

讲座连载

《沉积建造学讲座》

第二讲 沉积建造分析原理和方法(一)

孟祥化

(中国地质大学)

上一讲已经提到,沉积建造是某一特定的长期持续的(时限 $>10^7$ 年)构造背景(板块构造)作用范围内,形成的岩石、岩相共生组合体。

岩石共生是地壳组成物质的普遍规律,也是地壳运动的基本形式之一。它既是建造学的研究基础,又是进行建造分析的主要依据。

沉积建造作为一个巨型的岩石和岩相共生组合体,其特征主要表现在建造的内部。不论从岩层的水平方向和垂直方向上,或岩石的组成和岩相关系上,都具有特定的性质和分布规律。

上述的岩石、岩相的共生性质和分布规律,决定于建造的物质来源(M_s)、沉积环境(E_n)、沉积作用的速率和能量平衡条件(E_e)。

一个建造的岩石共生涵义的基本内容可以综合为图 1 所示的关系。

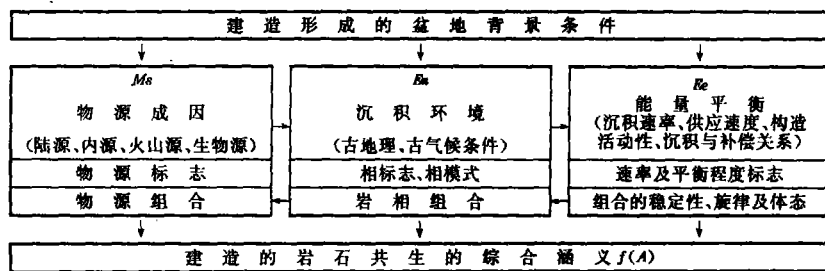


图 1 建造的岩石共生涵义关系图

任何一种大地构造背景条件下所形成的建造,都具有特殊的岩石、岩相共生性质,都有其特殊的分布规律。这些规律和共生性质是决定于建造物源成因的同一性,沉积环境的相关性和沉积物质平衡的同步性。也就是说,在一个完整的共生概念中,必须包含上述三个基本要素。

一个沉积建造的共生涵义可用如下形式表达:

$$f(A) = f(Ms, En, Ee)$$

其中,物源组合标志、岩相组合标志、速率及其平衡程度的标志都是进行建造和盆地分析的重要依据。

由于沉积建造学所研究的对象一般时空范围较广,其形成的控制条件和影响因素较多和较为复杂,因此需要采用许多方法或手段进行综合研究。才能较为全面和系统地了解特定条件下的建造形成特点和规律。

一、建造的物源分析

物源要素(Ms)及其涵义:物质来源是构成建造性质的最基本要素。它对判别建造形成的板块构造背景条件是十分重要的。这里除了包括查明建造的陆源、火山源及内源属性外,还应包括阐明这些来源与板块构造的亲缘关系。就陆源建造而论,应区别出哪些来源于大陆板块内的克拉通古陆,哪些是来源于俯冲岛弧系或其俯冲造山期后的褶皱山系的剥蚀物质。哪些陆源建造的物质来源与被动边缘盆地断裂或陆壳裂合有关,或者是物源属于边缘裂陷槽的隆起带等。就内源建造而论,还须查明其发育与陆壳内海盆(内陆棚海盆地、陆壳海盆地)相关,还是与洋壳远洋盆地有关。内源建造的物质来源是否与洋壳张裂而联通的上升洋流作用相关,亦或与重力流作用有关或是与蒸发作用有关,或者是与大洋底部碳酸钙溶解作用有关。

与火山源有关的建造则应进一步阐明,哪些属于海底火山活动和与火山岛弧成因有关。同时,还应区分建造的物源与火山活动的哪一阶段相当,是属于早期熔岩流组合,还是属于喷发期的碎屑组合,还是与晚期热流、水、气成因的组合相关。同时,应揭示出岩浆岛弧的剥蚀强度与物源供给的关系。

近年来,国内外一些学者应用比较沉积学和比较大地构造学观点,进行了沉积物质的成熟度、微量元素的分配类型、稀土元素分布模式、砂岩的常量元素化学成分,以及砂岩的碎屑模型等方面的研究,为建造的物源区及其板块构造背景的确定,提供了有效的分析方法。

