

广西凭祥中三叠世盆地沉积特征与构造属性分析

宋博¹⁾, 闫全人¹⁾, 向忠金¹⁾, 陈辉明¹⁾, 马铁球²⁾, 杨广元³⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) 湖南省地质调查院, 长沙, 410011;

3) 内蒙古第二水文地质工程地质勘察院, 内蒙古鄂尔多斯, 017000

内容提要:凭祥中三叠世盆地位于印支地块与华南地块碰撞拼合的缝合带内, 记录了沿华南地块南缘展布的古特提斯分支洋盆俯冲闭合、印支地块与华南地块碰撞拼合的过程。本文通过大比例尺实测地质剖面, 详细测量了凭祥盆地沉积相序及其组合变化, 分析了不同相序的沉积环境及其物源, 并探讨了盆地构造属性。结果表明, 凭祥盆地主要充填有深水盆地相、浊积扇相和三角洲相等不同环境的沉积物。中三叠世期间盆地呈现为一系列因碰撞拼合作用形成的构造高地间夹深谷的岩相古地理面貌。深水盆地相以发育大套深灰色泥页岩和裹夹碎屑流沉积为特征, 碎屑流沉积发育于构造高地陡坡一侧。浊积扇相以发育槽模、正粒序、爬升波纹层理、包卷层理、双向交错层理、透镜状层理、平行层理为特征。三角洲相以发育大型板状交错层理、潮沟、厚层透镜状砂体和砖红色泥岩为特征, 类似发育于俯冲汇聚环境下的牙买加型扇三角洲, 可能发育于构造高地缓坡一侧。沉积作用分析表明, 主要存在碎屑流、浊流等重力流作用, 并识别出底流作用。古水流分析表明存在向南和向北两个方向的物质搬运。岩相学特征表明盆地砂岩成分成熟度和结构成熟度均较低, 物源为再旋回造山带或碰撞造山带。本文研究结果认为: 凭祥盆地是一个伴随古特提斯分支洋盆俯冲闭合而被强烈改造的残余弧前盆地, 时空上与之相配套是北泗群岛弧型流纹斑岩。该弧盆系统可能于晚二叠世末开始发育, 中三叠世末结束沉积充填, 暗示印支地块和华南地块最终于中三叠世碰撞拼合。

关键词: 凭祥盆地; 沉积相序; 残余弧前盆地; 古特提斯

凭祥中三叠世盆地位于广西南部与越南接壤的边境地区, 部分延入越南境内。由东向西沿中越边境的滇桂地区还发育一系列早-中三叠世盆地, 如地州盆地、渠洋盆地、南坡盆地、那坡盆地和八布盆地等(参见图 1a)。这些盆地充填物主要为三叠系海相复理石, 盆地北侧发育一套早-中三叠世岛弧中酸性火山岩^{②③④⑤⑥⑦⑧}(梁金城等, 2001; 吴根耀等, 2002; 覃小锋等, 2011; 胡丽沙等, 2012)。其中, 凭祥盆地北侧中酸性岛弧火山岩的年龄为 246 ± 2 Ma (SHRIMP 锆石 U-Pb, 覃小锋等, 2011), 那坡盆地北侧中酸性火山岩的年龄为 241 ± 2 Ma (LA-ICP MS 锆石 U-Pb, 胡丽沙等, 2012)。大地构造位置上, 这些三叠纪海相盆地沿一条近东西向的区域构造带断续分布, 吴根耀等(2001)将其定义为“八布-Phu Ngu 洋”。有学者提出, 该构造带是由古特提斯分支洋盆闭合、印支地块与华南地块碰撞形成的一条缝合带, 因此 Cai J X 等(2009)又将其定义为

“滇-琼缝合带”。

对于该构造带成因或性质还有不同认识。也有学者认为该构造带是发育于华南地块南缘的陆内裂谷(刘宝珺等, 1993)或者大陆边缘裂谷(曾允孚等, 1995)。通过对沿滇-琼构造带分布的蛇绿岩、洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩、岛弧火山岩和深水沉积的详细研究, 多数研究者倾向于将该构造带解译为沿中越边境一线发育的古特提斯分支洋盆(吴浩若等, 1993, 1997; 刘文均等, 1993; 张锦泉等, 1994; 王玉净, 1994; 梁金城等, 1996; 秦建华等, 1996; 邹日等, 1997; 王忠诚等, 1997; 张伯友等, 1995, 1997; 马文璞, 1998; 钟大赉等, 1998; Wu G Y et al., 1999; 董云鹏等, 1999; 吴根耀等, 2000, 2001; 吴根耀, 2001; Lehrmann et al., 2005)。但是, 关于该分支洋盆的形成时代、俯冲闭合过程、主要构造组成以及最终闭合时限等重要地质问题还存在争议。有些研究者认为伴随华南地块和印支地块碰撞拼合, 该分支洋盆

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40872147 和 41102141)和中国地质调查局项目(编号 1212011085415)共同资助的成果。

收稿日期: 2012-10-28; 改回日期: 2012-12-28; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 宋博, 1988 年生。硕士研究生, 主要从事造山带沉积学研究。通讯作者: 闫全人, 1964 年生。研究员, 主要从事造山带研究。

Email: qryan@cags. net. cn.

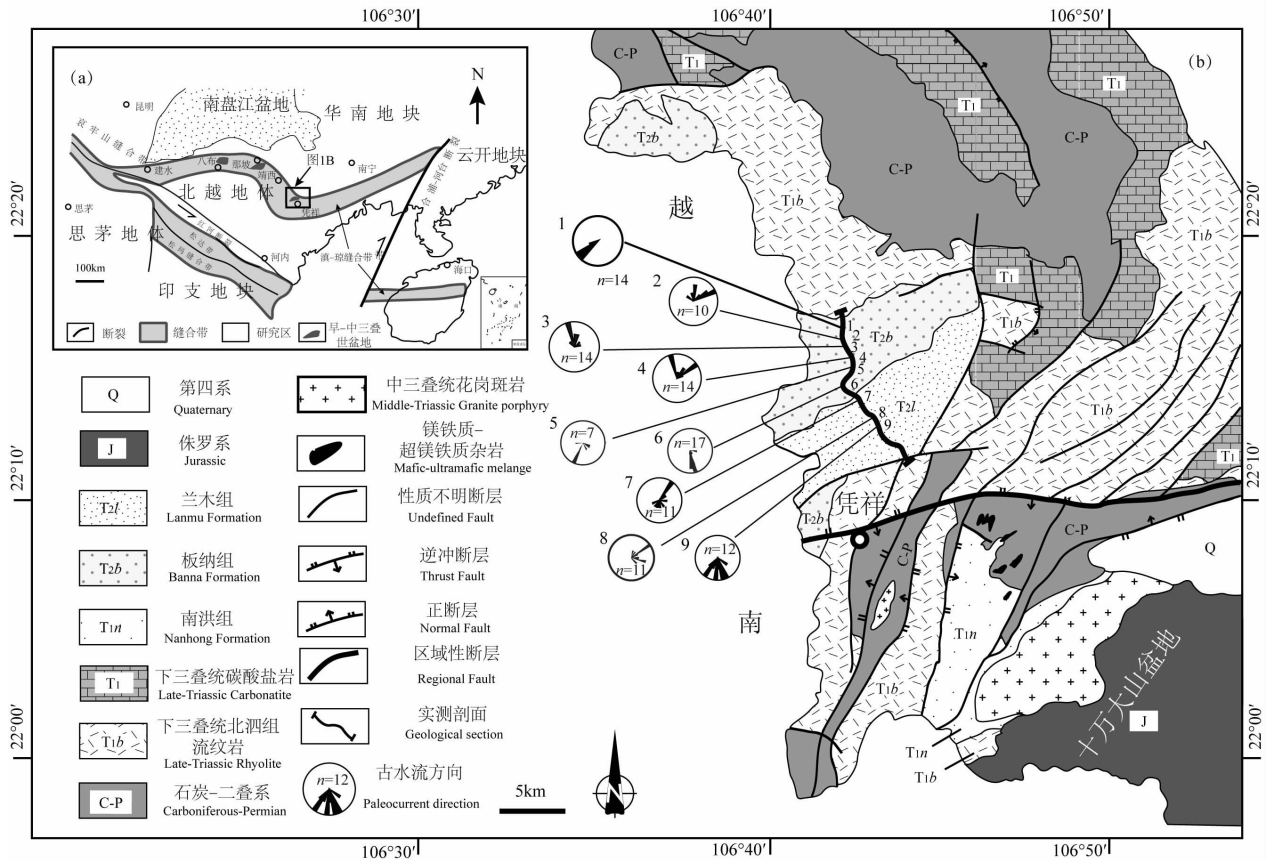


图 1 华南地块南缘区域大地构造简图(a,据 Cai J X et al. , 2009 简化)和广西南部凭祥中三叠世盆地地质构造简图(b,据广西地质调查研究院 2009 简化)

Fig. 1 Sketch map showing geology in the southern margin of the South China Block and its relationship with surrounding regions (a, simplified after Cai J X et al. , 2009) and geological sketch map of the Pingxiang Middle Triassic basin, southern Guangxi (b, simplified after Guangxi Institute of Geological Survey, 2009)

闭合形成的古特提斯缝合带在红河以东呈北东东向延伸,在北部湾折为近北西-南东向,在海南岛又转为近东西向(吴根耀等,2001)。另一些学者则认为该缝合带是沿着南盘江盆地南缘发育的一条近东西向构造带,通过北北东向合浦-河台右旋走滑断裂与海南岛中部东西向构造带相连(Cai J X et al. , 2009; Zhang K J et al. , 2009)。还有研究者提出该洋盆于晚古生代打开,晚三叠世闭合(吴浩若等,1993;张伯友等,1995;邹日等,1997;马文璞,1998;钟大赉等,1998;吴根耀等,2001,2002),如邹日等(1997)通过对云南河口 MORB 型细碧岩的研究提出该洋盆于中二叠世已经形成(263Ma,全岩 K-Ar)。钟大赉等(1998)识别出了 MORB 型八布蛇绿岩,吴根耀等(2001)测得该蛇绿岩的年龄为 328 Ma(Sm-Nd 等时线),并提出八布-Phu Ngu 洋盆在早石炭世就已经形成。马文璞(1998)推测该蛇绿岩北侧可能存在早中生代的岩浆弧。最近,我们测得

那坡盆地北侧弧型酸性火山岩的年龄为 255 ± 4 Ma,侵入到那坡盆地及其北侧岛弧中酸性火山岩和周围古生代地层中的碱质基性岩的时代为 219 ± 3 Ma(SHRIMP 锆石 U-Pb,闫全人等,待刊)。这暗示沿中越边界一线展布的古特提斯分支洋盆可能于晚二叠世末开始俯冲,晚三叠世初俯冲活动结束。这一推论与沿中越边界分布的盆地晚三叠世已由海相沉积转变为海陆过渡相和陆相沉积的地质事实相符。

另外,那坡地区残存的洋岛玄武岩和岛弧火山岩也暗示了洋盆的存在,与之共生的硅质岩具有明显的铈负异常(周怀玲等,1993;王忠诚等,1997),时代为晚泥盆世-中三叠世(吴浩若等,1997;吴根耀等,2000),这暗示沿中越边界一线展布的古特提斯分支洋盆可能于晚泥盆世就已经打开。在广西靖西地区发育一套夹于碳酸盐岩沉积中的枕状玄武岩,具有大陆板内或裂谷型玄武岩地球化学特征,时代

为晚泥盆世-早石炭世,前人研究认为该套玄武岩可能是靖西台地从印支地块裂解的产物(王忠诚等,1997;吴浩若等,1997),吴根耀等(2001)认为其代表着八布-Phu Ngu 洋盆的形成。建水地区的石炭纪岛弧型枕状熔岩和二叠纪弧后盆地型火山岩暗示古特提斯洋的东翼分支是经滇东南延入华南地区的(董云鹏等,1999;谢静等,2006)。根据对右江盆地三叠纪岛弧拉斑玄武岩的研究,结合右江弧后盆地三叠系沉积(张锦泉等,1994;秦建华等,1996)和那坡地区中三叠世早期岛弧火山岩特征(241 ± 2 Ma, 胡丽沙等,2012),刘文均等(1993)认为该洋盆早中生代可能就已经开始俯冲。吴根耀等(2001)则认为八布-Phu Ngu 洋盆于早二叠世至中三叠世一直向南西消减,晚三叠世洋盆闭合,在滇桂交界区存在印支期增生弧型造山带,并推断二叠纪的岩浆弧可能在越南境内。吴根耀等(2001)获得了八布蛇绿岩的就位年龄为 230 Ma(角闪石片岩中的角闪石 Ar-Ar 年龄),说明八布蛇绿岩的就位时代为中三叠世末。张伯友等(1997,2003)通过对广西岑溪地区出露的晚二叠世岛弧型玄武岩(Ar-Ar 等时线年龄 261 Ma)的研究,提出该构造带可能为二叠纪弧后(弧间)盆地。邓希光等(2004)对桂东南大容山-十万大山过铝质 S 型花岗岩进行了锆石 SHRIMP 定年,获得了 233 ± 5 Ma、 230 ± 4 Ma 和 236 ± 4 Ma 的印支期年龄,暗示着洋盆可能于中三叠世闭合。王玉净(1994)在广西钦州地区的小董、板城一带识别出了晚泥盆世-晚二叠世早期连续硅质沉积,含深水远洋型放射虫动物群,表明该构造带至少在晚泥盆世-晚二叠世就已发展为洋盆。吴根耀等(2011)在桂东南马山地区识别出印支期洋岛碱性玄武岩,首次提供了洋盆内地质记录的证据。

凭祥附近出露有几处超镁铁质-镁铁质岩块,其岩石组成包括单辉橄榄岩、辉长辉绿岩、拉斑玄武岩和硅质岩。吴根耀等(2002)推断它们代表了中生代洋盆。最近,我们对凭祥市以东夏石一带出露的超镁铁质-镁铁质岩块的地球化学分析表明,这些超镁铁质-镁铁质岩块为 MOR 型蛇绿岩,其中的角斑岩时代为 265 ± 2 Ma(宋博等,待刊),表明沿中越边界一线展布的古特提斯分支洋盆可能于中二叠世末就已经形成。凭祥盆地周缘大规模发育的三叠纪岛弧酸性火山岩,即北泗组流纹斑岩(246 ± 2 Ma, SHRIMP U-Pb, 覃小锋等,2011),表明该古特提斯分支洋盆早三叠世仍存在俯冲作用,但其最终闭合时代仍不确定。因为侏罗纪以来,在来自太平洋方

