

文章编号: 1009-3850(2000)04-0104-07

# 物源分析的研究与展望

汪正江, 陈洪德, 张锦泉

(成都理工学院 沉积地质研究所, 四川 成都 610059)

**摘要:** 物源分析在盆地分析中具有重要意义, 是沉积盆地的大地构造背景判别、古环境恢复的重要依据。本文简要回顾了砂岩成分、阴极发光、古水流分析以及主元素和重矿物组合分析在物源研究中的应用, 着重阐述了稳定同位素测年技术、风化强度的量化、REE 和微量元素等地球化学方面的新技术和新方法在物源分析中的应用及其前景。在此基础上指出物源分析应强调利用多种方法进行综合分析, 才能获得准确的沉积物源信息。

**关键词:** 物源分析; 稳定同位素测年; 风化强度; REE 与微量元素; 地球化学

中图分类号: TE121.3

文献标识码: A

在沉积学中, 物源分析包括古侵蚀区的判别, 古地貌特征的重塑, 古河流体系的再现, 物源区母岩的性质、气候以及沉积盆地构造背景的确定等, 因此物源分析是盆地分析的重要内容之一。目前主要的研究手段是地层的发育状况(包括接触关系和沉积界面等)、岩相的侧向变化和纵向叠置、矿物成分及其组合特征、地球化学特征及其空间变化等, 其依据在于不同的物源在沉积物的搬运和沉积过程中就会有不同的岩性、岩相和地球化学特征响应。所以在某种程度上, 沉积物成分特征和地球化学特征是物源和沉积盆地大地构造背景的函数, 沉积物成分的时空变化反映了沉积盆地的沉积环境的演化, 这样就为地球化学与其它技术方法相结合以实现物源研究的定量分析提供了可能。

## 1 物源研究现状

目前广泛应用的物源分析手段都是很经典的, 其原理也较为简单。但是操作复杂、可靠性较差。下面分别从四个方面给予分析和阐述。

### 1.1 砂岩碎屑成分在物源分析中的应用

砂岩中的基质和胶结物特征及数量受成岩作用的影响很大, 只有碎屑颗粒才具有相对稳定性, 因而可用其进行砂岩物源和大地构造背景分析。Dickinson 等(1979, 1980, 1985)建立了砂质碎屑矿物成分与物源区之间的系统关系, 并依据大量的统计数据绘制了经验判别图

解(Q-F-L, Qm-F-Lt, Qp-Lv-Ls, Qm-P-K)<sup>[1]</sup>。其中物源区的划分和判别图解的样式在国内外都得到了广泛的应用,并成功地解释了许多物源区的构造背景。

但也有不少情况表明,依据此判别图解对物源的解释与实际不符,其原因主要有以下三个方面:

(1)混合物源的影响, Dickinson 等建立的判别图解仅依据沉积物通过直接和短途搬运进入邻近盆地而形成的砂岩的物源区性质判别这种较为特殊的情况。而一般情况则是,在许多沉积盆地中砂岩岩相都是具有多物源的。沿碰撞缝合带和活动大陆边缘形成的砂岩相必然具有混合物源的性质。此外流经不同性质构造单元的大水系也会形成混合物源岩相。

(2)次生作用的影响,风化、搬运和成岩作用都不可避免地对碎屑颗粒有破坏作用,从而影响判别图解的判别可靠性。气候的风化作用是通过控制成土作用来影响砂岩成分的。Young 等(1975)和 Basu(1976)的研究表明,如果同样的显晶质母岩,在可比的地形条件与潮湿和干旱两种不同气候条件风化,其风化作用产物的主碎屑成分截然不同。他们认为多晶石英/长石+岩屑或石英总量/长石+岩屑是灵敏的气候标志。但这种气候信息得以保存的前提是砂未经过长距离搬运和未遭受滨岸环境机械分异作用的改造(Suttner, 1981)。在成岩过程中碎屑颗粒的溶解和交代作用会提高石英质颗粒的丰度。一般遭受强烈溶解和交代作用的砂岩下不宜作物源分析。

