

## 柴达木盆地脊状地貌沉积中砾石形态及其古环境意义

刘传兵<sup>1</sup>, 丁召静<sup>1,2</sup>, 周定通<sup>1</sup>, 梅璟<sup>1</sup>, 刘天<sup>1</sup>, 张婕<sup>1</sup>, 赵健楠<sup>3</sup>, 王节涛<sup>4</sup>

1. 湖北师范大学城市与环境学院, 湖北黄石 435000

2. 中国地质大学(武汉)湖北巴东地质灾害国家野外科学观测研究站, 武汉 430074

3. 中国地质大学(武汉)地质探测与评估教育部重点实验室, 武汉 430074

4. 中国地质调查局武汉地质调查中心水文地质研究室, 武汉 430205

**摘要** 【目的】柴达木盆地北部与西南部存在诸多平面形态类似河流的脊状地貌, 为探究其成因, 进行砾石组构研究, 以还原脊状地貌的古沉积环境。【方法】对脊状地貌区 21 组砾石样品进行数据统计和形貌分析, 并与汉江中游砾石层沉积物进行类比。【结果】脊状地貌区圆状与次圆状砾石占比之和介于 71.6%~74.0%, 扁平形砾石占比在 44.9%~54.0% 间, 脊状地貌区与汉江中游砾石形貌的相关系数在 0.685~0.703 间。【结论】脊状地貌区砾石为河流沉积, 如果以现代柴达木盆地水系参数为依据, 脊状地貌所代表的河流古流速、古流量和古年径流量分别为 0.217 m/s、1.39 m<sup>3</sup>/s、0.144 0 × 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>; 基于河道宽度还原的脊状地貌区的古流量范围为 14~16 m<sup>3</sup>/s, 据此推算其古径流深约为 2 m, 对应的古流速、古流量和古年径流量分别约为 0.357 m/s、14.28 m<sup>3</sup>/s、1.480 1 × 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>。

**关键词** 柴达木盆地; 脊状地貌; 砾石形态; 汉江; 古水文

**第一作者简介** 刘传兵, 男, 2001 年出生, 本科生, 地理科学, E-mail: liuchuanbing0105@163.com

**通信作者** 丁召静, 女, 讲师, 硕士生导师, E-mail: zhaojing\_ding@hbnu.edu.cn

**中图分类号** P512.2 **文献标志码** A

### 0 引言

地层中砾石的粒度和形态受到沉积环境的影响<sup>[1]</sup>, 砾石层的组构特征, 例如砾径、砾向、砾态和砾性等, 可以反映沉积物沉积时的动力条件、搬运过程和物质来源等信息, 因而成为还原沉积环境的有效指标。前人根据这些指标在沉积环境的研究中取得了大量研究成果, 例如, 在重庆江北砾岩研究中, 通过分析砾石层砾度和砾态, 获取了区域古沉积环境的气候条件<sup>[2]</sup>; 在丹棱—思濛一带和念青唐古拉山主峰地区第四纪的砾石层研究中, 对砾石的磨圆度、分选性等进行测定和统计, 综合判定沉积物的沉积相<sup>[3-4]</sup>; 还有学者根据岩石砾性、砾石的倾向和排列形式, 获取源岩的主要岩性和水流方向等信息<sup>[5-6]</sup>, 进而还原古环境。

在如今极端干旱的柴达木盆地中存在诸多弯曲且凸起的正地貌, 这些地貌在类地行星研究中被学者称之为“曲线脊 (sinuous ridges)”、“凸起的曲线地貌 (raised curvilinear features)”、“曲流脊 (fluvial sinuous ridges)”<sup>[7-10]</sup>, 它们被认为可能形成于火山、冰川、风成或河流作用<sup>[9-13]</sup>。柴达木盆地中的脊状地貌突出地表 0~10 m, 表层多覆盖有砾石层<sup>[14]</sup>, 自山麓地带向

收稿日期: 2023-10-10; 收修稿日期: 2024-01-14

基金项目: 湖北省重点实验室开放基金 (2021F04); 湖北省教育厅科学技术研究项目 (Q20222505); 湖北巴东地质灾害国家野外科学观测研究站开放基金 (BNORSG202303) [Foundation: Open Fund of Hubei Key, No. 2021F04; Science and Technology Research Project of Provincial Department of Education, No. Q20222505; Open Fund of Badong National Observation and Research Station of Geohazards, No. BNORSG202303]

盆地中心方向蜿蜒延伸，平面形态极似河流。有研究推测，它们可能是因先前古河床的砾石层较河岸更抗侵蚀，之后在风蚀作用下发生地形倒转形成的<sup>[14]</sup>。那么，它们是遗留至今的古河道吗？若是，其古河流的水文情况如何？柴达木盆地是火星研究基地，盆地内的脊状地貌的成因既具有对地外行星的类比价值，又是深入认识该盆地地貌过程和古环境变化的关键，而该地貌的砾石层是探讨脊状地貌沉积环境的良好依据。本文以柴达木盆地脊状地貌的砾石层为主要研究对象，分析其砾石组构及砾石之外的细颗粒物的粒度特征，并以砾态分析为主要手段，将脊状地貌的砾石与汉江中游的砾石进行对比分析，还原脊状地貌砾石的古沉积环境，揭示柴达木盆地脊状地貌区的古沉积环境和古水文状况。本研究对深入理解柴达木盆地的气候历史和地貌过程具有重要参考价值。

## 1 研究区概况

柴达木盆地位于青藏高原东北部（图 1a，图中青藏高原边界数据来自张镜铨<sup>[15]</sup>），经纬度介于  $90^{\circ}16' \sim 99^{\circ}16' \text{ E}$ 、 $35^{\circ}00' \sim 39^{\circ}20' \text{ N}$ ，盆地被一众高大山系包围，南与昆仑山系相接，北部与祁连山系相连，西北部是阿尔金山系，地处中国西北内陆干旱区，属封闭性的巨大山间断陷盆地，面积约 24 万平方千米，是中国西部地势最高的盆地<sup>[16-18]</sup>。

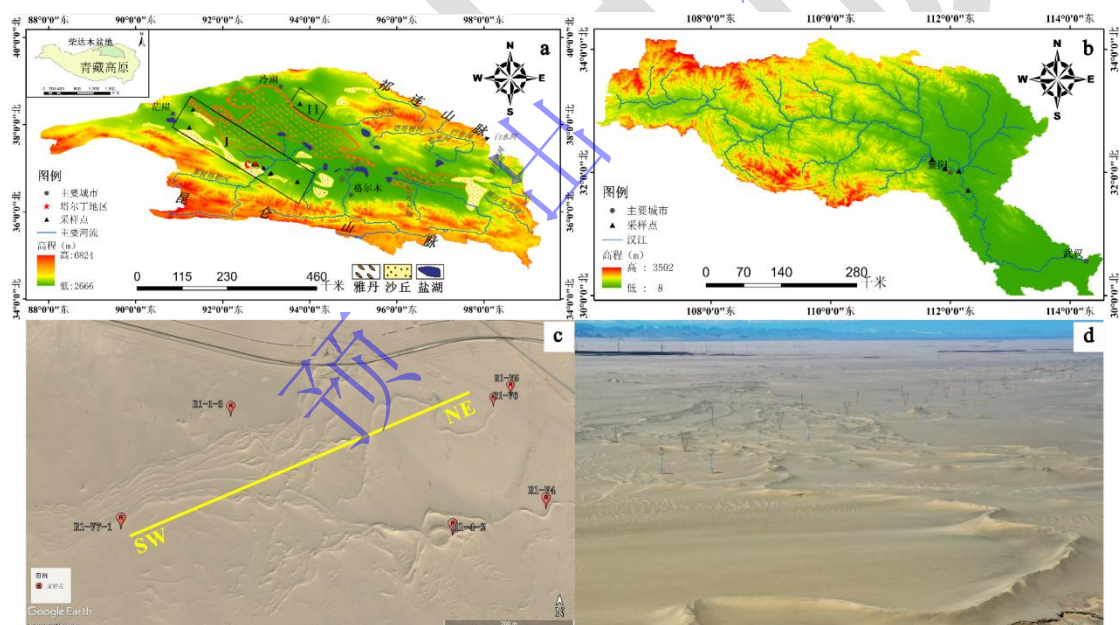


图 1 (a) 柴达木盆地在青藏高原的位置以及采样区采样点位置，其中 I 为柴达木盆地 I 区采样点，II 为柴达木盆地 II 区采样点；(b) 汉江采样点位置图；(c) R1 采样区 (a 中虚线红框区) 脊状地貌的整体卫星影像图 (来源于 Google Earth <https://earth.google.com/>)，黄线表示脊状地貌整体走向；(d) 柴达木盆地南缘塔尔丁地区 (a 中红星处) 倒转河道群的全景图<sup>[14]</sup>

Fig.1 (a) Location of the Qaidam Basin on the Qinghai Tibet Plateau and sampling points in the study area, where I is the sampling point in Zone I and II is the sampling point in Zone II; (b) Location map of sampling points in the Han River; (c) Overall satellite image of the curvilinear ridge in the R1 sampling area (dashed red box area in a), sourced from Google Earth (<https://earth.google.com/>), the yellow line represents the overall trend of the curvilinear ridge; (d) Panorama of the inverted channels group in the Tarding area (red star in a) on the southern edge of the Qaidam Basin<sup>[14]</sup>

