

1832A13

A Dissertation in Geology Prospecting of Mineral Resources



**The Study of Microfacies Characteristics and
Diagenesis of Late Carboniferous Phylloid Algal
Reef in the Ziyun County, Guizhou**

by Li Jinmei

Supervisor: Professor Gong Enpu

Doctor Guan Changqing

Northeastern University

June 2008



独创性声明

本人声明，所提交的学位论文是在导师的指导下完成的。论文中取得的研究成果除加以标注和致谢的地方外，不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包括本人为获得其他学位而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：李金梅

日期：2008.6

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者和指导教师完全了解东北大学有关保留、使用学位论文的规定：即学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人同意东北大学可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索、交流。

作者和导师同意网上交流的时间为作者获得学位后：

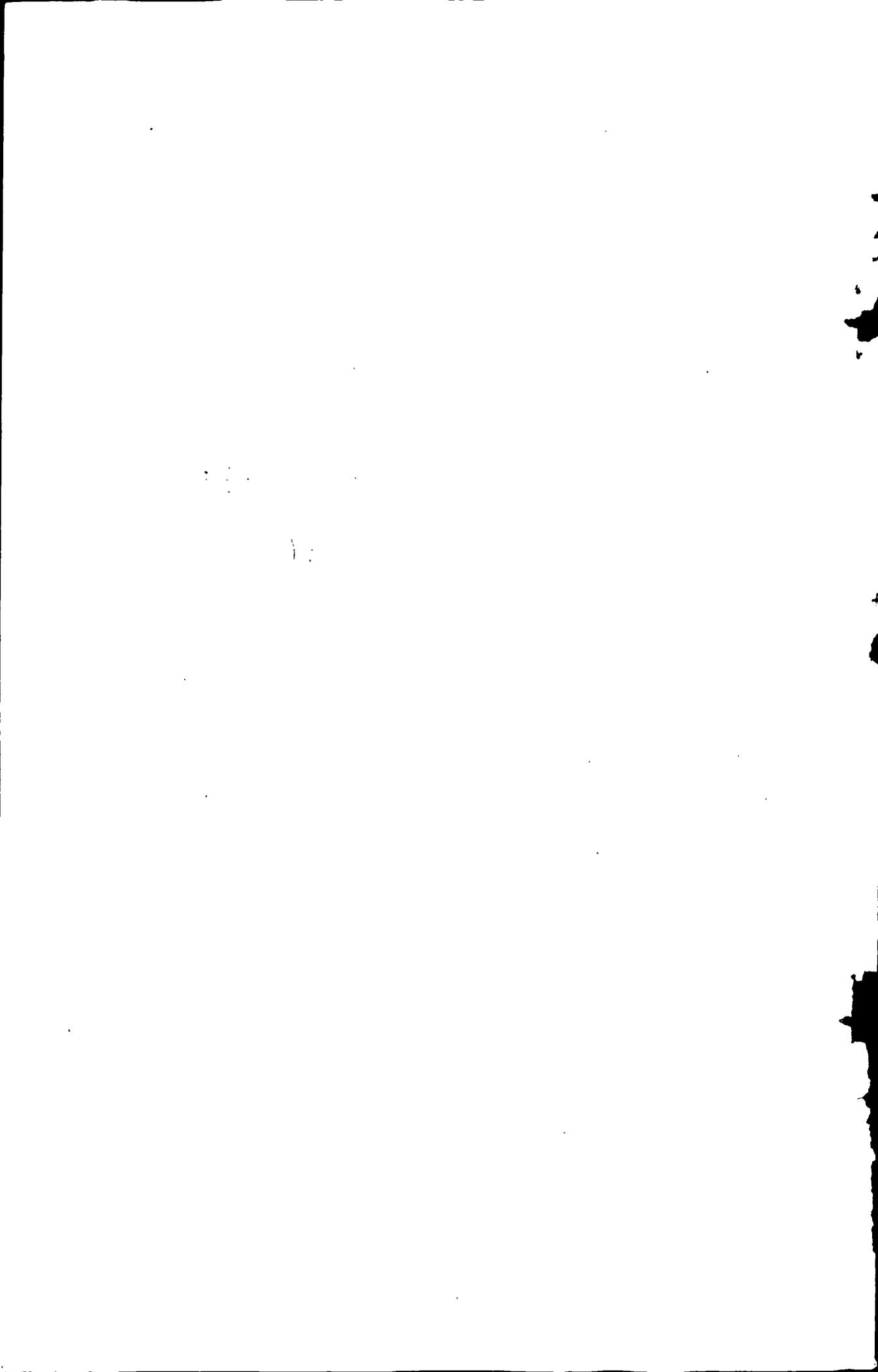
半年 一年 一年半 两年

学位论文作者签名：李金梅

导师签名：巩恩普

签字日期：2008.6

签字日期：2008.7.3



贵州紫云晚石炭世叶状藻礁灰岩的微相特征和成岩作用研究

摘要

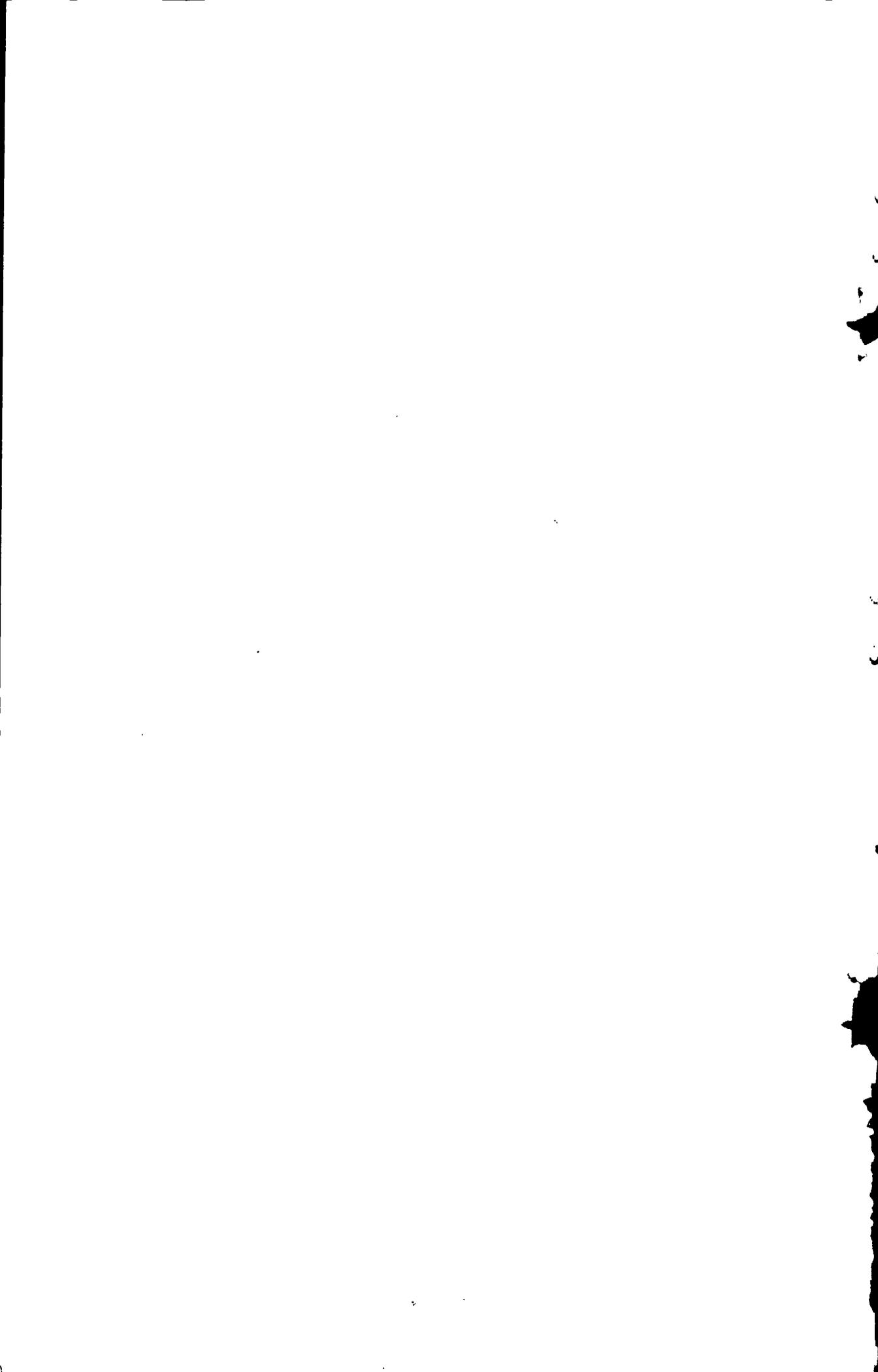
叶状藻是石炭纪地层中广泛发育的一类造礁生物,建造了大量礁体。巩恩普教授等人对贵州紫云晚石炭世叶状藻礁的生长特征和造礁过程进行了系统研究,并取得了深入的认识和大量成果,但对礁灰岩成岩作用的研究还比较欠缺。本次论文以碳酸盐岩石学、沉积学和成岩作用理论为指导,以微相分析为手段并结合阴极发光技术,重点选择紫云地区晚石炭世大型叶状藻礁剖面,对藻礁灰岩微相特征和成岩作用进行了详细研究。

紫云晚石炭世叶状藻礁剖面地层中共划分出6种微相类型:生物碎屑粒泥灰岩、生物碎屑泥粒灰岩、球粒生屑泥粒灰岩、叶状藻粒泥-叶状藻泥粒灰岩、腕足泥粒灰岩和生物碎屑亮晶颗粒灰岩。垂向上识别出6个沉积相交替重复的出现,推断出横向上的一个在开阔台地与台地边缘过渡带上的局部相模式序列:较深水的开阔台地相、叶状藻礁相、台内斜坡相和台内较浅水的斜坡相、较浅水的开阔台地相、台内浅滩相。开阔台地的背风坡处,中低能量环境适合叶状藻的生长发育。剖面分析得出叶状藻礁灰岩的沉积环境为温暖的、弱—中等动荡的、潮下带浅水开阔台地环境。

叶状藻礁灰岩的成岩作用主要有生物粘结-障积作用、泥晶化作用、胶结作用、压实-压溶作用、破裂作用、重结晶作用、溶解作用等。其中生物粘结-障积作用、胶结作用、压实-压溶作用较为发育。根据岩石薄片的观察、分析以及阴极发光测试结果,将紫云叶状藻礁灰岩的成岩过程划分为4个阶段:准同生成岩阶段、早期成岩阶段、埋藏成岩阶段、后生成岩阶段。通过不同成岩作用在岩石中留下的标志,推测研究区叶状藻礁灰岩主要经历的成岩环境有:海底成岩环境、大气淡水成岩环境和埋藏成岩环境。

贵州紫云晚石炭世叶状藻礁中有机质含量高,此次在藻礁灰岩成岩作用方面的研究,为以后探索研究区礁型油气藏的储层特征提供了成岩方面的资料。本文首次开展了研究区叶状藻礁灰岩微相特征和成岩作用的研究,弥补了研究上的空白,具有一定的理论意义。另外,本文对紫云晚石炭世叶状藻礁灰岩的研究也使得对叶状藻礁的研究更加系统化,为我国贵州晚石炭世生物礁的成岩作用和成岩环境研究提供一个重要的实例。

关键词: 贵州紫云 晚石炭世 叶状藻礁 微相特征 成岩作用



The Study of Microfacies Characteristics and Diagenesis of Late Carboniferous Phylloid Algal Reef in the Ziyun County, Guizhou

Abstract

Phylloid algal is the importance reef-builder of Carboniferous and developed well in late Carboniferous stratum of Ziyun. Gong Enpu etc. systematically studied on the growth characteristics and reef building of late Carboniferous Phylloid Algal Reef in Gui Zhou Ziyun, excepted diagenesis of reef rocks, receiving comprehensive cognition and fruits. In this Paper based on lithology and diagenesis theory, we mainly studied microfacies characteristics and diagenesis of reef rocks in large phylloid algal reef section by microfacies analysis and cathodoluminescence.

According to sedimentary grain types, the textures and the structures, 6 main types of carbonate microfacies are distinguished in the deposits. They are bioclastic packstone, bioclastic wackstone, pellet bioclastic packstone, phylloid algal wackstone and packstone, brachiopod packstone, bioclastic sparite grainstone. Six sedimentary cycles are recognized alternated appearing in the formation, which formed a partial facies model sequence in the belt from open carbonate platform to platform margin. They are the depth open carbonate platform facies, phylloid algal reef facies, inner carbonate platform slope facies, inner carbonate platform shallow slope facies, shallow open carbonate platform facies, intraplatform shoal facies. We analyze that the sedimentary environment of phylloid algal reef is lee slope of open carbonate platform. Based on the distribution of microfacies in the section, we can speculate it's the open carbonate platform environment in subtidal zone.

Seven types of diagenesis are discovered in the reef rocks. They are bio-binding and baffling actions, micritization, cementation, compaction-pressure solution, breakage, recrystallization and dissolution. Bio-binding and baffling actions, cementation and compaction-pressure solution are more common than the others. Basing on thin section analysis and cathodoluminescence we plot out four diagenesis stages: quasi-contemporaneous phase, early diagenesis, burial diagenesis and catagenesis. Diagenesis characteristics indicate that the diagenesis of reef had gone through marine diagenetic environment, meteoric diagenetic environment, buried diagenetic environment.

The phylloid algal reef in Ziyun has high organic matter content, this research on diagenesis of reef offers data for exploring on the reservoir characteristics of reef oil and gas. In this paper we first study the microfacies characteristics and diagenesis of phylloid alga reef rocks, making up the researching blank. The research on late Carboniferous phylloid algal reefs of Ziyun makes the research on Carboniferous reefs much systematism and offers an important example for the studying of the diagenesis and diagenesis environment of the whole Carboniferous reefs, China.

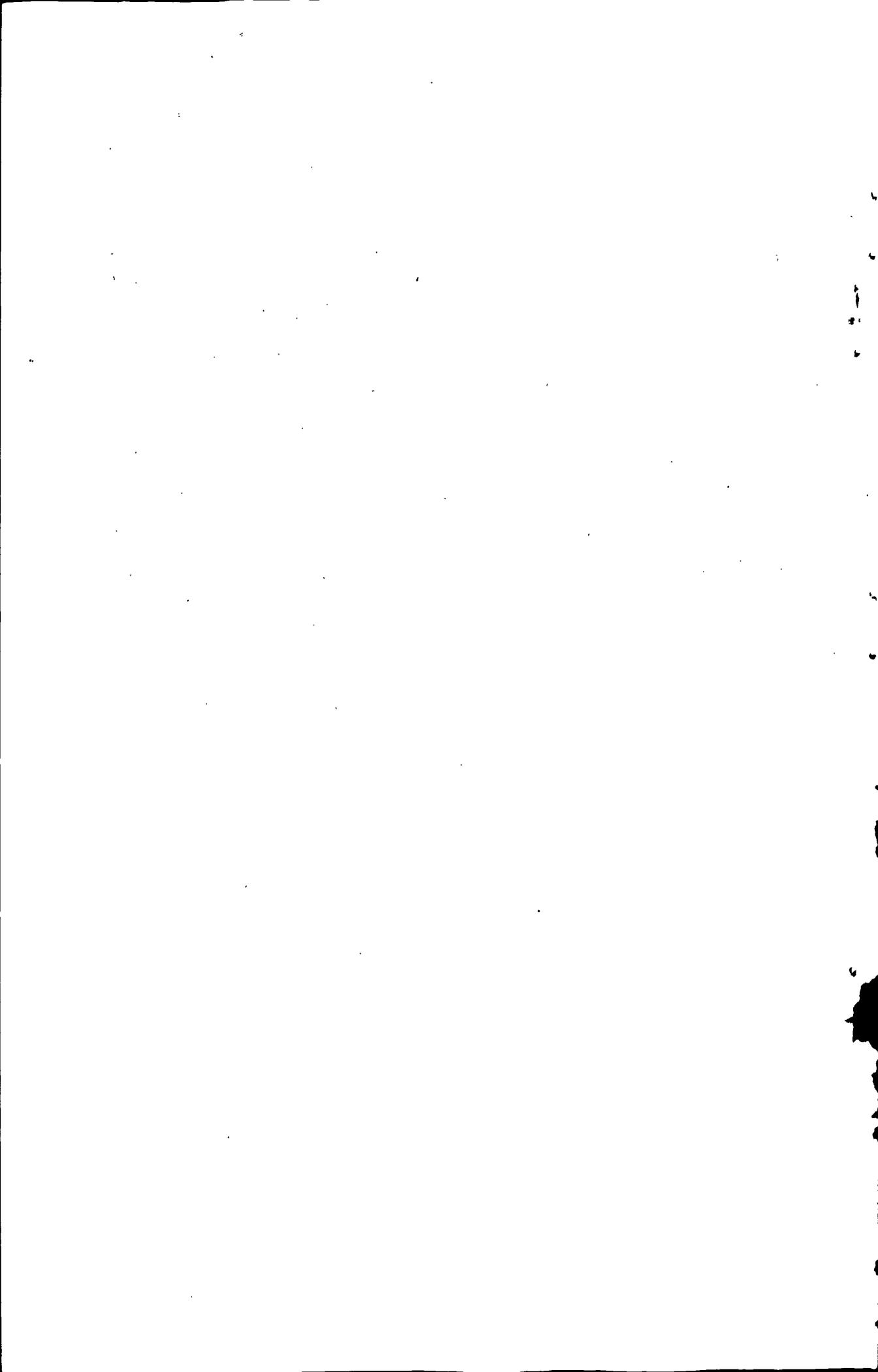
Key Words: Guizhou Ziyun Late Carboniferous Phylloid Algal Reef Microfacies Characteristics Diagenesis

目 录

独创性声明	I
摘 要	II
Abstract	III
第一章 绪 论	1
1.1 晚石炭世生物礁的研究概况	1
1.2 黔南晚石炭世叶状藻礁的研究现状及存在问题	2
1.3 碳酸盐岩微相和成岩作用研究现状	2
1.4 研究方法和技术路线	4
第二章 自然地理背景及区域地质概况	6
2.1 自然地理背景	6
2.2 区域地质特征	7
2.2.1 黔南晚石炭世大地构造背景	7
2.2.2 黔南晚石炭世岩相古地理	7
2.2.3 贵州紫云晚石炭世地层及沉积类型	8
第三章 紫云晚石炭世叶状藻礁的基本特征	10
3.1 概述	10
3.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的基本特征	10
3.2.1 叶状藻礁地质特征概况	10
3.2.2 叶状藻礁礁相生物地层学研究	10
3.2.2.1 紫云晚石炭世生物礁中的生物化石	11
3.2.2.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的层位	11
3.2.2.3 叶状藻礁相生物地层剖面	12
3.2.3 叶状藻生物学特征	12
3.2.4 叶状藻形态特征	14
3.2.5 叶状藻的生长发育特征	15
3.3 紫云晚石炭世叶状藻礁的形态与规模	16
3.3.1 生物礁的规模分类	16
3.3.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的形态与规模	17
第四章 紫云晚石炭世叶状藻礁灰岩的微相特征与沉积环境	18

4.1 生物礁碳酸盐岩的一般特征.....	18
4.1.1 沉积结构组分和构造.....	18
4.1.2 中国石炭纪生物礁岩分类.....	19
4.1.3 主要岩石类型.....	19
4.2 紫云叶状藻礁碳酸盐岩的颗粒类型及特征.....	20
4.3 叶状藻礁剖面的微相类型及特征.....	23
4.4 叶状藻礁剖面的沉积相分析.....	24
4.5 叶状藻礁灰岩的沉积相模式和沉积环境.....	26
4.5.1 叶状藻礁灰岩的沉积相模式.....	26
4.5.2 叶状藻礁灰岩的沉积环境.....	27
第五章 紫云晚石炭世叶状藻礁灰岩的成岩作用与成岩环境.....	29
5.1 碳酸盐岩成岩作用类型.....	29
5.2 碳酸盐岩成岩环境概述.....	31
5.3 阴极发光技术在碳酸盐岩成岩作用研究中的应用.....	32
5.3.1 碳酸盐岩矿物的阴极发光性与微量元素的关系.....	32
5.3.2 阴极发光对碳酸盐岩成岩作用的研究.....	33
5.4 紫云叶状藻礁灰岩的成岩作用研究.....	33
5.4.1 生物粘结-障积作用.....	33
5.4.2 泥晶化作用.....	34
5.4.3 胶结作用.....	34
5.4.4 压实-压溶作用.....	36
5.4.5 破裂作用.....	36
5.4.6 重结晶作用.....	37
5.4.7 溶解作用.....	39
5.5 紫云叶状藻礁的成岩作用序列与成岩阶段划分.....	39
5.5.1 叶状藻礁成岩作用序列.....	39
5.5.2 叶状藻礁成岩阶段划分.....	39
5.6 紫云叶状藻礁的成岩环境.....	41
5.6.1 海底成岩环境.....	41
5.6.2 大气淡水成岩环境.....	41
5.6.3 埋藏成岩环境.....	41

5.7 紫云叶状藻礁灰岩的孔隙演化特征.....	42
第六章 紫云晚石炭世叶状藻礁的含油气性浅析	44
6.1 生物礁与油气藏.....	44
6.1.1 国外与生物礁有关的油气藏.....	44
6.1.2 中国生物礁油气藏.....	45
6.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的含油气性浅析.....	45
6.2.1 紫云叶状藻礁的含油气表象特征.....	45
6.2.2 叶状藻礁油气的成因介绍.....	48
结 论.....	49
图版说明	50
图 版.....	52
参考文献	57
致 谢.....	61



第一章 绪论

1.1 晚石炭世生物礁的研究概况

生物礁是由原地生长的造礁生物所营造,具有抗浪格架,凸镜状或丘状的突出于四周同期沉积物的碳酸盐建造^[1]。生物礁内部孔隙和空洞非常发育,是油气和多种矿产资源的有利富集场所,因此对生物礁的研究具有重要的实际意义^[2]。上个世纪20年代,由于在生物礁中发现了大量的油气,掀起了生物礁研究的热潮,有关成果大量涌现。石炭纪生物是在泥盆纪晚期弗拉斯期—法门期生物灭绝事件之后得到逐步恢复和发展的,石炭纪又遭受了局部范围的生物灭绝事件和全球冰期的影响,特别是晚石炭世这些影响更加明显^[3-10]。

石炭纪的生物礁全球发育得不好,主要表现为群落组成单调或群落演替过程不完整,在全球范围内石炭纪生物礁以藻礁或 Waulsortian 相为主,关于 Waulsortian 相泥丘方面和各种藻类礁体研究的代表性成果出现很多^[11-14]。近年来对石炭纪生物礁认识有了进一步的深入,对藻礁、Waulsortian 相泥丘和后生动物礁的研究越来越多,对石炭纪3种主要造礁群落的面貌已有了宏观的认识。以 E. Flügel 为首的一批生物礁研究者,重视碳酸盐岩石学研究,特别是微相研究,系统论述了碳酸盐岩(包括礁灰岩)微相分析的基本方法、微相特征、薄片化石鉴定标志、微相类型、相的鉴别和相模式(包括成礁模式)^[9],进行礁内各种生物的综合研究,取得了显著成果^[10]。80年代以来,一系列有关礁基础理论方面的研究成果先后发表,主要是对不同地史时期礁体的系统总结,包括晚石炭世生物礁,提高了礁体研究的理论水平。当前,欧美各国仍然不断加强石炭纪生物礁的研究,并开展造礁生物、礁体类型、地质地理分布、群落演化、微相分析、成礁模式及礁体生长动力学等方面的研究,促进了对石炭纪生物礁的全面了解。

