

我国沿岸晚第四纪 砂坝—泻湖体系的沉积模式^①

李从先 陈刚 王平

(同济大学海洋地质系, 上海)

提要 我国沿岸晚第四纪砂坝—泻湖体系可以分为海侵型、海退型、稳定型和局部海侵型, 其理想分布模式为: 海侵型分布于大陆架至冰后期最大海侵线之间的沉积层下部; 海退型形成于最大海侵线至现代海岸线之间全新世沉积层上部; 稳定型则出现在最大海侵线附近的狭窄地带。我国海岸线通过构造沉降带和隆起带, 沉降带接受大量河流输沙, 为多种砂坝—泻湖沉积体系准备了条件。隆起带沿岸沉积物来源贫乏, 主要发育稳定型和局部海侵型砂坝—泻湖体系。

关键词 砂坝 泻湖 沉积模式 沉积体系

第一作者简介 李从先 男 54岁 教授 海洋地质学

前 言

砂坝—泻湖沉积体系的分布约占世界海岸线总长的13%, 我国有些岸段甚至占20%以上(庄振业等, 1989)。由此推断, 地质时期它们也应广泛分布。砂坝—泻湖沉积体系被认为是形成石油和天然气的有利相带, 已成为重要的勘探目标(Shepard, 1960; Fisher, 1969), 需要在地层中进行正确地识别, 并对其类型和沉积模式有全面的认识 and 了解。

砂坝和泻湖是成因上互相联系, 互相依存的沉积单元。过去的某些分类虽然只涉及砂坝或泻湖, 但实际上是砂坝—泻湖体系的分类。砂坝—泻湖体系可用不同的标准进行划分, Shepard (1963) 提出以其所处的气候带进行分类, Leotjeev (1960) 则依据砂坝的发育阶段和泻湖封闭程度, 将泻湖分为封闭型、半封闭型和海湾—泻湖。Thom (1984) 根据澳大利亚大实例, 考虑海侵海退的进程, 提出砂坝—泻湖体系的地层分类。在上述研究的基础上, 充分考虑砂坝—泻湖沉积体系的地层位置、沉积相关系、形成方式、分布规律, 本文对该体系作了进一步概括和总结, 力图使之更适用于古代同类沉积体系的研究和油、气勘探的需要, 并能反映中国海岸的自然状况和特点。

根据对滦河三角洲、山东半岛、长江三角洲、浙江、福建和广西沿岸的研究, 可知我国沿岸砂坝—泻湖沉积体系发育在不同气候带, 在同一气候带内, 依其封闭程度又处在不同的发育阶段, 它们在平面上互相并列, 只有在海侵海退(进积)时, 这些并列的、处在不同发育阶段的体系才能在垂向上相互叠置、构成一定的沉积模式。因此, 我国沿岸的砂坝—泻湖

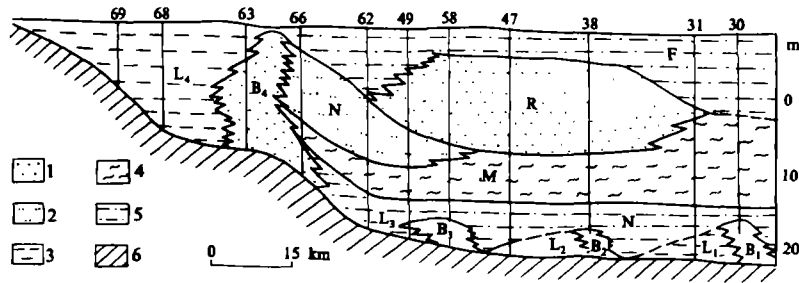
^①国家自然科学基金资助课题

体系可以划分为海侵型、海退型、稳定型和局部海侵型。

一、地层结构模式

1. 海侵型

海侵型砂坝-泻湖沉积体系可见于长江三角洲北翼(图 1)及杭州西湖(汪品先等, 1980)。这种类型位于海侵层序中, 其下伏层为陆相, 在长江三角洲系暗绿色硬粘土层, 在西湖则为黄褐色粘土层, 这是该地区典型的末次冰期的陆相层。上覆层为浅海-前三角洲相(长江)或海湾相(西湖), 泻湖由封闭型、半封闭型转化为封闭程度很差的海湾-泻湖, 最后成为开阔的近岸浅海。不同封闭程度的泻湖叠覆构成垂向层序, 其海相性积度向上逐渐增强。以长江三角洲为例, 其基本相序如下:



1.砂 2.粉砂 3.含砂粘土 4.粉砂质淤泥 5.砂质粘土 6.暗绿色硬粘土

L—泻湖相 B—砂坝相 N—近岸浅水相 M—滨、浅海相; R—潮成砂体 F—河漫滩-潮坪相 SL—海平面

图 1 长江三角洲北翼海侵型砂坝-泻湖体系

Fig. 1 Transgressive barrier-lagoon sedimentary systems on the northern flank of the Yangtze Delta

下伏陆相层为黄褐色、暗绿色粘土或亚粘土, 致密较硬, 不显层理或偶见水平层理, 含菱铁矿、菱锰矿等结核, 见铁锈斑, 未见海相化石, 厚度 3—8m。

砂坝和泻湖 砂坝为灰色粉、细砂、夹黄褐色贝壳碎屑层。贝壳多受磨损。发育低角度交错层理。厚度一般为 3—5m, 最大 10m。泻湖沉积系灰色粉砂质粘土, 富含有机质, 夹植物碎屑纹层和薄层泥炭, 含广盐性有孔虫 *Ammonia beccarii*, 剖面向上有孔虫丰度增高, 海相属种增多, 反映泻湖封闭程度减小。砂坝和泻湖沉积与上覆层呈渐变关系。

上覆层为灰色粉砂质粘土和粘土质粉砂, 见水平层理, 含贝壳碎片及海绿石。含丰富的有孔虫。以小个体为主, 有孔虫为 *Ammonia beccarii*-*Pseudonanonella variabilis* 组合和 *Epistominella naraesis*-*cribranion subincertum* 组合, 二者交替出现。该层为受河口影响的近岸浅海相。

海侵型砂坝-泻湖沉积体系在一个地区往往出现多组, 呈阶梯状分布, 如长江三角洲为四组, 苏联黑海卡尔根宁湾也为四组 (Zenkovich, 1962)。前者因长江泥沙丰富, 砂坝保存较好。而后者大多被改造, 部分上覆于泻湖沉积之上。

Zenkovich-Hoyt 关于滨外坝形成方式的论述为说明海侵型砂坝-泻湖体系的产生奠定

了理论基础 (Zenkovich, 1957; Hoyt, 1967)。随着海面上升, 滩脊转化为滨外坝, 这是海侵型砂坝-泻湖体系发育的基本进程。

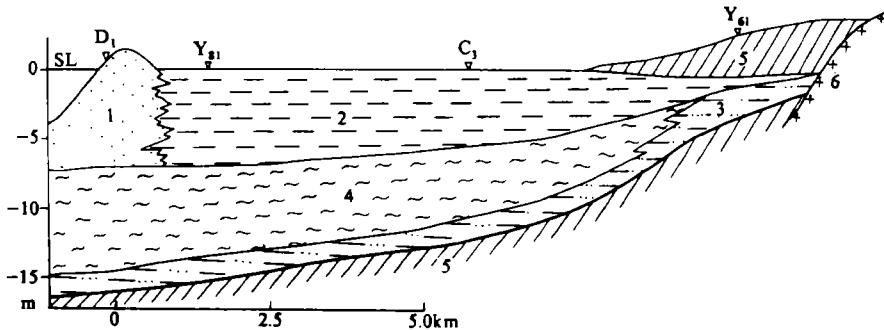
2. 海退型

海退型砂坝-泻湖沉积体系是现今海岸上分布最广, 最易观察到的类型。杭州西湖, 山东掖县刁龙嘴沿岸, 滦河口皆可作为这一类型的实例。它们的下伏层为近岸浅海相或海湾相, 上覆陆相层, 其间的泻湖封闭程度向上逐渐增加。山东掖县三山岛一带的砂坝-泻湖体系较为典型, 其相序如下(图 2)。

下伏层为浅海相灰色粉砂质细砂, 分选良好, 发育平行层理 (Y_{61} 孔), 向海沉积物渐变为灰色粉砂质粘土, 有孔虫个体丰富, 属种较多如 *Buccella frigida*, *Elphidium magelanicum*, *E. advenum*, *E. simplex*, *Quinquoloculina seminula*, 等 (庄振业, 1983)。

