

第一章 绪论

1.1 研究背景和意义

黄河是世界上含沙量最高的河流之一，其流域横跨青藏高原、黄土高原、内蒙古高原和华北平原四个构造地貌单元，年均泥沙输送量达 10.8 亿吨(Milliman and Meade, 1983)。宁蒙河段位于黄河上游，河道两侧分布有腾格里沙漠、河东沙地、乌兰布和沙漠和库布齐沙漠，风沙水沙相互作用，形成典型的沙漠宽谷和冲积河道。近几十年来在气候变化和人类活动(尤其龙刘水库的联合运行)的共同作用下，该段河道水沙条件及排淤能力发生明显变化(Milliman et al., 1987; 许炯心等, 2003)，导致宁蒙河段严重淤积、河槽萎缩(吴守信等, 1996; 申冠卿等, 2007)，快速形成了长达 150km 的地上悬河(Wang et al., 2012)，时刻威胁着河流沿岸人民生命财产安全，限制了河流走廊带的社会经济发展和生态环境建设。

已有关于黄河淤积泥沙的研究，集中在河道泥沙特征，尤其是泥沙粒径的研究上。河流泥沙的粒度特征对河流沉积具有重要的意义，黄河泥沙的淤积不仅取决于泥沙数量，而且受控于泥沙的粒度组成。钱宁系统研究了黄河下游滩地泥沙的粒度组成，指出淤积在河槽中的物质主要是粒径大于 0.05mm 的泥沙，并将这部分泥沙命名为“粗泥沙”(钱宁, 1980)。黄河下游不同粒级组的泥沙来沙量和淤积量统计对比表明，淤积泥沙的粒径和总量主要受控于上游的来沙量和径流量，其中径流量是影响细粒泥沙(<0.025mm)淤积量的最敏感因素，而来沙量是影响粗泥沙淤积量的主要原因，粒径>0.1mm 的泥沙进入河道后淤积量高达 97.68% (许炯心等, 2009)。为此，必须对黄河河道及滩地的泥沙粒径进行研究。

另一方面，黄河宁蒙段以冲积性河道为主，河道淤积与区域的构造特征、地貌环境及人类活动相关，因此对黄河宁蒙段泥沙淤积成因或者泥沙来源的研究也同时进行，并通过不同的研究手段对淤积泥沙的沉积量进行了估算。杨根生(2003)认为从长时空

尺度上,黄河宁蒙河段地处银川、河套两大断陷盆地,年均沉降速率约为 0.2~0.3cm/a,自上新世以来即是泥沙堆积河道。锆石 U-Pb 的研究结果也表明来源于黄河上游青藏高原东北缘的大量碎屑物质,主要堆积在河套盆地,没有向中下游有效地输送(Nie et al., 2015)。在现代地貌与工程尺度上,黄河宁蒙段淤积泥沙的来源表现出明显的多元性和复杂性,如有的学者认为由于上游水库建设削减了该段汛期洪峰,低速的径流条件致使大量支流(祖厉河、清水河等)入黄的泥沙难以冲刷,是河道淤积的主要原因(赵文林等, 1999)。同时,频繁发生的高含沙水流作为黄土高原地区一种特殊的侵蚀产沙类型,也可能是黄河泥沙的主要来源区(冯国安, 1992)。另外,黄河沿岸沙漠风成砂和十大孔兑的汇入是现代黄河淤积泥沙的主要来源(杨根生等, 2004; Ta et al., 2008; Jia et al., 2014)。

迄今为止黄河宁蒙段泥沙特征、淤积泥沙来源的研究侧重于河床淤积物质,对滩地等不同地貌单元泥沙特征及该地区潜在源区沉积物的研究尚不多见,而潜在源区沉积物的理化特征研究是认识黄河宁蒙段淤积泥沙分布规律及来源的基础,河床粗泥沙来自于哪里?不同潜在源区的物质进入河道导致泥沙粒度等特征如何变化?不同地貌单元的泥沙特征是否存在差异,沿程如何变化?如何对粗泥沙进行定量的示踪判别?这些重要的问题均需通过深入研究来回答,以期为黄河上游河道整治和生态修复提供重要的理论依据。

1.2 河流沉积物粒度特征的相关研究

1.2.1 河流沉积物粒度的基本性质

关于泥沙颗粒的基本性质问题,牵涉面相当广泛,这里只讨论和泥沙沉积过程有关的部分内容,如颗粒的几何大小、形态与圆度等,其中粒度特征是泥沙最基本的属性(钱宁, 1983)。

单个泥沙颗粒的大小一般用粒径来表示,变化范围极大,国际上最常用的粒度分级是由美国地质学家温特沃思提出的,以 1mm 为基数乘以或者除以 2 进行分级。考虑

到泥沙的起动状态又可以将河流中的泥沙划分为溶解质、冲泻质和床沙质(Knighton, 1998; 钱宁和万光惠, 2003), 其中冲泻质是粒径最细的一部分颗粒, 一般小于 0.063mm, 以悬移运动为主; 床沙质包括堆积在河床上粒径大于 0.063mm 的全部颗粒, 以推移和跃移运动为主, 床沙质在河床附近运动称为“底沙”或“推移质”, 相应的冲泻质称为“悬沙”或“悬移质”。各种粒度参数也被广泛用来反映沉积物粒度特征, 如 Krumbein (1934)提出以横轴为粒径, 纵轴为体积百分比含量的方法描述粒度, 发现在单一、稳定的沉积环境下, 粒度频率曲线具有正态分布特征, 而多峰分布的粒度曲线可能由多个不同组分的正态分布曲线所构成。根据泥沙在水流条件下的起动状态, Visher (1969)提出了粒度概率累积曲线模式, 说明粒度粒径大小和运动方式存在着一定的联系。为了更好的解释双峰分布和偏态分布的情况, Folk and Ward (1957)利用中值粒径、偏度、峰态与分选系数等参数, 基于频率数据图解法对粒度频率曲线进行了分解。由于粒度作为沉积物最基本的特征之一, 集中反映了沉积介质流体力学性质和能量, 因此沉积物粒度特征成为最为常用的沉积环境分析指标(Doeglas, 1968), 比较常用的方法有正态概率累积曲线法、CM 图法、因子分析法、分维值法、判别函数法等(Passega, 1964; McLaren, 1981; 柏春广, 2003), 其中频率分布曲线可以表示粒度分布区间、分选性、曲线分布对称性及峰态; 概率累积曲线中横轴为粒径大小, 纵轴单位为概率值, 碎屑沉积物在纵轴与横轴上的变化范围则可以指示不同搬运方式对于碎屑沉积物粒度大小和含量的贡献, 概率图中的线段代表着不同的搬运方式, 主要分为悬移、跃移和推移或滚动等三种, 此外线段的斜率代表了沉积物分选性, 线段的交点即截点、细截点可表示出悬浮作用的最粗颗粒大小。Pejrup (1988)就曾利用三角图法从沉积物的结构组成及其反映的水动力强度来区分现代沉积环境, 首先将沉积物划分为粘土、粉砂和砂三大类, 再以 10%、50%、90%和 20%、50%、80%为临界值对砂和粉砂 - 粘土组分进行划分, 可以得到 16 个不同沉积动力环境的分区。在此基础上, 利用粒度组分的定量判别模型近年来逐渐发展起来(Sun et al., 2002; 董吉宝等, 2010), 如殷志强等(2008)利用中值粒径将沉积物划分 1 μm 、2~10 μm 、10~70 μm 、70~150 μm 、150~700 μm