柴达木盆地的形成与板块运动、高原隆升等有重要联系。自中生代以来，柴达木盆地就处于古特提斯洋活动带与西伯利亚板块碰撞前缘，并长期承受两者的挤压应力与派生的侧滑

应力<sup>[19]</sup>。在经过渐新世—早中新世的阿尔金山断裂带走滑运动后，柴达木盆地逐渐成为独立的封闭内陆盆地。自此，柴达木古湖开始形成<sup>[20-22]</sup>，并在盆地沉积了巨厚的湖相地层<sup>[22-23]</sup>。晚中新世时期伴随阿尔金山脉的剧烈隆升，盆地沉积中心发生了自西向东的迁移。Zhou *et al.*<sup>[24]</sup>根据盆地内的剖面特征，发现自新生代以来盆地经历了持续的 NE—SW 方向的缩短，并在中新世时缩短量达到总缩短量的 50% 左右，强烈的构造运动促进了古湖的肢解和褶皱、断层等地质构造的广泛出现<sup>[25-27]</sup>。在第四纪时期，盆地于冰期间冰期尺度内经历了气候周期性的干湿波动<sup>[28]</sup>，并在当前多风少雨的气候条件下发展成为极度干旱区。

现在的盆地气候为典型高寒大陆性气候，常年干旱少雨，年平均气温介于 2.4 °C~5.8 °C，盆地内蒸发强烈，水面多年平均蒸发量在 1 600 mm 左右，降水稀少，年降水量约在 200 mm 以下，其中盆地西北部极端干旱，降水量在 25 mm 左右。盆地内河网空间分布差异较大，仅 37 条河流较大且常年有水，其中那棱格勒河、格尔木河、香日德河、大哈尔腾河、巴音河、诺木洪河、察汗乌苏河、塔塔棱河等八条河流的年径流超过  $1.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ <sup>[29]</sup>。盆地内风力强盛，其西北部冷湖地区的月平均风速介于 2.52~6.13 m/s，月最大风速介于 16.51~20.45 m/s，平均月最大风速为 18.17 m/s，为高等风能环境；风力由西北部向东南部递减，至盆地中东部地区相对较弱，但仍为中等风能环境<sup>[30]</sup>。

在干旱和强风的环境下，盆地内植被稀疏，干盐滩发育，风成地貌广布。广泛分布的湖相地层被风力侵蚀形成面积约  $3.88 \times 10^4 \text{ km}^2$  的雅丹地貌，使得柴达木盆地成为世界上最大的雅丹地貌分布区<sup>[31]</sup>。与此同时，盆地周边的山麓地带呈环状自盆地边缘向内逐渐发育戈壁、沙丘和盐湖地貌（图 1a）。本文研究区主要位于盆地南缘和北缘，靠近周边山系，分布有河流、沙丘、雅丹等地貌景观（图 1a），外力作用以风力作用为主，流水作用为辅。

## 2 样品采集和研究方法

### 2.1 样品采集

本研究在柴达木盆地西南部和北部共选取采样点 17 个，采集砾石层样品 21 组，共计砾石 1 019 颗（表 1）。各采样点位置如图 1a 所示，按照方位将其分为 I 区和 II 区。样品除了少数采集自地层之中的砾石层（图 2a, f）之外，大部分采集自脊状地貌顶部的砾石层。上述顶部砾石层披覆于脊状地貌之上（图 2b），由次棱角状、次圆状和圆状砾石，以及填充其间的较细颗粒物构成（图 2d）；它们在脊顶处最厚（0.05~1 m），向两侧递减，表层砾石带的宽度约为 39~42 m<sup>[14]</sup>。由于砾石层具有较强的抗风蚀能力，所以其下覆砂层保存良好，这些砂层往往呈现出水平层理或斜层理（图 2a~c, f, g）。另外，在某些出露深度较大的剖面中，还可以看到砾石层与砂层交替出现的现象（图 2a, f）。

汉江是中国最大河流长江的一级支流，流域内年降水量介于 800~1 300 mm。冬季低水位时，河床砾石得以裸露，在汉江中游的丹江口至钟祥段选取 22HW24A、22HW25、22HW26A（图 2e、表 2）和 22HW28 四处砾石滩（图 1b）进行采样，共采集砾石 569 颗。

表 1 柴达木盆地采样点位置及其砾石形态统计个数

采样点	经度/E	纬度/N	海拔/m	统计砾石外形参数个数
R1-1-2	92° 42' 46.512"	37° 05' 31.009"	2 812	211
R1-1-3	92° 46' 07.223"	37° 05' 10.770"	2 828	50
R1-4-2	92° 46' 07.896"	37° 04' 56.150"	2 831	51
R1-V4	92° 46' 30.569"	37° 05' 01.878"	2 832	60
R1-V5	92° 46' 25.878"	37° 05' 26.419"	2 832	60
R1-V6	92° 46' 20.590"	37° 05' 24.914"	2 824	55
R1-V7-1	92° 44' 50.478"	37° 04' 54.977"	3 001	50
R1-V7-2	92° 44' 50.478"	37° 04' 54.977"	3 001	30
R1-V7-3	92° 44' 50.478"	37° 04' 54.977"	3 001	50
R2-2	92° 55' 56.600"	37° 00' 16.679"	2 860	30
R2-3	92° 56' 37.925"	36° 59' 48.433"	2 855	60
R3-1	93° 05' 37.302"	36° 52' 46.056"	2 956	40
R3-2	93° 06' 59.411"	36° 53' 07.588"	2 860	70
R5-2	93° 42' 49.856"	36° 41' 39.084"	2 906	80
R8-5CY	93° 46' 22.494"	38° 28' 57.644"	2 807	50
R9X-1	91° 13' 49.591"	37° 56' 11.476"	3 048	32
R10	91° 19' 08.818"	38° 20' 57.059"	2 751	40

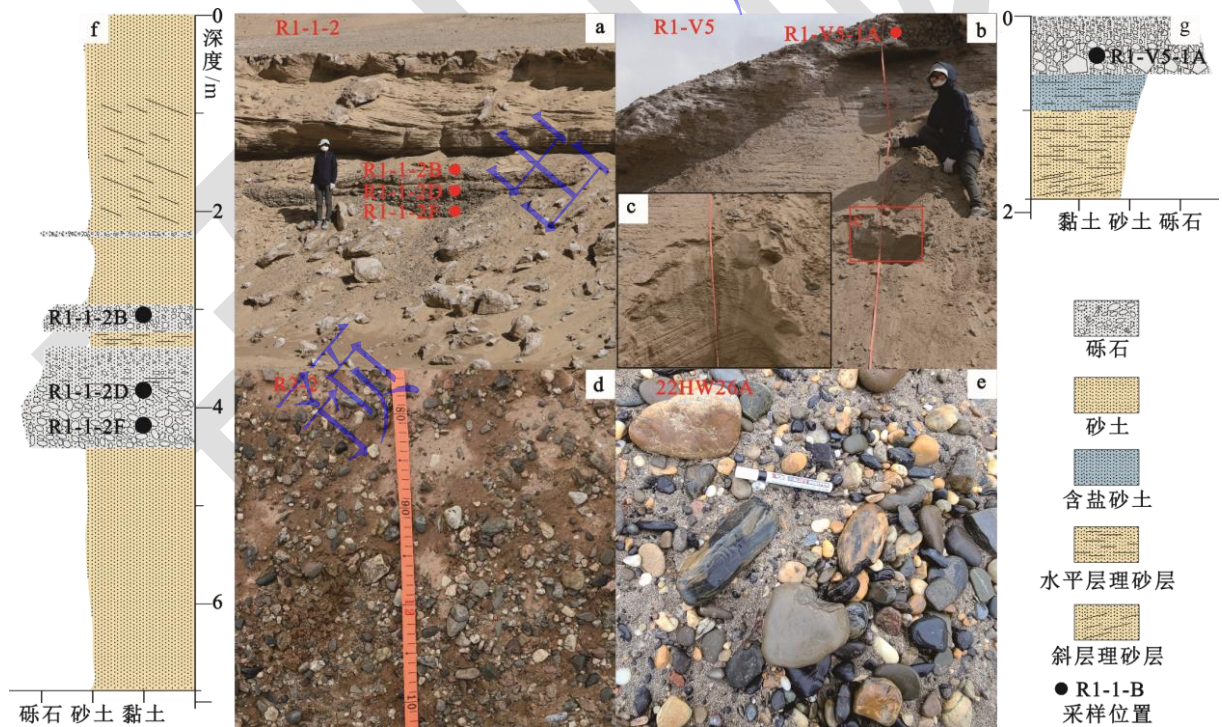


图 2 (a) R1-1-2 采样点整体剖面图; (b) R1-V5 采样点整体剖面图, 可见顶部砾石层, 红色实线框为 (c) 的位置; (c) R1-V5 剖面细节图, 可见明显的水平层理和斜层理发育; (d) R3-2 采样点砾石图; (e) 汉江 22HW26A 采样点砾石层; (f) R1-1-2 柱状剖面图; (g) R1-V5 柱状剖面图

Fig.2 (a) Cross-sectional view of sampling points R1-1-2; (b) Cross-sectional view of sampling point R1-V5, can see the top gravel layer, with the red box indicating the location of (c); (c) Section details of R1-V5, showing clear horizontal and oblique bedding development; (d) Surface gravel map of R3-2; (e) Gravel layer at sampling point 22HW26A in the Han River; (f) Columnar section of R1-1-2; (g) Columnar section of R1-V5