(3)此判别图解要求以其特定的方法统计碎屑成分的相对含量才能以判别图解的物源解释即把岩屑基质和矿物晶体或颗粒( $> 0.0625\text{mm}$ )分别记入相应的岩屑和矿物成分中。因此,砂岩碎屑矿物成分的物源区的判别图解有助于源区的构造背景分析,但必须与其他地质证据相结合才能得出较为切合实际的结论。

## 1.2 阴极发光的应用

对岩石中主要造岩矿物发光性的研究有助于判别沉积环境和岩石的成因,碎屑颗粒的发光分析可直接用来查明物源区性质和状况<sup>[2]</sup>。碎屑岩中常见的石英、长石和岩屑多随物源变化而具有不同的发光特征,依此可分析有关造岩组分的来源。虽然阴极发光性的研究也广泛应用于矿物学和岩石学等其它领域,但首先还是应用在沉积岩中。碳酸盐矿物的阴极发光性除了受  $\text{Mn}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{3+}$  的影响以外, Co、Ni、Ti 等均属于猝灭剂, Sr 可减弱发光强度,  $\text{Eu}^{2+}$  在不同矿物中的激活效应虽确信无疑,但其发光波长却各不相同。因此,由于影响因素的多样性和复杂性使得在同一盆地的不同区域,其主控因素不同矿物的发光性亦不同。长石为三大岩类中最常见的矿物,但不同产状的长石其发光颜色变化很大,红色、蓝色、黄色、绿色、紫色等均较常见,影响因素主要包括 Na-Ca 含量变化及  $\text{Cr}^{3+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{3+}$  等微量染色元素等,而且常因粘土化作用而减弱。石英的发光性讨论则更能反映其复杂性。据 Zinkernagel(1978)研究表明不同地质体、不同时代、不同地区、不同产状的石英发光性都有很大差别。同时石英发光颜色明显受到  $300\text{ }^{\circ}\text{C}$  和  $573\text{ }^{\circ}\text{C}$  两个极限温度控制,而电子探针分析又表明蓝色与 Ti 有关,棕色与 Cr 有关。

总之,阴极发光对矿物相的确定是很复杂的问题,它的应用受到经验和较多随机因素的影响,从而影响了其应用的源区判别的可靠性。

## 1.3 古水流分析

古流向分析最早由 Herg, Clifton, Sorby 提出,但直到 Mckee Wein (1953), Pettijohn (1957), Allen (1963a) 开始了对底型的水力学研究时,古水流分析才成为盆地分析的重要手段之一。主要突破是因为 Simons 等(1965)对流态概念的发展。古水流分析可提供沉积盆地演化四个方面的信息<sup>[3]</sup>:①古斜坡的倾斜方向;②沉积环境;③沉积物的供给方向;④沉积体的走向和几何形态。

古水流分析主要以波痕和交错层理、水道和冲蚀、砾石组构、底面印痕以及斜坡地区的滑塌构造等的标志,至于其它水流的定向流动形成的沉积记录是辅助的和次要的。但上述标志都具有较大的局部性和不确定性,如果要判定古流向,必须做大量的野外观察和室内资料统计才能获得,否则古流向的确定将不可避免地具有片面性,因为这些标志所显示的古流向都具有较大的分散度。

#### 1.4 主元素组合和重矿物组合分析

该分析建立在沉积物对母岩的主元素组合和重矿物组合的继承性基础上。但应该注意到主元素的活动性和可迁移性,原则上只是在短距离搬运和化学风化很弱的条件下才具有较好的可比性。对于碎屑重矿物组合在物源分析中的应用,应注意不稳定重矿物的组成,因为在某种程度上,不稳定重矿物才具有判别意义。同时在进行矿物组合和元素组合分析时,还要考虑到搬运过程中的稀释作用,即应注意相对含量而非绝对含量。

## 2 物源分析研究展望

随着分析手段和技术水平的提高,物源分析也在向量化方向发展。同位素测年技术的应用、CIA 风化强度的量化以及重矿物和粘土矿物的 REE 配分型式分析都使物源分析的研究逐渐从描述性向量化转变。这些方法不仅具有很好的可操作性而且具有很好的可靠性和直观性。