和 $>70\mu\text{m}$ 6个优势组分, 进而探讨了多组分、多模态的粒度频率分布特征及其形成机制。

另外, 泥沙的粒径分布也可以反映区域水下生态环境的变化, 如 Walling (1983) 指出砾质河道中粒径小于 $63.5\mu\text{m}$ 的泥沙代表了河流输移过程中的“暗箱”组成部分, 其淤积总量与流域的土地利用以及土壤状况有关(Walling, 1995)。由于淤积在砾质河道中的细粒泥沙主要是悬移泥沙因重力作用落回床面和搬运中进入砾石间隙的颗粒, 这部分物质堆积在砾石的间隙中, 会相应减少间隙流和可溶解氧的可用性, 从而影响河流潜流带物质交换, 导致水质以及水下环境的退化(Richards and Bacon, 1996)。

1.2.2 河流沉积物粒度沿程细化研究

沉积物颗粒的最初形状取决于岩石母质和风化, 随后因运移介质、搬运动力及沉积环境的变化不断发生变化。Sternberg (1875)对莱茵河河床砾石的平均粒径和最大粒径进行了测量, 发现砾石的粒径总体随着距离的增加而呈指数递减的变化。McLaren and Bowles (1985)对单一来源沉积物的粒径特征和形成过程进行了分析, 发现泥沙向下游搬运过程中总体表现出分选程度变好、偏度增加的特征或者分选程度变差、偏度增加的一维粒度趋势。砂质河床河流尽管在沉积物搬运, 粒度分布宽度和区域背景与砾质河床河流存在很大的差异, 但依然也存在着这种沿程变细的趋势, 如莱茵河(Ten et al., 1997), 密西西比河(Nordin and Queen, 1992)以及我国的长江(Luo et al., 2012)等, Wang et al. (2009)对长江宜昌至河口段的泥沙特征研究表明, 该段泥沙总体表现出从砾石到砂的细化趋势, 而荆江段的河床泥沙粗化是水库调洪强烈冲刷的结果。当然, 这种沿程细化的趋势并不是单调的递减模式, 由于沿程物质的输入(Knighton, 1980; Dietrich et al., 1989; Rice and Church, 1998; Ta et al., 2011), 支流的汇入(Knighton, 1980; Rice, 1998), 以及水动力条件(Bein and Sass, 1978; Bartholomä and Flemming, 2007; Xu et al., 2006)、河道形态(Rice and Church, 2010)、地质构造(Schumm, 2005)和海平面的上升(Wright and Park, 2005)等因素都会影响河床沉积物粒度细化特征, 并且表现出一系列

的间断变细的沉积链接。近几十年来,人类活动(如清淤,改道)通过改变流量和沉积动力干预沉积物的粒度变化(Draut et al., 2011; Surian, 2002)。尤其是水库建设会显著改变区域的水文条件,水库的低流量会造成大量细的悬移物质堆积在漫滩之上,加速沉积物的细化趋势(Heath and Plater, 2010)。

对于泥沙细化机理的研究从 16 世纪初期即已开始,一般认为磨蚀作用是导致粒度细化的主要因素(Kodama, 1994; Schumm and Stevens, 1973),另外选择性搬运也尤为重要(Dawson, 1988; Gasparini et al., 1999),即在低流速环境下,细粒泥沙最先被水流携带。由于泥沙起动或运动临界受控于临界剪切力,随着床面粗颗粒泥沙的剪切应力增加,部分上层颗粒逐渐从静止状态到运动状态,随着流速加大,少量泥沙上浮至主流区以悬移的形式运动,剩余的泥沙在床面以推移的形式运动,或者上升后又落回床面(Wilcock and McArdell, 1993)。如 Surian (2002)对意大利山区皮亚韦河的研究表明,沉积物 D50 和 D84 的细化系数分别为 0.027km^{-1} 和 0.028km^{-1} ,尽管磨蚀作用影响了粒度分布,但是分选作用才是粒径细化的主导原因。由于较细的粒径及隐暴作用的影响,磨蚀作用对砂粒沉积物的影响较小,其细化趋势主要受控于水动力的分选作用(Frings, 2008)。简而言之,砂粒粒度的沿程分布特征是水动力作用而不是磨蚀作用的产物(胡修棉, 2017)。

1.2.3 黄河沉积物粒度特征研究

历史上的黄河就是一条灾害性的河流,为了驯服黄河,造福于人民,先民们对水旱灾害历来进行着艰苦不懈的斗争。60 年代以来,黄河流域修建了 3147 个水库调洪削峰,初步建成“上游水库,下游堤防,河道整治,分滞洪工程为主体的防洪工程体系”,在一定程度上调节和扭转了黄河频繁改道和洪水泛滥的局面(Zhang et al., 2001)。在自然条件及人类活动的影响下,黄河的水沙条件发生了明显的变化,在 1950~2010 年间,黄河入海泥沙总量减少了 90% (Wang et al., 2015)。