向的强大汇聚作用下,华南广布的薄皮冲断构造已把古特提斯构造形迹分割得支离破碎甚至完全掩盖(马文璞,1998;张岳桥等,2012)。另一方面,多数学者主要是对残存于该构造带内的超镁铁质-镁铁质岩开展岩石学、地球化学和年代学研究,鲜有从盆地沉积序列和相序组合与变化特点对洋盆闭合的响应方面开展详细研究。沉积相的变化客观地记录了沉积盆地和造山带的构造演化史(闫臻等,2008),因此本文通过详细测量凭祥中三叠世盆地充填序列、甄别沉积相、亚相和微相的组合特征与变化特点、分析沉积物源区与搬运方式,进而恢复盆地沉积环境及其与盆地构造演化的关系,为华南地块南缘古特提斯分支洋盆的闭合时限提供了沉积学约束。

1 区域地质背景

凭祥中三叠世盆地位于广西南部与越南接壤的边境地区,部分延入越南境内。区域构造上,凭祥盆地位于滇-琼缝合带内(图 1a)。盆地东侧以凭祥-东门区域性大断裂与十万大山盆地相邻(图 1b)。十万大山盆地是一个中-新生代盆地,早三叠世期间沉积海相复理石,中三叠世时期盆地逐渐充填变浅,晚三叠世盆地为海陆交互相和陆相沉积,侏罗纪-新近纪为典型的陆相红层沉积(吴根耀等,2002;Liang X et al., 2005;覃小锋等,2011)。凭祥中三叠世盆地形态明显受控于周缘断裂构造。前人研究成果认为这些断裂可能是伴随印支-燕山期强烈逆冲推覆作用而形成(梁金城等,1996,2001)。盆地及周边出露的地层从下至上包括有石炭系-二叠系碳酸盐岩、下三叠统南洪组砂岩、下三叠统碳酸盐岩、下三叠统北泗组中酸性火山岩、中三叠统板纳组和兰木组以及侏罗系陆相红砂岩等。

本文研究完成的实测剖面位于凭祥-安镇公路一线,长度约 12km,跨越地层有板纳组(T_2b)和兰木组(T_2l)(图 2)。区域地质调查工作将二者确定为地层整合接触关系^{①⑥}。但本文研究剖面实测结果表明板纳组和兰木组为断层接触关系(图 2,图 3)。总体上,地层变形较强,而变质程度较低。由北向南构造变形具有逐渐增强的特点,兰木组变形明显强于板纳组。盆地内部发育一系列逆冲断层和褶皱构造,强烈的褶冲作用可能造成了凭祥盆地部分地层的重复或缺失。根据区调资料,板纳组可分为 3 个岩性段,下部以土黄-灰色薄层泥岩、钙质泥岩为主,夹灰色薄层微晶灰岩或为互层,中部为一套岩屑砂岩、粉砂质泥岩,上部主要为泥岩夹粉砂质泥

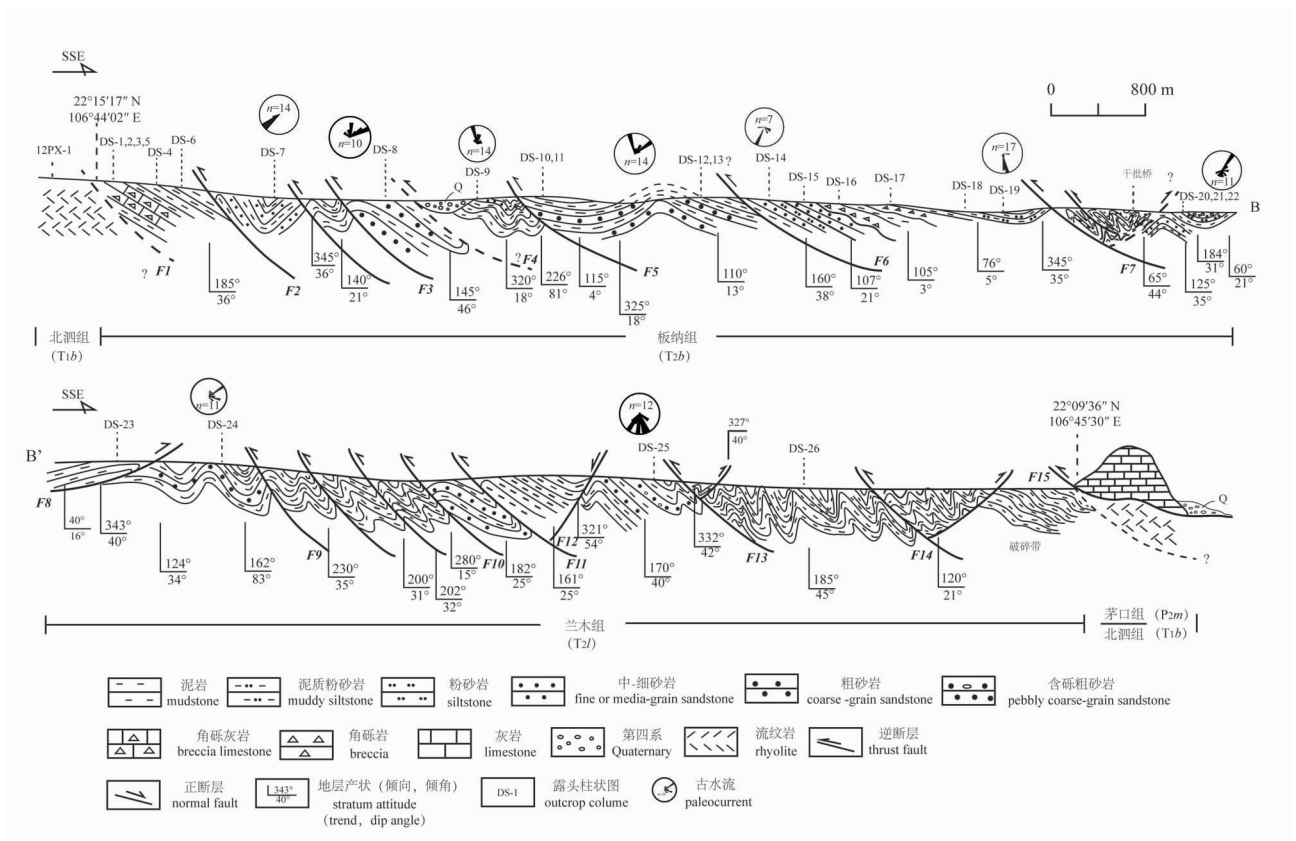


图 2 横跨广西凭祥盆地的凭祥-安镇实测剖面图

Fig. 2 The Pingxiang-Anzhen geological section across the Pingxiang Basin, Guangxi

岩、含砾泥岩、含砾粉砂质泥岩及少量岩屑砂岩，产植物茎、双壳类、菊石化石 1。兰木组下部为灰绿色钙质粉砂岩、泥岩夹粉砂质泥岩及泥质粉砂岩，中部为灰绿色泥岩夹粉砂质泥岩、泥质粉砂岩，产 *Entolium liscaviensis* Giebel (里斯卡光海扇)、*E. discites* Schlotheim (盘光海扇) 等，上部为灰绿色薄层状粉砂质泥岩、含钙粉砂岩夹浅灰绿色中层状泥质泥灰岩，产 *Cassianella* sp (平卡息安蛤)、*Myophoria* sp (褶翅蛤)^①。

2 沉积特征与沉积相分析

野外详细剖面测量和室内综合分析表明，凭祥中三叠世盆地充填物包括深水盆地相、浊积扇相和三角洲相等 3 种不同环境的沉积物(图 3)。板纳组三角洲砂体和浊积扇的砂体厚度明显大于兰木组。兰木组主要以深水盆地泥岩和浊积扇外扇的细-粉砂岩为主，三角洲砂体出露相对局限。

2.1 深水盆地相

深水盆地沉积包括滑塌体 (slump)、滑移体 (slide)、碎屑流 (debris flow)、浊积岩 (turbidite)、等深积岩 (contourite) 以及水道-堤坝-朵体系统

(channel-levee-lobe system) 等 (Shanmugam, 2000; Saito et al., 2002; Wynn et al., 2002; Mulder et al., 2012), 主要堆积 3 类沉积物: 砂或粉砂、浊积泥和半远洋泥 (Rupke et al., 1974), 但浊积泥和半远洋泥一般难以区分 (Reading, 1985)。凭祥中三叠世盆地中的深水盆地相沉积包括泥岩和夹于其中的碎屑流沉积。沿横切盆地的凭祥-安镇剖面共发育有 3 处碎屑流沉积, 分别位于板纳组底部、上部以及兰木组下部(图 3)。

盆地平原相泥岩以青灰色纹层状泥岩为主(图 4a, 5a), 淋滤氧化致局部为砖红色。泥岩纹层厚 $\leq 2\text{mm}$, 层系厚约 1cm, 易剥离, 偶夹厚约 2~10cm 透镜状砂体(图 5b)。破劈理发育, 使得泥岩破碎成 $0.8\text{cm} \times 1.3\text{cm}$ 的小型菱块, 原生层理已不明显。泥岩中沉积构造不发育, 未观察到深水生物遗迹化石, 其中相对保存完整的透镜状砂体可能是深水盆地中的小型重力流沉积。

第一处碎屑流沉积位于板纳组底部, 根据其其与下三叠统北泗组流纹岩接触的负地形特征推测, 二者可能为断层接触关系(图 2, 3)。该处共发育 10 套规模不等的碎屑流沉积(图 4b), 总体厚度不等,

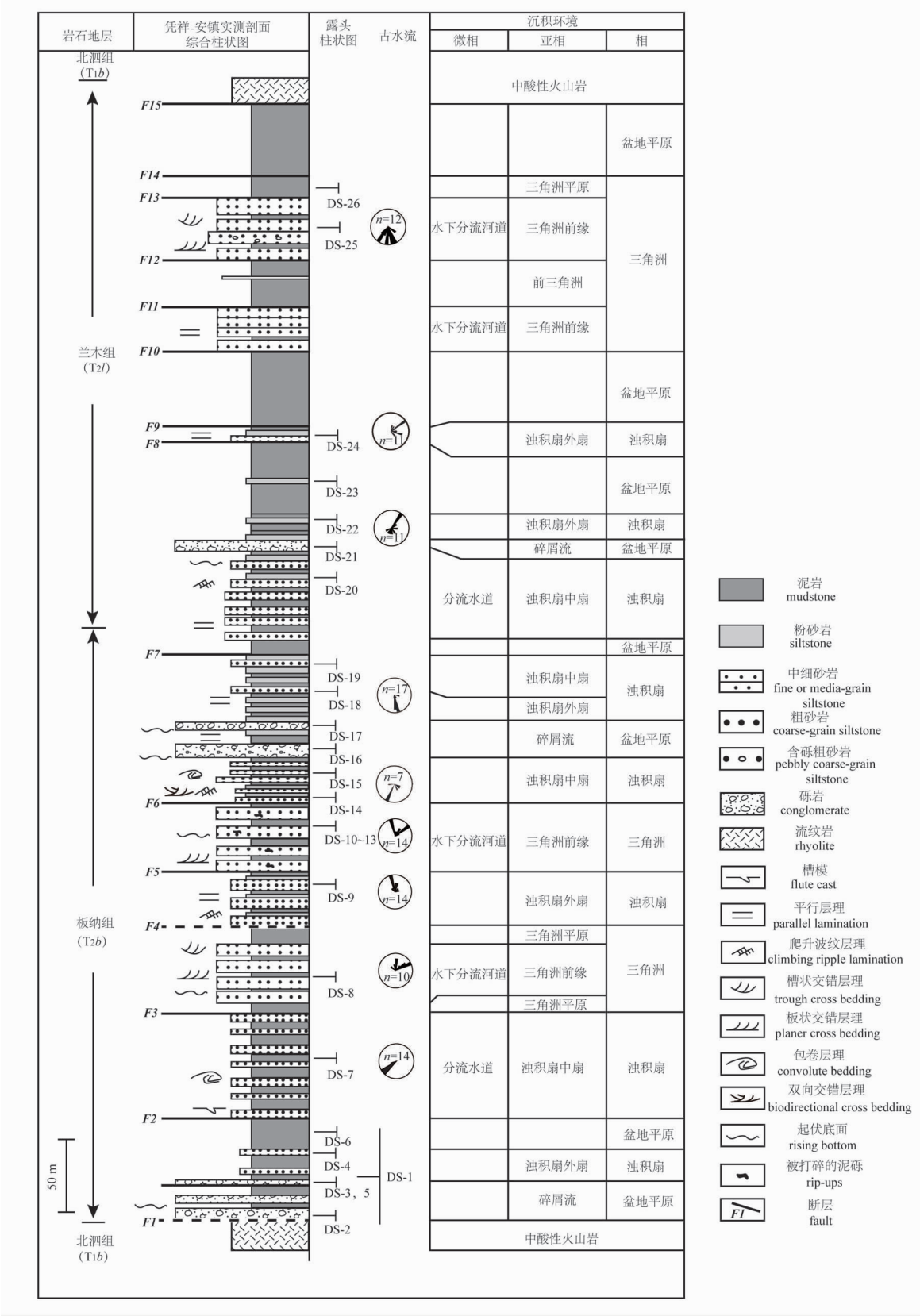


图 3 广西凭祥-安镇实测剖面综合柱状图

Fig. 3 Composite map showing sedimentary characteristics of the Pingxiang-Anzhen section, Guangxi

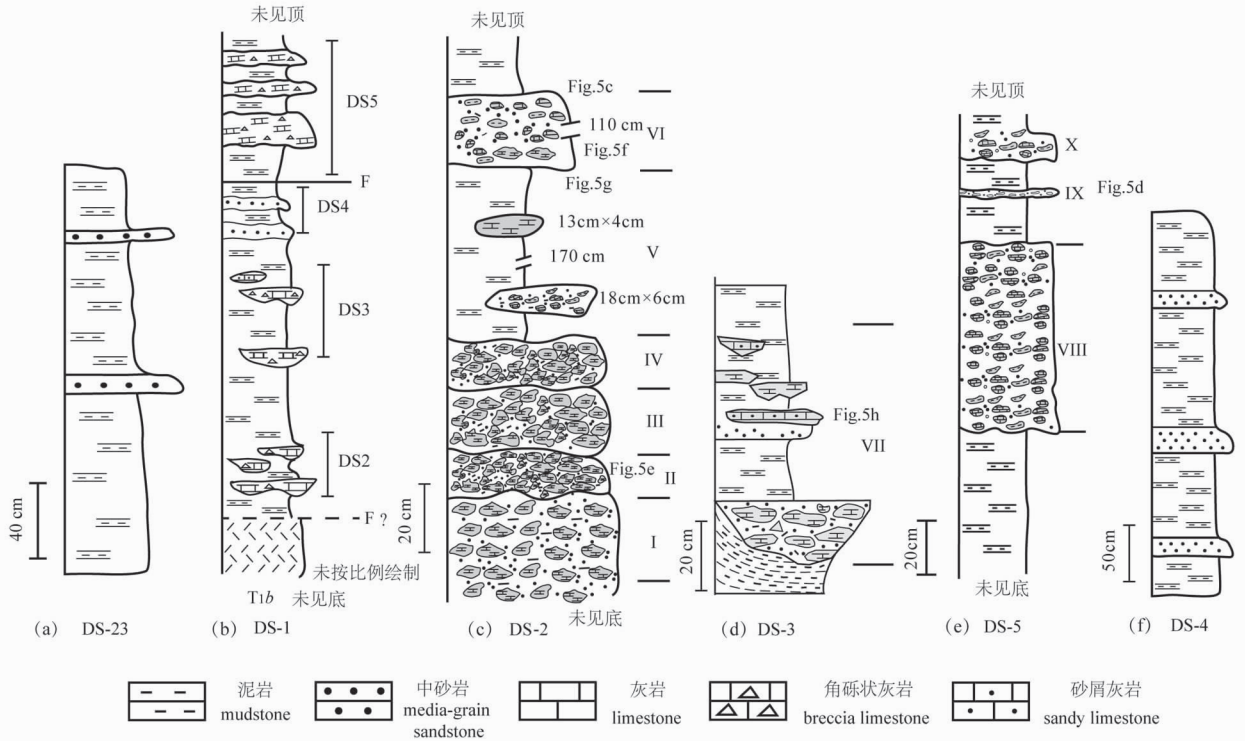


图 4 广西凭祥中三叠世盆地深水盆地相沉积和第一处碎屑流沉积柱状图

Fig. 4 The sedimentary columns of deep basin and the first debris flow, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