#### 2.1 单颗粒稳定同位素的测年技术

单颗粒的地质年代测定有望革新物源研究<sup>[4]</sup>。目前应用的主要有三种方法:碎屑颗粒的裂变径迹测年法;含铀微相(如锆石、独居石和榍石)的 U-Pb 测年法;碎屑颗粒的氦激光探针测年法。

Hurford 等(1989)总结了裂变径迹测年法在物源研究中的应用,并指出该项技术的主要不足在于沉积物的热史可能使径迹的部分或全部退火而重新调整径迹年龄。磷灰石的径迹退火温度较低( $< 100^{\circ}\text{C}$ ),但碎屑锆石的退火温度较高( $200 \sim 250^{\circ}\text{C}$ )<sup>[4]</sup>。

Cliff 等阐明了锆石和独居石单颗粒数据是如何能有助于解决同一石炭系砂岩的多颗粒总体所造成的物源问题。梁细荣、李献华等(2000)利用激光探针等离子体质谱法(LAM-ICPMS)对年轻(中生代)锆石进行 U-Pb 定年<sup>[5,6]</sup>。研究表明,均匀颗粒锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值测量精度为 $5\% \sim 10\%$ ,定年精度和准确度优于 $3\%$ ,对于大颗粒( $100 \sim 160\mu\text{m}$ )及均匀的年轻锆石 U-Pb 定年可与灵敏的高分辨率离子探针(SHRIMP)定年结果相比。

胡世玲(1999)等利用激光探针 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 法对大别山碧溪岭榴辉岩样品中的石榴子石和绿辉石单颗粒进行原位测定获得两条等时线年龄<sup>[7]</sup>,结果表明该区榴辉岩经历了两期构造势事件:①榴辉岩超高压变质作用发生在加里东期;②快速抬升折返的燕山期热事件。邱华

宁(2000)<sup>[8]</sup>等的东川铜矿硅质角砾粉末样品<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar阶段加热分析年结果与前人的石英DC-51-1Q流体包裹体<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar等时线年龄值结果一致,再一次证实了东川铜矿的主要成矿期为晋宁晚期—澄江早期。

另外,Shepherd(1981),Brannon(1991),Morton(1988),陈好寿(1999)等,李献华(1992)<sup>[9]</sup>等认为脉石英包裹体Rb-Sr等时线年龄值的测定可获得矿体的形成时代。

上述这些同位素测年技术的发展与应用为物源研究提供了许多重要的线索,同时也开阔了物源研究的思路。我们可以利用这些新方法对沉积碎屑重矿物进行分析和古地理与古环境的恢复。

## 2.2 风化强度的量化(CIA)

Nesbitt和Young(1982,1984,1989)引进了一种化学变异指数(CIA),此指数提供了一种量化硅酸盐矿物风化(化学变异)度的方法<sup>[10]</sup>。CIA的计算依据以下公式:

$$CIA = [(Al_2O_3) / (CaO^* + Na_2O + K_2O + Al_2O_3)] \times 100$$

此处的氧化物是以克分子含量形式表示的,CaO<sup>\*</sup>只是硅酸盐矿物中的CaO,而磷酸盐和碳酸盐矿物中的CaO除外。Fedo等(1995)给出了详细的计算和校正技术。CIA是无量纲数据,一般在50~100之间变化。大部分新鲜的未风化的火成岩的CIA约为50左右,但超镁铁岩的CIA值低于50。CIA值也可用A-CN-K三角图来表示,三个端元分别为Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,CaO+Na<sub>2</sub>O和K<sub>2</sub>O,其含量为克分子含量(Nesbitt和Young,1984,1989)<sup>[11]</sup>。此三角图非常有用,因为如果原始组分已知,那么风化趋势就可计算出并可在图中标出。图1是Nesbitt和Young对加拿大安大略地区冈干达组前元古宙冰川沉积物源和古气候研究的结果之一。像Ca、Na、K等元素在成岩过程(Winsch和Kvale,1994)和变质作用(Fedo等,1997a,1997b)过程中通常是可以迁移的。A-CN-K三角图可以检测这些次生变化,因为这些次生变化与理想的风化趋势是不相同的(Fedo等,1995,1997a)。如图1所示,图中的预测趋势线(平行于A-CN边界线)与由冈干达组混积岩基质和泥岩数据得到的趋势线(虚线所示)是不同的。