表 2 汉江采样点位置及其砾石形态统计个数

**Table 2 Sampling sites of the Han River and statistical number of gravel morphology**

采样点	经度/E	纬度/N	统计砾石外形参数个数
22HW24A	112° 17' 39.656"	31° 42' 41.472"	124
22HW25	112° 08' 29.656"	32° 01' 34.046"	131
22HW26A	111° 54' 34.142"	32° 03' 54.950"	110
22HW28	111° 41' 39.196"	32° 13' 05.426"	204

## 2.2 研究方法

### 2.2.1 统计分析法

筛分出粒径大于 2 mm 的砾石，用游标卡尺测量砾石三个轴的长度：长轴（L）、中轴（I）、短轴（S），并以此为基础研究砾石的形貌特征。首先，利用 Zingg<sup>[32]</sup>所提出的砾石形状分类方法对砾石形状进行分类，根据 I/L、S/I 与 2/3 的关系将其分为扁平形（I/L>2/3，S/I<2/3）、球形（I/L>2/3，S/I>2/3）、扁长形（I/L<2/3，S/I<2/3）、棍棒形（I/L<2/3，S/I>2/3）四种形状。然后，计算砾石的球度（MPSI，Maximum Projection Sphericity Index）、延长比（ER，Elongation Ratio）、平整系数（CF，Coefficient of Flatness）、扁长度（OPI，Oblate Prolate Index）和盘状-杆状指数（DRI，Disk Rod Index），用来判定沉积物的沉积环境，公式如表 3 所示。对砾石样品磨圆度的统计，采用哈巴科夫的五级表目估，分为棱角状、次棱角状、次圆状、圆状和极圆状五个等级进行统计分类<sup>[4,37]</sup>，据此推测物源远近。

表 3 形貌参数计算公式

**Table 3 Calculation formula for geomorphic parameters**

形貌参数	公式	文献
球度（MPSI）	$\psi_p = \frac{s^2}{L \times I}$	Sneed <i>et al.</i> <sup>[33]</sup>
延长比（ER）	$ER = I/L$	Luttig <sup>[34]</sup>
平整系数（CF）	$CF = S/L \times 100$	Luttig <sup>[34]</sup>
扁长度（OPI）	$OPI = 10 * ((L - I)/(L - S) - 0.5)/(S/L)$	Dobkins Jr <i>et al.</i> <sup>[35]</sup>
盘状-杆状指数（DRI）	$DRI = (L - I)/(L - S)$	Illenberger <sup>[36]</sup>

### 2.2.2 对比法

由于上述砾石形态参数的多元统计分析结果和判读标准都是以某地的砾石为训练样本而得出的，区域差异或者二次搬运的情况可能使得砾石形态“不标准”，从而导致标准判读结果出现较大的误差，例如位于江汉平原东缘的阳逻组砾石层<sup>[38]</sup>。为了更好地解译柴达木盆地脊状地貌砾石沉积环境，本文采集了汉江中游河床砾石与之进行对比。选取汉江中游地区的砾石原因有三，一是从河流地貌角度来看，柴达木盆地砾石采样位置与汉江砾石采样区域的地貌部位相似，两者均离山区较近，都是从山区进入平坦开阔区域的过渡地带（图 1a，b）；二是依据地貌部位特征和现代柴达木盆地的水系特点<sup>[29]</sup>，推测脊状地貌若为河流遗迹，则该河段上游将有较多支流汇入，这与所选择的汉江中游采样区类似；三是支流汇入极有可能携带大量冲洪积扇上的砾石进入干流，导致支流汇入口的下游砾石形态兼具冲洪积扇和河流的特点，因而，相似的水系特征亦可能使得脊状地貌砾石样品和汉江砾石样品具有相似的沉积过程。综上，柴达木盆地脊状地貌区与汉江中游采样区具有地形地貌、水系特征和沉积

过程的相似性，故两者可以进行对比。

### 2.2.3 激光粒度仪自动测试法

为了查明细颗粒物（2.2.1 中所述砾石之外的沉积物，粒径 $<2\text{ mm}$ ）的粒度特征与砾石形态特征的关系，对柴达木盆地 21 个砾石层的细颗粒物进行分析。使用马尔文 3 000 激光粒度仪测试法进行沉积物的粒度测试分析相对于人工统计更加精准<sup>[39]</sup>，且可以更加便捷地得出平均粒径（ $\bar{d}$ ）、中值粒径（ $d_{50}$ ）等粒度参数。将细颗粒物的粒度参数与砾石参数进行相关性分析，查明两者之间的关系，进而明确细颗粒物的粒度参数具有怎样的古沉积环境意义。

## 3 结果与分析

### 3.1 砾态分析

为确定柴达木盆地两个脊状地貌区的相似度，对柴达木盆地 I、II 区 1 019 个砾石样品进行 L、I、S 的最大值归一化处理，并进行三角投图（图 3）。结果显示，I 区和 II 区的样品存在一定差异，所以后文仍然将两个区域分开讨论。

将柴达木盆地 I、II 区与汉江中游样品区砾石磨圆度按五等级划分，并绘制出比例折线图（图 4）。结果显示：柴达木盆地 I 区圆状砾石占比最大为 37.0%，其次为次圆状 34.6%，且五种形状的砾石均存在；柴达木盆地 II 区次圆状砾石占比最大为 46.0%，其次为圆状占比 28.0%，不存在棱角状和极圆状砾石；汉江中游区圆状占比最大为 42.2%，其次为极圆状占 33.4%，五种形状的砾石均存在。数据说明汉江中游地区的砾石磨圆度最好，物源是三个样品区中最远的。柴达木盆地 I、II 区的砾石磨圆度也较好，表明砾石的搬运距离虽不如汉江中游地区，但也是从较远距离搬运而来，不是由于岩石崩塌滚落后就地堆积形成。

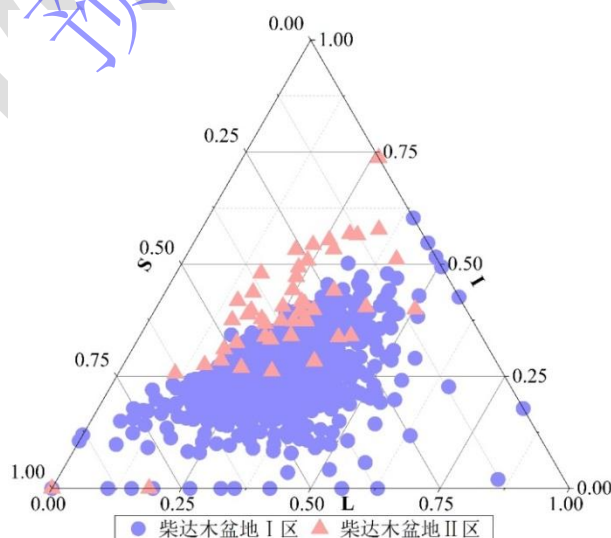


图 3 柴达木盆地 I、II 区沉积物砾石 L、I、S 最大值归一化三角投图

Fig.3 Maximum normalized triangular projection of L (Long axis), I (Middle axis), and S (Short axis) in sediment gravels in Zones I and II of the Qaidam Basin

利用 Zingg 统计砾石的方法<sup>[32]</sup>分别统计了三个区域各个砾石的形状及每种形状的百分

数和数量(表4),其中三个区域的砾石形状均以扁平形为主(分别是44.9%、54.0%、37.6%),其次为球形(占比分别为20.1%、24.0%、32.5%),三个区域的扁平形砾石与球形砾石占比之和均超过了2/3。不同的是,柴达木盆地I区和汉江中游地区砾态占比最小的为扁长形(分别占16.2%和14.6%),而柴达木盆地II区最小的是棍棒形(占6.0%)。整体上三个区域砾石的四种砾态占比相当,并且图5也显示出三个区域砾态的重合度较高,说明三者形状特征类似。

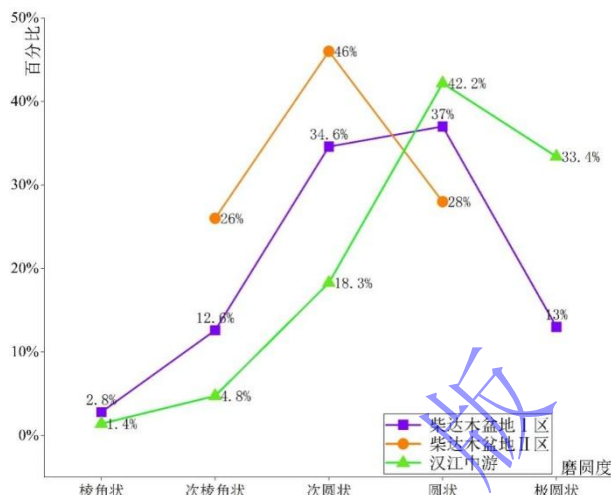


图4 砾石磨圆度折线图  
Fig.4 Gravel roundness line chart

表4 砾石形状统计表  
Table 4 Gravel shape

砾石样区	球形		扁平形		扁长形		棍棒形	
	百分比/%	个数	百分比/%	个数	百分比/%	个数	百分比/%	个数
柴达木盆地 I 区	20.1	195	44.9	435	16.2	157	18.8	182
柴达木盆地 II 区	24.0	12	54.0	27	16.0	8	6.0	3
汉江中游	32.5	185	37.6	214	14.6	83	15.3	87

