

内蒙古西南部石炭系砂坝—泻湖沉积体系的比较沉积学分析^①

蔡进功 李从先

(同济大学海洋地质系,上海)

提 要 石炭纪内蒙古西南部广泛发育砂坝—泻湖沉积体系,该体系不同时期形成的泻湖沉积物相互叠置、沉积厚度大、沉积层序多样,这在全新世泻湖中难以形成和观察到。依据沉积特征、沉积层序,识别出与现代同类沉积体系相似的四种基本类型:海侵型、海退型、稳定型和局部海侵型。这表明研究全新世砂坝—泻湖体系得出的地层模式有助于识别地质时期的同类沉积体系。由于研究地区石炭纪砂坝—泻湖体系发育于广阔的空间和较长的时间内,它们常成复合类型,如海侵型—局部海侵型、稳定型—局部海侵型。此外,全新世稳定型砂坝—泻湖体系的上覆和下伏层皆为陆相,但是石炭系同类沉积体系在同一地区连续叠置,这是长时期构造持续下陷和岸线相对稳定的反映。

海侵型砂坝—泻湖体系形成于海侵层序中,泻湖沉积物的厚度大于砂坝沉积物的厚度,据此,建立了不同于现代同类沉积体系的地层模式。

关键词 内蒙古 石炭系 砂坝—泻湖体系 比较沉积学

第一作者简介 蔡进功 男 30岁 硕士 沉积学与海洋地质学

近年来,现代砂坝—泻湖沉积体系的研究已取得巨大进展(Carter, 1989; 李从先, 1991; Nichols, 1989)。海平面升降、物源变化、水动力作用常被作为控制该体系形成和发育的主要因素(Stanely, 1976),并划分出砂坝—泻湖体系的主要单元,描述了各主要单元的沉积特征和相互关系,这大大深化了对该沉积体系的认识。特别是砂坝—泻湖体系地层模式的提出(Thom, 1983; 李从先, 1984)为现代砂坝—泻湖体系的研究成果应用于古代同类体系的分析开辟了广阔的前景。同时,研究现代砂坝—泻湖体系所得的结论也可以在古代地层中进行检验。此外,古代砂坝—泻湖体系所包含的丰富内容和复杂情况又为现代同类体系的研究提出了新问题。本文试图以甘肃、内蒙古、宁夏交界地区石炭系为例,运用比较沉积学方法,研究砂坝—泻湖沉积体系,旨在了解研究现代砂坝—泻湖体系所得结论的适用性和局限性。

1 近代、亚近代砂坝—泻湖体系的地层模式

^① 国家自然科学基金资助课题

依据近年来美国、澳大利亚和我国近代、亚近代砂坝—泻湖体系沉积学和地层学研究(Thom, 1983; Swift, 1975; 李从先, 1991), 可得出如下主要结论。

1.1 砂坝—泻湖体系是成因上相互依存的沉积体系, 其中泻湖单元对环境的变化反应最为灵敏。该单元可发育于不同的气候带。出现在干旱地区者, 泻湖以盐类沉积为主; 处在温湿地区者, 泻湖中陆源碎屑占优势; 发育在热带地区者, 则常见碳酸盐(Sheperd, 1963)。

1.2 在同一气候带内, 泻湖单元的变化受控于砂坝的发育和泻湖的封闭程度, 它们的沉积特征和生物化石均有明显的区别(Leotjeev, 1960)。

1.3 依据沉积层序和地层位置, 砂坝—泻湖体系可以划分为海侵型、海退型、稳定性和局部海侵型(Thom, 1983; 李从先, 1991)。海侵型砂坝—泻湖体系下伏为陆相层, 上覆海相层, 其层序自下而上海相影响逐渐增强。海退型的下伏海相层, 上覆陆相层, 其层序向上海相影响逐渐减弱。稳定性的上覆和下伏层均属陆相, 其层序不显示定向变化。局部海侵型的主要特征是砂坝单元上覆于泻湖单元之上, 它可以由上述三种类型中的任何一种改造而成。

2 区域地质背景

研究区位于内蒙古、甘肃、宁夏交界处, 即东经 $103^{\circ}\sim 106^{\circ}$, 北纬 $37^{\circ}40'\sim 39^{\circ}40'$ 之间。区域地质上, 它居华北地台、祁连山地槽及阿拉善地块三大构造单元交汇处。

