

昌都盆地
三叠纪层序地层与沉积演化

彭勇民 刘家铎 罗建宁 著

地质出版社

· 北京 ·

内 容 提 要

本书基于弧-盆体系框架, 试图建立汇聚背景下的三叠纪层序地层等时格架; 各体系域中的火山岩厚度变化曲线与相对海平面升降曲线的一致性特征暗示火山作用与相对海平面变化有着内在的成因联系。本书总结出了弧-盆体系中层序地层主控因素相互作用规律, 重建了自早三叠世印度期至晚三叠世瑞替期的7张岩相古地理图, 揭示出一个类似于现今印度尼西亚岛、海格局的古地理演化过程; 深化弧-盆体系的细结构研究阐明了江达、阿中岛弧与生达残留弧后盆地发生、发展与消亡的全过程。

本书可供从事地质、沉积、石油等专业的地质工作者及学生参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

昌都盆地三叠纪层序地层与沉积演化 / 彭勇民等著 .
—北京: 地质出版社, 2005. 11
ISBN 7 - 116 - 04663 - 1

. 昌... . 彭... . 三叠纪-盆地-地层层
序-研究-昌都地区 三叠纪-盆地-沉积构造-研究
-昌都地区 . P535. 275. 2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2005) 第 124761 号

责任编辑: 孙亚芸

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) 82324573 (编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@ gph.com.cn

传 真: (010) 82310759

印 刷: 北京长宁印刷厂

开 本: 787 mm× 1092 mm^{1/16}

印 张: 5.5

字 数: 131 千字

印 数: 1—500 册

版 次: 2005 年 11 月北京第一版·第一次印刷

定 价: 16.00 元

ISBN 7 - 116 - 04663 - 1 / P · 2623

(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

本书是国土资源部“九五”资源与环境重大科技攻关项目的子课题“昌都盆地演化及其成矿条件研究”（编号：950200105）的最终研究成果之一，它是集体智慧的结晶。

本书运用现代沉积学理论与新方法、层序地层学理论与新方法，通过昌都地区弧-盆体系即岛弧与弧后盆地层序地层的研究，建立了三叠纪层序地层格架，初步总结了弧-盆体系中层序地层主控因素相互作用的规律，重建了岛弧区的构造沉降动力学过程，阐明了沉积盆地演化过程。

本书提供了在活动大陆边缘的地质背景中进行层序地层划分与对比的解决方案，尤其是火山-沉积作用与三级层序界面、体系域、沉积体系或沉积相、盆山耦合等相互关系的研究成果可供借鉴。

在本书写作过程中，得到了“九五”三江项目办公室与“昌都盆地形成演化及其成矿条件”课题组的支持和帮助。衷心感谢前人辛勤的工作与研究成果，是他们的工作为本书的完成打下了很好的基础。感谢成都地质矿产研究所潘桂棠研究员在弧-盆体系研究中所做的创造性工作；感谢杜德勋研究员、汪名杰研究员、朱忠发研究员、李兴振研究员等提出的宝贵意见；感谢王剑研究员、牟传龙研究员与徐强研究员等的指导。感谢成都理工大学曾允孚教授、陈洪德教授、田景春教授与郑荣才教授等的无微不至的关怀与指导。感谢我夫人穆同雨在书稿录入与插图制作方面所付出的辛勤劳动，以及成都地质矿产研究所文印部的关心与支持。尤其要感谢领导和同事的热情关心，还要感谢在书稿写作过程曾给予我帮助的每一位同志。

彭勇民

2005年6月于北京

目 录

1	绪论	(1)
1.1	岛弧与弧后盆地层序地层研究现状与趋势	(1)
1.2	研究程度与存在问题	(2)
1.3	研究思路、技术路线和方法	(3)
2	研究区地质特征	(4)
2.1	地层划分与对比	(4)
2.2	大地构造格架与弧-盆体系	(10)
3	沉积相	(17)
3.1	沉积相与沉积体系划分	(17)
3.2	陆相-海岸陆屑沉积	(17)
3.3	碎屑陆架沉积	(21)
3.4	深水陆源碎屑沉积	(22)
3.5	浅水与深水碳酸盐沉积	(23)
3.6	深水火山碎屑沉积	(29)
4	岩相古地理	(37)
4.1	古地理格架	(37)
4.2	岩相古地理演化	(37)
5	层序地层特征	(44)
5.1	岛弧(弧内)盆地层序地层	(44)
5.2	生达残留弧后盆地层序地层	(49)
5.3	昌都-类乌齐克拉通盆地层序地层	(54)
5.4	层序地层划分与对比	(56)
5.5	海平面变化	(61)
5.6	层序形成机制	(62)
6	沉积盆地演化	(64)
6.1	沉积盆地类型	(64)
6.2	沉积盆地演化	(65)
7	结论	(75)
	参考文献	(77)
	英文摘要	(81)

1 绪论

昌都地区在地理位置上位于三江地区北段，地跨川西、藏东及青海省南部。北起生达—甲桑卡一线，南至德钦—扎玉一带，东以金沙江结合带为界，西临怒江结合带。大致范围在东经 $96^{\circ}30' \sim 98^{\circ}45'$ ，北纬 $28^{\circ}40' \sim 32^{\circ}20'$ ，南北长 350 km，东西宽 170 ~200 km，面积约 $4.8 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

在构造位置上，该区属东特提斯构造域三江地区东段，受印度板块与欧亚板块作用的影响，产生了极端复杂和多样的地质构造，造就了十分有利的成矿条件，形成了我国重要的有色金属与贵金属成矿远景区。该区也是研究全球构造与大陆动力学的关键地区之一。

1.1 岛弧与弧后盆地层序地层研究现状与趋势

与活跃的被动边缘盆地层序地层 (Vail, 1977; Posamentier, 1988; Haq, 1988; Sarg, 1988; Sangree, 1990 等) 和前陆盆地层序地层 (Swift 等, 1987; Blair, 1988; Brett 等, 1990; Martinsen 等, 1993; 刘宝珺等, 1993; 曾允孚等, 1993; 陈洪德等, 1994; 许效松等, 1993; 1996; 牟传龙等, 1997) 的研究不同，聚合背景下的岛弧与弧后盆地层序地层分析显得不够。自 20 世纪 80 年代末至 90 年代以来，有关在环太平洋边缘海盆地 (弧后盆地) 开展层序地层研究的文章逐渐多起来。Sabry 与 Hassan (1990) 在研究了加拿大的 Jeanne D'Arc 盆地的一套早白垩世潮控三角洲碎屑岩之后，建立了堆积在这个盆地中的沉积地层的层序地层框架，提出了 2 个层序和 4 个好的储层。Lohmar (1991) 在活动边缘 San Diego 弧后盆地中将一套具成因联系的陆棚至斜坡相的沉积物放置于 3 个层序中。荒户等 (1994) 在位于日本岛弧西侧的沉积有上新统以来的海相—陆相碎屑岩类的新瀉弧后区划分出 13 个层序。而 Dolkowski 等 (1992) 运用层序地层学知识，提出了 Queensland 岛的 Bowen 三叠纪盆地从弧后盆地演化到弧背前陆盆地的发展过程。Kartanegara 等 (1996) 在以油气勘探为目的的东印度尼西亚中生代三角洲至深海相弧后盆地中，建立了 7 个层序。Valasek 等 (1995) 在开展南美科迪勒拉带东北秘鲁弧后盆地层序地层学研究时，确定了 7 个层序。王嘹亮等 (1997) 在南海西南部万安盆地的一套更新世以来的碎屑岩夹灰岩沉积层序中，划分出 14 个层序，并认为海平面变化是层序形成的主控因素。另外，李思田、龚再升 (1997) 等学者也对南海边缘海盆地进行过细致研究。现有的研究资料表明，关于弧后盆地层序地层形成的主控因素存在两种观点：全球海平面变化起主要作用 (Sabry 等, 1990; Lohmar, 1991; Yang 等, 1992; Dolkowski 等, 1992; Valasek 等, 1996); 构造与海平面相互作用 (Macdonald, 1991; Nester, 1993; 荒户等, 1994; Kartanegara 等, 1996)。但是，Seyfride (1991) 在分析尼加拉瓜弧前盆地层序地层特征后，强调构造、火山活动与全球海平面变化相互作用对沉积作用的影响。Robert-

