

闽西南地区早三叠世溪口组浊流沉积^①

李培军¹ 侯泉林² 李继亮² 孙 枢²

1(北京大学遥感与地理信息系统研究所,北京 100871)

2(中国科学院地质研究所,北京 100029)

提 要 闽西南地区的早三叠世溪口组主要由深水浊流沉积组成,可以识别出 5 个相类型:砾岩相、砂岩相、砂岩-泥岩相、粉砂岩-泥岩相、具粒序的粉砂质泥岩相。它们可组成 5 个相组合,分别形成于浊积扇的上扇、中扇和下扇环境。相组合的空间展布、古水流以及遗迹化石的分布均一致表明,当时的大陆坡倾向南东。砂岩的地球化学成分反映其构造背景为被动大陆边缘。

关键词 浊积岩 早三叠世 溪口组 被动陆缘

分类号 P 512. 2

第一作者简介 李培军 男 30岁 博士后 沉积大地构造

1 前 言

闽西南地区的早三叠世溪口组是一套分布广泛、厚度巨大的细碎屑沉积组合,主要由钙质、硅质砂岩、粉砂岩及泥岩组成,局部地区夹有透镜状灰岩块,最大厚度达 1 484 m。对这套沉积岩系前人曾一直认为其为浅海沉积^{〔1〕}。许靖华(1987)在福建考察时,对此提出了怀疑,并认为其下段硅质岩(角岩)应

属深海沉积^{〔2〕}。此后,始有学者对溪口组的沉积环境进行重新认识和研究,并从中识别出浊积岩^{〔2〕},但尚缺乏对其进行系统的研究,而且仍没有摆脱前人浅水沉积的认识。这一地层的沉积特征及构造环境的认识,对于认识早三叠世盆地的性质以及闽西南地区乃至整个东南地区的板块构造特征都具有十分重要的意义。因此,近两三年来,笔者通过详细的野外及室内工作,对溪口组进行了较全面的沉积学分

表 1 研究区浊积岩的相类型分类

Table 1 Facies types of turbidites in the Xikou Formation

相	亚 相	Hkering等 ^{〔6〕} 的相分类中的位置
相 1 砾岩	亚相 1a 厚层或极厚层无序砾岩	A1. 1
	亚相 1b 薄层—中厚层砂岩—砾岩	A1. 4
	亚相 1c 透镜状砾岩	
相 2 砂岩	亚相 2a 中—厚层块状砂岩	B2. 1
	亚相 2b 中层粒序砂岩	C2. 1
相 3 中层砂岩—泥岩		
相 4 粉砂岩—泥岩	亚相 4a 具粒序的层状粉砂岩(泥岩)	D2. 1
	亚相 4b 无序的粉砂岩—泥岩	D2. 2
相 5 具粒序的粉砂质泥岩		E2. 1

① 国家自然科学基金及中国科学院资助重大项目

② 许靖华,福建野外考察记录

③ 李培军. 闽西南地区的三叠纪沉积学及构造演化. 中国科学院地质研究所博士学位论文

收稿日期: 1996- 09- 24

析,确定了浊积岩的相及相组合类型,深入研究了其中发育的等深积岩^③ [3],并首次确定了其中的灰岩为外来的“孤立滑塌岩块”^④。本文将详细报道对浊积岩的综合研究结果。

本文中“相”和“相组合”采用 E. Mutti 和 F. Ricci 的定义^⑤。层厚的划分采用 Ingram (1954) 的标准,即:极薄层,1~3 cm;薄层,3~10 cm;中层,10~30 cm;厚层,30~100 cm;极厚层,>100 cm^⑥。

2 相分析

在溪口组浊积岩中共识别出 5 种相和 7 个亚相 (表 1)。在下文中将对分别它们进行描述,并与一些经典的相分类方案^{⑤-⑧}进行对比,从而将每个相归纳为一种或几种沉积过程或机制。

相 1 砾岩相

此相分布局限,区内仅永安、大田局部地区出露。包括三个亚相:

亚相 1a 厚层或极厚层无序砾岩

此亚相层厚多数在 30~50 cm,但最厚可达 1.5 cm,砾石层相对较规则,在有限的露头范围内多呈板状、楔状,在一些层的底部可见到冲刷现象。层多呈复合状 (图版 1),其间无或仅见极薄的页岩夹层 (<3 cm)。砾石成分为微晶灰岩、泥质灰岩及部分鲕粒灰岩,呈棱角状—次棱角状,毫无分选,分布杂乱 (图版 1)。砾石最大粒径可达 45 cm,主要呈颗粒支撑,其间有极少量的泥质、泥灰质基质,一般小于 5%。层内无粒序变化,也无其它沉积构造发育。