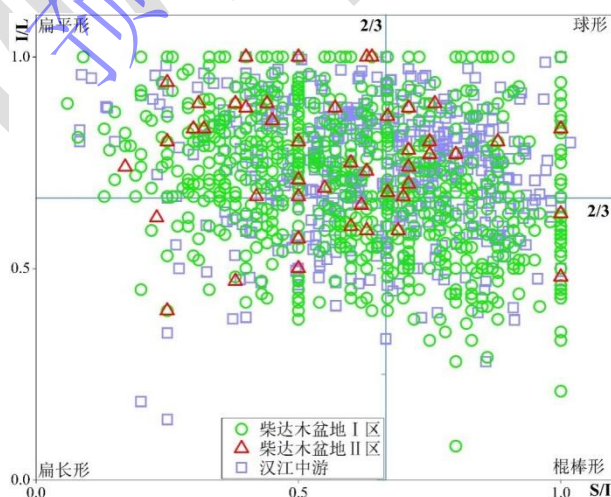


图5 砾石形状 Zingg 图解  
Fig.5 Zingg shape classification of gravels

### 3.2 细颗粒物粒度分析

采用乌登温特沃思分类表对细颗粒物进行粒度分级,结果显示:样品以粉砂、极细砂、

细砂和中砂为主，黏土、粗砂和极粗砂的数量极少。采用福克和沃德的分选系数公式<sup>[40]</sup>来计算细颗粒物分选系数，结果显示：21个砾石层只有R1-V4-1A分选性为中等，其他采样点为分选较差、分选差和分选极差。

利用IBM SPSS Statistics 25软件将砾石和细颗粒物的各个参数进行相关性分析，以此判断细颗粒物与砾石的相关程度。数据显示砾石的五个参数——L、I、S、 $\bar{d}$ 、 $d_{50}$ 和细颗粒物的五个参数——峰度、偏度、分选系数、 $\bar{d}$ 、 $d_{50}$ 都不存在明显的相关关系。详细数据如表5和表6所示。可见，细颗粒物对水动力强弱的反应能力较弱，对重建古水文环境的参考价值较低，砾石层的沉积环境重建应以砾石组构特征为主。

表5 砾石主要参数统计表  
Table 5 Main gravel parameters

	L/mm	I/mm	S/mm	砾石 $\bar{d}$ /mm	砾石 $d_{50}$ /mm	峰度	偏度	分选系数	细颗粒物 $\bar{d}$ /mm	细颗粒物 $d_{50}$ /mm
R1-1-2B	15.46	10.40	6.33	10.06	9.49	0.69	1.41	1.00	0.220	0.056
R1-1-2D	23.99	17.20	8.96	15.47	11.79	0.12	0.33	2.18	0.264	0.264
R1-1-2F	18.46	12.51	10.59	12.51	11.00	0.28	0.62	1.41	0.394	0.392
R1-1-3A	12.07	8.38	5.37	8.16	7.61	2.09	1.32	3.03	0.158	0.139
R1-4-2TO p	16.71	10.97	6.84	10.78	9.65	0.79	1.23	1.22	0.120	0.082
R1-V4-1A	12.68	8.65	5.42	8.41	8.57	2.19	1.34	0.84	0.175	0.158
R1-V5-1A	20.07	13.43	8.82	13.35	13.64	2.74	1.51	2.28	0.150	0.127
R1-V6-1A	14.75	9.52	5.60	9.23	8.36	3.41	1.70	1.11	0.179	0.145
R1-V7-1	17.79	12.93	6.85	11.64	9.97	2.49	1.44	1.45	0.147	0.126
R1-V7-2A	12.5	8.2	4.73	7.86	6.91	5.49	2.32	1.40	0.464	0.235
R1-V7-3A	18.42	13.72	7.72	12.50	11.48	1.36	1.21	1.41	0.228	0.194
R2-2-A	9.97	6.43	4.20	6.46	6.11	4.35	1.85	1.65	0.133	0.112
R2-3-A	15.07	10.34	5.03	9.22	7.42	3.59	1.74	1.38	0.144	0.115
R3-1-A	10.55	7.90	5.19	7.56	6.80	0.03	0.32	1.28	0.283	0.283
R3-2-A	13.45	9.83	5.65	9.07	8.77	1.13	0.94	1.74	0.118	0.111
R3-2-A2	10.35	7.27	4.70	7.07	6.76	2.02	1.47	1.29	0.101	0.074
R5-2-A	18.10	11.93	6.34	11.10	10.23	4.63	1.89	1.50	0.096	0.082
R5-B-TOP	28.35	17.08	9.80	16.80	16.45	3.76	1.98	1.80	0.178	0.103
R8-5A	17.81	12.58	6.78	11.50	9.93	1.21	1.27	1.64	0.178	0.134
R9x-1A	23.16	16.59	9.75	15.53	13.97	0.40	0.81	2.01	0.127	0.122
R10-A	16.55	12.63	8.60	12.16	11.65	2.67	1.65	1.61	0.122	0.079

表6 砾石参数和细颗粒物参数相关性分析  
Table 6 Correlation analysis of gravel and fine particle parameters

	L	I	S	砾石 $\bar{d}$	砾石 $d_{50}$
峰度	-0.144	-0.268	-0.372	-0.252	-0.144
偏度	-0.113	-0.245	-0.336	-0.217	-0.113
细颗粒分选系数	0.280	0.305	0.275	0.308	0.280
细颗粒物 $\bar{d}$	-0.019	-0.03	0.119	-0.017	-0.019
细颗粒物 $d_{50}$	0.037	0.077	0.274	0.079	0.037

## 4 讨论

### 4.1 沉积环境判定



样品磨圆度结果（图 4）表明，柴达木盆地砾石的搬运距离虽不及汉江地区砾石样品，但亦经历了较远的搬运距离；Zingg 图（图 5）也表明：柴达木盆地脊状地貌区和汉江地区砾石形状具有较高的重合度。因而，可以初步推测得出：柴达木盆地和汉江中游地区的沉积环境相似。为了进一步检验上述推论是否准确，下文利用砾石的球度、延长比、平整系数、扁长度和盘状—杆状指数来判定沉积环境。

前人研究发现利用单参数，即形貌参数的平均值可以判断沉积环境，例如： $MPSI > 0.65$ 、 $ER > 0.70$ 、 $CF \geq 0.45$ 、 $OPI \geq -1.5$  表明沉积环境为河流相环境，反之则为滨海（湖）相环境<sup>[37,41-42]</sup>；同时， $MPSI$  分别与  $OPI$  和  $CF$  的双参数二元投图也具备沉积相判别功能<sup>[43]</sup>。然而有学者提出单参数方法和双参数的二元投图方法对于掺入冲洪积沉积物的砾石并不能准确判定，建议采用更为细致的延长比（ $ER$ ）、平整系数（ $CF$ ）和盘状—杆状指数（ $DRI$ ）的三参数三角投图综合确定沉积环境<sup>[38,43]</sup>。对上述方法均进行了使用与分析，通过汉江砾石检验判定方法的适用性，并对柴达木盆地脊状地貌砾石的成因进行分析。具体的判定结果及其讨论内容如下。

三个区域的球度、延长比、平整系数和扁长度的均值与判定结果如表 7， $MPSI-OPI$  与  $MPSI-CF$  的二元投图结果表明：（1）汉江中游的砾石在单参数判定方法（表 7）和双参数二元投图方法（图 6、表 8）中均被指示为河流相；（2）柴达木盆地 I 区在单参数判定结果中，四个指标中有两个指向河流相，两个指向湖滨相；在双参数二元投图方法中， $MPSI-OPI$  指示其为河流相，而  $MPSI-CF$  则指示其为湖滨相；（3）柴达木盆地 II 区在单参数判定结果中，一个指标指向河流相，三个指向湖滨相；在双参数二元投图方法中被指示为湖滨相。可见，上述方法虽然对汉江砾石的判定结果准确，但对柴达木盆地砾石却呈现出不一致的结果。这可能是由于单参数法和双参数二元投图法只采用单个或者两个参数进行判断，因而无法对复杂沉积环境下的砾石给出准确的指示，例如一些经历过二次搬运的砾石因继承了之前的形态特点可能会被误判。在  $MPSI-CF$  结果中，汉江砾石为湖滨相的占比为 42.2%，仅比河流相占比低 8.4%，此结果也从一定程度上支持了上述推测。 $CF$ 、 $ER$  和  $DRI$  三角投图方法<sup>[38,43]</sup> 采用三个参数进行判断，并在沉积环境中又细分出过渡相这一沉积相，使得判定环境更为细致。下文将利用三角投图方法进一步对汉江中游及柴达木盆地砾石进行判定。

表 7 单参数判定的柴达木盆地和汉江中游砾石层沉积环境  
Table 7 Sedimentary environments of gravel layers in the Qaidam Basin and the middle reaches of the Han River

判别指标	I 区		II 区		汉江中游	
	平均值	沉积环境	平均值	沉积环境	平均值	沉积环境
MPSI	0.64	湖滨相	0.61	湖滨相	0.66	河流相
ER	0.71	河流相	0.75	河流相	0.73	河流相
OPI	-0.01	河流相	-1.73	湖滨相	0.02	河流相
CF	0.44	湖滨相	0.43	湖滨相	0.46	河流相

根据砾石实际参数，利用 Graham 方法<sup>[44]</sup>制作出汉江中游四个采样点及汉江中游和柴达木盆地三个采样区的 Sneed-Folk 图（图 7）。三角图内部可分为紧凑状（c）、紧凑扁平状