砂坝和泻湖 泻湖沉积下部为灰色贝壳细砂层, 含 *Ammonia beccarii*, *A. confertitest*, 等广盐性有孔虫。软体动物壳体丰富, 有 *Meretrix linnaeus*, *Macoma incongnua*, *Mya arenaria japonica*, *Noverita didyma* 等, 其中不少是两瓣铰合, 几乎没有磨损, 说明它们是半封闭泻湖原地自生的。泻湖沉积的上部为灰色粉细砂, 有孔虫明显减少, 除有广盐性属种外还有 *Candeniella* 等微咸水-淡水介形虫, 反映泻湖更为封闭。砂坝由黄棕色粗砂砾石, 中粗砂、中细砂构成, 粒度向上变粗。含强烈磨损的贝壳碎片及有孔虫壳体, 发育低角度交错层理, 与下伏层呈渐变关系 (D_1 孔)。

上覆层为黄褐色砂质粘土层, 具二元结构, 上部为砂质粘土, 下部为砂砾层, 最大厚度 4m, 未见海相化石, 属河流冲积相。



1.砂坝相 2.泻湖相 3.海滩相 4.浅海相 5.冲积-洪积相 6.花岗岩

图 2 海退型砂坝-泻湖体系 (山东掖县)

Fig. 2 The regressive barrier-lagoon system, Yexian, Shandong Province.

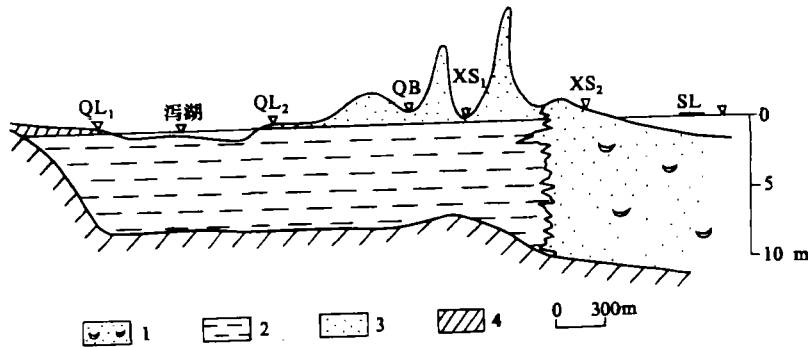
3. 稳定型

稳定型砂坝-泻湖沉积体系下伏陆相层, 类似于海侵型, 上覆层亦为陆相, 又与海退型相似, 可以说它兼有两者的特点, 记录了由海侵向海退的转变。其垂向层序变化不明显, 其间的泻湖和沼泽沉积常夹多层泥炭, 水深没有向上变浅或变深的趋势。长江三角洲北翼的泰州、海安西北的泻湖、滦河口七里海泻湖、广西北海港等均属此类。以七里海泻湖为例, 其

沉积相序如下:

下伏层可分上、下两段, 下段为灰色含砾砂层, 砾石含量达 10%、向上减少, 砾径 1-2cm, 大者可达 6cm, 发现个别有孔虫, 自下而上壳体数增多, 主要为 *Ammonia beccarii*, *A.pingyancusis*, *E.simplex* 等, 同时见淡水轮藻。上段为灰黑色粉砂质粘土, 富含有机质及植物碎屑, 有时夹砂层, 其中可见泥砾。有孔虫数量少、个体小。该层特征表现为海进河床充填层序。

砂坝和泻湖 泻湖沉积为灰色泥质砂层, 含较多的腹足类, 瓣鳃类及有孔虫。有孔虫均为广盐性属种如 *A.beccarii* *Quinqueloculina seminula* 等, 优势度高, 同时见轮藻藏卵器。砂坝为含贝壳砂层, 分选良好, 发育低角度交错层理, 可见逆粒序。砂坝及部分泻湖沉积之上均覆盖有风成砂 (图 3)。



1.砂坝: 含贝壳细砂 2.泻湖: 粉砂质泥 3.风成砂 4.潮道或河流带入的粉细砂 5.前全新世含砂粘土。(基岩)

