

沂沭断裂带内部王氏组的 沉积环境及构造意义

商玉强

文琼英 张宝政

(南京地质矿产研究所)

(长春地质学院)

提要 本文将晚白垩世王氏组的沉积相划分为五类:湖盆陡岸浊积扇相、洪积扇沉积相、滨—浅湖前缘斜坡相、次深湖相、湖湾相。并对其微相特征进行了详细研究。王氏组沉积特征所反映的沂沭断裂带之活动特点是:先为徐缓的脉动,而后是陡然激烈的断陷,故造成了补偿性沉积与超补偿性沉积的叠置。王氏组砂岩平均化学成分表明,马站盆地具弧后盆地性质。

鲁西晚白垩世王氏组主要分布在受沂沭断裂带控制的断陷盆地中,如安丘—莒县盆地,马站盆地、苏村盆地等,各盆地王氏组沉积特征及沉积环境基本相似。本文以马站盆地为例,对王氏组的沉积特征及形成环境进行了初步分析。马站盆地走向北北东,南北长约69km,东西宽约7.8km,为一狭长的带状盆地,面积约530km²。

一、王氏组的岩性组合

王氏组以一套砂砾岩沉积为主,厚度达2000—2500m,根据岩石组合类型,可将王氏组自下而上分为四段。

第一段:以泥岩和钙质页岩为主,夹粉砂岩及含砾砂岩,厚度720m,与底部青山组为断层接触。

第二段:砂岩、泥岩互层,夹砂岩、砂质泥岩,厚度220—230m,具大量阵发性浊积岩。

第三段:泥页岩、砂岩、砾岩互层,厚度566m,夹大量阵发性浊积岩体,尤其在马站以南,这种阵发性浊积岩的数量与厚度都明显增加。

第四段:以厚层的砂砾岩为主,夹砂岩与页岩,厚度660m。

二、典型的沉积岩类型

王氏组的沉积岩系根据成因特征主要可分为:浊积岩,洪积砾岩,滑塌沉积岩,深水暗色泥岩—页岩,浅水砂岩—含砾砂岩—砂质泥岩等五类。

(一)浊积岩

有人曾一度将浊流作用主要和深海环境联系起来,实际上,在湖泊沉积中,浊积岩也是极为常见的。如王氏组沉积岩系中就发育有受同沉积断裂控制,与滑塌沉积岩共生的阵

本文1988年12月收到,1990年8月改回。

发性浊积岩。阵发性浊积岩与一般河流洪水期有关的稳定型浊积岩不同,其形成必须以高峻的地形和强烈的差异运动为前提,具有典型的鲍玛序列,底部往往有角砾状滑塌堆积,并夹于静水湖泊相泥岩之间,它与上下沉积之间的关系不能用瓦尔特相律解释,其粒度变化范围大,一般较粗,都是近源组分。

1. 鲍玛层序

在沂水县上窑北,可见到一套发育较完整的浊积岩序列,鲍玛层序的各段都可以见到。但完整的层序组合则很少见到,主要是 ABCE、ABE 及 AE 组合,属近基相组合。其次比较多见的是 BCDE、BCD 组合,属远基相。另外还见有少量 CD、CE、DE 等组合(图 1)。