1. 成熟度分析

建造物质成熟度是沉积能量平衡程度的重要标志之一。它反映了建造形成的构造稳定和非稳定(活动)性质。建造的物质成熟度可以用如下形式来表示:

$$\text{物理成熟度指数} \quad Mp = \frac{G}{G + M} \times 100$$

Mp 变化范围从0到100, G 为颗粒含量, M 为基质含量。

$$\text{化学成熟度指数} \quad Mc = \frac{Gs}{Gs + Gu} \times 100$$

Gs 为化学稳定的颗粒含量(主要为石英及燧石颗粒等), Gu 为非化学稳定颗粒含量(指除石英和燧石颗粒以外的其它碎屑颗粒)。

综合以上两指数则为构造总成熟度指数(Mn):

$$\text{即} \quad Mn = \frac{Mc + Mp}{2}$$

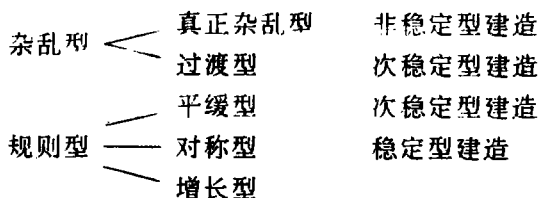
Mn 的变化范围从0到100, $Mn \rightarrow 0$ 时为非稳定性沉积,其典型代表如杂砂岩或硬砂岩。 $Mn \rightarrow 100$ 为稳定性沉积,主要岩石类型为净石英砂岩。

决定成熟度的因素包括构造条件的稳定性和自然地理环境两个方面。结构成熟度随环境不同而发生变化。因此,在应用成熟度分析构造稳定性时,最好用同一相或相系列来进

行比较。

2. 微量元素分配类型分析

这是按岩石自然系列(砾岩—砂岩—粉砂岩—泥岩—碳酸盐岩),比较建造中 Fe、Mn、P、V、Cr、Ni、Ca、Ba、Sr、Be、B 等微量伴生化学元素的分布状态。据现有资料,发现不同建造的岩石组合体中微量元素分布丰度具有不同的分配状态和类型。斯特拉霍夫(1961)将其划分为(见图2):



按孟祥化的建造分类与这些微量元素分配类型比较,真正杂乱型和过渡型多属于磨拉石建造、复理石建造和复陆屑建造特征;规则型多属于单陆屑建造、铅土铁质建造和陆源碳酸盐建造所特有。

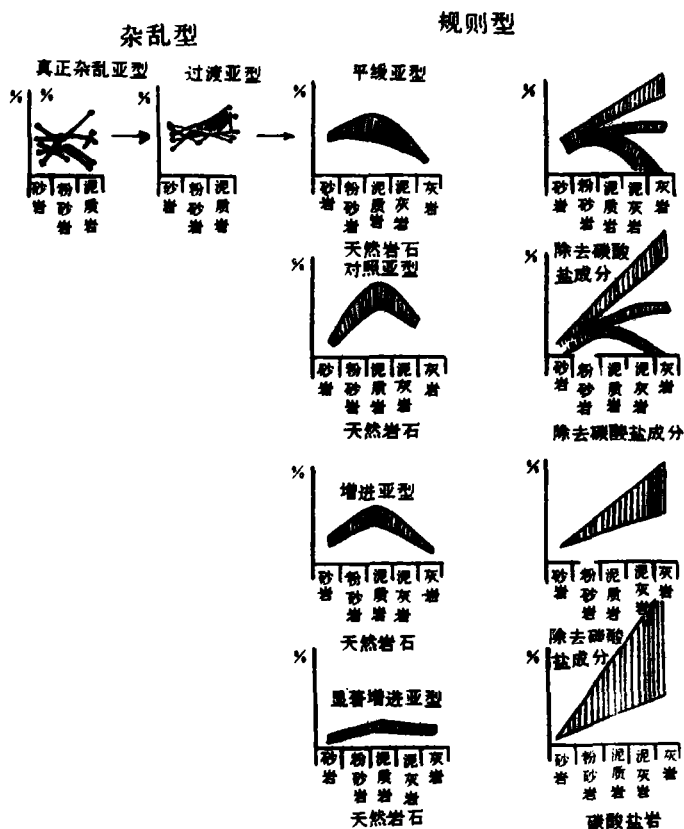


图2 在潮湿带沉积物中元素分配的类型与亚型

(据 H. M. 斯特拉霍夫, 1961)