CIA值可通过样品距离CN-K边界的高度来确定,如图冈干达组混积岩基质(黑色三角形)的CIA在48~69之间变化;泥岩(空心三角形)的值在元古宙平均页岩值(70~75)与53之间变化,所以它们的CIA投点有较大的重叠。所有样品的CIA投点表明冈干达组源区物质组成比晚太古代上地壳平均成分或太古宙英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗岩平均成分都要稍富斜长石(趋势线倾向于长石连接线),而且较太古宙平均花岗岩成分估计(Condie,1993)具有更高的斜长石含量。在趋势线的上端接近于前元古宙平均页岩组分,因此可能是这些泥岩样品代表一种未风化物质(冰川成因岩石粉末)与较高含量风化产物的混合,此风化产物包括丰富的来自温暖气候条件下的风化面的铝土质粘土矿物。因此,冈干达组沉积物所显示的风化强度的变化能支持冈干组是海相环境下形成的假设。因为海相环境的这种混积作用最为常见。

而且冈干达组的CIA值受控于地层变化的地球化学变化(图2)其总的CIA值的变化趋势是向上增高的。底部混积岩的CIA值最低,为57左右;第一层泥岩的CIA值较高(平均为62);第二层混积岩复合体至少包括4个混积岩与泥岩、砂岩或正砾岩的旋回(Young和Nesbitt,1985),其CIA值也较低,但比单元1混积岩要高些;第二层泥岩比第一层泥岩具有更高

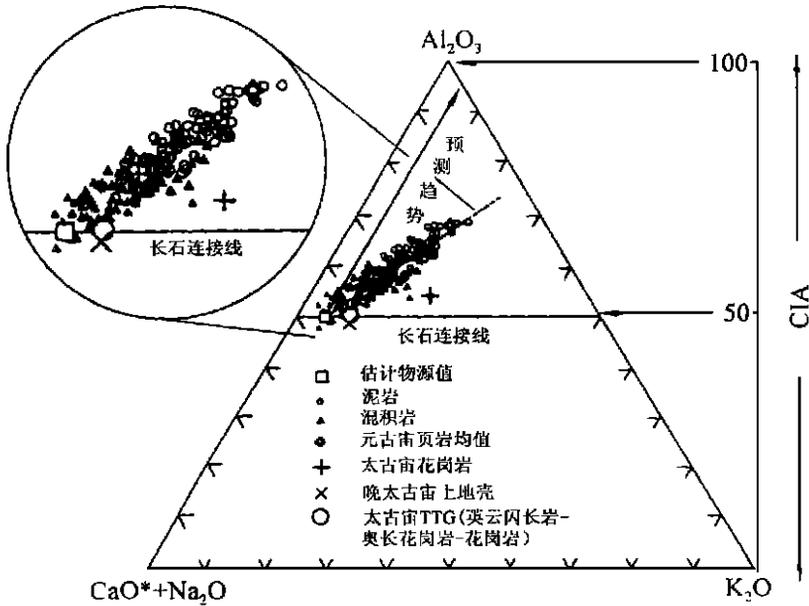


图1 冈干达组混积岩基质(黑色三角形)和泥岩(空心圆圈)的 A-CN-K 图解

CIA 是化学变异指数 最适趋势线和长石连接线的交叉点为物源组分的估计值(正方形), 各种其它平均值 (Condie 1993)也列于图中。注意最适趋势线穿过数据组并偏离推测趋势线

的 CIA 值; 三角洲单元的泥岩 (Lindsey, 1969, Junila 和 Young, 1995) CIA 向上总体为逐渐增高。这表明在洛雷恩组沉积之前冰川作用已逐渐消失。