黄河流域具有明显的水沙异源特征,按照不同的水沙来源,大体划分为河口镇以

上的清水区、河口镇 - 龙门多沙粗沙区、龙门 - 三门峡多沙细沙区及伊洛河清水区(钱宁, 1980)。水文数据定量估算发现 1 吨多沙粗沙区泥沙入黄, 就有 0.455 吨泥沙淤积在河道中(许炯心, 1997)。龚时旻(1987)根据侵蚀, 输移, 沉积的规律, 提出黄河上游的粗沙产沙区是河口镇以上大约 12 万 km^2 的活跃区域, 包括主要的支流大夏河, 洮河, 清水河和祖厉河等。这些发源于黄土高原的支流(祖厉河、清水河等)年输沙量约为 $2.47 \times 10^8 \text{t}$ (赵文林等, 1999)。师长兴等(2016)基于多年平均径流量、输沙量、含沙量和产沙模数将黄河上游的水沙来源区分为兰州以上清水来源区, 祖厉河 - 清水河多沙细沙区和十大孔兑多沙粗沙区, 其中多沙粗沙区的地表物质主要为砒砂岩和风成砂, 多沙细沙区的物质主要为黄土, 粒度频率曲线显示前者明显粗于后者。

针对黄河淤积泥沙的科学研究主要始于 20 世纪 50 年代, 钱宁通过对黄河下游的系统调查研究, 提出该段河道淤积的泥沙绝大部分是大于 0.05mm 的颗粒, 从而将黄河悬移质中相对粗的部分(大于 0.05mm)称为粗泥沙, 以区别于泥沙分类中的粗砂(钱宁, 1980)。黄河下游河道钻孔采样结果发现, 1960 年前河道主槽淤积物中粒径 0.1mm 以上的泥沙比重是水库建设后的 2.5 倍, 后期随着小浪底水库的建设, 调水调沙结果表明 0.1mm 的粗泥沙也难以冲刷, 黄河中游粗泥沙的界定应以粒径 0.1mm 为主, 粒径 0.05mm 为辅同时进行(徐建华等, 2006)。

根据黄河上游沙漠段钻孔沉积物的数据分析, 杨根生等(2003)认为 1954~2000 年淤积在该段河道的泥沙总量为 20.11 亿 t, 其中粒径大于 0.1mm 的粗泥沙是主体, 约占总量的 77.4%, 同时认为该区风沙入黄量约 20.11t。而秦毅(2009)根据水文观测资料, 从泥沙动力学的角度提出黄河内蒙古段河道造床泥沙粒径主要集中在 0.025~0.08mm 和大于 0.2mm 两个组分, 其中粒径在 0.05~0.1mm 的泥沙以悬移运动为主, 而 0.2mm 以上的泥沙以推移运动为主。最近师长兴等(2016)利用大样本数据对该段淤积泥沙的推悬和悬推界限粒径进行了更为系统的分析, 认为粒径在 0.025~0.075mm 范围的泥沙基本以悬移质运动为主, 而 0.08~0.1mm 的泥沙冲刷难、淤积易。Ta et al. (2011)针对黄河上游沙漠段沉积物粒度特征的研究表明, 该段沉积物存

在着明显的粗沙层(CSL)和细沙层(FSL)二元结构, 67%的粗沙层中值粒径分布在大于 0.08mm 的范围内且沿程细化特征明显, 相反细沙层中值粒径均小于 0.08mm, 未显示出细化特征, 进而提出 0.08mm 可以作为大型砂质河流沉积物粒度细化的关键阈值。由此可见, 针对不同河段淤积泥沙特征进行详细的研究, 即是区域河道整治的关键, 又是对其来源泥沙研究和源区生态修复的科学依据。

1.3 河流沉积物物源示踪的研究进展

河流作为联结地表不同地貌单元的纽带(Schumm, 1977, 1993), 在侵蚀、搬运和堆积过程中通过“削高填低”重塑着地球表面形态。同时, 河流系统对外部环境因素的变化(构造、气候、高程等) (Bull, 1991; Antoine et al., 2000; Schumm et al., 2000; Carretier et al., 2006)和人类活动(Schumm, 1969; Gregory and Park, 1974; Petts, 1979; Hooke, 1997; Gregory, 2006)随时做出积极而敏感的反应, 因此河流沉积物记录了丰富的物源及区域环境信息。目前, 颗粒形态、地球化学元素以及矿物组成等诸多沉积物基本的属性和特征, 已被广泛用于物源示踪研究。

1.3.1 示踪方法在河流中的应用

1.3.1.1 地球化学元素示踪研究

化学元素在自然体系的迁移过程中, 由于较稳定元素和 REE 含量受风化、搬运、沉积等地质过程的影响较小(Taylor and McLennan, 1985), 因此可以加以利用对物质来源进行判别(表 1.1)。

高场强元素如 Th、Y、Sc、Ti、Nb 等在表生环境中化学活动性小, 多富集于矿物晶格中, 或以类质同象的形式存在于碎屑岩中, 它们在风化、搬运、沉积及成岩过程中均比较稳定, 在水体中含量很低, 滞留时间较短, 在适当的水动力条件下很快发生机械沉积, 而且不发生明显的化学变化, 因此这些元素几乎被等量地从源岩中转移到碎屑沉积物中, 从而可以反映母岩的化学组成(McLennan and Taylor, 1983; Wronkie-

wicz and Condie, 1987; Cullers, 1988; Tripathi and Rajamani, 2003; Singh, 2009)。如 Garzanti et al. (2015)对尼罗河 7400km 的河道进行了化学元素分析,发现 Atbara 支流明显富集 Ti、V、Cr、Fe 和 Ni, 与潜在源区非造山期的火山岩化学元素组成相似, 而区别于亏损 V、Cr 和 Ti 元素的大陆块化学组分。支流 Blue Nile 弱富集 Ti、V、Cr, 而亏损 Ni, 因此推断其源岩应为火山岩和大陆块的混合物。Yang et al. (2000)系统的对比了长江和黄河的沉积物, 发现长江沉积物明显富集 K、Fe、Mg 和 Al, 反映了流域内广泛分布的中酸性火成岩及强烈的化学风化; 而受黄土高原的影响, 黄河下游沉积物中 Ca、Na、Sr、Ba、Th、Ga、Zr 和 Hf 含量较高, 可作为区别长江的示踪指标。

稀土元素指从 La 到 Y 的元素, 具有较稳定的正三价氧化态, 它们化学物理性质极其相似, 在自然界倾向于共生在一起。河流沉积物的 REE 受到流域岩性、风化作用、水体物理条件、溶液化学作用、微生物作用、水粒相互作用等因素影响元素丰度从而产生分馏(Sholkovitz et al., 1993; Bluth and Kump, 1994)。如大多数河流沉积物具有相似的稀土元素配分模式, 即富集轻稀土元素(LREE), 亏损重稀土元素(HREE) (Sholkovitz, 1992)。分馏作用使稀土元素被广泛的应用于河流系统中, 通过沉积物(溶解相、悬移沉积物及河床沉积物)的稀土分布特征, 示踪物源, 反映化学风化程度, 沉积环境。常用于表示稀土元素丰度和特征的指标有 Σ 稀土分、LREES/HREE; 指示轻重稀土分异程度的指标有 La/Yb、La/Lu、Ce/Yb; 表示稀土内部分异状态的指标 La/Sm、Gd/Lu、 δ Eu 和 δ Ce (Singh and Rajamani et al., 2001)。