注: 图上线条部分为元素的组合

3. 建造的稀土元素分析

稀土元素(REE)以稳定的地球化学性质为特征,除在特殊的风化壳或大陆上强烈的风化残余物(如残积铝土矿)中发生富集或贫化外,一般在沉积岩中受成岩及成岩后的各种改造作用的影响很小,甚至到高级变质作用的麻粒岩相,REE才有微弱的活动性。因此,REE的分布特征可以用来反映建造的“原始”性质和物源特点。在表生条件下,它们在母岩中的丰度和物源区的风化条件是沉积物中REE的主要控制因素,这两者同时又受构造背景的

制约。构造环境的稳定与否,既控制了沉积建造的物质来源,又决定了稀土元素在表生条件下的相对“停留”时间,从而影响REE的丰度和分馏程度(和政军,1988)。

罗诺夫等(1972)在对地壳不同构造单元及整个地壳中REE的分布特征研究过程中发现,在大地构造剖面中,从优地槽到地台,REE在砂、页岩中的再分布加强,并且轻稀土(LREE)由La→Eu的含量增加(图3)。研究结果表明,就大洋地壳与大陆地壳相比,其REE组成明显不同,大陆地壳比大洋地壳更富LREE。

根据现有的资料,在判别次稳定和亚非稳定沉积建造时,可以采用贝第亚(1985)归纳的不同构造背景杂砂岩的REE特征值(表1)和模式曲线(图4)进行鉴别。

从次稳定型的被动大陆边缘至非稳定型的大洋岛弧区, Σ REE、LREE/HREE、La/Yb等特征值明显降低,而Eu/Eu*则显著升高;在REE模式曲线图上, δ Eu由明显的负异常至无亏损,曲线的斜率逐渐减少。

在建造的REE分析中,泥质岩的稀土分布同砂岩一样,对鉴别建造类型具有较好的效果。泥质岩作为机械分异的最终产物,在风化—沉积旋回中经历过“充分”的均匀化作用。在各类沉积岩中,泥质岩的 Σ REE含量为最高,其REE平均值约占上陆壳的20%、可以反映沉积建造中REE的平均分布。

在利用REE模式曲线和特征值判别建造的构造环境时,应注意其应用范围目前主要限于太古代之后的沉积建造。这是由于在研究REE与地壳演化的关系时发

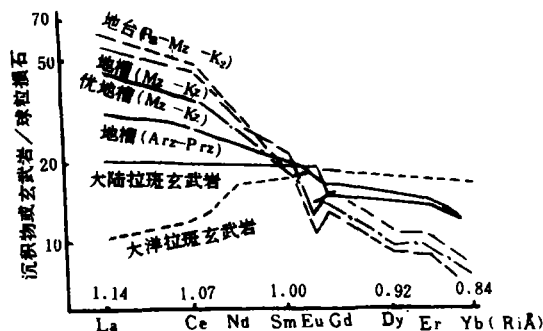


图3 地壳发育过程中稀土组成的变化趋势 (S. Pott)

