

贵州铅锌矿地质

王华云 梁福谅 曾鼎权 王华翊 著
聂筑陵 汤继庆 钟 健 廖莉萍



贵州科技出版社

贵州铅锌矿地质

王华云 梁福谅 曾鼎权 王华翊 著
聂筑陵 汤继庆 钟 健 廖莉萍

贵州科技出版社

内 容 简 介

本书论述了贵州铅锌矿的成矿地质背景，划分了矿床类型和成矿单元，并对黔东、黔西北铅锌成矿区（带）的矿床地质特征作了论述，对省内其余铅锌矿带作了介绍。在此基础上进一步归纳总结了全省铅锌矿的矿物学、地球化学特征和成矿规律，建立了贵州铅锌矿的成矿模式。

(黔)新登字(90)03号

贵州铅锌矿地质

王华云等著——

贵州科技出版社出版发行

贵州新华书店经销

地矿部贵州地勘局一〇三队地质研究所印刷

787mm×1092mm 1/16开 32.5万字
204千字
1996年5月第一版 1996年5月第一次印刷
印数1—1500册

ISBN7-80584-412-7/P·0000 定价:15.00元

前 言

随着人民共和国的建立,国民经济迅速发展,国家急需探明大量有色金属矿床。几十年来,为寻找铅锌矿产,贵州地质工作者付出了艰辛巨大的劳动和代价,投入的工作量,累计钻探已超过 38 万 m,坑道 1.5 万余 m,1989 年以前累计发现铅锌矿点 351 处,共探明储量 162 万余 t。这些铅锌矿床(点)广布全省各地,其产出层位多,类型也较复杂,颇有点多面广之势。但在 1989 年前探明的中型矿床仅仅 3 处,且集中在黔西北地区。近年来,随着市场对锌金属要求的增长,在铅锌矿业活动的推动下,贵州铅锌找矿工作取得重大进展。仅 3 年内就发现中型矿床 3 处,分布地区也从黔西北扩大到黔东,且规模已接近大型。这些新成果,表明贵州铅锌矿有着较好的找矿前景。

40 年来,贵州铅锌矿的地质工作确实取得了许多的成绩。然而,以往的地质工作多偏重于普查勘探,对成矿规律的研究较为薄弱。而且科学研究工作多与普查、勘探工作之间存在着衔接不紧或脱节的现象,未能真正起到指导找矿工作的作用。

近几年来,全省 1:20 万区域化探扫面工作已近完成,通过 1:20 万区域化探圈出了大量与铅锌有关的异常,这些异常大多数与已知矿床、点相重合。此外,1:20 万的区域重力测量、高精度航磁和 1:5 万区调工作的开展,都将给铅锌矿的研究工作提供更多的地质资料。80 年代以来,国外学者对诸如密西西比河谷型铅锌矿的深入研究,铅锌成矿理论的不完善和提高,贵州地矿局 103 队对铜仁地区寒武系生物丘控矿的研究,104 队对都匀地区铅锌矿的普查和详查,113 队对贵州西部铅锌矿靶区的初步研究均取得了可喜的成果。所有这些,在一定程度上促进了对贵州某些铅锌矿床的工业价值的再认识和再评价,也促进了铅锌矿研究工作在理论和实践相结合方面的进展,为在贵州寻觅铅锌矿床靶区,扩大储量提供了理论和大量的实际资料依据。在此基础上总结贵州铅锌矿的成矿规律,指导铅锌矿的找矿工作已势在必行。本文作者即在此形势下承担了“贵州铅锌矿的成矿规律和找矿靶区研究”任务。通过 3 年的研究撰写了本文。

本文由王华云主持编写。并由王华云执笔编写了第一章、第二章、第三章的部分内容及第四、五、六、七章的全文;梁福谅执笔编写第二章第一节和第三章第一节的前半部分。此外,汤继庆、钟键提供了第二章第二节的初稿,王华翊、廖莉萍提供了第二章第三节、第五章第三节的初稿;曾鼎权、聂筑陵提供了第三章第二节的部分初稿资料,经王华云修改定稿。胡肇荣编制了各类系列图件、报告插图和附表,并对报告全文作了校对;陈伟、秦启明承担部分电算工作。

本文的编写得到了有关单位的大力支持,省地矿局 103 队、104 队和 113 队提供了所在片区有关地质成果资料,物化探大队提供了区域化探资料,编写中还大量利用了局区调队历年的区调成果资料。此外,还得到贵州工学院何丰胜、冯启德、余锐、05 工程处胡惟元、局 103 队傅建平平等同志对本课题的研究工作给予充分的合作与支持。借此尽皆真诚致谢。

本文编写过程中,自始至终得到省地矿局韩至钧总工程师、王砚耕副总工程师、前局科技处曹鸿水高级工程师的关心和指导,特致谢忱。

目 录

第一章 贵州铅锌矿的成矿地质背景	(1)
第一节 贵州深部地质概况	(1)
一、地壳与基底	(1)
二、地壳的热状态	(4)
三、地应力场	(7)
第二节 贵州地史上的主要沉积盆地	(8)
一、黔东断陷盆地和黔北克拉通边缘盆(E—O)	(8)
二、上扬子克拉通边缘拗陷盆地和黔西北—黔南 陆缘裂谷断陷盆地(D—C)	(12)
三、右江被动边缘盆地	(17)
第三节 贵州的主要造山带	(18)
一、黔东前陆俯冲带和前陆褶皱带(加里东期)	(18)
二、黔东前陆褶皱冲断带	(20)
三、黔西北冲断褶皱带	(21)
第四节 贵州铅锌矿的地理分布、地质分布和矿床分类	(24)
一、地理分布	(24)
二、地质分布	(25)
三、成矿单元的划分	(28)
四、贵州铅锌矿的分类	(29)
第二章 黔东铅锌成矿带的地质特征	(31)
第一节 黔东铅锌成矿带的含矿层序	(31)
一、主要容矿地层单元的层序地层学特征及其在铅锌成矿作用中的意义	(31)
二、黔东地区索克层序中主要成矿元素的背景含量	(39)
第二节 黔东铅锌成矿带的控矿构造	(51)
一、区域构造及其对矿带的控制	(51)
二、主要矿田的地质构造特征和储矿类型	(54)
第三节 黔东铅锌矿带的成岩—成矿作用和矿相特征	(65)
一、成岩成矿作用及其阶段的划分	(70)
二、矿物组分及分布特征	(71)
三、矿石结构、类型及其分布特点	(72)
四、矿石的化学成分	(75)
五、包裹体特征	(78)
第三章 黔西北铅锌成矿区的地质特征	(78)
第一节 黔西北铅锌成矿区的含矿层序	(78)

