

青藏高原重点沉积盆地 油气资源潜力分析

王 剑 谭富文 李亚林 李永铁 陈 明 著
王成善 郭祖军 王小龙 杜佰伟 朱忠发

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书为国土资源部“十五”重点科技项目之成果。本书紧紧围绕青藏高原石油地质关键问题,以沉积作用-构造演化-石油地质为主线,以羌塘盆地为重点,兼顾措勤、岗巴-定日和伦坡拉等盆地,对各盆地形成的地质构造背景、沉积地层格架、岩相古地理面貌、沉积盆地类型、演化过程、生储盖特征及其与油气资源的内在关系进行了系统分析;并探讨了油气藏保存条件;预测了油气远景资源量;提出了近期勘探目标和建议。

本书可供广大沉积学与盆地分析、构造地质学、油气地质与勘探等方面的生产、科研人员及高等院校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原重点沉积盆地油气资源潜力分析/王剑等著.
北京:地质出版社,2004.12
ISBN 7-116-04390-X

. 青... . 王... . 青藏高原-构造盆地-油
气藏-分析 . P618.130.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 021984 号

QINGZANGGAOYUAN ZHONGDIAN CHENJIPENDI YOUQIZIYUAN QIANLIFENXI

责任编辑:徐建峨 白 铁

责任校对:关风云

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010) 82324508(邮购部);(010) 82324579(编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京印刷学院实习工厂

开 本:787mm×1092mm¹/₁₆

印 张:20.75 图版:8 页

字 数:480 千字

印 数:1—800 册

版 次:2004 年 12 月北京第一版·第一次印刷

定 价:80.00 元

ISBN 7-116-04390-X/P·2560

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社出版处负责调换)

前言

一、研究区范围及自然地理概况

研究区范围涵盖整个青藏高原的主体部分，包括西藏自治区和青海省南部地区，大致位于东经 $80^{\circ} \sim 96^{\circ}$ 、北纬 $28^{\circ} \sim 36^{\circ}$ 之间（图 1）。研究的含油气盆地包括羌塘、措勤、岗巴-定日和伦坡拉等盆地，而重点研究对象为羌塘中生代（晚三叠世—侏罗纪）沉积盆地。区内除岗巴-定日盆地区交通条件相对较好以外，其余大多为海拔 4700 ~ 5200m 的高寒、缺氧无人区，气候恶劣，交通条件差，尤其是沼泽及草地区在雨季极易陷车，工作条件极为艰苦。

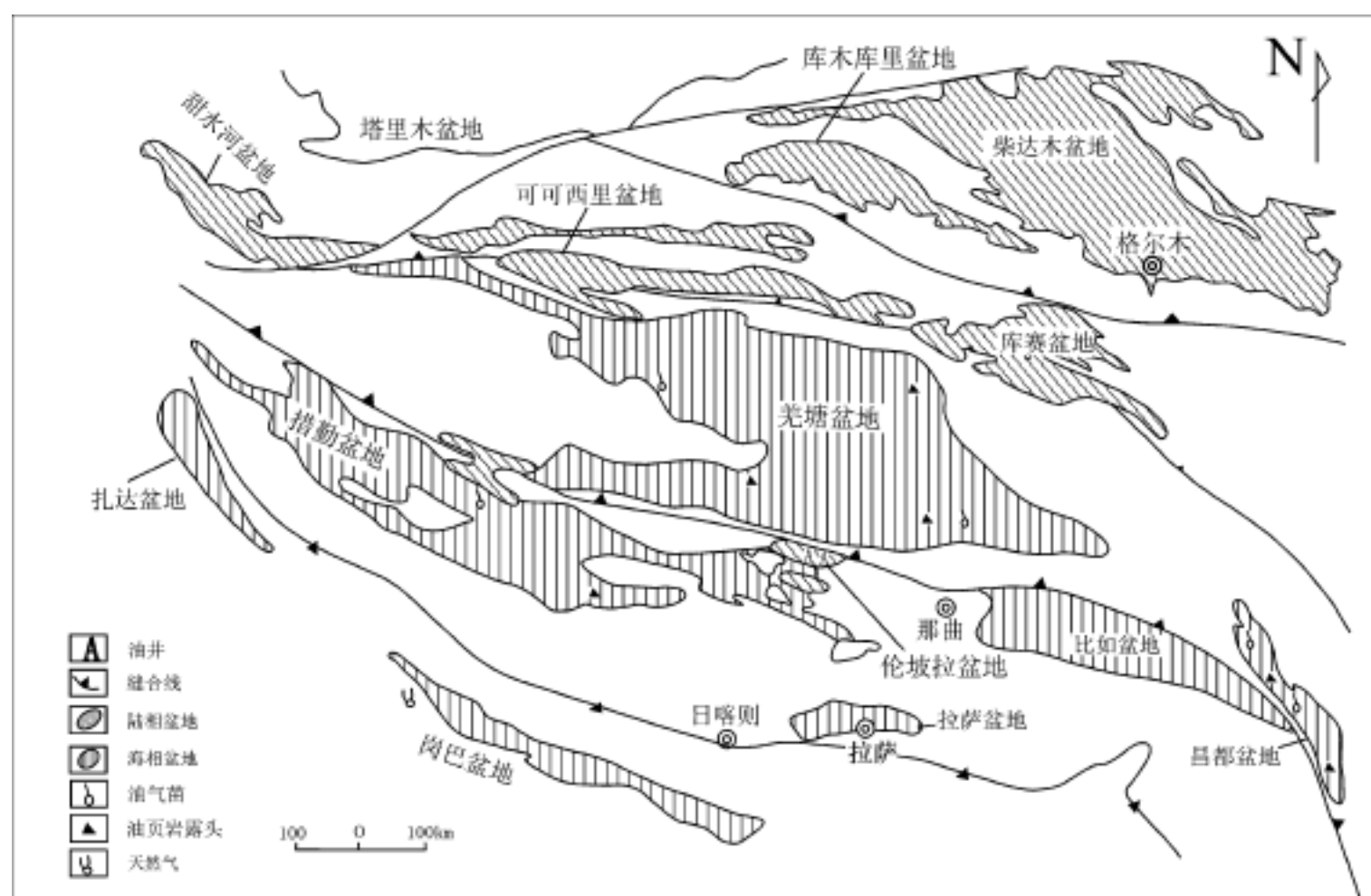


图 1 青藏高原主要沉积盆地分布图

(据中国石油地质志·卷 14, 1990 修编)

二、研究基础及存在的主要问题

1. 基础地质

西藏最早的基础地质工作可以追溯到新中国成立初期。20 世纪 60 ~ 70 年

代，中国科学院组织了4次科学考察，通过地质、地球物理等多学科的综合考察与研究，运用板块构造理论开始解释青藏高原以及喜马拉雅山系的形成。在“六·五”期间，国家专门设立了“青藏高原形成演化及其矿产资源形成”的科技攻关项目。1980~1984年中法合作项目“喜马拉雅地质构造与地壳上地幔的形成演化”、1985年中英联合“拉萨-格尔木横穿青藏高原的综合地质考察”以及多年来执行的中美合作“国际喜马拉雅和青藏高原深剖面及综合研究”(INDEPTH)等项目的实施，为进一步的研究工作奠定了基础。近年来，在研究区还先后开展了国家攀登计划研究“青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统”(1993)、国家重大基础研究发展规划项目“青藏高原形成演化及环境资源效应”(1998)等项目。在此期间，原地质矿产部完成了青藏高原1:100万及部分地区1:20万区域地质调查工作；2000年开始，国土资源部新一轮“大地调”又在青藏高原开展了空白区1:25万区域地质填图，其中，部分图幅已取得了初步成果。这些成果为研究区内地层划分与对比、沉积盆地构造格架及演化等基础地质研究打下了良好的基础。

2. 石油地质

青藏高原的油气地质调查工作始于20世纪50年代。1994年以前，油气地质调查工作主要集中于陆相盆地，中国科学院西藏工作队李璞等于1951~1953年在西藏的东部、中部和南部作路线地质综合调查时，在伦坡拉盆地古、新近系中首先发现了油页岩和沥青。原地质部石油地质局青海石油普查大队于1956~1958年间，在青藏公路以西的唐古拉山与念青唐古拉山之间开展过1:100万石油地质概查和伦坡拉盆地1:20万地质普查，1958年对可可西里、库木库里盆地及藏北高原进行了路线地质调查。西藏地质局石油队于1960年在伦坡拉盆地丁青、牛堡一带进行过1:2.5万石油地质细测。原地质部石油地质局综合研究队于1966年对伦坡拉盆地进行了含油条件研究，在牛堡构造上发现油砂、沥青脉等油气显示。石油工业部西藏石油地质考察队于1981~1982对西藏进行了石油地质路线普查和遥感影像的解释，进行了油气资源的初步评价。1987年青海石油管理局和北京石油勘探开发科学院编写了《石油地质志·西藏油气区》，对前期的石油地质工作进行了总结。1989年由蒋忠惕等编写的《青藏高原北部地区含油气条件及前景预测》对青藏高原北部的早期工作作了进一步总结。1986年由王鸿祯先生倡导，在《地球科学》刊登了西藏油气地质论文研究专辑，代表了20世纪90年代以前对西藏油气地质的总结与前缘认识。

到目前为止，青藏高原石油勘探与开发工作主要集中在柴达木盆地和伦坡拉古、新近纪陆相盆地中。1956~1958年柴达木盆地开展了首期勘探工作，并很快取得了突破；20世纪60年代和80年代初组织了6000人和28000人队伍的两次大会战，总共打井2874口，发现油田17个、气田4个，逐步成为了

我国的重要油气基地。伦坡拉盆地的普查勘探工作始于 1967 年，由西藏地质局成立第四地质大队，开展了伦坡拉盆地的中、东部综合评价工作，同时进行了 1:50 万航空重力、磁力普查和 1:10 万地震测量，共发现 22 个地面构造，以及 8 个深部鼻状构造。70 年代，原地质矿产部第四石油普查大队及后来的新星石油公司在伦坡拉盆地开展了钻探工作，至 90 年代中期，先后累计钻井近 50 口，其中 3 口发现工业油流，并于 1999 年获得热采突破。

1993 年，中国石油天然气（集团）总公司勘探局成立了新区油气勘探事业部，其青藏油气勘探项目经理部从 1994 年开始，以青藏高原海相盆地为重点，开展了系统、全面、多工种的石油地质调查与科研工作。截至 1998 年底，先后在羌塘、措勤、比如、昌都、可可西里、库木库里、岗巴-定日等盆地开展了广泛的石油地质调查，其中包括：1:20 万路线地质（5541km）、1:10 万石油地质填图（71594km²）、1:20 万及 1:50 万遥感地质解译（分别为 83.8×10⁴km² 及 55×10⁴km²）、1:20 万重力测量（25.4×10⁴km²）、1:20 万航磁测量（39.4×10⁴km²）、1:20 万大地电磁测深路线（5619km）、二维发射地震勘探（2640km）、1:20 万化探路线（3810km）、1:20 万化探面积（4700km²）等等。主要工作部署在羌塘盆地，工作中取得了近 3 万件样品的测试分析数据，并开展了多项专题研究，形成了近 50 余份的生产及科研报告，出版了 6 部专著（赵政璋等，2001a, 2001b, 2001c, 2001d, 2001e；王成善等，2001），并编制了 1:50 万羌塘盆地及措勤盆地石油地质图。

3. 存在的主要问题

以往的工作为本项研究提供了十分丰富的资料，同时也揭示出一些关键性基础地质与油气地质问题，主要表现在以下几个方面：

- 1) 盆地与盆地之间、盆地内各区带之间的地质调查与勘探程度详略不一，影响了对全区的整体评价与盆地含油气性的对比优选和重点勘探区带的评价。
- 2) 各盆地在评价方法和评价参数的选取上，缺乏可类比的盆地，使油气资源评价和盆地油气勘探潜力评价等方面的可靠性降低。
- 3) 对一些重要的基础地质问题的认识，如南北羌塘的地层对比、羌塘盆地中央隆起带的性质问题、盆地性质以及盆地基底问题等有待进一步研究。
- 4) 对一些与油气有关的科学问题，如高原隆升对油气藏的改造和保存条件的影响等研究还十分薄弱。
- 5) 已有的岩相古地理、沉积层序、生储盖组合等研究工作精度较低，难于较准确的预测盆地内生、储、盖分布规律，也影响了资源量计算的准确性与可靠性。

三、取得的主要成果

本书研究是在全面收集、整理、综合、分析与研究前人资料的基础上，

通过沉积学、地层学、区域大地构造学、石油地质学等野外调研与室内测试分析综合研究，在基础地质及石油地质学、关键地质问题与新发现、资源量预测及重要区块优选等 3 个方面取得了如下重要成果。

1. 在基础地质及石油地质学方面

1) 系统搜集和整理了青藏高原羌塘盆地、措勤盆地、岗巴-定日盆地和伦坡拉盆地等的地层、构造、岩石、地球物理、地球化学、石油及石油地质等资料，并进行了地层对比、盆地构造分析、沉积相分析、层序地层划分与对比、油气地质及油气资源潜力分析等综合性地质调查与科学研究工作。

2) 在前人研究基础上，根据物探资料及地面地质资料的综合研究分析，将羌塘盆地重新划分为北羌塘坳陷区、中央隆起及潜伏隆起区、南羌塘坳陷区和东北斜坡区 4 个一级构造单元、7 个二级构造单元，为区带评价提供了依据。

3) 在羌塘盆地识别出 6 个二级层序；措勤盆地 2 个二级层序、13 个三级层序；岗巴 - 定日盆地 15 个三级层序；对各盆地的沉积特征、盆地类型、演化过程等进行了系统分析研究，建立了相应的沉积演化模式。

4) 首次系统、深入、全面地进行了各盆地的岩相古地理研究，编制了羌塘、措勤、岗巴 - 定日各盆地中生代不同时期精度较高的岩相古地理图、羌塘盆地沉积等厚线实际材料图及岩比等厚图等共 21 张。在高精度岩相古地理分析基础上，结合岩相控制“生、储、盖”分布的原理，编制了羌塘盆地的生、储、盖层时空分布图 2 张，更加精确地圈定了盆地“生、储、盖”的时空分布，为油气资源的评价和准确圈定油气有利远景区提供了更加充分的依据。

5) 以羌塘盆地为重点，对盆地新生代构造改造作用进行了系统研究，确定盆地新生代构造变形经历了挤压褶皱、走滑剪切和伸展作用三大演化历程，初步阐明了盆地变形与高原整体隆升的关系以及大陆碰撞-高原隆升对盆地油气成藏与保存的影响和控制作用。

6) 通过对羌塘盆地构造变形程度、断裂性质及分布密度统计分析，对盆地构造改造强度进行了划分，提出北羌塘盆地中西部、南羌塘盆地东部和中央潜伏隆起地区为弱改造区，为油气保存的有利区。

7) 建立了羌塘盆地构造变形序列，确定了不同构造期构造变形的样式、组合方式和演化特点，初步恢复了盆地内大型构造圈闭形成期与盆地大规模生烃、排烃期的相互关系。

8) 首次对羌塘盆地盐层分布特点和盐相关构造进行了深入研究，将羌塘盆地地层划分为盐下层序、盐层层序和盐上层序三大构造-地层层序，确定了各层序的变形特点以及盐相关构造与圈闭类型，并对盐岩和盐相关构造对盆

地油气成藏模式的影响和控制作用取得了新认识，为盆地油气地质进一步研究提出了新思路。

2. 在关键地质问题及新发现方面

1) 在盆地动力学与沉积充填序列综合分析的基础上，提出了羌塘沉积盆地是一个复合盆地，三叠纪为前陆盆地；侏罗纪—早白垩世，羌塘盆地并非前人所提出的前陆盆地，而是被动大陆边缘裂陷—坳陷盆地。其盆地构造背景、形成过程、沉积序列和油气地质条件等方面均可与特提斯构造域中段的卡拉库姆盆地和塔吉克盆地类比，是一个最具潜力的含油气盆地。

2) 在羌塘盆地中新发现油苗点 13 处，确定了隆鄂尼 - 昂达尔错重要的古油藏带，在盆地中南部上侏罗统上部砂、泥岩层中新发现至今规模最大的沥青脉及羌北晚侏罗世硅化木化石带。

3) 提出了南羌塘盆地早侏罗世地层新的对比方案，认为改则县城北的木嘎岗日群、色哇乡的曲色组和毕洛错的油页岩属同时期沉积，从而大大扩大了羌南地区下侏罗统生油岩分布的确定范围。

4) 根据有机质含量、有机碳含量、烃源岩成熟度等，明确了羌塘盆地存在中上侏罗统索瓦组、夏里组、布曲组和上三叠统肖茶卡组 4 套岩系为主要的烃源层。其中中上侏罗统的泥岩（含油页岩）和上三叠统的煤岩生烃条件最好。

5) 依据地层的沉积与分布特征，结合古生物依据，对北羌塘盆地内索瓦组上段、雪山组、扎窝茸组和白龙冰河组的划分对比进行了修正，首次提出，它们非上下关系，而是侏罗纪末期—早白垩世沉积的同一时期不同相区的沉积物，为盆地的油气盖层评价提出了新的依据。

6) 提出措勤盆地中生代是一个裂谷型盆地，其中且坎 - 古昌 - 阿索裂谷中心带控制着盆地的古地理格局及沉积相带展布。

7) 岗巴-定日盆地三叠系—新近系以滨浅海沉积相为主体，仅北部有部分斜坡相、盆地相发育，前人提出的大陆斜坡相、等深积岩等深海沉积应该是陆棚上的底流沉积或断陷盆地相。

3. 在资源量预测及重要区块优选方面

1) 根据沉积与油气地质条件综合研究，提出羌塘盆地是青藏高原沉积盆地中尚待开发的最具潜力的含油气盆地，其后依次是措勤盆地、伦坡拉盆地和岗巴-定日盆地。

2) 在羌塘盆地划分出 4 个油气系统，其中以中侏罗统布曲组—夏里组为最有利的生储盖组合，布曲组为首选目的层；重新估算出羌塘盆地中生界各油气系统的油气资源量为 113.30 亿吨。

3) 在对羌塘盆地油气保存条件进行系统分析后，提出了 5 个油气勘探有

利远景区，分别是 A 区（吐坡错-半岛湖远景区）、B 区（布若错-那底岗日远景区）、C 区（帕度错-昂达尔错远景区）、D 区（吐错-土门远景区）、E 区（雀莫错远景区）。其中，B 区中的龙尾湖区块、C 区中的帕度错区块及隆鄂尼-昂达尔错区块、D 区中的托纳木-笙根区块及达卓玛区块等 5 个重点区块是近期青藏高原油气勘探的首选靶区。

4) 根据对措勤盆地现有资料分析认为，措勤盆地有利远景区主要位于且坎 - 古昌 - 阿索构造带南侧，其中的拉果错-阿苏凹陷为首选勘探靶区，其勘探目的层为下白垩统郎山组。

5) 岗巴-定日盆地中以岗巴复向斜区为最佳勘探区，其中，斜坡-盆地相浊积岩、水下扇和滨岸-陆棚相砂岩、断陷盆地相砂岩等是重要的油气储集体。

四、编写分工

鉴于研究的各沉积盆地具有相对独立的构造背景、沉积特征和演化过程，本书的编写以盆地为基础单元进行安排，同时考虑到各盆地研究程度不一，且自成体系，各章节的编写没作严格统一，以利作者充分发挥。编写分工如下：前言由王剑主笔，谭富文、陈明、李亚林及李永铁参与编写；第一章由王剑主笔，谭富文、李亚林、李永铁、陈明参与编写；第二章由王剑主笔，谭富文参与编写；第三章由谭富文主笔，王剑参与编写；第四章由李亚林主笔，王成善参与编写；第五章由李永铁主笔，郭祖军、谭富文参与编写；第六章由陈明主笔，李亚林、李永铁参与编写；第七章由陈明主笔，李亚林、郭祖军参与编写；第八章由杜伯伟主笔，李亚林、李永铁参与编写；结论与建议由王剑主笔，谭富文、陈明参与编写。最终由王剑、谭富文统纂定稿。

研究项目实施过程中，先后得到了中石油北京遥感所、成都理工大学、西藏地勘局、西藏地质二队、中国地质调查局拉萨工作站等单位的大力支持与帮助。尤其是 2001 年野外工作遇险期间，西藏地勘局地质二队及中国地质调查局拉萨工作站给予了最积极的施救与最宝贵的帮助，使项目研究人员在被洪水围困 10 多天后安全脱险。

研究工作始终得到了国土资源部国际合作与科技司领导的关心。室内研究与讨论还得到了刘宝珺、丁俊、叶和飞、李思田、郭正吾、冉隆辉、潘桂棠、罗建宁、雍永源、牟传龙、朱同兴等专家的大力支持和帮助。在此一并表示衷心的感谢。

目 录

前 言

第一章 概 述	(1)
第一节 研究的基本思路	(1)
第二节 沉积盆地分析与含油气盆地优选	(2)
一、盆地划分原则	(2)
二、盆地分析方法	(2)
三、沉积相、岩相古地理与“生、储、盖”分析	(3)
四、沉积层序与“生、储、盖”分析	(3)
五、含油气沉积盆地类比分析	(4)
第三节 构造变形与油气保存条件分析	(6)
一、盆地动力学演化与盆地性质分析	(6)
二、构造事件与盆地生烃、排烃期耦合关系分析	(6)
三、构造作用与油气保存条件分析	(7)
第四节 成藏条件与油气资源潜力综合分析	(8)
一、盆地生烃潜力与生烃条件分析	(8)
二、“储、盖”组合与盆地含油气系统分析	(8)
三、油气地质综合评价与区块优选	(9)
第二章 青藏高原区域地质背景	(10)
第一节 区域构造格架	(10)
一、大地构造单元划分及其主要特征	(10)
二、地球物理场特征与岩石圈结构	(18)
第二节 区域地层概况	(20)
一、羌塘盆地地层区	(22)
二、措勤盆地地层分区	(24)
三、定日-江孜地层分区	(25)
第三节 中、新生代重点沉积盆地概述	(26)
一、羌塘盆地	(26)
二、措勤盆地	(29)
三、岗巴-定日盆地	(30)
四、伦坡拉盆地	(31)
第三章 羌塘盆地沉积充填序列与动力学演化	(32)
第一节 羌塘盆地的基本构造格架	(32)
第二节 羌塘盆地中、新生代地层划分与对比	(34)
一、地层单元划分、对比与新进展	(34)
二、地层单元的岩石组合及时代依据	(36)

第三节 沉积体系与沉积相	(49)
一、三叠纪	(49)
二、侏罗纪—白垩纪	(52)
第四节 陆源碎屑成分与源区构造分析	(61)
第五节 岩相古地理分析	(63)
一、晚三叠世卡尼期—诺利期（沉积肖茶卡组）古地理	(63)
二、三叠世瑞替期—早侏罗世普林斯巴期（沉积日干配错组）古地理	(65)
三、早侏罗世土阿辛期（沉积那底岗日组和曲色组）古地理	(66)
四、中侏罗世巴柔期（沉积雀莫错组）古地理	(66)
五、中侏罗世巴通期（沉积布曲组）古地理	(69)
六、中侏罗世卡洛期（沉积夏里组）古地理	(71)
七、晚侏罗世牛津期（沉积索瓦组下段）古地理	(73)
八、晚侏罗世提塘期—早白垩世贝里阿斯期	(75)
第六节 层序地层分析	(77)
一、概述	(77)
二、中生代羌塘盆地的沉积层序划分	(78)
三、中生代羌塘盆地的沉积层序成因分析	(82)
第七节 中生代羌塘复合盆地的演化过程	(83)
一、前陆盆地与裂陷盆地的主要差异	(84)
二、中生代羌塘沉积盆地的基本特征	(85)
三、中生代羌塘沉积盆地的形成演化过程	(85)
第四章 羌塘盆地构造动力学与油气成藏效应	(89)
第一节 盆地构造单元划分	(89)
一、盆地构造单元划分	(89)
二、构造单元基本特征	(92)
第二节 构造变形及形成机制	(95)
一、盆地构造层划分	(95)
二、盆地褶皱构造样式及形成机制	(95)
三、盆地断裂构造	(105)
四、盆地逆冲推覆构造	(110)
五、盆地构造应力场分析	(113)
第三节 重大构造事件与成烃配置关系	(117)
一、地层不整合关系	(117)
二、区域构造与变形演化	(118)
三、不同构造层褶皱形态恢复	(119)
四、磷灰石裂变径迹分析	(120)
五、盆地烃源岩生烃史	(122)
第四节 盆地盐相关构造与油气圈闭	(123)
一、盆地盐层分布特点	(123)
二、盐层层序划分	(124)
三、盐相关构造样式与圈闭类型	(125)
四、盐相关构造形成与演化	(128)

五、盐相关构造与油气聚集	(128)
第五节 高原隆升与油气保存	(129)
一、新生代构造变形与高原隆升	(129)
二、新生代高原隆升与油气成藏效应	(135)
三、盆地构造改造强度分析	(137)
第五章 羌塘盆地油气资源潜力分析	(140)
第一节 羌塘盆地油气地质类比分析	(140)
一、羌塘盆地在特提斯域中位置	(140)
二、羌塘盆地与卡拉库姆盆地的油气类比分析	(142)
第二节 羌塘盆地的生烃条件分析	(145)
一、烃源层分布及有机质含量	(145)
二、主要烃源层有机质类型	(148)
三、主要烃源岩有机质热演化	(149)
四、油源对比	(152)
五、2002 年新发现沥青脉和下侏罗统泥质烃源岩的研究	(156)
六、烃源层评价	(158)
第三节 羌塘盆地的储层条件分析	(160)
一、储集层分布及物性特征	(160)
二、成岩作用与成岩阶段	(163)
三、储层埋藏及成岩演化分析	(165)
四、古油藏及白云岩储层特征	(170)
五、羌塘盆地白云岩特征	(170)
六、储层评价	(172)
第四节 羌塘盆地盖层条件分析	(175)
一、盖层岩石类型	(175)
二、盖层的评价标准	(176)
三、不同岩类盖层的封闭特性	(176)
第五节 羌塘盆地生储盖组合划分及评价	(178)
一、生储盖组合划分	(178)
二、生储盖组合特征及评价	(180)
三、重要生储盖组合的时空配置与油气运聚模式	(181)
第六节 羌塘盆地含油气系统及其资源量预测	(182)
一、油气系统划分	(182)
二、油气系统特征	(183)
三、油气系统资源量预测	(187)
第七节 羌塘盆地油气综合评价及区块优选	(189)
一、综合评价要素及评价标准	(189)
二、有利远景区及其基本特征	(190)
三、勘探靶区初步预测	(195)
第六章 措勤盆地油气地质条件分析	(199)
第一节 基本概况	(199)
第二节 沉积充填与演化	(200)

一、地层系统	(200)
二、沉积特征	(205)
三、盆地的性质、结构及演化	(224)
第三节 构造单元划分与构造变形特征	(228)
一、构造单元划分	(228)
二、盆地边界断裂	(229)
三、盆地变形特征	(232)
第四节 油气远景评价	(239)
一、烃源层特征及评价	(239)
二、储层特征及评价	(242)
三、盖层特征及评价	(244)
四、油气远景评价	(244)
第七章 岗巴-定日盆地	(248)
第一节 盆地的沉积充填与演化	(248)
一、概述	(248)
二、地层系统	(248)
三、沉积特征	(251)
第二节 构造单元划分与变形特征	(266)
一、盆地构造单元划分	(266)
二、盆地边界断裂	(268)
三、盆地构造变形特征	(270)
四、盆地油气构造条件与有利构造区带	(273)
第四节 油气远景分析	(274)
一、烃源岩特征及评价	(274)
二、储集层特征及评价	(277)
三、盖层特征及评价	(279)
四、含油气远景初步分析	(280)
第八章 伦坡拉盆地油气地质条件分析	(283)
第一节 盆地地层特征	(283)
一、始新统牛堡组	(283)
二、渐新统丁青湖组	(285)
第二节 沉积充填与演化	(285)
一、沉积体系	(285)
二、层序划分及沉积演化	(288)
第三节 构造单元划分与构造变形	(289)
一、盆地构造单元划分	(289)
二、典型局部构造	(290)
第四节 油气远景评价	(293)
一、油气显示	(293)
二、生油层	(294)
三、储集层	(295)
四、盖层分析	(296)

五、生储盖组合与油气圈闭、运移条件的配置特征	(296)
六、油气远景分析	(297)
结论与建议	(299)
参考文献	(301)

第一章 概 述

本研究项目定位于油气勘探早期阶段的石油地质调查与研究，以“沉积盆地分析-构造演化分析-石油地质调查”3个互为联系、互为补充的研究内容为主线，实现本项研究的科学目标。

第一节 研究的基本思路

针对青藏高原重点沉积盆地现有的工作基础与关键的油气地质问题，通过盆地分析、特别是相对较高精度岩相古地理与沉积层序研究，结合“构造-石油地质”研究，评价各重点沉积盆地的油气资源潜力，最后对青藏高原重点沉积盆地的油气资源潜力进行对比分析与优选排队；通过分析盆地演化过程中重要构造事件与盆地大规模生烃排烃期的耦合关系、新生代构造作用对油气保存的正负面效应，以及构造作用的表现形式与作用强度的时空展布，确定盆地中可能的重要油气构造圈闭；通过含油气系统评价与各含油气系统资源量估算，确定盆地内最佳勘探目的层；最后，综合各类评价因素，划分有利油气远景区带，圈定近期勘探的目标区块。基本思路概述如下：

1) 充分发掘、利用前人丰富的基础资料，针对项目研究的关键石油地质问题开展野外地质调查。

2) 在野外地质调查与采样分析的基础上，开展沉积序列、沉积相、层序地层、区域地层划分与对比等综合分析研究，建立盆地的沉积充填格架。

3) 根据盆地构造背景、沉积物源（通量）、沉积中心、沉积相及沉积亚相展布、古地理演化等特征，选择与“生、储、盖”密切相关的成图单元，编制相对较高精度的岩相古地理图。

4) 分析各沉积盆地“生、储、盖”与岩相古地理的时空对应关系，结合烃源层有机碳含量和储盖层物性分析，编制不同时期“生、储、盖”分布图，探讨盆地演化与油气运聚的关系，并圈定油气富聚的有利远景区块。

5) 开展盆地构造变形与构造演化分析研究，重点对羌塘盆地及措勤盆地中、新生代构造变形序列、变形样式、形成时代、空间分布规律、盆地变形应力与强度分布、盐构造特征、盆地油气生成过程及其与盆地大型构造演化的配置关系等开展研究，以确定盆地构造变形与油气成藏的内在联系。

6) 对盆地已有的地球物理资料进行系统分析，确定盆地深部构造特点。以盆地新生代构造变形与演化为重点研究目标，开展新生代构造变形、高原隆升及其对油气保存条件的关系研究。

7) 开展青藏高原主要沉积盆地类型、成油气地质条件等类比研究，最后对羌塘、措勤、岗巴-定日等沉积盆地油气资源潜力进行对比评价与优选排队。

8) 在上述研究的基础上, 根据多种因素分析圈定盆地中最有利的油气远景区块, 确定近期勘探目标及下一步工作的重点。

上述技术路线中, 有关沉积盆地分析与含油气盆地优选、构造变形与油气保存条件分析、成藏条件与油气资源潜力综合分析等是本书的重点内容。

第二节 沉积盆地分析与含油气盆地优选

含油气盆地分析以研究盆地“生、储、盖”地层的沉积特征、充填过程、充填方式与性质, 以及演化过程为主要内容。以地球动力学分析理论为指导所开展的沉积-油气地质分析的结合点在于: 盆地演化控制了盆地地层充填样式与沉积相展布, 而地层充填样式与沉积相展布控制了“生、储、盖”的空间分布。因此, 开展盆地分析, 通过沉积地质研究分析盆地油气远景, 是盆地优选及盆地油气资源潜力对比分析与优选排队的重要途径之一。

一、盆地划分原则

在地质记录中识别出的盆地是指某一地球动力学发展阶段所形成的构造-地层体系。对盆地进行分析, 首先是要对盆地进行划分。通常而言, 盆地的划分遵循时代原则、基底原则、构造与成因类型原则、控盆断裂原则, 以及盆地边缘相原则等 5 条主要原则。根据这些原则, 一个原形盆地是指建立在某一基底之上, 占主导沉降机制的动力学背景下形成的一个相对独立的沉积体, 其边界以控盆断裂或盆地边缘相的尖灭加以限定。

但是, 以油气资源系统分析为目的盆地概念往往是多个类型原形盆地在纵向上的复合或叠合, 如羌塘盆地的中、新生代海相含油气盆地, 其三叠纪期间表现为前陆盆地, 演化结束后经过了明显的构造变形, 又作为上叠侏罗系被动陆缘盆地的基底。为此, 笔者将这种包含两个具有各自基底的盆地叠置系统称为“叠合型盆地”, 而将同一基底上经历相近的构造背景, 不同沉积阶段形成的盆地叠置系统称为“复合型盆地”, 如羌塘侏罗纪裂陷-拗陷(复合型)盆地。

二、盆地分析方法

盆地分析的目标是确定盆地类型与盆地沉积格架, 既然盆地是某一特定的构造-沉积环境下的产物, 因此, 在盆地研究的初期阶段, 确定盆地类型主要依据其形成的构造动力学背景加以判断。然而, 由于地质历史中, 构造动力学的多期性、复杂性以及后期的叠加改造很难对其作出较准确的判别, 需要建立更多反映盆地特性的参数, 以正演的思路、反演的方法, 达到对原始盆地格局、背景、建造与改造的认识。

近年来, 随着研究程度的加深, 对青藏高原沉积盆地的认识得以从更多的盆地特性参数加以分析。笔者以现有的研究基础, 对各原型盆地的研究从以下几个方面入手: 区域构造背景; 深部地球物理资料与区域断裂体系和构造变形分析; 沉积充填过程、沉积相与沉积体系、古流向等研究; 古生态、古气候、古地理环境分析; 盆地结构与构造沉降分析; 火山岩及其构造环境分析; 沉积格架与原型盆地实体、复合与叠加过程分析。其中, 从沉积学、岩相古地理分析与层序地层学角度进行盆地研究是本项目的工作重

点，也是较之于前人研究的特色之处。

三、沉积相、岩相古地理与“生、储、盖”分析

在含油气沉积盆地勘探的早期阶段，由于缺少地球物理资料或地球物理资料有限，预测含油气沉积盆地的“生、储、盖”特征及其时空展布规律，通常是依靠沉积盆地分析的方法，特别是通过沉积相分析与岩相古地理分析来实现的。

首先，通过对盆地内不同时间段（如不同阶或期）的等时岩相古地理分析、沉积等厚统计分析和碎屑岩含量时空变化统计等，能更清楚地了解到盆地内不同时期沉降中心和沉积中心的迁移过程、沉积物源区分布及其通量变化等特征，减少现有工作中将中生代沉积体作为一个整体笼统地开展类似研究所造成的误差。

其次，结合最近开展的大量区域地质调查（1:10万及1:25万地质填图）成果，对同时期各沉积体系在平面上的分布规律进行统计分析，可以更精确地预测盆地结构与地层分布样式。

再者，一些关键的基础地质问题，如北羌塘下侏罗统缺失与沉积剥蚀的关系问题、羌塘盆地下侏罗统的分布及其时代依据问题、侏罗纪末期—白垩纪初期的地层对比与划分问题等。这些问题是由于区内开展的大规模岩石地层单元填图产生的，主要表现在把岩石地层单元等同于年代地层，它也可以通过岩相古地理分析，结合适当的年代学研究加以解决。

沉积相、岩相古地理与“生、储、盖”分析方法在羌塘盆地油气资源远景预测与研究中效果更加突出。笔者在羌塘盆地内实测及收集了沉积相剖面160多条，开展了精度相对较高的沉积相分析与古地理重建。首先，对盆地内160余条地层剖面进行了一一解剖，对各沉积体系进行划分；第二，分析了各类型沉积体的沉积相及沉积微相；第三，根据对各类岩石的物性数据和厚度进行了统计；最后，通过对沉积相、沉积微相与“生、储、盖”物性进行综合分析，预测各“生、储、盖”组合的空间分布特征及其油气远景区带。

四、沉积层序与“生、储、盖”分析

层序地层学是研究有成因联系的沉积岩地层单元在时空三维坐标系中的叠加样式（模型）与顺序的地层学研究方法，这种呈旋回性叠加的地层沉积记录与沉积盆地演化过程密切相关，因而它是盆地分析，特别是地层预测的重要内容之一。

一个层序是指一次海平面升降周期中的沉积体，上下被不整合面或与之相当的整合面所截切，它是由全球海平面变化、构造沉降、沉积物供给速率以及气候等因素共同作用的结果。因此，盆地内部的地层层序既记载了全球海平面的变化，也记录了盆地内相对海平面的变化，其表现形式取决于与不同地质事件相对应的影响因素的强度。

盆地的形成同样与不同的地质事件密切相关，不同的地质事件形成不同类型的沉积盆地。可见，分析盆地内部层序地层的形成原因可以为反演盆地性质提供信息。通常而言，被动大陆边缘盆地位于构造相对稳定地区，其海平面的升降与全球性变化密切相关；而前陆盆地、走滑盆地等形成于构造活动带，其海平面变化主要受控于区域或局部构造有关的沉降作用以及沉积物供给速率，主要表现为盆地内的相对海平面变化。

基于上述分析，在研究工作中，不仅开展了层序地层划分与对比，而且开展了与全球

海平面变化的对比分析研究，这也是对青藏高原沉积盆地进行分析中的另一项开拓性研究工作。

五、含油气沉积盆地类比分析

在开展盆地油气评价的早期阶段，选择适当的刻度盆地与之类比，对于选取盆地的评价参数，开展盆地油气资源量评价以及远景分析至关重要。

青藏高原位于特提斯构造域的东段。据统计，特提斯构造域仅占全球面积的 19%，而探明的油气储量却占世界的 68%，可见，特提斯构造域是一个巨型的油气富集带。位于特提斯域中的青藏高原有着相似的大地构造背景、沉积特征和十分发育的中生代烃源岩，因而，引起了石油地质工作者的巨大关注和探讨（费琪等，1996；王岫岩等，1998；叶和飞等，1999；甘克文，2000；罗金海等，2001）。早期的认识，通常是简单地将青藏高原的中生代沉积盆地与特提斯构造域西段的中东油盆类比，认为其具备形成大型油气富集区的沉积与大地构造条件。但随着研究的深入，一些专家注意到，特提斯构造域的油气分布是不均一的，其内部自南向北可进一步划分为南、中、北 3 个亚带（图 1-1），沿此带又可划分为 4 段，即欧洲北亚段、西亚段、中亚段、东-南亚段（黄汲清，1987；Seng r

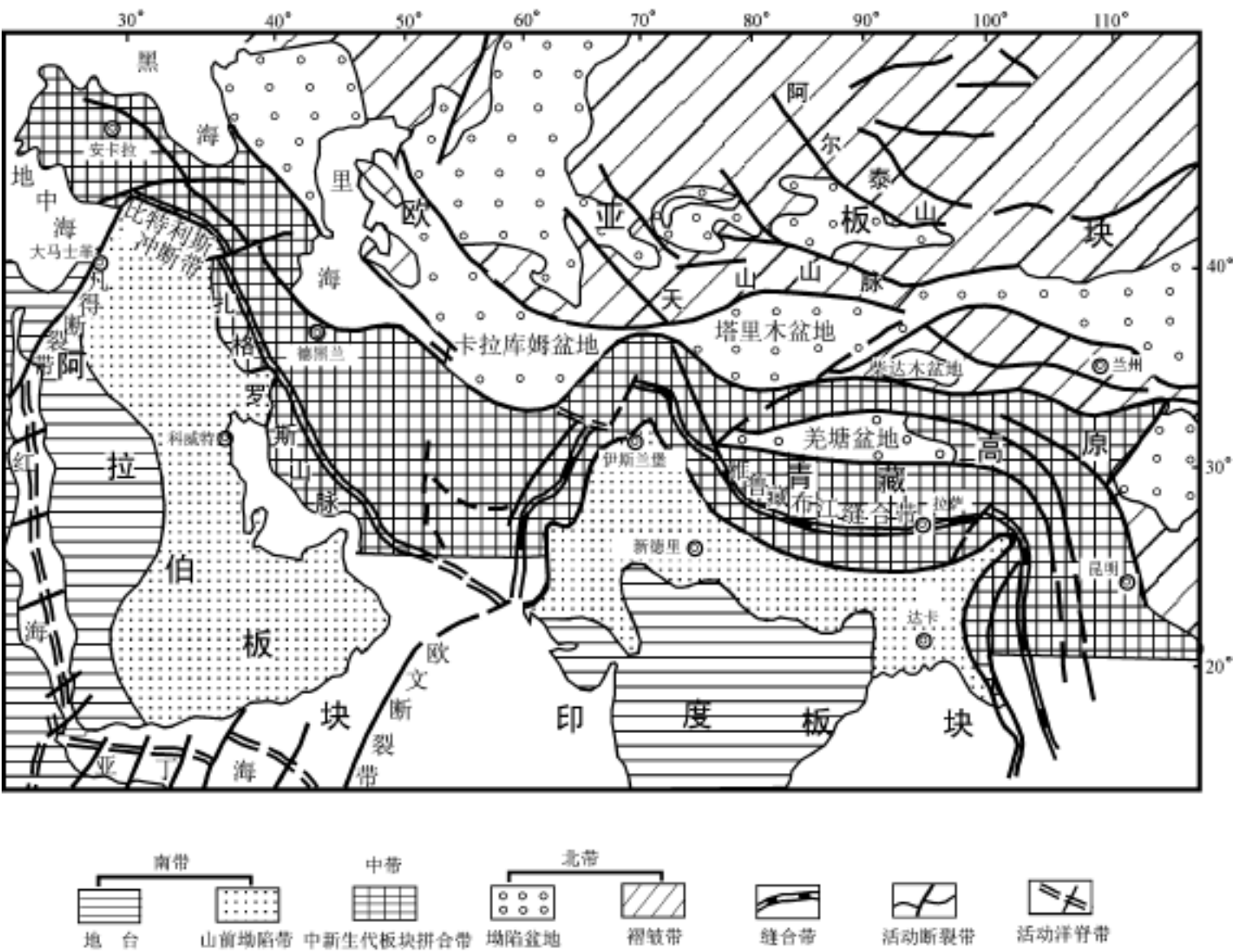


图 1-1 特提斯构造域分区略图
(据王岫岩等，1998 略有修编)

1979; 甘克文, 2000; 贾承造等, 2001)。北亚带通常指古特提斯缝合带以北, 古生代时期在劳亚大陆的拼合增生部分; 中亚带是指介于古特提斯缝合带和新特提斯缝合带之间的大陆碎块拼合地带; 南亚带则是新特提斯发育过程中冈瓦纳大陆北缘的大陆架区 (甘克文, 2000)。油气富集区主要集中在北带和南带, 具有“北气南油”的特点, 中带则相对稀少 (贾承造等, 2001; 甘克文, 2000)。

位于特提斯域西亚段南带的有波斯湾盆地 (可采油气储量总计在 1553 亿 m^3 以上)、利比亚苏尔特盆地 (发现油气储量 68 亿 m^3)、大阿尔及利亚盆地 (发现的可采油气储量 53 亿 m^3) 和埃及的苏伊士盆地 (已发现可采油气储量 11 亿 m^3); 特提斯域中、西亚段北带的有巴库油区、北高加索油区、南里海盆地、卡拉库姆盆地、阿姆河盆地、塔吉克盆地等大型油气田富集区; 特提斯域西亚段中带有南里海盆地、卡维尔盆地、俾支陆盆地等, 已发现的可采油气储量为几亿至几十亿立方米以上; 特提斯构造域东亚段的有北带的塔里木盆地群、柴达木盆地等, 以及南带的印度河盆地; 特提斯构造域南亚段的有位于孟加拉湾北端的阿萨姆盆地、泰国东部的呵叻盆地、苏门答腊-爪哇盆地群和马来亚-泰国湾盆地等, 已发现的油气可采储量也在几十亿立方米以上, 其中油气田以中小型为主, 其亚带归属不明。

综上所述, 正确识别西藏沉积盆地在特提斯构造域中的构造位置, 是开展其含油气远景类比分析的重要前提。由于青藏高原本身复杂的演化历史, 以及后期构造的强烈改造, 其中与西部特提斯相对应的各构造亚带的划分是困难的。笔者认为, 仅仅依据构造分析是不够的。

青藏高原属特提斯构造域的一部分, 因此, 在该构造域内寻找相似盆地开展油气类比是现实的, 但在寻找类比盆地时需要考虑以下因素: 从油气角度上看, 特提斯构造域中, 主要的烃源层和油气藏目的层为中、新生界。因此, 划分油气富集区带应以中生代时期的沉积特征和构造格架为主要依据。所谓特提斯洋是位于欧亚古大陆与冈瓦纳大陆之间分布着的一个宽阔海域、曾被称作“中生代的赤道洋”, Suess (1893) 称其为特提斯 (Tethys)。它是二叠纪末期, 两大陆拼合成为晚联合大陆 (Pangea), 在其东部残留的一个向东呈喇叭状张开的海湾, 其内为一系列陆块与相间的海盆, 称为“基墨里大陆”。可见, 以中生代时期这个喇叭状海湾中新裂解出的洋盆作为油气盆地分带界线才更为客观。

特提斯域中生代的构造-古地理格局受后期构造, 尤其是费尔干断裂和阿尔金断裂的强烈改造, 东西特提斯域各地块的相对位置发生了较大变化, 因此, 单纯从大地构造依据寻找类比盆地是十分粗略的。

在上述分析基础上, 首先进行构造-古地理分析, 恢复特提斯域中各地块的古地理位置与构造带的归属; 然后, 在同一构造带中寻找同类型盆地, 进行充填序列、海平面变化以及尤其地质条件类比分析; 最后确定可供类比的盆地。为此, 进行了以下四方面的综合分析: 特提斯域中各沉积盆地的油气勘探目的层主要为中、新生界, 各盆地的演化与二叠纪末期拼合的联合大陆的再次分裂密切相关, 因此在进行特提斯域构造分带时, 应着重考虑中、新生代构造与盆地演化; 在对各构造单元边界缝合带进行追索与对比时, 除考虑蛇绿岩组合外, 还考虑了与洋盆的打开和关闭活动有关的火山活动及沉积作用 (如深海相页岩等); 与构造单元边界缝合带相邻各沉积盆地的性质、沉积-构造演化过程、海平面变化等特征的对比作为特提斯各亚带划分的重要依据; 应考虑各沉积盆地的含油

气系统时空分布与类比。

第三节 构造变形与油气保存条件分析

青藏高原并非一个单一造山带，而是由若干个构造带和稳定地块共同构成的复杂地质体，在其演化历程中经历了多期复杂的汇聚碰撞造山过程，青藏高原内部一系列含油气盆地就是在这一复杂动力学体制下形成的。而对于如此复杂构造背景下含油气盆地勘探理论与成藏模式不仅不能与简单的同构造类型盆地进行类比，而且在世界油气勘探史上尚无先例可循。特别是新生代以来，随着印度-欧亚板块强烈的碰撞造山和其后强烈快速地隆升，一跃成为世界上面积最大、海拔最高的高原，这一演化过程是地球历史上从未有过的重大构造事件。伴随着大陆碰撞和高原的隆升，青藏高原内含油气盆地经历了不同构造事件的叠加与改造，而油气作为一个流体系统，是地质体中最敏感的部分。烃源岩沉积之后，每一次构造事件对油气的运移、聚集和成藏都有显著的影响，使青藏高原油气地质条件更为复杂。从构造角度来看，青藏高原重点沉积盆地油气资源潜力分析研究项目着重解决以下关键问题。

一、盆地动力学演化与盆地性质分析

青藏高原含油气盆地或发育于造山带之间的相对稳定的地块之上，或叠合在稳定地块之间的造山带（构造带）之上，沉积盆地性质明显受盆山转换过程中的动力学演化机制制约。然而，从目前研究来看，对相邻造山带造山作用的方式、过程与动力学的认识存在很大分歧，因此，也就制约了对沉积盆地性质、演化及其动力学的认识。例如，对于羌塘盆地北侧金沙江缝合带和南侧班公湖-怒江缝合带所代表的古、中特提斯洋的性质、打开时间、洋盆规模、闭合方式一直存在不同认识（常承法等，1992；边千韬等，1997；郑祥身等，1997；刘训，1992；张以蓓，1994；蒋忠惕，1994；尹集祥，1997；邓万明等，1984；潘桂棠，1983；王鸿祯等，1990；王希斌等，1987；余光明等，1990；李才等，1995）。因此，对其南侧羌塘盆地的构造性质也出现了冒地槽盆（黄汲清等，1987）、弧前-弧后盆地（周详等，1984）、前陆盆地（李勇等，2001；王成善等，2001）和被动大陆边缘盆地（谭富文等，2003，王剑等，2004）等不同的认识。对盆地性质和演化过程的认识，直接影响了盆地油气资源潜力分析与评价。

二、构造事件与盆地生烃、排烃期耦合关系分析

青藏高原主要沉积盆地大都经历了多期构造变形事件的叠加，盆地变形改造强烈、过程复杂，尽管在不同盆地内均发育大型圈闭构造，但是这些构造圈闭的形成时代、形成过程如何？与油气生成、运移及聚集在时空上有着怎样的配置关系，能否构成油气有利圈闭构造？这些问题是现今高原含油气盆地亟待解决的重大构造问题。以羌塘盆地为例，主要烃源岩从古生代—中生代均有发育（赵政璋等，2001a；王成善等，2001），与之对应羌塘盆地经历了海西运动、印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动多期构造事件的改造，每次构造事件在盆地中都产生构造变形，形成背斜构造，而形成于油气生成之前和同期的构造才能成为油气有利圈闭，对油气勘探才具有实际意义。对于羌塘盆地而言，就是要查明与

主力烃源岩生烃同期和之前的大型圈闭构造，才能锁定勘探目标。特别是羌塘盆地存在两次重要的生烃过程（赵政璋等，2001a），与两次生烃相匹配的构造是什么？在盆地中的分布规律如何？油气生成与区域构造事件有着怎样的对应关系？这些都影响了对高原重点含油气盆地的综合评价和重点勘探目标的优选。

三、构造作用与油气保存条件分析

新生代大陆碰撞、高原隆升对盆地的改造作用及其对油气成藏、保存的影响和控制作用。新生代印度板块与欧亚板块发生强烈陆-陆碰撞造山作用，喜马拉雅运动在青藏高原全境乃至全球都达到了陆内构造的高峰，引发了古缝合线重新活跃、板内岩石圈下部俯冲叠置、中部滑脱拆离、沉积盖层强烈褶皱、逆掩推覆。同时，火山、岩浆作用活动频繁，并且随着青藏高原发生强烈隆升，沉积盆地也与之发生抬升、剥蚀，使原型盆地受到强烈改造。因此，如何认识喜马拉雅造山作用以及高原隆升对青藏高原内沉积盆地的改造作用，以及新生代构造对油气藏的保存和破坏正反两方面的效应，是评价该区油气资源潜力的关键。如羌塘盆地不仅有着良好的生油岩、储层和盖层，生储盖组合配置关系良好，具备了聚集、成藏的基本条件，而且盆地内大量油气显示的发现，特别是一系列古油藏点（带）的发现，进一步证实了盆地有着大规模的聚集过程，并形成一定规模的油藏。但是新生代以来，随着印度大陆与欧亚大陆沿雅鲁藏布缝合带的碰撞造山及之后高原隆升，使盆地遭受强烈的改造，古油藏暴露地表成为破坏型油藏，油气大量散失，失去勘探意义。那么是否整个盆地都受到强烈改造，是还否存在保存相对有利的区块，这都是青藏高原石油地质需要深入研究的重大构造问题，并且直接关系到盆地油气资源评价。

鉴于上述问题，对青藏高原油气藏保存条件的研究并不针对构造事件对油气藏的破坏机理，而着重于构造作用的表现形式与作用强度的时空展布调查，以此圈定各盆地内部构造作用相对较弱、油气藏保存条件相对有利的稳定区块。在盆地构造研究思路和研究方法上，以青藏高原大陆动力学、板块构造以及含油气构造分析的最新理论为指导，以高原油气地质研究中存在的主要构造问题为目标，本着有限目标、重点突出的原则，对关键性问题进行深入研究。在技术路线上，以精细的路线地质调查为基础，充分利用已有的地质和重、磁、电、震等地球物理资料，多学科相结合、相互配合、交叉印证，深入地开展综合研究。

具体研究思路是：选取青藏高原羌塘盆地、措勤盆地、岗巴-定日盆地和伦坡拉盆地为代表，从盆地现今结构、构造的几何学入手，充分利用已有的地球物理资料，结合构造分析的方法，分析盆地基底构造基本特点、盆地盖层构造格架，结合深部构造与盖层构造变形样式，确定盆地基底隆-坳格局及其与表层构造的耦合关系。在此基础上，对盆地构造单元进行合理划分，确定不同构造单元的变形特点，进而运用构造应力分析的方法，确定盆地褶皱和断裂构造的形成机制和变形应力场，恢复古构造变形体制。将构造变形与区域构造演化、盆地演化历史相结合，分析探讨盆地大型褶皱构造形成时限及其与盆地生烃过程的时空配置关系。在盆地新生代构造改造作用及其对油气成藏、保存的影响和控制作用研究中，主要是以新生代构造变形与演化为主线，通过构造变形分析，建立盆地新生代构造变形构造序列，确定盆-原（盆-山）构造体制转换过程的变形样式、变形强度，探索新生代构造变形与造山作用、高原隆升的关系。在此基础上，结合盆地油气生成史分

析，确定盆地新生代油气二次生成过程与新生代构造的关系，查明新生代不同构造对盆地油气保存的影响和控制作用，阐明盆地油气藏的保存条件。最终，结合盆地构造变形、岩浆-火山作用、盆地地层分布特征对盆地构造改造强度进行划分，确定盆地油气有利保存单元，为系统评价盆地油气资源潜力和勘探区块的选取提供科学依据。

第四节 成藏条件与油气资源潜力综合分析

在沉积分析、构造与保存条件分析的基础上，探讨油气的生成条件、运移模式，系统开展成藏条件与油气资源潜力综合分析研究，并预测油气富集区带，是本项研究的总思路与技术路线，也是最基本的任务。

开展成藏条件与油气资源潜力综合分析的基本思路是：首先，在野外石油地质调查获取的大量数据基础上，开展盆地烃源层（生油层）的生烃潜力与生烃条件分析；第二，开展“储、盖”组合分析与盆地含油气系统资源潜力综合研究；第三，找准相似或相近的刻度盆地，开展油气盆地类比与分析；最后，在上述综合分析研究的基础上，对盆地油气资源潜力进行综合评价，提出远景区块。

一、盆地生烃潜力与生烃条件分析

生油层是油气藏形成的物质基础，要形成大型油气田，首先必须具有相当大体积的富含有机质的沉积物。根据前人大量地表样品分析资料，初步证明青藏高原各海相含油气盆地烃源丰富，具有形成大油气田的物质基础。但是，盆地在经历了印支期、燕山期和喜马拉雅期构造作用改造以后，大多烃源层处于半裸露状态，并在地表形成了大量的油气苗点，且有机质成熟度在盆地的不同部位出现了明显的差异。因此，在开展烃源评价时，仅分析烃源的时空分布和物性特征是不够的，更深层次的评价在于不同层段和不同区块烃源层的有效性、生油和生气能力以及成藏能力。为此，重点放在有机质类型、成熟度、热演化过程、油源分析等方面。

首先，通过烃源层的有机质类型和成熟度研究，分析盆地内的生气潜力和生油潜力；其次，通过对不同层段和不同区块烃源层的热演化过程进行分析，探讨其生烃和排烃时期与大型圈闭构造形成时期的匹配关系，确定其成藏能力；第三，通过对大量出露的油气苗进行油源分析，确定其烃源层位，进而反演盆地内保存较好的最佳勘探目的层，如羌塘盆地内绝大多数油源来自上侏罗统索瓦组，且索瓦组大面积出露，说明其有效性差，相反，中侏罗统布曲组烃源层是保存较好的有效烃源层；最后，进行资源量估算与含油气系统评价。

二、“储、盖”组合与盆地含油气系统分析

油气藏储集条件是油气评价的重要因素。前人研究初步证实，青藏高原各海相盆地中含有丰富的砂岩、灰岩（鲕粒灰岩、礁灰岩）储集层，但均为非均质储层，物性差异大，且普遍较差。通过对羌塘盆地已发现的古油藏中物性非常好的白云岩储层的初步研究，表明成岩作用对储层物性具有非常重要的影响。为此，笔者加强对储层的成岩作用与成岩演化的研究。首先是通过包裹体与磷灰石裂变径迹研究分析成岩过程的热演化史；其次是进

行成岩阶段与成岩相划分；第三是对储层类型及其成岩作用与储层物性的关系进行分析，确定成岩作用各阶段对不同储层的破坏性和促进性；最后，通过对不同层段，不同地区成岩作用差异，结合沉积相和储层的时空分布特征，综合评价区内的储层特征。

盖层是盆地内油气保存的重要基础条件，而区域性盖层对油气的保存具有重要意义，据统计，全球的大型油气盆地，必然存在良好的区域性盖层，其中与泥页岩有关的盖层占 65%，与蒸发岩有关的占 33%，与致密灰岩有关的占 2%。对于古生界目的层或构造强烈地区，必须有区域性蒸发岩盖层才能形成大型油气藏（Carmalt S. W., 1986）。首先根据已有的物性特征，确定盆地内的主要盖层类型。对于区内，尤其是羌塘盆地内十分发育膏盐层，地表样品分析显示其封盖性能较差，因此，有必要开展模拟研究以恢复地下膏盐层的原始物性。然后，根据不同类型盖层的沉积相特征、结合岩相古地理分析确定区域性盖层的时空分布状况，对盆地内盖层有利区带作出评价。

“储、盖”组合与盆地含油气系统综合分析是油气远景区带评价的重要依据。在上述工作的基础上，首先根据盆地中生界各层系的烃源岩、储集岩和盖层岩类的发育状况和时空配置关系，划分出“生、储、盖”组合；然后，分别对各盆地进行油气系统划分，并对其进行资源量估算，以确定其油气潜力，开展含油气系统评价。最后，对各油气系统的成藏模式进行分析，指出最佳有效含油气系统的时空分布特征与油气聚集的有利部位，为重点勘探区块的优选提供依据。

三、油气地质综合评价与区块优选

对青藏高原重点沉积盆地油气地质综合评价与区块优选，着重考虑沉积盆地性质、沉积相、生油层、储集空间、盖层、“生、储、盖”组合、油气运移、圈闭构造及保存条件等综合评价因素；兼顾盆地内部的古隆起、基底凸起、基底断裂、不整合面、油气苗（或显示）、目的层系的出露、剥蚀以及埋藏条件等因素。根据上述思路，对青藏高原各重点沉积盆地的油气资源潜力进行综合评价，优选排队，找出最具潜力的盆地，进行区带评价，最后，提出近期勘探区块。

第二章 青藏高原区域地质背景

第一节 区域构造格架

一、大地构造单元划分及其主要特征

青藏高原位于特提斯构造域的东段。地球物理资料证实,其内部结构在横向上存在着明显的不均匀性,南北分带,表现出条块相间的基本格局,地表显示为缝合带分隔的多个微陆块。因此,讨论青藏高原大地构造格架的根本问题就是这些微陆块的性质及其相互拼合过程。围绕这个基本问题,数十年来,中外科学家们做了大量的探索。当前,尽管对其演化历史和拼合过程存在着较大的分歧,但大多赞成青藏高原的构造格架由5条缝合带及被其分隔的5个地块组成基本构造单元(任纪舜等,1999,2004;常承法等,1982;吴功建等,1989;潘裕生等,1999)。5条缝合带的形成时代由北而南逐渐变新,依次为西昆仑-阿尔金-北祁连缝合带、昆仑南缘缝合带、可可西里-金沙江缝合带、班公湖-怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带。5个地块自北而南依次为昆仑地块、巴颜喀拉地块、羌塘地块、拉萨地块和喜马拉雅地块。笔者仅讨论可可西里-金沙江缝合带以南的地质体,各构造单元见图2-1。

(一) 可可西里-金沙江缝合带

该带在空间上从西向东沿拉竹龙—西金乌兰湖—玉树—巴塘—得荣—哀牢山—滕条江—线延伸。以玉树为界,分为西段和东段。东段(玉树—金沙江段)呈近南北向延伸,是青藏高原的东部边界,研究程度较高,本文不再作重点分析。西段为拉竹龙—龙木错—马尔盖查卡—西金乌兰湖—玉树段,近东西向延伸,是巴颜喀拉地块与羌塘地块的分界线,研究程度偏低。本项目下设专题,于2001~2003年先后深入冬布勒山、西金乌兰湖、乌兰乌拉湖等地,对其建造特征、改造变形特征进行了综合调查与专题研究。

1. 缝合带的南北边界

缝合带西段的北界为羊湖-西金乌兰湖断裂,走向东西向,倾向北,北部巴颜喀拉群逆冲于若拉岗日群或唢呐湖组之上。南界为郭扎错-若拉岗日断裂,其南与羌塘盆地毗邻。断层倾向北、倾角陡(80°左右),由数条断裂组成逆冲断裂破碎带,带内挤压片理、劈理十分发育,走向北西西、东西向。沿断裂破碎带有花岗岩体侵入。断裂上盘(北盘)为若拉岗日群或巴塘群变质复理石沉积岩和玄武岩,逆冲于羌塘盆地侏罗系及其以上地层之上,错断最新地层为上统唢呐湖组,在E86线附近见上泥盆统—下石炭统逆冲于侏罗系之上。

2. 缝合带的组成

可可西里-金沙江缝合带是一条规模巨大的构造混杂岩带,其中泥盆纪、石炭纪、二叠纪、三叠纪等不同时代地层、火山岩均有分布,呈断块状出露。晚三叠世巨厚复理石建

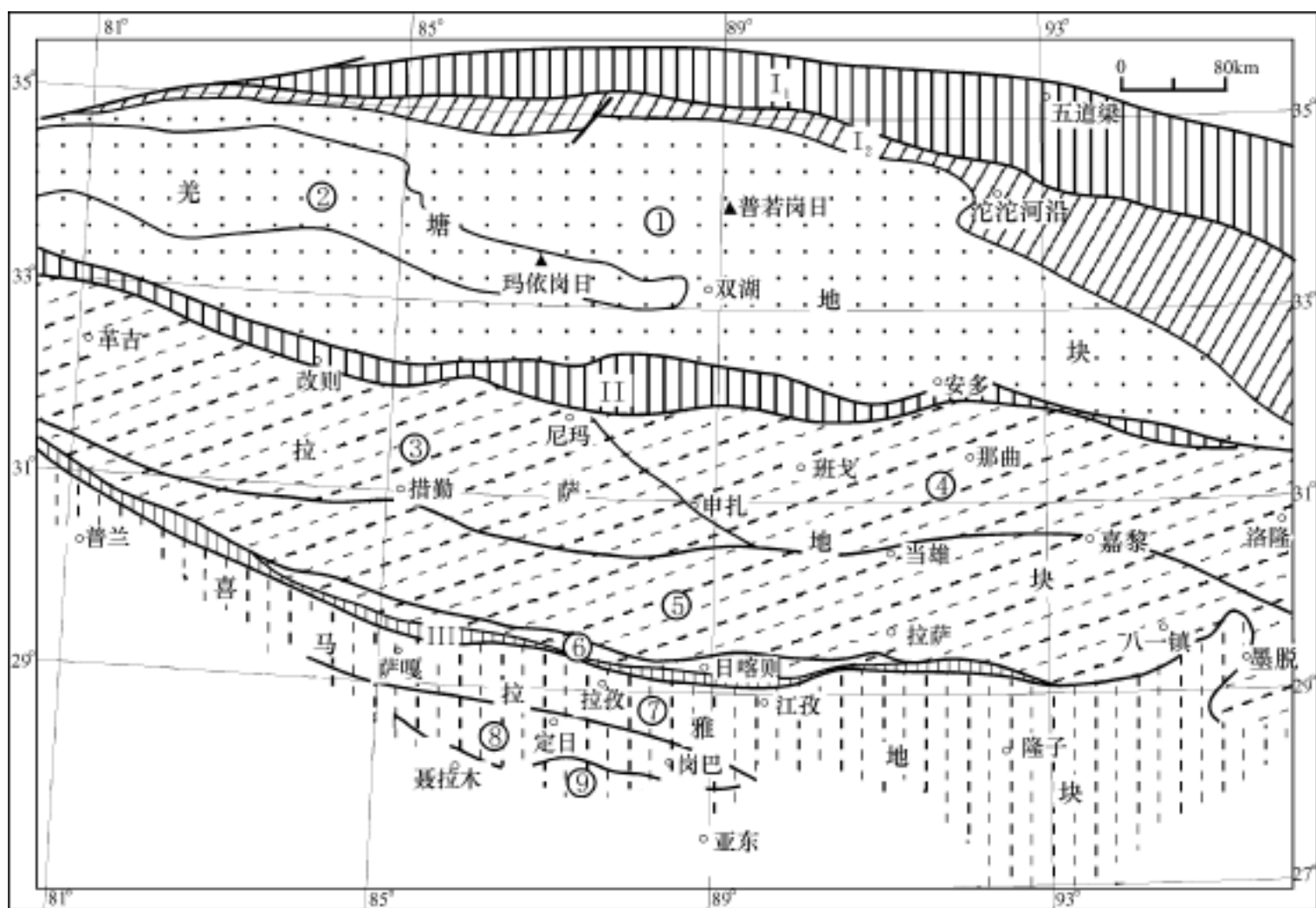


图 2-1 青藏高原构造格架及中生代主要盆地分布图

1—可可西里-金沙江缝合带； 2—可可西里前陆褶冲带； 3—班公湖-怒江缝合带； 4—雅鲁藏布江缝合带。羌塘盆地； 羌中隆起； 措勤盆地； 比如盆地； 冈底斯岩浆弧； 日喀则弧前盆地； 北喜马拉雅盆地； 定日-岗巴盆地； 南喜马拉雅隆起带

造的浅变质碎屑岩、基性-中酸性火山岩分布较广泛，是该混杂带的基质组分。

(1) 沉积组合与沉积环境

该缝合带西段地层研究程度较低，长期沿用 1:100 万改则幅区调报告划分的若拉岗日群，为一套巨厚的浅变质岩夹复理石沉积岩系，其中化石极为稀少，时代初步定为晚三叠世。下部为变质玄武岩、片理化玄武岩和气孔状玄武岩，中部为复成分砾岩、变质砂岩、粉砂岩和板岩夹块状结晶灰岩，上部为变质砂岩夹板岩，厚度大于 5300m。文世宣 (1979) 曾在该层中发现 *Sumatrina cf. anna voli* 科化石而解体出一套浅变质岩结晶灰岩、硅质岩和基性火山岩，命名为宁共曲久隆组 (P_{1n})。中石油青藏项目 (1996) 在羌塘盆地石油地质调查中，在若拉岗日、石渣坡、大横山、玉龙河等地原若拉岗日群中发现泥盆纪—石炭纪牙形石和含放射虫硅质岩及基性火山岩的下二叠统，从而将该缝合带西段原若拉岗日群解体为上泥盆统大横山组、上石炭统石渣坡组、下二叠统宁共曲久隆组、上二叠统乌丽组群、上三叠统若拉岗日群。晚泥盆世、石炭纪、早二叠世及晚三叠世早期以深海浊流沉积为主，夹含有放射虫或牙形石的硅质岩，形成巨厚的复理石相碎屑岩，前者反映沉积盆地快速下沉及迅速堆积的特征，而含放射虫硅质岩则是在构造活动性相对减弱、

较为宁静的深海或半深海环境下所形成。整个缝合带中缺失侏罗纪和白垩纪地层，表明印支运动使之上升隆起成陆；新生代主要沉积一套山间磨拉石和湖相含膏盐砂、泥质沉积，局部发育中基性火山岩。

(2) 岩浆建造特征及其构造环境

可可西里-金沙江缝合带西段岩浆活动较弱，出露岩体较少，仅在玛尔盖茶卡、若拉岗日、石渣坡、巴音查乌玛有零星超基性岩；在羊湖南、若拉岗日、岗盛日、西金乌兰、巴音查玛见辉长岩、辉绿岩呈岩片侵位于石炭系—下二叠统和三叠系若拉岗日群中。在巴音查乌玛见碱性玄武岩、玄武质、火山角砾岩和基性脉状岩体，其上被放射虫硅质岩整合覆盖。据张以蓓（1994）研究，玄武岩 $w(\text{SiO}_2)$ 为 47.94%， $w(\text{K}_2\text{O})$ 为 2.48%， $w(\text{Na}_2\text{O})$ 为 3.05%， $w(\text{TiO}_2)$ 为 2.63%，属碱性玄武岩；稀土元素总量为 $(60.6 \sim 205.9) \times 10^{-6}$ 、 $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 为 17.2，轻稀土富集， δEu 为 0.88，略具负 Eu 异常，呈微右倾配分曲线。这些特征与洋岛型碱性岩相似，而其中辉绿岩 Rb-Sr 年龄为 $266 \pm 41\text{Ma}$ ，属早二叠世。因此，蛇绿岩所代表的古洋盆形成于石炭纪—早二叠世。

笔者对乌兰乌拉湖地区蛇绿构造混杂岩带中火山岩进行了研究，其主要岩石类型有二辉玄武岩、致密块状玄武岩、杏仁状-气孔状玄武岩、蚀变玄武岩。地球化学研究显示，它们具有贫硅、镁、钾、钠，富铝、钙的特点，在 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图解中，投点几乎都落入低钾火山岩区内。火山岩的稀土元素显示， ΣREE 为 $(76.85 \sim 191.64) \times 10^{-6}$ ， $(\text{La}/\text{Lu})_N$ 比值为 3.78 ~ 14.17， δEu 为 0.89 ~ 1.05，总体表现为配分呈右倾型，钕微弱亏损；轻稀土富集且分馏较明显，重稀土相对亏损，分馏不明显。火山岩微量元素特征多为强不相容元素富集型，但富集程度变化较大， $(\text{Rb}/\text{Yb})_N$ 比值为 1.20 ~ 9.69（有两个样品为 0.87 和 0.90）；Nb 和 Ti 明显亏损， Ti^* 为 0.26 ~ 0.58， Nb^* 为 0.18 ~ 0.92。总之，地球化学显示出弧火山岩特征。

根据化学分析结果进行图解投影，在 Pearce (1977) $F_1 - F_2$ 、 $F_2 - F_3$ 图解中投影点较为分散（图 2-2），但多位于板内及大样拉斑玄武岩区域；在 $\text{TiO}_2 - 10\text{MnO} - 10\text{P}_2\text{O}_5$ 图解中落入 IAT 靠近 MORB 区，个别点落入 OTA 区（图 2-3）；在 $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ 图解中均落入 MORB 区域（图 2-4，2-5）；在 $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ 图解中投影点落入洋脊玄武岩区间（图 2-6）。

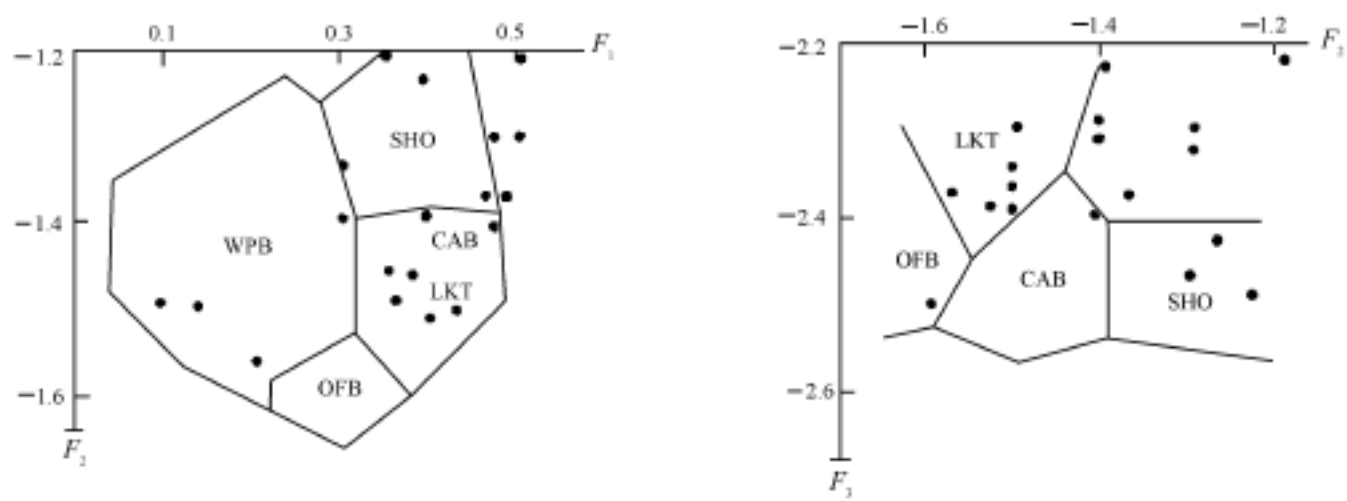


图 2-2 $F_1 - F_2$ 、 $F_2 - F_3$ 图解
(据 Pearce, 1977)

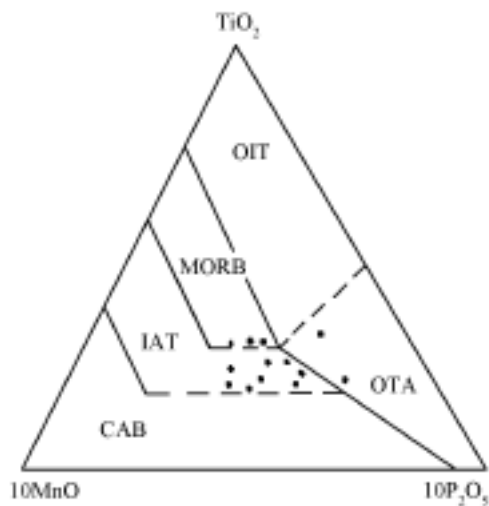


图 2-3 玄武岩 $\text{TiO}_2 - 10\text{MnO} - 10\text{P}_2\text{O}_5$ 图解
(据 Mullen, 1983)

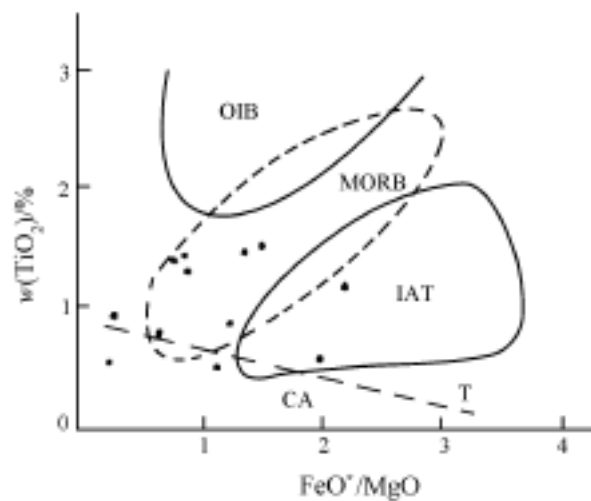


图 2-4 $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ 图解
(据 Glossiev, 1974)

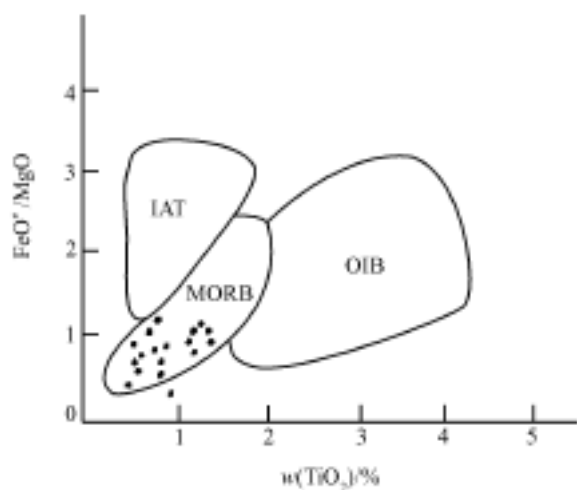


图 2-5 $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2$ 图解
(据 Miyashiro, 1975)

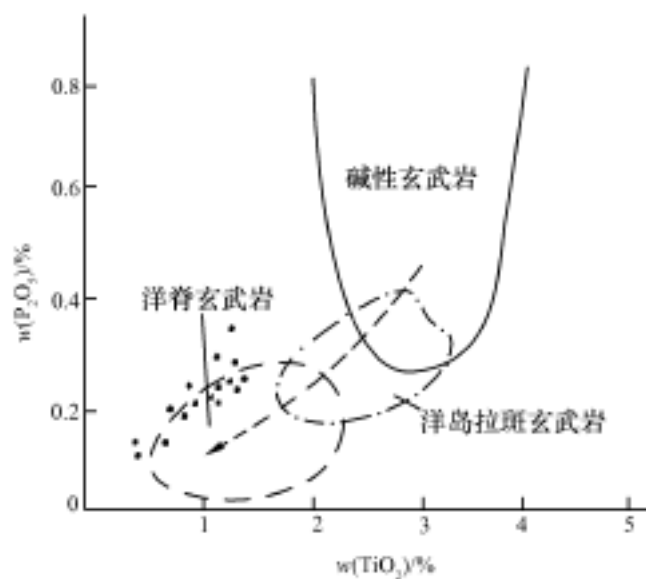


图 2-6 玄武岩 $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ 图解
(据 Bass 等, 1973)

综合上述分析，该缝合带西段火山岩可能是板内裂谷→大洋岛屿→扩张中心岛屿（准洋中脊）构造环境演变过程的产物。

3. 构造变形特征

缝合带内构造特别复杂，发育一系列走向近东西、倾向北、在剖面上构成逆冲叠瓦状构造组合；带内褶皱紧闭，轴面多北倾斜歪。东西向断裂规模极大，向下延深很深，在 MT 剖面 and 测深地震剖面上表现明显，地表东西向断裂常被北西、北东向断裂错断。在玛尔盖茶卡、西金乌兰湖、移山湖、巴音查乌玛、冬布勒山、乌兰乌拉湖一带表现为以逆冲断层为骨架，不同时代和性质的构造岩块（片）叠置的叠瓦状构造（详见第四章）。

蛇绿构造混杂岩在空间上基本沿可可西里-金沙江缝合带北界展布，说明系金沙洋壳向北俯冲时，洋壳组成物被“刮剥”沿俯冲带混杂堆积的结果。

4. 古洋盆性质及演化分析

关于可可西里-金沙江构造带的性质，存在较大分歧。归纳起来有：认为该带曾是欧亚大陆与冈瓦纳大陆之间的一广阔海洋（古特提斯洋）的消减位置，代表两大古陆的

缝合带 (常承法, 1992; 刘增乾等, 1993; 边千韬, 1997; 赵政璋等, 2001b); 认为只是欧亚大陆南缘的一条陆内结合带, 不具两大古陆界线意义 (郑祥身等, 1997); 认为是一个弧后小洋盆 (刘训, 1992) 或裂陷槽 (张以蓓, 1994; 蒋忠惕, 1994) 的闭合界限。

根据前述带内玄武岩的地球化学特征分析, 该洋盆西段扩张的规模不大。考虑可可西里-金沙江缝合带东段蛇绿岩具有典型的大洋中脊型特征 (莫宣学等, 1993), 笔者认为, 可可西里-金沙江古洋盆可能具有东宽西窄的特点, 从东段→中段→西段洋盆规模由大逐渐变小, 中东段显示较典型的洋盆, 而向中西段逐渐变为准洋盆→大陆裂谷。

根据前述上泥盆统和石炭系深水沉积的出现, 结合西金乌兰湖一带蛇绿岩的形成时代为早石炭世—早二叠世 (边千韬等, 1993), 可以认为, 该洋盆打开于早石炭世以前。

有关洋盆的俯冲极性也有截然分歧, 认为向北和向南俯冲的作者均有不少。前述地表构造及变形特征显示其西段具有向北俯冲的特点, 但造山带内沟-弧体系难于识别, 目前无有力的证据显示其俯冲极性。如果从高原东部的金沙江缝合带看, 其沟-弧体系分带清楚, 向南俯冲较为明显些。

洋盆的关闭时期, 大多确定为晚二叠世末期至早三叠世初期 (边千韬等, 1993, 1997; 潘裕生等, 1999; 赵政璋等, 2001b)。但也有人提出, 该洋盆关闭期为三叠纪诺利期 (王成善等, 2001)。前者的主要依据是, 在缝合带西段的西金乌兰湖北, 发现一套晚二叠世—早三叠世的石英砂岩和底砾岩, 角度不整合于晚古生代蛇绿混杂岩之上 (边千韬等, 1993)。从区域上看, 沿该缝合带两侧普遍发育三叠系与二叠系间的角度不整合构造, 大多地区缺失中、下三叠统, 反映二叠纪末期有一次明显的构造转换过程, 这一点在缝合带东段的滇西地区尤其明显 (钟大赉等, 1998; 谭富文等, 2000, 2001, 2002c)。因此, 笔者赞同该洋盆于二叠纪末期关闭的认识。

侏罗纪时期, 该缝合带对南北两侧沉积环境起着明显的控制作用, 是青藏地区海相侏罗系沉积的北部边界, 说明该时期, 缝合带已发展成造山带。另外, 从现有资料看, 一个不争的事实是, 在造山带南侧前缘, 存在一个明显由北向南逆冲和强烈褶皱的冲断带, 其活动时期至少可追溯至晚三叠世早期, 它对晚三叠世羌塘盆地的物源供给和沉积作用都起到了明显的控制作用。

综上所述, 可可西里-金沙江缝合带是晚古生代金沙江洋盆闭合的产物, 从洋盆的特点来看, 似乎是一个向西尖灭的有限洋盆, 并非欧亚大陆与冈瓦纳大陆之间的广阔海洋。洋盆的闭合时间为晚二叠世末期, 与全球联合超级大陆的形成基本同步。

(二) 班公湖-怒江缝合带

该缝合带自班公湖向东经改则、东巧、丁青一带延续, 连续性相对较好, 从丁青向南, 大多数学者认为将与怒江带相连。在青藏地区, 它是羌塘盆地的南界, 也是羌塘地块和拉萨地块的分界线。

1. 缝合带的主体构成及边界特征

带内主体为上三叠统乌嘎群、侏罗系木嘎岗日群以及断续分布的蛇绿岩残块。缝合带的北界为侏钦错-安多-索县断裂, 在羌塘地区倾向北, 表现为由北向南逆冲的特点。断层错断最新地层为新近系康托组。在雅根错—诺尔玛错一带及兹格塘错一带见上三叠统肖茶卡组向南逆冲于侏罗系木嘎岗日群之上。缝合带南界为噶尔-吉昌-吴如错 (革吉-果芒)

断裂，与拉萨地块分隔。在蓬错一带见蛇绿岩沿断裂带逆冲于侏罗—白垩系之上；在尼玛县城南，见中上三叠统乌嘎群向南逆冲于白垩系之上。

2. 物质组成及其形成环境

班公湖—怒江缝合带主要出露一套巨厚的上三叠统乌嘎群和侏罗系木嘎岗日群深海相复理石沉积岩系和基性、超基性岩系。

(1) 沉积建造及其形成环境

带内沉积地层主要为上三叠统乌嘎群和侏罗系木嘎岗日群。

上三叠统乌嘎群厚度大于 2000m，在色林错一带，下部见底砾岩，之上为一套含膏盐的杂色复陆屑建造，并夹有中、基性火山岩和火山碎屑岩，具有初始拉张—裂谷阶段的沉积特征（周详，1984）。大多地区未见底，主要为一套弱变质的复理石相灰色—灰黑色板岩、砂质板岩、长石岩屑石英砂岩、硅质灰岩、硅质岩，并夹有中基性火山岩及火山碎屑岩，以深海浊积砂岩相为主，反映早期裂陷活动型沉积。在那曲县西江错和达如错板岩中常见晚三叠世瓣鳃类化石，与其下伏下二叠统石灰岩呈平行不整合接触（罗建宁，1995）。

侏罗系木嘎岗日群为一套厚度巨大、分布面积广的浅变质复理石沉积，主要为片理化含砾砂岩、粉砂质页岩、粉砂岩、泥岩夹生物灰岩和千枚岩、粉砂质板岩等，其中常见具鲍马层序的浊流沉积组合，通常含大量火山沉积物，厚度变化大，一般为 1500 ~4000m。总体具有大陆拉张背景下快速沉陷环境的沉积特征。

带内还见白垩系零星分布，其沉积特征与构造带南侧邻区基本一致，早期为海陆交互相含煤沉积，具有向北超覆于造山带之上的特点；中期浅海相灰岩沉积；晚期以陆相为主。

(2) 岩浆岩建造及其构造环境

沿班公湖—怒江缝合带断续分布大量基性、超基性岩体（群），主要集中于西段班公湖—改则一带、中段东巧一带、东段丁青一带，被称为班公湖—东巧—怒江蛇绿岩带（王希斌等，1987）或基性—超基性岩带（邓万明等，1984）。

蛇绿岩中岩石类型以超镁铁质岩为主，包括纯橄榄岩、方辉（二辉）橄榄岩、橄长岩、蛇绿岩、辉长岩、辉绿岩、枕状玄武岩、夹放射虫硅质岩。大多呈长条状、透镜状、扁豆状冲断片夹于木嘎岗日群浅变质岩中。

班公湖—怒江蛇绿岩带组合中的拉斑玄武岩为硅酸饱和与过饱和，贫 Al_2O_3 ， TiO_2 中等（ $<1.5\%$ ），里特曼指数 σ 在 2 ~3 之间， ΣREE 含量低，为 $(8.04 \sim 55.16) \times 10^{-6}$ ，并具亏损型和平坦型 REE 配分模式。碱性玄武岩 TiO_2 含量较高（ $>1.5\%$ ），里特曼指数 σ 为 4 ~6， ΣREE 较高，为 $(103.55 \sim 430.88) \times 10^{-6}$ ，并显示明显的富集型 REE 配分型式。两类玄武岩 MgO 含量中等（ $5\% \sim 8\%$ ）， $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ 。利用岩石主要元素含量、微量元素等进行各种环境地球化学判别结果表明，班公湖—怒江缝合带玄武岩具有岛弧、洋脊、洋岛等多种形成环境特征，非单一成因类型（王希斌等，1987）。

该带锶同位素初始比值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.70533 ~0.70812（平均为 0.70653）（刘池阳等，2001）和 0.7045 ~0.70988（王希斌等，1987），它们均高于现代大洋拉斑玄武岩锶同位素初始比值（0.7020 ~0.7035），而且岩石中锶含量高，达 230×10^{-6} ，是正常洋脊的两倍，说明由地幔分熔的玄武岩浆上升过程中受到了地壳物质的污染。另外，该带玄武岩

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 均高于现代洋脊玄武岩，也高于雅鲁藏布江缝合带中玄武岩之值。

上述特征显示班公湖-怒江缝合带蛇绿岩与火山岩组合类似于阿尔卑斯型蛇绿岩，为初始小洋盆或弧后有限洋盆背景下的产物。据刘池阳等的研究（赵政璋等，2001e），班公湖-怒江洋盆的扩张速率为 1.25cm/a。设定整个侏罗纪都在扩张，也只能达到 1560 km，而实际上其扩张时间还要有限，进一步说明该洋盆是一个十分局限的小洋盆。

3. 班公湖-怒江洋盆性质及演化分析

(1) 洋盆的性质

关于洋盆的性质，至少有 3 种观点：它是一个位于两大构造域或两个大陆板块之间的洋盆（李春昱等，1982；王鸿祯，1985；潘桂棠等 1998）；它属一系列走滑拉分盆地或转换盆地（余光明等，1990；尹集祥等，1988）；它是弧后洋盆或边缘海盆地（王乃文，1984；王希斌等，1987；赵政璋等，2001b）。笔者赞同其作为弧后洋盆或边缘海盆地的认识，其形成可能与走滑或转换机制有关。

(2) 洋盆的发育时限

多数人认为，至少该洋盆在晚三叠世前已开始打开，侏罗纪时期，班公湖-怒江裂谷已具规模，基性岩体已形成。主要证据是：沿班公湖-怒江带发育的上三叠统乌嘎群含膏盐杂色复陆屑沉积夹中、基性火山岩，具有初始拉张阶段的沉积特征（周详，1984）；

丁青蛇绿岩、东巧超基性岩底部变质晕圈中角闪石、日阿色拉斑玄武岩以及洞错北超基性岩体同位素年龄分别为 $197.3 \pm 3.3\text{Ma}$ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)、179Ma (K-Ar)、167.5Ma (K-Ar)、144.0Ma (K-Ar) (100 万改则幅，1986)，为早、中侏罗世洋盆扩张的产物；在东巧、水帮一带，见含早侏罗世放射虫的硅质岩覆于枕状熔岩之上（王乃文，1983）。另外，王建平等（2002）认为，在东段的丁青一带，该洋盆打开于三叠纪早—中期，于中侏罗世末期关闭，说明该洋盆是以剪刀口形式自东向西逐步张开的。

(3) 洋盆的俯冲方向

由于沿缝合带内没有明显的沟-弧-盆体系，双变质带证据也不足，所以，俯冲特性极不明显。多数人提出向北俯冲的认识（Seng r, 1979；肖序常等，1988）；地球物理资料也表明，班公湖-怒江缝合带表现为一条低阻带，两侧高导层明显错动，MT 结果反映其主断裂是一条深达软流圈的断裂，表现为由北向南逆冲的特点（孔祥儒，1996）。但在北侧的羌塘地区找不到与之相对应的侏罗纪岛弧，沉积作用也显示稳定的被动大陆边缘型特征。因此，笔者认为，该洋盆关闭期间，并没有发生大规模的俯冲消减，是以一种“平和的停靠方式”来完成洋盆的关闭的。

至今，地球物理资料显示的向北大规模俯冲，可能发生在洋盆关闭后的陆内汇聚阶段，因为，侏罗纪末期羌南地区很快抬升成为剥蚀区，与此同时，在缝合带南侧的措勤地区却发生了下陷，成为新生盆地。

(4) 洋盆关闭时限

东巧地区超基性、基性岩体表面风化壳之上不整合覆盖着一套海陆交互相沉积，其底部砾石成分为硅化超基性岩、辉长岩等，胶结物为超基性岩屑和绢云母等，砾岩之上为石英砂岩、砂质灰岩和灰岩，其中含大量早白垩世动、植物化石。以此确定班公湖-怒江有限洋盆闭合时代应在早白垩世地层沉积之前（王希斌，1987）。

根据岩相古地理研究 (详见第三章), 在班公湖-怒江缝合带北侧的羌塘地区, 最高海相地层的时代为早白垩世早期, 仅发育在羌塘盆地的北部; 在羌塘盆地南部, 侏罗纪末期大部分已成为剥蚀区。这一特征也说明, 班公湖-怒江洋盆在羌塘地段的关闭时间为侏罗纪末期。

综上所述, 班公湖-怒江洋盆在晚三叠世开始打开, 早侏罗世快速扩张, 形成初始洋壳, 但洋盆规模不大。如果考虑到其南面的雅鲁藏布江洋盆可能在三叠纪或者更早已经打开 (赵政璋等, 2001b) 那么班公湖-怒江洋盆作为其北侧的一个有限的边缘海盆地似乎较为合理。洋盆的消亡过程中并未经过明显的俯冲消减作用, 洋盆于晚侏罗世末期闭合, 洋盆关闭后随即发生了陆内汇聚以及向北的“ A 型 ” 俯冲作用。

(三) 雅鲁藏布江缝合带

该缝合带是青藏高原内保存最好、组合特征最为明显、连续性最好的板块缝合带。带内蛇绿岩、构造混杂岩、高压变质带等十分发育, 北侧还有与之配套的火山-岩浆弧带。缝合带从克什米尔的印度河谷向东沿雅鲁藏布江大拐弯转向南出境沿苏来曼山与那加-阿拉干缝合带相连。

对雅鲁藏布江缝合带的研究程度较高, 认识也较为一致。

基于蛇绿岩套中硅质岩及钠长花岗岩的年龄确定, 多数人认为, 洋盆打开的时间上限为晚三叠世, 是一个规模巨大的大型洋盆; 大致于早白垩世洋盆开始向北俯冲; 洋盆的关闭时间大致为晚白垩世至中新世前 (王希斌等, 1987; 郭铁鹰等, 1991), 具有东早西晚的特点。地球物理资料显示, 该缝合带表现为一条强烈的构造阻断带, 两侧壳内高导层错断超过 10km, 由南向北, 高导层的埋深逐渐加大 (孔祥儒, 1996), 说明洋盆关闭后还有过大规模向北的陆内俯冲作用。

值得注意的是, 在缝合带内多处见早二叠世拉张型火山岩; 而且缝合带北侧的墨竹工卡附近产出有早—中三叠世钙碱性岛弧型火山岩, 即查曲浦群火山岩。为此, 赵政璋等 (2001b) 认为, 雅鲁藏布江洋盆可能在三叠纪或者更早已经打开, 中三叠世已经开始向北俯冲消减。如果这一认识成立, 那么班公湖-怒江洋盆作为其北侧的一个边缘海盆地出现也就更合乎板块构造的理论模式。

(四) 羌塘地块

羌塘地块位于可可西里-金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带之间。地球物理资料证实, 羌塘地区的岩石圈厚度为 100km 左右 (张胜业等, 1996)。地表地层研究表明, 它是一个具有前寒武系古老基地的地质体, 由双层基底和沉积盖层组成。

下部的硬基底由深变质的灰色片麻岩、混合岩等组成, 上部的软基底主要由中浅变质的片岩、千枚岩、板岩等组成。不同部位测得的同位素年龄也显示其至少有两期热事件年龄, 分别发生于 1016 ~929Ma 和 548 ~509Ma (王国芝等, 2001), 说明盆地建立在古老的克拉通基底之上。未变质的沉积盖层时代自奥陶纪至新近纪, 根据所受变形强度和变形组构的不同可分为前泥盆系、泥盆系—二叠系、三叠系、侏罗系—下白垩统、上白垩统、古—新近系等多个构造层。

(五) 拉萨地块

拉萨地块也称冈底斯-念青唐古拉地块, 位于班公湖-怒江缝合带与雅鲁藏布江缝合带之间。具有与羌塘地块相似的古老结晶基底, 其上的古生代地层具有被动大陆边缘沉积特征。因为石炭系—二叠系含有冷水相动、植物分子, 被认为曾是冈瓦纳古陆的一部分。晚

古生代末期，总体抬升，西部广泛暴露水面，与南羌塘及中央隆起带构成一个巨大的陆源剥蚀区。早、中三叠世沉积仅分布于东部的比如、旁多一带。晚三叠世开始，整个青藏地区开始又一次广泛的海侵，并逐步扩大，伴随地块南北两侧洋盆的相继打开。中、上侏罗世及白垩纪，区内除中部弧区外，广泛接受海相沉积。

中生代时期，地块内部自北而南可进一步划分为措勤-比如地块、冈底斯火山-岩浆弧和日喀则弧前地块等次级地质单元。

冈底斯火山-岩浆弧为雅鲁藏布江洋盆向北俯冲，在拉萨地块南缘形成的增生地块，时代为晚侏罗世—早白垩世，岩石组合由基性—酸性火山岩、侵入岩，由多个旋回构成，总体具有陆缘火山弧性质。

（六）喜马拉雅地块

喜马拉雅地块是冈瓦纳大陆北缘的一部分，北界为雅鲁藏布江缝合带，南界以主边界断裂与印度板块相接。喜马拉雅地块有着与印度板块一致的前寒武系结晶基底，早古生代至始新世接受巨厚的被动大陆边缘海相沉积。新生代，由于与欧亚大陆碰撞，它作为一个巨大的冲断层向南大规模逆冲于印度板块之上，因此，通常将之作为一个单独的构造单元与印度板块分开。Ratschbacher (1994) 将之进一步划分 4 个次级构造单元——北喜马拉雅冲断带、高喜马拉雅冲断带、低喜马拉雅冲断带和西瓦里克前陆冲断带。

前述被动大陆边缘沉积位于北喜马拉雅冲断带内部，根据中、新生代沉积组合的明显差异，带内以定日-洛扎断裂为界，分为北部的拉轨岗日亚带和南部的定日-岗巴亚带。北亚带以深水沉积为主，夹大量滑塌混积岩，堆积了巨厚的复理石沉积物。南亚带以浅海沉积为主，沉积厚度相对较小。古、新近纪，随新特提斯洋的关闭，中生界演变为残留海盆地。

二、地球物理场特征与岩石圈结构

（一）岩石圈概貌

布格重力异常显示，青藏高原为一个封闭的高负异常区，异常区变化范围一般为 $200 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 左右，高原轮廓基本上被 $(-350 \sim -400) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 布格异常等值线所包围，南北边缘均为陡变的重力异常梯度带；高原内部异常值高达 $(-500 \sim -550) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ，为重力异常缓变低值区。重力异常的这种格局显示青藏高原是一个相对封闭、独立的体系，内部极高的重力异常负值反映了高原巨厚的地壳厚度。

人工地震、天然地震、大地电磁以及航磁测量等地球物理资料研究表明，青藏高原岩石圈结构十分复杂，具有多圈层结构特征，同时在横向上也具有明显的不均匀性。垂向上可识别出沉积盖层、上地壳、下地壳和莫霍面结构层圈；横向上的变化则显示出十分明显的南北方向上条、块相间的格局，块体内部地球物理场变化较小，块体间则表现出为极高的异常带。

（二）基底结构与沉积盖层

地震资料显示，青藏高原地壳结晶基底顶界的速度等值线为 $6.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ （熊绍柏等，1997），而沉积盖层的速度为 $4.0 \sim 5.9 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ 。航磁资料很好显示了青藏高原磁性体埋深在横向上的变化特征（熊盛青等，2001），仍然表现出凹、凸相间的格局。隆起区主要出现在高原的周边地区，以南北两侧为主，凹陷区出现于高原的中部及北部的柴达木地区。沉积盖层厚度在柴达木凹陷区大致为 $2 \sim 12 \text{ km}$ 左右（最厚达 19 km ）（滕吉文等，1996a），在可可西里-巴颜喀拉凹陷区大致为 $3 \sim 15 \text{ km}$ ，在羌塘凹陷区为 $2 \sim 13 \text{ km}$ 左右，

在措勤-申扎凹陷区为 2 ~3 km。这些深度仅代表现今的整体状态。对羌塘地区前泥盆纪结晶基底之上的沉积盖层露头研究显示，累积厚度一般为 10 ~18km 左右，由此可以说明，高原内部不仅经历了强烈的差异剥蚀作用，还经历了一定程度的整体剥蚀作用。

(三) 岩石圈分层结构及壳内低速带

青藏高原北部、中部和南部的地壳结构具有明显的差异，南部普遍存在壳内双高导层，而羌塘中部以北地区未见双高导层（潘裕生等，1994）。

在青藏高原北部，柴达木盆地地壳厚 52km。沱沱河至格尔木一带（图 2-7），地壳厚度为 58 ~65km。其中上地壳 Pn 波速度为 5.7 ~6.3 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，底界埋深为 20 ~25 km；中地壳速度为 6.3 ~6.5 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，厚度大致为 38 ~55km；下地壳速度为 6.8 ~8.0 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，厚度大致为 62 ~75 km。在埋深 14 ~18km 处有一个低速层，厚度 3 ~5km，速度为 5.7 ~5.8 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，低速层起伏变化较大，在受到强烈挤压状态下，可能曾为含水滑脱层（滕吉文等，1996b）。在地壳底部存在一个壳幔高阻带，速度为 7.1 ~8.0 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，厚度大致为 6 ~10km 左右。

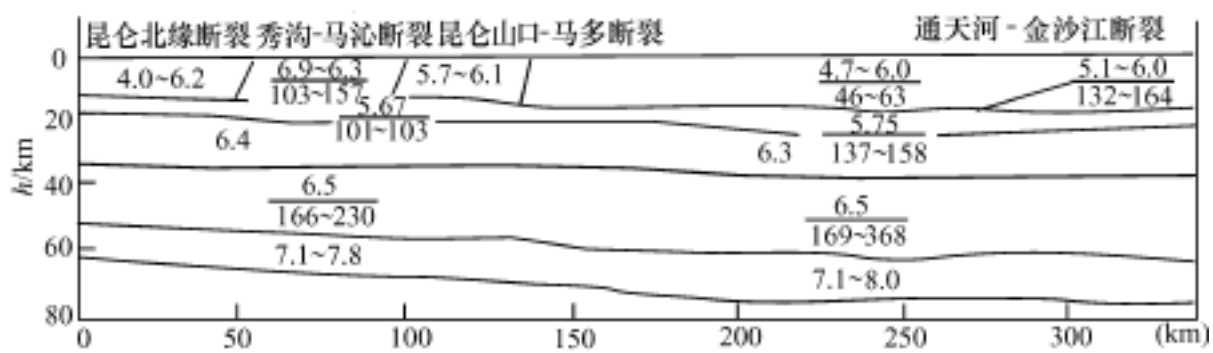


图 2-7 青藏高原北缘沱沱河—格尔木地壳和上地幔结构
(据滕吉文等，1996b)

图中数值为 P 波速度和 Q 值

在青藏高原中部，大致范围为雅鲁藏布江至羌塘中部地区，地壳的厚度较北部大，为 65 ~70km，地壳结构复杂（图 2-8）。壳内普遍存在双高导层，岩石圈内部包含 5 个主要电性层。第一电性层为沉积盖层，为一个高阻层，厚度起伏大，速度为 4.0 ~5.9 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ；第二界面以上包括沉积盖层的上地壳，厚度约为 20km；第二与第四截面间为中地壳，包括两个亚层，上部为一壳内低速层，速度为 5.8 ~5.9 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，厚 5 ~8km，可能为壳内含大量液体的剪切滑脱带；中地壳下层速度为 6.5 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，厚 11 ~22km，在洞错一带最厚，之下有一个 6.2 ~6.4 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ 的低速区，这一低速区与壳内高导层的位置基本一致，结合该处地表相对较高的布格重力异常推断，是由幔源基性—超基性物质组成的部分熔融体（熊绍柏等，1997）；第四截面与莫霍面之间的下地壳速度为 6.75 ~6.9 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ ，总厚度为 27 ~36km，该层被第五截面分为两个亚层，其间速度差异不大。

班公湖-怒江缝合带是一条非常明显的分界线，地球物理资料显示起为一条超深断裂，断裂两侧有一个明显的错断。南侧的拉萨块体内莫霍界面埋深 75 ~78km，而北侧羌塘地块为 65 ~68km，其间为一落差约 10km 的台阶，由南向北地壳明显减薄。熊绍柏等（1997）根据 Pn 反射波研究证实，上地幔顶部在班公湖-怒江缝合带附近被突然错断，这一错断也正好是 10km 左右，而且有几个小的台阶。拉萨地块北缘埋深 75 ~78km 的莫霍面向北倾并进一步穿过班公湖

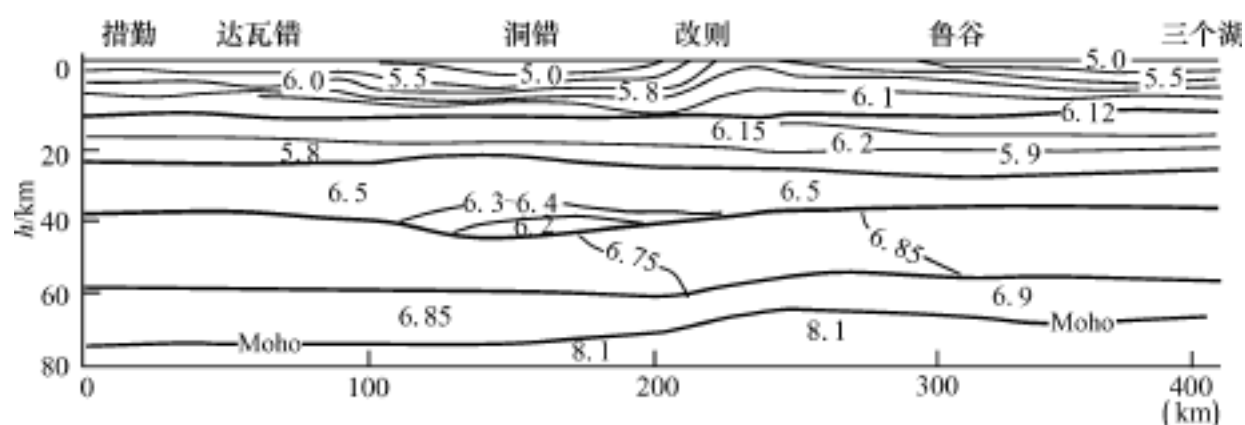


图 2-8 措勤—三个湖地带的地壳结构与速度分布图

(据熊绍柏等, 1997)

粗实线表示界面, 细实线为速度等值线、数字为地震 P 波速度值 (单位为 $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)

—怒江缝合带下插到羌塘地块之下, 而羌塘地块的莫霍面则盖在拉萨地块北缘之上, 形成双莫霍面组合。羌塘地块的莫霍面比拉萨地块的莫霍面浅, 且显得破碎。这一特征表明班公湖—怒江洋盆关闭之后, 拉萨地块向羌塘地块之下发生了大规模陆内俯冲作用。

雅鲁藏布江缝合带以南的青藏高原南部地区, 其地壳结构变化十分强烈。雅鲁藏布江为一条陡立的、深达上地幔顶部的大断裂, 垂直断距为 6 ~8km。但进一步研究发现, 沿该带在东西方向上存在很大的差异, 西部岩石圈内部莫霍面表现为南浅北深的格局, 而东部却表现为北浅南深的特点。在藏南开展的普莫雍错—岗巴—定结—佩古错东西向地震剖面显示, 地壳厚度为 73 ~77km。上地壳低速层埋深为 15km (岗巴) 和 17km (普莫雍错), 厚 3 ~4km, 层速度为 5.6 ~5.7km/s, 再向西至定结一带该低速层消失, 表现出十分强烈的变化 (滕吉文等, 1996)。下地壳的低速层位于地壳底部, 埋深为 65km 左右, 层速度为 6.0 ~6.1km/s, 上地幔顶面速度为 8.1 ~8.2km/s。

综上所述, 青藏高原地壳厚度起伏变化较大, 珠穆朗玛峰和喜马拉雅地带为 55 ~65km, 雅鲁藏布江南侧约为 75km, 藏北约 70km, 沱沱河地区为 65km, 柴达木盆地为 52km, 表现出两侧薄、中间厚, 呈不对称状态。青藏高原中部普遍出现双高导层, 尤其是上部高导层可能对高原内部上地壳的变形起重要的控制作用。沿班公湖—怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带显现的超深断裂, 是控制青藏高原基本构造格架的重要分界断裂。

第二节 区域地层概况

根据青藏高原构造单元分区特点、古生物区系、地层发育序列以及岩相古地理特征等, 区内可大致划分为 3 个地层区、10 个地层分区以及 3 个构造混杂带 (缝合带) (图 2-9), 自北而南依次为可可西里—金沙江缝合带、羌塘—昌都地层区 (若拉岗日分区、北羌塘分区、南羌塘分区)、班公湖—怒江缝合带、冈底斯—念青唐古拉地层区 (措勤盆地分区、比如盆地分区、拉萨分区)、雅鲁藏布江缝合带、喜马拉雅地层区 (定日—江孜分区、高喜马拉雅分区、低喜马拉雅分区)。

本书所涉及的中新生代地层主要分布于羌塘盆地地层区、措勤盆地分区以及定日—江孜分区。结合前人资料, 总结归纳出研究区地层划分对比表 (表 2-1)。

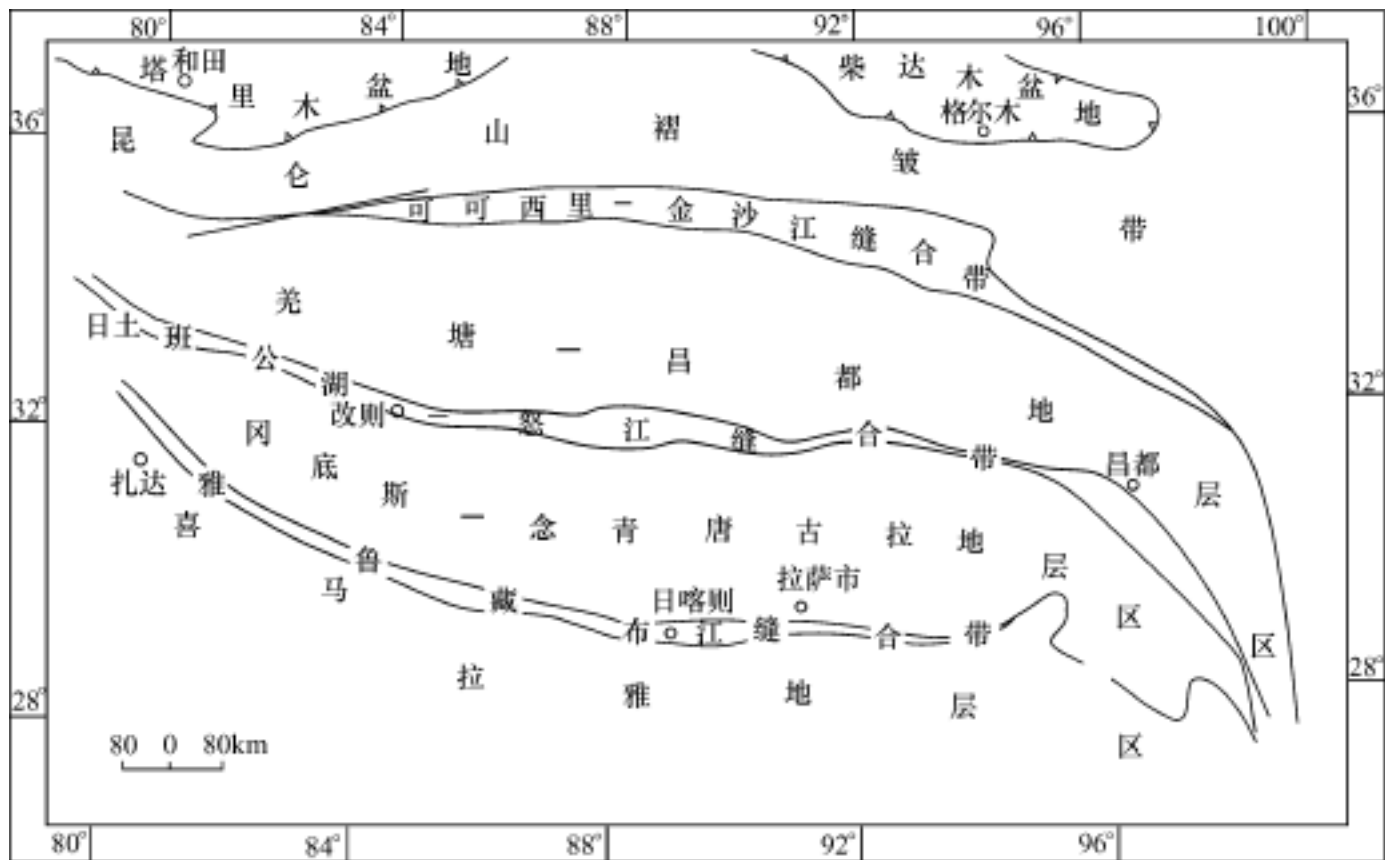


图 2-9 青藏高原地层分区图

表 2-1 青藏高原中-新生代重点盆地地层分区与对比表

地层分区 地层系统		羌塘盆地地层区												冈-念地层区				喜马拉雅地层区											
		若拉岗日分区						北羌塘分区				南羌塘分区				措勤分区				定日-江孜分区									
新近系	上新统							石平顶组								洁居纳卓组				沃马组									
		喷呐湖组						喷呐湖组				喷呐湖组				喷呐湖组													
	中新统	康托组						康托组				康托组				布嘎寺组													
古近系	渐新统															丁青湖组				遮普惹组									
	始新统															牛堡组				宗浦组									
	古新统																			基堵拉组									
白垩系	上统							阿布山组									竟柱山组				宗山组								
	下统							雪山组、扎窝茸组、白龙冰河组、索瓦组上段									郎山组				岗巴村口组								
																则弄群 多尼组				察且拉组									
																				岗巴东山组									
侏罗系	上统							索瓦组下段								接奴群				门卡墩组									
	中统						夏里组								拉弄拉组														
							布曲组								聂聂雄拉组														
		下统						雀莫错组				色哇组										普普嘎组							
							那底岗日组				曲色组										德日荣组								
三叠系	上统	若拉岗日群										日干配错组								曲龙共巴组									
	中统							肖茶卡组														土隆群							
								下统	康南组																				
盆地基底		?						前泥盆系变质基底、古生界褶皱基底												古生界皱基底				古生代					

一、羌塘盆地地层区

该区位于可可西里-金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带之间，其中若拉岗日分区位于羌塘盆地的北缘冲断带，以乌兰乌拉断裂作为与北羌塘分区的界线。大致以玛依岗日-西亚尔岗-吐错-各拉丹东一线作为北羌塘分区与南羌塘分区的界线。

1. 若拉岗日分区

区内出露地层主要为三叠系若拉岗日群，新近系康托组和唢呐湖组零星分布，不整合于三叠系若拉岗日群之上。

若拉岗日群主要由灰色、深灰色、灰绿色薄层-中厚层状变质粉砂岩、页岩、砂岩夹基性火山岩组成，厚度大于 3000m，为一套巨厚的深水复理石沉积。不同部位经受了不同程度的区域变质和动力变质，局部夹灰岩、火山岩等外来块体。化石稀少，现有资料仅报道有少量晚三叠世化石，但由于厚度巨大，不能排除有中、下三叠统存在的可能。

康托组为一套河、湖相沉积，由紫红色、杂色中-厚层状、块状砾岩、砂岩夹粉砂岩、含膏泥岩组成，厚 200 ~1000m。

唢呐湖组主要为一套湖泊相沉积，由红色砂岩与灰白色粉砂岩、泥岩夹多层石膏组成，厚 300 ~2000m。

2. 北羌塘分区

区内出露地层自前泥盆系至新近系。上三叠统和侏罗系大面积广泛分布，白垩系、新近系零星分布，而古生界仅出露于盆地周缘和中央隆起带上，前泥盆系仅分布于中央隆起带上。

(1) 前泥盆系

由结晶基底的戈木日群和变质的褶皱基底果干加年山群组成。戈木日群主要为角闪岩、片岩、片麻岩和大理岩，同位素年代显示时代属古—中元古代；果干加年山群主要为变质砂岩、砾岩、千枚岩、绿泥片岩，时代为中—新元古代。

(2) 古生界

经化石依据证实的地层主要为泥盆系、石炭系和二叠系。泥盆系主要为浅灰-紫灰色灰岩，富含腕足、珊瑚、牙形石、三叶虫等化石，厚度大于 724m；石炭系主要为一套灰岩与砂、页岩不等厚互层组成，化石丰富，厚度大于 1400m；二叠系下部以碳酸盐岩为主，夹基性火山岩，化石丰富，厚度大于 2000m，上部以粉砂岩、泥岩、黑色页岩为主，夹煤线，厚度大于 570m。

(3) 中生界

中、下三叠统仅出露于中央隆起带北缘的热觉茶卡和双湖附近，上三叠统和侏罗系广泛分布，白垩系分布零星。

下三叠统康鲁组底部为河流相砾岩、含砾粗砂岩，中部为三角洲相砂岩、粉砂岩，上部为潮坪相碳酸盐岩夹粉砂岩、泥岩，化石丰富，厚度大于 1000m，不整合于上二叠统之上。

中三叠统康南组下部为缓坡相碳酸盐岩夹泥岩，上部为碳酸盐岩，厚度大于 670m。

上三叠统肖茶卡组在南部主要为含煤碎屑岩夹碳酸盐岩，向中央隆起带超覆；中部以碳酸盐岩为主，为碳酸盐缓坡沉积；北部主要为一套深灰色细碎屑岩，以浊流相复理石沉

积为主，发育鲍马层序。总体上，东南部沉积物较粗，厚度较小，向西北部变细，厚度增大。在区内出露地层均未见底，顶部被剥蚀，与上覆侏罗系不整合接触，总厚度约1000~2500m。

下侏罗统那底岗日组不整合于三叠系之上，为一套火山碎屑岩、熔岩夹河湖相碎屑岩组合，同位素年代显示其属早侏罗世晚期沉积。厚度为0~640m。

中侏罗统雀莫错组为一套紫红色、杂色含砾砂岩、粉砂岩、泥岩互层夹少量灰岩、石膏，局部夹煤层。与那底岗日组整合接触，而与三叠系呈不整合关系，厚度498~1983m。

中侏罗统布曲组主要为一套台地相碳酸盐岩沉积，厚度为142~1446m。

中侏罗统夏里组在分区周缘地区主要为一套紫红色砂岩、泥岩组合，中部地区为杂色砂泥岩夹多层石膏和灰岩。厚140~1300m。

上侏罗统下部索瓦组下段为一套厚层状碳酸盐岩为主夹少量碎屑岩组合，局部夹石膏层，厚度为283~1852m。

上侏罗统上部-下白垩统含有基莫里期-贝里阿斯期化石，相当于前人划分的白龙冰河组、索瓦组上段、扎窝茸组和雪山组。白龙冰河组为浅海相灰色碳酸盐岩夹泥岩、页岩，分布于该区西北部；索瓦组上段为海湾-潟湖相灰色粉砂岩、泥岩、页岩、泥灰岩夹碳酸盐岩，分布于中部地区；扎窝茸组和雪山组为海陆过渡相紫红色、杂色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩夹泥灰岩组合。厚度为680~1600m。

上白垩统阿布山组分布局限，仅见于双湖西侧，为一套河、湖相紫红色碎屑岩，不整合于下伏地层之上，厚1202m。

(4) 新生界

分布广泛，但较为零星，仅发育新近系康托组、唢呐湖组和石平顶组。

康托组为一套河、湖相紫红色砾岩、砂岩和泥岩组合，与下伏地层不整合接触，厚200~1581m。

唢呐湖组为河湖相沉积，以互相沉积为主，岩性为褐灰色，灰白色含膏泥岩、粉砂岩夹紫红色砾岩、砂岩组合，厚300~1000m。

石平顶组为一套富钾的酸性-基性火山岩组合，厚度200m。

3. 南羌塘分区

(1) 古生界

目前，对羌塘中生代盆地基底的研究资料还不多。李才等（1995）提出龙木错-双湖古生代缝合带的认识，认为南、北羌塘在中生代以前分属亲冈瓦纳型大陆和亲欧亚型大陆，具有不同的地层组合。但从出露的古生代地层岩性组合看，南北羌塘大体一致。因此，多数人赞同南北羌塘具有统一的古生代基底（赵政璋等，2001d），这是一个有待深入研究的问题。

(2) 中生界

区内缺失中、下三叠统、白垩系和古近系，广泛发育上三叠统和侏罗系。

上三叠统日干配错组下部为紫红色砾岩、砂岩、夹基性火山岩，中部为灰岩夹粉砂岩、泥岩，上部为粉砂岩、泥岩夹泥灰岩，厚度大于1600m，不整合于二叠系之上。

下侏罗统曲色组为深灰色泥岩、页岩夹少量粉砂岩、泥灰岩组合，厚度大于640m，与上三叠统日干配错组整合接触。

中侏罗统色哇组为一套陆棚相深灰色、灰绿色粉砂岩、泥岩、页岩夹砂岩、泥灰岩组合，厚度大于 1330m。

中侏罗统布曲组主要为灰色、深灰色薄-中层状泥晶灰岩、泥灰岩、夹钙质泥岩、页岩，北部发育礁灰岩和滩灰岩，厚 400 ~2000m。

中侏罗统夏里组为灰色薄层状泥岩、粉砂岩，局部夹砂岩和砂屑灰岩，厚度大于 670m。

上侏罗统索瓦组仅发育相当于北羌塘分区的中部地层，岩性为泥晶灰岩、泥灰岩，夹少量粉砂质泥岩，局部夹礁灰岩，厚度大于 1100m。

(3) 新生界

仅发育新近系康托组和石平顶组，分布零星，与下伏地层不整合接触。岩性与北羌塘相近，康托组为河湖相紫红色粗碎屑岩，石平顶组为一套高钾火山岩。

二、措勤盆地地层分区

措勤分区位于冈-念地层区的西北部（图 2-9），北界为噶尔-吉昌-吴如错断裂，南界为江让-尼雄-措麦断裂，东界以申扎断裂与比如分区相隔。中生代盆地建立于前震旦系结晶基底和古生代褶皱基底之上，盆地内发育中-上侏罗统接奴群，下白垩统则弄群、郎山组，上白垩统竟柱山组，古近系牛堡组、日贡拉组，新近系布嘎寺组、唢呐湖组和洁居纳卓组。

(1) 前震旦系结晶基底

称念青唐古拉群，岩性为黑云二长片麻岩、绿帘斜长片麻岩、透辉石大理岩、长石石英岩及石英岩、石英片麻岩、花岗片麻岩、条带状混合岩等中深变质岩，同位素年龄为 1250Ma（许荣华，1986），时代属中元古代。该套变质岩可与喜马拉雅地体上的聂拉木群对比（罗建宁，2002）。

(2) 古生界

主要出露于该区东部，盆地的南北边缘，出露地层为奥陶系-二叠系，变质极弱。

奥陶系仅见上奥陶统，由下部的薄层灰岩和上部的灰岩与页岩互层组成，厚约 500m。

志留系为一套稳定的碳酸盐岩夹页岩、粉砂岩组合，厚约 300m。

泥盆系下部为达尔东组薄层状灰岩夹生物碎屑灰岩及泥质灰岩，上部为查果罗马组开阔台地相厚层状灰岩、夹鲕粒灰岩和砂屑灰岩，厚约 3200m。

石炭系由下部永珠组和上部的拉嘎组组成，为一套海相自下而上变细的碎屑岩建造，厚 1500m。

二叠系下部为昂杰组砂岩、粉砂岩夹页岩，中部为下拉组碳酸盐岩，上部为坚扎弄组砂岩、粉砂岩夹碳质页岩及煤层，总厚约 2000m。

(3) 中生界

大面积出露，为该区的主要层位（表 2-1）。

中上侏罗统接奴群下部为一套粗碎屑岩，中部夹厚约 400m 的一套碳酸盐岩，上部为火山岩、碎屑岩互层，总厚度大于 3000m，与下伏二叠系下拉组、石炭系拉嘎组等呈角度不整合接触。

下白垩统多尼组发育于该区的西北部，主要为一套碎屑岩、碳酸盐岩，偶夹火山岩，

厚度大于 2000m，与下伏接奴群平行不整合接触。

下白垩统则弄群发育于该区的东南部，主要为一套安山岩、英安岩、流纹岩，上部夹碎屑岩，厚约 2688m，与下伏二叠系呈角度不整合，与接奴群的关系不明。其层位与多尼组相当，可能属同时异相沉积物。

下白垩统郎山组在全区广泛分布，主要为碳酸盐岩，局部夹礁灰岩，顶部过渡为泥岩、粉砂岩，总厚大于 1300m，与下伏多尼组整合接触，局部地段超覆于则弄群或接奴群之上。

上白垩统竟柱山组为一套碎屑岩，其下部砾岩巨厚，可达数百米，总厚大于 1600m，与下伏则弄群或多尼组平行不整合接触。

(4) 新生界

新生代强烈的构造活动，导致区内大部分地区隆升剥蚀，而局部地区走滑拉分形成断陷盆地接受沉积，因此，新生代各时期均有沉积（表 2-1），但分布零星。

古近系牛堡组和丁青湖组分布于该区北部，是伦坡拉盆地的主要层系，下部由牛堡组构成，与下伏郎山组或接奴群呈角度不整合接触，为一套砂岩、砾岩为主的滨浅湖相沉积，厚度约 500 ~2000m；上部丁青湖组为一套以泥岩为主的深湖相沉积，厚度大于 2000m，是伦坡拉盆地主要油气目的层。在该区南部，与之相当的层位是，下部林子宗群火山岩、火山岩碎屑岩，厚 300 ~1000m；上部日贡拉组杂色砂、泥岩夹火山岩组成，厚 60 ~1100m。

新近系零星出露于该区的中南部和北部，自下而上为布嘎寺组粗面岩，唢呐湖组碎屑岩、碳酸盐岩，洁居纳卓组砂砾岩、泥岩，总厚度大于 2000m。

三、定日-江孜地层分区

该分区南北分别以藏南拆离系主拆断裂和帕错-定日断裂为界。中生代盆建立在前寒武系结晶基底和古生代沉积基底之上，三叠系-古近系连续沉积（表 2-1），分布广泛，为古被动陆缘浅海相沉积，沉积厚度巨大，是现今盆地主体组成部分，也是盆地油气地质研究的主要目标。

(1) 前寒武系结晶基底

由片麻岩、镁铁质—超镁铁质变质岩组成，同位素年龄为 2250 ~644Ma（Alleger, 1982；许荣华，1986）。

(2) 古生界基底

为一套构造相对稳定的陆表浅海环境的寒武系—二叠系碎屑岩-碳酸盐岩建造。

(3) 中生界

包括三叠系土隆群、曲龙共巴组、德日荣组；侏罗系普普嘎组、聂聂雄拉组、拉弄拉组、门卡墩组；白垩系岗巴东山组、察且拉组、岗巴村口组、宗山组。

三叠系土隆群主要为灰色碳酸盐岩与灰绿色粉砂岩、页岩互层，向上碎屑岩含量增加，富含钙质、磷质结核，厚 464 ~640m。

上三叠统曲龙共巴组为一套陆棚相灰黑色、灰绿色页岩夹砂岩组合，厚约 450m。

上三叠统德日荣组由灰白色中、粗粒石英砂岩夹细粒石英砂岩组成，厚约 590m。

下侏罗统普普嘎组主要为页岩、钙质砂岩夹灰岩，灰岩含量具有向西明显增加的特点，厚 130 ~520m。

中侏罗统聂聂雄拉组主要为灰色—深灰色灰岩夹砂岩、页岩，上部夹厚 140m 左右的

灰白色石英砂岩，总厚约 730m。

中侏罗统拉弄拉组下部为灰白色厚层状石英砂岩，中上部为以灰色-深灰色薄-中层状灰岩为主，夹砂岩、页岩，总厚约 740m。

上侏罗统门卡墩组下部为页岩与砂岩互层，中部为厚层状微晶灰岩夹粉砂岩、页岩和石英砂岩，上部为黑色含结核页岩夹粉砂岩，总厚大于 1206m。

下白垩统岗巴东山组为灰黑色-深灰色泥岩、页岩夹灰岩和泥灰岩，厚 287 ~500m。

下白垩统察且拉组以灰黑色泥岩、页岩为主，上部夹砂岩，厚 98 ~319m。

上白垩统岗巴村口组下部为灰色钙质页岩与灰岩、泥灰岩不等厚互层，上部为深灰色页岩夹灰岩，厚 225 ~500m。

上白垩统宗山组下部为泥质灰岩、泥页岩夹泥灰岩，上部为深灰色灰岩，局部夹礁灰岩，厚 130 ~400m，局部达 1200m。

(4) 新生界

自下而上发育古近系基堵拉组、宗浦组、遮普惹组以及新近系沃马组。古近系以海相沉积为主，而新近系为一套陆相沉积。

基堵拉组为一套绿色、褐色、灰白色石英砂岩夹砂质灰岩、页岩，与下伏白垩系宗山组整合接触，厚 133 ~293m。

宗浦组为微晶灰岩夹页岩、泥灰岩，局部夹礁灰岩，厚 80 ~350m。

遮普惹组为灰岩夹页岩或不等厚互层，灰岩中富含货币虫，下与宗浦组整合接触，上部未见顶，厚度大于 147m。

沃马组为一套砾岩、砂岩、粉砂岩及泥岩组成，不整合于古近系之上，其中发育三趾马动物群以及丰富的植物孢粉化石，分布不稳定，厚度可达 283 ~369m。

第三节 中、新生代重点沉积盆地概述

青藏高原发育众多的中新生代沉积盆地，根据沉积盆地的形成时限、基底特点、构造背景、控盆断裂以及盆地边缘相的限定等条件，在研究区范围内（E81°~96°；N28°~36°）仅 1000 km² 以上的大型盆地就可划分出 27 个（表 2-2，图 2-10）。大致分为海相和陆相两类盆地。重点研究的是羌塘盆地，其次是兼顾措勤、岗巴-定日和伦坡拉等盆地。

一、羌塘盆地

羌塘中生代沉积盆地北界为可可西里-金沙江缝合带，南界为班公湖-怒江缝合带，东、西以中生界盆地边缘相地层尖灭为界，坐标大致为 E82°~96°；总面积约 18×10⁴ km²。盆地内广泛发育中生代海相沉积地层，沉积厚达 6000 ~13000m，是青藏高原内部海相地层保存最为完整的含油气盆地。

(一) 基本地质特征

根据基底构造及中生代沉积充填特征，可把羌塘盆地划分为北羌塘凹陷、南羌塘凹陷和中央隆起（或潜伏隆起）带 3 个次级构造单元。盆地内中、下三叠统仅在中央隆起带北侧局部出露，南羌塘目前尚未发现，凹陷中有无中、下三叠统尚不清楚。上三叠统、侏罗系地层出露广泛、遍及全区，向中央隆起带及北部隆起区超覆沉积。侏罗纪末全区发生一

表 2-2 青藏高原主要沉积盆地基本特征

编号	盆地名称	面积 / km ²	出露地层	构造位置	地层厚度 / m
1	羊湖盆地	2800	E - N	拉竹龙-金沙江缝合带	1200 ~1400
2	可可西里盆地	20280	E - N	可可西里地块	1443 ~6147
3	沱沱河盆地	14200	E - N	羌塘-昌都地块	1500 ~5300
4	羌塘盆地	180190	T - J	羌塘-昌都地块	4400 ~13000 (羌北) > 6300 (羌南)
5	莫云盆地	1750	E - N	羌塘-昌都地块	> 3300
6	玛尔果茶卡盆地	2260	N ₂	羌塘-昌都地块	70 ~600
7	戈木错盆地	10420	N ₁	羌塘-昌都地块	> 300
8	双湖盆地	1130	N ₁	羌塘-昌都地块	> 1581
9	帕度错盆地	1020	N ₂	羌塘-昌都地块	> 400
10	先遣盆地	2900	N ₁	羌塘-昌都地块	> 2250
11	康托盆地	2520	N ₁	班公湖-怒江缝合带	> 3000
12	伦北盆地	10480	E	班公湖-怒江缝合带	500 ~4000
13	囊谦盆地	1440	E	羌塘-昌都地块	3300
14	贡觉盆地	1850	E	羌塘-昌都地块	2400
15	昌都盆地	11080	T - J	羌塘-昌都地块	> 3800
16	前进盆地	1120	K	羌塘-昌都地块	300 ~1000
17	伦坡拉盆地	3770	E	班公湖-怒江缝合带	518 ~4186
18	措勤盆地	104670	J - K	冈底斯地块	400 ~2915
19	班戈盆地	1630	E	冈底斯地块	500 ~4000
20	比如盆地	58290	J - K	冈底斯地块	1300 ~15000
21	波林盆地	5140	J	印度板块北缘	1550
22	扎达盆地	7830	N ₂	印度板块北缘	1310
23	日喀则盆地	10080	K	冈底斯地块	4221
24	拉萨盆地	7760	K ₂ - N	冈底斯地块	1570
25	岗巴-定日盆地	23550	T - E	印度板块北缘	1700 ~8200
26	江孜盆地	5560	J - K	印度板块北缘	> 4500
27	羊卓雍错盆地	8340	J - K	印度板块北缘	> 4000

次明显的构造隆升，导致大部分地区缺失白垩系，仅局部地区以山间盆地沉积形式零星出露。新生代河、湖相红层及石膏层不整合于侏罗-白垩系或更老地层之上，在全盆范围内零星分布。

沉积、构造及变形特征显示，羌塘中生代盆地是在晚古生代褶皱基底之上发育起来的

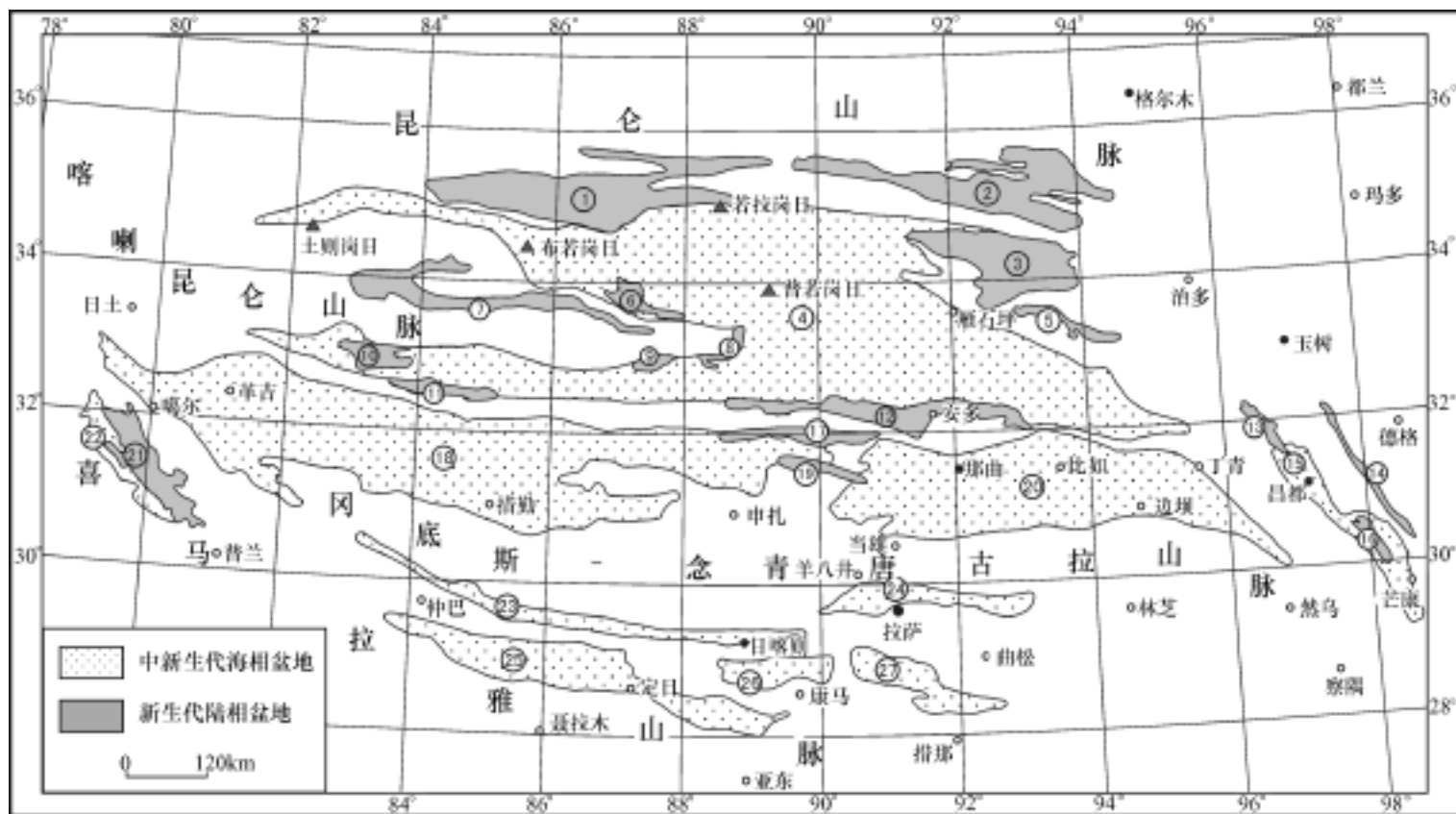


图 2-10 青藏高原中、新生代盆地分布图

(据赵政璋等, 2001b 修改)

图中圆圈中编号与表 2-2 中编号一致

叠合盆地。中、新生界明显可划分出三叠系构造层、侏罗系—下白垩统构造层、上白垩统—新生界构造层 3 个构造层次。

三叠系构造层主要发育在盆地的北部拗陷区，底部与晚古生代褶皱基底之间有一次明显的构造不整合界面与沉积间断；顶部与侏罗系不整合接触，其间缺失晚三叠世上部沉积与早侏罗世下部沉积。其内部沉积体为可可西里造山带前缘前陆盆地的产物，褶皱变形较为强烈。

侏罗系—下白垩统构造层是随班公湖—怒江洋盆的打开，在其北缘被动大陆之上发育的裂陷—拗陷盆地的沉积产物，由南向北超覆不整合在三叠系及其下伏地层之上，顶部经历过隆升剥蚀作用，然后被晚白垩世不整合覆盖。层内构造变形较弱，内部发育多个大型宽缓型褶皱构造，是盆地的主要勘探目的层。

上白垩统—新生界构造层在盆地内分布广泛，但发育较为零星，底部与下伏地层不整合接触，为新生代山间盆地或走滑拉分盆地的沉积物。构造层内部构造变形微弱，发育大量膏盐层，是盆地内较好的油气盖层。

盆地断裂构造则以共轭的北东向和北西向两组剪切性质的断层最发育、规模最大，次为东西向的逆冲挤压断层，而南北向张性断裂规模最小，因此盆地以挤压或剪切挤压断裂占优势，它们对油气的破坏作用不明显。

(二) 油气地质特征

1. 生油条件

盆地内的烃源层以中生界为主，少量上古生界和新生界。主要烃源层有：

1) 上三叠统肖茶卡组，烃源层主要为其中的含煤暗色泥岩、页岩，其次为少量碳酸盐岩，主要发育在北羌塘拗陷区。

2) 下侏罗统曲色组, 主要发育在南羌塘坳陷, 生油岩为陆棚相页岩、泥岩和泥灰岩, 局部见潟湖相油页岩。

3) 中侏罗统布曲组, 在盆地内南北坳陷区均较为发育, 南部为陆棚相泥灰岩、页岩, 北部为台盆相泥灰岩、泥岩、页岩等。

4) 中侏罗统夏里组, 主要为南羌塘坳陷的陆棚相页岩、泥岩, 以及被羌塘坳陷区潟湖相泥岩和页岩, 分布较局限。

5) 上侏罗统索瓦组, 主要为北羌塘坳陷区台盆相中的泥灰岩, 泥晶灰岩等碳酸盐岩。

2. 储层条件

盆地内中生界除下侏罗统曲色组不宜作为储层以外, 其余各层位都具有作为储层的基础。以中侏罗统布曲组和索瓦组的台地其它相碳酸盐岩和礁灰岩, 尤其是白云岩化礁灰岩为最好储层, 其次是三角洲相和滨岸相碎屑岩。但总体而言, 据地表样品物性分析资料统计, 各类储集层的孔隙类型以小孔—微细喉为主, 孔隙度一般小于 5%, 渗透率小于 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 物性以低孔、低渗、特低孔、特低渗为主。

3. 盖层条件

盆地内发育多套岩性盖层, 有泥岩、页岩、膏盐岩、泥灰岩以及致密砂岩等。它们在中生界各个层位均有发育, 但具有区域性封盖性能的主要为夏里组粉砂岩、页岩、泥岩和石膏, 以及上侏罗统上部—下白垩统粉砂岩、泥岩和页岩。

4. 油气成藏及远景分析

盆地内除了良好的生、储、盖条件外, 大型圈闭构造也十分发育。据不完全统计, 构造面积大于 30km^2 的背斜构造有 71 个, 其中大于 100km^2 的背斜构造有 15 个。该区构造形成主要在侏罗纪之后、晚白垩世之前。这个时期正是盆地内主要烃源层的生油高峰期, 因此, 构造圈闭形成期与主要排烃期同期、或圈闭形成在前构成好的时间配置, 有利于油气聚集。

盆地中已发现油气显示近 200 处, 并发现古油藏带 1 个和液态油苗多处, 油源对比初步显示其油源绝大多数以自生自储为主、短距离运移为主, 受后期构造作用破坏不大。

总之, 该盆地的构造背景、形成过程、沉积序列和油气地质条件等方面均可与特提斯构造域中段的卡拉库姆盆地和塔吉克盆地类比, 是一个颇具潜力的含油气盆地。因此, 它是本项目研究的重点盆地。

二、措勤盆地

措勤盆地位于冈底斯—念青唐古拉地块中西段, 为一南北宽约 130km、东西长约 700km 的近东西向长条状展布的中、新生代盆地。盆地北界以班公湖—怒江结合带南界断裂 (改则—嘎色—康如断裂) 为界; 南部边界为冈底斯弧背断隆北侧断裂 (江让—尼雄—措麦断裂); 西至革吉、日土一带; 东至尼玛、申扎一带, 以申扎断裂与东侧的比如盆地分界。盆地面积约 $10 \times 10^4 \text{km}^2$, 是青藏高原仅次于羌塘盆地的第二大盆地。

1. 基本地质特征

措勤盆地经历了盆地基底形成 (晚古生代)、弧后裂陷盆地演化 (中生代) 和高原隆升盆地消亡 (新生代) 三大阶段。据地球物理资料, 可将措勤盆地构造单元大致划分为北部坳陷和南部隆起两部分。北部凹陷带位于麻米错—拉果错—剥康巴—阿苏一带, 沉积

盖层总厚度 5 ~9km; 南部隆起带沉积厚度小于 5km。

盆地内缺失中、下三叠统。上三叠统仅局部出露在怒江缝合带内部, 普遍浅变质, 下部为粗碎屑岩, 含砾岩和中基性火山岩, 构造破坏强烈, 大多与其它时代地层呈断层接触, 未见底。侏罗系发育不全, 缺失下侏罗统。中上侏罗统分布零星, 出露于日土县甲岗尼玛中仓一带, 主要地层为接奴群、拉贡塘组、沙木罗组碎屑岩夹灰岩, 多处夹大量中酸性火山岩。白垩系广泛发育, 下白垩统以碳酸盐岩为主, 含火山沉积, 上统以紫红色陆源碎屑沉积为主, 局部夹泥灰岩和中基性火山岩地层。白垩纪末盆地萎缩, 大部分上升成陆地, 局部新生代河、湖相沉积。

2. 石油地质特征

措勤盆地主要生油岩系为中上侏罗统接奴群和下白垩统多尼组、郎山组, 烃源岩厚度可达 823.09m, 其中碳酸盐生油岩厚 699.73m, 属中等至较差烃源岩, 有机质类型为₂型。

盆地内储集层分布于中上侏罗统接奴群和下白垩统各个层位中, 主要为碳酸盐岩、碎屑岩和火山岩, 多属低孔低渗致密储层。

盆地内盖层条件比较优越, 多为致密泥岩、页岩、致密灰岩、致密火山岩, 其封闭能力多在良好以上, 中上侏罗统接奴群和下白垩统各层位中。

盆地发育两大自生自储型生储盖组合, 即中晚侏罗世接奴群组合和早白垩世多尼组-郎山组组合。样品测试表明, 其 R_o 为 1.28 ~1.34, 处于成熟至高成熟, 尚未过成熟, 是较理想的勘探目的层, 目前已在盆地北部郎山组碳酸盐岩和多尼组砂岩中发现十几处油气苗点。生烃史研究表明, 中上侏罗统和下白垩统两套生油岩系分别在晚侏罗晚期及早-晚白垩世中期进入生油阶段。

盆地盖层构造变形强烈, 构造复杂, 褶皱、断裂发育。褶皱方向主体为北西西向, 多发育于早白垩世。规模较大的背斜有 36 个, 形态多呈长条状, 闭合程度一般不大。它们与下白垩统褶皱的形成时期相配, 是重要的圈闭构造。

新生代以来, 由于受南部印度板块的向北持续俯冲作用和北部羌塘板片阻隔所产生的南北向挤压作用, 产生近东西向的冲断、北东、北西向走滑及南北向的拉张断陷, 对早期构造进一步改造, 对含油气构造的保存条件有不利的一面。此外, 盆地南缘受冈底斯新生代火山弧的影响是油气藏形成、保存的不利因素。但是, 从新生代地层变形看, 挤压变形并不强烈, 而更重要的是表现为断块间的差异隆升, 同时在后期改造强应变带之间, 仍存在弱应变区, 是油气保存有利地区。

三、岗巴-定日盆地

岗巴-定日盆地位于印度板块北部陆缘带, 北界为定日-洛扎断裂, 南邻喜马拉雅结晶岩系, 东自亚东的堆纳, 向西出境至尼泊尔木斯塘一带。盆地呈北西西向延伸, 东西长约 400km, 南北宽 30 ~50km, 总面积约 $2.3 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。海相沉积持续至晚始新世末期, 是中国大陆上最为年轻的海相盆地。

1. 基本地质特征

岗巴-定日盆地是建立在前寒武系聂拉木群结晶基底和寒武系—奥陶系变质基底之上的一个复合盆地。自奥陶纪以来, 可大致划分为古生代冈瓦纳北部被动边缘发育阶段、三叠纪—早白垩世特提斯被动边缘发育阶段、晚白垩世至古近纪前陆盆地发展阶段和新近纪

—第四纪全面隆升阶段 4 个演化阶段。其中，三叠纪—早白垩世特提斯被动边缘发育阶段沉积厚度大，烃源层热演化程度适中，是盆地内油气勘探的主要目的层。

经过后期构造的强烈改造，现今的残留盆地由 3 个一级构造单元组成，自东向西分别是岗巴复向斜区、定结隆起区和定日复向斜区。盆地内褶皱及断裂构造发育，盆地中共发现大小断裂 27 条，其中近东西走向 9 条，北北东向和北北西向 18 条；盆地内发育规模较大的背斜、向斜构造 9 个，其中规模较大的背斜有 3 个，走向均为近东西向。扎错复背斜、浪强错—拉隆复背斜、错木折林背斜为盆地内面积在 $70 \sim 230\text{km}^2$ 的大型圈闭构造。

2. 石油地质特征

盆地烃源层十分丰富，三叠系、侏罗系、白垩系和古近系均有发育，主要岩性为泥（页）岩及碳酸盐岩，累计厚度达 2579m。有机质类型以 Ⅱ 型与 Ⅲ 型为主，其次为 Ⅰ 型，普遍处于成熟—高成熟演化阶段。

储集层的发育层位多，分布广，但现有少量资料，其物性都很差，无论是碎屑岩还是碳酸盐岩均为很致密的特低孔—低孔、特低渗—低渗储层。

相对于储层来说，该盆地内盖层非常发育，孔渗低、突破压力高、厚度大、分布广。

总之，盆地具有丰厚的生成油气的物质基础，但成熟度过高，储集层物性差。因此，岗巴—定日盆地有一定的找油气前景，但研究程度低，需加强对储层的研究和预测。

四、伦坡拉盆地

伦坡拉盆地位于西藏自治区班戈县境内，长约 200km，宽 $10 \sim 30\text{km}$ ，面积约 3770km^2 ，是西藏地区发育为数众多的新近纪陆相盆地中、已知油气地质条件较好、勘探程度最高，并且是研究区目前唯一获得工业油气流的盆地。

1. 基本地质特征

伦坡拉盆地基底地层从古生界至中生界均有发育，总厚约 15000m，其中最老地层为出露盆地东南部的奥陶系均那群变质岩，最新地层为上白垩统红色火山碎屑岩。

伦坡拉盆地是在燕山褶皱带的基础上发展的新生代断陷盆地，盆地中心沉积厚度达 4000 余米，主要沉积地层为牛堡组和丁青湖组，是盆地内主要的油气勘探目的层。

盆地内新近纪地层分布明显受断裂控制，盆地北部沉降幅度大，地层厚，向南呈斜坡状，为一不对称的箕状凹陷盆地，可分为北部褶皱带、中央凹陷带、南部斜坡带和东部斜坡带 4 个二级构造单元。

伦坡拉盆地内已发现的 22 个背斜构造，轴向近东西，构造的圈闭面积一般较小，多数为 $4 \sim 5\text{km}^2$ ，最大可达 10km^2 。

2. 石油地质特征

伦坡拉盆地烃源岩主要发育于始新统牛堡组二、三段和渐新统丁青湖组一段，为湖相的深灰色泥质岩、油页岩和泥灰岩薄层，主要分布于盆地中心部位的半深—深湖相带。

盆地储集层主要为碎屑岩和凝灰岩，储集类型有孔隙型和裂隙型。储集层物性较好，孔隙度一般大于 15%，多为中孔中渗透型储层。

盆地内盖层主要为泥岩和粉砂岩，主要发育在牛堡组中段和丁青湖组下段。

盆地已发现油气显示达 31 处，有 20 口井见含油层，并试出低产油流，其中 3 口井见工业油流，是西藏地区具有较好远景的中小型陆相含油气盆地。

第三章 羌塘盆地沉积充填序列与动力学演化

藏北羌塘中生代沉积盆地叠置于晚古生代褶皱基底之上，中生代沉积地层与晚古生代褶皱基底之间有一个明显的构造不整合界面与沉积间断。整个中生代沉积厚达 8000 ~10000m。

盆地的沉积特征、充填序列、盆地性质和演化过程，是含油气潜力类比分析和远景区评价的重要内容。初步证实，中生代时期盆地内具有良好的油气地质条件（罗本家等，1996；赵政璋等，2001c；谭富文等，2002a）。

长期以来，对中生代羌塘盆地性质的认识尚处于探讨阶段，有冒地槽（黄汲清等，1987）或被动陆缘盆地（易积正等，1996）、前陆盆地（王成善等，1996；潘桂棠等，1997；李勇等，2001）和弧后盆地（周详，1984）等多种认识。这些认识虽然分歧较大，但为进一步研究开阔了思路。近年来，大规模石油地质调查的完成，积累了丰富的资料，使我们能够从盆地形成的动力学背景、火山活动信息、沉积体的古流向、物质来源、几何形态、沉积叠置关系以及盆地的结构变化等多方面对前人的认识和盆地性质作出更细致的考察，得出更加客观的认识。

第一节 羌塘盆地的基本构造格架

羌塘中生代沉积盆地位于可可西里-金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带之间，其形成和演化过程与两构造带的性质和演化密切相关。在此进一步介绍盆地的内部格架，以了解其对内部沉积充填过程的控制作用。根据地球物理资料、沉积充填以及构造变形特征，可将其划分为可可西里褶皱冲断带、北羌塘坳陷、南羌塘坳陷和中央隆起带 3 个次级构造单元（图 3-1）。

可可西里褶皱冲断带位于可可西里-金沙江缝合带南侧玛尔盖茶卡—乌兰乌拉一线，大致呈东西向展布，北界为郭扎错-拉轨岗日断裂和西金乌兰断裂，南界为乌兰乌拉断裂。带内出露地层主要为三叠系若拉岗日群浅变质岩系，局部可见石炭系—二叠系碎块和新生界粗碎屑沉积岩，以及中基性岩脉和酸性侵入岩体。笔者在玛尔盖茶卡一带发现，其构造变形强烈，地层褶皱紧密（翼间角为 65° ~ 75° ），多数直立或向南斜歪，轴向以东西向为主，次为北东-南西向（图 3-2）。自北而南可见一系列向北倾斜的东西向叠瓦状逆冲断层，断层面倾角多为 45° ~ 66° 左右，沿断层带岩石片理化明显，伴有复杂的牵引小褶皱，显示该构造带具有明显由北向南逆冲的特点。根据断层带内部及上下盘地层变形特点判断，该构造带至少经历了两次明显的构造活动，早期形成压性劈理和片理构造，晚期形成张性断层角砾岩，且卷入地层包括有新近纪地层（图 3-2），说明晚期活动时限已达新生代。对早期变形时限，目前尚无确切依据，初步判断可能形成于晚三叠世诺利克期以前，主要依据是该构造带此时已向南侧的北羌塘坳陷提供沉积物源，并控制其古流向体制和边缘相的分布（详见本章第五节）；其次是该构造带的形成与北侧金沙江洋盆早—中三叠世

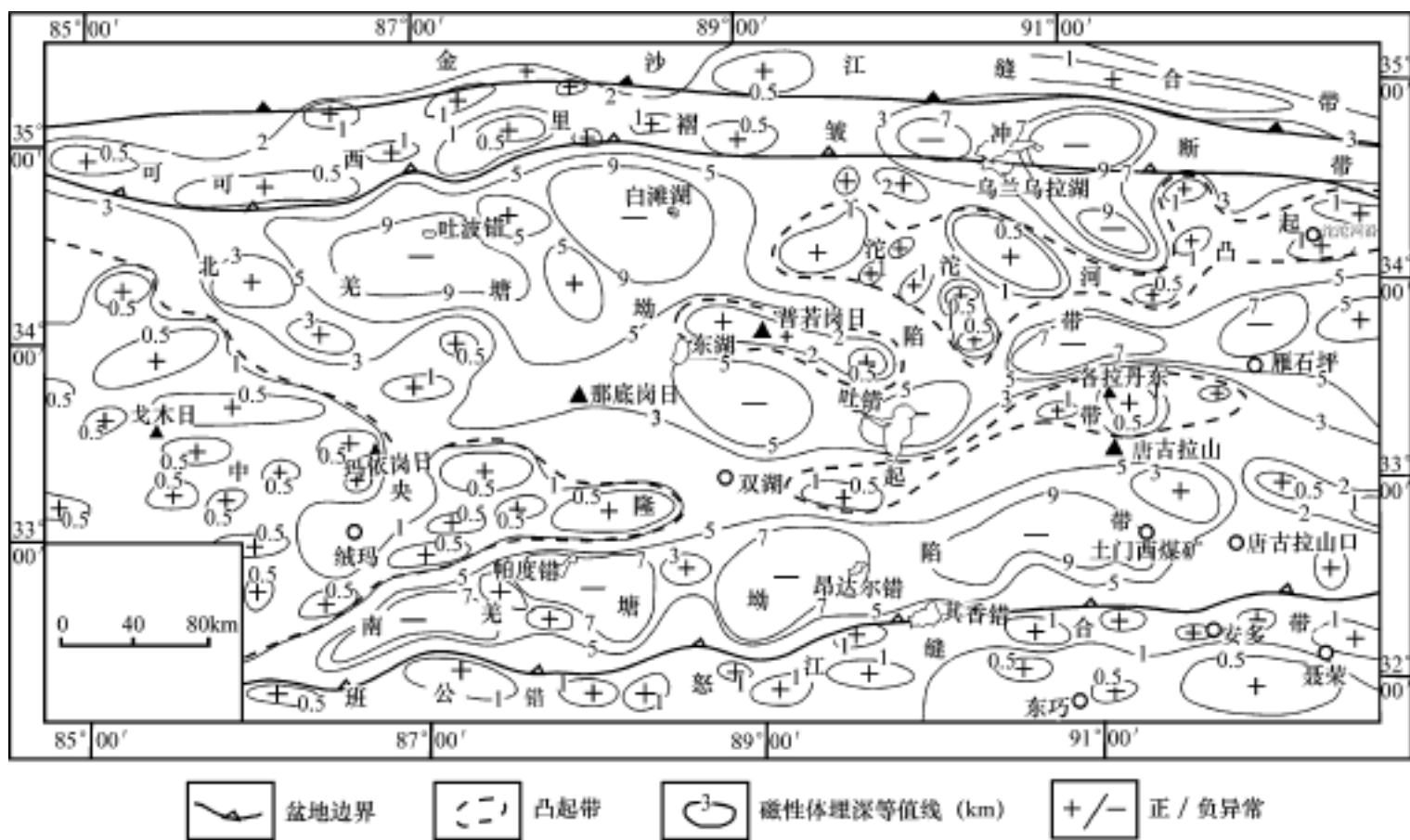


图 3-1 羌塘盆地构造格架及基底埋深等值线图

(航磁资料来源于熊盛青等, 2001)

的关闭、造山密切相关。

北羌塘坳陷位于可可西里造山带与中央隆起带之间。新近完成的航磁资料显示, 内部基底还发育北西方向延伸的次级凸起和凹陷 (图 3-1)。主要凸起构造有沱沱河凸起和普若岗日凸起, 埋深 1 ~2km; 凹陷构造有吐波错凹陷、白滩湖凹陷、东湖-吐错凹陷以及乌兰乌拉凹陷, 埋深为 5 ~9km。地表出露地层主要为侏罗系和少量上三叠统, 上古生界和中、下三叠统零星分布于该坳陷的南北边缘, 以断块状产出, 其中侏罗系最大厚度约 5000m, 以中、西部最厚, 向南、北两侧和东部减薄。地层褶皱形态较为宽缓, 构造平衡剖面计算表明构造缩短率为 19.8% ~23.9% (王成善等, 2001)。根据地层叠置关系、沉积层序及构造形态, 沉积盖层大致可分为泥盆系—二叠系构造层、三叠系构造层、侏罗系—白垩系构造层和新生界构造层 4 个构造层。在中央隆起带北侧的热觉茶卡剖面见下三叠统底砾岩以低角度不整合于上二叠统含煤泥质粉砂岩之上; 侏罗系构造层与三叠系构造层之间的界面多见, 二者多为角度不整合关系, 局部为平行不整合; 新生界构造层普遍以角度不整合盖在侏罗系—白垩系之上。

中央隆起带呈近东西向展布, 位于戈木日、玛依岗日、格拉丹东一带, 把羌塘盆地分隔为羌南和羌北两个坳陷带。对其性质和成因争议很大 (李才等, 1995), 但从三叠系底砾岩沉积超覆于二叠系之上看, 该隆起在三叠纪以前已经初具规模, 侏罗纪时期对南北羌塘的沉积环境起着明显的控制作用。以双湖为界, 可将该隆起分为东、西两个部分, 西段

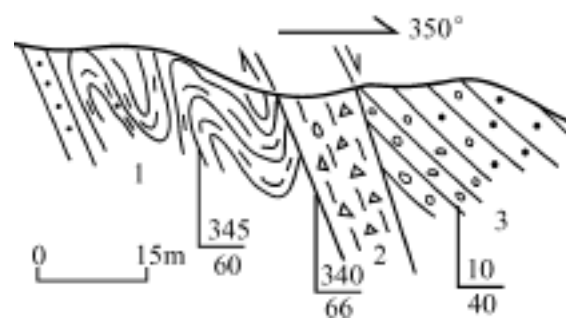


图 3-2 玛尔盖茶卡附近一断层
信手剖面图

- 1—上三叠统若拉岗日群变质砂岩、板岩;
- 2—断层角砾岩; 3—新近系康托组砾岩

为剥蚀隆起区，地表出露大量前泥盆系深变质岩。笔者于 1995 年在玛依岗日附近采得的一件条带状混合岩标本的 K-Ar 法同位素年龄值为 506.48Ma。东段为潜伏隆起区，航磁资料显示其埋深 0.5~1km (图 3-1)，地表为中、新生代地层覆盖，主要为滨岸沉积，证明中生代时期该隆起带的存在。

南羌塘坳陷界于中央隆起带和班公湖-怒江缝合带之间，现今保存的形态呈东西向狭长状展布，航磁特征显示其基底埋深 5~9km，内部无明显的次级凸起。靠近中央隆起带广泛出露二叠系，向南主要出露侏罗系，其次为新近系和上三叠统。坳陷内部尚未见中、下三叠统，上三叠统不整合于二叠系碳酸盐岩之上。上三叠统下部为一套粗碎屑岩夹基性火山岩沉积，故推测其间缺失早、中三叠世沉积。侏罗系整合于上三叠统灰岩之上，最大沉积厚度约 3700m，南部厚，向北部减薄。新近系不整合于侏罗系之上，其间缺失白垩系。燕山运动使地层褶皱形态较为紧闭，笔者所做的构造平衡剖面测算表明，表层构造的缩短率达 51%。

显然，南羌塘坳陷与北羌塘坳陷表现出一定的差异性，首先是基底形态明显不同，其次是沉积盖层的构造层组合有异，说明两个坳陷（或盆地）具有一定的独立性。尤其值得注意的是，羌塘盆地南、北坳陷区的上三叠统具有明显的沉积差异（详见本章第二节）。在北坳陷，它表现为一个海退沉积序列。其下部以碳酸盐沉积为主，连续沉积在早、中三叠世滨-浅海相沉积物之上；上部以滨岸-沼泽相细碎屑岩沉积为主，局部含煤，与上覆侏罗系不整合接触。在南坳陷，则表现为一个海侵沉积序列，下段以砂、泥岩沉积为主，北部为砾岩、和砂岩，局部夹基性火山岩，南部为砂、泥岩夹灰岩；中段为相对稳定的碳酸盐岩沉积；上段为陆棚相泥、页岩，夹砂岩和泥灰岩，与上覆下侏罗统整合接触。这一差异对于分析羌塘盆地的形成背景具有重要意义。

第二节 羌塘盆地中、新生代地层划分与对比

一、地层单元划分、对比与新进展

羌塘盆地中、新生代地层分布广泛，尤以上三叠统和侏罗系最为发育。对其研究可追溯至 20 世纪 50 年代，主要集中在青藏公路沿线及其附近地区。青海石油普查大队（1957~1959）和地矿部石油局综合研究队（1966）相继开展的综合地质调查，以及青海区测队（1970）完成的 1:100 万温泉幅区域地质调查都做了重要工作，建立了中侏罗统雁石坪群和上侏罗统唐古拉群。西藏区调队（1986）完成的 1:100 万改则幅区调工作，最早对整个羌塘地区的地层开展了广泛调查，建立了三叠系康鲁组、硬水泉组、康南组和肖茶卡组，下侏罗统曲色组、那底岗日组和上侏罗统白龙冰河组，白垩系阿布山组，新近系纳丁错组、康托组、喷呐湖组和石平顶组。青海区调队（1987）在唐古拉地区完成的多幅 1:20 万区调工作，将雁石坪群解体为雀莫错组、玛托组、沱沱河组和夏里组，上侏罗统唐古拉群解体为索瓦组和扎窝茸组。从而大致奠定了羌塘盆地地层划分的基础。其间，文世宣（1979）、蒋忠惕（1983）、吴瑞忠等（1985）、白生海（1989）、阴家润（1990）等对羌塘地区中、新生代地层进行过研究和探讨，作出了重要贡献。20 世纪 90 年代，中国石油总公司青藏油气勘探项目经理部（1994~1998）在羌塘地区开展了迄今为止最大规模

的油气地质普查工作，对区内地层划分进行了总结和部分调整，提出了新的方案（赵政璋等，2001d）。本文基本采用了该最新划分方案，同时依据本项目取得的最新资料及综合研究，对毕洛错油页岩的时代、下侏罗统曲色组的分布范围以及上侏罗统上部—下白垩统的划分提出新看法（表 3-1）。

表 3-1 羌塘盆地中、新生代地层划分与对比表

地层分区 地层系统		若拉岗日	北坳陷	南坳陷	改则-东巧	
新近系	上新统		石平顶组 (?)	石平顶组 (?)		
		喷呐湖组 (N ₂ s)	喷呐湖组 (N ₂ s)			
	中新统	康托组 (N ₁ k)	康托组 (N ₁ k)	康托组 (N ₁ k)		
白垩系	上统		阿布山组 (K ₂ a)		去申拉组 (K ₂ q)	
	下统		雪山组、扎窝茸组、索瓦组上段、白龙冰河组 (J ₃ - K ₁)			沙木罗组 (K ₁ s)
侏罗系				上统		索瓦组下段 (J ₃ s ¹)
	中统		夏里组 (J ₂ x)			
			布曲组 (J ₂ b)			
			雀莫错组 (J ₂ q)	色哇组 (J ₂ s)		
			下统	那底岗日组 (J ₁ nd)	曲色组 (J ₁ s)	
三叠系	上统		若拉岗日群 (T ₃ rl)		日干配错组 (T ₃ r)	乌嘎群 (T)
				肖茶卡组 (T ₃ x)		

根据各地层的时空分布特征大致将盆地内中、新生代地层划分为 4 个分区——若拉岗日地层分区、北坳陷地层分区、南坳陷地层分区和改则-东巧地层分区（图 3-3）。其中，若拉岗日地层分区位于盆地北缘的褶冲带上，以浅变质复理石沉积的上三叠统若拉岗日群广泛分布为特征；南、北坳陷地层分区分别位于中央隆起带的南、北两侧，与南、北羌塘坳陷相对应，以发育未经变质的中、新生代地层为特征，尤以侏罗系广泛分布为典型。改则-东巧分区位于盆地南缘班公湖-怒江缝合带上，以发育侏罗系木嘎岗日群为典型，是一套浅变质复理石与蛇绿岩的混杂堆积体，对了解盆地沉积序列意义不大，因此将不作重点讨论。

二、地层单元的岩石组合及时代依据

(一) 下、中三叠统

下、中三叠统主要出露于北坳陷南部热觉茶卡—康如茶卡一带，双湖附近也有零星分布。层型剖面由文世宣等（1979）建于双湖办事处西北 2km 的康鲁山，包括 3 个岩石地层单元——下统下部康鲁组，下统上部称硬水泉组和中统康南组。笔者分别于 1995 年和 2002 年在热觉茶卡南对该地层进行了实测和沉积学研究。本文采用中石油青藏油气勘探项目经理部的划分方案（赵政璋等，2001d），将下统统称为康鲁组，原康鲁组和硬水泉组分别作为其下段和上段，中统仍沿用康南组（表 3-2）。

