之间的东吴运动对本区影响不大,因为该区域在二叠纪时期始终保持着深水沉积环境。吴家坪期的深水

① 本文1997年1月14日收稿

② 地质矿产部沉积盆地与流体动力学开放研究实验室成果,97012

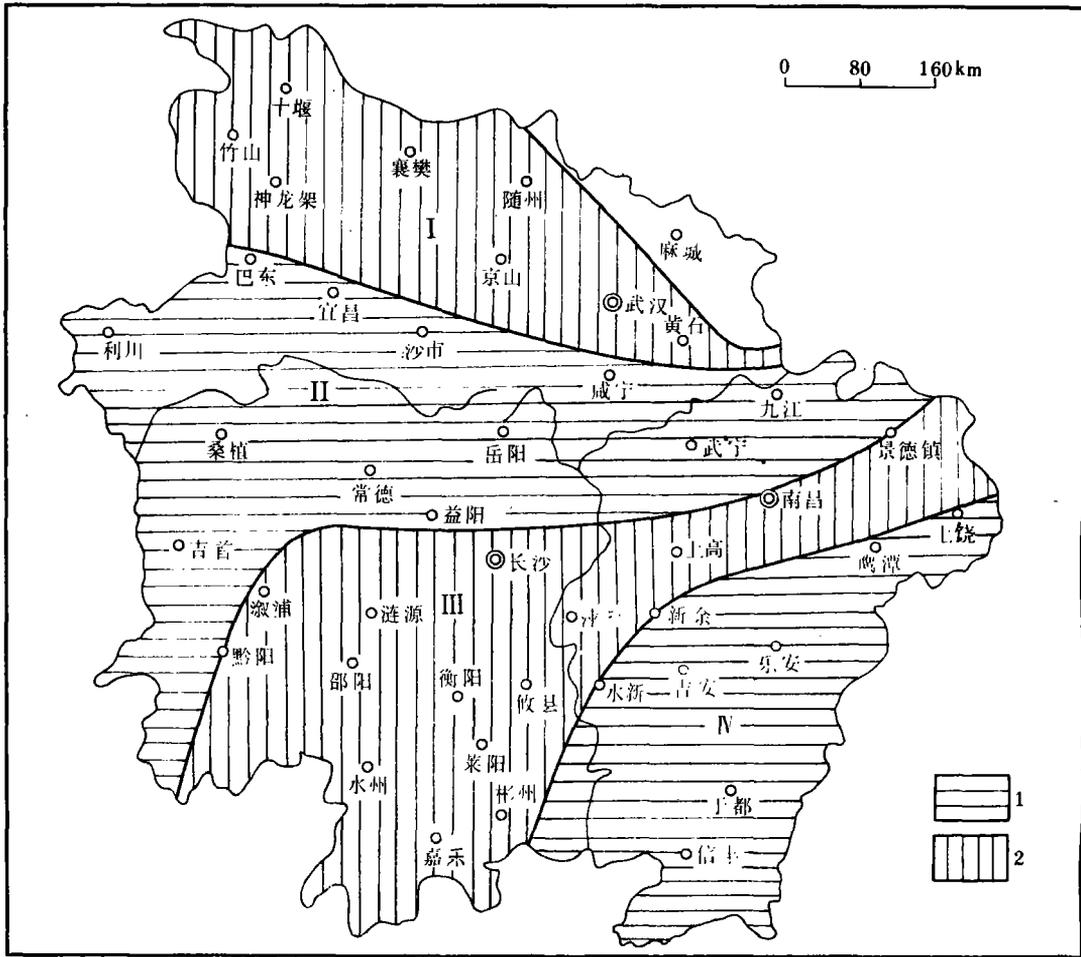


图1 湘鄂赣二叠纪地壳活动性展布及沉积盆地类型

1. 稳定区, 2. 半活动区;

I. 扬子北缘被动大陆边缘盆地, II. 扬子克拉通盆地, III. 湘鄂赣板内拉张盆地, IV. 华夏克拉通边缘盆地

g. 1 Crustal activities and sedimentary basin types in the Hunan-Hubei-Jiangxi region during Permian time

1=stable area; 2=semiactive area;

I = passive marginal basin on the northern margin of the Yangtze craton; II = Yangtze cratonic basin;

III = Hunan-Hubei-Jiangxi intraplate extensional basin; IV = Cathaysian pericratonic basin

范围只是较茅口期有所缩小而已。长兴期的较深水沉积范围扩至最大, 占据了湖北北部大部分地区。反映出海水不断向扬子克拉通方向侵袭, 从而造成浅水碳酸盐台地不断后退。

1.2 扬子克拉通盆地

该沉积盆地位于扬子陆块之上, 由于其基底相对较稳定, 同沉积断裂活动不太发育, 表现出均匀拗陷的特点, 因而其沉积作用也相对简单, 主要为浅水碳酸盐和陆源碎屑沉积物。最早的沉积发生在栖霞期, 与下伏石炭系往往为不整合接触, 通常发育一套厚度不大的陆源碎屑含煤岩系。这套地层被划分为梁山段或马鞍山段, 其岩性为粉砂岩和页岩或粉砂质泥岩, 发育楔状层理, 在湖南辰溪中伙铺尚发育鲕状赤铁矿, 为滨海沼泽相沉积。其沉积模式为碎屑岩缓坡, 并成为以后碳酸盐岩生长和发育的垫板。从栖霞期开始, 沉积盆地内成为统一的碳酸盐浅海, 发育碳酸盐岩沉积组合。栖霞期为一套浅海陆棚相生物碎屑灰岩、泥晶灰岩和白云岩构成, 并发育风暴沉积(图2)。茅口期, 其沉积组合和碳酸盐浅海范围与栖霞期非常相

似,只是在往扬子陆块北缘被动边缘盆地方向沉积环境变得较深,出现了盆地一斜坡相带。早二叠世与晚二叠世之间的东吴运动,对该盆地的沉积组成有很大的改变,导致原来的碳酸盐浅海隆升而成为暴露环境,原来的盆地消亡,区内大面积为古暴露和剥蚀环境,在茅口组与吴家坪组之间残存了古风化壳,地层之间为假整合接触。进入吴家坪期,受海平面升降的影响,在古风化壳基面上,沉积了一套潮坪—潟湖相陆源碎屑含煤岩系。尔后,沉积海域逐渐变为清水环境,形成一套碳酸盐岩组合。因环境急剧加深,在薄层状碳酸盐岩中夹有薄层状硅质岩和硅质页岩组合。东吴运动之后,控制盆地内的沉积组成和沉积物空间配置的是海平面变化,而构造活动已不是主控因素。整个地壳稳定和构造活动较弱,因而进入长兴期时,沉积盆地为一稳定的碳酸盐台地环境,堆积了较厚的碳酸盐岩。由于沉积海域为一清水环境,加之生物繁盛和古地理位置的耦合,使得在盆地内形成大量的生物礁,长兴期成为中国南方二叠纪一个非常重要的成礁期。

综合起来,扬子克拉通盆地的充填序列由下而上为陆源碎屑含煤岩系、浅水碳酸盐岩→陆源碎屑含煤岩系和浅水碳酸盐岩。早二叠世和晚二叠世在沉积序列上非常相似,说明该沉积盆地经历了两次构造转换,这两次的构造动力学是相当相似的,其盆地性质也无多大的转换,表明东吴运动在该沉积盆地范围内是以升降运动占主体。

1.3 湘赣板内拉张盆地

关于该区的沉积盆地属性历来争论较多,并提出几种观点和认识,如曾允孚等(1987)^[2]认为属被动大陆边缘盆地;吴应林等(1990)^[3]通过研究中国南方震旦—三叠纪的沉积作用特点后认为属前陆盆地;谌建国等(1990)^①认为属于湘桂拗拉谷;王立亭等^[1](1994)将其划分为湘桂陆间裂谷盆地。

实际上,该区二叠纪是一个长期继承性盆地,其盆地构造属性与泥盆纪或石炭纪的沉积盆地是一致的,表现为板内拉张盆地特点。

华南泥盆纪沉积盆地的沉积基底是建立在加里东构造旋回形成的华南造山带之上,从保存下来的地质记录和充填序列,此造山带是早古生代末由于扬子陆块和华夏陆块碰撞形成的前陆盆地。原先扬子陆块和华夏陆块之间的华南残留海最终关闭,但碰撞后仍保留了原来盆地的形态和沉积体的空间配置关系。表明扬子陆块和华夏陆块是两个不同性质的沉积域和两个板块,其分界线为江绍断裂。

加里东运动从早古生代开始,具有多次连续活动的特点,它不是一次或短期内就完结的地壳运动,而是在不同的时期,对地质的影响及其地质构造的影响是不完全一样的。早奥陶

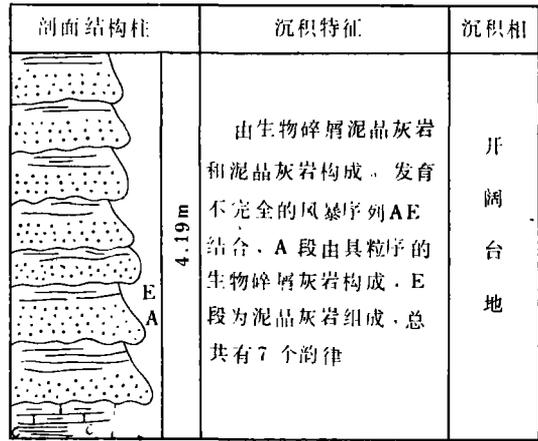


图2 湖北秭归新滩栖霞期风暴沉积剖面结构图
Fig. 2 Vertical section of the Qixian storm deposits in Xintan, Zigui, Hubei

① 谌建国等,1990,《中南地区二叠纪岩相古地理》(送审稿)。

与寒武纪之间的角度不整合,可能指示出最早的加里东运动发生的时限。发生于中奥陶世晚期的加里东运动,使得在福建西部形成永安前陆盆地,华夏板块边缘全部逆冲,挤压隆升,在扬子东南边缘的浙江西部率先形成中、晚奥陶世的前陆盆地,并向西迁移,在湘中衡阳附近转为晚奥陶世前陆盆地,并成为与扬子陆块被动边缘盆地相互叠置的场所,造成了上奥陶统紫红色粗粒砂岩与硅泥岩的不协调相变关系。志留纪时,盆地迁移到湘中湘西,成为叠置在扬子边缘上的前陆盆地。晚志留世时,在两个板块边缘与华南裂谷盆地发生滑脱挤压褶皱升隆,形成华南统一陆板块。

华夏板块向西俯冲和前陆盆地的迁移以及扬子陆块和华夏陆块的相互作用,造成裂谷盆地内晚元古代和早古生代的20km厚的沉积层与初始洋壳基底间产生滑脱变形,其褶皱轴呈S状(许效松、牟传龙等,1993)^[4]。

由扬子板块与华夏板块逐渐拼合形成的前陆盆地,其迁移和逆冲片推挤作用持续时间较长,大约100Ma左右,由奥陶纪开始直到早泥盆世时仍是前陆磨拉石充填阶段。泥盆纪沉积盆地是由于造山后的引张而形成的板内拉张盆地。盆地的基底为两个板块的边缘,西为扬子板块东南被动边缘的前陆挠曲部分,东为华南裂谷盆地东半部和华夏板块逆冲作用下的负荷沉降盆地(许效松、牟传龙等,1993)^[4]。