一、赫章天桥矿区下石炭统摆佐组基本层序.....	(78)
二、水城青山、横塘一带上石炭统黄龙组—马平组(C ₂ hn—C ₂ mp) 基本层序.....	(81)
三、关于石炭系基本层序成因解释的几个问题.....	(82)
四、黔西北地区卡什卡西层序和阿萨罗卡层序中主要成矿元素的 背景含量.....	(82)
第二节 黔西北铅锌成矿区控矿构造	(85)
一、黔西北冲断褶皱带构造概况.....	(85)
二、主要矿田构造特征及其控矿意义.....	(88)
三、黔西北铅锌矿的构造控矿模式.....	(104)
第三节 黔西北铅锌矿蚀变及矿相特征	(105)
一、成岩成矿作用及序列.....	(105)
二、蚀变种类、分布及其与矿化关系.....	(107)
三、矿物组成、生成顺序和主要矿物的赋存特点(附矿物生成顺序表).....	(108)
四、矿石结构、构造、矿石类型及分布特点.....	(111)
五、矿石的化学成分.....	(113)
六、包裹体特征.....	(116)
第四章 贵州其它铅锌矿带的地质概况	(118)
第一节 黔中铅锌成矿带概况	(118)
第二节 黔东南铅锌多金属矿带概况	(120)
第三节 黔西南铅锌矿化带概况	(121)
第四节 黔北铅锌矿化带及贵州其它地区索克层序中铅锌矿化的分布概况 和简要特征	(123)
第五章 贵州铅锌矿的矿物学和地球化学特征	(126)
第一节 贵州铅锌矿的铅同位素特征	(126)
第二节 贵州铅锌矿的硫同位素特征	(131)
第三节 贵州铅锌矿的矿物学特征	(136)
一、闪锌矿物特征.....	(136)
二、闪锌矿微量元素特征.....	(138)
第六章 贵州铅锌矿的成矿规律和成矿模式	(142)
第一节 贵州铅锌矿的成矿作用和盆地演化的关系	(142)
一、特定盆地的特定部位控制着铅锌成矿(区)带的展布.....	(142)
二、盆地充填系列中的某特定部位控制了铅锌矿的垂向分布.....	(142)
三、含矿层序中某些容矿的Ⅱ级层序的充填模式(相系列)中的特定位 置对铅锌矿的就位有着明显的控制作用.....	(143)
四、铅锌矿的生成和盆地关闭有着非常密切的关系.....	(144)
第二节 构造运动和贵州铅锌成矿作用的关系	(146)
一、加里东运动和黔东铅锌成矿带的生成.....	(147)

二、印支—燕山运动和黔西北铅锌矿的生成	(148)
第三节 贵州铅锌矿的物质来源	(151)
一、矿源	(151)
二、水源	(155)
三、硫源	(158)
第四节 贵州铅锌矿成矿的物理化学环境和成矿的地球化学过程	(158)
一、黔东铅锌矿的成矿环境和成矿作用	(158)
二、黔西北铅锌矿的成矿环境和成矿作用	(163)
第五节 成矿模式	(165)
一、黔东铅锌矿的成矿模式	(165)
二、黔西北铅锌矿的成矿模式	(165)
参考文献	(168)
英文摘要	(169)
图版	(173)

第一章 贵州铅锌矿的成矿地质背景

第一节 贵州深部地质概况

一、地壳与基底

贵州地处扬子陆块西南边缘,华南造山带和右江造山带外缘,沉积盖层极为发育,基底岩石很少出露,因此地壳结构及其变化主要只能依靠地球物理资料进行研究。

齐涿(1980)根据半径为 10km 的平均布伽重力异常图上出现的近 SN 向重力梯级带和近 EW 向的重力负值异常带,划分出 3 条深断裂带,即:松桃—榕江深断裂带,赫章—滥坝—盘县深断裂带和滥坝—贵阳—三穗深断裂带。还算出贵州的莫霍面深度由东部的 40km,向西增大到 49km。并在两条近 SN 向的深断裂带上出现莫霍面的突然下落。

近年来航空物探大队、05 项目工程处、滇黔桂石油局等分别利用航磁、地震和大地电磁测深等对贵州的深部构造进行了研究。由于地震剖面数量较少,又都集中在贵州南部,大地电磁测深资料尚在整理之中,故我们主要依据航磁资料并参照地震和 1:20 万区域重力资料来讨论贵州的深部构造。

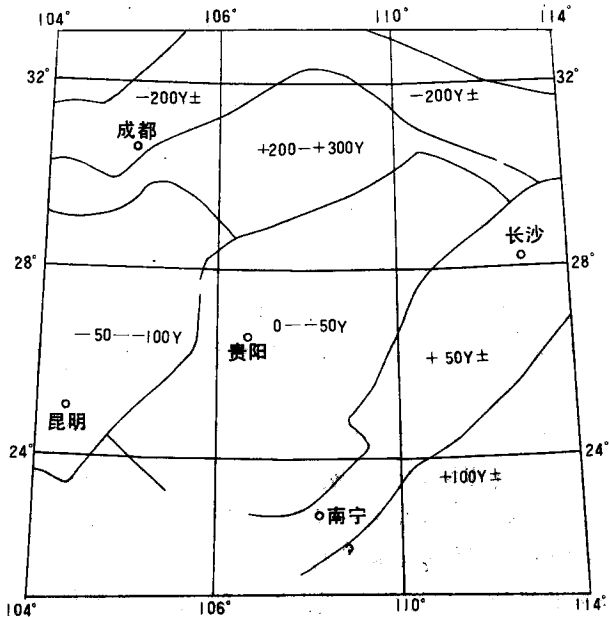


图 1-1 扬子陆块基底磁场分区图

任继舜等曾将扬子陆块的基底划分为 3 种类型,即川中式、江南式和昆阳式。由于三种基底的磁性特征不同,因此在磁场图上表现出明显的磁场分区。整个贵州就位于近 EW 向的川鄂强磁场区南面的阶梯状下降的条带状磁场区的 0—50Y 场强带上(图 1-1)。从在梵净山和丛江地区出露的部分基底岩石的剖面结构来看,贵州的中上层基底是由强烈褶皱并遭受绿片岩相变质作用的中元古界梵净山群、四堡群和不整合位于其上的浅变质的板溪群、下江群组成。其总厚度在 10km 以上。在这套岩石之下可能还存在角闪岩相、麻粒岩相的中下地壳。刘元龙根据岩石磁性调查数据指出:

