

西藏南部江孜盆地上侏罗统至古近系沉积岩石学特征与盆地演化*

陈曦^{1,2} 王成善^{1,2**} 胡修棉³ 黄永建^{1,2} 魏玉帅^{1,2} 王平康^{1,2}

CHEN Xi^{1,2}, WANG ChengShan^{1,2**}, HU XiuMian³, HUANG YongJian^{1,2}, WEI YuShuai^{1,2} and WANG PingKang^{1,2}

1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 中国地质大学青藏高原地质研究中心, 北京 100083

3. 南京大学地球科学系, 南京 210093

1. School of the Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Research Center for Tibetan Plateau Geology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

3. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2008-01-15 收稿, 2008-02-17 改回.

Chen X, Wang CS, Hu XM, Huang YJ, Wei YS and Wang PK. 2008. Petrology and evolution history from late Jurassic to Paleogene of Gyangze basin, Southern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 616–624

Abstract Gyangze basin located immediately on the south of the Indus-Yalung Zangbo Suture (IYZS) evolved along with the evolution of the Tethyan Ocean. The evidences of the evolution history of a basin generally recorded well in the sediments. Based on the published stratigraphy framework of Upper Jurassic to Paleogene in Gyangze basin, this paper studied the petrology of the strata with observation on the sedimentary rocks in the field and under the microscope. The sediments of Upper Jurassic to Lower Paleogene in Gyangze Basin is a sequence of quartz arenites (Weimei Fm), shales intercalated with sublitharenites (Rilang Fm), black siliceous and calcareous shales (black unit and white unit, Gyabula Fm), chert (chert unit, Gyabula Fm), red shales intercalated with limestones (Chuangde Fm), shales with olistoliths (Zongzhuo Fm), and sandstones interbedded with shales (Gyachala Fm). This sequence indicates that the water was deepened from Weimei Fm to Gyabula Fm, while the Gyachala Fm records the shallower water sediments than Gyabula Fm to Zongzhuo Fm. Biogenic sediments, suspended sedimentation and mass flow including sandy debris-flow, turbidity current, slump and rock slide were common in the sections. The depositional environments of the strata are of deep water, most likely slope to oceanic basin. Based on the distribution of major element, we suggested that the bottom water of Gyangze basin was mainly anoxic or dysoxic during late Jurassic to early Paleogene, but the late Cretaceous red unit was deposited under an oxic condition. According to the petrology and depositional environments of sedimentary rocks, we divided the evolution history of Gyangze basin into four stages from late Jurassic to early Paleogene: stable basin stage during late Jurassic to early Cretaceous, subsiding basin of mid-Cretaceous, residual basin of passive continental margin late Cretaceous, and remnant ocean basin of latest Cretaceous to early Eocene.

Key words Petrology; Depositional environment; Evolution of Gyangze basin; Southern Tibet

摘要 江孜盆地紧邻雅鲁藏布江缝合带, 随着特提斯洋的演化及最终消亡, 盆地必然随之经历一系列演化, 分析其沉积响应是了解盆地演化的一个重要手段。因而, 本文以分布于江孜地区的晚侏罗世至古近纪海相沉积地层为研究对象, 在前人建立的地层格架基础上, 基于野外露头和镜下观察, 仔细分析了其沉积岩石学特征。江孜地区晚侏罗世至古近纪沉积序列为: 石英砂岩(上侏罗统维美组)—页岩夹火山岩屑砂岩(下白垩统日朗组)—黑色硅质/钙质页岩(中白垩统加不拉组黑层段、白层段)—黑色硅质岩(上白垩统加不拉组硅质岩段)—红色硅质页岩、泥灰岩夹滑塌灰岩(上白垩统床得组)—灰绿色页岩夹外来岩块(上白垩统宗卓组)—砂/页岩互层(古近系甲查拉组)。从中可以看出海水从维美组至加不拉组硅质岩段为逐

* 国家重点基础研究发展计划项目(编号 2006CB701400)资助。

第一作者简介: 陈曦, 男, 1983 年生, 博士研究生, 沉积学专业, E-mail: chnchx@126.com

** 通讯作者: 王成善, E-mail: chshwang@cugb.edu.cn

渐加深的过程,而至甲查拉组海水再次浅于硅质岩段沉积水深。生物沉积、悬浮沉积及块体搬运作用沉积常见,其中块体搬运作用包括砂质碎屑流、浊流、滑塌和岩崩等,沉积环境为大陆斜坡至深水洋盆。通过沉积学与沉积地球化学分析可知,底层水经历了缺氧、氧化再到缺氧的过程。根据沉积岩石学特征结合沉积环境分析,从较长的时间尺度上将盆地的演化历史划分为四个阶段:晚侏罗世至早白垩世被动大陆边缘盆地稳定发育阶段,白垩纪中期被动大陆边缘盆地持续沉降阶段,晚白垩世残留被动大陆边缘盆地阶段,白垩世末期至始新世初期为残留洋盆地阶段。

关键词 沉积岩石学特征; 沉积环境; 盆地演化; 江孜; 西藏

中图法分类号 P512.2

1 引言

中、新生代是西藏东特提斯洋演化的重要时期,其海相沉积地层在我国西藏南部特提斯喜马拉雅带广泛出露。特提斯喜马拉雅带系指位于喜马拉雅结晶岩带北界与印度-雅鲁藏布江缝合带之间的一个地质构造单元,以定日-定结-冈巴大断层为界分为南带和北带(图 1a)。本文所述江孜盆地即处于北带的东部,指的是西至拉轨岗日,东到浪卡子,南北与海相三叠系以断层为界的近东西向狭长区域,主要充填侏罗纪至古近纪早期沉积物(图 1b)。江孜盆地位于印度大陆北缘,向北紧邻印度-雅鲁藏布江缝合带,因而研究盆地的演化历史对于研究印度被动大陆边缘的演化具有重要的意义。

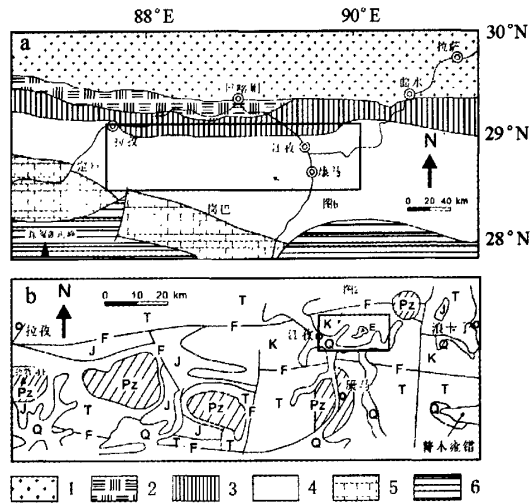


图1 江孜盆地地质背景与盆地位置图
a-西藏南部特提斯喜马拉雅及其相邻地层分区略图;
b-江孜盆地范围图。图b中方框为图2的位置
1-冈底斯岩浆弧; 2-日喀则弧前盆地; 3-印度-雅鲁藏布江缝合带; 4-特提斯喜马拉雅北带; 5-特提斯喜马拉雅南带; 6-结晶喜马拉雅带

