

美国阿巴拉契亚山脉芬卡苏地区 奥陶纪海底水道中的内潮汐沉积

高振中

(江汉石油学院地质系)

K.A.Eriksson

(美国弗吉尼亚州大学地质系)

提要 本文论述了在世界范围内首次鉴别出的新的沉积类型——内潮汐沉积,发现于美国弗吉尼亚州芬卡苏地区奥陶纪深水海底水道充填沉积中。已识别出两种相:①双向交错纹理极细砂岩相,以发育分别向古水道上方和下方倾斜的双向交错纹理为特征,被归因于内潮汐作用沉积的产物,②单向交错层和交错纹理中至细砂岩相,发育向古水道上方倾斜的低角度板状交错层和交错纹理,被解释为叠加有内波的内潮汐沉积物。据沉积相层序分析,内潮汐沉积形成于海平面上升、粗屑重力流受到抑制的时期。

关键词 内潮汐沉积 海底水道 沉积相层序 奥陶纪

第一作者简介 高振中 男 55岁 教授 沉积学

引言

随着海底流速测量仪的完善和广泛使用,六十年代末至七十年代对海底峡谷的大规模调查,大大丰富了人们对海底水文条件的认识。该项调查的一个令人惊奇的结果,是发现在海底峡谷和大陆边缘其它各种类型的沟谷中,几乎普遍存在着沿沟谷轴线向上和向下的交替流动 (Shepard *et. al.*, 1973)。这些双向交替流动几乎是连续进行的,它们是由内波 (Internal wave) 引起的。内波是一种水下波,它存在于两个不同密度的水层的界面上,或存在于具有密度梯度的水层之内 (LaFond, 1966)。在所有大洋中均有内波存在,而它的振幅、周期、传播速度及存在深度有很大变化 (Munk, 1981)。内波的一种非常重要的类型,是其周期等于半日潮或日潮者,叫做内潮汐 (Internal tide) (LaFond, 1966; Rattary, 1960)。在海底峡谷中测得的一些时间-流速曲线,显示出其周期与海面潮汐几乎完全相同 (图 1)。通常在潮差较大的地区,这种沿峡谷上下交替流动的平均周期,在深度超过 250m 时趋近于半日潮或日潮;而在潮差较小的地区,则需要更大的深度才能趋近于表面潮汐的周期 (Shepard, 1976)。这种深水双向流动的流速一般为 20-50cm/s。据从深水潜水装置观察,这种流动能搬运沉积物的粒度可达细砂级,并可在数千米深度形成大量波痕。但是,至今缺乏古代岩石记录中的内波和内潮汐沉积的报道。

最近,笔者在美国阿巴拉契亚山脉中段奥陶纪深水海底水道充填沉积中鉴别出了内潮汐

沉积 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991)。本文将在论述区域地质格局和沉积相组合的基础上, 着重讨论内潮汐沉积的类型、特征及其成因, 继而分析内潮汐沉积的形成条件并提出若干鉴别标准, 以利于在其它地区识别这种沉积。最后总结归纳出沉积模式。

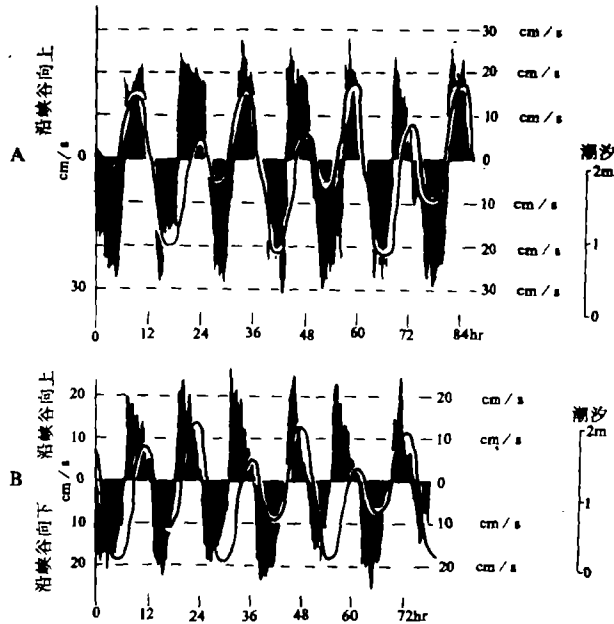


图1 海底峡谷中沿峡谷轴线上交替流动的时间-流速曲线, 示双向流动的周期与表面潮汐的关系。

Fig.1 Time velocity curves of alternative up-and-down-canyon currents (after Shepard et al., 1979)