“板溪群和下江群的磁化率仅 $20 \times 10^{-6} \text{CGSM}(\alpha)$, 可以认为是非磁性层。”“梵净山群的磁性较板溪群稍强,而其中回香坪组细碧角斑岩系地层的平均磁化率为 $50 \times 10^{-6} \text{SI}(\alpha)$,个别值可达 $170 \times 10^{-6} \text{SI}(\alpha)$,还夹强磁性的超基性岩。”四堡群中亦见类似岩系。这些说明梵净山群

和四堡群及下伏的中下地壳才是江南式基底中的磁性基底,而由于四堡群中有雪峰期磁性花岗岩侵位,其磁性特征又于梵净山群有利。

1985年在黔中地区进行了高精度航磁。对其所圈定的苗岭异常、王佑异常进行正演的结果均表明基底磁性仅 $(98-10) \times 10^{-8} \text{CGSM}(\alpha)$,与梵净山群的弱磁性基底相似,更进一步证实贵州的磁性基底是由梵净山群或四堡群组成。

刘元龙还计算了包括贵州在内上扬子地区的磁性基岩顶面深度,所算的顶面深度与齐涿计算的莫霍面深度的变化趋势大体一致,即总体作NE向并呈现出东高西低的态势,变化幅度也大体相近,如从铜仁到贵阳和榕江到贵阳莫霍面分别降低了5km和3km,磁性基岩顶面也分别降低了4km和6km。这一变化趋势也为地震资料所证实(图1-2)。在这种总趋

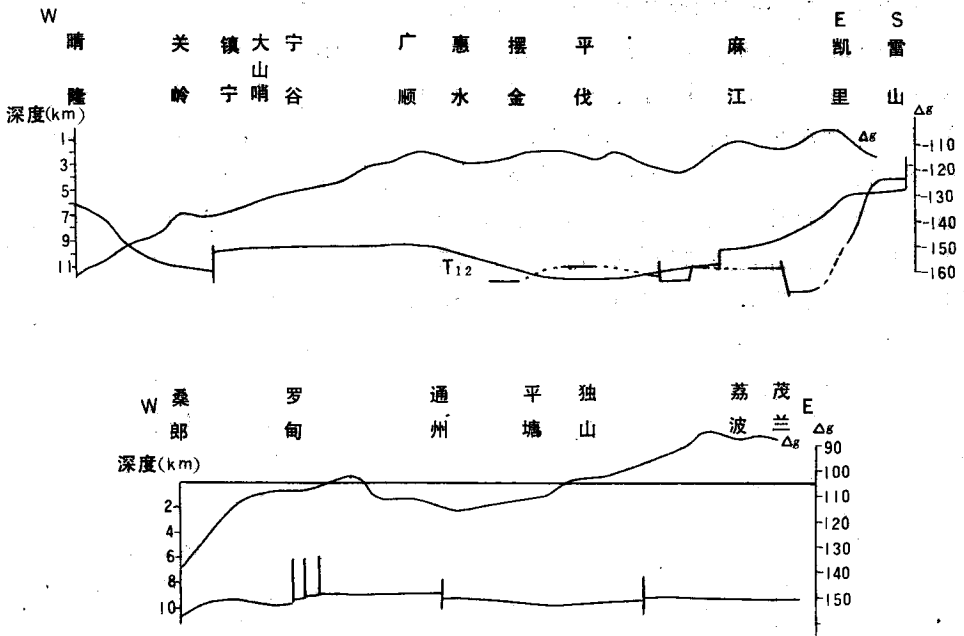


图1-2 磁性基岩深度图及重力异常图切割剖面

势下磁性基岩顶面还出现各种隆凹,主要的有德江—摆金的NE向凹陷带和荔波—惠水的NW向凹陷带,而在紫云附近则有一个磁性基底的隆起。

刘元龙等人还利用磁场的各种特征划分出了各种断裂,并根据磁场向上延拓在不同高度上这些特征场的衰减情况判估其深度。在贵州境内他们圈出了NE向的花恒—富宁(⑬号)、吉首—三都(⑭号)、朗岱—开远(⑨号)、SN向的叙水—关岭、仁怀—百色、绥阳—贵定(⑮、⑯、⑰号)和NW向的威宁—河池(⑳号)等深断裂(图1-3)。

它们中间的⑮、⑯号断裂与齐涿所定的松桃—榕江深断裂大体一致,⑨号断裂即是云南著名的师宗—弥勒深断裂的外延,而⑯转⑨号断裂也与赫章—滥坝—盘县深断裂一致,且在黔西南地区1:20万区域重力异常图上有清楚的反映。在黔中地区开展的1:20万高精度航磁中,在黔中弱磁场区圈出了许多异常,其中最主要的是EW向的苗岭异常带,它是由梵净山群磁性基底所引起的,反映了基底中的EW向构造,异常带北界规则完整,大致在云台山—贵定—麻江一线,显系一断层线,即黔中隆起南缘断裂,与齐涿所定滥坝—贵阳—三穗