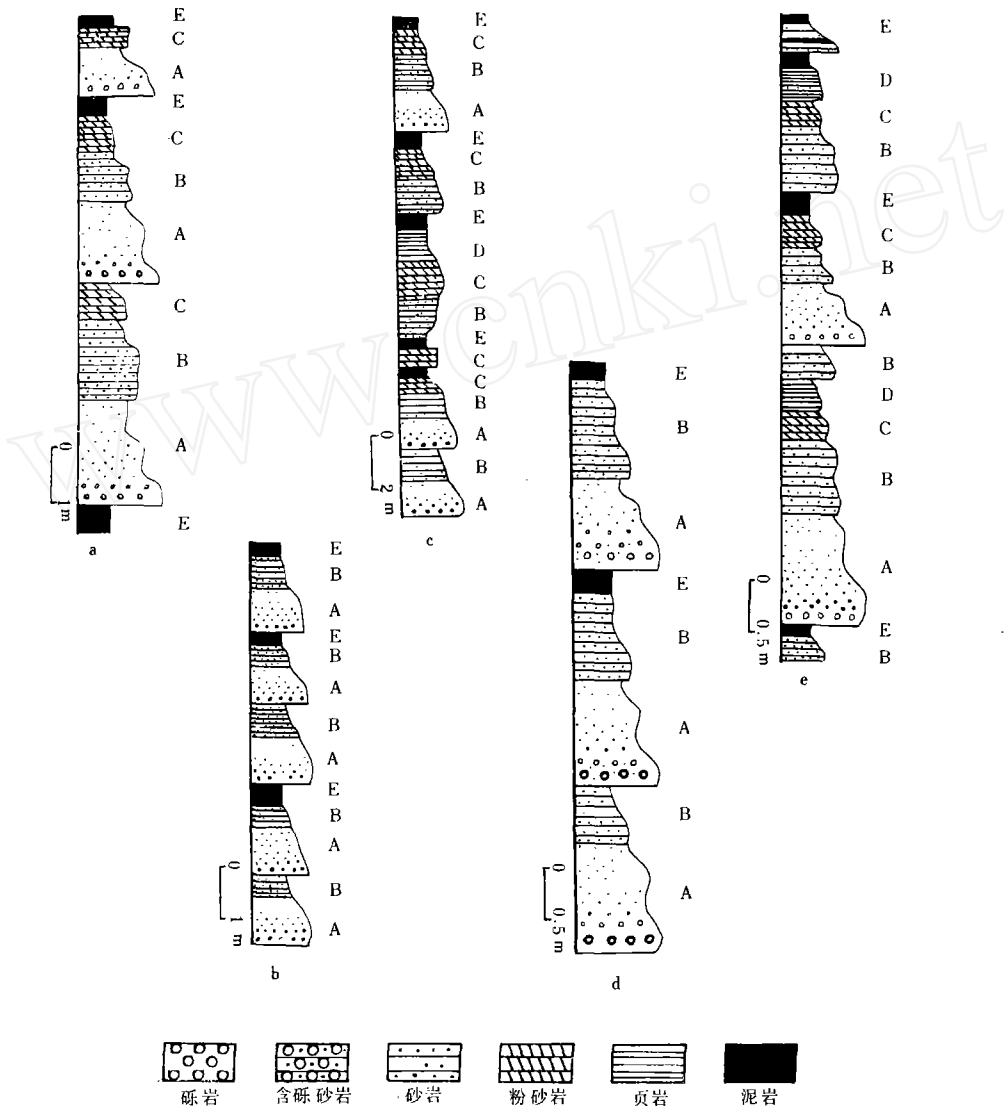


图 1 王氏组不同地点的浊积岩层序
a. 吴家庄; b. 乔家官庄; c. 马站西; d. 下窑站; e. 吴家院庄

A段,具粒序层理的砾岩、岩屑砂岩,厚度为几厘米至几十厘米不等,为砂泥质胶结或泥基胶结。砾石多呈棱角状一次棱角状,并见有撕裂现象。砂岩多为具小正粒序的岩屑杂砂岩,长石砂岩,泥基胶结明显,以岩屑和基质含量高为特征,岩屑含量可达30—50%,基质含量有时高达50%。A段底部往往具有冲刷面、槽模,以及由于压实作用形成的重荷膜和火焰构造。

B段,具平行层理的细粒岩屑夹砂岩和长石砂岩。此层上下粒度变化不大,为砂基胶结,成熟度很低,与A段呈过渡关系。

C段,为细砂岩或粉砂岩,具小型交错层理,有时可见上爬层理,此层沉积时,粗颗粒物已大部分卸载,由于湖水混合,已逐渐向牵引流转化,因此水流波痕清晰可见。

D段,以密集水平纹理的粉砂岩,粉砂质泥岩为主,夹泥质粉砂岩。

E段,以灰色泥岩、页岩为主,夹粉砂质泥岩,具不连续的水平纹层,属于正常静水湖泊相的背景沉积。

2. 底面构造

(1) 冲刷面

冲刷面现象在该区浊积岩层中十分普遍,一般见于A层和D层的接触部位,呈波状起伏,A层的粒度越粗,其起伏程度越大,是浊流在运动过程中,冲刷剥蚀底部泥质物质所致。

(2) 槽模、沟模

槽模是由于浊流在流动过程中侵蚀底部尚未完全固结的沉积物而形成类似匙状的凹坑,亦有舌状、锥状、三角形、球形等,而后较粗的浊积物充填其中,在底部形成一端突起圆滑,一端平缓倾伏,平缓倾伏端为浊流前进方向(图2)。据上窑等地槽模判断,古水流是自西向东,本区槽模多见于粗砂岩和细砂岩内,成群分布,槽模长一般7cm左右,宽2—5cm,深1cm左右。



图2 槽模及沟模示意图

据上窑等地槽模判断,古水流是自西向东,本区槽模多见于粗砂岩和细砂岩内,成群分布,槽模长一般7cm左右,宽2—5cm,深1cm左右。

沟模是浊流在流动过程中,由底部所携带的砂砾、岩块、介壳或其它硬性物质,流过泥质表面由滚动或间歇性撞击泥质表面而刻画出的线性沟,而后被浊积物填充、覆盖,在浊积物底面上形成沟脊相间的构造。

(3) 枕状构造

亦称砂球枕状体,主要出现在A层的底部,呈枕状、圆球状或椭球状。所有砂球体的底部均向下凸出,外表面有接近平行椭球长轴的脊和槽,可以呈孤立的,或成群的镶嵌在泥岩中,它是由垂向差异压实作用而成的。

(4) 盘状构造

在浊积岩体的砂岩及粉砂岩内,由向上弯曲的纹层构成的类似盘状的构造称盘状构造。在该区亦存在着这种构造。每个盘的边向上弯曲,直径30cm左右,并且各个盘可以相互重迭。它是由于在沉积物固结成岩时,孔隙水向上流动所造成的。

3. 粒度特征

按照福克和沃德(Folk, Ward, 1957)提出的计算公式,求出砂岩薄片的百分位值和粒度参数(表 1),从表中可以看出砂岩的标准差大部分均在 100—200 变化范围内,分选性较差,基本上是未经过分选的快速堆积产物,SK 大部分大于零,为不对称的双峰曲线,正偏,而 $KG > 1$,峰态为窄峰。

表 1 百分位值和粒度参数(据 Folk & Ward, 1957)