厚者 110cm(图 5c),薄者 3cm(图 5d),呈透镜状产自青灰色纹层状泥岩中(图 4c,5c),可分为基质支撑和颗粒支撑两种砾岩。其中基质支撑砾岩的砾石大小不一,砾径 $\leq 3\text{cm}$,多为 1cm~2cm,呈棱角-次棱角状,少数浑圆状,分选性和磨圆度均较差,砾石成分为深灰色鲕粒灰岩(图 4c,5e),杂基为砂泥质,钙质胶结,具有高起伏底面和顶面(图 4c,5c)。颗粒支撑砾岩,砾石大小不一,呈棱角状-次棱角状,砾径 $\leq 1\text{cm}$,多小于 0.8cm,砾石主要为深灰色灰岩,杂基为砂泥质,钙质胶结(图 5f),具高起伏底面。还可见部分透镜状(13cm $\times$ 4cm)的浅灰色灰岩砾石夹于泥岩地层中。其中局部碎屑流沉积(VI)具有较平坦的底面(图 4c,5g),泥岩砾石存在被拉长变形现象(图 4c,5f)。碎屑流沉积(VII)中见透镜状(20cm $\times$ 8cm)砂屑灰岩块体(图 4d,5h),长轴近平行于泥岩地层。

碎屑流沉积之上为一套外扇浊积岩(图 4f)和深水盆地泥岩,砂泥岩互层,砂岩层厚约 20cm,泥岩厚约 100cm,砂泥比为 1:5,砂岩底面平直。

第二处碎屑流沉积位于板纳组上部钙质含量较高的浊积岩地层中,共发育 2 套碎屑流成因的砾岩。由下至上各自特征如下。

(1)碎屑流沉积(I)(图 6a):厚约 4m,基质支撑,砾石大小不一,分选性和磨圆度均较差,砾石以角砾灰岩为主,呈棱角状-次棱角状,极少数为砂岩和被拉长的泥砾,杂基为砂泥质,钙质胶结,说明了角砾灰岩的垮塌、碎裂和再胶结作用。角砾灰岩为外来块体,被熔蚀成孔洞状(图 7a),与上覆和下伏泥岩地层接触关系呈“上平下凹”状(图 7b),亦可见被泥岩包裹的灰岩砾石。

(2)碎屑流沉积(II)(图 6b):厚约 1.1m,基质支撑,砾石为泥岩,灰岩和钙质砂岩,杂基为砂泥质,钙质胶结,泥岩砾石(20cm $\times$ 5cm)较碎屑流沉积 I 明显增多,且磨圆度较差,呈棱角状-次棱角状,而灰岩砾径 $\leq 4\text{cm}$,浑圆状(图 7c),具重结晶现象,钙质砂岩砾径大者可达 16cm,浑圆状,此外,钙质砂岩尾部存在被拖曳拉长现象。

第三处碎屑流沉积位于兰木组下部,呈下切上平透镜状,长约 4 m,最厚约 1.2 m。下部为浊积扇中扇分流道道的砂泥岩(图 6c,6d),上部为浊积扇外扇的粉砂岩和泥岩(图 6E)。砾石为棱角状砂岩和泥岩,砂岩砾石大者可达 70cm $\times$ 20cm(图 6d,7d),碎屑流沉积顶底均为泥岩,顶面平坦,底面高起伏,与下伏泥岩接触处发育拖曳的软沉积变形现象。

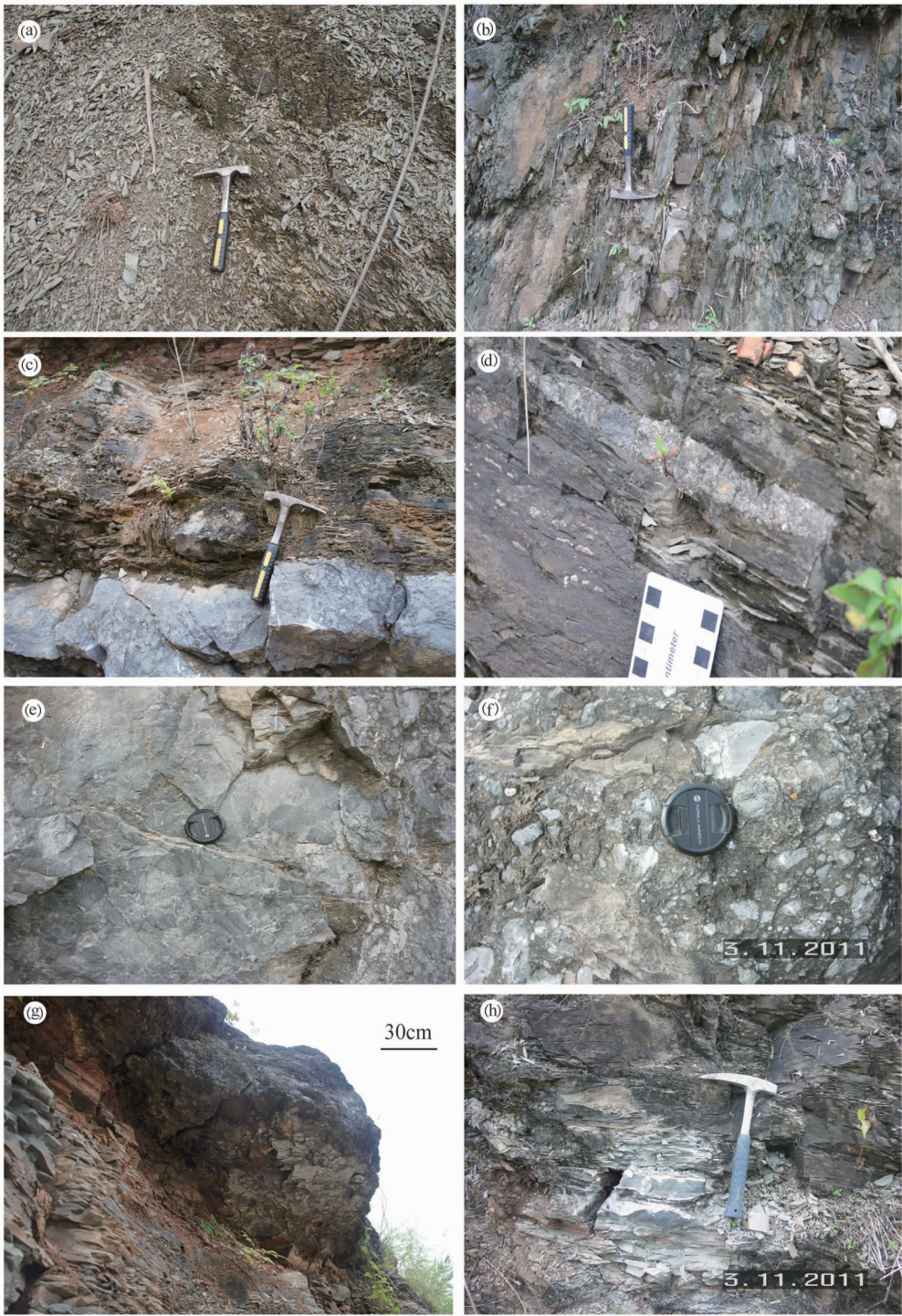


图 5 广西凭祥中三叠世盆地深水盆地相沉积和第一处碎屑流沉积野外照片

Fig. 5 Field photographs showing the sedimentary features of deep basin and the first debris flow, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

(a)—深水盆地相中的泥岩;(b)—深水盆地相泥岩中的透镜状砂体;(c)—泥岩地层中的砾岩透镜体;(d)—碎屑流沉积 IX,呈透镜状产自泥岩地层中;(e)—颗粒支撑的砾岩;(f)—基质支撑砾岩中变形的泥岩砾石;(g)—基质支撑砾岩的平坦底面;(h)—长轴平行于地层的砂屑灰岩砾石

(a)—Mudstones in the deep basin facies; (b)—lenticular sandbody in deep basin mudstones; (c)—lenticular conglomerate in mudstone strata; (d)—debris flow IX, which is lenticular in the mudstone strata; (e)—clast-supported conglomerates; (f)—deformed mudstone in the matrix-supported conglomerates; (g)—the flat bottom surface of matrix-supported conglomerates; (h)—calcarenite with the long axis parallel to the strata

该套碎屑流发育于浊积扇外扇至深水盆地的过渡部位(图 6f,6g),砾石可能为浊积扇中扇分流水道的砂岩。

第一处碎屑流沉积位于深水盆地的泥岩之中,第二、三处碎屑流位于浊积扇外扇至深水盆地的过渡部位,其中第二处碎屑流沉积的上覆和下伏浊积扇砂岩为钙质胶结(图 7e,7f),这可能说明滨浅海的碳酸盐岩为其提供了较多的钙质成分,该处碎屑流沉积以灰岩砾石为主也说明了这一点。

2.2 浊积扇相

凭祥盆地浊积扇相包括中扇和外扇两个亚相,外扇亚相和盆地平原相呈过渡关系,总体上,板纳组浊积扇的砂体明显较兰木组更为发育,兰木组多以盆地平原的泥岩和浊积扇外扇的细-粉砂岩为主。

2.2.1 中扇亚相

中扇水道沉积物为不同粒级砂岩,呈透镜状且横向叠覆,发育鲍玛序列 a+b 段、a+b+c 段、a+e

段、a+d 段、c+d+e 段、b+c 段等组合,展示了典型的水道化中扇沉积特征。水道间为互层的薄层粉砂岩和泥岩。砂泥比约 1 : 1.5,砂体厚度向上变薄,呈现 60cm、10cm、7cm 和 5cm 的规律性变化,侧向延伸近百米。发育的鲍玛序列特征为:

a 段:粗砂岩,偶见正粒序结构(图 8a,8b,9a),黄铁矿化。另见中砂岩底面呈低起伏(图 6c),层厚 4~10cm,发育舌状槽模(图 8c,9b)。

b 段:中砂岩,底面平直,厚约 3~30cm,发育平行层理(图 8d,9c)。

c 段:中细砂岩或粉砂岩,层厚约 5~12cm,发育槽状交错层理(图 8e,9d)、双泥岩层(图 9e)、双向交错层理(图 8e,9f),爬升波纹层理(图 8e,9g)和包卷层理(图 9g),发育爬升波纹层理的砂岩具高起伏底面(图 9h)。

d 段:粉砂岩,层厚约 5cm,发育水平层理(图 8b,9i)。

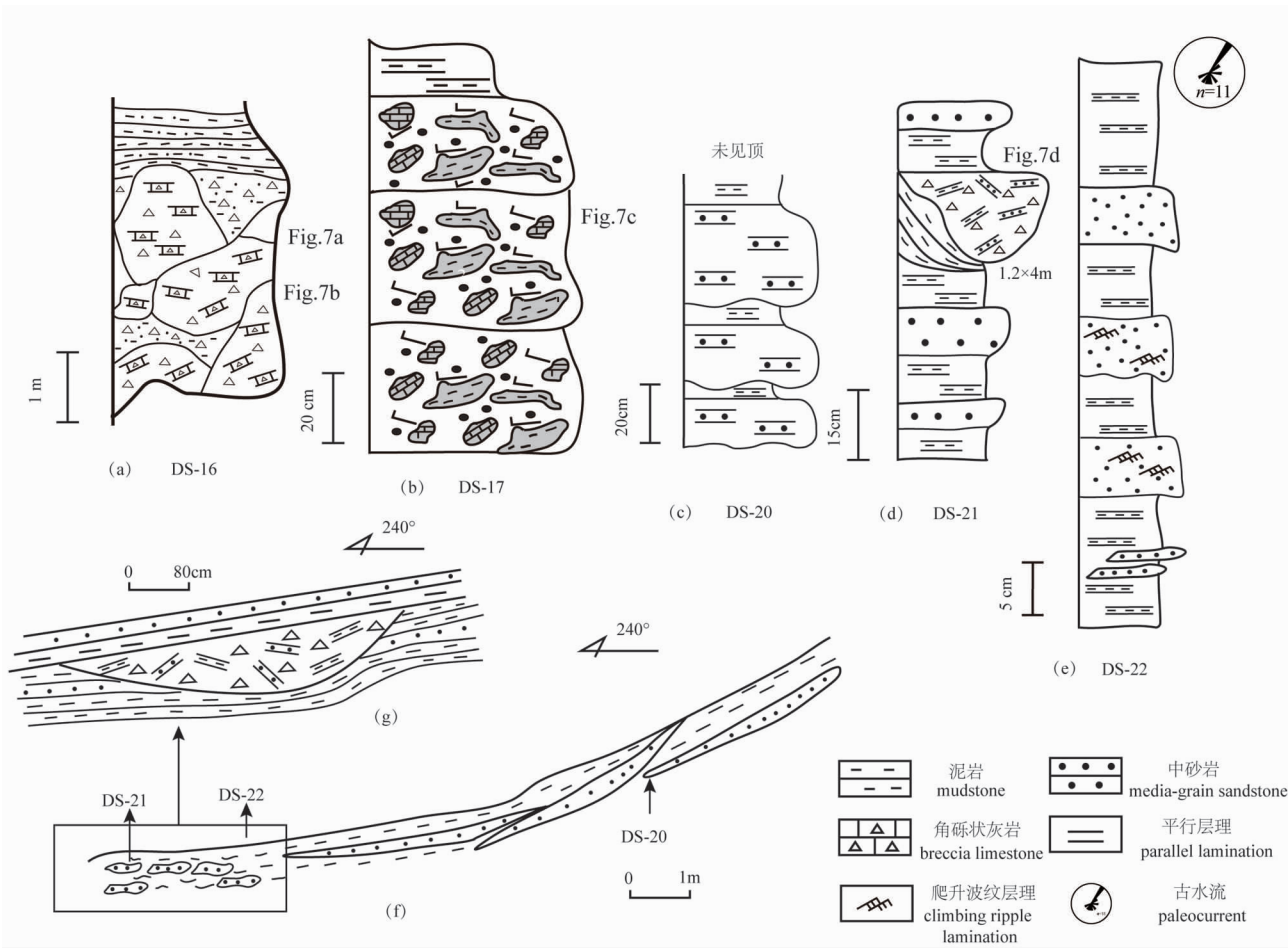


图 6 广西凭祥中三叠世盆地深水盆地相中第二、三处碎屑流沉积柱状图
Fig. 6 The sedimentary columns of the second and third debris flow deposits, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