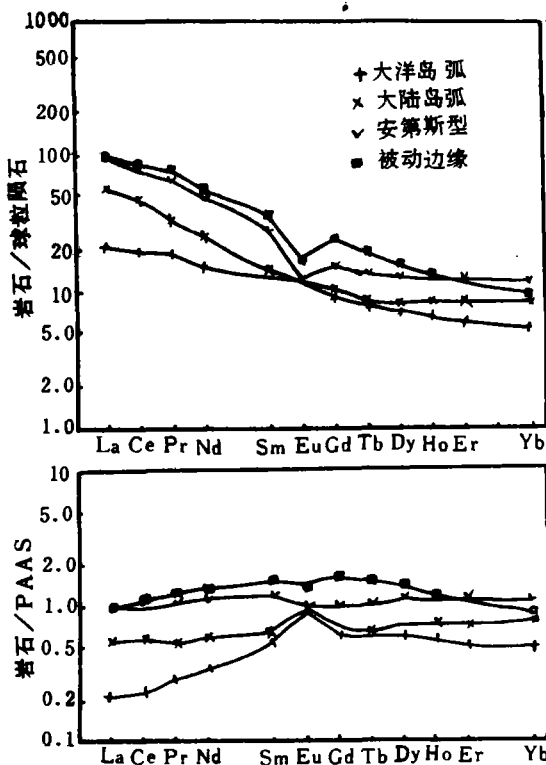


图4 各种构造位置杂砂岩的球粒陨石标准化曲线(上)和后太古代澳大利亚页岩(PAAS)标准化曲线(下) (据 Bhatia, 1985)

现,REE 在太古代之后的沉积建造中变化不明显,且均无 Eu 的异常。

表1 各种构造背景的杂砂岩的 REE 参数表(Bhatia, 1985)

构造背景	源区类型	样品数	La	Ce	ΣREE	La/Yb	La _N /Yb _N	LREE/HREE	Eu/Eu*
大洋岛弧	未切割的岩浆弧	9	8±1.7	19±3.7	58±10	4.2±1.3	2.8±0.9	3.8±0.9	1.04±0.11
大陆岛弧	切割的岩浆弧	9	27±4.5	59±8.2	146±20	11±3.6	7.5±2.5	7.7±1.7	0.79±0.13
安第斯型大陆边缘	基底隆起	2	37	78	186	12.5	8.5	9.1	0.60
被动边缘	克拉通内构造高地	2	39	85	210	15.9	10.8	8.5	0.56

注,安第斯型和被动边缘型因数据不多而未给出公差。

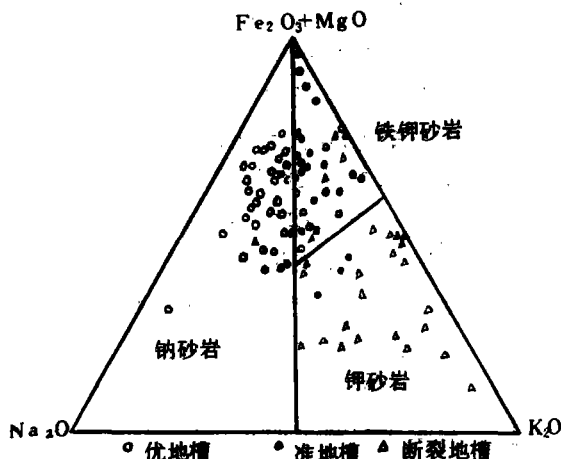


图5 陆源岩的 $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$, Na_2O ,

K_2O 指数与构造环境的关系

(据 H. Blatt, G. Middleton and R. Murray 1972)

4. 建造的砂岩化学成分分析

砂岩的化学成分与砂岩的碎屑矿物构成有着一定的对应关系,在不同的构造条件下有着不同的特征。因此,砂岩的化学成分组成在一定程度上,能够反映出建造的物源区性质和构造背景。

布拉特等(1972)较早地提出了按陆源沉积的 $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$, Na_2O , K_2O 指数来鉴别优地槽、准地槽和断裂地槽的化学图解法(图5)。

随着近年来这方面资料的增多,贝第亚(1983)根据现代和古代不同构造部位的大量砂岩的岩石化学数据,总结归纳出大洋岛弧、大陆岛弧、活动大陆边缘和被动大陆边缘四类典型的平均化学成分(表2),并提出相应

表2 各种构造环境砂岩的平均化学成分及参数值 (Bhatia, 1983)

	大洋岛弧(A)	大陆岛弧(B)	安第斯型大陆边缘(C)	被动大陆边缘(D)
SiO_2	58.83	70.69	73.86	81.95
TiO_2	1.06	0.64	0.46	0.49
Al_2O_3	17.11	14.04	12.89	8.41
Fe_2O_3	1.95	1.43	1.30	1.32
FeO	5.52	3.05	1.58	1.76
MnO	1.05	0.10	0.10	0.05
MgO	3.65	1.97	1.23	1.39
CaO	5.83	2.68	2.48	1.89
Na_2O	4.10	3.12	2.77	1.07
K_2O	1.60	1.89	2.90	1.71
P_2O_5	0.26	0.16	0.09	0.12
$\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$	11.73	6.79	4.63	2.89
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$	0.29	0.20	0.18	0.10
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0.39	0.61	0.99	1.60
$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{NaO})$	1.72	2.42	2.56	4.15