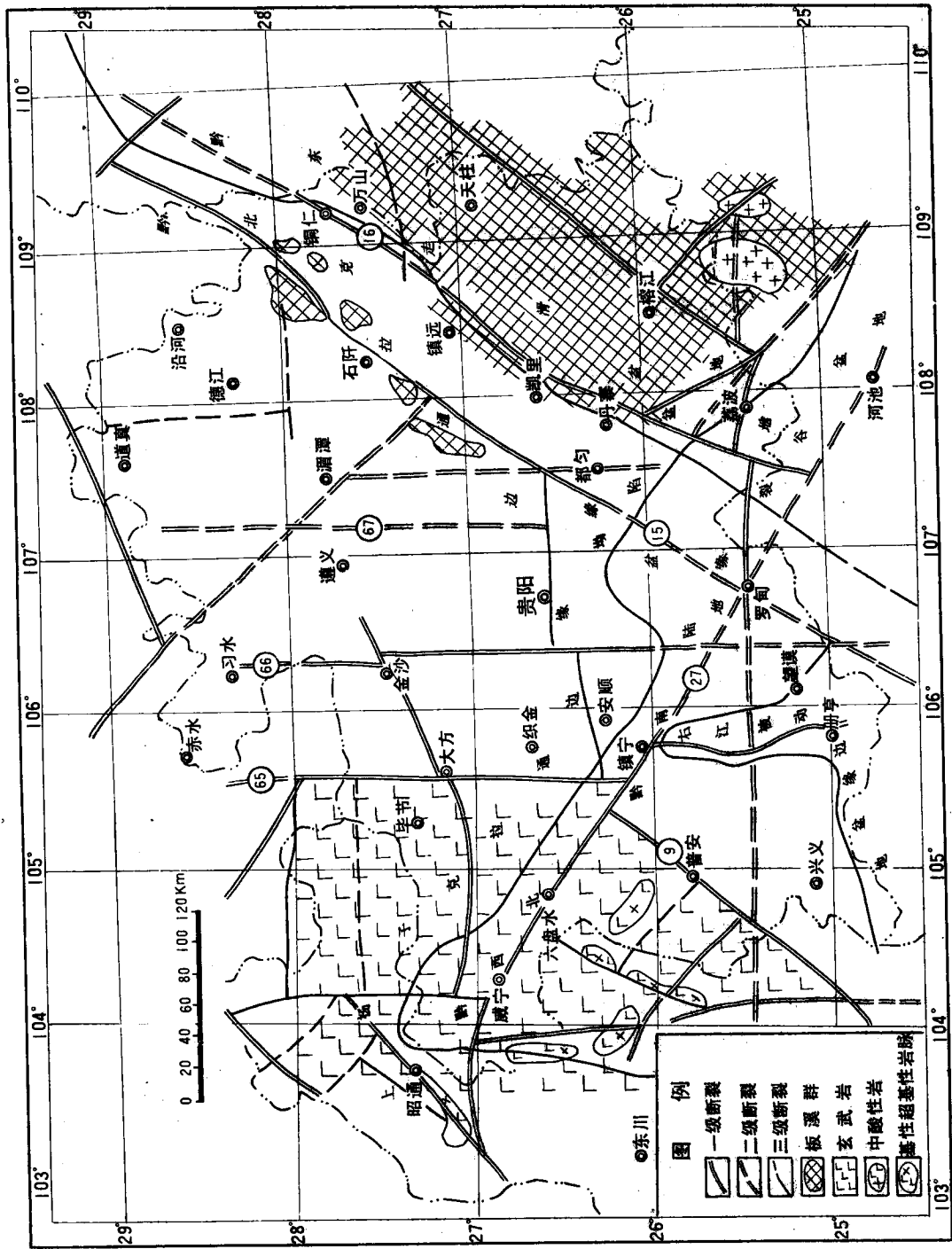


图1-3 贵州省深部构造和某些沉积盆地分布略图

深断裂部分重叠。异常带东延与地表下江群的 SN 向、NE 向的构造线直交或斜接,极不协调,显然是 NE 向深断裂(花恒—富宁深断裂之一段)的表现。断裂以东出现 NE 向挂丁异常、摆落山异常则是西江磁异常的外缘。

最近完成的黔西南高精度航磁还圈出了近 SN 向的镇宁—册亨深断裂。

值得提出的是无论在莫霍面深度图、磁性基岩深度图,还是在黔西南地区重力剩余异常图上,在南丹—罗甸—紫云,荔波—惠水一带与威宁—河池深断裂相伴都出现正负相间的 NW 向异常带。

上述深部构造对贵州的地史演化和表层地质特征有着极深刻的影响,它们有的决定了沉积盆地的发育、演化,如⑮、⑯号深断裂和⑰号深断裂。有的决定着表层隔挡式褶曲的发育,如 SN 向的⑳、㉑、㉒号断裂。

二、地壳的热状态

贵州地壳现今的热状态由于深井不多,测温者尤少,而测定岩石热导率者更少,因此难以用热流值的变化来准确描述。从旺五井、方深一井和王深一井等 3 个深井的测温资料来看,其平均地热梯度分别为 2.45、2.03 和 2.50,三井中各层段的地热梯度见表 1-1。从表中

表 1-1 贵州部分钻井的地热梯度

井号	层 段	地热梯度	井号	层 段	地热梯度
旺五井	雷口坡组	1.40	方深一井	ϵ_{1s}	1.40
	嘉陵江组	1.88		ϵ_{2g}	2.16
井	飞仙关组	2.58		ϵ_{1q}	2.21
	长兴组、龙潭组	3.47		ϵ_{1j}	2.56
	阳新组	3.35		ϵ_{1m}	2.60
王深一井	王佑组	1.36		ϵ_{1n}	3.30
	罐子窑组	2.36		Z_2dn	1.71

可以看出,在含膏的细—粗晶白云岩中,具有较低的地热梯度,页岩中具有较高的地热梯度,灰岩、泥粉晶白云岩中的地热梯度则介于这两者之间。如果忽略岩石中热的侧向传导和地层中的局部热源(如放射性产热、膏溶热等),则对一个钻孔来说,其热流值应为一常数,而地热梯度和热导率适成反比。这就是说从页岩到灰岩和泥粉晶白云岩再到含膏的细—粗晶白云岩,其热导率渐次升高,这与零星的实测资料一致。利用方深一井部分井段的地热梯度和热导率测定资料,可算得其 ϵ_{1n} 井段的热流值为 84.9mW/m^2 , Z_2dn 井段的为 93.3mW/m^2 ,在测试误差范围内两者是完全一致的,表明该井的热流在垂向上是稳定的且其值与邻近的川滇块陷高热流区中的云南楚雄(76.0mW/m^2)、昆明(85.2mW/m^2)相近。同理还可算得王深一井和旺五井的热流值约为 55mW/m^2 和 44mW/m^2 ,分别与邻近的滇东南右江块隆低热流区(热流值多小于 50mW/m^2)、川东南(平均 65.6mW/m^2)相近。

