

滇中地区寒武系筇竹寺组阻塞盆地深水 等深流引发内波、内潮汐沉积^{*}

李向东¹ 魏泽映¹ 王 丹² 杨 敏¹

1 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南昆明 650093

2 百色学院教务处, 广西百色 533000

摘 要 滇中地区寒武系组芬兰统至黔东统筇竹寺组的沉积环境和沉积类型在区域地层演化上具有举足轻重的作用, 对于其下伏地层梅树村组磷矿的形成、本组中页岩气储集层的形成和澄江动物群的保存及上覆地层沧浪铺组的沉积环境识别均具有重要意义。本研究以滇中地区晋宁二街剖面为研究对象, 在详细的野外观察基础上, 着重对相关沉积构造和古水流进行了分析。结果表明: (1) 在晋宁地区筇竹寺组发育有重复的鲍马序列 A 段、重复的平行层理及相对较厚的泥帽等阻塞油流沉积特征; (2) 等深流沉积中伴生有双向交错层理、单向交错层理及浪成波纹层理; (3) 古水流方向总体上可分为 6 个优势方向和次优势方向, 并构成 50° vs. 213°、111° vs. 292° 和 171° vs. 341° 近于相反的 3 组; (4) 单个双向交错层理古水流玫瑰花图具有明显的不对称性。在综合分析沉积环境、古地理和沉积流体交互作用的基础上, 认为筇竹寺组可能沉积于深水阻塞盆地, 等深流沉积普遍发育, 内波、内潮汐沉积为伴生沉积, 由深水等深流引发形成。

关键词 阻塞盆地 等深流沉积 内波、内潮汐沉积 古水流分析 筇竹寺组 滇中地区

第一作者简介 李向东, 男, 1973 年生, 毕业于长江大学, 获博士学位, 现为昆明理工大学国土资源工程学院副教授, 主要从事沉积学研究。E-mail: lixiangdong614@163.com。

中图分类号: P512.2 文献标志码: A

Internal-wave and internal-tide deposits in the Cambrian Qiongzhusi Formation induced by deep-water contour currents in ponded basin, central Yunnan Province, China

LI Xiangdong¹ WEI Zeyi¹ WANG Dan² YANG Min¹

1 School of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China

2 Office of Academic Affairs, Baise University, Guangxi Baise 533000, China

Abstract The sedimentary environment and facies of the Cambrian Terreneuvian-Qiandongian Qiongzhusi Formation in central Yunnan Province are crucial for understanding the regional stratigraphic evolution. They hold significant implications for constraining the formation of phosphate deposits in the underlying Meishucun Formation, the development of shale gas reservoirs and preservation of the

^{*} 昆明理工大学“双一流”建设科技专项 (编号: 202202AG050006) 和国家自然科学基金项目 (编号: 41272119) 共同资助。[Co-funded by the Science and Technology Special Project for Double First-class Construction of Kunming University of Science and Technology (No. 202202AG050006) and the National Natural Science Foundation of China (No. 41272119)]

收稿日期: 2024-10-17 改回日期: 2024-11-26

Chengjiang fauna within the Qiongzhusi Formation, and the recognition of depositional environments in the overlying Canglangpu Formation. This study focuses on analyzing sedimentary structures and paleocurrent patterns from the Erjie field profile in the Jinning area, central Yunnan Province, based on detailed field observations. The findings indicate that: (1) The Qiongzhusi Formation in the Jinning area exhibits characteristics of ponded turbidity current deposits, such as repeated Bouma sequences A, recurrent parallel beddings, and relatively thick mudstone caps. (2) Contourite are ubiquitous, associated with bidirectional and unidirectional cross-bedding as well as wave-ripple lamination. (3) Paleocurrent data reveal six dominant and subdominant orientations, forming three nearly opposite pairs: 50° vs. 213° , 111° vs. 292° , and 171° vs. 341° ; and (4) rose diagrams of paleocurrents from individual bidirectional cross-beds display marked asymmetry. Through comprehensive analysis of sedimentary environments, paleogeography, and interactions of sedimentary flows, it is suggested that the Qiongzhusi Formation was likely deposited in a deep-water ponded basin characterized by widespread contour current deposits, as well as internal-wave and internal-tidal deposits induced by deep-water contour currents.

Key words ponded basin, contour current deposits, internal-wave and internal-tide deposits, palaeocurrent analyses, Qiongzhusi Formation, central Yunnan Province

About the first author LI Xiangdong, born in 1973, is an associate professor at the School of Land Resource Engineering of Kunming University of Science and Technology, with a Ph.D. degree obtained from the Yangtze University. He is currently engaged in research on sedimentology. E-mail: lixiangdong614@163.com.

内波是一种水下波,它存在于2个不同密度水层的界面上,或存在于具有密度梯度的水层之内,当内波的周期与海面潮汐(半日潮或日潮)的周期相同时,就称这种内波为内潮汐(Gao *et al.*, 1998)。内波、内潮汐沉积研究是沉积学中一个比较年轻的研究领域,始于1991年(Gao and Eriksson, 1991),至今已有30多年的研究历史(Gao *et al.*, 2013; Pomar *et al.*, 2019; 李向东, 2021)。地层记录中的内波、内潮汐沉积研究已在沉积鉴别标志、沉积序列和沉积模式等方面取得了重要的研究成果(Gao *et al.*, 1998; He and Gao, 1999; Pomar *et al.*, 2012),在流体作用机制、内波成因和沉积分类等方面也进行了探索性研究(李向东, 2013; 李向东等, 2023)。一般情况下,内波、内潮汐沉积中缺少古生物化石(Gao *et al.*, 1998; He and Gao, 1999),但近年来,在深水阻塞盆地中发现的内波、内潮汐沉积,如鄂尔多斯盆地西缘北部桌子山地区上奥陶统拉什仲组(李向东等, 2023)和法国东南部古近系阿尔卑斯前陆盆地中的 Annot 砂岩(Knaust *et al.*, 2014),均含有较为丰富的古生物化石和遗迹化石。滇中地区寒武系组芬兰统至黔东南统筇竹寺组黑色页岩发育,是中国南方重要的

页岩气勘探目标层位之一(李向东和魏泽映, 2023),且含有丰富的古生物化石,上部黄绿色页岩是澄江生物群的寄主层位(罗惠麟等, 1987; 李向东和陈海燕, 2019),该组中内波、内潮汐沉积的发现,对于研究澄江生物群的成因、筇竹寺组页岩气勘探和滇中地区寒武纪古地理格局均具有重要意义。

1 区域地质背景

滇中地区在地理上主要包括昆明市、曲靖市、玉溪市和楚雄彝族自治州等地区。在寒武纪,滇中地区基本上为岛链状古地理格局(图1-a),西南部为滇中古陆(岛陆),东南部为牛首山岛陆,西北部为泸定—西昌岛陆(在四川),三面岛陆环绕。岛陆的地理位置及构造活动,控制着滇中地区陆源碎屑来源方向、沉积性质和相带展布(唐良栋, 1994),从黔东南统都匀期古陆开始扩大,至寒武纪苗岭世发育成统一的康滇古陆(冯增昭等, 2002)。在区域上,即扬子西南缘,筇竹寺组(或牛蹄塘组)与下伏灯影组(含中谊村段)存在一个极为明显的“跳相”现象,反映出快速海侵作用的特点,称为淹没不整合界面(梅冥相等, 2006)。

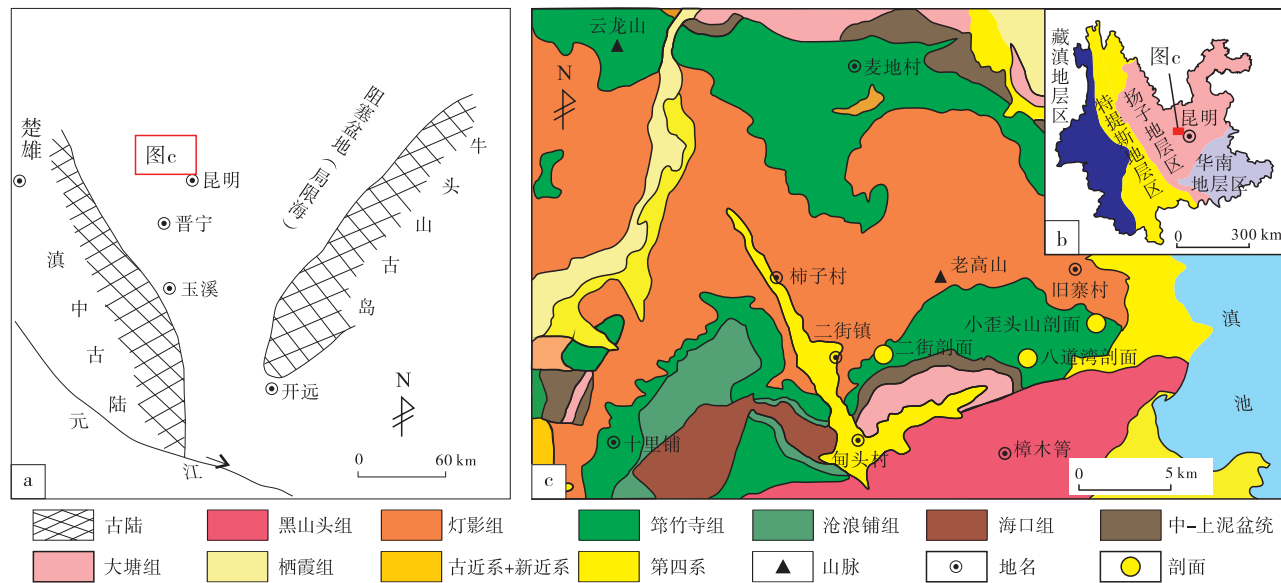


图 1 滇中地区区域地质背景

a—滇中地区筇竹寺组古地理略图 (唐良栋, 1994); b—云南省地层分区略图; c—研究区地质简图 (据 1:200000 地质图清绘)

Fig. 1 Regional geological background of central Yunnan Province

从寒武纪地层分区上讲, 滇中地区隶属于扬子地层区的滇东地层分区 (图 1-b), 这里主要指该地层分区西部的昆明—武定、澄江—通海和石屏等 3 个地层小区, 其中石屏小区筇竹寺组基本缺失, 不包括滇中北部地层分区 (丽江市华坪—宁蒗一带), 而楚雄彝族自治州在寒武纪为剥蚀区。滇中地区是中国南方震旦纪、寒武纪地层比较发育的地区之一, 其中寒武系组芬兰统和黔东统地层层序完整、化石丰富, 一直是中国西南地区地层划分和对比的标准 (罗惠麟等, 1980, 1987)。梅树村剖面由小歪头山剖面 and 八道湾剖面组成 (图 1-c), 该剖面曾列入国际前寒武系—寒武系界线层型候选剖面, 因此进行了详细的地层学、古生物学、地球化学和年代学研究 (罗惠麟等, 1980, 1987; 李延河等, 1995; 朱日祥等, 2009)。二街剖面 and 梅树村剖面共同出露在滇池边一背斜南翼, 背斜核部为灯影组, 两侧的筇竹寺组多和泥盆系及石炭系为平行不整合接触, 但南翼西部十里铺一带与寒武系筇竹寺阶至都匀阶沧浪铺组呈整合接触 (图 1-c)。

2 研究方法

以详细的野外观察为基础, 主要包括 2 个方面: 一是在滇中地区选取经典剖面进行筇竹寺组剖面结构观察, 共计有晋宁梅树村剖面、昆明筇竹寺

关山剖面、昆明大墨雨剖面、澄江跨马村剖面、澄江洪家冲剖面、武定洒普山剖面、宜良车白勒剖面 and 宜良柴石滩剖面等; 另外在昆阳磷矿 4 号坑露天开采过程中对筇竹寺组底部及石炭头段和玉案山段界线进行了详细观察。二是在晋宁二街剖面进行了沉积序列测量和沉积构造观察, 用以识别层位和沉积类型。同时在二街剖面进行了交错层理古水流测量, 共获 133 组数据, 在室内用吴氏网进行古水流校正, 对校正后的倾向采用 10° 间隔做出古水流玫瑰花图, 采用复杂水动力条件下古水流分析方法 (李向东等, 2009; 李向东和陈海燕, 2019, 2020) 进行古水流分析。即以古地理格局和筇竹寺组中小型槽模方向确定古区域斜坡方向, 在此基础上对交错层理所获得的古水流方向进行主优势方向和次优势方向分析, 结合沉积构造恢复古水流作用过程。