标本号	ϕ_1	ϕ_5	ϕ_{16}	ϕ_{25}	ϕ_{50}	ϕ_{75}	ϕ_{81}	ϕ_{95}	Mz	σ	SK	KG	KG'
S022	2.027	2.546	2.963	3.288	3.944	4.506	5.75	7.00	4.027	1.227	0.242	1.499	0.599
S054	0.134	0.643	1.599	1.789	2.230	2.940	3.401	5.203	0.241	1.412	0.301	1.622	0.618
S057	1.768	2.110	2.623	2.797	3.406	4.105	4.429	6.50	3.486	1.116	0.270	1.375	0.579
S065	0.535	0.986	1.554	1.726	2.133	2.895	3.352	5.087	2.346	1.071	0.398	1.436	0.589
S070	0.815	1.423	1.908	2.134	2.723	3.438	3.853	5.194	2.828	1.057	0.236	1.185	0.542
S073	0.218	0.599	1.147	1.488	2.149	3.386	3.946	5.271	2.414	1.407	0.310	1.00	0.502
S081	-0.049	0.554	1.212	1.633	2.189	2.956	3.454	6.500	2.285	1.461	0.289	1.841	0.648
S060	0.990	1.527	1.939	2.285	2.949	3.754	4.75	4.924	3.213	1.217	-3.428	0.948	0.486
S059	0.638	1.143	1.573	1.833	2.358	2.966	3.411	4.875	2.447	1.024	-2.708	1.349	0.578
S055	0.805	1.470	1.922	2.137	2.583	3.156	3.475	4.875	2.660	0.904	-2.376	1.370	0.578
W077	0.883	1.380	1.792	1.954	2.559	3.320	3.416	5.105	2.589	0.970	0.211	1.117	0.527
W088	1.513	1.855	2.552	2.759	3.355	3.896	4.295	5.355	3.40	0.966	0.110	1.261	0.557
W085	-0.391	0.348	0.956	1.435	2.001	2.544	2.885	6.500	1.949	1.414	0.186	2.273	2.694
W071	-0.0152	1.257	1.841	2.045	2.513	2.965	3.375	5.088	2.577	0.964	0.234	1.707	0.631
W074	-0.147	0.937	1.455	1.682	2.140	2.697	3.236	6.500	2.277	1.287	0.399	2.245	0.691
W084	-0.456	-0.144	0.543	0.858	1.591	2.049	2.228	3.494	1.454	0.9726	-0.099	1.251	0.556
W067	1.842	2.218	2.626	2.773	3.301	3.594	4.103	5.174	3.343	0.817	0.176	1.473	0.596
W062	2.018	2.588	3.08	3.323	3.697	4.294	4.41	5.256	3.73	0.736	0.122	1.126	0.529

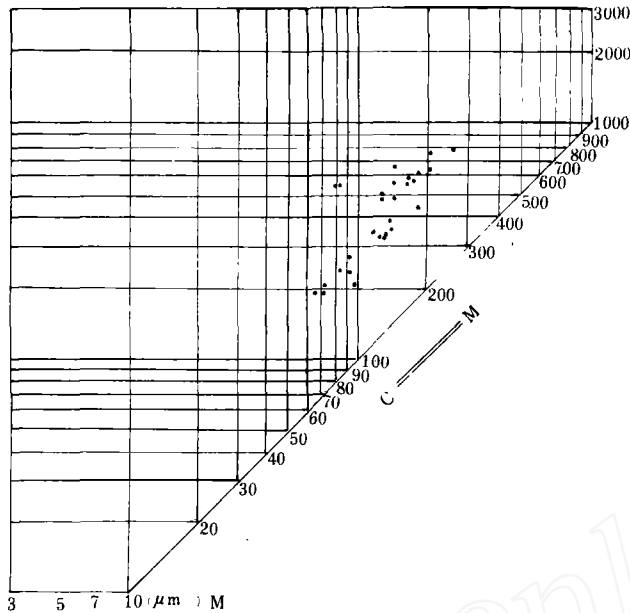


图3 王氏组浊积岩 CM 图

在 CM 图上(图 3),各标本投影点构成的点群呈与 $C=M$ 线平行的条带状,为典型的浊积岩 CM 图。由于浊流为高密度流,沉积作用快,粗颗粒沉积后随即被埋藏,缺乏滚动的颗粒。浊流一般流速快,当流速降低时,悬浮物移向底部,使底部密度不断增大,最后发生整体的沉积,形成未分选的沉积物,随着水流强度的减弱, C、M 值系统地减小,反映了递变悬浮的特点。

在概率累积曲线图上(图 4),为低缓的一段式或两段式,缺少滚动组分,反映了分选性极差的浊流堆积产物。

(二)洪积砾岩

在大盛南,王氏组顶部见有若干旋回巨厚层的砂砾岩层,其横向很不稳定,横剖面上呈上下均微凸的透镜体,单层厚度巨大,最大达 60m,主要由砂泥胶结,砾石成分有细砂岩、粉砂岩、灰岩、片麻岩及火山岩,以火山岩角砾占绝对优势。反映了其近源性,砾石大小悬殊,分选磨圆极差,亦见有一些撕裂现象。砂砾岩层底界清晰,具冲刷构造,层理构造不明显,仅见块状的粗糙平行层理。

