



HAL
open science

Sedimentary and structural characteristics of the Triassic Nanpanjiang Basin (Southwest China). New insights on the regional tectonic evolution

Wenjing Xia

► **To cite this version:**

Wenjing Xia. Sedimentary and structural characteristics of the Triassic Nanpanjiang Basin (Southwest China). New insights on the regional tectonic evolution. Earth Sciences. Université d'Orléans; University of Chinese academy of sciences, 2018. English. NNT : 2018ORLE2040 . tel-02160891

HAL Id: tel-02160891

<https://theses.hal.science/tel-02160891v1>

Submitted on 20 Jun 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ÉCOLE DOCTORALE
ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University

THÈSE EN COTUTELLE INTERNATIONALE présentée par:

Wenjing XIA

soutenue le **31th Octobre 2018**

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université d'Orléans et de University of Chinese Academy of Sciences

Discipline / Spécialité: Sciences de la Terre

**Sedimentary and structural characteristics of the Triassic
Nanpanjiang Basin (Southwest China). New insights on the regional
tectonic evolution**

THÈSE dirigée par:

Quanren YAN Professeur, University of Chinese Academy of Sciences
Yan CHEN Professeur, Université d'Orléans
Michel FAURE Professeur, Université d'Orléans

RAPPORTEURS:

Zhen YAN Professeur, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences
Xiaofeng Qin Professor, Guilin University of Technology

JURY:

Zongqi WANG Professeur, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences
Quanren YAN Professeur, University of Chinese Academy of Sciences
Yan CHEN Professeur, Université d'Orléans
Bruno SCAILLET Professeur, Université d'Orléans
Zhen YAN Professeur, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences
Xiaofeng QIN Professor, Guilin University of Technology

目 录

目 录	1
第 1 章 绪论	1
1.1 选题背景及研究意义	1
1.2 研究现状及存在的问题	2
1.3 研究内容与研究方法	6
1.3.1 精细测量与绘制沉积柱状图	6
1.3.2 沉积构造与沉积相分析	6
1.3.3 古水流分析	6
1.3.4 砾岩碎屑组成统计	6
1.3.5 砂岩碎屑组分统计分析	7
1.3.6 砂岩重矿物组合分析	7
1.3.7 标型重矿物地球化学分析	7
1.3.8 斜锆石和锆石 U-Pb 同位素分析	8
1.3.9 磁组构分析	8
1.4 完成的实物工作量	9
第 2 章 区域地质背景	12
2.1 研究区地理位置	12
2.2 区域构造格架	12
2.3 南盘江盆地地质概况	15
2.3.1 地层	15
2.3.2 岩浆岩	19
2.2.3 构造	21
第 3 章 沉积相空间分布特征	24
3.1 盆地下三叠统沉积相分布特征	24
3.1.1 盆地西部下三叠统沉积特征	24
3.1.2 盆地中部下三叠统沉积特征	24
3.1.3 盆地东部下三叠统沉积特征	28
3.1.4 盆地下三叠统沉积相分布特征小结	30

3.2 盆地中三叠统沉积相分布特征.....	30
3.2.1 盆地西部中三叠统沉积相分布特征.....	30
3.2.2 盆地中部中三叠统沉积相分布特征.....	32
3.2.3 盆地东部中三叠统沉积相分布特征.....	65
3.2.4 盆地中三叠统沉积相分布特征小结.....	80
3.3 盆地上三叠统沉积相分布特征.....	80
3.3.1 盆地西部上三叠统.....	80
3.3.2 盆地北部上三叠统.....	83
3.3.3 盆地上三叠统沉积相分布特征小结.....	83
3.4 沉积相空间分布特征小结.....	83
第4章 古水流特征.....	86
4.1 盆地西部古水流分布特征.....	86
4.2 盆地中部古水流分布特征.....	87
4.4 古水流特征小结.....	91
第5章 碎屑组成分析.....	93
5.1 碎屑组分分析.....	93
5.1.1 下三叠统碎屑组分分析.....	93
5.1.2 中三叠统碎屑组分分析.....	95
5.1.3 上三叠统碎屑组分分析.....	104
5.1.4 碎屑组分分析小结.....	106
5.2 砂岩重矿物组合特征.....	108
5.2.1 下三叠统重矿物组成特征.....	109
5.2.2 中三叠统重矿物组成特征.....	110
5.2.3 上三叠统重矿物组成特征.....	111
5.2.3 砂岩重矿物组合小结.....	111
5.3 砂岩重矿物地球化学特征.....	115
5.3.1 碎屑电气石.....	116
5.3.2 碎屑铬尖晶石.....	119
5.3.3 碎屑石榴石.....	121
5.3.4 碎屑辉石.....	122
5.3.5 砂岩重矿物地球化学特征小结.....	123
5.4 碎屑组成分析小结.....	125

第 6 章 盆地内基性岩浆活动	127
6.1 野外接触关系	127
6.2 辉绿岩 U-Pb 年龄	128
6.2.1 斜锆石 U-Pb 同位素分析结果	129
6.2.2 锆石 U-Pb 同位素分析结果	131
第 7 章 中三叠统磁组构分析	132
7.1 AMS 简介	132
7.2 载磁矿物种类	132
7.3 AMS 测试结果质量和椭球体形态	133
7.4 AMS 组构	134
第 8 章 讨论	138
8.1 南盘江盆地三叠纪沉积相组合与古地理格局	138
8.2 南盘江盆地三叠系碎屑物源分析	141
8.2.1 下三叠统碎屑物源分析	141
8.2.2 中三叠统碎屑物源分析	142
8.2.3 上三叠统碎屑物源分析	147
8.3 南盘江盆地开合时限	150
8.4 前人构造模式评述	152
8.4.1 印支造山带的前陆盆地模式	153
8.4.2 十万大山—右江前陆盆地模式	155
8.4.3 古太平洋平板俯冲的弧后前陆盆地模式	156
8.4.4 滇琼缝合带模式	158
8.4.5 那坡—凭祥古特提斯分支洋盆模式	159
8.5 南盘江盆地构造成因分析	163
第九章 结论	171
参考文献	173
附图	191
附表	195
致 谢	226
作者简介及在学期间发表的学术论文与研究成果	228

第1章 绪论

1.1 选题背景及研究意义

三叠纪是华南板块构造运动最为强烈的时期,其周缘被构造带所包围,经历着强烈的构造变形、区域变质作用以及大规模的花岗岩侵位。其中,华南板块北缘以大量超高压变质岩为特征的秦岭—桐柏—大别—苏鲁造山带(Mattauer et al., 1985; Hacker and Wang, 1995; Faure et al., 1999, 2008; 张国伟等, 2001; 徐树桐等, 2002; Ratschbacher et al., 2003; Hacker et al., 2006; Lin et al., 2009; Li SZ et al., 2010, 2011),西缘龙门山构造带记录了三叠纪构造变形(Wallis et al., 2003; Harrowfield and Wilson, 2005; Roger et al., 2008, 2010)。西南缘和南缘的印支造山带记录了华南板块与印支地块的汇聚拼贴(Helmcke, 1985; Hutchison, 1989; Metcalfe, 1996, 2002, 2013; Findlay, 1997; Findlay and Pham, 1997; Lepvrier et al., 2004, 2008; 钟大赉等, 1998; Wu GY et al., 1999; Cai and Zhang, 2009; Liu JL et al., 2012)。东南缘和东缘则为古太平洋构造域,被认为在晚二叠世和三叠纪存在古太平洋俯冲(Li XH et al., 2006; Wang Q et al., 2005; Li and Li, 2007; Sun et al., 2011)。这些三叠纪构造事件营造了华南板块复杂的构造格架。

在这些构造带中,印支造山带颇为引人注目。一般认为,在印支造山过程中,华南与印支地块以及周边一些板块发生拼贴,形成了蛇绿混杂带、岩浆弧、褶皱冲断带和周缘前陆盆地,并引起了大量花岗岩侵位(Helmcke, 1985; Hutchison, 1989; Metcalfe, 1996, 2002, 2013; Findlay, 1997; Findlay and Pham, 1997; Lepvrier et al., 1997, 2004, 2008; 钟大赉等, 1998; Wu et al., 1999; Cai and Zhang, 2009; Liu et al., 2012)。印支运动一直被视为决定华南构造面貌的造山运动,详细研究印支运动,特别与密切之相关的沉积盆地的形成与演化过程,对进一步深入了解或认识华南板块地质演化大有裨益。

沉积盆地是造山带大地构造相的主要组成部分(李继亮等, 1992),在造山带研究中,沉积盆地研究具有重要作用。沉积盆地的构造属性厘定是从板块边界类型、盆地基底属性和沉积盆地与其他构造单元相对位置等方面进行的(Busby

and Ingersoll, 1995)。不同构造类型的沉积盆地具有不同的沉积充填序列和沉积物源区 (Dickinson and Selly, 1979)。其中盆地碎屑物源区及其与其他构造单元的相对位置是确定盆地构造属性的重要参数。盆地充填物包括由沉积作用、火山岩浆作用、变质作用等形成的各类岩石地层组合, 记录了盆地的充填历史。沉积物源区及相邻地质体的构造发展史, 其性质和序列特征与沉积盆地的构造背景密切相关 (Dickinson and Ducek, 1979)。恢复造山带内沉积盆地的构造演化过程, 可以为解剖造山带结构、确定造山作用类型和恢复古板块俯冲极性提供极为重要的沉积学证据 (Busby and Ingersoll, 1995)。

南盘江盆地(又名右江盆地)是中国最大的盆地之一(Lehrmann et al., 2015), 位于特提斯与古太平洋构造域交汇地区(曾允孚等, 1995; 吴浩若等, 2003)这一关键部位。因此, 解析其构造演化过程对进一步深入认识华南三叠纪构造演化过程起着至关重要的作用。前人对南盘江盆地的争议主要集中在盆地由伸展到挤压的构造转换时期和盆地所属的构造域(所属造山带)。这些争议的存在对我们认识华南构造演化过程造成了阻碍。

虽然前人针对南盘江盆地三叠系开展了地球化学、碎屑锆石 U-Pb 年代学、古水流分析、沉积相研究和碎屑组分分析, 但是对于盆地三叠系沉积序列组合、沉积相空间分布和垂向变化特征深入细致的基础研究工作仍相对缺乏。而这也是造成南盘江盆地仍存在前述争议的重要原因之一。因此, 本论文对整个南盘江盆地三叠系进行了较为全面、详细的沉积序列组合和沉积相分布特征研究。在此基础上, 分析其碎屑物源区, 最终结合盆地周边地质单元构造演化, 综合分析南盘江盆地由伸展到挤压的构造转换时期以及所属构造域, 为探讨华南三叠纪构造演化提供沉积学证据。

1.2 研究现状及存在的问题

在我国云南、广西与越南接壤的边境地区发育一系列三叠纪盆地, 其中南盘江盆地也是中国最大的盆地之一 (Lehrmann et al., 2015), 地学界对该盆地构造属性或构造成因存在较大争议。如, 柳淮之等 (1988)、刘宝珺和许效松 (1994) 认为南盘江盆地是陆内裂谷, 而任纪舜 (1990) 则提出南盘江盆地为坳拉槽式陆内地槽。近 20 年来, 随着大量地球化学和碎屑锆石 U-Pb 年代学研究工作的开展以及对南盘江盆地周边构造单元研究的深入, 越来越多的学者认为早一中三叠世

时期南盘江盆地的形成与演化过程与板块俯冲—碰撞密切相关。

通过对南盘江盆地沉积特征、古流向和重矿物组成等进行分析,张锦泉和蒋廷操(1994)认为南盘江盆地是海西—印支期古特提斯构造域和滨太平洋构造域复合作用的结果。其中,盆地东部在晚二叠—早三叠世期间受钦防海槽褶皱造山作用而发展为前陆盆地,持续至中三叠世。盆地西部主体部分为哀牢山古特提斯大洋岩石圈向北东俯冲于扬子地块之下所形成的弧后边缘海盆地,中三叠世强烈拗陷,晚三叠世逐渐演化成狭窄的、北东向延伸的拗陷盆地。虽同样认为南盘江盆地是古特提斯构造域和滨太平洋构造域复合作用的产物,但曾允孚等(1995)给出了不同的盆地演化模式,认为晚二叠—早三叠世为弧后裂谷阶段,中三叠世为印支地块向华南板块俯冲形成的弧后盆地扩张阶段,晚三叠世为充填封闭阶段。秦建华等(1996)认为南盘江盆地在海西—印支期经历了一个完整的威尔逊旋回,泥盆—早二叠世为早期裂谷,晚二叠—早三叠世为晚期裂谷和被动大陆边缘,中三叠—晚三叠世为周缘前陆盆地。陈海泓和肖文交(1998)则认为,华南二叠—三叠纪为多岛海,在扬子板块东部存在一江南残余弧,南盘江盆地是该残余弧的弧后盆地。

根据中三叠统浊积岩地球化学分析结果,陈翠华和何彬彬(2003)认为南盘江盆地沉积构造背景为介于大陆岛弧和活动大陆边缘之间的过渡构造环境。杨超等(2008)认为南盘江盆地中三叠统沉积构造背景以大陆岛弧为主,兼有活动陆缘的性质。这种看法显然欠妥,因为无论是1:20万区域地质调查还是本文的专题实测,南盘江盆地内未见发育有任何与弧有关的岩浆岩。

Cater 和 Clift (2008) 指出, 尽管南盘江盆地三叠纪沉积一直以来都被认为是受控于印支期造山作用, 但是“印支期造山作用”是指“古太平洋板块向华南板块俯冲”还是“印支地块与华南板块的碰撞”目前尚不能明确。Li 和 Li (2007) 等提出南盘江盆地在中二叠—中三叠世为太平洋板块向华南板块下俯冲的所形成的弧后盆地, 中三叠世末(230 Ma)转化为弧后前陆盆地。而 Duan et al. (2018) 认为南盘江盆地碎屑物主要来自东侧陆缘弧的结论似乎也支持盆地受控于太平洋构造域这一观点。结合前人对区域火成岩的研究成果, 通过对南盘江盆地地层格架与沉积格局系统地分析, 杜远生等 (2009) 给出了一个新的南盘江盆地构造演化模式: 早泥盆世晚期—石炭纪为大陆边缘裂谷盆地, 二叠—早三叠世早期

为弧后盆地，早三叠世晚期—中三叠世为弧后前陆盆地。通过对古水流、碎屑组成、碎屑锆石 U-Pb 年代学和碎屑岩地球化学进行综合分析，Yang et al. (2012, 2014) 认为晚二叠世—早三叠世时期南盘江盆地属被动陆缘坳陷盆地，在早三叠世末转变为华南板块向南俯冲形成的前陆盆地。基于相类似的测试分析结果，Lehrmann et al. (2015) 认为华南板块向印支地块之下俯冲，二者分界线位于 Song Ma 缝合带，南盘江盆地在早三叠世时为残留盆地、中三叠世沿为周缘前陆盆地。与这一观点类似，杨宗永和何斌 (2012) 和 Qiu et al. (2017) 认为南盘江盆地在早三叠世由被动陆缘转换为前陆盆地。Faure et al. (2014, 2016) 同样认为南盘江盆地经历了被动陆缘—周缘前陆盆地的演化过程，但不同之处在于认为印支地块与华南板块的碰撞发生于早三叠世，即早三叠世南盘江盆地已转换为前陆盆地。

综上所述，虽然绝大部分学者都认同早—中三叠世时期南盘江盆地的形成与演化过程与板块俯冲—碰撞密切相关，但对于盆地所属构造域（或造山带）和盆地由伸展到挤压的构造转换时限存在争议。对于盆地所属构造域，大部分学者认为其受控于古特提斯构造域（曾允孚，1995；秦建华等，1996；杨超等，2008；陈翠华等，2003；杜远生等，2009；Yang et al., 2012, 2014；杨宗永等，2012；Faure et al., 2014, 2016；Qiu et al., 2017），也有学者认为其受控于古太平洋构造域（Carter and Clift, 2008；Li and Li, 2007；Duan et al., 2018），另有部分学者认为其同时受控于古特提斯构造域和古太平洋构造域（张锦泉和蒋廷操，1994）。对于盆地由伸展到挤压的构造转换时限也存在早三叠世（秦建华等，1996；杜远生等，2009；Yang et al., 2012, 2014；Faure et al., 2014, 2016），中三叠世（杨宗永等，2012；Lehrmann et al., 2015；Qiu et al., 2017）和中晚三叠世之交（曾允孚，1995；Li and Li, 2007）

前人对南盘江盆地三叠系碎屑物来源开展了大量分析工作，同样地观点纷呈。通过对三叠系碎屑岩砂泥比值的空间变化、古水流分布和砂岩岩屑组分特征等进行分析，苟汉成 (1985) 认为南盘江盆地中三叠统物源区主要来自盆地东部湘桂粤造山系（包括雪峰山造山带和云开地块）。据古流向、砂岩稀土元素特征和重矿物组分分析，张锦泉和蒋廷操 (1994) 提出南盘江盆地三叠系物源区是多来源的，但主要来自盆地东侧，包括钦防褶皱系和云开地块。陈翠华和何彬彬 (2003) 同样认为南盘江盆地浊积岩物源区具有多源特点，越北古陆、江南古陆和包括钦

防海西褶皱带在内的云开地块（对应印支造山带、雪峰山造山带和云开地块）是其主要物源区。杨超等（2008）利用数据统计分析方法对岩石薄片数据、古水流、岩石地球化学数据进行了统计分析，认为南盘江盆地中三叠统物源区主要位于其东南侧云开地块一带。杨宗永等（2012）根据碎屑锆石 U-Pb 年龄，认为南盘江盆地碎屑物主要来自古特提斯北缘石炭纪—二叠纪岩浆弧（为印支造山带中的岩浆弧，但原文中并没有给出该岩浆弧的名字）。同样根据碎屑锆石 U-Pb 年龄，叶太平等（2013）则认为南盘江盆地物源区包括扬子板块、华夏板块、越北古陆和峨眉山大火成岩省。Yang et al.（2012, 2014）对砂岩碎屑组分、碎屑锆石 U-Pb 年龄、碎屑岩地球化学特征和古水流特征的综合研究表明南盘江盆地具有复杂的碎屑物源区，包括西南侧印支造山带俯冲相关的岩浆岩和盆地东侧的花岗质岩石和前寒武纪—早古生代沉积岩。Lehrmann et al.（2015）根据碎屑组分、碎屑锆石 U-Pb 年龄和古水流分析结果认为其中盆地中形成于古生代和元古代碎屑物来自江南造山带（其地理范围与雪峰山造山带大致相同，但造山时代不同，江南造山带为元古宙造山带）和云开地块，形成于二叠纪—三叠纪的碎屑物来自 Song Ma 缝合带。Duan et al.（2018）则认为南盘江盆地碎屑物来自盆地东侧陆缘弧，但原文中没有明确提出该陆缘弧的归属。

总结前人对于南盘江盆地碎屑物源区的认识，存在多物源区和单一物源区两种认识。多物源区观点中提到的可能的碎屑物源区包括江南造山带（其地理范围与雪峰山造山带大致相同，但造山时代不同，目前多认为江南造山带为元古宙造山带）、云开地块、峨眉山大火成岩省、印支造山带（包括但不限于 Song Ma 缝合带）和越北古陆（张锦泉和蒋廷操，1994；陈翠华等，2003；叶太平等，2013；Yang et al., 2012, 2014；Lehrmann et al., 2015）。单一物源区则存在云开地块（杨超等，2008）、古特提斯北缘（南盘江盆地南缘）岩浆弧（杨宗永等，2012）和盆地东侧陆缘弧（Duan et al., 2018）三种观点。

综上所述，南盘江盆地目前存在的主要问题包括

- 1、盆地构造演化究竟受控于哪个构造域？古特提斯构造域，古太平洋构造域还是同时受二者控制？
- 2、盆地由伸展到挤压的构造转换时代是早三叠世、中三叠世还是中三叠世末—晚三叠世？

3、盆地碎屑物来自何处？是单一来源还是复合来源？

1.3 研究内容与研究方法

为解决上一节中提到的南盘江盆地目前存在的主要问题，本论文对南盘江盆地三叠系开展了详细的沉积相空间分布特征调查、古水流分析、碎屑组分分析、重矿物组合特征分析、标型重矿物地球化学分析和磁组构分析，并对盆地内辉绿岩进行了斜锆石和锆石 U-Pb 同位素分析。采用的研究方法如下。

1.3.1 精细测量与绘制沉积柱状图

精细绘制沉积柱状图是进行沉积盆地分析的基础，所选取的剖面应具有典型性，地层出露完整，构造变形较弱，能够识别沉积构造和沉积相。在实测过程中，主要观察露头岩性成分、结构、沉积构造及生物化石等，最终确定岩层顶底面和岩层接触关系，并进行系统采样。

1.3.2 沉积构造与沉积相分析

沉积构造反应了沉积和成岩过程，是恢复古环境、古气候及古地理的重要依据。沉积构造主要包括：层理构造、层面构造、准同生变形构造、生物及化学成因构造。浊积岩中常发育的粒序层理、爬升波纹层理、包卷层理及其组合是分析水动力条件、沉积相和沉积环境的基础。野外考察过程中应格外注意典型的沉积构造及其组合特征，这些特征能够直接反映沉积相和沉积环境的变化特征。

1.3.3 古水流分析

部分沉积构造能够指示沉积过程中水流方向，如不对称波纹、交错层理、槽模、沟模、底面冲刷痕、砾石最大扁平面以及滑塌褶曲构造等。对这些沉积构造产状进行统计可以分析沉积时的水流方向，从而为分析碎屑物来源和古地貌提供可靠证据。野外考察过程中，选择受后期构造影响较弱且沉积构造保留较完好的露头进行古水流分析，每个露头统计的数据在 10 个左右。野外统计的数据经过地层产状校正后即水流方向。

1.3.4 砾岩碎屑组成统计

每个露头选取垂直于岩层层面的 1m^2 范围，将砾石按照不同岩性分类进行统计。为防止因砾径过小而影响对岩性的判别，在统计过程中仅对砾石长轴长度大

于等于 1cm 的砾石进行统计。由于本论文所涉及的砾岩分选度极差，统计过程中对砾石长轴长度进行了测量，将同种岩性砾石长轴的长度相加，最后计算不同岩性砾石长轴长度之和所占百分比并作图 (Dorr, 1994)。

1.3.5 砂岩碎屑组分统计分析

砂岩碎屑组分受物源区岩石类型、气候环境、古地理环境等因素控制，其组合特征能够反映物源区母岩性质和沉积盆地的构造环境 (Dickinson, 1970; Dickinson and Suczek, 1979)。在进行砂岩碎屑组分统计时，通常要求选取剖面上重点层位的粗砂岩、中砂岩新鲜样品并磨制成薄片，后采用 Gazzi-Dickinson 法进行统计分析，每个薄片统计 300 个颗粒左右。碎屑类型主要分为以下几类：①石英 (单晶石英和多晶石英)，②长石 (斜长石和钾长石)，③岩屑 (火山岩岩屑、沉积岩岩屑和变质岩岩屑) 以及其他组分 (重矿物、不透明矿物、云母和未知颗粒)。胶结物和某些无法鉴定的隐晶质或玻璃质组分应跳过，不参加统计 (Dickinson and Suczek, 1979; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992; Yan Z et al., 2006, 2010)。

1.3.6 砂岩重矿物组合分析

重矿物是比重大于 2.89 的矿物，不同碎屑重矿物组合往往是不同母岩类型的反映 (Morton, 1985; Pettijohn et al., 1987) 碎屑岩中重矿物组合及其含量与物源、沉积环境、古气候条件密切相关，根据重矿物组合及其所占比重大小，可以探讨沉积物形成的古气候环境和沉积物来源，并为认识构造演化提供可靠信息。本文中砂岩重矿物分选鉴定由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成。

1.3.7 标型重矿物地球化学分析

重矿物是物源区的重要标志，其中部分重矿物 (如锆石、金红石、电气石、石榴石、独居石等) 由于物理和化学性质较稳定，受搬运和埋藏成岩作用影响较小，能够更好保留母岩相关信息。另有部分重矿物 (如辉石、角闪石等)，虽然物理和化学性质稳定性相对较差，但根据其地球化学特征判断母岩岩性和形成构造背景的技术方法却很成熟。对这些重矿物采用电子探针进行地球化学分析，能够为碎屑岩物源分析提供更加准确的依据。本论文对南盘江盆地三叠系碎屑岩中的碎屑电气石、碎屑石榴石、碎屑辉石和碎屑铬尖晶石进行了电子探针分析。实

验在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室进行。

1.3.8 斜锆石和锆石 U-Pb 同位素分析

本文野外采集新鲜且无蚀变的辉绿岩样品大约 15 kg，斜锆石和锆石分选由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成。首先将样品粉碎至 80 目，经摇床分选、再经过不同密度的重液分选和多次精细淘洗获得重矿物，然后通过磁选和电磁选选出无磁部分矿物，最后在双目镜下人工挑选出斜锆石和锆石。挑选包裹体少、无明显裂纹且晶形较完整的斜锆石和锆石颗粒，与标样一起制作成环氧树脂靶。样品靶在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室制备。制靶时采用的标样有 Qinghu、Plesovice 和 Penglai。实际测试过程中，斜锆石采用 Palaborwa 作为标样 (Heaman and Le Cheminant, 1993; Heaman, 2009)，锆石样品则采用 Qinghu 作为标样。斜锆石背散射图像和锆石 CL 图像在中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室拍摄。斜锆石和锆石的 U-Th-Pb 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室 CamecaIMS 1280 二次离子质谱仪上进行，详细分析方法见 Li QL et al. (2010)。数据计算及相关图件绘制采用 ISOPLOT/Ex 2.2 版程序 (Ludwig, 2000)，在处理离子探针分析结果的过程中，如出现以下三种情况则舍去该点数据：单点年龄分析偏差较大的点、离子分析束分析区域混入包体或其他杂质的点、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 1000$ 的点。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值越高，代表放射性成因 Pb 比例越高以及可忽略的初始普通 Pb，对普通 Pb 校正造成的影响也越小 (Heaman and Le Cheminant, 1993; Wingate and Compston, 2000; Li QL et al., 2010)。

1.3.9 磁组构分析

磁化率各向异性 (anisotropy magnetic susceptibility, AMS) 是一种通过测量样品磁性矿物定向排列来反映岩石应变椭球体排列的高效方法 (Tarling and Hrouda, 1993)。前人的研究显示，未受变形影响的沉积岩的 AMS 反映沉积时的古水流信息 (Cai et al., 2014; Tarling and Hrouda, 1993)，而受到褶皱、区域挤压以及剪切作用的沉积岩的 AMS 则较多地反映沉积岩层受到挤压顺层缩短 (Layer parallel shortening) 的方向和剪切应变的信息 (Pares et al., 1999; Pueyo-Morer et al., 1997; Weil and Yonkee, 2012)。为了得到研究区的 AMS 总体特征，我们选择紫云—贞丰—安龙—隆林—西林—广南这一纵穿南盘江盆地的剖

面和盆地东部百色周边的剖面,使用汽油钻在43个采样点选择新鲜露头进行了系统的AMS 采样。这些采样点在剖面内大致均匀分布,每个采样点涉及的地层厚度至少大于5m。每个采样点钻取6-8个直径为2.5 cm的钻孔岩芯,使用磁性罗盘定向器进行岩芯的定向。在天气允许的条件下,使用太阳罗盘对定向进行校正。所有岩芯被切割成2.2 cm高的AMS标准圆柱样品后,在奥尔良岩石磁学实验室使用MFK2卡帕桥磁化率测量仪进行AMS实验。使用Anisoft软件处理AMS数据以获得磁化率各向异性椭球体(K_1 为磁线理, K_2 为中间轴, K_3 为磁面理极),并使用Jelinek (Jelinek, 1981) 统计法计算形态参数 (T) 和各向异性度 (P_J)。

1.4 完成的实物工作量

本文作者在导师闫全人教授的指导下,同课题组成员于2014年8月、2015年3-4月、2015年6-7月和2016年4-5月对研究区进行详细野外地质考察。在法方导师 Yan CHEN 教授和 Michel FAURE 教授指导下于2016年9-10月对论文研究区进行了野外考察及磁组构样品采集。本论文实物工作量见表 1.1。

如图 1.1 所示,为方便本文叙述,根据将南盘江盆地沉积相和古水流分布特征,将盆地划分为四个区域。区域 I 对应盆地西部,区域 II 对应盆地南部,区域 III 对应盆地中部,区域 IV 对应盆地东部和东北部。本文考察过程中,选择露头良好的、近南北向纵贯盆地南北的广南县土锅寨—广南县城—阿科—西林县洛里—平用/八桥—西林县城—隆林—坡脚—贞丰—紫云—线(图 1.1 中路线 1)的地质剖面为本文野外调查研究的主干剖面,辅以贞丰—挽澜/龙山(图 1.1 中路线 2)、贞丰—连环乡(图 1.1 中路线 3)、平塘—旧州/八渡—册亨县城(图 1.1 中路线 4)、隆林—祥播(图 1.1 中路线 5)、定安—潞城—龙车(图 1.1 中路线 6)等支线剖面,开展了 1:50000 剖面绘制、沉积相分析、大比例尺沉积柱状图绘制和古水流数据测量。由于第四系和植被覆盖严重,盆地西部的丘北—舍得(图 1.1 中路线 7)和弥勒—新哨—江边(图 1.1 中路线 8)剖面,盆地东部者桑—剥隘—阳圩(图 1.1 中路线 9)大楞—那怀(图 1.1 中路线 10)、龙川—百标—那豆(图 1.1 中路线 11)、巴马—玉凤—岩利(图 1.1 中路线 12)和澄碧河水库—凌云下甲(图 1.1 中路线 13)等地质路线未能获得连续剖面,因此分段开展了详细的沉积相分析、大比例尺沉积柱状图绘制和古水流数据测量。剖面图见附图 1。

表 1.1 已有工作量列表

Table 1.1 Completed work

工作内容	工作量	完成人/单位
野外考察	5 个月	闫全人、夏文静、向忠金、夏磊、时上钧、江文、卫巍、王瑾
地质路线考察	900 km	
重砂样品采集	42 件	
薄片与手标本样品采集	230 余件	
单矿物样品采集	10 件	
野外照片	3500 余张	夏文静
古水流统计与恢复	133 点/1439 组	
大比例尺沉积柱状图	88 个	
小比例尺沉积柱状图	约 7000 m	
地质路线剖面	约 140 km	闫全人、夏文静
磁组构样品采集	71 点/574 岩芯	卫巍、夏文静
重砂矿物电子探针分析	500 点	中国地质科学院矿产资源研究所
SIMS 锆石斜锆石 U-Pb 年代学分析	2 件	中国科学院地质与地球物理研究所
重砂分选与鉴定	42 件	河北区域地质矿产调查研究所实验室

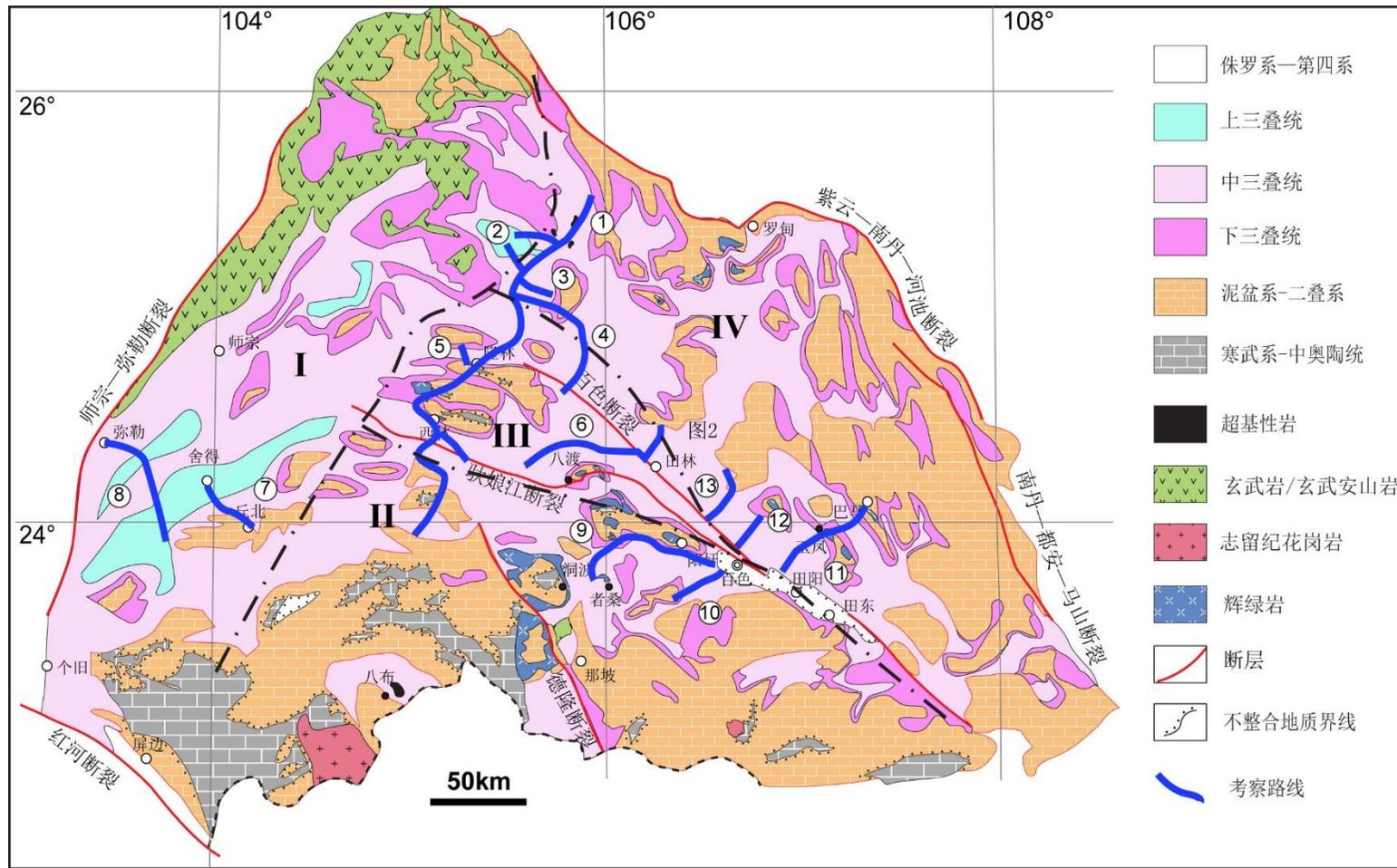


图 1.1 南盘江盆地分区和野外考察线路分布示意图

Fig. 1.1 The different areas and routes of field work in Nanpanjiang Basin

第 2 章 区域地质背景

2.1 研究区地理位置

论文研究区，即南盘江盆地（也称右江盆地）位于滇黔桂三省交界地区。盆地整体呈三角形，东西向分布自东经 103°至东经 108°，南北向分布自北纬 23°至北纬 26°，展布范围约 75000 平方千米。地貌为中高山地形，西北部高，东南部低，海拔最高 1936 米，最低 233 米，一般 1,100-1,200 米。主要河流有左江、右江、南盘江、盘龙江、南利河、剥隘河等。属亚热带—热带气候，潮湿多雨，由于地形高差悬殊，低处每年 7-8 月间异常炎热，高处每年 1-2 月间山区降雪，年温最高 38°C，最低零下 5.5°C。

2.2 区域构造格架

南盘江盆地大地构造位置上位于华南板块西南缘（图 2.1a）特提斯构造域与太平洋构造域的交汇部位（曾允孚等，1995；秦建华等，1996；吴浩若，2003）。盆地四周被不同地质单元所围绕（图 2.1b）。

在盆地南侧发育早中生代印支地块和华南板块碰撞所形成的印支造山带，包括一系列构造带。自北向南依次为滇琼缝合带（Cai and Zhang, 2009）、Song Chay 缝合带（Lepvrier et al., 2011; Faure et al., 2014, 2016）、红河—哀牢山缝合带（Cai and Zhang, 2009; Shu et al., 2009; Faure et al., 2014）、Song Ma 缝合带（Hutchison, 1989; Findlay, 1997; Findlay and Pham, 1997; Trung et al., 2006; Lepvrier et al., 2008; Nguyen et al., 2013; Faure et al., 2014）。在滇琼缝合带和 Song Chay 缝合带之间夹有一微陆块，被称之为北越地块（吴根耀等，2001）。滇琼缝合带的厘定是基于八布—海南岛出露的蛇绿岩以及建水—那坡—凭祥—海南岛出露的二叠纪—三叠纪弧岩浆岩（Cai and Zhang, 2009; 董云鹏等，1999; Li XH et al., 2006）。众多学者研究表明认为八布一带出露的二叠纪基性岩—超基性岩（272-262Ma）代表了洋壳残留（钟大赉等，1998; Wu et al., 1999; 张斌辉等，2013; Liu HC et al., 2018），即八布一带存在蛇绿岩。但也有学者认为八布、那坡一带出露的基性—超基性岩浆岩形成于板内环境，并非蛇绿岩

(Lepvrier et al., 2011; Faure et al., 2014; Lehrmann et al., 2015)。Song Chay 缝合带的提出是基于 Song Chay 断裂附近出露的蛇绿岩及其西南侧 Day Nui Con Voi 中出露的弧岩浆岩 (Faure et al., 2014), 但由于其中蛇绿岩目前未见年代学证据报道而受到部分学者质疑 (Halpin et al., 2016)。Song Ma 缝合带由于出露完整的蛇绿岩、印支期弧岩浆岩及碰撞相关的高压—超高压变质岩, 得到学界的普遍认可。北越地块出露地层包括元古宇、古生界和中生界。古—中元古界主要为负片麻岩; 新元古界—古生界主要为台地相碳酸盐岩, 其中—上奥陶统和志留系缺失; 下三叠统包括碳酸盐岩和浊积岩, 中三叠统以浊积岩为主; 上三叠统—侏罗系不整合于中三叠统之上, 以海陆过渡相—陆相沉积为主 (Lepvrier et al., 2011; Halpin et al., 2016)。

盆地的东北侧以紫云-南丹-河池断裂和南丹—都安—马山断裂为界, 与早中生代雪峰山造山带相邻。雪峰山造山带位于扬子板块和华夏板块交界处, 总体呈 NNE-SSW 向展布, 其西南段发生弧形弯折, 在南盘江盆地东北侧呈 NW—NE 向 (丘元禧等, 1998; 李三忠等, 2011; 褚杨, 2011), 区内出露的地层包括新元古界、古生界、和中生界。新元古界主要为一套浅变质碎屑岩和火山碎屑岩。古生界寒武—奥陶系北部以灰岩和页岩为主, 南部以泥岩和板岩为主, 志留系—泥盆系相对缺失, 石炭系—二叠系以灰岩为主。中生界下三叠统为浅海相沉积, 中三叠统缺失, 上三叠统—侏罗系为海陆过渡相—陆相沉积, 不整合于下三叠统之上 (江西省地质矿产局, 1984; 福建省地质矿产局, 1985; 湖南省地质矿产局, 1988; 浙江省地质矿产局, 1989)。雪峰山造山带内出露的岩浆岩主要包括新元古代 (850-760 Ma) 中酸性和基性—超基性岩浆岩, 早古生代 (440-410 Ma) 和早中生代 (225-215 Ma) 花岗岩 (Li XH, 1999; 葛文春等, 2001; Li ZX et al., 2003; Zhou JC et al., 2004, 2009; 周继彬, 2006; Li XH et al., 2010; 褚杨, 2011; Wang YJ et al., 2013; Yao et al., 2014; Yan CL et al., 2015)。雪峰山造山带经历了多期构造变形, 在三叠纪经历强烈构造挤压, 形成了大规模由 SE 向 NW 的逆冲推覆构造 (孙肇才等, 1991; 陈海泓和肖文交, 1998; 丘元禧等, 1998; 丁道桂等, 2007; 李继亮, 2010; 李三忠等, 2011; 褚杨, 2011; 颜丹平等, 2018)。

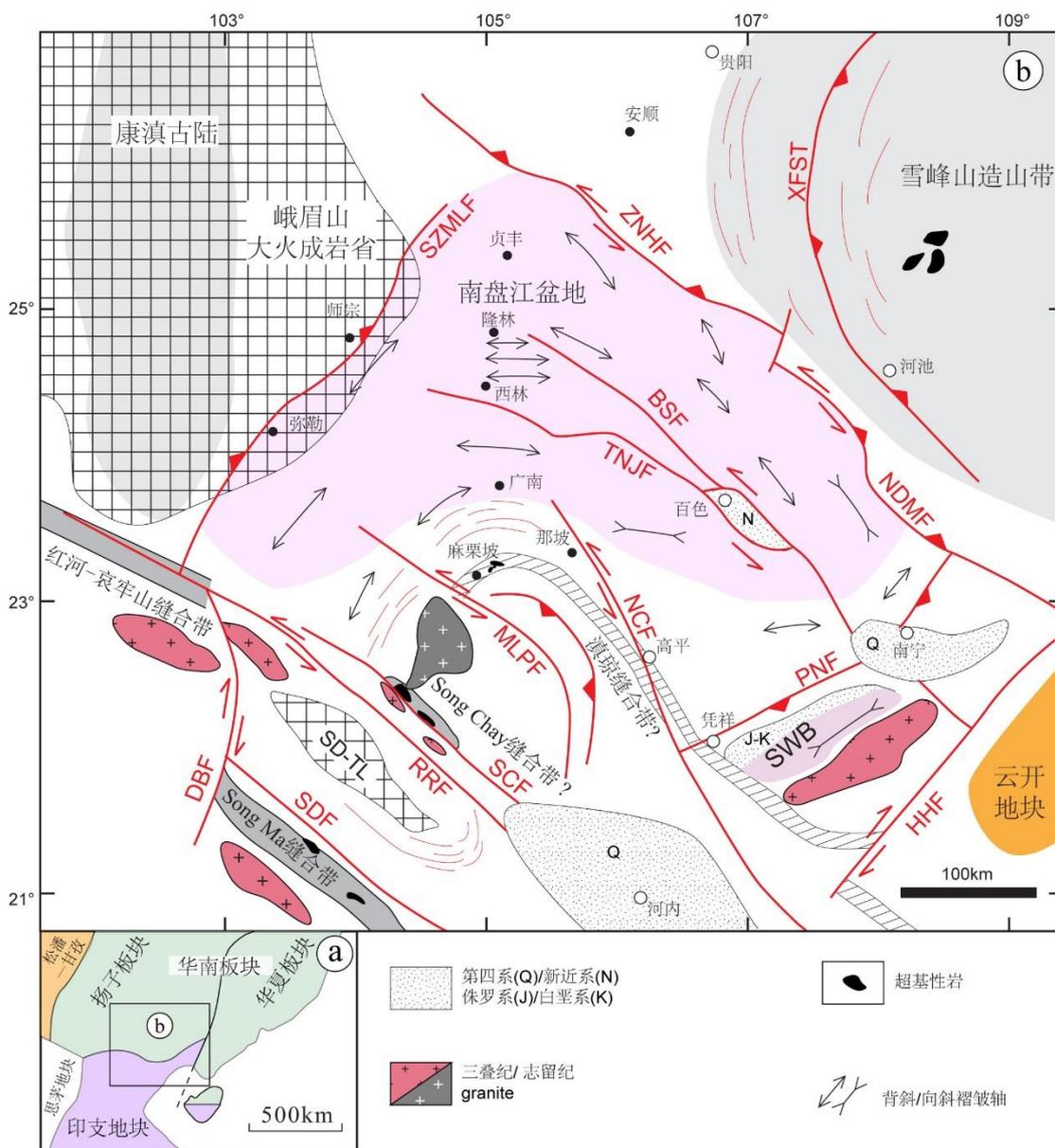


图 2.1 南盘江盆地及周缘构造简图 (据 Sone and Metcalfe, 2008; Cai and Zhang, 2009; Metcalfe, 2013; Faure et al., 2014 修改)

Fig. 2.1 Simplified structure map of study area and surrounding areas (Modified after Sone and Metcalfe, 2008; Cai and Zhang, 2009; Metcalfe, 2013; Faure et al., 2014)

SWB-十万大山盆地; SD-TL-Song Da-Tu Le 盆地; DBF-奠边浦断裂; SDF-Song Da 断裂; RRF-红河断裂; SCF-Song Chay 断裂; MLPF-麻栗坡断裂; NCF-那坡—高平 (Cao Bang) 断裂; PNF-凭祥—南宁断裂; HHF-合浦—河台断裂; TNJF-驮娘江断裂; BSF-百色断裂; SZMLF-师宗—弥勒断裂; ZNHF-紫云—南丹—河池断裂; NDMF—南丹—都安—马山断裂; XFST-雪峰山主逆冲断层。

东南侧为云开地块 (图 2.1 b), 出露中—新元古界变碎屑岩 (碎屑锆石年龄

峰值集中在~3.8Ga、3.3-3.0 Ga、~2.5 Ga、~1.6 Ga、1.0-0.9 Ga、0.84-0.74 Ga 以及 0.7-0.54 Ga, 据 Yu JH et al., 2008) 和早古生界变碎屑岩和变中酸性岩浆岩 (413-467 Ma) (沙连堃和袁奎荣, 1991; 陈斌和庄育勋, 1994; 彭松柏等, 2000, 2006; 程顺波等, 2009, 2012; Wan et al., 2010; Chen CH et al., 2011; Wang YJ et al., 2011; Chu et al., 2012; 覃小锋等, 2017), 泥盆系碎屑岩和少量硅质岩、石炭—二叠系灰岩变沉积岩和变基性火山岩, 三叠系普遍缺失, 侏罗系—白垩系为陆相碳酸盐岩 (广西壮族自治区地质矿产局, 1985)。该区在早中生代经历了 NW-SE 向挤压 (Lin et al., 2008)。近年来有工作表明, 在云开地块北缘发育古生代 (441-444 Ma) 岩浆弧, 代表该地区存在早古生代洋盆 (覃小锋等, 2013, 2017)。

西北侧以师宗-弥勒断裂为界, 与康滇古陆以及峨眉山大火成岩省相邻。康滇古陆又被称为康滇地轴或康滇断隆, 以元古宇变沉积岩和变双峰式岩浆岩的出露为特征, 其中岩浆岩形成时代集中于 1.8-1.5 Ga 和 0.83-0.75 Ga (Li XH et al., 2002; Wang J and Li ZX, 2003; Li ZX et al., 2003; 王生伟等, 2016 及其中参考文献)。峨眉山大火成岩省以玄武岩为主, 伴以少量同成分的火山碎屑岩, 少数地段出现碱性玄武岩、碱玄岩、英安岩和流纹岩 (云南省地质矿产局, 1990)。早期研究认为峨眉山大火成岩省大规模活动时间为 260-250 Ma, 包括大规模玄武岩和零星出现酸性火山岩, 呈现出双峰式火山岩的特征, 是地幔柱—岩石圈相互作用的产物, 最新研究表明峨眉山大火成岩省形成于~259 Ma, 持续时间小于 1Ma (Chung and Jahn, 1995; Xu et al., 2001; 徐义刚和钟孙霖, 2001; 张招崇等, 2001; 徐义刚, 2002; Zhou et al., 2002, 2005; 肖龙等, 2003; Guo et al., 2004; Wang and Zhou, 2006; Zhong and Zhu, 2006; Tao et al., 2009; Sun YD et al., 2010; 朱江等, 2011; Zheng et al., 2013; 徐义刚, 2013; 徐义刚等, 2017)。

2.3 南盘江盆地地质概况

2.3.1 地层

南盘江盆地内出露的地层包括寒武系、奥陶系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系、新近系和第四系 (图 2.2)。

古生界地层在南盘江盆地内出露较为局限, 均被三叠系地层所环绕, 因此大

部分研究者将盆地内部的古生界地层视为孤立的碳酸盐岩台地(张锦泉和蒋廷操, 1994; 曾允孚等, 1995; Yang et al., 2012, 2014; Lehrman et al., 2014)。南盘江盆地内, 下古生界寒武系至奥陶系总体上为一套滨浅海相碎屑岩与碳酸盐岩, 志留系普遍缺失。泥盆系至二叠系以碳酸盐岩沉积和滨浅海相碎屑岩沉积为主, 局部夹深水相沉积(杜远生等, 2009)。

三叠系地层在南盘江盆地中出露最为广泛, 也是本论文的研究对象, 地层名称见表 2.1。盆地内下三叠统主要出露在古生界地层周围, 中三叠统地层分布广泛, 在西部和北部(图 1.1 区域 I)以碳酸盐岩为主, 盆地南部、中部和东部(图 1.1 区域 II、III、IV)则以碎屑岩为主, 而上三叠统仅见于盆地西南缘丘北、弥勒、师宗、罗平、贞丰和关岭一带(图 1.1)。

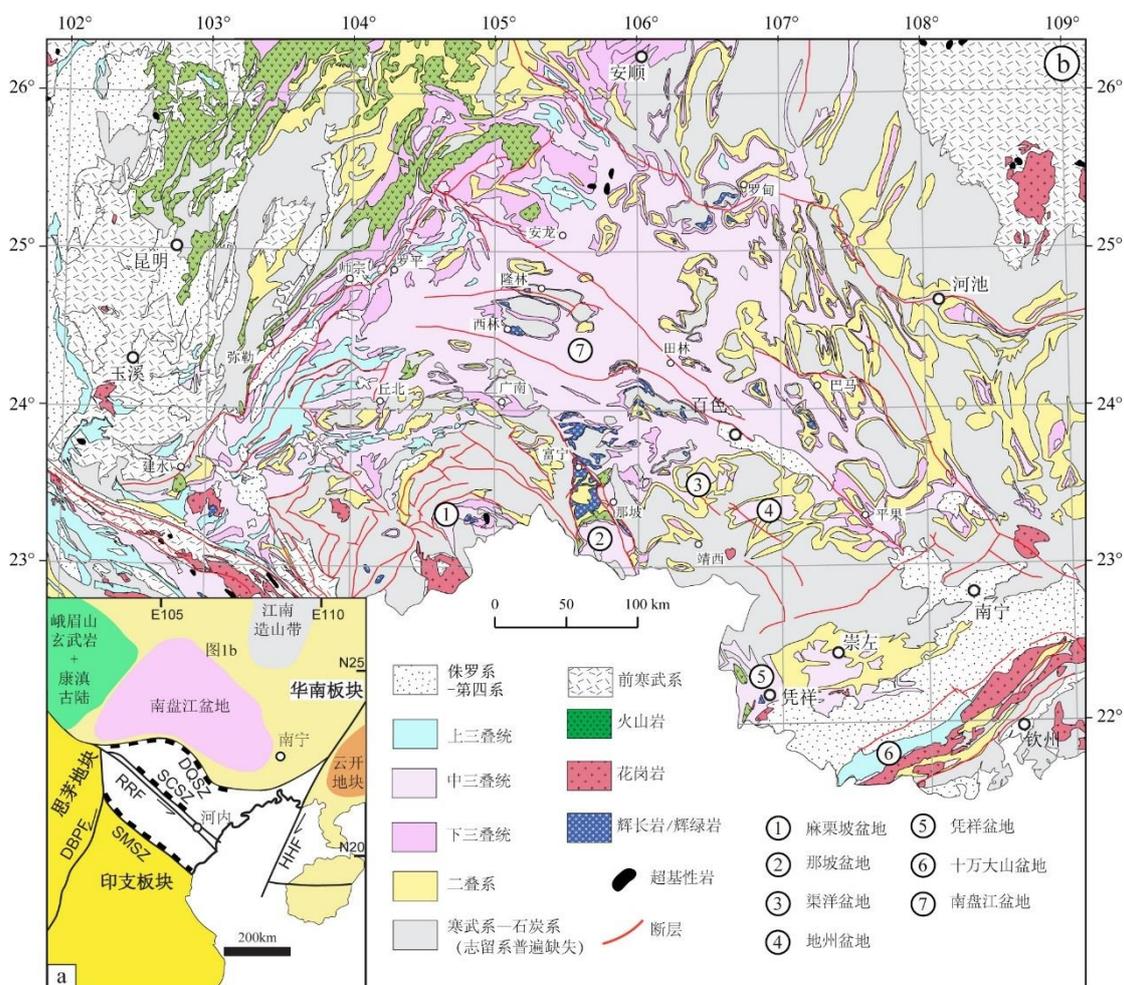


图 2.2 南盘江盆地及周缘地质简图

Fig. 2.2 Geological map of the Nanpanjiang Basin and adjacent region

a-东南亚构造格架简图(据 Metcalfe, 1996 修改); b-据 1:100 万中南地质图(中国地质科学院地质研究所地质志修编数据库, 2012)。

下三叠统印度阶石炮组主要分布在西林—隆林一带，以钙质泥岩、钙质粉砂岩为主，局部夹厚层钙质砂岩，其中可见凝灰岩和含砾泥岩夹层。罗楼组主要分布在盆地南侧广南、富宁、那坡一带，表现为灰绿色灰质泥岩、泥岩夹泥质粉砂岩，含 *Ophiceras* sp.、*Lytophiceras* cf. *commune*.、*Flemingites* sp.和 *Claraia wangi*。洗马塘组主要分布在盆地西缘和北缘，表现为黄绿色泥岩和粉砂质泥岩，局部夹凝灰质细—粉砂岩，其中含 *Claraia stachei*.、*C. wangi*.和 *Eumorphotis multiformis*。飞仙关组由杂色页岩、细砂岩和泥质粉砂岩构成，局部可见灰岩夹层，含 *Claraia wangi* 和 *Eumorphotis spinicostata*。夜郎组主要分布在盆地北部兴仁—贞丰一带，主要为紫红色泥岩、粉砂岩与灰岩互层，在贞丰一带以灰岩、白云岩为主，含 *Eumorphotis multiformis* 和 *Claraia wangi*。下三叠统奥伦尼克阶龙丈组主要分布在广南县一带，为灰质泥岩夹粉砂质泥岩和泥灰岩，底部可见角砾灰岩。含 *Columbites* sp.、*Owenites costatus*。永宁镇组主要分布在盆地西南侧罗平—兴仁—安龙一带，以灰色白云岩、角砾状白云岩、灰岩和泥灰岩为主，其中含 *Eumorphotis hinnitidea* 和 *Tirolites spinosus*。安顺组主要分布在盆地北缘安龙—贞丰—望谟一带，该组表现为泥灰岩夹薄层泥质白云岩和泥岩，其中含 *Prospiringites* sp.。紫云组主要分布在盆地东北缘紫云—罗甸—天峨一带，含 *Paranannites* sp.。

中三叠统安尼阶果化组主要分布在南盘江盆地东缘巴马—天峨一带，以厚层状灰岩、白云岩为主，含燧石结核，局部夹泥岩条带或砂岩透镜体，其中含 *Myophoria* sp.和 *Zygopleura (Allocosnia)* sp.。个旧组主要分布在南盘江盆地西部丘北—弥勒—泸西—师宗—罗平一带，以白云岩、灰岩、生物碎屑灰岩和鲕粒灰岩为主，其中含燧石条带，局部夹薄层泥岩、粉砂岩，其中含 *Leptochondria albertii*、*Rbaetina angustaeformis*、*Bakevellia* sp.、*Neoschizodus* sp.、*Costataoria goldfussi mansuyi*、*Claraia griesbchi*、*Oxytoma scythicum* 和 *Eumorphotis* cf. *multiformis*。关岭组主要分布在盆地北部兴仁—安龙—贞丰—关岭一带，以中厚层灰岩、白云岩、泥质灰岩、泥质白云岩为主，局部含泥岩夹层，其中产 *Leptochondria illyrica* 和 *Pleuromyaelongate*，该组底部可见“绿豆岩”。坡段组主要分布在盆地北缘贞丰一带，以浅灰色厚层块状灰岩、白云质灰岩为主，夹藻席灰岩和白云岩，其中产 *Japonites* sp.。新苑组主要分布在盆地东北缘望谟—罗甸—乐业一带，以灰色

钙质泥岩、粉砂岩为主，局部夹泥灰岩，底部可见“绿豆岩”，该组中含 *Judicarites* sp.、*Daonellaproduct*、*D. ignobilis*、*Balatonites* sp.和 *Paraceratites* cf. *binodosus*。板纳组和百逢组主要分布在南盘江盆地东部和南部田林—百色—那坡—广南一带，底部为凝灰岩、凝灰质砂岩，上部为细砂岩、粉砂岩和泥岩组成，其中产 *Qxytoma* sp.、*Plagiostoma* sp.和 *Entolium* sp.。中三叠统拉丁阶兰木组主要分布在丘北—广南—西林—百色一带，以中—厚层细砂岩、中薄层泥岩、钙质砂岩和粉砂岩和泥岩为主。河口组主要分布在田林和田阳一带，以细砂岩、粉砂岩、钙质泥岩为主，局部可见灰岩透镜体。杨柳井组、垄头组、竹杆坡组和边阳组分布在兴仁—贞丰—望谟一带。杨柳井组以灰色—浅灰色厚层块状白云岩、灰岩夹泥质白云岩为主，在贞丰一带下部含一层玻屑凝灰岩，含 *Leptochondria* *illyrica*、*L. hubehensis*、*Sauropterygia* 和 *Unionites muensteri*。垄头组由厚层块状藻屑、藻团块灰岩、鲕粒灰岩和白云岩共同组成，含 *Daonella indica*和 *Entolium* cf. *lavaredanum*。竹杆坡组为薄层—中厚层灰岩夹瘤状灰岩，底部可见角砾灰岩，含 *Kueichousaurus hui*、*Cuspidaria* (?) *gladius*、*Daonella lommeli*、*Angustella* (?) sp.。边阳组为灰色砂岩、粉砂岩夹泥岩、泥灰岩和白云岩，其中含 *Halobia kui*和 *Daonella bulongensis bifurcate*。法郎组和拖味组分布在南盘江盆地西缘丘北—弥勒一带。法郎组为泥质页岩、粉砂岩、泥质灰岩和生物屑灰岩，其中含 *Trachyoeras sinensis*、*Protrachyceras* spp.和 *Halobia rugosoides*。拖味组以灰色厚层块状灰岩、白云岩为主，局部夹泥灰岩，含 *Asoella* cf. *illyrica*、*Plagiostoma costata* 和 *Rhaetina angustaeformis*。

上三叠统卡尼阶下部平寨组主要分布在丘北—师宗一带，由粗砂岩、细砂岩和泥岩互层构成，含 *Paratibetites clarkei*、*Trachyceras aon*、*Halobia superba* 和 *H. rugosa*。赖石科组主要分布在兴仁—贞丰一带，底部为泥岩、泥灰岩和粉砂岩，上部为泥岩、粉砂岩和泥灰岩互层，含 *Halobia kui*、*Trachyceras* sp.、*Daonella bulongensis bifurcate*、*Clionitidae* 和 *Protrachyceras dauvillei*。卡尼阶上部把南组分布在贞丰一带，为灰色泥岩、粉砂岩、粉砂质泥岩夹岩屑石英砂岩，其中含煤层。鸟格组和火把冲组主要分布在弥勒—师宗—泸西一带。鸟格组为粉砂质灰质页岩夹粉砂岩、细砂岩及瘤状灰岩，其中含 *Trachyceras fascigerum*、*Worthenia tuberculifera* 和 *Trachyceras* cf. *tridicum*。火把冲组为泥质、粉砂质页岩夹岩屑石

英砂岩并且夹有煤层,其中含 *Yunnanophorus boulei*、*Y. tonkinensis*、*Burmesia sp.*、和 *Unionites manmuensis*。

表 2.1 南盘江盆地三叠系地层划分对比表

Table 2.2 Stratigraphic division and comparison of the Triassic in the Nanpanjiang Basin

(据广西地质矿产局, 1985; 贵州省地质矿产局, 1987; 云南省地质矿产局, 1990)

统	阶		南盘江区		黔西南区		滇东南区	
上三叠统	卡尼阶	上部			把南组		火把冲组	鸟格组
		下部			赖石科组		平寨组	
中三叠统	拉丁阶	兰木组		河口组	竹杆坡组		边阳组	拖味组
	安尼阶	板纳组	百逢组	果化组	杨柳井组	垄头组		
下三叠统	奥伦尼克阶	石炮组		龙丈组	安顺组	紫云组	永宁镇组	
	印度阶			罗楼组		夜郎组	飞仙关组	洗马塘组

2.3.2 岩浆岩

南盘江盆地内的岩浆活动从北向南主要表现为零散分布于盆地中心部位的基性岩墙或喷出岩,盆地部的基性及中酸性喷出岩、侵入岩(包括建水、胡润、凭祥、那坡一带发现的玄武岩—安山岩—流纹岩),以及零散分布于盆地南缘的八布-高平(Cao Bang, 越南)一带的超基性岩、基性岩。

前人的填图工作表明南盘江盆地内部的岩浆岩分布在云南个旧县、富宁县,广西西林县、隆林县、田林县八渡乡、百色市阳圩镇和龙川镇、田阳县玉凤镇、巴马县和贵州罗甸县、望谟县等地。根据地层截切关系,前人多认为这些基性岩是形成于二叠纪的辉绿岩(广西地质矿产局, 1985; 贵州省地质矿产局, 1987; 云南省地质矿产局, 1990),而另一些学者认为南盘江盆地中心部位的一些基性

岩是晚古生代海相玄武岩（吴浩若等，1993；王忠诚等，1997；张旗等，1999；范蔚茗等，2004）。前人对盆地内部的这些基性岩进行了大量的定年工作。范蔚茗等（2004）对南盘江盆地东部阳圩和玉凤一带的玄武岩进行了全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年，测得其形成年龄为 256-254 Ma。张晓静和肖加飞（2014）测得玉凤和巴马一带的辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 258-255 Ma，与范蔚茗等（2004）的定年结果一致。韩伟等（2009）测得盆地北部罗甸一带的辉绿岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值 255.0 ± 1.6 Ma (N=11, MSWD=0.64, 95% 置信度)。Zhang JW et al. (2013, 2014) 对出露于盆地西南角个旧县基性岩进行了锆石 U-Pb 同位素分析，测得其形成年龄为 248 ± 6 Ma。这些年龄结果表明，南盘江盆地内的基性侵入岩多形成于晚二叠世—早三叠世（258-248 Ma）。前人的研究对这些基性岩浆的形成时间多得出相似的认识，然而众多地球化学工作却对这些基性岩浆的形成原因产生了较为明显的分歧。以上学者对这些基性岩浆岩开展了地球化学分析，认为其形成与峨眉山幔柱作用有关。然而另外一些学者则为百色阳圩一带基性岩形成于大洋板内环境，是特提斯东延的产物（王忠诚等，1997）。对于盆地中部西林一带出露的辉绿岩，目前尚未有已发表研究成果。另外，在南盘江盆地北部贵州贞丰一带出露偏碱性超基性侵入体，陈懋弘等（2009）通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学分析认为侵位时代为 84 ± 1 Ma，是整个华南西部燕山晚期岩浆活动的一部分。杨文心等（2018）对田林县八渡辉绿岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析，其中一个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 62 Ma（原文献中缺少误差），大部分测点的年龄谱峰集中于 222 Ma 左右，进而据此认为八渡辉绿岩侵位年龄为 62 Ma。

南盘江盆地的南部发育的基性喷出岩和侵入岩在近年来得到了广泛的关注，大量的工作不仅对这些岩石的年龄和地球化学性质进行测试，还揭示了一系列伴生的中酸性岩石。董云鹏和朱炳泉（1999）在滇东南建水地区发现二叠纪玄武岩和安山岩；Qin et al. (2011) 在胡润一带发现 250 ± 3 Ma 玄武岩；覃小锋等（2011）在广西凭祥大青山一带发现 246 ± 2 Ma 英安岩；吴根耀等（2002）在广西凭祥一带识别出早二叠世拉斑玄武岩及其共生的基性—超基性岩；胡丽莎等（2012）在广西那坡那龙一带获得形成于 241 ± 2 Ma 的火山岩；向忠金（2018）在那坡—富宁一带甄别出大量早中三叠世基性—中性岩浆岩（250-241 Ma），以上研究认为

这些火山岩均具有岛弧相关属性,与板块俯冲作用密切相关。与以上观点不同的是, Huang et al. (2014) 则认为盆地南缘那坡一带出露的玄武岩和火山碎屑岩 (260 Ma) 与峨眉山玄武岩属同期岩浆活动。

盆地南缘的中越边境地区,从西自云南麻栗坡县八布乡向东至越南高平 (Cao Bang) 地区出露的三叠系浊积岩中裹夹有一系列基性—超基性岩,其中部分经历变质作用变为斜长角闪岩。这些基性—超基性岩的成因长期以来存在着争议。张斌辉等 (2013) 认为八布一带基性岩—超基性岩为 MORB 型蛇绿岩,其中斜长角闪岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 272 ± 8 Ma。Liu HC et al. (2018) 对八布一带出露的基性岩—超基性岩开展了年代学和地球化学工作,结果表明这些岩石形成于 270-265 Ma,属于 N-MORB 和 SSZ 型蛇绿岩。冯庆来和刘本培 (2002) 在与八布超基性岩伴生的硅质岩中获得了放射虫并依据种属进行了定年,认为其在早二叠世是位于扬子板块和印支地块之间的深水盆地。Thanh et al. (2014) 认为高平 (Cao Bang) 一带基性—超基性岩形成于弧后环境,其中玄武岩进行了 Rb-Sr 全岩等年龄显示其形成于 263 ± 15 Ma。结合以上数据,部分学者认为八布—高平 (Cao Bang) 一带基性—超基性岩被认为可以代表古特提斯分支洋盆的洋壳残留,是洋壳俯冲过程中形成的增生杂岩 (钟大赟等, 1998; Wu et al., 1999; Thanh et al., 2014; Halpin et al., 2016)。对这些基性—超基性岩形成的构造环境,另一些学者持不同观点。由于位于中越边境的这些基性—超基性岩周围被台地相碳酸盐岩所围绕,与大洋环境迥异,一些学者认为这些基性—超基性岩形成于板内伸展构造背景 (Lehrmann et al., 2015)。另外,越南高平 (Cao Bang) 一带的含基性岩—超基性岩的杂岩也可以用滑塌堆积来解释,而非蛇绿混杂岩一种可能性 (Lepvrier et al., 2011)。另外,因为被认定的八布蛇绿岩中的岩浆岩形成背景太过复杂,包括弧钙碱性玄武岩、洋岛碱性玄武岩、洋岛拉斑玄武岩和 MORB 玄武岩 (Cai and Zhang, 2009),与典型的蛇绿岩组分不符,所以一些学者倾向于认为八布一带基性—超基性岩并非蛇绿岩 (Faure et al., 2014)。

2.2.3 构造

南盘江盆地周缘主要发育北西—南东和北东—南西断裂系,前者为盆地北部紫云—南丹—河池断裂和富宁—那坡断裂,后者包括西北部师宗—弥勒断裂和东南侧凭祥—南宁断裂。盆地内部发育大致相互平行的北西—南东向断裂,包括百

色断裂。

紫云—南丹—河池（紫—南—河）断裂带位于贵州和广西交界地区，呈 NW—SE 向延伸，西北起自黔桂边境，经紫云、罗甸、南丹延伸至河池，由多条平行的断裂组成。北西段和中段都安—马山一带主要倾向北东，东南段昆仑关一带主要倾向南西（广西地质矿产局，1985）。紫—南—河断裂带在早泥盆世进入伸展、断陷阶段并持续至中三叠世，中三叠世末期转变为挤压为主兼有剪切性质（王尚彦等，2006；任立奎等，2008；张荣强等，2009；韩伟，2010）。

富宁—那坡断裂带西北自云南杨柳井向东南经富宁进入那坡、平孟后向东南经越南高平、谅山进入北部湾，整体呈北西—南东走向。断裂带内包括 2-3 条平行断裂，组成宽 5-12 km 的断裂带，断面主要倾向南西，属逆断层，兼有水平剪切性质（广西地质矿产局，1985）。区调资料表明，富宁—那坡断裂至少经历两期走滑，第一期为左行走滑，后一期为右行走滑（云南地质局，1978）。

师宗—弥勒断裂总体呈北东—南西走向，北起富源县富村，经老厂、师宗北，过弥勒县城，至巡检司，西南段终止在红河断裂带上，北东端被小江断裂交切。师宗—弥勒断裂北西盘为上古生界，南东盘为三叠系，断面倾向北北西—北西，沿线可见上古生界逆冲至三叠系不同层位之上（云南省地质矿产局，1990）。断裂带中可见基性火山岩和火山碎屑岩岩块以及元古界、古生界和少量三叠系地层的构造岩块（董云鹏等，2002）。通过沉积岩相、古地理资料分析、年代学和同位素地球化学分析（Chen JF et al., 1991），师宗—弥勒断裂应为一条形成于晚元古代，并在晚古生代和早中生代多次活动的大断裂，早中生代（云南省地质矿产局，1990；董云鹏等，2002）。陈洪德等（1990）在师宗—弥勒地区发现北东走向的具有走滑特征的同沉积断裂活动，并发育相应的次级走滑盆地，认为与古特提斯分支洋盆打开有关。地球物理研究结果则显示，师宗-弥勒断裂在三叠纪时发生顶部向东或东南逆冲（王观耕等，1995；金文山和孙大中，1997）

凭祥—南宁断裂西南段起自凭祥一带，向东北经宁明、崇左、扶绥延伸至南宁，整体走向 45° - 80° ，与印支期褶皱密切伴生，断面总体倾向南东（广西地质矿产局，1985）。

百色断裂带又称右江断裂带，西北自隆林，经田林、百色沿南盘江延伸至南宁，自南宁向东南仍有断续出露，直至合浦一带（广西地质矿产局，1985）。断

裂带呈 NW-SE 向延伸，形成于早古生代并在整个海西—印支期具有拉张性质，印支期后期转变为以挤压为主，印支期后进入稳定状态直至新生代重新活动（刘锡大等，1987）。

曾允孚等（1995）认为，紫云—南丹—河池断裂、师宗—弥勒断裂和凭祥—南宁断裂是构成了南盘江盆地边界的控盆断裂，这些断裂与盆地内部的百色断裂和驮娘江断裂共同控制了南盘江盆地的轮廓和内部结构，从而使整个盆地在三叠系形成台盆相间的古地貌特征。由前文所述可知，紫云—南丹—河池断裂、师宗—弥勒断裂和百色断裂在海西—印支期具有同生断层的特征，是南盘江盆地的控盆断裂，但是富宁—那坡断裂与南盘江盆地三叠系沉积关系不能明确。梁金城等（1996，2001）和陈懋林等（1997）在凭祥—南宁一线识别出走向北东的逆冲推覆构造，认为在印支期为北西—南东向挤压，因此将凭祥—南宁断裂视为南盘江盆地控盆断裂可能欠妥。

第 3 章 沉积相空间分布特征

本文作者随导师及项目组其他成员对南盘江盆地进行了较为全面的沉积相空间分布特征考察。通过野外考察，初步查明了南盘江盆地三叠系地层的沉积相组合特征、空间展布特征和盆地充填序列。本章将依据地层时代不同对盆地不同区域分别进行描述，各地区分别结合野外考察线路进行分述。

如图 2.2 所示，南盘江盆地下三叠统地层出露较局限，主要位于古生代地层周边，而中三叠统地层分布较为广泛，在整个南盘江盆地均有大面积出露，上三叠统大多缺失，仅在盆地西部丘北、弥勒、罗平一带和北部贞丰一带有所出露。

3.1 盆地下三叠统沉积相分布特征

南盘江盆地下三叠统大面积露头位于盆地西北侧（图 1.1 区域 I），盆地中部和东部出露局限，仅分布于古生代地层周边。

3.1.1 盆地西部下三叠统沉积特征

盆地西部下三叠统主要分布于丘北—兴仁—安龙—贞丰一线（图 1.1 区域 I），为潮间—潮上带沉积。

该部分岩石组合为灰色/灰白色灰岩、白云质灰岩和白云岩，紫红色灰岩、泥质灰岩和砂屑灰岩。灰岩和白云质灰岩单层厚度 12-70 cm（图 3.1a），其中可见单层厚度小于 1 cm 的泥灰岩。泥灰岩中可见平行于层面的虫孔和水平层理（图 3.1b-d），部分泥灰岩中可见丘状层理（图 3.1c），指示该套沉积位于风暴层之上。紫红色灰岩中发育鸟眼构造（图 3.1e），表明其形成于强蒸发环境，而砂屑灰岩中可见双向交错层理（图 3.1f），指示该套沉积为潮间—潮上带沉积。

3.1.2 盆地中部下三叠统沉积特征

沿中部路线（自南向北穿过图 1.1 区域 II、III、IV 西部），中一下三叠统出露于西林县—隆林县一带和广南县冷水沟一带，岩性主要是灰绿色薄层钙质泥岩、泥灰岩、微晶灰岩、泥质粉砂岩和中厚层砂屑灰岩，为潮坪—潟湖沉积和潮下带沉积。在西林县石炮屯一带发育浊积岩和滑塌堆积成因的砾岩（图 3.2）。

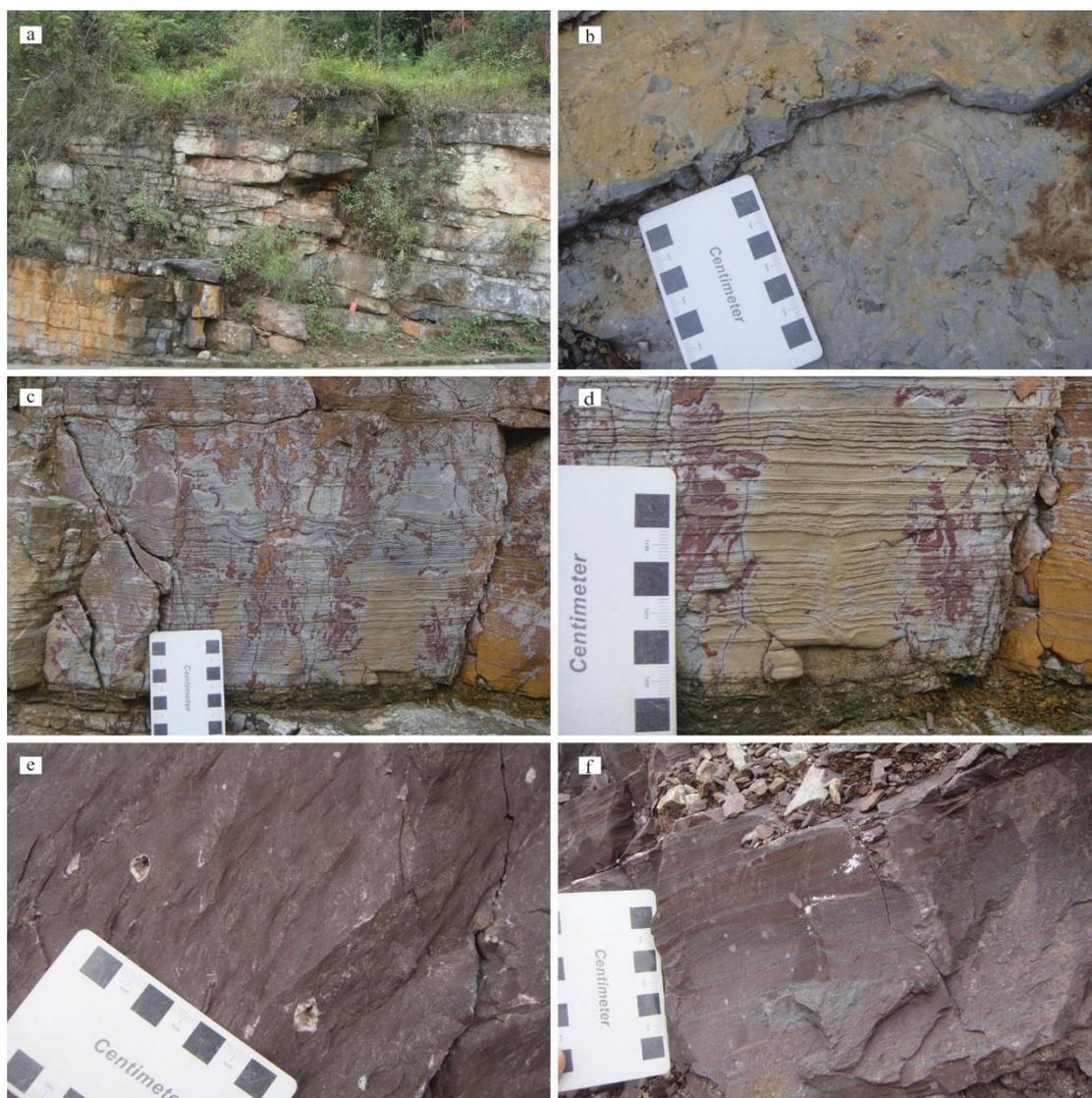


图 3.1 南盘江盆地西北部下三叠统潮间带—潮上带野外照片

Fig. 3.1 Field photographs showing the Lower Triassic intertidal -supratidal zone deposits in the northwestern part of the Nanpanjiang Basin

a-灰白色灰岩/白云质灰岩，中厚层状；b-泥灰岩中平行于层面的虫孔；c-底部水平层理，顶部丘状层理；d-泥灰岩中的水平层理和泄水构造；e-鸟眼构造；f-砂屑灰岩中发育双向交错层理。

潮坪—潟湖沉积

以灰绿色薄层钙质泥岩、泥灰岩和泥质粉砂岩为主，偶夹砂屑灰岩透镜体。泥质粉砂岩、钙质泥岩、泥灰岩单层厚度 1 cm 左右，二者频繁互层，其中发育

水平层理，构成潟湖相沉积。在西林县城北部旺子村一带可见灰白色凝灰岩夹层（图 3.3a），单层厚度 0.5-1.5 cm，与泥岩、泥灰岩频繁互层。砂屑灰岩为灰白色，呈透镜状夹于泥岩、泥灰岩组合中，单层厚度 15-35 cm，侧向延伸 2-5 m(图 3.3b)，其中发育砂纹斜层理（图 3.3c），富含植物化石碎片（图 3.3d），可见黄铁矿集合体（图 3.3e），属潟湖水道微相。

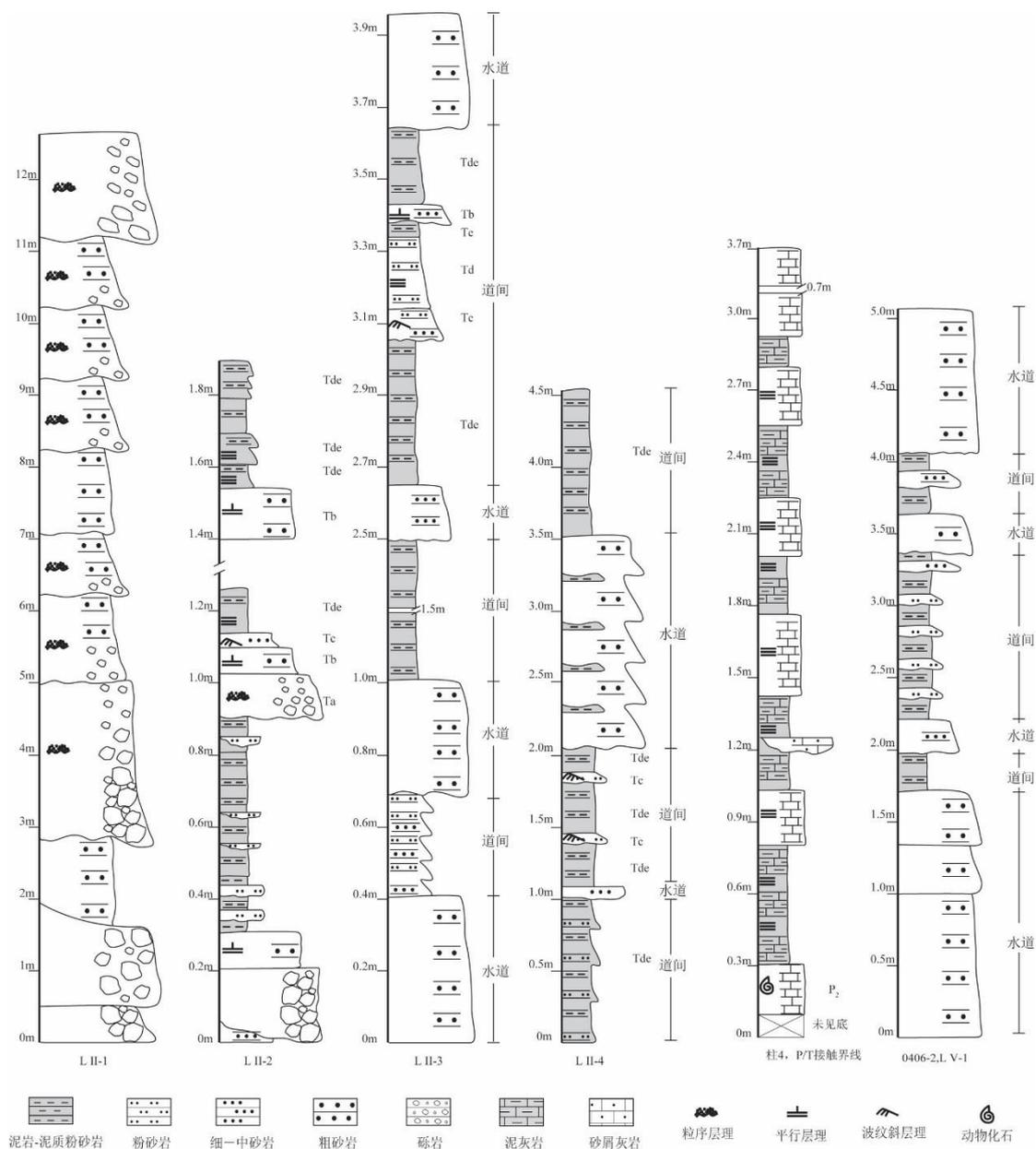


图 3.2 西林县一带三叠系沉积柱状图

Fig. 3.2 Sedimentary column of the Triassic around Xilin area

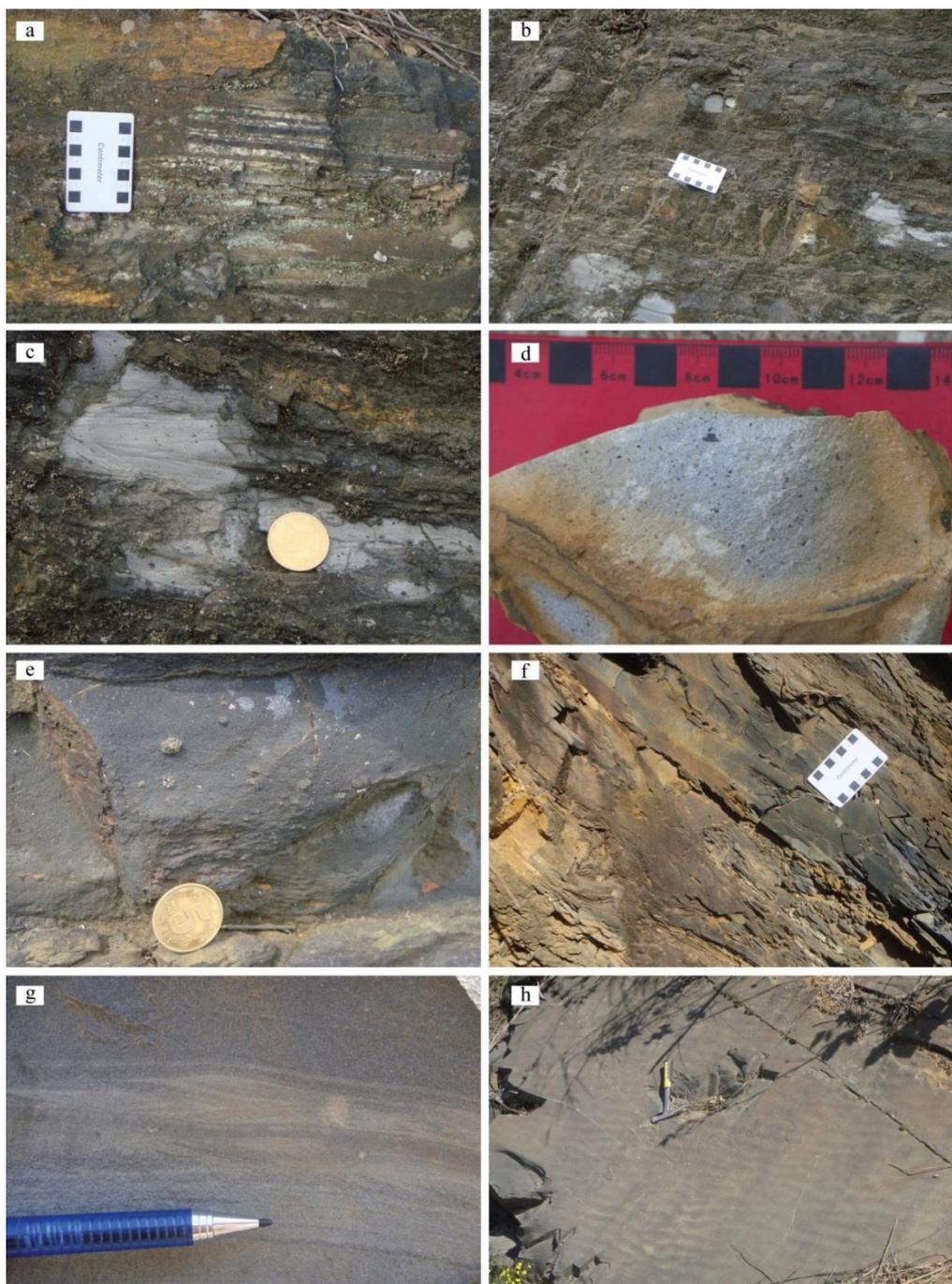


图 3.3 南盘江盆地中部下三叠统潮坪—潟湖和潮下带沉积野外照片

Fig. 3.2 Field photographs showing the Lower Triassic tidal flat-lagoon and subtidal zone deposits in the middle part of the Nanpanjiang Basin

a-灰白色凝灰岩与泥岩、泥灰岩互层；b-泥灰岩中的砂屑灰岩透镜体；c-砂屑灰岩透镜体中发育斜层理；d-砂屑灰岩中可见植物化石碎屑；e-砂屑灰岩中的黄铁矿集合体；f-潮下带泥灰岩沉积；g-潮下带砂屑灰岩中的小型交错层理；h-波痕。

潮下带沉积

以粉砂岩、泥质粉砂岩、细砂岩为主，其中粉砂岩、泥质粉砂岩单层厚度 0.3-2 cm，发育水平层理（图 3.3f）。细砂岩单层厚度 1-25 cm 不等，层厚随粒度增大而增大，其中发育小型交错层理（图 3.3g），部分岩层层面可见波痕（图 3.3h）。

滑塌堆积

主要由杂色砾岩、灰黑色含砾粗砂岩、细砂岩、泥质粉砂岩与泥岩共同构成。砾岩层厚度 0.5-2.2 m，砾石分选差，砾径为 1-110 cm，砾石多为棱角状—次棱角状，部分为浑圆状。根据基质差异可分为两类。一类为粗砂质胶结，颗粒支撑—基质支撑，砾石磨圆度极差，均为棱角状—次棱角状（图 3.4a）。另一类胶结物为泥岩—泥质粉砂岩，砾石磨圆度稍好，呈次棱角状，少量为棱角状或浑圆状（图 3.4b）。砾石成分较单一，包括砂屑灰岩、泥灰岩和生物碎屑灰岩，部分砾石中仍保留原始沉积构造，另可见巨型泥质砾滑动变形形成的滑塌褶皱（图 3.4c）。含砾粗砂岩单层厚度 0.2-1 m，其中砾石多位于下部层位，向上砾石粒度逐渐减小，构成正粒序结构。部分层厚介于 0.2-0.5 m 之间的含砾砂岩与发育平行层理、波纹斜层理的细砂岩、发育水平层理的粉砂岩和泥岩共同构成 Tabc、Tcde、Tbcd、Tabde（图 3.4d）。

野外考察结果表明，该套砾岩与浊积岩之间为正断层接触（图 3.4e），接触面可见断层角砾岩（图 3.4f），结合西林县城以北下三叠统由潮下带沉积突变至浊积扇沉积，且碎屑物主要为台地相碳酸盐岩这些事实推测，该套沉积可能为盆地拉开过程中形成的孤立台地周围的滑塌堆积。

3.1.3 盆地东部下三叠统沉积特征

盆地东部下三叠统主要分布在巴马、玉凤、者桑、阳圩和大楞一带古生代地层周围（图 1.1 区域 II 和 IV 东部），包括潮坪-潟湖相、障壁砂坝相和潮下带沉积。

潮坪—潟湖相

潮坪—潟湖相分布在者桑和大楞一带，以灰色—灰褐色灰绿色薄层钙质泥岩、泥灰岩和泥质粉砂岩为主，偶夹砂屑灰岩透镜体（图 3.5a）。泥质粉砂岩、钙质泥岩、泥灰岩单层厚度 1 cm 左右，二者频繁互层，其中发育水平层理、虫孔（图 3.5b），构成潮坪—潟湖相沉积。砂屑灰岩呈透镜状夹于泥岩、泥灰岩组合中，

单层厚度 15-35 cm，侧向延伸 2-5 m，构成潟湖水道微相。



图 3.4 南盘江盆地中部下三叠统滑塌堆积野外照片

Fig. 3.3 Field photographs showing the Lower Triassic olistostrome in the middle part of the Nanpanjiang Basin

a-滑塌堆积中粗砂胶结的砾岩；b-滑塌堆积中的泥质基质的砾岩；c-滑塌堆积中巨砾变形；d-浊积扇外扇亚相，发育 Tcde 和 Tde 组合；e-浊积岩与砾岩接触关系；f-浊积岩与砾岩之间发育断层角砾岩。

障壁砂坝

障壁砂坝沉积以灰色钙质中—粗砂岩为主，偶夹钙质泥岩和粉砂岩夹层。钙质中—粗砂岩单层厚度 40-90 cm，多为透镜状，露头尺度可见侧向尖灭趋势，根据出露情况估计侧向延伸可达 10 m±。中—粗砂岩中发育大型板状斜层理和槽状斜层理（图 3.5c）。钙质泥岩和粉砂岩单层厚度 1-3 cm，层系厚度 20-40 cm（图 3.5d）。形成于水动力环境相对较弱的沉积环境，结合其侧向毗邻潮坪—潟湖相沉积的空间分布位置，应为潮下带沉积。

3.1.4 盆地下三叠统沉积相分布特征小结

南盘江盆地内下三叠统出露较少，主要出露于盆地周边和盆地内零星出露的古生界周边。沉积相分析结果显示，目前南盘江盆地内出露的下三叠统主要为潮坪—潟湖相沉积，仅在盆地中部西林县一带出露滑塌堆积和浊积扇相沉积。下三叠统中潮坪—潟湖相在盆地内各部分均有出露，因此，早三叠世时，南盘江盆地大范围内可能处于滨浅海环境。由西林县出露浊积扇相沉积可以推测，目前被中三叠统覆盖的下三叠统可能也存在浊积扇相沉积。另外值得注意的是，在盆地中部西林一带，下三叠统自下而上依次出露潮坪-潟湖相沉积、滑塌堆积和浊积扇相沉积，构成了水体向上突然加深的沉积序列。滑塌堆积的出现和水体突然加深共同指示，南盘江盆地在早三叠世应处于伸展构造背景之下。

3.2 盆地中三叠统沉积相分布特征

中三叠统在南盘江盆地内广泛分布，是本文的重点研究对象。下文将分地区、分路线对南盘江盆地内中三叠统沉积相进行详细描述。

3.2.1 盆地西部中三叠统沉积相分布特征

本节叙述图 1.1 区域 I 中三叠统沉积相分布特征。平面上，中三叠统分布在上三叠统周围将之环绕，包括潟湖相—障壁砂坝和潮下带沉积（图 3.6）。

潟湖—障壁砂坝相

潮坪—潟湖相以灰色—灰褐色灰绿色薄层钙质泥岩、泥灰岩和泥质粉砂岩为主，偶夹砂屑灰岩透镜体（图 3.7a）。泥质粉砂岩、钙质泥岩、泥灰岩单层厚度 1 cm 左右，二者频繁互层，其中发育水平层理，可见植物化石碎片（图 3.7b）。砂屑灰岩呈透镜状夹于泥岩、泥灰岩组合中，单层厚度 10 cm±，侧向延伸 2-5 m，

具高起伏底面，构成潟湖水道微相。障壁砂坝沉积以灰色钙质中—粗砂岩为主，偶夹钙质泥岩和粉砂岩夹层（图 3.7c）。钙质中—粗砂岩单层厚度 60-180 cm，多为透镜状，露头尺度可见侧向尖灭趋势，根据出露情况估计侧向延伸可达 10 m±。中—粗砂岩中发育大型板状斜层理和槽状斜层理（图 3.7c）。钙质泥岩和粉砂岩单层厚度 1-3 cm，层系厚度 20-40 cm，其中可见双壳类化石（图 3.7d）。