图中连续曲线表示海面潮汐的图期与潮差, 右侧线段为潮差比例尺。(A) 胡埃那米 (Huencme) 峡谷 28 号测站, 水深为 448m。(B) 圣克里门特 (Sam Clemente) 峡谷 123 号测站, 水深 1646。(据 Shepard 等, 1979)

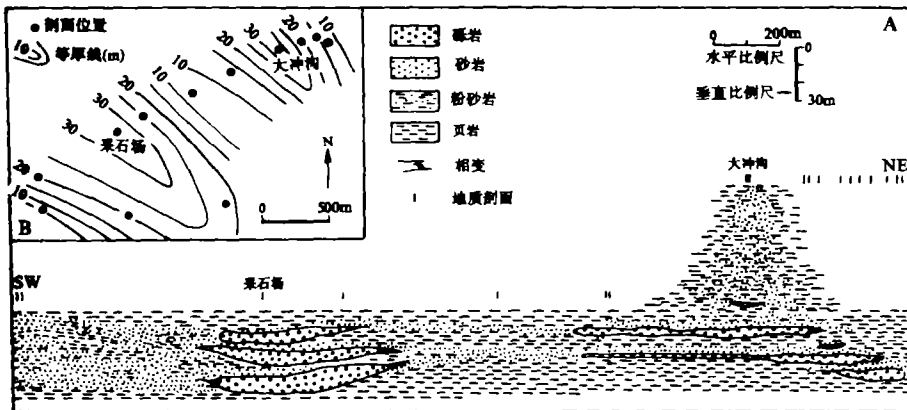


图2 芬卡苏砾岩的水道充填沉积特征

Fig. 2 Characteristics of channel-fill deposits in the Fincastle conglomerate (date from Karpa, 1974)

(A) 芬卡苏砾岩的岩性横剖面示意图, 示采石场 (左) 和大冲沟 (右) 两处的水道充填沉积 (据 Karpa, 1974 修改) (B) 芬卡苏砾岩的粗碎砾岩 (砾岩+砂岩) 等厚图, 示厚度集中带与两个 SE-NW 向的水道位置一致 (据 Karpa, 1974 资料编绘)。

1 区域地质背景

本文论述的内潮汐沉积发现于阿巴拉契亚山脉中段谷岭地区中奥陶积上部贝斯组 (Bays Formation) 中, 实测剖面位于弗吉尼亚州芬卡苏市 (Fincastle) 狄克森建筑公司 (Dixon Construction) 的采石场 (图 2), 露头良好。

在奥陶纪, 由于塔康运动 (Taconic Orogeny), 北美地台的东部边缘由被动大陆边缘转变成了前陆盆地。其结果, 沉积环境由浅水碳酸盐陆棚变成了深水陆源碎屑盆地。在中奥陶世晚期, 即贝斯组沉积时期, 芬卡苏地区位于该前陆盆地的东南斜坡带。

贝斯组在区域上主要由深灰色细至粗粒砂岩、粉砂岩和页岩组成, 局部地带为重力流成因的砾岩、杂砂岩夹少量粉砂岩和页岩, 主要发育在芬卡苏地区, 叫做“芬卡苏砾岩”。芬卡苏砾岩为海底水道的充填体, 沿一系列南东-北西向的水道呈带状分布 (图 2)。浊积岩底面上的槽模指示的古流向为 $NW325^\circ$ 左右; 鲍马序列 C 段交错纹理倾向的变化范围为 $NW310^\circ - NE10^\circ$, 平均值为 $NW330^\circ$ 左右。这些资料与斜坡自东南方的塔康构造高地向北西倾斜的古地貌格局是一致的。

2 沉积相组合

芬卡苏砾岩的实测剖面如图 3 所示, 可划分为 5 个岩性段。根据比例尺为五十分之一的实测剖面详细观察和室内分析研究, 芬卡苏砾岩包含 9 种沉积相, 示于表 1。