石炭纪时期, 来自西南方向的海水逐渐向东北推进, 北部阿拉善地块及东部华北地台提供了大量的陆源碎屑, 在红水堡、景泰、中卫及呼鲁斯太等滨浅海地带发生沉积, 形成了厚达 $600\sim 1100\text{m}$ 的石炭纪地层(表 1)。BC2 井以及红水堡和呼鲁斯太剖面石炭系的厚度分别为 1100m 、 620m 和 728m , 其中, 砂坝—泻湖体系占总厚度的 46.5% , 呼鲁斯太剖面高达 79.4% 。

表 1 石炭纪地层简表——红水堡剖面为例

Table 1 Carboniferous stratigraphy — in reference to Hong Shui Bao section

地 层			厚度 m	岩 性 描 述
系	统	组		
石 炭 系	上 统	太原 组 C _{3t}	74.4	灰白色中—细粒石英砂岩, 粉砂岩及深灰色、灰褐色、灰黑色页岩, 含粉砂, 夹菱铁矿薄层, 含植物化石。
		中 统	羊虎沟 组 C _{2y}	82.6
	下 统	靖远 组 C _{2j}	197.5	黑色炭质页岩, 夹暗灰色, 灰白色中细粒石英砂岩, 见菱铁矿薄层及动物植物化石
		臭牛沟 组 C _{1g}	127	下部为深灰色、灰黑色页岩及灰白色中粗粒石英砂岩, 含植物化石 上部灰黑色、褐灰色中厚层灰岩, 含燧石结核, 产珊瑚、腕足等动物化石。
	前黑山 组 C _{1c}	142.9	深灰色页岩、灰黑色灰岩及青灰色、白灰色细砂岩, 含动、植物化石, 顶部见赤铁矿薄层。	

3 砂坝—泻湖体系沉积特征

3.1 砂坝相沉积特征

砂坝相由成熟度较高的粗—中粒石英砂岩及细—粉粒石英砂岩组成。含舌形贝(*Lingula* sp.)化石及腕足类和瓣鳃类化石碎片,发育低角度交错层理(图版 I-1)、平行层理和小型交错层理以及冲刷构造。其沉积层序既有向上变细者,如 Bc2 井,又有向上变粗者,如红水堡剖面。砂坝相厚约 2.5~30m,垂向上呈透镜状,并与泥岩交互(图版 I-2)。平面上砂体呈弧形,向盆地内突出,两角指向海岸。然而,在呼鲁斯太 49 和 54 号层、红水堡 67 号层中,砂坝相砂岩夹煤层及泥质粉砂岩透镜体,这是砂坝相对位移的反映。砂坝相与上覆相带为渐变接触,与下伏相带为突变接触,如 Bc2 井、红水堡剖面。但是,在呼鲁斯太 49 号层中(图版 I-3),砂坝相与下伏的泻湖相既有突变接触,又有渐变接触。这种复杂的接触关系与砂坝—泻湖体系类型有关。

3.2 泻湖相沉积特征

泻湖相由泥岩、页岩及粉—细砂岩和煤组成。其中,粉—细砂岩中发育双向交错层理(图版 I-4),泥岩、页岩中发育块状层理和水平层理,而且炭含量较高为 8%,最高达 40%; S^{-2} 高达 2~3%,并含黄铁矿、菱铁矿结核,反映了静水还原环境特征。

泻湖相化石丰富,主要产于泥岩和泥灰岩中。植物化石有 *Neuropteris* sp.、*Linopteris* sp.、*Sphenopteris* sp.、*Lepidodendron* sp.、*Calamites* sp.、*Cordaites* sp. 和 *Pecopteris* sp. 等喜湿性植物^①,并见有硅化木(图版 I-5),长 1.8m,宽 30cm,与层面微角度相交。动物化石属种多,有 *Echinoconchus* sp.、*Dictyoclostus* sp.、*Antiquatonia* sp.、*Chonetes* sp.、*Neospirifer* sp.、*Choristites* sp.、*Martinia* sp.、*Caninia* sp.、*Bradlyphyllum* sp.、*Quasifusulina* sp.、*Schwagerina* sp.、*Archaeodiscus* sp. 和 *Plectygyra* sp. 等。但以腕足类和瓣鳃类为主,它们大多保存完整,原地埋藏。腕足—瓣鳃—植物化石组合是近岸环境的特点(吴崇筠,1981)。