3 研究结果

3.1 岩性特征

筇竹寺组总体上分为 2 段 (图 2; 图 3)。下段称为石炭头段, 主要由粉砂岩构成, 属于前三叶虫地层, 归为肖滩阶, 肖滩阶底界以软体动物化石确定, 并伴随着碳同位素正异常事件, 在传统以小壳化石确定的梅树村阶底界之上, 在小歪头山剖面上

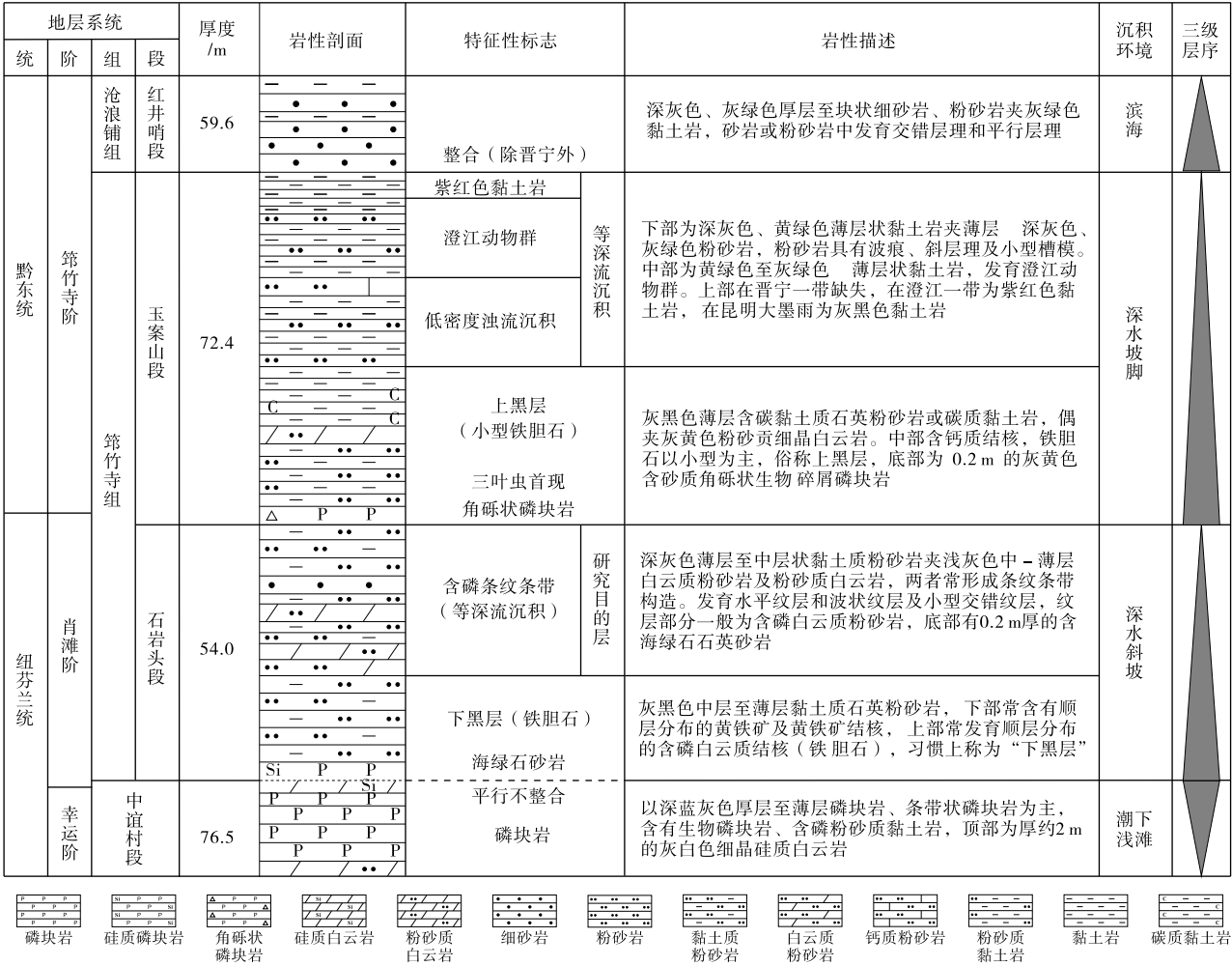


图 2 滇中地区筲竹寺组综合剖面示意图

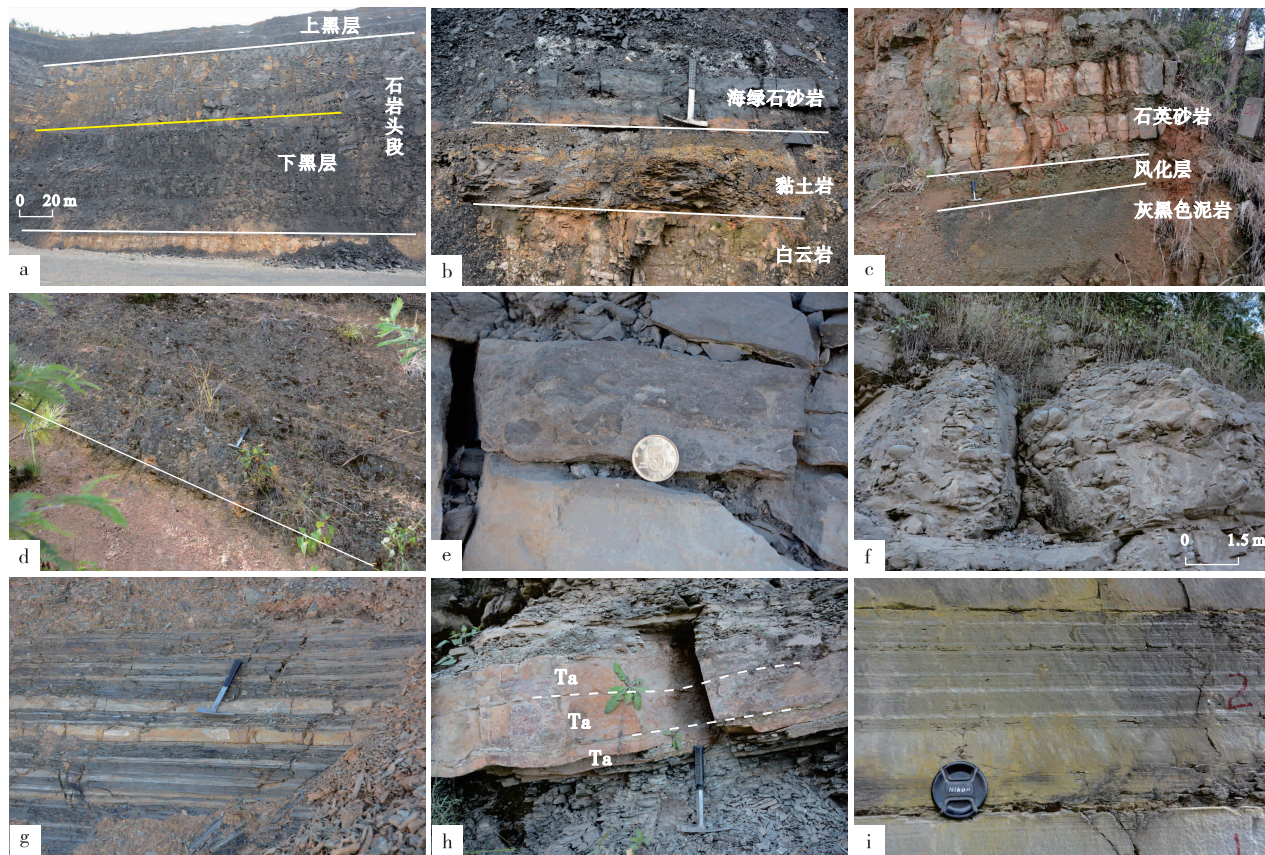
Fig. 2 Comprehensive sectional diagram of the Qiongzhusi Formation, central Yunnan Province

大致位于磷块岩之上硅质白云岩底界。上段称为玉案山段，主要由黏土岩构成，在八道湾剖面上，三叶虫首现点在玉案山段底界之上 8.8 m 处（罗惠麟等，1987），但在全国地层划分中，参照国际三叶虫首现点的惯例，将筲竹寺阶底界定为 520 Ma，其顶界位于沧浪铺组乌龙箐段下部（朱茂炎等，2019）。也可称为石岩头组和玉案山组（朱茂炎等，2021），区域上两者之间有平行不整合界线，但有可能与筲竹寺底界一样，为淹没不整合界面（梅冥相等，2006）。

石岩头段下部为灰黑色中—薄层黏土质粉砂岩，俗称“下黑层”。发育大小不一的顺层分布的铁胆石（化学结核），铁胆石中钙质、白云质和磷质含量略多于围岩，但一般低于条带状构造（混合沉积），和四川北部旺苍地区筲竹寺组的钙质结

核在成分上差别很大，后者 CaO 含量较前者高出约 10 倍（庞谦等，2017）。上部为深灰色中—薄层黏土质粉砂岩夹浅灰色中—薄层白云质粉砂岩及粉砂质白云岩，表现出混合沉积特征，等深流沉积发育（李向东和陈海燕，2019），也为本研究目的层（图 2；图 3-a）。石岩头段在八道湾剖面厚 54.0 m；向北至昆明筲竹寺关山剖面大于 40 m，为断层隔开；武定洒普山剖面厚 76.9 m，向东至澄江渔户村剖面厚 156.7 m；从澄江再向东北方向至宜良车白勒剖面厚 48.9 m；向东南至华宁火特剖面厚 76.9 m；向南至石屏缺失。

玉案山段下部为灰黑色薄层含炭黏土质石英粉砂岩或碳质黏土岩，俗称“上黑层”（图 3-a）。首现三叶虫化石，发现有目前中国最早的三叶虫（*Parabodiellahuoi*），铁胆石较“下黑层”要小得



a—筇竹寺组剖面结构，下伏地层为灯影组硅质白云岩（大海段，在滇东北称为朱家箐组），昆阳磷矿厂三号矿坑；b—筇竹寺组底部相变界面结构，昆阳磷矿厂三号矿坑；c—筇竹寺组顶部平行不整合界面，发育薄的风化层，上覆地层为泥盆系海口组石英砂岩；d—筇竹寺组顶部整合接触界面，下部为筇竹寺组顶部紫红色泥岩，界线附近为灰绿色薄层泥岩，上覆地层为沧浪铺组红井哨段，为浅黄褐色细砂岩夹黄绿色薄层泥岩，澄江跨马村剖面；e—石岩头段和玉案山段的界线，玉案山段底部发育有深灰色薄层砾岩及角砾岩，砾石来自上、下地层，昆阳磷矿厂三号矿坑；f—灰黑色（风化成黄绿色）块状粉砂质泥岩，含有磨圆较好的砾石，侧向上呈透镜状，向两侧迅速尖灭，前人描述为结核状磷块岩（钱逸等，1984），或依据所处的层位描述成角砾状生物碎屑磷块岩，为经典的八道湾剖面第 12 层（罗惠麟等，1980）；g—深灰色薄层粉砂岩组成向上变薄序列，间隔的灰黑色泥岩向上变厚，形成相对厚的泥帽，2 层较厚粉砂岩底面发育小型槽模（侧向延伸处），三号矿坑山顶；h—灰绿色（风化成浅黄色）细砂岩，为极薄层泥岩分为 3 部分，且具有微弱的正粒序，构成鲍马序列 A 段叠置层，八道湾剖面玉案山段；i—灰白色白云质细砂岩与深灰色粉砂质黏土岩，下部薄层白云质细砂岩略具正粒序，上部构成重复的平行层理，晋宁二街剖面