* Fe_2O_3 表示全铁

的图解模型(图6)。这些砂岩化学参数主要有5种: $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ 、 TiO_2 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$,其中以 $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ 分别对 TiO_2 和 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 两组参数对所显示的图解分区重叠最小,效果较好。在表2和图6中,D型主要反映次稳定型建造;A、B、C型主要代表非稳定型建造的砂岩化学成分特征。

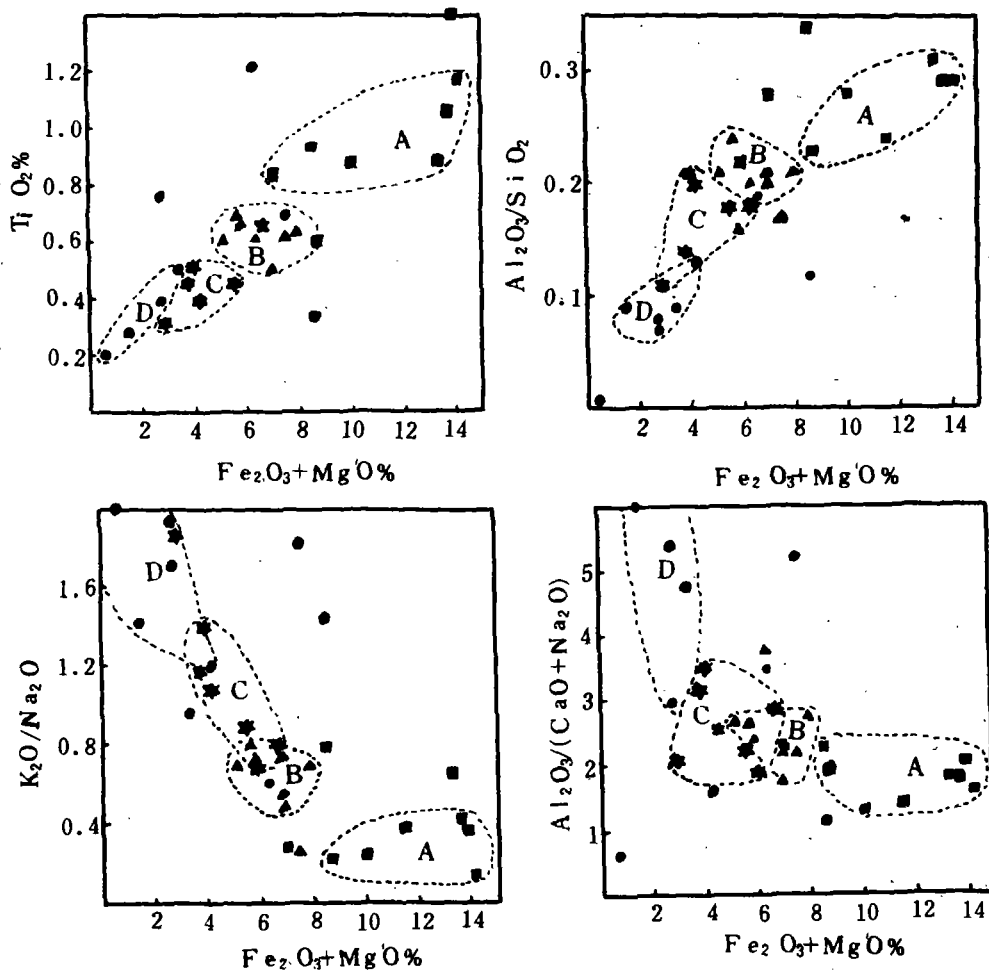


图6 砂和砂岩构造环境判别的主要化学成分分布图

A-大洋岛弧(方块);B-大陆岛弧(三角);C-安第斯型大陆边缘(星);D-被动大陆边缘(圆)(据 Bhattacharya, 1983)