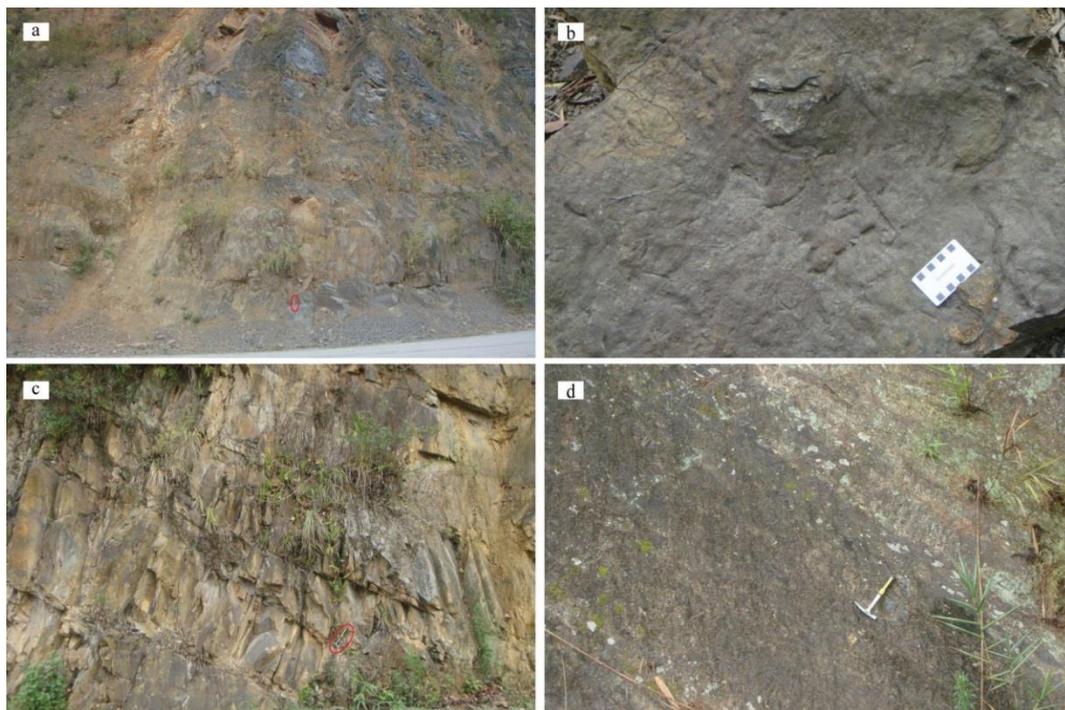


图 3.5 南盘江盆地东部下三叠统野外照片

Fig. 3.5 Field photographs showing the Lower Triassic in the eastern part of the Nanpanjiang Basin

a-潮坪-潟湖相沉积，泥灰岩中夹砂屑灰岩透镜体；b-虫孔；c-障壁砂坝沉积中的大型板状斜层理；d-潮下带沉积，薄层泥灰岩和泥质粉砂岩互层，偶尔薄层细砂岩透镜体。

潮下带沉积

潮下带沉积以灰色钙质粉砂岩、泥灰岩和细砂岩共同构成。泥灰岩和泥质粉砂岩频繁互层，单层厚度 0.5-2 cm，其中可见水平层理。细—中砂岩单层厚度 5-30 cm，侧向延伸稳定（图 3.7e）。细砂岩呈透镜状夹于泥灰岩和泥质粉砂岩之中，露头尺度可见侧向尖灭趋势，其中可见虫孔（图 3.7f）。

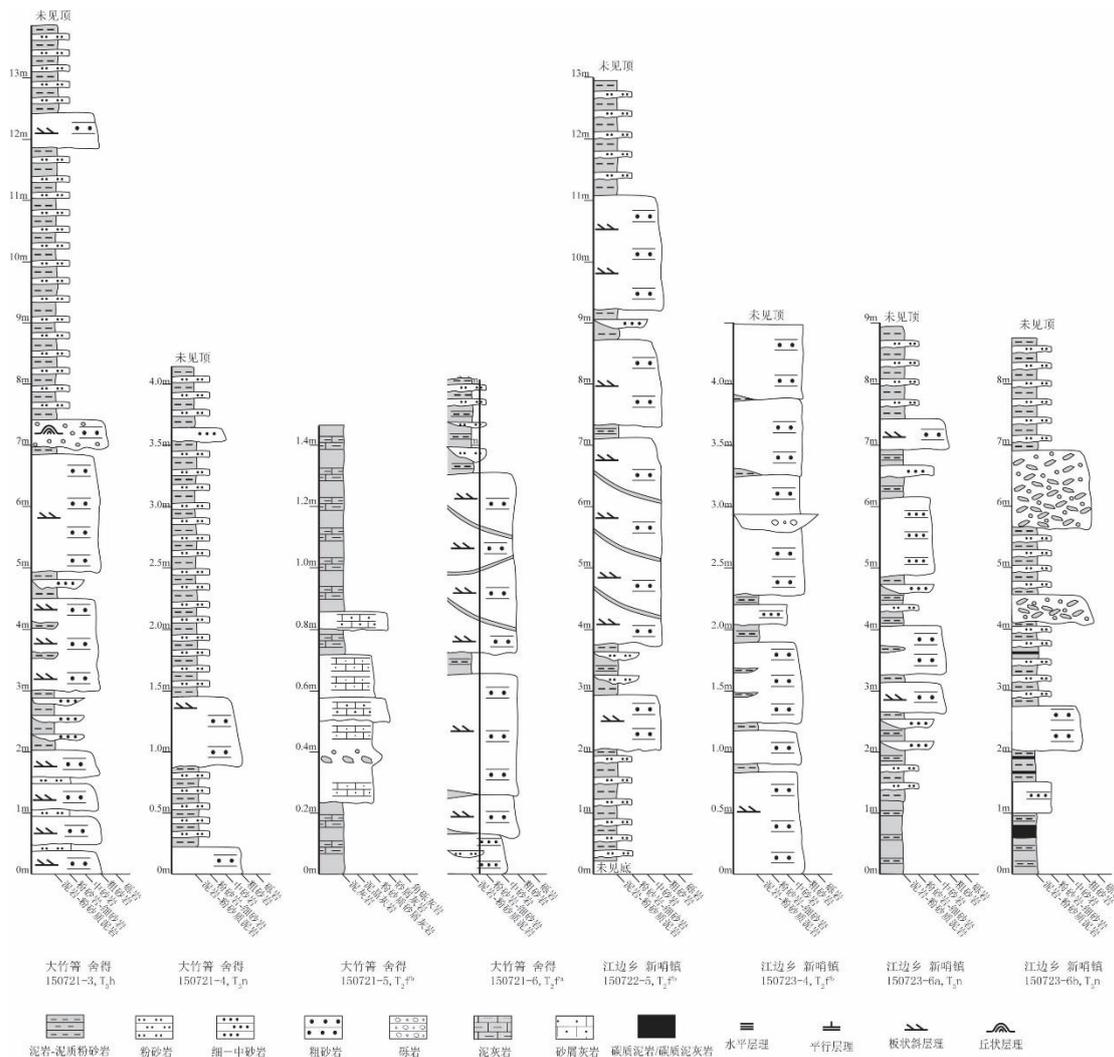


图 3.6 南盘江盆地西部三叠系沉积柱状图

Fig. 3.6 Sedimentary column of the Triassic in the western part of the Nanpanjiang Basin

3.2.2 盆地中部中三叠统沉积相分布特征

中三叠统在广南、西林、隆林一带分布广泛，由粗砂岩、中—细砂岩、粉砂岩、泥岩、砂屑灰岩、泥灰岩共同组成，包括潮坪—潟湖相、障壁砂坝、三角洲相、浊积扇相、深水盆地相沉积。由于涉及到的路线较多，为方便描述，下面本文将按照以下顺序描述盆地中部中三叠统沉积相分布特征：首先是纵穿图 1.1 区域 II、III、IV 的广南—西林—隆林—安龙—贞丰—紫云这一中部主线（图 1.1 路线 1）的中三叠统沉积学特征，然后再描述贞丰连环乡支线（图 1.1 路线 3）、平塘—八渡/旧洲—册亨县城—安龙县城支线（图 1.1 路线 4）、隆林—祥播支线（图 1.1 路线 5）和定安—潞城—龙车支线（图 1.1 路线 6）。

3.2.2.1 盆地中部主线中三叠统沉积相分布特征

本部分描述中部主线广南—西林—隆林—安龙—贞丰—紫云沉积相（图 1.1 路线 1）空间分布特征。本文研究显示，各地区沉积相分布呈现出不同的空间变化趋势。为了明确不同地区沉积相空间变化特征，本小节对主线自南向北分段进行描述。

3.2.2.1.1 广南土锅寨—阿科

中线广南县土锅寨—阿科段中三叠统包括三角洲相、浊积扇相和深水盆地相沉积（图 3.8）。三角洲相分布在该段最南侧土锅寨一带，浊积扇相分布于冷水沟—广南县城，而深水盆地相沉积则分布于广南县城北东风水库一带，表现了由南向北水体逐渐加深的沉积古地貌特征。

三角洲相沉积

三角洲相沉积主要分布在广南县土锅寨一带，岩石组合类型为粗砂岩、中—细砂岩、粉砂岩和泥岩，包括三角洲前缘亚相和前三三角洲亚相。

三角洲前缘亚相以灰色粗砂岩为主，局部夹细砂岩、粉砂岩和泥岩。其中粗砂岩单层厚度 40-120cm，表现为一系列席状砂体重复叠置，各砂体之间可见薄层泥岩和粉砂岩夹层，粗砂岩中发育大型板状斜层理（图 3.9a）、槽状斜层理，具中等起伏底面（图 3.9b），部分粗砂岩底面可见底模。这些发育大型板状斜层理的席状砂体构成了典型的三角洲前缘砂坝沉积，是三角洲前缘亚相的主体。细砂岩单层厚度 20-40cm，发育板状斜层理。粉砂岩和泥岩互层夹于砂岩中，单层厚度 0.5-1.5cm，层系厚度 5-30cm，其中可见水平层理，局部可见波纹斜层理。这些泥岩和粉砂岩沉积形成代表了三角洲前缘亚相中的末端坝沉积。

前三三角洲亚相沉积以灰色-浅褐色泥岩、粉砂岩和细砂岩为主（图 3.9c）。前三三角洲亚相中砂体厚度较三角洲前缘亚相明显减薄，粒度也明显减小。细砂岩单层厚度 10-35cm，具高起伏底面，部分细砂岩层中可见斜层理（图 3.9d）。这些细砂岩代表了前三三角洲亚相中暂时性水道沉积。泥岩和粉砂岩频繁互层，单层厚度 1-3cm，层系厚度最大可达 1.5m。

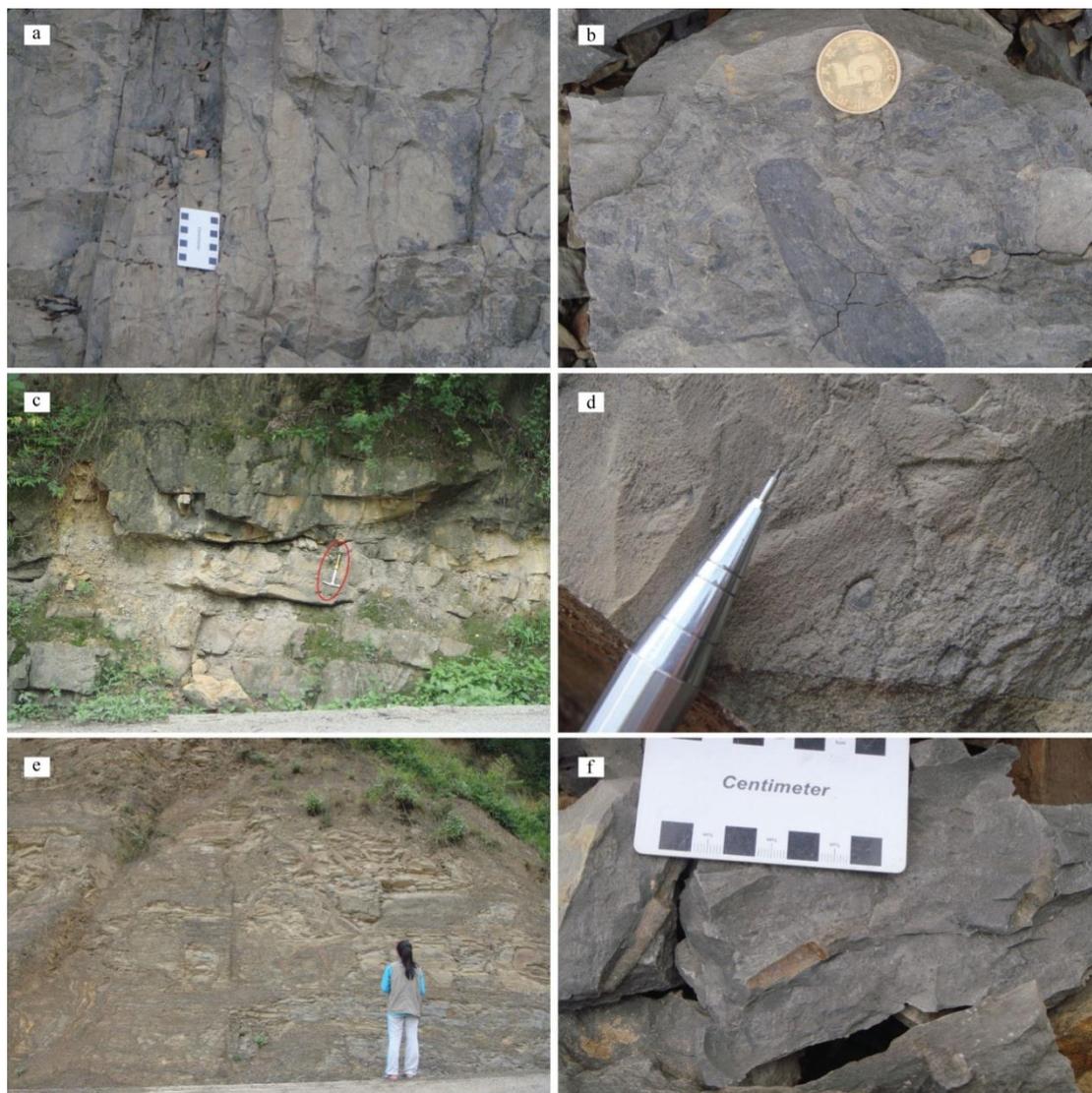


图 3.7 南盘江盆地西部中三叠统野外照片

Fig. 3.7 Field photographs showing the Middle Triassic in the western part of the Nanpanjiang Basin

a-潮坪-潟湖相泥灰岩夹砂屑灰岩；b-砂屑灰岩中的植物化石碎片；c-障壁砂坝砂岩中发育槽状斜层理；d-砂岩中的双壳类化石；e-潮下带泥岩与粉砂岩互层；d-虫孔

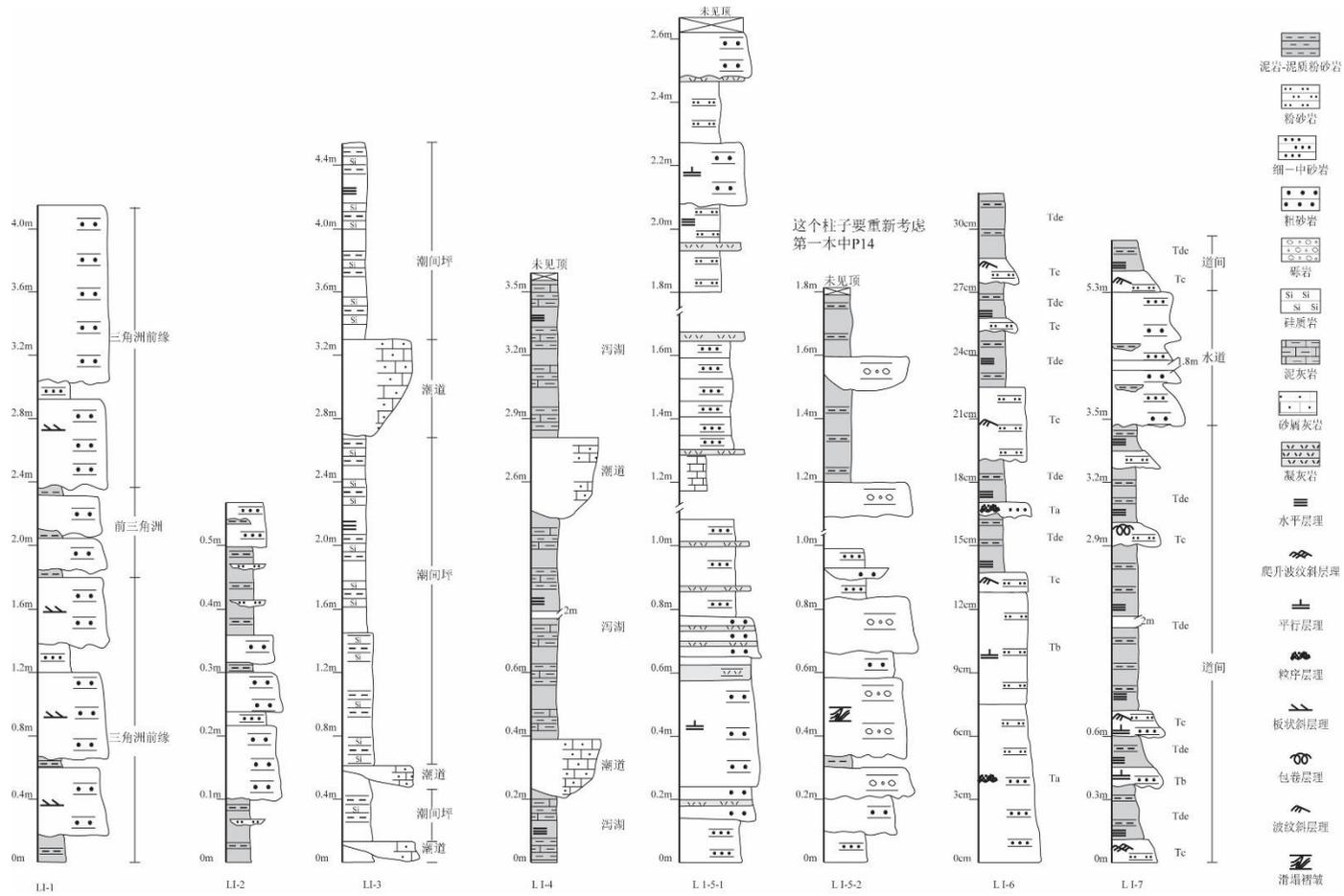


图 3.8 广南县土锅寨—阿科三叠系沉积柱状图

Fig. 3.8 Sedimentary column of the Triassic around Tuguozhai-Ake, Guangnan



图 3.9 广南县土锅寨一带三角洲相沉积野外照片

Fig. 3.9 Field photographs showing the delta deposits around Tuguozhai, Guangnan area

a-厚层砂岩中发育板状斜层理；b-砂岩具有高起伏底面；c-前三三角洲亚相中泥岩、粉砂岩和细砂岩互层；d-细砂岩层中可见斜层理。

浊积扇相沉积

浊积扇相沉积分布于广南县冷水沟—东风水库、广南县阿科村南侧。包括上扇、中扇和扇端亚相。

浊积扇上扇亚相由含砾粗砂岩、粗砂岩、细砂岩和粉砂岩共同组成(图 3.10a), 野外考察过程中识别出水道、道间和决口扇三个微相。含砾粗砂岩和粗砂岩单层厚度 40-1.2 m, 底部具冲刷面, 可见磨圆较好的泥砾(图 3.10b)。含砾砂岩中发育正粒序, 向上逐渐过渡为粗砂岩, 顶部可见斜层理(图 3.10c)。这一现象指示了由重力流向牵引流的转变, 构成上扇亚相堤成水道微相。道间微相表现为细砂岩和粉砂岩互层, 单层厚度 1-3 cm, 发育滑塌褶皱(图 3.10d)。细砂岩中可见波纹斜层理、平行层理, 粉砂岩中发育水平层理, 构成鲍马序列 Tbcd、Tcd 组合(图 3.10e)。另外, 在水道微相之间识别出一套由粗砂岩、细砂岩组成的沉积, 层系

厚度 30-50 cm，该套沉积中粗砂岩发育斜层理（图 3.10f），其中可见直径小于 1cm 左右撕裂状泥砾，向上变为发育水平层理的细砂岩，代表了水流冲出水道所形成的决口扇微相。

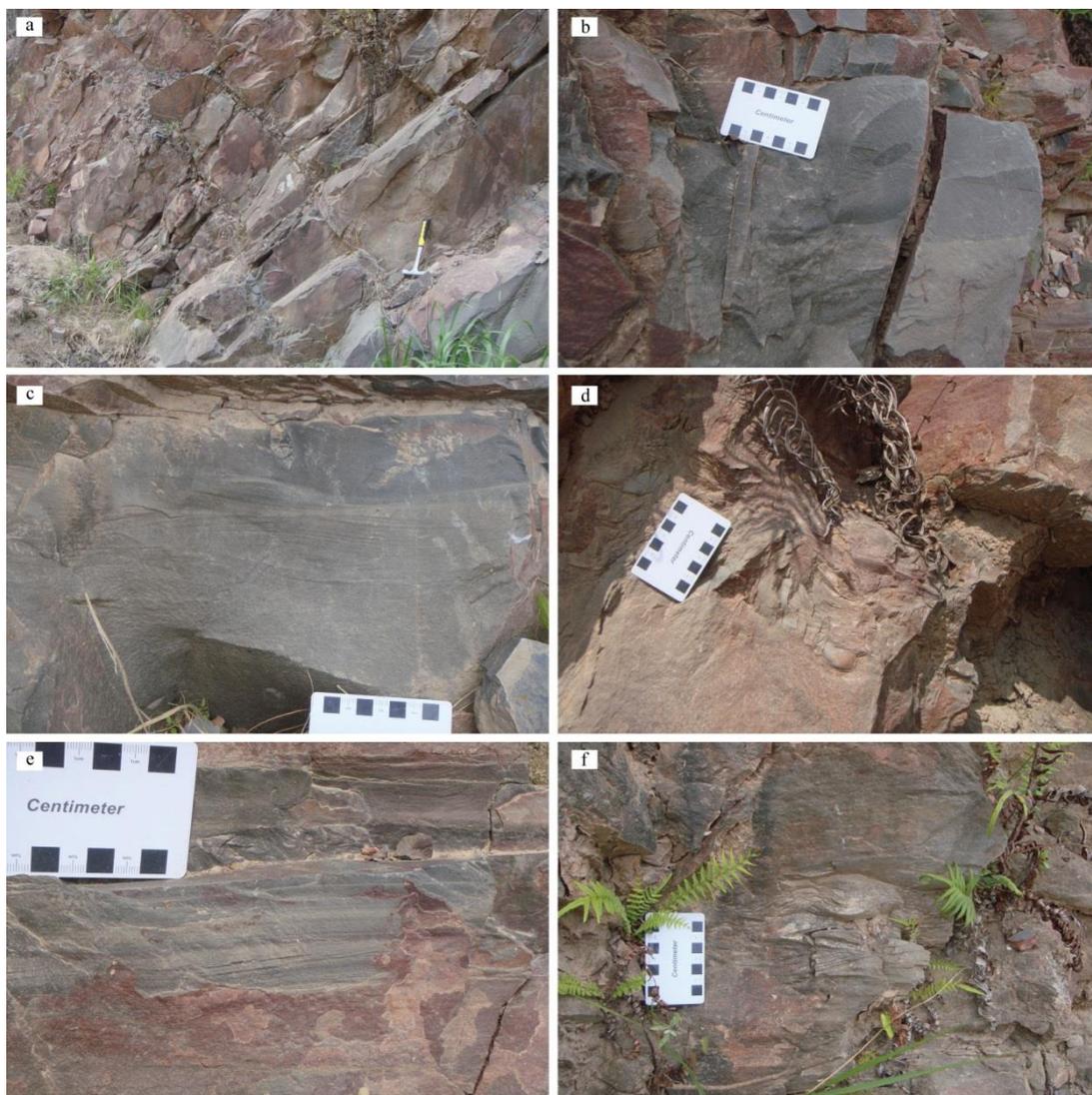


图 3.10 广南县一带浊积扇上扇亚相沉积野外照片

Fig. 3.10 Field photographs showing the upper turbidite fan deposits around Guangnan area

a-上扇亚相粗砂岩和含砾粗砂岩，局部夹细砂岩；b-砂岩层底部可见泥砾；c-砂岩中的斜层理；d-滑塌褶皱；e-上扇亚相道间微相中的 Tcde 组合；f-决口扇微相中的斜层理。

中扇亚相岩石组合表现为粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩(图 3.11a)，

包括水道微相和道间微相。水道微相包括粗砂岩和中砂岩, 单层厚度 20-110 cm, 具中—高起伏底面, 部分岩层底部可见泥砾(图 3.11b)。道间微相表现为粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层(图 3.11c), 单层厚度 0.5-10 cm, 岩层厚度随粒度增大而增加, 其中—粗砂岩中发育粒序层理。中砂岩、细砂岩中发育爬升层理、波纹斜层理、槽模、沟模、滑塌褶皱和包卷层理(图 3.11d-h), 粉砂岩和泥岩频繁互层, 单层厚度小于 1 cm, 发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tabde、Tabc、Tcde、Tbcde 和 Tde。

浊积扇扇端亚相以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主, 偶尔可见中砂岩透镜体(图 3.12a-b)。泥岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm, 二者频繁互层, 发育水平层理, 部分细砂岩中发育波纹斜层理或包卷层理, 构成 Tcde 和 Tde 组合(图 3.12c-d)。中砂岩单层厚度 3-8 cm, 呈透镜状夹与泥岩、粉砂岩组合之中, 侧向延伸约 2-5 m, 构成浊积扇扇端亚相中的水道微相。

深水盆地相

深水盆地相沉积岩石组合为泥岩和粉砂岩组合, 二者频繁互层, 其中未见砂岩透镜体或夹层(图 3.12e-f)。岩层单层厚度 0.2-0.6 cm, 发育水平层理。极细的沉积物粒度和水平层理的发育表明该套沉积形成于水动力环境极弱的环境, 属于深水盆地相沉积。

3.2.2.1.2 西林平用—洛里

西林县平用—洛里一带中三叠统沉积包括三角洲相和浊积扇相沉积(图 3.13)。三角洲相分布在西林县平用一带, 进积于浊积扇相之上。浊积扇相在平用向南至洛里一带均有分布。总体上呈现出向南水体逐渐加深的古地貌特点。

三角洲相沉积

三角洲相沉积在西林县平用—洛里一线中分布在西林县平用一带, 岩石组合类型为钙质胶结粗砂岩、细砂岩、粉砂质泥岩, 包括三角洲前缘亚相和前三三角洲亚相。

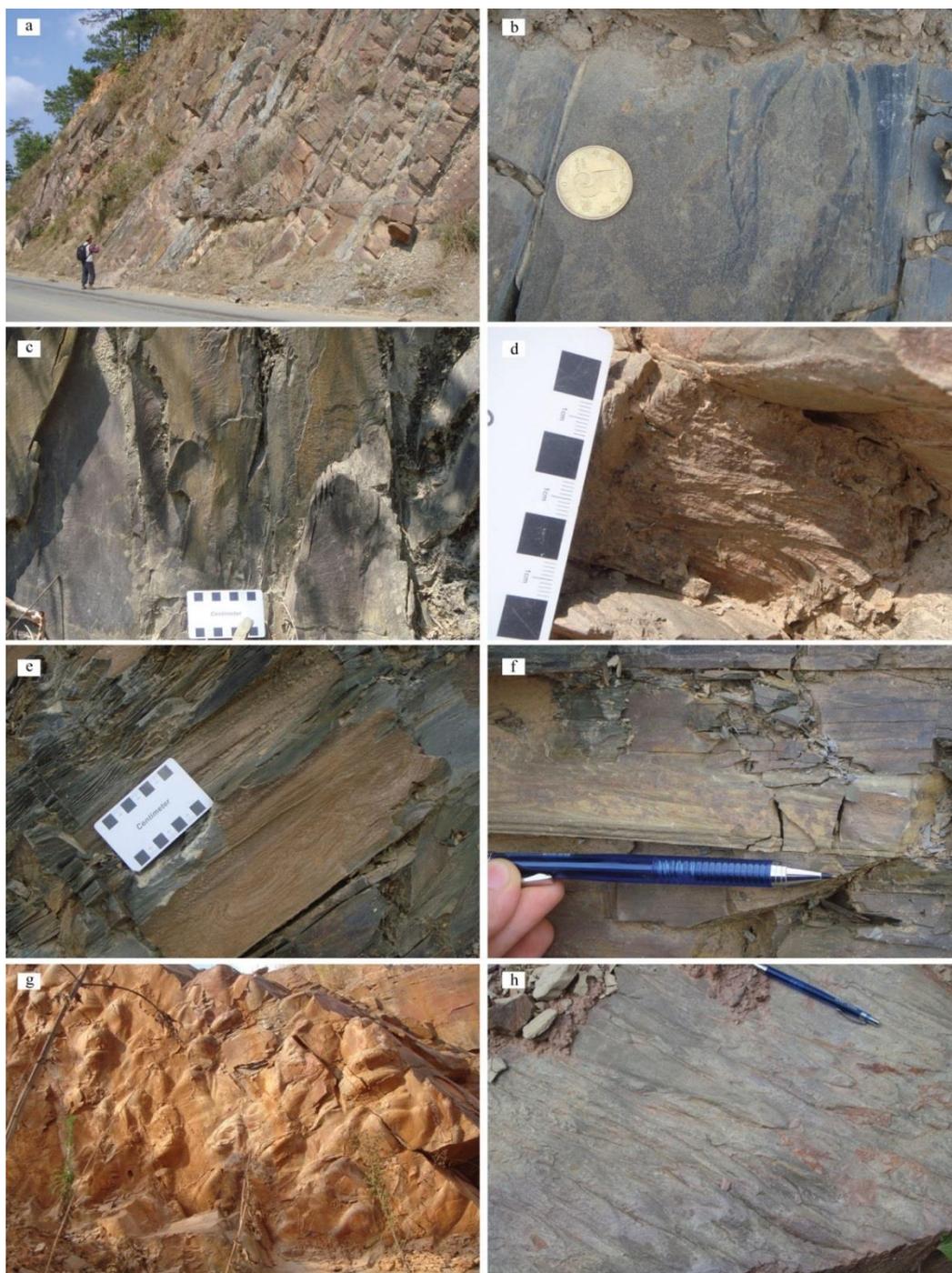


图 3.11 广南县一带浊积扇中扇亚相沉积野外照片

Fig. 3.11 Field photographs showing the middle turbidite fan deposits around Guangnan area

a-浊积扇中扇亚相水道与道间微相宏观照片；b-砂岩底部撕裂状泥砾；c-道间微相中细砂岩、粉砂岩和泥岩互层；d-爬升层理；e-包卷层理；f-波纹斜层理；g-槽模；h-沟模

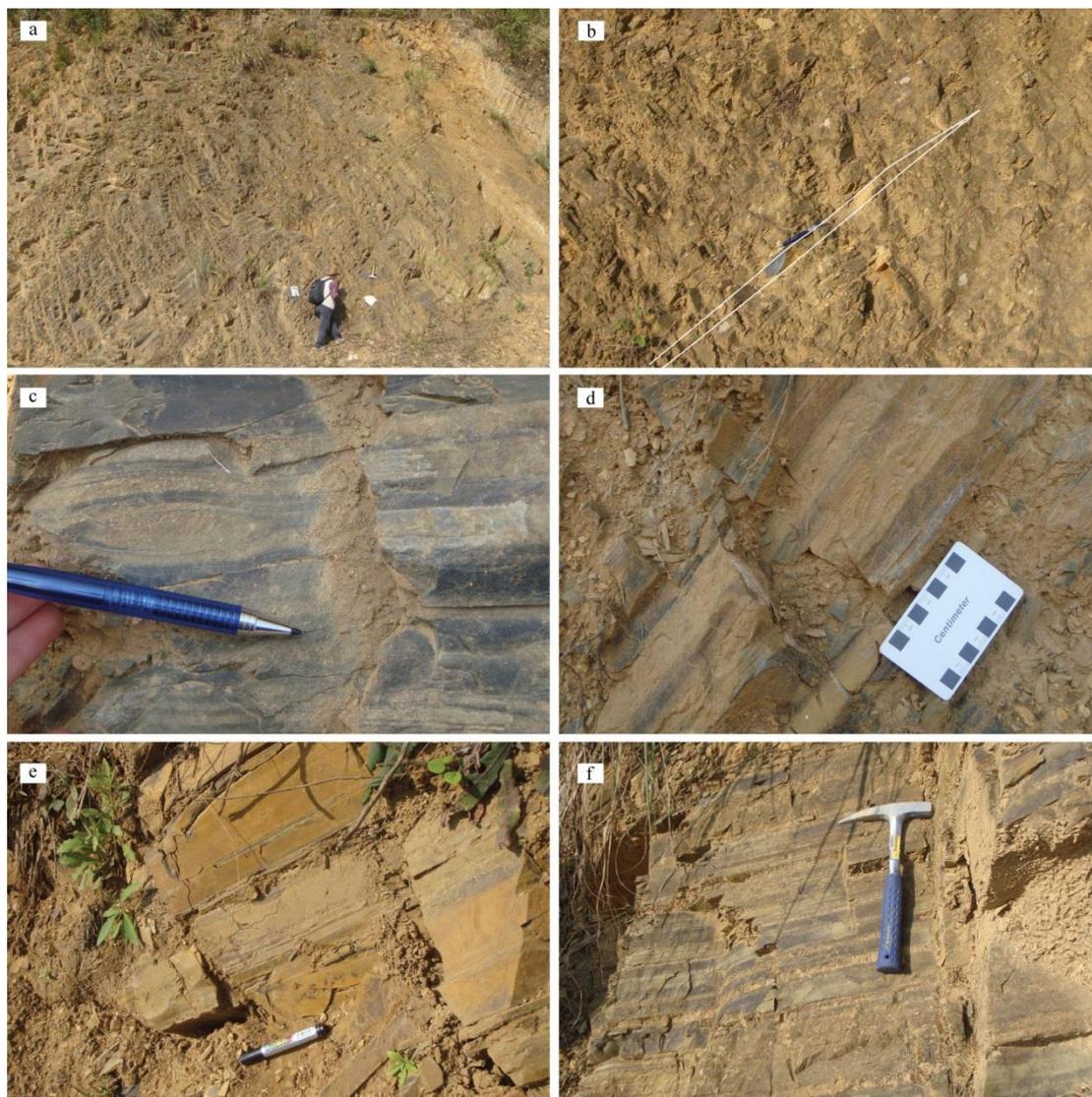


图 3.12 广南县一带浊积扇扇端—深水盆地相沉积野外照片

Fig. 3.12 Field photographs showing the outer turbidite fan and deep basin deposits around Guangnan area

a-扇端亚相由泥岩、粉砂岩夹细砂岩透镜体组成；b-扇端亚相中的细砂岩透镜体；c-细砂岩中的爬升层理；d-细砂岩中发育包卷层理；e-深水盆地相沉积中泥岩、粉砂岩互层；f-深水盆地相泥岩粉砂岩构成的韵律层理

三角洲前缘亚相沉积在西林县平用一带由灰色粗砂岩、细砂岩和粉砂质泥岩组成，岩石遇 HCl 发生反应，表明其中碳酸钙含量较高。粗砂岩单层厚度 30-150 cm，其中发育大型板状斜层理、槽状斜层理和底模（图 3.14a-b），部分具中—高

起伏底面。席状粗砂岩在露头尺度上具有侧向尖灭的趋势，这些发育大型板状斜层理的席状砂体构成了典型的三角洲前缘砂坝沉积（图 3.14a），是三角洲前缘亚相的主体。细砂岩单层厚度 20-50 cm，发育板状斜层理。粉砂岩和泥岩互层夹与砂岩中，单层厚度 0.5-1.5 cm，层系厚度 5-30 cm，其中可见水平层理，局部可见波纹斜层理。这些泥岩和粉砂岩沉积形成代表了三角洲前缘亚相中的末端坝沉积。

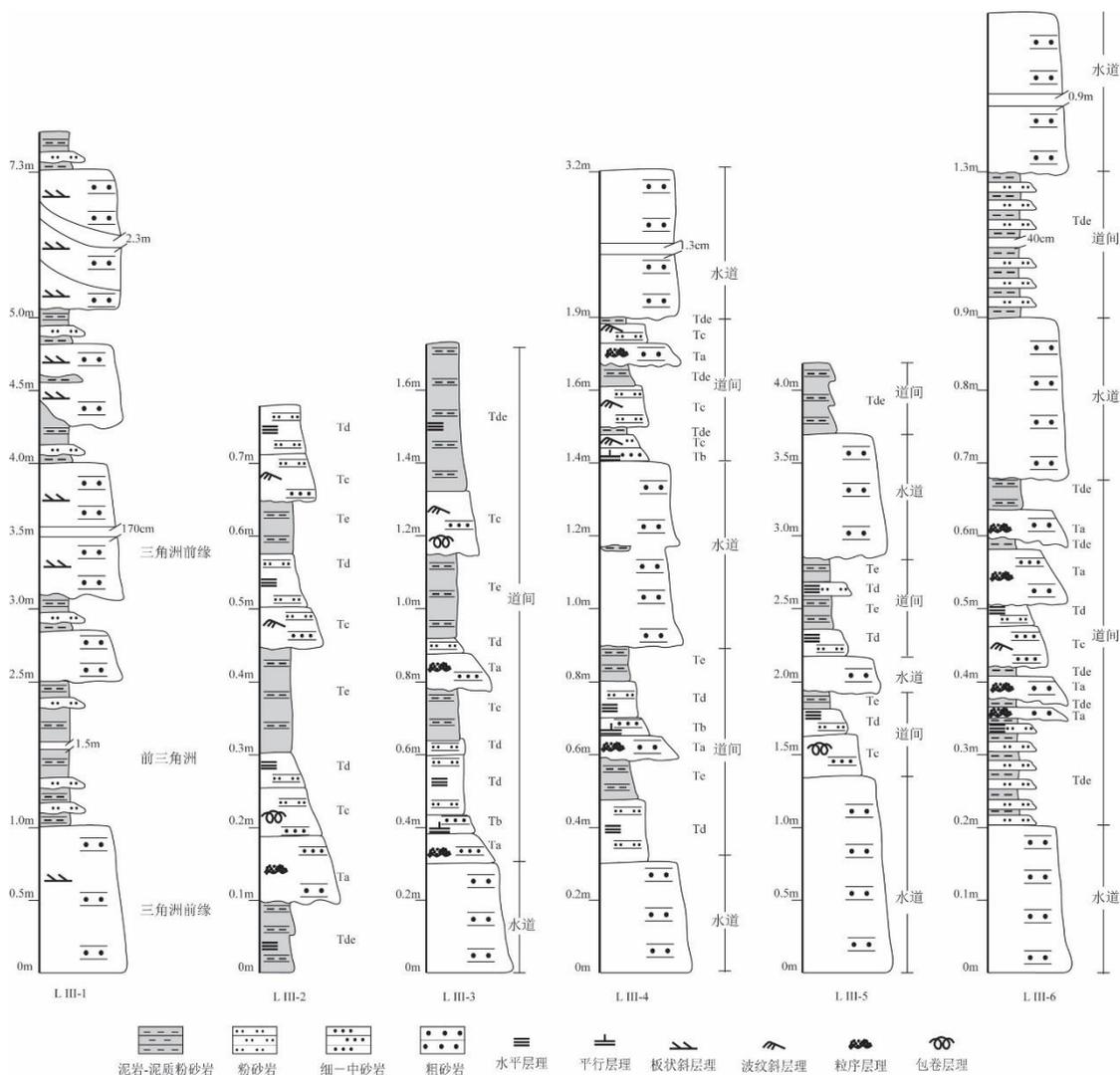


图 3.13 西林县平用—洛里三叠系沉积柱状图

Fig. 3.13 Sedimentary column of the Triassic around Pingyong-Luoli, Xilin

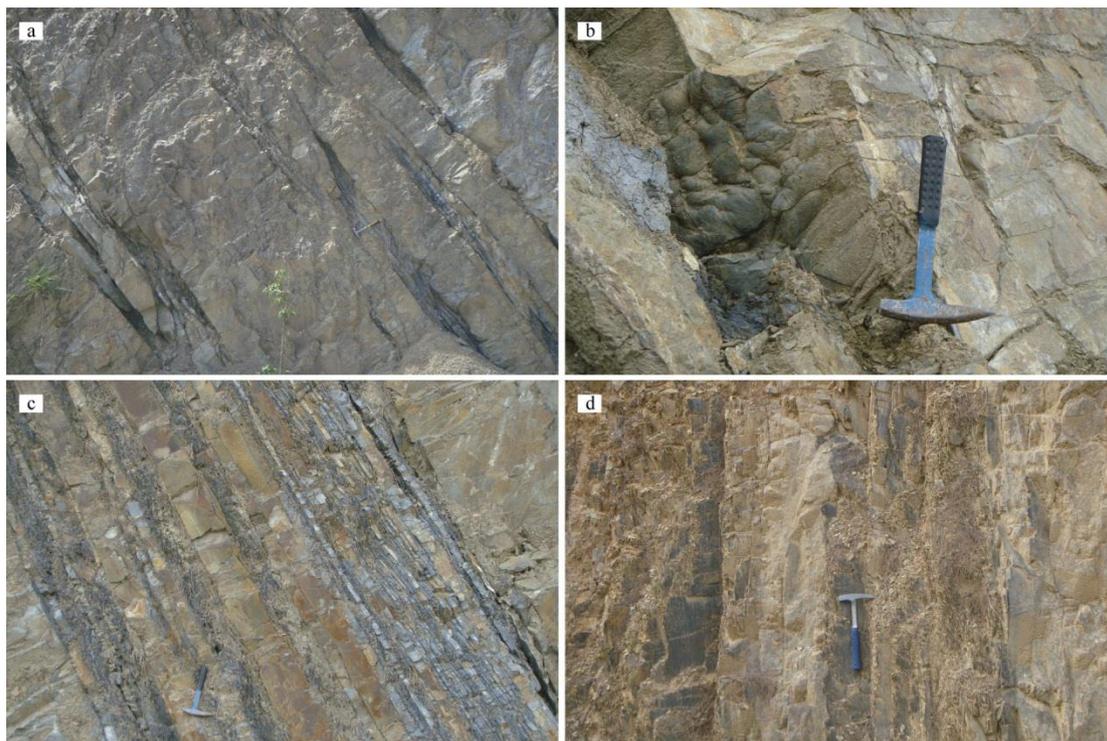


图 3.14 西林县平用一带三角洲相沉积野外照片

Fig. 3.14 Field photographs showing the detrital deposits around Pingyong, Xilin area

a-三角洲前缘亚相中席状砂体，其中发育大型板状、槽状斜层理；b-底模；c-前三角洲亚相以细砂岩、粉砂岩和泥岩为主；d-细砂岩底部具有高起伏底面。

前三角洲亚相沉积以灰色—深灰色钙质泥岩、粉砂岩和中—细砂岩为主。前三角洲亚相中砂体厚度较三角洲前缘亚相明显减薄，粒度也明显减小(图 3.14c)。中—细砂岩单层厚度 10-35 cm，部分细砂岩层具有高起伏底面(图 3.14d)。这些细砂岩代表了前三角洲亚相中暂时性水道沉积。泥岩和粉砂岩频繁互层，单层厚度 1-5 cm，层系厚度最大可达 1.5 m，构成前三角洲亚相的主体。前三角洲亚相与三角洲前缘亚相在垂向上相互叠置，重复出现。

浊积扇相沉积

在平用—洛里一带，浊积扇相沉积仅识别出中扇和扇端亚相，两个亚相交互出现，但中扇亚相主要分布在靠近平用一侧，而扇端亚相主要分布在靠近洛里一侧，整体呈现出向南水体逐渐加深的特征。

中扇亚相由粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成(图 3.15a)，

包括水道微相和道间微相。水道微相包为粗砂岩和中砂岩,单层厚度 40-120 cm,具中—高起伏底面。部分岩层底部可见泥砾(图 3.15b),代表了水道中被水流破坏的先期沉积,另外可见植物化石碎屑(图 3.15c),表明该套沉积未经过长距离搬运。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层,单层厚度 0.5-10 cm,岩层厚度随粒度增大而增加,其中砂岩中发育粒序层理。中砂岩、细砂岩中发育爬升层理、波纹斜层理、槽模、滑塌褶皱和包卷层理(图 3.15d-f),粉砂岩和泥岩频繁互层,单层厚度小于 1 cm,发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tcde、Tacd、Tabd、Tabc 和 Tde。

浊积扇扇端亚相以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主,偶尔可见中砂岩透镜体(图 3.15g)。泥岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm,二者频繁互层,发育水平层理,部分细砂岩中发育波纹斜层理或包卷层理(图 3.15h),构成 Tbd、Tac、Tcde、Tbcde、Tbde 和 Tde 组合。中砂岩单层厚度 3-8 cm,呈透镜状夹与泥岩、粉砂岩组合之中,侧向延伸约 2-5 m,具高起伏底面,构成浊积扇扇端亚相中的水道微相。

3.2.2.1.3 西林县城—八桥

西林县城至八桥一带中三叠统沉积为浊积扇相沉积,包括中扇和外扇亚相,二者多次重复出现。

中扇亚相由粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成(图 3.16a),包括水道微相和道间微相。水道微相包为粗砂岩和中砂岩,单层厚度 40-120 cm,具中—高起伏底面,沉积构造不发育。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层,单层厚度 1-15 cm,岩层厚度随粒度增大而增加。中砂岩、细砂岩中发育波纹斜层理、沟模、滑塌褶皱和包卷层理(图 3.16b-d),粉砂岩和泥岩频繁互层,单层厚度小于 1 cm,发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tbcd、Tcde 和 Tde。

浊积扇扇端亚相以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主(图 3.16e),偶尔可见中砂岩透镜体。中砂岩单层厚度 3-8 cm,呈透镜状夹与泥岩、粉砂岩组合之中,侧向延伸约 2-5 m,构成浊积扇扇端亚相中的水道微相。泥岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm,二者频繁互层,发育水平层理,部分细砂岩中发育波纹斜层理,构成 Tbcde、Tcde 和 Tde 组合(图 3.16f)。

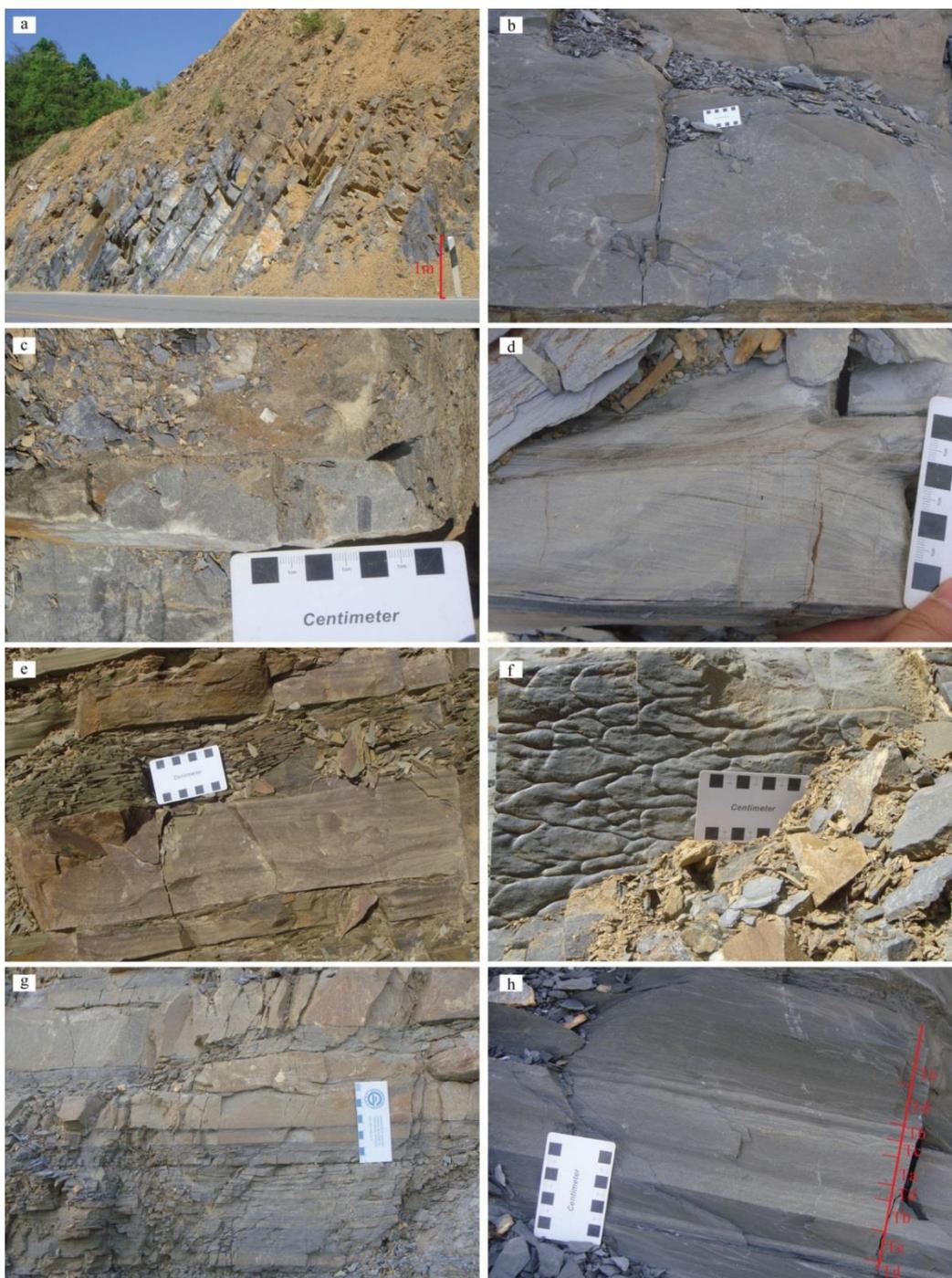


图 3.15 西林县平用—洛里一带浊积扇相沉积野外照片

Fig. 3.15 Field photographs showing the turbidite fan deposits around Pingyong-Luoli, Xilin area

a-浊积扇中扇亚相由砂岩、粉砂岩和泥岩组成；b-水道微相砂体底部可见泥砾；c-砂岩中的植物化石碎屑；d-波纹斜层理；e-包卷层理；f-槽模；g-浊积扇扇端亚相中水道砂体呈透镜状，具有高起伏底面；h-扇端亚相中的鲍马序列。

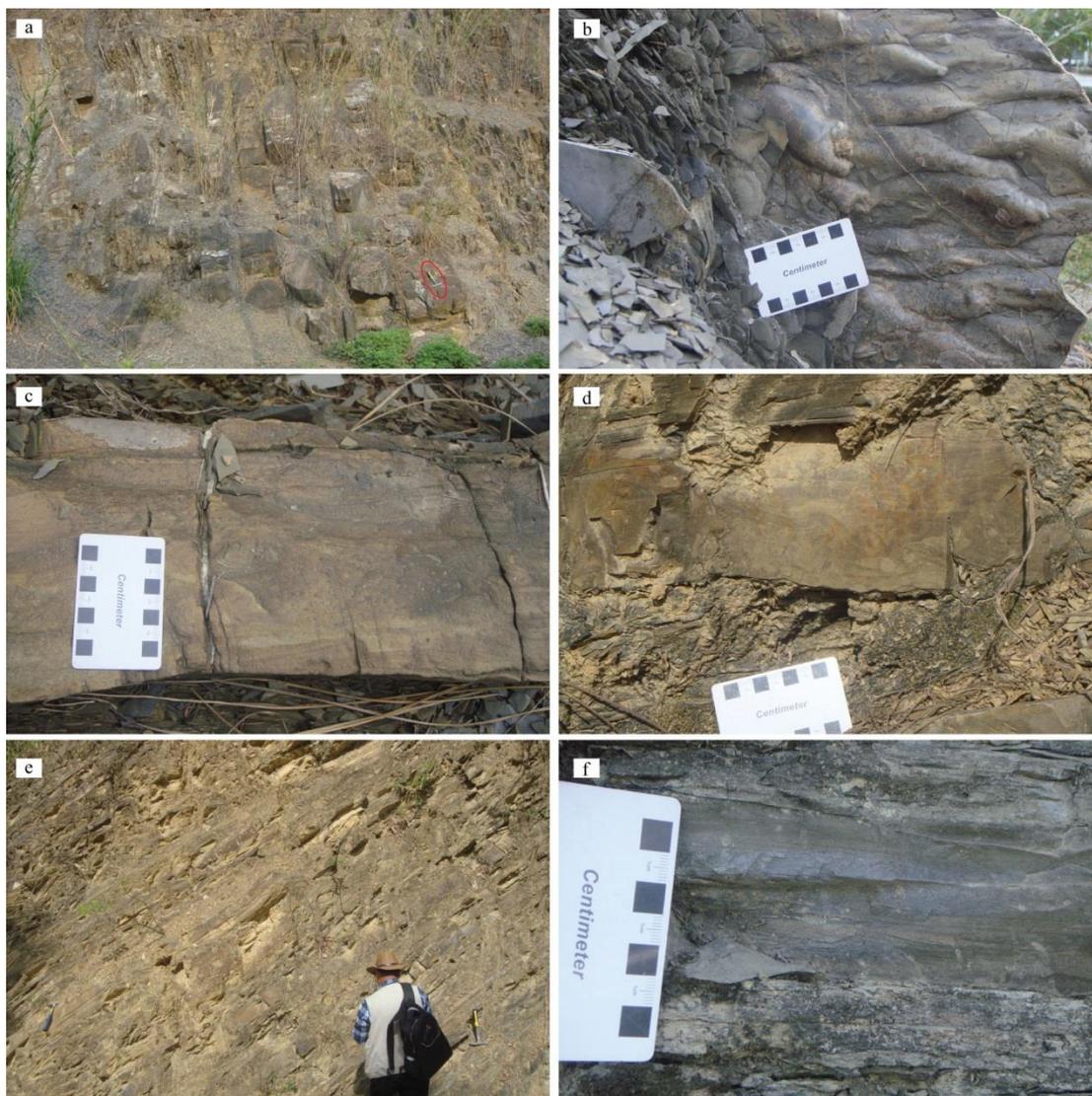


图 3.16 西林县城—八桥一带浊积扇相沉积野外照片

Fig. 3.16 Field photographs showing the turbidite fan deposits around Baqiao-Xilin area

a-浊积扇中扇亚相水道和道间微相；b-沟模；c-包卷层理；d-滑塌褶皱；e-浊积扇扇端亚相中泥岩粉砂岩为主，局部夹砂岩透镜体；f-扇端亚相中的鲍马序列 Tcde 组合。

3.2.2.1.4 隆林县扁牙—板凳河（坡脚）

隆林县扁牙—板凳河一带中三叠统由潟湖—障壁砂坝相、潮下带泥相和浊积扇相共同组成（图 3.18）。潟湖—障壁砂坝和潮下带沉积主要分布在扁牙一带，向北逐渐过渡为浊积扇相，构成向北水体逐渐加深的古沉积环境。

潟湖—障壁砂坝相

潟湖沉积以灰色泥灰岩、粉砂岩为主，偶夹砂屑灰岩透镜体。粉砂岩、泥灰岩单层厚度 1 cm 左右，二者频繁互层，其中发育水平层理，构成潟湖相沉积。砂屑灰岩为灰白色，呈透镜状夹于泥岩、泥灰岩组合中，单层厚度 15-35 cm，侧向延伸 2-5 m（图 3.17a），具有高起伏底面，构成潟湖水道微相。粉砂岩中可见不对称波痕（图 3.17b）。障壁砂坝沉积以灰色钙质砂岩位置，偶夹泥灰岩夹层。钙质砂岩单层厚度 40-60 cm，其中发育大型板状斜层理（图 3.17c）。



图 3.17 隆林县扁牙—坡脚（板凳河）潟湖—障壁砂坝相和潮下带沉积野外照片

Fig. 3.17 Field photographs showing the lagoon - barrier dam deposits around Pojiao (Bandenghe) - Bianya, Longlin area

a-泥岩、泥灰岩中夹砂屑灰岩透镜体；b-不对称波痕；c-障壁砂坝中的席状砂体；d-潮下带沉积细-中粒砂屑灰岩互层；e-砂屑灰岩中的斜层理。

潮下带

潮下带沉积由灰色—灰黑色泥灰岩、泥质粉砂岩和细—中砂岩共同构成。泥灰岩和泥质粉砂岩频繁互层，单层厚度 0.5-2 cm，其中可见水平层理。细—中砂

岩单层厚度 5-30 cm，侧向延伸稳定（图 3.17d），部分细砂岩中可见小型斜层理（图 3.17e）。总体而言，该套组合沉积物粒度整体较细，且野外考察过程中未发现其中发育大型流动成因沉积构造，因此该套沉积组合形成于水动力环境相对较弱的沉积环境，结合其侧向毗邻潟湖—障壁砂坝相沉积的空间分布位置，应为潮下带沉积。

浊积扇相沉积

在扁牙—板凳河一线，浊积扇相沉积包括中扇和扇端亚相（图 3.18），两个亚相交互出现，中扇亚相主要分布在靠近扁牙一侧，而扇端亚相主要分布在靠近板凳河一侧，表明向北水体逐渐加深。

中扇亚相由粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成（图 3.19a），包括水道微相和道间微相。水道微相包为粗砂岩和中砂岩，单层厚度 40-80 cm，具中—高起伏底面。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层，单层厚度 0.5-14 cm，岩层厚度随粒度增大而增加。中砂岩、细砂岩中发育平行层理、包卷层理、槽模和波纹斜层理（图 3.19b-d），粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tcde、Tbcd、Tbcde 和 Tde。

浊积扇扇端亚相以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主，偶尔可见中砂岩透镜体（图 3.19e）。泥岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm，二者频繁互层，发育水平层理，部分细砂岩中发育波纹斜层理或包卷层理，构成 Tcde 和 Tde 组合（图 3.19f）。中砂岩单层厚度 3-8 cm，呈透镜状夹于泥岩、粉砂岩组合之中，侧向延伸约 1-3 m，具高起伏底面，构成浊积扇扇端亚相中的水道微相。部分扇端亚相中极少见发育包卷层理或斜层理的鲍马序列 c 段，仅发育 Tde，这表明该套组合为冲积扇末梢部位靠近深水盆地沉积。

3.2.2.1.5 板凳河（坡脚）—安龙县斩龙坡

板凳河—安龙县斩龙坡一带中三叠统包括浊积扇相沉积和滑塌堆积（？）角砾灰岩。其中浊积扇相沉积主要分布在板凳河一带，而角砾灰岩则分布在安龙县斩龙坡一带。该段内沉积相空间分布呈现出向南水体加深的特征。

浊积扇相沉积

板凳河—斩龙坡一线浊积扇相主要为中扇亚相，向南至板凳河一带变为扇端

亚相近深水盆地相沉积。板凳河一带扇端近深水盆地相沉积在扁牙—板凳河段中已有描述，在此不再赘述。

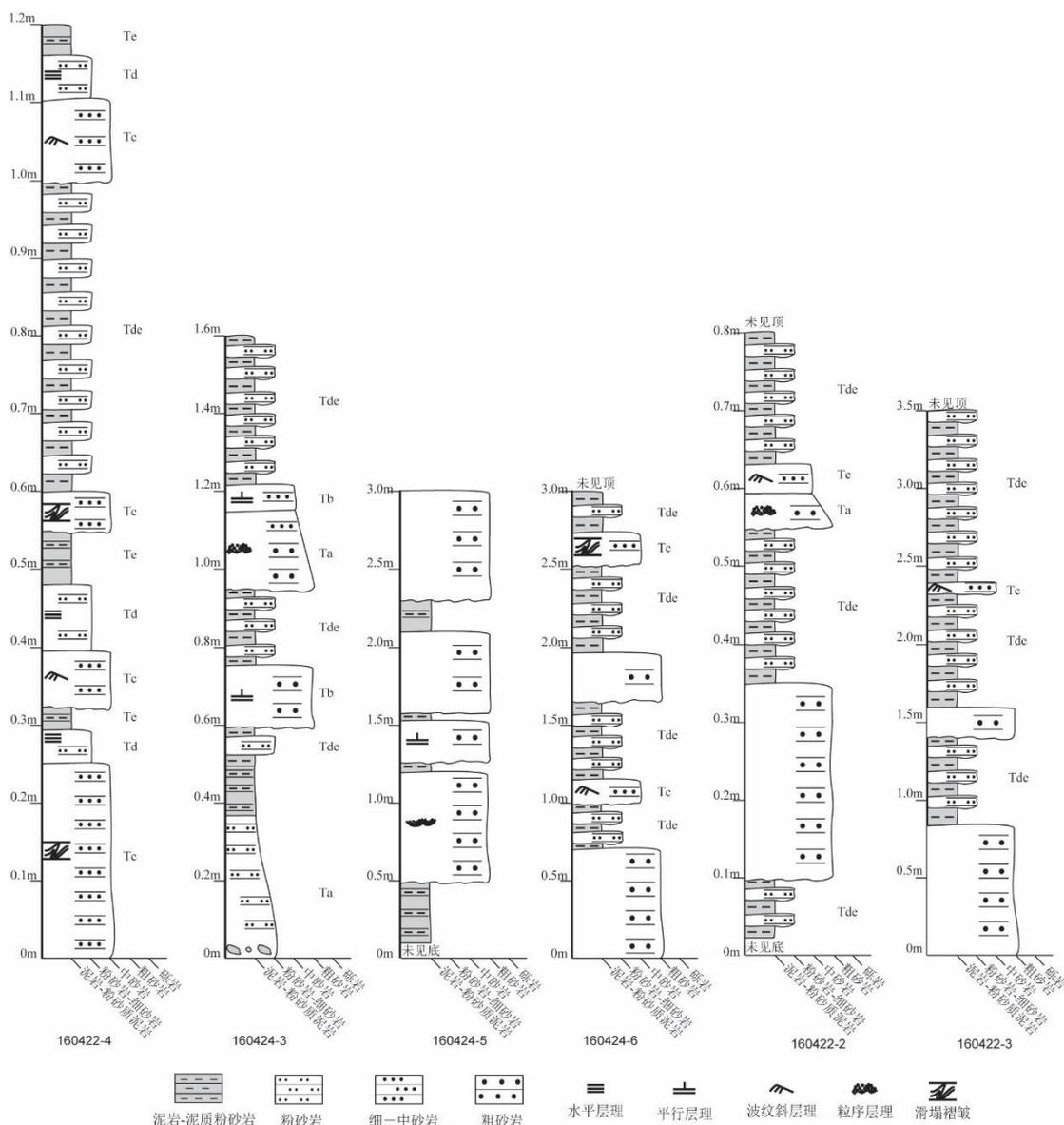


图 3.18 隆林县一带三叠系沉积柱状图

Fig. 3.18 Sedimentary column of the Triassic around Longlin area

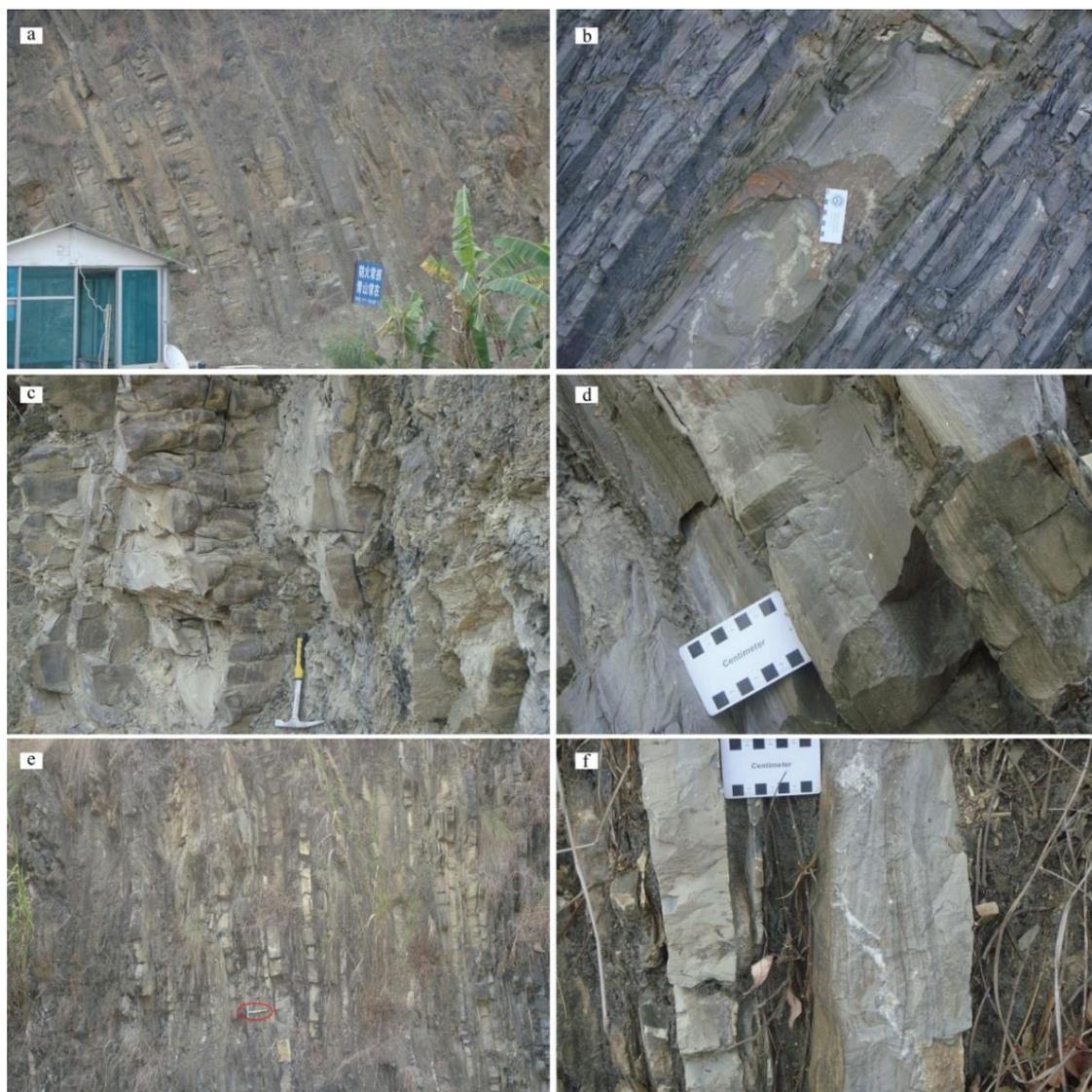


图 3.19 隆林县扁牙一坡脚（板凳河）浊积扇相沉积野外照片

Fig. 3.19 Field photographs showing the turbidite fan deposits around Pojiao (Bandenghe) - Bianya, Longlin area

a-浊积扇中扇亚相以粗砂岩为主，局部夹粉砂岩泥岩；b-砂岩中的包卷层理；c-底模；d-波纹斜层理；e-扇端亚相以泥岩粉砂岩为主，局部夹中一粗砂岩透镜体；f-扇端亚相中的波纹斜层理。

滑塌堆积(?)

斩龙坡一带南侧为浊积中扇扇亚相沉积，而北侧则为砾岩（图 3.20e），二者接触关系被植被覆盖，推测为断层接触。砾岩呈灰色，其中砾石以灰岩、泥灰岩

为主，棱角—次棱角状，分选差，大小混杂，砾径 0.5-15 cm（图 3.20f）。砾岩多为基质支撑，胶结物为钙质粗砂岩（图 3.20g）。斩龙坡一带的砾岩分选和磨圆极差，且南侧为浊积扇相沉积，据此推测该套砾岩为滑塌堆积，但仍需对其中碎屑物组成。与北侧中三叠统接触关系进行进一步研究以明确其沉积环境。

潮坪相沉积

该部分岩石组合为灰色/灰白色灰岩、生物碎屑灰岩、白云质灰岩和白云岩，紫红色灰岩、泥质灰岩和砂屑灰岩。灰岩和白云质灰岩单层厚度 3-20 cm（图 3.21a），其中可见单层厚度小于 1 cm 的泥灰岩与钙质泥岩互层，其中发育水平层理（图 3.21b），为潟湖相沉积。白云质灰岩中可见硅质夹层（图 3.21c），且发育鸟眼构造（图 3.21d），指示其为强蒸发潮上带沉积。该套沉积中含大量腹足类生物化石（图 3.21e），虫孔普遍存在（图 3.21f）。

滑塌堆积

滑塌堆积砾岩包括颗粒支撑和基质支撑两类，大小混杂，分选极差，砾石磨圆差，为棱角状—次棱角状（图 3.22a）。颗粒支撑砾岩砾石之间空隙较大，部分砾石之间未能完全填充，保留有类似晶洞的构造（图 3.22b）。这可能代表该套砾岩沉积于含盐量较高的水体或强蒸发环境中。基质支撑的砾岩中基质为细砾岩和含砾砂岩（图 3.22c）。砾石成分与下伏地层基本相同，包括灰岩、白云质灰岩、砂屑灰岩、泥灰岩和生物碎屑灰岩，另外可见少量砾岩砾石（图 3.22b-d），部分砾石中保留原始沉积构造（图 3.22d）。该套滑塌堆积砾岩与薄层状灰岩、泥灰岩、砂屑灰岩组合互层出现（图 3.22e），灰岩、泥灰岩和砂屑灰岩组合中可见大量十分完整的双壳类和腹足类生物化石（图 3.22f）。

3.2.2.1.6 板凳河（坡脚）—安龙县城—贞丰县城

自坡脚一带至安龙县笃山镇一带，中三叠统地层近水平，沉积相无明显变化，为潮坪相沉积，另外在笃山一带存在一套滑塌堆积砾岩。

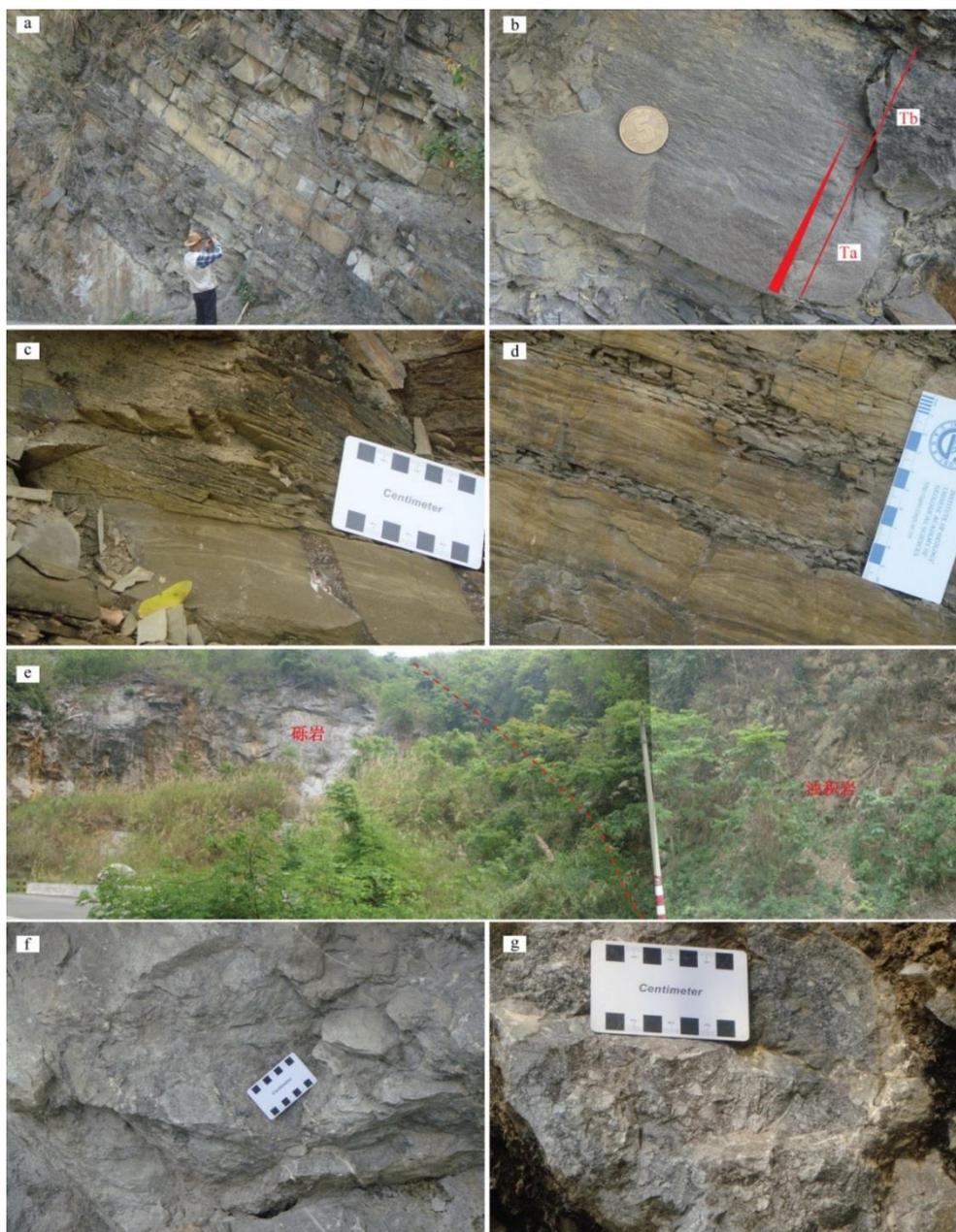


图 3.20 安龙县坡脚—斩龙坡浊积扇沉积与滑塌堆积(?)野外照片

Fig. 3.20 Field photographs showing the turbidite fan deposits and olistostrome (?) around Zhanlongpo - Pojiao, Anlong area

a-浊积扇中扇亚相，水道砂体具有高起伏底面；b-浊积扇中发育鲍马序列 Tab;c-包卷层理；d-波纹斜层理与平行层理；e-坡脚一带砾岩与浊积岩接触关系；f-颗粒支撑砾岩，砾石以次棱角状为主；g-基质支撑砾岩，胶结物为钙质粗砂岩，砾石为棱角状。

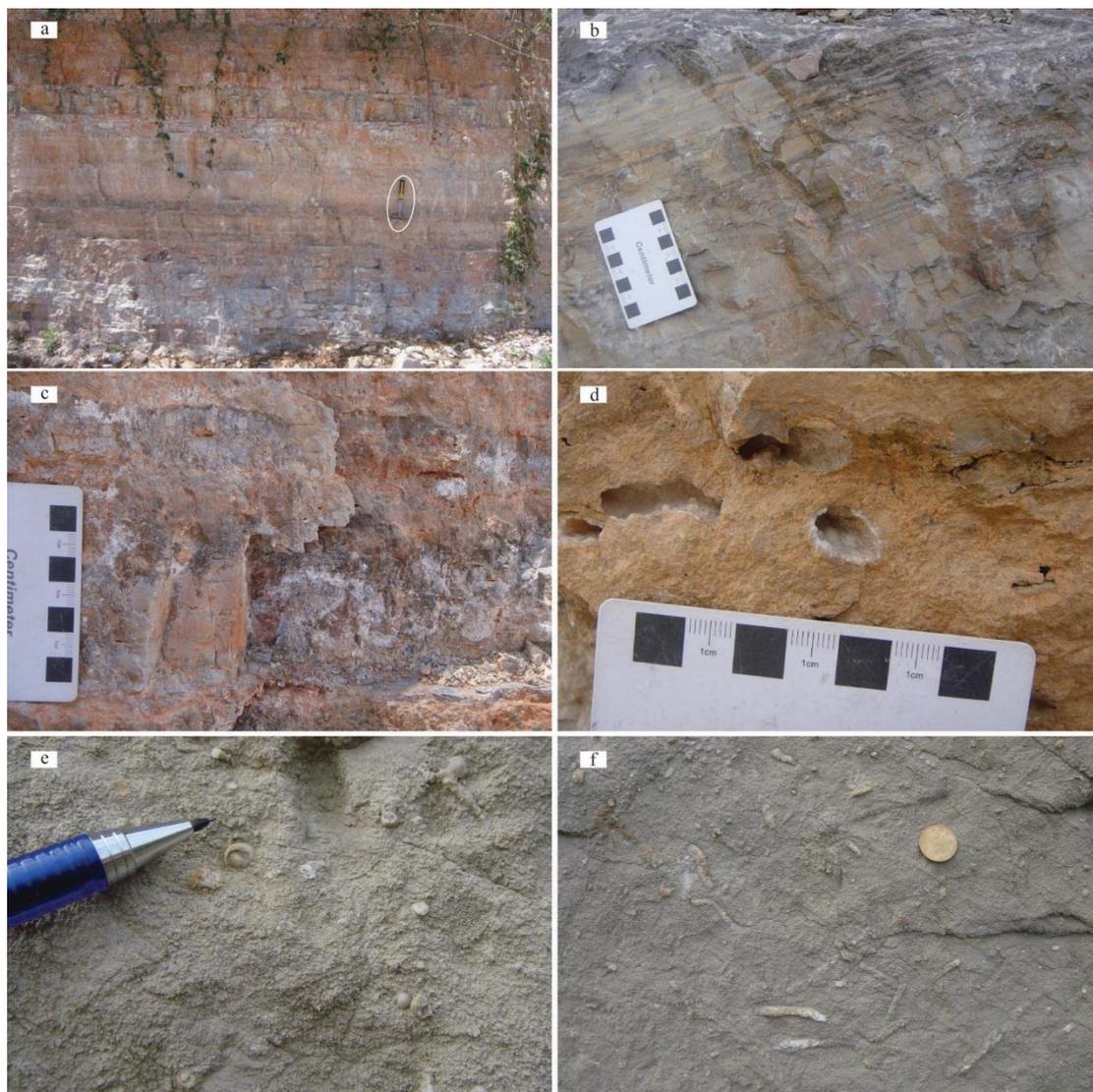


图 3.21 坡脚—安龙—贞丰一带潮坪相沉积野外照片

Fig. 3.21 Field photographs showing the tidal flat deposits around Pojiao - Anlong - Zhenfeng area

a-中薄层灰岩、白云质灰岩；b-泥灰岩与钙质泥岩互层，发育水平层理；c-白云质灰岩中的硅质岩夹层；d-白云岩中的鸟眼构造；e-生物碎屑灰岩；f-虫孔。

该套滑塌堆积下伏地层近水平，表明其并未形成于挤压构造背景之下。其中富含大量生物化石，且这些化石完整程度极高，表明并非搬运而来，因此该套滑塌堆积应沉积于浅水环境。

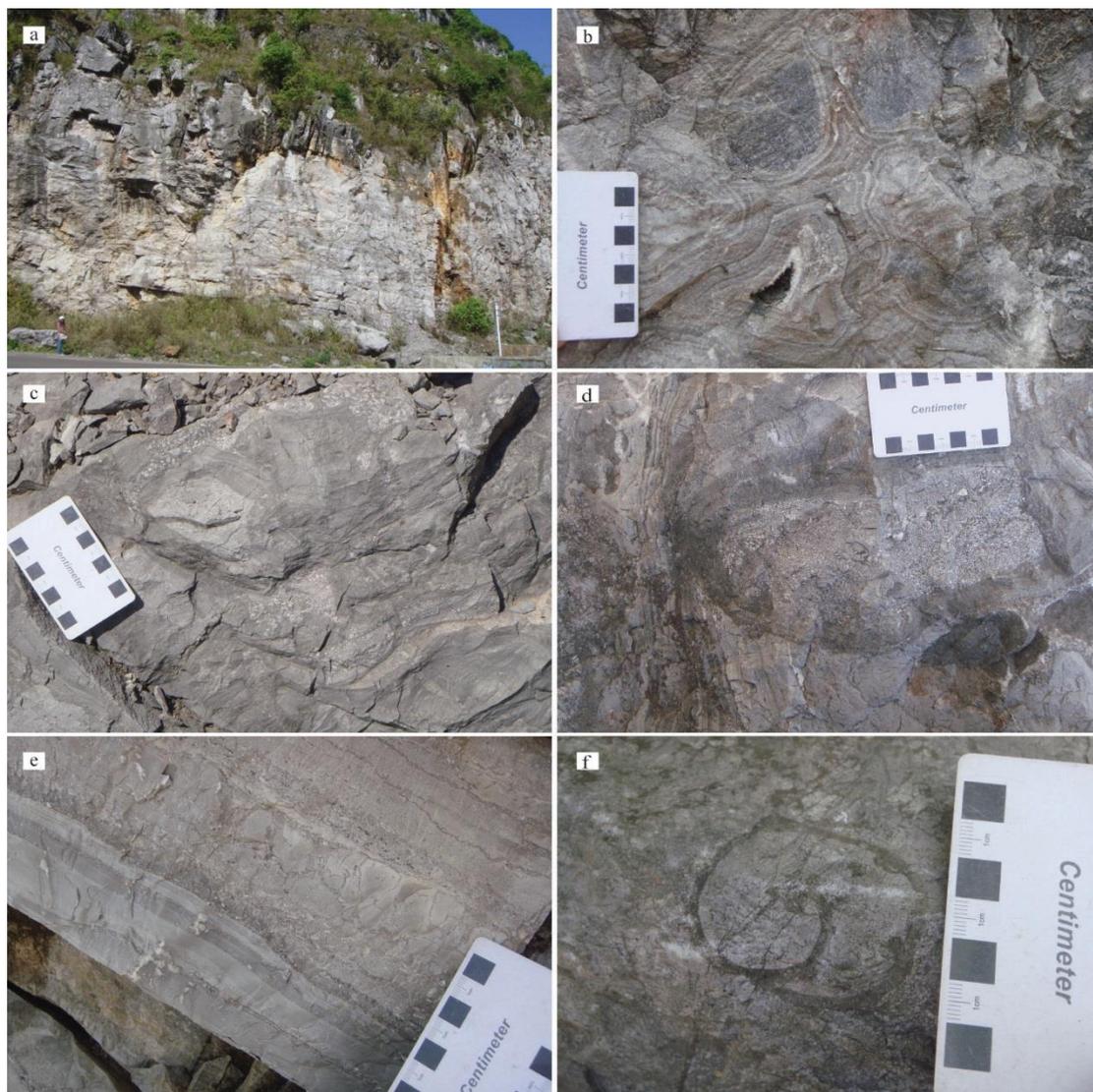


图 3.22 坡脚—安龙—贞丰一带滑塌堆积（？）野外照片

Fig. 3.22 Field photographs showing the olistostrome (?) around Zhanlongpo - Pojiao, Anlong area

a-滑塌堆积宏观露头；b-颗粒支撑砾岩，具皮壳状结构，砾石成分包括砂屑灰岩和灰岩；
c-基质支撑砾岩，基质为细砾岩，砾石成分包括泥灰岩、灰岩、白云质灰岩；d-砾岩作为砾石出现，其中保留原始沉积构造；e-薄层灰岩和泥灰岩中的细砾岩夹层；f-灰岩中的生物化石。

3.2.2.1.7 贞丰—紫云县城

通过对贞丰—紫云县城中三叠统进行详细的野外考察发现，该路线上中三叠

统主要包括潮坪相沉积和浊积扇相沉积（图 3.23）。其中潮坪相沉积分布于西侧贞丰县城一带和东侧靠近紫云县城一带，而中部主要为浊积扇相沉积。

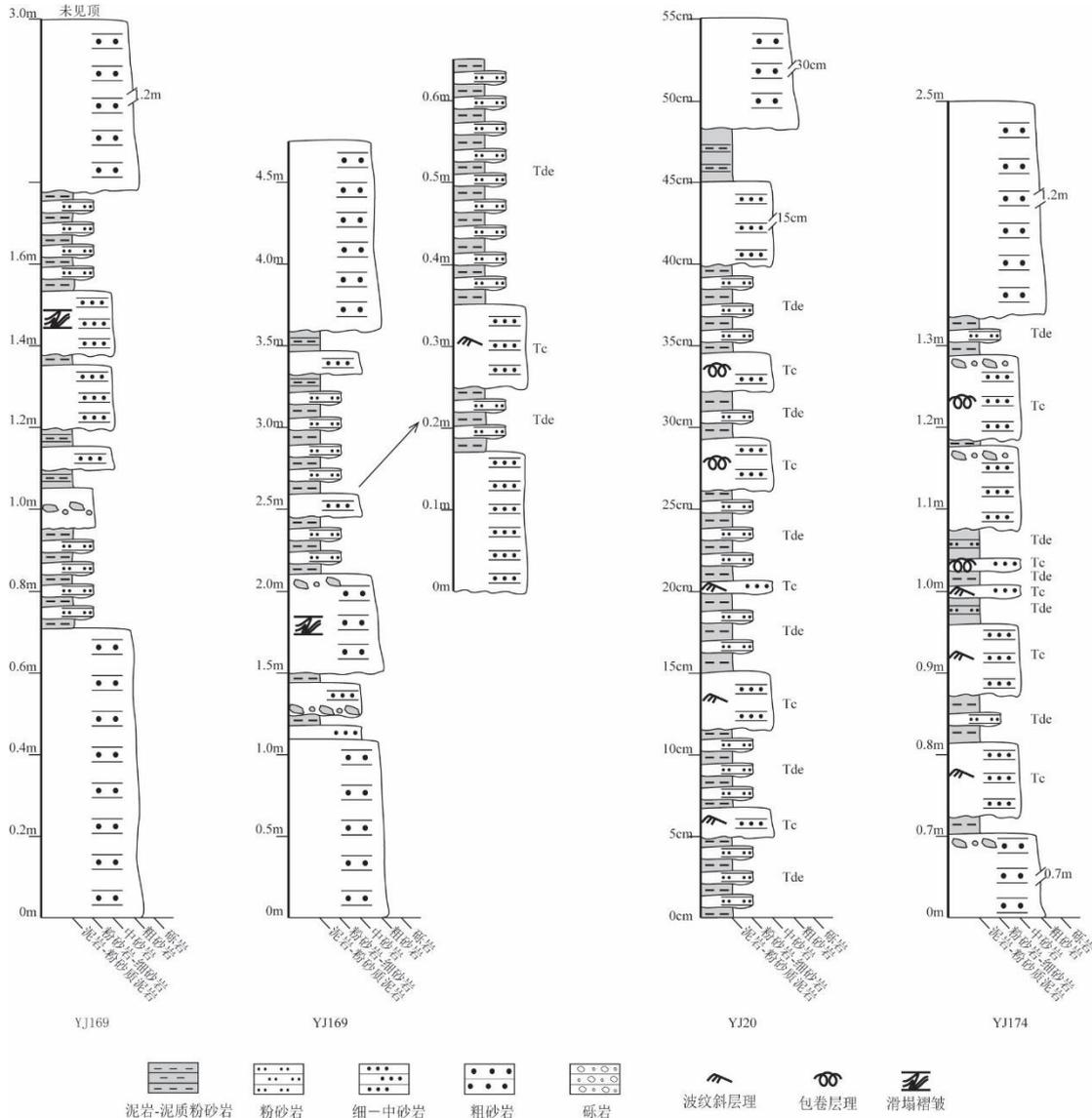


图 3.23 贞丰—紫云三叠系沉积柱状图

Fig. 3.23 Sedimentary column of the Triassic around Zhenfeng-Ziyun area

潮坪相沉积

该路线中潮坪相沉积主要包括砂坝—潮下带沉积和潟湖相沉积。

砂坝—潮下带沉积主要出现在贞丰县城一带。砂坝沉积岩石组合为厚层砂岩

夹薄层粉砂岩泥岩，其中砂岩为灰色钙质粗砂岩-中砂岩，单层厚度 0.4-1.3 m，部分粗砂岩中发育板状斜层理。砂体呈楔状，楔形砂体之间夹有薄层泥岩/粉砂岩（图 3.24a）。砂坝沉积向东逐渐过渡为以灰色薄层状钙质泥岩和粉砂岩为主的潮下带沉积，泥岩和粉砂岩单层厚度 0.2-4 cm（图 3.24b），发育水平层理。

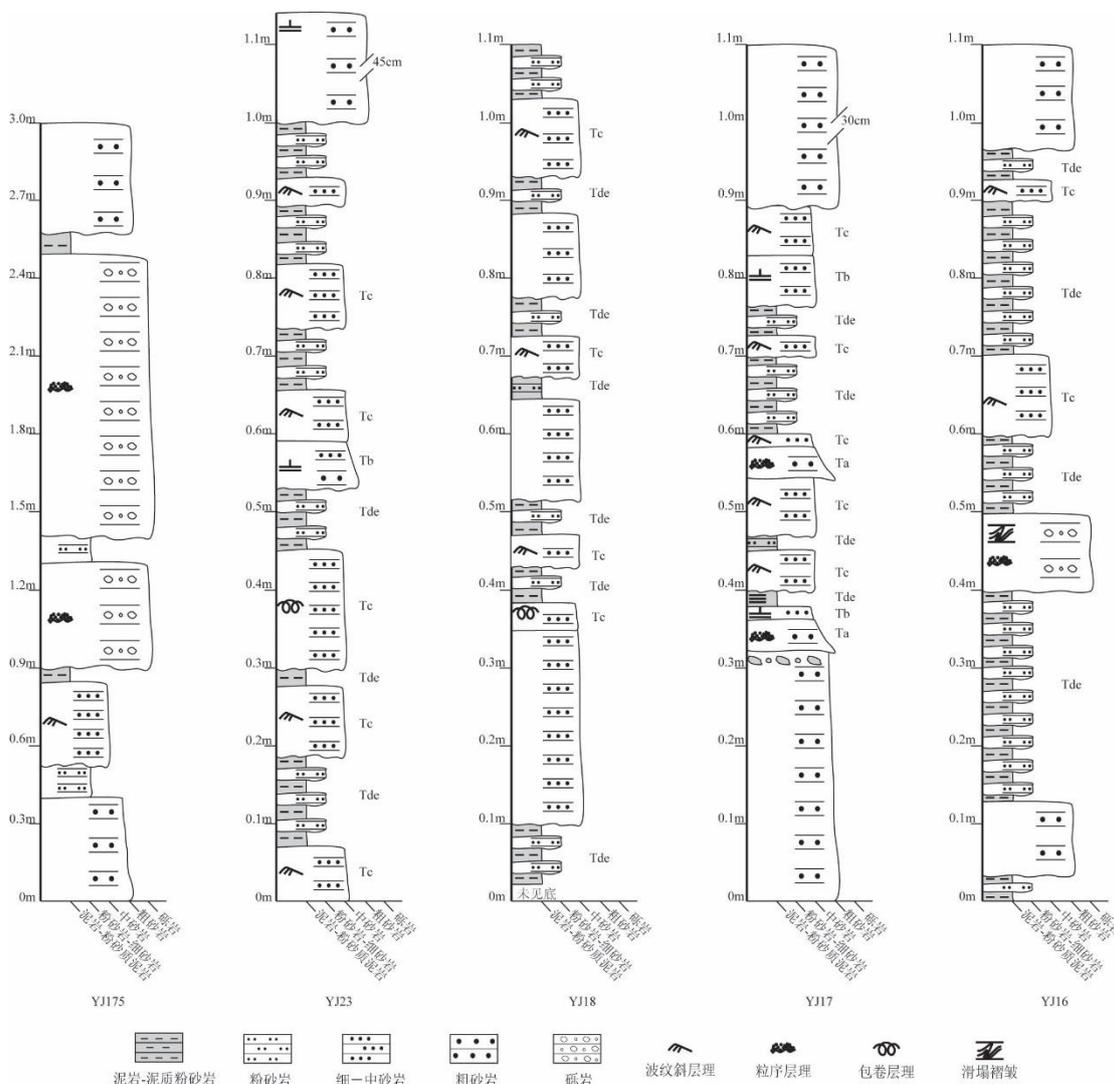


图 3.23 贞丰—紫云三叠系沉积柱状图（续）

Fig. 3.23 Sedimentary column of the Triassic around Zhenfeng-Ziyun area (continued)

潮坪潟湖相沉积在该路线中主要分布在六马—紫云县城一带，岩石组合表现为灰色—灰黑色灰岩、泥灰岩，单层厚度 5-13 cm，变形强烈（图 3.24c）。泥灰岩中通常发育水平层理（图 3.24d），部分灰黑色泥灰岩中可能含有炭质成分。



图 3.24 贞丰—紫云县城三叠统潮坪相野外照片

Fig. 3.24 Field photographs showing the Middle Triassic tidal flat deposits around Zhenfeng - Ziyun area

a-厚层楔形砂体夹薄层泥岩，砂岩发育板状斜层理；b-薄层钙质泥岩与钙质粉砂岩互层；c-灰色-灰黑色薄层灰岩与泥灰岩互层，强烈褶皱；d-泥灰岩中发育水平层理。

浊积扇相沉积

贞丰县城—紫云县城一线的浊积扇相沉积包括浊积扇上扇、中扇和扇端亚相，其中扇端亚相主要分布在良田乡—六马乡一带。

浊积扇上扇亚相由砾岩、粗砂岩、中砂岩和细砂岩共同构成（图 3.25a），浊积扇中扇亚相由灰色钙质粗砂岩、中砂岩、细砂岩和粉砂岩组成，包括水道和道间微相。水道微相包为粗砂岩和中砂岩，单层厚度 40-130 cm，具中—高起伏底面，砂岩中可见 rip-ups（图 3.25b）。道间微相表现为中砂岩、细砂岩和粉砂岩互层，单层厚度 1-17 cm，岩层厚度随粒度增大而增加。中砂岩、细砂岩中发育波纹斜层理、平行层理和包卷层理（图 3.25c），粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tbcd、Tcde 和 Tde。