Fig. 1 Geological settings and location of Gyangze basin
a-Tethyan Himalaya zone and adjacent stratigraphical zones; b-Area of Gyangze basin
1-Ganddese magmatic arc zone; 2-Xigaze forearc basin; 3-Indus-Yalung Zangbo Suture zone; 4-Northern subzone of Tethyan Himalayas; 5-Southern subzone of Tethyan Himalayas; 6-Crystalline Himalayan zone

本文研究区域位于江孜县城以东,床得村至加不拉村一带。该地区主要出露有盆地的代表性沉积物,即连续的侏罗纪晚期至古近纪早期的海相沉积。自20世纪50年代起,国内外地质学家对该区进行了大量的地层学和沉积学工作,近年来,江孜地区白垩系和古近系的沉积学和古海洋学工作陆续展开。前人主要对沙拉岗梯矿早白垩世沉积(彭勇民等, 2001)、侏罗-白垩系床得、加不拉剖面(王成善等, 2000; Wang et al., 2005)、古近系甲查拉剖面(李国彪等, 2004; 魏玉帅等, 2006)等不同时段的沉积地层,通过层序地层学、沉积相划分以及物源分析等方法,分别对江孜盆地不同时期的沉积特征进行了研究,而对该盆地从晚侏罗世至古近纪演化历史仅见零星报道(Liu and Einsele, 1994),尤其缺乏在详细分析沉积岩石学特征基础上对沉积环境及盆地演化的研究。因此,本文在前人研究基础上,结合对床得、加不拉、甲查拉及满拉水库等剖面(图2)的多次野外实地考察,分析沉积岩的宏观与微观特征,同时主要运用X射线荧光法(XRF)对不同层段共101个样品进行了测试,获得其常量元素地球化学特征,以辅助沉积岩石学特征进行沉积作用与沉积环境解释,并进而讨论江孜盆地晚侏罗世至古近纪的演化历史。

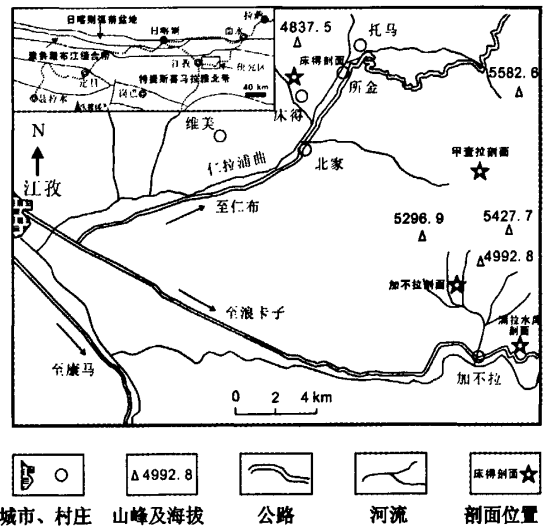


图2 研究剖面位置图,研究区范围见图1b
Fig. 2 localities of studied sections

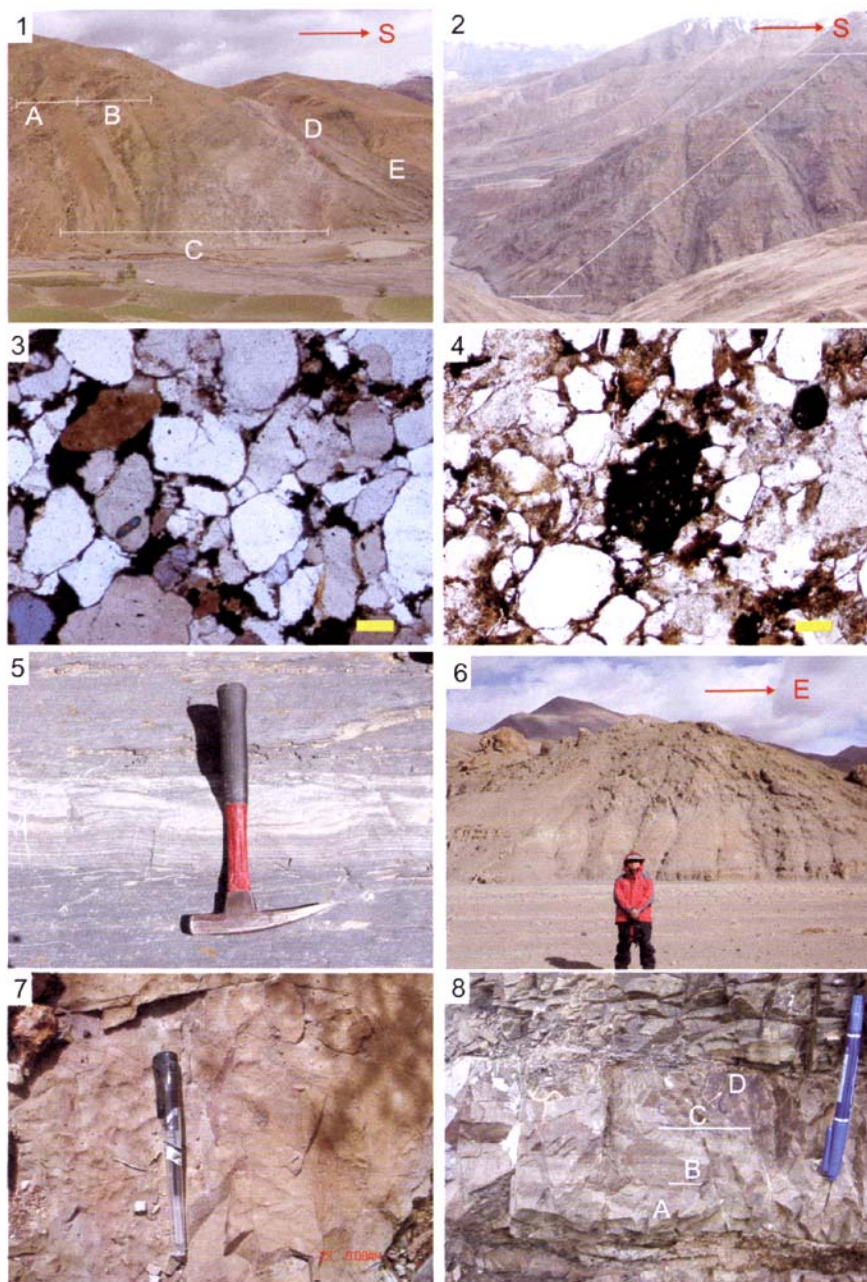


图 版

1. 江孜床得剖面远观。A, 维美组; B, 日朗组; C, 加不拉组; D, 床得组; E, 宗卓组。2. 甲查拉剖面远观。3. 维美组石英砂岩显微照片, 标尺长度为 0.1mm。显示岩石为颗粒支撑结构, 含有铅石重矿物。4. 日朗组火山岩屑砂岩显微照片, 标尺长度为 0.1mm。显示岩石为颗粒支撑结构, 石英颗粒为次棱角状至次圆状, 可见黑色火山岩屑, 大小约 0.3mm。5. 加不拉组黑色页岩中见浊流成因细粒粉砂岩和泥岩的鲍马序列 D-E 段, 显示为浊流远端沉积。6. 江孜北家宗卓组野外露头, 远观。灰色、灰绿色页岩、粉砂岩, 混杂有大量砂岩、灰岩等外来岩块。7. 床得组红色灰岩内含椭圆形碎屑及不规则长条状泥砾, 近照。泥砾成分为红色泥岩, 其长轴方向与层面方向近似一致, 显示灰岩在尚未固结成岩之前的塑性滑动成因。8. 甲查拉组砂岩层中见鲍马序列 A-D 段, 同时, 在砂岩底部见冲刷面。