造山后新形成的泥盆纪沉积盆地,经历了前陆盆地碎屑充填阶段、碎屑陆架、泥质陆架和碳酸盐陆架建设阶段和碳酸盐台地和台盆分裂形成阶段的演化(图3)(许效松、牟传龙等,

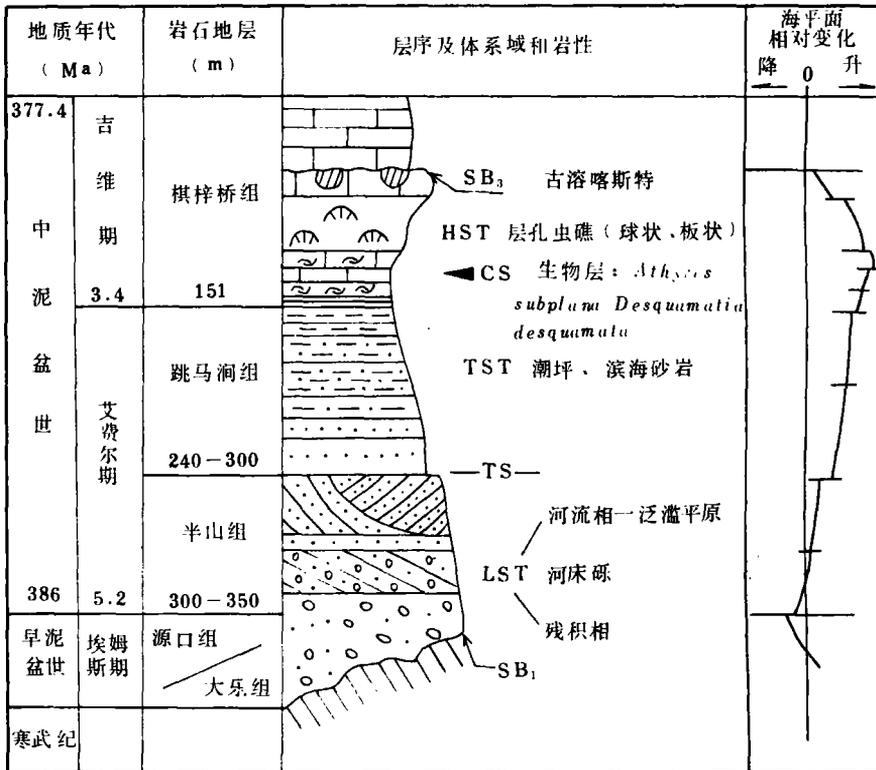


图3 湖南部东马鞍山中泥盆世层序划分(许效松、牟传龙等,1993)

Fig. 3 Division of the Middle Devonian sequences in Ma'an Shan, Shaodong, Hunan (after Xu Xiaosong, Mou Chuanlong et al., 1993)

1993)^[4],揭示了盆地的早中期演化序列。早期的源口组和半山组为一套残坡积受洪水改造的残积砾岩以及河流相砂砾岩和砂岩、泥岩。中泥盆统跳马涧组与半山组的分界是一初始海泛面,由滨海相和潮坪相碎屑构成,标志着碎屑陆架的形成;棋梓桥组的底部为一套泥岩(易家湾页岩)沉积,应属泥质陆架建设阶段的产物。往上逐渐过渡为富含生物的薄层灰岩沉积,标志着海盆演化已由泥质陆架过渡为碳酸盐陆架。经过向上变浅(发育礁滩相)而开始了盆地内的碳酸盐台地形成演化历史,并由于同生断裂的活动,形成了台地和台间盆地并存的沉积格局(许效松、牟传龙等,1993)^[4]。

石炭纪的沉积格局与泥盆纪非常相似,为在泥盆纪沉积盆地基础上的继承性盆地,盆地未发生转变。

湘赣二叠纪沉积盆地是位于扬子陆块和华夏陆块之间,是统一的华南陆块自泥盆纪开始沿北东向方向拉张的结果,其盆地性质表现为板内拉张盆地。盆地东西两侧为断裂所限制,由北东向南西方向散开,海水由北东向南西逐渐加深,盆地东部浅而平缓,西部陡而深,为一个不对称盆地。

由于海平面的急剧下降,晚石炭纪的海域向南收缩,造成大面积的暴露区,从而在地层接触关系上,导致二叠纪与石炭纪之间或为平行不整合或为古喀斯特。湘赣地区仍保留了海域,在长沙—浏阳—萍乡—于都一线以南为碳酸盐沉积,其环境应为陆架,盆地其它地段均为暴露喀斯特环境。尔后,随着海平面的上升,栖霞早期的碳酸盐陆架变为台缘斜坡—台盆环境,而古喀斯特地区成为碳酸盐开阔台地环境,直至栖霞期晚期,台缘斜坡—台盆环境向东北方向推进至南昌附近,周边与扬子克拉通和华夏克拉通边缘地区连成一片,成为巨型碳酸盐台地环境。茅口期早期,深水沉积区向南收缩,原来的碳酸盐台地环境仍持续发育;晚期,由于华夏古陆上隆而提供大量陆源碎屑物质,形成以堰桥组为代表的陆架碎屑充填序列,盆地开始变浅。茅口期末的东吴运动,使得该沉积盆地隆升成为古剥蚀区,早期的海盆关闭,大面积由三角洲沉积物所占据,海盆可能向南退缩至广西与湖南的交界一带,海盆范围变得相当窄。尔后,由于海盆的急剧下沉和海平面上升,湘赣地区南部沦为非补偿性沉积盆地,主要岩性为薄至中层状硅质岩和泥晶灰岩,夹少量粉砂岩和泥岩,水平层理发育。靠华夏一侧,由三角洲环境演变成为碳酸盐台地环境,盆地通过吴家坪期的演化,至长兴期,盆地的台间范围扩至最大,其余地区成为镶边碳酸盐台地环境。

1.4 华夏克拉通边缘盆地

华夏克拉通边缘盆地是建立在华夏陆块之上,盆地的基底与其它盆地有所不同。由于扬子陆块和华夏陆块的拼合而形成华南造山带,该造山带或逆冲片历经泥盆纪和石炭纪的沧桑演变,至二叠纪时属于一稳定的克拉通盆地。盆地内早期二叠世与晚石炭世沉积之间为喀斯特面或平行不整合,而南部的于都一带,二叠系与石炭系为连续沉积,其环境为陆架。该陆架与湘赣板内拉张盆地相连。栖霞早期为一碳酸盐陆架沉积环境,茅口期时,由于华夏古陆不断提供陆源碎屑物质,环境开始转变为陆源碎屑陆架环境,往东过渡为滨岸—大陆冲积环境。吴家坪期时,研究区变为三角洲环境、河流相和大陆湖泊沉积环境,沉积了一套以雾林山组为代表的碎屑岩沉积组合。长兴期,华夏克拉通边缘盆地则为潮坪—潟湖沉积环境。

2 层序地层分析

2.1 层序的关键界面和沉积体系域

2.1.1 升降侵蚀不整合和低水位体系域

升降侵蚀不整合是以区域构造活动为主的动力因素所产生的效应大于海平面下降的暴露侵蚀。构造活动以隆升作用占主导,期间至少有数个或数十个百万年以上的地质间隔。主要表现在造山后阶段或经过剥蚀、夷平化阶段之后,湘鄂赣地区二叠纪地层中以升降侵蚀为主形成的层序界面有两个:早二叠世栖霞期与前二叠纪沉积物间的基底界面(第1层序的底界面)和早二叠世茅口期与晚二叠世之间的界面(第7层序的底界面)。

第1层序的升降侵蚀不整合是华南加里东构造旋回在湘鄂赣地区的响应。栖霞早期梁山段沉积物以滨海沼泽相为主,是隆起和夷平后的充填物堆积在早古生代的古风化壳面或喀斯特化的基面之上。在鄂西地区,由于在志留纪或泥盆纪沉积之后,发生了广泛的升降运动而成为一长期的风化剥蚀区,缺失石炭纪地层。通过长期的夷平化,形成了古风化壳面(图4)。栖霞早期梁山组沉积物堆积在该风化壳之上。在湖北其它地区以及湖南小部分地区、江西等地,相当于该期的地层堆积在石炭纪地层因暴露而形成的古喀斯特界面之上。有的地方为残积的滨海沼泽相含煤陆源碎屑岩,但大部分地区为残留这套含煤陆源碎屑组合。综观区域展布情况,石炭纪末期发生喀斯特化的特征,在不同地区尚有分别。如在江西铅山等地,则表现为规模巨大的喀斯特地貌,喀斯特的填隙物为栉状方解石巨晶,角砾为围岩地层的岩石,并且大多已白云岩化,为区域古岩溶。而在湖北大冶西畈李一带,则表现为局部古岩溶,发育淡水方解石胶结的皮壳状构造和大量的窗孔、鸟眼等。在湘中湘南地区,因属于板内拉张盆地,石炭纪和二叠纪具有继承性,在该区表现出两者为连续沉积,与其相当年限的沉积物为一套浅海相的碳酸盐岩。在其它盆地中,如扬子克拉通盆地、扬子克拉通北缘被动大陆边缘盆地中,该层序的低水位可能是梁山组下部的一些残留地层。但未见典型的低水位沉积体系域的沉积特征,基本上很难划分出低水位体系域的沉积物。

研究区第7层序不整合界面是二叠纪时重大地质事件作用的结果。东吴运动产生的区域构造上穹干扰和抵消了全球海平面上升,因而改变了沉积作用方式,并导致湘鄂赣二叠纪层序的性质发生重大的转换,标志着盆地演化历史的重大变革。

升降侵蚀起因于东吴运动所导致的成穹作用,使得原来的沉积基底上隆,形成升降侵蚀不整合,但这一界面性质和表现,在湘鄂赣二叠纪不同沉积盆地中是不一样的。在扬子克拉通北缘被动大陆边缘盆地(南秦岭海槽)中,因该区自茅口期转化成深水欠补偿沉积盆地以来,一直处于深水沉积环境,东吴运动对该盆地的影响不大,到吴家坪期仍处于深水欠补偿盆地环境,形成了吴家坪组与下伏茅口组的整一接触。局部靠近扬子克拉通盆地一侧的盆地边缘,东吴运动的痕迹有所保留,形成了一沉积间断,在扬子克拉通盆地中,东吴运动的构造

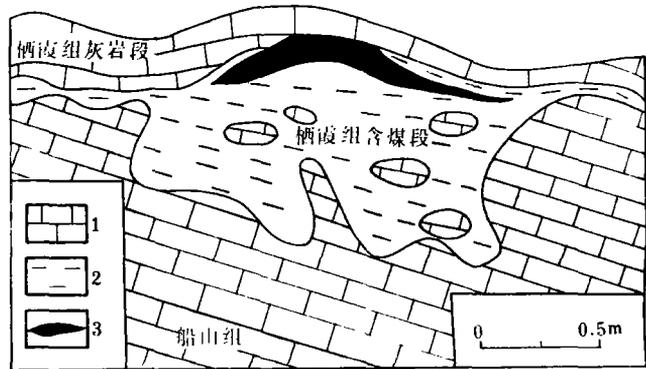


图4 湖南靖县增坪栖霞期梁山段与石炭纪船山组的假整合接触素描图(引自湖南区域地质志,1987)

1. 灰岩, 2. 粘土岩, 3. 煤层

Fig. 4 Sketch to show the disconformable contact between the Qixian Liangshan Member and Carboniferous Chuanshan Formation in Zengping, Jingxian, Hunan
1=limestone, 2=claystone, 3=coal seam

印痕得以很好的体现,导致原来业已形成的碳酸盐台地基底上隆,使得茅口期灰岩的大面积暴露和侵蚀,并形成了喀斯特地貌和风化古土壤和沼泽化。因此,茅口组灰岩为残留地层,在其顶面可找到厚数十厘米的含灰岩砾块的粘土层、含砾砂岩及碳质页岩透境体。风化壳特征明显,如在秭归新滩,茅口组顶部与吴家坪组之间就发育厚1m左右的含铝土矿水云母粘土岩或含黄铁矿铝土矿水云母粘土岩,顶部具数厘米黑色泥岩,并发育生物碎屑和硅质岩角砾;在湖北大冶一带,茅口组与吴家坪组均呈不整合接触,界面的形态凹凸不平,界面之上由含薄煤层的黑色碳质页岩或粘土岩构成,底部为一层角砾岩,角砾成分为硅质,其间铁质含量较高,显然这一组合显示出古暴露或古风化的特点。

在湘赣板内拉张盆地中,该界面尚不具备上述的古风化壳或喀斯特地形,界面上下的接触关系为整一接触,该界面为一隐性界面。实际上,界面是负记录,其特征是通过上下沉积物的沉积构造样式和沉积环境的差异来追溯和标识。该界面上下沉积物的沉积环境有明显的差异,界面之下为茅口组浅海陆架的陆源碎屑岩,如粉砂岩和页(泥)岩,界面之上则由三角洲相的含煤陆源碎屑岩,反映出沉积环境改变。从研究区区域上的展布来看,该层序界面应为类型I界面,其它地区的低水位体系域不发育,只在板内拉张盆地中发育,由三角洲砂体构成。