此亚相无粒序发育及杂乱特征等与碎屑流相似,但砾石间缺乏或有很少 (<5%) 的泥质基质表明,其搬运属一种非粘性机制^⑨。很可能,砾石是由高密度浊流或粘性很差的碎屑流搬运,所有颗粒由于摩擦凝固 (frictional freezing) 而同时快速沉积下来^⑥。

亚相 1b 薄层—中层砂岩—砾岩相

此亚相层厚 5~30 cm,多数在 10~30 cm 变化,层较规则,由砂岩和砾岩构成清楚的向上变细的序列 (图版 2): 其下部由砾岩组成,砾石特征与亚相 1a 相同,砾石多在几厘米,一般小于 10 cm,可见到单个较大砾石突出于层的顶部;砾岩之上为钙质砂屑灰岩,自下而上出现清楚的平行层理、同生变形构造,有时在层的顶部可见到极薄的粉砂—泥岩层。上述岩性构成较完整的 Bouma 序列,如 Tabc (e) 等组合。由于上下部岩性差别较大,常见砾岩冲刷其下伏

砂岩,因而砾岩层的底部常为起伏不平。

此相与 Pikerling 等 (1986) 的 A1.4 亚相^⑩ 相似,是由砂质高密度浊流 (细砾—砂级) 搬运。很可能,砾石和钙质砂屑在高密度浊流的作用下一同被搬运,由于颗粒间摩擦的迅速减少,砾石快速沉积下来,而残余的细粒部分 (砂级) 则仍呈悬浮状态,并在不稳定的条件下,直接沉积于高密度砾级沉积物之上,并发育平行层理、软沉积物变形构造,与 Lowe (1982) 的砂质 (含细砾) 高密度浊流^⑪ 相似。

亚相 1c 透镜状砾岩

此亚相发育于深灰色钙质细砂岩、粉砂岩及泥岩细粒沉积物 (相 4b) 中,呈孤立的透镜状,透镜体长可达几米,小者仅数十厘米,厚度自 3~5 cm 至 20~30 cm 间变化。砾岩对其下伏泥岩有明显的冲刷、侵蚀,常形成凹凸不平的侵蚀面,并明显切断下伏泥岩中的原生沉积构造。砾石的上方被泥岩整合地覆盖。砾石成分主要为鲕粒灰岩、泥晶灰岩、亮晶灰岩及生物屑灰岩,有时整个砾石层全为生物碎屑;砾石间呈颗粒支撑,可见正粒序、逆粒序,有时可见前积纹层。

此亚相可能是由浅海灰岩被阵发性的重力流 (主要为颗粒流) 搬运至深海地区而形成。

相 2 砂岩相

根据单层层厚、其内部构造等,可将此相分为两个亚相。

亚相 2a 中—厚层块状砂岩

由中—粗粒砂岩组成,单层厚度 20~70 cm,多数在 30~70 cm,常呈板状或楔状,沿走向追索可见侧向变薄,其顶底较平坦,不显粒序性,常发育清楚的平行层理或无明显的沉积构造,常呈复合状 (图版 3),其间无或夹有很薄的页岩 (<4 cm),常对其下伏页岩进行冲刷、侵蚀,砂岩页岩比远大于 10:1。

此亚相是砂质高密度浊流由于粘性悬浮的快速沉积而形成,可用 Bouma 模式的 Ta^⑦ 或 Lowe 相模式的 S₃ 来解释^⑫。

亚相 2b 中层粒序砂岩

由中—细粒砂岩组成,单层厚度变化为 10~40 cm,厚度较稳定,侧向延伸远,其顶底近于平行,但均呈微波状起伏 (图版 4)。自上而下粒度变化明显,为正粒序,有时在砂岩的顶部可见薄的泥岩,可显示 Bouma 序列 Ta 或 Tac 组合。

此亚相属砂质高密度浊流的产物,高密度浊流中悬浮颗粒的快速沉积可形成 Ta (S₃),而砂岩间的

泥岩则是低密度浊流的细粒悬浮沉积。

相 3 砂—泥岩相 (图版 5)