2 沉积地层

一直以来,该地区在地层划分、地层时代的确定上存有分歧。但总体而言,江孜地区上侏罗统至古近系由维美组石英砂岩,加不拉组暗色页岩、床得组红色页岩和灰岩、宗卓组页岩夹外来岩块以及甲查拉组砂/页岩互层等岩石单元组成。从整个地区的地层对比及生物资料来看,维美组为晚侏罗世 Tithonian 期(万晓樵等,2005),加不拉组时代为 Berriasian-Santonian 期,床得组为 Campanian 期,宗卓组为 Campanian 晚期-Maastrichtian 期(王成善等,2000),甲查拉组时代为古新世—始新世早期(Li *et al.*, 2005)。这些不同地层单元分别在加不拉、床得、甲查拉等剖面中发育得尤为连续和完整。最近,Hu 等(2008)通过详细分析床得剖面的实地资料,从加不拉组底部将白垩系初期厚约 73m 的灰色页岩夹砂岩层单独划分为日朗组(Rilang Formation),根据丰富的菊石化石,将其时代确定为 Berriasian 期,本文将沿用这一划分标准。根据风化色的差异加不拉组又可进一步划分为黑层段和白层段(王成善等,2000),根据箭石、放射虫及有孔虫化石资料,认为黑层段时代为 Berriasian 晚期-Albian 晚期,白层段时代为 Cenomanian-Santonian 期(王成善等,2000)。同时,笔者近年来多次对该地区的野外考察,发现加不拉组顶部厚约 20m 的硅质岩段在研究区内广泛分布,因而建议将传统的加不拉组划分为黑层段、白层段和硅质岩段,具体划分将另文讨论,本文不再赘述。综上,江孜地区上侏罗统至古近系地层单元分别为:维美组,日朗组,加不拉组(包括黑层段、白层段和硅质岩段)、床得组、宗卓组和甲查拉组。

3 岩石学特征与沉积环境

3.1 维美组

维美组在研究区内分布连续,最早由王义刚等(1980)定义为厚层砂岩与页岩互层。维美组总体而言由石英砂岩或砂页岩互层组成。在床得剖面其厚度约为 60m(图版 1A),砂岩主要以夹层形式出现于粉砂质或硅质页岩中,在该组内部,砂岩层的厚度一般在 10~20cm,底部有一 70cm 厚砂岩层出露(Hu *et al.*, 2008),但顶部为厚度达 13m 的中厚层中粒石英砂岩,未见有页岩。砂岩体与上覆下伏黑色页岩均呈突变接触,部分岩体在侧向被尖灭,缺乏层理构造。

维美组砂岩以灰、黄灰色石英中-细粒含粗粒砂岩为主,可见岩屑石英砂岩(Hu *et al.*, 2008)。岩石为颗粒支撑结构,粒度可以为细粒至中粒,同一层内颗粒大小通常较一致。填隙物主要为杂基,含量一般 5%~10%,多可达 20% 左右,重矿物含量低,偶见锆石(图版 3)。砂岩中有漂浮的泥砾,泥砾平均 5~10cm,且有拖长变形现象(李祥辉等,2000),个别层段层面上砾石含量可达 20%~30%,成分较为复杂,除

泥砾外,还见砂岩、灰岩和硅质岩。

砂岩中 SiO₂ 含量高(表 1),其 Fe₂O₃ + MgO 为 2.92%, Al₂O₃/SiO₂ 为 0.11, K₂O/Na₂O 可达 15.93, Al₂O₃/(CaO + Na₂O) 达 29.32。表明岩石富集石英颗粒,具有再旋回特征(Bhatia, 1983),而化学不稳定颗粒含量较低,其化学组成与分布于全球范围的被动大陆边缘砂岩成分相似(Bhatia, 1983),根据地球化学组成与大地构造背景的关系可判别其为被动大陆边缘沉积。

从上述可知,维美组石英砂岩岩层上下界面均为突变接触,层理极不发育,有漂浮泥砾,背景沉积属(半)深海的黑色页岩沉积。这些特征说明其沉积水深为深海或半深海,漂浮的泥砾具有拖长变形现象,说明砂岩沉积非牵引流成因。同时上述砂岩特征又与其它浊流、等深流等深水碎屑沉积特征有显著区别,而与发育于北海北部的砂质碎屑流沉积特征类似(Shamugam *et al.*, 1994; Shamugam, 1996),沉积环境为斜坡上部,因此认为维美组石英砂岩为砂质碎屑流成因(李祥辉等,2000),沉积环境为斜坡上部。

3.2 日朗组

日朗组是从传统的加不拉组划分出来,其岩性主要为中灰色页岩夹砂岩,由底部至顶部砂岩夹层的层数和层厚逐渐增加,部分砂岩层在侧向被尖灭(Hu *et al.*, 2008)。在床得剖面出露最佳,厚度为 73m(图版 1B)。砂岩通常为细粒,绿灰色,层厚一般在几十 cm,在该组上部少数层位可达到 1m。以亚岩屑砂岩和亚长石砂岩为主,主要矿物:火山岩屑 25%~35%,石英含量 40%~70%。石英颗粒大小通常集中在两个范围,其一为 0.05~0.1mm,其二为 0.2~0.4mm,磨圆度差一中等,多为棱角状至次圆状。长石含量在 15%~25% 之间,主要为钾长石,斜长石含量较少。岩石中的重矿物组分,如锆石、金红石、榍石和电气石等含量较低(Hu *et al.*, 2008)。顶部厚层砂岩中有出现镁铁质的火山岩岩屑(图版 4),含量约为 3%,具有粗面结构。岩屑的成分主要由完全钠长石化的斜长石微晶和斑晶以及暗色隐晶质基质组成(Hu *et al.*, 2008)。

日朗组的背景沉积仍为黑色页岩,页岩中硅质含量较高,而 CaO 含量极低,推断其沉积于 CCD (Carbonate Compensation Depth, 碳酸盐补偿深度) 面以下,属于深海环境。Al₂O₃ 和 TiO₂ 含量远低于全球平均页岩和北美页岩,但 Al₂O₃/TiO₂ 比为 16.98,与 USGS 标样的比值 16.66 相近(Gromet *et al.*, 1984)。与全球平均页岩(Wedepohl 1969~1978)和北美页岩(Gromet *et al.*, 1984)的元素组成相比,其 Fe₂O₃ 含量较高,全铁含量相对于全球平均页岩极为富集。砂岩的岩屑成分主要火山岩屑,其中镁铁质岩屑占有一定比例,因而该组页岩中的 Fe 富集,可能为源区火山物质的大量输入导致。相对于维美组而言,砂岩组分急剧减少,部分砂岩层侧向尖灭,砂岩粒度为细粒,砂岩与页岩呈突变接触,