泻湖沉积层序一般由泥岩、粉细砂岩、含生物泥灰岩和煤层构成。本区泻湖沉积层序可分为三类(图 1)。I 类以泥岩和页岩为主,夹灰色细砂岩透镜体,顶部偶见煤层。该类沉积层序厚度变化大,从 2.5~75m。II 类沉积层序夹于煤层之间,除了泥岩和砂岩外,还有泥灰岩,厚度 0.1~2.0m 不等,常见 *Caninia* sp.、*Chonetes* sp.、*Neospirifer* sp.、*Bradlyphyllum* sp.、*Echinoconchus* sp.、*Dictyoclostus* sp.、*Reticuloceras* sp.、*Schwagerina* sp. 和 *Quasifusulina Longissima* (Moeller) 等化石。泥灰岩的出现位置也有变化,有的在层序底部,直接覆盖在煤层之上(图版 I-6);有的夹在泥岩层中间,反映了泻湖多次开放,与外海通畅。

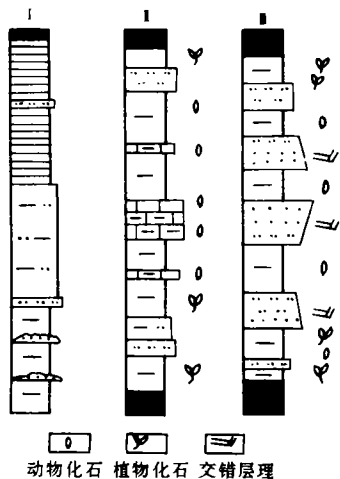


图 1 泻湖沉积层序

Fig. 1 Depositional sequence of lagoon facies

① 武汉地质学院,1975,宁夏呼鲁斯太古生代生物地层,地质科技动态,3期。

该类层序的厚度为5~27.5m。Ⅲ类沉积层序由砂岩、砂岩透镜体与泥岩互层组成,顶、底皆为煤层。其砂岩层在垂向上既有向上变粗者,又有向上变细者,前者通常为泻湖边缘砂岩,后者多系潮沟沉积。该类层序的厚度为2.5~40m。本区各地泻湖沉积多以一种或二种沉积层序为主,如红水堡剖面以Ⅰ类层序为主,Bc2井和呼鲁斯太剖面以Ⅱ、Ⅲ类为主。泻湖沉积层序的多样性反映了该地区泻湖沉积的复杂性。这种复杂性在全新世泻湖中难于充分发育。

4 砂坝—泻湖体系类型

砂坝和泻湖是成因上相互关联、相互依存的沉积单元。依据沉积相、沉积层序、地层及区域背景分析,可以识别出本区的砂坝—泻湖体系的主要类型。值得注意的是,这里广泛发育复合类型,如海侵型—局部海侵型,稳定型—局部海侵型,这与近代和亚近代单一类型显著不同,当然也有单一类型的存在,如海退型。

4.1 海侵型

海侵型砂坝—泻湖体系以红水堡臭牛沟组为代表(图2),其下伏层为扇三角洲相含砾砂岩和粗砂岩^①。泻湖相泥岩、页岩中含菱铁矿及 *Neuropteris* sp.、*Cardiopteridium* sp.、*Rhacopteris* sp.、*Sphenopteris* sp. 等喜湿性植物化石;*Rhipidomella* sp.、*Chonetes Hardreensis Phillips*、*Streptorhynchus* sp.、*Plicatifera* sp. 等近岸水域动物化石。泻湖相厚75m,与上覆的砂坝相呈突变接触,反映了砂坝向陆移动,显示了局部海侵型砂坝—泻湖体系的组合关系。所以,这是海侵型与局部海侵型的组合,这在现代海岸和亚近代剖面中也可见到(李从先,1991)。砂坝相厚10m,由粗—中粒石英砂岩组成,向上颗粒逐渐变细,出现泥岩和灰岩,灰岩多达五层,并向上增厚,最后变为9.5m厚的