因此, CIA 的作用不仅在于其能恢复源区古环境, 而且也有利于沉积物的沉积环境的再现。

### 2.3 REE 和痕量元素的物源示踪作用

REE 和痕量元素在沉积物中的富集取决于物源、风化作用、成岩作用、沉积物的搬运分选和个体元素的水动力地球化学性质的综合影响。REE 以及 Th、Sc 和 Cr、Co 对源区特征的分析最有价值, 因为它们最难溶, 因而相对稳定, 而且这些元素只随陆源碎屑沉积物搬运, 因而能反映源区的地球化学性质 (McLennan 等, 1980; Rollinson, 1993) <sup>[12, 13]</sup>。

Helenice Vital 等 (1999) 对亚马逊河下游的粘土矿物和重矿物的 REE 球粒陨石标准化模式的研究显示出 LREE 和 Eu 的负异常, 这是上大陆地壳 (UCC) 的特征 (McLennan, 1989; McLennan 等, 1993; Taylor 和 McLennan, 1995) <sup>[12, 14, 15]</sup>。相对均一的组成反映了广阔的和混合均一的物源 (Potter, 1978), Eu 的负异常指示源区是以花岗质上地壳为主, 而且通常不相容元素对相容元素的相对富集 (如高 LREE 和高的 Th/Sc 比值) 表明源区为相对长英质的岩石组分和相对强的风化作用环境。

Th/Sc-Zr/Sc 图解使得评价沉积物分选作用在重矿物富集过程中的作用成为可能 <sup>[13]</sup>。依据 McLennan 等 (1993) 的研究, Th/Sc 的比值是粗粒沉积物源区的敏感指数, 而 Zr/Sc 的比值则是锆石富的有用指数 <sup>[13]</sup>。

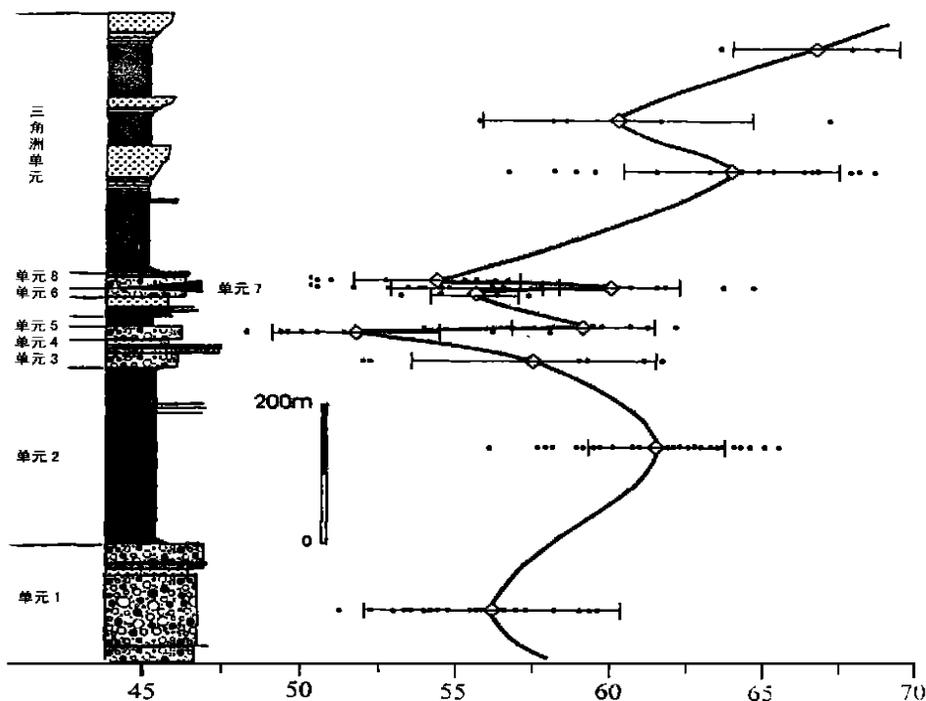


图2 冈干达组 CIA 值随地层变化的特能图

每个地层单元的中部 CIA 值都作了标注, 图标如下: 钻石图形代表平均 CIA 值; 黑圆点代表每个 CIA 值的投点; 短线代表标准差。从图中可以看出在总的趋势中有两个代表冰进的低 CIA 值时期, 较高的 CIA 值代表冰退期