son 等 (1991) 在研究塞浦路斯晚第三纪岛弧盆地的层序基础上, 将相对海平面变化曲线与 Haq (1988) 的全球海平面变化曲线相对比, 区别出哪些层序主要受构造控制的新思路便是这方面的尝试。总体来看, 前人没有对典型造山带弧后盆地层序形成的主控因素进行深入研究。近年来, 南海盆地的巨大油气资源和被认为是残留弧后盆地的塔里木油气聚宝盆 (Hsu, 1993) 正引起人们对弧后盆地研究的强烈兴趣。

青藏高原是大陆地质研究的天然实验室。处于高原东部的西南三江地区正在成为科研与找矿的新热点。三江造山带是由具特色的晚古生代至中生代弧-盆系统构成的, 不同时代不同性质的多岛弧与弧后盆地并存出现 (潘桂棠等, 1994; 罗建宁等, 1996)。岛弧与弧后盆地层序地层的研究将突破被动边缘或前陆盆地层序地层模式的框架, 这自然引出许多有趣的问题。例如, 青藏高原较普遍存在的岛弧与弧后盆地层序形成机理与上述二者有何区别? 影响层序发育的主控因素是哪些? 构造-火山地形、海平面与沉积补给的相互作用规律如何? 层序与弧火山、弧后火山活动的关系怎样? 是否与深部地质、造山作用有关? 如果有, 层序形成演化与造山作用耦合关系是怎么样的?

1.2 研究程度与存在问题

研究区内地质工作开展得很早, 自 1880 年以来, 先后有 Ludwigy (1880 ~1887), Rockhiu (1891), Hayean (1903 ~1904), Mansny (1912), Gaggin, Rotte (1922), 谭锡畴、李春昱 (1929 ~1931), Fromaget (1934), 边兆祥 (1943), 路兆洽、白家驹 (1955), 中国科学院西部地区南水北调综合考察队 (1959), 四川省地质矿产局区调队 (1965 ~1986), 云南省地质矿产局区调队 (1960 ~1986), 中国地质科学院 (1965 ~1967), 成都地质矿产研究所 (1965 ~1985), 以及四川省地质矿产局、云南省地质矿产局、西藏自治区地质矿产局、青海地质矿产局等所属的地质队等, 均在本区或邻区开展过路线地质、区域地质、普查找矿和勘探工作。近 10 年来, 区内的区域地质调查和普查找矿工作已有很大的发展, 1 100 万区调与 1 20 万区调工作已完成, 1981 年以来已编写完成《怒江、澜沧江、金沙江区域地质志》与《怒江、澜沧江、金沙江区域矿产志》等; 编制了 1 100 万地质图、矿产图、构造图和构造体系图; 出版了《青藏高原地质文集》30 集。这些已对 1985 年以前的地质与矿产工作进行了全面总结, 已完成的《西藏自治区地质志》的编写, 对区内地层进行过系统全面的总结, 初步建立了区内的地层对比和划分方案以及古生物群、带。

1986 ~1998 年期间, 1 20 万化探扫面覆盖了昌都地区, 为本区进一步开展矿产勘查和科研工作提供了一批化探、重砂异常数据。“七五”、“八五”及“九五”攻关的开展提高了该区的整体研究程度, 并相继出版了一系列论文与专著。例如《中国及邻区特提斯海的演化》(黄汲清、陈炳蔚, 1987), 《三江特提斯沉积地质与成矿》(罗建宁等, 1992), 《三江特提斯火山作用与成矿》(莫宣学等, 1993), 《东特提斯地质构造形成演化》(潘桂棠等, 1997) 等。上述研究作为本书的编写打下了良好的基础。

但是, 由于受种种条件的限制, 总体上该区的研究程度相对于三江其他地区要低, 尤其是在三叠纪的层序地层研究方面显得薄弱。

1.3 研究思路、技术路线和方法

自 20 世纪 80 年代以来，盆地分析已成为地学研究的热点（Miall, 1990）。结合昌都地区的实际情况，作者拟定的分析思路为：以多岛弧-盆系统作为工作假说或模式，搜集区内地质、物探、化探、遥感等资料；作精细沉积相研究，建立沉积相模式；运用层序地层学知识，结合地质事件，进行盆地分析与成矿耦合研究。