生物灰岩层(图2),反映了自砂坝—泻湖体系形成之后,水深逐渐增大。这种上覆层的变化

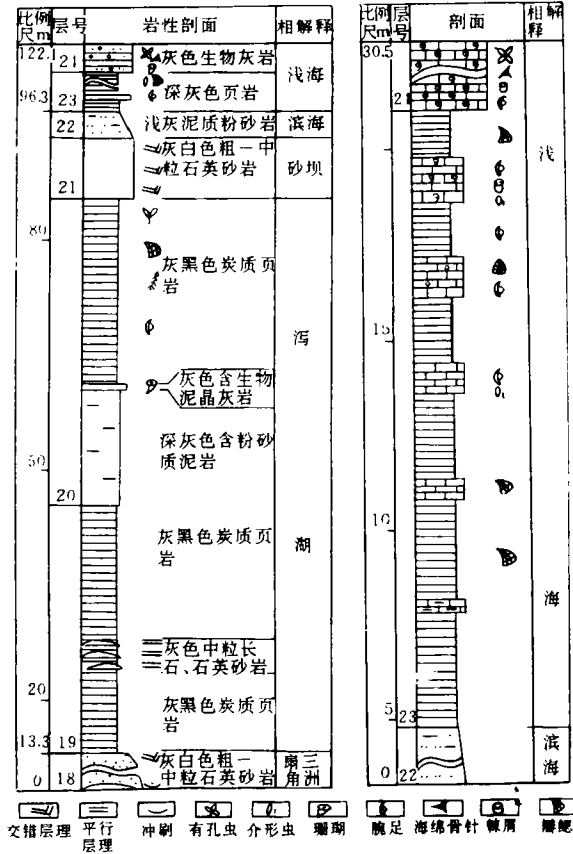


图2 红水堡臭牛沟组岩性剖面(左图是海侵型砂坝—泻湖剖面,右图是23号层放大剖面)

Fig. 2 Lithologic profile of Chou Niu Gou Formation, Hong Shui Bao section in Jintal County (The left is the profile of transgressive barrier—lagoon systems. The right is magnified profile of the No. 23 layer)

① 蔡进功,1990,巴彦浩特盆地石炭系沉积相和沉积环境,硕士论文。

与苏联里海卡尔根宁湾全新世水下砂坝—泻湖体系相似(Zenkovich, 1967),但那里水深尚未增大到能形成碳酸盐岩。值得注意的是,砂坝相和泻湖相厚度相差极大,前者薄,后者厚,相差达7倍之多。其原因将在下面讨论。

4.2 海退型

海退型砂坝—泻湖体系以 BC2 井羊虎沟组最为典型(图 3)。这里的下伏层为含 *Eotuberitina retilingerae* M, *Maclay*, *Tetrataxis* sp.、*Plectogrya* sp.、*Endothyra* sp.、*Ammodiscus* sp. 等浅海相化石的生物灰岩和灰黑色泥岩,向上渐变为滨海相灰黑色泥岩和浅灰色细粒石英砂岩。砂坝相为中—粗粒石英砂岩,以突变接触覆盖于滨海相之上。砂坝相厚 12.5m,向上渐变为泻湖相。泻湖相厚度达 75m。由此推断,在泻湖的向海一侧应有新的砂坝形成,其位置较下伏的砂坝相远离大陆,说明发生了海退。从泻湖中的沉积物来看,它具有 5 个 II 类沉积层序,反映了多期泻湖的叠加。然而,若比较各沉积层序的内部结构,可以发现向上沉积层序变薄,煤层出现的频度增加,泥灰岩层变薄直至消失,反映了泻湖受海的影响有减弱的趋势。因此,综合分析砂坝—泻湖体系的上覆和下伏层的性质、沉积层序的变化及发育过程,这里的砂坝—泻湖体系应属海退型。

4.3 稳定型

这种类型以呼鲁斯太地区发育最佳(图 4)。这里砂坝相上覆于泻湖相之上,显示了局部海侵型的特点。然而,在同一个地区出现了多达 14 个这样的组合。呼鲁斯太石炭系实测剖面厚 728m,砂坝—泻湖体系总厚度为 578m,占剖面厚度的 79.4%,砂坝相厚 2.5~30m,泻湖相厚 5~60m,二者比值约为 1/2~1/2.8。砂坝—泻湖体系的连续叠置,说明岸线长期稳定在这一地区。泻湖相中常含 4~6 个 II、III 类沉积层序即始于煤层,而又终于煤层(图 4),在每一个沉积层序中都显示了泻湖水深的变化。纵观两砂坝之间的泻湖层序,其海相性没有空间的变化。据此,呼鲁斯太地区石炭系砂坝—泻湖体系应属稳定型。然而,砂坝相上覆于泻湖相之上,具有局部海侵型的特点。因此,可以把呼鲁斯太的砂坝—泻湖体系视为稳定型—局部海侵型。