表 1.1 河流地球化学元素示踪研究

研究区	元素指标	参考文献
长江	REE	杨守业和李从先, 1999
东海	Fe, Mn, Zn, CaO	郭志刚等, 2000
黄海	Ni, Co, Cu, Pb	蓝先洪等, 2000
长江	CaO, Na ₂ O, TiO ₂	范德江等, 2000
黄河	REE	杨守业等, 2003
长江、黄河、Keum、Yeongsa	K/Ca, Al/Ca	杨守业等, 2004

长江	Sr/Ba	韦桃源等, 2006
Lower Amazona River	Co, Fe ₂ O ₃ , Sr, Na ₂ O	Vital and Stattegger, 2000
Kaveri River	REE	Singh and Rajamani, 2000
Indus River	¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Clift et al., 2002
Yangtze, Yellow River	Zr/Nb, Zr/Ti, Nb/Co	Yang et al., 2003
Mississippi River	SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Zr, CaO	Piper et al., 2006
Hong River	Ca/Mg, Si/(Na* + K)	Moon et al., 2007
Orange River	(Rb + Ba)/(Ni + Cr + V)	Compton and Maake, 2007
Mahaweli River	Al, CaO-MgO	Ranasinghe et al., 2008
Yangtze, Yellow River	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd, ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Meng et al., 2008
Yellow, Yangtze, Hong He, Mekong, Salween	SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O Th/Yb, Th/Co	Borges et al., 2008
Yangtze, Mekong, Salween	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Noh et al., 2009
Ganga River	Co/Th, La/Sc, Sc/Th	Singh, 2009
Brahmaputra River	REE	Li et al., 2009
Wuding River	REE	Long et al, 2010
Mississippi River	K/Ca, Ti/Ca	Kujau et al., 2010
Jinsha River, Lancang River, Mekong, Nujiang River, Yarlung Tsangpo	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, La/Sc, Co/Th	Wu et al., 2012
Yellow River	Si/Ti, Si/Al	Jia et al., 2011
Yellow River	TiO ₂ , Zr	Jia et al., 2014
Nile River	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd, ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Garzanti et al., 2013
Upper Amazona River	Al/Si, δ13C	Bouchez et al., 2014
Yangtze River	Th/Al, Zr/Al, La/Sm	He et al., 2015
Taiwan River	Na, Ca, Mg, Sr	Garzanti and Resentini, 2016
Irrawaddy River	REE	Garzanti et al., 2016

沉积物在搬运和沉积过程中, 由于颗粒粒度、密度及形态的差异导致粗细颗粒矿物组分的变化从而改变元素含量。元素的表生地球化学行为, 本质上是由元素在不同矿物中富集及迁移的规律决定的。如 Al 元素主要富集于细粒或者板状硅酸盐中, Na, Ca 和 Sr 含量在长石矿物中显著增加, 而 K, Rb 和 Ba 易于富集在含钾长石中(Garanti et al., 2016)。不易迁移的化学元素在悬移质沉积物中的富集, 从而导致推移质沉积物因为元素的流失含有较高含量的石英和长石(Taylor and McLennan, 1985; Singh et al.,

2009)。为了消除粒度及水力分选作用对元素迁移的影响,大量学者利用化学元素比值示踪沉积物物源。Compton and Maaker (2007)示踪南非奥兰治河沉积物物源时,利用 $(Mg + Na)/K$ 和 $(Rb + Ba)/(Ni + Cr + V)$ 的比值判别南非干旱台地和玄武岩沉积物,根据比值的相似性推断奥兰治河悬移沉积物主要来自南非干旱台地的侵蚀碎屑物质。其次, Cr、Sc 和 Co 主要富集在铁镁质矿物或者基性岩中,而 Th 和 La 属于不相容元素,常见于长英质火山岩石中,因此铁镁质和长英质源岩的 La/Sc、Th/Sc、La/Co、Th/Co 和 Cr/Th 比值存在显著不同(Taylor and McLennan, 1985; Cullers and Podkovyrov, 2000)。Singh (2001, 2010)根据较低的 Co/Th 及高的 La/Sc 和 Sc/Th 比值推测恒河沉积物源岩应为花岗岩和花岗闪长岩,而后期的侵蚀,分选作用和风沙活动是导致河床、现代河漫滩及古河漫滩沉积物化学特征差异的主要因素。

同位素地球化学在提供沉积物元素信息的同时,也可以提供源区岩石的地层年代、热历史等信息,是进行物源示踪有效的手段之一(Clift et al., 2008)。如杨守业等(2007)通过对长江干流和主要支流沉积物的 Sr-Nd 分析,发现长江上游沉积物 $^{86}Sr/^{87}Sr$ 比值较低,与该区岩浆岩和峨眉山玄武岩的大量分布有关;中下游沉积物 $^{86}Sr/^{87}Sr$ 逐渐增大,主要与中远古代的变质岩的大量输入有关。恒河沉积物中高 $^{86}Sr/^{87}Sr$ 还反映了变质过程中云母矿物含量的变化以及后期的化学风化作用(Galy et al., 1999)。化学风化是重要的地表地质过程之一,风化过程中不稳定的长石类矿物发生分解,碱金属、碱土金属元素(Na、K、Ca)与氧产生强烈的反映,阳离子释放,碱性离子大量流失,因此在碎屑化学元素物源示踪研究中,应注意化学风化作用的影响。如 Vital and Stattegger (2000)对亚马逊河床沉积物进行常量元素和示踪元素分析发现,热带地区化学风化作用强烈,改变了源岩的化学组成。除气候湿热地区外,在干冷或冰川地区尽管水解作用较弱,依旧存在化学风化作用的影响(Marra et al., 2016)。

1.3.1.2 矿物学示踪研究

碎屑沉积物除了继承母岩的初始特征外,阶段性的重结晶、矿物衰退、变质作用

等化学过程, 以及外部环境的变化都会在矿物颗粒原有的结构、微形态上留下信号 (Bateman, 1989; Morton and Hallsworth, 1999; Mange and Wright, 2007)。因此碎屑沉积物的矿物组合也可以用来反映源岩的类型 (Morton et al., 1994; Morton and Hallsworth, 1994; Frihy, 1995; Morton et al., 2005; Frihy, 2007; Garzanti and Andò, 2007b; Garzanti et al., 2013) (表 1.2)。