研究思路与技术路线见图 1.1。

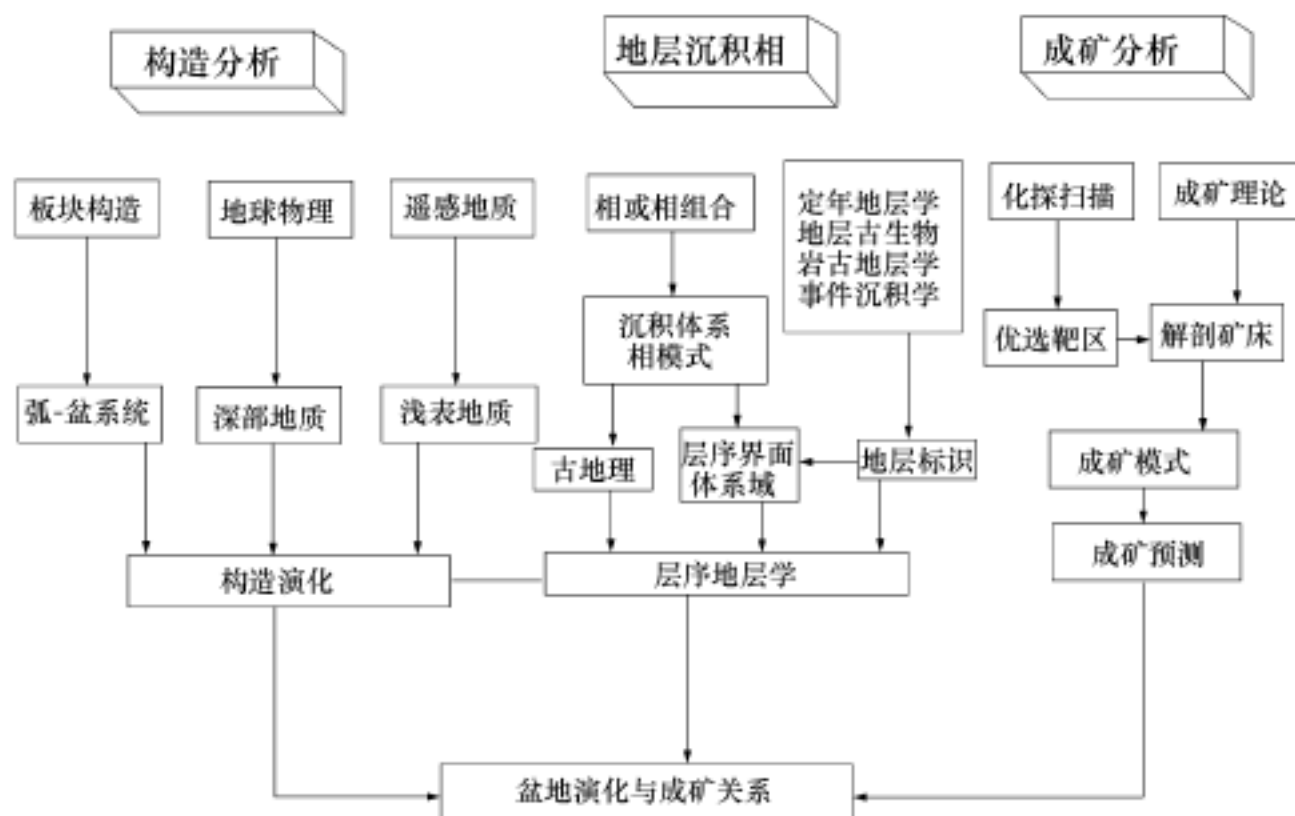


图 1.1 盆地分析思路和技术路线框架

Fig. 1.1 Thought of basin analysis and route of technology

拟定的研究方法如下：

(1) 充分利用现代化手段，开发和提取区内“七五”、“八五”成果资料和区域、物探、化探、遥感等地质资料，立足于高层次开展工作，避免低水平重复。

(2) 层序地层学研究，通过对盆地内沉积体系、三维构形、体系域的叠置样式、关键层序界面识别，分析海平面变化规律。结合构造、沉积事件的探讨，阐明层序地层的形成机制和沉积盆地的演化过程。

(3) 在典型矿床的成矿条件分析基础上，运用成矿动力学理论和方法，探讨盆地成矿作用过程。

(4) 利用各种测试方法和手段，例如同位素、包裹体、稀土元素、X 荧光分析、电子探针等方法，进行盆地分析与成矿作用的研究。

(5) 运用多媒体技术，处理区内多元地质信息资料，进行定量化研究。

2 研究区地质特征

2.1 地层划分与对比

2.1.1 地层分区、划分与对比原则

依据板块构造、古生物类群、沉积类型、地质发展史，将昌都地区三叠系自西而东划分为类乌齐分区、昌都分区、生达分区和江达分区（表 2.1）。在进行地层划分与对比时，采用以岩石地层单位为基础的多重地层划分方法，结合板块构造边界性质与所处板块构造的位置、岩相古地理、古气候、特色的生物群落以及重要的地质事件，后者包括沉积事件、构造事件与岩浆活动、变质作用等因素，进行对比。分区是考虑到岩相古地理与基底情况，统的地层单位在岩相上可以完全对比。具体划分时除根据上述原则外，还主要参考《怒江、澜沧江、金沙江区域地层》、《西藏自治区区域地质志》和罗建宁等（1992）的划分与对比意见，并作些补充与修改。

表 2.1 昌都地区三叠系分区与对比

Tab. 2.1 Stratigraphic divisions and correlation of the Triassic strata in Qamdo

岩石地层单位		地层区划		羌塘-昌都区			
				类乌齐分区	昌都分区	生达分区	江达分区
年代地层单位				J ₁	J ₁	E ₂	J ₁
上覆地层				J ₁	J ₁	E ₂	J ₁
三 叠 系	上统	瑞替阶	桑多组	四段	夺盖拉组	巴马组	夺盖拉组
		诺利阶		一段—三段	阿堵拉组	莱俊卡组	阿堵拉组
			乱泥巴组		波里拉组	娘肯组	波里拉组
			卡尼阶	锅雪普组		甲丕拉组	确志杂组
		公也弄组					
	中统	拉丁阶	竹卡组		夏牙村组	?	瓦拉寺组
		安尼阶	塔雅组				色容寺组
	下统	奥伦尼克阶	?				夏牙村组
		印度阶	?		马拉松多组	马拉松多组	
		下伏地层				C ₂	P ₂

2.1.2 分区地层特征

如表 2.1 所列, 本区三叠纪地层完整发育的地区要数江达分区, 下面以江达分区地层特征为主线来展开论述, 其他分区则进行简要的对比叙述。现自下而上描述如下。

2.1.2.1 下三叠统

普水桥组: 为紫红色砂岩、砾岩、粉砂岩、泥岩夹灰岩、英安岩、凝灰岩与凝灰质角砾岩。中上部含双壳类、腕足类与菊石化石, 具 *Claraia clarai* 与 *Eumorphotis cf. multiformis* - *E. reticulata* 组合。厚 300 ~1000 m。覆于海西期花岗岩之上, 为残坡积至河流、滨浅海相陆源火山-沉积物。该组岩相类型多变, 在生达分区与昌都分区称马拉松多组或夏牙村组。前者主要为陆相—滨浅海相的流纹质火山岩夹碎屑岩与少量碳酸盐岩沉积; 后者则为陆相的安山质火山岩夹少量碎屑岩。在类乌齐分区未能直接见到下三叠统印度阶。

区侠弄组: 主要为浅滩相的厚层状鲕粒灰岩、内碎屑灰岩、核形石灰岩与微晶灰岩, 产菊石、双壳类与牙形石, 具菊石 *Owenites* 组合, 厚 14 ~330 m。该组分布局限, 厚度变化快, 在别的分区基本上缺失。

下三叠统普水桥组与下伏不同时代的老地层 (P_1 、 P_2 、 C_2) 呈角度不整合接触。

2.1.2.2 中三叠统

色容寺组: 主要为斜坡相的微晶灰岩、角砾状灰岩、砂岩、板岩及中酸性火山碎屑岩与安山岩、玄武岩, 厚 513 ~1095 m。产菊石、双壳类化石等, 双壳类有 *Myophoria* (*Costatoria*) *goldfussi* - *Posidonia pannonica*; *Eumorphotis* (*Asoella*) *subillyrica* - *Eutolium discites* 组合, 菊石有 *Japonites* - *Hollandites* 组合。

瓦拉寺组: 下部为深灰色岩屑长石杂砂岩、凝灰质砂岩、粉砂岩与板岩夹砾岩; 中部为杂砂岩、粉砂岩、板岩夹凝灰岩、安山岩与薄层灰岩、硅质岩, 上部为灰色岩屑长石杂砂岩夹砾岩、粉砂岩、泥岩与安山岩, 厚 2209 ~2649 m, 产丰富菊石和双壳类化石。为一套以陆源、火山源与内源为特色的复理石堆积与其他重力流沉积。区内相变快、岩石类型复杂, 具双壳类 *Daonella indica* - *D. lommeli* 组合, 及菊石类 *Paratrachyceras* - *Protrachyceras* 组合。

中三叠统除在类乌齐区分布零星的由碎屑岩构成的塔雅组, 及碰撞型火山岩组成的竹卡组外, 在其他的分区缺失沉积。

2.1.2.3 上三叠统

东独组: 为河流至滨浅海相的紫红色砂砾岩、长石石英砂岩、粉砂岩与泥岩韵律互层, 夹中酸性火山岩与泥灰岩透镜体, 厚 377 ~869 m。产双壳类与腕足类化石。底部以复成分石英质砾岩层与下伏地层呈假整合接触。

公也弄组: 为结晶灰岩、泥灰岩、瘤状灰岩夹角砾状灰岩、硅质灰岩与安山岩、凝灰岩, 厚 854 ~1172 m。为碳酸盐台地至盆地相, 富含双壳类与菊石化石, 双壳类有 *Halobia austriaca* - *Halobia cf. pluriradiata* 组合, 菊石类 *Trachyceras* - *Protrachyceras* 组合。

洞卡组: 为滨浅海相的沉积。下部系紫红色砂砾岩、粉砂岩、玄武质安山岩、安山岩与凝灰岩; 中上部以凝灰质砂岩、英安岩、流纹岩与凝灰岩为主, 厚 351 ~2600 m; 为活动陆缘火山弧沉积环境。上部含双壳类, 部分含叶肢介与植物化石碎片。