表 3-2 羌塘盆地中、新生代地层划分及岩石组合

分 区 系 统		北羌塘坳陷	南羌塘坳陷
新近系		石平顶组：基性、中性、酸性火山岩	
		唢呐湖组：杂色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩、石膏、灰质石膏	缺失（？）
		康托组：紫红色砾岩、砂岩，粉砂岩、泥岩，局部夹石膏，有时夹基性火山岩，凝灰岩等	
白垩系	上统	阿布山组：紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩	缺失（？）
	下统	雪山组：砾岩、砂岩、粉砂岩； 白龙冰河组：灰岩夹页岩； 索瓦组上段：灰色泥岩、页岩夹粉砂岩、含生物屑灰岩	
侏罗系	上统	索瓦组下段：颗粒灰岩、介壳灰岩、礁灰岩、泥晶灰岩、泥灰岩，北部夹砂、泥岩	
	中统	夏里组：暗红色、灰绿色砂岩、粉砂岩、泥岩夹介壳灰岩、微晶灰岩，普遍含多个石膏层	夏里组：灰色钙质砂岩、粉砂岩、泥岩夹灰岩，局部夹紫红色砂岩，向南过渡为深灰色粉砂岩、泥岩、泥灰岩
		布曲组：微晶灰岩、颗粒灰岩、介壳灰岩、礁灰岩、泥晶灰岩、泥灰岩，北部夹泥岩、页岩和少量石膏	布曲组：深灰色薄-中层状泥晶灰岩、泥灰岩、泥岩、钙质页岩等，局部见极少量深盆相石膏薄层
		雀莫错组：紫红、灰绿色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩夹泥灰岩、石膏，局部夹煤	色哇组：下部灰-深灰色砂岩、粉砂岩、泥岩、页岩夹灰岩和少量砂岩，上部灰岩增多
	下统	那底岗日组：灰绿、暗紫色英安质熔岩、熔结凝灰岩、砂、泥质沉凝灰岩为主，夹砾岩、砂岩、泥岩等	曲色组：南部深灰色泥岩、页岩夹少量泥灰岩，向北夹砂岩和基性熔岩，北部见油页岩、泥岩夹泥灰岩、石膏
	三叠系	上统	缺失
肖茶卡组：北部砂岩、页岩；中部泥晶灰岩、微晶灰岩夹生物屑灰岩、鲕粒灰岩；南部砂岩、泥岩为主，局部含煤			缺失
中统		康南组：下部为砂岩、粉砂岩、泥岩夹泥灰岩，上部为泥晶灰岩、泥灰岩	缺失（？）
下统		康鲁组下段：砾岩、含砾砂岩、砂岩、粉砂岩、泥岩；上段灰岩，泥灰岩夹鲕粒灰岩	
		二 叠 系	

1. 康鲁组下段 (T_1kl^1)

下段底部以浅灰色细砾岩、含砾粗砂岩与下伏上二叠统热觉茶卡组含煤粉砂岩、泥岩呈低角度不整合接触 (图版 - A); 下部为灰色、灰紫色中—厚层状中、粗粒岩屑砂岩、长石砂岩, 夹粉砂岩, 发育底冲刷、交错层理; 中部为灰紫色中层状细粒岩屑长石砂岩夹粉砂岩, 局部夹细砾岩透镜体, 其中发育大型近对称波痕、虫迹等; 上部灰褐色、灰绿色粉砂质泥岩、钙质泥岩等。总体上表现出向上变细的沉积序列, 厚 415.76m。

该段中部可见丰富的双壳类生物化石, 主要有 *Claraia* sp. (克氏蛤), *C. Auvita* (Hauer) (带耳克氏蛤), *C. guzhouensis* Chen (贵州克氏蛤), *C. concentrica* (Yabe) (同心克氏蛤), *C. stachei* Bettner (射氏克氏蛤), *C. yunnanensis* (云南克氏蛤), *Eumorphotis maritima* (海正海扇) 等, 其中大多见于我国四川的茨岗组、波茨沟组和西藏的普水桥组, 时代属早三叠世早期。

2. 康鲁组上段 (T_1kl^2)

该段以灰岩的出现为底界, 与下段整合接触。岩性组合为灰色、深灰色、浅灰绿色中厚层状泥质灰岩、鲕粒灰岩、生物屑泥灰岩、泥片状泥质灰岩 (图版 - B) 为主, 夹灰紫色、浅灰色薄层状钙质粉砂岩、粉砂质泥岩, 总厚 589.23m, 未见顶。泥灰岩和泥质灰岩中含有丰富的海百合茎, 多个层面见对称波痕和干裂纹 (图版 - C)。

该段普遍含丰富的生物化石, 以双壳类和牙形石为主, 其次为菊石化石。双壳类 *Eumorphotis inaequicostata* (差棱正海扇), *E. venetina* (hauer) (威烈正海扇), *Myophoria* (*Neoschizodos*) *laevigata* Ziether (光滑裂齿蛤), *Claraia radialis leonardi* (放射克氏蛤); 牙形石 *Pachycladina* sp. (厚齿耙牙形石), *Lindeodella suevica* (休维卡欣德牙形石), *Neohindeldella* sp. (新欣德牙形石) 等; 菊石 *Anakashmirites* sp. (似克什米尔菊石), *Albanites* sp. (阿尔巴尼亚菊石), *Proptychites* sp. (前皱菊石) 等。均属早三叠世化石。而 *Eumorphotis inaequicostata* - *Myophoria* (*Neoschizodos*) *Laevigata* 动物群见于四川的茨岗组上部; 厚齿耙牙形石广布于我国南方和世界各地的早三叠世; 休维卡欣德牙形石见于西藏聂拉木土隆群康沙热组上段和贵州紫云下三叠统罗楼组。总之, 以上生物化石反映该段为下三叠统上部。

3. 康南组 (T_2k)

康南组主要出现于康鲁茶卡一带, 与下伏生物屑泥灰岩整合接触。下部为灰色、灰绿色砂岩、粉砂质泥岩、页岩夹透镜状泥质灰岩; 向上过渡为灰色、深灰色薄—中层状灰岩、含泥质灰岩组合, 总厚 190.8m。下部含丰富的菊石, 有 *Aristoptychites* sp. (高贵皱菊石), *Balatonites* (西藏巴拉顿菊石), *Gymnites incultus* (裸齿菊石) 等中三叠世安尼期化石; 上部有腕足 *Mentzelia* cf. *subspherica* (亚球形门策贝), *Ptychites* cf. *rugifer* 等见于我国西南地区中三叠统中晚期的化石分子。

(二) 上三叠统

上三叠统分布广泛, 根据岩性组合的不同划为 4 个地层分区 (图 3-3)。在盆地北缘褶冲带上称若拉岗日群, 北坳陷分区称肖茶卡组, 南坳陷称日干配错组 (表 3-2), 在盆地南侧的缝合带上称乌嘎群。

1. 若拉岗日群 (T_3rl)

因分布局限, 且仅出现于侏罗纪盆地外侧, 故对其研究程度极低, 目前对它的认识主要依据 1:100 万地质幅报告。该地层的岩性组合以灰色—深灰色粉砂岩、页岩夹细粒岩屑长石

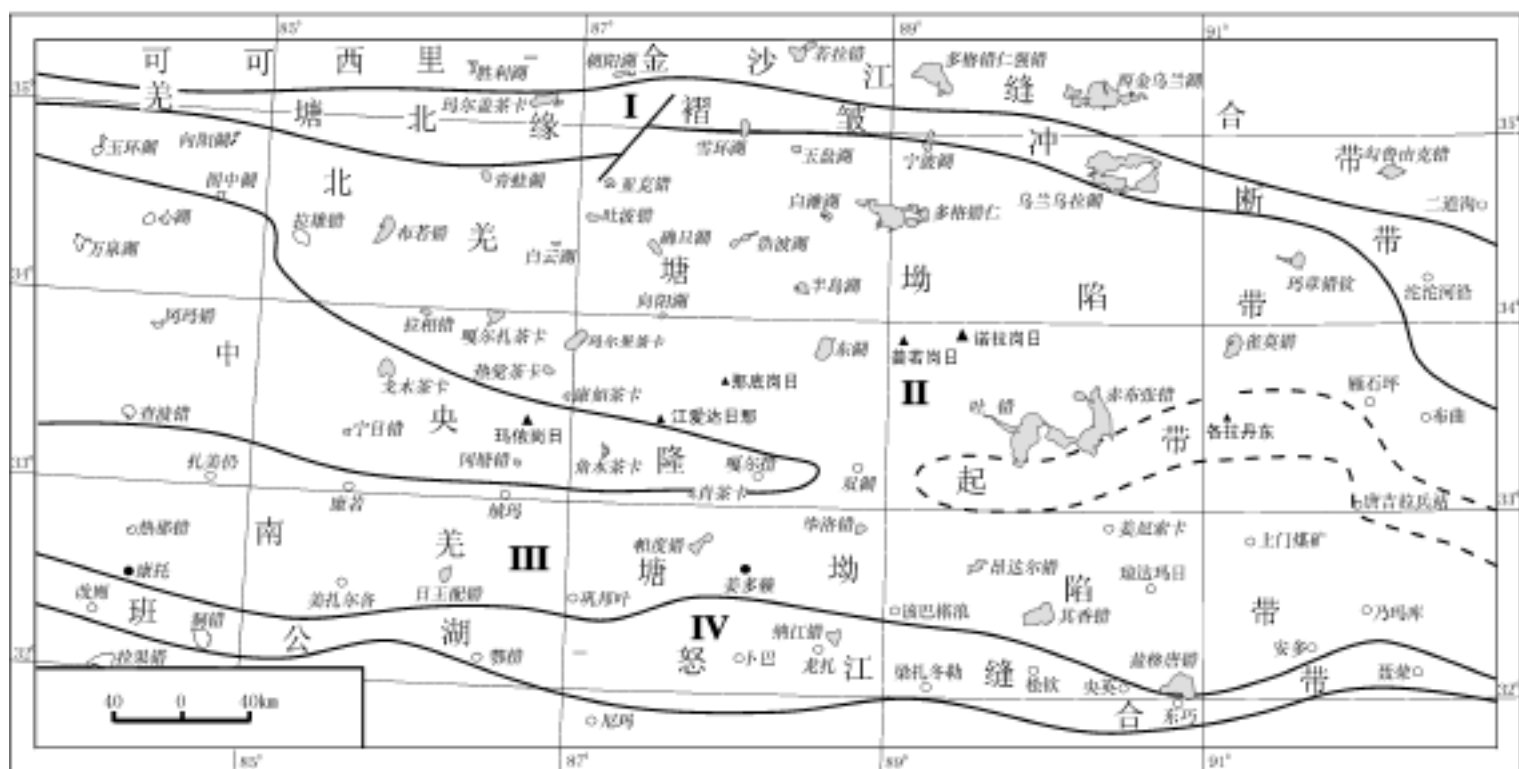


图 3-3 羌塘盆地构造单元划分及地层分区图

—若拉岗日地层分区； —北坳陷地层分区； —南坳陷地层分区； —改则-东巧地层分区

杂砂岩为主，组成多个韵律组合，常见变基性火山岩夹层，局部含分选性和磨圆度良好的复成分砾岩。顶部可见新近系唢呐湖组不整合其上，与老地层间呈断层接触，尚未见到其间的沉积接触关系。地层普遍发生了区域和动力变质作用，并受到一系列断层的破坏。据多条路线剖面观测资料，推测其总厚度大于 4500m。岩层中生物化石稀少，依据少量珊瑚 *Thecospira* cf. *Clastrotrata*, *Retiophyllia*? sp., *Myriophyllum*? sp. 和双壳化石 *Halobia yandongensis* 等将其时代定为晚三叠世。但由于若拉岗日群厚度巨大，构造复杂，大套浅变质的深色细复理石沉积物中未见化石，因此，尚难排除有早、中三叠世地层存在的可能。

2. 肖茶卡组 (T_3x)

鉴于南、北坳陷上三叠统的明显差异，本文的肖茶卡组仅指北羌塘坳陷内部的上三叠统下部地层，由于目前测量的地层剖面大多未见顶、底，故不能对其全面了解。其岩性组合在东西方向变化不大，但在南北方向，随古沉积环境的不同，有规律变化（图 3-4）。在盆地北缘，以藏夏河剖面为代表，为一套浊积岩系，岩性为灰色、灰绿色泥、页岩与灰色中、厚层状中、细粒岩屑长石砂岩不等厚互层，厚度大于 1306.38m。附近相当层位中见牙形石 *Epigondolella postera* 和 *E. obneptis spatulatus* 等晚三叠世诺利克期的化石分子。在北坳陷中部，以甜水河剖面为代表，为灰色、灰紫色泥质灰岩、泥晶灰岩和少量生物介壳灰岩组成，未见底，顶部被下侏罗统平行不整合覆盖。厚度大于 668.64m。剖面上含双壳和腕足 *Chlamys dingriensis*, *Indopecten* sp., *Chlamys* cf. *biformatus*, *Plagiostoma* sp., *Astarte* 等，时代定为晚三叠世中、晚期。在北坳陷南部，以沃若山剖面为代表，为一套灰至灰黑色含煤碎屑岩组合，以钙质泥岩、粉砂岩、粉砂质泥岩、页岩为主，夹多层石英砂岩、长石砂岩和岩屑长石砂岩透镜体，局部含煤（共 3 层），偶见泥晶灰岩和介壳灰岩。剖面未见底，顶部被中侏罗统雀莫错组不整合覆盖，总厚大于 710.79m。在剖面中、下部采到双壳类 *Yunnanophorus boulei*, *Palaeocardita*? sp., 时代定为晚三叠世诺利期；剖面上部采到大量孢粉，重要的有 *Dictyophyllidites* sp., *Clathroidites* sp., *Osmondacidites* sp., *Strimonosaccites* sp. 等，时代大致定为晚三叠世。

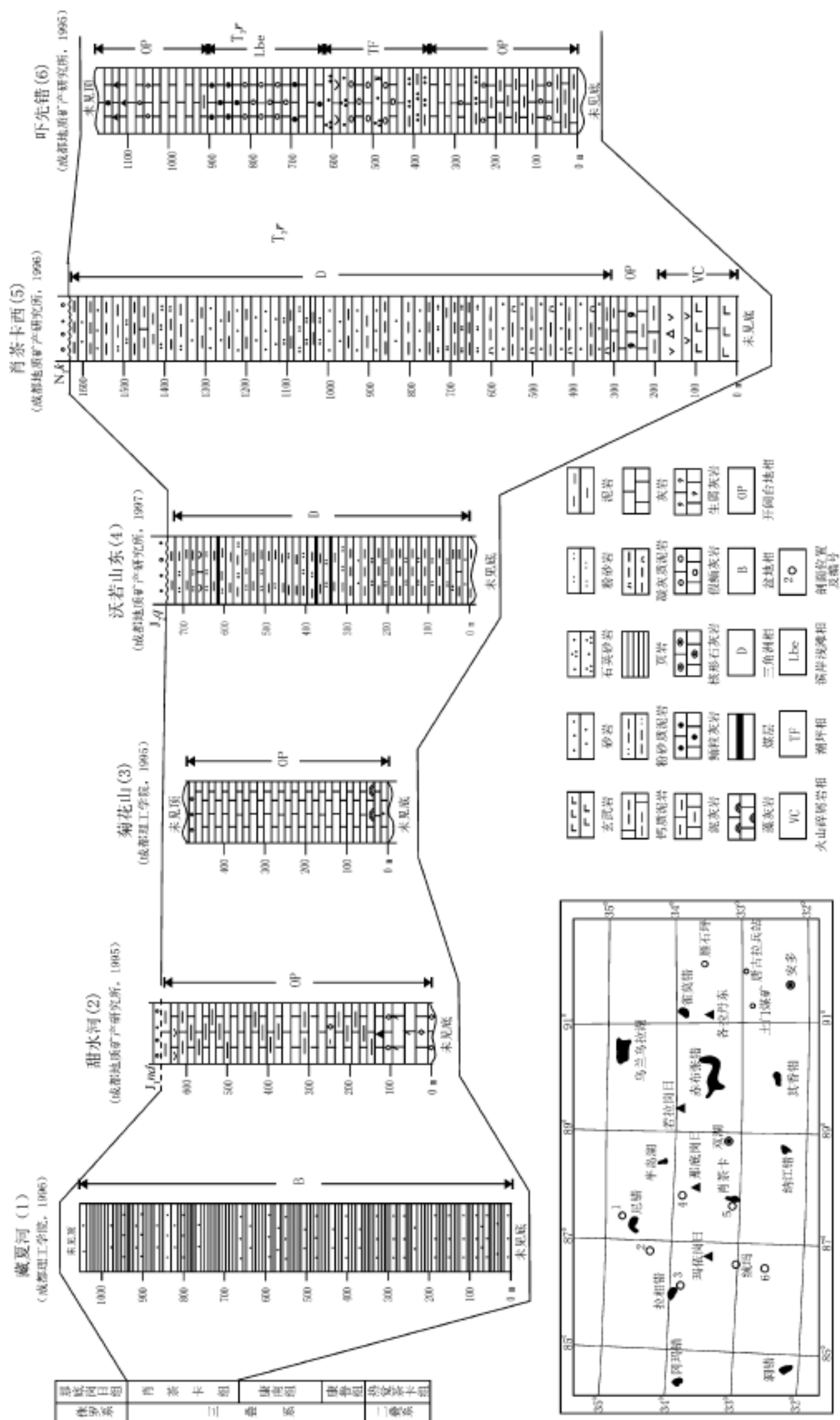


图 3-4 羌塘盆地上三叠统地层柱状对比图

3. 日干配错组 (T₃r)

分布于南羌塘坳陷分区的上三叠统称为日干配错组。笔者先后对肖茶卡西、吓先错以及其香错北东索布查温泉等地的上三叠统进行了实测和观测。总体而言,日干配错组出露不全,大多未见底。目前仅在狮头山南侧,发现上三叠统日干配错组角度不整合于石炭—二叠系之上,并发育底砾岩。据此,笔者认为日干配错组与下伏地层之间呈不整合接触。

该组地层总体上表现为一套海进沉积序列,以肖茶卡西剖面为代表,可大致分为3段。下段主要为中、基性火山岩、火山角砾岩,夹深灰色微晶灰岩和灰绿色凝灰质泥岩,未见底,厚度大于326m,其中未见化石,火山岩K-Ar年龄测定为 206.3 ± 71.8 Ma;中段为微晶灰岩、介壳灰岩夹泥灰岩,与下段顶部的钙质凝灰岩整合接触,厚120.77m,含双壳类 *Indopecten calamiscriptus*, *Palaecardita langnongensis*, *Plagiostoma* cf. *baxoense*, *Halobia* sp. 等,腕足类 *Caucasorhynchia* cf. *Kunensis*, *C.* cf. *trigonatia*, *Triadichthyrus* sp. 等,时代大致定为晚三叠世中、晚期;上段主要为灰色、深灰色薄—中层状钙质粉砂岩、与粉砂质泥岩、泥岩互层,夹中—厚层状岩屑长石砂岩透镜体,局部夹少量泥灰岩,顶部为新近系康托组不整合超覆。其中古生物化石稀少,但采到一些微古化石,主要有牙形石 *Epigondalella postera*, *Neohindeodella triassica*, *Neohindeodella kobayashii* 等,孢粉 *Asseretospota gyrata*, *Annulispora* sp., *Cycadopites* sp. 等晚三叠世化石分子。肖茶卡剖面向南至吓先错一带,未见地层顶底,仅出露中下部层位,岩性以碳酸盐岩为主,夹少量粉砂岩和泥岩(图3-4)。在索布查温泉附近,仅出露其上部层位,由粉砂岩、钙质泥岩、页岩夹泥晶灰岩、泥灰岩组成,其上覆地层为下侏罗统曲色组深灰色页岩,整合接触。

(三) 下侏罗统

1. 那底岗日组 (J₁nd)

那底岗日组是据西藏区调队(1986)创建的那底岗日群清理命名的,建组剖面位于菊花山附近。该地层通常与下伏地层(上三叠统肖茶卡组)呈角度不整合(如菊花山剖面)或平行不整合(如雀莫错、石水河剖面)接触,其下缺失了相当于下侏罗统底部及上三叠统顶部的一套地层;上覆地层中侏罗统雀莫错组与之整合接触。

本项研究调查及近年来全区1:10万大规模区域地质填图表明,该组主要分布于湾湾梁、雀莫错和中央隆起带北侧3个区域,均呈北西向条带状分布,以该坳陷西南部最为发育,出露于石水河、菊花山、拉雄错、拉相错、那底岗日、江爱达日和玛威山一带,宽约50km,长约300km。主要为一套火山岩、火山碎屑岩沉积,可大致分为两个岩相组合类型,一类是陆上喷发系列,以安山熔岩—熔结凝灰岩—凝灰岩为主,局部见玄武岩;另一类是水下喷发系列,为沉火山角砾岩—沉凝灰岩—凝灰质砂岩—粉砂岩—泥岩等,局部夹灰岩。两类沉积常交互出现。

虽然该地层出露十分局限,分布极不稳定,厚度0~684m,但其分布很有规律。研究表明,该组地层主要分布于相当于羌塘盆地基底凹陷区,而在基底凸起区表现为中侏罗统雀莫错组超覆于三叠系或二叠系基底之上,缺失了下侏罗统那底岗日组,如半岛湖—沱沱河凸起之上的半咸河西、乌兰乌拉湖南,中央隆起北侧低凸起带上的沃若山东、双湖北东的多日阿乃等地。因此,笔者认为早侏罗世沉积盆地整体上具有地堑—地垒相间的格局(图3-5),在地垒区缺失了早侏罗世沉积地层。

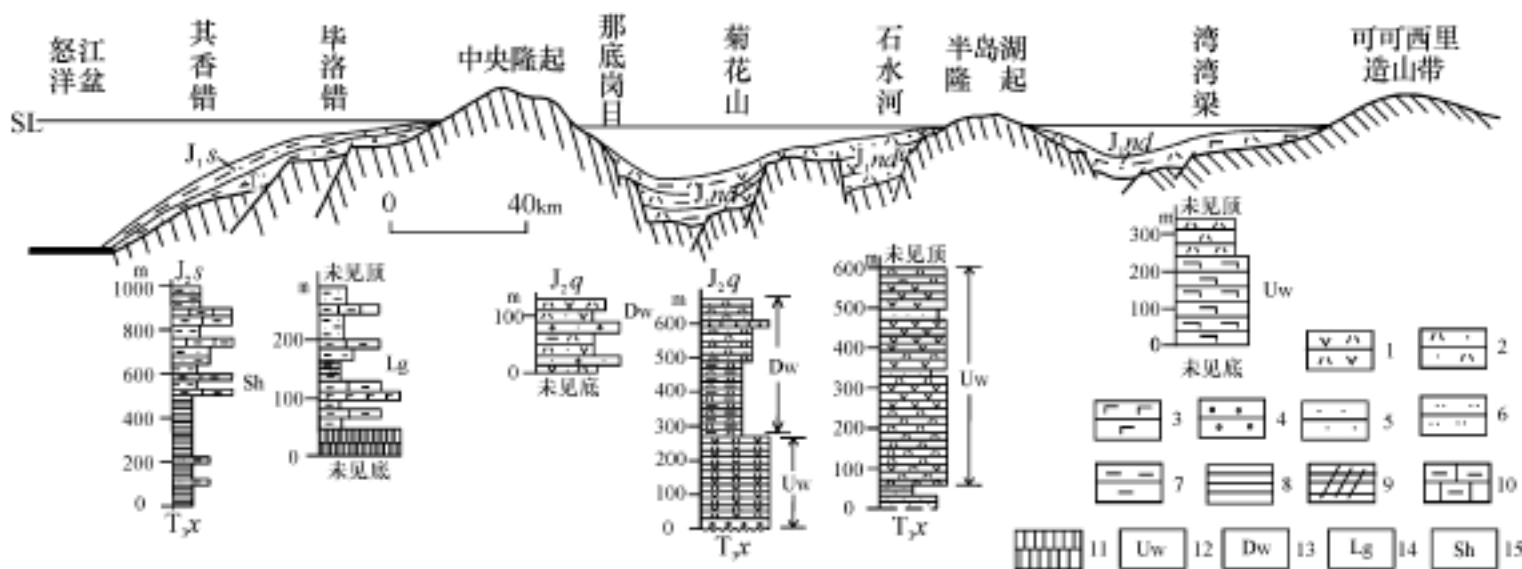


图 3-5 羌塘盆地早侏罗世沉积-基底格架模式

1—火山碎屑岩; 2—沉火山碎屑岩; 3—基性熔岩; 4—砾岩; 5—砂岩; 6—粉砂岩; 7—泥岩; 8—页岩; 9—油页岩; 10—泥灰岩; 11—石膏; 12—陆上喷发火山碎屑岩; 13—水下喷发火山碎屑岩; 14—潟湖; 15—陆棚

火山岩的同位素年龄为 174Ma (Rb - Sr 法, 咸水河)、187Ma (Rb - Sr 法, 虾河) (王成善等, 2001)、182.97 ±3.66Ma (Ar - Ar 法, 菊花山)、167.5 ±4.4Ma (K - Ar 法, 菊花山), 说明地层时代大致为早侏罗世晚期—中侏罗世早期 (土阿辛期—巴柔期)。在菊花山剖面, 那底岗日组磁性地层柱与国际标准磁性年表的下侏罗统图案十分吻合, 并显示其底部与下伏肖茶卡组地层间有一个 2Ma 的时间间断。

2. 曲色组 (J₁q)

曲色组为西藏区调队 (1986) 所创, 建组剖面在其香错北西的索布查温泉附近, 为一套深灰色泥岩、页岩夹少量粉砂岩、泥灰岩, 与下伏上三叠统灰岩整合接触, 剖面未见顶, 厚度大于 995.49m, 为南羌塘坳陷早侏罗世的典型沉积。笔者于 2002 年在其香错西侧对该地层作测量, 剖面未见底, 但露头良好, 厚度大于 648m, 近顶部发现伦兹菊石 (Renziceras sp., 陈挺恩鉴定), 时代为早侏罗世土阿辛期。向上与色哇组整合接触, 二者间以一组厚 10m 左右的薄层状细粒长石石英砂岩与粉砂岩互层为界, 上覆灰绿色粉砂岩中打到了道斯顿菊石 (Dorsetesia sp., 陈挺恩鉴定), 时代为中侏罗世巴柔期。

该地层有机碳含量高, 是一套很好的生油层, 但目前有确切依据的仅局限于色哇乡 (其香错侧) 附近。笔者的调查 (2002 年) 中, 在南羌塘坳陷西部的康托附近发现一套岩性极为相似的地层组合, 但剖面未见顶、底, 厚度大于 680m, 未见生物化石, 夹一层基性火山碎屑岩, 使用 K - Ar (全岩) 法测定其绝对年龄为 213 ±8Ma, 为早侏罗世沉积产物。该套地层中同样发育多层含包卷层理的砂屑灰岩透镜体, 局部见槽模, 结合区域地质分析, 初步推断其可能属曲色组。此外, 在双湖南东的毕洛错见一套自下而上沉积的石膏-泥灰岩-油页岩-泥岩组合, 未见顶、底。过去依据双壳类化石有三叠系 (王成善, 1985)、中侏罗统布曲组 (赵政璋等, 2001d) 等认识。最近, 伊海生等 (2003) 首次在其顶部发现 Harploceras sp. 菊石化石, 确定时代属早侏罗世土阿辛期, 笔者 (2002 年) 在其下部紧邻石膏层的油页岩中见十分丰富的叶枝介组合 Howellites baodingensis Shen, Palaeolimnadia cf. houjieensis Shen 等 (苟宗海鉴定), 与滇、川一带大桥地组、白田坝组

所产叶枝介组合相似，时代为晚三叠世末期—早侏罗世早期。为此，笔者将这一特殊地层归入曲色组相变类型。

(四) 中侏罗统

中侏罗统在盆地内广泛分布，下部地层在南、北坳陷差异明显，北坳陷称雀莫错组、南坳陷称色哇组；中、上部全盆趋于一致，统称布曲组和夏里组。

1. 雀莫错组 (J₂q)

雀莫错组由白生海 (1989) 以盆地东部的雀莫错剖面为代表所创，岩性由下部紫红色巨厚层砾岩，中部紫红、灰绿色岩屑石英砂岩、粉砂岩和上部灰绿色粉砂岩、泥岩、泥灰岩组成，厚度 1234m。在盆内多假整合于下侏罗统或不整合于上三叠统之上，局部直接不整合于古生代地层之上，顶部与中侏罗统布曲组整合接触。笔者先后在咸水河、雁石坪、雀莫错和那底岗日等地对其进行了实测和观测，见丰富的双壳类化石，时代意义较大的有 *Astarte muhibergi*, *A. elagans*, *Protocardia truncata*, *Pleuromya oblita*, *Camptonectes lamina-tus*, *Chlamys (Radulopecten) cf. Matapwensis*, *Modiolus imbricatus*, *Protocardia cf. Hepingxian-gensis* 等，时代定为中侏罗统巴柔期。

区域对比发现，该组在中、西部与之存在明显的沉积差异 (图 3-6)，以咸水河剖面为代表，底部以泥岩、页岩整合于下侏罗统那底岗日组沉凝灰岩之上；下部以灰色粉砂岩、泥岩为主，夹多层泥灰岩；中、上部则为一套巨厚的灰绿、紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩组合。整体表现为一个沉积速率迅速加大的进积序列，沉积厚度达 1953m。而在那底岗日、双湖一带，则为一个过渡沉积区，底部为紫红色砾岩、砂岩，假整合于那底岗日组凝灰岩之上；中部微晶灰岩、泥晶灰岩以及泥晶白云岩夹两层石膏；上部为紫红、灰绿色泥岩、粉砂质泥岩夹灰岩、白云岩和石膏组合。总沉积厚度仅 498m。

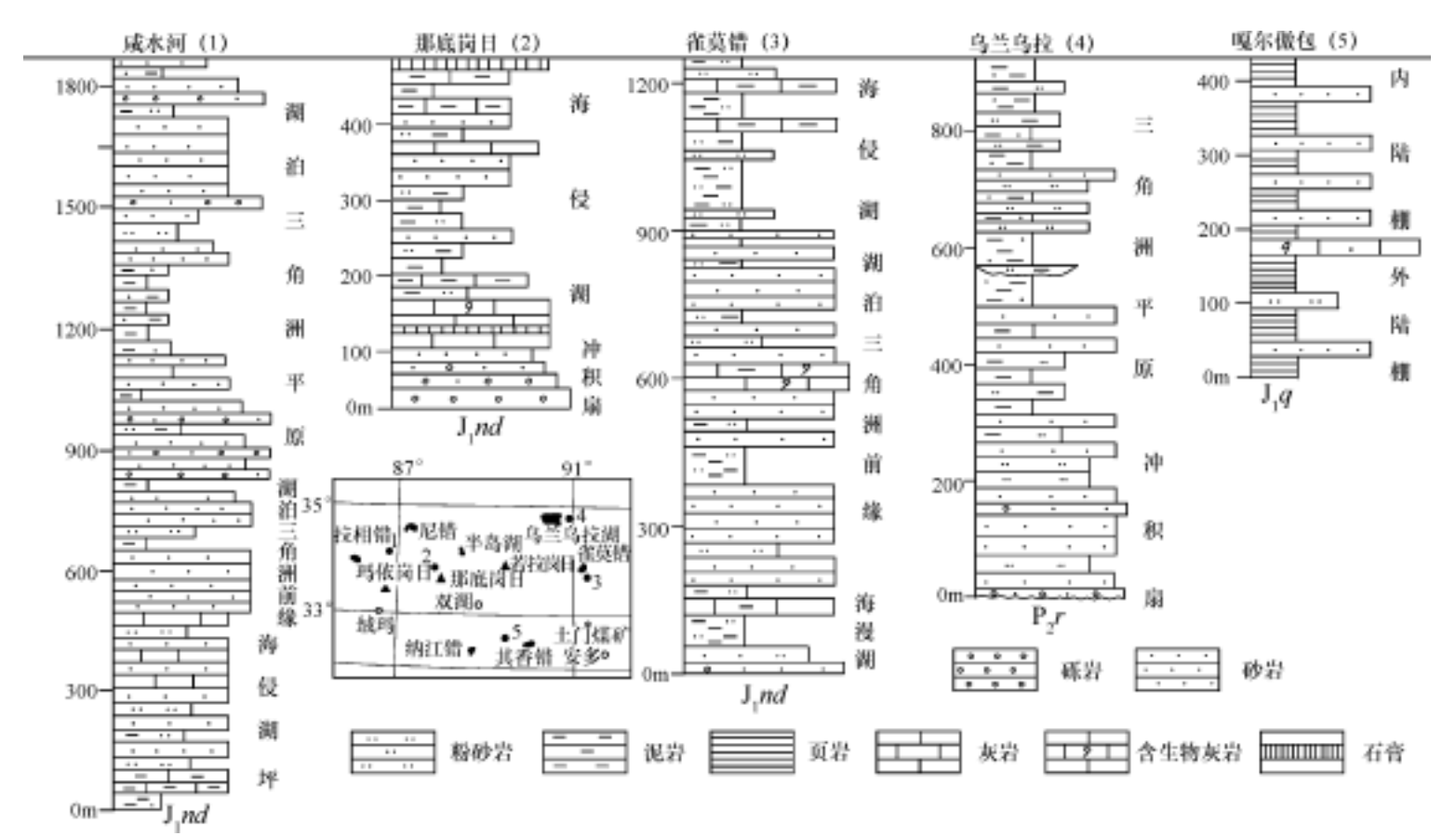


图 3-6 羌塘盆地中侏罗统雀莫错组柱状对比图

2. 色哇组 (J₂s)

色哇组由文世宣 (1979) 在色哇等地发现创名, 为一套深灰色、灰绿色粉砂岩、泥岩、页岩夹砂岩、泥灰岩构成的韵律组合, 下部与曲色组整合过渡。西藏区调队 (1986)、中石油青藏项目 (1994, 1997) 先后在双湖地区色哇乡的索布查、松可尔、则松等地对其进行了测量, 各剖面均未见顶, 测量厚度为 1240 ~1330m 不等。笔者于 2002 年在松可尔、索布查等地对其进行了观测, 发现剖面上褶皱构造和劈理构造十分发育, 去除明显的构造导致的地层重复, 其厚度仅为 740m 左右。地层中发育菊石、双壳、腕足和腹足类化石, 重要的有菊石 *Dorsetesia* sp., *Witchella*, 双壳 *Pleuromya subelongata*, *Pseud-olimea*, *Protocardia*, 腕足 *Burmishynchia* sp., *Cymatorhynchia* sp., 反映该地层时代为中侏罗统巴柔期。此外还采有少量孢粉化石, 但时代意义不大。

色哇组出露较为局限, 与下伏侏罗系下统曲色组整合接触, 与上覆地层的联系不明, 原定义将之笼统地与雁石坪群对比, 后经中石油组织专家讨论, 认为其上部当与中侏罗统布曲组呈整合关系。笔者认为, 中侏罗世巴通期, 随着全球海平面的上升以及羌塘地块的整体下沉, 全区发生了大规模海侵, 陆源区急剧萎缩, 盆地内缺少陆源物质的供给, 羌北地区为一套稳定的碳酸盐沉积。因此, 从沉积序列的角度看, 将羌南具有巴通期化石组合的碳酸盐岩地层 (布曲组) 作为其上覆整合地层处理是合理的。

3. 布曲组 (J₂b)

布曲组分布稳定, 出露广泛, 岩性以灰岩为主, 局部地区夹少量碎屑岩。前人在盆地内不同部位测制了大量剖面, 积累了十分丰富的化石和岩性对比研究资料。地层中含有丰富的双壳类、腕足类化石, 并有珊瑚、有孔虫、海胆、腹足类化石, 其中双壳类可建立 *Eomiodon angulatus* - *Isognomon* (*Mytiloperna*) *bathhonicus* 组合和 *Camptonectes laminatus* - *Radulopecten vagans* 组合, 腕足类发育 *Burmishynchia* - *Holcothyris* 组合, 指示其时代为巴通期。该组底界以上厚 141 ~178m 的灰岩中产丰富的 *Burmishynchia* - *Holcothyris* 组合, 横向上分布稳定, 被当作地层对比的标志层 (赵政璋等, 2001d)。地层与上覆夏里组和下伏雀莫错组均为连续整合接触, 厚度为 142 ~1446m 不等, 以北东部最小, 向西、南部增大, 并发生相应的岩性变化。

在北坳陷北东部乌兰乌拉湖 (厚 142m) —雀莫错 (厚 495m) —雁石坪 (厚 695m) 一带, 岩性为灰色薄—中层状灰岩、生物屑灰岩与泥岩、页岩、粉砂岩呈互层或夹层产出, 灰岩占组厚的 49% ~84%。

在北坳陷西部拉雄错 (厚 970m) —半岛湖 (1107m) —温泉 (1446m) 一带, 岩性以灰色、深灰色泥晶灰岩、泥灰岩、生屑灰岩、藻灰岩为主, 夹少量粉砂岩、泥岩、页岩和内碎屑灰岩, 灰岩层占组厚的 70% ~95%。

在那底岗日—达卓玛—依仓玛一带, 地层厚度为 773 ~1311m, 岩性以灰色、浅灰色中—厚层状泥晶灰岩为主, 含较丰富的生屑灰岩、鲕粒灰岩、核形石灰岩、粒屑灰岩等, 局部夹膏盐和少量粉砂岩、泥岩, 灰岩层占组厚的 40% ~85%。

在南坳陷南部, 以曲瑞恰乃剖面为代表, 岩性为灰色、深灰色薄—中层状泥晶灰岩、泥灰岩、条带状灰岩夹钙质泥岩、页岩等。北部董杯桑—隆鄂尼—昂达尔错一带, 地层出露不全, 岩性为微晶灰岩、藻礁灰岩、珊瑚礁灰岩、白云岩等, 形成一个断续延伸的礁、滩带。

4. 夏里组 (J₂x)

夏里组最早由青海区调队 (1987) 创名于雁石坪剖面, 系指夹于上覆索瓦组和下伏布曲组两套碳酸盐岩之间的一套紫红色碎屑岩为主的地层。其中生物化石丰富, 但种类较为单调, 主要为双壳和腕足类, 重要化石有双壳类 *Chlayms* (*Radulopecten*) *vegans* (*Sowerby*), *Protocardia stichlandi* (*Morris et Lycett*), *Plagiostoma* sp., *Pterperna burensis*, *Anisocardia tenera* 等, 腕足类 *Stenogmus pentagonalis*, *Ivanoviella* cf. *steinbessi*, *Burmihynchia cuneata* Ching 等, 指示时代为巴通晚期—卡洛夫期。

通常认为, 夏里组岩性以紫红色碎屑岩夹石膏沉积为特征, 但随着调查范围的扩大, 发现盆地内不同区域仍有差异。

在盆地东部乌兰乌拉湖、雀莫错、温泉、114 道班、土门、达卓玛、那底岗日、东湖等广大地区, 岩性可以那底岗日剖面为代表, 厚 679.13m。下部为灰色、灰绿色及暗紫红色薄—中层状钙质泥岩、泥灰岩、泥晶灰岩夹 5 层石膏和少量钙质石英砂岩、粉砂岩组成; 上部为紫红色、灰绿色中层状钙质细粒石英砂岩、钙泥质粉砂岩为主, 夹粉砂质泥岩、钙质泥岩等。最大特点是呈紫红色、含有丰富的石膏层。在达卓玛, 石膏层多达 10 余层, 总厚 140m; 而在温泉一带, 单层厚度可达 70m。

在北坳陷西部曲龙沟、野牛沟、马牙山、长水河 (半岛湖) 等地区, 岩性可以马牙山剖面为代表, 厚 502m, 为灰色、灰绿色薄—中层状钙质细粒石英砂岩、长石砂岩、粉砂岩和泥岩夹泥晶灰岩、砂屑灰岩、生屑灰岩等, 局部夹砾岩透镜体, 普遍未含石膏。

在南坳陷西部, 夏里组剖面资料有限, 岩性以曲瑞恰乃为代表, 厚 617m, 为灰色薄层状泥岩、浅灰色薄—中层状粗粉砂岩及灰色薄至中层状细粒石英砂岩互层组成, 局部夹灰色薄—中层状生屑鲕粒灰岩。

(五) 上侏罗统—下白垩统

羌塘盆地上侏罗统—下白垩统包括索瓦组上下段、雪山组、白龙冰河组和扎窝茸组。索瓦组最早由青海区调队 (1987) 创建于盆地东部的雀莫错剖面, 相当于早期定义的“雁石坪群”上灰岩段, 在岩性上以灰岩为主, 频繁出现粉砂岩夹层区别于布曲组。其中含有十分丰富的生物化石, 产腕足 *Steptaliphoria septentrionalis*, *Pentithyris* cf. *Pelagica*, *Thurmanella acuticosta*, 双壳类 *Radulopecten fibrosus*, *Gervillella aviculoides*, *Pteroperna* cf. *polyodom*, *Astarte mummus* 等, 时代定为晚侏罗世牛津期。

所谓索瓦组上、下段之分是中石油青藏项目调查期间, 在盆地中部因发现上侏罗统明显相变而采用的临时地层 (填图) 单元。为便于资料追踪和叙述, 笔者沿用了索瓦组下段和上段两个名称。近年来, 随着大范围的地质调查, 积累了丰富的资料, 笔者统计了盆地内 49 条地层实测剖面, 将索瓦组下段岩性限定为碳酸盐岩为主夹碎屑岩组合, 而且在区域上相对稳定。在生物地层方面, 统计了包括菊石类 18 属 22 种、双壳类 31 属 64 种和腕足类 9 属 15 种以及部分孢粉化石, 其中含有菊石 *Uhligites*, *Alligaticeras*, *Progartonia*, *Propeisphinctes*, *Paraboliceras* 等当前公认的牛津期化石, 双壳类 *Entolium* sp., *Pleuromya fengdengensis*, *Buchia blanfordiana* 等西欧牛津期—基末里期标准化石分子, 而腕足化石的时代意义不大。

但对整合于索瓦组下段之上地层, 岩相变化较大, 加之一些地区古生物依据稀少, 前人在不同地区建立了索瓦组上段、雪山组、白龙冰河组和扎窝茸组等多个地层组, 且对比

较为混乱（表 3-3）。为此，笔者考察及研究了区内涉及上述各组的地层剖面共计 32 条，并结合区域填图资料，全面统计了各组的时代依据、沉积相和分布情况，发现各地层组的时代均只能限定至基末利期—贝利阿斯期。而在进行岩相古地理分析时，首先把上述地层自下而上按索瓦组上段（ J_3^2 ）—白龙冰河组（ J_3^3 ）—雪山组（ K_1 ）进行古地理恢复。问题是在进行索瓦组上段或白龙冰河组岩相及同期古地理分析时，依照瓦尔特相律，无法找到相应的盆地边缘相沉积，而在对雪山组分析时则找不到盆地的中心相沉积。但同时发现以上各地层组及其沉积相具有明显的分布和变化规律。其中，白龙冰河组为陆棚相，见于盆地北西部；索瓦组上段为海湾潟湖相，仅见于盆地中部；雪山组和扎窝茸组为河流—三角洲相，见于东北部（图 3-7）。因此，笔者认为它们是同期异相沉积，不能作为上下关系处理，鉴于目前资料尚不足以对其进一步划分，可将之暂划为基末利阶—提塘阶—贝利阿斯阶。

表 3-3 羌塘盆地上侏罗统—下白垩统划分方案

地 层	蒋忠惕， 1983	西藏区调队， 1986	白生海， 1989	中石油青藏项目 经理部， 1996		方德庆等， 2002	本 文			
下白垩统	雪山组	白龙冰河组		雪山组		雪山组	雪山组 北(部)	扎窝茸组 (东部)	索瓦组上段 中(部)	白龙冰河组 (北西部)
上侏罗统	羌姆勒曲组					扎窝茸组				
			索瓦组	上段						
			索瓦组	索瓦组	索瓦组	下段				

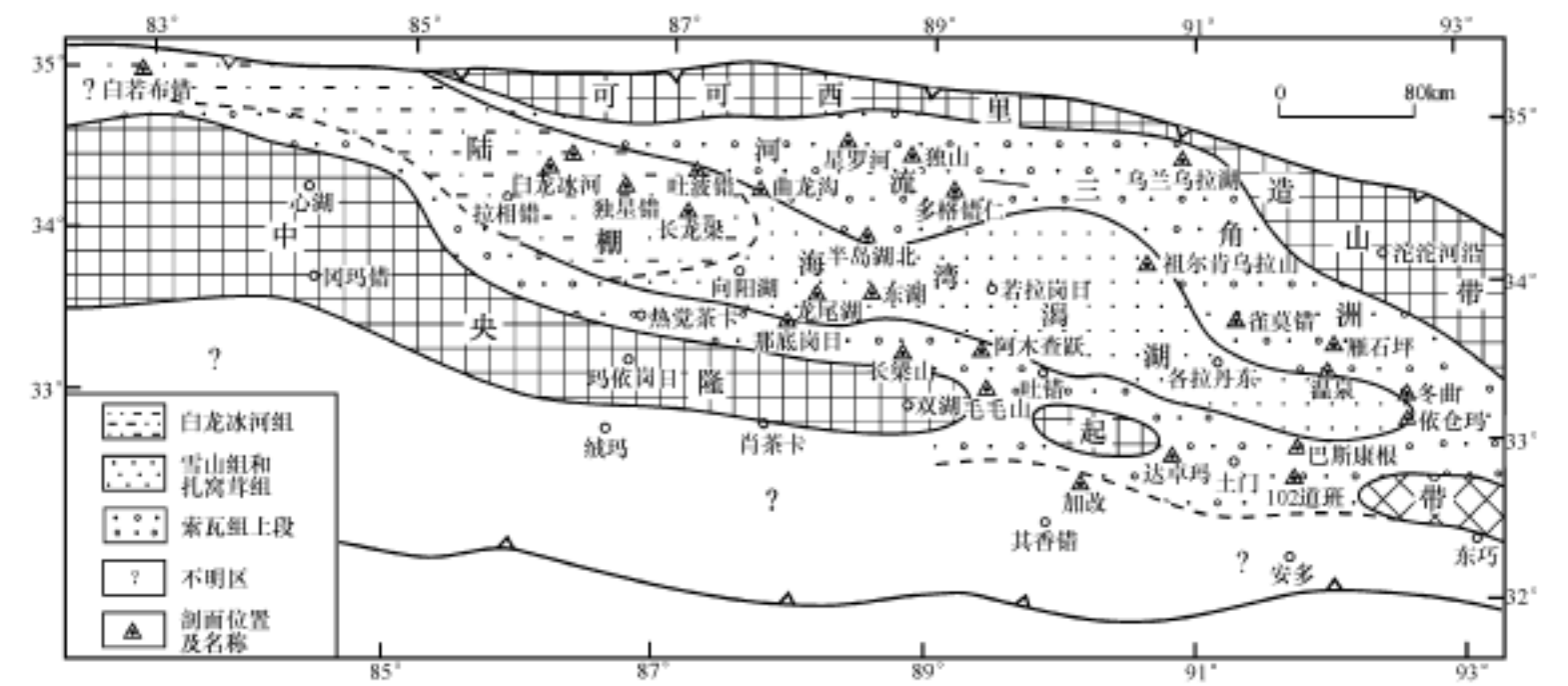


图 3-7 羌塘盆地侏罗纪末—早白垩世地层及其沉积相分布图

1. 索瓦组下段（ J_3^1 ）

该地层岩性组合在盆地北东部和南西部略有差异，主要表现在碎屑岩含量方面。在北东部曲龙沟、乌兰乌拉湖、祖尔肯乌拉山、雀莫错、温泉、雁石坪、102 道班、土门、达

卓玛、那底岗日等地区，地层厚 283 ~1136m，碎屑岩含量较高（为 31% ~47%），局部（祖尔肯乌拉山）高达 56%。岩性组合以深灰色薄层状泥灰岩、泥质泥晶灰岩、生物介壳灰岩为主，夹薄层状钙质泥岩、粉砂岩，其中泥岩和粉砂岩自下向上逐渐增多，中部含少量石膏夹层，生物化石丰富，但不含菊石。

在盆地中西部拉雄错、长龙梁、白龙冰河、野牛沟、半岛湖、长梁山和南部北雷错、114 道班等地区，地层可见厚度 489 ~1825m，碎屑岩含量 0 ~21.4%。岩性以半岛湖附近的长虹河剖面为代表，为灰色中—厚层状泥晶灰岩、生物屑灰岩、砂屑灰岩、核形石灰岩、鲕粒灰岩、礁灰岩等，夹少量钙质粉砂岩、长石砂岩、泥岩。岩层中生物化石十分丰富，普遍含丰富的菊石。局部形成点礁、生物滩，不含膏岩层。

2. 扎窝茸组 ($J_3^2 - K_1$)

该组最早由青海区调队（1987）创立，是指连续沉积于上侏罗统索瓦组下段灰岩之上的一套地层。建组剖面位于雀莫错附近的扎窝茸山，剖面控制厚度 659 ~941m，未见顶。下部为一套紫、灰相间，以紫色为主的杂色砂岩夹粉砂岩和少量灰岩，上部为灰白—灰绿色中、细粒岩屑石英砂岩、岩屑砂岩、含砾砂岩、砾岩等，总体表现为一套具海退沉积特征的杂色碎屑岩建造。据白生海（1989）研究，其底部有 *Myopholas multicostata* 等欧洲基莫里期双壳化石分子，中部发育 *Peregrinoconcha yunanensis*（云南奇异蚌），*P. perlonga* 等云南下白垩统景星组动物群，上部未见化石。虽然前人都将其时代定为晚侏罗世基莫里—提塘期，但均认为其中、上部有可能跨入早白垩世（白生海，1989；阴家润，1990）。

3. 雪山组 ($J_3^2 - K_1$)

雪山组一名首先由原地质部石油地质综合大队青藏分队（1966）提出，1983 年由蒋忠惕正式公布。建组剖面位于青海南部雁石坪温泉附近，其含义是指唐古拉群最上部的一组地层。它整合于唐古拉群上部灰岩之上，主要是一套灰色的粉砂岩、粉砂质泥岩互层，其中夹一些不厚的灰质泥岩和泥灰岩层，未见顶，顶部风化残积物中见许多大块的黄灰色、褐黄色中、粗粒砂岩，其中采到了 *Paranippononaiia* cf. *Paucisulcata*, *Trigonoides* sp., *Nippononiia* aff. *wakinoensis* 等亚洲地区常见于下白垩统中的淡水双壳化石动物群，故将之定为下白垩统（蒋忠惕，1983）。中石油青藏项目曾在多格错仁东北地区发现岩性相当于雪山组的地层，并采有大量介形虫、轮藻和孢粉化石，并据其中介形虫 *Darwinula changxinensis*, *D. giganimpudica*, *D. impudica*, *D. contracta*, *D. oblonga*, 轮藻 *Aclistochara hongguensis*, 孢粉 *Classopollis* sp., *Impardesispora apierrucata* 等将其时代定格为晚侏罗世—早白垩世，还指出其属河流—湖泊相，含丰富的淡水生物。在中石油青藏项目经理部组织的羌塘盆地大规模石油地质填图期间（1996 ~1997），曾先后两次组织专家对其进行讨论，于 1996 年 10 月下文明确以雪山组作为羌塘盆地上侏罗统—下白垩统填图单元，含义是指整合于上侏罗统索瓦组大套灰岩之上的一套杂色、紫红色碎屑岩。显然，其含义与扎窝茸组颇为接近，因此，在中石油组织的地质填图中，并没有将扎窝茸组作为填图单元，而是将类似的岩石组合归入雪山组。

4. 白龙冰河组 ($J_3^2 - K_1$)

该组为西藏区调队（1986）所创，强调仅出现在北坳陷西北部的白龙冰河一带，为一套浅海相泥灰岩、泥岩、灰岩、白云质灰岩、鲕粒灰岩、泥岩及页岩等，总厚达

2080m。其中含有丰富的菊石化石，个体普遍较大，部分直径可大 35cm 左右。剖面下部见 *Progeronia* sp. 菊石化石，被认为是西欧、北非、马达加斯加及印度等地产于上侏罗统下部牛津阶至基末利阶的标准化石；剖面上部发育 *Virgatosphinctes* sp.，*Aulacosphinctes* sp.，*V. muilifasciatus* 等菊石化石组合，他们广泛出现于世界各地，为提塘阶上部菊石组合。此外，剖面附近相当于上部层位中还采有 *Berriasella* sp. 代表早白垩世贝利阿斯期的菊石化石。可见白龙冰河组时代跨越了整个晚侏罗世直至早白垩世。笔者结合近年来的研究，仅将原剖面 4~5 层作为白龙冰河组，岩性为灰色—深灰色薄—中层状泥晶灰岩、泥灰岩夹泥岩、页岩，之下地层实际上为索瓦组下段。

5. 索瓦组上段 ($J_3s^2-K_1$)

它是中石油在羌塘盆地开展石油地质填图时 (1996~1997) 采用的一个填图单元，是在北坳陷中、西部上侏罗统大套灰岩之上广泛出现一套浅海相细碎屑岩、碳酸盐岩组合，主要岩性为灰色、深灰色钙质泥岩、粉砂岩、页岩、泥灰岩夹 (或互层) 泥晶灰岩、介壳灰岩等。该组合既不同于上述雪山组和扎窝茸组，也不同于白龙冰河组，而是介于它们之间。下部富含丰富的菊石和双壳类化石，尤其以 *Virgatosphinctes* sp.，*Aulacosphinctes* sp. 等提塘期菊石化石最为丰富，并在独星湖剖面见到 *Blanfordiceras cricki* 具有早白垩世贝利阿斯期色彩的菊石分子。上部层位以泥岩为主，局部夹砂岩，笔者于 1997 年和 2002 年均东湖剖面顶部采到大量孢粉化石 (图 3-8)，其中裸子植物花粉占 65.2%~88.7%，蕨类植物孢子占 11.3%~34.8%，裸子植物花粉又以 *Classopollis* (绝大多数为 *Classopollis dipocyclus* Bai) 占绝对优势，其次为少量苏铁类花粉 (3 粒)。据前人研究，*Classopollis* 在川西侏罗纪时期十分繁盛，但早、中侏罗世以个体较大，纹蚀呈串珠状的种属数量最多，晚侏罗世至早白垩世则以 *Classopollis dipocyclus* 为主。此外，还在剖面附近相当于顶部层位的砂岩中采到了直径达 45cm 的硅化木 (图 3-8)。因此，认为该套地层的时代同样自晚侏罗世晚期跨入了白垩世早期。

(六) 上白垩统

上白垩统分布十分局限，目前除少量火山岩外，唯一报道的该时代沉积型地层位于双湖西侧的阿布山组。该组最早由吴瑞忠等 (1985) 创立，定为上白垩统，其岩性为紫红色中砾岩、细砾岩、粗砂岩和中、细砂岩、粉砂岩、泥岩，自下而上粉砂岩、细砂岩、泥岩含量增加，为一个河流—湖泊沉积序列，厚 1202.96m。其时代依据仅有孢粉化石，故认识尚不一致，赵政璋等 (2001b) 认为其当属下白垩统。笔者于 2001 年对之进行了实地考察，确认该地层不整合于前泥盆系绿片岩之上，顶部被康托组不整合覆盖，其岩性与新近系康托组有明显区别，反映在其中十分发育的砾岩层砾石成分以脉石英为主，且普遍为直径 10cm 以下的中小砾石，磨圆度较好，较均匀；而新近系中砾石成分以灰岩为主，普遍较大，可达 50cm 以上，呈漂砾状产出。所以，结合其中孢粉 *Classopollis* sp.，*Deltoidospora* sp.，*Extratropipollenites* sp.，*Tripipollenites* sp. 等化石将之定为白垩系。由于其出露范围很小，本文不作深入讨论。

(七) 新生界

羌塘盆地新生界分布零星，研究程度极低，前人将之定为新近系 (赵政璋等，2001d)，包括康托组、唢呐湖组和石平顶组。虽然本文暂时依据前人方案，将之作为自下而上叠置关系处理，但要强调这一关系其实是缺乏依据的。

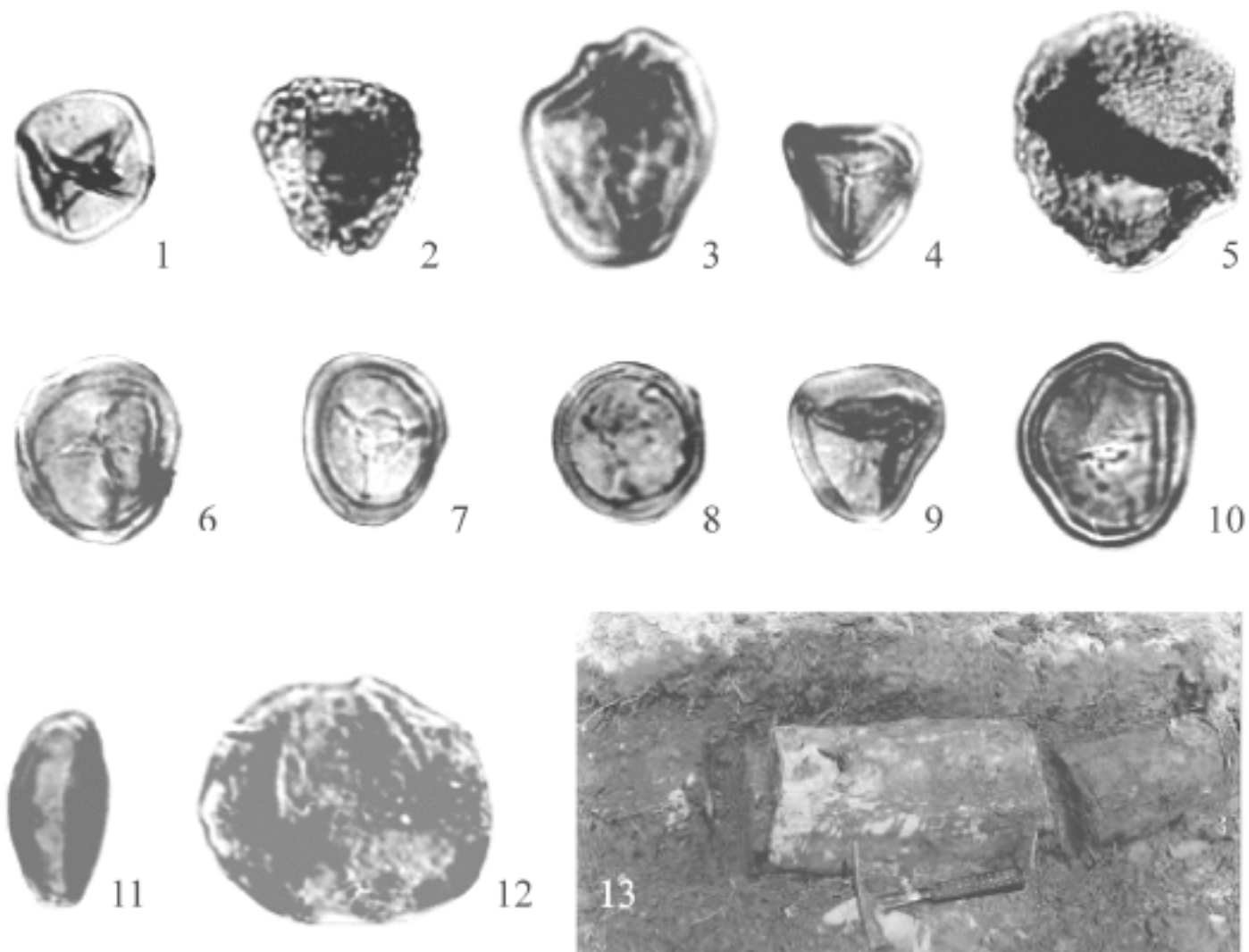


图 3-8 羌塘盆地东湖西上侏罗统中硅化木和孢粉

1—芦木孢 (*Clamospora* sp.); 2—瘤粒小盾孢 (*Parmulisporites tylganus* Bai); 3—不规则三角孢 (*Deltoidospora irregularis*); 4—渐变三角孢 (*Deltoidospora gradata*); 5—网纹卡达加孢 (*Cdagasporites reticulatus*); 6 ~ 10—双内环粉 (*Classopollis dipocyclus* Bai); 11—苏铁型苏铁粉 (*Cycadopites cycadiformis*); 12—细微云衫粉 (*Piceapollenites exillioidis*); 13—硅化木。注：孢粉图影均放大 800 倍

康托组由西藏区调队 (1986) 以改则县北康托西山剖面为代表建立, 岩性为一套河流—湖泊相紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩组合。其中以河流相沉积为主, 以发育大套粗—巨砾岩、粗碎屑岩为特征, 砾石成分以灰岩为主, 其次为砂岩。以角度不整合覆盖在中生代或更老的地层之上, 原剖面未见顶。中石油青藏油气项目 (1996) 曾报道在双湖阿布山见其被唢呐湖组不整合覆盖 (赵政璋等, 2001d)。2001 年, 作者对该剖面进行了考察, 认为这个不整合面并不清楚, 依据有三: 一是上、下岩层均为紫红色小砾岩夹粗砂岩; 二是未见相应剥蚀风化面或底砾岩; 三是所谓不整合面可能为一个断层破碎带, 两侧岩层交角仅 10° 左右。因此, 仅以此不整合面为依据将全盆地康托组 (砂、砾岩组合) 作为唢呐湖组下伏地层是不适合的。

唢呐湖组由西藏区调队 (1986) 以唢呐湖东剖面为代表所建。岩性为紫红色砾岩、含砾砂岩、砂岩、粉砂岩、泥岩夹多层石膏组合, 不整合于侏罗系之上, 与上覆石平顶组火山岩也为不整合接触, 厚 4300m。1996 年, 笔者在北坳陷中部争胜湖一带测得唢呐湖组剖面, 岩性全为白色色调的湖泊相沉积, 由含膏藻灰岩和石膏质、灰质细砾岩组合, 厚度大于 212.14m, 直接不整合于上侏罗统索瓦组之上。其中藻类为轮藻和绿藻, 还含有少量介形虫, 不过时代意义不大。总之, 该地层组以含大量石膏或灰白色石膏质泥岩 (或

灰岩) 为特征, 岩性组合在横向上变化很大。

石平顶组是由西藏区调队 (1986) 以改则县沉鱼湖剖面为代表创立, 岩性为一套基性—酸性火山岩, 厚 10 ~200m, 时代定为新近纪。该地层在北坳陷比较发育, 笔者 (1996、1997) 曾对北坳陷中部黑虎岭、浩波湖北东、半岛湖、东湖等地的石平顶组火山岩进行过较深入的研究 (谭富文等, 2000), 它们不整合于侏罗系或新近系唢呐湖组之上, 但对 13 件不同地点火山岩的 K - Ar 同位素年龄测定结果为 $44.1 \pm 1.0\text{Ma} \sim 32.6 \pm 0.8\text{Ma}$, 时代属始新世—渐新世, 但北坳陷北部玉盘湖一带石平顶组火山岩的 K - Ar 同位素年龄为 10.6Ma (1 100 万改则幅, 1986), 时代属中新世。可见石平顶组火山岩是也有很大的穿时性的。

总之, 对新近系康托组、唢呐湖组和石平顶组的了解尚十分粗浅。目前除石平顶组火山岩有同位素年代依据以外, 其余两个组并无较好的时代依据, 少许孢粉化石只能确定为白垩纪—新近纪。而上述火山岩年龄分明反映半岛湖一带相当于唢呐湖组的岩性组合当形成于始新世以前。另外, 据笔者多年 (1995 ~1997, 2001 ~2003) 在羌塘地区区域填图和大范围路线地质调查所知, 所谓康托组 (准确说应该是相当于康托组的岩性组合) 主要发育在南坳陷、北坳陷东部, 而在北坳陷中、西部却主要发育唢呐湖组, 且有河流相碎屑岩明显减少, 湖泊相含膏藻灰岩明显增多趋势。显然, 两个组并非只有不同时期沉积的可能, 也可能是同时期不同环境沉积的。因为新生界沉积是评价羌塘盆地油气保存条件的重要因素, 依据前一种可能, 其沉积物累计厚度可达 780 ~7500m; 而后一种可能, 实际统计的沉积厚度最大 2000 ~3000m 左右, 但横向展布的稳定性却大得多 (指除去部分叠加的 3 个组分布面积之和)。相应的, 依此计算的该地区剥蚀量却要小得多。因此, 上述 3 个组相互关系处理还需作进一步研究。

第三节 沉积体系与沉积相

对沉积体系的划分因突出的重点不同而异, 本文根据 Fisher 和 McGown (1976) 所定义的沉积体系为“在沉积环境和沉积作用过程方面具有成因联系的三维岩相组合体”, 每一个沉积体系包含多个沉积相、沉积亚相或微相。

中生代时期, 羌塘盆地经历了海—陆—海—陆交替的演化过程, 沉积环境从陆相到浅海直至深海盆地均有发育, 形成了相应的海相与陆相沉积体系。羌塘盆地中生代共计可划分出 8 个沉积体系 23 个沉积相和多个亚 (微) 相 (表 3 - 4)。为更好的了解羌塘盆地中生代不同时期沉积环境变化情况, 以下分时代论述所出现的沉积体系和沉积相特征。

一、三叠纪

(一) 早、中三叠世

中、下三叠统仅出现在北坳陷南缘的热觉茶卡一带, 代表该时期盆地边缘环境沉积, 主要发育三角洲和碳酸盐岩缓坡两个沉积体系。

1. 三角洲体系

该体系主要包括三角洲平原相分支河道沉积、三角洲前缘相河口砂坝和席状砂以及前三角洲相滨外沉积等亚相。

表 3-4 中生代羌塘盆地沉积体系及沉积相分类表

沉积体系	沉积相	沉积亚（微）相	出现层位
冲积扇	扇头、扇中、扇尾	泥石流、河床沉积、片泛沉积	那底岗日组、雀莫错组
河流	曲流河、辫状河	河道、边滩、心滩、泛滥平原	那底岗日组、雀莫错组、雪山组
湖泊	陆源近海湖泊相	海侵湖、海漫湖	那底岗日组、雀莫错组
三角洲	河控三角洲、潮控三角洲	三角洲平原、三角洲前缘、前三角洲	康鲁组、日干配错组、肖茶卡组、雀莫错组、夏里组、雪山组
碳酸盐缓坡	潮坪、潟湖、浅滩、浅水缓坡		康鲁组、康南组、肖茶卡组
障壁型碳酸盐岩沉积海岸	台缘斜坡、台缘礁及浅滩、开阔台地、局限台地（潟湖、潮坪）		布曲组、夏里组、索瓦组下段、索瓦组上段
无障壁海岸—浅海	海湾（三角洲平原、潟湖、潮坪）、陆棚（内陆棚和外陆棚）		曲色组、色哇组、夏里组、日干配错组、白龙冰河组
火山碎屑岩	水下沉积、陆上喷发		日干配错组、那底岗日组

分支河道亚相 见于热觉茶卡一带下三叠统康鲁组底部，可见多个灰绿、棕褐色中、厚层状含砾粗砂岩—粗砂岩—中、细砂岩或粉砂岩组成的韵律沉积组合。砾石成分以脉石英为主，其次为变质岩和少量火山岩屑，大小为 0.3 ~1.5cm 左右，磨圆度较好。砂岩均为次岩屑长石砂岩。其中含砾粗砂岩底部具有冲刷面，具有正粒序结构，明显呈透镜体状产出。中、粗砂岩中发育槽状交错层理（图版 - D）、大型交错层理、平行层理等，测得古流向为 18 °~46 °。粉、细砂岩中发育小型纱纹层理，见虫孔，但生物化石稀少。

河口砂坝和席状砂亚相 见于康鲁组下段中部，为灰绿、灰褐色薄—中层状中、细粒长石砂岩、长石石英砂岩和少量粉砂岩组成，砂岩中发育大型交错层理和楔型交错层理，砂体多呈楔形叠置体组合产出，延伸较稳定。砂岩层面上十分发育大型浪成对称波痕（图版 - E），其脊线为 110 °~130 °；波长 85cm，波高 10cm。局部见干裂纹、并在粉砂岩中见有雨痕，反映该沉积体曾经有过暴露。地层中发育虫孔，并见十分丰富的双壳化石。

前三角洲相滨外沉积 见于康鲁组下段上部和上三叠统下部，为灰绿色薄层状粉砂岩、粉砂质泥岩、钙质泥岩、页岩夹泥灰岩透镜体组合，岩层延伸稳定，见小型纱纹层理和水平层理，产少量腹足、双壳类化石，个体较小，发育菊石化石。

2. 碳酸盐缓坡沉积体系

主要包括淡化潟湖、浅滩、浅水缓坡等亚相。

淡化潟湖亚相 见于康鲁组上段，为灰色薄层状钙质粉砂质泥岩、泥灰岩，以及薄—中层状含生物屑泥砾泥质灰岩、泥晶灰岩等。尤以泥砾泥质灰岩最为发育，泥砾呈片状、不规则状、直径为 0.2 ~1cm，含量为 10% ~60%，被灰泥胶结，断面上风化色较深，呈蠕虫状，曾被看成生物扰动构造（赵政璋等，2001e）。泥砾分选差，几乎未经磨圆，反映为短距离搬运至极低能环境堆积形成。泥灰岩中含薄壳腕足、双壳、腹足类化石，以及大量海百合茎，保存良好。在粉砂质泥岩中常见干裂纹，偶见植物根化石（图版 - A）。

此外，对泥灰岩中海百合茎和介壳类化石进行了稳定同位素分析（表 3-5），结果显示⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值为 0.7069 ~0.7076，接近于海相碳酸盐岩之高限 0.708（杨杰东，1988）； $\delta^{13}\text{C}$ 值为-0.147‰ ~-1.374‰，平均为-0.6198‰， $\delta^{18}\text{O}$ 值为-7.790‰ ~-8.454‰，平均为-8.01‰，二者均略低于正常海相碳酸盐岩。

浅滩亚相 见于康鲁组上段，与上述淡化潟湖相沉积交替出现，岩石组合为灰色中层状鲕粒灰岩和球粒灰岩，鲕粒和球粒均为藻类成因，大小 1 ~2mm，含量 70% ~80%，圆度好，表面光滑，圈层多数为 1 ~2 个，泥晶方解石胶结，反映其形成的水动力较弱，属低能滩相沉积。

表 3-5 羌塘盆地下三叠统康鲁组上段碳酸盐岩稳定同位素分析结果表

样品编号	样品名称	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Rsp2 - T1	泥灰岩中海百合茎	- 0.272	- 8.454	0.7072
Rsp4 - T1	泥灰岩中海百合茎	- 0.424	- 7.527	0.7074
Rsp7 - T1	泥灰岩中海百合茎	- 0.147	- 8.338	0.7076
Rsp8 - T1	泥灰岩中介壳化石	- 0.882	- 7.927	0.7073
Rsp11 - T1	泥灰岩中介壳化石	- 1.374	- 7.790	0.7069

注：Sr 同位素由成都理工大学同位素地质研究室测定，使用仪器 MAT261 同位素质谱仪，误差小于 0.008%；C、O 同位素由成都地质矿产研究所分析测试中心、中石油西南分公司测定，误差相对于 PDB 标准，小于 +0.2‰。

浅水缓坡亚相 见于康南组，为灰色薄—中层状灰岩、含泥质灰岩和生物碎屑灰岩。岩性较单一，横向分布稳定。

（二）晚三叠世

上三叠统分布广泛，沉积体系较复杂，主要发育三角洲沉积体系、缓坡型碳酸盐岩海岸沉积体系、浅海沉积体系和火山碎屑沉积体系。三角洲沉积体系主要发育三角洲平原亚相；缓坡型碳酸盐岩海岸以中、浅碳酸盐岩缓坡为主；浅海沉积发育内陆棚和外陆棚相；火山碎屑沉积体系主要为水下（喷发）火山碎屑岩相。

三角洲平原亚相主要分布于中央隆起带两侧，在北坳陷发育于肖茶卡组中、上部，岩性剖面见于沱沱河附近的纳日帕查、雀莫错附近的半咸河、双湖附近的砸桑里王、多乃日阿、那底岗日北西的沃若山等地；在南坳陷发育于日干配错组上部，见于土门煤矿、查郎拉、北雷错、肖茶卡等地。沉积组合主要为灰色、深灰色薄—中层状长石砂岩、岩屑砂岩、粉砂岩、泥岩等，普遍夹煤层、煤线或碳质泥岩。岩石中常见菱铁矿结核和植物碎片，发育交错层理、小型砂纹层理、水平层理等。通常表现为深灰色粉、细砂岩夹灰色砂岩，或互层产出。进一步可细分出分支河道砂坝、分流间湾，以及岸后沼泽等微相。

碳酸盐缓坡在北坳陷广泛发育，见于肖茶卡组中、下部，在拉雄错附近的照沙山、甜水河、菊花山等地出露较好。岩性以灰白色厚层—块状微晶灰岩为主，夹深灰色中层状泥晶灰岩，横向上岩性变化不大。

陆棚相发育于盆地北部和南部，见于肖茶卡组下部和日干配错组上部。盆地北部资料较少，以藏夏河一带出露最好，岩性为灰色、灰绿色薄层状泥岩夹黄灰色、灰色中层状中细砂岩，发育水平层理、正粒序层理，可见鲍玛序列上部沉积。在盆地南部，岩性剖面自东而西见于其香错北、日阿莎、肖茶卡、扎美仍等地。岩性主要为灰色、深灰色薄—中层

状粉砂岩、钙质泥岩、页岩夹泥灰岩、泥晶灰岩、生物屑灰岩等，见丰富的腕足和双壳类化石。局部地方相变为灰岩组合为主体的孤立台地相，如吓先错、日干配错等地。

水下（喷发）火山碎屑岩相分布局限，主要见于肖茶卡一带，为灰绿色、暗紫色中厚层—块状玄武岩、角砾状、气孔状安山岩、凝灰岩等夹微晶灰岩和铁质灰岩条带或透镜体。

二、侏罗纪—白垩纪

该期是羌塘复合盆地的边缘海被动大陆裂陷—拗陷发展时期，大致经历了早期裂陷、中期拗陷和晚期萎缩 3 个阶段，对应 3 个不同时期的沉积环境格局。

（一）早侏罗世托尔期—中侏罗世巴柔期

该期是北羌塘侏罗纪盆地的新生时期，南、北羌塘地区沉积差异明显，沉积环境复杂，沉积地层包括下侏罗统曲色组、那底岗日组和中侏罗统色哇组、雀莫错组（表 3-1），其初期构造-沉积模式见图 3-9，沉积体系主要有火山碎屑体系、冲积扇体系、湖泊体系和滨、浅海体系。

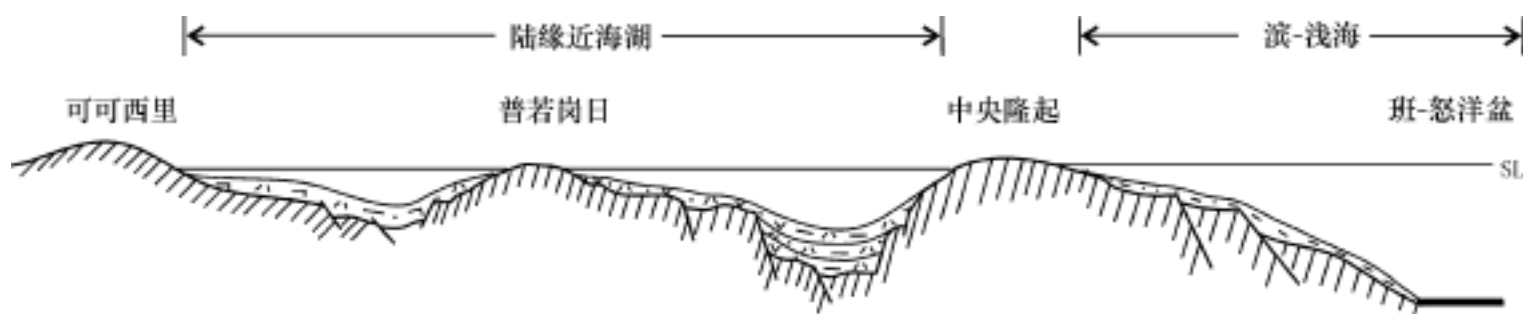


图 3-9 羌塘盆地早侏罗世托尔期—中侏罗世巴柔期沉积模式

1. 火山碎屑沉积体系

该沉积体系主要发育在下侏罗统那底岗日组，可进一步陆上火山喷发碎屑岩相和水下火山喷发碎屑岩相。

陆上火山喷发碎屑岩相主要出现在菊花山剖面下部、石水河剖面中部，表现为暗紫红色中酸性岩屑晶屑凝灰岩、熔结凝灰岩和灰色、灰绿色凝灰岩、安山质凝灰岩、角砾状流纹质岩屑、晶屑凝灰岩等，局部夹安山熔岩。

水下火山喷发碎屑岩相见于菊花山、雀莫错、那底岗日等地，主要为灰色、灰绿色中层状英安质含砂屑沉凝灰岩、沉凝灰岩、凝灰质砂岩，局部夹含球粒的泥灰岩，可见平行层理和正粒序层理，显示水下重力流沉积特征。

2. 冲积扇沉积体系

该沉积体系主要发育于雀莫错组底部，见于羌北拗陷那底岗日北坡、菊花山、乌兰乌拉以及中央隆起带西段的土门格拉等地，其次见于菊花山一带的那底岗日组底部，为以碎屑泥石流为主夹辫状河道的砂质砾岩沉积。前者沉积物主要为灰紫色厚层—块状砂、泥质砾岩，分选性极差，砾石成分为火山岩、变质岩、灰岩、砂岩、脉石英、玉髓等，磨圆度较差，填隙物为砂、泥质；后者由暗紫红色中—厚层状细砾岩夹细砂岩透镜体组成，具正粒序构造，砂岩中常见交错层理、平行层理。

3. 湖泊体系

湖泊体系发育在羌塘盆地北部拗陷区，表现为陆源近海湖泊类型。所谓陆源近海湖

泊是指靠近海岸带，经常与海水相通的湖泊。当湖水与海水沟通时形成了既非正常海相也非淡水湖泊相，而属过渡类型沉积。它也不能与潟湖混为一谈。潟湖是由障壁（砂坝、礁等）隔离出来的一部分近海海域（刘宝珺等，1985）。根据海水与湖水混合的程度可分为海漫湖和海侵湖两个亚类。前者受海水影响较弱，海相沉积不明显；后者出现于盆地下陷，海侵作用加强期间，受海水影响明显，水体性质、岩性标志和生物面貌带有明显的海相特征。在陆源近海湖中，远海一侧通常水淡，浊度大；近海一侧水咸，水质清澈，如委内瑞拉的马拉开波现代湖泊（刘宝珺等，1985）。根据构造古地理格局、沉积水体性质、生物面貌等特征，笔者将侏罗纪早期羌北坳陷定为受中央隆起带分隔的陆源近海湖泊环境，其沉积物在碳、氧、锶同位素特征（图3-10）、古生物（咸水与淡水生物混生）面貌、沉积特征（红、绿互层）等方面均表现出海、陆

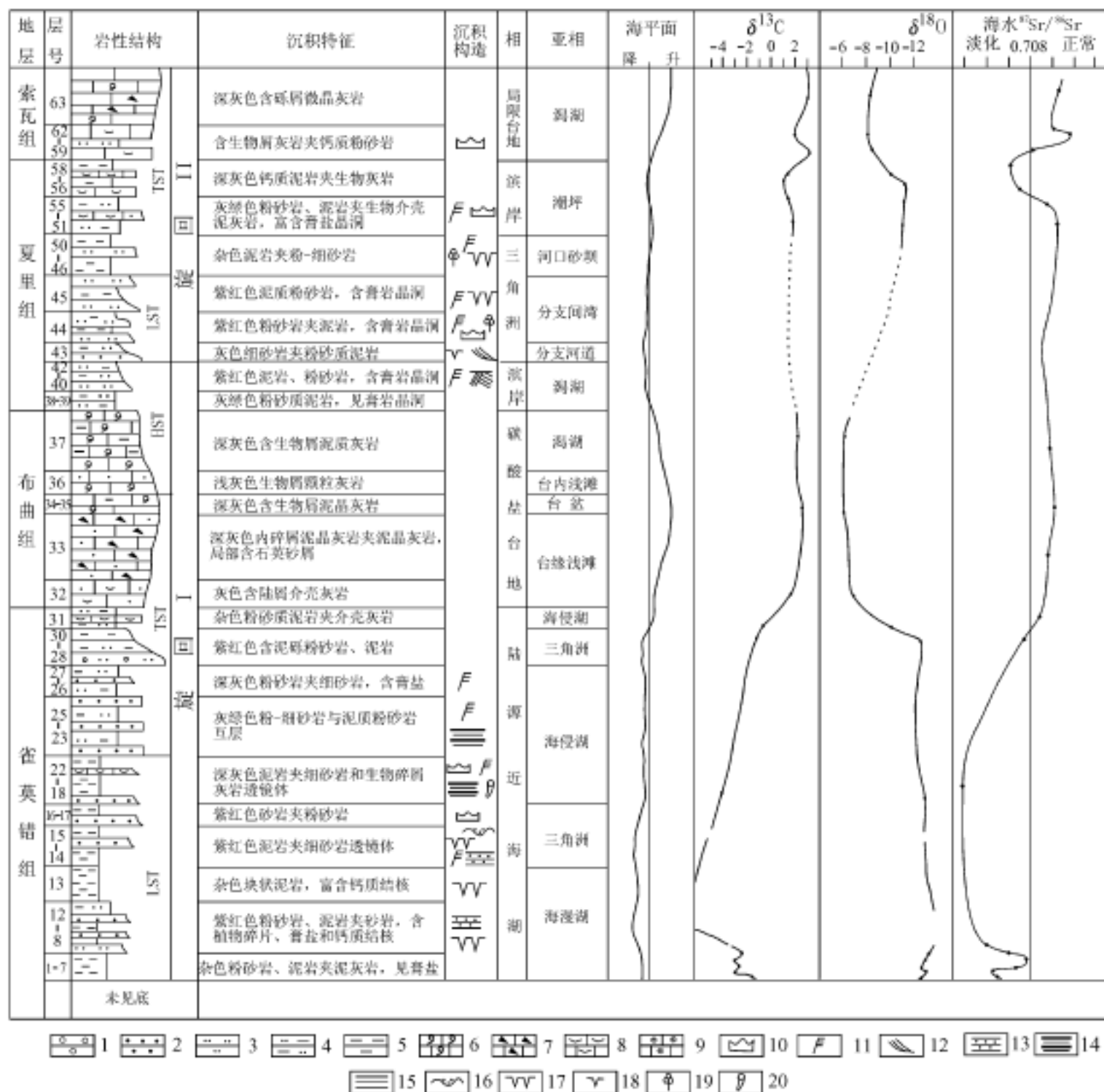


图 3-10 雁石坪地区中、晚侏罗世沉积环境变化与碳、氧、锶同位素地层曲线

1—砾岩；2—砂岩；3—粉砂岩；4—粉砂质泥岩；5—泥岩；6—生物灰岩；7—内屑灰岩；8—介壳灰岩；9—鲕粒灰岩；10—波痕；11—沙纹层理；12—板状斜层理；13—平行层理；14—条带状层理；15—水平层理；16—冲刷面；17—干裂纹；18—槽模；19—植物碎片；20—虫迹

过渡相特征 (谭富文等, 2004), 其次, 碎屑岩具有较低的 Sr/Ba 比值, 为 0.13 ~1.01, 平均为 0.34 (13 件平均), 也显示湖相色彩。该区进一步可划分出海侵湖、海漫湖和湖泊三角洲亚相。

湖泊三角洲亚相广泛分布于羌北坳陷盆地周缘, 见于雀莫错组中部、上部, 主要发育三角洲平原和三角洲前缘部分, 常见分支河道、分流间湾、河口砂坝等微相。为紫红、灰绿色、杂色粉砂岩、泥岩、夹灰色砂岩、含砾砂岩透镜体 (图版 -B), 局部见泥砾质泥岩。干裂纹十分发育 (图版 -C), 见平行层理、交错层理、沙纹层理 (图版 -D)、浪成波痕、流水波痕等 (图版 -A), 局部见植物碎片、煤线。透镜状沙体底冲刷明显, 内部见槽状交错层理 (图版 -B) 和槽模构造。

海侵湖亚相见于那底岗日雀莫错组中、上部, 菊花山、咸水河一带雀莫错组下部, 雁石坪、雀莫错一带的雀莫错组上部。主要为灰绿色与紫红色薄—中层状粉砂岩、泥岩不等厚互层, 夹多层泥灰岩、生物灰岩, 局部夹石膏层, 发育水平层理, 出现淡水双壳、半咸水双壳和咸水双壳类生物混生组合 (阴家润, 1989)。

海漫湖亚相见于雀莫错一带的雀莫错组下部, 以紫红色薄层状粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩为主, 夹少量泥质球粒灰岩, 发育发育水平层理, 发育半咸水和淡水生物 (阴家润, 1989)。

4. 滨岸-浅海体系

该体系出现在南坳陷, 主要见于下侏罗统曲色组和色哇组, 包括滨岸潟湖相和陆棚相。

滨岸潟湖相见于羌南坳陷北缘的毕诺错一带曲色组下部 (图版 -D), 为灰色、深灰色薄层状泥岩、油页岩夹泥灰岩、泥晶灰岩, 发育水平层理, 含薄壳小个体双壳化石, 油页岩中见叶肢介。

陆棚相在羌南坳陷广泛发育, 见于其香错、嘎尔傲包以及康托一带的曲色组和色哇组中, 可进一步分为内陆棚和外陆棚两个微相。外陆棚主要为灰色、深灰色页岩、泥岩夹粉砂岩透镜体 (图版 -E), 局部夹少量泥灰岩, 发育水层理, 粉砂岩透镜体中可见小型沙纹层理; 内陆棚主要灰色页岩、泥岩与薄层状石英砂岩互层, 夹泥灰岩、砂屑灰岩透镜体, 后者中可见包卷层理和沙纹层理 (图版 -F), 见水平和指状虫迹, 局部段富含菊石。

(二) 中侏罗世巴通期—晚侏罗世基末里期

沉积地层包括中侏罗统布曲组、夏里组和上侏罗统索瓦组下段 (表 3-1)。这一时期是羌塘侏罗纪盆地整体下陷, 海侵作用最强、规模最大的时期。布曲组和索瓦组下段沉积物以碳酸盐岩为主, 沉积模式见图 3-11, 属有障壁型海岸碳酸盐岩沉积体系, 羌塘盆地主要见有台缘斜坡相、生物礁相、台缘浅滩相、开阔台地相、局限台地相、潮坪相和萨勃哈相。夏里组主要为陆源碎屑沉积岩, 沉积体系障壁岸-浅海体系, 主要包括海湾 (潟湖相、潮坪相、三角洲相)、滨岸相和陆棚相。

1. 障壁型海岸碳酸盐岩沉积体系

(1) 台缘斜坡相

广泛发育于南坳陷南部, 见于布曲组和索瓦组下段中, 但实测剖面资料较少。可以绒玛乡南董杯桑剖面为例, 为深灰色中层状含珊瑚泥晶灰岩与浅灰色中-厚层状含生物屑泥

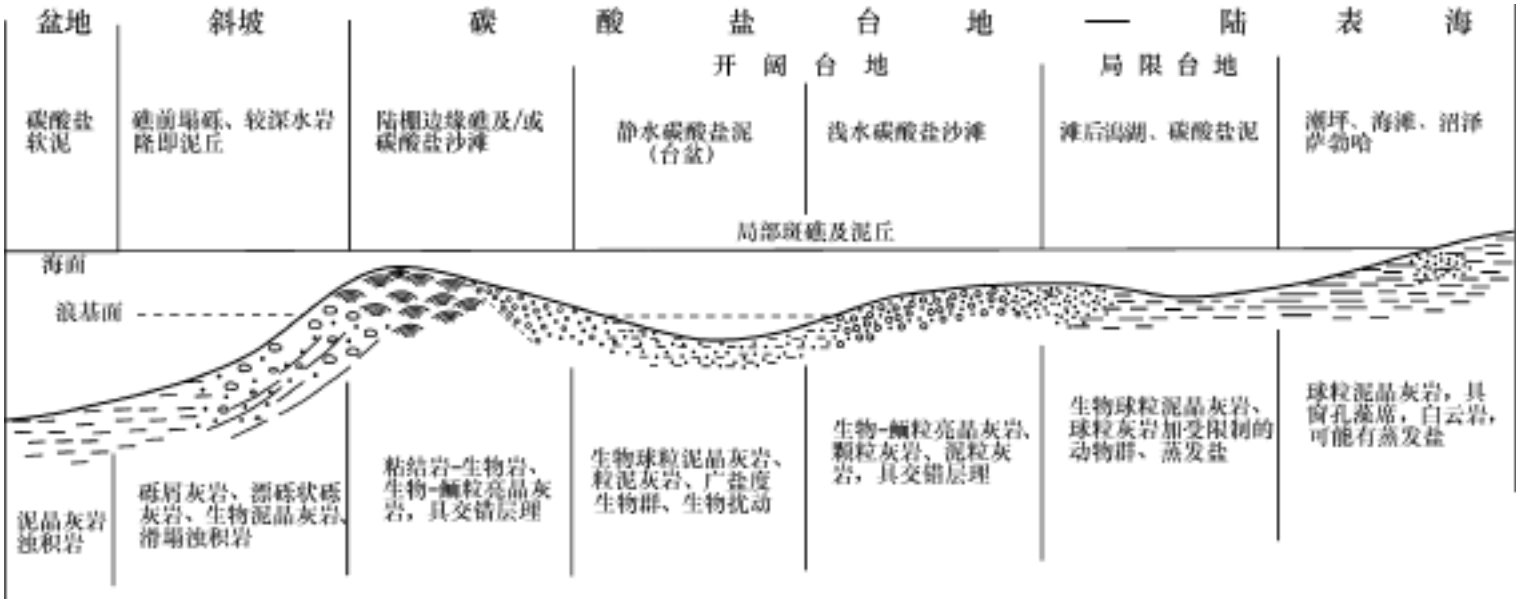


图 3-11 有障壁型海岸碳酸盐岩沉积模式
(据塔克, 1981, 转引自刘宝珺等, 1985)

晶角砾灰岩近等厚互层。角砾呈次棱角状，成分主要为砂屑灰岩、内碎屑灰岩和泥晶灰岩，大小 2 ~15cm，含量 53% ~58%，被泥晶方解石和生物屑胶结。此外，在康托一带还见数十至数百米大小的砂屑灰岩滑塌岩块，其中发育斜层理和包卷层理，产于灰绿色薄层状钙质泥岩、泥灰岩中。

(2) 生物礁相

在盆地内广泛见于布曲组和在索瓦组下段当中。按造礁生物种类划分主要有珊瑚礁、层孔虫礁、藻礁和海绵礁；按礁体形态划分有点礁、岸礁和堤礁；按生长位置划分有台地边缘礁和台地内部斑礁。

台地边缘礁主要沿中央隆起带南缘分布，布曲组见礁剖面有扎美仍、董杯桑、隆鄂尼、加那南、扎日阿布、昂达尔错等地（表 3-6）；索瓦组下段见礁剖面有日土多玛、扎美仍和北雷错等地。大致以肖茶卡、帕度错一线为界（图 3-3），以西主要生长珊瑚礁，呈链状分布，构成堤礁，剖面以扎美仍和董杯桑出露最好，横向上可在卫片图像和地质路线上得以追索。礁体特征以董杯桑布曲组中部发育的生物礁为例，其纵向生长序列共见两层礁灰岩（图 3-12）。下部礁体厚 61.54m，生长于核形石灰岩和砂屑灰岩组成的浅滩之上，造礁生物主要为树枝状群体珊瑚，以六射珊瑚为主，直径 0.6 ~1.2cm，含量 20% ~50%；其次为层孔虫、直径多为 8 ~12cm，可达 40cm。二者共同组成礁体骨架，骨架间充填泥晶方解石和生物碎屑，具有明显的抗浪性。在横向上可见礁前塌积岩含砾灰岩产出。在扎美仍，礁体规模更大，地表呈东西向延伸的狭长状山丘，南北方向上共出现三个类似的礁丘，形成丘-谷

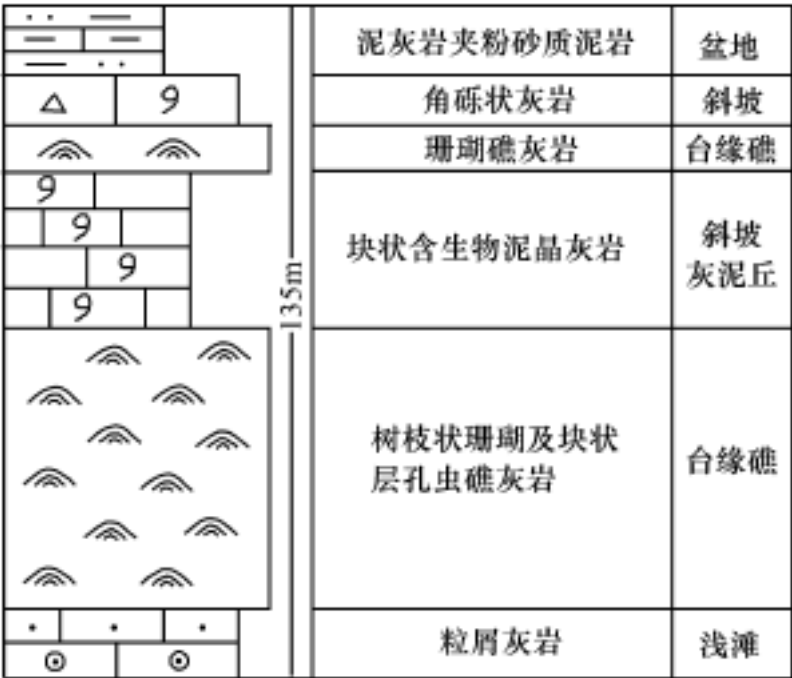


图 3-12 羌南坳陷董杯桑布曲组生物礁生长序列

表 3-6 羌塘盆地中侏罗统布曲组和上侏罗统索瓦组生物礁统计表

序号	产地	经纬度	层位	造礁生物	厚度 m	礁体 类型	资料来源
1	野牛沟	E86 °11' 12" , N34 °11' 12" "	布曲组	珊瑚、海绵	27.49	点礁	成都地矿所, 1995
2	弯弯梁	E86 °11' 30" , N34 °34' 00" "	布曲组	群体珊瑚	5	点礁	成都理工大学, 1995
3	马科山南	E90 °50' 40" , N34 °24' 12" "	布曲组	海绵	3	点礁	成都地矿所, 1995
4	波垅曲源头	E90 °35' 28" , N33 °49' 40" "	布曲组	海绵、苔藓	<1	点礁	成都地矿所, 1995
5	石榴湖	E 86 °57' 41" , N34 °42' 19" "	布曲组	群体珊瑚	5	点礁	成都理工大学, 1995
6	长水河西	E 88 °45' 50" , N34 °11' 00" "	布曲组	藻类、珊瑚	200	堤礁	大庆石油学院, 1996
7	长龙山北	E 88 °12' 16" , N33 °56' 52" "	布曲组	群体、珊瑚	20	点礁	成都地矿所, 1997
8	扎日阿布	E 88 °56' 59" , N32 °54' 07" "	布曲组	藻类	200	岸礁	大庆石油学院, 1997
9	加那南	E 88 °48' 20" , N32 °46' 24" "	布曲组	藻类	139	岸礁	大庆石油学院, 1997
10	董杯桑	E 86 °47' 50" , N32 °26' 35" "	布曲组	珊瑚	85.05	岸礁	成都地矿所, 1995
11	扎美仍	E84 °46' 36" , N33 °03' 07" "	布曲组	珊瑚	130	岸礁	本文
12	隆鄂尼	E88 °47' 53" , N32 °47' 56" "	布曲组	藻类	80	岸礁	本文
13	昂达尔错	E88 °47' 53" , N32 °47' 56" "	布曲组	藻类	40	岸礁	本文
14	错尼北	E88 °47' 53" , N32 °47' 56" "	索瓦组	群体珊瑚	9.5	点礁	成都理工大学, 1995
15	台南石山	E87 °55' 00" , N34 °34' 30" "	索瓦组	群体珊瑚	25	点礁	成都理工大学, 1995
16	G20051	E87 °38' 22" , N34 °22' 41" "	索瓦组	群体珊瑚	2	点礁	成都地矿所, 1996
17	G21131	E87 °54' 35" , N34 °24' 24" "	索瓦组	群体珊瑚	20	点礁	成都地矿所, 1996
18	茈茈岭	E88 °31' 37" , N34 °51' 49" "	索瓦组	珊瑚、海绵	6	点礁	大庆石油学院, 1995
19	梁西湖南	E88 °29' 23" , N34 °33' 31" "	索瓦组	珊瑚、海绵	8	点礁	大庆石油学院, 1995
20	万安湖	E88 °29' 00" , N34 °30' 12" "	索瓦组	珊瑚、海绵	15	点礁	大庆石油学院, 1995
21	半岛湖东	E88 °28' 29" , N34 °08' 20" "	索瓦组	细管状珊瑚	40	点礁	成都地矿所, 1996
22	半岛湖北	E88 °29' 54" , N34 °15' 12" "	索瓦组	珊瑚、海绵	10	点礁	大庆石油学院, 1995
23	G24264	E88 °28' 29" , N34 °08' 20" "	索瓦组	海绵	7	点礁	成都地矿所, 1996
24	方湖	E87 °35' 01" , N33 °50' 00" "	索瓦组	群体珊瑚	5	点礁	成都理工大学, 1995
25	那底岗日	E87 °54' 01" , N33 °39' 55" "	索瓦组	群体珊瑚	5 ~6	点礁	成都理工大学, 1995
26	东湖西	E88 °32' 00" , N33 °57' 39" "	索瓦组	珊瑚、藻类	10	点礁	大庆石油学院, 1995
27	石榴湖	E 86 °35' 58" , N34 °44' 28" "	索瓦组	刺毛珊瑚	15	点礁	成都理工大学, 1996
28	错尼	E 87 °03' 35" , N34 °21' 21" "	索瓦组	细管状珊瑚	5	点礁	成都理工大学, 1996
29	清平梁	E 87 °22' 12" , N34 °37' 36" "	索瓦组	六射珊瑚	10	点礁	成都理工大学, 1996
30	白滩湖东	E 88 °43' 46" , N34 °31' 51" "	索瓦组	珊瑚、藻类	4	点礁	大庆石油学院, 1996
31	白滩湖南	E 88 °33' 30" , N34 °29' 50" "	索瓦组	珊瑚、藻类	5	点礁	大庆石油学院, 1996
32	万安湖南	E 88 °38' 54" , N34 °22' 20" "	索瓦组	珊瑚、藻类	80	堤礁	大庆石油学院, 1996
33	向峰河北东	E 88 °40' 08" , N34 °15' 40" "	索瓦组	珊瑚、藻类	40	堤礁	大庆石油学院, 1996
34	强仁温杂日	E 88 °38' 48" , N34 °05' 52" "	索瓦组	珊瑚、藻类	50	堤礁	大庆石油学院, 1996
35	河湾山南	E 88 °35' 52" , N34 °00' 45" "	索瓦组	珊瑚、藻类	50	堤礁	大庆石油学院, 1996
36	扎美仍	E84 °45' 10" , N33 °02' 32" "	索瓦组	群体珊瑚	60	岸礁	本文
37	北雷错	E88 °24' 20" , N33 °00' 29" "	索瓦组	群体珊瑚	200	岸礁	大庆石油学院, 1995
38	北雷错东南	E88 °29' 49" , N32 °54' 00" "	索瓦组	群体珊瑚	30	岸礁	大庆石油学院, 1995

除本文外, 均来自中石油青藏项目经理部组织各施工单位完成的羌塘地区区域填图报告。

相间的地貌特征。据路线资料推测，单个礁体厚 50 ~130m，礁灰岩具块状构造，造礁生物以珊瑚为主，其次为海绵。珊瑚多为群体六射珊瑚，含量 50% ~60%，直径 2 ~15cm，具明显向上生长特征，组成礁体骨架（图版 - A），风化后留下的泥晶方解石充填物也呈网格状。多处见礁前滑塌角砾岩，角砾大小 1 ~8cm，磨圆度差，为泥晶灰岩和生物屑胶结。

在肖茶卡、帕度错一线以东地区，主要生长藻礁，见于布曲组中，以昂达尔错—毕洛错西的隆鄂尼一带出露最好，两地间地表也断续出露（如加那南、扎日阿布等），礁体呈层状，与生物介壳灰岩不等厚互层产出，构成岸礁。礁体中藻纹层十分发育，多呈波状起伏（图版 - B），局部呈穹状生长（图版 - C），后期发生了强白云岩化，形成细—粗晶白云岩，空隙间见丰富的液态稠油。未见相应的礁前塌积岩，可能反映这一地区地形较缓，水动力较弱。

台内斑礁分布于北羌塘坳陷内部，主要为点礁和堤礁。在实测剖面资料中少见，但在区域填图路线资料中有大量报道（表 3-6）。以索瓦组中最为发育，其次为布曲组，造礁生物主要为藻类、珊瑚和海绵。

点礁个体较小，厚度通常为几米至几十米不等，延伸为数十至数百米，但发育较为完整，可明显划分出礁核、礁翼和礁间 3 个相带。以半岛湖东侧点礁为例，礁核为灰色块状珊瑚礁灰岩，厚 40m 左右，珊瑚呈细管状、树枝状，直径 0.5 ~2cm，含量 30% ~40%，风化后呈蜂巢状，留下灰泥质充填物；礁翼为泥晶灰岩夹泥晶角砾灰岩，向礁核方向加厚；礁间为含浅灰色薄—中层状含生物屑泥晶灰岩和泥灰岩。整体在地表成丘状出现，直径 150m 左右。

堤礁厚度大，通常为 40 ~200m，延伸长，为数百米至几公里不等，多呈带状体，如长水河一带，因出露原因，地表难于划分其相带。隐伏礁体可在地震物探影像图中清晰显现，如万安湖礁体（赵政璋等，2001c）。

（3）台缘浅滩相

主要发育在布曲组和索瓦组中，见于中央隆起带及其两侧，主要由亮晶鲕粒灰岩、砂屑灰岩、内碎屑灰岩和生物介壳灰岩组成。常发育交错层理和楔形层理。纵向上向礁相或开阔台地相或台缘演化形成泥晶灰岩—亮晶鲕粒灰岩、砂屑灰岩序列和泥灰岩（灰泥丘）—泥晶灰岩—亮晶鲕粒灰岩—生物礁灰岩序列。

（4）开阔台地相

在布曲组和索瓦组中非常发育，见于中央隆起带及其以北地区，包括台盆亚相（静水碳酸盐岩）、台内浅滩亚相和台内斑礁亚相。

台盆亚相为灰至深灰色中—厚层状泥晶灰岩夹生物碎屑灰岩，典型剖面如半岛湖北的长水河一带的布曲组，那底岗日和白龙冰河一带的索瓦组下段，其中常含较丰富的双壳类和菊石化石，且保存完好，局部可见直径达 15cm 的菊石化石（白龙冰河）反映水体较深的低能环境的产物。该亚相与陆棚相主要不同点在于后者岩层多呈（除灰泥丘）薄层状，且与泥、页岩互层；与局限台地相潟湖或潮坪低能环境沉积亚相的区别在于后者呈薄层状，且含有多个向上变浅的沉积序列组成，其中见暴露标志、膏盐等。

台内浅滩亚相在布曲组和索瓦组下段中尤其发育，也见于夏里组中。典型剖面如野牛沟的布曲组、索瓦组下段，黄山、雁石坪的布曲组，以及东湖和半岛湖西南长虹河的索瓦

组下段。在野牛沟剖面上，布曲组滩岩十分发育，为灰色—浅灰色中—厚层状鲕粒微晶灰岩、生物屑灰岩、泥晶球粒灰岩、核形石泥晶灰岩等交替出现，间夹少量含生物屑泥晶灰岩；碎屑颗粒间为泥晶灰岩或灰泥质胶结，多为杂基支撑，反映较低能的沉积环境。总厚度达 144.67m，其上过渡为潟湖相薄—中层状泥灰岩或泥晶灰岩。在长虹河剖面，为灰色、浅灰色和灰紫色中层状内碎屑泥晶灰岩夹少量灰色—灰绿色薄层状钙质泥岩、粉沙质泥岩和含生物屑泥晶灰岩；内碎屑以核形石最为发育，其次为球粒、介壳和鲕粒；总厚度 207.2m。同样显示低能浅滩环境的沉积特征。夏里组中滩岩发育较差，多见于盆地中、西部，以马牙山剖面为例，滩岩有灰色中—厚层状泥晶球粒灰岩、砂屑灰岩和生物碎屑灰岩，常呈透镜体状产出，厚度 0.5 ~15m，延伸 10 ~400m，作为夹层产于潟湖或潮坪相灰绿色、紫红色粉砂岩、钙质泥岩、细砂岩等地层中。

(5) 局限台地相

见于布曲组和索瓦组下段，以盆地北东部最为发育，也见于中央隆起带东段局部地区，主要发育潟湖亚相。典型剖面有乌兰乌拉湖东山的布曲组、索瓦组，祖尔肯乌拉山、达卓玛等地的布曲组；曲龙沟、雀莫错、达卓玛等地的索瓦组下段。岩性为灰色薄—中层状含白云质泥晶灰岩、泥灰岩和含生物屑泥晶灰岩夹薄层状钙质泥岩、页岩、粉砂岩和膏盐，含丰富的双壳类化石，保存好，但个体普遍较小，通常为 1 ~3cm，剖面上常演化出现潮坪相膏盐层。

(6) 潮坪相

在布曲组和索瓦组下段均有发育，见于雁石坪、雀莫错、祖尔肯乌拉山、达卓玛等地，沉积厚度小，与潟湖相或浅滩相交替产出，主要为潮间坪，岩性主要为深灰色—灰黑色中—薄层状泥灰岩、钙质泥岩及泥晶灰岩、粉晶灰岩等，常呈互层产出，产双壳化石，岩层中发育水平层理、条带状层理，具鸟眼构造、窗格构造等，局部可见膏盐晶洞。

(7) 萨勃哈相

主要发育在索瓦组下段，分布零星，如达卓玛剖面，岩性组合主要为灰白—灰黑色中—厚层状粒状石膏层，其中常夹有极薄层钙质泥岩、泥灰岩、白云岩，可见帐篷构造。

2. 无障壁海岸-浅海沉积体系

(1) 海湾相

见于羌北坳陷，受中央隆起带的制约，为一相对闭塞的海域，其内发育三角洲平原、潟湖、潮坪等亚相。

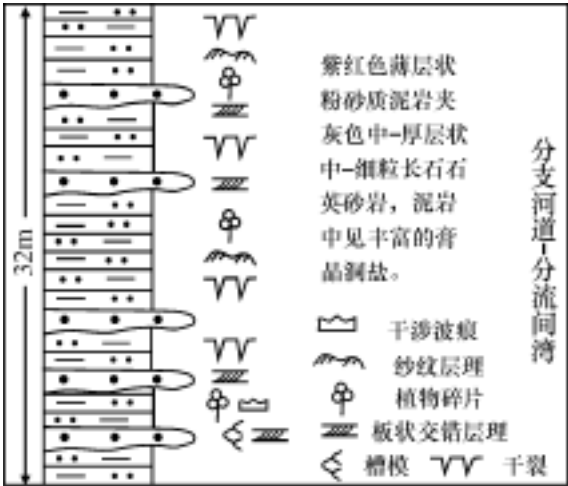


图 3-13 雁石坪夏里组剖面 Yp43 层
三角洲平原相序

三角洲平原亚相主要包括分支河道和分流间湾微相。各微相特征可以雁石坪剖面为例 (图 3-13)。主要发育在夏里组中、下部，为灰紫色中层状粉沙质泥岩夹灰色厚层状细粒长石石英砂岩，含丰富的植物碎片 (图版 -D)。砂岩呈透镜体状，见底冲刷和槽模 (图版 -C)，发育板状交错层理、纱纹层理 (图版 -E)、剥离线理等沉积构造，为分支河道沉积物；粉沙质泥岩延伸较好，见纱纹层理、干涉波痕 (图版 -F) 等沉积构造，层面上还可见干裂纹，为河流间湾沉积。

潟湖亚相分布于羌北坳陷，以马牙山、半岛湖、雀莫错一带最为发育，在雁石坪地区仅见于夏里组下部（图3-14A），为灰绿色薄层状钙质粉砂质泥岩、泥灰岩、粉砂岩、页岩呈夹层或互层产出，发育水平层理，局部可见膏盐晶洞。

潮坪亚相在羌北坳陷及中央隆起带两侧广泛分布，主要见于夏里组上部。可进一步划分出潮下、潮间、潮上和潮沟等微相（图3-14B）。主要为杂色泥岩、粉砂岩夹灰色介壳灰岩透镜体组合。在夏里组上部可见多个介壳灰岩-泥质粉砂岩-泥岩沉积韵律，每一旋回以膏盐或密集顺层排列的膏盐晶洞作为顶部（图版 - E），多数地方形成厚层膏盐。

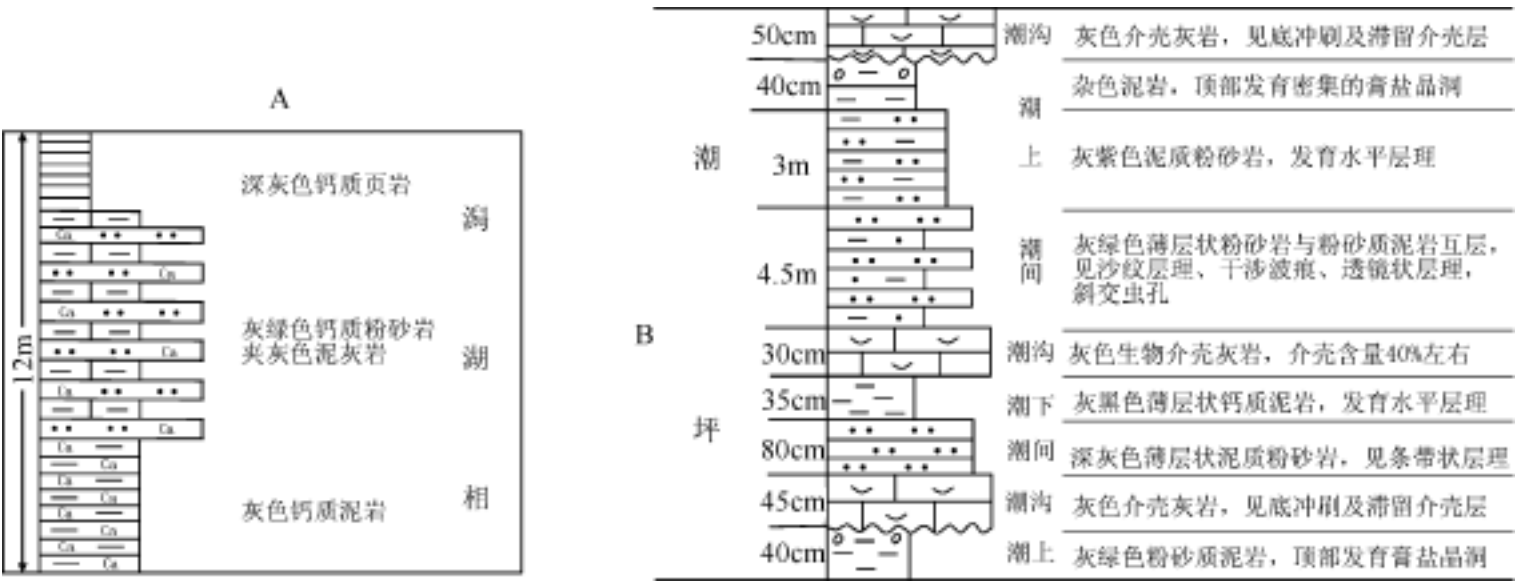


图 3 - 14 雁石坪剖面夏里组中潟湖相（A）和潮坪相（B）沉积序列

(2) 滨岸-浅海相

发育在中央隆起带以南地区，由滨岸亚相向南过渡为陆棚亚相。

滨岸亚相分布于中央隆起带南缘，以加那剖面夏里组中部地层为代表，以灰色及灰绿色中层状细粒石英砂岩和钙质石英砂岩沉积为主，夹钙质粉砂岩，其中发育楔状交错层理、平行层理、冲洗层理等，有较好的分选性和磨圆度，为近滨沉积。该组合上下均过渡为前滨-陆棚相粉砂岩、泥岩、页岩沉积。近岸地区可出现潟湖，如土门一带，为紫红色泥岩、粉砂岩夹大量膏盐沉积。

陆棚亚相广泛分布于羌南坳陷夏里组中，以曲瑞恰乃剖面相序为例，可进一步分为内陆棚和外陆棚。内陆棚为灰色薄层状泥岩夹粉砂岩和少量细粒石英砂岩组合，发育水平层理、纱纹层理；外陆棚为灰色、浅灰色薄层状细粒石英砂岩与粉砂岩、粉砂质泥岩不等厚互层，上部夹少量鲕粒灰岩透镜体，见平行层理、纱纹层理和楔形交错层理。地层中含菊石化石。

(三) 晚侏罗世提塘期—早白垩世贝里阿斯期

该时期是羌塘盆地海相向陆相转变的过渡时期，沉积物类型复杂，既有碎屑岩沉积，又有碳酸盐岩与碎屑岩混合沉积。据现有资料，该期沉积地层仅分布于羌北坳陷及中央隆起带部分地区，主要包括雪山组、索瓦组上段和白龙冰河组。根据其沉积物组合和沉积环境大致将其归纳为河流—三角洲体系、海湾体系和浅海体系。

1. 河流-三角洲沉积体系

该体系主要见于雪山组中，分布于盆地东部地区，以星罗河、多格错仁、雀莫错等剖

面出露最好，进一步可划分出河流相和三角洲相。

三角洲相发育于雪山组中、下部，以三角洲平原亚相最为发育，三角洲前缘和前三角洲亚相见于下部（图 3-15）。自下而上为一个由海相向陆相过渡的沉积序列。

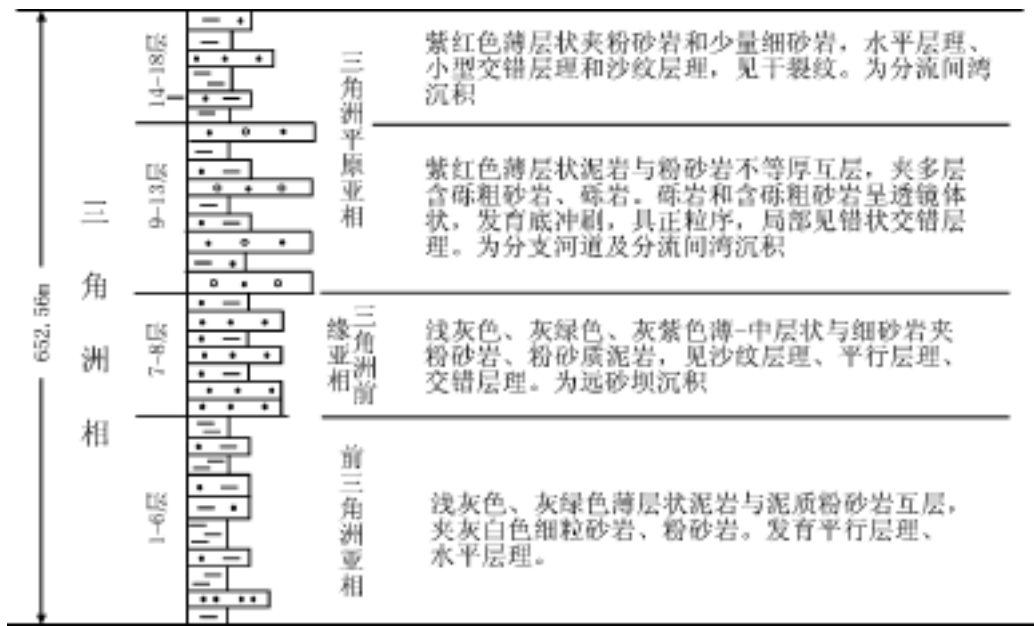


图 3-15 星罗河剖面雪山组中、下部的三角洲沉积序列

河流相发育于雪山组上部，以星罗河剖面为例，为一套灰紫色中层状中—细粒长石岩屑砂岩夹紫红色泥岩和小砾岩，由厚度 17.57m 向上变细的序列组成。序列底部为河床堆积的小砾岩、含砾粗砂岩，发育底冲刷面，向上变为河道及边滩沉积砂岩，其中发育错状交错层理和斜层理。岩层厚度及粒度向上逐渐变小，中上部变为紫红色泥岩夹粉砂岩。泥岩中见生物钻孔，局部含泥砾，属河道泛滥平原沉积。

2. 海湾沉积体系

该体系主要见于索瓦组上段，分布于盆地的中部地区，典型剖面见于曲龙沟、东湖、那底岗日等地，包括主要潮坪、潟湖等亚相。其沉积序列以东湖剖面为代表（图 3-16），总共可分出 8 个小的沉积旋回，顶部与上覆每一个旋回底部均为灰色中层状生物碎屑灰岩或砂屑灰岩，厚度 0.5 ~2.5m 不等，各灰岩层的频度和厚度向剖面上部减小，在平面上，灰岩层呈透镜体状产出，为潮道沉积；旋回上部均为灰色、

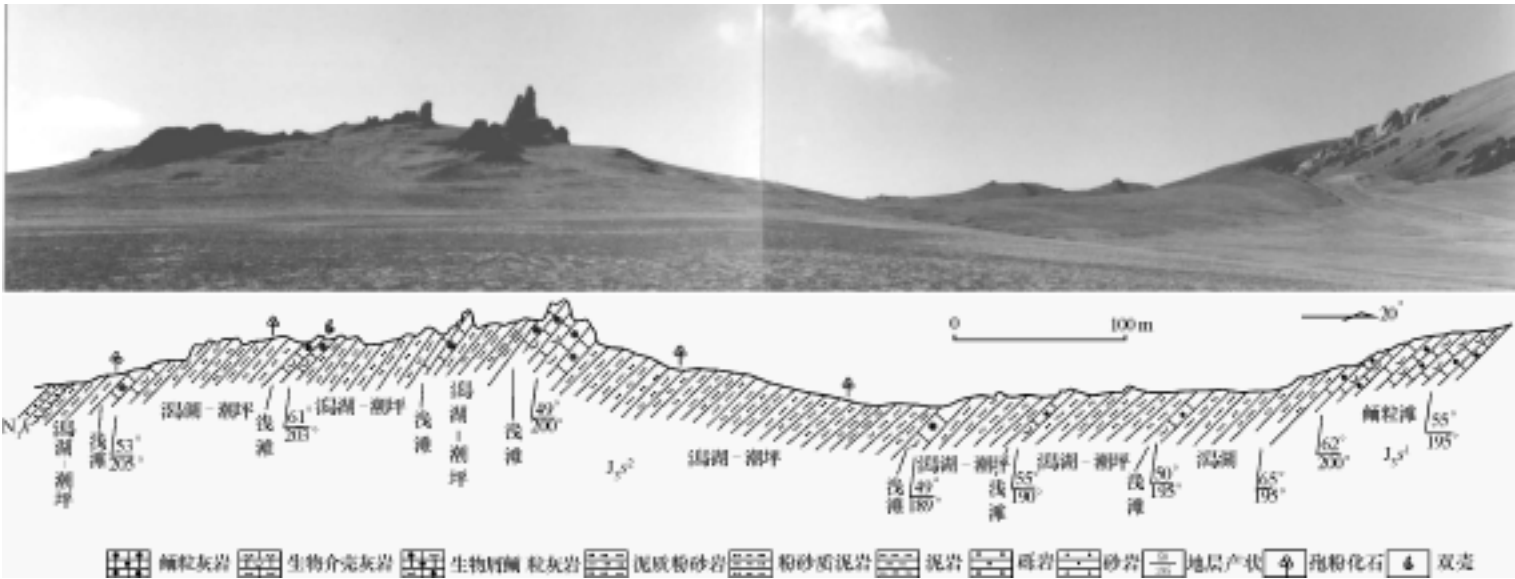


图 3-16 东湖西索瓦组上段信手剖面及沉积相组合

深灰色薄层状钙质泥岩、粉砂质泥岩和粉砂岩互层，发育水平层理、条带状层理等，局部见小型沙纹层理和生物扰动构造，为能量较低的海湾潟湖、潮坪环境的沉积。

3. 浅海沉积体系

该体系主要见于白龙冰河组中，分布于盆地西部，为陆棚相。沉积特征可以长龙梁剖面为代表，为灰色、深灰色薄层状泥灰岩与泥晶灰岩不等厚互层，夹灰绿色薄层状钙质泥岩、粉砂岩，含有大量菊石和薄壳双壳类生物，局部见丰富的水平虫迹。

第四节 陆源碎屑成分与源区构造分析

盆地中碎屑沉积物的物质成分组成，不仅包含着大量蚀源区的古构造信息，也是研究古地理格架的重要手段。因此，对于分析盆地演化过程和古构造背景具有重要的意义。羌塘盆地中生代沉积物中，上三叠统、中侏罗统雀莫错组、夏里组以及上侏罗统一下白垩统的雪山组都含有丰富的碎屑沉积物，索瓦组下段和上段也含有多层碎屑沉积物。笔者对盆地内部不同地区上述各时期的沉积物碎屑成分进行了岩石薄片分析与统计，(图3-17)。

可以看出，中侏罗统雀莫错组和上侏罗统一下白垩统雪山组沉积物在Q-F-L图解上的投影点几乎全部落在造山带物源区；在上三叠统、中侏罗统夏里组以及上侏罗统索瓦组中，沉积物的物质组分在主要落在造山带物源区，少数落在克拉通陆块物源区，其中夏里组在尖头山一带的沉积物成分落在异常区，从其岩屑组分频率分布图看，它与其中大量盆内再沉积岩屑的出现有关。如果结合沉积环境分析，可进一步看出，雀莫错组和雪山组中陆源碎屑沉积物均十分发育，它形成于盆地内海平面较低，蚀源区物质供应丰富，沉积速率较大的时期，沉积物来自盆地内陆源沉积物的主源区；而其余地层形成于海平面上升，陆源物质供应较为贫乏，以内源沉积为主的时期。因此，可以得出结论，自晚三叠世至早白垩世，羌塘盆地的主要物源区是再造山旋回造山带，部分来自盆地内部或边缘的克拉通陆块本身，而与岩浆弧无关。从这个结论出发，通常会产生这样的认识，就是羌塘盆地是一个形成于克拉通之上的周缘前陆盆地。但进一步分析可以看出，这一物源特征的产生也可能与盆地形成前较为复杂的盆地基底结构有关。

晚三叠世，在羌北地区，沉积物碎屑成分在Q-F-L图中均投影在造山带区域。在岩屑成分频率直方图上，北部紧靠拉竹龙-金沙江缝合带的泉湖、明镜湖一带，岩屑含量高，且含有丰富的火山岩岩屑和变质岩岩屑，这与该缝合带内部的物质组分是一致的。向南经纳日帕查、至砸桑日王，沉积物岩屑含量逐步降低，且火山岩屑和变质岩屑的相对含量也随之减少，而沉积岩屑的相对含量增加。显然，在羌北地区，沉积物主要来自盆地北侧的可可西里造山带，而就中央隆起带而言，尽管西部北侧古流向资料直接显示，向北部热觉茶卡一带提供物源，但在东部的砸桑日王和土门格拉一带，沉积物中岩屑含量低，且以沉积岩岩屑为主，说明晚三叠世中央隆起带整体隆起幅度很小，东段很可能仅是处于水下的一个低凸起，至少可以肯定，它尚未成为北羌塘坳陷的物源区。在南羌塘坳陷区，沉积物成分投影在Q-F-L图中造山带蚀源区，其岩屑组分以变质岩屑为主，显然，其物源来自北侧以变质岩为主体的中央隆起带。而在纳江错一带，沉积组分在Q-F-L图中一部分投影在造山带蚀源区，其岩屑成分中富含火山岩屑，而另一部分则投影在克拉通蚀源区。鉴于该区域靠近怒江洋盆形成初期

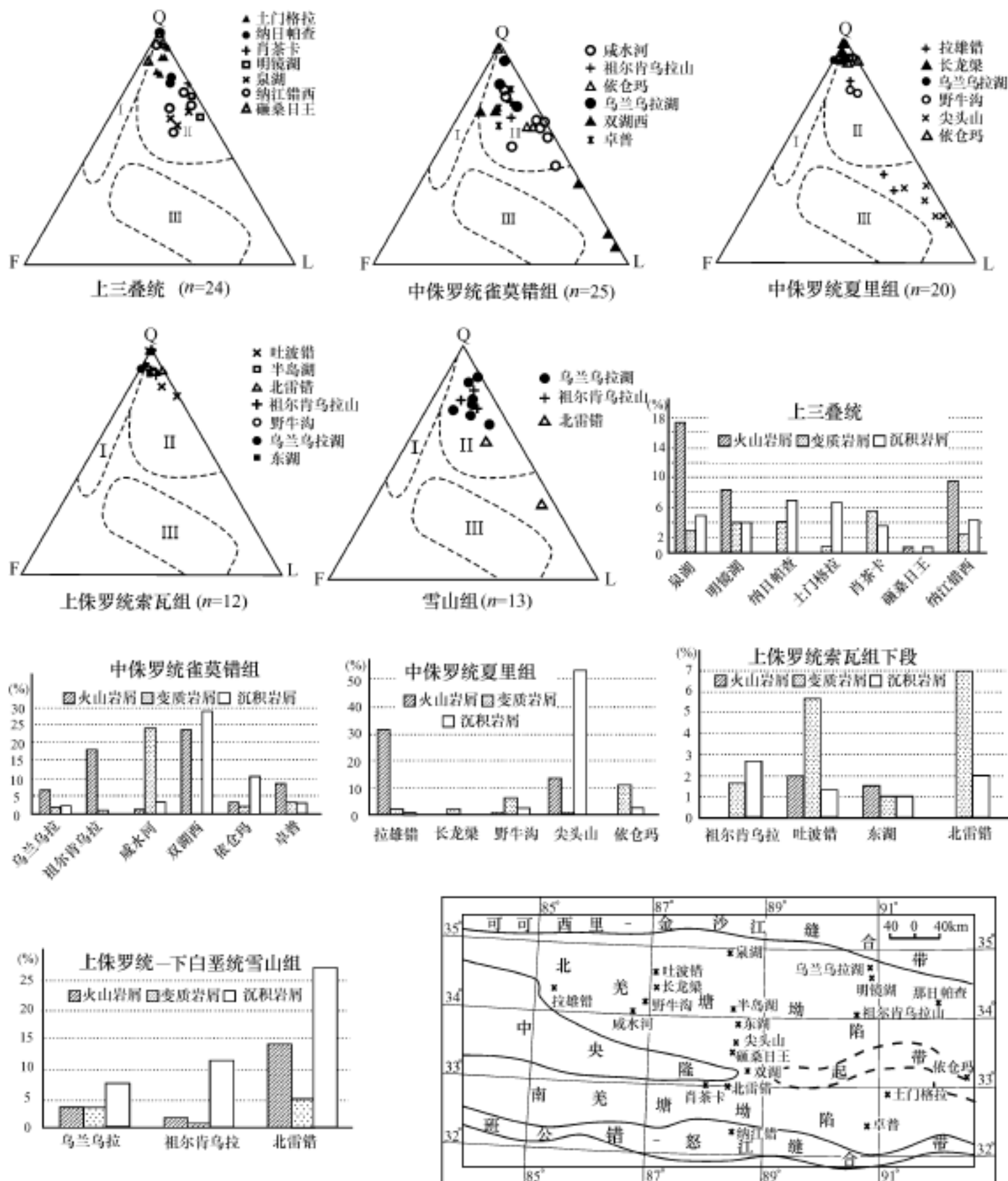


图 3-17 羌塘盆地不同时期砂岩 Q-F-L 图解 (据 Dickinson, 1979) 及其岩屑组分频率直方图
— 克拉通陆块物源区; — 再旋回造山带物源区; — 岩浆弧物源区

的裂谷带, 可以推论, 其物源除来自北侧的中央隆起带之外, 一部分应该来自盆地基底本身的相对隆起区。

中侏罗世巴柔期 (雀莫错组), 沉积物在羌北坳陷的北部乌兰乌拉湖、祖尔肯乌拉山一带, 以及南部的咸水河、双湖一带均出现高岩屑含量, 且富含火山岩屑和变质岩屑的特点。说明该地层沉积时期, 羌北坳陷已形成明显由中央隆起带和可可西里造山带构成的双物源格局, 古流向资料也得出同样结论 (见本章第五节)。早侏罗世沿中央隆起带北侧大

规模喷发的火山岩已部分成为北羌塘拗陷的沉积物源，南羌塘拗陷沉积物蚀源区以中央隆起带为主。

中侏罗世巴通期（布曲组），全盆受大规模海侵，以碳酸盐岩沉积为主，缺乏砂岩沉积。

中侏罗世卡洛期（夏里组），全区发生了明显的海退，再次成为碎屑沉积的高峰期。在中央隆起带南北两侧的拉雄错、野牛沟、尖头山和依仓玛等地，沉积物岩屑含量高，西部富含火山岩屑，东部富含变质岩屑和沉积岩屑，这一特征与中央隆起带该时期的物质组成一致。总体而言，岩屑组分向北减少。据长龙梁自下而上不同层位3件样品统计，其岩屑含量低，部分甚至落在克拉通蚀源区。可见，在这个时期，中央隆起带对盆地内部的物源供应可能超过盆地北侧的可可西里造山带而成为羌塘盆地的主要蚀源区。

晚侏罗世牛津期（索瓦组下段），全区再一次明显海侵，使盆地内大部主要为碳酸盐岩沉积，盆地内部碎屑沉积物供应少而稳定。统计表明，盆地内部沉积物的岩屑含量低，相对而言北部较高，中央隆起带附近相对较低。该期的蚀源区主要来自北部的可可西里造山带，中央隆起带可能有岛状蚀源区，但总体而言，蚀源区构造稳定，受剥蚀程度低。

晚侏罗世—早白垩世，沉积物的造山带蚀源区特征明显，结合乌兰乌拉湖、祖尔肯乌拉山和北雷错等地沉积物岩屑含量高，富含变质岩屑和火山岩屑等特征，可以认为该时期中央隆起带和可可西里造山带再次经受较强烈而快速的剥蚀作用，向盆地提供较丰富的碎屑物质。

第五节 岩相古地理分析

对沉积盆地中各时期古地理格局及其演化进行研究，是开展沉积盆地分析的重要内容，也是查明盆地中油气生、储、盖特征并进行油气勘探预测的重要手段。

笔者在综合分析了大量前人路线地质调查和实测地层剖面资料的基础上，结合近年来对部分关键地层的野外调查成果，编制了羌塘盆地中生代不同时期的岩相古地理图。早、中三叠世地层仅出露于热觉茶卡和阿布山等十分局部地区，仅据此信息编制古地理图意义不大；而晚三叠世、侏罗纪和白垩纪时期则资料丰富。依据沉积环境和沉积地层组合变化的阶段特征，进一步划分为晚三叠世卡尼期—诺利期，晚三叠世瑞替期—早侏罗世普林斯巴期，早侏罗世土阿辛期，中侏罗世巴柔期、巴通期、卡洛夫期，晚侏罗世牛津期—基末里期和晚侏罗世—早白垩世贝利阿斯期，共计8个时期。

岩相古地理图编制，以实测地层剖面和部分路线地质调查为基础，对不同时期的沉积序列进行分析，按照瓦尔特沉积相律横向展布原理并结合沉积优势相法则进行。依据现有资料和工作程度，各时期岩相图中相带仅划分至相一级，未圈定出微相区。

一、晚三叠世卡尼期—诺利期（沉积肖茶卡组）古地理

二叠纪末—三叠纪早期是古特提斯洋关闭，并开始造山作用的时期，羌塘地区发生了强烈的构造挤压作用，在二叠系与三叠系之间普遍形成了一个明显的角度不整合面。羌塘南部经历了较长期的隆升，缺失早、中三叠世沉积，羌塘北部则受北侧古特提斯造山带逆冲载荷作用的影响形成南浅北深的箕状前陆盆地。

晚三叠世卡尼期—诺利期盆地内继承了早、中三叠世的古地理格局，但随着基岩挠曲程度的降低，羌北地区早期的下沉逐步减弱，盆地逐步萎缩。至诺利期，羌北地区结束了盆地充填历史，转变为剥蚀区。该时期包括陆源剥蚀区、滨浅海、碳酸盐缓坡和浅海陆棚古地理单元（图 3-18）。

图 3-18 羌塘盆地晚三叠世卡尼期—诺利期古地理与沉积模式图

滨、浅海沉积分布中央隆起带东部和北缘，主要发育三角洲平原沉积，局部发育沼泽相沉积，可形成多个煤层或煤线，如沱沱河西（纳日帕查）、土门、那底岗日北西（沃若山）等地。

浅海陆棚沉积位于羌北坳陷北部, 为一套灰色复理石沉积。以多色梁子剖面为例, 其

下部沉积较细，以粉砂岩、页岩为主，向上明显变粗，夹多层砂岩和少量砾岩，含碳质。总体相当于该前陆盆地上复理石沉积，反映盆地逐步萎缩过程。

二、三叠世瑞替期—早侏罗世普林斯巴期（沉积日干配错组） 古地理

晚三叠世瑞替期，羌塘地区构造应力发生了根本性转换，羌北地区继续处于较强烈的挤压作用状态，并发生了褶皱隆升，导致了自晚三叠世瑞替期—早侏罗世普林斯巴期长达 12.5Ma 的沉积缺失；而羌南地区的应力背景与班公湖—怒江洋盆的打开同步，以张扭性为主，由局部断陷向大范围拗陷转变，形成了上三叠统上部与下侏罗统的连续沉积序列。其岩相古地理格局包括陆源剥蚀区、滨海和浅海陆棚（图 3-19）。

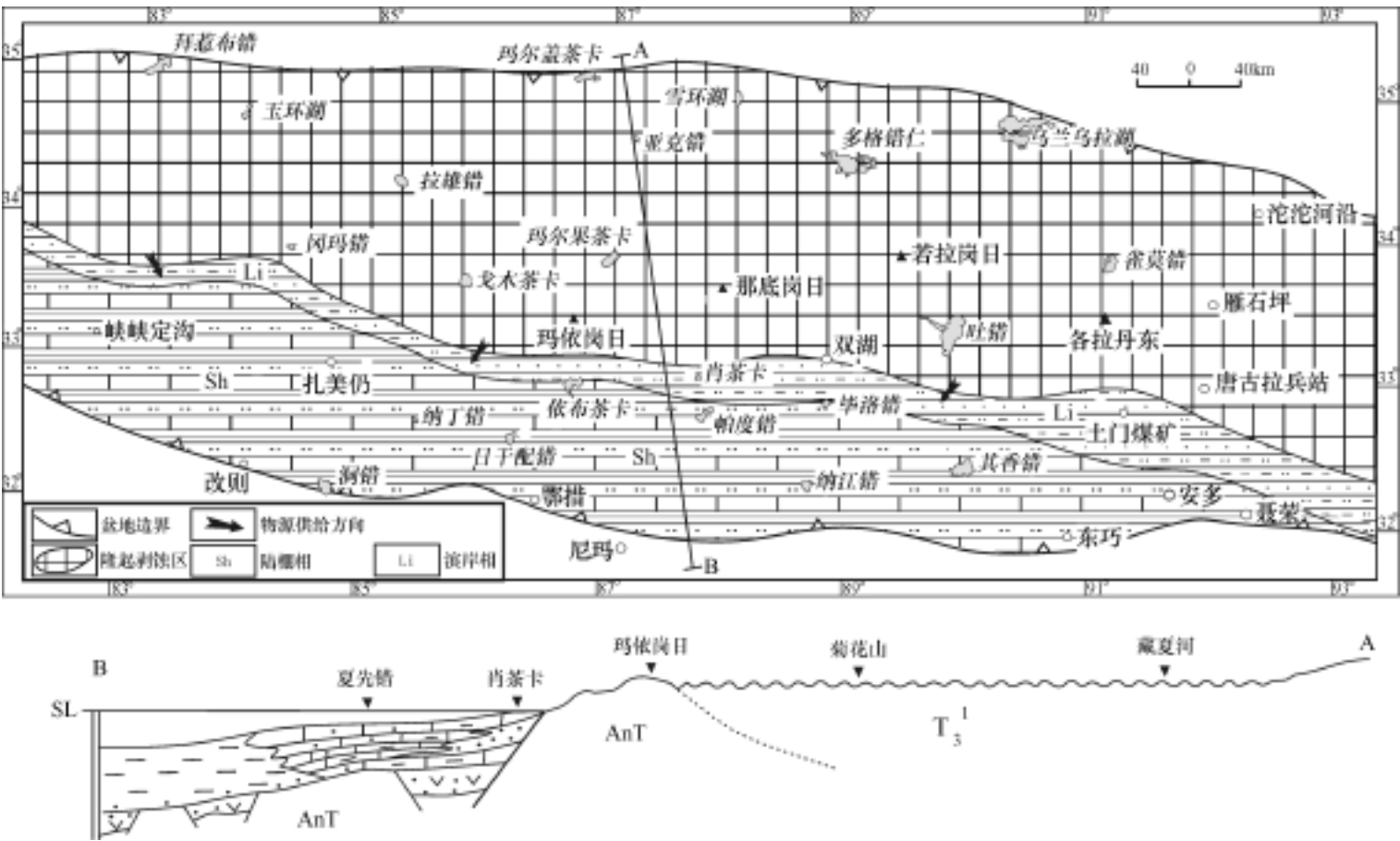


图 3-19 羌塘盆地晚三叠世瑞替期—普林斯巴期古地理与沉积模式图

陆源剥蚀区主要为中央隆起带及其以北地区。主要依据是沿中央隆起带发育滨岸和沼泽相沉积；在肖茶卡一带测得上三叠统砂岩中两个沟模的指向为 110° 和 140°；在西部康托以及东部色哇等地的下侏罗统中发育包卷层理、沟模、波状层理等，测定古流方向主要为 220°、270°、235°、155°。但前述物源分析还显示，晚三叠世晚期，部分物源还来自南拗陷内部的基底本身，结合沉积特征分析，南拗陷沉陷初期可能呈台、盆相间的格局。

滨海沉积位于现今中央隆起带的南缘，主要发育河流沉积、沼泽相含煤沉积和滨岸碎屑沉积。在肖茶卡—北雷错一带，早期受强烈裂陷作用影响，形成一较近东西向展布的局部断陷区，伴生火山碎屑岩沉积。

浅海陆棚沉积位于南羌塘南部，随着盆地沉降作用的逐步加强，沉积环境由早期的滨、浅海粗碎屑岩迅速向中晚期陆棚浅海细碎屑岩沉积转变，沉积水体北浅南深，逐步过

渡至盆地相。局部地方，如吓先错、日干配错等地为水下低凸起带，沉积了垂向上较稳定的碳酸盐岩。

三、早侏罗世土阿辛期（沉积那底岗日组和曲色组）古地理

该时期，南侧的怒江洋盆已进入扩张的初期阶段，受其影响，羌塘地区地壳逐步拉伸减薄，羌北地区在经历晚三叠世热隆剥蚀后又发生了强烈的裂陷作用，再次开始接受早侏罗世沉积，其间留下了一个广泛发育的沉积不整合面；南羌塘区继承早侏罗世早期面貌，继续下沉；羌塘中部地带则处于相对隆升状态，从而形成了对中生代中晚期南北羌塘沉积作用起重要控制的所谓中央隆起带。总体上形成了两坳一隆的构造-古地理基本格局，海水仅沿双湖一带狭窄通道向北漫漫（图3-20）。

陆源剥蚀区主要依据下侏罗统缺失和在其近盆地一侧形成滨岸沉积大致确定其分布范围，位于北侧的可可西里带、中央隆起带以及盆地的东、西两侧，在双湖一带呈马鞍形，其鞍部为南、北坳陷海水的通道。在坳陷内部航磁所显示的半岛湖-沱沱河凸起之上的沃若山东、半咸河西等地也可见中侏罗统雀莫错组不整合在三叠系或二叠系之上，说明它同样是该时期的剥蚀区。

火山碎屑-陆源近海湖沉积区分布于羌北地区，目前地表出露的沉积物明显呈北西向条带分布，具有快速沉积特点，故推测为裂陷槽沉积。据其分布，可识别出3个裂陷槽，分别位于湾湾梁、雀莫错和菊花山-那底岗日-玛威山，沉积物以火山碎屑沉积体系为主，夹河流和湖泊沉积，据其中少量海相碳酸盐岩沉积判断，该期已有少量来自南侧的海水漫漫湖中，故将其归为陆源近海湖相。

据陆源区和古地理格架推测中央隆起南缘发育滨岸带，但目前尚缺乏相应的沉积剖面。带内发育潟湖，见于双湖南东的毕诺错一带，下部有石膏沉积，上部以深灰色泥岩、页岩、泥灰岩为主，含厚达数十米的油页岩，是很好的生油岩系沉积区。

浅海陆棚分布于羌南地区，以泥、页岩沉积为主，向南过渡为怒江洋盆。

四、中侏罗世巴柔期（沉积雀莫错组）古地理

巴柔期，羌北地区在拉张作用下继续快速沉降，陆源剥蚀区缩小，盆地范围明显扩大，海水越过中央隆起带向北漫漫，使盆地内沉积物带有明显的海相色彩，但总体上仍以地表径流和淡水作用为主，陆源沉积物供应十分丰富，堆积了一套厚达2000m的陆源碎屑岩层，反映具有较强的差异沉降作用，沉积等厚图反映沉降中心继承了早侏罗世托尔辛期的特点，仍在湾湾梁、雀莫错和菊花山、石水河等地。羌南地区则大致继承了前期的沉积格架，从毕诺错一带曲色组上部出现菊石推测中央隆起带南侧也在下降，结合其香错一带表现出的向上变浅序列判断，可能羌南陆架的坡度在逐步变缓。该时期包括陆源剥蚀区、陆源近海湖、冲积扇、滨岸、陆棚古地理单元（图3-21）。

古流向统计显示，盆内具有来自南、北两侧的双向物源特征，说明陆源区与前期相近，主要位于盆地北侧的可可西里造山带和中央隆起带。靠近源区，砂岩比例较高，占该期总沉积的90%，向盆内明显降低。随着盆地的下沉和面积的大幅扩展，古陆范围大大缩小，中央隆起东段大部分地区被夷平接受沉积，局部地区（如土门一带）出现含煤沼泽相沉积。

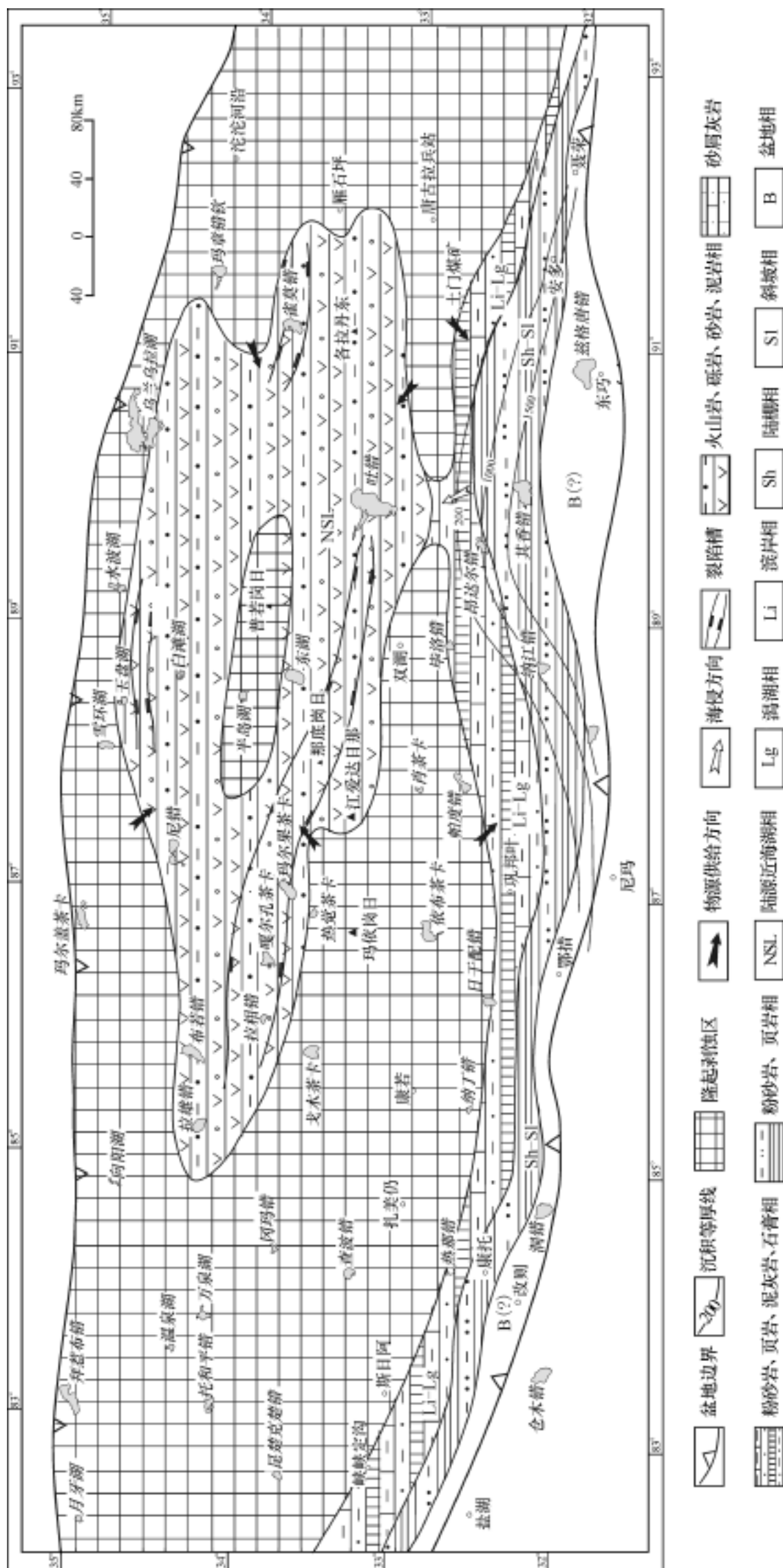


图 3-20 羌塘盆地早侏罗世至早侏罗世阿辛期岩相古地理

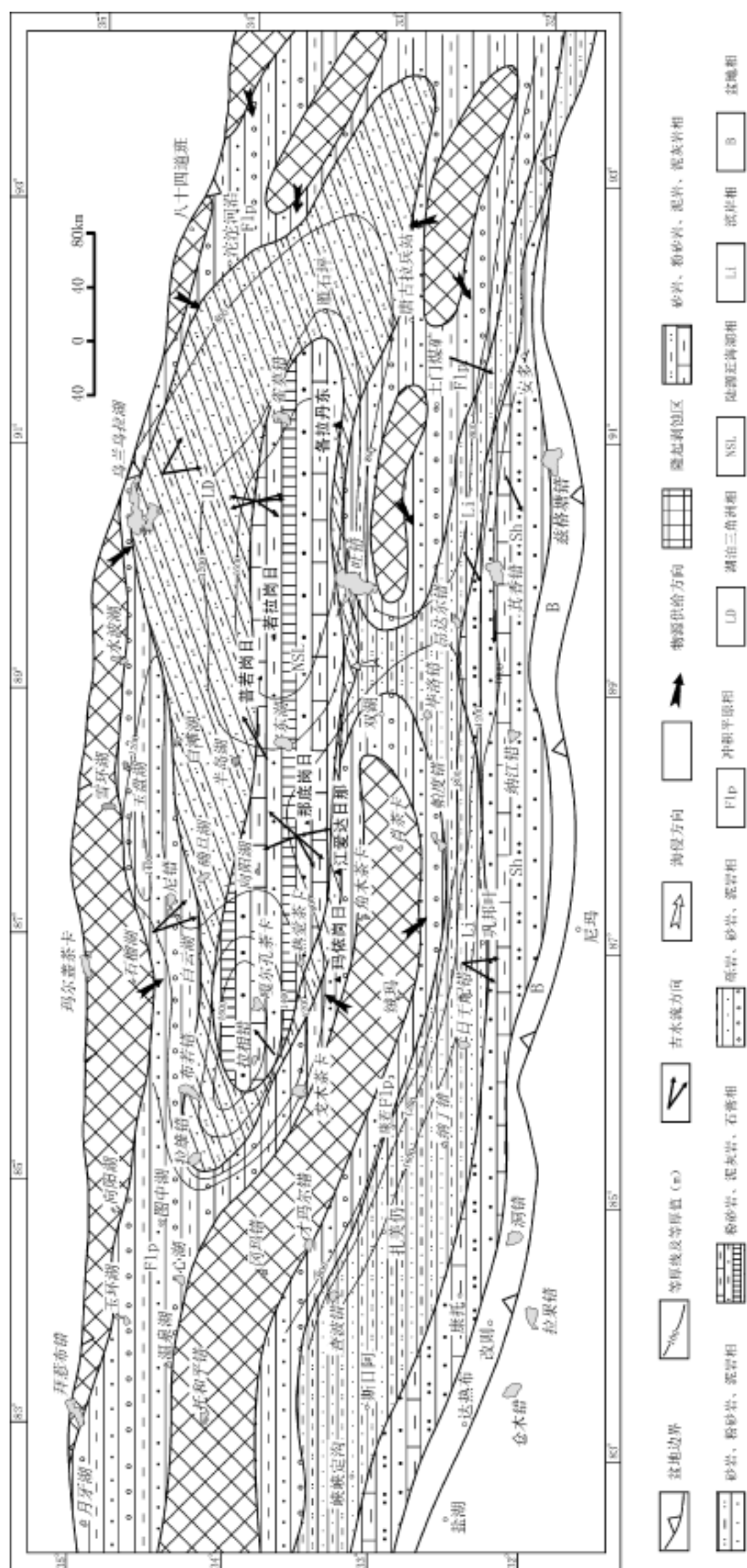


图 3-21 羌塘盆地中侏罗世巴柔期岩相古地理

陆源近海湖位于羌北地区，北浅南深，沉积中心靠近中央隆起带北侧的石水河、那底岗日、雀莫错一带，发育湖盆相；北东部尼错、乌兰乌拉、雁石坪一带水体较浅，发育湖泊三角洲相。湖盆的沉积中心具有从中西部石水河一带向北东部雀莫错、雁石坪和乌兰乌拉一带迁移的特点。早期中心的沉积物以石水河剖面下部的细碎屑岩夹海相灰岩为代表，其后，由于沉积速率大于沉降速度，沉积物变为以粗碎屑物为主的三角洲相进积序列，导致沉积中心向北东逐步迁移。雀莫错、乌兰乌拉地层剖面显示，下部以三角洲相沉积为主，向上变为以细碎屑沉积为主的湖盆（晚期中心）相或湖滨相沉积，总体表现为一个欠补偿退积序列；那底岗日一带则处于过渡区，沉积速率和沉降速率均小，主要为一套细碎屑岩夹海相灰岩和膏盐沉积，陆源物质供给差，沉积水体较为清澈，盐度大，反映其紧邻海水向北漫漫通道。

冲积扇主要位于羌北坳陷的东、西端，其次是中央隆起带的两侧近源地区，以巴柔早期最为发育，晚期逐步向物源区退缩。

滨岸、陆棚位于羌南地区，与托尔期相近。滨岸带沿中央隆起带南侧分布，沉积物主要为成熟度较高的石英砂岩或长石砂岩，河流相不发育，说明其地势较中央隆起带北侧平缓。向南很快过渡为陆棚相细碎屑岩、泥灰岩为主的沉积。

五、中侏罗世巴通期（沉积布曲组）古地理

巴通期，羌塘地区差异升降作用明显减弱，羌北地区经历了前期的快速沉积充填作用以后，盆地底形大大变缓。随着班公湖-怒江洋盆的进一步扩张，全区发生了整体性大规模下沉（坳陷），产生了区内侏罗纪最大规模的海侵事件，前期大部分物源区被海水淹没，陆源碎屑供应量急剧减少，沉积了大套碳酸盐岩（布曲组灰岩），整个盆地处于相对稳定的边缘海大陆边缘沉积环境，主体为有障壁型碳酸盐岩海岸沉积，向南海水加深，过渡为斜坡、盆地环境。古地理单元包括陆地、局限台地（潮坪、潟湖）、开阔台地（台盆、浅滩/斑礁）、台缘礁/浅滩、台缘斜坡、盆地（图3-22）。

路线调查资料显示，盆地北部玛尔盖查卡、雪环湖、乌兰乌拉湖一带均有布曲组地层，说明前期的陆源区已向北退出现今所保留的盆地范围。在中央隆起带上也都多处发现布曲组灰岩出露，因此推测当时中央隆起带仅局部露出水面成为剥蚀区。根据地层中砂、泥岩/总岩厚度比值等值线推断，陆源剥蚀区位于现今盆地北侧可可西里地区，以及中央隆起带上戈木茶卡、玛依岗日、多巧等局部地区，沿剥蚀区外缘地层中含碎屑岩，可达50%左右，向外侧迅速减少。虽然中央隆起带局部仍起着分水岭的作用，但大部分地区位于水下，其上沉积浅滩相碳酸盐岩，只起海岸障壁作用。

局限台地位于盆地的东北缘玉盘湖、乌兰乌拉湖、沱沱河一带，内部发育潟湖和潮坪沉积，以泥晶灰岩为主，夹钙质泥岩和少量砂岩，局部有膏盐沉积，是盆地内较好的盖层。

开阔台地位于羌北盆地的吐波错、半岛湖、吐错、雁石坪一带，呈北东向带状展布，北东部发育一连续展布的台内碳酸盐岩浅滩沉积，由内碎屑泥、微晶灰岩组成，沉积能量较低，由于颗粒本身以及胶结物易被溶蚀，故成岩后孔隙性较好，是很好的储集岩，此外浅滩上还发育一些点礁，如石榴湖、长水河西、野牛沟、马料山南等（表3-6）。西南部为台盆环境，是台内一相对低洼地带，大部分位于浪基面以下，处于低能环境，沉积物以泥晶灰岩

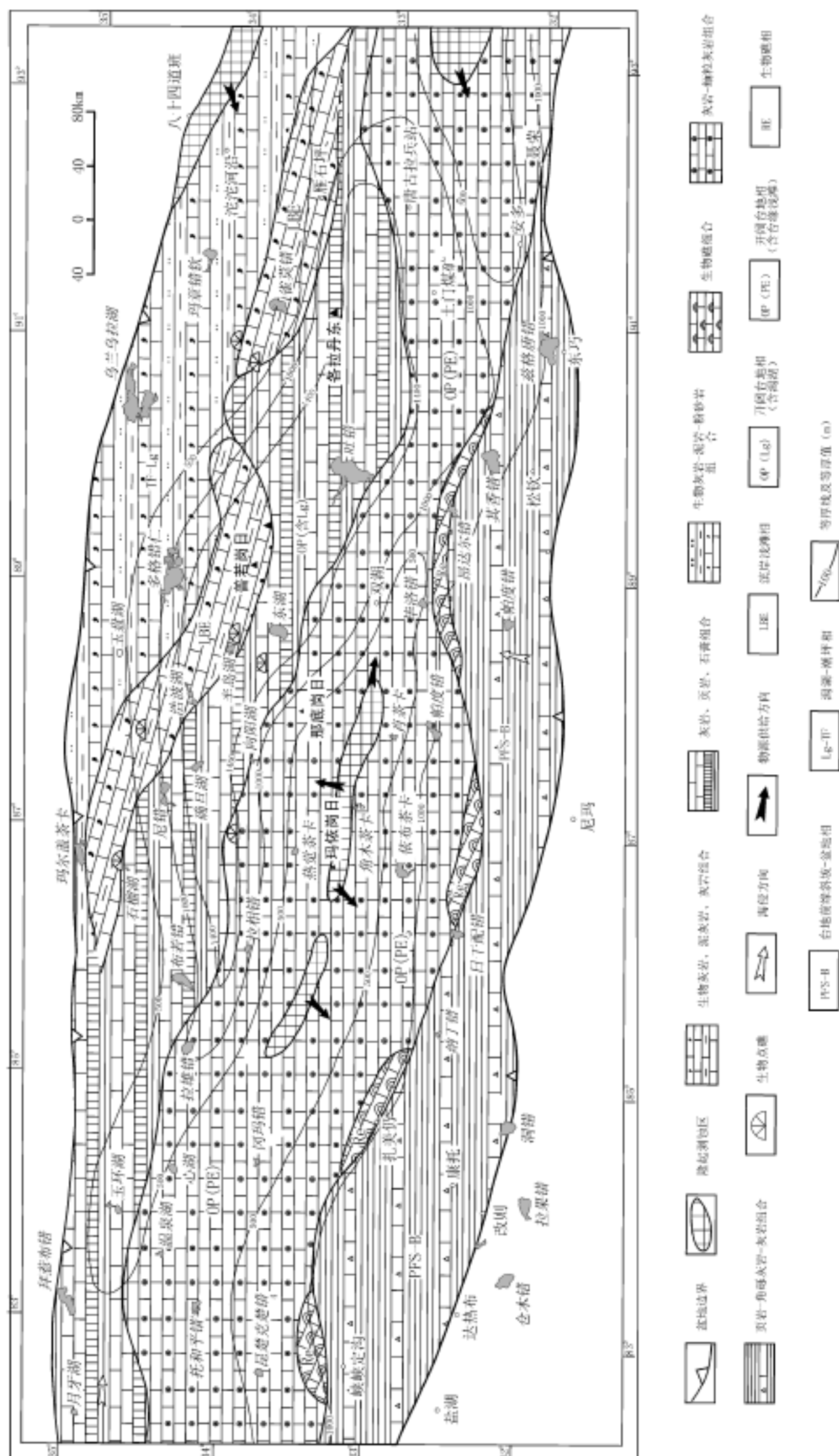


图 3-22 羌塘盆地中侏罗世巴通期岩相古地理

为主，夹深灰色钙质泥岩、泥灰岩等，分析表明，其有机质含量高，是盆地内很好的生油岩系。局部地区，可形成相对封闭的膏盐度潟湖，并出现膏盐，如那底岗日一带。

台缘浅滩带沿中央隆起带及两侧附近分布，主要沉积亮晶内碎屑灰岩，为盆地内高能环境，但滩相灰岩多呈透镜体产出，是较好的储集岩，侧向过渡为台地相亮晶灰岩或微晶灰岩。

台缘岸礁沿中央隆起带南侧断续分布，如扎美仍、日干配错、隆鄂尼、昂达尔错等地，主要为珊瑚礁和藻礁（表3-6）。礁灰岩在成岩期间，常受白云岩化，孔隙度和渗透率高，是盆内极其良好的储集层，最典型的如隆鄂尼古油藏。

台缘斜坡—盆地位于盆地南部，沉积薄—中层状泥晶灰岩、泥灰岩、条带状灰岩夹钙质泥岩、页岩等，局部见砂屑灰岩透镜体，其中见滑动构造。向南过渡为深盆—远洋环境，沉积木嘎岗日群。

六、中侏罗世卡洛期（沉积夏里组）古地理

经历了前期大规模海侵之后，进入卡洛期，盆地内发生了明显的海退，中央隆起带和北侧造山带再次出露水面，成为剥蚀区，并向盆地内注入陆源碎屑沉积物。但总体而言，地形高差不大，沉积速率小，沉积地层厚度不大，仅200~1000m左右。沉积物以粉、细砂岩、泥岩为主，并夹大量海源沉积，也反映当时源区剥蚀缓慢，地形平缓。该时期，古气候明显向干热气候转变，致使沉积物普遍呈紫红色和杂色，并普遍发育蒸发盐。中央隆起带呈岛链状出露水面，再次将羌北坳陷区与南侧的广海分隔，成为相对局限的海湾环境，海水主要自隆起带的鞍部双湖一带向北侵入其中。古地理单元构成包括陆源剥蚀区、海湾、滨岸、浅海陆棚和洋盆（图3-23）。

陆源剥蚀区分布于盆地北缘、北东缘，以及中央隆起带西段冈玛错、玛依岗日、肖茶卡一带，推测其东段也有部分岛状剥蚀区。

海湾分布于整个北羌塘坳陷。据雁石坪、那底岗日、野牛沟等地古流向资料以及沉积等厚线分析，沉降中心位于拉雄错、吐波错、半岛湖、各拉丹东一带，而沉积中心位于其东部半岛湖、普若岗日、各拉丹东一带，其内部发育潟湖环境，主要沉积灰色泥岩、页岩等细碎岩为主，夹较多的内源沉积，如泥灰岩、生屑灰岩等，含量为20%~30%，最高达34%（向阳湖）。分析表明，其中的泥岩、页岩和泥灰岩是较好的生油岩系。在潟湖的外侧为潮坪环境，沉积物以陆源碎屑为主（大于85%），分布范围宽阔，反映地形较平坦。受干热气候影响，带内膏盐十分发育（图3-23），形成了一个宽阔的膏盐环带。膏盐层在紫红色粉砂岩、泥岩中呈夹层产出，属潮上萨布哈沉积，是盆内良好的油藏盖层。向陆源区过渡为三角洲平原环境，其上河道沉积发育，但规模小，以高成熟的曲流河道和间湾沉积为主，河道砂体以成熟度较高的长石砂岩为主，储集性能差。雁石坪—雀莫错一带，河道沉积发育，并见淡水生物化石（阴家润，1990）以及大量植物化石，可能为盆内一最大规模的陆地入海水系。

滨岸—浅海沿中央隆起带南缘分布，沉积物以高成熟的石英砂岩为主，砂体致密，储集性能差。向南过渡为浅海陆棚环境，据有限资料统计，其沉积物以粉砂岩、泥岩为主，有机质含量低，但向南的外陆棚区可能有生油岩系发育。

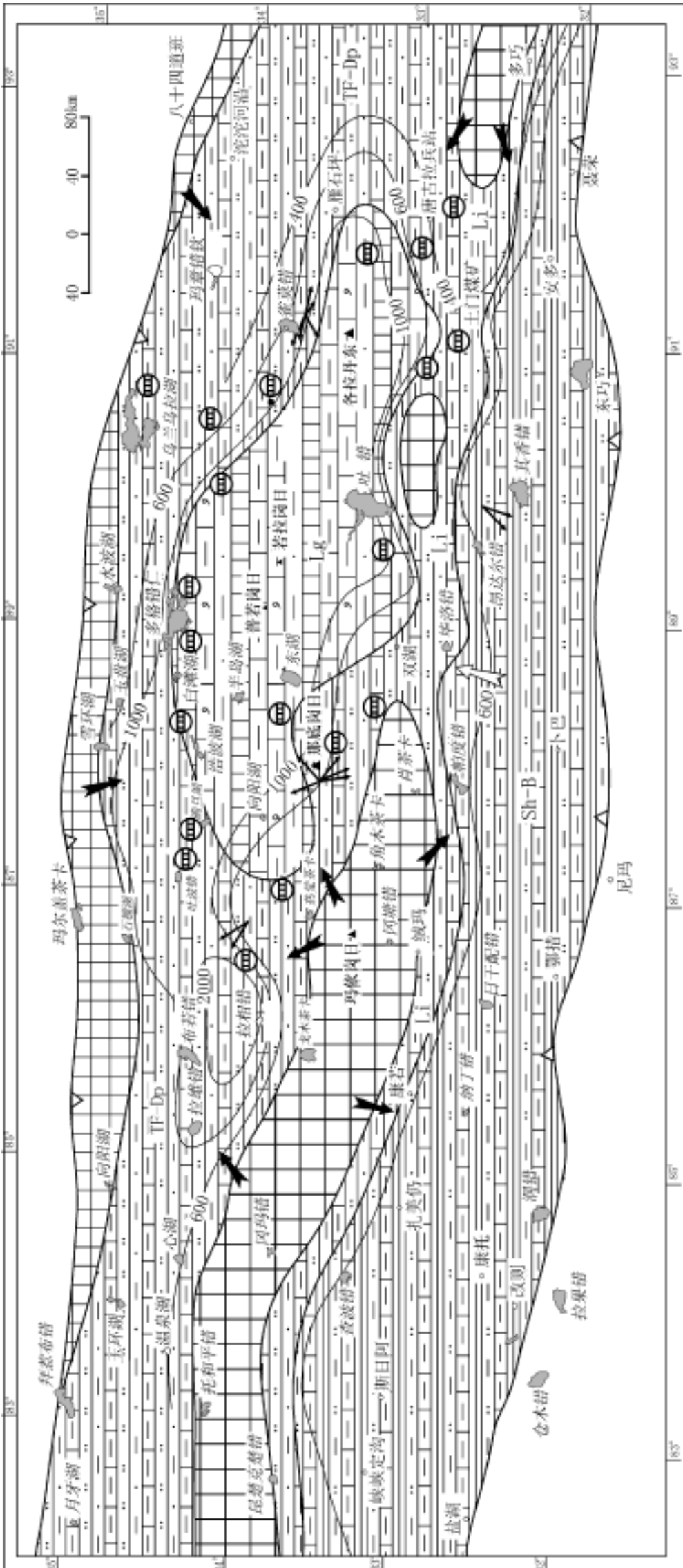


图 3-23 羌塘盆地中侏罗世卡洛期岩相古地理

七、晚侏罗世牛津期（沉积索瓦组下段）古地理

牛津期，羌塘盆地发生了又一次明显的整体沉降作用，导致全区侏罗纪以来的第二次大规模海侵作用，但此次海侵的方向是以自西向东为主，其次为西南向北东方向，与巴通期由南而北的海侵方向显然不同。在地形上，无论是沉积厚度（反映沉积中心），还是沉积物碎屑岩含量（反映沉降中心）都显示全区形成了东高西低的格局（图3-24）。古地理格局与巴通期大致相近，发育的古地理单元有陆源剥蚀区、局限台地（潮坪、潟湖）、开阔台地（台盆、浅滩/斑礁）、台缘礁/浅滩、台缘斜坡—盆地。

陆源剥蚀区位于中央隆起带、北部造山带以及东部隆起带等局部地区，受海侵影响，剥蚀强度较弱，仅向盆地内提供少量物源，在近源地区形成碳酸盐岩与陆源碎屑混积潮坪或潟湖沉积。