我国生物礁研究与世界相比,起步晚,直到1963年才有了第一篇关于我国生物礁的报导^[15],而关于石炭纪生物礁的研究更是薄弱。1985年方少仙、侯方浩报导了我国第一个石炭纪生物礁,这是发育在广西田林县浪平的一个早石炭世大塘期的苔藓虫—珊瑚点礁,也是目前我国层位最低的石炭纪生物礁^[16]。之后,石炭纪生物礁研究陆续开展,但报道和研究的不多,主要是晚石炭世生物礁。进入90年代以后对石炭纪生物礁的研究才开展起来,巩恩普教授对我国石炭纪生物礁进行细致考察后,做了一系列的报道,把我国石炭纪生物礁的总体特征做了系统总结,出版了我国第一部石炭纪生物礁专著。1994年范嘉松教授报道了我国第一个叶状藻礁,并对其做了初步的研究。巩恩普教授同年10月对其进行进一步考查,对叶状藻礁提出了一些新的认识。2001年以来,巩恩普

教授带领课题组深入开展对中国南方晚石炭世生物礁的探查和研究工作,重点对黔南地区进行了细致的地质考察,发现了多种类型的石炭纪生物礁^[17-20]。

从我国晚石炭世生物礁研究现状看,石炭纪礁体仍是点少面窄,相比国内生物礁研究较好的泥盆纪和二叠纪,石炭纪生物礁研究基础仍很薄弱,生物礁类型、数量不多,可供开展石炭纪生物礁研究的礁体实例偏少。

1.2 黔南晚石炭世叶状藻礁的研究现状及存在问题

叶状藻是石炭纪重要的造礁生物。贵州紫云发育了大量的叶状藻礁,是全球晚石炭世重要的造礁类型之一,与发育于欧洲早石炭世 Waulsortian 相泥丘共同构成了石炭纪生物造礁造岩的重要特色。

对叶状藻礁灰岩的研究涉及沉积学和古生物学两个方面,它是生物礁研究领域内非常重要的研究课题,也是目前生物礁研究的热点问题^[21]。对叶状藻礁的研究主要从两个方向开展:①从古生物学、古生态学的角度研究礁体的性质和成因;②从碳酸盐岩石学和沉积学的角度来研究礁体的沉积环境和成岩作用。前者如 D.F. Toomey、R. Ring、A.M. Torres 等美国和西欧的古生物学家,以研究藻类化石为主;后者如美国、加拿大从事油田勘探的研究者以岩石学、沉积学的手段来研究叶状藻礁,北美晚古生代叶状藻礁灰岩是其重要的储油层,他们重视礁的野外特征、礁体结构及构造,特别重视研究礁的成岩作用对油气储集的影响。

巩恩普教授带领课题组对紫云晚石炭世叶状藻礁的生长特征和造礁过程进行了系统研究,对研究区中叶状藻礁的性质、特征,群落结构和发育规律有了清楚的认识。紫云晚石炭世叶状藻礁具有多样性,有小型叶状藻点礁、多层迭置叶状藻礁和大型叶状藻礁。研究认为叶状藻是一种主动的造礁生物,具有建造礁体的能力,形成骨架礁灰岩,这是对认为叶状藻礁是由灰泥支撑的藻叶堆积体的传统模式的有力挑战。他们还系统分析了藻礁造礁群落的发展过程和礁体的生长发育过程,但是对藻礁灰岩成岩作用方面还未曾涉及。本文主要从碳酸盐岩石学和沉积学的角度对贵州紫云晚石炭世叶状藻礁进行研究,并结合了叶状藻礁的古生物学、古生态学的综合特征,最终取得了对紫云晚石炭世叶状藻礁的沉积环境和成岩作用系统全面的认识。

1.3 碳酸盐岩微相和成岩作用研究现状

(1) 碳酸盐岩微相研究现状

碳酸盐岩微相主要表示碳酸盐岩石薄片在显微镜下所呈现的鉴别标志。Flügel 将“微相”定义为在薄片、揭片和光片中能够被分类的所有古生物学和沉积学标志的总和。因

此,从“标志”的意义上讲,“微相”主要是指一种微观(显微)特征的总和。Wilson^[14]根据地质历史时期碳酸盐沉积的资料,按显微(微相)特征把碳酸盐岩分为24种标准微相类型(简称标准微相),其微相是指具特征显微结构的岩石类型。

碳酸盐岩微相研究是指除常规的野外直接观察以外的,主要借助显微镜对岩石进行观察和分析,以确定岩石成因机理和形成环境及沉积作用过程信息的一种综合的沉积学分析方法和手段。其中最基本也是最传统的是对岩石的组成、结构及形貌特征的分析,如颗粒组成、胶结结构、分选、磨圆及显微构造等。从微相分析技术的发展看,可分为经典的研究方法和现代分析方法两大类。

经典研究方法主要是在岩石学偏光显微镜下进行的,所研究的主要是在普通岩石学显微镜下可观察到的岩石组分和组分之间的关系、变化、演进及其所标示的沉积环境和沉积作用特征等方面,也包括部分显微镜下可见的沉积构造特征。由于在这一显微层次上组成岩石组分之间、各部分矿物之间的特征及相互关系基本可辨,并可见到许多肉眼不易分辨的反映水动力条件、沉积作用过程及生物活动特征的各种沉积构造,因而自20世纪中叶以来,这种主要依靠显微镜的经典微相分析方法有了很大发展,使微相分析成为一门比较成熟的沉积学分析方法。这方面的代表性工作有Folk^[22]和Dunham^[23]基于颗粒类型与泥晶-亮晶-颗粒相对含量对沉积环境能量的分析及分类方法,Wilson^[14]对碳酸盐岩沉积相带详细系统的划分和所划分相带识别标志的归纳总结,Flügel^[9]对灰岩微相分析进行了系统总结,余素玉^[24]按灰泥与化石颗粒相对丰度及粒度结构特征划分出的6种结构类型,杨承运和卡罗兹^[25]用微相方法对碳酸盐岩进行了分类并对微相分析方法进行了系统阐述。

现代分析方法是指利用除普通岩石学显微镜以外的现代分析技术手段进行微相研究的方法。这一技术目前尚处在发展阶段,有待进一步成熟。现阶段主要包括扫描电镜分析、阴极发光技术、不溶残渣分析以及配合电子探针、离子探针进行的微区元素成分和稳定同位素分析等新兴的现代分析技术对岩石成因进行的分析。

另外,化石岩石学的研究对碳酸盐岩微相研究也起了很大的促进作用。余素玉的《化石碳酸盐岩微相》^[23]和王英华等的《化石岩石学》^[26]系统而简练地对此领域的概念进行了总结。这些成果对于岩相古地理学研究和实践具有很大意义,使碳酸盐岩的多成因观点和碳酸盐岩形成对生物的依赖性逐渐为人们所认识。同时由于生物对环境的依赖性以及碳酸盐岩中生物化石及化石碎片的普遍存在,使化石及其碎片成为微相研究中重要的岩石成因标志,也使化石岩石学方法成为薄片研究中确定碳酸盐岩古沉积环境的最好方法之一。

(2) 碳酸盐岩成岩作用研究现状

碳酸盐岩的成岩作用是在沉积作用阶段之后,碳酸盐沉积物及碳酸盐岩所发生的一系列物理、化学、物理化学和生物作用,以及这些作用引起的碳酸盐沉积物和碳酸盐岩的结构、构造及物理化学性质的变化。成岩研究的主要目的是恢复碳酸盐岩形成和发育的过程,了解岩石孔隙的生成和演化与成岩过程(如胶结作用、溶解作用和压实作用)相关的各种地质现象的关系,预测碳酸盐岩储层孔隙性质、发育程度以及空间展布,在油气和矿产勘探中具有重要的意义。

20世纪50年代以来,在深入研究古代碳酸盐岩和第四纪碳酸盐岩沉积物成岩作用的基础上,碳酸盐岩成岩作用理论和实践逐渐成熟和完善,碳酸盐岩成岩作用研究也从早期的简单描述逐步扩大到成岩作用过程、成岩序列、成岩环境等内容。碳酸盐岩的成岩作用研究可从岩相学、微量元素和同位素地球化学方面进行研究。岩相学的研究手段与微相类似,包括薄片的染色、醋酸纤维素揭片及光学显微镜、电子显微镜等。其中阴极发光和电子显微镜近年来得到普及并成为研究胶结物内部组构和外部微观特征的常用方法。对成岩作用有重要影响的微量元素包括镁、锶、钠、铁和锰等,同位素包括稳定碳($d^{13}C/d^{12}C$)和氧($d^{18}O/d^{16}O$)的比例,气液包裹体测温等也日益成为研究成岩环境、温度等的必不可少的重要方法。

1.4 研究方法和技术路线

黔南晚石炭世生物礁非常发育,礁体类型丰富,是石炭纪生物礁研究的理想区域,在紫云地区晚石炭世地层中叶状藻礁广泛发育。本文综合偏光显微镜研究和阴极发光技术两种手段,对叶状藻礁灰岩的微相特征和成岩作用进行研究。主要包括两部分内容:

(1) 在偏光显微镜下,详细观察研究岩石组分(其中包括生物组分)、显微结构和原生沉积构造等沉积特征,依据 Dunham 的结构-成因分类和 Wilson 的 24 种标准微相类型,详细划分沉积微相类型。综合各种沉积特征(包括化石生态特征)分析研究研究区的沉积相模式和沉积环境;

(2) 在叶状藻礁剖面中,我们利用显微岩石学研究和阴极发光技术来识别各种成岩作用类型及其特点,分析岩石的组构特征以及胶结物的世代等。依据上述研究划分叶状藻礁灰岩的成岩阶段,分析其经历的成岩环境。

此次研究工作是在巩恩普教授的指导下于 2007 年 3 月份开始,研究工作主要进行资料的收集整理、室内研究、阴极发光测试分析等。本文的技术路线见图 1.1,主要工作量见表 1.1。

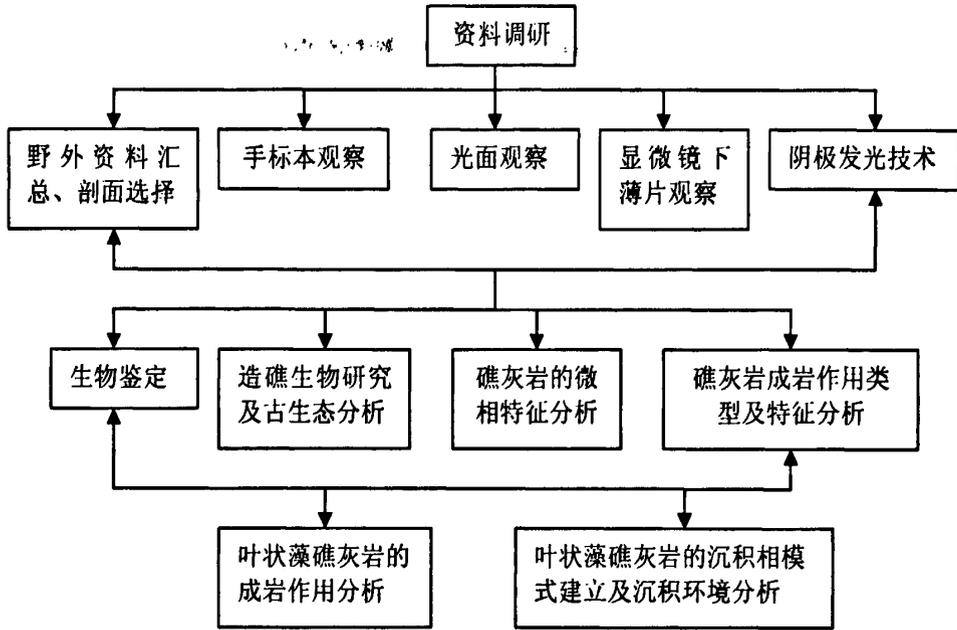


图 1.1 技术路线
Fig. 1.1 Technical line

表 1.1 本文的工作量
Table 1.1 The load of this text

岩石标本	室内薄片鉴定	光面观察	显微镜下拍照	阴极发光照片
107 块	110 片	120 个	800 张	51 张

第二章 自然地理背景及区域地质概况

2.1 自然地理背景

紫云苗族布依族自治县位于贵州高原向广西丘陵南倾的斜坡地带，是安顺、黔南、黔西南三地州交界地带，介于东径 $105^{\circ}55'$ — $106^{\circ}29'$ ，北纬 $25^{\circ}21'$ — $26^{\circ}3'$ 。总面积 2280 平方公里；人口 33.27 万人，其中少数民族人口 18.48 万人，占总人口的 55.55%。境内地势南北两端高，中部低而平缓。属中亚热带湿润季风气候，气候温暖湿润，夏无酷暑，冬无严寒，年平均气温 15.3°C ，年降雨量 1337 毫米，降雨多集中在 6—10 月。森林资源以中亚热带常绿阔叶林带的针叶、阔叶等用材林、经济林和灌木林为主；矿产资源有煤、石灰石、大理石、重晶石、萤石、铅锌、汞矿、锑、铜矿等。当地的地貌主要有两类组成，一是以碳酸盐岩切割的喀斯特中低山区，常发育峰丛、峰林、溶洞、洼地及地下暗河；二是以碎屑岩形成的侵蚀中低山区，地表水系发育，为当地的主要产粮区。区内工业不发达，农业落后。交通主要有紫云—望谟省级公路构成交通主线，有简易的公路通往工作区，交通不便（图 2.1）。

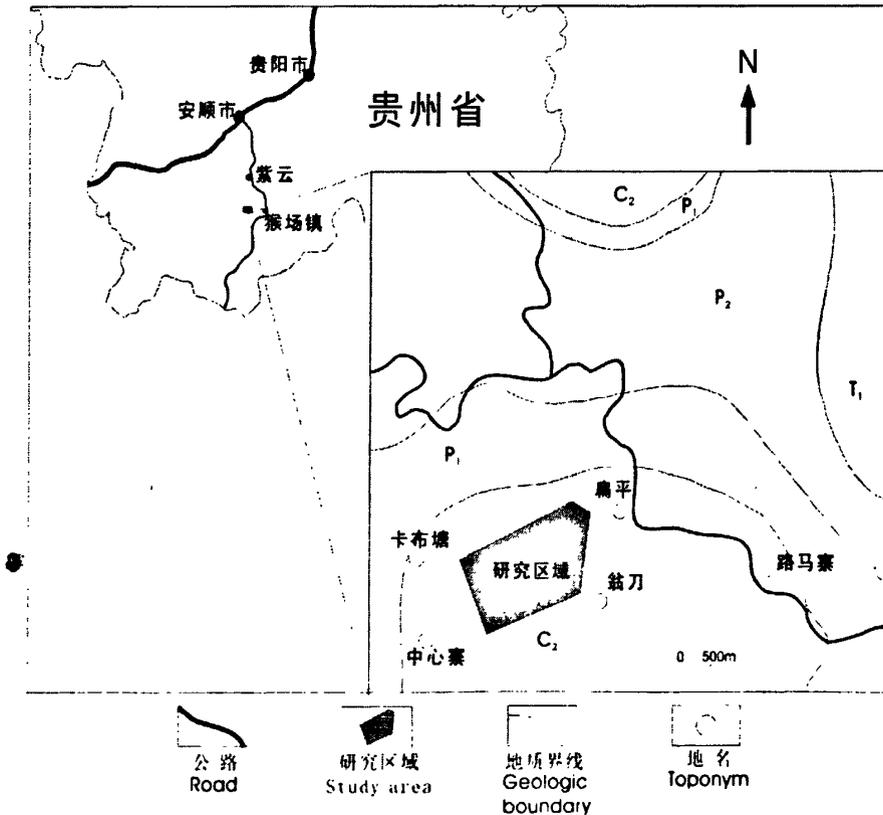


图 2.1 研究区地理位置及地质图（据张永利，2007，修改）

Fig. 2.1 Location of study area and geological map (After Zhang Yongli, modified)

2.2 区域地质特征

石炭纪是地壳发展历史上重要的造山期,构造运动非常复杂,全球构造格局发生了大规模变化。石炭纪具有明显的气候分异,在晚石炭世时期大规模的冈瓦纳冰川作用,导致海平面发生了多次变化,使北半球发生明显生物区系分异^[27]。从古地磁资料、浅海暖水型生物群特征及沉积矿产信息均反映了石炭纪中国南方板块位于靠近赤道附近的低纬度带,属热带、亚热带湿热气候区^[28、29]。黔桂地区的珊瑚、腕足动物区系在石炭纪时属于暖水型的特提斯生物区系。根据王增吉等对中国石炭系的区划,将黔南划归于中国华南区,滇黔桂分区,黔南、桂北、滇东南小区^[30]。

2.2.1 黔南晚石炭世大地构造背景

黔南地区大地构造位置属赵自强等划分的“滇黔桂盆地”,又被称为“南盘江盆地”。该盆地作为扬子板块东南被动陆缘的一部分,从泥盆纪开始出现裂谷化成因的裂陷槽,因大陆拉伸,在南盘江盆地中出现坳垒相间的构造格局^[31]。石炭纪时,该盆地与特提斯海盆邻接,基底活动性强。由于深部热膨胀引起以南北方向为主的引张力作用,造成地壳微型扩张,形成一系列隆、凹相间构造格局。在扩张过程中,处于固结较早、刚性较强的构造高位发育成碳酸盐台地,而拉张下陷部位则演化成台间深水盆地。随裂陷加深,构成了浅水补偿型碳酸盐台地与半深水非补偿型台沟相间的古构造和岩相展布格局^[32]。

2.2.2 黔南晚石炭世岩相古地理

冯增昭等运用单因素分析综合做图法,深入分析和研究了中国南方石炭纪的岩相古地理,认为中国南方石炭纪各期的岩相古地理特征为:“有陆有海,海中有台地、盆地和斜坡,台地中有滩和礁,台地中又有盆地,盆地中又有台地,台地和盆地间斜坡,台盆滩类型多样。”从早石炭世岩关期至晚石炭世马平期,岩相古地理演化呈现出继承性、发展性和阶段性的特点。晚石炭世,岩相古地理的格局发生了较大的变化,虽然陆海并存的大格局未变,但陆地上只有剥蚀区,没有了沉积区,盆地面积大为减少,而碳酸盐岩台地面积则空前地扩大^[33]。黔南地区晚石炭世的岩相古地理归属于西南部碳酸盐台地,碳酸盐台地浅水适宜生物生存,生物繁盛,生物造岩作用强烈,出现了大量的各种类型的滩,其中生物礁、丘发育。

焦大庆等对黔桂地区石炭纪层序地层格架及古地理演化进行了深入研究,对包括黔南在内的黔桂地区石炭纪岩相古地理进行了细化。认为黔桂盆地范围内石炭纪发育了若干孤立碳酸盐台地,这些孤立碳酸盐台地被发育深水相的台沟所分割^[34]。黔南紫云地区晚石炭世生物礁即发育在这些台地之上(图 2.2)。

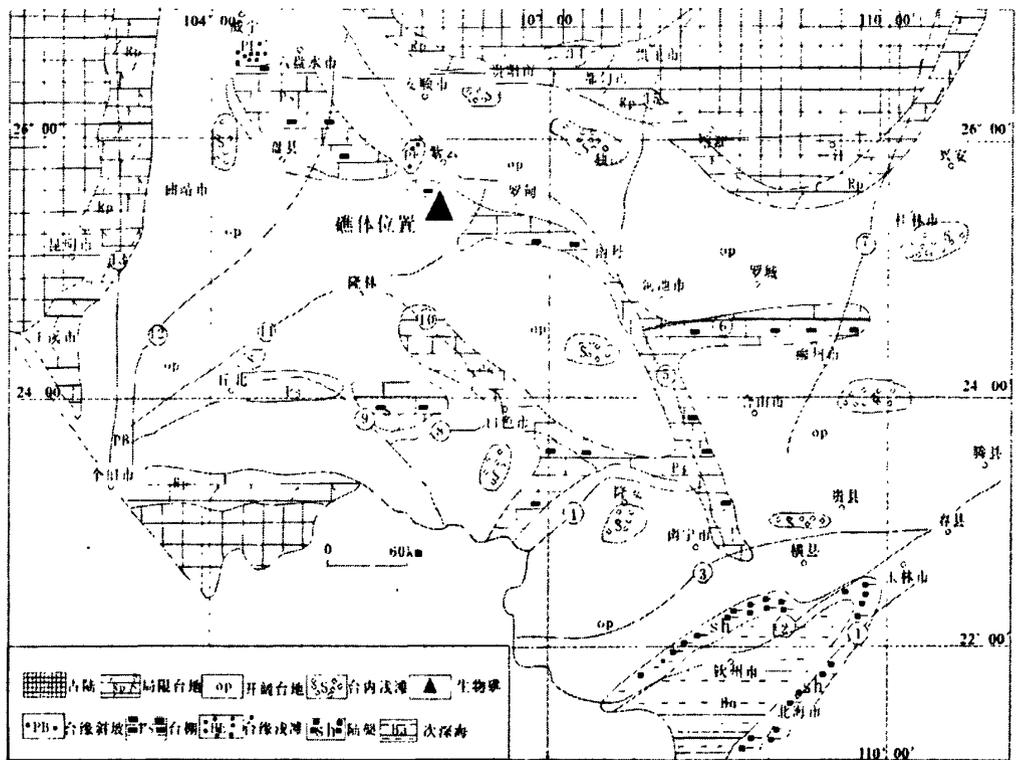


图 2.2 研究区晚石炭世岩相古地理 (据焦大庆, 2003, 修改)

Fig.2.2 Sedimentary-facies and paleogeography of late Carboniferous in the study areas (After Jiao Daqing, 2003, modified)

2.2.3 贵州紫云晚石炭世地层及沉积类型

贵州紫云地区大面积出露石炭系碳酸盐岩地层(表 2.1), 地层出露完整、化石丰富, 是研究石炭纪地层古生物的极佳地区。地层分区属华南区滇黔桂分区, 黔南上石炭统地层分三种类型, 独山—威宁分区发育浅水台地相浅色碳酸盐岩, 化石丰富, 以底栖生物为主, 俗称“白区”。郎岱—罗甸分区发育相对深水的台盆相产物, 主要是暗色碳酸盐岩和硅质岩, 以浮游型生物为主, 俗称“黑区”。而普安—麻尾分区地层特征介于上述两分区之间, 具过渡色彩^[35]。

黔南晚石炭世沉积岩石类型为独山—威宁分区浅水台地相浅色碳酸盐岩, 主要有浅灰色—灰色中厚层至块状生物碎屑灰岩、泥晶灰岩、微晶灰岩和各种礁灰岩, 含有丰富的底栖生物。研究区石炭系地层主要是由威宁组和马平组组成, 并以生物碎屑灰岩为主, 其间发育大量的生物滩、丘、礁^[35]。威宁组和马平组为整合接触关系, 为一套台地边缘滩相浅灰色、灰白色块状灰岩沉积。马平组为跨代地层, 时代归属于晚石炭世中晚期和早二叠世早期。

表 2.1 区域地层表

Table 2.1 Areal stratigraphic table

年代地层	分区	华南区滇黔桂分区	本区
P ₂		长兴阶	吴家坪组
		乐平阶	
P ₁		茅口阶	茅口组
		栖霞阶	栖霞组
C ₂		马平阶	马平组
		达拉阶	威宁组
		滑石板阶	
C ₁		德坞阶	摆佐组
		大塘阶	上司组
			旧司组
			祥摆组
		岩关阶	汤耙沟组
	革老河组		
D ₃		锡矿山阶	代化组
		余田桥阶	响水洞组
D ₂		东岗岭阶	火烘组

第三章 紫云晚石炭世叶状藻礁的基本特征

3.1 概述

石炭纪是全球性造礁的衰落期,受弗拉斯/法门期(F/F)生物集群绝灭事件及南半球大冰期的影响,生物礁相对较少,因而对该期生物礁研究极其薄弱^[17]。当前国际上对石炭纪生物礁研究主要集中在藻礁上,对叶状藻礁的研究,而叶状藻作为一个藻类类群在石炭—二叠纪的分布是全球性的^[36]。欧美的一批知名的生物礁研究者,像 E.Flügel, D.F.Toomey, R. Riding 等,为叶状藻礁的研究做出了巨大的贡献,他们从不同的角度对叶状藻礁进行研究,取得了一系列的成果。以 E.Flügel 为首的一批生物礁研究者,即重视碳酸盐岩石学研究,特别是微相研究,又进行礁内各种生物的综合研究,因此取得了显著成果^[10]。

我国石炭纪生物礁研究起步晚。1985年方少仙,侯方浩两教授报道了我国第一个石炭纪生物礁^[16]。进入90年代以后对石炭纪生物礁的研究才开展起来,巩恩普教授对我国石炭纪生物礁进行细致考察后,做了一系列的报道,把我国石炭纪生物礁的总体特征做了系统总结,出版了我国第一部石炭纪生物礁专著^[37]。1994年范嘉松教授报道了我国一个叶状藻礁,并对其做了初步的研究。巩恩普教授同年10月对其进行进一步考查,对叶状藻礁提出了一些新的认识,并且对贵州紫云晚石炭纪叶状藻礁有了初步研究。之后,在巩恩普教授带领的课题组先后对贵州地区的生物礁进行详细工作,其中对叶状藻礁的研究更深化,并且提出了叶状藻主动造礁的建造模式,对叶状藻礁造礁传统模式做了重要的补充^[38]。总体上看,我国对叶状藻礁的研究还比较欠缺,对叶状藻礁的研究还有很多工作要做。

3.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的基本特征

3.2.1 叶状藻礁地质特征概况

黔南晚石炭世马平期,主要为开阔的浅水碳酸盐台地环境。在台地上由于碳酸盐的高生产率和生物造岩作用强烈,形成了多次以海平面上升为标志,以颗粒质灰泥灰岩—灰泥颗粒灰岩—亮晶颗粒灰岩为基本沉积层序的浅滩化旋回^[23]。猴场地区的马平组沉积,主要是浅灰色亮晶生物碎屑灰岩和泥晶生物碎屑灰岩,含有丰富的底栖生物如蜓、珊瑚,腕足类等。该区属碳酸盐岩台地边缘环境,生物碎屑滩、生物泥丘、叶状藻礁,珊瑚礁断续分布其中^[17, 39]。

3.2.2 叶状藻礁礁相生物地层学研究

3.2.2.1 紫云晚石炭世生物礁中的生物化石

黔南紫云晚石炭世生物礁中含有丰富的生物化石, 经过野外观察和室内鉴定, 有下列生物种属^[18]:

蜓: *Triticites longissima*, *T. simplex*, *T. chanensis*, *T. cf. irregularis*,
T. cf. chinensis, *T. cf. primarius*, *T. cf. subnathorsti*, *T. parasecalicua*
T. cf. rubrhomboides, *T. irregularis*, *T. cf. simplex*, *T. cf. longissima*,
T. cf. subnathorsti, *T. cf. pseudopusillus*, *Montiparus longissima*,
M. guizhouensis, *M. weiningica*, *M. huishuiensis*, *Montiparus sp.*,
Pseudofusulina sp., *P. nelsoniopima*, *Quasifusulina longissima*,
Schwagerina. cf. rhomboides, *Schwagerina sp.*, *Profusulinella sp.*,
Eostaffella sp.