在华夏克拉通边缘盆地(研究区的赣东南一带)中,该界面的识别标志也相当清楚,具有由河流回春作用所形成的一套陆源碎屑沉积物。

2.1.2 海侵上超不整合与海侵体系域

通常说来,以海侵面构筑的层序界面不整合具有三个特点(许效松等,1995):①盆地动力机制处于拉张沉降阶段;②与全球或区域的海平面上升同步,盆地的沉降与海平面快速上升耦合,不仅导致有效容纳空间的增大,而且形成截切的海侵面;③层序界面之上的沉积体,通常以相对于下伏高水位体系域或低水位体系域具有向上变细、变深的沉积相组合体。如陆架含钙质泥上超在滨浅海砂质体上或碳酸盐沉积体以海侵式超覆在碎屑岩之上。这种不整合往往具有双向超线,界面之下为受长期剥蚀的沉积体,它是升降侵蚀不整合,对界面之上的海侵体系域而言,它又是海侵上超不整合,海侵面与层序不整合面合二为一,这是海平面上升速率快的表现。湖南泥盆系第2层序的顶界面就属这种情况(许效松,牟传龙等,1993)。

湘鄂赣二叠纪时期,具有海侵上超特点的层序界面,主要在第1层序的海侵体系域的上超面,区域上具有以下特点:①栖霞组早期的碳酸盐沉积体超覆在不同时期地层所组成的喀斯特或风化壳基面之上;②在有残余滨海沼泽含煤岩系的地段,该沉积体则超覆在碎屑岩体之上;③在局部地段,如湖北大冶西畈李,则是以陆架泥直接上超在喀斯特面上为特征。第①和③情况,海侵上超不整合与升降侵蚀不整合界面合而为一。第②种情况应反映出海泛面特点。从这些信息可追溯到栖霞期时为海平面主体上升期,海侵呈阶梯式地上超在前期的风化剥蚀夷平化的地形之上。而栖霞期时的碳酸盐沉积体和陆架泥构成了海侵体系域。

2.1.3 暴露侵蚀不整合与界面上下沉积体

暴露侵蚀不整合是指由海平面相对下降为主控因素,使原水下沉积物裸露地表或处于渗滤带或潜流带,发生沉积物界面与大气之间或淡水及混合水之间的早期成岩作用。

这种类型的层序界面不整合,在研究区内尤其是扬子克拉通盆地内发育广泛,主要有以下识别特征:①界面上下沉积物存在较大的分别,界面之上为灰黑色的白云岩,之下为厚层块状或中厚层状的生物碎屑灰岩或泥晶灰岩;②界面形态呈波状弯曲,局部尚见有溶蚀角砾岩(湖北利川元堡),角砾成分为下伏高水位体系域的生物碎屑白云岩,并有淡水方解石胶

结;③界面上局部发育碳酸盐碎屑流,如湖南辰溪中伙铺等地,在第3层序与4层序之间的界面上伴生有具同源物的滑动沉积和由碎屑流形成的再沉积角砾岩;④在台地边缘部位,如湖北利川见天坝的长兴期晚期地层的顶界面,则大量发育溶蚀孔洞和石膏白云岩化,局部地段有古土壤化。在台地内部,如湖北秭归新滩,长兴期与下三叠世以陆源碎屑沉积相接,沉积了粉砂质页岩和泥岩及粉砂岩与长兴期灰岩接触。这些物质组构都说明是海平面下降的结果,所以晚二叠系地层中可以找到相关的层序界面(图5),从而为准确建立该区的沉积层序奠定了基础。

地层时代(Ma)		岩石地层	生物带化石	层序地层		界面成因分析	I级层序			
				层序	界面属性					
250	T ₁				LST/SB ₁	暴露	2			
		P ₂	长兴期	大隆组/长兴组	Palaeofusulina Gallowyiella	11		LST/SB ₁	暴露	
	10					TST/SB ₂		暴露		
	259.0	吴家坪期	吴家坪期/龙潭组	Nanlingella simplex Codonofusiella kwongsiensis	9	TST/SB ₂		暴露		
					8	TST/SB ₂		暴露		
					7	TST/SB ₂		暴露		
						LST/SB ₁		升降侵蚀		
	260	P ₁	茅口期	当冲组/茅口组	Yabina—Neomis ellina	6		TST/SB ₂	暴露	
					Neoschwagerina simplex	5		TST/SB ₂	暴露	
					Concellina liuzhiensis	4		TST/SB ₁	暴露	
270.0					Concellina— Parafusulina	3	TST/SB ₂	暴露		
280					栖霞期	梁山段	Misellina Claudiae	2	TST/SB ₂	暴露
							Schwagerina— tschernyschewi	1	TST/SB ₁	升降侵蚀
270							1			
280										
290	Prep									

图5 湘鄂赣二叠系层序及界面成因

Fig. 5 Permian sequences and genesis of the bounding surfaces in the Hunan-Hubei-Jiangxi region

2.2 层序级别和主控因素

近年来对地层旋回的研究已取得突破性的进展,尤其表现在P. R. Vail 等的层序地层模式。该地层模式认为,全球海平面变化是在所有造成层序不整合发展的因素中最为重要的一种,是层序形成和演化的主要驱动机制。因此,一个层序的形成就代表了一次全球性海平面升降周期。并按照层序形成的持续时间,划分为五种不同级别的旋回(表1)。

表1 地层旋回和影响因素(据Miall, 1990)

Table 1 Stratigraphic cycles and their controlling factors (after Miall, 1990)

类型	持续时间 (Ma)	影响因素
1级	200—400	由泛大陆的形成和解体引起的主要全球海平面变化旋回
2级	10—100	由全球洋中脊体系体积变化引起的全球海平面变化旋回
3级	1—10	由洋脊变化和大陆冰盖的生长和消亡引起的全球海平面变化旋回
4级	0.2—0.5	米兰科维奇冰川全球海平面变化旋回
5级	0.01—0.2	米兰科维奇冰川全球海平面变化旋回

实际上,对层序形成的主控因素简单地归为全球海平面升降,这是欠妥的。尤其是对三级层序形成和演化的主控因素分析,显得不足,忽略了构造因素和沉积作用速率。如前陆盆地中,业已证明构造驱动是造成三级层序形成的重要因素,而非Vail等人主张的那样,是全球海平面变化引起的。同时,将地质历史中出现的侵蚀不整合简单地划分为两种类型过于简单,并忽略其本质。在划分层序界线时,应对层序界面的成因进行分析,这样才有利分析盆地演化历史和盆山转换过程。根据近几年的研究,层序界面的成因按主控因素可以分为五类(许效松等,1996)^[5]:①升降侵蚀不整合;②海侵上超不整合;③水下间断不整合;④陆上暴露不整合;⑤造山侵蚀不整合。这五个层序界面按次序在时序上代表了一次构造旋回和盆地转换为山系的过程。

地质事实证明,对一个地区而言,无论何种机制所产生的海平面变化,都表现为海平面的视上升和视下降。通过沉积物的性质、沉积体的配置和叠覆关系来建立和识别出的海平面变化是海盆内海平面的相对升降,这其中可能包括了全球海平面变化、构造、沉积速率甚至古气候等多种因素的共同效应。按层序的概念,它是由层序界面所限定的一套有成因联系的沉积组合体,因而,在上述四大参数的影响下,完成这一有成因联系的沉积组合体的成生和终止,即一个层序形成的持续时间是不以人的意识而转移的,一个严格的层序的持续时间可长可短。因此,作者认为按照时间来划分层序的级别是值得商榷的。因为按照这种划分法,掺进了很多的人为因素,不利于进行真正的“层序地层”研究并进行对比。实际上,为了便于对比和分析盆地演化过程,把层序的级别划分与构造旋回相结合,可能会好一些。因此,对层序的级别的划分应考虑到:①层序界面的成因;②层序界面的范围,是全球性还是地区性;③层序界面处于盆地演化历史的那个阶段,即是盆地的生成(birth)和消亡(dying)阶段还是盆地发育阶段(growth)。综合上述的因素,层序的级别应如表2所示的划分,这样有利于进行层序之间的对比和分析盆山转换过程。

表2 层序级别划分
Table 2 Division of the sequence hierarchy

层序级别	盆地演化阶段	成因机制和影响因素	层序界面成因类型
I	生成阶段 消亡阶段	由全球构造事件或板块间的作用为主导因素,以及由泛大陆生长和解体所引起的海平面变化旋回	升降侵蚀不整合、造山侵蚀不整合
II	生成阶段 消亡阶段	由地区性(或洲际性)的构造事件以及全球洋中脊体积变化引起的海平面变化旋回	升降侵蚀不整合、造山侵蚀不整合
III	发育阶段	由盆地内构造活动、冰川消亡和生长所引起的海平面变化旋回	海侵上超不整合、水下间断不整合、陆上暴露不整合
IV	发育阶段	沉积的速率、古气候以及米兰科维奇冰川所引起的盆地局部的海平面变化旋回	海侵上超不整合、水下间断不整合、陆上暴露不整合

2.3 典型剖面层序地层分析

湘鄂赣二叠纪不同的沉积盆地,其层序发展的主控因素及其相关效应是不同的,在岩石地层上就会表现出不同的信息标识,因此根据这些信息标识所建立的沉积层序就会存在差别。

2.3.1 扬子北缘被动边缘盆地(南秦岭海槽)

由于该盆地涉及到扬子板块和华北板块的拉伸拼合及造山历史以及古秦岭洋的消失等问题,因而其属性的认识有很大分歧,本次研究暂定为被动边缘盆地。由于该区的地层发育及研究程度不同,对其层序的分析只能是来自一些零星的资料,现以湖北的京山二叠纪剖面

为例,剖析和建立该沉积盆地二叠纪的沉积层序及相关体系域。

整个下二叠统地层可以划分为6个层序,上二叠统吴家坪组与长兴组总厚为10m左右,实为一凝缩复合体,层序很难进一步详细划分(图6)。

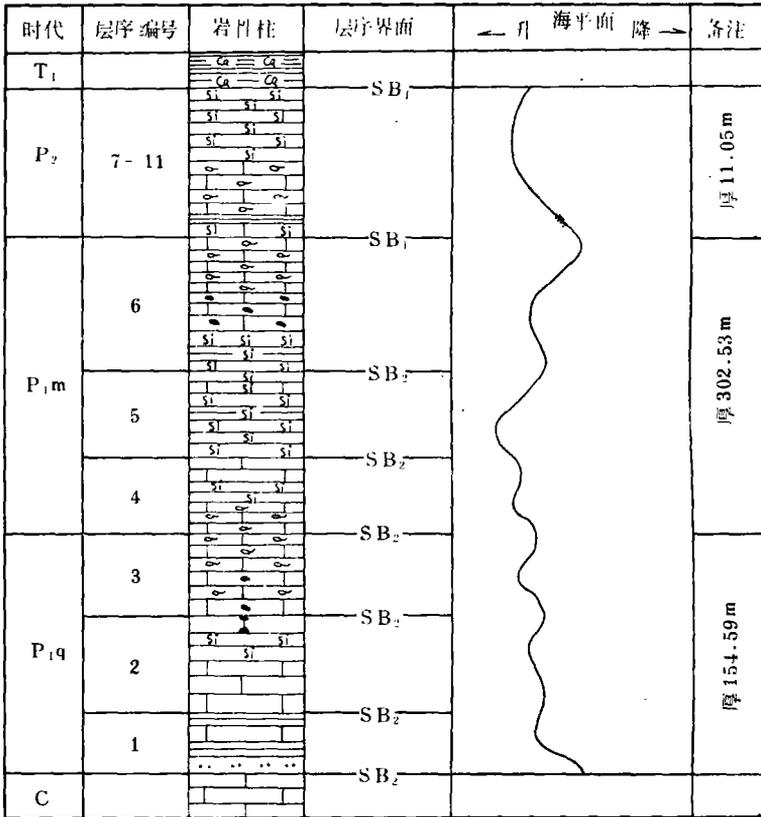


图6 湖北京山义和二叠纪层序划分及海平面变化

Fig. 6 Division of the Permian sequences and sea-level changes in Yihe, Jingshan, Hubei