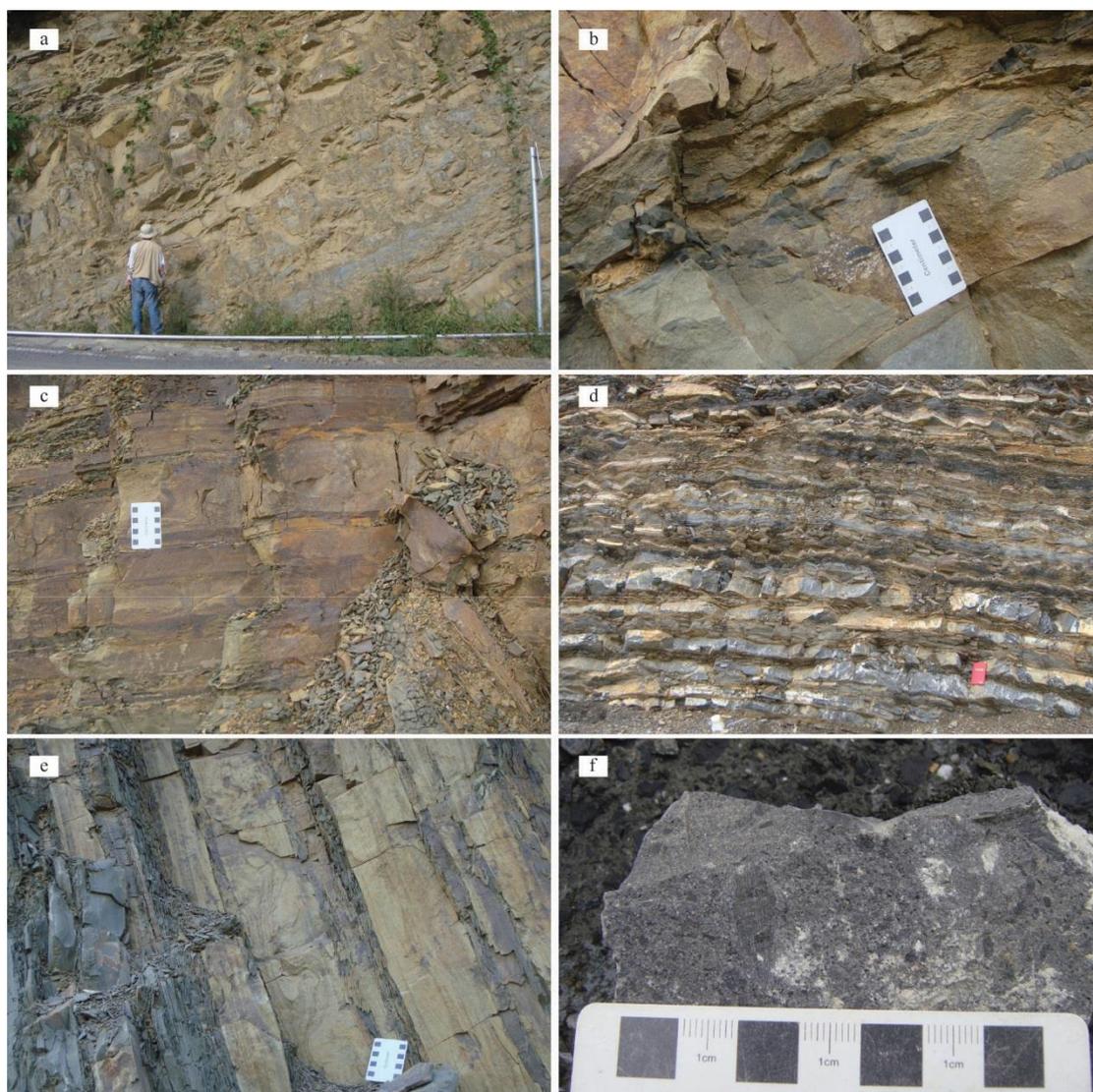


图 3.25 贞丰-紫云县城三叠统浊积扇相沉积野外照片

Fig. 3.25 Field photographs showing the Middle Triassic turbidite fan deposits around Zhenfeng - Ziyun area

a-浊积扇上扇亚相厚层砂岩与细砂岩互层，中夹一层砾岩；b-水道砂体中的 rip-ups；c-道间微相中的鲍马序列，c 段发育滑塌褶皱；d-浊积扇扇端亚相露头；e-扇端亚相中的鲍马序列，c 段发育滑塌褶皱，波纹斜层理和爬升层理；f-砂岩中富含植物化石碎屑。

浊积扇扇端亚相以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主，偶尔可见中砂岩透镜体（图 3.25d）。泥岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm，二者频繁互层，发育水平层理，部分

细砂岩中发育波纹斜层理、包卷层理和滑塌褶皱（图 3.25e），构成 Tcde 和 Tde 组合。在贞丰—紫云一线中，砂岩中含有大量植物化石碎屑（图 3.25f），表明该套沉积为近源沉积。

3.2.2.3 盆地中部支线中三叠统沉积相分布特征

3.2.2.2.1 贞丰县连环乡支线

该条支线（图 1.1 路线 3）穿过 1/20 万地质图中“相变界线”。在该“相变界线”西侧为碳酸盐岩沉积，东侧为碎屑岩沉积。野外考察过程中发现，在“相变界线”附近存在大量滑塌褶皱，单界线两侧沉积相十分相似，东侧碎屑岩为潮下带沉积，可能开始向浊积岩过渡（图 3.23）。

潮下带沉积

该路线西段为中薄层灰岩、砂屑灰岩夹泥灰岩。泥灰岩单层厚度 0.4-6 cm，发育滑塌褶皱（图 3.26a），指示该地区存在古斜坡。灰岩和砂屑灰岩单层厚度 20-58 cm，其中可见大量生物化石（图 3.26b）。该套组合向东逐渐过渡为以薄层泥灰岩和钙质泥岩为主的潮下带沉积（图 3.26c），其中发育水平层理。潮下带泥相沉积向东，岩石组合变为中厚层砂岩与薄层粉砂岩泥岩互层（图 3.25d），砂岩单层厚度 10-40 cm，粉砂岩泥岩单层厚度 ≤ 2 cm，其中发育水平层理和波痕（图 3.26e）。总体而言，该地区开始由潮下带沉积向浊积扇相沉积过渡。

3.2.2.2.2 平塘—八渡/旧州—册亨县城—安龙县城

该路线为图 1.1 中路线 4，中三叠统沉积包括浊积扇相沉积和潮坪相沉积（图 3.27），其中浊积扇相沉积分布在平塘—八渡/旧州—册亨县城一带，潮坪相沉积分布于册亨县城周边—安龙县城一带，总体而言，该路线呈现出水体自南向北逐渐变浅的趋势。

浊积扇相沉积

浊积扇相沉积主要为扇中亚相和扇端亚相，扇中亚相分布较广泛，扇端亚相主要分布在八渡和旧州一带。

浊积扇中扇亚相由灰色钙质粗砂岩、中砂岩、细砂岩和粉砂岩组成（图 3.28a），包括水道和道间微相。道间微相表现为中砂岩、细砂岩和粉砂岩互层，中砂岩、细砂岩中发育滑塌褶皱（图 3.28b）和波纹斜层理（图 3.28c），粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理。部分粗砂岩中发育递变层理，底

部可见破碎的泥砾(图 3.28d)。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tabc, Tbcd、Tcde 和 Tde。水道微相包为粗砂岩和中砂岩, 单层厚度 40-130cm, 具中—高起伏底面, 底面发育槽模(图 3.28e)。

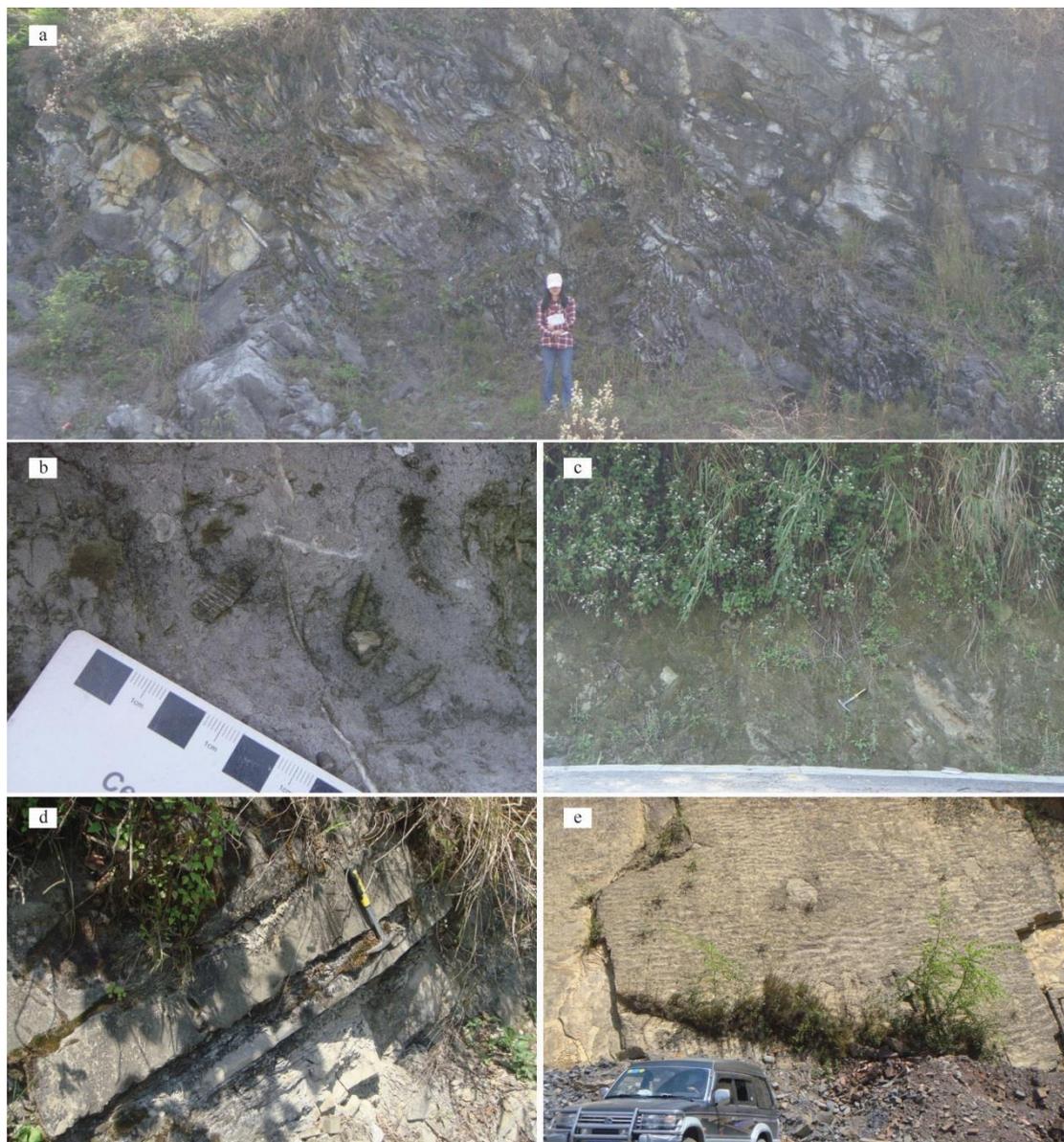


图 3.26 贞丰连环乡分支剖面野外照片

Fig. 3.26 Field photographs of section of Lianhuan, Zhenfeng

a-中厚层灰岩夹发育滑塌褶皱的薄层泥灰岩; b-灰岩中的生物化石; c-潮下带薄层泥灰岩和钙质泥岩; d-中厚层砂岩与薄层泥岩粉砂岩互层; e-波痕

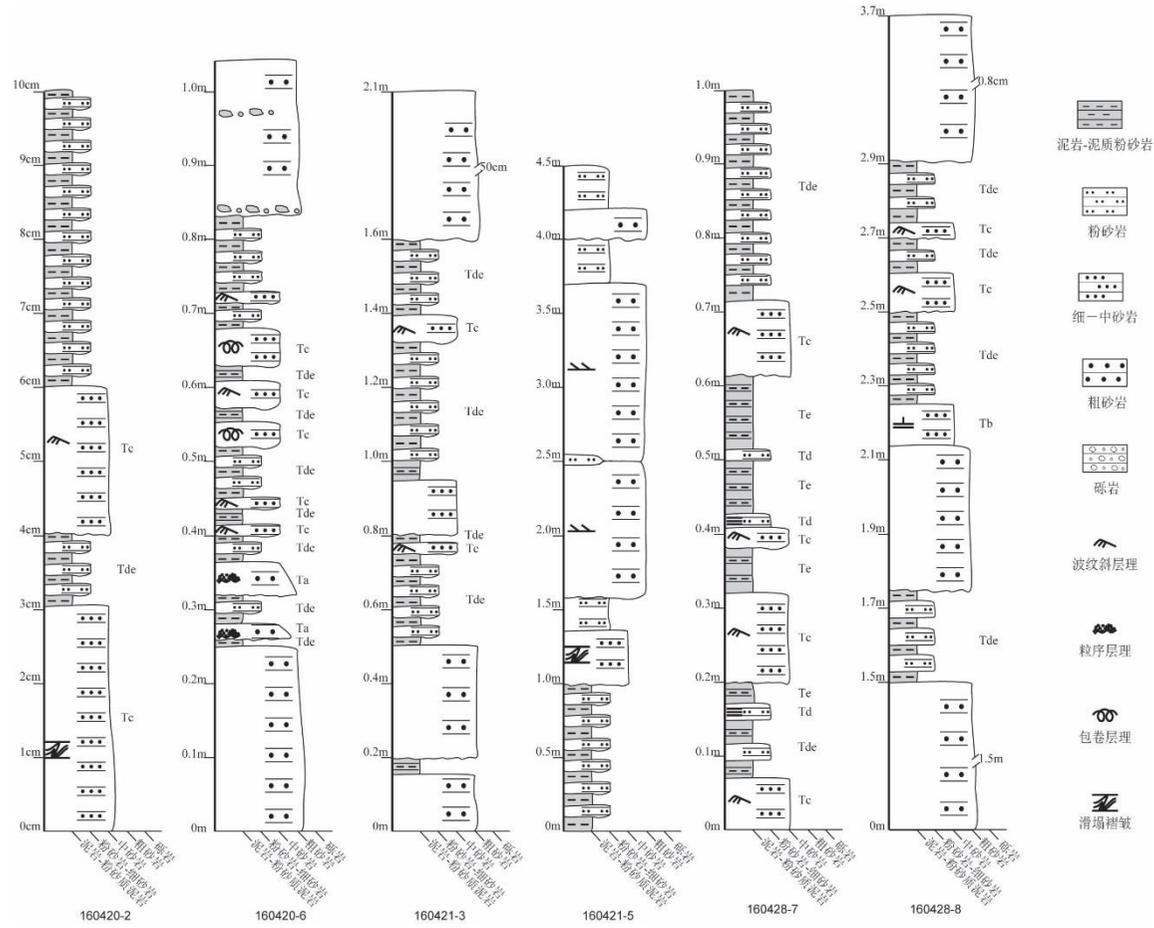


图 3.27 平塘—八渡/旧州—册亨三叠系沉积柱状图

Fig. 3.27 Sedimentary column of the Triassic around Pingtang, Badu, Jiuzhou, Ceheng area

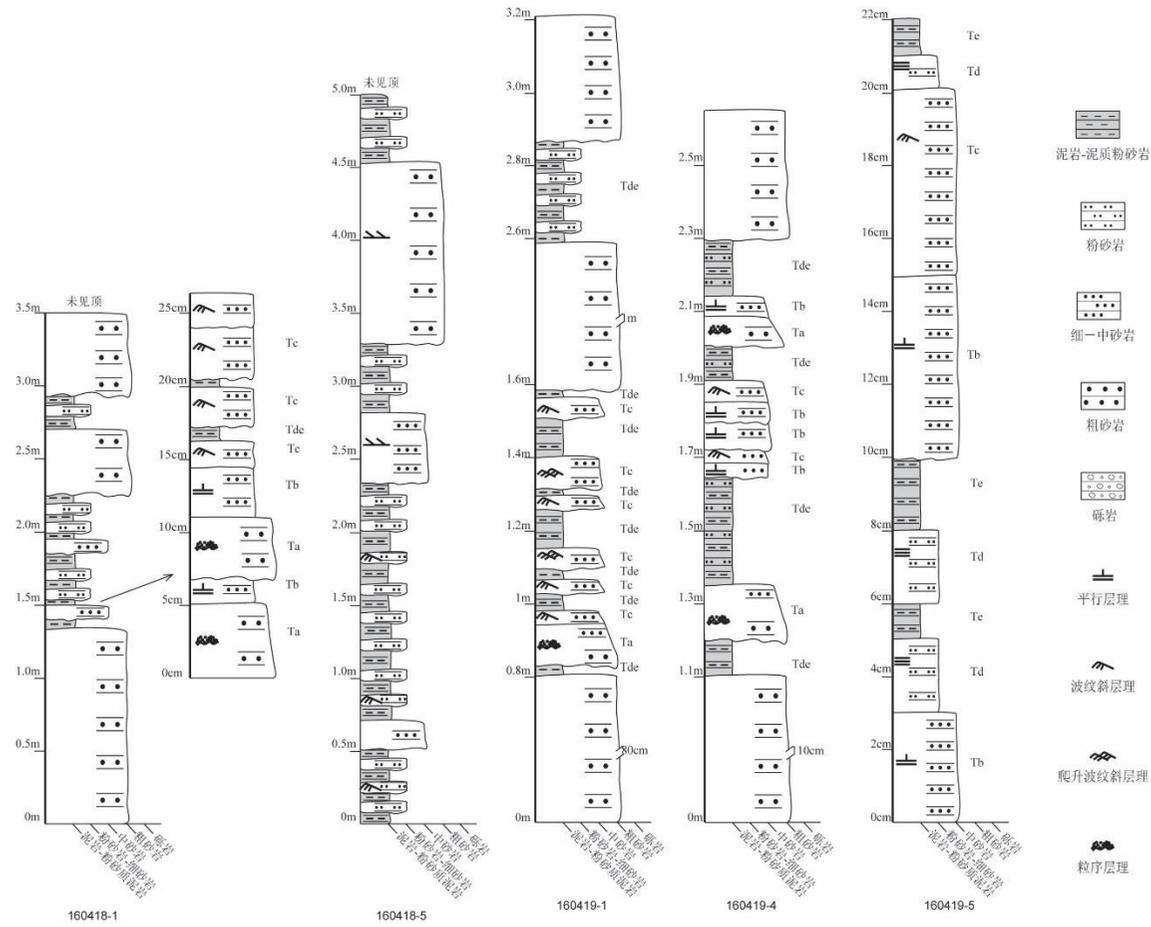


图 3.27 平塘—八渡/旧州—册亨三叠系沉积柱状图 (续)

Fig. 3.27 Sedimentary column of the Triassic around Pingtang, Badu, Jiuzhou, Ceheng area (continued)

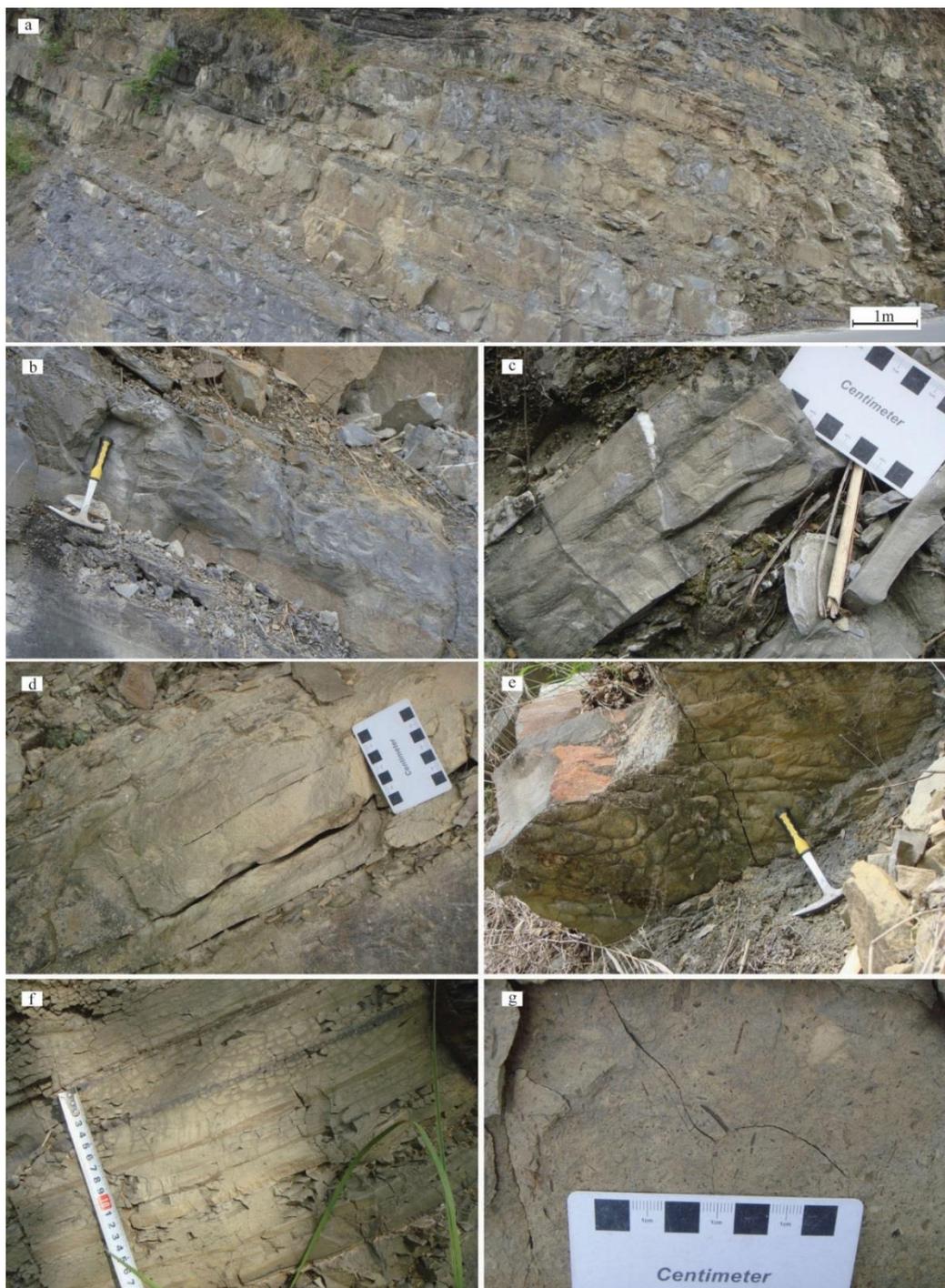


图 3.28 平塘-八渡/旧州-册亨县城三叠统浊积扇相沉积野外照片

Fig. 3.28 Field photographs showing the Middle Triassic turbidite fan deposits around Pingtang - Badu/Jiuzhou - Ceheng area

a-浊积扇中扇亚相厚层砂岩与薄层粉砂岩、泥岩互层；b-滑塌褶皱；c-波纹斜层理；d-下部粗砂岩发育正粒序，底部发育 rip-ups；e-槽模；f-浊积扇扇端亚相泥岩粉砂岩构成的 T_{cd} 和 T_{de}；g-细砂岩中的植物化石碎屑。

浊积扇扇端亚相以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主，偶尔可见中砂岩透镜体。泥岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm，二者频繁互层，发育水平层理，部分细砂岩中发育波纹斜层理（图 3.28f），构成 Tcde 和 Tde 组合。该路线中三叠统富含大量植物化石碎片（图 3.28g），表明该套沉积为近源沉积。

潮坪—潟湖沉积

以灰色薄层钙质泥岩、泥灰岩和泥质粉砂岩为主，偶夹砂屑灰岩透镜体（图 3.29a）。砂屑灰岩为灰白色，呈透镜状夹于泥岩、泥灰岩组合中，单层厚度 15-52 cm，侧向延伸 7 m 左右（图 3.29b），属潟湖水道微相。泥质粉砂岩、钙质泥岩、泥灰岩单层厚度 1 cm 左右，二者频繁互层，其中发育水平层理，构成潟湖相沉积（图 3.29c）。部分砂屑灰岩中发育双向交错层理（图 3.29d），代表了潮汐作用产生的双向水流。

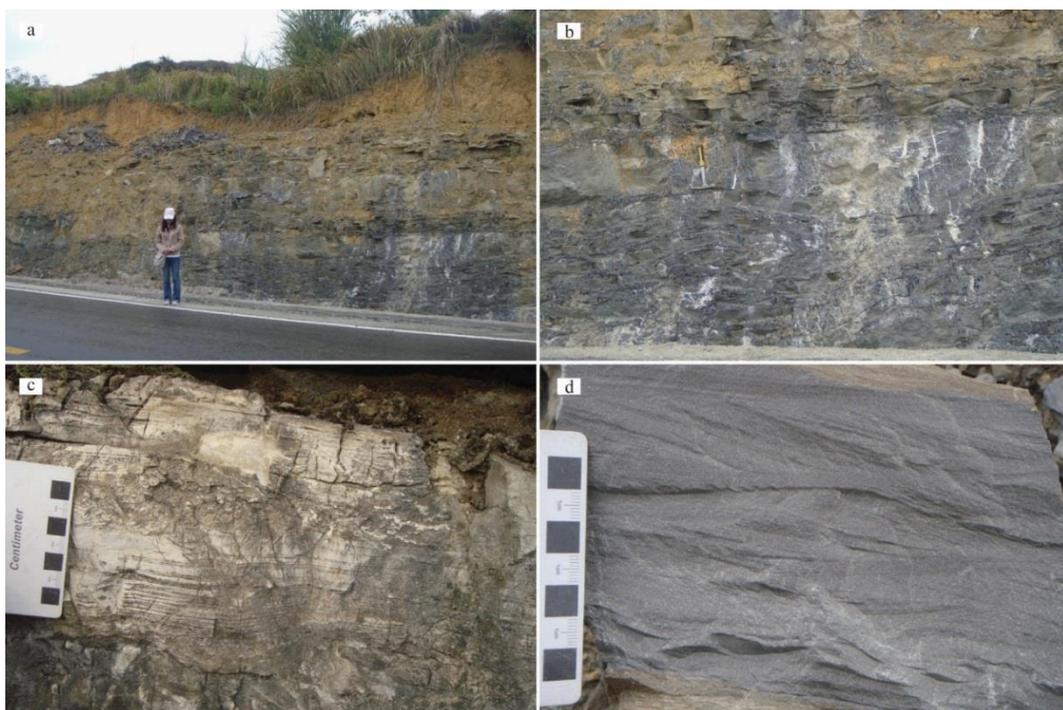


图 3.29 册亨县城-安龙县城三叠统潮坪相沉积野外照片

Fig. 3.29 Field photographs showing the the Middle Triassic tidal flat deposits around Anlong - Ceheng area

a-薄层状泥灰岩夹中厚层砂屑灰岩；b-砂屑灰岩具高起伏底面且呈透镜状夹于泥灰岩中；c-泥灰岩中发育水平层理；d-砂屑灰岩中的双向交错层理。

3.2.2.2.3 隆林一祥播支线

隆林一祥播支线（图 1.1 路线 5）与扁牙一板凳河路线近乎平行，沉积相为浊积扇相（图 3.18），由灰色—灰褐色粗砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同组成（图 3.30a），主要为浊积扇中扇亚相，包括水道和道间微相。水道微相为粗砂岩，厚度通常介于 15-40 cm 之间水道砂体具中等起伏底面（图 3.30a）。道间微相岩石组合为中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩。中砂岩和细砂岩中发育滑塌褶皱和包卷层理（图 3.30b），粉砂岩和泥岩中发育水平层理，构成鲍马序列 Tcde, Tde 组合。另外，在中三叠统底部靠近隆林一带可见一套由粗砂岩和砾岩，（图 3.30c），其中砾岩磨圆较好，但分选极差（图 3.30d）。同时薄层状泥岩发育滑塌褶皱。这些现象表明隆林一祥播一带具有坡度较陡的古地貌特征。



图 3.30 隆林一祥播中三叠统浊积扇沉积野外照片

Fig. 3.30 Field photographs showing the Middle Triassic turbidite fan deposits around Longlin - Xiangbo area

a-厚层砂岩夹薄层粉砂岩/泥岩，部分粗砂岩具有中等起伏底面；b-中砂岩中的滑塌褶皱和包卷层理；c-砂岩中的砾岩夹层；d-砾石磨圆较好但分选极差，薄层泥岩发育滑塌褶皱。

3.2.2.2.4 定安—潞城—龙车

定安—潞城—龙车一线（图 1.1 路线 6）沉积相相对单一，为浊积扇扇端亚相（图 3.31），由灰色钙质粗砂岩、中砂岩、粉砂岩和泥岩共同组成（图 3.32a），其中富含大量植物化石碎屑（图 3.32b）。该路线扇端亚相包括水道和道间微相，其中水道微相为粗砂岩，厚度通常介于 15-40 cm 之间（图 3.32c）。水道砂体底面发育沟模（图 3.32d）。道间微相岩石组合为中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩。中砂岩和细砂岩中发育波纹斜层理（图 3.32e）、滑塌褶皱（图 3.32f）和包卷层理（图 3.32g），粉砂岩和泥岩中发育水平层理（图 3.32f-g），构成鲍马序列 Tcde, Tde 组合。

3.2.3 盆地东部中三叠统沉积相分布特征

中三叠统在南盘江盆地东部出露范围较广，下面将对者桑—剥隘—阳圩（图 1.1 路线 9），大楞—那怀（图 1.1 路线 10），龙川—百标—那豆（图 1.1 路线 12），巴马—玉凤—岩利（图 1.1 路线 11）和澄碧河水库—下甲（图 1.1 路线 13）五条分线分开进行叙述。

3.2.3.1 者桑—剥隘—阳圩

中三叠统在者桑—剥隘—阳圩一线（图 1.1 路线 9）包括潮下带相沉积和浊积扇相沉积（图 3.33），其中潮下带沉积主要分布在者桑一带，浊积扇相沉积分布相对广泛。

潮下带相沉积

潮下带沉积以灰色钙质粉砂岩、泥灰岩和细砂岩共同构成。泥灰岩和泥质粉砂岩频繁互层，单层厚度 0.5-2 cm，其中可见水平层理。细—中砂岩单层厚度 5-30 cm，侧向延伸稳定（图 3.34a）。该套沉积于下三叠统潮下带沉积具有相同的沉积特征。

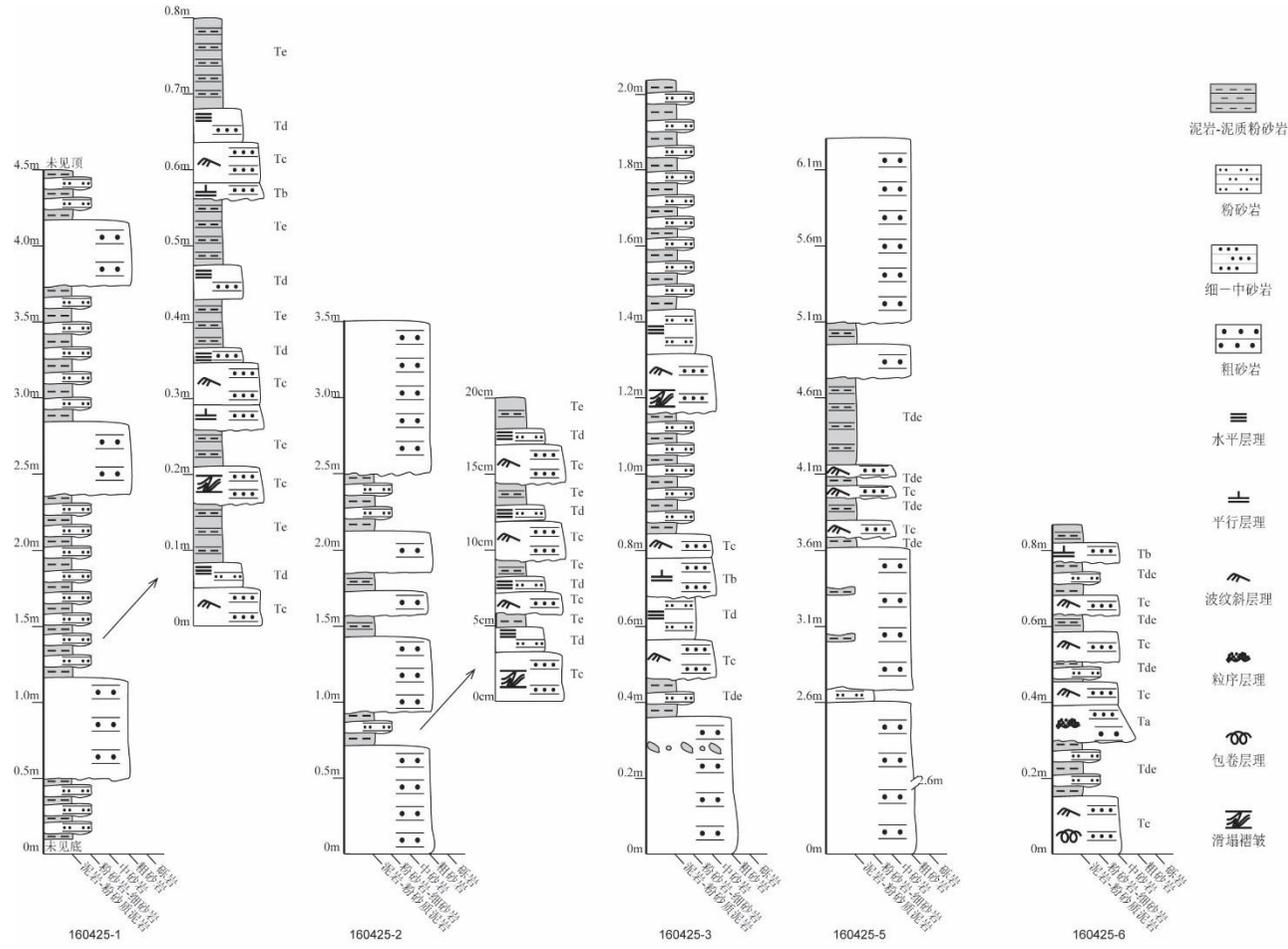


图 3.31 定安—潞城—龙车三叠系沉积柱状图

Fig. 3.31 Sedimentary column of the Triassic around Ding'an, Lucheng and Longche area

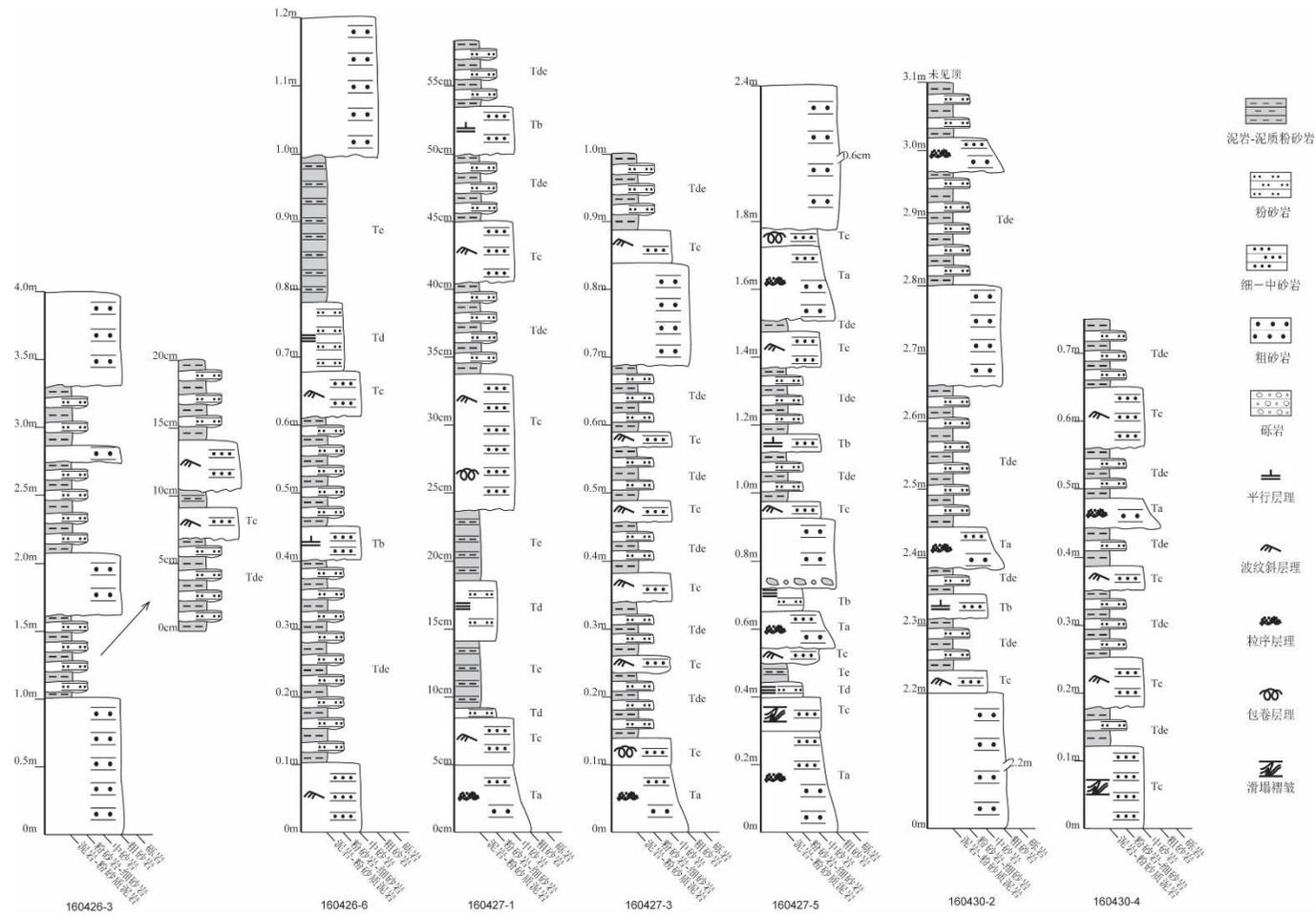


图 3.31 定安—潞城—龙车三叠系沉积柱状图 (续)

Fig. 3.31 Sedimentary column of the Triassic around Dingan, Lucheng and Longche area (continued)



图 3.32 定安-潞城-龙车中三叠统浊积扇扇端亚相沉积野外照片

Fig. 3.32 Field photographs showing the Middle Triassic turbidite outer fan subsurface deposits around Dingan - Lucheng - Longche area

a-浊积扇扇端亚相中厚层砂岩与薄层泥岩互层；b-细砂岩中富含植物化石碎屑；c-沟模；
d-下部包卷层理，上部波纹斜层理；e-中部滑塌褶皱，顶部和底部粉砂岩/泥岩发育水平层理；f-中砂岩发育包卷层理，粉砂岩泥岩中发育水平层理。

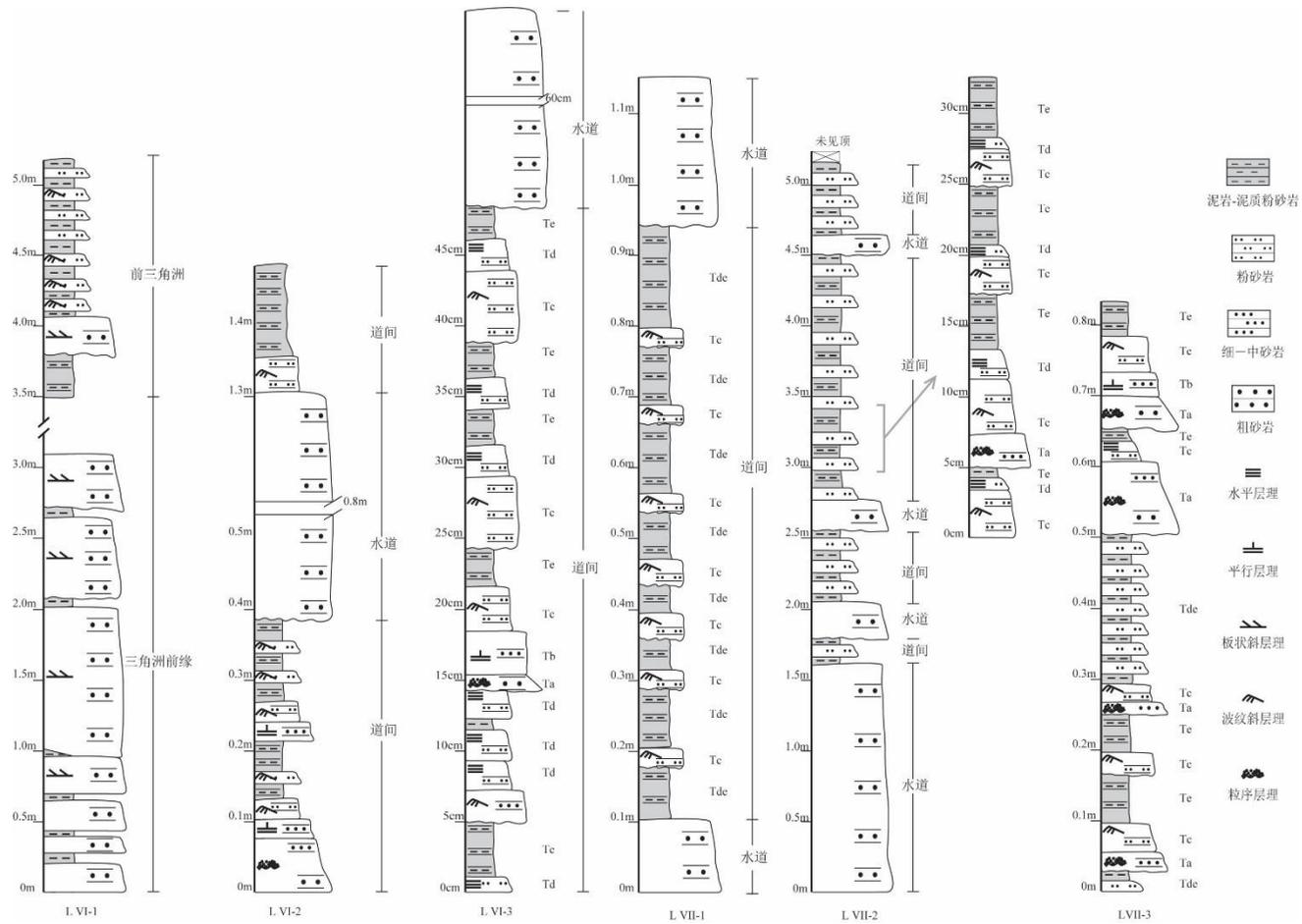


图 3.33 者桑、剥隘、玉凤和巴马地区三叠系沉积柱状图

Fig. 3.33 Sedimentary column of the Triassic around Zhesang, Boai, Yufeng and Bama area

浊积扇相

分布于者桑—剥隘—阳圩一带的浊积扇相沉积包括中扇和扇端两个亚相，中扇亚相主要分布者桑—剥隘一线，而扇端亚相主要分布在剥隘—阳圩一线，近东西向展布，因此呈现出自者桑向北水体逐渐加深至剥隘一带出现扇端—深水盆地相的沉积相空间分布特征。

中扇亚相由灰色钙质粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成，包括水道微相和道间微相（图 3.34b）。水道微相包为粗砂岩和中砂岩，单层厚度 50-110 cm，具中—高起伏底面。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层，单层厚度 0.5-8 cm。中砂岩、细砂岩中发育波纹斜层理、平行层理和包卷层理，粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理（图 3.34c-d）。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tcde、Tbcd 和 Tde。

分布于剥隘一带的浊积扇扇端亚相靠近深水盆地，以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主。泥岩和粉砂岩单层厚度 0.5 cm±，二者频繁互层，发育水平层理，部分细砂岩中发育波纹斜层理，构成 Tcde 和 Tde 组合（图 3.34e-f）。中砂岩单层厚度 3-8 cm，呈透镜状夹于泥岩、粉砂岩组合之中，具高起伏底面，构成浊积扇扇端亚相中的水道微相。

3.2.3.2 大楞—那怀

大楞—那怀分线（图 1.1 路线 10）中三叠统为浊积扇相沉积，包括上扇、中扇、扇端三个亚相（图 3.35），其中上扇亚相分布于大楞一带，中扇亚相在沿线均有分布，至那怀一带为扇端近深水盆地相沉积，具有向北东侧水体逐渐加深的沉积相分布特征。

上扇亚相岩石组合为灰色—灰褐色含砾粗砂岩、粗砂岩、中—细砂岩。含砾粗砂岩和粗砂岩单层厚度 40-1.2 m，含砾砂岩中发育正粒序，向上逐渐过渡为粗砂岩且岩层顶面可见平行层理（图 3.36a），这一现象指示了由重力流向牵引流的转变，底部具冲刷面，可见磨圆较好的泥砾（图 3.36b），构成上扇亚相水道微相。道间微相表现为细—中砂岩和粉砂岩互层，单层厚度 1-3 cm，细砂岩中可见粒序层理、波纹斜层理和平行层理（图 3.36c），粉砂岩中发育水平层理，构成鲍马序列 Tabc、Tbde、Tcde 和 Tde 组合。另外，道间微相中部分粉砂岩层中可见植物化石碎片（图 3.36d），指示该套沉积为近源沉积。

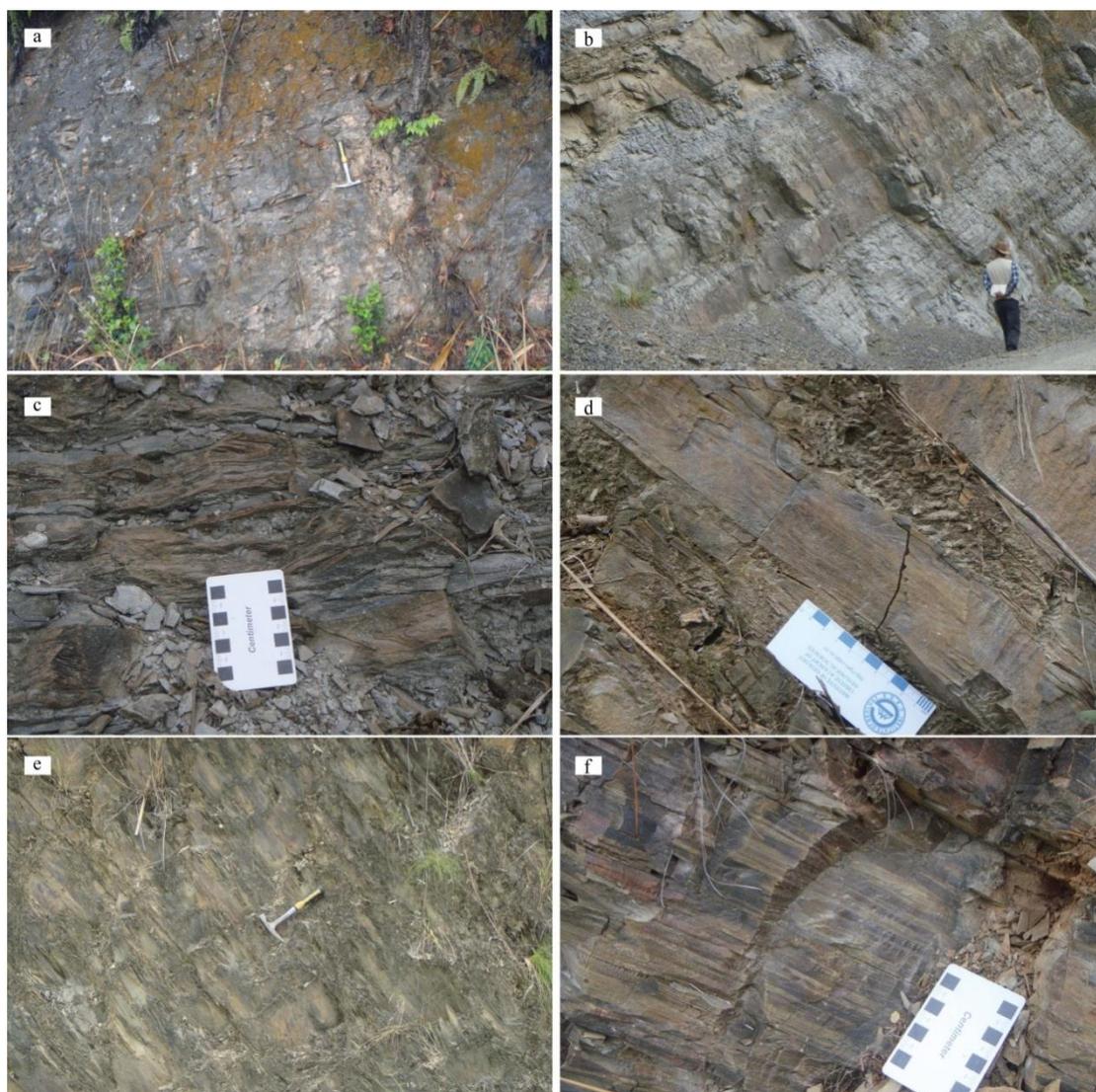


图 3.34 者桑—剥隘—阳圩潮下带和浊积扇沉积野外照片

Fig. 3.34 Field photographs showing the subtidal zone and turbidite fan deposits around Zhesang - Boai - Yangxu area

a-潮下带沉积中泥岩和泥灰岩互层构成韵律层理；b-浊积扇中扇亚相，包括水道和道间微相；c-Tcde 组合，c 段发育包卷层理；d-Tcde 组合，c 段发育滑塌褶皱；e-浊积扇扇端亚相以泥岩和粉砂岩为主；f-扇端亚相中发育 Tcde、Tde 组合。

浊积扇中扇亚相由灰色—灰褐色钙质粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成，包括水道微相和道间微相（图 3.36e）。水道微相包为粗砂岩和中砂岩，单层厚度 30-70 cm，具中—高起伏底面。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、

粉砂岩、泥岩互层，单层厚度 0.5-5 cm。中砂岩、细砂岩中发育波纹斜层理、平行层理和滑塌褶皱（图 3.36f），粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tcde、Tbcd 和 Tde。

浊积扇扇端亚相—深水盆地相分布于那怀一带，以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主。泥岩和粉砂岩单层厚度 0.5 cm±，二者频繁互层（图 3.36g），发育水平层理，部分细砂岩中发育波纹斜层理，构成 Tcde 和 Tde 组合（图 3.36h）。中砂岩单层厚度 3-8 cm，呈透镜状夹于泥岩、粉砂岩组合之中，具高起伏底面，构成浊积扇扇端亚相中的水道微相。扇端末梢—深水盆地相中砂体极为罕见，总体由泥岩和粉砂岩互层构成。

3.2.3.3 龙川—百标—那豆

龙川—百标—那豆一线（图 1.1 路线 12）中三叠统为浊积扇相沉积（图 3.35），可识别出中扇和扇端两个亚相。其中中扇亚相分布在龙川—百标一带，而扇端—深水盆地相沉积则分布在百标—那豆一带，具有向南水体加深的特征。

浊积扇中扇亚相由灰色—灰褐色钙质粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成，包括水道微相和道间微相（图 3.37a）。水道微相包为粗砂岩和中砂岩，单层厚度 30-70 cm，具中—高起伏底面，底部可见泥砾（图 3.37b）。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层，单层厚度 0.5-5 cm。中砂岩、细砂岩中发育波纹斜层理、平行层理和爬升层理（图 3.37b-c），粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理（图 3.37c）。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tcde、Tbc 和 Tde。

浊积扇扇端亚相—深水盆地相分布于龙川—百标一带，以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主。泥岩和粉砂岩单层厚度 0.5 cm±，二者频繁互层，发育水平层理，部分细砂岩中发育波纹斜层理（图 3.37d），构成 Tcde 和 Tde 组合。向南露头风化较严重，难以观察到沉积构造，仅能根据泥岩和粉砂岩为主的岩石组合以及侧向毗邻浊积扇相沉积推测为深水盆地相沉积。

3.2.3.4 巴马—玉凤—岩利

中三叠统在巴马—玉凤—岩利一线（图 1.1 路线 11）由障壁砂坝、潮下带和浊积扇相共同构成（图 3.32），在玉凤一带存在高地，玉凤—巴马之间存在深水带，玉凤向西南水体逐渐加深。

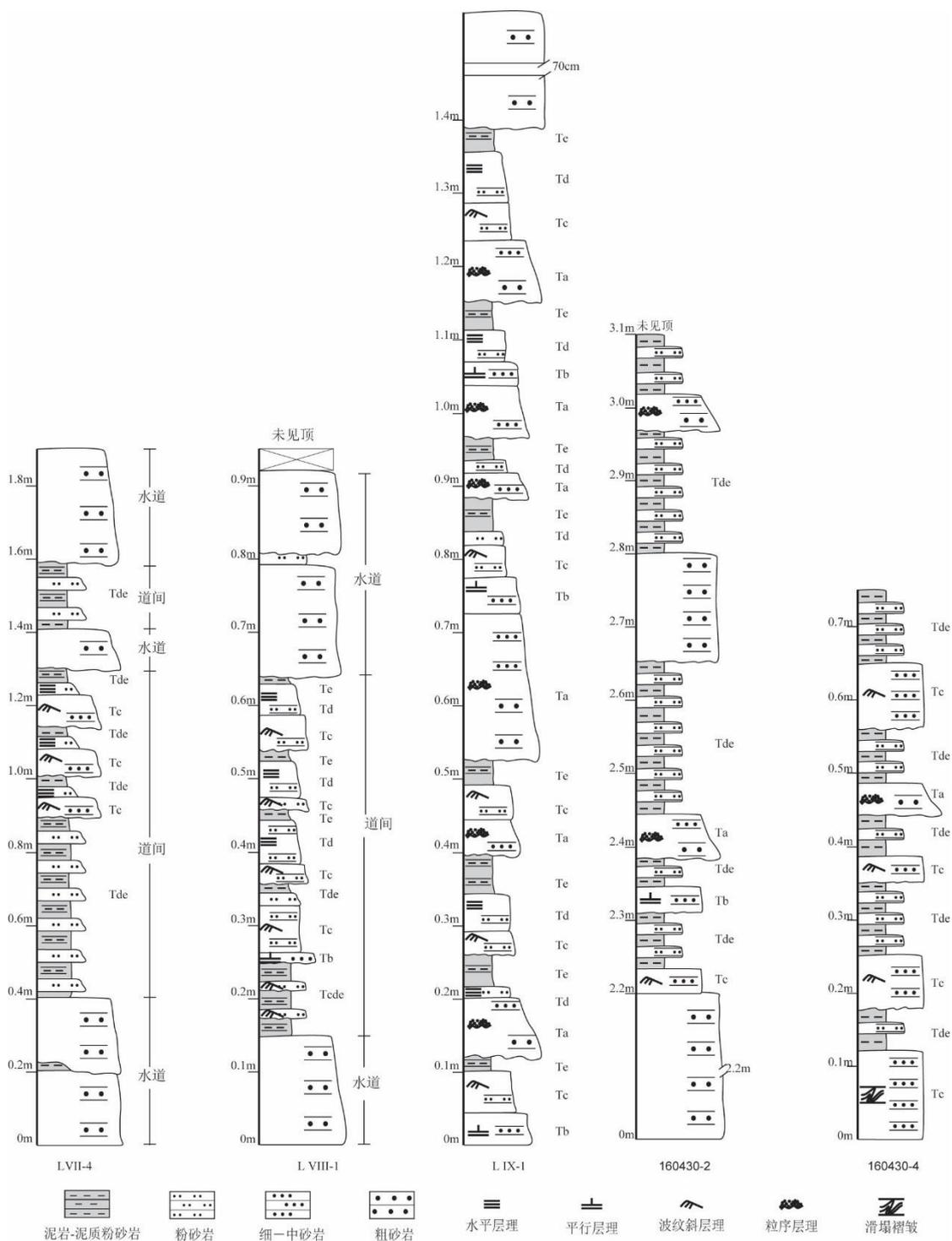


图 3.35 大楞、那怀、龙川一带三叠系沉积柱状图

Fig. 3.35 Sedimentary column of the Triassic around Daleng, Nahuai and Longche area

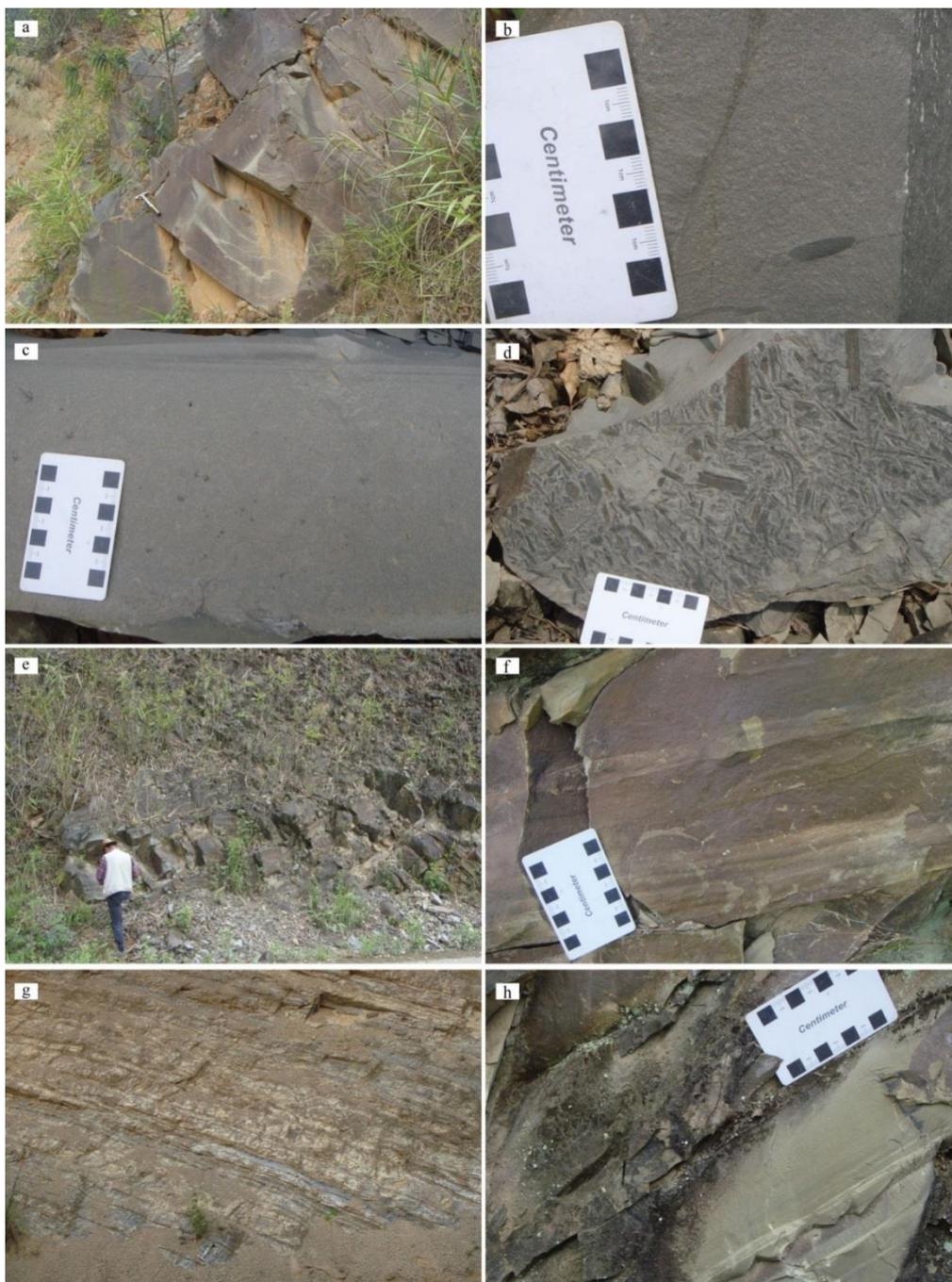


图 3.36 大楞—那怀浊积扇相沉积野外照片

Fig. 3.36 Field photographs showing the turbidite fan deposits around Daleng - Nahuai area

a-浊积扇上扇亚相中的巨厚层砂岩；b-砂岩底部的泥砾；c-底部正粒序，中部平行层理，上部波纹斜层理；d-砂岩中的植物化石碎屑；e-浊积扇中扇亚相包括水道和道间微相；f-道间微相 Tcde 组合，c 段发育波纹斜层理和滑塌褶皱；g-扇端亚相泥岩和粉砂岩互层；h-泥岩粉砂岩中发育水平层理。

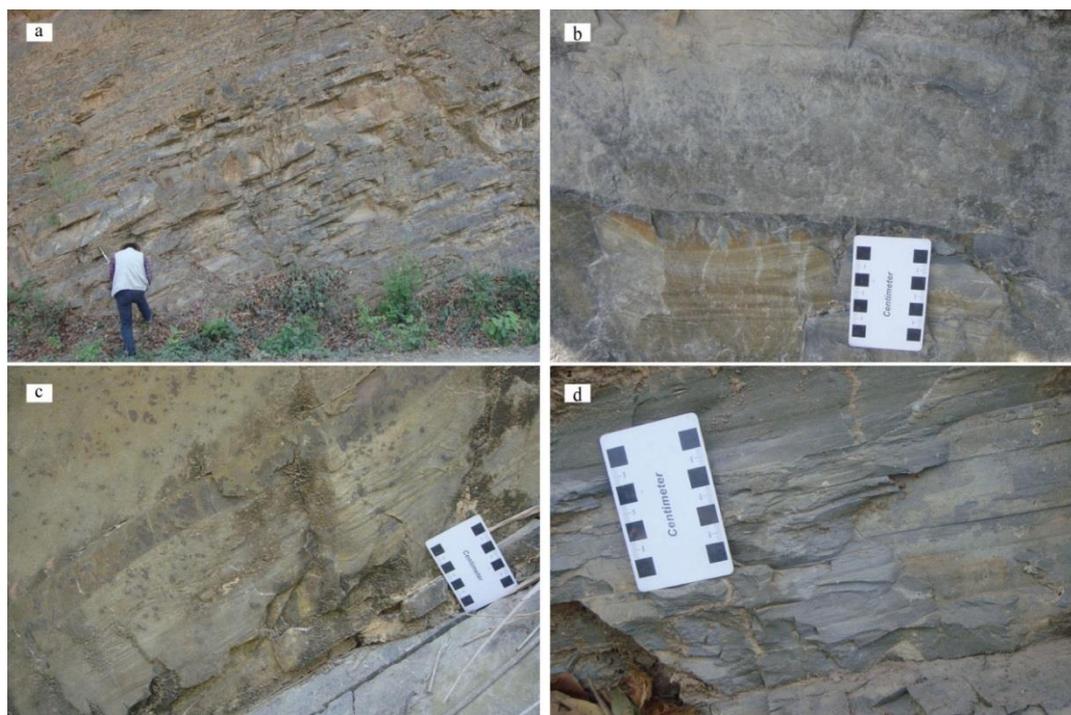


图 3.37 龙川—百标—那豆一带浊积扇相野外照片

Fig. 3.37 Field photographs showing the turbidite fan deposits around Longchuan - Baibiao - Nadou area

a-浊积扇中扇亚相粗砂岩与泥岩、粉砂岩组合；b-下部道间微相 Tcde 组合，c 段发育波纹斜层理，上部砂岩具有底冲刷面，底部可见泥砾；c-Tcde 组合，c 段发育爬升层理，d 段发育水平层理；d-浊积扇扇端-深水盆地相中泥岩和粉砂岩组合，粉砂岩中可见水平层理。

障壁砂坝相沉积侧向与玉凤一带下三叠统潮坪—潟湖相沉积相接，以灰色钙质中—粗砂岩为主，偶夹钙质泥岩和粉砂岩夹层。钙质中—粗砂岩单层厚度 40-140 cm，多为透镜状，露头尺度可见侧向尖灭趋势，根据出露情况估计侧向延伸可达 10 m±。中—粗砂岩中发育大型板状斜层理和槽状斜层理（图 3.38a）。钙质泥岩和粉砂岩单层厚度 1-3 cm，层系厚度 20-40 cm。

潮下带主要由泥岩和粉砂岩组成，偶尔可见厚度 20 cm±的细—中砂岩透镜体（图 3.38b）。砂岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm，二者频繁互层，其中发育水平层理，表明形成于水动力极弱的环境。部分细砂岩层发育不对称波痕（图 3.38c），指示形成于浅水波浪作用。

浊积扇中扇亚相在巴马—玉凤—岩利一线由灰色—灰褐色钙质粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成（图 3.38d），包括水道微相和道间微相。水道微相包为粗砂岩和中砂岩，单层厚度 30-70 cm，具中—高起伏底面，部分砂岩层中可见泥砾（图 3.38e）。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层，单层厚度 0.5-12 cm。中砂岩、细砂岩中发育沟模、波纹斜层理、平行层理、包卷层理和滑塌褶皱（图 3.38f-h），粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tabde、Tcde、Tbcd 和 Tde。

3.2.3.5 澄碧河水库—凌云（下甲）

澄碧河水库—凌云（下甲）一线（图 1.1 路线 13）中三叠统包括潮间带—潮下带沉积和浊积扇沉积。其中潮间带—潮下带沉积主要位于路线东侧下甲一带，而浊积扇相沉积主要分布在盆地东侧，总体而言，该路线反映出自东向西水体逐渐加深的古地貌特征。

潮间带—潮下带相沉积

潮间带沉积主要由中细粒砂岩和粉砂质泥岩组成，中砂岩单层厚度通常介于 30-50 cm 之间（图 3.39a），粉砂质泥岩单层厚度 0.3-2 cm，且粉砂岩中可见羽状交错层理（图 3.39b），显示受潮汐作用影响。潮下带沉积以灰色钙质粉砂岩、泥灰岩和细砂岩共同构成（图 3.39c）。泥灰岩和泥质粉砂岩频繁互层，单层厚度 0.2-2 cm，其中可见水平层理（图 3.39d），结合沉积相空间分布特征解释为潮下带沉积。

浊积扇相沉积

该路线中浊积扇相沉积主要由中扇和扇端亚相组成，且自下甲向澄碧河水库方向具有从中扇亚相为主逐渐过渡为扇端亚相为主的趋势。

中扇亚相由粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥岩共同构成（图 3.40a），包括水道微相和道间微相。水道微相包为粗砂岩和中砂岩，单层厚度 50-120 cm，具中—高起伏底面，底面可见印模（图 3.40b）。道间微相表现为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩互层，单层厚度 1-9 cm，岩层厚度随粒度增大而增加。中砂岩、细砂岩中发育波纹斜层理和滑塌褶皱（图 3.40c），粉砂岩和泥岩频繁互层，单层厚度小于 1 cm，发育水平层理。这些中薄层状砂岩和泥岩共同构成 Tbcd、Tcde 和 Tde。

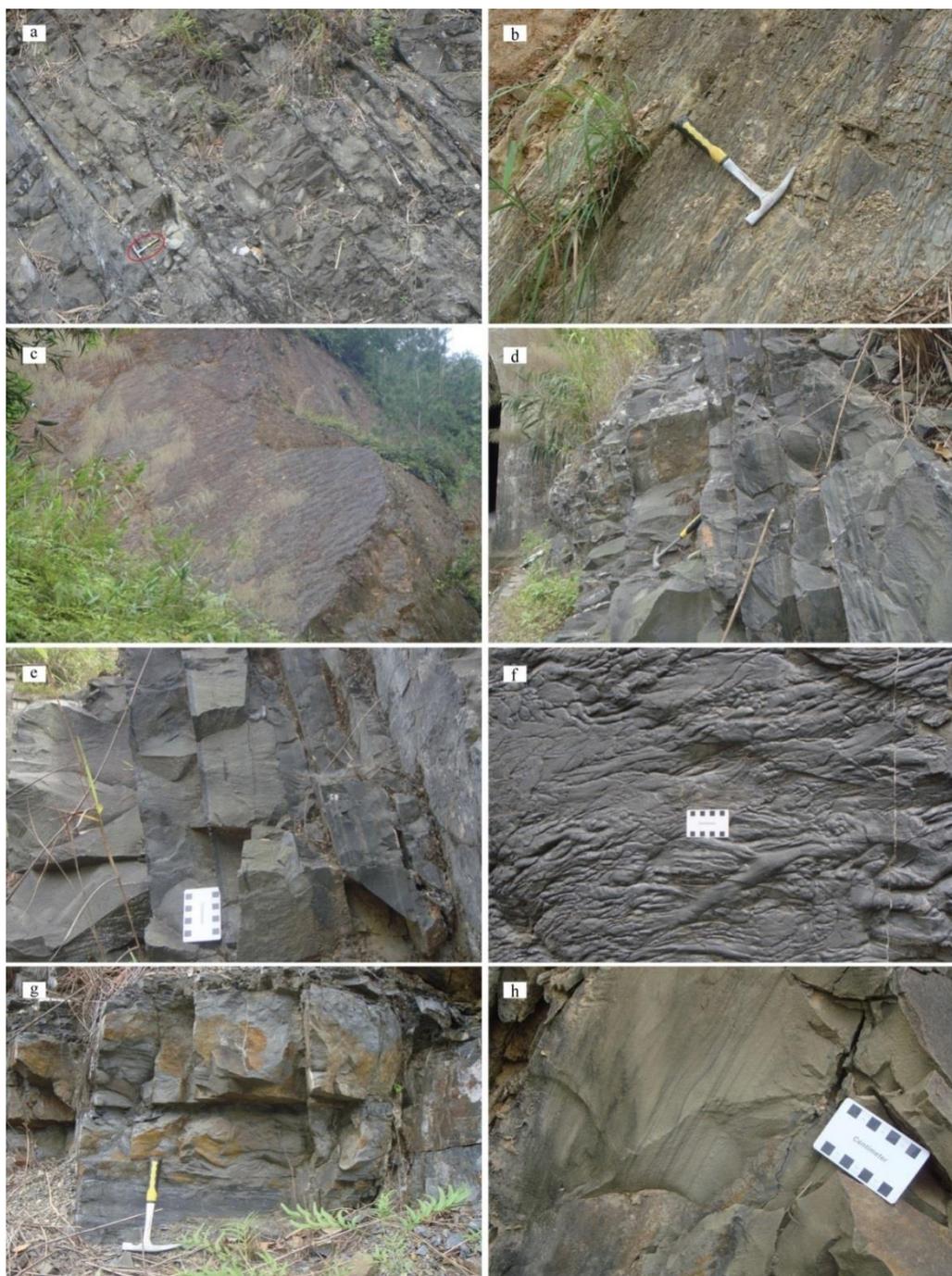


图 3.38 巴马—玉凤—岩利中三叠统野外照片

Fig. 3.38 Field photographs showing the Middle Triassic around Bama - Yufeng area

a-障壁砂坝砂岩中发育大型板状和槽状斜层理；b-潮下带沉积中泥岩和粉砂岩互层；c-不对称波痕；d-浊积扇中扇亚相粗砂岩夹细砂岩和粉砂岩组合；e-粗砂岩具有高起伏底面，其中可见棱角状泥砾；f-底模；g-滑塌褶皱；h-底部冲刷面含大量泥砾，中部平行层理，上部波纹斜层理。



图 3.39 下甲一带中三叠统潮间带—潮下带沉积野外照片

Fig. 3.39 Field photographs showing the Middle Triassic intertidal - subtidal zone deposits around Xiajia area

a-潮间带沉积中厚层细砂岩夹粉砂质泥岩；b-粉砂岩中的羽状交错层理；c-潮下带泥灰岩与粉砂质泥岩互层；d-泥灰岩中发育水平层理。

浊积扇扇端亚相以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主（图 3.40d），偶尔可见中砂岩透镜体。中砂岩单层厚度 10 cm 左右，呈透镜状夹与泥岩、粉砂岩组合之中，侧向延伸约 2-5 m，具高起伏底面（图 3.40e）构成浊积扇扇端亚相中的水道微相。泥岩和粉砂岩单层厚度小于 1 cm，二者频繁互层，发育水平层理，部分细砂岩中发育波纹斜层理，构成 Tbcde、Tcde 和 Tde 组合（图 3.40f）。

3.2.3.6 盆地东部中三叠统沉积相分布特征小结

盆地东部中三叠统主要为浊积扇相沉积，在百色周边一带主要为浊积扇扇端亚相-深水盆地相沉积，者桑一带、玉凤一带和凌云（下甲）一带古生界周围发育潮坪-潟湖相沉积。总体而言，盆地东部中三叠统在古生界周边为潮坪-潟湖相沉积，远离古生界逐渐变为浊积扇相沉积。这表明盆地东部的古生界在中三叠世

具有较高的古地貌特征。与此同时，值得注意的是分布在百色周边的中三叠统浊积扇扇端亚相-深水盆地相沉积，这些沉积是南盘江盆地内分布面积最大的中三叠统深水盆地相沉积。

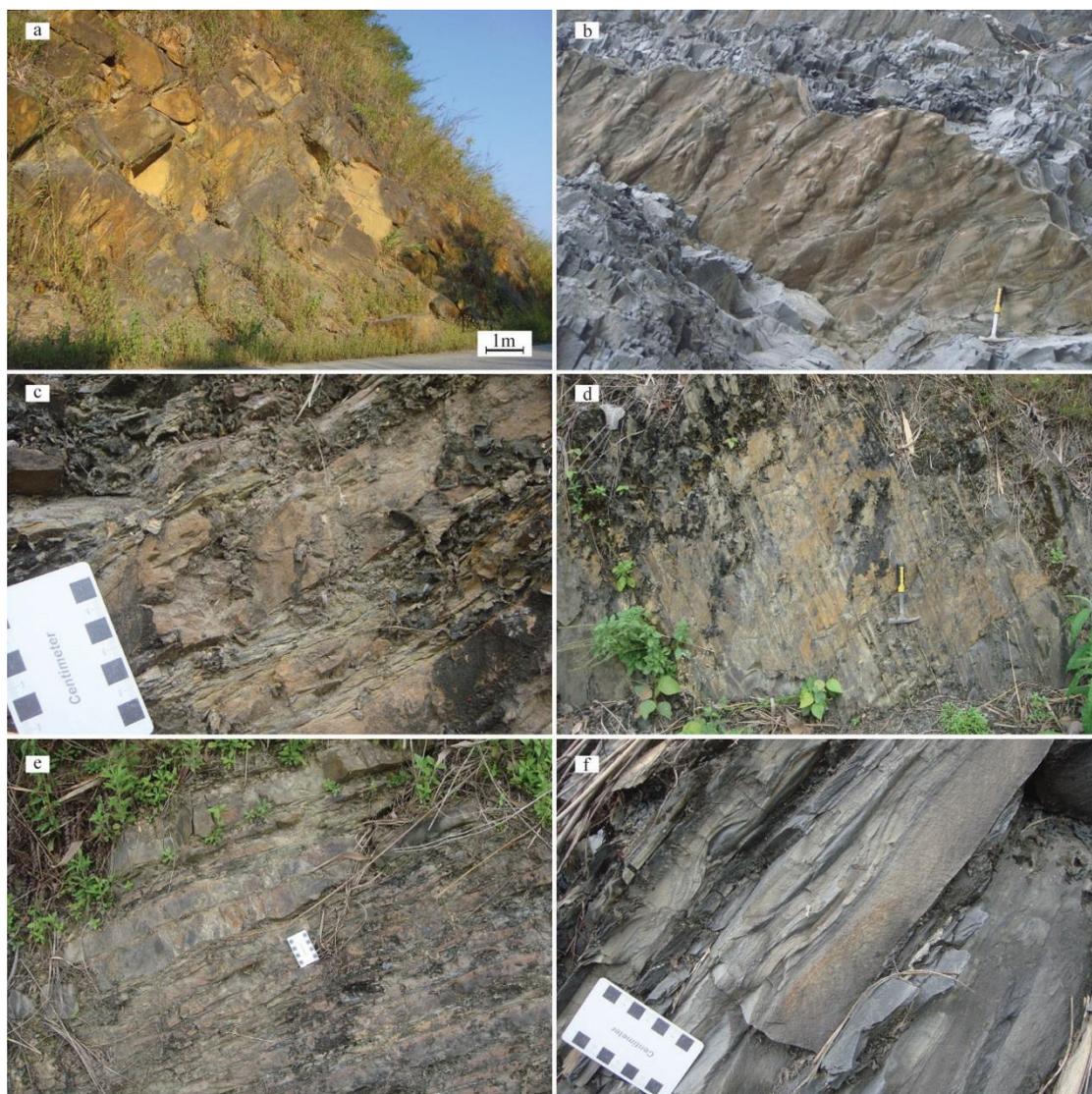


图 3.40 澄碧河水库一下甲一带中三叠统浊积扇沉积野外照片

**Fig. 3.40 Field photographs showing the Middle Triassic turbidite fan deposits around
Chenbiheshuku - Xiajia area**

a-中扇亚相厚层粗砂岩夹薄层粉砂岩/泥岩；b-印模；c-滑塌褶皱；d-扇端亚相薄层砂岩与泥质粉砂岩互层；e-扇端亚相中的水道砂体，透镜状，具高起伏底面；f-细砂岩中的波纹斜层理和粉砂岩泥岩中的水平层理。

3.2.4 盆地中三叠统沉积相分布特征小结

中三叠统在南盘江盆地内广泛分布, 主要包括三角洲相、潮坪-潟湖相、浊积扇相和深水盆地相沉积。其中潮坪-潟湖相分布在盆地西部和古生界周围, 三角洲相分布在盆地南部广南县一带, 深水盆地相分布在盆地东部百色附近。浊积扇相在盆地中部和东部广泛分布。总体而言, 中三叠世时, 盆地西部主要为碳酸盐岩沉积, 盆地中部和东部普遍发育浊积扇相沉积。与此同时, 盆地中目前出露的古生界部分在中三叠世时为孤立的高地, 这些高地周围发育潮坪-潟湖相沉积, 向高地四周逐渐过渡为浊积扇相沉积。结合盆地内西林一带发育的滑塌堆积, 这些高地很可能是盆地伸展过程中形成的断垄。

3.3 盆地上三叠统沉积相分布特征

上三叠统仅分布在盆地西缘(图 1.1 区域 I)

3.3.1 盆地西部上三叠统

分布于弥勒一带的上三叠统为三角洲相沉积, 包括三角洲平原亚相、三角洲前缘亚相和前三三角洲亚相(图 3.41), 在丘北-弥勒一带交互重复出现

三角洲平原亚相由灰色—褐色粗砂岩、细砂岩、粉砂岩和黑色碳质泥岩共同构成, 包括分流河道和沼泽微相。其中粗砂岩呈透镜状, 单层厚度 20-140 cm, 侧向延伸可达 15 m, 具有高起伏底面(图 3.42a), 其中发育板状斜层理(图 3.42b), 为三角洲平原分流河道沉积, 部分砂岩中可见植物化石碎片(图 3.42c)。沼泽微相由粉砂岩和泥岩组成, 单层厚度 ≤ 10 cm, 其中发育水平层理, 可见碳质泥岩夹层(图 3.42d)。

三角洲前缘亚相沉积在丘北—弥勒一带由灰色—浅褐色粗砂岩、细砂岩和粉砂质泥岩组成。其中粗砂岩单层厚度 30-150 cm, 其中发育大型板状斜层理、槽状斜层理和底模(图 3.42e), 部分具中-高起伏底面。这些发育大型板状斜层理的粗砂岩构成了典型的三角洲前缘砂坝沉积, 是三角洲前缘亚相的主体, 其中可见植物化石(图 3.42f)。

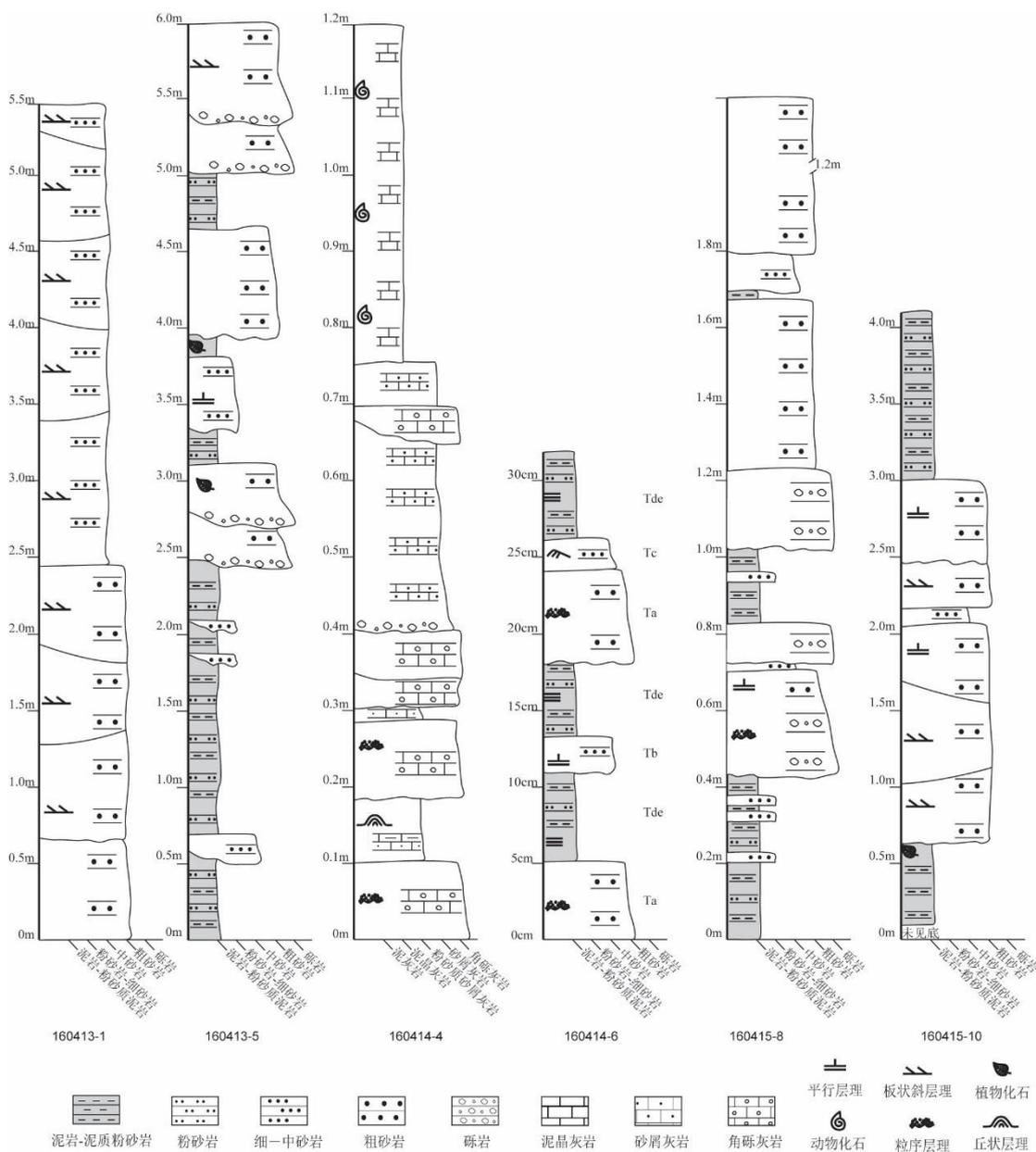


图 3.41 南盘江盆地北部三叠系沉积柱状图

Fig. 3.41 Sedimentary column of the Triassic in the northern part of the Nanpanjiang Basin

前三角洲亚相沉积以灰色-浅褐色泥岩、粉砂岩和中-细砂岩为主。前三角洲亚相中砂体厚度较三角洲前缘亚相明显减薄，粒度也明显减小（图 3.42g）。中-细砂岩单层厚度 10-35 cm，部分细砂岩层中可见斜泥砾长轴定向排列(图 3.42h)。这些细砂岩代表了前三角洲亚相中暂时性水道沉积。泥岩和粉砂岩频繁互层，单层厚度 1-5 cm，层系厚度最大可达 1.5 m，构成前三角洲亚相的主体。

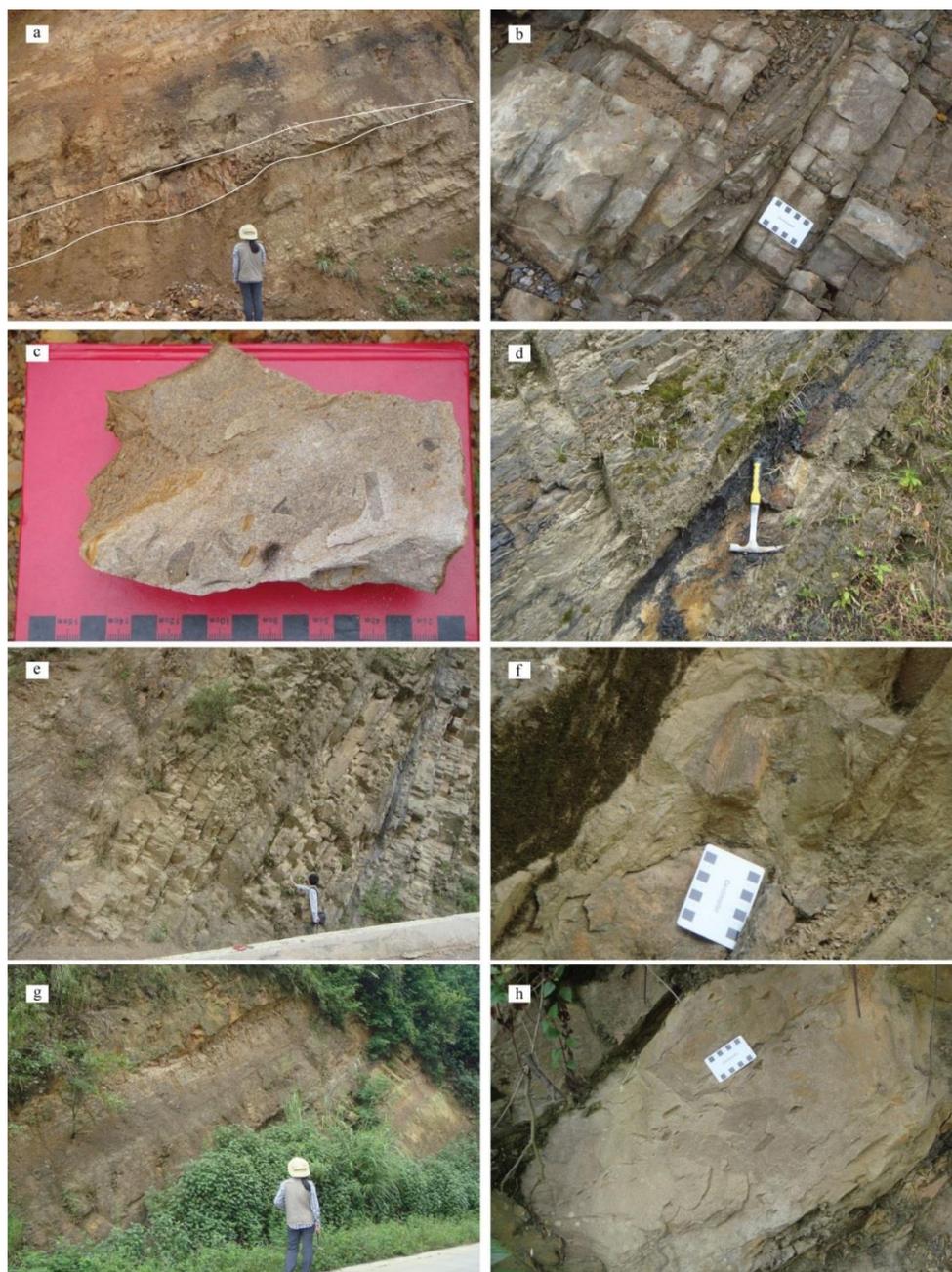


图 3.42 南盘江盆地西部上三叠统野外照片

Fig. 3.41 Field photographs showing the Upper Triassic in the western part of the Nanpanjiang Basin

a-三角洲平原亚相中泥岩、粉砂岩夹砂岩透镜体；b-三角洲平原亚相中分流河道砂岩中发育板状斜层理；c-粗砂岩中含植物化石碎屑；d-沼泽微相中的碳质泥岩夹层；e-三角洲前缘亚相中砂岩发育大型板状斜层理；f-三角洲前缘亚相砂岩中的植物化石；g-前三角洲亚相泥岩粉砂岩组合；h-前三角洲砂岩中的泥砾，砾石长轴定向排列。

3.3.2 盆地北部上三叠统

盆地北部上三叠统主要出露在贞丰挽澜和龙山一带,由粗砂岩、含砾砂岩、细砂岩和泥岩组成,为三角洲相沉积,包括三角洲平原亚相,三角洲前缘亚相和前三三角洲亚相。

三角洲平原亚相以细砂岩、粉砂岩为主,局部可见含砾砂岩透镜体(图 3.43a)。粗砂岩通常呈透镜状,具有高起伏底面,发育板状斜层理,代表了三角洲平原亚相中的水道微相。细砂岩和粉砂岩组合中发育水平层理,局部可见碳质泥岩夹层(图 3.43b),指示为三角洲平原亚相中的沼泽微相。

三角洲前缘亚相以灰褐色粗砂岩为主,局部夹细砂岩、粉砂岩和泥岩。其中粗砂岩单层厚度 40-170 cm,表现为一系列席状砂体重叠,各砂体之间可见薄层泥岩和粉砂岩夹层,粗砂岩中发育大型板状斜层理(图 3.43c)、平行层理,部分砂体中可见棱角状碳质泥岩砾石(图 3.43d)。这些发育大型板状斜层理的席状砂体构成了典型的三角洲前缘砂坝沉积,是三角洲前缘亚相的主体。

前三三角洲亚相沉积以灰色-浅褐色泥岩、粉砂岩和细砂岩为主(图 3.43e)。前三三角洲亚相中砂体厚度较三角洲前缘亚相明显减薄,粒度也明显减小。泥岩和粉砂岩频繁互层,单层厚度 1-3 cm,层系厚度最大可达 1.5 m,发育波痕(图 3.43f)。

3.3.3 盆地上三叠统沉积相分布特征小结

与中一下三叠统在南盘江盆地内广泛分布不同,盆地内上三叠统仅分布在盆地西缘,且沉积环境一致,均为海陆过渡相三角洲相沉积。

3.4 沉积相空间分布特征小结

南盘江盆地下三叠统出露较为局限,主要分布在盆地周缘和零散出露的古生代碳酸盐岩周边,沉积环境多为潮坪—潟湖相沉积,仅在西林县城一带出露浊积扇沉积。中三叠统在南盘江盆地内广泛出露,野外考察过程中识别出的沉积相包括潮坪—潟湖相沉积、三角洲相沉积、浊积扇相沉积和深水盆地相沉积。潮坪—潟湖相沉积主要分布在盆地西部、北部和孤立台地周边;三角洲相沉积主要分布在盆地南部广南县城一带;浊积扇相沉积在盆地内分布范围较广,是盆地中部和东部的最主要沉积相;深水盆地相沉积则主要分布在盆地东部百色一带。不同于中三叠统分布的广泛性,盆地内上三叠统仅分布在西部,且沉积相为三角洲相沉积。



图 3.43 贞丰一带上三叠统三角洲相沉积野外照片

Fig. 3.42 Field photographs showing detrital sediment of the Upper Triassic around Zhenfeng area

a-三角洲平原亚相，粉砂岩泥岩夹含砾砂岩透镜体；b-三角洲平原亚相中的碳质泥岩夹层；c-粗砂岩中的板状斜层理；d-含砾砂岩中的棱角状碳质泥岩砾石；e-前三三角洲钙质泥岩与粉砂岩互层；f-波痕。

由以上特征总结可知，垂向上，南盘江盆地早三叠世以潮坪—潟湖相沉积为主，中三叠世以浊积扇相为主，晚三叠世为三角洲相沉积。总体而言，下三叠统

一中三叠统构成向上变细的沉积序列,而中三叠统一上三叠统构成向上变粗的沉积序列。这一事实说明早-中三叠世盆地水体逐渐加深,晚三叠世盆地明显变浅。晚三叠世处于构造挤压背景之下,由伸展到挤压的构造转换时间可能为中三叠世。

平面上,中-下三叠统在盆地内广泛分布,上三叠统仅存在于盆地西部,表明此时盆地已大幅度收缩。另外,中三叠世存在一系列孤立的高地,这些高地很可能是盆地早三叠世伸展过程中形成的断垄。

第 4 章 古水流特征

4.1 盆地西部古水流分布特征

如图 4.1 所示,对南盘江西部(图 1.1 区域 I)三叠系的考察集中在丘北线舍得和弥勒县新哨镇—江边乡一带。该地区第四系覆盖严重且后期脆性断层大量发育,仅获得 4 组满足室内恢复条件古水流数据。中三叠统古水流数据获得一组,指示东向古水流。上三叠统古水流获得三组,其中位于舍得上三叠统古水流为南向,位于新哨镇附近的上三叠统呈现出北西、南东两侧向中部汇聚的古水流特征。

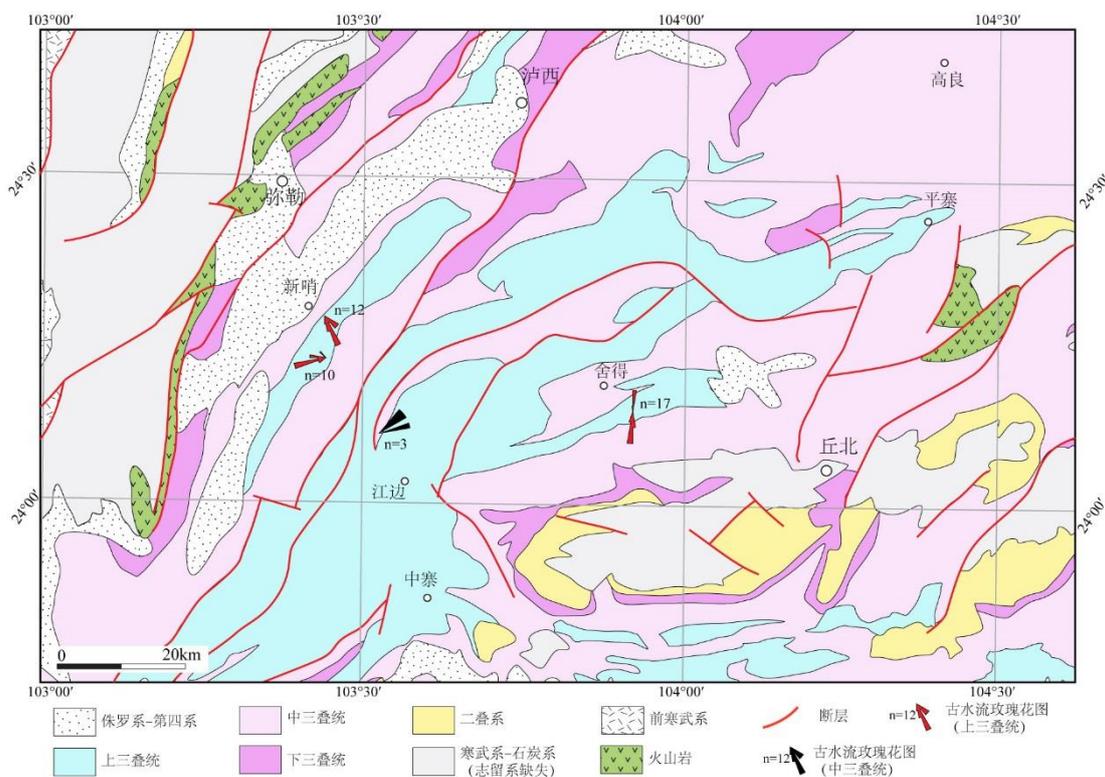


图 4.1 南盘江盆地西部三叠系古水流特征

Fig. 4.1 Characteristics of paleocurrent of the Triassic in the western part of the Nanpanjiang Basin