(cp)、紧凑刃状(cb)、紧凑细长状(ce)、扁平状(p)、刃状(b)、细长状(e)、极扁平状(vp)、极刃状(vb)和极细长状(ve)<sup>[38]</sup>。这些区域代表不同的砾石沉积环境,其中c、cp、cb和ce表示河流相砾石环境;p、b和e通常认为是过渡相环境;而vp、vb和ve的砾石通常认为形成于滨海相(湖泊、海岸)环境。对Sneed-Folk图各部分的砾石进行统计。结果显示:柴达木盆地I区落在河流相中的砾石占比为27.6%,落在过渡相中的砾石占比为50.4%,落在湖滨相的砾石占比为22.0%;与之对应的柴达木盆地II区各部分砾石占比分别为28.0%、48.0%、24.0%;汉江中游地区占比分别为41.8%、43.1%、15.1%。数据说明,柴达木盆地和汉江中游地区利用Sneed-Folk三角投图判定的沉积环境以过渡相为主,河流相为辅。

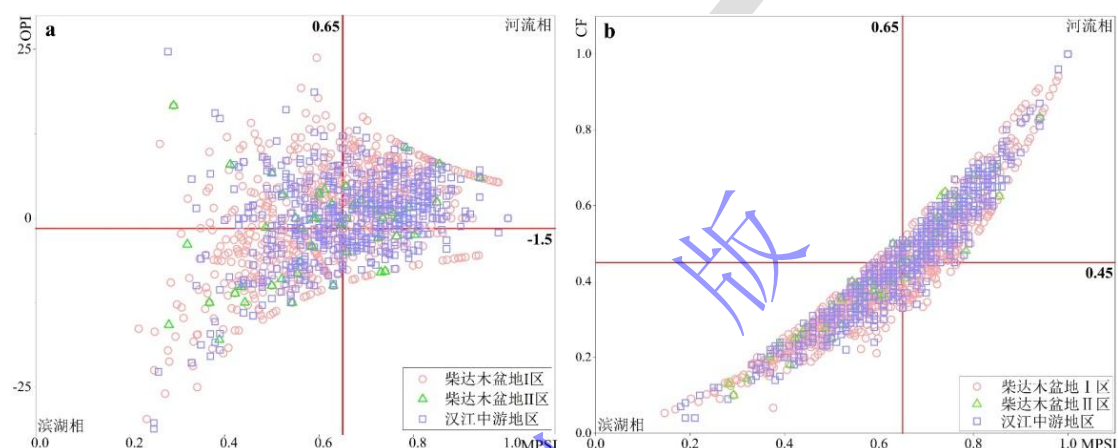


图6 (a) 利用 MPSI-OPI 判别沉积相; (b) 利用 MPSI-CF 判别沉积相

Fig.6 (a) Using MPSI-OPI to distinguish sedimentary facies; (b) Using MPSI-CF to distinguish sedimentary facies

表8 MPSI-OPI 与 MPSI-CF 综合判定数据统计表  
Table 8 MPSI-OPI and MPSI-CF comprehensive judgment data

沉积相	研究区 判别指标	柴达木盆地 I 区		柴达木盆地 II 区		汉江中游	
		MPSI-OPI	MPSI-CF	MPSI-OPI	MPSI-CF	MPSI-OPI	MPSI-CF
河流相	数量	351	397	15	20	236	288
	百分比/%	37.0	41.0	30.0	40.0	41.5	50.6
湖滨相	数量	277	477	16	28	126	240
	百分比/%	28.6	49.2	32.0	56.0	22.1	42.2
总计	数量	628	874	31	48	362	528
	百分比/%	65.6	90.2	62.0	96.0	63.6	92.8

上述数据显示,使用三元投图方法判定汉江中游地区砾石样品时,湖滨相砾石大幅度减少,仅有15.1%为湖滨相,80%以上的砾石被判定为河流相和过渡相,其中过渡相最多。依据各个指标所占百分比(图7、图8)可以初步判断此结果与王节涛等<sup>[38]</sup>对大别山南麓阳逻组砾石层的判定结果相似,进而本文分析了两地砾石Sneed-Folk各指标百分比相关性,结果为0.796(表9),说明汉江中游与阳逻组砾石拥有相似的沉积过程。阳逻组砾石层中占比最高的过渡相达到57.4%(表10),被认为是由于混杂堆积分选较差的冲洪积物所引起的偏差<sup>[38]</sup>,据此,我们推测汉江砾石的过渡相居多是因为在汉江现代河床上的砾石并不完全来自上游,其部分是由附近的小型河流的冲洪积扇上搬运而来。二次搬运使砾石呈现出过

渡相，此过渡相指示的也是河流沉积环境，因而在存在冲洪积物二次搬运的情况下，河流相和过渡相可以看作是指示河流沉积环境的组合。此外，从图 2e 中也可以看到部分汉江砾石磨圆很差，统计结果显示汉江砾石中有 6.2% 为棱角状和次棱角状（图 4），有 18.3% 为次圆状砾石，说明汉江样品中存在近源的、非河流上游源头而来的砾石，佐证了上述推断。可见，三元投图对于复杂沉积相具有较强的分辨能力。而柴达木盆地两个采样区沉积相构成比例十分类似，均是过渡相最多且在 50% 左右，河流相次之，湖滨相最少，这样的构成比也表明其沉积环境的复杂性，其砾石可能存在着大量来自附近冲洪积扇上的、经二次搬运的砾石。基于“将今论古”的思想，以及柴达木盆地采样区和汉江采样区的可对比性（2.2.2 部分），下文将通过与汉江砾石的对比，分析柴达木盆地砾石是否是河流沉积

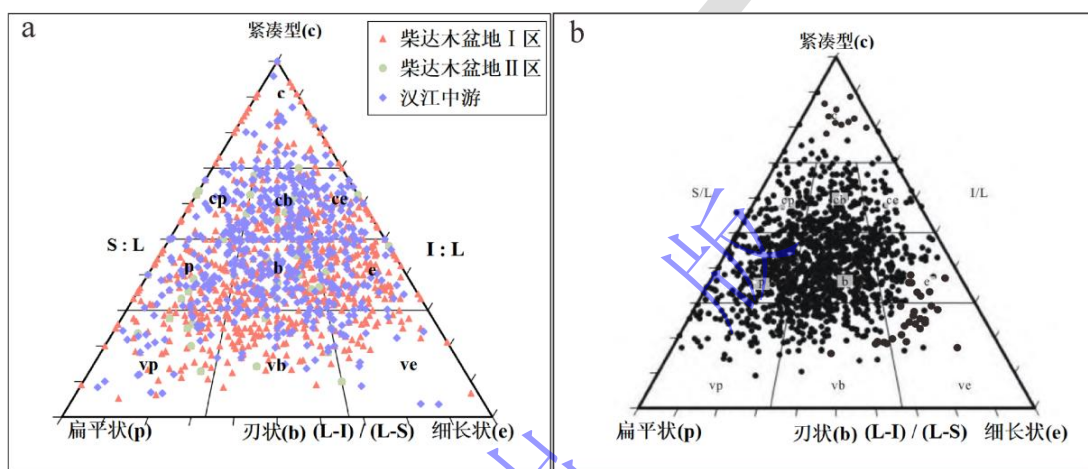


图 7 (a) 柴达木盆地和汉江砾石的 Sneed-Folk 图；(b) 阳逻组砾石 Sneed-Folk 图<sup>[38]</sup>  
 Fig.7 (a) Sneed-Folk classifications of the Qaidam Basin and the Han River; (b) Sneed-Folk classifications of Yangluo<sup>[38]</sup>

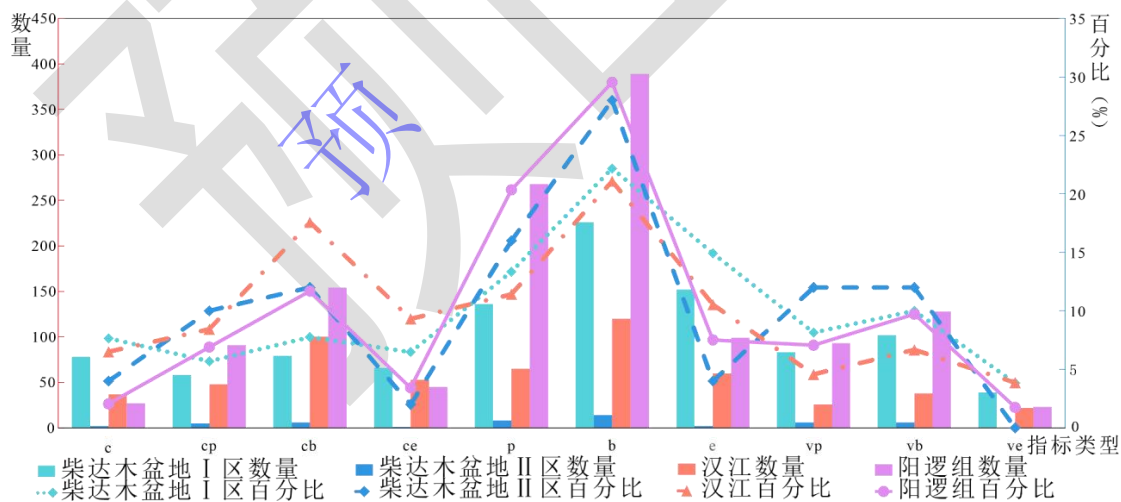


图 8 柴达木盆地、汉江中游和阳逻组砾石<sup>[38]</sup>Sneed-Folk 各指标数量柱状图和百分比折线图  
 Fig.8 Quantity bar and percentage line charts of indicators in the Sneed-Folk of the Qaidam Basin, the middle reaches of the Han River, and Yangluo<sup>[38]</sup>