上述三个组有人统称为“大甲丕拉”组。在生达分区、昌都分区与类乌齐分区的西

侧分别被称为确志组、甲丕拉组和锅雪普组；后三者与“大甲丕拉”组相比，多不夹或少夹火山岩层，且不具有钙碱性系列弧火山岩特征。

波里拉组：在研究区内广泛分布且稳定，为台地或缓坡沉积的含燧石微晶灰岩、泥灰岩、瘤状灰岩、含生物碎屑灰岩夹页岩、砂岩，厚 200 ~600 m，局部薄的地方仅 53 m。产丰富的双壳类、菊石、腕足类、珊瑚与海百合等化石。该组在其他分区叫娘肯组或乱泥巴组。

阿堵拉组：为滨浅海相的泥岩、粉砂岩夹长石石英砂岩及煤层与煤线，下部含菱铁矿层及结核与透镜体，富含双壳类与植物化石碎片，厚 428 ~1090 m。该组在昌都分区也叫阿堵拉组，在生达分区与类乌齐分区则分别称为菜俊卡组与桑多组，以细粒的碎屑岩为特征。

夺盖拉组：为滨浅海相的长石石英砂岩、粉砂岩与泥岩不等厚互层，夹煤层，含丰富植物化石与少量半咸水双壳类化石，厚 713 ~1751 m，具双壳类 *Cardium* (*Tulongocardium*) *nepuam* *Utschamiella* 组合和菊石 *Pinacoceras metternichi* 组合。该组在其他分区分别叫巴马组与桑多组，以块状砂岩与煤层为突出特点。其上被下侏罗统整合覆盖或被下第三系角度不整合覆盖。

2.1.3 生物地层与年代地层特征

区内三叠系中含丰富的生物化石，计有双壳类、菊石、腕足类、头足类、腹足类、珊瑚、层孔虫、有孔虫、棘皮类、牙形石、放射虫、藻类和植物等 13 个门类；其中以双壳类分布最广，次为菊石类，它们是年代地层划分与对比的主要依据。区内三叠系可划分出 7 个菊石类组合和 7 个双壳类组合（表 2.2），以此为依据划分的生物地层与年代地层特征如下。

2.1.3.1 下三叠统

印度阶：岩石地层单位为普水桥组，生物地层单位为双壳类 *Charaia Wangi* 组合与 *Eumorphotis* cf. *multiformis* - *E. reticulata* 组合；前者为亲特提斯和亲太平洋混合型分子，后者为亲特提斯型分子。其层位与扬子区的飞仙关组可以对比，表明普水桥组应是印度期的沉积。在其他分区归入下三叠统下部的地层有夏牙村组和马拉松多组，与普水桥组一样，下界清楚并与下伏的二叠系（ P_1 或 P_2 ）呈不整合接触；但顶部出露不全，被上三叠统甲丕拉组或确志组不整合覆盖。夏牙村组未见生物化石，前人于夏牙村组下部的安山岩中获全岩 Rb - Sr 等时线年龄值为（250 ±25）Ma，相关系数 R 为 0.98（四川区调队，1993）。马拉松多组岩石蚀变强烈，于流纹岩中获全岩 K - Ar 法年龄值为（68.9 ±9）Ma（四川区调队，1993），在同一沉降带上的马拉松多组地层，获有印度晚期至奥伦尼克期的双壳类化石。

奥伦尼克阶：岩石地层单位为区侠弄组，生物地层单位为菊石类 *Owentis* - *Procarnite* 组合，常见于阿尔卑斯与喜马拉雅山等地，属特提斯型分子。它与我国西南地区已知的奥伦尼克期生物组合（带）特征相似，其中与之共生的 *Neospathodustimorensis* 是国际奥伦尼克阶上部的带化石。区侠弄组与上覆和下伏地层均呈整合接触关系。

2.1.3.2 中三叠统

安尼阶：岩石地层为色容寺组，生物地层单位为菊石 *Balatonites* - *Hollandites* 组合，双壳类 *Eumorphotis* (*Asoella*) *Subillyrica* - *Eutolium discites* 组合与 *Myophoria* (*Costatoria*) *goldfussi* - *Posidonia Pannonica* 组合；为亲特提斯型分子。与其共生的菊石类 *Japonites*, *Gymnites* 和 *Leiophyllites* 等都是中三叠世安尼期较原始的代表属，亦为我国西南地区安尼阶

表 2.2 昌都三叠系年代地层与生物地层对比

Tab. 2.2 Correlation of chronostratigraphic and biostratigraphic units from Triassic strata in Qamdo

年代地层		生物地层		
		双壳类	菊石类	植物
上三叠统	瑞替阶			Neocalamites carrei - Pterophyllum minuthum
	诺利阶	Cardium(Tulongocardium) nepuam Utschamiella; Burmesia lirata himalayensis; Burmesia cf. lirata - Myophoria na pengensis	Pina coceras metternichi - Tropites; Placites cf. oxyphyllas - Rhacophyllites debilis - Cladiscites cf. tomatus	
	卡尼阶	Halobia austriaca - Halobia cf. pluriradiata	Trachyceras - Trachyceradite	
中三叠统	拉丁阶	Daonella indica - D. lommeli	Paratrachyceras - Protrachyceras	
	安尼阶	Myophoria (Costatoria) goldfussi - Posidonia pannonica; Eumorphotis (Asoella) subillyrica - Eutolium discites	Balatonites - Hollandites	
下三叠统	奥伦尼克阶		Owenites - Procamites	
	印度阶	Eumorphotis cf. multiformis - Eumorphotis reticulata; Claraia clarai		

注: 1. 本表据罗建宁等 (1992)、饶荣标 (1980) 及《川西藏东地层与古生物》(1982) 综合修编。

2. 考虑到昌都地区构造的活动性及各种重力流沉积作用造成了生物混生现象, 本表生物地层划分以生物的新生分子首次大量出现或占优势为划分依据。

下部常见的最重要分子, 大量产于贵州、云南等地的安尼期地层中, 其层位与扬子区的雷口坡组、青岩组和三珠山组相当。据此, 将色容寺组划归为安尼期的沉积。

拉丁阶: 岩石地层为瓦拉寺组, 生物地层单位为亲特提斯型的菊石 Paratrachyceras - Protrachyceras 组合与双壳类 Daonella indica - D. lommeli 组合。菊石中以 Protrachyceras 占优势, 为西南地区 (饶荣标, 1980) 中三叠统和上三叠统卡尼阶下部的带化石, 但富集层位在中三叠统上部, 大量见于法郎组、边阳组中。其中的 Daonella indica 等在我国分布较广, 层位稳定, 是中三叠统上部的重要化石分子; 在西南地区见于法郎组、边阳组与易比组。由此看来, 上述两组合分别对比着西南地区 Protrachyceras dprati - Protrachyceras ladinum 组合和 Daonella lommeli - Halobia kui 组合。瓦拉寺组与上覆上三叠统呈假整合接触或平行不整合接触。

2.1.3.3 上三叠统

卡尼阶: 岩石地层单位为“大甲丕拉”组或甲丕拉组。生物地层单位为亲特提斯型的菊石 Trachyceras - Trachyceradite 组合与双壳类 Halobia austriaca - Halobia cf. pluriradiata 组合。该组合内的 Trachyceras 占优势并大量出现, 它的分布十分广泛, 是欧洲与地中海卡尼阶的最重要化石分子; 在我国除个别种外, 出现于卡尼阶, 且丰度很高, 产于扬子区的乌格组、舍木笼组、马鞍塘组与大路边组、云南的歪古村组和三合洞组, 被确认为西南地区上三叠统卡尼阶的带化石。同时, Halobia 开始兴盛和繁荣也是此时期的重要特色。