局限台地继承了卡洛期的部分特征，主要位于盆地的东部地区，其上发育潮坪和潟湖。区内富含双壳生物，但生物分异度低，种属单调，说明环境局限、海水盐度异常。沉积物为泥晶灰岩、钙质泥岩、粉砂岩和少量砂岩，局部夹膏盐透镜体。膏盐层有两种产出类型，一是潟湖相膏盐，作为钙质泥岩、泥灰岩中夹层产出，产于潟湖环境膏盐度地区；二是萨布哈相膏盐，产于近陆源区潮上部位，与紫色粉砂岩、泥岩或白云岩共生，说明当时气候仍以干热气候为主。

开阔台地占据盆地中间部位，呈北西—南东向带状展布，北西部较宽，向南东方向尖灭。带内发育台内碳酸盐浅滩、点礁和台盆环境。浅滩位于北东部，主要由生物屑、球粒、鲕粒、核形石等内碎屑物质堆积而成，以泥晶或灰泥质胶结为主，亮晶方解石胶结物少见，属低能滩。滩上点礁十分发育，据初步统计，目前已发现出露地表的点礁近20个（表3-6）。台盆区位于南西部玉环湖、拉相错、吐错一带，为台地内部深水区，沉积物以大套灰色厚层—块状泥晶灰岩为主，双壳类化石较少，但普遍含有丰富的海百合茎，生油性能远不如巴通期同类环境发育，可能反映该期水体较浅，与广海的连通性更好，局部地方（如白龙冰河）沉积水体较深，沉积物以薄—中层状泥晶灰岩、泥灰岩为主，夹深灰色页岩，具有较好的生油性能，其中见较丰富的菊石类浮游生物化石。

台缘浅滩位于中央隆起带上，由于可获取的资料较少，且主要位于东部，故其分布范围，尤其是西部主要依据瓦尔特相律推测确定。在其内部局部地区如双湖的阿木查跃—达卓玛一带，形成相对闭塞的潟湖环境，并伴有膏盐沉积。

台缘岸礁分布于台缘浅滩的南缘，远不如巴通期发育，仅见于磨盘山、扎美仍和北雷错等地，以珊瑚礁为主，单个礁体规模大，最大厚度可达200m，延伸数公里，孔隙发育，是较好的储集层。

台缘斜坡—陆棚位于盆地南部，斜坡相发育较差，主要为生物屑灰岩、砂屑灰岩夹粉砂岩，局部见角砾状灰岩；陆棚相较发育，以114道班沉积为例，发育一套灰色—深灰色薄—中层状泥晶灰岩、泥灰岩、夹泥岩、页岩，富含菊石化石，其中泥灰岩、页岩是很好的生油岩。

八、晚侏罗世提塘期—早白垩世贝里阿斯期

随着班公湖-怒江洋盆最终消亡，区内发生了最后一次大规模的海退，北侧造山带、中央隆起带和盆地的东部地区迅速隆起。盆地内由晚三叠世以来的北浅南深首次转变为南浅北深的格局，海侵来自于盆地的西北方向。在盆地南部，除中央隆起带东段附近以外，目前为止尚未发现相当的地层，是未沉积，还是被剥蚀，都还缺乏可靠依据。但从沉积物发育情况看，羌北盆地总体为一个向北西开口的相对闭塞的巨大海湾，其余周围均向其内部提供物源，尤以东部最盛，反映东部可能处于区域性最高部位。该时期膏盐层并不发育，说明古气候相对湿润，从东湖附近桂化木的发现以及地层中富含孢粉来看，中央隆起带附近当有大片森林。贝里阿斯期末，海水迅速退出羌塘地区，转变为陆内河湖沉积环境，发育陆相磨拉石和广泛的膏盐沉积，古气候再次处于干热状态。

该时期沉积了索瓦组上段、白龙冰河组、雪山组和扎窝茸组等地层，但作为同期异相沉积物对待。古地理单元有陆源剥蚀区、河流-三角洲、海湾（潮坪-潟湖）和浅海-陆棚（图3-25）。

陆源剥蚀区位于盆地北缘的可可西里造山带、盆地东缘以及盆地中部近东西展布的中央隆起带。从盆缘沉积砾岩看，其砾石成分主要由石英、变质岩、火山岩、花岗岩和少量碳酸盐岩、砂岩组成，磨圆度好，与碳酸盐岩和砂岩砾石占绝对优势的新近系砾岩明显不同，说明该时期造山作用的幅度不大。

河流-三角洲沿隆起区外缘分布，沉积了雪山组。近源区发育河流相沉积，沉积特征以星罗河剖面雪山组上部为代表，在独山、乌拉乌拉湖、102道班、达卓玛、长梁山等地均十分发育；近海区发育三角洲相，沉积特征相当于星罗河剖面雪山组下部和雀莫错剖面扎窝茸组，同样的沉积还见于半岛湖北、多格错仁、温泉、雁石坪、依仓玛、巴斯康根、那底岗日等地。总体上，该相区表现出十分明显的海退沉积。随着盆地的萎缩，河流相向盆内进积，叠覆在前期三角洲之上，如多格错仁、雁石坪、依仓玛等剖面上部或顶部沉积。

海湾（潮坪-潟湖）呈狭长状位于盆地中部，沉积了索瓦组上段。范围的圈定，一是根据半岛湖北、祖尔肯乌拉山、温泉、依仓玛、巴斯康根和那底岗日等地的索瓦组上段下部均含有多层灰岩、钙质泥岩，沉积特征为潟湖相、潮坪相或前三三角洲相；二是根据地质路线资料，若拉岗日地区和各拉丹东一带均有索瓦组上段沉积。

浅海-陆棚位于盆地的西北部，沉积地层为白龙冰河组。现今的分布呈狭长状，考虑到该地区现今地壳的缩短量已达50%左右，其复原面貌应相对开阔。带内仍表现出向上变浅的沉积序列，在长龙梁一带表现为早期的陆棚相泥灰岩、泥岩沉积，向晚期的台地相生物碎屑灰岩沉积转变。总体而言，沉积水体向北西方向加深，在拜若布错一带，为一套陆棚相深灰色薄层状泥岩、页岩夹泥灰岩、泥晶灰岩沉积。

该期沉积物以泥岩、页岩、粉砂岩为主，边缘相带虽然发育河道砂体，但多以成熟度较高的致密砂岩为主。分析表明，生油性能和储集性能均较差，但总体上封盖性能较好。笔者于2002年在东湖附近发现的层状沥青脉即产于该时期沉积的三角洲平原相泥岩、粉砂岩层间（谭富文等，2002b）。

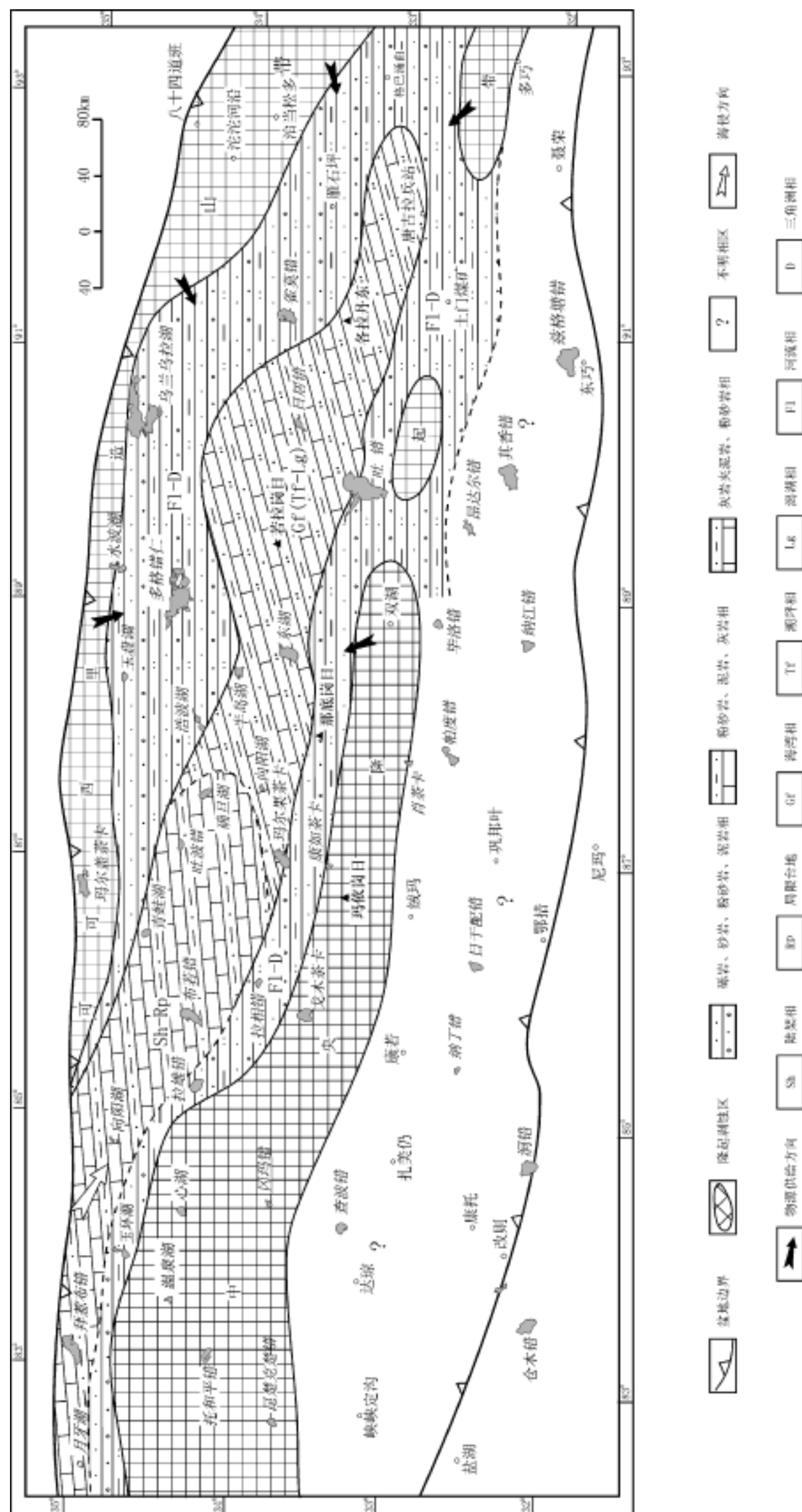


图 3-25 晚侏罗世堤塘期—早白垩世贝里阿斯期岩相古地理

第六节 层序地层分析

一、概述

层序地层学主要研究地层的旋回性沉积记录及其与海平面变化的关系，其目标之一是建立可进行大范围对比，以物理界线为标志的年代地层格架。一个层序是指一次海平面升降周期中的沉积体，上下被不整合面或与之相当的整合面所截切，它是由全球海平面变化、构造沉降、沉积物供给速率以及气候等因素共同作用的结果。层序的级别是根据层序旋回周期的长短决定的。在露头层序地层研究中，层序识别的关键在于鉴别和判断层序中一些有特殊成因意义的关键界面，以及剖面相序或体系域。

(一) 层序地层的关键面

层序关键面是盆地演化中重要地质事件的产物，或是海平面变化的产物（刘宝珺等，1994）。一般说来，层序关键面包括：陆蚀面、海蚀面、沟蚀面、暴露面、海泛面等。J. C. Van Wagoner（1988）和 D. Nummedal（1993）等的研究中，均将之作为层序划分的依据，并归为Ⅰ型界面（SB₁）和Ⅱ型界面（SB₂）两种类型。

Ⅰ型界面：形成于沉积滨岸坡折处的海平面下降速率超过该处的沉降速率背景下，前期陆棚大部分或全部暴露。在滨岸地区表现为陆上暴露与河流复合相伴的侵蚀面；在盆地中则表现为两种沉积间断面：一种是深海扇底部的不整合面，另一类出现在深海扇顶部的下超面或假整合面。这些界面在沉积学上包括暴露面、陆蚀面和海蚀面。

Ⅱ型界面：形成于沉积滨岸坡折处的海平面下降速率低于该处的沉降速率背景下，陆棚大部分未暴露，没有与河流复合相伴的陆上侵蚀作用和相的向盆地迁移。表现为一系列海岸上超面向下迁移，发育沉积体底部沟蚀面。

暴露面：由于海平面下降使滨岸带及上部陆棚沉积区出露水面或接近露出水面，形成的具有暴露侵蚀、岩溶等标志的古侵蚀面、古风化面、古喀斯特面。

陆蚀面（SSE）：海退过程中形成的陆表侵蚀面，表现为陆相河流等进积体侵蚀削切并顶超于削切的滨海相或陆相地层之上。因为这个侵蚀面是陆相与海相的结合面，因而又称之为结构转换面，它通常构成Ⅰ型层序的底界面。

海蚀面（SME）：与陆蚀面一样，也是海退过程中形成的侵蚀面，不过它是形成于海相地层之间的侵蚀面。

沟蚀面（RS）：它形成于海侵过程中，由于滨面上升，滨岸带不断后退形成的对已沉积地层的削切侵蚀面。

海泛面（MFS）：为一个较为平整的界面，越过这个分界面的沉积特征标志水深的突然增加，常伴随着小的水下侵蚀作用和无沉积作用，表明存在着小的沉积间断。但并没有相应的陆上侵蚀作用，也没有海岸上超的向下转移或相的向盆方向的迁移。海泛面及其对应的面是层序内准层序间的分界面，它们中的初始海泛面和最大海泛面也是层序地层中重要界面。

初始海泛面：也称海侵面，是层序内部跨过陆棚的海泛面，它是低水位体系域与海侵体系域之间的物理界面，并以从低水位进积到海侵的退积为特征。

最大海泛面：是层序中最大海侵所达到的位置所形成的界面。它以退积式准层序组变为加积或进积式准层序组的转变为特征，因此，它是海侵体系域的顶界面。在海平面上升达到高点可形成低能的常形成与最大海泛进蚀面相伴生的饥饿沉积物，称凝缩段。

（二）层序内部体系域及其组构

体系域是一系列同沉积期沉积体系的组合体，其识别方法主要通过沉积特征和准层序叠置序列来确定。准层序是层序地层的基本组成单元，它是以海泛面或与之相当的面为界、相对整合、彼此有成因联系的层或层组，代表一次小规模海平面旋回，其特征为一套向上变浅的沉积组合。对准层序或体系域的识别是以沉积相序分析为基础的，归纳为以下类型。

低位体系域：在剖面上，它有一个以上进积准层序组组成，而每一个进积准层序组又由多个向上变浅的进积相序组成。多个向上变浅的次级旋回组成一个整体向上变浅的旋回，体现了地位域（楔）的下超及向盆地方向的迁移。

海侵体系域：由一个或多个退积准层序组组成，每一个退积层序组可能包含一个或多个向上变浅的准层序，准层序后退沉积形成一个整体向上变深的剖面沉积序列，具有明显的海岸上超及沉积相逆盆方向迁移的特征。

高位体系域：早期通常由加积型准层序组组成，晚期则由一个或多个以上进积准层序组组成，形成一个向上逐渐变浅的剖面相序。

陆架边缘相序：在剖面上由微进积到加积准层序组成，一般以加积准层序为主，形成一个稍有变浅趋势的剖面序列。

一个完整的层序内部体系域组成如下（由下往上）：下层序不整合界面（SB），低位体系域（LST），海侵面（TS），海侵体系域（TST），最大海侵面（海泛面-凝缩段CS），高水位体系域（HST），上层序不整合界面（SB）。

（三）层序级别的划分

地层层序是与海平面变化相对应的沉积记录，而一个盆地内的沉积既记载了全球海平面的变化，也记录了盆地内相对海平面的变化，从而形成了不同规模的沉积旋回（或沉积层序）。对层序级别的划分，不同学者划分有别。本文采用王鸿祯等（1998）的划分方案：一级层序对应于各大陆的海侵事件，与全球海平面升降周期相对应，时间周期为60~120Ma；二级层序与克拉通规模的构造旋回和区域不整合相对应，时间周期为9~40Ma；三级以下层序主要受控于区域或局部构造事件和古气候因素影响，事件周期一般小于9Ma。

二、中生代羌塘盆地的沉积层序划分

中生代羌塘盆地是自晚三叠世开始，随班公湖-怒江洋盆打开，在其北缘发展起来的一个被动大陆边缘盆地。它的形成、演化和消亡过程与该洋盆是一致的，演化时限自晚三叠世初至早白垩世，时间跨度大致为95Ma。在这期间盆地接受了陆相—广海—海湾—陆相的周期性旋回沉积序列，代表盆地的整个演化过程，因此，笔者将它作为一个一级层序看待。进一步可划分出6个二级层序，其中，晚三叠世2个，各层序平均时间跨度大致为13.5Ma；侏罗纪和早白垩世4个，各层序的时间跨度为9~30Ma，平均为16.8Ma。鉴于三级层序在全盆范围的可比性较差，仅划分至二级层序。

(一) 晚三叠世二级层序的划分及其特征

上三叠统在羌塘盆地内布广泛发育，但南北羌塘地区的沉积特征存在明显差异。在北羌塘地区，其底部与中三叠统整合接触，顶部被侏罗系不整合覆盖；而南羌塘地区，底部与下伏地层不整合接触，顶部与侏罗系整合接触。说明羌塘盆地晚三叠世沉积作用受区域构造事件影响较大，南羌塘地区的构造-沉积作用与班公湖-怒江洋盆的发展同步。沉积地层称日干配错组，可以肖茶卡剖面为代表，沉积特征及层序划分见图 3-26。

1. 层序

该层序位于日干配错组下部，在肖茶卡剖面未见底，下部为水下火山喷发-喷溢相角砾状中基性火山岩，局部夹微晶灰岩，为盆地形成初期裂隙作用的产物，代表低位体系域。在双湖西侧的赛日作沟，它不整合于前泥盆系千枚岩和石英片岩之上，底部有厚大达 30 余米的冲积砾岩；在色林错、兹格塘错等地为紫红色河流相砂砾岩，说明该层序的底界面为 型层序界面。

海侵体系域下部为碳酸盐岩缓坡沉积，上部为陆棚相深灰色粉砂岩、页岩沉积，整体构成了一个退积序列。高位体系域为陆棚相沉积，由多个泥岩、粉砂岩、细砂岩构成的准层序叠置而成，砂质沉积物向上增加，整体表现为一个典型的加积-进积序列。

2. 层序

该层序位于剖面上部，底界面为浊流作用形成的海蚀面，发育剖面上表现为槽模构造，属 型界面；顶部受后期剥蚀后被新近系不整合覆盖，在索布查一带为陆棚或前三角洲相整合覆盖，表现为 型界面。

低位体系域为一套浊积岩，由多个海底扇体构成的准层序向上叠置而成，扇体内部发育 abce、abe、be 等组合的鲍玛序列。下部叠置体显示粒度向上略微变细，扇体变薄的特征，反映海平面相对上升，与该处沉降速率大于海平面的下降速率有关；上部叠置体沉积物粒度向上变粗，扇体变厚，表现为一个向上变浅的沉积序列。总体表现为向上变浅的进积序列。海侵体系域由浅海陆棚相组成，下部以粉砂岩沉积为主，向上泥质物增加，主要为钙质泥岩，夹少量泥灰岩，总体表现为一个向上变深的海侵退积序列。高位体系域由剖面上部的三角洲沉积物组成。可见，该层序尽管未见顶，但总体上已显示出一个完整的粗—细—粗的层序序列。

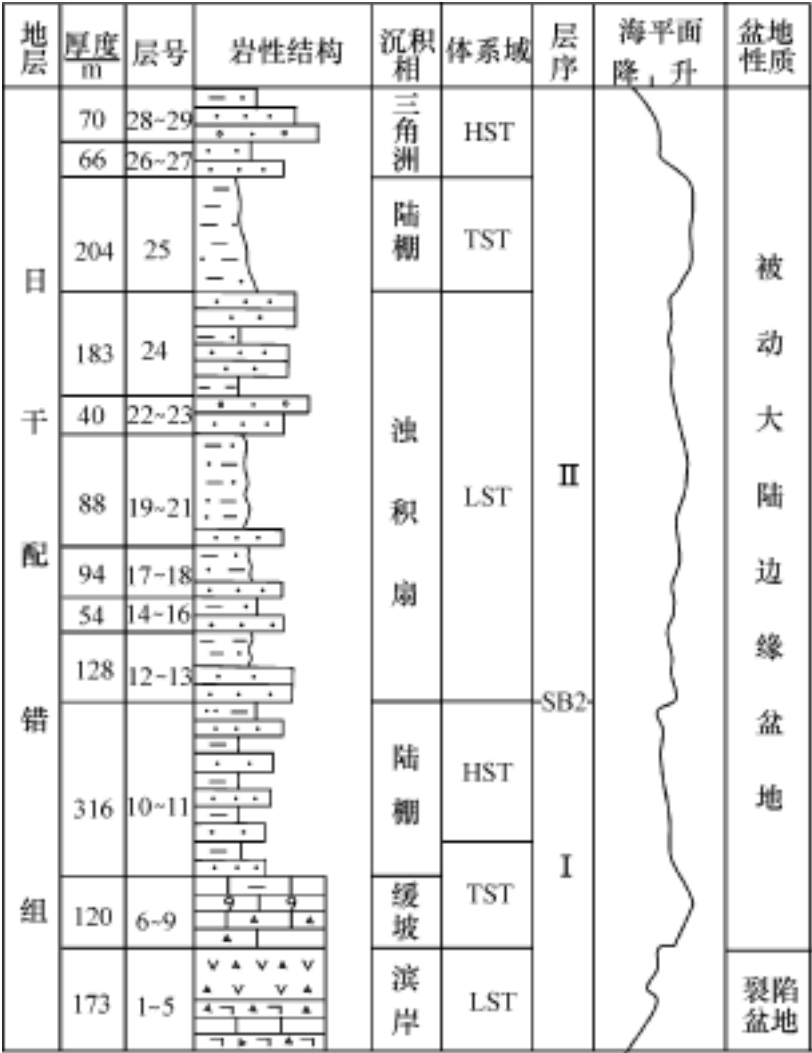


图 3-26 肖茶卡地区上三叠统层序地层划分

(二) 侏罗纪—早白垩世二级层序的划分与对比

侏罗纪时期, 整个羌塘地区作为班公湖-怒江洋盆的北侧大陆边缘。早、中期沉积作用与洋盆的进一步扩张相对应, 主要受大陆边缘地壳的拉伸减薄和裂陷作用事件控制; 晚期沉积作用则与该洋盆的消减和闭合事件相耦合。尽管南北羌塘地区的沉积特征仍存在明显的差异, 但所形成的各层序及其内部组合是可以对比的 (图 3-27)。

1. 层序

该层序形成于早侏罗世, 是大陆边缘快速拉伸变薄和裂陷时期, 盆地内海水水域班公湖-怒江海域开始越过中央隆起带向北部扩张。该层序在南北羌塘地区的发育极不均衡, 北羌塘地区主要出现在裂陷区, 发育较晚, 仅接受早侏罗世晚期托尔期沉积, 称那底岗日组, 底部有一个较长的时间间断, 总体为一套陆缘近海湖泊相沉积物; 南羌塘地区发育广泛, 称为曲色组, 总体为一套滨岸-陆棚相沉积。层序的底界面为 Ⅱ型界面, 在羌北地区菊花山、咸水河等地见滨岸砂岩呈假整合超覆在上三叠统之上; 而在羌南地区的索布查一带则表现为粉砂岩层整合于上三叠统泥灰岩之上。

低位体系域在羌北地区可以咸水河剖面为代表, 为滨岸砂砾岩沉积; 向南在毕诺错一带出现膏盐沉积; 在索布查一带为内陆棚相粉砂岩、页岩组合。海侵体系域在羌北区为湖泊沉积, 以发育大量水下喷发的火山碎屑沉积岩为特征, 夹湖泊三角洲相砂岩、泥岩, 局部 (如雀莫错一带) 夹少量泥灰岩; 在羌南毕诺错一带, 为一套潟湖相泥灰岩夹丰富的油页岩沉积; 在索布查、曲色、曲瑞恰乃、康托等地为外陆棚相页岩夹少量粉砂岩沉积, 以沉积物向上变细为特征。高位体系域在羌北区为一套三角洲相沉积, 夹大量火山碎屑岩、凝灰岩沉积, 在羌南陆棚沉积区, 为一套向上沉积物变粗, 粉砂岩含量增加的内陆棚相页岩、粉砂岩组合。

2. 层序

该层序为中侏罗世巴柔期—巴通期的产物, 相对应的岩石地层单元在羌北地区主要为雀莫错组、布曲组, 局部地区包括了夏里组下部地层; 在羌南地区为色哇组和布曲组。

层序的底界面也是层序 Ⅱ的顶界面, 为 Ⅱ型界面。在羌北坳陷地区, 表现为中侏罗统底部三角洲分支河道相砂砾岩平行不整合于下覆泥灰质粉砂岩之上 (菊花山、咸水河剖面), 界面上见明显的陆表侵蚀面; 在相对隆起区, 下侏罗统缺失, 表现为广泛发育的河流侵蚀面, 中侏罗统雀莫错组底部河流相砂砾岩不整合覆盖在下伏地层 (P_2r , 如那底岗日; 肖茶卡组, 沃若山、半咸河等地) 之上。在羌南地区表现为海蚀面和相的向盆地方向迁移, 如色哇、康托等地, 出现钙屑浊积岩透镜体下超于粉砂质页岩之上, 其间见槽模等侵蚀构造, 透镜体内部见包卷层理 (图版 1-F); 在曲瑞恰乃剖面, 砂屑灰岩超覆在黑色页岩之上。

低位体系域, 在羌北地区主要为河流相、三角洲相和湖泊相沉积, 沉积厚度在近源或隆起区较小 (如乌兰乌拉、沃若山、半咸河等地), 沉积体具有明显的进积特征; 在坳陷区沉积厚度巨大, 以加积-进积为特征, 为一个向上变浅的快速过补偿沉积序列 (如咸水河、雀莫错等地)。在羌南地区, 为台地—陆棚斜坡相沉积, 为一弱进积-加积序列。

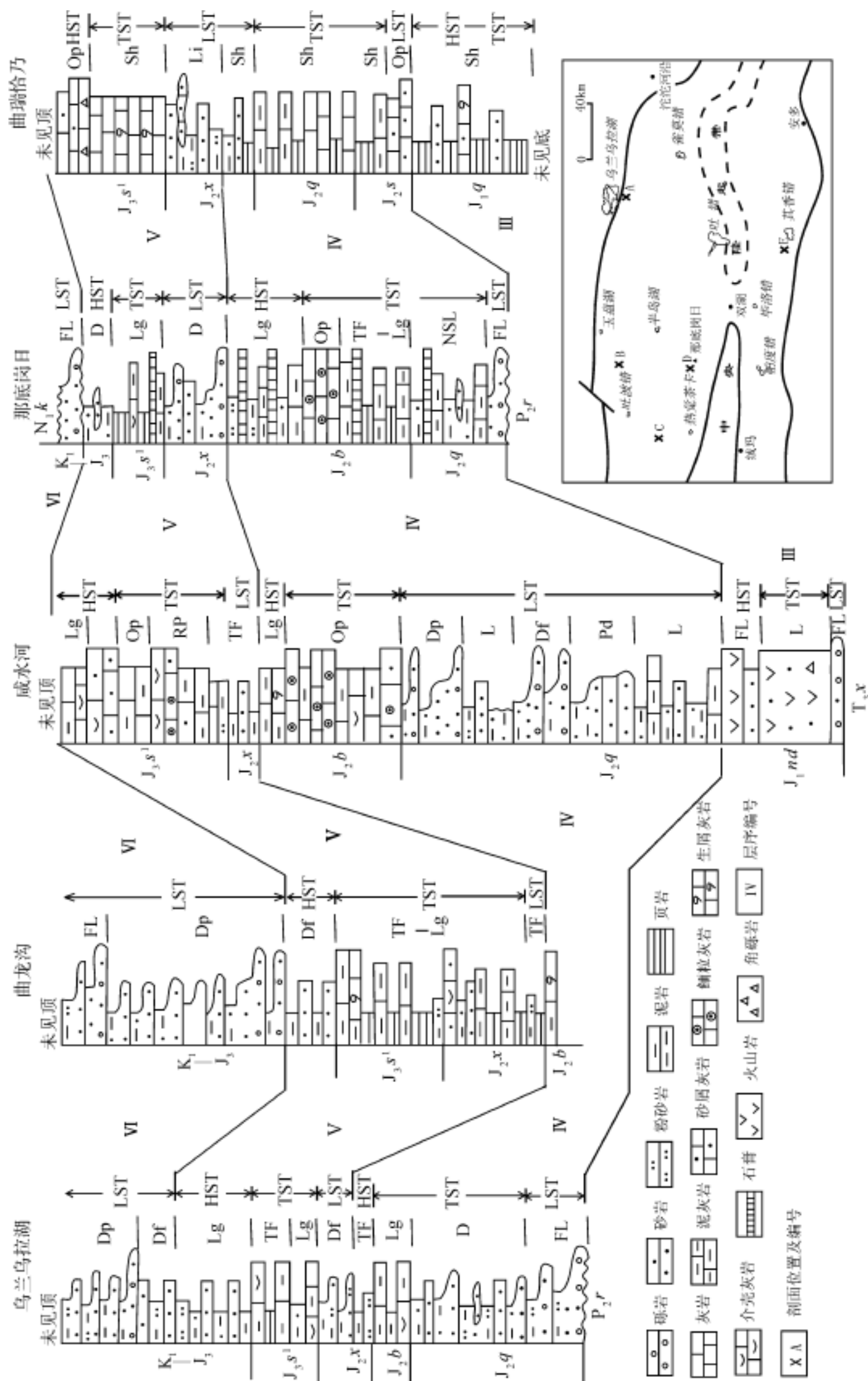


图 3-27 羌塘盆地侏罗纪—早白垩世层序地层划分与对比

LST—低位体系域; TST—海侵体系域; HST—高位体系域; Li—滨岸相; Lg—河流相; Dp—三角洲平原相; Df—三角洲前缘; Pd—前三角洲相; NSL—陆缘近海湖泊相; Lg—潟湖相; TF—潮坪相; Op—局限台地相; Rp—开阔台地相; Sh—陆棚相

海侵体系域，在羌北，近源区为三角洲相—潟湖相沉积，如乌兰乌拉湖剖面；向盆地区为海侵湖泊相—潮坪相—潟湖相—开阔台地相沉积序列，如那底岗日、雁石坪、咸水河等地。总体表现为自下至上，陆缘碎屑沉积逐渐减少，碳酸盐岩逐渐增加，沉积环境也相应由陆缘近海湖泊向正常广海过渡的特征，显示出明显的海侵—退积序列。在羌南陆棚区为陆棚相沉积，以曲瑞恰乃剖面为例，自下而上，相变不明显，但同样表现出海源物质增加的海侵—退积特点，与羌北地区相对应。

高位体系域位于布曲组上部，在羌南地区主要为陆棚相沉积，岩性变化不大；在羌北地区为台地—潟湖—潮坪沉积序列，表现出明显的加积—进积特征。多数地区，顶部见暴露面，出现干裂纹、帐篷构造、膏盐晶洞等。

3. 层序

该层序包括中侏罗统夏里组 and 上侏罗统索瓦组下段，层序的底界面为Ⅱ型界面，在近源区广泛出现三角洲平原分支河道相砂、砾岩进积体覆盖在潮坪或潟湖相粉砂岩、泥岩之上，其间见明显的冲刷构造，如雁石坪剖面的槽模构造（图版Ⅲ-C）、侵蚀面等；在盆地区则表现为陆缘碎屑沉积物向下超覆在海源碳酸盐岩之上，形成明显的岩相结构转换面，其间见弱海蚀面，在羌南曲瑞恰乃剖面还见浊积砂岩透镜体及相应的侵蚀面。

低位体系域主要为夏里组（图3-26），近源区主要由三角洲相组成，如乌兰乌拉湖、那底岗日等地；近盆区主要由潟湖相、潮坪相组成，如咸水河、曲龙沟等地。总体为一个向上变浅的进积序列。在雁石坪一带主要由多个潟湖—潮坪相组成的准层序叠置而成，向上部潮坪相增厚，并夹膏盐层（图版Ⅳ-E）；在曲瑞恰乃，表现为向上砂体增多，并出现明显的透镜状海底扇体。

海侵体系域主要包括上侏罗统索瓦组下段，由潮坪相、潟湖相、碳酸盐台地相和陆棚相组成，底部为一明显的初始海泛面，多数地方表现为碳酸盐岩超覆在砂岩、泥岩之上。该界面之上，主要为一套退积型碳酸盐岩沉积。

高位体系域包括上侏罗统索瓦组下段顶部和索瓦组上段下部，主要由潟湖相、潮坪相和前三三角洲相组成，总体表现为一个向上变浅的加积—进积型沉积序列，碳酸盐岩迅速减少，过渡为泥岩、粉砂岩、砂岩沉积，顶部多出现暴露。

4. 层序

该层序形成与侏罗纪末期至白垩世早期。作为羌塘海相盆地萎缩期的产物，大部分地区层序发育不全，加之后期剥蚀等原因，仅保留了下部低位体系域。与之相对应的地层为索瓦组上段上部、雪山组、扎窝茸组和白龙冰河组。底界面为一个相转换面，属Ⅱ型层序界面。在近源区，界面之上为河流相—三角洲前缘相砂岩、砾岩超覆在潟湖相、潮坪相粉砂岩、泥岩、页岩或泥灰岩之上，见陆蚀面；在近盆区，见砂屑灰岩或粉砂岩向下超覆在微晶灰岩之上，如白龙冰河、曲瑞恰乃等地。

三、中生代羌塘盆地的沉积层序成因分析

如前面所述，沉积层序是盆地内相对海平面周期性变化的具体体现，是全球海平面变化、构造沉降、沉积物供给速率以及气候等因素共同作用的结果。因此，将盆地沉积演化过程中相对海平面的变化与同时期全球海平面变化进行对比分析，可以了解盆地演化过程中的构造作用的强度，对盆地内沉积层序进行成因分析。图3-28给出了晚三叠世全球海

平面的变化曲线。可以看出，晚三叠世诺利期，全球海平面处于快速下降期间，而南羌塘地区，则经历了两次明显的海平面升降过程（图3-26），且总体表现为海平面上升过程，尤其在早期表现为明显快速上升的特点，与全球海平面变化极不一致。显然，南羌塘盆地晚三叠世期间的海平面变化主要受控于区内的构造作用，与南侧班公湖-怒江洋盆的打开和该区地壳的拉伸变薄有关。

侏罗纪—早白垩世，全球海平面发生了5次较长周期的升降（图3-28）。第一个变化周期发生在早侏罗世早期，赫塘期海平面最低，辛涅缪期缓慢上升，普林斯巴期达到海平面高位。该时期，羌北地区受金沙江洋盆关闭后强烈的造山作用影响，处于隆起剥蚀状态；羌南地区随班公湖-怒江洋盆的扩张，已成为其被动大陆边缘的一部分，但目前尚缺乏相应的沉积资料相比较。第二个变化周期发生在托尔期，早期低位，中期逐步上升至高位，晚期再次下降，末期到达下一周期的低位，该周期可与羌塘地区沉积层序 向对应（图3-27）。第三个变化周期发生在中侏罗世，巴柔早期为海平面低位，巴柔中期上升，至巴柔末期—巴通早期达到高位，巴通晚期开始快速下降，至卡洛早期下降至该周期的最地点，与羌塘盆地沉积序列的层序 十分吻合。第四个变化周期发生晚侏罗世早期，牛津期海平面快速上升，至基末里末期达到高位，之后再次下降，其变化过程大致与羌塘盆地的层序 相对应。第五个变化周期发生晚侏罗世提塘期—早白垩世，由提塘早期的低位逐步上升，经贝利阿斯期，至凡兰吟期达到高位。相比之下，该时期羌塘盆地海平面处于急剧下降，向西退缩，并逐步隆升成陆的过程，出现与全球海平面变化极不一致的现象，说明这一时期羌塘地区发生了较大的区域构造事件，这与南侧公湖-怒江洋盆的最终关闭是吻合的。

总之，侏罗纪时期，羌塘盆地的海平面变化与全球海平面变化极为相似，说明其演化过程受区域构造作用的影响不大。通常而言，前陆盆地演化过程中，海平面变化主要受控于区域构造作用，受全球海平面变化的影响较弱；而被动大陆边缘盆地主要受控于全球海平面变化的影响。因此，从羌塘盆地的沉积动力学分析，其三叠纪时期具有前陆盆地特征，侏罗纪时期具有被动大陆边缘盆地特征。

第七节 中生代羌塘复合盆地的演化过程

羌塘复合盆地的演化模式，建立在上述沉积相分析、沉积层序分析、特别是岩相古地理演化特征分析结果的基础上。

中生代，羌塘地区具有十分复杂的构造动力学背景，相应形成了复杂的盆地格局和沉积-构造演化。前文已述，目前对羌塘中生代盆地的认识主要有前陆盆地和被动陆缘盆地之说。通过前文对盆地形成的区域构造背景分析，以及对盆地的充填地层、沉积体系、层

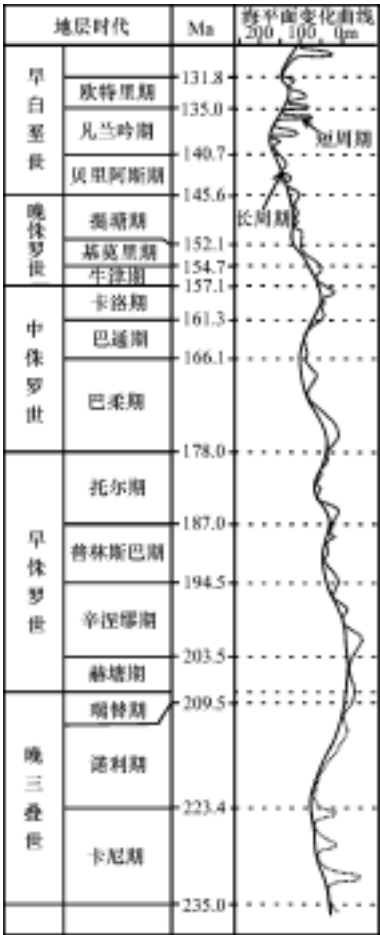


图 3-28 中生代全球海平面变化曲线
(据 Haq 等, 1987)

序地层、岩相古地理及沉积充填的动力学特征等方面的综合研究，笔者认为，三叠纪早、中期，北羌塘盆地具前陆盆地特征；中、晚三叠世逐渐转变为被动大陆边缘盆地，侏罗纪发展成为被动大陆边缘裂陷-拗陷盆地，侏罗纪末—早白垩世早期盆地萎缩成为陆地剥蚀区。

裂陷盆地与前陆盆地有着不同的动力学演化机制，所以二者具有不同的沉积充填序列和地层格架。因此，在讨论羌塘盆地演化过程之前，首先对两类盆地的基本特征进行对比，并对羌塘盆地不同时期盆地的主要特性进行归纳。

一、前陆盆地与裂陷盆地的主要差异

前陆盆地与裂陷盆地主体上均呈不对称的箕状盆地，且一侧往往以断层围限，另一侧地层超覆在下伏基底之上，所不同的主要有 4 个方面：前陆盆地通常形成于挤压背景，在空间上与造山带共生，而裂陷盆地形成于拉张背景，在空间上不与造山带共生。前陆盆地的沉降中心随着造山带一侧背负式逆冲作用的进展持续向前陆方向迁移；而裂陷盆地的沉降中心始终靠近边界断层一侧。围限盆地的边界断裂在裂陷盆地中表现为正断层，且往往是同沉积断层或生长断层，下盘往往是老地层，而在前陆盆地中则表现为逆推断层，下盘往往是新地层。裂陷盆地从发育到关闭通常经历 3 个明显的演化阶段，即裂陷阶段、拗陷阶段和萎缩阶段。裂陷阶段，盆地沉降快，沉积速率高，沉积厚度大，但总体具有隆、拗相间的格局，沉积厚度差异明显，沉积物以粗碎屑岩沉积为主，通常发育火山碎屑沉积和滑塌堆积，与下伏地层间常形成不整合面。拗陷阶段，盆地整体下沉，物源供给减慢，沉积物以细碎屑岩或碳酸盐岩沉积为主，沉积体分布稳定。萎缩阶段，盆地动力学体制由拉张向挤压转变，盆地发育滨岸、潟湖或陆相细碎屑岩和粗碎屑岩、膏盐等。总体上表现为粗—细—粗的演化序列，在近边界断裂的沉降中心，其沉积体表现为连续的整合关系。而周缘前陆盆地在横向上，自造山带向克拉通可分为 3 个明显的结构单元——前渊、前陆隆起和隆后盆地。在纵向上，沉积物通常表现为一个由细变粗的序列（图 3-29），火山碎屑沉积不发育。沉积作用可分为 3 个演化阶段，即欠补偿（underfilled）、补偿（filled）和过补偿（overfilled）充填阶段。欠补偿阶段，盆地沉降速度远大于沉积速度，沉积物主要为陆源泥和远洋物质，通常是以沉积物陆棚相变成更深水环境的沉积作为前陆盆地沉积的转折点，如整个碳酸盐岩台地经过挠曲作用后的第一次前陆（碎屑岩）

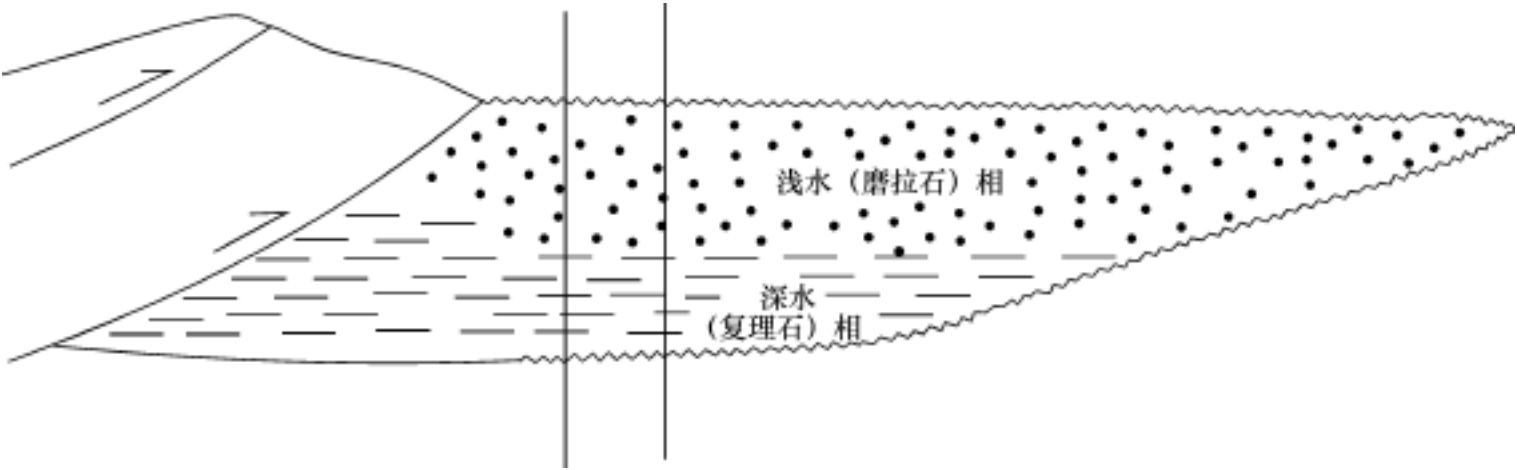


图 3-29 前陆盆地理想化层序图

沉积。补偿阶段，盆地快速沉降的同时，有大量沉积物的补给，沉积一套巨厚的陆源复理石沉积；过补偿阶段，盆地内沉积速度大于盆地的下沉速度，盆内处于过充填状态，水体变浅，沉积物向陆相磨拉石堆积过渡。

二、中生代羌塘沉积盆地的基本特征

1. 三叠纪前陆盆地的基本特征

由于盆地内三叠系出露有限，加上其沉积序列均不见顶、底，难于对其做深入研究，但根据现有资料仍可初步判断其具有前陆盆地特征。首先，该盆地形成于可可西里造山带前缘俯冲板块之上，三叠纪时期受可可西里造山作用的影响，处于较强烈的挤压背景；第二，盆地内沉积体呈北厚南薄的箕状体；第三，盆地内以陆源碎屑沉积为主，具有双向物源特征，沉积物主要源于北侧的可可西里造山带，其次为羌南古隆起。

2. 被动陆缘裂陷-坳陷盆地的基本特征

晚三叠世中、晚期，羌北前陆盆地萎缩，隆起成为剥蚀区，而南羌塘地区，随着班公湖-怒江洋盆的打开，在洋盆扩张过程中地壳被拉伸减薄，开始沉降，逐渐转变成被动大陆边缘裂陷-坳陷盆地。盆地具有以下基本特征：盆地形成于引张背景下，初期广泛发育火山活动，局部出现双峰式火山岩；沉积体总体上呈北薄南厚，向北超覆的楔状体，向南与远洋沉积相邻，具被动大陆边缘盆地沉积特征；羌北裂陷区，盆底具有垒-堑结构，下部发育粗碎屑沉积，中部以稳定的碳酸盐岩沉积为主，上部为粗碎屑岩或红色磨拉石相；盆地沉积主体发育期间没有受明显的造山作用控制。

三、中生代羌塘沉积盆地的形成演化过程

基于上述分析，笔者提出中生代羌塘盆地的演化模式（图3-30），分为5个发展阶段：北羌塘前陆盆地演化阶段、羌南裂谷阶段、被动陆缘裂陷阶段、被动陆缘坳陷阶段和羌塘盆地萎缩阶段。

1. 北羌塘前陆盆地演化阶段

该阶段大致发生在早三叠世初—晚三叠世诺利期。据现有资料推测，在这个时期，现今中央隆起带以南可能处于大陆剥蚀区，因此，盆地的范围仅限于北羌塘地区。盆地的形成是羌塘地块向北俯冲以及可可西里造山带的崛起并向南逆冲共同作用的产物。但是，目前尚无确切资料限定该盆地的形成时间，推测其可能在早三叠世已经开始发育，主要依据有二：一是，金沙江洋盆在二叠纪末期已经关闭（边千韬等，1997），向造山带转换；二是，在可可西里造山带前缘发育巨厚的暗色深水相细复理石沉积（若拉岗日群下部），据推测属中、下三叠统（1:100万改则幅，1986）；而在盆地南缘的热觉茶卡一带，下三叠统以角度不整合向南超覆于中央隆起带北缘，主要为一套滨浅海相中—粗粒碎屑沉积物，其上为中三叠统浅海碳酸盐岩沉积。可见，早、中三叠世，北羌塘盆地已具备了前陆盆地的基本特征，即造山带前缘快速挠曲、下沉、接受早期复理石沉积；盆地呈南浅北深的箕状；沉降中心向前陆隆起方向迁移等。

晚三叠世卡尼期，盆地的沉降中心进一步向南迁移，前渊带位于藏夏河、明镜湖一带，形成深水复理石沉积；那底岗日、沃若山、土门格拉一带为隆后区，发育含煤碎屑沉积；而在盆地中部广大地区为前陆隆起带，广泛发育碳酸盐岩缓坡。古流向和物源分析显

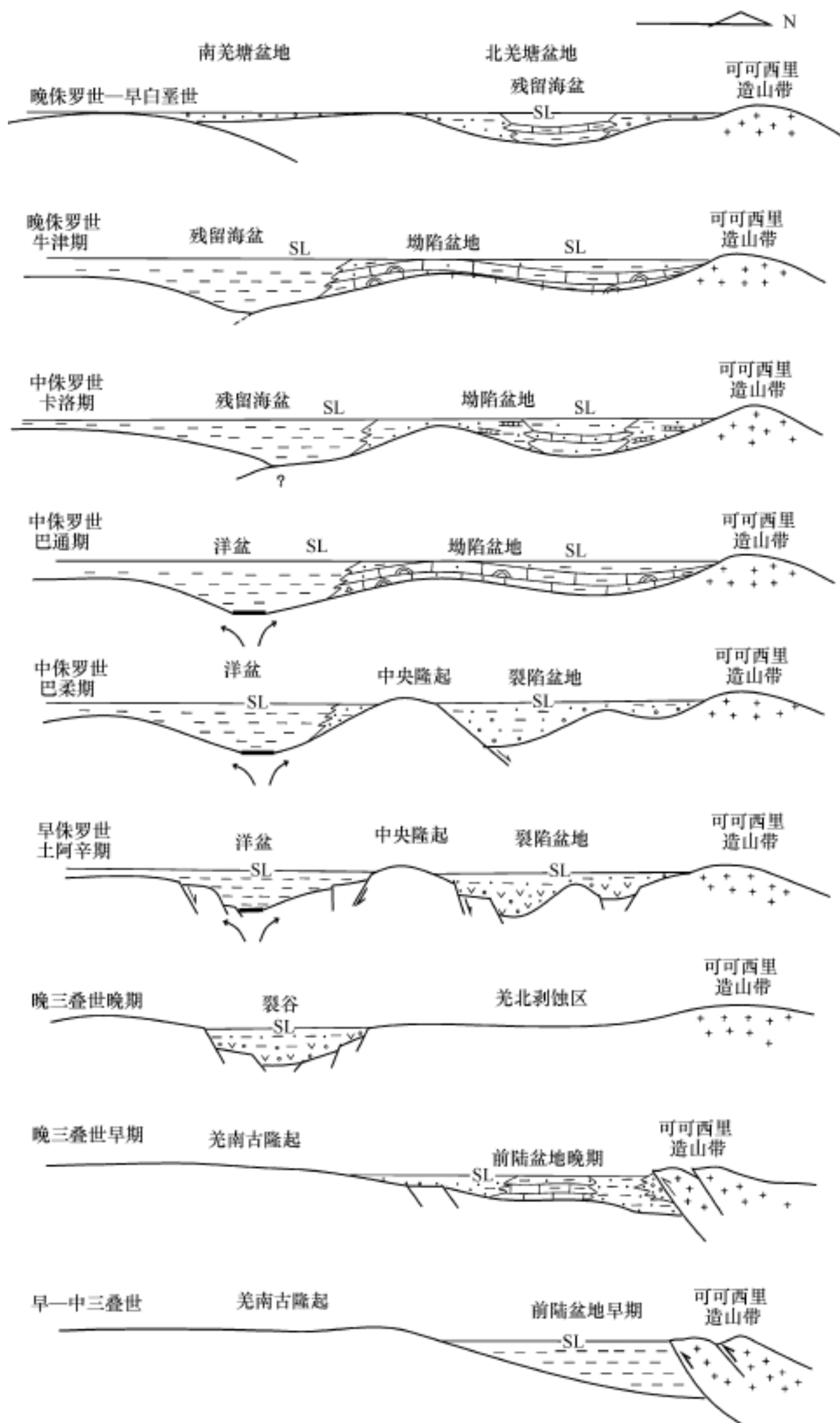


图 3-30 羌塘中生代沉积盆地演化模式图

示,盆地具有双向物源。晚三叠世诺利期,为该前陆盆地的萎缩阶段,盆地内广泛发育三角洲相碎屑含煤沉积;诺利晚期,羌塘地区的构造性质全面发生了反转,羌北地区全面隆升成为剥蚀区,从而结束了前陆盆地演化阶段。整个羌北地区缺失瑞替期—早侏罗世普林斯巴期沉积。与此同时,羌南地区发生了强烈的引张和裂谷作用。导致这次构造反转的动力学机制尚不清楚,难于用板块构造理论加以解释,推测其可能与一次地幔柱上升产生的热隆事件有关。

2. 羌南裂谷阶段

该阶段发生在晚三叠世晚期。岩浆热柱首先使羌塘盆地南侧的班公湖—怒江一带地壳破裂,产生裂谷作用,并迅速扩张成为洋盆。在色林错、滋格塘错等地保留有裂谷早期沉积,即基性火山岩、紫红色粗碎屑岩、膏岩等(周详等,1984);在申扎县巫嘎附近也发现有基性火山岩—紫红色粗碎屑岩—泥灰岩、膏岩组合,时代为晚三叠世(赵政璋等,2001d)。在羌南肖茶卡、北雷错一带伴生有小型裂谷(陷)盆地,初期发育火山喷发—喷溢相角砾状中基性火山岩。早侏罗世,羌南地区发育稳定的浅海陆棚相沉积,且在南侧形成了现今保存于班公湖—怒江缝合带中的远洋沉积,说明班公湖—怒江洋盆已经打开,南羌塘已发展成被动大陆边缘盆地。可可西里造山作用处于相对静止状态,羌北地区为大陆边缘隆起区,向南提供物源。

3. 被动大陆边缘裂陷阶段

该阶段裂陷发生在早侏罗世托尔期至中侏罗世巴柔期。裂陷作用发生在羌塘盆地北部,使前期的大陆剥蚀区下陷成为沉积盆地,从而真正意义上形成了羌塘盆地内部“两坳一隆”的格局。

南坳陷为被动大陆边缘近海开阔盆地,发育滨岸—浅海相砂岩、粉砂岩和页岩,整合于三叠系之上,呈北浅南深的单斜式盆地,沉积厚度600~1200m,单向物源来自于中央隆起带。

北坳陷为裂陷盆地,以狭窄的通道经中央隆起与南侧的外海相通,形成较封闭的陆缘近海湖泊环境。其内部呈地堑—地垒结构,下部发育火山岩夹碎屑岩,不整合于前侏罗系之上,厚0~640m;上部发育红色碎屑岩夹少量灰岩和石膏,厚400~1800m。坳陷内部发育3个呈北西向展布的裂陷槽,分别位于湾湾梁、雀莫错和菊花山—那底岗日—玛威山一带,始终是该阶段的沉积和沉降中心。北坳陷沉积物具有多物源特点,主要来自可可西里造山带和中央隆起带,其次为坳陷内部相对隆起区,如乌兰乌拉山、半咸河、沃若山等地。在裂陷区,具有沉降速度快,沉积速率高,沉积厚度巨大的特点,最大沉积厚度达2400m以上。

裂陷槽下部火山岩的化学成分显示其里特曼指数为0.34~3.37,显钙碱性火山岩特征,其中安山熔岩具有高 TiO_2 (1.76)、中 Al_2O_3 (16.75)特点,与典型岛弧安山岩的低 TiO_2 (0.58)、高 Al_2O_3 (17.4)特征不同,其微量、稀土和稳定同位素资料显示造山带型火山岩特征。湾湾梁地区火山岩为一套玄武岩—流纹岩组合,可能属拉张环境下的双峰式火山岩。

4. 被动陆缘坳陷阶段

该阶段自中侏罗世巴通期至晚侏罗世基末里期。整个羌塘地区发生了相对稳定的均匀

沉降作用，盆地内发生了大规模海侵，海水淹没了中央隆起，将南北坳陷连接成一个统一的被动大陆边缘坳陷盆地，整体上呈北浅南深的单斜结构，以碳酸盐台地沉积为主，总沉积厚度 500 ~1200m。需要强调的是，这一阶段也是班公湖-怒江洋盆扩张至最大又逐步关闭的时期，且盆地内发生了两次明显的海侵-海退过程。但如前文论述，这一海平面变化是受全球海平面变化所至，而不是区域构造活动的产物。由此推断，班公湖-怒江洋盆并没有发生过向北的俯冲消减作用，该洋盆的关闭是通过向南俯冲消减还是所谓的“停靠方式”来实现，还有待进一步研究。

5. 羌塘盆地萎缩阶段

该阶段发生在晚侏罗世提塘期—早白垩世贝利阿斯期。提塘期，随着班公湖-怒江洋盆关闭，羌塘盆地南部迅速抬升，形成河流-三角洲环境，沉积红色碎屑岩，海水向西北部退缩，在北羌塘坳陷中西部形成一个向北西开口的海湾-潟湖环境，沉积灰岩、泥岩和粉砂岩，沉积厚度 600 ~1600m，其外缘发育河流-三角洲相紫红色碎屑沉积。大约在贝利阿斯期末，海水推出羌塘地区，结束中生代海相盆地的演化历史。

第四章 羌塘盆地构造动力学与油气成藏效应

第一节 盆地构造单元划分

一、盆地构造单元划分

从构造演化的角度来看，羌塘盆地后期改造强烈，为改造型残留盆地，盆地边缘与地块边缘及活动带三位一体，相互依存，彼此影响，其发展演化和改造密切相关、有机相连。

在综合前人研究成果的基础上，笔者对盆地构造单元的划分，重点考虑了两个方面的：基底构造划分以物探资料为主，结合盖层沉积特征（沉积相、沉积厚度）和展布特征，充分运用盆地内现有的航磁、重力、大地电磁测深及地震资料，并结合相关盖层组成特征，将盆地划分为北部边缘断阶带、北羌塘坳陷带、中部隆起、南羌塘坳陷带、西部隆起和东部隆起，在隆起和坳陷中再进一步划分为凸起带和凹陷带。盖层构造单元划分以构造变形型式和变形程度为主，将北羌塘划分为北部边缘断褶带、北部复背斜带、中部复向斜带、南部复背斜带、南部边缘断褶带。南羌塘坳陷带中划分为南羌塘南缘断褶带、南羌塘复背斜带。

根据上述原则，结合羌塘基底构造和盖层构造变形特征，将羌塘盆地构造单元划分为如表 4-1、图 4-1、图 4-2 所示。

表 4-1 羌塘盆地构造单元一览表

可可西里（拉竹龙）-金沙江缝合带			
羌塘盆地	基底构造单元		盖层构造单元
	羌塘北缘断阶带		北羌塘北缘逆冲断褶带
	北羌塘坳陷带	羌塘北缘凹陷带	
		羌塘北部凸起带	
		羌塘北部凹陷带	北羌塘中部复向斜带
		羌塘中部凸起带	
		羌塘南部凹陷带	
		羌塘南部凸起带	北羌塘南部复背斜带
		羌塘南缘凹陷带	北羌塘南缘逆冲断褶带
	中部隆起	玛依岗日凸起	
		查尔错凸起	
		各拉丹冬凸起	
南羌塘坳陷带		南羌塘复背斜带	
		南羌塘南缘断褶带	
沱沱河-杂多隆起		沱沱河-杂多逆冲推覆带	
班公湖-怒江缝合带			

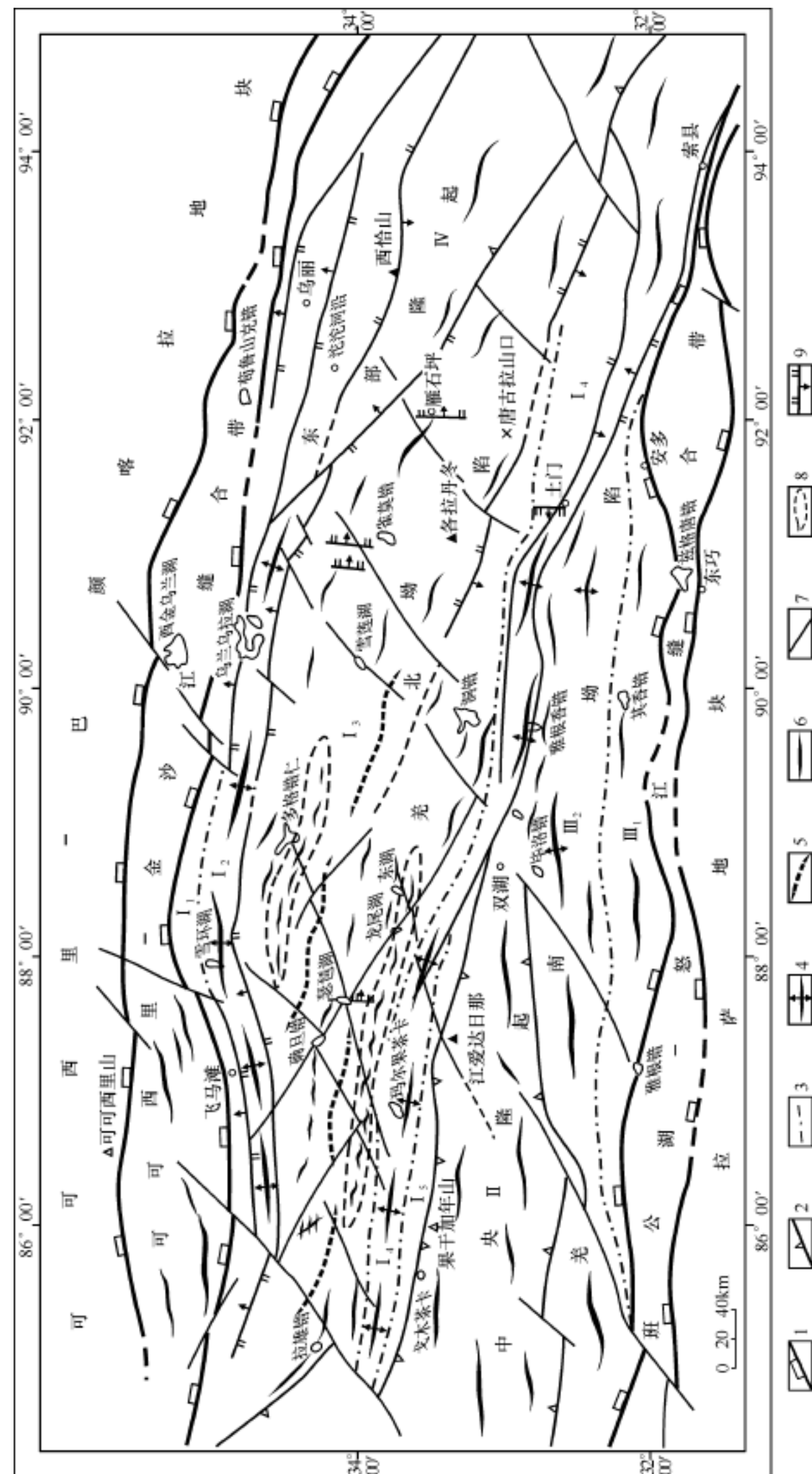


图 4-1 羌塘盆地构造单元划分和构造形迹展布图

1—缝合带及盆地边界断裂；2—一级构造单元边界断裂；3—二级构造单元边界断裂；4—复背斜；5—复向斜；6—背斜；7—断层；8—次级背斜带；9—逆冲断层；I₁—北羌塘拗陷；I₂—北缘逆冲断褶带；I₃—北部复背斜带；I₄—中部复背斜带；I₅—南部复背斜带；II—中部隆起；III₁—南羌塘拗陷；III₂—羌南北部复背斜带；IV—沱沱河—杂多推覆带

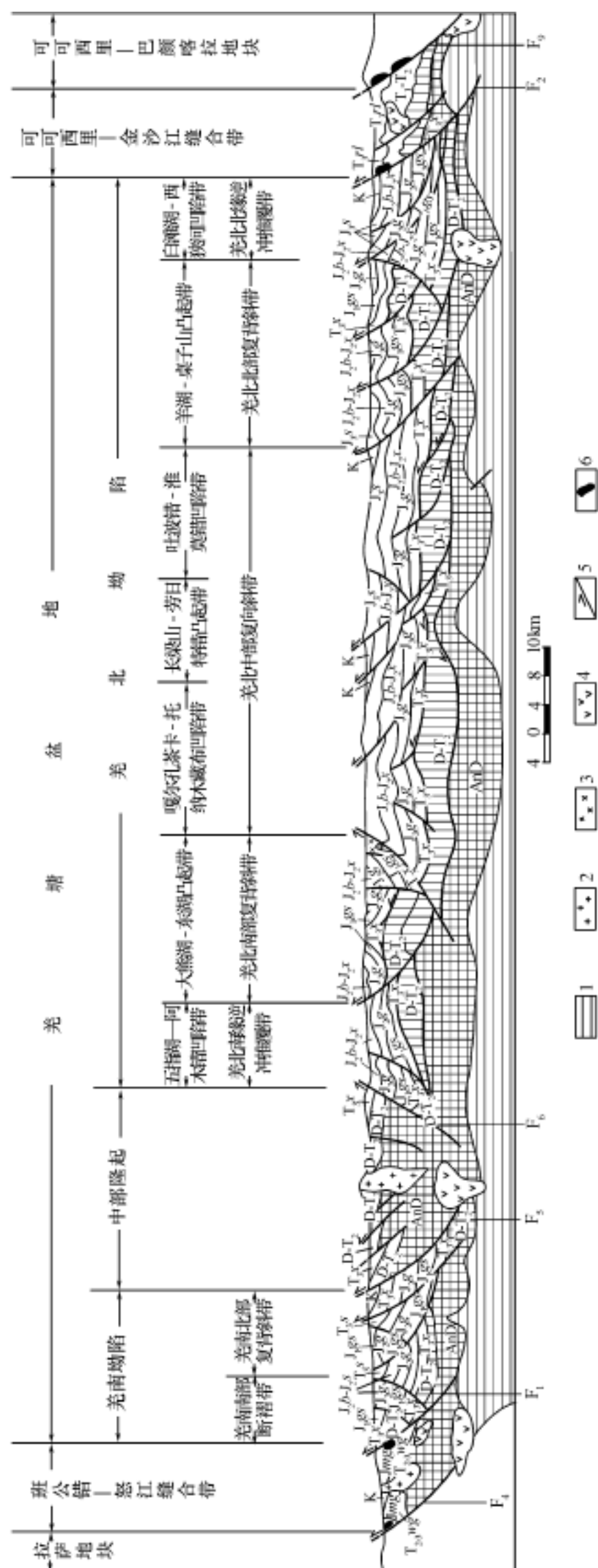


图 4-2 羌塘盆地构造格局及构造样式图

N—新近系；K—白垩系；J₁—索瓦组；J₂—布曲组—夏里组；J₃—雀莫错组；J₄—曲色组（那底岗日组）；J₅—木嘎岗日组；J₆—肖茶卡组；J₇—若拉岗日组；J₈—泥盆系—中三叠统；J₉—前泥盆系（基底）。1—壳内低阻层；2—花岗岩；3—辉绿岩；4—安山岩；5—断层；6—超基性岩。F₁—改则—丁青断裂；F₂—川岛—岗盛日断裂；F₃—得雨—叶鲁苏断裂；F₄—革吉—果松错断裂；F₅—依布茶卡—比隆错断裂；F₆—玛尔果茶卡—阿木岗断裂。

二、构造单元基本特征

(一) 中部隆起构造特征

1. 基底构造

中部隆起于玛依岗日、果干加年山等地，北界以玛尔果茶卡-阿木岗断裂与北羌塘拗陷为界，其南以依布茶卡-比隆错断裂与南羌塘拗陷为界，在西雅尔岗以西出露于地表，以东隐伏地下，并沿各拉丹冬一线向东延伸。

南北向横贯隆起的综合地球物理剖面、航磁资料及重-磁反演剖面分析表明，中部隆起可进一步细分为3个次级凸起构造，即西段玛依岗日凸起、中段阿木岗凸起、东段各拉丹冬凸起（图4-3）。东段各拉丹冬凸起在地表未见显示，但据地球物理特征显示为中部隆起东延部分，并向北凸出成弧形。侏罗系沉积系统分析表明，该凸起对中侏罗世雀莫错—夏里期沉积具有明显控制作用。中部隆起中西段分别为玛依岗日凸起和阿木岗凸起，可分为南北两个亚带。北亚带为构造岩浆岩带，燕山早期中基性—中酸性岩浆活动强烈，大片花岗岩体侵位；南亚带为断块带，断裂十分发育，岩浆活动相对微弱，隆起带内褶皱、断裂较发育，主要为东西向，地层分布和沉积建造综合分析表明，中部隆起形成于晚三叠世，定型于侏罗纪末。

2. 表层构造

中部隆起西段前泥盆纪变质基底出露地表，东段自西而东由海西—印支构造层逐渐过渡为燕山构造层。在地表，中部隆起带南北两侧断层构成反冲构造格局，基底变质岩系或海西—印支构造层地层逆冲推覆于侏罗系之上，构成反冲三角带。中部隆起结晶基底经历了多期变形改造和叠加，根据其残存的构造形迹反映的构造样式和序次关系，显示结晶基底曾经历了北东-南西向挤压、南东东-北西西向挤压、区域性韧性剪切变形和南北向挤压4期构造变形。褶皱基底经历了两个变形幕，早期主要是伴随区域性的动力变质作用形成区域性片理 S_1 ，第二期是在南北向挤压下形成较为宽缓的背向斜构造。

(二) 北羌塘拗陷构造特征

1. 基底构造

航磁、大地电磁测深和重力资料显示，北羌塘拗陷带可进一步划分为若干次级凸起和凹陷（图4-3），凸起和凹陷在平面上相间排列，总体上显示近东西向带状展布。单个凸起呈狭长带状，延伸方向为北西西向，其次为北东东向，少量呈东西向延伸。单个凸起互相联结，构成较明显的棋盘格（网格）状组合图像；凹陷被狭长条带状凸起分隔，其形态多为菱形、长条形，凹陷总体展布方向为东西向，单个凹陷展布方向主要呈北西西向，其次为北东东向和东西向。

2. 盖层构造

北羌塘拗陷盖层中褶皱和断裂都较发育。褶皱以东西向为主，仅局部偶见北西向，北东向和南北向背向斜，但规模都不大，断层有东西向、北东向、北北东向、北西向、北西西向和近南北向多组。北羌塘拗陷盖层主要受燕山晚期—喜马拉雅构造运动影响，卷入褶皱、断层变形。根据褶皱断层的组合关系、变形样式，由北而南可划分出北部边缘断褶带、北部复背斜带、中部复向斜带、南部复背斜带、南部边缘断褶带等5个构造变形单元（图4-1，4-2）。各区带与基底构造（拗陷和凸凹）大体上可对应，但不完全相当（表4-2）。

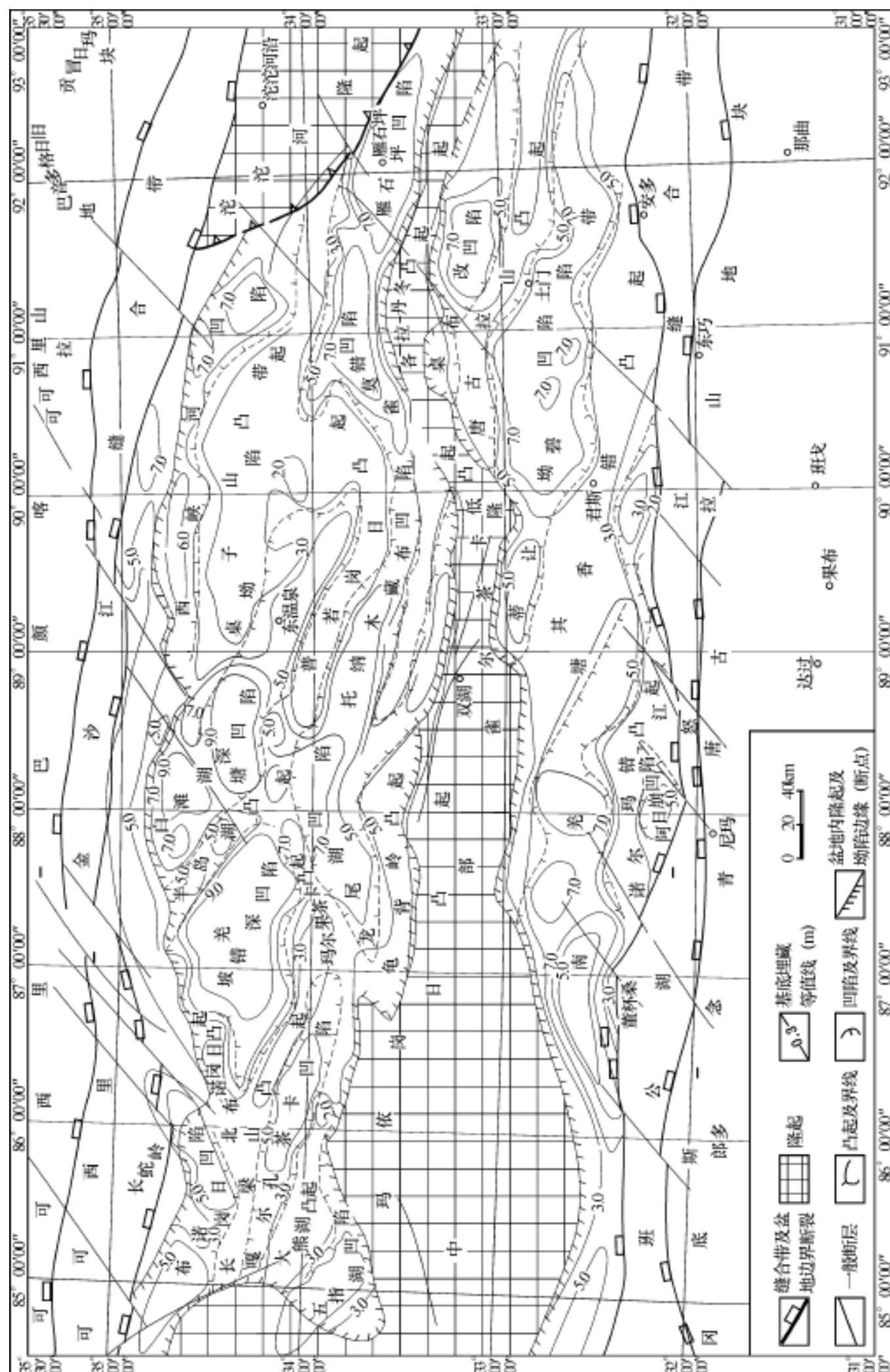


图 4-3 羌塘盆地基底构造图

表 4-2 羌塘盆地盖层与基底构造单元对应关系

盖层构造区带						基底构造分带	
羌北盆地	北部边缘断褶带					羌塘北缘断阶带	
	北部复背斜断褶带					布若岗日—白滩湖—西狭河凹陷带	
	独雪门 复背斜	白龙冰河 复背斜	樱桃湖 复背斜	雪环湖—弯弯 梁复背斜	中岛湖 复背斜	布若错—羊湖—桌子山凸起带	
	中部复向斜带					吐波错—雀莫错凹陷带	
	雪源湖 复向斜	双泉湖 复向斜	吐波错 复向斜	琵琶湖 复向斜	向峰河—波 涛湖复向斜	长梁山—劳日特凸起带	
						嘎尔孔茶卡—纳木藏布凹陷	
	南部复背斜带						
长梁山 复背斜	菊花山 复背斜	玛尔果茶 卡复背斜	长蛇山 复背斜	达尔温错 复背斜	大熊湖—龟背岭—东湖凸起带		
南部边缘断褶带						五指湖—阿木错凹陷带	
中央隆起						中央隆起	玛依岗日凸起 雀尔茶卡凸起 各拉丹冬凸起
羌南盆地	北部复背斜带					南羌塘拗陷	桌改布凹陷 唐古拉山凸起 蒂让土门凹陷 毕洛错—其香错凸起 帕度错—纳江错凹陷 诺尔玛错凸起 阿山脚日凹陷
	南部边缘断褶带						

(三) 南羌塘拗陷构造特征

1. 基底构造

羌南拗陷位于中央隆起带南侧，其南为班公湖-怒江缝合带，总体呈东西向展布的长条带状。南羌塘基底埋深等值线展布和航磁、重力及大地电磁测深资料分析表明，南羌塘拗陷内部基底发育一系列北西西—东西向展布的次级凸起和凹陷，从南西到北东分别为阿山脚日凹陷、诺尔玛错凸起、帕度错-纳江错凹陷、毕洛错-其香错凸起、蒂让-土门凹陷、唐古拉山凸起、卓改布凹陷。凹陷和凸起均为条带状，呈近东西向雁行状斜列。其中帕度错-纳江错凹陷、蒂让碧错-土门凹陷最大，埋深达 7 ~9km (图 4-3)。

2. 盖层构造

南羌塘拗陷盖层构造相对北羌塘复杂、强烈，大体可划分为南部逆冲断褶带和北部复背斜带。北部复背斜带位于拗陷北部比隆错、昂达尔错、土门一带，由达卓玛背斜带、比隆错-鄂斯玛褶皱带、日阿莎复向斜带等组成，褶皱以直立开阔到紧闭形态为，轴向近东西向；断层发育 (图 4-1)。基底由帕度错凹陷、土门凹陷、比隆错凸起和唐古拉凸起等组成。南部边缘褶皱逆冲带位于盆地最南部，与班公湖-怒江缝合带为邻，总体呈向北凸出的弧形，紧闭-倒转褶皱和断面南倾的逆冲断层发育，局部构成叠瓦状构造。

第二节 构造变形及形成机制

一、盆地构造层划分

羌塘盆地经历了多期构造运动的叠加改造,在对大量资料分析和野外地质调查基础上,根据羌塘盆地地层不整合关系、构造变形和演化特征,可以将盆地划分为7个构造层,即基底构造层()、奥陶系—志留系构造层()、泥盆系—下二叠统构造层()、上二叠统—三叠系构造层()、侏罗系构造层()、白垩系构造层()、古—新近系构造层()和第四系构造层()。各构造层不仅在岩石组合、形成环境、构造变形与结构上存在一定差异,而且不同构造层间均表现为角度不整合接触。同时,在不同构造层内,根据地层接触关系又可以分为若干亚构造层,构造层和亚构造层分别代表了不同构造运动和构造运动不同构造幕(表4-3)。

二、盆地褶皱构造样式及形成机制

(一) 褶皱构造分布

野外地质调查、遥感解译和已有地质资料分析统计发现,羌塘盆地内发育众多的大型褶皱构造,这些褶皱构造空间展布上具有明显的规律性(图4-1)。从图上可以看出,盆地内褶皱构造轴向大致以东西向为主,但也有一定的差异,在北羌塘坳陷东经86°30′以西褶皱轴向以北西西—北西向为主,在86°30′—88°30′为近东西—北西西向,向东在88°30′以东又拐向北西向,总体构成倒“S”型展布轮廓。在南羌塘坳陷以东西向褶皱为主。从纵向变化来看,褶皱分布强度和密度又存在显著特点,靠近盆地南北部边界以及中部隆起带两侧褶皱分布密度较大,形态也较为紧闭,而在北羌塘和南羌塘坳陷中部,褶皱密度相对较小,形态也较为开阔。

另一方面,盆地内构成褶皱构造的地层在空间展布上也存在一定差异性,盆地内背斜核部地层从泥盆系到新近系均有出露,在中央隆起带及其两侧由泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系组成的褶皱较发育,在靠近盆地边界地区由三叠系组成的褶皱发育,而在北羌塘和南羌塘坳陷中部侏罗系和新生界褶皱发育。统计表明,核部由中、上侏罗统地层构成的背斜,占盆地背斜总数的80%~85%。

(二) 褶皱变形

羌塘盆地褶皱构造按照其轴向可以分为东西向、北西向、北东向和南北向褶皱,局部还出现褶皱叠加现象。从区域动力学分析,盆地内不同构造层褶皱主体受南北向挤压体制制约,特别是时代较老的构造层经历了多期南北向挤压短缩变形,其现今褶皱形态和组合方式是多期构造近于共轴叠加的结果。下面以盆地内主要褶皱为例,分析盆地褶皱构造的形态特征。

1. 东西向褶皱

盆地盖层中东西向褶皱主要分布于北羌塘和南羌塘坳陷中,其中规模较大的有长梁山复背斜、菊花山复背斜、长蛇山复背斜、白龙冰河复背斜、金星湖背斜、黄水湖背斜、白滩湖背斜、多格错仁背斜、向锋河背斜。

表 4-3 羌塘盆地构造层划分

界	地层系统			年龄 Ma	地层接触 关系	构造层		构造运动
	系	统	组					
新生界	第四系	全新统	Q	2.48	不整合	VIII	VII ₄	喜马拉雅运动 IV
		更新统			不整合			喜马拉雅运动 III
	新近系	上新统	石平顶组 (N _{2s})	23.3	不整合	VII	VII ₃	喜马拉雅运动 II
			喷呐湖组 (N _{2s})		不整合		VII ₂	喜马拉雅运动 I
		中新统	康托组 (N _{1k})		不整合		VII ₁	
	古近系	渐新统	双湖组 (E ₃) (沱沱河组)	35.4	不整合			燕山运动 III
		始新统			不整合			
中生界	白垩系	上统	桑恰山组 (K _{2s})	135.0	不整合	VI		燕山运动 II
		下统	阿布山组 (K _a) 错居日组 (K _{2c})		不整合			
	侏罗系	上统	雪山组 (J _{3x})	178	假整合	V	V ₂	燕山运动 I
			索瓦组 (J _{3s})		假整合			
		中统	夏里组 (J _{2x})		假整合			
			布曲组 (J _{2b})		假整合			
			雀莫错组 (J _{2q})		假整合			
		下统	曲色组 (J _{1qs}) (那底岗日组)		不整合		V ₁	印支运动 III
	三叠系	上统	肖茶卡组 (T _{3x})	208	不整合	IV	IV ₃	印支运动 II
		中统	康南组 (T _{2k})		不整合		IV ₂	印支运动 I
		下统	康鲁组 (T _{1k})		假整合			海西运动 II
					不整合			
古生界	二叠系	上统	热觉茶卡组 (P _{2r})	250	假整合			海西运动 I
		下统	鲁谷组 (P _{1l})		不整合			
	石炭系	上统	里查组 (C _{3l})	290	假整合	III	III ₂	加里东运动 II
		中统	塔里木组 (C _{2t})		假整合			
		下统	日湾茶卡组 (C _{1r})		假整合			
	泥盆系	中统	查桑组 (D _{2c})	362	假整合		III ₁	加里东运动 I
		下统	达尔东组 (D _{1d})		不整合			
	志留系	中下统	普尔群 (S _{1,2pr})	409	不整合	II		
	奥陶系	中统	饮水河组 (O _y)		不整合			
					不整合			加里东运动 I
中新元古界		玛依岗日群			不整合	I		
		戈木日群			不整合			
古元古界		阿木岗群			不整合			

菊花山复背斜位于北羌塘坳陷西段南缘菊花山—茶足日山一带，轴向近东西，东西延伸约 50km。其核部为肖茶卡组灰岩，两翼依次为中—厚层状微晶灰岩、曲色组及雀莫错组砂岩。背斜南翼近核部产状发生倒转（ $347^{\circ} 69'$ ），向翼部逐渐变直立，然后转而向南倾斜（ $170^{\circ} 50'$ ）；背斜北翼产状近核部较陡（ $330^{\circ} 60'$ ），向翼部逐渐变缓（ $35^{\circ} 25'$ ），并被一系列次级褶皱复杂化。剖面上深部南翼倒转，向地表逐渐变正常。背斜向西延伸被北西向平移断层错断。背斜转折部较圆滑，枢纽向南西西倾伏（ $250^{\circ} 10'$ ），深部轴面向北倾斜（ $340^{\circ} 65'$ ），向地表轴面逐渐变直立（ $180^{\circ} 88'$ ），背斜两翼夹角 90° （图 4-4）。应力分析显示，背斜形成于北北西-南南东挤压应力场。

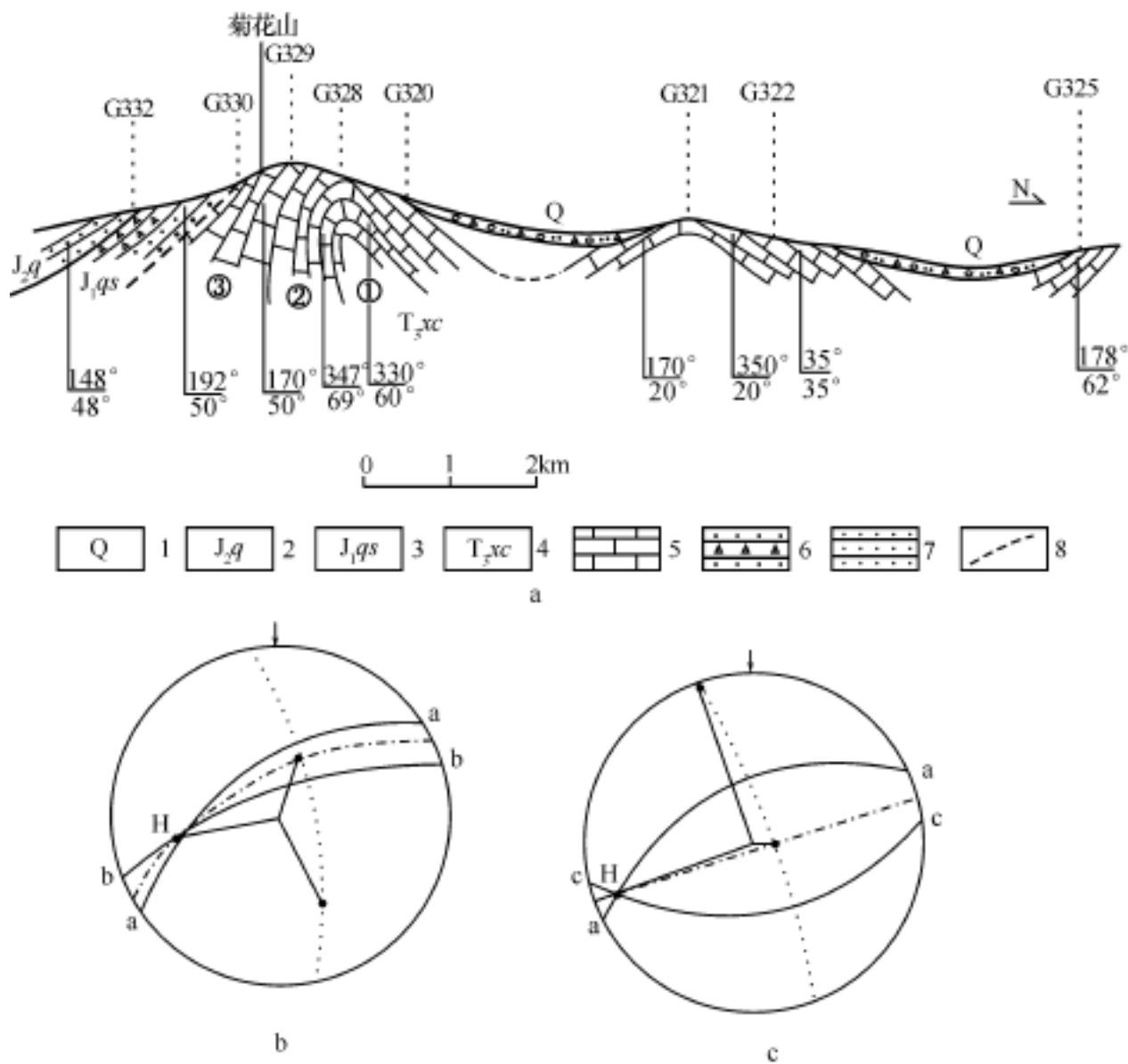


图 4-4 菊花山背斜剖面 (a) 及赤平投影分析 (b、c)

1—第四系；2—雀莫错组；3—曲色组；4—肖茶卡组；5—灰岩；6—砾岩；7—砂岩；8—平行不整合；
b—背斜深部产状投影及要素特征；c—背斜浅部产状投影及要素特征；H—背斜枢纽投影，点划线为背斜轴面投影； σ_1 、 σ_2 、 σ_3 主应力投影

金星湖背斜位于北羌塘坳陷中西部吐波错南，轴向东西向，西起白云湖、向东至双尖山一带（图 4-5）。背斜沿轴向延伸长达 35km 左右，宽度约 6km，面积约 200km^2 ，核部地层为索瓦组，两翼为康托组、索瓦组；背斜枢纽沿轴向有起伏，向西倾没，向东延伸至确旦错后向东倾没。背斜转折端较圆滑开阔，保存较好。背斜沿走向两翼轴面及枢纽产状有变化，其西段在缠山沙河南两翼优势产状为 $193^{\circ} 24'$ 、 $345^{\circ} 20'$ ；具此求得轴面产状

为 $0^{\circ} 88'$ ；枢纽产状 $270^{\circ} 6'$ ；中段长龙梁一带两翼优势产状为 $180^{\circ} 26'$ ； $348^{\circ} 22'$ ；所求轴面产状为 $354^{\circ} 88'$ ；枢纽产状 $265^{\circ} 3'$ ；东段双尖山一带两翼优势产状为 $130^{\circ} 32'$ ； $340^{\circ} 45'$ ；所求轴面产状为 $147^{\circ} 83'$ ；枢纽产状 $59^{\circ} 11'$ 。根据野外取得的数据作出的背斜构造等值线图和三维立体图显示（图 4-5），该背斜表现相当明显，连续性好，但沿轴向枢纽既有方位变化也有起伏变化。在中部偏东环山沙河—大湾河一线枢纽有一明显的低陷区。其东西宽约 3km 左右。以其为界，在其东西两侧为高突起，西部突起较为规整，长约 18km，宽约 4km，其中具有 3 个高点，高程均在 5000m 以上。其中中央高点范围较大；东部突起段形态变化较大，从而向东呈一分支状，并明显向东扬起，因而其宽度明显膨胀加大，但再向东则被北东向紊埂梁断层所截而不完整。

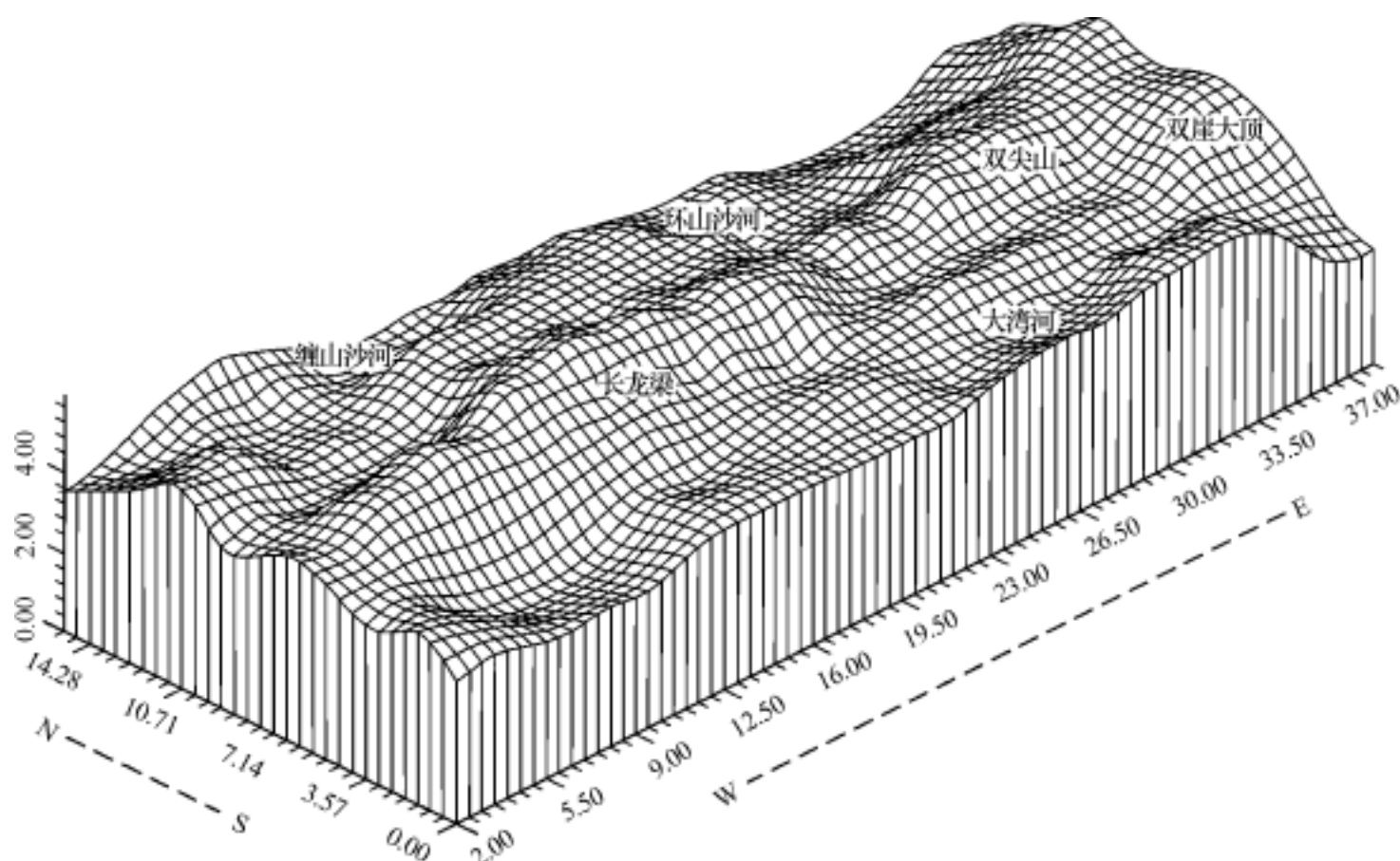


图 4-5 金星湖构造 J_3s^2/J_3s^1 界面构造立体图

达卓玛背斜位于南羌坳陷东段，轴向东西，核部地层为布曲组，两翼依次为夏里组和索瓦组，两翼倾角变化于 $35^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 之间。该背斜长轴 55km，短轴 8km，面积大于 400km^2 ，是盆地规模最大的单个背斜。

2. 北西向褶皱

五节梁背斜：位于北羌塘坳陷中部东湖西五节梁一带，背斜轴向北西西向，长 17km，宽约 8km，面积 100km^2 。核部地层为夏里组，两翼为索瓦组，北翼倾角平均 38° ；南翼平均倾角 43° ；为一近于直立开阔背斜。

石心湖背斜：位于北羌塘坳陷中部石心湖一带，轴向北西西，长约 21km，宽约 5km，出露面积 80km^2 。核部地层为夏里组，翼部为索瓦组。平面上呈短轴状，剖面上转折端呈平缓开阔圆弧形。背斜北翼倾角 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ；并发育次一级波状弯曲；南翼产状较陡立，大部分被断失。背斜沿走向两翼轴面及枢纽产状均有变化，由西—中—东两翼产状分别为

($190^{\circ} 34' 350^{\circ} 17'$)、($184^{\circ} 32' 358^{\circ} 19'$)、($170^{\circ} 45' 20^{\circ} 40'$)，轴面产状分别为 $3^{\circ} 81' 184^{\circ} 32' 4^{\circ} 87'$ ；枢纽产状分别为 $274^{\circ} 4' 272^{\circ} 1' 94^{\circ} 13'$ ，显示背斜沿轴向枢纽有起伏，西、中段为直立水平褶皱，而东段为直立倾伏褶皱。

3. 北东向褶皱

羌塘盆地中北东向褶皱不发育，仅局部偶见，且规模很小。

蚂蝗山背斜：位于北羌塘坳陷中部蚂蝗山至平乐沟一带，轴向北东东-南西西，长约15km，宽约2km，出露面积约 30km^2 ，两端被第四系覆盖。核部和翼部均由康托组组成。两翼产状正常，北翼倾角 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ；南翼倾角多在 60° 左右。背斜沿走向可分东西两段，其西段两翼优势产状为 $348^{\circ} 34' 180^{\circ} 60'$ ；轴面产状为 $355^{\circ} 77'$ ；枢纽产状为 $267^{\circ} 6'$ ；属斜歪倾伏褶曲；东段两翼产状 $177^{\circ} 60' 355^{\circ} 52'$ ；轴面产状 $356^{\circ} 86' 266^{\circ} 1'$ ；属直立水平褶曲。背斜总体较开阔，翼间角 $140^{\circ}\sim 160^{\circ}$ 。

4. 南北向褶皱

北羌塘坳陷中南北向褶皱不发育，仅局部偶见，且规模甚小，已发现的主要有双泉湖北背斜、新月山南北向构造和祖尔肯乌拉山褶皱。

双泉湖北背斜位于北羌塘坳陷西部双泉湖北，背斜发育于夏里组灰绿色、黄绿色、黄灰色砂岩、粉砂岩中。轴向近南北向。两翼产状分别为 $280^{\circ} 70' 95^{\circ} 55'$ ；枢纽产状 $7^{\circ} 7'$ ；轴面产状 $95^{\circ} 84'$ ；两翼夹角 60° 。背斜斜跨于北北西褶皱之上。

新月山地区夏里组中发育一系列南北向背斜和向斜，虽然规模不大，但其形态十分清楚。平行南北向褶皱走向还发育有南北向逆断层。该区除发育南北向褶皱外，发育有东西向褶皱。

5. 褶皱叠加作用

羌塘盆地可见不同方向褶皱叠加，造成穹窿状、蛇形褶皱，对油气成藏十分有利。以雁翎河蛇形背斜和托纳木斜跨叠加褶皱为例，分析盆地叠加褶皱特点。

雁翎河蛇形背斜位于雁翎河上游，其轴向由近南北向转为近东西向，再转向北北西向。背斜核部出露地层为中侏罗统夏里组、两翼为上侏罗统索瓦组，其西南翼倾角变化在 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 之间，而东北翼倾角变化在 $32^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 之间，在两端近南北走向段可见地层向西倒转现象。与背斜轴向大体呈直交分布有4条北东向褶皱横斜跨于早期近东西向褶皱之上，使早期东西向褶皱被后期北东向褶皱复合叠加。早期东西向褶皱轴发生弯曲的结果，表明羌塘盆地曾经历过早期南北向挤压和晚期北西向挤压（图4-6）。

托纳木斜跨叠加褶皱位于北羌塘坳陷中部托纳木地区。东西向托纳木背斜沿走向轴线向北凸出成弧形，而且枢纽波状起

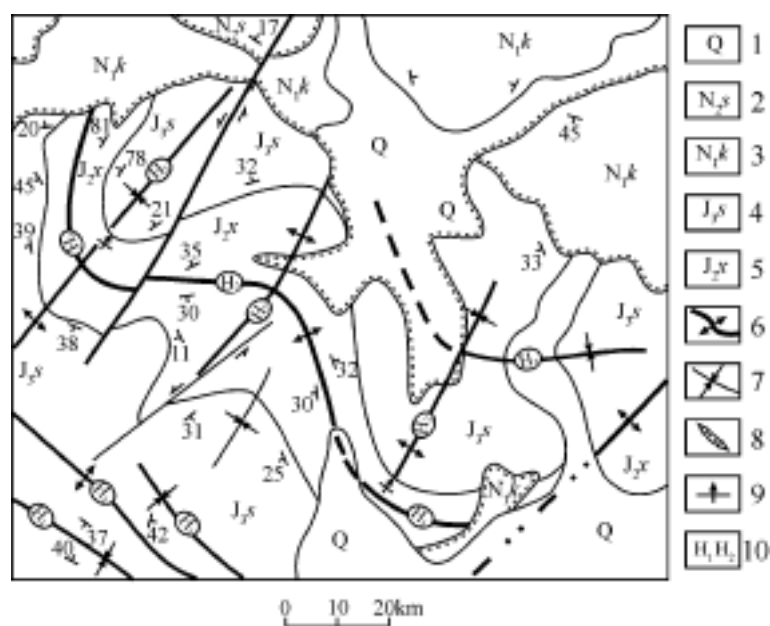


图 4-6 白滩湖雁翎河叠加褶皱平面图

1—第四系；2—喷呐湖组；3—康托组；4—索瓦组；
5—夏里组；6—背斜轴线；7—向斜轴线；8—隐伏向(背)斜；
9—直立产状；10—早期褶皱(H₁)，晚期褶皱(H₂)

伏，呈鞍状。托纳木背斜北侧的东西向向斜轴线沿走向同样呈弧形弯曲，枢纽起伏，北西向背斜和向斜斜跨于东西向背斜和向斜之上。背斜和背斜叠加部位形成穹窿状构造，向斜与背斜叠加部位，背斜枢纽倾伏，形成鞍部；而向斜和向斜叠加部位则凹陷加剧形成梅花状“盆地”，表明盆地曾先后经历南北向和北东向挤压变形。这种早晚两期褶皱叠加，对油气聚集提供了有利的空间。

(三) 羌塘盆地盖层褶皱构造样式

构造样式是一套相关构造总的面貌和风格，包括一类构造的多个方面，也可反映具有密切联系的不同构造类型和构造要素的组合特征。一种样式的构造具有几何形态的特殊性、空间发育的普遍性、成因机制上的共同性，而且产于特定的地质背景和一定的构造层次中。构造样式的识别是研究变形机制、构造环境和划分构造层次的基础，是构造分析中的重要内容之一。根据对羌塘盆地实地调查所获资料综合分析，发现羌塘盆地盖层中褶皱构造样式作具有以下特点。

1. 背斜构造规模

波长、波幅和延伸长度是衡量背斜规模的三大要素，羌塘盆地大型褶皱（长轴 > 100km）数量较少，中型褶皱（长轴 100 ~50km）较大型褶皱多，盆地中常见的是小型褶皱（长轴 < 50km），三者比例大致为 1 2 7。盆地中褶皱波长大多为百米级—公里级，有的可达十公里级，其中达卓玛背斜规模最大，面积大于 400km²。

2. 褶皱剖面几何类型

指层状岩石各褶皱面形态的相互关系和厚度变化。羌塘盆地表层褶皱绝大部分属于平行褶皱，同一褶皱的各层在厚度上基本保持一致，具等厚特征，各层曲率变化由外到内逐渐加大，弯曲越来越紧闭。

3. 褶皱闭合程度（翼间角）

盆地内褶皱绝大部分属于开阔褶皱和平缓褶皱，其翼间角大多在 80 °~120 °之间，转折端大多圆滑，属中等偏弱变形强度。个别地段可见较为紧闭的褶皱。但从全局分析，坳陷区褶皱较隆起区褶皱开阔，坳陷区边缘褶皱较内部褶皱紧闭，北坳陷褶皱相对南坳陷褶皱开阔，北羌塘坳陷中西段和东段褶皱相对中段褶皱紧闭。就时间而言，发育于老地层中的褶皱相对于发育于新地层中的褶皱要紧闭一些。前三叠系以开阔背斜和闭合背斜为主，三叠系以开阔、平缓背斜为主，少数为闭合褶皱；侏罗系全部为开阔褶皱和平缓褶皱，古、新近系中全为平缓褶皱。表明盆地具递进变形特征。

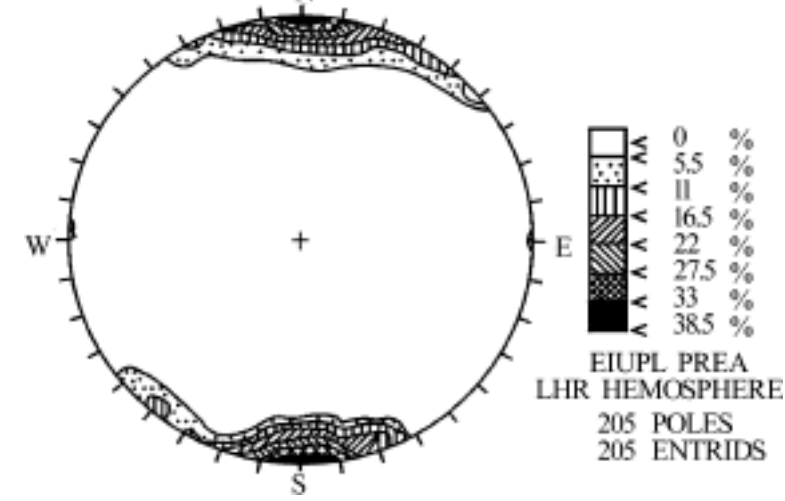


图 4-7 盆地内褶皱轴面极点赤平投影图

4. 轴面和枢纽产状特征

褶皱轴面和枢纽的发育规律性，表征了盆地地层变形的应力场作用方式。

羌塘盆地褶皱轴面以近直立为主，具有向南或向北微弱倾角，少数褶皱轴面倾向北北东、北北西或南南西、南南东，仅个别褶皱轴面西倾或东倾。这说明盆地内褶皱轴向以近东西向占绝对优势，并以直立褶皱为主（图版 - A，B），仅少数走向北北西—北西或北北东—北东（图4-7，

4-8)，反映形成时挤压作用方式以南北向对称挤压为主，总体应变方式为纯剪应变，无明显单一倒向。伴有（或派生）北北西-南南东、北北东-南南西和东西向挤压褶皱枢纽反映褶皱的倾伏状况。盆地内绝大多数褶皱枢纽倾伏方向为近东或近西，极少数倾方向为北西-南东或北东-南西。个别倾伏方向近南北。倾伏角均很小，近于水平。反映盆地内以水平褶皱为主，少数为微倾伏褶皱。

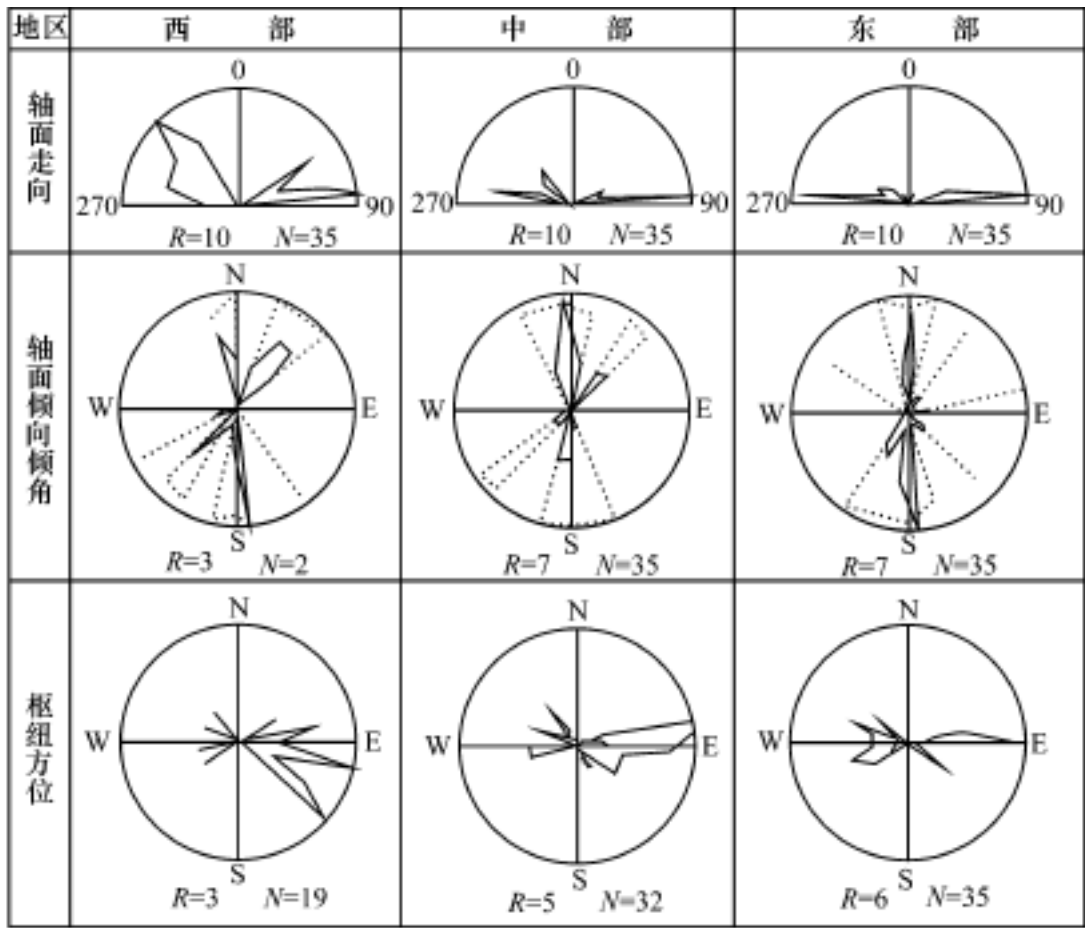


图 4-8 北羌塘拗陷褶皱轴面、枢纽玫瑰花图

总观盆地褶皱轴面和枢纽特征，表明盆地褶皱以直立水平褶皱为主。

5. 褶皱深部变化趋势

羌塘盆地深部物探工作有限，褶皱深部变化特征很难恢复。根据地表观察盆地内褶皱多具协调特征，表现为等厚—不等厚过渡型褶皱。另据重力测量异常值经电算处理，发现相当于康托组底面（ h_1 ）的起伏和相当于曲色组底面的（ h_2 ）起伏有一定对应性，但康托组底面起伏幅度较曲色组底面起伏幅度大（图 4-9，4-10）。表明盆地内褶皱向深部有减弱、变得更开阔平缓趋势。

6. 褶皱组合特征

(1) 剖面组合类型

根据对横过羌塘盆地不同单元构造剖面系统研究（图 4-11），盆地褶皱在横剖面上总体特征显示背斜相对向斜宽度小，而向斜则大多宽缓；转折端平坦、开阔，为“类隔挡”式褶皱，即具有侏罗山式褶皱特征。另外，复背斜复向斜极为常见。

(2) 平面组合类型

盆地褶皱在平面上以平行成带排列，斜列为主。单个褶皱长短轴比值较小，大多在 3~10 之间，为短轴褶皱，少数褶皱长短轴比超过 10，呈线状褶皱，个别褶皱长短轴比小

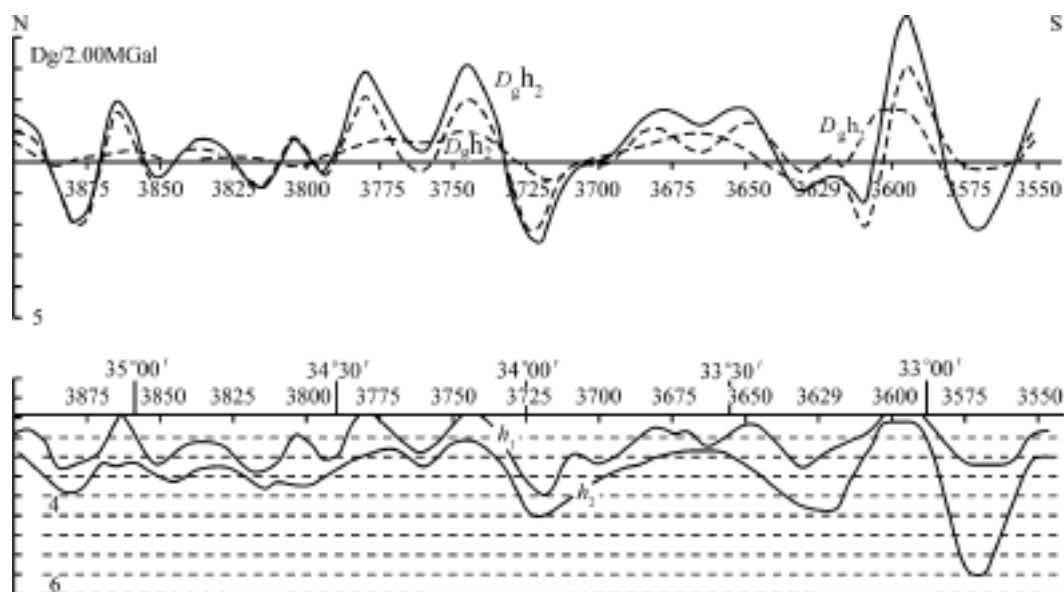


图 4-9 东经 86 °10 重力场测量三维体 - μ 函数处理剖面图

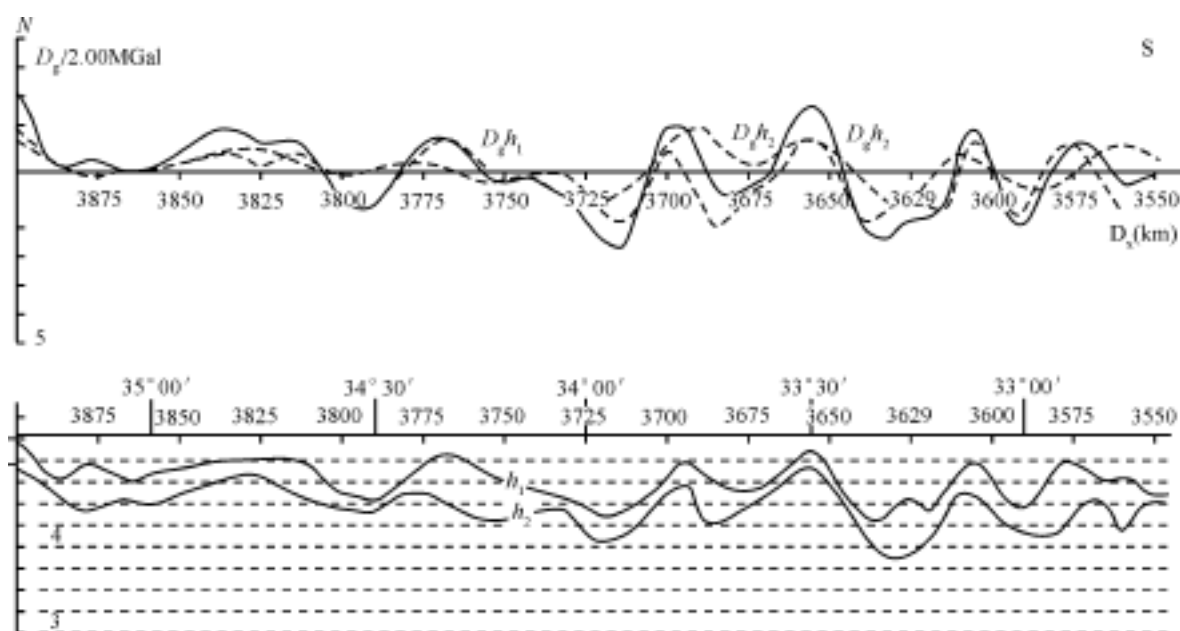


图 4-10 东经 88 °重力场测量三维 - μ 函数处理剖面图

于 3 显示穹隆状构造。

7. 褶皱成因

盆地内褶皱以纵弯褶皱为主，也存在同生披覆褶皱和小型底辟褶皱。纵弯褶皱主要是在近南北向区域水平挤压应力场下形成的，其长轴方向与区域构造线方向基本一致。其次为与古构造（或古地形）有关的披覆构造，这类构造在盆地内数量很少，如千秋岭背斜，其下二叠统中背斜两翼产状为 $10^{\circ} - 50^{\circ}$ 、 $160^{\circ} - 55^{\circ}$ ；而其上覆布曲组中背斜两翼产状为 $10^{\circ} - 30^{\circ}$ 、 $160^{\circ} - 26^{\circ}$ 。中间缺失下侏罗统与中侏罗统雀莫错组，二者为不整合接触关系，但上、下地层倾向相同而倾角上小下大。这表明二叠系中背斜为一古背斜，而侏罗系布曲组背斜为与其有关的披覆构造。

另外，沱沱河上游雀莫错西也发育有披覆构造。背斜轴向近南北向，二叠系为核部的近南北向背斜（大隆起）。其东西两侧分别发育上三叠统，及侏罗系。上三叠统明显不整合于二叠系之上，中侏罗统雀莫错组又明显不整合于上三叠统之上，之间缺失下侏罗统。显示出中生代该区呈现一近南北向水下古隆起。

此外，盆地还发育底辟式褶皱，盆地中塑性泥岩和石膏层较发育，在强烈水平挤压作用或重力差异作用上向上流动，刺穿上覆岩层而形成底辟褶皱，如羌塘盆地雁石坪附近发育多个盐丘构造。

(四) 盆地褶皱形成机制及动力学分析

羌塘盆地褶皱发育，形态各异，组合类型齐全，对于其形成机制，由于缺乏充分的深部资料，难以深入探讨，下面就有限资料作一初步分析。

1) 侧向挤压是羌塘盆地褶皱形成的主要受力方式。羌塘盆地褶皱主要为纵弯褶皱，依其展布方向，显示盆地东西部主要是在北北东-南南西向挤压应力场形成，而盆地中部褶皱主要是在近南北向水平挤压下形成的。

2) 滑脱作用造成不同构造层褶皱的不协调。羌塘盆地基底和盖层中构造明显不协调，基底以断块构造为主，而盖层中以褶皱为主，而且盖层不同构造层或同一构造层不同层系中褶皱发育程度形态也有所差别，这显示基底与盖层之间，盖层中不同构造层之间或同一构造层中不同层系之间存在滑脱面，造成变形的不协调。

3) 基底构造对盖层褶皱起控制作用。羌塘盆地基底构造和盖层构造虽然不协调，存在差异，但从总体上讲，基底构造对盖层构造有影响，一定程度上控制了盖层构造的发育。基底中的凸凹对盖层中构造形态及分带具控制作用（表 4-2）。总体上，基底中凸起带对应盖层中的背斜褶皱带，而凹陷带对应盖层中的向斜带。由于基底凸起带较凹陷带狭窄，相应的盖层中出现“类隔挡”式褶皱组合特征。

4) 走滑作用造成褶皱的雁行斜列组合。盖层中褶皱大多具有雁行排列的特点，其原因，一是受基底北西西和北东东两组断裂的走滑影响，其二是由于盖层中断层的走滑错动，在两盘产生底部派生应力场，形成次级雁行分支褶皱。

5) 南北向持续挤压造成盖层中褶皱的继承性发育和递进变形。羌塘盆地自印支运动以来受古、中、新特提斯俯冲-碰撞造山体制制约，长期处于南北向持续挤压环境，使不同构造层依次发育东西向褶皱，并继承性发育，递进变形（图 4-12）。即三叠系及其以前岩层在晚三叠世末开始褶皱形成开阔平缓的近东西向褶皱带，之后在燕山运动进一步加强，至喜马拉雅运动，一方面加强另一方面遭受改造，控制侏罗系和白垩系沉积。侏罗系中褶皱是在侏罗纪末形成。在喜马拉雅运动得以加强并遭受改造；古、新近系褶皱是喜马拉雅运动初期开始形成到喜马拉雅中晚期进一步发展。

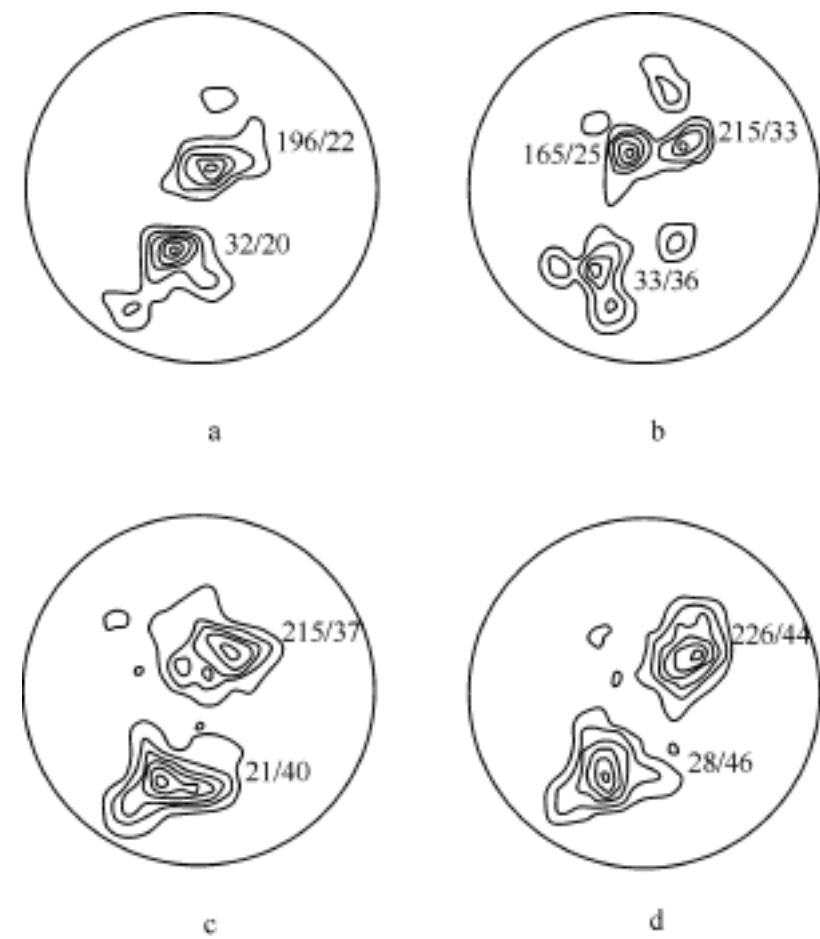


图 4-12 盆地褶皱两翼产状投影图
a—三叠系； b—白垩系； c—侏罗系； d—古、新近系

6) 构造运动的迁移和扩展造成盖层褶皱的运移扩展。根据区域资料分析，

拉竹龙-金沙江缝合带关闭时间由东向西逐渐发展，藏东川西金沙江洋壳在二叠纪时关闭，向北（羌塘盆地东北部）在晚三叠世关闭，之后俯冲方向逐渐转为向北偏转，至三叠纪末，羌塘地块与巴颜喀拉-松潘地块碰撞。导致羌塘盆地内部的挤压力具有由东向西，其方向由近东西向逐渐转为近南北向。并且应力由东向西、由北向南逐渐转化、传递，从而使印支期盆地内变形具有由东向西、由北向南传递推进的机制。到燕山晚期，班公湖-怒江断裂洋盆关闭，羌塘地块一方面遭受到来自南边冈底斯-念青唐古拉地块的强烈向北推挤，另一方面又遭受到北边巴颜喀拉-松潘地块阻挡，使羌塘盆地南北受挤压，应力由南北向中部推进，变形强度由南北向中部逐渐减弱，使南羌塘拗陷变形强于北羌塘；北羌塘拗陷内南北复背斜断裂带变形强于中部复向斜带。南北复背斜带褶皱幅度大、复背斜核部地层老，伴随断层的发育并有花岗岩侵入。到喜马拉雅晚期，由于印度板块向北挤压，并沿帕米尔地区呈楔形插入欧亚板块，导致青藏高原遭受南北向强烈挤压的同时，附加北东向挤压，甚至近东西向挤压，这种多方向挤压作用力也影响到羌塘盆地，使之在盆地内产生北西向和北东向褶皱和微弱的近南北向褶皱。因此，羌塘盆地东部的北西向褶皱和西部的北西向褶皱其初始形成外力是不一致的。

7) 断层垂向的错动导致牵引褶曲形成。盆地内断层经历多次活动，无论是东西向压性断层或北东-南西和北西-南东向走滑断层，在垂向上都有错动，在两盘产生牵引褶曲。

总体来看，羌塘盆地内褶皱构造的形成机制受多种动力学机制制约，包括南北向挤压、滑脱作用、基底构造、走滑剪切等，但从盆地褶皱构造形态、样式、空间分布规律和区域构造演化综合分析，区域主要动力学因素是南北向挤压作用，在挤压作用下形成了盆地大型北西—北西西向褶皱，同时由于滑脱和走滑作用是盆地褶皱形态复杂化，其中盆地南北边界断裂造山方式与过程控制了盆地褶皱空间分布型式。

三、盆地断裂构造

羌塘盆地断裂构造十分发育，是盆地重要构造特征之一，据统计羌塘盆地内发育约2000余条不同性质的断裂构造，按其方向可分为近东西向、北西向、北西西向，北东向、北东东向和近南北向7组，其中尤以北西西向、北东东向两组断层最发育（图4-1），断层性质以逆冲断层和走滑断层为主，约占盆地断层的96%以上。这些断层对盆地沉积建造及后期改造具有较明显的控制和分区作用，同时对盆地内油气运移与聚散具有重要的影响。

1. 北西西向断层

盆地北西西向断层很发育，规模大，常斜贯全盆地，总体具有右行走滑的性质，按照断层在盆地的分布特点，可将北西西向断裂大体可分为5条带。

1) 拉雄错-雅根香错带。该带西起拉雄错，向南东经大熊湖、热觉茶卡、江爱达日那，那底岗日至雅根香错，长达600km左右，再向东与二道沟-达尔温错带汇合，数条断层平行排列或雁行斜列断续延伸。包括大熊湖断层、拉雄错断层、热觉茶卡断层、照沙山断层、江爱达日那一带北西西向断层，断层具顺时针走滑特点。。

在野牛沟见断层错断康托组和喷呐湖组；在该断裂带东南段才多茶卡—雅根香错一带明显的表现为大型走滑特征，在其北侧发育一系列走向由北东逐渐转向为北西西—北西的弧形弯曲的次级压扭性断裂，向北西方向收敛，向北东方向撒开，构成派生帚状构造，断

裂带具有右旋走滑属性。

2) 二道沟河-达尔温错带。该带西起二道沟河, 向东经峻岭达坂、长蛇山至达尔温错。继续向东南延伸, 断层规模大, 连续性好, 几乎斜贯全盆地。在二道沟河、友谊沟、甜水河均见其走向北西西、倾向南南西, 局部倾向北北东, 倾角陡 ($70^{\circ}\sim 80^{\circ}$)。在甜水河、友谊沟见断层破碎带宽达 300 ~400m, 破碎带中可见角砾、透镜体具定向排列, 产状 $200^{\circ}\ 70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 。破裂带劈理化明显, 其产状 $195^{\circ}\ 75^{\circ}$ 。下断面上可见擦痕, 其侧伏向 270° ; 侧伏角 30° 。显示断层曾经历多次活动, 具顺时针走滑错动和反时针走滑错动。

3) 沙咀湖-洞错带。该带西起沙咀湖、向东经吐波错北、确旦错、琵琶湖、葫芦湖、龙尾湖至洞错。断层沿走向连续性好, 斜贯盆地北部, 北西段沿入拉竹龙-金沙江断裂缝合带, 具顺时针走滑错动。在琵琶湖长横山见断层倾向南西、倾角 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$; 其上盘为康托组紫红色砾岩, 产状 $95^{\circ}\ 40^{\circ}$ 。断层下盘康托组紫红色砾岩产状 $190^{\circ}\ 60^{\circ}$ 。在琵琶湖东见断面倾向北东, 近直立; 断层两盘为布曲组灰岩, 岩石特别破碎, 产状不清。在龙尾湖断层倾向南西。布曲组向北东斜冲于夏里组之上。切割最新地层为唢呐湖组, 表明形成于燕山运动, 新近纪仍在强烈活动。

4) 多色岭-唐古拉山带。该带西起多色岭, 向东经向峰河, 劳日特错至唐古拉山, 全长 500 余公里。不太发育, 连续性较差, 断断续续出现。有的断层倾向北北东, 有的则倾向南南西。在万安湖一带见断层倾向南西, 夏里组斜冲于索瓦组之上。各拉丹冬南断层切割侏罗系及康托组, 并具有明显的右行剪切性质。

5) 多格错仁带。该带位于多格错仁北, 西端起于玉盘湖南, 向东经中岛湖, 至跑牛河一带, 由数条断层平行延伸, 组合而成。断层倾向北北东或南南西, 具顺时走滑错动。

6) 冬布勒山带。该带位于冬布勒山, 该带由互相平行延伸的断层构成, 断层倾向北北东, 倾角较大。

2. 北东东向断层

盆地内北东东向断裂很发育, 规模大, 斜贯全盆地。北东东断层大体分为 4 条带。

1) 冬布勒山-他利克甘利山带。该带北起冬布勒山, 向南西经长颈湖、错尼、双泉湖、大熊湖、至他利克甘利山, 连续性好, 斜贯全区, 沿走向常被北西向断层错断; 其北段较发育, 由数条断层构成一断裂带。断层面倾向不一, 分别倾向北北西、南南东, 构成反冲或对冲组合。断层兼具反时针走滑错动和顺时针走滑错动, 显示多次活动。

2) 三角湖-戈木错带。该带北起三角湖、西峡河一带, 向南西经多格错仁、琵琶湖、唢呐湖、戈木错、伸入中部隆起。由数条断层沿走向组成断裂带, 发育较好, 基本连续, 局部地段显示右行斜列。全长 500 余公里。具多次活动, 显示反时针和顺时针走滑错动。切割最新地层为唢呐湖组。

3) 跑牛河-伏牛山带。该带北东起于跑牛河, 向南西经东温泉, 强仁温杂日、龙尾湖、江爱藏布至伏牛山。断层沿走向断续展布, 如江爱藏布断层沿江爱藏布呈北东走向延伸, 至龙尾湖, 地貌上显示断裂破碎带较宽, 总体向北北西倾向, 倾角较陡, 具顺时针错动。

4) 劳日特错带。该带北东起于雪莲湖, 向南西经劳日特错、美日切岗日向南西方向延伸。经双湖东延至雅根错与班公湖-怒江断裂带相汇合, 长达 220km。从该断裂在美日切错段与沙咀湖-洞错断裂带一起控制笙根背斜和托纳木背斜形成表明其形成在燕山中晚

期，到新近纪仍在活动，双湖一带见其切割了新近系。

3. 东西向断裂

盆地东西向断裂较发育，数量多，如戈木茶卡-阿木岗日断裂、邦雀日-土门断裂、依布茶卡-鄂雅错断裂、日阿更-托纠断裂、独雪山-玉盘湖-玉带山断层，白龙冰河断层、黑虎岭断层、浩波湖断层、雪源湖断层、长梁山断层等。但分布规律性不十分明显，大体上是近南北边界地带较拗陷中部发育。其倾向北或南，倾角 $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ ；规模较大，而且多发育于背斜轴部，或近轴部，性质为逆断层，构成褶皱断裂带。东西向断裂经历多次活动，力学性质复杂。断层沿东西向延伸时，其走向时有变化，常偏转为北西西向或北东东向，或被北西和北东向断层错断。因此沿走向连续性较差，常断续出现。现择其规模较大的介绍。

1) 戈木茶卡-阿木岗日断裂。该断裂为中部隆起北界，由戈木茶卡向东经玛尔果茶卡、江爱达日那直到阿木岗日。走向东西，长度达 350km 以上，为一南倾北冲逆断层。断层上盘（南盘）主要为前泥盆系、泥盆系、石炭—二叠系及三叠系，下盘（北盘）主要为三叠系、侏罗系、新近系及少量白垩系。在果干加年山是前泥盆系戈木日群向北逆冲于康托组之上。断面倾角 70° 左右。在玛尔果茶卡南见上二叠统热觉茶卡组和下三叠统康鲁组向北逆冲于唢呐湖组之上。可见，该断层形成较早，但在唢呐湖组沉积之后仍然强烈活动。

2) 邦雀日-土门断裂。该断裂为南北羌塘拗陷界线，西起笙根墩错、向东经邦雀日、孔纳木错、土门直达 112 道班，并继续向东延伸，长达近 500km，断面南倾，倾角变化大，最大可达 78° 。在孔纳木错见上三叠统肖茶卡组向北逆冲在新近系之上；在尕尔根见肖茶卡组向北逆冲在中、上侏罗统之上，到唐古拉山一带断层转为北倾。断层沿走向常被北东向断层左行错开，其平移断距一般为 2 ~ 3km，最长达 10km，为一南倾向北逆冲的大断裂，新近纪仍在活动。

3) 依布茶卡-鄂雅错断层。该断裂系中部隆起与南羌塘拗陷边界断裂。由依布茶卡向西经果俄错、走沟由茶卡至鲁谷继续向西延伸，全长 320km 以上，断面向北倾。在走沟由茶卡南见肖茶卡组向南逆冲于康托组之上；在恰尔嘎木错南见肖茶卡组向南逆冲于中侏罗统及燕山期基性侵入岩之上。表明断裂在新近纪时仍在强烈活动。

4) 日阿更-托纠断裂。该断裂为南羌塘拗陷与中部隆起的界线，断裂西起日阿更，向东经查郎拉南、姜格、112 道班到托纠，全长大于 500km。总体走向近东西，向东逐步转为北东东，倾向北。沿走向多处被第四系覆盖并为北东向断裂错开。在日阿更，肖茶卡组向南逆冲于南盘夏里组和康托组之上，并于断裂带中见挤压破碎岩块，在姜格一带见上二叠统热觉茶卡组向南逆冲于新近系之上，破碎带宽约 1km。断裂形成于燕山期或更早，定型于喜马拉雅期。

5) 独雪山（北）-玉盘湖-玉带山断裂。该断裂展布于北羌塘拗陷北缘独雪山（北）—玉盘湖—乌兰乌拉湖南—沱沱河上游至西恰山一带。总体走向近东西，在玉盘湖一带向北微凸出呈弧形，长达 500km。断层总体倾向北，局部倾向南。在北陡黑山见断层倾向 350° ；倾角 60° ；肖茶卡组向南逆冲于夏里组之上；在永波湖南见中侏罗统逆冲于上侏罗统—下白垩统之上；乌兰乌拉湖南见中侏罗统逆冲于双湖组之上。在白龙冰河南见断层走向东西，倾向北（ 350° ），倾角 $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ ；上下盘均为索瓦组灰岩，断裂破碎带宽

300m 左右，可见灰岩透镜体。破碎带中劈理较发育，其产状为 $350^{\circ} \ 75^{\circ}$ 。破碎带两侧岩石中裂隙发育，上盘岩石中两组节理产状分别为 $280^{\circ} \ 75^{\circ}$ 、 $145^{\circ} \ 35^{\circ}$ 。根据断裂破碎带中劈理产状判断断层上盘运动方向为 $250^{\circ} \ 15^{\circ}$ 。

4. 北东向断层

盆地内北东向断层较发育，大体呈带状分布，总体具有左形走滑特点。可分为 4 条带，其中西部两带较发育，东部两带发育较差，仅局部可见规模小的北东向断层。

1) 二道沟河—拉雄错带。该带北东起于二道沟河，向南西经独雪山、拉雄错、继续向南西延伸。该带展布较宽，东边可达布若错，断层具反时针走滑错动，错断北西西向断层。

2) 亚克错带。该带位于北羌塘坳陷中段，北东起于藏夏河，向南西经亚克错、吐波错继续向南西延伸。其东西展布较宽、东边可达多色岭—确旦错—黑砂石沟一线。断层具反时针走滑错动，错断北西西和北东东向断层。

3) 龙尾湖—江爱达日那带。该带发育差，仅在龙尾湖东北部和江爱达日那等地，见规模不大的北东向断层断续分布。

4) 诺拉岗日带。该带位于东部波涛湖、诺拉岗日一带，发育较差，断层规模不大，沿走向断续分布。

5. 北西向断层

盆地内北西向断层不发育，断层数量不多，规模甚小，沿走向延伸不长，断断续续展布，大体可分 4 条带。

1) 菊花山—江爱藏布带。该带断层断断续续分布，常被北东向北东东向断层错断。

2) 东湖带。东湖附近发育数条北西向断层，平行延伸。沿该带向北西，在黄水湖附近也有北西向断层出现。

3) 源泉湖带。在北羌塘坳陷中部源泉湖、东温河、诺拉岗日一带发育有北西向断层，其规模相对其他几条带大，断层多具顺时针走滑错动。

4) 玉带山带。在玉带山发育有北西向断层，但规模不大。

6. 南北向断层

盆地内南北向断层不太发育，仅在琵琶湖、确旦错、吐波错、热觉茶卡、向阳湖、沱沱河上游祖尔肯乌拉山、温泉、双湖等地见有规模不大的南北向正断层，南北向张性断层形成时代较新。其形成演化特点见第五章。

7. 盆地断层综合特征

综上所述，盆地断层具如下特征：

1) 方向性：计有北西、北西西、北东东、北西、北东和南北向断层。

2) 发育程度的差异性：盆地内断层以北西向、北西西向和北东东向 3 组最发育，规模最大，切割深度大，而北东向、北西向和南北向断层发育较差。

3) 脆性变形为主，为浅层次构造。羌塘盆地断层绝大多数都具有明显的破碎带，与两侧岩块有较明显的界线，断层岩的碎裂结构清晰，多为角砾岩、碎裂岩、断层泥，可形成挤压构造透镜体，劈理化。这些特征表征盆地断层具脆性变形行为，属上部层次构造。

4) 活动的长期性、继承性，力学性质复杂。盆地断层多数都经历了多次活动，兼具

压、张、扭特征；运动方向有顺扭和反扭走滑；北西西向和北东东向断层迁就基底北西西和北东东向断层，显示盆地断裂经历多次活动。从区域构造分析，盆地主要断裂开始形成于印支期晚期—燕山早期，燕山中晚期—喜马拉雅中期为发育高峰期，喜马拉雅晚期为改造加强期。

5) 具配套特征。各组断层均能与东西向褶皱配套。北东东向和北西西向断层为一对共轭断层，相交锐角正对东西；北东向和北西向为另一共轭断层，相交锐角正对南北。后者常切割前者，表明其形成稍晚于前者。

6) 组合特征。盆地断层在平面上表现为东西向断层分别与北西西、北东东共轭断裂和北西、北东向共轭断层以及南北向张性断层组合交织，可统一于近南北向挤压外力边界环境，最大主应力（ σ_1 ）、最小主应力（ σ_3 ）和最大剪应力（ τ_{max} ）方向一致。剖面上东西向逆断层显示出单冲式（叠瓦式）、对冲式、背冲式组合（图 4 - 13），北羌塘坳陷南北缘显示相向对冲，中部隆起南北边界表现为背冲，以及“倒 y”字型构造组合。

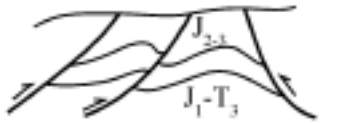
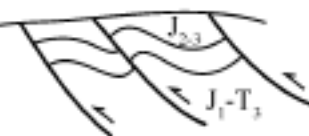
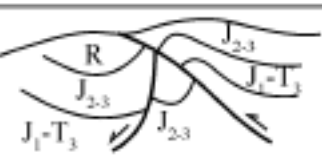
型 式		结 构	代 表
对冲型	简单式		尖头山北、雪环湖
	复杂式		太平湖
			白滩湖、雅根香
背冲型	“y”		尖头山南
	平行式		龙尾湖
同冲型	北倾		畅饮湖、西峡河
	南倾		东温河、雪莲湖
叠加型	倒“y”		乌兰乌拉湖

图 4 - 13 羌塘盆地断裂剖面组合型式图

四、盆地逆冲推覆构造

羌塘盆地石油地质调查、构造研究发现，盆地垂向上变形差异明显：其一，盆地基底与盖层构造格局、构造类型、构造样式和变形程度等方面存在明显差异；其二，盖层内不同层系变形也存在差异。这些差异的产生，常源于岩层沿软弱层滑动发生差异变形有关，特别是靠近缝合带的盆地南北边缘地区，由于受缝合带俯冲-碰撞和陆内造山作用的影响形成了一系列逆冲推覆构造（图 4-11）。本次研究中对羌塘盆地北部乌兰乌拉地区推覆构造进行了研究，下面以野牛坡逆冲推覆构造为例，分析盆地逆冲推覆构造特点。

（一）野牛坡推覆构造组成

野牛坡推覆构造位于北羌塘坳陷北缘东段乌兰乌拉湖东野牛坡一带（图 4-14），由外来系统、下伏系统和滑动面构成。

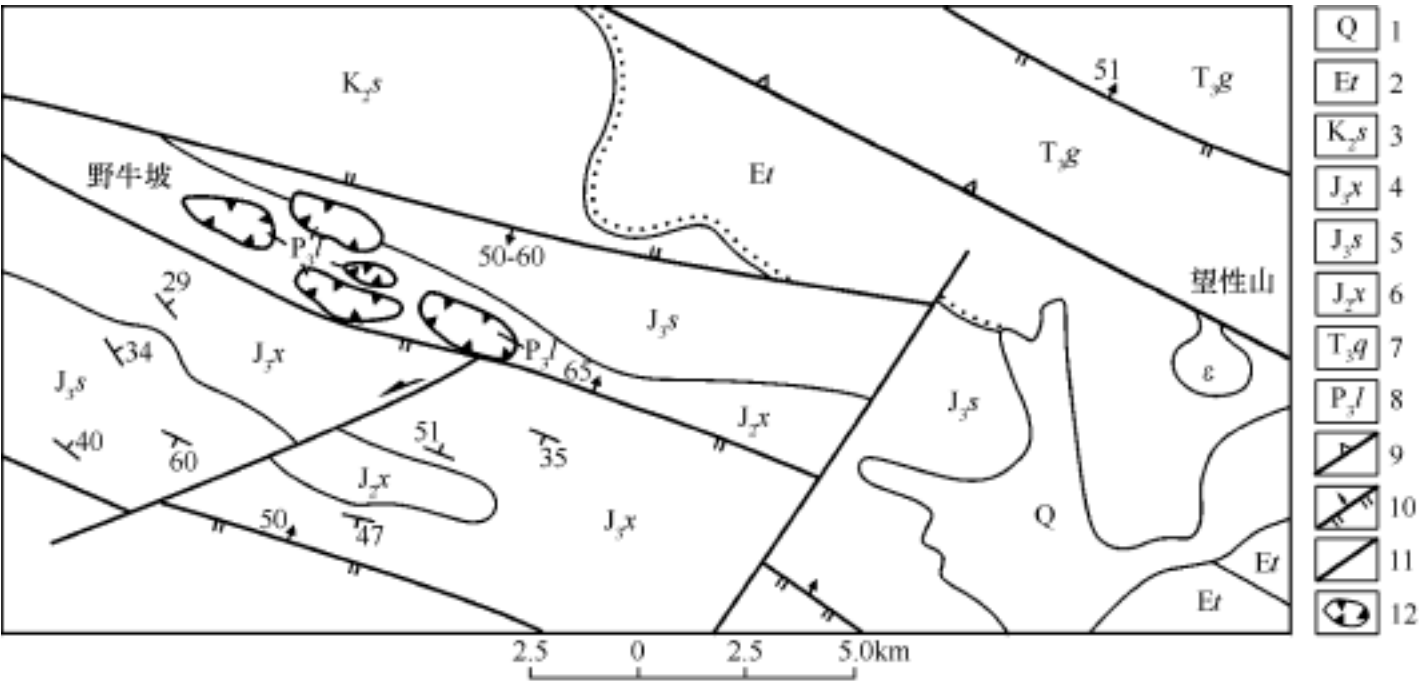


图 4-14 野牛坡推覆构造平面图

1—第四系；2—沱沱河组；3—桑恰山组；4—雪山组；5—索瓦组；6—夏里组；7—苟鲁山克错组；
8—拉卜查日组；9—金沙江缝合带南界；10—逆断层；11—平移断层；12—飞来峰

1. 下伏系统

该推覆构造下伏系统为中侏罗统夏里组紫红色、灰绿色、蓝灰色砂岩、粉砂岩及粉砂质泥岩，索瓦组灰色砂岩、灰岩。下伏系统岩石变形特别强烈，发育一系列小褶皱、小断裂及劈理。小褶皱轴面倾向北，轴面劈理发育，在滑动面附近可见砂岩透镜体，无根小褶皱及断面倾北的叠瓦状小断层。

2. 外来系统

所谓外来系统是相对于原地系统而言，前面未称原地系统是为了更为严谨和确切，因为被断层所夹侏罗系是否经受过构造移动及位移量，尚无法确定。

野牛坡推覆构造外来系统由二叠系拉卜查日组灰白色灰岩组成，岩石变形较强、破碎特别厉害，产状十分紊乱，总体显示一向斜。岩石中采得 *Aqathammina aff. orata* Wang, *Tubiphyllites obscurus* Maslov, *Ammabaculites* sp., *Glomospira* sp., *Maltidiscus obesus*lip 等化石。

均属石炭—二叠纪分子。由于该推覆构造外来体系规模不大，无法划分其前峰、中部和根部。但根据该推覆构造外来系统变形特征分析，可能为逆冲推覆的前峰组成部分，其根部可能在北边移山湖—赛昌拉昆—巴音查乌玛一带，推覆距离可能在 40 ~50km。外来系统由于风化剥蚀，现今呈 5 个孤立的小山包或呈突立的岩块，构成 5 个小飞来峰构造 (图 4-15)。

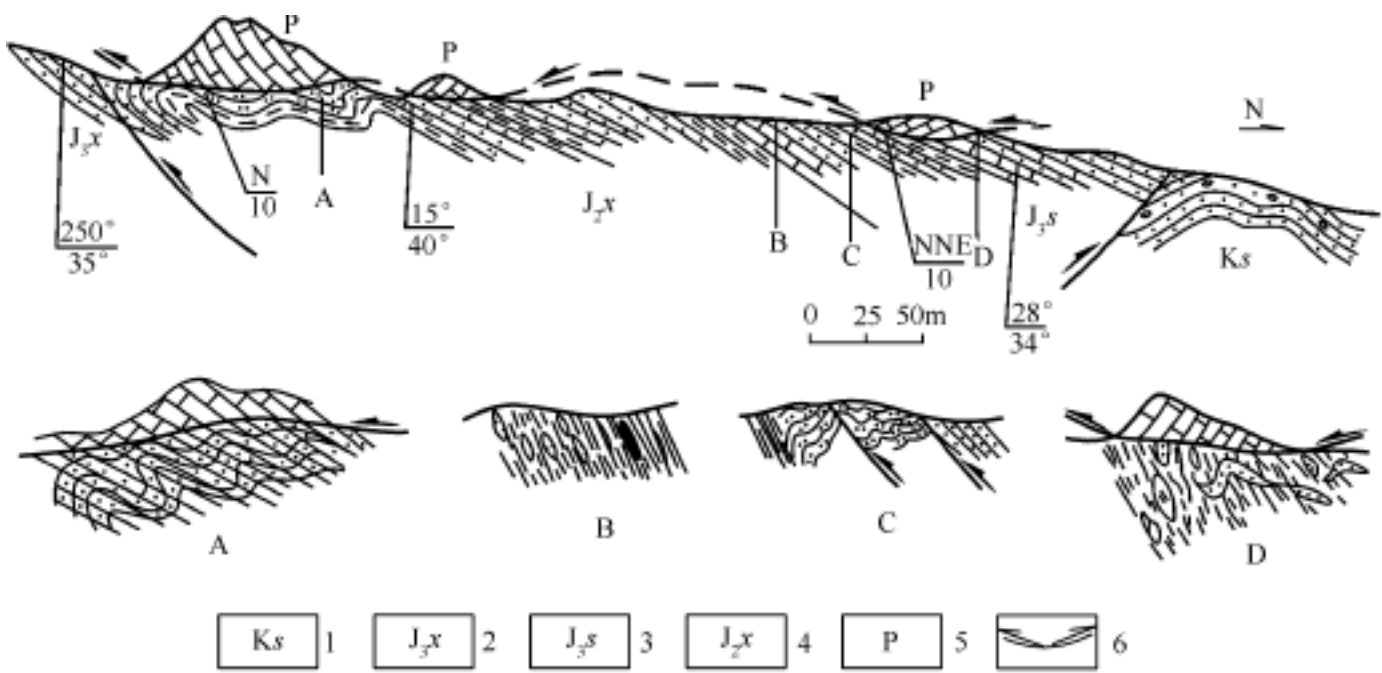


图 4-15 野牛坡飞来峰构造剖面图
1—桑恰山组；2—雪山组；3—索瓦组；4—夏里组；5—二叠系；6—滑动面

3. 滑动面

识别飞来峰或推覆构造最关键的问题是鉴别和确定下伏系统和外来系统之间的剪切滑动面的存在。野牛坡地区滑动面宏观上最为突出的特征是劈理极为发育，构成一条沿界面延伸的密集劈理带，宽约 1 ~2m，劈理带主要位于下伏系统之中。劈理产状总体倾向北，略呈反“S”形。靠近滑动带中心部位劈理产状较缓，向上和下，远离中心带逐渐变陡。在中心带劈理密度较大，向外逐渐减少，而演变为节理 (图 4-16)。从滑动面上劈理产状呈反“S”形，从宏观上可视为 S-C 组构，它是推覆构造中的普遍结构形式和韧性剪切带的典型构造。

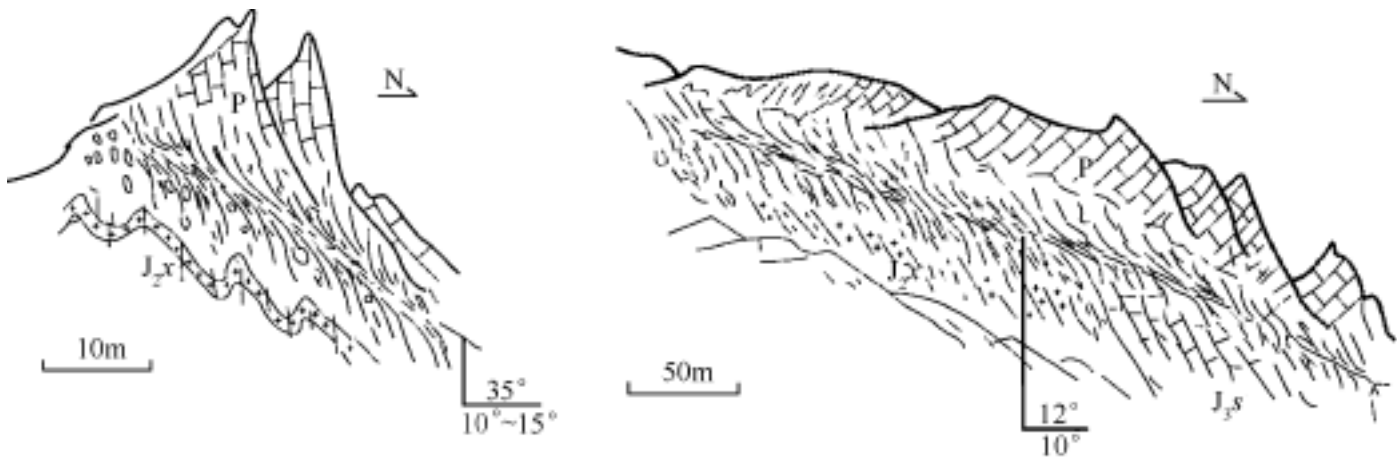


图 4-16 野牛坡飞来峰底部剪切滑动带素描图

野牛坡推覆构造滑动面及附近岩石显微构造较发育。特别是断层岩中显微构造较丰富。镜下观察发现如下特征。

- 1) 岩石定向性显著。岩石中方解石、石英颗粒几乎均为扁平拉长状，其轴率一般为1 3 7，并具有定向排列。表明岩石经历了较强的塑性应变。
- 2) 强烈细化及残斑细晶尾。岩石中矿物颗粒特别细小，一般 0.02 ~0.05mm。其中少数残斑晶两端的矿物颗粒逐渐变细，成“细晶尾”，并出现不对称现象，尾端逐渐趋于平行于周围基质中所显示的方向，是应力作用下动态重结晶作用的典型现象。
- 3) 光性异常。在正交偏光下发现波状消光、带状消光现象。
- 4) 扭折带。常见斜长石双晶膝折、方解石双晶膝折等晶内应变现象。表明晶格的位错，是韧性变形的标志。
- 5) “书斜式”构造。在矿物残斑内发育一组斜列剪切面，各切块有规律地向同一方向倾斜，这是典型的剪切变形标志，很好的显示剪切方向。
- 6) “S-C”组构。滑动带构造岩薄片可见两组面理。一组为矿物颗粒整体排列方向显示，平行剪切带方向（C面理）；另一组由矿物颗粒的压扁拉长方向显示，代表应变椭球体的压扁面（S面理）。二者有一小交角，指示剪切方向。

综上所述，滑动带为中浅层次（偏重浅层次）韧脆性剪切变形带。

（二）岩石组构初步分析

笔者从野牛坡滑动带中心向上（外来系统）采集了定向标本，测定了石英颗粒光轴，绘制了石英组构图（图4-17）。组构图反映出：石英组构图从滑动带外缘向中心有规律变化。在边部C轴极密与组构轴Z轴一致（图4-17左），反映了底面滑移，而石英表现为（0001）[1120]滑移系，向中心C轴极密与Z轴交角逐渐变大，与A轴交角变小（图4-17中）；滑动带中心表现为C轴极密与A轴一致的柱面滑移系（图4-17右）。由

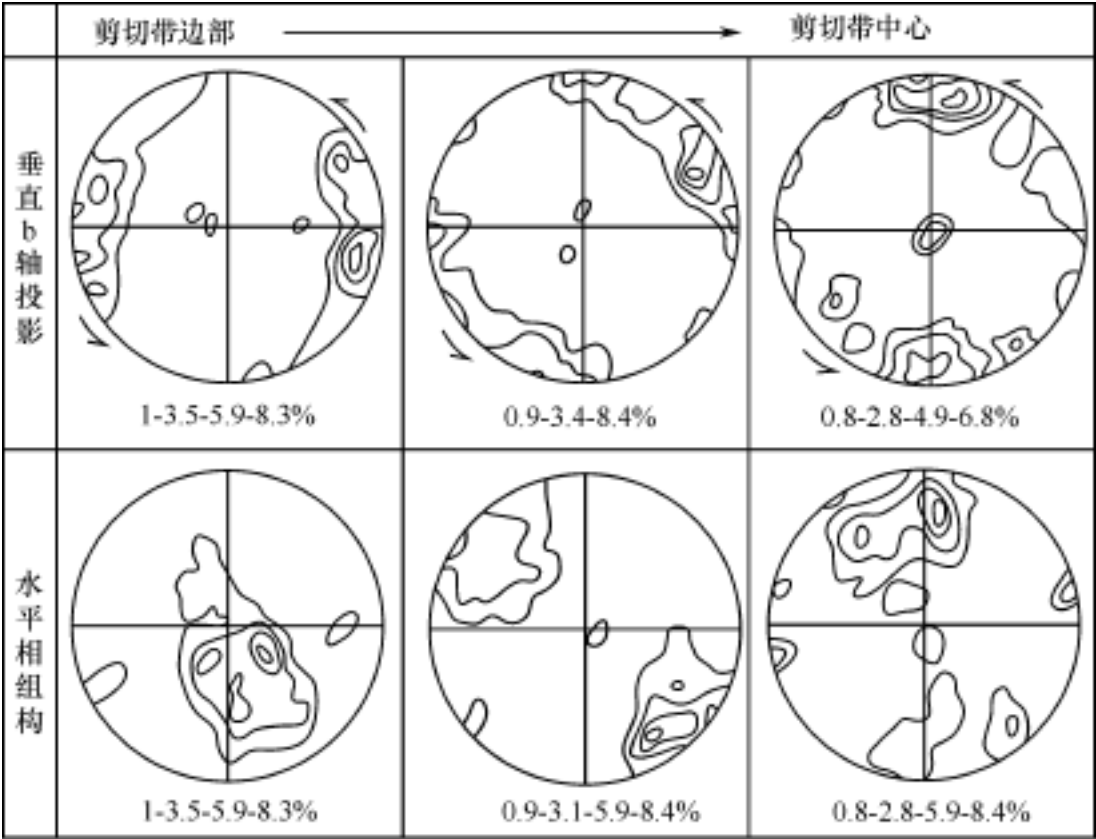


图 4-17 野牛沟推覆构造滑动带石英 C 组构图解

底面滑移过渡为柱面滑移说明温度升高，变形增强，剪切加剧。AC 轴组构图和水平相组构图中的极密形式都显示了由北向南的左旋剪切运动。组构图为大圆环带状，极密多为两处，以单斜对称为主。显示运动学特征为旋转式剪切运动。据 K. C 参数分析，整体上显示 $0 < K < 1$ ，组构图环带分布占优势； $c \approx 1$ ，石英光轴优势分布强度不大，根据特征值 S_x 、 S_y 、 S_z 大小及大圆环带圆形，在三轴比图中主要属北北西和北北东两个象限，对应的应变象限为北北西和北北东两象限，为压扁形应变图和平面剪切应变。绝大多数最小特征值所对应的特征向量方位基本上是东西向、倾角很小，表明挤压方向为南北向。

（三）有限应变测量

有限应变测量不仅可以帮助我们认识岩石的构造性质，有助于查明构造形成机制，也是岩石变形定量研究的基础。在逆冲推覆构造研究中，应变测量对分析形成机制方面，可提供有价值信息。

滑动面中构造岩透镜体岩石有限应变测量其付林指数 K 平均为 0.89 ~1.4 之间，在 FLINN 图解和 HOSSACK 图解中落点均靠近 $K = 1$ 和 $v = 0$ 的直线附近。显示为平面应变性质，其 e_y 接近零，表明为单剪变形，与显微构造分析结果吻合。

（四）形成时代

根据推覆体外来系统由二叠系灰岩组成，其下伏地层为中侏罗统，表明推覆构造形成于晚侏罗世之后。据滑动带方解石脉及滑动面中砂岩透镜体镜面碳质薄膜 ESR 年龄分别为 51Ma、45Ma。说明推覆滑动应形成于渐新世之前。故初步认为该推覆构造形成于晚侏罗世之后、渐新世之前。

（五）飞来峰推覆方向

根据以下标志可确定推覆方向：滑动面（剪切带）倾向北或北北东；剪切带中面理产状特征，劈理呈“S”形变化，显示劈理与前面剪切带的锐夹角由两侧至中心逐渐变小至平行，指示由北向南推覆；剪切带中线理产状多为倾向北或北北东，倾角 10° 左右；滑动面附近次级逆断层指示总体由北向南推覆；剪切带构造岩中 S-C 组构显示剪切带由北向南的逆冲性质；岩石组构特征显示由北向南的左旋剪切及南北向挤压。

综上特征表明，该飞来峰由北或北北东推覆而来。

该飞来峰岩石组合以灰白色、灰色微晶灰岩和白色中粒石英砂岩为主，飞来峰中含有石炭—二叠纪化石。根据区域地层对比，该套岩石在西金乌兰地区广泛出露，为西金乌兰群。故初步推测该推覆构造根部应在西金乌兰—移山湖一带。

五、盆地构造应力场分析

地壳上现今任何构造形迹都是地质历史时期构造运动的产物和历次构造运动的综合反映，其本身的几何特征、力学性质、组合规律反映了形成时的构造应力场的特征。下面就最近几年所获资料对羌塘盆地构造应力场作一初步分析。

（一）盆地褶皱构造反映的应力场

盆地褶皱按其方向绝大多数为北西西—近东西向，偶见北东向、北西向和近南北向。根据野外实测两翼产状，利用赤平投影可求得褶曲形成时应力状态。对测区褶皱大量统计分析结果表明，其形成 σ_1 为近南北向、近水平，偶见北西—南东、北东—南西和近东西向； σ_2 近水平， σ_3 近直立（图 4-18），显示运动轴直立，为纵弯褶皱。另外，根据盆地褶皱

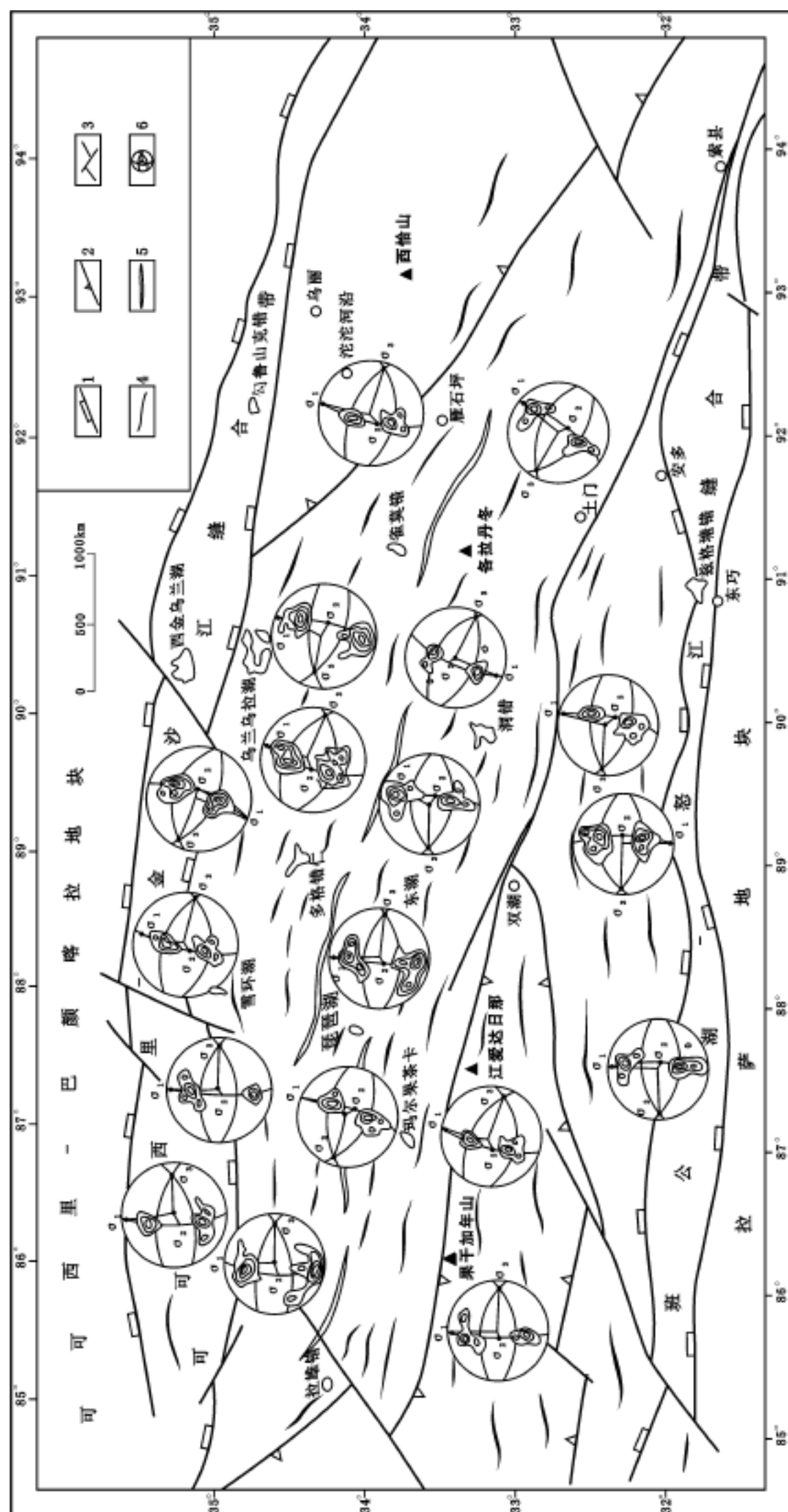


图 4-18 羌塘盆地褶皱展布及应力场

1—缝合带及盆地边界断裂；2—盆地构造单元边界断裂；3—主要断层；4—背斜轴；5—复向斜轴；6—褶皱赤平投影及反映的应力

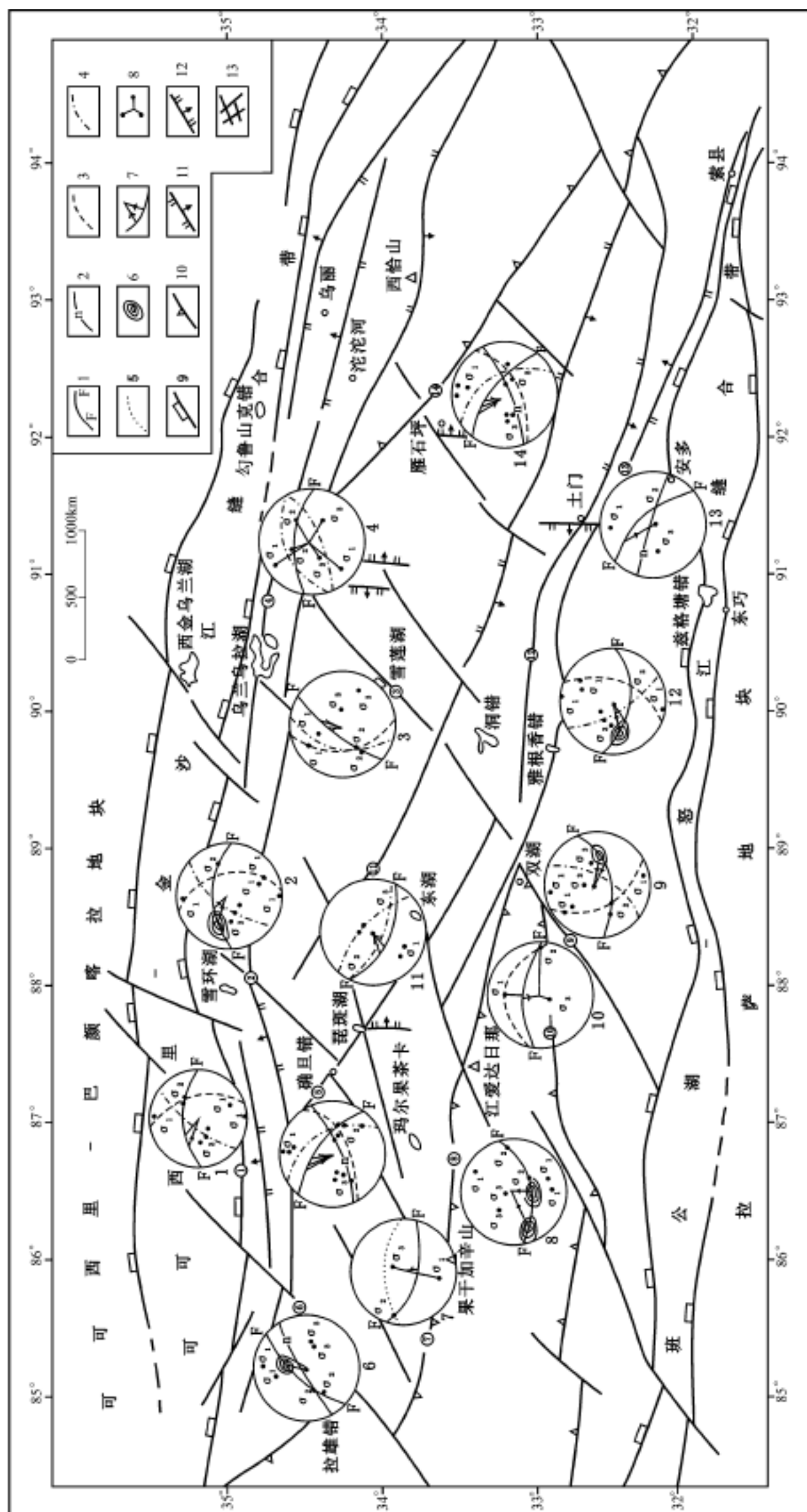


图 4-19 羌塘盆地主要断层及应力场

1—断层投影; 2—破碎带构造透镜体AB面投影; 3—断层派生张裂隙投影; 4—断层牵引褶曲面投影; 5—断层牵引褶曲面投影; 6—断层面擦痕产状投影; 7—断层上盘运动方向; 8—断层反映的应力场; 9—缝合带及盆地边缘断裂; 10—盆地内隆起边界断裂; 11—逆断层; 12—正断层; 13—平移断层