该类砂坝—泻湖体系与近代、亚近代稳定型砂坝—泻湖体系略有不同,那里的上覆、下伏层皆为陆相,而这里则是砂坝—泻湖体系的连续叠置,二者都反映了海岸线的稳定,但古代地层可以记录到该地海面相对上升(构造持续沉降)与物源供应长期处于平衡。这在近代、亚近代短暂的时间内是难以显示出来

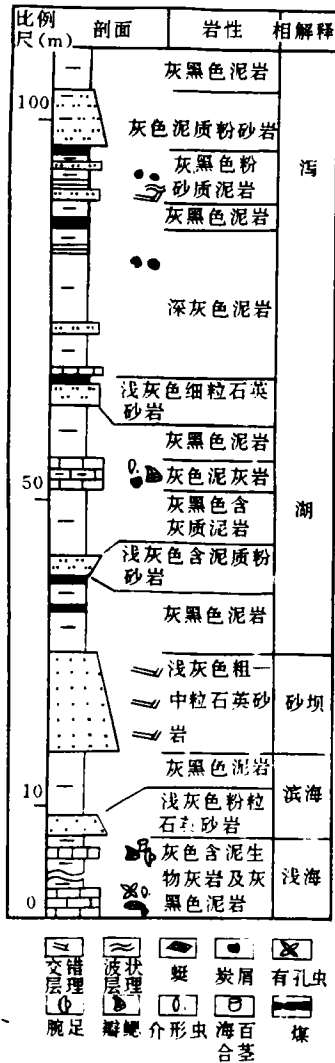


图 3 Bc2 井羊虎沟组(2970~2841m)

海退型砂坝—泻湖剖面

Fig. 3 Profile of regressive barrier-lagoon systems in Yong Hu Gou Formation of well No. Bc2(2979~2841m)

的。

5 海侵型砂坝—泻湖体系的发育模式

石炭纪时期,全球范围内海平面相对上升(佩顿,1988)。在本区石咀山、中卫、景泰一线沉积了厚达数百米的石炭—二叠系砂坝—泻湖体系,其中大部分属稳定型,反映了该区内海岸线较稳定,相对海平面(包括构造沉降和海平面上升)上升率与沉积速率相近。石炭纪海侵在研究区的砂坝—泻湖体系中也留下了记录,这就是海侵型砂坝—泻湖体系。这种类型的分布虽然没有稳定型那么广泛,但它却显示了海侵过程,特别是它具有许多在近代和亚近代难于形成的特点和发育过程,这里予以重点讨论。

砂坝相薄,泻湖相厚,二者不相匹配;其次,砂坝相以突变接触上覆于泻湖相之上。在考虑海平面变化、物源供给及水动力特点的基础上,提出了适合本区海侵型砂坝—泻湖体系的发育模式。如图5所示,当最早的砂坝(I)—泻湖(I)体系形成之后,由于海平面上升,波浪作用把砂坝的砂质沉积物带到砂坝相的向陆一侧,致使砂坝向陆移动,由位置(I)移到位置(II),同时,上覆于从前的泻湖(I)沉积层之上,砂坝(I)的沉积物大部分移动,同时部分留在原来的位置(I)处。砂坝(II)的形成,又得到新的沉积物。当砂坝(II)形成之时,其内侧形成相应的泻湖(II)沉积物,新的泻湖(III)沉积物覆盖在泻湖(I)之上。随着海平面进一步上升和持续海侵,老的砂坝不断被改造,新的砂坝不断形成,同时也留下未被改造的砂坝沉积物。与此同时,各期泻湖沉积物不断加积,形成较厚的泻湖沉积层。这样在地层中留下来的砂坝和泻湖沉积层的厚度相差悬殊。这一发育过程既不同于里海的卡尔根湾(Zenkovich, 1967),也有别于长江三角洲(李从先, 1991)以及美国东海岸(Swift, 1975),应作为一种特殊的发育模式。