腕足动物: *Martinia sp.*, *Martinia orbicularis*, *Muirwoodia yohi*,
Muirwoodia sinensis, *Choristites sowerbyi*, *Choristites povlovi*,
Choristites cf. mansuyi, *Choristites sp.*, *Kueichowella sp.*,
Rugosochonetes sp., *Striatifera striata*, *Rhipidomella kueichowensis*, *Plicatifera*
sp., *Pugilis cf. hunanensis*, *Pugilis sargcheva*, *Lingula sp.*,
Cleiothyridina obmaxima, *Gigantoproductus sp.*, *Echinoconchus sp.*,
Fluctuarla undata, *Crurithyris urei*, *Composita sp.*, *Phricodothis sp.*,
Phricodothis asiatica, *Striatiferinae sp.*, *Linoproductus cora*,
Semicostella sp., *Megachonetes sp.*

珊瑚: *Nephelophyllum sp.*, *Pseudotimania sp.*, *Streptophyllidium sp.*

非蜓有孔虫: *Paleotextularia longiseptata*, *P. sp.*, *P. angusta*, *P. lata*,
P. bianpingensis, *P. primitiva*, *Globivalvulina sp.*, *Climacammia sp.*,
C. yishanensis, *C. lagenalis*, *C. infundibula*, *C. mira*, *C. prisca*,
Deckerella dudanensis, *Endothyranella sp.*, *Cribrogenerina maxima*,
C. sp., *Bradyina sp.*, *Nodosaria sp.*, *N. lixianensis*, *N. mirabilis caucasica*,
Pachyphloia guangdongensis.

腹足动物: *Orthonema sp.*, *Straparollus sp.*

微体疑难生物: *Tubiphytes*

叶状藻、苔藓虫、海百合、介形虫等。

3.2.2.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的层位

研究区叶状藻礁产于马平组的中下部,属晚石炭世地层。含礁层位中含有丰富的蜓、珊瑚和腕足化石。主要产蜓:如 *Triticites chanensis*, *T. longissima*, *T. simplex* 等为典型的上石炭统 *Triticites* 带的重要分子^[18];腕足: *Martinia* sp., *Choristites* sp.;珊瑚: *Nephelophyllum* sp., *Pseudotimania* sp., *Streptophyllidium* sp.^[18]。其中珊瑚和腕足化石异常丰富。在叶状藻礁附近同层位,以 *Fomitchevella* 为主建造了世界上罕见的珊瑚礁。

3.2.2.3 叶状藻礁相生物地层剖面

紫云地区马平组为一套台地边缘相的浅灰、灰白色块状灰岩沉积。主体岩性为块状砂砾屑灰岩、礁灰岩、蜓屑灰岩、细晶灰岩及生物碎屑灰岩。生物碎屑灰岩主要为藻屑、腕足碎片、蜓屑、有孔虫屑和海百合茎碎片等,普遍具有重结晶作用。此次研究的剖面中发育的是大型叶状藻礁,在下部蜓、腕足等构成的碎屑滩之上发育了叶状藻礁。礁灰岩剖面自下而上综述如下(图 3.1):

15. 浅灰色蜓屑灰岩, 蜓密集成岩。	未见顶
14. 浅灰色厚层状生物砂砾屑灰岩, 含丰富蜓类。	5m
13. 浅灰色厚层状生物砂屑灰岩。	8m
12. 深灰色叶状藻礁灰岩。	9m
11. 灰色厚层生物屑砂屑灰岩。	5m
10. 灰色叶状藻礁灰岩。	8m
9. 灰色细晶生物碎屑灰岩。	2.5m
8. 灰色细晶灰岩, 见单体珊瑚。	2.5m
7. 深灰色叶状藻礁灰岩, 藻片密集排列, 多破碎, 少量保存完整。	1.5m
6. 深灰色厚层含叶状藻灰岩, 藻叶状体细薄, 碎片状。	3.5m
5. 浅灰色块状生物碎屑灰岩, 含完整腕足壳体和少量叶状藻。	0.5m
4. 浅灰色叶状藻礁灰岩。	4m
3. 深灰色块状介壳灰岩, 腕足壳体大小不一, 含量丰富。	1.5m
2. 浅灰色块状蜓屑灰岩。	1m
1. 浅灰色块状亮晶生物碎屑灰岩。	5m

(未见底)

3.2.3 叶状藻生物学特征

叶状藻的叶状体包含多种形状的钙化边,在形状上可与现代的绿藻 *Udotea* 和非钙质的褐藻 (Brown Algae) 对比。包括破碎边的这种藻化石记录展现了不同的内部结构。有些叶状藻可以辨出中心髓质区和皮质区 (*Anchicodium*, *Eugonophyllum*, *Ivanovia*)

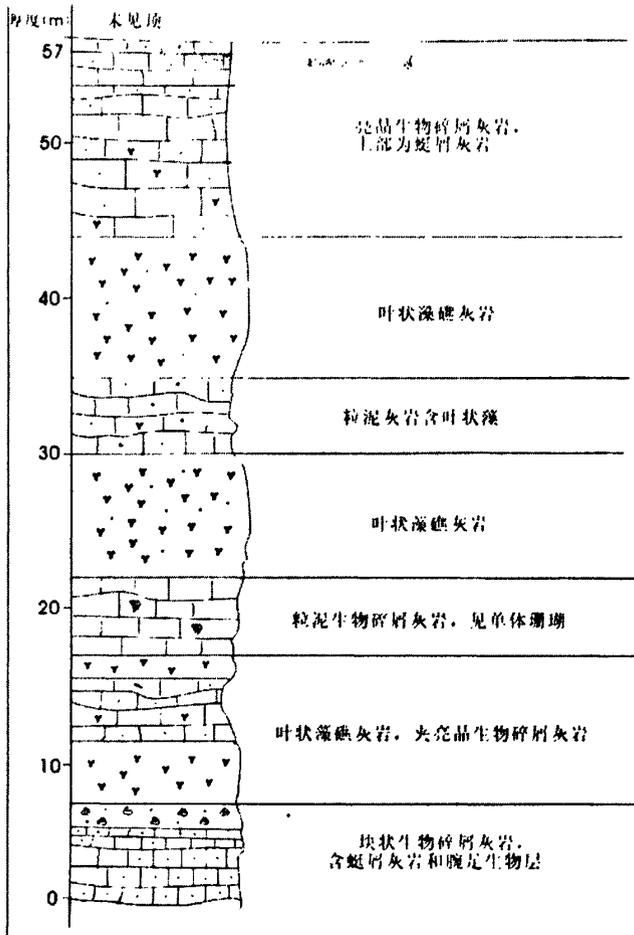


图 3.1 礁岩剖面示意图

Fig. 3.1 Section sketch map of reef rocks

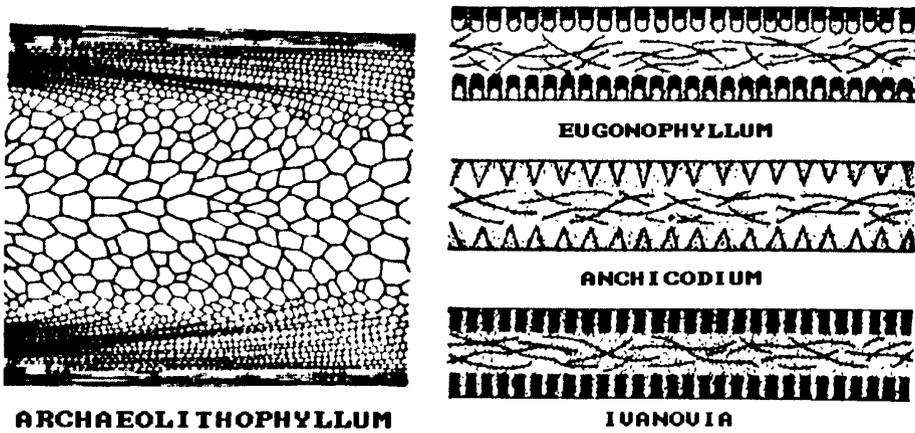


图 3.2 叶状藻片结构 (据 Wray, 1977)

Fig. 3.2 Structure of phylloid algal thalli (After Wray, 1977)

(图 3.2), 或者只由一个多孔的层组成 (*Calcifolinm*)。叶状藻的四个代表属为: 真果叶藻 (*Eugonophyllum*), 伊凡诺夫藻 (*Ivanovia*), 近松藻 (*Anchicodium*) 和钙叶藻 (*Calcifolium*)。

成岩作用经常使叶状藻内部构造改变成镶嵌状亮晶方解石,在这种情况下,区别一个属与另一个属,以及区分经常与这些松藻共生的珊瑚藻(红藻门)的祖先古石叶藻(*Archaeolithophyllum*),实际上是不可能的^[41]。因此, Pray 和 Wray 建议,当对属的鉴定缺少足够的内部特征时,“Phylloid”——叶状的,这一术语适用于所有类似的叶状形态的晚古生代钙藻。

黔南晚石炭世地层中发育的叶状藻,由于化石保存的不好,叶状藻片内部构造大多由于后期成岩作用已基本消失不见,大多由镶嵌粒状方解石组成,因此,很难将工作区所发现的不同类型的叶状藻归到某个种属。因此,将它们统一称为叶状藻,但根据它们的形态特征将叶状藻划分出几种不同类型。

3.2.4 叶状藻形态特征

在野外观察的基础上结合室内对保存较好的标本的详细研究,恢复出了以下紫云晚石炭世的叶状藻形态^[42, 43]。

单杯状——藻片厚 1-1.2mm,从岩石的断面上展露出来的形态为宽大的,波状起伏的像叶子一样的片状体,藻片之间紧密排列上下叠置,藻片灰白色。光面上可见:藻片弯曲封闭成圆形或近椭圆形,藻叶是相对独立的。大多数藻片呈现为宽大“V”型或“U”型(图 3.4, 3.5)。叶状藻由藻片围成开放的圆锥形或漏斗状,完整藻叶横切面上封闭为不规则的圆形或椭圆形,直径约为 4-6cm,推测高度应为 10-12cm。



图 3.4 单杯式叶状藻

Fig. 3.4 Single cup model phylloid algal

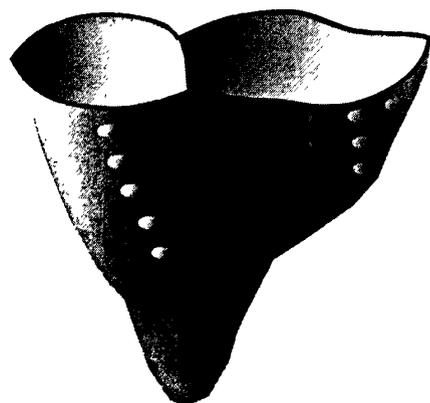


图 3.5 单杯式叶状藻复原图(据 Gong Enpu, 2007)

Fig.3.5 Palinspastic map of single cup model phylloid algal (After Gong Enpu, 2005)

包叶式——叶状藻的基本形态也是杯状藻体,但是在杯状藻体周围可以看到有宽大的叶状藻叶片包裹内部的杯状藻体,呈现出杯状藻体的复合形态(图 3.6)。这种复合杯

状叶状藻在垂直叶状藻生长方向的切面上显示出圈层特点，相互包裹的杯状藻体之间具有一定的近于相等的间距，包裹藻叶与其内部被包裹的杯状藻叶，它们的弯曲方式和生长方向都基本相同，由此推测出这种类型的叶状藻具有包叶式的藻叶组合形态。包叶式叶状藻的推测直径可达 10cm 左右，高度达 20cm 左右（图 3.7）。



图 3.6 包叶式叶状藻

Fig. 3.6 Leaf roll model phylloid algal

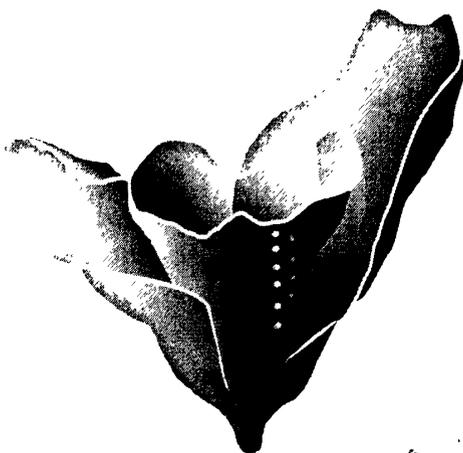


图 3.7 包叶式叶状藻复原图（据 Gong Enpu, 2007）

Fig. 3.7 Palinspastic map of leaf roll model phylloid algal (After Gong Enpu, 2005)

以上两种形式的叶状藻是密集发育的，但它们的藻体是相对独立的，藻片较厚，个体较大。叶状藻内部及藻叶之间搭建起来的空间可以形成原生孔隙，孔隙内可见栉壳结构或灰泥充填，也可为其它生物提供生存空间。

簇杯式——藻片 0.6-0.8mm，藻片相对较薄。在光面上表现为几个封闭成圈的藻叶聚集在一起（图 3.8）。藻叶较集中，密集排列，之间的空间较小，相邻的几个杯状体藻叶紧密的贴在一起。从出露的情况结合光面资料，推测出这种叶状藻为相互独立的藻叶聚生在一起（图 3.9）。较薄的藻片不利于它自身的发展，几个藻叶聚生在一起可以建立起较为坚固的骨架。

3.2.5 叶状藻的生长发育特征

贵州紫云地区发育的晚石炭世叶状藻总体上表现为：直立的有着“杯状”藻叶的叶状藻。叶状藻的生长高度约为 10cm 左右，藻片在光面上的弯曲方向（藻叶的倾向）表现出一定的定向性，这或许是叶状藻向光性的体现。叶状藻是靠假根或类根器官固着基底（图 3.3），它的这种固着方式类似于现代浅海中的褐藻，靠柄状假根固着基底，支撑相对宽大的藻叶。叶状藻是喜光植物，因此，正常浅水区光线充足，是它们生长的理想



图 3.8 簇杯式叶状藻图

Fig.3.8 Acervate cups-shaped phylloid algae

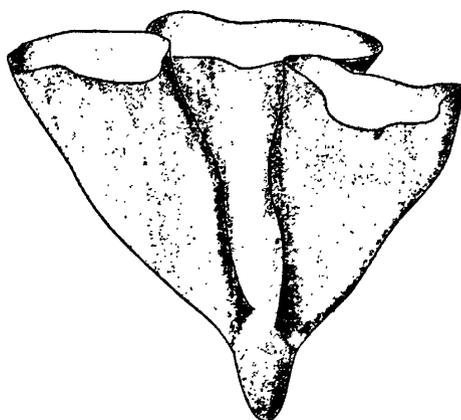


图 3.9 簇杯式叶状藻复原图(据 Gong Enpu, 2007)

Fig.3.9 Palimpsestic map of acervate cups-shaped phylloid algae (After Gong Enpu, 2007)

场所。叶状藻为了获得更大的采光面积，会尽力扩展藻叶的面积，叶状藻多具有宽大和外展的藻叶说明了这一点，但这也可能造成了他们之间在空间上具有竞争关系。

叶状藻是一种排它性很强的生物，在它繁盛的区域很少有其它生物正常发育^[33]。叶状藻礁附近的沉积物，大多是由叶状藻碎片所提供的，由此说明叶状藻具有极高的生产率。它们生长迅速，成群成片的密集发育。叶状藻的这种生态习性与现代浅海中的巨藻非常相似。叶状藻常常聚集生长在各种碎屑滩上，这与叶状藻这种借助假根固着的生物对基底的需求是不相符合的。叶状藻生存的基底应该介于硬底和软底之间，如果底质太硬则叶状藻无法扎根，底质太软则固定不住。所以在紫云碳酸盐台地的碎屑滩上存在一个适合叶状藻建造礁体的定殖环境。由于叶状藻所建造的群落结构简单、生物含量高、生物单调，所以组成群落的生物门类总体不是很丰富，但在某些群落中也表现出较高的生物多样性。在叶状藻群落内可以看到较多的蛭类分散分布在藻片上，并与数量和种类较为丰富的腕足保存在一起，它们之间表现出和谐的共生关系。在紫云晚石炭世叶状藻的藻丛中也可以看到少量的单体珊瑚与其生长在一起。

3.3 紫云晚石炭世叶状藻礁的形态与规模

3.3.1 生物礁的规模分类

生物礁主要的属性是相对于周围的沉积拥有凸起的本质，礁体的凸起方向往往与礁体的生长方向一致。礁体规模这一特征是被生物礁的定义所忽略的，但是它可以客观的描述出礁体的大小。我们可以测量出生物建造的单礁体的体积，也可以测量出礁组合的长和宽。根据礁体的厚度特征，我们总结出一个相对简单的规模分级（表 3.1）。

表 3.1 礁体规模的分类（据 Riding, 2002）

Table 3.1 Size classification of reefs (After Riding, 2002)

微型礁	中等礁	大型礁体	巨大型礁	超大型礁
<1m	1-10m	10m-<100m	100m-<1000m	>1000m

3.3.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的形态与规模

紫云地区发育数量较多的叶状藻礁，受浅滩化旋回的影响，叶状藻礁在马平组中多期次的成群成片的发育。叶状藻礁体的规模和形态各不相同，主要有以下三种形式：

(1) 叶状藻点礁，厚约 1.5m，出露宽度为 4-5m，属于中等大小的礁体，在紫云地区分布较广。

(2) 多层迭置叶状藻礁，一条剖面上可以见到 7 个叶状藻礁体，最厚的可达 8m，大多数礁体出露形态呈透镜状，向两侧逐渐尖灭，出露宽度可达 30m 甚至更宽，在底部生物碎屑滩之上各种规模的叶状藻礁体常常与贝壳滩或生物碎屑滩交替出现，每一个叶状藻群落都可以发育成独立的礁体。属于 Riding 分类中的大型礁。

(3) 大型叶状藻礁，整个礁体出露宽度为 55m，厚度为 18m，为大型礁（图 3.10）。该礁体在蜓、腕足等构成的碎屑浅滩上开始生长，多期次叶状藻旋回生长共同作用建造了该礁体。此次对叶状藻礁灰岩的微相特征和成岩作用的研究，主要是以研究区中大型叶状藻礁剖面为例开展的研究工作。

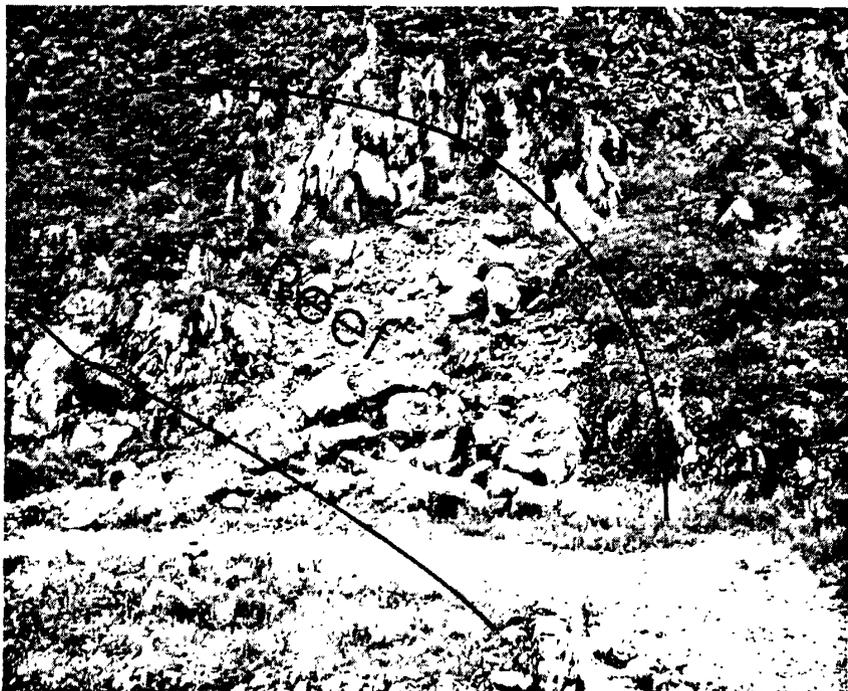


图 3.10 大型叶状藻礁

Fig.3.10 Large phylloid algal reef

第四章 紫云晚石炭世叶状藻礁灰岩的微相特征与沉积环境

碳酸盐岩微相分析是碳酸盐岩沉积学研究的重要方法和手段。通过显微镜下研究岩石组分（其中包括生物组分）、显微结构和原生沉积构造等沉积特征，对微相进行分类，并以此为依据进行沉积微相划分和沉积环境分析。国内外关于碳酸盐岩微相分析的研究很多，已经取得大量成果^[44-49]。

4.1 生物礁碳酸盐岩的一般特征

4.1.1 沉积结构组分和构造

石炭纪生物礁组合的岩石主要为原地固着生物建造的各种骨架岩和分布于生物礁不同部位由波浪作用等非生物成因作用堆积而成的各种颗粒灰岩，其结构组分包括生物碎屑、灰泥、胶结物及孔隙等^[37]。