(三)滑塌沉积岩

在盆地的斜坡或陡崖,由于断裂活动、重力作用、地震、火山活动引起滑坡,使未固结或半固结的岩石发生塑性变形而后堆积形成的岩石一称滑混岩。在马站东、吴家庄、大盛等多处都具有这种岩石。

滑混岩由砂基或泥基胶结,角砾成分复杂,有细砂岩、粉砂岩及古生代灰岩、泰山群片麻岩,含量最多的是青山组火山岩,约占 70%左右。角砾大小混杂,分选磨圆极差,最大者有 40cm,大都呈棱角状一次棱角状。

滑混岩层理构造不明显,但其底界清晰,具冲刷构造,顶部往往被浊积岩所覆盖。

另外,滑混岩中见有条带状、透镜状泥岩或粉砂质泥岩,其中广泛发育塑性变形构造:

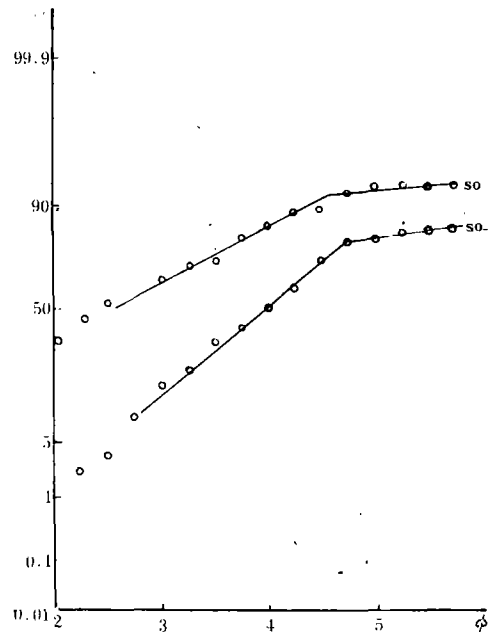


图4 浊积岩概率累积曲线图

(1) 撕裂构造(图 5),塑性的泥质砾石被剪切错开,或者被拉长撕裂,脆性岩石往往被挤压呈香肠状;(2) 塑性揉皱(水下滑坡构造),细砂岩和粉砂质页岩互层时,其中的粉砂质页岩,页岩层往往发生揉皱,构成向一个方向倾斜或倒转的不调和揉皱,其揉皱轴面的倾向可指示滑动方向;(3) 云雾状构造,在某些泥质粉砂岩或粉砂质泥岩中,往往见有砂泥搅混的现象,它是在未固结或半固结状态发生滑动的标志。

(四) 深水暗色泥岩—页岩

一种为厚层块状,呈深灰色、灰褐色的泥岩,夹页岩岩层;或两者互层,夹少量粉砂质泥岩,厚层块状泥灰岩,内部构造简单均一,属连续快速堆积的产物。另一种为具密集水平纹理的深灰色泥岩和黄绿色钙质页岩互层,在泥岩里见有零星分布的自生黄铁矿,这套具密集水平纹理的泥岩是深水滞流还原下的产物。

(五) 浅水砂岩—含砾砂岩—砂质泥岩

在吴家庄,马站西等地,王氏组顶部有厚层的紫红色、红褐色、土色含砾砂岩、砂岩及砂质泥岩,并且砂岩多为泥基胶结,碎屑颗粒磨圆分选极差,以火山碎屑为主,是浅水快速堆积作用的产物。

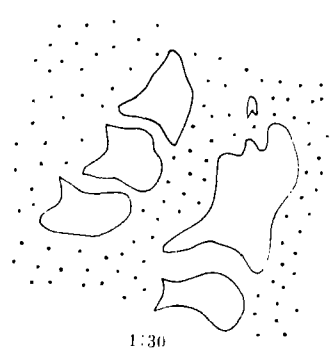


图 5 泥砾拉长撕裂

三、沉积环境及相分析

据上述具成因标志的典型沉积岩类型,相应地可将王氏组的沉积相分为下列五类(图 6)。

(一) 湖盆陡岸近岸浊积扇相

一般分布在湖盆边界大断层的下降盘,为山地洪流直接倾泻到断层脚下深水区堆积而成。浊积岩体平面呈扇形,纵剖面呈楔形。紧贴断面处岩性粗,常伴有泥石流沉积。浊积扇主要由砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩和暗色泥岩组成。岩石结构成熟度及成分成熟度都很低。

1. 内扇

位于扇体的最上部,是浊流的主要通道,平面呈长条形,主要为砂基—泥质胶结的混杂砾岩及岩石碎屑胶结的砾岩和砂砾岩,砾石成分复杂多样,有粉砂岩、泥岩、古生代灰岩、太古代片麻岩及火山岩。砾石多呈棱角状—次棱角状。整个层系向上具模糊的正递变韵律。其底部往往具冲刷面—槽模、火焰状及盘状构造,砂砾岩中的泥砾往往具撕裂等变形构造,粒度资料显示浊流特点。