单层厚度变化在 5~40 cm,多数为 10~30 cm 层规则,其顶底平直,呈板状或楔状,可见侧向变薄,自下而上粒度变化明显,由底部中—细粒砂岩向上变为粉砂岩、泥岩,砂岩与页岩的比值可由 1:3 变化到 5:1,底部砂岩(相当于 Ta)具粒序性或不具明显的粒序,其底部平坦或为突变的波状面,发育槽模等底痕。有时砂岩中可见到泥质岩的椭圆形砾块(图版 5),为下伏泥岩经冲刷而形成。具 Bouma 序列 Tacde Tade Tae Tbde 等组合。

此相属高密度浊流向低密度浊流过渡的类型

相 4 粉砂岩—泥岩相

此相可分为两个亚相

亚相 4a 具粒序的层状粉砂岩(泥岩)

主要由粉砂岩(含部分细砂岩)少量泥岩组成,层平整,规则,侧向延伸稳定。多为薄层,少数为中层,厚度变化在 1~20 cm,其底部可见较清楚的冲刷,而其顶界却常为渐变的,常发育有正粒序;其内部沉积构造可用 Bouma 序列 Tede Tde 甚至 Tce 来描述。沉积构造丰富,如某些 C 段底部的槽模等。该层主要由粉砂级(部分为细砂级)向上递变为泥岩。

此相是由低密度浊流形成的,以牵引流沉积形成 Tc,再以悬浮沉积产生 Td 和 Te

相 4b 无序的粉砂岩—泥岩

此相由粉砂岩(部分细砂岩)及泥岩组成,层厚可由 <1 cm 到 20 cm,但泥岩占主要部分,粉砂岩/泥岩由 1:1 至 1:3 或 1:10 甚至更大,层常不规则(图版 6),可见具粒序的粉砂岩(细砂岩)呈一连串透镜体分布于泥岩中。可明显地分为两部分,下部由粉砂岩(细砂岩)组成,常呈波状、透镜状,常见正粒序,自下而上由细砂岩变为粉砂岩,或者生物屑(砂级)向上变为粉砂岩;上部由泥岩组成。粉砂岩层的底部常对下伏泥岩形成微弱的冲刷。值得注意的是,在下部的粉砂岩(细砂岩)中可见到逆粒序,有时还可见波状或交错层理,且其顶部与上覆泥岩为突变接触,即粉砂岩具清楚而截然的顶。

此相与 Pickering^[6]等的 D2.2 相“不规则的粉砂岩—泥岩”相似,但厚度比 Pickering 等的 D2.2 相要小。此相是由低密度浊流的相对快速沉积而形成。该相的一些特征如下部粉砂岩中的逆粒序及其截然的顶界面,均非浊流成因的沉积构造,而是等深

流作用的结果^[3]。因此,笔者认为,此相是由低密度浊流和等深流共同作用的产物

相 5 具粒序的粉砂质泥岩相

主要由泥岩及少量粉砂岩组成,层厚由 <1 cm 至 5 cm,个别可达 15 cm 层规则、平整,具平行的顶底界面,厚度稳定,侧向延伸很远而无变化(图版 7),其内部可出现清楚的粒度变化,自下而上可由含粉砂泥岩(或粉砂岩)过渡为泥岩。并可见到一些小于 1 cm 仅几毫米的微韵律。一些在手标本上看来平整的板状薄层,在显微镜下观察具清楚的冲刷底面,含粉砂泥岩对其下伏泥岩有明显的冲刷。在某些薄层顶部可见到生物扰动