(1) 生物颗粒

生物颗粒是生物骨架岩的重要组成部分。生物颗粒包括生物骨屑、藻屑，以及居礁生物。石炭纪生物礁的生物颗粒以海百合茎、藻屑、蜓、有孔虫、腕足及腕足碎片为主，其次是苔藓虫、介形虫、腹足类等。在非礁相内，蜓、有孔虫、各种藻屑、灰泥凝块等是主要的生物颗粒。

(2) 非生物颗粒

盆地内部各种颗粒按其大小可分为粉屑和砂屑，其中砂屑级颗粒也常是礁基底的组成部分，或被粘结成礁骨架。粉屑可存在于非礁环境，或充填于生物骨架或生物体之间构成礁骨架。

(3) 灰泥

灰泥是极细的泥晶方解石，他们可分布于礁坪的静水环境，或由障积生物的遮挡作用而固定在生物礁内形成礁灰岩。

(4) 胶结物

它们是充填于骨架孔隙、粒间孔隙和成岩裂隙中的亮晶方解石，起联结支撑和加固骨架的作用。在礁体形成过程中，胶结物往往形成若干个世代，反映了生物礁的不同发育阶段。

(5) 孔隙和裂隙

礁灰岩中各种孔隙十分发育，孔隙类型丰富，主要有礁格架孔、生物体腔空、遮蔽

孔、粒间孔、晶洞孔、粒内孔、晶间溶孔、微裂隙、构造裂隙等。孔隙内多被灰泥、生物碎屑或亮晶方解石充填。

生物礁中常见的沉积构造，如块状、岩石表面显示不均匀的斑块、栉壳构造、示顶底构造等。构造类型相应的会反映当时的环境演化特点。

4.1.2 中国石炭纪生物礁岩分类

生物礁岩的分类与命名常与生物造礁作用相联系。最初，由于对生物礁造礁作用的复杂性认识不足，因而对生物礁岩的划分过于简单。Folk、Dunham 最早提出了碳酸盐岩的结构成因分类方案^[22-23]，但是对生物造礁作用的研究只是停留在初始认识阶段。而 Embry 和 Klovan 对生物礁造礁作用的研究深入、更加成熟，并且提出了完善、合理的礁灰岩分类，包括有骨架岩、障积岩、粘结岩和覆盖岩^[37]。

根据中国石炭纪生物礁岩的发育特征，巩恩普于 1997 年提出了相应的礁灰岩分类方案^[37]（表 4.1）。

表 4.1 中国石炭纪生物礁岩石结构成因分类表（据巩恩普，1997，修改）

Table 4.1 Structure-genetic classification system of Carboniferous reefs, China

(After Gong Enpu, 1997, modified)

原始组分在沉积时未被胶结在一起				原始组分在一起已经被胶结在一起			
含灰泥 (微晶杂质)		无灰泥 (亮晶基质)		生物起覆盖 沉积物的作用 (如 Chaetes, Atactin- astraea 等)	生物起造架 作用(如 <i>Fomitchevella</i> , Microbial 等)	生物起沉积 物障积作用 (枝状珊瑚, 枝状苔藓虫 和叶状藻)	生物起沉积 物粘结作用 (如管孔粘 结有孔虫, <i>Tubiphytes</i> ,藻 类)
颗粒 <10%	颗粒 >10%	颗粒 支撑					
灰泥支撑							
灰泥灰岩	粒泥灰岩		泥粒 灰岩				
覆盖灰岩	骨架岩	障积灰岩	粘结灰岩				

4.1.3 主要岩石类型

(1) 粘结岩

构成中国石炭纪生物礁格架的粘结岩按粘结方式和粘结生物的不同可分为两类：管孔粘结有孔虫-藻粘结岩，由 *Calcivertell. Apterrinella. Cornusoiria* 等有孔虫与 *Girvanella* 等藻类粘结生物颗粒而成；藻粘结岩，由蓝细菌分泌粘液物捕获或吸附碳酸盐灰泥而成，不具钙质骨骼，无固定形态，富有机质，颜色较暗。

(2) 障积岩

枝状或叶片状造礁生物直立生长可阻挡或捕获灰泥和生物碎屑形成障积岩，多发育

于弱水流环境中。石炭纪主要有三类障积岩：①叶状藻障积岩，由众多密集生长的丛林般的叶状藻障积灰泥或生物屑而成。叶状藻生活时，叶状体柔软，可随水流或波浪流动，不易被折断，因而能在较强的水动力条件下阻挡水流使其减速，水流中的灰泥和细小的生屑被堆积于其周围；②粗枝藻障积岩，由粗枝藻阻挡或捕获灰泥而成的障积岩；③枝状珊瑚-苔藓虫障积岩，由枝状 *Thysanophyllum*、*Fistulipora*、*Syringopora* 和 *Lithostrotion* 障积灰泥和生物碎屑而成。

(3) 覆盖岩

由板状或片状群体生物骨骼包覆生物屑和灰泥而成，覆盖生物如珊瑚 *Ivanovia cf. manchurica*，可以单独覆盖灰泥和碎屑建造礁体，也可以以小块体存在于其它礁体或地层中，有时几种生物相互包覆，共同覆盖生物屑和灰泥。

(4) 骨架岩

为原地的化石（珊瑚、海绵、层孔虫等）骨架组成的块状体，造架生物如珊瑚 *Fomitchevella*、微生物 *Microbial* 等，在贵州紫云地区中，*Fomitchevella* 密集丛生形成规模大小不等的礁体，也可以形成各种生物层。*Microbial* 分布局限，只建造礁体，多缠绕其它生物如枝状苔藓虫、海百合及不明管状物建造骨架共同造礁。骨架间隙为灰泥及亮晶充填物充填。

(5) 颗粒灰岩

石炭纪生物礁中的颗粒灰岩主要是生物碎屑灰岩。生物骨骼经过波浪水流的冲击和钻掘生物的破坏后形成大量的生物碎屑，由它们堆积形成的生物碎屑灰岩，广泛分布于台地相、滩相、礁坪相中。在礁相中，生物碎屑还充填于骨架之间。石炭纪颗粒灰岩主要有以下几种：海百合颗粒灰岩、粗枝藻颗粒灰岩、内碎屑颗粒灰岩、介壳颗粒灰岩。

(6) 泥粒灰岩

由内碎屑、生物碎屑和少量灰泥组成，与其共生的是各种非蜓有孔虫、蜓、腕足、介形虫、各种钙藻等。

(7) 粒泥灰岩

以灰泥为主，含少量生物颗粒，如有孔虫、腕足等。

4.2 紫云叶状藻礁碳酸盐岩的颗粒类型及特征

紫云地区叶状藻礁剖面为一套台地边缘相的浅灰、灰白色块状灰岩，无陆源碎屑物。碳酸盐颗粒组分包括生物碎屑、球粒、团块，缺乏在浅水碳酸盐台地环境中常见的鲕粒和高能沉积水体环境中的核形石。各种颗粒组分的特征叙述如下：

(1) 生物碎屑

紫云地区叶状藻礁剖面中生物碎屑含量最高，生物类型丰富，分布广泛。根据生物碎屑的体积含量由多到少有：蜓、腕足类、棘皮类、非蜓有孔虫、苔藓虫、钙藻类、腹足类、介形类、单体珊瑚等，为正常海相底栖生物。

蜓类（图版 I -1）是剖面中广泛分布的生物化石，种属丰富，是一种重要的造岩成分。岩石中蜓类化石少数破碎，多数完整，并发育不同程度的泥晶化。平均粒径在 0.3-4mm 之间。礁剖面下部多数为长壳型 *Triticites*，大小混杂，内部构造较为复杂，部分长壳型蜓内隔壁褶皱强烈，而多数的小个体和球形、椭球形壳体内隔壁较平直。礁剖面的上部出现少量椭球形、近球形与细长壳型蜓混杂（图 4.1），蜓属的轴率与水体能量成正比，椭球形和近球形的蜓多指示水体较动荡，相对高能带^[50]。非蜓有孔虫种类丰富，如 *Palaeotextularia* 和 *Climacammina* 等，常伴随蜓类产出，个体多数较小，剖面中有大的个体产出（图版 I -2），含量较蜓类少。

钙藻类化石主要为叶状藻，叶状藻内部结构几乎全部被成岩和成岩后期作用改造，极少数能辨出皮质区和髓质区（图版 II -4）。藻片厚在 0.3-1.2mm 之间，少数个体较大、完整，大部分破碎，呈短柱状。藻片之间障积有大量灰泥和较小的生物碎屑，这说明在叶状藻礁生长过程中周围水体的动能不会太高。在剖面中还出现一些藻丝状体、粗枝藻和管孔藻类，以及少量藻类碎屑粘结其他生物形成藻团块。在叶状藻的杯状体内或藻片之间，可以看到许多原生孔隙（图 4.2），发育有栉壳结构。



图 4.1 蜓类化石含长壳型 *Triticites*

Fig.4.1 Fusulinida contains some long *Triticites*

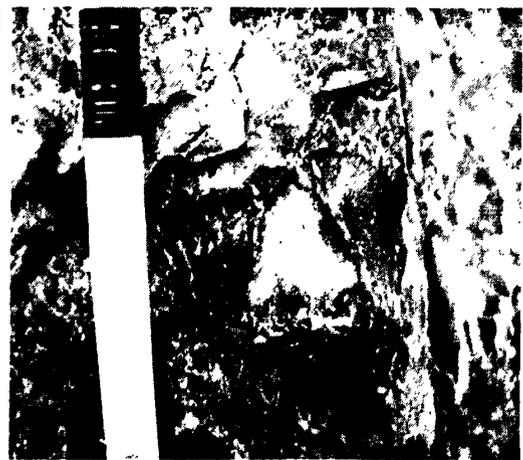


图 4.2 藻内的原生孔隙及栉壳结构

Fig. 4.2 Primary pore and isopachous cement rinds of algal thalli

棘皮类化石也是剖面中一种常见的、广泛分布的生物化石，多为海百合茎，剖面上部的泥粒灰岩和颗粒灰岩中海百合茎的含量相对丰富，大多为砂级大小，少数可达砾级。海百合茎破碎、分散分布，在其边缘或整体遭受泥晶化（图版 II -2）。单体珊瑚（图版

I-4, 图 4.3) 化石主要在剖面中伴随藻类出现, 壳体保存完整, 少数有破碎现象, 含量较少。

腕足类(图版 I-3) 个体较大者多完整、形态好、壳体紧闭。腕足的壳刺脱落, 常在壳体附近分布或被搬运, 壳刺的片状构造有保留, 常见到明显的泥晶化现象。在剖面下部腕足含量丰富, 约占颗粒含量的 80% 以上, 推测此处为腕足生物层的近原地沉积。岩石内可见长壳型个体, 壳体在镜下可见到双层结构, 内层为片状结构, 外层为倾斜纤维状结构。沿腕足壳的边缘常有栉壳状方解石镶边形成, 在断面上腕足壳极似叶状藻, 但其通常呈圈闭状态可与叶状藻片区别见图 4.4。

腹足类(图版 II-6) 个体多保存完整, 壳形多为螺旋形。镜下见一低螺塔壳(图版 I-5) 内部被蜓等生物碎屑和灰泥的充填, 约 1cm 大小。苔藓虫(图版 I-6) 以隐口目者居多, 呈块状、枝状, 多折断、破碎, 薄片上可见到苔藓虫群体的切面呈网状, 其内的原生孔隙被亮晶胶结。介形虫个体较小, 在剖面中部的含叶状藻泥粒灰岩中丰富, 其他层位中少见。



图 4.3 叶状藻群落内单体珊瑚



图 4.4 光面上的腕足壳体 and 叶状藻片

Fig.4.3 Single coral in phylloid algal community Fig. 4.4 Brachiopoda and phylloid algal in polished slab

(2) 球粒

球粒主要是冲蚀产生的生物颗粒、灰泥球粒、藻球粒。冲蚀产生的生物颗粒含量丰富, 分选中等、形状不规则、大小分散, 直径在 0.06-0.6mm。灰泥球粒由灰泥聚集作用形成的, 或者是微晶化的生物碎屑。在生物含量较低处灰泥球粒含量较高, 大小均一, 直径多在 0.06-0.4mm, 大部分在 0.2mm 左右, 形状较规则(图版 II-1)。在藻片内部及其之间障积有球粒, 粒径在 0.06-0.3mm 之间不等。腕足壳内有大量球粒, 粒径在 0.06-0.4mm 之间, 壳内具示顶底的构造, 颗粒大小分布依此规律。藻球粒一般与藻团块、藻碎屑一起分布, 分选差、形状不规则、大小分散, 粒径在 0.06-0.6mm 之间。球粒在

个别相中的含量很高，是主要的颗粒组分。

(3) 团块

剖面中常出现的一种颗粒组分为团块，主要包括藻团块和其他团块。藻团块中所粘结的颗粒主要有蜓屑、非蜓有孔虫、苔藓虫等生物碎屑，藻团块的直径在 1-6mm，形状不规则，内部结构不显或杂乱，具有强烈的泥晶化作用。其他团块中灰泥成分多，内含有生物碎屑，结构已经消失不见，大小在 0.6-6mm 之间。团块在泥粒灰岩中多见，可能指示一种较浅水的沉积环境。

(4) 其他颗粒

除了上述颗粒类型之外，剖面中还出现少量粘结生物 *Tubiphytites* (图版 I -6) 和一些未知成因颗粒 (图 4.5)，这些未知成因颗粒多分布在剖面的中下部，在镜下多呈钩状弯曲、肾状、球状、条带状和蠕虫状，具有薄层的泥晶外套，厚在 0.2-1mm，内部多为细晶方解石充填。有时钩状弯曲处会充填一些灰泥颗粒和生物碎屑，可能起到障积作用。另有一种未知成因的颗粒呈近圆环状 (图 4.6)，泥晶环可能是由于生物作用而形成。



4.5 未知成因颗粒沉积

Fig. 4.5 Unknown grain sediments



4.6 粒泥灰岩中的泥晶环状物

Fig. 4.6 Mud ring in wackestone

4.3 叶状藻礁剖面的微相类型及特征

根据颗粒类型、含量及生物化石组合等特征，参照 Wilson 所划分的碳酸盐岩的 24 种标准微相类型^[45]，紫云叶状藻礁剖面可划分为 6 种碳酸盐岩微相类型，它们的主要特征如下。

微相 1 (MF1): 生物碎屑粒泥灰岩 (图版 II -2)

岩石组分以灰泥为主，颗粒以生物碎屑和球粒为主，含少量团块。其中生物碎屑含量为 10%左右，包括少量的蜓、腕足壳体 and 壳刺、非蜓有孔虫、介形虫及少量钙藻类，薄片中还出现钩状的未知成因颗粒。代表正常浪基面以下、较深水台地的低能环境。

微相 2 (MF2): 生物碎屑泥粒灰岩 (图版 II-3)

岩石含有丰富的生物化石颗粒, 种类丰富, 约占颗粒含量的 20-40%, 包括蜓、非蜓有孔虫和棘皮类碎屑在颗粒中含量较高, 少量的腕足、苔藓虫、钙藻、腹足等, 颗粒保存较完整, 可见到完整的海百合茎骨板。球粒和团块的含量较 MF1 明显增加, 约占颗粒含量的 40%。出现大量的泥晶套包围的未知成因颗粒, 最大者宽约 2.4mm。岩石为颗粒支撑, 亮晶含量明显增多。代表一种开阔台地中较浅水、中等能量环境。

微相 3 (MF3): 球粒生屑粒泥灰岩 (图版 II-1)

岩石中含有丰富的球粒, 约占颗粒含量的 70%以上, 粒径在 0.06-0.5mm。同时出现的较小的有孔虫和蜓, 种属丰富, 颗粒磨圆较好。可见有腕足壳体内部被球粒充填, 两外岩石中有少量的藻类、腹足类和海百合茎片。有少量由泥晶套包围的未知颗粒出现, 岩石中灰泥含量也较多。生物种类和含量较 MF2 少, 代表较浅水的、潮下带中等动荡水沉积环境。

微相 4 (MF4): 叶状藻粒泥-叶状藻泥粒灰岩 (图版 II-4)

岩石中的生物碎屑含量约 30%左右, 以叶状藻为主约占生物碎屑的 70%, 在藻片之间沉积有较小的生物碎屑和大量灰泥, 由于成岩和成岩后作用使得叶状藻片的内部结构均无保留, 藻片保存较完整。其他生物碎屑如蜓类、腕足类, 非蜓有孔虫及棘皮类作为附礁生物, 含量很少, 薄片可见少量藻团块和 10%左右的泥晶圆环颗粒。代表一种浪基面以下的、温暖的、中等能量环境。

微相 5 (MF5): 腕足泥粒灰岩 (图版 II-5)

为 Wilson 标准微相^[45]SMF-12 中的一种, 腕足类占有所有生物碎屑组分的 80%以上, 腕足壳体多数破碎, 个体较大者约有 2cm, 壳体内部含有少量球粒、多被亮晶和灰泥充填, 另有大的壳体被溶蚀后由亮晶胶结。其余生物碎屑包括有蜓类、非蜓有孔虫、棘皮类及苔藓虫类等, 薄片可见少量具泥晶套的未知成因颗粒。腕足的生长需要一种浑浊度低且略有动荡的水体。代表一种潮下带、中等能量环境。

微相 6 (MF6): 生物碎屑亮晶颗粒灰岩 (图版 II-6)

岩石中的生物碎屑含量大于 50%, 种类丰富、分异度较高。蜓类大小不一、长壳形与椭圆形、近球形个体混杂分布, 见图 4.1。蜓类、棘皮类在颗粒中含量较高。生物化石颗粒均遭受不同程度的破碎, 为圆状或次圆状, 具中等分选和磨蚀。生物碎屑泥晶化明显, 颗粒支撑, 主要由亮晶胶结。代表一种动荡水体环境, 应为正常浪基面以上中一较高能环境。

4.4 叶状藻礁剖面的沉积相分析

晚石炭世至早二叠世,黔桂地区为开阔台地与台棚相间的沉积格局,黔南晚石炭世沉积相为独山—威宁分区浅水台地相。综合上述藻礁灰岩的微相分析,紫云叶状藻礁剖面的沉积环境应为潮下开阔台地环境,符合中国南方晚石炭世陆表海沉积的特点。综合上述特点可在剖面中识别出以下6个沉积相(图4.7):①较深水的开阔台地相;②台内斜坡相;③叶状藻礁相;④台内较浅水的斜坡相;⑤较浅水的开阔台地相;⑥台内浅滩相。它们的沉积特征如下:

较深水的开阔台地相:位于正常浪基面以下,波浪作用较弱,水动力能量指数(粒泥比)较低。生物分异度较低,属于底栖生物组合,有时出现完整的腕足类及介形类化石个体,偶见藻类和有孔虫类,基质以灰泥为主,岩性主要为生物碎屑粒泥灰岩。含有少量的球粒和灰泥团块,主要由MF-1组成,沉积环境为弱动荡的、较深水的开阔台地环境。

台内斜坡相:由MF5组成,岩性为生物碎屑泥粒灰岩,研究区中出现的是腕足类化石组合。腕足类含量丰富,生物种类单一,推测其为腕足生物层原地沉积保留下来的产物。沉积环境应为浪基面以下的中等动荡的、水循环中等的台内斜坡沉积相。

台内较浅水的斜坡相:由MF3组成,代表正常浪基面以下,水动力较弱。岩性主要为球粒生屑粒泥灰岩,球粒含量丰富,生物类型较少。剖面中可能是出现在藻礁上突起的浅水沉积物。可与标准微相中SMF-16类比,代表一种中等动荡的、水循环中等的台内浅海沉积环境。

叶状藻礁相:由MF4组成,叶状藻直立、密集排列,在垂向上近连续的多层生长,形成大型叶状藻礁。在叶状藻片之间沉积有较小的生物碎屑和大量灰泥,藻片保存较完整。叶状藻具有很高的生产率,可以迅速占据海底空间从而限制其他正常浅海生物生长,因此岩石中其他生物碎屑含量很少,薄片中可见少量藻团块。岩石类型为叶状藻粒泥灰岩和叶状藻泥粒灰岩。代表浪基面以下的、温暖的、中低能量环境。

较浅水的开阔台地相:由MF2组成,岩石类型为生物碎屑泥粒灰岩,生物种类丰富,有孔虫增多、分异度较高,含腕足的壳和刺、苔藓虫可多被破碎成碎片状,海百合茎片保存比较完整。生物碎屑具轻微泥晶化,颗粒较大,分选较差。基质中有泥晶和亮晶共存,反映能量较高,沉积环境为中等动荡的、温暖的、较浅的台地环境。

台内浅滩相:由MF-6组成,颗粒含量和类型丰富,团块含量丰富,球粒以生物磨蚀颗粒为主。生物化石多破碎,分异度较高,生物颗粒泥晶化现象明显,都有较高度度的磨蚀和分选。苔藓虫、腕足的壳体和海百合茎多破碎且分散分布,蜓类的形态混杂、种类丰富,其中椭球形和近球形的蜓多指示水体较动荡,相对高能带。岩石类型为生物

碎屑亮晶颗粒灰岩，颗粒间沉积的灰泥多被波浪作用带走。沉积环境为正常浪基面以上，中等动荡、温暖的浅开阔台内浅滩环境，能量水平类似正常浅海。

紫云地区叶状藻礁剖面的沉积相变化是由上述 6 个沉积相重复出现组成（图 4.7），叶状藻礁相频繁出现在多个层位，海平面的升降频繁使得在剖面上形成了不同的沉积相：较深水的开阔台地相→台内斜坡相→较浅水的开阔台地相→叶状藻礁相→较深水的开阔台地相→叶状藻礁相→台内较浅水的斜坡相→叶状藻礁相→较深水的开阔台地相→台内浅滩相。

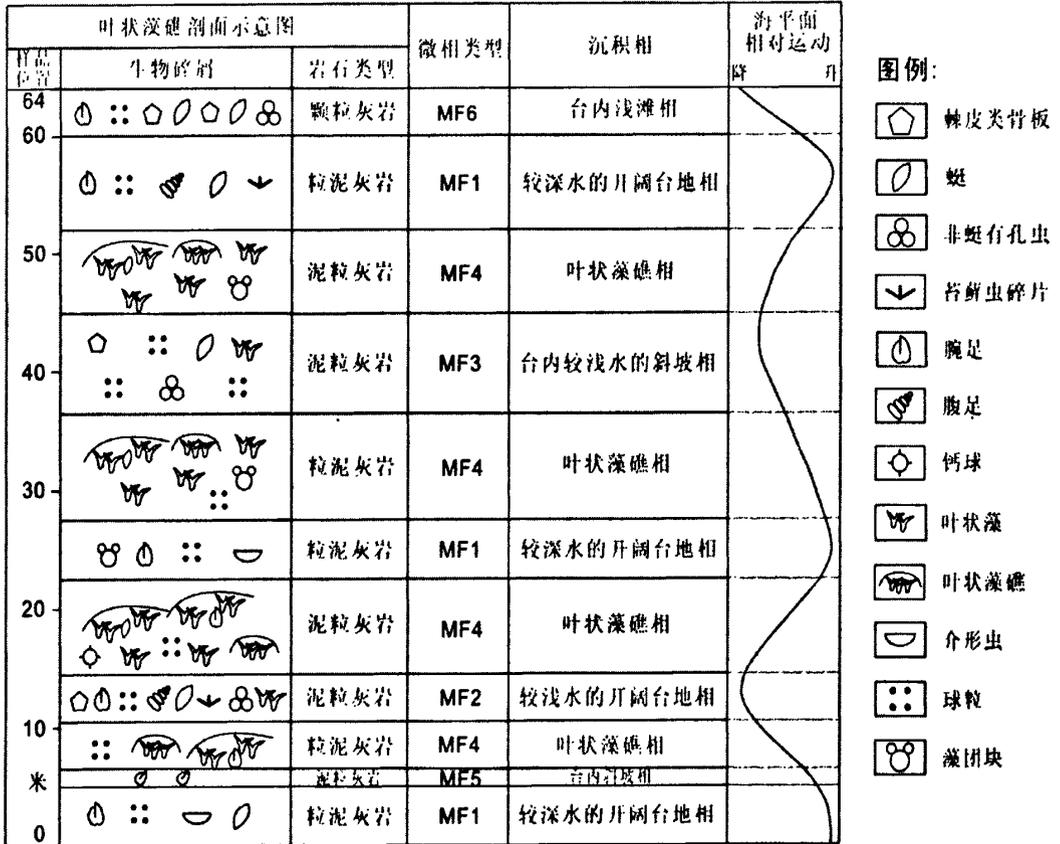


图 4.7 紫云叶状藻礁剖面的沉积相图

Fig.4.7 Sedimentary facies map of the Ziyun Country Phylloid algal reefs

4.5 叶状藻礁灰岩的沉积相模式和沉积环境

4.5.1 叶状藻礁灰岩的沉积相模式

从沉积相的变化看，紫云地区叶状藻礁剖面的沉积相变化由 6 个不同微相交替出现（图 4.7），这是由于海平面的频繁升降引起的。根据瓦尔索相律（Walther law）：一个纵向的相层序剖面代表一系列侧向相邻环境的变化，可以用水平排布的沉积相模式对紫云叶状藻礁剖面的相变进行解释。由此得出一个在开阔台地与台地边缘过渡带上的局部相模式，这个模式由较深水的开阔台地相→台内斜坡相→叶状藻礁相→台内较浅水的斜