2. 中扇

(1) 辫状水道:位于中扇偏上部,以砾岩、含砾砂岩为主,其次为块状砂岩、砂砾岩、细粉砂岩和泥岩夹层。正递变层理,粗糙平行层理发育,偶见大型交错层理。

(2) 水道间:粒度较水道细,略具分选,层较薄。以砂岩为主,泥质夹层增多,见平行层

理,粒度资料显示浊流特点。

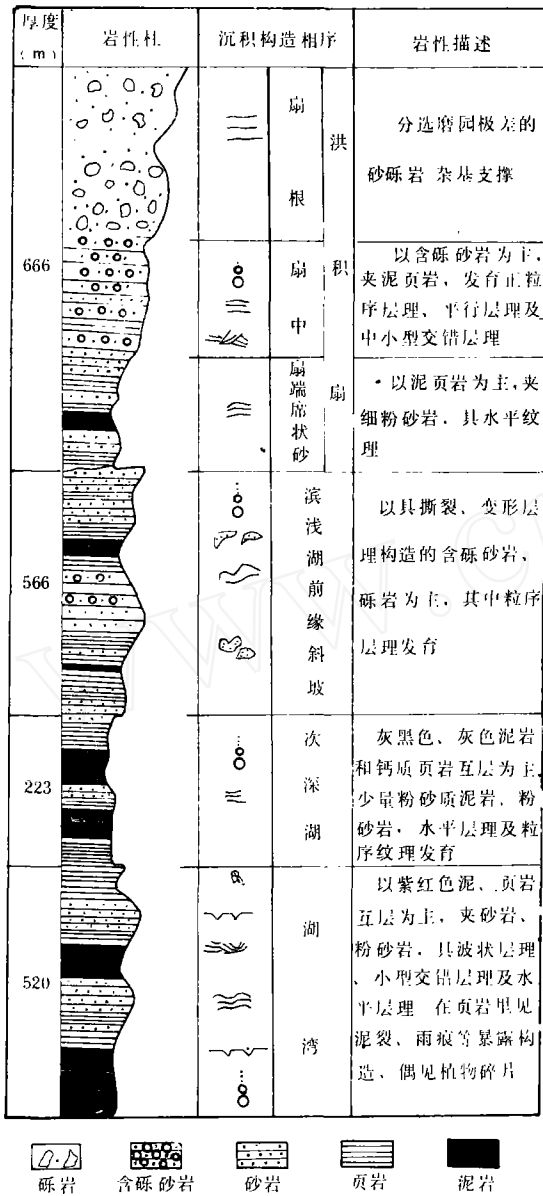


图6 大盛王氏组相序图

显,反映极强水流快速堆积特点。

2. 扇中:是洪积扇的主体,此相带砂岩最发育,含量大于25%。

(1)扇中网状水道微相,主要岩性为含砾砂岩至中细砂岩,常见正粒序层理,平行层理,中、小型交错层理,冲刷面发育,横剖面呈底凸顶平的透镜体,粒度概率曲线为二段式的急流河道。

(2)扇中前缘微相,岩性主要为中细粒砂岩、粉砂岩、泥岩及页岩,常见中小型交错层

(3)前端平坦区:位于扇中部分的前缘,主要由粉砂岩、细砂岩与泥岩互层组成。泥岩比例相当大,冲刷面、正递变层理、负载构造、泥岩撕裂片发育。粒度资料显示浊流和浊流—河流过渡型。

3. 外扇

位于扇体的最前缘部分,与深水湖泥相接,主要为深灰色泥岩夹中—薄层细砂岩或粉砂岩。正递变或粒序不清,常见水平层理,变形层理和负载构造。见有鲍玛层序的CDE、DE组合。外扇泥岩和湖相泥岩的主要区别在于外扇沉积中常见粉砂薄层,泥岩大部分呈块状,层理不发育,不存在季候性纹层。

整个浊积扇沉积在垂向剖面上为一正韵律,岩性从下至上由粗变细,砂岩层厚度变薄,而泥岩层向上逐渐变厚,层数亦增多。

(二)洪积扇相

洪积扇是山地河流出口进入湖盆滨浅水区堆积,形成的扇形砂砾岩体,洪积扇可分为扇根,扇中和扇端三个相带。在大盛王氏组顶部发育多个旋回的洪积砂砾岩体,下面分述其主要相带的特征。

1. 扇根:扇根位于扇体的顶端,沿山口向下呈喇叭形展开,主要位于滨湖—浅湖地带。岩性粗,砂砾岩占80%以上,分选磨圆极差,多为砂泥基质胶结。砂砾岩层单层厚度大,最大达50m,具少量灰绿色或紫红色泥岩薄层。粒度曲线为三段式、多段式,粒级广,斜率低,载点不明

理、平行层理。粒度曲线为二段式或三段式,为中等能量河道砂的曲线。

(3)无网状水道沉积,位于扇中部分的前缘,主要由粉砂岩、细砂岩、泥岩及页岩互层组成。粉砂岩中波状层理、变形层理发育。

3. 扇端席状砂相带:为扇体的最前缘部分,沉积以泥岩、页岩为主。砂岩含量少于 25%,韵律性不明显,以水平纹理为主。

整个沉积在垂向剖面上为一反韵律(图 7),岩性由下而上变粗,砂岩层厚度增大,而泥岩向上逐渐变薄,属于水退型沉积序列。

(三)滨—浅湖前缘斜坡相

本组合在马站见于王氏组的中下部,自下而上为:(1)具有撕裂构造及变形层理构造的含砾砂岩、砾岩;(2)崩塌滑混岩,内部结构杂乱无章,砾石成分复杂,大小混杂,多呈棱角状一次棱角状,是沿斜坡滑塌崩积的产物;(3)粒序层理发育的含砾砂岩、砂岩、细砂岩;(4)粉砂质泥页岩及粉砂岩互层,仅见平行层理。