表 1 芬卡苏砾岩沉积相一览表

Table 1 Sedimentary facies in the Fincastle Conglomerate

| 序号 | 相名称 | 成因 | 数量 | 部位 (段号) |
|----|------------------|---------------|----|---------|
| 1 | 暗色页岩相 | 悬浮沉积 | 多 | I-IV |
| 2 | 卵石泥岩相 | 碎屑流 | 少 | II, III |
| 3 | 富基质砾岩相 | 碎屑流 | 多 | I, II |
| 4 | 贫基质砾岩相 | 颗粒流 | 中 | III |
| 5 | 块状砂岩相 | 颗粒流 | 少 | I, III |
| 6 | 递变砂岩相 | 浊流 | 多 | I, III |
| 7 | 扭曲层相 | 滑塌沉积 | 多 | V |
| 8 | 双向交错纹理极细砂岩相 | 内潮汐沉积 | 少 | IV |
| 9 | 单向交错层和交错纹理中-细砂岩相 | 叠加有内波作用的内潮汐沉积 | 少 | IV |

芬卡苏砾岩的 9 种相构成了 5 个相组合, 简述如下:

组合 I: 相 3+相 6 该组合主要由碎屑流成因的富基质砾岩相 (相 3) 和高密度浊流成因的递变砂岩相 (相 6) 频繁交替构成, 顶部为暗色页岩相 (相 1), 具向上变细层序 (图 3)。该组合代表低海平面时期的近源粗屑水道充填沉积。该组合构成了芬卡苏砾岩的第 I 段。

组合II: 相3+相1 该组合主要由富基质砾岩相(相3)及暗色页岩相(相1)组成, 夹卵石泥岩相(相2)及极少量浊积岩。该组合构成了芬卡芬砾岩的第II段(图3)。

组合III: 相4+相6+相1 主要由颗粒流成因的贫基质砾岩相(相4)、递变砂岩相(相6)和暗色页岩相(相1)组成, 夹块状砂岩相(相5, 颗粒流)及卵石泥岩相(相2)。该组合之粒度明显地较上述两组合为细, 并具向上变细变薄层序(图3), 代表海平面上升, 物源区逐渐远离沉积区的水道充填沉积。该组合构成了第III段。

组合IV: 相8+相9+相1 主要为内潮汐成因的双向交错纹理极细砂岩相(相8), 单向交错层和交错纹理中一细砂岩相(相9)与暗色页岩(相1)的互层, 夹薄层浊积岩。该组合之粒度限于砂级以下, 且以细砂、极细砂为主, 代表海平面进一步上升, 物源区更加远离沉积区的产物。该组合构成了第IV段(图3)。

组合V: 相7 该组合完全由滑塌成因的扭曲层相(相7)组成。扭曲层包含页岩, 泥岩, 少量已断折的灰岩、粉砂岩薄层, 含多种底栖生物化石, 其颜色亦较前述各组合浅。本组合构成第V段(图3)。

由上述可见, 芬卡苏砾岩第I段至第IV段为一典型的向上变细变薄层序, 反映一海平面不断上升, 物源区不断向陆后退, 粗碎屑注入本区逐渐受到抑制的过程。内潮汐沉积出现于这一向上变细层序的顶部, 可能不是偶然的。

3 推断的水深

在内潮汐沉积之下的重力流沉积和原地沉积中缺乏化石, 而在其上的滑塌沉积中包含各种化石组合。经鉴定的化石包括底栖穴居生物(双壳类 *Praenucula* 和 *Tancrediopsis*; 腹足类 *Bellerophonacean*, c. f. *Ectomaria*, c. f. *Liospira* 和古腹足类)和食悬浮生物的动物(腕足类 *Sowerbyellia*; 双壳类 *Ambonychia?*, *-Lichenia*; 刺毛类钙质海绵, 苔藓虫, 海百合基板)(B. Bennington, 私人通讯, 1990)。类似的生物组合已在奥陶纪的滨外和较深水陆棚沉积鉴别出。食悬浮物的生物组合的存在, 表明其原始沉积水深应在透光带内(0—200m), 而奥陶纪重要的食悬浮物生物(如有铰腕足类)很低的分异度, 说明应为透光带的下半部(B. Bennington, 私人通讯, 1990)。因此, 该滑塌沉积的原始沉积水深应介于100m与200mm之间。芬卡苏砾岩中的滑塌沉积(第V段)由若干滑塌层连续叠置而成, 其累积厚度达54m。这表明该滑塌体底部向下滑动的深度(小于54m