坡相→叶状藻礁相→较浅水的开阔台地相→台内浅滩相（图 4.8）。

4.5.2 叶状藻礁灰岩的沉积环境

对生物化石组合运用生态学的概念，并结合薄片中的微相标志从沉积学方面对古沉积环境进行认识。叶状藻常常聚集生长在各种碎屑滩上，如介壳灰岩和蜓屑颗粒灰岩等，其生长的基底应该介于硬底和软底之间，如果底质太硬则叶状藻无法扎根，底质太软则固定不住。黔南晚石炭世处于低纬度的亚热带地区，剖面中的叶状藻、单体珊瑚和蜓类均指示一种温暖的、浅水光照较强的沉积环境。叶状藻礁多分布在亚热带正常盐度海环境，因此，研究区应属于开阔的、正常盐度的浅海沉积环境。

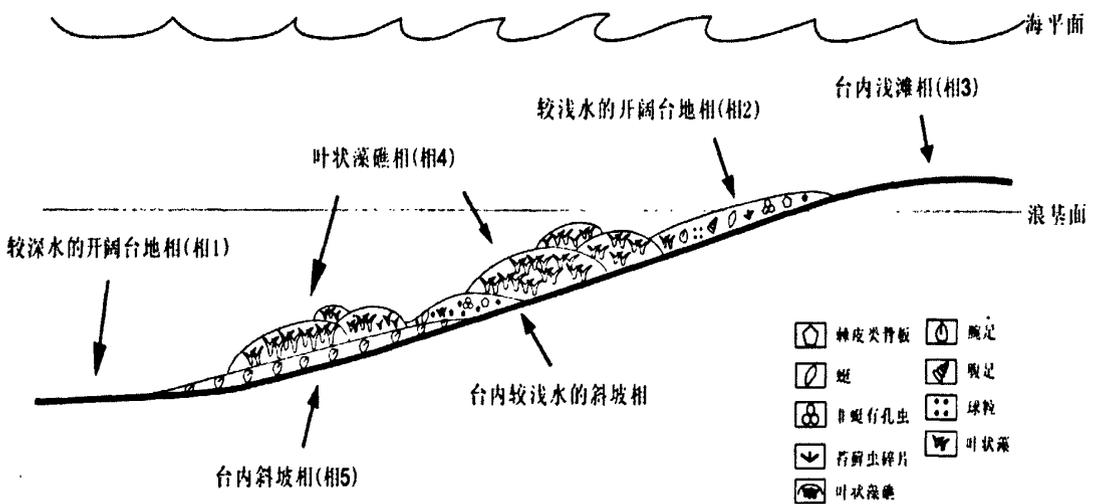


图 4.8 紫云叶状藻礁沉积相模式图

Fig.4.8 The sedimentary facies model of the Ziyun Country Phylloid algal reefs

开阔台地环境中，由于海平面较高、水动力条件较弱，此时底栖生物含量较少，主要沉积粒泥灰岩和泥粒灰岩。随着海平面的缓慢下降，水体能量逐渐增加，生物含量明显增加，在温暖的、中等动荡水环境中腕足类动物大量出现，形成的腕足生物层为叶状藻礁提供一个生长基底。在开阔台地中的背风坡处，中低能量的潮下浅滩环境，适合叶状藻礁的生长发育，叶状藻本身具有强烈的排它性，它的繁盛限制了正常海相生物的开发。在叶状藻的内部会障积灰泥和细小的生物碎屑，有小的有孔虫出现，和少量的球粒，这些特征指示叶状藻礁的生长发育环境中水体较安静，能量较低。之后海平面继续下降，进入台地的较浅水环境，水体能量有所升高，叶状藻含量减少，此时生物种类并未增多，球粒含量丰富，其中也有部分生物碎屑遭受磨蚀而形成的球粒，反映水体较动荡。随着海平面的升高，进入了温暖的、弱-中等动荡水体环境又使得叶状藻礁再次发育，此时生物种类和含量均有增加，沉积环境仍位于浪基面以下的浅水开阔台地环境。随着海平面频繁的升降，环境随之改变，同时也改变了相应的生物组合和影响了叶状藻礁的发育。

在研究区，沉积环境能量较高的地方应为开阔台地内的台内浅滩相，沉积岩石类型主要为生物碎屑颗粒灰岩，在此环境中水体动能较高，叶状藻礁停止生长，所形成的生物碎屑滩可以作为下一个叶状藻礁发育的良好基底。

第五章 紫云晚石炭世叶状藻礁灰岩的成岩作用与成岩环境

碳酸盐岩一直以来都是人们关注的对象,随着石油勘探开发技术的发展,对碳酸盐岩成岩作用及与储层性能相关的研究日益成为令人关注的课题。目前,成岩作用的研究无论从理论上还是从实践上进展都十分迅速。新理论、新观点、新资料、新方法不断涌现使成岩作用的研究呈现出日新月异的局面^[51-55]。从研究单个的成岩类型到研究成岩序列和成岩体系,从孤立的研究各种成岩作用的成因机制到系统的研究成岩环境和成岩相,从定性描述成岩现象到定量确定成岩变化规律。所有这些都是成岩作用研究日益成熟的标志。而在国内也涌现出大批关于碳酸盐岩成岩作用和成岩环境的成果,其中应用了大量的新技术、新方法,取得大量成果^[56-66]。

5.1 碳酸盐岩成岩作用类型

概括起来说,成岩作用主要包括七种作用过程:泥晶化作用、胶结作用、新生变形作用(重结晶作用)、溶解作用、压实压溶作用、破裂作用和白云岩化作用。

泥晶化作用为穿孔的藻和真菌类对碳酸盐颗粒自外向内反复穿孔,随后又被泥晶充填,碳酸盐颗粒逐渐地被泥晶交代。菌藻对碳酸盐对颗粒泥晶化主要通过以下方式:生物机械破碎作用;生物化学侵蚀作用;生物化学沉淀作用^[67]。最终可使碳酸盐颗粒外表形成泥晶套,甚至还可将整个颗粒泥晶化而使得其原始成分极难、甚至不可能被识别。

胶结作用指矿物质在碎屑沉积物孔隙中沉淀,并使沉积物固结为岩石的作用。一般来说胶结作用属于破坏性成岩作用。在不同的成岩环境中形成的胶结物的类型和结构都不同,因而我们可以运用电子探针和阴极发光技术对胶结物进行研究,判断孔隙水的性质变化。

新生变形作用一词由 Folk 提出来并得到了广泛采用,常被用来描述矿物结构的交代和重结晶等一切转变作用,其间矿物成分可发生变化也可毫无改变。在细粒碳酸盐沉积物中,最常见的新生变形作用为导致矿物颗粒增加的作用,常称进变新生变形作用;反之,则为退变新生变形作用,后者一般极少见。另一较特殊的新生变形过程为方解石化作用,为文石被方解石所交代的过程。该作用的产物为新生变形方解石亮晶,其中常保留有部分原始文石的残余结构。

溶解作用可影响到碳酸盐沉积物、胶结物及已石化的碳酸盐岩。如果孔隙水呈碳酸盐矿物不饱和状态,则可发生碳酸盐沉积物(岩)的溶解作用。溶解作用是次生孔隙形

成的一个很重要的因素。不同的成岩环境可以形成不同的次生孔隙。溶解作用可以分为三种类型：①早期大气淡水溶解作用；②埋藏溶蚀作用；③表生期大气淡水的溶解作用。

压实作用为由于上覆沉积物重力而使得沉积物颗粒受挤压而相互靠拢的作用过程。在埋藏环境中，随着上覆压力的增加，压实作用逐渐成为重要的成岩作用机制。压实作用可引起沉积物颗粒重新排列从而形成紧密堆积的组构，而此紧密堆积作用的过程将导致沉积物孔隙度和渗透性的减少、孔隙溶液被挤压出来以及沉积层厚度变薄。压实作用包括机械压实及化学压实作用。在晚期埋藏阶段化学压实作用将使得颗粒接触处发生溶解作用（常称压溶作用）；如果上覆地层厚度超过数百米到数千米，化学压实作用可导致缝合线以及呈平缓状的溶解接合线沿已石化的碳酸盐岩中的不连续面发育。

表 5.1 碳酸盐岩成岩环境分类与成岩特征（据朱莲芳，1995）

Table 5.1 Diagenesis environment classification and characteristic of carbonate

成岩环境	水介质	沉积环境	成岩特征	孔隙	
海洋成岩环境	浅水海洋成岩环境	大气淡水混合	潮坪、浅滩、堤坝、潮汐沟、潮汐泻湖	大气淡水淋滤作用，准同生白云岩化颗粒碳酸盐岩粒间溶解、藻间鸟眼孔，生物腔结晶晶间孔 粒状、嵌晶、共轴环边胶结	较好
	较深水海洋成岩环境	咸化海水	蒸发盐台地：膏盐湖；局限海台地：海湾泻湖；台内滩：生物滩、鲕滩藻滩内碎屑滩；礁：礁坪	泥晶、生物碳酸盐层、膏盐层、礁坪；鲕、藻、生物壳、内碎屑颗粒间大量；发育粒间孔、粒间溶孔、铸膜孔；重结晶作用、早期胶结作用	很好
		海水和淡水混合	开阔海台地 广海陆棚	生物灰岩、含泥灰云岩、页岩、生物发育；泥晶化、新月形海底胶结、准同生白云岩化，胶结物多世代等厚环边	较差
埋藏成岩环境	浅埋藏成岩环境	淡水和海水的混合水	浅水碳酸盐台地	粗晶化作用，晚期白云化，溶解与沉淀形成刃状胶结，晶间孔、晶间溶孔	较好
	深埋藏成岩环境	卤水	海洋环境	埋深或埋藏时间长，温度高、压力大，应变；重结晶作用，缝合线发育，压溶结晶边，溶解充填作用，自生长石、石英和伊利石	很好
表生成岩环境	渗流带	大气淡水	各种海洋沉积物的风化壳，隆起未接受沉积	风化裂隙发育，溶解作用强，铸膜孔、粒内、晶内、晶间溶孔发育，渗滤溶解斑块，溶解角砾化作用，形成角砾溶岩；去膏化、去云化、黄铁矿化	很好
	潜流带	大气淡水淋溶	各种沉积环境	溶解和充填作用发育，水平溶孔、去膏化、去云化；共轴连生胶结、粒状方解石	较好

破裂作用为岩石受挤压或拉张发生破碎的作用过程。破裂作用对储层孔隙形成至关重要，首先，破裂作用形成了裂隙型储层；其次，裂隙为烃类及液体进入提供了通道，对溶蚀作用起了很好的辅助作用。可以根据裂隙的切割关系以及裂隙中充填的矿物把裂隙分为不同的期次，有利于对成岩序列的把握。

白云石化作用为碳酸钙 (CaCO_3) 沉积物被白云石 ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) 所交代的过程。根据近年来的研究, 古代白云岩的成因大致有五个模式: 蒸发白云石化作用模式、渗滤—回流白云石化模式, 混合白云石化模式、埋藏白云石化模式及海水白云石化模式。

5.2 碳酸盐岩成岩环境概述

碳酸盐岩的成岩作用主要发生在三个成岩环境中, 包括海水、大气淡水和埋藏等成岩环境^[69-72], 每一种成岩环境中所形成的产物具有各自的特征 (表 5.1)。

(1) 海底成岩环境

海底成岩作用发生于海底表面及其下的海水潜水带。其中的水溶液以正常海水或略受改造的海洋孔隙水为特征, 这些水溶液常呈碳酸盐矿物过饱和状态。因此, 在现代浅海底部, 碳酸盐沉淀为最主要的成岩作用机制之一, 从而可导致沉积物孔隙度的减小。但是, 这种海底胶结和石化作用的发育常受多种因素的控制, 包括孔隙水的流速和沉积作用速率等。因此, 胶结作用并不是发育于整个海底, 而是仅限于有利于碳酸盐沉淀的部位, 如台地边缘和潮间带等。在海底广泛发育的另一种成岩作用过程为生物泥晶化作用, 碳酸盐沉积物的溶解作用一般并不发育于浅海底部。

(2) 大气淡水成岩环境

大气淡水成岩环境为碳酸盐沉积物暴露于大气中而受到大气淡水影响的地带。大气淡水成岩作用是随着文石的逐步失去, 高镁方解石镁的开始流失, 以及文石被方解石交代而完成的。在这个转变过程中, 矿物颗粒的显微构造也发生很大变化。另外, 部分矿物颗粒则可发生溶解作用而使得孔隙度和渗透性增加, 同时这些溶解下来的碳酸盐质点又可被携带到碳酸盐过饱和的地带沉淀下来而发育胶结作用并使得沉积物石化。淡水成岩作用可以发生在淡水渗流带和淡水潜流带。在渗流带, 颗粒之间的接触主要表现为毛细管作用现象, 而在潜流带是孔隙水充满所有的孔隙。由于水体的运动方式不同, 沉积物的溶解和沉淀作用以及所产生的胶结物和孔隙类型不同 (表 5.1)。

(3) 埋藏成岩环境

碳酸盐沉积物在石化过程中或石化后可逐渐被埋藏起来, 随着温度和压力的增加而发育埋藏成岩作用。在埋藏成岩环境中, 碳酸盐岩 (沉积物) 将经受一系列物理和化学变化, 其中主要包括 (机械和化学) 压实作用、胶结作用等成岩作用。此成岩环境中的孔隙溶液常表现为碳酸盐过饱和状态, 因此, 埋藏成岩作用总的趋势是导致岩石孔隙度和渗透率的降低。但是, 在某些条件下, 碳酸盐沉积物颗粒和胶结物可发生溶解作用而导致孔隙度的增加。这种溶解作用的发生与有机化合物的降解所产生的二氧化碳有密切关系。习惯上将其分为浅埋藏环境和深埋藏环境, 两种环境下孔隙水的组成、温度和压

力显著不同, 导致成岩作用各方面的表现特征不同(表 5.1)。

5.3 阴极发光技术在碳酸盐岩成岩作用研究中的应用

阴极发光是电子轰击物质表面而产生的一种发光现象, 光辐射的频率大多在可见光范围, 即波长在 400-760nm 之间。阴极发光和其它光辐射一样, 也是以一种光子的形式进行的能量辐射。不同矿物具有不同的发光颜色和强度, 有时同一种矿物, 也会有不同的发光特征, 其原因在于阴极发光并不是矿物本身发光, 而是矿物中所含杂质发光, 不同种矿物或同一种矿物由于所含杂质的成分或含量不同, 而引起阴极发光的差别。阴极发光必需具备以下条件: ①矿物中必需含有足够量的激活剂—那些能使矿物发光的杂质元素。而不含杂质的纯晶体如纯方解石、纯食盐则不发光; ②矿物中是否存在猝灭剂—抑制矿物发光的杂质元素; ③矿物的阴极发光还和能级寿命即电子在某一激发态停留的时间有关^[57]。

5.3.1 碳酸盐岩矿物的阴极发光性与微量元素的关系

具有造岩意义的碳酸盐岩矿物主要有: 方解石、白云石、菱镁矿、菱铁矿。此外还有文石、菱锌矿、冰洲石等等。以下主要详细介绍方解石的阴极发光特征和影响碳酸盐矿物发光的杂质因素^[65]。

(1) 方解石的阴极发光特征

方解石常见的阴极发光颜色为橙色、橙黄色、橙红色, 少数方解石为褐色、蓝色和绿色以及不发光, 往往低镁方解石为鲜橙色, 高镁方解石为暗红色, 阴极发光波长为 580—595nm。

(2) 影响碳酸盐矿物发光的杂质因素

影响碳酸盐矿物发光的杂质因素 Mn^{2+} 和 Fe^{2+} , 另外还有 Pb^{2+} 、 Co^{2+} 以及一些稀土元素 Dy^{3+} 和 Sm^{3+} 等。一般来说, Mn^{2+} 是最主要的激活剂, Fe^{2+} 是最重要的猝灭剂。

① Mn^{2+} 对碳酸盐矿物阴极发光的影响

当碳酸盐矿物含 Mn^{2+} 时, 会发橙色光。方解石中 Mn^{2+} 的含量越高, 发光越亮, 其重量百分比大于 0.2%; Mn^{2+} 含量越低发光越弱, 往往含量小于 0.1%。

② Fe^{2+} 对碳酸盐矿物阴极发光的影响

Fe^{2+} 是碳酸盐矿物重要的猝灭剂, 王衍琦(1987) 等研究表明, 当碳酸盐矿物中 Fe^{2+} 大于 0.6% 时, 矿物不发光; 小于该值时, 矿物可发光。

③ Fe/Mn 比值影响了碳酸盐矿物的阴极发光

Fe^{2+}/Mn^{2+} 的比值与发光关系十分密切(图 5.1)。当 Fe^{2+}/Mn^{2+} 比值高, 阴极发光暗;

反之, Fe^{2+}/Mn^{2+} 比值低, 阴极发光强。Fairchild (1983) 的实验表明, 当 $Fe/Mn \sim 0.5$ 时发光很亮; $Fe/Mn=1.0$ 时, 发光较亮; $Fe/Mn=2.0$ 时, 发光中等; $Fe/Mn > 2.0$ 时, 发光暗或不发光。

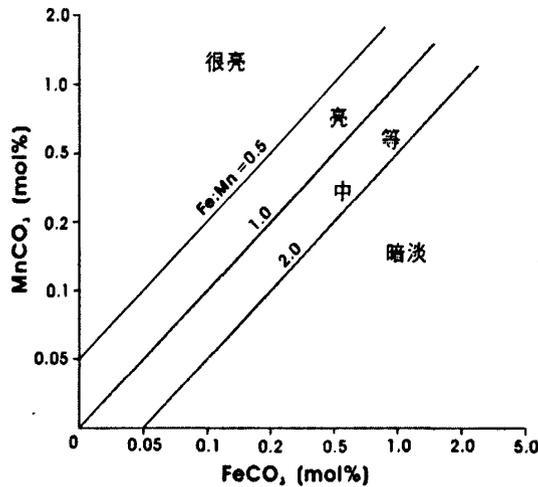


图 5.1 方解石发光强度与 Fe、Mn 的关系 (据 Fairchild, 1983)

Fig.5.1 Relation between luminous intensity of calcite and Fe, Mn (After Fairchild, 1983)

5.3.2 阴极发光对碳酸盐岩成岩作用的研究

应用阴极发光, 可以鉴定矿物、分析结构以及了解胶结物的世代等, 因此, 应用阴极发光技术研究成岩作用是一项十分有效的手段。

(1) 阴极发光研究胶结作用: 阴极发光可以判断胶结物的类型及生长顺序; 阴极发光可以判断胶结物的生成环境; 阴极发光特征可以反映胶结物生成时成岩环境的地球化学条件, 了解成岩溶液的成份。

(2) 阴极发光研究压实-压溶作用: 阴极发光可以识别压实产生的显微裂隙, 这些裂隙在一般显微镜下往往观察不到。压溶作用主要造成碳酸盐颗粒间的缝合线接触, 在阴极发光下很易识别。

(3) 阴极发光研究重结晶作用: 碳酸盐岩通过重结晶作用, 原始颗粒组分和结构构造消失或变得模糊不清, 在阴极发光下可以重现其原始状态。

(4) 阴极发光研究碳酸盐岩成岩作用阶段和成岩环境: 研究成岩作用演变史, 实际上就是研究孔隙水活动的历史。在成岩过程中, 不同阶段孔隙水的变化, 将影响到孔隙中胶结物成份的变化, 它们可以通过阴极发光反映出来。因此, 可以根据阴极发光划分出不同的成岩阶段, 并依据阴极发光特征判断当时的成岩环境。

5.4 紫云叶状藻礁灰岩的成岩作用研究

5.4.1 生物粘结-障积作用

研究区内叶状藻礁中,常见的粘结生物为 *Tubiphytes* (图版 I -6) 和粘结有孔虫,障积生物为叶状藻 (图版 II -4)。*Tubiphytes* 和粘结有孔虫呈结壳状粘结灰泥,叶状藻主要对灰泥和较小的生物碎屑起到障积作用形成叶状藻障积岩。

5.4.2 泥晶化作用

泥晶化作用是紫云地区发育的成岩作用之一,主要发育在泥粒灰岩和生屑颗粒灰岩中。其中部分的泥晶套被后期重结晶作用改造,由于生物的机械破碎、化学侵蚀和化学沉淀作用,在生屑边缘形成黑色厚薄不均的“黑边”。在薄片常见海百合茎整体被泥晶化或形成网格状构造呈现泥晶网,在其纵切面表现为两组斜交的网格泥晶纹 (图版 III-1),代表浅滩相中泥晶化作用明显发生阶段。在泥粒灰岩、颗粒灰岩中,约 60% 以上的颗粒都不同程度出现泥晶化 (图版 II -6, III-2),泥晶套的厚度差别较大,0.1-1.0mm 厚度不等。通常较薄的泥晶套颜色较黑,成分单一。泥晶化作用是一种弱的海底胶结作用。

5.4.3 胶结作用

研究区碳酸盐岩的胶结作用发育,胶结物类型丰富,根据不同类型胶结物的特征描述如下:

(1) 纤维状方解石胶结物 (图版 III-3) 主要见于亮晶颗粒灰岩中,在粒间或粒内孔隙中,亮晶方解石呈等厚环边纤维状围绕颗粒周缘分布,与较晚期的细粒它形亮晶方解石呈溶蚀不整合接触,反映纤维状方解石形成后,细粒它形亮晶方解石形成之前的一次溶蚀事件,见图 5.2。在粒间的纤维状胶结物中还可可见有后期的不均匀溶蚀孔隙被粒状亮晶充填或被裂隙穿过的现象。另外生物体腔孔中也可见到纤维状方解石胶结物,纤维状方解石阴极发光下呈暗橙红色或暗红褐色。

(2) 柱状胶结物 (图版 III-4, 图 5.3) 主要见于泥粒灰岩中,在粒间或粒内孔隙中,柱状方解石围绕颗粒呈单层或多层等厚环边状,在正交偏光下多呈雾状和浑浊状,波状消光或平行消光,在其内部也是较晚期形成的细粒它形亮晶方解石。有部分柱状胶结物的光轴呈发散状,可能是由于解理和双晶纹的弯曲造成。部分柱状胶结物包括多个生长带,最多的可数出 5 个生长带,其中柱纤结构、柱状结构和交错片柱状结构交替出现。阴极发光下呈蓝黑色。