此外凯里黔山一井在井深 2825m 处(层位为 ϵ_1 jm^2)井温仅 61°C ,按井口地温 15°C 计,其平均地热梯度仅 $1.63^\circ\text{C}/100\text{m}$,热流值自然较低。综观上述,我省现今地热场具有西北高,西南低,东部最低的特点,与从湘中(平均 $45.1\text{mW}/\text{m}^2$)到滇东的邻省变化趋势相似。近年来,国内一些学者开始通过利用航磁资料计算地壳的居里等温面(即磁性基底的面)来研究某些地区的地热场,从其中某些成果来看,居里面的起伏有时似与莫霍面的起伏有一定的相依性。据此推测,我省的居里面可能有向西南变深的趋势。从少量资料来看,南盘江地区的居里面为 -38km 的下凹区,与莫霍面的下凹一致,黔中一带居里面可能相对上隆。居里面深度与热流值的关系尚缺乏充分资料说明。

应该强调的是:在不同的地质时期,地壳的热状态是可以有很大变化的。贵州现今的地热场特征顶多不过是反应印支运动以后的情况,与以前的地热场并不一致,如南盘江地热流值较低,但却是龙潭组煤层变质程度最高的地区之一。考虑到在志留纪以后,印支运动前的甚长时间内,贵州的主体部分没有重大褶皱运动,地壳热状态可能变化不大,因此为了了解印支运动以前至加里东运动之后贵州的地热场特征,我们利用石炭、二叠和三叠系煤层的镜质体反射率的变化情况(图 1-4)进行了研究。

把镜质体反射率等值线图 and 重力、航磁、地震资料加以对照,就不难发现这样一些规律。

1、广西运动之后,印支运动前的那段时间内,贵州的地热场明显受 NE 和 NW 向两组深构造的控制,在贵州西部出现一条 NE 向高地热区的背景上在黔南—黔西北叠加着北西向的地热分区,即在南丹—罗甸—紫云—水城—威宁一带有着一个低地热带和两侧的与之平行的高地热带。全省地热场总体表现为鞍状起伏的特点,在黔西南,高地热区基本限于朗岱—开远和花恒—富宁两条深断裂之间。

2、NW 向裂谷盆地核部和被动边缘盆地中,是当时的幔隆区,所堆积的是厚度不大的非补偿沉积,因而具有较高的热流值,镜质体反射率较高。

3、裂谷盆地外侧的克拉通边缘台地上,在该时期先是长期遭剥蚀,其后堆积的沉积物又相对较薄,岩石热导率相对较高,因而热流值亦较大,煤层的镜质体反射率亦较高。

4、裂谷内缘,亦即边缘断层通过之处,是裂谷边缘沉积棱柱体堆积的场所,具有巨厚的堆积物,岩石热导率相对较低,因而热流值低,镜质体反射率较两侧(盆地核部和克拉通边缘)明显偏低。

这一点在王佑一带表现特别明显,该区仅泥盆系沉积就在 7000m 左右,因而地热流低,煤层煤质体反射率极低,其反射率等值线与泥盆系等厚线极为吻合,厚度越大反射率越低。

上述沿裂谷盆地地热场出现两高一低的现象是颇为典型的,对分析其它缺少测定资料的类似盆地,有很好的提示作用。

5、其它如 SN 向、EW 向断裂与地热场的关系不明显。广西运动以前贵州的古地热场留在地质体中的记录,如该期内形成的沥青的反射率等,由于不可避免的要受到后期地热场叠加演化的影响,因此难以简单的用来恢复当时的地热场情况。但在黔东低热流区,由于后期地热场叠加演化的影响较小,尚有可能重塑当时的古地热场概况,从少量的沥青反射率测定资料来看,地热场呈 NNE 向分区,且与广西运动之后印支运动之前贵州南部—西北部的地热场分区模式相似,也具有两高一低特点:吉首—三都断裂以东是盆地的中心部位,热流值较高,花恒—富宁断裂带及其以西热流值也较高。特别是近年来的工作结果证实贵州东部的