1898 年 Artini 在定量分析河床沙时首次系统地描述了重矿物方法, 此后在河流沉积物研究中得到了广泛的应用。重矿物是指密度大于 2.86g/cm^3 的碎屑矿物, 在风化、搬运过程中因稳定程度的差异, 可划分为不同的矿物类型如金红石、电气石、辉石、石榴子石等, 其化学性质稳定, 抗磨蚀力强, 易于保存, 因此, 稳定性矿物可单独用来解释或者示踪潜在的物源区 (Mange, 1989; Mange and Maurer, 1992; Morton and Hallsworth, 1999, 2007; Meinhold, 2010; Henry and Dutrow, 2011)。如 Steven et al. (2013) 通过对比毛乌素沙漠、黄河泥沙, 以及末次冰期的黄土及其下伏基岩即白垩纪砂岩的重矿物组成, 发现毛乌素沙漠东部风成砂和白垩纪砂岩中富集石榴子石, 而黄河泥沙、黄土和毛乌素沙漠西部的风成砂以高含量的不稳定矿物角闪石为主, 进而推测历史期间黄河泥沙是乌兰布和沙漠和黄土高原的主要物质来源。另外, 相比其他单矿物, 锆石具有硬度大, 离子扩散速度低的优点, 其 U-Pb 年龄图谱可以直接反映源区岩石的年龄组成, 目前是国际学界进行碎屑沉积物物源示踪研究的热点, 已被广泛的应用于长江 (He et al., 2013)、恒河 (Amidon et al., 2005)、印度河 (Alizai et al., 2011) 等大型河流及其他现代河流 (Garzanti et al., 2016)。如 Nie et al. (2015) 对比黄河上中下游沉积物与黄土高原、毛乌素沙漠、鄂尔多斯台地下伏基岩和第四纪黄土沉积物的锆石 U-Pb 年龄图谱, 发现黄土高原和毛乌素沙漠西部的物质与青藏高原东北缘物质相似, 而区别于毛乌素沙漠东部、黄河中游和鄂尔多斯台地下伏基岩, 从而推断从青藏高原剥蚀下来的大量碎屑沉积物主要被黄河搬运沉积在河套盆地。另外锆石也是 Hf 同位素测试的理想矿物, 将 U-Pb 和 Lu-Hf 同位素结合分析, 可以限定碎屑沉积物的再循环时间。如何梦颖等 (2013) 根据锆石 U-Pb 和 Hf 同位素的研究发现汉江、嘉陵江及湘江对长江干流沉积物

的贡献量最大，而赣江和乌江的输入量最小。

不稳定矿物是指化学性质不稳定易于蚀变的矿物，主要包括辉石类、角闪石、黄铁矿、黄铜矿、橄榄石、黄铁矿等。不稳定矿物的含量也可以作为区分物源和沉积环境的指标之一，如其高值代表源区风化程度低，而低值指示源区经历了强烈的风化剥蚀(岳艳, 2010)。Nascimento et al. (2015)通过对亚马逊河沉积物的物源示踪研究，发现沉积物重矿物组合中长石含量高，明显富集的不稳定矿物为辉石和紫苏辉石，说明其物质主要来自安第斯山剥蚀的基性火山岩，且这些物质经河流快速搬运携带并沉积至沿海区域。对于物源区相同的沉积物，其重矿物组分表现为随着搬运距离的增大不稳定矿物含量逐渐减少，稳定矿物含量增加的特征，因此极稳定矿物组合 ZTR 指数(锆石 + 电气石 + 金红石)可以代表重矿物的成熟度(Morton and Hallsworth, 1999)，用于反映重矿物的搬运方向及距离，较高的 ZTR 值指示源岩物质经历了长时间搬运作用。另外，Zuffa et al. (2007)提出了稳定系数指标即稳定矿物与不稳定矿物的比值，其值越大，说明沉积物的矿物稳定性越好，或者沉积物经历了长时间的搬运，离物源区域较远。如王中波等(2010)对黄河碎屑沉积物重矿物的分析，发现主要支流和干流沉积物重矿物组合差异明显，而 ZTR 指数不均一的变化反映季节性的河流水动力强度和沉积环境对碎屑矿物含量变化的影响。

尽管重矿物的组成是判别沉积物物源的重要指标，但是在后期的沉积物会受到风化、侵蚀、搬运和埋藏成岩等过程的影响，进而改变了原始的矿物组成(Morton, 1985; Bateman and Catt, 2007)。如河流搬运过程中由于水力分选与矿物自身密度的差异，会造成密度较高的矿物(如锆石、金红石)与密度较低的矿物(如磷灰石、电气石)混合比例差异，其中水动力条件被认为是影响重矿物组分的最主要因素，因此 Morton and Hallsworth (1994)提出可以利用沉积环境或者物化性质相似的矿物比值，准确地反映其物源特征，如重矿物特征指数 GZi (石榴子石/(石榴子石 + 锆石))、ATi (磷灰石/电气石)、RZi (金红石/锆石)等。Guedes et al. (2011)按照矿物密度将重矿物分成两组，以角闪石、电气石、硅线石、绿帘石和蓝晶石为代表的密度较低组，和金红石、锆石、石

榴石的密度较高组。虽然金红石和锆石物化特征相似，但它们富集在不同的源岩中，因此重矿物特征指标 RZi (金红石/锆石)可以用来判别沉积物源区的变化。角闪石和电气石同样具有相似的密度和形态，但在风化过程中它们的化学稳定性不同，因此 THi (角闪石/电气石)可用于估算矿物的成熟度。另外，化学稳定性相似，但矿物属性存在差异的电气石和锆石的比值(TZi)则可以反映水力分选作用，从而指示沉积物的搬运路径。