(3) 葡萄状胶结物 (图 5.4) 在剖面的中上部有葡萄状胶结物充填孔隙现象,主要是由放射状紧密排列的纤维状晶体和圆丘状集合体组成。在手标本上通常是黑色,而镜下为类似蜂蜜的颜色。在正交偏光显微镜下,明显的表现为波状消光。葡萄状胶结物通

常是海水潜流环境的产物。

(4) 共轴环边胶结物 (图版III-5) 主要见于生物碎屑灰岩中, 海百合茎片单晶在已有核心上共轴生长, 形成较明亮边缘, 其消光方位与原海百合茎片单晶一致, 但海百合茎的原始形态依稀可辨。共轴环边胶结物可形成于海底成岩环境, 但棘皮类碎屑的共轴增生通常被认为是浅埋藏期形成的。

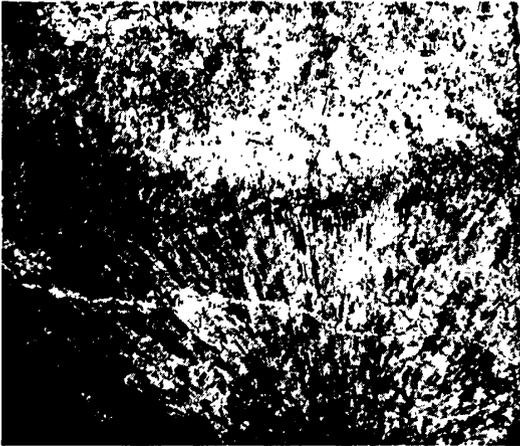


图 5.2 纤维状方解石中的溶蚀边

Fig.5.2 Corrode edge of radiaxial fibrous



图 5.3 柱状胶结物

Fig.5.3 Columnar -cements



图 5.4 葡萄状胶结物 (光面)

Fig.5.4 Botryoidal-cements (polished slab)



图 5.5 细粒它形方解石

Fig.5.5 Fine mosaic idiomorphic cements

(5) 亮晶胶结物

细粒它形-半自形亮晶方解石胶结物 (图版V-1) 主要见于亮晶颗粒灰岩的粒间孔、生物体腔孔、铸膜孔及次生溶孔中 (图5.5), 形成于纤维状和柱状方解石之后, 两者呈溶蚀不整合接触, 晶粒大小0.1~0.5mm, 洁净明亮, 它形-半自形镶嵌状接触, 阴极发光下呈橙黄色或橙红色, 应为浅埋藏成岩环境的产物。

中-粗晶方解石胶结物(图版III-6) 充填于细粒它形-半自形亮晶方解石胶结物之后所残留的孔隙中或者存在于纤维状和柱状方解石充填的残留孔隙之中, 粒径0.5~3.0 mm, 洁净明亮且多为半自形-自形晶。阴极发光下呈暗橙红色或暗褐色, 应为深埋藏成岩环境中的产物。

5.3.4 压实-压溶作用

压实作用是研究区内碳酸盐岩普遍经历的成岩类型之一, 压实作用最为典型的表现是蜓类化石因压实而破碎的现象。并使发育于浅埋藏成岩环境的孔隙在进入深埋藏之前大量减少。压溶作用是一种非常重要的埋藏成岩作用, 是压实作用的继续和发展, 随上覆压力的逐渐增大, 碳酸盐岩的溶解度也不断增大, 它除了产生许多溶解结构以外, 也导致颗粒和沉积物的溶解, 而后者是埋藏胶结物碳酸钙的重要来源。研究区主要出现的压溶形态为溶解缝和缝合线。

溶解缝是不溶残余物组成的平滑线状构造。与缝合线不同, 溶解缝大多沿粒间分布而很少横切沉积物, 而且它们在岩石中常呈线状、网状、马尾状出现, 在粒泥岩中较发育。在镜下见到一溶解缝, 宽在0.1-0.3mm, 延伸较远。马尾状溶解缝主要由一条粗缝和一系列次小型裂隙构成, 小型裂隙一端呈“束状”, 分支的数量多少不等(图版IV-1, 2), 规模较小, 另一端收敛于主缝并相连接。溶解缝内被铁质或亮晶方解石充填。

本区缝合线构造主要见于粒泥灰岩及泥粒灰岩中, 亮晶颗粒灰岩中缝合线构造少见。这反映了缝合线形成于较大的埋藏深度, 亮晶颗粒灰岩中的亮晶方解石胶结物大大增加了岩石的抗压能力, 使缝合线不易形成。缝合线是最显著的压溶成岩作用, 缝合线的振幅在0.1mm-5mm。薄片中的缝合线呈锯齿状或者抛物线状展布, 常常切穿胶结物和基质。在缝合线溶蚀成岩后缝中充填方解石脉(图版IV-3, V-2), 说明在缝合线构造产生以后, 随即就发生了强烈的溶蚀作用和胶结作用, 在阴极发光下方解石脉呈暗蓝色, 为深埋藏环境的产物。

5.4.5 破裂作用

岩石受挤压或拉张发生破裂, 可以根据裂隙的切割关系以及裂隙中充填的矿物把裂隙分为不同的期次。裂隙在各个成岩阶段发育也不同, 综合野外记录、薄片观察和阴极发光测试分析结果可以将裂隙分为成岩裂隙和构造裂隙(图版IV-4), 裂隙内充填有方解石、沥青质或铁质物。其中构造裂隙形态类型丰富, 主要有: 近平行排列展布; 相互交叉排列展布; 不规则排列展布, 裂隙形态不规则, 末端分枝较多。其中以近平行排列展布和不规则排列展布最为常见。

根据不同时期的裂隙展布形态和充填物,以及裂隙之间的穿插关系,可将裂隙划分为4个期次(表5.2):

第I期裂隙(图版V-3)是在阴极发光下恢复出来的,被后期的重结晶作用改造以至消失。在阴极发光条件密集排列的7、8条微裂隙内的方解石呈橙红色,其周围主要为泥晶方解石。推测其形成时间较早,可能为沉积-成岩期间的裂隙。

第II期裂隙(图版V-4,图5.6)发育较广泛,裂隙的宽度较小,一般为0.01mm-0.3mm,近平行排列或交叉排列,两壁较平直,可能为剪性裂隙。缝隙全被细粒它形亮晶方解石充填。阴极发光下方解石充填物呈暗红褐色。推测其可能为成岩后的埋藏过程中构造应力与地静压力共同作用的结果。

第III期裂隙具有一条主裂隙被亮晶充填(图版V-5),裂隙较宽为0.1mm-0.3mm,分支裂隙粒度较细,延伸不远,与其伴生的有微裂隙。主裂隙内被细粒-中粒、它形-半自形方解石充填,阴极发光下可见明显的两期充填物,早期充填方解石呈橙红色,晚期方解石呈暗蓝色或橙黄色。推测其可能形成于构造回返过程中由于张应力作用,有后期胶结物进入。

第IV期裂隙较发育,为破裂隙或微裂隙,破碎特征明显。缝隙内多被含 Fe^{3+} 亮晶方解石脉充填(图5.8)。从切割关系可判断其为成岩期后作用,为浅埋成岩环境中构造破坏形成。

表5.2 紫云地区裂隙期次与特征表

Table.5.2 Crack times an characteristic of Ziyun area

期次		特征	裂隙特征	成因解释
成岩裂隙	裂隙I		在阴极发光下恢复出来,密集排列的7、8条微裂隙内的方解石呈橙红色,其周围主要为泥晶方解石。	为沉积-成岩期间的产物,被后期的重结晶作用改造以至消失。
	裂隙II		裂隙的宽度较小,近平行排列或交叉排列,两壁较平直,可能为剪性裂隙,阴极发光下方解石充填物呈暗红褐色。	压实作用同时或之后形成的构造裂隙。
构造裂隙	裂隙III		具有一条主裂隙被亮晶充填,分支裂隙较细窄,延伸不远,与其伴生的有微裂隙,阴极发光下可见两期方解石充填。	形成于构造回返过程中由于张应力作用,有后期胶结物进入。
	裂隙IV		裂隙较发育,为破裂隙或微裂隙,破碎特征明显。隙内多被含 Fe^{3+} 亮晶方解石充填。	成岩期后作用,为浅埋成岩环境中构造破坏形成。

5.4.6 重结晶作用

重结晶作用也是本组岩石中较为常见的一种成岩作用。在不稳定矿物如文石、高镁方解石向低镁方解石的转化过程的同时,伴随着晶体增大的重结晶作用。泥晶灰岩中

的重结晶程度不均匀，灰泥方解石重结晶形成微晶，呈补丁状与没有结晶的灰泥相间分布。而在颗粒灰岩中，重结晶的晶体呈半自形—它形，亮晶与灰泥基质之间则无明显的界线，甚至与生物碎屑颗粒胶结在一起。

重结晶作用主要是埋藏环境下温度、压力升高时发生，温度、压力越高越有利于重

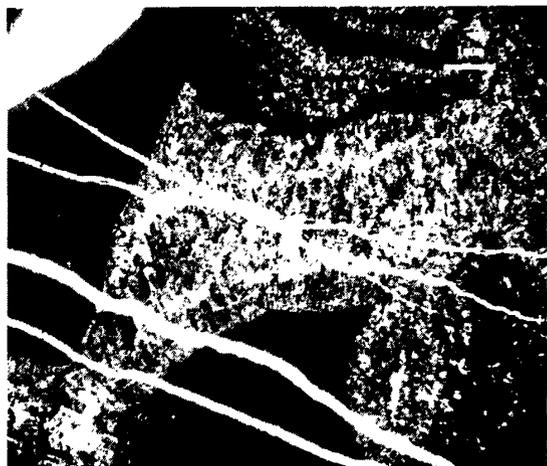


图 5.6 亮晶方解石充填的构造裂隙

Fig.5.5 Sparry calcite structure crack

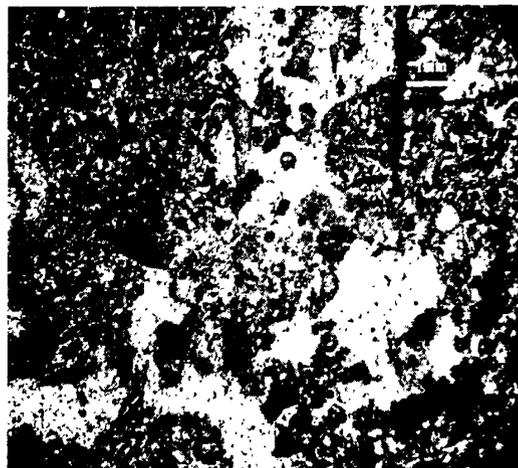


图 5.7 非选择性溶蚀孔

Fig.5.7 Nonselective corrode pore

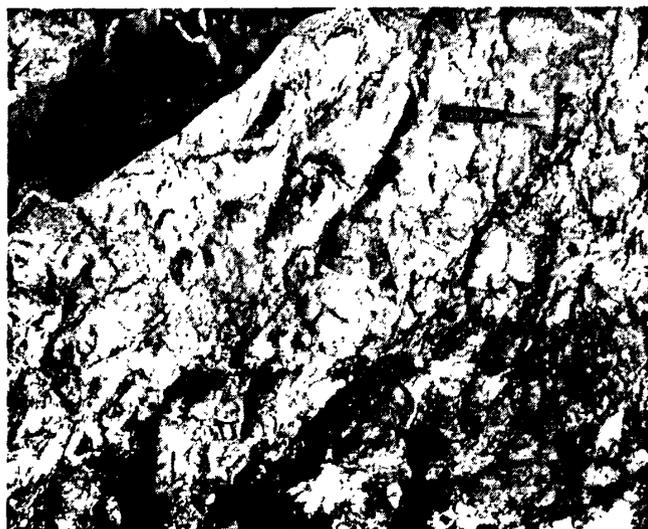


图 5.8 含 Fe^{3+} 亮晶方解石脉充填裂隙

Fig.5.8 Ferriferous sparry calcite vein in crack

结晶作用的进行。灰岩重结晶时，不仅晶体大小、形状和排列方式改变，其原始成分、结构和沉积构造均消失。而阴极发光可以重现原岩的结构和沉积构造（图版 V-6），重结晶后的亮晶方解石在阴极发光下，原岩结构被恢复为粒屑结构，粒屑呈橙红色或粉红色，其边缘呈橙黄色。另一岩石中的 7、8 条密集排列的微裂隙被恢复，阴极下发红色光，其周围的原泥晶方解石呈暗蓝色，亮晶呈暗红色。

5.4.7 溶解作用

不饱和 CaCO_3 的水,特别是下渗的大气降水,对碳酸盐沉积物具有较强的溶解作用,形成溶孔(微溶孔)、溶缝(微溶隙)和溶洞。根据成岩环境不同可将研究区灰岩的溶解作用分成三种类型:

(1) 早期大气淡水溶解作用

一般发生在大气淡水环境中,由于沉积物还没有完全固结,溶解作用广泛并具有选择性,属于组构选择性溶解作用。在大气淡水溶解作用形成的溶孔规模不是很大,多被后期物质充填。在研究区中的颗粒灰岩、泥粒岩中发育的粒内溶孔、铸模孔(图版IV-5, 6),孔径变化较大,0.3-4mm,个别大的腕足个体内部溶孔可达1cm,均被后期亮晶充填。而在泥粒岩中,溶孔的发育较局限,常形成孤立的孔隙,孔径大小不均。

(2) 埋藏溶蚀作用

形成于深埋藏成岩环境,为非选择性溶蚀,是由于有机质在热演化过程中生成的有机酸或其他酸性流体对岩石的溶蚀作用,见图5.7。常跨越几个颗粒、晶体,形成晶间孔;或沿缝合线两侧发生溶解,形成缝合线伴生溶孔。这些溶孔的孔径一般较大、形状不规则,且大部分被其后的方解石充填(图版IV-2)。另外还常见有溶孔与溶蚀缝相伴生,沿缝隙处发生溶蚀,形成断续的溶孔(图版IV-3)。

(3) 晚期的溶解作用

发生于表生成岩环境,主要是裂隙内充填的方解石进行溶蚀。溶解作用常沿裂隙发育,分布上具明显方向性或呈网状,多为含高价铁亮晶方解石胶结。

5.5 紫云叶状藻礁的成岩作用序列与成岩阶段划分

5.5.1 叶状藻礁成岩作用序列

成岩序列是指同一成岩环境或不同成岩环境中成岩作用的先后次序,其实质是揭示沉积物从沉积开始到现今所经历的各种成岩作用的先后顺序,成岩序列的演化规律与沉积相的分布及构造活动密切相关。紫云地区叶状藻礁成岩作用序列依次为:①生物碎屑沉积(藻类、有孔虫、腕足、棘屑等);②颗粒发生泥晶化,铸膜孔和溶孔的生成(颗粒的选择性溶解)及等厚环边纤维状胶结物生成;③葡萄状胶结物,柱状胶结物生成;④棘屑的共轴生长,压实-压溶作用,重结晶作用;⑤裂隙与非选择性溶蚀;⑥晚期的构造裂隙和溶解作用,含 Fe^{3+} 亮晶方解石脉充填。

5.5.2 叶状藻礁成岩阶段划分

根据岩石薄片的观察和分析再结合阴极发光测试结果,将紫云叶状藻礁灰岩的成岩

过程划分为 4 个阶段，见表 5.3:

表 5.3 紫云地区叶状藻礁灰岩成岩阶段划分

Table 5.3 Plot result of diagenetic stages of phlloid reef rocks in Ziyun area

成岩阶段 成岩作用	准同生成岩阶段	早期成岩阶段	埋藏成岩阶段	后生成岩阶段
生物粘结—障积作用	■			
泥晶化作用	■	■		
胶结作用	■	■	■	■
压实作用	■	■	■	
压溶作用		■	■	■
破裂作用				■
溶解作用		■	■	■
重结晶作用			■	

(1) 准同生成岩阶段

该阶段主要发生生物碎屑颗粒的沉积及海底泥晶化成岩作用。叶状藻礁剖面的岩石由于后期发生了强烈的重结晶作用，导致部分泥晶化环边不太清楚。

(2) 早期成岩阶段

海平面降低，沉积物埋藏较浅，遭受早期暴露或间歇性暴露，受大气淡水溶蚀作用，形成大量的铸模孔和粒内溶孔，颗粒主要形成选择性溶蚀孔隙。在孔隙水的作用下，沉淀早期胶结物，围绕颗粒或在颗粒内部边缘，形成等厚纤维状胶结物。此时沉积物中孔隙度较大。

(3) 埋藏成岩阶段

半固结的沉积物继续埋藏，上覆沉积物加厚，这时早期经过转化的方解石矿物可以由于重荷压力重结晶，使晶粒增大。早期的灰泥方解石重结晶形成微晶，呈补丁状与没有结晶的灰泥相间分布，有些沉积组构由于重结晶作用而消失。压实-压溶作用普遍存在，主要形成缝合线构造和溶蚀缝，沿缝合线有断续分布的溶蚀孔内被亮晶充填。此时沉积物已固结成岩，孔隙度降低。

(4) 后生成岩阶段

随着岩石埋藏加深, 由于上覆沉积物的静压力增大和构造应力共同作用, 导致已经固结的岩石产生裂隙和压溶缝合线, 为深部地下水打开通道。深部地下水可以对岩石进行溶蚀, 还可以沿裂隙产生粗大的充填矿物。紧接着在岩石的抬升过程中, 由于晚期的构造作用而产生不同于深埋情况下的裂隙, 其内部一般为含 Fe^{3+} 亮晶方解石脉充填。

5.6 紫云叶状藻礁的成岩环境

紫云叶状藻礁灰岩的成岩变化比较复杂, 而在不同的成岩环境中会产生不同的成岩作用。不同成岩环境中, 孔隙水来源、成分和物理化学条件都不相同, 同时还有生物作用等影响, 产生不同的成岩作用, 因此, 通过不同成岩作用在岩石中留下的某些标志, 可以推测当时的成岩环境。分析得出, 紫云地区叶状藻礁灰岩主要经历了海底成岩环境、大气淡水成岩环境和埋藏成岩环境。

5.6.1 海底成岩环境

主要的成岩作用类型有生物粘结-障积作用、泥晶化作用及等厚环边纤维状方解石胶结作用。颗粒边缘形成的泥晶套以及在棘屑内部形成的泥晶网格构造等是台内浅水相的标志^[67]。在藻礁剖面中可能由于后期重结晶作用的影响, 导致部分泥晶化环边不太清楚。阴极发光下纤状方解石多呈暗橙红色和暗红褐色(图版V-7), 说明当时成岩环境中较富 Mn^{2+} , 贫 Fe^{2+} 。

5.6.2 大气淡水成岩环境

海平面的波动很容易使得沉积物埋藏较浅, 遭受早期暴露或间歇性暴露, 遭受不同成岩变化。淡水成岩作用可以发生在淡水渗流带和淡水潜流带两种环境。

(1) 大气淡水渗流环境: 这一带处在地下水位之上, 在陆地表面和大气潜流带之间, 是包含气体的氧化环境, 孔隙处于开放系统。叶状藻礁在此带内主要发生大气淡水溶蚀作用, 形成大量的铸模孔和粒内溶孔, 颗粒主要形成选择性溶蚀孔隙, 随后沉淀早期的方解石。

(2) 大气淡水潜流环境: 此带中溶解作用较弱, 沉淀和胶结作用明显。岩石薄片常见此带中的等厚柱状方解石胶结物和交错片柱状方解石胶结物, 阴极发光下主要呈暗蓝色(图版V-8), 说明当时成岩环境中 Mn 的含量较低。

5.6.3 埋藏成岩环境

埋藏成岩环境还可细分为浅埋藏成岩环境和深埋藏成岩环境, 具有不同的成岩标志。分述如下:

(1) 浅埋藏成岩环境

浅埋藏成岩环境也可以划分出两个过程, 沉积物进入深埋藏过程中要经历浅埋藏成岩环境(浅埋 I), 岩石因构造抬升由深埋藏环境回返至地表-近地表的过程中也要经历相当深度的浅埋藏成岩环境(浅埋 II), 但两者的成岩作用特征不同。浅埋 I 主要发育棘屑的共轴增生、重结晶作用、溶解作用、胶结作用及压实作用等, 方解石胶结物主要为细粒, 在阴极发光下往往呈橙黄色或暗橙红色。浅埋 II 主要是中等它形-半自形方解石充填于构造回返过程中形成的裂隙及次生溶孔中, 方解石在阴极发光下暗蓝色或橙黄色。

(2) 深埋藏成岩环境

随着埋深增加、压力增大、温度升高、压溶作用加强, 颗粒和胶结物普遍发生新生变形作用、大量发育压溶缝合线和溶蚀缝构造、压实变形等构造, 也有大量构造裂隙发育, 并且早期的灰泥方解石重结晶形成微晶, 有些沉积组构由于重结晶作用而消失。重结晶作用以及沉淀胶结形成的方解石颗粒形成于较浅埋藏环境中粗大且晶形明显, 解理和双晶现象较多, 由于压实作用影响还可以出现解理的弯曲。其产物在阴极发光下发光较弱, 主要呈深褐色或暗红褐色, 说明成岩环境中贫 Mn^{2+} , 富 Fe^{2+} 。

5.7 紫云叶状藻礁灰岩的孔隙演化特征

海底成岩环境首先发生的是生物粘结-障积作用、泥晶化作用, 在海水潜流带可形成等厚环边纤状方解石胶结物。进入浅埋藏环境后, 共轴增生及重结晶作用相继发生, 细粒它形—半自形亮晶方解石充填粒间孔、次生溶孔及裂隙, 压实作用对孔隙的破坏最强烈, 但浅埋藏溶解作用对改善岩石的储集性能具有一定的意义。深埋藏环境的中—粗晶方解石胶结物几乎封闭了所有的孔隙, 随后的深埋溶解作用形成的次生溶孔, 构造带内沿着构造薄弱地带和一些易溶边界发生溶解, 孔隙和裂隙内大多被有机质含量较高的方解石充填。

晚石炭世, 研究区以浅水碳酸盐台地沉积为主, 叶状藻礁灰岩中原生孔隙较多, 主要为粒间孔、生物体腔孔, 如叶状藻片内部孔和腕足壳体内部的孔隙等, 以及一些基质的微孔隙, 孔隙度较高可达 40%-50%, 其中叶状藻片圈闭的原生孔隙含量较高(图 5.9)。海底成岩环境的生物粘结-障积作用、泥晶化作用及纤状方解石胶结作用可使孔隙度降低。但是当海平面降低, 沉积物埋藏较浅, 便会遭受间歇性的暴露, 受大气淡水溶蚀作用, 形成大量的铸模孔和粒内溶孔, 颗粒主要形成选择性溶蚀孔隙等。然后由于胶结作用, 粒间孔隙和生物体腔孔几乎被完全被充填。

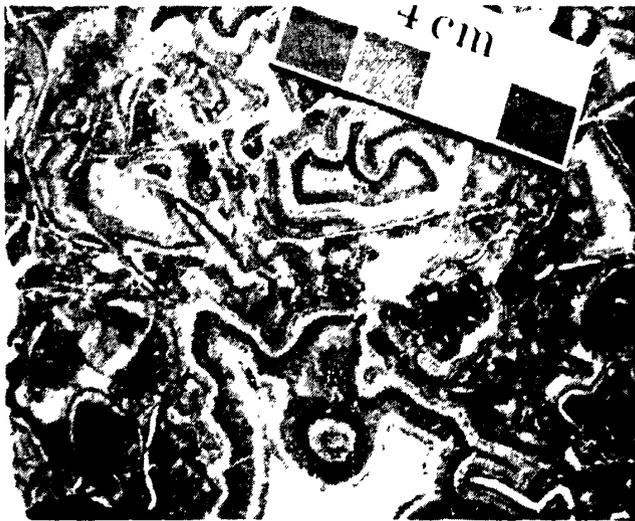


图 5.9 光面上的栉壳孔隙

Fig.5.9 Isopachous cement rinds in polished slab

随着地壳下降,研究区进入浅埋藏成岩环境,压实作用使颗粒发生塑性变形,颗粒呈紧密接触,同时使大部分基质微孔隙被破坏、残余孔隙进一步缩小,但浅埋溶解作用可形成少量的次生溶孔。进入深埋藏成岩环境后,压溶作用、胶结作用和重结晶作用几乎封闭了所有的残留孔隙,孔隙率极低,此时埋藏溶解作用亦随之发生,形成了缝合线伴生溶孔、溶蚀缝等,另外,随着构造作用形成的裂隙也受到溶蚀的作用,在裂隙内部和边缘处均有沥青质和有机质高含量充填物出现,表明这类孔隙或裂隙形成之后可能有油气或含高有机质水体的运移。后期,岩石因构造抬升由深埋藏回返至地表—近地表环境的过程中,可形成少量的裂隙及次生溶孔,但由于形成较晚,并大多被淡水方解石充填。由于对孔隙率的统计工作还很欠缺,因此研究孔隙演化需要进一步细致的工作。