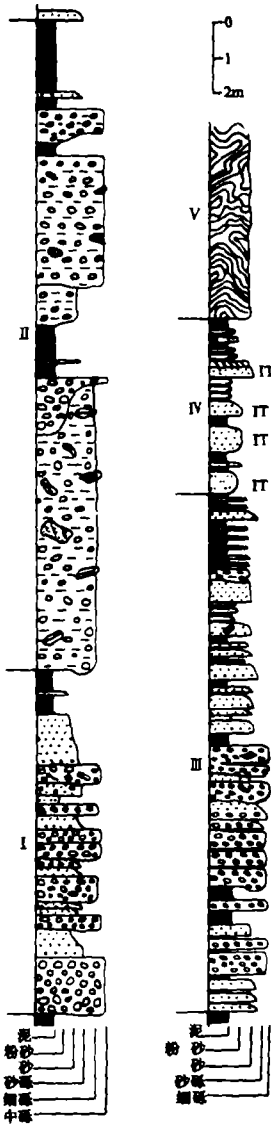


图3 芬卡苏砾岩实测柱状剖面图。

Fig. 3 Columnar section of Fincastle conglomerate

左侧罗马字代表段号; 右侧标有“IT”的层为内潮汐沉积

层连续叠置而成, 其累积厚度达54m。这表明该滑塌体底部向下滑动的深度(小于54m

从滑塌沉积的颜色（浅）及含生物情况与内潮汐沉积及其以下地层的明显差异来看，它应向下滑动了相当大的深度。若滑塌沉积的原始沉积水深取中值 150m，则位于滑塌沉积之下的内潮汐沉积的形成深度应大于 204m。至于深度上限，尚难确切估算。不过据沉积相纵向演变分析，其深度应在数百米范围之内。

4 内潮汐沉积相

共鉴别出 4 层内潮汐沉积（见图 3），它们分属两种沉积相（表 1）。为了准确测定指向沉积构造的原始产状，采了 6 块大型定向标本。在这些标本上切制了数十个不同方向的垂直层面的光面，对沉积构造进行细致观察；同时又切制了 50 多个平行层面的薄板（厚 1cm），测量交错纹理和交错层的倾向，据以编制玫瑰图。现将两种相的特征和成因论述如下。

4.1 双向交错纹理极细砂岩相

4.1.1 特征描述

该相以普遍发育双向（NNW-SSE）交错纹理为其特征（图 4A1）。主要由极细粒岩屑石英杂砂岩组成，局部为粉砂岩。共见 3 层，单层厚 0.4-0.75m。与其互层的是暗色页岩和薄层浊积岩。浊积岩的粒度不超过细砂级，其分选明显地较内潮汐沉积差。

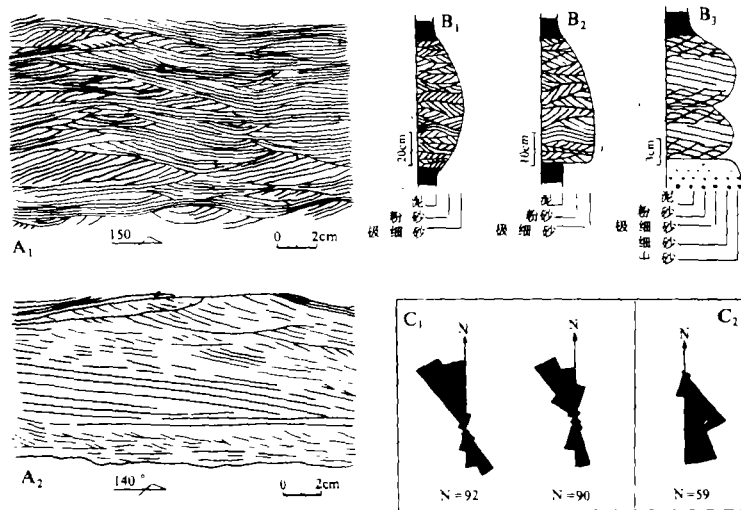


图 4 (A)内潮汐沉积的层理型式。

Fig. 4 (A)Stratification styles of internal-tide deposits. (B)Sequences in internal-tide deposits. (C)Rose diagrams of foreset azimuths in internal-tide deposits