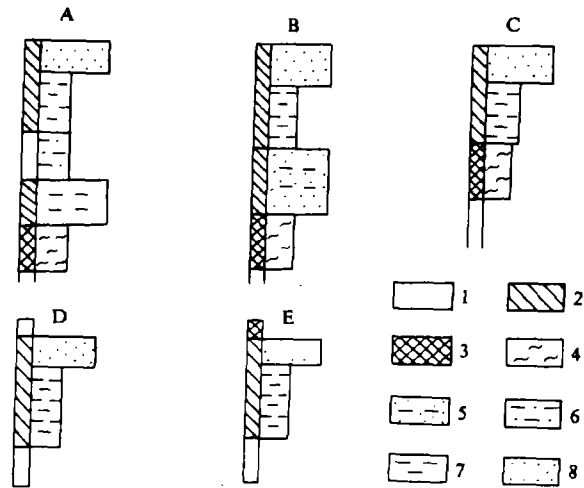
图 3 河北七里海稳定型砂坝-泻湖体系

Fig. 3 Different types of stable barrier-lagoon systems of Qilihai, Hebei

根据砂坝厚度和内部结构, 稳定型砂坝-泻湖体系还可进一步划分为正常稳定型 (图 4-A), 叠置稳定型和相对稳定型 (图 4-B)。当砂坝为单一砂体, 且与该地区其他同类砂体相比其厚度正常时, 称为正常稳定型, 河北七里海即属此类。若砂坝和泻湖沉积厚度明显大于相邻的同类体系, 应是在海面上升与沉积作用近于同步的情况下形成的, 可称叠置稳定型, 如长江三角洲北翼泰州、海安一带的砂坝-泻湖体系。假如砂坝沉积中插入较厚的楔状泻湖沉积, 或者是相反, 应是砂坝和泻湖相对移动的证据, 称为相对稳定型, 广西北海外沙即属此类。

4. 局部海侵型

局部海侵型砂坝-泻湖体系的主要特征是, 滨外坝上覆于泻湖沉积之上, 甚至泻湖沉积在砂坝的向海一侧出露, 反映出砂坝向陆的相对移动。泻湖沉积之下可以是浅海相或三角洲前缘相 (图 4, B、C), 也可能是陆相 (图 4, A、D)。亦即局部海侵型可以由海退型或稳定改造而成。另据黑海卡尔根宁湾海侵型砂坝-泻湖沉积剖面判断, 海侵型也可以被改造而具有局部海侵型的特点, 即砂坝上覆于泻湖之上, 而本身又被近岸浅海相覆盖 (图 4, E)。



1.陆相 2.滨海相 3.浅海相 4.前三角洲相 5.三角洲前缘相 6.三角洲坪原相 7.泻湖相 8.砂坝相

图 4 局部海侵型砂坝-泻湖体系沉积相组合及其沉积过程和类型转化模式

Fig. 4 Facies assemblages of the local transgressive barrier-lagoon, their evolutionary procedure and transformation

我国沿岸局部海侵型砂坝-泻湖沉积体系的形成主要是由砂量减少而引起的。砂量减少的原因可能是人为的，也可以是自然的。例如山东半岛沿岸砂坝的主要砂源是河流输砂，而大型水利设施的兴建，拦截了入海的泥沙，使许多河流的输沙量趋近于零，海岸受到侵蚀，发生局部海侵。此外，大量采取海滩砂也是引起某些砂坝侵蚀并向陆移动的重要原因。意大利战后海岸由堆积转化为侵蚀也是上述两个原因引起的 (Ferro, 1981)。在滦湾河三角洲地区，因主要行水叉道的改道，使废弃叉道河口两侧发育局部海侵型砂坝-泻湖体系。甚至主要水道洪、枯季节输砂量的悬殊变化也会引起河口发生局部海侵的效果 (李从先, 1985)。

二、分布模式

长江三角洲北翼及杭州西湖冰后期沉积层的下部，东海陆架 (耿秀山, 1981)、黑海卡尔根宁湾、美国东海岸大陆架 (Niedoreda, 1985) 的砂坝-泻湖体系均属海侵型，这说明这种类型多分布于现今陆架地区、大型三角洲侧翼，以及滨海平原冰后期沉积层的下部，其分布范围不超过最大海侵线 (图 5)。海退型砂坝-泻湖体系则发育在最大海侵线至现代海岸之间的冰后期沉积层上部，滦河三角洲、山东半岛西北部砂坝-泻湖体系的实例证明了这一点。广西、广东、辽宁以及长江三角洲北翼的实例表明，稳定型砂坝-泻湖体系出现在最大海侵线附近的狭窄地带。这样，不同类型的砂坝-泻湖沉积体系在垂直海岸的剖面上构成了一个理想的或完整的分布模式。其实，就一个剖面而言，通常难以同时出现多种类型。因为海岸带因素是复杂的，随着时间的变化，控制海岸发育的主导因素发生改变，从而导致砂坝