在几种化学参数中,Fe和Ti由于迁移能力低,在海水中停留时间较短而具判别意义。尽管Mg在海水中停留时间较长,但因浊流沉积的大陆边缘型砂岩在埋藏期间里由于其渗透性较低而保持不变。 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 值代表砂岩中石英的富集程度; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值是岩石中钾长石和云母对斜长石含量比的量值; $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ 则是最不活动元素之比。总的看来,随着构造环境从次稳定到非稳定(被动大陆边缘→大洋岛弧)的变化,建造的砂岩化学成分也发生变化, $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ 、 TiO_2 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 增高,而 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ 降低。

5. 建造的碎屑模型分析

砂岩的碎屑组成特征与所处的大地构造位置密切相关。通过对砂岩碎屑模型的研究,可以把砂岩碎屑组分类型与一定的板块构造背景下形成的物源区和沉积盆地性质联系起来,并反映沉积建造形成时的大地构造条件。由于这种分析方法主要采用岩石薄片的微观鉴别和统计学基础上的模型分析,而研究对象为大尺度的物源区及宏观的板块构造分区,因此有人将其形象地比喻为“指纹”分析法。

自迪金森(1970)首次提出砂岩的“碎屑模型”和“颗粒指数”的概念以来,一些学者从比较沉积学和比较大地构造学的观点出发,研究了现代和古代的各种板块构造沉积盆地的砂岩碎屑组成构成,并提出了相应的板块构造物源区的碎屑模型。这方面的研究,可作为古代沉积建造与板块构造性质的判别依据。

根据库克(1974)的研究结果,火山岛弧区为贫石英砂的杂砂岩系列, $Q < 15\%$;活动大陆边缘(安第斯型)系由中等含量石英砂的沉积系列组成,其 Q 值为 $15-65\%$;而被动大陆边缘属于富石英砂沉积系列, Q 值 $> 65\%$ 。

笔者根据我国一些古克拉通和陆壳断陷盆地沉积建造发育特点,在 QFL 图解(图7)中补充划分出了稳定克拉通浅海盆地和断陷活动陆壳盆地两个碎屑模型。其 Q 值界线,前者 $> 85-90\%$,后者 $< 85-90\%$ 。

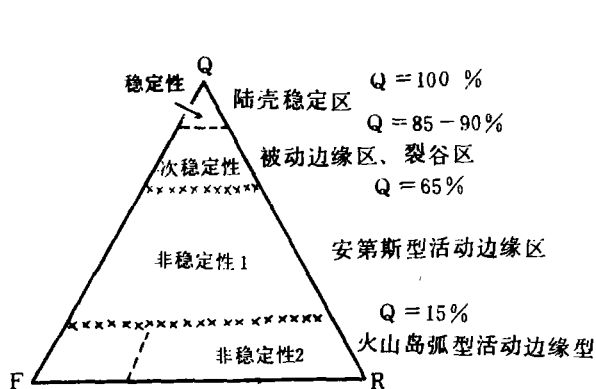


图7 在 QFR 体系图解中碎屑沉积模型

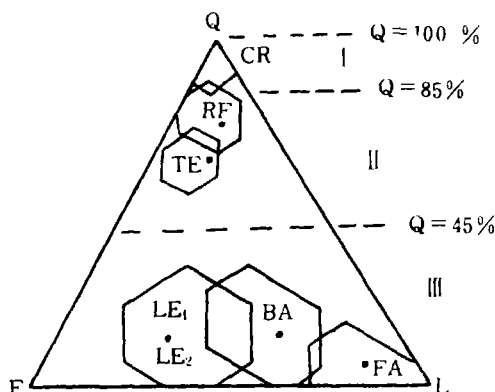


图8 在 QFL 体系图解中碎屑沉积模型

维罗尼和梅纳德(1981)根据160多个现代深海砂样品的分析资料,采用 $Q-F-L$ 图解(图8),按构造成因划分为5个碎屑沉积模型(表3):

表3 各种碎屑模型的详细平均指数表(据维罗尼,1981)

盆地类型	样品数	Q	F	L	C/Q	P/F	Lv/L
被动边缘	29	62	26	12	0.12	0.30	0.13
活动边缘							
a) 消减带	8	16	53	31	—	0.72	0.98
b) 转换断层	50	34	39	27	0.29	0.65	0.33
弧后盆地	53	20	29	51	0.48	0.61	0.84
弧前盆地	20	8	17	75	—	0.87	0.99