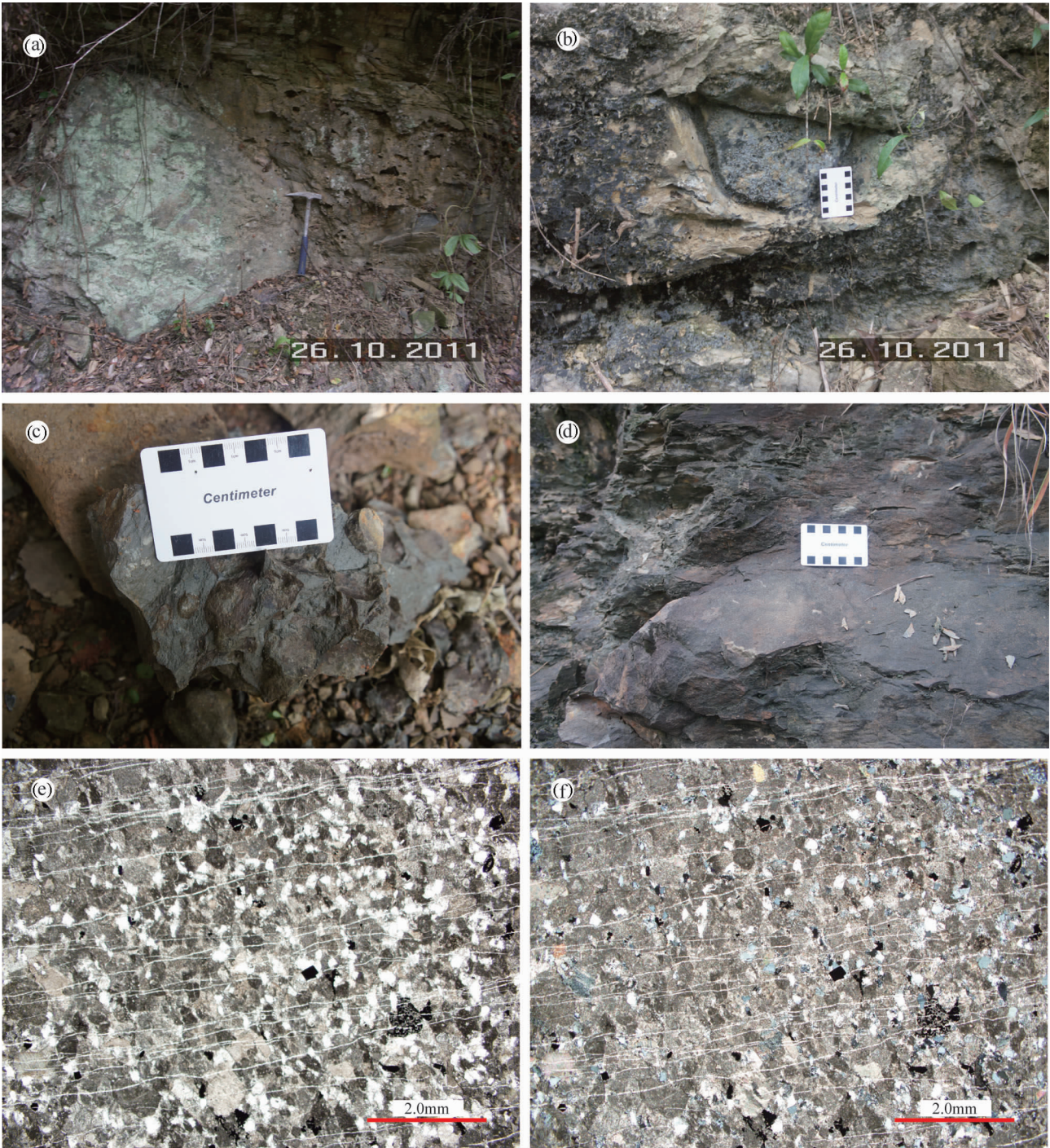


图 7 广西凭祥中三叠世盆地深水盆地相中第二、三处碎屑流沉积野外照片及岩相学特征

Fig. 7 The outcrop photographs of the second and third debris flow deposits, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

(a) —基质支撑砾岩的灰岩砾石被溶蚀成孔洞; (b) —泥岩地层中的灰岩砾石; (c) —浑圆状灰岩砾石; (d) —砂岩砾石;
(e) —钙质胶结的砂岩(单偏光); (f) —钙质胶结的砂岩(正交偏光)

(a) —The corrosion of the limestone gravel in matrix-supported conglomerates; (b) —limestone gravel in the mudstone strata; (c) —round limestone gravel; (d) —sandstone gravel; (e) —sandstone with calcareous cement (plane polars); (f) —sandstone with calcareous cement (crossed polars)

e 段: 泥岩, 为一次浊流事件后最细颗粒物在深水中的直接沉降产物。

2.2.2 外扇亚相

外扇亚相以青灰色砂岩和青灰色泥岩组合为特征, 砂泥比 1 : 5, 偶夹青灰色透镜状砂体, 厚约 2cm

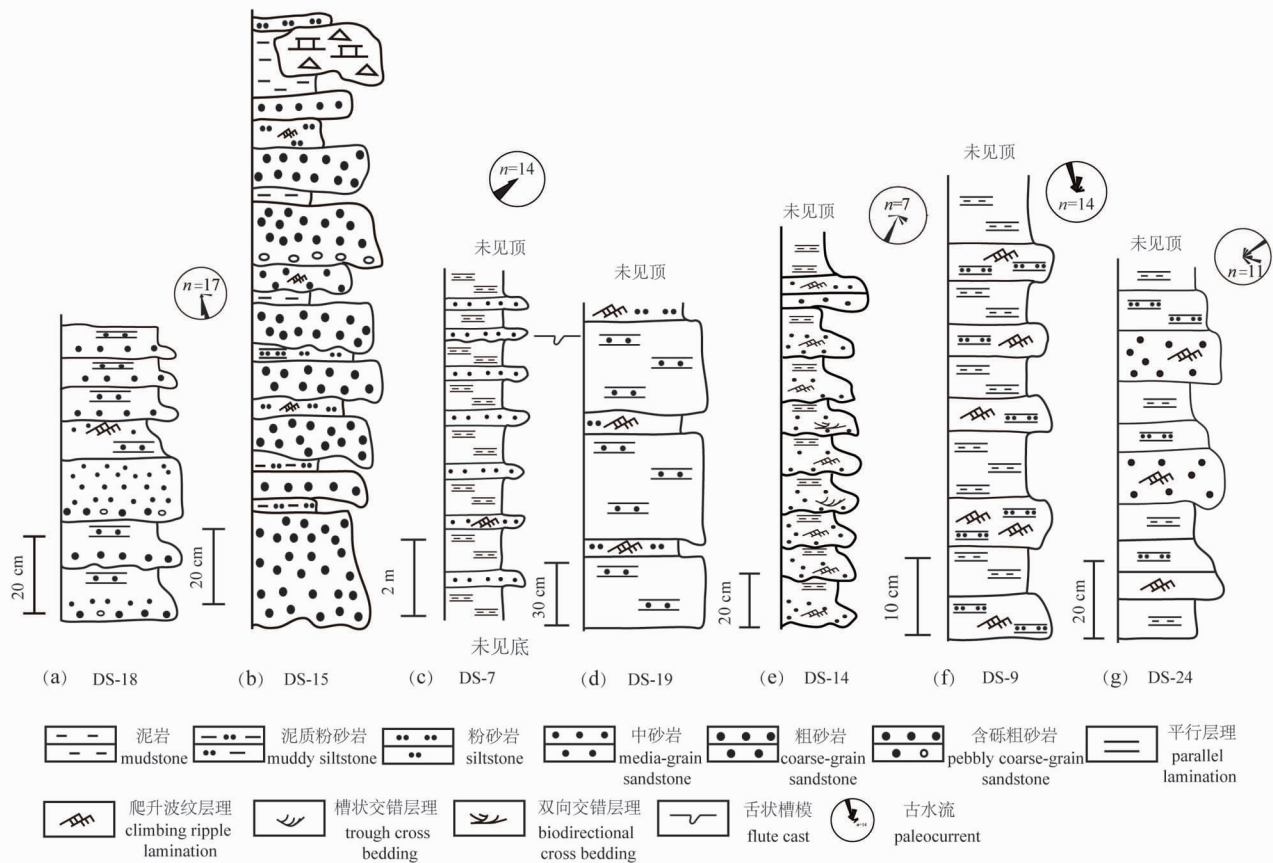


图 8 广西凭祥中三叠世盆地浊积扇相沉积柱状图

Fig. 8 The sedimentary columns of turbidite fan facies, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

(图 9j),发育鲍马序列 c+d+e 段组合(图 8f,8g)。c 段为厚 5~12cm 的细砂岩,发育韵律层理(图 9k)、爬升波纹层理、透镜状层理(图 9l),底面或平直或起伏,可见大量黄铁矿化,砂岩具高起伏底面并对底部泥岩形成侵蚀,含有泥砾(图 9h),d 段为厚 7~16cm 的泥质粉砂岩,发育水平层理,e 段为悬浮沉积的泥岩,与深水盆地相呈过渡关系。

2.3 三角洲相

板纳组 and 兰木组中各出露两套三角洲相沉积,包括三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲 3 个亚相。三角洲平原亚相由洪泛期的泥岩(图 10a,11a)组成,局部可见潮沟沉积(图 10b,11b)。

2.3.1 三角洲前缘亚相

三角洲前缘亚相包括水下分流河道和水下分流间湾两种微相。

水下分流河道沉积野外露头上以堆叠的透镜状或席状砂体为典型特征,岩性主要为深灰色粗粒岩屑砂岩和亚岩屑砂岩,中厚层块状构造,含黄铁矿。沉积构造以发育大型板状交错层理(图 10c,11c)为

标志。受后期构造作用,砂岩体破劈理十分发育(图 10d,11d),呈现球形风化特点。

分流河道砂体横向叠覆,可分为两种:一种为透镜状,向两侧尖灭,最厚处达 3m,顶部为砖红色泥岩,底面起伏不平,侧向延伸与砖红色泥岩斜交(图 10d,10e)。一种为席状(图 10f,11e),层厚较稳定,延伸较远,可达数十米,厚约 7~110cm(图 10c,10f,10g,10h)。砂体底部可见扁平状砂屑灰岩砾石(5cm×2cm),最大扁平面与地层近平行(图 10c,11f),并含有被打碎的泥砾(图 10b,11g)和黄铁矿。水下分流间湾微相为砂体间厚约 2~4cm 的黄绿色泥岩(图 10f,10g,10h,11h),局部砂体少或无泥质夹层,发育冲刷面。

2.3.2 前三角洲亚相

前三角洲亚相为黄绿色纹层状泥岩、青灰色薄层状泥质粉砂岩偶夹青灰色透镜状细砂岩,砂体厚度 9~100cm,沉积构造不发育。泥质粉砂岩破劈理十分发育,砂岩透镜体被错成断块状。泥岩层系厚约 10cm,纹层 0.5~1mm,岩石风化破碎,断层十分

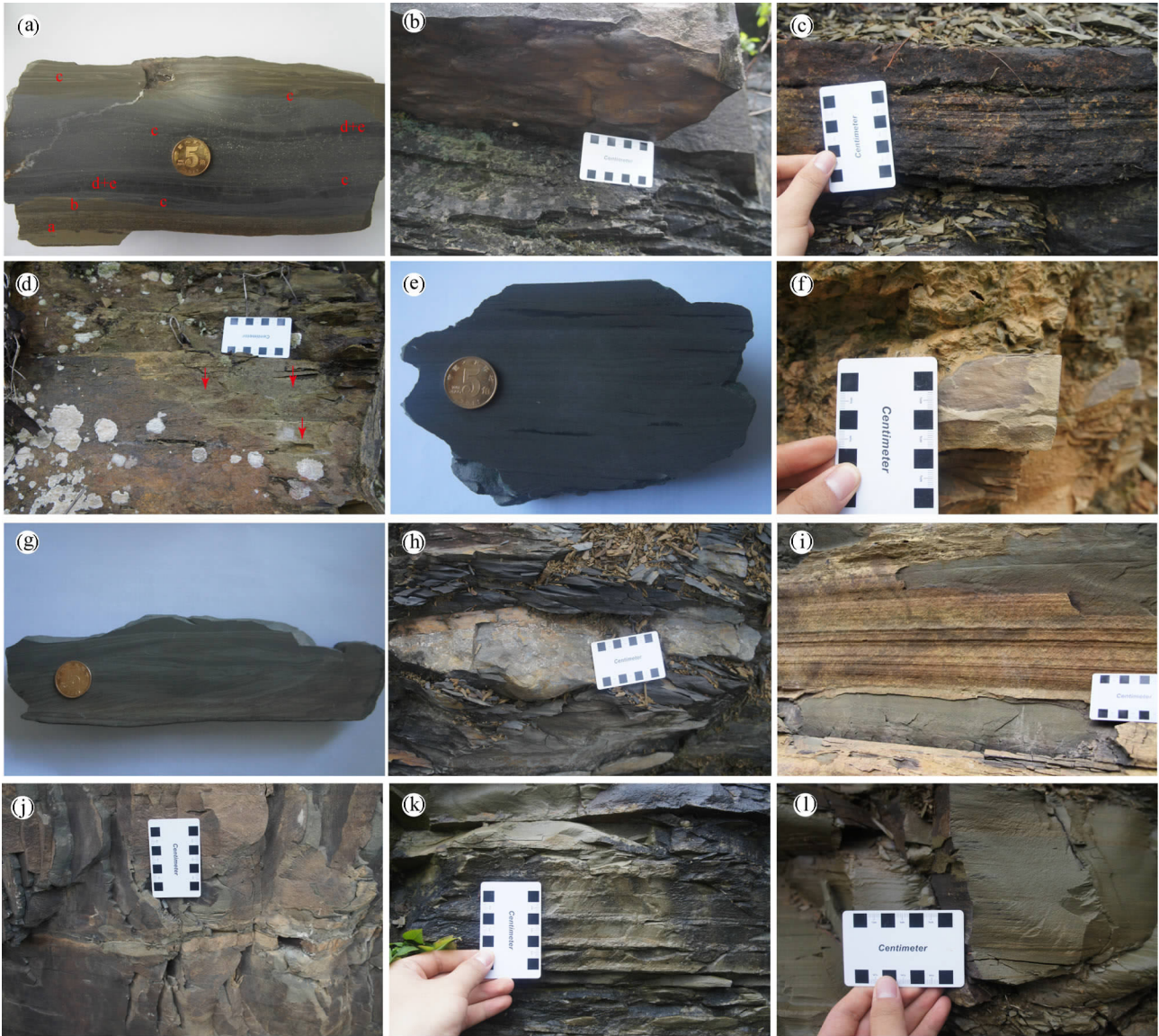


图 9 广西凭祥中三叠世盆地浊积扇相沉积构造照片

Fig. 9 The photos of sedimentary structures of turbidite fan facies, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