图 3 滇中地区筇竹寺组剖面结构与阻塞浊流沉积特征

Fig. 3 Geological profile structure and sedimentary characteristics of ponded turbidity currents in the Qiongzhusi Formation, central Yunnan Province

多。上部为薄层黏土岩夹薄层粉砂岩，从下到上，粉砂岩中依次发育有小型槽模和交错层理，依据古水流分析（李向东和陈海燕，2019），二者夹角约为 90° ，故推测为以等深流沉积为主，并在开始时发育有低密度浊流沉积（图 2）。上部的黏土岩，依据颜色，从下到上可分为 4 部分，依次为深灰色、黄绿色、灰绿色、紫红色或灰黑色。其中黄绿色和灰绿色黏土岩为澄江动物群寄主层位。紫红色黏土岩多发育在澄江地区，但层位并不稳定，如在昆明龙潭街双山剖面，下部含紫红色页岩 2 层，共厚约

3 m。灰黑色黏土岩发育在昆明筇竹寺地区，如关山剖面、大墨雨剖面等。玉案山段在八道湾剖面厚 72.4 m；向北至昆明筇竹寺关山剖面厚 181.3 m，最底部为黄绿色，接着出现上黑层；武定洒普山剖面厚 72.1 m；向东至澄江渔户村剖面厚 238.0 m；从澄江再向东至宜良车白勒剖面厚 141.7 m；向东南至华宁火特剖面厚 89.3 m；向南至石屏缺失。

筇竹寺组底界的完整结构为一明显的相变界面，界面之下为白云岩或硅质白云岩，界面之上为灰黑色夹杂有黄绿色黏土岩，厚几十厘米，界面虽

有起伏,但无明显的风化层,黏土岩之上发育约 40 cm 厚的海绿石砂岩(图 3-b)。在区域上,相变界面(许多资料称为平行不整合界面)多出现在最西部的昆明—武定地层小区,界面之下仍为白云岩,但界面之上常发育有砂质磷块岩(侧向上也发生相变),早期文献划分为渔户村组上段。海绿石砂岩多出现在澄江—通海地层小区,在澄江及与之相邻的呈贡梁王山地区,海绿石砂岩之下直接为磷块岩;再向东至宜良车白勒剖面和华宁火特剖面,海绿石砂岩消失,参照澄江地区,可用含磷岩系的结束作为筇竹寺组底界。筇竹寺组顶界在晋宁(八道湾剖面)与泥盆系海口组石英砂岩呈平行不整合接触,其间具有薄的风化层(图 3-c),但是在区域上一般与沧浪铺组红井哨段砂岩呈整合接触,在澄江跨马村剖面由紫红色泥岩逐渐过渡为黄绿色泥岩(图 3-d),在筇竹寺关山剖面存在灰黑色泥岩和深灰色厚层一块状砂岩的接触面。在筇竹寺组内部,玉案山段底部常发育有薄层砾岩及角砾岩(图 3-e),侧向上可变为磨圆较好的砾石或结核(图 3-f),在早期资料中也有描述为球形风化的,其上往往也发育 1 层海绿石砂岩。

图 3-f 中,泥质粉砂岩中包括有结核、细砂质砾石,有的也表现为球形风化的特征,在八道湾剖面山顶上发现有类似的椭圆形细砂质砾石,并伴生有黄铁矿。泥质粉砂岩在侧向上向两边迅速尖灭,底界岩性为深灰色厚层泥质石灰岩及 2 层黄绿色纹层状中层含磷白云质粉砂岩,上面与砾石质泥质粉砂岩接触的白云质粉砂岩有破碎现象,其界面不平整。泥质粉砂岩顶界为黄绿色中层细砂岩,标志着八道湾剖面第 12 层结束,其上为玉案山段下部的“上黑层”(第 13 层)。侧向上,黄绿色含磷白云质粉砂岩和细砂岩直接接触。图 3-g 中重复的鲍马序列 A 段具有向上单层厚度变小的趋势,且之间的“泥帽”向上逐渐变厚,层位为玉案山段。图 3-h 为叠置的鲍马序列 A 段镶嵌于灰绿色泥岩之中。图 3-i 中由白云质细砂岩构成重复的平行层理,白云质细砂岩厚度向上变小,间隔的泥质层厚度基本不变。这 3 种沉积构造(图 3-g 至 3-i)的特点在于鲍马序列中的某一段的反复出现,且多具有向上厚度变小的趋势。

3.2 垂向序列与沉积构造

晋宁二街剖面位于一废弃磷矿坑,在磷矿层之

上,剖面之下的干沟中出露有灰黑色粉砂岩,剖面上的岩石颜色较浅,白云质含量较多,对比同一出露区(图 1-c)的八道湾剖面,其层位应为石岩头段上部(图 2)。剖面西南侧出露了清晰的垂向序列,可代表该剖面上的岩性组合及垂向变化规律,共厚 2.6 m,进行了逐层测量,结果如图 4 所示,整体上白云质条纹条带构造发育,具细—粗—细粒度变化特征(整个剖面也是如此)。下部第 1 至 4 层,由 2 组浅灰色中层白云质(或含白云质)细砂岩和浅灰黑色至深灰色中层黏土质粉砂岩组成,白云质细砂岩底部有微弱的正粒序,向上发育平行层理,构成鲍马序列 A、B 段;黏土质粉砂岩中发育白云质条纹条带,向上厚度逐渐变小,白云质条纹条带中发育平行层理、准平行层理及微小的透镜体,构成重复的平行层理(图 3-i 和图 4 中 RP)。中部第 5 至 8 层,主要由浅灰色至深灰色含白云质细砂岩组成,第 7 层中的白云质条纹条带中含有小型透镜体及双向交错层理(图 4 中 LB),第 8 层中细砂岩白云质含量较高,发育单向交错层理,其古水流方向与区域斜坡方向呈小角度夹角(详见后文)。上部第 9 至 13 层,为浅灰色至深灰色含黏土细砂岩,其特征是在垂向上都略显示出细—粗—细的粒度变化趋势,特别是第 13 层,由浅灰黑色薄层条纹、条带粉砂质黏土岩构成,上下为密集条纹,中间为条带,垂向上组成细—粗—细序列,厚度从下到上为 2.5 cm、5 cm 和 3 cm,共计 10.50 cm。

晋宁二街剖面呈北东—南西向(210°),岩层向东北方向明显变厚,与区域上地层从西向东(从晋宁到澄江)变厚的总趋势一致,即沿斜坡向上变薄,沿斜坡向下变厚。整个剖面中由富含白云质的岩石构成条纹条带沉积构造,北东侧更加明显,在条纹条带中,纹层密集的层理构造发育。由于剖面陡峭,只沿剖面底部进行了观测,基本对应于图 4 中小剖面的第 6~8 层,第 5 层以下在剖面北东侧未出露。这些层理构造概括起来主要类型有双向交错层理、单向交错层理和浪成波纹层理(图 5),其中图 5-a 在剖面北东向尽头,沿碎石而上,位置在图 4 中第 13 层之上,此外还发育少量小型丘状交错层理。

双向交错层理发育较为普遍,寄主岩性主要为白云质细砂岩(图 5-a, 5-b),其次为黏土质细砂

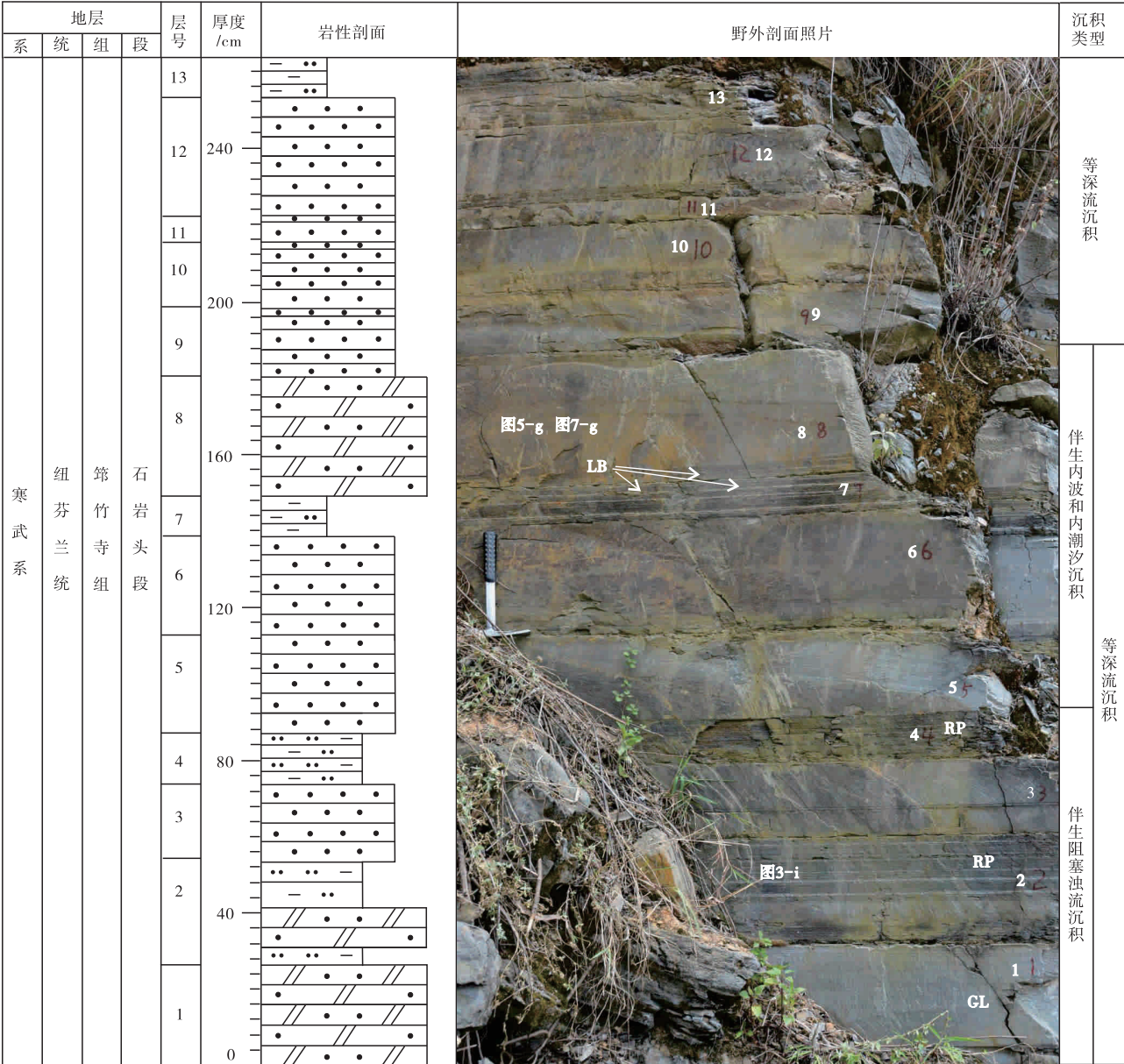
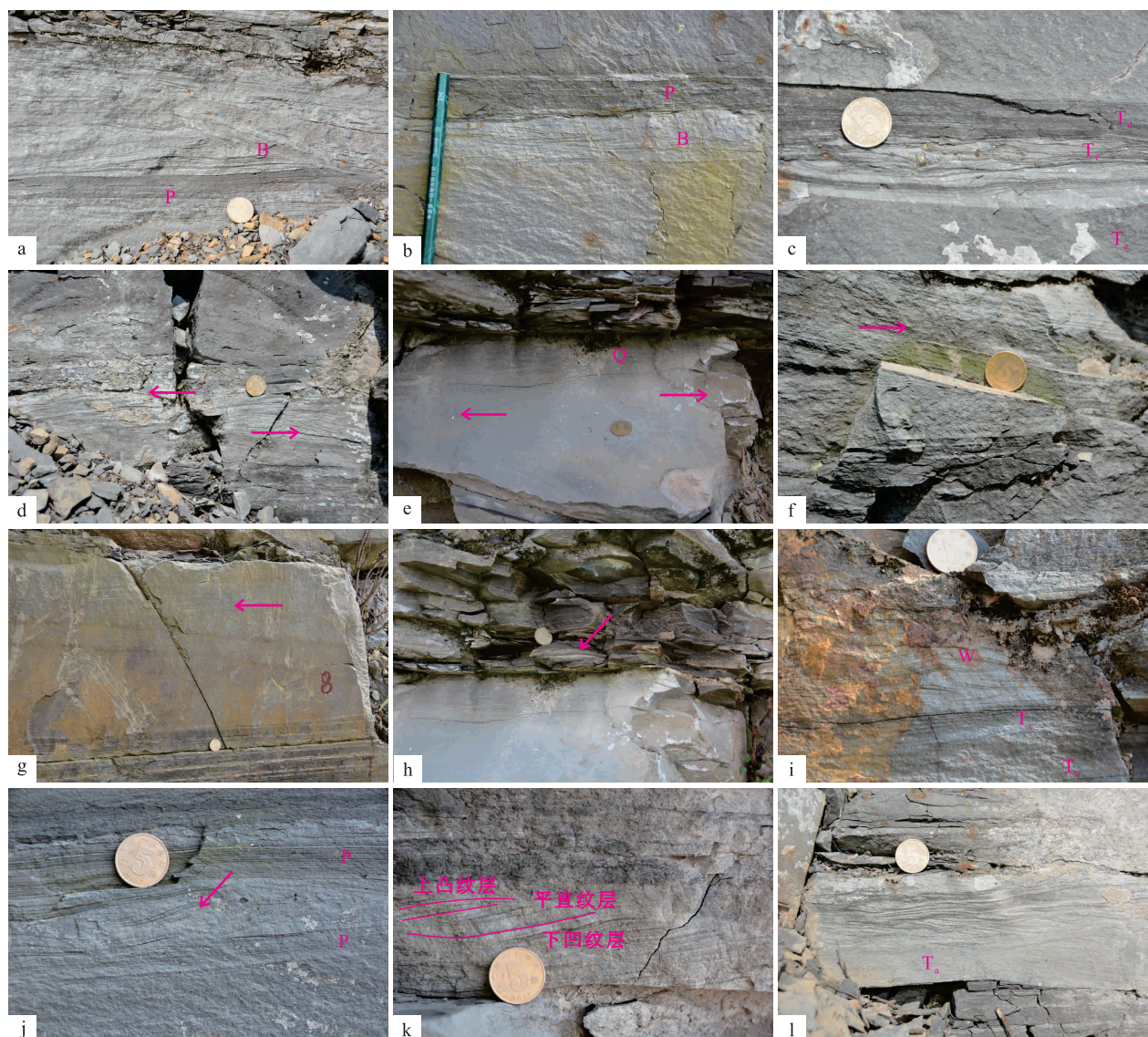