(据中国地质科学院地质研究所地质志修编数据库, 2012)

4.2 盆地中部古水流分布特征

如图 4.2 所示，针对南盘江盆地中部（包括图 1.1 区域 II、III、IV 西部）三叠系进行的古水流统计共收集到下三叠统古流向 1 组，中三叠统古水流数据 75 组，上三叠统古水流数据 4 组。

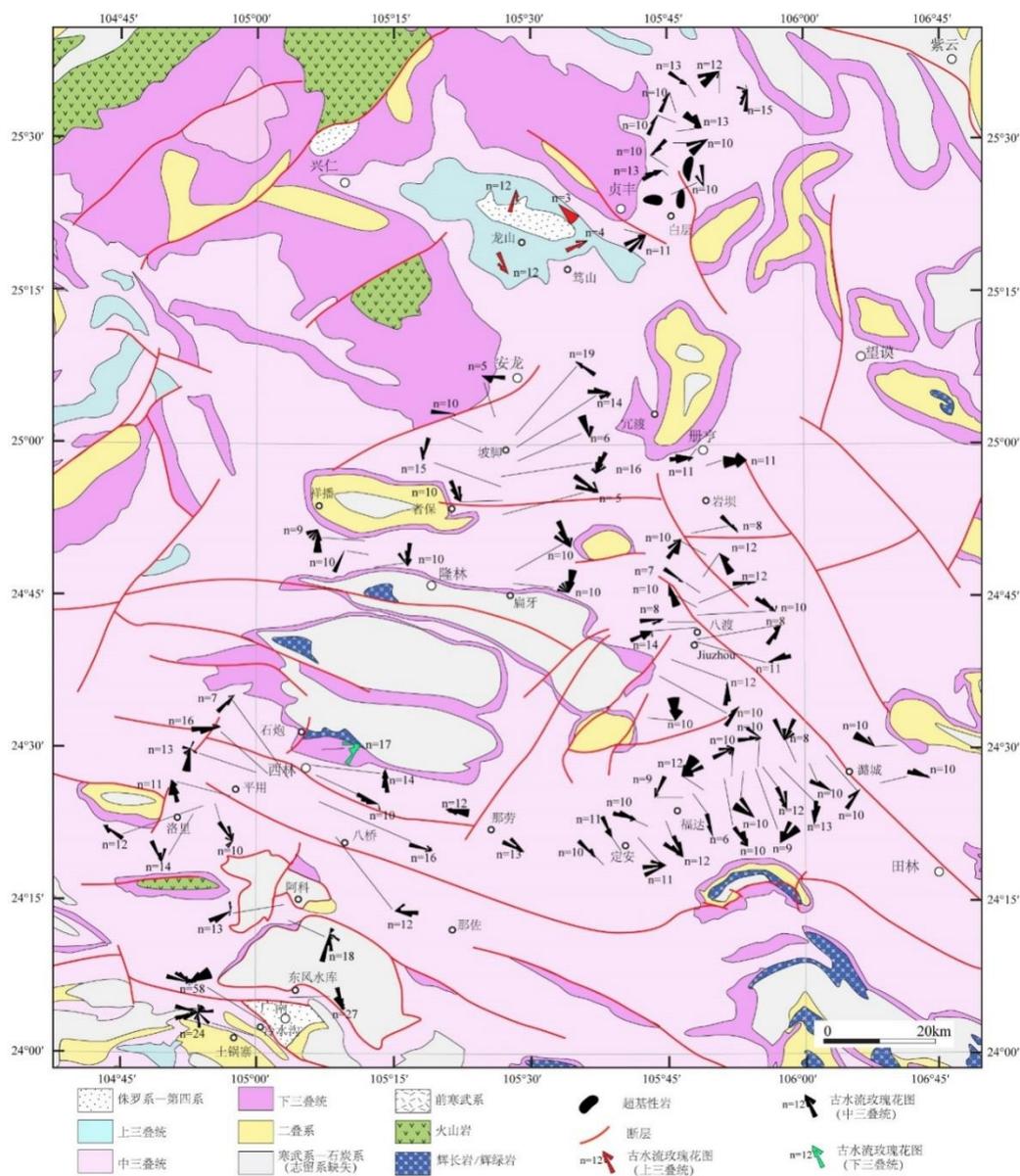


图 4.2 南盘江盆地中部三叠系古流向分布示意图

Fig. 4.2 Characteristics of paleocurrent of the Triassic in the middle part of the Nanpanjiang Basin

(据中国地质科学院地质研究所地质志修编数据库，2012)

本文所测量的下三叠统古水流位于西林县城附近的断隆或断块南侧，古流向为南西向。这一现象指示，西林县北侧在早三叠世具有 NE 高，SW 低的古地貌特征。与此同时，西林县北侧下三叠统自下而上依次为潮坪-潟湖相沉积、滑塌堆积砾岩和浊积扇相沉积。沉积环境变化表明西林县北侧在早三叠世水体突然加深，暗示早三叠世时盆地处于伸展构造背景之下。

在南盘江盆地中部土锅寨—广南—阿科一线所统计的指向沉积构造包括板状斜层理、爬升层理、波纹斜层理、包卷层理和槽模。如图 4.2 所示，土锅寨靠近冷水沟一带中三叠统古流向呈发散状，整体向 SW 为主。平面上，靠近冷水沟一带为潮坪相沉积，而土锅寨一带为三角洲前缘—前三角洲亚相，呈现出向南水体加深的特征，因此土锅寨—冷水沟之间三叠系可能存在高地。冷水沟—广南—东风水库一带古水流以 NE 和 NW 向为主。平面上，冷水沟—广南—东风水库一线自南向北为浊积扇相—深水盆地相沉积，呈现出向北水体逐渐加深的特征，与古水流方向一致。阿科南侧中三叠统为浊积扇相沉积，古水流以 SE 向为主。

西林县—平用—洛里一线中三叠统主要为浊积扇相沉积，仅在平用一带识别出三角洲相沉积。西林县—平用一带古水流以 S、SW 和 W 向为主，表明中三叠世北侧地势较高。而平用—洛里一带古水流以 NW 向为主，局部可见南东向古水流，表明该地区南侧地势较高。结合西林县—平用一带古水流特征，洛里—平用一带可能水体较深。

西林县石炮—八桥一线中，西林县石炮—西林县城一带中三叠统古水流以 S 和 SW 向为主。西林县城南侧—八桥一带则以 SW 侧为主，八桥一带靠近断层处出现一组 E 向古水流。平面上，中三叠统在西林县城一带以浊积扇中扇亚相为主，向南逐渐过渡为浊积扇中扇亚相与扇端亚相互出现。古水流分布特征与沉积相分布特征共同表明，西林县城—八桥之间可能存在一条近东西向延伸的深水区域。

在隆林县扁牙—板凳河（坡脚）—安龙县斩龙坡一线，中三叠统包括潟湖—障壁砂坝相、潮下带泥相、浊积扇相和深水盆地相沉积。平面上，潟湖—障壁砂坝相和潮下带泥相分布在靠近隆林县扁牙一侧。自扁牙向北逐渐过渡为浊积扇相沉积，至板凳河（坡脚）一带出现深水盆地相沉积，而板凳河（坡脚）向北至斩龙坡则为浊积扇相沉积。扁牙—板凳河（坡脚）一带古水流方向为 NE、NE 和 N，

总体向北。坡脚—安龙县斩龙坡古流向较复杂,包括 SE、SW 和 W,但总体呈现出向 S 的特征。与隆林扁牙—板凳河路线相平行的隆林—祥播一带中三叠统古水流方向同样呈现出北侧向南,南侧向北的特征。这表明古水流和沉积相空间分布特征共同表明在板凳河(坡脚)一带存在一条近东西向延伸的深水带,向西延伸至隆林和祥播之间。

贞丰—紫云路线中,中三叠统沉积古流向主要为 SW 向,靠近贞丰一带,古水流为 NE 向。同时,该路线中三叠统滑塌褶皱大量发育且分布范围较广,在贞丰良田一带更是出现分选极差的砾岩夹层。这些事实共同指示,该地区在中三叠世具有较为陡峭的地形。古水流平面分布特征表明,该地区靠近贞丰一带存在一条近南北向延伸的深水区域。

平塘—八渡/旧州—册亨县城—安龙县城路线中,中三叠统古水流数据主要收集自分布于平塘—八渡/旧州—册亨县城一带的浊积扇相沉积中。其中靠近平塘和旧州有两组古水流为 N 和 NE 向,两组古水流为 S 向,这四组数据可能受到西侧孤立台地造成的局部地形的影响。八渡—册亨一线获得中三叠统古水流共 12 组,其中 W 和 SW 向 7 组, NW 向 3 组, SE 向 2 组。由此可知,该地区在中三叠世具有 E 高 W 低的古地貌特征。

定安—潞城—龙车路线中三叠统主要为浊积扇扇端亚相。该路线中共获得古水流 21 组,其中 NW 向 13 组, W 向 2 组, NE 和 N 向 6 组。由此可知,该地区在中三叠世具有 SE 高, N 低的古地貌特征。

盆地中部上三叠统古流向收集自贞丰县城挽澜和龙山一带,该地区上三叠统沉积为三角洲相。该地区在晚三叠世具有北侧古水流向南,南侧古水流向北,西侧古水流向东的特征。

4.3 盆地东部古水流分布特征

对南盘间该盆地东部(包括图 1.1 东部)三叠系的考察包括者桑—剥隘—阳圩、大楞—那怀、龙川—百标—那豆、巴马—玉凤—岩利和澄碧河水库—凌云(下甲)五条路线,所测量的沉积构造包括爬升层理、波纹斜层理和板状斜层理。其中受露头所限,巴马—玉凤—岩利一线未能观察到详细的沉积相变化,古水流统计也较少,未能获得明显规律。

如图 4.3 所示,在者桑-剥隘-阳圩一线中三叠统南侧古水流方向为 NE 向,

而北侧剥隘-阳圩一线中古水流为 SW、SE 和 W 向，总体向南。古水流分布特征表明该地区中三叠世南北两侧地势较高而中部水体较深。沉积相空间分布调查表明，该地区中三叠统南侧者桑一带为潮坪相，向北逐渐过渡为浊积扇扇端，而剥隘-阳圩-线则以浊积扇中扇亚相为主。沉积相和古水流空间分布特征共同指示者桑-剥隘-阳圩一线在中三叠世存在一近东西向延伸的深水区域。

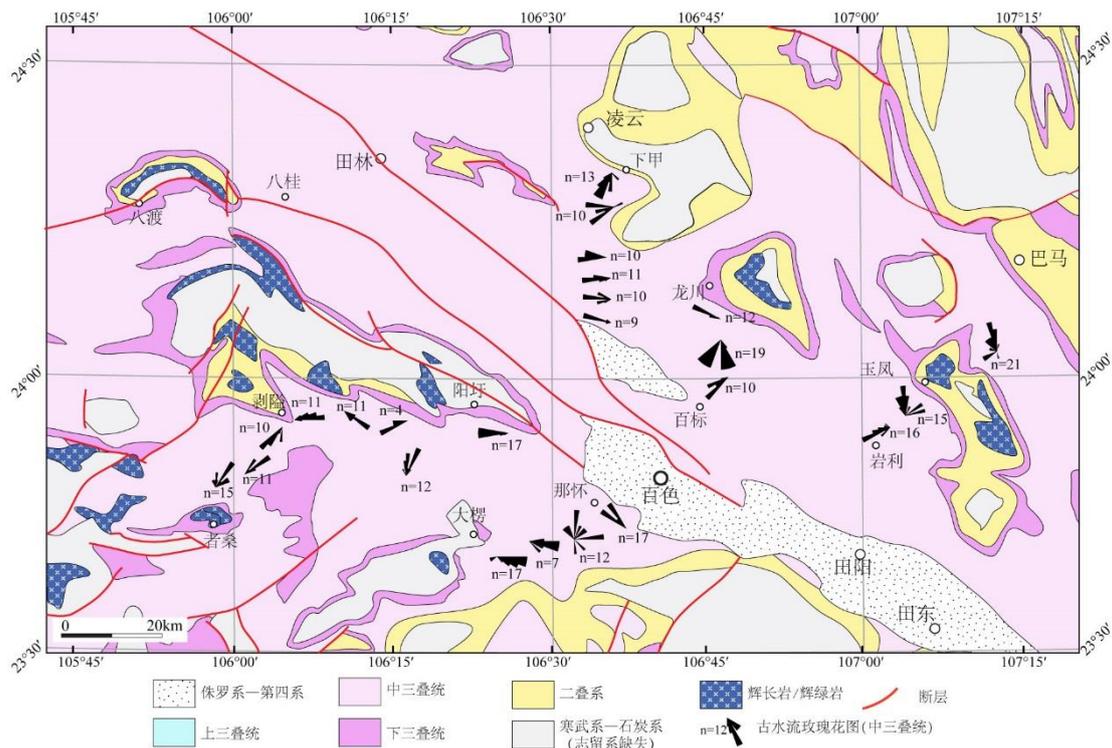


图 4.3 南盘江盆地东部部三叠系古流向分布示意图

Fig. 4.3 Characteristics of paleocurrent of the Triassic in the eastern part of the Nanpanjiang

Basin

(据中国地质科学院地质研究所地质志修编数据库，2012)

大楞—那怀一线中三叠统古水流为 NE、E 和 NW 向，但总体以 NE 和 E 为主。野外调查表明，该线中三叠统为浊积扇相沉积，其中大楞一带以浊积扇上扇沉积为主，向东北逐渐依次变为以中扇亚相和外扇亚相为主，至那怀一带转变为泥岩和粉砂岩互层的深水盆地相沉积。古水流和沉积相分布特征表明该地区中三叠世具有向东北侧水体逐渐加深的古地貌特征。

龙川—百标—那豆一线中三叠统古水流以 S 和 SW 为主,其中靠近龙川一带获得一组 NW 向古水流。该线中三叠统为浊积扇相沉积,靠近龙川一带以中扇亚相为主,至百标一带变为以扇端亚相为主,百标—那豆一带露头风化严重,岩石组合为泥岩和粉砂岩互层,推测为深水盆地相沉积。以上证据表明,该线中三叠世具有向南水体逐渐加深的古地貌特征。

澄碧河水库—凌云(下甲)一线中三叠统古水流以 W 向为主,其中靠近下甲一带获得一组 SW 向古水流。该路线中三叠统靠近下甲一带为潮坪相沉积,靠近澄碧河水库一带为浊积扇相沉积。沉积相空间分布特征和古水流方向共同表明,该地区中三叠世具有东高西低的古地貌特征。

4.4 古水流特征小结

南盘江盆地内下三叠统多为潮坪—潟湖相沉积,仅在西林北侧出露浊积扇相沉积,因此,本论文仅在西林一带获得一组下三叠统古水流数据。西林北侧下三叠统古水流为南西向,指示早三叠世该地区存在向南西倾斜的古斜坡。西林北侧下三叠统发育伴随同沉积断层的滑塌堆积,西林北侧的古生界应为盆地伸展过程中形成的断垄。结合西林北侧下三叠统古水流分析结果,西林北侧的断垄为南盘江盆地下三叠统提供了碎屑物。

中三叠统在南盘江盆地内分布广泛,在盆地中部和东部(图 1.1 区域 II、III、IV)广泛发育浊积扇相沉积,因此,本论文在盆地中部和东部获得大量古水流数据。古水流分析结果显示,南盘江盆地在中三叠世时,古水流在不同地区具有不同特征。总体而言,盆地南缘(图 1.1 区域 II)除西向古水流之外,还存在北向古水流。盆地东缘和中部(区域 III、IV)大部分地区以西向(包括西、南西和北西向)古水流为主(图 4.4)。这说明中三叠世时,南盘江盆地南侧和东侧地势较高,另外盆地东部和中部大部分地区总体具有为东高西低的古地貌特征另外,从各点古水流分析结果来看,盆地内西林—隆林一带(图 1.1 区域 III)古水流围绕断垄向四周发散(图 4.2),在者桑-阳圩一带古生界南侧,古水流也呈现出向南(包括南、南东和南西向)的趋势(图 4.3)。这表明中三叠世时,盆地内确实存在一系列孤立的高地,与中三叠统沉积相分布特征相一致。

南盘江盆地内上三叠统为三角洲相沉积,仅分布在盆地西缘(图 1.1 区域 I)。本论文在丘北、弥勒一带和贞丰一带进行了古水流分析。结果显示,上述地区晚

三叠世时，古流向由周边指向中心。这说明此时盆地范围已相当局限，碎屑物来自盆地周边。

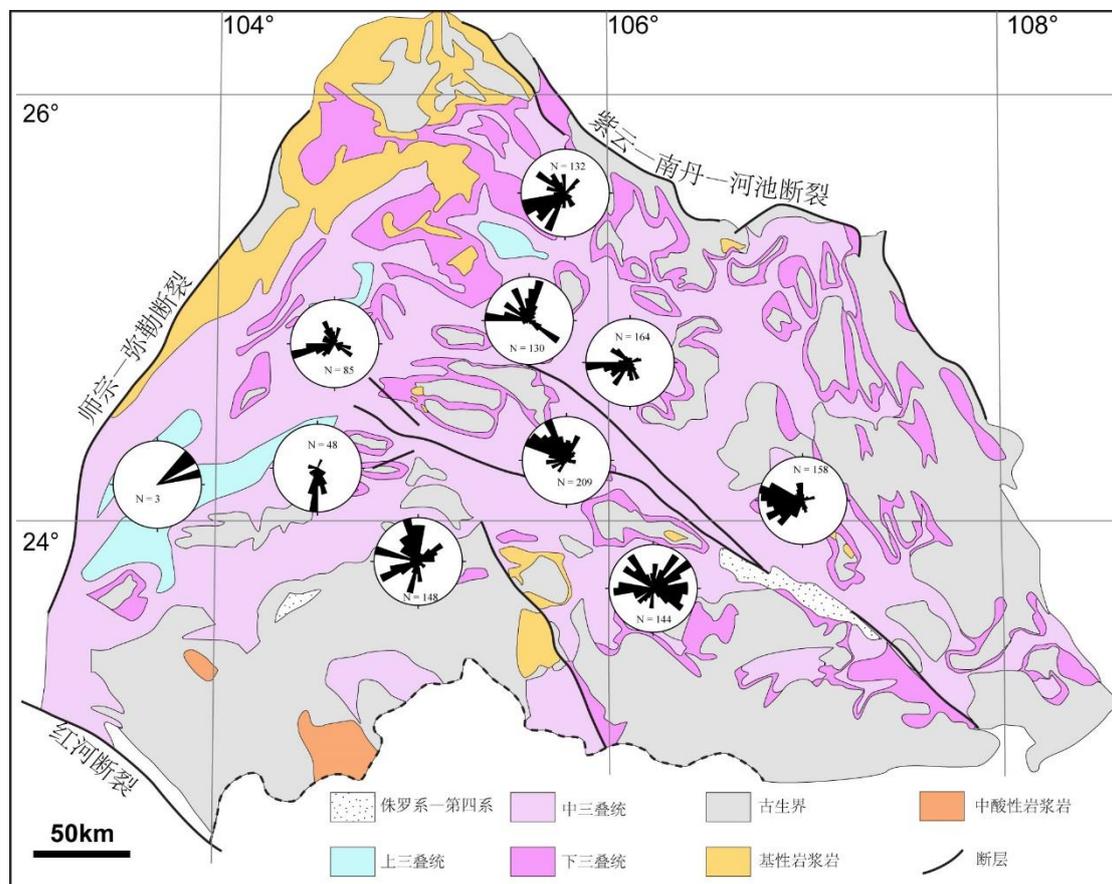


图 4.4 南盘江盆地中三叠统古水流特征

Fig. 4.4 Paleocurrent characteristers of the Middle Triassic in Nanpanjiang Basin

第5章 碎屑组成分析

5.1 碎屑组分分析

碎屑岩中的碎屑组成受到沉积源区特征、沉积环境、搬运方式和成岩作用等多种因素的影响，其中最主要的影响因素是沉积岩形成的构造背景。砾岩和砂岩中碎屑颗粒的组成可以有效地确定其沉积时的构造背景，且能为推断其构造演化历史提供依据(Lash, 1986; Gareanti, 1996)。本章通过野外对南盘江盆地下三叠统砾岩露头砾石成分进行系统统计，显微镜下对中上三叠统砂岩进行碎屑组成统计，分析南盘江盆地三叠系碎屑组成及其随时间和空间的变化规律，进而推断其主要物源区，从而为探讨其形成大地构造背景及盆地构造演化提供依据。

5.1.1 下三叠统碎屑组分分析

南盘江盆地内下三叠统主要由泥灰岩、砂屑灰岩和泥岩组成，这些岩石类型由于粒度过细以及 CaCO_3 含量过高，不能进行显微镜下碎屑组成统计。分布于盆地中部西林一带的下三叠统中存在一套滑塌堆积砾岩，这些砾岩作为近源粗碎屑沉积，是对南盘江盆地下三叠统进行碎屑组成分析的理想对象。本文在野外选取西林县一带下三叠统中7个位于不同层位的砾岩露头（层序位置见图 5.1）进行了砾石成分统计，不同种类砾石所占百分比见表 5.1，砾石成分组成和所在层位见图 5.1。

表 5.1 西林断隆南翼下三叠统砾岩中砾石组分统计结果

Table 1 The lithologic statistics of pebbles in the Lower Triassic conglomerates on the south flank of the

Xilin faulted block

序号	生物碎屑灰岩	泥灰岩	砂屑灰岩	砾岩	鲕粒灰岩	泥岩
15XL-1	2.96 %	17.11 %	79.93 %	0.00 %	0.00 %	0.00 %
15XL-2	0.00 %	24.79 %	75.21 %	0.00 %	0.00 %	0.00 %
15XL-3	0.00 %	18.66 %	81.34 %	0.00 %	0.00 %	0.00 %
15XL-4	21.78 %	7.49 %	70.73 %	0.00 %	0.00 %	0.00 %
15XL-5	4.22 %	36.14 %	59.64 %	0.00 %	0.00 %	0.00 %
15XL-6	4.14 %	43.80 %	46.47 %	5.60 %	0.00 %	0.00 %
15XL-7	13.35 %	18.20 %	42.23 %	2.91 %	6.31 %	16.99 %
平均含量	6.63 %	23.74 %	65.08 %	1.22 %	0.90 %	2.43 %

南盘江盆地三叠系沉积学特征及盆地构造成因分析

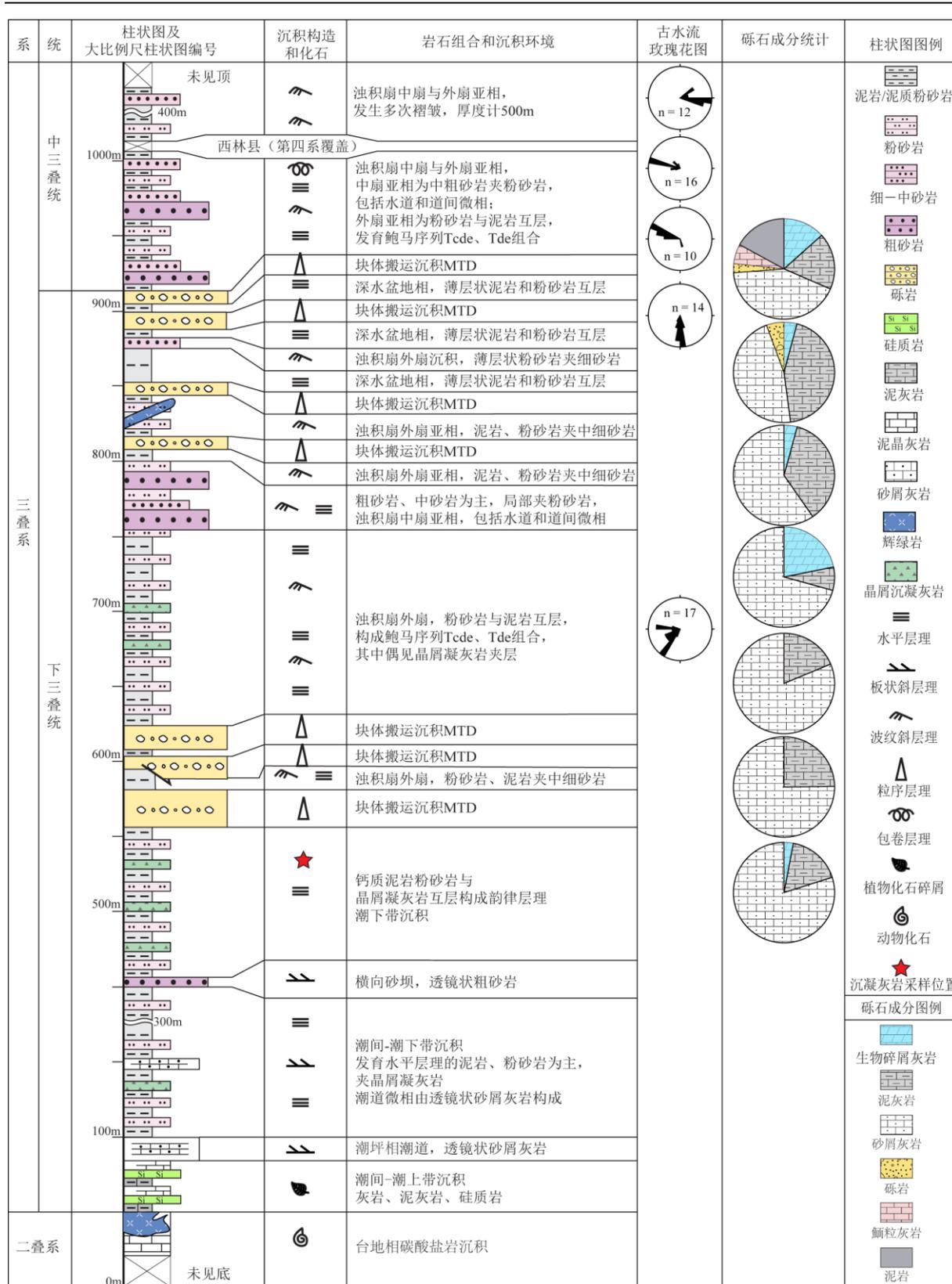


图 5.1 西林一带综合沉积柱状图及砾岩碎屑组成图

Fig. 5.1 The stratigraphic sequence column and the detrital composition of the conglomerate around

Xilin area

由统计结果可知,砾石成分包括砂屑灰岩、泥灰岩、生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩、泥岩和砾岩。砂屑灰岩含量介于 42.23%-81.34%之间,平均含量 65.08%。泥灰岩含量介于 7.49%-43.80%之间,平均含量 23.74%。生物碎屑灰岩含量介于 0%-21.78%之间,平均含量 6.63%。鲕粒灰岩含量介于 0%-6.31%之间,平均含量 0.90%。泥岩含量介于 0%-16.99%之间,平均含量 2.43%。砾岩含量介于 0%-5.60%之间,平均含量 1.22%。如图 5.1 所示,下部层位砾石种类较少,以砂屑灰岩和泥灰岩为主,二者总含量达 98%以上,仅含极少量生物碎屑灰岩。上部层位中砾石成分更为复杂,且生物碎屑灰岩含量明显增加,最高可达 21.78%。另外,下部层位砾石中未见砾岩砾石,上部层位中可见少量砾岩砾石(图 5.2),且砾岩砾石以碳酸盐岩碎屑为主,与下部层位砾岩相同,可能为下部层位砾岩再搬运沉积形成。

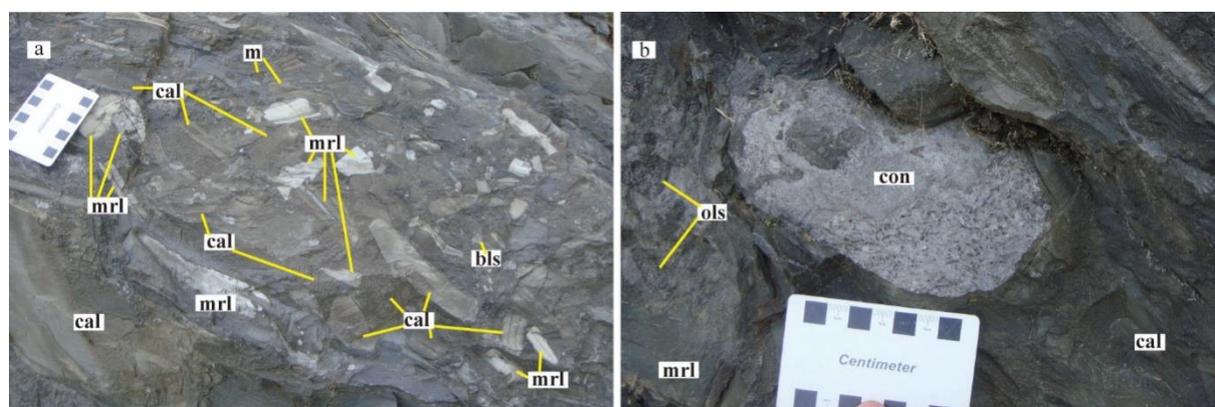


图 5.2 下三叠统砾岩碎屑组成野外照片

Fig. 5.2 Field photographs showing the detrital composition of the Lower Triassic

mrl-泥灰岩; bls-生物碎屑灰岩; ols-鲕粒灰岩; cal-砂屑灰岩; con-砾岩; m-泥岩

5.1.2 中三叠统碎屑组分分析

为明确南盘江盆地中三叠统碎屑组成,本文使用 Gazzi-Dickinson 法对盆地不同地区的 49 件代表性样品进行了砂岩碎屑组分统计,具体统计方法见(Dickinson and Selly, 1979; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992; Yan et al., 2010),其中盆地西部(图 1.1 区域 I) 5 件,盆地中部(图 1.1 区域 II、III、IV 西部) 33 件,盆地东部(图 1.1 区域 II、III、IV 东部) 11 件。

显微镜下可见,南盘江盆地中三叠统砂岩中碎屑物包括石英,岩屑和长石(图 5.3)。石英分为单晶石英和多晶石英(图 5.3c-d);岩屑包括火成岩岩屑、沉积岩岩屑和变质岩

岩屑；长石包括斜长石（图 5.3d、f）和钾长石。火成岩岩屑可分为长英质火山岩岩屑、微晶结构火成岩岩屑（图 5.3a、e）、含板状斜长石的火成岩岩屑（图 5.3b、f）和花岗岩岩屑（图 5.3b）。沉积岩岩屑分为砂岩岩屑（图 5.3c）、灰岩岩屑（图 5.3d）和硅质岩岩屑（图 5.3f）。变质岩岩屑分为云母石英片岩（图 5.3a-d）、板岩、千枚岩（图 5.3a）、石英岩（图 5.3e）和变火成岩岩屑。碎屑组分对应代号见表 5.2，所有样品碎屑组分统计原始数据见附表 1，所有样品重新计算后的碎屑组分见附表 2。Q-F-Lt 图解（图 5.4）显示，这些样品均为岩屑杂砂岩。

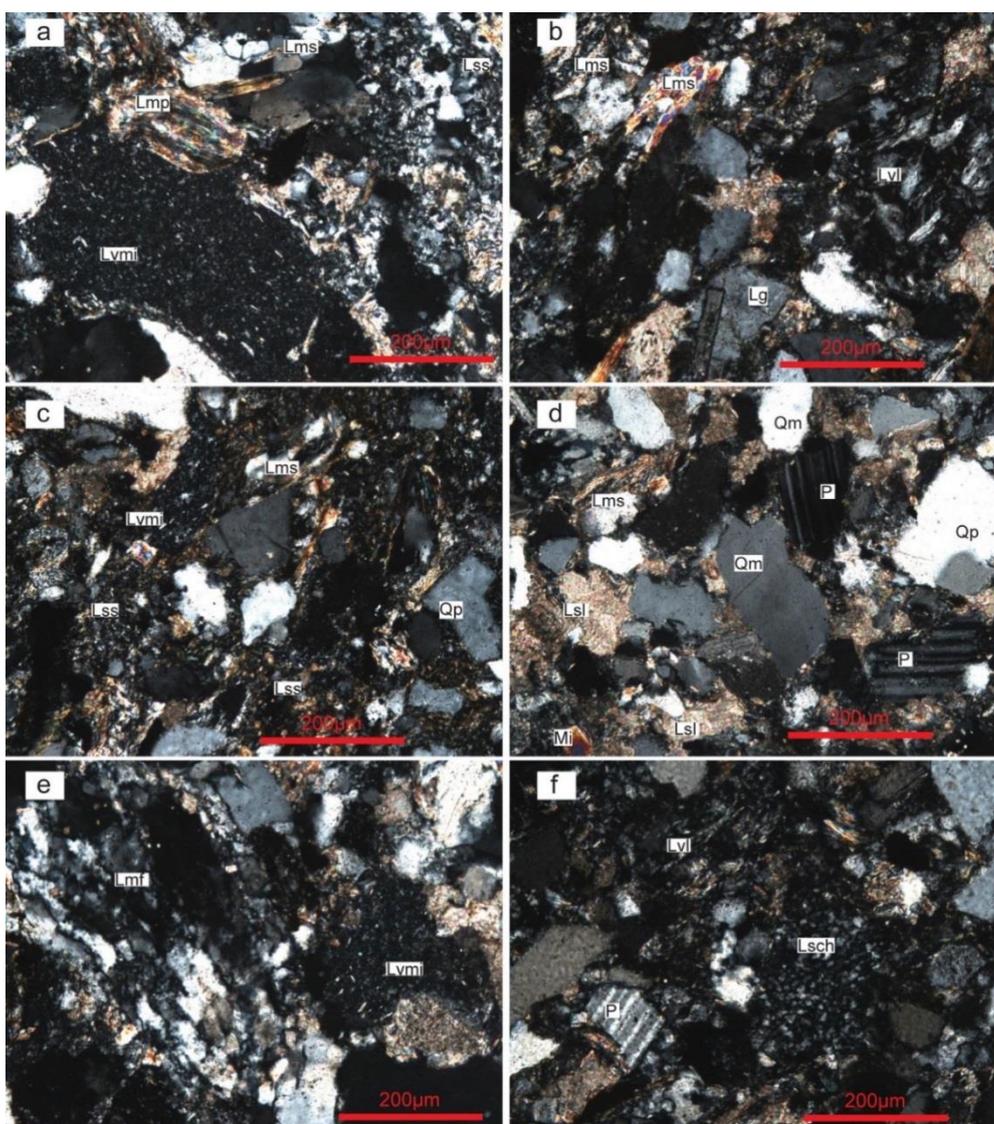


图 5.3 南盘江盆地中三叠统砂岩显微镜下照片（正交光）

Fig. 5.3 Microscopic photos showing detrital composition of the Middle Triassic sandstone in the Nanpanjiang Basin (orthogonal polarization)

碎屑组分符号及含义见表 5.2

表 5.2 碎屑组分统计成分分类表

Table 5.2 Counted and recalculated petrographic parameters of sandstones

Qm = 单晶石英	
Qp = 多晶石英	
P = 斜长石	
K = 钾长石	
Lvf = 长英质火山岩岩屑	
Lvmi = 微晶结构火成岩岩屑	
Lvl = 含板状斜长石的火成岩岩屑	
Lg = 花岗岩岩屑	
Lss = 砂岩岩屑	
Lsl = 灰岩岩屑	
Lsch = 硅质岩岩屑	
Lms = 云母石英片岩岩屑	
Lmp = 千枚岩岩屑	
Lmm = 板岩岩屑	
Lmf = 石英岩	
Lmv = 变火成岩岩屑	
Mi = 云母	
Hm = 重矿物	
Op = 不透明碎屑	
Qt = 石英	F = 长石
Lv = 火成岩岩屑	Ls = 沉积岩岩屑
Lm = 变质岩岩屑	
$Q/Q_t = Q_p + Q_m$	$F = P + K$
$L_v = L_{vf} + L_{vmi} + L_{vl} + L_g$	$L_m = L_{mv} + L_{ms} + L_{mf} + L_{mp}$
$L_s = L_{ss} + L_{sl} + L_{sch}$	$L = L_v + L_m + L_s$
$QtFL\%Q = 100 * Q_t / (Q_t + F + L)$	$QmPK\%Q = 100 * Q_m / (Q_m + P + K)$
$QtFL\%F = 100 * F / (Q_t + F + L)$	$QmPK\%P = 100 * P / (Q_m + P + K)$
$QtFL\%L = 100 * L / (Q_t + F + L)$	$QmPK\%K = 100 * K / (Q_m + P + K)$
$QmFLt\%Q_m = 100 * Q_m / (Q_m + F + L + Q_p)$	$LmLvLs\%L_m = 100 * L_m / (L_m + L_v + L_s)$
$QmFLt\%F = 100 * F / (Q_m + F + L + Q_p)$	$LmLvLs\%L_v = 100 * L_v / (L_m + L_v + L_s)$
$QmFLt\%L = 100 * L / (Q_m + F + L + Q_p)$	$LmLvLs\%L_s = 100 * L_s / (L_m + L_v + L_s)$
$QpLvtLst\%Q_p = 100 * Q_p / (Q_p + L)$	$LvfLvmiLvl\%Lvf = 100 * Lvf / L_v$
$QpLvtLst\%Lvt = 100 * L_v + L_{mv} + L_{mf} / (Q_p + L)$	$LvfLvmiLvl\%Lvmi = 100 * Lvmi / L_v$
$QpLvtLst\%Q_p = 100 * L_s + L_{ms} + L_{mp} / (Q_p + L)$	$LvfLvmiLvl\%Lvl = 100 * Lvl / L_v$

表 5.3 南盘江盆地各地区三叠系砂岩重新计算后的碎屑组分平均含量

Table 5.3 The average content of recatulated detrital composition of the Traissic sandstones in different area of the Nanpanjiang Basin

		中三叠统									上三叠统		中三叠统平均值	上三叠统平均值
		丘北-弥勒	广南	西林	隆林-安龙	贞丰-紫云	册亨	田林-西林	者桑-大楞	百色断裂以北	贞丰	丘北-弥勒		
Qt-F-Lt	Qt	55.0	49.3	53.4	50.0	54.5	56.8	50.7	44.4	50.7	61.2	66.4	51.4	63.8
	F	3.1	6.1	4.5	4.0	2.6	3.4	4.5	5.0	5.1	2.0	1.8	4.3	1.9
	Lt	42.0	44.6	42.2	46.0	42.9	39.8	44.8	50.6	44.2	36.8	31.8	44.4	34.3
Qm-F-Lt	Qm	34.3	30.3	38.4	35.6	37.0	37.6	33.6	24.8	32.1	33.6	36.6	28.9	36.0
	F	3.1	6.1	4.5	4.0	2.6	3.4	4.5	5.0	5.1	2.0	1.8	23.8	28.5
	Lt	62.6	63.5	57.1	60.4	60.4	58.9	61.9	70.2	62.8	64.5	61.7	47.3	35.6
Lv-Lvmi-Lvl	Lvf	13.6	5.4	12.7	11.7	21.7	20.6	0.0	0.0	0.0	23.0	14.5	64.1	61.7
	Lvmi	60.9	59.7	53.6	58.9	61.7	49.5	68.9	78.1	79.2	57.7	67.0	13.6	16.8
	Lvl	25.5	34.9	33.7	29.5	16.7	29.9	31.1	21.9	20.8	19.3	18.6	57.4	19.4
Qp-Lv-Ls	Qp	40.9	38.1	33.4	31.5	34.0	39.7	34.3	38.4	39.5	52.2	61.5	29.0	63.8
	Lv	17.6	29.7	14.0	24.3	11.7	9.1	29.0	15.0	32.0	17.9	19.7	66.9	33.4
	Ls	41.5	32.3	52.6	44.2	54.4	51.1	36.7	46.6	28.5	29.8	18.8	6.2	4.0
Lm-Lv-Ls	Lm	28.5	29.6	29.0	28.4	20.8	26.5	26.8	37.3	35.4	30.6	41.3	4.9	7.3
	Lv	21.7	33.6	14.7	24.8	14.3	11.2	32.5	15.3	34.2	26.7	30.2	22.5	25.2
	Ls	49.7	36.8	56.3	46.8	64.9	62.2	40.8	47.4	30.4	42.7	28.5	8.5	5.8
Lv	Lvf	7.0	1.9	6.8	13.1	6.1	7.2	0.0	2.0	0.4	7.9	7.3	4.9	7.3
	Lvmi	22.2	18.4	29.2	51.6	11.8	17.5	12.6	14.7	11.7	24.5	27.9	22.5	25.2

第 5 章 碎屑组成分析

	Lvl	6.7	10.1	16.5	11.0	3.6	10.3	8.0	6.1	2.4	6.2	6.4	8.5	5.8
	Lg	53.5	69.6	47.5	24.3	69.3	54.5	79.4	69.0	75.9	56.8	50.6	64.1	61.7
	Lss	6.9	24.9	0.5	0.0	11.9	9.4	30.0	11.9	29.3	8.8	17.8	13.6	16.8
Ls	Lsl	61.0	29.6	46.7	62.5	67.1	66.3	54.5	53.8	43.3	37.4	10.6	57.4	19.4
	Lsch	23.6	45.6	52.7	37.5	13.6	13.0	15.6	22.8	17.9	42.4	66.2	29.0	63.8
	Lms	53.2	70.5	48.6	54.2	60.3	60.4	76.2	65.8	73.1	37.2	28.1	66.9	33.4
	Lmp	3.8	4.5	10.0	12.9	5.9	4.5	0.0	3.3	2.6	5.2	4.2	6.2	4.0
Lm	Lmm	8.4	13.9	12.6	11.4	8.3	8.8	14.4	11.7	12.5	13.2	18.9	11.4	18.6
	Lmf	22.5	10.8	28.1	21.3	13.0	12.4	9.4	7.7	2.5	28.1	35.0	14.7	36.8
	Lmv	2.5	0.3	0.6	0.3	3.6	2.6	0.0	0.7	0.2	6.2	5.9	0.9	7.1
	Qm/Q	62.5	61.5	72.0	71.0	67.9	66.4	66.4	55.6	63.3	54.7	55.0	65.4	54.8

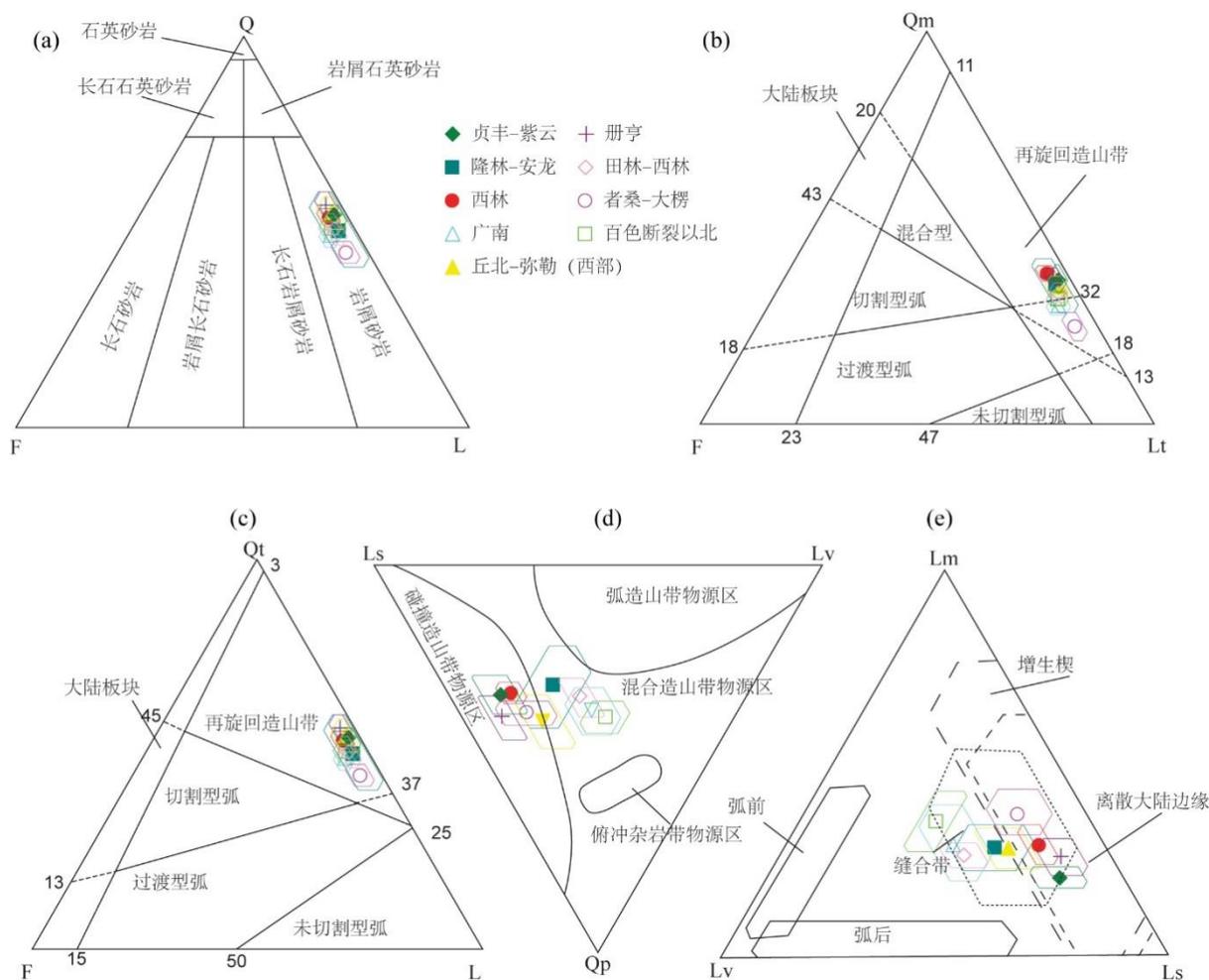


图 5.4 南盘江盆地中三叠统砂岩分类和碎屑组分源区判别图解

Fig. 5.4 Discrimination diagrams for sandstone classification and the provenances of sandstones of the Middle Triassic in the Nanpanjiang Basin

5.1.2.1 盆地西部中三叠统碎屑组分分析

丘北-弥勒一带（图 1.1 区域 I）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 50.3%-63.0%，平均含量 55.0%。其中单晶石英占石英总量的 56.1%-69.1%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 2.0%-3.8%之间，平均 3.1%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 33.2%-46.8%之间，平均含量 42.0%。岩屑中可见变质岩岩屑(22.0%-36.2%，平均 49.7%)、火成岩岩屑（15.6%-29.2%，平均 21.7%）和沉积岩岩屑（36.2%-60.6%）。其中火成岩

岩岩屑主要为花岗岩岩屑，其次为微晶结构火成岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑，其次为硅质岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑和以石英颗粒定向拉长为特征的石英岩岩屑。

5.1.2.2 盆地中部中三叠统碎屑组分分析

广南一带（图 1.1 区域 II）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 43.8%-52.2%，平均含量 49.3%。其中单晶石英占石英总量的 57.3%-65.3%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 4.0%-8.1% 之间，平均 6.1%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 41.7%-48.1% 之间，平均含量 44.6%。岩屑中可见变质岩岩屑（13.7%-48.0%，平均 29.6%）、火成岩岩屑（25.6%-44.8%，平均 33.6%）和沉积岩岩屑（23.4%-49.3%，平均 36.8%）。其中火成岩岩屑主要为微晶结构火成岩岩屑，其次为含板状斜长石的火成岩岩屑。沉积岩岩屑主要为硅质岩岩屑，其次为碳酸盐岩岩屑和砂岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑。

西林一带（图 1.1 区域 III）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 50.2%-55.9%，平均含量 53.4%。其中单晶石英占石英总量的 69.3%-74.8%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 3.2%-5.8% 之间，平均 4.5%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 38.3%-42.7% 之间，平均含量 42.2%。岩屑中可见变质岩岩屑（24.4%-39.8%，平均 29.0%）、火成岩岩屑（11.1%-17.9%，平均 14.7%）和沉积岩岩屑（42.3%-57.1%，平均 56.3%）。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑，其次为微晶结构火成岩岩屑。沉积岩岩屑主要为硅质岩岩屑和碳酸盐岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑和以石英颗粒定向拉长为特征的石英岩岩屑。

隆林-安龙一带（图 1.1 区域 III）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 37.7%-66.4%，平均含量 50.0%。其中单晶石英占石英总量的 66.2%-77.9%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 1.3%-5.8% 之间，平均 4.0%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 31.0%-57.6% 之间，平均含量 46.0%。岩屑中可见变质岩岩屑（20.2%-43.4%，平均 28.4%）、火成岩岩屑（9.9%-40.1%，平均 24.8%）和沉积岩岩屑（39.0%-65.6%，平均 46.8%）。其中火成岩岩屑主要为微晶结构火成岩岩屑，其次为花岗岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑，其次为硅质岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑，其次为以石

英颗粒定向拉长为特征的石英岩岩屑。

贞丰-紫云一带（图 1.1 区域 IV）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 51.5%-58.0%，平均含量 54.5%。其中单晶石英占石英总量的 57.8%-72.0%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 0.7%-4.3%之间，平均 2.6%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 38.8%-46.3%之间，平均含量 42.9%。岩屑中可见变质岩岩屑（16.9%-26.0%，平均 20.8%）、火成岩岩屑（4.9%-23.4%，平均 14.3%）和沉积岩岩屑（55.1%-78.2%，平均 64.9%）。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑。

册亨一带（位于图 1.1 区域 III 和 IV 交界处）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 52.2%-60.8%，平均含量 56.8%。其中单晶石英占石英总量的 62.4%-70.1%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 2.1%-4.1%之间，平均 3.4%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 36.0%-43.7%之间，平均含量 39.8%。岩屑中可见变质岩岩屑（20.9%-34.8%，平均 26.5%）、火成岩岩屑（4.2%-16.1%，平均 11.2%）和沉积岩岩屑（49.1%-59.5%，平均 62.2%）。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑和微晶结构火成岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑，其次为硅质岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑。

定安-潞城（田林-西林）一带（图 1.1 区域 III）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 45.7%-53.8%，平均含量 50.7%。其中单晶石英占石英总量的 61.7%-70.2%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 3.3%-5.2%之间，平均 4.5%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 41.2%-49.1%之间，平均含量 44.8%。岩屑中可见变质岩岩屑（21.5%-29.8%，平均 26.8%）、火成岩岩屑（27.4%-38.7%，平均 32.5%）和沉积岩岩屑（31.5%-51.1%，平均 40.8%）。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑，其次为微晶结构火成岩岩屑和含板状斜长石的火成岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑，其次为砂岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑和变泥质岩岩屑。

5.1.2.3 盆地东部中三叠统碎屑组分分析

者桑和大楞一带（图 1.1 区域 II）中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差，碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 41.8%-48.9%，平均含量 44.4%。其中单晶石英占石英总量的 49.2%-63.8%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石

含量介于 1.7%-6.8% 之间, 平均 5.0%, 以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 46.2%-54.8% 之间, 平均含量 50.6%。岩屑中可见变质岩岩屑(28.4%-44.7%, 平均 37.3%)、火成岩岩屑(3.7%-23.9%, 平均 15.3%) 和沉积岩岩屑(33.8%-55.9%, 平均 47.4%)。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑, 其次为硅质岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑。

百色断裂以北(玉凤和澄碧河水库, 图 1.1 区域 IV) 中三叠统粗砂岩分选、磨圆度较差, 碎屑物主要为棱角状-次棱角状。其中石英含量变化于 47.0%-54.3%, 平均含量 50.7%。其中单晶石英占石英总量的 59.0%-66.7%, 部分石英具波状消光, 表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 3.1%-6.0% 之间, 平均 5.1%, 以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 40.8%-47.0% 之间, 平均含量 44.2%。岩屑中可见变质岩岩屑(13.8%-40.3%, 平均 35.4%)、火成岩岩屑(27.4%-62.1%, 平均 34.2%) 和沉积岩岩屑(24.1%-33.1%, 平均 30.4%)。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑。

在对南盘江盆地中三叠统砂岩样品碎屑组成进行统计分析后, 利用三角判别图解分析其物源区构造背景(图 5.4)。在 Qm-F-Lts 三角图解中, 所有样品均落入再旋回造山带区域(图 5.4 b); 在 Qt-F-L 三角图解中, 所有样品均落入再旋回造山带区域(图 5.4 c); 在 Qp-Lv-Ls 三角图解中, 西林、贞丰-紫云和册亨一带样品均落入碰撞造山带物源区中, 来自广南、西林-田林一带和盆地东部百色断裂以北的所有样品均落入混合造山带物源区中, 而来自丘北-弥勒和者桑-大楞一带的样品则落入碰撞造山带和混合造山带物源区两个区域中, 来自隆林-安龙一带的样品落入碰撞造山带、混合造山带和弧造山带物源区三个区域中(图 5.4 d); 在 Lm-Lv-Ls 三角图解中, 绝大多数样品落入增生楔、离散大陆边缘和缝合带重合区域中。

根据南盘江盆地中三叠统砂岩碎屑组分统计结果分区域平均值(表 5.3)可知, 盆地中部(图 1.1 区域 II、III、IV) 中三叠统砂岩的石英、长石和岩屑含量无明显变化。自盆地南部(图 1.1 区域 II) 向北部和东部(图 1.1 区域 III、IV), 岩屑中沉积岩岩屑逐渐增多(南部广南一带区域 II 为 36.8%, 东北部贞丰-紫云一带区域 IV 为 64.9%), 变质岩岩屑含量增加(南部广南一带区域 II 为 29.6%, 东部百色断裂以北区域 IV 为 35.4%), 火成岩岩屑含量逐渐减少(南部广南一带区域 II 为 33.6%, 东北部贞丰-紫云一带区域 IV 为 14.3%)。火成岩岩屑中, 向东侧花岗岩岩屑逐渐增多(盆地中部西林和隆林-安龙一带区域 III 分别为 47.5% 和 24.3%, 盆地东北部贞丰-紫云一带区域 IV 为 69.3%, 东部百色断裂以北区域 IV 为 75.9%)。沉积岩岩屑中, 自南向北砂岩岩屑含量逐渐减少(南部

广南一带区域 II 为 24.9%，东北部紫云-贞丰一带区域 IV 为 11.9%)，灰岩岩屑含量逐渐增加 (南部广南一带区域 II 为 29.6%，东北部紫云-贞丰一带区域 IV 为 67.1%)，硅质岩岩屑向北东侧逐渐减少 (南部广南一带区域 II 为 45.6%，东北部紫云-贞丰一带区域 IV 为 13.6%)。变质岩岩屑中，石英岩岩屑向东逐渐减少 (中部西林一带区域 III 为 28.1%，东部百色断裂以北区域 IV 为 2.5%)。

5.1.3 上三叠统碎屑组分分析

本文使用 Gazzi-Dickinson 法对南盘江盆地上三叠统 10 件代表性样品 (图 1.1 区域 I) 进行了砂岩碎屑组分统计，具体统计方法见 (Dickinson and Selly, 1979; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992; Yan et al., 2010)，其中盆地西部 5 件，盆地北部 10 件。

显微镜下可见，南盘江盆地上三叠统砂岩与中三叠统相比，分选和磨圆度相对较高，碎屑物包括石英，岩屑和长石 (图 5.5)。石英分为单晶石英和多晶石英 (图 5.5a、c、d)；岩屑包括火成岩岩屑、沉积岩岩屑和变质岩岩屑；长石包括斜长石 (图 5.5f) 和钾长石。火成岩岩屑可分为长英质火山岩岩屑 (图 5.5c)、微晶结构火成岩岩屑 (图 5.5b)、含板状斜长石的火成岩岩屑 (图 5.5d、e) 和花岗岩岩屑 (图 5.5b)。沉积岩岩屑分为砂岩岩屑 (图 5.5e)、灰岩岩屑 (图 5.5d) 和硅质岩岩屑 (图 5.5a-c、f)。变质岩岩屑分为云母石英片岩 (图 5.5a-b、f)、板岩、千枚岩 (图 5.5a)、石英岩 (图 5.5c) 和变火成岩岩屑。碎屑组分对应代号见表 5.2，重新计算后的各地区碎屑组分统计结果平均值见表 5.3，所有样品碎屑组分统计原始数据见附表 1，所有样品重新计算后的碎屑组分见附表 2。Q-F-Lt 图解 (图 5.6) 显示，这些样品均为岩屑杂砂岩。

5.1.3.1 盆地西部上三叠统碎屑组分分析

盆地西部上三叠统分布在丘北-弥勒一带，其中石英含量变化于 60.1%-70.0%，平均含量 66.4%。其中单晶石英占石英总量的 50.5%-60.7%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 0.1%-5.0% 之间，平均 1.8%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 29.7%-34.9% 之间，平均含量 31.8%。岩屑中可见变质岩岩屑 (29.7%-50.0%，平均 41.3%)、火成岩岩屑 (26.0%-35.2%，平均 30.2%) 和沉积岩岩屑 (20.2%-35.3%，平均 28.5%)。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑。沉积岩岩屑主要为硅质岩岩屑。变质岩岩屑主要为石英岩岩屑和云母石英片岩岩屑，其次为变泥质岩岩屑。

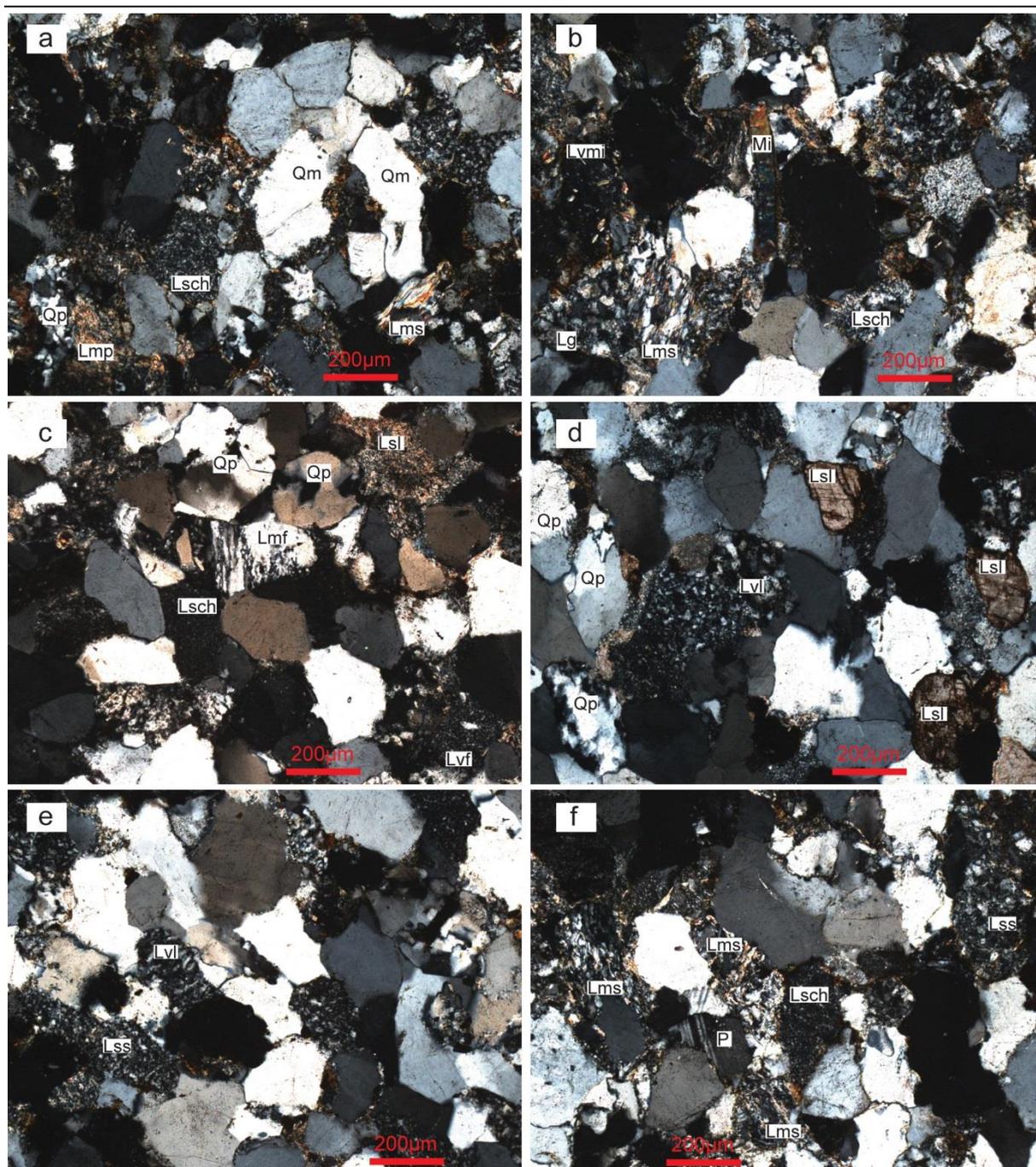


图 5.5 南盘江盆地上三叠统砂岩显微镜下照片（正交光）

Fig. 5.5 Microscope photos showing detrital composition of the Upper Triassic sandstone in the Nanpanjiang Basin (orthogonal polarization)

碎屑组分符号及含义见表 5.2

5.1.3.2 盆地北部上三叠统碎屑组分分析

盆地北部上三叠统分布在贞丰一带，其中石英含量变化于 51.7%-66.3%，平均含量

61.2%。其中单晶石英占石英总量的 51.4%-57.0%，部分石英具波状消光，表明其可能来源于变质岩。长石含量介于 0.4%-5.0%之间，平均 2.0%，以发育聚片双晶的斜长石为主。岩屑含量变化于 32.3%-47.6%之间，平均含量 36.8%。岩屑中可见变质岩岩屑（24.4%-34.0%，平均 30.6%）、火成岩岩屑（11.0%-48.9%，平均 26.7%）和沉积岩岩屑（17.0%-63.2%，平均 42.7%）。其中火成岩岩屑主要为花岗岩岩屑。沉积岩岩屑主要为碳酸盐岩岩屑和硅质岩岩屑。变质岩岩屑主要为云母石英片岩岩屑和石英岩岩屑。

在对南盘江盆地上三叠统砂岩样品碎屑组成进行统计分析后，利用三角判别图解分析其物源区构造背景（图 5.6）。在 Qm-F-Lts 三角图解中，所有样品均落入再旋回造山带区域（图 5.6 b）；在 Qt-F-L 三角图解中，所有样品均落入再旋回造山带区域（图 5.6 c）；在 Qp-Lv-Ls 三角图解中，来自丘北-弥勒一带的样品落入俯冲杂岩带物源区和混合造山带，来自贞丰一带的样品则落入碰撞造山带和混合造山带物源区两个区域中（图 5.6 d）；在 Lm-Lv-Ls 三角图解中，绝大多数样品落入缝合带区域中。

根据南盘江盆地上三叠统砂岩碎屑组分统计结果分区域平均值（附表 2）可知，盆地上三叠统砂岩的石英向北略有减少（丘北-弥勒一带为 66.4%，贞丰一带为 61.2%），岩屑含量向北略有增多（丘北-弥勒一带为 31.8%，贞丰一带为 36.8%），长石含量无明显变化。自南向北，岩屑中沉积岩岩屑增多（丘北弥勒一带为 28.4%，贞丰一带为 42.7%），变质岩岩屑和火成岩岩屑含量逐渐减少（丘北弥勒一带分别为 41.3%和 30.6%，贞丰一带分别为 30.2%和 26.7%）。火成岩岩屑中，花岗岩岩屑向北增多（丘北弥勒一带为 50.6%，贞丰一带为 56.8%）。沉积岩岩屑中，自南向北砂岩和硅质岩岩屑含量明显减少（丘北弥勒一带分别为 17.8%和 66.2%，贞丰一带分别为 8.8%和 42.4%），灰岩岩屑含量明显增加（丘北弥勒一带为 10.6%，贞丰一带为 37.4%）。变质岩岩屑中云母石英片岩含量增加（丘北弥勒一带为 28.1%，贞丰一带为 37.2%），石英岩岩屑含量减少（丘北弥勒一带为 35.0%，贞丰一带为 28.1%）。

5.1.4 碎屑组分分析小结

南盘江盆地内出露的下三叠统以潮坪—潟湖相为主，仅在西林县北侧出露滑塌堆积和浊积扇相沉积可以进行碎屑组分分析。针对滑塌堆积砾岩的分析结果表明，西林北侧砾岩中砾石主要为碳酸盐岩，上部层位中还可见于下部层位砾岩特征相同的砾岩砾石。结合古水流分析结果可知，西林北侧断垄中的古生界为下三叠统提供了大量碎屑物。

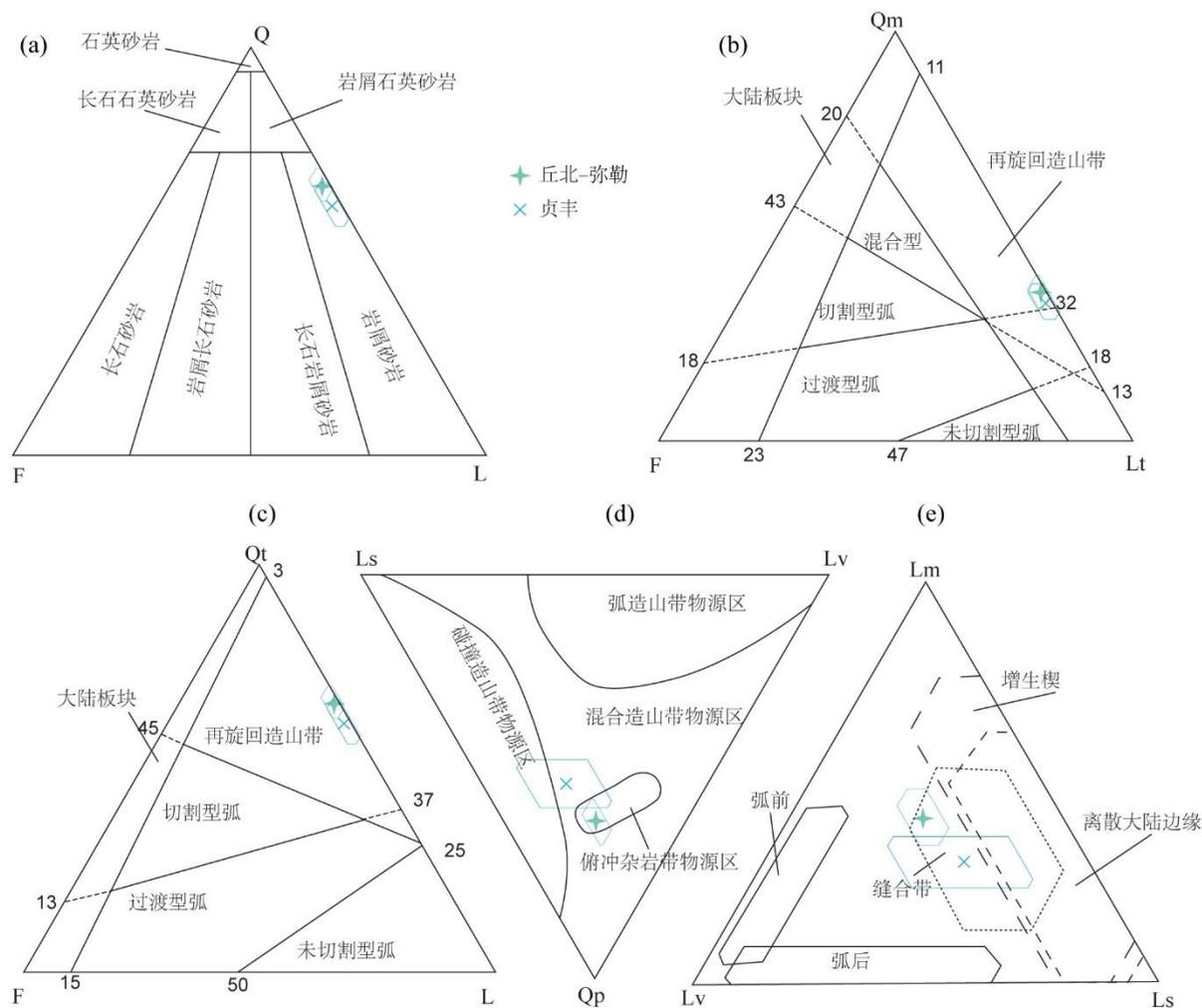


图 5.6 南盘江盆地上三叠统砂岩分类和碎屑组分源区判别图解

Fig. 5.6 Discrimination diagrams for sandstone classification and the provenances of sandstones of the Upper Triassic in the Nanpanjiang Basin

本文对南盘江盆地中三叠统砂岩进行了碎屑组分分析。结果显示，盆地内中三叠统砂岩为岩屑砂岩。在碎屑物源区判别图解（图 5.4）中，绝大部分样品落入再旋回造山带、碰撞造山带和缝合带区域，表明盆地中三叠统碎屑物主要来自造山带，而在三角判别图解中落入这些区域的砂岩通常沉积于前陆盆地之中 (Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992)。另外需要指出的是，盆地内不同地区砂岩中，不同类型岩屑含量略有差别。前文已述，自盆地南部向盆地东部和北部（自图 1.1 区域 II 向区域 IV），沉积岩岩屑逐渐增多，变质岩岩屑含量增加，火成岩岩屑含量逐渐减少。火成岩岩屑中花岗岩岩屑逐渐增多。沉积岩岩屑中，砂岩岩屑含量逐渐减少，灰岩岩屑

含量逐渐增加。这表明,中三叠世时,与盆地东部和北部(图 1.1 区域 IV)相比,盆地南部(图 1.1 区域 II)物源区出露火山岩较多,但花岗岩较少。盆地东部和北部(图 1.1 区域 IV)物源区出露的火山岩较少,但花岗岩和变质岩和沉积岩较多。

上三叠统仅分布在盆地西缘(图 1.1 区域 I),在碎屑物源区判别图解(图 5.6)中,所有样品均落入再旋回造山带、碰撞造山带、俯冲杂岩带和缝合带区域,表明上三叠统碎屑物主要来自造山带,盆地在此时可能为前陆盆地(Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992)。自南向北,岩屑含量略有增加,沉积岩岩屑增多,变质岩岩屑和火成岩岩屑含量减少。火成岩岩屑中,花岗岩岩屑向北增多,沉积岩岩屑中,灰岩岩屑含量明显增加。这一结果指示,晚三叠世时,盆地北部的碎屑物源区出露花岗岩和灰岩多于盆地南部的碎屑物源区。

通过南盘江盆地中三叠统和上三叠统碎屑组分(表 5.3)分析可知,从中三叠世至晚三叠世,南盘江盆地砂岩中石英含量有所增加(中三叠统平均含量为 51.4%,上三叠统平均含量为 63.8%),岩屑含量有所减少(中三叠统平均含量为 44.4%,上三叠统平均含量为 34.3%)。这表明上三叠统砂岩成熟度较中三叠统有所提高,这可能是由于搬运距离较远造成的。岩屑中变质岩岩屑含量有所增加(中三叠统平均含量为 28.6%,上三叠统平均含量为 36.0%),沉积岩岩屑含量减少(中三叠统平均含量为 47.3%,上三叠统平均含量为 35.6%)。变质岩岩屑中,云母石英片岩岩屑所占比例明显减少(中三叠统平均含量为 66.9%,上三叠统平均含量为 33.4%),变火成岩岩屑也明显增多(中三叠统平均含量为 0.9%,上三叠统平均含量为 7.1%)。以上岩屑含量的变化显示,中三叠世到晚三叠世,南盘江盆地碎屑物源区出露的沉积岩减少,变质岩增加,变沉积岩减少,变火成岩含量增加。这很可能是物源区持续隆升,遭受剥蚀,从而造成物源区原沉积岩盖层逐渐减少,基底出露造成的。

5.2 砂岩重矿物组合特征

重矿物是比重大于 2.89 的矿物,不同碎屑重矿物组合往往是不同母岩类型的反映(Morton, 1985; Pettijohn et al., 1987)。碎屑岩中重矿物组合及其含量与物源、沉积环境、古气候条件密切相关,根据重矿物组合及其所占比重大小,可以探讨沉积物形成的古气候环境和沉积物来源,并为认识构造演化提供可靠信息。为了分析南盘江盆地三叠系碎屑物来源,我们共采集重砂样品 39 件,其中下三叠统 3 件,中三叠统 32 件,上三叠统 4 件,样品采样位置及重矿物组成见图 5.7-5.9 和表 5.3。

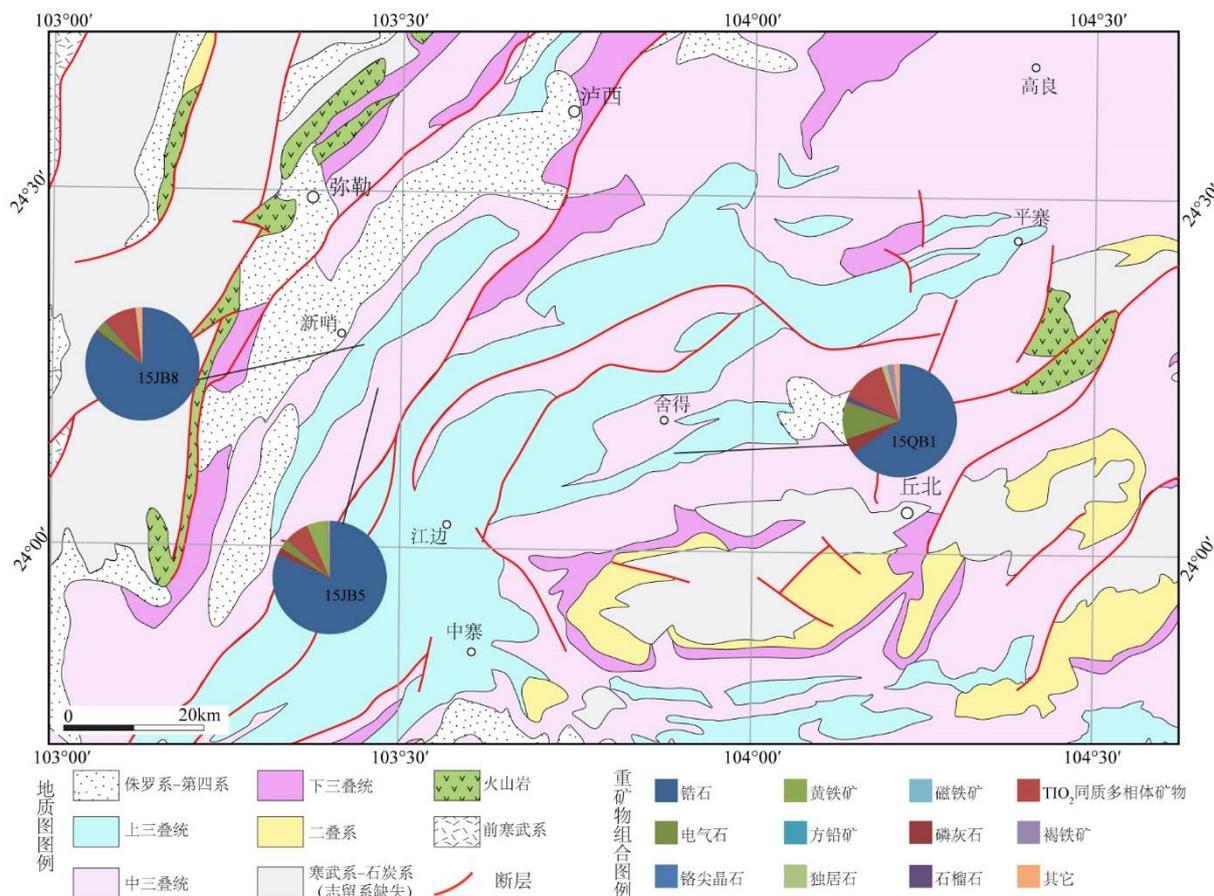


图 5.7 南盘江盆地西部砂岩重矿物组合及采样位置示意图

Fig. 5.7 Heavy mineral association and sample location of the sandstones in the western part of the Nanpanjiang Basin

5.2.1 下三叠统重矿物组成特征

下三叠统中有 2 件重砂样品采集自西林县石炮村一带 (图 1.1 区域 II), 1 件样品采集自册亨县城西侧。其中来自西林县石炮一带的 2 件样品 (15XL 10、15XL 15) 中共检测出重矿物 7 种, 包括锆石、磷灰石、黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、赤褐铁矿和磁铁矿。上文已述, 该地区下三叠统发育潮坪—潟湖相沉积和滑塌堆积, 2 件样品采集自滑塌堆积之中, 根据砾石成分推测该套滑塌堆积物源区主要为古生代碳酸盐岩沉积。重矿物组合中, 只有锆石和磷灰石为稳定重矿物, 这 2 件样品中锆石和磷灰石为次棱角状—滚圆状, 显示经历了一定距离的搬运。黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和磁铁矿均为棱角状—次棱角块状, 部分仍保留晶体形态, 表明这些矿物并未经过长距离搬运, 这些矿物可能来自

古生代地层,也可能为下三叠统沉积未固结状态下滑塌沉积。来自册亨一带的 1 件样品(16CH 1)重矿物组合为锆石、磷灰石、石榴石、辉石、 TiO_2 同质多相矿物、黄铁矿、赤褐铁矿和磁铁矿。这一重矿物组合显示其物源区可能出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩和变质岩。该样品中磷灰石和部分锆石具有较高的磨圆度和明显的搬运痕迹,表明其可能经历了较长的搬运距离或为再沉积矿物。

5.2.2 中三叠统重矿物组成特征

中三叠统重砂样品共计 32 件,其中盆地西部江边附近(图 1.1 区域 I) 1 件,盆地中部(图 1.1 区域 II、III、IV 西部) 23 件,盆地东部(图 1.1 区域 II、III、IV 东部) 8 件。盆地西部砂岩样品(15JB 5)中砂岩重矿物组合为锆石、磷灰石、电气石、铬铁矿、 TiO_2 同质多相矿物、方铅矿、黄铁矿、赤褐铁矿和磁铁矿。这些重矿物有些为自形一半自形,部分为次滚圆—滚圆状,磨圆度较高的重矿物可能经过了再搬运。重矿物组合显示,盆地西部物源区可能出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩。

盆地中部中三叠统砂岩重矿物组合在不同地区具有明显差别。南缘广南县一带(图 1.1 区域 II)共采集 6 件样品(15GN 5/9/20/29/32 和 15XL 29),其中重矿物组合主要为锆石、磷灰石、电气石、石榴石、辉石、铬铁矿、 TiO_2 同质多相矿物、黄铁矿、方铅矿、赤褐铁矿和磁铁矿,15GN5 中还含有独居石。这表明其物源区可能出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩。以盆地中部西林—隆林孤立台地为界,台地南侧西林县一带(图 1.1 区域 III)共采集样品 6 件(15XL 33/37/41/47/49 和 16XL 2),这些样品重矿物主要包括锆石、电气石、石榴石、辉石、角闪石、铬铁矿、 TiO_2 同质多相矿物、黄铁矿、方铅矿、赤褐铁矿和磁铁矿。与广南县一带(图 1.1 区域 II)中三叠统相比,西林县一带(图 1.1 区域 III)中三叠统铬铁矿和磷灰石含量相对减少,与此同时,角闪石在该地区样品中普遍出现。这可能意味着与广南县一带相比,西林县一带的物源区出露的超基性岩较少,而中性岩浆岩则相对较多。在盆地中部西林—隆林孤立台地南侧隆林—安龙一带(图 1.1 区域 III),中三叠统样品共 4 件(15AL 4/6/9 和 16LL 1)。这些样品重矿物组合主要为锆石、电气石、石榴石、辉石、铬铁矿、 TiO_2 同质多相矿物、黄铁矿、方铅矿、赤褐铁矿和磁铁矿。仅 15AL 4 样品中含有闪锌矿和黄铜矿,16LL 1 样品中含有少量绿帘石。这说明隆林—安龙一带(图 1.1 区域 III)与广南县一带(图 1.1 区域 II)的中三叠统物源区出露的岩石种类相类似,主要为酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩。

图 1.1 区域 III 平塘—旧州/八渡—册亨(图 1.1 路线 4)以及定安—潞城—龙车路线

(图 1.1 路线 6) 中, 共获得中三叠统样品 7 件 (16CH 2/3, 16TL 1/4/5/7/10), 这些样品中普遍含有锆石、磷灰石、电气石、石榴石、辉石、角闪石、 TiO_2 同质多相矿物、黄铁矿、方铅矿、赤褐铁矿和磁铁矿, 仅在 16TL7 样品中发现少量铬铁矿。这表明这些样品的物源区普遍出露酸性、中基性岩浆岩和变质岩, 与图 1.1 区域 II 中三叠统相比, 图 1.1 区域 III 中三叠统物源区缺少超基性岩。与此同时, 古水流分析结果显示, 这两区域中三叠世碎屑物源区主要位于盆地北侧和北东侧。

盆地东部 (图 1.1 区域 IV 东部) 中三叠统砂岩重矿物组合与盆地中部不同, 8 件样品 (15BS 8/12/21/24/29/32 和 16TL 8/9) 中普遍含有锆石、磷灰石、电气石、 TiO_2 同质多相矿物、黄铁矿、方铅矿、黄铜矿和磁铁矿, 仅在 16TL 8/9 样品中发现少量石榴石, 在 15BS 8/12 中发现少量辉石。重矿物组合指示, 盆地东部 (图 1.1 区域 IV 东部) 物源区普遍出露酸性岩浆岩并可能出露少量变质岩。与盆地中部相比, 盆地东部中三叠统物源区相对缺少中基性岩浆岩和超基性岩。

5.2.3 上三叠统重矿物组成特征

本文共采集上三叠统样品 4 件 (16ZF 1/7, 15JB 8, 15QB 1), 分别位于盆地北部贞丰县一带和盆地西部江边乡、丘北县一带。上三叠统样品中重矿物组合为锆石、磷灰石、电气石、铬铁矿、 TiO_2 同质多像矿物、黄铁矿、独居石、赤褐铁矿和磁铁矿。在 15QB1 和 16ZF7 样品中发现少量石榴石, 在 16ZF7 样品中含有少量辉石。与中下三叠统相比, 上三叠统砂岩中普遍含有大量独居石, 而且少石榴石、角闪石、辉石。这一变化表明晚三叠世南盘江盆地周边仍有超基性岩出露, 但是花岗岩出露范围较早中三叠世明显增大, 而中基性火山岩出露范围明显减小。

5.2.3 砂岩重矿物组合小结

下三叠统重矿物组合显示其物源区可能出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩和变质岩。由于其中的锆石和磷灰石具有较高的磨圆度和明显的搬运痕迹, 表明其可能经历了较长的搬运距离或为再沉积矿物。

中三叠统盆地不同部分重矿物组合具有不同的特征。南部广南一带 (图 1.1 区域 II), 重矿物组合中含有锆石、磷灰石、电气石、石榴石、辉石和铬铁矿, 表明其物源区可能出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩。中部西林一带 (图 1.1 区域 III) 相对缺少铬铁矿。盆地北部安龙一带 (图 1.1 区域 IV) 重矿物组合与南部广南一带 (图 1.1 区域 II) 相似, 表明其物源区出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩。而盆地东部百色东北侧 (图 1.1 区域 IV), 重矿物组合中包括锆石、磷灰石、电气石、

石榴石、辉石和角闪石,这表明盆地东部物源区主要出露酸性、中基性岩浆岩和变质岩。总体而言,重矿物组合特征显示,盆地内不同部分物源区出露岩石类型不同。盆地各部分物源区均出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩和变质岩,但是,与盆地南部和北部相比,盆地东部碎屑物源区相对缺超基性岩出露。

上三叠统重矿物组合中普遍包括锆石、磷灰石、电气石、铬铁矿和独居石,这表明物源区出露中酸性岩浆岩和超基性岩。另有部分样品中含有石榴石和辉石,表明物源区也可能出露变质岩和基性岩浆岩。

当然,仅仅根据砂岩重矿物组合只能对物源区出露岩石种类做出推测。对物源区出露岩石种类的最终判别,需结合本文上一节中碎屑组分分析结果和下一节中即将叙述的重矿物地球化学特征进行探讨。需要指出的是,根据重矿物组合仅能推断一部分物源区出露的岩石类型,并非全部,因此盆地碎屑物源区出露的岩石类型应包括但不限于本小节所得结论。另外,由于部分碎屑重矿物磨圆度明显高于同一样品中的其它矿物颗粒,不能排除这些磨圆度较高的重矿物是经历再搬运后沉积在三叠系中的可能。

表 5.3 南盘江盆地三叠系砂岩重矿物组合及矿物含量列表

Table 5.3 The heavy mineral assemblages and content of each mineral of the Triassic sandstones in the Nanpanjiang Basin

时代	采样路线	样品号	锆石	磷灰石	电气石	石榴石	辉石	角闪石	铬铁矿	Ti Group	黄铁矿	重晶石	方铅矿	闪锌矿	黄铜矿	绿帘石	独居石	榍石	赤褐铁矿	磁铁矿	金属球粒	其余	
T ₁	西林北 T ₁	15XL10	51~100	6.31%	—	—	—	—	—	—	78.26%	—	11~20	—	—	—	—	—	11.73%	11~20	—	36.90%	
		15XL15	0.02%	0.22%	—	—	—	—	—	—	91.81%	—	0.12%	—	0.29%	—	—	—	—	0.07%	—	7.47%	
	册亨西侧冗渡	16CH1	0.10%	0.03%	—	1~5	3.19%	—	—	1.00%	11~20	—	—	—	—	—	—	—	1.70%	87.46%	—	7.51%	
T ₂	江边乡路线	15JB5	81.78%	2.04%	2.71%	—	—	—	21~50	6.97%	5.74%	—	0.14%	—	—	—	—	—	0.29%	51~100	—	0.32%	
	广南-阿科, 自南向北	15GN5	62.25%	3.58%	0.95%	2.83%	21~50	—	0.08%	11.83%	—	—	—	—	—	—	—	0.73%	—	0.25%	8.65%	—	8.84%
		15GN9	84.00%	—	—	—	—	—	—	0.10%	0.80%	—	1~5	—	—	—	—	—	—	1~5	11~20	11~20	15.20%
		15GN20	77.69%	0.01%	2.95%	11~20	1~5	—	0.47%	9.19%	2.42%	—	1~5	—	—	—	—	—	—	0.14%	0.03%	—	7.09%
		15GN29	81.76%	11~20	0.43%	1~5	—	—	21~50	12.65%	0.01%	—	—	—	—	—	—	—	—	0.43%	21~50	1~5	4.71%
		15GN32	78.44%	5~10	5.25%	—	1~5	—	0.66%	10.66%	1.56%	—	21~50	—	—	—	—	—	—	0.33%	51~100	—	3.09%
	西林-八桥	15XL29	77.16%	11~20	0.04%	1~5	—	—	11~20	13.81%	1~5	—	5~10	—	—	1~5	—	—	0.43%	0.19%	—	83.60%	
	自西林-平用沿线, 自南向北	15XL41	51.14%	—	7.04%	1~5	5~10	5~10	—	3.67%	11~20	—	4.72%	0.01%	0.12%	—	—	—	—	25.58%	0.28%	1~5	7.43%
		15XL37	26.25%	—	0.13%	3.08%	5~10	1~5	—	0.59%	58.69%	—	0.04%	—	—	—	—	—	—	0.93%	1.53%	—	8.75%
		15XL33	83.76%	1~5	0.42%	1~5	1~5	—	51~100	4.05%	1.20%	—	0.08%	—	—	—	—	—	—	0.14%	0.10%	1~5	9.34%
		15XL47	51.96%	—	0.16%	—	5~10	1~5	1~5	5.46%	4.42%	—	20.40%	—	—	—	—	—	—	0.16%	8.00%	1~5	9.43%
	平用-古障	16XL2	7.19%	0.09%	0.53%	11~20	11~20	5~10	1~5	0.05%	86.68%	—	—	—	—	—	—	—	—	2.49%	21~50	—	2.87%
	西林县城北	15XL49	81.00%	5~10	0.20%	1~5	1~5	—	—	0.01%	11~20	—	5~10	—	1~5	1~5	—	—	11~20	21~50	—	16.99%	
	隆林-祥播	16LL1	81.00%	—	11~20	1~5	—	—	1~5	7.00%	—	—	—	—	—	16.00%	—	—	1~5	1~5	—	40.10%	
	扁牙-坡脚-安龙自南向北	15LL5	89.41%	—	0.04%	—	—	—	51~100	2.89%	0.10%	—	—	—	0.12%	—	—	—	—	0.12%	11~20	—	7.31%
		15AL4	23.59%	1~5	0.22%	1~5	1~5	—	—	0.32%	2.23%	—	5.73%	56.59%	3.91%	—	—	—	—	0.43%	21~50	—	6.97%
15AL6		55.73%	—	0.04%	—	1~5	—	0.04%	1.99%	36.86%	—	5~10	—	—	—	—	—	—	—	11~20	1~5	5.33%	
15AL9		85.07%	—	0.10%	1~5	—	—	0.67%	6.66%	0.80%	—	0.80%	—	—	—	—	—	—	—	11~20	—	5.89%	
旧州-八渡-册	16TL7	62.78%	1.92%	1.38%	5~10	1~5	—	0.12%	28.64%	1~5	—	—	—	—	—	—	—	—	5~10	—	5.15%		

南盘江盆地三叠系沉积学特征及盆地构造成因分析

亨自南向北	16CH2	5.86%	5~10	11~20	—	72.92%	11~20	—	1.00%	2.60%	—	13.02%	—	—	—	—	—	11~20	5~10	—	5.90%	
	16CH3	55.11%	0.75%	20.30%	5~10	—	—	—	18.96%	1.53%	—	0.99%	—	0.07%	—	0.11%	—	0.43%	21~50	1~5	1.74%	
西林-定安/福 达-潞城-龙车 自西向东	16TL1	19.55%	—	1.18%	1~5	25.45%	—	—	1.00%	35.91%	—	2.73%	—	—	1.18%	—	—	5.91%	5~10	—	9.02%	
	16TL4	33.36%	2.34%	2.33%	5~10	11~20	5.33%	—	36.78%	5.40%	—	—	5~10	—	—	—	6.00%	0.99%	11~20	11~20	7.46%	
	16TL5	13.74%	0.26%	51~100	—	—	—	—	21.16%	4.95%	—	0.63%	44.21%	0.63%	—	—	—	—	5~10	—	14.41%	
	16TL10	46.38%	—	0.29%	11~20	1~5	1~5	—	2.98%	42.91%	—	1~5	—	—	—	—	—	1~5	5~10	—	7.43%	
澄碧水库— 下甲自南向北	16TL9	67.07%	0.26%	1.72%	5~10	—	—	—	25.95%	0.07%	—	1~5	—	—	—	—	—	1.70%	11~20	11~20	3.22%	
	16TL8	53.33%	2.17%	5~10	1~5	—	—	—	37.00%	1~5	—	1~5	—	—	—	—	—	5~10	1~5	—	7.49%	
者桑-剥隘-阳 圩自西向东	15BS8	8.15%	0.63%	1.46%	—	21~50	—	—	9.85%	0.06%	70.50%	—	—	1~5	—	—	—	—	1.10%	1~5	8.24%	
	15BS12	49.22%	3.63%	12.52%	—	1~5	—	—	29.15%	11~20	—	1~5	—	—	—	—	—	—	11~20	—	5.57%	
	15BS21	26.74%	5~10	21~50	—	—	—	—	36.89%	2.14%	—	1~5	—	29.41%	—	—	—	—	11~20	—	4.81%	
大楞-那杯	15BS24	70.82%	13.21%	1.30%	—	—	—	—	5.91%	5~10	—	—	—	—	—	—	—	—	0.36%	—	8.39%	
百色-百标-龙 川自南向北	15BS32	64.82%	2.60%	0.31%	—	—	—	—	5.27%	1.21%	—	17.60%	—	2.67%	—	—	—	—	0.73%	—	4.87%	
	15BS29	86.08%	3.81%	0.32%	—	—	—	—	6.38%	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5~10	—	3.40%	
T ₃	南边龙山一侧	16ZF7	48.87%	7.74%	9.61%	5~10	5~10	—	51~100	28.22%	1~5	—	1~5	—	—	—	1.19%	—	2.25%	5~10	—	2.10%
	北边贞丰一侧	16ZF1	42.11%	—	19.58%	—	—	—	—	19.12%	9.52%	—	—	—	—	1~5	0.76%	—	0.46%	21~50	—	8.14%
	江边乡路线	15JB8	84.95%	0.38%	3.06%	—	—	—	0.16%	9.45%	51~100	—	—	—	—	—	0.32%	—	—	0.03%	—	1.64%
	丘北	15QB1	65.23%	4.38%	10.88%	1.52%	—	—	0.09%	12.80%	—	—	—	—	—	—	1.52%	—	1.90%	21~50	—	1.67%