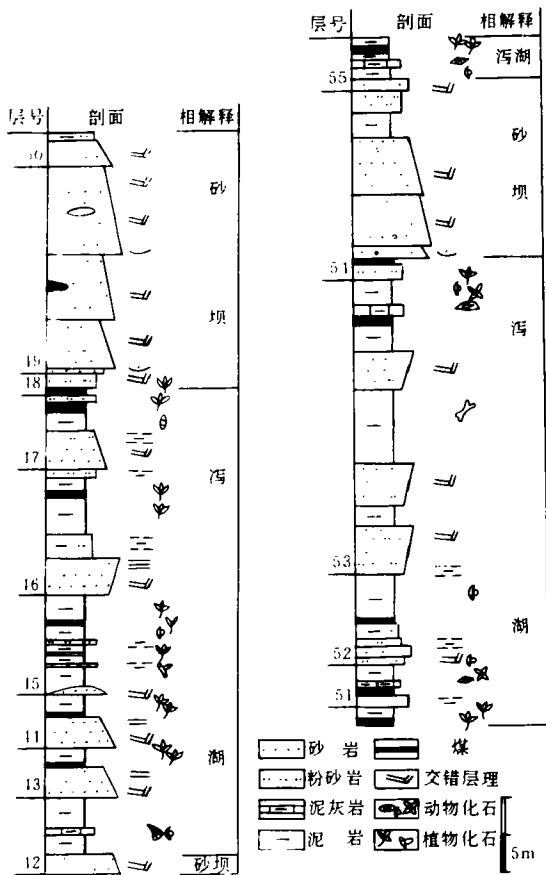


图4 呼鲁斯台太原组稳定型砂坝—泻湖剖面

Fig. 4 Profile of stationary barrier—lagoon systems in Tai Yun Formation Hu Lu Si Tai section

6 讨论和结论

1. 通过对内蒙古、甘肃和宁夏交界处广泛发育的石炭系砂坝—泻湖体系的研究,证明研究现代砂坝—泻湖体系所得的地层模式是识别和分析古代同类沉积体系十分有用的工具。该区同样可以划分出海侵型、海退型、稳定型和局部海侵型几种基本类型。然而广泛发育的是海侵型—局部海侵型、稳定型—局部海侵型等复合类型。

2. 由于古代砂坝—泻湖体系形成和发育于更广阔的空间和更漫长的时间内,它们具有许多在近代和亚近代的同类体系中难以形成或难以保存的特征。地壳升降和海平面上升造成泻湖叠置,形成巨厚的泻湖相,留下了各期泻湖的物源、封闭程度、水动力作用变化的沉积记录,这在发育时间短的全新世泻湖中通常难以形成和观察到。其次,在判识某些古代砂坝—泻湖体系的类型时需考虑较大尺度的时间变化。如在识别近代、亚近代稳定型砂坝—泻湖体系时,其上覆和下伏层皆为陆相是重要的根据之一。然而,本区石炭系同类体系在同一个地区的连续叠置,则是海岸长期稳定的反映和稳定型砂坝—泻湖体系有力的判据,如文中所提的呼鲁斯太地区。