据上述特点可以看出:首先是滑移变形,液化流动,继之由于同沉积断裂之活动加剧,形成差异沉降,造成地貌高低悬殊,斜坡顶部的物质因重力作用而急速崩落,堆积于斜坡底部,形成滑混岩。断裂的持续活动,在滑混岩顶部形成了多个旋回的阵发性浊积岩。

(四)次深湖相

是处于波浪基准面以下的深水地带,水体平静,几乎处于停滞状态,缺氧,属还原环境。主要以灰黑色、深灰色、灰褐色泥岩和钙质页岩互层为主,其次为粉砂质泥岩和粉砂岩。层理简单,多呈厚层块状。在粉砂质泥岩里见密集的水平纹理,无生物搅动构造、波状层理、斜层理等浅水标志。在深灰色泥岩里见有分散状细粒的自生黄铁矿细晶粒,是深水滞流还原环境的标志。

(五)湖湾相

以黄绿色、紫红色泥岩,粉砂质泥岩及页岩互层为主,夹粉砂岩,砂岩及含砾砂岩。层理类型较多,波状层理,小型交错层理、水平层理、砂泥薄层互层层理均可见到。页岩具有泥裂、雨痕等暴露构造,并见植物碎片。其沉积特点兼有滨湖相和浅湖相特点,由于湖底局部隆起的阻挡作用,以致在滨湖地带形成了上述湖湾沉积特点。

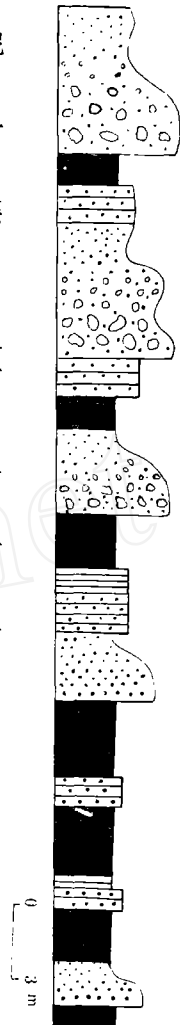


图 7 大盛洪
积扇相序图
(图例同图 6)

四、王氏组沉积的古地理格局

王氏组沉积体系的岩相组合,纵横变化所呈现的古地理格局是复杂的,盆地两侧边界断裂的徐缓脉动和急剧断陷的迭置,以及断裂不同部位活动的差异性,是导致古地理格局在横向上复杂多变的根本原因。

王氏组早期次深湖环境主要分布在盆地的南部,沉积了一套粉砂质泥页岩—细粉砂岩,为补偿性细碎屑岩。而北部此期由于水下隆起的存在,沉积了一套湖湾相碎屑岩。王氏组中期由于郯部—葛沟断裂断陷幅度的加剧,使整个盆地处于深湖—次深湖环境,在盆

地南部马站西,沿盆地边界断裂形成了陡岸斜坡,并使未固结的沉积物沿斜坡蠕动,滑移向东北流泻形成巨厚的洪积扇沉积。

王氏组晚期,盆地的东界断裂活动剧烈,造成了强烈的差异升降运动,沿边界断裂向盆地一侧形成了巨厚的反粒序特征的洪积扇。

从王氏组沉积体系的岩相组合所反映的古地理格局来看,马站盆地在王氏组沉积时,为一南北走向的沉积盆地,盆地南深北浅,是东西向不对称的单面地堑式箕状断陷盆地。

五、物源区特征

1. 古水流

野外根据槽模、冲积扇辫状河道中斜层理及砾石定向排列测得的古水流方向有

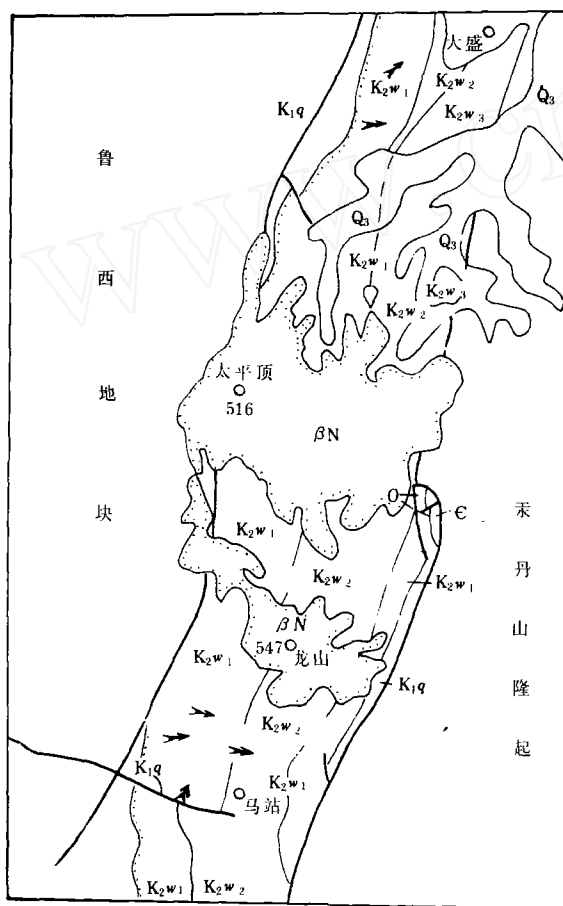


图8 王氏组沉积期古流向图

70°—80°, 120°—110°等几组,大体呈近东西方向(图8),它指示了王氏组沉积物源为西部的鲁西地块。白垩纪晚期,由于强烈的差异性升降运动,西部隆起区山区洪流携带大量沉积物在山口处沉积,堆积形成了王氏组。