两翼岩层面产状及层面上擦痕产状（侧伏面和侧伏角）利用赤平投影求得褶皱形成时应力状态， σ_1 同样近于南北向水平挤压。将全盆地褶曲形成时最大主应力（ σ_1 ）、中间主应力（ σ_2 ）、最小主应力（ σ_3 ）产状经电算处理发现， σ_1 的方位主要为北北东—近南北向，而且基本上接近水平； σ_2 方面主要为北西西—近东西向，基本上也接近水平； σ_3 基本直立。表明盆地变形期以北北东—近南北向水平挤压为主，南北向发生收缩应变，东西向伸长，褶皱运动轴直立向上，为纵弯褶皱。

（二）盆地断层反映的应力场

盆地内断层较发育，并经历多次活动，每次活动都将对断层本身的形态特征、力学性质进行一次改造，并在断裂破碎带及两侧围岩中留下相应的构造痕迹。

根据野外观测收集到的断层产状、断裂破碎带的断层角砾、构造透镜体〔AB〕面产状、断层上下盘岩石中派生构造（裂隙、牵引褶曲及断面擦痕）产状用赤平投影求得断层形成时或重新活动时应力状态，表明盆地主要经受过北北西、近南北及北北东向水平挤压，偶有近东西向挤压（图4-19），与由褶皱求得的应力状态一致。

（三）盆地节理反映的应力场

羌塘盆地中节理构造发育，且不同部位节理发育情况基本相似，按走向可分为4组，按倾向和倾角可分为8组。根据不同组节理力学性质发育程度、充填物特征以及野外观察得节理截切关系，盆地区内节理可分期分配为5套。经地层复平处理后，根据共轭“X”节理优势产状，用赤平投影方法求得主应力方位分别为近南北向、北西-南东向、北东-南西向和近东西向（表4-4），其成生顺序为〔—和—〕→〔—〕→〔—〕→〔—〕。

表 4-4 羌塘盆地节理反映的应力场

期 次		节理配 套	应 力 状 态		
			σ_1	σ_2	σ_3
		1 - 1	113 ° 15 °	275 ° 75 °	20 ° 3 °
		2 - 2	280 ° 15 °	105 ° 65 °	14 ° 3 °
		1 - 1	235 ° 40 °	62 ° 50 °	327 ° 5 °
		2 - 2	56 ° 40 °	235 ° 50 °	330 ° 3 °
		1 - 1	120 ° 10 °	285 ° 80 °	30 ° 5 °
		2 - 2	295 ° 20 °	122 ° 70 °	25 ° 5 °
	2	1 - 1	358 ° 20 °	179 ° 70 °	88 ° 20 °
		2 - 2	179 ° 15 °	5 ° 75 °	267 ° 5 °
	1	1 - 1	19 ° 20 °	190 ° 70 °	285 ° 3 °
		2 - 2	190 ° 20 °	8 ° 70 °	280 ° 1 °

不同构造层节理构造对比分析发现，上三叠系肖茶卡组、侏罗系、新近系康托组、唢呐湖组中节理发育情况相似，表明盆地受力状况基本一致；中部隆起带古生界和中下三叠统中节理经电算处理求得其最大主应和方向同样为近南北向，北西—南东向、北东—南西向和近东西向，但主应力方位存在差异，根据节理反映得应力场及其区域

构造演化特点综合分析反映出，在前三叠纪为盆地以南北向拉张为主，从印支运动开始逐渐转为以近南北向继承性挤压为主，并间有（或派生）北东—南西向、北西—南东向和近东西向挤压。

第三节 重大构造事件与成烃配置关系

如前所述，羌塘盆地内发育大量以侏罗系为主体构成的大型背斜构造，而只有形成于成烃期前或与成烃同期的构造圈闭才能成为油气聚集成藏的有利空间，那么，这些大型背斜的形成、定型、定位时代是否与羌塘盆地成烃时间一致，能否作为圈闭构造，是盆地油气聚集成藏和评价盆地油气资源潜力和勘探前景的关键。由于盆地内大型背斜构造主要发育于侏罗系构造层中，笔者以侏罗系构造层褶皱构造为主要研究对象，从地层不整合关系、构造变形恢复、构造变形演化与区域构造事件关系、裂变径迹年代学分析等方面，讨论盆地内大型褶皱构造的形成时代及其与成烃时间的配置关系。

一、地层不整合关系

地层不整合（特别是角度不整合）一般代表了一次重大构造事件，造成沉积间断、早期地层发生褶皱变形，并与后期沉积地层间形成地层产状上的不协调，因此不整合界面之下最新地层和不整合面之上最老地层的时间界线，可作为构造运动的时限。羌塘盆地内大量地质调查和深部地球物理资料证实，羌塘盆地中生代侏罗系与白垩系存在区域性角度不整合（图4-20，4-21），下白垩统阿布山组陆相沉积地层覆于侏罗系不同层位之上。从不整合面上下地层变形构造样式来看，下伏侏罗系变形较为强烈，而上覆白垩系阿布山组变形相对较弱，表明与该不整合相关的区域构造事件发生在阿布山组沉积之前。值得重视的是，新的研究不仅在原上侏罗统雪山组灰白色灰岩中发现有早白垩世贝里阿斯期化石，而且在北羌塘盆地金星湖、那底岗日北部和南羌塘盆地东部杂查鄂日发现海相早白垩世巴列姆期—阿尔比期沉积（王成善等，2001；赵政璋等，2001），北羌塘海相白垩系与下伏侏罗系连续过渡，尽管未发现海相白垩系与陆相阿布山组不整合接触关系，但是沉积相和沉积组合的差异反映出，在早白垩世阿布山组沉积之前存在强烈的构造事件，导致海水完全退出羌塘地区，开始陆相沉积，可以限定盆地内大型构造形成于早白垩世早期。

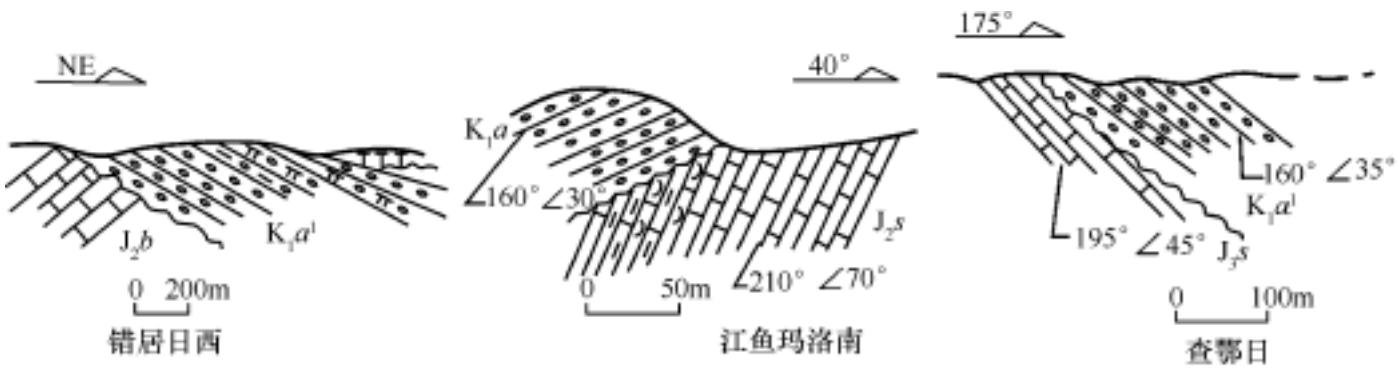


图 4-20 白垩系与侏罗系不整合关系

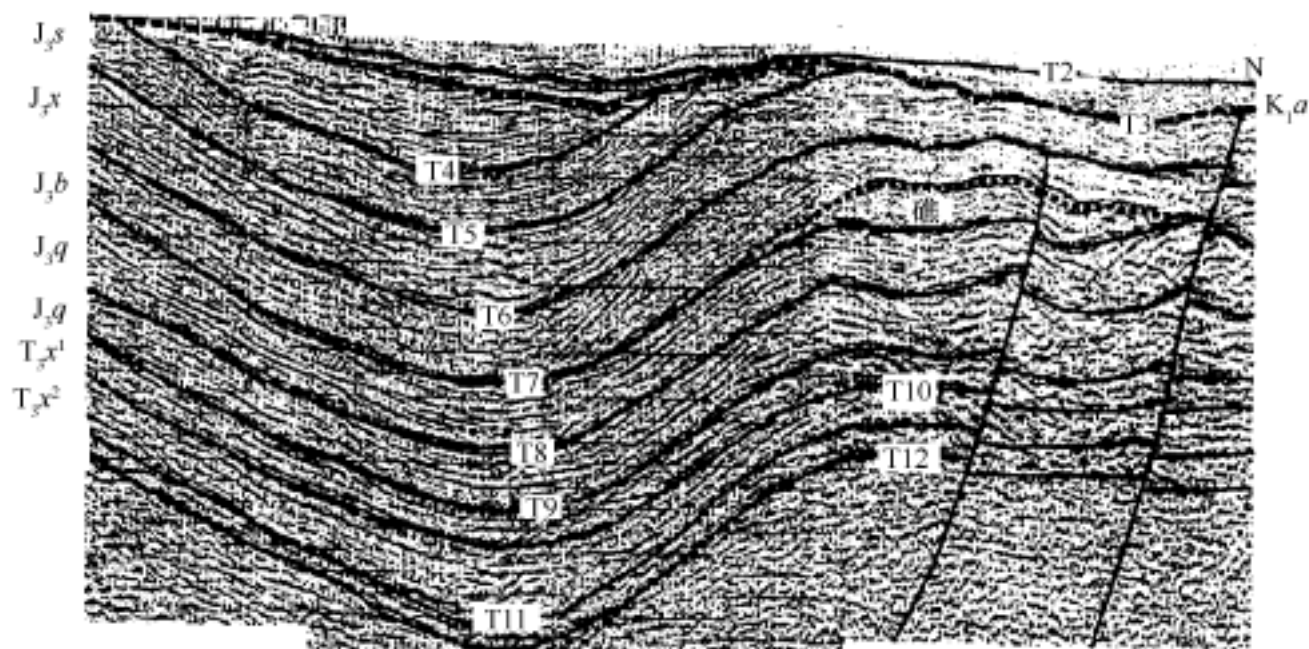


图 4-21 羌塘盆地白垩系与侏罗系不整合关系
(据赵政璋等, 2001c)

二、区域构造与变形演化

羌塘盆地南部边界班公湖-怒江构造带, 被作为中特提斯洋存在的标志和羌塘、冈底斯板块之间的分界线 (李春昱等, 1982; 王鸿祯等, 1985; 潘桂棠等, 1994), 虽然对中特提斯洋盆的性质和板块俯冲闭合作用的方式、过程的认识存在差异 (余光明等, 1989, 1990, 1991; 郑海翔等, 1983), 但是沿构造带分布的岩浆侵入体和火山活动以及沉积作用等综合地质事件表明, 盆地在燕山运动中—晚期发生碰撞造山作用, 特别是沿该构造带分布的—中侏罗统木嘎岗日群普遍经历了轻微变质, 原泥质岩转变为板岩或千枚岩, 且变形强烈, 出现倒转和平卧褶皱, 同时伴有褶皱-逆冲变形。但是沿构造带分布的上侏罗统沙木组以及邻近该带产出的早白垩世地层均不整合于木嘎岗日群之上, 它们一般未变质, 构造变形样式也明显不同于木嘎岗日群, 褶皱形态表现为较为宽缓的直立褶皱, 逆冲-推覆构造不发育或发育较差, 这一现象进一步证实, 班公湖-怒江构造带在侏罗纪晚期曾发生强烈的构造运动, 该构造运动显然与中特提洋盆的俯冲碰撞作用相关。

南羌塘盆地构造变形与侏罗纪末期特提洋闭合、碰撞造山作用密切相关。与班公湖-怒江构造带相邻的南羌塘盆地褶皱强烈 (图 4-1, 4-2), 逆冲断层发育, 变形强度明显高于北羌塘盆地。特别是盆地南部边缘逆冲带, 表现为一宽数公里—数十公里的褶皱-逆冲带, 卷入地层主要为中、上侏罗统。由逆冲褶皱带向南羌塘坳陷内部, 逆冲断层渐渐变得不发育, 褶皱形态也由紧闭-斜歪向直立开阔型转化, 并在南羌塘坳陷中部与盆地主体构造样式和构造形态一致, 并未发现构造叠加与置换现象, 仅表现为应力由南向北传递减弱过程, 说明盆地内部侏罗系构造层与盆地南部褶皱-逆冲构造属同期构造, 并与缝合带主导变形一致。而这种沿具有缝合带性质的构造带变形特征及其应力应变传递方式, 代表了沿缝合带的俯冲-碰撞造山作用, 这一特点在一般造山带中普遍存在 (李亚林等, 2001)。另外, 从盆地内部侏罗系与白垩系阿布山组接触关系以及班公湖-怒江构造带白垩系与侏罗系不整合接触关系的一致性来看, 整个南羌塘坳陷变形显著强于北羌塘坳陷,

也说明逆冲-褶皱带构造演化动力学机制与中特提斯洋俯冲碰撞造山作用相关，进而可以说明羌塘盆地侏罗系构造层大型褶皱构造的形成是中特提洋闭合碰撞造山的结果，其时代为侏罗纪末期—白垩纪早期。

三、不同构造层褶皱形态恢复

一般情况下，地层时代越老，经历构造运动就越多，其变形就越强烈，对于长期处于相同应力场的变形地层，可以通过构造复原来恢复初始构造形态。由于羌塘盆地经历了多期构造变形的叠加改造，而且中生代以来主要处于近南北向挤压-收缩构造体制之下，造成了褶皱在不同地层中轴向具有一致性，但形态特征在不同时代地层单元中存在一定差异，具备了进行褶皱恢复的基本条件。首先在确定现今白垩系、侏罗系、三叠系褶皱形态基础上，剔除白垩纪以来变形叠加，恢复侏罗系构造层原始褶皱形态。具体步骤如下：

大量收集盆地内三叠系、侏罗系和白垩系构造层褶皱构造要素，包括轴面、两翼产状，翼间夹角等；根据褶皱构造要素确定不同构造层现今褶皱形态和构造样式；由新到老，剔除褶皱叠加效应，恢复原始褶皱形态。由于研究目的在于确定侏罗纪末期构造事件造成侏罗系褶皱形态特征，故在分析时暂未考虑断层的影响作用。又由于北羌塘坳陷资料丰富，分析工作以北羌塘坳陷中部为研究对象。

通过对白垩系阿布山组中 13 个褶皱构造统计，白垩系构造层褶皱两翼产状优势方位为 $10^{\circ}\sim 32^{\circ}$ 、 $20^{\circ}\sim 23^{\circ}$ 、 $173^{\circ}\sim 190^{\circ}$ 、 $26^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ；轴面近于直立，翼间角 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}$ ，属于直立开阔型褶皱。

对侏罗系构造层 206 个褶皱分析表明，该构造层褶皱两翼优势产状为 $354^{\circ}\sim 26^{\circ}$ 、 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 、 $183^{\circ}\sim 210^{\circ}$ 、 $38^{\circ}\sim 51^{\circ}$ ；翼间角 $90^{\circ}\sim 137^{\circ}$ ；多数集中在 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}$ ；轴面倾角大都大于 80° ；仍属直立-开阔型褶皱类型，与白垩系构造层相似，形态较相对紧闭。

对三叠系构造层 46 个褶皱分析统计表明，两翼优势产状分别为 $348^{\circ}\sim 5^{\circ}$ 、 $46^{\circ}\sim 55^{\circ}$ 、 $165^{\circ}\sim 184^{\circ}$ 、 $51^{\circ}\sim 62^{\circ}$ ；翼间角 $71^{\circ}\sim 135^{\circ}$ ；多数集中在 $87^{\circ}\sim 118^{\circ}$ 之间，轴面多向北倾，倾角 $80^{\circ}\sim 84^{\circ}$ ；总体属直立-开阔型褶皱类型，但与白垩系构造层和侏罗系构造层相比不仅形态较为紧闭，而且具有由直立开阔向直立斜歪型转化的趋势。

由上述分析可以看出：3 个构造层褶皱均以直立-开阔型褶皱为主，而且褶皱轴向近于一致，枢纽近于水平，这就为进行形态恢复创造了良好的前提条件，根据上述褶皱构造要素，得出不同构造层现今褶皱形态特征（图 4-22A），同时以白垩系构造层为基准，用回剥法得出不同构造层纵向上原始形态特征（图 4-22B），图 4-22B 反映出 3 个构造层在纵向上具有相似的形态特点，根据褶皱形态求得，新生代南北向挤压-收缩作用对侏罗系构造层的叠加效应造成该构造层发生 7.7% 的缩短作用；而侏罗系构造层对三叠系构造层的叠加作用，造成三叠系构造层发生 5.6% 的缩短作用，而从恢复后侏罗系构造层褶皱形态分析，该构造层仅由于褶皱作用造成的变形缩短率就达 23.2%，说明在侏罗纪末期的构造事件是造成侏罗系地层褶皱变形的主要动力，奠定了侏罗系构造层的基本构造格局，盆地内大型背斜构造也是在这一时期基本定型、定位。

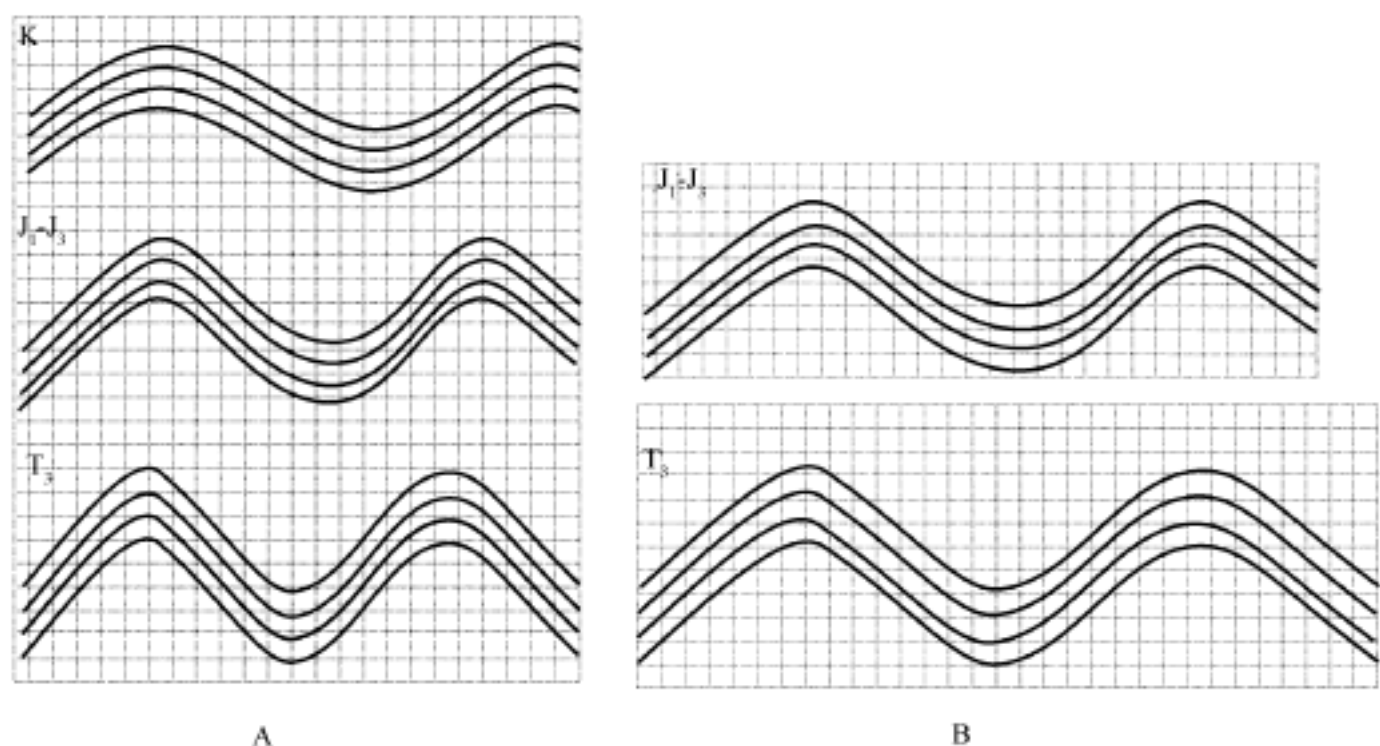


图 4-22 中生代不同构造层褶皱形态特征

A—现今形态； B—恢复后形态

四、磷灰石裂变径迹分析

矿物中有几种元素自发的产生同位素裂变，使矿物晶格破坏形成径迹，径迹的长度、密度与温度、受热时间密切相关，随温度的增高，受热时间增长，径迹长度减短、密度减小，直至消失，这一过程称作退火。磷灰石的退火温度为 $70^{\circ}\sim 125^{\circ}$ 。因此，通过矿物中裂变径迹长度、密度、径迹年龄等参数分析，可以有效地确定盆地古地温值、古地温随时间变化特征以及盆地冷却事件等大量热史信息。

如果地层从沉积到埋藏最大深度到受到抬升剥蚀或地温梯度减小，在温度-年龄图上应出现 5 个带：未退火带、部分退火带、冷却带（完全退火带）、部分退火带和完全退火带。其中，冷却带是地层达到最大埋藏温度，径迹完全退火后，受到冷却，又产生新的裂变径迹，尤为重要，该带在温度-时间曲线上的斜率及厚度可以提供冷却事件的发生时间、速度及地层抬升量方面的信息。

通过对青藏项目经理部（1997）对羌塘盆地不同层位磷灰石裂变径迹资料分析（表 4-5）发现，上侏罗统雪山组在北羌塘盆地多格错仁地区裂变径迹年龄为 $88.4\sim 59.9\text{Ma}$ ，径迹长度大部分大于 $10\mu\text{m}$ ；在雀莫错地区径迹年龄在 $56.5\sim 43.5\text{Ma}$ ，径迹长度多集中于 $8\mu\text{m}$ ；在尖头山地区径迹年龄为 117.0Ma ；在依仓玛地区径迹年龄为 99.00Ma ，径迹长度 $11\mu\text{m}$ 。这些年龄均小于地层年龄（ $155\sim 135\text{Ma}$ ），表明处于部分退火带。而在雪山组之下侏罗系地层中，夏里组径迹年龄为 121.1Ma （白龙冰河），布曲组和雀莫错组径迹年龄为 $54.5\sim 49.3\text{Ma}$ ，径迹长度分布中短径迹占很大比例，且径迹年龄小于地层年龄，说明样品已处于冷却带中。热觉茶卡、果干加年山肖茶卡等地区肖茶卡组及上二叠统径迹年龄在 $124.9\sim 25.7\text{Ma}$ ，并可明显的分为 $35.0\sim 25.5\text{Ma}$ 、 $124\sim 87.3\text{Ma}$ 两组，这些年龄值均远小于地层时代。

表 4-5 羌塘盆地磷灰石裂变径迹分析结果数据表

采样地点	层位	$P_s / (10^5 \cdot \text{cm}^{-2})$ (N_s)	$P_i / (10^5 \cdot \text{cm}^{-2})$ (N_i)	r_{si}	$\frac{P}{X^2}$ %	裂变径迹年龄 $T/\text{Ma} (\pm \delta)$	裂变径迹长度 $\mu\text{m} (N)$
雀莫错	J_2q	3.44 (370)	14.27 (1535)	0.92	>30	44.4 $\pm$ 1.6	10.6 $\pm$ 2.8 (124)
雀莫错	J_2x	3.08 (121)	17.51 (688)	0.85	>5	26.0 $\pm$ 1.7	9.2 $\pm$ 3.4 (15)
雀莫错	J_3x	6.07 (657)	17.42 (1885)	0.92	<1	56.5 $\pm$ 3.7	9.6 $\pm$ 3.3 (113)
土门格拉	T_3x^1	6.10 (553)	15.28 (1386)	0.90	<2	77.8 $\pm$ 5.5	9.0 $\pm$ 2.9 (93)
肖茶卡西	T_3xc^1	0.73 (41)	4.23 (236)	0.79	>30	25.7 $\pm$ 2.9	6.1 $\pm$ 4.7 (4)
那底岗日	J_2q	3.82 (151)	14.20 (561)	0.98	>30	30.8 $\pm$ 1.4	11.1 $\pm$ 3.1 (91)
那底岗日	J_2x	4.84 (373)	13.84 (1066)	0.93	<2	56.0 $\pm$ 5.4	9.1 $\pm$ 3.5 (68)
肖茶卡东	T_3xc^1	9.83 (857)	14.21 (1239)	0.99	>20	101.6 $\pm$ 2.2	10.5 $\pm$ 6.0 (131)
多格错仁	J_3x	10.00 (926)	18.49 (1712)	0.96	<2	84.8 $\pm$ 7.3	11.6 $\pm$ 2.8 (88)
多格错仁	J_3x	9.68 (766)	16.36 (1294)	0.9	<1	88.4 $\pm$ 7.0	11.8 $\pm$ 2.7 (118)
多格错仁	J_3x	5.72 (768)	13.44 (1803)	0.94	<0.1	59.9 $\pm$ 4.4	11.5 $\pm$ 2.9 (111)
安多	r_5	16.88 (1342)	27.87 (2216)	0.91	<0.1	87.2 $\pm$ 6.3	10.5 $\pm$ 3.5 (123)
热觉茶卡	T_1k	6.85 (304)	15.72 (698)	0.9	>30	87.3 $\pm$ 3.0	8.4 $\pm$ 4.2 (30)
咸水河	J_2q	4.00 (191)	19.77 (945)	0.9	>5	40.7 $\pm$ 1.9	10.0 $\pm$ 3.5 (27)
乌兰乌拉湖东山	J_3xs	4.58 (159)	21.18 (735)	1.0	>95	43.5 $\pm$ 2.1	8.8 $\pm$ 5.7 (67)
菊花山	J_1qs	11.04 (1007)	20.33 (1854)	1.01	>70	108.7 $\pm$ 2.5	12.5 $\pm$ 1.9 (115)
菊花山	J_1qs	9.02 (434)	12.33 (593)	0.9	<0.1	132.1 $\pm$ 17.8	12.9 $\pm$ 2.1 (112)
白龙水河	J_2x	2.85 (35)	6.26 (77)	0.2	<0.1	121.1 $\pm$ 40.5	10.2 $\pm$ 2.4 (9)
果干加年山北坡	P_2r	2.86 (81)	8.23 (233)	0.9	>5	69.8 $\pm$ 4.2	12.9 $\pm$ 2.0 (3)
果干加年山北坡	P_2r	6.23 (504)	9.77 (790)	0.9	<0.1	124.9 $\pm$ 12.3	11.2 $\pm$ 2.7 (67)
拉雄错	J_2x	9.20 (162)	23.58 (415)	1.0	>10	78.3 $\pm$ 3.2	10.8 $\pm$ 3.0 (74)
尖头山北	J_3x	7.38 (76)	13.57 (1402)	0.9	<0.1	117.0 $\pm$ 9.9	11.8 $\pm$ 2.4 (66)
依仓玛	J_2q	1.14 (48)	23.21 (975)	0.9	>50	10.3 $\pm$ 1.2	7.5 $\pm$ 5.1 (8)
依仓玛	J_2q	4.33 (116)	19.93 (534)	0.8	<2	54.5 $\pm$ 10.4	10.9 $\pm$ 2.4 (27)
依仓玛	J_2b	7.52 (491)	32.80 (2142)	0.8	<1	49.3 $\pm$ 4.3	10.4 $\pm$ 2.7 (101)
依仓玛	J_3x	8.85 (6160)	20.38 (1463)	0.9	<0.1	99.0 $\pm$ 22.3	11.7 $\pm$ 2.5 (119)

(据中石油青藏项目经理部, 1997)

从羌塘盆地不同地区磷灰石裂变径迹反映的冷却带、退火带特征可以看出，羌塘盆地后期经历过强烈抬升、剥蚀作用。北羌塘坳陷雀莫错、祖尔肯乌拉山地区冷却事件发生在中新世之前（44 ~23.2Ma），依仓玛地区发生在始新世（54.5 ~49.3Ma），那底岗日地区发生在渐新世及其之前。中央隆起肖茶卡、果干加年日、热觉茶卡地区发生了两次冷却事件，一次发生在白垩纪及其之前（124.9 ~69.8Ma），一次发生在渐新世及其之前（35.0 ~25.7Ma），而菊花山地区反映出冷却事件发生在早白垩世及其之前（132 ~108Ma）。

综合羌塘盆地裂变径迹年龄数据分析发现，盆地冷却主要集中在两个时间段，一是中新世及其之前，另一次为白垩纪及其之前。这两次冷却事件表明盆地在此时经历了强烈的抬升、剥蚀。从区域对比分析，渐新世抬升事件与新生代印度欧亚大陆碰撞隆升相关，而白垩纪及其之前抬升事件则与班公湖-怒江洋盆碰撞闭合之后的隆升事件一致。值得注意的是，发生在白垩纪的冷却抬升事件与沿班公湖-怒江缝合带及其两侧的岩浆作用在时间上

有着密切联系，如班戈花岗岩体的年龄 145.0 ~80.5Ma、玛庄嘎岗日岩体年龄 129.8 ~120.9Ma、乌江岩体年龄 151 ~93Ma、盐湖岩体年龄 94.0Ma 以及盆地内部江爱达日那岩体年龄 135.3Ma，其总体分布时代在 145 ~93Ma 之间（西藏区域地质志，1993）。

可以看出，花岗岩体的时代与羌塘盆地早期抬升时间基本一致，花岗岩体形成时间略早于盆地冷却事件。这种时间上的一致性，不仅表明羌塘盆地最大古地温期与中生代末构造事件对应，而且反映了羌塘盆地冷却抬升可能是班公湖-怒江缝合带碰撞后隆升的结果。目前对造山带研究新认识证实，造山后的岩浆作用是造山带隆升的重要动因之一，由于碰撞作用引起岩石圈增厚，岩石圈地幔部分发生拆沉，岩浆底辟侵入，造成山脉隆起，从时间顺序上具有岩石圈变形增厚→拆沉→岩浆底侵→山脉抬升降起的过程，可见变形是碰撞造山作用的早期构造效应，而岩浆活动山脉隆升往往在时间上滞后于变形，发生在班公湖-怒江缝合带及两侧的岩浆活动和羌塘盆地的冷却抬升事件，进一步证明这一结论，同时说明盆地内褶皱变形和冲断作用发生于侏罗纪末—白垩纪初。这一结论与羌塘盆地内部及班公湖-怒江缝合带白垩系与下伏侏罗系不整合接触关系一致。

五、盆地烃源岩生烃史

盆地古地温场及烃源岩热演化控制着烃类的生成和运移，羌塘盆地镜质体反射率、包裹体测温和裂变径迹等大量研究表明，盆地古地温梯度为 1.72 /100m。根据古地温梯度和古埋藏恢复，可以将羌塘盆地烃源岩有机质演化分为 5 个阶段（赵政璋等，2001）：未成熟阶段，古埋深 ≤2500m，古地温值 ≤75 ， R_o 值 ≤0.5%；低成熟阶段，古埋深 2500 ~4500m，古地温值 75 ~100 ， R_o 值 0.5% ~0.8%；成熟阶段，古埋深 4500 ~5500m，古地温值 100 ~127 ， R_o 值 0.8% ~1.3%；高成熟阶段，古埋深 5500 ~7200m，古地温值 127 ~150 ， R_o 值 1.3% ~2.0%；过成熟阶段，古埋深 >7200m，古地温值 >150 ， R_o 值 >2.0%。石油天然气总公司（赵政璋等，2001）和本项研究分别对南羌塘坳陷和北羌塘坳陷埋藏史恢复研究表明（图 4-23）：南羌塘坳陷索瓦组烃源

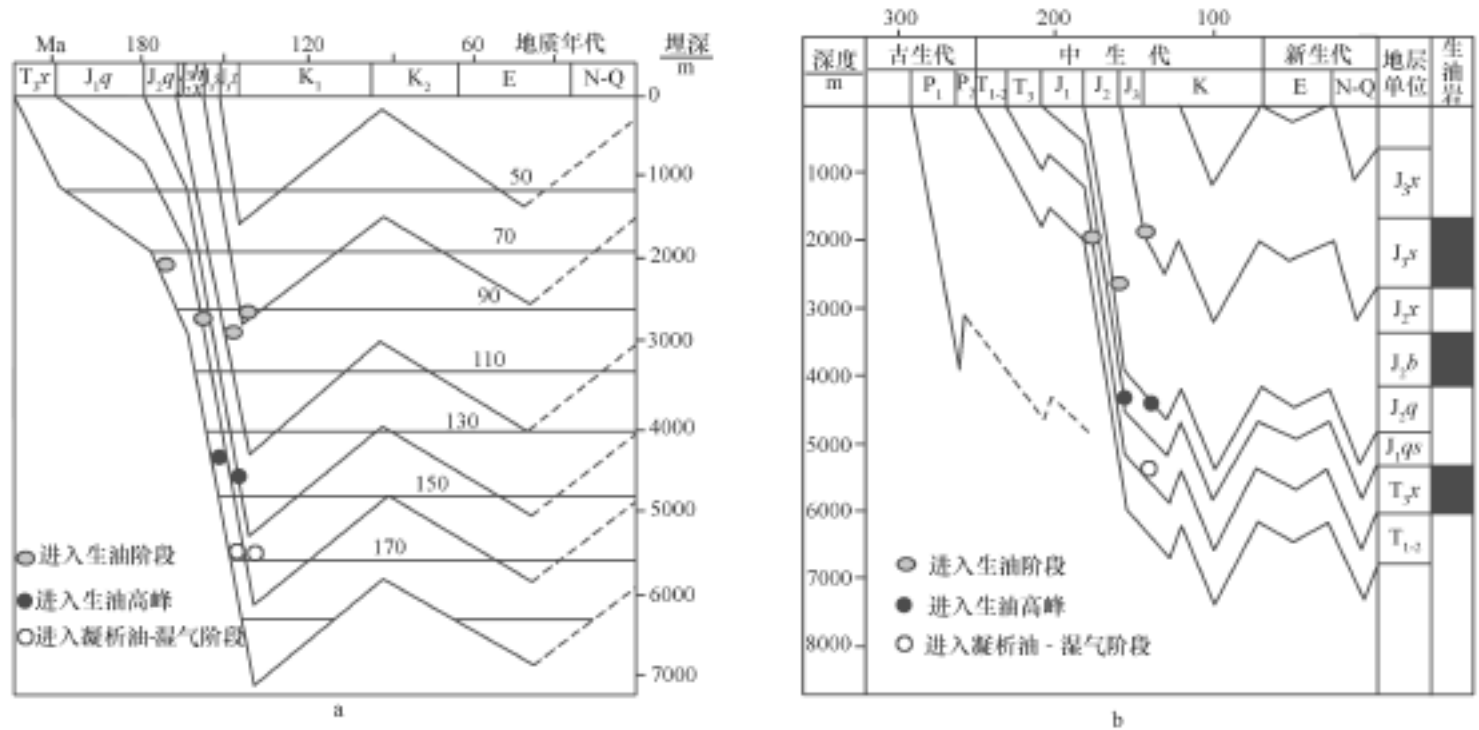


图 4-23 羌塘盆地时温曲线
a—南羌塘坳陷； b—北羌塘坳陷

岩于晚侏罗世晚期进入生油门限，埋深 2600m，温度 91 ；布曲组（包括夏里组）烃源岩于晚侏罗世中期进入生油门限，埋深 2820m，温度 97 ，于晚侏罗世晚期进入生油高峰，埋深 4100m，温度 131.9 ；肖茶卡组烃源岩于中侏罗世早期进入生油门限，埋深 2010m，温度 74.9 ，于中侏罗世末期进入生油高峰，埋深 4300m，温度 137.4 ，于晚侏罗世中期进入湿气阶段，埋深 5419m，温度 167.4 。北羌塘坳陷索瓦组烃源岩于晚侏罗世进入生油门限；布曲组烃源岩于中侏罗世晚期进入生油门限，晚侏罗世末期进入生油高峰；肖茶卡组烃源岩于早侏罗世晚期进入生油门限，中、晚侏罗世进入生油高峰-凝析油湿气阶段。值得重视的是，北羌塘坳陷肖茶卡组和布曲组在古、新近纪进入二次生油期。

对比南羌塘、北羌塘坳陷主要烃源岩生烃史可以发现，除晚三叠世肖茶卡组在北羌塘坳陷进入生油门限略早于南羌塘坳陷，并在中侏罗世进入生油高峰期外，布曲组和索瓦组主力生油岩在侏罗纪末期均处于最大埋藏深度，油气大量生成，因此，侏罗纪末是羌塘盆地油气形成的主要时期。

综上所述，地层不整合、褶皱形态恢复、裂变径迹和区域构造事件反映出羌塘盆地侏罗系构造层主要背斜圈闭主体形成于侏罗纪末—早白垩世，而盆地内主力烃原岩生油期也主要发生于此时。因此，构造圈闭的形成时间与油气生成在时间上有很好的配置关系，盆地内侏罗纪大型背斜构造可以作为良好的圈闭构造。

第四节 盆地盐相关构造与油气圈闭

一、盆地盐层分布特点

膏盐岩在羌塘盆地中分布广泛，并且在地表以盐丘等形式大量出露（图 4-24）。尽管前人对羌塘盆地膏盐岩有一定的认识，但都仅仅将其作为重要的盖层研究，而对

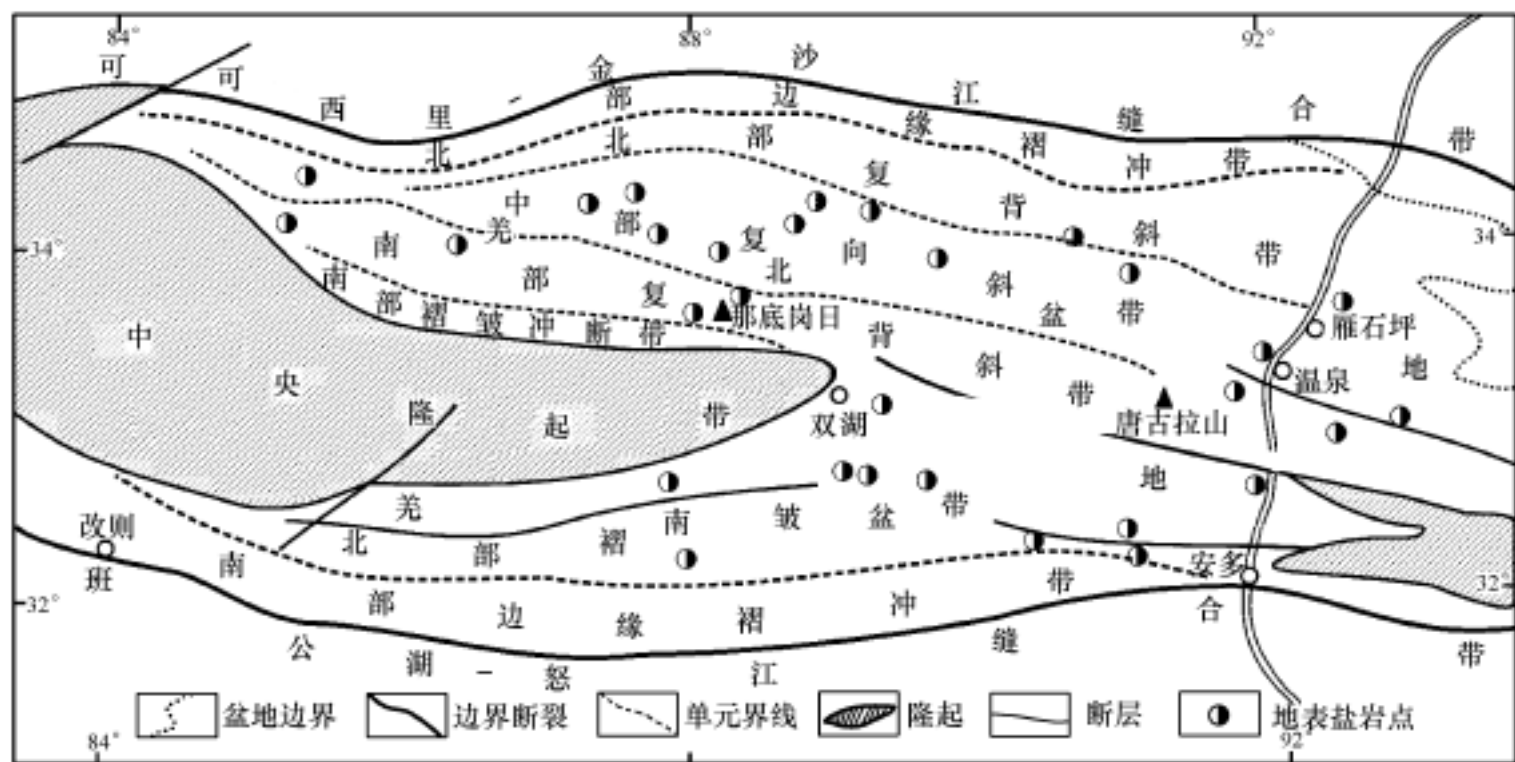


图 4-24 羌塘盆地地表膏盐出露点分布图

膏盐岩对盆地构造的影响以及与膏盐岩有关的构造圈闭研究尚未做过深入分析。从国内外含油气盆地勘探来看，盐岩层和盐相关构造对盆地构造样式和油气聚集成藏具有重要的影响和控制作用（Letouzey et al.，1995；Harrison et al.，1995；Rowan et al.，1999；汤良杰等，2003；张朝军等，1998；戈红星等，1996），特别是对于羌塘盆地类似的后期构造强烈的改造型盆地，盐岩层和盐相关构造研究对认识盆地构造和油气聚集意义尤为重要。

通过对羌塘盆地不同地区地层剖面大量统计发现，盐层分布广泛。盆地内含盐地层包括中侏罗统雀莫错组、布曲组和夏里组，并且在不同层位中呈不连续多层分布，单层厚度不大，但累计厚度较大。在统计剖面中（表4-6），雀莫错组盐岩层累计厚度12.02~69.80m，厚度占该组地层总厚度的1.63%~14.58%；布曲组盐岩层累计厚度18.26~98.00m，占该组地层厚度的1.61%~12.56%；夏里组盐岩层累计厚度11.59~188.97m（图版-D），占该组地层厚度的1.81%~28.15%。沉积环境分析表明，雀莫错组盐层主要形成于三角洲平原环境，布曲组盐层形成于碳酸盐台地环境，夏里组膏盐主要形成于潮坪、滨浅海环境。

表 4-6 羌塘盆地膏盐层分布及厚度

地层	剖面位置	地层厚度 / m	膏 盐	
			累 计 厚 度 / m	占 地 层 比 例 / %
雀莫错组	咸水河	794.84	12.92	1.63
	向阳湖	478.84	69.80	14.58
	那底岗日	498.64	20.83	4.12
	雁石坪东	894.72	40.00	4.47
布曲组	喷呐湖	212.18	22.71	10.07
	分水岭	411.5	21.90	5.32
	那底岗日	780.01	98.00	12.56
	土门	1133.96	18.26	1.61
夏里组	那底岗日	1160.71	40.99	3.53
	葫芦湖	639.40	11.59	1.81
	比隆错东	308.34	82.70	26.28
	比洛错	165.83	46.68	28.15
	安多赛日保	488.80	19.45	3.98
	安多木雀爬	122.43	93.72	76.54
	安多休冬日	299.31	37.58	12.56
	岗尼达卓玛	916.17	188.97	20.63
	土门格拉	560.20	32.00	5.71

（资料来源：实测及赵政璋等，2000）

二、盐层层序划分

盆地含盐地层及其上覆、下伏地层构造变形研究发现，盆地地层层序和构造变形受盐岩层的分隔和制约，含盐地层构造样式与不含盐地层存在一定的差异，根据羌塘盆地盐岩层分布、构造特点及其盐岩层对盆地油气聚集与成藏的控制作用，同时参考墨西哥湾盆地、塔里木盆地、伊朗盆地等含油气盆地盐岩层序和盐构造研究成果，将盆地划分为盐下层序、盐层（盐间）层序和盐上层序3个基本构造-地层层序。

盐下层序由上古生界—三叠系组成，包括鲁谷组（P₁l）、热觉茶卡组（P₂r）和康鲁

组 (T_1k) 和肖茶卡组 (T_3x) 等, 岩性主要为基性火山岩、砂岩、碳酸盐岩和泥质岩类, 属于盐层层序的“基底”, 该套地层系统不含膏盐 (或仅含少量薄的盐层), 与盐层层序角度不整合或断层接触。

盐层 (间) 层序以含大量盐岩层为特点, 由中侏罗统雀莫错组、布曲组、夏里组组成; 岩石组合为泥岩、灰岩、砂岩、泥灰岩、粉砂质泥岩以及大量膏盐层等。与盐下和盐上层序相比, 地层中盐岩大量发育, 岩层抗压强度和弹性模量远小于盐上和盐下层序, 表现出相对塑性、易流动等特点, 在盆地总体挤压收缩构造应力场作用下, 含盐层被动地从高压区 (向斜槽部、背斜两翼) 向低压区 (背斜核部) 流动, 形成多种盐相关的构造类型, 盐层常构成盆地的褶皱冲断构造的多级滑脱层。

盐上层序由上侏罗统索瓦组和雪山组组成。索瓦组岩性主要为灰岩、生物碎屑灰岩、泥灰岩等, 雪山组主要为一套砂岩、粉砂岩组合。由于该套地层系统不含膏盐, 总体表现出相对于盐层层序刚性特点, 与下伏夏里组含盐层整合或盐岩滑脱层接触。

三、盐相关构造样式与圈闭类型

盐构造形成机制有“盐浮力构造作用”、“差异负荷作用”、“重力扩展作用”、“热对流作用”、“挤压作用”和“伸展作用”6种动力学模式 (Jackson et al., 1991; 1986), 不同动力学机制下形成岩相关构造的构造样式存在显著差异。羌塘盆地自中生代以来受前陆盆地演化和新生代大陆碰撞造山体制制约, 总体处于挤压收缩构造动力学环境。野外地质调查也表明挤压构造决定了盆地和盐相关构造的构造样式。如雁石坪、温泉地区盐上、盐层及盐下构造层, 尽管构造样式和组合形态存在一定差异性, 但都表现出挤压应力场作用下的褶皱-冲断组合特点, 而且地表盐构造大都沿现今地表挤压构造带分布, 盐相关构造都与逆冲断层、挤压褶皱等构造密切相关, 如鱼尾构造、逆冲断层等。因此, 南北向挤压机制是羌塘盆地盐构造形成的主要动力源。另一方面, 低密度盐体产生的浮力作用和上覆岩层的差异负荷对盐构造样式也有一定影响, 但不是盆地盐构造形成主导变形机制。根据羌塘盆地盐构造分布与变形样式, 将盆地盐相关构造和圈闭类型分为盐上构造、盐层 (盐间) 构造和盐下构造3种基本类型。

1. 盐上构造样式与圈闭类型

该类型发育于含盐地层之上的盐上层序中, 在挤压作用过程中, 受下部盐层层序影响和制约, 上覆地层发生变形, 形成的盐相关构造和圈闭构造, 包括滑动背斜、断弯与断展背斜、冲断褶皱、盐上逆冲断层等。

1) 滑动背斜为在挤压应力作用下, 盐上层序沿下部盐层滑脱面滑动过程中形成的背斜。该类背斜平面形态一般多呈带状、长条状, 长短轴比较大, 剖面上形态相对紧闭, 总体具有平行褶皱特点 (图4-25a), 是盆地内盐上层序最主要的构造圈闭类型, 但圈闭面积有限。雁石坪和双湖地区上侏罗统背斜大都属于该类圈闭。

2) 盐上断弯-断展背斜。断弯背斜发育于坪-坡式逆冲断层的弯曲转折处, 背斜一般不对称, 在上盘断坡一翼陡, 而上盘断坪一翼宽缓, 褶皱形态一般与逆冲断层倾角有关。断展背斜是逆冲断层往更高层位扩展时, 在锋带形成的背斜, 形态较为紧闭, 长短轴比较大, 幅度高, 在大型逆冲断层处的断展背斜可以作为良好的构造圈闭 (图4-25b)。

3) 盐上背冲断块构造为盐上地层在强烈构造挤压条件下, 沿主逆冲断层上盘一侧产

生与主逆冲断层倾向相反的反冲断层，在两逆冲断层之间的地层发生强烈挤压形成的背斜圈闭，主断层一般与盐层密切相关，常为以盐层为滑动面的逆冲断层（图4-25c）。

4) 盐上逆断层隔挡圈闭和盐推覆构造。逆断层隔挡圈闭为下盘地层在上倾方向被逆冲断层所截，形成的断层遮挡圈闭（图4-25d）。盐推覆构造是以盐层为滑动面的逆冲断层与盐上背斜共同组成的圈闭构造（图4-25e）。这两类构造在盆地南北边界和中央隆起带两侧等冲断变形强烈地区都较发育，如唐古拉兵站南的盐推覆构造。

2. 盐层构造样式与圈闭类型

盆地内盐岩层与碎屑岩、泥岩、碳酸盐岩互层，在盐层挤压流动过程中，碎屑岩和碳酸盐岩发生变形，形成各种盐相关构造和圈闭类型，主要包括盐隆、外来盐席、鱼尾构造、逆冲叠瓦构造、盐间断褶构造、盐间冲断构造等。

1) 盐隆构造为盐层在挤压应力作用下发生聚集，并在盐浮力作用下形成的穹状隆起，一般埋深较浅，形态多为浑圆状，长短轴比较小，幅度低，圈闭面积较大，是良好的构造圈闭。在雁石坪莎纳陇仁、温泉兵站地区盐隆构造及其发育，圈闭面积达数平方公里到数十余平方公里（图4-25f，图版 - C），同时在盐隆构造内发育油浸石膏和软沥青（图版 - D, E, - A）。

2) 外来盐席。沿逆冲断层运动的外来盐席，顺断层分布，一般与上盘上覆层呈近平行分布，而与下盘下伏地层呈同倾向小角度斜交。下伏地层的下倾方向被外来盐席遮挡封闭，下伏地层上倾方向被断层封闭。

3) 盐间断褶构造。在盐层运动过程中，位于不同盐层之间的碎屑岩和碳酸盐岩层发生褶皱和断裂构造，形成断褶构造，其上、下被盐层遮挡分割组成相对封闭的盐间背斜和冲断圈闭（图4-25g），并构成盐层层序主要圈闭类型。

4) 鱼尾构造。含盐岩层在背斜形成过程中，随着滑脱背斜幅度不断增大，上滑脱层前缘沿同一滑脱层形成一条反冲断层，阻止滑脱层进一步位移，两条滑脱层形成一鱼尾构造（图4-25h），夹持在鱼尾状含盐层系中的地层，在鱼尾状撒开的一侧被断层或盐层遮挡形成鱼尾构造圈闭。如唐古拉兵站处雀莫错组盐滑脱层形成的鱼尾构造。

5) 盐间双冲构造。盐层层序由多套盐层和非盐层组成，在强烈挤压变形过程中，往往沿下部盐层发育底板逆冲断层，在上部盐层中发育顶板逆冲断层，其间一系列逆冲断层呈平行状叠瓦排列，形成叠瓦构造，夹持于两逆冲断层间的逆冲断块总体具有不完整背斜形态（图4-25i），背斜两侧被断层遮挡封闭，背斜上部被含盐地层封盖形成良好圈闭构造。

3. 盐下构造样式与圈闭类型

该类型是盐下层序在挤压应力作用下发生形变形成的褶皱及断层构造。与盐层层序相比，盐下层序缺少膏盐滑脱层，构造层次相对较深，变形程度强烈，变形构造样式为褶皱-冲断构造，其上部多被盐层遮挡形成背冲断块-断褶圈闭、断弯-断展背斜和叠瓦状冲断带圈闭等。

1) 背冲断块-断褶构造。盐下地层在挤压变形过程中，形成背冲式构造，逆冲断层和反冲断层之间的断块或背斜形成盐下背冲断块-断褶圈闭（图4-25j）。其构造样式与盐上及盐间同类构造样式相似，断块或断褶呈长条状，夹持于两断层之间，圈闭规模与背斜规模和断块形态有关，由于断块或背斜的两翼受背冲断层遮挡，顶部被含盐层所封盖，为有利圈闭构造。

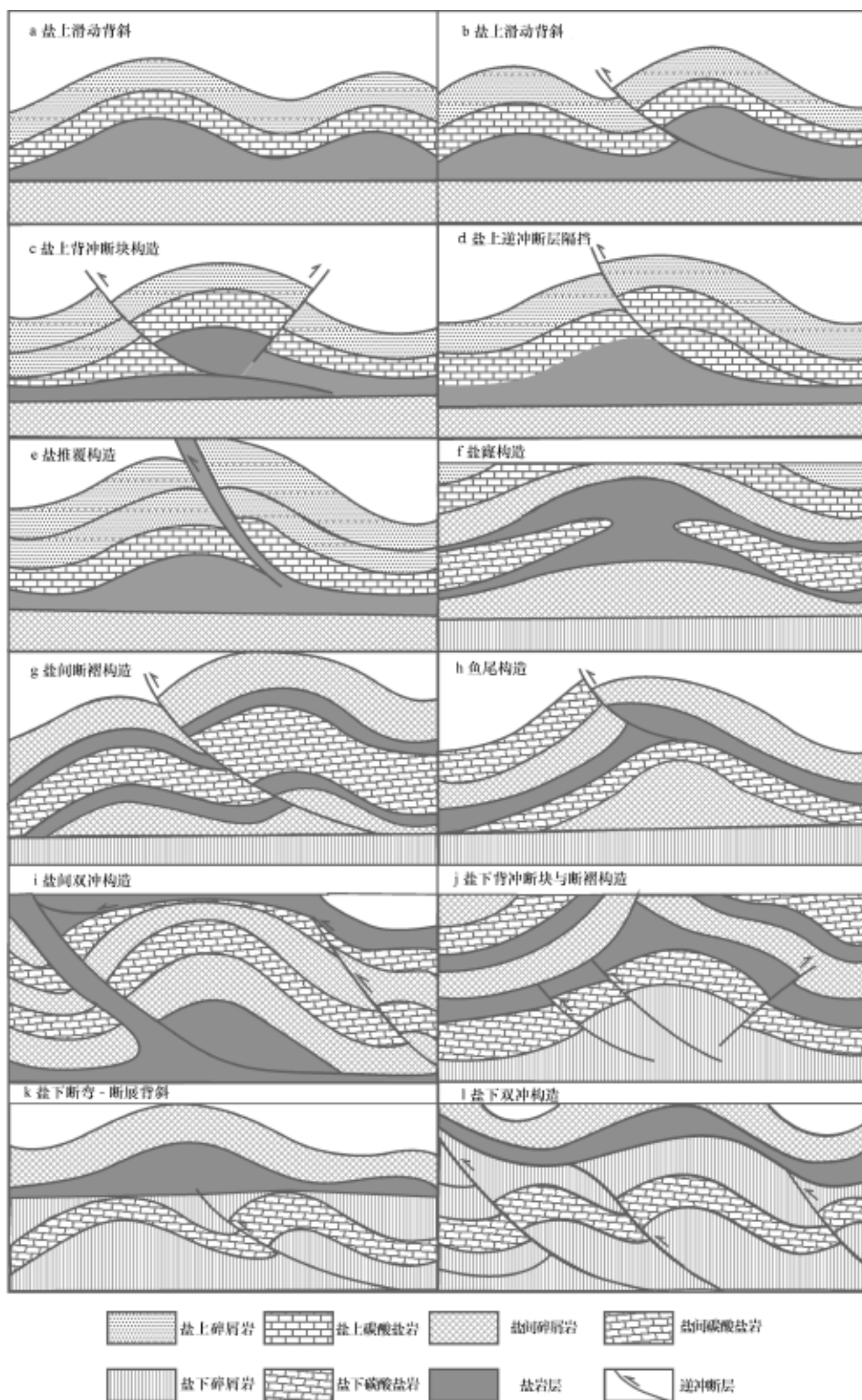


图 4-25 羌塘盆地盐相关构造与圈闭类示意图型

2) 断弯-断展背斜。盐下层变形较强, 逆冲断层发育, 同时盐下碎屑岩和碳酸盐岩较多, 断弯和断展背斜发育 (图 4-25k), 构成盐下重要圈闭构造。

3) 叠瓦状冲断带圈闭。盐下地层在强烈挤压变形过程中, 一系列逆冲断层呈平行状叠瓦排列, 形成叠瓦构造。通过对雁石坪地区上三叠统盐下构造层一系列剖面系统研究发现, 这些逆冲多发育于背斜翼部与向斜构造过渡的拐点处, 夹持于两逆冲断层间的逆冲断块总体具有不完整背斜形态 (图 4-25l), 背斜两侧被断层遮挡封闭, 背斜上部被含盐地层封盖, 形成良好的圈闭构造。

四、盐相关构造形成与演化

从盐层发育来看, 羌塘盆地中生界含盐地层主要产于中侏罗统雀莫错、布曲组和夏里组中, 盐岩层与同期非盐层沉积岩系互层状产出, 因此, 盐相关构造形成于中侏罗世之后。另一方面, 上述研究表明, 盐上、盐层及盐下构造变形样式受前陆地区挤压冲断-褶皱构造体制制约, 总体属于挤压体制下的盐构造样式, 缺乏伸展构造体制下的盐构造样式, 而从区域构造演化来看, 羌塘前陆盆地沉积与上覆白垩系、下伏上三叠统均呈角度不整合接触, 而且侏罗纪构造层变形格架形成于侏罗纪末。因此, 羌塘盆地盐相关构造主体形成于侏罗纪末。新生代以来, 随着印度-欧亚大陆碰撞造山, 盆地受到南北向挤压应力作用, 进一步短缩变形, 而盐岩作为塑性特点显著, 早期盐层和相关构造在新生代进一步变形, 使得盐相关构造更为复杂, 如盆地北部巴茸浪纳地区含盐地层推覆于古近系雅西错组之上。因此, 盆地现今盐相关构造样式是上述两期构造运动共同作用的结果。

五、盐相关构造与油气聚集

羌塘盆地具有独特的石油地质条件, 盐岩层序的发育及盐相关构造的形成对于油气聚集成藏有着重要意义。

盐岩层在羌塘盆地大量发育, 成为盆地油气特级盖层, 对盆地油气储集空间具有积极意义。羌塘盆地具有良好的生油岩和盖层, 但孔隙度较好, 储集层较少, 储集性能相对较差。盐岩层和盐构造的发育增加了盆地储集层孔隙率和油气类型。首先, 由于盐岩层的存在, 使盐下地层承压相对减小, 压实程度相对降低, 砂岩储层较大孔隙得以保存。其次, 在变形过程中, 由于塑性盐层聚集在其周围地层中形成异常高压区, 导致大量裂隙的发育, 是油气储集良好空间, 可弥补盆地储集条件较差的不足, 因此在油气勘探中应注意与盐层构造相关的裂隙研究。

盐相关构造形成大量圈闭构造, 为油气聚集成藏提供有利场所。盆地受盐岩层流动变形影响, 在盐上、盐间和盐下形成大量圈闭构造, 这些圈闭主体形成于侏罗纪末, 并在新生代进一步定型。从前述盆地油气生成史分析, 羌塘盆地侏罗系主力生油岩在侏罗纪中晚期进入生油高峰, 与盐相关的圈闭构造与盆地油气大规模生成时期一致, 构成盆地内极好的圈闭构造, 丰富了盆地圈闭类型。此外, 新生代盐构造的进一步定型与盆地新生代二次生油时限一致 (见下节), 因此, 盐相关构造圈闭应是盆地重要圈闭类型, 特别是由于新

李亚林, 2001. 从俯冲碰撞到高原隆升——青藏高原几个构造问题研究. 成都理工大学博士后出站报告。

生代构造改造，使得盆地油气聚集与成藏过程更为复杂化，而盐岩和盐相关圈闭由于塑性程度高、封闭性能好，油气更能较好保存，在盆地油气勘探更具有实际意义。

盐岩层是油气重要的遮挡层。根据羌塘盆地生储盖组合条件和盐岩层分布特点，盆地生储盖组合和油气成藏模式可分为盐上、盐间和盐下 3 种类型：盐上生储盖组合与油气成藏模式，以索瓦组泥灰岩、泥质岩为生油层，索瓦组粒屑灰岩、灰岩和砂岩为储层，雪山组泥质岩、泥灰岩作盖层，形成油气藏，其下由于受下部盐岩层的遮挡，盐间层油气难以向上运移，形成盐上相对独立的成藏系统。但由于缺乏盐岩层盖层和遮挡作用，同时受后期高原隆升的影响，盐上系统大部分暴露地表，大量油气散失，难以形成大型油气田。

盐间生储盖组合与油气藏成藏模式，包括盆地生储盖组合₁和₂，是盆地最具有利组合，雀莫错组和布曲组生油岩生油潜力巨大，同时在该组合中大量盐岩层的发育，使得油气保存和成藏条件相对较好，特别是受多层盐岩层的封闭以及大量盐构造圈闭的发育，形成相对独立的油气聚集成藏系统，具备形成规模较大的油气藏的条件，是盆地有利油气聚集成藏场所。如隆鄂尼-昂达尔错古油藏就是以布曲组白云岩为储层，夏里组盐岩层和泥岩为盖层，形成规模巨大的油藏（图版 1-B），其圈闭样式属于盐间断褶圈闭。盐下型生储盖组合与油气藏成藏模式，包括盆地生储盖组合₃和₄，生油岩层位于盐下，生成的油气由于有盐岩层的封闭作用，油气可以通过断层近距离垂向运移聚集在近源盐下构造圈闭中形成油气藏，也可以沿盐下输导层长距离运移形成远源盐下油气藏，同时该组合在盆地中埋深较大，保存条件较好，是盆地又一有利成藏场所。

第五节 高原隆升与油气保存

新生代以来，随着印度大陆与欧亚大陆碰撞造山及之后高原隆升，高原内盆地遭受强烈的改造。这一复杂的改造过程是全球其他任何含油气盆地都无法比拟的，正确认识喜马拉雅造山作用以及高原隆升对青藏高原沉积盆地油气藏保存的影响和控制作用，成为评价青藏高原油气资源潜力和勘探前景的关键环节。本节主要通过对羌塘盆地新生代构造变形与改造作用研究，以大陆碰撞、高原隆升对盆地改造作用为主线，分析盆-原构造体制转换过程的变形样式、变形强度，探索新生代构造变形与油气生成、运移关键时刻的耦合关系，确定盆地油气藏的保存条件和分布规律。

一、新生代构造变形与高原隆升

羌塘盆地新生代构造变形与演化明显受高原演化区域构造动力学体制制约。根据盆地新生代变形特点，可将新生代变形分为两阶段，即早期南北向挤压-收缩体制下的褶皱-逆冲及伴生的走滑剪切变形阶段（D₁）和晚期深部动力学机制作用下的伸展变形阶段（D₂），与之对应高原隆升过程也包括早期挤压-短缩隆升和晚期伸展隆升两个阶段。

（一）褶皱-冲断构造与地壳缩短

大量研究发现，羌塘中生代盆地上叠的古、新近纪盆地广泛发育褶皱变形和逆冲断层，构成典型的褶皱-冲断构造。地层中褶皱形态表现为直立开阔型褶皱的特点（图 4-26），褶皱轴向东西—北西西向，枢纽近水平，轴面倾角大于 85°；两翼产状 340°~20°、4°~23°、165°~210°、10°~25°；两翼夹角 120°~160°。在横剖面上，褶皱具有等厚的特点，同一地

层在褶皱不同部位厚度基本相同，各层曲率由外到内逐渐增大。通过对乌兰乌拉湖、沱沱河、双湖、菊花山等地区不同剖面研究发现，背斜和向斜在剖面上同等发育，转折端开阔、圆滑，构成正弦波状组合形式。大量统计和古应力场分析得出褶皱变形的最大主应力方向 σ_1 近南北，产状近水平，说明变形发生在南北向挤压体制下（图4-26）。

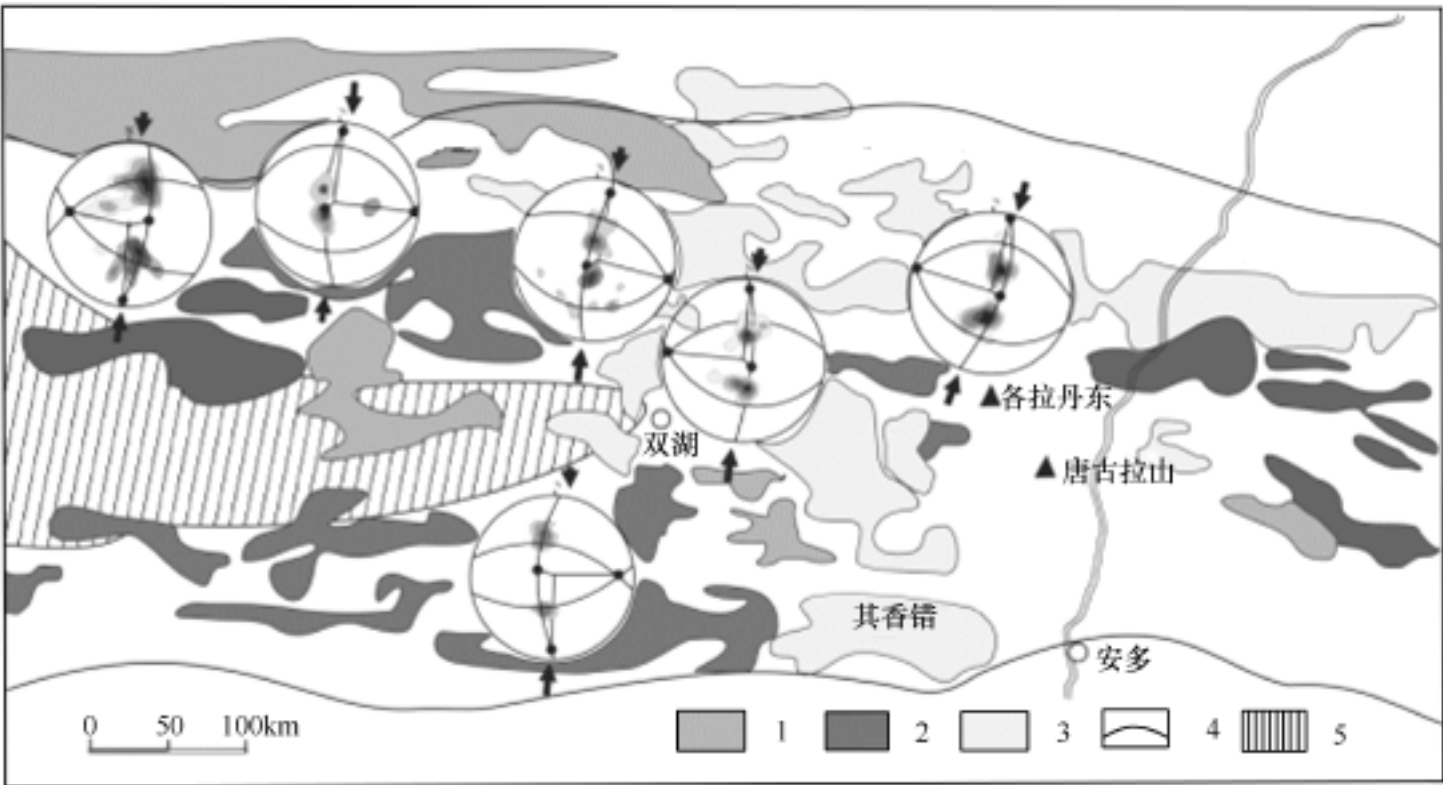


图 4-26 羌塘盆地古、新近系分布与构造应力场

1—喷呐湖组；2—康托组；3—双湖组；4—边界断裂；5—中央隆起带

逆冲断层主要表现为不同时代老地层通过逆冲断层叠置于古、新近系新地层之上，造成地层层序的反转与叠置（图4-27，4-28，图版 -C，D）。概括起来新生代逆冲推覆变形具有以下特点： 分布上，逆冲断层主要发育于古、新近纪盆地南北边界，靠近金沙江和班公湖-怒江缝合带位置以及中央隆起带两侧变形更为强烈，并对早期断层具有明显的继承性； 逆冲断层主要为东西、北西西走向，断面北倾或南倾，倾角一般小于45°；逆冲断层以脆-韧性变形为主，发育碎裂岩、断层泥和糜棱岩化构造岩； 逆冲推覆作用和褶皱变形具有对应关系，一般逆冲断层发育地区，褶皱变形也较为强烈，说明褶皱作用和逆冲推覆作用属于同一构造体制，不同表现形式。

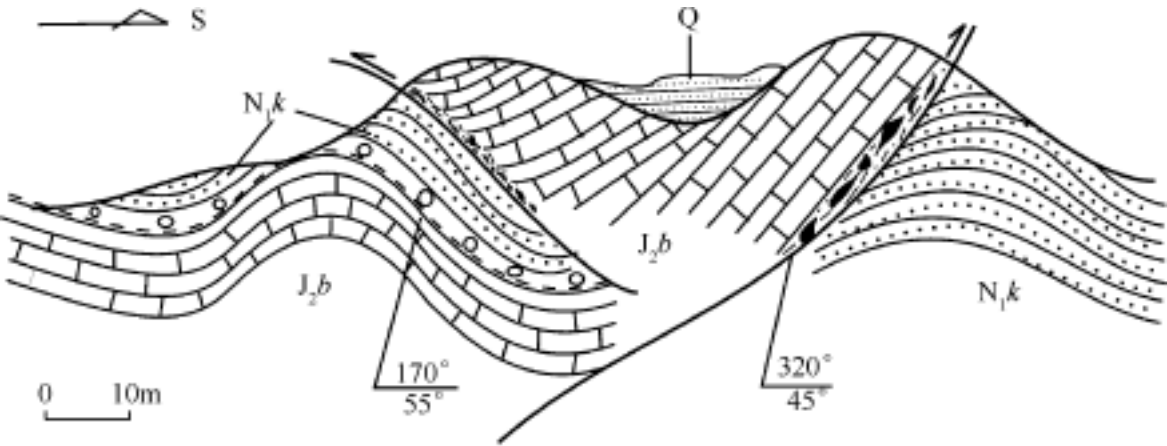


图 4-27 甜水河地区新生代冲断构造

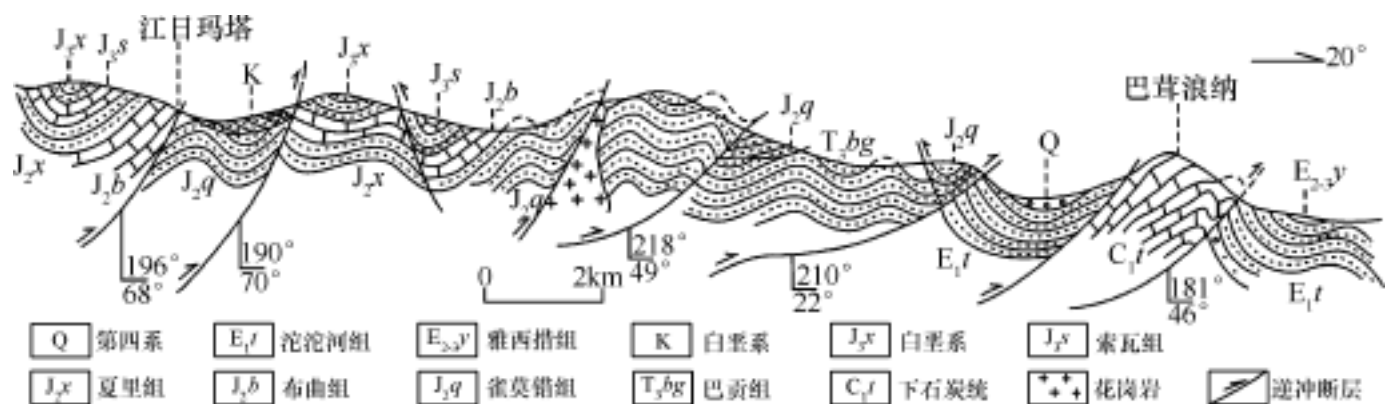


图 4-28 沱沱河地区新生代褶皱冲断构造

本次研究测得雁石坪地区逆冲断裂时代为 19.6 ~17.3Ma (ESR)。区域上,喜马拉雅中央主逆冲断裂 (MCT) 主导变形时代为 22Ma (Parrish et al., 1993); 冈底斯逆冲带时代为 27 ~24Ma, 上限年龄为 18Ma (陈文寄等, 1996); 雅鲁藏布江逆冲带变形期为 27 ~18Ma (Yin A. et al., 1994); 可可西里短缩变形为 30.10 ~23.0Ma (Liu Z F. et al., 2003), 表明高原新生代陆内挤压收缩作用变形主导变形发生于 45 ~18Ma。

对乌兰乌拉湖地区古、新近系葫芦湖-马料山盆地进行变形短缩量分析表明, 新生代褶皱-逆冲变形造成地壳缩短率为 18.30%。玛尔盖茶卡地区新近系康托组缩短率为 17.47%, 据吴珍汉等 (2003) 对新生代“X”走滑剪切作用分析, 表明走滑剪切作用造成盆地地壳缩短率为 19.4% ~30.3%。Wang C S (2002) 对可可西里地区研究表明古近纪以来褶皱和逆冲变形造成南北向短缩率为 42.8%。因此, 笔者认为青藏高原早中新世之前时的地壳增厚和高原隆升作用主要是通过褶皱和逆冲构造作用实现的。

(二) 伸展地堑构造与高原隆升

青藏高原新生代伸展地堑构造是高原现今最为显著的构造现象 (图 4-29), 对伸展作用的成因及动力学机制及其与高原隆升的关系有过多种解释 (Molnar et al., 1978; 李吉均等, 1979; Klootwijk et al., 1985; Alsdorf et al., 1998; Seeber et al., 1998; Coleman et al., 1995; Caffery et al., 1998; Yin A et al., 1999), 羌塘盆地内也发育大规模的伸展地堑构造 (图 4-29), 如依布茶卡地堑、双湖地堑、温泉地堑等, 这些地堑构造在走向上往往横切整个盆地, 造成盆地现今断陷盆地与断块山相间的构造面貌。本次重点对双湖、温泉地堑构造进行了研究, 并结合区域地堑构造特点, 探讨地堑构造形成机制与高原隆升的关系及其地堑构造对油气保存的影响和控制作用。

1. 双湖地堑

双湖地堑位于羌塘地体中部中央隆起带与东部中—新生代凹陷盆地的转换部位 (图 4-30), 地堑构造由断陷盆地和两侧正断层系和断隆带组成。

断陷盆地沉积由上新统振泉湖组和第四系组成, 其下部与双湖组 (N_1s) 角度不整合接触, 主要由固结-半固结的砾岩、含砾砂岩及砂岩组成, 层理清晰。断隆带由前泥盆系基底岩系、上古生界、三叠系西雅尔岗组、白垩系阿布山组和古近系双湖组组成。正断层在断陷盆地西侧特别发育, 表现为一系列近于平行的高角度正断层, 地貌表现为陡坎、陡崖 (图版 -F), 并造成地层明显错断和切割早期构造线。断陷东侧由于露头较差, 但遥

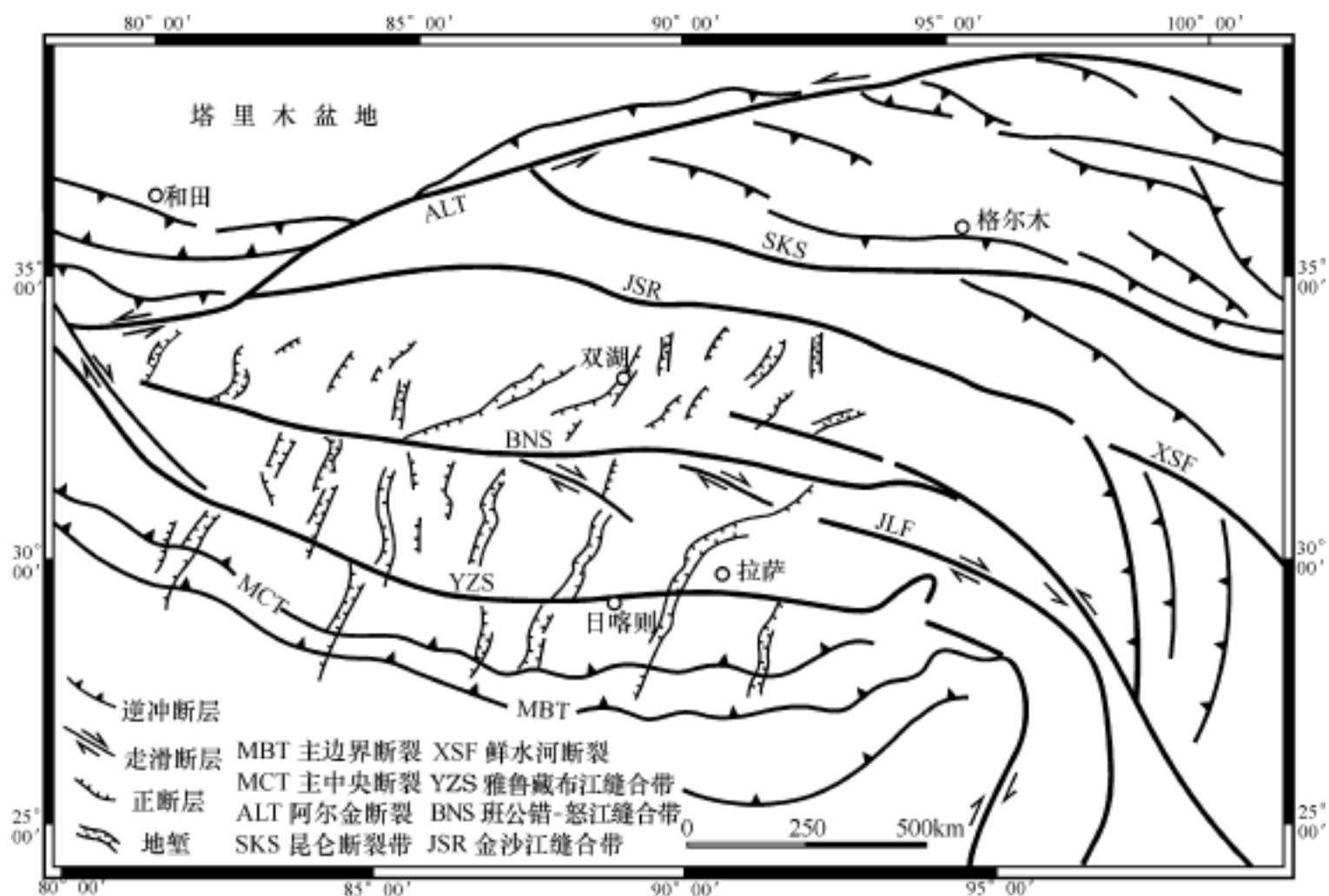


图 4-29 青藏高原南北向地堑分布图

感影像上显示正断层迹象。野外地质调查表明，双湖地堑西侧正断层系有以下特点：断层系由晒日作断层（ F_3 ）、巴布-岗纳断层（ F_2 ）和布石-包布断层（ F_1 ）和一系列小型平行的正断层组成（图 4-33），断层走向 $20^\circ \sim 45^\circ$ ；断面东倾，倾角 $60^\circ \sim 88^\circ$ ；自西而东呈下降阶梯状。正断层系中次级共轭正断层和伴生节理反映出其最大主应力（ σ_1 ）近于垂直，最小主应力（ σ_3 ）近东西向，且近于水平，表现出东西向的伸展作用，正断层年代学研究反映出断层活动始于 13.5 Ma（Peter et al., 2001）。

2. 温泉地堑

温泉地堑发育于布曲上游的唐古拉山口—温泉—温泉兵站地区。与双湖地堑相似，温泉地堑由断陷盆地（温泉盆地）和两侧断隆带及正断层组成（图 4-30，图版 -E, F），断隆带由中—晚侏罗世及新生代侵入体组成。断陷盆地长 46 km、宽 4 ~ 8 km，呈狭长带状，盆地内为第四纪冰川与河流相沉积，厚度大于 1000 m，是藏北地区第四纪沉积厚度最大的地区。盆地东西两侧分别为塘吉那-陇哈钦断层和温泉-102 道班断层。根据对该断层不同地段 11 条剖面研究，发现温泉断层具有以下特点：断层由主断层及一系列产状平行的次级正断层组成，断层带宽 16 ~ 120 m，断层带表现出脆性变形特点，由主断面向两侧依次发育断层泥-角砾岩和破劈理带；断面内擦痕构造发育，并指示正断层运动特点，根据大量统计（图 4-31）其优势方位在北部 102 道班及以北为 $19^\circ \sim 38^\circ$ $49^\circ \sim 63^\circ$ ；并具有明显左行的走滑分量，造成山前冲积扇发生倒转，形成一系列歪头扇；在温泉以南为 $28^\circ \sim 42^\circ$ $56^\circ \sim 68^\circ$ ；走滑分量较小；根据断层面上擦痕产状，求得断层最小主应力（ σ_3 ）优势方位为 $85^\circ \sim 112^\circ$ $22^\circ \sim 40^\circ$ ；表明断层形成于东西向伸展构造背景。年代学分析发现地堑构造正断层形成时代为 9.6 ~ 3 Ma（ESR）。

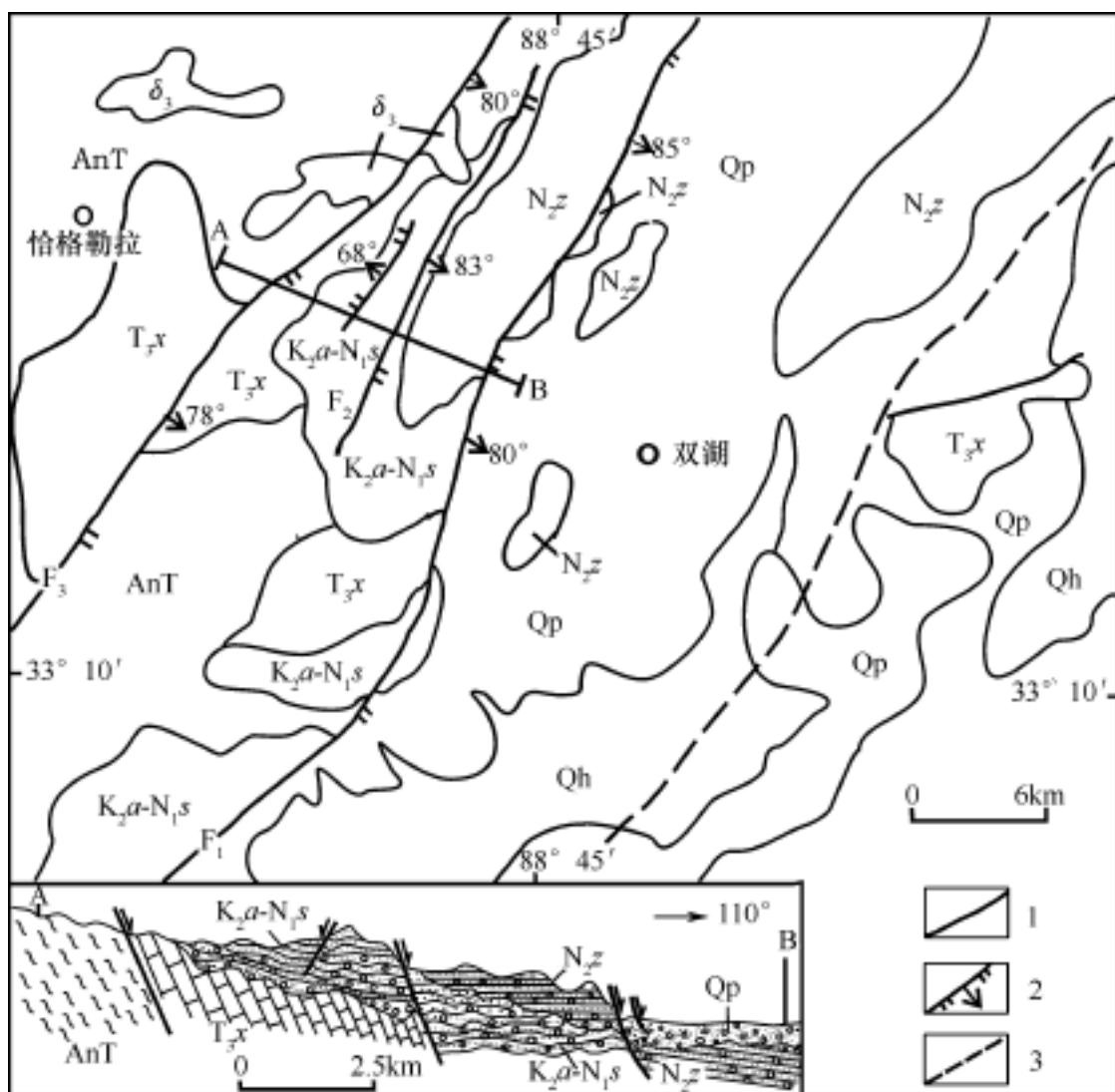


图 4-30 双湖地区地质简图

Qh—全新统；Qp—更新统；K₂z—振泉湖组；K₂a - N₁s—阿布山组 - 双湖组；T₃x—西雅尔岗组；AnT—前三叠系； δ_3 —花岗闪长岩；1—断层；2—正断层；3—遥感解译正断层；F₁—布石—包布断层；F₂—巴布—岗纳断层；F₃—晒日作断层

3. 地堑构造与高原隆升

对于南北走向伸展构造的成因机制及其与高原隆升的关系，目前存在多种不同的观点，其中重力垮塌模式较为流行。但对南北向伸展构造研究认为，伸展构造是高原新生代地壳于南北向挤压短缩之后，在深部动力学机制作用下，伴随高原快速差异隆升过程中形成的，伸展构造出现时高原并未达最大隆升高度，证据如下：

1) 伸展构造发生于高原新生代地壳短缩变形之后。南北向伸展构造不仅改造了西藏南部地区新生代早期南北向挤压体制下产生的褶皱和逆冲断裂构造（李亚林等，2001），同时在南北向地堑内断陷盆地沉积中，沉积均近水平，未见后期挤压变形。

2) 伸展构造受深部动力学机制制约。大地电磁测深资料显示，高原普遍存在的低阻高导层在南北向地堑构造部位深度变浅，反映出深部高温熔融体的存在。重力和航磁研究均表明，南北向伸展构造重、磁异常是由深部基性、超基性岩体引起（杨德明等，2001）。地震资料证实，地堑构造存在厚约 10km 的壳内熔融层（Nelson et al., 1996）。在藏南达果藏布地堑发育大量 18.3 ~ 13.3Ma 沿正断层侵入的与地壳减薄有关的幔源基性岩脉（Helen et al., 2001）；羊八井地堑水热区硫同位素与近代火山区水热区相似性，表明水热区的热补给由深部岩浆作用所提供（韩同林，1987），表明伸展构造受深部热动力学机制制约。

3) 伸展构造之后高原发生快速隆升作用。Molnar（1978）提出伸展构造重力垮塌模

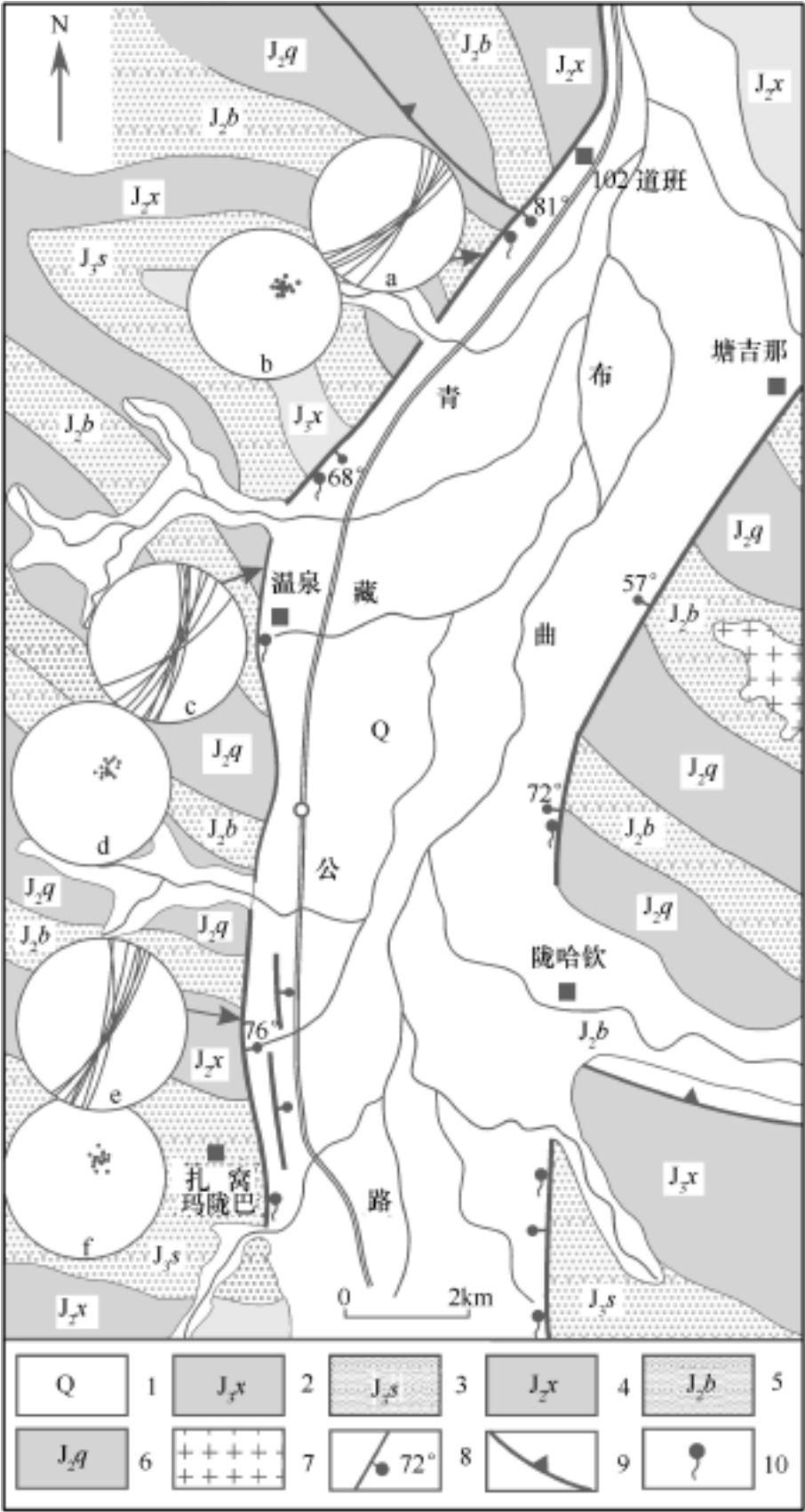


图 4-31 温泉地堑构造

1—第四系；2—雪山组；3—索瓦组；4—夏里组；5—布曲组；6—雀莫错组；7—新生代花岗岩；8—正断层；9—逆断层；10—泉点；ace—断层面方位；bef—擦痕优势方位

式假说时，对伸展构造年代学研究并未开展。之后获得了羊八井地堑 8Ma 变形年龄（Pan et al.，1992），该时代与 8 ~7Ma 高原隆升达最大高度引起的印度洋板块变形、高原气候环境变化等现象一致（Kroom et al.，1991；Quad et al，1989；Harrison et al.，1992；Molna et al.，1993），因此重力垮塌观点被普遍接受。近年来，大量年代学研究证实，地堑构造开始形成于 14 ~13.5Ma（Helen et al.，2001；Peter et al.，2001），明显早于 8 ~7Ma。另外，东喜马拉雅构造结、念青唐古拉山东段花岗岩基等裂变径迹年龄系统研究，反映出高原经历了 25 ~17 Ma、13 ~8Ma 和 3 ~0Ma 三阶段的隆升，其中，3Ma 以来是快速抬升期

(丁林等, 1995), 而第二阶段隆升起始时限与地堑起始时限一致。同时, 青藏高原气候和周边盆地研究亦表明, 上新世末以来高原处于快速隆升阶段 (施雅风等, 1998; 李吉均等, 1998), 与之对应地堑构造自此时开始断层运动速率和断陷盆地内沉积速率显著增大 (李亚林等, 2001), 表明地堑活动与高原隆升具有较好的对应关系。

上述现象表明, 伸展地堑构造出现时高原隆升并未达到最大高度, 而处于整体快速隆升阶段, 地堑构造是伴随高原的快速差异隆升出现的。

二、新生代高原隆升与油气成藏效应

1. 毕洛错剖面有机质演化与生、排烃过程研究

有机质热演化主要受埋藏深度、古地温和构造演化的控制。在本次研究中, 以毕洛错剖面为例恢复羌塘盆地的热演化史。新生代以前, 羌塘盆地大面积接受沉积, 估计古地温梯度 $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 接近于全球盆地平均古地温梯度。到了新生代, 羌塘地区处于挤压环境, 进入碰撞隆升阶段和陆内汇聚调整阶段, 估计地温梯度为 $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。1.6 Ma 以来, 进入汇聚快速隆升阶段, 现今地壳厚度大于 70km, 约为正常地壳厚度的 2 倍, 估计地温梯度为 $15\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。

根据毕洛错剖面的埋藏史、热史, 利用 Easy % R_o 软件, 计算了该剖面的有机质演化过程 (图 4-32)。计算结果表明, 大约 150Ma 左右镜质组反射率达到 0.5%, 进入生烃门限; 早白垩世抬升时镜质组反射率为 0.65%。大约 20Ma, 因再次沉降开始二次生烃, 现今镜质组反射率不足 1.4%, 与实测镜质组反射率十分接近。羌塘盆地的烃源岩演化程度普遍较高, 镜质组反射率一般在 1.0% 以上。

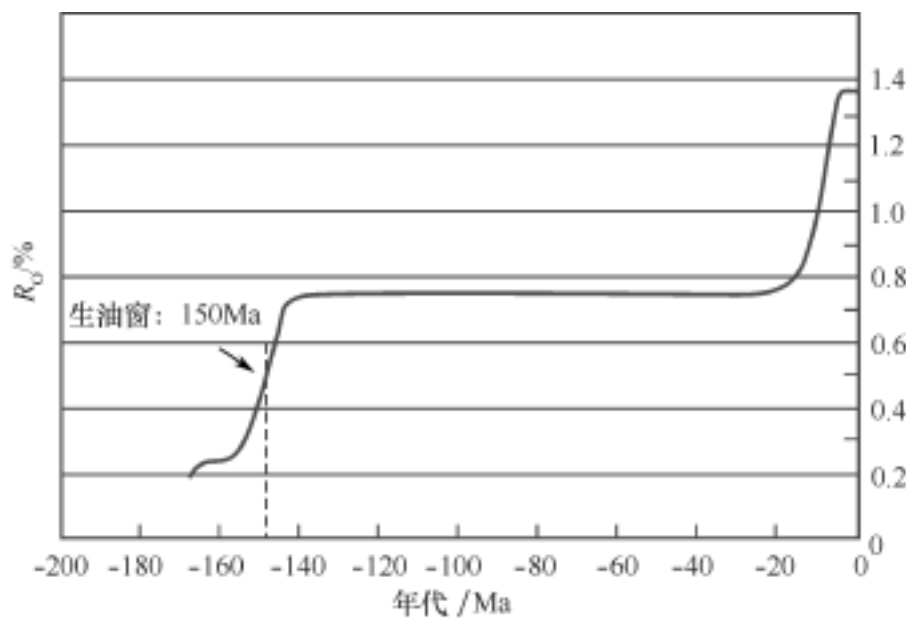


图 4-32 毕洛错剖面有机质演化过程

本项研究通过烃源岩形成环境分析和有机相的划分, 认为羌塘盆地主要烃源岩形成环境相似, 以碳酸盐台地为主, 根据典型有机相 B 烃源岩的热解实验和典型盆地热演化、生烃数据, 拟合了有机相 B 的生烃动力学参数。根据有机相 B 的生烃动力学参数和热史, 用 KINETICS2000 软件模拟了毕洛错剖面布曲组烃源岩的油、气生成过程 (图 4-33, 4-34)。图 5-12 显示, 以石油转化率 10% ~90% 区间为 “生油窗”, 该地区具有明显的

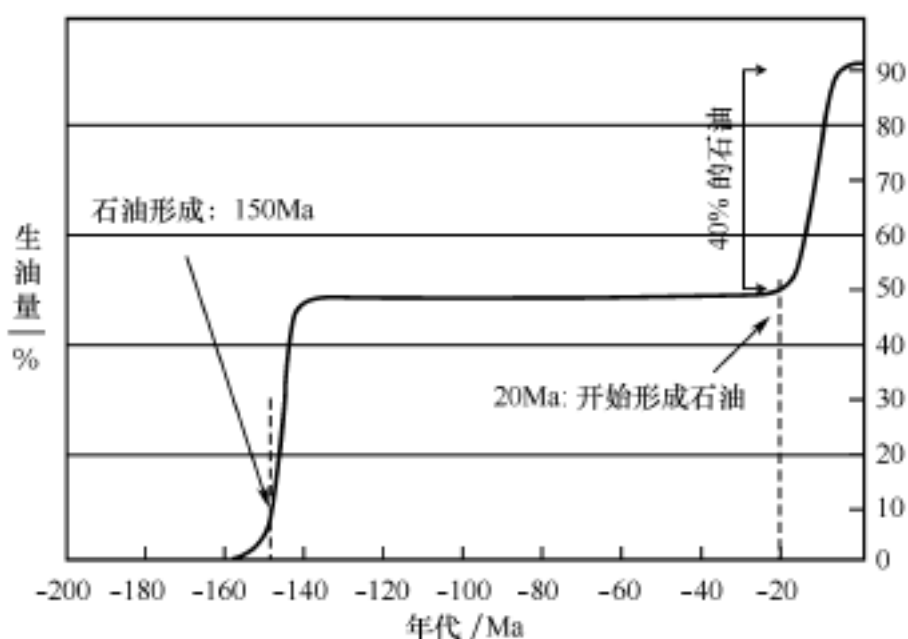


图 4 - 33 毕洛错剖面生油过程

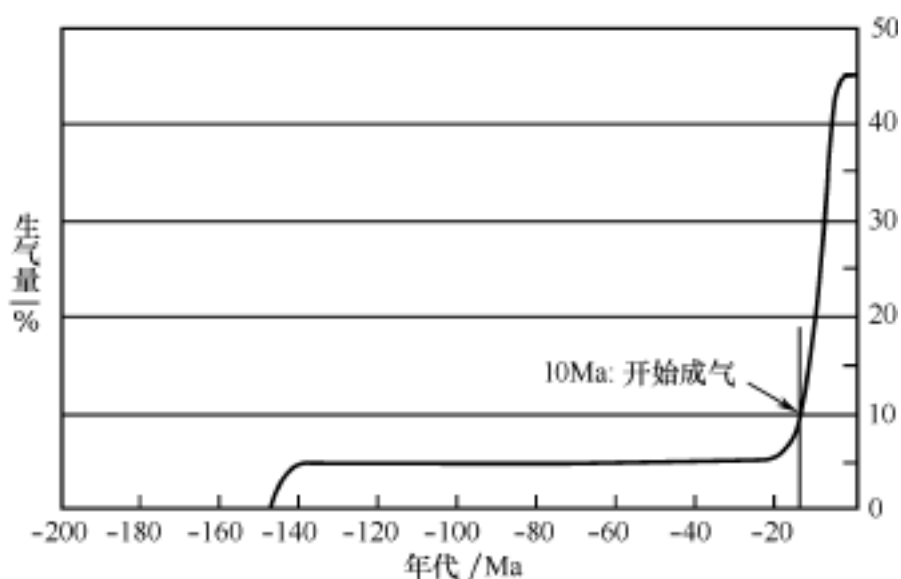


图 4 - 34 毕洛错剖面天然气生成过程

两次生油过程。第一次生油发生在 150 ~140Ma 间；第二次生油从 20Ma 至今，两次石油转化率大体相当。

2. 新生代青藏高原隆升与油气成藏效应

1) 本次研究以毕洛错剖面的埋藏史-热史为基础，模拟了有机质成熟演化过程。即 150Ma 时，源岩进入“油窗”，140Ma 时，因构造抬升初次生烃结束，大约 20Ma 时，开始二次生烃，目前已达到凝析油阶段（图 4 - 33，4 - 34）。

2) 初次生烃和二次生烃的石油转化率大体相当，各占 50%；而天然气主要生成于晚期阶段，天然气转化率不足 50%。即该区以生成石油为主，天然气为辅。

3) 排油量模拟计算表明，二次生烃期间排出的石油占总排油量的 75%，初次生烃过程中的排油量仅占 25%，二者的比为 3 : 1，即以晚期排油为主。

4) 如前所述，羌塘盆地新生代地壳缩短主要发生于古近纪，其中绝大部分发生于 20Ma 以前。模拟计算结果表明，羌塘盆地的二次生烃是主要的，排烃时间也在 20Ma，此

时羌塘盆地新生代褶皱逆冲作用已近尾声，新生代褶皱不仅为二次生油提供了良好的存储空间，而且在此后高原已处于整体隆升期，因此预计油气藏得以很好的保存。

5) 晚新生代藏北的主要区域性构造变形是在伸展作用下形成的地堑构造，它们是高原地壳短缩之后整体快速隆升作用的结果。根据双湖地堑构造研究结果，藏北地堑系在结构特征、变形样式与藏南地堑系相似，其时代多在 14 ~8Ma。对这些一系列地堑构造中正断层对油气逸散封堵性的评价，虽然尚无定量的分析数据，但从目前发现的油气苗的分布来看，白垩—新近系地层中少见，至少说明它们的切割深度不大，对地下油气藏似乎没有明显负面影响，而断陷盆地发育地区上新统 - 第四系沉积厚度巨大，封盖性好，是油气保存有利地区。

三、盆地构造改造强度分析

1. 改造强度确定的原则

盆地改造强度对于深入研究油气生成、运移和保存条件具有极其重要的意义，羌塘盆地作为经历长期构造的改造型盆地，改造强度的确定和划分成为油气资源潜力分析和勘探区块选取的关键。本次研究中，对盆地改造强度分析时主要考虑了以下因素：

1) 盆地经历的构造运动期次及性质。根据羌塘盆地地层接触关系，确定盆地经历了加里东运动、海西运动、幕，印支运动、幕，燕山运动、幕，喜马拉雅运动、幕。其中加里东运动、海西运动幕、印支运动幕、燕山幕、喜马拉雅运动幕强度大，影响范围广，特别是印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动直接和间接影响到盆地主要烃源岩的演化与保存状态。

2) 剥蚀程度。构造运动愈强烈的地区地表地层暴露愈老，越不利于油气成藏与保存，而出露地层越新，且地表被新地层覆盖地区具有相对较好的成藏和保存条件。古、新近系和第四系广泛出露地区是油气保存相对有利地区。

3) 地层变质程度。通常情况下，一个地区经历的构造运动次数愈多，强度越大，则地层变质程度越高。羌塘盆地及邻区各地区地层变质程度相差较大。对三叠系、侏罗系都变质的地区则划为强变形改造区。只有一套地层变质的地区则划为中等强度变形改造区，而未见变质岩发育的地区划为弱变形改造区。

4) 岩浆岩分布。侵入岩和火山岩发育、岩浆活动强烈的地区，不利于油气成藏和保存。羌塘盆地中部隆起侵入岩和火山岩广泛分布，北羌塘坳陷北部边缘和东部祖尔肯乌拉山—唐古拉山一带新生代侵入岩和火山岩也十分发育，为盆地岩浆改造强烈地区，而羌北坳陷中西段的中部未见侵入岩体，火山岩也十分零星，属弱改造区。

5) 表层构造强度。原生油气藏形成之后的强烈构造变动是油气藏遭受破坏的主要原因，构造变动强度对于确定油气勘探目标具有重要意义。一个地区构造变动的强度大小，一般包括其幅度、规模和频度。三者之间有着密切的关系。构造变动的幅度越大，其在平面的延伸规模就越大，这个地区的构造线密度也就越大。而构造线密度的大小可用单位面积上的构造线累计长度表示。为了对一地区构造变动的强度进行定量评价，笔者采用断裂变动强度指数 (Fault deformation index)、褶皱变动强度指数 (Fold deformation index)、构造变动强度指数 (Structural deformation index) 表示。

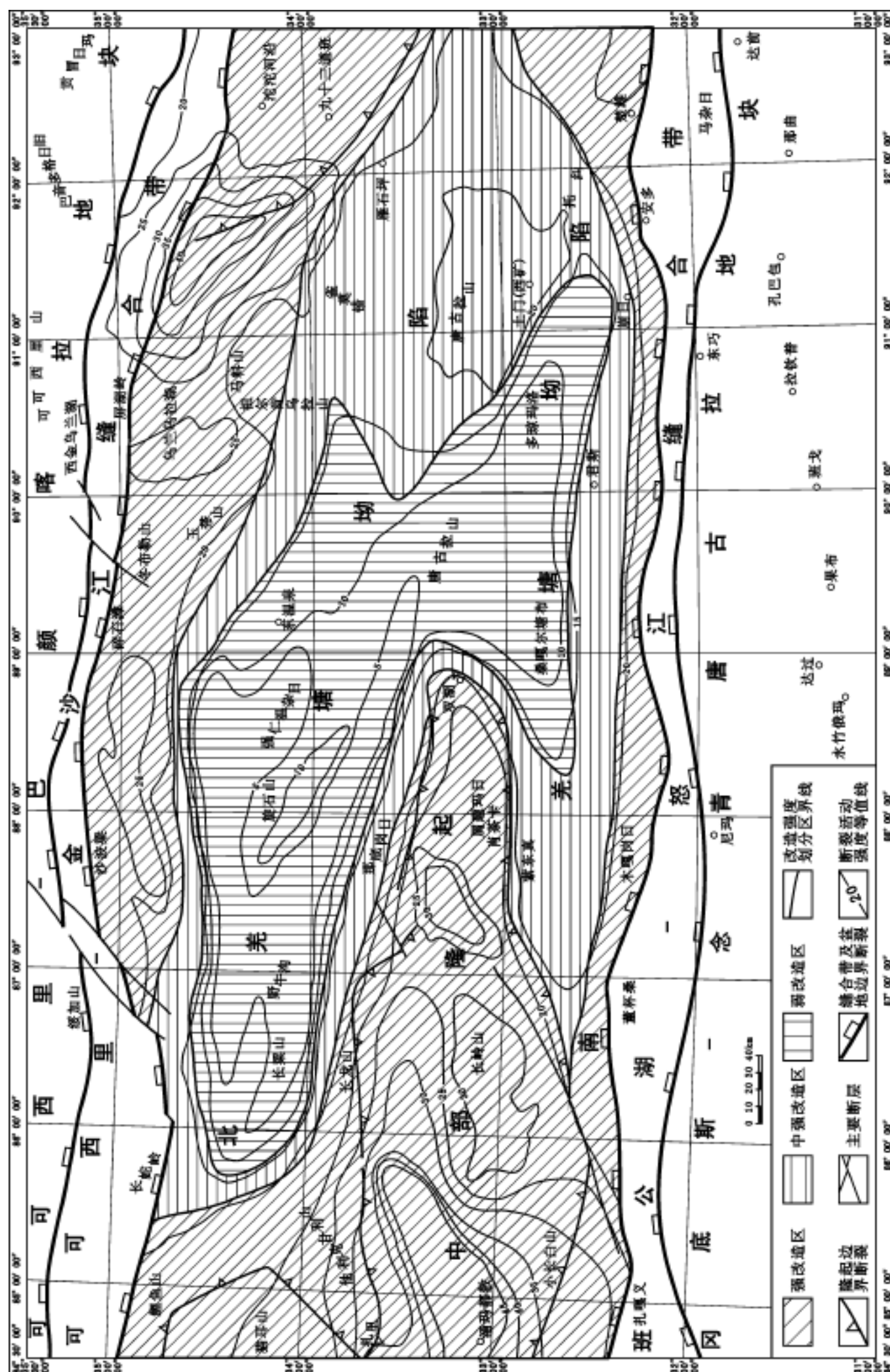


图 4-35 羌塘盆地改造强度平面图

2. 改造强度区划

根据上述原则, 结合羌塘盆地地层展布、岩浆岩分布、变质岩时代及空间展布, 构造形迹展布及强度情况, 分并别按经度 30° 、纬度 20° 为限计算了构造变动强度指数 (FDI)。以 15、20 为界, $FDI < 15$ 的区域为弱构造改造区, $15 < FDI < 20$ 的区域为中等强改造区, $FDI > 20$ 的区域强改造区 (图 4-35), 按照上述原则, 羌塘盆地改造强度与划分结果如下。

1) 强改造区。该区大致包括中部隆起区、东部沱沱河-杂多逆冲推覆断褶带、坳陷边缘区 3 个区域。

中部隆起强改造区大致与盆地中部隆起带展布范围相当, 经历多次构造运动。出露地层最老为前寒武系, 改造强烈, 古生代地层广泛分布, 岩浆活动强烈, 构造强烈, 褶皱和断裂规模大、数量多。构造变动强度指数 (FDI) 大于 20, 最高达 45。

东部沱沱河-杂多改造区同样经历多次构造运动。古生代地层广泛出露, 岩浆活动强烈, 侵入岩体和火山岩广泛发育, 构造强烈, 褶皱和断层数量多, 规模大, 为一强烈的逆冲推覆构造带。构造变动指数 (FDI) 大于 20, 最高达 40。

坳陷边缘强改造区。羌北坳陷和羌南坳陷边缘狭长地带出露地层较老, 岩浆活动较强烈, 构造强烈, 褶皱多为复背斜, 其幅度、频率均较大; 断层多为规模较大的逆冲断裂, 常成逆冲推覆断褶带, 其构造改造强度指数 (FDI) 均大于 20。

2) 中强改造区。该区集中于盆地坳陷内, 呈环带状, 东段较宽, 面积较大。其外界限大致位于雁石坪—雪环湖南—飞马滩南—独雪山—双湖—肖茶卡南—其香错—雁石坪; 其内界限大致位于洞错—多格错仁—双泉湖—玛尔果茶卡—双湖东—毕洛错—土门—洞错。中强改造区出露地层以侏罗系为主, 局部见晚三叠世地层。洞错—各拉丹冬—雁石坪一带较宽, 火山岩和侵入体较发育。中强区未见变质岩, 其构造相对强改造区弱, 其构造改造强度指数 $15 < FDI < 20$ 。

3) 弱构造改造区。该区主要集中于羌北坳陷和羌南坳陷中部, 大致位于洞错—多格错仁—双泉湖—玛尔果茶卡—双湖东—毕洛错—其香错北—土门—洞错一线之内。弱改造区内大片分布古、新近系及侏罗系, 岩浆活动、构造变形相对较弱, 以宽缓的复向斜为主, 背斜较开阔, 断层规模相对较小。

第五章 羌塘盆地油气资源潜力分析

第一节 羌塘盆地油气地质类比分析

一、羌塘盆地在特提斯域中位置

就西藏特提斯而言，大多将可可西里-金沙江缝合带作为与之对应的古生代缝合带，雅鲁藏布江缝合带作为新特提斯缝合带，而将羌塘地块和拉萨地块划归特提斯构造域的中带（王岫岩等，1998；贾承造等，2001；甘克文，2000），并据此认为其油气远景十分有限（甘克文，2000）。

然而，上述划分并不能客观的反映西藏特提斯构造域复杂的内部结构与油气类比问题，至少有以下一些问题还需要考虑。首先，从油气角度上看，特提斯构造域中，主要的烃源层和油气藏目的层为中、新生界，划分油气富集区带应以中生代时期的沉积特征和构造格架为主要依据。第二，上述划分主要强调了构造角度，就西藏而言，目前对南北大陆的分界线也有很大的争议，许多人对可可西里-金沙江缝合带这一界线提出异议。李才等（1995）将之南移至龙木错—双湖；潘桂棠等（1998）则将之南移至班公湖-怒江缝合带。由此，羌塘地块应该属于劳亚大陆南缘古生代时期的增生地体，依据上述划分原则属于北带，而不是中带。第三，所谓特提斯洋是位于欧亚古大陆与冈瓦纳大陆之间分布着的一个宽阔海域，曾被称作“中生代的赤道洋”。它是二叠纪末期，两大陆拼合成为晚联合大陆（Pangea），在其东部残留的一个向东呈喇叭状张开的海湾，其内为一系列陆块与相间的海盆，称为“基墨里大陆”。可见，将中生代这个特提斯海湾中各块体的性质、拼合过程以及归属问题作为特提斯域中生代沉积盆地油气远景分带的主要依据才更为客观。

目前对中生代特提斯洋的内部结构以及东、西段对比问题的讨论并不深入。根据现有资料，早、中三叠世期间，随着金沙江洋盆的关闭，羌塘地块已经与欧亚大陆拼合，而班公湖-怒江洋盆以及雅鲁藏布江洋盆都尚未打开，在青藏高原似乎并不存在洋盆，位于欧亚古大陆与冈瓦纳大陆之间的“基墨里大陆桥”是连通的。直到晚三叠世—早侏罗世期间，随着班公湖-怒江洋盆和雅鲁藏布江洋盆近乎同时自西而东呈剪刀状打开，才将北部大陆、中部陆块（群）以及南部大陆分开。因此，从这方面考虑，东特提斯域油气盆地的分带应该是，班公湖-怒江缝合带以北的羌塘盆地、昌都盆地、思茅盆地、柴达木盆地，以及塔里木盆地群属北带，措勤盆地、比如盆地属中带，北喜马拉雅盆地和定日-岗巴盆地属南带。那么它们与特提斯中、西段的关系又是如何呢？

据罗金海等（2000，2001）研究，侏罗纪时期，特提斯域中亚段和东亚段被伊朗-阿富汗-拉萨等微大陆群（即基梅里陆块群）分割为南北两个洋盆：南部洋盆位于雅鲁藏布江—印度河—扎格罗斯一线，是侏罗纪特提斯洋的主要分布位置；北部洋盆位于怒江—班

公湖—北帕米尔—科佩特塔格一线（图 5-1）。对于前者，争议不大，而对于后者西延段的认识，显然与前面提到的多数人的看法有着本质性差异，它也意味着西藏羌塘盆地和昌都盆地当划归中生代特提斯域的北部油气带。笔者赞同这一认识，认为可以从中生代各盆地的沉积学，以及该构造带内火山岩、蛇绿岩资料中找到证据。

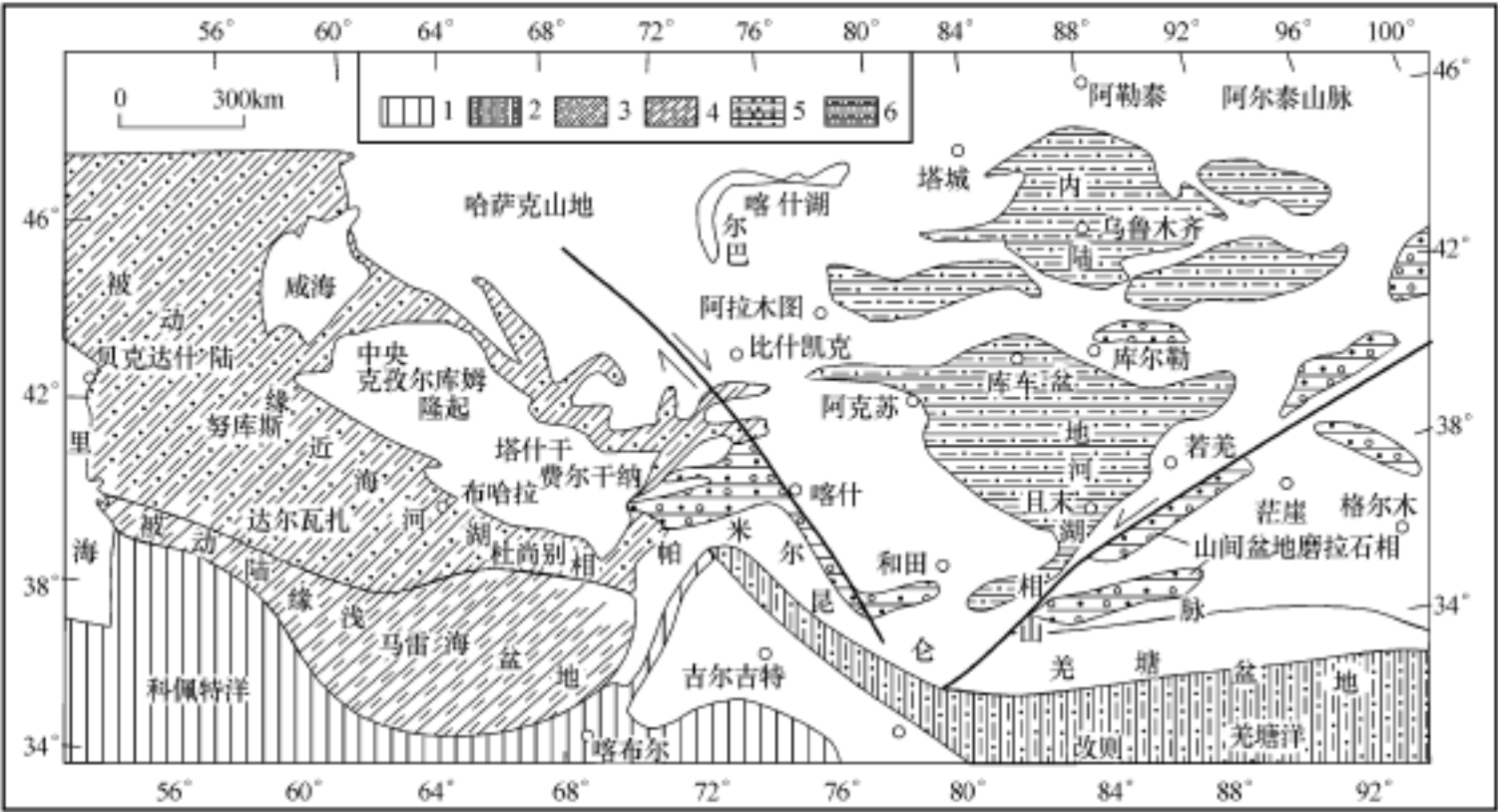


图 5-1 中国西部及中亚地区早—中侏罗世构造岩相图
(据罗金海等, 2000)

- 1—深海—半深海黑色泥质沉积组合；2—断陷海湾、浅海砂泥质及钙质组合；3—被动大陆边缘近海开阔盆地河湖相（夹少量海相）碎屑及泥质沉积（下侏罗统含煤）；4—被动大陆边缘近海开阔盆地的沉积中心相；
- 5—山间盆地、断陷盆地中的类磨拉石组合、碎屑及泥质组合；6—内陆开阔盆地河湖相碎屑及泥质组合

晚三叠世，在土库曼斯坦南部，中三叠统火山岩主要由玄武质、安山质、流纹质熔岩和火山碎屑岩组成；在克拉斯诺沃茨克和图阿尔吉尔发育晚三叠世安山—英安岩、流纹岩和霏细斑岩及其火山碎屑岩；在科佩特塔格中段也出露上三叠统基性火山岩；在阿富汗北部苏尔霍布河谷，三叠系与下侏罗统发育厚达 5700 m 的斜长斑岩、安山玢岩、英安岩及其凝灰岩等陆相火山岩建造，以角度不整合覆盖在石炭系灰岩之上（罗金海等，2000）；在班公湖—怒江带的丁青、色林错、兹格塘错、肖茶卡附近也见有大量的晚三叠世中、基性火山岩。它们的火山—沉积建造具有大陆裂谷或裂陷盆地特点，是侏罗纪特提斯洋北支打开初始阶段的物质记录。

侏罗纪早、中期，沿该带出现了标志新特提斯洋北支打开的蛇绿岩组合或深海沉积。蛇绿岩组合最早出现在东段的丁青附近，时代可追溯到晚三叠世卡尼期（王建平等，2002）；在安多、东巧、洞错一带则大量发育早侏罗世蛇绿岩组合（王希斌等，1987）；向西延至帕米尔和科佩塔格一带，虽然尚未发现蛇绿岩，但发育早侏罗世深海相黑色页岩；再向西，在高加索和南里海均发现早、中侏罗世蛇绿岩（罗金海等，2000）。

中侏罗世，欧亚大陆南缘转换成为由南向北逐步扩展的被动大陆边缘沉积，相应形成了 3 个北西西—南东东向的沉积相带，即科佩特塔格—北帕米尔—班公湖—怒江深海相带、卡

拉库姆-阿姆河-南塔吉克-羌塘近海开阔盆地相、锡尔河-费尔干纳-塔西南-塔东南-柴达木及其以北的内陆开阔河湖盆地相带（图 5-1）。

晚侏罗世末期，洋盆在东段丁青—东巧—改则一带关闭，羌塘盆地的海水自南东部向北西方向撤退。根据该时期相邻盆地沉积特征判断，似乎海水的唯一退路是塔里木盆地西南部。至白垩纪早期，海水全部退出羌塘地区，新特提斯东段全面成为陆地。而在中亚段的帕米尔—科佩塔格一带，洋盆的关闭时期大致与东段相近，但残留海相沉积却延续至古近纪早期。在北阿富汗—卡拉库姆一带，海水向西南方向撤退，海域范围由塔西南向南塔吉克、阿姆河、卡拉库姆方向退缩，最后在渐新世结束海相沉积。

综上所述，新特提斯洋北支呈剪刀式由东向西逐步打开，然后在晚侏罗世末期关闭。其位置为科佩持塔格—北帕米尔—班公湖—怒江一线。因此，与特提斯构造域中、西亚段类比，西藏中生代海相沉积盆地中，羌塘盆地可划归北带，措勤、比如盆地划归中带，北喜马拉雅盆地和定日岗巴盆地划归南带（图 5-2）。

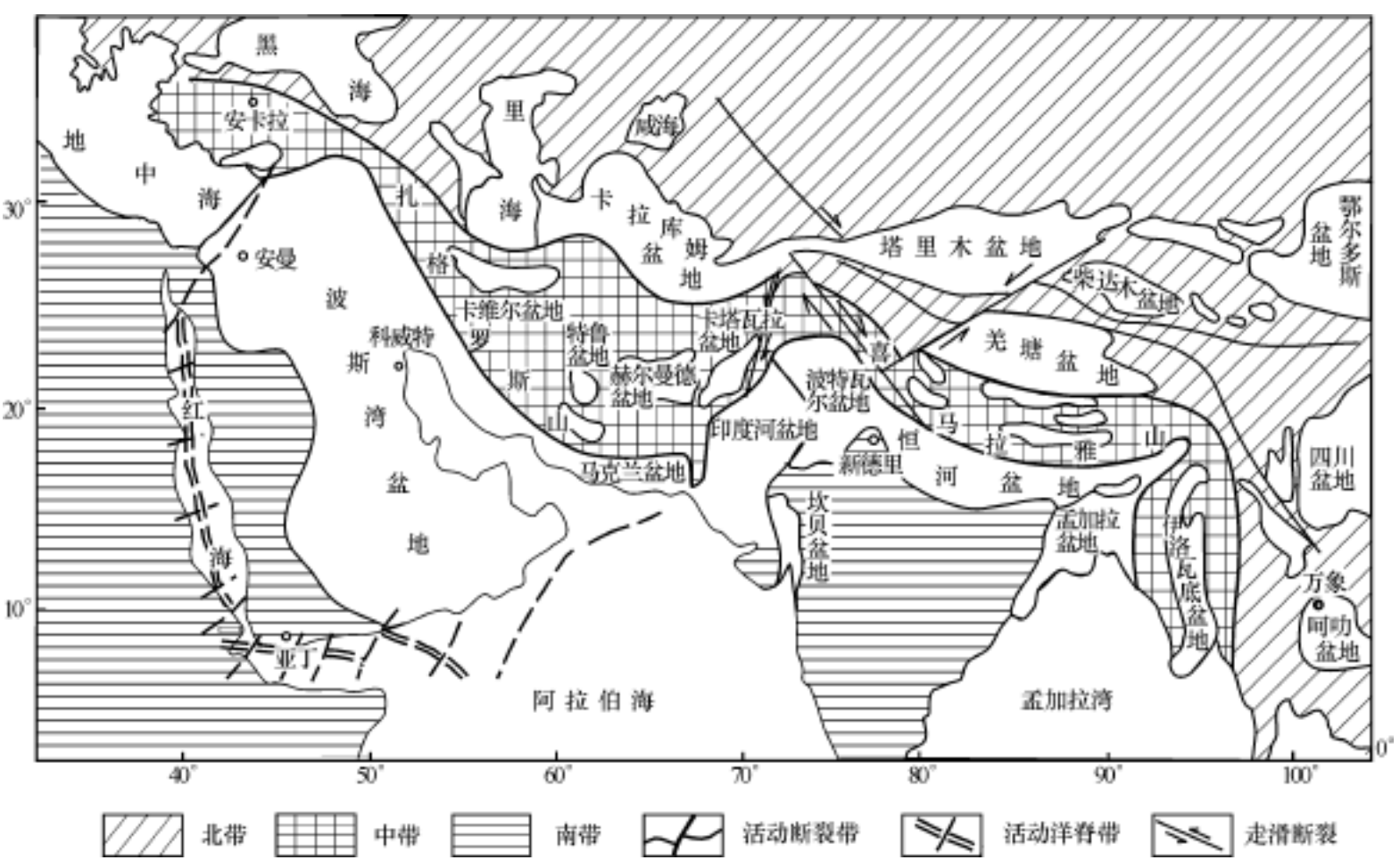


图 5-2 特提斯构造域分区略图

二、羌塘盆地与卡拉库姆盆地的油气类比分析

羌塘盆地位于特提斯域的北带，带内与之最为相似盆地是卡拉库姆盆地，侏罗纪时期同属欧亚大陆南缘的被动大陆边缘环境。

卡拉库姆盆地位于乌兹别克斯坦南部、东土库曼斯坦和阿富汗北部，面积约 $35 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，是中亚地区面积最大和最重要的含油气盆地。盆地走向北西，长约 800km，宽 400 ~500km。盆地的西南界为科佩塔格褶皱带，北东界为克勒山脉，东南界为帕罗米斯山脉西北麓，西界延至里海内部。盆地内部大致可划分为 3 个次级构造单元——北部坳陷

区、南部拗陷区和中央隆起区（图 5-3）。

该盆地的下陷与被动大陆边缘伸展作用有关，侏罗纪可大致分为 3 个发展阶段。早—中侏罗世托尔期—巴通期断陷（裂陷）阶段，盆地发生不均衡拗陷，形成多个隆—拗相间的格局，沉积物主要由近海开阔盆地河湖相夹海相碎屑岩、泥质岩和泥灰岩组成；中—晚侏罗世卡洛期—牛津期拗陷阶段，盆地发生均衡下陷，海水向北东方向大规模侵漫，在盆地中发育正常盐度的中—浅海碳酸盐岩组合，其中发育大量对油气勘探有重要意义的生物礁；晚侏罗世基莫里期—早白垩世贝里阿斯期，随着科佩特洋的关闭，盆地处于萎缩阶段，形成海湾—潟湖相环境，在盆地中沉积了上千米厚的膏盐层，构成了区域性油气盖层。早白垩世中期，盆地处于碰撞后伸展阶段（贾承造等，2001），进入陆内拗陷残留海盆地演化阶段，接受了一套砂岩、泥岩夹灰岩、白云岩和石膏组合，构成盆地内第二套良好的油气盖层。

羌塘盆地有着与卡拉库姆盆地十分相似的沉积—构造演化序列（表 5-1）。

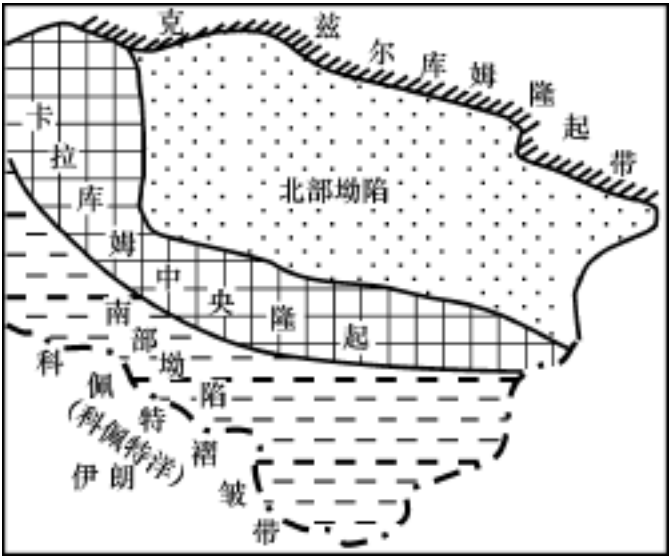


图 5-3 卡拉库姆盆地构造单元

表 5-1 羌塘盆地与卡拉库姆盆地沉积—构造演化对比表

沉积特征 发展阶段	卡拉库姆盆地（据贾承造，2001）	羌塘盆地
萎缩阶段 最大海退	基莫里期（ J_3^2 ）—贝里阿斯期（ K_1 ） 海湾—陆相：泥岩、粉砂岩夹膏盐，下部夹灰岩；厚 800 ~1200 m	提塘期（ J_3^3 ）—贝里阿斯期（ K_1 ） 海湾—潟湖—三角洲：砂岩、泥岩、粉砂岩、灰岩、泥灰岩夹膏盐；厚 600 ~1600 m
拗陷阶段 （整体沉陷） 最大海侵	卡洛期（ J_2^3 ）—牛津期（ J_3^1 ） 浅海—陆棚：中央隆起为灰岩、生物屑灰岩，南拗陷为泥灰岩、页岩，北拗陷为灰岩夹礁灰岩；厚 500 ~1200 m 海侵自西南向东北	巴通期（ J_2^2 ）—基莫里期（ J_3^2 ） 浅海—陆棚：中央隆起为灰岩、生物屑灰岩、礁灰岩，南拗陷为泥灰岩、页岩，北拗陷为灰岩夹礁灰岩；厚 500 ~1200 m 海侵自南向北
裂陷阶段 初期海侵	托尔期（ J_1^3 ）—巴通期（ J_2^2 ） 陆相—滨海：碎屑岩夹煤；厚 15 ~650 m 中央隆起南为科培特浅海	托尔期（ J_1^3 ）—巴柔期（ J_2^1 ） 陆相—近海湖泊：下部火山岩夹碎屑岩，上部碎屑岩，局部夹煤；厚 400 ~2400 m 中央隆起南为班公湖—怒江浅海
前期盆地或 褶皱基底	弧后前陆盆地（ $P_2 - T_3$ ）：碎屑岩夹火山岩，末期褶皱隆起，剥蚀	北拗陷：前陆盆地（ T ），灰岩、碎屑岩、夹煤。末期褶皱，剥蚀。南拗陷： $T_1 - T_2$ 为隆起剥蚀区； T_3 为被动陆缘盆地

表 5-2 羌塘盆地与卡拉库姆盆地油气地质条件类比

卡拉库姆盆地		羌塘盆地				
盖层	发育多套区域性展布的膏盐和泥岩	盖层	层位多,分布广。其中膏盐层有 4 套(J ₂ q、J ₂ b、J ₂ x、J ₃ s ₁) , 累积厚达 177 m; 多层泥岩、页岩、粉砂岩等, 封盖性能好			
主要储层	白垩系: 砂岩, 厚 6.4 ~58.4 m, 孔隙率 12% ~22% , 渗透率(78 ~268) × 10 ⁻³ μm ²	储层物性	J ₂ b	滩岩及礁: 1.6% ~6% , 0.3 ~26/8.9	J ₃ x	碎屑岩: 平均 4.5% , 平均 2.9
	藻礁白云岩: 0.6% ~15% , 0.01 ~283/37					
	J ₂ q		碎屑岩: 0.6% ~5.6% , 0.1 ~7.3/2.2	J ₃ s ¹	滩岩: 1.5% ~3.2% , 0.03 ~3.1/0.9	
			J ₁ nd		火山岩: 平均 25.6% , 平均 5.2	礁及白云岩: 1.5% ~17% , 0.03 ~462/16.0
	中下侏罗统: 砂岩, 厚 7.6 ~50 m, 孔隙率 10% ~11% , 渗透率 52.6 × 10 ⁻³ μm ²		T ₃ x	碎屑岩: 6 ~7% , 0.04 ~5.95/1.4	J ₂ x	碎屑岩: 0.95% ~8.3% , 0.01 ~54/3.8
				灰岩: 1 ~2.5% , 0.01 ~1.5/0.3		滩灰岩: 1.2% ~6.0% , 0.02 ~1.6/0.8
主要烃岩	下白垩统: 潟湖-浅海泥岩、页岩, 有机碳含量 0.4% ~1.5% , 厚 100 ~300 m	主要烃岩	北羌塘盆地		南羌塘盆地	
	上侏罗统: 海相泥质灰岩、页岩, 有机碳含量 0.3% ~0.7% , 厚达 500 m		上侏罗统: 台地相泥灰岩、灰岩, 有机碳含量 0.2% ~1.5% , 厚 50 ~150 m。局部油页岩 11.7%		上侏罗统牛津阶: 浅海相灰岩、泥岩, 有机碳含量 0.15% ~1.26% , 厚 100 ~250 m	
			中侏罗统卡洛阶: 潟湖相泥岩、灰岩, 有机碳含量 0.25% ~0.7% , 厚 0.3 ~30 m		中侏罗统: 陆棚相灰岩、泥岩, 有机碳含量 0.6% ~2.0% , 厚 300 ~470 m	
			中侏罗统巴通阶: 开阔台地相灰岩, 有机碳含量 0.16% ~0.27% , 厚 150 ~320 m		下侏罗统: 浅海页岩、泥灰岩, 有机碳含量 0.6% ~2.3% , 厚 150 ~320 m。局部油页岩 13%	
			上三叠统: 滨、浅海相泥岩、页岩, 有机碳含量 0.1% ~0.6% , 厚达 100 ~300 m		上三叠统: 局部浅海相泥灰岩、泥岩, 有机碳含量 0.25% ~0.9% , 厚 134 m	
	中下侏罗统: 浅海、陆相页岩、泥岩, 有机碳含量 1.2% ~1.5% , 厚 100 ~900 m					

两盆地的油气地质条件类比见表 5 -2。可以看出，卡拉库姆盆地中主要有 3 套烃源岩，而羌塘盆地内至少存在 4 套烃源岩，其烃源层的厚度和有机碳含量的大小都优于前者；盖层质量及分布情况也好于前者，即使考虑到卡拉库姆盆地的第二套盖层，两者的盖层条件也不相上下。但是，卡拉库姆盆地的储层物性却明显比羌塘盆地中好得多，前者均为高孔高渗性，而后者普遍为低孔低渗性，孔隙度普遍在 10% 以下，渗透率大多在 $5 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 以下。需要补充的是，羌塘盆地中所获油气物性资料均源自地表样品分析结果，地下深处可能要好些；此外，羌塘盆地北部侏罗纪底部存在一个区域性古暴露面，可作为盆地内油气运移的良好通道，并在适当地方形成油气储集空间，其特征可与特提斯域南亚段的越南万安盆地（San. NT 等，1996）相比。

综上所述，笔者认为，羌塘盆地具有形成大型油气田，尤其是大型气田的地质构造条件。

第二节 羌塘盆地的生烃条件分析

一、烃源层分布及有机质含量

（一）烃源层有机质含量评价标准

常用的烃源层等级划分标准主要是针对井下未受风化和污染的未成熟—成熟阶段的样品，对于羌塘盆地（包括青藏高原其他沉积盆地）地表风化的高成熟、过成熟的样品，其划分标准则需要修正。根据综合研究，羌塘盆地烃源岩的划分标准见表 5 -3，在列入划分烃源层有机质含量的 3 项指标中，以残余有机碳含量划分标准为主要依据。

表 5 -3 青藏高原烃源岩残余有机质含量等级划分标准

岩性	有机质类型	指标	很好烃源岩	好烃源岩	中等烃源岩	差烃源岩	非烃源岩
碳酸盐岩	腐泥型 — 1	TOC/%	≥ 0.55	$0.3 \sim < 0.55$	$0.15 \sim < 0.3$	$0.05 \sim < 0.15$	< 0.05
		$S_1 + S_2 / \text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$	≥ 0.50	$0.15 \sim < 0.50$	$0.08 \sim < 0.15$	$0.02 \sim < 0.08$	< 0.02
		“ A ” / %	≥ 0.035	$0.02 \sim < 0.035$	$0.005 \sim < 0.02$	$0.001 \sim < 0.005$	< 0.001
泥	腐殖腐泥型 1	TOC/%	≥ 1.2	$0.7 \sim < 1.2$	$0.35 \sim < 0.7$	$0.20 \sim < 0.35$	< 0.20
		$S_1 + S_2 / \text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$	≥ 1.0	$0.30 \sim < 1.0$	$0.06 \sim < 0.30$	$0.02 \sim < 0.06$	< 0.02
		“ A ” / %	≥ 0.02	$0.005 \sim < 0.02$	$0.001 \sim < 0.005$	$0.001 \sim < 0.0001$	< 0.0001
岩	腐泥腐殖型 2	TOC/%	≥ 2.5	$1.3 \sim < 2.5$	$0.6 \sim < 1.3$	$0.35 \sim < 0.6$	< 0.35
		$S_1 + S_2 / \text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$	≥ 1.0	$0.20 \sim < 1.0$	$0.06 \sim < 0.20$	$0.02 \sim < 0.06$	< 0.02
		“ A ” / %	≥ 0.02	$0.005 \sim < 0.02$	$0.001 \sim < 0.005$	$0.001 \sim < 0.0001$	< 0.0001

（二）主要烃源层时空分布及特征

1. 晚三叠世

烃源岩主要有泥岩、泥灰岩和碳质页岩。前者主要分布于北坳陷北部的陆棚相区，以西部的拉雄错、布若错、吐波错一带最好，厚 100 ~300m 左右，残余有机碳含量 0.1% ~

0.6%, 平均达 0.52%, 镜质体反射率 (R_o) 为 2.95% ~ 3.27%, 处于过成熟阶段; 碳质页岩类烃源岩主要分布于沃若山、达卓玛—土门煤矿和雀莫错—雁石坪等地 (图 5-4), 厚 150 ~ 297m, 平均为 235.6m, 残余有机碳含量为 1.74% ~ 3.0%, R_o 值为 1.79% ~ 3.56%, 处于高成熟—过成熟阶段, 产于三角洲平原亚相的沼泽微相区。

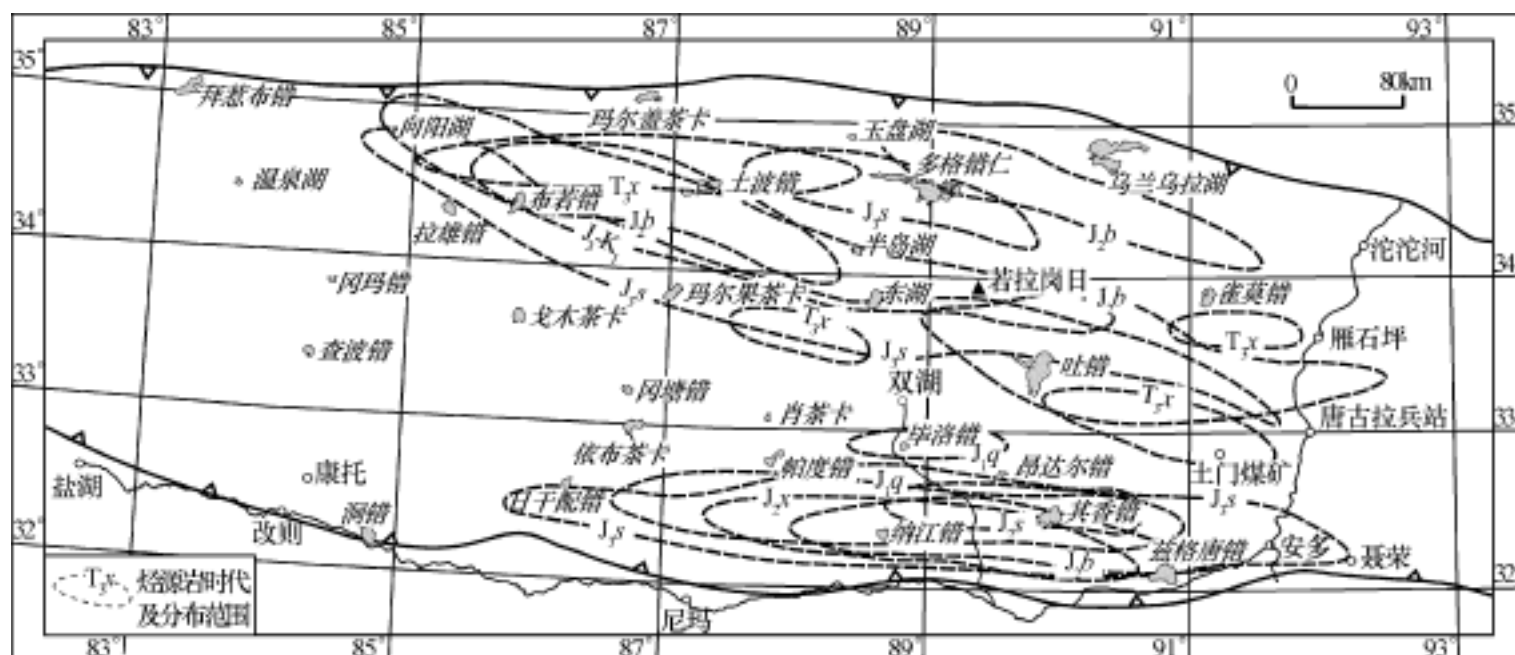


图 5-4 羌塘盆地中生代生油岩系分布图

T₃x—肖茶卡组; J₁—下侏罗统; J₂s—色哇组; J₂b—布曲组; J₂x—夏里组;

J₃s—索瓦组; J₃—K₁—上侏罗统—下白垩统

此外，该时期的碳酸盐岩也具有一定的生烃能力，主要分布于北羌塘坳陷西部和南羌塘坳陷，形成两个烃源岩分布区：南羌塘坳陷，一般厚度 100 ~300m，日阿莎剖面最厚，为 332m，在日阿莎—索布查剖面，残余有机碳平均大于 0.2%；北羌塘坳陷西部甜水河—红水沟一线，发育为 100m 左右的烃源岩，其它地区烃源岩厚度一般小于 50m，以雀莫错剖面为代表，残余有机碳达 0.4%。

2. 早侏罗世托尔期

烃源层主要为泥岩-页岩组合和页岩-油页岩组合，仅分布于南羌塘坳陷区。泥岩-页岩组合产于羌南陆棚相区，西部出露于康托一带，有机碳含量普遍较低，仅为 0.42%；东部出露于其香错一带，有机碳含量高，为 0.6% ~2.3%，中部广大地区埋藏地下，但推测其有较好的生油能力，因此，推测主力烃源层的分布范围大致为其香错、帕度错、日干配错一带。它们的平均厚度为 150 ~320m 左右， R_o 值为 3.15% ~4.25%，均处于过成熟阶段，可能与采样区受喜马拉雅期动力变质作用有关。页岩-油页岩组合见于滨岸潟湖相中，位于毕诺错一带，页岩厚度达 190m，有机碳含量为 1.16% ~10.39%，平均为 4.15%；油页岩厚度 33.3m，有机碳含量为 1.87% ~26.12%，平均达 8.34%。它们的 R_o 值为 0.52% ~0.89%，正处于生油高峰阶段，是盆地内最好的生油岩，但分布范围不大。

3. 中侏罗世巴柔期

烃源层主要产于羌南坳陷的陆棚区, 为泥岩-页岩组合, 主要分布于中东部的嘎尔敖包—其香错一带, 厚度平均 192.5m。在嘎尔敖包剖面, 残余有机碳含量为 0.1% ~

0.57%， R_o 值为 1.16%，处于成熟—高成熟阶段，是良好的生油岩系。

4. 中侏罗世巴通期

该期是羌塘盆地海侵最大时期，也是盆地内生油岩系最发育的时期，烃源类型以腐泥型为主，主要有泥灰岩-泥岩组合和泥灰岩-泥岩-页岩组合。泥灰岩-泥岩组合主要产于羌北坳陷区的台盆环境，以布若错、吐波错、确旦错和吐错、各拉丹东两个区域发育最好（图 5-4），厚度 150 ~ 300m，残余有机碳平均含量为 0.16% ~ 0.27%， R_o 值 2.03% ~ 2.54%，大多处于过成熟阶段。泥灰岩-泥岩-页岩组合主要产于羌北坳陷的潟湖环境和羌南坳陷的陆棚环境。在羌北坳陷，分布于多格错仁一带，厚度达 200m 左右，残余有机碳含量平均为 0.19%， R_o 值 0.86% ~ 1.97%，平均为 1.23%，处于高成熟阶段；在南坳陷主要分布于纳江错、兹格塘错一带，厚度近 86 ~ 280m，残余有机碳平均含量为 0.22% ~ 0.60%， R_o 值 0.5% ~ 1.21%，处于成熟—高成熟阶段。

5. 中侏罗世卡洛期

该期北羌塘坳陷主要处于三角洲、潮坪和潟湖环境，主要发育紫红色碎屑岩和石膏沉积，局部发育灰色富有机质的泥岩、泥灰岩，但厚度小，往往只有几十公分至数米。烃源层产于羌南坳陷的陆棚环境，主要分布于曲瑞恰乃、其香错一带（图 5-4），厚度 300 ~ 470m，有机质含量平均为 0.3%， R_o 值 0.69% ~ 2.03%，平均 1.1%，处于成熟—高成熟阶段。

6. 晚侏罗世牛津期—基莫里期

它是羌塘盆地内第二次较大规模的海侵时期，沉积特征和沉积相的空间展布与巴通期十分相似，所以，烃源层的发育情况也大致相似，主要有泥灰岩-泥岩组合和泥晶灰岩-泥灰岩组合。

泥晶灰岩-泥灰岩组合主要产于南羌塘坳陷陆棚环境，较好的生油岩分布于帕度错、其香错、安多一带，以东部的安多 114 道班一带最好，厚度可达 99.9m 以上，残余有机碳含量为 0.32% ~ 1.26%， R_o 值为 0.66% ~ 1.39%，平均为 1.06%，处于成熟生油阶段；向东地层厚度增加，但有机质含量降低，在鲁雄错、帕度错一带，灰岩层厚度 250m 左右，有机碳含量为 0.15% ~ 0.23%， R_o 值普遍较高，平均值达 2.12%，处于过成熟干气阶段。

泥灰岩-泥岩组合主要产于北羌塘坳陷的台盆以及潮坪、潟湖环境。台盆区广泛发育一套暗色泥灰岩、泥岩，是一套很好的生油岩系，分布于布若错、白龙冰河、玛尔果茶卡、东湖、吐错一带（图 5-4），平均厚度为 50 ~ 150m，有机碳含量 0.14% ~ 0.29%，平均为 0.24%， R_o 值为 2.23% ~ 2.70%，平均为 2.38%，处于过成熟干气阶段。局部地区有机质富集。1997 年笔者在玛尔果茶卡东的西长梁一带发现该时代的油页岩厚度仅 20m 左右，但其有机碳含量高达 3.71% ~ 28.14%，平均为 11.74%， R_o 值为 0.92% ~ 1.75%，平均为 1.33%，处于成熟—高成熟阶段，是极好的生油岩系，其中还见有软质沥青和轻质油苗。在潮坪、潟湖区，生油岩系分布于曲龙沟—长虹河—多格错仁一带，厚度达 120m 左右，残余有机碳含量为 0.3% ~ 0.5%， R_o 值为 1.68% ~ 2.02%，平均为 1.91%，处于过成熟早期阶段。

7. 晚侏罗世提塘期—早白垩世贝里阿斯期

对该时期地层的研究资料较少，但从前面的沉积相与岩相古地理分析可以看出，羌北

坳陷中西部大部分地区位于相对封闭的海湾环境，其内沉积了较丰富的深色灰岩、泥灰岩和钙质泥岩，统计厚度可达 300m 左右。对东湖剖面观测与采样分析表明，其有机碳含量高达 0.15% ~0.79%， R_o 值为 0.5% ~1.1%，处于成熟阶段。向西随着沉积水体的加深和泥灰岩含量的增加，生油岩系可能更为富集。据此推测，处于海湾—浅海环境的长龙梁—白龙冰河—东湖一带可能是生油岩发育地区（图 5-4）。

综上所述，盆地内中生代生油岩系十分发育，主要分布于中央隆起带两侧南、北羌塘坳陷区的中部。羌南坳陷中部长期处于生油岩系发育区，且多处于成熟—高成熟期，有较强的生油能力；羌北坳陷大致有 3 个生油岩发育高峰期，分别为晚三叠世、中侏罗世巴通期和晚侏罗世牛津—基末里期，生油岩系大多处于高成熟—过成熟阶段，因此具有较强的生气能力。还需特别值得注意的是位于中央隆起带两侧的油页岩，它们有极高的有机碳含量，且均处于生油高峰期，有较强的生油能力。

二、主要烃源层有机质类型

烃源层的有机质类型是油气形成的重要因素之一，是正确评价盆地油气资源量的重要环节。一定数量的有机质是盆地成烃的物质基础，而有机质的质量（即有机母质类型）的好坏，则往往决定着盆地生烃量的大小及所生成的烃类性质和组成。因而，有机质类型的正确判别对指导油气勘探具有重要意义。

（一）主要烃源层有机质类型判别

1. 上侏罗统索瓦组

碳酸盐岩烃源岩中腐泥组分含量为 0 ~9% 不等。多数样品以宏观藻无定形体为主，含量为 81% ~97%；少量样品腐殖无定形体含量高，可达 79% ~90%。其它组分中，壳质组分含量 0 ~5%，镜质组 0 ~6%，惰质组 1% ~4%。类型指数为 39 ~97（图版 C），几乎全为 I_1 型。

泥质岩烃源岩中腐泥组分含量一般在 4% 左右，个别地区腐泥组含量高，如西长梁北的油页岩，腐泥组分高达 98%。宏观藻无定形体仍是有机组分的主体，一般含量为 90% 左右，个别地区以腐殖无定形体为主，含量 86%。其它组分中，壳质组分 0 ~5%，镜质组 0 ~9%，惰质组 1% ~4%。类型指数 43 ~98，总体以 I_1 型为主。油页岩为 I_1 型（图版 D）。

2. 中侏罗统夏里组

碳酸盐岩烃源岩中腐泥组含量甚少，以宏观藻无定形体占绝对优势，含量 92% ~98%，其它组分中，壳质组分 0 ~3%，镜质体 0 ~3%，惰质组 0 ~4%，类型指数 60 ~67，全为 I_1 型。

泥质岩烃源岩中腐泥组含量在 6% 左右，个别地区腐泥组含量很高，如毕洛错油页岩含量达 80% ~90%，安多 114 道班的泥岩样品腐泥组含量亦高达 15%。宏观藻无定形体还是大多数泥质岩烃源岩样品中占主体的有机组分，一般在 80% 左右，最高可大于 90%。其它组分中，壳质组 0 ~7%，镜质组 0 ~27%，惰质组 1% ~9%。类型指数范围为 3 ~90，以 I_1 、 I_2 型为主。

3. 中侏罗统布曲组

无论是碳酸盐岩还是泥质岩烃源岩，腐泥组均较少，含量 0 ~6%，宏观藻无定形体

占有绝对优势，含量 71% ~99%，壳质组 0 ~4%，镜质组 0 ~17%，惰质组 1% ~14%。碳酸盐岩烃源岩类型指数为 60 左右，全为 I_1 型；泥质烃源岩类型指数 30 ~68，以 I_1 型为主，部分为 I_2 型。

4. 上三叠统肖茶卡组

碳酸盐岩烃源岩中腐泥组较少，含量 0 ~7%，宏观藻无定形体为 62% ~97%。其它组分中，壳质组分 0 ~3%，镜质组 1% ~17%，惰质组 1% ~9%。类型指数 7 ~68，以 I_1 型为主，个别为 I_2 型。

泥质岩烃源岩中腐泥组较少，含量 0 ~5%，宏观藻无定形体含量相差悬殊，为 0 ~80%，腐殖无定形体组分含量较高，为 12% ~86%，壳质组分为 0 ~3%，镜质组 7% ~68%，惰质组 6% ~28%，类型指数范围为 - 62 ~41，总体上以 I_2 型为主，少量为 I_1 和 I_3 型。

此外，前人还曾用有机地球化学做过很多工作（赵政璋等，2001a），这些方法包括干酪根碳同位素、生物标志物、饱和烃色谱等，获得与上述相类似的认识。

（二）主要烃源层有机质类型的形成与分布规律

1. 烃源层的有机质类型取决于成烃生物及其组合

羌塘盆地主要烃源层的成烃生物有沟鞭藻、疑源类、宏观藻类、高等植物的叶角质层、孢粉和动物有机体等 6 类，其中宏观藻类、沟鞭藻和克拉梭粉为三大支柱，次要的为高等植物的叶角质层、动物有机体和疑源类。宏观藻类表现为红藻囊果、红藻叶状体、底栖褐藻类和宏观藻类的“叶片”4 种形成。红藻是烃源层最主要的生烃母质。

烃源层的有机质类型及其分布，取决于成烃生物的组成。台地区域以红藻为主，多形成 I_1 型的有机质类型；台地边缘、三角洲区，则是藻类和陆生植物的混源区，多形成 I_2 — I_3 型的有机质类型；只有在台地内凹陷的某些局部地区，浮游藻类发育，形成小范围的 I_1 型有机质类型。

4 套主要烃源层均以台地相的沉积为主，成烃生物主要是藻类，形成以 I_1 型为主的有机质类型的大格局。

2. 主要烃源层有机质类型的展布

索瓦组、布曲组和夏里组烃源层有机质类型主要发育 I_1 和 I_2 型，陆生植物在盆地周边也有发育，有机质类型从盆地或坳陷中心向周边变差；肖茶卡组各类有机质类型均有发育，从南、北坳陷中心的 I_1 — I_2 型，向中央隆起过渡到陆源植物为主的 I_2 — I_3 型。

3. 最好烃源岩的有机质类型为 I_1 型或 I_2 — I_3 型

南羌塘坳陷毕洛错剖面的夏里组泥岩和油页岩，北羌塘坳陷西长梁北剖面的索瓦组油页岩，有机质含量特别高，是最好的烃源岩。本节的讨论，亦表明它们的有机质类型最好，属 I_1 型或 I_2 — I_3 型。

三、主要烃源岩有机质热演化

（一）有机质成熟度指标

笔者对羌塘盆地烃源层的有机质成熟度指标，经过筛选和校正，建立了镜质体反射率等 5 项参数的成熟度划分标准（表 5-4）。其中镜质体反射率作为成熟度划分的主要指标，其它 4 项则作为辅助指标。

表 5-4 羌塘盆地划分烃源层成熟阶段五项主要指标

主要指标		未成熟		低成熟	成熟	高成熟	过成熟
R _O / %		< 0.5		0.5 ~ <0.7	0.7 ~ <1.3	1.3 ~ <2.0	≥ 2.0
热解 T _{max} /		< 430		430 ~ <437	437 ~ <470	470 ~ <540	≥ 500
干酪根 H/C (原子比)	型	> 1.5			—	0.6 ~0.4	< 0.4 ~0.45
	1 型	1.5 ~1.2					
	2 型	< 1.2 ~0.85					
孢粉或类脂体	热变指数	< 2.5	2.5 ~ <3.5		3.5 ~ <4.5	≥ 4.5	5
	颜色	淡黄—黄色		黄色—棕黄	黄棕—棕色	深棕—棕黑	黑色
包裹体均一温度 /		< 50 ~90		60 ~115	85 ~170	100 ~194	> 130 ~194

(二) 主要烃源层的有机质热演化

1. 上侏罗统索瓦组

图 5-5 反映了索瓦组烃源层的有机质成熟度的平面展布面貌：盆地中心部位镜质体反射率小于 1%，以南羌塘拗陷中东部最低，为 0.9%。盆内 R_o 小于 1.3% 的成熟阶段的生油区，主要位于南羌塘拗陷中部、东部，和北羌塘拗陷中部、中西部靠近西部隆起的条带地区。 R_o 介于中央潜伏隆起区 1.3% ~2.0% 之间的高成熟凝析油-湿气区主要分布在成熟生油区之外的大部分地区。只有北羌塘拗陷最西部和南北断裂带附近 R_o 大于 2%，达到过成熟干气阶段。

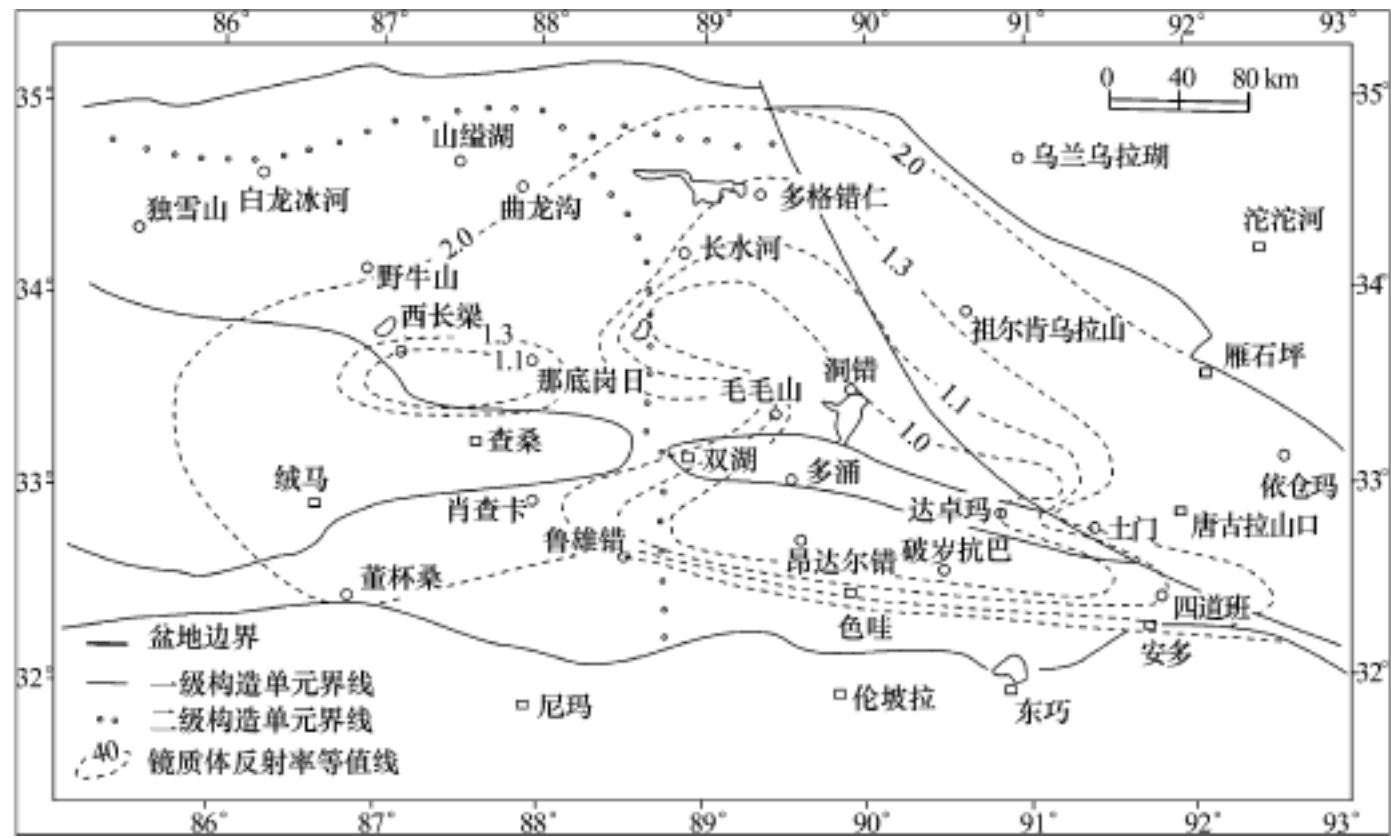


图 5-5 羌塘盆地上侏罗统索瓦组烃源层镜质体反射率等值线图

2. 中侏罗统

中侏罗统有机质热演化平面上的分布与上侏罗统索瓦组相似，只是成熟生油区和高成熟凝析油-湿气范围相对减小，而过成熟干气区的范围有所增加。

以中侏罗统布曲组为例（图 5-6），烃源层镜质体反射率小于 0.9% ~1.0% 的范围只残留在南羌塘拗陷土门等的局部地区；镜质体反射率 R_o 小于 1.3% 的成熟生油区主要位于东经 88°40' 至 91°30' 和北纬 32°30' 至 34°20' 之间的盆地中心地区。此外，在北羌塘拗陷中西部靠近西部隆起的西长梁地区也发育有一个东西向条带的成熟生油区。 R_o 变化在 1.3% ~2.0% 之间的高成熟凝析油-湿气区主要分布在上述生油区之外的大部分地区。南、北羌塘拗陷的西、东端部和南、北断裂带附近， R_o 大于 2%，达到过成熟干气阶段。

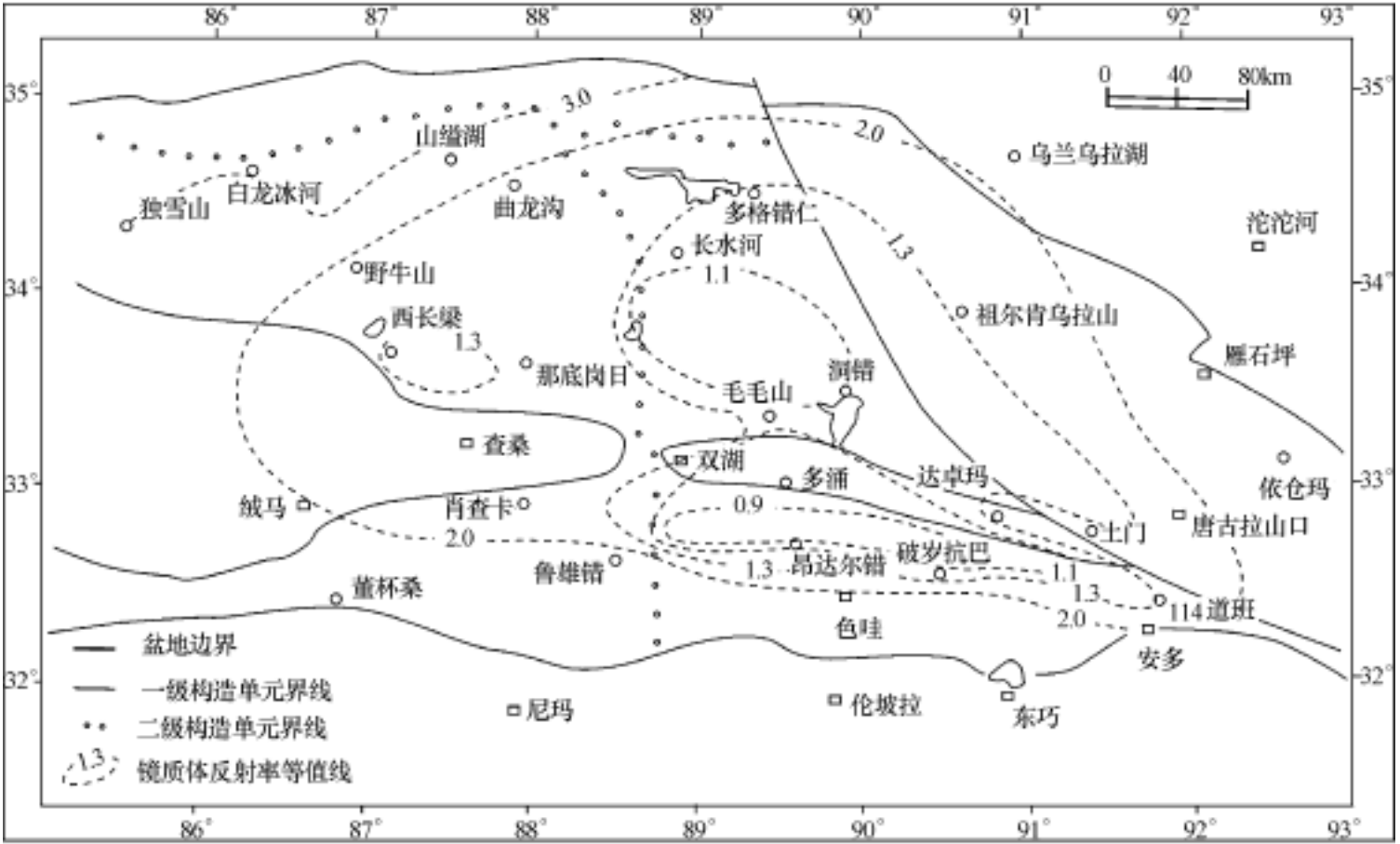


图 5-6 羌塘盆地中侏罗统布曲组烃源层镜质体反射率等值线图

3. 上三叠统肖茶卡组

与中、上侏罗统相比，成熟生油范围已经很小，高成熟凝析油-湿气范围也较小，同样只分布在盆地中心地区；而盆地其余大部地区处于过成熟干气阶段（图 5-7）。

（三）主要烃源层的热演化规律

索瓦组、夏里组、布曲组和肖茶卡组 4 套主要烃源层均受北羌塘拗陷中西部的分界断裂、西部隆起的南北边界断层和盆地南北边界断裂的影响，对烃源层有机质成熟度起了增高的作用；而西部隆起和中央潜伏隆起带的存在，烃源层在盆地中央地区的埋深相对较浅，又降低了该区的烃源层的成熟度。羌塘盆地烃源层受断裂、埋深和中央隆起等的多种因素的作用，形成现今的成熟度分布格局：