第六章 紫云晚石炭世叶状藻礁的含油气性浅析

6.1 生物礁与油气藏

生物礁是生物建造而成,含有数量众多的生物化石,这些生物体保留了大量有机分子遗迹,是石油和天然气形成的重要物质来源。生物礁本身具有多孔的性质,又有较高的渗透率,因而与油气赋存具有密切关系,因此生物礁研究除具有深远的理论意义外,还具有重要的现实意义。在世界各地不同地质时代的生物礁中,发现了丰富的油气资源。根据目前已有的资料,自古生代的志留纪至新生代的中新世,均发现有生物礁油气藏,其中志留纪、泥盆纪、二叠纪、白垩纪和第三纪的生物礁油气藏更为重要^[73]。

6.1.1 国外与生物礁有关的油气藏

国外生物礁油气藏分布的重要地区有:加拿大阿尔伯达盆地、美国二叠盆地、前苏联乌拉尔山前拗陷、墨西哥湾盆地、中东波斯湾盆地、利比亚锡尔特盆地、印尼的萨拉瓦蒂盆地等。生物礁常成带分布,其油藏也呈带状分布,可形成丰富的含油区带。

加拿大阿尔伯达盆地中段的礁体中,油藏地质储量超过 $1.768 \times 10^8 \text{t}$, 研究人员发现生物礁里有盐岩分布。墨西哥湾黄金巷环礁带油田至 1967 年已产出油 $1.7 \times 10^8 \text{t}$, 该油田以拥有 3 口万吨高产油井而闻名。美国得克萨斯州斯奈德生物礁油气藏的可采储量达 $1.6 \times 10^8 \text{t}$ 以上。美国西得克萨斯的二叠盆地中、上古生界礁体发育,其中马蹄礁长 282 km, 局部厚达 14m, 可采储量为 $3.5 \times 10^8 \text{t}$ 。利比亚锡尔特盆地 6 个古新统生物礁,形成黄蒂萨尔油田群,其中 D 油田发现井日产万吨。美国二叠盆地、俄罗斯的伏尔加—乌拉尔前渊拗陷的油气均有沿生物礁发育分布的特点。苏门答腊盆地北部 Arun 油田中新统石灰岩中产层是珊瑚红藻生物礁;里海地区的田吉兹油田与上古生界碳酸盐岩生物礁有关^[73]。

生物礁油气藏在世界石油储量中占很重要的地位,据 M.T.哈尔布特等统计,世界上几个主要的生物礁型大油田的总储量已达 $40 \times 10^8 \text{t}$ 以上。加拿大的油气产量约有 60% 产自生物礁油气藏,墨西哥全国石油产量的 70% 产自生物礁油气藏。随着石油勘探方法和手段的进步,生物礁油气藏的发现日渐增多,它们的重要性也将日益增长。

6.1.2 中国生物礁油气藏

范嘉松主编的《中国生物礁与油气》^[74]一书全面论述了我国不同地质时期的生物礁：震旦纪藻礁，元古宙藻叠层石礁，陕西、湘西寒武纪礁，浙西、陕南奥陶纪礁，川西北、陕西志留纪礁，湖南、广西泥盆纪礁，北部湾石炭纪礁，川东二叠纪生物礁，湖南、赣西北二叠纪生物礁，贵州三叠纪生物礁，山东第三纪藻礁，珠江口盆地第三纪生物礁等等，并深入讨论了生物礁与油气的关系。

中国的建南气田、滨南油田是典型的礁型圈闭。广西十万大山盆地宁明亭亮下二叠统茅口组有著名的生物礁古油藏，并有 150 km 的油气显示带，表明在地质历史中曾有过巨大的油气生成并聚集。浙江余杭泰山藻礁型古油藏的沥青储量为 $4600 \times 10^4 \text{t}$ 。南海珠江口盆地的流花 11-1 油田是我国最大的生物礁滩型油田，石油地质储量为 $2.18 \times 10^8 \text{t}$ ，盆地基底为白垩系火山岩。四川盆地威远气田也被认为是震旦系礁气藏。

6.2 紫云晚石炭世叶状藻礁的含油气性浅析

6.2.1 紫云叶状藻礁的含油气表象特征

北美晚古生代的叶状藻礁灰岩是其重要的储油层，在北部湾石炭纪藻礁中也已经发现油气藏，其中的油气储集岩包括有藻礁灰岩^[27]。贵州石炭纪藻礁与北部湾石炭纪藻礁具有相似的地质历史，因此应加强研究区内礁型油气藏的勘探。

紫云地区沥青质和黑色碳质灰岩主要发生在构造破碎带和礁体孔隙内，其表现形式如下：

(1) 构造裂隙带内：在破碎带里，新鲜的岩石表面上可以见到随含丰富有机质的水流运动，在其经过处遗留下的条痕内岩石颜色较深。在厚层裂隙中发育有栉壳结构，外层为银灰色、内层为浅绿色方解石脉充填物，变黑的部位在外层栉壳与围岩接触处，似围岩蚀变现象（图 6.1）。其中裂隙中银灰色早期胶结物通常为犬牙状或叶片状，通常应为浅埋藏成岩环境下形成。而内层的浅绿色含 Fe^{2+} 的方解石脉形成总是与岩石变黑现象同时出现，因此推测两者为近同时形成，于地下深处的弱氧化弱还原环境。

裂隙带内另有黑色碳质灰岩与亮晶方解石脉呈显著带状分布（图 6.2），方解石晶形较完好，推测为成岩后较晚期的产物。从表面上方解石亮晶被碳质污染现象可推断碳质为较晚的产物，有待考证。



图 6.1 构造裂隙带内的有机质

Fig.6.1 Organic matter in structure crack

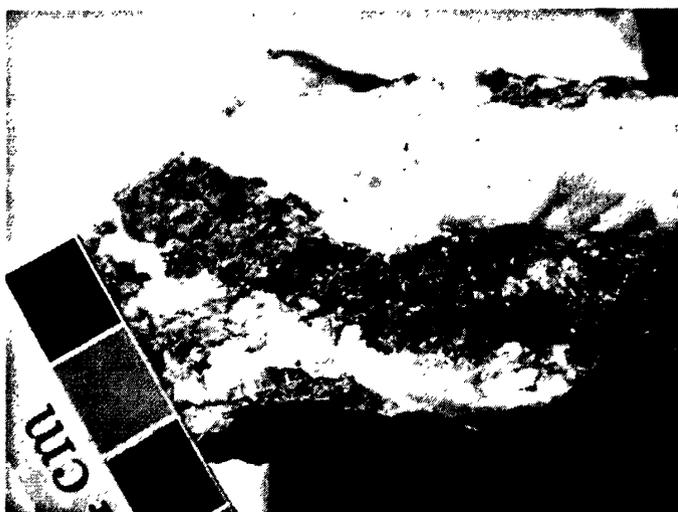


图 6.2 条带状富有有机质充填物

Fig.6.1 Banded filling abundant in organic

(2) 生物孔隙内的沥青质：紫云晚石炭世叶状藻礁内原生孔隙比较发育，代表古油气活动历史的沥青在叶状藻礁的原生孔隙内可见（图 6.3）。贵州紫云晚石炭世叶状藻礁中有机质含量高，从区域沉积史、构造史和埋藏特征分析，似乎具有一定的生油能力。暴露出地表的叶状藻礁内原生孔隙虽然发育，但后期充填作用使有效的孔隙率大大降低，应在该区域进一步探索隐伏礁的储集特征。

野外发现在珊瑚内，顺着珊瑚的生长纹理，有亮晶方解石与黑色碳质的交替排列现象，推测高有机质液体沿着珊瑚薄弱生长壁，渗透浸染珊瑚骨架形成。这些珊瑚个体也多是存在于裂隙之中的，其黑色碳质与构造裂隙内浅绿色方解石脉应为同期产生。



图 6.3 叶状藻礁原生孔隙内沥青质

Fig.6.3 Bitumen in primary pore of phylloid algal reefs

(3) 从野外照片上可见另一种值得注意的现象，灰色碳酸盐岩与黑色碳质岩石呈界限突兀的接触，黑色物质似沥青质（图 6.4）。从表面上看黑色有机质中可见亮白方解石以及被浸染的灰色岩石，灰色岩石与上部的灰岩岩性相同，这种现象可能是由于含丰富有机质水流动时所造成的，有待考证。



图 6.4 黑色碳质灰岩

Fig.6.4 Black carbonaceous limestone

尽管生物礁中原生孔隙十分发育，但经历了后期成岩作用之后，绝大部分孔隙都已被充填，能作为有效触及空间的只有剩余溶孔和少部分残余骨架孔。显然其储集性能稍差。但研究区内生物礁中可见到后期次生裂隙中的少量沥青充填或浸染，有机质含量较高的碳质灰岩。地表的藻礁灰岩的有效孔隙率大大降低，因此应在该区域进一步探索隐伏礁的储集特征。

6.2.2 叶状藻礁油气的成因介绍

曾鼎乾曾指出^[1], 礁岩不是油源岩, 尽管它本身聚集了有机质, 然而这是在浅水高能环境, 不利于有机质保存, 正是由于各种生物的高能水流机械的以及强烈的淡水成岩作用, 使有机质没有能在礁体保存下来, 特别是在礁核部分更是如此。他还注意到, 在一个大的礁复合体中, 礁体背风面的某一局部的低能带, 有机质中的一部分有幸被保存下来, 即使这些幸而被保存下来的有机质能转化成烃类, 要成为一个聚集大量烃类的礁油藏的油源也是完全不可能的, 更何况在礁岩固结成岩的淡水成岩过程中, 这些有机质有被氧化破坏的可能。差异聚集原理更表明, 礁油藏中的油不是礁体内部生油的, 而是外源。有机质的来源主要为^[75]:

- ①原地的水生生物;
- ②沉积物中的微生物;
- ③水体中的有机质。

显然研究区中礁体内部的沥青质, 以及成岩后次生裂隙内高有机质含量可能来自后期水体中携带的有机质沉淀。研究区生物礁的含油气性研究工作还很欠缺, 在以后的研究工作中会逐渐深入展开。

结 论

本文以碳酸盐岩石学、沉积学和成岩作用理论为指导,结合古生物学、古生态学等方面知识,对紫云晚石炭世大型叶状藻礁剖面中岩石的微相特征、沉积相、成岩作用及成岩环境进行了详细的研究,本次对叶状藻礁的微相特征和成岩作用研究只是初步的工作,为今后进一步开展晚石炭世叶状藻礁研究奠定了基础。主要取得了以下几个结论:

(1) 紫云晚石炭世叶状藻礁剖面中共识别出 6 种微相类型:生物碎屑粒泥灰岩、生物碎屑泥粒灰岩、球粒生屑泥粒灰岩、叶状藻粒泥-叶状藻泥粒灰岩、腕足泥粒灰岩和生物碎屑亮晶颗粒灰岩。

(2) 对剖面中礁灰岩的微相特征进行详细的分析研究,共划分出 6 个沉积相在垂向上交替重复出现,一个在开阔台地与台地边缘过渡带上的局部相模式序列:较深水的开阔台地相、叶状藻礁相、台内斜坡相和台内较浅水的斜坡相、较浅水的开阔台地相、台内浅滩相。它们主要形成于潮下带、中等能量、开阔台地内部的浅海沉积环境。

(3) 在开阔台地中的背风坡处,潮下带中低能量的环境,适合叶状藻礁的生长发育。叶状藻本身具有强烈的排它性,它的繁盛限制了正常海相生物的发育,其它生物含量较少。剖面分析中可以看出叶状藻的生长环境为浪基面以下、温暖的、弱-中等动荡水体的浅水开阔台地环境。

(4) 综合显微镜下分析和阴极发光下的研究,研究区中主要的成岩作用类型有:生物粘结-障积作用、泥晶化作用、胶结作用、压实-压溶作用、破裂作用、重结晶作用、溶解作用等。其中以生物粘结-障积作用、胶结作用、压实-压溶作用最为发育。根据研究结果将研究区地层中的裂隙分成 4 个期次,根据成岩环境及形成时间不同将溶解作用分成三种类型。

(5) 根据岩石薄片的镜下观察和分析结合阴极发光测试结果,将紫云叶状藻礁灰岩的成岩过程划分为 4 个阶段:准同生成岩阶段、早期成岩阶段、埋藏成岩阶段、后生成岩阶段。通过不同成岩作用在岩石中留下的标志,来推测当时的成岩环境,紫云地区叶状藻礁灰岩主要经历的成岩环境有:海底成岩环境、大气淡水成岩环境和埋藏成岩环境。

(6) 贵州紫云晚石炭世叶状藻礁中有机质含量高,且后期次生裂隙中常见有机质含量较高的碳质灰岩,从区域沉积史、构造史和埋藏特征分析,似乎具有一定的生油能力。暴露出地表的叶状藻礁内原生孔隙虽然发育,但后期充填作用使有效的孔隙率大大降低,应在该区域进一步探索隐伏礁的储集特征。

图版说明

图版 I-IV 中除特别注明外,均为单偏光下照片,白条标尺代表 1mm。图版 V 中为阴极发光照片,照片由中油辽河油田公司勘探开发研究院试验中心提供。

图版 I

1. 蜓,细长壳型 *Triticites*, 轴切面, $\times 40$ 。
2. 有孔虫, *Climacammia yishanensis*, $\times 40$ 。
3. 腕足,完整个体,具有溶模孔。
4. 单体珊瑚, *Pseudotimania* sp., 横切面, 其一侧见小个体蜓。
5. 低螺塔壳,腹足内被蜓和生物碎屑及灰泥充填。
6. 粘结生物, *Tubiphytes*, 粘结灰泥,镜下还见苔藓虫和腕足棘刺。

图版 II

1. 球粒生屑泥粒灰岩,颗粒支撑类型,球粒含量丰富,其中有较多生物磨蚀的球粒组成。
2. 生物碎屑粒泥灰岩,海百合茎内部被泥晶化,含少量球粒。
3. 生物碎屑泥粒灰岩,颗粒支撑类型,亮泥晶胶结,含完整的海百合茎,整个的被泥晶化,生物种类丰富。
4. 叶状藻障积岩,叶状藻内部障积有灰泥和小的生物碎屑。
5. 腕足泥粒灰岩,大量腕足壳体碎片,壳壁具双层结构,内层具平行片状结构,外层具斜柱(纤)状结构。
6. 生物碎屑颗粒灰岩,颗粒支撑类型,亮晶胶结,内含生物种类丰富,腹足类保存较完整,生物碎屑泥晶化严重,海百合茎片较破碎。

图版 III

1. 泥晶化作用,海百合茎片单晶中具明显的两组斜交的泥晶网格构造,茎片内有后期的两条裂隙,其内部与边界处均被亮晶充填。
2. 泥晶化作用,颗粒具泥晶外套,部分颗粒的泥晶外套被后期重结晶破坏。
3. 纤维状胶结物,呈放射状,被后期的裂隙穿过,裂隙内充填亮晶方解石。
4. 柱状胶结物,呈柱片状交错,具有发散状光轴,双晶和解理明显,正交偏光下。
5. 共轴胶结物,海百合茎单晶在已有核心上共轴生长,形成较明亮边缘,其消光方位与原海百合茎片单晶一致,正交偏光下。
6. 亮晶胶结物,中-粗粒状方解石,多为半白形-自形晶,解理明显,有时具双晶现象,正交偏光下。

图版IV

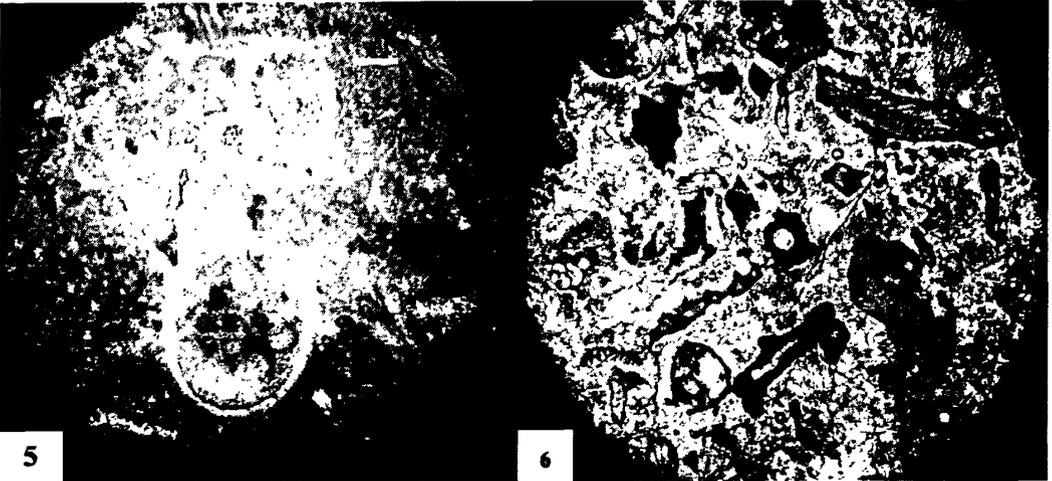
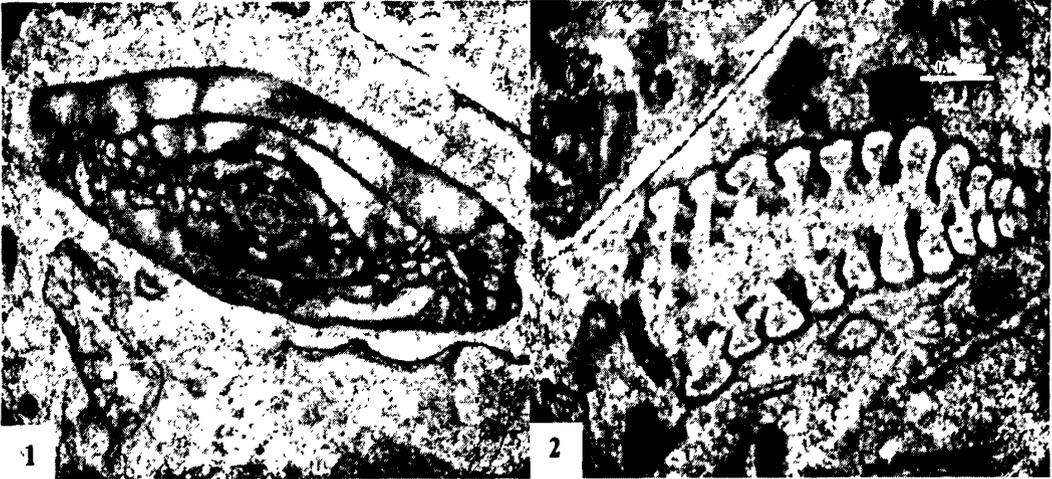
1. 缝合线, 马尾状缝合线构造, 发育在泥晶条带一侧, 缝合线延伸较远。
2. 缝合线和溶蚀缝, 小型的马尾状缝合线被后期亮晶充填, 溶蚀沿着颗粒的边缘分布。
3. 压溶缝合线, 岩石先经过压溶作用形成似抛物线状的缝合线, 后又遭受溶蚀形成断续的溶空, 被亮晶方解石充填。
4. 构造裂隙, 成岩期后裂隙穿过生物碎屑颗粒、基质和早期胶结物, 内部被亮晶方解石充填。
5. 粒内孔, 颗粒内部遭受不均匀溶蚀形成, 内被亮晶充填, 正交偏光下。
6. 铸膜孔, 生物碎屑受选择性溶解作用, 形成铸膜孔。

图版V

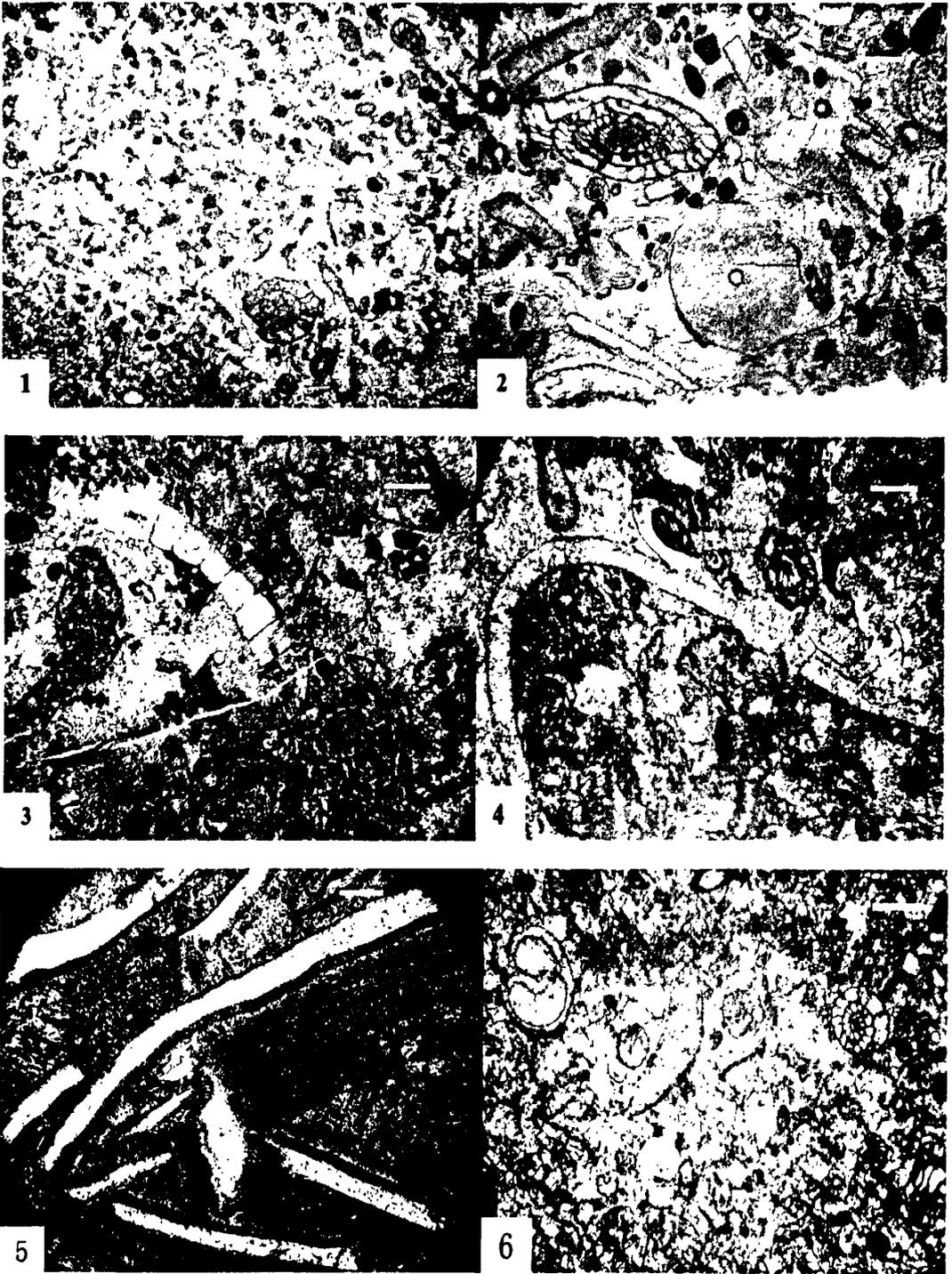
1. 珊瑚格架, 阴极发光下, 珊瑚骨架呈橙红色, 第一期犬牙状胶结物呈橙黄色, 内部为细粒-中等粒状方解石镶嵌状分布, 呈橙红色、暗橙红色, $\times 40$ 。
2. 溶蚀孔, 阴极发光下, 原岩呈橙红色、橙黄色, 溶蚀边界处有一个呈粉红色边, 溶蚀内部方解石呈暗蓝色, $\times 40$ 。
3. 微裂隙, 阴极发光下, 早期消失的微裂隙被恢复, 微裂隙内的方解石呈橙红色, 其周围岩石呈暗蓝色和橙红色, $\times 40$ 。
4. 构造裂隙, 裂隙全被细粒、它形亮晶方解石充填, 阴极发光下方解石充填物呈暗红褐色, $\times 40$ 。
5. 构造裂隙, 裂隙内被细粒-中粒、它形-半自形方解石充填, 阴极发光下可见明显的两期充填物, 早期充填方解石呈橙红色, 晚期方解石呈暗蓝色或橙黄色, $\times 40$ 。
6. 重结晶后的亮晶方解石在阴极下, 原岩结构被恢复为粒屑结构, 粒屑呈橙红色或粉红色, 其边缘呈橙黄色, $\times 40$ 。
7. 阴极发光下纤状方解石多呈暗橙红色和暗红褐色, 后期的裂隙内亮晶方解石呈橙黄色, $\times 40$ 。
8. 等厚柱片状方解石胶结物和交错片柱状方解石胶结物, 阴极发光下主要呈暗蓝色, 其内部也有几条裂隙, 充填物主要呈橙黄和橙红色, $\times 40$ 。