第1层序底界与上石炭统为假整合接触,底部为滨海相的含铁砂质粉砂岩,指示了海侵的开始。由于缺乏低位扇和河流回春作用,该层序的底界应为I类界面。从成因上分析,应属升降侵蚀不整合。往上变为页岩,这套陆源碎屑岩构成一个完整的层序,成为尔后的碳酸盐生长发育的垫板,层序的顶界与栖霞期早期的碳酸盐海侵上超面合二为一,构成了两层序的分界面,为I类层序界面。

第2层序由下往上,沉积层序内部组合单元发育完整。海侵体系域由潮坪相(台地相)的深灰色厚层状灰岩组成,发育蠕虫状构造和竹叶状构造。随着海平面上升,当上升至最大时,形成了以黑色硅质岩为代表的凝缩层。早期的台地迅速演化成台盆;往上,海平面逐渐变为下降,而堆积了高水位体系域的沉积物,其物质表现为厚层含生物碎屑瘤状灰岩,为台地内部的生物丘。

第3层序的顶底均为I类层序界面不整合所限定。其层序由一套向上变浅的碳酸盐岩构成。海侵体系域由深灰色含燧石结核的生物灰岩,间夹生物碎屑灰岩所构成,显示水体相对较深,高水位体系域则为生物碎屑灰岩和生物碎屑瘤状灰岩,为开阔台地内部的生物碎屑浅滩和生物丘沉积,显示水体相对较浅。

茅口期时,海盆海平面变化的总体趋势与栖霞期相仿,即为主体上升时期,但茅口期海平面上升的幅度较栖霞期要大,演化历程显示出频率也较快,使得区域沉积环境由开阔碳酸盐台地迅速沦为欠补偿的台盆深水环境,晚期伴随海平面的下降又变为碳酸盐台地环境,根据沉积物性质和韵律,茅口期可以划分为三个沉积层序。

第4层序的顶底由Ⅰ类层序界面所限定,海侵体系域由开阔台地相的生物碎屑灰岩、豹皮灰岩所组成,凝缩层由薄至中层状硅质岩组成,而高水位体系域则为薄至中层状灰岩。

第5层序是在盆地处于欠补偿状态下发育而成,其顶底界面仍为Ⅰ类层序界面不整合。它是一个由海侵体系域、凝缩层和高水位体系域的沉积物构成的一个复合体,其岩性为硅质岩和硅质页岩。

第6层序的底界为Ⅰ类层序界面,层序的下部为海侵体系域和凝缩层的复合体,其岩性为钙质硅质岩、页岩,往上随着海平面下降,海盆也开始变浅,堆积了该层序的高水位体系域的沉积物,由一套开阔台地相的燧石结核灰岩和厚层块状生物碎屑灰岩组成。

东吴运动,对海盆的沉积环境和沉积作用方式有影响,导致海盆升降而发生暴露剥蚀,形成了茅口期与吴家坪期地层之间的不整合(图7),表明第6层序的顶界面为升降侵蚀不整合,为Ⅰ类层序界线。

由于这次隆升作用,形成了吴家坪组底部的风化壳,表现为一层厚0.94m的黄褐色鲕状硅质岩和粘土岩。通过强烈的风化剥蚀夷平化,海盆内的沉积基底形成一缓坡地形,同时构造沉降不强,随之而

来的海平面上升,使业已成为风化剥蚀地区重新成为海域沉积区。京山地区上二叠统可以划分出一个沉积层序,早期的灰岩构成该层序的海侵体系域,尔后形成了凝缩层与高水位体系域的复合体,岩性为薄层的硅质岩,顶底界均由Ⅰ类层序界面所限定。

该层序的厚度在不同的地段有所差异,同时其层序的发育也有所差别。在地形相对较高的地段,尚残存了一套含煤地层,名曰炭山湾段。该沉积组合体可视为低水位体系域。盆地靠浅水一侧,如湖北大冶鹿耳山(图8),早期的灰岩(海侵体系域)厚度相对较大,尔后迅速演化成为深水盆地环境。

2.3.2 扬子克拉通盆地

这是一地壳较稳定和均匀沉降所形成的沉积区域。在这样一个沉积盆地内,除了受一些区域构造事件的影响外,其地层层序形成的主控因素应该是海平面升降以及沉积速率。从整个二叠纪所展示的沉积物性质和空间置配及其沉积式样,说明与研究区的其他沉积盆地的沉积演化和地层层序形成的控制因素是有分别的。整个南方二叠纪的巨型碳酸盐台地,在研究区表现得最为典型的就位于此盆地中。

该沉积盆地的整个二叠纪可划分11个沉积层序(图9、10、11)。其时限为:栖霞阶3个、茅

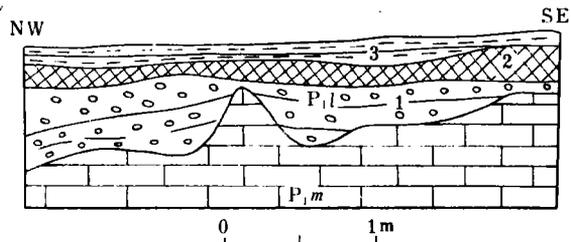


图7 大冶阴山沟煤矿龙潭组与茅口组平行不整合素描
P_{1m}. 含燧石灰岩; 1. 含下伏灰岩砾石之砾岩; 2. 煤层; 3. 页片状泥岩

Fig. 7 Sketch to show the parallel unconformity between the Longtan and Maokou Formation in the Yinshangou coal mine, Daye, Hubei

P_{1m}=chert-bearing limestone;
1=conglomerate with underlying limestone gravels;
2=coal seam; 3=foliated mudstone

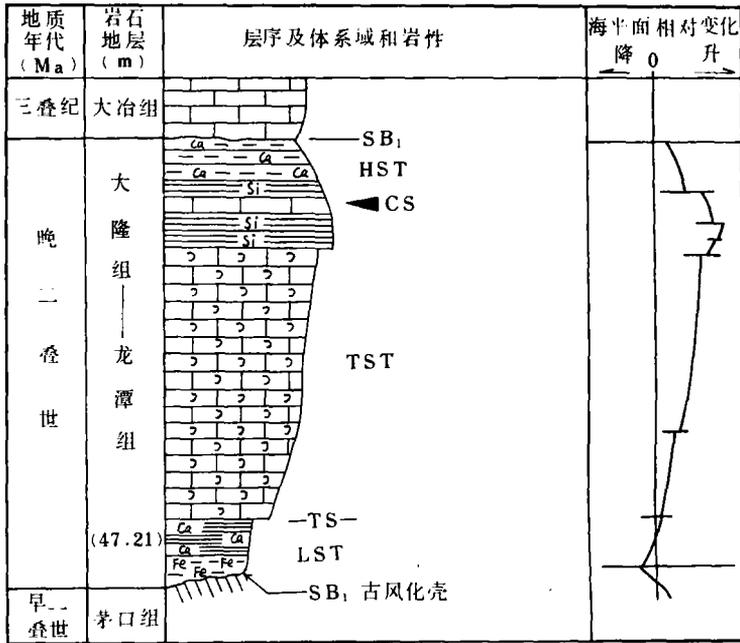


图8 湖北大冶鹿耳山晚二叠世层序划分及海平面变化

Fig. 8 Division of the Late Permian sequences and sea-level changes in Lu'ershan, Daye, Hubei

口阶3个、吴家坪阶3个和长兴阶2个。

该区最初的沉积层序由梁山段及其相当地层组成。其底界面为 I 类层序界线不整合，从层序界面的成因分类来看，它应属升降侵蚀不整合，这是华南加里东构造旋回在该区的响应。栖霞期早期地层与下伏岩石地层的接触关系，在不同的地段显示出差异，在辰溪中伙铺一带，栖霞期早期地层梁山段超覆在石炭纪的喀斯特界面之上，沉积了一套滨海—沼泽相的含煤陆源碎屑岩系；在利川黄泥塘一带，栖霞组地层超覆在泥盆系地层之上，两者的分界为一风化壳，表现在栖霞期底部为一薄层铝土质页岩，而与梁山段相当的地层马鞍段近底部为石英砂岩，下部为灰黑色灰质页岩与薄至中层粉晶含泥白云岩互层，上部为含泥白云岩与泥晶灰岩构成。石英砂岩成分成熟度很高，应为滨海环境的产物。从上述的沉积组成，表明马鞍段的沉积环境经历了从陆源碎屑滨海至碳酸盐缓坡的转换。在湖北秭归新滩一带，栖霞期早期的马鞍段沉积物为一套含煤陆源碎屑岩系，主要为碳质泥岩和粉砂岩，顶部为钙质泥岩，含二层煤，其环境为滨海—沼泽，与辰溪中伙铺一带基本一致。根据其岩性特征和沉积环境的变迁，梁山段及其相当地层可以单独划分为一个层序，用 S_1 代表。该层序的顶界面与栖霞期灰岩呈海侵接触，缺乏暴露特征、河流回春作用和低水位扇，应为 I 类层序界面。

通过第 1 沉积层序的演化分析看出，盆地内控制地层序列的主要因素已为海平面变化和沉积速率。至此，盆内开始了碳酸盐岩的发展演化。

栖霞组的灰岩段可以分成第 2 和第 3 沉积层序，两个层序的顶底界面性质相似，均为 I 类层序界面不整合。局部可见第 3 层的顶界面为 I 类层序界线不整合。在层序内部组成单元和沉积序列上，两个沉积层序(第 2 和第 3)具有相似性，海侵体系域由开阔台地相红藻屑泥晶灰岩、生物碎屑灰岩构成，高水位体系域则由局限台地相泥晶灰岩或灰泥丘和浅滩相的瘤状灰岩和生物碎屑灰岩构成。在利川黄泥塘，第 2、3 层序中，均可找到反映最大海泛的凝缩

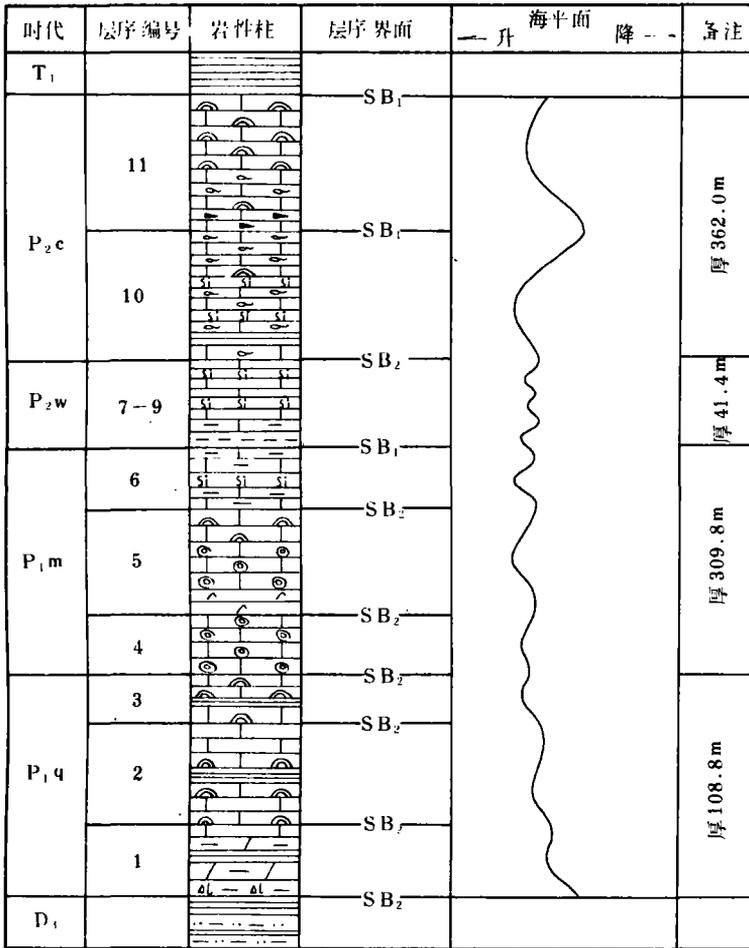


图9 湖北利川黄泥塘二叠纪层序划分及海平面变化

Fig. 9 Division of the Permian sequences in Huangnitang, Lichuan, Hubei

段沉积物,该沉积物由暗色页岩构成。

第4、5、6 沉积层序由茅口期地层组成。第4 层序和第5 层序在盆地内具有很大的相似性,分别由一套向上变浅的碳酸盐岩构成。多数表现出界面上下的岩性有很大差别,界面之上白云岩化强烈。层序界面的类型为Ⅰ类界面,从成因分析上看,均属暴露侵蚀不整合。在秭归新滩,第4 层序的海侵体系域由开阔台地相的生物碎屑泥晶灰岩、含生物碎屑硅质泥晶灰岩和似层状燧石组成;高水位体系域由浅滩相的含骨屑砂屑亮晶灰岩以及台地相的白云岩和生物碎屑泥晶灰岩构成。第5 层序与第4 层序相似。