1. 盆地中央部位是烃源层有机质成熟度较低的区域

索瓦组、夏里组、布曲组和肖茶卡组 4 套主要烃源层有机质成熟度以盆地中部最低。夏里组和布曲组烃源层在南羌塘拗陷中北部，中央潜伏隆起带、北羌塘拗陷东部中南部、东北缘斜坡西部，以及北羌塘拗陷西部靠近西部隆起的地区为成熟生油区，索瓦组烃源层的成熟生油区范围比夏里组、布曲组相对要大些。肖茶卡组烃源层的成熟生油区范围已经

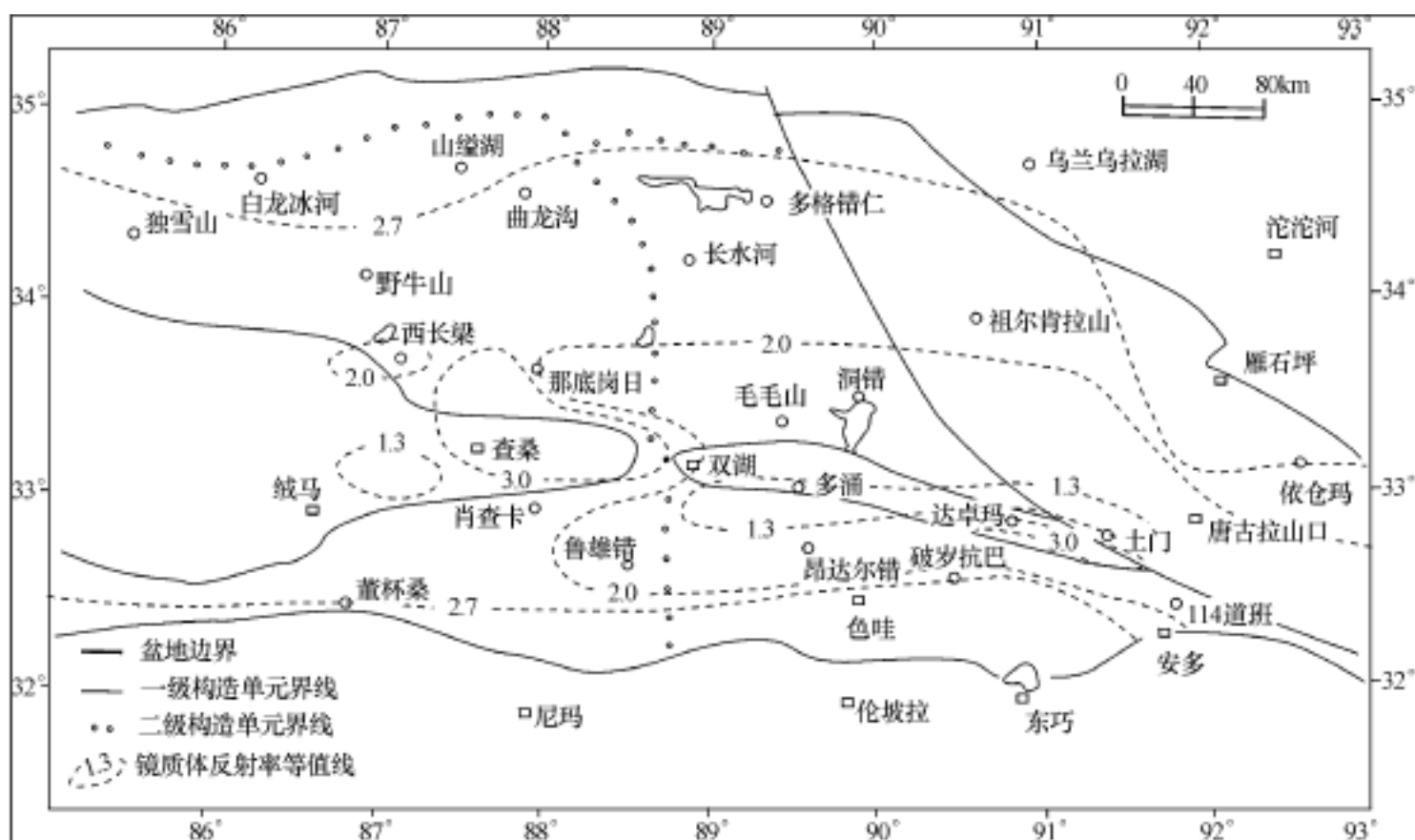


图 5-7 羌塘盆地上三叠统肖茶卡组烃源层镜质体反射率等值线图

很小，只分布在土门煤矿—才多茶卡的中央潜伏隆起上一个东西向条带区。

2. 烃源层有机质成熟度从盆地中央向边缘由低而高演变

羌塘盆地各主要烃源层有机质成熟度在平面上的分布有从盆地中部向边缘呈环带状逐步增高的特点。中、上侏罗统烃源层由成熟阶段到高成熟阶段（部分过成熟阶段）；上三叠统烃源层由高成熟阶段（局部成熟阶段）到过成熟阶段。索瓦组、夏里组和布曲组烃源层高成熟区分布于成熟生油区的四周，过成熟区则主要分布于南、北羌塘坳陷的东、西端部和南、北断裂带附近。肖茶卡组烃源层高成熟只分布在盆地中部的部分地区，大部分地区处于过成熟范围。

3. 在同一构造或沉积区域内，层位由新而老的烃源层，其成熟度逐渐增高

这一成熟度演化规律在大部分地区表现得很明显，例如盆地中部南、北羌塘坳陷内，从上侏罗统烃源层的成熟阶段到上三叠统烃源层的高成熟阶段（甚至过成熟阶段）；盆地边缘地区，则从上侏罗统烃源层的高成熟阶段到上三叠统烃源层的过成熟阶段。

四、油源对比

（一）油气显示

羌塘盆地已发现 190 多处“油苗”，图 5-8 列出了其中 150 余个“油苗”的位置。“油苗”主要有 3 种类型：一类是南羌塘坳陷东部 114 道班上侏罗统索瓦组灰岩裂缝中的液态油苗，共发现稠油显示点 4 处；另一类为含油白云岩，在南羌塘坳陷发现隆鄂尼西、昂达尔错北中侏罗统布曲组和上侏罗统索瓦组含油白云岩，在北羌塘坳陷西部西梁山也发现上侏罗统索瓦组含油灰岩、泥质白云岩；第三类为沥青，主要分布在北、南羌塘坳陷西部和中央潜伏隆起东部等地区。

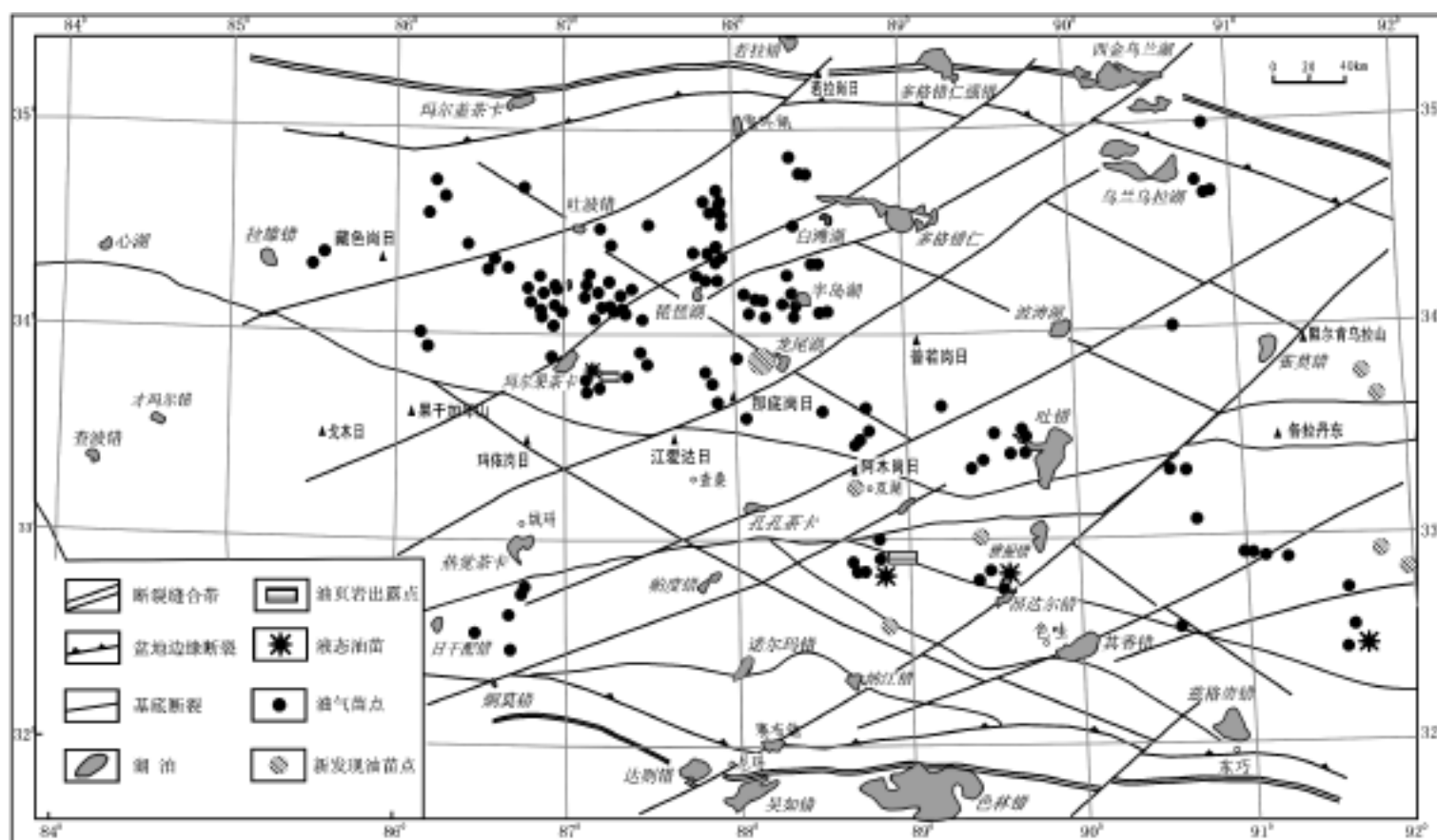


图 5-8 羌塘盆地油苗与沥青显示点分布图

这些“油苗”都经过了多种方法的判识和确认，如荧光显示、实物标本见固体沥青、破碎白云岩时有“煤油”味等等。尤其含油白云岩及含油灰岩和沥青中“油”含量都很高。

1. 含油白云岩及含油灰岩中的“油”

隆鄂尼西布曲组含油白云岩，昂达尔错北索瓦组含油白云岩，西长梁索瓦组含油灰岩、含油生物碎屑灰岩和安多 114 道班索瓦组含油角砾灰岩的热解。 S_1 在 0.02 ~ 0.41mg/g 之间， S_2 在 0.02 ~ 0.52mg/g 之间， $S_1 / (S_1 + S_2)$ 大于 0.1，TOC 在 0.05% ~ 0.4% 之间，氯仿沥青“A”在 0.0014% ~ 0.0417% 之间，族组分中饱和烃含量大于 30%，沥青含量小于 8%。表示了储集层的油气特点，它们储集于非烃源层的白云岩、生物碎屑灰岩和角砾灰岩中，表明：确实有液态油苗，而且油质较轻；由于地面的风化和侵蚀作用，其含量一般很低。

2. 固体沥青的“油”

西长梁和安多 114 道班固体沥青的有机碳和 S_2 含量很高，两块样品的有机碳分别为 30.47% 和 54.81%， S_2 分别为 35.97mg/g 和 251.30mg/g。 S_1 含量相对较低， $S_1 / (S_1 + S_2)$ 小于 0.1。

(二) 含油白云岩、含油灰岩中油苗的油源对比

1. 西长梁索瓦组含油灰岩油苗

在西长梁索瓦组含油灰岩油苗及源岩的碳同位素 $\delta^{13}C$ 类型曲线上，其源岩干酪根的 $\delta^{13}C$ 值对应于 -21.5‰ 和 -24‰ 之间，索瓦组页岩干酪根 $\delta^{13}C$ 为 -23‰，正好位于此范围内，并且，油苗的 $\delta^{13}C$ 与索瓦组页岩变化趋势亦相似。因此，西长梁索瓦组油苗可能来

源于索瓦组页岩。此外，含油灰岩的干酪根 $\delta^3\text{C}$ 值明显偏高油苗的演变趋势，说明样品中所含油苗可能是运移来的。

从生物标志物谱图的直观对比（图 5-9）可以看到，西长梁索瓦组稠油灰岩与东长梁北索瓦组页岩的重排甾烷含量均很高，具有很好的对比性。

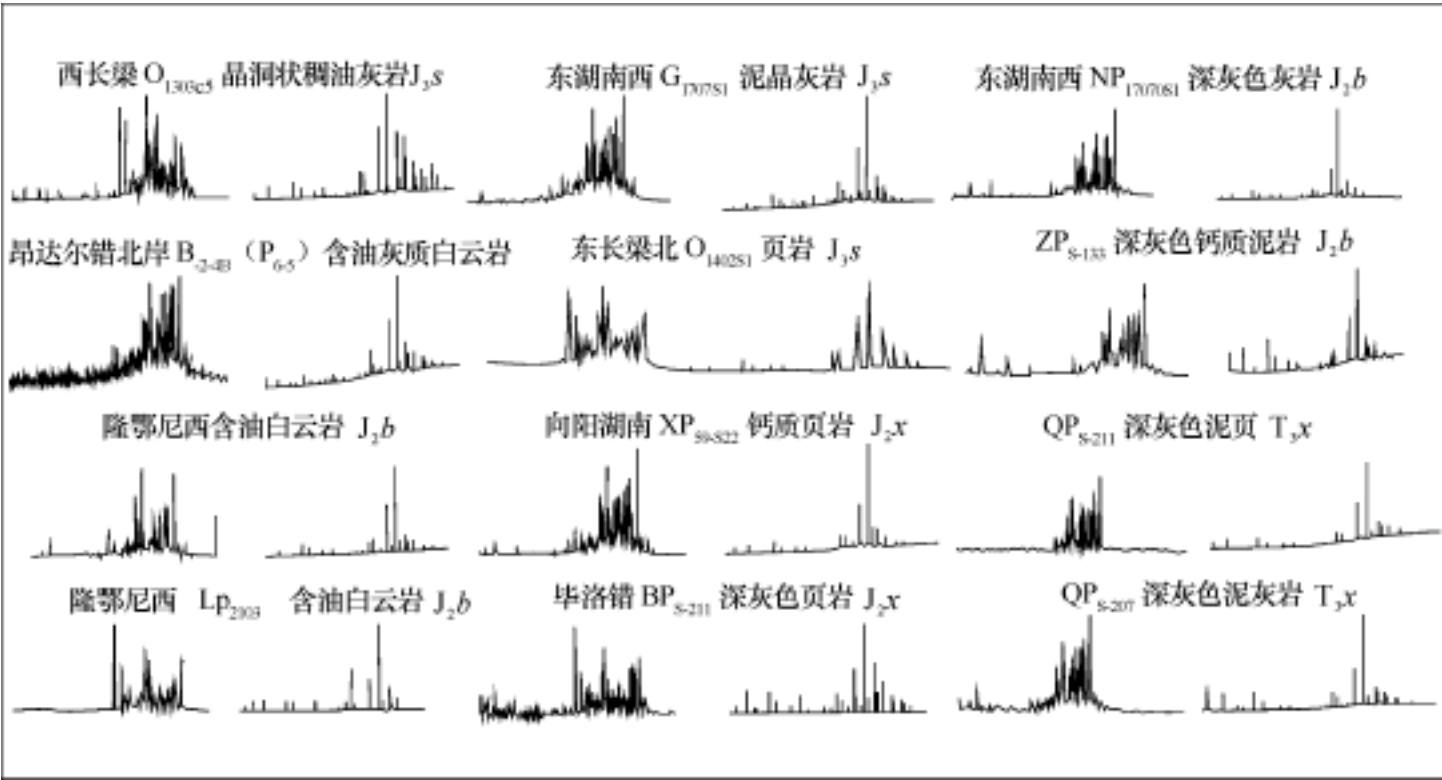


图 5-9 羌塘盆地油苗及源岩生物标志物谱图对比图

2. 隆鄂尼西布曲组含油白云岩油苗

在隆鄂尼西布曲组含油白云岩油苗及源岩的碳同位素 $\delta^3\text{C}$ 类型曲线上（图 5-10）。油苗的 $\delta^3\text{C}$ 变化曲线位于夏里组（南羌塘卡洛期沉积物）泥、页岩附近，而与索瓦组泥

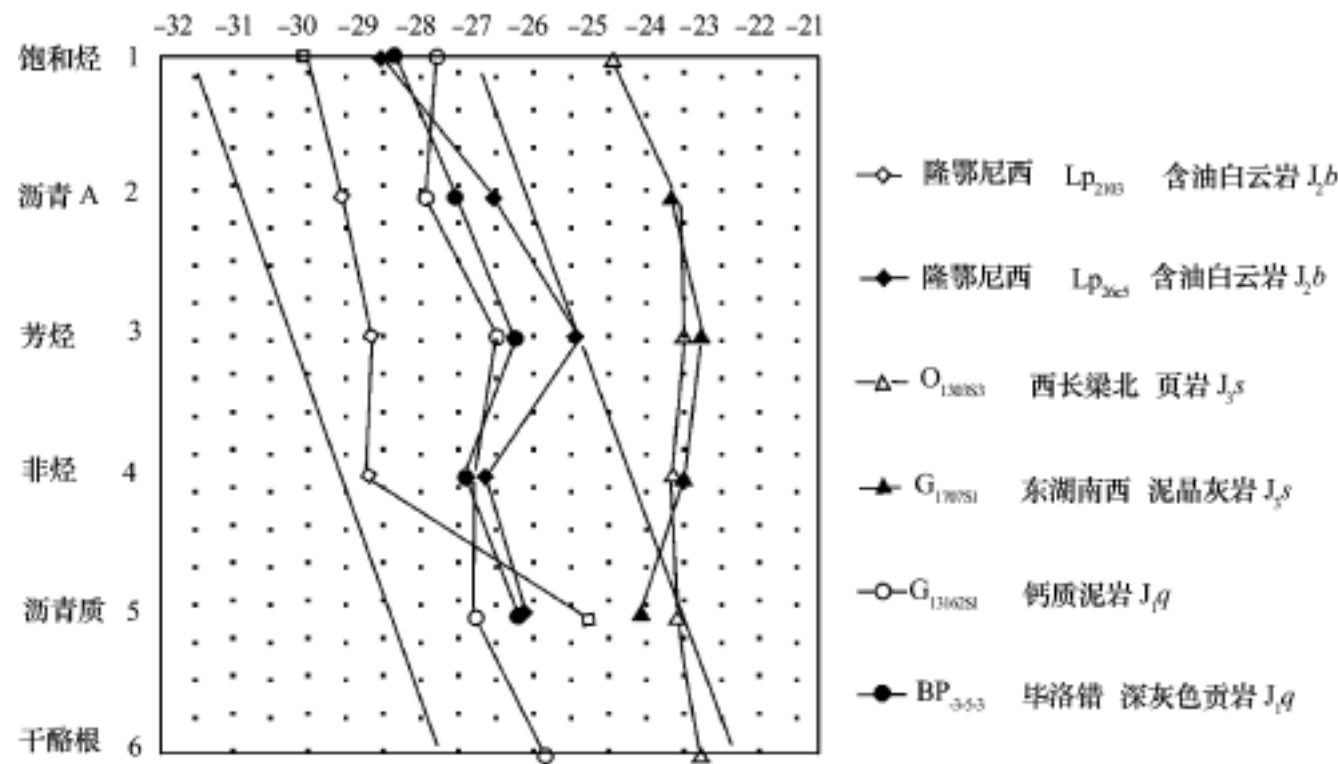


图 5-10 隆鄂尼西布曲组油苗与源岩 $\delta^3\text{C}$ 类型曲线

晶灰岩、页岩的各组分值相差较大。油苗源岩的干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 应为 - 22.8‰ ~ - 27.2‰, 而两个曲色组泥页岩干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 为 - 24.5‰和 - 25.6‰, 正好间于上述范围内。可见, 隆鄂尼西布曲组油苗与曲色组泥页岩有亲缘关系。

在单体烃同位素分布曲线上, 隆鄂尼西布曲组油苗与毕洛错曲色组页岩间具有较好的相关性, 两者单体烃同位素随碳数的分布曲线几乎重合在一起, 变化趋势相似, 均没有出现锯齿状分布, C^{24} 以前, 随碳数增加而碳同位素变轻, C^{24} 之后, 经历了一个由轻到重, 再由重到轻的变化过程, 体现两者极好的对比性。

从生物标志物谱图的直观对比可以看到, 隆鄂尼西布曲组含油白云岩, 与毕洛错曲色组页岩的重排甾烷含量均很高, 具有很好的对比性。

(三) 安多 114 道班索瓦组油苗和沥青样品的油源对比

1. 安多 114 道班索瓦组油苗

对于安多 114 道班索瓦组油苗, 以往曾经作过碳同位素、单体烃同位素、生物标志化合物、沥青“ A ”族组成、饱和烃、荧光光谱、三芳甾类烃和有机质成熟度等 8 种方法的对比, 对比结果全部表明安多 114 道班索瓦组油苗来自该地区上侏罗统索瓦组深灰色、灰黑色泥晶灰岩。

2. 沥青

对不同地区, 不同地层中出现的沥青样品的油源分析 (表 5-5), 可以看出: 盆地东部地区, 处于中央隆起带东部靠近南羌塘拗陷东部以北的上侏罗统沥青, 来自索瓦组泥晶灰岩; 而位于乌兰乌拉湖东的下白垩统沥青和中央隆起带东部的夏里组、布曲组含沥青样品中的沥青与布曲组灰岩有一定可比性, 可能来自布曲组灰岩。

表 5-5 沥青油源类比结果表

地区	对比方法	沥 青	源 岩
东 部	生物标志物	上侏罗统沥青	索瓦组泥晶灰岩
		下白垩统、夏里组、布曲组沥青	布曲组灰岩
	碳同位素	上侏罗统、布曲组沥青	索瓦组、布曲组灰岩
		夏里组沥青	布曲组灰岩
西 部	生物标志物	雪山组含沥青砂岩	索瓦组灰岩
		索瓦组含沥青灰岩	
		布曲组含沥青灰岩	布曲组灰岩
		喷呐湖组含沥青灰岩	
	碳同位素	索瓦组、布曲组沥青	索瓦组、布曲组灰岩

盆地西部地区雪山组含沥青砂岩和索瓦组含沥青灰岩中的沥青, 来源于索瓦组灰岩; 而布曲组含沥青灰岩中沥青, 可能来自布曲组灰岩。

(四) 油气显示与烃源岩对比结果

从沥青、油苗的显示及其与烃源岩和对比结果来看, 可得出以下结论:

1) 羌塘盆地见众多油气显示, 主要有灰岩裂缝中的液态油苗, 含油白云岩、含油灰岩的油苗, 以及遍布盆地的沥青 3 种类型。其中含油白云岩的油苗是隆鄂尼西及昂达尔错

北古油藏留下的残迹。

2) 经过多种地球化学方法对比, 羌塘盆地的 4 套主要烃源岩中, 除肖茶卡组外, 其它 3 套 (索瓦组、夏里组、布曲组) 均有 “油” 显示可以对比。索瓦组灰岩液态油来源于索瓦组泥晶灰岩; 索瓦组、布曲组含油灰岩、含油白云岩的油苗来源于索瓦组、曲色组泥页岩; 盆内许多沥青, 则可能来自索瓦组、布曲组灰岩。

3) 索瓦组、曲色组泥页岩和索瓦组泥晶灰岩, 是盆内主要油气显示样品的油源岩, 也是白云岩古油藏的油源岩, 追溯前面可知, 它们也是有机质最为丰富的烃源岩。可以认为, 索瓦组、曲色组泥页岩烃源岩和索瓦组泥晶灰岩烃源岩在成烃过程中可能起了很重要作用。

五、2002 年新发现沥青脉和下侏罗统泥质烃源岩的研究

2002 年项目组在南羌塘坳陷中部松可尔剖面采获菊石等化石, 划分出下侏罗统曲色组泥岩段地层, 初步确定其含有机质丰富, 具较好的生油能力; 并在北羌塘坳陷东湖地区上侏罗统索瓦组上段中发现羌塘盆地出露规模最大的沥青脉 (谭富文等, 2002b)。本文对其中的 4 块泥岩和 1 块沥青样进行了有机地球化学分析, 获得的认识如下。

(一) 下侏罗统曲色组泥岩

1. 有机质含量

对下侏罗统曲色组 4 块泥岩样品进行有机碳、沥青 A 等有机质项目的测定 (表 5 - 6): 有机碳 0.24% ~0.50%, 平均 0.39%; 沥青 “A” (150 ~220) × 10⁻⁶, 平均 175× 10⁻⁶。对照烃源岩划分标准, 应属于中等烃源岩。与以往对南羌塘坳陷东部扎目纳剖面曲色组泥岩的有机碳平均值 0.38% 的结果, 比较接近。

表 5 - 6 下侏罗统曲色组泥岩有机质数据表

样品号 项 目	sp ₂ - sh ₁	sp ₃ - sh ₁	sp ₆ - sh ₁	sp ₁₅ - sh ₁
有机碳 / %	0.41	0.42	0.50	0.24
沥青 “A” / 10 ⁻⁶	180	220	150	150

2. 有机质热演化

对曲色组泥岩样品进行了岩石热解、镜质体反射率和干酪根 H/C 原子比等热演化参数的测定 (表 5 - 7)。岩石热解最高温度 480 ~594 , 镜质体反射率 1.14% ~1.91%, H/C 原子比 0.29 ~0.41。表明有机质热演化程度较高, 处于成熟—高成熟阶段。

表 5 - 7 下侏罗统曲色组泥岩有机质热演化数据表

样品号 项 目	sp ₂ - sh ₁	sp ₃ - sh ₁	sp ₆ - sh ₁	sp ₁₅ - sh ₁
热解温度 /	594	480	488	489
镜质体反射率 / %	1.7	1.14	1.72	1.91
H/C 原子比	0.36	0.41	0.30	0.29

3. 生源与母质类型

对曲色组泥岩样品进行干酪根镜鉴、碳同位素分析 (表 5 - 8), 用以探讨有机质的生源与母质类型。其中干酪根镜鉴和碳同位素测定, 表明干酪根显微组分以腐殖型无定形体

和镜质组为主，前者含量 26% ~64%，后者 25% ~55%，类型系数 4 ~ - 41，有机质类型为 ₂— 型（图版 - A，B）。干酪根碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ - 24.2‰ ~ - 23.5‰，亦为 ₂— 型。

表 5 - 8 下侏罗统曲色组泥岩干酪根镜鉴及碳同位素（ $\delta^{13}\text{C}$ ）数据表

项 目 样品号	壳质组 / %		镜质组 %	惰质组 %	类型 系数	由镜鉴数据 判识类型	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	由 $\delta^{13}\text{C}$ 判识类型
	腐殖无定形体	壳质碎屑体						
sp ₂ - sh ₁	53	2	35	10	- 9		- 24. 2	₂
sp ₃ - sh ₁	26	4	55	15	- 41		- 23. 5	
sp ₆ - sh ₁	48	2	40	10	- 15		- 23. 7	
sp ₁₅ - sh ₁	64	1	25	10	4	₂	- 23. 7	

饱和烃气相色谱和甾、萜等方法得出的参数还显示，这些泥岩的有机质的生源主要是低等水生生物，以菌藻类为主，并有陆生植物的掺入，形成了以混合型（₂— 型）为主的有机母质类型，具有较强的生烃能力。

4. 下侏罗统曲色组泥岩烃源层的评价

通过对羌塘盆地下侏罗统曲色组泥岩的 4 块样品的有机地化分析研究，表明泥岩有机质含量较大，达到中等烃源岩的标准，有机母质类型以混合型（₂— 型）为主，具有较强的生烃能力。从其分布来看，取自松可尔一带的下侏罗统曲色组泥岩烃源岩，虽出露狭窄，但厚度大，相似地层向西可追索至改则县城以北的康托一带，是班-怒洋盆北缘陆棚沉积物，故推测其分布广泛；在其北侧相邻的毕诺错地区还发育同时代厚达 80 余米的油页岩。总之，位于羌南坳陷的曲色组泥岩可能是十分重要的烃源层，但其时代和分布范围还需进一步研究确定。

（二）上侏罗统沥青

1. 沥青的有机地化性质

为了叙述方便，将此次在东湖地区获取的沥青样品编号为 E₀₂，该样具有有机质热演化程度低、含量高和族组分中饱和烃含量低而沥青质含量高的有机地化性质。其有机地化性质与西长梁地区 O₁₈₀₃₈Y₁ 的样品惊人相似。我们将 E₀₂ 和 O₁₈₀₃₈Y₁ 两块样品的有关数据收集于表 5 - 9 中。从中可见，无论是有机质热演化、有机质含量，或族组分的分布，两块样品都十分类似。

表 5 - 9 沥青样品的有机地化数据表

地区	样品 代号	层位	沥青反射率 R _b / %	热解温度	T _{OC} %	$\frac{s_1}{\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}}$	$\frac{s_2}{\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}}$	沥青 “ A ” %	族组分 / %			
									饱和烃	芳烃	沥青质	非烃
东湖	E ₀₂	J ₃	0. 31	421	60. 76	1. 36	196. 10	0. 1237	1. 59	24. 26	56. 22	17. 93
西长梁	O ₁₈₀₃₈ Y ₁	J ₃	0. 33	408	70. 20	0. 20	349. 20	0. 1969	4. 60	18. 20	53. 26	18. 77

2. “沥青” 的确认

对 E_{02} 样品饱和烃气相色谱和甾、萜烷分析表明，烃类经历了强烈的生物降解，饱和烃气相色谱基线漂移， nC_{29} 等烃类遭受严重侵害（图 5-11），而甾、萜烷的分析，也是因为烃类的生物降解而没有获得好的图谱。说明 E_{02} 样品是液态烃类经过运移、氧化、生物降解后稠变成的沥青。

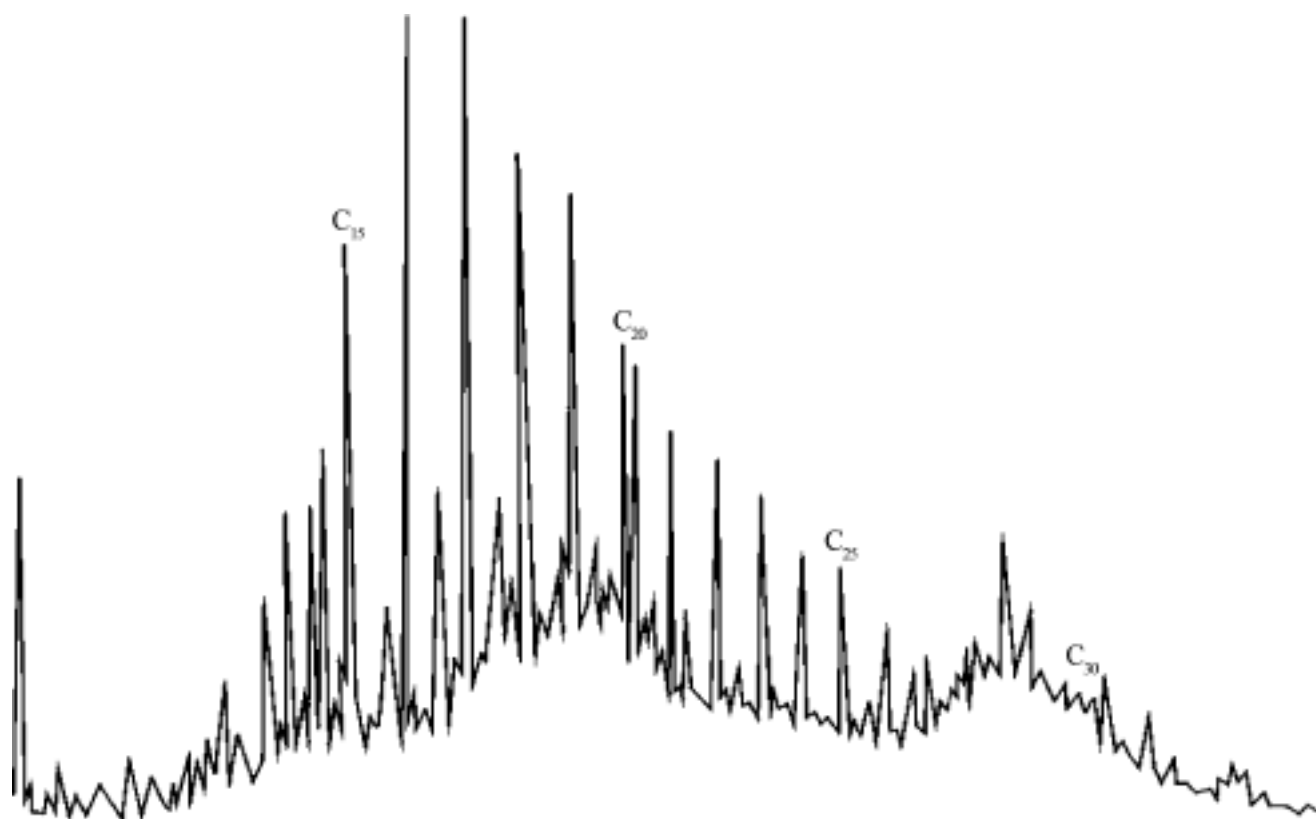


图 5-11 E_{02} 沥青样饱和烃气相色谱图

3. 沥青的地质意义

E_{02} 沥青样品位于双湖西北地区（ $N33^{\circ}52.53'$ ； $E88^{\circ}14.784'$ ），出露于一石膏盐丘侧面的上侏罗统索瓦组上段的灰绿色粉砂岩和粉砂质泥岩中，顺层分布。共发现沥青脉 7 条，脉宽 1~4cm，断续延伸约 150m。此外，在石膏盐丘中，多处见顺裂缝分布的沥青细脉和油浸石膏。

此次采集的 E_{02} 沥青样与前期发现的 114 道班地区和西长梁地区的沥青样具有十分相近的有机地化性质，在分布上也很有规律：在层位上，它们均产自于上侏罗统索瓦组地层中；在地区上，它们集中分布于西长梁和 114 道班两个地区。

我们还发现，西长梁和 114 道班不仅见众多的运移沥青，也是液态油苗集中产区。西长梁地区有油苗两处，114 道班地区见油苗两处，也都产自上侏罗统索瓦组地层中。沥青与液态油苗集中发育于同一地区，可能说明两者有共同的来源，沥青是液态油进一步演化的结果。

液态油苗、沥青，特别是大规模的沥青脉的出现，意味着区内有过大规模的油气运移，在保存条件相对较好的邻近地区寻找未被破坏的油气藏是有希望的。

六、烃源层评价

1. 烃源层发育，尤其发育好至很好烃源层

羌塘盆地发育有 12 套烃源层，但以中上侏罗统和上三叠统烃源层在盆地内分布最广，厚度亦大。在这些众多的烃源层中又发育有多套有机质含量颇高的烃源岩，它们是中上侏

罗统碳酸盐台地相的碳酸盐岩、泥质岩烃源岩和上三叠统三角洲相煤系地层烃源岩。

(1) 碳酸盐岩烃源岩

对于海相碳酸盐岩烃源岩的有机质评价标准，国内外学者的认识很不一致，碳酸盐岩烃源岩有机质下限值众说纷纭，提出了极不相同的评价标准。总的来看，郝石生教授和国外学者和单位提出的下限值高，而我国大多数学者提出的下限值比较低，前者认为有机碳应达到 0.20% ~0.50%，后者则为 0.05% ~0.12%。

笔者对青藏地区碳酸盐岩烃源岩有机质评价标准，是参照我国学者的认识和对风化、热演化校正而制定的，将碳酸盐岩残余有机碳 0.05% ~0.15% 和 0.15% ~0.30% 定为差和中等烃源层岩，而将有机碳 0.3% ~0.55% 和大于 0.55% 定为好和很好烃源岩。

现有资料表明，无论是羌塘盆地还是措勤盆地，碳酸盐岩烃源岩的大多数只达到差—中等烃源岩标准。这些差—中等烃源岩，能不能生成油气，或者说生成油气之后，有没有成藏能力？确是人们所关心的。但是，残余有机碳在 0.3% ~0.55% 或大于 0.55% 的好—很好烃源岩，则其生油价值应是无可非议的。而这样好的碳酸盐岩烃源岩在羌塘盆地也确有存在。如安多 114 道班剖面，索瓦组泥晶灰岩、泥灰岩厚 409m，残余有机碳平均值为 1.26%；西长梁剖面，灰岩厚 258m，残余有机碳平均值 0.55%。

(2) 泥页岩烃源岩

碳酸盐台地烃源岩不仅有碳酸盐岩，还包括了泥质岩类。据全球 206 个碳酸盐岩大油气田常见烃源岩岩性统计，泥页岩占 42.7%，泥灰岩占 15%，碳酸盐岩只占 13.1%，可见泥页岩类比碳酸盐岩烃源岩起了更大的作用。前扎格罗斯盆地诸多的碳酸盐岩大油气田的油源来自于该盆地的碳酸盐台地的泥页岩。

羌塘盆地碳酸盐台地泥页岩也很发育，并且已发现有机质特别富集的烃源岩。如毕洛错剖面的下侏罗统曲色组油页岩，厚 35.20m，残余有机碳 1.16% ~10.39%，平均 4.15%，又如西长梁剖面上侏罗统索瓦组油页岩，厚 12m，残余有机碳平均为 11.75%。

笔者认为，羌塘盆地侏罗系碳酸盐台地的很好烃源岩，包括 114 道班索瓦组泥灰岩、泥晶灰岩，西长梁剖面的索瓦组油页岩、灰岩和毕洛错剖面的曲色组油页岩等，是盆地最有希望的源岩。在油源对比中也指出，羌塘盆地内已见到的主要油、沥青显示，来源于这些很好烃源岩层。这些烃源岩具有很高的生烃能力，产油率达 200 ~500kg/t · c，表明生油潜力大，可与世界上最好烃源岩媲美。

羌塘盆地内发现的很好烃源岩的剖面不多，这可能与工作程度有关。既然已确实在盆地内发现了很好的碳酸盐岩烃源岩，很好的泥页岩烃源岩，并且，烃源层还都具有较大的厚度，那么，必然有连片存在的很好烃源岩层，形成一定的规模，为形成油气藏提供丰富的油气。

2. 南羌塘坳陷东部、西部隆起—中央潜伏隆起南北两侧，是盆地烃源层最为有利的地区

羌塘盆地主要烃源层遍布全盆地，但南羌塘坳陷东部和北羌塘坳陷西部是两块烃源层最发育的地区，前者烃源层厚度超过 1900m，后者大于 1700m。

本文重点叙述的几处很好烃源岩，它们具有有机质含量高、热演化程度低（成熟阶段）和成烃能力强的特点，且都分布于南羌塘坳陷东部和西部隆起两侧。如安多 114 道班索瓦组剖面位于南羌塘坳陷东部；土门肖茶卡组剖面虽位于东北缘斜坡但紧邻南羌塘坳

陷东部；毕洛错曲色组剖面和西长梁索瓦组剖面则位于西部隆起的南、北边缘。

盆地主要烃源层的热演化的平面分布规律是：盆地中央部位成熟度低而周边高，南羌塘坳陷东部低而北羌塘坳陷西部高，形成中央潜伏隆起区。南羌塘坳陷大部分地区，主要烃源层大多处于成熟阶段，而北羌塘坳陷西部的大部分地区烃源层处于高成熟—过成熟阶段。

3. 青藏地区的羌塘盆地，可望成为我国又一个天然气聚集区

(1) 烃源岩有机质成熟度偏高，是生成天然气的有利阶段

羌塘盆地的索瓦组、曲色组、布曲组和肖茶卡组 4 套主要烃源层，有机质成熟度或处于成熟—高熟阶段，或处于成熟—高熟—过熟阶段。大范围内烃源层有机质成熟度偏高，多为高成熟阶段。从油气生成演化规律看，属于烃源岩进入生气的高峰阶段。

(2) 煤系地层烃源层为天然气藏的形成提供了丰富的气源

羌塘盆地煤系地层发育，它分布于上三叠统肖茶卡组，二叠系也很发育。并且，从羌塘盆地肖茶卡组煤系烃源岩与我国西部已知天然气田烃源岩比较，有机质等参数一般还高于这些已知气田的烃源层。

羌塘盆地面积大，烃源层厚度大，烃源层生气条件好，从烃源层因素考虑，可望以羌塘盆地为中心形成我国又一个天然气聚集区。

第三节 羌塘盆地的储层条件分析

一、储集层分布及物性特征

对羌塘盆地的储集岩的分类与命名参照赵政璋等（2001d）的评价标准（表 5－10）。羌塘盆地具有丰富的生油岩系，而储集岩系发育较差，分布不稳定。因此，查明储集岩系的分布规律与优质储集层的分布范围，对于预测油气远景，缩小勘探靶区具有重要的意义。

表 5－10 羌塘盆地常规储集岩分类与命名标准

类 型 名 称	碎屑岩		碳酸盐岩		评价
	孔隙度 / %	渗透率 / (10 ⁻³ μm ²)	孔隙度 / %	渗透率 / (10 ⁻³ μm ²)	
中孔、中渗	15 ~25	10 ~500	> 12	> 10	好（有利）
低孔、低渗	12 ~15	1 ~10	6 ~12	0. 25 ~10	
近致密层	8 ~12	0. 5 ~1	2 ~6	0. 002 ~0. 25	较好（有利）
致密层	5 ~8	0. 05 ~0. 5	< 2	< 0. 002	

1. 上三叠统

上三叠统主要发育碎屑岩和碳酸盐岩两类储集岩层。前者主要产于盆地东部和中央隆起带两侧的三角洲环境；后者产于羌北坳陷的碳酸盐缓坡沉积区，其次产于羌南坳陷陆棚环境的孤立台地区（图 5－12）。

碎屑岩有利储层主要分布于土门煤矿附近的土门格拉、查朗拉以及达卓玛一带，岩石

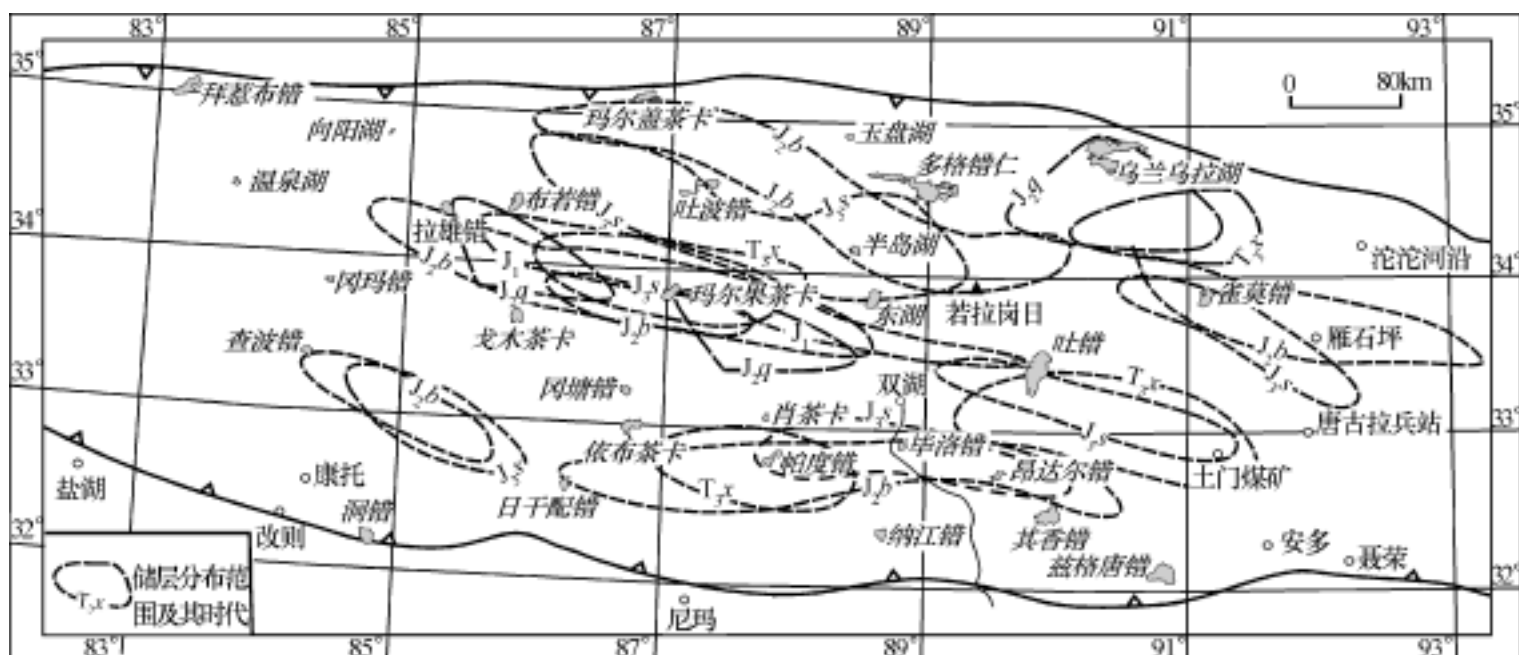


图 5-12 羌塘盆地中生代有利储层分布图

T_3x —肖茶卡组; J_1 —下侏罗统; J_2s —色哇组; J_2q —雀莫错组; J_2b —布曲组; J_3s —索瓦组

类型包括分支河道相的砾岩以及三角洲前缘相中粒砂岩和细粒砂岩, 厚 280 ~400m; 平均孔隙度 3% ~8.4%, 最高达 21.8%; 平均渗透率为 $(0.01 \sim 8.5) \times 10^{-3} \mu m^2$; 以近致密型储层为主, 含部分低孔低渗型储层。其次, 在明镜湖及多色梁子两个三角洲前缘的长石砂岩也具有较好的储集物性, 厚 191 ~261m。碳酸盐岩主要分布于北羌塘拗陷中南部玛尔果茶卡附近的照沙山、甜水河、菊花山、红水沟一带, 岩石类型包括核形石灰岩、鲕粒灰岩、生屑灰岩、砾屑灰岩、球粒灰岩, 局部还出现礁灰岩 (照沙山), 厚度为 18.5 ~225.5m, 平均 86.6m; 孔隙度为 0.27% ~4.91%, 平均 1.61%; 渗透率为 $(0.001 \sim 10.224) \times 10^{-3} \mu m^2$, 平均为 $0.546 \times 10^{-3} \mu m^2$; 属于低孔低渗型—致密型储层。在羌南拗陷主要分布于肖茶卡西、吓先错、日阿莎一带, 岩性主要为生屑灰岩、核形石灰岩、鲕粒灰岩, 局部为礁灰岩 (肖茶卡南), 厚度为 60 ~376.5m, 孔隙度平均可达 3%, 渗透率平均为 $0.4 \times 10^{-3} \mu m^2$, 为低孔低渗型储层。

2. 下侏罗统托尔阶

托尔阶储集层主要为北羌塘拗陷区的火山碎屑岩, 形成于裂陷型湖泊环境, 以南部裂陷槽中最为发育, 分布于石水河、菊花山、拉雄错、拉相错、那底岗日、玛威山一带, 岩性主要为沉凝灰岩、安山岩和流纹岩, 厚 127.2 ~168.9m。石水河剖面的沉凝灰岩和流纹岩分析显示, 其储集物性均较好, 孔隙度为 28.1% ~23%, 平均为 25.6%; 渗透率为 $(2.28 \sim 8.81) \times 10^{-3} \mu m^2$, 平均为 $5.54 \times 10^{-3} \mu m^2$, 为中孔低渗型, 可作为较好的储集岩。此外, 在羌北拗陷区, 下侏罗统底部发育区域性古暴露面, 它可能是良好的油气运移通道和储集空间。

3. 中侏罗统巴柔阶

巴柔阶储集层主要为砾岩、长石砂岩和岩屑砂岩, 主要产于羌北拗陷的陆源近海湖泊三角洲环境, 为一套快速的陆源碎屑沉积物。有利储集岩为三角洲前缘砂体, 岩性主要为砾岩、含砾砂岩和中粗粒砂岩。有较大规模的沉积区, 分别位于乌兰乌拉湖—祖尔肯乌拉山—雀莫错 (厚 50.9 ~306m, 平均 152.3m)、那底岗日—玛尔果茶卡 (厚 160.71m)、拉

雄错-石水河 (厚 197.88 ~357.9m) 等 3 个片区。其平均孔隙度为 4% ~8%, 渗透率为 $(0.74 \sim 13.6) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 为低孔低渗型储层, 是盆地内较好的储集层。

4. 中侏罗统巴通阶

巴通期盆地内以碳酸盐台地相沉积为主, 物性分析显示, 有利的储集岩层主要是产于高能环境的岸礁、开阔台地相滩灰岩以及台内浅滩相灰岩和点礁。它们受沉积相的控制明显, 具有很好的规律性。

沿岸礁、滩相灰岩分布于中央隆起带南缘, 集中在扎美仍地区和董杯桑 - 帕度错 - 隆鄂尼 - 昂达尔错一带 (图 5 - 9)。

沿岸礁灰岩厚 40 ~80m, 物性普遍较差。如董杯桑地区, 孔隙度 1.3% ~5.2%, 平均为 3.0%; 渗透率为 $(0.01 \sim 4.74) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均 $1.53 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。在北雷错的孔隙度为 0.06% ~2.21%, 渗透率为 $(0.035 \sim 0.173) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。它们都属低孔低渗-致密型储集岩。但是, 如果受到后期白云岩化, 则可大大改善其物性。如隆鄂尼和昂达尔错一带, 孔隙度可达 0.6% ~15.1%, 平均 7.11%; 渗透率为 $(0.01 \sim 271.0) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均 $39.88 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$; 为中低孔中渗型储集岩, 是盆地内最好的储集岩。

台缘滩灰岩主要岩性为粒屑灰岩、生屑灰岩、砂屑灰岩、鲕粒灰岩、核形石灰岩等, 厚 13.25 ~307.19m, 平均 104.9m; 孔隙度为 0.53% ~2.4%, 平均为 1.52%; 渗透率为 $(0.01 \sim 0.17) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均 $0.075 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$; 为致密储层。

开阔台地浅滩相储集岩分布于中央隆起带北缘, 有利区在分水岭、野牛沟、那底岗日、尖头山一带, 主要为粒屑灰岩、生屑灰岩和鲕粒灰岩, 厚 30.3 ~186.37m, 平均为 128.9m; 孔隙度为 0.86% ~6.57%, 平均 2.68%; 渗透率为 $(0.002 \sim 1.14) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均为 $0.343 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 为致密型储层。

台内浅滩相灰岩和点礁构成的有利储集层分布于尼错—半岛湖—普若岗日, 以及雀莫错—雁石坪两个区带, 呈北西向展布。岩性主要为藻礁灰岩、珊瑚礁灰岩、生屑灰岩、核形石灰岩、鲕粒灰岩等。在半岛湖—普若岗日一带, 厚度为 115.5 ~284.3m, 平均厚 204.95m; 孔隙度为 1.8% ~4.29%, 平均 2.75%; 渗透率为 $(0.001 \sim 2.53) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均为 $0.69 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$; 属致密型储集岩。在雀莫错—雁石坪一带, 厚度为 177.3 ~343m, 平均厚 260.15m; 孔隙度为 3% ~5%; 渗透率为 $(2.5 \sim 6.9) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$; 为盆地内较好低孔低渗型储层。

5. 上侏罗统牛津—基末里阶

晚侏罗世牛津期—基末里期为盆地内第二次大规模海侵时期, 其沉积环境与沉积相展布格局与巴通期极为相似, 因此形成了类似的储集岩分布格局 (图 5 - 12)。

在羌南坳陷的扎美仍地区, 以及帕度错、北雷错、昂达尔错一带, 分布的储集岩层主要为沿岸礁灰岩, 厚度为 30 ~200m。其次是与礁体伴生的浅滩相灰岩, 厚度为 4.7 ~48.8m, 平均为 23.7m; 孔隙度 1.12% ~4.93%, 平均 2.35%; 渗透率为 $(0.03 \sim 4.05) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均 $0.447 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 为近致密型-低渗型储集层, 局部受后期白云岩化可大大改善储集性能。在长梁山、毛毛山、雀姆东达、土门格拉一带, 发育开阔台地浅滩相灰岩储集层, 岩性主要为鲕粒灰岩、生屑 (介壳) 灰岩、角砾状灰岩、核形石灰岩等, 厚度为 72.8 ~350.16m, 平均 167.75m; 孔隙度为 1.5% ~11.9%, 平均 6.7%; 渗透率为 $(0.03 \sim 3.1) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均 $0.9 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 属低孔低渗型储集层, 为盆内较好的储

集岩。

在白龙冰河—吐波错—半岛湖区，以及雀莫错—雁石坪—布曲区，有利储层为台内浅滩相灰岩以及众多星点状分布其内的点礁。出露的点礁近 20 处，厚度为 2 ~80m，平均 19.5m；孔隙度为 0.49% ~4.97%，平均 2.3%；渗透率为 $(0.004 \sim 2.55) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，平均 $0.45 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。滩岩广泛分布于两个区内，岩性主要为鲕粒灰岩、介壳灰岩、核形石灰岩等，厚度为 32 ~258.6m，平均 128.64 m；孔隙度为 0.53% ~5.27%，平均 2.78%；渗透率为 $(0.011 \sim 27.9) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，平均为 $1.0 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。可以看出，两类储集岩均为近致密型-低孔低渗型。

以上分析可以看出，羌塘盆地中生代储层主要分布于中央隆起带南北两侧，以及北羌塘坳陷区北东部的玛尔盖茶卡—半岛湖—雀莫错—雁石坪一带，呈北西向展布，有着极强的规律性，岩石类型主要为碳酸盐岩和碎屑岩。早侏罗世火山岩也是潜在的储集岩，但分析数据较少，有待进一步证实。总体看来，盆地内储集岩的物性普遍较差，大多为近致密型储层，但局部受后期成岩作用改造可大大提高其物性质量，因此加强成岩作用研究，在远景区内寻找优质储层是油气勘探的重要途径之一。

二、成岩作用与成岩阶段

1. 成岩作用

羌塘盆地经历了长期、多期次的地质构造变异，储层的各种成岩作用，压实、压溶、胶结、交代、重结晶、溶蚀、破裂、充填等等作用都表现得十分强烈，并分别起到了破坏和促进储层发育的作用。

对储层起破坏作用的主要是压实和胶结作用，特别是对碎屑岩储层。该区的碎屑岩颗粒，在长期的压实作用下，长形颗粒普遍呈定向排列，塑性颗粒（岩屑）大量被压扁，甚至挤入孔隙呈伪杂基的形态（图版 - A），颗粒间大量为点与线、线或线-凹凸形接触；成分以方解石为主的胶结作用曾发育 3 期，主要为中、晚期。埋藏中期亦即早成岩期方解石，部分或完全地充填原生孔隙，再经晚期的再次胶结，进一步充填原有的孔隙或次生孔隙（图版 - E）。这种长期的压实和多期次的胶结作用是该区碎屑岩储层普遍特别致密、物性呈特低孔、特低渗的主要原因。

对储层起促进作用，最为重要的是交代（云化）和溶蚀作用，目前在羌塘盆地隆鄂尼布曲组已发现的白云岩古油藏，其白云岩都是白云石交代灰岩中方解石的产物。白云石晶间较好的晶间孔，是目前羌塘盆地最为有利的储层。

溶蚀作用是该区对储层起重要作用的另一种成岩作用。它溶蚀碎屑岩的颗粒、岩屑和碳酸盐岩中的颗粒形成溶孔，溶蚀碎屑岩的胶结物和碳酸盐岩形成晶间（内）溶孔，也可沿缝隙形成溶缝，而大大改善储集物性。对储集而言，埋藏溶蚀期的晚期成岩阶段的溶蚀作用最为重要。

2. 成岩相及其展布

成岩相是成岩环境与成岩产物的综合，可反映储层岩石目前的面貌。经研究碎屑岩储层和碳酸盐岩储层均可划分出若干个成岩相。

1) 碎屑岩成岩相类型。该类型又划分出机械压实成岩相、碳酸盐胶结成岩相、强压实压溶成岩相和不稳定组分溶解溶蚀成岩相等 4 类成岩相类型。其中以第 4 类较为重要，

其特点为：次生孔隙发育，被溶解的物质多为长石、岩屑、钙质胶结物等，孔隙度 3.27% ~26.2%，平均达 7.8%；渗透率 $(0.01 \sim 543.5) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，平均为 $14.75 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。它一般分布于三角洲前积砂体、浅湖相砂体、河流相和滨浅海相砂体中。主要分布在羌北坳陷、中央隆起带的周缘和东部土门等地区。

2) 碳酸盐岩成岩相类型。该类型又划分出压实固结成岩相、重结晶成岩相、亮晶胶结成岩相、白云岩化成岩相、不稳定组分溶蚀成岩相等 5 类成岩相类型，其中以最后二类较为重要。

白云岩化成岩相形成于白云岩或灰质白云岩中，白云石晶体一般较大，微晶—粉晶、细晶—中晶，自形、半自形、它形均有发育，晶间孔、晶内溶孔发育，其间见轻质油或沥青。孔渗性好，孔隙度 2.7% ~26.2%，平均为 11.33%；渗透率 $(0.51 \sim 116) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，平均 $39.27 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ；属 、 类储层。这种白云岩化成岩相主要见于潮坪相，羌南的隆鄂尼、如日夏玛等地区的布曲组，羌北那底岗日的雀莫错组等均有分布。

不稳定组分溶蚀相成岩相中，次生孔隙发育的碳酸盐岩储层因方解石胶结物、晶粒、颗粒、裂缝、缝合线溶蚀而使孔渗性变好。其孔隙度一般为 1.09% ~10.5%，平均 3.92%；渗透率 $(1.0 \sim 172.13) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，平均 $15.42 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ；可属 、 类储层。这类成岩相多见于台地边缘的礁、滩相、台地相中。主要发育于布曲组和索瓦组中。

3. 成岩阶段

在研究了有机质成熟度指标、粘土矿物组合面貌、自生矿物组合面貌、岩石结构特征与成岩阶段关系的基础上，该区储层成岩阶段划分及演化关系列表 5-11。

显然，A 亚期为最有利的成岩阶段，C 亚期显著不利。综合盆内各剖面资料，区内储层成岩阶段分布，总的特征是：层位越新，其所处的成岩阶段就越较有利。索瓦组、雪山

表 5-11 储层成岩阶段划分及演化表

埋藏 成岩		古地温 %	有机质			粘土岩		砂 岩 固 结 程 度	砂岩中自生矿物										溶解 作用		接 触 类 型	孔 隙 类 型	主 要 成 岩 相		
			R_o %	饱和 颜色 SCI	成 熟 度	IS 中 S 层	混层 类型 分带		蒙 皂 石	IS 混 层	高 岭 石 K	伊 利 石 I	绿 泥 石 C	石 英 加 大	长 石 加 大	方 解 石	铁 方 解 石	白 云 石	硬 石 膏	长 石 及 岩 屑				碳 酸 盐	
晚 成 岩 期	A	90-140	1.09- 1.32	橘黄- 棕色 2.5-3.7	成 熟	50 ~15	有序 混层 带	固 结														点 — 线	次 生 孔 隙	不稳 定 组 分 溶 蚀 相	
	B	140-170	1.73- 2.03	棕-棕黑 3.7-4	高 成 熟	<15	伊利 石带																线 — 凹 凸 接 角	少 量 次 生 孔 隙 — 裂 缝	晚期碳酸 盐胶结相 强压实溶 成岩相
	C	>170	2.31- 3.79	棕黑-黑 ≥4	过 成 熟		绿伊 泥利 石石 带带																		

组，属 A 亚期，反之层位越老，成岩阶段就越处不利阶段，如雀莫错组、肖茶卡组就以 C 亚期阶段为主。但落实到平面上也因地而异。如索瓦组，其西部（曲龙沟、长龙梁等地区）成岩演化已进入 B—C 亚期，由西往东依次过渡为 B、A—B、B—A 亚期；夏里组成岩阶段基本处于 A—B 亚期，但西部（马牙山、长龙梁）已进入 C 亚期，往东又依次过渡为 B 亚期、A 亚期；布曲组大部分地区进入 B 亚期，西部分水岭、花梁山、石心湖却已进入 C 亚期，而往东雀姆东达、多涌可达 A 亚期。总之，羌塘盆地成岩阶段的分布普遍存在南、北两缘及盆地西部成岩阶段较高，而由西向东成岩阶段渐次转好的特征。

三、储层埋藏及成岩演化分析

在分析大量前人资料和科研成果的基础上，笔者对部分关键样品进行了测试，包括包裹体测温 7 块、包裹体激光拉曼成分分析 7 块，并送磷灰石裂变径迹样品 10 块（测试成功 3 块）。在此基础上，利用磷灰石裂变径迹模拟法作出了羌塘盆地东部、中部和西部地区的埋藏史曲线，并进行了分析。利用包裹体测温和成分分析作出了三叠系砂岩，布曲组灰岩和白云岩的成岩演化模式。

（一）羌塘盆地有机包裹体发育特征

1. 有机包裹体含量

羌塘盆地有机包裹体含量极高，油气来源丰富的地区和层位包括野牛沟剖面布曲组、雀莫错剖面布曲组、安多剖面肖茶卡组、双湖地区隆鄂尼剖面布曲组、董怀桑剖面布曲组、雀莫地区肖茶卡组、拉雄错剖面索瓦组等。总的来看，油气生成是很普遍的，而且是丰富的（表 5-12）。

表 5-12 羌塘盆地有机包裹体发育特征表

取样位置	样品编号	层位	观察岩性	类型及比例	含量	气态烃含量 / %
野牛沟	YP35 - B11	J ₂ b	亮晶鲕粒灰岩	a b c d = 2 3 2 2	较高	5 ~25
雀莫错	PE25 - C9	J ₂ b	鲕粒灰岩	a b c d = 2 3 2 1	高	5 ~30
	PE25 - Y7	T ₃ x	岩屑长石砂岩	a b c d = 3 2 2 1	高	15 ~40
安多	PA18 - CH10	T ₃ x	含有机质粉砂岩	a b c d = 3 2 2 2	较高	10 ~35
隆鄂尼	LP ₁ C ₅	J ₂ b	白云岩	a b c d = 4 3 2 2	较高	15 ~40
董怀桑	DBP33 - CH15	J ₂ b	白云岩	a b c d = 3 2 2 1	较高	15 ~40
拉雄错	LP01 - CH19	J ₃ s	白云岩	a b c d = 2 3 2 1	高	5 ~25

2. 有机包裹体的成分分类

根据有机包裹体的成分，将原生有机包裹体分为 4 类。

- 1) 气态烃包体 (ov)：由气态烃组成，形状呈圆状或近圆状，单偏光镜下呈黑色。是气态烃运移的标志。
- 2) 气液两相烃包裹体 (ol + ov)：由液态烃、气态烃和无机盐水组成，其形状多为不规则状，单偏光镜下，气态烃周边呈灰色或灰黑色，气相壁厚，液态烃具明显的荧光性。是液态烃伴生气态烃运移的直接标志。

3) 沥青包裹体 (oa)： 主要由沥青和少量的液态烃组成，有时含无机盐水溶液，在单偏光镜下一般为黑色或灰褐色，形状极不规则，大小不一，发荧光，但荧光强度相差很大，说明沥青包体中确实存在少量的液态烃，且含量和组成成分相差较大。沥青和液态烃共存 (图版 - B, D)，说明沥青是液态烃裂解的产物，可作为凝析油-湿气运移的标志。

4) 液态烃包裹体 (ol + wl)： 由液态烃或由盐水溶液与液态烃组成，在单偏光镜下呈灰褐色、浅褐色，不规则状或长条形 (图版 - F)，具荧光性，是液态烃运移的直接标志。

这 4 种类型的有机包裹体分布在各种岩性中，其在岩石中的类型与比例关系见表 5 - 12。另外，还有一类原生无机包裹体为盐水溶液包体 (wl + v)，这类包体是由无机盐水溶液组成，包体气液比大于 5%，一般为 5% ~20%，单偏光镜下为无色透明，边界清楚，加热时均一到液相，其中包含的液体代表了成岩矿物的原始溶液，其均一温度可视为成岩矿物形成温度的下限值。

3. 有机包裹体荧光特征

本次研究所磨制的包裹体荧光薄片样品均有荧光显示 (表 5 - 13)。

表 5 - 13 有机包裹体荧光特征及热演化程度

取样位置	样品编号	层位	观察岩性	荧光强度	颜色	油气类型	热演化程度
野牛沟	YP35 - B11	J ₂ b	亮晶鲕粒灰岩	弱	弱黄色	中质型	高成熟阶段
雀莫错	PE25 - C9	J ₂ b	鲕粒灰岩	弱	弱黄色	中质型	高成熟阶段
	PE25 - Y7	T ₃ x	岩屑长石砂岩	极弱	弱黄色	轻质型	高成熟阶段
安多	PA18 - CH10	T ₃ x	含有机质粉砂岩	极弱	弱黄色	轻质型	高成熟阶段
隆鄂尼	LP ₁ C ₅	J ₂ b	白云岩	弱	弱黄色	轻质型	高成熟阶段
董怀桑 拉雄错	DBP33 - CH15	J ₂ b	白云岩	弱	弱黄色	轻质型	高成熟阶段
	LP01 - CH19	J ₃ s	白云岩	弱	弱黄色	中质型	高成熟阶段

有机包裹体荧光强度的强弱随油气成熟程度而变化。中、低成熟度的原油发荧光较强，而成熟度高的轻质油及凝析油发弱荧光，高成熟至过成熟油气的荧光反而增强。

从分析的三叠系—侏罗系有机包裹体荧光来看，该套地层样品有机包裹体普遍发弱—中等强度的荧光，颜色为弱黄色—黄色，有机包裹体的棱角清晰。

上侏罗统雪山组—上三叠统肖茶卡组的所有样品有机包裹体则发弱光或不发荧光，包裹体荧光图像模糊，但是所有的沥青包裹体则发强荧光 (亮黄色)。从而表明其生成的油气成熟度高，属轻质油-凝析油范围。

4. 包裹体烃类有机气相成分分析

部分样品的包裹体有机质气相成分分析结果见表 5 - 14。可以运用包裹体气态烃组成、干度、温度和总烃含量等推断油气演化程度。

计算干度所采用的公式为：干度 = C1 / 总烃× 100%

随着热演化程度的成油有机质由成熟向高成熟及过成熟阶段转化，有机质亦由生油为主向生成天然气为主转化，有机包裹体烃类气相成分的参数—干度亦由小于 50% 增加至等于或大于 50%。

从表 5 - 12 的结果显示，羌塘盆地索瓦组（J₃s）/布曲组（J₂b）、肖茶卡组（T₃x）的有机包裹体烃类气相成分干度均反映为气多油少或以气为主的油气类型，同一时代不同地区地层的烃类气相成分干度也不完全相同，反映出盆地各地区间地质情况不同，有机质成熟度也不同。

表 5 - 14 羌塘盆地包裹体有机气相成分及评价参数

取样位置	样品编号	层位	测定岩矿	分析项目（μL/g）									干度 %
				CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	C ₃ H ₈	1C ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	总烃	
野牛沟	YP35 - B11	J ₂ b	亮晶鲕粒灰岩	1.13	0.14	0.05	0.16	0.04	0.01	0.02	0.07	1.62	69.75
雀莫错	PE25 - C9	J ₂ b	鲕粒灰岩	3.45	0.38	0.24	0.32	0.19	0.01	0.10	0.15	4.48	71.28
雀莫错	PE25 - Y7	T ₃ x	岩屑长石砂岩	1.20	0.13	0.07	0.12	0.07	0.01	0.04	0.05	1.69	71.01
安多	PA18CH10	T ₃ x	有机质粉砂岩	0.50	0.10	0.05	0.08	0.03	0.01	0.01	0.02	0.80	62.50
隆鄂尼	LP ₁ C ₅	J ₂ b	白云岩	1.37	0.38	0.08	0.33	0.05	0.01	0.09	0.32	2.63	62.09
董怀桑	DBP33CH15	J ₂ b	白云岩	0.97	0.55	0.09	0.35	0.04	0.04	0.14	0.36	2.54	38.19
拉雄错	LP01CH19	J ₃ s	白云岩	1.84	0.41	0.03	0.28	0.05	痕	0.02	0.19	2.82	65.28

（二）羌塘盆地的地温梯度

羌塘盆地经历了剧烈的地质构造，发生了强烈的成岩作用，在胶结作用、次生加大及重结晶作用过程中产生了大量的包体，这些包体含量高，且分布广，有利于对其进行研究。本节通过热台来测定包体当时形成时的温度，利用同一区域内，不同深度的两个或两个以上的温度来推定温度梯度，其基本公式为：

$$P = (T_1 - T_2) / h$$

式中，P 为温度梯度；T₁、T₂为不同深度的两个温度；h 为这两个温度的深度差。羌塘盆地的地表温度约为 20 （表 5 - 15）。

表 5 - 15 羌塘盆地各地温度梯度值

取样位置	(T ₁ - T ₂) /		h / m		P / (· 100 ⁻¹ m ⁻¹)		P 均值
	第 1 点	第 2 点	第 1 点	第 2 点	第 1 点	第 2 点	
野牛沟	7	5	266	189	2.63	2.65	2.64
雀莫错	6.5	5	246	188	2.645	2.655	2.65
安多	6	6	227	226	2.645	2.655	2.65
隆鄂尼	5.5	6	209	227	2.635	2.645	2.64
董怀桑	4.5	4.5	172	170	2.62	2.64	2.63
拉雄错	5	5	191	189	2.62	2.64	2.63

（三）裂变径迹法恢复羌塘盆地埋藏史

笔者对分别取自羌塘盆地西部（肖茶卡剖面）、中部和东部雀莫错剖面的上三叠统砂岩样品的磷灰石裂变径迹进行测定，通过 simplex 方法进行反演模拟，其模拟条件为：中生界平均古地温梯度为 2.63 /100m，退火温度为 75C，判断得出的埋藏史图见图 5 - 13 ~

图 5 - 15。

从利用磷灰石裂变径迹作出的埋藏史曲线可以看出，西部、中部和东部 3 个地区中生界的埋藏都经历了下降、抬升、下降、抬升、再下降、再抬升的路线。但是总体来看，东部雀莫错地区埋藏最深，在早白垩世沉积后，晚三叠世地层埋深已达到 14000m，中部多格措仁地区次之，西部肖茶卡地区由于位于西部隆起附近，埋藏最浅，与实际情况相近。

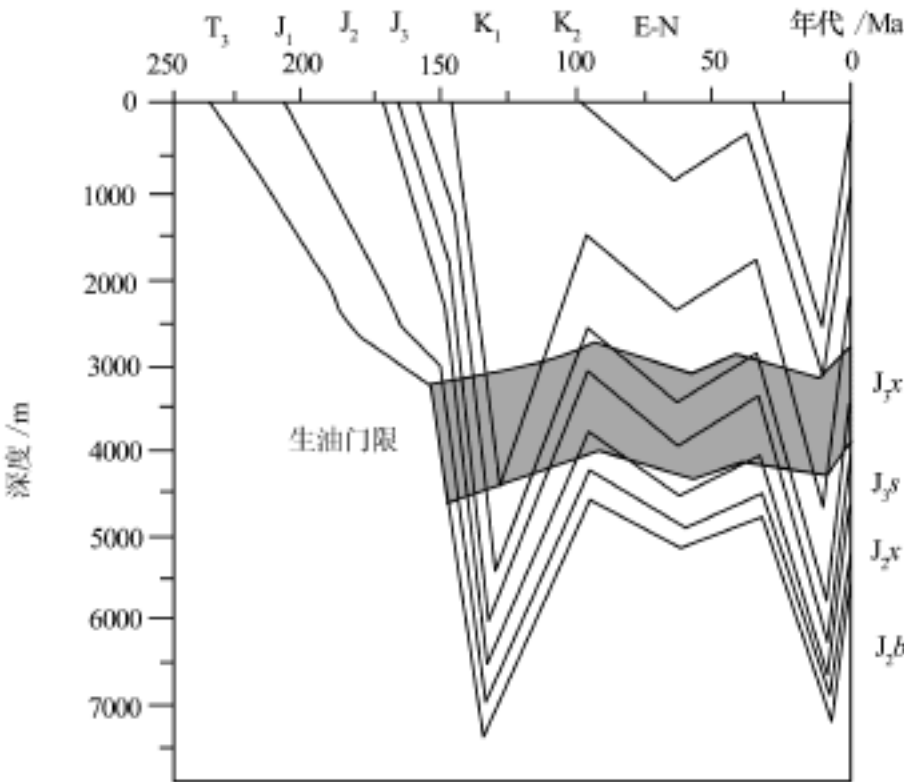


图 5 - 13 羌塘盆地西部地区最佳模拟埋藏曲线

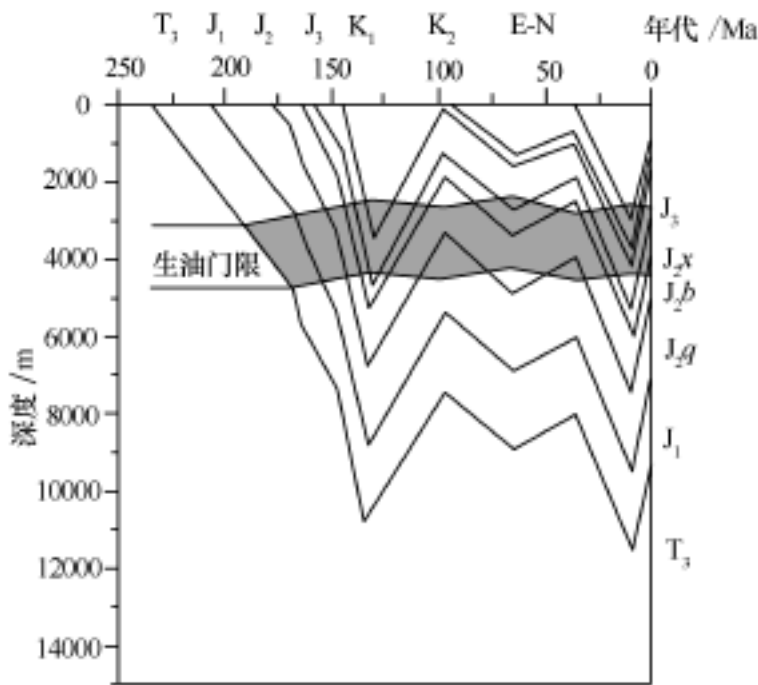


图 5 - 14 羌塘盆地中部最佳模拟埋藏曲线

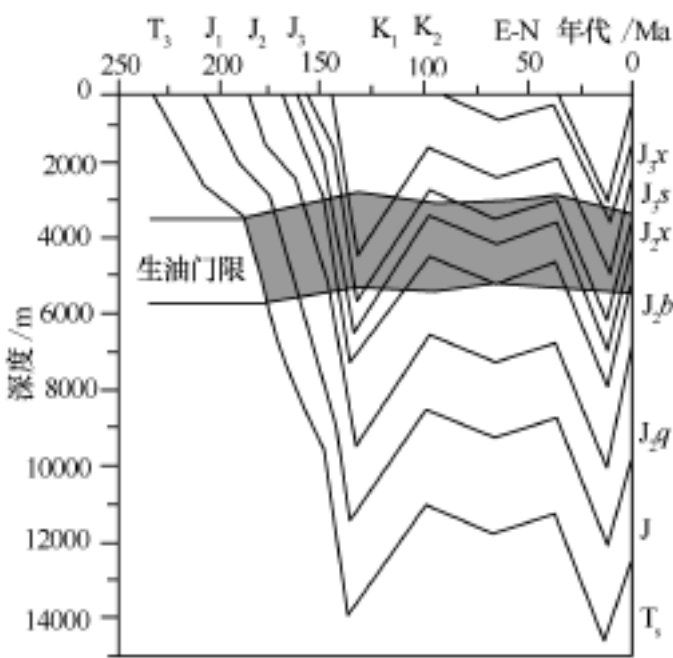


图 5 - 15 羌塘盆地东部最佳模拟埋藏曲线

(四) 羌塘盆地储层埋藏成岩史

综合上述各种资料，羌塘盆地各时代地层所经历的埋藏及成岩演化史叙述如下。

1. 北羌塘坳陷西部地区埋藏演化史

1) 肖茶卡组地层在中侏罗世中期 (J_2q 末期) 进入生油期, 中侏罗世晚期 (J_2b 中期), 经历压实作用→压溶作用→第一世代胶结作用, 晚侏罗世进入石油生成高峰期和末期, 油气充填于残余孔隙中, 晚侏罗世末期 (J_3x 末期) 进入凝析-湿气阶段, 现今处于干气阶段, 无油气充填处经历第二世代胶结作用→第三世代胶结作用, 最后岩石被抬升到地面。

2) 雀莫错组地层在晚侏罗世早期进入生油门限, 经历压实作用→压溶作用→第一世代胶结作用, 晚侏罗世中期进入生油高峰期, 油气充填于残余孔隙中, 在晚侏罗世晚期进入凝析油-湿气期, 无油气充填处经历第二世代胶结作用→第三世代胶结作用, 现今处于凝析油-湿气期。

3) 夏里组、布曲组在晚侏罗世晚期 (J_3s) 进入石油生成高峰期, 现处于石油生成末期。布曲组经历了压实作用→第一、二世代胶结作用→重结晶作用→第三世代胶结作用→方解石充填裂隙作用 (图版 -E, F) →最后被抬升; 其中可见油气初次运移的时间相当于布曲组亮晶鲕粒灰岩沉积到深度为 2000m 左右, 到相当于深度 2803 ~3144m 的沉积时间为油气运移的主要时间段为油气的主要成熟时间阶段, 到相当于深度 3750 ~4167m 的沉积时间为凝析油运移的时间段, 油气到了高成熟阶段, 最后被抬升到地面。

4) 索瓦组于晚侏罗世晚期进入石油生成期, 现处于低成熟和石油生成期。

5) 雪山组地层由于埋藏浅, 未进入石油形成阶段。

2. 北羌塘坳陷中部地区埋藏成烃史

中部地区地层在白垩纪前成烃演化与西部大体上相同, 但新近纪末埋藏深度变大, 使地层现今处的阶段比原先深, 如原处于凝析油-湿气期, 现处于干气期。索瓦组、雪山组原处于石油形成之前, 在埋藏过程中, 经历了石油生成期, 现处于石油生成高峰期—末期。

3. 北羌塘坳陷东部地区成烃史

东部地区的埋藏曲线形态, 较西部和中部判别较大, 主要表现为地层埋藏深度大。

1) 肖茶卡组在早侏罗世末期进入生油门限, 中侏罗世雀莫错组沉积时期进入生油高峰阶段, 侏罗世末期进入生凝析气、湿气阶段, 现今处于干气阶段。

2) 雀莫错组在晚侏罗世早期进入石油生成期, 中晚期进入石油生成高峰期, 现今处于生凝析气、湿气阶段。

3) 布曲组在晚侏罗世中期进入石油生成期, 晚期进入生油高峰期, 现处于该阶段。

4) 夏里组在晚侏罗世末期进入石油形成高峰期, 现处于该阶段。

5) 索瓦组在晚侏罗世末期进入石油形成阶段, 现处于石油生成高峰期。

6) 雪山组由于埋藏浅, 未进入石油形成期。

4. 不同层位的有利储层预测

根据上述各组段储层的埋藏演化史判断, 肖茶卡组、雀莫错组储层演化已经进入晚成岩阶段后期, 仅在已聚集油气的地方才能保存储集空间, 因此, 在埋藏区古圈闭处, 是有利储层和油气发育的部位。

夏里组、布曲组和索瓦组演化已刚进入早成岩阶段后期和晚成岩阶段早期, 储集空间破坏不太严重, 因此, 寻找有利相带区是有利储层和油气发育的部位。

四、古油藏及白云岩储层特征

综上所述, 该区储层就目前的地面样品总体反映以特低孔特低渗为特点。岩石类型上碎屑岩都极为致密, 碳酸盐岩中的礁灰岩也没有见好的显示和发现, 其孔隙度为 0.5% ~6% (平均 2%), 渗透率为 $(0.01 \sim 4.74) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (平均 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 以下), 仅有个别较好的岩样。但在 1997 年, 在双湖隆鄂尼地区布曲组中发现了大片含油白云岩, 并确认是个古油藏 (赵政璋等 2001d), 为进一步寻找好的储层找到了线索。笔者对位于隆鄂尼以东的昂达尔错含油白云岩进行了研究, 认为它可能是隆鄂尼古油藏的东延部分。

昂达尔错含油白云岩在距隆鄂尼剖面东偏南约 65 ~70km 的昂达尔错如日夏玛和日尔保地区, 出露有一片东西向延续达 6 ~10km 油苗分布区。其构造部位处于塞仁夏玛背斜的北翼, 与隆鄂尼背斜同处鄂斯玛褶皱带同一构造带的走向线上。岩性由 270m 礁灰岩、45m 灰质白云岩和大于 50m 的颗粒灰岩组成。含油层位在灰质白云岩中。含油层岩性以灰质白云岩为主, 少量为白云岩, 表面被黑色油渍、油斑染成灰黑—黑色, 单层厚 0.4 ~2m, 水平纹层密集, 呈砂糖状, 孔隙以晶间溶孔为主。荧光灯下呈橘红色, 荧光薄片发光性好, 以淡蓝、淡绿色为主, 为油质沥青 (图版 -C)。油源对比其地化指标与同层位岩性近似。

据 22 块样品测试, 灰质白云岩孔隙度为 2% ~17%, 均值为 8.36%。其中储集性很好 (孔隙度大于 12%)、属中孔中渗型类的占 28%, 储集性较好属低孔低渗类的占 44%, 余属特低孔特低渗; 渗透率平均为 $47 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 最大值高达 $462 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 绝大多数 (78%) 的样品渗透率大于 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 属中孔中渗, 粗孔大喉—细孔中喉的——类储层。同一剖面上颗粒灰岩与礁灰岩物性测得孔隙度都在 0.8% ~1% 之间, 渗透率全小于 $0.01 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 都属特低孔特低渗微隙微喉型。

必须指出, 昂达尔错的含油白云岩虽然与隆鄂尼古油藏在同一个褶皱带上, 但隆鄂尼是局限台地潮上带的相环境, 而昂达尔错却是开阔台地礁间相的相环境, 沿走向线白云岩、灰质白云岩的出现几乎无一例外的与藻礁灰岩密切相关, 属于礁体相带的礁间相沉积环境。礁前由礁前塌砾岩和生物屑组成, 角砾大小在 3 ~40cm 不等, 成分单一均为礁灰岩岩屑且成层性差; 礁核由藻礁灰岩和珊瑚礁灰岩组成, 呈块状、丘状产出, 围径可达 5 ~150m, 属大型堤礁或台缘礁特征; 礁间则由灰质中—细晶白云岩和泥晶灰岩组成。白云岩均由云化交代形成, 常与泥晶灰岩呈渐变过渡关系, 水平纹层发育、化石稀少、偶见石膏假晶, 显示为礁间较稳定的环境。白云岩中 7 个包裹体样品测定, 其含盐度为 0.6% ~1.5%, 远低于正常海水 3.5% 的盐度, 反映出在沉积—成岩期间流体介质中必然有大量淡水的介入, 促使了云化的完成。值得特别重视的是: 据记载该礁体横向延伸达 50km 之巨, 是否预示礁间白云岩有可能数十公里范围的广布当引起相当的重视。

五、羌塘盆地白云岩特征

(一) 白云岩的分布

通过对前人资料统计与查核, 发现云化及白云岩发育的地区及剖面有 50 处左右, 但

有一定厚度的白云岩只有 23 处。这可能与野外调查对岩类识别的难度有关，如那底岗日、茸鄂柔曲、阿木查沃等剖面上，不少原定为灰岩、泥灰岩、粉砂岩的岩样，经室内鉴定，却是白云岩。相信随着工作的不断深入，将有更多的白云岩被发现。

羌塘盆地白云岩的分布，纵向上以中侏罗统布曲组 (J_2b) 最为发育，其次为上侏罗统的索瓦组 (J_3s)，再是中侏罗统夏里组 (J_2x)、雀莫错组 (J_2q)。

雀莫错组 (J_2q) 除了在咸水河、乌兰乌拉湖、祖尔肯乌拉山等处见有少量砂质白云岩和含有白云质外，仅在那底岗日剖面见有 63m 与膏岩相邻的白云岩分布。

布曲组 (J_2b) 分布点达 23 处。该期白云岩的分布区域和厚度都达到最大，主体集中在南羌塘隆鄂尼—如日夏玛一带，东西向延伸大于 10km 的广大地区。在隆鄂尼、加那南一带白云岩厚度达 200m，最厚可达 400m。往东到如日夏玛、日尔尔保尚有 50m 白云岩的发育。其沉积环境为局限台地和开阔台地。北羌塘在那底岗日有厚达 41.73m 的泥晶灰质白云岩较具规模，分水岭发育有厚达 16m 的灰岩、白云岩互层。

夏里组 (J_2x) 白云岩分布具厚度小、较为零散的特点。较具规模的集中于两处，在北羌塘以西部隆起北缘的那底岗日为代表，发育有 18m 与膏岩相伴生的泥晶灰质白云岩；在南羌塘以土门隆起南缘的达卓玛和洒地赛尔保为代表，其厚度分别为 30m 和 18m，成因上与膏岩有关。

索瓦组 (J_3s) 白云岩分布仅次于布曲组，集中发育于中部北羌塘南缘的阿木查沃、雀姆东达和南羌塘北缘的土门格拉两处，发育有厚达 40~50m 的泥晶—细晶白云岩。

从以上各层段白云岩的分布可看出，横向上系集中发育于那底岗日—阿木查沃—隆鄂尼—如日夏玛—土门格拉—达卓玛一带，即羌塘中央潜伏隆起的南北周缘及西部古隆起的北坡。潜伏隆起在侏罗世的古地理变迁可能是形成白云岩最基本的因素。

(二) 白云岩所处的相带及与礁灰岩的关系

1. 白云岩所处的相带

综观盆内已发现的白云岩，其所处相带有局限台地的海湾—潟湖相、潮坪—萨布哈相、开阔台地台缘相的礁间带和碎屑岩滨岸相带三类，而尤以前二类相带的白云岩更为发育。

局限台地海湾—潟湖相的白云岩具有明显的与膏盐岩呈不等厚互层，且厚度大，但晶粒结构细小（泥晶—微晶）的特点，具鲕粒灰岩—白云岩—石膏岩沉积序列。这一类白云岩由于晶粒结构细小，到目前为止还没有发现孔隙性、渗透性较好适宜作储集岩的层段。北羌塘坳陷那底岗日的白云岩可为这类白云岩的典型代表。

潮坪—萨布哈相带的白云岩形成于局限台地潮下—潮间—潮上坪的沉积环境之中，与生屑灰岩、藻礁灰岩组成韵律或不等厚互层，其层序上往往有总体向上变浅、变细和间歇暴露的特点，晶粒结构好，为微—细—中晶结构，故往往具有较好的物性。这一类白云岩的典型代表是南羌塘坳陷隆鄂尼的白云岩，该处的白云岩由于多旋回潮上坪相的特别发育，以致形成了更多、更厚的白云岩。

开阔台地台缘相礁间带的白云岩形成于台地边缘浅滩相向盆地一侧濒临斜坡相带分布，与生屑灰岩、塌砾岩、礁灰岩、泥晶灰岩组成韵律，晶粒结构微—细—中晶结构，具有较好的物性，典型代表如南羌塘坳陷昂达尔错的白云岩。

可见，上述各相带都是白云岩生成的有利相带，而潮坪—萨布哈相和台缘礁间相由于

白云岩晶粒结构具有较好的储集空间，更是油气勘探应予十分关注的相带。

2. 与礁灰岩有密切的共生关系

羌塘盆地侏罗系生物礁广为发育，已发现的礁体多达 77 处 114 个之多，集中于上侏罗统和中侏罗统的布曲组，以台内点礁为主，但规模巨大的“堤”礁亦不乏其数（表 5-16）。

表 5-16 羌塘盆地礁灰岩规模统计表

层位	礁 厚 /m			横 向 延 伸 /m		
	> 10	> 50	> 100	> 50	> 1000	> 10000
J ₂ b	7	4 董杯桑	4 长水河、隆鄂尼、昂达尔错	7	5	2 昂达尔错、长水河
J ₃	47	12	8 北雷错、笙根北西、加木卡巴、 向峰湖、错尼、强仁渔杂仁	55	16 万安湖南东、向峰湖、 东湖、错尼、北雷错	—

礁体本身至今尚未见有物性好的显示，但物性好且具规模的白云岩却已显见与“礁”有密切的关系。如南羌塘盆地昂达尔错日尕尔保的白云岩属礁间相白云岩，该处出露地层 316.33m，其中第 2~4 层为厚约 50m 的含油灰质云岩，第 1、5 层为厚 238m 的藻礁灰岩，余约 30m 为颗粒灰岩。又如隆鄂尼、布曲组地层出露 510.39m，含油白云岩厚 400m，其余 9~11 层、15~16 层为厚度近百米不含油的生物丘粘结灰岩。礁灰岩、生物丘粘结岩与白云岩层位上，上下紧密相连，展示了二者之间的共生关系。横相上，东西向绵延 10km（昂达尔错）和 9km（隆鄂尼），都有礁、粘结岩、白云岩及含油显示。由此对横向延伸具规模的礁灰岩、粘结岩都应予以相当的关注，如长水河、万安湖、向峰湖、东湖、笙根等处，都有发现良好白云岩的可能。

就已发现的 77 处礁灰岩，南羌塘礁灰岩与白云岩的关系已从昂达尔错、隆鄂尼可见一斑。北羌塘礁灰岩多处见及，但以点礁为主（也有不少堤礁），层位较低且具有一定规模的礁点有布曲组的长水河、野牛沟礁点，夏里组的龙尾湖南西及错尼点礁。在野牛沟附近的分水岭和龙尾湖南西的那底岗日也都已发现了同层位厚约 16m 和 18m 的白云岩，证实了礁与白云岩共生的关系。而长水河点礁具有相当于昂达尔错的规模，是否也有相当规模的白云岩有待于进一步的发现。

六、储层评价

储层评价标准主要依据物性，结合孔隙结构、储层类型（表 5-17，5-18）。将中孔中渗-低孔低渗的碎屑岩（ $\phi=25\sim12$ ， $K>1$ ）、类储层和碳酸盐岩的（ $\phi=6\sim12$ ， $K>0.25$ ）、类储层列为好—较好、有利较有利储层；其它列为中等—较差和差的评价类别。纵向上以布曲组储层为最好，次为索瓦组和上三叠统肖茶卡组。

表 5 -17 碎屑岩储层分类评价标准

名 称		低渗透储层					评 价
		孔隙度 %	渗透率 (K) $10^{-3} \mu\text{m}^2$	$R_{50} / \mu\text{m}$	储层类型	类 型	
常 规 层	中孔、中渗	15 ~25	10 ~500	1 ~3		孔 隙 型	好-较好 (有利、较有利)
	低孔、低渗	12 ~15	1 ~10	0.303 ~1			
	近致密层	8 ~12	0.5 ~1	0.137 ~0.303		裂 缝	中等-较差
非 常 规 层	致密层	5 ~8	0.05 ~0.5	0.05 ~0.137			
	很致密层	3 ~5	0.01 ~0.05			孔 隙 型	
	超致密层	<3	<0.01	<0.05		裂 缝 型	差

表 5 -18 碳酸盐岩储层分类评价标准

储层类型	类	类	类	类
$K/10^{-3} \mu\text{m}^2$	10	0.25 ~10	0.002 ~0.25	<0.002
$R_{50} / \mu\text{m}$	>1	0.2 ~1	0.024 ~0.2	<0.024
孔隙度 /%	>12	6 ~12	2 ~6	<2
孔隙结构类型	大孔粗喉型	中孔中喉或细孔中喉型	中孔小喉或细孔小喉型	微细微喉型
储层类型	孔隙型或洞穴型	较好的裂缝-孔隙型	中等的裂缝-孔隙（洞）型	裂缝型
储层名称	中孔中渗	低孔低渗	特低孔特低渗	
评 价	好（有利）	较好（较有利）	中等-较差	差

（一）各时代储层评价

1. 上三叠统肖茶卡组

有利地区集中于碎屑岩发育的中东部（图 5 -12），土门查郎拉、土门尕尔曲和达卓玛地区。平均孔隙度 3% ~8.4%，最高如查郎拉地区可达 21.8%；渗透率平均为 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，在才多查卡平均渗透率最高可达 $38.05 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。属 类有利区。

较有利地区分布于西部隆起区周缘，照沙山、菊花山、吓先错、肖茶卡一带，主要为台地相碳酸盐岩储层发育区。物性平均孔隙度达 3% 左右，平均渗透率达 $0.4 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。

2. 中侏罗统雀莫错组

有利地区分布于西部隆起北缘的石水河—那底岗日—玛尔果茶卡一带（图 5 -12）。该区储层以三角洲相砂岩为主；孔隙度均值在 4% ~8%，那底岗日最高可分别达到 26.2%；渗透率均值在 $(0.74 \sim 13.6) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间；综合评价为 类有利区。

较有利地区分布于盆地东北部雀莫错、乌兰乌拉湖、休冬日、依仓玛一带。储层以三角洲及河道砂岩为主；孔隙度均值在 1.6% ~7% 之间，最高可达 15.3%（乌兰乌拉湖）；渗透率在 $(0.01 \sim 12.9) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间，一般都小于 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。该区处于储层厚度较大区域（雀莫错储层厚 470m），综合评价为 类地区。

3. 中侏罗统布曲组

有利分布区以扎美仍地区和董杯桑-帕度错-隆鄂尼-昂达尔错一带为最有利储层区。该区广泛分布布曲组上部强白云岩化的沿岸礁，孔隙度大于 6% 的 类和 类储层在隆鄂

尼厚度可达到 400m 之巨。隆鄂尼—如日夏玛一带都属中孔中渗、低孔低渗的Ⅱ、Ⅲ类储层分布区，其相区属礁、礁间和环潮坪相区，综合评价该区为Ⅱ类地区。

较有利地区有两个地区。一是分水岭、野牛沟、那底岗日、尖头山一带，广泛发育台地浅滩相储集岩，该区局部还发育台内潮坪—潟湖相区，可产出云质岩类，如唢呐湖、分水岭、那底岗日（白云岩厚 41m）等地；二是尼错—黄山—半岛湖—普若岗日一带长水河、发育台内浅滩相和礁灰岩，与潟湖相云质灰岩伴生。两地区都有较好的物性，其孔隙度一般都在 3% ~5% 之间（最大为 16.91%），综合评价为Ⅱ类地区。

4. 中侏罗统夏里组

该组以碎屑岩储层为主，储层厚度一般在 200m 左右，分布较局限，主要分布于北羌塘拗陷的东部和西部的滨岸地区。有利地区位于西部的野牛沟、尖头山、阿木岗日一带和东部的曲润错、达卓玛、土门一带。其孔隙度平均值为 2% ~8.3%，最高可达 19.9%（野牛沟）和 18.46%（尖头山）；渗透率均值在 $(0.54 \sim 66.34) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间，最高可达 $219 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ （野牛沟）和 $114.2 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ （尖头山）。综合评价为Ⅱ类地区。

5. 上侏罗统索瓦组

有利地区分布于那底岗日—长梁山—东湖—雀姆东达—土门洒地赛尔保一带，滩相灰岩十分发育，在双湖阿布山、雀姆东达、阿木查沃直到东部的土门地区还见 10 ~40 余米的白云岩。孔隙度均值在 3% ~6% 之间，最高可达 16.9%（阿木查沃）；渗透率一般较小，但在雀姆东达、阿木查沃分别也可达到 $384 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 和 $55.8 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。区域上还见有礁灰岩分布，为盆内最有利的相区，综合评价为Ⅱ类地区。

较有利地区主要有两个地区。其一为南羌塘拗陷的扎美仍地区，以及帕度错、北雷错、昂达尔错一带，发育沿岸礁灰岩，局部白云岩化，储集性能好，但大多被抬升至地表。其二为北羌塘的野牛沟—吐坡错—长虹河—半岛湖一带，其孔隙度一般均在 3% 左右，且也广泛见有礁灰岩和云化现象。综合评价为Ⅱ类地区。

6. 上侏罗统雪山组

有利地区分布于盆地的东—东北部，包括多格错仁、祖尔肯乌拉山、休冬日、雀莫错、依仓玛等地。多格错仁储层厚 209m，以粉—细砂岩为主；孔隙度 0.5% ~9.5%，均值为 5.49%；渗透率 $(0.05 \sim 491) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，均值为 $0.34 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ；孔隙类型以粒间溶孔为主，孔喉结构为细喉型。综合评价为Ⅱ—Ⅲ类。

（二）储层有利区预测

以储层评价为依据，羌塘盆地有利储集区主要分布于西部隆起的北坡，和中央隆起的南北两侧，以及盆地的东北部多格错仁—乌兰乌拉湖—雀莫错—依仓玛两个大的区块（图 5-16）。

1. 双湖地区

双湖地区以潜伏中央隆起为界，其南北两侧白云岩储层发育，南羌塘的隆鄂尼、如日夏玛、白云岩储层为Ⅱ、Ⅲ类，且已见古油藏。北羌塘南缘的雀姆东达、阿木查沃也有 40m 的白云岩，也见轻质油浸染，且索瓦组、夏里组膏岩发育，双湖附近并有古、新近系的覆盖。双湖偏北及其东北地区的东湖、尖头山、雀莫错及肖茶卡组储层属Ⅱ、Ⅲ类，且有东湖、托纳木、笙根等背斜构造发育，可为最有利地区。

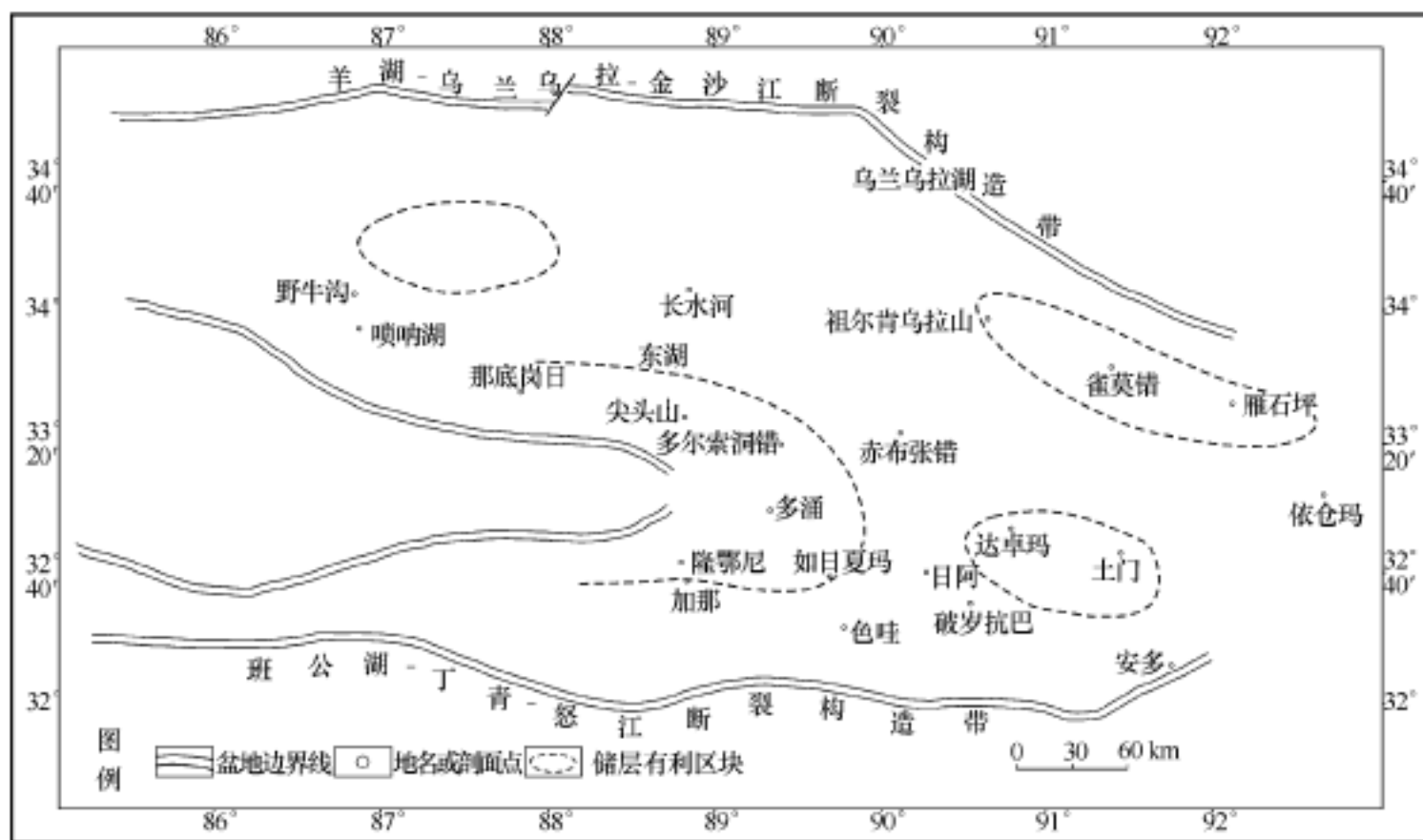


图 5-16 羌塘盆地储层有利区块预测示意图

2. 土门地区

肖茶卡组及雀莫错组储层属 、 类储层，含大量沥青，且布曲组、夏里组、索瓦组中分别有 2.7m、30m 和 48m 的白云岩。其附近的曲润错、洒地赛尔保分别属夏里组、索瓦组的有利储层分布区，可为有利地区。

3. 金星湖地区

该区各组储层均较发育，金星湖南西的野牛沟、咸水河储层主要为三角洲相砂岩储层和碳酸盐岩台地相储层，类型多为 、 型，位处大型复向斜之中且背斜构造众多，广泛的被夏里组和索瓦组复盖，可作为有利地区进一步探索。

4. 雀莫错—祖尔肯乌拉山地区

储层包括中上侏罗统和白垩系，储层类型主要为碎屑岩。该区好储层和中等储层占有很大的比例，单一剖面综合评价得分都比较高，可为较有利地区。

第四节 羌塘盆地盖层条件分析

一、盖层岩石类型

根据世界重要含油气盆地资料统计分析，区域性盖层中与泥质岩相关的盖层占 65%，与蒸发岩相关的占 33%，与致密灰岩有关的占 2%，不论地质条件如何不同，一般油气封盖层终脱不出泥质岩、蒸发岩、碳酸盐岩几个岩类。

羌塘盆地内封盖层层位众多且岩性复杂。层位上从上三叠统肖茶卡组直至白垩—新近系的各组段都有各类盖层存在。盖层岩性有泥质岩、膏盐岩、灰岩、致密砂岩、火山岩

等。对前人研究以及笔者采集的岩类样品的封闭参数测试结果的统计表明，该区盖层同样以泥质岩和膏岩为主，泥晶灰岩次之，其余岩类受分布局限仅属可能的局部盖层岩类。

二、盖层的评价标准

到目前为止，国内外对盖层的分类评价尚无统一的标准。影响盖层质量因素众多，如岩性、物性、厚度、埋藏深度、分布范围、沉积相、构造活动等等，各种因素相互制约，又相互弥补。反映封闭性能往往以微观参数为指标，而决定微观参数好坏又必然是宏观的地质背景。该区确立定量微观的盖层分类标准（表 5－19），但盖层分布地域之广，微观参数点密度的无法控制，远难按标准进行评价，只能宏观上进行区域盖层相对好坏的大致划分。

表 5－19 盖层分类及标准

盖层 分类	孔隙度 %	渗透率 $10^{-3} \mu\text{m}^2$	饱和水突破 压力 /MPa	排替压力 MPa	平均孔隙 直径 /nm	盖层厚度 /m		
						泥质岩	灰岩	石膏
类	<5	$<10^{-2}$	>10	>2.50	<10	>150	>250	>20
类	5~8	$10^{-2} \sim 10^{-1}$	5~10	1.15~2.50	10~15	100~150	200~250	15~20
类	8~10	$10^{-1} \sim 1$	1~5	0.25~1.15	15~20	50~100	50~200	5~15

三、不同岩类盖层的封闭特性

1. 泥质岩

泥岩盖层孔隙小、孔隙度、渗透率特低、排替压力、突破压力高。经测定，泥岩孔隙度平均为 0.48%~3.57%，渗透率为 $(0.0012 \sim 0.0223) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，饱和水突破压力为 5~18.37MPa，饱和煤油突破压力为 1.00~10.00MPa，排替压力为 5.34~7.31MPa。泥岩中粘土矿物成分主要是伊利石和伊-蒙混层，具有较强的可塑性、吸水膨胀性和封闭性。泥岩中的孔隙以小于 10nm 的微小孔隙为主（>45%），平均孔隙直径 1.63~12.61nm（表 2－35）。按评价标准（见表 5－19）泥质岩封闭油可为 类盖层，封闭气为 类盖层。

2. 膏盐岩

膏岩是已被实践确证的优质盖层，但青藏现阶段测试的样品测试所得的封闭参数均为地表样品，其孔隙度平均值为 5.39%~31.7%（最大可达到 48.3%），渗透率平均为 $(0.02 \sim 96.37) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ （最大达 $478 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ），饱和煤油突破压力为 0.2~1MPa，饱和水突破压力为 1.5~7.68MPa（表 2－34），平均孔隙直径 6.59~136nm、50~100nm 的孔隙占 20%~46%，显然不具有封闭特性。

这是因为地表采集的测试样品都是在地表成岩带、大气条件下强烈溶解、退后生成岩作用的产物。在此条件下，膏岩系列中硬石膏（不含晶格水的 CaSO_4 ）、石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）变水石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot (2 \sim x) \text{H}_2\text{O}$ ）并存，且以含水石膏为主，很难取得硬石膏样品，故反映的仅是水解石膏的参数，难以代表地下膏岩的特性。

根据膏岩矿物特性，硬石膏—石膏—变水石膏是非常灵敏的可逆转换的矿物系列，正

常情况下当沉积成因的石膏埋深至温度为 42℃ 时, 经过一定时间的演化, 都将变为硬石膏。对羌塘盆地侏罗系的石膏而言, 埋深 1300m 就可以满足这一转化条件。据 R_o 及古地理资料推算区内侏罗系膏岩都曾埋藏在 4000m 以下, 地下深处石膏矿物都将成为硬石膏而不应有石膏及变水石膏的存在。测得一块硬石膏样品的封闭参数, 孔隙度为 1.91%, 渗透率为 $0.016 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 饱和水突破压力为 7MPa, 其封闭性都属上佳, 已远不是其它系列石膏可与相比。

为反映地下膏盐层的封闭性能, 笔者进行了模拟测试。模拟条件是在地下 2500m (温度为 70℃、围压 25MPa、饱和盐水介质)。测得石膏岩突破压力为 4.6MPa, 变水石膏突破压力为 5.5MPa, 硬石膏岩突破压力为 6.7 ~ 12.8MPa。当围压增加到 50MPa 时, 石膏岩突破压力增加到 25.8MPa, 硬石膏岩增加到 32MPa, 这一点证明了随着埋深与围压的增加, 石膏岩特性已经与硬石膏趋于接近, 膏岩的封闭性越来越好。显然, 深部膏盐岩的封闭性能理当符合这一规律而普遍变为封闭性能良好的硬石膏。

3. 泥晶灰岩

泥晶灰岩盖层以特低孔特低渗为主, 突破压力、排替压力较大, 孔隙度平均为 0.87% ~ 2.77%, 渗透率平均为 $(0.0027 \sim 0.1020) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 饱和水突破压力平均为 7 ~ 11MPa, 饱和煤油突破压力为 1.38 ~ 6.30MPa, 排替压力为 2.43 ~ 10.34MPa, 大于 100nm 的孔隙占 9%, 平均孔隙直径为 8.14 ~ 11.87nm (表 2-34), 封闭油气为Ⅰ、Ⅱ类盖层。

4. 区域性盖层

羌塘盆地内各时代地层的储集物性普遍较差, 同时也意味着盖层较发育, 其主要盖层粉砂岩、泥岩、页岩、石膏、致密灰岩以及致密砂岩等, 发育于各个时期, 在纵向上至少形成了 7 套封盖层。但在横向上, 区域性盖层主要形成于 3 个时期, 它们分别是巴柔阶、卡洛阶和提塘-贝里阿斯阶, 其余时期的盖层主要局限于潮坪、潟湖、台盆、陆棚等较低能沉积环境区。

1) 巴柔阶。在羌南坳陷为陆棚相地层, 主要由薄层状粉砂岩泥岩、页岩、泥灰岩组成, 厚度大, 渗透率普遍小于 $0.0006 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 具有很高的油气封堵能力。

在羌北坳陷为陆源近海湖泊相沉积, 是一套极快速的堆积物, 最大沉积厚度 1800m 以上, 主要为一套紫红色碎屑岩沉积, 多处夹膏盐。通过对 18 条地层剖面的统计资料表明, 其中泥岩和粉砂岩的含量为 27.5% ~ 94.7%, 平均为 53.68%。而对这些泥岩和粉砂岩的物性分析表明, 其孔隙度为 0.7% ~ 1.02%, 渗透率为 $(0.0063 \sim 0.0021) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 可见这套地层是较好的区域性盖层。

2) 卡洛阶。卡洛期为羌塘盆地一次大规模海退沉积期, 受其影响, 盆地内由前期的碳酸盐岩沉积变为以陆源碎屑为主体的沉积格局, 并且广泛发育低能沉积环境, 从而形成了盆地内的区域性致密盖层。

在羌南坳陷, 靠近中央隆起带物源区, 发育滨海相沉积, 沉积物以泥岩、粉砂岩为主, 以达卓玛和土门洒地赛尔保为例, 其含量平均达 86.3%, 厚度分别为 1613m 和 421m。还广泛发育石膏沉积, 出露于洒地赛尔保 (18m)、达卓玛 (170m)、阿木雀爬 (97.43m) 等地。在南部的陆棚相区, 广泛发育薄层状粉砂岩、泥岩和少量细砂岩、灰岩。以曲瑞恰乃和 114 道班为例, 泥岩和粉砂岩平均含量占 82.7%, 厚度分别为 481m 和

372m。这些泥岩、粉砂岩和石膏都具有超致密型物性特征，封盖性好。

在北羌塘拗陷，沉积环境由中部的巨大潟湖与其周缘的潮坪-三角洲构成。在潟湖区，沉积物主要由泥岩、粉砂岩、灰岩以及少量砂岩和石膏组成，其中泥岩和粉砂岩含量平均为 77.1%，厚度为 498 ~861m，平均为 627m。在潟湖周边，西部拉雄错、白龙冰河、野牛沟、向阳湖一带发育一北西向展布的三角洲砂体，砂岩含量达 50% 左右，但均为致密型砂岩。其余地区主要以粉砂岩、泥岩沉积为主，且普遍夹多层石膏，其中粉砂岩和泥岩含量平均达 82.26%，平均厚度达 374. 5m，膏盐厚度 10 ~34. 9m。总之，羌北拗陷仍以发育粉砂岩、泥岩和石膏盖层为主，区域性封盖特征明显。

3) 提塘—贝里阿斯阶。随着班公湖-怒江洋盆的闭合，羌塘盆地南部和东部开始大面积隆升，海水向北西方向退缩，形成一个向北西开口的巨大海湾环境，其周边为河流-三角洲环境。自北西向南东依次出现浅海相泥晶灰岩-泥灰岩-页岩组合（白龙冰河组）、潟湖-潮坪相杂色泥岩-粉砂岩、灰岩组合（索瓦组上段）、河流-三角洲相紫红色泥岩-粉砂岩-砂岩组合（雪山组）。其中泥岩、粉砂岩、泥灰岩、页岩均在相应沉积地层中占绝对优势，显示良好的区域性封盖能力。典型实例见于东湖附近的索瓦组上段，2002 年在其中发现大量顺层分布的沥青脉（谭富文等，2002），油源来自深部，随石膏盐丘的上侵带至上部层位（图版 ），受索瓦组上段泥岩和粉砂岩的封堵而侵入顺层间薄弱带（图 5-17），再经后期抬升至地表。

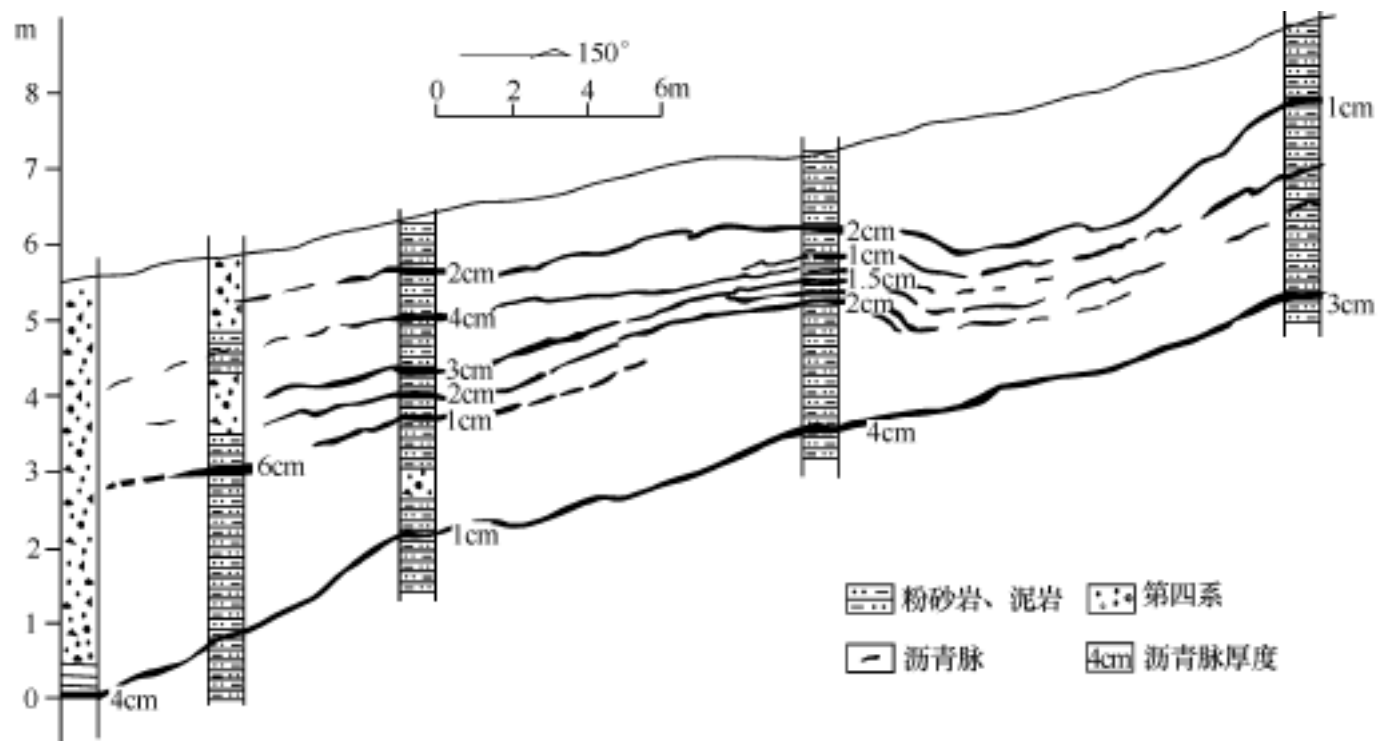


图 5-17 东湖西索瓦组上段层间分布的沥青脉

第五节 羌塘盆地生储盖组合划分及评价

一、生储盖组合划分

根据盆地中生界各层系的烃源岩、储集岩和盖层岩类的发育状况和时空配置关系划分

地层系统					比例尺 m	层厚 m	岩性剖面	剖面	岩性描述	生油层	储集层	盖层	生储盖组合	评价	
界	系	统	组	段											
中生界	侏罗系	上统	雪山组		400		双	上部：钙质岩屑石英砂岩夹粉砂质泥岩 中部：粉砂质泥岩 下部：粉砂岩与泥岩互层夹少量细砂岩					组合Ⅳ 盖层：J _{7x} 泥质岩、J _{7s} 膏岩 储层：J _{7s} 灰岩、云岩 生油层：H _{7s} 泥岩、灰岩	次有利	
					683										
			索瓦组		800		湖	灰岩、泥岩、泥灰岩夹生物岩岩屑石英砂岩与粉砂质泥岩，上部含膏层							
					355										
		中统	夏里组		1200		那底	上部：钙质岩屑石英砂岩夹灰质砾岩，粉砂岩 下部：细砂岩，粉砂质泥岩，泥岩夹泥质石膏层，石膏层						组合Ⅲ 盖层：J _{6x} 泥质岩、膏岩 储层：J _{6b} 灰岩、云岩 生油层：J _{6b} 泥岩、灰岩、J _{6x} 油页岩	最有利
					1600										
					824										
					2000										
			布曲组		2400		岗	上部：灰岩夹粉砂质泥岩，少量钙质细砂岩 中部：石膏与泥岩，粉砂岩，灰岩与泥灰岩不等厚互层 下部：灰岩，粉砂岩，粉砂质泥岩							
					780										
					2800										
					3200										
	下统	雀莫错组		533		日	中上部：粉砂质泥岩夹泥灰岩钙质岩屑石英砂岩，粉砂岩 下部：灰岩与石膏层不等厚互层，泥灰岩，砾砂岩						组合Ⅱ 盖层：J _{5g} 泥岩、膏岩 储层：J _{5g} 砂岩 生油层：J _{5g} 、J _{5q} 泥岩	有利	
		色哇松可尔		3600			南羌塘主要为页岩夹粉砂岩、砂岩、泥灰岩及薄层灰岩；北羌塘主要为一套火山岩								
				4000											
				951											
	三叠系	上统	肖茶卡组	三段	4400		索布查	灰黑色页岩为主，夹灰岩和砂岩底部见细砾岩和砂砾岩						组合Ⅰ 盖层：T _{3x} 、J _{1g} 泥质岩 储层：T _{3x} 砂岩、灰岩 生油层：T _{3x} 泥岩、灰岩	有利
				二一段	4800										
				一段	5200										
					470										
中统		康鲁组		212		董布拉	泥灰岩，微晶灰岩为主 灰质页岩，泥灰岩，粉砂岩为主夹砾屑灰岩，砂岩								
				5600											
				6000											
				6400											
下统	康鲁组	二段	943		热觉茶卡	石英砂岩与泥岩、灰岩、泥灰岩不等厚互层									
			6800												
			7200												
			724												
硬水泉						硬水泉	长石石英砂岩，砂砾岩，砾岩，上部夹泥岩，粉砂岩								

图 5-18 中生界生储盖组合分布及评价图

出 4 套完整的生储盖组合（图 5-18）。

组合 Ⅰ 包括上三叠统肖茶卡组—下侏罗统曲色组。肖茶卡组的泥质岩、灰岩为生油层，砂岩和灰岩为储集层，肖茶卡组上部和曲色组的泥页岩或火山岩作为盖层，构成正常式生储盖组合。

组合 包括下侏罗统曲色组—中侏罗统雀莫错组。曲色组的泥页岩为生油层，曲色组和雀莫错组的砂岩为储层，雀莫错组上部的泥质岩为盖层，构成正常式生储盖组合。

组合 包括中侏罗统布曲组—夏里组。布曲组碳酸盐岩及夏里组泥质岩为烃源岩层，布曲组颗粒灰岩、白云岩为储层，夏里组为盖层，构成自生自储式生储盖组合。

组合 包括上侏罗统索瓦组—雪山组。索瓦组碳酸盐岩和泥页岩为烃源岩，索瓦组灰岩和雪山组砂岩为储层，雪山组上部泥质岩为盖层，构成正常式生储盖组合。

二、生储盖组合特征及评价

由于盆地的勘探程度很低，目前的生储盖组合仅根据地面资料分析而划分，有待于进一步的勘探验证，但就从隆鄂尼古油藏的发现来看，组合 是已被证实的含油组合，因此把该套组合定为目的的最有利组合。由于上侏罗统索瓦组也发现有大规模的油苗显示，因此组合 为次有利组合，而组合 和组合 为有利组合。

1. 组合

该组合烃源岩以布曲组碳酸盐岩为主，在盆地内分布广泛且稳定，北羌塘烃源岩厚度略大于南羌塘。北羌塘以中部长水河—多尔索洞错一带最发育，厚度大于 1000m；有机质含量以西部最高，长水河剖面有机碳最高达 0.9%，平均 0.25%。南羌塘以加那南—破岁坑巴一带最发育，厚度大于 790m，有机质含量以加那南剖面最高，有机碳最大值达 0.71%，平均 0.25%。有机质热演化南、北羌塘均处于成熟—高成熟阶段，且北羌塘略高于南羌塘，西部高于东部。

该组合储层主要为布曲组颗粒灰岩及白云岩，北羌塘尖头山—多尔索洞错一带最发育，厚度大于 600m，向东、西逐渐减薄，南羌塘以日阿—多涌一带最发育，厚约 700m 左右，隆鄂尼含油白云岩达 400m。其物性较好，孔隙度平均值达到 9.77%（最大值 15.5%），渗透率均值达 $61.29 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ （最大值为 $283 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ）。

该组合盖层主要为夏里组泥质岩，次为膏岩及泥灰岩。泥质岩盖层分布广泛且稳定，北羌塘西部厚 300m 左右，东部厚 450m 左右，南羌塘厚 400m 左右，为封油类、封气类盖层。膏岩广泛发育，为优良封盖层，如达卓玛剖面累厚达 191.6m，最大单层厚 38.94m。

总之，该组合生、储、盖条件均较好，为自生自储式生储盖组合，在盆地内埋深适中，是盆地内最有利的一套勘探目的层。

2. 组合

该套组合主要是索瓦组下段地层的自生自储式组合，但也可延伸至白龙冰河组、索瓦组上段和雪山组。

索瓦组下段的烃源岩在盆地内分布广泛，与布曲组相似，以碳酸盐岩为主，但厚度稍薄，且在东北部碎屑岩含量明显增多。其中碳酸盐岩生油层主要位于盆地中西部，厚度一般大于 500m，盆地东部厚度一般小于 300m，最厚处位于安多 114 道班，约 600 左右；泥质类烃源岩主要发育在盆地东部，厚度一般大于 50m，盆地中、西部也有分布，但厚度较薄。在西部隆起北侧西长梁发现了厚约 12m 的油页岩，残余有机碳达 11.75%，显示了很好的生烃能力。

索瓦组碳酸盐岩储集层发育，以泥晶灰岩为主，但也发育众多颗粒灰岩、生物礁灰岩

和白云岩。目前已在南羌塘坳陷中北部发现厚度大于 50m, 东西延伸约 10km 的生物礁含油白云岩, 物性较好, 孔隙度 2% ~17% (平均 8.36%), 渗透率平均 47md, 最高 462md, 预示羌塘盆地存在着生物礁油气藏。雪山组在盆地东北部及西部隆起发育了较厚的陆相、海陆过渡相三角洲沉积, 其砂岩可作为很好的储集层。

白龙冰河组和索瓦组上段的泥灰岩、泥质岩, 以及雪山组的泥质岩均可作为良好的盖层。

总之, 该组合生、储、盖条件较好, 自生自储式生储盖组合, 为仅次于组合 的生储盖组合, 但在盆地内埋深最浅, 部分地层已暴露地表。

3. 组合 和组合

该两套组合以碎屑岩为主, 且南、北羌塘存在一定差异。

组合 在北羌塘以肖茶卡组泥质烃源岩为主, 厚 700m 以上, 有机质含量较高, 如藏夏河剖面 and 明镜湖剖面上泥质岩有机碳平均值分别为 0.52% 和 0.81%, 最大达 1.85%。南羌塘烃源岩除泥质岩外, 尚有一套煤系地层。煤系地层有机质含量很高, 平均氯仿“ A ” 7360×10^{-6} 。据测定该组有机质热演化程度普遍较高, 处于高成熟—过成熟阶段。

至于储集层, 东部以三角洲相的砂岩为主, 一般厚在 500m 以上, 物性较好, 孔隙度平均为 3.85%, 局部更好。如南羌塘查郎拉剖面储层厚达 1450m, 孔隙度平均为 7.59%, 最大达 21.8%; 而中西部则以碳酸盐岩为主。盖层北羌塘坳陷则以自身的泥质岩、泥灰岩为主, 而南羌塘坳陷, 除自身的泥质岩、泥灰岩之外, 还分布有厚度较大的曲色组泥质岩类。

由于北羌塘坳陷曲色组分布情况不明, 组合 主要发育于南羌塘坳陷, 生油岩主要为下侏罗统曲色组及中侏罗统雀莫错组的泥灰岩、泥质岩烃源岩, 二者厚度大于 1000m, 其中泥灰岩有机碳 0.09% ~0.43%, 平均 0.21%, 处于成熟—高成熟阶段。北羌塘坳陷, 中侏罗统雀莫错组的泥灰岩、泥质岩烃源岩可作为烃源岩, 但厚度和质量相对较差。

从储集层看, 组合 主要为雀莫错组砂岩, 以北羌塘西部石水河—花梁山—玛尔果茶卡带最发育, 厚达 1000m 以上, 孔隙度平均 4.48%, 最高达 26.2%。其次, 在北羌塘坳陷发育的下侏罗统那底岗日组可能是良好的储层。油源可能通过三叠系顶部古暴露面运移北羌塘储集体中。

盖层则主要为雀莫错组上部泥质岩, 厚度大, 封盖性能好, 为封油 类、封气 类盖层。北羌塘中西部还发育有一定厚度的膏岩盖层。

总体上, 这两套组合埋藏相对较深, 烃源岩热演化程度相对较高, 生储盖组合南北羌塘存在一定差异, 勘探潜力次于组合 和组合 。

三、重要生储盖组合的时空配置与油气运聚模式

综合上述生储盖组合特征及其时空分布特征, 根据油气的运聚规律, 可把羌塘盆地各生储盖组合的油气运移归纳为两种模式。

模式 I (图 5-19) 生油岩为肖茶卡组、曲色组以及色哇组, 生油区主要位于羌南陆棚带和中央隆起带南缘潟湖区。油气自南坳陷生油区中央隆起带孔渗性较好三角洲相碎屑岩的向北部大陆方向运移, 受广泛发育的雀莫错组三角洲相细碎屑岩和膏盐盖层的封盖, 油气有利富集区主要为羌北断陷区的那底岗日组沉火山岩储集层以及中央隆起带南北两侧

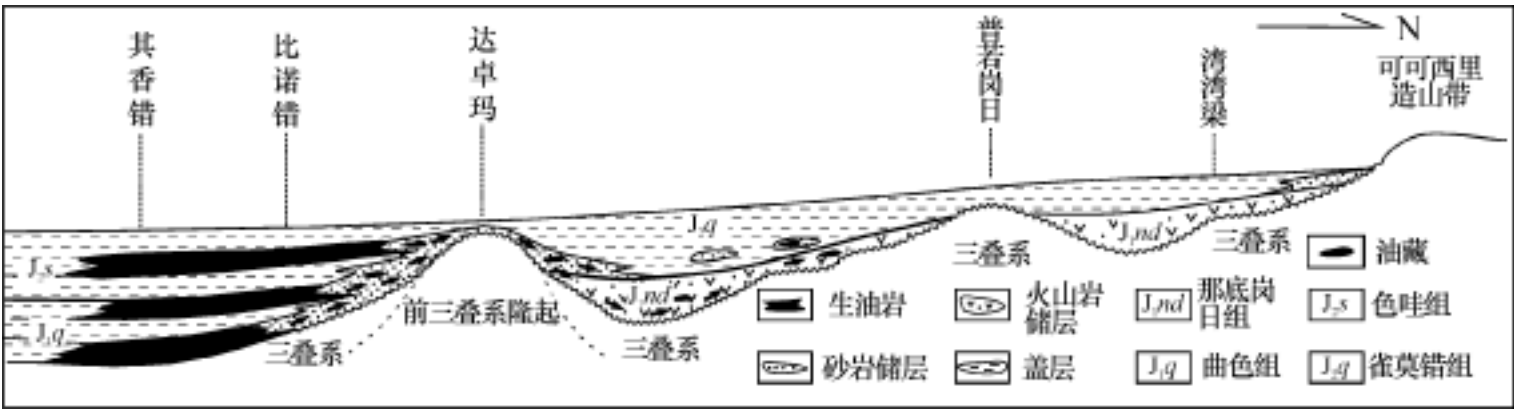


图 5-19 羌塘盆地侏罗系下部油气的生成—运聚模式图

的雀莫错组三角洲相碎屑岩储集岩层中。可代表上述生储盖组合 I、II 的油运移模式。

模式 (图 5-20) 以生储盖组合 III 为代表，生油区主要为布曲组，主要位于羌南陆棚带以及羌北台盆区；储集层主要为布曲组开阔台地相生物礁灰岩和滩相灰岩，位于现保存于中央隆起带两侧以及北羌塘拗陷的中部地区；区域性盖层为夏里组粉砂岩、泥岩、页岩和石膏。油气分别自陆棚区和台盆区向相对隆起区的储集岩中运聚，在有利区形成油气藏。生储盖组合 IV 的特征及其空间展布情况与之相近，因此其油气运聚模式也与之相似，其生油岩主要为生油岩合储集岩产于索瓦组下段，盖层为索瓦组上段、白龙冰河组、雪山组。

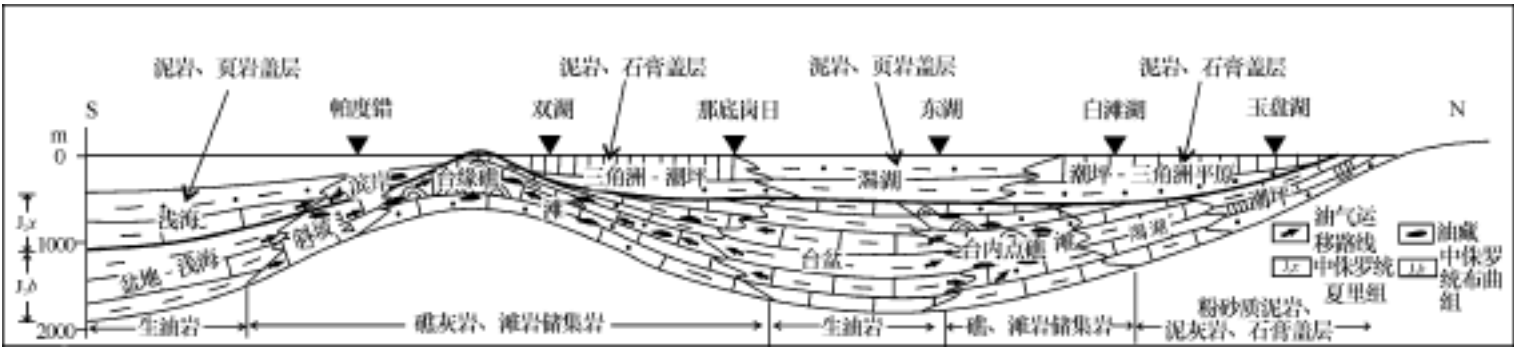


图 5-20 羌塘盆地侏罗系中部油气的生成—运聚模式图

第六节 羌塘盆地含油气系统及其资源量预测

一、油气系统划分

羌塘盆地中生界可以划分为 10 个油气系统，即南羌塘拗陷的索瓦组—索瓦组油气系统 (J_{3s}—J_{3s})、夏里组—布曲组油气系统 (J_{2x}—J_{2b})、布曲组—布曲组油气系统 (J_{2b}—J_{2b})、肖茶卡组—肖茶卡组油气系统 (T_{3x}—T_{3x})，北羌塘拗陷东部地区的索瓦组—索瓦组油气系统 (J_{3s}—J_{3s})、布曲组—布曲组油气系统 (J_{2b}—J_{2b})、肖茶卡组—肖茶卡组油气系统 (T_{3x}—T_{3x})，北羌塘拗陷西部地区的索瓦组—索瓦组油气系统 (J_{3s}—J_{3s})、布曲组—布曲组油气系统 (J_{2b}—J_{2b})、肖茶卡组—肖茶卡组油气系统 (T_{3x}—T_{3x})。

就油气系统有效性而言，羌塘盆地中生界索瓦组—索瓦组油气系统，无论在北羌塘拗

陷东、西部，还是在南羌塘坳陷，因索瓦组广泛出露地表，缺乏有效的盖层，而均为无效的油气系统。因此，有效的油气系统只有 7 个。

二、油气系统特征

(一) 南羌塘坳陷区

1. 肖茶卡组—肖茶卡组油气系统

该油气系统是推测的油气系统，为自生自储式。肖茶卡组既是生油层，又是储集层，曲色组泥页岩是良好盖层，局部地区肖茶卡组上段可以作为盖层。肖茶卡组以上岩层皆为上覆岩层，地层圈闭主要形成于同沉积时期，构造圈闭形成于燕山运动晚期和喜马拉雅运动时期，关键时刻为 130Ma 和 5Ma。在第一个关键时间，该区大部分地区生成高成熟石油和凝析油湿气，在第二关键时刻主要生成干气，但在中央隆起和埋藏较浅的地区，有凝析油和湿气生成。由于该油气系统的埋藏深度大，保存时间长，生成的大部分油气已经转化为干气，而盆地内深层地层受构造运动和断裂作用的影响较小，因此油气保存条件较好 (图 5-21)。

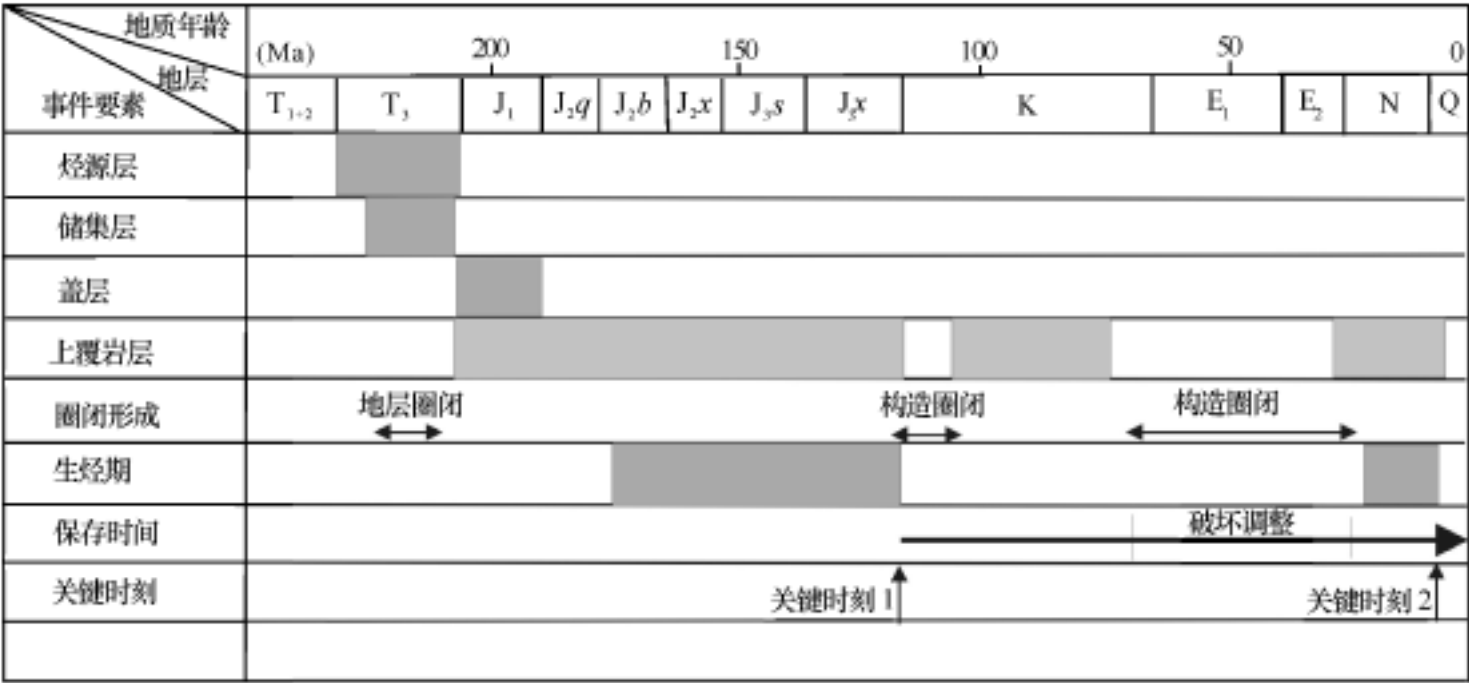


图 5-21 南羌塘坳陷肖茶卡组—肖茶卡组油气系统地质要素与事件图

2. 布曲组—布曲组油气系统

该油气系统已为西部坳陷的沥青显示点的油源对比初步证实。烃源层为布曲组下中段，储集层为布曲组下中段，盖层为布曲组上段，局部地区为夏里组盖层。布曲组以上岩层为上覆岩层，130Ma 是此油气系统的第一个关键时刻，此时以生成低成熟—成熟油气为主，此时生成的油气经历了燕山运动和喜马拉雅运动两期构造运动的破坏和调整，尤其是喜马拉雅运动，但喜马拉雅运动形成的圈闭又为后期生成的油气提供了油气运移和储集的空间。5Ma 是此油气系统的第二个关键时刻，此时的烃源岩有机质进入成熟—高成熟阶段，以生成轻质油为主 (图 5-22)。

3. 布曲组—夏里组油气系统

该油气系统初步证实为良好的油气系统。生油层为布曲组泥岩、页岩、泥灰岩，储集

层为布曲组上部碳酸盐岩，以白云岩为主；同时夏里组泥岩和碳酸盐岩又是本油气系统的盖层，夏里组以上岩层为上覆岩层，130Ma 是此油气系统的第一个关键时刻，此时以生成低成熟油气为主。后经历了燕山运动和喜马拉雅运动。喜马拉雅运动对油气系统的部分油藏造成破坏，同时又形成了新的圈闭，为后期生成的油气提供了运移通道和储集空间。5Ma 是此油气系统的第二个关键时刻，此时烃源岩有机质进入成熟—高成熟阶段以生成轻质油为主（图 5-22）。

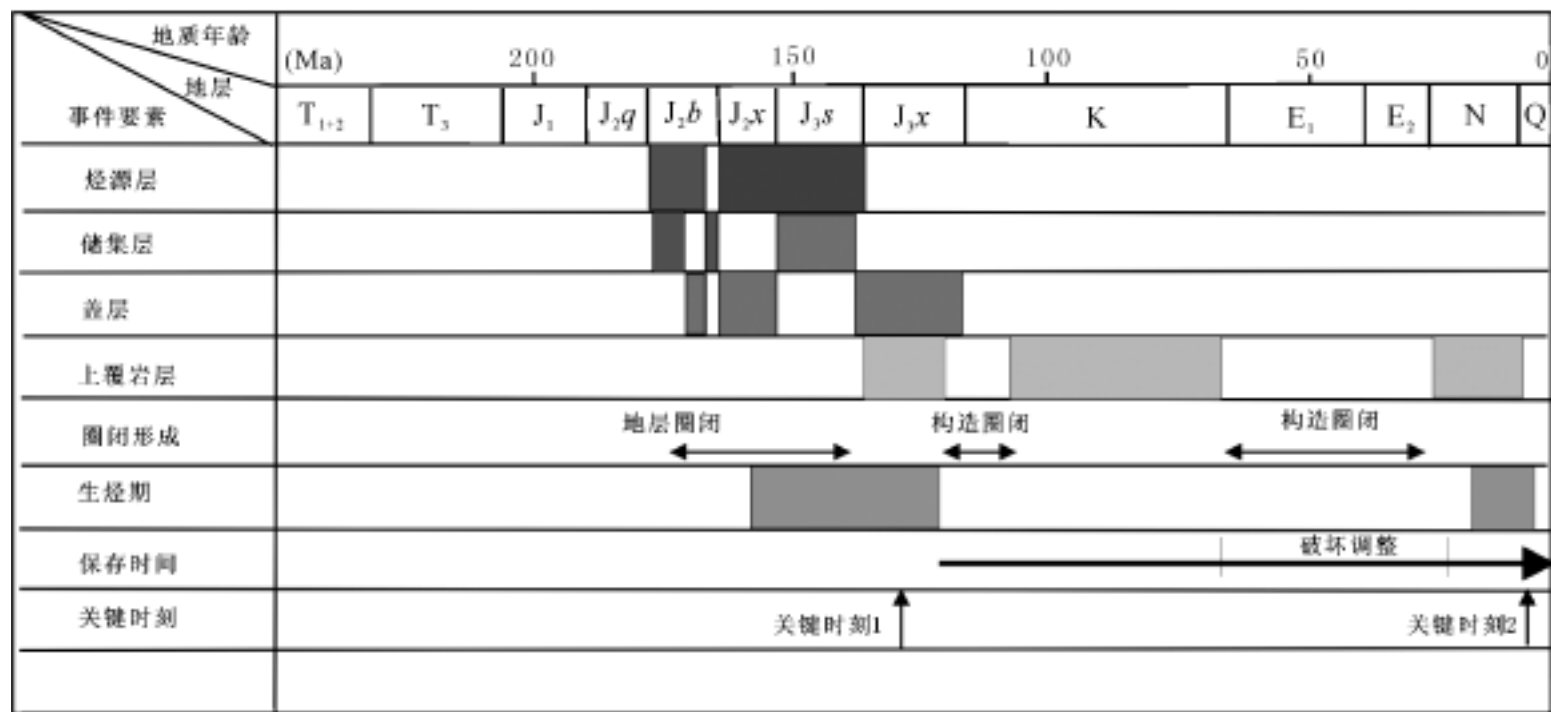


图 5-22 南羌塘坳陷中上侏罗油气系统地质要素与事件图

4. 索瓦组—索瓦组油气系统

该油气系统的生油层和储集层均为索瓦组，盖层为索瓦组上段和雪山组，索瓦组以上岩层为上覆岩层。另外由于索瓦组储集层和下面的夏里组烃源层相连，因此夏里组烃源岩对此油气系统也有贡献，这通过油源对比已经证实。到 130Ma 盆地第一次整体隆升时，索瓦组烃源层只进入低成熟阶段，并且生油时间较短。索瓦组烃源层地层较浅，受两期构造运动燕山和喜马拉雅运动的影响构造变形强烈，断层发育多，因此此时生成的油气保存量不大。到 5Ma，是此油气系统的关键时刻，此时生成大量成熟—高成熟油气。但后期地层大面积出露剥蚀严重，油气大量散失。

(二) 北美塘东部坳陷

1. 肖茶卡组—肖茶卡组油气系统

该油气系统的烃源层和储集层均为肖茶卡组，盖层为曲色组，肖茶卡组以上岩层为上覆岩层。第一个关键时刻是 130Ma，此时盆地内烃源岩有机质大部分已经进入高成熟阶段，并且燕山运动已经造成盆地整体隆升，发生构造变形，构造圈闭已经形成。此时生成的油气经历了燕山运动和喜马拉雅运动的破坏和调整，保存到现在。而 10Ma 是此油气系统的第二个关键时刻，该区盆地内大部分生成干气，而在中央隆起等其它埋藏较浅的地方也有生成凝析油和湿气的可能（图 5-23）。

2. 布曲组—布曲组油气系统

该油气系统的生油层和储集层都是布曲组，盖层为夏里组，布曲组以上岩层为上覆岩

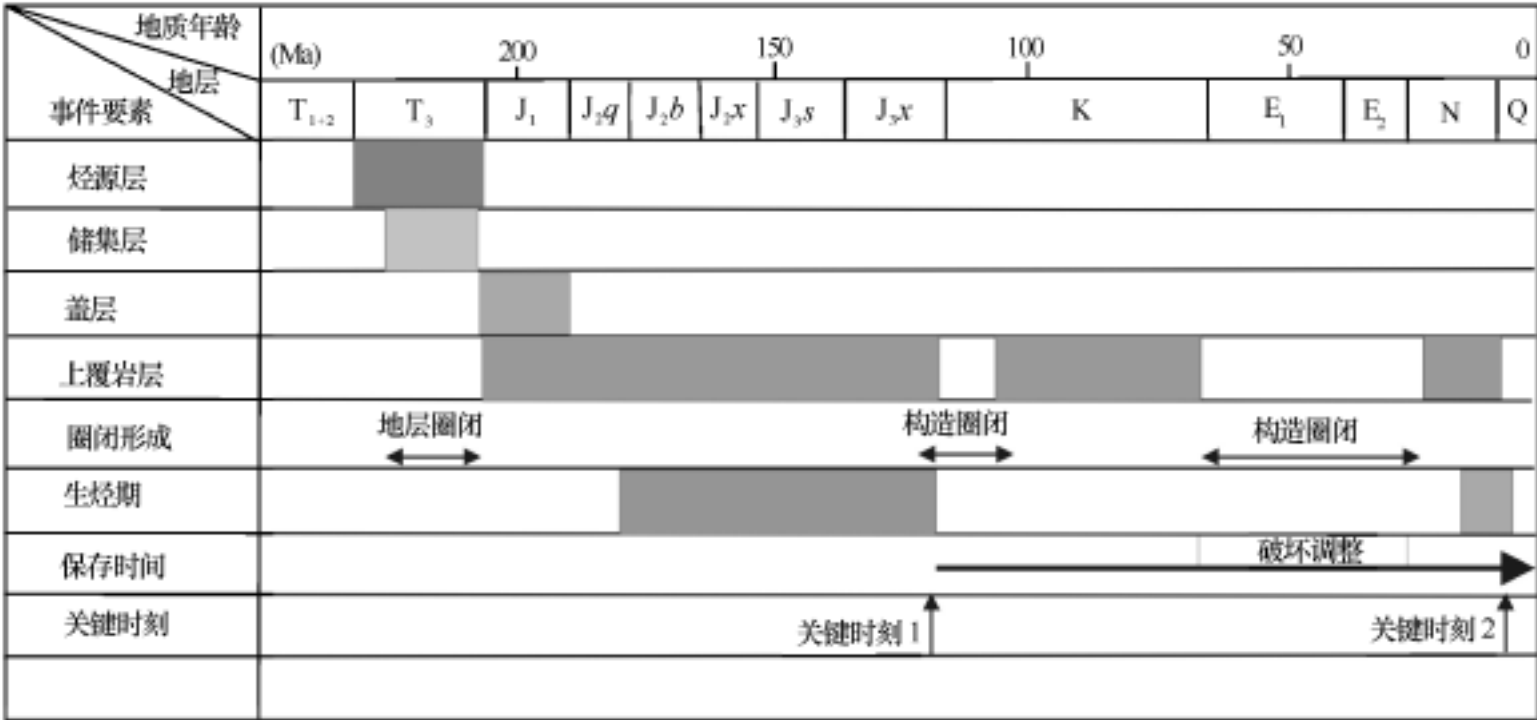


图 5 - 23 北羌塘坳陷东部肖茶卡组—肖茶卡组油气系统地质要素与事件图

层。此油气系统的第一个关键时刻是 130Ma，此时以生成低成熟—成熟油气为主。此时形成的油气藏，经历燕山运动和喜马拉雅运动的构造作用的影响，部分油气藏遭受破坏，重新调整。10Ma 是此油气系统的第二个关键时刻，此时以生成轻质油为主。此时生成的油气藏对此油气系统也有较大的贡献（图 5 - 24）。

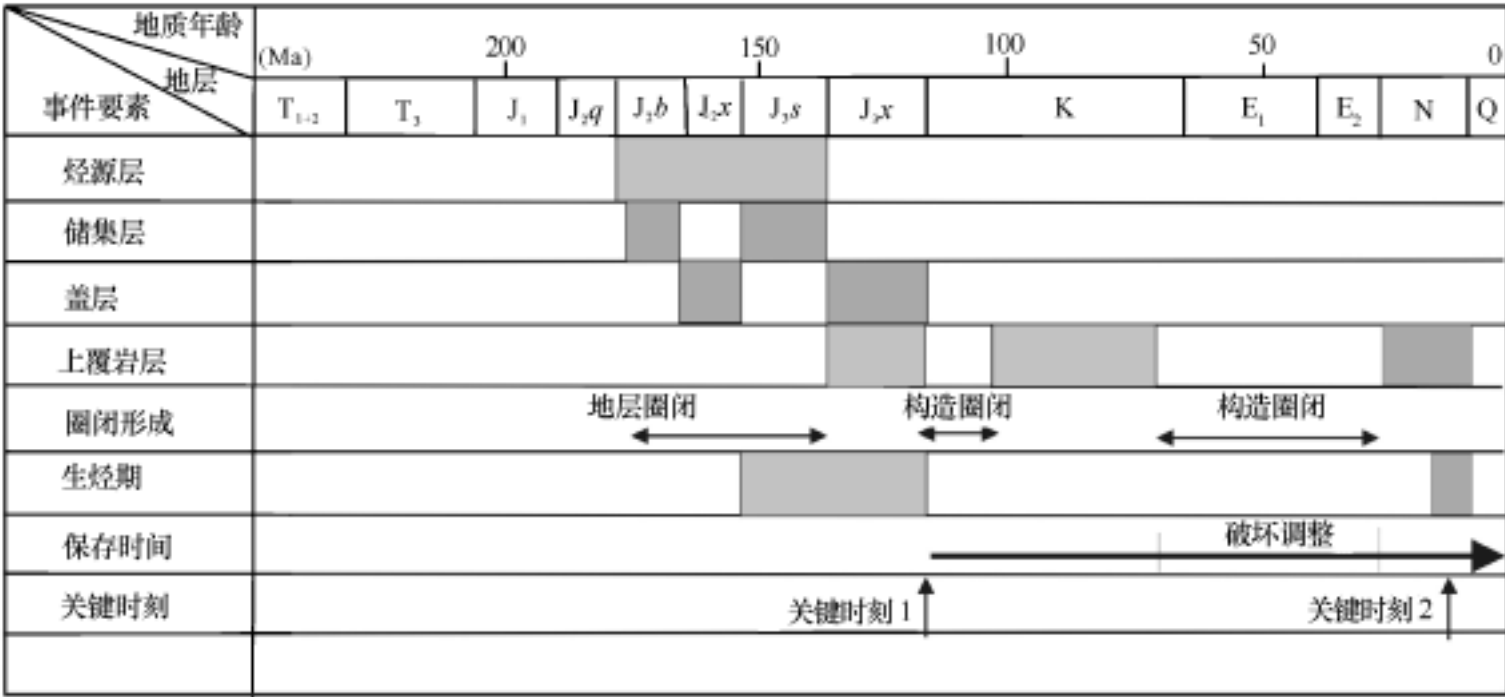


图 5 - 24 北羌塘坳陷东部中上侏罗油气系统地质要素与事件图

3. 索瓦组—索瓦组油气系统

该油气系统的生油层和储集层均为索瓦组，盖层为雪山组，局部地区索瓦组顶部也可作为盖层，索瓦组以上岩层为上覆岩层，130Ma 燕山运动造成盆地整体隆升时，索瓦组烃源层只进入低成熟阶段，并且生烃时间较短，并受两期构造运动的破坏，现今保存量不大。而 10Ma 是此油气系统的关键时刻，因为此时烃源岩有机质进入成熟—高成熟阶段，

处于生油高峰时期，并且盆地内褶皱和构造圈闭十分发育，生成的油气能够迅速运移和聚集成藏。但由于后期地层出露剥蚀使得油气大量散失（图 5 - 24）。

（三）北羌塘西部坳陷

1. 肖茶卡组—肖茶卡组油气系统

该油气系统的烃源层和储集层均为肖茶卡组，盖层为那底岗日组和雀莫错组，肖茶卡组以上岩层为上覆岩层。第一个关键时刻是 130Ma，此时盆地内烃源岩有机质大部分已经进入高成熟阶段，并且此时燕山运动已经造成盆地整体隆升，发生构造变形，构造圈闭随之形成，因此生成的油气能够迅速运移和聚集。此时生成的油气经历了燕山运动和喜马拉雅运动的破坏和调整，保存到现在。而 10Ma 是此油气系统的第二个关键时刻，区内大部分生成干气（图 5 - 25）。

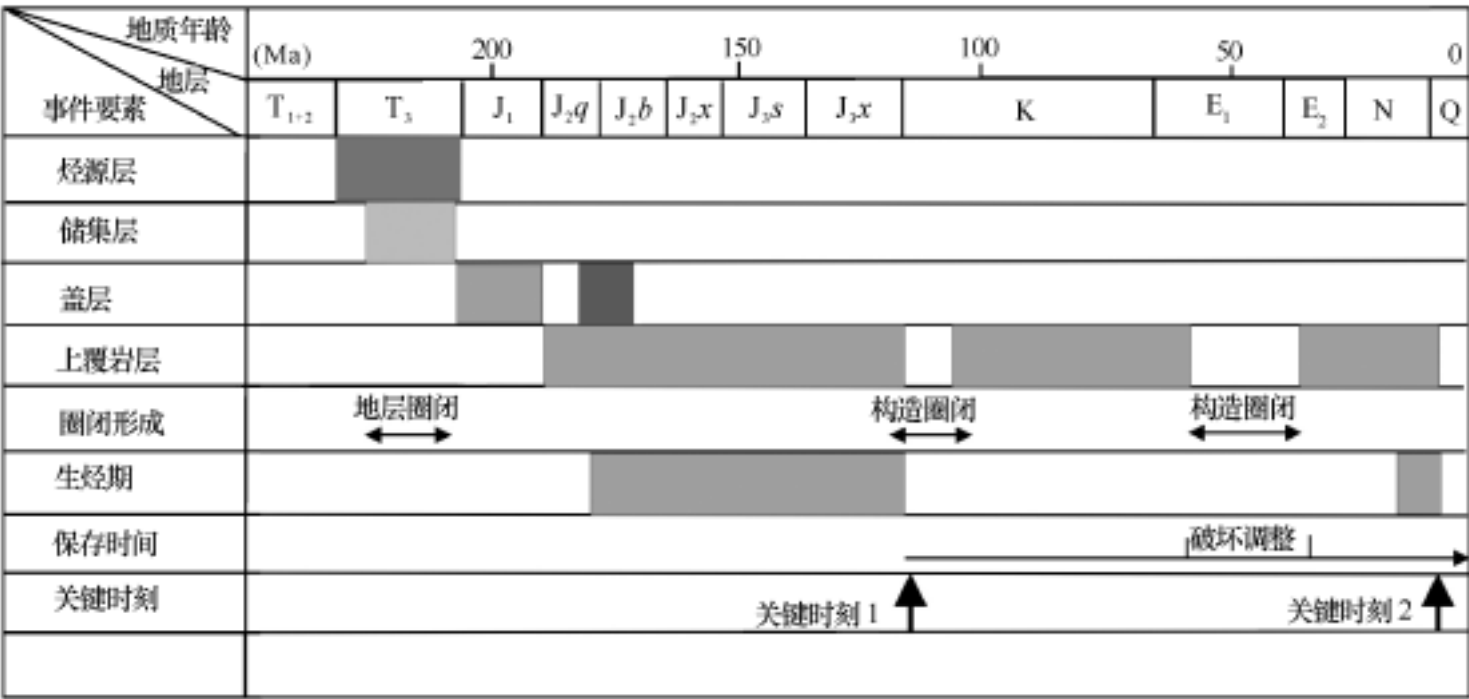


图 5 - 25 北羌塘坳陷西部肖茶卡组—肖茶卡组油气系统地质要素与事件图

2. 布曲组—布曲组油气系统

该油气系统的生油层和储集层都是布曲组，盖层为夏里组，布曲组以上岩层为上覆岩层。第一个关键时刻是 130Ma，此时以生成低成熟—成熟油气为主，所形成的油气藏，经历燕山运动和喜马拉雅运动的构造作用的影响，部分油气藏遭受破坏，重新调整。10Ma 是第二个关键时刻，此时以生成凝析气和干气为主，生成的油气藏对此油气系统也有较大的贡献（图 5 - 26）。

3. 索瓦组—索瓦组油气系统

该油气系统的主要生油层为索瓦组，兼有夏里组烃源岩的贡献，储集层为索瓦组，盖层为索瓦组上段和雪山组，索瓦组以上岩层为上覆岩层。130Ma 燕山运动造成盆地整体隆升时，索瓦组烃源层未进入生油门限，而 10Ma 是此油气系统的关键时刻，因为此时由于构造挤压和深成热流的影响，再加上烃源层埋深增加，烃源岩有机质进入成熟—高成熟阶段，处于生油高峰时期，并且盆地内褶皱和构造圈闭十分发育，生成的油气能够迅速运移和聚集成藏。但喜马拉雅运动后期隆升剥蚀严重，油气大量散失破坏（图 5 - 26）。

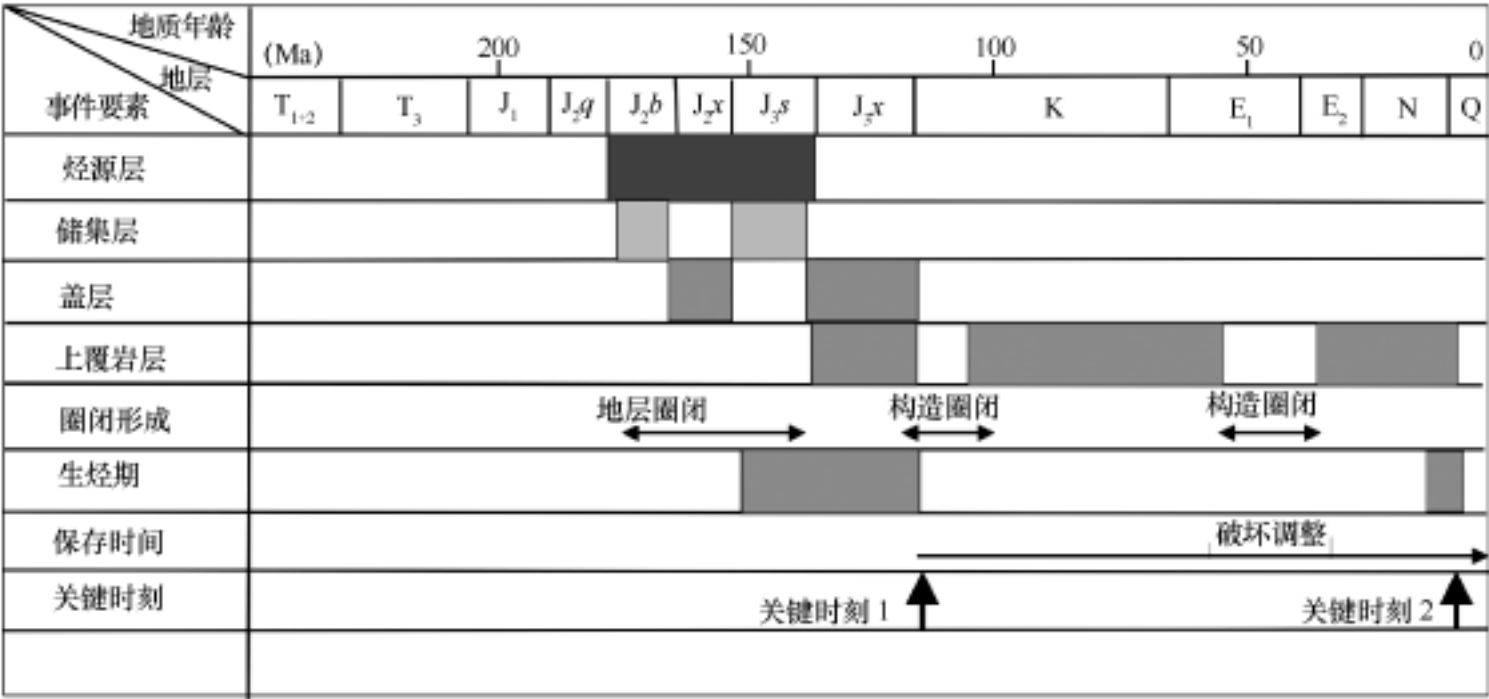


图 5-26 北羌塘坳陷西部中上侏罗油气系统地质要素与事件图

三、油气系统资源量预测

估算各油气系统资源量，对于评价羌塘盆地油气系统及进行远景评价有着重要意义。由于羌塘盆地勘探程度相对较低，对于其资源量的评价，主要采用有机碳法估算各油气系统生烃量，再结合运聚系数研究，计算出各油气系统资源量，从而评价各油气系统运景。

（一）各油气系统资源量计算

1. 计算结果

计算的羌塘盆地各油气系统中生界烃源岩生烃量和资源量如表 5-20 示。

羌塘盆地中生界经历了侏罗纪晚期至白垩纪的燕山运动和古、新近纪喜马拉雅运动等多期构造运动的演化，其中侏罗纪末—白垩纪初的第一次生成的烃类经历后来强烈的构造运动，加之多数储集层抬升出露地表，所生成的油气难于保存下来，只有二次生烃对于油气成藏有利。因此，参照塔里木盆地和国外盆地油气运聚系数将羌塘盆地油气运聚系数取最低值 1%。由于上侏罗统索瓦组在南北羌塘坳陷均大面积出露地表，因此，索瓦组—索瓦组油气系统的运聚系数取零来计算。

羌塘盆地中生界各油气系统总生烃量为 13782.32×10^8 吨，资源量为 113.30×10^8 吨。依据各油气系统生油或生气的差异，将各油气系统资源量列成表 5-20。

2. 油气系统比较

从表 5-20 可看出，肖茶卡组—肖茶卡组油气系统资源量最大，达 68.4×10^8 吨，但以生气为主；布曲组—布曲组油气系统资源其次，为 42.61×10^8 吨，在南羌塘坳陷和北羌塘坳陷东部，该系统以生油为主，而北羌塘坳陷西部则以生气为主；夏里组—布曲组油气资源量最小，为 2.29×10^8 吨，分布于南羌塘坳陷，以生油为主。

表 5－20 羌塘盆地各油气系统中生界烃源岩生烃量和资源量表

北羌塘拗陷	二级构造单元	油气系统	$\frac{\text{面积}}{10^4\text{km}^2}$	岩性	有效烃源岩厚度 /m	$\frac{\text{TOC}}{\%}$	Kc	$\frac{\text{生烃量}}{10^8\text{t}}$	$\frac{\text{资源量}}{10^8\text{t}}$	$\frac{\text{合计资源量}}{10^8\text{t}}$
	东部	J ₃ s - J ₃ s (·)	4. 2770	灰岩	263. 5100	0. 1900	2. 1000	766. 2462	0. 0000	50. 36666
				泥岩	37. 4500	0. 3900	1. 7000	121. 1723	0. 0000	
		J ₂ b - J ₂ b (·)	4. 2840	灰岩	356. 6800	0. 3200	1. 8900	1415. 6434	14. 1564	
				泥岩	238. 5300	0. 3400	1. 7200	693. 1921	6. 9319	
		T ₃ x - T ₃ x (?)	2. 7250	灰岩	40. 0000	0. 4000	1. 9700	137. 5764	1. 3758	
				泥岩	661. 1400	0. 8100	1. 6900	2790. 2543	27. 9025	
	西部	J ₃ s - J ₃ s (·)	1. 8140	灰岩	325. 6400	0. 4100	1. 8900	701. 1881	0. 0000	36. 08599
				泥岩	39. 6800	1. 8100	1. 7000	252. 7175	0. 0000	
		J ₂ b - J ₂ b (·)	1. 4660	灰岩	249. 9900	0. 2200	1. 9400	246. 5431	2. 4654	
				泥岩	115. 0900	1. 1800	1. 7900	435. 8433	4. 3584	
		T ₃ x - T ₃ x (?)	1. 9810	灰岩	148. 5900	0. 1200	1. 9300	106. 8622	1. 0686	
泥岩				459. 7100	1. 3300	1. 8400	2819. 3507	28. 1935		
南羌塘拗陷	J ₃ s - J ₃ s (·)	1. 7000	灰岩	344. 5000	0. 2700	2. 0000	514. 3842	0. 0000	26. 85418	
			泥岩	37. 5000	0. 8200	1. 6600	95. 6066	0. 0000		
	J ₂ x - J ₂ b (!)	0. 6230	灰岩	59. 7500	0. 3000	1. 9400	34. 1476	0. 3415		
			泥岩	136. 7700	1. 2300	1. 6700	194. 5846	1. 9458		
	J ₂ b - J ₂ b (·)	2. 3680	灰岩	259. 7800	0. 2600	1. 8800	457. 8562	4. 5786		
			泥岩	333. 7500	0. 6900	1. 6700	1012. 4571	10. 1246		
	T ₃ x - T ₃ x (?)	2. 3700	灰岩	156. 2500	0. 2200	1. 9600	254. 4181	2. 5442		
			泥岩	284. 1700	0. 7400	1. 5300	731. 9542	7. 3195		
总计	113. 3068									

3. 各区块比较

北羌塘拗陷西部资源量 36. 08× 10⁸ 吨， 以气体为主； 北羌塘拗陷东部资源量 50. 37× 10⁸ 吨， 其中油 21. 09× 10⁸ 吨， 气 29. 28× 10⁸ 吨； 南羌塘拗陷资源量 26. 85× 10⁸ 吨， 其中油 16. 99× 10⁸ 吨， 气 9. 86× 10⁸ 吨。

因此， 从以找油为主的角度来看， 南羌塘拗陷和北羌塘拗陷东部应列为首要勘探拗陷。

(二) 油气系统勘探优选

由各油气系统的综合分析， 布曲组—布曲组油气系统以产油为主 (表 5－21)， 资源量达 35. 79 亿吨， 主要分布在北羌塘拗陷东部、 南羌塘拗陷， 是最有利的油气系统。 夏里组—布曲组也是以产油为主， 但资源量较少， 是唯一一个发现的油气系统， 目前的发现主要集中在南羌塘拗陷， 虽然已经被破坏， 但在其他保存条件较好的地区， 仍有发现油气藏的可能， 因此可以列为次有利的油气系统。 肖茶卡组—肖茶卡组油气系统资源丰富， 各个拗陷均有分布， 但以产气为主， 且勘探目的层较深， 因此列为差的油气系统。