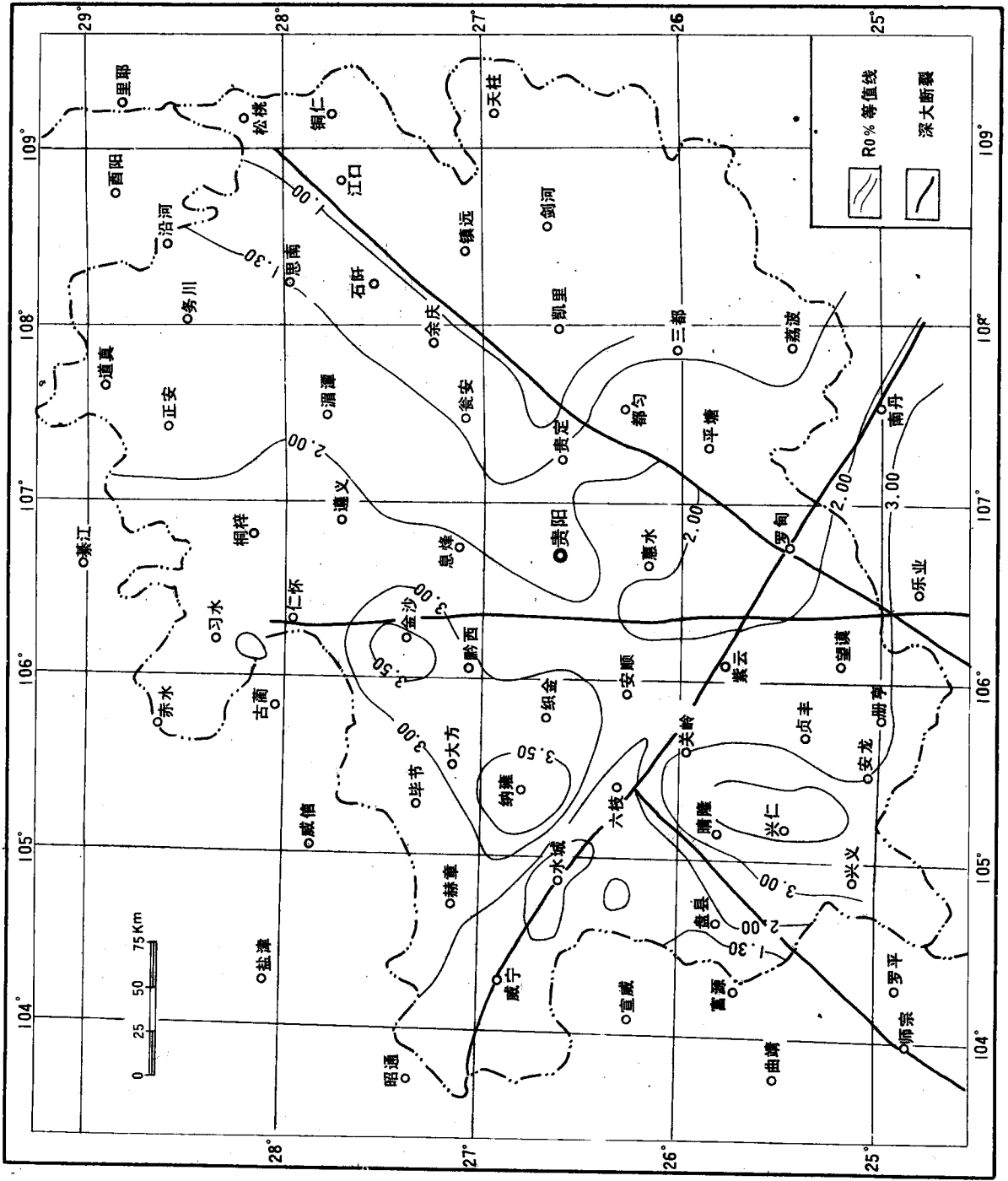


图1-4 贵州上二迭统煤层镜体反射率(R0%)等值线图

加里东晚期钾镁煌斑岩正好沿该断裂带分布,表明该带在加里东晚期与地幔连通甚好,有利于地幔热的传导,无疑应是高热流带。而两断层间则是厚大的沉积楔状体所在,热流值相对较低。

根据镜质体或沥青反射率在垂向上的变化,可以肯定古地热场有明显的垂直梯度,在黔东南地区垂向的反射率梯度平均为 1.21%/km,在贵州西部可能较此为大,以致在一个矿井内上下煤层的牌号变化甚大。

上述地热场分区特征对盆源热液成矿系列的成矿作用和矿化分区有着极为重大的影响。

三、地应力场

马杏恒总结了有关我国现今大地构造应力场的大量研究成果,根据地震活动情况在全球板块的基础上进一步划分了我国及周邻地区现代的亚板块(subplate)和地块(block),并根据对最大主应力轨迹的研究成果和用微震的 P 波初动数据求解的我国东部 23 个地区的主压应力、主张应力和中间应力轴情况,指出,①我国东部(东经 105°以东)主压应力轴和主张应力轴基本上是水平的。②主压应力从青藏向东海岸辐射,并从北部的 NE 走向向南部转为近 EW 向或南东向。③主张压力轨迹形成一个从北向南方位渐变向东凸出的弧形。④构造变形特征决定于亚板块和地块间运动速率的差异。对于较相邻单元运动得更快的亚板块和地块而言,其前缘处于挤压,后缘处于引张,形成裂谷或地堑,侧缘处于水平剪切。但中国西部的众多压板块和地块其变形主要是地壳缩短、逆冲、走滑、地壳增厚和由此形成的重力延展,而无后缘地堑和裂谷的形成。

按照马杏恒的划分,贵州位于华南亚板块西部,大体以近年来十分活跃的通海—松潘地震带(其南段与刘元生等根据航磁资料确定的华宁—美姑深断裂大体一致)为界与西邻的川滇地块分开。印度板块和欧亚板块的碰撞决定了贵州构造应力场的特征是主压应力从西向东略呈发散之势,即由北部的 SNN 向转为南部的南东向的 SW 向。

上述构造应力场虽然是在渐新世后(40—50Ma)印度板块和欧亚板块碰撞以来(喜山运动)所形成的,然而它与贵州现存的主要构造形迹是基本匹配的,表现了构造运动的长期继承性。但也必须指出,在贵州黔西南—黔西北存在着许多重要的 NW 向构造形迹。它们显然与上述应力场不协调,应是在印度板块和欧亚板块碰撞前其它地块与华南亚板块相互作用的结果,其主要作用时期可能是印支期,并有向北渐新的趋势。

根据对 1955 年以来贵州及邻区 300 多次 $M > 1$ 地震震中位置分布情况的研究,贵州的地震分布明显地受深部构造的控制。大多数地震集中分布在两个带上,一个是从云南鲁甸—威宁—水城—六枝的 NW 向的地震带,另一个是从云南罗平—兴仁—晴隆—六枝—毕节—叙永—赤水的 NE 转近 SN 向的地震带,它们分别与威宁—河池深断裂西段和罗平—郎岱深断裂转叙永—关岭深断裂的延伸线大体一致。此外在鲁甸—六枝带北的昭通—垭都一线(大体沿垭都断裂带)和其南的东川—富源—盘县—兴仁—望谟一线也有地震分布。罗平—六枝—叙永带之东,地震较少,唯沿贵阳—惠水的 SN 向带和沿乐业—罗甸—都匀—镇远—花恒的 NE 向带上有分布,分别与仁怀—百色、花恒—富源深断裂的延伸线一致。

从对地震分布情况的研究中,可以得出两个颇有意义的结论:

1、贵州的新构造运动与深部构造(主要是深断裂)有明显的关系,也与许多重要的古构

造线的展布有惊人的一致。一些地震带与海西期乃至加里东期的岩相线、加里东期的钾镁煌斑岩带、或印支—燕山期的逆冲推覆带大体一致,说明贵州的构造有着极强烈的继承性。

2、贵州著名的紫云—娅都断裂带在朗岱—罗平、叙永—关岭深断层带 EW 两侧的活动情况有明显的差异,特别明显地表现在新构造运动上。其西新构造运动表现强烈,其东表现微弱,形成鲜明对照。两侧印支期—燕山期构造的地质特征也有差异(详后),这可能对黔西北地区铅锌矿的分布有着重要影响。