它完全可与西南地区的 *Gervillio* (*Aogustella*) *angusta* - *Halobia pluridiata* - *Halobia rugosa* 组合进行对比。在其他分区的确志组与锅雪普组中未获双壳与菊石化石，但从全区岩性与沉积相以及底部的角度不整合接触关系来看，可与甲丕拉组或大“甲丕拉”组进行对比。

诺利阶：岩石地层单位分别为下部波里拉组和上部阿堵拉组，生物地层为亲特提斯型的菊石 *Placites* cf. *oxyphyllas* - *Rhacophyllites debilis* - *Cladiscites* cf. *tomatus* 组合与 *Pinacoceras metternichi* - *Tropites* 组合。双壳类 *Burmesia lirata* - *Burmesia* cf. *lirata* - *Myophorian napengensis* 组合与 *Cardium* (*Tulongocardium*) *nepum* - *Utschamiella* 组合以及代表诺利克晚期的植物 *Neocalamites carrei* - *Pterophyllum minuthum* 组合。其中的 *Burmesia Lirata* 是广泛分布于上三叠统诺利阶中的标准分子之一，被确认为西南地区诺利克阶下部的带化石。同样地，菊石 *Rhacophyllites debilis* 和与之共生的 *Cyrtopleurites* sp. 都是比较典型的诺利克阶分子。诺利克阶可与扬子区的须家河组、小塘子组，珠峰等地的达沙隆组、曲龙共巴组和德日荣组等大致相当。其他分区的地层对比情况详见表 2.1。

瑞替阶：岩石地层为夺盖拉组或巴马组或桑多组第四段，产丰富的植物化石，局部见藻类和双壳类碎片。其中 *Neocalamites* cf. *carrei*, *N.* cf. *hoerensis*, *Taeniopteris* cf. *stenophylla*, *Pityophyllum* cf. *starats chini*, *Nilssonina* cf. *inouyei*, *N. complicatis*, *Sabinocladus gracilis*, *Dicthyophyllum* sp., *Ctenis* sp. 等多见于上三叠统的上部，在须家河组与川西的宝鼎组及喇嘛垭组中亦多有产出。据此，区内夺盖拉组的时代可以定为晚三叠世晚期，将其归属为瑞替期沉积，其层位大体与宝鼎组相当。

2.1.4 地层划分与对比

在上述分析的基础上，将区内的地层划分与对比综合成表 2.1。现就表中若干地层问题简要论述如下。

2.1.4.1 夏牙村组的时代

关于这一问题争论颇多（李璞，1959；四川地质局，1967；西藏地质局，1976；《三江地质志》，1986；饶靖国等，1987）。由于夏牙村组不整合覆于产出二叠纪最高䗴化石 *Palaeofusulina* 带的妥坝组之上，又被上三叠统甲丕拉组不整合覆盖，这一现象在川西藏东地区屡见不鲜；而且夏牙村组底部安山岩的全岩 Rb - Sr 法等时线年龄分别为 268 Ma 和 250 Ma，都成为将夏牙村组归入下三叠统的确切证据（四川区调队，1993）。前人在该组中所采零星的腕足类与孢粉化石以及获得的上二叠统碎屑灰岩岩块的时代均因火山作用影响都不足以为凭，它与区内的马拉松多组和普水桥组应是同期异相的火山-沉积作用的产物。此外，在贡觉县波洛日迁玛剖面，马拉松多组流纹岩全岩 Rb - Sr 法等时线年龄为 245 Ma。

2.1.4.2 竹卡组与塔雅组时代

澜沧江一带塔雅组 (T_2t) 和竹卡组 (T_2z) 的出露较完整的剖面要数竹卡地区，但其剖面仍见不到顶、底界。塔雅组主要为浅变质碎屑岩；竹卡组为一套碰撞型中酸性的火山岩，以偏酸性岩为主（莫宣学等，1993）；岩石组合为流纹岩、英安岩夹少量安山岩与砂岩、板岩。处于同一带的 T_2z 组延伸到德钦一带（云南区调队，1985），经测得其中的玄武岩全岩 Rb - Sr 法等时线年龄为 239.9 Ma。鉴于此，将与其整合接触的塔雅组和竹卡组暂归入中三叠统。

2.1.4.3 关于东达村组的地层柱位置

在左贡东达村附近位于吉塘群之上的一套厚 882 m 的石英质砾岩、粉砂岩、页岩与灰岩的沉积被认为是卡尼期（邹成敬，1985）或拉丁期—早卡尼期沉积（罗建宁等，1992），现在看来，这套以石英质底砾岩与下伏老地层呈角度不整合接触、向上为海侵形成的单调灰岩组成的东达村组应是卡尼期—诺利早期的沉积，可与甲丕拉组与波里拉组对比，建议将东达村组一名予以废弃。

2.1.4.4 关于哇曲组（ T_3w ）与金古组（ T_3jn ）的时代

位于江达—阿中陆缘弧中部的阿中地区的这套地层，与江达分区的“大甲丕拉”组有着相似的特征和可对比性，它们都具有生物化石的混生特征。金古组下部为透镜体的河流相砾岩，并与下伏较老地层呈角度不整合接触。向上为海进形成的厚层砂屑、砾屑灰岩，再上则为海退沉积的陆源碎屑岩。从岩性和沉积相上看金古组可与北部江达分区的东独组与公也弄组对比。而哇曲组基本上为钙碱性弧火山岩夹碎屑岩与灰岩，据火山事件可将其与江达分区的高峰期弧火山活动形成的洞卡组对比。同时，在阿中地区被前人以角度不整合与下伏哇曲组接触的甲丕拉红层沉积，经实地考察后认为应是哇曲组的顶部沉积，其间的角度不整合系河流相的侧向加积所产生的正常沉积接触关系。