图 4 滇中地区晋宁二街剖面筇竹寺组石岩头段垂向序列

Fig. 4 Vertical sequence of the Shiyantou member of Qiongzhusi Formation in Erjie section, Jinning area, central Yunnan Province

岩，但交错层理本身由富含白云质岩石组成(图 5-c, 5-d)，也有在黏土质细砂岩中发育的双向交错层理(图 5-e)。双向交错层理规模可大可小，可形成纹层呈束状的大型双向交错层理(图 5-a)，也可形成小型分散纹层的双向交错层理(图 5-b)，其上、下均可与平行层理伴生，但其上部伴生的平行层理寄主岩石中泥质含量较高(图 5-b)，因此双向交错层理发育的位置相当于鲍马序列 T_e 段。

双向交错层理的纹层可以显示为平直(图 5-a, 5-b)，也可以显示为微波状，并伴有黄铁矿颗粒(图 5-c)，也可以显示为上凸弧形(图 5-d)。倾向相反的纹层发育并不均衡，沿一个方向发育充分，而另一个方向发育不充分，前者往往会对后者产生剥蚀(图 5-a, 5-d)，2 个纹层也可被均匀层隔开，互不接触，共同被其上的准平行层理削切(图 5-e)。



a—浅灰色至深灰色细砂岩、白云质细砂岩，下部细砂岩中发育模糊的平行层理（P），上部白云质细砂岩中发育大型双向交错层理（B），纹层略显波状，略具有“人”字形特征；b—下部为灰白色白云质细砂岩，上部为深灰色含黏土细砂岩，白云质细砂岩上部发育小型双向交错层理（B），含黏土细砂岩发育平行层理（P）；c—深灰色黏土质细砂岩，组成鲍马序列 T_a 、 T_c 、 T_d 段，其中 T_c 段富含白云质，纹层呈微波状，含有黄铁矿，略显双向交错层理；d—深灰色黏土质细砂岩，中部发育双向交错层理（箭头所示）；e—深灰色黏土质细砂岩，在均匀层（硬币处）两侧发育双向交错层理（箭头所示），其上为准平行层理（Q）；f—深灰色含泥质细砂岩，发育大型单向交错层理（箭头）；g—小剖面（图 4）第 8 层中的大型交错层理（箭头）；h—浅灰黑色粉砂质黏土岩中发育深灰白色透镜体（箭头），透镜体中发育单向交错层理，为图 5-e 上方岩石；i—灰白色白云质细砂岩，底部发育粒序层（ T_a ）和平行层（ T_b ），其上为“人”字形浪成波纹层理（W）；j—深灰色含白云质细砂岩，发育夹在平行层理（P）之间的不均一结构浪成波纹层理（箭头），其下凹纹层略呈波状的有 2 组，上凸纹层不明显；k—浅灰色白云质细砂岩，发育不均一结构浪成波纹层理，下凹纹层发育，上凸纹层不发育；l—浅灰色泥质细砂岩，底部具有正粒序（ T_c ），其上发育波状交错层理和单向交错层理，前者对后者具有明显的削切现象。a-h 古水流玫瑰花图分别对应图 7-a 至 7-h

图 5 滇中地区晋宁二街观察点筇竹寺组石岩头段沉积构造

Fig. 5 Sedimentary structures of the Shiyantou member of Qiongzhusi Formation in Erjie section, Jinning area, central Yunnan Province

单向交错层理相对而言发育较少, 寄主岩性以黏土质细砂岩为主, 但交错层理发育处往往白云质增多, 多为大型单向交错层理, 纹层平直(图 5-f,

5-g), 不同单向交错层理的纹层倾向可相反 (详见后文)。在粉砂质黏土岩中发育深灰白色粉砂岩透镜体, 透镜体中可发育小型单向交错层理, 纹层

平直,可同时向底部和顶部收敛,形成透镜体外形(图 5-h)。浪成波纹层理多发育在鲍马序列 T_a 段中,寄主岩性与双向交错层理一样,主要为白云质细砂岩(图 5-i 至 5-l)。其类型主要为“人”字形交错层理(图 5-i)和具有不均一结构的浪成波纹层理(图 5-j, 5-k),即纹层沿一方向从下凹逐渐变为平直再变为上凸(图 5-k)。二街剖面发现的不均一结构下凹纹层发育,且可以发生形变(图 5-j),而平直纹层和上凸纹层不发育,但上凸的弧度仍然明显。此外,还发现了波状层理对单向交错层理的削切现象(图 5-i),底部略显正粒序,为鲍马序列 T_a 段,其上为大型单向交错层理,被顶部的波状层理削切,其上为断续的小型单向交错层理和波状层理相间出现,且削切面明显。

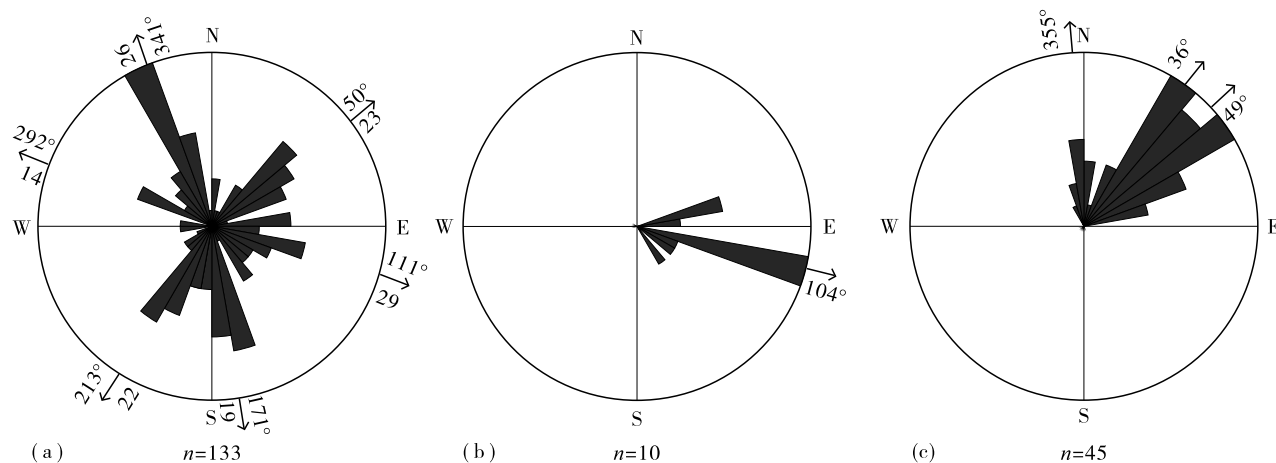
3.3 古水流分析

对二街剖面发育的 5 个双向交错层理和 3 个单向交错层理进行了古水流测量,共得 133 组数据(表 1)。在室内用吴氏网进行了校正,对校正后的倾向做古水流玫瑰花图,133 组数据所得的综合玫瑰花图如图 6-a 所示。从图中可以看出,共有 6 个古水流优势和次优势方向,而这 6 个古水流方向又可组成近于相反的 3 组:分别为 50° vs. 213° , 夹角 163° ; 111° vs. 292° , 夹角 181° ; 171° vs. 341° , 夹角 170° 。这是典型的复杂水动力条件,在这种条件下进行古水流分析,应首先确定区域斜坡方向。关于研究区在寒武纪筇竹寺组沉积时的区域斜坡方向,李向东和陈海燕(2019)在八道湾剖面测量了砂岩底面上的小型槽模古水流方向

表 1 滇中地区晋宁二街剖面筇竹寺组古水流数据统计

Table 1 Paleocurrent data of the Qiongzhusi Formation, Erjie Section, Jinning area, central Yunnan Province