注：表中百分比表示该种矿物在该样品所有重矿物中所占重量百分比，1~5 表示该种矿物颗粒数，—代表该样品中未挑出该种矿物

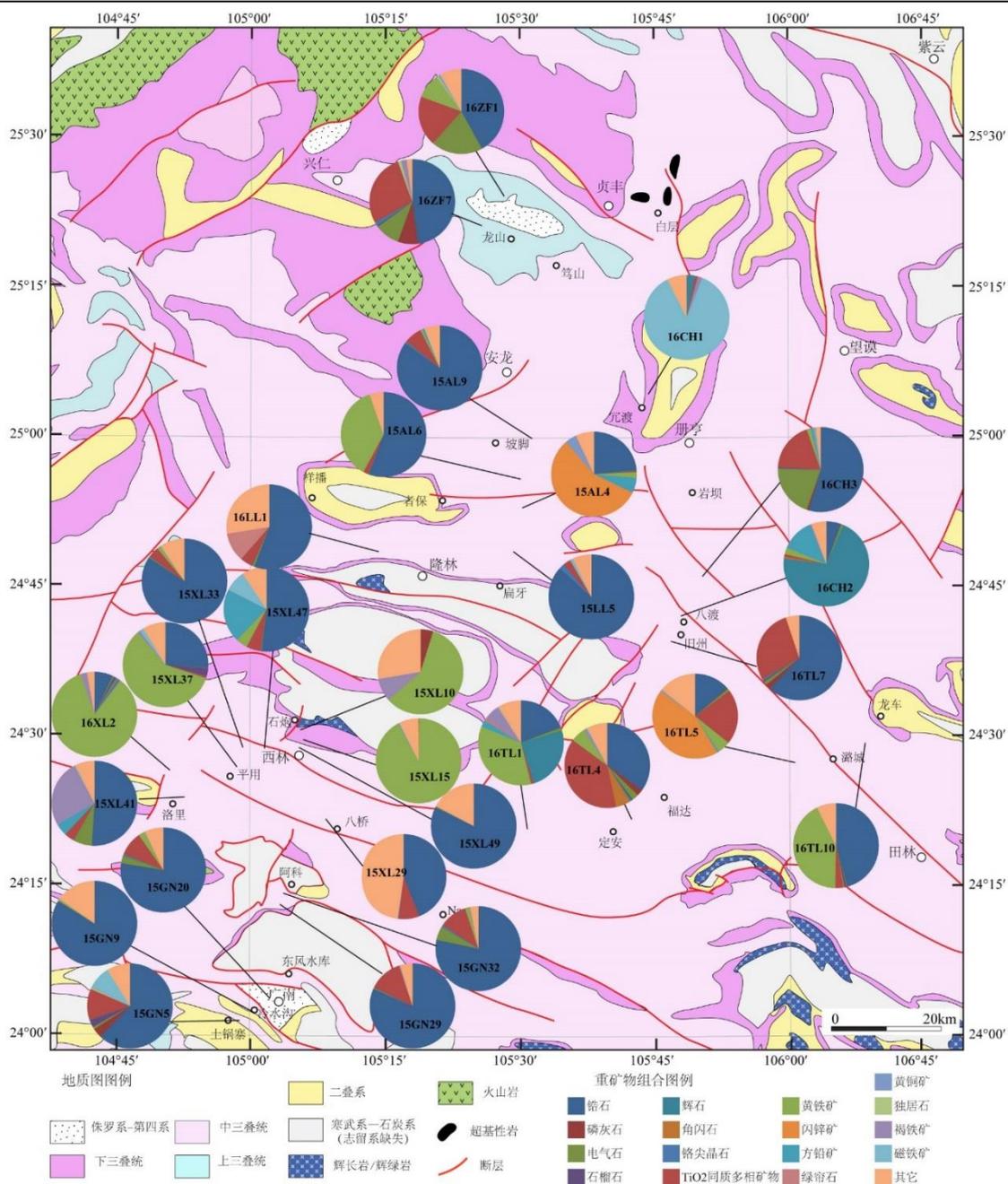


图 5.8 南盘江盆地中部砂岩重矿物组合及采样位置示意图

Fig. 5.8 Heavy mineral association and sample location of the sandstones in the middle part of the Nanpanjiang Basin

5.3 砂岩重矿物地球化学特征

为了进一步明确南盘江盆地三叠系碎屑组成，本论文对中上三叠统砂岩中的电气石、铬尖晶石和石榴石进行了电子探针分析。

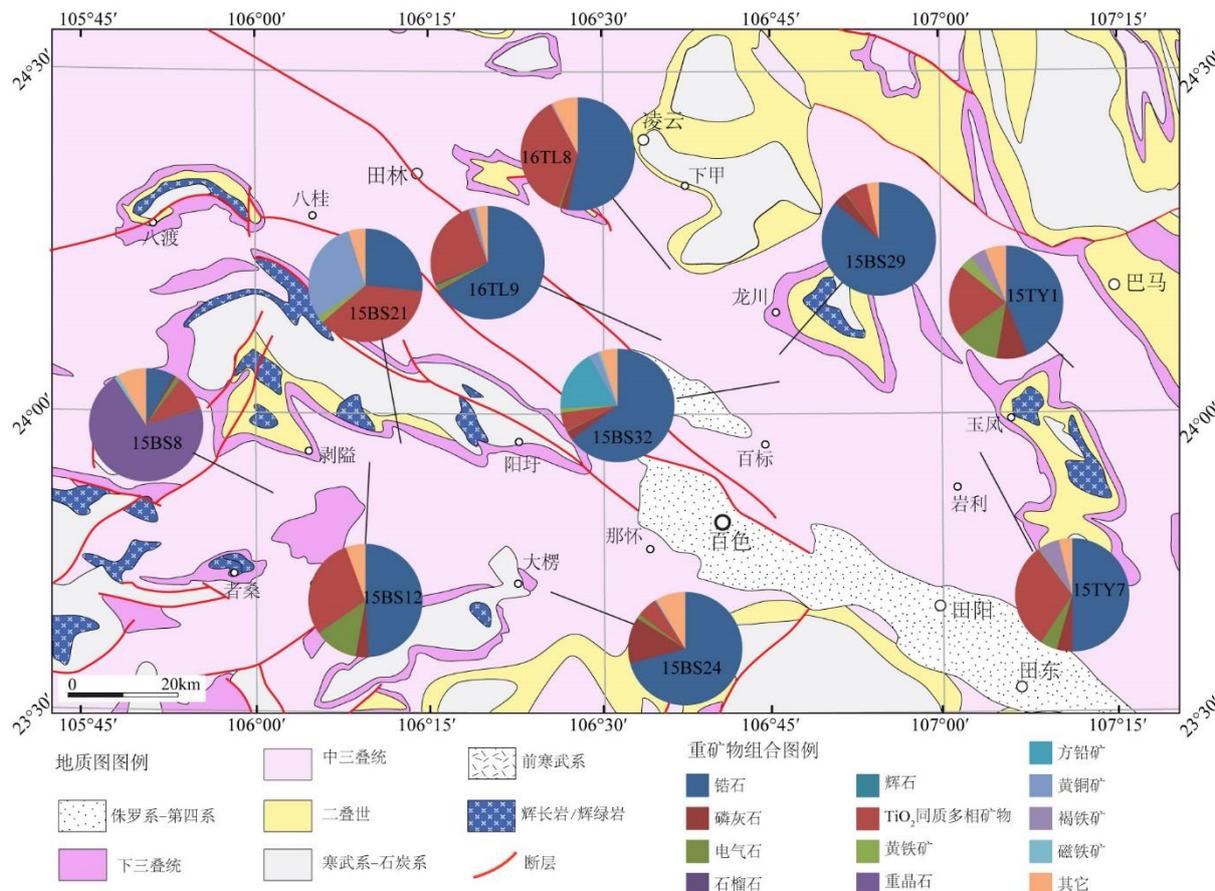


图 5.9 南盘江盆地东部砂岩重矿物组合及采样位置示意图

Fig. 5.9 Heavy mineral association and sample location of the sandstones in the eastern part of the Nanpanjiang Basin

5.3.1 碎屑电气石

电气石是各类岩石中常见的副矿物，其化学组成比较宽泛，存在于多种侵入岩和变质岩中。由于电气石化学和机械稳定性较强，所以在碎屑岩中较常见，对电气石化学组成的研究大大扩展了其在物源分析中的应用 (Morton, 1991; Henry and Dutrow, 1992; Von Eynatten and Gaupp, 1999)。通常含有较多的 Al、Li 和 Fe 的电气石一般存在于花岗岩和伟晶岩中，而含有较高 Mg 的电气石一般存在于变沉积岩和交代岩石中 (Henry and Guidotti, 1985)。

本文共选取 15 件样品中的电气石进行了电子探针分析，数据见附表 3.其中 13 件来自中三叠统，2 件来自上三叠统。采样位置和三角判别图见图 5.10。

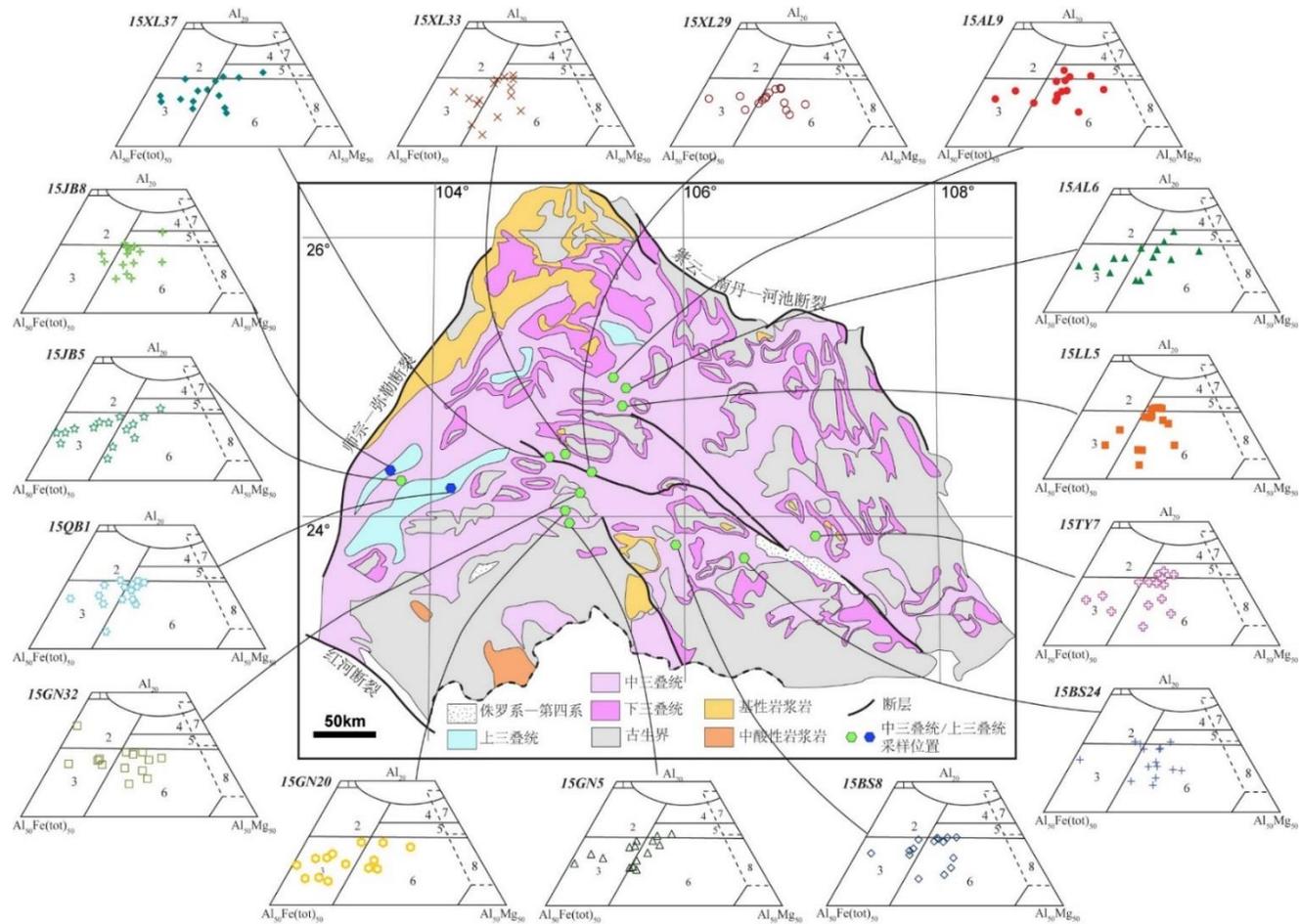


图 5.10 南盘江盆地碎屑电气石源区判别图解

Fig. 5.10 Provenance discrimination diagrams of detrital tourmalines of the Nanpanjiang Basin

判别图解据 Henry and Guidotti (1985): 1-富 Li 花岗岩、伟晶岩和细晶岩; 2-贫 Li 花岗岩、伟晶岩和细晶岩; 3-热液蚀变花岗岩; 4-富 Al 的变泥质岩和变质砂岩; 5-贫 Al 的变泥质岩和变质砂岩; 6-富 Fe³⁺ 的石英电气石岩; 7-低 Ca 的变超镁铁质岩和富 Cr、V 的变沉积岩; 8-变碳酸岩和变辉石岩。

5.3.1.1 中三叠统碎屑电气石地球化学特征

其中采集自盆地南缘广南县城一带（图 1.1 区域 II）中三叠统的 3 件样品（15GN5、15GN20、15GN 32）共测试 45 颗电气石，其中 19 个测点落入区域 3，占有测点的 42%，有 23 个测点落入区域 6，占总数的（51%）。三件样品中仅有 1 颗落入区域 2，2 颗落入区域 5，分别占总测点的 2%和 4%。这表明这些电气石主要来自热液蚀变的花岗岩、富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩，同时，个别样品来自贫铝的变沉积岩、花岗岩、细晶岩和伟晶岩。

3 件样品（15XL29、15XL33、15XL37）采集自西林县城一带（即西林—隆林孤立台地南侧，图 1.1 区域 III）中三叠统，共测试 45 颗电气石。其中 18 个测点落入区域 3，占总数的 40%，有 22 个测点落入区域 6，占总数的 49%；有 5 个测点落入区域 5，占总数的 11%。这表明这些电气石主要来自热液蚀变的花岗岩、石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩。与此同时，与广南一带相比，来自贫铝的变沉积岩的电气石颗粒所占比例有所增加。

在西林—隆林孤立台地北侧隆林—安龙一带（图 1.1 区域 III），本文共对 3 件中三叠统样品（15LL5、15AL6、15AL9）中 45 颗电气石进行了分析。在化学成分与成岩关系判别图中，有 10 个测点落入区域 3，占总数的 22%；有 26 个测点落入区域 6，占总数的 58%；有 9 个测点落入区域 5，占总数的 20%。这一结果表明，富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩是这些碎屑电气石的最主要来源。而且，与广南—西林地区相比，源区出露的热液蚀变的花岗岩所占比例进一步减少，而贫铝的变沉积岩所占比例相对增加。

本文在盆地东部（图 1.1 区域 II 东部和 IV 南部）选择 3 件中三叠统样品（15BS8、15BS24、15TY7）中共 45 颗碎屑电气石进行了电子探针分析。在这些测点中，11 个测点落入区域 3，占总数的 24%；30 个测点落入区域 6，占总数的 67%；3 个测点落入区域 5，占总数的 7%；1 个测点落入区域 2，占总数的 2%。盆地东部中三叠统的碎屑电气石主要来自富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩，其次为热液蚀变的花岗岩，另有少量电气石来自贫锂花岗岩、伟晶岩、细晶岩和贫铝的变沉积岩。

本论文对盆地西部江边乡一带（图 1.1 区域 I）1 件中三叠统样品（15JB5）中的碎屑电气石的分析结果表明，在电气石化学成分与成岩关系判别图解中，15

个测点中的8个落入区域3,占总数的53%;6个测点落入区域6,占总数的40%;1个测点落入区域5,占总数的7%。这一结果表明,盆地西部中三叠统的碎屑电气石主要来自热液蚀变的花岗岩,其次为富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩,另有少量来自贫铝的变泥质岩和变碎屑岩。

5.3.1.2 上三叠统碎屑电气石地球化学特征

本文对采集自盆地西部丘北和江边一带(图1.1区域I)上三叠统的两件样品(15QB1、15JB8),共对30颗电气石进行了电子探针分析。其中8个测点落入区域3,占总数的27%;20个测点落入区域6,占总数的67%;2个测点落入区域5,占总数的6%。这一结果表明,在晚三叠世,南盘江盆地内的碎屑电气石主要来自富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩,热液蚀变的花岗岩也是重要物源区。

5.3.2 碎屑铬尖晶石

本项目对南盘江盆地中三叠统的8件样品进行了碎屑铬尖晶石电子探针分析,分析数据见附表4,样品位置和铬尖晶石化学成分与成岩关系判别见图5.11。进行电子探针分析的铬尖晶石样品有5件来自在盆地南侧广南—西林县一带,有3件样品来自盆地北部隆林—安龙一带。

广南—西林县城一带(图1.1区域II、III)中三叠统的5件样品(15GN5、15GN20、15GN29、15GN32、15XL33)共获得有效数据点94个。这些样品中,91%为低Ti型($\text{TiO}_2 < 0.2 \text{ wt}\%$),9%为高Ti型($\text{TiO}_2 > 0.2 \text{ wt}\%$)。 $\text{Cr}^\# > 0.6$ 的测点占76%, $\text{Cr}^\# < 0.6$ 的测点占24%。 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} > 0.5$ 的测点占19%, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} < 0.5$ 的测点占81%。在化学成分与成岩关系判别图中,绝大多数测点落入蛇绿岩或弧相关构造火成岩区域(87%),部分测点落入大陆溢流玄武岩区域(13%)。

隆林—安龙县城一带(图1.1区域III)中三叠统的3件样品(15LL5、15AL6、15AL9)共获得有效数据点56个。这些样品中,91%为低Ti型($\text{TiO}_2 < 0.2 \text{ wt}\%$),9%为高Ti型($\text{TiO}_2 > 0.2 \text{ wt}\%$)。 $\text{Cr}^\# > 0.6$ 的测点占86%, $\text{Cr}^\# < 0.6$ 的测点占14%。 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} > 0.5$ 的测点占36%, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} < 0.5$ 的测点占64%。在化学成分与成岩关系判别图中,48个测点落入蛇绿岩或弧相关构造火成岩区域(87%),8个测点落入大陆溢流玄武岩区域(13%)。

形成于不同的岩浆源区或不同构造背景下的铬尖晶石具有不同的地球化学

特征。其中地幔橄榄岩、洋中脊玄武岩和板内碱性玄武岩中 $Cr^{\#}$ 通常小于 0.6，形成于层状侵入杂岩、大洋高原玄武岩以及岛弧有关的岩石中的铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 通常大于 0.6 (Lee, 1999; Najman and Garzanti, 2000)。同时，蛇绿岩套中的铬尖晶石， $Cr^{\#}$ 较为复杂。一般与洋中脊有关的蛇绿岩套 (MOR 型) 的铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 较低 (<0.6)，而与超俯冲带有关的蛇绿岩套 (SSZ 型) $Cr^{\#}$ 较高 (>0.6) (Najman and Garzanti, 2000; Barnes and Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001)。地幔橄榄岩 (包括超俯冲带橄榄岩及洋中脊橄榄岩) 中的铬尖晶石的 TiO_2 含量一般小于 0.2%，而大陆溢流玄武岩、洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩的铬尖晶石的 TiO_2 含量大于 0.2%。地幔橄榄岩、洋中脊玄武岩以及与岛弧有关的火山岩中的铬尖晶石 Fe^{3+} 含量很低 ($Fe^{3+}/Fe^{2+} < 0.5$)，而洋岛玄武岩、大陆溢流玄武岩、层状侵入杂岩中铬尖晶石的 Fe^{3+} 含量较高 ($Fe^{3+}/Fe^{2+} > 0.5$) (Lenaz et al., 2000; Barnes and Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001)。

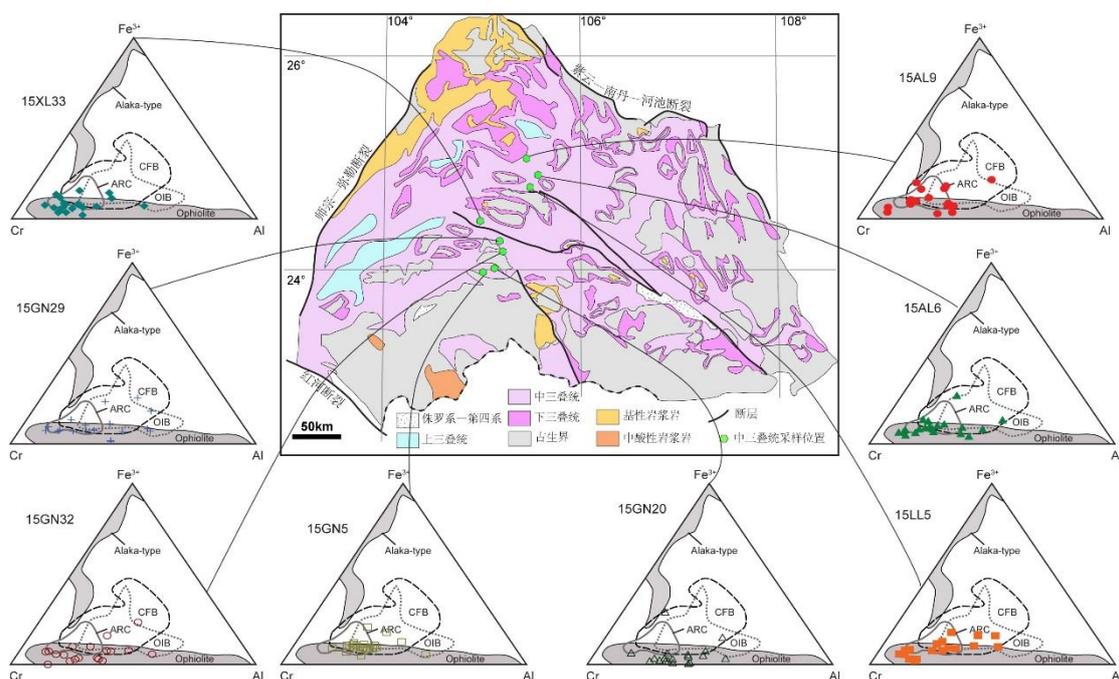


图 5.11 南盘江盆地中三叠统碎屑铬尖晶石源区判别图

Fig. 5.11 Provenance discrimination diagrams of detrital Cr-spinels of the Middle Triassic in the Nanpanjiang Basin

判别图解据 Cookenboo et al. (1997): ARC-岛弧, CFB-大陆溢流玄武岩, OIB-洋岛玄武岩, Ophiolite-蛇绿岩, Alaka-type-阿拉斯加型超镁铁质岩。

根据以上判别指标和判别图解可知,南盘江盆地中三叠统中碎屑铬尖晶石主要来自蛇绿岩,另有部分颗粒来自弧火山岩和大陆溢流玄武岩。故而越南境内的 Song Ma 缝合带、Song Da 造山带、中国境内的八布蛇绿岩、中越边境一线的弧火山岩以及峨眉山玄武岩都是碎屑铬尖晶石可能的物源区。

5.3.3 碎屑石榴石

石榴石有 6 个端元组分,存在于多种类的变质岩、花岗岩、伟晶岩、酸性火山岩和金伯利岩中 (Droop, 1987),不同种类的含石榴石的岩石中石榴石组成也不相同。

碎屑石榴石的电子探针分析结果较为复杂,计算后的结果见附表 5,成岩环境判别图解(图 5.12)则显示,南盘江盆地内中三叠统碎屑石榴石具有不同的来源,而晚三叠世碎屑石榴石的物源也可能发生了变化。本文对广南和西林一带的 2 件中三叠统碎屑石榴石样品和 1 件采集自丘北一带的上三叠统碎屑石榴石样品进行了电子探针分析。

5.3.3.1 中三叠统碎屑石榴石地球化学特征

地球化学分析结果表明,广南一带(图 1.1 区域 II)中三叠统碎屑石榴石(15GN5)共获得有效测点 30 个,在化学成分与成岩关系判别图解中主要落入区域 B,有 2 个测点落入区域 A,1 个测点落入区域 C。这表明广南一带中三叠统碎屑石榴石主要来自花岗岩类岩石,部分来自麻粒岩相变沉积岩,另有个别来自高级变基性岩。采集自西林县一带的碎屑石榴石样品(15XL33)中共获得有效测点 30 个,所有测点均落入区域 C,说明西林一带所有碎屑石榴石均来自高级变基性岩。

5.3.3.2 上三叠统碎屑石榴石地球化学特征

上三叠统碎屑石榴石样品(15QB1)中共获得有效测点 20 个,其中 6 个测点落入区域 A,占总数的 30%,其余测点落入区域 B,占总数的 70%。这一结果表明,晚三叠世较之中三叠世,物源区出露的花岗岩类岩石有所增加,而麻粒岩相变质岩相应有所减少。

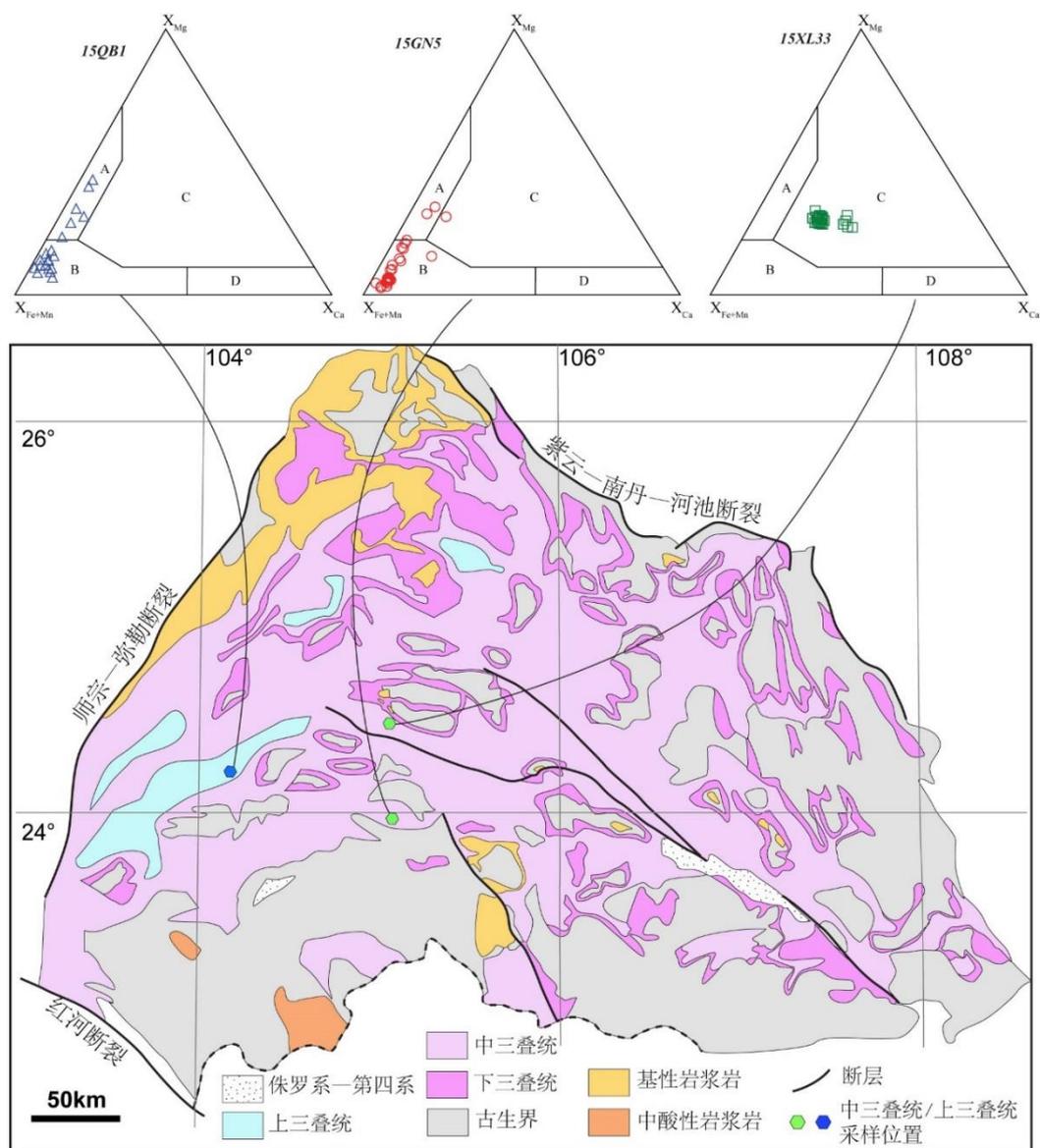


图 5.12 南盘江盆地中上三叠统碎屑石榴石源区判别图

Fig. 5.12 Provenance discrimination diagrams of detrital garnets of the Middle - Upper Triassic in the Nanpanjiang Basin

判别图解据 Morton et al. (2004): A-高级麻粒岩相变沉积岩, B-角闪岩相变沉积岩, C-高级变基性岩, D-矽卡岩或低级变基性岩或超高温钙硅变粒岩

5.3.4 碎屑辉石

辉石属于不稳定矿物, 抗风化能力较弱, 在沉积岩中较难保存, 故而与碎屑石榴石、电气石和铬尖晶石相比, 针对碎屑辉石开展的地球化学分析相对较少。而针对火成岩中辉石化学成分的研究表明, 形成于不同岩性和构造背景火成岩中

的辉石具有不同的化学成分特征 (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982)。因此, 碎屑岩中的辉石的地球化学特征可以直接反映其母岩的性质, 进而推测其可能的物源区, 从而为盆地形成构造背景提供依据 (Styles et al., 1995; Cawood 1991; Krawinkel et al., 1999; Pinto et al., 2007)。

本文选取碎屑辉石含量较高的 2 个样品进行了电子探针分析, 分析数据见附表 6。其中位于广南一 (图 1.1 区域 II) 中三叠统样品 (15GN5) 共获得有效测点 21 个。其中 SiO_2 含量为 49.55-50.99%, CaO 含量为 20.95-22.02%, MgO 含量为 10.97-13.89%, FeO^* 含量为 9.85-15.55%, TiO_2 含量为 0.09-0.43%, Na_2O 含量为 0.29-0.63%。在化学组成与成岩关系判别图中, 所有测点均落入弧玄武岩区域内 (图 5.13)。位于百色者桑一带的中三叠统样品 (15BS8) 共获得有效测点 26 个。其中 SiO_2 含量为 47.78-52.95%, CaO 含量为 11.79-22.20%, MgO 含量为 5.58-15.75%, FeO^* 含量为 8.82-22.76%, TiO_2 含量为 0.04-0.55%, Na_2O 含量为 0.29-0.46%。该样品中有一个测点落入弧玄武岩和洋底玄武岩区域, 其余测点全部落入弧玄武岩区域内。这一结果表明, 盆地南缘 (图 1.1 区域 II) 中三叠统碎屑辉石主要来自岛弧。

5.3.5 砂岩重矿物地球化学特征小结

中三叠统南盘江盆地内碎屑电气石主要来自热液蚀变的花岗岩、富 Fe^{3+} 的石英-电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩。与此同时, 与广南一带 (图 1.1 区域 II) 相比, 西林一带 (图 1.1 区域 III) 来自贫铝的变沉积岩的电气石颗粒所占比例有所增加。另外盆地东部 (图 1.1 区域 IV) 有少量电气石来自贫锂花岗岩、伟晶岩、细晶岩和贫铝的变沉积岩。盆地南 (图 1.1 区域 II) 碎屑铬尖晶石地球化学特征则显示, 其主要来自蛇绿岩或岩浆弧, 部分来自大陆溢流玄武岩区域。广南一带 (图 1.1 区域 II) 碎屑石榴石主要来自花岗岩类岩石, 部分来自麻粒岩相变沉积岩, 另有个别来自高级变基性岩, 西林一带 (图 1.1 区域 III) 碎屑石榴石则来自高级变质岩。广南和者桑一带 (图 1.1 区域 II) 碎屑辉石来自岩浆弧。根据中三叠统碎屑重矿物地球化学特征可知, 南盘江盆地南部广南一 (图 1.1 区域 II) 碎屑物源区可能出露花岗岩、变沉积岩、高级变质岩、蛇绿岩、岩浆弧和大陆溢流玄武岩。而盆地东部碎屑物源区可能出露的岩石中包括花岗岩、变沉积岩。

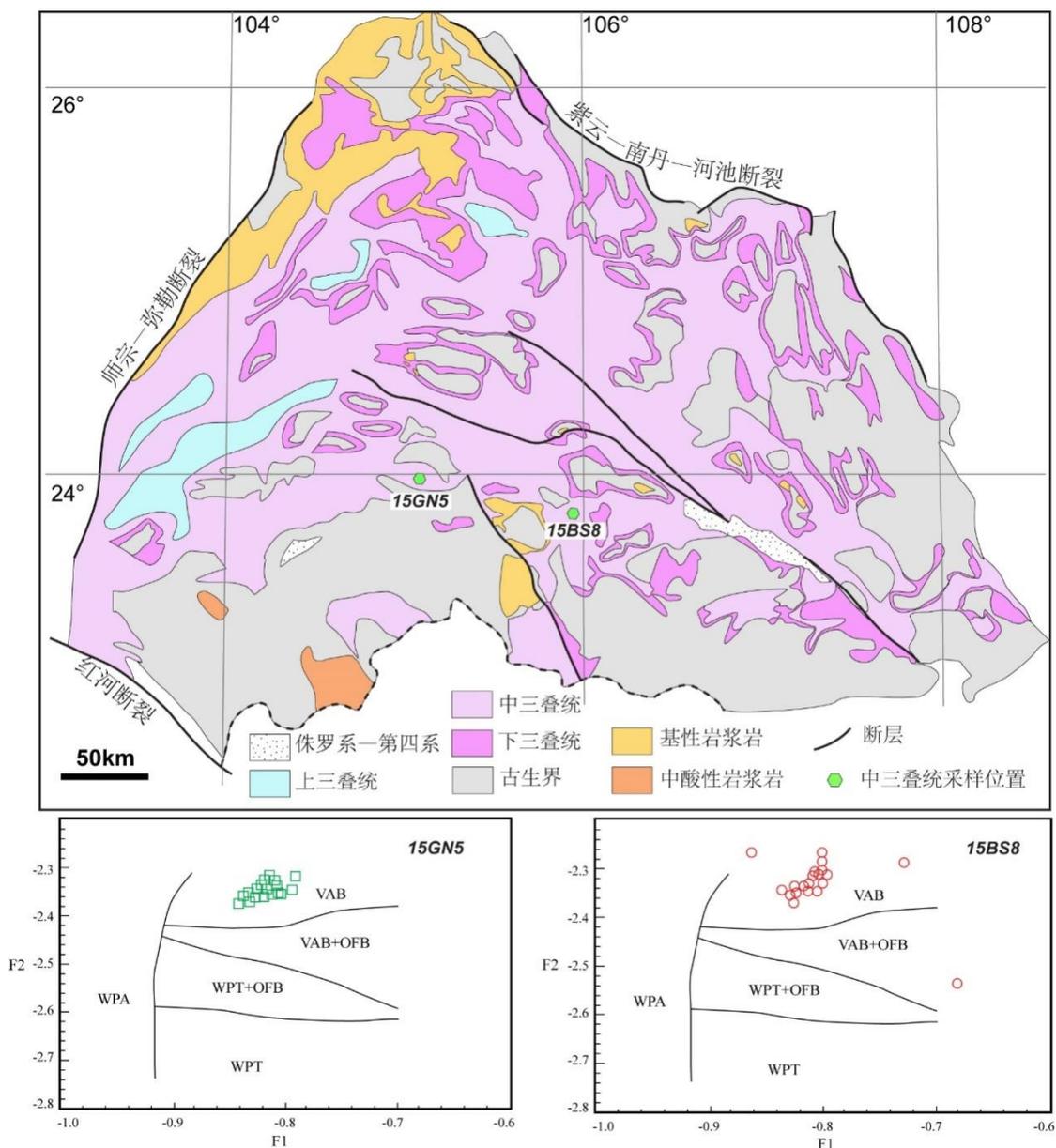


图 5.13 南盘江盆地中三叠统碎屑辉石源区判别图

Fig. 5.13 Provenance discrimination diagrams of detrital pyroxenes of the Middle Triassic in the Nanpanjiang Basin

判别图解据 Nisbet and Pearce (1977), VAB-岩浆弧玄武岩, OFB-洋底玄武岩, WPT-板内拉斑玄武岩, WPA-板内碱性玄武岩

上三叠统碎屑电气石主要来自富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩, 热液蚀变的花岗岩也是重要物源区。碎屑石榴石则主要来自花岗岩类岩石, 部分来自变质岩。

需要特别提出的是,重矿物电子探针分析结果仅能够判断出一部分碎屑物源区出露的岩石种类,而非全部。因此,南盘江盆地碎屑物源区应出露包括但不限于本小节中提出的岩石类型。另外,由于部分碎屑重矿物磨圆度明显高于同一样品中的其它矿物颗粒,不能排除这些磨圆度较高的重矿物是经历再搬运后沉积在三叠系中的可能。

5.4 碎屑组成分析小结

南盘江盆地内下三叠统主要出露潮坪-潟湖相沉积,仅在西林北侧出露滑塌堆积和浊积扇相沉积。因此,本论文中探讨的下三叠统碎屑组成仅针对西林北侧出露的下三叠统。滑塌堆积砾岩中砾石主要为碳酸盐岩,重矿物组合显示其物源区可能出露酸性岩浆岩、基性岩浆岩和变质岩,而砾岩中并未见到这些砾石。于此同时,部分重矿物具有较高的磨圆度和明显的搬运痕迹,而西林北侧下三叠统中发育的滑塌堆积指示其为近源沉积,因此,这些重矿物很可能是经历了再搬运。结合西林县一带下三叠统古水流以南西向为主的事实,西林北侧断堑中的古生界为下三叠统提供了大量碎屑物。

南盘江盆地内中三叠统在盆地西部(图 1.1 区域 I)主要为碳酸盐岩,在盆地中部和东(图 1.1 区域 II、III、IV)则主要为碎屑岩,因此,本章讨论碎屑组分过程中,仅针对盆地内中部和东部(图 1.1 区域 II、III、IV)的碎屑岩进行。南盘江盆地内所有中三叠统砂岩样品在碎屑物源区判别图解(图 5.4)中全部落入造山带相关区域,与前陆盆地砂岩特征一致(Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992)。另外,不同地区中三叠碎屑组成呈现出不同的特征,主要表现为盆地南缘(广南一带和者桑一带,图 1.1 区域 II)与盆地其他地区碎屑组成不同。碎屑组分分析结果显示,中三叠世时,南盘江盆地各部分地区碎屑物源区普遍出露沉积岩、岩浆岩和变质带。但不同之处在于与盆地其他地区相比,盆地南缘(图 1.1 区域 II)碎屑物源区出露火山岩较多,但花岗岩较少。除盆地南缘外,其他地区(图 1.1 区域 III、IV)碎屑物源区出露的火山岩较少,但花岗岩和变质岩和沉积岩较多。重矿物组合则显示,盆地南缘(图 1.1 区域 II)和北缘(图 1.1 区域 IV 北部)碎屑物源区出露的岩石中包含酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩,而盆地东部(图 1.1 区域 IV 东部)则相对缺少超基性岩。重矿物地球化学特征表明,中三叠统中,与盆地南缘广南一带

(图 1.1 区域 II) 相比, 盆地其它地区(图 1.1 区域 III、IV) 来自变沉积岩的电气石颗粒所占比例有所增加。盆地南缘(图 1.1 区域 II) 碎屑铬尖晶石、碎屑辉石来自岩浆弧、蛇绿岩和大陆溢流玄武岩, 碎屑石榴石来自变沉积岩和高级变质岩。盆地中部西林一带(图 1.1 区域 III) 碎屑石榴石来自高级变质岩。

将碎屑组分、重矿物组合和重矿物地球化学特征综合来看可知, 南盘江盆地内各部分地区的碎屑物源区均出露中酸性岩浆岩、沉积岩和变质岩。不同在于盆地南缘(图 1.1 区域 II) 物源区出露岩浆岩较多, 沉积岩和变质岩相对较少, 部分碎屑重矿物来自蛇绿岩和岩浆弧。与盆地南缘(图 1.1 区域 II) 相比, 盆地中部和北缘(图 1.1 区域 III、IV) 碎屑物源区出露沉积岩和变质岩较多。而盆地东部(图 1.1 区域 IV 东部) 与盆地南缘(图 1.1 区域 II) 碎屑物源区的不同之处在于出露的变质岩较多, 另外, 盆地东部(图 1.1 区域 IV 东部) 碎屑物源区相对缺少超基性岩出露。

重矿物组合和重矿物地球化学特征共同表明, 晚三叠世时, 南盘江盆地物源区出露的岩石类型包括中酸性岩浆岩、基性岩浆岩、变质岩和超基性岩, 这一点与中三叠世时相比没有明显变化。但通过碎屑组分分析结果可知, 中三叠世到晚三叠世, 南盘江盆地碎屑物源区出露的沉积岩减少, 变质岩增加, 变沉积岩减少, 变火成岩含量增加。上三叠统在盆地内分布范围大幅减少, 指示盆地在晚三叠世时已由于构造挤压大幅度收缩。因此, 这种变化这很可能是由物源区持续隆升, 遭受剥蚀, 从而造成物源区原沉积岩盖层逐渐减少, 基底出露造成的。

第6章 盆地内基性岩浆活动

南盘江盆地内部及周缘云南个旧县、富宁县，广西西林县、隆林县、田林县八渡乡、百色市阳圩镇和龙川镇、田阳县玉凤镇、巴马县和贵州罗甸县、望谟县等地零星出露有基性岩浆岩。为明确这些岩浆岩与南盘江盆地构造演化之间的关系，本论文野外考察过程中对这些岩浆岩与周围地层接触关系进行了详细的调查研究，并针对盆地东部田林县八渡一带出露的辉绿岩进行了 SIMS 斜锆石和锆石 U-Pb 同位素分析。

6.1 野外接触关系

本论文详细考察了盆地中部西林一带和盆地东部田林县八渡一带出露的辉绿岩与围岩之间的接触关系进行了考察（图 6.1）。

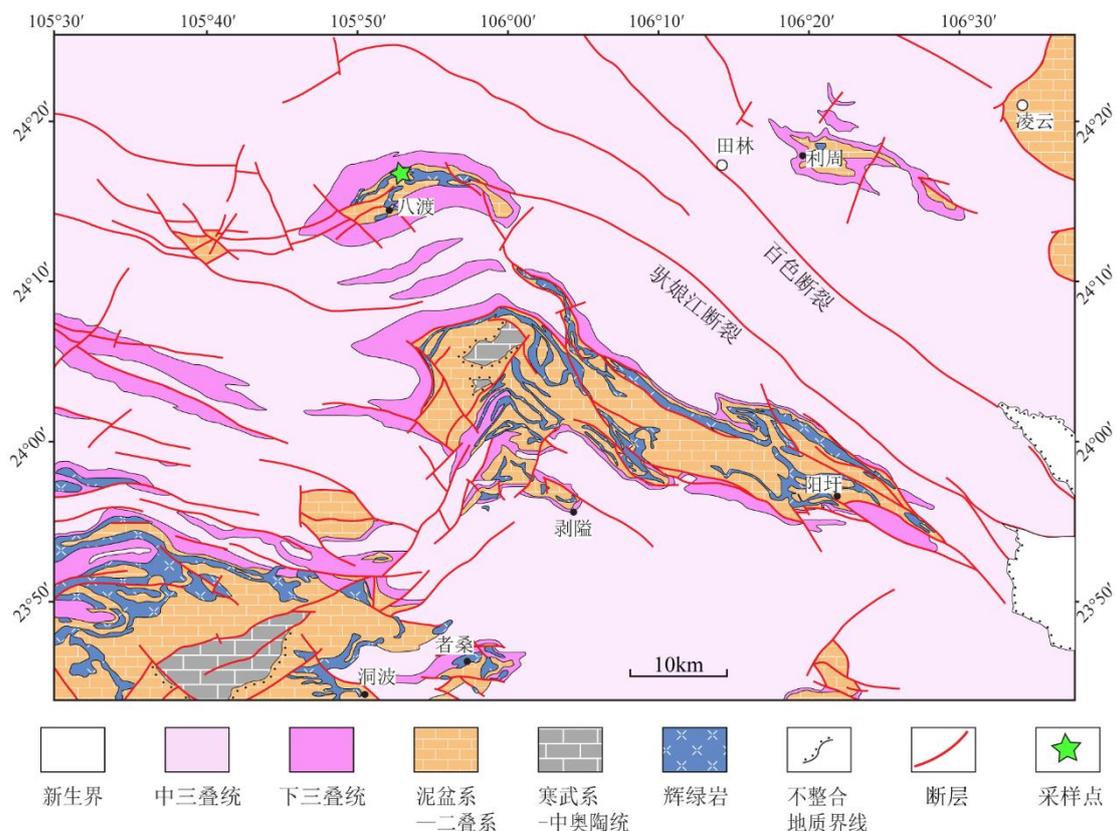


图 6.1 田林县八渡一带地质简图

Fig. 6.1 Sketch map showing geology in the Badu area, Tianlin

野外研究显示,南盘江盆地中部西林一带下三叠统岩石组合类型为砂屑灰岩、泥灰岩夹晶屑凝灰岩,而辉绿岩与下三叠统接触部位发生大理岩化(图 6.2)。这表明西林一带辉绿岩形成时代应晚于早三叠世。至于其具体形成时代目前未见报道,本文作者所在课题组多次尝试从西林一带辉绿岩中分选锆石或斜锆石矿物也未成功。



图 6.2 西林一带辉绿岩与下三叠统接触关系野外照片

Fig. 6.2 Field photographs showing the relationship between the diabase and the Lower Triassic around Xilin area

针对盆地东部田林县八渡出露的辉绿岩的野外研究发现,辉绿岩侵入二叠系碳酸盐岩中(图 6.3 a),二者接触部位碳酸盐岩发生明显的大理岩化(图 6.3 b-c),辉绿岩中则发育大量方解石细脉(图 6.3 c),且局部可见大理岩化的二叠系灰岩捕虏体(图 6.3 d)。野外研究过程中未发现辉绿岩与下三叠统直接接触,也未观察到下三叠统钙质泥岩或泥质灰岩发生明显的热接触变质及蚀变现象。这与区域地质调查结果一致,也表明八渡辉绿岩侵位时代应先于早三叠世。

6.2 辉绿岩 U-Pb 年龄

八渡辉绿岩为墨绿色块状,显微镜下观察,辉绿岩呈中细粒或似斑状结构(图 6.4 a-b)。主要造岩矿物为斜长石(~80%)和辉石(~20%)。斜长石发育聚片双晶,呈自形板条状,粒径多为 0.2 mm×0.5 mm,最大可达 0.5 mm×1 mm,部分

斜长石发生黝帘石化。辉石为单斜辉石，粒径多为 0.5mm 左右，呈半自形—他形粒状充填于自形斜长石晶粒之间，构成典型的辉绿结构。辉石最大粒径可达 1.6 mm×1.8 mm，分布于颗粒细小的斜长石和辉石“基质”中。另见少量不透明的钛铁矿自形晶，粒径 0.2 mm 左右。本论文八渡辉绿岩样品中同时分选出了斜锆石和锆石，用 CamecaIMS 1280 二次离子质谱仪对其进行了 U-Pb 同位素测试。测试方法在第一章中已有描述，此处不再赘述。

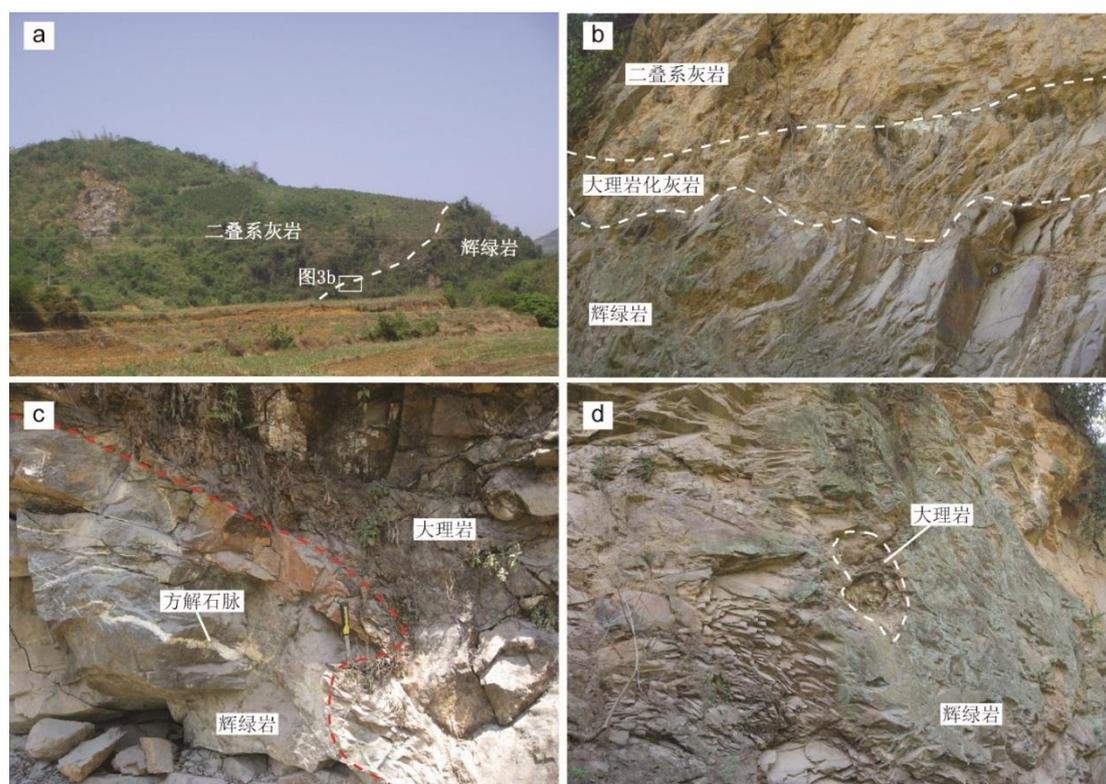


图 6.3 田林县八渡一带辉绿岩与二叠系接触关系野外照片

Fig. 6.3 Field photographs showing the relationship between the diabase and the Permian around Badu area, Tianlin

6.2.1 斜锆石 U-Pb 同位素分析结果

本文对八渡辉绿岩样品中的 19 颗斜锆石进行了测试。背散射图像显示，斜锆石短轴长度介于 20-50 μm 之间，长轴长度多为 50-120 μm ，呈短柱状，晶形良好（图 6.5a）。根据相关数据取舍标准，03、09 和 19 号测点 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 1000$,

04号离子束分析区域有裂隙，造成普通铅含量极高，(附表7)，所以上述4个测点的数据应舍弃。剩余15个分析点的U含量在66-751 ppm， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于256-286 Ma之间(附表7，图6.5b)。经ISOPLLOT程序(Ludwig, 2000)处理后获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 269.3 ± 4.2 Ma(95%置信度，MSWD=0.27)。

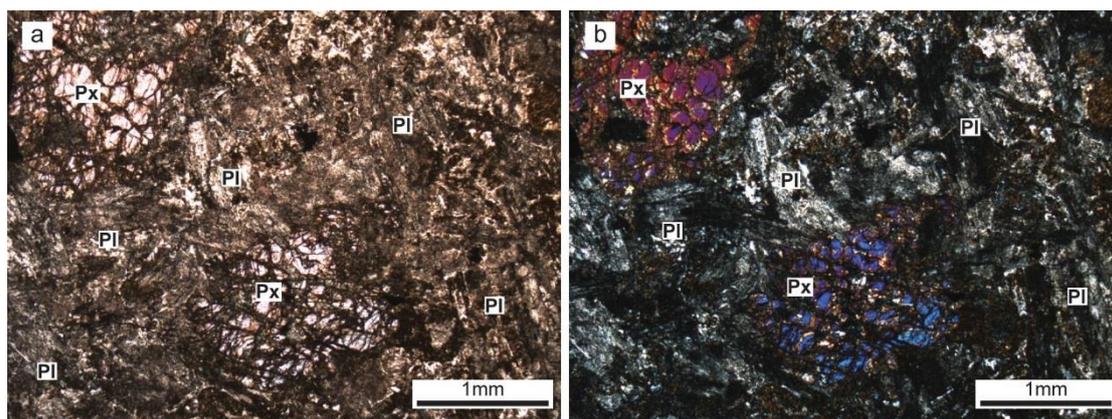


图 6.4 田林县八渡辉绿岩显微镜下照片

Fig. 6.4 Microphotographs of diabase around Badu area, Tianlin

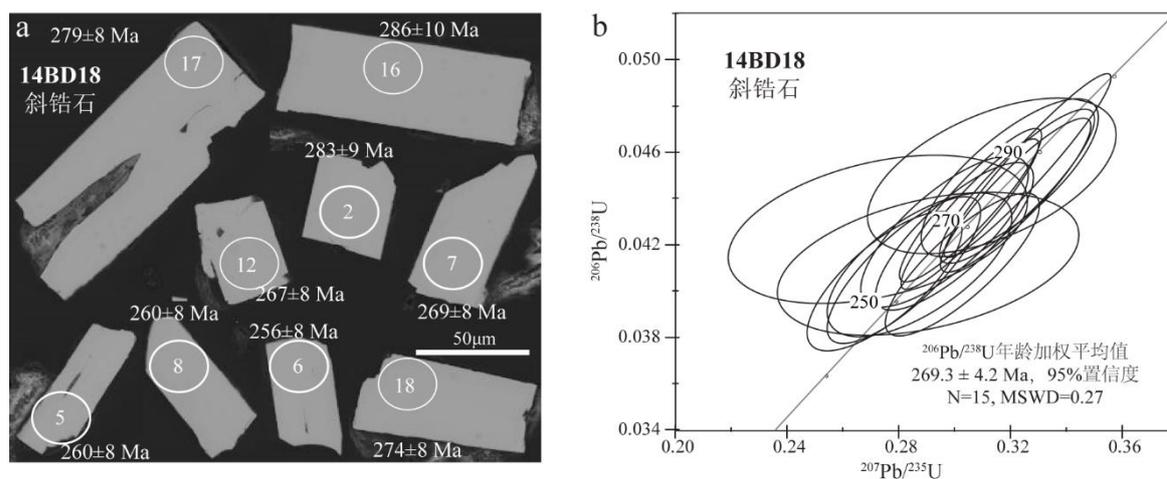


图 6.5 八渡辉绿岩斜锆石背散射照片、测点 (a) 和 U-Pb 谐和图 (b)

Fig. 6.5 BSE images with spots (a) and U-Pb Concordia diagram (b) of the baddeleyites in the diabase around Badu area

6.2.2 锆石 U-Pb 同位素分析结果

八渡辉绿岩样品中还挑选出约 50 粒锆石，锆石短轴长度 50-100 μm ，长轴长度 50-150 μm ，部分锆石颗粒粒度过小无法测定。锆石样品 CL 图像普遍较暗，发育清晰—不清晰岩浆振荡环带结构（图 6.6a），测试结果显示部分样品 U 含量很高（附表 8）。本文对 15 粒锆石进行了测试。根据前文所述数据取舍标准，03、09 和 11 号测点为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 1000$ 的点（附表 8），透射光显微照片显示测点 07 分析区域内有其它矿物包体，故舍弃这些数据，剩余 11 个可用分析点。其中点 02、03、04、05、09、10、12 和 13 的 U 含量介于 676-3058 ppm 之间，Th/U 值 0.907-1.979。这 8 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 260-271 Ma 之间（附表 8），误差范围内基本一致，年龄加权平均值为 265.0 ± 2.9 Ma（95%置信度，MSWD=0.015）（图 6.6b）。测点 01、06、08、11、14 和 15 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为：829 \pm 12、973 \pm 14、332 \pm 5、320 \pm 5、364 \pm 5 和 314 \pm 5 Ma，推测为岩浆侵位过程中捕获围岩中的锆石或继承锆石。在误差范围内，斜锆石和锆石的 U-Pb 年龄是一致的，说明八渡辉绿岩侵位或分离结晶发生于中二叠世沃德期（Wordian, 265.1-268.8 Ma）。

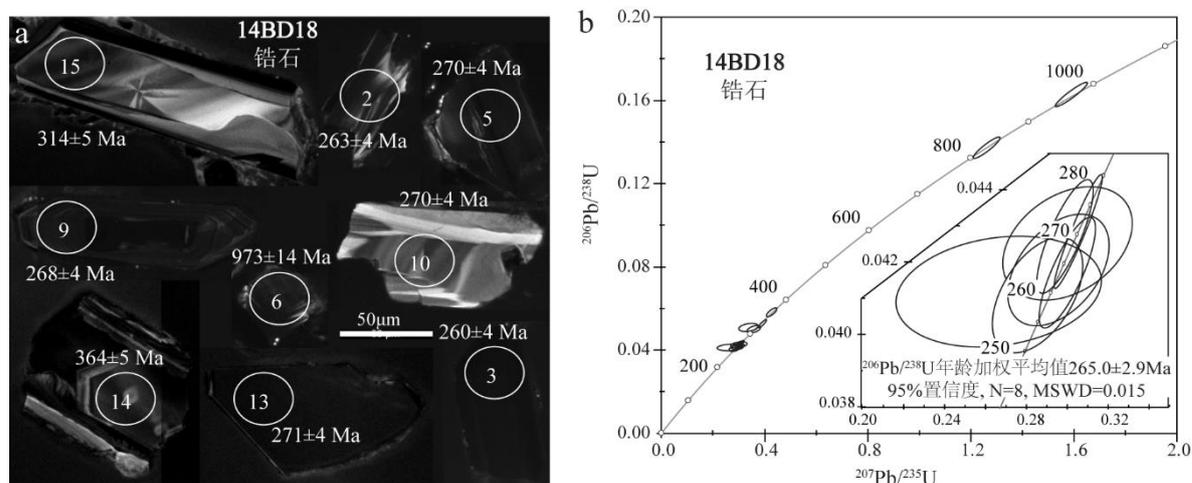


图 6.6 八渡辉绿岩锆石阴极发光照片 (a) 和 U-Pb 谐和图 (b)

Fig. 6.6 CL images with spots (a) and U-Pb Concordia diagram (b) of the zircons in the diabase around Badu area

第7章 中三叠统磁组构分析

7.1 AMS 简介

岩石的磁化率各向异性 (anisotropy magnetic susceptibility, AMS) 是一种通过测量样品磁性矿物定向排列来反映岩石中造岩矿物定向排列的高效方法 (Tarling and Hrouda, 1993)。未受变形影响的沉积岩的AMS反映沉积时的古水流信息 (Cai et al., 2014; Tarling and Hrouda, 1993) 而受到褶皱、区域挤压的沉积岩的磁组构则较多地反映沉积岩层受到挤压顺层缩短 (Layer parallel shortening) 的方向和剪切应变的信息 (Pares et al., 1999; Pueyo-Morer et al., 1997; Weil and Yonkee, 2012)。传统沉积学中古流向恢复需要在野外测量指向性沉积构造, 这些沉积构造包括斜层理、滑塌褶皱、沟模、槽模和砾石叠瓦装构造, 而对于沉积构造不发育的地层则无法进行古流向恢复。而利用AMS则可以对沉积构造不发育的地层进行古流向恢复, 从而获得更为全面的古流向信息。

实验表明, 静止水体中, 磁化率各向异性椭球体中的磁面理极 (K_3) 垂直于沉积面, 磁线理 (K_1) 和中间轴 (K_2) 平行于沉积面且无集中方向; 水流较弱时, 磁线理 (K_1) 与水流方向平行, 而磁面理极 (K_3) 向上游倾斜; 水流较强时, 磁线理集中方向与水流方向垂直, 而磁面理极仍倾向上游 (Tarling and Hrouda, 1993; Baas et al., 2007; Veloso et al., 2007)。目前采用AMS恢复沉积岩中古水流方向已经是较为成熟的研究方法, 许多研究中均已使用这一方法进行古流向恢复 (Rees, 1961, 1965; Hamilton and Rees, 1970; Von Rad, 1970; Channell et al., 1979; Taira and Scholle, 1979; Piper et al., 1996; Veloso et al., 2007; Lenhardt et al., 2013; Cai et al., 2014)。

本文对南盘江盆地中三叠统43个采样点中采集的标准岩芯样品进行了AMS分析, 获得可用数据的样品有334个。其中包括砂岩 (41个采点319个样品) 和灰岩 (2个采点15个样品), 采样方法已在第一章中描述, 此处不再赘述。

7.2 载磁矿物种类

因为载磁矿物的种类以及颗粒的相对大小决定了岩石的AMS 椭球体 (磁组

构)的最长轴(K_1),中间轴(K_2)和最短轴(K_3)是否能一一对应于造岩矿物形态组构的最长轴(X_1),中间轴(X_2)和最短轴(X_3)代表应变椭球体(Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997),例如岩石的载磁矿物为顺磁性矿物(如黑云母、角闪石)和铁磁性矿物(如磁铁矿、赤铁矿)的多畴时,岩石的和AMS 椭球体的 K_1 和 K_3 恰同应变椭球体的 X_1 和 X_3 一致,此时岩石的磁组构为正组构;而岩石的载磁矿物为抗磁性矿物(如石英、长石和方解石)和铁磁性矿物的单畴颗粒时,岩石的AMS 椭球体的 K_1 和 K_3 恰同应变椭球体的 X_3 和 X_1 一致,此时磁组构为反组构。一般而言,自然界中岩石的载磁矿物为铁磁性单畴颗粒的情况十分罕见,但仍需区分载磁矿物为抗磁性矿物、顺磁性矿物或者是铁磁性矿物。所以为了正确解读AMS 模式的构造意义,有必要确定所测量样品的载磁矿物种类。

体磁化率结果显示南盘江盆地中三叠统样品磁化率普遍较为中庸,一般在 1×10^{-4} - 4×10^{-4} SI 之间波动。由于绝大多数样品的磁化率为正值,只有采样点SP51的 K_m 值为 -0.1×10^{-4} SI,因而除采样点SP51外,各采样点的样品的载磁矿物不可能为抗磁性矿物;另外,磁化率值也未低至 10^{-6} SI,因而载磁矿物也不为顺磁性矿物。因而本研究样品的载磁矿物为铁磁性矿物。

热磁曲线显示样品体磁化率随温度增高而缓慢下降,这体现了样品中含有顺磁性矿物的特征,而在加热到 580°C 时,磁化率剧烈下降(图7.1),说明所测试的样品中含有磁铁矿。考虑到铁磁性矿物单畴颗粒在自然界中很难作为载磁矿物存在,因而可以认为本研究中的样品的磁组构均为正组构(除采样点SP51外)。

7.3 AMS 测试结果质量和椭球体形态

南盘江盆地中三叠统经地层产状校正后的AMS数据见附表9。该表显示绝大多数采点的 K_1 和 K_3 的置信椭圆的长轴 $\alpha_{95\max}$ 和短轴 $\alpha_{95\min}$ (Jelinek, 1981)的平均值小于 20° ,说明数据质量较好。部分采点所得数据的磁线理(K_1)置信椭圆长短轴的平均值较大,这可能是由于沉积过程中水流相对较弱,造成磁线理分布方向较为分散的原因(Tarling and Hrouda, 1993)。值得注意的是,这部分样品 K_3 的置信椭圆长短轴的平均值仍然小于 20° 。总体而言,数据质量令人满意。

在 P_j -T(各向异性度—形态参数)图解(图7.2a)中,除点SP22外其余所有采点的T值都大于0,意味着绝大多数样品AMS 椭球体为烙饼状(oblate);绝大

多数采点的 P_J 值介于1.0-1.1之间, 说明样品受变形作用影响很小。在 P_J - K_m (各向异性度—平均磁化率) 图解中(图7.2b), 绝大多数样品 K_m 值介于 1×10^{-4} - 4×10^{-4} SI之间, 只有采样点SP51的 K_m 值为 -0.1×10^{-4} SI。

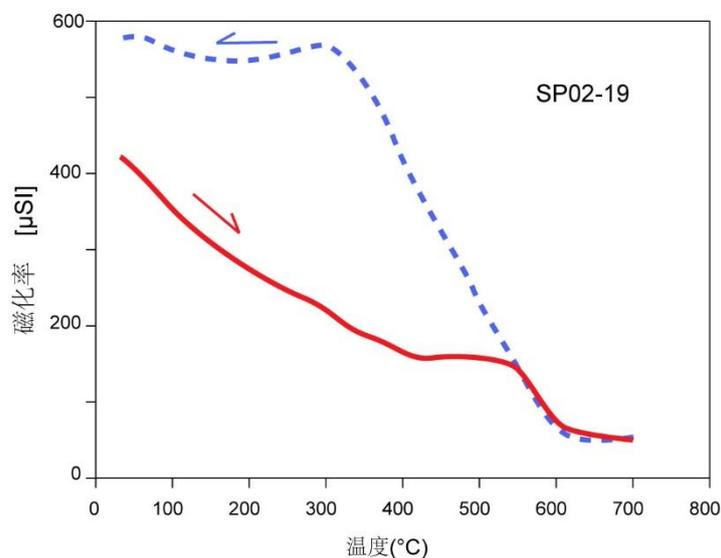


图 7.1 南盘江盆地中三叠统砂岩热磁曲线

Fig. 7.1 Thermal-Susceptibility of the Middle Triassic sandstone in the Nanpanjiang Basin

7.4 AMS 组构

将根据地层产状校正后的磁线理和磁面理极投影在赤平投影图上可以发现, 南盘江盆地中三叠统AMS具有很强的规律性。所有样品磁面理极较为集中且接近垂直, 即磁面理接近水平。结合 P_J 值普遍小于1.1和T值普遍大于0的事实, 这反应了南盘江盆地中三叠统AMS未受到后期构造改造, 应按照沉积组构来讨论问题。而沉积组构中磁线理分布较为分散且倾角极小的特征则暗示了沉积过程中水动力条件较弱。

将不同区域采样点磁线理和磁面理极平均值投入同一赤平投影图后(图7.3)可知, 盆地东部百色一带, 采点SP01-11的磁线理为NW-SE向, 倾角 1° - 22° , 磁面理极倾角 65° - 83° (图7.3中位置1)。广南县土锅寨—阿科一带, 采点SP14-16和SP18-20的磁线理为NW-SE向, 4° - 16° 倾角, 磁面理极倾角 65° - 80° (图7.3中位

置2)。洛里一带，采样点SP21-24，磁线理为E-W向，倾角 7° - 13° ，磁面理极倾角 73° - 82° （图7.3中位置3）。西林一带，采样点SP25/26/31/31，磁线理为NW-SE向，倾角 1° - 3° ，磁面理极倾角 81° - 89° （图7.3中位置4）。隆林—安龙一带，采样点SP41-49，磁线理近E-W向，倾角 4° - 20° ，磁面理极倾角 63° - 84° （图7.3中位置5）。贞丰附近，采样点SP50-51，磁线理近E-W向，倾角为 5° 和 45° ，磁面理极倾角 81° - 44° （图7.3中位置6）。贞丰—紫云一点，采样点SP58-64，磁线理近S-N向，倾角 3° - 14° ，磁面理极倾角 76° - 87° （图7.3中位置7）。

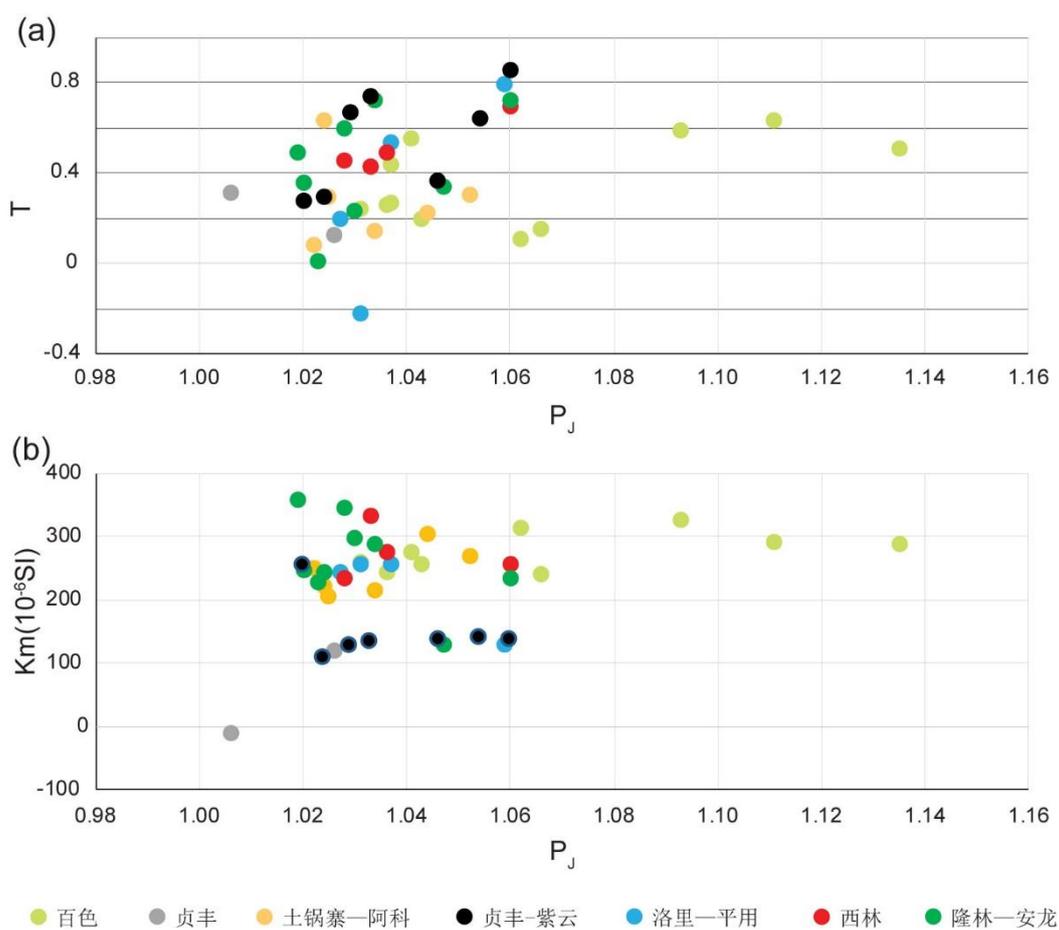


图 7.2 南盘江盆地中三叠统砂岩 AMS 椭球体性状参数图 (a) P_j - T 双变量图解; (b) K_m - P_j 双变量图解

Fig. 7.2 AMS scalar parameters of each site of the Middle Triassic sandstones in the Nanpanjiang Basin. a: P_j (corrected anisotropy degree) vs. K_m (mean bulk magnetic susceptibility in 10^{-6} SI), b: T (shape parameter) vs. P_j .

总体来看,南盘江盆地中三叠统 AMS 测试结果显示为沉积组构。除贞丰—紫云一带,盆地其他地区中三叠统砂岩的磁线理倾伏向高度一致,为 NW-SE 向或近 E-W 向,指示古水流为近东西,与本文野外测量沉积构造所得古流向结果基本一致。在贞丰—紫云一带(盆地北部),磁线理倾伏向近 S 向,指示古水流向南,而野外测量沉积构造所得古水流为 SW-SSW 向。另外值得注意的是,盆地内百色断裂南北两侧百色一带和广南—西林—隆林—安龙一线中三叠统 AMS 测量结果的磁线理高度一致,说明百色断裂两侧的盆地物源区也一致。由于百色断裂是在新生代发生走滑(刘锡大等,1987),因而其很有可能造成局地旋转(local vertical axis rotation),磁线理随岩石发生旋转后,其方向会造成物源区方向判别的误差。然而在走滑断层影响的区域,局地旋转的程度总是不同的,一个具有统一定向的区域磁线理模式受走滑断层影响而变成较为分散、没有统一定向的磁线理模式较为容易和常见,而将一个分散的、没有统一定向的磁线理模式经走滑断裂影响后变为较为统一定向的磁线理模式却很难。因而,我们合理地推测,这表明三叠纪后两个地区并没有发生明显相对旋转。这也说明盆地南部与东部构造线走向分别为近 EW 向和 NW-SE 向的差异是三叠纪构造运动的结果,而非百色断裂新生代走滑造成。

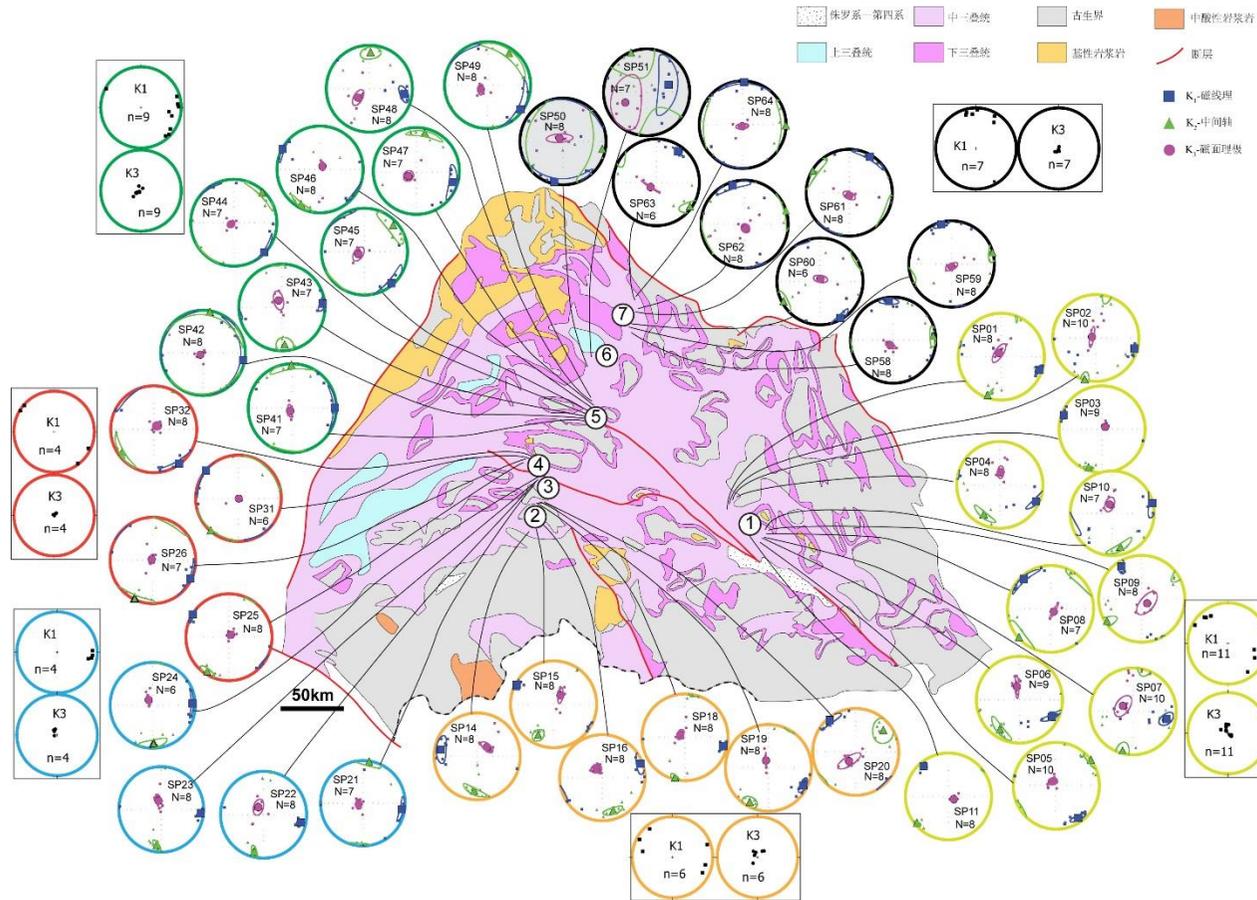


图 7.3 南盘江盆地中三叠统磁组构采样点位置及赤平投影图

Fig. 7.3 Sample locations of the equal area lower hemisphere projection of each site of the Middle Triassic in the Nanpanjiang Basin

第 8 章 讨论

8.1 南盘江盆地三叠纪沉积相组合与古地理格局

通过对南盘江盆地进行较为全面的沉积相分析,我们对南盘江盆地三叠系沉积特征进行了总结。在盆地内部存在一系列零散出露的古生界碳酸盐岩(isolated platform, 张锦泉和蒋廷操, 1994; 曾允孚等, 1995; 梅冥相等, 2003; Yang et al., 2012; Lehrmann et al., 2015), 其中部分为盆地伸展过程中形成的断隆。由于这些断垄内部缺失三叠系及以上地层,且本研究古水流数据显示断隆周围的三叠系地层的古水流围绕呈发散状由断隆流向周边。因而,在早中三叠世时期,这些孤立出露的碳酸盐岩台地(或断隆)具有较高的古地貌特征。

南盘江盆地下三叠统出露较为局限,主要分布在盆地周缘和零散出露的古生界碳酸盐岩周边,沉积环境多为潮坪—潟湖相沉积,仅在西林县城一带出露浊积扇沉积。值得注意的是,在下三叠统中西林一带和祥播一带,沿断隆南北两侧因正断层活动引起上下两盘的高差而发育早三叠世滑塌堆积,并且西林县城一带可见辉绿岩墙侵入古生界和下三叠统,但并未侵入中三叠统。这说明早三叠世期间,南盘江盆地处于伸展状态,张性节理的发育诱导基性岩侵位形成辉绿岩墙。伸展形成的正断层造成断层下盘以断垄的方式隆升,形成现今所看到的零星出露的古生界碳酸盐岩。上盘的沉降创造了可容纳空间,为随后的下三叠统及中三叠统浊积扇相沉积奠定了空间基础。由于沿断层两侧的高差加大,因而在断垄周缘的下三叠统地层中发育滑塌堆积砾岩。总之,虽然由于中三叠统的广泛分布和覆盖,造成南盘江盆地下三叠统沉积出露很少。但从已有露头可推测,下三叠统潮坪—潟湖相沉积占有相当比例,另外沿着古生界地层构成的断隆边界断层,发育有滑塌堆积及深海-半深海浊积岩沉积(图 8.1a)。

中三叠统在南盘江盆地内广泛出露,野外考察过程中识别出的沉积相包括潮坪—潟湖相沉积、三角洲相沉积、浊积扇相沉积和深水盆地相沉积,如图 8.1 b 所示,潮坪—潟湖相沉积主要分布在盆地西部、北部和古生界周边;三角洲相沉积主要分布在盆地南部广南县城一带;浊积扇相沉积在盆地内分布范围较广,是盆地中部和东部的最主要沉积相;深水盆地相沉积主要分布在盆地东部百色一带。

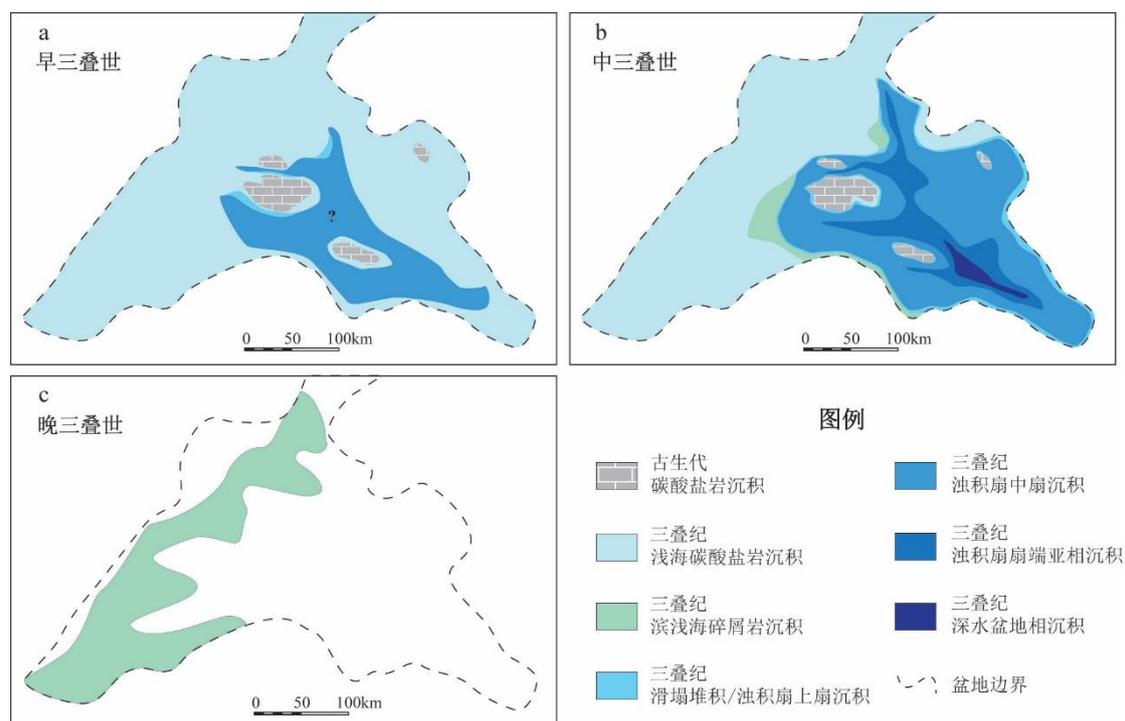


图 8.1 南盘江盆地三叠纪古地理示意图

Fig. 8.1 The Triassic paleogeography of the Nanpanjiang Basin

不同于中三叠统分布的广泛性，盆地内上三叠统仅分布在西侧和北侧，且沉积相为三角洲相沉积（图 8.1c）。这些事实表明，在中三叠世末期—晚三叠世早期，盆地东部和南部发生大范围的隆升，造成盆地大幅度收缩，仅在盆地西北缘仍残留有少量海陆过渡相沉积。

垂向上，南盘江盆地内出露的下三叠统主要为潮坪—潟湖相沉积，中三叠统包括潮坪—潟湖相、三角洲相、浊积扇相和深水盆地相沉积，上三叠统为三角洲相沉积。总体而言，下三叠统—中三叠统构成向上变细的沉积序列，而中三叠统—上三叠统构成向上变粗的沉积序列。与此同时，上三叠统分布范围大面积减少。这表明南盘江盆地在早中三叠世时期水体逐渐加深，而中三叠世末期—晚三叠世，盆地大幅度收缩，仅在盆地西北缘存在少量残留滨浅海相沉积。

沉积相分布及演化可以较好地反映沉积时的盆地古地貌态势及演化方向，在此基础上，盆地的古水流数据可以进一步确认物源区位置和古坡向。因此古流向

数据分析是盆地古地理恢复的重要一步。

南盘江盆地内下三叠统仅在西林县一带的浊积扇相沉积中获得一组古水流数据，为自北北东向南南西方向，指示古水流从古生界碳酸盐岩流向周边。这表明西林—隆林一带的断隆在早三叠世已具有较高的古地貌特征，而这一断隆是周边下三叠统的主要碎屑物源区。

南盘江盆地内中三叠统分布广泛，为详细研究这一时期的古水流方向和物源区提供了良好条件。由于盆地西部地区主要为台地相的碳酸盐岩，所以本文古水流数据主要来自盆地中部和东部。通过对中三叠统进行古水流分析，本文发现南盘江盆地中三叠世古水流在不同地区具有不同特征(图 4.4)。靠近盆地南缘广南、者桑和大楞一带除 W 向古水流外，还存在大量 N 向古水流；靠近盆地北侧安龙一带则存在大量 SE 向古水流；贞丰—紫云一带古水流以 SW 向为主而盆地东侧百色和罗甸一带古流向则以 W 向为主。总体而言，南盘江盆地中部、东部和北部(图 1.1 区域 III、IV)中三叠统古流向以西向为主，而南部(图 1.1 区域 II)则还存在 N 向古水流，由沉积岩磁组构(AMS)所揭示的盆地古流向的优选方位也指示了向西的流向，与我们在野外工作中的观察统计结果相互印证。另外，与盆地总体的古水流向的特征不同，盆地内西林、隆林一带的碳酸盐岩断垄四周的古水流较为复杂，围绕断垄向四周发散。这体现了在盆地总体古坡向的背景下，局部地貌对水流的影响。

在解释古水流数据推测古坡向及物源区之前，首先要评价由于后期构造运动尤其是新生代的走滑运动所带来的盆地尺度或者局地尺度的旋转，才能获得正确的认识。一方面野外统计的盆地大部分地方的古水流优选方位向西，以及 AMS 向西倾伏的优选磁线理，这种优选方位的统一性说明局地旋转即使存在，其幅度也很难影响到对物源区方向的解释。因此野外观察统计的古水流方向和磁组构所揭示的古水流方向都应该是原始的方向，可以用于指示物源区方向。

由这些现象可知，中三叠世时南盘江盆地不同部分具有不同的物源区。盆地南部碎屑物主要来自南侧，占盆地面积大部分的中部、东部和北部碎屑物则主要来自东侧和东北侧。与此同时，盆地内孤立出露的古生界碳酸盐岩或断隆也是盆地充填物的重要来源。另外，由于盆地西部主要为碳酸盐岩沉积，且受后期构造活动影响强烈，仅获得一组古水流数据指示古水流来自西南侧，由于数据较少，

本文倾向于采信根据沉积相空间分布特征来推测盆地西部物源区。由于中三叠统在盆地西部以台地相碳酸盐岩为主，而盆地中部以浊积扇相为主，反映出西侧地势较。据此推测，盆地西部碎屑物源区可能位于西侧。

晚三叠世时期，南盘江盆地剧烈收缩，仅在盆地西北缘存在沉积记录。古水流分布特征显示，上三叠统具有盆地周边水体向中心汇聚的特征（图 4.1-4.2）。这表明晚三叠世时期，残留的盆地已经相当局限，碎屑物则可能来自盆地周边。

8.2 南盘江盆地三叠系碎屑物源分析

由上一节中沉积相空间分布特征和古水流分析结果可知，三叠纪时期南盘江盆地内不同部分具有不同的物源区，可能的源区分布较为复杂。为此，本文对三叠系进行砾岩、砂岩碎屑组分分析、砂岩重矿物组合分析和标型重矿物地球化学分析，结合前人已有碎屑锆石 U-Pb 年龄数据对南盘江盆地三叠系进行碎屑物源分析。

8.2.1 下三叠统碎屑物源分析

由于南盘江盆地内下三叠统出露非常局限，且主要为潮坪—潟湖相泥灰岩、砂屑灰岩，指示古水流方向的沉积构造较少，且由于岩性物理性质不稳定易风化，难以获得古水流数据。碳酸盐岩中陆源碎屑较少，也难以进行碎屑组分分析和重矿物相关分析。本文仅在盆地中部西林一带早三叠世滑塌堆积和浊积岩中获得了砾岩碎屑组成和 1 组古水流。

古水流分析结果表明，早三叠世西林一带古水流以南西向和西向为主这表明西林县一带下三叠统碎屑物主要来自北侧。Lehrmann et al. (2015) 对西林县下三叠统石炮组进行了碎屑锆石 U-Pb 年代学测试。下三叠统石炮组中碎屑锆石含量极少，仅获得 8 组谐和年龄，分布在 255 Ma、750 Ma、1000 Ma、1700 Ma 和 2500 Ma 左右。由此可知，西林附近的下三叠统的碎屑物源区出露的岩石主要形成于晚二叠世，元古宙和太古宙的碎屑锆石可能直接自碎屑物源区搬运而来，也可能经历了再旋回。

下三叠统砾石成分统计结果表明，下部层位砾石成分较为单一，而上部层位砾石种类有所增加，但均为各种类型的灰岩。这一结果意味着，早期形成的滑塌堆积的物源区出露岩石较为单一，随剥蚀程度的加深以及盆地的伸展，后期物源

区出露岩石种类有所增加。与此同时,值得注意的是,在上部层位中,砾岩作为砾石出现,且作为砾石的砾岩特征与下部层位滑塌堆积砾岩相同,这表明早期形成的砾岩卷入了后期的沉积。另外,下三叠统砾岩的砾石中仅见各种类型的灰岩,相对缺乏火成岩和变质岩。众所周知,灰岩由于抗风化能力弱,难以经历较长距离的搬运,因此下三叠统为近源沉积且碎屑物源区主要灰岩,而灰岩中锆石含量极低,这也解释了为何 *Lehrmann et al.* (2015) 仅在石炮组中获得了极少量的碎屑锆石年龄。本文野外考察过程中发现西林断隆出露侵入古生界灰岩中的辉绿岩(图 6.2),该地区下三叠统中 255 Ma 的锆石可能就来自这些辉绿岩。辉绿岩在盆地早三叠世伸展过程中出露,从而为后期沉积提供了少量碎屑,也有可能来自于下三叠统中的凝灰岩夹层。其中古生代和前寒武纪的碎屑锆石则很可能是物源区灰岩中含有少量碎屑锆石,而这些碎屑锆石经历了再旋回后,重新沉积进入下三叠统。这些证据表明,南盘江盆地伸展过程中形成的断垄是下三叠统重要的碎屑物源区之一。

8.2.2 中三叠统碎屑物源分析

中三叠统在南盘江盆地内分布广泛且出露良好,前人针对中三叠统开展了大量碎屑物源分析,包括古水流、碎屑组分分析、碎屑锆石 U-Pb 年龄和碎屑岩地球化学分析。部分学者认为南盘江盆地物源区较为复杂。*Yang et al.* (2012) 认为其碎屑物中,晚太古代—早古生代碎屑华南板块,晚古生代—三叠纪碎屑来自印支造山带。与之相类似,叶太平等(2013)则认为中三叠统中新太古代和古生代碎屑主要来自扬子板块、华夏板块、越北古陆,而二叠系碎屑则来自峨眉山大火成岩省。*Lehrmann et al.* (2015) 认为南盘江盆地太古宙、古元古代、新元古代和古生代碎屑来自雪峰山造山带和云开地块,而二叠纪和三叠纪碎屑则来自 *Song Ma* 缝合带。而事实上,华南广泛出露二叠纪—三叠纪岩浆岩(*Wang YJ et al.*, 2013),盆地南侧印支造山带及周边地区也出露有古生代和前寒武纪岩浆岩和变质岩(*Yan DP et al.*, 2006; *Zhou et al.*, 2014),沉积物剥蚀搬运过程中不可能针对不同时代的碎屑进行选择性的搬运。因此,认为南盘江盆地内不同时代碎屑物来自不同地区的观点是值得商榷的。另有部分学者认为南盘江盆地碎屑物来源单一。如杨宗永等(2012)认为盆地内中三叠统碎屑来自石炭纪—二叠纪古特提斯北缘的岩浆弧。*Qiu et al.* (2017) 则指出,南盘江盆地中一下三叠统碎屑物均来自属

于印支造山带的陆缘弧。Duan et al. (2018) 认为南盘江盆地仅有单一的碎屑物源区, 其碎屑物主要来自华南板块。

本文古水流分析结果和沉积相平面分布特征共同表明, 中三叠世时期, 南盘江盆地内不同部位古流向不同, 这指示盆地不同地区碎屑物来源不同。其中盆地中部、东部和北部(图 1.1 区域 III、IV) 碎屑物源区主要位于盆地东侧、东南侧和东北侧, 盆地南部(图 1.1 区域 II) 碎屑物源区主要位于盆地南侧, 而盆地西部也可能提供了部分碎屑(图 8.2)。仅就古水流数据而言, 盆地东北侧雪峰山造山带、东南侧云开地块、南侧印支造山带和西侧峨眉山大火成岩省均为可能的碎屑物源区

本文砂岩碎屑组分分析结果显示, 南盘江盆地内中三叠统砂岩中各类碎屑在不同地区含量并不相同。变质岩岩屑在岩屑中所占比例在盆地东部和北部较高; 花岗岩岩屑在火成岩岩屑中所占比例向东侧和东北侧逐渐提高; 硅质岩岩屑在沉积岩岩屑中所占比例向南逐渐增大, 而灰岩岩屑在沉积岩岩屑中所占比例向北逐渐增多; 石英岩岩屑在变质岩岩屑中所占比例向东逐渐减少, 而云母石英片岩岩屑比例向东逐渐增大。这表明盆地中三叠统南部、东部和北部物源区相比较, 东部和北部物源区(图 1.1 区域 III、IV) 出露的变质岩、花岗岩和灰岩较多, 而南部(图 1.1 区域 II) 物源区出露的硅质岩较多。区域上, 盆地东南侧和东北侧云开地块和雪峰山造山带出露大量变质岩 Yu JH et al., 2008, 沙连堃和袁奎荣, 1991; 陈斌和庄育勋, 1994; 彭松柏等, 2000, 2006; 程顺波等, 2009, 2012; Wan et al., 2010; Chen CH et al., 2011; Wang YJ et al., 2011; Chu et al., 2012; 覃小锋等, 2017, Li XH, 1999; Li ZX et al., 2003; Li XH et al 2010; Zhou JC et al., 2004, 2009; Yao et al., 2014; 葛文春等, 2001; 周继彬, 2006), 华南板块西南部则发育大量二叠纪—三叠纪花岗岩(Wang YJ et al., 2013), 而盆地以北自古生界—三叠系除部分地层缺失外, 均以灰岩为主(贵州省地质矿产局, 1987), 盆地南侧田林县一带古生代地层中存在大量硅质岩(黄虎等, 2013)。也就是说, 区域上, 盆地东侧和东北侧出露变质岩和花岗岩较多, 而灰岩在盆地北北侧大量出露, 这一分布特征与盆地内中三叠统岩屑含量变化趋势相符合, 说明雪峰山造山带、云开地块是可能的碎屑物源区。另外值得注意的是, 尽管各地区碎屑组分略有不同, 但是在碎屑物源区判别图解(图 5.4)中, 所有地区的砂岩样品均落

入造山带相关区域,与前陆盆地砂岩特征(Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992)相同,这表明盆地在中三叠世可能为前陆盆地。