在辰溪中伙铺一带,第4 层序的海侵体系域由含泥质条带泥晶灰岩组成,而高水位体系域为浅滩相的生物碎屑灰岩。第5 层序的海侵体系域由白云质灰岩、含泥质团块泥晶灰岩和泥晶灰岩构成,高水位体系域为含白云质团块泥晶灰岩和厚层状泥晶灰岩组成。在利川黄泥塘一带,第4 层序由深灰色厚层眼球状灰岩、生物碎屑泥晶灰岩(海侵体系域)和含泥灰质白云岩(高水位体系域)组成。第5 层序由藻屑泥晶灰岩、眼球状灰岩和含生物碎屑泥晶灰岩组成,为海侵体系域和高水位体系域的复合体,其环境由开阔台地变为局限台地。

第6 层序,在盆地内部开始分异,多数地段仍为浅水碳酸盐沉积海域,局部(主要在鄂

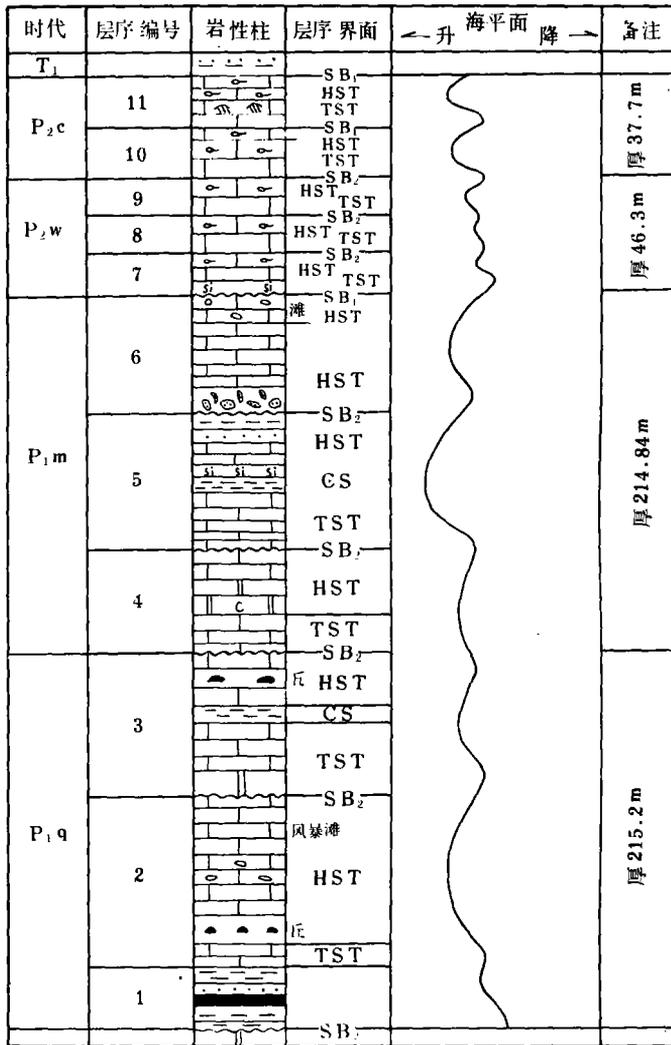


图10 湖北秭归新滩二叠系层序划分及海平面变化

Fig. 10 Division of the Permian sequences and sea-level changes in Xintan, Zigui, Hubei

西)为较深水沉积环境。在台盆环境中,第6层序的海侵体系域为灰黑色中层泥晶灰岩和页岩,凝缩层由薄层状硅质岩构成,高水位体系域的沉积构型与海侵体系域基本一致。在台地浅水区,第6层序的海侵体系域由白云质灰岩或叶状藻泥晶灰岩构成,高水位体系域为泥晶灰岩和灰岩或浅滩相的生物碎屑灰岩。该层序的顶界面为I类层序界面。它是早晚二叠世之间的东吴运动所产生的构造效应而产生的海平面下降,使得茅口组的地层发生暴露而形成的,形成了与上覆地层之间的风化壳和喀斯特化界面。

吴家坪组可以分为三个层序,即S₇、S₈和S₉。除S₇的底界为I类界面外,其余均表现出I类界面。S₇层序的低水位体系域在该盆地中不发育,海侵体系域在盆地的不同地段也有差别,在秭归新滩TST为泥晶灰岩和生物碎屑灰岩,利川黄泥塘则由暗色泥岩、含黄铁矿泥岩组成了层序的海侵体系域,而离古陆较近的辰溪中伙铺地区,该体系域由潮坪—泻湖相的含煤陆源碎屑岩组成。高水位体系域为生物碎屑泥晶灰岩(利川黄泥塘)、含骨屑泥晶灰岩(新滩)和厚层状泥晶灰岩(辰溪中伙铺)。第8沉积层序具有相似的物性和沉积构型,只是在

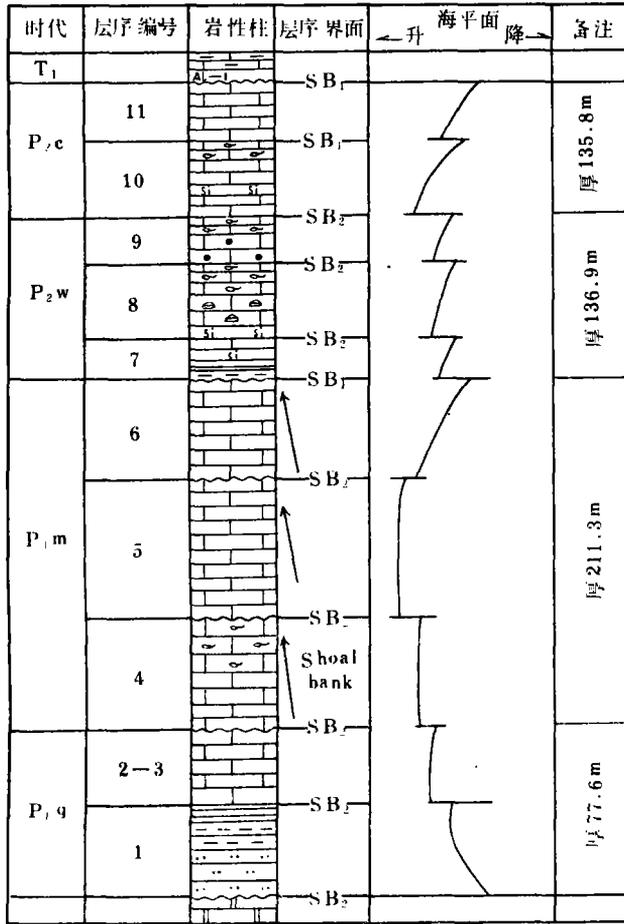


图11 湖南辰溪中伙铺二叠系层序划分及海平面变化

Fig. 11 Division of the Permian sequences and sea-level changes in Zhonghuopu, Chenxi, Hunan

利川黄泥塘,与第7层序相比,水体更有加深的趋势,发育薄层状的硅质岩。其它地区S₆与S₇具有很大相似性。S₆除在鄂西地区表现为较深水的层序构型外,其余地区,如新滩、辰溪中伙铺均与S₇、S₈相似,仍为浅水碳酸盐台地的层序构型。

层序10(I型)由长兴组下部地层构成,层序的底界为I类,顶界为I类界面。海侵体系域在不同的地带具有不同的沉积组成:辰溪中伙铺由中厚层状含白云质灰岩和薄层状硅质岩组成;秭归新滩为浅灰色—灰色厚层状生物碎屑灰岩;利川黄泥塘,该体系域由多个退积型准层序构成,表现为簿层状硅质岩→黑灰色薄层含骨针泥晶灰岩→硅质岩或碳质页岩组合,在野外露头上呈韵律出现,其沉积环境为盆地—台前斜坡。高水位体系域表现为一套向上变浅序列组合,在鄂西地区形成引人注目的台地边缘生物礁沉积,以利川见天坝和黄泥塘为代表。在秭归新滩,则发育台内点礁。两者不仅在礁类型上不同,而且造礁生物和成岩作用也有较大的差别。前者造礁生物主要为海绵和水螅,礁体白云岩化强烈;而后者则为单体和群体珊瑚,礁体硅化非常强烈。在辰溪中伙铺一带,该体系域则为开阔台地相的白云质岩和风暴滩沉积,顶界为I类层序界线不整合。

层序11(I类)由长兴组上部地层构成。该层序的底界具有斜坡侵蚀作用,堆积了一套由碳酸盐碎屑流形成的再沉积角砾岩。发育在鄂西地区,表明该层序的底界为I类层序界面,

其顶界与下三叠统的陆源碎屑沉积岩相接触,有的可能为风化壳接触,如辰溪中伙铺剖面, P与T之间为一层铝土质岩层,往上为泥质灰岩。一些地方为陆源碎屑沉积岩相接(秭归新滩)。说明长兴期晚期与三叠系之间存在一次海平面下降,形成 S_{11} 的顶界,为I类界面。该层序低水位由砾屑灰岩构成,砾屑成分包括已强烈硅化的岩石角砾以及海绵碎块和水螅碎块。海侵体系域在台地浅水区为生物泥晶灰岩或生物碎屑灰岩构成,而利川黄泥塘一带则由绿藻屑灰岩和生物碎屑灰岩构成,其沉积环境为台地前缘斜坡。高水位体系域在新滩由生物礁和生物碎屑滩旋回构成,辰溪中伙铺为开阔台地相的生物碎屑灰岩组成,在鄂西地区则为深灰色中层一块状绿藻屑泥晶灰岩,部分具滑塌构造,为台地边缘斜坡环境。

2.3.3 板内拉张盆地

该盆地主要包括湘中、湘南及江西萍乡、宜春、乐平以及赣南部分地区。根据其沉积物的性质和空间配置,可以看出盆地内层序发展也有较大的差别,可以区分为两个地段:其一以湘中、湘南为主的地区,同时包括江西的于都地区(A区);另一是以江西为主,包括萍乡、宜春、上高至景德镇等地(B区)。上述两区,层序存在较大的区别,分别以涟源七星街、攸县广黄和萍乡上栗剖面为代表。

1. B区(赣中地区)

该区二叠纪的层序构型既与扬子克拉通盆地有相似的特征,又有其独特之处。相似性主要表现在早二叠世,独特性主要体现在晚二叠世,整个二叠世可以分为11个层序,其时限为:栖霞阶3个,茅口阶3个,吴家坪阶3个和长兴阶2个(图12)。

层序1(I类)由栖霞组下部地层构成,顶底界均为I类层序界面所限制,其底界为升降侵蚀不整合,表现在与下伏石炭纪地层为喀斯特接触。除之而外,尚见有风化壳特征,在栖霞组的底部尚发现有一层薄的含铁泥质岩。该层序的海侵体系域由开阔台地相的泥晶灰岩构成;而高水位体系域则以生物碎屑泥晶灰岩为主。

层序2(I类)由栖霞组中部地层构成,由一套向上变浅序列的碳酸盐岩组成。

层序3(I类)由栖霞组上部地层构成;海侵体系域由泥晶灰岩构成;而高水位体系域则由多个加积型准层序构成,野外露头上表现为薄至中层状泥晶灰岩与黑灰色泥质岩呈多层出现。

层序4(I类)由茅口组下部地层组成,海侵体系域为中—薄层状泥晶灰岩和含生物泥晶灰岩组成;尔后,环境开始变浅,形成了一套浅滩相的生物碎屑亮晶灰岩,组成了该层序的高水位体系域。