测点	地层产状	层系	原始古水流产状	复原后古水流产状
1	$145^\circ \angle 15^\circ$	①	$88^\circ \angle 31^\circ, 90^\circ \angle 27^\circ, 86^\circ \angle 26^\circ, 85^\circ \angle 25^\circ, 95^\circ \angle 24^\circ, 82^\circ \angle 21^\circ, 110^\circ \angle 22^\circ, 94^\circ \angle 22^\circ, 84^\circ \angle 22^\circ, 92^\circ \angle 21^\circ, 86^\circ \angle 20^\circ, 91^\circ \angle 19^\circ, 77^\circ \angle 20^\circ, 71^\circ \angle 17^\circ$	$61^\circ \angle 26^\circ, 58^\circ \angle 22^\circ, 53^\circ \angle 22^\circ, 51^\circ \angle 21^\circ, 58^\circ \angle 18^\circ, 40^\circ \angle 19^\circ, 55^\circ \angle 17^\circ, 68^\circ \angle 13^\circ, 43^\circ \angle 20^\circ, 49^\circ \angle 20^\circ, 43^\circ \angle 18^\circ, 47^\circ \angle 16^\circ, 41^\circ \angle 20^\circ, 31^\circ \angle 20^\circ$
	$145^\circ \angle 15^\circ$	②	$181^\circ \angle 24^\circ, 186^\circ \angle 24^\circ, 190^\circ \angle 29^\circ, 183^\circ \angle 28^\circ, 181^\circ \angle 30^\circ, 170^\circ \angle 25^\circ, 156^\circ \angle 20^\circ$	$213^\circ \angle 13^\circ, 224^\circ \angle 16^\circ, 219^\circ \angle 20^\circ, 215^\circ \angle 19^\circ, 206^\circ \angle 19^\circ, 197^\circ \angle 12^\circ, 175^\circ \angle 8^\circ$
2	$145^\circ \angle 15^\circ$	①	$192^\circ \angle 9^\circ, 200^\circ \angle 15^\circ, 185^\circ \angle 10^\circ, 198^\circ \angle 9^\circ, 184^\circ \angle 18^\circ, 160^\circ \angle 17^\circ, 180^\circ \angle 21^\circ, 155^\circ \angle 21^\circ$	$242^\circ \angle 14^\circ, 235^\circ \angle 21^\circ, 234^\circ \angle 12^\circ, 208^\circ \angle 19^\circ, 215^\circ \angle 19^\circ, 218^\circ \angle 19^\circ, 219^\circ \angle 6^\circ, 175^\circ \angle 7^\circ$
3	$148^\circ \angle 10^\circ$	①	$131^\circ \angle 16^\circ, 122^\circ \angle 20^\circ, 118^\circ \angle 17^\circ, 124^\circ \angle 19^\circ, 107^\circ \angle 20^\circ, 121^\circ \angle 20^\circ, 122^\circ \angle 20^\circ, 107^\circ \angle 19^\circ, 108^\circ \angle 16^\circ, 112^\circ \angle 19^\circ, 112^\circ \angle 12^\circ, 105^\circ \angle 15^\circ, 98^\circ \angle 17^\circ$	$118^\circ \angle 7^\circ, 111^\circ \angle 13^\circ, 101^\circ \angle 10^\circ, 109^\circ \angle 10^\circ, 82^\circ \angle 14^\circ, 104^\circ \angle 14^\circ, 111^\circ \angle 13^\circ, 80^\circ \angle 13^\circ, 71^\circ \angle 15^\circ, 86^\circ \angle 12^\circ, 64^\circ \angle 6^\circ, 57^\circ \angle 12^\circ, 66^\circ \angle 13^\circ$
4	$144^\circ \angle 15^\circ$	①	$191^\circ \angle 8^\circ, 198^\circ \angle 5^\circ, 210^\circ \angle 8^\circ, 205^\circ \angle 9^\circ, 203^\circ \angle 12^\circ, 207^\circ \angle 13^\circ, 208^\circ \angle 13^\circ$	$291^\circ \angle 11^\circ, 307^\circ \angle 14^\circ, 294^\circ \angle 16^\circ, 290^\circ \angle 14^\circ, 275^\circ \angle 13^\circ, 260^\circ \angle 15^\circ, 273^\circ \angle 15^\circ$
5	$154^\circ \angle 11^\circ$	①	$126^\circ \angle 14^\circ, 130^\circ \angle 10^\circ, 152^\circ \angle 12^\circ, 143^\circ \angle 19^\circ, 124^\circ \angle 19^\circ, 126^\circ \angle 8^\circ, 134^\circ \angle 12^\circ, 130^\circ \angle 18^\circ, 158^\circ \angle 22^\circ, 170^\circ \angle 20^\circ$	$62^\circ \angle 7^\circ, 33^\circ \angle 4^\circ, 105^\circ \angle 1^\circ, 130^\circ \angle 8^\circ, 93^\circ \angle 11^\circ, 15^\circ \angle 5^\circ, 81^\circ \angle 3^\circ, 105^\circ \angle 9^\circ, 164^\circ \angle 12^\circ, 187^\circ \angle 10^\circ$
	$154^\circ \angle 11^\circ$	②	$178^\circ \angle 21^\circ, 182^\circ \angle 26^\circ, 163^\circ \angle 25^\circ, 184^\circ \angle 28^\circ, 166^\circ \angle 24^\circ, 160^\circ \angle 29^\circ, 164^\circ \angle 30^\circ, 170^\circ \angle 29^\circ, 164^\circ \angle 29^\circ, 168^\circ \angle 32^\circ, 132^\circ \angle 27^\circ, 115^\circ \angle 25^\circ$	$199^\circ \angle 12^\circ, 200^\circ \angle 17^\circ, 167^\circ \angle 14^\circ, 200^\circ \angle 19^\circ, 175^\circ \angle 13^\circ, 162^\circ \angle 19^\circ, 169^\circ \angle 20^\circ, 178^\circ \angle 19^\circ, 169^\circ \angle 18^\circ, 176^\circ \angle 21^\circ, 119^\circ \angle 18^\circ, 92^\circ \angle 19^\circ$
6	$154^\circ \angle 11^\circ$	①	$158^\circ \angle 11^\circ, 164^\circ \angle 29^\circ, 157^\circ \angle 29^\circ, 168^\circ \angle 29^\circ, 170^\circ \angle 32^\circ$	$265^\circ \angle 3^\circ, 173^\circ \angle 19^\circ, 162^\circ \angle 18^\circ, 180^\circ \angle 20^\circ, 180^\circ \angle 23^\circ$
	$154^\circ \angle 11^\circ$	②	$113^\circ \angle 11^\circ, 112^\circ \angle 18^\circ, 88^\circ \angle 13^\circ, 122^\circ \angle 22^\circ$	$40^\circ \angle 6^\circ, 83^\circ \angle 10^\circ, 35^\circ \angle 12^\circ, 101^\circ \angle 12^\circ$
7	$128^\circ \angle 25^\circ$	①	$163^\circ \angle 31^\circ, 157^\circ \angle 30^\circ, 155^\circ \angle 34^\circ, 160^\circ \angle 31^\circ, 148^\circ \angle 25^\circ$	$213^\circ \angle 17^\circ, 209^\circ \angle 14^\circ, 195^\circ \angle 15^\circ, 195^\circ \angle 20^\circ, 224^\circ \angle 8^\circ$
	$128^\circ \angle 25^\circ$	②	$76^\circ \angle 14^\circ, 104^\circ \angle 9^\circ, 110^\circ \angle 9^\circ, 100^\circ \angle 25^\circ$	$344^\circ \angle 20^\circ, 322^\circ \angle 18^\circ, 315^\circ \angle 16^\circ, 28^\circ \angle 12^\circ$
8	$117^\circ \angle 23^\circ$	①	$106^\circ \angle 18^\circ, 118^\circ \angle 16^\circ, 118^\circ \angle 18^\circ, 114^\circ \angle 19^\circ, 99^\circ \angle 19^\circ, 90^\circ \angle 21^\circ, 95^\circ \angle 18^\circ, 90^\circ \angle 21^\circ, 95^\circ \angle 21^\circ, 102^\circ \angle 18^\circ, 105^\circ \angle 18^\circ, 102^\circ \angle 18^\circ, 104^\circ \angle 16^\circ, 104^\circ \angle 11^\circ, 110^\circ \angle 17^\circ, 107^\circ \angle 19^\circ, 84^\circ \angle 16^\circ, 78^\circ \angle 14^\circ, 74^\circ \angle 16^\circ, 75^\circ \angle 15^\circ, 75^\circ \angle 19^\circ, 83^\circ \angle 18^\circ, 85^\circ \angle 15^\circ, 105^\circ \angle 14^\circ, 96^\circ \angle 17^\circ, 109^\circ \angle 19^\circ, 112^\circ \angle 20^\circ, 108^\circ \angle 21^\circ$	$335^\circ \angle 6^\circ, 297^\circ \angle 5^\circ, 297^\circ \angle 7^\circ, 304^\circ \angle 4^\circ, 344^\circ \angle 8^\circ, 3^\circ \angle 10^\circ, 344.10^\circ, 3^\circ \angle 10^\circ, 6^\circ \angle 8^\circ, 337^\circ \angle 7^\circ, 328^\circ \angle 6^\circ, 337^\circ \angle 7^\circ, 335^\circ \angle 8^\circ, 311^\circ \angle 12^\circ, 312^\circ \angle 6^\circ, 333^\circ \angle 6^\circ, 336^\circ \angle 14^\circ, 334^\circ \angle 15^\circ, 342^\circ \angle 16^\circ, 340^\circ \angle 16^\circ, 354^\circ \angle 15^\circ, 346^\circ \angle 23^\circ, 336^\circ \angle 13^\circ, 323^\circ \angle 6^\circ, 337^\circ \angle 10^\circ, 334^\circ \angle 5^\circ, 326^\circ \angle 3^\circ, 338^\circ \angle 4^\circ$
	$117^\circ \angle 23^\circ$	②	$135^\circ \angle 31^\circ, 136^\circ \angle 34^\circ, 134^\circ \angle 31^\circ, 139^\circ \angle 30^\circ, 129^\circ \angle 30^\circ, 125^\circ \angle 31^\circ, 125^\circ \angle 29^\circ, 122^\circ \angle 32^\circ, 120^\circ \angle 30^\circ, 121^\circ \angle 27^\circ, 117^\circ \angle 29^\circ, 118^\circ \angle 29^\circ, 125^\circ \angle 30^\circ, 124^\circ \angle 22^\circ, 127^\circ \angle 22^\circ, 120^\circ \angle 27^\circ$	$94^\circ \angle 11^\circ, 169^\circ \angle 13^\circ, 166^\circ \angle 11^\circ, 178^\circ \angle 12^\circ, 153^\circ \angle 9^\circ, 144^\circ \angle 9^\circ, 148^\circ \angle 7^\circ, 132^\circ \angle 10^\circ, 126^\circ \angle 8^\circ, 144^\circ \angle 4^\circ, 121^\circ \angle 6^\circ, 125^\circ \angle 6^\circ, 141^\circ \angle 8^\circ, 180^\circ \angle 3^\circ, 208^\circ \angle 4^\circ, 132^\circ \angle 4^\circ$



a—二街观察点处全部交错层理数据, 箭头旁的数字 (如 23) 为数据个数, 度数 (如 50°) 为平均方位;
b, c—分别为八道湾剖面小型槽模和全部交错层理数据 (李向东和陈海燕, 2019)

图 6 滇中地区晋宁筇竹寺组古水流玫瑰花图

Fig. 6 Paleocurrent rose diagrams of the Qiongzhusi Formation, Jinning area, central Yunnan Province

(图 6-b) 和交错层理古水流方向(图 6-c), 结合古地理的研究成果认为, 104°基本可以代表区域斜坡方向。因此在图 6-a 中, 111°方向基本可以认为是顺斜坡向下的方向。另外 2 组和斜坡方向的锐夹角分别为 61°和 60°, 略大于八道湾剖面等深流与斜坡方向的夹角 55°, 以集中在 NE 方向的古水流方向平均值 49°计算(图 6-c)。

所测 8 个交错层理单个古水流玫瑰花图如图 7 所示。在 5 个双向交错层理中, 只有 2 个古水流显示出严格的相反性特征(图 7-a, 7-e), 其共同特征是方向相反的 2 支古水流具有不对称性, 一支发育, 而另一支不发育, 且 2 组古水流分别隶属于 171° vs. 341°组和 50° vs. 213°组(图 7-a; 图 7-e), 对应的双向交错层理为图 4-a 和 4-e。其余 3 个双向交错层理古水流方向表现出发散性的特征。图 7-b 所示较为复杂, 共有 1 个优势方向和 3 个次优势方向, 1 个优势方向为 171° vs. 341°组南支, 2 个次优势方向构成 50° vs. 213°组, 第 3 个次优势方向为区域斜坡方向, 代表了浊流的流动方向。图 7-c、7-d 与图 7-b 类似, 优势古水流方向均偏南。

单向交错层理的发育普遍性不及双向交错层理及浪成波纹层理, 共测得 3 组单向交错层理古水流数据(图 7-f 至 7-h)。第 1 组为含泥质细砂岩中的大型单向交错层理(图 5-f), 纹层密集且平行, 古水流方向变化较小, 故测量数据较少, 其古水流方向与区域斜坡方向相反(图 7-f)。第 2 组为小剖面

第 8 层(图 4) 白云质细砂岩中的大型单向交错层理(图 5-g), 纹层向上倾角略变缓, 其古水流方向与区域斜坡方向同向, 但较为发散(图 7-g)。第 3 组为灰白色含白云质细砂岩小型透镜体中的小型单向交错层理(图 5-h), 其古水流方向隶属于 50° vs. 213°组南支(图 7-h), 与八道湾剖面等深流方向相反(图 6-c)。