A1: 双向交错纹理素描图, A2: 单向交错层和交错纹理素描图。(B) 内潮汐沉积层序。B1-B2: 双向纹理砂岩。B1 为细-粗-细层序, B2 为由粗至细层序。B3: 单向交错层/交错纹理砂岩, 含两个细-粗-细层序。(C) 内潮汐沉积的交错层/交错纹理前积层倾向玫瑰图。C1: 双向交错纹理极细砂岩相。C2: 单向交错层/交错纹理中全细砂岩相。

该相三层中有两层（各厚 0.6m 及 0.75m）显示双向递变，即层的中部最粗，向上下均变细，且与下伏及上覆页岩均呈渐变过渡接触（图 4B2）。另一层（厚 0.4m）底部突变，向

上变细, 与上覆页岩渐变接触 (图 4B2)。

该相砂纹层理发育良好, 且贯穿全层。层系厚度一般 0.5–2cm, 随粒度变细, 层系厚度亦趋于减小。上叠砂纹交错纹理普遍, 且有前积层和后积层均发育良好的同相上叠砂纹层理, 表现为侧向连续的波状纹理 (图 4A1 下部, 图 5 下部及中上部)。但是大部分层系间相互切割, 形成楔状、透镜状形态 (图 4A1, 图 5)。交错纹理倾向玫瑰图显示该相的古流向为典型的双向型 (NNW–SSE, 见图 4C1), 恰与海底水道的向下和向上方向一致。两个方向的变错纹理在纵向上频繁交替。例如, 在一个厚 40cm 的层中, 倾向变换了 68 次。总体看来, 下倾的 (NNW) 交错纹理较上倾者 (SSE) 更发育一些 (图 4C1)。该相的原始沉积构造均发育良好, 生物扰动不发育。



图 5 极细砂岩中的双向交错纹理。上叠砂纹交错纹理及同相上叠砂纹层理发育。岩石光面照片。美国弗吉尼亚州芬卡苏市, 中奥陶统贝斯组

Fig. 5 Bidirectional cross laminations in very fine-grained sandstone.

4.1.2 成因解释

古流向资料表明, 这种双向交错纹理砂岩相, 既不可能形成于浊流, 也不可能为等深流沉积。因浊流是向下方的单向流动, 而等深流是横越海底水道而不是平行海底水道轴向的。再者, 现代和古代的等深流沉积的生物扰动构造都很发育 (Stow, 1986), 而该相则不然。该相的成因应归于内潮汐作用。如前所述, 在现代海底峡谷和其它类型海底沟谷中内潮汐作用广泛存在, 它形成的沉积物显然应具有双向沉积构造。该相交错纹理和上叠砂纹层理的存在, 表明其形成时的水流能量, 可以和已报道的现代海底峡谷中内潮汐的流速相比拟。该相

这种频繁交替的双向古流向样式，很可能反映日潮或半日潮，而该相三个层的粒度的纵向变化记录了最大流速的变化，这很可能反映大潮和小潮的周期性变化。因该相与低密度浊流沉积密切伴生，粒度相似而其分选较浊积岩好，故该相可能是浊流沉积物经内潮汐改造的产物。

4.2 单向交错层和交错纹理中—细砂岩相

4.2.1 特征描述

在实测剖面中，该相仅见一层，厚10—13cm，其组成岩石为中至细粒岩屑杂砂岩。该层由两个细—粗—细小层序构成（图4B3）。根据岩石光面观察，每个层序均发育两种类型的交错层理：第一种为低角度板状交错层，发育于层序中部的中粒砂岩中，层系厚2—5cm，细层较平直，倾角小于 8° ；第二种为上叠砂纹层理，发育于层序的上、下部，由细至极细粒砂岩组成，层系厚1—2cm，细层弯曲，向下收敛，前积层倾角 15° — 20° （图4A2）。这两种类型的交错层有规律组合于厚4—9cm的双向递变层序中。向层序顶底方向粒度变细，泥质含量增加，交错层理规模随之减小。两种类型的交错层理均倾向于古水道的上方（SSE，图4A2，C2）。