将柴达木盆地脊状地貌区与汉江中游的 Sneed-Folk 中的各个参数百分比进行统计(表 9) 并进行相关性分析，同时与汉江中游四个采样点数据的相关性进行对比。结果显示(表 10)，汉江中游采样区四个采样点的相关系数介于 0.675~0.875，汉江中游采样区整体与柴达木盆地的相关系数介于 0.685~0.703，都具有较强的相关性，这说明柴达木盆地脊状地貌区与汉

江中游地区砾石沉积特征具有较强的相似性,而且脊状地貌区砾石所指示的也是过渡相占比最大,说明这些过渡相砾石和汉江中游过渡相砾石成因相同,即都是冲洪积扇上经二次搬运沉积的砾石,所以脊状地貌区砾石指示的河流相和过渡相可以看作是和汉江中游一样的指向河流沉积环境的组合。该组合在柴达木盆地 I 区和 II 区的占比分别为 78.02%和 76.00%,较高的占比说明柴达木盆地的脊状地貌砾石为河流沉积,而其中高过渡相的存在则解释了单参数法(表 7)和双参数二元投图法(图 6、表 8)对其判定存在较大误差的原因。综上所述可以看出,为了减小判定误差,尽可能真实地还原砾石的复杂沉积环境,需要综合考量多种判定方法,并结合其环境特点进行分析。

表 9 柴达木盆地、汉江中游和阳逻组 Sneed-Folk 各指标百分比相关性分析  
Table 9 Percentage correlation analysis of Sneed-Folk indicators in the Qaidam Basin, the middle reaches of the Han River, and Yangluo

	柴达木盆地 I 区	柴达木盆地 II 区	阳逻组	22hw25A	22hw26A	22hw28A
汉江	0.703*	0.685*	0.796*	—	—	—
22hw24A	—	—	—	0.875*	0.732*	0.675*
22hw25A	—	—	—	1	0.875*	0.830*
22hw26A	—	—	—	0.875*	1	0.732*

注: \*表示具有显著相关性。

表 10 Sneed-Folk 数据统计表  
Table 10 Sneed-Folk Data

沉积指示	柴达木盆地 I 区/%	柴达木盆地 II 区/%	汉江/%	阳逻组/%	22hw24A/%	22hw25A/%	22hw26A/%	22HW28/%
c	7.65	4.00	6.50	2.05	8.06	4.58	8.18	5.88
河流相								
cp	5.69	10.00	8.44	6.91	6.45	6.87	6.36	11.76
cb	7.75	12.00	17.57	11.69	13.71	16.79	19.09	19.61
ce	6.48	2.00	9.31	3.42	11.29	9.92	2.73	11.27
过渡相								
p	13.35	18.00	11.42	20.35	8.87	11.45	15.45	10.78
b	22.18	26.00	21.09	29.54	18.55	26.72	22.73	18.14
e	14.92	4.00	10.54	7.52	8.87	9.92	8.18	13.24
滨湖相								
vp	8.15	12.00	4.57	7.06	8.87	5.34	5.45	0.98
vb	10.01	12.00	6.68	9.72	6.45	7.63	8.18	5.39
ve	3.83	0.00	3.87	1.75	8.87	0.76	3.64	2.94

注: \*数据引自王节涛等<sup>[38]</sup>对大别山南麓阳逻组砾石层的判定结果。

综上所述,柴达木盆地和汉江中游样品区的砾石在磨圆度、砾石形态、外貌参数等方面较为相似,三角投图的特征也极为类似,因而推断柴达木盆地和汉江中游样品区的砾石沉积环境相同,为河流沉积,且这些砾石样品部分是附近经二次搬运而来的冲洪积物。地貌学证据从更加宏观的角度证实了这一结论。遥感影像显示:(1)脊状地貌区的位置距离周边山系较近,(2)多数脊状地貌形态呈现树枝状、平行状以及辫状特点,(3)如图 1c 所示,其组合呈现出与冲积扇类似的扇形形态。这些特点均指示脊状地貌是由冲积扇上的古河道发育而来。前人研究发现,柴达木盆地在第四纪时期存在面积较大的古湖,湖面海拔在 2 700~2 800 m 左右<sup>[45-47]</sup>,而脊状地貌区海拔大都在 2 800 m 以上,且其延展方向(图 1c)与古湖岸堤<sup>[47]</sup>垂直,这进一步说明脊状地貌是入湖河流的遗存,而不是柴达木古湖岸堤的一部分。

另外,年代学数据结果使盆地内宏观地貌系统的特征变得更加清晰。柴达木盆地雅丹地

貌的测年结果表明：在第四纪晚期，上述古湖主要出现于暖湿的间冰期，例如 MIS7 和 MIS5；而盆地东南部雅丹砾石层的年代结果则指示：冲积扇上的河道也集中发育于 MIS5 时期（106~138 ka）<sup>[47-48]</sup>。可见，在湿润时期，盆地内易形成“山一扇一湖”宏观地貌系统<sup>[49]</sup>，河流在该系统中起了关键的串联作用。据此，推测研究区的脊状地貌是“山一扇一湖”宏观地貌系统下的古河道地质记录，湿润期流水经由这些河道注入盆地，维持盆地的湖泊环境。因而，脊状地貌对盆山耦合系统的研究具有重要意义，值得后续的深入研究。

## 4.2 古水文重建

Osterkamp *et al.*<sup>[50]</sup>研究发现可以通过河道宽度计算古流量，其计算公式为：

$$Q = 0.027W^{1.71} \quad (1)$$

式中： $Q$  为流量，单位为  $\text{m}^3/\text{s}$ ， $W$  为河道宽度。柴达木盆地脊状地貌所指示的河道宽度为 39~42 m<sup>[14]</sup>，据此重建该地古河流流量  $Q$  的最小值为 14  $\text{m}^3/\text{s}$ ，最大值为 16  $\text{m}^3/\text{s}$ 。

由于沉积层位中砾石的定向排列较差，无法利用砾石的倾角来计算古水流流速<sup>[51]</sup>，借助泥沙起动流速公式来计算流速。本文利用窦国仁<sup>[52]</sup>提出的泥沙启动速度来估计柴达木脊状地貌区古流速，其计算公式如下：

$$u_c = k' \left[ \ln 11 \frac{h}{\Delta} \right] \left[ \frac{d'}{d_*} \right]^{\frac{1}{6}} \sqrt{3.6 \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d + \left[ \frac{\gamma_0}{\gamma_{0*}} \right]^{\frac{5}{2}} \frac{\varepsilon_0 + g h \delta \left( \frac{\delta}{d} \right)^{\frac{1}{2}}}{d}} \quad (2)$$

式中： $u_c$  表示流速， $k'$  通常取 0.32， $h$  表示水深， $\Delta$  为床面粗糙高度（本文为 20 mm）， $d'=10$  mm（当  $d \geq 10$  mm）， $d_*=10$  mm， $\rho_s$  表示样品容重， $\rho$  表示水的容重， $g$  表示重力加速度取 9.81  $\text{m}/\text{s}^2$ ， $d$  表示中值粒径， $\gamma_0$  为床面泥沙干容， $\gamma_{0*}$  为泥沙颗粒的稳定干容重，式中的薄膜水厚度参数  $\delta=2.31 \times 10^{-5}$  cm， $\varepsilon_0$  表示综合粘结力参数一般泥沙取 1.75  $\text{cm}^3/\text{s}^2$ 。

由于古径流深无法测量，下面利用公式（2）模拟了不同水深下的河流流速，并在此基础上将河流断面近似看成倒三角形，依据以下公式（3）计算在古河流宽度为 40 m<sup>[14]</sup>时，不同径流深度对应的流速、流量和年径流量，结果如表 11 所示。

$$Q = 0.5Whu_c \quad (3)$$

式中： $Q$  为流量， $W$  为河道宽度， $h$  表示水深， $u_c$  表示流速。脊状地貌是在侵蚀作用下形成的，所以其可提供的水文参数十分有限，本研究仅在可收集到的、有限的数据库之上，对研究区的古流量和古流速进行粗略的测算。如果以柴达木盆地主要河流的现代平均径流深 0.32 m<sup>[29]</sup>计算，其古流速、古流量和古年径流量分别为 0.217  $\text{m}/\text{s}$ 、1.39  $\text{m}^3/\text{s}$ 、0.144  $0 \times 10^8$   $\text{m}^3$ 。依据其年径流量和柴达木盆地水系最大 4 个月径流量将达到全年 40%~90%的特点，该河流至少与白水河、赛什克河、巴勒更河等河流（与河流径流量×60%相比较）的规模相当。然而，现代荒漠带内的古河流的存在即说明，柴达木盆地的过去存在比现在湿润的气候，因而脊状地貌所代表的河流的径流深也理应比现代的数值大，上述计算结果可以看作最小值。如

果根据前面通过古河流宽度估算的古流量（14~16 m<sup>3</sup>/s）计算，此流量对应的古径流深约为 2 m，古流速约为 0.357 m/s，古流量约为 14.28 m<sup>3</sup>/s，古年径流量约为 1.480 1×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>。此河流规模与现代柴达木盆地的诺尔木洪河、察汗乌苏河的规模相当。