层序5、层序6,在层序类型上和沉积物组成上与层序4基本一致,只是层序6的顶界面为I类层序界面。

层序7(I类)由吴家坪组下部地层构成。东吴运动在该区的表现与其它盆地不同,正如前面有关章节所描述的,在扬子克拉通或北部边缘盆地等地区,表现为茅口期地层的暴露侵蚀,形成暴露喀斯特化和风化壳界面;而本区表现为茅口期盆地的急剧变动,一跃而成为三角洲沉积环境,代表了与其它地区相配置的低水位时期的堆积体。海侵体系域主要由薄层状硅质岩构成,代表在盆地演化过程中,有海泛的历史。高水位体系域由三角洲陆源碎屑岩组成。

层序8(I类)和层序9(I类)构成了吴家坪组中上部地层。层序8的底界代表了沉积作用的转换界面,即由陆源碎屑三角洲演化为碳酸盐台地环境,是I类层序界面,也是海侵上

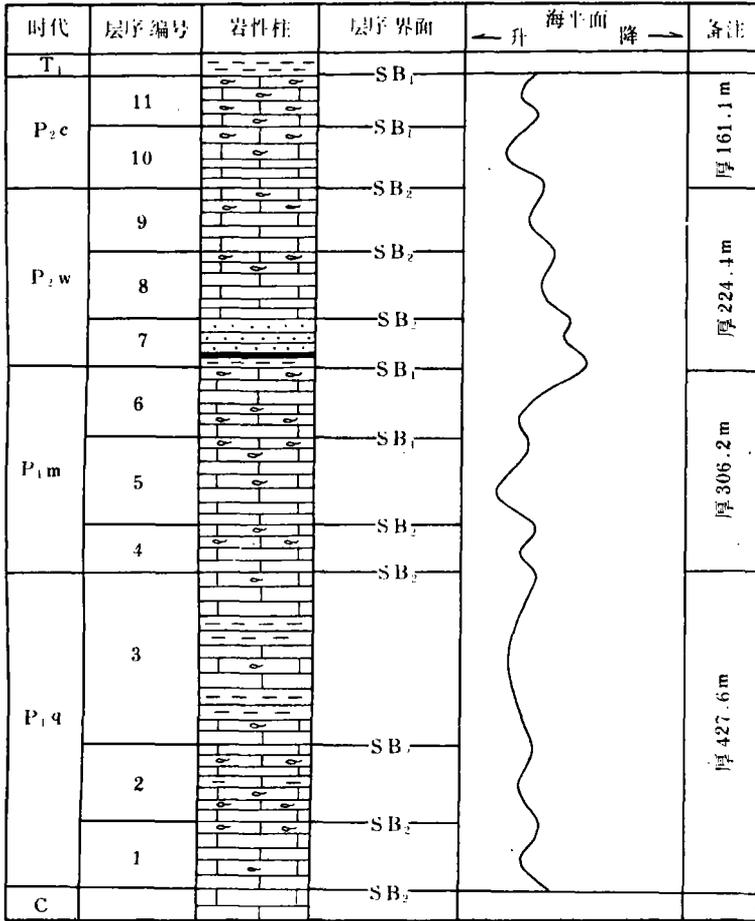


图12 江西萍乡上栗二叠系层序划分及海平面变化

Fig. 12 Division of the Permian sequences and sea-level changes in Shangli, Pingxiang, Jiangxi

超不整合。海侵体系域为生物碎屑泥晶灰岩,而高水位体系域为浅滩相的生物碎屑亮晶灰岩。层序9的内部组合与层序8基本一致。

长兴组可分为层序10和11两个沉积层序。层序10低界面为I类,顶界面为I类。层序11的底界为I类层序界面,因为区域上表现有暴露喀斯特或风化壳以及与之匹配的低水位三角洲沉积体,该界面是与之相对的整合界面。层序10和层序11的体系域组合基本相似。层序10的海侵体系域由厚层块状泥晶灰岩夹生物屑亮晶灰岩组成;高水位体系域由浅滩相浅灰—灰色块状生物碎屑亮晶灰岩组成。层序11的为灰色厚层状层微晶含生物灰岩;高水位体系域由浅灰—灰色厚至巨厚层块状生物碎屑灰岩、含生物亮晶灰岩组成。

2. A区(湘中、湘西南地区)

A区的层序演化在整个二叠纪独具特色,这是由于其构造背景所决定的。同时,在盆地内部的不同部位,层序的发展也有很大的差别,主要体现在茅口期的层序划分上。靠扬子克拉通盆地一侧,如涟源、新化等地,二叠系可以划分出9个层序(图13);而位于盆地深水区,如邵阳、隆回、攸县以及湘南一带,二叠系可以划分出7个层序(图14),分别以涟源七星街和攸县广黄剖面为代表。

(1) 涟源七星街剖面

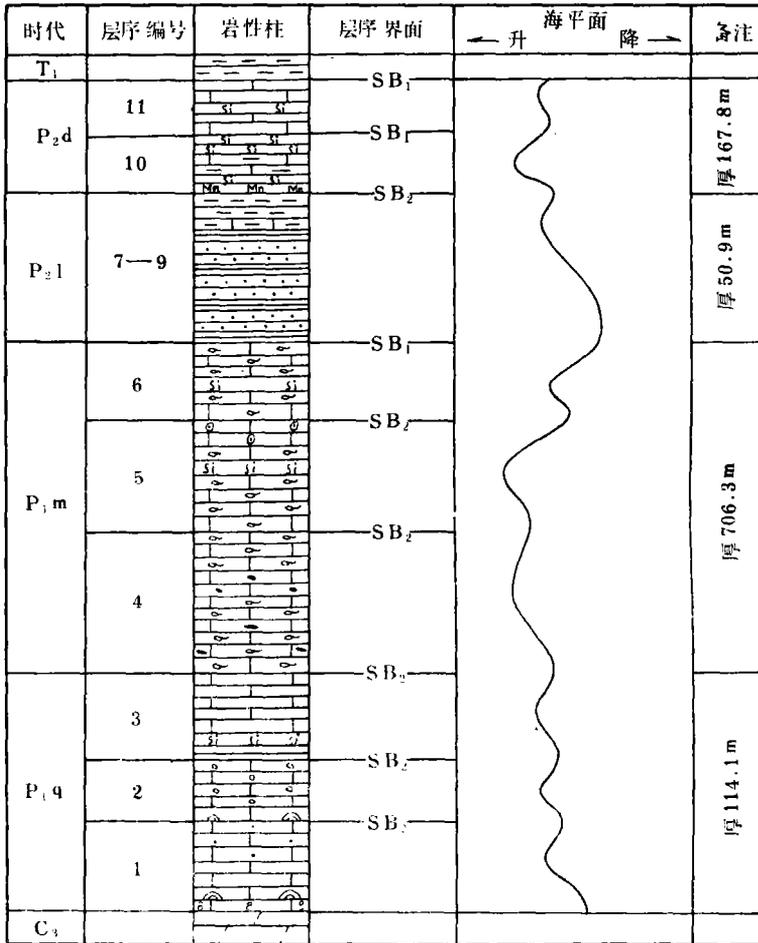


图13 湖南涟源七星街二叠系层序划分及海平面变化

Fig. 13 Division of the Permian sequences and sea-level changes in Qixingjie, Lianyuan, Hunan

涟源一带栖霞组地层可以划分为三个层序。层序1的底界与石炭纪为连续沉积，是一与区域上暴露界面相配置的整一界面，为Ⅰ类层序不整合界面。该层序的陆棚边缘体系域与海侵体系域不易区分开，由一套局限台地相的碳酸盐岩组成，岩性表现为灰色厚层泥晶球粒有孔虫灰岩和细晶白云岩。高水位体系域为灰色厚层至中层藻灰结核泥晶灰岩。

层序2(Ⅰ类)由栖霞组中部地层组成，整个层序由一套向上变浅序列的碳酸盐岩组成。海侵体系域为灰色厚层球粒泥晶灰岩。高水位体系域为浅滩相的砂屑亮晶白云质灰岩以及灰色巨厚层状砂屑—球粒泥晶灰岩。

层序3(Ⅰ类)构成了栖霞组上部地层。海侵体系域为薄层黑色页岩，往上海平面逐渐上升，形成了代表最大海泛期间的凝缩层沉积，由黑色薄至中层状硅质岩、黑色页岩和碳质页岩构成，沉积环境为台盆。尔后，沉积环境开始变浅，形成了一套开阔台地相的生物碎屑泥晶灰岩，含大量燧石团块。

茅口期地层根据界面特征和沉积旋回，可以建立三个沉积层序。

层序4(Ⅰ类)与层序3为一海侵上超不整合面，其下部的钙质页岩、泥晶灰岩以及生物碎屑泥晶灰岩，含大量似层状燧石条带构成了该层序的海侵体系域。高水位体系域则由灰色

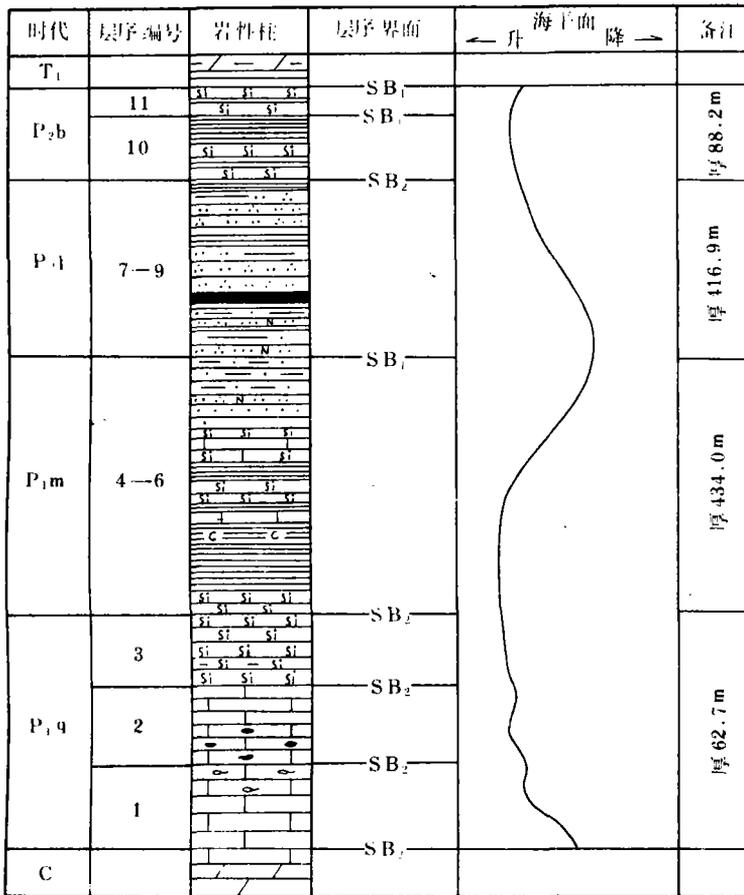


图14 湖南攸县广黄二叠系层序划分及海平面变化

Fig. 14 Division of the Permian sequences and sea-level changes in Guangguang, Youxian, Hunan

厚至巨厚层生物碎屑泥晶灰岩组成,含大量燧石团块以及中层泥晶灰岩,具有多个退积型准层序。

层序5(I类)由一套向上变浅的序列构成。海侵体系域为灰色厚—巨厚层生物碎屑泥晶灰岩,含燧石条带和团块。凝缩层为薄层硅质岩。高水位体系域为灰色厚—巨厚层生物碎屑泥晶灰岩,含燧石条带及团块以及浅滩相的灰白色厚层生物碎屑泥晶鲕粒灰岩。

层序6由茅口组上部地层组成,与层序5具有相似的层序构型。海侵体系域为灰白色中层叶状藻灰岩、灰色厚层生物碎屑泥晶灰岩。凝缩层由薄层状硅质岩组。而高水位体系域由厚层生物碎屑泥晶灰岩,含燧石团块构成,该层序的顶界面为I类层序界面。

龙潭组地层为1个沉积层序。其时限与其它地区的层序7、8、9相当,该层序的底界在区内为一整一界面。界面上下存在沉积环境的差异,界面之下为碳酸盐开阔台地,而界面之上则为陆源碎屑三角洲。这一沉积作用方式和沉积性质的转换是与区域升隆造成中扬子区大面积暴露,形成喀斯特化和风化壳界面相关。因此,该层序应为I类层序,三角洲砂体构成了该层序的低水位体系域。在龙潭组上部地层中,存在一明显的海侵面,即前人所称谓的海相段,以便与下伏的三角洲相相区别。这一海侵面之下为三角洲,之上则为碎屑陆架。该套陆源碎屑岩构成了该沉积层序的海侵体系域和高水位体系域组成单元。