关于 REE 的沉积物源示踪研究, 杨守业等(1999)<sup>[15]</sup>, 陈衍景、杨忠芳等(1996)<sup>[17]</sup>, 杨忠芳、陈龙(1997)<sup>[18]</sup> 做了大量的工作并且获得了许多新的认识, 同时也指出了 REE 在物源示踪中存在的问题。

### 3 小结

物源分析研究在盆地分析中具有重要的意义, 是沉积盆地的大地构造背景判别、古环境恢复的重要依据, 因此对物源分析的方法和手段的研究与探讨是非常必要的。从上面的讨论我们可以看出, 物源分析在总体上应采取以下方法才能获得较为理想的结论: 先从地层发育状况(包括接触关系和沉积界面特征等)与常用的古构造判别方法从宏观上判定其大地构造背景, 因为目前在大地构造背景判定方面还没有更好的方法可用, 然后再利用地球化学方法进一步分析古气候和古环境。总之对物源分析的研究, 由于单一方法的局限性, 应强调利用多种方法进行综合分析。

#### 参考文献:

- [1] DICKINSON W R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones [A]. Zuffa G G. Provenance of Arenites [M]. Dordrecht: D. Reidel, MATO-ASI Series 14& 333-361, 1985.
- [2] 王英华, 张绍平, 潘荣胜. 阴极发光技术在地质学中的应用[M]. 北京: 地质出版社, 1990.

- [3] A. D. 迈尔(加), 孙枢等译. 沉积盆地分析原理[M]. 北京: 石油工业出版社, 1991.
- [4] HAUGHTON P D W. Developments in Sedimentary Provenance Studies [ M ]. London: Oxford University Press, 1991.
- [5] 徐平, 关鸿等. 激光探针等离子体质谱用于锆石 Pb-Pb 定年的分析和校正方法的进一步探讨[J]. 地球化学, 1999, 28(2): 136—144.
- [6] 梁细荣, 李献华等. 激光探针等离子体质谱法(LAM-ICPMS)用于年轻锆石 U-P 定年[J]. 地球化学, 2000, 29(1): 1—5.
- [7] 胡世玲等. 大别山碧溪岭榴辉岩激光探针<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年龄[J]. 地质科学, 1999, 34(4): 427—431.
- [8] 邱华宁等. 东川铜矿硅质角砾<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 定年探讨[J]. 地球化学, 2000 29(1): 21—27.
- [9] 李献华. 广西北部新元古代花岗岩锆石 U-Pb 年代化学及其构造意义[J]. 地球化学, 1999, 28(1): 1—9.
- [10] GRANT M, YOUNG H and NESBITT W. Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada; a chemostratigraphic approach [ J ]. GSA Bulletin, 1999, 111(2): 264—274.
- [11] NESBITT H W and YOUNG G M. Formation and diagenesis of weathering profiles [ J ]. Journal of Geology, 1989, 97(2): 129—147.
- [12] VITAL H, STATEGGER K et al. Composition and trace element geochemistry of detrital clay and heavy mineral suites of the lowermost Amazon River; a provenance study [ J ]. Journal of Sedimentary Research, 1999 69(3): 563—575.
- [13] ROLLINSON H R. Using Geochemical Data; Evaluation, Presentation and Interpretation [ M ]. New York: Longman, 1993.
- [14] MCLENNAN S M, HEMMING S et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics [ J ]. Geochimica et Cosmochimica Acta 1993, 44(1): 1833—1839.
- [15] TAYLOR S R and MCLENNAN S M. The geochemical evolution of the continental crust [ J ]. Reviews of Geophysics, 1995, 33(2): 241—263.
- [16] 杨宁业, 李从先. REE 示踪沉积物源研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14(2): 164—167.
- [17] 陈衍景, 杨忠芳等. 沉积物微量元素示踪物源区和地壳成分的研究方法和现状[J]. 地质地球化学, 1996, 15(3): 7—11.
- [18] 杨忠芳, 陈岳龙. 陆源碎屑沉积作用对化学元素配分的制约——兼论五台地区前寒武纪碎屑沉积岩示踪源区陆壳成分的意义[J]. 地质评论, 1997, 43(6): 593—600.