表 11 利用起动流速公式以及河道横截面公式模拟古河道各深度下的流速与流量  
Table 11 Simulation results for the velocity and discharge of paleo channels at different depths using incipient velocity formula and river cross-section formula

深度/m	河宽/m	流速/m·s <sup>-1</sup>	流量/m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup>	年径流量/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>
0.3	40	0.212	1.272	0.131 9
0.5	40	0.251	2.51	0.260 2
1	40	0.304	6.08	0.630 4
1.5	40	0.345	10.35	1.073 1
2	40	0.357	14.28	1.480 6
2.5	40	0.375	18.75	1.944 0
3	40	0.388	23.28	2.413 7

注：柴达木盆地内现代河流径流的年内分配显示，大部分河流连续最大 4 个月的径流量将达到全年径流量的 40%~90%<sup>[29]</sup>，因此年径流量的计算中只选择了 4 个月的时长，而非 12 个月。

## 5 结论

(1) 柴达木盆地脊状地貌区砾石层砾石磨圆度以圆状和次圆状为主，磨圆度较高；研究区的砾石经过较远距离搬运。砾石主要为扁平形，与汉江中游砾石层相似，具有流水搬运特征。并且研究表明砾石层中的细颗粒物不能作为反演古环境的依据。

(2) 单参数法与双参数二元投图法难以得出柴达木盆地砾石沉积环境，说明该方法对复杂沉积环境的判定存在不足。在对汉江砾石判断的基础上，对柴达木盆地砾石采用更为细致的 CF、ER 和 DRI 三角投图进行判断，得出柴达木盆地砾石为河流沉积物，且为采样点附近冲洪积扇堆积物中的砾石经过二次搬运所致。地貌学证据佐证了上述推断，并指示脊状地貌是“山一扇一湖”宏观地貌系统的古河道地质记录。

(3) 根据河宽还原的柴达木盆地脊状地貌区的古流量范围为 14~16 m<sup>3</sup>/s，据此推算的古径流深约为 2 m，对应的古流速、古流量和古年径流量分别约为 0.357 m/s、14.28 m<sup>3</sup>/s、1.480 1×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>，该河流规模与现代诺尔木洪河、察汗乌苏河的规模相当；如果以柴达木盆地主要河流的现代平均径流深 0.32 m<sup>[29]</sup>计算，其古流速、古流量和古年径流量分别为 0.217 m/s、1.39 m<sup>3</sup>/s、0.144 0×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>，该河流规模至少与现代白水河、赛什克河、巴勒更河等河流的规模相当。

致谢 感谢三位审稿专家和编辑老师提出的建设性建议和意见，极大地提高了文稿质量。感谢赖忠平教授对论文修改提出的宝贵意见；感谢何婉静、李香钦两位同学在砾石形态统计过程中提供的帮助。

## 参考文献 (References)

- [1] 赵雨, 樊双虎, 孙泽文. 陕西宝鸡金陵河盆地白垩统和尚铺组砾石统计及地质意义[J]. 河北地质大学学报, 2021, 44(2): 44-52. [Zhao Yu, Fan Shuanghu, Sun Zewen. Gravel characteristics of the Lower Cretaceous Heshangpu Formation in Jinling River Basin, Baoji city, Shaanxi province and the geological significance[J]. Journal of Hebei GEO University, 2021, 44(2): 44-52.]

- [2] 张宜梅, 王建力, 钟俊. 重庆江北砾岩的砾石统计及其沉积环境探究[J]. 重庆师范大学学报(自然科学版), 2013, 30(1): 48-52. [Zhang Yimei, Wang Jianli, Zhong Jun. The gravel statistics and sedimentary environment of Jiangbei conglomerate in Chongqing[J]. Journal of Chongqing Normal University (Natural Science Edition), 2013, 30(1): 48-52.]
- [3] 张俾元, 陈叙伦, 刘世青, 等. 丹棱一思濠砾石层成因与时代[J]. 山地学报, 2000, 18(增刊): 8-16. [Zhang Zhuoyuan, Chen Xulun, Liu Shiqing, et al. Origin and geological age of the Danling-Simong gravel bed[J]. Mountain Research, 2000, 18(Suppl.): 8-16.]
- [4] 朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚, 等. 念青唐古拉山主峰地区第四纪砾石层砾组分析[J]. 地质力学学报, 2002, 8(4): 323-332. [Zhu Dagang, Zhao Xitao, Meng Xiangang, et al. Fabric analysis of gravel in Quaternary gravel beds on backbone area of Nianqingtanggulashan Mountains[J]. Journal of Geomechanics, 2002, 8(4): 323-332.]
- [5] 吴磊伯, 沈淑敏. 海滨砾石组结构分析的一个实例[J]. 地质学报, 1962, 42(4): 353-361. [Wu Leibo, Shen Shumin. An example of fabric analysis of beach gravels[J]. Acta Geological Sinica, 1962, 42(4): 353-361.]
- [6] 梅惠, 胡道华, 陈方明, 等. 武汉阳逻砾石层砾石统计分析研究[J]. 地球与环境, 2011, 39(1): 42-47. [Mei Hui, Hu Daohua, Chen Fangming, et al. Study on the statistical analysis of gravels at Yangluo in Wuhan city[J]. Earth and Environment, 2011, 39(1): 42-47.]
- [7] Burr D M, Enga M T, Williams R M E, et al. Pervasive aqueous paleoflow features in the Aeolis/Zephyria Plana region, Mars[J]. Icarus, 2009, 200(1): 52-76.
- [8] Burr D M, Williams R M E, Wendell K D, et al. Inverted fluvial features in the Aeolis/Zephyria Plana region, Mars: Formation mechanism and initial paleodischarge estimates[J]. Journal of Geophysical Research-Planets, 2010, 115(E7): E07011.
- [9] Williams R M E, Irwin III R P, Zimbelman J R, et al. Field guide to exhumed paleochannels near Green River, Utah: Terrestrial analogs for sinuous ridges on Mars[M]//Garry W B, Bleacher J E. Analogs for planetary exploration. McLean: Geological Society of America, 2011: 483-505.
- [10] Williams R M E, Irwin R P, Burr D M, et al. Variability in Martian sinuous ridge form: Case study of Aeolis Serpens in the Aeolis Dorsa, Mars, and insight from the Mirackina paleoriver, South Australia[J]. Icarus, 2013, 225(1): 308-324.
- [11] Banks M E, Lang N P, Kargel J S, et al. An analysis of sinuous ridges in the southern Argyre Planitia, Mars using HiRISE and CTX images and MOLA data[J]. Journal of Geophysical Research: Planets, 2009, 114(E9): E09003.
- [12] Zhao J N, Huang J, Kraft M D, et al. Ridge-like lava tube systems in southeast Tharsis, Mars[J]. Geomorphology, 2017, 295: 831-839.
- [13] Telfer M W, Radebaugh J, Cornford B, et al. Long-wavelength sinuosity of linear dunes on earth and Titan and the effect of underlying topography[J]. Journal of Geophysical Research: Planets, 2019, 124(9): 2369-2381.
- [14] Zhao J N, Wang J, Zhang M J, et al. Unique curvilinear ridges in the Qaidam Basin, NW China: Implications for Martian fluvial ridges[J]. Geomorphology, 2021, 372: 107472.
- [15] 张懿铨. 青藏高原边界数据集总集[R]. 北京: 国家青藏高原科学数据中心, 2019. [Zhang Yili. Integration dataset of Tibet Plateau boundary[R]. Beijing: National Tibetan Plateau Data Center, 2019.]
- [16] 李星波, 季军良, 曹展铭, 等. 柴达木盆地北缘古一新近纪河湖相沉积物颜色的气候意义[J]. 地球科学, 2021, 46(9): 3278-3289. [Li Xingbo, Ji Junliang, Cao Zhanming, et al. The climatic significance of the color of the Paleo-Neogene fluvial and lacustrine sediments in the northern Qaidam Basin[J]. Earth Science, 2021, 46(9): 3278-3289.]
- [17] 鲍锋. 柴达木盆地察尔汗盐湖地区风沙地貌发育环境与过程[D]. 西安: 陕西师范大学, 2016. [Bao feng. Development environment and process of aeolian landforms in the Chaerhan Salt Lake area, Qaidam Basin[D]. Xi'an: Shaanxi Normal University, 2016.]
- [18] 安福元, 马海州, 魏海成, 等. 柴达木盆地察尔汗湖相沉积物的粒度分布模式及其环境意义[J]. 干旱区地理, 2013, 36(2): 212-220. [An Fuyuan, Ma Haizhou, Wei Haicheng, et al. Grain-size distribution patterns of lacustrine sediments of Qarhan area and its environmental significance[J]. Arid Land Geography, 2013, 36(2): 212-220.]
- [19] 吕宝凤, 张越青, 杨书逸. 柴达木盆地构造体系特征及其成盆动力学意义[J]. 地质论评, 2011, 57(2): 167-174. [Lü Baofeng, Zhang Yueqing, Yang Shuyi. Characteristics of structural system and its implication for Formation dynamics in Qaidam Basin[J]. Geological Review, 2011, 57(2): 167-174.]
- [20] Zhuang G S, Hourigan J K, Ritts B D, et al. Cenozoic multiple-phase tectonic evolution of the northern Tibetan Plateau: Constraints from sedimentary records from Qaidam Basin, Hexi Corridor, and Subei Basin, northwest China[J]. American Journal of Science, 2011, 311(2): 116-152.
- [21] Fang X M, Li M H, Wang Z R, et al. Oscillation of mineral compositions in Core SG-1b, western Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau[J]. Scientific Reports, 2016, 6: 32848.
- [22] 朱允铸, 钟坚华, 李文生. 柴达木盆地新构造运动及盐湖发展演化[M]. 北京: 地质出版社, 1994. [Zhu Yunzhu, Zhong Jianhua, Li Wensheng. The Neotectonic movement and evolution of Saline Lakes of Qaidam Basin[M]. Beijing: Geology Press,