(a) —鲍玛序列的 a 段正粒序、b 段平行层理、c 段爬升波纹层理和 d 段水平层理；(b) —舌状槽模；(c) —平行层理；(d) —槽状交错层理(箭头所指)；(e) —双泥岩层；(f) —双向交错层理；(g) —爬升波纹层理和包卷层理；(h) —发育爬升波纹层理的砂岩的高起伏底面；(i) —水平层理；(j) —泥岩地层中透镜状砂体；(k) —韵律层理；(l) —透镜状层理

(a) —Normal graded bedding, parallel bedding, climbing ripple lamination and horizontal bedding in the Bouma sequence; (b) —tongue fluted cast; (c) —parallel bedding; (d) —trough cross bedding (the arrows show) ; (e) —double mud layers; (f) —bio-directional cross lamination; (g) —climbing ripple lamination and convolute lamination; (h) —erosional bottom surface in sandstones which show climbing ripple lamination; (i) —horizontal bedding; (j) —lenticular sandbody in the mudstone strata; (k) —rhythmic bedding; (l) —lenticular bedding

发育,发育 X 型剪节理。

3 岩相学特征

本文主要对凭祥盆地充填的砾岩和砂岩进行了岩相学分析。选取 19 个粗砂岩和中砂岩样品使用 Gazzi-Dickinson 法对其进行薄片镜下组构分析 (Dickinson et al. , 1979; Ingersoll et al. , 1984;

Dickinson, 1985; Marsaglia et al. , 1992; Yan Z et al. , 2010), 其中三角洲相砂岩 12 个, 浊积扇相砂岩 7 个。每个薄片通过等间距网格沿线统计, 每个线上统计颗粒点的间距为 0. 2~0. 4mm, 其间距取决于颗粒大小, 每个薄片至少统计 400 个点, 颗粒类型包括单晶石英(Qm)、多晶石英(Qp)、斜长石(P)、钾长石(K)、沉积岩岩屑(Ls)、火山岩岩屑(Lv)、变质

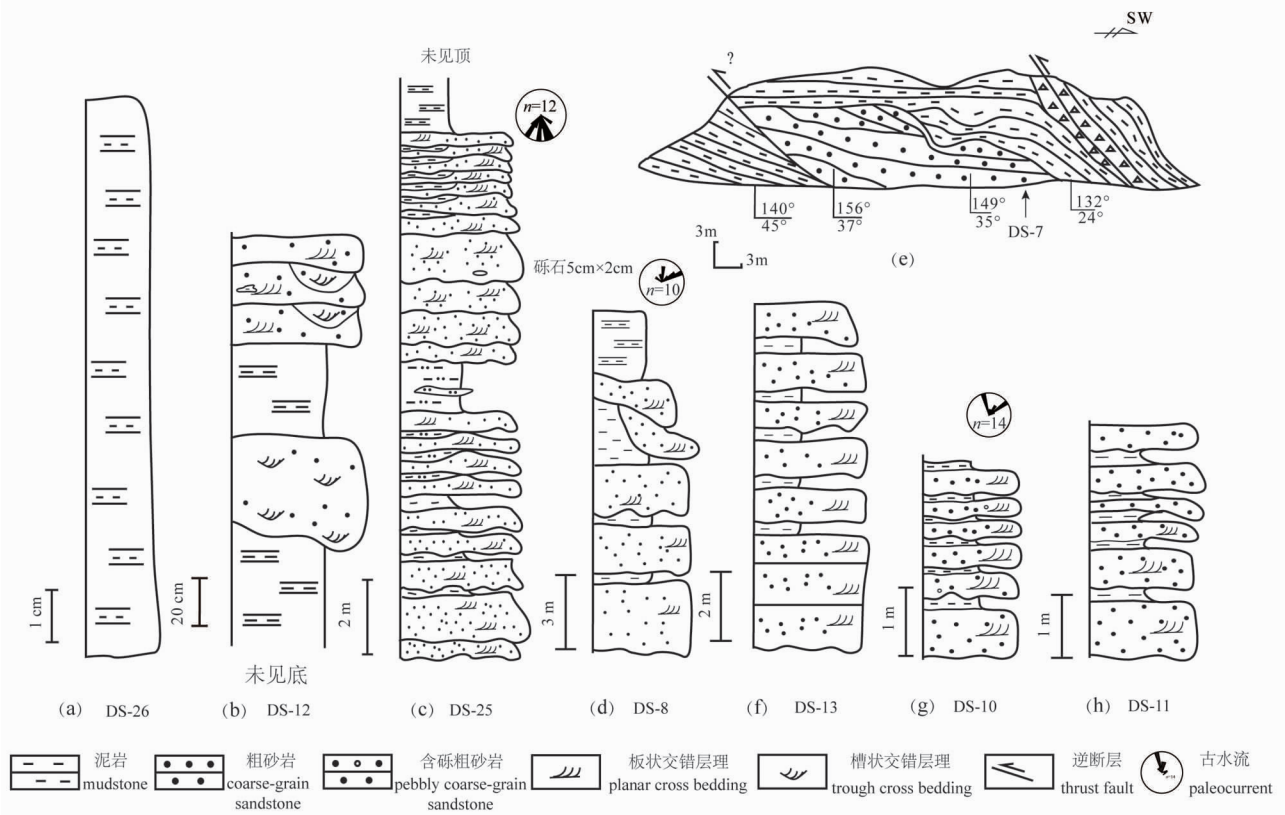


图 10 广西凭祥中三叠世盆地三角洲相沉积柱状图
Fig. 10 The sedimentary columns of delta facies, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

岩屑(Lm)和其他矿物(mis)。单晶矿物颗粒被记为单矿物颗粒。岩屑统计过程中,如果十字丝交于岩屑中的颗粒(矿物或小岩屑)粒径大于 0.0625mm 时,该颗粒被记为该矿物类型或小岩屑类型,若颗粒粒径小于 0.0625mm 或者说该岩屑内部颗粒为小于 0.0625mm 的隐晶质,该颗粒则被记为整个岩屑的类型。该方法会导致石英、长石等矿物颗粒含量高,而岩屑含量降低,但是其消除了由于样品颗粒大小对成分统计结果的影响(Dickinson, 1985)。

3.1 砾岩

凭祥-安镇剖面出露有 3 处碎屑流沉积,其中第一处碎屑流沉积的砾岩可分为颗粒支撑和基质支撑两种,颗粒支撑的砾岩砾石为棱角状-次棱角状灰岩,杂基为砂泥质,钙质胶结,基质支撑的砾岩砾石为棱角状-次棱角状生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩和泥岩,杂基为砂泥质,钙质胶结,生物碎屑灰岩中的化石赋存完好(图 12a),说明了碎屑流的塑性流特征(李林等,2011),偶见 2cm×4cm 火山岩砾石(图 12b),杂基中存在火山碎屑物质,石英被熔蚀成港湾状,长石呈鸡骨状(图 12c)。第二处碎屑流沉积的砾石以鲕粒灰岩和生物碎屑灰岩(图 12d)为主,

少量泥岩,杂基为砂泥质,钙质胶结。第三处碎屑流沉积的砾岩由砂岩和泥岩组成。砾岩的岩相学特征表明第一、二处碎屑流沉积的砾岩砾石主要为滨浅海的碳酸盐岩,第一处碎屑流中的火山岩组分说明火山岩也是物源之一,泥岩砾石可能来自深水斜坡或深水盆地。第三处碎屑流沉积的砾石可能为浊积扇中扇的砂岩和泥岩。

3.2 砂岩

三角洲相和浊积扇相砂岩均为一套成分成熟度和结构成熟度较低的亚岩屑(杂)砂岩或岩屑(杂)砂岩(表 1),颗粒分选性和磨圆度均较差,三角洲相砂岩的杂基含量小于浊积扇相砂岩。这两种沉积环境的砂岩分选差,颗粒磨圆度差,暗示着侵蚀、搬运和沉积作用是快速进行的,体现了近物源沉积特征。浊积扇相为亚岩屑杂砂岩和岩屑杂砂岩,杂基含量较高,表现为典型重力流沉积的特征,如不等粒砂状结构(图 13a),此外还发育双向交错层理(图 13b),暗示着存在底流改造作用。

3.2.1 石英

三角洲相砂岩石英含量为 74.0%~91.6%,平均 85.7%。浊积扇相砂岩石英含量为 46.0%~

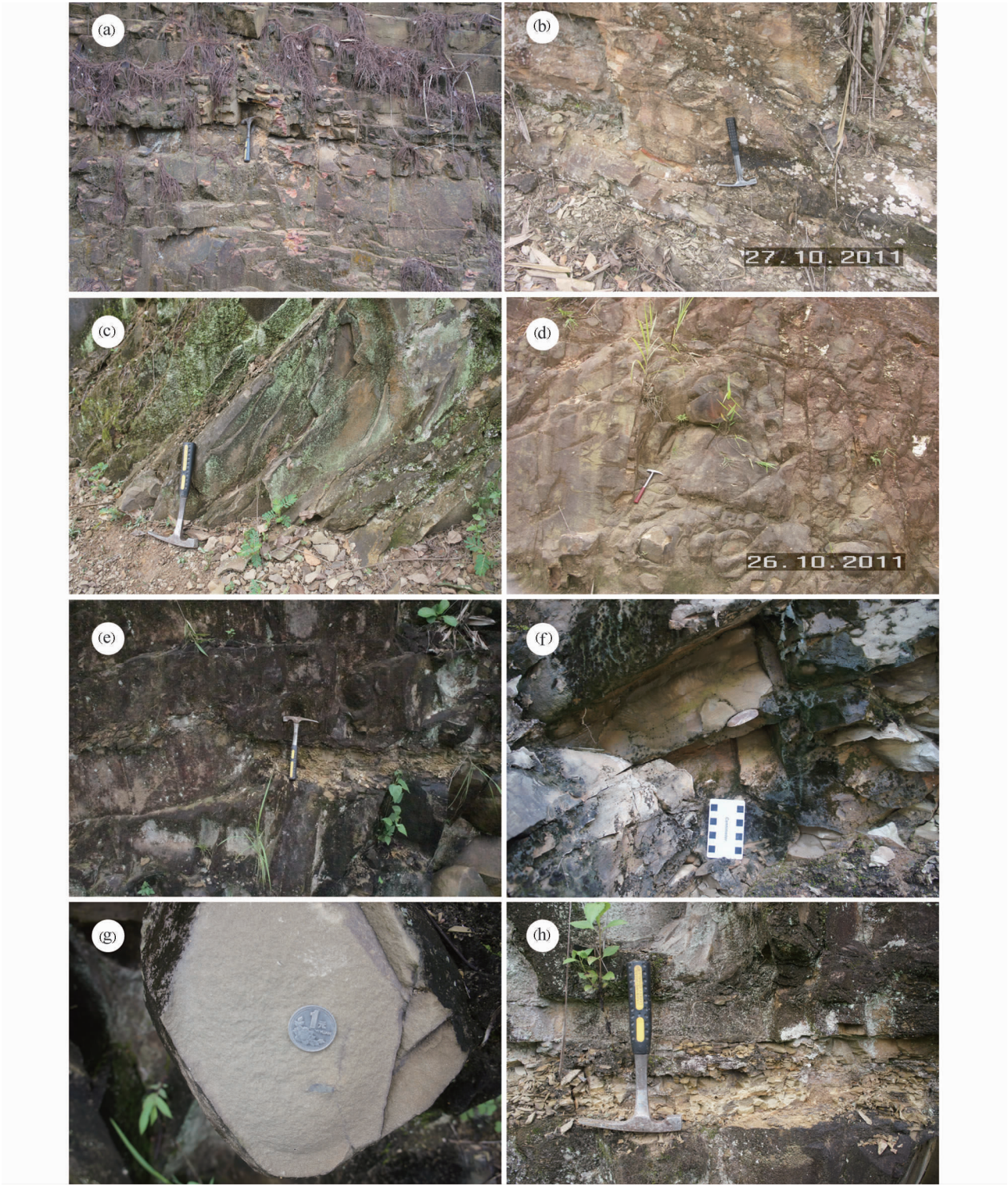


图 11 广西凭祥中三叠世盆地三角洲相野外照片

Fig. 11 The outcrop photographs of delta facies, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

(a) —沼泽的砖红色泥岩;(b) —三角洲平原的潮沟沉积;(c) —三角洲前缘的大型板状交错层理;(d) —三角洲前缘透镜状砂体中的破劈理;
(e) —三角洲前缘横向叠覆的水道砂体;(f) —三角洲前缘砂体底部砂屑灰岩砾石;(g) —三角洲前缘砂岩中的棱角状泥岩;(h) —水下分流
间湾的泥岩

(a) —Brick red mudstone in paludal; (b) —tidal creek deposits in the delta plain; (c) —large tabular cross bedding in delta front; (d) —
fracture cleavages in the lenticular sandbody in delta front; (e) —lateral accretion channel sandbody in delta front; (f) —calcarenite gravel
in the bottom of sandbody in delta front; (g) —angular mudstone in the sandstone of delta front; (h) —mudstone in underwater
interdistributary bay