随着海平面的急剧上升,盆地开始向上变深,在龙潭组与大隆组之间形成海侵上超不整合。整个长兴组地层可分为两个沉积层序。层序10(I类),其底界为I类,顶界为I类层序界面。顶界面是与区域暴露界面相配置的整一界面。海侵体系域由深灰色硅质页岩,底部尚夹几层厚约数厘米的棕色含锰层所构成。高水位体系域则为白云质泥灰岩和泥质灰岩以及硅质页岩。层序11为I类层序,顶底均由I类层序界面所限定,该地段不发育低水位沉积,而发育于鄂西地区。海侵体系域和高水位体系域不易区分开,可能为两体系域的复合体,岩性为深灰、灰黑色中薄层泥灰岩和硅质页岩。

(2)攸县广黄剖面

以攸县广黄为代表的层序构型,反映了盆地内另一种层序演化特点,与盆地靠台地浅水区既有相似之处,其区别也很明显,代表了湘鄂赣二叠纪深水沉积区的层序演化特征。整个二叠系可以划分为7个层序。

层序1(I类)由栖霞组下部地层组成,其底界与下伏石炭系地层为整一接触关系,界面之上发育陆棚边缘体系域,由中厚层状泥晶灰岩组成,区域上与之相当的时限范围内,则处于暴露区。海侵体系域则为灰色中厚层状含生物碎屑泥晶灰岩。高水位体系域与海侵体系域岩性基本一致,实际上两者不易区分。

层序2(I类)由栖霞组中上部地层组成。海侵体系域由灰色中厚层状含燧石结核灰岩组成。高水位体系域则为泥晶灰岩,局部含燧石团块和条带。

层序3(I类)由栖霞组上部地层构成。该层序比较特殊,由薄层状的硅质岩构成,层序的内部组合单元难易区分,为一复合体,代表了盆地已由台地相转换为台盆沉积环境。

茅口期地层,根据该期的沉积特征,可划分为1个沉积层序,其时限与涟源一带的层序4、5、6相当。

该层序的底界为一海侵上超不整合,从栖霞期晚期海平面开始上升至茅口期海平面急剧上升,海域成为欠补偿深水沉积盆地。茅口组的中下部地层构成了该层序的海侵体系域和凝缩层,为一长时间的复合体。尔后,海平面下降,海盆变浅,形成该层序的高水位体系域沉积。海侵体系域和凝缩层复合体的岩性为浅灰色薄层状硅质岩、页岩、含碳质页岩以及含锰泥质硅质岩和板状硅质页岩,夹一些硅质灰岩。高水位体系域则由前三三角洲相(陆架相)的陆源碎屑岩构成,主要为细砂岩、粉砂质页岩和页岩。

龙潭组可以划为1个沉积层序,其时限与层序7、8、9相当。

东吴运动在该区的反映是盆地急剧缩小、变浅,以大量的陆源碎屑充填为特征,形成了层序构型以碎屑岩为主的特征。该层序的低水位体系域由三角洲相含煤陆源碎屑岩系组成,从三角洲的剖面序列可以看出,具有三个演化旋回,这或许能与其它地区的层序7、8、9作很好的对比,代表了三次海平面相对升降,相应形成三角洲逐渐向海盆方向推进的特点。海侵体系域和高水位体系域为一复合体,不易详细划分,其岩性为陆架相碎屑岩,如石英砂岩和泥质粉砂岩及页岩。

长兴期地层可以分为两个层序。由于该期的海平面上升速率较快,海盆迅速演化成为台盆沉积环境,由一套泥质硅质岩、硅质页岩和薄层状硅质岩构成,夹一些粉砂岩组成。由于陆源碎屑的渗入,是海平面相对下降的标志。因此,根据这一标志,可以分为两个沉积层序:层序10为I类,而层序11为I类,这是结合区域特征而确定的,它的顶底界面代表了该层序在深水区的整一界面。

2.3.4 华夏克拉通边缘盆地

该盆地离华夏古陆较近,因而二叠纪层序构型以碎屑岩性为主,早二叠世与扬子克拉通盆地相似。

栖霞期地层可以划分为三个沉积层序(图15)。层序1(I类)由栖霞组下部地层组成,为滨海碎屑岩,岩性为细粒石英砂岩。构成该层序的海侵体系域和高水位体系域的复合体,其带化石为*Misellina claudiae*,因此该段相当于梁山段。层序2(I类)与层序3(I类)均有相似的层序构型。层序2的海侵体系域由厚层块状泥晶灰岩,含有大量燧石团块及条带组成。凝缩层由燧石层构成。高水位体系域为生物碎屑灰岩。层序3的海侵体系域与凝缩层构成复合体,岩性为硅质岩和灰岩。高水位体系域为厚层状生物碎屑灰岩。

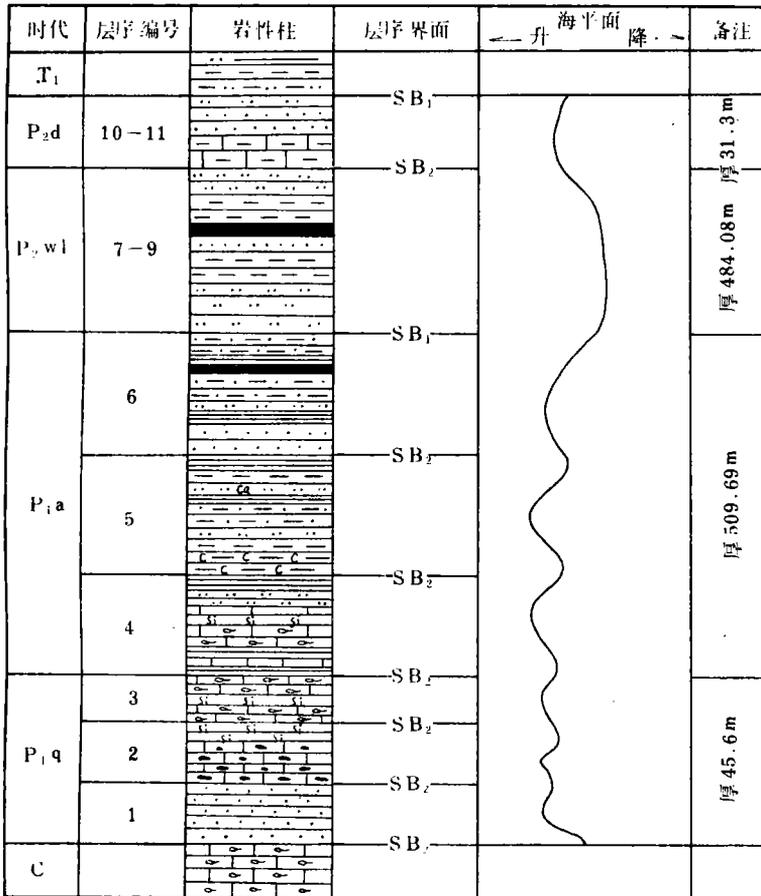


图15 江西铅山二叠纪层序划分及海平面变化

Fig. 15 Division of the Permian sequences and sea-level changes in Qianshan, Jiangxi

茅口期地层可以划分为三个沉积层序。层序4(I类)的底界为I类层序界面,海侵体系域由陆架相的灰黑色微薄层状碳质水云母页岩和碳酸盐台地相的含生物碎屑灰岩组成,代表最大海泛期的沉积物以薄层状含生物的硅质岩夹灰岩为代表;尔后,海盆水体逐渐变浅,伴有陆源碎屑物的掺合,形成了该层序的高水位体系域的沉积物,为近滨—前滨相的页岩、碳质泥岩夹薄层状粉砂岩,见有浪成沙纹和滨岸沼泽相的碳质页岩和煤线。层序5(I类)由一套滨海相碎屑岩构成,海侵体系域和高水位体系域分别由近滨相和前滨相的砂岩和泥岩

构成。层序6(Ⅰ类)的底界为Ⅰ类层序界面,顶界伴有强烈的河流回春作用,而显示出Ⅰ类层序界面的特征,该层序的海侵体系域为滨海相碎屑岩系。

吴家坪期的地层,在该区表现为一套陆相,即冲积相到湖沼相的陆源碎屑岩构成,这套岩石地层称为雾林山组(P_2w),该套沉积物无法划出沉积层序,但其时限相当于扬子克拉通盆地的层序7、8、9三个层序发育的时限范围。

长兴期地层为湖坪相或台地相的沉积物,在盆地的西部,长兴期地层为陆源碎屑潮坪,层序难以进一步划分,时限相当于层序10和11;盆地的东部,相当于这两个层序的时限范围内,更多地为碳酸盐台地环境,晚期局部变浅成为潮坪相的陆源碎屑岩。

3 湘鄂赣二叠系层序对比及成因探讨

根据前面对层序级别的限定,湘鄂赣二叠系层序划分在不同的沉积盆地中是有差别的。要进行层序的区域对比,应该建立在同一级别的层序基础之上。

湘鄂赣二叠纪沉积盆地有四种,即扬子克拉通北缘被动边缘盆地、扬子克拉通盆地、湘赣板内拉张盆地和华夏克拉通边缘盆地。扬子克拉通北缘被动边缘盆地二叠系发育两个Ⅰ级层序,其时限为早二叠世和晚二叠世。七个Ⅱ级层序,分别是栖霞阶三个、茅口阶三个,上二叠统无法进行详细的Ⅱ级层序划分,此时盆地处于欠补偿深水盆地环境,其沉积物代表了凝缩层复合体,只能归为一个。扬子克拉通盆地二叠系发育两个Ⅰ级层序(早二叠世一个,晚二叠世一个),十一个Ⅱ级层序,其时限为栖霞阶三个、茅口阶三个、吴家坪阶三个和长兴阶两个。湘赣板内拉张盆地二叠系划分为两个Ⅰ级层序。同时在盆地的不同部位,其Ⅱ级层序的发育程度不一样;在盆地浅水部位的萍乡、宜春、上高至景德镇一带,二叠系有十一个Ⅱ级层序;盆地浅水地带的涟源一带,二叠系有九个Ⅱ级层序,其时限为栖霞阶三个、茅口阶三个、吴家坪阶一个和长兴阶两个;而深水盆地地区,二叠系则发育七个Ⅱ级层序,其时限为栖霞阶三个、茅口阶一个、吴家坪阶一个和长兴阶两个。华夏克拉通边缘盆地二叠系可分为两个Ⅰ级层序,时限为早二叠世和晚二叠世。并可进一步划分为八至九个Ⅱ级层序,其时限为栖霞阶三个、茅口阶三个、吴家坪阶一个和长兴阶一个,局部地带,长兴阶可存在两个Ⅱ级层序。

上述可以看出,湘鄂赣二叠系的Ⅰ级层序在区域上完全可以对比,在层序界面的类型、成因类型和时限均是一致的。

实际上,这两个Ⅰ级层序所代表的时限与中国南方二叠系的构造旋回和盆地变更时限一致,而且形成Ⅰ级层序的层序界面与华南的构造升降事件紧密相关。华南加里东构造旋回中所发生的升降运动,形成了第一个Ⅰ级层序的底界面,由于这次构造升降事件,使得除在湘中、湘南及赣南的于都一带尚未暴露外,其它地区均为暴露侵蚀区,造成了石炭纪或更老地层与二叠系之间的不整合接触。经过长期的作用,相当于梁山段时段的沉积超覆在不同时代的古风化壳面或喀斯特化界面之上,构成了二叠纪第一次海侵沉积物,同时海侵面与升降侵蚀不整合面合二为一,标志着二叠纪新盆地的生成和前二叠纪海盆的消亡,代表了沉积盆地动力学的转变。从时限上看,界面之上的最早沉积物,在研究区应是以 *Misellina claudiae* 为带化石的梁山段或马鞍段抑或是鸡公岭段,这些因素说明该层序界面在区域上是可以对比的。第一个Ⅰ级层序的顶界面也就是第二个Ⅰ级层序的底界面,它的形成与华南的东吴运动相关,该界面又代表了一次盆地动力学的转变,使得早二叠世海盆消亡,晚二叠世海盆成