表 5 - 21 羌塘盆地三大区块油气系统资源量 (w_B /10⁸ t)

区 块 油 气 系 统	南羌塘坳陷		北羌塘坳陷东部		北羌塘坳陷西部	
	油	气	油	气	油	气
T ₃ x - T ₃ x		9. 86		29. 28		29. 26
J ₂ b - J ₂ b	14. 70		21. 09			6. 82
J ₂ x - J ₂ b	2. 29					
合 计	26. 85		50. 37		36. 08	

第七节 羌塘盆地油气综合评价及区块优选

一、综合评价要素及评价标准

(一) 综合评价要素

油气评价是一项复杂的系统工程。基于羌塘盆地现有资料和研究程度，注重了如下因素：沉积盆地性质、沉积相、生油层、储层、盖层、生储盖组合、构造圈闭、保存条件、油气苗（或显示）与含油构造的一致性，兼顾盆地内部的古隆起、基底凸起、基底断裂、不整合面等因素。

1) 盆地的性质，与沉积格架、内部结构、油气成藏期的动力学状态以及分布特点等相关，因此也影响着油气的运移指向和富集规律。笔者提出，羌塘盆地侏罗纪时期是一个被动大陆边缘裂陷-坳陷盆地。据统计，在被动大陆边缘盆地，大型油气聚集区的有利部位是：盆地的沉积枢纽带、断隆带的两侧、构造隆起（或构造结）区等（Carmalt SW, 1986）。

2) 沉积相，与油气的生、储、盖层的展布密切相关，因此与油气藏聚集有着直接的关系。

3) 生油层，是油气藏形成的物质基础。要形成大型油气田，首先必须具有相当大体积的富含有机质的沉积物。据统计，大型油气田的生油层的有机碳含量平均值变化通常在0.2% ~1.2%之间。羌塘盆地生油层丰富，且有机碳含量大多在该范围，甚至更高，因此，具有形成大型油气田的物质基础。

4) 储集层，储集体的面积、有效厚度、孔隙度和渗透率等直接决定着油气田的规模。

5) 盖层，是盆地内油气保存的重要基础条件，区域性盖层对油气的保存具有重要意义。泥岩/页岩、蒸发岩和致密灰岩都可以作为区域性盖层。据统计，全球的大型油气盆地，必然存在良好的区域性盖层，其中与泥页岩有关的盖层占65%，与蒸发岩有关的占33%，与致密灰岩有关的占2%。对于古生界目的层或构造强烈地区，必须有区域性蒸发岩盖层才能形成大型油气藏（Carmalt SW, 1986）。

6) 构造圈闭，是油气藏的重要储藏空间，其类型、大小、封闭性能以及圈闭时限与烃类生成运移的有效时间配置关系等也是评价油气田规模的重要因素。

7) 保存条件，是评价油气有利区块的重要因素，因为油气藏是最易遭受破坏的矿产

资源，尤其在青藏高原这一构造活动较强的特殊地区更加重要。初步证实，羌塘盆地内部具有强弱相间的格局，规模较大的稳定区块（见第四章），因此，在评价保存有利区时，首先考虑的是区内岩浆火山作用不发育，在后期改造强度方面，位于弱改造的稳定区；其次是地表出露地层相对较新，一般应为上侏罗统地层，同时被新生代沉积覆盖，主要盖层和储层未出露地表，剥蚀程度低的地区；第三是成藏后的保存时间短，油气藏得以保存的概率高的含油气系统分布区。

8) 古隆起，与大型油气田的形成有密切关系。通常，古隆起具有有利的运移和储集条件，是地质时期油气运移的主要指向。

9) 不整合面，对油气藏的形成和聚集的意义主要在于：能够促进圈闭的发育，改善储集岩的性能，作为油气运移的良好输导层。但是，如果一个盆地内区域性不整合面的次数增加，会增加储油气层的数量，从而降低储量的浓集系数。涅斯捷洛夫（1975）认为，当其它因素相同时，区域性不整合面不超过3次的沉积盆地对油气的高度聚集最有利。

10) 基底断裂，在盆地沉积与改造期间往往会向上覆地层发展，成为油气纵向运移的主要通道。许多大型油气田沿基底断裂分布，还因为基底断裂交叉带上的构造活动性加强，有助于储集岩性能的改变；断裂交叉带处于基底和盖层的高变形带，有可能形成大型的高背斜；盆地中基底断裂所在位置往往是海岸或海底上的枢纽带。

11) 油气苗，是盆地内或某一区域内有石油生成的证据。一般来说，油气苗很丰富的盆地，其地下油气储量也很丰富。许多油气苗可以通过曲折的通道与下倾的油气藏相联系，但是，直接位于大油气田之上的油气苗却很少。在东南亚多个油气盆地中，油气苗主要分布在强烈断裂褶皱带上，油田则分布于油气苗集中区的靠盆地一侧。

（二）油气有利区块的评价标准

依据羌塘盆地石油地质特征和上述评价因素，将羌塘盆地油气远景区划分为有利区、较有利区、较差区3种类型（表5-22）。

二、有利远景区及其基本特征

在综合考虑上述评价因素的基础上，笔者提出了A区、B区、C区、D区、E区5个远景区（图5-27）。

（一）吐坡错-半岛湖远景区（A区）

该区位于北羌塘坳陷中部的琵琶湖-半岛湖低凸起之上，长237km，宽49km，面积约 $1.16 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，呈北西向展布。地表露头以新生界和上侏罗统索瓦组、雪山组为主，主要勘探目的层为布曲组和索瓦组下段，其次为三叠系肖茶卡组。

1. 生、储、盖条件

（1）生油条件

该区西北部发育肖茶卡组陆棚相烃源岩；北东侧发育布曲组和索瓦组下段两套潟湖相泥灰岩、泥岩生油岩系；西南侧发育肖茶卡组陆棚相泥灰岩、页岩生油岩系，布曲组台盆相泥灰岩、泥岩生油岩系，索瓦组下段台盆相泥灰岩、泥岩生油岩系和潟湖相油页岩，以及白龙冰河组和索瓦组上段的海湾相泥灰岩、泥岩和页岩生油岩系，有丰富的油气供给源。

表 5-22 羌塘盆地油气区块划分表

优选因素	有利区 (I 级)	较有利区 (II 级)	较差区
生、储、盖层条件	烃源岩厚度大，生烃强度高；储集层分布稳定，盖层岩石类型好、膏盐发育；生储盖组合在垂向上配置合理	烃源岩厚度大，储集层岩石类型好，盖层岩石类型好；生储盖组合在垂向上配置较为合理	烃源岩厚度小，地表出露岩系时代较老，储集层、盖层发育差
构造条件	圈闭时限与烃类生成运移的有效时间配置合理，构造圈闭的类型多，圈闭面积大，变形强度弱，开启性断层少且规模小	圈闭时限与烃类生成运移的有效时间配置较为合理，构造圈闭的类型单一，圈闭面积较小，变形强度较弱	构造圈闭发育程度差，变形强度大，断裂活动性大
保存条件	成藏后保存时间短，地表出露地层较新，新生代沉积覆盖，区内岩浆火山作用不发育，位于稳定区	成藏后的保存时间较短，地表出露地层相对较新，新生代沉积覆盖，区内岩浆火山作用微弱，位于较稳定区	地表出露地层相对老，中生代地层大量剥蚀，区内岩浆火山作用强烈，位于构造活动区
油气显示	地表化探异常明显，具有油气显示，油气显示与含油构造具有一致性	地表化探异常明显，地表存在油气显示，油气显示与含油构造较为一致	地表化探异常较差，无油气显示

(2) 储层条件

储层以布曲组和索瓦组下段碳酸盐岩最为有利，主要为台地相点礁灰岩和滩灰岩。

(3) 盖层条件

该区发育 3 套区域性盖层，分别是中侏罗统雀莫错组泥岩、粉砂岩，夏里组粉砂岩、泥岩、石膏和索瓦组上段泥岩和粉砂岩。盖层的出露与剥蚀中等，能够保持对油气藏的封盖。

总体上，该区生储盖层关系匹配较好，具有两次生烃作用及其配套的成藏条件。烃源岩热演化史研究及圈闭形成期分析表明，该区不仅具有晚侏罗世末—早白垩世区域性的一次生烃过程及其配套的成藏过程，而且，区内广泛接受了新近系的沉积，主要烃源层在新近纪具有第二次生烃过程，并且与圈闭形成期有良好的配置关系，具有较其他地区更为有利的油源条件与多期成藏的优越性。由于两次生烃作用的存在，使该区油气生成—运移—聚集成藏的关键时刻延续到新近纪末。第二次生烃后，该区以整体隆升作用为主，褶皱变形弱，因此对已经形成的油气藏的破坏性不大。两次生烃、多期成藏构成了该区独特的油气成藏特点。

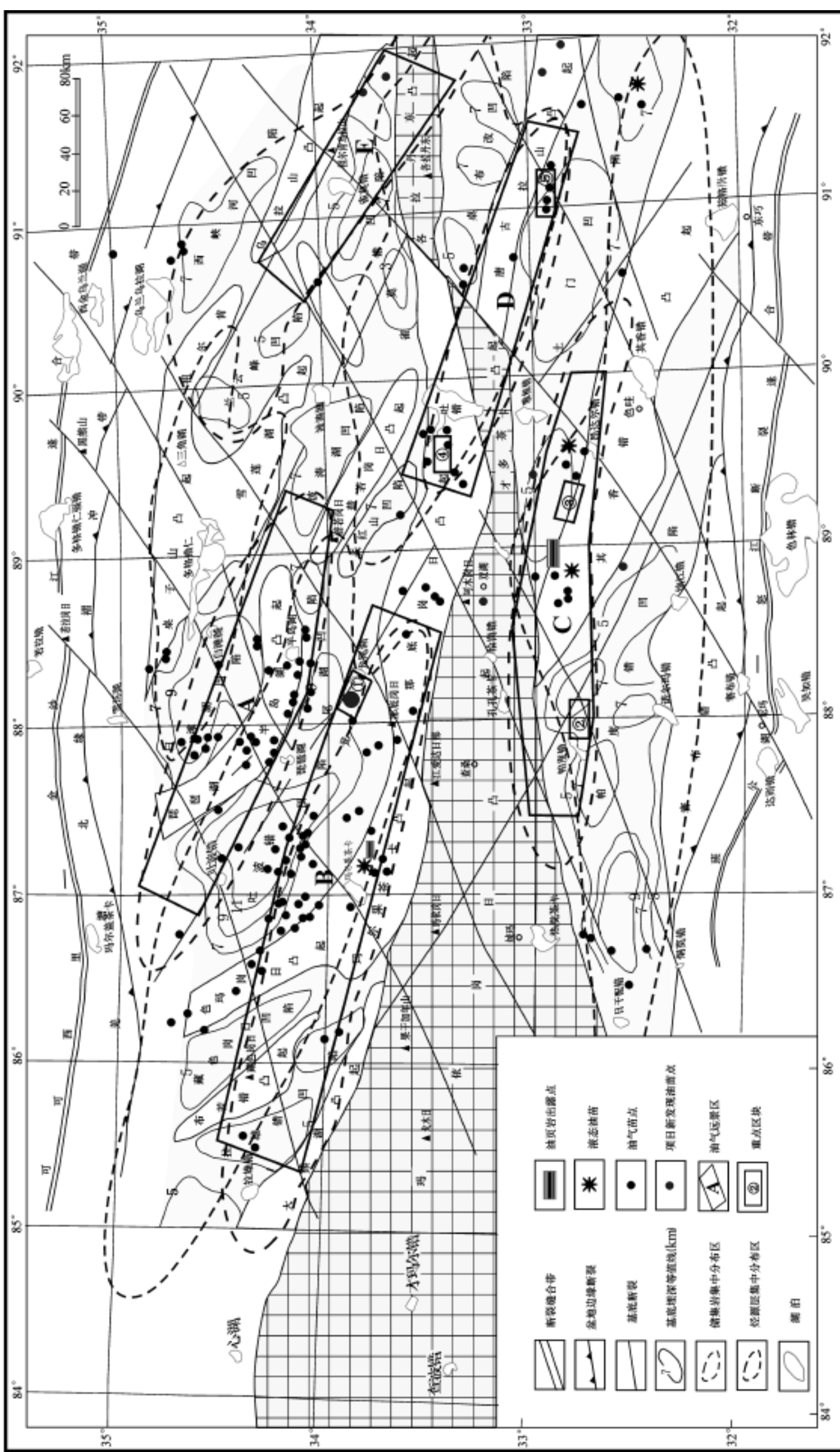


图5-27 青藏高原羌塘盆地油气远景综合评价图

A区：吐坡错—半岛湖远景区 B区：布若错—那底岗日远景区 C区：帕度错—昂达尔错远景区 D区：吐错—土门远景区 E区：雀莫错远景区。

①龙尾湖重点区块 ②帕度错重点区块 ③隆鄂尼—昂达尔错重点区块 ④托纳木—竺根重点区块 ⑤达卓玛重点区块

2. 保存条件

该区地表出露地层以索瓦组和古、新近系为主，中侏罗统夏里组、布曲组仅在局部零星出露，与羌塘盆地其它地区相比，地表地层明显偏新，剥蚀程度低，整体具有相对有利的保存条件。另外，从后期构造改造强度分析，该区后期改造强度较弱，是羌塘盆地中相对稳定的构造单元。

3. 构造条件

该区中浅层构造以轴向东西、北西向的褶皱为主，此外还有少量断层构造，该区最显著的特点是背斜构造发育，构造上处于羌北中部复向斜带和羌北南部复背斜带。其中面积大于 50km^2 的背斜有 12 个，背斜核部出露最老地层一般为上侏罗统索瓦组，背斜形态多呈圆弧状、箱状；面积大于 100km^2 的大型背斜带有 3 个，即金星湖背斜带 (200km^2)、光明湖背斜带 (174km^2)、碎石沟背斜带 (119km^2)；同时还发育了诸多面积大于 70km^2 的背斜，如万安湖背斜 (80km^2)、云影湖背斜 (92km^2)。此外该地区也是羌塘盆地中生物礁、颗粒滩、白云岩等岩性圈闭最为发育的地区，是良好的岩性圈闭。目前在地表玉盘湖南、半岛湖黑虎岭、确旦错等地已发现大量油气显示。综上所述，吐坡错—半岛湖地区成藏条件优越，应是羌塘盆地首选的有利远景区。

4. 其它条件

在成盆期，它还处于断隆带位置，侏罗系底部发育古暴露不整合面，是油气运移的良好通道，有利于成藏期大量油气不断地向该指向区聚集。大量油气苗的发现说明其附近可能有油气藏。

(二) 布若错-那底岗日远景区 (B 区)

该区位于中央隆起带北侧的布若错-玛尔果茶卡-那底岗日低凸起之上，长约 313 km，宽约 46km，面积约 $1.44 \times 10^4\text{km}^2$ ，呈北西西向展布，是一个含有肖茶卡组、那底岗日组、布曲组和索瓦组下段等多个目的层的有利远景区。

1. 生、储、盖条件

1) 生油条件。该区北侧发育肖茶卡组陆棚相泥灰岩、页岩生油岩系，布曲组、索瓦组下段的台盆相泥灰岩、泥岩生油岩系，索瓦组下段潟湖相油页岩，以及以及白龙冰河组和索瓦组上段的海湾相泥灰岩、泥岩和页岩生油岩系。油源较为丰富。

2) 储层条件。区内的储集层主要有肖茶卡组滩灰岩、那底岗日组沉火山碎屑岩、布曲组和索瓦组下段的开阔台地相滩灰岩。

3) 盖层条件。区内同样发育盆地内的 3 套区域性盖层，并且是膏盐盖层较集中发育的地区。该区南部受后期一系列向北的冲断构造影响，地层的出露与剥蚀较强，但北部相对稳定，且大多被古、新近系十分发育的膏盐层覆盖，是封盖较好的地区。

2. 保存条件

从地层保存方面分析，该区出露地层以中—上侏罗统为主，其上又部分被古、新近系覆盖，就整个羌塘盆地而言，该区出露地层层位相对较新，相对有利于油气保存。

3. 构造条件

总体上，该区具有油气保存有利的构造条件，从其在盆地中的构造位置来看，处于北羌塘坳陷区中的中部复向斜带和南部复背斜带，中部复向斜带是盆地中最为稳定的构造单元，该区构造圈闭最为显著的特点是背斜构造发育，发育了一系列轴向东西、北西西向的

背斜，而且面积较大，如长梁山复背斜，菊花山复背斜等大型构造圈闭。

4. 其它条件

该区位于羌北坳陷向中央隆起带过渡的沉积枢纽带上，是羌北坳陷油源运移的主要指向区，而且是侏罗系底部古暴露不整合面与侏罗系基底断裂（断陷期北西向断裂）的交汇部位，有利于油气自源区运移并向该区聚集。区内油气苗丰富，尤其是在龙尾湖以西发现的盆地内规模最大的沥青脉（谭富文等，2002），说明附近有古油藏的存在。

（三）帕度错-昂达尔错远景区（C区）

该区位于帕度错-比诺错-昂达尔错一带，长约234 km，宽约33 km，面积约 $0.77 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，近东西向展布，中部发育其香错低凸起。区内已发现有隆鄂尼古油藏，向东断续延伸至昂达尔错，构成一个古油藏带，显示极好的找油前景，是一个以日干配错组、布曲组和索瓦组下段为目的层的有利远景区，而且交通方便，经济意义大。

1. 生、储、盖条件

（1）生油条件

区内生油岩系十分发育，为侏罗系陆棚相泥灰岩、页岩、泥岩生油层，厚度大，大多处于成熟-高成熟阶段，尤其是在毕诺错一带出露的油页岩，是良好的生油岩系。

（2）储层条件

储集层为日干配错组的生屑灰岩、核形石灰岩、鲕粒灰岩和少量礁灰岩，以及布曲组和索瓦组下段的浅滩相灰岩和岸礁相灰岩。后者厚度较大，分布较稳定，多为低孔低渗型，局部发育中低孔中渗型储集岩，为盆地内所发现最好储集岩。

（3）盖层条件

盖层为侏罗系陆棚相薄层状粉砂岩、泥岩、页岩、泥灰岩组合，厚度大，分布广泛、稳定，发育在曲色组、色哇组和索瓦组等多个层位。

2. 保存条件

该区总体位于南羌塘坳陷区中部，构造活动性相对于北羌塘坳陷较强，但在南羌塘坳陷中该区又是相对稳定的地区，属于活动地区中的稳定地带。另外，该区地表出露地层相对较新，以夏里组与索瓦组为主，使肖茶卡组、布曲组、曲色组中形成的油气藏在后期改造过程中得以保存，尤其是西部的帕度错一带，大部分被帕度错古、新近纪盆地沉积物所覆盖，保存条件良好。

3. 构造条件

地表构造研究表明，该区主体位于南羌塘复背斜带，存在大量规模较大的背斜构造，是凹陷中的浅部隆起，是极为有利的构造圈闭。大量统计发现，该区背斜轴向主要为东西—北西西向，核部出露地层以中、下侏罗统和上三叠统为主，背斜形态较为开阔，两翼对称，此外还发育少量东西、北西西、北东向逆断层。地表背斜以桑嘎尔塘布背斜规模最大，出露面积约 150 km^2 ，其它较大型背斜还有帕度错背斜（ 80 km^2 ）、巴枸桑木雀背斜带（ 120 km^2 ），这些背斜核部地层主要为中侏罗统布曲组—夏里组，翼部为上侏罗统索瓦组。

（四）吐错-土门远景区（D区）

该区位于吐错—达卓玛—土门一带，长约214 km，宽约29 km，面积约 $0.62 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，呈北西向展布。

1. 生、储、盖条件

(1) 生油条件

区内油源供给丰富，内部发育肖茶卡组沼泽相页岩、煤层等良好的腐质型生油岩系，北侧有布曲组台盆相泥灰岩、泥岩生油层，南侧有侏罗系陆棚相泥灰岩、页岩、泥岩生油层，尤其是索瓦组泥灰岩生油层，已经证实是一套极具生油潜力的生油岩层。

(2) 储层条件

区内主要发育肖茶卡组三角洲相砂岩以及索瓦组下段台地浅滩相灰岩储层，所处位置是中央隆起带东段低凸起与唐古拉山低凸起的交汇部位，是油源运移指向的良好地区。在吐错、达卓玛等地都有很好的油气显示。

(3) 盖层条件

盖层质量较好，雀莫错组、夏里组和雪山组三角洲平原相泥岩、粉砂岩区域性盖层发育，并含有多层石膏盖层。

2. 保存条件

该区总体位于羌塘隆起带，构造活动性相比较强，但隆起带的两侧，如吐错、达卓玛两地区仍属相对稳定的区块，且地表出露地层相对较新，以夏里组与索瓦组为主，其上又被部分被白垩系—新近系覆盖，使肖茶卡组、布曲组、曲色组中形成的油气藏在后期改造过程中得以保存。在隆起区以及土门一带，储集体的规模较小，分布不稳定，且受后期构造作用强度大，目的层大多暴露，保存条件较差。

3. 构造条件

地表构造研究表明，该区主体凹陷中的浅部隆起带上，区内发育两个规模较大的背斜构造，即笙根背斜（出露面积约 125 km^2 ）和达卓玛复式背斜（面积约 1150 km^2 ），背斜核部出露地层主要为中、上侏罗统。

(五) 雀莫错远景区（D区）

该区位于祖尔肯乌拉山—雀莫错—雁石坪一带，呈北西向展布。区内发育的储集层，西北部为肖茶卡组和雀莫错组三角洲前缘相砂体，南东部为布曲组和索瓦组下段的台内点礁和浅滩相灰岩。生油岩系主要是内部的肖茶卡组沼泽相页岩、泥岩和煤层，其次是布曲组台盆相泥灰岩和泥岩。盖层为雀莫错组、夏里组和雪山组潮坪与三角洲平原相粉砂岩和泥岩，中石膏盖层十分发育。区内储集体规模较小，分布不稳定，而且受后期构造作用强度大，目的层暴露多，且多处发育古、新近系火山岩，可保留油气田规模不大，勘探工作难度大，但交通方便。

三、勘探靶区初步预测

根据前述评价的地质依据，并参考以往的工作程度和地理条件，从上述各远景区中筛选出5个重点区块作为近期的勘探目标——龙尾湖区块、帕度错区块、托纳木—笙根区块、隆鄂尼—昂达尔错区块及土门达卓玛区块。需要说明的是，A区以及B区西段，由于交通位置偏远，本次预测中未考虑，但其中不乏油气地质条件良好的区块，如A区的金星湖背斜、黄水湖—琵琶湖背斜带、黄山背斜区等，B区的菊花山背斜、玛尔果茶卡背斜区等。

(一) 帕度错区块

该区块位于帕度错—昂达尔错远景区内，坐标位置为 $E87^{\circ}29'18''$ — $88^{\circ}03'58''$ 、 $N32^{\circ}49'$

19°—33°00′19″，面积 1000km²，交通较方便。构造上属中央隆起带南缘与其香错低凸起交汇部位，是油气运移聚集的集中指向区。其油气构造圈闭为隆鄂尼复式背斜的西延部分，出露面积约 150 km²，核部地层为中侏罗统布曲组，翼部地层为中侏罗统夏里组。它还是地表断续出露的隆鄂尼-昂达尔错古油藏带的西延部位，油气勘探的目的层有日干配错组、布曲组和索瓦组下段，其上大部分被帕度错古、新近纪盆地沉积物所覆盖，且构造相对稳定，保存条件好，而且交通方便，经济意义大。

区内生油岩系十分发育，为侏罗系陆棚相泥灰岩、页岩、泥岩生油层，厚度大，大多处于成熟-高成熟阶段，尤其是在比诺错一带出露的油页岩，是良好的生油岩系。

储集层为日干配错组的生屑灰岩、核形石灰岩、鲕粒灰岩和少量礁灰岩，以及布曲组和索瓦组下段的浅滩相灰岩和岸礁相灰岩。后者厚度较大，分布较稳定，多为低孔低渗型，局部发育中低孔中渗型储集岩，为盆地内所发现最好储集岩。

盖层为侏罗系陆棚相薄层状粉砂岩、泥岩、页岩、泥灰岩组合，厚度大，分布广泛、稳定，发育在曲色组、色哇组和索瓦组等多个层位。

（二）龙尾湖区块

该区块位于布若错-那底岗日远景区东端，坐标位置为 E88°00′00″—88°29′12″、N33°46′00″—33°56′15″，面积约 700km²，交通较方便。

该区圈闭构造为长龙山背斜，出露面积约 60km²，核部地层为上侏罗统索瓦组下段，翼部地层为上侏罗统索瓦组上段，上部大部被古、新近纪覆盖。

该区位于中央隆起带北侧的布若错-玛尔果茶卡-那底岗日低凸起之上，含有肖茶卡组、那底岗日组、布曲组和索瓦组下段等多个油气勘探目的层。区内油源丰富，东侧同一沉积相带出露油页岩（含轻质油苗）；储、盖层发育；地表新生代构造强度中等，部分被古、新近系膏盐层覆盖，保存条件好；油气苗丰富，在其内有盆地内目前已发现最大规模的沥青脉（谭富文等，2002）。

生油岩系主要发育在北侧，有肖茶卡组陆棚相泥灰岩、页岩，布曲组、索瓦组下段的台盆相泥灰岩、泥岩生油岩系，索瓦组下段潟湖相油页岩，白龙冰河组和索瓦组上段的海湾相泥灰岩、泥岩和页岩生油岩系。

储集层主要有肖茶卡组滩灰岩、那底岗日组沉火山碎屑岩、布曲组和索瓦组下段的开阔台地相滩灰岩。

区内发育 3 套区域性盖层，分别是中侏罗统雀莫错组泥岩、粉砂岩，夏里组粉砂岩、泥岩、石膏和索瓦组上段泥岩和粉砂岩，并且是膏盐盖层较集中发育的地区。盖层的出露与剥蚀中等，能够保持对油气藏的封盖。

该区块位于羌北拗陷向中央隆起带过渡的沉积枢纽带上，是羌北拗陷油源运移的主要指向区，而且是侏罗系底部古暴露不整合面与侏罗系基底断裂（断陷期北西向断裂）的交汇部位，有利于油气自源区运移并向该区聚集。

（三）托纳木-笙根区块

该区块位于吐错-土门远景区北端，普若岗日之南，坐标位置为 E89°00′—89°30′、N33°20′—33°45′，面积 2500km²，交通较方便。

地表主要以雪山组为主的上侏罗统所覆盖。发育大小背斜构造 10 余个，其中笙根背斜与托纳木背斜呈南凸的东西向弧形，两者个体规模较大（25km×6km，35km×14km），

油气的聚集上十分有利。

油气勘探的目的层为肖茶卡组 and 索瓦组下段。区内主要发育肖茶卡组三角洲相砂岩以及索瓦组下段台地浅滩相灰岩储层；油源供给丰富，内部发育肖茶卡组沼泽相页岩、煤层等良好的腐质型生油岩系，北侧有布曲组台盆相泥灰岩、泥岩生油层，南侧有侏罗系陆棚相泥灰岩、页岩、泥岩生油层，尤其是索瓦组泥灰岩生油层，已经证实是一套极具生油潜力的生油岩层；盖层质量较好，雀莫错组、夏里组和雪山组三角洲平原相泥岩、粉砂岩区域性盖层发育，并含有多层石膏盖层。

（四）隆鄂尼-昂达尔错区块

该区块位于帕度错-昂达尔错远景区内，双湖之南，坐标位置为 E88°50′—89°35′、N32°40′—32°55′；面积 2000km²，交通方便。构造上位于南羌塘坳陷区东羌塘坳陷西北部，中央潜伏隆起之南侧。地表上侏罗统（索瓦组或雪山组）大片分布，局部地区因断层抬升、剥蚀而出露少量夏里组甚至布曲组，如隆鄂尼古油藏出露区，但绝大部分地区仍有夏里组及其以上层位被保存。重点区块内有大小背斜构造 7 个，如日阿梗背斜及 5087 背斜等，这些背斜均由上侏罗统索瓦组构成，背斜核部出露索瓦组及夏里组。因此，这些背斜构造较完整地保存了中生界的 4 个生储盖组合。

烃源岩较为发育，统计表明其中上三叠统肖茶卡组泥质烃源岩厚为 300 ~500m、碳酸盐岩类厚 100 ~300m，中、上侏罗统泥质烃源岩厚 100 ~500m、碳酸盐岩类厚为 400 ~600m，而且中、上侏罗统有机质成熟度 R_o 为 1.0% ~1.3%，适为成熟阶段，肖茶卡组 $R_o < 1.3\%$ ，也处于成熟阶段。至于储层，该区块则以发育白云岩为其重要特征。在西起隆鄂尼东到昂达尔错 60 余公里的区间，广泛分布有储集性能良好，且厚度在 50 ~500m 的中—细晶白云岩。如西部的隆鄂尼，白云岩厚 218.7 ~510m，加那厚 280m，东邻的角陇错厚 237m。东部昂达尔错附近的如日夏玛厚 49.3m、日尔尔保厚 51.4m。其储油物性隆鄂尼、隆鄂尼西、昂达尔错各层白云岩所测均值分别为： $\phi = 9.77\%$ 、 7.11% 和 8.36% ， $K = 61.29 \times 10^{-3} \mu m^2$ 、 $39.9 \times 10^{-3} \mu m^2$ 和 $47 \times 10^{-3} \mu m^2$ ，列入碳酸盐岩储层一类（一类为 12% ~6%，二类 >12%）的中孔中渗、低孔低渗型类别，占白云岩总数的 75%，为整个羌塘盆地储集性能最佳的地区和层位。

其次，区内白云岩在昂达尔错直接受堤礁之礁间相控制，在隆鄂尼附近的各剖面中白云岩层间礁灰岩、生物丘粘结灰岩仍然十分发育。因此从堤礁影响范围之广可预示着白云岩在横向上有继续发育的可能。

除白云岩之外，该区夏里组碎屑岩储层也较发育，在加那、角陇错、曲瑞恰乃一带分别厚达 99m、154m、194m，其孔隙度均值分别为 2.84%、2.8% 和 2.3%，最高可达 11.1%，且向西北近古陆南缘物性有趋好之势，可为该区块的次要目的层。

区内为上侏罗统广泛分布区，在构造高部位出露了布曲组，甚至曲色组，区块两端有古油藏出露。因此，总体上保存条件较差。但在局部，有古近系双湖组的存在，且有夏里组盖层，其中泥岩累计厚可达 1120m，具备优质盖层条件。因此，局部地段油气藏仍可以得到保存。

（五）达卓玛区块

该区块位于吐错-土门远景区东南端，土门达卓玛之南，坐标位置为 E90°20′—91°00′、N32°30′—32°50′；面积 1600km²，交通较方便。构造上属南羌塘坳陷区东部坳陷与中央潜

伏隆起的斜接部位。该区块与隆鄂尼—昂达尔错区块同属一变形构造带，后者位于其西，相距近 50km。该区块为达卓玛复背斜的西延部分，达卓玛复背斜呈近东西向展布，规模较大，核部已出露中侏罗统雀莫错组，北翼被上三叠统肖茶卡组自北东向南西逆冲而复盖。主背斜与西延之吉开结成背斜（即为所称之达卓玛重点区块），以多琼玛洛鞍部相隔，西延之背斜地面由上侏罗统索瓦组构成，核部出露索瓦组一段，背斜西部向西倾伏延伸，东部被第四系覆盖。1998 年，中石油青藏项目经理部进行过地震概查，在背斜北侧深部发现一逆冲断层，逆冲断层下盘地震解释存在两个面积不大的背斜圈闭，如若地震解释正确，则为一较现实的钻探对象。

达卓玛复背斜带发育的地段是羌塘盆地中烃源岩（900 ~1900m）及有机质成熟度（ R_o 为 1% ~1.3% 之间）最为理想的地区之一。

储集层以上三叠统肖茶卡组、中侏罗统雀莫错组和夏里组的碎屑岩储层较为发育，厚度分别达到 400m、300m 和 200m，且碎屑岩储层物性也较好，其孔隙度均值，达卓玛北肖茶卡组为 6.58%，其南的查郎拉可达到 7.59%、雀莫错组可达到 6.18%（达卓玛）和 5.57%（日阿）、夏里组在达卓玛为 2.87%，偏南的曲润戛达 4.69%。碳酸盐岩储集层区内不甚发育，且物性普遍较低，但在诸层位中也可见到白云岩。如土门的上侏罗统见 48.3m 粉晶粒屑白云岩，其孔隙度在 1.94% ~4.14% 之间，洒地赛尔保和达卓玛的夏里组中有 18m 和 30m 的白云岩。破岁抗巴的布曲组也见白云岩，孔隙度为 2.1%。

达卓玛区块东部，第四系分布较广（厚 0 ~236m），其下尚有古近系双湖组沉积。区内除雀莫错组盖层条件较差之外，布曲组、夏里组、上侏罗统，乃至双湖组都具有较好的盖层条件。如双湖组，发育厚约 1390m 的粉砂质泥岩夹 92m 膏泥岩；上侏罗统有 200 ~600m 的泥质岩；夏里组盖层有 450.4m，其中泥灰岩 275m、灰岩 102m、石膏 73.4m；布曲组盖层条件相对较差，但仍发育有 173.5m 的泥岩和 39.78m 的膏盐岩。因此上述 4 套层系对其下伏的雀莫错组、上三叠统肖茶卡组碎屑岩储层都能分别起到切实的封盖作用。

第六章 措勤盆地油气地质条件分析

第一节 基本概况

(一) 盆地边界和盆地构造背景

措勤盆地坐落于班公湖-怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带所夹持的冈底斯-念青唐古拉地块中西段,北以班公湖-怒江缝合带为界与羌塘陆块相接,南以塔若错-查仓断裂为界与冈底斯岩浆弧相接,东以戈芒错-申扎断裂为界与比如盆地相邻,向西延至国境边界。盆地面积约 $10 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

盆地所处的大地构造位置决定了其形成演化与陆块边缘两缝合带的构造演化密切相关。诸多研究表明,班公湖-怒江缝合带于中晚三叠世因板内拉张而打开,于晚侏罗世末受挤压而闭合,并受燕山运动末期和喜马拉雅运动的改造。虽然对于其俯冲方向还存在着较大争议,但从深部地震反射结构(赵文津等,2002)、缝合带南侧出现岛弧型火山岩以及盆地北部边界断裂在晚白垩世之前具由南向北逆冲的特点等来看,班公湖-怒江洋向南俯冲趋于合理。雅鲁藏布江缝合带于晚三叠世形成初始洋盆,于古近纪末洋盆闭合,至于何时向北俯冲,还存在着早白垩世开始向北俯冲消减(王冠民,2001;宋全友等,2001)和晚白垩世开始向北俯冲(罗建宁等,2002;潘桂棠等,1997;李兴振等,2002)等两种主要观点。从盆地南部出现早白垩世岛弧型火山岩(则弄群)、岗巴-定日盆地在晚侏罗—早白垩世之间存在沉积转化面及下白垩统沉积有岛弧型中酸性凝灰岩来看,笔者趋向于早白垩世开始向北俯冲的认识。

由于两缝合带的汇聚时限存在差异,从而对盆地演化过程的控制作用有所不同。在早白垩世之前,盆地演化格局主要受班公湖-怒江缝合带的构造演化所控制;在早白垩世至新生代,盆地演化与两缝合带的构造演化均有关系。

(二) 盆地基本格架

由于班公湖-怒江造山带和雅鲁藏布江造山带的构造作用,使得盆地结构十分复杂。总体来看,盆地北部由于受班公湖-怒江缝合带的影响而多已卷入造山带中;盆地中部沿且坎—古昌—阿索一线存在一构造带,构造带附近见裂谷背景下的双峰式火山岩(张开

四川地质调查院, 中华人民共和国区域地质野外验收报告, 1:25万革吉幅, 2003.

河南地质调查院, 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25万尼玛幅, 2002.

吉林地质调查院, 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25万多巴区幅, 2002.

中石油青藏项目, 青藏高原主要盆地措勤盆地沉积-构造历史研究, 长春科技大学, 1999.

中石油青藏项目(CQ96YZ₂-01, 02). 青藏地区措勤盆地石油天然气路线地质调查报告, 山东石油大学, 1996.

成都地质矿产研究所. 中华人民共和国区域地质报告, 1:25万聂拉木幅, 2002.

均等, 2003), 构造带内断续见多处侏罗纪到早白垩世的基性—超基性岩片、放射虫硅质岩片、复理石岩片和浅水碎屑岩及碳酸盐岩岩片。对于该构造带的性质, 笔者暂定为局部拉开成小洋盆的裂谷带; 盆地南部向南逐渐过渡为冈底斯隆起剥蚀区。中生代地层露头显示, 裂谷带附近地层较厚, 向两侧逐渐变薄直至尖灭。航磁资料显示, 盆地裂谷带及南侧呈现“两凹一隆”的格局, 即麻米—中仓凹陷带, 沉积盖层总厚度 5~9km, 最大沉降中心位于它日错和阿苏两地; 果普错—达瓦错隆起带, 上古生代地层暴露; 隆格尔—措勤—扎日南木错—昂孜错凹陷带, 盖层总厚小于 5km, 沉积中心位于扎日南木错一带。

(三) 盆地基底

中生代措勤盆地的基底由前震旦系变质结晶基底和古生界基本不变质的褶皱岩系组成。结晶基底岩系零星出露于念青唐古拉山一带, 称为念青唐古拉群, 主要为一些中深变质岩系。褶皱基底主要出露于盆地中部和南部, 由奥陶系—泥盆系稳定的陆表海碳酸盐岩台地和石炭系—二叠系次稳定的冰水环境碎屑岩、灰岩组成。二叠纪末的构造运动使古生界及以前的地层褶皱隆升为陆, 从而形成了中生代措勤盆地的褶皱基底。

第二节 沉积充填与演化

一、地层系统

依据地层发育特征、沉积建造、岩浆活动和构造特征等因素, 将中生代措勤盆地的地层由北而南划分为 3 个沉积分区, 即北部的木嘎岗日分区、中部的日松—革吉—它日错分区和南部的措勤—申扎分区 (图 6-1), 而中部分区以且坎—古昌—阿索断裂带为界细分为北部的日松—甲岗小区和南部的革吉—它日错小区。各分区、小区的地层划分对比见表 6-1。

(一) 侏罗系

侏罗系主要分布于北部的木嘎岗日分区和中部的日松—革吉—它日错分区内。但木嘎岗日分区地处班公湖—怒江构造带内, 地层多呈断块状分布, 充填序列不清, 化石稀少, 时代争议也大, 因此不予阐述。

1. 中上侏罗统接奴群

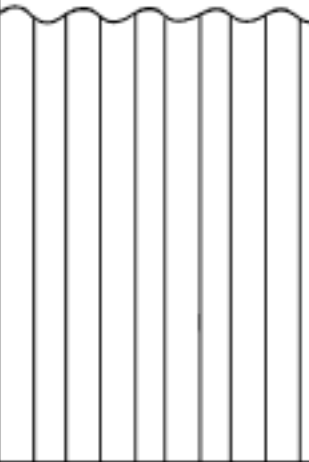
接奴群零星分布于且坎—古昌—阿索断裂带 (图 6-1) 以南的改则物玛错果和尼玛中仓一带, 剖面均不完整。底部以角度不整合超覆于二叠系地层之上, 顶部被下白垩统多泥组不整合覆盖。岩性主要为灰白、灰绿色、暗紫色含砾砂岩、长石岩屑砂岩、石英砂岩、粉砂岩、泥页岩夹灰岩及火山岩, 厚度大于 2500m。纵向上下部以砂砾岩、含砾粗砂岩夹粉砂质泥页岩和灰岩为主; 中部以粉砂质泥页岩夹灰岩为主; 上部以石英砂岩、长石石英砂岩为主夹少量火山岩。产有少量中晚侏罗世的双壳、腹足、腕足、珊瑚、菊石、海百合茎、层孔虫、海绵、藻类、植物碎片等化石。

西藏区调队. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:100 万日土幅, 1987.

江西地质调查院. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25 万邦多区幅, 2002.

成都理工大学. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25 万措勤幅, 2002.

表 6-1 中新生代措勤盆地的地层系统

分 区 地 层		措勤-申扎分区	日松-革吉-它日错分区		木嘎岗日分区
			革吉-它日错小区	甲冈-日松小区	
新近系		洁居纳卓组			
		喷呐湖组			
		布嘎寺组			
古近系		日贡拉组	丁青湖组		
		茶里错群 林子宗群			
白 垩 系	上 统	镜柱山组	镜柱山组	镜柱山组	镜柱山组
	下 统	捷嘎组	郎山组	郎山组	郎山组
		则弄群	多尼组	多尼组	去申拉组
侏 罗 系	上 统		接 奴 群	沙木罗组	? 木嘎岗日群 (未见底)
	中 统			拉贡塘组** (未见底)	
	下 统				

*据1:25万日土幅踏勘设计书（江西地调院，2002）；*据许荣科等（2003）。

2. 中上侏罗统拉贡塘组

拉贡塘组分布于且坎-古昌-阿索断裂带以北的日土县日松、甲岗一带（图6-1）。地层未见底，顶部与上侏罗统地层整合接触。岩性主要为灰色—黄灰色岩屑砂岩与粉砂质泥岩组成韵律互层，产菊石化石。

3. 上侏罗统沙木罗组

沙木罗组主要分布于且坎-古昌-阿索断裂带内和断裂带北侧的日松—甲岗、革吉盐湖和沙木罗一带，剖面多残缺不全。盐湖—沙木罗一带的沙木罗组主要由含砾石英砂岩、石英砂岩、长石石英砂岩、岩屑砂岩、生屑灰岩、鲕粒灰岩、砂砾屑灰岩、泥灰岩夹少量粉砂质泥岩和火山岩等组成，厚340~1750m。日松—甲岗一带的沙木罗组（原1:25万日土幅的多仁组和日松组）为石英砂岩、岩屑砂岩夹含生物碎屑灰岩、粉砂质泥岩和透镜状砾岩，顶部为石英砂岩、粉砂岩与下白垩统多尼组不整合接触。该带沙木罗组产较丰富的

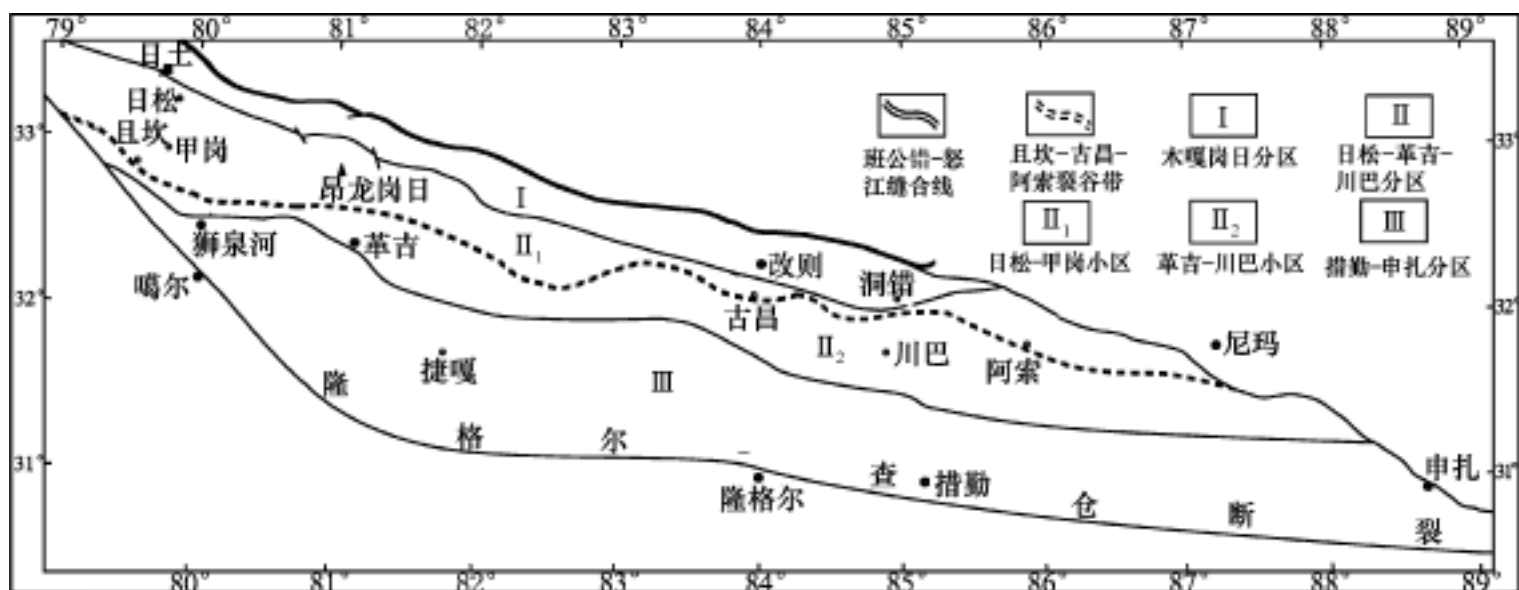


图 6-1 措勤盆地地层分区

晚侏罗世珊瑚、菊石、层孔虫、双壳等化石，未见早白垩世化石。

且坎-古昌-阿索断裂带内的沙木罗组主要由复成分砂砾岩、粉砂质泥岩、泥灰岩、灰岩、硅质岩等组成，产晚侏罗—早白垩世的孢粉、放射虫、珊瑚、双壳、圆笠虫等生物化石。

(二) 白垩系

1. 下白垩统去申拉组

去申拉组分布于木嘎岗日分区（图 6-1），与下伏侏罗系地层以角度不整合接触，与上覆郎山组为整合接触。岩性主要为含砾砂岩、岩屑石英砂岩、玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩等，局部夹生物碎屑灰岩。灰岩中产腹足、双壳、珊瑚等化石，生物时限和火山岩年龄（K-Ar 法 141Ma，Rb-Sr 法 115Ma）显示为早白垩世。

2. 下白垩统多尼组

多尼组分布于且坎-古昌-阿索断裂带两侧的日松-革吉-它日错分区（图 6-1），岩性为灰绿、灰黑、灰色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥页岩夹灰岩和少量火山岩，下部见较多植物碎片和碳质页岩，局部出现煤线，厚 1000 ~ 4500m。从下到上，碎屑岩颗粒逐渐变细，灰岩夹层逐渐增多、增厚；从分区南北两侧到断裂带附近，粗碎屑岩（砂砾岩）比例减少，细碎屑岩（粉砂岩、泥页岩）和灰岩比例增多（日土热帮一带粗碎屑岩占 49.5%，细碎屑岩占 50.5%；且坎一带粗碎屑岩占 14.5%，细碎屑岩占 71.6%，灰岩占 13.9%；川巴一带粗碎屑岩占 14.6%，细碎屑岩占 47.3%，灰岩占 38.1%）。火山岩主要集中分布于狮泉河-古昌断裂带附近的噶尔维恩、革吉江巴达鄂、古普勒（原维恩组）等地，岩性为玄武岩、安山岩、英安岩、火山角砾岩和凝灰岩。该组生物化石丰富，产有植物、圆笠虫、珊瑚、双壳、腹足、腕足、层孔虫、菊石等，生物时

四川地质调查院. 中华人民共和国区域地质野外验收报告, 1:25 万革吉幅, 2003.

江西地质调查院. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25 万邦多幅, 2002.

西藏自治区地矿局. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:100 万改则幅, 1986.

限主要为早白垩世贝利阿斯期至阿普特期。从下到上，生物具有由陆相植物化石为主演化为海相动物化石的特点。

3. 下白垩统则弄群

则弄群主要分布于措勤-申扎分区的措勤、申扎一带，在其西部的茶里错等地也有零星出露，与下伏二叠、石炭系不整合接触，与上覆捷嘎组为整合接触。岩性总体为中基—中酸性火山岩、火山碎屑岩与陆源碎屑岩，局部夹灰岩、硅质岩，厚度变化大。纵向上具以火山岩堆积为主逐渐过渡为以正常沉积岩为主的趋势，碎屑岩粒度向上也逐渐变细；横向上于措勤—申扎一带火山岩发育，厚度大于2000m，向西于革吉县茶里错一带，火山岩明显减少，主要为含砾砂岩、砂岩、粉砂岩、页岩夹安山岩、玄武岩及凝灰岩，厚695~905m。由于则弄群火山活动强烈而频繁，不宜生物繁殖，故生物化石稀少，仅获少量早白垩世的植物碎片、有孔虫、腕足、腹足、双壳等生物化石。火山岩中获多组同位素年龄值：Ar-Ar法显示为128.64~126.37Ma，K-Ar法为103~71.5Ma，Rb-Sr法为114~111Ma。

4. 下白垩统郎山组

郎山组分布于木嘎岗日分区与日松-革吉-它日错分区，剖面相对完整，与下伏多尼组呈渐变过度关系，与上覆地层为角度不整合接触。岩性为浅—深灰色微泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩、礁灰岩、燧石结核及团块灰岩、泥灰岩等夹少量的粉砂岩、泥页岩和细砂岩，局部夹中基性火山岩。从下到上，底部为泥质瘤状灰岩、泥灰岩与多尼组渐变；下部以生物碎屑灰岩、圆笠虫灰岩、介壳灰岩、砂砾屑灰岩为主夹微泥晶灰岩；中部以泥灰岩、生物灰岩、圆笠虫灰岩、燧石结核及团块灰岩为主夹颗粒灰岩和粉砂质泥页岩及细砂岩；上部为生物碎屑灰岩、圆笠虫灰岩、介壳灰岩、砂屑灰岩，局部见礁灰岩。从北到南，陆源碎屑物减少、变细，地层厚度增加（在木嘎岗日分区约500~1000m，而且坎-古昌-阿索断裂带附近约1000~4000m），颗粒灰岩增多。生物礁主要发育于郎山组上部，见有珊瑚礁和固着蛤礁。礁体主要沿且坎-古昌-阿索断裂带两侧分布（图6-2）。该组生物化石丰富，获有圆笠虫、菊石、珊瑚、双壳、腹足、层孔虫、苔藓虫、藻类等化石，时限主要为早白垩世阿普特期—阿尔毕期化石。

5. 下白垩统捷嘎组

捷嘎组广泛分布于措勤-申扎分区的噶尔果仓卖、革吉捷嘎、措勤良种站、申扎不尔嘎等地，整合于则弄群地层之上，与上覆地层以角度不整合接触。岩性主要为微泥晶灰岩、生物灰岩、泥灰岩与杂色砾岩、砂岩、粉砂岩、中基性—中酸性火山岩。碎屑岩从北向南有逐渐增多、变粗趋势；碳酸盐岩多为微泥晶灰岩、生物灰岩、粉砂质泥质灰岩，局部见鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩和固着蛤灰岩。厚度一般为1000~2000m。产有早白垩世阿普特期—阿尔毕期的圆笠虫、固着蛤、腹足、腕足、珊瑚、海百合茎

西藏区调队．中华人民共和国区域地质调查报告，1:100万日喀则幅，1983.

中石油青藏项目．成都理工学院，措勤盆地地层划分与对比，1998.

成都理工大学．中华人民共和国区域地质调查报告，1:25万措勤幅，2002.

江西地质调查院．中华人民共和国区域地质调查报告，1:25万邦多幅，2002.

吉林大学地调院．中华人民共和国区域地质调查报告，1:25万申扎幅，2002.

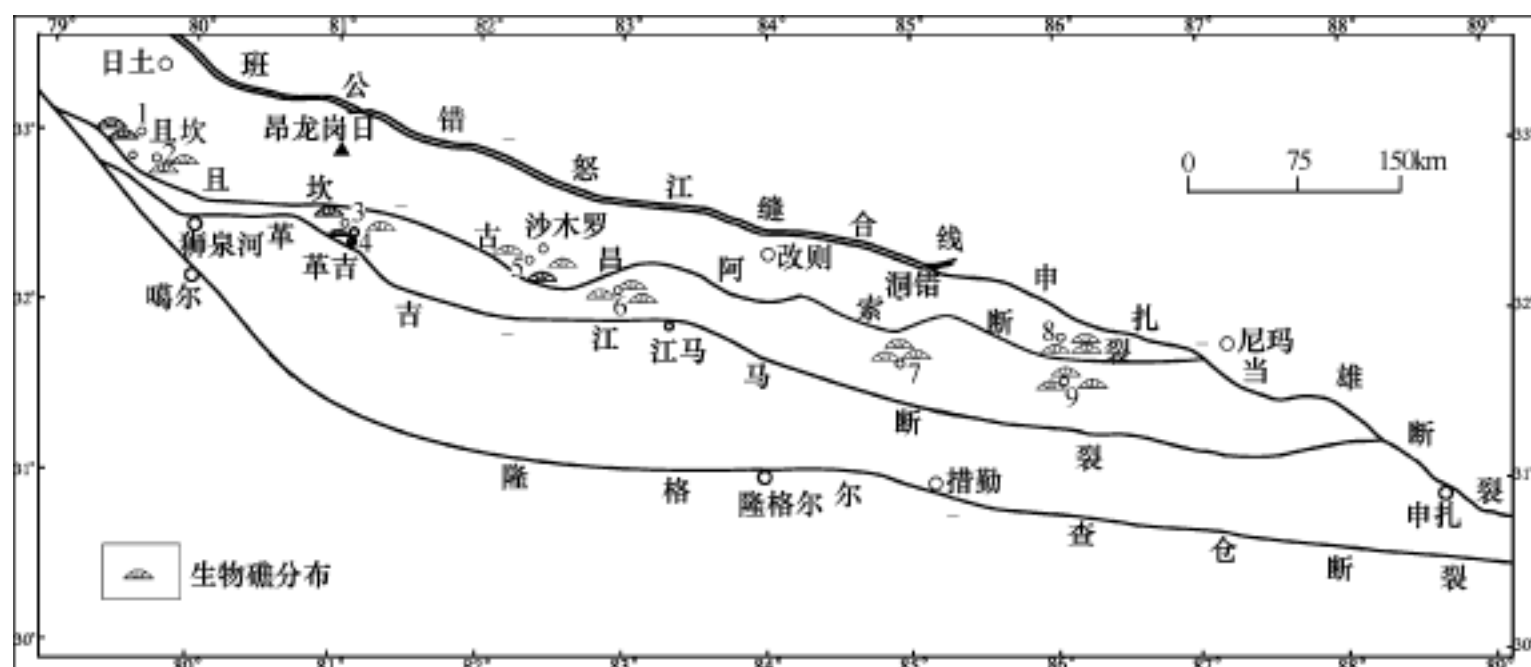


图 6-2 措勤盆地郎山组生物礁分布简图

1~2—日土甲岗-且坎一带 (郭铁鹰等, 1991), 珊瑚礁; 3—革吉弄瓦卓姆-天毕戈勒剖面 (郭铁鹰等, 1991), 固着蛤礁; 4—革吉县直龙拉山剖面 (徐钰林等, 1990), 固着蛤礁; 5—革吉盐湖格巴麦冬剖面 (1:100 万日土幅, 1987), 可能为珊瑚礁; 6—革吉县麦乡 4946 高地剖面 (陈清华等, 1995), 可能为珊瑚礁 (厚 49.1m); 7—改则扎贡弄巴剖面 (华东石油大学, 1996; 谭富文等, 2002), 珊瑚礁; 8—尼玛阿索乡郎多喀嘎剖面, (陈清华等, 1995) 珊瑚礁 (总厚达 108m); 9—尼玛普德都、拉扎自里剖面 (1:25 万邦多幅, 江西地调院, 2003), 固着蛤礁

等化石。

6. 上白垩统竟柱山组

竟柱山组大致沿班公湖-怒江缝合带、且坎-古昌-阿索断裂带和塔若错北-达瓦错南-秋措麦凹陷带断续分布。该组不整合超覆于下白垩统或侏罗系地层之上, 向上与古近系不整合接触。岩性为红色、灰紫色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩夹灰岩、泥灰岩, 局部夹火山岩。火山岩主要分布于且坎-古昌-阿索断裂带附近的革吉江巴、改则物玛、尼玛巴农灯等地, 岩性主要为中酸性火山熔岩、火山角砾岩及少量凝灰岩。碎屑岩具有下粗上细的变化特征。该组化石稀少, 获有少量晚白垩世的园笠虫、孢粉等化石及晚白垩世的火山岩同位素年龄值 (K-Ar 法 $90.24 \pm 6.88\text{Ma}$)。

(三) 古近系、新近系

研究区以陆相山间河湖沉积为主, 局部地区为残留海盆沉积, 沉积盆地多沿大断裂或两组断裂交汇处呈东西向分布, 规模多以中小型为主。这些盆地地层有古近系林子宗群、茶里错群、日贡拉组、丁青湖组和新近系布嘎寺组、唢呐湖组、洁居纳卓组。

林子宗群主要分布于盆地南部, 由安山岩、英安岩、流纹岩等火山岩组成。

茶里错群主要分布于茶里错附近, 不整合超覆于白垩系捷嘎组之上, 顶界被日贡拉组不整合覆盖。主要由海相砂岩、钙质粉砂岩、含砾粗砂岩和凝灰岩、安山岩、流纹岩、玄

江西地质调查院. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25 万邦多幅, 2002.

中石油青藏项目 (CQ97YD-03). 石油研究院遥感所, 1998. 西藏措勤盆地它日错深凹陷区域石油地质调查报告.

武岩等组成，含海相双壳类和腹足类化石。

丁青湖组主要分布于中仓、文部等地，不整合于二叠系、侏罗系或白垩系之上，未见顶。岩性为紫红色、灰紫色、浅灰色砾岩、含砾粗砂岩、砂岩与粉砂岩、泥岩，局部夹泥晶灰岩、泥质白云岩（偶见石膏），厚 45 ~1388m。

日贡拉组不整合于林子宗群（原达多群）或石炭系、侏罗—白垩系之上。岩性为杂色砂砾岩、凝灰质砂岩、粉砂岩、泥岩和中酸性火山岩、火山碎屑岩等，厚 500 ~1500m。西部以火山岩为主夹长石砂岩、粗砂岩、泥岩；东部以沉积岩为主。

布嘎寺组主要由粗面质火山岩及火山碎屑岩组成，下部以粗安质火山集块岩、火山角砾岩与角砾凝灰岩、凝灰质砾岩、含砾粗砂岩及凝灰质岩屑砂岩为主，上部以粗面岩、粗安岩互层为主。

唢呐湖组零星分布于日翁布南和永错西等地，地层不整合于二叠系、侏罗系、白垩系及丁青湖组之上，向上为第四系覆盖。岩性为浅灰色—黄灰色泥灰岩、灰岩与同色砾岩、含砾砂岩、砂岩不等厚互层，厚度大于 225.6m。

洁居纳卓组不整合于竟柱山组之上，岩性主要为一套半固结的紫红色中厚层砾岩与中层含砾砂岩韵律互层，夹砖红色厚层粉砂质泥岩，厚度大于 118m。

二、沉积特征

（一）沉积体系与沉积相

通过野外实地研究和对前人大量剖面资料的综合分析，中新生代措勤盆地的沉积体可划分出 3 个沉积体系组、8 个沉积体系和若干个沉积相、亚相（表 6-2）。

1. 大陆沉积体系组

（1）风化残积沉积体系

盆地主要以残积相沉积为主，出现于几大不整合面之上，分布广泛。岩性组合与下伏地层关系密切，主要为下伏地层风化剥蚀、就地堆积的一些角砾岩、砂岩、泥岩等，残积岩颗粒大小不一，杂乱排列，多呈菱角状，颜色和充填物与风化期气候、风化作用等有关。另外在部分地区郎山组顶部出现少量的古喀斯特相，由于灰岩的暴露溶蚀而形成一些溶洞、溶孔，如尼玛阿索乡阿龙剖面郎山组顶部古喀斯特。

（2）冲-洪积沉积体系

该体系主要见于中上侏罗统接奴群底部、下白垩统则弄群、多尼组底部、上白垩统竟柱山组下部（图版 ）、古近系和新近系等地层中。在平面分布上变化大，则弄群发育于措勤-申扎分区临近古陆一带，竟柱山组及古近系、新近系冲-洪积扇分布随地形而变化。沉积体多呈扇形展布。

岩性主要为泥石流、片状流及筛积沉积的一些块状砾岩、含砾砂岩。沉积物组分复杂而多变（图版 -C），主要取决于附近物源区母岩的成分，砾石大小不等、杂乱排列，多呈棱角-次棱角状，砾石间多为砂岩充填，局部可见到斜层理、粒序层理、平行层理、流水波痕（图版 -B）和砾石约定向排列，厚度变化大。

表 6 -2 措勤盆地沉积体系、沉积相划分简表

体系组	沉积体系		主要沉积相、亚相	代表分布层位	典型分布地区
大陆沉积体系组	风化残积沉积体系		古风化壳、古喀斯特等	接奴群、郎山组、竟柱山组、古近系、新近系	尼玛、革吉、班公湖东岸
	冲-洪积沉积体系		扇头、扇中、扇尾	接奴群、则弄群、多尼组、竟柱山组、古近系、新近系	狮泉河、革吉、改则、措勤等
	河流沉积体系		河道、边滩、心滩、堤岸等	接奴群、则弄群、竟柱山组、古近系、新近系	措勤、尼玛等地
	湖泊沉积体系		滨湖、浅湖、深湖	竟柱山组、古近系、新近系	措勤、尼玛等
海陆过渡相体系组	三角洲沉积体系		三角洲平原、三角洲前缘、前三三角洲	接奴群、则弄群、多尼组、郎山组、捷嘎组、竟柱山组等	日土、改则、尼玛、措勤、申扎
	河口湾沉积体系			多尼组	尼玛中仓
	海岸沉积体系	无障壁海岸体系-滨岸体系	后滨、前滨、近滨	接奴群、沙木罗组、多尼组(去申拉组)等	日土、革吉、改则等
		障壁海岸体系(碎屑岩沉积)	潮坪、潟湖、潮汐通道、障壁岛等	多尼组下部	改则、尼玛等地
海相体系组	碳酸盐岩沉积体系	碳酸盐岩台地体系	局限台地、开阔台地、台地边缘礁滩	郎山组、捷嘎组	措勤盆地本部
		碳酸盐岩缓坡体系	浅缓坡、中缓坡、深缓坡	沙木罗组、接奴群、多尼组	措勤、狮泉河、改则、尼玛等地
	碎屑岩陆棚体系		内陆棚、外陆棚	接奴群、多尼组、则弄群	改则、尼玛等地
	次深海、深海沉积体系			沙木罗组	且砍、阿索等地

研究区冲-洪积沉积体系可识别出扇根、扇中和扇端 3 个沉积相单元，如尼玛山嘎勒竟柱山组底部和尼玛文部古近系底部等冲积沉积体系均可细分。

(3) 河流沉积体系

该体系较发育，通常与冲-洪积体系共生，除下白垩统郎山组和捷嘎组外，其余各组地层均有分布，晚白垩世以前的海相盆地主要发育于邻近南北古陆地区；晚白垩世及其以后陆相盆地地层分布广泛，随地形而变化。

岩性为紫红色、褐红色、灰色中厚层状、透镜状砾岩、含砾粗砂岩、细砂岩、粉砂岩及泥岩，局部夹凝灰质透镜体。沉积体通常呈透镜状产出，底部具冲刷面与下伏地层突变，河道砂体下部常见底冲刷而形成的泥砾片（图版 1-B），可见到下部河床粗砂岩、含砾砂岩和上部提岸及洪泛平原细砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩组成半韵律的二元结构（图版 1-C，1-B，C）。岩石成分复杂而多变，颗粒分选磨圆度均差，发育平行层理（图版 1-D）、槽状及板状斜层理、沙纹层理、波痕及干裂等（图版 1-A，E）。

河流体系中可进一步识别出主河道、心滩、边滩及堤岸等沉积亚相、微相。如尼玛文

部古近系曲流河流相可识别出河床底部砾岩、河床砂岩和洪泛平原泥岩亚相。

(4) 内陆湖泊沉积体系

该体系主要发育于中、新生界陆内山间盆地中，岩性主要为泥页岩、粉砂岩、砂岩及少量的灰岩、泥灰岩，局部夹火山凝灰岩，含陆相化石介形虫、孢粉等。湖泊沉积体系可进一步细分为滨湖、浅湖和深湖沉积亚相。

另外，湖泊相中通常可见到陆相湖成三角洲体系，在上述山间盆地内比较发育。

2. 海陆过渡相沉积体系组

(1) 三角洲体系

该沉积体系在措勤盆地海相沉积时期比较发育，平面上分布广泛，纵向上产出层位较多。依据河流入海的水动力作用主体差异，研究区可识别出河控、浪控和潮控三种类型的三角洲体系，如早白垩世则弄群以河控为主，尼玛军仓色布等地的多尼组底部三角洲以潮控为主，改则吉朗勒多尼组下部以浪控为主，然而很多三角洲体系为上述三种水动力相互作用的结果。每一种类型包括发育程度不一的前三角洲、三角洲前缘和三角洲平原亚相。

另外，研究区还发育活动的冲积扇与水体相互作用而成的扇三角洲沉积体系，与河流入海的三角洲体系相比，其沉积物粒度较粗，空间上多与盆地边缘活动断层有关。

接奴群分布于改则绒果—麦堆、尼玛中仓字岗、尼玛扒拉色勒等地，主要表现为水下扇三角洲特点，如改则绒果—麦堆剖面中下部浅海相粉砂质泥页岩中夹百余米厚的水下扇砾岩、含砾砂岩。这些水下扇的共同特点是沉积物粗，呈突变形式夹于正常滨浅海环境的细砂岩、粉砂质泥岩之中，扇体内难以像正常三角洲体系一样识别出三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲亚相。

多尼组（去申拉组）分布于班公湖东岸、革吉盐湖格巴麦冬、改则下东吉朗勒、尼玛中仓色布、措勤聂木纳—厂马努等地。纵向上，多尼组下部以河流入海的三角洲分布为主，多尼组中上部见少量水下扇三角洲分布（图版 6-1A, B）。该三角洲体系可识别出三角洲平原亚相、三角洲前缘亚相和前三角洲亚相。三角洲平原亚相由分支河道砂砾岩和支流间沼泽碳质泥页岩组成（图 6-3），砂体多呈透镜状产出，发育水平层理、平行层理、交错层理、粒序层理、生物扰动构造和植物碎片等；三角洲前缘亚相由河口砂坝、远砂坝细砂岩、粉砂岩沉积组成（图 6-3）。

则弄群分布于措勤洁居纳卓乡下格子、措勤亚角龙等地（图版 6-1A）。则弄群上段主要为河控型三角洲。三角洲平原亚相由紫红色透镜状含砾粗砂岩、凝灰质砂岩组成，三角洲前缘亚相由河口砂坝凝灰质细砂岩等组成，前三角洲为灰绿色粉砂质泥岩沉积。发育平行层理、交错层理，产植物碎片和海相动物化石。

捷嘎组见于革吉捷嘎—茶里错、措勤良种站等地；郎山组见于日土班公湖东岸、革吉盐湖格巴麦冬、改则阿章、拉秦扎曲等地，主要为水下扇三角洲沉积。通常表现为砂岩或含砾砂岩夹持于灰岩中。

(2) 河口湾体系

措勤盆地可识别出该沉积体系的地层较少，仅见于中仓色布多尼组下部层位。由河道砂岩、间湾沼泽含煤泥页岩及潮汐层理的砂泥岩等组成。

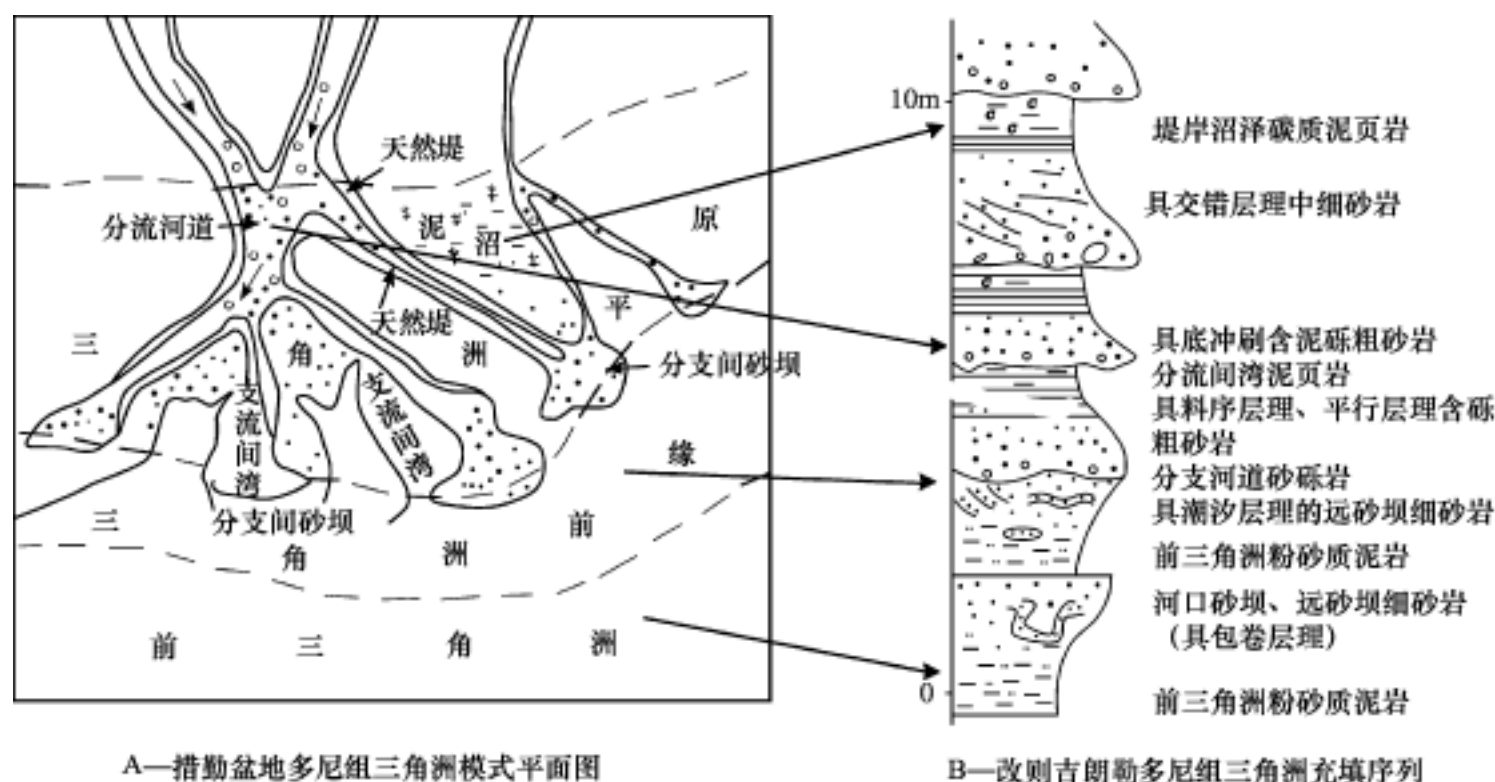


图 6-3 措勤盆地多尼组三角洲沉积模式及充填序列示意图

(3) 滨岸沉积体系

该体系见于中上侏罗统接奴群、上侏罗统沙木罗组、下白垩统多尼组等地层中。

接奴群分布于尼玛中仓字岗、尼玛学晏安-卡布学、改则洞错卡马等地，由灰白色、灰色中厚层状中细粒石英砂岩、长石石英砂岩、石英粉砂岩等组成，砂岩的成分成熟度和结构成熟度均高，发育平行层理、交错层理、沙纹层理等，产少量双壳、植物碎片等。

沙木罗组见于革吉盐湖、沙木罗一带，由灰白色中层状中粗粒石英砂岩及粉砂岩组成，产双壳、有孔虫、珊瑚、菊石等碎片。

多尼组（去申拉组）分布于日土热帮界哥拉、改则呷龙扒匀巴沟、改则洞错次热、尼玛中仓色布、军仓查尔嘎、尼玛色里日等地，岩性为灰白色、灰绿色、灰色薄—厚层状中粗、中细粒石英砂岩、含碳质石英细砂岩等，发育平行层理、冲洗层理、沙纹层理，见植物碎片及双壳化石。该套地层滨岸体系可识别出后滨、前滨和近滨沉积亚相。

则弄群主要见于革吉捷嘎、茶里错一带，岩性为灰白色中层状粗粒石英砂岩、含砾石英砂岩夹薄层粉砂岩。

(4) 潮坪—潟湖沉积体系

两者通常共生出现，主要见于尼玛军仓查尔嘎一带的多尼组中下部，由潮道、潮间潮下坪的灰绿色、灰色中薄层状岩屑石英细砂岩、含砾砂岩等和潟湖相粉砂质泥岩组成，发育脉状层理、平行层理、沙纹交错层理水平层理和虫迹。

3. 海相沉积体系组

(1) 碳酸盐岩台地沉积体系

该体系主要发育于郎山组地层中，由局限台地、开阔台地和台地边缘礁滩相组成（图 6-4）。局限台地相主要见于革吉果仓卖、捷嘎、班公湖东岸等地，由泥灰岩、泥晶灰岩、含生物灰岩夹钙质页岩和细砂岩等组成。开阔台地相主要见于革吉、川巴、它日错一带，由泥晶灰岩、颗粒泥晶灰岩、生粒泥晶灰岩、球粒泥晶灰岩等组成，岩石泥晶含量

高，颗粒含量相对减少，广盐度生物门类繁盛。台地边缘礁滩相主要分布于且坎-古昌-阿索断裂带两侧的郎山组一、三段地层中。一段以发育滩和固着蛤礁，三段则发育浅滩、固着蛤礁和珊瑚礁。浅滩以圆笠虫和固着蛤组成的生物碎屑滩为主，次为砂、砾屑灰岩滩和鲕粒灰岩滩。生物碎屑滩在且坎-古昌-阿索断裂带两侧的多数剖面均比较发育，如日土甲岗—且坎、改则玉多、改则扎贡龙巴、尼玛郎多喀嘎、拉扎自里、普德都等。生物碎屑含量一般为 60% ~90%，以圆笠虫和双壳类为主，少量有腹足、介形虫、棘皮、苔藓虫等。砂砾屑灰岩滩通常与生物碎屑滩共生，由内碎屑、藻屑、藻球粒等组成，鲕粒滩主要发育于革吉麦乡 4946 高地一带，在改则扎贡龙巴等地也有少量出现。生物礁以固着蛤礁最发育，珊瑚礁仅见于甲岗—且坎、改则扎贡弄巴、尼玛郎多喀嘎等地。

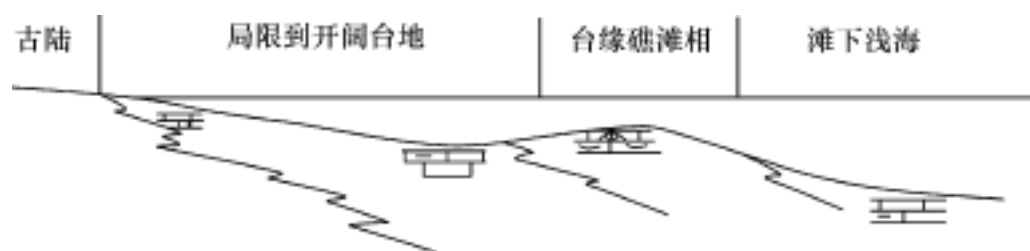


图 6-4 措勤盆地郎山组台地相灰岩沉积模式

(2) 碳酸盐岩缓坡沉积体系

盆地缓坡沉积体系见于川巴—它日错一带的下白垩统多尼组和郎山组底部，中上侏罗统接奴群、上侏罗统沙木罗组沉积的灰岩、泥灰岩段可能亦为缓坡沉积。以改则扎贡龙巴多尼组顶部到郎山组底部演化序列为例（图 6-5B），该剖面多尼组顶部为陆棚相灰绿色粉砂质泥页岩，郎山组底部为浅海相泥质瘤状灰岩，向上演化为含生物泥微晶灰岩和浅滩相生物碎屑灰岩，显示了海平面下降期的碳酸盐岩缓坡叠置序列。其演化模式如图 6-5。

(3) 浅海陆棚碎屑岩沉积体系

该体系主要发育于中上侏罗统接奴群和下白垩统多尼组地层中，平面上分布于革吉罗尔根藏布南岸、改则绒果—麦堆、尼玛中仓字岗、尼玛学晏安—卡布学等地的接奴群中下部和改则扎贡龙巴、尼玛军仓查尔嘎、措勤雪上勒等地的多尼组中上部地层。岩性为灰绿色、深灰色粉砂质泥页岩、钙质粉砂岩、细砂岩等组成，局部夹泥灰岩，发育水平层理、沙纹层理，产菊石、双壳、海百合等化石。

(4) 次深海、深海沉积体系

该体系见于且坎-古昌-阿索断裂带内的沙木罗组地层中，岩性为岩屑杂砂岩、含砾杂砂岩、粉砂岩、泥板岩等组成复理石韵律，内夹放射虫硅质岩，发育鲍马序列。

(二) 盆地沉积相序及沉积体系时空分布

1. 中晚侏罗世

中晚侏罗世措勤盆地的沉积体主要分布于且坎-古昌-阿索裂谷带南北两侧及裂谷带内，南侧以中上侏罗统接奴群为代表，北侧以中上侏罗统拉贡塘组和上侏罗统沙木罗组为代表，裂谷带内为沙木罗组沉积。

裂谷带南侧的中上侏罗统接奴群，底部（图 6-6A、C）以底砾岩超覆于二叠系之上。中下部在尼玛中仓字岗一带（图 6-6A）及其以南由滨岸相石英砂岩、粉砂岩和浅海相含生物碎屑灰岩、泥灰岩和粉砂质泥页岩等组成，下部以滨岸相为主，中部以浅海相为

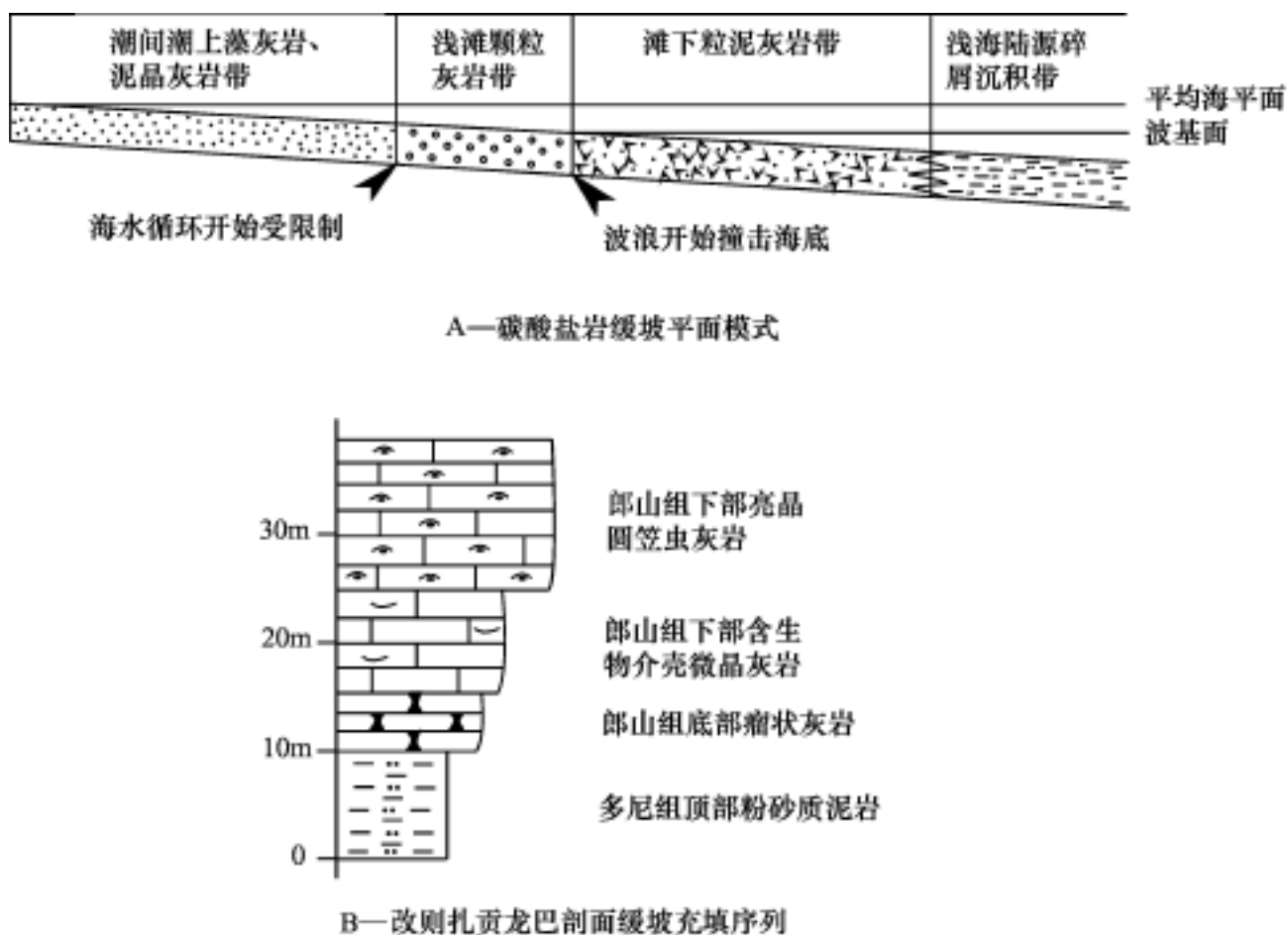


图 6-5 碳酸盐岩缓坡演化模式示意图

主；在裂谷带附近的改则绒果—麦堆一带（图 6-6C）以浅海相碎屑岩为主夹水下扇砂砾岩沉积。上部为滨岸相石英砂岩及粉砂岩（图 6-6A、B、C），在改则绒果—麦堆一带夹中酸性火山岩及凝灰岩（图 6-6C）。发育平行层理、斜层理、沙纹层理、水平层理，见植物碎片和海相化石。横向上具有北深（图 6-6C）南浅（图 6-6A）的沉积特点，向南尖灭于江马—雪上勒一带；纵向上具有由滨岸→浅海→滨岸的沉积序列（图 6-6A、B、C），局部地区顶部出现少量河流相砂砾岩沉积。

裂谷带北侧为滨浅海相石英砂岩、粉砂岩及灰岩和水下扇砂砾岩组成。日土日松—甲岗一带，中上侏罗拉贡塘组主要为浅海相粉砂质泥岩与水下扇含砾岩屑砂岩组成，见粒序层理及海相游泳生物（菊石）；上侏罗统沙木罗组主要为滨岸相石英砂岩与浅海相粉砂质泥岩组成，顶部为滨岸相石英砂岩与粉砂岩，与下白垩统多尼组不整合接触，见海相生物和遗迹化石。盐湖—沙木罗一带，上侏罗统沙木罗组为滨海相石英砂岩和浅海相含菊石的粉砂岩、泥页岩、砂砾屑灰岩、鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩及微晶灰岩组成（图 6-6D）。剖面均不完整，相序不清，在改则红旗公社一带为浅海相生物碎屑灰岩、泥灰岩和浅滩相鲕粒灰岩组成，在革吉沙木罗一带为滨浅海相石英砂岩、粉砂岩、生物碎屑灰岩组成。

裂谷带大致沿且坎—拉梅拉—古昌—卡马北—阿索一线呈北北西向穿越整个盆地。带内见晚侏罗—早白垩世的复理石岩片、放射虫硅质岩片和滨浅海相碎屑岩片、碳酸盐岩岩片以及显示裂谷带存在，并局部出现小洋盆性质的蛇绿岩片。

综合上述沉积特征及相序，中晚侏罗世的沉积体系具有以且坎—古昌—阿索裂谷带为中心向南北两侧展开的沉积格局。裂谷带内由深水浊积岩、放射虫硅质岩和浅水碳酸盐岩、碎屑岩片组成；裂谷带南北两侧为滨浅海碎屑岩、碳酸盐岩沉积，南侧可见到北深南浅的

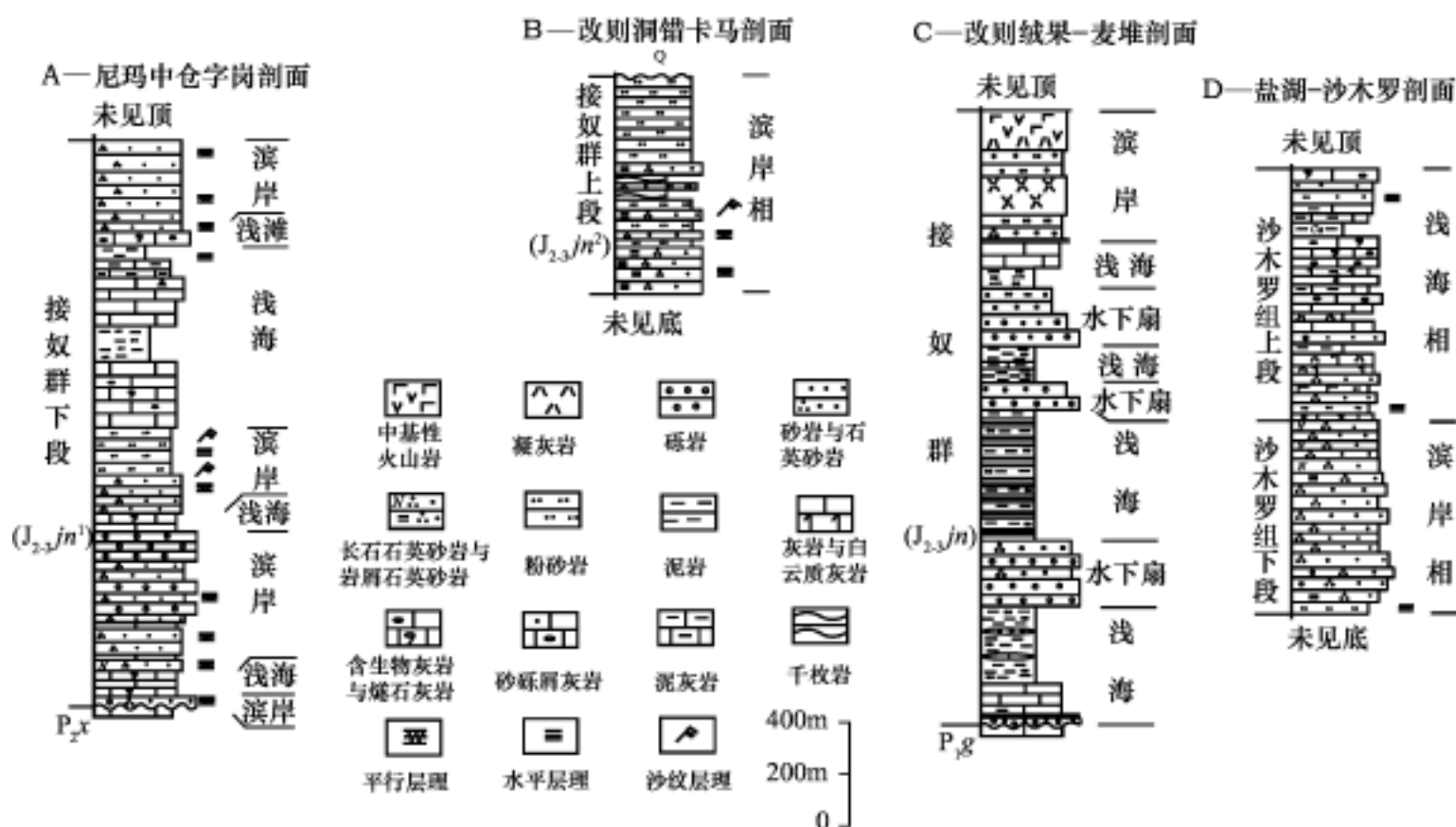


图 6-6 措勤盆地中上侏罗统沉积相序

沉积特点，北侧可能由于班公湖-怒江构造带的影响而未识别出相带变化。南侧显示出先变深后变浅的沉积序列；北侧未见底，从甲岗一带资料显示出由滨浅海相演化为滨岸相的变浅序列。

2. 早白垩世早中期

盆地北部的木嘎岗日分区由去申拉组火山岩和碎屑岩组成。火山岩显示为陆相堆积特征；碎屑岩主要为三角洲-滨岸相灰绿-紫红色复成分砾岩、岩屑砂岩、长石石英砂岩及钙质粉砂岩夹钙质页岩组成，砂岩与粉砂岩组成半韵律结构，底部出现少量陆相砂砾岩（图 6-7A）。从下到上碎屑岩粒度逐渐变细。发育粒序层理、平行层理、交错层理、不对称的流水波痕，见植物化石印模和海相双壳类化石。

盆地中部的日松-革吉-川巴分区由多尼组碎屑岩夹灰岩组成，局部夹火山岩。下部（图 6-7B）主要由海陆过渡相含砾粗砂岩、岩屑砂岩、石英砂岩、碳质页岩等组成，在改则玉多、川巴一带夹多层煤线，发育粒序层理、平行层理、交错层理、水平层理及底冲刷构造，局部见冲洗层理，见较多植物碎片和少量海相化石；中上部（图 6-7B、C）主要由浅海相的粉砂质泥页岩、粉砂岩夹泥灰岩、生物灰岩组成，局部夹水下扇含砾砂岩，灰岩、泥灰岩主要出现于该段上部，发育平行层理、交错层理、水平层理及底冲刷构造，见腹足、固着蛤、圆笠虫等海相化石。多尼组从下到上，碎屑岩粒度变细、灰岩夹层增多，生物由陆相植物为主过渡为海相动物化石，显示出海平面不断上升，陆源物质减少、内源物质增多的沉积特征。

盆地南部的措勤-申扎分区由则弄群火山岩和碎屑岩组成。在邻近冈底斯隆起剥蚀区

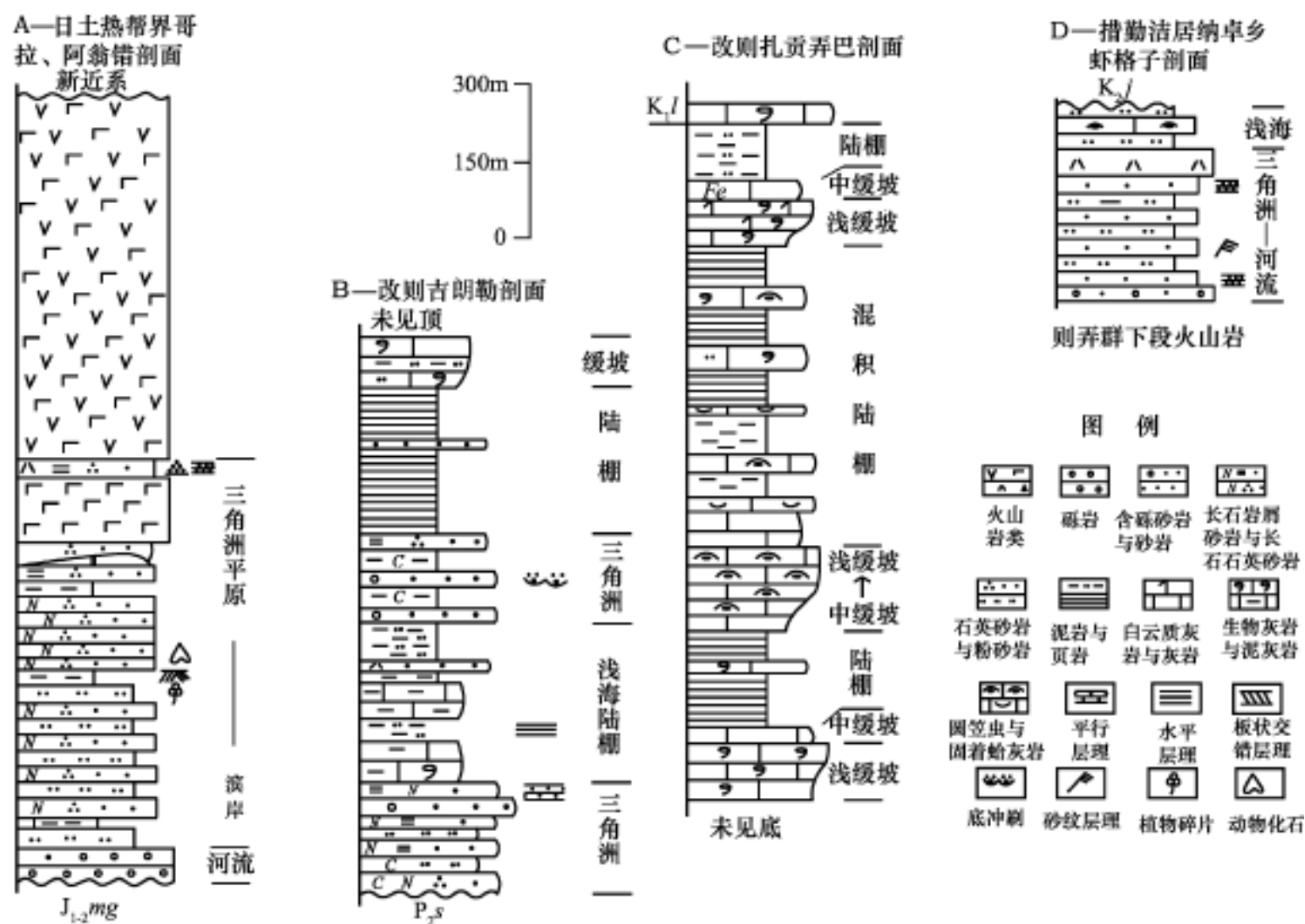


图 6-7 措勤盆地早白垩世贝利阿斯期 - 阿普特期各分区沉积相及相序

附近的革吉查里错—措勤县城—当惹雍错一带，则弄群中下部主要为火山岩堆积，火山岩内部气孔、杏仁构造发育，火山岩具红顶绿底现象，内部碎屑岩夹层具二元结构，发育平行层理，沉火山岩中可见河流底冲刷现象；上部主要为河流相灰白、灰绿、紫红色砾岩、含砾粗砂岩、岩屑砂岩、粉砂岩夹火山岩，常见紫红色含砾粗砂岩与粉砂岩、粉砂质泥岩组成二元结构，砂体多为透镜状叠置，发育粒序层理、平行层理、大型槽状交错层理、砂纹层理、水平层理，含植物碎片；顶部为三角洲到浅海相灰绿、灰色粉砂岩、粉砂质泥页岩夹砂岩和灰岩，含海相腹足、腕足、圆笠虫等化石。该带从下到上具有由陆相向浅海相过渡特征，但以陆相沉积为主。

在革吉捷嘎—改则夏东—措勤亚角龙—申扎不尔嘎一带，则弄群主要由三角洲相的复成分砾岩、含砾粗砂岩、粉砂岩、泥页岩和滨岸相石英砂岩、石英粉砂岩夹火山岩组成，底部见河流相砂砾岩沉积，顶部（图 6-7D）夹浅海相圆笠虫灰岩，砂体多为透镜状叠置，发育平行层理、粒序层理、交错层理、砂纹层理、水平层理、底冲刷构造等，含植物碎片和海相腹足、腕足、双壳、圆笠虫等化石。从下到上具有由陆相到浅海相演化序列，以过渡相沉积为主。

早白垩世措勤盆地在且坎—古昌—阿索一带仍存在裂谷带，带内除见有早白垩世的深水放射虫硅质岩、复理石岩片和浅水碎屑岩岩片、碳酸盐岩岩片外，还断续见有显示裂谷

带存在并局部出现小洋盆性质的蛇绿岩片，此外在该裂谷带附近见有裂谷背景下的双峰式火山岩（张开均等，2003）。

从上述沉积特征及相序来看，早白垩世早中期，盆地沉积体系具有以裂谷带为中心向南北两侧展布的特点：盆地南、北部以陆相到过渡相沉积为主，盆地中部以浅海相沉积为主，裂谷带内为深水和浅水混合沉积；纵向上具有由陆相、过渡相演化为浅海相的变深沉积序列。

3. 早白垩世晚期

盆地北部地区主要由郎山组局限台地相泥灰岩、生物灰岩夹扇三角洲砂岩组成，产圆笠虫、菊石、腹足、双壳、珊瑚、海胆等化石。

盆地中部地区由郎山组灰岩组成，局部夹少量钙质泥岩及水下扇砂砾岩。裂谷带两侧主要为广海台地相生物灰岩、内碎屑灰岩、生物碎屑灰岩、微泥晶灰岩、燧石结核和团块灰岩，夹泥灰岩和钙质泥岩，局部见少量水下扇砂岩夹于灰岩之中，产大量广海型圆笠虫和固着蛤化石。纵向上具有三段式结构，即上、下段以浪基面附近的颗粒灰岩为主夹微泥晶灰岩，中段以浪基面以下的泥微晶灰岩、泥灰岩、钙质泥页岩为主夹颗粒灰岩。显示出海平面先上升后下降的变化旋回。

裂谷带两侧附近发育大量生物礁灰岩和滩相砂砾屑灰岩、鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩，显示出该带具有台地边缘礁滩相特征。

盆地南部地区由捷嘎组局限台地相灰岩、碎屑岩和火山岩组成。灰岩主要为泥灰岩、硅质灰岩、生物灰岩、微泥晶灰岩组成，显示出低能沉积特征，局部见高能浅滩相颗粒灰岩，发育圆笠虫、腹足、腕足、双壳等生物化石。碎屑岩主要为紫红色、灰绿色含砾粗砂岩、砂岩等粗碎屑岩，显示出距离物源区较近的特点。

从上述沉积特征可看出，早白垩世晚期的措勤盆地仍具有以裂谷带为中心向南北两侧展开的特点：盆地南北部以局限台地相灰岩沉积为主，中部以开阔台地相沉积为主，裂谷带附近为台地边缘生物礁滩相沉积。

（三）层序地层

中生代措勤盆地的沉积体在三叠纪—早中侏罗世（木嘎岗日群）时期仅见于班公湖—怒江结合带内，但沉积序列不清；晚白垩世—新近纪为陆相盆地和少量残留海盆沉积。鉴于此，措勤盆地的层序地层分析仅限于中晚侏罗世（接奴群）和早白垩世的沉积。依据沉积旋回和时间跨度 79Ma，再结合沉积界面标定、体系域构成、准层序叠置序列等方面的研究，中晚侏罗世到早白垩世的沉积体可识别出两个二级层序、13 个三级层序。其中，中晚侏罗世为一个二级层序，时间跨度 40Ma，内划 6 个三级层序，平均每个三级层序时间跨度 6.67Ma；早白垩世为一个二级层序，时间跨度 39Ma，内划 7 个三级层序，平均每个三级层序时间跨度 5.57Ma。

1. 中晚侏罗世（接奴群）层序划分、对比及层序特征

（1）二级层序

中晚侏罗世的沉积特征具有先变深、后变浅的充填序列：下部为海陆过渡相碎屑岩演化为浅海相细碎屑岩和灰岩的混积型沉积，上部为浅海相演化为海陆过渡相和陆相河流沉积；顶界面为区域性角度不整合面所分隔；其沉积时间跨度为 40Ma。因此把该套沉积旋回作为一个二级层序（图 6-8）。层序底界面为接奴群与古生界之间的不整合侵蚀面。古

生代沉积之后，冈底斯微板块整体抬升为陆，直至中晚侏罗世，措勤盆地主体才开始接受沉积。顶界面为接奴群与下白垩统多尼组之间的不整合侵蚀面。侏罗纪末受班-怒带闭合的影响，措勤盆地再次隆升为陆，致使接奴群顶部遭受不同程度剥蚀。因此该界面为隆升侵蚀层序不整合面。

接奴群下部为一套变深序列组合，在尼玛中仓字岗（图 6 - 8）一带为滨岸相石英砂

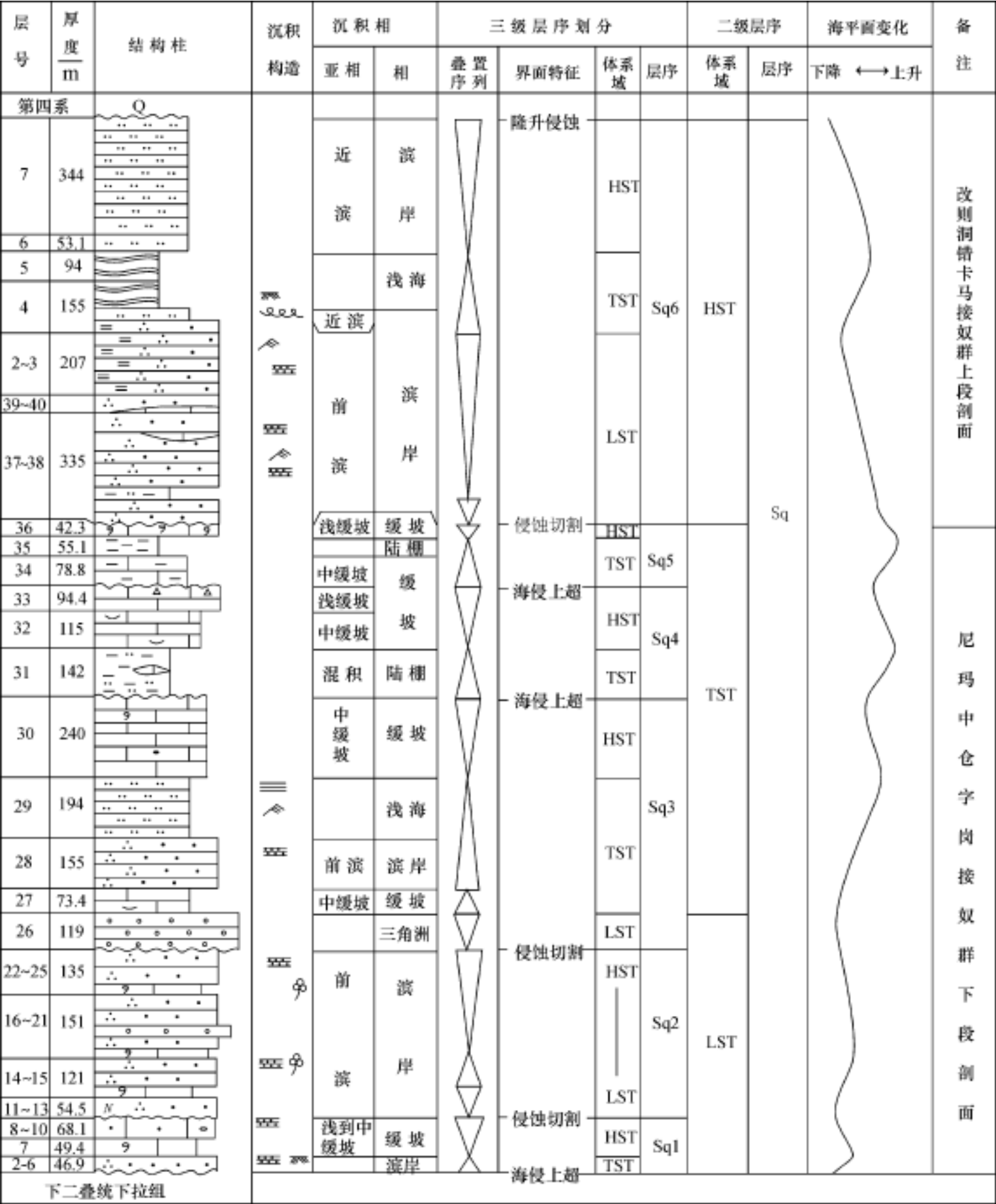


图 6 - 8 中上侏罗统接奴群层序地层综合柱状图

岩夹水下扇砾岩演变为浅海相粉砂质泥岩和灰岩；在改则绒果—麦堆一带底部多被断层断失，但可见底砾岩演化为浅海相粉砂质泥页岩夹灰岩和水下扇砂砾岩。因此把这套变深序列作为该二级层序的海侵体系域。高位体系域由接奴群上部的滨岸相石英砂岩、粉砂岩和河流相砂砾岩组成。在尼玛中仓字岗（图6-8）、学晏安—卡布学、改则绒果—麦堆等地，接奴群上部均为滨岸相石英砂岩；在革吉罗尔根藏布一带为浅海相粉砂质泥岩演化为河流相紫红色砂砾岩。

（2）三级层序

在中晚侏罗世沉积大旋回内可识别出6个次级沉积小旋回（图6-8），下5个沉积旋回由碎屑岩和灰岩组成，上1个沉积旋回为滨岸砂岩→浅海灰绿色千枚岩、千枚状板岩→滨岸砂岩、粉砂岩组成；小旋回之间以砂岩的水下侵蚀切割面和海侵上超面所分隔。鉴于此，把中晚侏罗世沉积划分为6个三级层序（图6-8）。Sq1—Sq4三级层序处于二级层序海平面主体上升期的短暂波动形成，Sq5—Sq6三级层序处于二级层序海平面主体转换到下降期的短暂波动形成。各三级层序之间的界面性质为水蚀切割和海侵上超层序不整合面，Sq6顶面为隆升侵蚀层序不整合面。

接奴群下部（Sq1—Sq3）和上部（Sq6）由低位体系域、海侵体系域和高位体系域组成，沉积厚度相对较大，反映出该期盆地物源丰富、堆积速率相对较快；中部（Sq4—Sq5）由海侵体系域和高位体系域组成，不发育低位体系域，沉积厚度相对较小，反映出该期盆地沉积速率相对较缓慢。各三级层序的这一叠置过程，反映出盆地早期具快速拉张沉陷、高速堆积，中期沉降速率减缓、沉积速率减缓，晚期盆地萎缩的演化过程。

2. 早白垩世层序划分、对比及层序特征

（1）二级层序

晚侏罗世末期，措勤盆地主体隆升为陆，致使早白垩世初期缺失沉积，早白垩世早中期以角度不整合超覆于下伏地层之上。早白垩世措勤盆地的沉积特征在木嘎岗日分区和日松—革吉—川巴分区主要为海陆过渡相→浅海相→碳酸盐岩台地相演化序列；在措勤—申扎分区主要为冲积、河流→三角洲→碳酸盐岩台地演化序列。该沉积期的时间跨度约为39Ma，顶底均为角度不整合分隔。因此，把这套沉积旋回划分为一个二级层序（图6-9），层序底界面为海侵初期的上超面，顶界面为台地灰岩暴露溶蚀层序不整合面。

早白垩世早中期（多尼组、则弄群），措勤盆地总体为一套变深序列沉积：在盆地北部的班公湖东岸、热帮一带主要为三角洲—滨岸相的砂砾岩、石英砂岩沉积，上部出现浅海相粉砂质泥页岩夹灰岩沉积；邻近且坎—古昌—阿索断裂带附近的拉梅拉、改则吉朗勒、扎贡弄巴、川巴、军仓查尔嘎一带，下部为三角洲—滨岸相含煤碎屑岩沉积，上部为浅海相粉砂质泥页岩与灰岩组成旋回性沉积，内夹少量水下扇砂砾岩沉积；盆地南部的改则夏东、措勤虾格子等地为河流相砂砾岩演变成含海相动物及陆相植物的三角洲相碎屑岩沉积，顶部出现浅海相粉砂质泥页岩夹圆笠虫灰岩。据此把这套变深序列作为该二级层序的海侵体系域，底部的陆相、海陆过渡相沉积可作为二级层序的低位体系域（图6-9）。

早白垩世晚期（郎山组、捷嘎组），措勤盆地主要为一套相对稳定的台地相碳酸盐岩沉积，并在且坎—古昌—阿索断裂带两侧出现多处生物礁。郎山组顶部出现不同程度的暴露溶蚀现象，且顶部以区域性角度不整合与上覆地层接触。因此把这套台地相灰岩作为该二级层序的高位体系域（图6-9）。

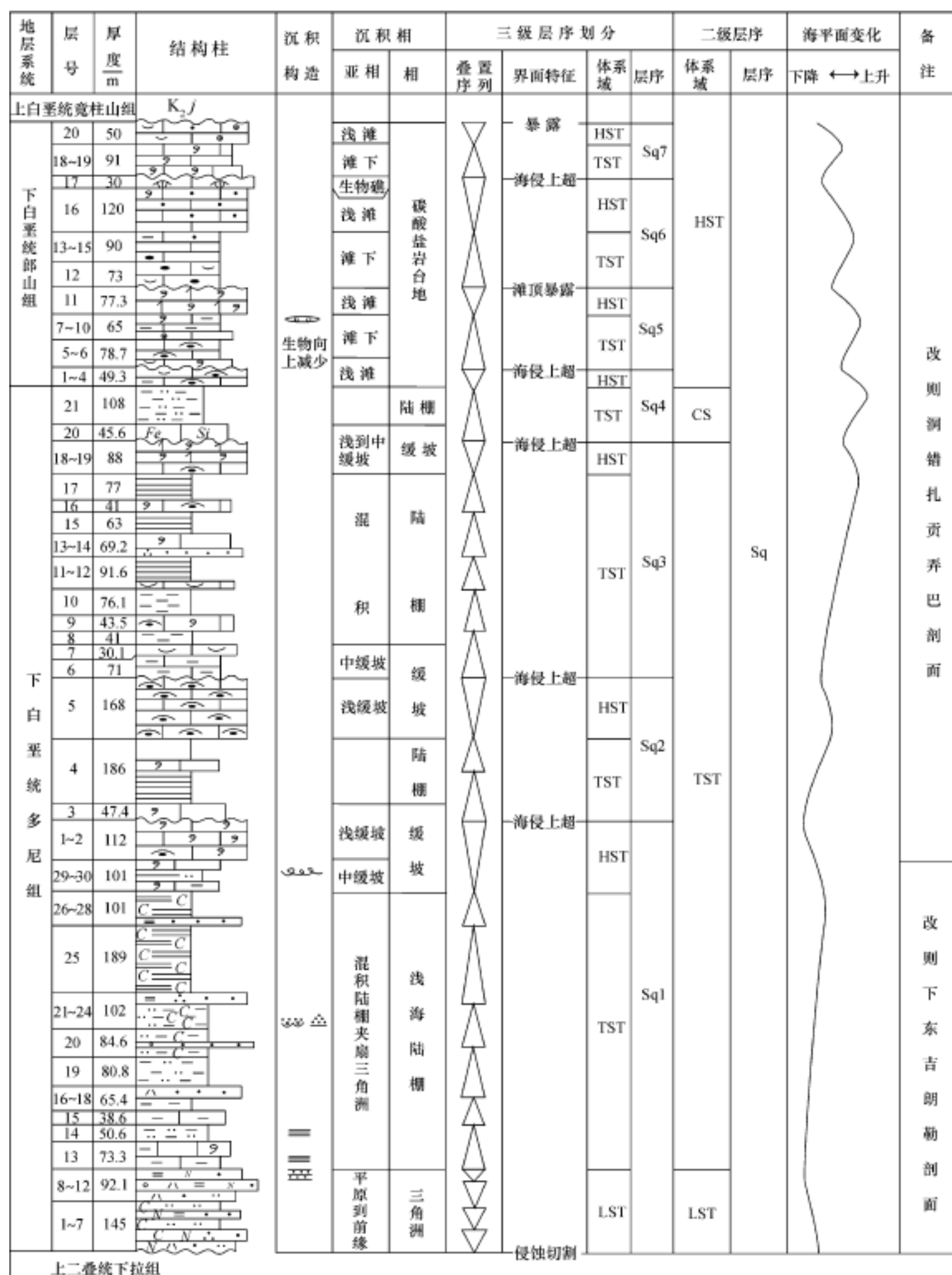


图 6-9 措勤盆地下白垩统层序地层综合柱状图

(2) 三级层序

早白垩世早中期（多尼组、则弄群）的措勤盆地，在革吉-川巴-它日错一带可见到碎屑岩与灰岩组成不等厚的旋回性沉积，每一旋回灰岩的顶面可见砂岩对灰岩的冲刷侵蚀或海水淹没形成灰岩-泥页岩突变面；措勤-申扎和日土等地则为粗—细碎屑岩沉积旋回，上部夹少量的灰岩沉积。早白垩世晚期（郎山组-捷嘎组）盆地为台地相灰岩沉积，同样可见到浪基面以下的泥微晶灰岩、泥灰岩与浅滩相颗粒灰岩及滩间泥微晶灰岩组成旋回，旋回的顶面多为滩顶暴露溶蚀或相对深水灰岩向上超覆，在邻近剥蚀区可见砂岩对灰岩的侵蚀。该套沉积体从下到上可识别出7个可对比的沉积旋回，其中多尼组为3个半、郎山组为3个半，旋回之间主要为水下侵蚀面、海侵上超面和暴露溶蚀面所分隔。据此把这套沉积体划分为7个三级层序（图6-9）。

中下部层序（Sq1—Sq4）由碎屑岩和灰岩组成，碎屑岩构成低位体系域和海侵体系域，灰岩主要构成高位体系域；上部层序（Sq5—Sq7）由台地相灰岩组成，滩下泥微晶灰岩构成海侵体系域，浅滩或生物礁灰岩构成高位体系域。下部层序（Sq1）由低位体系域、海侵体系域和高位体系域组成，且沉积厚度较大；中上部（Sq2—Sq7）主要由海侵体系域和高位体系域组成，不发育低位体系域（或陆棚边缘体系域），沉积厚度相对较小。该期三级层序的这一叠置过程，反应盆地由快速下沉、高速堆积逐渐演变为相对稳定沉积的演化过程。

(四) 古地理特征

按照构造控盆和盆地控相原则，盆地北以板块结合带（班公湖-怒江结合带），南以古陆（冈底斯岩浆弧）作为盆地边界。盆内以且坎-古昌-阿索裂谷作为控相断裂进行古地理编制。图面表示方法采用优势相和特征相原则，但以突出盆地演化为重点。

由于措勤盆地研究程度较低，地层多发育不完整，再加上后期构造改造强烈，致使一些时代地层展布特征和演化序列不详。基于此，笔者仅编制了地层相对发育完整、相带展布清楚的中晚侏罗世和早白垩世岩相古地理图。

1. 中晚侏罗世

盆内沉积体主要分布于且坎-古昌-阿索断裂带两侧的日松-革吉-它日错地层分区和班公湖-怒江结合带内，而结合带内资料较少，后期构造作用强烈，沉积相展布不清，因此本文不加以论述。该期古地理展布北以日土-洞错断裂为界与班公湖-怒江结合带相邻，南部大致尖灭于江马-雪上勒断裂以北；江马-雪上勒断裂以南为古陆剥蚀区（图6-10）。沉积区内可划分出盆地裂谷中心带及其南北滨浅海相带。

在中晚侏罗世时期，沿且坎—拉梅拉—古昌—阿索一线，存在一条近东西向的裂谷带，带内断续见晚侏罗—早白垩世的浅水碳酸盐岩岩片及碎屑岩岩片、深水复理石岩片及放射虫硅质岩片和显示裂谷环境并局部形成小洋盆的基性—超基性岩片（郑有业等，2004）。

西藏区调队. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:100万日土幅, 1987.

四川地质调查院. 中华人民共和国区域地质野外验收报告, 1:25万革吉幅, 2003.

成都理工大学. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25万措勤幅, 2002.

江西地质调查院. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25万邦多幅, 2002.

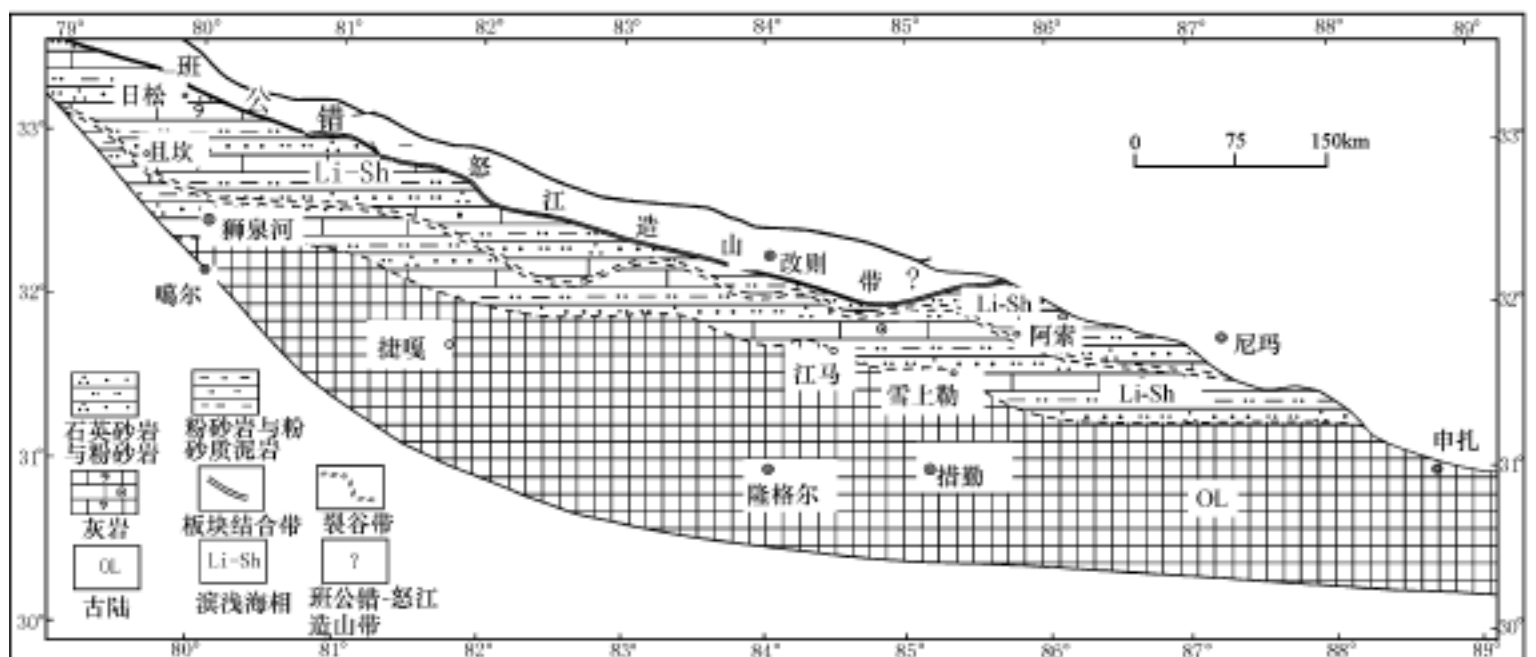


图 6-10 措勤盆地中上侏罗统岩相古地理图

裂谷带以南滨浅海相沉积区分布于且坎-古昌-阿索断裂带与江马-雪上勒断裂之间, 主要由滨岸相石英砂岩及石英粉砂岩、浅海相粉砂质泥页岩夹水下扇砂砾岩和缓坡相灰岩及泥灰岩等组成, 砂岩的成分成熟度和结构成熟度均高, 发育平行层理、粒序层理、沙纹层理、水平层理, 见植物碎片和海相化石。相带在平面上具北深南浅的古地理格局, 纵向上具先变深后变浅的演化序列。南部的尼马中仓字岗一带 (图 6-6A), 主要由滨岸相的灰白色、灰色石英砂岩、岩屑石英砂岩、石英粉砂岩组成, 中部夹浅海相灰岩、泥灰岩、粉砂质泥岩; 在且坎-古昌-阿索裂谷中心带附近的麦堆一带 (图 6-6C) 主要由浅海相的粉砂质泥页岩、灰岩、泥灰岩组成, 内夹多层水下扇砂砾岩, 底部见海侵初期的过渡相砂砾岩, 顶部为滨岸相石英砂岩。由于剖面资料较少, 致使滨岸与浅海相带的分界线难以确定, 因此图面以滨浅海相表之。

裂谷带以北滨浅海相沉积区分布于且坎-古昌-阿索断裂带以北至日土-洞错断裂之间。日土-洞错断裂以北的班公湖-怒江结合带虽然也断续有晚侏罗世沙木罗组滨浅海相沉积, 但构造破坏强烈, 难以推断沉积相展布。该带主要由滨浅海相石英砂岩、粉砂质泥页岩、泥灰岩、灰岩组成。在改则红旗公社一带为浅海相 (沙木罗组) 生物碎屑灰岩、泥灰岩和浅滩相鲕粒灰岩组成; 在革吉盐湖—沙木罗一带为滨浅海相 (沙木罗组) (图 6-6D) 石英砂岩、粉砂岩、泥页岩、生物碎屑灰岩; 在日土日松一带为滨浅海相 (拉贡塘组、沙木罗组) 砂岩、泥页岩夹透镜状灰岩。由于资料不详和剖面的不完整, 难以细分出滨海相和浅海相带, 纵向演化序列也不清。

综上所述, 中晚侏罗世时期, 措勤盆地古地理展布具有以裂谷带为轴线向南北两侧分布的特点, 裂谷带为盆地的沉积、沉降中心, 裂谷带南侧的沉积相展布严格受断裂带控制, 北侧的沉积相展布可能受该裂谷带和班公湖-怒江断裂带的共同控制。裂谷带内由基性—超基性岩片、复理石和放射虫硅质岩等组成; 裂谷带两侧为滨浅海相沉积。裂谷带南侧沉积相显示为先变深后变浅的充填序列, 侏罗纪末期以滨岸相 (局部为河流相) 结束盆地的充填。

2. 早白垩世早中期（多尼组-则弄群）

该期沉积体分布于整个措勤盆地，盆地以南为古陆剥蚀区，以北为班公湖-怒江缝合线及羌南隆起剥蚀区。盆内可划分出河流-冲积平原、滨岸-三角洲和浅海沉积相带（图 6-11）。

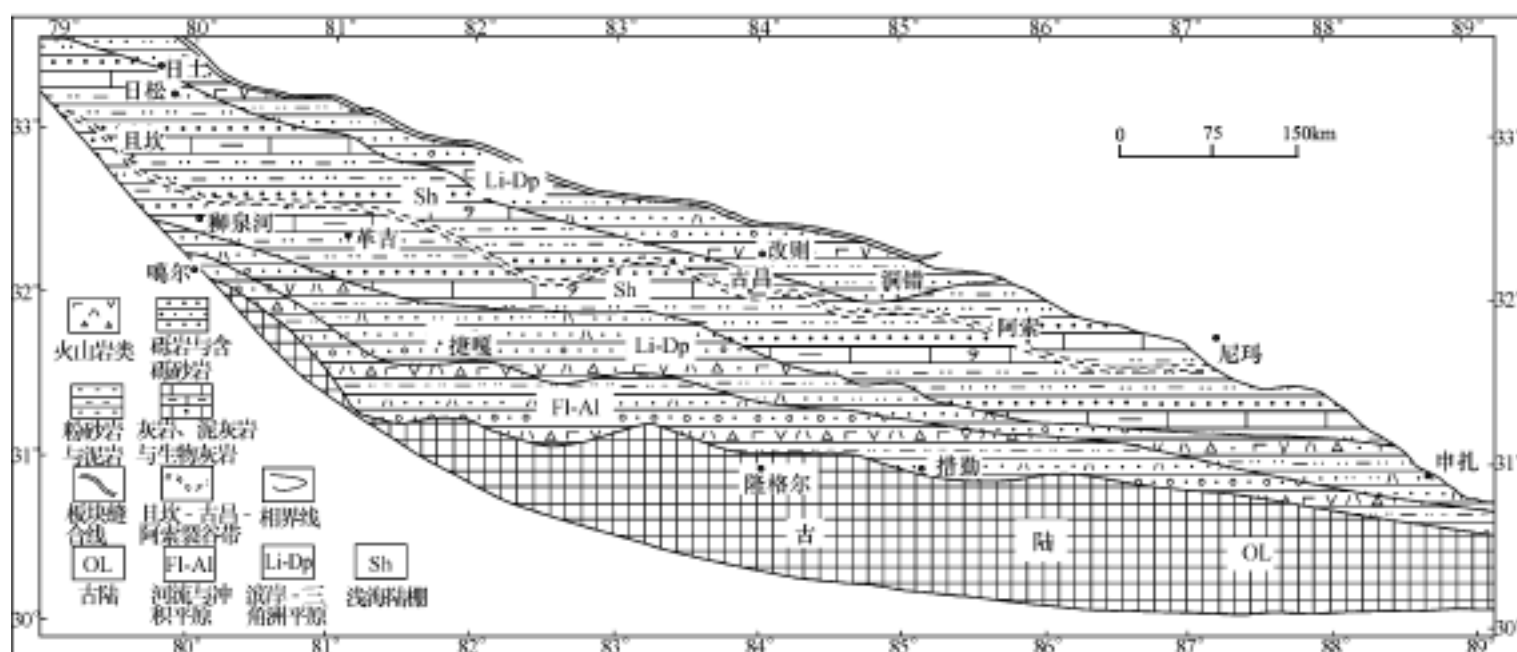


图 6-11 措勤盆地早白垩世早中期（多尼组-则弄群）岩相古地理图

（1）河流-冲积平原相带

分布于盆地南部的古陆附近，相带北界大致沿果仓卖—达雄—邦多一线与滨岸-三角洲相带分界，主要由冲积相复成分砾岩、河流相砂砾岩、紫红色含砾粗砂岩、粉砂岩和陆相火山岩组成。在革吉茶里错一带，底部为冲积相砾岩，向上过渡为河流相紫红色含砾粗砂岩、粉砂岩、页岩夹中酸性、中基性火山岩和凝灰岩；在措勤达瓦错东可见到紫红色含砾粗砂岩与粉砂岩、粉砂质泥岩组成二元结构，发育平行层理、大型槽状交错层理，砂体多为透镜状叠置；在措勤县城附近可见到沉火山岩中的河流底冲刷；在措勤磁石分离藏、尼玛当惹雍错一带，中下部火山岩气孔、杏仁构造发育，火山岩具红顶绿底现象，火山岩中的碎屑岩夹层具二元结构，发育粒序层理、平行层理，含植物碎片。由于海平面的不断上升，在该带的上部或顶部出现三角洲沉积，局部出现浅海相的圆笠虫灰岩沉积（如措勤洁居纳卓乡虾格子一带则弄群顶部夹少量圆笠虫灰岩夹层），但该带以陆相沉积为主，因此图面以河流-冲积平原相表示。该带的沉积特征具有由陆相向三角洲或浅海相过渡的充填序列，中下部为陆相河流-冲积平原沉积为主，上部为河流、三角洲夹浅海相沉积，显示该期为一变深沉积过程。

（2）滨岸-三角洲相带

分布于盆地北部和南部两个沉积带（图 6-11），北带限于班公湖-怒江缝合线与日土—盐湖-洞错断裂之间（木嘎岗日地层分区），南带见于果仓卖—达雄—邦多一线与帮巴南—江马—雪上勒一线之间。

南部沉积带主要由三角洲相复成分砾岩、含砾粗砂岩、粉砂岩、泥页岩和滨岸相石英砂岩、石英粉砂岩组成，底部见河流相砂砾岩沉积，上部夹浅海相圆笠虫灰岩，含植物碎片和海相腹足、腕足等化石。在措勤夏东一带为河流到三角洲平原相的火山质砾岩、含砾粗砂岩、长石岩屑砂岩、凝灰质砂岩、粉砂岩及碳质页岩，内夹多层中酸性火山熔岩、火山角砾岩及凝灰岩，可见砾岩与砂岩、砂岩与粉砂岩、碳质页岩等组成下粗上细的韵律沉积，砾石具有一定的分选和磨圆，呈叠瓦状排列，砂体多为透镜状叠置，发育平行层理、粒序层理、交错层理，见植物碎片。在措勤亚角龙一带未见底，主要为三角洲平原相砂砾岩（图版 1-A）、紫红色岩屑砂岩、紫红色粉砂岩及滨岸相石英砂岩和火山作用的火山岩、凝灰岩，砾岩、砂岩、粉砂岩多组成韵律性沉积，发育平行层理、水平层理、砂纹层理，含双壳、腹足等海相化石及陆相植物碎片。在措勤郭龙一带为河流到三角洲相的复成分砾岩（流纹质、英安质及石英质、砂岩砾石）、长石岩屑砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩，中部夹浅海相的圆笠虫灰岩，砂体和砾岩层多为透镜状叠置，含砾粗砂岩与中细砂、砂岩与粉砂岩等组成韵律互层，发育平行层理、交错层理，下部见多层植物碎片，中上部见双壳、腹足、腕足、圆笠虫等海相化石和植物碎片。该带虽然有河流相和浅海相沉积，但以三角洲—滨岸沉积为主，且古地理位置处于陆相与浅海相带之间，因此图面以三角洲—滨岸相表示。

北部沉积带位于班公湖—怒江结合带内，资料较少，且剖面均不完整，从仅有的资料来看，主要为三角洲—滨岸相碎屑岩沉积。在班公湖东岸为三角洲相岩屑砂岩、长石石英砂岩及砾岩沉积。在热帮界哥拉一带（图 6-7A）为滨岸—三角洲相石英砂岩、长石石英砂岩、钙质粉砂岩夹钙质页岩、泥灰岩及灰岩。在革吉纳屋错一带（图 6-7A）主要为三角洲—滨岸相砾岩、长石石英砂岩、岩屑石英砂岩、粉砂质板岩及火山作用的玄武岩、安山岩、英安岩，局部夹浅海相薄层生物灰岩，发育粒序层理、平行层理、交错层理，见植物化石印模和海相双壳类化石。在改则洞错一带为陆相火山岩堆积。从沉积特征及其该带北邻羌南古陆、南与措勤盆地浅海相带过渡的古地理格局来看，应为海陆过渡相沉积区，因此图面以三角洲—滨岸相表示。

（3）浅海相带

分布于日土—盐湖—洞错一线以南、帮巴南—江马—雪上勒一线以北的地区（图 6-11）。主要由浅海相的粉砂质泥页岩、粉砂岩、泥灰岩、生物灰岩夹水下扇砂砾岩组成，底部为海侵初期的海陆过渡相沉积。在日土拉梅拉一带未见底，下部以三角洲相砂砾岩沉积为主夹浅海相粉砂质页岩，含多层植物碎片，上部为浅海相粉砂质泥页岩夹灰岩薄层及少量水下扇砂砾岩沉积。在革吉巴尔沟一带未见底，下部为滨岸相石英砂岩、长石石英砂岩沉积，中上部为浅海相粉砂质泥岩、灰岩夹水下扇砂岩沉积，发育平行层理、交错层理、水平层理及底冲刷构造，见珊瑚、圆笠虫、介形虫、棘屑等生物化石。在改则吉朗勒一带（图 6-7B）仅出露多尼组下部地层，剖面下部为三角洲河道砂砾岩、间湾碳质页岩及河口坝砂岩与浅海相粉砂质泥岩、泥灰岩、灰岩沉积，见粒序层理、包卷层理、平行层理、水平层理、底冲刷构造，上部为浅海相页岩、灰岩、粉砂质泥岩沉积，见生物潜穴和扰动构造，含固着蛤、圆笠虫等海相化石。在改则扎贡弄巴一带（图 6-7C）出露多尼组

中上部地层，为浅海相泥页岩与灰岩、生物灰岩沉积，发育水平层理、砂纹层理，见腹足、固着蛤、圆笠虫等海相化石。在尼玛军仓查尔嘎一带未见底，剖面下部为潮坪潟湖到障壁砂坝的中薄层状砂泥岩沉积为主，发育平行层理、砂纹层理、潮汐层理，中上部为浅海相粉砂质泥岩、钙质泥岩及缓坡相灰岩沉积，发育平行层理、水平层理，见较多海相化石，顶部为中酸性火山岩堆积。在尼玛聂木纳—厂马努一带未见底，下部为三角洲砂砾岩沉积，中上部为浅海相泥页岩、灰岩夹少量滨岸相砂岩沉积。该带总体为海陆过渡相向浅海相变深充填序列，以浅海相沉积为主，因此古地理图面以浅海相表示。

(4) 裂谷带

盆地内沿且坎—古昌—阿索一线存在类似于中晚侏罗世时期一样的裂谷带，带内见早白垩世深水放射虫硅质岩、浊积岩及浅水碎屑岩岩片、碳酸盐岩岩片。

综上所述，早白垩世中期措勤盆地的古地理格局以且坎—古昌—阿索裂谷带为沉积、沉降中心向南北两侧展布。裂谷带内由深水、浅水及基性—超基性岩浆岩混杂堆积而成；裂谷带两侧则由浅海相沉积逐渐过渡为隆起剥蚀区。各相带从下向上均具有变深充填序列，显示该期的措勤盆地为拉张背景下的海侵沉积环境。

3. 早白垩世晚期（郎山组）

该期沉积体分布于整个措勤盆地，盆地以南为隆起剥蚀区，以北为班公湖—怒江缝合线及羌南隆起剥蚀区。盆内可划分出局限台地、开阔台地和生物礁相（图 6-12）。

(1) 局限台地相区

分布于盆地南北两个沉积带。南部沉积带大致位于噶尔—捷嘎北—达雄—邦多一线与盆南隆起剥蚀区之间的地区，北部沉积带位于班公湖—怒江缝合带内（图 6-12）。

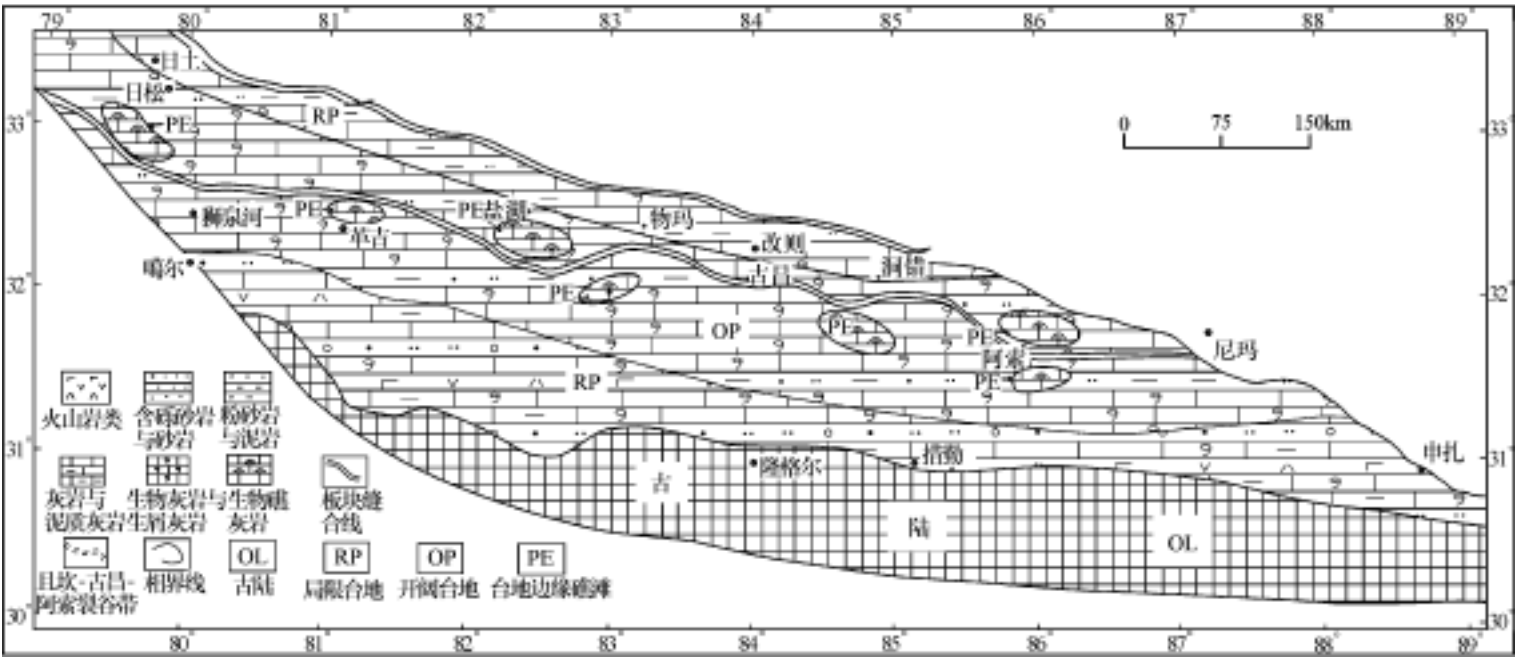


图 6-12 措勤盆地早白垩世晚期（郎山组-接嘎组）岩相古地理图

南部沉积带主要由局限台地相的泥灰岩、硅质灰岩、生物灰岩、泥晶灰岩和火山作用的火山岩、凝灰岩及陆源进积的砂砾岩组成，局部见台内滩相的颗粒灰岩。在噶尔果仓卖

一带未见顶底，剖面下部为深灰、灰黑色中薄层状灰岩、生物灰岩和安山岩、英安岩，含大量有孔虫、双壳、腕足、珊瑚等化石，上部为灰色厚层状灰岩夹玄武岩，含有孔虫化石。在革吉茶里错一带未见顶，主要为灰黑色薄板状灰岩、疙瘩状生物灰岩、细晶灰岩、微晶圆笠虫灰岩、粉砂质灰岩夹硅质岩和水下扇砂砾岩，顶底为蚀变火山岩，见珊瑚、固着蛤、圆笠虫等生物化石；在措勤良种站一带未见顶底，剖面下部为砖红、灰白色中厚层含砾砂岩、岩屑砂岩夹安山质火山角砾岩，中部为中厚层灰岩、圆笠虫灰岩、生物泥质灰岩及泥灰岩，产有孔虫，上部为灰绿、黄褐色泥质砂岩、含砾砂岩。该带总体为低能灰岩沉积和火山岩堆积，由于临近古陆剥蚀区，常有陆源碎屑物质进积于灰岩或火山岩之中。

北部沉积带主要由泥灰岩、生物灰岩夹陆源进积的砂岩组成，与南部沉积带相比，该带火山岩明显减少。在班公湖东岸一带为深灰色厚层状生物灰岩和交错层砂岩，产圆笠虫、菊石、腹足、双壳、珊瑚、海胆等化石；在日土巴尔穷一带露头较少，为灰白色厚层灰岩，含圆笠虫、双壳、腹足等化石。该带详细剖面资料较少，沉积物以低能生物灰岩、泥灰岩为主，古地理位置北邻缝合线及羌南古露（图6-12），因此图面以局限台地相表示。

（2）开阔台地相区

位于且坎-古昌-阿索裂谷带两侧的广大地区。主要为广海台地相生物灰岩、内碎屑灰岩、生物碎屑灰岩、燧石结核和团块灰岩，夹泥灰岩和钙质泥岩，产大量海相圆笠虫和固着蛤化石。在尼玛沙马怒一带（图6-13A）未见顶，底与下白垩统多尼组过渡，下部主要为台内浅滩相圆笠虫灰岩、生物碎屑灰岩、砂砾屑灰岩和滩下圆笠虫泥微晶灰岩、固着蛤微晶灰岩组成旋回性沉积。中部主要为滩下含圆笠虫、固着蛤微晶灰岩、燧石结核及团块灰岩、泥质灰岩夹浅滩相生物碎屑灰岩、砂砾屑灰岩，上部为浅滩相砂砾屑灰岩、生物碎屑灰岩和滩下含生物微晶灰岩组成旋回性沉积。在改则阿障一带（图6-13B）未见顶底，下部主要为台内浅滩相生物碎屑灰岩、内碎屑灰岩和滩下微晶灰岩、圆笠虫微晶灰岩、燧石结核及团块灰岩、泥灰岩组成旋回性沉积，中部为陆棚相钙质泥岩夹泥灰岩、泥晶灰岩和少量生物碎屑灰岩，见水平层理，上部主要为台内浅滩相生物碎屑灰岩、砂砾屑灰岩和滩下生物微晶灰岩、生物灰岩、燧石结核及团块灰岩组成不等厚旋回性沉积，偶见水平层理。从上述可以看出，该相带总体为台地相生物灰岩、颗粒灰岩、泥微晶灰岩、燧石结核及团块灰岩沉积，局部夹水下扇砂砾岩沉积（如改则拉秦扎曲一带），产大量广海相生物，因此图面以开阔台地相表示。

（3）生物礁相

现今措勤盆地所发现的生物礁剖面主要有7处（表6-3），另据古地理图显示在改则泼滩、阿布勒南等地也有分布。生物礁在平面上分布于且坎-古昌-阿索断裂带的两侧（图6-2），纵向上主要产出于郎山组的上部和下部。构成生物礁的造礁生物主要为珊瑚和固着蛤等。生物礁呈多层出现，累计厚度在不同剖面变化较大，如日土甲岗、革吉一带，生物礁长约5~10km，厚约300~1000m，主要由固着蛤、珊瑚、圆笠虫、藻类组成（郭铁鹰等，1991）。

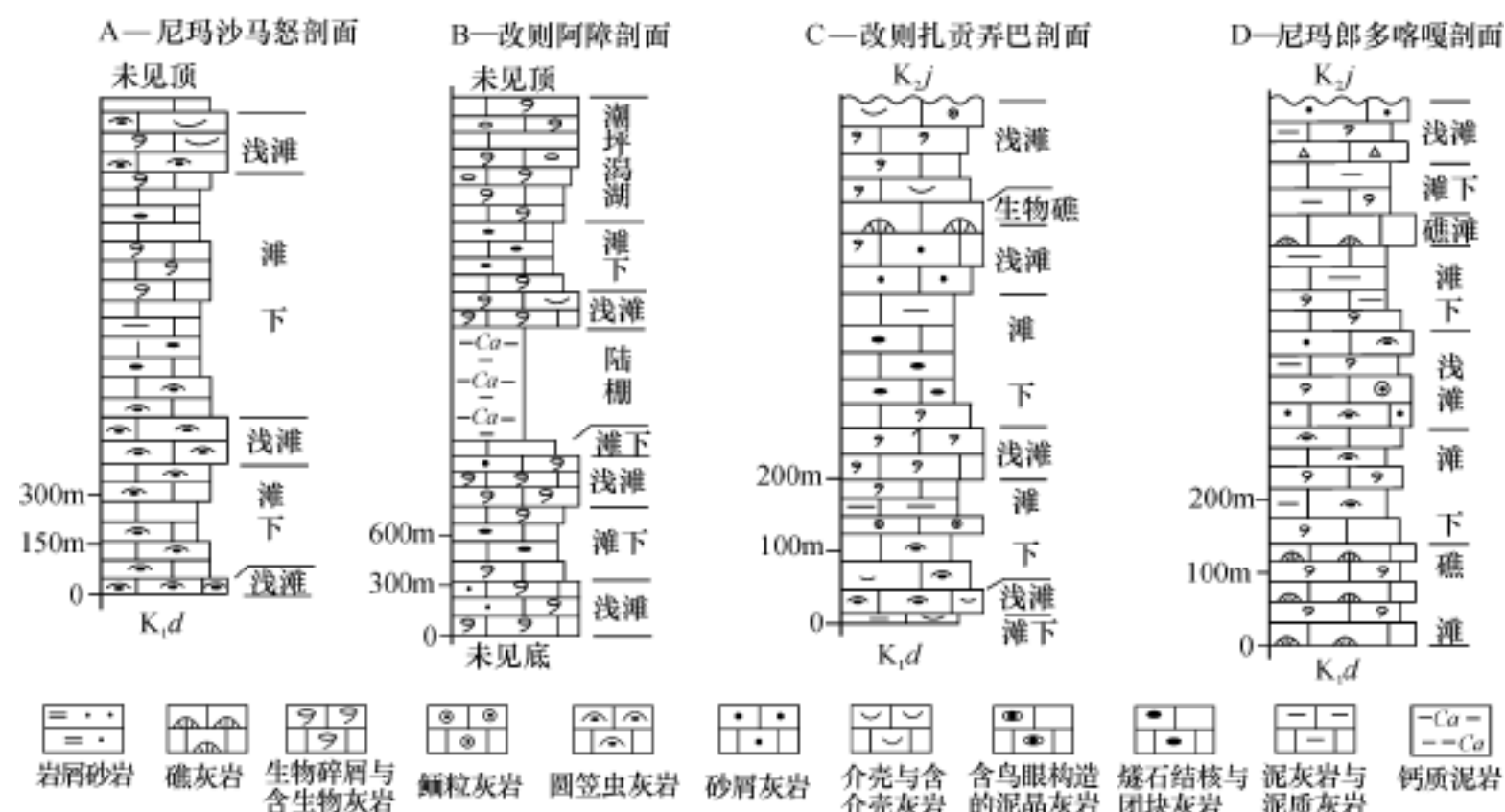


图 6-13 措勤盆地下白垩统郎山组沉积相剖面结构

表 6-3 措勤盆地生物礁分布统计

剖面名称	造礁生物类型	生物礁厚度	资料来源
日土甲岗-且坎剖面	珊瑚礁，可能有固着蛤礁	共 5 层，厚度大于 500m	郭铁鹰等，1991
革吉弄瓦卓姆-天毕戈勒	可能为固着蛤礁和珊瑚礁	共 3 层，厚度较大	郭铁鹰等，1991
革吉盐湖格巴麦冬剖面	可能为珊瑚礁和固着蛤礁	共 2 层，分布于剖面的上部，厚度约 675m	1 100 万日土幅，1987
革吉麦乡 4946 高地剖面	可能为珊瑚礁	共 2 层，分布于剖面顶部，厚度 49.1 m	陈清华等，1995
改则扎贡弄巴剖面	珊瑚礁	仅 1 层，分布于剖面上部，厚度较小	华东石油大学，1995
		1 层，厚 30m	笔者，2002
尼玛郎多喀嘎剖面	造礁生物主要为珊瑚	共 5 层，总厚 108 m	陈清华等，1995
尼玛普得都、拉扎自里剖面	固着蛤礁	不详	1 25 万邦多幅，2003

生物礁相除造礁生物灰岩外，还有滩相砂砾屑灰岩、鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩和滩下含生物微泥晶灰岩、泥质灰岩、燧石结核及团块灰岩等组成。在甲岗—且坎一带（郭铁鹰等，1991）未见顶，下部为礁滩相的珊瑚礁灰岩、圆笠虫灰岩夹滩下泥灰岩，中上部为水下扇砂质板岩及砾岩，内夹生物礁灰岩。在革吉盐湖格巴麦冬一带下部为浅滩相生物碎屑灰岩与滩下泥灰岩、泥质灰岩组成旋回沉积，内夹水下扇砂岩；上部为 675 m 厚的生物礁灰岩。在改则扎贡弄巴（图 6-13C）（图版 ）一带，下部为浅滩相生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩与滩下泥质灰岩组成旋回沉积，中部为滩下含生物微泥晶灰岩、燧石结核及团块灰岩夹少量滩相砂屑灰岩，上部为礁滩相砂屑灰岩、生屑灰岩、珊瑚礁灰岩夹少量滩

下含生物微泥晶灰岩。在尼玛郎多喀嘎（图6-13D）一带，主要为生物礁滩相砂屑灰岩、生屑灰岩、珊瑚礁灰岩和滩下泥质灰岩、含生物泥微晶灰岩组成旋回沉积。从上看出，生物礁相区除了生物礁灰岩外，还有浅滩相颗粒灰岩和滩下微泥晶灰岩、泥灰岩，并且生物礁灰岩不占优势，但为了突出生物礁的特殊性，图面以生物礁相表示。

综上所述，早白垩世晚期的措勤盆地发育台地相碳酸盐岩沉积，沉积中心大致位于且坎-古昌-阿索断裂带的两侧，以开阔台地相和生物礁滩相沉积为主，灰岩厚度较大，很少夹陆源粗碎屑物质。该带向南北两侧逐渐过渡为局限台地相沉积（图6-12），灰岩厚度减薄，陆源粗碎屑物质明显增多，南部局限台地相有较多的火山岩夹层出现。

三、盆地的性质、结构及演化

盆地的产生、发展及消亡过程受控于两缝合带的形成演化。从盆地的沉积充填序列、沉积体系时空展布、岩相古地理特征、层序地层、构造-岩浆事件及两缝合带的形成演化来看，盆地侏罗系沉积主要与班公湖-怒江带的拉张-汇聚作用有关，早白垩世的沉积则受控于两缝合带的共同作用，晚白垩世到新生代的沉积与雅鲁藏布江洋的闭合、碰撞关系密切。两结合带的汇聚、碰撞时序和作用强度差异，致使盆地充填序列大致可划分为三大沉积-构造层，即中上侏罗统沉积-构造层、下白垩统沉积-构造层和上白垩统—新生界沉积-构造层（该沉积-构造层内虽有多个不整合面，但为海相盆地主体消亡后的局部沉积，且以陆相沉积为主，因此作为一个构造层）。各沉积-构造层之间均以区域性角度不整合相接触。前两沉积-构造层反映中生代措勤海相盆地的发生、发展及消亡过程；后者主要反映措勤地区陆相沉积特征。由于各沉积-构造层内的充填序列、沉积展布特征、构造-岩浆事件等差异，可反映不同时期、不同阶段盆地的构造背景、盆地性质及演化。因此，依据盆地充填特征反演推理，再结合构造-岩浆事件，中新世代措勤盆地的地质历史划分为中晚侏罗世、早白垩世和晚白垩世3个演化阶段。不同演化阶段，盆地的结构、性质及演化过程有所差异。

（一）中晚侏罗世

对于中晚侏罗世措勤盆地的性质认识，观点较多，主要分歧在于对班公湖-怒江洋的俯冲方向和盆地结构，从而导致对措勤盆地性质的定位不同。综合各种观点，总体概括起来有：周缘前陆盆地（王冠民，2001），认为班公湖-怒江洋向北俯冲，在其南侧形成了周缘前陆盆地，接奴群为前陆隆起带滨浅海沉积；弧后裂谷盆地到前陆盆地，盆地呈北深南浅的箕状结构；班公湖-怒江洋向南俯冲而形成的措勤弧后前陆盆地（罗建宁等，2002）；弧后边缘海盆地；前陆-弧后复合盆地（刘燊等，2000）；弧前盆地（夏代祥，1986），班公湖-怒江洋向南俯冲，在盆地南部的达雄一带形成火山弧。

1. 盆地的结构及性质

前述沉积特征及古地理展布显示，中晚侏罗世的盆地具有以且坎-古昌-阿索裂谷带为沉积、沉降中心向南北展开的对称性特征，裂谷带北侧沉积了中上侏罗统拉贡塘组和上侏

成都理工大学：中华人民共和国区域地质调查报告，1:25万措勤幅，2002。

江西地质调查院：中华人民共和国区域地质调查报告，1:25万邦多幅，2002。

中石油青藏项目：青藏地区措勤盆地地区石油地质调查报告，华东石油大学，1997。

罗统沙木罗组滨浅海相碎屑岩及灰岩，南侧沉积了中上侏罗统接奴群滨浅海相碎屑岩及灰岩，沉积相显示具北深南浅的沉积特征，裂谷带内由沙木罗组深水复理石碎屑岩和放射虫硅质岩、浅水碎屑岩岩片和碳酸盐岩岩片组成。

沉积序列和层序地层研究表明，盆地早期具拉张、沉陷、海平面不断上升超覆的变深充填序列；晚期具海平面不断下降、滨岸石英砂岩不断进积的变浅充填序列。

火成岩显示，班公湖-怒江构造带南侧的沙木罗组地层和接奴群上部地层中夹有少量俯冲背景下的岛弧型火山岩；裂谷带内断续堆积有代表裂谷已拉开，并局部出现小洋盆性质的蛇绿岩块。

因此，中晚侏罗世的措勤盆地具有以裂谷带为中心向南北两侧展开的近对称型结构，盆地的充填序列类似于加拿大北部元古代的阿撒普斯与俄克拉何马元古宙—二叠纪科勃拉谷沉积序列及展布（Hoffman 等，1974），差别主要在于措勤盆地沉积体内见少量岛弧型火山岩。因此盆地的性质应为拉张背景下的裂陷型盆地。至于是弧后裂陷或其他性质的裂陷有待进一步研究，原因有二，其一，且坎、拉梅拉、狮泉河、革吉聂尔错、古昌等地蛇绿岩的侵位时间与班公湖-纳屋错蛇绿岩侵位时间相当，从上覆地层为早白垩世沉积和邻区改则幅获侏罗系放射虫硅质岩及 167.5Ma（K-Ar）同位素年龄值推测两带的蛇绿岩侵位时间为晚侏罗世，四川地调院于班公湖-怒江造山带和且坎-古昌-阿索裂谷带内获取的同位素年龄为晚三叠到侏罗系；其二，班公湖-怒江结合带的俯冲极性争议很大，观点较多，并且该期班公湖-怒江结合带南侧岛弧型火山岩不发育。尽管如此，笔者从裂谷带内蛇绿岩的侵位时间和班公湖-怒江洋南侧出现岛弧火山岩来看，认为早期可能随班公湖-怒江洋的拉裂而形成同步蛇绿岩侵位，晚期由于弧后的拉张叠加致使盆地形成一定规模。

至于盆地萎缩期是否具有前陆盆地充填特征，笔者认为可能无前陆盆地沉积，原因是：措勤盆地萎缩期裂谷带两侧主要以滨岸相充填而结束沉积，未见大量造山带磨拉石堆积；裂谷带内可能未完全闭合，致使该带内的沙木罗组地层难以识别出晚侏罗世与早白垩世沉积界线；盆内沉积体不具备前陆盆地的箕状结构特征；班公湖-怒江洋的向南俯冲不强烈，正因如此，一些观点认为两板块是以和平的停靠方式来完成。这种弱俯冲应力可能难以造成弧后大量逆冲带而形成前陆盆地。因此盆地萎缩期可能无前陆盆地沉积，即使有，也很少量而且分布局限，盆地的沉积主体应为裂陷型盆地充填。

2. 盆地的形成演化

该期盆地的形成演化主要受控于北缘班公湖-怒江缝合带的构造演化。班公湖-怒江洋于中晚三叠世已打开，中晚侏罗世开始向南俯冲，侏罗纪末期闭合。因此位于班-怒结合带南部弧后区的措勤盆地随板缘的仰冲和弧后的拉张而裂陷成盆，随板缘的闭合而萎缩。其演化过程大致可划分为拉张裂谷阶段、拗陷阶段和盆地萎缩阶段。

1) 拉张裂谷阶段。早期裂谷可能在晚三叠世—早侏罗世期间，随班公湖-怒江带拉

成都理工大学. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25 万措勤幅, 2002.

四川地质调查院. 中华人民共和国区域地质野外验收报告, 1:25 万革吉幅, 2003.

西藏区调队. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:100 万日土幅, 1987.

夏邦栋等, 1996, 内部资料.

裂而形成初始裂谷，在其裂谷带内形成了与班公湖-怒江带同期的火成岩，裂谷位置可能限于且坎—古昌一带；晚期裂谷可能在中晚侏罗世，班公湖-怒江洋向南俯冲，在仰冲板块上形成火山弧，由于弧后的拉张作用，沿早期裂谷带进一步拉开，并局部出现小洋盆。

2) 拗陷阶段。中晚侏罗世时期，盆地以且坎-古昌-阿索裂谷带为沉降中心逐渐下凹，海水以裂谷带为轴线向南北两侧逐渐超覆，南侧沉积了接奴群下段滨岸相石英砂岩到浅海相粉砂质泥岩和灰岩的变深序列、沉积体呈北深南浅的格局；北侧沉积了中上侏罗统拉贡塘组和上侏罗统沙木罗组滨浅海相碎屑岩及灰岩，沉积体向北与班公湖-怒江洋过渡。南北两侧地层均以角度不整合超覆于古生代地层之上。裂谷带内由于后期构造混杂而成残块，主要有深水复理石岩片及硅质岩残片和浅水碳酸盐岩残片及碎屑岩残片等。

3) 盆地萎缩阶段。侏罗纪后期，随着班公湖-怒江洋的消减直至闭合，措勤弧后裂陷盆地由拉张沉降转变为挤压抬升，水体逐渐变浅。裂谷带南侧沉积了接奴群上段的滨岸相石英砂岩，局部见河流相砂砾岩（革吉罗尔根藏布南岸一带）；北侧沉积了沙木罗组滨浅海相石英砂岩、粉砂岩等。南北两侧均以角度不整合与上覆地层接触。裂谷带内为沙木罗组残块混杂，与上覆白垩系地层无明显界线，可能是该裂谷带在侏罗纪末未完全关闭，致使该带地层难以区分出上侏罗与下白垩统地层。

（二）早白垩世

对早白垩世措勤盆地的结构和性质认识，主要分歧在于对班公湖-怒江结合带的俯冲极性、雅鲁藏布江洋的俯冲时间、早白垩世则弄群弧火山岩属于哪条结合带的产物等看法不同，因而提出了多种观点。总体概括起来主要有：两结合带共同作用形成的复合弧后前陆盆地；雅鲁藏布江结合带的弧后前陆盆地（王冠民，2001）；雅鲁藏布江结合带的弧后盆地（川巴—它日错一带）、弧内盆地（措勤—申扎一带）；班公湖-怒江结合带的弧后前陆盆地（罗建宁等，2002）；班公湖-怒江结合带的弧间盆地（潘桂棠等，1997）。

1. 盆地的结构及性质

前述沉积特征及古地理展布显示，早白垩世的措勤盆地具有以且坎-古昌-阿索裂谷带为沉积沉降中心向两侧展开的古地理特征：裂谷带内由深水复理石、放射虫硅质岩和浅水碎屑岩、碳酸岩盐组成；裂谷带北侧由多泥组和郎山组构成，沉积体具南厚北薄、南深北浅的古地理格局；裂谷带南侧的革吉、川巴、它日错一带为浅海相细碎屑岩与灰岩和台地相灰岩组成，在邻近且坎—古昌—阿索一线的郎山组灰岩中发育生物礁滩相，措勤—申扎一带由则弄群陆相到海陆过渡相和捷嘎组台地相灰岩组成。盆地南北两侧地层与下伏古生界及侏罗系地层以角度不整合接触。

沉积序列和层序地层研究表明，盆地在早白垩世早中期具拉张沉陷、海平面不断上升超覆的变深充填序列；早白垩世晚期处于相对稳定、碳酸盐岩台地不断加积的充填序列；早白垩世末期受盆地边缘造山带的影响而隆升为陆。

物源构造背景分析显示，多尼组沉积物主要来自于岛弧造山带物源区和岩浆弧物

成都理工大学：中华人民共和国区域地质调查报告，1:25万措勤幅，2002。

中石油青藏项目：华东石油大学，青藏地区措勤盆地区域石油地质调查报告，1997。

源区。

火成岩显示，盆地南（措勤-申扎地层分区）北（木嘎岗日地层分区）两带分布有俯冲背景下的岛弧型火山岩和侵入岩，虽然对两岛弧型火成岩归属那条缝合带的产物还存在争议，但笔者暂定为分属南北两条缝合带的产物。盆地中央裂谷带附近分布有裂谷背景下的双峰式火山岩（张开均等，2003）以及显示裂谷存在并局部出现小洋盆的蛇绿岩混杂岩块。

综合上述盆地的沉积特征、古地理展布、沉积充填序列及盆地裂谷带的存在，早白垩世的措勤盆地具有近对称型结构，盆地性质应为裂陷型盆地。结合盆地两侧出现该期的岛弧型火山岩和侵入岩及盆内物源来自于火山岛弧区，并且岛弧火山岩分属于班公湖-怒江结合带向南俯冲和雅鲁藏布江洋向北俯冲的产物，因此早白垩世的措勤盆地应为双弧后裂陷盆地。

至于盆地消亡期是否具有前陆盆地性质，笔者从盆地沉积充填序列和古地理展布来看，认为不具备前陆盆地的充填特征，理由是：盆地充填后期为郎山组灰岩沉积，遍布全盆，灰岩之上为区域性角度不整合面分隔上、下白垩统地层，未见前陆盆地的磨拉石充填；该期盆地具有对称型充填特征，而无前陆盆地的箕状结构；盆地充填主体是裂陷背景下的变深沉积序列，因此盆地性质应为裂陷盆地。

2. 盆地的形成演化

该期措勤盆地的产生、发展及消亡过程主要受控于冈-念板片两边缘带的构造演化，早白垩世早期，盆地南部的雅鲁藏布江洋开始向北俯冲，同时盆地北部班公湖-怒江洋关闭后的持续作用影响，致使盆地南北两侧处于岩浆活动极为强烈的岛弧活动带，弧后的拉张和区域性热沉降致使两岛弧之间形成措勤裂陷盆地，裂谷的位置主要沿早期裂谷（侏罗纪时期）软弱带进行。早白垩世末期，可能由于班公湖-怒江缝合带的碰撞使盆地整体挤压抬升为陆，从而使盆地主体结束其海相演化史。因此早白垩世措勤盆地的演化过程可划分为以下3个阶段。

1) 岛弧火山岩堆积阶段。早白垩世初期两结合带的俯冲作用，在盆地南北两侧堆积了巨厚的岛弧型火山岩。南侧以则弄群下段为代表，岩性为气孔及杏仁状玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩、火山角砾岩及凝灰岩等，岩层具红顶绿底现象，内部陆源碎屑岩夹层具河流的二元结构，显示火山岩为陆相喷发特点；北侧以去申拉组为代表，岩性为安山岩、玄武岩、粗面岩、安山质火山角砾岩及凝灰岩等，喷发环境为陆相堆积。

2) 裂陷、拗陷阶段。早白垩世早中期，两岛弧火山作用逐渐减弱，沉积作用逐渐趋于主动。随着岩浆的抽出和弧后的拉张，弧后区开始裂陷、下凹。侏罗纪末未完全关闭的且坎-古昌-阿索裂谷带成为应力的集中点再次拉裂，裂谷带两侧则发生区域性沉降，海水以裂谷带为轴线向两侧逐渐超覆，裂谷带北侧沉积充填了多泥组海陆过渡相到浅海相碎屑岩夹灰岩及火山岩序列。南侧的革吉、川巴、它日错一带沉积充填了多泥组海陆过渡相含

成都理工大学. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25万措勤幅, 2002.

四川地质调查院. 中华人民共和国区域地质野外验收报告, 1:25万革吉幅, 2003.

西藏区调队. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:100万改则幅, 1986.