此相明显是由低密度浊流形成的。

3 相组合与沉积环境

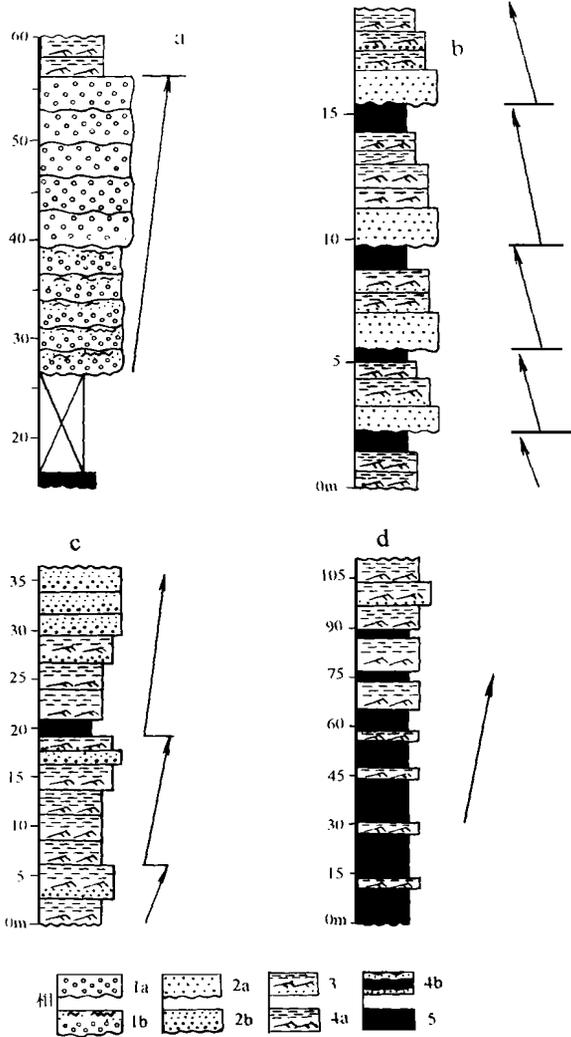
3.1 沉积环境

在深水环境中,与浊积岩有关的环境模式有三种,即两种海底扇和无扇斜坡裙(slope apron),两种海底扇分别为纵长扇和辐射扇^[10]。根据其沉积特征,本区浊积岩应形成于浊积扇环境,且主要属纵长扇。其主要依据:(1)沉积厚度大,反映了丰富的物源供应;(2)沉积物中以细粒组分,如细砂岩和泥岩等为主,尽管局部地区出现砾岩,反映其应形成于稳定的构造背景,如被动陆缘;(3)水道和沉积朵叶体较发育;(4)尽管其现在分布规模相对较小,笔者认为可能有两个原因:①其原始规模即较小,尽管现代的纵长扇规模一般都很大,但目前所报道的古代纵长扇的实例却均较小^[10];②由于后期冲断推覆构造的强烈改造,研究区所处的前陆带发生了明显缩短,原始的扇也随之被压缩变形。

根据对闽西南地区浊积岩的相分析及其垂向组合、空间展布等,可归纳出 5 种相组合类型,它们分别属于 3 种亚环境,即上扇、中扇和下扇环境,下面分别描述之。

3.1.1 上扇环境组合

该组合分布局限,主要见于永安—安砂公路,以石灰质砾岩构成的水道沉积为特征。厚约 30 m(图 1a),主要由相 1a 和相 1b 组成。在剖面中,砾岩自下而上构成一向上变粗、变厚的层序,下部主要由相 1b 组成,单层厚 <30 cm,上部主要由相 1a 组成,单层厚度大于 30 cm,最厚可达 1.5 m。在下部的相 1b 砂岩中,可见到一系列同生滑动褶曲。砾岩层之上为薄层的粉砂岩—泥岩(相 4a)所覆盖。向上变粗变厚的序列及滑塌构造的存在是上扇水道的典型特征。



a. 上扇环境组合 (永安—安砂公路) b. 中扇水道组合 (清流白塔)
c. 中扇朵叶体组合 (永安掘前) d. 下扇组合 1 (漳平青坑)

图 1 溪口组浊积岩的相组合类型

Fig. 1 Types of association of facies in the Xikou Formation turbidites

3. 1. 2 中扇环境组合

包括两种类型的相组合, 分别属于水道和朵叶体两种亚环境。

(1) 中扇水道组合

主要由相 2a 相 3 相 4a 相 5 组成, 局部地区如永安, 尚有相 1a 相 1b

该组合以较粗粒的厚层复合砂岩为主要特征, 常构成向上变薄变细的序列。每个序列一般厚 3~ 5 m, 由底部的块状砂岩 (相 2a) 向上变为具粒序的砂岩 (相 3), 粉砂岩—泥岩 (相 4a) 至泥岩相 (相 5) (图 1b)。其中相 2a 的厚层块状砂岩, 常呈复合状, 并对