表1 江孜地区上侏罗统-白垩系不同岩石地层单元的常量元素分布特征(%)

Table 1 Composition of major element oxides (%) of different units of upper Jurassic to Cretaceous in Gyangze area

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
维美组砂岩	81.62	9.09	2.27	2.23	0.14	0.17	0.65	0.54	0.08	0.0046
日朗组页岩	68.82	9.51	12.72	2.12	0.11	0.23	0.73	0.56	0.25	0.018
黑层段	58.97	15.52	7.78	2.94	0.69	3.33	1.96	0.99	0.17	0.05
白层段	61.99	9.67	3.83	1.85	0.91	8.98	1.71	0.61	0.12	0.20
硅质岩段	76.35	7.48	3.94	1.04	0.79	3.05	1.18	0.48	0.11	0.21
红层段	53.26	18.61	10.74	4.27	0.69	2.26	1.90	1.52	0.27	0.13
宗卓组页岩	59.92	18.57	8.46	3.03	0.60	0.71	1.79	1.04	0.11	0.03

注: 本文数据主要以 XRF 方法在南京大学分析中心测试所得, 样品总数 101 个。表中所列数据为不同岩石单元样品常量元素含量的平均值。

这些特征代表沉积水深加深, 属斜坡下部重力流沉积。日朗组砂岩成分与下伏维美组显著不同的一点是其中含有火山碎屑物质, 指示了物源区的改变。

3.3 加不拉组

加不拉组(图版 1C)在床得剖面和加不拉剖面出露良好, 从底部至顶部, 根据风化色可以将其分为三个岩性段, 即黑层段, 白层段和褐色的硅质岩段, 相应的岩性分别为灰绿色页岩, 灰色页岩与泥灰岩互层, 以及黑色硅质岩。

灰绿色页岩是江孜地区下白垩统常见的岩相, 黄铁矿含量较高, 富含有机质, 含少量放射虫和有孔虫等微体化石, 同时可见顺层分布的箭石化石, 偶见灰岩和泥灰岩夹层。灰色页岩与泥灰岩互层为白层段的典型特征, 剖面上常见黄铁矿浸染现象。页岩中黄铁矿含量较高, 也见有孔虫等生物化石, 有孔虫壳体常为方解石, 而壳内为泥质充填, 页岩中偶见白云化作用, 镜下可见直径小于 0.05mm 的白云石。泥灰岩中的灰泥组分大于 90%, 生物含量少, 以有孔虫、钙质超微化石等居多, 偶见介形虫壳。生物扰动构造发育, 自生石英常见, 自生石英大小约为 0.4mm。黑色硅质岩主要分布于该组顶部, 厚约 20m, 在床得剖面和满拉水库剖面的厚度均约为 20m, 偶见薄层页岩夹层, 层厚一般在 10cm 左右, 颜色多为深灰色至黑色。放射虫含量在 20% 左右, 粒径 0.14mm, 硅质岩重结晶作用强烈, 给放射虫的鉴定带来了较大的困难, 因而硅质岩中放射虫的种、属尚不十分清楚。二者在地球化学成分上也有所差异, 黑层段灰绿色页岩主要表现为全铁与铝含量较高, 除灰岩和泥灰岩层段外, 大部分样品 CaO 含量在 5% 以下; 白层段钙质含量较高, 通常在 10% 左右, 而铁含量一般低于 5%; 硅质岩段 SiO₂ 含量极高, 平均可达 76% 以上, 除钙质页岩夹层, CaO 钙质含量低于 3%。

页岩中见有典型浊流沉积层序水平层理粉砂岩-黑色页岩层序, 即鲍马层序 D-E 段(图版 5), 为浊流远端沉积, 指示沉积环境为半深海斜坡下部-深海盆地。见生物扰动构造, 以具有强耐氧性的均分潜迹(Chondrites)为主(Savrdá and Bottjer, 1986), 尤为重要是 Wang 等(2001)在该段内发现 Cenomanian-Turonian 界线化石带以及相应的 δ¹³C 正偏现象, 表明其形成于缺氧环境, 对应于全球性的白垩纪大洋缺氧事

件(Oceanic Anoxic Events, OAEs, Jenkyns, 1980)。黑层段 Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 含量高于白层段, 而钙质含量低于白层段, 说明黑层段沉积于 CCD 面之下, 而白层段页岩主要为钙质页岩, 沉积于 CCD 面之上。相对于全球平均页岩, 黑层段至白层段下部全铁含量较为富集, 而白层段上部则为亏损。指示在黑层段至白层段下部可能由于黄铁矿含量高导致铁的富集, 而在白层上部由于缺氧作用造成 Fe 迁移至水体中, 导致沉积物中全铁含量亏损。硅质岩段最突出的特征是 SiO₂ 含量较高, 而钙质含量低, 块状构造, 表明其沉积速率缓慢, 沉积水深比下伏地层深, 沉积物-水界面位于 CCD 面之下, 陆源输入有限, 主要为放射虫生物沉积, 属典型的深水洋盆沉积。

3.4 床得组

床得组指江孜地区晚白垩世一套红色远洋沉积物, 在研究区内出露广泛, 其中以其建组剖面床得剖面研究最为细致(Li et al., 2005; Wang et al., 2005; Hu et al., 2005), 厚度约为 27m。岩石类型主要有红色页岩、泥灰岩和灰岩等。红色页岩为叶片状, 沉积构造不发育。有孔虫化石多被溶蚀, 硅质组分高, 缺少碳酸钙沉积。红色页岩中部常见红色泥灰岩和页岩互层, 泥灰岩中灰泥组分大于 90%, 生物含量极少, 如有孔虫和钙质超微化石等, 偶见介形虫壳。生物扰动构造发育, 常见粉砂级粒径的自生石英。红色灰岩主要见于该组的上部和底部, 与页岩呈突变接触, 底面可见塑性变形构造。含有有孔虫, 部分层位有孔虫含量大于 90%, 为红色有孔虫颗粒灰岩。通常有孔虫壳体被亮晶方解石充填, 壳内为泥晶或亮晶方解石充填。红色灰岩中可见两类性质不同的碎屑(图版 7), 其一为粒径在 1~10mm 之间的绿色碎屑, 成分主要为泥灰岩, 磨圆度高, 常为椭圆状至圆状。另一类为粒度在几 cm 至数十 cm 不等的红色泥砾, 成分与红色页岩类似, 泥砾可见拖长变形现象, 长轴方向通常与岩层倾向一致。床得组顶部可见灰色外来灰岩块体, 与页岩呈突变接触。从元素地球化学来看, 与其它岩层相比, 床得组最明显的特征是 Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 含量高, 红色页岩中的 CaO 含量低。