表中 C/Q =(燧石+复晶石英)/石英类总量。 P/F =plagioclase/长石类总量。 L_v/L =火山岩屑/岩屑类总量

- ①被动边缘型(TE): $Q_{62}F_{26}L_{12}$;
 ②活动边缘消减带型(LE_1): $Q_{16}F_{53}L_{31}$;
 ③活动边缘转换断层型(LE_2): $Q_{34}F_{39}L_{37}$;
 ④弧后盆地型(BA): $Q_{20}F_{29}L_{51}$;
 ⑤弧前盆地型(FA): $Q_8F_{17}L_{75}$;

在图 8 中, LE 为 LE_1 和 LE_2 的合并区。

本文考虑到大陆壳克拉通盆地和断陷裂谷盆地沉积建造的非深海砂类型, 又补充了⑥、⑦两类碎屑模型(见图 8):

- ⑥稳定克拉通内浅海盆地型(CR): $Q_{95}F_3L_2$ (近似值);
 ⑦裂谷及断陷盆地(RF): $Q_{70}F_{20}L_{10}$ (近似值)。

1985 年, 维罗尼在增加样品的基础上, 对其物源区划分进行了部分的修改和补充(见表 4)。与表 3 所列的物源区类型相比, 增加了大陆基底类型, 并将与岛弧体系有关的弧前和弧后盆地划归岩浆岛弧。同时, 按新物源区类型对表 3 中的二级碎屑指数(C/Q、P/F、V/L)进行了重新统计, 三组数值的变化特征均较明显(表 4)。此外, 维罗尼(1981, 1983)的碎屑模型和板块构造物源区划分, 主要是依据现代沉积物统计确定的。

表 4 基本物源区碎屑组合和指数(据 Valloni, 1985, 资料归纳)

物 源 区 类 型	基本碎屑 组 合	特征指数值(平均)			特 征 颗 粒
		C/Q	P/F	V/L	
1. 大陆基底	QF	0.05	0.25		具以石英为主的岩屑
2. 增生基底	QF	0.10	0.35	0.15	具石英质和沉积变质沉积岩屑 有碳酸盐颗粒
3. 褶皱冲断前陆	QL	0.15	0.40	0.05	沉积岩屑占优势
4. 板块接合高地	FL	0.20	0.60	0.45	
5. 大陆—岛弧	LV	0.25	0.80	0.85	火山—变质火山岩屑占优势
6. 大洋—岛弧	LV	0.30	0.85	0.85	火山、沉积岩屑发育
7. 群 岛	贫 Q、富 F		0.90	0.95	常见火山玻璃, 可见残存的拉斑 玄武岩和碱性玄武岩颗粒。

迪金迪(1979, 1982)在统计分析现代及古代的 88 个砂岩套 4000 多个样品的基础上, 进行了较为系统的砂岩碎屑模型及物源区类型研究。他考虑板块构造的一级构造单元, 划分出三个主要板块构造物源区: 大陆块、岩浆岛弧和再旋回造山带, 以及 7 个次级物源区(见图 9A、B、C、D)。其中, Q-F-L 图和 Q_m -F-Lt 图为物源区分析的基本图解, 而 Qp-Lv-Ls 和 Q_m -P-K 图属于辅助性图解。图解中所选择的基本端元组分特征及其含义详见表 5(迪金森, 1982)。在表 5 中, Q 包括所有的石英质颗粒, 在 Q-F-L 图解上强调颗粒的稳定性, 也就是强调了风化作用、蚀源区地势、搬运机制及母岩的稳定性。Lt 则是将所有的岩屑(包括燧石及多晶石英等)归在一起, 在 Q_m -F-Lt 图上突出母岩的粒度, 因为较细粒的母岩产生较多的砂级岩屑。其实质是反映了母岩组合的特点和剥蚀强度, 从而揭示物源区的构造活动稳定性。与各物源区类型相对应的碎屑模型见表 6。