-泻湖体系类型的转化。然而, 事实上的确存在着不同类型砂坝-泻湖体系共存于同一剖面中的实例, 如杭州西湖冰后期沉积层下部和上部分别为海侵型和海退型; 而长江三角洲北翼则是海侵型和稳定型并存。

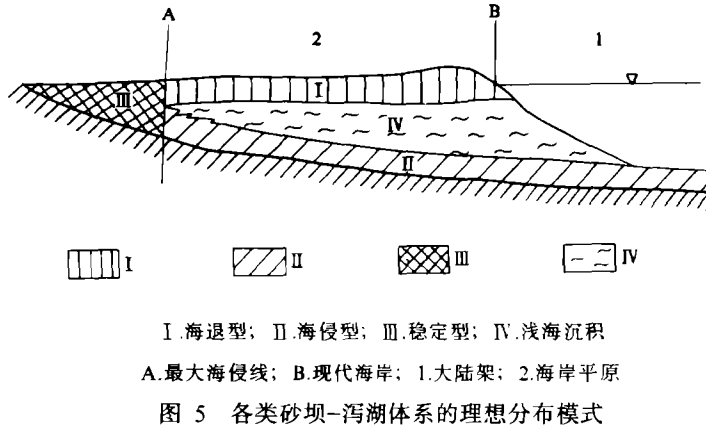


图 5 各类砂坝-泻湖体系的理想分布模式

Fig. 5 Complete distribution model of barrier-lagoon systems in transect perpendicular to coastline

三、 各类砂坝-泻湖体系在我国沿岸的分布规律

各类砂坝-泻湖体系的分布与海岸的地质构造密切相关。我国海岸通过构造隆起带和沉降带从而形成山地和平原海岸之区别。自北而南、山东半岛、辽东半岛、浙江、福建、广东、广西为隆起带; 华北及苏北平原、长江三角洲及部分钱塘江河口湾为沉降带。至少第四纪以来, 隆起带不断上升, 沉降带持续下降。沉降带吸引了我国主要大河在此入海 (如长江、黄河、海河、辽河、滦河等), 其流域面积占入海河流总流域面积的 76%。根据 14 条河流的水文年鉴及可靠资料来源的统计, 入海河流沉积物的 94% 是在沉降带入海, 单位海岸线长度接纳的沉积物平均为 54.67×10^3 吨 (表 1)。致使海岸堆积前展, 形成宽广的滨海

表 1 我国沿岸沉降带和隆起带河流径流量与输砂量的分配

Table 1 Distribution of water discharge and suspended load in subsidence and uplift belts along the coast of China.

项 目	沉 降 带		隆 起 带		数 值 总 计
	数 值	%	数 值	%	
流域面积(10^6km^2)	3.22	75.94	1.02	24.06	4.24
径流量(10^3m^3)	1047.7	62.7	637.5	37.8	1685.2
输沙量(10^6t)	1806.9	94.4	106.1	8.6	1913.0
海岸线长度(km)	3305.0	17.6	15444.0	82.9	18749.0
单位长度径流量分配(m^3 / km)	3170×10^4		41.2×10^4		
单位长度输沙量分配(t / km)	54.67×10^3		0.67×10^3		

平原和较厚的沉积层。这就为砂坝-泻湖沉积体系理想分布模式的存在提供了条件。然而从现代海岸的情况来看,砂坝-泻湖体系发育的最佳地区是靠近隆起带的过渡地区,如滦河口至曹妃甸一带,山东半岛西北部。而黄河、长江等大河口地区,由于沉积物过于丰富,且以细粒为主,不利于砂坝-泻湖体系的发育。同样,冰后期海侵时,古河谷内不存在砂坝-泻湖体系发育的条件,长江和钱塘江大量钻孔资料的分析表明,在古河谷中至今未发现这类沉积体系。前述不同类型砂坝-泻湖体系的叠置和并列皆见于古河间地。