该层与上覆页岩之间呈渐变过渡，其下伏层则为厚30cm的由粗至中粒岩屑杂砂岩组成的浊积岩，具正递变。

4.2.2 成因解释

古流向特征说明该相形成于沿水道向上为主的流动，内潮汐与长周期、高能量的内波的叠加，可形成沿水道向下为主、向上为次的交替流动，也可形成沿水道向上为主、向下为次的交替流动。现代深海测量所得的时间—流速曲线中，就有许多这类流动的记录（Shepard, *et. al.*, 1979）。图6是沿水道向上为主的交替流动记录的实例。在这种情况下，沿水道向上方的流动能量强，可形成一定规模的床砂形体。而向下方的流动能量弱，不易形

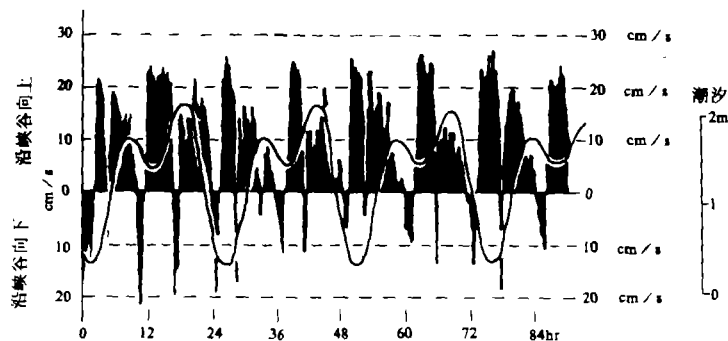


图6 海底峡谷中沿峡谷轴线向上为主，向下为次的交替流动的时间—流速曲线。

Fig. 6 Time-velocity curve of dominant upchannel and subordinate downchannel currents
(after Shepard *et. al.*, 1979)

图中连续曲线代表海面潮汐，右侧线段为潮差比例尺。

蒙特利（Monterey）峡谷第58号测站，水深1061m（据Shepard等，1979）

成床砂形体；即使偶尔形成，也容易被其后更强的向上方的水流所改造，不易保存，所以这

样形成的沉积仅保留向上方的指向沉积构造。该相的特征恰与这种情况相吻合, 故应解释为内潮汐与内波叠加产生的向上为主的交替流动所形成的沉积。因下伏浊积岩粒度较粗而成分与其相似, 二者又紧密相邻, 故这层内潮汐沉积可能为该层浊积岩较细的顶部改造的产物。

5 内潮汐沉积的形成条件和鉴别特征

5.1 内潮汐沉积的形成条件

在实测剖面上, 内潮汐沉积仅见于芬卡苏砾岩第Ⅳ段, 这表明内潮汐沉积的形成需要特定的环境条件。

如前所述, 芬卡苏砾岩为一清楚地向上变细变薄层序。在第Ⅰ段和Ⅱ段中, 中砾级和细砾级的碎屑流沉积占优势, 第Ⅲ段主要由砂级和砂砾级的高密度浊流和颗粒流沉积组成, 而第Ⅳ段的沉积物粒度不超过粗砂级, 且主要由极细砂岩组成(图3)。这种向上变细层序系由于海平面上升所致。由于海平面上升, 物源区距本区愈来愈远, 粗碎屑多堆积于新的海岸线附近, 难以搬运至本区。这时重力流搬运来的沉物愈来愈细, 且规模愈来愈小。正是在这种条件下内潮汐作用才能够改造细粒重力流沉积。

第Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ段缺失内潮汐沉积的原因可作如下解释: 1. 由潮汐和内波所引起的流动的速度未能达到改造粗粒重力流沉积的临界速度; 2. 即使内潮汐沉积偶尔形成, 也会被后来的高能重力流侵蚀掉。因此, 内潮汐沉积应主要形成于当海平面上升, 高能重力流受到抑制的时期。

5.2 内潮汐沉积的鉴别特征

由于以前不曾在岩石记录中识别出内潮汐沉积, 另外, 虽已对现代海洋的内潮汐作用进行过大量调查, 但对其沉积物则缺乏系统的研究, 故这里提出的内潮汐沉积的鉴别特征, 主要基于对该区研究的总结。尽管难免有局限性, 它仍将有助于在其它地区识别内潮汐沉积。因本文讨论的内潮汐沉积见于海底水道充填沉积中, 故下述鉴别标准仅适用于与海底水道有关的沉积。这些鉴别特征是:

1. 具沿水道上下双向倾斜或向水道上方倾斜的交错纹理及交错层, 或者其它类型的能显示这种方向特征的指向沉积构造;

2. 粒度不超过中砂级, 且通常以细砂级为主;

3. 单层在纵向上呈双向递变或正递变;

4. 沉积构造的规模随粒度粗细而变化, 即一般向上、下方向规模变小, 或向上变小;

5. 缺乏生物扰动;

6. 通常出现于向上变细的水道充填沉积的顶部。

上述某些特征也可为等深流沉积所具有, 如粒度细和双向递变(Stow, 1986)。因此, 鉴别内潮汐沉积, 必须综合考虑上述特处。还须指出的是, 虽然双向的或沿水道向上方的指向沉积构造是内潮汐沉积最重要的特征, 但不能排除存在仅具向水道下方倾斜的交错纹理、交错层的内潮汐沉积的可能性。众所周知, 向下方的指向沉积的构造也是浊积岩的普遍特征。因此, 只有仔细地全面地鉴别, 才有可能把二者区别开。

6 沉积模式

基于前面的讨论，与海底水道有关的内潮汐沉积的沉积模式，可用图 7A 表示。图 7A1 代表低海平面时期，以发育高能量重力流形成的粗碎屑沉积为特征；图 7A2 表示随海平面上升，物源区逐渐远离沉积区，粗碎屑的注入受到抑制，此时内潮汐和内波得以改造细粒重力流沉积。本区包含内潮汐沉积的水道充填沉积形成的全过程可归纳如下：①在水道充填的早期阶段，处于低海平面时期，大量粗碎屑物质由碎屑流和高密度浊流沿水道搬运和沉积（图 8B1）；②由于海平面上升，沉积物粒度减小，此时主要为由颗粒流和浊流形成的砂砾质沉积（图 7B2）；③海平面继续上升，此时的重力流沉积限于砂级沉积物，且以低密度浊流形成的细砂和极细砂为主，它们又被内潮汐引起的沿水道向上和向下的交替流动所改造（图 7B3）；④水道被滑塌沉积完全充填（图 7B4）。

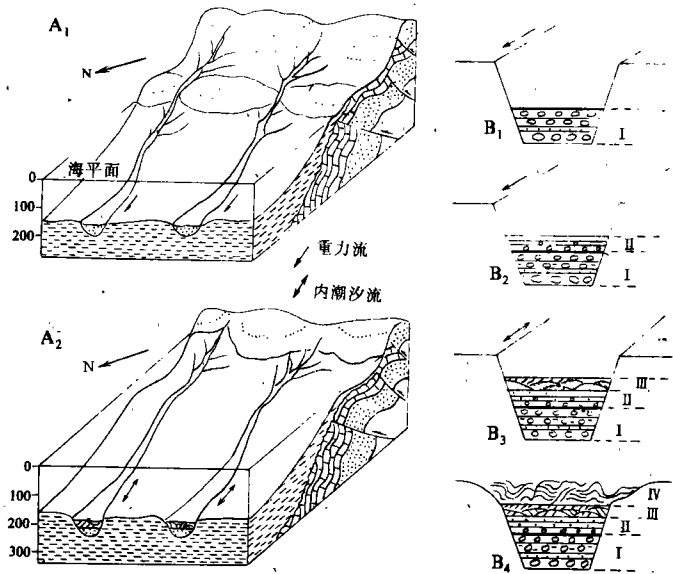


图 7 内潮汐沉积模式.