煤碎屑岩到浅海相细碎屑岩和灰岩互层演变序列，局部夹双峰式火山岩夹层；措勤—申扎一带沉积充填了则弄群上段的河流到三角洲相砂砾岩夹火山岩序列，上部夹少量浅海相圆笠虫灰岩沉积。裂谷带内及附近堆积了基—中—酸性火山岩（原维恩组）、蛇绿岩和放射虫硅质岩。早白垩世晚期，经过长期夷平和充填作用，盆地处于平坦—缓坡状基底条件，以广泛发育郎山组、捷嘎组台地相灰岩沉积。灰岩以裂谷带两侧最厚，且发育礁滩相沉积，向南向北灰岩逐渐变薄，且碎屑岩夹层增多，显示盆地以裂谷带为沉积中心，向两侧逐渐过渡为陆的对称型特点。

3) 变形阶段。早白垩世末期，盆地遭受大规模的地壳运动，主体基本隆升为陆，下白垩统及以前的地层普遍发生褶皱和断裂等构造变形，并伴随大规模岩浆侵入。其构造变形强度由北向南逐渐减弱，褶皱轴迹和逆冲断裂走向以东西向和北西西向为主，褶皱轴面和断层面向北倾斜，表明盆地所受的构造应力以南北向挤压为主，动力来自于盆地北部的班公湖—怒江带碰撞造山作用。

第三节 构造单元划分与构造变形特征

一、构造单元划分

措勤盆地位于班公湖—怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带所夹持的冈底斯—念青唐古拉地块中西段。雷振宇等（1999）认为措勤盆地构造具有明显的“南北成带”特征，据此将盆地划分为北部坳陷带、南部隆起带两个二级构造单元，其间以江马—雪上勒—雅弄断裂为界（图6-14）。笔者考虑到盆地古生界基底出露情况及所反映的基底起伏特征、盖层分布特点和构造变形特征，在上述基础上进一步将盆地可分为5个三级构造单元（图6-14），即洞错—阿苏（阿索）坳陷带、拉果错—当雄隆起带、川巴—它日错坳陷带、夏东—雅弄—夏嘎日隆起带、措勤—色陇拉坳陷带。

洞错—阿苏坳陷带位于中仓—当雄—戈芒错一线以北地区，长大于400km，宽20~35km，向东至无如错一带变宽。基底最大埋深9.0km，其内出露地层主要为中上侏罗统、白垩系及大片第四系，构造上为一北西西向复式褶皱，发育大型褶皱断裂构造。

拉果错—当雄隆起带位于拉果错—当雄一带，在当雄以西30km倾没，再往西约30km抬起。隆起带宽10~20km、长约300km，基底最大埋深5.6km，出露地层主要为二叠系，断裂发育，褶皱规模小，岩浆活动不发育。

川巴—它日错坳陷带分布于呷龙—川巴—它日错一带，长约300km、宽20~50km，基底埋深9.0km，主要出露下白垩统地层，构造上为一系列平行线状褶皱组合，有可来青、文部等燕山晚期花岗岩体出露。

下东—雅弄隆起带由西向东由江让—下东凸起、雅弄—文部凸起组成，向东于夏嘎日与当雄隆起归并。隆起宽10~40km、长300~400km，基底最大埋深5.0km。由石炭—二叠系构成一背斜构造，地表断续出露古生代地层，盖层以白垩系早期火山岩为主。

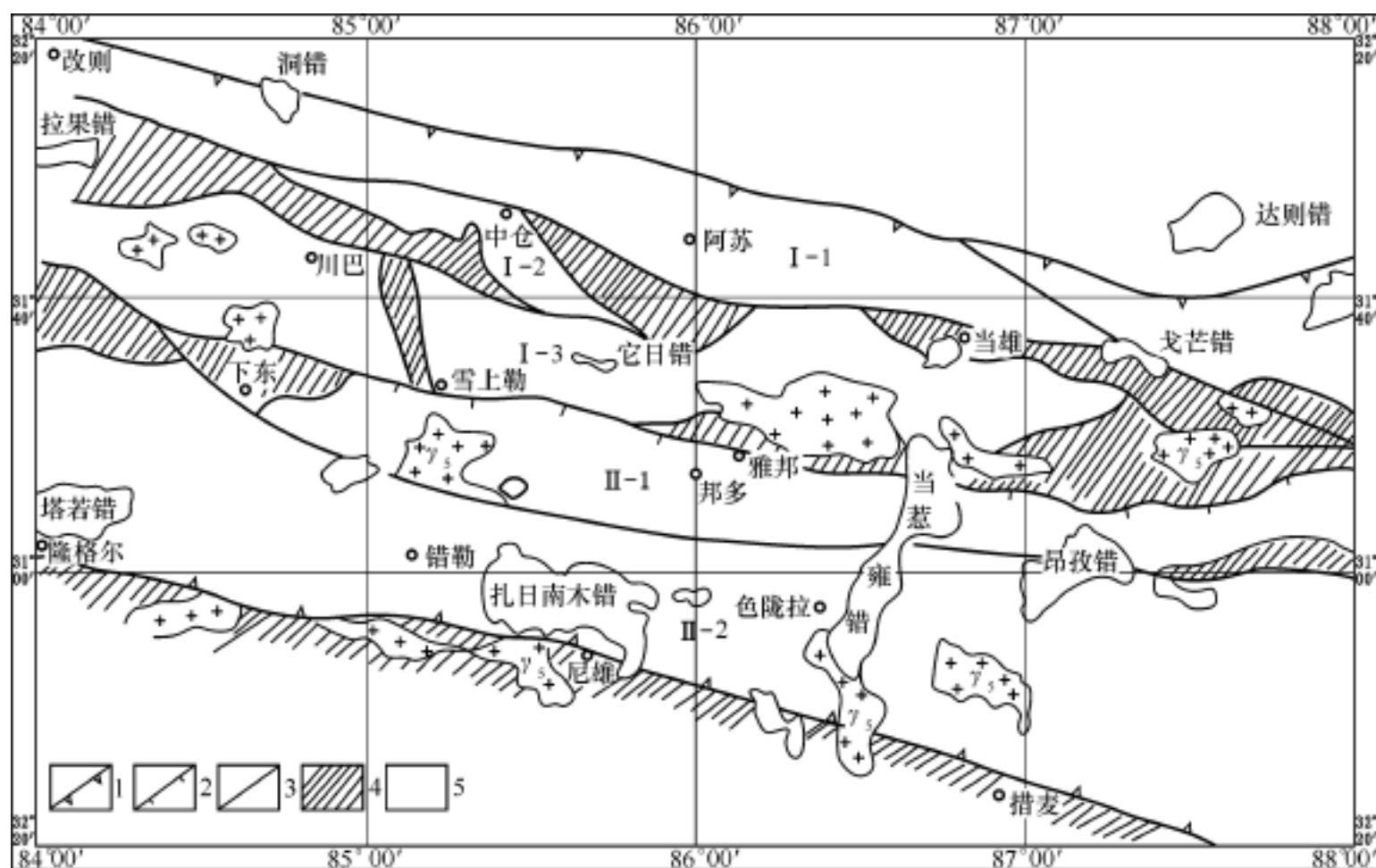


图 6-14 措勤盆地构造单元划分略图

1—盆地边界；2—二级构造单元边界；3—三级构造单元边界；4—古生界基底；5—中、新生界盖层。

-1—洞错-阿苏拗陷带； -2—拉果错-当雄隆起带； -3—川巴-它日错拗陷带；

-1—夏东-雅弄-夏嘎日隆起带； -2—措勤-色陇拉拗陷带

措勤-色陇拉拗陷带分布于达瓦错—达马孜壤—昂孜错一带，南北宽 50 ~70km，长约 350km，基底最大埋深 9.0km，有少量燕山晚期花岗岩体出露，拗陷内主要分布下白垩统则弄群火山岩及竟柱山组，古、新近系零散分布。白垩纪地层内多发育小规模褶皱，断裂较发育。

二、盆地边界断裂

1. 北部边界断裂——改则-嘎色-康如断裂

改则-嘎色-康如断裂作为班公湖-怒江结合带的南缘边界断裂，与其南部的冈底斯地块为界。断裂大体沿改则-嘎色-康如一线近东西向延伸 430km 以上，最小宽度 50m，最大宽度 2800m，在尼玛一带呈向南凸出之弧形（图 6-14）。断面主体北倾，倾向 $350^{\circ} \sim 10^{\circ}$ ；倾角 $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ；局部断面南倾，倾向 $180^{\circ} \sim 210^{\circ}$ ，倾角 50° 。地球物理资料表明该断裂在地下深部主断面北倾，具多期活动特征。

沿断裂带岩石强烈挤压破碎，发育大量的构造角砾岩、碎裂岩、碎粉岩等。在嘎色以西，断裂北侧侏罗系中的构造岩带以片理化千糜岩为特征，为 S 型挤压构造岩。在吴如错以北发现有钙质糜棱岩透镜体或残块（图 6-15），局部可见早期的片理化岩石又破碎成碎裂岩。带内岩层强烈揉皱，可见紧闭的同斜褶皱、平卧褶皱及大量的牵引褶皱。在断裂带内及两侧发育一系列平行主断裂的次级断裂，多显示强烈的挤压和逆冲特点，并被后期

的北东向断裂所截切。整个断裂带中，其北侧中下三叠统确哈拉群变形特征明显，发育钙质糜棱岩透镜体及轴面南倾的紧闭同斜褶皱（图6-15），指示由南向北逆冲作用的存在。断裂带内大量发育的牵引褶皱大部指示由北向南逆冲的特征，部分则显示了晚期由南向北的逆冲特征。

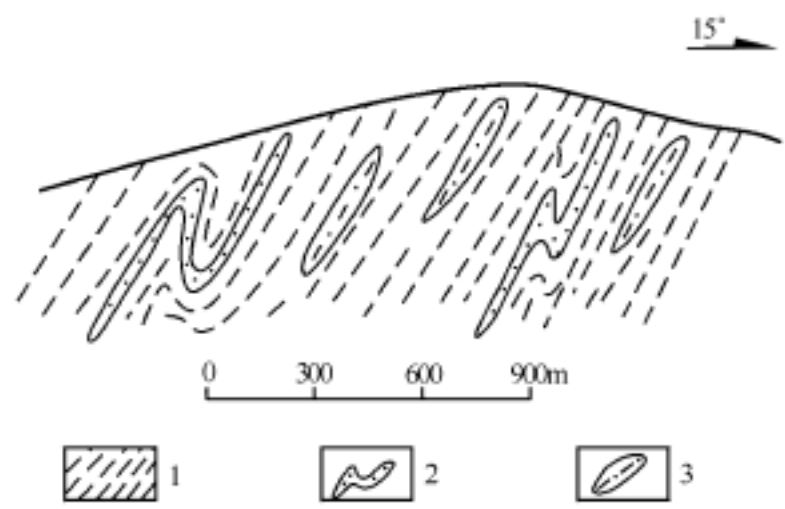


图 6-15 吴如错北波思一带钙质糜棱岩透镜体及紧闭同斜褶皱素描图
1—片理；2—石英砂岩；3—钙质糜棱岩透镜体

作为措勤盆地北缘边界断裂，该断裂具有多期活动特征，构造分析表明该至少存在 4 期活动。

1) 早期的由南向北逆冲推覆（D₁）。该期变形由于后期的改造和覆盖而不清，但断裂带北侧确哈拉群强烈变形特征反映出该期主断面南倾，在由南向北的逆冲推覆作用下，确哈拉群作为下伏岩片发生糜棱岩化形成钙质糜棱岩，这些钙质糜棱岩东西向呈条带状断续分布，此外还南北向呈透镜状排列，向南陡倾；同时发生强片理化，形成片理化碎裂岩，片理向南陡倾；该带中发育一系列轴面南倾的同斜褶皱，并见三叠纪地层倒转。该期活动可能与班公湖-怒江结合带俯冲碰撞作用有关，其时代始于早侏罗世末，并可能延续至中晚侏罗世。

2) 张性正断期（D₂）。该期变形主断面总体南倾，西部表现有北倾，倾角高 - 中等，上盘下降、下盘上升，沿断裂发育断层角砾岩、碎裂岩、牵引褶皱等，控制晚白垩世小型陆相断陷盆地的边界，并使第一期片理化岩石破碎成碎裂岩，其形成时代应在晚白垩世陆相红层沉积之前或同时。

3) 向北逆冲期（D₃）。该期在断裂带东、西两端明显表现为主断面南倾的逆冲断层，表现为下白垩统多尼组压盖于上白垩统竟柱山组之上，断层面上保留有擦痕、阶步，指示上盘上升、下盘下降的逆冲特征，该期时限应在晚白垩世竟柱山组沉积之后。

4) 向南逆冲期（D₄）。该期构造变形明显，主断面北倾，倾角较陡，局部稍缓，沿断裂发育有钙质糜棱岩、碎裂岩和大量的牵引褶皱，并见中上三叠统确哈拉群向南逆冲压盖在下白垩统多尼组之上（图6-16），其发生的时间应在晚白垩世晚期或之后，可能与雅鲁藏布江缝合带较晚时期的北向俯冲有关。

结合以上资料和区域构造演化可以看出，第一期的向北逆冲期参与变化的地层主要为中上三叠统确哈拉群。中上侏罗统接奴群变形不明显，仅有小型的左旋韧性剪切和向南陡倾的强片理化带，而白垩系及其以后的地层没有类似的变形痕迹。第二期张性正断期明显

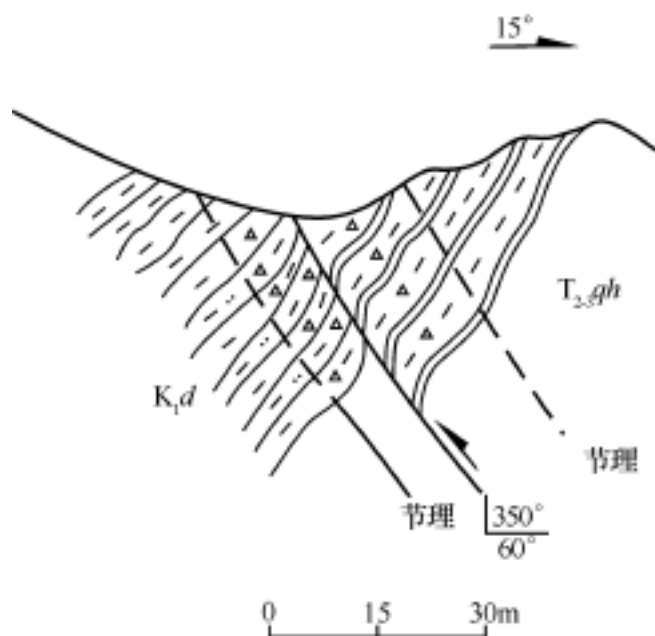


图 6-16 确哈拉群逆冲于多尼组

控制晚白垩世陆相小型断陷盆地的边界。第三期北向逆冲期仅在断裂带的东端有所显示，多尼组受其影响发生平卧褶皱，并向北推覆于竟柱组之上，其形成时间应在晚白垩世晚期或之后。第四期向南逆冲期，在区内表现最为明显，并破坏、叠加先期的构造形迹。受其影响，确哈拉群、接奴群、多尼组、竟柱山组均发生变形，并见确哈拉群和竟柱山组向南压盖于多尼组之上。

2. 南部断裂——隆格尔-江让-尼雄断裂

作为措勤中、新生代盆地南部边界，该断裂由西向东大致经隆格尔 - 江让 - 尼雄 - 措麦一线呈北西西向延伸，局部被北东、北西向断层错切，个别地段被第四系掩盖。研究区内长度大于 300km，宽达上百米。主断面总体南倾（ $187^{\circ} \sim 210^{\circ}$ ），倾角 $46^{\circ} \sim 75^{\circ}$ ；局部断面向北（ $0^{\circ} \sim 20^{\circ}$ ）陡倾。它所影响的地层主要为石炭系、二叠系、古近系（图 6-17）。该断裂往南为一组近于平行的北西西向断裂，发育于古生界中，构成宽达十余公里的断裂带。

沿断裂可见破碎带、糜棱岩带、劈理化带等，宽度几米至几十米。在敌布错，可见上二叠统敌布错组砂板岩破碎强烈，石英脉网纹发育，劈理带密集，总体向南陡倾。在江让以北，下拉组灰岩中可见密集的钙质糜棱岩带，断续出露宽度约 60m，糜棱面理大致顺层呈舒缓波状，总体向南（ $190^{\circ} \sim 210^{\circ}$ ）陡倾。糜棱岩中拖尾、剪切碎斑及 S-C 组构等指向构造表明早期由北向南逆冲，并兼具平面上右行平移剪切错动。此外，下拉组大理岩中大量可见反映向北 25° 方向的斜冲擦痕，标志着靠断隆带一侧（南侧）向北逆冲。其北侧可见敌布错组逆冲于古近系林子宗群之上。

在东部错姆丙尼 - 德姆一带，沿断裂发育 5 ~ 20m 宽的破碎带，破碎带内发育断层角砾岩、碎裂岩和碎粉岩。其南盘上升、北盘下降，石炭 - 二叠系向北压盖于古近系林子宗群之上，显示出由南向北的逆冲特征。局部断面上具明显擦痕，擦痕也反映了由南向北的逆冲特征。此外，在该断裂的措麦段，主断面向北陡倾，并发育有牵引褶皱，指示了上盘下降、下盘上升的正断层特征。

根据以上所述及区域特征，该断裂至少有 3 期活动。早期为由北向南挤压（ D_1 ），使古生界地层发生褶皱、断裂构造，与同斜褶皱形成时间相近，推测为晚二叠世，并产生糜

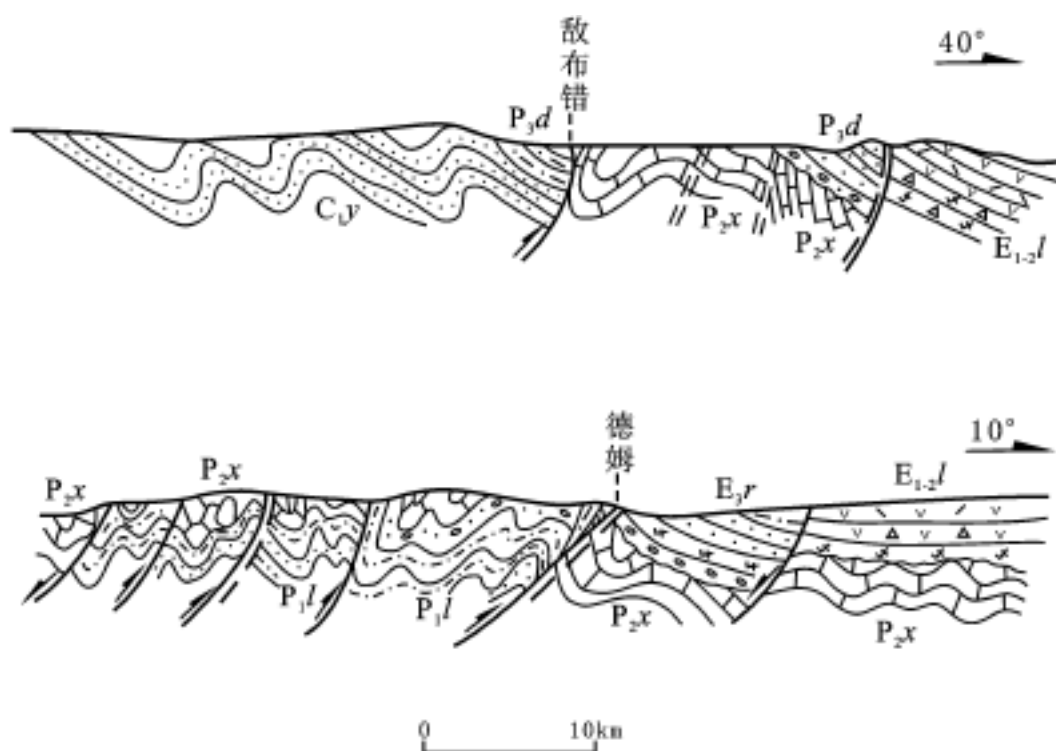


图 6-17 隆格尔 - 尼雄断裂联合剖面

C_{1y}—永珠组；P_{3d}—敌布错组；P_{2x}—下拉组；E_{3r}—日贡拉组；E_{1-2l}—林子宗群

棱岩化。中期为南北向张性正断层期（D₂），控制了断裂南侧念青唐古拉隆起带的隆升和北侧热布喀沉降带的断陷特征。此期活动最早发生的时间应在晚白垩世晚期或古近纪早期，但由于古近系火山岩也受正断层影响而发生破碎、蚀变，同时又多被后期逆断层破坏掩盖，说明在古近系火山岩形成时，该期活动仍在持续，显示出同沉积断裂的特点。晚期主要为由南向北的挤压逆冲期（D₃），它不但掩盖了早期正断层变形形迹，还把石炭—二叠纪地层逆冲压盖到古近系火山岩之上，同时又切割了新近系乌郁群火山-碎屑岩，它所发生的时间应在新近纪晚期，此时南北大陆已拼贴一起成为统一大陆，为板块内部挤压时形成。

三、盆地变形特征

措勤盆地现今构造形迹的展布主要受北缘班公湖-怒江构造带和冈底斯造山带的共同制约，因此盆地两侧呈现对冲式构造格局（图 6-18）。班公湖-怒江构造带卷入三叠系、

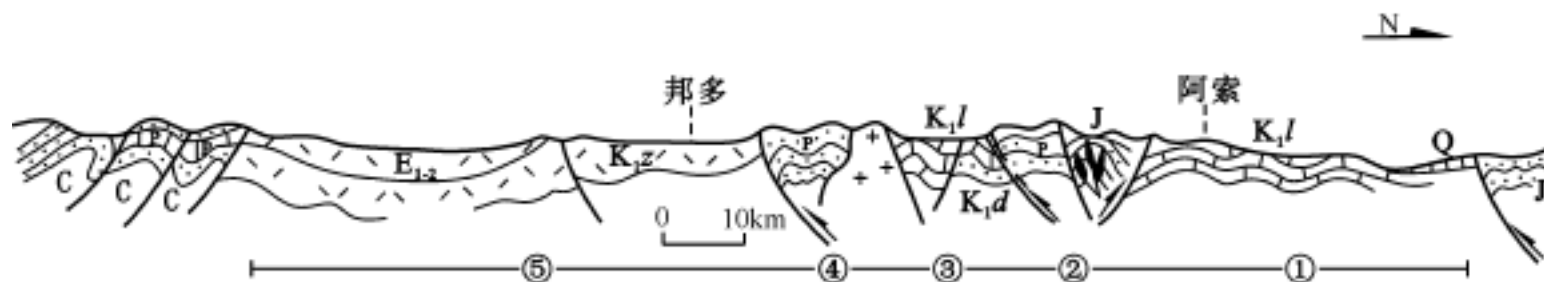


图 6-18 措勤盆地构造剖面略图（大致沿 E86°）

阿索拗褶带；永错-当雄冲起构造带；川巴-它日错拗褶带；
文部-董错冲断带；达瓦错-昂孜错湖盆区拗褶带

侏罗系及更新地层，是一个多期活动的构造带，带内发育一系列北倾的脆-韧性逆冲断层，其前锋即为改则-嘎色断裂。盆地南缘沿隆格尔-江让-尼雄一线发育一系列断面南倾的叠瓦冲断带，与北部盆缘冲断带遥相呼应。而盆地内部则出现走向北西西或近东西向的两条冲起构造带和3条坳褶带（图6-18）。根据变形特征，由北而南划分为：阿奇坳褶带，以郎山组中的褶皱断裂为主体；永错-当雄冲起构造带，前中生界褶皱基底冲起露出地表，其南北断裂（ F_1 、 F_2 ）呈相背反冲起形成隆起带；川巴-它日错坳褶带，变形以郎山组、多尼组构成的线状褶皱组合为特征；文部-董错冲断带，褶皱基底总体向南逆冲，局部向北反冲，后者为晚期活动产物；达瓦错-昂孜错湖盆区坳褶带，主要为白垩系则弄群火山岩及部分古近系组成，构造变形相对较弱。

1. 褶皱构造

现已基本查明，措勤盆地盖层构造变形强烈，构造十分复杂，褶皱、断裂特别发育，数量多、规模大（图6-20），构造变形受多期构造活动影响。盆地褶皱特别发育，其展布方向主要为北西西向，与区域构造线一致（图6-20）。研究区内规模较大的背斜有36个、向斜41个（含复背斜、复向斜）。下面在对主要褶皱构造特点分析基础上，探讨盆地盖层褶皱变形特征。

1) 沃眉龙弄背斜（ B_7 ）。该背斜位于盆地北部中仓南约12km处，属侏罗纪构造层中的褶皱。其核部和两翼，由侏罗系接奴群组成，背斜轴迹呈北西西走向，出露宽度2km，延伸约5km。背斜南翼产状 $187^\circ \sim 195^\circ$ $12^\circ \sim 30^\circ$ ，北翼产状 $58^\circ \sim 60^\circ$ $21^\circ \sim 32^\circ$ ；横剖面形态上多为平行等厚褶皱，转折端呈圆弧形，轴面近直立，属中常-开阔褶皱类型，枢纽多向南东东倾伏，倾伏角 8° 左右。

2) 耶弄弄巴复式背斜（ B_3 ）。主背斜位于川巴南约15km耶弄弄巴，由早白垩世构造层的多尼组构成核部，郎山组地层构成两翼（图6-19）。背斜宽4km、长约40km，轴迹北西西，北翼产状 18° 40° ；南翼产状 250° 30° ；轴面略向北倾。两翼灰岩中可见上冲擦痕，为一纵弯机制形成的枢纽近水平的背斜。在其两侧，发育一系列背向斜，均由同一套地层连续弯曲形成，平面上呈平行线状褶皱组合。

3) 它日错复背斜（ B_9 ）。地质特征与上述耶弄巴巴复背斜类似。值得一提的是，在郎山组二段中，能干性较弱的薄层粉砂岩、泥岩由于郎山组下段、上段灰岩的层间滑动，多形成大量的层间小褶皱。

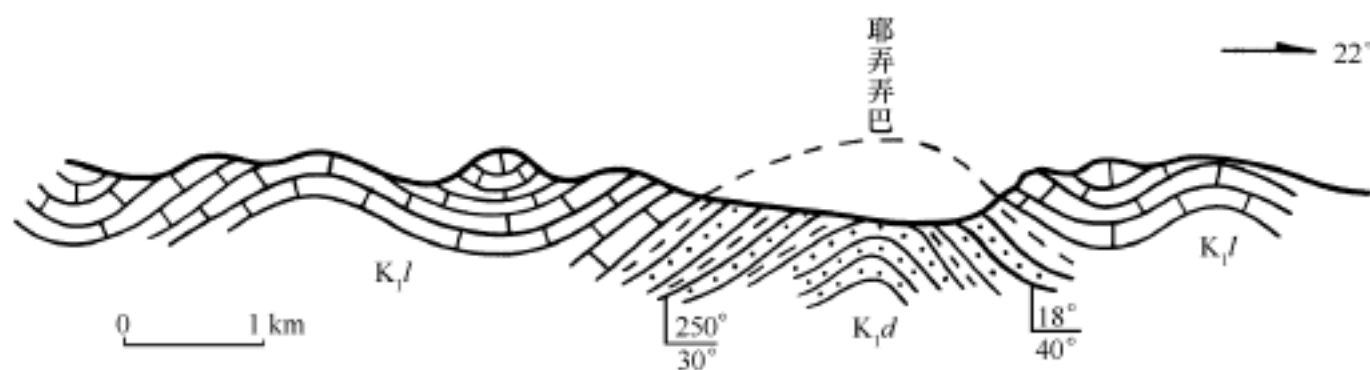


图6-19 早白垩世构造层中的褶皱剖面（耶弄弄巴）

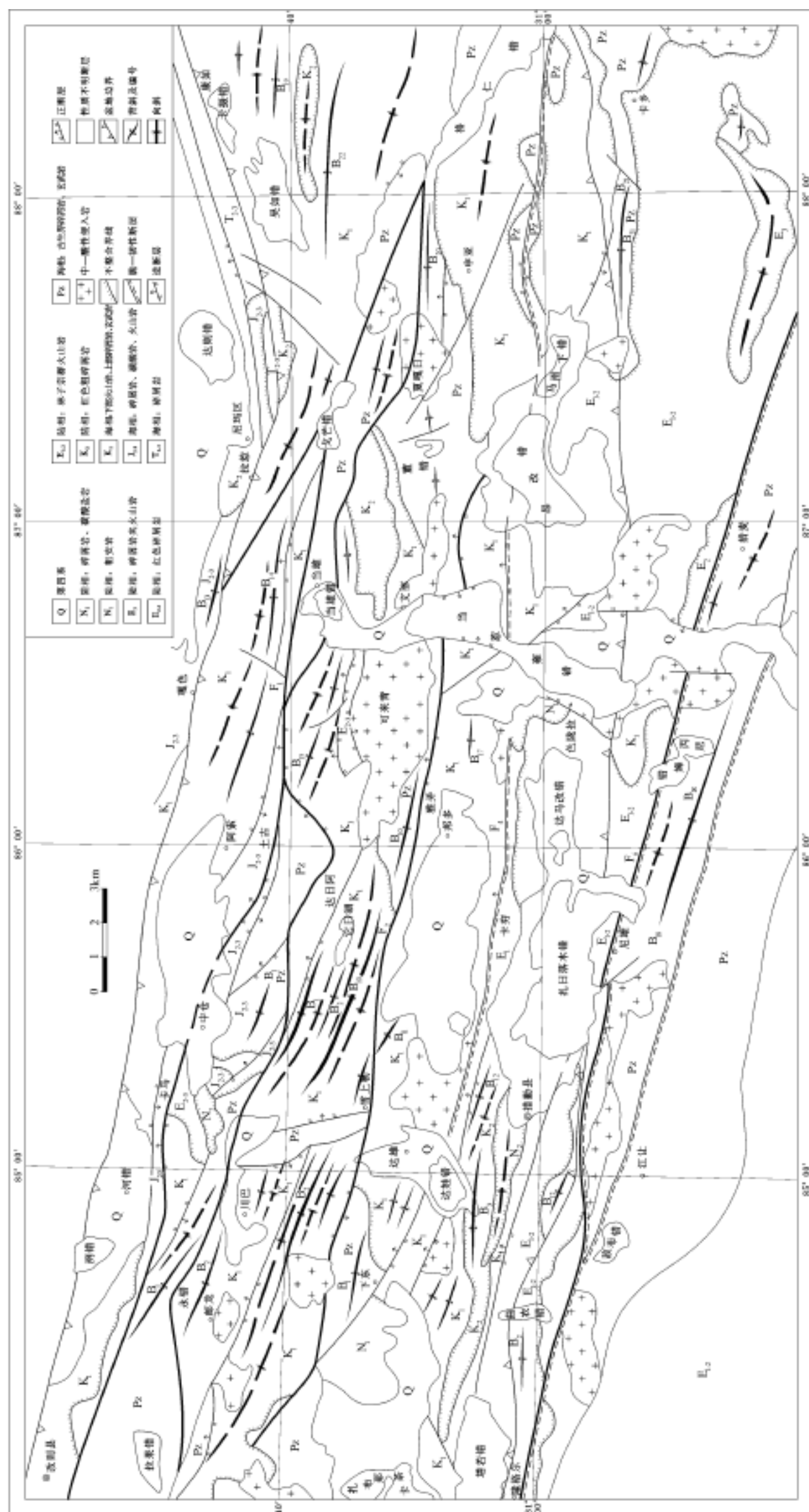


图 6-20 措勤盆地构造纲要图

4) 洁居纳卓复式向斜。其位于措勤西约 30km，由竟柱山组紫红色砾岩砂泥岩组成，核部见洁居纳卓组（图 6-21）。该向斜宽 15km、长 40km，轴迹总体呈近东西向，局部略有偏转，向斜中段北翼产状 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ；南翼产状 $192^{\circ} \sim 22^{\circ}$ 。向东，两翼变缓，向西，两翼变陡。向斜内部一般都发育次级褶皱，但规模不大，一般延伸在数公里内。

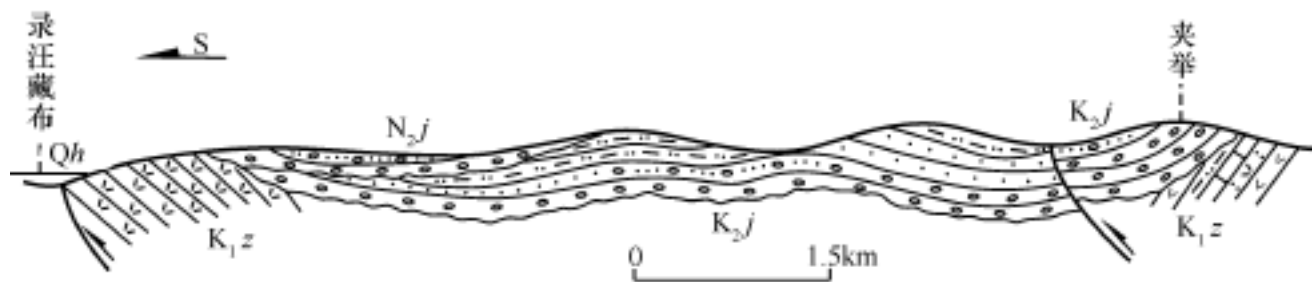


图 6-21 晚白垩世构造层中的褶皱（洁居纳卓）

5) 重昌藏布向斜。其位于盆地北部中仓以西重昌藏布，由丁青湖组地层组成（图 6-22）。向斜宽 2~4km，延伸 8~10km。轴迹近东西向，向斜较开阔，北翼产状 $184^{\circ} \sim 20^{\circ}$ ；南翼产状 $10^{\circ} \sim 14^{\circ}$ ；枢纽近水平，轴面近直立。向东被第四系掩盖。

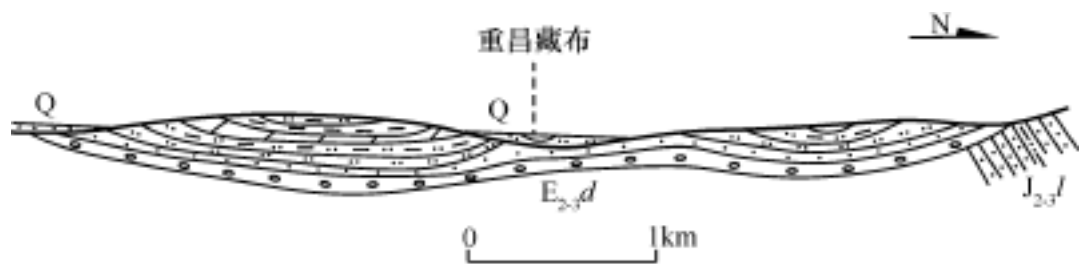


图 6-22 渐新统构造层中的褶皱（重昌藏布）

6) 亚布加仁向斜。其位于盆地北高部剥康巴以西，由喷呐湖组河湖相碎屑岩、碳酸岩组成，向斜长约 20km、宽约 8km，南翼产状 $355^{\circ} \sim 8^{\circ}$ ；北翼 $176^{\circ} \sim 15^{\circ}$ ；该向斜平缓开阔（图 6-23），轴迹走向近东西，在东西两翼以小倾角逐渐扬起。

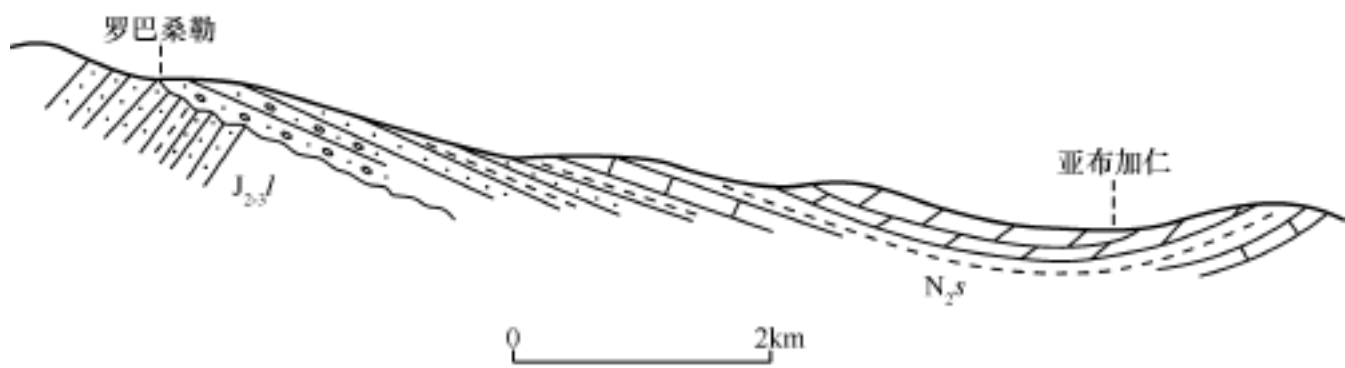


图 6-23 上新世构造层中的向斜构造（亚布加仁）

综上所述，措勤盆地褶皱构造有如下特征：褶皱多发育于早白垩世构造层中，以北部川巴-它日错坳陷最为集中，少数发育在晚白垩世及以后构造层中。轴迹多以北西西向为主，且平行排列构成线状褶皱组合。背斜圈闭多呈长条状，面积较小，闭合高度一般

不大，且局部被后期断层破坏。纵向上看，基底褶皱多呈斜歪，紧闭褶皱，盖层以中常褶皱为主，向上为开阔褶皱，构造层由老到新，变形渐弱。平面上看，白垩纪构造层褶皱由北向南从紧闭褶皱—中常褶皱—宽缓褶皱过渡，变形显示北强南弱的特点，预示着盆地内部褶皱变形早期受班公湖—怒江构造带的影响较强。

2. 断裂构造

措勤盆地断裂特别发育，其方向主要为北西西—南东东、近东西向，其次为北东向、北西向和近南北向断层（图 6-21）。现择其主要的介绍于后。

(1) 卡马—土古—戈芒错断裂带（F₁）

该断裂大致沿卡马—中仓—土古—戈芒错一线展布，呈北西西—近东西向延伸 300 余公里（图 6-20），向西可能与古昌断裂带相接，区域上亦称狮泉河—申扎—嘉黎结合带。断裂带宽数百米至十几公里，区域上有零星超基性岩分布。断裂带以北出露地层主要为侏罗—白垩系，以南出露地层主要为石炭—二叠系。沿断裂带在卡马—色穷—土古段表现为构造混杂带。

在中仓西部卡马地区，混杂带宽数公里。主要由基质和夹于其间的构造残片两大部分构成（图 6-24）。基质与构造残片间为断层接触，表现为构造夹片与基质之间不但在成分上为突变关系，而且在构造变形上也不协调，但构造残片的长轴方向与基质片理方向近于平行，互相协调。

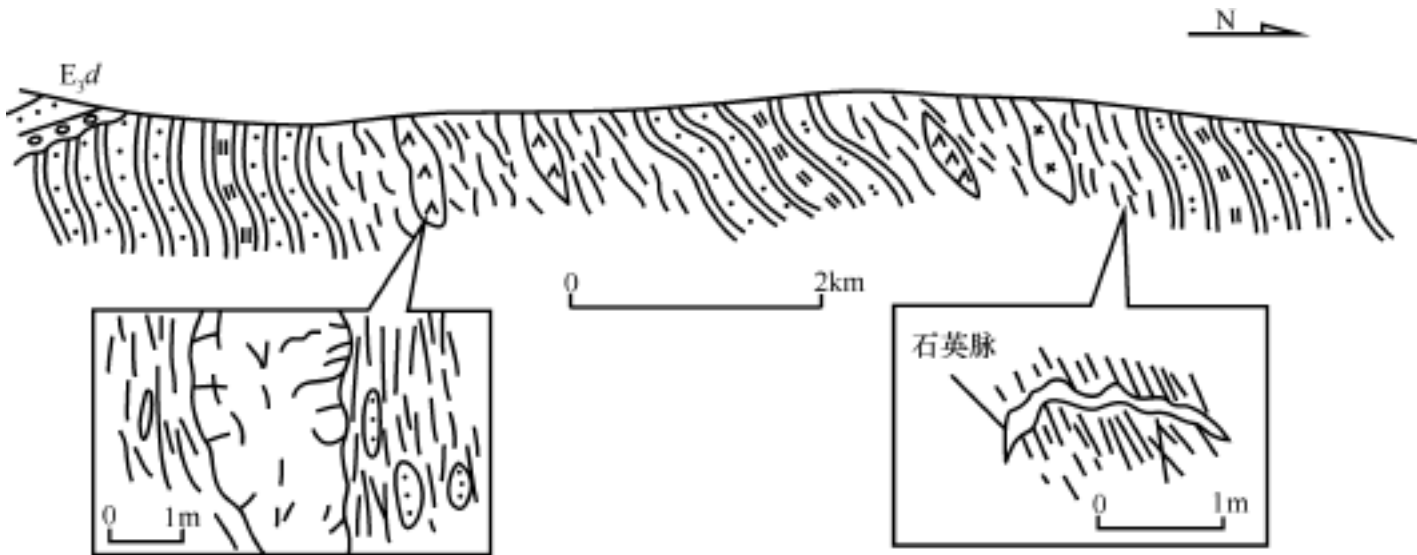


图 6-24 卡马构造混杂带剖面图

混杂带中的基质由中上侏罗统接奴群上段组成，大都遭受浅变质，劈理化强烈，局部可见有千糜岩和糜棱岩。从整个基质部分的变形特征上看，曾遭受多期次和多层次的构造变形，可见早期面理被褶皱及叠加的现象。混杂带中的残片主要由变质超基性岩、变硅质岩、蚀变辉长岩及辉绿岩等，岩块普遍遭受不同程度的变形变质改造，如片理化、千糜岩化、绿泥石化等。而在后期有破劈理、角砾岩化等脆性变形叠加。劈理面产状为 10°~70°，早期擦痕侧伏角和侧伏向为 20°~10°E，反映以左行走滑为主。晚期擦痕侧伏角在 85°以上，反映向南逆冲。

(2) 永错—达日阿—夏嘎日断裂（F₂）

该断裂作为川巴—巴日错坳陷北界，大体沿永错—娘门嘎—达日阿—当雄一线分布

(图 6-19), 平面上呈波状延伸, 总体走向北西西—近东西向, 延伸长度大于 400km。变形带地貌特征和遥感影像特征均较明显, 沿线地貌上多呈沟谷或山盆分界, 地形反差强烈, 遥感图像表现为波状线性影像。断裂带北侧主要为石炭—二叠纪地层, 并有少量侏罗系, 断裂南侧主要为白垩系。该断裂在达日阿明显向南凸出, 往西出现一系列北西向分支状断层。娘门嘎至达日阿段, 断裂显示多层岩片推覆叠置的特点。在当雄以西, 该断裂与前述 F_1 断裂归并, 往东又分叉往南东延伸。从平面展布看 (图 6-19), 该断裂明显具推覆构造特点, 显示该断裂即为古生代推覆岩片的前锋带。

断层上盘 (北盘) 主要为下拉组和接奴群, 逆冲于下盘 (南盘) 多尼组和郎山组之上。在断层通过处一般可见宽约 20 ~30m 的断层破碎带, 带中的泥质岩石劈理化明显, 多为流劈理, 而灰岩、砂岩等能干岩层多发育破劈理, 在劈理化带外侧主要发育构造透镜体带。在断层带两侧还可见有大量小型断层的滑动面, 在滑动面上主要发育两组擦痕, 一组擦痕的侧伏角大于 80° ; 代表逆冲为主; 另一组擦痕的侧伏角约为 35° ; 侧伏向为北西, 表明以逆冲右行平移。从擦痕的交切关系看, 早期主要为逆冲, 后期为逆冲右行平移。

(3) 雪上勒-雅弄断裂 (F_3)

该断裂大致沿江让—雪上勒—雅弄一线分布, 总体呈近东西向波状弯曲, 在昂孜错以东消失于第四系湖盆中, 区内长 300 余公里。断层北盘为晚古生代—中生代地层, 南盘以白垩纪地层为主, 并控制了则弄群火山岩的北界和邪多、昂孜错等现代湖盆北部边界。

该断裂带地层错动表现为两种形式, 雪上勒以西, 南侧古生界压盖于白垩系之上; 以东雅弄一带, 北侧古生界压盖于南侧白垩系之上, 显示多期活动特点。在雪上勒宽约 60 ~300m 的破碎带内, 可见大型的灰岩岩块夹于断裂带中, 岩块破碎强烈; 在雅弄一带, 该断裂带由 3 ~4 条次级断裂组成, 沿断层走向的片理化带宽达数公里, 并有后期石英脉、闪长岩脉平行片理化带走向贯入。在岗萨鄂, 断裂切割早白垩世二长花岗岩, 沿断裂发育糜棱岩带, 示右行走滑, 又被后期北东向断裂错切。片理、糜棱面理多向北倾, 倾角 70° ~ 80° ; 片理擦痕亦指向由北往南逆冲, 并使南侧白垩系因强烈挤压而产生轴面北倾的紧闭小褶皱。

(4) 达瓦错-长穷-昂孜错断裂 (F_4)

该断裂沿下东—达瓦错—卡穷—昂孜错一线延伸至格仁错, 长约 450km (图 6-19)。断层沿线切割石炭系、二叠系及白垩系, 并切割早白垩世侵位的花岗岩体。断裂走向近东西, 较为平直。主断面多向北倾, 倾角 60° ~ 75° 。

断裂带在蔡几错一带发育宽 70 ~100m 的糜棱岩带, 构造破碎带及片理化带 (图 6-25)。根据断层带中劈理面和小滑动面上的 a 线理及断层两盘的小型派生和伴生构造, 可以区分出该断层带遭受过 3 期构造作用。第一期为中深层次, 以右行剪切为主, 遭受较强的构造变形, 形成糜棱岩面理、拉伸线理及条带等; 第二期以浅部构造层次的逆冲为主, 在断层带中形成破劈理及擦痕等小构造; 第三期为浅部构造层次, 以正向滑动为主, 形成脆性破裂, 构造角砾岩等。利用断层带滑动面产状、擦痕及 a 线理产状及共轭剪节理产状等, 计算出了这 3 期构造活动的应力状态。第一期为南东方向的近水平挤压, 造成蔡几错—格嘎断层右行平移; 第二期为北北东方向的挤压作用, 造成该断层带的北盘由北向南逆冲; 第三期为南西向的拉张, 造成北盘正向下陷, 为右行平移正断层。从上述特征可以看出, 该断层是一条多期次、多层次及多种性质的复杂断层带。

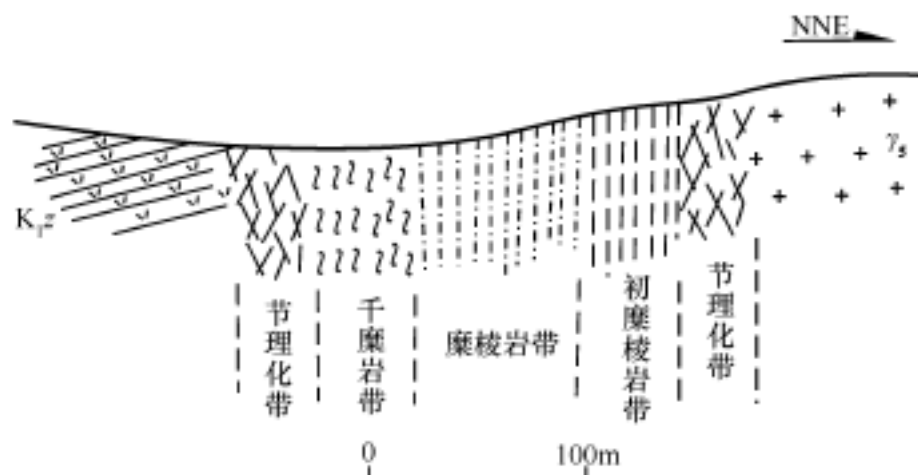


图 6-25 达瓦错断裂带剖面图

(5) 塔若错-措勤断裂 (F_5)

该断层是测区规模较大的断层，为措勤-塔若错构造带南界的分界断层（图 6-19），也是班戈-八宿地层小区与措勤-申扎地层小区之间的分区断层。该断层在地貌上有强烈显示，测区内表现为一巨型的凹陷带，如扎日南木错、塔若错均沿此凹陷带分布。断层带露头沿此带断续出露外，沿该断裂带断层破碎带宽约 100~250m，有酸性岩的脉体断续产出。带内主要发育破劈理，局部发育流劈理。在破劈理面上见有一组擦痕，其侧伏向和侧伏角为 $60^\circ W$ （破劈理面产状： $13^\circ 80^\circ$ ）。根据擦痕推断，此断层具有右行平移逆冲特征。

在断层劈理带中还发育大量石英脉。一类为剪裂脉，产状为 $195^\circ 63^\circ 27^\circ 40^\circ$ ；另一类为张裂脉，产状为 $160^\circ 72^\circ$ ；这类脉体中的石英晶体垂直脉壁生长，即在后期，具有近南北向的拉伸作用，造成该断层的正向滑动。另外在该断层通过的甲布勒一带，断层带中主要发育具有张性特征的构造角砾岩。这些构造角砾岩在后期还遭受强烈的硅化。从这些张性的断层角砾岩发育关系上看，明显是叠加于劈理之上，具有前挤后张的特征。断层带构造岩的显微构造变形以脆性为主，部分碎斑呈“书斜状”排列。综合野外露头资料，可以推断该断层具两期主要的活动，早期为压性，表现为右行平移逆断层，后期为张性表现为正断层。

综观措勤盆地的断层发育情况，可将其断层特征归纳如下：方向以北西西-南东东向断层为主，数量最多，另外有少数北西向、北东向和近南北向断层。断层断面多略向北或向南倾，且倾角较陡，都在 $50^\circ \sim 70^\circ$ 之间，反映区域上南北挤压的主应力状态。断层在平面上的分布不均匀，盆地北部断裂数量多，密度大，主要切错侏罗系及多尼组、郎山组地层，构成多个北西西向断裂带；而盆地南部达瓦错-昂孜错坳陷内，断层数量相对较少。断层组合特点在平面上多平行延伸或分叉合并，构成断裂带。其次可见人字型组合（如 F_2 ）、盆地北部断层组合剖面上多构成迭瓦状或对冲、背冲结构，形成断层三角区。断层性质比较复杂，北西西，近东西向断层以逆冲兼具右行顺扭特点、北东向断层以反扭为主，北西向断层以顺扭兼具逆冲为主。南北向断层多以拉张为主，断层活动多具有多期次特点，有的现今仍在活动。

第四节 油气远景评价

一、烃源层特征及评价

（一）烃源层特征

措勤盆地自古生界至古近系，沉积了巨厚的海相和陆相沉积岩，发育了 10 余个层系的烃源层（表 6-4）。但依据厚度和有机质含量，主要烃源层仅包括下白垩统郎山组灰岩和下白垩统多尼组下部碳质泥岩（原川巴组）。郎山组灰岩有机质含量相对较高，为中—差烃源岩，少数达到好烃源岩标准，烃源层厚度大，在 1000m 以上；多尼组下部碳质泥岩有机质含量高，为好烃源岩，烃源层厚度 350m 左右。

表 6-4 措勤盆地烃源层有机质含量表

层位	地层厚度 m	沉积相	岩性	烃源层厚度 m	占地层厚度 %	残余 T _{OC} %	$\frac{S_1 + S_2}{\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}}$	沥青“ A ” 10 ⁻⁶
郎山组 (K ₁ l)	1198	开阔台地	灰岩	1093	88. 3	$\frac{0.03 \sim 0.39}{0.10 (199)}$	$\frac{0.02 \sim 1.32}{0.08 (188)}$	$\frac{1 \sim 106}{31 (50)}$
多尼组中上部 (K ₁ d ²⁻³)	1449	浅海大陆架	灰岩	443	30. 6	$\frac{0.03 \sim 0.31}{0.09 (148)}$	$\frac{0.02 \sim 0.89}{0.09 (127)}$	$\frac{2 \sim 82}{25 (27)}$
多尼组下部 (K ₁ d ¹)	1130	三角洲	泥岩	354	31. 3	$\frac{0.08 \sim 8.89}{1.54 (32)}$	$\frac{0.02 \sim 5.81}{0.66 (31)}$	$\frac{2 \sim 2660}{492 (20)}$
拉贡塘组 (J ₂₋₃ l)	1039	海陆过渡	泥岩	467	45. 0	$\frac{0.25 \sim 0.56}{0.41 (18)}$	$\frac{0.02 \sim 0.07}{0.05 (14)}$	$\frac{10 \sim 81}{25 (10)}$
下拉组 (P ₁ xl)	1128	开阔台地	灰岩	869	77. 0	$\frac{0.02 \sim 0.18}{0.07 (67)}$	$\frac{0.04 \sim 0.24}{0.05 (61)}$	$\frac{48 \sim 529}{303 (7)}$
日阿组 (P ₁ r)	> 749	台地	灰岩	177	23. 6	$\frac{0.02 \sim 0.13}{0.05 (5)}$	$\frac{0.05 \sim 0.1}{0.07 (5)}$	
昂杰组 (C ₂ n)	2216	潮坪	灰岩	34	1. 5	0.07 (3)	0.05 (3)	
永珠组 (C ₁ y)	427	潮坪	泥岩	70	16. 4	0.17 (3)	0.07 (3)	
达尔东组 (D ₁ d)	302	台缘斜坡	灰岩	282	93. 4	0.08 (2)	0.13 (2)	
德悟卡下组 (S ₁ d)	248	潮坪	灰岩	92	37. 1	0.16 (2)		
柯尔多组 (O ₂ k)	> 350	局限台地	灰岩	350	100	0.13 (4)	0.04 (4)	38 (1)

其他烃源层如下白垩统多尼组上部、下二叠统下拉组、下二叠统日阿组、下石炭统拉嘎组和下泥盆统达尔东组等 5 套有机质含量低, 或没有达到烃源岩指标; 中上侏罗统拉贡塘组、下志留统德悟卡下组和上奥陶统柯尔多组等 3 套烃源层或有机质含量高, 或烃源层厚度大, 但实测剖面和分析样品少, 有待今后工作深入研究。

(二) 主要烃源层

1. 郎山组 (K_1l)

郎山组烃源层在全盆均有分布, 但以裂谷带两侧的阿苏、中仓、扎贡弄巴、革吉一线最厚, 一般在 600m 以上, 最大厚度达 1500m, 从裂谷带到盆地南北边缘, 烃源层厚度逐渐减小。郎山组灰岩烃源层残余有机碳为 0.03% ~0.39%, 平均 0.10%; $S_1 + S_2$ 为 0.02 ~1.32mg/g, 平均 0.08mg/g; 氯仿“ A ”为 $(1 \sim 106) \times 10^{-6}$, 平均 31×10^{-6} 。残余有机碳在裂谷带两侧较高, 如裂谷带东段的阿苏南侧地区, 残余有机碳 0.1% ~0.2%; 裂谷带西段的改则西侧, 残余有机碳 0.1% ~0.15%。盆地其余地区有机碳较低, 一般在 0.05% ~0.1% 之间。

2. 多尼组下部 (K_1d^1)

多尼组下部主要出露于盆地中部裂谷带两侧, 属海陆交互环境, 沉积物主要为一套含煤碎屑岩。烃源层厚度一般在 300m 以上, 从裂谷带附近向南北侧逐渐递减。该套烃源层有机质含量较高, 残余有机碳 0.08% ~8.89%, 平均 1.54%; $S_1 + S_2$ 为 0.02 ~5.81mg/g, 平均 0.66mg/g; 氯仿沥青“ A ”为 $(2 \sim 2660) \times 10^{-6}$, 平均 492×10^{-6} 。

(三) 主要烃源层的有机质类型

1. 成烃生物

烃源层的成烃生物与烃源层的沉积环境密切相关, 即沉积环境决定了成烃生物。

郎山组沉积时期, 措勤地区处于开阔台地相区, 沉积了一套碳酸盐岩地层, 主要烃源岩为碳酸盐岩。烃源岩的成烃生物以宏观藻类为主。但也有高等植物输入, 在南、北两侧靠近隆起地带陆源植物输入明显。

多尼组下部沉积时期, 措勤地区处于海陆交互环境, 沉积物主要为一套含煤碎屑岩, 碳酸盐岩很少, 成烃生物以陆源高等植物的输入为主, 夹少量宏观藻类。

2. 有机质类型

曾经用过多种方法测试措勤盆地主要烃源层的有机质类型, 笔者主要用干酪根镜鉴结果阐明主要烃源层的有机质类型。

下白垩统郎山组烃源层主要为灰岩。经分析, 52 个样品中显微组分以腐泥组和壳质组为主, 二者一般大于 90%, 而镜质组和惰质组的含量一般低于 10%。镜鉴类型划分结果以 I_1 型最多, 占 67.3%, I_2 型次之, 占 21.2%, 还有 11.5% 的 I_3 型有机质。因此郎山组烃源层为 I_1 — I_2 型有机质, 且以 I_1 型为主。

下白垩统多尼组下部主要为碳质页岩样品。在 25 个样品的显微组分中, 腐泥组和壳质组二者含量一般不到 60%, 镜质组和惰质组的含量为 40% ~60%。干酪根镜鉴划分以 I_1 型最多, 占 42.9%, I_2 型其次, 占 35.7%, I_3 型占 14.2%, I_4 型仅占 7.1%。即多尼组下部烃源岩有机质类型为 I_2 — I_3 型有机质, 且主要为 I_2 型有机质。

总体上, 措勤盆地下白垩统烃源层有机质类型自下而上具有由差变好的趋势, 与前述成烃生物的变化相匹配。

(四) 主要烃源层的有机质成熟度

1. 郎山组 (K_1l)

1) 镜质体反射率 (R_o)。经 54 件样品分析, R_o 集中分布在 1.0% ~1.4% 之间, 平均值 1.2%。 R_o 在盆地中部裂谷带附近较高, 一般大于 1.3%, 为高成熟区; 在盆地其它大部分地区, R_o 小于 1.3%, 多为 1.0% ~1.3%, 烃源层有机质处于成熟阶段。

2) 岩石热解最高峰温 (T_{max})。234 件样品分析结果, 其平均值为 463 。裂谷带附近地区较高, 大于 475 , 最高 495 ; 而盆地其它大部分地区为 450 ~475 , 处于成熟阶段。 T_{max} 分析结果与 R_o 基本一致。

2. 多尼组下部 (K_1d^1)

1) 镜质体反射率 (R_o)。21 件样品分析, R_o 主要分布在 1.0% ~2.4% 之间, 盆地裂谷带附近地区已进入过成熟阶段 ($R_o > 2\%$), 其它大部分地区处于高成熟阶段 (R_o 为 1.3% ~2.0%), 盆地南、北边缘 R_o 小于 1.3%, 尚属成熟阶段。

2) 岩石热解最高峰温 (T_{max})。46 件样品分析结果, T_{max} 分布在 450 ~500 之间, 盆地裂谷带附近地区大于 500 , 进入了过成熟阶段, 其它大部分地区在 475 ~500 之间, 处于高成熟阶段。盆地南北边缘 T_{max} 小于 475 , 尚属成熟阶段。与 R_o 的测试结果基本一致。

总之, 措勤盆地下白垩统郎山组有机质成熟度处于成熟—高成熟阶段, 多尼组下部处于成熟—高熟—过成熟阶段。烃源层有机质成熟度在盆地裂谷带附近地区较高, 向盆地南北两边缘带逐渐降低; 纵向上, 烃源层自上而下成熟度增加。

(五) 烃源岩评价

1. 主要烃源层

措勤盆地主要烃源层为下白垩统郎山组和多尼组下部。郎山组以台地相碳酸盐岩为主, 多尼组下部以海陆交互相的泥页岩为主。

郎山组碳酸盐岩烃源层在全盆地广为分布, 厚度 200 ~600m, 盆地裂谷带附近地区增厚, 普遍大于 600m, 最厚 1500m。郎山组碳酸盐岩烃源层有机质含量偏低, 残余有机碳为 0.1% ~0.2%, 多属中等—差烃源岩。以差烃源岩为主; 有机质类型 I_1 型; 热演化处于成熟—高成熟阶段, 裂谷带附近区成熟度高, R_o 大于 1.3%, 处于高成熟阶段; 盆地其余地区成熟度较低, R_o 在 1.0% ~1.3% 之间, 处于成熟阶段。

多尼组下部泥页岩烃源层主要分布在盆地裂谷带附近地区, 厚度 100 ~500m, 一般为 300m 左右。该烃源层有机质含量较高, 残余有机碳多在 1% 以上, 多为中等—好烃源岩, 以好烃源岩为主, 有机质类型 II_2 — III_1 型。有机质成熟度处于成熟—高熟—过熟阶段。裂谷带附近凹陷地区, R_o 大于 2%, 已进入过成熟阶段; 盆地大部分地区, R_o 在 1.3% ~2.0% 之间, 处于高成熟阶段; 而盆地边缘地区, R_o 小于 1.3%, 一般为 1.0% ~1.3% 之间, 仍为成熟阶段。

总之, 措勤盆地烃源层分布广、厚度大, 其中郎山组碳酸盐岩多为中等—差烃源岩, 多尼组下部泥页岩多为中等—好烃源岩; 有机质成熟度主要处于成熟—高成熟阶段。具备了基本的生烃条件, 但缺乏好—很好烃源岩。

2. 次要和潜在烃源层

措勤盆地存在众多的次要烃源层和潜在烃源层, 它们或是厚度较大, 或是有机质含量

较高，只是出露局限而不便评价。如表 6 - 4 中的拉贡塘组泥岩烃源层厚 460m，残余有机碳平均值 0. 41%；德悟卡下组和柯尔多组两套碳酸盐岩，厚度分别为 92m 和 350m，残余有机碳平均值分别为 0. 16% 和 0. 13%。在经过进一步地质调查和勘探，在获取更多测试资料后，有些潜在烃源层或次要烃源层，可能转化成为盆地的主要烃源层。

二、储层特征及评价

（一）储层的岩石类型及分布

措勤盆地的储集层主要有中上侏罗统和下白垩统，碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩三类岩性在各储集层系中均有出现（表 6 - 5）。

表 6 - 5 措勤盆地（北部）储层厚度统计表

地 层	剖面	碎屑岩储层 m	碳酸盐岩储层 m	火山岩储层 m	储层总厚度 m
中上侏罗统	革吉麦乡 罗尔根藏布	746. 82	234. 59	22. 37	1021. 78
下白垩统多尼组 下部	改则下东吉郎勒	403. 4			403. 4
	尼玛中仓布塔弄	310			310
下白垩统多尼组中 上部	尼玛阿索	491. 53	202. 99		694. 53
	改则扎贡弄巴	86. 1	559. 4		645. 5
	尼玛查尔嘎	455. 3	326. 8	104. 8	886. 9
	革吉麦乡 藏布河北岸			907. 53	907. 53
下白垩统则弄群	措勤甲惹	401. 73		579. 56	981. 29
	措勤达雄	551. 7	57. 6		609. 3
	申扎邦多拉加当	458. 3		575. 3	1033. 6
下白垩统郎山组	申扎阿苏日阿	103. 33	753. 67	34. 5	891. 5
	夏麦 4946 高地	8. 9	471. 33		480. 23
	改则扎贡弄巴		772. 6		772. 6
	改则洞错		1507. 2		1507. 2
	尼玛沙马怒		2448		2448
下白垩统捷嘎组	改则鼎卓	129. 16			129. 16

1. 中上侏罗统

中上侏罗统平面上主要分布于裂谷带两侧的日松-革吉-它日错地层分区，纵向上主要出现于盆地海侵初期的过渡相碎屑岩和盆地萎缩期的滨岸相石英砂岩及少量河流相砂砾岩。储层岩性以碎屑岩为主夹灰岩、火山岩，灰岩主要出现于剖面的中部，火山岩则主要出现于剖面的上部。

2. 下白垩统则弄群及多尼组

则弄群和多尼组在盆地中部裂谷带两侧的日松-革吉-它日错地层分区以海侵初期的过渡相碎屑岩为主夹浅海相灰岩、火山岩，厚度一般为 300 ~900m，最厚可达 1100m（中仓一带）；在盆地南部的措勤-申扎地层分区以火山岩和陆相到过渡相碎屑岩为主，且下部

以火山岩为主，向上逐渐过渡到以碎屑岩为主，储层的厚度变化较大。

3. 下白垩统朗山组及捷嘎组

郎山组、捷嘎组在全盆以碳酸盐岩储层为主，仅在盆地南北边缘带夹有部分碎屑岩及火山岩储层。灰岩储层在盆地中部裂谷带附近厚度最大，且发育礁滩相灰岩，该带灰岩一般在 800m 左右，最厚可达 2500m（中仓沙马怒）。从裂谷带到盆地南北边缘，储层厚度逐渐减小，一般在 100 ~500m 之间，且碎屑岩和火山岩储层增多。

(二) 物性特征

措勤盆地储层物性总体特征与羌塘几乎类似，亦以低孔、低渗、特低孔—特低渗为特征（表 6-6）。

表 6-6 措勤盆地各时代储层物性统计表

地 层	孔隙度 /%		渗透率 / ($10^{-3} \mu\text{m}^2$)		备 注
	变化范围	平均	变化范围	平均	
郎山组 (K_1l)	0.7 ~10.0	2.718	0.004 ~1.27	0.2143	碳酸盐岩
捷嘎组 (K_{1jg})	5.12 ~8.73	6.92	0.12 ~0.54	0.326	灰岩 + 火山岩 + 碎屑岩
多尼组中上部 ($K_{1d^{2-3}}$)	0.28 ~12.69	3.26	0.008 ~29.19	0.129	碎屑岩 + 碳酸盐岩
多尼组下部 (K_{1d^1})	0.2 ~8.4	1.947	0.0077 ~1.2811	0.0849	碎屑岩
则弄群 (K_{1z})	0.14 ~13.15	5.317	0.0065 ~25.32	0.6772	碎屑岩 + 火山岩 + 碳酸盐岩
中上侏罗统	0.23 ~31.1	4.265	0.0054 ~3.646	0.235	碎屑岩 + 火山岩 + 碳酸盐岩

1. 中上侏罗统

中上侏罗统储层的孔隙度一般为 0.23% ~31.1%，平均为 4.27%，渗透率为 $(0.0054 \sim 3.65) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，总体表现为低孔、低渗性特点，局部地段物性稍好（如革吉夏麦乡碎屑岩孔隙度为 4.58% ~15.96%，平均为 7.45%）。

2. 下白垩统

则弄群碎屑岩储层孔隙度平均值 5.58%，渗透率平均值为 $0.055 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ；火山岩储层孔隙度平均 4.82%，渗透率平均 $(0.1 \sim 0.213) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。多尼组下部孔隙度为 0.2% ~8.4%，平均 1.95%，局部地段孔隙度较好（如夏麦乡孔隙度 3.33% ~15.13%，平均为 6.099；尼玛阿索孔隙度为 5.84% ~12.69%，平均为 7.93%），渗透率平均 $0.085 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。多尼组中上部碎屑岩孔隙度平均 4.39%，渗透率平均 $(0.089 \sim 0.547) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ；碳酸盐岩储层孔隙度 2.093%，渗透率 $(0.02 \sim 0.23) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ；火山岩储层孔隙度 6.09%， $0.2235 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。

3. 下白垩统上部

下白垩统郎山组以碳酸盐岩储层为主，孔隙度均值为 2.71%，渗透率为 0.214×10^{-3}

μm^2 。捷嘎组碎屑岩孔渗性较好，分别达 6.9% 和 $0.326 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，但分布局限。

（三）有利储层区预测

根据措勤盆地各组储层厚度、物性发育特征，几乎无一例外，储层有利地区集中分布于措勤盆地中部裂谷带附近地区。该地区可进一步划分出阿苏和它日错两个最有利区块。

阿苏地区广泛被第四系覆盖。其东北部阿苏多尼组剖面碎屑岩储层、郎山组剖面碳酸盐岩储层物性均较好。碎屑岩发育、 类储层，次生孔隙发育，厚度 460m；郎山组发育、 类储层，厚度 456m。其西侧尼玛中仓地区亦发育较好储层，、 类碳酸盐岩储层厚 465m，、 类碎屑岩储层厚 207m，具较好的油气显示。该区紧邻阿苏凹陷及川巴凹陷，生油条件较好；发育下白垩统多尼组、郎山组及中上侏罗层系，其目的层系主要为郎山组、多尼组，并发育完整背斜，如扯丁动勒背斜等。因此该区可作为最有利地区。

它日错地区（中仓—川巴一带）东侧尼玛中仓出露下白垩统剖面，储层类型较好；西北侧洞错多尼组下部（原川巴组）储层类型较好，多尼组及郎山组亦发育 类碳酸盐岩储层，该区完整背斜发育，且它日错附近有大量第四系覆盖区，目的层系为下白垩统多尼组、郎山组，可为有利地区。

三、盖层特征及评价

措勤中生界盖层集中分布于盆地中部的革吉—川巴—它日错一带，共有 5 套盖层，以下白垩统下部的多尼组泥质岩盖层质量最优，次为郎山组，其它盖层都只能作为辅助盖层。

多尼组为一套海陆交互相和浅海相沉积，泥质岩特别发育，且分布稳定。如川巴地区泥页岩厚度大于 620m，最大单层厚度可达 189m，并有 190 ~280m 的泥灰岩可为辅助封盖岩类。泥页岩渗透率在 $(0.1 \sim 0.003) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间；泥灰岩渗透率在 $(0.0023 \sim 0.00068) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间；火山岩渗透率在 $(0.79 \sim 0.03) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间。

郎山期处于盆地海域最大的时期，全盆台地相泥微晶灰岩发育，其沉积中心位于盆地裂谷带附近地区，如西段的革吉夏麦乡泥晶灰岩厚 464m，中段的洞错扎贡弄巴泥晶灰岩、泥灰岩厚 452m。灰岩渗透率范围在 $(0.3565 \sim 0.0016) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间。

中上侏罗统主要为海陆过渡—浅海相沉积环境，沉积体中下部泥质岩发育，沉积中心位于盆地裂谷带附近地区，如尼玛邦多、洞错、夏麦乡一带泥质岩厚分别为 350m、810m、610m，其渗透率为 $(0.0237 \sim 0.003) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，突破压力为 14MPa，故盆地裂谷带附近狭长区仍为有利封盖区。

综上所述，措勤盆地中生界盖层集中发育于盆地中部裂谷带附近地区。该区中上侏罗统到早白垩世均为盆地的沉积、沉降中心，泥质岩、微泥晶灰岩盖层发育，盆地南部为冈底斯岛弧区，虽火山岩可作为盖层，但距离盆地烃源层较远。因此盆地中部地区盖层是最有利的地区，特别是川巴一带，从中上侏罗统—下白垩统多尼组—郎山组一直是盖层发育的最有利区。

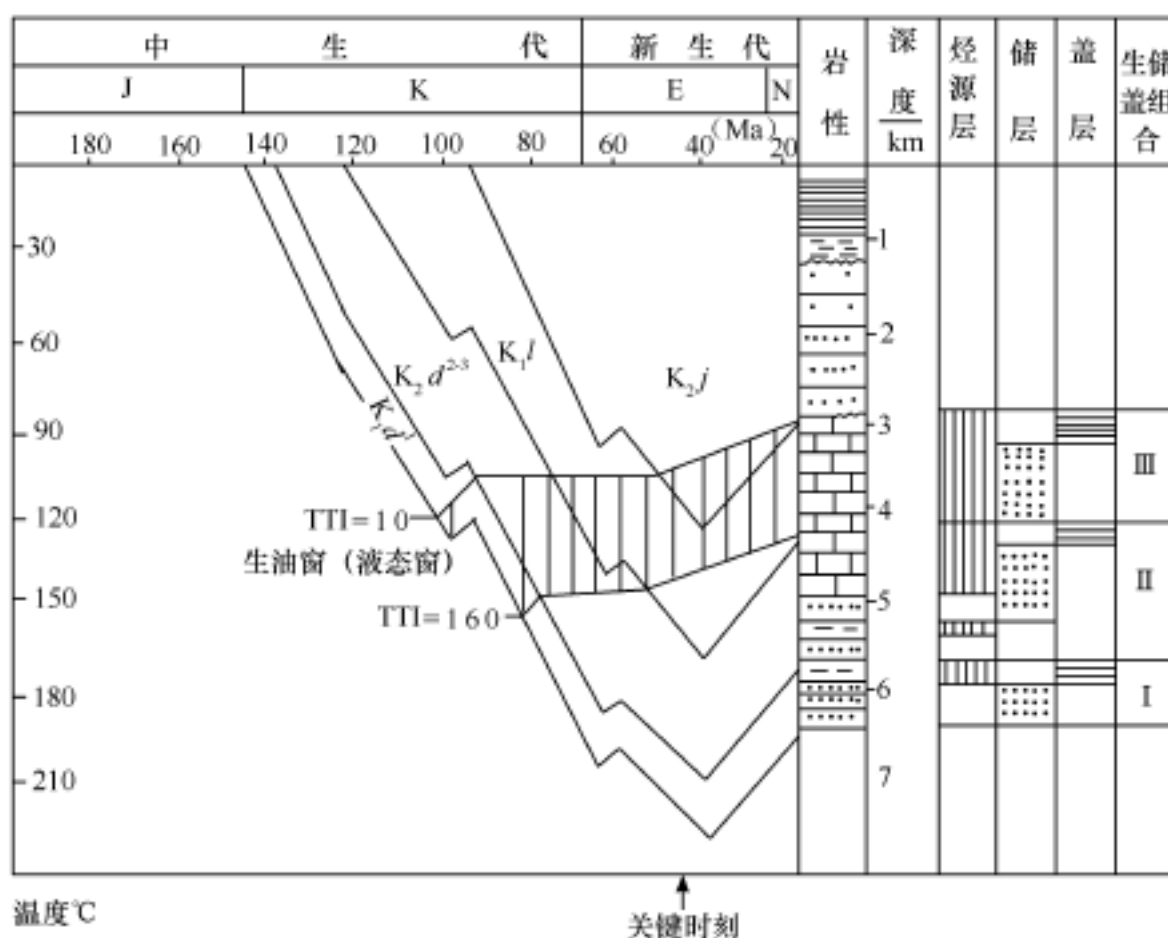
四、油气远景评价

措勤盆地面积约 $10 \times 10^4 \text{km}^2$ ，是青藏高原上仅次于羌塘盆地的、以晚中生代为主的

中生代沉积盆地，但因受南北两条断裂构造带先后的夹击影响，构造复杂、岩浆岩活动频繁而强烈。通过前期的勘探和研究，该盆地具有一定的石油地质条件和油气远景。

（一）油气成藏条件分析

1. 生烃史及生储盖组合



措勤盆地储层发育，岩石类型多，包括碳酸盐岩、碎屑岩及少量火山岩；厚度大，其中碳酸盐岩储层最厚可达 2924.3m，碎屑岩储集层有 1559.0m，火山岩类储层最厚可达

680.1m。但储层物性普遍较差，储集条件不好，没有发现如羌塘盆地一样的分布广泛的白云岩及物性较好的含油白云岩，从目前地表发现的低孔中渗储层主要分布于盆地裂谷带附近的郎山组礁灰岩、生物碎屑灰岩中。

盆地盖层非常发育，其中郎山组灰岩是区内最好的区域性盖层；但与羌塘盆地一样存在保存条件问题，措勤盆地经历了燕山、喜马拉雅运动的强烈抬升、剥蚀。据研究，至少有3500m厚度的地层在大部分地区被剥蚀掉了。使得主要目的层下白垩统郎山组、多尼组裸露地表，现今仍具有油气保存条件的只有局限于几个较深的凹陷内。

根据盆地主要生储盖层的发育及分布情况，将措勤盆地中部地区下白垩统3套地层划分为3套生储盖组合，其中郎山组（组合）主要以自生自储式为主，生储盖均发育在碳酸盐岩中；多尼组中上部（组合）生油层以碳酸岩为主，储集层既有碳酸盐岩又有碎屑岩，盖层以泥岩和膏盐为主，生储盖组合以正常式为主；多尼组下部（组合）地层主要由三角洲-浅海相碎屑岩组成，因此其生储盖组合以侧变式和正常式为主。从这些生储盖组合的分布来看，以郎山组自生自储型分布最广泛，为措勤盆地的最有利组合。

2. 圈闭条件及成藏

措勤盆地圈闭发育。盆地内除构造圈闭外，可能还发育地层圈闭、岩性圈闭等。目前发现主要以构造圈闭为主，包括背斜圈闭、断层圈闭、刺穿圈闭3种。

背斜圈闭在区内发现褶皱160多个，发育时限以燕山期为主，占87%，少量为海西晚期和喜马拉雅早期、中期。褶皱规模不等，小者长2.5km，大者长66km。宽度由1km至9km不等。褶皱中背斜有79个，多以开阔背斜为主，少量中等紧闭型。背斜多为不对称背斜。

断层圈闭在区内共发现稍大一些的断层56条，包括平移断层、正断层、逆断层。其中逆断层较发育，封闭性能较好，可以形成一些断层圈闭。

刺穿圈闭在区内岩浆岩分布面积，占填图区面积的7%。其中燕山晚期岩浆岩占65%，喜马拉雅早期的占34%。由于岩浆岩柱的形成期大致晚于或同期于生油高峰期，所以大多对已形成的油气藏起到破坏的作用，但也有可能在某些岩浆柱周围形成刺穿接触圈闭。

通过对断层及伴生的侵入岩年龄分析、褶皱发育史分析，结合青藏地区构造运动史，认为措勤盆地的主要断裂、褶皱、大多数岩浆侵入事件，多发生在燕山晚期，而此时主力烃源层郎山组已被埋深到2500m以下，尤其到白垩纪末期，郎山组已被埋深可达3800m以上，进入生油高峰期。此时的构造运动，正好是油气运移的助力，使已生成的油气迅速进入已形成的各种圈闭内。因此，上述的各种圈闭应该是有效的。

（二）油气显示及油源对比

与羌塘盆地相比，措勤盆地油气显示的规模和级别都很低，但至少证明了措勤盆地已经有过油气生成聚集的历史，或许目前仍在进行。野外发现油气显示7处，主要位于盆地中部裂谷带附近地区，层位为下白垩统多尼组和郎山组，油气显示的岩石类型既有碳酸盐岩，也有砂岩，且以碳酸盐岩为多，为沥青、油浸及荧光显示。

油源对比结果显示，多尼组下部沥青砂岩中的沥青属于陆相生油母质原油，来自多尼组下部的碳质页岩，为自生自储的组合模式；郎山组沥青灰岩中的沥青属于海相沉积有机质形成的成熟原油，与郎山组灰岩对比良好，表明郎山组沥青灰岩中的沥青来自郎山组灰

岩本身，也属于自生自储的组合模式。

(三) 有利油气勘探地区优选

措勤盆地具备了基本石油地质条件，有形成一定规模油气藏的可能。从目前的油气研究程度和认识来看，措勤盆地有利远景区主要集中于盆地中部裂谷带两侧的一些坳陷地区。盆地南、北部在地史发展过程中，一直处于盆地边缘相带，岩浆活动强烈，各地层缺少生油岩，勘探前景渺茫。措勤盆地中部裂谷带两侧发育了巨厚的中新世地层，累积厚度达3万多米，航磁资料显示基底埋深最深处达9000m。沉积环境显示主要为海陆过渡相、浅海相、开阔台地相。生油岩发育，岩性以泥页岩、薄层状泥灰岩及泥晶灰岩为主；储集岩主要为台地相灰岩，滨岸-三角洲相碎屑岩。

根据重磁资料，盆地中部裂谷带一线发育了一系列近东西向相间凹陷和凸起区块，一般凹陷深度3.0~5.0km。西段凹陷较浅，东段相对较深。其中东段的拉果错-阿苏凹陷（表6-7）深度达9.0km，凹陷面积达16000km²。凹陷内生油层多期发育，厚度巨大，主要见于多尼组碳质泥页岩和郎山组微泥晶灰岩；储集层为郎山组礁滩灰岩和多尼组过渡相砂砾岩，生储组合配置良好。凹陷内褶皱发育，总体呈近东西向展布，背斜规模较大，保存较完整，出露地层较新，背斜发育定型于晚白垩世，与早白垩世烃源层的生、排烃期配合较好，圈闭有效。西段的色卡错-麻米凹陷埋深相对较浅，最深达7km，且面积分布较小，相应的生储盖条件与东段凹陷相比稍差。

综上所述，中新世盆地油气地质有利地区主要集中于盆地中部裂谷带两侧附近的地区，其中以拉果错-阿苏凹陷区块最为有利，次为色卡错-麻米凹陷区块。

表 6-7 措勤盆地北部坳陷有利地区评价表

单元构造 成藏条件		色卡错-麻米凹陷	拉果错-阿苏凹陷
基底最大埋深 /km		7.0	9.0
面积 / km ²		6500	16000
出露地层		J ₂₋₃ 、K ₁ d、K ₁ l	K ₁ l 为主，少量 O—P、J ₂₋₃ 、K ₁ d
岩浆作用		微弱燕山期酸性侵入岩	微弱喜马拉雅期酸性侵入岩
变质作用		无	无
变形构造特征		褶皱发育，断裂较少	大型褶皱（复式褶皱带）和断裂
生烃条件	主要生烃层	J ₂₋₃ 、K ₁ d、K ₁ l	J ₂₋₃ 、K ₁ d、K ₁ l
	最大累计厚度	600	2000
	热演化 R ₀ /%	1.3~1.5	1.0~1.5
储层条件	储层层系	J ₂₋₃ 、K ₁ d、K ₁ l	J ₂₋₃ 、K ₁ d、K ₁ l
	最大累计厚度 /m	1200	2000
油气显示		无	有
综合评价		有利	最有利

第七章 岗巴—定日盆地

第一节 盆地的沉积充填与演化

一、概述

岗巴—定日盆地位于高喜马拉雅南部东段，即拉轨岗日隆起南翼纳木纳日—定日—错那断裂以南、前震旦系聂拉木群变质岩系以北的高喜马拉雅分区东段。该盆地属于叠合型盆地类型，三叠纪—早白垩世盆地为喜马拉雅被动陆缘盆地，晚白垩世为前陆盆地，古近纪逐渐过渡前陆隆后克拉通盆地。

岗巴—定日盆地的基底主要由前震旦系聂拉木群变质结晶基底和震旦系褶皱基底组成。而笔者的研究时限为中、新生代，因此前中生界（奥陶系—二叠系）的相对稳定的连续沉积体仍作为盆地的基底。

二、地层系统

中、新生代的岗巴—定日盆地沉积有三叠系、侏罗系、白垩系和古近系。三叠系到侏罗系，盆地主体为稳定的滨浅海相碎屑岩和碳酸盐岩组合；下白垩统到上白垩统下部以深水碎屑岩沉积为主；上白垩统上部以缓坡相灰岩沉积为主；古近系以滨浅海相碎屑岩和台地相灰岩沉积为主。

（一）三叠系

自下而上细分为三叠系土隆群、上三叠统曲龙共巴组和德日荣组。

1. 土隆群 (T_{1-3t})

土隆群分布于整个盆地，与上、下地层均为整合接触，厚约 464 ~640m，岩性主要为灰色、深灰色中薄层状泥晶灰岩、泥质灰岩、生物灰岩与灰绿色、深灰色粉砂质泥页岩不等厚互层，内夹细砂岩及粉砂岩。从南到北，岩性有一定的变化：中南部的定结萨尔库间、吉隆柠村一带以碎屑岩为主夹灰岩，且粗碎屑岩比例较高；中部的定日龙江卡岗拉、聂拉木县土隆一带为灰岩与泥页岩互层或灰岩夹泥页岩；盆地北缘的萨迦普马、拉孜柳区修康一带以细碎屑岩为主夹少量的灰岩。产丰富的菊石、双壳、腕足、有孔虫等化石。生物化石组合（王义刚等，1980）显示为早三叠世印度阶到晚三叠世诺利阶早期。

2. 曲隆共巴组 (T_3q)

该组与下伏土隆群整合接触，岩性主要为灰色、灰绿色、深灰色薄层状钙质粉砂岩、泥质粉砂岩夹钙质细砂岩，局部夹薄层灰岩和透镜体灰岩，厚 465m。该组岩性在纵横向上有一定变化：纵向上，下部和上部砂岩夹层较多，中部较少；横向上中南部为泥页岩与

砂岩不等厚互层，北部为泥页岩夹粉砂岩。该组产丰富的菊石、双壳、腕足、鱼龙等化石，生物组合显示为晚三叠世诺利阶的中晚期（王义刚等，1976）。

3. 德日荣组（ T_3d ）

该组与下伏曲龙共巴组整合接触，岩性在吉隆县柠村、聂拉木县土隆村、定结县萨尔区库间一带主要为灰白色石英砂岩夹少量碳质页岩，下部以细砂岩为主，上部以含砾粗砂岩为主；在定日县龙江西山曲龙共巴南、定日县章浦一带的下部为泥页岩夹砂岩，上部为石英砂岩；在萨迦普马一带为泥页岩夹少量砂岩。厚度一般为300~700m。该组化石稀少，获有少量难以确定时限的双壳、腕足及植物碎片等化石，仅依据地层上下连续沉积关系推定其时限为晚三叠世诺利晚期至瑞替阶沉积。

（二）侏罗系

侏罗系自下而上分为下侏罗统普普嘎组、中侏罗统聂聂雄拉组和拉弄拉组、上侏罗统门卡墩组。

1. 下侏罗统普普嘎组（ J_1p ）

该组总体表现为钙质细砂岩、岩屑石英砂岩、粉砂质泥页岩与灰岩不等厚互层或碎屑岩夹灰岩，厚500~1000m。从南到北，碎屑岩颗粒变细，灰岩比例由少到多再减少。定结县萨尔地区以中薄层砂岩、页岩为主夹砂质灰岩和生物碎屑灰岩；定日帕卓绒曲一带下部为含生物碎屑灰岩夹少量砾屑灰岩，局部含砂质，中上部为中薄层灰岩与泥质灰岩互层；萨迦南北一带为泥页岩夹少量灰岩。普普嘎组与下伏上三叠统德日荣组、上覆中侏罗统聂聂雄拉组均为整合接触，该组获有早侏罗世菊石、双壳（王义刚等，1974）等化石。

2. 中侏罗统聂聂雄拉组（ J_2n ）

该组主要为中薄层状泥质灰岩、砂质灰岩、生物（屑）灰岩、鲕粒灰岩与石英砂岩、长石砂岩、粉砂质泥页岩，厚500~800m。纵向上可见到石英细砂岩、钙质砂岩与砂质灰岩、鲕粒灰岩组成旋回性沉积。横向上在南部的亚东一带以砂岩、页岩为主；中部的吉隆柠村、定日一带以灰岩为主或灰岩与石英砂岩不等厚互层；北缘的萨迦一带主要为泥页岩夹少量砂岩。该组与下伏下侏罗统普普嘎组、上覆中侏罗统拉弄拉组均为整合接触，产有双壳、腕足、珊瑚、有孔虫等生物化石，生物时限为中侏罗世巴柔期（史晓颖，1987；徐钰林，1990）。

3. 中侏罗统拉弄拉组（ J_2l ）

该组主要为石英砂岩、岩屑石英砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩与泥质灰岩、微泥晶灰岩、生屑灰岩、鲕粒灰岩、砂质灰岩等，厚度大于800m。与下伏中侏罗统聂聂雄拉组、上覆上侏罗统门卡墩组均为整合接触。纵向上，下部以碎屑岩为主，中上部灰岩比例增多。横向上在南部的亚东一带为石英砂岩、钙质砂岩夹页岩、砂质灰岩透镜体；在中部的定日白坝一带下部为中粗粒石英砂岩夹砂屑灰岩，中部为岩屑石英砂岩与粉砂质泥页岩互层，含大量植物碎片和小型硅化木化石，上部为薄—中层状微晶灰岩夹泥质灰岩或二者互层；在聂拉木县拉弄拉山一带底部为含砾石英砂岩，下部为中薄层状泥晶灰岩夹生屑—鲕粒灰岩，上部为粉砂质泥页岩夹中薄层泥灰岩，顶部出现褐黄色铁

质鲕粒层。该组获有菊石、双壳、有孔虫等生物化石，为中侏罗世巴通—卡洛期（赵政璋，2001c）。

4. 上侏罗统门卡墩组（J₃m）

该组主要由一套深灰色粉砂岩、粉砂质泥页岩与砂岩夹灰岩、泥灰岩组成，厚 500 ~ 2500m。纵向上，底部通常为石英砂岩与下伏拉弄拉组整合过渡，局部出现鲕绿泥石砂岩（定日县白坝和洛洛）与拉弄拉组过渡；上下部以粉砂质泥页岩为主夹砂岩；中部为泥页岩夹灰岩；顶部为灰白色中厚层石英砂岩与下白垩统古错村组整合过渡，局部出现假整合接触。横向上，在南部的定结—亚东一带以砂岩为主或石英砂岩与页岩互层；中部的门卡墩、拉弄拉、长江村一带下部为粉砂质泥岩、碳质页岩，中部灰岩、泥灰岩夹页岩，上部下段为粉砂质页岩、页岩夹粉砂岩、砂岩，顶部为石英砂岩；北缘的萨迦一带以泥页岩为主。该组产丰富的菊石、腕足、双壳等化石，生物特征显示为晚侏罗世（赵政璋，2001c）。

（三）白垩系

白垩系自下而上可细分为古错村组、岗巴东山组、察且拉组、岗巴村口组、宗山组 5 个地层单元。

1. 下白垩统古错村组（K₁g）

该组主要出露于定日古错村、岗巴强东一带，岩性主要为黑灰色粉砂质页岩夹有多层厚层至块状暗黄绿色长石岩屑杂砂岩，底部以含砾石英砂岩与下伏门卡墩组呈假整合接触。厚 128 ~ 511 m。该组化石稀少，获有少量菊石、双壳类和遗迹化石，生物时限为晚侏罗世到早白垩世（赵政璋，2001c），但以早白垩世居多。因此笔者暂置于下白垩统底部层位。

2. 下白垩统岗巴东山组（K₁d）

该组主要出露于岗巴、定日一带，岩性为灰色、深灰至灰黑色页岩，底部夹灰岩，顶部为灰岩、泥灰岩与页岩互层或页岩夹灰岩，页岩中含铁质结核，与下伏古错村组整合接触。厚 190 ~ 1100 m。产菊石、双壳、放射虫等化石，时代为早白垩世（赵金科，1976；徐钰林，1990；王思恩，1985）。

3. 察且拉组（K₁₋₂c）

该组主要出露于定日、岗巴一带，与下伏岗巴东山组及上覆岗巴村口组呈整合接触。岩性为灰色、灰黑色页岩、含海绿石粉砂岩夹泥灰岩和细砂岩，厚 98 ~ 319m。横向上，在南部的亚东一带为一套浅紫灰色页岩夹钙质细砂岩，向北至岗巴塔杰乡一带，察且拉组底部为灰岩、页岩互层。纵向上，下部为深灰色页岩，上部为灰绿色含海绿石粉砂岩夹灰岩透镜体，顶部为生屑灰岩与细砂岩互层。该组获有菊石、有孔虫、双壳、珊瑚等化石，为早白垩世晚期到晚白垩世早期（赵金科，1976；刘桂芳，1983；徐钰林，1985）。

4. 岗巴村口组（K₂c）

该组主要出露于定日、岗巴一带，与下伏察且拉组呈整合接触。岩性为深灰色、灰绿

中国地质大学. 中华人民共和国区域地质调查报告，1:25 万定结幅、陈塘区幅，2002.

成都地质矿产研究所. 中华人民共和国区域地质调查报告，1:25 万聂拉木幅，2002.

色页岩夹砂岩及泥灰岩，厚 225 ~500m。纵向上，下部为灰色钙质页岩、页岩与灰岩、泥灰岩不等厚互层，上部为深灰、灰黑色页岩夹灰岩。横向上，从南到北，泥灰岩、灰岩夹层减少，如南部的亚东一带为页岩与泥灰岩不等厚互层，北部的定日一带为页岩夹少量泥灰岩。该组产菊石、有孔虫、双壳等化石，生物时代显示为晚白垩世（徐钰林，1990；万晓樵，1992）。

5. 宗山组（K₂z）

宗山组以生屑灰岩为主，夹页岩和薄层泥灰岩，厚 130 ~400m。纵向上，上部、下部为灰岩，其中下部灰岩一般以生物灰岩、微晶灰岩为主，上部以有孔虫灰岩夹礁灰岩为主；中部为页岩夹泥灰岩及灰岩。横向上，南部的亚东一带主要为泥灰岩与薄层灰岩；中部的定日、岗巴一带发育生屑灰岩及少量礁灰岩。该组与下伏岗巴村口组及上覆古近系基堵拉组呈整合接触。宗山组生物化石丰富，获得有孔虫、菊石、双壳、珊瑚等化石，其中下部仅产浮游有孔虫，上部含大量底栖有孔虫（赵政璋，2001c）。生物时代为晚白垩世晚期（赵政璋，2001c；徐钰林，1990；万晓樵，1992；史晓颖，2000）。

（四）古近系

自下而上地层系统已经建立并划分为基堵山组、宗浦组、遮普惹组。

1. 基堵拉组（E₁j）

该组主要出露于岗巴、定日一带，与下伏白垩系宗山组、上覆古近系宗浦组均为整合接触。岩性主要为绿色、褐色、灰白色石英砂岩与粉砂岩、粉砂质泥页岩，局部夹灰岩，厚 80 ~433m。纵向上，灰岩夹层主要出现于剖面的中部。横向上在中-南部的亚东、岗巴、定日藏布林一带以石英砂岩为主夹少量灰岩；北部的定日郭章—遮普惹山一带以粉砂岩、粉砂质页岩为主。产双壳、有孔虫、介形虫等化石，生物特征显示主要为古新世早期。

2. 宗浦组（E₁z）

该组以灰岩为主，局部夹页岩及泥灰岩，偶夹礁灰岩。页岩主要出现于南部的亚东一带，礁灰岩主要分布于北部的定日一带。底部与基堵拉组整合接触，上部多未见顶，厚度一般大于 80m，最厚达到 350m。产有孔虫、双壳、腹足、藻类等化石，生物时限显示主要为古新世中晚期（文世宣，1984；赵政璋，2001c）。

3. 遮普惹组（E₂z）

该组主要见于定日一带，而岗巴一带厚度小，亚东仅零星见到，包括“上货币虫灰岩”及“下货币虫灰岩”。岩性为灰岩与页岩不等厚互层，下与宗浦组整合接触，上未见顶，厚度大于 147m。产有孔虫、介形虫、双壳等化石，生物时限显示主要为始新世（赵政璋，2001c）。

三、沉积特征

（一）沉积体系

通过野外调研和前人大量剖面资料的综合分析，中新世代岗巴-定日盆地的沉积体可划分出三角洲、滨岸、陆棚、碳酸盐岩缓坡及台地、次深海-深海等六大沉积体系、若干沉积相、亚相（表 7-1）。

表 7-1 岗巴-定日盆地沉积体系、沉积相划分表

沉积体系		沉积相、亚相	代表性分布层位	典型分布地区
三角洲体系		三角洲平原、前缘及前三角洲	拉弄拉组	定日白坝等地
滨岸沉积体系		后滨、前滨、近滨	曲龙共巴组底部、德日荣组、普普嘎组、聂聂雄拉组、拉弄拉组底部、门卡墩组上部、基堵拉组等	聂拉木土隆、定结、亚东等地
碎屑岩陆棚沉积体系		内陆棚、外陆棚	三叠系到古近系基堵拉组	主要分布于定日-吉隆一线以南
碳酸盐岩沉积体系	碳酸盐岩缓坡体系	浅缓坡、中深缓坡	土隆群、德日荣组、普普嘎组、聂聂雄拉组、拉弄拉组、门卡墩组、岗巴村口组、宗山组和基堵拉组	聂拉木色龙西山、土隆、定日龙江一带
	碳酸盐岩台地体系	局限台地、开阔台地、台地边缘礁滩	古近系宗浦组	岗巴-定日盆地本部
次深海、深海沉积体系			三叠系到白垩系各组地层均有出现	主要分布于定日-吉隆一线以北

1. 三角洲沉积体系

该体系主要见于定日一带的中侏罗统拉弄拉组地层中，由灰褐色中薄层状岩屑石英砂岩与中薄层状泥质粉砂岩、粉砂质泥岩组成，发育槽状交错层理、砂纹层理、水平层理、底冲刷构造等，泥岩中见大量植物碎片及小型硅化木化石。

另外在上三叠统曲龙共巴组、上侏罗统门卡墩组地层中见水下扇三角洲沉积，主要表现为浅海相粉砂质泥岩中夹有透镜状砂体，砂体中见粒序层理。

2. 滨岸沉积体系

该体系主要发育于上三叠统德日荣组和古近系基堵拉组中，在三叠统曲龙共巴组底部、侏罗系普普嘎组、聂聂雄拉组、拉弄拉组底部、门卡墩组上部等层位亦有分布，该体系平面上主要分布于临近剥蚀区的聂拉木土隆、定结、亚东一带。岩性主要为石英砂岩、长石石英砂岩夹少量碳质页岩，砂体多呈楔型体（图版 1- A）。砂岩的分选、磨圆度较好，发育冲洗层理（图版 1- A）、平行层理、楔型交错层理、底冲刷构造等，产植物碎片和海相动物化石。

该沉积体系可划分为后滨、前滨及近滨相、亚相。后滨相由石英细砂岩夹碳质页岩组成；前滨相为中粗粒石英砂岩，发育冲洗层理；近滨相为石英细砂岩、粉砂岩，含较多海相生物化石碎片。

3. 碎屑岩陆棚沉积体系

该体系纵向上分布层位较多，三叠系到古近系基堵拉组的各组地层均有产出；平面上主要分布于定日—吉隆一线以南。沉积物以泥页岩、粉砂岩为主夹细砂岩（图版 1- C，1- E）。见水平层理、波痕、小型交错层理、生物搅动构造。生物化石丰富，底栖与游泳、浮游生物兼有，分异度高。以三叠系曲龙共巴组为例，岩性组合主要为粉砂岩与粉砂质页岩组成韵律层，其次是钙质细砂岩—粉砂岩—粉砂质泥页岩韵律层。页岩中含钙质、磷

质结核。以水平层理为主，兼有中小型、小型交错层理，生物搅动构造发育。

该沉积体系由内陆棚相和外陆棚相组成。内陆棚相沉积物粒度相对较粗，生物化石丰富，外陆棚相则相反。

4. 碳酸盐岩缓坡体系

该体系在盆地三叠系、侏罗系、白垩系等地层均有产出，平面上主要分布于聂拉木土隆—拉弄拉山、定日、岗巴一带。该体系可依据浪基面和风暴浪基面为界细分为浅水缓坡、中缓坡和深缓坡相。浅水缓坡相（图版 — A, — B, — C）由高能的鲕粒灰岩（图版 — B）、砂砾屑灰岩、生物碎屑灰岩、泥微晶灰岩等组成，见斜层理、平行层理（图版 — C）；中深缓坡相（图版 — B, — D）由低能的泥微晶灰岩、泥质灰岩、泥灰岩、含生物灰岩等组成，见水平层理和沙纹层理，产底栖生物和部分游泳生物。

5. 碳酸盐岩台地体系

该体系主要发育于古近系宗浦组地层中，由局限台地相、开阔台地相、台地边缘礁滩相组成。局限台地相由泥微晶灰岩、泥质灰岩及颗粒灰岩等组成，生物属种单调，仅底栖双壳类发育。开阔台地相由泥质-泥晶灰岩、含生屑灰岩及颗粒灰岩组成，生物门类较多，广海型生物发育。台地边缘浅滩相由巨厚且连续的高能生屑灰岩、角砾灰岩、砂砾屑灰岩、鲕粒灰岩夹泥微晶灰岩组成。生物礁相主要见于岗巴一带，造礁生物有固着蛤、有孔虫等，礁体规模较小。

6. 次深海、深海体系

该体系产出于三叠系到白垩系的各组地层之中，平面上主要分布于定日—吉隆一线以北。岩性主要为深灰色、灰黑色泥页岩、粉砂质页岩与粉砂岩及砂岩组成韵律层，或黑色页岩—薄层灰岩组成韵律。夹少量放射虫硅质岩及菱铁质结核，见层纹构造、鲍马序列、槽模构造等。生物组合以游泳、浮游生物菊石、箭石、有孔虫为主。

（二）各组沉积体系的时空展布

1. 三叠系

三叠系土隆群沉积体可划分出碎屑岩滨岸-陆棚沉积体系、碎屑岩陆棚与碳酸盐岩中深缓坡组成混积陆棚沉积体系群、斜坡-盆地沉积体系等3种类型。碎屑岩滨岸-陆棚沉积体系主要分布于盆地中南部的定结、吉隆柠村一带，由石英砂岩、粉砂质页岩夹少量泥灰岩，石英砂岩多呈楔型体，具平行层理及楔形交错层理；混积陆棚沉积体系群主要分布于盆地中部的聂拉木县土隆（图版 — C）、色龙西山、定日龙江卡岗拉、帕卓等地，由粉砂质泥页岩与微泥晶灰岩、泥灰岩交互组成，见水平层理和砂纹层理，产大量海相生物；斜坡-盆地沉积体系主要分布于萨迦县普马一带，由深色板岩夹少量粉砂岩、细砂岩条带组成，发育水平层理，生物化石稀少。

该期沉积体从南到北，粗碎屑岩（砂岩）减少、灰岩和细碎屑岩（粉砂岩、泥页岩）增多（如盆地南部定结萨尔库间剖面的石英砂岩占土隆群地层的27.8%；中部定日帕卓扎西岗剖面几乎不夹粗碎屑岩）。从下到上，盆地中部表现为碎屑岩陆棚体系与碳酸盐岩缓坡体系交互沉积（图版 — B）。

曲龙共巴组沉积体主要由碎屑岩滨岸-陆棚沉积体系和斜坡-盆地沉积体系组成。碎屑岩滨岸-陆棚沉积体系分布在盆地中、南部，由细砂岩、粉砂岩、粉砂质泥页岩夹少量泥

灰岩、泥晶灰岩组成。横向上，南部砂岩比例大、粒度粗，向北泥页岩比例增加，以粉砂岩、页岩为主；纵向上，下部主要为粉砂质泥页岩，上部砂岩比例增多。发育小型交错层理、砂纹层理、水平层理及生物扰动构造。斜坡-盆地沉积体系分布于盆地北缘的萨迦县普马和康马涅如区等地，由深色板岩夹细砂岩、粉砂岩条带，具底冲刷构造、单向斜层理。

上三叠统德日荣组沉积体主要由滨岸沉积体系和碎屑岩陆棚沉积体系组成。滨岸沉积体系分布于吉隆、定日一线以南的盆地中、南部地区，由厚层—块状石英砂岩、含砾石英砂岩夹少量碳质页岩及灰岩，发育冲洗层理（图版 - A）、平行层理、板状交错层理，产植物碎片和海相动物化石。碎屑岩陆棚沉积体系主要分布于盆地北缘的萨迦普马一带，由深灰色、灰黑色板岩夹泥灰岩及石英细砂岩组成，见小型交错层理、砂纹层理。

综上所述，三叠纪各期沉积体系在横向上具北深南浅的沉积格局；纵向上，土隆期以海侵沉积序列为主，曲龙共巴期处于海侵到海退的转变期，德日荣期以海退沉积序列为主。

2. 侏罗系

中下侏罗统（ J_{1-2} ）沉积体由碎屑岩滨岸体系、碎屑岩陆棚体系、碳酸岩盐缓坡体系及斜坡-盆地沉积体系组成。盆地中南部的定结、亚东一带以滨岸体系的石英砂岩和陆棚体系的粉砂质泥页岩交互沉积为主，产菊石、双壳等化石。盆地中部的吉隆柠村、聂拉木德日荣桥—拉弄拉山、定日一带以缓坡体系灰岩为主夹滨岸体系石英砂岩及陆棚体系的粉砂质泥页岩，局部地区（定日白坝）上部（拉弄拉组）出现三角洲沉积体系。缓坡体系以中深缓坡相的微泥晶灰岩、泥灰岩沉积为主。盆地北缘的萨迦一带以斜坡-盆地相纹层状泥灰岩、钙质板岩沉积为主夹砂岩，发育水平层理、冲刷构造，产少量双壳类、遗迹化石等，遗迹化石组合显示为深水沉积。该期盆地的沉积体系时空分布模式见图 7-1。

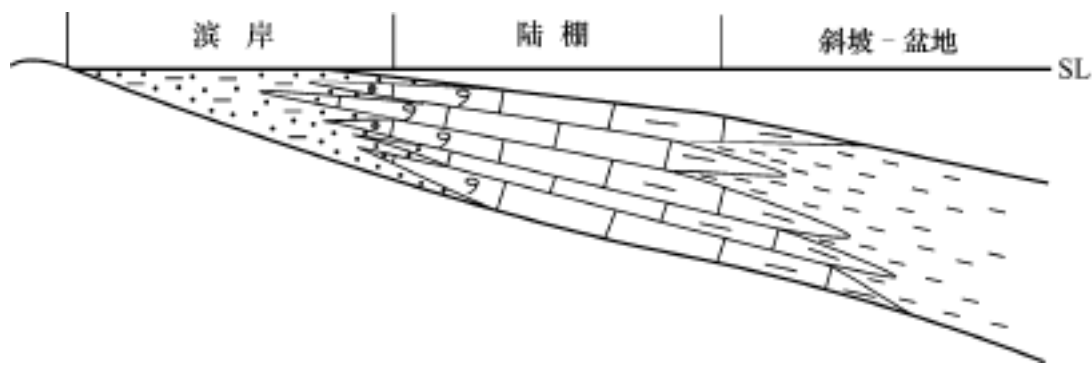


图 7-1 岗巴-定日盆地中下侏罗统沉积体系时空分布模式

上侏罗统门卡墩组沉积体可划分出碎屑岩滨岸沉积体系、碎屑岩陆棚沉积体系、碳酸盐岩缓坡沉积体系和斜坡-盆地沉积体系等 4 种类型。碎屑岩滨岸沉积体系主要分布在盆地南部的定结、亚东等地，盆地中部的定日白坝等地亦有出现，岩性为中-厚层中细粒石英砂岩，长石石英砂岩，砂岩分选及磨圆较好，具板状交错层理、楔型交错层理、底冲刷构造。碎屑岩陆棚沉积体系主要分布于盆地中部的吉隆柠村、聂拉木门卡墩、定日白坝和南部的定结、岗巴一带，由粉砂岩与页岩呈不等厚互层，或泥页岩夹粉砂岩组成。碳酸盐

中国地质大学. 中华人民共和国区域地质调查报告, 1:25 万定结幅、陈塘区幅, 2002.

岩缓坡沉积体系主要分布于盆地中部的吉隆柠村、聂拉木门卡墩、拉弄拉山一带，主要为中深缓坡相低能的泥灰岩、微泥晶灰岩、生物灰岩组成。斜坡-盆地沉积体系分布在盆地北缘的萨迦县萨迦区、坤德、扎西岗等地，以深色页岩、板岩为主，夹杂砂岩、铁矿层为特征。

综上所述，该期沉积体从南到北具有下列变化特征：盆地中南部的定结、岗巴、亚东一带以滨岸沉积体系与碎屑岩陆棚沉积体系交互组合为特征；盆地中部的吉隆柠村、聂拉木门卡墩—拉弄拉山、定日白坝一带以碎屑岩陆棚沉积体系与碳酸盐岩缓坡沉积体系夹少量滨岸沉积体系为特征；盆地北缘的萨迦一带以斜坡-盆地沉积体系为主。

3. 白垩系

下白垩统沉积体包括古错组、岗巴东山组和察且拉组。露头剖面仅见于盆地中北部的定日、岗巴一带，沉积体由碎屑岩陆棚沉积体系、碳酸盐岩中深缓坡体系和斜坡-盆地沉积体系三类组成，其中以斜坡-盆地沉积体系为主。碎屑岩陆棚沉积体系和碳酸盐岩中深缓坡体系夹于深水斜坡-盆地相内，由粉砂质泥页岩夹泥灰岩或泥页岩与泥灰岩不等厚互层，产菊石、双壳、腕足等生物化石；斜坡-盆地沉积体系相当发育，由深灰色、黑色粉砂质泥页岩、粉砂岩夹细砂岩和少量放射虫硅质岩组成，见鲍马序列、底冲刷构造，化石稀少，产放射虫、菊石等。

上白垩统岗巴村口组露头剖面主要分布于盆地的中、北部，沉积体由碎屑岩陆棚体系、碳酸盐岩中深缓坡体系和斜坡-盆地沉积体系组成。盆地中部的聂拉木古错、定日美姆、亚东下岗热烈一带以碎屑岩陆棚沉积体系和碳酸盐岩缓坡体系沉积为主。岩性为粉砂质泥页岩与泥灰岩互层，夹粉砂岩、少量细砂岩和微泥晶灰岩，产菊石、有孔虫、双壳等化石。盆地中北部的定日多吉—达桑波、岗巴村口一带以斜坡-盆地沉积体系为主，岩性为灰黑色、深灰色钙质页岩夹泥灰岩透镜体或薄层灰岩及少量放射虫硅质岩，发育水平层理，产少量放射虫、遗迹化石、少量菊石等。

上白垩统宗山组露头剖面主要分布于盆地中部地区，沉积体由碳酸盐岩缓坡体系、碎屑岩陆棚体系组成，局部层段夹有少量斜坡-盆地沉积体系。缓坡体系可划分出浅水缓坡和中深缓坡相，浅水缓坡主要出现于剖面的上、下段，由生物碎屑灰岩、砂砾屑灰岩和泥微晶灰岩组成，局部出现生物礁；中深缓坡相主要分布于剖面的中段，由泥微晶灰岩、泥灰岩等组成，产双壳、海胆及浮游有孔虫等化石。碎屑岩陆棚体系主要出现于剖面的中、下段，由深灰色页岩夹粉砂岩，生物化石稀少，见少量有孔虫、介形虫等化石。

综上所述，白垩纪各期沉积体系具北深南浅的沉积格局和向上变浅的沉积序列。

4. 古近系

基堵拉组沉积体主要由滨岸沉积体系和碎屑岩陆棚沉积体系组成，盆地北缘夹有少量缓坡体系碳酸盐岩。滨岸沉积体系分布在盆地中、南部的大部分地区，主要由石英砂岩、长石石英砂岩与粉砂岩组成，砂体多呈楔型体。碎屑岩陆棚沉积体系分布在盆地中部的定日克马乡、郭章等一带，多夹于滨岸体系之中，由粉砂岩、泥页岩组成。

宗浦期主要由碳酸盐岩台地沉积体系组成。盆地中、北部的定日遮马惹山、岗巴宗山一带拟发育台缘浅滩相沉积，由生物碎屑灰岩夹少量礁灰岩组成。盆地中、南部的岗巴村、亚东堆纳一带拟发育局限-开阔台地相生物灰岩、微泥晶灰岩、泥灰岩夹少量页岩。

(三) 层序地层

依据沉积旋回、层序界面特征、准层序叠置序列及体系域构成等方面研究，盆地中新世代沉积体可识别出5个二级层序、22个三级层序（图7-2），其中，三叠系1个二级层序、6个三级层序，侏罗系2个二级层序、8个三级层序，白垩系1个二级层序、5个三级层序，古近系1个二级层序、3个三级层序。

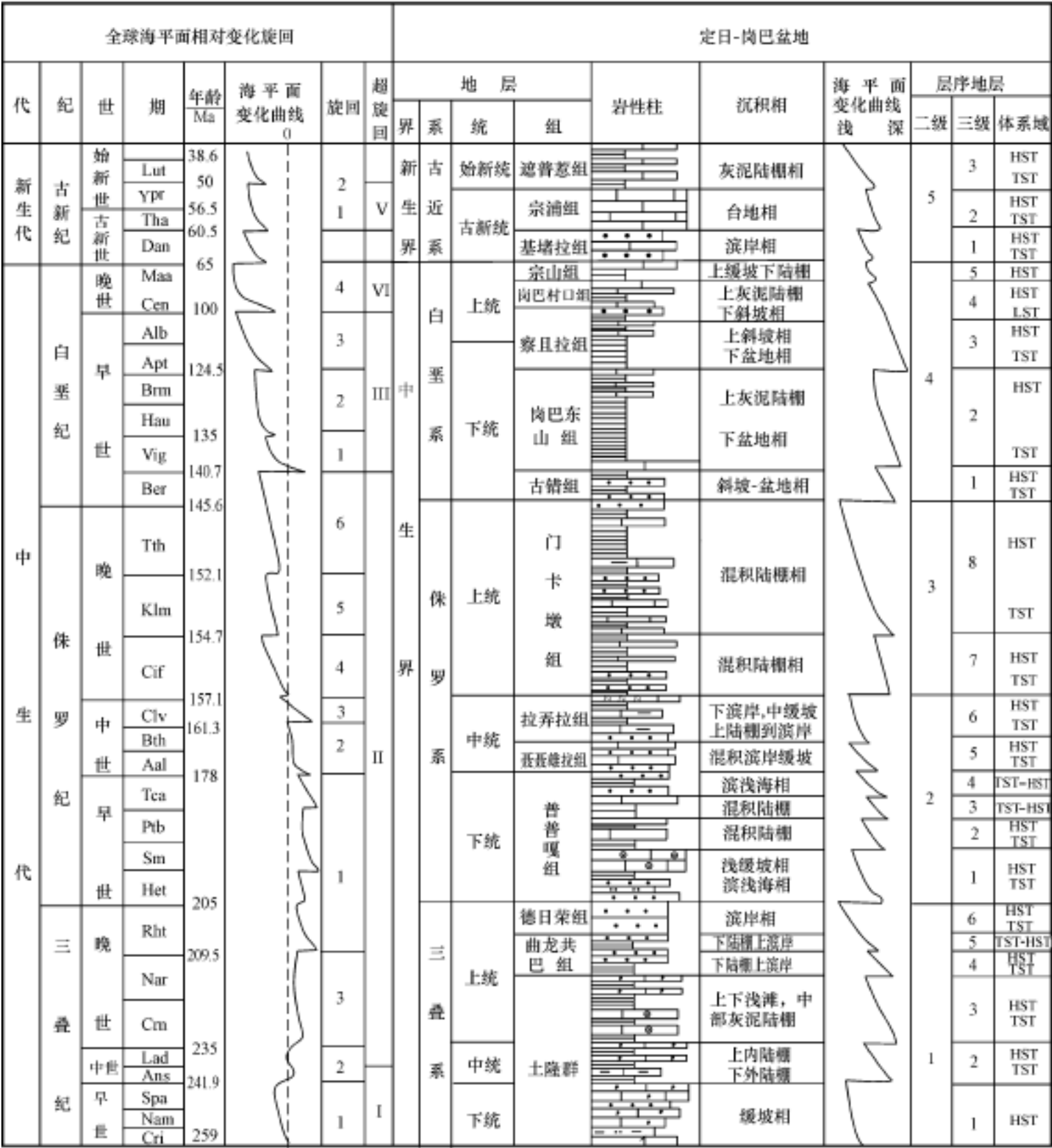


图 7-2 岗巴-定日盆地中、新生界层序地层综合柱状图

1. 三叠系

(1) 二级层序

该沉积体下部（土隆群和曲龙共巴组下部）主要为混积陆棚相粉砂质泥页岩、泥灰

岩、微泥晶灰岩；上部（曲龙共巴组上部和德日荣组）渐变为滨岸相石英砂岩。底界面为外陆棚相含菊石的泥质瘤状灰岩超覆于二叠系内陆棚相页岩之上；顶界面为滨岸相石英砂岩被侏罗系底部灰岩覆盖。据此把这套先变深、后变浅的沉积旋回作为一个二级层序，层序顶底界面均为Ⅱ类界面。

沉积体下部总体表现为陆棚相粉砂质泥页岩夹细砂岩、粉砂岩与中深缓坡相泥灰岩、微泥晶灰岩交互组成，局部地区（吉隆公达—沃马一带）可见到由内陆棚相灰岩与页岩互层演变为外陆棚相泥页岩夹少量泥灰岩的变深序列；上部总体表现为陆棚相粉砂质泥页岩、粉砂岩夹细砂岩演变为滨岸相石英砂岩、长石石英砂岩的变浅序列。据此下部作为该二级层序的海侵体系域，上部作为高位体系域。

（2）三级层序

三叠系沉积大旋回内可识别出6个次级别的沉积小旋回。下部3个旋回主要表现为灰岩与泥页岩交互组成，上部3个旋回表现为粉砂质泥页岩向石英砂岩逐渐过渡，各旋回之间以海侵上超层序不整合面为主。因此把三叠系二级层序细分为6个三级层序，各层序的界面性质Ⅱ类界面。

各三级层序总体表现为各层序发育海侵体系域与高位体系域，不发育低位体系域（或陆棚边缘体系域）。下部3个层序的海侵体系域由陆棚相泥页岩组成；高位体系域由缓坡相灰岩组成；上部3个层序的海侵体系域由陆棚相粉砂质泥页岩、粉砂岩及少量灰岩组成；高位体系域则由滨岸石英砂岩组成。

各三级层序的这一叠置过程反映出该期盆地总体处于相对稳定的构造环境，仅在三叠纪后期出现小规模的海平面下降及滨岸石英砂岩的进积。

2. 侏罗系

（1）二级层序

盆地侏罗系总体以陆棚相泥页岩与缓坡相灰岩沉积为主，从下到上可划分为两个大级别的沉积旋回：第一个旋回由下侏罗统普普嘎组和中侏罗统聂聂雄拉组及拉弄拉组构成，沉积序列具先变深后变浅的充填特征，顶界面在拉弄拉山一带可见到褐黄色铁质鲕粒层；第二个旋回由上侏罗统门卡墩组构成，主要为一套混积陆棚相粉砂质泥页岩、泥灰岩、微泥晶灰岩等，顶部以石英砂岩结束该旋回，在拉弄拉、门卡墩一带可见下白垩统古错村组假整合超覆于门卡墩组地层之上。据此把这两个沉积旋回划作为两个二级层序，层序顶底界面性质主要表现为Ⅱ类界面。

第一个二级层序对应于中下侏罗统地层。在普普嘎桥一带，下侏罗统普普嘎组下部为含海绿石石英砂岩超覆于三叠系德日荣组之上，中上部主要为混积陆棚相泥页岩与泥灰岩、微泥晶灰岩组成；中侏罗统聂聂雄拉组和拉弄拉组主要为滨岸相石英砂岩与浅水缓坡相鲕粒灰岩、砂砾屑灰岩及生屑灰岩等组成。在定日章浦、白坝一带，普普嘎组下部以含生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩、砂砾屑灰岩超覆于上三叠统德日荣组滨岸石英砂岩之上，中上部为混积陆棚相粉砂质泥页岩、泥灰岩等组成；中侏罗统聂聂雄拉组和拉弄拉组为滨岸相石英砂岩与浅水缓坡相颗粒灰岩交互组成。据此把普普嘎组变深序列作为该二级层序的海侵体系域，聂聂雄拉组和拉弄拉组滨岸石英砂岩及浅水缓坡颗粒灰岩作

为高位体系域。

第二个二级层序对应于上侏罗统门卡墩组地层。在拉弄拉、门卡墩一带下部为混积陆棚相粉砂质泥页岩与纹层状泥灰岩、薄层状泥晶灰岩不等厚互层；上部为碎屑岩陆棚相粉砂岩、泥页岩夹细砂岩；顶部为滨岸相石英砂岩与古错村组假整合接触。在定日白坝、洛洛一带，底部以两层厚 0.7m 和 1.2m 的鲕绿泥石砂岩超覆于拉弄拉组地层之上，中下部为陆棚相粉砂质泥页岩夹粉砂岩及泥灰岩，粉砂岩向上减少；上部为陆棚相泥页岩夹少量滨岸相石英砂岩；顶部为滨岸相石英细砂岩。依据上述沉积旋回，门卡墩组中下部沉积体作为海侵体系域；上部的变浅序列作为高位体系域。

(2) 三级层序

侏罗系沉积体内可识别出 8 个沉积小旋回，其中第一个二级层序由 6 个小旋回组成，第二个二级层序由 2 个小旋回组成。各旋回之间主要以海侵上超层序界面分隔。因此把该套沉积体划分为 8 个三级层序，层序界面性质主要为 Ⅱ 类界面。

各三级层序总体表现为海侵体系域和高位体系域组成，不发育低位体系域或陆棚边缘体系域。层序 1—4 和 7 的叠置组合反映出长周期海平面处于上升期；5—6 和 8 的叠置组合反映出长周期海平面处于下降期。

3. 白垩系

(1) 二级层序

经过三叠纪、侏罗纪稳定滨浅海环境沉积后，盆地于早白垩世初发生转变，下白垩统古错村组以一套深水斜坡-盆地相浊积岩超覆于侏罗系浅水沉积体之上，之后，盆地在早白垩世期间保持了深水斜坡-盆地相泥页岩夹少量放射虫硅质岩及陆棚相泥灰岩；晚白垩世早期（岗巴村口组），盆地又由斜坡-盆地相开始向浅水陆棚相转变，至晚白垩世晚期（宗山组），盆地以缓坡相碳酸盐岩沉积为主，并局部形成生物礁。据此把这套先变深后变浅的沉积序列作为一个二级层序。层序底界面为海侵上超面，顶界面为缓坡相灰岩与古近系石英砂岩接触的岩性转换面，因此该二级层序的界面性质为 Ⅱ 类界面。

该二级层序的海侵体系域对应于下白垩统古错村组、岗巴东山组及察且拉组地层，岩性主要为斜坡-盆地相深灰色、灰黑色泥页岩夹砂岩、粉砂岩及少量硅质岩，发育鲍马序列及槽模等冲刷构造，产菊石、浮游有孔虫及少量放射虫。高位体系域对应于上白垩统岗巴村口组和宗山组地层，岩性为缓坡相微泥晶灰岩、泥灰岩、颗粒灰岩及少量礁灰岩与碎屑岩陆棚相泥页岩，从下到上具变浅的叠置序列。

(2) 三级层序。该二级层序内可识别出 5 个次级别沉积旋回。其中，前 3 个旋回由斜坡-盆地相浊积岩与陆棚相泥灰岩及泥页岩交互叠置；后两个旋回由陆棚相泥页岩与缓坡相灰岩交互组成。各旋回之间多以海侵上超面所分隔，据此把这 5 个沉积旋回划作为 5 个三级层序，界面性质均为 Ⅱ 类界面。

前 3 个层序的海侵体系域由斜坡-盆地相泥页岩夹硅质岩组成，高位体系域由陆棚相泥页岩、泥灰岩等组成；后两个层序的海侵体系域由陆棚相泥灰岩及粉砂质泥页岩组成，高位体系域由缓坡相灰岩组成。各三级层序的叠置序列反映出盆地迅速变深，然后逐渐变浅并开始筑台的演化过程。

4. 古近系

(1) 二级层序

盆地古近系多未见顶，下部（基堵拉组）以滨岸相石英砂岩为主夹灰岩，上部（宗浦组和遮普惹组）为台地相灰岩沉积为主。底面为滨岸石英砂岩整合超覆于上白垩统灰岩之上，顶面在区域上表现为新近系地层以角度不整合超覆于上。据此把该套沉积旋回作为盆地的一个二级层序，层序底界面性质为Ⅱ类界面，顶界面为Ⅲ类界面。

该二级层序的低位与海侵体系域对应于基堵拉组滨岸相石英砂岩夹缓坡相灰岩，高位体系域对应于宗浦组和遮普惹组台地相灰岩夹少量泥页岩。

(2) 三级层序

盆地古近系沉积体可识别出3个次级沉积旋回，其中第一个沉积旋回由滨岸相石英砂岩夹灰岩组成，第二、三个沉积旋回由台地相灰岩与陆棚相泥页岩组成，各旋回之间多以海侵上超面所分隔。因此把这3个沉积旋回作为3个三级层序。

第一个三级层序的海侵体系域由滨岸相石英砂岩到浅海相泥页岩及灰岩的变深序列组成，高位体系域由滨岸相石英砂岩组成；第二、三个三级层序海侵体系域由灰岩到泥页岩的变深序列组成，高位体系域由台地相灰岩组成。

(四) 岩相古地理

1. 三叠纪

三叠纪的沉积特征总体表现为北深南浅，物源来自南部的古地理格局。笔者按照三叠系各组沉积特征的纵横向变化，编制了土隆期、曲龙共巴期和德日荣期岩相古地理图（图7-3）。

(1) 土隆期（图7-3A）

邻近隆起剥蚀区的盆地南部主要为滨岸相石英砂岩与浅海相粉砂质泥页岩交互组成；中部的聂拉木土隆、定日帕卓一带以混积陆棚相粉砂质泥页岩与泥灰岩、微泥晶灰岩、生物灰岩等交互组成，产大量菊石及少量双壳化石，发育水平层理，小型交错层理，古流向显示为5°；吉隆—定日一线以北主要为斜坡—盆地相千枚状板岩夹粉砂岩、细砂岩条带，见水平层理和小型交错层理。

(2) 曲龙共巴期（图7-3B）

盆地中南部为滨海相砂岩与浅海相泥页岩夹褐铁矿结核交互组成，滨岸相石英砂岩多呈楔型体，发育冲洗层理、平行层理及底冲刷构造；浅海相泥页岩中发育水平层理、砂纹层理及生物扰动构造。北缘为斜坡—盆地相泥页岩与粉砂岩及少量细砂岩。

该期古地理与土隆期比较，陆棚相灰岩明显减少，斜坡—盆地相有向南迁移之趋势，反映出该期盆地的海平面主要处于上升期。

(3) 德日荣期（图7-3C）

盆地中南部主要为滨岸相石英砂岩夹少量碳质页岩沉积，砂体多呈楔型体（图版-A），发育冲洗层理、平行层理；北部主要为陆棚相泥页岩夹泥灰岩及微泥晶灰岩。

该期古地理与土隆期和曲龙共巴期比较，滨岸线明显向北迁移，反映出该期盆地的海平面有一明显下降过程。

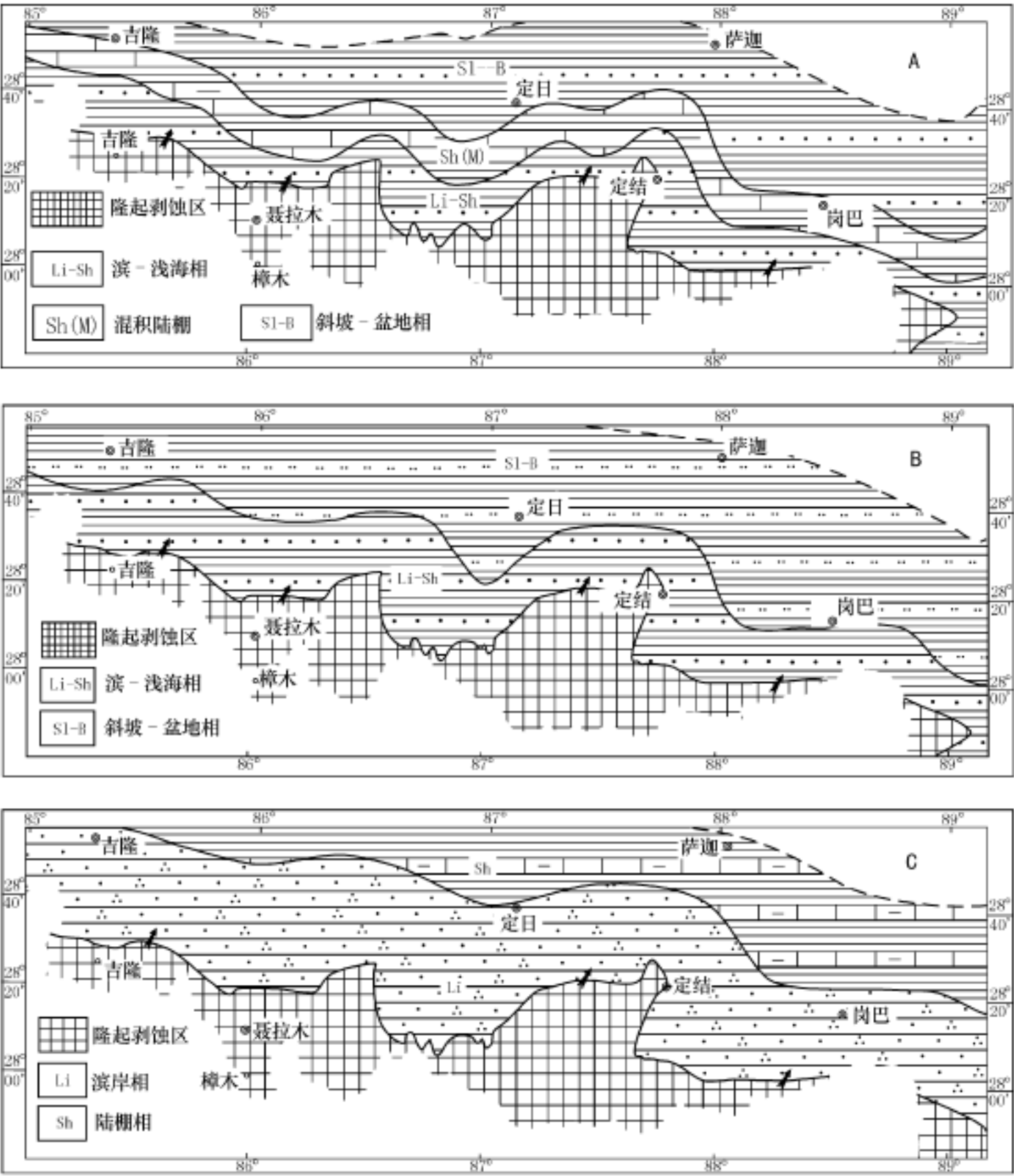


图 7-3 岗巴-定日盆地三叠纪岩相古地理图
A—土隆期；B—曲龙共巴期；C—德日荣期

2. 侏罗纪

侏罗纪盆地仍继承了三叠纪的古地理格局（图 7-4）：盆地主体以滨浅海相为主，横向上具北深南浅的沉积特征，沉积物源主要来自南部隆起剥蚀区。

(1) 早中侏罗世（图 7-4A）

盆地南部主要为滨岸相石英砂岩夹浅海相粉砂质泥页岩，产菊石、双壳等化石；中北部以陆棚相灰岩为主夹滨岸相石英砂岩及浅海相泥页岩，局部地区上部出现三角洲

相碎屑岩，见冲洗层理、双向交错层理、楔型交错层理、水平层理及生物扰动构造；北缘为斜坡-盆地相泥页岩夹泥灰岩，见砂纹层理，遗迹化石组合（Nereites）显示为深水型。

(2) 晚侏罗世门卡墩期（图 7-4B）

盆地中南部为滨岸相石英砂岩与浅海相泥页岩交互组成；定日—岗巴一线以混积陆棚相泥页岩与泥灰岩、微泥晶灰岩沉积为主，生物组合主要为菊石、箭石、双壳类及遗迹化石，生物扰动构造明显；盆地北缘主要为斜坡-盆地相泥页岩夹浊积砂岩，砂岩具重力流沉积特征，发育水平层理。

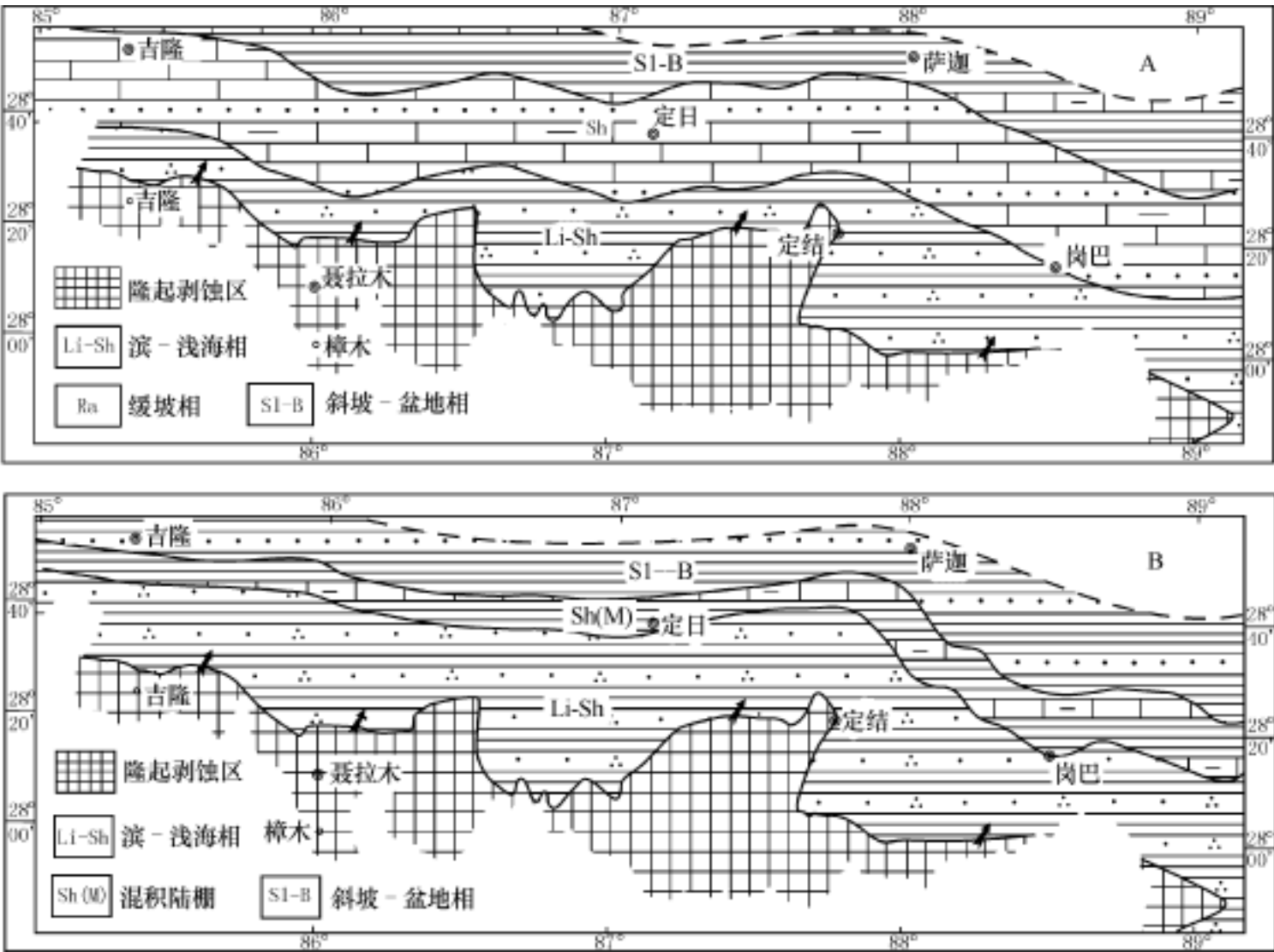


图 7-4 岗巴-定日盆地侏罗纪岩相古地理图

上述两期古地理显示，侏罗纪的岗巴-定日盆地主要保持着稳定的滨浅海环境，海平面在纵向上波动不大。

3. 白垩纪

(1) 早白垩世（图 7-5A）

邻近隆起剥蚀区的盆地南部由于无剖面点控制，仅推测可能为滨浅海相砂页岩沉积；盆地中、北部主要为斜坡-盆地相粉砂质泥页岩夹少量硅质岩、泥灰岩与杂砂岩沉积，发育鲍马序列及底冲刷构造，生物化石稀少，见少量箭石、菊石、放射虫、有孔虫及遗迹化

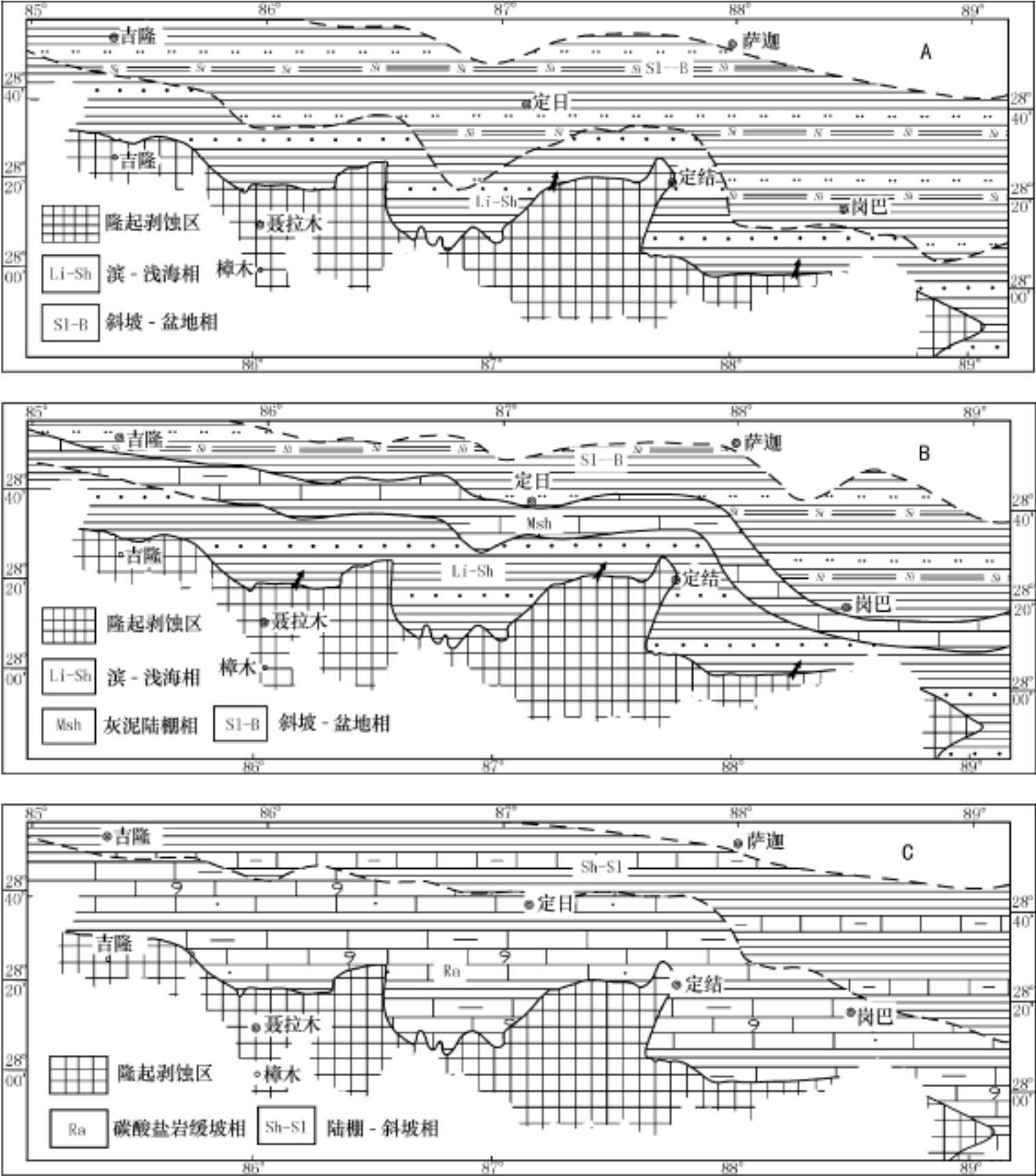


图 7-5 岗巴-定日盆地白垩纪岩相古地理图
A—早白垩世；B—晚白垩世岗巴村口期；C—晚白垩世宗山期

石。该期古地理与侏罗纪相比较，斜坡-盆地相带明显向南超覆，显示出该期盆地有明显变深特点。

(2) 晚白垩世岗巴村口期（图 7-5B）

邻近隆起剥蚀区的盆地南部推测可能为滨浅海相碎屑岩沉积；盆地中部的定日藏布林、美姆一带主要为混积陆棚相泥页岩与泥灰岩、泥晶灰岩沉积；盆地北部的定日—岗巴

一线及以北地区主要为斜坡-盆地相泥页岩夹放射虫硅质岩和少量泥灰岩沉积。

(3) 晚白垩世宗山期 (图 7-5C)

盆地中南部主要为缓坡相生物灰岩、微泥晶灰岩及泥灰岩夹泥页岩沉积，局部见小型生物礁灰岩，见水平层理，产双壳、菊石、有孔虫、介形虫等化石。盆地北缘主要为陆棚到斜坡相泥页岩夹泥灰岩沉积。

从上述白垩纪各期古地理图可看出，早白垩世盆地主要处于沉降变深过程，斜坡-盆地相大幅向南迁移，晚白垩世岗巴村口期则处于转换期，晚白垩世宗山期盆地处于由深变浅的演化过程。

4. 古近纪

(1) 基堵拉期 (图 7-6A)

盆地中南部主要为滨岸相石英砂岩夹页岩和砂质灰岩沉积，石英砂体多呈楔型体；盆地北缘为浅海相粉砂质泥页岩夹砂岩及泥灰岩、生物灰岩，灰岩主要为低能的微泥晶灰岩和泥灰岩，产双壳、有孔虫、介形虫等化石。

(2) 宗浦期 (图 7-6B)

盆地中南部主要为局限-开阔台地相微泥晶灰岩、生物灰岩夹少量泥页岩沉积；盆地北缘主要为台地边缘浅滩相生物碎屑灰岩、砂砾屑灰岩沉积，局部见小型生物礁灰岩。

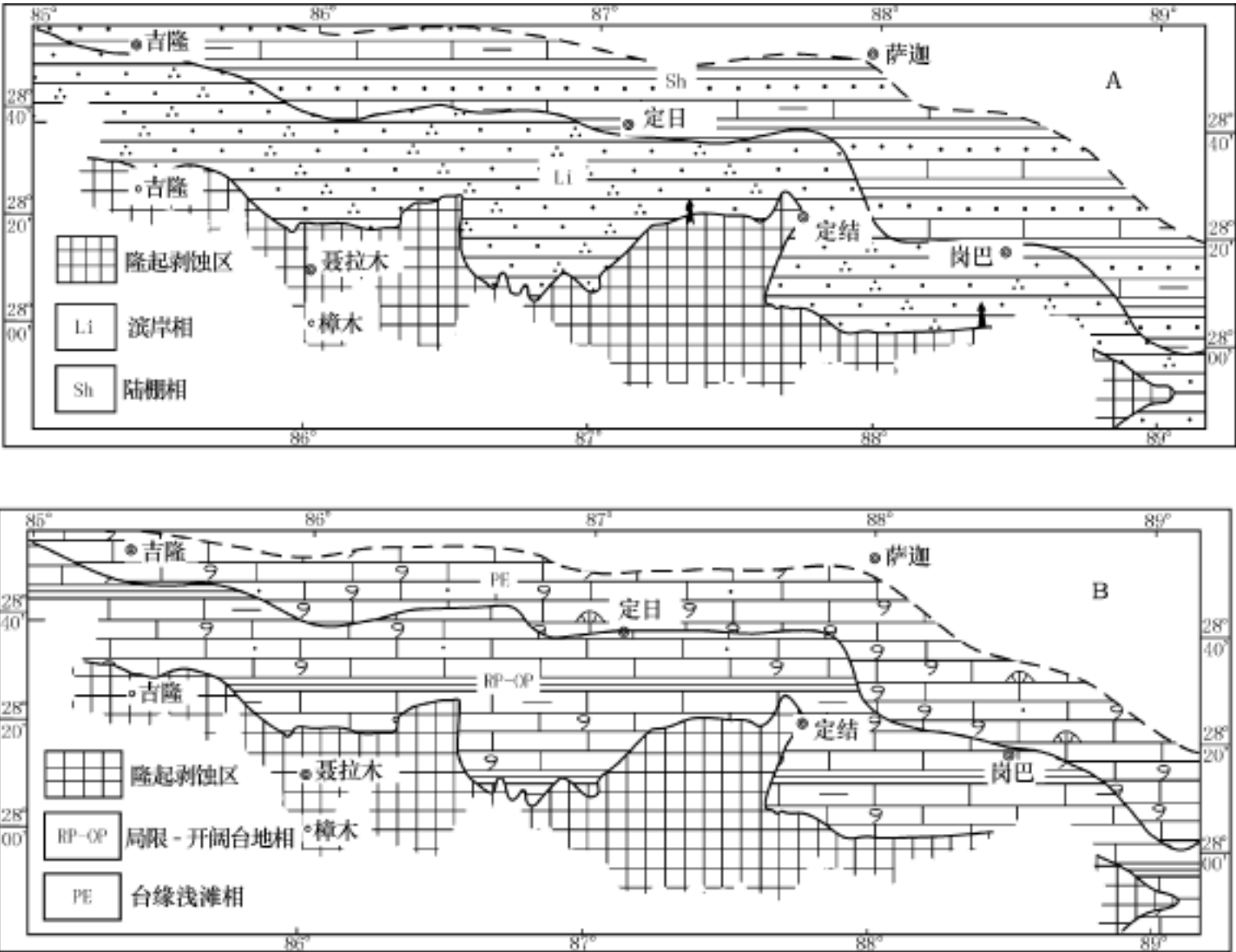


图 7-6 岗巴-定日盆地古近纪岩相古地理图

A—基堵拉期；B—宗浦期

综合上述古地理特征，该期盆地主要处于相对稳定的碳酸盐岩建台过程中，早期陆源碎屑物供给充足，盆地以碎屑岩沉积为主；晚期，陆源碎屑物质供给减少，灰岩沉积趋于主动，并在盆地北缘逐渐建礁。

（五）盆地性质及演化

1. 盆地性质

中、新生代的岗巴-定日盆地处于雅鲁藏布江洋从扩张到俯冲闭合时期，盆地的形成演化过程与雅鲁藏布江缝合带的构造演化密切相关。然而，对于雅鲁藏布江洋的构造演化还存在着许多争议，特别是印度板块向北俯冲的时限，关系着岗巴-定日盆地性质的转变（盆地何时结束被动大陆边缘的演化）。在此仅从沉积角度对盆地性质转变时限进行初探。

沉积展布特征和充填序列显示，在三叠纪—侏罗纪时期，盆地主体以滨浅海相沉积为主，北缘存在斜坡-盆地相，盆地海平面变化及相带的迁移相对变化不大；在早白垩世时期，盆地海平面快速上升及斜坡-盆地相带大幅向南迁移；晚白垩世时期，盆地又逐渐变浅，形成中南部以缓坡相灰岩沉积为主、北缘为陆棚-斜坡相的北深南浅格局；古近纪时期，盆地逐渐建立碳酸盐岩台地，在其北缘形成台地边缘礁滩相。

碳同位素显示，早侏罗世（ $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.24%）到中侏罗世（ $\delta^{13}\text{C}$ 为 1.28% ~ 2.58%），盆地沉积背景相对稳定，海平面变化不大；进入早白垩世（ $\delta^{13}\text{C}$ 为 -4.59% ~ 19.26%），盆地迅速变深；到晚白垩世宗山期（ $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.76%），盆地再次变浅。

万晓樵（1992）对藏南白垩纪有孔虫分异度与海平面变化研究显示，早白垩世贝利阿斯期，藏南海水不断加深；晚白垩世塞诺曼—土伦期，海平面逐渐变浅。

通过上述沉积充填序列研究，再结合前人稳定同位素及有孔虫分异度变化资料，认为岗巴-定日盆地在中生代期间存在着两次盆地构造背景的变化。第一次发生于侏罗纪末—白垩纪初，盆地表现为迅速沉降，其动力学背景应为洋壳俯冲背景下的裂陷下沉；第二次发生于晚白垩世塞诺曼—土伦期，盆地表现为由深逐渐变浅，其动力学背景是前陆隆起逐渐形成阶段。因此，岗巴-定日盆地的性质在三叠纪到早白垩世时期应为被动大陆边缘盆地，晚白垩世时为前陆盆地，古近纪时为前陆隆后克拉通盆地。

2. 盆地的形成演化

（1）被动大陆边缘阶段

从早二叠世开始，随着近南北向的伸展扩张作用增强，出现海底火山岩喷发，形成大陆裂谷型玄武岩。从区域分布上看，早二叠世裂谷型火山岩在整个北喜马拉雅特提斯沉积岩带广泛发育，并且呈近东西向的带状分布，延伸两千多公里，表明盆地此时已由边缘海盆地演化为裂谷盆地。

自三叠纪开始，盆地先后沉积了巨厚而稳定的碳酸盐岩建造和陆缘碎屑岩建造，而与之对应的北部雅鲁藏布江一线则发育基性—超基性岩石组合，表明此时特提斯洋已具一定规模，并随洋盆扩张，在北部产生大量蛇绿岩组合，盆地此时处于印度板块北缘，发育了稳定环境下沉积建造，表明盆地进入被动陆缘盆地演化阶段（图 7-7A）。同时由于扩展

作用，在盆地内形成了一系列同沉积断层，如帕错-定日断层，并对沉积环境和沉积相具有控制作用。该过程一直持续到侏罗纪晚期。

侏罗纪末—早白垩世初，盆地构造体制发生转化。雅鲁藏布江洋开始向北俯冲，处于俯冲板块上的岗巴-定日盆地由于洋壳引张裂陷下沉（图7-7B），以一套斜坡-盆地相浊积岩超覆于侏罗系稳定的滨浅海沉积体之上。但盆地此时沉积连续，说明盆地总体仍保持了被动边缘盆地的特点。该过程一直持续到晚白垩世早期。

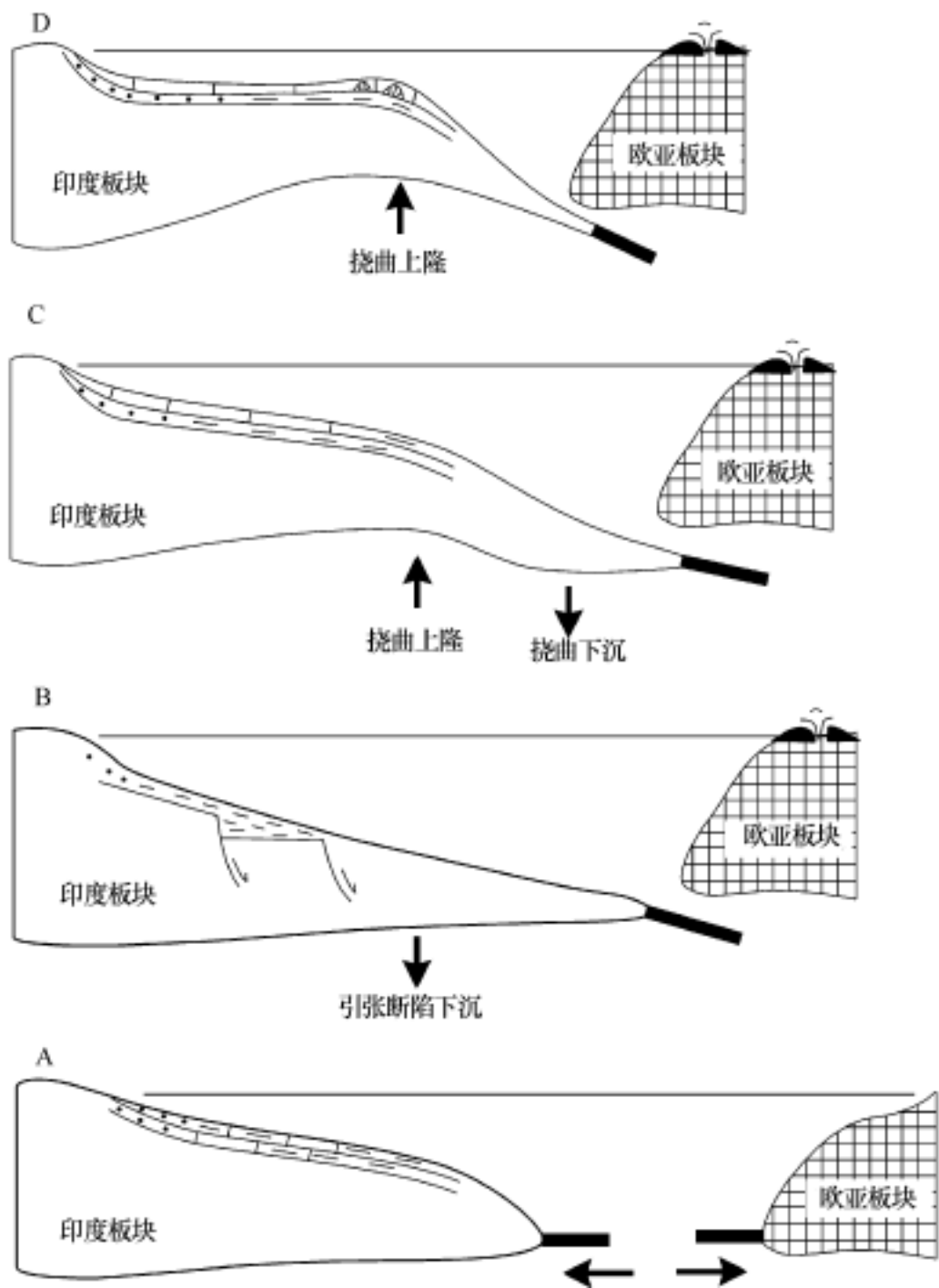


图 7-7 藏南地区中生代盆地演化模式

A—三叠纪—侏罗纪；B—早白垩世—晚白垩世早期；C—晚白垩世晚期；D—古近纪

(2) 前陆盆地阶段

晚白垩世晚期（图7-7C），随着俯冲的推进和负荷的加载，盆地北缘由于挠曲作用而逐渐上隆，但此时的前陆隆起尚未形成，因而盆地以缓坡相灰岩超覆于深水相碎屑岩之上。

(3) 隆后克拉通盆地阶段

古近纪时期（图7-7D），随着盆地北缘前陆隆起的逐渐形成，岗巴-定日地区以稳定的隆后克拉通盆地接受沉积。经过早期的滨岸相碎屑岩垫板之后，盆地逐渐演变为台地相灰岩沉积，并在盆地北缘前陆隆起区逐渐建立生物礁相。古近纪末的雅鲁藏布江缝合带碰撞造山作用，使盆地整体隆升为陆，从而结束盆地的演化史。

第二节 构造单元划分与变形特征

一、盆地构造单元划分

大地构造位置上，岗巴-定日盆地位于喜马拉雅褶皱带北部，盆地南北分别以藏南拆离系主拆离断裂和帕错-定日断裂与高喜马拉雅隆起带和拉轨岗日隆起带为界，总体呈夹持于南北两个构造隆起带之间的“凹陷带”。拉轨岗日和高喜马拉雅隆起带均在新生代发生伸展拆离（Chen ZL et al, 1990），同时造成盆地南北边缘隆起剥蚀，盆地边缘受拆离断层改造，基底岩系广泛出露。岗巴-定日原型盆地范围远大于现今盆地，现今盆地经历后期构造强烈改造之后的残留盆地。由于盆地深部构造资料有限，在盆地构造单元划分时，主要依据盆地现今地表构造特征以及基底和盖层出露特点，将岗巴-定日盆地划分为3个一级构造单元，由东向西分别为岗巴复向斜区、定结隆起区和定日复向斜区（表7-2，图7-8）。

表 7-2 岗巴-定日盆地构造单元划分表

拉 轨 岗 日 隆 起 带		
帕错-定日断裂		
岗 巴 定 日 盆 地	构造单元	主要构造形迹
	岗巴复向斜区	直克乡向斜 岗日阿-查纳宁日背斜 岗巴-朗日曲则向斜
	定结隆起区	定结正断层 康东坡走滑断层
	定日复向斜区	定日向斜 东巴-那弄勒背斜 热古-扎西宗向斜
藏南拆离系主拆离断裂		
高 喜 马 拉 雅 隆 起 带		

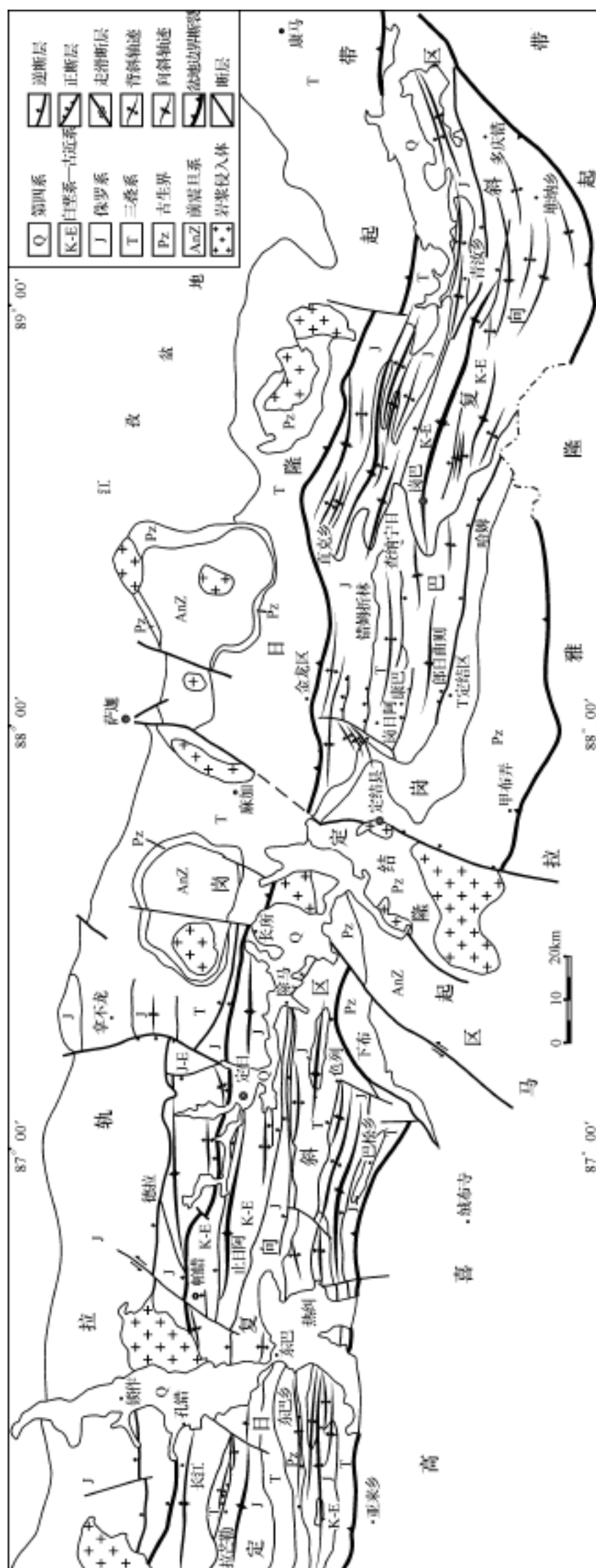


图 7-8 岗巴-定日盆地构造纲要图

二、盆地边界断裂

1. 帕错-定日断裂

帕错-定日断裂为盆地北部边界断裂，断裂带主体沿帕错-定日-金龙区-直克乡北一线北西西向展布，在帕错、定结县北被北北东向的晚期断层截切。断裂带东西向延伸长度大于400km，宽度在不同地段不等，一般大于100m，断层性质总体表现为断面北倾的逆断层，倾角一般 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 。断层带内次级断裂发育，常表现为以多个次级逆冲断层和其间断夹片组成的由北向南依次叠置的叠瓦状构造。同时，作为盆地北部边界断裂，断裂北部拉轨岗日地层区的上三叠统涅如群、侏罗系维美组常沿断裂带逆冲于盆地侏罗系和古近系不同层位之上。在定日县以北，断层北盘甲丕拉组页岩与砂岩逆冲到岗巴群之上，上盘推覆体中次级的吉林麻-加错拉逆冲断层造成维美组逆冲到甲丕拉组之上。在甲丕拉组之上残存由维美组厚层石英砂岩组成的飞来峰（图7-9）。根据飞来峰及其后缘逆冲断层判断该次级逆冲断层的位移量至少是5km，据此推测定日-岗巴逆冲断层的位移量应该远大于5km。

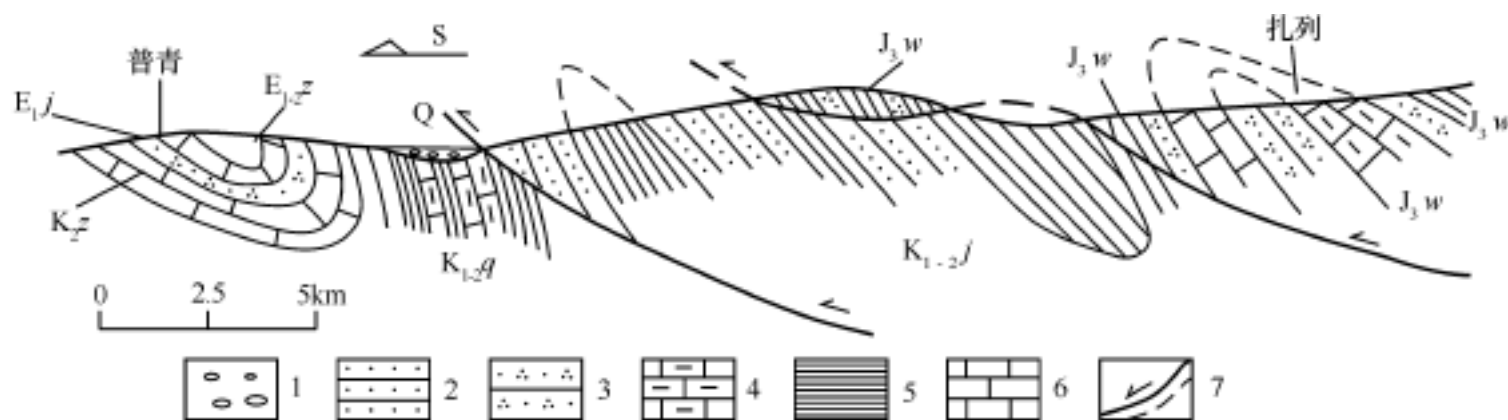


图7-9 扎列—普青构造剖面图

(据1:25万定结幅、陈塘区幅)

1—砂砾岩；2—砂岩；3—石英砂岩；4—泥灰岩；5—页岩；6—灰岩；7—逆冲断层；

J_3w —维美组； $K_{1+2}j$ —甲丕拉组； $K_{1-2}g$ —岗巴群； E_1j —基堵拉组； $K_{1-2}z$ —宗浦组

在变形层次上，断裂带具有脆-韧性变形的特点，沿断裂带发育碎裂岩、角砾岩、劈理化带、构造透镜体，同时发育挤压剪切变形过程中形成的揉皱构造，这些次级揉皱多发育于断层上盘，褶皱轴面北倾与断面近于平行，并与主断面呈锐角相交，指示断层具有由北向南逆冲剪切的运动学特点。

帕错-定日断裂开始发育时间为始新世末，表现为盆地内始新统遮普惹组被断裂变形改造，沿断层带侏罗系地层常逆冲叠置于遮普惹组之上。另外，从区域构造分析，盆地处于印度地块北缘和雅鲁藏布江缝合带之间的喜马拉雅褶皱冲断带，其形成机制和构造样式与喜马拉雅褶皱冲断带一致是印亚板块碰撞-陆内挤压造山作用的结果。

结合区域资料和上述分析，岗巴-定日断裂带具有以下特点：

1) 断层带表现为断面北倾的逆断层，断面倾角较小，可能向深部更缓；断层带由一

系列次级断层构成，次级断层与主断层产状近于一致，并依次向南推覆形成叠瓦状构造，造成不同时代、不同性质的岩层推覆叠置。

2) 断层带以浅层次的韧-脆性变形为特点，断层带内发育脆性构造岩，主要表现为宽度不等的构造破碎带，构造带构造岩石类型主要为碎裂岩、断层角砾岩和断层泥。

3) 断裂带内发育构造透镜体、劈理化带和剪切褶皱构造，其 AB 面与断层面夹角指示断层上盘向上逆冲。此外，沿断层滑动面发育的擦痕、阶步构造和矿物生长线理，均指示逆冲断层的性质与特点。

4) 断裂带活动始于始新世以来，为喜马拉雅褶皱冲断带一条重要断层，是印度-欧亚板块沿雅鲁藏布江缝合带碰撞-陆内造山的结果。

沉积建造和沉积环境分析表明，帕错-定日断层具有长期的构造演化历史，在不同演化时期性质不同，在冈瓦纳古大陆边缘形成和特提斯裂解阶段，对北喜马拉雅和拉轨岗日的构造古地理面貌和沉积环境具有明显控制作用。侏罗纪晚期，断裂表现为伸展体制下的同沉积断层，致使断层两盘拉轨岗日地层区和岗巴-定日盆地地层区沉积建造和沉积相出现分异，断层带以北的维美组为大陆斜坡相粉砂质、泥质互层组成的深水沉积，断裂带之南门卡堆组为陆棚相细碎屑岩建造夹碳酸盐岩建造。在白垩纪，由于受特提斯俯冲挤压体制的影响，断层构造性质发生反转，由早期的同沉积断层转化为逆断层。断层北盘甲丕拉组发育大陆斜坡相粉砂质泥质类细碎屑岩建造，夹硅质条带，早期还发育一套岛弧型中酸性火山凝灰岩；南盘以泥砂质复理石建造为主，夹深水盆地相的黑色页岩建造。古新世—始新世，该断裂可能为岗巴-定日残留海盆地北部边界断裂，断层性质以逆冲为主，并控制了残留海盆地演化。始新世以来，受印度板块向北持续运动的影响，地壳大规模缩短，区域普遍发生强烈的褶皱变形和冲断作用，断裂带表现为强烈变形的逆冲断层带，使不同时代地层推覆叠置，并最终造就了盆地现今构造面貌。

2. 藏南拆离系主拆离断裂

高喜马拉雅隆起带与定日-岗巴盆地之间以藏南拆离系主拆离断层为边界，断层在盆地南部沿亚来—巴松—康东坡—甲布弄一线展布，在康东坡、定结和热纠地区被北北东向走滑断层和正断层所截切（图 7-8）。

对于藏南拆离系，近些年通过深入研究（Chen Z L, et al, 1990; Burchfiel, et al, 1992），取得了大量研究成果，根据已有的研究资料和岗巴-定日地区地质调查新成果，主拆离断层具有以下特点：

1) 拆离断层常沿不同时代和不同性质的岩性界面或构造面发育，往往是基底和盖层间的构造薄弱面，拆离断层面与上、下岩层的变形面平行或一致，在研究区定结以东拆离断层主要沿基底岩系与古生界间界面发育，以西沿基底与三叠系间界面发育。

2) 断层为低角度伸展正断层，断面向下变缓呈铲式，断面倾向北北东、北北西，倾角一般为 $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ；受伸展剪切变形机制的影响，拆离断层面附近常出现顺层剪切流变现象，导致上、下盘地层发生明显构造减薄。

3) 基底拆离断层表现为强烈塑性变形，发育糜棱岩和糜棱岩化岩石，并产生轴面向北倾斜的顺层掩卧褶皱和剪切流变褶皱。

4) 断层带内 S-C 构造、旋转碎斑系、多米诺骨构造、矿物拉伸线理等运动学标志发育，并一致指示上盘向北运动的剪切方向。

5) 由于断层不同地段抬升剥蚀深度不同，拆离断层显示层次性，在部分地区可见由脆性变形向韧性变形变换，构造岩石类型由碎裂岩、断层角砾岩和断层泥过渡到初糜棱岩、糜棱岩。

根据年代学资料，主拆离断层主要经历了两期拆离变形，早期发生于 22 ~14Ma，晚期发生于 13 ~10Ma，并且在不同地段拆离时间不同。另据 1 25 万聂拉木幅研究发现，主拆离断层具有多期活动的特点，在新生代初期，拆离作用发生之前表现为北倾的逆冲断层，后期正断层是受拆离隆升的影响，在早期逆断层发生构造反转形成正断层。

三、盆地构造变形特征

岗巴-定日盆地内现今构造格局和变形样式主要是在印度-欧亚板块碰撞和陆内造山过程中形成，主体表现为在巨大挤压-收缩体制下形成的冲断-褶皱变形。同时，在晚期盆地受到北北东和北北西走滑和正断层的叠加改造，最终造就了盆地现今构造面貌（图 7 - 8）。根据盆地内变形叠加与改造关系，可将盆地构造变形分为早期挤压体制下的褶皱-冲断变形和晚期走滑-伸展变形两大变形阶段。

1. 褶皱-冲断变形

褶皱-冲断变形是盆地内主导变形构造，变形期形成的褶皱轴迹和逆冲断层构造线主体为近东西走向，与盆地现今长轴方向近于一致。逆冲断层是盆地内的主干构造，控制了盆地基本构造格架，主要发育于盆地中部和北部边缘。断层规模较大，一般延伸几十公里—上百公里，宽几十米—数百米，断面主体北倾，倾角 15 °~40 °；并有向下变缓的趋势。逆冲断层以韧-脆性变形为主，断层带内发育碎裂岩和构造透镜体，伴生牵引褶皱，在剖面上盆地（图 7 - 10）常表现为以不同逆冲断层为骨架，不同岩片逆冲叠置的叠瓦状构造。