床得组的背景沉积为红色页岩, 页岩 CaO 含量常在 1% 左右, 代表其沉积于 CCD 面之下。Fe₂O₃/Al₂O₃ 远高于全球平均页岩, 指示铁的富集。而与日朗组及黑层段有所不同的

是,铁与铝的相关性较好,表明铁的主要来源是陆源输入(陈曦等,2008)。从前人研究可知铁主要以细小分散的赤铁矿形式赋存于岩石中(Hu et al., 2006),由于底层水氧化条件(Wang et al., 2005),导致铁得以保存。

在红色灰岩的底面常可见到塑性变形构造,指示在成岩之前,较浅水的碳酸盐沉积物滑移到深水过程中塑性变形的产物。灰岩中绿色碎屑的磨圆度较高,显然经过长距离搬运,相较于红色泥砾,这类碎屑应该是灰岩沉积的同生作用阶段由盆外经较长距离搬运而来。而红色泥砾岩性与页岩一致,且有拖长变形现象,可解释为,在页岩尚未固结成岩之前,由于浅水碳酸盐滑塌进入盆地,使其被快速搅动、掀起,快速沉积至灰岩内部并随之变形所致。该组顶部的灰色灰岩与页岩呈突变接触,未见有塑性变形构造,推断其为浅水先成岩石碎裂之后在重力作用下进入盆地。

3.5 宗卓组

宗卓组系杨遵仪和关顺宝(1964)命名,指江孜地区晚白垩世一套含大量外来岩块的混杂堆积,即所谓的“北家混杂岩”(吴浩若等,1977)。后经王成善(2000)重新厘定,与原始定义差别不大,但将江孜地区上白垩统划分为床得组和宗卓组,宗卓组厚度大于150m。背景沉积主要为灰色、灰绿色页岩,混杂有大量砂岩、灰岩及硅质岩组成的外来岩块(图版6)。页岩中可见沉积构造如水平层理、粒序层理、鲍马序列、均分潜迹(Chondrites)等。另外,还见典型的浊流沉积的槽模构造(胡修棉,2002)。

宗卓组以常见外来岩块为特征,岩块与基质为突变接触,长轴方向与层面方向基本一致。岩块分选差,多为1~3m,磨圆度较差,为棱角状、次棱角状,其成分复杂,但主要为沉积岩类,如砂岩、粉砂岩、灰岩和硅质岩。外来岩块中深水环境的放射虫、菊石、双壳等较为常见,部分灰岩和白云岩也反映来自浅海环境的沉积地层。外来岩块既有来自先期地层的,也有来自近乎同期沉积地层(胡修棉,2002)。基质成层性和连续性较好,变形相对较弱,成分以细粒陆源碎屑沉积为主,浊积砂岩和硅质页岩常见,尚有红色和灰绿色放射虫硅质岩和泥灰岩出现。

该组浊流发育,显示了深海-半深海沉积环境特点。页岩的CaO含量低,指示其为CCD面以下沉积。均分潜迹(Chondrites)具有很强的耐氧性(Savrdá and Bottjer, 1986),因而在宗卓组沉积期间,盆地从床得组的氧化环境再次返回到缺氧环境。宗卓组可见鲍马序列指示其岩块常伴随重力流沉积,同时岩块中化石时代与基质相当或老于基质,长轴方向多与层面平行,这些特征表明了宗卓组岩块区别于构造混杂岩(余光明和王成善,1990),应该是滑动或滑塌堆积成因,为先成岩石在固结成岩以后,由于岩崩作用而被搬运到远洋沉积物中。岩崩作用比床得组更为常见,标志着盆地持续处于不稳定状态。

3.6 甲查拉组

甲查拉组角度不整合上覆于晚白垩世宗卓组,总厚度为

880m,单层一般为块状且厚层、中厚层,薄层相对少见(图版2)(魏玉帅等,2006)。岩性主要为砂、页岩互层,自下而上砂岩比重逐渐增加。可见有鲍马序列A-D段(图版8)。部分层位中可见灰岩透镜体和包含泥砾的中粒砂岩或细砾岩(魏玉帅,2005)。

甲查拉组砂岩可占50%以上,主要为长石岩屑砂岩、岩屑砂岩、岩屑长石砂岩和石英砂岩(魏玉帅,2005;魏玉帅等,2006)。甲查拉组砂岩一般为灰绿色,砂岩的碎屑主要为石英、长石、岩屑和绿帘石等重矿物。石英的含量平均约为61%;长石的平均含量为14%,以斜长石为主;岩屑的平均含量为23%,其中以中性、中基性和酸性火山岩岩屑为主,如安山岩,安山玄武岩岩屑,粗面岩岩屑和流纹岩岩屑;重矿物含量低,可见绿帘石和锆石等(魏玉帅,2005;魏玉帅等,2006)。砂岩分选性为中等偏差。大多数碎屑颗粒呈次棱角状到次圆状。填隙物主要为杂基,含量一般为6%~13%。

与维美组相比,甲查拉组砂岩成分成熟度较低,磨圆度和分选性较低,不具备再旋回的特征,表明搬运距离较近。魏玉帅等(2006)通过碎屑成分分析认为甲查拉组物源区为再旋回造山带和混合造山带,另具俯冲带的性质,通过岩石地球化学和古水流分析,认为甲查拉组火山岩屑来自于雅鲁藏布江缝合带以北的冈底斯岩浆弧,因而此时印度与欧亚大陆的碰撞已经开始,甲查拉组沉积的大地构造背景为持续的碰撞隆升。甲查拉组主要是由砂、页岩互层组成,上部砂/页岩比明显高于中、下部,从下到上是粒度和砂岩层厚度增大的序列,鲍马序列指示砂岩为浊流成因,故甲查拉组总体是一套深海环境浊流成因的沉积,为深海环境下形成的多个海底扇叠加并由斜坡变陡而向前推进的结果,在盆地中形成复理石沉积。

4 盆地演化

根据前文对江孜盆地沉积岩石学特征的描述,以及对沉积环境变化的分析,认为盆地晚侏罗世至早古近纪的沉积物主要为深海和半深海悬浮沉积和生物远洋沉积,伴有砂质碎屑流及浊流沉积,部分层段可见滑塌及岩崩等块体搬运用作用沉积。推断其沉积环境主要为大陆斜坡至深水洋盆。但不同的岩性单元又具备其各自不同的沉积特征,如维美组石英砂岩、床得组红色灰岩、宗卓组外来岩块等。这些沉积记录的不同,反映了江孜盆地沉积环境的变迁,更进一步表明盆地经历了不同阶段的演化过程。本文根据其沉积岩石学特征,认为维美组为被动大陆边缘沉积,而被动大陆边缘盆地通常由大陆裂谷形成,经历盆地的发育与沉降过程,其沉降通常是由岩石圈变薄、热沉降或沉积负荷造成(Condie, 1997)。前人在研究特提斯喜马拉雅沉积演化历史时,认为江孜盆地的裂谷发育阶段主要在三叠纪时期,至侏罗纪时期进入裂后(post-rift)被动边缘阶段(Liu and Einsele, 1994)。而江孜盆地位处大陆碰撞带附近,因而它也具备从被动大陆边缘盆地向碰撞带不同盆地类型的转变(Tricart, 1984),随着缝合带的渐进式关闭(Graham, 1975),依次形成类似于当