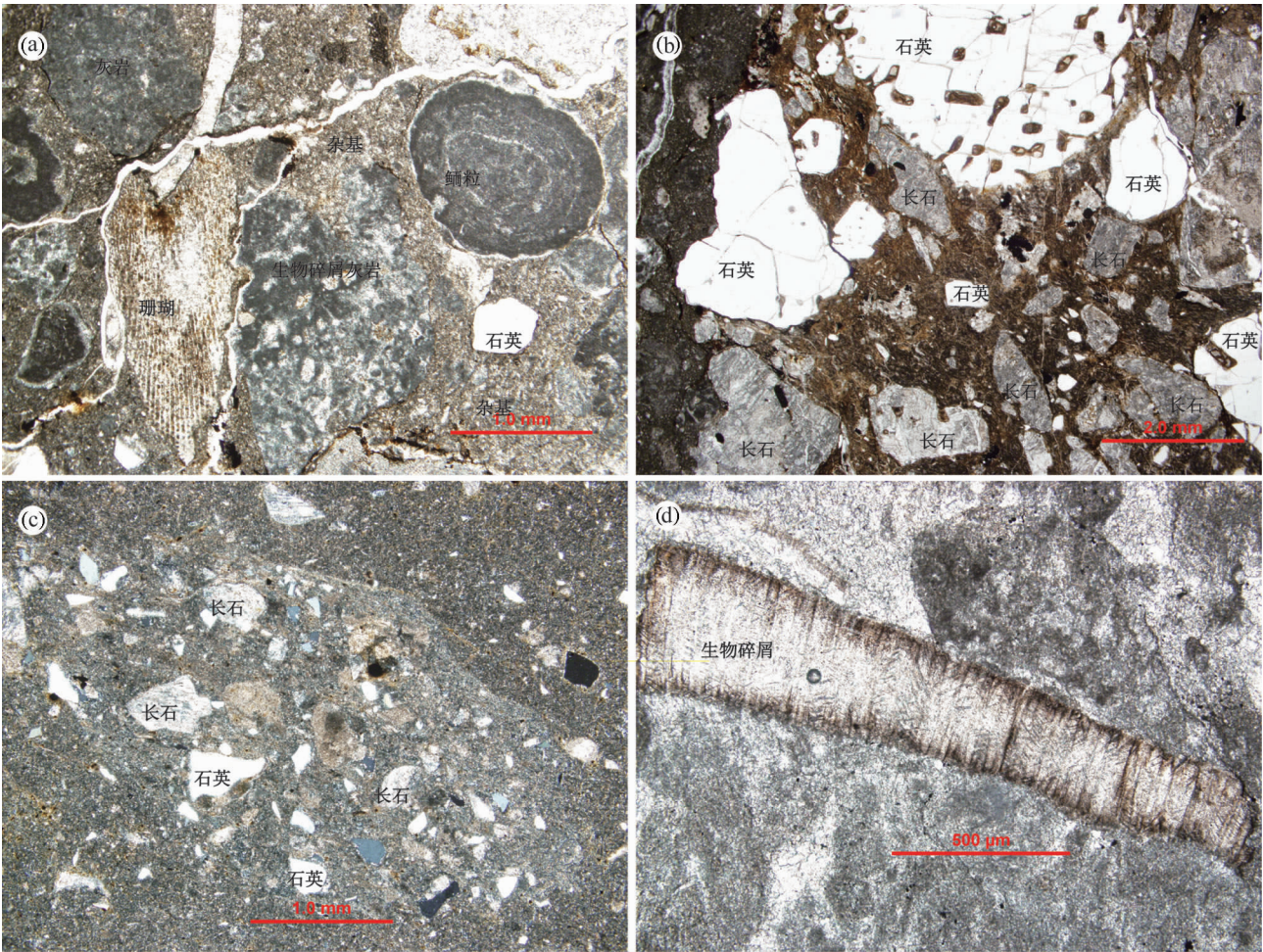


图 12 广西凭祥中三叠世盆地碎屑流沉积中砾岩的显微照片

Fig. 12 Photomicrographs of conglomerates in the debris flow deposits, the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi
(a) —珊瑚化石、鲕粒和生物碎屑灰岩(单偏光); (b) —火山岩砾石(单偏光);
(c) —砾石中的火山碎屑(正交偏光); (d) —灰岩中的生物碎屑(单偏光)
(a) —Coral fossil, ooid and bioclastic limestone (plane polars); (b) —volcanic rocks gravel (plane polars);
(c) —pyroclastic in the gravel (crossed polars); (d) —bioclastic in the limestones (plane polars)

90.5%，平均 75.0%，石英含量变化范围明显大于三角洲相砂岩。二者石英多呈次棱角状，分选较差。石英可分为多晶石英(Qp)和单晶石英(Qm)。多晶石英反映经历了构造变动，分为非波状消光和波状消光两种(图 13c, 13d)。非波状消光石英主要来源于侵入岩，而波状消光石英则可能来自低级变质岩(Young, 1976)。单晶石英表面光滑，可见自生加大边，多呈半自形或它形，常含有细小的气液包裹体(图 13e)，暗示了中酸性深成岩的物源属性。

3.2.2 长石

三角洲相砂岩长石的含量为 0.4%~5.1%，平均 2.1%，浊积扇相砂岩长石的含量为 0.2%~5.1%，平均含量为 2.1%，二者长石含量均较少。

长石包括斜长石(图 13f)和钾长石两类，多呈半自形或它形。

3.2.3 岩屑

三角洲相砂岩岩屑含量为 5.1%~24.8%，平均 12.1%，浊积扇相砂岩岩屑含量为 8.7%~34.9%，平均 15.5%。浊积扇相砂岩岩屑多于三角洲相砂岩，但二者的岩屑多为沉积岩岩屑(图 13a)，火山岩岩屑(图 13g)和变质岩岩屑(图 13h)极少。沉积岩岩屑除了燧石外，多为泥质岩和粉砂质泥岩。浊积扇相砂岩中含有较多泥岩岩屑或泥砾(图 13a)，呈棱角状或次棱角状(图 13i)。这些泥质物在机械上的软弱特征排除了长距离搬运的可能，因而可以作为局部来源区的标志。这类物源区甚至可能

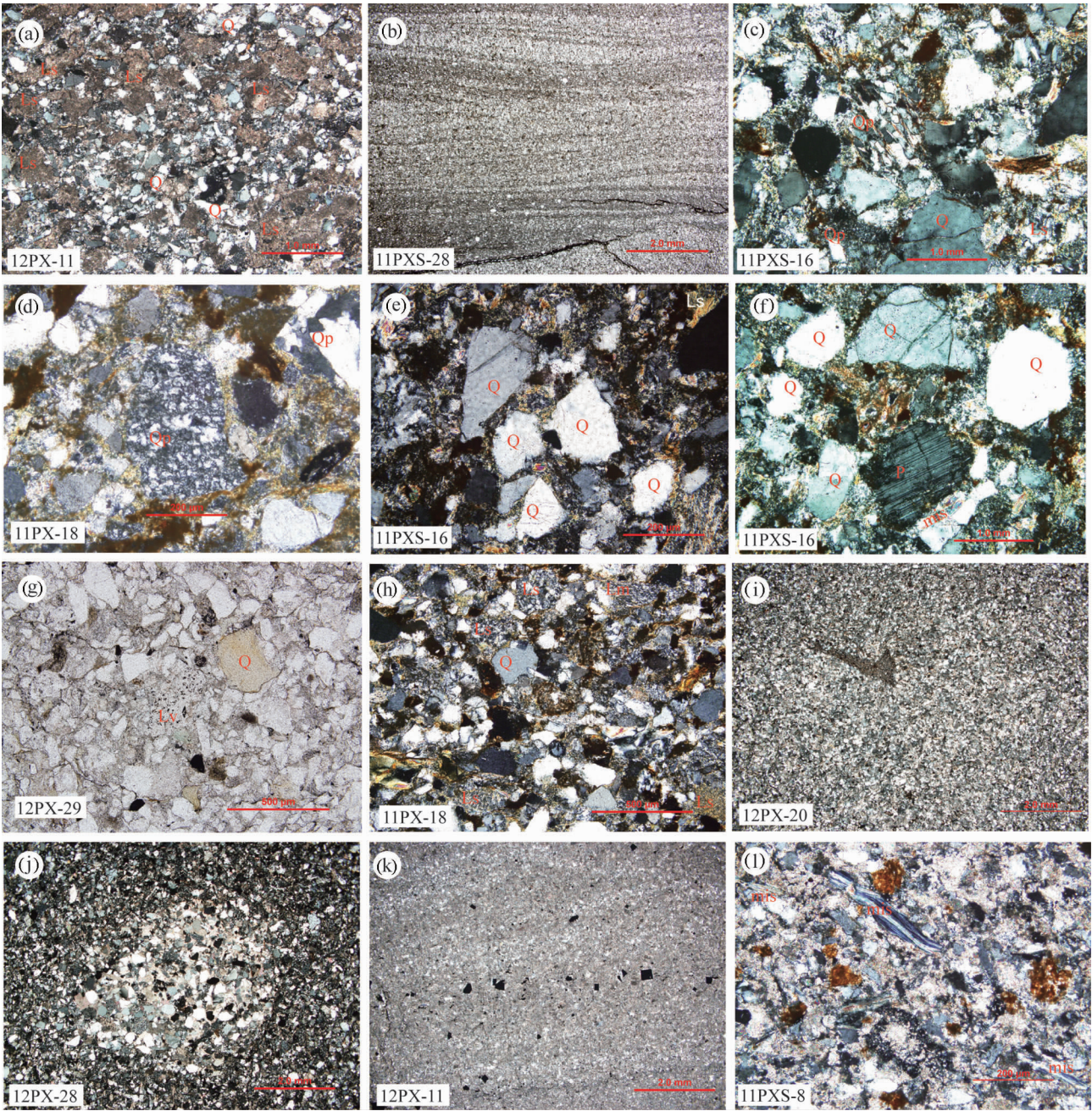


图 13 广西凭祥中三叠世盆地砂岩的显微照片

Fig. 13 Photomicrographs of sandstones in the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

(a) —不等粒砂质泥状结构(正交偏光);(b) —双向交错层理(单偏光);(c) —具波状消光的燧石(正交偏光);(d) —不具波状消光的燧石(正交偏光);(e) —具气泡包裹体的石英(正交偏光);(f) —发育聚片双晶的斜长石(正交偏光);(g) —火山岩岩屑(Lv)(单偏光);(h) —变质岩岩屑(Lm)和沉积岩岩屑(Ls)(正交偏光);(i) —棱角状的泥砾(正交偏光);(j) —浊积扇相砂岩中砂砾(正交偏光);(k) —自形的黄铁矿定向排列(正交偏光);(l) —云母定向排列(正交偏光)

(a) —Inequigranular sandy mud texture (crossed polars) ; (b) —bidirectional cross bedding (plane polars) ; (c) —chert with wavy extinction flint (crossed polars) ; (d) —chert with non-wavy extinction flint (crossed polars) ; (e) —quartz with gas and fluid inclusions (crossed polars) ; (f) —plagioclase with double crystal (crossed polars) ; (g) —volcanic lithic fragment (plane polars) ; (h) —metamorphic lithic fragment (Lm) and sedimentary lithic fragment (Ls) (crossed polars) ; (i) —angular mud pebble (crossed polars) ; (j) —sandstone pebble in the turbidite fan facies sandstone (crossed polars) ; (k) —oriented automorphic pyrite (crossed polars) ; (l) —oriented micas (crossed polars)

表 1 广西凭祥中三叠世盆地砂岩组构分析结果

Table 1 Framework mode data of selected sandstones in the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

样号	沉积相	岩性	M	Q	F	L	Qm	F	Lt	Qm	P	K	Qp	Lv	Ls	C/Q
11PX-18	三角洲相	岩屑砂岩	7	77.0	1.2	21.9	73.4	1.4	35.4	98.2	1.5	0.4	39.9	0.0	60.1	17.6
11PX-19		岩屑砂岩	6	74.0	1.2	24.8	72.1	1.3	31.6	98.3	1.4	0.3	21.5	0.7	77.8	9.2
11PX-21		亚岩屑砂岩	8	84.8	0.9	14.3	83.9	1.0	19.9	98.9	1.1	0.0	29.1	1.2	69.8	6.7
11PXS-16		亚岩屑砂岩	9	89.8	0.4	9.8	89.0	0.4	16.9	99.5	0.5	0.0	43.0	0.0	57.0	7.9
11PXS-23		亚岩屑砂岩	10	86.3	1.0	12.7	85.8	1.1	15.8	98.8	1.2	0.0	20.3	0.0	79.7	3.6
11PXS-24		亚岩屑砂岩	7	89.4	1.1	9.6	88.5	1.2	17.4	98.7	1.3	0.0	44.9	0.0	55.1	8.7
12PX-12		亚岩屑砂岩	12	87.5	4.3	8.3	86.7	4.5	13.8	95.0	5.0	0.0	40.0	0.0	60.0	6.3
12PX-14		亚岩屑砂岩	10	85.9	1.4	12.7	85.2	1.4	17.2	98.3	1.7	0.0	25.8	0.0	74.2	5.2
12PX-24		亚岩屑砂岩	9	91.6	3.3	5.1	91.3	3.4	8.9	96.4	3.6	0.0	42.1	0.0	57.9	4.1
12PX-26		亚岩屑砂岩	8	89.4	3.5	7.1	88.8	3.7	12.7	96.0	4.0	0.0	44.1	0.0	55.9	6.3
12PX-28		岩屑砂岩	7	85.6	2.4	11.9	83.8	2.8	23.3	96.8	3.2	0.0	48.8	0.0	51.2	13.3
12PX-29		亚岩屑砂岩	8	87.6	5.1	7.3	86.9	5.4	13.0	94.2	5.8	0.0	43.5	0.0	56.5	6.4
平 均			8.4	85.7	2.1	12.1	84.6	2.3	18.8	97.4	2.5	0.1	36.9	0.2	62.9	7.9
标准差			1.7	5.2	1.5	5.9	6.0	1.6	7.8	1.7	1.7	0.1	9.9	0.4	9.7	4.0
11PXS-11	浊积扇相	亚岩屑砂岩	10	90.5	0.7	8.7	88.9	0.9	23.7	99.0	1.0	0.0	69.0	1.1	29.9	16.5
11PXS-18		岩屑杂砂岩	15	64.1	1.0	34.9	63.8	1.0	35.7	98.4	1.6	0.0	2.2	0.0	97.8	1.2
11PXS-20		亚岩屑杂砂岩	18	77.9	1.8	20.4	77.6	1.8	21.5	97.7	2.3	0.0	5.2	0.0	94.8	1.4
11PXS-22		亚岩屑杂砂岩	15	80.1	0.9	19.0	79.8	0.9	20.7	98.9	1.1	0.0	8.2	1.0	90.7	2.1
12PX-11		岩屑杂砂岩	15	46.0	0.2	53.8	45.6	0.0	54.7	100.0	0.0	0.0	1.4	0.0	98.6	1.6
12PX-19		亚岩屑杂砂岩	16	84.9	1.2	13.8	84.0	1.3	19.6	98.5	1.5	0.0	29.5	0.0	70.5	6.8
12PX-20		亚岩屑杂砂岩	15	81.5	2.1	16.4	81.3	2.2	17.4	97.4	2.6	0.0	6.1	1.2	92.7	1.3
平 均			14.9	75.0	1.1	23.9	74.4	1.2	27.6	98.6	1.4	0.0	17.4	0.5	82.2	4.4
标准差			2.4	15.1	0.7	15.5	14.9	0.7	13.3	0.9	0.9	0.0	24.7	0.6	24.9	5.7