4 分析与讨论

4.1 古地理背景

在寒武纪早期(纽芬兰世至黔东世), 扬子地块位于南半球(约南纬 10°), 隶属于东冈瓦纳大陆北缘, 濒临泛大洋(Zhang *et al.*, 2016)。新元古代的裂谷事件、即罗丁尼亚(Rodinia)大陆裂解期间, 扬子陆块与华夏古陆拼接, 随后进入到被动大陆边缘盆地发展时期(Wang *et al.*, 2015)。在江苏南部、江西北部、湖南中部及贵州南部一带沿北东向发育南华盆地, 即江南页岩盆地, 为一深水沉积盆地, 由克拉通内部消亡裂谷形成(Zhang *et al.*, 2016)。在南华盆地北缘发育狭窄的斜坡转换带, 在该转换带上浅水碳酸盐岩发育突然中止, 发育黑色硅质页岩, 基本沿碳酸盐岩台地边缘分布(Chen *et al.*, 2009)。在广阔的上扬子地区, 虽然发育有大量的台地相碳酸盐岩, 但是地裂作用会造成局部的深水环境, 形成台地内盆地(Wang *et al.*, 2012, 2015; Zhang *et al.*, 2016), 如在南充

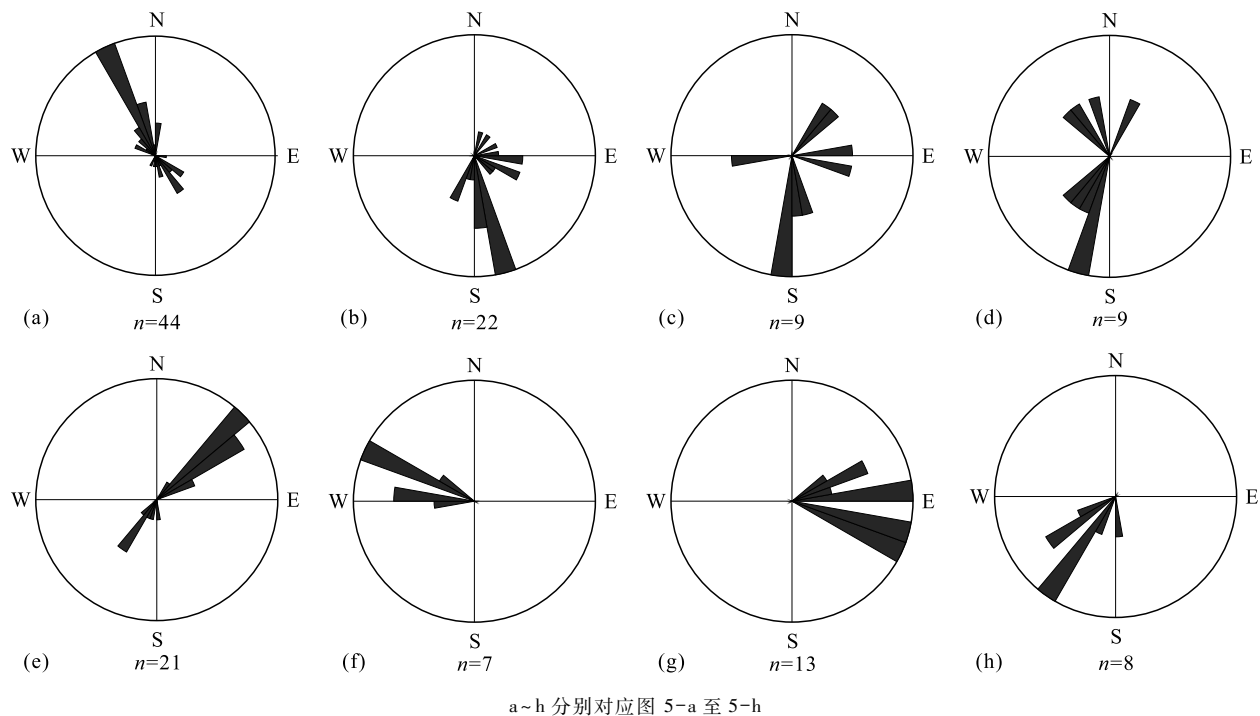


图 7 滇中地区晋宁二街观察点筇竹寺组单个交错层理古水流玫瑰花图
Fig. 7 Paleocurrent rose diagrams of single cross-bedding of the Qiongzhusi Formation
in Erjie section, Jinning area, central Yunnan Province

—重庆的寒武纪浅水陆棚的周边形成深水陆棚（海槽），这些海槽则控制着筇竹寺组黑色页岩的分布（图 8）。

在新元古代由于扬子陆块与华夏古陆拼接，在扬子地块南部形成了弧后盆地，随后地块内部产生裂谷，发育同沉积断层，导致了相对受限和阻塞盆地的发育（Wang *et al.*, 2012; Yao *et al.*, 2015; Zhou *et al.*, 2017）。阻塞盆地与广海相隔，其与广海的海水交换有限，多以平流的形式进行局部交换（图 8），因此，在阻塞盆地内部，水体处于还原环境（Zhou *et al.*, 2017），沉积的黑色页岩中常含有黄铁矿和磷质条带（李向东和陈海燕，2019）。还原环境有利于页岩中含磷营养物质的保存，反过来，海水中的磷又能导致较高的生物初级生产力，从而消耗海水中的氧气，故阻塞盆地内氧化与还原条件处于动态平衡之中。就滇中地区筇竹寺组沉积时期而言，处于滇中古陆和牛头山古岛之间，易形成阻塞盆地，而阻塞盆地则易发育内波、内潮汐（Patacci *et al.*, 2015），加之筇竹寺组页岩下部普遍发育黄铁矿和磷质条带，发育有等深流沉积（李向东和陈海燕，2019），故海水的平流交换、

等深流和内波流则会使阻塞盆地中滞流海水趋于氧化，造成生物繁盛，而生物对水中氧的消耗和闭塞的地理环境又使海水趋于还原，有利于生物遗体的保存和化石的形成。

4.2 沉积环境

关于滇中地区寒武系筇竹寺组的沉积环境，李向东和陈海燕（2019）给出了深水沉积环境解释，除了整体岩性特征外，主要还列举了以下证据：（1）大型旋圈状槽形遗迹化石和水平潜穴状觅食迹；（2）大量发育的水平纹层及其周期性变化；（3）呈小型透镜状分布于水平纹层密集处的黄铁矿；（4）层间滑动构造（指示斜坡环境）；（5）从下到上岩石中化学沉积成分逐渐减少直至缺失，以及粉砂岩逐渐减少而黏土岩逐渐增多。此外，分散于滇中地区 20 个筇竹寺组泥岩地球化学样品测试结果显示，澳洲后太古宙页岩标准化后的 $(La/Nd)_N$ 值变化范围为 0.95~1.13，平均 1.06，以现今北太平洋和南太平洋中 $(La/Nd)_N$ 值从海面的 0.8 增加到 1000 m 深处的 1.5（Zhao and Jones, 2013）进行线性估算，筇竹寺组沉积时古

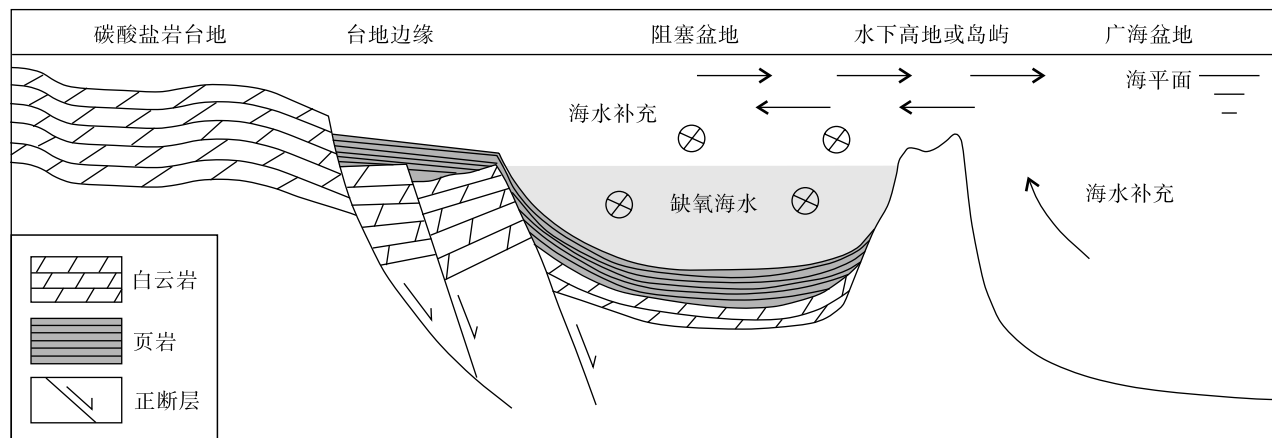


图 8 上扬子地区寒武纪早期碳酸盐岩台地内深水阻塞盆地模式 (据 Zhou *et al.*, 2017, 修改)

Fig. 8 Deep-water ponded basin model in carbonate platform of the early Cambrian, upper Yangtze region
(modified from Zhou *et al.*, 2017)

水深约为 214~471 m、平均 371 m, 均处于风暴浪基面以下的深水沉积环境。澄江跨马村剖面筇竹寺组顶部紫红色泥岩中 1 个地球化学样品 (La/Nd)_N 值约为 1.07, 估算古水深约为 386 m, 也不代表浅水环境, 故筇竹寺组沉积于深水斜坡环境中 (图 2)。

淹没不整合界面起源于淹没不整合型层序, 即由凝缩段加高位体系域构成的层序 (Schlager, 1981; Goldhammer *et al.*, 1990)。淹没不整合界面又称加深饥饿间断面, 是在海平面快速上升过程中形成的水下沉积不连续界面, 在碳酸盐岩地层中经常出现 (梅冥相, 1996)。淹没不整合界面与暴露不整合界面不同, 是一个相变界面, 常缺乏暴露标志, 其直观标志是: 在界线附近, 古水深明显加深。且幅度和规模较大, 常常是远洋和半远洋相的深水或半深水沉积物直接覆盖在浅水沉积物之上 (符颖和韩林, 2007)。由于沉积物与海水的长期接触引起各种海解成岩作用, 淹没不整合界面之上常常出现黏土岩、自生海绿石和菱铁矿等, 也可发育富磷结核、生物屑石灰岩透镜体等 (梅冥相, 1996)。筇竹寺组底部界线之下为白云岩, 之上为黏土岩, 指示古水深明显增加, 其上又发育中层海绿石砂岩 (图 3-b), 故可能为淹没不整合界面, 玉案山段底部薄层砾岩及角砾岩 (图 3-e) 之上也常发育海绿石砂岩, 也可能发育有淹没不整合界面 (朱茂炎等, 2021), 说明从梅树村组至筇竹寺组古水深可能持续加深。上覆沧浪铺组以砂岩为主, 目前一般认为是滨海环境沉积 (李伟等, 2012;

文舰等, 2020), 结合澄江跨马村剖面的岩性变化 (图 3-d), 筇竹寺组顶部具有最大海泛面特征, 参照云南省昭通市永善县苏田剖面沧浪铺组层序地层特征 (文舰等, 2020) 及区域上沧浪铺组沉积时水体普遍变浅的事实 (李伟等, 2012), 在筇竹寺期和沧浪铺期的过渡时期可能存在一个短期的海平面快速下降, 导致从深水坡角环境向滨海环境的演化 (图 2)。

筇竹寺组地层厚度, 无论是石岩头段还是玉案山段均显示出以澄江地区为最厚, 向四周逐渐变薄的特征, 晋宁地区位于澄江以西地层较薄处。结合古地理特征 (图 1-a), 牛头山岛陆将研究区和广海隔开, 形成局限海环境, 筇竹寺组可能沉积于深水阻塞盆地。二街剖面岩层在北东方向明显变厚, 也说明了地层向东变厚的趋势 (斜交), 同时说明了沿斜坡向上地层变薄, 结合筇竹寺组中化学物质较多 (白云质和磷质) 的特点, 有可能指示了筇竹寺组相当一部分物源来自海洋。此外, 筇竹寺组也表现出阻塞浊流的部分沉积特征: 图 3-f 中的砾岩层的形态呈透镜体, 其上、下地层在侧向上直接接触的特征, 与浊流受阻冲击后形成的薄层碎屑流沉积类似 (Cunha *et al.*, 2017); 图 3-g 中不但粉砂岩逐层向上变薄, 显示幕式沉积流体逐渐变弱的特点, 而且发育较为明显的厚泥帽, 为阻塞浊流最主要的鉴别标志之一 (McCaffrey and Kneller, 2001); 图 3-h 和 3-i 中重复的粒序层 (鲍马序列 A 段) 和平行层理, 也是常见的阻塞浊流沉积鉴别标志 (Patacci *et al.*, 2015)。因此, 滇中地区寒武