第二节 贵州地史上的主要沉积盆地

一、黔东断陷盆地和黔北克拉通边缘盆地(E—O)

在湘西—黔东的保靖—铜仁—玉屏、台江—丹寨—三都一线以东,分布着一套寒武、奥陶纪,特别是中、晚寒武世—早奥陶世的斜坡相—深水相沉积,其特征与北西侧扬子陆块上的黔北克拉通边缘盆地迥然不同,因而构成特殊的地层—古生物分区,习称过渡区和江南区。它是横亘中国南方的一个巨型凹陷带——江南原洋盆地的一部分。这个凹陷带究竟是在离散背景下由陆块中的裂谷发育而成,还是属于湘桂地体与扬子陆块拮合前的残洋盆地,这是一个近年来颇有争论的问题,本文不拟涉猎。但大多数研究者根据这个凹陷带的北西边界常常是一个沟槽型—陡坡型的斜坡带,且在晚震旦世至早奥陶世的漫长时期内都局限在一个狭窄的地带内,同时在晚震旦世到早寒武世早期沿斜坡脚有与同沉积断裂有关的海底热卤水成因的沉积重晶石层分布,其平面展布方向又常与斜坡带平行,都同意它是一个受同沉积断裂控制的凹陷带,其北西边缘是受断裂控制的边缘这样的看法。在黔东,这个凹陷带内所充填是一套碳酸盐、不纯碳酸盐间夹细碎屑沉积,以发育多种类型的碳酸盐块状重力流沉积为特征,古生物面貌以江南型浮游三叶虫分子居主导地位或以江南型分子和华北型底栖三叶虫分子相混生为其特征。由于其构造背景、充填特征上与黔中—黔东北地区的巨大差异,故将其划属另一沉积盆地——黔东断陷盆地。它是江南原洋盆地的一部分,其西缘受同沉积断裂控制,但该边缘究竟是离散边缘,还是受走滑断层控制,只是在某些特定时期才表现出离散特征的边缘却是一个值得认真研究的问题。

总观整个扬子陆块与江南原洋盆地的边界,可见其明显呈折线状延展的特点。在黔东这条边界的延展方向为 NNE 向,但向北至湘西的保靖后,急转为 NEE 向,经慈利、桃源、岳阳到江西星子、德安后又转为 NNE 向而进入皖南的石台、青阳,至泾县后又折向浙西。从黔东向南至广西的靖西附近,这条界线也转为 NEE 向延至云南文山一带。沿这一边界从晚震旦世直至早奥陶世均有斜坡相的块状重力流沉积,但一个非常有意义的现象是不同时期的块状重力流沉积的分布区有交替变化的趋势,并和台—盆边界的延展方向有一定关系。如就桂西南至皖南的而论,晚震旦世的块状重力流沉积只见于盆地边界呈 NEE 向展布的地区,如湖南慈利至岳阳一带,说明只是在盆地边界呈 NEE 向时才出现盆缘斜坡;中寒武世至早奥陶世的块状重力流沉积却主要发育在呈 NNE 向展布的盆地边界处,如黔东地区和皖南地区,则说明盆缘斜坡主要出现在盆地边界呈 NNE 向的地段。而处在这两个块状重力流沉积发育时期之间的早寒武世,盆缘地带未有斜坡分布,台—盆之间具明显的缓坡沉积特征。

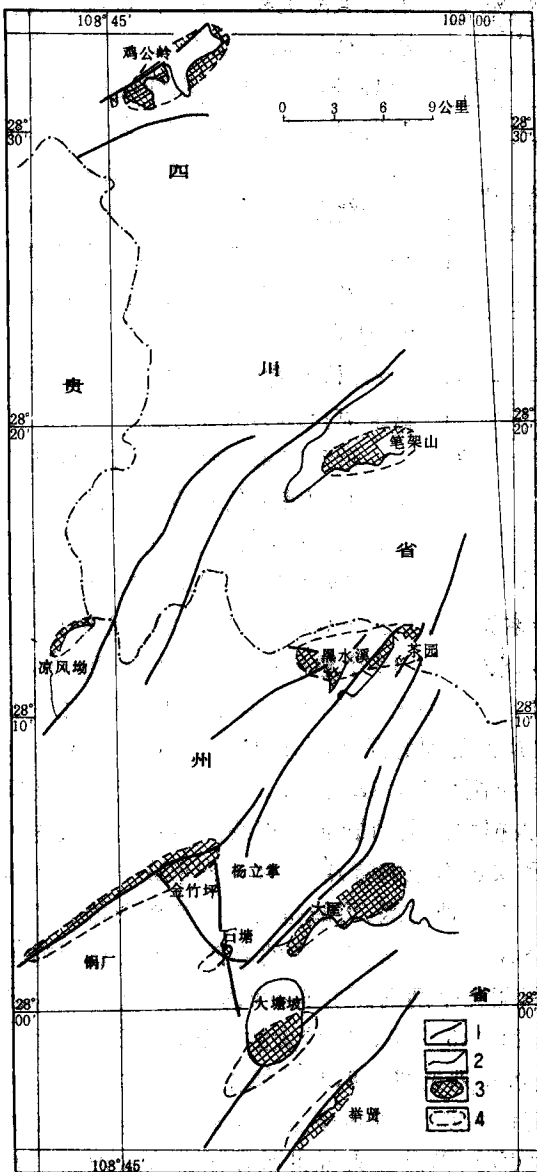
上述盆地边缘沉积特征的时空变化情况,是极易用走滑边缘演化的里丁旋回(右行走滑

—引张—左行走滑—关闭)来解释的。

盆地边缘的走滑特征可以追溯到早震旦世大塘坡期和两界河期。在黔东地区北部,大塘坡—两界河期的沉积,包括著名的大塘坡式锰矿,总体虽呈NNE向展布,细看却是由一系列的小盆地斜列排布而成,单个盆地呈NEE向展布(图1-5)。各盆地间沉积物的类型、厚度变化颇大,不易对比。根据傅建平所作的动力学模拟结果,某些盆地在某些时期沉降速度颇大。这些均说明它们是一连串的斜列式走滑盆地,是萌生期的走滑边界。