注:M—杂基;Q—石英;F—长石;L—岩屑;Qm—单晶石英;Qp—多晶石英;P—斜长石;K—钾长石;Lv—火山岩岩屑;Ls—沉积岩岩屑;Q=Qm+Qp;L=Ls+Lv+Lm;Lt=L+Qp;C/Q=Qp/Q。

是在同一沉积盆地内的某些隆起部分。此外,浊积扇相砂岩中发现了与三角洲相砂岩成分类似的砂砾(图 13j),进一步说明了三角洲相的砂岩可能经重力流再次搬运至浊积扇中。火山岩岩屑为具有长石微晶的细粒酸性火山岩屑,变质岩屑为浅变质的石英砂岩。

3.2.4 杂基

三角洲相砂岩中杂基含量为 6%~12%,平均 8.4%,浊积扇相砂岩中杂基含量为 10%~18%,平均 14.9%。浊积扇相砂岩的杂基含量高于三角洲相砂岩,具备典型重力流的沉积特征,其中一个样品(11PXS-11)的杂基含量较少,这可能是由于受到后期底流改造影响,这与露头观察到的双向交错层理等底流改造现象是一致的。砂岩富铁质,云母定向排列(图 13l),杂基本身的云母碎片则呈杂乱排列或与邻近颗粒表面大致平行。

3.2.5 薄片镜下组构分析

通过 Gazzi-Dickinson 法对 19 个砂岩样品分析表明,在 Q-F-L 图解中全部落入了再旋回造山带区(图 14a),在 Qm-F-Lt 图解中 17 个砂岩样品落入石英质再旋回区,1 个浊积扇相砂岩落入克拉通内部,

1 个三角洲相砂岩落入过渡再旋回区(图 14b),在 Qp-Lv-Ls 图解中,样品均落入碰撞造山带源区(图 14c)。综上所述,凭祥-安镇剖面的沉积物可能来自再旋回造山带或碰撞造山带源区。

4 讨论

4.1 相组合特点与沉积作用

凭祥盆地中主要充填了深水盆地相、浊积扇相和三角洲相 3 种不同环境的沉积物。深水盆地相和浊积扇相包括了原地沉积和异地沉积两套系统,原地沉积为一套青灰色的泥页岩(图 5a),异地沉积包括浊积岩和碎屑流沉积等。

碎屑流沉积的砾岩可分为颗粒支撑和基质支撑两种,发育于深水盆地或者浊积扇外扇向深水盆地过渡部位,以不同规模的透镜体夹于深水盆地泥岩之中。砾岩砾石成分主要为滨浅海相鲕粒灰岩,可见下伏的泥岩和角砾灰岩砾石。砾岩层发育高起伏顶面,并为泥岩覆盖。泥岩为悬浮沉积,不可能对砾岩层构成侵蚀,因而推断在砾岩层上覆泥岩沉积之前,一定有侵蚀性流体(如浊流)通过,但过路浊流没有发生沉积,砾岩层上覆泥岩可能是浊流尾部的细

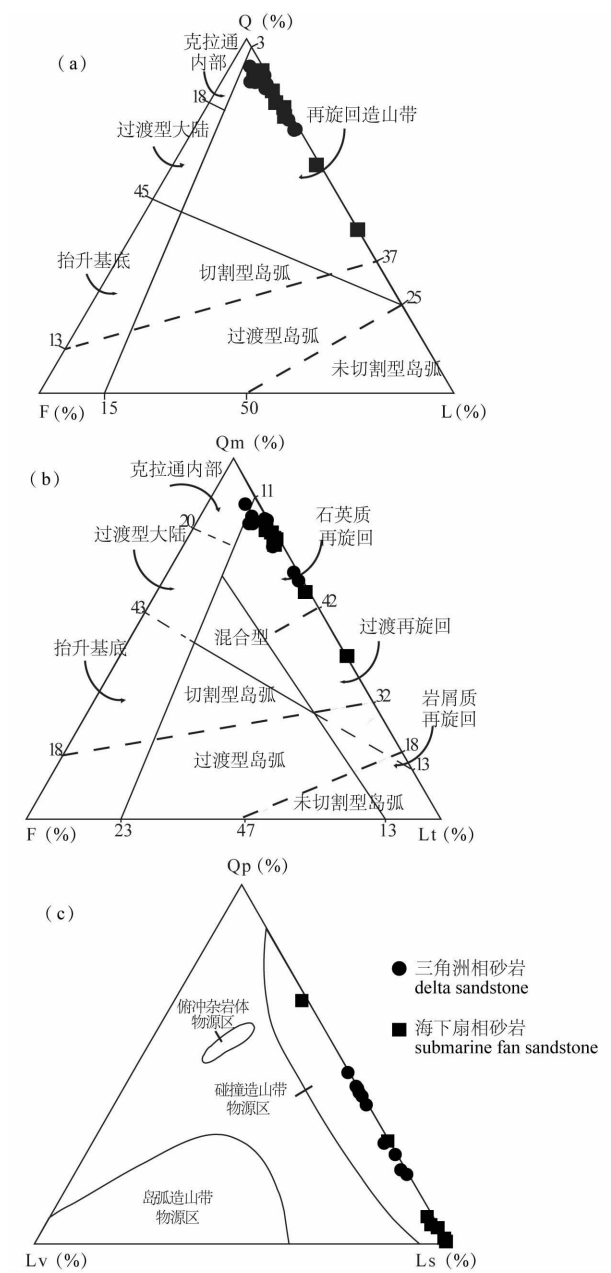


图 14 广西凭祥中三叠世盆地砂岩组分三角源区判别图(据 Dickinson et al., 1979; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia et al., 1992)
Fig. 14 Ternary provenance diagram of sandstones in the Middle Triassic Pingxiang Basin, Guangxi. (After Dickinson et al., 1979; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia et al., 1992)

粒沉积物通过悬浮沉降形成的,也可能是浊流事件结束后深海或半深海的悬浮沉积,因而推断存在过路流(bypass flow)事件(李林等,2011)。有的砾岩层底面较为平坦(图 5e),不具侵蚀性,暗示了滑水机制(hydroplaning)的作用(Gee et al., 1999; 李林等,2011)。泥岩地层中可见 20cm×7cm 透镜状砂

屑灰岩,鲕粒结构,长轴平行于地层层面(图 5g),砾石定向性较好,说明了碎屑流层流的特点(李林等,2011)。

特别地,第二处碎屑流沉积(I)中的鲕粒灰岩砾石可能来自滨浅海的碳酸盐岩台地。而碎屑流沉积(II)中的砾岩以浑圆状灰岩砾石和棱角状的泥岩砾石为特征,且泥岩砾石含量明显增多说明可能存在近距离的二次搬运沉积,即碎屑流沉积(I)中的棱角状-次棱角状灰岩经再次搬运而被磨圆,泥岩由于搬运距离较短而呈棱角状。另外,构造运动(地震或火山喷发等)可以导致陆架斜坡上的碳酸盐岩会以碎屑流的形式进入盆地平原而沉积下来,其可位于盆地平原的不同部位(Shanmugam, 2000, 2003)。第一处碎屑流沉积位于深水盆地的泥岩之中,第二、三处碎屑流位于浊积扇外扇至深水盆地的过渡部位,但是第二处碎屑流沉积的上覆和下伏浊积扇砂岩钙质含量较高(图 7e, 7f),这可能说明滨浅海的碳酸盐岩为其提供了较多的钙质成分,该处碎屑流沉积以灰岩砾石为主也说明了这一点。

浊积扇中扇亚相浊积岩中槽状交错层理、双泥岩层和双向交错层理的出现(图 9d, 9e, 9f),以及发育爬升波纹层理砂岩的高起伏底面暗示了可能存在后期的底流改造作用(图 9h)(Shanmugam, 2000, 2003),也显示了内波内潮汐沉积特点(高振中等, 1996, 2010; 李向东等, 2009, 2010; 何幼斌等, 2009)。发育平行层理和爬升波纹层理的粉砂岩,应为一次浊流事件的沉积产物(Shanmugam, 2000; 李林等, 2011)。鲍玛序列 a+d 段组合缺失 e 段可能是由于后期的鲍玛序列 a 段砂岩在沉积时将下部 e 段泥岩侵蚀所致(图 8b)。鲍玛序列 c+d+e 段和 b+c 段组合可能是由于浊流头部、体部和尾部的流动状态不同所致,在头部流动前进的同时,体部和尾部就已开始沉积,这或许可以解释正粒序和牵引流形成的平行层理以及交错层理较少同时出现的现象(李林等, 2011)。

浊积扇外扇亚相泥岩中夹有厚约 5mm 砂岩透镜体(图 9l),砂岩透镜体内发育有良好的前积细层,细层为单向,这是在水流或波浪作用较弱、砂质供给不足条件下形成的,透镜状层理暗示了在浊积扇外扇部位可能存在底流改造作用(Shanmugam, 2000, 2003)。

凭祥盆地南侧和北侧各发育两套三角洲前缘的水下分流河道砂体。三角洲前缘亚相水下分流河道粗砂岩中的泥砾可能是由于粉砂质和泥质的水下河

岸被冲蚀的结果,由于埋藏迅速而保存原有棱角(图 11g)。砂体底部的砂屑灰岩砾石可能为河道底部的砾石沉积,最大扁平面近平行于地层,呈浑圆状,这说明其可能经历了较长距离的搬运(图 11f)。砂体间少或无泥质夹层,这可能是由于水道迁移时冲刷掉了水道间的泥质沉积,形成砂岩的直接叠覆,而部分层位砂体之间出现的厚层泥岩可能为水道废弃所致。透镜状砂体的侧向加积说明了沉积物的不断供应导致三角洲前缘逐渐向滨外进积。

岩相学特征分析表明,浊积扇相和三角洲相砂岩均为亚岩屑砂岩或岩屑砂岩,成分成熟度和结构成熟度均较低,相比较而言,浊积扇相砂岩的杂基含量明显多于三角洲相砂岩,这和重力流的典型沉积特征相符,暗示着侵蚀、搬运和沉积作用是快速进行的,体现了近物源的特征。另外,二者长石含量均较低,这可能是由于来自造山带的沉积物在搬运、沉积过程中,长石被磨失所致。浊积扇相砂岩的石英含量变化明显大于三角洲相砂岩,石英含量高的砂岩其杂基含量明显较低,这类“纯净”的砂岩同野外露头观察到的底流改造现象一致,暗示浊积岩受到了后期底流的“淘洗”作用(Shanmugam, 2003)。

4.2 物源区

凭祥盆地碎屑流沉积组分以滨浅海相鲕粒灰岩质砾石为主,偶见中酸性火山岩砾石,但杂基中存在相对较多的火山物质(图 12b, 12c),表明周缘岛弧酸性火山岩为盆地充填提供了部分物源。显微镜下组构分析表明,砂质沉积物具有成分成熟度和结构成熟度均较低、杂基含量较高的特点,表明沉积过程中的簸选作用不强,沉积物多来自近源快速堆积,没有经过再改造作用。凭祥盆地充填物中多见沉积岩岩屑,岛弧物质较少,表明物源区主要为再旋回造山带或碰撞造山带(图 14)(Dickinson et al., 1979; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985; Marsaglia et al., 1992; Yan Z et al., 2010)。

4.3 岩相古地理及盆地构造原型

许多学者认为印支地块和华南地块是于中-晚三叠世最终碰撞拼合的(吴根耀等, 2000; 梁金城等, 2001; Cai J X et al., 2009; Metcalfe, 2011; 覃小锋等, 2011; Wang Y J et al., 2012; 胡丽沙等, 2012),凭祥盆地位于这两个地块碰撞拼合的滇-琼缝合带内(Cai J X et al., 2009; Zhang K J et al., 2009)。从大地构造背景和区域构造组成分析,凭祥盆地原型应是一个弧前盆地(吴根耀等, 2002),与之在时空上相配套的即北泗组岛弧酸性火山岩(221 ± 88

Ma, 全岩 Rb-Sr 等时线, 梁金城等, 2001; 246 ± 2 Ma, SHRIMP U-Pb, 覃小锋等, 2011; 255 ± 4 Ma, 闫全人等, 待刊)。我们对凭祥市以东夏石超镁铁质-镁铁质岩块的研究表明,这些超镁铁质-镁铁质岩块为 MOR 型蛇绿岩,其中的角斑岩时代为 265 ± 2 Ma(宋博等, 待刊),表明沿中越边界一线展布的古特提斯分支洋盆可能于中二叠世末就已打开,这一推论为广西岑溪地区的晚二叠世岛弧型玄武岩(~ 261 Ma, 张伯友等, 1997, 2003)所进一步佐证。由此分析,沿滇-琼缝合带北侧或华南地块南缘分布的岛弧和弧前盆地可能于晚二叠世(~ 265 Ma)就开始发育。也即沿中越边界一线展布的古特提斯分支洋盆是向北侧华南地块南缘之下俯冲消减的。八布蛇绿岩的就位年龄(230 Ma, 吴根耀等, 2001)、大容山-十万大山 S 型花岗岩($236 \sim 230$ Ma, 邓希光等, 2004)以及侵入到那坡盆地及其北侧岛弧火山岩中的碱质基性岩(219 ± 3 Ma, 闫全人等, 待刊)等表明:沿中越边界一线展布的古特提斯分支洋盆最终于中三叠世闭合,即印支地块和华南地块碰撞拼合时限为中三叠世。

前人对凭祥盆地及周边构造变形样式的研究表明,中三叠世时期凭祥盆地沉积充填受到了明显的构造控制(梁金城等, 1996, 2001)。本文实测揭示,凭祥盆地内部发育的一系列南倾逆冲断层,南侧构造变形明显强于北侧,南侧可能更靠近俯冲带。9 个野外观测点 110 组古水流统计结果显示,盆地内有向南和向北两组沉积物搬运方向,局部呈现双向水流(图 2),可能是底流改造所致。结合沉积相组合和变化特点分析,凭祥盆地在中三叠世时期呈现为一系列因俯冲作用形成的构造高地间夹深谷的岩相古地理面貌。碎屑流主要发育于构造高地陡坡一侧,而三角洲相沉积则发育于较缓一侧。浊积扇相砂岩中存在类似于三角洲相砂岩的砾石,表明三角洲为浊积扇提供了部分物源(图 13j)。特别的,这些三角洲可能是汇聚环境下构造高地隆起形成的小型扇三角洲,非常类似于发育于俯冲汇聚环境下的牙买加型扇三角洲,具有个体小而个数多和常发育陡坡点礁等特点(Wescott et al., 1980)。凭祥盆地深水盆地相中的第一、二处碳酸盐岩碎屑流沉积很可能是由构造高地陡坡点礁的垮塌形成的,第一处碎屑流沉积中的少量火山岩砾石以及杂基中的火山碎屑组分表明在垮塌过程中,少量火山岩也进入了碎屑流沉积(图 12b, 12c)。

薄片镜下组构分析、古水流统计和碎屑岩地球

化学分析结果(宋博等,待刊)均表明凭祥盆地处于活动陆缘环境。但是,盆地沉积物中岛弧火山物质较少暗示中三叠世岛弧火山活动可能减弱或已停止。物源区主要为再旋回造山带或碰撞造山带(图 14)的特点表明,盆地沉积环境可能主要受控于伴随印支地块和华南地块碰撞而发生的构造变形作用,凭祥盆地是一个伴随俯冲作用而被强烈改造的残余弧前盆地。

5 结论

本文研究表明,凭祥盆地是一个伴随古特提斯分支洋盆俯冲闭合而被强烈改造的残余弧前盆地,可能于晚二叠世末开始发育。中三叠世时期,伴随印支地块和华南地块碰撞拼合,呈现为一系列因碰撞拼合作用形成的构造高地间夹深谷的岩相古地貌,充填了三角洲相砂岩、浊积扇相砂岩和粉砂质泥岩、深水盆地相泥岩等不同环境的沉积物,以及裹夹于深水盆地相泥岩中的碳酸盐岩质碎屑流沉积。碳酸盐岩质碎屑流沉积可能由构造高地陡坡点礁垮塌形成的。凭祥盆地中发育的三角洲非常局限,沉积特征与发育于俯冲汇聚环境下的牙买加型扇三角洲极为相似,可能主要发育于构造高地缓坡一侧。浊积扇相砂岩中存在类似于三角洲相砂岩的砾石,表明三角洲为浊积扇提供了部分物源。浊积扇和三角洲相砂岩具有成分成熟度和结构成熟度均较低、杂基含量较高的特点,表明沉积过程中的簸选作用不强,沉积物多来自近源快速堆积。盆地沉积物中岛弧火山物质较少表明中三叠世岛弧火山活动可能减弱或已停止,物源区主要为再旋回的弧前盆地沉积物。

致谢:感谢李继亮研究员和覃小锋教授在野外工作中的指导,以及闫臻研究员、张英利博士、李向东博士等在论文写作过程中的帮助。两位匿名审稿人及本刊编辑对本文提出了建设性修改意见。在此一并表示感谢!