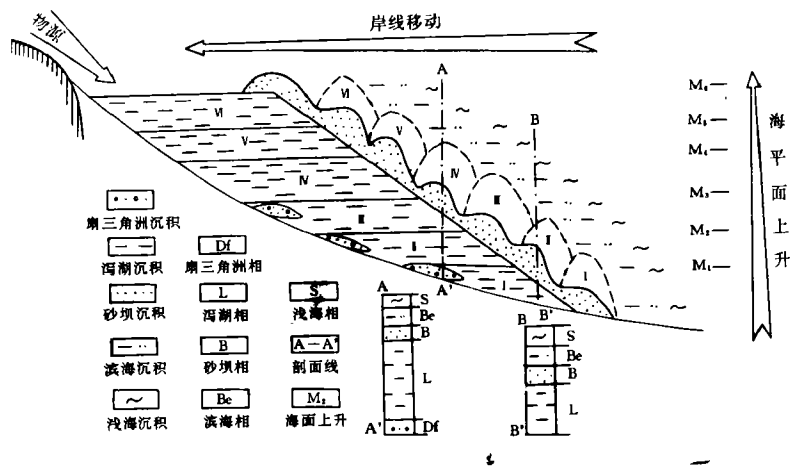


图 5 海侵型砂坝—泻湖地层模式

Fig. 5 Formation model of transgressive barrier-lagoon system

3. 砂坝—泻湖体系在一个地区的连续叠置是该地区物源供给、构造沉降、水动力作用长期处于相对平衡的反映。

4. 在进行古代砂坝—泻湖体系的研究中,必须详尽而深入。本区石炭系砂坝—泻湖体系的研究表明,许多现代砂坝、泻湖中形成的沉积体均可保存在古代记录中,其规模相当可观,如泻湖中的潮沟砂体。砂坝与泻湖过渡带斜坡上的断续分布的新月型砂体等。

致谢:本文研究过程中得到长庆石油管理局勘探开发研究院宋国初、黄忠信高级工程师的帮助,谨此表示感谢!

参 考 文 献

- [1] 李从先,1984,海侵海退层序与砂坝—泻湖沉积体系,海洋学报,6(5):657~662。
- [2] 李从先,1991,我国沿岸晚第四纪砂坝—泻湖沉积体系的地质模式,沉积学报,9(4):12~19。
- [3] 吴崇筠,1981,判断沉积相的生物标志,石油工业出版社。
- [4] 佩顿,1988,徐怀大译,地震地层学,石油工业出版社。
- [5] Carter,R. W. G. et al, 1989, Mar. Geol, 88(1989),p. 221~242.
- [6] Nichols,M. M. ,1989,Mar. Geol. ,88(1989), p. 201~219.
- [7] Sheperd, F. P. ,1963, Submarine Geology, 3—d, Harper and Row Publishers.
- [8] Stanely,J. C. and Swift,D. J. P. , 1976, Marine Sedimentary transport and environmental management, New York,John Wiley.
- [9] Swift,D. J. P. et al, 1985, Mar. Geol. , V. 63,p. 331~361.
- [10] Thom,B. G. , 1983,Mar. Geo. , V. 56,p. 137~158.
- [11] Leotjeev,O. K. , 1960,Types and formation of Lagoons on recent sea—shores, Marine Geology, Academic press, USSR.
- [12] Zenkovich,V. P. ,1967,Processes of coastal development, Interscience,New York.

Comparative Sedimentology of Barrier—Lagoon in Carboniferous in Southwestern Inner Mongolia Autonomous Region