其下伏泥岩有明显的冲刷, 并可见其侧向逐渐变薄。在水道间沉积物 (相 4a) 中, 可见到一些小的透镜状粗砂体 (图版 8), 砂体延伸 1~ 2 m, 厚 15~ 20 cm, 其内部缺乏明显的粒序及其它沉积构造, 砂体对下伏细粒沉积物具明显而强烈的冲刷, 形成冲蚀凹槽, 冲刷深度达 7~ 8 cm。这种透镜状粗砂体, 是中扇地区典型的决口沉积, 是中扇水道决口产生的小的分支所形成。

在相 3 或相 4a 的某些 C 段中, 可见到一些形态复杂的同生褶曲构造, 表明其沉积时尚有一定的斜坡存在。

强烈侵蚀的底、砂岩的侧向厚度变化、软沉积物变形以及向上变薄变细序列、小型决口沉积等, 均为中扇水道的特征产物。这些向上变薄变细序列的厚度较小表明, 这些水道较浅, 并常发生侧向迁移或摆动, 而为水道间的细粒沉积物所叠覆。

(2) 中扇朵叶体组合

主要由相 2b 相 3 相 4a 等组成, 呈板状或席状延伸, 在露头范围内无明显的厚度变化, 无水道化特征, 常构成多个向上变厚变粗的序列, 每个序列一般厚 5~ 15 cm。如在永安掘前, 剖面中出现 3~ 4 个向上变厚变粗的层序, 一般由相 4a (粉砂岩—泥岩相) 逐渐过渡为相 3 或相 2b (图 1c), 而且在相 4a 内部, 也呈现出一定规律的变化, 即下部主要 Tde 组合组成, 上部则出现 Tcde 组合, 且单层厚度的变化为 1~ 1.5 cm > 4 cm > 7~ 10 cm。这种向上变粗变厚的序列在现代和古代的扇朵叶体沉积中非常常见。

在相 3 的粒序砂岩底部, 常可见到一些零星分布的椭圆形的泥—粉砂质砾块, 其长轴平行于层面作定向排列 (图版 5)。砾块成分与下伏泥—粉砂质岩成分相同。很显然, 它们是在砂岩沉积过程中对下伏泥岩冲刷形成的。但砂岩底部并未见到象中扇水道相那种凹槽形冲刷痕, 而为平坦状或略呈波状起伏。平坦的冲刷底形及小的泥砾是中扇朵叶沉积的典型特征。

3. 1. 3 下扇环境组合

研究区主要有两种相组合:

(1) 下扇组合 1

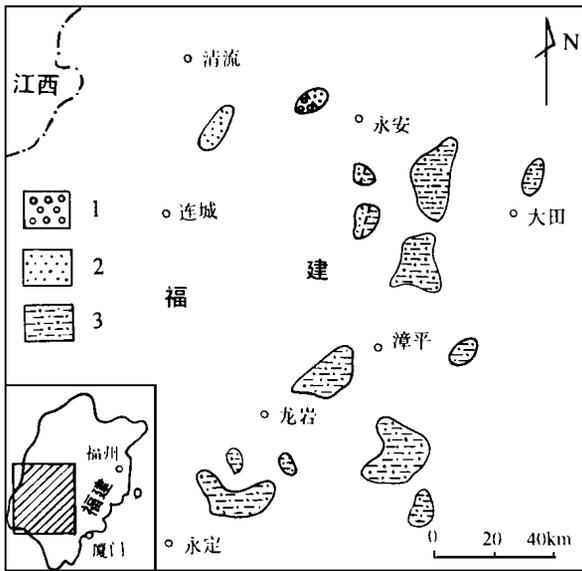
主要由相 4a (4b)、相 5 及部分相 3 组成, 多显示缺底的 Bouma 序列, 如 Tbde Tcde Tde Te 等组合, 常构成厚 > 100 m 的向上变厚变粗的序列 (图 1d)。整个序列可能是由于砂岩朵叶体的进积作用而形成。

(2) 下扇组合 2

该组合仅由相 4b 组成,之所以将其单独划分出来,是由于其广泛分布,于研究区东部,且常单独构成厚几十米至一百多米的序列。对这种相组合的解释多依其本身特征、地层层位及与相邻相组合的关系等来进行。尽管本组合中的一些特征,如层常呈波状或脉状,发育缺底的 Bouma 序列等,和一些与水道相关的环境,如水道间沉积或水道边缘沉积相似^[11],但与本组合相邻的相并不是水道充填序列,而是前述的下扇沉积组合;而且本组合的层内未见有小型决口分支水道砂体及上攀波痕层理和 Tce、Tbe 等组合,因此,它们不可能为与水道相关的沉积物,也应为下扇环境产物。