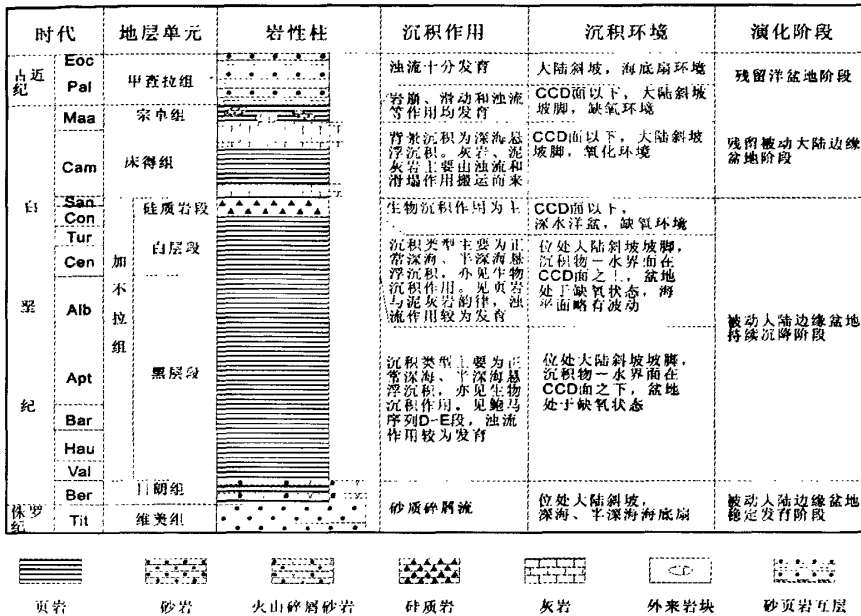


图3 江孜盆地沉积特征与演化阶段

Fig. 3 Sedimentological characteristics and evolution history of Gyangze basin

今孟加拉湾的残留洋盆地和前陆盆地等。

综上所述, 本文根据沉积岩石学特征, 在分析其沉积环境基础上, 认为江孜盆地晚侏罗世至早古近纪经历了由被动大陆边缘盆地向残留洋盆地的转化, 在转化过程中, 被动大陆边缘盆地经历了稳定发育、持续沉降和残留被动大陆边缘(赵锡奎等, 2007)等三个阶段, 最终转化为残留洋盆地。因此本文将江孜盆地晚侏罗世至早古近纪的演化历史划分为四个阶段(图3)。

4.1 被动大陆边缘盆地稳定发育阶段(Tithonian ~ Berriasian)

被动大陆边缘形成之初通常为大陆裂谷, 其沉积物常以成熟度较低的陆源碎屑或双峰式火山岩组成(Wilson, 1993)。而在晚侏罗世至早白垩世期间, 江孜盆地沉积物以砂质碎屑流成因的维美组石英砂岩及日朗组火山岩屑砂岩为特征, 其背景沉积为半深海灰色页岩, 由此推断其沉积环境为斜坡环境。维美组砂岩的地球化学组成与其它大陆的典型的被动大陆边缘沉积类似(Bhatia, 1983), 同时石英砂岩、页岩等高成熟度陆源碎屑物通常代表者稳定大地构造背景下的产物。日朗组的页岩含量比维美组高, 指示了海平面上升或盆地沉降的过程。日朗组页岩层的全铁含量相对于全球平均页岩较为富集, 这与本组的火山岩屑砂岩沉积相互呼应, 指示了源区火山物质的大量输入。依据上述沉积特征和沉积环境判别维美组和日朗组为被动大陆边缘沉积, 盆地已经处于稳定发育状态, 盆地沉降初见端倪。

4.2 被动大陆边缘盆地持续沉降阶段(Berriasian 晚期 ~ Santonian)

本阶段盆地内沉积物以加不拉组典型黑色页岩和硅质

岩发育为特征, 出露富含有机碳的黑色页岩及钙质页岩, 在该组顶部出露有深水黑色硅质岩。代表着海平面最大上升或盆地的最大沉降时期, 至该组顶部的黑色硅质岩段达到相对海平面最高值, 与白垩纪中期全球平均海平面变化相一致(Hu et al., 1987)。由于海平面的上升, 砂质碎屑流不发育, 代之以粉砂级至泥级的浊流远端沉积, 表明沉积环境已经由上一阶段的斜坡环境转变为斜坡坡脚位置(Liu and Einsele, 1994), 沉积物-水界面在 CCD 面上下波动最终停留在 CCD 面以下。盆地内部没有发现剧烈的事件沉积, 沉积物为相对均一的远洋半远洋背景沉积, 未见粗粒陆源碎屑或内碎屑, 因而, 沉积的控制因素仍然为海平面的相对升降, 构造活动不占主导因素。但这不表明盆地在该阶段始终处于绝对稳定状态, 可能的解释是盆地处于持续沉降阶段。如今大多数地质学家倾向于认为被动大陆边缘盆地的沉降是由于岩石圈的热收缩及沉积负荷的共同作用(Condie, 1997)。但就江孜盆地而言, 除热沉降以外还必须考虑到岩石圈变薄、水体负荷的增加等对于盆地沉降的影响, 因为此时特提斯洋中脊消失, 洋壳从转换断层处向北俯冲(刘志飞等, 2000), 俯冲产生的拖曳力可使得岩石圈被拉薄而导致盆地整体处于持续沉降(李思田等, 2004)。本阶段江孜地区相对海平面的上升, 水体负荷增加而造成岩石圈向下弯曲亦可导致盆地沉降(王成善等, 2003)。

4.3 残留被动大陆边缘盆地阶段(Santonian 晚期 ~ Maastrichtian)

这一阶段早期以出现床得组红色沉积为特征, 如前文所

述,其岩性以红色硅质页岩为主,页岩中部见有浊流成因红色泥灰岩夹层,床得组灰岩组分占有相当高的比例,出露于该组的底部和上部,为滑塌成因。红色沉积物是由于赤铁矿含量高所致,和全球范围内晚白垩世大洋底层水富氧有着密切关系。该阶段后期以外来混杂岩块(床得组顶部与宗卓组)的广泛发育为特征。岩块与基质接触关系明显,分选性与磨圆度都较差,因而推断是由于岩崩作用使得先成岩石破碎而被搬运到远洋沉积物中。一般而言,浊流、滑塌及岩崩等块体搬运作用都需要有一定的触发机制,在解释这些沉积作用及其触发机制时,必须考虑到此时特提斯洋的俯冲情况。伴随着洋壳的进一步俯冲,江孜盆地不断接近俯冲带,洋壳与陆壳过渡地带产生上翘而形成棱生体(Accretionary Prism),使得处于陆壳外缘的江孜盆地形成地堑(Liu and Einsele, 1994),印度被动大陆边缘及增生棱体由于地质应力作用破碎,并在重力作用下被搬运至江孜盆地中。江孜盆地不再处于稳定阶段,活动性逐渐增强。由此可以看出本阶段,在总体汇聚挤压背景下,由于俯冲板块前缘受到仰冲板块的垂向压力以致挠曲和派生的拉张作用加强,产生张性断裂。赵锡奎等(2007)通过对桂-粤交界的钦防地区的研究,将这类盆地定为残留被动大陆边缘盆地,随着板块的汇聚,可发展为残留洋盆地。