隆起带接纳的河流,除珠江外均为中、小河流,其流域面积约占入海河流总面积的24%,输沙量不足10%,平均每公里岸线接受的沉积物仅为 $0.67 \times 10^3 \text{t/a}$,较沉降带少两个数量级,且其中砂质沉积物占较大比例,加之岸线曲折,波浪较强,有利于砂坝-泻湖体系的发育。如山东半岛砂坝-泻湖体系占岸线总长的21.8%,广西沿岸约占20%。特别是与沉降带毗邻的地区,发育更为普遍,如山东半岛西北和西南部,砂坝-泻湖体系分别占岸线长度的45.4%和82%。可见,在隆起和沉降的过渡地带是砂坝-泻湖体系发育最有利的地区。然而,由于隆起带内沉积物来源有限,滨海平原狭窄,最大海侵线和现代海岸线相距很近,冰后期沉积层较薄,砂坝-泻湖沉积体系主要为稳定型和局部海侵型。

在隆起带内,沿岸泥沙运动能使海岸迅速前展,并形成较宽的滨海平原。在这种地区,或深入内陆的海湾地区往往会同时出现多种类型的砂坝-泻湖体系,存在着发育理想分布模式的可能性,如山东半岛的掖县及荣成石岛湾凤凰港一带。

收稿日期:1989年11月14日

参 考 文 献

- (1) 庄振业等, 1989, 海洋学报, 11卷4, 期, 470—480页。
- (2) 庄振业等, 1983, 山东海洋学院学报, 3卷, 3期, 25—29页。
- (3) 汪品先等, 1979, 海洋与湖沼, 10卷, 4期, 373—382页。
- (4) 李从先等, 1985, 滦河冲积扇—三角洲沉积体系, 地质出版社
- (5) 耿秀山, 1982, 海洋文集, 15卷, 11期, 127—152页。
- (6) Ferro G. 1985. Atlante Dello Spiagge Iltiane Cartografia SELCA, Firenze.
- (7) Fisher et al., 1969, Delta system in the exploration for oil and gas: a research colloquium, Austin, Texas Univ. Texas. Bur. Econ. Geology.
- (8) Hoyt J.H., 1967, Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 78, p. 1125—1136.
- (9) Leotjeev O.K. 1960. Types and formation of lagoons on recent sea-shores. Marine Geology, Academic Press, USSR.
- (10) Niedoreda A.W. and Swift D.P., 1985, Marine Geology, Vol. 63f, p. 363—396.
- (11) Shepard F.P. 1960. AAPG. Tulga, Oklahoma.
- (12) Shepard F.P. 1963, Submarine Geology, 3-d ed, Harper and Row Publishers.
- (13) Zenkovich V.P. 1962, Fundamentals of sea coast theory, Moscow, USSR. Academic Press, USSR.
- (14) Zenkovich, V.P., 1957, Origin of barriers and lagoon. Social issue of Institute of Oceanology, Academic Press, USSR.

The Stratigraphic Model of the Late-Quaternary Barrier-Lagoon Depositional Systems Along the Coast of China

Li Congxian Wang ping

(Department of Marine Geology, Tongji University)

Abstract

According to the stratigraphic position, depositional facies relationships and mode of formation, the late-Quaternary barrier-lagoon depositional systems along the coast of China can be classified into four types: <1> transgressive; <2> regressive; <3> stable; and <4> locally transgressive. On vertical section, the transgressive barrier-lagoon system occurs in the lower part of the sediment layers between the continental shelf and the boundary of maximum transgression; the regressive type occurs in the upper part of the Holocene strata between the boundary of maximum post-glacier transgression and the present coastal line; the stable type occurs in the narrow zone near the maximum transgressive limit, which constitute ideal distribution model of various barrier-lagoon system. The coast of China cuts across the tectonic uplift and the subsidence belts. More than 90 percent of the total riverine sediments discharge into the subsidence belt forming broad coastal plain and thick depositional layers, which provides favorable conditions for the developing and preservation of ideal distribution model of barrier-lagoon systems. In the uplift belt, due to the poor sediment supply, stable and local transgressive types tend to be developed. The optimistic site for the development of barrier-lagoon system lies in the transitional area between the uplift belt and subsidence belt.