生。同时,通过这次构造运动,使得原来存在差异的早二叠世海盆(可分为四种沉积盆地,前已述及)转换为具有统一性质的海盆。该界面区域上展布特征有所不同,在被动边缘盆地和克拉通盆地中,有沉积间断面,广泛发育古风化壳和喀斯特化界面,地层接触关系表现为假整合甚至角度不整合。板内拉张盆地和克拉通边缘盆地中则表现为整合接触,只是界面上下岩相变化截烈,前者为三角洲相沉积物,而后者则为大陆冲积相,根据这些特征并结合带化石,这一界面在区域上是可对比的。第二个Ⅱ级层序的顶界面应是可以对比的,在扬子克拉通盆地暴露明显,结合三叠系与二叠系的生物地层分界,该界面也非常明显。

上述表明,两个Ⅱ级层序的顶底界面在区域上完全可以对比。因此,这两个层序也是可以进行对比的。无论是海平面变化特征、构造旋回和沉积盆地更替转换阶段都能进行很好的对比(图16)。

湘鄂赣二叠系的Ⅲ级层序在区域上不能完全对比。栖霞阶的三个Ⅲ级层序中区域上完全能对比。茅口阶的三个Ⅲ级层序在被动边缘盆地、扬子克拉通盆地和华夏克拉通边缘盆地也可以进行对比,但在板内拉张盆地不能完全从层序发育的数量来对比。大家知道,二叠系与前二叠系的接触界是一升降侵蚀不整合面,在其它地区都成为暴露侵蚀区时,板内拉张盆地局部仍保留为浅海沉积环境。当梁山段作为二叠纪第一层海相沉积,在扬子克拉通被动边缘和克拉通边缘盆地都为碎屑滨海沉积,为以后的碳酸盐发育提供了基座。尔后的栖霞期,控制层序生长发育的主控因素是海平面升降,形成了三个碳酸盐缓坡型Ⅲ级层序。值得提出的是,在形成第三个Ⅲ级层序时,板内拉张盆地中的拉张活动业已开始,在其它地区表现为完整的层序时,板内拉张盆地已局部成为欠补偿的沉积区,而成为复合体,但时限上是可以对比的。茅口期时,板内拉张盆地拉张作用更为强烈,早期的深水台盆环境范围迅速扩大,致使该盆地成为欠补偿区,形成了复合体,难以详细划分。但在板内拉张盆地的边缘部位,如涟源七星街、萍乡上栗等,仍然与区域上具有很好的对比性,即可分为三个Ⅲ级层序。

东吴运动结束了早二叠世的沉积盆地和层序的演化历史,造成扬子克拉通盆地的大面积暴露剥蚀;被动边缘盆地也有沉积间断;板内拉张盆地迅速变浅,而成为陆源碎屑充填盆地;华夏克拉通边缘盆地一跃成为陆相沉积区。尔后,吴家坪期的海侵上升,使得被动边缘盆地和克拉通盆地迅速成为浅海环境。相比之下,被动边缘盆地中相的转换较快,而成为深水欠补偿盆地,整个上二叠统只能划分出一个Ⅲ级层序。而扬子克拉通盆地,吴家坪阶可以划分出三个Ⅲ级层序,长兴期可以划分为两个Ⅲ级层序。板内拉张盆地中极不均一,由原来暴露基面发育而来的沉积区,如宜春一带,与扬子克拉通均具有相似的层序演化;靠盆地边缘的涟源一带,晚二叠世发育了三个Ⅲ级层序(吴家坪阶一个,长兴阶两个);而盆地深水区,上二叠世发育两个Ⅲ级层序(吴家坪阶一个,长兴阶一个);而此时的华夏克拉通边缘盆地更是不同,在其它正常发育吴家坪阶的层序时,该区则为大陆冲积相至湖沼沉积,而长兴期主要为陆源碎屑坪泻湖沉积,而呈现出与区域上的Ⅲ级层序的数量不能完全对比的格局。造成上述的结果,与晚二叠世的不同沉积盆地的差异沉降和拉张作用密切相关。晚二叠世,在北缘被动边缘盆地拉伸作用最为强烈,使得海盆迅速沦为深水沉积盆地,并保持到二叠纪的终点,显示层序的发育不完全;在扬子克拉通盆地发育的层序相对较全,数量较多,这实际上与局部的差异性沉降有关,在鄂西地区表现得尤为显著。长兴阶具有清楚的两个Ⅲ级层序,也是生物礁最为发育的层位,在同生断裂的上升盘,成为生物礁和台地发育的场所;而在下降盘,成为深水沉积盆地。板内拉张盆地与华夏克拉通边缘盆地就完全不同,板内拉张盆地与

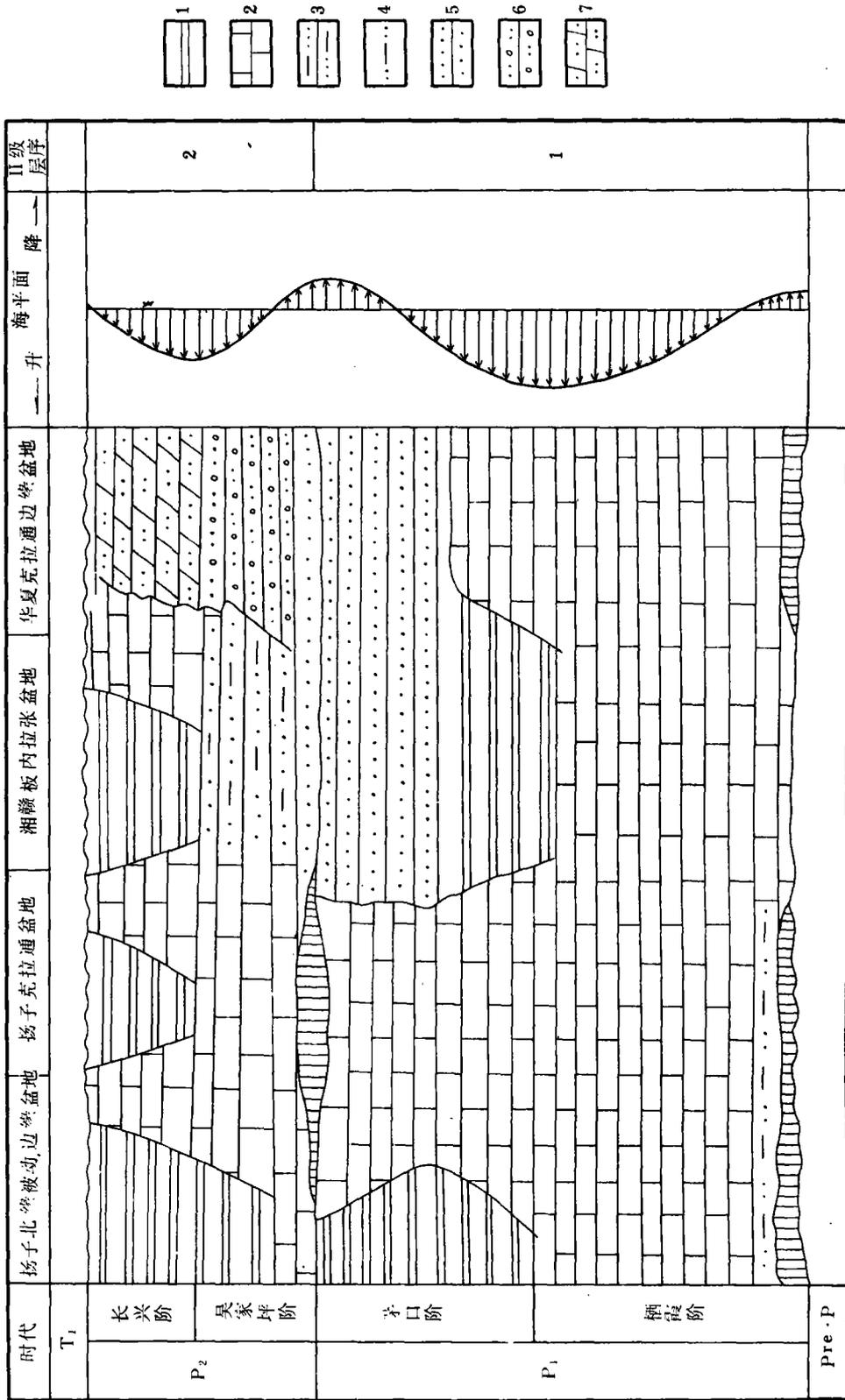


图16 湘鄂赣二叠系I级层序对比及海平面的变化
 1. 盆地相硅质岩; 2. 碳酸盐岩(缓坡相-台地相); 3. 三角洲相碎屑岩及煤系; 4. 滨海沼泽相碎屑岩及煤系; 5. 浅海相碎屑岩; 6. 大陆冲积-河相相碎屑岩; 7. 潮坪-潟湖相碎屑岩
 Fig. 16 Correlation of the 2nd-order sequences and sea-level changes in the Permian strata in the Hunan-Hubei-Jiangxi region
 1 = siliceous rock in the basin facies; 2 = carbonate rock (ramp facies-platform facies); 3 = clastic rock and coal measure in the deltaic facies;
 4 = clastic rock and coal measure in the littoral swamp facies; 5 = clastic rock in the shallow-sea facies;
 6 = clastic rock in the continental alluvial-fluvioacustrine facies; 7 = clastic rock in the tidal flat-lagoonal facies

扬子克拉通盆地层序8、9、10相当时限内,是一超补偿型沉积盆地,大量堆积了一套含煤陆源碎屑岩系,属三角洲环境;而华夏克拉通盆地此时则为陆相沉积区。长兴期时,板内拉张盆地发生强烈的拉张活动,而成为一深水欠补偿沉积盆地,只发育一个Ⅲ级层序,而此时的华夏克拉通边缘盆地则保持了潮坪—泻湖沉积环境。

上述看出,湘鄂赣二叠系Ⅲ级层序完全可以对比,它与华南的两次构造活动紧密相关。对Ⅲ级层序而言,虽然总体上受华南地壳升降作用的控制,但在层序的发展演化上,主要又受控于沉积盆地自身演化阶段的构造活动、地壳沉降的差异性和不均一性、沉积自旋回、沉积充填作用等因素,因而在层序结构和数量上很难在区域上进行一一对比。

该项研究过程中,得到了杭州地质研究所钱奕中所长、寿建峰高级工程师等的关怀和帮助,以及成都理工学院、南京大学和成都地矿所的领导和专家们的关怀和指导,在此,一并表示真诚的谢意!

主要参考文献

- 1 王立亭、陆彦邦、赵时久、罗晋辉. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用. 北京,地质出版社,1994
- 2 曾允孚等. 南岭地区泥盆纪层控扩床. 北京,地质出版社,1987
- 3 吴应林、朱忠发、颜仰基等. 扬子板块东南边缘海西—印支期边缘前陆盆地演化及南方大地构造问题. 岩相古地理, 1990,第4期
- 4 许效松、牟传龙、林明. 露头层序地层与华南泥盆纪古地理. 成都,成都科学技术大学出版社,1993
- 5 许效松、刘宝珺等. 扬子台地西缘二叠系—三叠系层序界面成因分析与盆山转换. 特提斯地质,1996,第20号

PERMIAN SEDIMENTARY BASINS AND SEQUENCE STRATIGRAPHY IN THE HUNAN-HUBEI-JIANGXI REGION

Mou Chuanlong Qiu Dongzhou Wang Liquan Wan Fang
Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS

ABSTRACT

The Permian sedimentary basins in the Hunan-Hubei-Jiangxi region are developed on the ground of the unified South China continental block. According to crustal activity, sediment filling sequences, sedimentary facies belts and their spatial arrangement, the sedimentary basins in this region may be divided into Yangtze cratonic basin, passive marginal basin on the northern margin of the Yangtze craton, Hunan-Jiangxi intraplate extensional basin and Cathaysian pericratonic basin. The differences of the controlling factors and associated effects upon the sequence development are responsible for the differences of sequence development. The present paper deals in details with the genesis and characteristics of the depositional sequences and depositional systems tracts in various sedimentary basins in the study area, and the regional correlations are also made in this paper.

Key words, depositional sequence, Permian, Hunan-Hubei-Jiangxi region