2. 蚀源区特点

砂岩成分受沉积物蚀源区的影响,断盆内沉积作用性质以及联结蚀源区和盆地的分散路径种类的影响,蚀源区与盆地的主要关系是受板块构造支配,而它最终又控制了不同类型砂体的分布,并且多数砂岩中的碎屑物质物源可归入为数有限的几种蚀源区类型。因此 W. R. Dickinson 根据取自世界各地的已知构造背景的典型砂岩套,作了四种辅助三角形图解,即 QFL、QmFLt、QpLvLs 和 QmPK,用于区分源自不同蚀源区地体的砂岩套。

王氏组的砂岩投影点大部分落在三角图解的岩浆弧蚀源区内(图9、10),并且靠L端,即是物源区未被切割的火山高地,地势陡峭,主要遭受了机械的物理风化作用,山区洪水将这些

些火山碎屑携带至盆内沉积。

因此,白垩纪早期盆地的强烈扩张和下陷,引起大规模火山喷发,所形成的岩浆弧即为王氏组沉积的主要物源区。

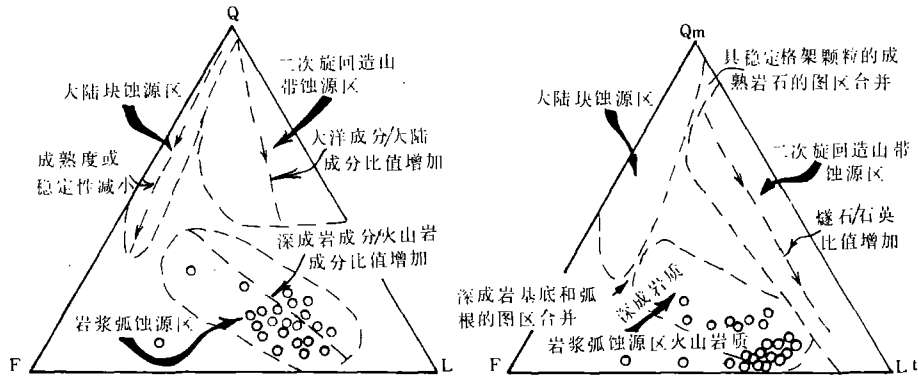


图 9 QFL 及 QmFLt 三角图解

Q—石英颗粒总数(包括单晶颗粒 Qm 和多晶颗粒 Qp);F—长石颗粒总数;L—不稳定岩屑总数;F—长石颗粒总数;Qm—单晶石英颗粒;Lt—多晶岩屑总数(包括稳定石英质颗粒 Qp 及不稳定颗粒 L)

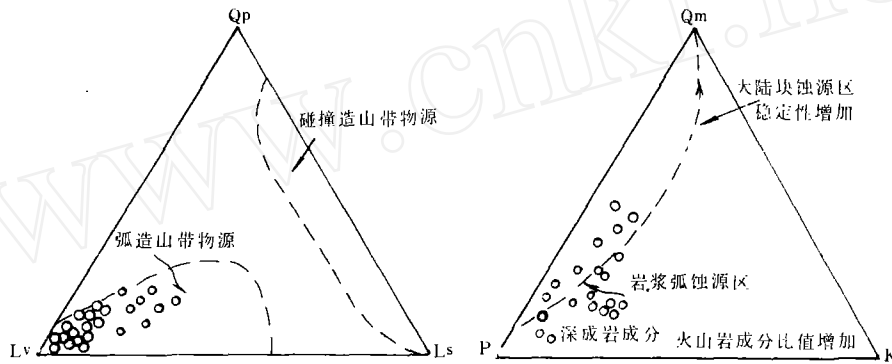


图 10 QpLvLs 及 QmPK 三角图解

Qp—多晶石英质颗粒;Lv—火山岩—变火山岩碎屑总数;Ls—不稳定沉积岩—变沉积岩碎屑; Qm—石英颗粒;P—斜长石颗粒;K—钾长石颗粒

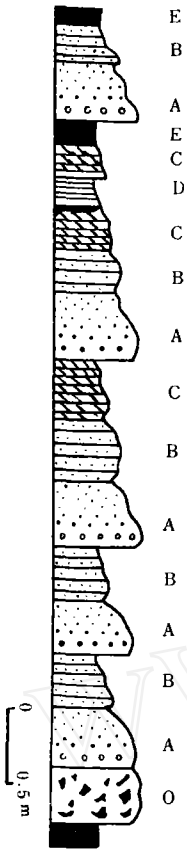
六、 断裂活动与沉积作用

同沉积断裂活动的最重要的沉积记录是巨厚的山前洪积扇,其次是滑混岩和陈发性浊积岩的存在。

马站盆地是沂沭断裂带中的郯部—葛沟断裂及沂水—汤头断裂所控制的断陷盆地中的一段,其中断裂活动的沉积记录是明显的,王氏组中上部见有滑混岩和阵发性浊积岩相伴生,以及反粒序特征的巨厚层洪积扇。