2.1.4.5 分区内波里拉组的等时性

波里拉组在各分区内的岩性、岩相与厚度均较稳定，可作为区域性的对比标志层，但有穿时现象。例如，在江达分区的波里拉组所含化石代表的年代要比昌都、类乌齐等分区要早。

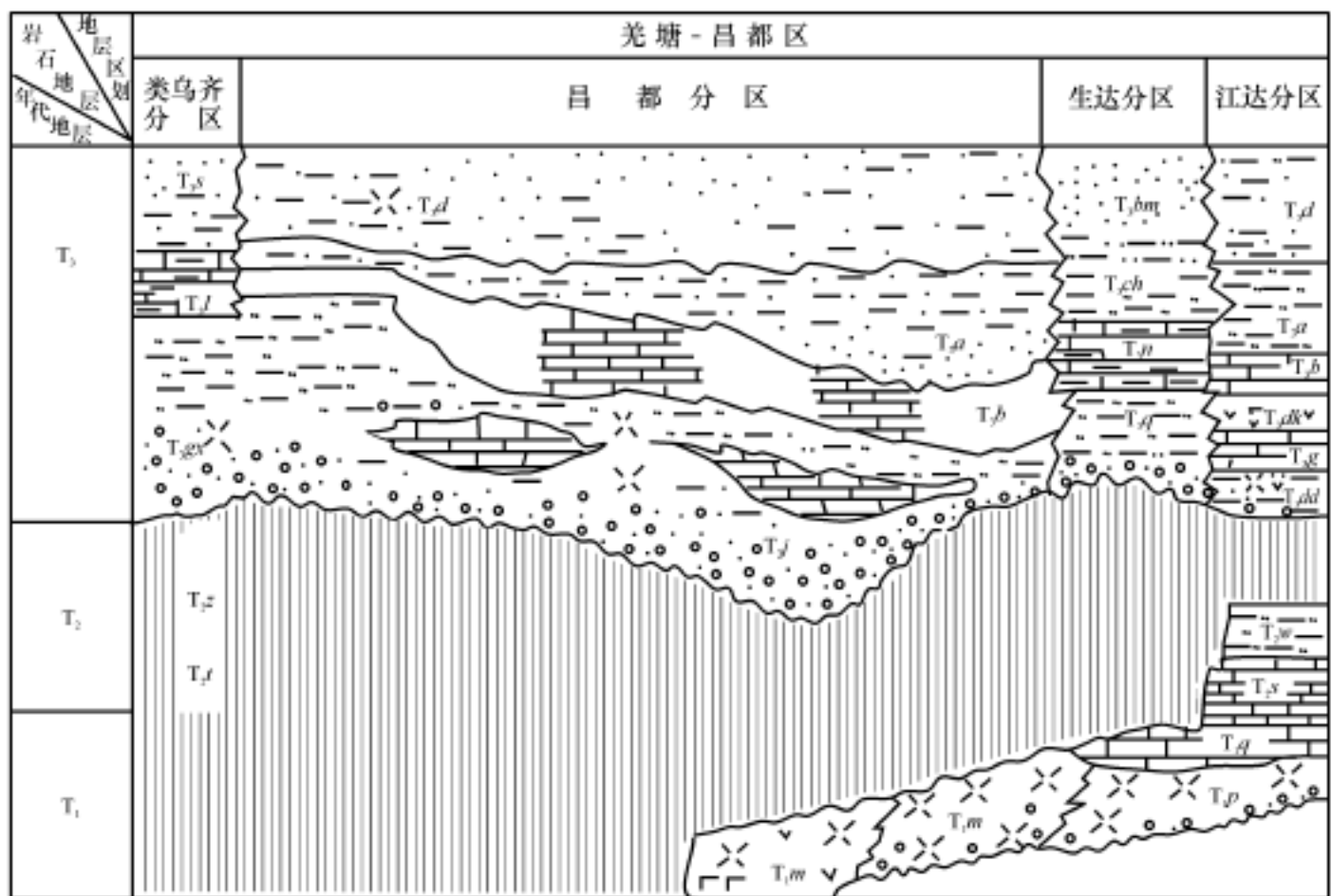


图 2.1 昌都地区三叠系分布图

Fig. 2.1 Distribution of Triassic in Qamdo

T_{1m} —马拉松多组； T_{1p} —普水桥组； T_{1q} —区侠弄组； T_{2s} —色容寺组； T_{2w} —瓦拉寺组； T_{2t} —塔雅组；
 T_{2z} —竹卡组； T_{3dd} —东独组； T_{3g} —公也弄组； T_{3dk} —洞卡组； T_{3b} —波里拉组； T_{3a} —阿堵拉组；
 T_{3d} —夺盖拉组； T_{3gx} —锅雪普组； T_{3l} —乱泥巴组； T_{3s} —桑多组

就上三叠统来说,前人命名的地方性岩石地层单位据统计有 30 余个,对这些单元适当合并是允许的,并保留通用熟悉和有代表性的组名,详见表 2.1 与图 2.1。

2.2 大地构造格架与弧-盆体系

2.2.1 大地构造单元划分

本书根据板块构造理论中的大洋和大陆岩石圈构造演化体制相互转化关系来划分本区的大地构造单元。在大洋构造体制中划分出板块结合带、残余洋内岛弧带等构造单元。在大陆构造体制中划分出陆块、陆缘弧、陆缘岛弧、弧后盆地、前陆盆地、走滑拉分盆地、弧前盆地与拉伸盆地等构造单元。

详细的大地构造单元划分见图 2.2。很明显,区内各构造单元都沿北北西向主构造线展布。现就各单元的构造与沉积作用特征自东而西简要分析如下。

2.2.1.1 金沙江结合带

金沙江结合带自邓柯至玉树一带,向西一直可延伸到藏北的羊湖、郭扎错一带;向南经巴塘、得荣、奔子栏、点苍山西侧,转南东经哀牢山延出国境。研究区处于中段位置,即邓柯—巴塘一带。

许多学者都曾对该带作过不同程度的研究(刘朝基,1980;刘增乾等,1983;陈炳蔚,1983;潘桂棠,1983;张旗等,1988、1992;李兴振等,1991;罗建宁等,1992;莫宣学等,1993;刘增乾、李兴振等,1993;张以菲、郑健康,1994;陈智梁等,1995;潘桂棠等,1997等)。带内基性、超基性岩、碳酸盐岩、板岩与硅质岩等构造混杂块到处可见(罗建宁等,1992);岩块时代从泥盆至二叠纪,基质为二叠—三叠系复理石砂岩、板岩,含放射虫硅质岩与基性、中酸性火山岩。巴塘—霞若一带蛇绿岩主要由蛇纹石化超镁铁岩、超镁铁质岩、辉长岩类、辉绿岩墙群、洋脊型玄武岩及放射虫硅质岩组成,与其他被肢解的泥盆纪、石炭纪、二叠纪灰岩及其基底绿片岩构成蛇绿岩混杂岩带。其中以得荣、徐麦一带蛇绿岩剖面出露较为完整,并发现有斜长花岗岩侵位现象(须同瑞,1995)。该带超镁铁质岩 M/F 比值多为 6.95~11.0,其稀土和微量元素地球化学均接近于原始地幔尖晶石二辉橄榄岩。洋脊与准洋脊玄武岩岩石化学以低 K_2O 、低 TiO_2 为特征,其稀土总量 REE 均低 (43.7×10^{-6} 与 39.6×10^{-6}),配分模式分别为 LREE 微弱亏损到微弱富集的近乎平坦型(莫宣学等,1993)。该带蛇绿岩的形成时代主要依据与洋脊型玄武岩共生的放射虫硅质岩确定为早石炭世,可能下延到晚泥盆世或更早(李兴振,1991;潘桂棠,1997),但不会早于泥盆纪(潘桂棠等,1997)。最老的放射虫化石见有 *Entactinia* sp., *Entactinosphaera* sp. (D_3), *Entactinia parva* won, *E. torispina* ormistonet Lane 等,显然时代为晚泥盆世至早石炭世。多数硅质岩具弱的 Ce 异常,而富铁富锰的硅质岩出现正异常。在构造演化中,金沙江洋于早二叠世 (P_1) 末开始向南向西俯冲,并在其西侧形成金沙江南段西梁河—东竹村一带的洋内初始弧(刘增乾、李兴振等,1993;莫宣学等,1993)。闭合时间可能为中三叠世,在不同地段有所不同(潘桂棠等,1997)。因为很容易观察到该带上的上三叠统呈角度不整合覆于蛇绿混杂岩带之上,或其底部砾岩中含有蛇绿岩的砾石。同时在晚三叠世早期,在原岛弧带的某些地段,例如江达陆缘岛弧,于磨拉石