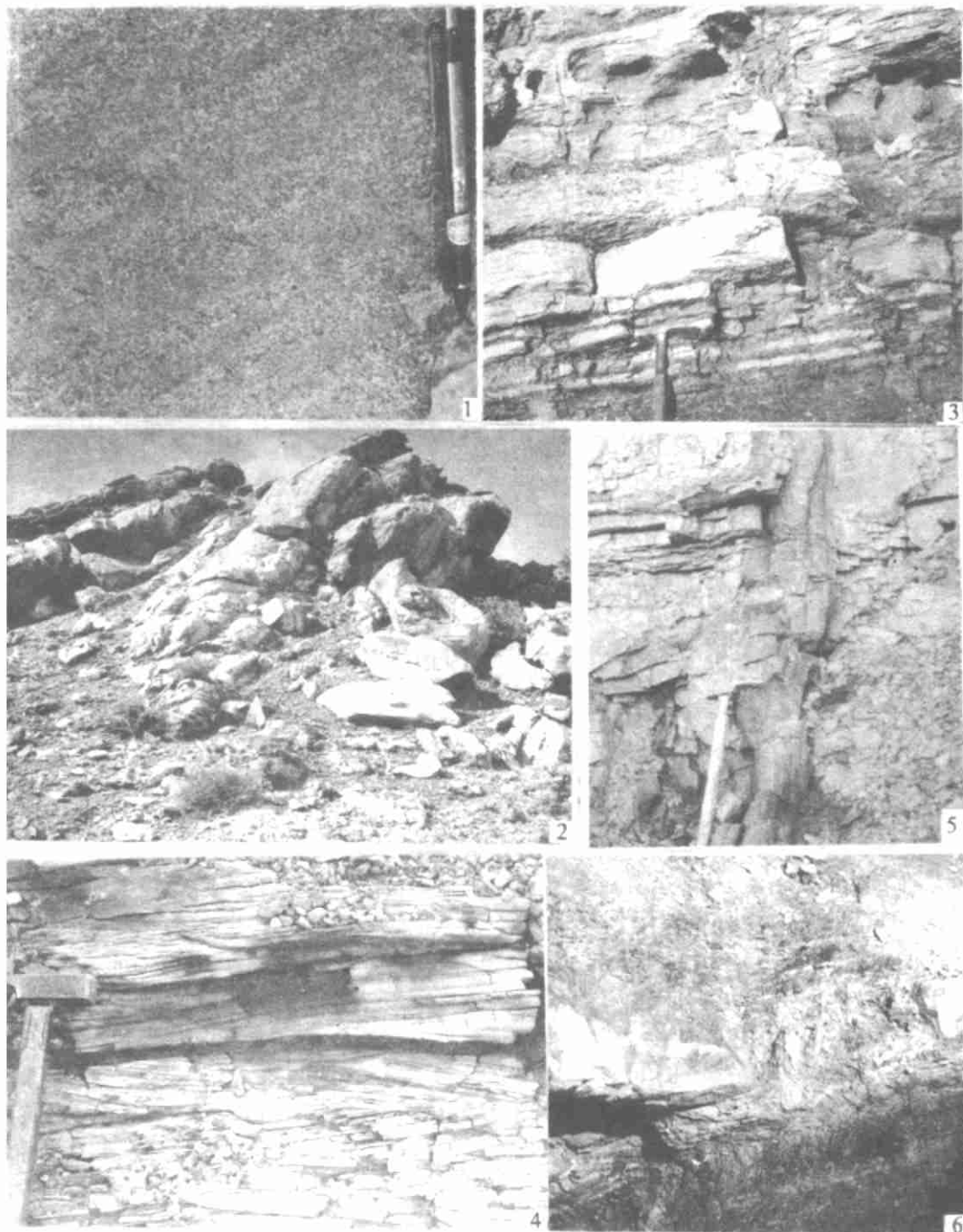
Cai Jingong Li Congxian

(The Department of marine geology, Tong Ji university)

Abstract

The barrier—lagoon systems(BLS)are widely distributed in the southwesten Inner Mongolia Autonomous Region during Carboniferous Period. The lagoon deposits of different stages in the systems are superimposed mutually,forming various sequences, with a great thickness. This is hard to be formed and preserved in the Holocene. According to sedimentological characteristics and depositional sequence, the transgressive, regressive, stationary and locally transgressive barrier lagoon systems in the carboniferous deposits of the studied area have been recognized, which are similar to the types in Holocene. It confirms that the stratigraphic models of barrier—lagoon systems summarized in the study of Holocene are helpful for recognition and study of the analogies in the geological time. However, the barrier—lagoon systems of the Carboniferous Period in the studied area have been formed in broad space for a long time, they are usually compound, such as transgressive—locally transgressive, stationary—locally transgressive BLS. In addition, the stationary BLS is characterized by both underlying and overlying strata to be terrestrial in Holocene, but the counterparts in the carboniferous deposits of the studied area are characterized by superimposition of more than ten barrier—lagoon sequences almost in the same area for a long time under conditions of continuous tectonic subsidence and stabilization of coastline.

The transgressive barrier—lagoon systems occur in transgressive sequence and have lagoon deposits exceeding the coincident barrier sands in thickness. The formation model for BLS has been established.



图版 1-1 低角度交错层理,纹层 cm 级,粗、细砂组成,显粒序性,野外露头,红水堡剖面 21 号层。图版 1-2 砂岩透镜体,野外露头,呼鲁斯太剖面 54 号层。图版 1-3 砂坝相与下伏的泻湖呈渐变接触,由泥岩向砂岩过渡,野外露头,呼鲁斯太剖面 49 号层。图版 1-4 双向交错层理,野外露头,呼鲁斯太剖面 53 号层。图版 1-5 硅化木,长 1.8m、宽 0.3m,与层面角度相交,呼鲁斯太剖面 45 号层。图版 1-6 泥灰岩(中部灰白色)与煤层(下部黑色)呈突变接触,野外露头,呼鲁斯太剖面 52 号层