盆地中部和北部隆林县—安龙县一带(图 1.1 区域 III)中三叠统砂岩重矿物组合表明,其物源区出露有酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩。重矿物地球化学分析进一步表明,碎屑电气石主要来自变沉积岩,碎屑铬尖晶石主要来自蛇绿岩、俯冲相关基性岩和大陆溢流玄武岩。而盆地东部百色周边(图 1.1 区域 IV 东部)中三叠统砂岩重矿物组合显示,其物源区主要出露酸性岩浆岩和变质岩,与盆地南部(图 1.1 区域 II)和北部(图 1.1 区域 IV 北部)相比,其物源区可能相对缺少基性岩和超基性岩。重矿物地球化学分析结果显示,该地区碎屑电气石主要来自富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩,其次为热液蚀变的花岗岩,另有少量电气石来自贫锂花岗岩、伟晶岩、细晶岩和贫铝的变沉积岩。古水流分析结果显示,盆地中部和北部(图 1.1 区域 III、IV)碎屑物源区主要位于盆地东北侧、东侧和东南侧。而变沉积岩、蛇绿岩和俯冲相关基性岩在盆地东北侧雪峰山造山带和东南侧云开地块内均有出露(广西壮族自治区地质矿产局, 1985; 覃小锋等, 2006, 2017; Zhou JC et al., 2009; Yao et al., 2014; Yan CL et al., 2015),大陆溢流玄武岩则在峨眉山地区广泛出露(徐义刚, 2002; Zhou et al., 2002, 2005; Tao et al., 2009; Sun YD et al., 2010; 朱江等, 2011; Zheng et al., 2013)。而二叠纪—早三叠世花岗岩在华南雪峰山造山带和云开地块周边均有出露。因此,将古水流分析结合重矿物组合和重矿物地球化学特征综合分析可知,雪峰山造山带、云开地块、华南二叠纪—早三叠世花岗岩均有可能成为南盘江盆地中部和东部中三叠统碎屑物源区。

盆地南部广南县一带(图 1.1 区域 II)中三叠统砂岩重矿物组合指示其物源区出露有酸性岩浆岩、基性岩浆岩、超基性岩和变质岩。重矿物地球化学分析进一步表明,碎屑电气石主要来自变沉积岩和花岗岩,碎屑铬尖晶石主要来自蛇绿岩和大陆溢流玄武岩,碎屑石榴石来自高级麻粒岩相变质岩、中酸性火成岩和高级变基性岩,碎屑辉石则来自弧相关基性岩。古水流分析结果显示,盆地南部碎屑物主要来自盆地南侧。盆地南侧 Song Ma-Song Chay 缝合带、八布地区、高平(Cao Bang)地区均出露蛇绿岩(Pham et al., 2008; Liu et al., 2012; Nguyen et al., 2013; Zhang RY et al., 2013, 2014; 钟大赉等, 1998; Wu et al., 1999; Thanh

et al., 2014; Halpin et al., 2016; Liu HC et al., 2018), SongMa 缝合带和那坡地区均出露具有弧相关地球化学特征的岩浆岩(董云鹏和朱炳泉, 1999; 吴根耀等, 2000, 2002; 张伯友等, 2003; 覃小锋等, 2011; Qin et al., 2012; 胡丽沙等, 2012; Zhang RY et al., 2013, 2014; Halpin et al., 2016; 向忠金, 2018)。Song Ma 缝合带和 Song Chay 缝合带内和周边出露大量高级变质岩和酸性岩浆岩(Yan DP et al., 2006; Zhang RY, 2013, 2014; Chen ZC et al., 2014)。根据古水流方向、重矿物组合和重矿物地球化学特征, Song Ma-Song Chay 缝合带、八布和高平(Cao Bang)一带的蛇绿岩以及那坡一带岩浆岩均可能为南盘江中三叠统提供碎屑物。

前人已发表大量南盘江盆地中三叠统碎屑锆石 U-Pb 年龄数据, 将本文研究成果与这些数据进行综合分析可以进一步明确盆地中三叠统碎屑物来源。为查明盆地不同区域中三叠统碎屑锆石年龄谱图是否具有不同特征, 本文将前人已有碎屑锆石 U-Pb 年龄数据进行收集后按照采样点分布地区进行了整理。前人采样位置和样品号见图 8.2, 重新整理后的年龄谱图与印支地块和华南板块三叠纪砂岩年龄谱图对比见图 8.3。南盘江盆地中三叠统碎屑锆石年龄主要集中在 250-300 Ma、350-400 Ma、400-550 Ma、850-1100 Ma 和 1600-1950 Ma。区域上, 南盘江盆地西侧为康滇古陆和峨眉山大火成岩省, 其中康滇古陆出露的岩浆岩形成时代集中于 1.8-1.5 Ga 和 0.83-0.75 Ga (Li XH et al., 2002; Wang J and Li ZX, 2003; Li ZX et al., 2003; 王生伟等, 2016)。峨眉山大火成岩为地幔柱和岩石圈相互作用的产物, 其持续时间曾被认为在 260-250 Ma 之间, 最新研究表明, 其形成于~259 Ma 且持续时间小于 1 Ma (Chung and Jahn, 1995; Xu et al., 2001; 徐义刚和钟孙霖, 2001; 张招崇等, 2001;; 徐义刚, 2002; Zhou et al, 2002, 2005; 肖龙等, 2003; Guo et al., 2004; Wang and Zhou, 2006; Zhong and Zhu, 2006; Tao et al., 2009; Sun et al., 2010;朱江等, 2011; Zheng et al., 2013; 徐义刚等, 2017)。盆地东北侧雪峰山造山带出露岩石的形成年龄包括 260-240 Ma、444-405 Ma、1000-700 Ma、2100-1560 Ma 和 2560-2300 Ma (Wang et al., 2007a; Wang et al., 2012; Wang et al., 2013; Chang, 1996; Shu and Charvet, 1996; Charvet, 2013)。盆地东南侧云开地区出露的岩石形成年龄包括 280-240 Ma、460-420 Ma、800-700 Ma、1400-1000 Ma 和 3600-1800 Ma (Yu et al., 2010; Qin et al., 2005;

Wang et al., 2007b; Li XH et al., 2010; Yang et al., 2010; Wang YJ et al., 2013)。盆地南侧印支造山带及周边出露的岩石形成年龄包括 260-220 Ma, 436-402 Ma 和 800-700 Ma (Findlay, 1997; Findlay and Pham, 1997; Carter et al., 2001; Lepvrier et al., 2004, 2008, 2011; Trung et al., 2006; Nguyen et al., 2013; Faure et al., 2014, 2016; 夏磊, 2017; 向忠金, 2018)。通过对比可知, 雪峰山造山带、云开地块、康滇古陆、峨眉山大火成岩省和印支造山带出露岩石形成时代与南盘江盆地碎屑锆石年龄可完全对比, 进一步印证了以上地质单元是南盘江盆地碎屑物源区的推断。

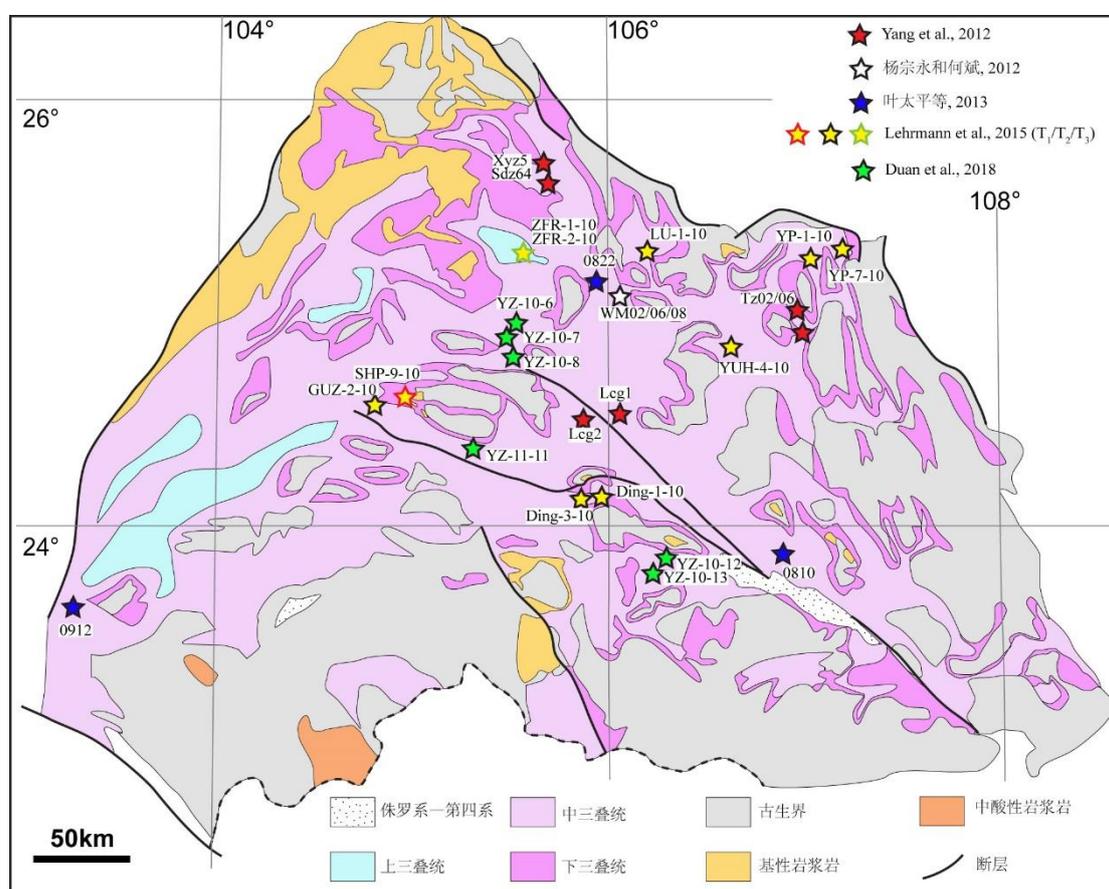


图 8.2 南盘江盆地碎屑锆石采样位置 (据前人已发表数据)

Fig. 8.2 Published sample location and number of the detrital zircon in Nanpanjiang Basin

另外, 通过南盘江盆地内不同地区中三叠统碎屑锆石年龄谱图与印支地块和

华南板块三叠系碎屑锆石进行对比, 我们可以得到一些其他信息。田林和大楞一带存在 320 Ma 左右的峰值, 这一峰值与印支地块三叠纪砂岩相一致, 而盆地其他地区该年龄段分布的碎屑锆石相对较少。印支地块三叠纪砂岩存在 1400 Ma 左右的峰值, 该峰值华南三叠纪砂岩并不存在, 在南盘江盆地内, 田林、册亨和大楞一带在该年龄段内虽无明显峰值, 但有零星分布。田林、西林、贞丰—紫云和罗甸-望谟一带的中三叠统碎屑锆石年龄谱图中存在 1900 Ma 左右峰值, 田林和罗甸一带存在 2500 Ma 左右的峰值, 这些特征与华南三叠纪砂岩相一致。从以上规律分布特征来看, 南盘江盆地内中三叠统碎屑锆石年龄谱在盆地南缘更接近印支地块三叠系砂岩, 向北和向东逐渐与华南三叠系砂岩更为接近。这也说明, 南盘江盆地南部中三叠统碎屑物源与印支地块三叠系砂岩更为相似, 盆地东部和北部与华南板块三叠系砂岩更为相似, 进一步印证了古流向分析中所获得的盆地不同区域物源区不同的认识。

综上所述, 将本文所得分析结果与前人已有数据综合分析, 本文认为南盘江盆地中三叠统在不同地区碎屑物来源不同。盆地南部(图 1.1 区域 II)碎屑物主要来自盆地南侧印支造山带, 盆地东部和北部(图 1.1 区域 III、IV)碎屑物则主要来自华南、雪峰山造山带和云开地块, 而盆地西部(图 1.1 区域 I)则有部分碎屑来自康滇古陆和峨眉山大火成岩省。另外盆地内的孤立碳酸盐岩台地也为盆地提供了部分碎屑。

8.2.3 上三叠统碎屑物源分析

与中三叠统在南盘江盆地内分布广泛不同, 上三叠统仅分布在盆地西缘(图 1.1 区域 I), 这暗示了在晚三叠世时, 盆地南侧和东侧均已隆升剥蚀。

本文古水流分析结果表明, 南盘江盆地上三叠统具有四周水流向中心汇聚的特征。碎屑组分分析结果显示, 上三叠统所有样品在碎屑物源区判别图解(图 5.6)中落入造山带相关区域, 符合前陆盆地砂岩特征(Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia and Ingersoll, 1992)相同。砂岩重矿物组合显示, 南盘江盆地上三叠统物源区可能出露的岩石包括花岗岩、中基性火成岩、变质岩和超基性岩。碎屑石榴石地球化学分析结果表明, 其主要来自花岗岩, 其次为高级麻粒岩相变质岩。碎屑电气石地球化学分析结果表明, 其主要来自富 Fe^{3+} 的石英—电气石岩、钙质硅酸盐岩和变泥质岩, 热液蚀变的花岗岩也是重要物源区。

本文在分析中三叠统碎屑物来源时已述, 这些岩石在盆地周缘印支造山带、峨眉山大火成岩省、康滇古陆、雪峰山造山带和云开地块均有出露。因此, 盆地收缩过程中, 它们仍然可能为南盘江盆地提供碎屑物。

Lehrmann et al. (2015) 对贞丰一带上三叠统进行了碎屑锆石 U-Pb 同位素分析, 其中碎屑锆石年龄主要集中在 250Ma、350Ma、440Ma、800Ma、1000Ma、1900Ma 以及 2500Ma 左右 (图 8.4)。这些年龄与印支造山带 (Findlay, 1997; Findlay and Pham, 1997; Carter et al., 2001; Lepvrier et al., 2004, 2008, 2011; Trung et al., 2006; Nguyen et al., 2013; Faure et al., 2014, 2016; 夏磊, 2017; 向忠金, 2018)、峨眉山大火成岩省 (Chung and Jahn, 1995; Xu et al., 2001; 徐义刚和钟孙霖, 2001; 张招崇等, 2001; ; 徐义刚, 2002; Zhou MF et al, 2002, 2005; 肖龙等, 2003; Guo et al., 2004; Wang and Zhou, 2006; Zhong and Zhu, 2006; Tao et al., 2009; Sun YD et al., 2010; 朱江等, 2011; Zheng et al., 2013)、康滇古陆 (Li XH et al., 2002; Wang J and Li ZX, 2003; Li ZX et al., 2003; 王生伟等, 2016 及其中参考文献)、雪峰山造山带 (Wang et al., 2007a; Wang et al., 2012; Wang et al., 2013; Chang, 1996; Shu and Charvet, 1996; Charvet, 2013)、云开地块 (Yu et al., 2010; Qin et al., 2005; Wang et al., 2007b; Li et al., 2010; Yang et al., 2010; Wang YJ et al., 2013) 和华南二叠纪一早三叠世花岗岩 (Wang YJ et al., 2013 及其中参考文献) 相符。将南盘江盆地上三叠统碎屑锆石年龄谱图与同时期三叠纪印支地块和华南板块的碎屑锆石年龄谱图对比可知, 南盘江盆地上三叠统碎屑锆石年龄谱与华南和印支地块各有相似和不同。其中 350Ma 峰值与印支地块相近, 而 800Ma 和 1000Ma 的峰值则与华南板块更为相似。据以上数据推断, 晚三叠世时, 南盘江盆地仍然接受多个碎屑物源区碎屑供给。

综上所述, 将本文所得分析结果与前人已有数据综合分析, 本文认为南盘江盆地上三叠统碎屑物源区与中三叠统相同, 包括印支造山带、峨眉山大火成岩省、康滇古陆、雪峰山造山带、云开地块和华南二叠纪一早三叠世花岗岩。

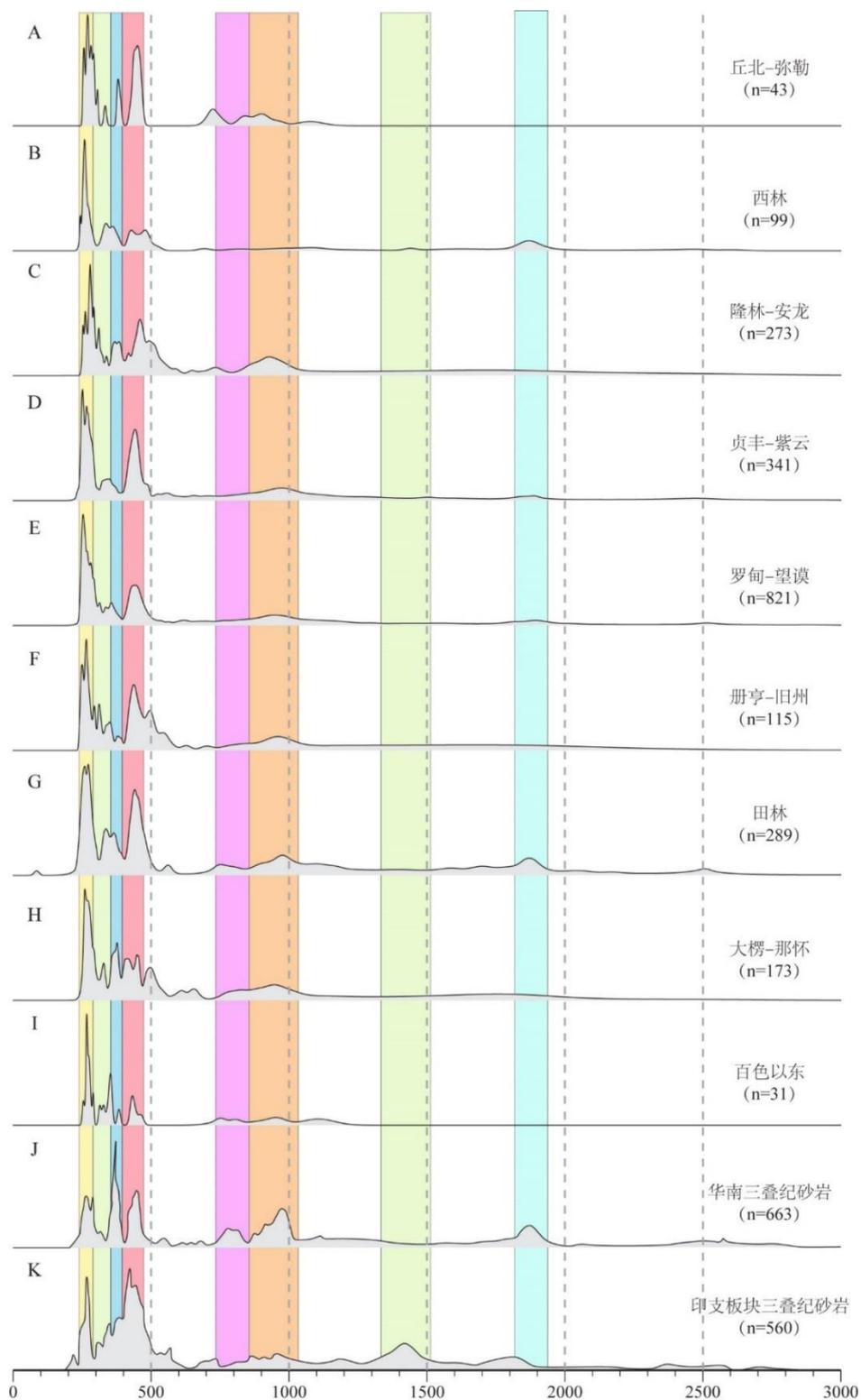


图 8.3 南盘江盆地中三叠统碎屑锆石 U-Pb 年龄谱图 (据前人已发表数据)

Fig. 8.3 Probability distribution density plots for detrital zircon samples of the Middle Triassic in Nanpanjiang Basin

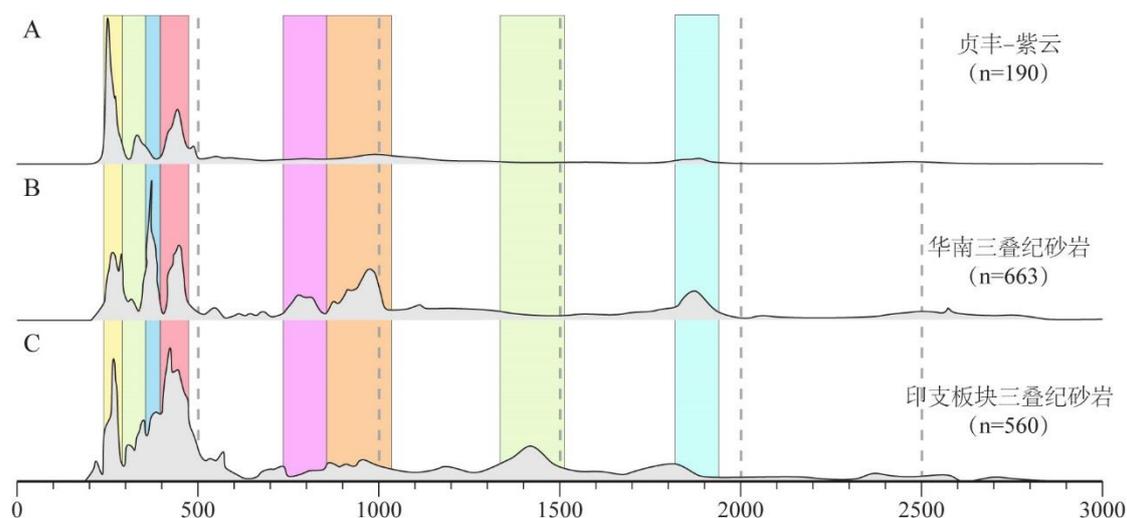


图 8.4 南盘江盆地上三叠统碎屑锆石 U-Pb 年龄谱图 (据前人已发表数据)

Fig. 8.4 Probability distribution density plots for detrital zircon samples of the Upper Triassic in Nanpanjiang Basin

8.3 南盘江盆地开合时限

在南盘江盆地内,百色、田阳、巴马、富宁、西林、罗甸和个旧等地区发育一系列基性岩,且多数为辉绿岩(广西壮族自治区地质矿产局,1985;贵州省地质矿产局,1987;云南省地质矿产局,1990;韩伟等,2009)。但也有部分学者认为百色、巴马和玉凤地区的基性岩是与晚古生代沉积岩共生的海相玄武岩(吴浩若等,1993;王忠诚等,1997;张旗等,1999;范蔚茗等,2004)。前人的同位素测试结果显示,百色、玉凤、巴马和罗甸一带的基性岩形成时代为258-248 Ma(范蔚茗等,2004;韩伟等,2009;Zhang et al., 2013, 2014;张晓静和肖加飞,2014),表明晚二叠世一早三叠世基性岩浆活动在南盘江盆地内广泛存在。

随着研究工作的深入,部分研究者近年来相继在南盘江盆地内发现一期晚于中三叠世的辉绿岩和火山岩。江文等(2017)认为在盆地南缘洞波乡一带存在侵入早一中三叠世地层中的辉绿岩;皮桥辉等(2016)根据LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素分析结果,认为富宁县者桑一带的辉绿岩形成时代为215 Ma。此外,我们的野外地质研究和区域地质调查结果均表明,在南盘江盆地中部西林地区,下三叠统罗楼组中发育大量辉绿岩脉(图6.2)。杨文心等(2018)对八渡辉绿岩进

行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析, 数据表明, 其中 1 粒锆石 U-Pb 年龄为 62Ma, 另有 30 粒锆石的 U-Pb 年龄变化于 176-245 Ma, 这 30 粒锆石的峰值年龄为 222Ma。杨文心等 (2018) 据此数据认为八渡辉绿岩侵位时代为 62 Ma。然而该文中给出的 CL 图像结果显示形成于 62Ma 的锆石与其他锆石显微结构截然不同, 且时代也与其它 30 颗锆石的 U-Pb 年龄 (176-245 Ma) 相差甚远。该文中提到采样点可见辉绿岩侵入下三叠统, 且获得的 222 Ma 峰值年龄与皮桥辉等 (2016) 在富宁一带获得的 215 Ma 的辉绿岩年龄一致。因此, 我们认为南盘江盆地内存在一期晚三叠世 (~215 Ma, 皮桥辉等, 2016) 基性岩浆活动。

本论文获得的八渡辉绿岩形成时代较上述两期基性岩浆岩更早。本文野外地质研究发现确凿的八渡一带有辉绿岩侵入于二叠系灰岩中的证据 (图 6.3), 而整合于二叠系之上的下三叠统泥灰岩并未发生热接触蚀变现象。这进一步表明本文采集的八渡辉绿岩样品侵入于二叠系但并未侵入下三叠统, 与 1:20 万区域地质调查结果相一致。本文从八渡辉绿岩中同时分离出了斜锆石和锆石, 并测得其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值分别为 269.3 ± 4.2 Ma 和 265.0 ± 2.9 Ma, 二者在误差范围内一致。这一年龄值明显早于南盘江盆地内已报道的其他辉绿岩形成时代, 也是目前印支期该盆地内所获侵位时代最早的辉绿岩, 可能代表南盘江盆地印支期初始张开时的基性岩浆活动的产物。综上所述, 本文最新数据和前人研究结果共同表明, 南盘江盆地发育有中二叠世 (269-265 Ma)、晚二叠世—早三叠世 (258-248 Ma; 范蔚茗等, 2004; 韩伟等, 2009; Zhang et al., 2013, 2014; 张晓静和肖加飞, 2014) 和晚三叠世 (~215 Ma, 皮桥辉等, 2016) 三期基性岩浆活动。

盆地演化过程中, 沉积环境的变化是最直接的表现, 同时也会伴随岩浆活动和褶皱断层的构造运动。南盘江盆地周缘和内部的石炭系—二叠系以台地相或局限台地相碳酸盐岩沉积为主, 至早三叠世末—中三叠世初, 盆地转变为以浊积扇相沉积为主, 仅在孤立台地边缘见滨浅海相沉积 (曾允孚等, 1995; 秦建华等, 1996; Yang et al., 2012)。本文野外研究表明 (第 6 章已述), 八渡辉绿岩侵入二叠系灰岩且未侵入下三叠统, 这表明辉绿岩的侵位与沉积相发生重大变化具有同步性, 暗示了两者存在紧密的成因联系。因此, 本文识别出的南盘江盆地内第一期基性岩浆活动 (269-265 Ma) 代表了南盘江盆地初始打开的确切时限。与此

同时,盆地内西林断隆侧翼的沉积序列演化也进一步展示了这种沉积环境变化与岩浆活动之间的成因联系。野外研究发现,西林断隆南侧的下三叠统是一套由滨浅海相沉积、砾岩和含砾砂岩为主的块体流沉积以及深海浊积岩共同构成的向上逐渐变深的沉积组合序列(夏文静等, 2018)。这表明,南盘江盆地在晚二叠世—早三叠世初经历了强烈伸展作用,造成沉积环境的水深变深。另外,在西林一带中三叠统砂岩中存在辉绿岩岩屑,结合古水流分析结果,这些辉绿岩岩屑很可能来自西林一带侵入下三叠统的辉绿岩(夏文静等, 2018)。前人所做的盆地构造演化分析结果也表明,南盘江盆地在早—中三叠世时期曾发生持续伸展扩张,盆地规模进一步扩大(曾允孚等, 1995; 秦建华等, 1996)。盆地内第二期基性岩浆岩(晚二叠世—早三叠世, 258-248 Ma, 范蔚茗等, 2004; 韩伟等, 2009; Zhang et al., 2013, 2014; 张晓静和肖加飞, 2014)是南盘江盆地持续扩张过程中的岩浆活动产物。另外,南盘江盆地内邻区中—下三叠统及下伏古生界普遍发生褶皱变形,且上三叠统普遍缺失的地质事实表明,南盘江盆地在中三叠世末期已处于收缩闭合阶段。目前针对盆地内第三期基性岩浆活动(晚三叠世, ~215 Ma, 皮桥辉等, 2016)的研究还较少,它是形成于碰撞后伸展环境(向忠金, 2018)还是其他构造成因关系到晚三叠世区域构造演化进程,有待进一步深入研究。

通过南盘江盆地沉积相空间分布特征和盆地内岩浆记录可知,南盘江盆地在中二叠世(269-265 Ma)开始伸展,晚二叠世—早三叠世(258-248 Ma, 范蔚茗等, 2004; 韩伟等, 2009; Zhang et al., 2013, 2014; 张晓静和肖加飞, 2014)持续扩张,进入中三叠世后不再伸展,并逐渐进入收缩闭合阶段。中二叠世(269-265 Ma)和晚二叠世—早三叠世(258-248 Ma)两期岩浆活动均为盆地伸展过程中的岩浆记录,并成为中三叠统的碎屑物来源的一部分。

8.4 前人构造模式评述

前人对于南盘江盆地构造属性及盆地演化过程存在争议,主要集中在两点:盆地所属造山带和构造属性。首先是对盆地所属造山带,大多数学者认为南盘江盆地属于古特提斯构造域(任纪舜, 1990; 刘宝珺和许效松, 1994; 杜远生等, 2009; 张岳桥等, 2012; Yang et al., 2012, 2014; Faure et al., 2014, 2016; Qiu et al., 2017;),部分学者认为其属于古太平洋构造域(Li and Li., 2007; Carter and Clift, 2008; Duan et al., 2018),还有部分学者认为其同时受到古特提斯和古太

平洋构造域的影响（张锦泉和蒋廷操，1994）。在南盘江盆地属于古特提斯构造域的学者中，对于盆地构造属性，部分学者认为其经历了从被动陆缘到周缘前陆盆地（秦建华等，1996；Yang et al., 2012；Qiu et al., 2017）或残留盆地到周缘前陆盆地（Lehrmann et al., 2015）的演化过程，这些学者也同时认为华南板块西南缘在二叠纪—三叠纪向南俯冲至印支地块之下。部分学者认为南盘江盆地南缘在二叠纪—早三叠世存在洋壳向北俯冲，从而使南盘江盆地经历了弧后盆地—弧后前陆盆地的演化过程（曾允孚，1995；杜远生，2009）。在认为南盘江盆地属于古太平洋构造域的观点中，有学者认为自二叠至三叠，古太平洋板块中的洋底高原向 NW 俯冲于华南之下，造成变形不段向内陆扩展，于 265-230Ma 期间，南盘江盆地作为陆内造山带的前陆盆地或古太平洋俯冲形成的弧后前陆盆地而出现（Li and Li, 2007）。虽未直接给出盆地具体构造属性，最近有研究进一步指出南盘江盆地主要受控于古太平洋俯冲，且盆地主要物源区为盆地东侧岩浆弧，这意味着其支持南盘江盆地为古太平洋向华南板块俯冲形成的弧后盆地—弧后前陆盆地的模式（Duan et al., 2018）。张锦泉和蒋廷操（1994）则认为南盘江盆地不同部位构造属性不同，盆地东部在中二叠世—中三叠世为前陆盆地，而盆地西部在中二叠世—晚三叠世为弧后盆地。

目前已有众多包含南盘江盆地在内的构造演化模式被提出，这些模式均部分符合目前已有证据，又同时存在一些问题，下面首先结合本论文所获得的新数据对前人的模式进行讨论，然后在前人的模式基础上，在提出一个更符合已有数据的新模式。

8.4.1 印支造山带的前陆盆地模式

认为南盘江盆地属于印支造山带的学者中，很多都认为印支与华南板块之间的缝合带位于 Song Ma 缝合带（Pham et al., 2008；Liu et al., 2012；Nguyen et al., 2013；Zhang RY et al., 2013, 2014），而南盘江盆地是印支造山过程中的前陆盆地（Yan DP et al., 2006；Yang et al., 2012；Faure et al., 2014, 2016；Lehrmann et al., 2015；Qiu et al., 2017）。其中 Faure et al. (2014, 2016, 2017) 提出，Song Ma 缝合带和 SongChay 缝合带实为被红河断裂破坏的同一缝合带，华南板块向印支地块下俯冲形成的缝合带经红河—哀牢山经 Song Ma—Song Chay 缝合带，延伸至海南岛二叠纪岩浆弧。二者之间的碰撞发生于早三叠世（250Ma），碰撞

造成的变形持续至中三叠世（图 8.5）。

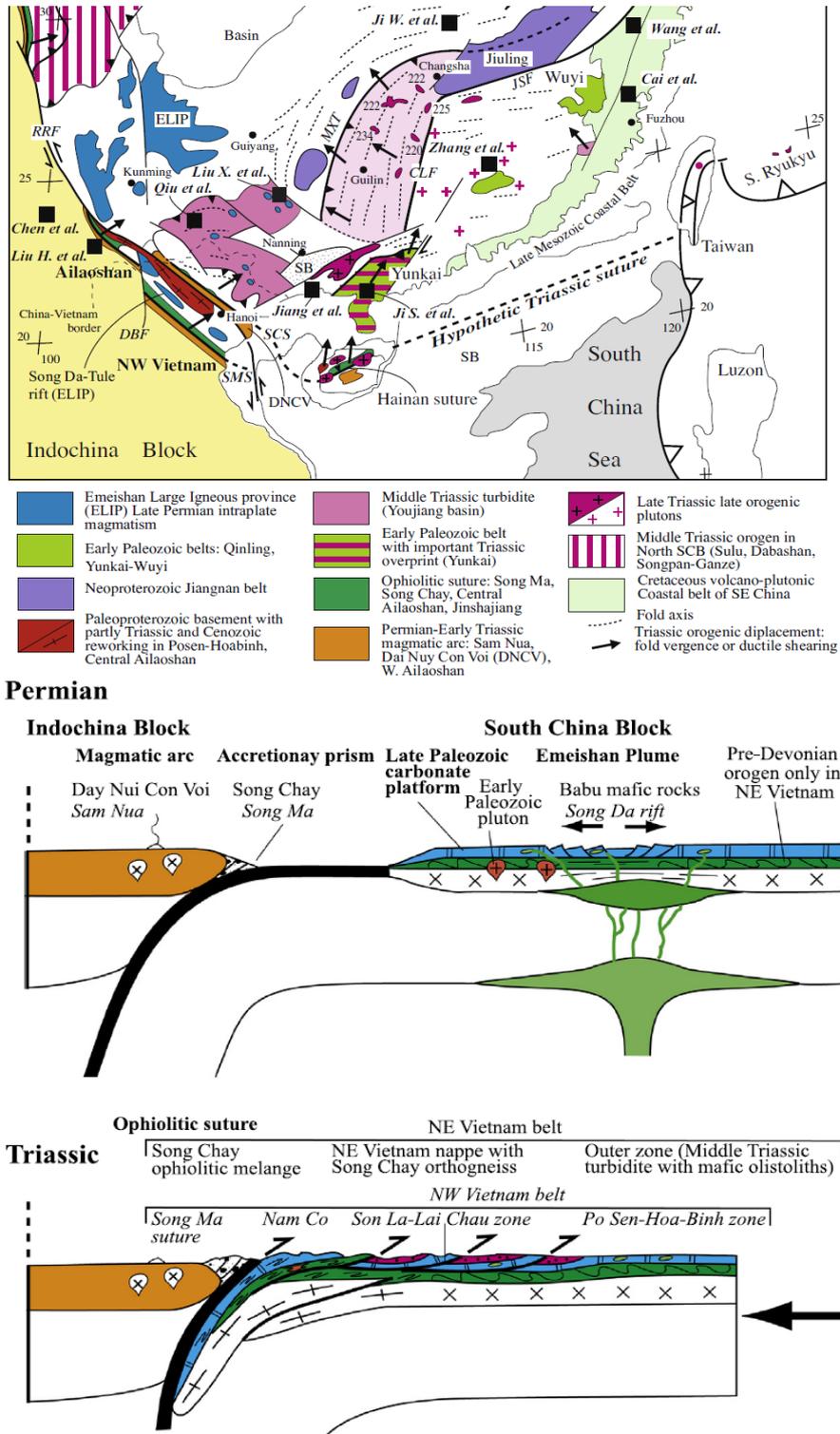


图 8.5 印支造山带 Song Ma—Song Chay 缝合带模式图 (Faure et al., 2012; 2014)

Fig. 8.5 The Song Ma-Song Chay suture model of the Indosinian Orogeny (Faure et al., 2012;

2014)

该模式较好地解释了区域上指示三叠纪顶部向北逆冲的构造记录。另外 Song Ma 缝合带和 Song Chay 缝合带分别位于红河-哀牢山断裂南北两侧。红河-哀牢山断裂在新生代发育左行走滑, 研究表明, 滑移距离在 250-700 km (Leloup et al., 1995, 2007; Royden et al., 2008; Otofujii et al., 2012; Mazur et al., 2012)。若将红河-哀牢山断裂的滑移距离恢复, Song Ma 缝合带与 Song Chay 缝合带很可能为同一缝合带。因此, 本文倾向于采用这一观点。但这一模式存在以下问题。首先, 本文研究表明, 南盘江盆地在早三叠世仍处在水体逐渐加深的伸展构造背景之下。Lehrmann et al. (2005) 和 Minzoni et al. (2015) 对盆地内碳酸盐岩台地的研究也表明, 南盘江盆地在晚二叠世—中三叠世期间水体逐渐加深, Minzoni et al. (2015) 更是明确指出, 这并非是由于气候原因造成, 而是由于受构造运动影响。若南盘江盆地仅受控于印支造山带, 而印支地块与华南板块之间的碰撞发生于早三叠世, 那么南盘江盆地的伸展构造背景与印支—华南板块的碰撞造成的挤压构造环境该如何协调? 其次, 该模式中 Song Chay 缝合带被厘定为缝合带主要依据是该带中出露的玄武岩、蛇纹石化橄榄岩和辉长岩、灰岩和硅质岩块体裹挟与高度剪切变形的砂泥岩基质中, 构成了蛇绿混杂岩 (Lepvrier et al., 2011; Faure et al., 2014)。但是目前缺少针对这些块体的地球化学和年代学工作, 并且其中部分超基性岩和基性岩被认为是志留纪洋壳俯冲过程中的残留 (Bui et al., 2011), 因此 Song Chay 为三叠纪缝合带观点受到质疑 (Halpin et al., 2016; Duan et al., 2018)。

8.4.2 十万大山—右江前陆盆地模式

Qiu et al. (2017) 基于对南盘江盆地三叠系碎屑岩的地球化学分析结果提出另一模式 (图 8.6)。在该模式中, 华南板块向印支地块之下俯冲, 南盘江盆地和十万大山盆地同为印支地块与华南板块碰撞形成的前陆盆地, 其碎屑物主要来自发育在印支地块之上的陆缘弧。这一模式中将南盘江盆地和十万大山盆地同时划归印支造山带, 然而在南盘江盆地南缘和越南境内, 印支造山带以近东西走向构造线特征 (广西壮族自治区地质矿产局, 1985; 云南省地质矿产局, 1990), 而十万大山盆地构造线为北东南西向 (广西壮族自治区地质矿产局, 1985), 这似乎暗示十万大山盆地并非受控于印支造山带。另外, 本文研究表明, 南盘江盆地

碎屑物源区十分复杂，本非仅来自南侧陆缘弧，与该模式并不相符。更值得注意的是，Qiu et al. (2017) 文中本身即存在矛盾。结论中认为区域上晚三叠世不整合面标志着古特提斯分支洋盆俯冲结束，但南盘江盆地在中三叠世已演化为周缘前陆盆地。但事实上，两板块碰撞开始时，俯冲板块的被动陆缘才转变为周缘前陆盆地 (Busby and Ingersoll, 1995)。若其认为晚三叠世印支地块与华南板块碰撞，则南盘江盆地演化为周缘前陆盆地也应为晚三叠世。

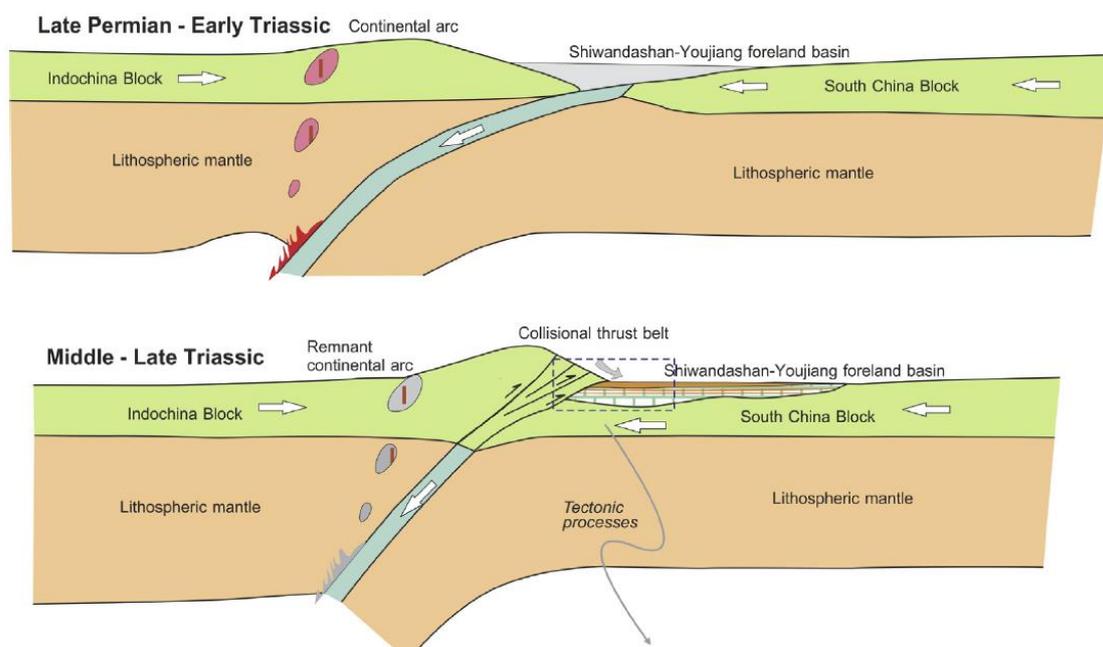


图 8.6 印支造山带十万大山—右江前陆盆地构造演化模式图 (Qiu et al., 2017)

Fig. 8.6 The Shiwandashan-Youjiang foreland basin model of the Indosinian Orogeny (Qiu et al., 2017)

8.4.3 古太平洋平板俯冲的弧后前陆盆地模式

Li and Li (2007) 提出了一个平板俯冲模式来解释华南的古地理和岩浆活动的演化。他们通过总结从东南沿海到内陆的中生代花岗岩年代学，认为从 250-190Ma 之间在华南板块之上形成一个宽达 1300 公里的向内陆迁移的造山带 (图 8.7)，并伴随着世界上最大规模的盆岭岩浆活动 (Zhou and Li, 2000; Zhou et al., 2006; Shu et al., 2009; Yan et al., 2003)。该模式中，古太平洋板块从 265Ma 开始向华南板块之下俯冲 (Li XH et al., 2006)，在华南板块南缘形成一

陆缘弧，而南盘江盆地为古太平洋俯冲过程中形成的弧后前陆盆地。

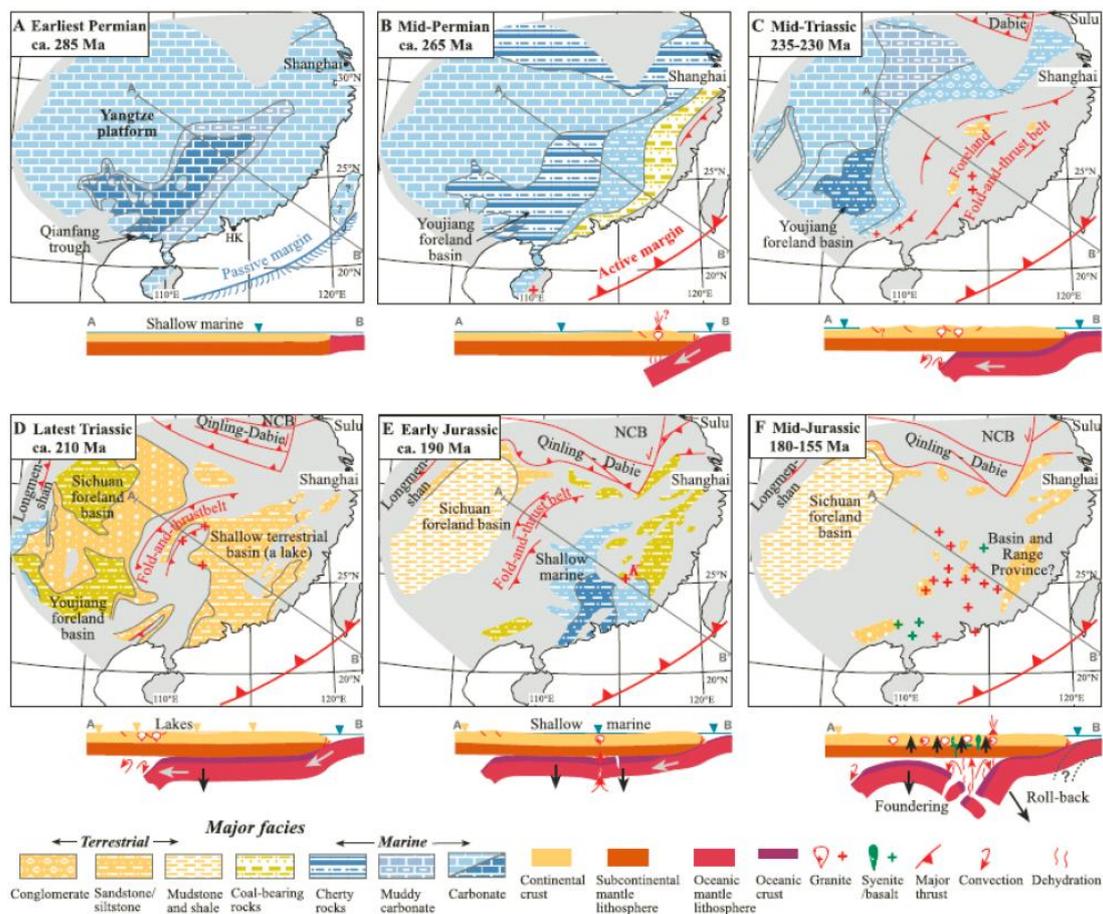


图 8.7 古太平洋平板俯冲构造演化模式图 (Li and Li, 2007)

Fig. 8.7 The Paleopacific plate subduction evolution model (Li and Li, 2007)

本文研究结果表明，南盘江盆地内中—上三叠统砂岩碎屑组分统计结果落入再旋回造山带（图 5.4, 5.6），与该模式中弧后前陆盆地的构造属性并不十分相符。并且本文研究显示南盘江盆地初始伸展时代为 269-265 Ma，与该模式中俯冲开始时代大致相当。从时间上来看，该模式似乎可以为南盘江盆地初始伸展提供动力学来源。另外，该模式虽能解释南盘江盆地存在大量来自雪峰山造山带和云开地块的碎屑的原因，但该模式中逆冲方向为 NW 向，与盆地南缘构造线走向近东西向的现象不符，也与盆地南部广泛存在的向北逆冲的构造特征不符。因此，仅用古太平洋俯冲来解释南盘江盆地的构造演化也存在一些不足。

8.4.4 滇琼缝合带模式

基于南盘江盆地南缘八布一带发育的蛇绿岩（钟大赉等，1998；Wu et al., 1999；吴根耀等，2000，2002）、云南建水和广西岑溪一带出露的二叠纪岛弧玄武岩（董云鹏和朱炳泉，1999；张伯友等，2003）和海南岛发育的晚二叠纪岩浆弧（Li XH et al., 2006），Cai and Zhang（2009）提出南盘江盆地南缘中越边境一带存在一条缝合带，并将其命名为滇琼缝合带，古特提斯分支洋盆沿该带于晚二叠世开始向印支地块下俯冲并持续至中三叠世，华南板块与印支地块的碰撞发生于晚三叠世。在该模式中，Song Ma 缝合带是滇琼缝合带的西延，受红河新生代左行走滑影响，现今处于与滇琼缝合带平行的位置（图 8.8），而南盘江盆地是华南板块向印支地块俯冲形成的周缘前陆盆地。

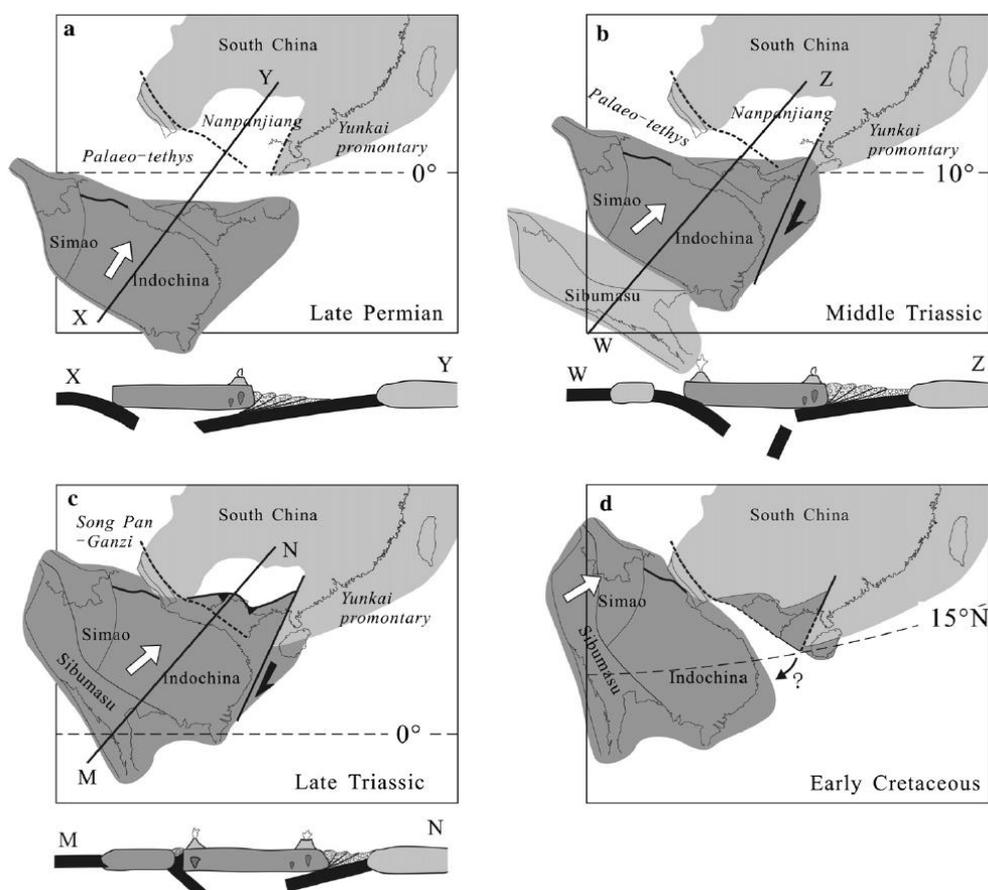


图 8.8 滇琼缝合带构造演化模式图（Cai and Zhang, 2009）

Fig. 8.8 The Dian-Qiong suture evolution model (Cai and Zhang, 2009)

本文研究显示,南盘江盆地由伸展到挤压的构造机制转化发生在中三叠世末期。这一点与滇琼缝合带模式相符,该模式认为华南板块向印支地块俯冲,也与区域上广泛发育的指示顶部向北的构造现象(Chen et al., 2014; Yan et al., 2006; Faure et al., 2014; Lepriver et al., 2011)相符。不过该模式中作为证据提出的建水和岑溪一带岩浆弧(董云鹏和朱炳泉, 1999; 张伯友等, 2003)位于蛇绿岩(钟大赉等, 1998; Wu et al., 1999; 吴根耀等, 2000, 2001, 2002)的北侧。而蛇绿岩通常发育于岛弧靠近俯冲板块一侧(Condie, 1997),这意味着该模式中的证据指示俯冲极性向南,与模式中指出的俯冲极性向北不符。另外,与其它认为南盘江盆地仅属于印支造山带的模式面临的问题相同,该模式不能解释盆地东部广泛发育的褶皱轴走向近北西—南东向的褶皱,也没能成功解释为何南盘江盆地内大部分地区三叠系碎屑物主要来自盆地东侧。另外,该模式中的八布基性-超基性岩浆岩到底是否代表残留洋壳也受到一些质疑。一些学者认为八布一带出露的基性-超基性岩浆岩并非蛇绿岩,而是属于板内岩浆活动(Lehrmann et al., 2015; Faure et al., 2012, 2014, 2016)。

8.4.5 那坡—凭祥古特提斯分支洋盆模式

近年来在南盘江盆地南侧的云南建水、广西胡润、凭祥、那坡以及越南高平(Cao Bang)一带陆续识别出晚二叠世—中三叠世(250-241 Ma)岛弧火山岩(董云鹏和朱炳泉, 1999; 吴根耀等, 2000, 2002; 张伯友等, 2003; 覃小锋等, 2011; Qin et al., 2012; 胡丽沙等, 2012; Halpin et al., 2016; 向忠金, 2018),同时存在相对应的那坡、凭祥弧前盆地(宋博等, 2013, 2014; 夏磊, 2017)。云南麻栗坡县八布乡至越南高平(Cao Bang)地区出露的三叠系复理石裹夹 MORB 型蛇绿岩、其他铁镁质岩以及大理岩等块体共同构成一套洋壳俯冲过程中形成的增生杂岩(钟大赉等, 1998; Wu et al., 1999; Thanh et al., 2014; Halpin et al., 2016),在时空上与那坡和凭祥弧前盆地、广西凭祥、那坡以及越南高平(Cao Bang)等处的火山弧构筑了一套较完整的指示俯冲极性向北的沟—弧—盆系统(图 8.9, 夏磊, 2017; 向忠金, 2018)。基于这一沟—弧—盆系统提出的模式,本文称之为那坡—凭祥古特提斯分支洋盆模式。

针对这一沟—弧—盆体系中的增生杂岩,前人已开展过大量年代学和地球化学研究。张斌辉等(2013)对八布蛇绿岩中的斜长角闪岩进行了 SHRIMP 锆石

U-Pb 定年, 得到了 272 ± 8 Ma 的年龄; 冯庆来和刘本培 (2002) 在八布蛇绿岩附近增生杂岩中的硅质岩中发现了二叠纪放射虫化石; Thanh et al. (2014) 对高平 (Cao Bang) 增生杂岩中的玄武岩进行了 Rb-Sr 全岩等时线年龄测试, 结果为 263 ± 15 Ma。Liu HC et al. (2018) 对八布一带出露的变基性岩和变超基性岩开展了一系列年代学和地球化学研究, SIMS 锆石 U-Pb 定年结果显示变玄武岩和变辉长岩原岩分别形成于 265.2 ± 4.9 Ma 和 270.0 ± 3.2 Ma, 变玄武岩、变辉长岩和变橄榄岩则代表了 N-MORB 型和 SSZ 型蛇绿岩的组分。针对越南境内 Song Hien 地区基性—超基性岩的研究则表明, 中—晚二叠世 (274-262 Ma) 在该地区存在洋壳 (Halpin et al., 2016)。现有的这些年代学数据表明, 南盘江盆地南缘在早—中二叠世 (272-262 Ma) 时期存在一古特提斯分支洋盆, Wu et al. (1999) 曾将这一古特提斯分支洋定名为“八布—PhuNgu”洋。华南板块西南缘发育的一系列晚二叠世—早三叠世岛弧火山岩 (250-241 Ma; 董云鹏和朱炳泉, 1999; 吴根耀等, 2000, 2002; 覃小锋等, 2011; Qin et al., 2012; 胡丽沙等, 2012; Halpin et al., 2016; 向忠金, 2018) 则显示, 该古特提斯分支洋盆在向北俯冲消减的时代不晚于晚二叠世, 并至少持续至中三叠世。

在该模式中, 根据中越边境地区自南向北依次发育的俯冲带 (八布—高平增生楔; 钟大赉等, 1998; Wu et al., 1999; Thanh et al., 2014; Halpin et al., 2016)、弧前盆地 (凭祥和那坡弧前盆地; 宋博等, 2013, 2014; 夏磊, 2017) 和火山弧 (董云鹏和朱炳泉, 1999; 吴根耀等, 2000, 2002; 覃小锋等, 2011; Qin et al., 2012; 胡丽沙等, 2012; Halpin et al., 2016; 向忠金, 2018) 组合, 南盘江盆地为古特提斯分支洋向北俯冲消减形成的一个陆缘弧后盆地, 俯冲结束后转变为弧后前陆盆地。

这一模式中有争议之处主要有以下几点。

第一, 中越边境古特提斯分支洋盆存在重要证据包括富宁一带的岩浆弧和八布蛇绿岩存在争议。首先富宁一带岩浆岩形成构造背景存在争议, 有学者认为该地区基性岩浆岩形成于板内环境 (Huang et al., 2014)。而富宁一带岩浆岩岩石组合表现为玄武岩、玄武安山岩、安山岩和少量闪长岩 (向忠金, 2018), 相对缺少酸性岩, 与陆缘弧以中酸性岩为主的岩石组合特征 (Condie, 1997) 不符。尽管东南侧凭祥一带发育有早三叠世中酸性火山岩 (250-240 Ma), 并具有岛弧

型火山岩地球化学特征，但其被归为东侧钦-杭结合带中洋盆俯冲消滅的产物，而非南侧印支造山带的一部分（覃小锋等，2011）。另外，八布基性-超基性岩浆岩到底是否代表残留洋壳也存在争议。

第二，该模式中，南盘江盆地经历了早—中三叠世弧后盆地到中三叠世末—晚三叠世弧后前陆盆地的演化过程。弧后盆地中应有大量碎屑来自弧，其中碎屑岩碎屑组分统计结果在三角判别图解中应落入弧相关区域（Dickinson, 1970, 1985），并且其充填物中应有大量火山碎屑岩（Busby and Ingersoll, 1995）。本文沉积相和古水流分析显示，南盘江盆地南缘广南—富宁—者桑一线在中三叠世时广泛发育三角洲相沉积，而其南北两则同时代沉积物多为浊积岩。在其北侧，盆地的古流向向北，而在其南侧，那坡盆地中三叠世古流向普遍向南（夏磊，2017）。这说明该地区在中三叠世为高地形，南盘江盆地南缘广南—富宁—者桑一带碎屑物应受到该高地的补给。然而，本文对南盘江盆地南部广南一带中三叠统砂岩碎屑组分分析结果显示，其碎屑物源区应为造山带，而非岩浆弧。或许该地区在早—中三叠世曾存在岩浆弧，但本论文中的结果与这一观点不符。

第三，越南北部 Song Hien 一带普遍发育顶部向北的逆冲推覆构造（Lepvrier et al., 2011），这一现象也不支持八布—Song Hien 分支洋盆向北俯冲的观点。诚然，造山带中可以发育与俯冲极性相反的反冲构造的。但造山带中的反冲应为局部现象，并且大量与俯冲极性相协调的逆冲推覆应当普遍存在。若将那坡一带顶部向北的推覆解释为反冲，那么在那坡南侧应当存在大量顶部向南的逆冲推覆。然而印支造山带中却普遍发育顶部向北的逆冲推覆（Lepvrier et al., 2011; Chen et al., 2014; Faure et al., 2014），因此，将那坡一带顶部向北的逆冲不适合解释为反冲。还有一种可能的情况，八布—Song Hien 分支洋盆向北俯冲形成的构造痕迹被华南板块向印支板块之下陆陆俯冲所形成的构造痕迹所湮灭，故而造成现今看到的普遍指示顶部向北的构造现象。但这一猜想成立的前提是在中越边境一带残留有顶部向南的逆冲构造，而目前尚未见到类似现象被报道。而若八布—Song Hien 分支洋盆向南俯冲，虽与现今观察到的构造几何学特征相符，但该洋盆南侧至今尚未发现与之相配套的岩浆弧。因此，本文认为八布—Song Hien 分支洋盆的俯冲极性目前尚不能确定，还需要进一步地搜集证据。

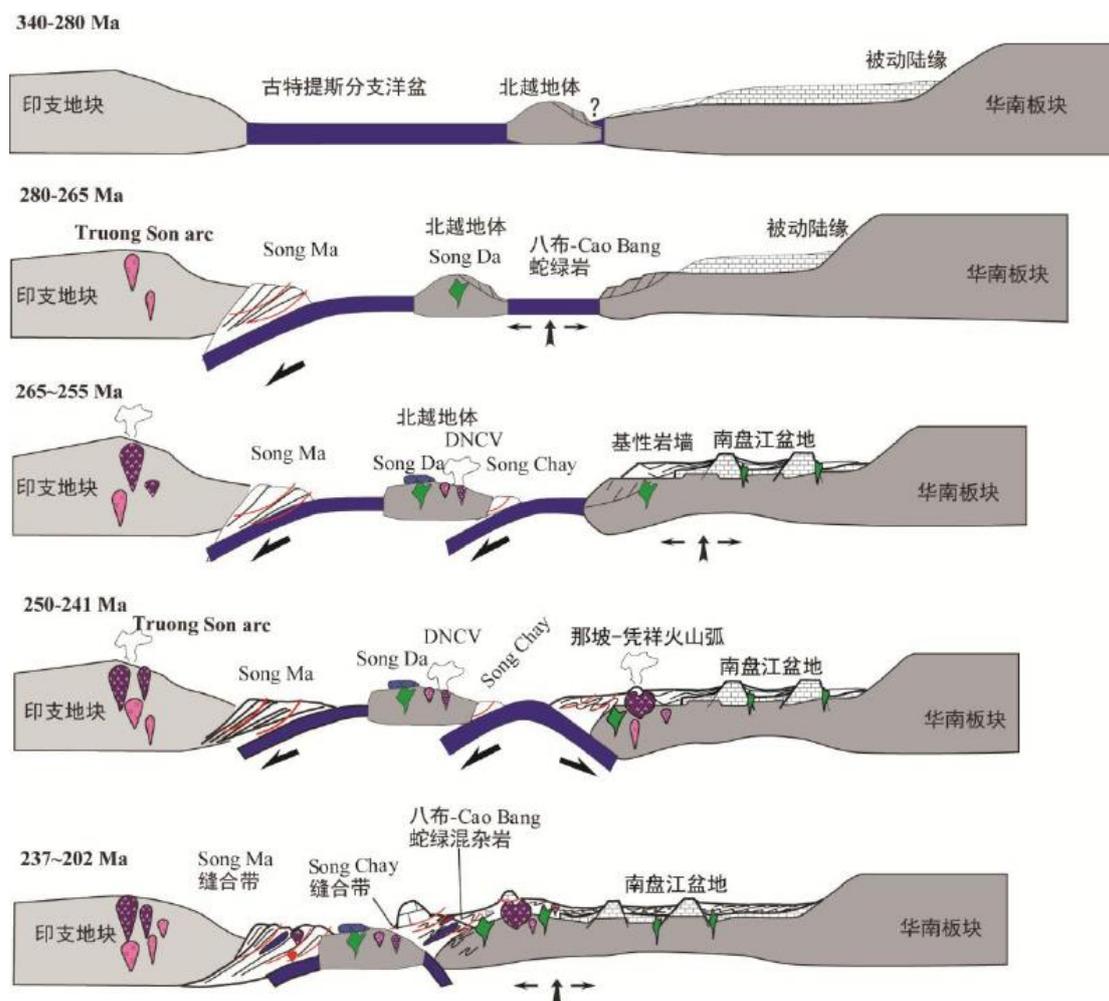


图 8.9 那坡—凭祥古特提斯分支洋盆构造演化模式图（据夏磊，2017；向忠金，2018）

Fig. 8.9 The Napo-Pingxiang Paleotethys branch ocean model (Xia, 2017; Xiang, 2018)

第四点，该模式中仅考虑了印支造山带对南盘江盆地的影响。区域地质调查结果显示，南盘江盆地内中下三叠统分布广泛，而上三叠统仅在盆地西南缘有所分布（广西壮族自治区地质矿产局，1985；贵州省地质矿产局，1987；云南省地质矿产局，1990），这暗示了中三叠世末期盆地南侧和东侧均已隆升接受剥蚀。本文对南盘江盆地三叠系碎屑物源分析结果表明盆地不同部分碎屑物来源不同。盆地南部碎屑物主要来自盆地南侧印支造山带，盆地东北部碎屑物则主要来自华南、雪峰山造山带和云开地块，而盆地西部则有部分碎屑来自康滇古陆和峨眉山大火成岩省。这也暗示了南盘江盆地不仅仅受控于印支造山带，盆地东部和东北部构造运动也对盆地构造演化起到至关重要的作用。另外值得注意的是，南盘江

盆地内部百色断裂以南褶皱轴面和地层走向均为近东西向,而百色断裂以北褶皱轴面和地层走向则为北西—南东向(广西壮族自治区地质矿产局,1985;云南省地质矿产局,1990)。本文对三叠系砂岩的磁组构分析结果则显示,三叠系砂岩均为沉积组构,百色断裂南北两侧无明显差异。这表明三叠系砂岩磁组构均为沉积时获得,且三叠纪后百色断裂南北两侧地层的磁线理的一致性说明断层两侧并没有发生明显相对旋转。因此,虽然百色断裂在新生代表现为左行走滑(刘锡大等,1987),但百色断裂南北两侧构造线走向差异并非百色断裂新生代左行走滑造成,而是三叠纪构造运动的记录。百色断层以北近南北向的区域构造线指示了盆地东北侧雪峰山造山带的影响。以上事实共同表明,南盘江盆地的构造演化同时受控于印支造山带和盆地东北侧构造运动的影响,而该模式仅考虑了印支造山作用对南盘江盆地的影响。

8.5 南盘江盆地构造成因分析

前文已述,南盘江盆地的形成和演化可划分为初始拉张、盆地扩大和盆地收缩三个明显的阶段。由南盘江盆地岩断层分布的滑塌堆积砾岩和盆地内基性岩形成时代可知,南盘江盆地在中二叠世(~269Ma)开始伸展,这一伸展过程至少持续至早三叠世(248Ma),这一阶段是南盘江盆地的初始拉张阶段;在中三叠世时,南盘江盆地深水沉积的范围进一步加大,最深处位于盆地的东部和南部(图8.1b),这一阶段为盆地扩大阶段;而晚三叠世时,盆地已经大幅度收缩,盆地东部和南部已构造隆升,仅在盆地西缘残存海陆过渡相沉积不整合覆盖在先存地层之上。本文将基于上述基本事实和其它所观察的现象和数据构建对南盘江盆地成因和演化的可能的模式。

由于经前人研究,南盘江盆地可能是古特提斯洋构造域和古太平洋构造域的交汇地带(张锦泉和蒋廷操,1994; Li and Li, 2007),同时受到了其南部的印支造山带和东部的雪峰山造山带的影响(Li and Li, 2007; 褚杨等, 2015)。因而在讨论盆地的成因和演化模式前,首先要简要介绍印支造山带和雪峰山造山带的造山过程。

关于印支地块与华南板块分界线的位置存在红河-SongMa缝合带(Hutchison, 1989; Findlay, 1997; Findlay and Pham, 1997; Trung et al., 2006; Lepvrier et al., 2008; Nguyen et al., 2013; Faure et al., 2014)、SongChay缝合带(Lepvrier et al.,

2011; Faure et al., 2014, 2016) 和滇琼带 (Cai and Zhang, 2009) 之争。其中红河-Song Ma 缝合带是印支地块与华南板块之间的缝合线来已得到绝大多数学者认可 (Hutchison, 1989; Findlay, 1997; Findlay and Pham, 1997; Trung et al., 2006; Lepvrier et al., 2008; Nguyen et al., 2013; Faure et al., 2014)。前文在讨论 Song Ma-SongChay 缝合带模式时 (本论文中 8.4.1 小节) 已述, 本文倾向于认为 Song Ma 缝合带和 Song Chay 缝合带在三叠纪时为同一缝合带, 因受红河-哀牢山断裂新生代左行走滑影响而呈现今看到的相对位置。因此, 本文讨论将基于印支地块与华南板块边界位于红河-Song Ma 缝合带-Song Chay 进行, 二者之间的缝合带本文称之为 Song Ma- Song Chay 缝合带。

印支造山带中, 与 Song Ma-Song Chay 缝合带向配套的俯冲相关弧岩浆活动目前最早报道为 280Ma (Lan et al., 2003; Hoa et al., 2008; Liu JL et al., 2012; Faure, et al., 2014; Zhang RY et al., 2013, 2014), 表明华南板块向印支地块之下的俯冲在 280Ma 已经存在。中三叠世, 岩浆弧活动结束和同碰撞花岗岩 (~245 Ma, Nakano et al., 2008, 2010; Zi et al., 2012; Lai et al., 2014; Liu et al., 2014; Faure et al., 2014, 2016) 的侵位共同标志着印支地块与华南板块碰撞发生于这一时期。晚三叠世 (229 Ma) 印支造山带进入碰撞后伸展阶段 (229Ma, Liu et al., 2012)。而 Song Chay 缝合带与滇琼缝合带之间夹有一北越地块 (吴根耀等, 2001), 该地块奥陶系-二叠系与华南西南缘可完全对比 (Cai and Zhang, 2009; Lepvrier et al., 2011; 施美凤等, 2011; Halpin et al., 2016), 并且越南北部古生界中发现与华南相同的生物化石 (Thanh et al., 1996)。因此, 本文认为北越地块属于华南板块一部分。而北越地块北缘 (也是南盘江盆地南缘) 被识别出的被认为代表洋壳残留的八布蛇绿岩 (钟大赅等, 1998; Wu et al., 1999; 吴根耀等, 2000, 2002; 张斌辉等, 2013; Liu HC et al., 2018) 和越南境内的 Song Hien 蛇绿岩 (Halpin et al., 2016), 则表明北越地块北缘曾存在洋盆 (本文称之为八布-Song Hien 洋盆)。近年来针对八布蛇绿岩和 Song Hien 蛇绿岩的年代学研究表明, 本文称之为八布-Song Hien 洋盆形成于 272-262Ma (张斌辉等, 2013; Halpin et al., 2016; Liu HC et al., 2018), 而这一时代与南盘江盆地初始伸展时代 (~269Ma) 相一致。因此, 本文认为, 北越地块从华南板块分离和南盘江盆地的初始伸展属同期构造过程。但是与 Cai and Zhang (2009) 观点不同, 本文认为八布-Song Hien 一带

的洋盆向西并没有与印支地块和华南板块之间的古特提斯洋盆相连。本文做出这样推断的原因在于,南盘江盆地西缘中二叠统一中三叠统为滨浅海相灰岩和碎屑岩,目前并无深水相沉积报道。八布—Song Hien 一带的洋盆向东则可能延伸至凭祥一带与古特提斯洋盆相连。这种古地理格局指示北越地块并未从华南板块完全分离出去,北越地块和华南板块主体之间仅相隔一个向东开口的分支洋盆,其间并不存在宽广大洋。因此,本文讨论中倾向于认为八布—Song Hien 分支洋盆是印支地块与华南板块拼合过程中,在华南板块南缘形成的次级构造,并将八布—Song Hien 分支洋盆俯冲消减归为印支造山带中的一部分。

对于雪峰山造山带,存在陆内造山(丘元禧, 1998; Wang YJ et al., 2005, Li and Li, 2007; 李三忠, 2011; 褚杨, 2015; 颜丹平, 2018)和俯冲—碰撞造山(Hsu et al., 1988, 1990; 陈海泓, 1993; 李继亮, 1993; 陈海泓和肖文交, 1998; 马力, 2004)之争。认为雪峰山造山带为陆内造山的学者认为此时扬子板块和华夏板块已拼合在一起。而陆内造山的原因被归结于其中的缝合带属于构造薄弱带,受到构造挤压后重新活化隆升(Li and Li, 2007; 褚杨, 2015),或是在陆内裂隙的背景下由于裂谷关闭造成陆块拼贴碰撞产生陆内俯冲(丘元禧等, 1998)。认为雪峰山造山带在三叠纪为俯冲-碰撞型造山带的学者则试图在华南识别二叠纪洋盆,用以探讨华南在该时期造山的动力学机制。陈海泓和肖文交(1998)提出,二叠纪-三叠纪在扬子板块东侧沿雪峰山造山带展布范围存在一江南残余弧,这一残余弧被浅海碳酸盐岩所覆盖。命名中的“残余弧”及其被浅海碳酸盐岩所覆盖的描述表明,江南残余弧在二叠纪-三叠纪已停止活动。根据本人对文中描述的理解,江南残余弧在二叠纪-三叠纪可能更类似微陆块。同时,陈海泓和肖文交(1998)也提到江南残余弧基底在雪峰山造山过程中逆冲于扬子板块之上,即扬子板块向西俯冲。李继亮(2010)也认为雪峰山造山带东侧的湘中陆块仰冲,即扬子板块向东俯冲,其文中更是明确提出,雪峰山造山带西侧的褶皱冲断带是前陆褶皱冲断带。雪峰山造山带为俯冲-碰撞造山的观点所面临问题在于蛇绿岩与造山时代(三叠纪)不符(李继亮, 2010)。尽管赵崇贺等(1995)在赣东北发现含有石炭-二叠纪放射虫的硅质岩,但在雪峰山造山带西段,至今仍未有二叠纪-三叠纪洋壳残留被报道。

尽管雪峰山造山带造山机制存在争议,但其在三叠纪隆升是不争的事实(Hsu

et al., 1988, 1990; Chen, 1999; 丘元禧, 1998; Li and Li, 2007, 李三忠, 2011; 颜丹平, 2018)。雪峰山造山带内, 除晚志留统至早泥盆统之间存在沉积间断, 随后发育陆相沉积外, 从新元古代到早三叠世沉积岩大部分为浅海沉积。但中三叠世开始从海相沉积完全转变为陆相沉积, 且晚三叠世-早侏罗世的陆相沉积不整合的覆盖在老地层之上(江西省地质矿产局, 1984; 福建省地质矿产局, 1985; 湖南省地质矿产局, 1988; 浙江省地质矿产局, 1989)。而晚三叠世切穿了褶皱变形地层的未变形花岗岩侵位发生于 225-215 Ma (丁兴等, 2005; 陈卫锋等, 2006, 2007; Wang et al., 2007; Li and Li, 2007; 柏道远等, 2007), 表明雪峰山造山带内的挤压造山过程在 225Ma (晚三叠世诺利阶) 时停止。构造分析结果则进一步表明, 雪峰山造山带中三叠世经历了大规模由 SE 向 NW 逆冲推覆(孙肇才等, 1991; 陈海泓和肖文交, 1998; 丘元禧等, 1998; 丁道桂等, 2007; 李三忠等, 2011; 褚杨, 2011; 颜丹平等, 2018)。

在明晰南盘江盆地邻近区两大造山带的造山过程后, 我们进一步讨论南盘江盆地的成因及演化过程。

早二叠世(约 280 Ma), 古特提斯分支洋盆向印支板块下消减(图 8.10a), 在印支板块北缘发育 Truong Son 弧。而华南板块西南缘古生界除泥盆系缺失外, 以厚层块状灰岩、白云岩为主, 并且在南盘江盆地北部黔西南一带古生界产状接近水平(广西地质矿产局, 1985; 贵州省地质矿产局, 1987; 云南省地质矿产局, 1990), 这些特征与被动大陆边缘沉积特征(Busby and Ingersoll, 1995)一致。据此, 我们认为此时位于华南板块西南缘的南盘江盆地为被动陆缘。

在中二叠世, 以八布-Song Hien 一带裂谷张开为标志, 南盘江盆地及其邻近区进入了伸展体制控制之下。在八布-Song Hien 裂谷逐渐拉张出洋壳(约 270-260 Ma) 形成八布-Song Hien 分支洋盆的同时, 南盘江盆地的发育数条正断层将先存的古生代地层切割使断层下盘隆升成断垄, 而断层的上盘下沉并在其上形成滑塌堆积砾岩, 由于水深变深, 滑塌堆积砾岩上覆浊积岩沉积(图 8.10b)。同时南盘江盆地中发育与八布-Song Hien 裂谷中岩浆岩同期的第一期岩浆活动(269-265 Ma), 该阶段为盆地的初始拉张期。

晚二叠世-早三叠世, 南盘江盆地处于持续拉张状态。这一阶段伴随盆地内第二期基性岩浆岩活动(258~248Ma) 和沉积环境由潮坪-潟湖相为主逐渐转变

为浊积扇相为主。

至中三叠世初(约 245 Ma),大量同碰撞花岗岩的侵位和超高压变质作用的发生标志着印支地块与华南板块已沿 SongMa—SongChay 缝合带开始碰撞(Nakano et al., 2008, 2010; Zi et al., 2012; Lai et al., 2014; Liu et al., 2014; Faure et al., 2014, 2016)。另外,在盆地的东侧,雪峰山造山带由于发育大量的逆冲断层而开始隆升(Hsu et al., 1988, 1990; Chen, 1999; 丘元禧, 1998; Li and Li, 2007, 李三忠, 2011; 颜丹平, 2018),而此时,那南盘江盆地以南的那坡盆地的中三叠统沉积主要为代表着半深海环境的浊积岩(夏磊, 2017),另外考虑到南盘江盆地内中一下三叠统普遍发生褶皱并被上三叠统不整合覆盖,这些现象说明,盆地的变形时间应晚于印支造山带以及雪峰山造山带的核心部位,这说明古特提斯洋盆闭合以及雪峰山造山带形成时,碰撞或挤压作用所造成的变形尚未传播到南盘江盆地,这可能与两个造山带距离南盘江盆地遥远有关,也说明八布—Song Hien 分支洋盆此时尚未闭合(图 8.10 c)。虽然中三叠世时,南盘江盆地尚未开始收缩,沉积环境尚未开始变浅。但是,由于此时其南侧的古特提斯洋已经闭合,且造山带已经开始隆升,而其东侧的雪峰山造山带也开始形成,因而南盘江盆地此时已属于前陆盆地,这也是为何盆地南缘中三叠统砂岩在碎屑组分三角判别图中落入再旋回造山带。在该阶段,八布—Song Hien 分支洋盆也处于俯冲消减阶段,俯冲极性存在向南(吴根耀等, 2000, 2001, 2002; 吴浩若, 2003, Cai and Zhang, 2009)和向北(覃小锋等, 2011; 夏磊, 2017; 向忠金, 2018)的争议,但此时八布—Song Hien 分支洋盆已是残留洋盆。另外值得注意的是,盆地东北侧雪峰山造山带在中三叠世也开始隆升(图 8.10 c)。而雪峰山造山带的隆升直接造成了南盘江盆地大范围内呈现出东高西低的古地貌特征,导致中三叠世时西向古水流(局部偏南或偏北)在盆地东部和中部广泛存在。于此同时,这一构造隆升造成雪峰山造山带内形成于元古宙和古生代岩石(Li XH, 1999; 葛文春等, 2001; Li ZX et al., 2003; 周继彬, 2006; Li XH et al 2010; Zhou JC et al., 2004, 2009; Wang YJ et al., 2013; Yao et al., 2014; Yan CL et al., 2015)隆升剥蚀,从而为南盘江盆地中三叠统提供碎屑物,而南盘江盆地是雪峰山造山带的前陆盆地。

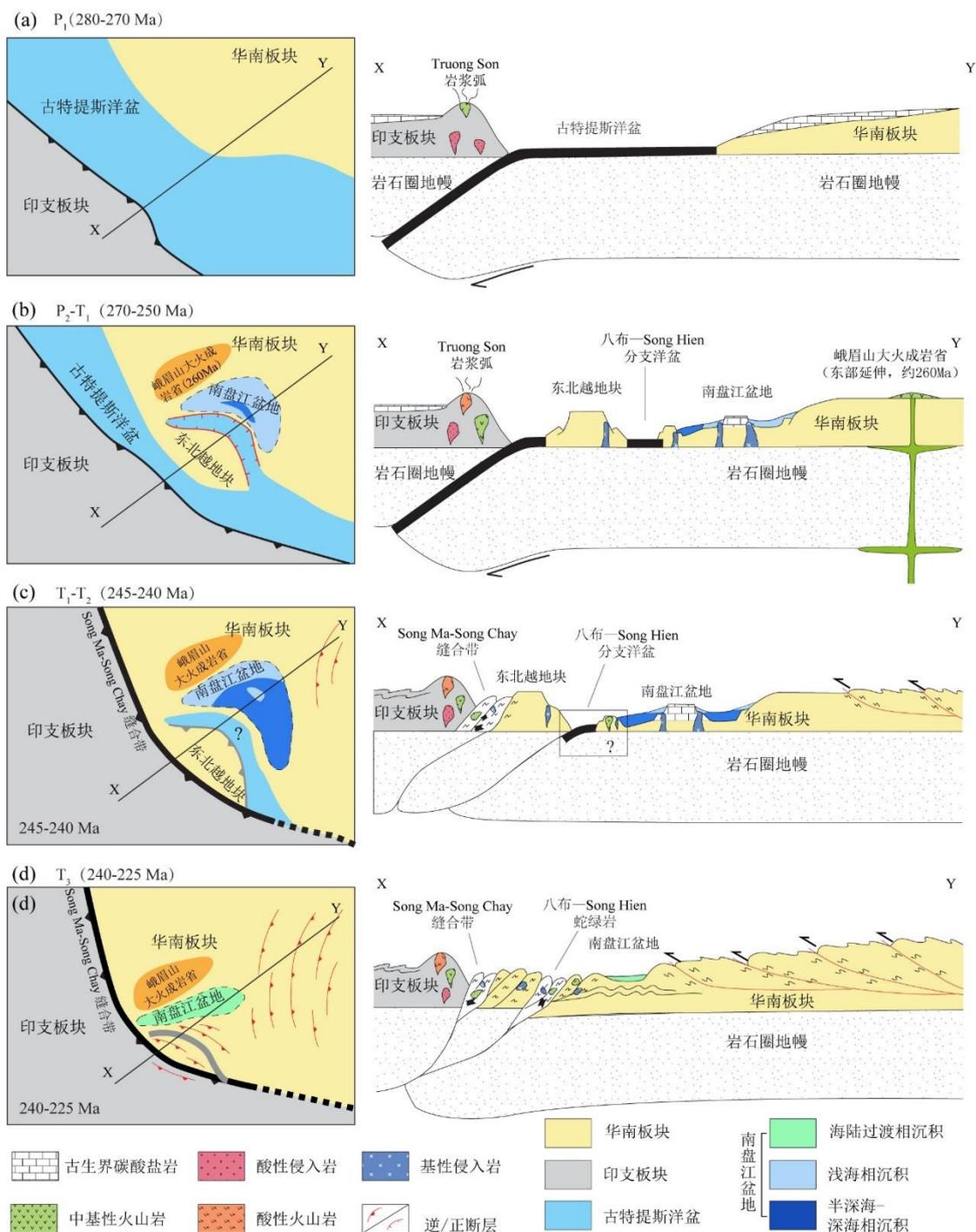


图 8.10 南盘江盆地构造演化模式图

Fig. 8.10 The evolution model of the Nanpanjiang Basin

中三叠世末 (图 8.10d), 八布—Song Hien 分支洋盆俯冲消减已经结束。至于其俯冲结束时间, 由于俯冲极性目前尚不明确, 难以给出确切时限。但由北越地块周边和南盘江盆地周边普遍存在上三叠统与中三叠统之间的不整合面(广西

地质矿产局, 1985; 贵州省地质矿产局, 1987; 云南省地质矿产局, 1990) 可知, 八布一Song Hien 分支洋盆俯冲消减在中三叠世末 (~240 Ma) 已经结束。此时印支地块与华南板块碰撞造成的变形范围已扩大至南盘江盆地, 这一点由南盘江盆地南部中三叠统普遍卷入褶皱轴走向近东西向的褶皱变形 (图 2.1b) 可以印证。于此同时, 盆地东北侧雪峰山造山带进一步向 NW 推进。由于受到印支造山带和雪峰山造山带的共同作用, 南盘江盆地在三叠世末大幅收缩, 南部和东部构造隆升。与之相对应的, 南盘江盆地沉积环境由中三叠世浊积扇相广泛存在, 转变为晚三叠世仅在盆地西缘存在小范围海陆过渡相沉积。晚三叠世, 印支造山带内发育形成于碰撞后伸展环境的岩浆岩 (229 Ma, Liu JL et al., 2012)。同时, 雪峰山造山带内广泛分布的侵位于变形地层中的未变形花岗岩 (225-215 Ma, 丁兴等, 2005; 陈卫锋等, 2006, 2007; Wang et al., 2007; Li and Li, 2007; 柏道远等, 2007) 则表明雪峰山造山带内的挤压造山过程在 225 Ma (晚三叠世诺利阶) 时已停止。盆地南缘富宁一带发育晚三叠世 (215 Ma) 辉绿岩 (皮桥辉等, 2016), 这一期辉绿岩被解释为碰撞后伸展环境 (皮桥辉等, 2016; 向忠金, 2018)。因此, 225 Ma 以后, 南盘江盆地有可能开始转变为伸展环境, 不过需要更进一步的工作才能确定。

综上所述, 南盘江盆地的演化过程可分为以下几个阶段:

(1) 280-270Ma, 华南板块与印支地块之间被古特提斯分支洋盆隔开, 古特提斯洋盆沿 Song Ma—Song Chay 缝合带向印支地块之下俯冲, 形成 Truong Song 岩浆弧。而北越地体可能尚未从华南板块分离, 南盘江盆地也尚未发生明显伸展。

(2) 270-250Ma, 古特提斯洋盆继续向印支地块之下俯冲, 而此时华南板块南缘处于伸展状态。北越地块从华南板块分离, 二者之间形成八布一Song Hien 洋盆而南盘江盆地为伸展中的被动陆缘。

(3) 245-240Ma, 古特提斯分支洋盆俯冲结束, 八布一Song Hien 洋盆处于俯冲消减阶段。印支地块与华南板块沿 Song Ma-Song Chay 缝合带开始碰撞, 雪峰山造山带也开始隆升, 但此时变形尚未传递至南盘江盆地, 因而南盘江盆地尚未收缩。

(4) 240-225Ma, 八布一Song Hien 洋盆俯冲消减已结束, 受印支造山带和

雪峰山造山带共同作用，南盘江盆地大幅收缩。此后印支造山带和雪峰山造山带均停止挤压。

第九章 结论

基于目前本文获得的新数据及前人已报道数据, 本文倾向于得出下列结论, 为南盘江构造演化提供一种可能的理解方式。

1、本文沉积相空间分布特征表明, 南盘江盆地内中一下三叠统分布广泛, 其中下三叠统主要为潮坪—潟湖相沉积, 中三叠统以浊积扇相沉积为主, 另有少量潮坪—潟湖相、三角洲相和深水盆地相沉积。上三叠统仅在盆地西缘发育, 为三角洲相沉积。总体而言, 下三叠统一中三叠统构成向上变细的沉积序列, 而中三叠统一上三叠统构成向上变粗的沉积序列。南盘江盆地在早中三叠世时期水体逐渐加深, 而中三叠世末期—晚三叠世, 盆地大范围收缩隆升, 仅在盆地西缘存在少量海陆过渡相沉积。

2、本文古水流分析结果显示, 早三叠世盆地中的断隆地势较高。中三叠世盆地中部和东部古流向以 W、NW 和 SW 为主, 整体呈现出东高西低的古地貌特征。而盆地南部古水流以 N、NW 和 NE 向为主, 总体呈南高北低的古地貌特征。另外中三叠世时盆地中的断垄仍为高地。晚三叠世古流向呈四周向中心汇聚的特征。这表明早—中三叠世盆地内的断隆均为盆地提供了部分碎屑物。中三叠世盆地南部碎屑物多来自南侧, 而盆地中部和东部碎屑物主要来自盆地东侧、东北侧和东南侧。晚三叠世碎屑物则来自盆地周缘。

3、本文研究成果与前人已有数据进行对比可知, 南盘江盆地碎屑物来源复杂, 且盆地内不同地区碎屑物源区不同。盆地南部碎屑物主要来自印支造山带, 盆地中部和东部碎屑物则主要来自雪峰山造山带、云开地块和华南广泛分布的二叠纪—早三叠世花岗岩, 康滇古陆和峨眉山大火成岩省也可能提供了部分碎屑物。

4、通过南盘江盆地沉积相演变过程和盆地内岩浆记录可知, 南盘江盆地在中二叠世(269-265 Ma)开始伸展, 晚二叠世—早三叠世(258-248 Ma)持续伸展扩张, 中三叠世时受到印支造山带和雪峰山造山带的影响而成为这两个造山带的前陆盆地。盆地南部(图 1.1 区域 II)属印支造山带的周缘前陆盆地, 北部和东部(图 1.1 区域 III 和 IV)属雪峰山造山带前陆盆地。中三叠世末期至晚三叠世处于收缩闭合阶段。

5、磁组构分析结果显示, 南盘江盆地中三叠统磁组构为中三叠世记录的沉

积组构，反应盆地中三叠世盆地的中部和东部古流向总体为近东西向，且盆地内不同部分在三叠纪后并未发生明显相对旋转。

6、南盘江盆地三叠系沉积相空间分布、古水流、碎屑组分、重矿物组合、标型重矿物地球化学特征结合区域地质背景，本文认为南盘江盆地构造演化过程中同时受控于印支造山带和雪峰山造山带，中二叠世一早三叠世处于被动陆缘伸展构造背景之下，中三叠世中期（~245 Ma）至晚三叠世为印支造山带和雪峰山造山带前陆盆地。

存在的问题

本文认为南盘江盆地在中三叠世为印支造山带和雪峰山造山带两个造山带的前陆盆地。三叠纪时盆地南侧印支造山带发生顶部向北的逆冲，东侧雪峰山造山带为顶部向西或西北的逆冲，而盆地西侧沿师宗-弥勒断裂发生顶部向东的逆冲。由于盆地西部中-下三叠统主要为碳酸盐岩沉积，本文未能对盆地西部开展深入研究，因此师宗-弥勒带与南盘江盆地演化之间的关系本文并未探讨。印支造山带和雪峰山造山带与南盘江盆地的演化过程之间的具体关系需要进一步开展构造几何学和运动学研究，才能明确前陆褶冲带和南盘江前陆盆地的关系。

关于雪峰山造山带究竟是俯冲-碰撞造山还是陆内造山的争议，需要更多针对雪峰山造山带的工作才能解决。本文为雪峰山造山带配套了前陆盆地，但如果雪峰山造山带是俯冲-碰撞造山，那么相关的蛇绿岩和岩浆弧。希望本文工作能对未来这一争议的解决提供一些依据。

参考文献

- 柏道远, 周亮, 马铁球, 等. 湘东南印支期花岗岩成因及构造背景[J]. 岩石矿物学杂志, 2007, 26(3): 197-212.
- 陈斌, 庄育勋. 粤西云炉紫苏花岗岩及其麻粒岩包体的主要特点和成因讨论[J]. 岩石学报, 1994, 10(2): 139-150.
- 陈翠华, 何彬彬. 右江盆地中三叠统浊积岩系的物源和沉积构造背景分析[J]. 大地构造与成矿学, 2003, 27(1): 77-82.
- 陈海泓, 孙枢, 李继亮, 等. 雪峰山大地构造的基本特征初探[J]. 地质科学, 1993, 28(3): 201-210.
- 陈海泓, 肖文交. 多岛海型造山作用——以华南印支期造山带为例[J]. 地学前缘, 1998, 5(A08): 95-102.
- 陈洪德, 曾允孚. 右江沉积盆地的性质及演化讨论[J]. 沉积与特提斯地质, 1990, 1: 28-37.
- 陈懋弘, 梁金城. 广西凭祥逆冲推覆构造. 中国区域地质[J], 1997, 16(3): 259-266.
- 陈懋弘, 章伟, 杨宗喜, 等. 黔西南白层超基性岩墙锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成研究[J]. 矿床地质, 2009, 28(3): 17-27.
- 陈卫锋, 陈培荣, 周新民, 等. 湖南阳明山岩体的 La-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及成因研究[J]. 地质学报, 2006, 80(7): 1065-1077.
- 陈卫锋, 陈培荣, 黄宏业, 等. 湖南白马山岩体花岗岩及其包体的年代学和地球化学研究[J]. 中国科学(D 辑), 2007, 37(7): 873-893.
- 陈泽超, 林伟, Michel FAURE, 等. 越南东北部早中生代构造事件的年代学约束[J]. 岩石学报, 2013, 29(5): 1825-1840.
- 程顺波, 付建明, 徐德明, 等. 桂东北大宁岩体锆石 SHRIMP 年代学和地球化学研究[J]. 中国地质, 2009, 36(6): 1278-1288.
- 程顺波, 付建明, 陈希清, 等. 桂东北海洋山岩体锆石 SHRIMP U-Pb 定年和地球化学研究[J]. 华南地质与矿产, 2012, 28(2): 132-140.
- 褚杨. 早中生代雪峰山造山带的构造演化[D]. 博士学位论文. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 2011: 1-185.
- 褚杨, 林伟, 王清晨. 华南板块早中生代陆内造山过程——以雪峰山-九岭为例[J]. 岩石学报, 2015, 31(8): 2145-2155.
- 丁道桂, 刘光祥, 吕俊祥, 等. 扬子板块海相中生界盆地的递进变形改造[J]. 地质通报, 2007, 26(9): 1178-1188.
- 丁兴, 陈培荣, 陈卫锋, 等. 湖南沅山花岗岩中锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年: 成岩启示和意义[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35(7): 606-616.
- 杜远生, 黄宏伟, 黄志强, 等. 右江盆地晚古生代—三叠纪盆地转换及其构造意义[J]. 地质科技情报,

2009, 28(6): 10-15.

董云鹏, 朱炳泉. 1999. 滇东南建水岛弧型枕状熔岩及其对华南古特提斯的制约[J]. 科学通报, 44(21): 2323-2328.

董云鹏, 朱炳泉, 常向阳, 等. 滇东师宗-弥勒带北段基性火山岩地球化学及其对华南大陆构造格局的制约[J]. 岩石学报, 2002, 18(1): 37-46.

范蔚茗, 王岳军, 彭头平, 等. 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束[J]. 科学通报, 2004, 49(18): 1892-1900.

冯庆来, 刘本培. 滇东南八布蛇绿混杂岩中的早二叠世放射虫化石[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 2002, 27(1): 1-3.

福建省地质矿产局. 福建省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1985: 1-671.

葛文春, 李献华, 李正祥, 等. 龙胜地区镁铁质侵入体: 年龄及其地质意义[J]. 地质科学, 2001, 36(1): 112-118.

苟汉成. 滇黔桂地区中-上三叠统浊积岩形成的构造背景及物源区的初步探讨[J]. 沉积学报, 1985, 3(4), 95-105.

广东省地质矿产局. 广东省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1988: 1-941.

广西壮族自治区地质矿产局. 广西壮族自治区区域地质志[M], 1985: 1-853.

贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志[M], 1987: 1-698.

韩伟. 紫云—罗甸—南丹裂陷带的构造演化及地质意义[D]. 硕士学位论文, 西北大学, 2010:1-92.

韩伟, 罗金海, 樊俊雷, 等. 贵州罗甸晚二叠世辉绿岩及其区域构造意义[J]. 地质论评, 2009, 55(6): 37-45.

胡丽沙, 杜远生, 杨江海, 等. 广西那龙地区中三叠世火山岩地球化学特征及构造意义[J]. 地质论评, 2012, 58(3): 481-494.

黄虎, 杜远生, 黄志强, 等. 桂西晚古生代硅质岩地球化学特征及其对右江盆地构造演化的启示[J]. 中国科学:地球科学, 2013, 43(2): 304-316.

湖南省地质矿产局. 湖南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1988: 1-507.

江文, 向忠金, 夏文静, 等. 滇东南富宁地区基性侵入岩与峨眉山地幔柱存在成因关系吗? —来自 1:5 万洞波幅和舩朝幅地质填图的证据[J]. 岩石学报, 2017, 33(10): 3109-3122

江西省地质矿产局. 江西省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1984: 1-921.

金文山, 孙大中. 华南大陆深部地壳结构及其演化[J]. 北京: 地质出版社, 1997: 1-175.

李继亮. 碰撞造山带大地构造相. 现代地质研究文集 (上) [M]. 南京: 南京大学出版社, 1992: 9-21.

李继亮, 郝杰, 柴育成, 等. 赣南混杂带与增生弧联合体: 图尔基型碰撞造山带的缝合带. 见: 李继亮主编: 东南大陆岩石圈结构与地质演化[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1993: 2-11.

李继亮. 求索地质学 50 年[J]. 地质科学, 2010. 45(1): 1-11.

李三忠, 王涛, 金宠, 等. 雪峰山基底隆升带及其邻区印支期陆内构造特征与成因[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2011, 41(1): 93-105.

- 梁金城, 陈懋弘. 广西凭祥逆冲推覆构造的发现及意义[J]. 桂林工学院学报, 1996, 16(4): 329-337.
- 梁金城, 陈懋弘. 桂西南的两类大型断裂构造与金矿成矿—以凭祥地区为例[J]. 桂林工学院学报, 2001, 21(1): 13-19.
- 刘宝珺, 许效松. 中国南方岩相古地理图集(震旦纪—三叠纪) [M]. 科学出版社, 1994: 1-188.
- 柳淮之, 钟白云, 姚明. 扬子地块晚古生代裂谷与地体[J]. 桂林冶金地质学院学报, 1988, 8(4): 321-332.
- 刘锡大, 侯建军, 游象照. 右江断裂带的新构造活动[J]. 地震研究, 1987, 10(2): 175-183.
- 卢记仁. 峨眉山地幔柱的动力学特征[J]. 地球学报, 1996, 17(4): 424-438.
- 马力, 陈焕疆, 甘克文. 中国南方大地构造和海相油气地质[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 1-865.
- 梅冥相, 马永生, 邓军, 等. 南盘江盆地及邻区早中三叠世层序地层格架及其古地理演化—兼论从“滇黔桂盆地”到“南盘江盆地”的演变过程[J]. 高校地质学报, 2003, 9(3): 427-439.
- 彭松柏, 战明国, 张业明, 等. 云开前加里东花岗质岩石 Sm-Nd, Pb/Pb 同位素定年及其意义[J]. 地球学报, 21(1): 52-57.
- 彭松柏, 金振民, 刘云华, 等. 云开造山带强过铝深熔花岗岩地球化学, 年代学及构造背景[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2006, 31(1): 110-120.
- 彭松柏, 金振民, 付建明, 等. 云开地区新元古代蛇绿岩的地球化学证据及其构造意义[J]. 地质学报, 2006, 80(6): 814-825.
- 皮桥辉, 胡瑞忠, 彭科强, 等. 云南者桑金矿床与基性岩年代测定—兼论滇黔桂地区卡林型金矿成矿构造背景[J]. 岩石学报, 2016, 32(11): 3331-3342.
- 秦建华, 吴应林, 颜仰基, 等. 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.
- 覃小锋, 潘元明, 李江, 等. 桂东南云开地区变质杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学[J]. 地质通报, 2006, 25(5): 553-559.
- 覃小锋, 王宗起, 张英利, 等. 桂西南早中生代酸性火山岩年代学和地球化学: 对钦—杭结合带西南段构造演化的约束[J]. 岩石学报, 2011, 27(3): 794-808.
- 覃小锋, 王宗起, 胡贵昂, 等. 两广交界地区壶垌片麻状复式岩体的年代学和地球化学: 对云开地块北缘早古生代构造-岩浆作用的启示[J]. 岩石学报, 2013, 29(9): 3115-3130.
- 覃小锋, 王宗起, 王涛, 等. 桂东鹰扬关群火山岩时代和构造环境的重新厘定: 对钦杭结合带西南段构造格局的制约[J]. 地球学报, 2015, 36(3): 283-292.
- 覃小锋, 王宗起, 宫江华, 等. 云开地块北缘加里东期中-基性火山岩的厘定: 钦-杭结合带南西段早古生代古洋盆存在的证据[J]. 岩石学报, 2017, 33(3): 791-809.
- 丘元禧, 张渝昌, 马文璞. 雪峰山陆内造山带的构造特征与演化[J]. 高校地质学报, 1998, 4(4): 432-443.
- 任纪舜. 论中国南部的大地构造[J]. 地质学报, 1990, 64(4): 275-288.
- 任立奎, 邓军, 汪新文. 南盘江拗陷东缘南丹-都安断裂带分析[J]. 昆明理工大学学报: 理工版, 2008, 33(2): 1-4.

- 沙连堃, 袁奎荣. 广西大宁花岗闪长岩体中暗色微粒包体的地球化学及成因模式[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 1991, 16(4): 377-386.
- 施美凤, 林方成, 李兴振, 等. 东南亚中南半岛与中国西南邻区地层分区及沉积演化历史[J]. 中国地质, 2011, 38(5): 1244-1256.
- 宋博, 闫全人, 向忠金, 等. 广西凭祥中三叠世盆地沉积特征与构造属性分析[J]. 地质学报, 2013, 87(4): 453-473.
- 宋博, 闫全人, 向忠金, 等. 广西南部凭祥中三叠世沉积盆地构造环境--来自岩相学和碎屑岩地球化学的证据[J]. 地质通报, 2014, 33(12): 2032-2050.
- 孙肇才, 邱蕴玉, 郭正吾. 板内形变与晚期次生成藏——扬子区海相油气总体形成规律的探讨[J]. 石油实验地质, 1991, 13 (2): 107-142.
- 王砚耕, 王立亭, 张明发, 等. 南盘江地区浅层地壳结构与金矿分布模式[D]. , 1995, 12(2): 91-183.
- 王尚彦, 张慧, 王天华, 等. 黔西水城-紫云地区晚古生代裂陷槽盆充填和演化[J]. 地质通报, 2006, 25(3): 402-407.
- 王生伟, 蒋小芳, 杨波, 等. 康滇地区元古宙构造运动 I: 昆阳陆内裂谷, 地幔柱及其成矿作用[J]. 地质论评, 2016, 62(6): 1353-1377.
- 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及其形成环境[J]. 岩石学报, 1997, 13(2): 260-265.
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义[J]. 地质科学, 1993, 28(3): 217-225.
- 吴浩若, 邝国敦. 广西南部晚古生代放射虫组合及其地质意义[J]. 地质科学, 1994, 29(4): 339-345.
- 吴浩若. 晚古生代—三叠纪南盘江海的构造古地理问题[J]. 古地理学报, 2003, 5(1): 63-76.
- 吴根耀, 吴浩若, 钟大赉, 等. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩[J]. 现代地质, 2000, 14(4): 393-400.
- 吴根耀, 季建清, 何顺东, 等. 广西凭祥地区早二叠世的岩浆弧及其构造意义[J]. 矿物岩石, 2002, 22(3): 61-65.
- 夏磊. 早中三叠世广西那坡盆地沉积特征及其构造成因研究[D]. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学, 2017: 1-86
- 夏文静, 闫全人, 向忠金, 等. 南盘江盆地中部西林断隆南翼中—下三叠统沉积学特征及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 2018, 34(7): 2119-2139.
- 向忠金. 桂西南晚古生代-早中生代岩浆岩成因和构造属性[D]. 博士学位论文. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 2018: 1-121.
- 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征: 岩石类型及随时间演化规律[J]. 地质科学, 2003, 38(4): 478-494.
- 徐树桐, 刘贻灿, 江来利. 大别山造山带的构造几何学和运动学[M]. 合肥, 中国科学技术大学出版社, 2002: 1-133.

- 徐义刚, 钟孙霖. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. 地球化学, 2001, 30(1): 1-9.
- 徐义刚. 地幔柱构造, 大火成岩省及其地质效应[J]. 地学前缘, 2003, 9(4): 341-353.
- 徐义刚, 何斌, 罗震宇, 等. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2013, 32(1): 27-41.
- 徐义刚, 钟玉婷, 位荀, 等. 二叠纪地幔柱与地表系统演变[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2017, 36(3): 359-373.
- 颜丹平, 邱亮, 陈峰, 等. 华南地块雪峰山中生代板内造山带构造样式及其形成机制[J]. 地学前缘, 2018, 25(1):1-13.
- 杨超, 陈清华, 吕洪波, 等. 南盘江盆地中三叠统复理石的物源和沉积构造背景分析[J]. 中国石油大学学报(自然科学版), 2008, 32(6): 22-27.
- 杨文心, 颜丹平, 邱亮, 等. 八渡复式背斜中生代变形序列及其贵南盘江盆地形成演化的意义[J]. 地学前缘, 2017, 24(5): 1-14.
- 杨宗永, 何斌. 南盘江盆地中三叠统碎屑锆石地质年代学:物源及其地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 2012, 36(4): 581-596.
- 叶太平, 刘玉平, 王大鹏, 等. 右江盆地中三叠统砂岩 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学[J]. 矿物学报, 2013, 33(2): 194-202.
- 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990: 1-728.
- 曾允孚, 刘文均, 陈洪德, 等. 华南右江复合盆地的沉积构造演化[J]. 地质学报, 1995, 69(2): 113-124.
- 张斌辉, 丁俊, 张林奎, 等. 滇东南八布蛇绿岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究[J]. 地质学报, 2013, 87(10): 1498-1509.
- 张伯友, 张海祥, 赵振华, 等. 两广交界处岑溪二叠纪岛弧型玄武岩及其古特提斯性质的讨论[J]. 南京大学学报: 自然科学版, 2003, 39(1): 46-54.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 1-855.
- 张锦泉, 蒋廷操. 右江三叠纪弧后盆地沉积特征及盆地演化[J]. 广西地质, 1994, 7(2): 1-14.
- 张旗, 钱青, 王焰, 等. 扬子地块西南缘晚古生代基性岩浆岩的性质与古特提斯洋的演化[J]. 岩石学报, 1999, 15(4): 576-583.
- 张荣强, 周雁, 汪新伟, 等. 贵州西南部威-紫-罗断裂带构造特征及演化[J]. 地质力学学报, 2009, 15(2): 178-189.
- 张晓静, 肖加飞. 桂西北玉凤, 巴马晚二叠世辉绿岩年代学, 地球化学特征及成因研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2014, 33(2): 163-176.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 等. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论[J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(3): 239-246.
- 赵崇贺, 何科昭, 莫宣学, 等. 赣东北深断裂带蛇绿混杂岩中含晚古生代放射虫硅质岩的发现及其意义[J]. 科学通报, 1995, 40(23): 2161-2163.
- 锤大赉, 吴根耀, 季建清, 等. 滇东南发现蛇绿岩[J]. 科学通报, 1998, 43(13): 1365-1370.

- 周继彬. 桂北—湘西新元古代镁铁质岩的形成时代和成因[D]. 博士学位论文: 广州: 中国科学院研究生院 (广州地球化学研究所), 2006:1-89.
- 朱江, 张招崇, 侯通, 等. 贵州盘县峨眉山玄武岩系顶部凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄: 对峨眉山大火成岩省与生物大规模灭绝关系的约束[J]. 岩石学报, 2011, 27(9): 2743-2751.
- Baas J H, Hailwood E A, McCaffrey W D, et al. Directional petrological characterisation of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: methodologies, theory, application and suggestions for integration[J]. *Earth-Science Reviews*, 2007, 82(1-2): 101-142.
- Barnes S J, Roeder P L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42(12): 2279-2302.
- Bui M T, Tran Trong H, Tran Tuan A. Granitoids in Bac Bo Intracontinental Orogenic Structures[M]. Hanoi: Natural Sciences and Technology Publishing House, 2011: 1-78.
- Busby C J, Ingersoll R V. *Tectonics of Sedimentary Basins*[M]. Blackwell Science, 1995: 1-579.
- Cai J X, Zhang K J. A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic[J]. *Tectonophysics*, 2009, 467(1-4): 35-43.
- Cai J X, Tan X D, Wu Y. Magnetic fabric and paleomagnetism of the Middle Triassic siliciclastic rocks from the Nanpanjiang Basin, South China: Implications for sediment provenance and tectonic process[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 80: 134-147.
- Carter A, Roques D, Bristow C, et al. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam[J]. *Geology*, 2001, 29(3): 211-214.
- Carter A, Clift P D. Was the Indosinian orogeny a Triassic mountain building or a thermotectonic reactivation event?[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2008, 340(2-3): 83-93.
- Cawood P A. Characterisation of intra-oceanic magmatic arc source terranes by provenance studies of derived sediments[J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1991, 34(3): 347-358.
- Chang E.Z. The Jiangnan complex – a Middle-Late Proterozoic accretionary fold belt in south China[J]. *International Geology Review*, 1996, 38(5): 467-483.
- Channell J, Heller F, Van Stuijvenberg J. Magnetic susceptibility anisotropy as an indicator of sedimentary fabric in the Gurnigel Flysch[J]. *Eclogae Geologica Helvetica*, 1979, 72(3): 781-787.
- Charvet J, Shu L S, Shi Y S. et al. The building of south China: Collision of Yangzi and Cathaysia blocks, problems and tentative answers[J]. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1996, 13(3-5): 223-235.
- Charvet J. The Neoproterozoic – Early Paleozoic tectonic evolution of the south China Block: a review[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 2013, 74: 198–209.
- Chen A. Mirror-image thrusting in the South China Orogenic Belt: tectonic evidence from western Fujian, southeastern China[J]. *Tectonophysics*, 1999, 305(4): 497-519.
- Chen C H, Hsieh P S, Lee C Y, et al. Two episodes of the Indosinian thermal event on the South China

- Block: constraints from LA-ICPMS U-Pb zircon and electron microprobe monazite ages of the Darongshan S-type granitic suite[J]. *Gondwana Research*, 2011, 19(4): 1008-1023.
- Chen J F, Foland K A, Xing F M, et al. Magmatism along the southeast margin of the Yangtze block: Precambrian collision of the Yangtze and Cathaysia blocks of China[J]. *Geology*, 1991, 19(8): 815-818.
- Chen Z C, Lin W, Faure M, et al. Geochronology and isotope analysis of the Late Paleozoic to Mesozoic granitoids from northeastern Vietnam and implications for the evolution of the South China block[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 86: 131-150.
- Cookinboo H O, Bustin R M and Wilks K R. Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting of provenance; implications for orogeny in the Canadian Cordillera. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, 67(1): 116-123.
- Chu Y, Lin W, Faure M, et al. Phanerozoic tectonothermal events of the Xuefengshan Belt, central South China: implications from U-Pb age and Lu-Hf determinations of granites[J]. *Lithos*, 2012, 150: 243-255.
- Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 1995, 23(10): 889-892.
- Condie K C. *Plate Tectonics*[M]. Elsevier, 1997: 1-288.
- Dickinson W R. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1970, 40: 395-707.
- Dickinson W R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones[A]. In Zuffa G C (eds). *Provenance of arenites*[C]. NATO ASI Series, 148, Netherlands, Springer, 1985: 333-361.
- Dickinson W R, Selby D R. Structure and stratigraphy of forearc regions[J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1979, 63(1): 2-31.
- Dickinson W R, Suczek C A. Plate tectonics and sandstone compositions[J]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1979, 63(12): 2164-2182.
- Dickinson W R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones[M]. *Provenance of arenites*. Springer, Dordrecht, 1985: 333-361.
- Dorr S B. Quick estimation of pebble volumes[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, 64(3): 677-679.
- Droop G T R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria[J]. *Mineralogical Magazine*, 1987, 51(361): 431-435.
- Duan L, Meng Q R, Christie-Blick N, et al. New insights on the Triassic tectonic development of South China from the detrital zircon provenance of Nanpanjiang turbidites[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2018, 130(1-2): 24-34.
- Faure M, Lin W, Shu L S, et al. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks[J]. *Terra Nova*, 1999, 11(6): 251-258.

- Faure M, Lin W, Monié P, et al. Paleozoic collision between the North and South China blocks, Early Triassic tectonics and the problem of the ultrahigh-pressure metamorphism[J]. *CR Géosciences*, special issue Triassic Tectonics in East Asia, 2008, 340(2-3): 139-150.
- Faure M, Lepvrier C, Van Nguyen V, et al. The South China Block-Indochina collision: where, when, and how? [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 79: 260-274.
- Faure M, Lin W, Chu Y, et al. Triassic tectonics of the southern margin of the South China Block[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2016, 348(1): 5-14.
- Faure M, Chen Y, Feng Z H, et al. Tectonics and Geodynamics of South China: an introductory note. *Journal of Asian Earth Sciences*[J], 2017, 141: 1-6.
- Findlay R. The Song Ma Anticlinorium, northern Vietnam: the structure of an allochthonous terrane containing an early Palaeozoic island arc sequence[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 1997, 15(6): 453-464.
- Findlay R H, Trinh P T. The Structural Setting of the Song Ma Region, Vietnam and the Indochina-South China Plate Boundary Problem[J]. *Gondwana Research*, 1997, 1(1): 11-33.
- Gareanti E. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1996, 108(6): 631-642.
- Guo F, Fan W, Wang Y, et al. When did the Emeishan mantle plume activity start? Geochronological and geochemical evidence from ultramafic- mafic dikes in southwestern China[J]. *International Geology Review*, 2004, 46(3): 226-234.
- Gilley L D, Harrison T M, Leloup P H, et al. Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2003, 108(B2):1-14.
- Hacker B R, Wang Q C. Ar/Ar Geochronology of Ultrahigh-Pressure metamorphism in Central China[J]. *Tectonics*, 1995, 14(4): 994-1006.
- Hacker B R, Wallis S R, Ratschbacher L, et al. High-temperature geochronology constraints on the tectonic history and architecture of the ultrahigh-pressure Dabie-Sulu Orogen[J]. *Tectonics*, 2006, 25(5):1-17.
- Halpin J A, Tran H T, Lai C K, et al. U-Pb zircon geochronology and geochemistry from NE Vietnam: A 'tectonically disputed' territory between the Indochina and South China blocks[J]. *Gondwana Research*, 2016, 34: 254-273.
- Hamilton N, Rees A I. The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation. In: Runcorn, S.K. (Ed.), *Palaeogeophysics*[M]. Academic Press, New York, 1970: 445-464.
- Harrowfield M J, Wilson C J L. Indosinian deformation of the Songpan Ganze Fold Belt, northeast Tibetan Plateau[J]. *Journal of Structure Geology*, 2005, 27(1): 101-117.
- Heaman L M, Le Cheminant A N. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂) [J]. *Chemical*

- Geology, 1993, 110(1-3): 95-126.
- Heaman L M. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards[J]. *Chemical Geology*, 2009, 261(1-2): 43-52.
- Helmcke D. The Permo-Triassic »Paleotethys« in mainland Southeast-Asia and adjacent parts of China[J]. *Geologische Rundschau*, 1985, 74(2): 215-228.
- Henry D J and Guidotti C V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral an example from the staurolite-grade metapelites on NW Marine[J]. *American Mineralogist*, 1985, 70(1-2):1-15.
- Henry D J and Dutrow B L. Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock an example of the petrogenetic potential of tourmaline[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1992, 112(2-3): 203-218.
- Hoa T T, Anh T T, Phuong N T, et al. Permo-Triassic intermediate-felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2008, 340: 112-126.
- Hsu K J, Sun S, Li J L, et al. Mesozoic overthrust tectonics in South China[J]. *Geology*, 1988, 16(5): 418-421.
- Hsu K J, Li J L, Chen H H, et al. Tectonics of south China: Key to understanding West Pacific geology[J]. *Tectonophysics*, 1990, 183(1-4): 9-39.
- Huang H, Du Y S, Yang J H, et al. Origin of Permian basalts and clastic rocks in Napo, Southwest China: implications for the erosion and eruption of the Emeishan large igneous province[J]. *Lithos*, 2014, 208: 324-338.
- Hutchison C S. The Palaeo-Tethyan realm and Indosinian orogenic system of Southeast Asia. In: Sengor, A.M.C. (eds), *Tectonic Evolution of the Tethyan region*[M]. Kluwer Academic Publishers, 1989: 585-643.
- Ingersoll R V, Bullard T F, Ford R L, et al. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1984, 54(1): 103-116.
- Jelinek V. Characterization of the magnetic fabric of rocks[J]. *Tectonophysics*, 1981, 79(3-4): 63-67.
- Kamenetsky V S, Crawford A J, Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks[J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42(4): 655-671.
- Lash G G. Sedimentology of channelized turbidite deposits in an ancient (early Paleozoic) subduction complex, central Appalachians[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1986, 97(6): 703-710.
- Krawinkel H, Wozazek S, Krawinkel J, et al. Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero Sona Complex (NW Panama) [J]. *Sedimentary Geology*, 1999, 124(1-4): 149-168.
- Lai C K, Meffre S, Crawford A J, et al. The Central Ailaoshan ophiolite and modern analogs[J]. *Gondwana Research*, 2014, 26(1): 75-88.
- Lan C Y, Long T V, Lo C H, et al. Geochemical and Sr-Nd isotopic constrains from the Kontum massif, central Vietnam on the crustal evolution of the Indochina block[J]. *Precambrian Research*, 2003,

- 122(1-2): 7-27.
- Le Bas M J. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage[J]. *American Journal of Science*, 1962, 260(4): 267–288.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina[J]. *Tectonophysics*, 1995, 251(1-4): 3-84.
- Leloup P H, Tapponnier P, Lacassin R, et al. Discussion on the role of the Red River shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia *Journal*, Vol. 163, 2006, 1025–1036[J]. *Journal of the Geological Society*, 2007, 164(6): 1253-1260.
- Lee Y I. Geotectonic significance of detrital chromian spinel: a review[J]. *Geosciences Journal*, 1999, 3(1): 23-29.
- Lehrmann D J, Chaikin D H, Enos P, et al. Patterns of basin fill in Triassic turbidites of the Nanpanjiang basin: implications for regional tectonics and impacts on carbonate-platform evolution[J]. *Basin Research*, 2015, 27(5): 587-612.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailaoshan-Red River shear zone (Yunnan, china), Tertiary transform boundary of Indochina[J]. *Tectonophysics*, 1995, 252(1-4): 3-84.
- Leloup P H, Tapponnier P, Lacassin R. Discussion on the role of the Red River shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia[J]. *Journal of the Geological Society, London*, 2007, 164(6): 1253-1260.
- Lenaz D, Kamenetsky V S, Crawford A J, et al. Melt inclusions in detrital spinel from the SE Alps (Italy-Slovenia): a new approach to provenance studies of sedimentary basins[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000, 139(6): 748-758.
- Lenhardt N, Bohnel H, Hinderer M, et al. Paleocurrent direction measurements in a volcanic setting by means of anisotropy of magnetic susceptibility: a case study from the Lower Miocene Tepoztlán Formation (Transmexican Volcanic Belt, Central Mexico) [J]. *Sedimentary Geology*, 2013, 290: 1-14.
- Lepvrier C, Maluski H, Van Tich V, et al. The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif); implications for the geodynamic evolution of Indochina[J]. *Tectonophysics*, 2004, (1-4), 393: 87-118.
- Lepvrier C, Van Vuong N, Maluski H, et al. Indosinian tectonics in Vietnam[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2008, 340(2-3): 94-111.
- Lepvrier C, Faure M, Van V N, et al. North-directed Triassic nappes in Northeastern Vietnam (East Bac Bo) [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 41: 56-68.
- Leterrier J, Maury R C, Thonon P, et al. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 59(1): 139-154.
- Li Q L, Li X H, Liu Y, et al. Precise U-Pb and Pb-Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with

- oxygen flooding technique[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2010, 25(7): 1107-1113.
- Li S Z, Kusky T M, Zhao G C, et al. Two-Stage Triassic extrusion of the HP-UHP Terranes in the western Dabie-Sulu orogen of China: constraints from structural geology[J]. *Tectonophysics*, 2010, 490(3-4): 267-293.
- Li S Z, Kusky T M, Zhao G C, et al. Thermalchronological constrains to two-stage extrusion of the HP-UHP Terranes in the Dabie-Sulu Orogen, Central China[J]. *Tectonophysics*, 2011, 504(1-4): 25-42.
- Li X H. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: Timing of Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly[J]. *Precambrian Research*, 1999, 97(1-2): 43-57.
- Li X H, Li Z X, Zhou H, et al. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 2002, 113(1-2): 135-154.
- Li X H, Li Z X, Li W X, et al. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island[J]. *Journal of Geology*, 2006, 114(3): 341-353.
- Li X H, Li W X, Li Z X, et al. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks[J]. *Precambrian Research*, 2009, 174(1-2): 117-128.
- Li X H, Zhu W G, Zhong H, et al. The Tongde Picritic Dikes in the Western Yangtze Block: Evidence for ca. 800-Ma mantle plume magmatism in South China during the breakup of Rodinia[J]. *The Journal of Geology*, 2010, 118(5): 509-522.
- Li Z X, Li X H, Zhou H W, et al. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia[J]. *Geology*, 2002, 30(2): 163-166.
- Li Z X, Li X H, Kimmy P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, south China, and correlations with other continents: Evidence for a mantle super plume that broke up Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 2003, 122(1-4): 85-109.
- Li Z X, Li X H. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model[J]. *Geology*, 2007, 35(2): 179-182.
- Li Z X, Li, X., Wartho J A, et al. Magmatic and metamorphic events during the Early Paleozoic Wuyi-Yunkai orogeny, southeastern South China; New age constraints and pressure-temperature conditions[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2010, 122(5-6): 772-793.
- Lin W, Wang Q, Chen K. Phanerozoic tectonics of south China block: New insights from the polyphase deformation in the Yunkai massif[J]. *Tectonics*, 2008, 27(6), TC6004, doi: 10.1029/2007TC002207
- Lin W, Shi Y H, Wang Q C. Exhumation tectonics of the HP-UHP orogenic belt in Eastern China: New structural-petrological insights from the Tongcheng massif, Eastern Dabieshan[J]. *Lithos*, 2009, 109(3-4): 285-303

- Liu J L, Tran M D, Tang Y, et al. Permo-Triassic granitoids in the northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam: Geochronology, geochemistry and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2012, 22(2): 628-644.
- Ludwig K R. Users manual for Isoplot/Ex version rev. 2.23: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley Geochronology Centre Special Publication, 2000, No. 1a: 1-56.
- Maluski H, Lepvrier C, Jolivet L, et al. Ar–Ar and fission-track ages in the Song Chay Massif: Early Triassic and Cenozoic tectonics in northern Vietnam[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2001, 19(1-2): 233-248.
- Marsaglia K M, Ingersoll R V. Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic-arc provenance[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1992, 104(12): 1637-1649.
- Mattauer M, Matte P, Malavieille J, et al. Tectonics of the Qinling belt: build-up and evolution of eastern Asia[J]. *Nature*, 1985, 317: 496-500.
- Mazur S, Green C, Stewart M G, et al. Displacement along the Red River Fault constrained by extension estimates and plate reconstructions[J]. *Tectonics*, 2012, 31(5). TC5008, doi: 10.1029/2012TC003174, 2012
- Metcalfe I. Gondwanaland dispersion, Asian accretion and evolution of eastern Tethys[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1996, 43(6): 605-623.
- Metcalfe I. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*[J], 2002, 20(6): 551-566.
- Metcalfe I. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 66: 1-33.
- Minzoni M, Lehrmann D J, Dezoeten E, et al. Drowning of the Triassic Yangtze Platform, South China, By Tectonic Subsidence Into Toxic Deep Waters of An Anoxic Basin[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2015, 85(5): 419-444.
- Morton A C. A new approach to provenance studies—electronmicroprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea [J]. *Sedimentology*, 1985, 32(4): 533-556.
- Morton A C. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In Morton A C, Todd S P and Haughton P D W. eds. *Developments in Sedimentary Provenance Studies*[M]. Special Public Geological Society of London, 1991, 57(1): 31-45.
- Morton A C, Hallsworth C R and Chalton B. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology*, 2004, 21(3): 393-410.
- Najman Y, Garzanti E. Reconstructing early Himalayan tectonic evolution and paleogeography from Tertiary foreland basin sedimentary rocks, northern India[J]. *Geological Society of America Bulletin*,

- 2000, 112(3): 435-449.
- Nakano N, Osanai Y, Minh N T, et al. Discovery of high-pressure granulite-facies metamorphism in northern Vietnam: constraints on the Permo-Triassic Indochinese continental collision tectonics[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2008, 340(2-3): 127-138.
- Nakano N, Osanai Y, Sajeev K, et al. Triassic eclogite from northern Vietnam: inferences and geological significance[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2010, 28(1): 59-76.
- Nguyen V V, Hansen B, Wemmer K, et al. U/Pb and Sm/Nd dating on ophiolitic rocks of the Song Ma suture zone (northern Vietnam): evidence for Upper Paleozoic Paleotethyan lithospheric remnants[J]. *Journal of Geodynamics*, 2013, 69: 140-147.
- Nisbet E G, Pearce J A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1977, 63(2): 149-160.
- Otofujii Y, Trung V D, Fujihara M, et al. Tectonic deformation of the southeastern tip of the Indochina Peninsula during its southward displacement in the Cenozoic time[J]. *Gondwana Research*, 2012, 22(2): 615-627.
- Parés J M, Van der Pluijm B A, Dinarès-Turell J. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain) [J]. *Tectonophysics*, 1999, 307(1): 1-14.
- Pettijohn F J, Potter P E, Siever R. *Sand and Sandstone* [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1987: 1-553.
- Pinto L, Hérail G, Fontan F, et al. Neogene erosion and uplift of the western edge of the Andean Plateau as determined by detrital heavy mineral analysis[J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 195(3-4): 217-237.
- Piper D J A, Elliot M T, Kneller B C. Anisotropy of magnetic susceptibility in a Palaeozoic flysch basin: the Windermere Supergroup, northern England[J]. *Sedimentary Geology*, 1996, 106(3-4): 235-258.
- Pueyo-Morer E L, Millán-Garrido H, Pocoví-Juan A, et al. Determination of the folding mechanism by AMS data. Study of the relation between shortening and magnetic anisotropy in the Pico del Aguila anticline (southern Pyrenees) [J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 1997, 22(1): 195-201.
- Qin X F, Wang Z Q, Zhang Y L, et al. Geochemistry of Permian mafic igneous rocks from the Napo-Qinzhou tectonic belt in southwest Guangxi, Southwest China: Implications for arc-back arc basin magmatic evolution[J]. *Acta Geological Sinica (English Edition)*, 2011, 86(5): 1182-1199.
- Qin X F, Zhou F S, Hu G A, et al. First discovery of MORB volcanic rock on the northern margin of the Yunkai block, southeastern Guangxi, China, and its tectonic significance[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2005, 24 (3): 20-24.
- Qiu L, Yan D P, Yang W X, et al. Early to Middle Triassic sedimentary records in the Youjiang Basin, South China: implications for Indosinian orogenesis[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, 141: 125-139.
- Ratschbacher L, Hacker B R, Calvert A, et al. Tectonics of the Qinling (Central China): tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history[J]. *Tectonophysics*, 2003, 366(1-2): 1-53.
- Rees A I. The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments[J]. *Geophysical Journal*, 1961, 5(3): 235-251.

- Rees A I. The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric[J]. *Sedimentology*, 1965, 4(4): 257-271.
- Roger F, Leloup P H, Jolivet M, et al. Long and complex thermal history of the Song Chay metamorphic dome (Northern Vietnam) by multi-system geochronology[J]. *Tectonophysics*, 2000, 321(4): 449-466.
- Roger F, Jolivet M, Malavieille J. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet[J]. *CR Géosciences*, special issue Triassic Tectonics in East Asia, 2008, 340(2-3): 180-189.
- Roger F, Jolivet M, Malavieille J. The tectonic evolution of the Songpan-Garze(North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to Present: A synthesis[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 2010, 39(4): 254-269.
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Science*, 2008, 321(5892): 1054-1058.
- Shu L S, Charvet J. Kinematics and geochronology of the Proterozoic Dongxiang-Shexian ductile shear zone: with HP metamorphism and ophiolitic mélange (Jiangnan region, south China) [J]. *Tectonophysics*, 1996, 267(1-4): 291-302.
- Shu L S, Zhou X M, Deng P, et al. Mesozoic tectonic evolution of the Southeast China Block: New insights from basin analysis[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 2009, 34(3): 376-391.
- Styles M T, Perez-Alvarez M, Floyd J D. Pyroxenous greywackes in the Southern Uplands of Scotland and their petrotectonic implications[J]. *Geological Magazine*, 1995, 132(5) : 539-547.
- Sun Y D, Lai X L, Wignall P B, et al. Dating the onset and nature of the Middle Permian Emeishan large igneous province eruptions in SW China using conodont biostratigraphy and its bearing on mantle plume uplift models[J]. *Lithos*, 2010, 119(1-2): 20-33.
- Sun Y D, Ma C Q, Liu Y Y, She Z B. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of late Triassic aluminous A-type granites in southeast China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42(6): 1117-1131.
- Taira A, Scholle P A. Deposition of reseedimented sandstone beds in the Pico Formation, Ventura Basin, California, as interpreted from magnetic fabric measurements[J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1979, 90(10): 952-962.
- Tarling D H, Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks [M]. Chapman & Hall; London, 1993: 72-80
- Tao Y, Ma Y, Miao L, et al. SHRIMP U-Pb zircon age of the Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan Province, SW China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 4(1): 168-172.
- Thanh T D, Janvier P, Phuong T H. Fish suggests continental connections between the Indochina and South China blocks in Middle Devonian time[J]. *Geology*, 1996, 24(6): 571-574.
- Thanh N X, Hai T T, Hoang N, et al.. Backarc mafic-ultramafic magmatism in Northeastern Vietnam and its regional tectonic significance[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 90: 45-60.

- Trung N M, Tsujimori T, Itaya T. Honvong serpentinite body of the Song Ma fault zone, Northern Vietnam: A remnant of oceanic lithosphere within the Indochina-South China suture[J]. *Gondwana Research*, 2006, 9(1-2): 225-230.
- Veloso E E, Anma R, Ota T, et al. Paleocurrent patterns of the sedimentary sequence of the Taitao ophiolite constrained by anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic analyses[J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 201(3-4): 446-460.
- Von Eynatten H, Gaupp R. Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry [J]. *Sedimentary Geology*, 1999, 124(1-4): 81-111.
- Von Rad U. Comparison between “magnetic” and sedimentary fabric in graded and cross-laminated sand layers, southern California[J]. *Geologische Rundschau*, 1970, 60(1): 331-354.
- Wallis S, Tsujimori T, Aoya M, et al. Cenozoic and Mesozoic metamorphism in the Longmenshan orogens: implications for geodynamic models of eastern Tibet[J]. *Geology*, 2003, 31(9): 745-748.
- Wan Y S, Liu D Y, Wilde S A, et al. Evolution of the Yunkai Terrane, South China: evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating, geochemistry and Nd isotope[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2010, 37(2): 140-153.
- Wang C Y, Zhou M F. Genesis of the Permian Baimazhai magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, Yunnan, SW China[J]. *Mineralium Deposita*, 2006, 41(8): 771-783.
- Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in south China: implications for Rodinia break up[J]. *Precambrian Research*, 2003, 122(1-4): 141-158.
- Wang Q, Li J W, Jian P, et al. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian-Triassic transtension[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 230(3-4): 339-354.
- Wang W, Chen F, Hu R, et al. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic sedimentary sequences in the South China Block: evidence from detrital zircon ages and Hf-Nd isotopes[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2012, 101(7): 1723-1744.
- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks[J]. *Precambrian Research*, 2007a, 159(1-2): 117-131.
- Wang Y J, Fan W M, Zhao G C, et al. Zircon U-Pb geochronology of gneissic rocks in the Yunkai massif and its implications on the Caledonian event in the South China Block[J]. *Gondwana Research*, 2007b, 12(4): 404-416.
- Wang Y J, Zhang Y H, Fan W M, et al. Structural signatures and Ar-40/Ar-39 geochronology of the Indosinian Xuefengshan tectonic belt, South China Block[J]. *Journal of Structure Geology*, 2005, 27(6): 985-998.
- Wang Y J, Zhang A M, Fan W M, et al. Kwangian crustal anatexis within the eastern South China Block: geochemical, zircon U-Pb geochronological and Hf isotopic fingerprints from the gneissoid granites

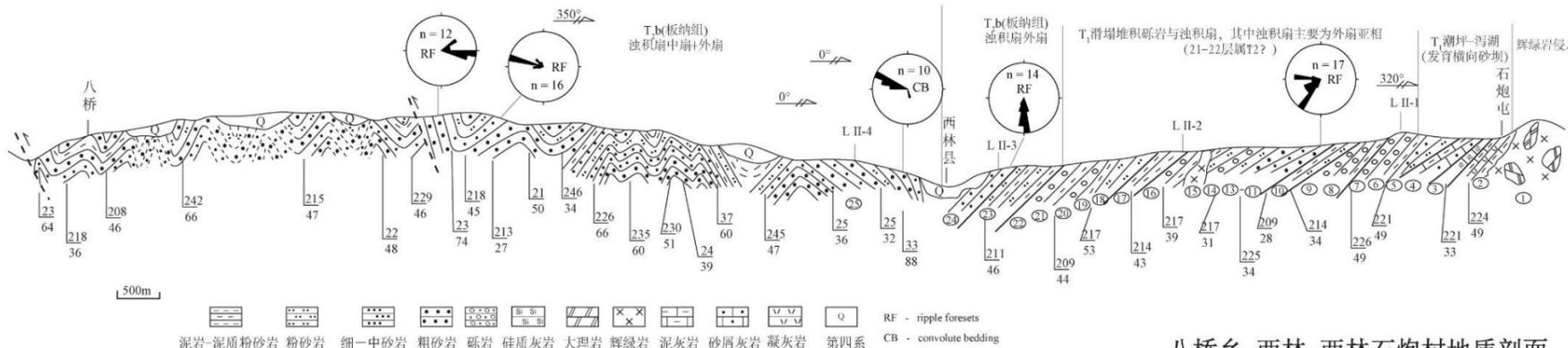
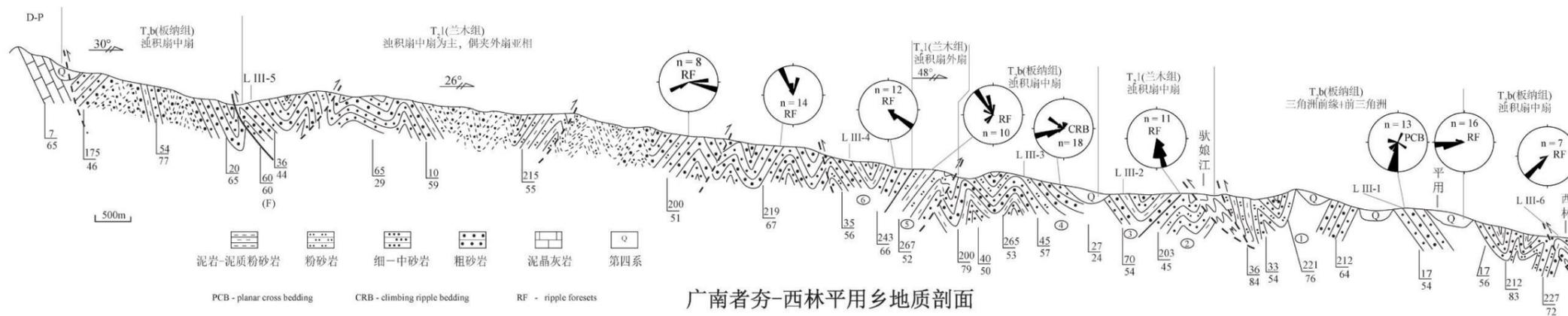
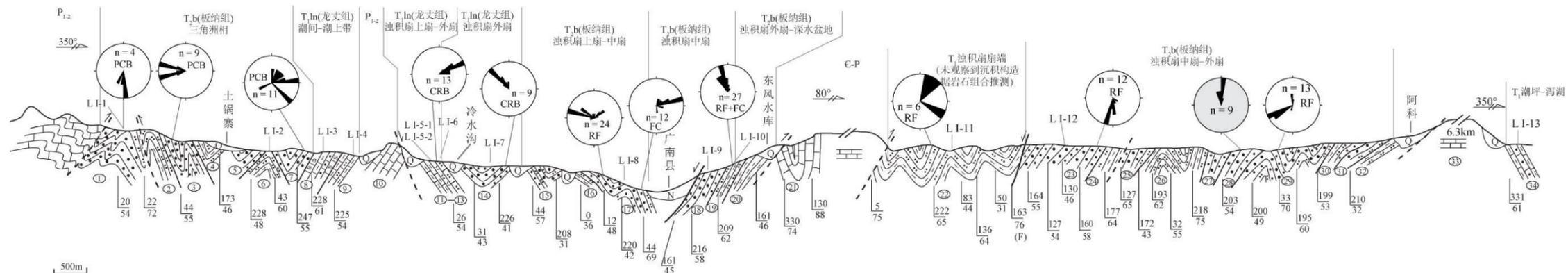
- of Wugong and Wuyi–Yunkai Domains[J]. *Lithos*, 2011, 127(1-2): 239-260.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W, et al. Phanerozoic tectonics of the South China Block: key observations and controversies[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(4): 1273-1305.
- Weil A B, Yonkee W A. Layer-parallel shortening across the Sevier fold-thrust belt and Laramide foreland of Wyoming: spatial and temporal evolution of a complex geodynamic system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 357-358(1): 405-420.
- Wingate M Y D, Compston W. Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of Baddeleyite[J]. *Chemical Geology*, 2000, 168 (1-2): 75-97.
- Wu G Y, Zhong D L, Zhang Q, et al. Babu-Phu Ngu Ophiolites: A geological record of Paleotethyan ocean bordering China and Vietnam[J]. *Gondwana Research*, 1999, 2(4): 554-557.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58(3): 145-168.
- Yan C L, Shu L S, Santosh M, et al. The Precambrian tectonic evolution of the western Jiangnan Orogen and western Cathaysia Block: Evidence from detrital zircon age spectra and geochemistry of clastic rocks[J]. *Precambrian Research*, 2015, 268: 33-60.
- Yan D P, Zhou M F, Song H L, et al. Where was South China located in the reconstruction of Rodinia? [J]. *Earth Science Frontiers*, 2002, 9: 249-256.
- Yan D P, Zhou M F, Song H L, et al. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (South China) [J]. *Tectonophysics*, 2003, 361(3-4): 239-254.
- Yan D P, Zhou M F, Wang C Y, et al. Structural and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Dulong-Song Chay tectonic dome in Yunnan province, SW China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006, 28(4-6): 332-353.
- Yan Z, Wang Z Q, Wang T, et al. Provenance and tectonic setting of clastic deposits in the Devonian Xicheng Basin, Qinling orogen, Central China[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2006, 76(3): 557–574.
- Yan Z, Xiao W J, Windley B F, et al. Silurian clastic sediments in the North Qilian Shan, NW China: Chemical and isotopic constraints on their forearc provenance with implications for the Paleozoic evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Sedimentary Geology*, 2010, 231(3-4): 98-114.
- Yang D S, Li X H, Li W X, et al. U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of the Baiyunshan gneiss (central Guangdong, south China): constraints on the timing of early Palaeozoic and Mesozoic tectonothermal events in the Wuyun (Wuyi-Yunkai) Orogen[J]. *Geological magazine*, 2010, 147(4): 481-496.
- Yang J H, Cawood P A, Du Y S, et al. Detrital record of Indosinian mountain building in SW China: Provenance of the Middle Triassic turbidites in the Youjiang Basin[J]. *Tectonophysics*, 2012., 574: 105-117.

- Yang J H, Cawood P A, Du Y, et al. A sedimentary archive of tectonic switching from Emeishan Plume to Indosinian orogenic sources in SW China[J]. *Journal of the Geological Society*, 2014, 171(2): 269-280.
- Yao J L, Shu L S, Santosh M, et al. Neoproterozoic arc-related mafic ultramafic rocks and syn-collision granite from the western segment of the Jiangnan Orogen, South China: Constraints on the Neoproterozoic assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks[J]. *Precambrian Research*, 2014, 243: 39-62.
- Yu J H, O'Reilly S Y, Wang L, et al. Where was South China in the Rodinia supercontinent?: evidence from U-Pb geochronology and Hf isotopes of detrital zircons[J]. *Precambrian Research*, 2008, 164(1-2): 1-15.
- Yu J H, O'Reilly S Y, Wang L, et al. Components and episodic growth of Precambrian crust in the Cathaysia Block, South China: evidence from U-Pb ages and Hf isotopes of zircons in Neoproterozoic sediments[J]. *Precambrian Research*, 2010, 181(1-4): 97-114.
- Zhang J, Huang Z, Luo T, et al. Origin of early Triassic rift-related alkaline basalts from Southwest China: age, isotope, and trace-element constraints[J]. *International Geology Review*, 2013, 55(9): 1162-1178.
- Zhang J, Huang Z, Luo T, et al. LA-ICP-MS zircon geochronology and platinum-group elements characteristics of the Triassic basalts, SW China: Implications for post-Emeishan large igneous province magmatism[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 87: 69-78.
- Zheng L D, Yang Z Y, Tong Y B, et al. Magnetostratigraphic constraints on two-stage eruptions of the Emeishan continental flood basalts[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(12): 1-19.
- Zhou J C, Wang X L, Qiu J S, et al. Geochemistry of Meso- and Neoproterozoic mafic-ultramafic rocks from northern Guangxi, China: Arc or plume magmatism?[J]. *Geochemical Journal*, 2004, 38(2): 139-152.
- Zhou J C, Wang X L, Qiu J S. Geochronology of Neoproterozoic mafic rocks and sandstones from northeastern Guizhou, South China: coeval arc magmatism and sedimentation[J]. *Precambrian Research*, 2009, 170(1-2): 27-42.
- Zhou M F, Malpas J, Song X Y, et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196(3): 113-122.
- Zhou M F, Ma Y X, Yan D P, et al. The Yanbian terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze block[J]. *Precambrian Research*, 2006, 144(1-2): 19-38.
- Zhou M F, Robinson P T, Leshner C M, et al. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46(11): 2253-2280.

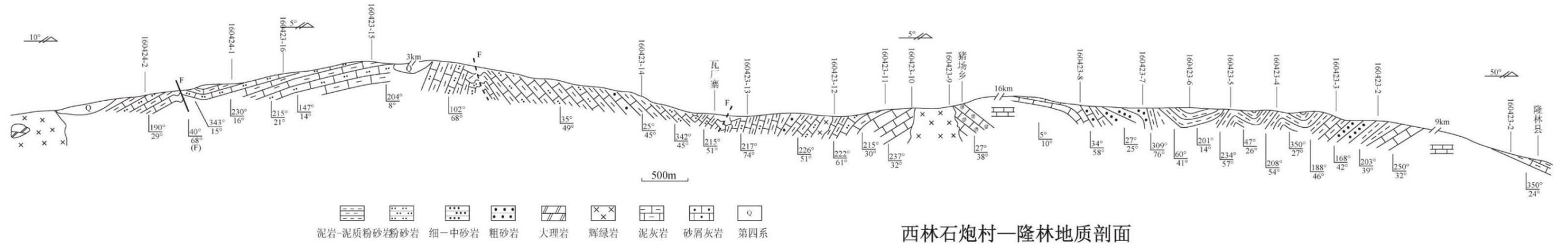
- Zhou M F, Zhao X F, Chen W T, et al. Proterozoic Fe–Cu metallogeny and supercontinental cycles of the southwestern Yangtze Block, southern China and northern Vietnam[J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 139: 59-82.
- Zhou X M, Li W X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas[J]. *Tectonophysics*, 2000, 326(3-4): 269-287.
- Zhong H, Zhu W G. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Mineralium Deposita*, 2006, 41(6): 599-606.

附图

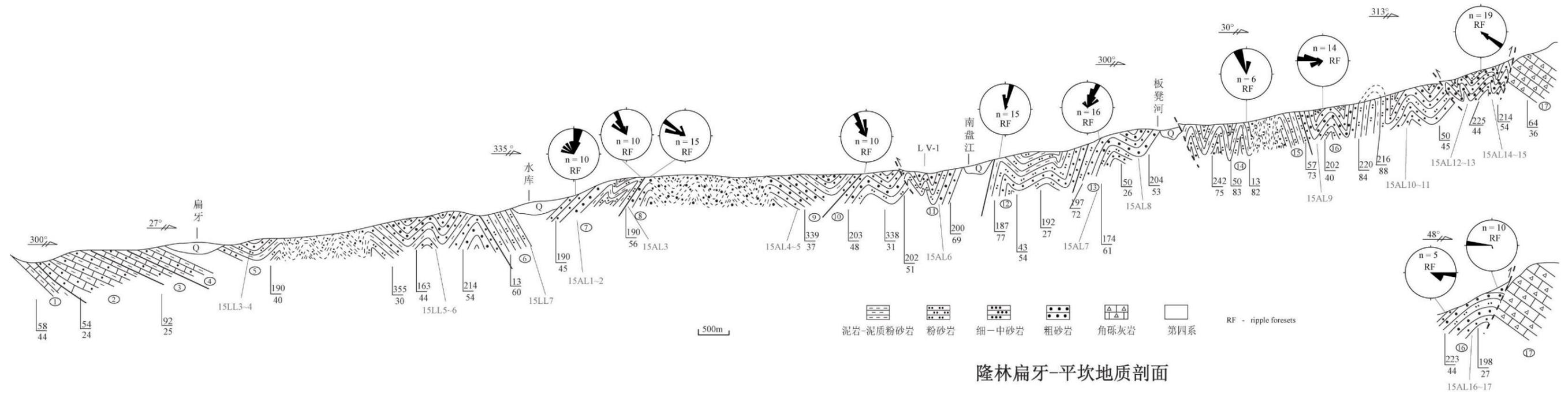
附图1 南盘江盆地地质剖面图



附图 1 续

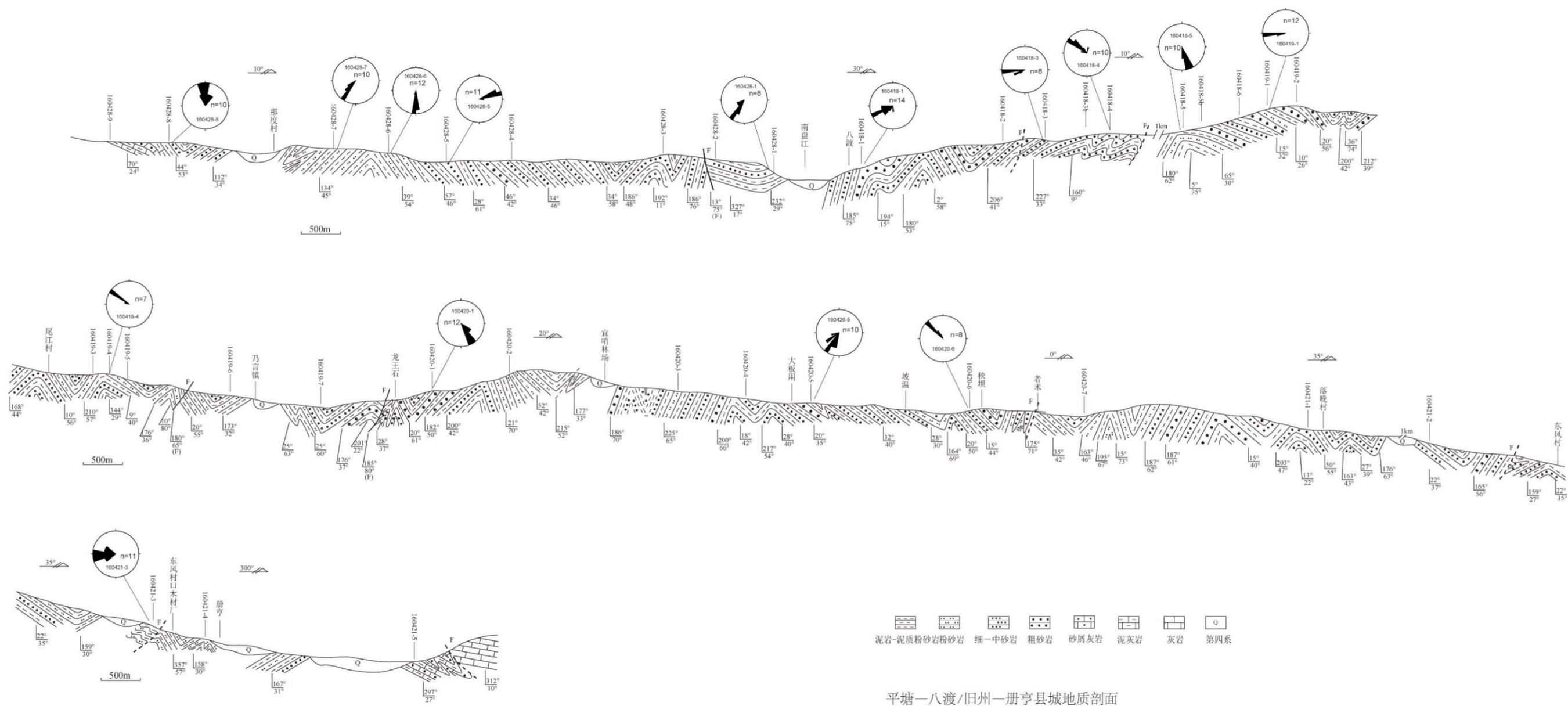


西林石炮村—隆林地质剖面

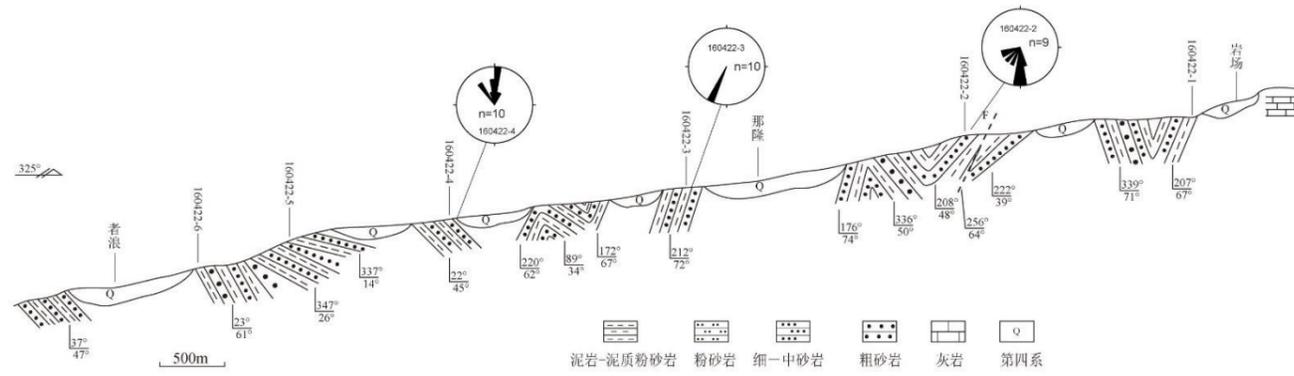
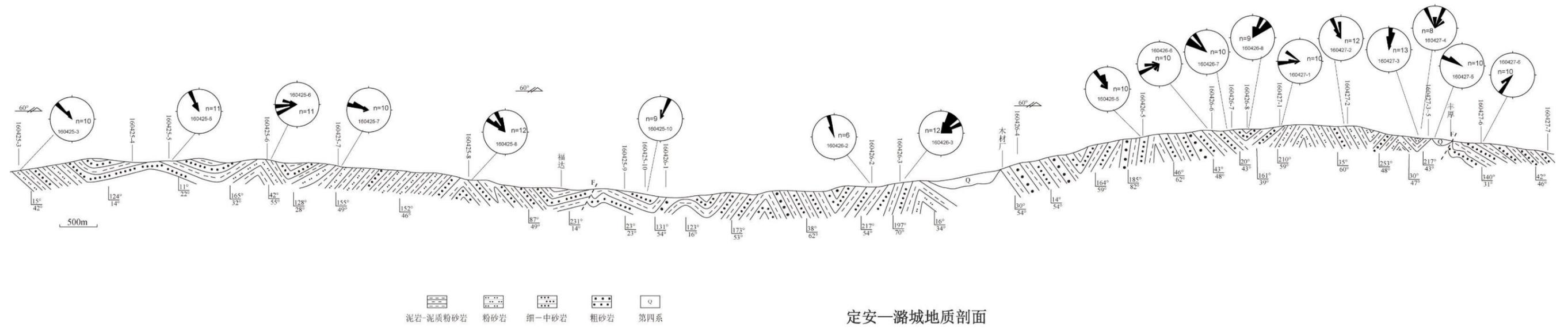


隆林扁牙—平坎地质剖面

附图 1 续



附图 1 续



附表

附表 1 南盘江盆地三叠系砂岩碎屑组分统计原始数据

地层时代	地区	样品号	Q		F		Lv			Ls				Lm			Hm	未知	mi	Op		
			Qm	Qp	P	K	Lvf	Lvmi	Lvl	Lg	Lss	Lsl	Lsch	Lms	Lmp	Lmm					Lmf	Lmv
中三叠统	西林一带	15XL-5	173	67	12	2	2	10	7	12	2	54	51	16	7	6	21	1	1	0	4	0
		15XL-6	175	72	18	0	4	6	9	16	0	38	45	45	6	8	18	1	0	0	1	1
		15XL-7	158	70	20	1	1	3	5	19	1	51	65	35	6	12	7	0	1	0	4	2
		15XL-8	181	61	22	0	1	10	2	15	0	41	77	22	4	6	15	0	0	0	0	1
		15XL-11	211	78	28	2	2	11	2	7	0	75	52	24	5	4	16	0	2	2	1	1
	隆林-安龙	14AL-2	202	98	12	0	0	2	1	27	1	38	26	21	9	4	11	0	2	0	1	1
		14AL-3	224	82	13	0	0	1	1	18	0	53	35	25	4	3	15	0	2	0	2	1
		14AL-4	205	80	6	0	0	0	1	23	0	49	25	57	9	1	8	0	0	0	1	1
		14LL-2	162	46	17	0	11	40	20	6	0	54	43	23	6	9	8	0	0	0	7	1
		14LL-3	141	72	24	0	17	40	17	11	0	68	62	48	10	10	12	0	1	0	11	0
		14LL-5	122	54	24	3	12	44	6	12	0	69	43	41	11	7	17	0	0	1	8	1
14LL-6		117	46	19	1	12	51	7	12	0	55	42	36	14	9	11	0	0	1	0	2	
14LL-7		121	61	21	0	20	60	10	9	0	59	39	21	5	8	15	1	0	0	8	7	
14LL-8	158	53	22	0	1	12	0	2	0	84	15	17	3	3	14	0	0	0	3	3		
西部	15JB-1	96	75	6	0	1	9	5	21	2	38	7	22	6	8	11	0	1	0	1	2	
	15JB-2	111	71	11	0	0	12	1	15	1	26	13	21	1	2	4	0	3	0	2	6	
	15JB-3	105	47	7	2	7	5	2	9	1	73	6	21	0	1	6	1	0	1	0	2	

南盘江盆地三叠系沉积学特征及盆地构造成因分析

	15JB-5	93	63	8	1	1	6	2	18	2	66	7	24	1	1	16	1	2	0	0	0
	15JB-6	109	54	11	0	0	1	1	18	7	57	11	28	0	0	4	1	0	0	3	1
贞丰 -紫 云 (北 部)	YJ-17	111	47	7	0	1	1	0	5	23	69	19	18	1	1	4	0	0	0	4	0
	YJ-23	93	68	13	0	1	3	0	20	11	54	5	23	4	4	1	1	0	0	12	1
	YJ-169	113	53	9	0	0	2	2	22	6	52	4	14	2	2	3	2	1	0	6	2
册亨 -南 盘江	YJ-171	107	43	2	0	1	1	1	11	15	64	11	19	1	2	3	1	1	0	4	2
	YJ-175	95	37	6	0	0	1	0	12	5	53	6	13	1	2	3	1	0	0	4	3
者桑 -大 楞 (东 部)	16CH-2	108	46	12	0	1	6	4	3	6	74	8	20	3	0	4	0	1	0	2	2
	16CH-3	118	71	10	0	0	3	3	12	4	39	12	25	0	7	7	0	1	0	4	0
	16CH-4	121	56	13	0	2	3	0	11	15	47	10	22	0	1	3	2	0	0	4	3
	16CH-5	104	57	6	0	1	1	1	2	5	63	14	20	2	6	3	0	1	0	12	3
百色 断裂 以北 (东 部)	15BS-12	79	67	17	0	0	4	2	15	23	63	18	54	1	4	2	0	1	0	2	0
	15BS-14	95	54	15	0	0	5	0	20	11	43	22	27	2	6	5	0	2	0	5	1
	15BS-18	63	65	5	0	0	1	0	5	7	61	15	61	0	1	10	0	5	0	5	2
	15BS-22	73	62	21	0	0	4	3	25	5	34	28	43	2	13	3	0	0	0	5	3
	15BS-23	76	58	20	0	0	2	1	31	8	23	17	42	3	13	2	0	0	0	1	1
广南 一带	15BS-28	85	52	8	0	0	8	1	63	20	0	8	13	1	2	0	0	0	0	1	2
	15TY-1	100	67	19	0	0	5	0	45	4	31	2	41	4	4	0	0	0	0	9	3
	15TY-3	95	62	11	0	0	1	2	48	1	46	1	41	0	1	4	0	0	0	4	2
	15TY-9	105	60	15	0	0	7	1	26	5	19	16	36	1	11	2	0	2	0	6	1
	16TL-9	88	44	17	0	0	5	1	42	13	26	4	37	0	4	0	0	0	0	2	1
	16TL-8	99	51	15	0	0	11	1	35	26	0	10	38	0	13	0	0	0	0	8	2
广南 一带	15GN-3	87	53	26	0	1	7	6	32	17	30	27	18	2	11	3	0	0	0	2	1
	15GN-4	100	63	22	1	1	5	5	23	13	19	15	34	9	7	2	0	1	0	5	2
	15GN-7	100	63	16	1	0	5	4	38	17	3	26	28	0	4	7	0	0	0	2	2

附表

	15GN-22	95	59	24	0	3	17	4	26	16	22	21	26	0	2	4	0	1	0	2	0
	15GN-20	102	76	15	0	1	9	1	30	2	17	19	48	6	13	6	0	0	0	6	0
	15GN-26	90	56	19	0	0	4	3	47	22	27	23	16	0	0	4	0	2	0	0	3
	15GN-32	109	58	13	0	0	16	12	37	8	0	26	35	0	8	2	1	1	0	0	1
田林	16TL-3	100	62	15	0	0	2	1	45	14	13	12	29	0	5	3	0	0	0	0	1
-西	16TL-4	82	40	14	0	0	6	9	26	16	33	3	23	0	10	5	0	0	0	0	2
林	16TL-6	113	48	10	0	0	7	0	30	16	46	7	26	0	1	2	0	0	0	2	0
	16ZF-1	106	80	6	1	2	9	0	23	5	0	17	10	2	2	17	7	1	1	3	2
贞丰	16ZF-2	109	84	3	1	8	19	3	16	0	0	16	10	2	3	16	1	0	0	0	2
(北	16ZF-3	90	69	1	0	1	3	1	13	8	19	20	3	1	6	8	3	1	0	2	0
部)	16ZF-4	85	79	13	1	0	1	2	14	10	37	10	16	1	6	4	2	1	0	4	0
上三叠统	16ZF-5	76	72	2	0	1	1	0	13	4	72	10	24	0	4	7	0	0	0	0	0
	15QB-1	109	107	7	1	2	13	3	14	1	1	19	22	4	11	10	1	4	0	2	2
丘北	15QB-4	94	85	15	0	0	3	2	22	11	0	21	13	0	18	13	1	1	0	1	5
弥勒	15JB-11	125	92	2	0	2	13	2	15	5	0	27	5	0	4	15	3	6	0	0	0
(南	15JB-12	119	77	0	0	5	10	1	13	8	0	28	8	1	7	19	2	0	0	1	5
部)	15JB-13	106	91	1	1	2	7	2	14	5	0	12	10	4	6	19	3	2	0	0	3

注：表中数字位该类型颗粒的个数

附表 2 南盘江盆地三叠系砂岩重新计算后的碎屑组分统计结果

地层时代	采样地区	样品号	Qt-F-Lt			Qm-F-Lt			Lm-Lv-Ls			Lv _f -Lv _{mi} -Lv _l			Qp-Lv-Ls		
			Qt	F	Lt	Qm	F	Lt	Lm	Lv	Ls	Lv _f	Lv _{mi}	Lv _l	Qp	Lv	Ls

南盘江盆地三叠系沉积学特征及盆地构造成因分析

T2	西林 一带	15XL-5	54.2	3.2	42.7	39.1	3.2	57.8	27.0	16.4	56.6	10.5	52.6	36.8	32.7	15.1	52.2
		15XL-6	53.6	3.9	42.5	38.0	3.9	58.1	39.8	17.9	42.3	21.1	31.6	47.4	37.9	18.4	43.7
		15XL-7	50.2	4.6	45.2	34.8	4.6	60.6	29.3	13.7	57.1	11.1	33.3	55.6	32.6	13.0	54.4
		15XL-8	53.0	4.8	42.2	39.6	4.8	55.6	24.4	14.5	61.1	7.7	76.9	15.4	29.5	13.5	57.0
		15XL-11	55.9	5.8	38.3	40.8	5.8	53.4	24.7	11.1	64.1	13.3	73.3	13.3	34.4	9.7	55.9
该区域平均值			53.4	4.5	42.2	38.4	4.5	57.1	29.0	14.7	56.3	12.7	53.6	33.7	33.4	14.0	52.6
该区域标准差			1.7	0.8	2.0	1.9	0.8	2.2	5.2	2.1	6.8	4.1	17.5	15.4	2.5	2.6	4.4
T2	隆林- 安龙 (分 别靠 近隆 林和 安龙)	14AL-2	66.4	2.7	31.0	44.7	2.7	52.7	32.1	21.4	46.4	0.0	66.7	33.3	50.8	15.5	33.7
		14AL-3	64.6	2.7	32.7	47.3	2.7	50.0	30.3	12.9	56.8	0.0	50.0	50.0	43.2	10.5	46.3
		14AL-4	61.4	1.3	37.3	44.2	1.3	54.5	43.4	13.9	42.8	0.0	0.0	100.0	44.9	13.5	41.6
		14LL-2	46.7	3.8	49.4	36.4	3.8	59.8	20.9	35.0	44.1	15.5	56.3	28.2	20.9	35.0	44.1
		14LL-3	40.0	4.5	55.5	26.5	4.5	69.0	27.1	28.8	44.1	23.0	54.1	23.0	25.1	29.6	45.3
		14LL-5	37.8	5.8	56.3	26.2	5.8	68.0	29.0	28.2	42.7	19.4	71.0	9.7	22.5	30.8	46.7
		14LL-6	37.7	4.6	57.6	27.1	4.6	68.3	28.1	32.9	39.0	17.1	72.9	10.0	20.4	36.4	43.1
		14LL-7	40.4	4.7	54.9	26.9	4.7	68.4	20.2	40.1	39.7	22.2	66.7	11.1	23.6	38.4	38.0
14LL-8	54.9	5.7	39.3	41.1	5.7	53.1	24.5	9.9	65.6	7.7	92.3	0.0	31.7	9.0	59.3		
该区域平均值			50.0	4.0	46.0	35.6	4.0	60.4	28.4	24.8	46.8	11.7	58.9	29.5	31.5	24.3	44.2
该区域标准差			11.2	1.4	10.3	8.4	1.4	7.6	6.5	10.1	8.2	9.2	23.9	28.7	11.1	11.3	6.6
T2	西部 (丘 北-弥 勒)	15JB-1	55.7	2.0	42.3	31.3	2.0	66.8	36.2	27.7	36.2	6.7	60.0	33.3	47.5	22.8	29.7
		15JB-2	63.0	3.8	33.2	38.4	3.8	57.8	29.2	29.2	41.7	0.0	92.3	7.7	51.1	20.1	28.8
		15JB-3	51.9	3.1	45.1	35.8	3.1	61.1	22.0	17.4	60.6	50.0	35.7	14.3	31.3	15.3	53.3
		15JB-5	50.3	2.9	46.8	30.0	2.9	67.1	29.7	18.6	51.7	11.1	66.7	22.2	38.2	16.4	45.5
		15JB-6	54.0	3.6	42.4	36.1	3.6	60.3	25.8	15.6	58.6	0.0	50.0	50.0	36.2	13.4	50.3
该区域平均值			55.0	3.1	42.0	34.3	3.1	62.6	28.5	21.7	49.7	13.6	60.9	25.5	40.9	17.6	41.5
该区域标准差			4.4	0.7	4.7	3.2	0.7	3.7	4.7	5.6	9.5	18.7	18.8	14.9	7.3	3.4	10.3

附表

T2	贞丰-紫云 (北部)	YJ-17	51.5	2.3	46.3	36.2	2.3	61.6	16.9	4.9	78.2	50.0	50.0	0.0	28.5	4.2	67.3
		YJ-23	53.5	4.3	42.2	30.9	4.3	64.8	26.0	18.9	55.1	25.0	75.0	0.0	42.0	14.8	43.2
		YJ-169	58.0	3.1	38.8	39.5	3.1	57.3	20.7	23.4	55.9	0.0	50.0	50.0	37.6	18.4	44.0
		YJ-171	53.2	0.7	46.1	37.9	0.7	61.3	20.0	10.8	69.2	33.3	33.3	33.3	29.3	9.5	61.2
		YJ-175	56.2	2.6	41.3	40.4	2.6	57.0	20.6	13.4	66.0	0.0	100.0	0.0	32.5	11.4	56.1
该区域平均值			54.5	2.6	42.9	37.0	2.6	60.4	20.8	14.3	64.9	21.7	61.7	16.7	34.0	11.7	54.4
该区域标准差			2.3	1.2	2.9	3.4	1.2	2.9	2.9	6.4	8.6	19.4	23.3	21.1	5.1	4.8	9.5
T2	册亨-南盘江	16CH-2	52.2	4.1	43.7	36.6	4.1	59.3	20.9	10.9	68.2	9.1	54.5	36.4	31.1	9.5	59.5
		16CH-3	60.8	3.2	36.0	37.9	3.2	58.8	34.8	16.1	49.1	0.0	50.0	50.0	49.3	12.5	38.2
		16CH-4	57.8	4.2	37.9	39.5	4.2	56.2	24.1	13.8	62.1	40.0	60.0	0.0	38.9	11.1	50.0
		16CH-5	56.5	2.1	41.4	36.5	2.1	61.4	26.3	4.2	69.5	33.3	33.3	33.3	39.6	3.5	56.9
该区域平均值			56.8	3.4	39.8	37.6	3.4	58.9	26.5	11.2	62.2	20.6	49.5	29.9	39.7	9.1	51.1
该区域标准差			3.1	0.8	3.0	1.2	0.8	1.8	5.1	4.4	8.1	16.5	10.0	18.4	6.5	3.4	8.2
T2	者桑-大楞 (东部)	15BS-12	41.8	4.9	53.3	22.6	4.9	72.5	32.8	11.3	55.9	0.0	66.7	33.3	34.9	10.9	54.2
		15BS-14	48.9	4.9	46.2	31.1	4.9	63.9	28.4	17.7	53.9	0.0	100.0	0.0	34.8	16.1	49.0
		15BS-18	43.5	1.7	54.8	21.4	1.7	76.9	44.7	3.7	51.6	0.0	100.0	0.0	42.2	3.9	53.9
		15BS-22	42.7	6.6	50.6	23.1	6.6	70.3	38.1	20.0	41.9	0.0	57.1	42.9	38.5	19.9	41.6
		15BS-23	45.3	6.8	48.0	25.7	6.8	67.6	42.3	23.9	33.8	0.0	66.7	33.3	41.4	24.3	34.3
该区域平均值			44.4	5.0	50.6	24.8	5.0	70.2	37.3	15.3	47.4	0.0	78.1	21.9	38.4	15.0	46.6
该区域标准差			2.5	1.8	3.2	3.5	1.8	4.4	6.0	7.1	8.3	0.0	18.2	18.2	3.1	7.1	7.7
T2	百色 断裂 以北 (东部)	15BS-28	52.5	3.1	44.4	32.6	3.1	64.4	13.8	62.1	24.1	0.0	88.9	11.1	34.2	47.4	18.4
		15TY-1	51.9	5.9	42.2	31.1	5.9	63.0	36.0	36.8	27.2	0.0	100.0	0.0	43.5	32.5	24.0
		15TY-3	50.2	3.5	46.3	30.4	3.5	66.1	31.7	35.2	33.1	0.0	33.3	66.7	38.5	31.7	29.8
		15TY-9	54.3	4.9	40.8	34.5	4.9	60.5	40.3	27.4	32.3	0.0	87.5	12.5	44.8	25.4	29.9
		16TL-9	47.0	6.0	47.0	31.3	6.0	62.6	31.1	36.4	32.6	0.0	83.3	16.7	32.6	35.6	31.9

南盘江盆地三叠系沉积学特征及盆地构造成因分析

		16TL-8	50.2	5.0	44.8	33.1	5.0	61.9	38.1	35.1	26.9	0.0	91.7	8.3	38.1	35.1	26.9
		该区域平均值	50.7	5.1	44.2	32.1	5.1	62.8	35.4	34.2	30.4	0.0	79.2	20.8	39.5	32.0	28.5
		该区域标准差	2.3	1.1	2.2	1.4	1.1	1.8	8.7	10.9	3.4	0.0	21.8	21.8	4.4	6.6	4.5
T2	广南 一带	15GN-3	43.8	8.1	48.1	27.2	8.1	64.7	22.1	29.9	48.1	7.1	50.0	42.9	30.6	26.6	42.8
		15GN-4	51.1	7.2	41.7	31.3	7.2	61.4	39.1	25.6	35.3	9.1	45.5	45.5	43.8	23.6	32.6
		15GN-7	52.2	5.4	42.3	32.1	5.4	62.5	29.5	35.6	34.8	0.0	55.6	44.4	40.4	30.1	29.5
		15GN-22	48.3	7.5	44.2	29.8	7.5	62.7	22.7	35.5	41.8	12.5	70.8	16.7	35.1	29.8	35.1
		15GN-20	51.6	4.3	44.1	29.6	4.3	66.1	48.0	27.0	25.0	9.1	81.8	9.1	49.0	26.5	24.5
		15GN-26	46.9	6.1	46.9	28.9	6.1	65.0	13.7	37.0	49.3	0.0	57.1	42.9	30.8	29.7	39.6
		15GN-32	51.4	4.0	44.6	33.5	4.0	62.5	31.7	44.8	23.4	0.0	57.1	42.9	36.9	41.4	21.7
		该区域平均值	49.3	6.1	44.6	30.3	6.1	63.5	29.6	33.6	36.8	5.4	59.7	34.9	38.1	29.7	32.3
		该区域标准差	2.9	1.5	2.1	2.0	1.5	1.6	10.6	6.2	9.5	4.9	11.6	14.1	6.3	5.3	7.1
T2	田林- 西林	16TL-3	53.8	5.0	41.2	33.2	5.0	61.8	29.8	38.7	31.5	0.0	66.7	33.3	41.6	32.2	26.2
		16TL-4	45.7	5.2	49.1	30.7	5.2	64.0	29.0	31.3	39.7	0.0	40.0	60.0	30.1	30.8	39.1
		16TL-6	52.6	3.3	44.1	36.9	3.3	59.8	21.5	27.4	51.1	0.0	100.0	0.0	31.2	24.0	44.8
		该区域平均值	50.7	4.5	44.8	33.6	4.5	61.9	26.8	32.5	40.8	0.0	68.9	31.1	34.3	29.0	36.7
		该区域标准差	3.6	0.9	3.2	2.6	0.9	1.7	3.8	4.7	8.1	0.0	24.5	24.5	5.2	3.6	7.8
中三叠统所有样品平均值			51.4	4.3	44.4	28.9	23.8	47.3	4.9	22.5	8.5	64.1	13.6	57.4	29.0	66.9	6.2
T3	贞丰 (北 部)	16ZF-1	64.8	2.4	32.8	36.9	2.4	60.6	40.4	36.2	23.4	18.2	81.8	0.0	58.8	25.0	16.2
		16ZF-2	66.3	1.4	32.3	37.5	1.4	61.2	34.0	48.9	17.0	26.7	63.3	10.0	57.5	31.5	11.0
		16ZF-3	64.6	0.4	35.0	36.6	0.4	63.0	24.4	20.9	54.7	20.0	60.0	20.0	51.5	13.4	35.1
		16ZF-4	58.4	5.0	36.7	30.2	5.0	64.8	28.2	16.5	55.3	0.0	33.3	66.7	51.6	11.1	37.3
		16ZF-5	51.7	0.7	47.6	26.6	0.7	72.7	25.7	11.0	63.2	50.0	50.0	0.0	41.6	8.7	49.7
		该区域平均值	61.2	2.0	36.8	33.6	2.0	64.5	30.6	26.7	42.7	23.0	57.7	19.3	52.2	17.9	29.8
		该区域标准差	5.4	1.7	5.6	4.4	1.7	4.4	5.9	13.9	18.7	16.1	15.9	24.8	6.1	8.8	14.3

附表

T3	丘北弥勒(南部)	15QB-1	66.5	2.5	31.1	33.5	2.5	64.0	47.5	31.7	20.8	11.1	72.2	16.7	66.9	20.0	13.1
		15QB-4	60.1	5.0	34.9	31.5	5.0	63.4	43.3	26.0	30.8	0.0	60.0	40.0	59.0	18.8	22.2
		15JB-11	70.0	0.6	29.4	40.3	0.6	59.0	29.7	35.2	35.2	11.8	76.5	11.8	59.0	20.5	20.5
		15JB-12	65.8	0.0	34.2	39.9	0.0	60.1	36.3	28.4	35.3	31.3	62.5	6.3	54.2	20.4	25.4
		15JB-13	69.6	0.7	29.7	37.5	0.7	61.8	50.0	29.8	20.2	18.2	63.6	18.2	68.4	18.8	12.8
该区域平均值			66.4	1.8	31.8	36.6	1.8	61.7	41.3	30.2	28.5	14.5	67.0	18.6	61.5	19.7	18.8
该区域标准差			3.6	1.8	2.3	3.5	1.8	1.9	7.5	3.1	6.7	10.2	6.3	11.5	5.3	0.8	5.0
上三叠统所有样品平均值			63.8	1.9	34.3	36.0	28.5	35.6	7.3	25.2	5.8	61.7	16.8	19.4	63.8	33.4	4.0

注：图中各组分数值为百分含量

附表 3 南盘江盆地三叠世碎屑电气石电子探针分析结果

点号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	FeO	MnO	TiO ₂	NiO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Total
15AL9-TUR-1	1.70	7.44	31.83	35.88	0.07	1.59	0.00	6.14	0.07	0.23	0.01	0.04	0.05	85.04
15AL9-TUR-2	1.89	3.37	33.61	35.58	0.07	0.41	0.04	10.54	0.00	0.34	0.00	0.04	0.07	85.95
15AL9-TUR-3	1.92	6.23	33.48	36.57	0.03	0.33	0.00	6.64	0.00	0.05	0.05	0.08	0.09	85.46
15AL9-TUR-4	1.86	2.06	33.57	35.37	0.03	0.17	0.00	12.86	0.06	0.10	0.00	0.02	0.00	86.09
15AL9-TUR-5	1.47	6.98	33.27	36.62	0.01	0.64	0.00	5.31	0.00	0.15	0.00	0.04	0.02	84.51
15AL9-TUR-6	2.21	8.53	32.84	37.58	0.02	0.08	0.00	3.66	0.02	0.15	0.00	0.02	0.03	85.15
15AL9-TUR-7	1.88	6.82	33.07	36.64	0.01	0.54	0.01	5.85	0.00	0.22	0.06	0.05	0.02	85.17
15AL9-TUR-8	2.19	5.45	31.29	36.45	0.00	0.04	0.00	9.40	0.06	0.11	0.02	0.01	0.04	85.06
15AL9-TUR-9	1.57	10.18	31.13	36.81	0.04	1.96	0.01	3.28	0.00	0.08	0.04	0.01	0.04	85.14
15AL9-TUR-10	1.86	6.21	34.09	36.41	0.04	0.38	0.02	5.46	0.00	0.22	0.00	0.02	0.00	84.71
15AL9-TUR-11	2.15	7.10	31.37	36.61	0.06	0.39	0.01	7.29	0.00	0.15	0.00	0.03	0.04	85.19
15AL9-TUR-12	2.40	7.30	31.94	38.53	0.01	0.21	0.01	7.74	0.06	0.27	0.00	0.04	0.04	88.55

15AL9-TUR-13	2.16	6.97	31.82	36.11	0.06	0.53	0.01	7.15	0.04	0.04	0.01	0.00	0.05	84.94
15AL9-TUR-14	2.69	9.51	29.44	36.74	0.11	0.22	0.00	6.23	0.02	0.06	0.00	0.03	0.04	85.09
15AL9-TUR-15	2.15	7.12	32.02	37.08	0.02	0.34	0.00	6.62	0.02	0.14	0.00	0.01	0.02	85.53
15LL5-TUR-1	2.65	6.82	29.86	37.37	0.01	0.19	0.00	9.69	0.00	0.32	0.00	0.09	0.07	87.06
15LL5-TUR-2	2.26	7.11	31.86	36.51	0.03	0.26	0.01	6.12	0.06	0.25	0.03	0.04	0.03	84.58
15LL5-TUR-3	2.71	9.18	28.64	36.39	0.01	0.25	0.00	6.28	0.01	0.12	0.04	0.04	0.03	83.69
15LL5-TUR-4	1.88	5.96	32.18	36.89	0.02	0.10	0.31	6.71	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	84.13
15LL5-TUR-5	2.42	7.07	29.30	36.68	0.00	0.41	0.01	9.22	0.00	0.29	0.09	0.05	0.00	85.53
15LL5-TUR-6	1.74	6.21	33.33	35.76	0.05	0.87	0.03	5.83	0.02	0.18	0.03	0.10	0.07	84.22
15LL5-TUR-7	2.50	3.76	30.60	35.72	0.11	0.34	0.00	12.07	0.00	0.37	0.05	0.01	0.01	85.52
15LL5-TUR-8	1.65	5.74	33.74	37.66	0.02	1.04	0.00	6.56	0.01	0.09	0.02	0.08	0.03	86.64
15LL5-TUR-9	2.01	5.89	33.49	36.74	0.01	0.18	0.01	6.19	0.00	0.20	0.00	0.06	0.09	84.89
15LL5-TUR-10	1.40	7.67	27.95	35.72	0.07	2.40	0.00	10.28	0.00	0.25	0.03	0.01	0.02	85.79
15LL5-TUR-11	1.70	5.64	33.47	36.38	0.03	0.52	0.01	7.58	0.00	0.18	0.03	0.01	0.00	85.56
15LL5-TUR-12	2.07	7.84	31.98	36.85	0.02	0.35	0.00	5.95	0.02	0.05	0.00	0.03	0.03	85.18
15LL5-TUR-13	2.23	4.20	32.06	35.98	0.02	0.04	0.01	10.12	0.00	0.27	0.04	0.05	0.07	85.09
15LL5-TUR-14	1.83	6.52	33.54	36.73	0.02	0.78	0.01	5.73	0.04	0.28	0.02	0.05	0.06	85.59
15LL5-TUR-15	1.69	6.10	32.96	36.66	0.04	0.50	0.01	7.11	0.04	0.07	0.02	0.03	0.03	85.25
15AL6-TUR-1	2.55	6.83	30.03	36.95	0.02	0.26	0.00	9.38	0.00	0.05	0.03	0.00	0.03	86.14
15AL6-TUR-2	1.91	9.71	31.35	36.74	0.01	1.65	0.02	3.30	0.00	0.16	0.04	0.08	0.08	85.05
15AL6-TUR-3	1.48	6.50	32.74	36.14	0.01	0.62	0.04	6.48	0.00	0.05	0.01	0.07	0.00	84.14
15AL6-TUR-4	1.53	2.20	30.17	41.92	0.03	0.23	0.03	11.56	0.01	0.16	0.00	0.00	0.05	87.88
15AL6-TUR-5	2.25	7.17	31.20	36.57	0.04	0.36	0.00	8.41	0.07	0.01	0.06	0.04	0.06	86.23
15AL6-TUR-6	1.79	0.82	33.43	35.32	0.04	0.05	0.04	14.12	0.08	0.06	0.00	0.00	0.02	85.75
15AL6-TUR-7	1.95	6.69	33.52	36.94	0.01	0.21	0.00	5.59	0.00	0.09	0.04	0.05	0.12	85.20
15AL6-TUR-8	2.75	6.18	28.88	37.76	0.02	0.08	0.01	9.35	0.00	0.14	0.01	0.06	0.04	85.29

15AL6-TUR-9	1.90	5.22	33.69	36.37	0.04	0.30	0.01	7.79	0.09	0.17	0.02	0.04	0.08	85.71
15AL6-TUR-10	1.57	4.39	33.07	34.97	0.06	0.60	0.00	9.63	0.03	0.09	0.02	0.05	0.07	84.55
15AL6-TUR-11	2.36	8.11	31.41	36.72	0.04	0.50	0.00	5.85	0.01	0.06	0.03	0.00	0.06	85.15
15AL6-TUR-12	1.69	7.04	35.04	35.54	0.04	1.24	0.00	4.48	0.00	0.19	0.02	0.08	0.07	85.43
15AL6-TUR-13	2.04	6.59	32.10	36.28	0.04	0.53	0.00	7.16	0.02	0.15	0.00	0.00	0.04	84.94
15AL6-TUR-14	1.24	3.46	33.11	35.85	0.01	0.49	0.00	10.51	0.00	0.04	0.02	0.05	0.03	84.83
15AL6-TUR-15	2.20	3.92	31.80	36.10	0.02	0.30	0.02	11.66	0.02	0.17	0.00	0.02	0.03	86.27
15XL37-TUR-1	2.38	7.47	30.41	36.77	0.01	0.45	0.00	7.99	0.05	0.19	0.00	0.01	0.05	85.79
15XL37-TUR-2	2.09	1.88	33.26	35.85	0.04	0.04	0.04	13.38	0.02	0.12	0.00	0.00	0.00	86.72
15XL37-TUR-3	1.86	4.62	32.30	35.63	0.01	0.52	0.00	10.45	0.02	0.19	0.02	0.08	0.14	85.85
15XL37-TUR-4	1.95	6.41	32.11	36.84	0.01	0.34	0.00	7.95	0.04	0.15	0.06	0.03	0.03	85.90
15XL37-TUR-5	2.04	3.39	32.49	35.77	0.06	0.33	0.00	11.32	0.09	0.19	0.04	0.02	0.05	85.79
15XL37-TUR-6	2.08	7.10	33.79	36.44	0.02	0.50	0.00	5.54	0.00	0.16	0.05	0.02	0.02	85.71
15XL37-TUR-7	1.87	5.37	33.71	36.34	0.01	0.30	0.01	7.53	0.00	0.34	0.00	0.00	0.02	85.50
15XL37-TUR-8	1.59	2.75	34.66	36.62	0.05	0.07	0.00	9.93	0.00	0.08	0.02	0.00	0.04	85.80
15XL37-TUR-9	2.11	4.95	31.39	37.01	0.01	0.00	0.00	10.85	0.00	0.05	0.00	0.04	0.08	86.49
15XL37-TUR-10	1.79	1.47	33.82	35.79	0.02	0.08	0.00	13.11	0.08	0.11	0.00	0.00	0.06	86.33
15XL37-TUR-11	1.96	5.79	34.21	36.49	0.04	0.31	0.02	6.74	0.02	0.11	0.00	0.00	0.04	85.71
15XL37-TUR-12	1.94	5.13	32.96	36.40	0.03	0.26	0.01	8.60	0.04	0.12	0.03	0.08	0.03	85.63
15XL37-TUR-13	2.43	7.42	28.10	41.68	0.01	0.10	0.00	7.65	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00	87.46
15XL37-TUR-14	1.36	8.67	33.53	36.55	0.10	1.94	0.00	3.42	0.00	0.12	0.05	0.04	0.06	85.83
15XL37-TUR-15	1.92	4.36	32.73	35.65	0.04	0.26	0.04	9.37	0.02	0.26	0.00	0.05	0.05	84.73
15BS24-TUR-1	1.95	7.21	33.42	36.73	0.03	0.65	0.00	5.16	0.00	0.15	0.00	0.04	0.05	85.39
15BS24-TUR-2	1.99	7.48	31.42	36.05	0.01	0.88	0.01	7.41	0.02	0.10	0.00	0.29	0.09	85.74
15BS24-TUR-3	2.06	7.18	31.99	36.27	0.03	0.54	0.01	7.34	0.07	0.01	0.00	0.06	0.01	85.55
15BS24-TUR-4	2.13	8.87	30.56	37.44	0.02	0.74	0.00	6.26	0.04	0.14	0.00	0.02	0.01	86.22

15BS24-TUR-5	2.85	9.49	29.98	37.12	0.01	0.20	0.00	5.57	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	85.29
15BS24-TUR-6	1.53	6.72	32.89	36.13	0.05	1.29	0.01	6.23	0.00	0.31	0.02	0.05	0.09	85.31
15BS24-TUR-7	2.50	6.59	30.69	36.36	0.02	0.00	0.00	7.91	0.00	0.03	0.01	0.00	0.05	84.15
15BS24-TUR-8	1.59	0.59	33.97	35.54	0.03	0.03	0.00	13.69	0.04	0.01	0.02	0.04	0.00	85.53
15BS24-TUR-9	2.00	6.58	32.42	36.29	0.08	0.46	0.00	6.29	0.00	0.27	0.00	0.16	0.50	85.04
15BS24-TUR-10	1.83	4.32	34.00	36.10	0.04	0.30	0.01	7.90	0.00	0.11	0.01	0.02	0.02	84.65
15BS24-TUR-11	1.75	5.49	33.63	36.26	0.02	0.45	0.00	7.68	0.05	0.17	0.04	0.12	0.01	85.66
15BS24-TUR-12	2.64	6.08	30.01	36.26	0.02	0.24	0.00	10.20	0.00	0.15	0.01	0.02	0.00	85.62
15BS24-TUR-13	1.98	4.94	34.21	36.47	0.02	0.22	0.00	7.69	0.00	0.25	0.01	0.00	0.05	85.83
15BS24-TUR-14	1.37	7.77	29.38	35.64	0.07	2.59	0.00	7.86	0.00	0.33	0.02	0.04	0.12	85.19
15BS24-TUR-15	2.75	7.98	28.86	36.57	0.00	0.32	0.00	8.49	0.02	0.06	0.00	0.12	0.02	85.18
15XL29-TUR-1	2.13	6.49	32.50	37.31	0.00	0.10	0.02	6.97	0.00	0.23	0.00	0.00	0.05	85.79
15XL29-TUR-2	1.78	5.79	31.72	35.75	0.05	1.12	0.00	8.50	0.00	0.20	0.05	0.07	0.09	85.12
15XL29-TUR-3	1.84	4.78	31.14	36.00	0.04	0.88	0.00	11.03	0.03	0.32	0.03	0.00	0.05	86.12
15XL29-TUR-4	2.21	7.65	31.17	36.54	0.03	0.44	0.02	7.45	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	85.61
15XL29-TUR-5	1.63	1.06	33.50	35.92	0.07	0.02	0.04	13.75	0.07	0.04	0.00	0.02	0.06	86.17
15XL29-TUR-6	1.69	3.70	33.38	35.33	0.06	0.94	0.03	10.97	0.03	0.12	0.01	0.00	0.03	86.29
15XL29-TUR-7	1.99	5.60	31.76	36.11	0.04	0.59	0.00	9.63	0.02	0.16	0.01	0.03	0.03	85.95
15XL29-TUR-8	1.90	6.53	32.10	36.85	0.02	0.31	0.00	6.90	0.03	0.07	0.06	0.14	0.15	85.06
15XL29-TUR-9	2.40	5.71	32.09	35.95	0.06	0.23	0.00	9.16	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	85.65
15XL29-TUR-10	1.87	5.81	31.86	36.06	0.03	0.67	0.00	8.74	0.00	0.17	0.00	0.04	0.04	85.30
15XL29-TUR-11	1.56	6.07	32.13	35.47	0.06	1.29	0.02	7.35	0.00	0.26	0.00	0.37	0.28	84.87
15XL29-TUR-12	2.66	8.62	29.47	36.82	0.03	0.35	0.02	7.50	0.00	0.05	0.00	0.09	0.09	85.70
15XL29-TUR-13	2.28	9.17	29.82	36.36	0.04	0.66	0.01	5.68	0.00	0.35	0.03	0.06	0.05	84.50
15XL29-TUR-14	2.66	8.23	30.46	37.06	0.02	0.23	0.00	7.67	0.04	0.00	0.03	0.00	0.04	86.43
15XL29-TUR-15	2.26	5.84	32.41	36.47	0.03	0.14	0.03	8.17	0.02	0.19	0.00	0.05	0.04	85.64