图版

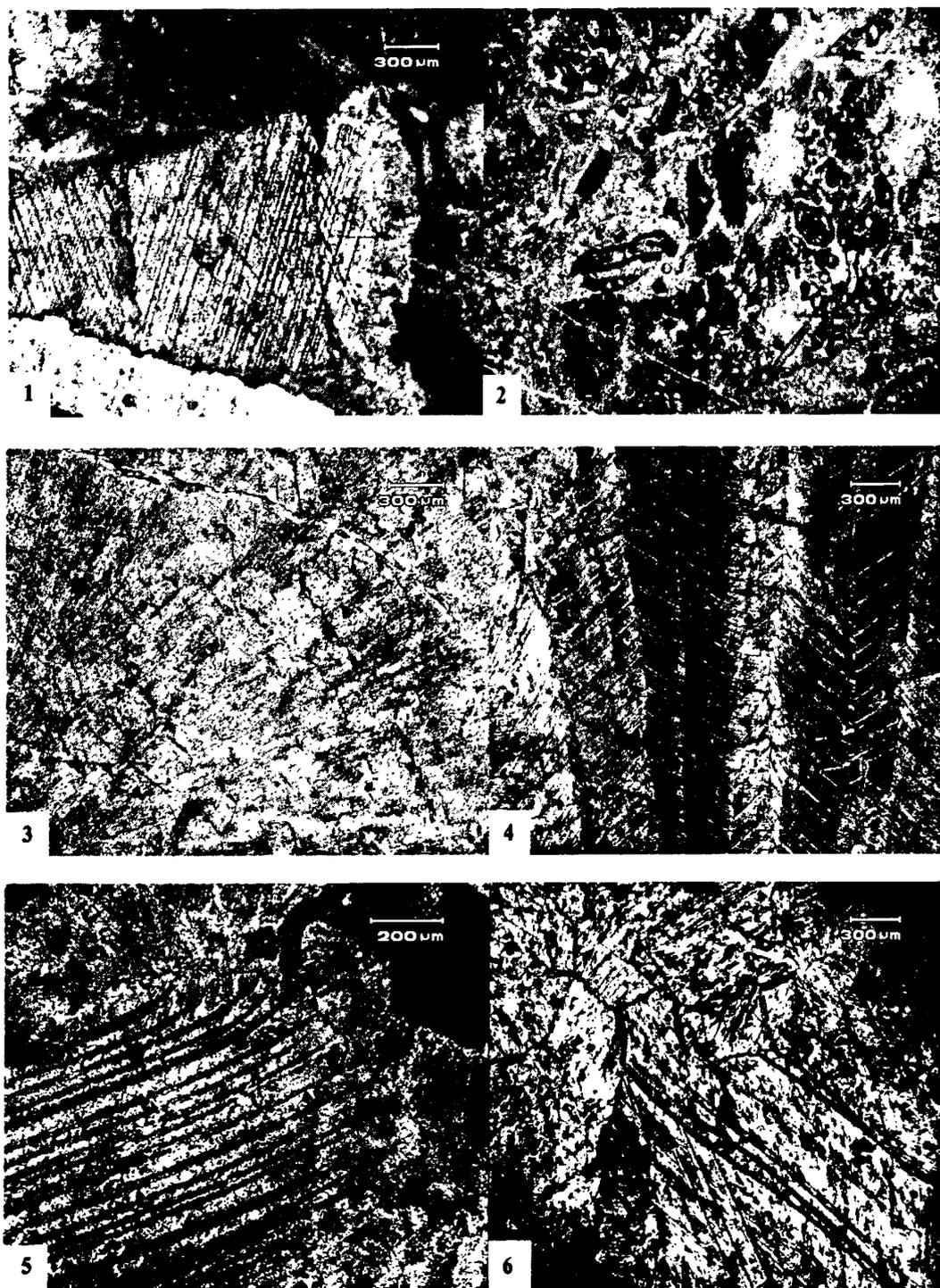
图版 I



图版 II



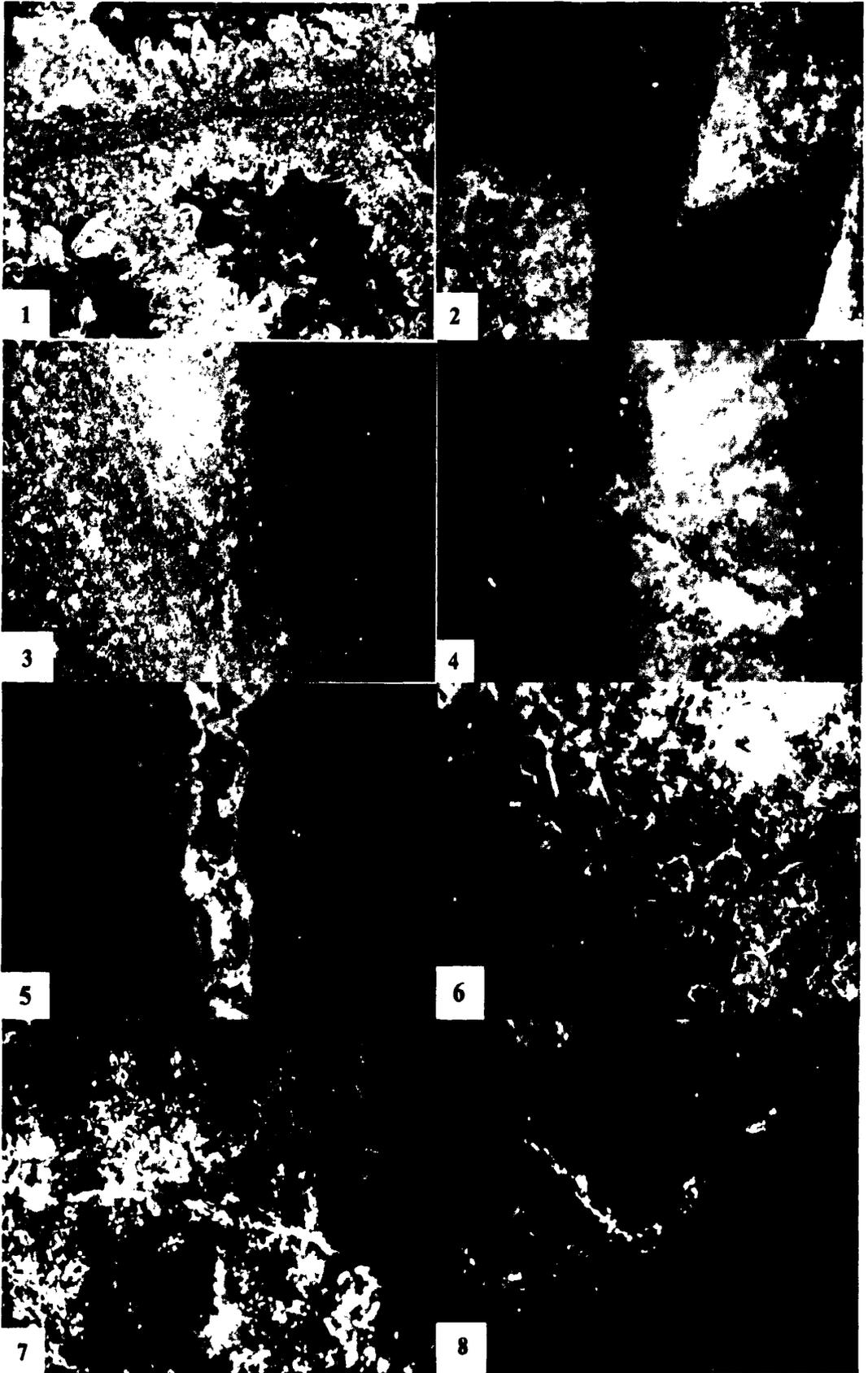
图版III



图版IV



图版 V



参考文献

1. 曾鼎乾, 刘炳温, 黄蕴明. 中国各地质历史时期生物礁[M].北京: 石油工业出版社, 1988, 1-74.
2. Rachel Wood. The ecological evolution of reefs[J], *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 1998, 29: 179-206.
3. West R R. Temporal changes in Carboniferous reef mound communities[J], *Palaios*, 1988, 3: 152-169.
4. 巩恩普, 关广岳. 石炭纪生物绝灭事件对造礁群落的影响[J], *东北大学学报(自然科学版)*, 1998, 19(2): 121-124.
5. 廖卫华. 中国晚泥盆世 F/F 生物集群灭绝事件及其后的生物复苏的研究[J], *中国科学(D辑)*, 2001, 31(8): 663-667.
6. 王大锐, 马学平, 董爱正, 朱德升. 晚泥盆世弗拉斯期—法门期之交海水温度变化的同位素证据[J], *地球学报*, 2001, 22(2): 141-144.
7. 齐文同. 生物礁生态系统演化和全球环境变化历史[M], 北京: 北京大学出版社, 2002, 1-163.
8. George A D, Chow N. The depositional record of the Frasnian/Famennian boundary interval in a fore-reef succession, Canning Basin, western Australia[J], *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 181: 347-374.
9. Flügel E. *Microfazielle Untersuchungsme thoden von kalken*[M], Berlin, Springer, Abb. Schrifttum, 1978, 1-454.
10. Flügel E. Environmental models for upper Paleozoic benthic calcareous algal communities[J], In: Flügel E. ed: *Fossil Algae*, Berlin (Springer), 1977, 250-271.
11. Dorlodot H de. Decouverte du Waulsortien dans le bassin de Namur[J], *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 1893, 10: 33-36.
12. Toomey D F. History of a Late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico[J], *Lethaia*, 1980, 13: 249-267.
13. Wray J L. late Paleozoic calcareous alga[J], In: Flügel E. ed: *Fossil Algae*, Berlin(Springer), 1977, 167-176.
14. Wilson, J.L. *Carbonate facies in geological history*[M], Berlin, Heidelberg, New York: Spring-Verlag, 1975, 1-471.
15. 何可梗. 贵州西南部紫云、望谟、册亨一带上二叠系生物岩礁的初步探讨[J], *油气技术专业资料*, 1963, 第四期. 转引自: 曾鼎乾. 世界礁油气藏文献汇编(三), 中国各地质时期生物礁及礁油气藏, 1986, 3-6.
16. 方少仙, 侯方浩. 广西田林县浪平碳酸岩台地石炭纪沉积环境及大塘期苔藓虫—珊瑚点礁[J], *沉积学报*, 1986, 4(3): 30-42.
17. 巩恩普, 关长庆, 孙宝亮, 姚玉增. 黔南地区石炭纪大型珊瑚礁研究[J], *中国科学(D辑)*, 2003, 7: 644-649.
18. 关长庆, 巩恩普, 姚玉增, 孙宝亮. 黔南扁平村晚石炭世生物礁生物群落分析[J], *古地理学报*,

- 2004, 6 (3): 339-346.
19. 关长庆, 巩恩普, 张永利, 孙宝亮. 黔南晚石炭世造礁珊瑚 *Ivanovia cf. manchurica* 古生态特征及成礁机制探讨[J], 地质论评, 2006, 52 (2): 178-183.
 20. 巩恩普, 张永利, 关长庆, 孙宝亮. 黔南石炭纪生物礁造礁群落的基本特征, 地质学报[J], 2007, 1183-1194.
 21. Riding R. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories[J], Earth-Science Reviews, 2002, 58 (1-2): 163-231.
 22. Folk R L. Practical petrographic classification of limestones[J], Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 1959, 43: 1-38.
 23. Dunham R J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture[J], In: Ham W E. (Ed.),
 24. 余素玉. 化石碳酸盐岩微相[M], 北京: 地质出版社, 1989, 1-167.
 25. 杨承运, 卡罗兹, A.V. 碳酸盐岩实用分类及微相分析[M], 北京: 北京大学出版社, 1988, 1-294.
 26. 王英华. 化石岩石学.
 27. 刘本培, 金秋琦主编. 地史学教程[M], 北京: 地质出版社, 1996, 137-183.
 28. 王成文. 晚石炭世腕足动物古生物地理区形成机制—环境控制论[J], 吉林地质, 1994, 13 (2): 13-21.
 29. 王鸿祯. 中国古生代珊瑚分类演化及生物古地理[M], 北京: 科学出版社, 1989, 1-391.
 30. 王增吉. 中国的石炭系[M], 北京: 地质出版社, 1990, 215-248.
 31. 秦建华, 吴应林, 颜仰基, 朱忠发. 南盘江盆地海西—印支期沉积构造演化[J], 地质学报, 1996, 70 (2): 99-107.
 32. 陈宏明, 吴祥和, 张瑛, 李耀西, 文琼英. 中国南方石炭纪岩相古地理与成矿作用[M], 北京: 地质出版社, 1994, 1-118.
 33. 冯增昭, 杨玉脚, 鲍志东. 中国南方石炭纪岩相古地理[J], 古地理学报, 1999, 1 (1): 75-86.
 34. 焦大庆, 马永生, 邓军, 孟庆芬, 李东海. 黔桂地区石炭纪层序地层格架及古地理演化[J], 现代地质, 2003, 17 (3): 294-302.
 35. 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志[M], 北京: 地质出版社, 1987, 194-209.
 36. 董宝清, 刘家润, 施贵军, 王超. 云南石林二叠系茅口组叶状藻化石一新属[J], 古生物学报, 2005, 44 (4): 584-590.
 37. 巩恩普. 中国石炭纪生物礁[M], 沈阳: 东北大学出版社, 1997, 1-132.
 38. 张永利, 巩恩普, 关长庆, Elias Samankassou, 孙宝亮. 贵州紫云石炭纪叶状藻礁: 藻类繁盛的标志[J], 沉积学报, 2007, 25(2): 177-182.
 39. Fan Jiasong, Rigby J k. Upper Carboniferous phylloid algal mounds in southern Guizhou, China[J], Brigham Young University Geology Studies, 1994, 40: 17-24.
 40. 丁蕴杰, 夏国英等. 中国石炭—二叠系界线[M], 北京: 地质出版社, 1991, 1-170.

41. 约翰 李. 瑞著, 李菊英等译. 钙藻[M], 北京: 地质出版社, 1982, 47-55.
42. 巩恩普, 张永利, 关长庆, 孙宝亮. 贵州紫云晚石炭世造礁生物叶状藻古生态特征研究[J], 中国科技论文在线, 2005.
43. Gong Enpu, Zang Yongli, Guan Changqing, Elias SAMANKASSOU and Sun baoliang. Paleogeology of Late Carboniferous Phylloid Algae in Southern Guizhou, SW China[J], Acta Geological (English Edition), 2007, 81 (4): 566-672.
44. Flügel. E.. Microfacies analysis of limestone[M], Translated by K. Chritenson, Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1982, 1-633.
45. J·L·威尔逊著. 1975. 地质历史中的碳酸盐相[M], 冯增昭译, 中国地质出版社, 1978, 1-348.
46. 赵文金, 万晓樵. 西藏聂拉木地区中、下侏罗统化石碳酸盐岩微相研究及沉积环境分析[J], 现代地质, 1998, 12 (3): 328-335.
47. 施贵军, 杨湘宁, 刘家润等. 贵州盘县火铺茅口组微相组合及其沉积环境研究[J], 高校地质学报, 1999, 5 (4): 448-458.
48. 张海军, 王训练, 夏国英等. 陕西镇安西口石炭系 / 二叠系界线剖面碳酸盐岩微相特征与沉积环境研究[J], 现代地质, 2003, 17 (4): 387-394.
49. 孙宝亮, 巩恩普, 关长庆, 姚玉增, 张永利. 贵州紫云扁平村石炭纪珊瑚礁剖面微相分析与沉积相[J], 沉积学报, 2007, 25(3): 351-357.
50. 王立亭, 董文兰, 叶念曾, 陈文益. 试论蜓的古生态与古水动力的关系—以贵州早二叠世栖霞晚期为例[J], 石油与天然气地质, 1982, V3 (3), 231-239.
51. Longman, M.W. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environment[M], AAPG Bulletin, 1980, 64 (4): 461-487.
52. 王英华, 黄志诚, 王国忠等. 中下扬子区海相碳酸盐成岩作用研究[M], 北京: 科学技术文献出版社, 1991, 1-336.
53. 王英华, 杨承运, 张秀莲等. 碳酸盐岩的成岩作用[M], 北京: 石油工业出版社, 1994, 199-237.
54. 马永生, 梅冥相, 陈小兵等. 碳酸盐岩储层沉积学[M], 北京: 地质出版社, 1999, 1-364.
48. 叶德胜. 国外碳酸盐岩成岩作用研究现状[J], 矿物岩石, 1985, 5 (4) .
55. 田飞. 碳酸盐岩成岩作用研究[J], 科学前沿, 12-13.
56. 马伯永. 西藏羌塘盆地东缘贡日地区中侏罗统布曲组碳酸盐岩微相与成岩作用研究[D], 中国地质大学(北京), 2005.
57. 陈子焯, 沈安江, 金善橘, 鞠天吟. 安徽铜陵茅口期 *Tubiphytes*-叶状藻丘成岩作用研究[J], 南方油气地质, 1995, 1 (4) : 19-24.
58. 李淳. 川东地区上石炭统碳酸盐岩成岩作用[J], 石油大学学报(自然科学版), 1998, 22 (5) : 19-22.
59. 王英华. 碳酸盐岩成岩作用与孔隙演化[J], 沉积学报, 1992, 10 (3) : 85-95.

60. 牟传龙, 马永生, 王瑞华, 谭钦银, 余谦. 川东北地区上二叠统盘龙洞生物礁成岩作用研究[J], 沉积与特提斯地质, 2005, 25 (1-2): 199-202.
61. 胡明毅, 朱忠德, 刘秉理. 鄂中地区下奥陶统碳酸盐岩成岩作用及孔隙演化[J], 矿物岩石, 1996, 14 (2): 47-54.
62. 宋志敏. 阴极发光在古生物地层工作中的应用[J], 现代地质, 1994, 8 (4): 28-33.
63. 刘洁, 黄甫红英. 碳酸盐矿物的阴极发光性与微量元素的关系[J], 沉积与特提斯地质, 2000, 20 (3): 71-76.
64. 黄思静. 碳酸盐的阴极发光性与其Fe, Mn 含量的关系[J], 矿物岩石, 1992, 12 (4): 74-79.
65. 宋志敏. 阴极发光地质学基础[M], 武汉: 中国地质大学出版社, 1993, 101-170.
66. 王英华, 张绍平, 潘荣胜. 阴极发光技术在地质学中的应用[M], 北京: 地质出版社, 1990.
67. 韦龙明. 菌藻对碳酸盐颗粒的泥晶化作用研究-以滇西保山地区下石炭统研究为例[J], 沉积学报, 1995, 13 (3): 89-97.
68. 朱莲芳. 中国天然气碳酸盐岩储层形成的成岩模式[J], 沉积学报, 1995, 13 (2): 140-145.
69. James, N. P., Choquette, P. W.. Diagenesis 5, Limestones: introduction[M], Geoscience Canada, 1983, 10: 159-161.
70. 郭一华, 强子同. 碳酸盐成岩环境的特征[J], 矿物岩石, 1981, Vol6: 1-8.
71. 郭一华, 强子同. 碳酸盐成岩环境的标志[J], 矿物岩石, 1983, Vol1: 76-82.
72. [英]罗宾·巴瑟斯特著, 中国科学院地质研究所译. 碳酸盐沉积物及其成岩作用[M], 科学出版社, 1977, 1-399.
73. 张景廉. 生物礁与油气田、金属矿床的相互关系讨论, 海相油气地质[J], 2001, 6 (1): 53-59.
74. 范嘉松主编. 中国生物礁与油气, 北京: 海洋出版社, 1996, 329.
75. 傅家谟, 贾蓉芬, 刘德汉, 施继锡著. 碳酸岩有机地球化学-在石油、天然气、煤和层控矿床成因及评价中的应用[M], 科学出版社, 1989: 1-190.

致 谢

本论文能够顺利完成，首先得益于巩恩普教授的悉心指导和大力帮助。两年来，巩老师严谨的治学态度和高尚的品德潜移默化地影响了我，并激励我不断向上，使我在短时间内迅速成长起来。在此期间巩恩普教授不仅为我提供了宽松的学习环境、自由的学术氛围，还通过多种形式就具体问题进行讨论和交换意见，从而培养了我的科研能力、开阔了我的思维方式，给我的职业生涯奠定了良好的基础。同时巩老师还为我的论文实验专程去辽河油田，为我的论文撰写提供了关键的技术和理论支持，使得论文顺利完成。另外，无论在做学问还是做人方面，巩老师的教诲都使我受益匪浅，在此向巩老师表示衷心的感谢！

同时，还要感谢关长庆老师和孙宝亮老师。在室内研究工作中，关老师和孙老师都给予我极大的帮助，处处身体力行。在我实验分析和论文撰写中他们都给予我宝贵的建议，对我的疑惑进行耐心、详细的讲解和指导，从而使得我能顺利走过这段关键的道路。在这里我还要感谢梁俊红老师，在我硕士阶段的学习过程中给予我许多宝贵的建议和信心。此外，我也深受老师们科研精神的鼓舞，在此向他们表示真挚地感谢。

特别要感谢张永利师兄，他将自己积累的宝贵经验传授给我，在我的室内工作和论文撰写中都给予我极大帮助，在此向他表示衷心感谢。在论文写作和修改过程中，陈登辉师兄和常洪伦同学给我提出了宝贵的意见。席晓凤、李敏、周红帅、侯世林、石敏同学在硕士阶段的学习和生活中给予我很大帮助。借此机会向他们表示真挚地感谢。

特别要感谢的还有辽河油田工程院的李院长和王仁厚所长，以及阴极发光实验室的宋主任和曹主任，他们在百忙中对我带去的标本薄片进行了详细的分析测试，感谢他们的大力支持和帮助。

最后感谢我的家人，感谢他们全力支持和鼓励以及所给予的厚望，感谢他们无私的奉献，使我能够抛开顾虑，安心学习。感谢所有关心过、帮助过、支持过我的朋友。