Fig. 7 Sedimentation model for internal-tide deposits. (A)Paleogeographic model (B)Sketches of stage of channel infill

(A)古地理模式.A1:低海平面时期,粗碎屑重力流沉积为主;A2:海平面上升,内潮汐沉积发育。(B)水道充填阶段示意图。B1:碎屑流为主充填阶段;B2:浊流和颗粒流充填阶段;B3:内潮汐沉积阶段;B4:滑塌充填阶段

收稿日期:1991年12月4日

参 考 文 献

- (1) Gao Zhenzhong and Eriksson K. A., 1991, *Geology*, V. 19, p.734-737.
- (2) LaFond E. C., 1966, Internal waves, in Fairbridge, R. W., eds., *The Encyclopedia of Oceanography*: New York, Reinhold, p. 402-408.
- (3) Munk W., 1981, Internal waves and small-scale processes, in Warren B. A., and Wunsch C., eds., *Evolution of Physical Oceanography: The Massachusetts Institute of Technology*, p.264-291.
- (4) Rattray M., 1960, *Tellus*, V.12, p.54-62.
- (5) Shepard F. P., 1976, *J. of Geol.*, V.84, p.343-350.
- (6) Shepard F. P., Marshall N. F., McLoughlin P. A., and Sullivan G. G., 1979, *AAPG, studies in Geol.* 8 p.173.
- (7) Stow D. A. V., 1986, Deep clastic seas, in Reading H. G., ed., *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd edition: Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 399-444.

Internal-tide Deposits in an Ordovician Submarine Channel, Fincastle, Appalachians, USA

Gao Zhenzhong

(Department of Geology, Jiangnan Petroleum Institute)

K.A.Eriksson

(Department of Geological Sciences, Virginia Polytechnic Institute and State University, USA)

Abstract

Current-meter data collected over the past 20 years has revealed the existence of currents flowing alternatively up and down most submarine canyons and other submarine valleys. These currents are attributed to internal waves that are subsurface waves between layers of different density or within layers where vertical density gradients are present. An important kind of internal wave is that which has a period equal to the semidiurnal or diurnal tide and referred to as an internal tide. Velocities of bidirectional deep-water currents range from 20-50 cm / sec. Such currents can move sediment up to fine sand and form a lot of ripples at depths of several thousand meters. Nevertheless, internal-tide deposits have not been recognized in the ancient rock record.

Recently, the authors identified evidence for internal tides in an upper Middle Ordovician deep-water, submarine channel-fill deposit in Fincastle area, Virginia Appalachians, USA.

During late Middle Ordovician time, the Fincastle area was located on the southeastern slope of a foreland basin. There was a series of submarine channels that were oriented southeast-northwest in the paleoslope. The channel-fill deposits are dominantly various kind of gravity flow deposits, showing an up-

ward fining and thinning trend. The internal-tide deposits cap the up-finings sequence. Flute casts on the bottom turbidite beds and ripple cross laminations defining the C- division of Bouma sequences yield paleocurrent directions towards NW325-330. A calculated paleowater depth are more than 204m.

Two internal-tide facies are recognized.

1. Bidirectional, cross-laminated, very fine-grained sandstone facies.

This facies is composed mainly of very fine-grained, sublithic wackes and locally siltstones. Interbedded with this facies are dark shales and thin turbidite beds. This facies is characterized by well-developed, bidirectional ripple cross laminations that display high-frequency alternations of paleocurrent azimuths. The paleocurrent directions are towards SSE and NNW and these directions are parallel to the submarine channel axes and correspond with up- and down-channel directions. A single bed of internal-tide deposit displays symmetrical or normal grading. The characteristics described above indicate that this facies cannot represent either turbidity-current or contour-current deposits. This facies is attributed instead to internal tides. Opposing paleocurrent modes may reflect either diurnal or semidiurnal tides. Grain-size variations with the layers of this facies record different maximum current velocities possibly related to Neap-Spring tidal cycles.

2. Unidirectional, Cross-bedded and cross-laminated medium- to fine-grained sandstone facies.

This facies is composed of medium- to fine-grained lithic wacke and displays symmetrical grading. Two types of cross stratification were indentified. The first consists of tabular cross bedding and is developed in the middle of a bed. Its grain size is mainly medium-grained sandstone. The second stratification type consists of climbing ripple laminations and lies under or upon the tabular Cross bedding. It is developed in mainly fine- to very fine-grained sandstone. The foresets of two types of cross stratification trend towards the SSE. Obviously, this facies resulted from currents directed up the channel axes. Under conditions in which a high-energy, long-period internal wave is superimposed on an internal tide, a dominant up-channel and a subordinate down-channel current are produced. This facies is attributed to such a superimposed current.