3.2 相组合的平面分布

由于露头局限以及后期冲断褶皱作用所引起的构造缩短,目前还不能绘制出一个完整的扇体分布图,但根据上述相组合及其亚环境的空间分布,可大致反映出浊积扇的平面展布规律(图 2)。



1. 上扇沉积组合 2. 中扇沉积组合 3. 下扇沉积组合

图 2 溪口组浊积岩相组合的平面分布

Fig. 2 Sketch map showing the distribution of association of facies in the Xikou Formation turbidites

上扇沉积组合出露局限,仅见于研究区西北部的永安地区,中扇沉积组合主要发育于研究区西北部的清流、永安等地,水道和朵叶沉积均发育;而研究区东南部,则主要为下扇沉积组合。因此,研究区自北西向南东依次发育上扇、中扇、下扇沉积组合,

总体上构成一倾向南东的浊积扇。

4 生物特征

溪口组中主要发育有瓣鳃类、腹足类、腕足类、菊石等化石,丰度及分异度均低。尽管这些化石主要以营底栖生活为主,但其中也发育有较深水浮游或游泳类型,如某些较深水类型瓣鳃类和菊石,以及许多异地的生物碎屑^[2]。这种深水浮游型与浅水底栖型化石相混杂的特征,正是深水浊流环境所特有的特征。

溪口组中发育有丰富的遗迹化石,主要有:(1) 牧食迹,包括戈迪迹和蠕虫迹 (2) 觅食迹,主要为均分潜迹。另外,还可见到呈 X 形的水平遗迹^①。Ekdale 等认为上述遗迹化石组合主要形成于半深海—深海区^[12]。

需要指出的是,在溪口组浊积岩中,除了上述深水型遗迹外,也存在一些垂直及斜交潜穴。尽管这些潜穴多出现在浅水高能环境,但在深水环境中也有出现,并有很多报道^[13]。Frey 和 Seilacher^[13]认为,它们系浅水造迹生物被搬运至深水区所形成的稳定性较差的机会种群落 (opportunistic community),而非水体突然变浅的结果。

溪口组中的遗迹化石,主要分布于研究区的东南部,如永安掘前、鸬鹚坪、漳平高明坑、永定等地,而底痕主要分布于研究区西北部,如清流、永安等地。二者呈一定的消长关系。而这种消长关系可能是浊流能量强度变化的反映。据前面的相组合展布,西北部主要发育上扇、中扇沉积,浊流能量高,冲蚀能力强,易形成丰富的底痕及冲刷,却不利于造迹生物的生存和活动,或者即使留下个别活动痕迹,也会部分或全部被冲蚀掉,难以保存下来;而东南部的下扇地区,浊流能量相对较低,水动力条件较弱,允许大量造迹生物生存和活动,从而形成较丰富的遗迹化石,并保存下来。

5 古水流分析

溪口组中发育的能准确反映古水流方向沉积构造为底痕,其次为交错层理。

在清流地区,中扇水道相砂岩底部的槽模所代表的古水流方向为 70°;永安地区的中扇朵叶砂岩底部的槽模所反映的古水流方向有两组,分别为

① 郑云钦,吴歧,福建省晚二叠世大隆组长兴组—早三叠世溪口组岩相古地理及含矿性研究,1991。

30°和 70°。溪口组中发育的交错层理存在两组不同方向的流向(图 3a),其中一组明显向东,与底痕所代表的流向相近,应代表浊流的流向;而另一组则与浊流的流向垂直,应为等深流的流向^[3],上述结果均未旋转校正。

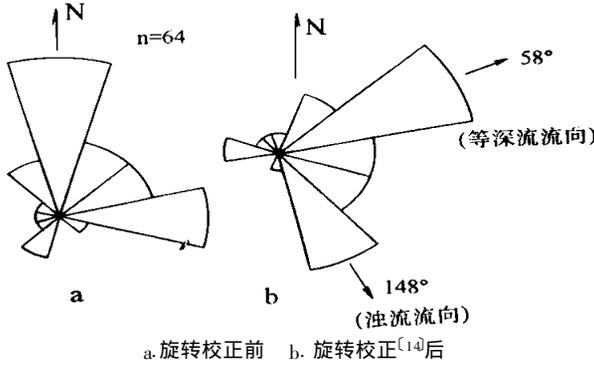


图 3 溪口组中的交错层理所代表的古水流玫瑰花图

Fig. 3 Rose diagram of paleocurrent derived from cross-bedding in the Xikou Formation turbidites