表 1.2 河流矿物学示踪研究

研究区	矿物指标	参考文献
长江、黄河	楣石	孙白云, 1990
长江、黄河	磁铁矿	杨守业等, 2000
长江、黄河	碳酸盐	范德江等, 2002
黄河	云母 - 角闪石 - 绿帘石	林晓彤等, 2003
长江	角闪石 - 辉石 - 石榴石 - 绿帘石 - 金属矿物	王中波等, 2006
长江	ATi, GZi, ZTR	康春国等, 2009
黄河	ZTR	王中波等, 2010
长江	绿帘石 - 角闪石 - 辉石 - 绿泥石 - 金属矿物	邵磊等, 2010
珠江	ATi, GZi, ZTR	向绪洪等, 2011
黄河	角闪石 - 绿帘石 - 赤褐铁矿	石晓萌等, 2013
Mississippi River	锆石	Hirata et al., 2005
Amzona River	粘土矿物	Guyot et al., 2007
Yellow, Yangtze, Hong He, Mekong, Salween	Q-F-Rf	Borges et al., 2008
Mississippi River	粘土矿物	Sionneau et al., 2008
Yangtze River	Fe-Ti 氧化物	Yang et al., 2009
South Sea	粘土矿物	Liu et al., 2010
Ganga River	绿帘石 - 石榴子石 - 角闪石	Garzanti et al., 2011
India River	锆石	Alizai et al., 2011
Yangtze River	锆石	He et al., 2013
Yangtze River	粘土矿物	He et al., 2013
Yellow River	角闪石, 石榴子石	Steven et al., 2013
Brahmaputra River	Fe-Ti 氧化物	Rahman et al., 2014
Yellow River	锆石	Nie et al., 2015

Nile River	辉石、Fe-Ti-Cr 氧化物	Garzanti et al., 2015
Amazon River	辉石 - 角闪石 - 红柱石	Nascimento et al., 2015
Yangtze River	锆石	Zheng et al., 2015
Taiwan River	锆石 - 绿帘石 - 辉石; ATi, GZi, ZTR	Deng et al., 2016
Irrawaddy River	锆石	Garzanti et al., 2016
Yangtze River	石英	Saito et al., 2017

轻矿物和粘土矿物也被广泛用于河流沉积物物源示踪的研究中。其中轻矿物是指密度小于 2.86g/cm^3 的矿物, 主要包括石英、长石、云母、方解石等(Folk, 1980)。Dickinson (1979)曾提出基于轻矿物的物源判别图解法, 即根据石英、长石、岩屑、单晶石英等 9 个组分将沉积物划分为陆块、岩浆弧和循环造山带及 7 个次级构造单元物源区, 但该方法难以重建一级和二级流域体系的构造环境(Ingersoll et al., 1993)。粘土矿物是指以 Al、Fe、Mg 等为主的含水层状结构硅酸盐矿物, 主要包括伊利石、蒙脱石、高岭石和绿泥石等。其中伊利石是长石、云母等矿物在强烈物理风化过程中形成的, 代表弱的水解作用和干旱寒冷的气候条件。绿泥石也常出现在以物理风化为主的区域, 除了与干冷的气候条件有关, 也可见于低级变质岩区域(程捷等, 2003)。相反, 高岭石是长石、云母等矿物在温暖湿润气候条件下, 强化学风化作用的指示矿物(Liu et al., 2010; 何梦颖等, 2011)。蒙脱石在干湿交替的气候环境下形成的, 广泛分布于辉绿岩、玄武岩、橄榄岩等基性岩石的风化壳中, 是各种火山岩或火山成因物质的风化变质产物(He et al., 2013)。通过对这些矿物组分的分析, 可以有效地对沉积物的物源进行研究, 如 Guyot (2007)对亚马逊河悬移质沉积物的粘土组分分析, 发现来自于安第斯山的支流含有较高的伊利石和绿泥石, 而流经亚马逊地盾的支流以高岭石为主, 流域下游蒙脱石的含量增加, 可能主要来源于山麓支流对中新世地层侵蚀造成的。

需要指出的是, 由于流域内部物源的复杂性, 尤其在源岩类型多样、构造活跃的大河流域, 运用矿物方法进行物源区识别的工作仍需十分谨慎。如 Yang et al. (2009)通过对长江和主要支流沉积物的重矿物和 Ti-Fe 氧化物分析, 认为重矿物方法在判别长江沉积物物源具有重要的意义, 但是受沉积旋回的影响, 区域岩石与河流沉积物的

重矿物很难进行一一对比, 因此部分源岩的信息可能被忽略。另外轻矿物和重矿物的研究主要针对砂岩, 不适用于泥岩。

1.3.1.3 石英颗粒表面形态示踪研究

碎屑沉积物在搬运沉积过程中, 由于受搬运介质、过程和沉积环境的影响, 颗粒表面常常留下可以反映搬运和沉积痕迹的各种次生表面形态(谢又予等, 1981)。与其他矿物相比, 由于石英矿物在自然界中广泛分布, 具有硬度大, 化学性稳定, 易于长久保留的特征(Rimington et al., 2000), 所以石英砂颗粒的表面形态可以提供可靠的搬运、沉积历史记录(Porter, 1962; Krinsley and Takahashi, 1962; 吴正, 1995; Vos et al., 2014)。

石英颗粒的表面特征大致可以分为机械成因和化学成因两大类(陈丽华, 1986)。其中机械成因特征指颗粒受外界机械作用影响而产生的形态和现象, 主要包括磨圆、贝壳状断口、平行解理面、V型撞击坑、直-弯撞击沟、蝶形坑、凹坑、平行擦痕和擦痕、翻卷薄片等(表 1.3)。磨圆度是指砂粒在外力作用下, 尖锐的棱角逐渐被磨蚀的程度。根据颗粒表面的圆度和棱角度, 磨圆度可划分为 5 个等级。颗粒的磨圆度主要与颗粒原始形态、搬运方式、距离和时间有关(Goudie and Watson, 1981; Kleesment, 2009; Costa et al., 2013)。未经磨圆颗粒通常发生在冰川环境下或者搬运距离有限的高能量水下环境(Helland and Holmes, 1997)。贝壳状断口是一系列贝壳状的呈阶梯状的高脊, 具有弯曲的凹坑, 断口形态和大小极不规则, 可在多种沉积环境下产生, 其形态特征和大小与形成时的能量紧密相关(Kragelskii, 1965)。风成砂环境下的贝壳状断口形态大小均一, 普遍小于 $10\mu\text{m}$ (Krinsley and Doornkamp, 1968)。在分选较差的水下环境, 石英颗粒与卵石、砾石相互碰撞会形成较大的贝壳状断口($>50\mu\text{m}$), 但当颗粒小于 $150\mu\text{m}$ 的时候, 其表面很难产生贝壳状断口, 而当贝壳状断口出现频率占到颗粒表面的 50% 以上, 形态大小波动较大时($10\sim 100\mu\text{m}$)一般认为是典型的冰川颗粒撞击的结果。V形撞击坑是一种因机械碰撞或者磨损运动形成的不规则的凹坑, 在水下或风成环境中均可以出现, 基本上是颗粒在解理片顶部切割的痕迹, 大小在 $0.5\sim 150\mu\text{m}$ 左右, V形坑