- 1994.]
- [23] Heermance R V, Pullen A, Kapp P, et al. Climatic and tectonic controls on sedimentation and erosion during the Pliocene-Quaternary in the Qaidam Basin (China)[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2013, 125(5/6): 833-856.
- [24] Zhou J X, Xu F Y, Wang T C, et al. Cenozoic deformation history of the Qaidam Basin, NW China: Results from cross-section restoration and implications for Qinghai-Tibet Plateau tectonics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 243(1/2): 195-210.
- [25] Wang E, Xu F Y, Zhou J X, et al. Eastward migration of the Qaidam Basin and its implications for Cenozoic evolution of the Altyn Tagh fault and associated river systems[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 118(3/4): 349-365.
- [26] Wang J Y, Fang X M, Appel E, et al. Magnetostratigraphic and radiometric constraints on salt formation in the Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 78: 53-64.
- [27] Han W X, Ma Z B, Lai Z P, et al. Wind erosion on the north-eastern Tibetan Plateau: Constraints from OSL and U-Th dating of playa salt crust in the Qaidam Basin[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2014, 39(6): 779-789.
- [28] Yang Y B, Yang R S, Li X Y, et al. Glacial-interglacial climate change on the northeastern Tibetan Plateau over the last 600 kyr[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 476: 181-191.
- [29] 谭毅. 柴达木盆地水系、地表水资源及其特点[J]. *水利科技与经济*, 2014, 20(4): 51-54. [Tan Yi. Qaidam Basin water system, surface water resources and their characteristics[J]. *Water Conservancy Science and Technology and Economy*, 2014, 20(4): 51-54.]
- [30] Gao X M, Dong Z B, Duan Z H, et al. Wind regime for long-ridge Yardangs in the Qaidam Basin, northwest China[J]. *Journal of Arid Land*, 2019, 11(5): 701-712.
- [31] Halimov M, Fezer F. Eight Yardang types in central Asia[J]. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1989, 33(2): 205-217.
- [32] Zingg T. Beitrag zur schotteranalyse[J]. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1935, 15: 39-140.
- [33] Sneed E D, Folk R L. Pebbles in the Lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis[J]. *The Journal of Geology*, 1958, 66(2): 114-150.
- [34] Gerd L. The shape of pebbles in the continental, fluvial and marine facies[J]. *International Association of Scientific Hydrology*, 1962, 59: 253-258.
- [35] Dobkins J E, Folk R L. Shape development on Tahiti-Nui[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1970, 40(4): 1167-1203.
- [36] Illenberger W K. Pebble shape (and size!)[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1991, 61(5): 756-767.
- [37] 韩建恩, 余佳, 孟庆伟, 等. 西藏阿里地区札达盆地第四纪砾石统计及其意义[J]. *地质通报*, 2005, 24(7): 630-636. [Han Jian'en, Yu Jia, Meng Qingwei, et al. Analysis of Quaternary gravels in the Zhanda Basin, Ngari area, Tibet, China[J]. *Regional Geology of China*, 2005, 24(7): 630-636.]
- [38] 王节涛, 裴来政, 张宏鑫, 等. 大别山南麓阳逻组砾石层砾石形貌学研究[J]. *中国地质*, 2021, 48(1): 139-148. [Wang Jietao, Pei Laizheng, Zhang Hongxin, et al. Morphology of gravels from the Yangluo Formation in the southern piedmont of Dabie Mountains[J]. *Geology in China*, 2021, 48(1): 139-148.]
- [39] McCave I N, Syvitski J P M. Principles and methods of geological particle size analysis[M]//Syvitski J P M. Principles, methods and application of particle size analysis. Cambridge: Cambridge University Press, 1991: 3-21.
- [40] Folk R L, Ward W C. Brazos River bar [Texas]: A study in the significance of grain size parameters[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1957, 27(1): 3-26.
- [41] Sames C W. Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1966, 36(1): 126-142.
- [42] Stratten T. Notes on the application of shape parameters to differentiate between beach and river deposits in southern Africa[J]. *South African Journal of Geology*, 1974, 77(1): 383-384.
- [43] Madi K, Ndlazi N Z. Pebble morphometric analysis as signatures of the fluvial depositional environment of the Katberg Formation near Kwerela River around East London, eastern Cape province, South Africa[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2020, 13(5): 235.
- [44] Graham D J, Midgley N G. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: An excel spreadsheet method[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2000, 25(13): 1473-1477.
- [45] Kezao C, Bowler J M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai province, China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1986, 54(1/2/3/4): 87-104.
- [46] Mischke S, Sun Z C, Herzsuh U, et al. An ostracod-inferred large Middle Pleistocene freshwater lake in the presently hyper-arid Qaidam Basin (NW China)[J]. *Quaternary International*, 2010, 218(1/2): 74-85.
- [47] 丁召静. 柴达木盆地雅丹释光年代学及其环境意义[D]. 武汉: 中国地质大学, 2020. [Ding Zhaojing. Optically stimulated luminescence chronology and paleo-environmental implications of Yardangs in the Qaidam Basin[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2020.]



- [48] Ding Z J, Yu L P, Lai Z P, et al. Post-IR IRSL chronology of paleo-lacustrine sediments from Yardangs in the Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau[J]. *Geochronometria*, 2021, 48(1): 313-324.
- [49] An F Y, Liu X J, Zhang Q X, et al. Drainage geomorphic evolution in response to paleoclimatic changes since 12.8 ka in the eastern Kunlun Mountains, NE Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Geomorphology*, 2018, 319: 117-132.
- [50] Osterkamp W R, Hedman E R. Perennial-streamflow characteristics related to channel geometry and sediment in Missouri River Basin[R]. Alexandria: U.S. Geological Survey, 1982.
- [51] 胡春生, 吴立, 杨立辉. 青弋江上游泾县段阶地砾石层砾组结构及其沉积环境研究[J]. *地理科学*, 2016, 36(6): 951-958. [Hu Chunsheng, Wu Li, Yang Lihui. Gravel fabric and sedimentary environment of Terrace gravel layers of the Upper Qingyijiang River at Jingxian county[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2016, 36(6): 951-958.]
- [52] 窦国仁. 再论泥沙起动流速[J]. *泥沙研究*, 1999(6): 1-9. [Dou Guoren. Incipient motion of coarse and fine sediment[J]. *Journal of Sediment Research*, 1999(6): 1-9.]

## Gravel Morphology of Sedimentary Curvilinear Ridges in the Qaidam Basin and Its Paleoenvironmental Significance

LIU ChuanBing<sup>1</sup>, DING ZhaoJing<sup>1,2</sup>, ZHOU DingTong<sup>1</sup>, MEI Jing<sup>1</sup>, LIU Tian<sup>1</sup>, ZHANG Jie<sup>1</sup>, ZHAO JianNan<sup>3</sup>, WANG JieTao<sup>4</sup>

1. College of Urban and Environmental Sciences, Hubei Normal University, Huangshi, Hubei 435000 China

2. Badong National Observation and Research Station of Geohazards, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074 China

3. Key Laboratory of Geological Survey and Evaluation of Ministry of Education, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074 China

4. Department of Hydrogeology, Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430205 China

**Abstract:** [Objective] There are many curvilinear ridges that have similar planforms as rivers in the northern and southwestern Qaidam Basin. To investigate their formation mechanism, we conducted research on the fabric of gravel layers to restore the paleo-sedimentary environment of curvilinear ridges. [Methods] Statistical and morphological analyses were performed on 21 sets of gravel samples from the curvilinear ridges and compared with the gravel layer sediments in the middle reaches of the Han River. [Results] The ratio of round and sub-round gravels in the curvilinear ridges area ranges from 71.6%-74.0%, and the ratio of discoid gravels ranges from 44.9-54.0%. The correlation coefficients of the gravel morphological features between the distribution area of curvilinear ridges in the Qaidam Basin and those in the sampling area of the middle reaches of the Han River range from 0.685-0.703. [Conclusions] The gravels in the curvilinear ridges are fluvial deposits. If based on the modern hydrologic parameters of the Qaidam Basin, the paleocurrent velocity, paleo-discharge, and paleo-annual runoff rate of the river indicated by the curvilinear ridges are 0.217 m/s, 1.39 m<sup>3</sup>/s, and 0.144 0×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>, respectively. The paleo-discharge range of the curvilinear ridges of the Qaidam Basin reconstructed based on the channel width is 14-16 m<sup>3</sup>/s. Accordingly, the paleo-runoff depth is estimated to be approximately 2 m, and the corresponding paleocurrent velocity, paleo-discharge, and paleo-annual runoff rates are approximately 0.357 m/s, 14.28 m<sup>3</sup>/s, and 1.480 1×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>, respectively.

**Key words:** Qaidam Basin; curvilinear ridge; gravel morphology; Han River; paleohydrology