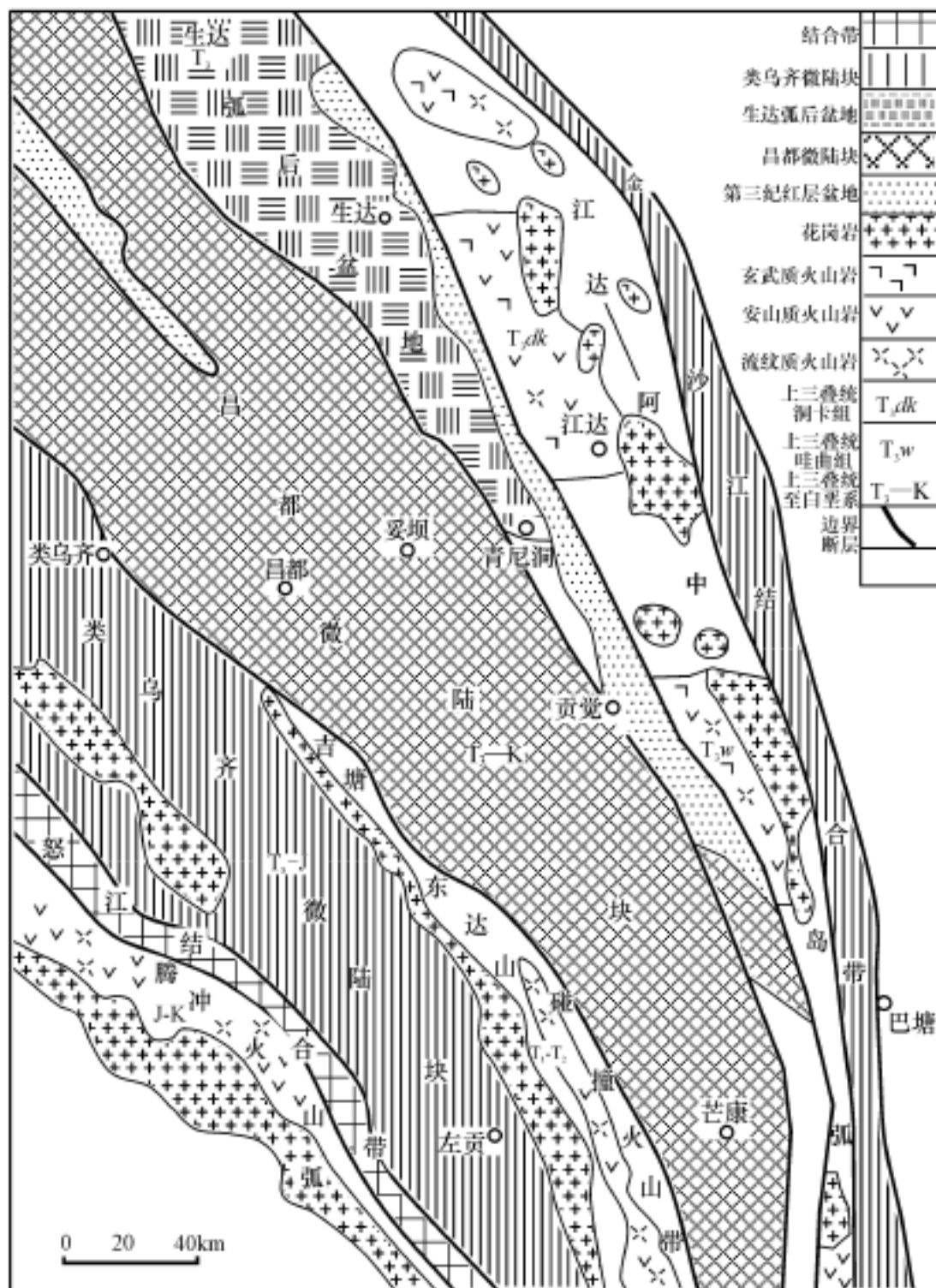


图 2.2 昌都地区大地构造单元图

Fig. 2.2 Tectonic units of the Qamdo

沉积之后，仍然发育一套钙碱性系列的滞后型火山岩（莫宣学等，1993）。甚至在微陆块上，例如昌都微陆块上，都能见到上三叠统以角度不整合覆盖在中三叠统之上。因而这次碰撞造山作用的影响非常深远和广泛。在图 2.3 中，金沙江带显示出良好的正负排列变化的磁异常，在布格重力异常图（图 2.4）与莫霍面等深图（图 2.5）中也表现出北西向分异现象。

2.2.1.2 江达-阿中-莽错陆缘弧与弧内盆地

该弧位于金沙江结合带以西，西以车所乡-德钦断裂为界，向南延至云南的维西。该带为江达-维西-绿春晚古生代—早中生代陆缘弧的北段（罗建宁等，1995）。出露地层为古生界至上三叠统。可划分出 4 个阶段：阶段一由前泥盆系片麻岩、片岩与变质中基性火山岩组成；阶段二由上古生界碎屑岩、灰岩夹中基性火山岩组成；阶段三为早中三叠世沉积岩层和中酸性火山岩构成；阶段四为晚三叠世碎屑岩与滞后型弧火山岩，上部含煤线或

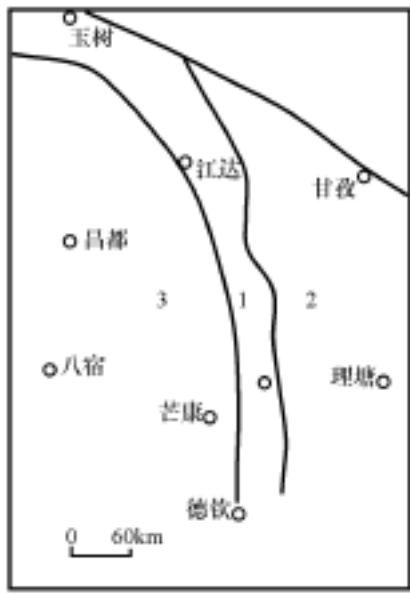


图 2.3 藏东-川西地区磁场分区略图

(据侯立玮等, 1994, 修编)

Fig. 2.3 Schematic map showing divisions of magnetic field of Eastern Xizang - Western Sichuan

1—金沙江正负排列变化异常带; 2—甘孜-理塘磁场区; 3—昌都-芒康负磁场变化区

煤层。除阶段二与阶段三、阶段三与阶段四之间为角度不整合接触之外, 其他各层位之间均为整合接触。与火山弧共生的还见有沿北北西向展布的 I 型花岗岩岩基或岩株等 (刘振声等, 1994; 王增等, 1995)。

2. 2. 1. 3 生达残留弧后盆地

该盆地东靠江达陆缘弧, 西邻昌都微陆块, 是一个以陆壳为基底的残留弧后盆地, 在盆地中央处存在着一个由元古宙变质岩和海西期花岗岩体构成的水下隆起 (彭勇民等, 1999), 并在那里堆积着厚度大于 5000 m 的晚三叠世下部深水相的陆源、内源与火山源浊积岩沉积、特色的弧后拉张产生的碱性玄武岩与海底喷流热水沉积以及上部浅海相的碎屑岩与碳酸盐岩沉积。这套厚的沉积岩层构筑在晚古生代褶皱软基底之上。现今的盆地被不整合在不同时代老地层之上的上三叠统覆盖, 在盆地区未见出露下伏的中三叠统与上覆的侏罗纪以后地层, 仅在盆地边缘见到相当于印度阶早期沉积的下三叠统马拉松多组, 后者主要为下部碎屑岩夹灰岩和上部流纹质火山岩。