常与撞击沟同时出现(Sun et al., 2005; Damiani et al., 2006)。V形坑的大小、深度和密度的分布与具体水下环境的能量密切相关。而蝶形撞击坑是磨圆度良好的颗粒高速撞击在其它砂粒上形成的,多见于风成环境,其直径一般在50~100 μm 之间,大的可达200 μm ,深度在10~30 μm 之间。由于碰撞过程中被击起的颗粒旋转力强度大,下落时对其它砂粒的作用力方向大小都不固定,因此蝶形撞击坑常与新月形撞击坑同时出现(戴枫年, 1988)。在撞击过程中颗粒进一步相互挤压导致表面薄层脱落,从而形成翻卷薄片(Doornkamp, 1973),虽然翻卷薄片在风成环境中较为普遍,但是在其他环境中也可见到,所以并不是良好的标志特征(陈丽华, 1986)。在超强的压力作用下,尖锐粗糙的颗粒之间相互挤压产生擦痕或者平行擦痕,长度在5~10 μm ,深浅不一,普遍发育于冰川环境,在风成和洪积环境中粗颗粒之间强烈的滑动也会发育浅而短的擦痕(陈丽华, 1986)。

化学成因特征是颗粒受化学作用而产生的形态和现象,如鳞片状剥落、不规则的溶蚀、氧化硅沉淀和晶体生长等(表 1.3)。鳞片状剥落是化学侵蚀作用沿着晶面缺陷、杂质或者裂纹逐步扩大,沿着解理方向分割解理,形成厚度大小不同的解理薄片和鳞片,直径在1~10 μm 左右,厚度在0.005~0.1 μm 左右。当化学溶蚀作用越过晶面解体带,到达解体带和非解体带之间也可以产生不规则溶蚀坑和溶蚀沟(Higgs, 1979)。由于溶蚀坑的形成及形态主要依赖于化学活性和溶蚀时间,因此很难判别溶蚀坑是溶蚀作用还是矿物侵蚀作用的产物。石英颗粒表面由于氧化硅沉淀作用还会形成不同的产物,如氧化硅沉淀的初始产物是圆形或近圆形的硅质球,直径平均为0.05~0.25 μm ,孤立的硅质球常产生于稳定的颗粒接触硅质流体的环境下(Higgs, 1979),因此它的产生代表着低能量的沉积环境。

不同沉积环境下的石英砂颗粒表面形态及组合特征差异很大(Krinsley and Doornkamp, 1968),为了探索石英砂颗粒结构特征与沉积环境之间的关系,大量研究学者对不同地质背景、沉积环境下的石英砂颗粒进行了表面结构分析(Frihy and Stanley, 1987; Mahaney et al., 1995; Marcelino et al., 1999; Hoesen and Orndorff, 2004; Williams and

Morgan, 2006; Madhavaraju et al., 2009; Vos et al., 2014; 赵雪等, 2016)。如在沙漠环境中, 受风蚀作用的影响石英砂颗粒形态以圆形或近圆形为主, 有些呈近似的椭圆形或长条形, 磨圆度好, 无棱角(谢又予等, 1984), 颗粒表面常布满浅的蝶形坑, 具有麻圆的特征, 似磨砂玻璃, 同时常见到不规则的新月形凹坑和机械上翻薄片(e.g. Frihy and Stanlry, 1987; 吴正, 1995; 陈方等, 1999; Vos et al., 2014)。水成环境中的石英砂颗粒磨圆度不高, 较风成砂颗粒差, 且具有棱角状(谢又予等, 1981), 部分颗粒的边缘可见钝化现象(Mahaney, 2002), 另外一个的典型特征是 V 形坑和水下磨光面的出现(Krinsley and Doornkamp, 1973)。湖泊沉积物为静水环境下的产物, 机械作用较弱, 颗粒表面上常常粘附有有机质、碳酸盐、硅质沉积物等(王颖和 Deonarne, 1985)。与上述沉积物环境相比, 冰川沉积物最明显的特征是发育典型的大贝壳状断口, 平行解理面及阶梯状断口(石磊等, 2009), 以及清晰的擦痕和刻槽, 是冰川前进过程中颗粒强烈挤压和摩擦的结果(Mahaney et al., 1995)。

表 1.3 不同环境下的石英颗粒形态特征

	大量■经常◀ 极少●极少—	水下环境			海洋环境			风成环境		冰川环境
		河流	湖泊	洪冲积	潮间带	潮下带	深海	沙丘	丘间地	冰川
机械成因										
	棱角状	●	◀	◀	—	●	—	—	—	■
	次棱角状	◀	◀	◀	◀	◀	◀	—	◀	—
	次圆状	◀	◀	◀	■	◀	◀	■	■	—
	小型贝壳状断口	■	—	■	■	—	—	◀	◀	■
	中型贝壳状断口	◀	—	◀	◀	—	—	●	●	■
	大型贝壳状断口	—	—	●	—	—	—	—	—	■
	阶梯状断口	◀	—	◀	◀	—	—	●	●	■
	平行解理面	◀	—	◀	◀	—	—	—	—	◀
	擦痕/平行擦痕	◀	—	◀	■	●	—	—	●	◀
	直/弯撞击沟	◀	—	◀	■	●	—	—	●	◀
	V 型撞击坑	■	●	■	■	◀	■	—	●	◀
	蝶形撞击坑	—	—	—	—	—	—	■	■	—
	新月形撞击坑	—	—	—	●	—	—	■	◀	—

	叠瓦状断块	—	—	—	—	—	—	—	—	■
	曲脊	—	—	—	—	—	—	■	■	●
	翻卷薄片	◀	—	◀	◀	—	—	■	■	◀
	麻面	—	—	—	—	—	—	■	■	—
化学成因	鳞片状剥落	—	—	—	—	—	—	●	—	—
	不规则溶蚀坑	●	●	●	●	◀	—	◀	—	—
	方向性溶蚀坑	—	—	—	◀	■	—	●	—	—
	硅质球	—	◀	—	■	■	—	—	◀	—
	硅质鳞片	—	◀	—	—	—	—	—	◀	—
	硅质薄膜	—	◀	—	—	—	—	◀	—	—
	晶体增长	—	●	—	—	—	—	●	—	—
复合成因	低起伏脊线	◀	—	◀	—	—	◀	◀	◀	—
	中起伏脊线	■	■	■	■	■	◀	◀	◀	◀
	高起伏脊线	◀	—	◀	—	—	—	—	—	■
	颤痕	—	—	●	●	—	—	—	—	■
	硅质黏粒	—	—	—	—	—	—	●	●	■
	弧形/多变裂痕	—	—	—	—	—	—	—	●	—