值得指出的是,由于受后期变形作用的影响;尤其是在简单剪切作用下常产生地块整体的旋转,如在早三叠世时研究区相对于现代磁极逆时针旋转了 58°^[14],因此,必须进行旋转校正,才能准确恢复其当时的流向及古斜坡倾向,经旋转校正^[14]后,底模所反映的古水流方向为 128°(98°),浊流成因的交错层理所反映的水流方向主要为 148°(图 3b),表明当时的大陆坡应倾向南东。此结果与上述的浊积扇的展布相吻合,表明其可信性。

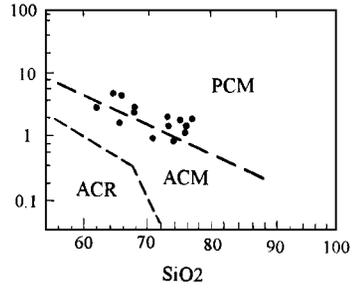
6 地球化学特征

为了探讨溪口组的构造环境,笔者从其中选取了 14个样品(主要为砂岩,少量粉砂岩)进行主量元素分析,7个样品进行微量及稀土元素分析。

溪口组样品的主量元素的特征值与 Maynard 等(1982)所归纳的拖曳环境(被动陆缘)深海砂最为接近;将有关的主量元素比值投入 Roser 和 Korsch(1986)的判别图中,可以看出,样品几乎全落入被动陆缘(PCM)及其附近区域(图 4)

溪口组的稀土元素 REE特征值及分配模式也与被动陆缘极为一致

将溪口组样品的微量元素值进行标准化(对地壳平均值),并按 Floyd等^[15]的方法绘制成了多元素模式图,其形态与被动陆缘一致,显示出明显的 Ta负异常和 Ti、Y正异常(图 5)。



PCM. 被动陆缘 ACM. 活动陆缘 ARC. 大洋岛弧
图 4 溪口组浊积岩化学成分与构造环境关系图
(原图据 Roser et al., 1986)

Fig. 4 Plot diagram of tectonic setting of the Xikou Formation turbidites(after Roser et al., 1986)

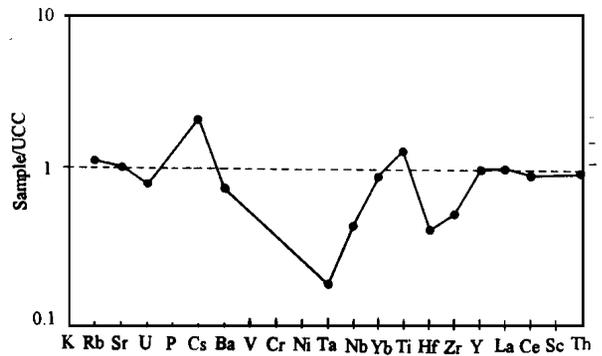


图 5 溪口组浊积岩多元素分布模式图

Fig. 5 Spider diagram of chemical elements of the Xikou Formation turbidites

总之,上述溪口组的地球化学特征均一致表明,其所形成的构造环境为被动大陆边缘。

7 结 论

(1) 对溪口组浊积岩的相、相组合、遗迹化石及古水流特征等的综合分析与研究表明,溪口组为一深水的浊积岩系,而非前人所认为的浅海环境沉积,且其形成可用浊积扇模式很好地解释;

(2) 溪口组浊积岩共识别出 5种相和 7个亚相,它们分别属于 5个相组合类型,发育于上扇、中扇和下扇环境;

(3) 相组合类型的空间展布、古水流分析、遗迹化石分布等均一致表明,当时的浊积扇体发育于倾向南东的大陆坡;

(4) 溪口组砂岩的地球化学特征均一致表明,

其所形成的构造环境为被动大陆边缘.