王氏组早期沉积了一套细碎屑岩,水平纹理发育,在总体上处于宁静环境,但在这套泥页岩背景沉积之中尚夹一些砂质、泥质阵发性浊积岩,因此王氏组早期在宁静环境基础上有一些间断性活动,此时的沉积作用为补偿性沉积。

王氏组中期差异运动强度增大,在马站、大盛等地都可以见到泥页岩沉积和浊积砂体



所构成的韵律反复交替出现,间断性活动剧烈,在马站西部的上窑附近为一套滑混岩和阵发性浊积岩共生序列(图 11),从下向上依次为:泥页岩背景沉积,具雾迷状构造的粉砂质泥岩,具滑坡构造的砂岩、粉砂岩,撕裂现象发育、内部组构杂乱的滑混岩,粒序特征明显的浊积岩,最上部仍为泥页岩背景沉积。上述沉积岩系反映了下列沉积作用过程:背景沉积—液化—滑移—滑塌—浊流—背景沉积。这主要受同沉积断裂由平静→蠕变→断陷,最后又恢复平静作用的全过程控制。

王氏组晚期同沉积断裂活动进一步加剧,差异升降运动幅度较大,形成了一套巨厚的洪积扇沉积,具有向上粒度变粗的反粒序列,每一个粒序旋回的厚度达 50—60m,其中又有 5—10m 的次级粒序旋回。

这些洪积扇沉积沿沂水—汤头断裂构成了广泛的洪积平原(即洪积裙),这说明盆地东侧断裂要比西侧断裂活动强,同沉积断裂制约着沉积盆地的生成与演化,两者又控制着沉积古地理环境的变迁,从而产生了不同沉积岩系列。王氏组沉积时,断裂活动规律的特点是:先为徐缓的间断性活动,而后是陡然的断陷,故造成了补偿性沉积和超补偿性沉积的迭置。

七、沉积盆地的板块构造环境

Renzo Valloni 和 J. Barry maynard 分析了世界各地已知板块构造环境的深海砂,得出了各种构造环境中砂岩的平均组分,后缘盆地为 $Q_{16}F_{36}L_{13}$,前缘消减带盆地为 $Q_{16}F_{53}L_{31}$,前缘平移带盆地为 $Q_{32}F_{36}L_{33}$,弧后盆地为 $Q_{16}F_{34}L_{50}$,弧前盆地为 $Q_3F_{16}L_{31}$ 。并在平均质范围内设置了一个 95% 的置信区间,这样在三角形图解上得到了不同构造环境变化范围的不对称六边形。

图 11 马站西滑混岩和阵发性浊积岩共生现象(图例同图 1) A. B. C. D. E—鲍玛层序; O—滑混岩

王氏组砂岩的平均化学成分为 $Q_{13.9}F_{31.4}L_{54.1}$,接近于弧后盆地,在 QFL 图解上(图 12),砂岩样品投影点大部分都落在弧后盆地置信区间内,因此王氏组沉积时,马站盆地具弧后盆地的性质。

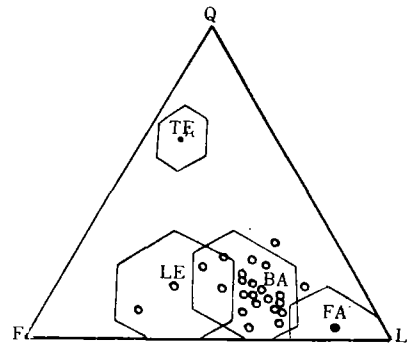


图 12 QFL 三角图解 Q—石英; F—长石; L—岩屑; TE—后缘盆地; LE—前缘盆地; BA—弧后盆地; FA—弧前盆地

参 考 文 献

- [1] 丘东洲,1988,中国中生代陆相盆地沉积分类探讨.沉积学报,第二期。
- [2] 何起祥等,1985,论古裂谷沉积作用.长春地质学院学报,第三期。
- [3] H. G. Reading,1981,沉积相.国外前寒武纪地质,第二期。
- [4] 刘宝珺主编,1980,沉积岩石学.地质出版社。
- [5] Bhatia, M. R. ,1963, Plate tectonics and geochemical composition of sandstone, J. Geol. V. 91, No. 6, pp. 611—628。

www.cnki.net

**SEDIMENTARY ENVIRONMENT AND STRUCTURAL
SIGNIFICANCE OF THE WANGSHI FORMATION
IN THE YISHU FAULT ZONE**

Shang Yuqiang
*(Nanjing Institute of Geology
and Mineral Resources)*

Wen Qiongying and Zhang Baozheng
(Changchun College of Geology)

Abstract

The sedimentary facies of the Cretaceous Wangshi Formation falls into five types of :lake basin—steep shore turbidite fan, sedimentation of pluvial fan, lake shore—shallow lake front edge slope, sub—deep lake and lake—bay. A detailed study is conducted of their microfacies characteristics. The activity of the Yishu fault zone reflected by the sedimentation characteristics of the Wangshi Formation initiates with a slow pulsation followed by a sudden and violent rift faulting, thus causing the superimposed compensatory and supercompensatory sedimentation. The average chemical composition of the Wangshi Formation sandstones indicates that the Mazhan basin is of an arch—rear nature.