在黔东地区,盆地边缘的走滑特征还表现在盆缘斜坡的坡度和坡底深度从北向南的极有规律的变化上。在该区,块状重力流沉积物的块度和厚度由南向北变小。如丹寨羊乌河,杨家湾组的碎屑流沉积物总厚可达220m,其中单个砾石达1m以上者颇不罕见,而在保靖花桥一带,与之同时的花桥组上段至车夫组地层,碎屑流沉积物总厚不超过70m,最大砾径鲜有超过40cm者,表明了南陡北缓的变化趋势。同时,坡底的原地下斜坡沉积物,无论从其沉积特征和所含生物面貌来看,都反映了南深北浅的变化趋势。在南段以浮游型的江南型分子为主,很难见到底栖型的华北型分子,而保靖一带却以底栖型的华北型分子居主导地位,甚至在条带状泥晶灰岩中还可找到大量的藻屑。沿盆缘斜坡的这种颇为急剧的南陡北缓、南深北浅的变化趋势也是容易用盆地边缘的在该时期的左行走滑特征来解释的。

综上所述,在寒武纪至早奥陶世,在黔东地区存在一个受走滑断层控制的盆地,它是江南原洋盆地的一部分,而江南原洋盆地北西边界的主体部分是走滑边缘。



1. 断裂 2. 含锰岩系露头线 3. 矿床分布范围 4. 推测矿床分布范围
图1-5 酉阳松桃锰矿区NE向古断裂与矿床分布示意图

正确认识盆地边缘的走滑性质对正确认识黔东湘西一带著名的“层控”汞、铅锌矿的成矿规律和找矿方向有着重要意义。本区的汞、铅锌矿几乎都分布在中、晚寒武世时盆地的具走—张性质(即作NNE向)的西缘上,当向两侧盆地边界转为NEE向时,就难以发现这类矿化。

在黔东断陷盆地以西的扬子陆块上,寒武、奥陶纪时主要发育一套外滨细碎屑沉积和浅

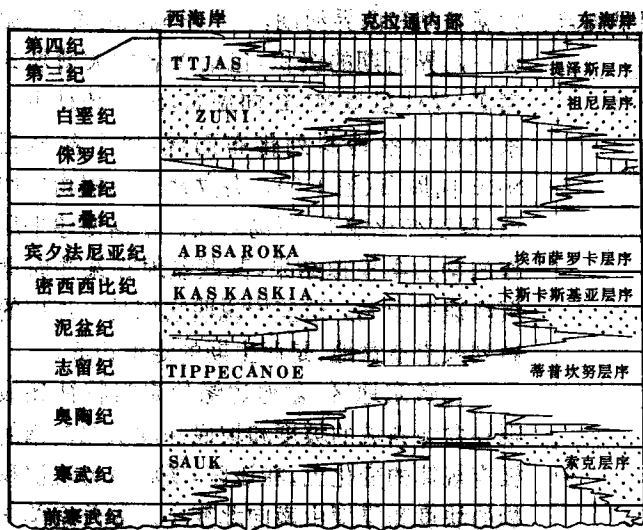


图1-6 北美的六个大层序

(据L. L. Sloss, 1963, 略作修改)

竖线区表示地层缺失, 空白区和细点区分别表示不同的层序

地和黔东断陷盆地充填的沉积层序最主要的是索克层序(∈1—O1)。按照美国学者的研究, 索克层序(巨层序)可划分为3个超层序组(SA, SB, SC)、10个超层序和29个(Ⅱ级)层序, 每个超层序大体对应年代地层的1—2个阶(图1-7)。与之对比, 3个超层序组的顶、底界面在上述两盆地特别是克拉通边缘盆地中均已找到大范围的间断面。而从大区域来看, 绝大多数超层序也可从其低水位期间形成的块状重力流沉积(如SB1, SB3, SC1)和快速海进期间形成的大面积的深水碳酸盐沉积(如SA2), 或根据垂向上的旋回沉积特点而在大区域内识别出来。即每个超层序都具有相对缓慢的海进和快速海退的特点, 且其内部形成一个较明显的向上变浅的垂向岩石系列。但在局部地区, 如克拉通边缘, 可能是由于台相碳酸盐岩的强烈白云石化抹去了沉积层序中许多特殊标志, SB1—SB4等超层序的界面已无法识别和追索。至于(Ⅱ级)层序, 由于研究程度不够, 多数只能在个别剖面上零星识别出来, 无法在大区域内划分、对比和追踪, 只有个别层序如SB3.1和SB3.2可以在较大的区域内对比、追索。

黔东断陷盆地和黔北克拉通边缘盆地的充填序列见图1-8, 其总体充填特征如下:

1. 两盆地是一个统一的由浅水到深水的沉积场所, 尽管由于全球性海平面升降旋回的影响, 而在各超层序中出现进积、退积和加积的更叠, 但总体来说进积作用是两盆地的主要充填方式。它在两盆地间的转折地带表现得尤其明显, 并形成厚度明显增大的进积楔(图1-9)。

2. 就沉积物来源而论, 早寒武世早、中期两盆地沉积物几乎全属外源(陆源碎屑), 从平面相系列关系来看, 其补给源主要是西面的康滇古陆。早寒武世晚期至早奥陶世早、中期克拉通边缘盆地内的沉积物主要为内源, 它们主要产生在浅水台地内。但在断陷盆地的沉积物中, 不仅有大量的来自台地的碳酸盐内碎屑, 而且大量的陆源细碎屑组分。因而其沉积物中不仅有典型的细碎屑岩, 而且还有相当数量细碎屑含量较高的不纯碳酸盐岩, 即使普通

水碳酸盐台地沉积。中寒武世后, 其东缘还分布着窄长的碳酸盐鲕粒砂屑边缘滩沉积。这套外滨细碎屑和浅水碳酸盐沉积有向NW变薄的趋势, 所反映的沉积环境更有明显的向NW变浅的趋势。其沉积特征与在海平面周期性变化的条件下, 一个绕某一向陆较线缓慢旋转的沉积基面上沉积作用的动态模拟模式大体相符, 属于克拉通边缘从陆隆到海台(continental rises and terraces)构造背景下的沉积, 特称之为黔北克拉通边缘盆地。

近年来层序地层学已成为研究盆地充填特征的最有效的方法。有关巨层序的全球性划分方案见图1-6。按此方案, 黔北克拉通边缘盆地