附表

15GN32-TUR-1	1.72	1.67	33.81	35.43	0.05	0.15	0.00	12.67	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	85.57
15GN32-TUR-2	1.58	8.89	31.73	36.61	0.06	1.84	0.02	4.57	0.02	0.38	0.00	0.01	0.05	85.75
15GN32-TUR-3	1.78	3.98	33.19	35.78	0.04	0.28	0.02	9.87	0.00	0.18	0.03	0.03	0.08	85.24
15GN32-TUR-4	0.01	0.02	0.29	98.59	0.06	0.00	0.00	0.30	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	99.31
15GN32-TUR-5	2.02	0.01	34.46	34.59	0.04	0.32	0.00	9.13	1.28	0.01	0.00	0.00	0.00	81.85
15GN32-TUR-6	2.00	4.02	33.14	35.78	0.03	0.24	0.01	9.60	0.02	0.15	0.00	0.00	0.01	85.01
15GN32-TUR-7	1.86	6.46	32.55	36.48	0.02	0.34	0.02	6.59	0.05	0.09	0.01	0.04	0.03	84.53
15GN32-TUR-8	1.93	7.08	33.26	36.51	0.02	0.55	0.01	5.75	0.00	0.24	0.00	0.05	0.11	85.51
15GN32-TUR-9	1.92	7.88	30.26	36.02	0.06	1.46	0.00	8.51	0.08	0.03	0.04	0.01	0.01	86.26
15GN32-TUR-10	1.97	8.89	29.83	36.56	0.04	1.08	0.01	6.61	0.00	0.17	0.04	0.04	0.03	85.26
15GN32-TUR-11	1.58	4.61	33.02	35.95	0.00	0.55	0.01	9.83	0.02	0.00	0.07	0.06	0.06	85.74
15GN32-TUR-12	2.43	8.16	31.21	36.86	0.03	0.47	0.02	6.74	0.02	0.07	0.03	0.01	0.00	86.05
15GN32-TUR-13	2.18	6.56	31.55	36.76	0.00	0.11	0.00	7.95	0.01	0.04	0.05	0.01	0.02	85.24
15GN32-TUR-14	1.83	5.62	33.49	35.72	0.05	0.63	0.02	6.86	0.00	0.27	0.07	0.03	0.04	84.63
15GN32-TUR-15	2.31	7.88	31.23	36.63	0.00	0.26	0.00	5.53	0.02	0.23	0.00	0.02	0.08	84.20
15GN5-TUR-1	1.81	5.72	32.05	36.18	0.02	0.43	0.00	9.34	0.02	0.15	0.00	0.04	0.07	85.83
15GN5-TUR-2	2.73	6.12	30.62	36.73	0.00	0.00	0.00	9.67	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	85.96
15GN5-TUR-3	1.89	0.47	33.39	35.31	0.05	0.15	0.01	15.10	0.08	0.16	0.00	0.04	0.00	86.64
15GN5-TUR-4	2.07	2.75	33.28	35.16	0.04	0.14	0.00	12.19	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	85.73
15GN5-TUR-5	1.66	6.68	32.67	35.34	0.08	1.89	0.00	6.58	0.01	0.28	0.04	0.05	0.04	85.32
15GN5-TUR-6	1.38	7.12	33.78	36.18	0.04	1.46	0.00	5.18	0.00	0.08	0.00	0.05	0.11	85.38
15GN5-TUR-7	2.68	5.53	31.44	36.86	0.00	0.00	0.01	10.31	0.04	0.13	0.03	0.00	0.00	87.02
15GN5-TUR-8	1.97	5.98	33.67	36.34	0.04	0.46	0.02	7.01	0.00	0.10	0.06	0.03	0.05	85.72
15GN5-TUR-9	2.55	5.76	31.16	36.45	0.01	0.02	0.01	9.88	0.02	0.01	0.00	0.02	0.06	85.94
15GN5-TUR-10	1.95	1.48	34.01	35.00	0.02	0.16	0.03	13.05	0.02	0.06	0.01	0.00	0.00	85.79
15GN5-TUR-11	1.71	4.81	33.64	35.82	0.05	0.81	0.00	8.74	0.08	0.21	0.03	0.00	0.03	85.93

15GN5-TUR-12	1.92	4.40	33.51	36.08	0.04	0.31	0.00	9.24	0.00	0.20	0.00	0.07	0.06	85.83
15GN5-TUR-13	2.09	6.20	32.41	35.63	0.04	0.40	0.00	7.99	0.07	0.03	0.00	0.00	0.04	84.91
15GN5-TUR-14	1.74	6.00	33.51	35.68	0.05	0.99	0.04	6.32	0.02	0.07	0.01	0.04	0.08	84.54
15GN5-TUR-15	1.53	4.67	33.92	35.11	0.05	0.90	0.00	8.32	0.00	0.19	0.00	0.01	0.00	84.70
15BS8-TUR-1	1.82	1.30	33.50	35.68	0.03	0.03	0.02	12.90	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	85.41
15BS8-TUR-2	2.06	6.00	33.36	36.38	0.02	0.37	0.04	6.53	0.00	0.10	0.02	0.03	0.06	84.97
15BS8-TUR-3	1.71	4.69	33.22	35.92	0.01	0.50	0.00	9.08	0.00	0.34	0.00	0.06	0.08	85.61
15BS8-TUR-4	2.36	8.64	29.90	37.05	0.04	0.57	0.03	6.84	0.01	0.25	0.02	0.04	0.00	85.75
15BS8-TUR-5	1.58	6.16	33.41	36.03	0.01	1.34	0.00	6.52	0.02	0.08	0.04	0.03	0.06	85.29
15BS8-TUR-6	1.71	4.60	31.95	36.79	0.01	0.07	0.00	9.53	0.05	0.11	0.00	0.03	0.05	84.89
15BS8-TUR-7	2.03	7.57	33.37	37.08	0.02	0.32	0.01	5.08	0.04	0.17	0.00	0.07	0.09	85.84
15BS8-TUR-8	3.01	6.71	29.67	36.48	0.02	0.01	0.00	10.11	0.10	0.09	0.03	0.00	0.02	86.25
15BS8-TUR-9	2.24	5.97	33.25	36.46	0.03	0.21	0.00	6.97	0.06	0.22	0.03	0.01	0.05	85.51
15BS8-TUR-10	1.25	4.70	34.38	36.54	0.01	0.41	0.01	8.30	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	85.67
15BS8-TUR-11	1.83	6.80	33.21	36.27	0.01	0.52	0.06	5.73	0.00	0.16	0.01	0.09	0.03	84.71
15BS8-TUR-12	1.84	8.20	30.49	36.47	0.03	1.60	0.02	6.10	0.02	0.16	0.00	0.02	0.02	84.96
15BS8-TUR-13	2.23	6.73	32.99	37.15	0.00	0.33	0.01	6.29	0.06	0.20	0.00	0.03	0.04	86.05
15BS8-TUR-14	1.98	4.50	33.22	36.24	0.04	0.17	0.01	9.56	0.07	0.01	0.02	0.00	0.02	85.82
15BS8-TUR-15	1.22	8.50	29.33	35.60	0.02	3.15	0.01	7.72	0.02	0.05	0.02	0.02	0.00	85.66
15XL33-TUR-1	1.64	5.22	33.60	36.59	0.05	0.36	0.01	7.42	0.03	0.20	0.04	0.00	0.02	85.17
15XL33-TUR-2	2.39	8.69	29.49	36.67	0.01	0.69	0.00	6.91	0.00	0.14	0.02	0.00	0.09	85.10
15XL33-TUR-3	2.03	3.82	31.60	35.92	0.04	0.16	0.00	10.40	0.00	0.27	0.00	0.00	0.02	84.26
15XL33-TUR-4	2.32	7.05	30.88	37.00	0.02	0.07	0.02	6.87	0.03	0.26	0.05	0.11	0.00	84.68
15XL33-TUR-5	2.00	5.54	29.47	36.02	0.04	1.17	0.00	11.83	0.08	0.19	0.00	0.03	0.02	86.39
15XL33-TUR-6	2.15	6.58	33.57	37.14	0.04	0.33	0.00	6.17	0.00	0.10	0.02	0.06	0.06	86.21
15XL33-TUR-7	1.78	5.73	33.99	35.77	0.04	0.76	0.00	6.75	0.00	0.32	0.06	0.07	0.11	85.37

15XL33-TUR-8	2.23	5.19	33.34	36.31	0.05	0.15	0.00	7.86	0.05	0.22	0.03	0.01	0.01	85.45
15XL33-TUR-9	2.53	7.32	29.82	36.59	0.01	0.34	0.05	9.25	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	86.05
15XL33-TUR-10	2.02	4.91	31.58	36.18	0.05	0.52	0.00	10.26	0.04	0.00	0.02	0.03	0.01	85.61
15XL33-TUR-11	2.17	4.83	31.62	36.36	0.02	0.28	0.02	9.81	0.00	0.26	0.00	0.00	0.04	85.41
15XL33-TUR-12	1.94	7.00	28.15	36.32	0.00	1.90	0.00	11.44	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	86.80
15XL33-TUR-13	1.68	6.69	32.08	36.45	0.02	1.01	0.00	6.60	0.04	0.18	0.00	0.00	0.06	84.81
15XL33-TUR-14	1.80	2.32	33.87	35.39	0.04	0.27	0.00	11.79	0.02	0.13	0.00	0.00	0.01	85.64
15XL33-TUR-15	1.73	6.32	33.73	36.50	0.03	0.84	0.01	5.94	0.04	0.09	0.00	0.07	0.05	85.36
15TY7-TUR-1	1.89	8.95	28.66	36.87	0.02	1.72	0.00	6.66	0.00	0.17	0.02	0.18	0.10	85.25
15TY7-TUR-2	1.91	2.72	32.72	34.56	0.04	0.36	0.00	11.70	0.02	0.10	0.00	0.00	0.03	84.16
15TY7-TUR-3	2.46	7.06	30.70	36.73	0.05	0.40	0.02	8.25	0.00	0.15	0.02	0.03	0.07	85.93
15TY7-TUR-4	2.66	7.70	30.71	36.93	0.00	0.08	0.00	6.80	0.03	0.16	0.00	0.01	0.02	85.09
15TY7-TUR-5	2.54	7.81	28.41	36.92	0.02	0.50	0.00	9.69	0.02	0.08	0.05	0.05	0.05	86.15
15TY7-TUR-6	1.80	6.44	33.52	36.04	0.04	0.93	0.03	5.96	0.00	0.02	0.00	0.10	0.06	84.93
15TY7-TUR-7	1.92	1.51	32.83	35.52	0.02	0.05	0.00	13.50	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	85.48
15TY7-TUR-8	2.03	5.97	33.44	35.62	0.03	0.70	0.00	7.17	0.03	0.18	0.00	0.01	0.08	85.25
15TY7-TUR-9	1.98	6.99	32.86	36.52	0.03	0.41	0.00	6.03	0.00	0.26	0.00	0.07	0.05	85.20
15TY7-TUR-10	2.08	6.48	32.73	36.12	0.02	0.37	0.01	6.30	0.00	0.15	0.03	0.03	0.04	84.34
15TY7-TUR-11	1.80	6.41	33.53	36.29	0.03	0.55	0.02	5.62	0.00	0.11	0.01	0.17	0.06	84.61
15TY7-TUR-12	1.75	5.03	32.97	35.64	0.03	0.59	0.01	7.93	0.08	0.26	0.02	0.03	0.01	84.38
15TY7-TUR-13	1.49	7.45	33.54	36.09	0.02	1.22	0.00	4.91	0.00	0.08	0.02	0.02	0.03	84.86
15TY7-TUR-14	2.17	4.24	30.62	36.13	0.04	0.26	0.00	11.66	0.04	0.16	0.00	0.00	0.06	85.36
15TY7-TUR-15	1.78	6.78	33.35	36.01	0.04	1.14	0.00	5.84	0.02	0.10	0.00	0.01	0.00	85.08
15GN20-TUR-1	1.63	3.13	29.97	34.85	0.06	1.34	0.00	13.52	0.05	0.37	0.00	0.00	0.00	84.90
15GN20-TUR-2	1.59	8.75	31.50	36.14	0.07	1.71	0.00	4.58	0.01	0.10	0.00	0.06	0.05	84.55
15GN20-TUR-3	1.82	2.89	33.43	35.45	0.05	0.32	0.00	11.83	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	85.85

15GN20-TUR-4	2.70	6.94	30.02	36.75	0.02	0.08	0.00	8.34	0.05	0.30	0.02	0.06	0.10	85.37
15GN20-TUR-5	1.97	2.65	33.22	35.50	0.04	0.09	0.00	12.17	0.05	0.13	0.00	0.00	0.00	85.84
15GN20-TUR-6	1.84	0.41	32.36	35.12	0.05	0.09	0.00	15.14	0.12	0.00	0.00	0.03	0.00	85.17
15GN20-TUR-7	1.95	1.72	32.95	34.87	0.03	0.21	0.00	13.15	0.08	0.10	0.00	0.00	0.00	85.06
15GN20-TUR-8	2.19	4.67	23.72	35.06	0.05	1.36	0.01	14.99	0.06	0.96	0.00	0.00	0.10	83.17
15GN20-TUR-9	2.61	6.71	31.21	36.88	0.01	0.00	0.01	8.18	0.00	0.03	0.07	0.02	0.02	85.73
15GN20-TUR-10	2.19	4.51	31.97	35.13	0.05	0.30	0.04	10.92	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	85.24
15GN20-TUR-11	2.17	1.84	30.93	35.58	0.05	0.23	0.01	15.18	0.05	0.14	0.00	0.00	0.02	86.21
15GN20-TUR-12	2.81	6.55	30.23	36.60	0.00	0.03	0.02	8.84	0.01	0.12	0.00	0.07	0.04	85.31
15GN20-TUR-13	2.20	3.98	29.88	35.37	0.06	0.59	0.01	13.13	0.01	0.24	0.00	0.03	0.04	85.53
15GN20-TUR-14	1.80	4.78	33.20	35.84	0.03	0.23	0.00	8.22	0.00	0.21	0.03	0.00	0.07	84.39
15GN20-TUR-15	1.96	6.55	32.75	36.19	0.07	0.96	0.00	6.63	0.00	0.19	0.00	0.03	0.04	85.37
15JB8-TUR-1	2.57	6.49	30.38	35.94	0.02	0.18	0.02	9.48	0.00	0.06	0.02	0.00	0.09	85.24
15JB8-TUR-2	1.98	7.36	29.56	35.58	0.03	1.01	0.00	8.10	0.00	0.05	0.01	0.01	0.03	83.72
15JB8-TUR-3	2.22	7.14	30.47	36.78	0.02	0.48	0.00	8.28	0.00	0.04	0.01	0.03	0.11	85.57
15JB8-TUR-4	1.85	5.60	33.42	36.02	0.03	0.42	0.01	7.02	0.02	0.20	0.00	0.03	0.02	84.64
15JB8-TUR-5	1.64	7.83	34.15	36.46	0.07	1.26	0.02	3.54	0.04	0.04	0.03	0.01	0.03	85.13
15JB8-TUR-6	1.62	6.06	32.29	36.19	0.03	0.92	0.00	7.06	0.00	0.08	0.04	0.15	0.10	84.52
15JB8-TUR-7	2.33	9.21	30.82	37.13	0.02	0.77	0.01	4.84	0.04	0.13	0.02	0.04	0.07	85.41
15JB8-TUR-8	2.28	7.12	31.29	36.50	0.02	0.31	0.02	7.17	0.07	0.07	0.06	0.11	0.00	85.00
15JB8-TUR-9	2.10	4.22	32.53	36.14	0.05	0.07	0.00	9.19	0.00	0.09	0.00	0.03	0.03	84.45
15JB8-TUR-10	1.91	6.45	31.60	35.99	0.05	0.80	0.01	8.18	0.02	0.08	0.00	0.08	0.06	85.22
15JB8-TUR-11	2.13	6.81	32.91	35.91	0.05	0.42	0.00	6.33	0.01	0.00	0.02	0.06	0.07	84.72
15JB8-TUR-12	1.96	6.02	33.25	36.28	0.06	0.32	0.01	6.82	0.07	0.10	0.01	0.06	0.04	84.99
15JB8-TUR-13	1.78	5.51	33.97	36.13	0.04	0.45	0.01	6.97	0.00	0.14	0.03	0.06	0.10	85.20
15JB8-TUR-14	2.00	4.60	32.48	35.69	0.01	0.16	0.00	9.49	0.05	0.28	0.00	0.04	0.06	84.86

附表

15JB8-TUR-15	1.37	6.27	32.91	35.04	0.05	1.73	0.00	6.39	0.00	0.21	0.02	0.22	0.43	84.63
15JB5-TUR-1	1.67	5.97	28.82	35.35	0.05	2.05	0.00	10.98	0.04	0.26	0.00	0.00	0.11	85.29
15JB5-TUR-2	1.84	1.77	33.13	35.57	0.03	0.06	0.00	12.48	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	84.95
15JB5-TUR-3	1.79	4.38	33.17	35.42	0.06	0.97	0.00	9.08	0.04	0.13	0.03	0.02	0.01	85.10
15JB5-TUR-4	1.78	6.19	31.66	36.35	0.02	0.64	0.02	7.99	0.05	0.23	0.00	0.06	0.06	85.04
15JB5-TUR-5	1.77	6.90	30.64	36.36	0.01	1.01	0.00	7.99	0.00	0.19	0.02	0.06	0.05	84.99
15JB5-TUR-6	1.81	6.70	32.74	36.81	0.01	0.46	0.00	6.13	0.00	0.18	0.04	0.20	0.11	85.19
15JB5-TUR-7	1.63	3.66	33.26	35.91	0.02	0.21	0.00	9.93	0.06	0.18	0.04	0.00	0.02	84.92
15JB5-TUR-8	1.98	7.43	32.63	36.87	0.01	0.23	0.00	4.40	0.02	0.06	0.00	0.01	0.00	83.64
15JB5-TUR-9	1.83	1.28	32.98	35.57	0.05	0.10	0.01	13.46	0.00	0.19	0.01	0.00	0.00	85.48
15JB5-TUR-10	1.90	6.20	32.22	35.74	0.01	0.90	0.00	7.35	0.00	0.29	0.00	0.03	0.07	84.70
15JB5-TUR-11	2.22	6.06	30.46	36.47	0.03	0.44	0.02	9.94	0.03	0.15	0.01	0.03	0.06	85.91
15JB5-TUR-12	2.08	1.43	32.56	34.87	0.06	0.27	0.03	14.83	0.00	0.07	0.01	0.03	0.00	86.25
15JB5-TUR-13	1.87	5.01	33.60	35.71	0.04	0.42	0.01	7.96	0.00	0.19	0.01	0.09	0.05	84.96
15JB5-TUR-14	1.84	0.22	34.24	34.76	0.03	0.14	0.01	14.72	0.10	0.09	0.02	0.00	0.00	86.16
15JB5-TUR-15	2.06	3.32	33.18	35.63	0.03	0.22	0.00	10.79	0.00	0.10	0.00	0.00	0.03	85.36
15QB1-TUR-1	1.85	5.92	33.24	35.63	0.05	0.92	0.00	7.23	0.00	0.07	0.00	0.08	0.09	85.08
15QB1-TUR-2	1.93	5.92	33.07	35.82	0.06	0.31	0.02	6.68	0.04	0.21	0.05	0.08	0.08	84.28
15QB1-TUR-3	1.80	1.15	33.22	35.30	0.03	0.04	0.01	13.12	0.00	0.10	0.03	0.03	0.00	84.82
15QB1-TUR-4	1.96	3.66	32.18	35.76	0.02	0.09	0.00	10.26	0.05	0.12	0.01	0.01	0.00	84.11
15QB1-TUR-5	1.94	4.64	33.54	36.28	0.04	0.17	0.01	7.72	0.00	0.14	0.00	0.02	0.04	84.55
15QB1-TUR-6	1.70	3.47	33.87	35.66	0.03	0.36	0.01	9.54	0.02	0.12	0.00	0.00	0.00	84.79
15QB1-TUR-7	1.77	4.53	21.53	27.12	0.02	0.16	0.00	8.73	0.01	0.10	0.00	0.06	0.08	64.10
15QB1-TUR-8	1.92	6.01	32.37	36.36	0.03	0.53	0.00	7.39	0.05	0.12	0.04	0.11	0.08	85.00
15QB1-TUR-9	1.94	5.25	33.46	36.20	0.03	0.20	0.00	8.04	0.00	0.14	0.04	0.00	0.00	85.30
15QB1-TUR-10	2.13	6.01	33.07	36.02	0.03	0.17	0.00	6.94	0.00	0.12	0.00	0.03	0.01	84.53

15QB1-TUR-11	1.86	6.37	33.34	35.99	0.02	0.48	0.00	6.22	0.00	0.13	0.00	0.06	0.05	84.50
15QB1-TUR-12	1.95	5.77	31.68	36.15	0.01	0.45	0.00	8.69	0.04	0.17	0.02	0.07	0.04	85.03
15QB1-TUR-13	2.15	6.59	31.34	36.08	0.01	0.20	0.00	7.84	0.02	0.09	0.03	0.03	0.05	84.45
15QB1-TUR-14	2.21	6.84	30.51	35.97	0.02	0.43	0.01	7.70	0.00	0.07	0.04	0.03	0.10	83.93
15QB1-TUR-15	2.03	4.25	31.36	35.65	0.03	0.33	0.00	10.36	0.00	0.40	0.02	0.00	0.04	84.46

附表 4 南盘江盆地碎屑铬尖晶石电子探针分析结果

点号	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
15AL9-GHR-1	12.53	17.58	0.04	20.82	0.18	0.23	47.17	98.54
15AL9-GHR-2	5.41	15.77	0.00	28.10	0.23	0.14	49.68	99.31
15AL9-GHR-3	7.18	17.73	0.11	29.34	0.25	0.09	45.59	100.28
15AL9-GHR-4	13.63	14.39	0.02	27.31	0.27	0.33	43.47	99.43
15AL9-GHR-5	10.14	19.67	0.00	22.25	0.17	0.06	47.34	99.62
15AL9-GHR-6	12.71	24.01	0.06	33.42	0.07	0.28	28.14	98.68
15AL9-GHR-7	12.88	12.44	0.06	23.32	0.28	0.03	51.78	100.79
15AL9-GHR-8	8.04	4.65	0.08	25.29	0.27	0.04	62.52	100.89
15AL9-GHR-10	11.40	9.05	0.07	21.88	0.25	0.19	56.82	99.65
15AL9-GHR-11	7.39	13.78	0.01	34.92	0.17	0.23	42.58	99.07
15AL9-GHR-12	15.44	19.80	0.07	17.52	0.13	0.05	47.45	100.46
15AL9-GHR-13	22.57	7.75	0.05	14.48	0.17	0.12	54.28	99.42
15AL9-GHR-14	0.91	7.98	0.00	37.49	0.31	0.01	52.35	99.06
15AL9-GHR-15	7.95	5.12	0.06	23.14	0.24	0.11	62.81	99.42
15AL9-GHR-16	6.76	9.51	0.12	30.49	0.31	0.01	53.06	100.26
15AL9-GHR-17	12.26	9.16	0.06	26.55	0.16	0.14	50.33	98.67
15AL9-GHR-18	14.97	17.99	0.07	18.80	0.14	0.09	48.17	100.22

15AL9-GHR-19	10.70	8.34	0.05	24.63	0.23	0.22	55.00	99.16
15LL5-GHR-1	10.51	13.57	0.00	24.10	0.25	0.05	52.33	100.81
15LL5-GHR-2	7.59	4.48	0.09	25.13	0.19	0.07	62.04	99.58
15LL5-GHR-3	10.08	5.30	0.07	22.93	0.29	0.05	61.07	99.78
15LL5-GHR-4	7.68	5.64	0.07	25.42	0.21	0.07	61.50	100.58
15LL5-GHR-5	8.17	8.80	0.12	23.04	0.17	0.10	59.00	99.39
15LL5-GHR-5	7.72	8.49	0.21	22.98	0.18	0.03	59.06	98.66
15LL5-GHR-6	10.26	14.54	0.07	25.67	0.22	0.04	49.53	100.33
15LL5-GHR-7	7.64	6.05	0.09	27.15	0.18	0.09	58.62	99.82
15LL5-GHR-8	12.04	19.52	0.02	29.26	0.20	0.19	38.56	99.77
15LL5-GHR-9	5.77	7.36	0.05	26.45	0.18	0.17	59.38	99.36
15LL5-GHR-9	5.62	7.04	0.08	26.36	0.18	0.14	59.21	98.63
15LL5-GHR-10	10.71	12.79	0.03	30.87	0.17	0.07	45.04	99.68
15LL5-GHR-11	12.95	16.55	0.07	21.56	0.20	0.00	48.56	99.89
15LL5-GHR-12	12.69	11.40	0.03	22.88	0.20	0.03	52.41	99.64
15LL5-GHR-13	16.15	27.23	0.04	19.87	0.20	0.08	36.65	100.22
15LL5-GHR-14	9.99	11.24	0.08	24.62	0.23	0.04	54.76	100.96
15LL5-GHR-16	14.14	24.08	0.07	26.79	0.17	0.13	33.91	99.30
15LL5-GHR-17	0.23	0.05	4.33	76.03	0.02	0.14	0.18	80.97
15LL5-GHR-17	0.32	0.04	3.84	74.60	0.07	0.03	0.11	78.99
15LL5-GHR-18	14.72	19.79	0.06	25.56	0.25	0.06	39.22	99.64
15LL5-GHR-19	12.75	12.14	0.06	23.55	0.25	0.01	49.83	98.57
15LL5-GHR-20	16.94	21.12	0.08	17.92	0.25	0.00	44.17	100.49
15AL6-GHR-1	12.87	4.59	0.06	17.83	0.15	0.02	64.38	99.89
15AL6-GHR-2	10.08	10.38	0.01	25.50	0.17	0.14	54.31	100.58
15AL6-GHR-3	9.88	9.15	0.03	27.64	0.29	0.03	53.11	100.13

15AL6-GHR-4	12.58	9.70	0.05	21.08	0.23	0.02	56.96	100.62
15AL6-GHR-5	13.26	11.88	0.02	33.43	0.22	0.12	40.03	98.96
15AL6-GHR-6	9.27	13.18	0.03	28.26	0.15	0.02	49.66	100.56
15AL6-GHR-7	7.13	17.19	0.03	30.48	0.17	0.19	43.88	99.07
15AL6-GHR-8	5.38	6.03	0.16	27.79	0.28	0.00	59.30	98.93
15AL6-GHR-9	12.39	18.84	0.01	20.64	0.21	0.01	48.36	100.46
15AL6-GHR-10	14.05	8.33	0.05	16.82	0.11	0.00	61.12	100.48
15AL6-GHR-11	12.83	21.29	0.00	19.08	0.18	0.01	46.88	100.27
15AL6-GHR-12	8.75	5.42	0.09	24.56	0.31	0.00	61.78	100.92
15AL6-GHR-13	9.69	5.55	0.04	24.15	0.21	0.14	61.33	101.11
15AL6-GHR-14	12.78	26.76	0.03	27.09	0.13	0.06	32.53	99.39
15AL6-GHR-15	15.22	24.00	0.02	18.94	0.21	0.00	41.93	100.31
15AL6-GHR-16	11.06	8.45	0.11	22.84	0.26	0.10	57.93	100.75
15AL6-GHR-17	12.12	7.87	0.00	24.49	0.14	0.11	54.46	99.19
15AL6-GHR-18	6.88	11.58	0.01	28.15	0.27	0.00	52.90	99.79
15AL6-GHR-19	8.96	11.71	0.05	27.70	0.15	0.12	51.16	99.84
15AL6-GHR-20	15.13	11.77	0.10	17.72	0.17	0.09	56.32	101.28
15XL33-GHR-1	12.71	10.66	0.05	17.42	0.13	0.15	58.86	99.98
15XL33-GHR-2	6.38	8.44	0.06	29.72	0.22	0.02	54.84	99.68
15XL33-GHR-3	13.02	11.60	0.01	18.45	0.29	0.09	57.16	100.61
15XL33-GHR-4	17.97	29.46	0.06	15.27	0.13	0.02	36.83	99.73
15XL33-GHR-5	10.98	14.73	0.00	19.35	0.21	0.00	55.00	100.26
15XL33-GHR-6	10.09	18.50	0.00	28.38	0.11	0.32	41.89	99.29
15XL33-GHR-7	9.52	7.14	0.12	23.31	0.31	0.00	59.76	100.16
15XL33-GHR-8	8.30	9.00	0.01	25.62	0.32	0.03	57.22	100.51
15XL33-GHR-9	9.46	10.15	0.00	30.33	0.25	0.05	48.99	99.23

15XL33-GHR-10	9.47	8.72	0.04	20.66	0.65	0.00	59.46	99.00
15XL33-GHR-11	10.49	7.20	0.04	25.73	0.19	0.14	56.20	100.00
15XL33-GHR-12	13.37	5.92	0.00	22.56	0.15	0.00	57.77	99.78
15XL33-GHR-13	12.86	9.40	0.09	19.98	0.20	0.00	57.28	99.81
15XL33-GHR-14	8.77	4.90	0.09	25.03	0.25	0.00	61.32	100.37
15XL33-GHR-15	9.23	8.81	0.01	22.44	0.22	0.00	59.66	100.36
15XL33-GHR-16	13.29	16.79	0.13	19.97	0.18	0.10	49.58	100.03
15XL33-GHR-17	13.91	12.20	0.04	19.14	0.17	0.04	54.76	100.27
15XL33-GHR-18	11.43	17.49	0.05	28.68	0.21	0.31	42.36	100.53
15XL33-GHR-19	13.48	12.25	0.06	19.69	0.19	0.09	54.04	99.79
15XL33-GHR-20	5.85	13.04	0.01	29.97	0.23	0.23	50.67	100.00
15GN29-CHR-1	15.62	22.59	0.00	13.45	0.12	0.08	48.89	100.75
15GN29-CHR-2	7.03	11.05	0.27	28.21	0.23	0.03	52.45	99.28
15GN29-CHR-3	9.71	5.53	0.12	23.43	0.27	0.00	61.48	100.53
15GN29-CHR-4	5.01	5.26	0.03	31.49	0.24	0.12	57.08	99.22
15GN29-CHR-5	12.00	21.10	0.02	36.56	0.13	0.30	28.25	98.36
15GN29-CHR-6	11.39	16.30	0.00	22.98	0.27	0.14	49.29	100.37
15GN29-CHR-8	11.46	9.48	0.01	25.83	0.19	0.13	52.39	99.50
15GN29-CHR-9	10.78	13.39	0.06	25.50	0.28	0.16	49.85	100.03
15GN29-CHR-10	10.93	22.03	0.05	19.97	0.27	0.00	47.29	100.53
15GN29-CHR-11	6.97	8.08	0.02	27.74	0.25	0.08	56.98	100.12
15GN29-CHR-12	16.68	24.21	0.14	16.18	0.07	0.00	43.10	100.38
15GN29-CHR-13	10.39	18.63	0.07	27.52	0.22	0.16	42.58	99.55
15GN29-CHR-14	16.72	31.23	0.05	17.79	0.16	0.28	34.07	100.30
15GN29-CHR-16	13.06	26.99	0.06	30.78	0.15	0.18	27.67	98.88
15GN29-CHR-17	16.46	30.18	0.09	18.90	0.16	0.13	34.64	100.55

15GN29-CHR-18	5.04	8.04	0.05	30.88	0.24	0.14	55.15	99.53
15GN29-CHR-19	11.55	14.18	0.05	34.04	0.17	0.13	38.60	98.70
15GN29-CHR-20	9.38	14.26	0.12	25.30	0.34	0.09	50.55	100.03
15GN32-CHR-1	12.94	10.92	0.10	21.81	0.19	0.03	54.60	100.58
15GN32-CHR-2	10.26	5.57	0.09	22.39	0.22	0.04	61.57	100.14
15GN32-CHR-3	7.45	11.90	0.00	24.09	0.20	0.00	56.22	99.86
15GN32-CHR-4	8.34	14.33	0.01	28.89	0.28	0.15	47.68	99.67
15GN32-CHR-5	11.69	19.29	0.01	23.33	0.11	0.00	45.69	100.12
15GN32-CHR-6	10.83	13.17	0.01	19.82	0.25	0.00	56.12	100.19
15GN32-CHR-7	13.08	18.97	0.00	17.69	0.17	0.05	50.64	100.61
15GN32-CHR-8	14.93	25.28	0.07	19.81	0.18	0.10	40.15	100.50
15GN32-CHR-9	7.46	16.30	0.01	34.68	0.12	0.00	39.96	98.52
15GN32-CHR-10	10.15	17.81	0.03	22.19	0.15	0.15	49.05	99.51
15GN32-CHR-11	15.24	32.16	0.02	18.93	0.12	0.05	33.84	100.36
15GN32-CHR-12	6.34	6.02	0.03	28.44	0.27	0.03	58.96	100.09
15GN32-CHR-13	14.59	20.28	0.04	15.07	0.05	0.03	50.32	100.37
15GN32-CHR-14	6.10	7.86	0.01	27.94	0.29	0.00	57.59	99.79
15GN32-CHR-15	12.37	7.82	0.10	14.17	0.15	0.06	63.69	98.35
15GN32-CHR-16	11.52	21.83	0.00	35.64	0.18	0.30	28.79	98.26
15GN32-CHR-17	10.83	13.79	0.00	20.71	0.16	0.02	55.03	100.53
15GN32-CHR-18	9.37	20.04	0.01	26.92	0.22	0.13	43.81	100.50
15GN32-CHR-20	12.76	10.11	0.08	18.25	0.19	0.05	58.25	99.69
15GN5-CHR-1	10.44	12.32	0.02	26.65	0.22	0.06	49.46	99.18
15GN5-CHR-2	12.56	13.39	0.03	31.22	0.20	0.15	43.27	100.82
15GN5-CHR-3	11.49	13.46	0.06	24.63	0.16	0.05	50.12	99.97
15GN5-CHR-4	10.22	11.83	0.00	25.15	0.32	0.05	51.35	98.91

15GN5-CHR-5	9.89	15.08	0.03	25.69	0.23	0.00	48.01	98.93
15GN5-CHR-6	13.00	8.65	0.11	20.58	0.28	0.05	58.11	100.78
15GN5-CHR-7	5.24	10.72	0.00	32.73	0.35	0.04	49.78	98.85
15GN5-CHR-8	8.30	16.24	0.00	27.80	0.23	0.15	46.85	99.57
15GN5-CHR-9	7.72	12.09	0.09	30.16	0.24	0.15	48.83	99.28
15GN5-CHR-10	12.01	17.69	0.03	24.84	0.21	0.21	45.10	100.09
15GN5-CHR-11	14.43	32.80	0.01	20.15	0.09	0.12	33.14	100.73
15GN5-CHR-12	15.60	12.54	0.06	15.56	0.25	0.10	55.97	100.08
15GN5-CHR-13	12.72	18.68	0.09	22.97	0.15	0.00	45.41	100.01
15GN5-CHR-14	12.84	16.26	0.10	21.67	0.11	0.01	48.76	99.75
15GN5-CHR-15	7.30	12.79	0.00	29.12	0.28	0.21	49.21	98.90
15GN5-CHR-16	13.82	24.05	0.05	24.92	0.16	0.07	37.06	100.13
15GN5-CHR-17	12.64	17.96	0.06	22.69	0.19	0.10	46.80	100.43
15GN5-CHR-18	11.00	15.00	0.03	26.26	0.19	0.17	47.62	100.28
15GN5-CHR-19	11.60	18.19	0.03	30.41	0.12	0.19	37.95	98.49
15GN5-CHR-20	9.51	15.74	0.01	23.23	0.17	0.03	50.24	98.92
15GN20-CHR-1	10.69	17.02	0.00	20.35	0.24	0.09	51.97	100.34
15GN20-CHR-2	7.30	17.68	0.04	24.30	0.34	0.02	49.37	99.03
15GN20-CHR-3	12.00	15.88	0.00	21.39	0.19	0.04	50.90	100.40
15GN20-CHR-4	6.97	14.52	0.02	25.67	0.20	0.00	52.66	100.04
15GN20-CHR-5	11.00	13.52	0.00	20.21	0.23	0.00	55.18	100.14
15GN20-CHR-6	3.55	19.82	0.00	32.87	0.22	0.00	42.63	99.09
15GN20-CHR-7	7.87	15.90	0.00	24.07	0.34	0.00	51.25	99.43
15GN20-CHR-8	14.26	27.01	0.07	27.43	0.11	0.13	31.41	100.42
15GN20-CHR-9	14.01	31.45	0.00	18.70	0.14	0.05	35.79	100.13
15GN20-CHR-10	6.70	8.56	0.00	43.52	0.22	0.16	39.38	98.55

15GN20-CHR-11	8.55	22.05	0.01	23.27	0.23	0.00	45.54	99.63
15GN20-CHR-12	8.78	21.76	0.00	22.57	0.22	0.07	46.24	99.65
15GN20-CHR-13	8.22	16.72	0.02	24.01	0.32	0.04	51.05	100.37
15GN20-CHR-14	12.75	21.08	0.00	20.74	0.13	0.00	45.87	100.56
15GN20-CHR-15	8.31	7.39	0.12	25.41	0.20	0.03	58.32	99.78
15GN20-CHR-16	7.44	12.44	0.01	24.28	0.31	0.00	55.27	99.74
15GN20-CHR-17	10.59	15.80	0.00	21.66	0.22	0.00	52.50	100.76
15GN20-CHR-18	16.43	25.49	0.05	15.68	0.19	0.06	42.57	100.46
15GN20-CHR-19	14.89	25.01	0.06	19.57	0.17	0.00	40.03	99.73
15GN20-CHR-20	12.38	17.94	0.01	18.83	0.26	0.05	51.00	100.46
14NS4-CHR-1	2.72	15.39	0.62	25.56	0.12	0.18	48.77	93.36
14NS4-CHR-4	13.38	6.58	0.77	12.24	0.25	0.00	62.54	95.75
14NS4-CHR-5	7.16	17.97	0.02	39.25	0.29	0.71	30.40	95.80

附表 5 南盘江盆地三叠系碎屑石榴石电子探针分析结果

点号	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO	MnO	Cr ₂ O ₃	Total
15GN5-GRT-1	1.54	20.00	36.46	1.51	24.90	15.09	0.00	99.49
15GN5-GRT-2	3.31	20.83	37.72	1.84	34.74	0.91	0.06	99.41
15GN5-GRT-3	2.49	20.93	37.18	1.39	27.89	10.84	0.05	100.76
15GN5-GRT-4	1.37	19.97	36.28	1.76	23.53	16.45	0.04	99.39
15GN5-GRT-5	1.23	21.10	37.43	0.49	37.68	1.72	0.00	99.65
15GN5-GRT-6	1.36	20.60	37.29	1.59	22.31	17.65	0.02	100.82
15GN5-GRT-7	1.53	20.04	36.32	1.71	24.95	15.08	0.02	99.66

15GN5-GRT-8	1.46	20.96	37.66	1.57	22.88	16.35	0.02	100.88
15GN5-GRT-9	2.39	19.96	36.53	1.21	28.53	11.38	0.01	100.01
15GN5-GRT-10	1.72	20.77	37.39	1.45	36.61	1.28	0.02	99.25
15GN5-GRT-11	0.90	20.62	37.40	1.94	35.67	2.02	0.03	98.57
15GN5-GRT-12	1.20	20.97	37.52	1.81	19.75	19.55	0.00	100.79
15GN5-GRT-13	4.55	20.65	37.30	1.03	35.30	0.74	0.02	99.59
15GN5-GRT-14	0.94	20.60	37.36	1.28	38.20	1.31	0.02	99.71
15GN5-GRT-15	1.28	20.25	36.30	1.52	21.08	19.08	0.02	99.52
15GN5-GRT-16	7.61	21.03	38.30	4.06	28.17	0.32	0.01	99.50
15GN5-GRT-17	4.59	21.22	38.37	1.35	30.43	2.62	0.02	98.60
15GN5-GRT-18	1.54	20.36	36.63	1.64	25.39	14.76	0.02	100.34
15GN5-GRT-19	8.55	21.27	38.19	2.16	29.85	0.41	0.04	100.46
15GN5-GRT-20	3.48	20.32	36.92	1.48	37.11	0.50	0.01	99.82
15GN5-GRT-21	3.82	21.04	38.43	5.09	31.00	0.65	0.01	100.05
15GN5-GRT-22	5.14	21.35	38.52	1.16	32.60	1.11	0.05	99.91
15GN5-GRT-23	7.91	20.92	38.12	1.68	30.42	0.45	0.01	99.50
15GN5-GRT-24	1.62	20.21	36.41	1.41	25.84	14.21	0.04	99.73
15GN5-GRT-25	1.67	20.37	36.51	1.50	26.14	13.48	0.00	99.68
15GN5-GRT-26	1.75	20.53	36.84	1.52	25.46	13.75	0.00	99.85
15GN5-GRT-27	0.79	20.85	37.59	1.36	38.63	1.26	0.00	100.47
15GN5-GRT-28	1.48	20.30	36.54	1.91	24.26	16.28	0.02	100.78
15GN5-GRT-29	5.29	20.88	37.43	1.14	33.94	0.80	0.06	99.52
15GN5-GRT-30	2.88	20.69	36.77	1.11	37.03	0.67	0.03	99.18
15XL33-GRT-1	7.32	21.32	38.84	8.10	24.68	0.39	0.01	100.66
15XL33-GRT-2	7.06	20.91	38.68	7.10	26.51	0.35	0.00	100.62
15XL33-GRT-3	6.86	20.83	38.09	7.50	26.78	0.36	0.00	100.42

15XL33-GRT-4	7.28	21.08	38.47	7.18	25.12	0.38	0.00	99.51
15XL33-GRT-5	7.50	21.09	38.79	7.67	25.05	0.32	0.02	100.43
15XL33-GRT-6	7.54	21.18	38.64	7.62	24.72	0.33	0.00	100.02
15XL33-GRT-7	7.46	21.42	38.87	7.74	24.69	0.32	0.03	100.51
15XL33-GRT-8	7.65	21.38	38.45	7.42	25.56	0.41	0.00	100.86
15XL33-GRT-9	6.64	21.41	39.00	11.80	21.37	0.21	0.02	100.45
15XL33-GRT-10	6.71	21.44	39.08	11.24	22.00	0.18	0.03	100.67
15XL33-GRT-11	7.32	21.32	38.52	7.80	24.99	0.26	0.00	100.20
15XL33-GRT-12	7.13	21.29	38.71	7.31	25.67	0.39	0.00	100.50
15XL33-GRT-13	7.86	21.65	39.15	10.40	21.26	0.19	0.00	100.51
15XL33-GRT-14	7.48	21.28	38.60	7.36	25.34	0.31	0.00	100.36
15XL33-GRT-15	7.44	21.50	38.47	6.53	26.45	0.33	0.00	100.72
15XL33-GRT-16	7.32	21.58	39.17	10.57	21.80	0.24	0.02	100.71
15XL33-GRT-17	6.95	21.65	38.88	10.51	22.47	0.14	0.00	100.60
15XL33-GRT-18	7.84	21.34	38.87	7.18	24.76	0.29	0.02	100.29
15XL33-GRT-19	7.31	21.35	38.75	7.76	24.72	0.34	0.02	100.24
15XL33-GRT-20	7.00	21.55	38.98	7.77	25.30	0.37	0.02	100.98
15XL33-GRT-21	7.07	21.35	38.98	7.86	25.72	0.30	0.00	101.27
15XL33-GRT-22	7.62	21.49	39.21	7.32	25.32	0.41	0.00	101.36
15XL33-GRT-23	7.63	21.45	38.53	7.18	25.47	0.35	0.02	100.63
15XL33-GRT-24	7.67	21.29	38.89	6.94	25.58	0.36	0.01	100.74
15XL33-GRT-25	6.92	21.32	38.76	8.12	24.98	0.30	0.00	100.40
15XL33-GRT-26	6.98	21.31	38.69	7.90	25.38	0.25	0.01	100.52
15XL33-GRT-27	8.26	21.45	38.84	6.36	25.44	0.33	0.00	100.68
15XL33-GRT-28	7.14	21.15	38.67	7.51	25.33	0.44	0.00	100.24
15XL33-GRT-29	6.97	21.22	38.88	7.97	25.07	0.31	0.00	100.41

15XL33-GRT-30	7.75	21.35	38.62	7.20	25.08	0.35	0.03	100.37
15QB1-GRT-1	11.40	21.90	38.89	0.98	27.13	0.23	0.05	100.57
15QB1-GRT-2	4.26	20.94	37.37	1.06	35.77	0.67	0.03	100.10
15QB1-GRT-3	2.50	20.56	37.22	1.94	37.74	0.46	0.03	100.45
15QB1-GRT-4	2.12	20.75	37.18	0.98	30.57	8.64	0.01	100.25
15QB1-GRT-5	5.58	21.00	37.68	1.34	33.52	0.36	0.00	99.48
15QB1-GRT-6	3.34	20.85	37.19	1.28	37.51	0.25	0.01	100.43
15QB1-GRT-7	3.31	20.94	37.38	1.39	37.53	0.14	0.02	100.70
15QB1-GRT-8	8.47	21.76	38.40	1.06	30.65	0.47	0.00	100.81
15QB1-GRT-9	2.67	20.98	37.87	0.33	35.47	2.28	0.00	99.60
15QB1-GRT-10	3.33	20.74	37.00	0.41	26.48	12.68	0.01	100.64
15QB1-GRT-11	7.02	21.28	37.95	1.37	32.70	0.42	0.00	100.74
15QB1-GRT-12	2.53	20.77	37.09	2.24	37.61	0.23	0.00	100.47
15QB1-GRT-13	3.77	21.12	37.74	1.71	34.66	1.28	0.00	100.30
15QB1-GRT-14	2.86	20.74	37.10	1.33	31.07	7.08	0.00	100.18
15QB1-GRT-15	3.95	20.70	37.21	0.68	37.85	0.12	0.02	100.52
15QB1-GRT-16	1.68	20.44	37.11	2.92	27.62	10.35	0.05	100.17
15QB1-GRT-17	2.23	21.28	38.04	2.39	35.32	1.18	0.02	100.45
15QB1-GRT-18	10.71	21.66	38.69	0.97	27.97	0.18	0.03	100.21
15QB1-GRT-19	7.58	21.11	37.90	2.42	30.32	0.39	0.01	99.72
15QB1-GRT-20	2.79	20.85	36.86	0.81	30.39	8.50	0.02	100.22

附表 6 南盘江盆地三叠系碎屑辉石电子探针分析结果

点号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
15BS8-CPX-1	0.38	13.51	2.25	50.58	0.01	21.69	11.48	0.10	0.37	0.00	100.36

15BS8-CPX-2	0.36	13.74	2.73	50.15	0.00	21.97	10.65	0.03	0.27	0.00	99.89
15BS8-CPX-3	0.31	12.63	1.84	50.59	0.00	21.58	12.45	0.11	0.21	0.00	99.73
15BS8-CPX-4	0.36	13.92	2.59	50.58	0.00	21.88	10.03	0.07	0.50	0.03	99.97
15BS8-CPX-5	0.35	14.75	3.03	50.51	0.00	22.11	9.09	0.04	0.23	0.12	100.21
15BS8-CPX-6	1.77	6.23	32.56	35.77	0.06	1.18	6.99	0.00	0.18	0.02	84.77
15BS8-CPX-7	1.87	1.30	32.97	34.71	0.04	0.06	13.54	0.00	0.10	0.01	84.59
15BS8-CPX-8	0.36	14.34	2.98	50.44	0.00	22.12	9.31	0.05	0.27	0.07	99.94
15BS8-CPX-9	0.31	12.65	1.47	51.07	0.01	21.41	13.37	0.17	0.29	0.01	100.76
15BS8-CPX-10	0.32	13.24	3.83	48.07	0.02	18.13	15.29	0.06	0.17	0.02	99.14
15BS8-CPX-11	0.31	15.75	2.31	52.95	0.15	11.79	14.44	0.12	0.04	0.08	97.93
15BS8-CPX-12	0.36	10.90	1.50	50.50	0.00	21.14	15.30	0.18	0.29	0.00	100.16
15BS8-CPX-13	0.33	14.28	3.64	49.63	0.03	22.20	8.82	0.11	0.55	0.25	99.83
15BS8-CPX-14	0.35	13.48	2.09	50.83	0.00	21.73	11.48	0.09	0.07	0.00	100.12
15BS8-CPX-15	0.42	13.63	3.77	48.83	0.00	21.89	10.12	0.04	0.42	0.12	99.24
15BS8-CPX-16	0.06	0.35	0.00	0.14	0.00	55.96	0.47	0.07	0.08	0.00	57.12
15BS8-CPX-17	0.46	13.01	2.98	49.61	0.00	21.14	11.10	0.03	0.36	0.02	98.71
15BS8-CPX-18	0.31	13.32	3.10	49.78	0.04	21.47	10.79	0.09	0.32	0.05	99.27
15BS8-CPX-19	0.46	12.99	4.71	47.78	0.01	21.80	9.65	0.10	0.53	0.21	98.24
15BS8-CPX-20	0.39	13.81	3.49	49.37	0.00	21.88	9.90	0.12	0.36	0.10	99.42
15BS8-CPX-21	0.29	5.58	0.73	49.26	0.00	21.36	22.76	0.17	0.10	0.00	100.24
15BS8-CPX-22	0.37	13.91	2.34	50.79	0.00	21.73	10.91	0.11	0.22	0.00	100.36
15BS8-CPX-23	0.35	14.24	3.37	49.74	0.00	22.05	9.06	0.11	0.43	0.21	99.55
15BS8-CPX-24	0.33	11.91	1.71	50.38	0.00	21.16	14.11	0.17	0.33	0.03	100.12
15BS8-CPX-25	0.34	13.64	2.49	50.04	0.00	21.94	10.23	0.07	0.29	0.00	99.03
15BS8-CPX-26	0.40	14.19	2.33	50.87	0.00	21.88	10.18	0.08	0.27	0.01	100.22
15BS8-CPX-27	0.29	11.39	1.23	51.09	0.00	20.93	14.38	0.13	0.07	0.01	99.52

15BS8-CPX-28	0.44	12.89	3.17	48.98	0.02	21.08	12.28	0.13	0.38	0.04	99.40
15BS8-CPX-29	0.35	11.89	1.46	50.84	0.00	21.26	13.77	0.08	0.21	0.00	99.87
15BGN5-CPX-1	0.41	13.40	3.03	49.83	0.01	21.66	9.85	0.07	0.43	0.00	98.69
15BGN5-CPX-2	0.33	13.75	2.59	50.04	0.01	21.27	11.07	0.04	0.19	0.00	99.28
15BGN5-CPX-3	0.29	13.61	2.16	50.34	0.01	21.73	11.08	0.13	0.34	0.00	99.69
15BGN5-CPX-4	0.34	11.66	1.49	50.89	0.00	21.29	14.36	0.21	0.25	0.00	100.48
15BGN5-CPX-5	0.36	12.88	2.78	49.79	0.03	21.30	11.55	0.13	0.34	0.01	99.17
15BGN5-CPX-6	0.39	12.97	2.90	49.55	0.01	21.55	11.07	0.09	0.43	0.00	98.95
15BGN5-CPX-7	0.32	11.53	1.56	50.55	0.00	20.95	15.04	0.07	0.26	0.04	100.31
15BGN5-CPX-8	0.38	12.77	2.78	49.68	0.00	21.62	12.01	0.04	0.33	0.00	99.62
15BGN5-CPX-9	0.36	13.89	2.35	50.68	0.00	21.95	9.89	0.04	0.34	0.03	99.52
15BGN5-CPX-10	0.31	13.52	1.61	50.70	0.00	20.79	12.26	0.13	0.14	0.00	99.48
15BGN5-CPX-11	0.34	13.84	2.33	50.71	0.00	21.73	10.43	0.15	0.21	0.00	99.73
15BGN5-CPX-12	0.33	12.61	1.47	50.99	0.00	21.43	13.04	0.12	0.30	0.01	100.29
15BGN5-CPX-13	0.36	13.18	2.04	50.59	0.00	21.57	11.45	0.16	0.36	0.02	99.75
15BGN5-CPX-14	1.93	1.35	31.52	35.12	0.04	0.22	15.04	0.05	0.13	0.03	85.42
15BGN5-CPX-15	1.98	2.82	33.78	35.07	0.04	0.19	10.67	0.00	0.02	0.01	84.59
15BGN5-CPX-16	0.30	12.10	1.63	50.80	0.00	21.46	13.22	0.12	0.09	0.02	99.74
15BGN5-CPX-17	0.63	13.33	3.15	49.65	0.00	21.13	11.38	0.06	0.34	0.00	99.66
15BGN5-CPX-18	0.31	10.97	1.27	50.72	0.00	21.25	15.09	0.20	0.20	0.00	100.01
15BGN5-CPX-19	0.34	13.94	2.01	50.78	0.01	21.83	10.97	0.16	0.27	0.00	100.30
15BGN5-CPX-20	0.33	12.43	1.67	50.79	0.00	21.40	13.39	0.07	0.15	0.00	100.22
15BGN5-CPX-21	0.35	11.14	1.21	50.85	0.00	21.37	15.55	0.17	0.15	0.00	100.78
15BGN5-CPX-22	0.37	13.81	2.53	50.24	0.00	22.02	10.88	0.09	0.50	0.02	100.46
15BGN5-CPX-23	0.41	13.18	3.24	49.74	0.00	21.16	11.81	0.12	0.42	0.04	100.12

附表 7 八渡辉绿岩 (14BD18) 斜锆石 U-Th-Pb 同位素测试结果

Table1 U-Th-Pb isotopic data of baddeleyites from diabase (14BD18) around Badu area

点号	U ppm	Th ppm	Pb ppm	f ₂₀₆ %	Th/U means	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	比值						年龄									
							²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		±σ		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		±σ	
							%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
01	277	12	12	0.62	0.04	3018	0.0505	2.7	0.2964	4.1	0.0426	3.1	218	61	264	10	269	8				
02	100	8	5	0.79	0.08	2367	0.0516	2.6	0.3197	4.1	0.0449	3.1	270	59	282	10	283	9				
03	111	10	4	3.80	0.09	493	0.0436	12.4	0.2264	12.8	0.0377	3.1	-	282	207	24	238	7				
04	204	40	11	37.71	0.20	50	-	-	-	-	0.0402	3.5	-	-	-	-	254	9				
05	133	5	6	1.45	0.04	1294	0.0512	7.0	0.2905	7.6	0.0412	3.1	248	153	259	18	260	8				
06	441	33	19	0.68	0.07	2758	0.0493	2.8	0.2749	4.1	0.0404	3.1	163	64	247	9	255	8				
07	66	5	3	1.13	0.08	1659	0.0463	7.4	0.2725	8.0	0.0427	3.1	-	184	245	18	269	8				
08	140	8	6	0.36	0.06	5146	0.0534	2.1	0.3028	3.7	0.0412	3.1	344	47	269	9	260	8				
09	190	9	9	4.43	0.05	422	0.0483	29.4	0.3006	29.6	0.0451	3.1	116	577	267	72	284	9				
10	181	9	8	0.74	0.05	2518	0.0507	3.6	0.2875	4.7	0.0411	3.1	227	80	257	11	260	8				
11	265	7	12	0.08	0.03	24180	0.0507	1.4	0.3057	3.4	0.0437	3.1	228	32	271	8	276	8				
12	153	7	7	0.13	0.04	14305	0.0514	2.3	0.2999	3.9	0.0424	3.1	257	52	266	9	267	8				
13	118	9	6	0.78	0.08	2402	0.0505	4.9	0.3133	5.8	0.0450	3.1	219	110	277	14	284	9				
14	242	8	11	0.08	0.03	24180	0.0525	1.7	0.3223	3.5	0.0445	3.1	307	38	284	9	281	8				
15	106	3	5	0.45	0.03	4175	0.0500	2.4	0.2818	4.0	0.0409	3.2	194	55	252	9	258	8				
16	751	59	37	0.09	0.08	21732	0.0521	1.1	0.3261	3.7	0.0454	3.6	289	26	287	9	286	10				
17	381	31	18	0.15	0.08	12308	0.0529	1.5	0.3218	3.4	0.0442	3.1	323	33	283	8	279	8				
18	398	27	19	0.20	0.07	9339	0.0511	1.3	0.3054	3.3	0.0433	3.1	246	29	271	8	273	8				
19	84	8	4	5.33	0.10	351	0.0311	22.7	0.2067	22.9	0.0482	3.1	-	576	191	41	304	9				

注：f₂₀₆%指普通²⁰⁶Pb在总²⁰⁶Pb中所占比例。

附表 8 八渡辉绿岩 (14BD18) 锆石 U-Th-Pb 同位素测试结果

点号	U ppm	Th ppm	Pb ppm	f ₂₀₆ %	Th/U means	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	比值						年龄								
							²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±σ %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		±σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		±σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±σ
01	397	190	66	0.06	0.48	29971	0.0667	0.7	1.2615	1.7	0.1372	1.5	827	14	829	9	829	12			
02	1530	2130	94	0.03	1.39	59742	0.0522	1.1	0.3000	1.9	0.0417	1.5	293	25	266	4	263	4			
03	676	613	36	3.32	0.91	563	0.0469	7.6	0.2665	7.7	0.0412	1.5	46	171	240	17	260	4			
04	679	689	38	1.07	1.01	1747	0.0504	2.7	0.2854	3.2	0.0411	1.6	213	62	255	7	260	4			
05	3058	5174	206	0.08	1.69	24689	0.0517	0.5	0.3053	1.6	0.0428	1.5	272	11	271	4	270	4			
06	916	230	171	0.04	0.25	50520	0.0708	0.5	1.5905	1.6	0.1629	1.5	953	11	967	10	973	14			
07	225	169	9	0.50	0.75	3710	0.0511	2.6	0.2153	3.0	0.0306	1.5	244	60	198	5	194	3			
08	924	90	53	0.02	0.10	104910	0.0538	0.8	0.3915	1.7	0.0528	1.5	363	17	335	5	332	5			
09	529	618	31	2.07	1.17	904	0.0512	4.0	0.3001	4.3	0.0425	1.5	250	90	266	10	268	4			
10	1645	2544	107	0.25	1.55	7622	0.0507	1.1	0.2988	1.9	0.0427	1.5	229	26	265	4	270	4			
11	895	1266	59	2.23	1.42	840	0.0482	4.4	0.3376	4.7	0.0508	1.5	108	101	295	12	320	5			
12	2331	4612	161	1.14	1.98	1642	0.0513	3.1	0.2956	3.4	0.0418	1.5	255	69	263	8	264	4			
13	1621	2684	108	0.14	1.66	13323	0.0518	0.9	0.3067	1.7	0.0430	1.5	276	19	272	4	271	4			
14	680	456	50	0.32	0.67	5918	0.0533	1.3	0.4274	2.0	0.0581	1.5	342	29	361	6	364	5			
15	1394	567	79	0.95	0.41	1964	0.0520	2.7	0.3578	3.1	0.0499	1.5	285	61	311	8	314	5			

注：f₂₀₆%指普通 ²⁰⁶Pb 在总 ²⁰⁶Pb 中所占比例。

附表9南盘江盆地中三叠统磁化率各向异性数据

Site	Lith	N	Km (10^{-6} SI)	P_j	T	K_1					K_3				
						Dec ($^{\circ}$)	Inc ($^{\circ}$)	$\alpha_{95\max}$ ($^{\circ}$)	$\alpha_{95\min}$ ($^{\circ}$)	α_{ave}	Dec ($^{\circ}$)	Inc ($^{\circ}$)	$\alpha_{95\max}$ ($^{\circ}$)	$\alpha_{95\min}$ ($^{\circ}$)	α_{ave}
SP01	SS	8	311	1.062	0.108	109	7	10	6	8.0	327	82	20	8	14.0
SP02	SS	10	324	1.093	0.585	105	8	6	4	5.0	286	82	20	4	12.0
SP03	SS	9	290	1.111	0.626	299	4	7	3	5.0	54	83	5	3	4.0
SP04	SS	8	243	1.036	0.258	115	9	20	5	12.5	4	66	12	6	9.0
SP05	SS	10	256	1.043	0.198	145	9	13	6	9.5	323	81	9	7	8.0
SP06	SS	9	254	1.037	0.263	118	16	22	5	13.5	349	65	22	4	13.0
SP07	SS	10	238	1.066	0.148	103	22	16	9	12.5	297	68	22	13	17.5
SP08	SS	7	255	1.037	0.438	318	8	27	5	16.0	130	82	16	2	9.0
SP09	SS	8	259	1.031	0.237	328	13	16	5	10.5	130	77	26	13	19.5
SP10	SS	7	275	1.041	0.547	76	1	23	10	16.5	344	72	15	9	12.0
SP11	SS	8	286	1.135	0.504	320	10	5	3	4.0	117	79	6	4	3.5
SP14	SS	8	203	1.025	0.291	281	16	21	12	16.5	47	65	13	6	9.5
SP15	SS	8	249	1.022	0.075	298	4	9	6	7.5	38	69	15	5	10.0
SP16	SS	8	221	1.024	0.632	70	5	16	10	13.0	325	70	10	8	9.0
SP18	SS	8	268	1.052	0.302	103	10	8	4	6.0	302	80	10	6	8.0
SP19	SS	8	303	1.044	0.218	117	10	12	8	10.0	341	76	15	1	8.0
SP20	SS	8	215	1.034	0.138	321	6	19	8	13.5	216	69	26	9	17.5
SP21	SS	7	128	1.059	0.788	99	8	19	5	12.0	257	82	9	6	7.5
SP22	SS	8	254	1.031	-0.221	101	13	10	3	6.5	325	73	16	9	12.5
SP23	SS	8	243	1.027	0.194	95	7	9	4	6.5	343	73	14	5	9.5
SP24	SS	6	254	1.037	0.529	87	7	22	3	12.5	323	77	11	3	7.0
SP25	SS	8	330	1.033	0.424	302	1	12	4	8.0	38	84	8	4	6.0
SP26	SS	7	273	1.036	0.487	116	3	29	3	16.0	314	87	10	4	7.0

附表

SP31	SS	6	255	1.060	0.695	311	1	39	1	20.0	126	89	7	3	5.0
SP32	SS	8	232	1.028	0.450	143	1	29	7	18.0	45	81	9	7	8.0
SP41	SS	7	232	1.060	0.716	89	4	32	4	18.0	219	84	12	4	8.0
SP42	SS	8	286	1.034	0.720	73	4	73	7	40.0	234	84	9	5	7.0
SP43	SS	7	226	1.023	0.004	85	5	15	6	10.5	335	76	18	9	13.5
SP44	SS	7	344	1.028	0.597	134	2	29	3	16.0	243	84	8	6	7.0
SP45	SS	7	247	1.020	0.356	139	4	30	9	19.5	249	77	15	8	11.5
SP46	SS	8	241	1.024	0.289	298	1	19	5	12.0	36	82	9	4	6.5
SP47	SS	7	358	1.019	0.488	105	13	27	9	18.0	246	74	10	9	9.5
SP48	SS	8	296	1.030	0.229	99	20	16	8	12.0	232	63	17	8	12.5
SP49	SS	8	127	1.047	0.333	126	6	45	7	26.0	238	75	10	5	7.5
SP50	LS	8	117	1.026	0.124	192	5	59	10	34.5	313	81	25	8	16.5
SP51	LS	7	-11	1.006	0.308	72	45	58	19	38.5	245	44	53	30	41.5
SP58	SS	8	128	1.029	0.670	354	9	15	7	11.0	210	79	10	5	7.5
SP59	SS	8	138	1.054	0.637	345	5	12	6	9.0	182	85	13	6	9.5
SP60	SS	6	253	1.020	0.272	151	4	17	6	11.5	13	85	14	7	10.5
SP61	SS	8	137	1.060	0.856	30	5	27	6	16.5	180	85	13	7	10.0
SP62	SS	8	135	1.046	0.364	343	8	26	9	17.5	167	82	9	7	8.0
SP63	SS	6	106	1.024	0.295	35	14	11	1	6.0	230	76	21	1	11.0
SP64	SS	8	134	1.033	0.734	2	3	38	4	21.0	194	87	12	5	8.5

备注：SS=砂岩，LS=灰岩

致 谢

2018 年秋, 我的博士学位论文写作完成了, 这意味着我博士期间的学习即将结束。看着这本论文, 心中感慨很多, 有对过往的留恋, 有对未来的期待, 最多的还是感谢。

首先要感谢我的导师闫全人老师。感谢闫老师给我进入中国科学院大学深造的机会。在我入学前, 闫老师就多次和我讨论博士期间的研究方向和选题, 从论文题目的选定到成文的每一步骤, 闫老师都倾注了大量心血。闫老师还冒着酷暑亲自带我收集野外第一手数据, 很多路线都是闫老师带我一步一步走下来, 让我十分感动。闫老师时常教导我做科研要踏实和耐心, 决不能马虎和敷衍, 这些我都将铭记于心。我能够得到访学法国的机会, 也离不开闫老师的大力支持和鼓励。闫老师常常对我说, 做科研不可人云亦云, 要有自己的认识和看法, 也从不将他自己的学术观点强加于我的研究。无论是开题报告, 还是中期考核, 以及论文写作和审阅期间, 闫老师都一直鼓励我大胆提出自己的观点, 同时一再提醒我要基于扎实证据, 严密论证, 综合分析, 凝练科学问题。

在法国期间, 在陈岩老师的指导下我第一次尝试开展岩石磁学研究。虽然由于样品原因, 目前只完成了最初设定的研究目标的一部分, 但是在这一过程中我体会到了开展多学科综合研究的意义, 对我今后的工作非常有帮助。Michel Faure 老师在讨论过程中分享了大量在区域上的研究成果, 也让我对构造地质学的工作思路进一步加深了理解, 希望日后能有机会从事构造几何学和运动学研究。一年半的时间, 在两位老师的帮助下, 我度过了初到法国的不适期, 对法国文化也有了初步了解。

中国科学院大学侯泉林老师、吴春明老师和张开均老师, 中国地质科学院地质研究所闫臻老师、中国科学院地质与地球物理研究所李献华老师在论文开题和中期评估时提供了大量建设性意见, 对论文的撰写有莫大帮助。侯泉林老师曾亲自指导过我的野外工作, 对此倍感荣幸。

感谢中国地质科学院矿产资源研究所陈振宇老师, 中国科学院地质与地球物理研究所马红霞老师、凌潇潇老师、李娇老师, 河北省区域地质矿产调查研究所李林庆老师、鞠燕老师在本文各项试验中给予了热情帮助。感谢北京久仁矿产品加工部于长富师傅精心制备岩石薄片。感谢川藏老兵汽车租赁有限公司米健康总

经理、刘贵明师傅和杨云福师傅在野外考察过程中给予的大力协助。

感谢同门向忠金、夏磊、时上钧、江文和李晓剑，谢谢你们和我一起出野外、做实验、讨论问题，让我感受到我们像大家庭一样的温暖。师兄向忠金博士更是给了我很多指导和建议。谢谢王瑾在我第一次独自野外工作过程中的陪伴和协助。感谢国科大何苗、曾璐、石梦岩、程楠楠、张娜、李宝玲、苏鑫、潘国勇、韩奎、谷永健、李勤英、郭洋同学，奥尔良大学刘洪升、黄芳芳、颜朝磊、黄旭栋同学，和你们一起学习和生活的这段时间是我人生中最宝贵的经历之一。

最后，要感谢我的家人。谢谢我的女儿元鸣选择在这个时间来到我身边，陪我度过这段难忘的时光，未来的日子里，为了你我会更加勇敢。感谢我的先生卫巍在生活中给予的包容和理解，在学业上给予的督促和支持。感谢婆婆放弃相对轻松的退休生活，来法国帮我照顾女儿，没有婆婆的付出，我的学业难以完成。谢谢所有家人一致的支持，你们是我最坚强的后盾，有你们，我能够放心前行。

作者简介及在学期间发表的学术论文与研究成果

作者简介:

夏文静, 女, 1989年12月9日生。

2014.09~今: 中国科学院大学, 矿物学、岩石学、矿床学专业, 博士研究生。

2017.04~2018.10: 奥尔良大学, 地质学专业, 博士研究生(与中国科学院大学联合培养)。

2011.09~2014.06: 合肥工业大学, 地球化学专业, 硕士研究生(与中国地质科学院地质研究所联合培养), 获理学硕士学位。

2007.09~2011.06: 石家庄经济学院(现河北地质大学), 宝石及材料工艺学专业, 本科生, 获工学学士学位

在学期间发表或接收的学术论文:

夏文静, 闫全人, 向忠金, 等. 南盘江盆地中部西林断隆南翼中-下三叠统沉积学特征及其大地构造意义[J]. 岩石学报, 2018, 34(7): 2119-2139.

夏文静, 闫全人, 向忠金, 等. 南盘江盆地八渡辉绿岩斜锆石和锆石U-Pb年龄及其地质意义[J]. 地球学报, 2018 (已接收).

江文, 向忠金, 夏文静, 等. 滇东南富宁地区基性侵入岩与峨眉山地幔柱存在成因关系吗?——来自1:5万洞波幅和皈朝幅地质填图的证据[J]. 岩石学报, 2017, 10: 009.

参加的项目:

2014.06~2015.12: 参与中国地质调查局地质工作项目《钦杭西南段及邻区古特提斯造山区区域地质专项调查》(2013-2015年)

Caractéristiques sédimentaires et structurales du bassin triasique de Nanpanjiang (Chine du Sud-ouest). Nouvelles perspectives sur son évolution tectonique

En tant qu'un des plus grands bassins sédimentaires du bloc de Chine du Sud, le bassin de Nanpanjiang (ou Youjiang) a attiré une grande attention de la communauté géologique depuis de longtemps. Après plusieurs années de recherche, il reste encore de grand débats sur **i)** la provenance des matériaux détritiques, **ii)** l'âge du changement de régime tectonique entre extension et compression, **iii)** le type de bassin et son contexte géodynamique. Certains chercheurs ont considéré que la formation du bassin était contrôlée par la fermeture de la Paléo-Tethys et l'orogénèse Indosinienne au Trias. D'autres pensent que la formation du bassin était liée à la subduction de la plaque Paléo-Pacifique, finalement d'autres chercheurs ont insisté sur la dualité des deux processus. Dans le but de clarifier les mécanismes de la formation du bassin, dans cette thèse, nous avons conduit une étude pluri-disciplinaire incluant l'analyse des faciès sédimentaires et leur distribution géographique, l'étude statistique des paléocourants, l'analyse des spectres des minéraux lourds, la géochronologie U-Pb sur zircon et baddéléyite, et le magnétisme des roches. Sur la base de nouvelles données acquises dans cette thèse et des études antérieures, de nouvelles perspectives ont été dégagées sur la provenance du détritisme, le contexte tectonique de formation du bassin et son évolution ultérieure.

Faciès Sédimentaires. Les strates du Trias inférieur et moyen (respectivement T₁ et T₂) sont très largement distribuées dans le bassin. Les caractéristiques géographiques des faciès sédimentaires indiquent que les strates du T₁ qui affleurent sur les bordures du bassin et autour des formations paléozoïques exposées au centre du bassin correspondent principalement au faciès de plaine de battement des marées ou de lagon. Dans quelques localités, les formations T₁ sont représentées par des dépôts chaotiques ou d'olistostrome correspondant au toit de failles actives. Les faciès sédimentaires développés dans les couches du Trias moyen varient selon leur position dans le bassin. Dans le centre et l'est du bassin, les couches T₂ sont principalement des turbidites. Dans la région de Baise, à l'est du bassin, les sédiments argileux de mer profonde sont bien développés tandis que dans la partie ouest du bassin et autour des formations paléozoïques situées dans le centre du bassin, les couches T₂ sont dominées par des dépôts de plaine de battement des marées (tidal flat). Dans la région de Guannan-Funing-Zhesang, située dans la partie sud du bassin, les couches T₂ sont représentées par des dépôts de delta. Dans les parties centrales et orientales du bassin, les strates T₃ manquent, tandis que dans la partie occidentale, les strates T₃ sont principalement représentées par des dépôts de delta. L'évolution des faciès sédimentaires indique que le milieu de dépôt s'approfondit entre le Trias inférieur et le Trias moyen, puis devient moins profond entre T₂ et T₃.

Géochronologie des digues de diabase. Une contrainte temporelle du développement du bassin peut être déduite de la datation du magmatisme basique représenté par des filons couche (sills) de diabase. Dans la région de Badu, la datation isotopique U-Pb sur zircon et baddéléyite indique que ces diabases se sont mises en place entre 269 and 265 Ma. Ce magmatisme est le plus précoce reconnu dans le bassin de Nanpanjiang. Des travaux antérieurs indiquent que les intrusions se poursuivent dans l'intervalle 258-248 Ma.

Paléo-courants. Les mesures statistiques des directions de paléo-courants indiquent une grande dispersion des paléo-courants autour du horst Paléozoïque du centre du bassin pendant T₁ et T₂. Dans le centre et la partie orientale du bassin, les paléo-courants des strates T₂ sont principalement dirigés vers l'ouest, le NW et le SW. Cette distribution complexe suggère une topographie plus élevée dans l'Est que dans l'Ouest du bassin. Dans les strates T₂, les paléo-courants montrent un schéma divergent autour du paléorelief qui a joué le rôle de source des sédiments. Généralement, pendant le Trias moyen, les débris accumulés dans

la partie sud du bassin proviennent de la bordure méridionale du bassin, tandis que dans les parties centrales et orientales du bassin, les débris proviennent des reliefs situés à l'Est, NE et SE du bassin. Pendant le Trias supérieur (T_3), la direction convergente des paléo-courants indique que les débris provenaient des régions environnantes.

Régions sources des débris. Tous ces résultats sédimentologiques comme la distribution des faciès sédimentaires, l'orientation des paléo-courants, la nature des minéraux lourds détritiques et leur composition chimique indiquent que la provenance des lithologies est complexe. Le contexte tectonique de la provenance des sédiments est un orogène érodé. Tenant compte des spectres d'âge des zircons détritiques, nous proposons que dans la partie méridionale du bassin, les sédiments détritiques proviennent de la chaîne indosinienne, alors que dans les parties centrales et orientales, ils proviennent de la chaîne de Xuefengshan, du massif de Yunkai et des granites d'âge Permien ou Trias inférieur environnants. En outre, pendant l'ouverture du bassin, le horst central du bassin, le paléorelief de Kangdian, et les plateaux basaltiques d'Emeishan ont aussi apporté des débris dans le bassin. Pendant le Trias supérieur (T_3), les domaines mentionnés ci-dessus continuent à fournir des matériaux dans le bassin de Nanpanjiang.

Etude ASM. Ainsi que le montrent les travaux antérieurs, les structures tectoniques du bassin de Nanpanjiang diffèrent des deux côtés de la faille de Baise. En particulier, au sud de la faille, les plis et les failles régionales sont orientés E-W, et au nord de la faille, les axes structuraux sont NE-SW ou N-S. Les résultats de l'analyse de la susceptibilité de l'anisotropie magnétique (ASM) montrent que la fabrique magnétique correspond à la fabrique sédimentaire des grès. La foliation magnétique est proche de la stratification. La plupart des linéations magnétiques mesurées des deux côtés de la faille de Baise sont orientées NE-SW. Ce phénomène suggère que depuis l'acquisition de la fabrique magnétique, la région étudiée n'a pas subi de rotation importante autour d'un axe vertical. Ceci indique que les directions structurales des deux côtés de la faille de Baise ont été acquises pendant la sédimentation du Trias et que la déformation Cénozoïque le long de la faille de Baise est limitée. A la fois la chaîne Indosinienne et celle de Xuefengshan, respectivement situées au Sud et à l'Est du bassin de Nanpanjiang, ont été déformées pendant le Trias moyen. Les structures régionales dans les deux orogènes sont comparables aux directions structurales dans le bassin de Nanpanjiang au Sud et au Nord de la faille de Baise. Considérant le grand volume de matériaux détritiques apporté par les deux chaînes, on considère que le bassin a été rempli conjointement par les deux orogènes.

Evolution du bassin. Les nouvelles données acquises pendant cette thèse sont en accord avec une évolution en trois stades du bassin de Nanpanjiang.

Le premier stade est l'ouverture du bassin au Permien terminal-Trias inférieur. Les diabases, datées à 269 Ma, intrusives dans le bassin représentent le début de l'ouverture du bassin accommodée par un régime tectonique extensif. Les diabases les plus jeunes, datées à 248 Ma, marquent la fin de du régime extensif. Pendant ce stade, la profondeur de dépôt des sédiments terrigènes augmente comme indiqué par l'envoyage de la plateforme carbonatée par les turbidites du Trias inférieur. La sédimentation chaotique développée sur le toit de la faille bordière du horst, entre la plateforme carbonatée et les turbidites, indique aussi une activité syn-sédimentaire de cette faille normale. L'approfondissement du milieu de dépôt est lié à la tectonique extensive régionale.

Le deuxième stade dure de la fin du Trias inférieur au Trias moyen (~245Ma). Pendant ce stade, la profondeur du bassin continue à augmenter, et les sédiments turbiditiques représentant un environnement de mer profonde deviennent plus abondants. A cette époque, le dépo-centre était situé dans la partie SE du bassin, située entre les deux orogènes. Cette caractéristique suggère que le remplissage du bassin était contrôlé par

les deux orogènes. Au cours de ce deuxième stade, les chaînes Indosiniennes et du Xuefengshan commencent leur déformation et la formation du relief. Le magmatisme basique cesse à partir du Trias inférieur (vers 248Ma). Compte tenu de la provenance des sédiments du bassin apportés par les deux orogènes en cours d'érosion, comme indiqué par le schéma statistique des produits détritiques de Dickinson, montre que le bassin entre dans le stade de bassin d'avant-pays.

Le Troisième stade représente la fermeture du bassin de Nanpanjiang. Au cours de ce stade, les parties centrales et orientales du bassin ne comprennent pas de dépôts du Trias supérieur alors que ces couches sont représentées dans la partie occidentale du bassin. Ceci indique que les parties orientales et méridionales du bassin étaient déjà soulevées grâce à la déformation des deux chaînes.

Modèle tectonique. Ces données sur l'ouverture et l'évolution sédimentaire du bassin de Nanpanjiang, combinées avec les données des régions environnantes, nous permettent de proposer un modèle géodynamique explicatif de l'évolution du bassin. Depuis le **Permien inférieur, (~280 Ma)**, la Paléo-Téthys commence à subduire sous le bloc Indochinois. Au **Permien moyen (~270 Ma)**, en régime extensif, le rift de Babu-Song Hien s'ouvre dans la partie méridionale du bloc de Chine du Sud et évolue en un bassin marin de forme triangulaire connecté avec l'océan Paleo-Tethys. Ceci conduit à l'individualisation du bloc du NE Vietnam vis à vis du bloc de Chine du Sud et l'ouverture du bassin de Nanpanjiang. Depuis le **Trias moyen (~245 Ma)**, les blocs de Chine du Sud et d'Indochine commencent à entrer en collision. Au même moment, la chaîne de Xuefengshan commence sa propre évolution tectonique accommodée par des chevauchements et des plis à vergence ouest ou nord-ouest. Dans le bassin de Nanpanjiang, l'arrêt du magmatisme basique indique la fin du régime extensif et le début de la fermeture en réponse à la déformation qui se propage depuis les deux orogènes voisins. A ce stade, le bassin évolue en bassin d'avant-pays. A cause de la flexure lithosphérique de l'avant-pays, due à la surcharge de la croûte épaissie dans les chaînes, le bassin continue à subsider et ainsi la profondeur d'eau augmente comme indiqué par l'augmentation de la surface de dépôt turbiditiques. A ce stade, le rift de Babu-Song Hien commence à se fermer. Cependant, les dépôts d'eau profonde de la région de Napo suggèrent que le rift de Babu-Song Hien n'était pas encore complètement fermé. Comme la déformation ne se propage pas vers l'intérieur du bassin, la profondeur d'eau ne diminue pas. Les couches ne sont pas encore plissées dans le cœur du bassin d'avant-pays. Depuis la fin du **Trias moyen (~240 Ma)**, le rift de Babu-Song Hien se ferme, et la déformation se propage dans le bassin. Les formations du Trias inférieur et moyen sont impliquées dans les plissements et les chevauchements causés par la surrection des parties orientales et méridionales du bassin et l'absence de couches du Trias supérieur dans ces régions.

Mots clés: Bloc de Chine du Sud, Bassin de Nanpanjiang, Trias, Sédimentologie, orogénèse Indosinienne

Sedimentary and structural characteristics of the Triassic Nanpanjiang Basin (Southwest China). New insights on the regional tectonic evolution

As one of the largest sedimentary basins in the South China Block, the Nanpanjiang Basin called a large attention of the geological community for a long time. After many years of research, there still exist great debates on **i)** detritus provenance, **ii)** timing of the tectonic regime shift from extension to compression, **iii)** type of the basin and its geodynamic setting. Some scholars considered that the formation of the basin was controlled by the closure of the Paleo-Tethys ocean and the subsequent Triassic Indosinian orogeny, some scholars believed that the formation of this basin was related to the subduction of the Paleo-Pacific Slab, lastly other scholars emphasized the dual impacts of the both processes. In order to clarify the

mechanisms of the basin formation, in this thesis, we conducted a multi-disciplinary study including the characterization of the sedimentary facies and its distribution analysis, the paleo-current statistics, the heavy mineral spectrum analysis, the geochemical analysis of typical heavy minerals, the U-Pb geochronology study on zircon and baddeleyite, and the rock magnetism study. Based on the new acquired data in this thesis and the previous studies, new insights were obtained on the provenance of the detritus of the basin, the tectonic setting of the basin formation, and its subsequent evolution.

Sedimentary facies. The Early and Middle Triassic (T_1 , T_2 , respectively) strata are widely distributed in the basin. The features of the geographic pattern of the sedimentary facies indicate that, the T_1 strata that crop out in the edge of the basin and the rim of the Paleozoic strata exposed in the center of the basin are mainly tidal flat-lagoon facies. In some localities, the T_1 strata are represented by chaotic deposits corresponding to the hanging wall of active faults. The sedimentary facies developed in the T_2 strata are variable depending on their place in the basin. In the center and eastern part of the basin, the T_2 strata are mainly turbiditic sediments. In the Baise area which is located in the east part of the basin, deep-sea mudstones are well developed, whereas in the western part of the basin and around the Paleozoic formations located in the central part of the basin, the T_2 strata are dominated by tidal flat-lagoon deposits. In the Guannan-Funing-Zhesang area, which is located in the southern margin of the basin, the T_2 strata are represented by delta deposits. In the central and eastern parts of the basin, the T_3 strata are lacking, while in the western part of the basin, the T_3 strata are mainly represented by delta deposits. The sedimentary facies evolution indicates that the deposition depth of sediments became deeper from the T_1 to T_2 , and shallower from T_2 to T_3 .

Geochronology of diabase dikes. A time constraint of the basin development can be drawn by the dating of the magmatism coeval with sedimentation inside the basin. In the Badu area, the U-Pb isotopic dating on zircon and baddeleyite indicates that the diabase emplaced between 269 and 265 Ma. This earliest magmatic record in the Nanpanjiang basin suggests that the basin opening was already active during this period. Previous works indicate that diabase intrusion continued during the 258-248 Ma interval, suggesting that the basin stretching have continued during P_2 and T_1 .

Paleocurrent. The paleo-current statistics indicate that the current direction is scattered around a Paleozoic horst in the center of the basin during the T_1 and T_2 . In the center and the eastern part of the basin, the paleo-currents of the T_2 strata are mainly directed to the W, NW and SW. This complex paleo-current pattern argues for a topography higher to the East of the basin than to the West. In the southern part of the basin, the paleo-currents of the T_2 strata, mainly directed to the N, NW, and NE argues for a topographic high in the south of the basin. In the T_2 strata, the divergent pattern paleo-current pattern indicates that the horst acted as a local provenance of the sediments. Generally speaking, during the T_2 , the detritus accumulated in the southern part of the basin came from the south border of the basin, while in the central and eastern parts of the basin, the detritus came from the east, northeast, and the southeast flank of the basin. During T_3 , the paleocurrent direction is convergent, indicates the detritus came from the surrounding area.

Detrital source areas. All the results of the sedimentary facies and its distribution analysis, the paleo-current statistics, the heavy mineral spectrum analysis, the geochemical analysis on typical heavy mineral indicate that the provenance lithology is complex. The tectonic background of the provenance sediments is an eroded orogen. Combined with the previous U-Pb age spectra of the detrital zircons, we propose that in the southern part of the basin the detritus came from the Indosinian orogen, while in the central and eastern parts of the basin, the sediments came from the Xuefengshan orogen, the Yunkai block,

and the Permian and Early Triassic granites of the surrounding areas. Besides, during the opening of the basin, the horst in the central part of the basin, the Kangdian old land, and the Emeishan basaltic traps also provided detritus into the basin. During the Late Triassic (T_3), the above area continued to act as provenance of the Nanpanjiang basin.

AMS study. As shown by the previous geologic investigations, the regional structural lines of the Nanpanjiang basin differ on both sides of the Baise fault. Namely, to the south of the Baise fault, the regional structural trend, such as the fold axes, are E-W. and to the north of the Baise fault, the regional structural lines are mostly NE-SW or N-S. The AMS result shows that, both the magnetic foliation is close to the bedding, which indicates the magnetic fabric was acquired in the sedimentation rather than post-sedimentation deformation. The magnetic lineation reflects the paleocurrent direction. Most of the magnetic lineation on both sides of the Baise fault strikes NE-SW. In most parts of the basin, the AMS lineation is consistent with the paleocurrent direction measured from sedimentary structures in the field. This phenomenon suggests that since the acquisition of the magnetic fabric, the study region did not experienced any apparent rotation around a vertical axis. It further indicates that the paleocurrent and the regional structural lines were acquired in the Triassic. They were not changed by the Cenozoic strike-slip displacement of the Baise fault. Both the Indosinian Orogen and the Xuefengshan Orogen which are to the south and east of the Nanpanjiang basin, respectively, experienced compression during the Middle Triassic. The regional structural lines of both orogens are comparable to the regional structural lines in the Nanpanjiang basin on the south and north sides of the Baise fault. Given that there is a large volume of detritus from both orogens, it is considered that the basin was jointly filled by the two orogens.

Basin evolution. The newly acquired data support a three-stage evolution history of the Nanpanjiang basin.

The first stage was the opening of the basin which took place from the Late Permian to the Early Triassic. The 269 Ma diabase intruding into the basin represents the onset of the opening of the basin controlled by an extensional tectonic regime. The youngest diabase dated at 248 Ma marks the end of the extensional regime. During this stage, the deposition depth of the terrigenous sediments increased as indicated by a shift from the Permian carbonate platform to the Early Triassic turbidite. The chaotic sedimentation developed between the carbonate platform and turbidite suggest the activity of a normal syn-sedimentary fault. The deepening of the deposition environment is likely related to extensional tectonics.

The Second stage ranged from the late of the Early Triassic to the Middle Triassic (~245Ma). During this stage, the depth of the basin continued to increase and the turbidite sediments developed in a much wider area. During this time, the depocenter was located in the southeastern part of the basin, which laid in between of the two orogens. This feature suggests that the basin was controlled by the two orogens. In this second stage, the Indosinian orogen and the Xuefengshan orogen started the compression and caused of the mountain building. In the same time, the mafic magmatism ceased since the late Early Triassic (about 248Ma). Given that the provenance of the sediments in the basin was supplied by eroding orogens, as revealed by the Dickinson Framework detritus statistics, all these lines of evidence indicate that the basin entered into the foreland basin stage.

The third stage was the shrink and closure of the Nanpanjiang basin. In this stage, eastern and southern parts of the basin were already uplifted owing to the compression from the two orogens. The marine to continental transitional facies delta sediments deposits developed in the western part of the basin.

Tectonic model. Based on these data on the opening and sedimentary evolution of the Nanpanjiang

basin, and the geological knowledge in the adjacent areas, a geodynamic model that explains the evolution of the basin is proposed. Since the **Early Permian (~280 Ma)**, the Paleo-Tethys began to subduct underneath the Indochina Block. In the **Middle Permian (~270 Ma)**, owing to the extensional regime, a Babu-Song Hien rift developed in the south part of the South China continental margin, and evolved into triangular-shaped Babu-Song Hien marine trough connected to the main Paleo-Tethys ocean to the east. This led to the separation of the Northeast Vietnam Block from the South China Block and the opening of the Nanpanjiang Basin. Since the **Middle Triassic (~245 Ma)**, the South China Block and the Indosinian Block began to collide. In the same time, the Xuefengshan orogen began its own tectonic development accommodated by West or NW-ward verging folds and thrusts. In the Nanpanjiang basin, the cessation of the mafic magmatism marked the end of the extensional regime. The basin started to close as a response to the deformation propagated from the two adjacent orogens. In this stage, the basin evolved into a foreland basin. Owing to the lithospheric flexure of the foreland area caused by the load of a thickened crust in the orogens, the basin continued to subside and thus the water depth continued to increase, as indicated by the increasing area of the turbidite deposits. In this stage, the Babu-Song Hien marine trough began to subduct. However, the deep-water deposits in the Napo area suggest that the Babu-Song Hien trough was not completely closed. Since the deformation did not propagated inside the basin, the basin had not shrunk and the water depth was still not decreasing. Since the **end of the Middle Triassic (~240 Ma)**, the Babu-Song Hien trough closed, and the deformation propagated into the basin, the Lower and Middle Triassic were involved in the folding and thrusting, causing the uplift of the eastern and southern parts of the basin and the lack of the Upper Triassic strata in these areas.

Key words: South China block, Nanpanjiang Basin, Triassic, Sedimentology, Indosinian orogeny



Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

1A, rue de la Férollerie – 45071 Orléans Cedex 2

College of Earth and Planetary Sciences,

University of Chinese Academy of Sciences

19(A), Yuquan Road, Shijingshan District – 100049 Beijing, China



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

Caractéristiques sédimentaires et structurales du bassin triasique de Nanpanjiang (Chine du Sud-ouest). Nouvelles perspectives sur son évolution tectonique

En tant qu'un des plus grands bassins sédimentaires du bloc de Chine du Sud, le bassin de Nanpanjiang a attiré une grande attention de la communauté géologique depuis de longtemps. Après plusieurs années de recherche, il reste encore de grands débats sur **i)** la provenance du bassin, **ii)** l'âge du changement de régime extension à compression, **iii)** le type de bassin et son contexte géodynamique. Dans cette thèse, nous avons conduit une étude pluri-disciplinaire incluant l'analyse des faciès sédimentaires et leur distribution géographique, paléocourants, spectres des minéraux lourds et leur géochimie, la géochronologie U-Pb sur zircon et baddeleyite, et le magnétisme des roches pour reconstruire l'évolution de ce bassin. Les résultats indiquent une évolution en trois étapes. **i)** durant la période du Permien supérieur au début du Trias, la diabase mise en place 269Ma annonce l'ouverture du bassin, l'environnement sédimentaire est devenu plus profond. **ii)** durant la période du stade tardif du Trias inférieur (~ 245 Ma) au Trias moyen, à cause des influences de l'orogène Xuefengshan et de l'orogène d'Indochine situées à l'est et au sud du bassin, le bassin a évolué en bassin d'avant-pays. La diabase arrête sa mise en place durant cette période. Les analyses de détritiques et de paléo-courants indiquent que durant cette période, les provenances de la partie est et de la partie sud du bassin étaient respectivement l'orogène Xuefengshan et l'orogène Indochinois. **iii)** la fin du Trias, la profondeur de l'environnement sédimentaire a fortement diminué, indiquant que le bassin a commencé à se rétrécir sous l'effet de la compression de l'orogène Xuefengshan et de l'orogène d'Indochine.

Mots clés: Bloc de Chine du Sud, Bassin de Nanpanjiang, Trias, Sédimentologie, orogénèse Indosinienne

Sedimentary and structural characteristics of the Triassic Nanpanjiang Basin (Southwest China). New insights on the regional tectonic evolution

Ranks as the largest sedimentary basin in the South China during the Triassic, The Nanpanjiang basin attracts a large attention of the geology community for a long time. After many years study, there still exist several debates on **i)** the provenance of the sedimentary detritus, **ii)** the time of the change of the tectonic regime from extension to compression, **iii)** the type of the basin and its geodynamic background. In this thesis, a multidisciplinary study including analysis of sedimentary facies, paleo-current, framework detritus mode, heavy mineral combinations and their geochemistry feature, rock magnetism and Zircon-baddeleyite isotopic dating on diabase was conducted to rebuild the evolution of the basin. The results show a three-stage evolution, **i)** during the Late Permian to the Early Triassic, the 269Ma diabase intruding into the basin announces the opening of the basin, the sedimentary environment became deeper. **ii)** During the late stage of the Early Triassic (~245 Ma) to the Middle Triassic, owing to the influences of the Xuefengshan orogen and the Indochina orogen which are located to the east and south of the basin, the basin evolved into a foreland basin. The diabase ceased emplacement in this period. The detritus and paleo-current analysis indicate that during this stage, the provenances of the East part and the South part of the basin were Xuefengshan Orogen and Indochina Orogen respectively. **iii)** During the Late Triassic, the depth of the sedimentary environment decrease drastically, indicating that the basin began to shrink owing to the compression of the Xuefengshan Orogen and the Indochina Orogen.

Key words: South China block, Nanpanjiang Basin, Triassic, Sedimentology, Indosinian orogeny



Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
1A, rue de la Férollerie – 45071 Orléans Cedex 2
College of Earth and Planetary Sciences,
University of Chinese Academy of Sciences

19(A), Yuquan Road, Shijingshan District – 100049 Beijing, China