系筇竹寺组可能沉积于深水阻塞盆地的环境中。

4.3 内波、内潮汐沉积

依据对八道湾剖面沉积特征的详细研究，特别是其中广泛发育的条纹条带构造和指向沉积构造的古水流分析，李向东和陈海燕（2019）认为滇中地区筇竹寺组普遍发育深水等深流沉积，特别是石岩头段和玉案山段上部（图 2）。晋宁二街剖面 and 八道湾剖面位于同一露头区，在层位上相当于石岩头段上部，整个剖面广泛发育由白云质细砂岩及细砂质白云岩构成的条纹条带构造，而且条纹条带构造在垂向上具有细—粗—细的粒度变化趋势，与深水等深流具有明显的周期性相吻合，即在一个等深流活跃期内会出现低流速期与高流速期的交替（Faugères and Stow, 1993；李向东和郇雅棋，2017）。等深流属于大洋环流，在垂向序列上，一般呈现为细—粗—细的对称序列（何幼斌等，1998；Stow *et al.*, 1998），但是由于等深流沉积速率很小，这种垂向序列有时则表现为具有韵律变化的条纹条带构造（李向东和郇雅棋，2017）。因此，晋宁二街剖面总体上为深水等深流沉积。

在二街剖面的等深流沉积中（富含白云质岩石），发育有双向交错层理（图 5-a 至 5-e；图 7-a 至 7-e）、单向交错层理（图 5-f 至 5-h；图 7-f 至 7-h）和浪成波纹层理（图 5-i 至 5-l）。其中深水环境中的双向交错层理一般解释为内潮汐引起的双向交替水流沉积形成（Gao *et al.*, 1998, 2013；He and Gao, 1999；李向东，2013, 2021）。深水环境中的单向交错层理，按其古流向可分为沿斜坡方向向下和沿斜坡方向向上 2 类，沿斜坡方向向上的一般解释为内潮汐叠加更长周期内波所形成的单向优势流形成，可作为内潮汐沉积的鉴别标志，沿斜坡向下的比较复杂，可能为重力流形成，也可能为内潮汐形成，一般不能作为内潮汐沉积的鉴别标志（Gao *et al.*, 1998, 2013；He and Gao, 1999）。图 5-f 中单向交错层理古流向基本与区域斜坡方向（图 6-b）相反（图 7-f），可能指示了内潮汐沉积的存在；图 5-g 中单向交错层理古流向基本与区域斜坡方向（图 6-b）相同（图 7-g），说明了沿区域斜坡方向存在流体流动。深水环境中的浪成波纹层理说明沉积流体具有短周期波动特征，一般解释为短周期内波沉积，包括内孤立波沉积（李向东，

2013, 2021；李华等，2024）。因此，在二街剖面中，石岩头段上部的等深流沉积中伴生有内波、内潮汐沉积。

晋宁二街剖面古水流特征是可以组成近于相反的 3 组，即 50° vs. 213° 、 111° vs. 292° 和 171° vs. 341° ，其夹角均在 180° 左右（图 6-a）。其中 111° vs. 292° 一组大致沿区域斜坡向下及向上，代表了重力流（具体为低密度浊流）和正常的内波、内潮汐（海面潮汐引发），但沿斜坡向上的古水流在 6 个古水流优势和次优势方向中最弱，可能说明由海面潮汐引发的内波、内潮汐沉积并不占主导。 50° vs. 213° 一组中 50° 方向的分支与八道湾剖面中等深流的方向一致（图 6-c），且在单个双向交错层理古水流玫瑰花图中 50° 方向的分支明显占优（图 7-e），可能说明有单向流的叠加，故形成该双向交错层理的内潮汐可能由等深流在温盐界面的扰动而形成，由于等深流的叠加而使 50° 方向的分支明显占优，此外，古流向为 SW 向的单向交错层理（图 5-h；图 7-h）也说明了在此方向上内潮汐的存在。 171° vs. 341° 一组中，单个双向交错层理古水流玫瑰花图中 341° 方向的分支明显占优（图 7-a），说明该方向上可能存在单向流的叠加，与 50° 方向的等深流夹角为 111° ，说明等深流的方向可能发生改变，而这种方向的改变，可能和流体受海底地形的影响而发生偏转有关（Patacci *et al.*, 2015）。在二街剖面中，内波、内潮汐可能主要由深水等深流引发，概括起来，其沉积模式如图 9 所示。

在筇竹寺组沉积时，滇中地区西侧和东侧分别为滇中古陆和牛头山岛陆所限，形成局限海的深水阻塞盆地，开口位于南部，在现在的红河州开远附近（图 1-a）。在阻塞盆地中，由于海水与广海海水交换受到限制，易于发生层化现象，形成稳定的层化界面，即温盐界面（图 9）。当来自广海的等深流（温盐环流或上升流）通过入口进入阻塞盆地时，其流入方向可能为 341° ，因为在 171° vs. 341° 一组古水流中北支占优（图 6-a；图 7-a）。由于地形作用，等深流会发生偏转（Patacci *et al.*, 2015），如图 9 中宽红色箭头所示，其偏转方向可能为 50° ，因为在 50° vs. 213° 一组古水流中也是北支占优（图 6-a, 6-c；图 7-e），同时也是八道湾剖面中等深流的方向（李向东和陈海燕，2019）。

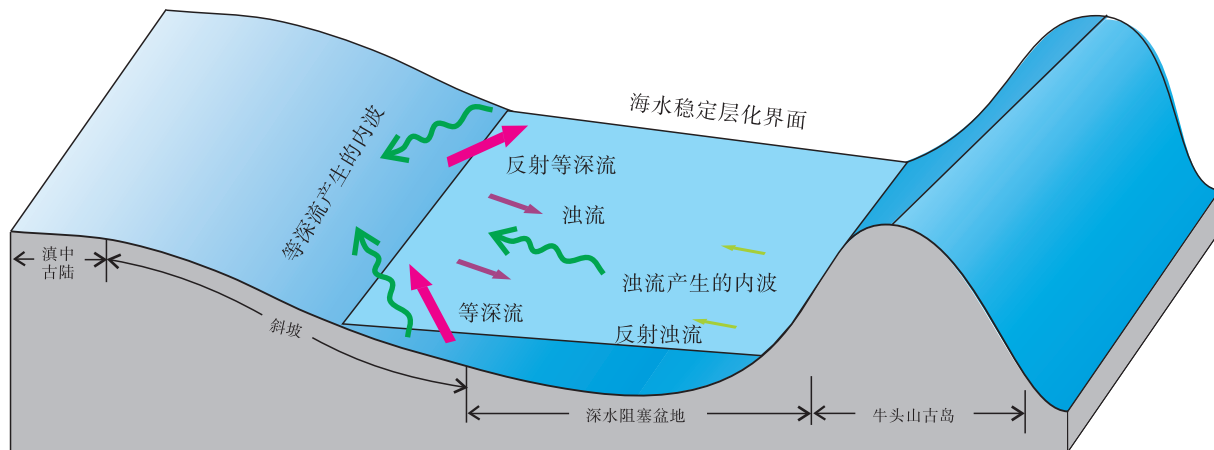


图 9 滇中筇竹寺组石岩头段上部内波、内潮汐沉积模式

Fig. 9 Sedimentary model for internal-wave and internal-tide of the upper part of Shiyantou member of Qiongzhusi Formation, central Yunnan Province

如果等深流的作用深度和阻塞盆地中海水的稳定层化界面深度耦合时,由于等深流的流动干扰,会产生内波、内潮汐,从而形成 50° vs. 213° 和 171° vs. 341° 方向上的内波、内潮汐沉积(图 9)。在等深流和斜坡地形相互作用发生偏转时,等深流有可能对斜坡产生剥蚀,从而有可能形成碎屑流或低密度浊流(图 3-f),沿区域斜坡方向流动,向东遇牛头山岛陆阻挡后可能发生反射(图 9),形成反射浊流(图 3-g 至 3-i),反射浊流会在浊流与海水的界面处或阻塞盆地海水稳定层化界面处形成内波、内潮汐,从而形成 111° vs. 292° 方向上的内波、内潮汐沉积(图 8),从本质上讲,这一组内波、内潮汐沉积也是由等深流引发形成的。

5 结论

1) 滇中地区寒武系组芬兰统至黔东统筇竹寺组沉积于深水阻塞盆地,东部以牛头山岛陆和广海隔开,南部以狭窄通道与广海连通,研究区位于通道以北地区。

2) 筇竹寺组石岩头段上部广泛发育深水等深流沉积,以富含白云质的细砂岩或粉砂岩为特征,可能与上升流有关。等深流在经过通道进入阻塞盆地时与地形作用发生偏转,形成 50° 和 341° 两个古等深流方向,与区域斜坡方向(104°)夹角分别为 54° 和 57° ,基本相等。

3) 筇竹寺组石岩头段上部(二街剖面)发育的内波、内潮汐沉积,属于深水等深流伴生沉积,

由等深流深度与阻塞盆地中海水的稳定层化界面深度耦合时引发的内波、内潮汐形成,或等深流引发的低密度浊流反射形成。内波、内潮汐的流动方向共有 3 组,分别为: 50° vs. 213° 、 111° vs. 292° 和 171° vs. 341° ,与等深流和区域斜坡方向对应。

参考文献 (References)

- 冯增昭,彭勇民,金振奎,鲍志东. 2002. 中国晚寒武世岩相古地理. 古地理学报,4(3): 1-10. [Feng Z Z, Peng Y M, Jin Z K, Bao Z D. 2002. Lithofacies palaeogeography of the Late Cambrian in China. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 4(3): 1-10]
- 符颖,韩林. 2007. 淹没不整合型层序: 一种特殊的加深淹没. 海相油气地质,12(3): 15-20. [Fu Y, Han L. 2007. Drowned unconformity sequence: a special type of deepened submerge sequence interface. Marine Origin Petroleum Geology, 12(3): 15-20]
- 何幼斌,高振中,罗顺社,李建明. 1998. 等深流沉积的特征及其鉴别标志. 江汉石油学院学报,20(4): 1-6. [He Y B, Gao Z Z, Luo S S, Li J M. 1998. Features of contourites and their discrimination. Journal of Jianghan Petroleum Institute, 20(4): 1-6]
- 李伟,余华琪,邓鸿斌. 2012. 四川盆地中南部寒武系地层划分对比与沉积演化特征. 石油勘探与开发,39(6): 681-690. [Li W, Yu H Q, Deng H B. 2012. Stratigraphic division and correlation and sedimentary characteristics of the Cambrian in central-southern Sichuan Basin. Petroleum Exploration and Development, 39(6): 681-690]
- 李华,何幼斌,李向东. 2024. 深水沉积地质导论. 北京: 石油工业出版社,1-337. [Li H, He Y B, Li X D. 2024. Introduction to Deep-Water Sedimentary Geology. Beijing: Petroleum Industry Press, 1-337]
- 李向东. 2013. 关于深水环境下内波、内潮汐沉积分类的探讨. 地质论评,59(6): 1097-1109. [Li X D. 2013. Proposed classification