盆地内本期变形褶皱构造具有以下特点：褶皱轴向主体为北西西、东西向，褶皱规

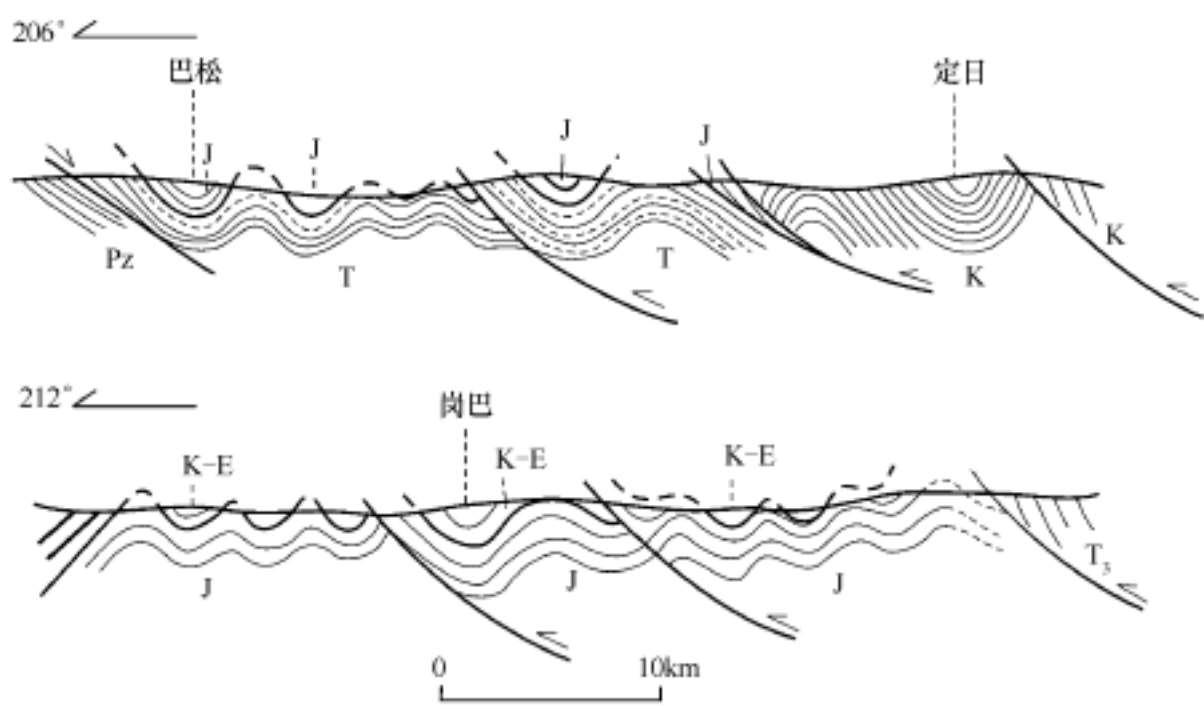


图 7 - 10 盆地构造格架剖面示意图

模以中尺度为主，延伸几公里—几十公里，平面上多呈线状，并在盆地内构成大型复式褶皱；剖面上以直立-斜歪倾伏褶皱为主，褶皱轴面大多数向北倾斜，不同程度地发育轴面劈理，轴面倾角一般为 $40^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ；枢纽呈波状起伏，呈等厚状；两翼夹角大多为 $30^{\circ} \sim 65^{\circ}$ ；为开阔-紧闭褶皱；褶皱与断层紧密伴生，从构造组合样式来看，逆冲断层常常发育于褶皱构造背斜南翼拐点处（图 7-10，7-11），并对褶皱构造具有改造作用，使得褶皱形态不完整；褶皱构造和断裂构造的组合关系，表明褶皱构造和断裂构造形成于同一构造应力场背景下，断裂构造是褶皱构造递进变形的结果。

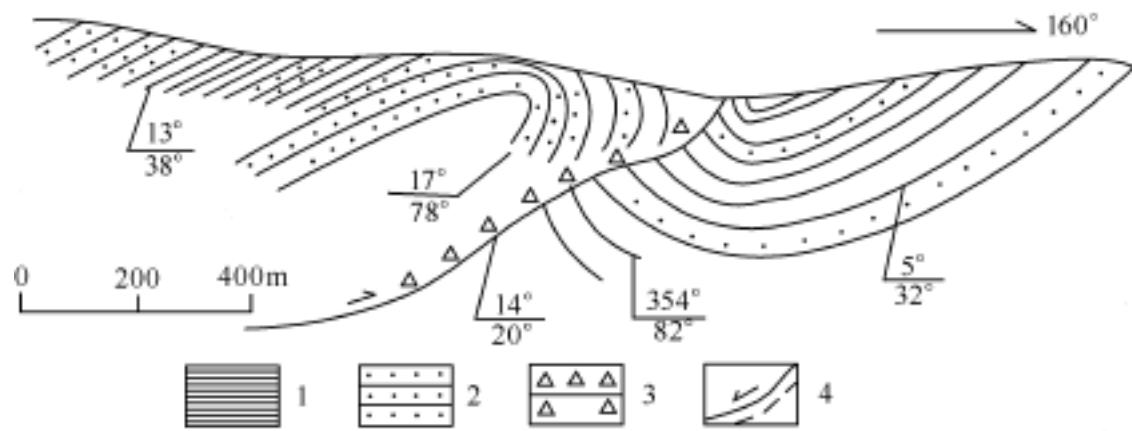


图 7-11 吉雄北门卡墩组中与逆断层伴生的褶皱
(据 1:25 万定结县幅、陈塘区幅区域地质调查报告)
1—页岩；2—砂岩；3—断层角砾岩；4—逆断层

2. 走滑-伸展变形

走滑-伸展构造形成时代相对较晚，主要表现为早期伸展拆离变形和晚期北东走向的走滑断层和北北东、南北走向的正断层，断层规模较大。早期伸展拆离主要沿不同岩层界面发育，其特点在前面已经论述。晚期走滑断层一般延伸数十公里，常常切割早期褶皱和逆冲断层，并可达盆地基底。北北东、南北向正断层具有如下特征：断层面倾角较大，一般大于 70° ；地貌上常形成断崖和断层三角面，断层脆性变形特点显著，断层角砾岩、断层泥和碎裂岩发育，地貌上造成显著的负地貌单元，并对盆地第四系沉积具有明显的控制作用。根据区域对比分析，其形成机制与当雄—羊八井、藏北双湖、沱沱河等地区伸展地堑构造相似，与盆地褶皱短缩之后的高原整体差异隆升有关，是盆地现今仍在运动的活动构造。

盆地构造变形受特提斯构造演化和高原隆升机制制约。新生代以来，随着印度与欧亚板块发生全面陆-陆碰撞造山，在区域挤压碰撞造山机制下，盆地发生强烈的构造变形和隆升作用，早期在南北向强烈挤压作用下，盆地发生大规模的短缩，形成褶皱-冲断构造，并奠定了盆地现今基本构造格局，晚期随着增厚的地壳（岩石圈）发生拆沉，形成拆离构造，定结隆起带随之隆起；之后在拆沉作用下盆地进一步整体隆升，形成了盆地走滑和正断层，并叠加早期褶皱冲断构造之上，最终造就盆地现今构造面貌。

盆地受上述变形改造的影响，造成盆地东西向构造特征具有“一隆两凹”格局，下面分别介绍其构造特点。

3. 岗巴复向斜区

岗巴复向斜区位于定结隆起带东部，东达多庆错东，西至岗日阿、巴沙一带，东西长

约 150km, 南北宽约 20 ~50km, 面积约 5000 km²。区内主要出露古生界、三叠系—古近系, 其中古生界主要出露于盆地南侧, 三叠系—古近系主要分布于中部和东部, 特别是东部岗巴 - 多庆错地区白垩系—古近系大面积出露, 也是盆地内白垩系—古近系保存最为完整的地区 (图 7-8)。

岗巴复向斜区由两个规模较大的向斜和一个背斜组成。北部向斜位于直克乡一线, 轴向北西西, 向斜核部由白垩系—上侏罗统组成, 两翼由中下侏罗统组成, 向斜两翼次级褶皱构造发育。南部向斜位于岗巴 - 朗日曲则北, 向斜主体向西扬起, 在岗巴东部主要由白垩系—古近系组成, 岗巴以西主要由侏罗系组成。两向斜之间的背斜构造位于岗日阿、查纳宁日一线, 背斜向东倾伏, 在查纳宁日以东核部出露侏罗系和白垩系, 以西核部由三叠系组成。

4. 定结隆起区

定结隆起区位于盆地中部除马、康东坡和定结县地区, 南、北被前寒武系变质岩组成的刚性地块所挟持。隆起区主要由古生界和变质基底岩系组成, 古生代地层围绕隆起区分布, 与东西两侧的定日和岗巴褶皱区中新世代地层在组成上形成明显差异。隆起区内构造变形除在基底岩系中发育与基底形成有关的早期深层次变形外, 晚期变形主要表现为北北东向的正断层和走滑断裂构造, 规模较大的有两条分别为定结正断层和康东坡走滑断层。定结正断层位于隆起区东部, 为隆起区与东部岗巴褶皱区的边界, 断层倾向南东, 倾角 70°左右, 规模较大, 表现出脆性变形的特点。断裂带内发育断层角砾岩和断层泥, 同时断裂地貌标志明显, 断崖和断层三角面发育。断裂下盘为隆起区变质岩系, 上盘第四系沉积, 说明断裂形成时代较新, 对第四纪沉积具有控制作用。隆起区另一条主要断裂为康东坡走滑断层, 断层倾向北西, 倾角 80°左右, 地貌上断崖和断层三角面发育, 断层带内发育碎裂岩、破劈理和岩脉, 断层面上擦痕和阶步一致指示左行平移特点, 导致地层明显错动。

5. 定日复向斜区

定日复向斜区主体位于定结隆起区西部的定日、东巴地区, 向西可延伸至吉隆西侧, 东西长大于 200km, 南北宽约 30 ~40km, 面积约 4500 km²。复向斜区出露地层主要为三叠系、侏罗系和白垩系。区内褶皱和断裂构造发育, 主体由东西向延伸的两个向斜夹一个背斜组成。

北部向斜的向斜轴在定日和止阿之间, 向斜轴向为北西西、东西向, 延伸大于 75km, 枢纽波状起伏。在定日以西向斜核部地层主要为古近系基堵拉组、宗普组和遮普日组, 两翼出露白垩系宗山组、岗巴群; 在定日以东由于受后期正断层抬升作用影响, 主要由侏罗系地层组成, 核部出露地层为上侏罗统门卡墩组, 两翼依次为中侏罗统拉弄拉组和聂聂拉雄组, 两翼还发育次级褶皱构造。

南部向斜构造位于色列南、热古、浦拉、东巴乡南部一带, 主要由侏罗系地层组成, 向斜东西向延伸约 55km, 在西部核部由白垩系—古近系组成。

在上述两向斜之间为一以三叠系和古生界为核部的背斜构造, 背斜沿东巴乡、那弄勒北部一带近东西向展布, 在东巴乡西核部主要出露古生界地层, 热纠以东核部主要为三叠系, 此外在背斜中还发育一系列次级背斜和向斜, 如那弄勒向斜。

定日复向斜区除了发育大型背斜和向斜构造外, 还发育了一系列断面向北倾的逆冲断

裂构造，并常常沿不同地层单元的界面发育，如除马逆断层、色列逆断层等，与褶皱构造一起组成褶皱-冲断构造。

四、盆地油气构造条件与有利构造区带

从大地构造位置和构造演化角度来看，岗巴-定日盆地中生代属于特提斯被动陆缘盆地，其形成演化与特提斯构造演化密切相关，并且与中东著名的扎格罗斯油气区同处特提斯南部，从古生界—白垩系发育了巨厚被动陆缘沉积。二者沉积作用和构造演化具有极大的相似性，特别是侏罗纪以来均为广阔的浅海陆棚沉积，沉积了多套碎屑岩和碳酸盐岩，形成多套生储盖组合。但与特扎格罗斯地区相比，喜马拉雅地区受特提斯造山作用影响更为强烈，表现为后期强烈隆升和剥蚀作用，目的层保存相对较差，但就盆地本身油气构造条件分析，岗巴-定日盆地在油气构造方面存在以下优势： 长期处于稳定构造环境，沉积厚度巨大，发育多套烃源层，生烃潜力巨大； 新生代以来强烈的挤压作用和伸展热隆-拆离作用，促进油气成熟与演化； 盆地新生代以来主体处于挤压构造背景下，在盆地内形成了大量挤压型褶皱构造，其中背斜形态较为开阔，形态相对完整，是良好的圈闭构造。

盆地内油气构造变形和保存条件而言，中部定结隆起区由于后期强烈抬升，目的层已被剥蚀殆尽，从油气地质角度来看，已失去意义。盆地西部定日复式褶皱区特别是中南部地区，抬升较为强烈，断裂发育，构造较为复杂，地表出露地层层位较低，主要为侏罗系和三叠系，不利于油气保存。但在盆地北部复式向斜核部保留了白垩系—古近系，主要生油岩系下白垩统和上侏罗统大部分在地表未出露，同时向斜内次级褶皱构造发育，并形成一些有利油气保存的箱状构造（图 7-12）。因此，在复向斜中的次级背斜构造可作为寻找油气藏的重要目标。盆地东部岗巴复式褶皱区，白垩系和古近系分布广泛，岩浆和断裂不发育，褶皱平缓，侏罗系、白垩系和古近系目的层发育齐全，保存条件较好，是盆地最为有利的构造区块。特别是东部的岗巴—多庆错一带，不仅目的层保存较好，而且背斜圈闭发育，应是盆地首选勘探靶区。

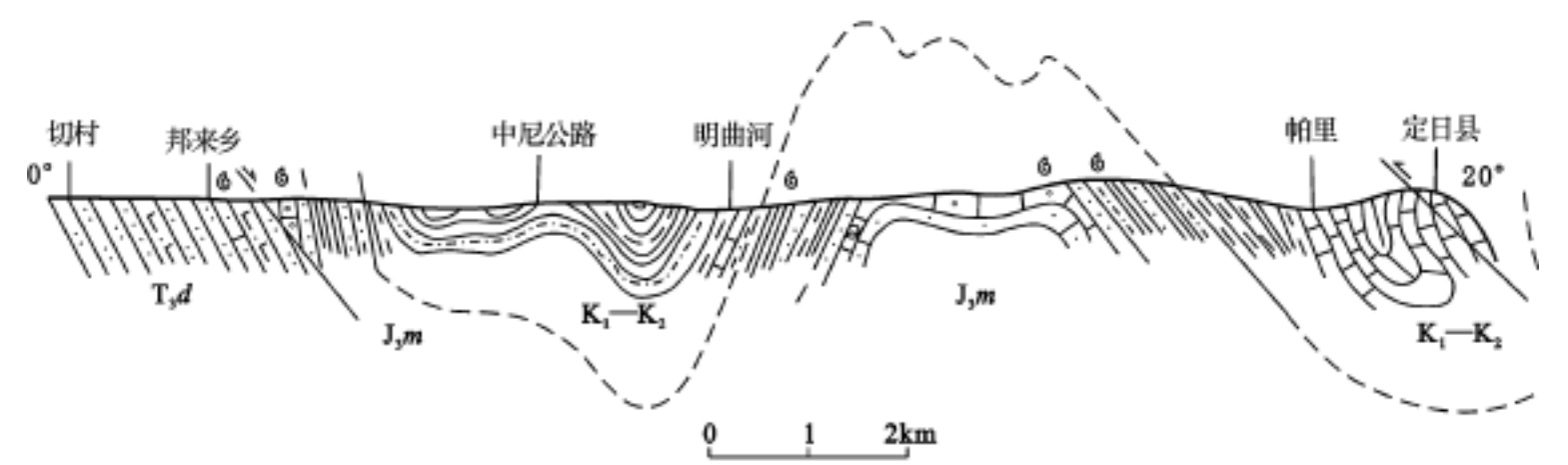


图 7-12 定日帮来-帕里构造剖面
(据 1:100 万日喀则幅、亚东幅)

第四节 油气远景分析

一、烃源岩特征及评价

(一) 烃源岩特征

研究区主要生油层分布于三叠纪以来的各时代地层，其中以三叠纪、侏罗纪、白垩纪发育较好，总厚度为 2579m。烃源岩类型主要有泥质岩和碳酸岩两类（表 7-3）。泥质岩主要为灰色 - 灰黑色泥岩、页岩、泥质粉砂岩，累计厚达 2120m，分布于三叠纪到古近系各期地层；碳酸岩主要为深灰色灰岩、泥灰岩和泥晶灰岩等，累计厚较薄，仅 459m，主要分布在三叠纪和侏罗纪地层中。

表 7-3 地层烃源岩厚度统计表

剖 面	地 层	主 要 岩 性	分组厚度 m	地层厚度 m	碳酸盐岩 m	碎屑岩类 m
西藏岗巴城东	宗山组 (K ₂ z)	灰绿色钙质页岩	9	778		778
	察且拉组 (K ₁ c)	灰绿色、灰黑色页岩	78			
	东山组 (K ₁ d)	灰黑色粉砂质页岩	428			
西藏聂拉木古错	古错组 (K ₁ g)	灰黑色粉砂质页岩	263	1469	356	1113
	门卡墩组 (J ₃ m)	灰黑色粉砂质页岩	102			
西藏聂拉木汀卡麦-普热	门卡墩组 (J ₃ m)	灰黑色粉砂质页岩	159			
西藏聂拉木拉弄拉	门卡墩组 (J ₃ m)	灰黑色粉砂质页岩、泥晶灰岩	829			
	拉弄拉组 (J ₂ l)	灰黑色泥页岩、泥晶灰岩	273			
西藏聂拉木门布	普普嘎组 (J ₁ p)	灰黑色薄层泥晶灰岩	106			
西藏聂拉木土隆	德日荣组 (T ₃ d)	灰黑色粉砂质页岩	97	332	103	229
	曲龙共巴组 (T ₃ q)	灰黑色粉砂质页岩	95			
	土隆群 (T ₁₋₃ t)	灰黑色粉砂质页岩、钙质页岩	140			
累计烃源岩厚度			2579	2579	459	2120

三叠系烃源岩主要为一套粉砂质页岩夹灰岩，总厚度达 332m，平面上在定日—聂拉木地区分布较广，纵向上见于三叠系各组地层。

侏罗系烃源层以泥页岩为主夹灰岩烃源岩，累计厚度达 1469m。平面上遍布于整个盆地，纵向上发育于各组地层，但以门卡墩组厚度最大，达 829m。

白垩系烃源岩主要发育在古错组、东山组、察且拉组和宗山组，东山组厚度最大，达

428m，总厚达 778m，平面上基本遍布于盆地。

从厚度上来看，盆地烃源岩以侏罗纪为主，其次是白垩纪。

(二) 有机质含量

表 7-4 列出了发育中等以上烃源岩的地层、有机质含量及分布。从表中可以看出，好烃源岩主要集中分布于下白垩统东山组、上侏罗统门卡墩组、普普嘎组，其中东山组、门卡墩组有机碳含量大于 1% 的好烃源岩占 60% 以上，同时普普嘎组还有 20% 以上的好灰岩烃源层。总的看来，岗巴-定日盆地中等以上烃源岩占有较大的比例，生烃物质基础较好。

表 7-4 中等至好烃源岩有机质含量

剖 面	层位	岩 性	Corg /%	$\frac{“A”}{10^{-6}}$	$\frac{HC}{10^{-6}}$	$\frac{S_1 + S_2}{mg \cdot g^{-1}}$	好生油岩 %	中等生油岩 %
岗巴城东 1	K ₁ d	泥质岩	1.10 (6)	45 (2)	98.2 (2)	0.38 (6)	66.6 (6)	16.6 (6)
岗巴城东 5	K ₁ d	泥质岩	0.8 (2)	46	120.2	0.075 (2)	无	100 (2)
聂拉木聂聂雄拉	J ₂ n	灰岩	0.088 (7)	32	71.8	0.16 (7)	无	28.5 (7)
聂拉木拉弄拉	J ₃ m	页岩	1.35 (3)	9.6	243.3	0.17 (3)	60 (5)	40 (5)
聂拉木德日荣桥	J ₁ p	灰岩	0.207 (4)	62.5	207.9	0.59 (4)	25 (4)	75 (4)
聂拉木土隆	T ₁₋₃ t	页岩	0.44 (7)			0.09 (7)	无	14.2 (8)
	T ₃ d	页岩	0.49 (12)			0.16 (12)	无	15.3 (12)
聂拉木古错	K ₁ g	页岩	0.47 (11)			0.15 (11)	无	8.3
	K ₁ d	泥岩	0.58 (4)			0.17 (4)	无	50 (4)
聂拉木门布	J ₁ p	泥岩	0.73 (2)			0.22 (2)	无	100 (2)
		灰岩	0.266 (6)			0.125 (6)	33.3 (6)	16.6 (6)
聂拉木汀卡麦-普热	J ₃ m	灰岩	0.22 (9)			0.14 (9)	22.2 (9)	77.8 (9)

岗巴-定日盆地和羌塘盆地有机碳含量对比，两者中生代烃源岩具有相似的有机质特征，尤其是有机碳和生烃潜量指标很接近；羌塘盆地较好的烃源岩主要分布在中侏罗统布曲组、夏里组、上侏罗统索瓦组及上三叠统肖茶卡组，而岗巴-定日盆地较好的烃源岩主要分布在三叠系、下侏罗统普普嘎组、中侏罗统拉弄拉组、上侏罗统门卡墩组、下白垩统东山组，分布时代大致相同，但也有不一致的地方，这反映了藏南和藏北在地质构造演化及沉积环境方面的差异。

(三) 烃源岩有机质类型

采用以干酪根碳同位素为主，饱和烃气相色谱为辅的方法，对研究区烃源岩的有机质类型进行评价，研究区三叠系几个样品的 δ^3C 同位素值为 - 24.1‰ ~ - 26.2‰，轻烃与重烃的比 ($C_{21} + C_{22} / C_{28} + C_{29}$) 为 0.35 ~1.67。主峰碳以位于 C_{26-27} 为主，同时也有位于 C_{17} 的样品存在，峰型既有双峰型，也有单峰型。综合分析主要为 I_1 型和 I_2 型的混合型，且以 I_1 型为主。

侏罗系烃源岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 碳同位素值为 $-25.3\text{‰} \sim -27.1\text{‰}$ ，主峰碳既有 C_{26-27} ，也有 C_{17} ，但 $\text{C}_{21} + \text{C}_{22} / \text{C}_{28} + \text{C}_{29}$ 比值基本上以大于 1.0 的为主，而且峰型表现为以前高峰型为主的特点。因此，明显的表现为 I_1 型和 I_2 型的混合型，且以 I_1 型为主。

白垩系东山组和宗山组及古近系沉积源岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素值分布范围为 $-21.1\text{‰} \sim -26.1\text{‰}$ ，且主要分布在 -22‰ 左右，主峰碳位于 C_{17-19} ，基本上为 I_1 — I_2 型。

从总体上看，中生代三叠系和侏罗系烃源岩有机质类型较好，进入白垩系以后沉积的烃源岩则有机质类型变差。

(四) 有机质成熟度

烃源岩镜质体反射率为 $1.06\% \sim 3.96\%$ ，热解 $T_{\max}$ 为 $442 \sim 580$ ，H/C 原子比为 $0.25 \sim 1.07$ 。岗巴-定日盆地烃源岩有机质成熟度绝大多数达到过成熟阶段，少数样品处于成熟、高成熟阶段。其中古近系宗浦组灰岩和上白垩统宗山组顶部灰岩成熟度最低， R_o 分别为 1.06% 和 1.15% ，正处于生油高峰期。

古近系仅一个灰岩样品，分布于岗巴东地区。 R_o 为 1.06% ， $T_{\max}$ 为 448 ，H/C 原子比为 1.07 ，显然属于成熟的生油阶段。

白垩系共 12 个样品，分布于岗巴东和古错地区，属泥质岩类。 R_o 为 $1.15\% \sim 3.06\%$ ，平均为 2.30% ， $T_{\max}$ 为 $442 \sim 580$ ，平均为 489 ，H/C 原子比为 $0.51 \sim 1.04$ ，平均值为 0.72 ，总体达到过成熟早期阶段，以生干气为主。

侏罗系共 11 个样品，其中 5 个灰岩样、6 个泥岩样，分布于多个地区。 R_o 为 $2.11\% \sim 3.96\%$ ，平均为 2.97% ， $T_{\max}$ 为 $442 \sim 512$ ，平均为 478 ，H/C 原子比为 $0.25 \sim 0.80$ ，平均值为 0.50 ，显然属于典型过成熟烃源岩，处于干气生成阶段。

三叠系共 3 个样品，其中 1 个灰岩样、2 个页岩样，分布于拉孜和中尼公路地区。 R_o 为 $2.36\% \sim 3.93\%$ ，平均为 2.68% ， $T_{\max}$ 为 $482 \sim 491$ ，平均为 485 ，H/C 原子比为 $0.38 \sim 0.80$ ，平均值为 0.55 ，同样属于过成熟烃源岩，处于干气生成阶段。

总之，纵向上基本遵循地层由新到老，成熟度逐渐增高的规律；横向上，成熟度从北向南、从东向西有增高趋势。

(五) 烃源岩评价

根据有机质丰度、类型、成熟度和烃源岩厚度的综合分析，岗巴-定日盆地较好的烃源岩层有下白垩统东山组、上侏罗统门卡墩组和下侏罗统普普嘎组。

东山组地层中黑色、灰黑色页岩和粉砂质页岩厚达 428m ，厚度较大，好至中等烃源岩标准的样品占分析样品数的 83% ，而且其有机质类型为 I_1 型到 I_2 型的混合型。

门卡墩组地层中黑色碳质泥岩厚达 656m ，再加上灰黑色粉砂质泥岩，累计厚度可达 800 余米，这首先从厚度上形成了一定的规模，在分析的样品中全部是中等以上的烃源岩。其有机质类型为 I_1 型和 I_2 型的混合型。

普普嘎组以灰岩和泥晶灰岩为主，其中灰黑色泥晶灰岩厚度达 106m 。据对剖面样品的分析，达到好烃源岩的样品占分析样品的 33.3% ，达中等烃源岩的样品占 16.6% ，其有机质类型以 I_1 型为主。

从烃源岩厚度、有机质类型及丰度综合分析，除了上述几个主要组段外，也有中等以上烃源岩的分布。

二、储集层特征及评价

(一) 储层岩性及厚度分布特征

岗巴-定日盆地储层以砂砾岩类为主，其次为碳酸盐岩，包括了自上三叠统至古近系，自下而上共 16 个层位，累计储层厚度达 3682m (表 7-5)。

表 7-5 储集层厚度统计表

层位	可能储集岩厚度 /m	可能分类储集岩厚度 /m	
		碳酸岩类	砂砾岩类
古近系	486	241	245
白垩系	599	149	450
侏罗系	2402	366	2036
三叠系	195.0		195
合计	3682.0	756	2926

1. 古近系

遮普惹组厚 271m，宗浦组厚 77m，基堆拉组厚 138m。前两组总体上属于台地相灰岩沉积，以颗粒灰岩和生屑灰岩为主，属于有利的储层相带。后者属于浅水高能的前滨-后滨环境的石英砂岩相，归为滨岸海滩-砂坝沉积，从沉积环境上分析，为极有利的储层发育相带。

2. 白垩系

宗山组厚 207m，察且拉组厚 118m，东山组厚 80m，古错组厚 169m。除了宗山组 (K₂z) 发育 124m 的碳酸盐岩储层外，其他各组以碎屑岩储层为主。由于该期沉积环境主要为深水陆棚到斜坡相沉积，浊积扇较发育，为较有利储集相带。

3. 侏罗系

包括门卡墩组、拉弄拉组、聂聂雄拉组、普普嘎组。侏罗系储集层最为发育，层组多、厚度大，每组平均厚度在 250m 左右，以砂砾岩类为主，各组均有分布，总体属于滨浅海相沉积，部分石英砂岩为海滩砂坝沉积，是有利的储层发育带；碳酸盐岩储层主要分布于拉弄拉组、聂聂雄拉组和普普嘎组，为浅海陆棚滩相沉积，包括介壳滩、鲕滩，为有利储层发育带。

4. 三叠系

包括德日荣组、曲龙共巴组。德日荣组发育大套石英砂岩，厚度为 841m，为浅水高能的前滨环境，可能沉积于滨岸海滩砂坝，为极有利的储层发育相带。曲龙共巴组与德日荣组相似，厚 195m，但岩性变细，反映水体能量降低。沉积环境为浅海陆棚中的外陆棚环境，为较有利储层发育相带。

(二) 储集层岩石学特征

总体上碎屑岩以中—粗粒石英砂岩、细—中粒石英砂岩、细粒石英砂岩及岩屑石

英砂岩、中细岩屑砂岩为主；石英含量高，岩屑次之；分选中等，以颗粒支撑、基质以泥质为主，胶结物以钙质胶结物为主，胶结类型有孔隙式、压嵌式、次生加大等。

碳酸盐岩以泥晶砂砾屑灰岩、亮晶砂质砂屑灰岩、砂质粉晶灰岩为主；成分以方解石为主，陆源碎屑次之，局部出现白云石；填隙物主要为方解石，可见方解石溶孔、粒缘缝、溶缝等。

（三）储层储集空间类型

储集空间主要包括孔隙和裂缝两大类，孔隙又分原生孔隙和次生孔隙；裂缝可分为构造裂缝和成岩裂缝等。原生孔隙包括粒间孔隙、晶间孔隙等。原生孔隙是碎屑岩储层的典型孔隙。由于岩石成岩作用强烈，原生孔隙不发育。次生孔隙较发育，类型多，有粒间溶孔、粒内溶孔、晶间溶孔、晶溶孔、胶结物溶孔等。裂缝见到由机械作用造成的微裂缝及溶解作用造成的粒缘缝、溶缝。

（四）成岩作用及其阶段划分

盆地内上三叠统至古近系各层系不同程度的经历了压实作用、胶结作用、溶蚀作用、交代作用、重结晶作用、构造破裂作用，三叠系、侏罗系比白垩系、古近系经历了更强的压实作用和胶结作用，前者胶结类型以压嵌式为主，后者以孔隙式为主。

由于烃源岩镜质体反射率多数大于 2.0%，因此，可以初步确定该区储层成岩演化已进入晚成岩 B 期或 C 期。这一点从岩石学观察中原生孔隙不发育、次生孔隙发育等现象也可以得此认识。其中三叠系、侏罗系储层主要属于晚成岩 C 期，烃源岩 R_o 大于 2.0%，胶结致密，孔隙不发育，如门布剖面的下侏罗统、拉弄拉剖面中上侏罗统等；白垩系至古近系在岗巴剖面、古错剖面也已进入晚成岩 C 期，孔隙不发育、颗粒呈凹凸接触，但在古错剖面白垩系上部属于晚成岩 A_2 期和晚成岩 B 期。

（五）储层物性特征及评价

1. 储集物性特征

区内储集岩以低孔隙度、低透率渗为特征，孔隙度一般小于 10%，渗透率小于 $0.5 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，总体上属于非常规 - 很差的储层。从孔渗关系可看出，随着孔隙度的增加，渗透率增加，碳酸盐岩的孔渗关系与碎屑岩一致，反映裂缝不甚发育，以孔隙性储层为主的储集特点。

2. 储集层评价

从下面表中可以看出，碎屑岩储层略好于碳酸盐储层，碎屑岩储层以很致密—致密低孔隙型储层为主，以基堵拉组、拉弄拉组和德日荣组为好，碳酸盐岩储层为特低孔特低渗储层为主。

从储层厚度分布来看（表 7-6，7-7），盆地内以碎屑岩储层为主，碳酸盐岩储层仅在个别层为分布。根据各储层的厚度、岩性及物性特征，在岗巴—定日盆地中，储层以侏罗纪系、白垩系为主，其次为三叠系和古近系。具体层组包括德日荣组、拉弄拉组、门卡墩组、古错组等。

表 7 -6 碎屑岩储层评价表

层 位	样 品 数	孔 隙 度 /%	渗 透 率 /10 ⁻³ μm ²	储 层 评 价
基诸拉组 (E _{1j})	1	6. 4	0. 038	致密裂缝-孔隙型 (V)
宗山组 (K _{2z})	1	3. 5	0. 02	很致密裂缝型 ()
古错组 (K _{1g})	2	$\frac{0.7 \sim 5.7}{3.2}$	$\frac{0.0058 \sim 0.015}{0.0104}$	很致密裂缝型 ()
门卡墩组 (J _{3m})	1	1. 4	0. 019	超致密裂缝型 ()
拉弄拉组 (J _{2l})	1	6. 6	0. 288	致密裂缝-孔隙型 ()
聂聂雄拉组 (J _{2n})	1	3. 1	0. 239	很致密裂缝型 ()
德日荣组 (T _{3d})	3	$\frac{2.8 \sim 8.8}{5.17}$	1. 76	致密裂缝-孔隙型 ()

表 7 -7 碳酸盐岩储层评价表

层 位	样 品 数	孔 隙 度 /%	渗 透 率 /10 ⁻³ μm ²	储 层 评 价
宗山组 (K _{2z})	1	1. 8	0. 0076	特低孔特低渗
聂聂雄拉组 (J _{2n})	1	1. 8	0. 01	特低孔特低渗
拉弄拉组 (J _{2l})	1	4. 9	7. 68	特低孔中渗

三、盖层特征及评价

(一) 盖层宏观特征

岗巴-定日盆地中三叠至古近系广泛发育厚度不等的粘土岩盖层和致密的碳酸盐岩盖层，累计厚达 3853m，以侏罗纪、白垩纪地层为主（表 7 -8）。

表 7 -8 盖层厚度统计表

层 位	可能盖层厚度 /m	可能分类盖层厚度 /m	
		碳酸岩类	泥页岩类
古近系	252	81	171
白垩系	1206	80	1126
侏罗系	2063	531	1532
三叠系	332. 0	103	229
合 计	3853. 0	756	3058

1. 古近系

包括遮普惹组、宗浦组，分别为属于残留海湾泥岩沉积（厚 171m）和浅海碳酸盐岩沉积（厚 81m），是较好的盖层。

2. 白垩系

包括宗山组、东山组、古错组，其中东山组为缺氧条件下斜坡-盆地相黑色页岩沉积，厚度大，达 428m，盖层性能好，可作为区域性盖层。其他组主要为陆棚-斜坡相页岩沉

积，具有一定的封盖能力。

3. 侏罗系

包括门卡墩组、拉弄拉组、普普嘎组，其中门卡墩组为一套细粒碳酸盐岩沉积夹少量钙质页岩，厚度大，达 488m，封盖能力强，是区域性好—极好盖层。

(二) 盖层微观封闭能力与评价

从物性参数来看（表 7-9），门卡墩组、古错组的孔隙度在 5% ~8% 之间，渗透率为 $0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 左右，应划归为 类盖层。孔渗值较高可能与地表样品风化作用有关。同样的样品测试的突破压力低，在 1 ~0.2MPa 之间，属于 类盖层。因此，从上述几个参数来看，上侏罗统及下白垩统盖层封闭能力中等，为 级或 级。

表 7-9 盖层物性参数一览表

地 层	岩 性	$\frac{\text{渗透率}}{10^{-3} \mu\text{m}^2}$	$\frac{\text{孔隙度}}{\%}$	$\frac{\text{密度}}{\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}}$	饱和煤油	
					$\frac{\text{突破压力}}{\text{MPa}}$	$\frac{\text{突破时间}}{\text{a} \cdot \text{m}^{-1}}$
J ₃ m	灰黑色泥晶灰岩	0.053	6.7	2.48	1	1.44
J ₃ m	深灰色页岩	0.214	7.2	2.51	0.2	0.35
K ₁ g	灰黑色页岩	0.058	5.6	2.54	0.5	0.721

从比表面及孔隙结构特征看（表 7-10），除门卡墩组上部外，其他组的比表面均在 $10\text{m}^2/\text{g}$ 左右，直径小于 100 的孔隙含量皆大于 90%。因此，地层的封闭能力还是很强的。

表 7-10 比表面及孔径分布特征

层 位	$\frac{\text{比表面}}{\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}}$	$\frac{\text{总孔隙体积}}{\text{mL} \cdot \text{g}^{-1}}$	$\frac{\text{平均孔直径}}{\text{mm}}$	孔径曲线特征	<100 孔隙 含量/%	封闭能力 评 价
J ₃ m 上部	1.78	0.00748	8.80	前尖后中高双峰型	79.86	较好
J ₃ m 下部	9.91	0.0241	6.97	单峰型	93.75	最好（ ）
K ₁ g	10.8	0.0178	5.38	单峰型	93.84	最好（ ）
K ₁ d	10.8	0.0212	6.07	单峰型	94.60	最好（ ）

总之，从上述两种评价方式来看，其结果是不一致的，这主要与地表岩石的风化有关，地表样品的数据不能完全代表地下样品的情况，地下盖层的封盖能力应更高。

四、含油气远景初步分析

1. 生储盖组合

由于岗巴-定日盆地地层发育齐全、层系多、厚度大，因此可以划分多个生储盖组合，但从目前的石油地质条件来看，以上部地层白垩系、古近系勘探较为有利，可以划分两套生储盖组合。

1) 组合 1（白垩系组合，古错组和东山组的组合）。该组合中主要生油层为古错组，其岩性中灰黑色泥岩和泥质岩，厚 400 余米，有机质含量以中等烃源岩样品占较大比重，

有机质类型为 I_1 — 混合型。由于古错组属于碎屑岩陆棚-斜坡沉积，其中既有生油层，也有储集层砂岩，因此，可以看作为自生自储型，但盖层则是上覆的东山组泥岩。

2) 组合 2 (白垩系—古近系组合)。生油层为下白垩统东山组，储集层为古近系基堵拉组—宗浦组，盖层为古近系遮普惹组。该组合中主要生油层东山组灰黑色泥岩和泥质岩，厚 400 余米，达到好烃源岩的样品占较大比例，其有机质类型为 I_1 — 混合型，有机质成熟度达高—过成熟阶段，是一套较好的生油层；其配套的储集层为滨海石英砂岩及台地相颗粒灰岩、礁灰岩，储集体具有一定的孔隙度和渗透率；而主要盖层为遮普惹组泥岩，从而形成很好的生、储、盖组合。

从上述两个组合看，应该以东山组 (生油层) 和上覆古近系 (储盖层) 的组合最理想。

2. 有利地区选择

岗巴-定日盆地分成 3 个次级构造单元 (图 7-13)，由东到西依次为岗巴-堆纳复向斜区、定结隆起区及定日复向斜区。定结隆起区出露的地层为侏罗系及其以下地层，主要的生油层已暴露 (上侏罗统) 或已剥蚀殆尽 (白垩系—古近系)，再加上后期强烈的断裂构造破坏，这一构造单元显然不利于油气藏的保存。

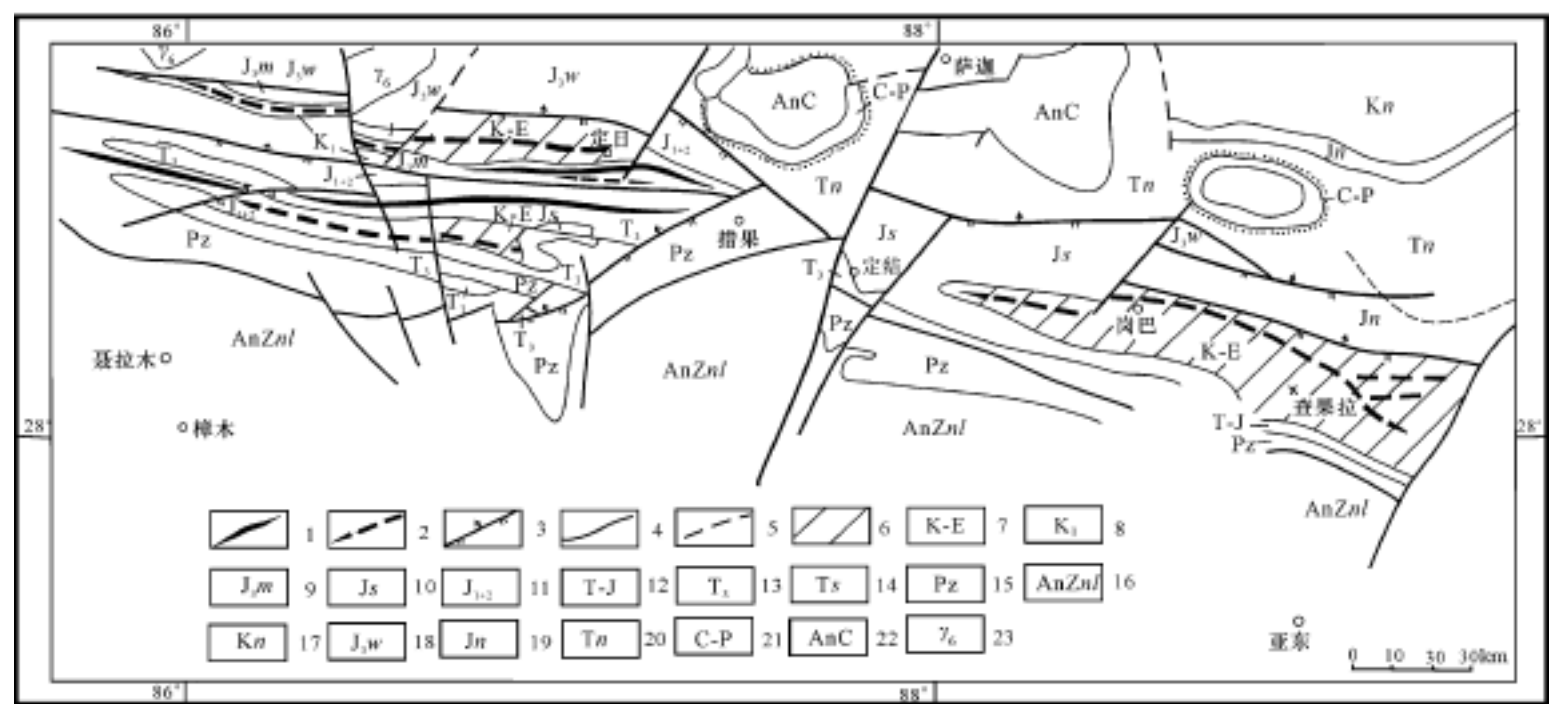


图 7-13 岗巴-定日盆地构造纲要及油气远景分布图

- 1—背斜轴；2—向斜轴；3—逆断层；4—断层；5—推测断层；6—油气远景区；7—14—南部岩相带地层：7—白垩系—下第三系；8—下白垩统；9—门卡墩组；10—侏罗系；11—中、下侏罗统；12—三叠系—侏罗系；13—上三叠统；14—三叠系；15—古生界；16—前寒武系变质岩；17—22—北部岩相带地层：17—白垩系 18—维美组；19—侏罗系；20—三叠系；21—石炭系—二叠系；22—前石炭系浅变质岩系；23—喜马拉雅期花岗岩

定日复向斜区构造比较复杂，北面的定日-克马向斜和南面的帕卓-曲龙共巴向斜轴部出露的地层为上白垩统和古近系，主要生油层的下白垩统及上侏罗统在大部分地区尚未暴露。同时，向斜内次一级褶皱构造发育，形成一些有利于油气藏保存的箱状背斜。因此，在两个向斜区寻找一次构造隆起，是在定日复向斜区内寻找油气藏的主要方向。

岗巴-堆纳复向斜区内地层产状平缓，断层较少，构造较为简单，在堆纳以东，向斜

变得更为宽缓，次一级背向斜构造发育。有利油气于保存，值得进一步工作。

综上所述，3个次一级构造单元的油气远景，以岗巴-堆纳复向斜区构造条件较优，油气远景较好，定日复向斜区次之，从生油条件来看岗巴-堆纳复向斜区也要好于定日复向斜区。

3. 应以寻找气藏为主

岗巴-定日盆地具有丰厚的生成油气的物质基础，但现今成熟度过高，寻找油藏的希望不容乐观，应以寻找气藏为主；储集层分布广、厚度大，但孔渗性能差、孔隙结构不理想，根据地表样品的分析结果认为贮存石油的可能性较小，贮存天然气尚还可能。另外，从目前的勘探发现，中新生界地层由于喜马拉雅构造运动的强烈改造作用，褶皱强烈且现存的宽缓背斜发现不多，但地表断裂发育，因此油气保存条件较差。

第八章 伦坡拉盆地油气地质条件分析

伦坡拉盆地位于西藏自治区安多县西南唐古拉山南侧的藏北高原，平均海拔 4800m 以上。在大地构造上位于西藏板块藏北班公湖-怒江大断裂带的中段南侧，呈狭长近东西向展布，长轴的延展方向与北部班公湖-怒江大断裂大致平行，东西长约 220km，南北宽 15 ~20km，面积约为 $0.38 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。20 世纪中后期，通过对盆地的 1 100 万的石油地质概查、1 20 万伦坡拉盆地普查和专题研究以及对局部地区的地质细测，发现了油砂、沥青脉等油气显示。在同时进行的 1 5 万的航空重力、磁力普查和 1 10 万的地震测量中，发现地面构造 31 个，在中央凹陷带发现断鼻 8 个。据不完全统计，伦坡拉盆地共有 56 口钻井，有 53 口见油气显示（其中 27 口为气显示），其中牛浅 1 井见低产油流，红星 6 井日产近 7m^3 ，为伦坡拉盆地第一口工业油井。1999 年 7 月中国新星石油公司在盆地施工的伦浅 3 井试井成功，在 7 月 9 日至 11 日 3 天内，累计自喷原油 103m^3 ，日产油 30 多立方米；8 月 13 日伦浅 1 井从地层 350m 深处也喷出黑棕色的石油，为提高伦坡拉盆地的油气评价提供了丰富的资料来源。

第一节 盆地地层特征

伦坡拉盆地是在燕山褶皱带的基础上以古生界老地层和中生界的海相碳酸盐岩、碎屑岩、基性火山岩和火山碎屑岩为基底而发展起来的新生代具有走滑特征断拗盆地。其基底地层从古生界至中生界均有发育，其中最老地层为出露盆地东南部的奥陶系均那群变质岩，最新地层为上白垩统红色火山碎屑岩。由东往西，基底地层有由老变新的趋势，东部徐果错一带为古生界地层分布区，中部伦坡日—爬错一带为古生界、中生界分布区，西部（蒋日阿错以西地区）为侏罗—白垩系分布区。燕山末期的构造运动使中生界发生强烈的褶皱变形，继而隆起遭受剥蚀。始新世，盆地开始形成，接受陆相沉积，古近系在盆地内均不整合于各个老地层之上。根据前人所做的地震资料分析，盆地中心古近系底界深达 4000 余米，包括始新统牛堡组（ E_2n ）碎屑岩层和渐新统丁青湖组（ E_3d ）的暗色砂岩、泥岩两套沉积地层（图 8-1），两者在区域上呈不整合接触。岩性的差异、不整合的接触关系和区内的构造形式组成了盆地内主要的生储盖组合以及油气的运移通道和聚集场所。

一、始新统牛堡组

该地层在盆地内均有分布，出露于盆地西部和北部一带，在盆地南部斜坡带钻遇的岩性组合为一套红色碎屑岩夹灰绿色泥岩、砂岩，且含陆相的介形虫类及轮藻生物化石，说明是一个与外海隔绝的封闭性的陆相湖盆沉积。该组的沉积和沉降中心在盆地北侧的中央凹陷区，据鄂加卒、牛 3 井一带资料，地层厚度为 2700 ~3000m，向东、向南逐渐变薄，岩性较粗，总体上呈现楔形展布。牛堡组与下伏地层为不整合接触，超覆在古、中生代基

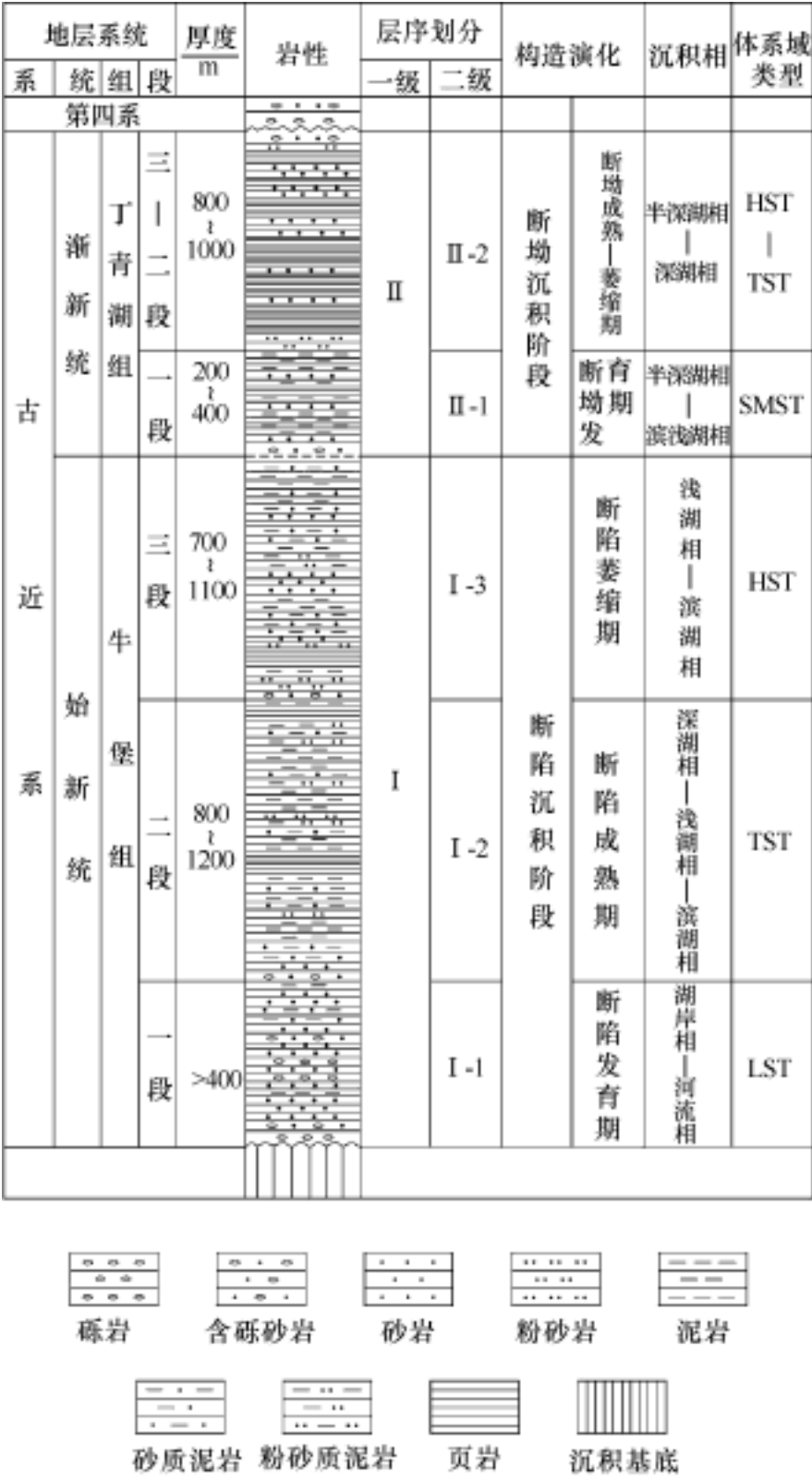


图 8-1 伦坡拉盆地地层层序与主要沉积相分析

底之上。

根据对盆地内牛堡组的岩性及其它特征揭示分析，该地层在纵向上有 3 个较完整的沉积小旋回。因此，可以将牛堡组分为下、中、上 3 个岩性段。在不同的方面具体表现为：岩石粒度呈粗—细—较粗韵律变化，堆积速率较快；在颜色上表现为紫红—灰绿—棕红；在沉积环境上体现在沉积相的变化，洪积河流相—滨浅湖相—深湖相—浅湖相，呈先变深再变浅的趋势，即是一个水进到水退变化过程。

牛堡组下段（E₂n¹）主要为一套红色砂岩、砂砾岩，局部夹灰绿色、紫红色泥岩的沉积体。钻井揭示地层厚度大于 400m，而地震资料揭示的最大厚度达 1300 余米。

牛堡组中段（E₂n²）主要为灰色、灰绿色泥岩、页岩互层，夹棕红色泥岩、砂岩及

砂砾岩。岩层见油砂、油斑以及油侵凝灰岩层，在泥岩中也见裂隙原油及沥青等油气显示。该段地层是牛堡组主要的生油层、储集层以及盖层，厚约 800 ~1000m，富含化石，如介形虫等。

牛堡组上段 (E_2n^3) 主要为棕红色泥岩与灰绿色泥岩夹薄层状泥灰岩及粉砂岩、细砂岩。在盆地南部地层粒度较粗，厚度变薄，盆地中部灰色泥岩、泥灰岩、石灰岩有明显的增加。据红星 3 井、6 井等见油侵砂岩。泥岩中富含化石。厚约 700 ~1100m。

二、渐新统丁青湖组

丁青湖组的分布范围明显小于牛堡组，主要分布于达玉山以南，盆地中东部地区，在伦坡拉至丁青一带出露，呈东西向展布。岩性主要为灰绿色泥岩夹砂岩及油页岩。据物探资料显示，该组最大的厚度达 1400m，位于江加错凹陷北部；南部斜坡带残留厚度为 200 ~400m，北部斜坡带残留厚度为 500 ~800m。地层厚度展布主要以江加错北部沉积中心，向东西南北四面超覆，呈楔状展布，逐渐尖灭。

根据地层的岩性特征及综合沉积旋回分析，可以将丁青湖组分为盆地相对下降、盆地稳定下降及盆地相对上升 3 个沉降旋回，沉积相表现为滨浅湖相—半深湖相—深湖相—半深湖相—滨浅湖相，体现了一套完整的水进到水退的沉积过程。

丁青湖组一段 (E_3d^1) 主要为灰色泥岩、灰黑色页岩及灰色细砂岩。在盆地南、北坡见丰富的油气显示，级别主要为油侵砂岩及油页岩。沉积厚度约为 200 ~400m。

丁青湖组二段 (E_3d^2) 主要为灰色泥岩、页岩夹油页岩及薄层状粉砂岩、厚层状细砂岩。本段在长山构造上油气显示较多，见有油侵砂岩及裂隙沥青。同时，该段地层见丰富的化石，如介形类化石、孢粉、螺化石等。

丁青湖组三段 (E_3d^3) 主要是灰色泥岩夹页岩、泥灰岩、粉砂岩及凝灰岩，见介形类化石、孢粉、及鱼类化石。丁青湖组二、三段沉积厚度为 800 ~1000m。

总之，伦坡拉盆地古近系广泛分布，最大沉积厚度超过 4000m，构成了牛堡组和丁青湖组两个重要的沉积旋回，两者之间以不整合接触，说明两者之间的沉积存在不连续性，存在过暴露剥蚀的时期。牛堡组和丁青湖组各自完整的沉积小旋回反映出盆地水进、水退的过程及盆地下降、抬升的演化过程。在盆地相对稳定下降阶段沉积的半深湖相的泥页岩、油页岩生油层，盆地相对上升阶段沉积的滨湖至浅湖相的砂岩储集层组成了盆地有利的生储盖组合及盆地油气的远景区域。

第二节 沉积充填与演化

综合钻井及周边露头显示，伦坡拉盆地古近纪沉积主要为一套碎屑岩、泥质岩夹少量碳酸岩盐组成，并含有陆相介形虫类及轮藻生物化石，是一个与外海隔绝的封闭性陆相湖泊沉积。

一、沉积体系

通过对沉积体系的研究，可以综合了解伦坡拉盆地生油层、储集层及盖层之间的组合关系，是否在较大范围内存在有利的生储盖的组合方式，同时也可以了解生油层、储集层及盖

层的空间展布。伦坡拉盆地在古近系的沉积过程有两个时期，即是牛堡组沉积时期和丁青湖组沉积时期，两者之间有联系又有区别，并存在沉积的间断，以不整合关系接触。根据盆地现有的钻井资料及周边的露头所揭示的沉积相类型主要是冲积扇-河流相、滨湖相、浅湖相、半深湖相、深湖相及水下扇沉积，沉积物大多以偏细沉积物为主。同时也可以依据物源及沉积体成因将沉积环境分为五大沉积体系——河流-冲积扇沉积体系、扇三角洲沉积体系、滨浅湖沉积体系、半深湖-深湖沉积体系和水下扇沉积体系（图 8-2，8-3）。下部层序沉积物一般出现红色砂岩、棕红色泥岩、砂岩等表现氧化环境下的沉积，可能出现的气候环境偏干旱环境；上部层序沉积物暗色沉积物发育，外部的气候环境偏潮湿。

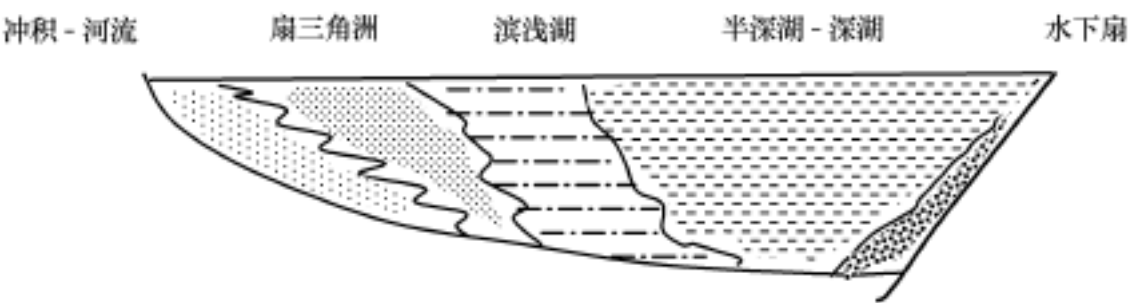


图 8-2 伦坡拉盆地断陷湖盆沉积体系模式

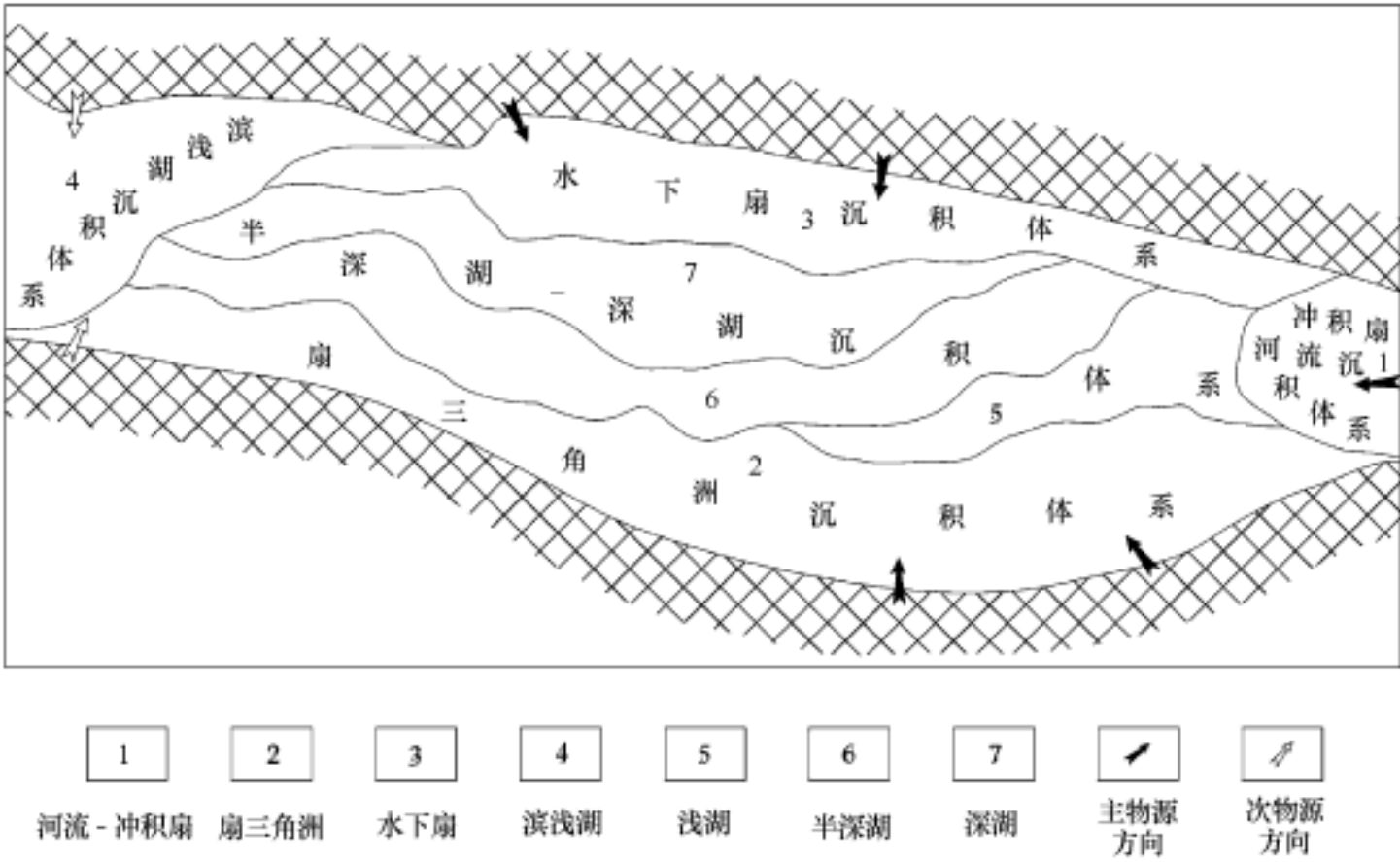


图 8-3 伦坡拉盆地主要沉积体系分布图
(据黄宗和，1994，修改)

1. 河流-冲积扇沉积体系

该体系主要位于盆地东部，受控于盆地南界隆起区和北界隆起区，并以南北隆起区为

主要沉积物源区，由一系列分支河流经主河流汇合沉积而形成牛堡早期的冲积扇。盆地东部河流-冲积扇沉积体系是在凹陷东部滨浅湖背景下，自物源区而来的大量碎屑物质，在湖盆东部快速沉积。由于水体较浅，故而很快就使沉积物高出水面之上。由于长时间的大量物源充填，即形成河流-冲积扇沉积体系。该沉积体系发育规模及沉积体系的组成，客观地说明物源区供给量大、持续时间长，为该体系的形成提供物质保证。该沉积体系由棕红色、灰色、灰棕色杂基砾岩、砂砾岩、砂岩组成，间夹少量棕红色泥岩，砾石呈次棱角状-次圆状，分选差，具洪积层理。由于岩性较粗，主要是砾岩、砂砾岩，其储集性能较差，不利于油气储存。

2. 扇三角洲沉积体系

伦坡拉盆地南部主要由扇三角洲相沉积体组成。它是盆地在沉积时期，盆地南界隆起区北缘为主要物源区及盆地南界隆起区西端为次要物源区提供大量碎屑物质，特别是来自南界隆起区的季节性洪水携带的大量碎屑物质在盆地南部浅水区的快速沉积，形成了以扇三角洲相为主体的牛堡期沉积组合。该沉积体系的沉积体以一套滨浅湖相为背景的砂砾岩、砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩等岩性组合，平面上呈复合扇状展布。可分为3个相带：紧邻物源为扇三角洲平原亚相，地带狭窄，属水上沉积，沉积物一般比较粗，以棕色、红色砾岩、砂砾岩、砂岩为主，夹有粉砂质泥岩、粉砂岩，平行层理发育；向盆地中央伸展的为三角洲前缘亚相和前扇三角洲亚相，属于水下沉积。扇三角洲前缘亚相沉积体自下而上为灰色、深灰色泥岩、灰质泥岩、粉砂岩、灰色细到粗砾砂岩、含砾砂岩等，前积结构发育。前扇三角洲亚相的水体较深，沉积一套灰色、深灰色泥岩、灰质泥岩夹薄层灰色粉砂岩、泥质粉砂岩。总体上讲，该沉积体系沉积的这套碎屑岩是盆地内主要的储集层，局部前扇三角洲亚相沉积的暗色泥岩还可以作为生油层和地区性局部盖层，丰富了油气领域的研究范围，对盆地油气地质研究有重要的意义。

3. 滨浅湖沉积体系

该体系主要位于盆地的西部，在盆地南部和北部也有分布，沉积相的类型主要为滨湖相、浅湖相。该沉积体系主要是扇三角洲→滨浅湖→半深湖、深湖的一种水体由浅变深的过渡沉积状态，呈狭窄带状分布，沉积物相对较细，缺乏物源的供给。沉积特征为灰色泥岩、灰质泥岩与灰色、褐色粉-细砂岩互层，具波状交错层理、水平层理。沉积体主要为牛堡组二段中上部以及牛堡组三段、丁青湖组一段及三段。沉积体中有机质含量中等到高，除丁青湖组三段无生油条件外，均为盆地内较主要的生油地层和盖层。

4. 半深湖-深湖沉积体系

该体系主要分布在盆地中东部的中央凹陷带，发育在湖泊高水位体系域内的部分，沉积厚度大，沉积物偏细、偏暗色，主要以灰色泥岩、灰质泥岩、泥质灰岩为主，偶夹粉砂岩，水平层理发育。该体系沉积的地层有机质丰度较高，在埋藏足够的条件下，具有良好的生油潜力。丁青湖组一段、二段就是该体系下的产物，但是丁青湖组二段埋藏浅，生油潜力远远不如丁青湖组一段，或者说丁青湖组二段无生油条件。

5. 水下扇沉积体系

该体系主要位于盆地北界大断层下降盘，紧邻深凹陷区，北隔断层与盆地北界隆起相望，受控于盆地北界隆起物源区。主要由4个近岸水下扇组成该体系，沿断层呈串珠状分布，自东而西有帕垅腰玛、罗玛敌库、其洼孝低、东布里近岸水下扇。近岸水下扇物源供

给紧邻凹陷深水区，而来自物源区的大量碎屑物质未经长距离搬运，直接进入深水区快速准积，形成近岸水下扇沉积。组成该体系的岩性主要是砂砾岩、含砾砂岩、砂岩、泥质粉砂岩。而在牛堡组二段沉积时期开始湖盆扩张，体系沉积沿断层面上倾方向后退，上下均为灰色泥岩包围，远端部与深湖泥岩交错渐变。该体系是伦坡拉盆地主要的砂体沉积区域，具有独特优越条件极有利于油气的储集和聚集。

通过对盆地 5 种沉积体系的分类和研究分析，说明伦坡拉盆地存在生油层、储集层和盖层的沉积来源及沉积环境，同时也基本勾画出生油层、储集层和盖层大致的空间展布情况。特别是生油层和储集层广泛存在于牛堡组和丁青湖组之中，并且配置合理，极具油气评价和勘探开发前景。

二、层序划分及沉积演化

结合沉积旋回和岩性特征分析，将古近纪地层划分为两大二级旋回层序。始新统牛堡组为下部层序（ ），持续沉积时间 14Ma（56.5 ~32 Ma）；渐新统丁青湖组为上部层序（ ），持续沉积时间约 10 Ma（32 ~23.3 Ma）。牛堡组为一套断陷期沉积层序，丁青湖组为一套拗陷期沉积层序（图 8-1）。

1. 层序 -1（断陷早期沉积层序，牛堡组一段）

该层序主要为一套红色砂岩、砂砾岩、局部夹灰绿色、紫红色泥岩，钻井揭示地层厚度大于 400m，而地震资料揭示的最大厚度达 1300 余米。与下伏地层呈角度不整合的接触关系。该时期的沉积区域较小，物源多、充填快，洪积扇-河流相-滨浅湖相从盆地边缘至盆地中心呈环行展布，属于一套低水位体系域沉积。

2. 层序 -2（断陷湖盆发育的全盛时期，牛堡组二段）

由于断陷活动强烈，湖盆扩展较快，水体加深，以蒋日阿错凹陷为沉积中心，沿江加错、爬错一线发育三角洲相-滨浅湖相-半深湖相-深湖相，岩性以灰色、灰绿色泥岩、页岩互层为主，局部夹棕红色泥岩、砂岩及砂砾岩，属于水进体系域沉积。湖盆沉积区域明显增大，物源区主要在东部。沉积物以偏暗色为主，有机质含量较高，同时也说明气候环境偏潮湿。

3. 层序 -3（断陷湖盆晚期沉积层序，牛堡组三段）

该段沉积基本上继承了牛堡中期的特点，只是晚期的断陷活动比中期明显减弱，盆地中央凹陷带中东部沉积棕色泥岩和灰色泥岩，局部夹有碳酸岩盐薄层，砂质向上增多，并出现砾岩。深湖-半深湖相沉积与牛堡中期基本相同，北部出现滨湖相和三角洲相沉积。总体上牛堡晚期沉积特点基本与牛堡中期相同，沉积中心依旧在蒋日阿错地区，只是牛堡晚期属于高水位体系域沉积。

4. 层序 -1（拗陷湖盆发育沉积层序，丁青湖组一段）

该段以灰色泥岩、灰黑色页岩及灰色细砂岩为主，沉积相主要是滨浅湖相和半深湖相-深湖相，体系域表现为盆地边缘体系域。由于盆地始新世末期的差异升降，沉积中心略有向南东方向偏移，沉积地层与下伏的牛堡晚期沉积地层以平行不整合接触。

5. 层序 -2（拗陷湖盆成熟、萎缩沉积层序，丁青湖组二、三段）

拗陷湖盆成熟、萎缩沉积层序的沉积体主要发育深湖相-半深湖相的灰色泥岩、页岩沉积，局部夹有泥灰岩、细砂岩沉积。丁青湖中期为水进体系域，丁青湖晚期表现为高水

位体系域。沉积中心明显向南东方向偏移，出现在江加错北部，向东西南北方向上湖盆水体变浅，大致呈深湖相→半深湖相→滨浅湖相→扇三角洲相的变化。蒋日阿错、江加错和爬错凹陷为深湖-半深湖的泥页岩沉积展布区，盆地北部边缘则发育水下扇和扇三角洲相。丁青湖晚期，由于藏北高原整体抬升而波及盆地，造成盆地的抬升而结束古近系沉积过程。

第三节 构造单元划分与构造变形

伦坡拉盆地是一个具有走滑特征的断拗盆地，形似豆荚，中间低而南北两侧较高，北部沉降幅度大，沉积厚度大，向南呈斜坡状，为一不对称的箕状盆地，具有南北分带、东西分块的构造格局（图 8-4）。

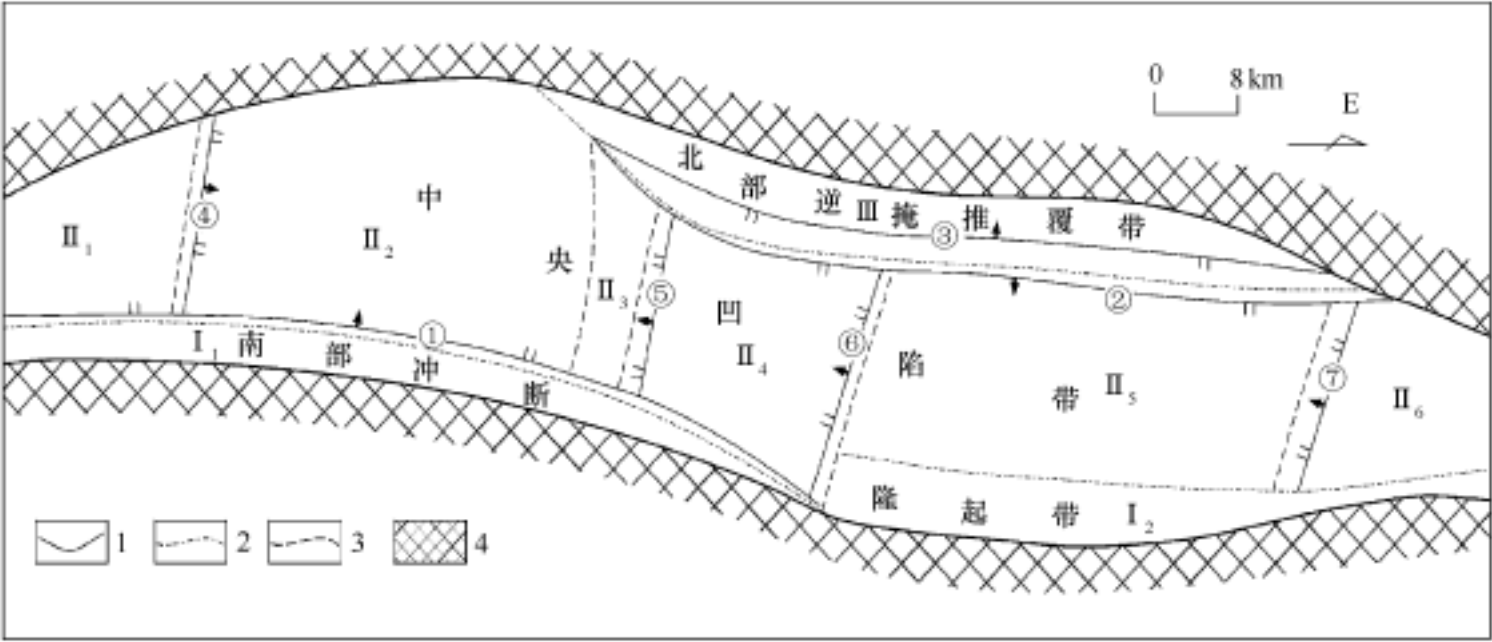


图 8-4 西藏伦坡拉盆地构造分区图
(据《中国石油地质志》，1990，修编)

1—盆地边界；2—二级区划线；3—三级区划线；4—老地层出露区。 1—丁青冲断带； 2—长山隆起；
1—三八二凹陷； 2—蒋日阿错凹陷； 3—江加错北部斜坡带； 4—江加错凹陷； 5—爬错凹陷；
6—徐果错凹陷； 1—红星梁逆掩推覆构造带； 长山正断层； 红星梁正断层； 达玉山逆冲断层；
蒋日阿贡约变换断层； 丁卡森变换断层； 爬爬变换断层； 录钦孩变换断层

一、盆地构造单元划分

伦坡拉盆地是在燕山褶皱带的基础上沉陷、拉张，继而断陷接受沉积发展起来的盆地。晚渐新世末期，强烈的喜马拉雅运动使盆地遭受挤压变形，丁青湖组受到强烈的剥蚀，并造成现今伦坡拉盆地由北向南的三分构造格局和区内断裂发育，形成盆地南北分带、东西分块的特点。结合该区重磁场特征，宏观上大致以将日阿贡约断层为界，可将伦坡拉盆地分为东西两大拗陷区。东部拗陷区是盆地的主体部分，东起徐果错，西至蒋日阿错一带，沉降中心位于盆地东北部；西部拗陷区盖层较薄，基底为向南倾伏的单斜，沉降中心偏于盆地南部。从北往南可将盆地分为北部逆掩推覆带、中央凹陷带和南部冲断隆起带 3 个构造带。

1. 北部逆掩推覆带

该推覆带为介于红星梁断裂带和达玉山北断裂之间，由一系列北倾的、自北向南逆掩的逆掩断层（如达玉山、红星梁、牛堡等逆掩断层）组成的地带，面积约 814km^2 。该带发育的地层主要是始新统牛堡组，其岩性较粗，有机质含量较低，地层产状较陡。二级构造主要有达玉山凸起、牛堡构造、阿里开柏构造、红星梁一号、二号、三号构造、低鄂构造及红山头鼻状构造。断裂主要发育北西西向的红星梁断裂和达玉山南断裂。

2. 中央凹陷带

该凹陷带为位于红星梁断裂以南、丁青湖至伦坡拉一线以北的地带，面积约 2267km^2 。它由多条北北东向的平移断层分割成多个主要次级凹陷（三八二凹陷、蒋日阿错凹陷、江加错北部斜坡带、江加错凹陷、爬错凹陷及徐果错凹陷）（图 8-4）。总体上，该区地层比较平缓，构造变形微弱，局部构造不甚发育。但受盆地南北缘逆冲断层活动的波及，有些地区，尤其是靠近边缘逆冲断层的地带也发育有良好的局部构造，如帕格纳至蒋日阿错一带发育的帕格纳背斜、老丁青构造等。这些局部构造一般不卷入基底，仅限于古近系盖层，构造幅度一般也较小，轴向多为北西西向。中央凹陷带是盆地长期稳定的下陷区，是盆地的主体部分，广泛发育牛堡组和丁青湖组，其沉积厚度大且产状缓，分布面积广，生油岩系发育，有机质含量高，是盆地主要的生储盖组合地层。

3. 南部冲断隆起带

该隆起带位于丁青湖至伦坡拉一线以南、茶农河以西，是由一系列的南倾的、且由南向北逆冲的逆冲断层（如长山一号、二号、盆地南缘逆冲断层）和冲断块组成的基底卷入型冲断隆起带，面积约 536km^2 。由于盆地形状及构造演化的影响，该带的牛堡组、丁青湖组的厚度明显变薄，基底埋藏较浅。已发现的构造有长山构造、新丁青构造及伦坡拉构造。

二、典型局部构造

多年的勘探成果表明，局部构造大多发育在盆地北部逆掩推覆带和南部冲断隆起带，轴向近东西，两翼较陡且不对称。潘泽雄（1994）详细论述了盆地的局部构造的一些地质情况。笔者主要在其基础上，对油气保存有利的主要局部构造进行归纳总结分析，寻求油气聚集的可能场所。

1. 推覆体下盘断鼻构造

该构造发育于盆地北部逆掩推覆带的下盘，由向北倾斜的牛堡组和正断层构成（图 8-5）。这是伦坡拉盆地较典型的伸展构造样式，具有一定的代表性。由于此构造处于推覆体下盘，受到构造应力较弱，构造变形轻微，地层大多保持水平或形成宽缓褶皱，保存较完整，基本上没有遭到破坏，具有很好圈闭和油气聚集成藏的保存条件。

2. 牛堡构造

牛堡构造发育在盆地北部帕格纳—鄂加卒一带，它由逆掩断层上盘的牛堡背斜和下盘的帕格纳背斜构成（图 8-6）。牛堡背斜发育在推覆体上盘，应力强烈而集中，造成地层强烈抬升，遭受风化剥蚀导致严重破坏，使早先储存在该圈闭中的油气大量外溢，形成暴露的古油藏。由于逆掩断层上盘牛堡背斜屏蔽吸收了大部分的构造应力，使得下盘帕格纳

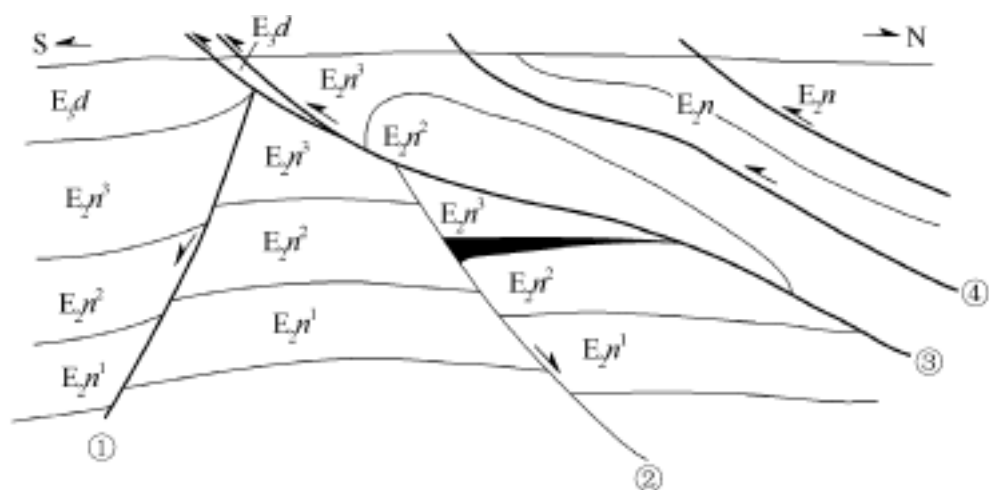


图 8-5 推覆体下盘断鼻构造剖面

(据潘泽雄, 1994)

红星梁正断层; 北红星梁正断层; 红星梁逆断层; 达玉山逆断层

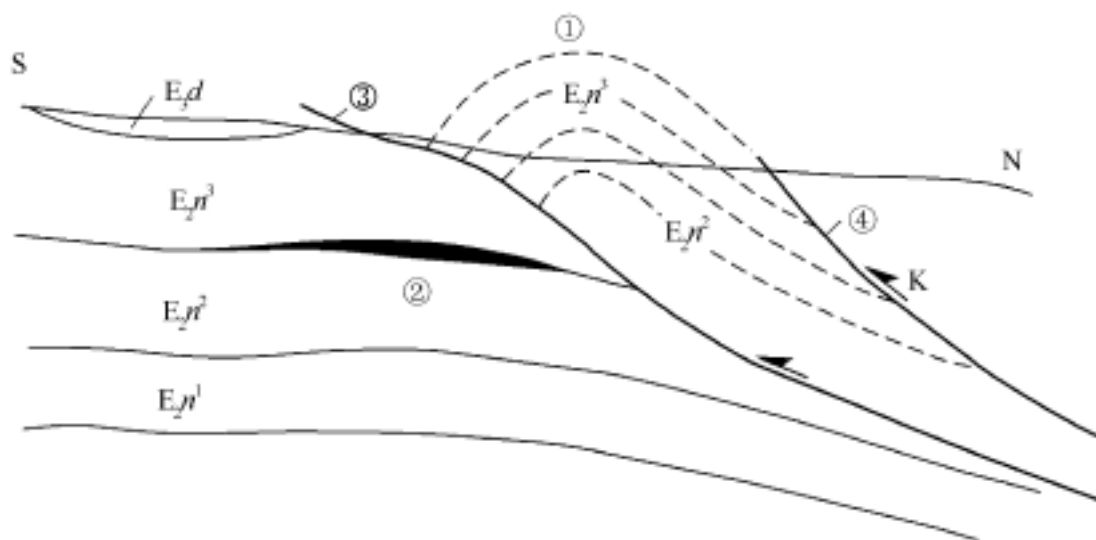


图 8-6 牛堡构造剖面示意图

(据潘泽雄, 1994)

牛堡背斜; 帕格纳背斜; 牛堡南逆断层; 奴日埃卡逆断层

背斜变形比较轻微, 呈现低幅度的宽缓褶皱。因此, 帕格纳背斜在逆掩断层的挤压应力的过程中破坏作用不明显, 基本保持了原状, 具备对油气聚集的基本条件, 因而有利于油气藏的形成, 牛 3 井、西伦 1 井的大量油气显示和油流可以证实。

3. 红星梁一号构造

该构造位于盆地北部逆推掩带的红星梁逆断层的上盘, 其主体由牛堡组三段组成, 轴向近东西, 北翼倾角 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$; 南翼靠近轴部地层倾角 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。靠近逆断层处地层发生倒转, 而变为北倾, 倾角达 80° (图 8-7)。该局部构造被认为是因逆掩断层的作用形成褶皱后, 构造应力继续作用于褶皱而被切过形成新的一系列逆断层带, 而在构造作用力的方向上常形成倒转向斜和背斜。红星 6 井所钻遇的一套倒转地层即为为逆断层切过的高倾角地层, 这与野外露头所观察到的现象一致。

红星梁一号构造处于挤压应力大、变形强烈的推覆带前锋, 已遭受严重剥蚀破坏, 极不利于油气藏的保存, 但由推覆断层派生出来的断层夹持带则可能聚集沿断层面运移的牛堡组二段中生成的油气而扮演重要的角色, 钻遇红星 6 井残余油流就说

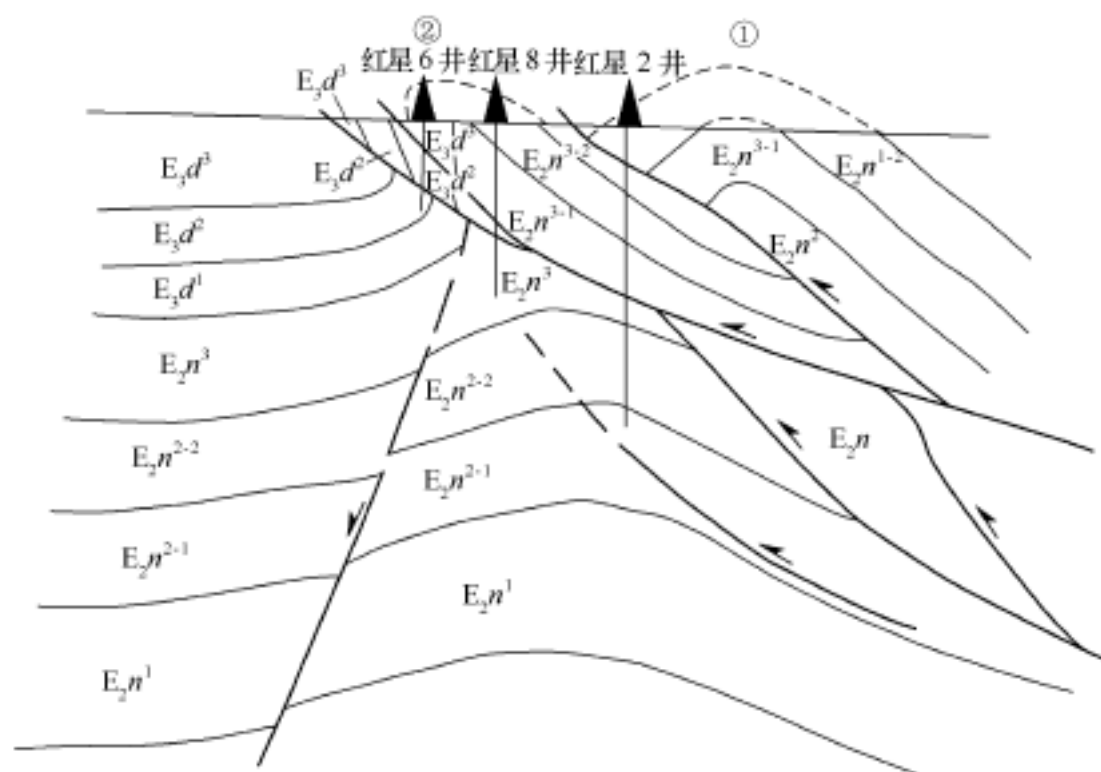


图 8-7 红星梁 1 号构造—松棵尔构造示意图

(据潘泽雄, 1994)

红星梁一号构造; 松棵尔构造

明了这一点。

4. 老丁青构造

老丁青构造位于中央凹陷带蒋日阿错地区, 为近东西向的背斜构造, 南北分别与丁青湖向斜和猪头山向斜相邻。由于它在构造位置上地处较为稳定的中央凹陷带, 构造活动较弱, 所以两翼倾角很小, 一般为 $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ (图 8-8)。同时, 该构造远离盆地南北边界断裂活动带, 蒋日阿错逆断层断距较小, 发育在它上盘的老丁青构造幅度也不大, 地层较为平缓。老丁青构造形成于盆地挤压改造期, 已遭到了一定程度的剥蚀, 丁青湖组地层所剩无几, 背斜构造地层以牛堡组为主体, 保存仍较完整, 仍具备较好的成藏条件。值得注意的是, 盆地后期抬升和南北边界断裂活动形成的构造缝可能大大提高该区储集层的有效孔隙度和渗透率, 从而极大改善圈闭中的储层物性。如丁 3 井, E_2n^{2-1} 裂缝大量发育, 该井的油气显示类型也大多是裂缝式, 但因上覆丁青湖组盖层的大量剥蚀, 使得牛三段埋藏过浅, 其间原油因氧化而成为裂缝干沥青, 但下伏牛二段的成藏条件要比牛三段好得多, 今后的钻探工作应该以此为目的层。

5. 新丁青构造

新丁青构造位于盆地南部冲断隆起带, 夹于丁青逆冲断层和盆地南部边缘断层之间, 是一个走向近东西的长轴背斜构造, 两翼北陡南缓, 主体地层为牛堡组。其成因与丁青逆冲断层和盆地边缘断层的活动有关, 属于逆冲断层上盘受应力挤压而形成的牵引构造, 是断层活动过程中形成的断层夹持带。由于该构造受到盆地南缘逆冲断层影响, 构造应力远远大于处于中央凹陷带的老丁青构造, 因而构造变形强烈, 局部破坏程度也严重 (图 8-8)。新丁青构造邻近生油凹陷, 有一定的成藏条件, 但浅层次剥蚀破坏严重, 中深层次保存较好, 有可能成藏。

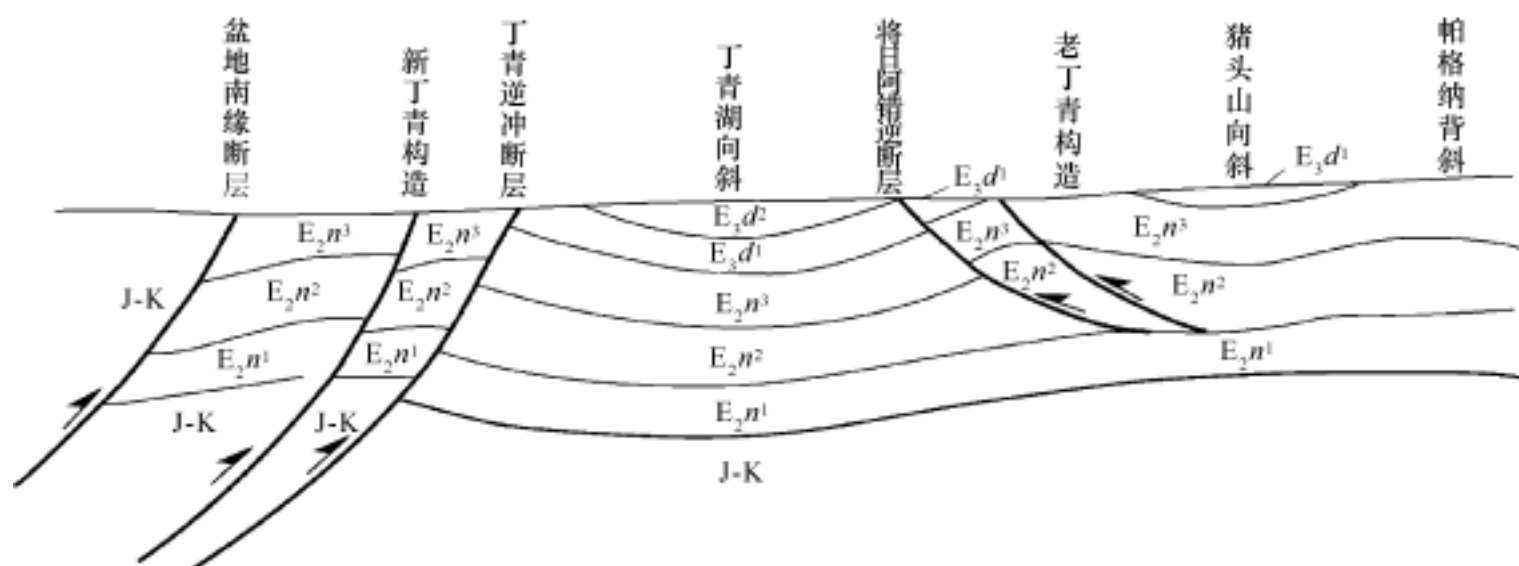


图 8-8 新丁青构造—老丁青构造剖面图

(据潘泽雄, 1994)

第四节 油气远景评价

对于伦坡拉盆地来说, 由于它长期处在特定的抬升剥蚀的构造环境之中, 肯定会对油气的保存产生负面的影响。而它作为藏北地区唯一已见工业油流的含油气盆地, 油气显示丰富, 遍布于盆地中部、东部, 丰富的油气显示说明盆地具良好的含油气性和成油条件, 但同时也说明经过后期改造, 油气比较分散, 特别是大量泥岩(生油岩)裂隙含油说明油气聚集程度不高。

一、油气显示

伦坡拉盆地油气显示丰富, 遍布中部和东部, 多分布于局部构造和断层附近。目前已发现地表油气苗 43 处, 其中油苗 30 处、气苗 13 处。据井下资料揭示, 油气显示更为常见, 迄今为止未见任何油气显示的井很少, 产出层段多在丁青湖组一、二段和牛堡组二、三段, 以孔隙型砂岩为主。归纳盆地油气显示有以下几个方面特点:

1) 油气显示层位主要受构造区带控制, 集中分布在南部冲断隆起带和北部逆掩推覆带中。这两带由于地壳抬升或逆冲, 地层遭受长期剥蚀, 使盖层遭受了严重风化剥蚀, 目的层直接暴露于地表, 从而使油气逸散于地表。油气显示产出地层北部逆掩推覆带以牛堡组三段为主, 南部冲断隆起带以丁青湖组一、二段为主, 中央凹陷带以牛堡组二、三段为主。因此, 整个古近系除丁青湖组三段和牛堡组一段无油气显示外, 其它层位均见油气显示。

2) 油气显示受断裂控制明显, 多集中分布在断裂带及其两侧。例如北部红星梁断裂带和南部伦坡拉至长山断裂带, 油气显示丰富。钻井中油气显示良好, 但埋藏浅、油质重, 遭受氧化破坏程度高。

3) 油气显示层位广泛和集中。除牛堡组一段及丁青湖组三段以外, 均见有不同程度的油气显示, 但多集中分布在牛堡组的二、三段及丁青湖组一、二段。

从上述油气显示特点可以看出, 它与一定的沉积构造和后期改造破坏相关。在盆地西

部和北部地区，油气显示丰富，反过来说明该区保存条件较差，油层已裸露于地表或接近于地面。而在中央凹陷地区目的层保存齐全，盖层层封闭良好，对油气的保存应更有利。

二、生油层

伦坡拉盆地古近系具备丰富的有机物质和向石油转化的有利条件，丁青湖组中下部及牛堡组中部为富含有机质的暗色泥岩（表 8-1），分布广泛，从岩性、岩相及地球化学等方面分析，具有较好的生油能力。

表 8-1 伦坡拉盆地古近系生油层、储集层、盖层分析综合表

地层系统			岩性组合	沉积相	生油条件	储油条件	盖层特征
统	组	段					
渐新统	丁青湖组	三段	灰色泥岩、页岩 泥灰岩、粉砂岩 积凝灰岩粉砂质 泥岩、砂岩含砾 砂岩	浅湖相	主要分布在盆地中东部的中央凹陷区，有机质含量较高，但埋藏浅成熟度差，无条件生油	储集岩不发育，碎屑岩占地层厚度 8.08%，砂体埋藏浅，单层薄，且分散属大容积低渗透率孔隙型储集岩	盆地中东部有泥岩，总厚度约 300m，可作为区域性盖层
		二段	灰色泥岩、页岩 夹油页岩，薄层 粉砂岩，泥灰岩，底部为厚层油砂岩	半深湖相 深湖相	生油岩主要分布在盆地中东部的中央凹陷区，有机质含量高，但因埋藏较浅成熟度较差，无生油条件	储集岩发育在底部，碎屑岩占总岩 12.6%，单层最大厚度 6.5 m，属大容积高渗透率孔隙型储集岩	盆地中东部大面积发育泥页岩，且较集中，总厚度约 240m，为区域性良好盖层
		一段	灰色砂砾岩与泥岩互层	浅湖相、河流相 湖相 半深湖相、滨	生油岩主要分布在盆地中东部的中央凹陷区，有机质丰度高，埋藏较深，约 800 ~1200 m，属初成熟阶段，是盆内较好的生油层	储集岩集中于中下部碎屑岩占地层的 38.27%，属大容积中-低渗透率孔隙型储集岩，是盆地中东部重要的储集层	上部发育有泥岩、页岩，但横向上厚度变化大，可作为地区性局部盖层
始新统	牛堡组	三段	上部棕红色页岩 夹泥灰岩、灰质 粉砂岩、油页岩、凝灰岩、细砂岩	浅湖相 滨湖相	生油岩分布在全盆地，但主要在中东部的中央凹陷区，有机质丰度中等，属成熟阶段，是盆内好的生油层	较分散，碎屑岩厚度占地层厚度的 23.63%，单层最厚 4 m，属中容积中渗透率孔隙型储集岩	盆地内发育有泥岩、页岩，集中发育在上部，总厚度约 300m，可作为区域性盖层
		二段	上部灰色、灰绿色泥岩、页岩、灰质泥岩及粉砂岩，夹凝灰岩油页岩、棕色泥岩；下部灰色泥页岩、砂砾岩	滨湖相 三角洲相 浅湖相	生油岩分布在全盆地，厚度大，最大厚度约 1800 m，有机质丰度高，转化条件好，属于成熟阶段，为盆地内主力生油岩	储集岩发育，碎屑岩占地层厚度的 33%，最大单层厚度 5.5 m，属中容积低渗透率孔隙型储集岩	发育有泥岩、页岩，总厚度大于 500 m，可作为区域性盖层
		一段	紫红色砂岩，砂砾岩，砾岩夹灰色、棕色泥岩，未见底	湖岸相 河流相	生油岩差，基本无生油能力	本段主要是砂砾岩，孔隙度渗透性较差，为小容积低渗透率孔隙型储集岩	不具备盖层条件

(据黄宗和，1993，修编)

1. 暗色泥质岩类

暗色泥质岩类生油岩包括灰色泥岩、灰黑色页岩、油页岩。该类岩性含有丰富的介形类化石，局部富集成层。这类生油岩的地球化学指标除了有机碳含量比较低之外，其余各项指标均达到陆相生油岩的指标，是盆内主要的生油岩。生油岩在全盆均有沉积，但主要分布在盆地中东部的中央凹陷带，层位集中在牛堡组二段、三段和丁青湖组一段，累计厚度可达 800 ~1000m。有机质含量变化大，主要受沉积相的控制。深湖相有机质含量最高，向半深湖、浅湖减小。在蒋日阿错、江加错、爬错凹陷内分为上下两个油气系统。上部系统的生油岩为丁青湖组一段，有效的生油厚度相对较薄，埋藏也较浅；下部系统生油岩为牛堡组二段、三段，有效的生油厚度大，有机质含量高，转化率高，生储盖配置合理（表 8-2）。

表 8-2 伦坡拉盆地生油岩特征对比表

指 标 生 油 岩	厚度 /m	“ C ” /%	母质 类型	R _O /%	油 气 显 示	储 集 岩 类 型
上部	200 ~300	0. 6		0. 6	沥青为主	水下扇、三角 洲、滨岸砂
下部	1000 ~1500	0. 46 ~0. 49		0. 74 ~1. 14	油为主	河道砂、三角 洲、滨岸砂

（据张大钧等，1997 修编）

2. 碳酸岩盐类

该类生油岩包括生物碎屑灰岩和泥灰岩，有机质含量较高，向石油转化程度也好，但在盆地内主要在斜坡及盆地中心局限分布，厚度也小，钻遇的最大厚度 30m 左右。因此，该套生油岩层是盆地次要的生油岩。

三、储集层

盆地储集岩以碎屑岩为主，其次为碳酸盐岩和凝灰岩。碎屑岩类储集层主要包括砂岩、砂砾岩，具有较好的储集空间，其有效孔隙度属中（20% > Φ > 10%）到大（ Φ > 20%）容积，属中（100 > K > 10mD）到高（K > 100mD）渗透率储集岩层，是盆地内主要的储集层（表 8-1）。碎屑岩储集层按沉积相成因分类，主要分为 4 种不同的类型。由下而上为：第一类是发育在牛堡组二段底部和牛堡组一段上部低水位体系域的河道砂岩体、扇三角洲砂岩体等，其埋深大于 2300m 以上；第二类是发育在牛堡组二段夹持于深灰色泥岩、页岩中的高水位深水沉积的盆底扇砂岩体，其埋深为 1200 ~2300m；其三是发育在牛堡组三段下部，属高水位体系域的滨浅湖砂岩体，其埋深为 900 ~1600m；第四类是发育在丁青湖组一段下部、丁青湖组二段内靠近同生断层扇三角洲砂砾岩体，其埋深小于 1000 m。

储集类型主要是孔隙型和裂隙型两种，其中浅层储集岩（牛堡组三段、丁青湖组一段）以孔隙型为主，深层储集岩（牛堡组二段）以裂隙型为主。牛堡组二段、牛堡组三段及丁青湖组一段是盆地目前油气研究的主要储油层段（表 8-1）。分析表明，盆地的储集岩具备以下几个特点：储集岩总体厚度大，碎屑岩占地层含量高，丁青湖组一段达到

38.27%，孔隙度较大。储集岩分布集中，受盆地构造格局的影响和控制。储集条件以中央凹陷带最差，表现为储集层薄，颗粒细，重结晶现象普通，孔渗性差。南部隆起带和北部逆掩推覆带相对较好，主要是储集层总厚度及储集层单层厚度较厚，沉积颗粒较粗，构造裂隙发育，孔渗性相对较好。储集层的单层厚度大，伦坡拉盆地是断拗盆地，其特征表现是沉积物源供量大，搬运距离短，沉积速率快，使得局部储集层段的单层厚度大，利于油气的储集。沉积相和沉积环境对盆地储集层的物性条件有重要的影响，在盆地内不同的沉积相带，其储集岩厚度、碎屑岩含量、物性都有明显的差异，属扇三角洲相区的粉砂岩、细砂岩储集层发育好，厚度大，碎屑岩含量高，物性也相对较好；属滨湖、浅湖相区储集层发育次之；属半深湖-深湖相区的储集层发育最差。尤其是沉积相对储集层物性的控制作用更加明显。

四、盖层分析

盖层是研究油气聚集成藏过程中的一个不可缺少的重要组成部分。盆地是否存在盖层或盖层封闭性的优劣直接关系到盆地是否存在油气藏或油气藏的规模及勘探前景。伦坡拉盆地盖层发育良好，纵向上厚度大，横向上分布稳定。盆地除了牛堡组一段对油气封闭性能很差以外，其它层段都具备一定程度的油气封盖能力（表8-1）。

盆地自始新世中期开始，接受了大套的浅湖至半深湖相、半深湖至深湖相的暗色泥岩、页岩沉积。这些沉积物均为低孔隙度、低渗透率的岩层，且具有较大厚度，因而可以构成盆地的区域性盖层和局部地区性盖层，对油气起着良好的遮盖和封闭作用。如牛堡组中的暗色泥岩、页岩既是良好的生油岩又是封闭性较好的区域性盖层。丁青湖组沉积了大套暗色泥岩和薄层状页岩，构成了盆内上部油气系统的区域性盖层，分布面积约800km²，其区域分布的泥岩、页岩对下伏的牛堡组油气系统起到封闭作用。而且盆地主要目的层牛堡组二段、牛堡组三段的生油岩本身就是封闭性极佳的盖层。因此，由于伦坡拉盆地的泥岩、页岩沉积在区域上分布广泛，同时在横向上分布连续，大范围内岩性都保持一致；在纵向上泥岩、页岩普遍存在于牛堡组二段、三段和丁青湖组一段、二段、三段中，形成多层封闭性能极佳的油气封盖层，这有利于盆地已生成油气的保存和聚集成藏。

五、生储盖组合与油气圈闭、运移条件的配置特征

伦坡拉盆地在地质历史发展过程中，经历了断陷湖盆早期形成、中期发展及晚期萎缩和拗陷湖盆早期形成、中期发展及晚期萎缩的沉积构造旋回。在每个构造旋回的早期都表现出了沉积速度率较快、沉积物颗粒较粗的特点，沉积体为河流或浅湖相的堆积物，储集岩比较发育；在旋回中期反映了盆地稳定沉降的特点，表现为半深湖相—深湖相沉积，沉积物有机质含量较高，沉积体粒度偏细，生油层、盖层比较发育；旋回末期反映了盆地相对抬升的过程，以浅湖相为主，又是储集岩发育时期，且每个沉积旋回末期都有明显的构造运动。这种具节奏性，多旋回性的沉降特点，不仅控制了生油岩、储集岩和盖层的空间分布，而且为盆地生油岩、储集岩和盖层提供了有机的匹配关系，从而使得盆地内含油层段多，厚度小，含油砂岩一般厚度0.22~2.00m左右，常呈泥岩中夹薄层条带砂岩出现。据有关钻井资料显示及电性特征变化，共划分出9个含油层：第一、二、三含油层为丁青湖组含油层段，第四至九含油层为牛堡组含油层段。在9个含油层段之中，第三、六、

七、八、九油层比较好，含油级别高，单层厚度较大，储集岩物性好，是盆地主要的含油层段。其中，以第三含油层段为最好（《中国石油志》，1990）。可以看出，伦坡拉盆地生油岩系发育，储集岩物性条件较好，存在区域性盖层封闭及生储盖的有机匹配，具备较好的成油地质条件。据有关伦坡拉盆地盆地生油岩的埋藏和生烃演化史等资料可以不难看出，盆地主力生油岩牛堡组二段、三段在丁青湖组的沉积时期均已进入大量生烃阶段。根据石油地质理论，生油岩进入大量生烃的阶段，油气同时也开始运移，在适合聚集成藏的圈闭中聚集。

油气聚集成藏主要是使油气在一个合适的空间储集起来，并且该空间应具备封闭条件及较好的封盖层。从圈闭条件分析，盆地内目前所发现的局部构造大多位于盆地南部隆起带和北部逆冲推覆带上盘以及盆地西部的浅层构造，已发现的局部构造和隆起显示有 43 个，主要是背斜型、鼻状型和断块的小幅度、小面积构造为主。其特点可归纳为局部构造发育数目多。局部构造主要集中在西部和北部，这些地区由于应力较集中，抬升相对较高，加之北部逆推断层的影响，使地层变形褶皱程度较高，因此形成了数目较多的局部构造，为油气的聚集成藏提供了空间。推覆断裂活动相对强烈，上升盘地层抬升风化剥蚀严重。在盆地西部和北部，由于逆推覆断裂的上升盘是应力的主要承受体，其上升幅度大，剥蚀快，对盖层破坏严重。这些地区所形成的背斜构造，两翼及上覆地层已经完全剥蚀，仅保留核部地层牛堡组二段及三段。如牛堡构造，上升盘将牛堡背斜强烈抬升并遭受剥蚀，聚集其中的油气大量或完全外溢而破坏。而下盘遭受的应力不如上盘的强烈，变形轻微而有利于油气保存；局部构造面积较小。从已发现的 43 个局部构造中，其中面积小于 5km^2 的占全部局部构造的三分之二以上。面积较大的并在区内已经基本落实的构造，如松棵尔构造、红星梁断裂带、红山头鼻状构造、老丁青等 9 个局部构造。

从上述对局部构造分析来看，伦坡拉盆地内的圈闭条件也是一个十分关键的问题，这些局部构造大多数埋藏浅，埋深小于 1000m，盖层被风化剥蚀严重，含油层有的出露于地表或已经被剥蚀，油气保存条件差；圈闭的地理位置不在主力生油区，特别是北部逆掩推覆带上盘，因受叠瓦状逆断层阻隔，中央凹陷带的油源难以运移聚集；圈闭面积小，大多数构造闭合面积小于 5km^2 。在构造圈闭条件不甚乐观的前提下，除进一步在深层发现新的局部构造圈闭外，还应该对砂岩透镜体、岩性尖灭以及与地层构造有关的圈闭类型进行分析研究，寻找可能的非正常构造圈闭形成的油气藏。

六、油气远景分析

前人在伦坡拉盆地做了大量的研究工作，发现了大量的油气显示和取得了较多的油气评价成果，并且在盆地内获得了工业油流。罗本家等（1994）认为伦坡拉盆地的油气地质可以与百色盆地和泌阳盆地相对比（表 8-3）。原石油工业部石油勘探开发研究院资源评价室按盆地面积 3000km^2 ，存在的圈闭 30 个进行油气评价，根据盆地内生油厚度 930m，生油面积 820km^2 ，有机碳含量 0.64%~0.78%，排聚系数 5% 计算，油气资源量在数千万吨以上。1981 年，西藏地质局第四地质大队利用烃、沥青转化率方法分别计算出盆地生油量为 20.4 亿吨和 57.61 亿吨。由于伦坡拉盆地在油气地质方面具有生油岩厚度大、生油母质好和地温梯度高等特点，说明盆地有机质向油气转化条件有利，具有一定的找油前景。

表 8-3 伦坡拉盆地与典型内陆盆地油气条件对比表

类型 盆地	盆地面积 / km ²	沉积厚度 / m	有效生油岩厚度 / m	油源区面积 / km ²	有机碳含量 / %	母质类型	地温梯度 · 100 ⁻¹ m ⁻¹	生油门限深度 / m
泌阳	1300	3500	1700	400	1.83	、	4.10	1800
百色	830	3200	1000	300	0.24 ~2.05	、		
伦坡拉	3800	5000	1500	800	0.47 ~0.80	、	6.00	1200

根据前文对伦坡拉盆地的生油岩、储集岩、盖层及其组合规律、圈闭等基本石油地质条件的分析和评价，将伦坡拉盆地划分为最有利勘探区、有利勘探区和可能的有利远景区。

1. 最有利的勘探区

伦坡拉盆地北部逆掩推覆带以及中央凹陷带的蒋日阿错、爬错北部面积约 410 km² 的地区为最有利的勘探地区。该地区的生油岩分布广泛，总厚达 1200 m，根据已有的资料分析，在逆掩断层下盘存在有一套古近系沉积，丁青湖组一段和牛堡组生油岩发育良好，特别是牛堡组含油层段，埋藏一般不到 1000 m，为盆地内保存条件最好的层段。在生油条件优越，油源充足的前提下，该地区断层裂隙发育，油气有良好的运移条件，又有逆掩推覆体的作为封盖层。同时，在该区已经落实了几个较大的并且地理位置较好局部构造的油气圈闭，如红山头鼻状构造、松棵尔构造、罗马敌库圈闭，红星梁断块及牛堡构造等，并且见到较好的油气显示。根据沉积体系分析在盆地北部还发育有滨岸砂体的沉积和一系列的水下扇沉积体，其物性条件均较好，勘探目的层主要是牛堡组二段、三段，次要目的层为丁青湖组一段。综合生储盖组合、油气显示、圈闭条件等石油地质特征说明，该地区的油气勘探具有广阔前景，为盆地内最有利的勘探地区。

2. 有利的勘探区

伦坡拉-长山断层以北，包括蒋日阿错、江加错、爬错南部及蒋日阿错以西约 385 km² 的地区为有利勘探区。该勘探区临近或位于中央凹陷带油源，含油层段发育，并且具有较好的保存条件。结合沉积体系分析和钻井资料，在该区呈现有较好的储集岩相带分布，如扇三角洲砂体、湖底扇砂体等，砂体物性条件相对较好。但是，该地区的局部构造不发育，构造圈闭的前景不容乐观，应该放弃寻找常规构造圈闭的油气聚集方式，在地层、岩性尖灭、超覆以及古潜山等类型的圈闭上进行研究，以寻找到新的突破。区内的油气勘探目的层位牛堡组二段、三段和丁青湖组一段。

3. 可能的有利远景区

盆地可能的有利远景区包括爬错、徐果错以东的广大地区，特别是徐果错以东西地区，离物源供给近，河道砂体、点沙坝及冲积扇体发育，物性条件也相对较好。但是，由于该地区目前工作程度较低，从目前的情况看来，生油岩条件较差，需要更深入的对该地区的油气地质进行分析研究，期望能够提高油气的远景评价。

从目前的现状和已有资料的研究分析，伦坡拉盆地至少具备中小型油田的潜力，在切实加强油气地质综合研究的前提下，突破现有的工业性油气流的现状的前景是乐观的。

结论与建议

1. 主要认识与新突破

1) 羌塘盆地是青藏高原所有沉积盆地中最具油气资源潜力的含油气盆地，初步估算其中生界各油气系统的资源量为 113.30 亿吨。

2) 5 个油气勘探有利远景区分别是：A 区（吐坡错-半岛湖远景区）、B 区（布若错-那底岗日远景区）、C 区（帕度错-昂达尔错远景区）、D 区（吐错-土门远景区）、E 区（雀莫错远景区）。其中，B 区中的龙尾湖区块、C 区中的帕度错区块及隆鄂尼-昂达尔错区块、D 区中的托纳木-笙根区块及达卓玛区块等 5 个重点区块是近期青藏高原油气勘探的首选靶区。

3) 羌塘盆地是一个复合型盆地，三叠纪为前陆盆地，侏罗纪—早白垩世是一个被动大陆边缘裂陷-拗陷盆地。羌塘盆地油气勘探的目的层主要为侏罗系及上三叠统。

4) 羌塘盆地划归特提斯构造域中油气富集的北带区，其盆地性质和油气地质条件等方面均可与特提斯构造域中段著名的卡拉库姆油气盆地和塔吉克油气盆地相类比。

5) 在羌塘盆地中新发现油苗点 13 处，确定了隆鄂尼—昂达尔错重要的古油藏带，新发现了至今规模最大的沥青脉及羌北晚侏罗世硅化木化石带。

6) 措勤盆地拉果错-阿苏凹陷具有较好的油气远景，为首选勘探靶区。

7) 定日-岗巴盆地中以岗巴复向斜区为最佳勘探区。

8) 完成了一批比前人资料更详尽、精度更高的岩相古地理图、“生、储、盖”分布图、沉积序列及层序地层划分对比图、沉积等厚线实际材料图及岩比等厚实际材料图等等，这些为基础地质问题的解决及油气资源的准确评价提供了依据。

9) 在基础地质问题方面，取得了一些与前人不同的新认识，包括沉积相划分与岩相古地理演化、区域地层划分与对比、沉积层序划分及羌塘盆地盐构造层序特征等方面的新认识。

《青藏高原重点沉积盆地油气资源潜力分析》研究成果的出版，为青藏高原油气资源战略评价提供了新的依据，其工作成果也是目前正在开展的国家专项“青藏高原油气资源战略选区与评价”立项与设计的主要依据与基础。

2. 存在的主要问题与建议

(1) 全面开展盆地优选与重点区带（块）评价工作

青藏高原属于全球油气资源最丰富的特提斯构造带，中、新生代沉积盆地构造背景复杂、盆地类型多、分布广。即使在工作程度相对较高的羌塘盆地，也仅仅开展过以地表油气地质调查为主的评价工作。本项研究虽然已肯定了羌塘盆地的油气资源潜力，然而，由于对全区更进一步的油气地质勘查工作还不够，对多数沉积盆地而言，特别是新生代陆相盆地，尚缺少令人信服的资料说明其油气资源状况与前景。因此，进一步的工作既要坚持海相沉积盆地为主，又要兼顾新生代陆相盆地。

(2) 开展地质走廊综合大剖面科学与工程与 1:5 万石油地质构造细测

开展地质走廊综合大剖面科学与工程与 1:5 万石油地质构造细测是实现青藏高原油气勘探“模边探底”与“面中求点”的重要步骤。首先，要采取有效的物化探工程与地质调查相结合，开展地质走廊大剖面综合石油地质调查科学与工程，建立青藏高原区域性大剖面与盆地“铁柱子”剖面，为“模边探底”提供依据；其次，对本项目优选的羌塘盆地及其重点区块进一步开展重点区带的油气勘查与评价，通过 1:5 万石油地质构造详查与细测，实现“面中求点”与油气勘探的最终突破。

(3) 加强地球物理勘探与地球物理勘探方法技术研究

羌塘进一步油气勘探的重要内容是搞清地下构造以及浅层构造与深部构造的联系，特别是在地质走廊综合大剖面与 1:5 万构造细测区获取较详细的地球物理资料，深化地面地质工作的认识。因此，一方面要应加强地球物理科学与工程与研究，在大剖面与石油地质详查区部署二维地震、大地电磁测量等地球物理勘探剖面；另一方面，要总结摸索出一套适用高海拔、高寒地区的物探勘探技术方法。

(4) 开展地质浅钻与取样

由于缺少钻井资料，“生、储、盖”分析资料及评价数据全来自地表采样，使得对油气资源评价和勘探潜力分析等方面的可靠性降低。因此，进一步的工作应开展地质浅钻取样，在工作程度相对较高的地区，针对研究与评价的目的层部署钻井取样。这对验证地面地质样品数据的可靠性、提供评价参数类比资料和为预探井的部署等都具有重要的意义。

(5) 加强重大基础地质问题及石油地质综合研究

该区依然还存在一些重大的基础地质问题，影响着油气资源战略选区与评价工作。如高原隆升对油气藏的改造和保存条件的影响；浅层构造与深部构造研究缺乏有机联系；对重要盆地的地下结构还存在重大分歧。例如，1:20 万及 1:50 万航磁测量在羌塘盆地发现了大规模的南北向构造，但是对其解释存在根本分歧，直接影响对油气保存条件及区块评价的认识。

(6) 充分开发利用已有的地质、地球物理资料等资料

该区在不同时代，不同程度地开展过石油地质调查、基础地质调查，以及不同比例尺的重力勘查、航空磁测、大地电磁、二维地震等工作。除少部分工作未达到预期工作目的外，这些工作的开展和完成，形成了一定的资料积累和工作经验积累。但是，这些资料尚未得到充分地开发与利用，特别是缺少对已有的地球物理资料的开发利用，工作经验尚未进行全面总结。因此，进一步的工作应采取有效措施，在充分利用这些资料的基础上，总结分析前人工作经验，学习和借鉴国内外先进成果，探索适合于在工作程度极低地区开展油气资源调查与评价的经济有效的技术方法组合。

参 考 文 献

- 白生海. 1989. 青海西南部海相侏罗纪地层新认识. 地质论评, 35 (6), 529 ~536
- 边千韬, 常承法, 郑祥身. 1997. 青海可可西里大地构造基本特征. 地质科学, 32 (1), 37 ~46
- 边千韬, 沙金庚, 郑祥身. 1993. 西金乌兰晚二叠世—早三叠世石英砂岩及其大地构造意义. 地质科学, 28 (4), 327 ~335
- 边千韬, 沙金庚. 1997. 青海可可西里地区蛇绿岩的时代及形成环境. 地质论评, 43 (4), 347 ~355
- 常承法, 福裕生, 郑锡澜等. 1982. 青藏高原地质构造. 北京: 科学出版社, 1982, 1 ~91
- 常承法. 1992. 特提斯及青藏碰撞造山带的演化特点. 见: 大陆岩石圈构造与资源. 北京: 海洋出版社. 1 ~18
- 陈文寄, 李齐, 周新华等. 1996. 西藏高原南部两次快速冷却事件的构造含义. 地震地质, 18 (2), 109 ~115
- 邓万明. 1984. 藏北东巧-怒江超基性岩的岩石成因. 见: 喜马拉雅地质 (). 北京: 地质出版社
- 费琪, 邓忠凡. 1996. 西藏特提斯构造域海相油气前景. 地球科学, 1996, 21 (2), 113 ~119
- 甘克文. 特提斯域的演化和油气分布. 海相油气地质, 2000, 5 (3), 21 ~29
- 黄汲清, 陈炳蔚. 1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社, 1987, 55 ~56
- 黄宗和. 1993. 伦坡拉盆地第三系储集层研究. 中国油气勘探, (1), 23 ~36
- 贾承造, 杨树锋等. 特提斯北缘盆地群构造地质与天然气. 北京: 中国石油工业出版社, 2001.
- 蒋忠惕. 1983. 羌塘地区侏罗纪地层的若干问题. 见: 青藏高原地质文集 (3). 北京: 地质出版社, 87 ~112
- 孔祥儒, 王谦身. 1996. 西藏高原西部综合地球物理与岩石圈结构研究. 中国科学 (D 辑), 26 (4), 308 ~315
- 李才, 程立人, 胡克等. 1995. 西藏龙木错-双湖古特提斯缝合带研究. 北京: 地质出版社
- 李春昱. 1982. 亚洲大地构造图及说明书. 北京: 地质出版社
- 李亚林, 王成善, 伊海生等. 2001. 西藏北部双湖地堑构造与新生代伸展作用. 中国科学 (D 辑), 31 (增刊), 228 ~233
- 李勇, 王成善, 伊海生等. 2001. 青藏高原中侏罗世—早白垩世羌塘复合型前陆盆地充填模式. 沉积学报, 19 (1), 20 ~27
- 刘宝珺, 曾允孚. 1985. 岩相古地理基础和工作方法. 北京: 地质出版社, 133 ~137
- 刘池阳, 王成善等. 2001. 藏北羌塘盆地茶桑地区构造格局与演化. 中国科学 (D 辑), 19 (1), 20 ~22
- 刘桂芳. 1983. 西藏江孜地区侏罗、白垩纪菊石群. 见: 青藏高原地质文集 (3). 北京: 地质出版社, 131 ~147
- 刘训. 1992. 青藏高原不同地体的地层、生物区系及沉积构造演化史. 北京: 地质出版社, 1 ~145
- 刘增乾, 李兴振等. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律. 北京: 地质出版社
- 罗本家, 卢亚平, 罗小平等. 1994. 西藏伦坡拉盆地石油地质特征初步认识. 中扬油气勘探, (1), 16 ~21
- 罗建宁, 王小龙, 李永铁等. 2002. 青藏特提斯沉积地质演化. 沉积与特提斯地质, 22 (1), 7 ~15
- 罗金海, 车自成. 2001. 中亚与中国西部侏罗纪沉积盆地的成因分析. 西北大学学报 (自然科学版), 31 (2), 167 ~170
- 莫宣学, 路凤香等. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社, 1993
- 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振等. 1997. 东特提斯地质构造形成演化. 北京: 地质出版社
- 潘桂棠. 1994. 全球洋-陆转换中的特提斯演化. 见: 特提斯地质 (18). 北京: 地质出版社
- 潘裕生. 1994. 青藏高原第五缝合带的发现与论证. 地球物理学报, 37 (2), 184 ~192
- 潘裕生. 1999. 青藏高原的形成与隆升. 地学前缘, 6 (3), 153 ~163
- 潘泽雄. 1994. 西藏伦坡拉盆地构造分析及有利区带评价. 中扬油气勘探, (2), 1 ~12
- 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚等. 1999. 中国及邻区大地构造图简要说明: 从全球看中国大地构造. 北京: 地质出版社
- 任纪舜, 肖黎薇. 2004. 1:25 万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱. 地质通报, 23 (1)
- 施雅风, 李吉均, 李炳元. 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社
- 史晓颖. 1987. 西藏南部聂拉木地区中侏罗统的腕足动物群. 见: 青藏高原地质文集 (18). 北京: 地质出版社,

- 宋有全, 王冠民. 2002. 西藏措勤盆地中、新生代岩相古地理特征. 石油大学学报, 26 (6), 7 ~11
- 谭富文, 潘桂棠, 王剑. 2001. 滇西泥盆纪—三叠纪盆地—山转换过程与特提斯构造演化. 矿物岩石, 21 (3), 179 ~185
- 谭富文, 潘桂棠, 徐强. 羌塘腹地新生代火山岩的地球化学特征与青藏高原隆升. 岩石矿物学杂志, 2000, 19 (2): 121 ~130.
- 谭富文, 王剑, 王小龙等. 2002a. 西藏羌塘盆地——中国油气资源战略选区的首选目标. 沉积与特提斯地质, 22 (1), 16 ~21
- 谭富文, 王剑, 王小龙等. 2002b. 藏北羌塘盆地最大规模沥青脉的发现. 地质通报, 21 (11)
- 谭富文, 王剑, 王小龙等. 2003. 藏北羌塘盆地上侏罗统中硅化木的发现及意义. 地质通报, 23 (12)
- 谭富文, 尹福光, 许效松等. 2000. 楚雄前陆盆地系统的构造单元及沉积标识. 沉积学报, 18 (4), 573 ~579
- 谭富文. 2002c. 云南思茅三叠纪盆地性质与沉积记录. 沉积学报, 20 (4), 560 ~567
- 汤良杰, 贾承造, 皮学军. 2003. 库车前陆褶皱带盐相关构造样式. 中国科学 (D 辑), 33 (1), 38 ~46
- 滕吉文, 张中杰. 1996a. 青藏高原地体划分的地球物理标志研究. 地球物理学报, 39 (5), 629 ~641
- 滕吉文, 张中杰. 1996b. 青藏高原整体隆升与地壳短缩增厚的物理—力学机制研究 (上). 高校地质报, 2 (2), 121 ~133
- 万晓樵. 1992. 白垩纪大洋缺氧事件. 地质科技情报, 11 (1), 35 ~40
- 王成善等. 1985. 西藏羌塘地区的地质特征兼论古特提斯的构造格局. 大自然探索, 4 (12), 75 ~83
- 王成善, 伊海生, 李勇等. 2001. 羌塘盆地地质演化与油气远景评价. 北京: 地质出版社, 184 ~215
- 王成善, 张哨楠. 1996. 青藏高原含油气盆地分析及油气资源预测. 地球科学, 21 (2), 120 ~129
- 王冠民. 2001. 西藏措勤盆地构造沉积演化及含油气远景. 石油学报, 22 (1), 31 ~35
- 王国芝, 王成善. 2001. 西藏羌塘基底变质岩系的解体和时代厘定. 中国科学 (D 辑), 31 (增刊), 77 ~82
- 王鸿祯等. 1990. 中国及邻区构造古地理和生物古地理. 武汉: 中国地质大学出版社
- 王鸿祯等. 1985. 中国古地理图集. 北京: 地质出版社
- 王鸿祯等. 1998. 沉积层序及海平面旋回的分类级别——旋回周期的成因讨论. 现代地质, 12 (1), 1 ~16
- 王建平, 刘彦明, 李秋生等. 2002. 西藏班公湖—丁青蛇绿岩带东段侏罗纪盖层沉积的地层划分. 地质通报, 21 (7), 405 ~410
- 王剑, 谭富文, 王小龙等. 2004. 藏北羌塘盆地早侏罗世—中侏罗世早期沉积构造特征. 沉积学报, 22 (2)
- 王乃文. 1983. 藏北湖区中生代地层发育及其板块构造意义. 见: 青藏高原地质文集 (3). 北京: 地质出版社, 29 ~40
- 王乃文. 1984. 青藏印度古陆及其与华夏古陆的拼合. 见: 中法喜马拉雅考察成果. 北京: 地质出版社
- 王思恩等. 1985. 中国的侏罗系. 见: 中国地层 (11). 北京: 地质出版社
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明等. 1987. 西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社
- 王岫岩, 滕玉洪, 王贵文. 1998. 西藏特提斯构造域及其找油前景. 石油学报, 19 (2), 44 ~48
- 王义刚等. 1974. 侏罗系. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告·地质. 北京: 科学出版社
- 王义刚等. 1980. 喜马拉雅地区地层研究的新认识. 地层学杂志, 4 (1)
- 文世宣. 1979. 西藏北部地层新资料. 地层学杂志, 3 (2), 150 ~156
- 吴功建, 肖序常, 李廷栋. 1989. 青藏高原亚东—格尔木地学断面. 地质学报, 63 (4), 285 ~296
- 吴瑞忠, 陈德全. 1985. 藏北羌塘地区地层系统. 见: 青藏高原地质文集 (9). 北京: 地质出版社, 1 ~32
- 吴瑞忠. 1985. 藏北双湖查桑地区中泥盆统的发现及地质意义. 见: 青藏高原地质文集 (9). 北京: 地质出版社, 33 ~40
- 吴珍汉, 叶培盛, 胡道功. 2003. 青藏高原腹地的地壳变形与构造地貌形成演化过程. 北京: 地质出版社
- 夏代祥. 1986. 班公湖—怒江、雅鲁藏布江缝合带中段演化历程的剖析. 见: 青藏高原论文集 (9). 北京: 地质出版社, 123 ~138
- 肖序常, 李廷栋, 李光岑等. 1988. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论. 见: 中华人民共和国地矿产部地质专报 (5) · 构造地质 (地质力学). 北京: 地质出版社, 35 ~36

- 熊绍柏, 刘宏兵. 1997. 青藏高原西部的地壳结构. 科学通报, 42 (12), 1309 ~1312
- 熊盛青, 周伏洪, 姚正煦等. 2001. 青藏高原中西部航磁调查. 北京: 地质出版社
- 徐珏林等. 1990. 西藏侏罗、白垩、第三纪生物地层. 武汉: 中国地质大学出版社
- 许荣华, 成忠礼等. 1986. 西藏聂拉木群主变质时代的讨论. 岩石学报, 2 (13)
- 杨德明, 李才, 王天武. 2001. 西藏冈底斯东段南北向构造特征与成因. 中国地质, 20 (4), 392 ~397
- 杨杰东. 1988. 锶同位素方法在地层研究中的某些应用介绍. 地质科技情报, 17 (3), 109 ~114
- 叶和飞, 罗建宁等. 1999. 特提斯构造域与油气勘探. 沉积与特提斯地质, 20 (1), 1 ~27
- 易积正, 邓光辉, 张修富. 1996. 藏北羌塘盆地成油气地质条件探讨. 地球科学, 21 (2), 141 ~142
- 阴家润. 1989. 青海南部侏罗纪雁石坪群中半咸水双壳动物群及其古盐度分析. 古生物学报, 28 (4)
- 阴家润. 1990. 青海南部奇异蚌动物群生态环境与时代的探讨. 古生物学报, 29 (3), 284 ~299
- 尹集祥等. 1997. 青藏高原及邻区冈瓦纳相地层地质学. 北京: 地质出版社
- 尹集祥. 1988. 青藏高原南特提斯区地层地质演化轮廓. 见: 中国科学院地质研究所所刊 (3), 北京: 地质出版社, 1 ~25
- 余光明, 王成善, 张哨南等. 1989. 西藏特提斯中生代沉积盆地特征及演化. 中国科学 (B 辑), 9, 982 ~990
- 余光明, 王成善, 张哨楠. 1991. 西藏班公湖-丁青断裂带侏罗纪盆地的特征. 见: 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊 (13). 北京: 地质出版社, 33 ~44
- 余光明, 王成善. 1990. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 地质出版社, 94 ~98
- 张朝军, 田在艺. 1998. 塔里木盆地库车坳陷第三系盐构造与油气. 石油学报, 19 (1), 6 ~10
- 张大钧, 邹家建, 吴远灿. 1997. 西藏伦坡拉盆地中东部油气勘探成果. 西藏地质, (1), 1 ~6
- 张开均, 夏斌, 夏邦栋等. 2003. 冈底斯弧后早白垩世裂谷作用的沉积学证据. 沉积学报, 21 (1), 31 ~36
- 张胜业等. 1996. 西藏羌塘盆地大地电磁测探研究. 地球科学, 21: 198 ~202
- 张以菲, 郑健康. 1994. 青海可可西里及邻区地质概论. 北京: 地震出版社
- 赵金科等. 1976. 珠穆朗玛峰地区侏罗—白垩纪菊石. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告·古生物第三分册. 北京: 科学出版社, 503 ~545
- 赵文津, 赵逊等. 2002. 喜马拉雅和青藏高原深剖面 (INDEPTH) 研究进展. 地质通报, 21 (11), 691 ~700
- 赵政璋, 李永铁, 叶和飞等. 2001a. 青藏高原海相烃源层的油气生成. 北京: 科学出版社, 1 ~634
- 赵政璋, 李永铁, 叶和飞等. 2001b. 青藏高原大地构造特征及盆地演化. 北京: 科学出版社, 1 ~427
- 赵政璋, 李永铁, 叶和飞等. 2001c. 青藏高原地层. 北京: 科学出版社
- 赵政璋, 李永铁, 叶和飞等. 2001d. 青藏高原羌塘盆地石油地质. 北京: 科学出版社, 356 ~367
- 赵政璋, 李永铁, 叶和飞等. 2001e. 青藏高原中生界沉积相及油气储盖层特征. 北京: 科学出版社, 1 ~398
- 郑海翔. 1983. 怒江构造带超基性岩新知——一个完整蛇绿岩套的确定. 青藏高原地质文集 (13). 北京: 地质出版社
- 郑祥身, 边千韬等. 1997. 青海可可西里地区侵入岩的岩石化学特征及其成因意义研究. 岩石学报, 13 (1), 44 ~58
- 郑有业, 许荣科, 何来信等. 2004. 西藏狮泉河蛇绿混杂岩带——一个新的多岛弧盆地系统的厘定及意义. 沉积与特提斯地质, 24 (1), 13 ~20
- 钟大赉等. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社
- 周祥. 1984. 西藏板块构造-建造图及说明书. 北京: 地质出版社, 1 ~20
- Allegre C J, et al. 1984. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. Nature, 307(5946), 17 ~22
- Als Dorf D, Brown L, Nelson D, et al. 1998. Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet Plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles. Tectonics, 17(4), 501 ~519
- Burchfiel B C, Chen Zhiliang, Hodges K V, et al. 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. Geological Society of America, Special paper 269, 1 ~51
- Caffery R, Nabelek J. 1998. Role of oblique convergence in the active deformation of the Himalayas and southern Tibet plateau. Geology, 26, 691 ~694
- Carmalt S W, St. John B. 1986 Giant oil and gas fields, in Halbouty, M. T., Future Petroleum Province of the world. AAPG

- Chen Zhiliang, Liu Yuping, Hodges K V, et al. 1990. The Kangmar dome: A metamorphic core complex in southern Xizang(Tibet) . Science, 250, 1552 ~1556
- Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. Nature, 374, 49 ~52
- Haq B U, Hardenbol J, et al. 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, 1156 ~1166
- Harrison J C. 1995. Tectonics and kinematics of a foreland belt influenced by salt, Arctic Canada. In Jackson M P A, Roberts D G, et al. Salt Tectonics, A global perspective. AAPG Memoir, 65, 379 ~412
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F. 1992. Raising Tibet. Science, 255, 1663 ~1670
- Helen W, Simon T, Simon K, et al. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. Geology, 29(4) , 339 ~342
- Hoffman P F, Dewey J F, Burke K. 1974. Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. In: Dott R H, Shaver R H, et al. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 19, 38 ~55
- Jackson M P, Talbot C J. 1986. External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. Geological Society of America Bulletin, 7(3) , 305 ~323
- Jackson M P, Talbot C J. 1991. A glossary of salt tectonics. Austin Texas: The University of Texas at Austin. Bureau of economic Geological Circular, (3) , 3 ~42
- Klootwijk C T, Conaghan P J, Powell C M. 1985. The Himalayan arc: Large-scale continental subduction, oroclinal bending and backarc spreading. Earth and Planetary Science Letters, 75, 316 ~319
- Kroom D, Steens T N F, Troelstra S R. 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea. Proc. ODP, Sci Results, 17, 257 ~263
- Letouzey J B, Colletta R V. 1995. Evolution of salt-related structures in compressional setting. In: Jackson, M P A, Roberts D G, Snelson S, et al. Salt Tectonics, A global perspective. AAPG Memoir, 65, 41 ~60
- Liu Zhifei, Wang Chengshan, Yi Haisheng, et al. 2003. Magnetostratigraphy of Tertiary sediments from the Hoh Xil Basin: implications for the Cenozoic tectonic history of the Tibetan Plateau. Geophysical Journal International, 154, 233 ~252
- Molnar P, Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. Journal of Geophysical Research, 83, 5361 ~5375
- Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. Rev. Geophysics, 31(4) , 357 ~396
- Mullen E D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett., 62, 53 ~63
- Nelson K D. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH results. Science, 274, 1684 ~1696
- Parrish R, Hodges K V. 1993. Miocene (22 Ma) metamorphism and two stage thrusting in the Greater Himalayan sequence, Annapurna Sanctuary, Nepal. Geol. Soc. Am. Abs. w. Progs., 25, 174
- Pearce J A, Gale G H. 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. Geol. Soc. Spec. Publ., 7, 14 ~24
- Peter M, Blisniuk, Bradley R, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Ma ago. Nature, 412 (9) , 628 ~639
- Quade J C T E, Bowman J R. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the Latest Miocene in north Pakistan. Nature, 342, 163 ~166
- Ratschbacher B. 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision, J. Geophys. Res., 99, 19917 ~19945
- Rowan M G, Jackson M P A. 1999. Salt-related fault families and fault welds in the Northern Gulf of Mexico. AAPG Bulletin, 83 (9) , 1454 ~1484
- Sengr A M C. 1979. mid-mesozoic closure of permo-triassic Tethys and its implications. Nature, 279, 590 ~593

- Seeber L, Pecher A. 1998. Strain partitioning along the Himalayan arc and the Nanga Parbat antiform. *Geology*, 26(9), 791 ~ 794
- Van Wagoner J C, Posamentier H W, Mitchum R M, et al. 1988. An Overview of The Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42, 39 ~46
- Wang Chengshan, Liu Zhifei, Yi Haisheng, et al. 2002. Tertiary crustal shortening and peneplanation in the Hoh Xil region: implications for the tectonic history of the northern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20, 211 ~223
- Yin An, Harrison T M, Ryerson F J, et al. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese Thrust System, southeastern Tibet. *J. Geophys Res.*, 99, 18175 ~18201
- Yin An, Paul A K, Michael A M, et al. 1999. Significant late Neogene east-west extension in northern Tibet. *Geology*, 27(9), 787 ~790

The potential of the oil and gas resources in major sedimentary basins on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau

I. Generalizations

The approaches to the potential of the oil and gas resources in major sedimentary basins on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau are designed to determine the targets for the exploration of the oil and gas resources in the near future on the basis of the integrated analysis of sedimentary basins, tectonics and petroleum geology.

1. Sedimentary basin analysis and petroleum basin selection

The petroliferous basin analysis deals primarily with the sedimentary features, depositional sequences, filling processes and styles of source rocks, reservoir rocks and cap rocks, and evolution of sedimentary basins, including principles and methods for the classification of sedimentary basins; relationship between sedimentary facies and palaeogeography and source rocks, reservoir rocks and cap rocks; relationship between depositional sequences and resource rocks, reservoir rocks and cap rocks, and correlation of petroleum basins. The sedimentary basin analysis enables the improvement of our knowledge of filling styles of stratigraphic sequences, palaeogeographic evolution, sedimentary facies and subfacies (microfacies) distribution, and relationship between filling styles of stratigraphic sequences, sedimentary facies and subfacies (microfacies) distribution and spatio-temporal distribution of resource rocks, reservoir rocks and cap rocks in the basins.

2. Structural deformation and oil and gas preservation

The examination of structural deformation and oil and gas preservation includes: dynamics and nature of sedimentary basins; coupling relations between tectonic events, generation and expulsion of hydrocarbons, and tectonism and oil and gas preservation. The integration of basin dynamics, coupling relations between formation and evolution of individual structural deformational events and generation, migration and accumulation of oil and gas, and intensity and spatio-temporal distribution of tectonic processes may help delineate tectonically less active and optimal stable blocks for the preservation of oil and gas pools, which may be employed as the criteria for the assessment of oil and gas potential.

3. Oil and gas accumulation

The approaches to the possibility of the formation of major oil fields in sedimentary basins are based on the analysis of hydrocarbon-generating conditions and potential, and source-reservoir-caprock associations and hydrocarbon systems in sedimentary basins. The evaluation of petroleum potential and selection of oil and gas prospect areas are based on the integrated study of basin nature, sedimentary facies, source rocks, accommodation space, cap rocks, source-reservoir-caprock associations, oil-gas preservation, as well as palaeouplift, basement rise, basal fault, unconformity, oil and gas seepages (shows), exposure, erosion and burial of target strata in the basin.

II. Regional tectonic settings of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau

The Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau is characterized by the well-defined mosaics of zoned and blocked areas consisting, from the north to the south, of the following first-order tectonic units: Hoh Xil-Jinshajiang suture zone, Qiangtang landmass, Bangong Lake-Nujiang suture zone, Lhasa landmass, Yarlung Zangbo suture zone, and Himalaya landmass.

The Hoh Xil-Jinshajiang suture zone was initiated before the Late Triassic time, and once exercised a major control on the provenances and deposition of the Qiangtang Basin south of it. The ophiolites in the suture zone were generated during the Early Carboniferous to Early Permian. The oceanic basin became open prior to the Early Carboniferous, and closed during the latest Late Permian to the beginning of the Early Triassic. These geological events led to the formation of the regional angular unconformities between the Triassic and Permian strata, and missing of the Middle and Lower Triassic strata.

The disintegration of the Bangong Lake-Nujiang suture zone started during the Late Triassic and thereafter the rift-type deposits came into being. The limited oceanic crust occurred in the marginal sea basins during the Early and Middle Jurassic, and the Bangong-Nujiang oceanic basin was closed during the Late Jurassic. The uplifting and erosion occurred over a wide area of southern Qiangtang. At the southern end of the suture zone, the Early Cretaceous mixed continental-marine deposits are overlain unconformably upon the ophiolites.

The oceanic basin corresponding to the Yarlung Zangbo suture zone became open during the Late Triassic, subducted northwards roughly during the Early Cretaceous, and closed prior to the Late Cretaceous to Miocene times.

The Qiangtang basin lies between the Hoh Xil-Jinshajiang and Bangong Lake-Nujiang suture zones, with a total area of $18 \times 10^4 \text{ km}^2$. The basin lay unconformably upon the Devonian-Permian structural layers during the Mesozoic, with a thickness of more than 8000 m. The Qiangtang basin is a composite basin: a foreland basin during the Triassic, and continental-margin rift-depression basin during the Jurassic-Early Cretaceous rather than a foreland basin during the Jurassic as suggested before. The target strata for petroleum exploration are mostly made up of the Jurassic and Upper Triassic strata in the Qiangtang Basin.

The Coqen Basin is located in the northwestern part of the Lhasa landmass, and overlain upon the Upper Palaeozoic basement, bounded by the Bangong Lake-Nujiang suture zone on the

north and Gangdise volcanic-magmatic arc on the south, with a total area of about $10 \times 10^4 \text{ km}^2$. The basin consists of two second-order tectonic units: northern depression zone and southern uplifted area. The Lower Cretaceous strata are believed to be the target strata for the petroleum exploration in the basin.

The Gamba-Tingri basin lies upon the Himalaya landmass south of the Yarlung Zangbo suture zone, bounded by the Tingri-Lhozhag fault on the north and adjoined to the Himalayan crystalline rock series on the south, with a total area of about $1.5 \times 10^4 \text{ km}^2$. There are thick and laterally extensive Palaeozoic-Paleogene deposits in the basin. The target strata are dominantly composed of the Triassic, Jurassic and Cretaceous strata in the basin.

The Lunpola Basin as a fault basin is located within the Bangong Lake-Nujiang suture zone, with a total area of about $0.35 \times 10^4 \text{ km}^2$, and filled by the Cenozoic deposits with a thickness of more than 5000 m. The target strata consist significantly of Paleogene continental deposits in the basin.

III. Sedimentary sequences and dynamics of the Qiangtang Basin

The following aspects have been outlined according to the data on tectonics, sedimentary sequences and dynamics, sedimentary facies (subfacies), palaeogeography, palaeocurrents, provenances and volcanic activity in the basin.

The Qiangtang Basin may be divided into four secondary tectonic units: Hoh Xil fold-thrust zone, North Qiangtang depression, Central uplift (or buried uplift), and South Qiangtang depression.

Prior to the Bajocian (Middle Jurassic), the North and South Qiangtang depressions were apparently separated by the Central uplift, and two suites of isolated stratigraphic sequences were laid down. The Lower and Middle Triassic strata appear only in northern Qiangtang, consisting of a succession of littoral and shallow-marine clastic-carbonate rocks associations. The Upper Triassic strata in northern Qiangtang are grouped into the Xiaocaka Formation, which is represented by a succession of shallowing-upward carbonate rocks and clastic rocks with coal seams in the absence of the upper Rhaetian strata, while those in southern Qiangtang are assigned to the Rigain Punco Group, which is represented by a succession of deepening-upward coarse clastic rocks intercalated with volcanic rocks, carbonate rocks and fine clastic rocks intercalated with marl.

During the Early Jurassic to the Bajocian stage of the Middle Jurassic, the South Qiangtang depression is dominated by a succession of shallow-marine and shelf fine-grained clastic rocks, which overlie conformably the Triassic strata. The North Qiangtang depression is dominated by a succession of continental-margin nearshore lacustrine clastic rocks with abundant volcanic deposits in the lower part, which overlie unconformably the underlying strata in the absence of basal deposits. After the Bajocian, the North and South Qiangtang depressions began to be connected together. The Jurassic and Lower Cretaceous strata are composed of cyclic sequences of marine carbonate rocks-clastic rocks-carbonate rocks-clastic rocks within a continuous spectrum of sedimentary facies. The most parts of the depressions are starved of the Upper Cretaceous strata. During the

Paleogene, the depressions were filled by widespread but less stable inland fluvial and lacustrine clastic rocks intercalated with gypsum and volcanic rocks.

The oil shales from the formerly Muggar Kangri Group north of Gerze county town, Quse Formation and Binor Lake in Sewa in the South Qiangtang depression are assigned, without exception, to the Lower Jurassic strata, whereas the upper member of the Sogwa Formation, Xueshan Formation, Zhaworong Formation and Bailongbing River Formation in the North Qiangtang depression to the latest Jurassic - Early Cretaceous strata which, unlike the previous stratigraphic classification, should belong to the synchronous and heteropic deposits.

The Mesozoic sedimentary systems in the Qiangtang Basin are composed of eight sedimentary systems, i. e. alluvial fan, fluvial, lacustrine, delta, carbonate ramp, barriered coastal carbonate rocks, nonbarriered coastal-shallow sea, and volcanoclastic sedimentary systems and twenty-three sedimentary facies and subfacies.

The Mesozoic deposits in the Qiangtang Basin are mainly derived from orogenic zones, locally from the basin in itself or peripheral cratonic continental masses, and have nothing to do with magmatic arcs. The Central uplift and Hoh Xil orogenic zone in the northern part of the basin may also be considered as the main provenances during the Mesozoic.

In the light of the data from more than 160 stratigraphic sections, a number of sedimentary facies and palaeogeographic maps, isopach maps, isoline maps have been constructed for the Late Triassic, Toarcian stage of the Early Jurassic, Bajocian, Bathonian and Callovian stages of the Middle Jurassic, and Oxfordian and Kimmeridgian stages of the Late Jurassic, and Berriasian stage of the Late Jurassic - Early Cretaceous.

Six second-order sequences have been distinguished for the Mesozoic strata in the Qiangtang Basin. The examination of internal architectures, sea-level changes and genesis of the sedimentary sequences shows that during the Jurassic, the sea-level changes in the basin were strikingly similar to those on the globe with less tectonic effects, and the basin has the features of a passive continental-margin basin.

The Qiangtang Basin behaved as a foreland basin only in the Triassic, and the main part of the foreland basin in northern Qiangtang looks like a half-graben basin being shallower in the south and deeper in the north. The depositional records are lacking in southern Qiangtang. During the Jurassic, there were gradations of the basin from a foreland basin to a passive continental-margin rift-depression basin in response to the opening of the Bangong-Nujiang oceanic basin.

The evidences in favour of the Qiangtang Basin as a passive continental-margin rift-depression basin during the Jurassic are outlined as follows. (a) The sediments in the basin occur as a overlapping-northward wedge being thinner in the north and thicker in the south. Further south, the basin is close to the Bangong-Nujiang oceanic basin. (b) The substantial changes took place in the nature of the basin during the Jurassic as indicated by dynamics, geometry, depocentre, palaeogeographic features, sediment supply and palaeocurrents in the basin. (c) The basin was formed against the intensional setting. In the early stage, volcanic activities were widely developed, locally resulting in the formation of bimodal volcanic rocks. (d) The basement of the basin

displays a graben-horst structure: rapidly deposited coarse clastic rocks at the base; stable carbonate rocks in the middle part, and red coarse clastic rocks in the upper part. (e) There was no obvious compressional orogenic control on the basin sediments during the individual depositional stages of the basin.

IV. Geotectonic dynamics and their effects on oil and gas accumulation in the Qiangtang Basin

This part of the book deals, in detail, with tectonic settings, structural styles and phases, tectonic intensity, spatial distribution of tectonic units, relationship between the formation of giant folded structures and oil and gas accumulation, and relationship between neotectonic deformation and oil and gas preservation in the Qiangtang Basin.

(1) The basement and cover of the basin may be divided into five first-order tectonic units and seven second-order tectonic units on the basis of depositional characteristics, structural deformation and styles, referenced to aeromagnetic, gravitational, magnetotelluric and seismic data.

(2) Giant folded structures are well developed in the Qiangtang basin. The axis of folded structures are generally oriented EW. The folds are relatively dense along the northern and southern boundaries and both sides of the Central uplift of the basin, and less dense in the central part of northern and southern Qiangtang depressions. These giant folded structures were formed chiefly during the latest Jurassic to the beginning of the Cretaceous.

(3) Six groups of faults are recognized in the basin, directing towards EW, NWW, NEE, NW, NE and NS, of which the EW-, NWW-, NEE-oriented faults are best developed. The faulting was initiated during the late Indosinian-early Yanshanian, culminated during the middle and late Yanshanian-middle Himalayan. The reworking and superimposition occurred during the late Himalayan. It is inferred that the giant nappe structures were formed posterior to the Late Jurassic and prior to the Oligocene.

(4) The Upper Triassic source rocks in southern Qiangtang Basin entered into the culmination of oil generation during the Middle Jurassic, and the same things for the Biqu and Sogwa Formations occurred only during the latest Jurassic. This may coincide with the ages for the formation of Indosinian giant traps, and thus has demonstrated that the ages of generation and migration of hydrocarbons from the source rocks may be compared to those for the formation of giant traps.

(5) The gypsolithes crop out as salt domes on a large scale in the Qiangtang Basin, and the gypseous strata in the basin have been indentified into three “ structural-stratigraphic ” sequences, i. e. subsaltbody, salt-bed and supersaltbody sequences. In the supersaltbody sequences, the salt-related structures and traps are composed of sliding anticlines, thrust folds, suprasalt thrust and so on; In the salt-bed sequences, the salt-related structures and traps include salt domes, allochthonous salt sheets, intersalt fault-fold structures, intersalt thrust structures and so on, and in the subsaltbody sequences, the salt-related structures and traps are assembled by back thrust blocks and fault-fold traps, double thrust structures and so on. These gypsolithes and salt-related structures may exercise an important effect or control on structural styles and oil and gas accumu-

lation in the basin.

(6) The neotectonism in the basin has the features of early folding, thrusting and deformation, and late extension and deformation. The northern and southern suture zones and central uplift are subjected to intensely reworking, while the central parts of the northern and southern depressions weakly reworking; these parts are dominated by wide and gentle synclinoria and broad anticlines, and small faults. The secondary generation and expulsion of hydrocarbons in the basin appeared mostly at the end of the late Himalayan neotectonic folding-thrusting and deformation. The Cenozoic folds may well be the sites for the secondary generation of hydrocarbons in the basin.

V. The potential of oil and gas resources in the Qiangtang Basin

1. Correlation of the oil and gas potential in the Qiangtang and Karakumy Basins

The comparative study has been made for the Qiangtang and Karakumy Basins. The Karakum Basin located in the conjunction of southern Uzbekistan, eastern Turkmenistan and northern Afghanistan is known as a most important petroleum basin in central Asia. The basin is very similar to the Qiangtang Basin in basin nature, tectonic setting, internal structures, sedimentary-tectonic evolution and source rocks. Viewed from the petroleum geology, the source rocks and cap rocks in the Qiangtang Basin are even better than those in the Karakum Basin except poor reservoir quality in the Qiangtang Basin. For this reason, the Qiangtang Basin may be a locus for the formation of giant oil fields, especially giant gas fields.

2. Hydrocarbon generation in the Qiangtang Basin

(1) The Mesozoic source rocks are well developed in the Qiangtang Basin, and consist mostly of the Upper Jurassic Sogwa Formation, Middle Jurassic Gyari and Biqu Formations, and Upper Triassic Xiaocaka Formation, all of which appear largely in the middle parts of North or South Qiangtang depressions. The source rocks have long been best developed in the middle part of the South Qiangtang depression at the maturity to high-maturity levels, and thus are highly prospective. Three production peaks may be identified for the North Qiangtang depression, i. e. Late Triassic, Bathonian stage of the Middle Jurassic, and Oxfordian-Kimmeridgian stage of the Late Jurassic in the North Qiangtang depression, where the source rocks are also at the high-maturity to overmaturity levels, and thus highly prospective as well.

(2) The red algae are believed to be the principal hydrocarbon-generating organisms (II₁-type organic matter) in the source rocks of the Middle and Upper Jurassic carbonate platform facies. In the Upper Triassic deltaic coal measures as the source rocks, the hydrocarbon-generating organisms (II₂- to III-type organic matter) are dominantly composed of red algae, brown algae and terrestrial plants.

(3) The maturity of organic matter from the source rocks is progressively increasing from the center to the periphery of the Qiangtang Basin: at the lower maturity levels in the central part,

and at the maturity, high-maturity and overmaturity levels along the margins of the basin. Vertically, the organic matter becomes progressively mature in response to the changes of the strata from the new ones to the old ones.

(4) The fission-track age determinations for the Upper Triassic sandstones from the western, central and eastern parts of the Qiangtang Basin have disclosed that the Xiaocaka Formation sandstones entered into the oil-generation stage during the middle Middle Jurassic, into the production peak during the Late Jurassic, into the condensation oil-wet gas stage during the latest Late Jurassic, and at the present time into the dry gas stage. The Qoimaco Formation strata entered into the oil-generation stage during the early Late Jurassic, into the production peak during the middle Late Jurassic, into the condensation oil-wet gas stage during the late Late Jurassic, and at the present time into the condensation oil-wet gas stage. The strata in the Gyari and Biqu Formations entered into the production peak during the late Late Jurassic, and at the present time into the final stage for oil generation. The Sogwa Formation strata entered into the oil-generation stage during the late Late Jurassic, and at the present time at the low-maturity levels and into oil-generation stages.

(5) The correlation of oil and source rocks in the Qiangtang Basin enables the recognition of more than 200 oil and gas shows and two ancient oil pools derived mainly from mudstone and oil shale intervals of the Middle Jurassic Gyari Formation and Upper Jurassic Sogwa Formation, implying that the source rocks in the underlying Triassic strata and Biqu Formation strata are prolific both in oil and gas.

(6) The development of source rocks and planar distribution of organic matter maturity indicate that the eastern South Qiangtang depression and the northern and southern sides of the Central uplift are believed to be preferential localities for the source rocks in the Qiangtang Basin.

3. Reservoir rocks in the Qiangtang Basin

The reservoir rocks in the Qiangtang Basin consist dominantly of fine-grained siltstone, crystalline limestone, reefal limestone, grainstone and dolostone. Stratigraphically, the clastic reservoir rocks are confined to the Xiaocaka, Qoimaco and Gyari Formations, whereas the carbonate reservoir rocks are developed in the Xiaocaka and Biqu Formations and the lower member of the Sogwa Formation.

The sample analysis shows that in general, the reservoir rocks in the basin are nearly dense rocks, and thus have poor physical properties. The dolomitization may greatly improve the reservoir quality of the reservoir rocks. For this reason, the dolostones may serve as the significant reservoir rocks in the basin.

The optimal areas of reservoir rocks in the basin are concentrated on the northern slope of the western palaeouplift, northern and southern sides of the Central uplift and slope area in northeastern basin such as Shuanghu, Tumain, Jinxing Lake and Qoimaco-Zurhen Ul regions.

4. Cap rocks in the Qiangtang Basin

The cap rocks in the Qiangtang Basin are made up of mudstone, gypsolith and limestone,

and may be traced back to the Bajocian (Qoimaco Formation) , Callovian (Gyari Formaiton) and Tithonian-Berriasian (the upper member of the Sogwa Formation and Xueshan Formation) . All these cap rocks have tremendous thickness and good sealing quality.

5. Source-reservoir-caprock associations in the Qiangtang Basin

Four suites of source-reservoir-caprock associations are recognized on the basis of development and spatial arrangement of the source rocks, reservoir rocks and cap rocks in the Mesozoic strata of the Qiangtang Basin, including Association I represented by the Upper Triassic Xiaocaka Formation and Lower Jurassic Quse Formation; Association II represented by the Lower Jurassic Quse Formation and Middle Jurassic Qoimaco Formation; Association III represented by the Middle Jurassic Biqu and Gyari Formations, and Association IV represented by the Upper Jurassic Sogwa and Xueshan Formations, of which Association III is best and Association IV secondary. The optimal areas of the source-reservoir-caprock associations include the middle and eastern parts of the North and South Qiangtang depressions, especially the boundary between these depressions and Central uplift zone.

6. Hydrocarbon systems and resources in the Qiangtang Basin

Ten hydrocarbon systems have been distinguished for the Qiangtang Basin, including four in the South Qiangtang depression, i. e. Sogwa Formation-Sogwa Formation, Gyari Formation-Biqu Formation, Biqu Formation-Biqu Formation and Xiaocaka Formation-Xiaocaka Formation, and three in the eastern North Qiangtang depression and three in the western North Qiangtang depression, i. e. Sogwa Formation-Sogwa Formation, Biqu Formation-Biqu Formation and Xiaocaka Formation-Xiaocaka Formation. The hydrocarbon systems in the Sogwa Formation are not available because of widespread exposure of the strata in the basin.

The total oil resources in the hydrocarbon systems of the Qiangtang Basin amount to 11330 million tons, of which 6840 million tons in the Xiaocaka Formation-Xiaocaka Formation hydrocarbon system where natural gas is dominated, 4261 million tons in the Biqu Formation-Biqu Formation hydrocarbon system where oil is dominated, making up more than 94% of the total oil resources, and 229 million tons in the Gyari Formation-Biqu Formation hydrocarbon system.

About 3608 million tons of the total oil resources are found in the hydrocarbon systems in the western part of the North Qiangtang depression where natural gas is dominated; 5037 million tons in the eastern part of the North Qiangtang depression: 2109 million tons for oil and 2928 million tons for natural gas; 2685 million tons in the South Qiangtang depression: 1699 million tons for oil and 986 million tons for natural gas. It can be seen that the South Qiangtang depression and the eastern part of the North Qiangtang depression should be delineated as the targets for the purpose of oil exploration. In this case, the Biqu Formation may be selected as a good example.

7. Assessment of oil and gas resources and delineation of target areas in the Qiangtang Basin

Five hydrocarbon exploration prospects have been delineated on the basis of the integration of the basinwide sedimentary facies, source rocks, reservoir rocks, cap rocks and preservation of oil and gas resources. They are: Province A, i. e. the Tupoco-Bandaohu prospect; Province B, i. e. Burogco-Nadigangri prospect; Province C, i. e. Baidoico-Angdarco prospect; Province D, i. e. Tuco-Tumain prospect, and Province E, i. e. Qoimaco prospect, of which the Longweico region in Province B, Baidoico and Long'eni-Angdarco regions in Province C, Tonamu-Shenggen and Dachoma regions in Province D are selected as the key targets for the exploration of oil and gas resources on the Qinghai-Xizang Plateau in the near future.

VI. Oil and gas geology of the Coqen basin

Recent progress in basin stratigraphy, depositional-filling frameworks, source-reservoir-caprock associations and assessment of oil and gas resources has been made with the aid of the examination of tectonic settings, general framework and basement of the basin, intrabasinal igneous rocks, referenced to the previous data.

(1) Redivision of the stratigraphic provinces. The strata in the Risum-Jaggang zone formerly assigned to the Muggar Kangri subprovince are now assigned to the Risum-Ge 'gyai-Tarico subprovince. The vertical and lateral changes of lithostratigraphic and biostratigraphic features in various periods are described in detail.

(2) Examination of sedimentary systems, depositional sequences, sedimentary facies and palaeogeography enables the compilation of the Middle Jurassic Early Cretaceous sedimentary facies and palaeogeographic maps. The Mesozoic and Cenozoic strata in the Coqen Basin are built up of three sedimentary systems sets and eight systems tracts that may be subdivided into many sedimentary facies and subfacies. The Middle Late Jurassic to Early Cretaceous strata consist of two second-order sequences and thirteen third-order sequences. More precisely, the Middle Late Jurassic strata are made up of one second-order sequence and six third-order sequences, with a time span of 40 Ma, while the Early Cretaceous strata are involved in one second-order sequence and seven third-order sequences, with a time span of 39 Ma.

(3) Identification of the Qiekan-Goicang-Asog central rift zone that is interpreted as the facies-control structures in the Coqen Basin during the Mesozoic. The depositional-filling processes, palaeogeographic frameworks, organic reefs, and source-reservoir-caprock associations display a nearly symmetrical alignment around the rift centers on the northern and southern sides of the central rift zone, respectively.

(4) Examination of sediment distribution, filling sequences, tectonic settings of provenances, and distribution and attributes of intrabasinal igneous rocks resulted in the conclusion that the Mesozoic Coqen Basin is a composite basin composed of the Middle-Late Jurassic rift basin and Early Cretaceous double back-arc rift basin.

(5) Examination of distribution of source rocks, reservoir rocks and cap rocks, organic car-

bon contents in the source rocks, and physical properties of the reservoir rocks. Judged from the planar distribution, the source rocks in the Coqen Basin are largely aligned on both the northern and southern sides of the central rift zone. Vertically, the source rocks consist dominantly of the Lower Cretaceous Langshan Formation limestones and carbonaceous mudstones and shales in the Lower part of the Lower Cretaceous Doini Formation. The organic matter contents are relatively high in the Langshan Formation limestones which may be defined as the source rocks with moderate to poor hydrocarbon-generating potential; the source rocks with good hydrocarbon-generating potential and a greater thickness occur only in local parts. Since higher organic matter abundances of the carbonaceous mudstone and shale in the Lower part of the Lower Cretaceous Doini Formation, these rocks may be considered as the source rocks with good hydrocarbon-generating potential and less thickness. The organic matter maturity in the basin is now at the maturity and high-maturity levels. The effective reservoir rocks appear mostly along the both sides of the central rift zone of the basin. The clastic reservoirs occur mostly in the Middle-Upper Jurassic and lower Lower Cretaceous strata, and the Langshan Formation carbonate reservoirs in the upper part of the Lower Cretaceous strata. These reservoir rocks are typical of low porosity and permeability or dense reservoir beds.

(6) Identification of three suites of source-reservoir-caprock associations in the basinwide strata. These associations include: (i) the Langshan Formation (Association III) of the self-generation and self-reservoir, where the source rocks, reservoir rocks and cap rocks are all developed in the carbonate rocks; (ii) the middle and upper parts of the Doini Formation (Association II) , where the source rocks are dominated by carbonate rocks, the reservoir rocks by both carbonate rocks and clastic rocks, and cap rocks by mudstone. (iii) the lower part of the Doini Formation (Association I) , where the delta-shallow marine clastic rocks are accentuated. The traps are well developed in the whole basin, and contain mainly anticlinal traps and fault traps. The ages of these structural traps are well compared with the time duration of generation of hydrocarbons in the basin.

(7) Delineation of the exploration prospects of oil and gas resources. The delineation of the exploration prospects of oil and gas resources is based on the distribution of the source-reservoir-caprock associations and traps. The potential exploration prospects lie mostly in the depressions along the northern and southern sides of the central rift zone, especially in the Lower Cretaceous Langshan Formation in the Lagkorco-Asu zone and Sekarco-Marme zone.

VII. Petroleum geology of the Gamba-Tingri Basin

1. Sedimentary features and evolution of the Gamba-Tingri Basin

Sedimentary features, sequence stratigraphic framework, sedimentary facies and palaeogeographic framework and basin evolution are systematically treated with the aid of pre-existing stratigraphic data from the Gamba-Tingri Basin.

(1) The formerly Gucuocun Formation as the transitional beds between the Jurassic and Cre-

taceous strata should be assigned to the base of the Cretaceous strata or to the Lower Cretaceous strata together with the Dongshan and Chaqiela Formations in Gamba. The Cunkou and Zongshan Formations also in Gamba should be assigned to the Upper Cretaceous strata.

(2) The sequence stratigraphic division has been made for the Mesozoic and Cenozoic strata, and fifteen third-order sequences have been distinguished and described on the basis of basin evolution and global sea-level changes.

(3) Eleven sedimentary facies types are recognized for the basin, and may be grouped into four types of sedimentary facies models including stable littoral-shelf-slope and basin clastic rocks models; mixed littoral-carbonate ramp-slope and basin facies models; carbonate ramp-fault basin-slope and basin facies models, and restricted platform-open carbonate platform-platform-margin shoal facies models.

(4) Ten sheets of sedimentary facies and palaeogeographic maps are constructed for the basin, including the Tulong, Qulonggongba and Derirong stages of the Triassic, Nienixiongla and Menkardun stages of the Jurassic, Early Cretaceous, Cunkou and Zongshan stages of the Late Cretaceous, Jidula and Zongpu stages of the Paleogene. The littoral and shallow marine deposits are accentuated in the Triassic-Neogene deposits in the Tingri-Gamba Basin; only part of slope and basin deposits appear in the northern part of the basin. The continental slope deposits and contourites defined by the previous workers should be assigned to the shelf underflow deposits or fault basin deposits.

(5) The Gamba-Tingri Basin has spanned the following evolutionary stages: a passive continental marginal basin during the early Late Cretaceous, a foreland basin during the late Late Cretaceous, and a post-uplift cratonic basin during the Paleogene.

2. Petroleum geology of the Gamba-Tingri Basin

(1) The examination of the source rocks, reservoir rocks and cap rocks in the basin resulted in the following observations. The source rocks in the basin may be recognized in the Triassic, Jurassic, Cretaceous and Paleogene strata, and consist of grayish black mudstone, shale and micritic limestone. The organic matter maturities are now at the high-maturity and overmaturity levels. The reservoir rocks are composed dominantly of the clastic rocks, and the carbonate reservoirs appear only in local intervals. All of them are Jurassic, Cretaceous, Triassic and Paleogene in age. The source-reservoir-caprock associations from the Dongshan Formation (source rocks) and its overlying Paleogene strata (reservoir rocks and cap rocks) represent optimal hydrocarbon systems in the basin.

(2) Integration of neotectonism and oil and gas preservation indicates that the Tingri synclinorium in the western part of the basin and Gamba-Doina synclinorium in the eastern part of the basin may be host to a number of oil and gas fields. The best example of target areas should be delineated in the Gamba-Doqenco zone, where the target beds are well preserved, and anticline traps well developed.

VIII. Oil and gas geology of the Lunpola Basin

(1) The emphasis focuses on the development and distribution of the source rocks, reservoir rocks and cap rocks in the Lunpola Basin. The dark rock series occur as main source rocks in the basin, including grey mudstone, grayish black shale and oil shale hosted largely in the second and third members of the Niubao Formation, and first member of the Dengqenhu Formation in the central depression zone of east-central part of the basin. The maximum organic matter contents have been detected in the deep-lake sediments. The reservoir rocks are involved in the clastic rocks, carbonate rocks and tuff, of which channel, delta and basin-floor fan sandstones have optimal physical properties. The source rocks occur also as cap rocks in the basin.

(2) The oil and gas shows are closely bound up with the conditions for the preservation of oil and gas. Although abundant oil and gas shows appear in the western and northern parts of the basin, the oil and gas are generally poorly preserved. The central depression zone with well-sealed target strata may serve as an excellent locus for the preservation of oil and gas.

(3) Approaches to the relationship between the source-reservoir-caprock associations and the entrapment and migration of oil and gas enable the delineation of exploration prospects located in the overthrust zone in the northern part of the basin, Jiangri 'aco and northern Paco regions in the central depression zone, and Jiangri 'aco, Jiangjiaco and southern Paco regions north of the Lunpola-Changshan fault.