4.4 残留洋盆地阶段(Maastrichtian 晚期~Eocene 早期)

该阶段以发育甲查拉组砂、页岩互层为特征,甲查拉组物源区为再旋回造山带和混合造山带,另具俯冲带的性质,来自雅鲁藏布江缝合带以北的冈底斯岩浆弧的火山岩屑占有相当高的比例,因而此时在雅鲁藏布江缝合带至少已经部分形成,冈底斯弧风化物越过缝合带得以进入江孜盆地中,否则将沉积于江孜盆地北边的日喀则弧前盆地。结合上述甲查拉组的岩石特征和生物组合(李国彪等,2004)来看,甲查拉组仍为海相沉积环境,海水在江孜盆地没有完全退出。Dickinson(1980)及 Ingersoll and Busby(1995)根据板块构造与沉积盆地关系的模式中对残留洋盆地(remnant ocean basin)的定义是:位于汇聚边缘的收缩型盆地,盆地中沉积了巨厚的浊积岩,碎屑一般来自于相邻的缝合带。江孜盆地处于印度和欧亚大陆这两个正在碰撞的大陆边缘之间,并逐渐收缩,海水逐渐消退,盆地中沉积物主要为浊积砂岩,符合残留洋盆地的属性。甲查拉组砂岩层厚、粒度及砂岩所占的比重向上逐渐增加,如前文所述,砂岩为浊流成因,是多个海底扇叠加并向前推进的产物。综合以上特征,认为甲查拉组为造山期残留洋盆地阶段(Graham, 1975; Dickinson, 1980; Ingersoll, 1988),以发育水下扇为特征。

5 结论

江孜地区从晚侏罗世至古近系的沉积序列依次为:石英砂岩—页岩夹火山岩屑砂岩—黑色硅质/钙质页岩—黑色硅质岩—红色硅质页岩、泥灰岩夹滑塌灰岩—灰绿色页岩夹

外来岩块—砂/页岩互层。经历了构造稳定至活动的过程,晚侏罗世至早白垩世,沉积物以石英砂岩和火山岩屑砂岩为特征,盆地的构造背景较为稳定,为盆地的稳定发育阶段。白垩纪中期,沉积物主要为加不拉组页岩和硅质岩,指示了相对海平面逐渐上升,至该组顶部相对海平面最高,解释为由于洋壳向北俯冲而产生的拖曳力和水体负荷,使得盆地整体持续沉降。随着特提斯洋壳的进一步向北俯冲,洋壳与陆壳过渡地带带上翘而形成增生棱体,江孜盆地形成地堑并接受来自印度被动大陆边缘和增生棱体的岩块堆积,因此晚白垩世以床得组和宗卓组滑塌和岩崩沉积作用常见为特征,盆地活动性增强,称为残留被动大陆边缘盆地阶段。白垩纪末期至始新世初沉积物为海底扇相的砂/页岩互层,是碰撞抬升的背景下多个海底扇叠加并向前推进的产物,为造山期残留洋盆地演化阶段。综上所述,江孜盆地从侏罗纪、白垩纪的被动大陆边缘盆地逐渐演化为古近纪的残留洋盆,它是研究造山带盆地演化的典型地区,同时也是研究海平面和构造活动共同作用下沉积演化的典型地区。本文尝试性地从沉积岩石学特征来分析盆地的演化历史,从一个较长的时间尺度上描述盆地的演化过程,而造山带盆地通常经历了复杂的构造作用及后期改造,更精确地理解江孜盆地的演化,仍然需要从多个学科角度对其更进一步的研究。

致谢 南京大学地科系李祥辉教授和南京大学分析中心张孟群老师分别在野外考察和样品测试过程中给予了大量帮助,谨在此向他们表示由衷的感谢!

References

- Bathia MR. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6): 611-627
- Chen X, Wang CS, Hu XM *et al.* 2008. The occurrence of iron in the Chuangde Section of Gyangze, southern Tibet: Implications for the paleoceanography. *Acta Geologica Sinica*, 82(1): 77-84 (in Chinese with English abstract)
- Condie KC. 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Reed Educational and Professional Publishing Ltd
- Dickinson WR. 1980. Plate tectonics and key petrologic associations. *Geological Association of Canada Special Paper*, 20: 341-360
- Graham SA, Dickinson WR and Ingersoll RV. 1975. Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in the Apalachian-Ouachita system. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 273-286
- Gromet LP, Dymek RF, Haskin LA *et al.* 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2469-2482
- Haq BU, Hardenbol J and Vail PR. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167
- Hu XM. 2002. Sedimentary geology of Cretaceous in southern Tibet, and the Upper Cretaceous oceanic red beds. Unpublished PhD Thesis, Chengdu: Chengdu University of Technology, 1-68 (in Chinese with English abstract)
- Hu XM, Luba J, Wang CS *et al.* 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: Occurrences, lithofacies, age, and environments. 26: 3-20
- Hu XM, Wang CS, Li XH *et al.* 2006. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: lithofacies, environments and colour origin. *Science in China (Series D)*, 49: 785-795
- Ingersoll RV. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *GSA Bull.*, 100:

- 1704 - 1719
- Ingersoll RV and Busby CJ. 1995. Tectonics of sedimentary basins. In: Ingersoll RV, and Busby CJ(eds). Tectonics of sedimentary basins. Oxford: Blackwell Science
- Jenkyns HC. 1980. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, 137: 171 - 188
- Li GB, Wan XQ, Ding L *et al.* 2004. Responses in the southern Tibet: Analysis on sequence stratigraphy. *Acta Sedimentologica Sinica*, 22(3): 455 - 464 (in Chinese with English abstract)
- Li GB, Wan XQ, Liu WC *et al.* 2005. Discovery of Paleogene marine stratum along the southern side of Yarlung-Zangbo suture zone and its implications in tectonics. *Science in China(Ser. D)*, 48(5): 647 - 661
- Li JG, Zhou ZY, Wang QH *et al.* 2001. Analysis of sequence stratigraphy and depositional filling in the Gyangze Basin, Tibet. *Acta Sedimentologica Sinica*, 19(4): 488 - 492 (in Chinese with English abstract)
- Li ST, Xie XN, Wang H *et al.* 2004. Sedimentary basin analysis: Principle and application. Beijing: Higher Education Press. 1 - 410
- Li XH, Wang CS and Hu XM. 2000. Sedimentation of sandy debris-flow in deep-sea environment-verification from massive sandstone of the upper Jurassic-lower Cretaceous in Tibetan Tethys Himalayas. *J. Mineral Petrol.*, 20(1): 45 - 51 (in Chinese with English abstract)
- Li XH, Wang CS and Hu XM. 2005. Stratigraphy of deep-water Cretaceous deposits in Gyangze, southern Tibet, China. *Cretaceous Research*, 26: 33 - 41
- Liu G and Einsele G. 1994. Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalayas. *Geol. Rundsch*, 83: 32 - 61
- Liu ZF, Wang CS and Li XH. 2000. Sedimentary - tectonic evolution of the Yarlung Zangbo suture zone, southern Tibet, *Journal of Tongji University*, 28(5): 537 - 541 (in Chinese with English abstract)
- Peng YM, Li JG, Liu JD *et al.* 2001. Development of Jomzi basin in Southern Tibet. *Acta Sedimentologica Sinica*, 19(3): 345 - 350 (in Chinese with English abstract)
- Savrdra CE and Bottjer DJ. 1986. Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation of bottom waters. *Geology*, 14: 3 - 6
- Shanmugam G. 1996. High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows?. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 2 - 10
- Shanmugam G, Lehtonen LR *et al.* 1994. Slump s and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and northern North Seas (61 ~ 67N) : Implications for sand distribution. *AAPG Bull.*, 78(6) : 910 - 937
- Tricart P. 1984. From passive margin to continental collision: A tectonic Scenario for the western Alps. *American Journal of Science*, 284: 97 - 120
- Wan XQ, Gao LF, Li GB *et al.* 2005. Jurassic-Cretaceous boundary strata in Gyangze-Nagarze area, Tibet. *Geoscience*, 19(4): 479 - 487 (in Chinese with English Abstract)
- Wang CS, Li XH, Wan XQ *et al.* 2000. The Cretaceous in Gyangze, Southern Xizang (Tibet): Redefined. *Acta Geologica Sinica*, 74(2): 97 - 107 (in Chinese with English abstract)
- Wang CS, Hu XM, Sarti M *et al.* 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: A major change from anoxic to oxic, deep-sea environments. *Cretaceous Research*, 26: 21 - 32
- Wang CS and Li XH. 2003. Sedimentary basin: From principles to analyses. Beijing: Higher Education Press. 1 - 378
- Wang YG, Sun DL and He GX. 1980. New advances of the Stratigraphy in Chinese Mt. Himalaya. *J. Stratigr.*, 4(1): 55 - 59 (in Chinese with English abstract)
- Wedepohl KH. Handbook of Geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1969 - 1978
- Wei YS. 2005. Preliminary study on sedimentary geology of Gyachala Formation of Gyangze, Southern Tibet. Unpublished M. S Thesis, Chengdu: Chengdu University of Technology, 1 - 68 (in Chinese with English abstract)
- Wei YS, Wang CS, Li XH *et al.* 2006. Provenance analysis of Paleogene Gyachala Formation in southern Tibet; Implication for the initiation of collision between India and Asia. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 26(3): 46 - 55 (in Chinese with English abstract)
- Wilson TJ. 1993. Magmatism and the geodynamics of basin formation. *Sed. Geol.*, 86: 5 - 29
- Wu HR, Wang DA and Wang LC. 1977. The Cretaceous in Lhaze-Gyangze area of southern Tibet. *Scientia Geologica Sinica*, 3: 250 - 261 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZY and Wu SB. 1964. Belemnites of upper Jurassic in southern Tibet. *Acta Palaeontologica Sinica*, 12(2): 187 - 216 (in Chinese with English abstract)
- Yu CM and Wang CS. 1990. Sedimentological geology of Tethys, Tibet. Beijing: Geol. Publishing House. 47 - 49 (in Chinese)
- Zhao XQ, Yong ZQ, Li GR *et al.* 2007. Residual basin of passive continental margin - a neglected basin type. *Oil and Gas Geology*, 28(1): 121 - 128

附中文参考文献

- 陈曦, 王成善, 胡修棉, 黄永建. 2008. 西藏江孜地区海相白垩系沉积物赋存状态及古海洋意义. *地质学报*, 82(1): 77 - 84
- 胡修棉. 2002. 藏南白垩系沉积地质与上白垩统海相红层. 学位论文, 成都: 成都理工大学, 1 - 216
- 李国彪, 万晓樵, 丁林等. 2004. 藏南古近纪前陆盆地演化过程及其沉积响应. *沉积学报*, 22(3): 455 - 464
- 李金高, 周祖翼, 王全海等. 2001. 西藏江孜盆地的层序地层分析与沉积充填演化. *沉积学报*, 19(4): 488 - 492
- 李思田, 解习农, 王华等. 2004. 沉积盆地分析基础与应用. 北京: 高等教育出版社, 1 - 410
- 李祥辉, 王成善, 胡修棉. 2000. 深海相中的砂质碎屑流沉积——以西藏特提斯喜马拉雅侏罗-白垩系为例. *矿物岩石*, 20(1): 45 - 51
- 刘志飞, 王成善, 李祥辉. 2000. 西藏南部雅鲁藏布缝合带的沉积-构造演化. *同济大学学报*, 28(5): 537 - 541
- 彭勇民, 李金高, 刘家铎, 姚鹏. 2001. 西藏南部江孜盆地的演化特征. *沉积学报*, 19(3): 345 - 350
- 万晓樵, 高连凤, 李国彪, 陈文, 张彦. 2005. 西藏江孜-浪卡子一带的侏罗-白垩纪界线地层. *现代地质*, 19(4): 479 - 487
- 王成善, 李祥辉, 万晓樵, 陶然. 2000. 西藏南部江孜地区白垩系的厘定. *地质学报*, 74(2): 97 - 107
- 王成善, 李祥辉. 2003. 沉积盆地分析原理与方法. 北京: 高等教育出版社, 1 - 378
- 王义刚, 孙东立, 何国雄. 1980. 喜马拉雅地区(我国境内)地层研究的新认识. *地层学杂志*, 4(1): 55 - 59
- 魏玉帅. 2005. 西藏南部江孜地区古近系甲查拉组沉积地质初探. 学位论文, 成都: 成都理工大学, 1 - 68
- 魏玉帅, 王成善, 李祥辉, 曹珂. 2006. 藏南古近纪甲查拉组物源分析及其对印度欧亚大陆碰撞启动时间的约束. *矿物岩石*, 26(3): 46 - 55
- 吴浩若, 王东安, 王连城. 1977. 西藏南部拉孜-江孜一带的白垩系. *地质科学*, 3: 250 - 261
- 杨遵仪, 吴顺宝. 1964. 西藏南部晚侏罗世的若干箭石. *古生物学报*, 12(2): 187 - 216
- 余光明, 王成善. 1990. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 地质出版社, 47 - 49
- 赵锡奎, 雍自权, 李国蓉等. 2007. 残留被动大陆边缘盆地——一种被忽略的盆地类型. *石油与天然气地质*, 28(1): 121 - 128