注：“■” > 75%；“◀” 50~75%；“●” 5~50%；“—” < 5%。上述数据参考 Krinsley and Donahue (1968), Krinsley and Doornkamp (1973), Margolis and Krinsley (1974), Le Ribault (1977), Higgs (1979), Mahaney (2002), Mahaney 等(2010) and Costa 等(2013), Vos 等(2014), 陈丽华(1986), 谢又予(1984), 王颖和 Deonarine (1985)。

由于自然营力的搬运过程和沉积环境变化会再次改造沉积物原有的颗粒形态，使其结构特征往往表现出复合特征。如 Newsome and Ladd (1999)对澳大利亚维多利亚高原沙地物质分析表明，大量沙地样品表面出现 V 型坑、贝壳状断口、擦痕等不属于风成环境的形态特征，而溶蚀坑、溶蚀三角形面、硅质粘粒等特征出现频率也很高，说明沉积物并未进行远距离搬运，而是近源的硅质沉积岩。李育等(2013)对猪野泽全新世剖面砂层中的石英砂颗粒结构进行研究时，也发现石英砂颗粒表面发育蝶形坑、麻面等风成砂的典型特征，又具有高比例的硅化物沉淀特征，推测这部分砂层沉积物先经历了风成环境，后期被搬运至湖泊中，在较弱的水利条件下形成典型硅质结构。

总体来说，河流沉积物从源岩风化侵蚀到后期的搬运沉积过程，经历了复杂的物

理化学改造,造成了源岩信息不同程度的丢失,因此单一示踪方法往往不具代表性,需要利用多种示踪技术,才能达到综合准确分析物源的目的(Kutterolf et al., 2008)。

1.3.2 河流泥沙物源贡献率的定量研究

随着示踪技术的进步,泥沙物源的识别逐渐从定性描述转变为定量估算研究,比较传统的方法主要是根据泥沙输移规律判别潜在源区,采用直接测量的方法获取泥沙物源的信息,如地貌调查法(Cao and Coote, 1993)和遥感摄影法(Vrieling, 2006),但成本较高。目前“指纹”示踪因其方法简单成本低,已被广泛应用于示踪不同规格流域内不同时间、空间尺度内的物质来源(Walling and Collins, 2004),其原理是根据物源属性的判别,选取具有诊断能力的判别因子组合,建立潜在源区与流域泥沙的关系,通过模型量化潜在源区对流域泥沙的输沙量。该方法以流域内物质间的输沙质量守恒原理为前提,不考虑泥沙搬运、沉积等内部过程,且提取的“指纹”识别因子能够定性判别潜在源区之间的物质差异(Walling et al., 2005)。大量的“指纹”示踪因子包括植物花粉(Brown et al., 2008)、沉积物颜色(Grimshaw and Lewin, 1980; Martínez-Carreras et al., 2010)、矿物磁化率(Foster et al., 1998)、化学组分(Collins et al., 2012, 2013)、粒度分布等等(Kurashige and Fusejima, 1979)。国内张信宝等(2004)利用放射性元素 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 对川中丘陵区的泥沙来源进行了研究,并估算了不同源区(林地、农田和裸坡地)的贡献量。文安邦等(2008)也利用 ^{137}Cs 为指纹识别因子对云贵高原地区坝库淤积泥沙来源进行了研究。

自然界的沉积物都是不同源区物质混合的结果,假设源区数量和源区物质组成都确定的情况下,就可以按照质量守恒的原理得到不同源区的权重系数或者贡献量,这种方法被称为端元模型,而每个具有明显判别特征的源区被称为端元(Weltje, 1997)。端元模型在估算物源贡献率时,采用最小二乘法优化求解,但是在未知端元的情况下可能会造成少量贡献率的负值。Clarke (1978)提出可以用线性规划的方法解决负值的问题,线性规划的目的主要是缩小误差 E ,使端元组分和端元贡献率服从非负的限制

(Dymond, 1981)。如俞立中等(1998)在假设已知物源的基础上,采用线性规划的方法对罗德河河口湾沉积物进行过物源研究。但是这种方法相对于矢量分析,其缺点在于每个端元绝对误差值的缩小一般不能产生最优的 X'估算(Renner, 1993),其次假设通过线性规划产生的混合比例限定为非负值,会导致估算的端元无极端组分(Renner, 1988)。另外,无论是最小二乘法还是线性规划法均要求明确知道端元的组分,因此在未知端元的情况下必须通过其他的方法进行端元提取(Weltje, 1997),如 Renner (1993)就曾尝试用 Q 因子分析法或者奇异矩阵分解的方法来提取端元的数量。但是由于 Q 因子的主要作用是标准化数据,主要用于样品分类的问题,会存在负值。杜德文等(1999)则在主成分分析算法基础上,利用最优斜交成分因子算法获取非负的斜交因子得分,成功的对冲绳海槽中段表层沉积物进行了端元提取,进而将改进后的端元模型方法广泛地应用于河流、盆地、海洋等沉积物的物源示踪研究中。

1.4 研究内容和技术路线

为了探明黄河宁蒙河道粗泥沙的物质特征和来源,准确评估和预测区域的河流过程与冲淤变化,为集成研究风沙水沙关键过程与机理、沙漠宽谷河道冲淤变化趋势预测与调控对策等提供了数据支持和科学依据。主要研究内容为:

(1) 系统分析黄河宁蒙段现代河流沉积物(河床、河漫滩)和潜在源区沉积物(腾格里沙漠、清水河、河东沙地、乌兰布和沙漠、十大孔兑、库布其沙漠)的组成,主要包括粒度、石英砂颗粒形态、重矿物、化学元素等物化特征。

(2) 对比黄河宁蒙段河床、河漫滩物质与主要沙漠、支流沉积物的重矿物组成、石英砂颗粒形态及地球化学元素特征,初步建立黄河宁蒙段粗泥沙来源的示踪指标。

(3) 基于黄河宁蒙段粗泥沙的岩矿、地球化学元素指标,利用二端元和多端元端元混合模型定量估算潜在源区对河床粗泥沙的贡献率。

(4) 分析河套盆地河道钻孔沉积物理化指标,对历史期间河道淤积泥沙的物质特征和来源进行研究。

根据研究内容和目标，技术路线如下：