感谢中国科学院地质研究所陈海泓研究员、柯保嘉副研究员的热情支持和帮助。

参 考 文 献

- [1] 福建省地矿局. 福建省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1985.
- [2] 吴歧, 郑云钦. 福建下三叠统溪口组浊积岩的发现及其意义. 岩相古地理, 1990, (6): 1~7.
- [3] Li Peijun, Hou Quanlin, Li Jiliang and Sun Shu. Contourites in the Lower Triassic Xikou Formation in southwestern Fujian, China. In China's Postdoctors' Contributions to the 30th International Geological Congress. Beijing, 1996, 1~10.
- [4] 李培军, 侯泉林, 李继亮, 孙枢. 闽西南地区早三叠世溪口组中的孤立滑塌岩块及其地质意义. 科学通报, 1996, 41(21).
- [5] Mutti E and Ricci Lucchi F. Turbidite of the northern Apennines introduction to facies analysis (English translation by T H Nilsen, 1978). International Geology Review, 1972, 20(2): 125~166.
- [6] Pikerling K T, Stow D, Watson M and Hiscott R. Deep-water facies, process and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. Earth - Science Review, 1986, 23 75~174.
- [7] Bouma A H. Sedimentology of some flysch deposits: a raphic approach to Facies interpretation, Elsevier. Amsterdam, 1962.
- [8] Lowe D R. Sediment gravity flow II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. sedim. Petrol., 1982, 52 279~297.
- [9] Ineson J R. Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. Sedimentology, 1989, 36 793~819.
- [10] Stow D A V, D G Howell and C H Nelson. Sedimentary, tectonic and sea-level controls. In A H Bouma, W R Normak and N R Barnes(eds.), Submarine fans and related depositional systems. Springer-Verlag, 1985, 15~23.
- [11] Mutti E. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). Sedimentology, 1977, 24 107~131.
- [12] Ekdale A A, Bromly C G, Pemberton S G. Ichnology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa. Oklahoma, 1984, 232~255.
- [13] Frey R W and A Seilacher. Uniformity in marine invertebrate ichnology. Lethaia, 1980, 13 183~207.
- [14] Dobson J. Paleomagnetism of the Huanan and Yangtze blocks, SE China, Ph D Thesis, 1990, 150.
- [15] Floyd P A, Shail R, Leveridge B E and Franke W. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment determination. In Development in sedimentary provenance studies (Ed by Morton A C, Todd S P and Haughton P D W). Geological Society Special Publication, 1991, (57): 173~188.

Turbidites in the Lower Triassic Xikou Formation in Southwestern Fujian, South China

*Li Peijun*¹ *Hou Quanlin*² *Li Jiliang*² and *Sun Shu*²

1(Institute of Remote Sensing and Geographic Information System, Peking University, Beijing 100871 China)

2(Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, Beijing 100029 China)

Abstract

The sedimentological research on the Lower Triassic Xikou Formation in southwestern Fujian demonstrated that the rocks are mainly composed of deep-water turbidites, in which 5 facies and 7 sub-facies are recognized on the basis of lithology, textures and structures of the rocks, i. e. (1) conglomerate facies; (2) sandstone facies; (3) sandstone-mudstone facies; (4) siltstone-mudstone facies; (5) graded silty mudstone facies. These facies consist of 5 facies associations that are formed in upper-fan, mid-fan and lower-fan environments, respectively. According to the characteristics of the turbidites, the turbidite fan in the study area is inferred to an elongate fan which is mainly formed in a stable tectonic setting, such as passive continental margin.

Trace fossils contained in the rocks, such as Pasichnia, Grazing traces and some horizontal traces, indicated that they once lived in a bathyal-abyssal environment. The paleocurrent directions derived from the sole marks and cross-beddings are toward to southeast after rotation correction. The spatial

distribution of the facies associations, paleocurrent data and distribution of the trace fossils all suggested that the continental slope was once dipped toward to the southeast at that time.

The tectonic setting of the sedimentary basin was interpreted as passive continental margin based on the geochemical composition analysis of the sandstone.

Key Words turbidite Xikou Formation Early Triassic passive continental margin

图版说明 1. 相 1a 的厚层杂乱砾岩,永安—安砂公路 2. 砾岩和砂岩构成的粒序(相 1b),砂岩中可见清楚的平行层理及同生变形构造,永安—安砂公路 3. 块状砂岩,清流白塔 4. 粒序砂岩,永安掘前 5. 砂岩—泥岩相,下部的砂岩具平行排列的泥质砾块及平坦的冲刷面,永安掘前 6. 无序的粉砂岩—泥岩相,其中一些部分有等深流改造的痕迹,大田石牌—梅林公路 7. 粉砂质泥岩相,层规则,侧向延伸远而无厚度变化,漳平青坑 8. 泥岩中的砂质透镜体,为决口沉积,清流白塔