- of internal-wave and internal-tide deposits in deep-water environment. *Geological Review*, 59(6): 1097–1109]
- 李向东. 2021. 地层记录中内波、内潮汐沉积研究进展及其页岩气勘探意义. *中南大学学报(自然科学版)*, 52(10): 3513–3528. [Li X D. 2021. Advances in research of geological internal-wave and internal-tide deposits and their exploration significance in shale gas. *Journal of Central South University (Science and Technology)*, 52(10): 3513–3528]
- 李向东, 郇雅棋. 2017. 鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区奥陶系深水条纹条带状泥岩等深流成因分析. *古地理学报*, 19(6): 987–997. [Li X D, Huan Y Q. 2017. Origin of deep-water stripped-and-banded mudstones related to contour currents in the Ordovician, Zhuozishan area, western margin of Ordos Basin. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 19(6): 987–997]
- 李向东, 陈海燕. 2019. 滇中梅树村剖面筇竹寺组等深流沉积的发现及其意义. *高校地质学报*, 25(3): 412–422. [Li X D, Chen H Y. 2019. Discovery of contourite and its significance in Qiongzhusi Formation of Meishucun Section, Central Yunnan Province, China. *Geological Journal of China Universities*, 25(3): 412–422]
- 李向东, 陈海燕. 2020. 深水环境下古水流方向分析和阻塞浊流沉积的识别: 以鄂尔多斯盆地桌子山地区上奥陶统拉什仲组为例. *石油学报*, 41(11): 1348–1365. [Li X D, Chen H Y. 2020. Analysis of paleocurrent direction and identification of ponded turbidity current deposits in deep water environment: a case study of the Upper Ordovician Lashenzhong Formation in Zhuozishan area, Ordos Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 41(11): 1348–1365]
- 李向东, 魏泽跃. 2023. 中国南方海相页岩气储层和深水牵引流综述. *长江大学学报(自然科学版)*, 20(4): 1–15. [Li X D, Wei Z Y. 2023. A review of marine shale gas reservoirs and deep-water traction flow in Southern China. *Journal of Yangtze University (Natural Science Edition)*, 20(4): 1–15]
- 李向东, 何幼斌, 王丹, 罗进雄, 李华, 郑昭昌. 2009. 贺兰山以南中奥陶统香山群徐家圈组古水流分析. *地质论评*, 55(5): 653–662. [Li X D, He Y B, Wang D, Luo J X, Li H, Zheng Z C. 2009. Analysis on palaeocurrent in the Xujiakuan Formation, Xiangshan Group, Middle Ordovician, in southern Helan Mountains. *Geological Review*, 55(5): 653–662]
- 李向东, 魏泽跃, 陈洪达. 2023. 鄂尔多斯盆地西缘上奥陶统拉什仲组内波和内潮汐沉积成因分析. *地质学报*, 97(4): 1278–1294. [Li X D, Wei Z Y, Chen H D. 2023. Genetic analysis of internal-wave and internal-tide deposits in the Upper Ordovician Lashenzhong Formation, western Ordos basin. *Acta Geologica Sinica*, 97(4): 1278–1294]
- 李延河, 万德芳, 蒋少涌, 钟华. 1995. 云南梅树村前寒武系—寒武系界线剖面硅同位素研究. *地质论评*, 41(2): 179–187. [Li Y H, Wan D F, Jiang S Y, Zhong H. 1995. Silicon isotope study on the Meishucun Precambrian-Cambrian boundary section, Yunnan. *Geological Review*, 41(2): 179–187]
- 罗惠麟, 蒋志文, 徐重九, 宋学良, 薛啸峰. 1980. 云南晋宁梅树村、王家湾震旦系—寒武系界线研究. *地质学报*, 54(2): 95–111, 167. [Luo H L, Jiang Z W, Xu Z J, Song X L, Xue X F. 1980. On the Sinia-Cambrian boundary of Meishucun and Wangjiawan, Jinning County, Yunnan. *Acta Geologica Sinica*, 54(2): 95–111, 167]
- 罗惠麟, 蒋志文, 武希彻, 宋学良, 欧阳麟. 1987. 云南晋宁梅树村剖面研究新进展. *地层学杂志*, 11(4): 301–304. [Luo H L, Jiang Z W, Wu X C, Song X L, Ouyang L. 1987. New advances in the study of Meishucun section of Jinning, Yunnan. *Journal of Stratigraphy*, 11(4): 301–304]
- 梅冥相. 1996. 淹没不整合型碳酸盐三级旋回层序: 兼论碳酸盐台地的凝缩作用. *岩相古地理*, 16(6): 24–33. [Mei M X. 1996. The third-order carbonate cyclic sequences of drowned unconformity type with discussions on “condensation” of carbonate platforms. *Sedimentary Facies and Paleogeography*, 16(6): 24–33]
- 梅冥相, 张丛, 张海, 孟晓庆, 陈永红. 2006. 上扬子区下寒武统的层序地层格架及其形成的古地理背景. *现代地质*, 20(2): 195–208. [Mei M X, Zhang C, Zhang H, Meng X Q, Chen Y H. 2006. Sequence-stratigraphic frameworks and their forming backgrounds of paleogeography for the lower Cambrian of the Upper-Yangtze Region. *Geoscience*, 20(2): 195–208]
- 庞谦, 李凌, 胡广, 谭秀成, 马腾, 赵东方, 芦飞凡, 陈虹宇, 熊鹰. 2017. 川北地区下寒武统筇竹寺组钙质结核特征及成因机制. *沉积学报*, 35(4): 681–690. [Pang Q, Li L, Hu G, Tan X C, Ma T, Zhao D F, Lu F F, Chen H Y, Xiong Y. 2017. Characteristics and genetic mechanism of calcareous concretions in the Early Cambrian Qiongzhusi Formation of northern Sichuan basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 35(4): 681–690]
- 钱逸, 余坟, 刘第塘, 王宗哲. 1984. 云南晋宁梅树村震旦系—寒武系界线剖面再研究. *科学通报*, 29(15): 928–931. [Qian Y, Yu F, Liu D Y, Wang Z Z. 1984. Restudy on the Precambrian-Cambrian boundary section at Meishucun of Jinning, Yunnan. *Kexue Tongbao*, 29(15): 928–931]
- 唐良栋. 1994. 云南东部早寒武世沉积相古地理. *云南地质*, 13(3): 240–252. [Tang L D. 1994. On the palaeogeography of the early Cambrian sedimentary facies in east Yunnan. *Yunnan Geology*, 13(3): 240–252]
- 文舰, 彭军, 陈友莲, 褚江天, 邓思思, 戴鑫. 2020. 云南永善苏田剖面寒武系沧浪铺组层序地层与沉积特征. *地层学杂志*, 44(3): 268–276. [Wen J, Peng J, Chen Y L, Chu J T, Deng S S, Dai X. 2020. Sequence stratigraphy and sedimentary characteristics of the Cambrian Canglangpu Formation in the Sutian section, Yongshan County, Yunnan Province. *Journal of Stratigraphy*, 44(3): 268–276]
- 朱茂炎, 杨爱华, 袁金良, 李国祥, 张俊明, 赵方臣, Soo-Yeun AHN, 苗兰云. 2019. 中国寒武纪综合地层和时间框架. *中国科学: 地球科学*, 49(1): 26–65. [Zhu M Y, Yang A H, Yuan J. L, Li G X, Zhang J M, Zhao F C, AHN S-Y, Miao L Y. 2019. Cambrian integrative stratigraphy and timescale of China. *Science China Earth Sciences*, 49(1): 26–65]
- 朱茂炎, 孙智新, 杨爱华, 袁金良, 李国祥, 周志强, 张俊明. 2021. 中国寒武纪岩石地层划分和对比. *地层学杂志*, 45(3): 223–249. [Zhu M Y, Sun Z X, Yang A H, Yuan J L, Li G X, Zhou Z Q, Zhang

- J M. 2021. Lithostratigraphic subdivision and correlation of the Cambrian in China. *Journal of Stratigraphy*, 45(3): 223–249]
- 朱日祥, 李献华, 侯先光, 潘永信, 王非, 邓成龙, 贺怀宇. 2009. 梅树村剖面离子探针锆石 U-Pb 年代学: 对前寒武纪—寒武纪界线的年代制约. *中国科学(D 辑: 地球科学)*, 39(8): 1105–1111. [Zhu R X, Li X H, Hou X G, Pan Y X, Wang F, Deng C L, He H Y. 2009. SIMS U-Pb zircon age of a tuff layer in the Meishucun section, Yunnan, Southwest China; constraint on the age of the Precambrian-Cambrian boundary. *Science China Series D-Earth Science*, 39(8): 1105–1111]
- Chen D Z, Wang J G, Qing H R, Yan D T, Li R W. 2009. Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian, South China; petrological, geochronological and stable isotopic constraints. *Chemical Geology*, 258: 168–181.
- Cunha R S, Tinterri R, Magalhaes P M. 2017. Annot sandstone in the Peira Cava Basin; an example of an asymmetric facies distribution in a confined turbidite system (SE France). *Marine and Petroleum Geology*, 87: 60–79.
- Faugères J C, Stow D A V. 1993. Bottom-current-controlled sedimentation; a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 82(1–4): 287–297.
- Gao Z Z, Eriksson K A. 1991. Internal-tide deposits in an Ordovician submarine channel: previously unrecognized facies? *Geology*, 19(7): 734–737.
- Gao Z Z, Eriksson K A, He Y B, *et al.* 1998. Deep-water traction current deposits: a study of internal tides, internal waves, contour currents and their deposits. Beijing and New York: Science Press, Utrecht and Tokyo: VSP, 1–56.
- Gao Z Z, He Y B, Li X D, Duan T Z, Wang Y, Liu M. 2013. Review of research in internal-wave and internal-tide deposits of China. *Journal of Palaeogeography*, 2(1): 56–65.
- Goldhammer R K, Dunn P A, Hardie L A. 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. *GSA Bulletin*, 102(5): 535–562.
- He Y B, Gao Z Z. 1999. The characteristics and recognition of internal-tide and internal-wave deposits. *Chinese Science Bulletin*, 44(7): 582–589.
- Knaust D, Warchol M, Kane I A. 2014. Ichnodiversity and ichnoabundance: revealing depositional trends in a confined turbidite system. *Sedimentology*, 61(7): 2218–2267.
- McCaffrey W, Kneller B. 2001. Process controls on the development of stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems and aids to reservoir evaluation. *AAPG Bulletin*, 85(6): 971–988.
- Patacci M, Haughton P D W, McCaffrey W D. 2015. Flow behavior of ponded turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 85(8): 885–902.
- Pomar L, Morsilli M, Hallock P, Bódenas B. 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews*, 111(1): 56–81.
- Pomar L, Molina J M, Ruiz-Ortiz P A, Vera J A. 2019. Storms in the deep: tempestite-and beach-like deposits in pelagic sequences (Jurassic, Subbetic, South of Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 107: 365–381.
- Schlager W. 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *GSA Bulletin*, 92(4): 197–211.
- Stow D A V, Faugères J C, Viana A, Gonthier E. 1998. Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology*, 115: 3–31.
- Yao W H, Li Z X, Li W X. 2015. Was there a Cambrian ocean in South China? insight from detrital provenance analyses. *Geological Magazine*, 152(1): 184–191.
- Wang J G, Chen D Z, Wang D, Yan D T, Zhou X Q, Wang Q C. 2012. Petrology and geochemistry of chert on the marginal zone of Yangtze Platform, western Hunan, South China, during the Ediacaran-Cambrian transition. *Sedimentology*, 59(3): 809–829.
- Wang S F, Zou C N, Dong D Z, Wang Y M, Li X J, Huang J L, Guan Q Z. 2015. Multiple controls on the paleoenvironment of the Early Cambrian marine black shales in the Sichuan Basin, SW China: geochemical and organic carbon isotopic evidence. *Marine and Petroleum Geology*, 66: 660–672.
- Zhang J P, Fan T L, Algeo T J, Li Y F, Zhang J C. 2016. Paleo-marine environments of the early Cambrian Yangtze platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 443: 66–79.
- Zhao H W, Jones B. 2013. Distribution and interpretation of rare earth elements and yttrium in Cenozoic dolostones and limestones on Cayman Brac, British West Indies. *Sedimentary Geology*, 284: 26–38.
- Zhou L, Kang Z H, Wang Z X, Peng Y Y, Xiao H F. 2017. Sedimentary geochemical investigation for paleoenvironment of the Lower Cambrian Niutitang Formation shales in the Yangtze Platform. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 159: 376–386.

(责任编辑 李新坡; 英文审校 徐 杰)