注 释

① 广西地质调查研究院. 2009. 凭祥市、南宁市、凉山(1/3 幅)幅 1: 25 万区域地质调查报告.

② 广西壮族自治区地质局. 1968. 1: 20 万靖西幅区域地质调查报告(上册).

③ 广西壮族自治区地质局. 1972. 1: 20 万西林幅区域地质调查报告(地质部分).

④ 广西壮族自治区地质局. 1974. 1: 20 万百色幅、德隆幅区域地质调查报告(地质部分).

⑤ 广西壮族自治区地质局. 1975. 1: 20 万凭祥幅、崇左幅、东兴幅和友谊关幅区域地质调查报告(地质部分).

⑥ 广西壮族自治区地质局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社.

⑦ 云南省地质局. 1976. 1: 20 万马关幅、文山幅区域地质调查报告(地质部分).

⑧ 云南省地质局. 1978. 1: 20 万富宁幅区域地质调查报告(地质部分).

参 考 文 献

邓希光,陈志刚,李献华,刘敦一. 2004. 桂东南地区大容山-十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. 地质论评,50(4): 426~432.

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

高振中,何幼斌,罗顺社,郭建华. 1996. 深水牵引流沉积-内潮汐、内波和等深流沉积研究. 北京: 科学出版社,1~112.

高振中,何幼斌,李向东. 2010. 中国地层记录中的内波及内潮汐沉积研究. 古地理学报,12(5): 527~534.

何幼斌,李向东,罗进雄,罗顺社,刘学锋,郑昭昌. 2009. 宁夏香山群深水沉积类型及其研究意义. 石油天然气学报,31(6): 11~17.

胡丽沙,杜远生,杨江海,黄虎,黄宏伟,黄志强. 2012. 广西那龙地区中三叠世火山岩地球化学特征及构造意义. 地质论评,58(3): 481~494.

李林,曲永强,孟庆任,武国利. 2011. 重力流沉积: 理论与野外识别. 沉积学报,29(4): 677~688.

李向东,何幼斌,王丹,高振中,郑昭昌. 2009. 宁夏中奥陶统香山群徐家圈组内波和内潮汐沉积. 古地理学报,11(5): 513~523.

李向东,何幼斌,郑昭昌,刘娜,王丹,罗进雄,李华. 2010. 宁夏香山群徐家圈组发现深水复合流沉积构造. 地质学报,84(2): 221~232.

梁金城,彭淑兰,陈懋弘,石显雄. 1996. 广西凭祥逆冲推覆构造的发现及意义. 桂林工学院学报,16(4): 329~337.

梁金城,邓继新,陈懋弘,蒋柏昌,朱继姣. 2001. 桂西南早三叠世中酸性火山岩及其构造环境. 大地构造与成矿学,25(2): 141~148.

刘宝珺,许效松,潘杏南. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿. 北京: 科学出版社,261.

刘文均,曾允孚,张锦泉,陈洪德,郑荣才. 1993. 右江盆地火山岩的地球化学特点及其构造环境. 广西地质,6(2): 1~14.

马文璞. 1998. 八布蛇绿岩突厥型造山带. 科学通报,43(13): 1363~1365.

秦建华,吴应林,颜仰基,朱忠发. 1996. 南盘江盆地海西一印支期沉积构造演化. 地质学报,70(2): 99~107.

覃小锋,王宗起,张英利,潘罗忠,胡贵昂,周府生. 2011. 桂西南早中生代酸性火山岩年代学和地球化学: 对钦-杭结合带西南段构造演化的约束. 岩石学报,8(3): 794~808.

Reading H G. 1985. 沉积环境和相. 周明鉴,陈启明,张疆译. 北京: 科学出版社,488~489.

王玉净. 1994. 广西钦州地区硅质岩及其放射虫化石组合带. 科学通报,39(13): 1208~1210.

王忠诚,吴浩若,邝国敦. 1997. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及

- 其形成环境. 岩石学报, 13(2): 260~265.
- 吴根耀, 吴浩若, 钟大赉, 邝国敦, 李建清. 2000. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩. 现代地质, 14(4): 393~400.
- 吴根耀. 2001. 滇桂交界区印支期前陆褶皱冲断带. 地质科学, 36(1): 64~71.
- 吴根耀, 马力, 钟大赉, 吴浩若, 李建清, 邝国敦, 徐克定. 2001. 滇桂交界区印支期增生弧型造山带: 兼论与造山作用耦合的盆地演化. 石油实验地质, 23(1): 8~18.
- 吴根耀, 李建清, 何顺东, 钟大赉. 2002. 广西凭祥地区早二叠世的岩浆弧及其构造意义. 矿物岩石, 22(3): 61~65.
- 吴根耀, 李曰俊. 2011. 桂东南马山沿灵山断裂出露的印支期洋岛玄武岩及其区域构造意义. 现代地质, 25(4): 682~691.
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 1993. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义. 地质科学, 3(24): 217~225.
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 1997. 广西晚古生代构造沉积背景的初步研究. 地质科学, 32(1): 11~18.
- 谢静, 常向阳, 朱炳泉. 2006. 滇东南建水二叠纪火山岩地球化学特征及其构造意义. 中国科学院研究生院学报, 23(3): 349~356.
- 闫臻, 王宗起, 李继亮, 闫全人, 王涛, 陈隽璐, 徐学义. 2008. 造山带沉积盆地构造原型恢复. 地质通报, 27(12): 2001~2013.
- 曾允孚, 刘文均, 陈洪德. 1995. 华南右江复合盆地的沉积构造演化. 地质学报, 69(2): 113~124.
- 张伯友, 石满全, 杨树锋, 陈汉林. 1995. 古特提斯造山带在华南两广交界地区的新证据. 地质论评, 41(1): 1~6.
- 张伯友, 赵振华, 石满全, 杨树锋, 陈汉林. 1997. 岑溪二叠纪岛弧型玄武岩的首次厘定及大地构造意义——两广交界古特提斯构造带的重要证据. 科学通报, 42(4): 413~417.
- 张伯友, 张海洋, 赵振华, 石满全, 杨树锋, 陈汉林. 2003. 两广交界处岑溪二叠纪岛弧型玄武岩及其古特提斯性质的讨论. 南京大学学报(自然科学版), 39(1): 46~54.
- 张锦泉, 蒋廷操. 1994. 右江三叠纪弧后盆地沉积特征及盆地演化. 广西地质, 7(2): 1~14.
- 张岳桥, 董树文, 李建华, 崔建军, 施炜, 苏金宝, 李勇. 2012. 华南中生代大地构造研究新进展. 地球学报, 33(3): 257~279.
- 钟大赉, 吴根耀, 李建清, 张旗, 丁林. 1998. 滇东南发现蛇绿岩. 科学通报, 43(13): 1365~1370.
- 周怀玲, 张振贤. 1993. 华南泥盆纪陆源碎屑岩的沉积类型. 广西地质, 6(1): 1~14.
- 邹日, 朱炳泉, 孙大中, 常向阳. 1997. 红河成矿带壳幔演化与成矿作用的年代学研究. 地球化学, 26(2): 51~61.
- Cai J X, Zhang K J. 2009. A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic. Tectonophysics, 467(1): 35~43.
- Dickinson W R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G C. Provenance of Arenites. 148: 333~361. Boston, Massachusetts.
- Dickinson W R, Suczek C A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63(12): 2164~2182.
- Gee M J R, Masson D G, Watts A B, Allen P A. 1999. The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows. Sedimentology, 46(2): 317~335.
- Ingersoll R V, Bullard T, Ford R L, Grimm J, Pickle J, Sares S W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology, 54(1): 103~116.
- Lehrmann D J, Enos P, Payne J L, Montgomery P, Wei J, Yu Y, Xiao J, Orchard M J. 2005. Permian and Triassic depositional history of the Yangtze platform and Great Bank of Guizhou in the Nanpanjiang basin of Guizhou and Guangxi, south China. Albertiana, 33(1): 149~168.
- Liang X, Li X. 2005. Late Permian to Middle Triassic sedimentary records in Shiwandashan Basin: Implication for the Indosinian Yunkai Orogenic Belt, South China. Sedimentary Geology, 177(3-4): 297~320.
- Marsaglia K M, Ingersoll R V. 1992. Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance. Geological Society of America Bulletin, 104(12): 1637~1649.
- Metcalfe I. 2011. Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland. Gondwana Research, 19(1): 3~21.
- Mulder T, Ducassou E, Eberli G P, Hanquiez V, Gonthier E, Kindler P, Principaud M, Fournier F, Léonide P, Billeaud I, Marsset B, Reijmer J J G, Bondu C, Joussiaume R, Pakiades M. 2012. New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. Geology, 40(7): 603~606.
- Rupke N A, Stanley D J. 1974. Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences. 40
- Saito T, Ito M. 2002. Deposition of sheet-like turbidite packets and migration of channel-overbank systems on a sandy submarine fan: an example from the Late Miocene—Early Pliocene forearc basin, Boso Peninsula, Japan. Sedimentary Geology, 149(4): 265~277.
- Shanmugam. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s~1990s): deep-water processes and facies models — A critical perspective. Marine and Petroleum Geology, 17(2): 285~342.
- Shanmugam. 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. Marine and Petroleum Geology, 20(5): 471~491.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W, Zhang Y H. 2012. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. Gondwana Research, in press.
- Wescott W A, Ethridge F G. 1980. Fan-delta sedimentology and tectonic setting of Yallahs fan-delta, southeast Jamaica. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64(3): 374~399.
- Wu G Y, Zhong D L, Zhang Q, Ji J Q. 1999. Babu-Phu Ngu ophiolites: A geological record of Paleotethyan ocean bordering China and Vietnam. Gondwana Research, 2(4): 554~557.

Wynn R B, Kenyon N H, Masson D G, Stow D A V, Weaver P P
E. 2002. Characterization and recognition of deep-water
channel-lobe transition zones. AAPG bulletin, 86(8): 1441~
1462.

Yan Z, Wang Z, Chen J, Yan Q, Wang T. 2010. Detrital record of
Neoproterozoic arc-magmatism along the NW margin of the
Yangtze Block, China: U-Pb geochronology and petrography of
sandstones. Journal of Asian Earth Sciences, 37(4): 322~
334.

Young S W. 1976. Petrographic textures of detrital polycrystalline
quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. Journal
of Sedimentary Research, 46(3): 595~603.

Zhang K J, Cai J X. 2009. NE-SW-trending Hepu-Hetai dextral
shear zone in southern China; Penetration of the Yunkai
Promontory of South China into Indochina. Journal of
Structural Geology, 31(7): 737~748.

Sedimentary Characteristics and Tectonic Setting of the Middle
Triassic Pingxiang Basin, Guangxi

SONG Bo¹⁾, YAN Quanren¹⁾, XIANG Zhongjin¹⁾, CHEN Huiming¹⁾, MA Tieqiu²⁾, YANG Guangyuan³⁾
1) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences (CAGS), Beijing, 100037; 2) Hunan Institute of
Geology Survey, Changsha, 410011; 3) Inner Mongolia Institute of Second Hydrogeology Engineering Geological
Prospecting, Ordos, Inner Mongolia, 017000

Abstract

The middle-Triassic Pingxiang basin, located within the suture of Indochina and South China blocks, records the closure of the Paleo-Tethys and the collision of the Indochina and South China blocks. Based on the detailed analyses of the geological sections, sedimentary facies, and provenance of this basin were systematically studied in this paper, and then the tectonic setting of this basin was also discussed. Our new results indicate that the sediments of the Pingxiang Basin are dominated by deep-water basin facies, turbidite fan facies and delta facies deposits. A series of tectonic rises and deep valleys were developed during Middle-Triassic because of subduction and collision. The deep-water basin, which is composed of dark-grey mudstone with debris flow interlayers, is formed on the steep slope of the tectonic rises. The turbidite fan facies is characterized by flute cast, normal-graded bedding, climbing ripple lamination, convolute lamination, bidirectional cross bedding, lenticular bedding and parallel bedding. The delta facies, characterized by large tabular cross bedding, tidal creek deposits, thick lenticular sandbody and brick red mudstone, is similar to the Jamacia-type fan delta that is developed in a subduction-related tectonic setting, which probably occurs in a gentle slope of the tectonic rises. Sedimentation analysis indicates that the deposits are predominantly produced by debris flow, turbidity current, additionally, and bottom current. Paleocurrent flow suggests material is transported to north and south. Petrography features show that the sandstones, which have low compositional maturity and textural maturity, derived from recycled orogen or collisional orogen. Our result suggests that Pingxiang basin, considered as a synchronal product with arc-type rhyolite (the Beisi Formation), is an intensively modified remnant forearc basin that resulted from the closure of the Paleo-Tethys ocean. The sedimentation started in late-Permian and ended in the late stage of mid-Triassic, implying that the final collision between Indochina and South China blocks occurred in mid-Triassic.

Key words: Pingxiang Basin; sedimentary facies association; remnant forearc basin; Paleo-Tethys