2. 2. 1. 4 昌都微陆块与克拉通盆地

该带以东为生达残留弧后盆地, 以西邻接吉塘-东达山碰撞型火山岩带。出露地层为

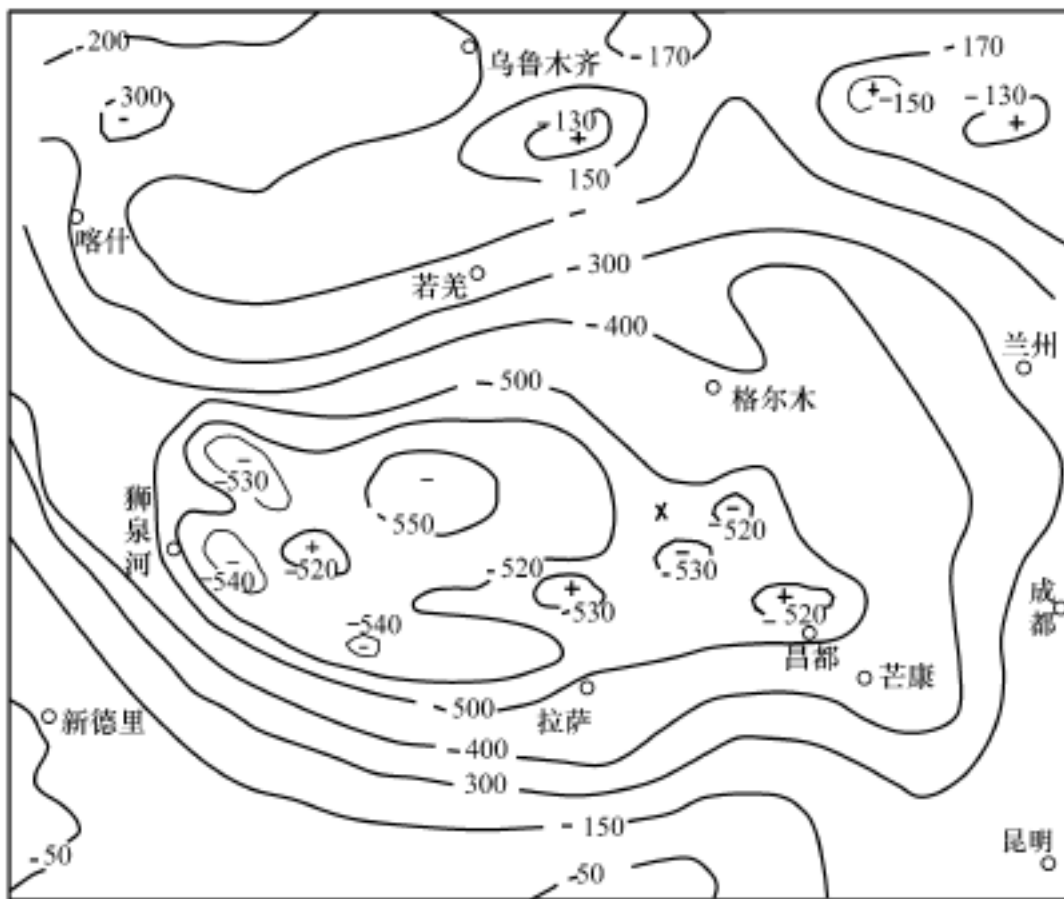


图 2.4 青藏高原 1° × 1° 布格重力异常略图

(据侯立玮等, 1994, 修编)

Fig. 2.4 Simplified 1° × 1° Bouguer anomaly map of Qinghai - Xizang Plateau

奥陶系—第三系，可分为 5 个阶段（罗建宁等，1992）。阶段一由下古生界的复理石砂岩、板岩夹碳酸盐岩组成，厚度大于 3615 m。阶段二为泥盆系至下二叠统陆相到浅海相碳酸盐岩、碎屑岩夹少量火山物质，厚约 2500 m。阶段一与阶段二之间为不整合接触。阶段三为上二叠统含煤碎屑岩和下、中三叠统沉积岩与中酸性火山岩堆积，厚 3000 m。阶段四为晚三叠世以后的陆相至滨浅海红色粗粒碎屑岩夹碳酸盐岩、火山岩，厚近万余米。阶段五为第三系红色碎屑岩、煤线与膏盐岩夹中酸性火山岩。阶段二与阶段三、阶段三与阶段四、阶段四与阶段五之间均为不整合接触关系。

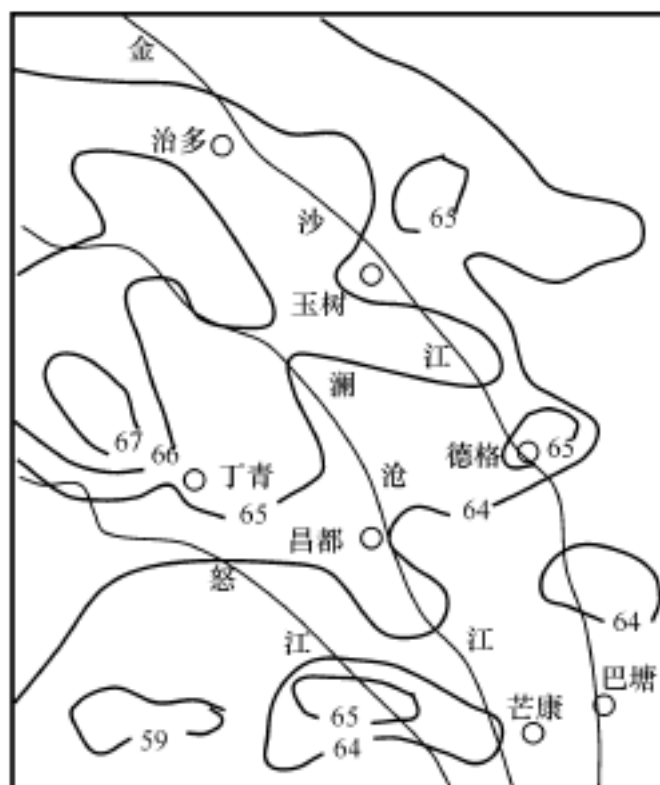


图 2.5 三江地区莫霍面等深度图
(据朱成男等, 1983)

Fig. 2.5 Moho contour map of Sanjiang area

2.2.1.5 吉塘-东达碰撞型火山带

为夹持于东部昌都微陆块与类乌齐-左贡微陆块之间的狭长条带，它曾为晚古生代火山弧，但到了三叠纪则成为以晚古生代火山弧为基底的碰撞型火山岩带。

出露地层为古生界至第三系，有可能包括部分前寒武系（雍永源等，1989）。基底为一套由澜沧群、吉塘群、西西群的片麻岩、变粒岩和片岩等变质岩组成的岩石，其中吉塘群和西西群经恢复后的原岩为复理石砂、泥岩夹中基性岛弧火山岩。盖层为石炭系—第三系，石炭系—下三叠统为复理石砂、板岩夹弧火山岩、硅质岩、碳酸盐岩与煤层。中三叠统为碎屑岩与碰撞型中酸性火山岩。晚三叠世之后为碎屑岩夹碳酸盐岩沉积。石炭系与下伏变质岩、中三叠统与上三叠统、上三叠统与中三叠统之间均为不整合接触。该带沿澜沧江向南延至南佐—捕村一带为二叠纪火山弧，横穿弧自西向东 K_2O 含量增高，由低钾拉斑玄武岩系列—钙碱性系列—钾玄岩系列的弧极性变化，反映了澜沧江洋向东的俯冲作用（莫宣学等，1993）。但在研究区均未能见到同期或老的洋壳残余或消减混杂岩，与低的基底正磁异常现象所表现的一样（罗建宁，1997 年口述）。为什么南段出现洋壳残片而北段不出现？其原因目前尚不十分清楚。

2.2.1.6 类乌齐-左贡微陆块与克拉通盆地

介于怒江结合带和吉塘-东达碰撞火山岩带之间，出露地层为泥盆系—第三系。泥盆纪—二叠纪沉积被认为是一套由碎屑岩和碳酸盐岩构成的被动边缘沉积（罗建宁等，1992），由于被中生代岩层所覆盖，研究程度较差。下三叠统缺失，中三叠统如在吉塘-东达碰撞型火山岩带所见一样，其与下伏地层的接触关系被断层错开而不明朗。据昌都地区普遍现象，推测，上三叠统与中三叠统之间呈角度不整合接触，上三叠统主要由下部碎屑岩夹灰岩和酸性火山岩、中部灰岩与上部碎屑岩夹灰岩所构成，厚愈 5000 m；上三叠统顶部被由海相碎屑岩夹灰岩组成的下侏罗统整合覆盖。

2.2.1.7 怒江结合带

西起丁青、经喜玉桥、八宿至左贡扎玉，向南与澜沧江相通，该带是特提斯洋消亡的