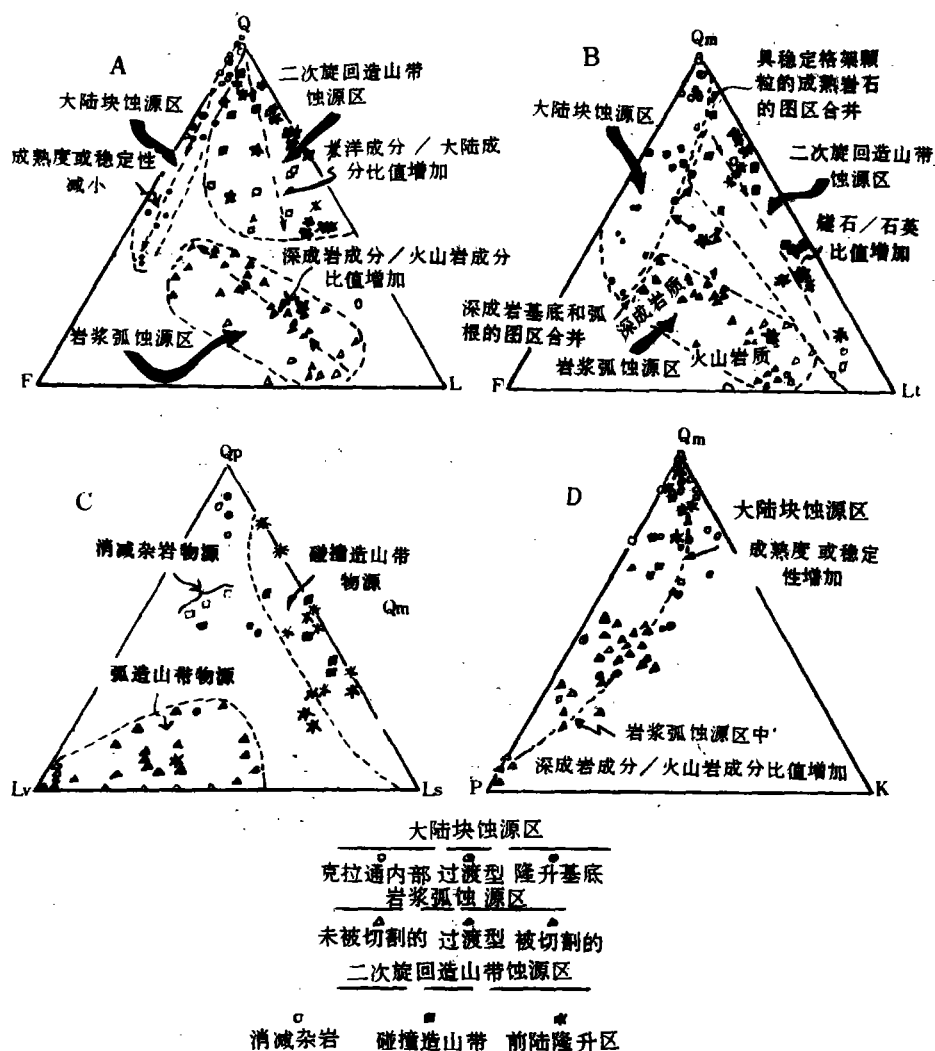


图 9 A-表示来自不同类型蚀源区的砂岩套平均格架颗粒实测成分的 QFL 三角图；
 B-表示来自不同类型蚀源区的砂岩套平均格架颗粒实测成分的 Q_mFLt 三角图；
 C-表示来自不同类型蚀源区的砂岩套多晶岩屑平均比例的 Q_pLvLs 三角图；
 D-表示来自不同类型蚀源区的砂岩套单晶矿物颗粒平均比例的 Q_mPK 三角图

表 5 碎屑颗粒类型划分 (Dickinson, 1982)

$Q = Q_m + Q_p$	Q 总石英质颗粒; Q_m 单晶石英颗粒; Q_p 多晶石英质岩屑 (燧石等)
$F = P + K$	F 总长石颗粒; P 斜长石颗粒; K 钾长石颗粒
$L = Lv + Ls$	L 总非稳定隐晶岩屑; L_v 火山的半深成变质火山隐晶岩屑; L_s 沉积和变质沉积岩屑
$Lt = L + Q_p$	Lt 总隐晶岩屑颗粒 (包括非稳定的和石英质的)

表 6 基本物源区类型及其碎屑模型参数(Dickinson, 1979, 据其资料平均)

物 源 区 类 型		样 品 数 量	岩 套 数 量	Q	F	L	Qm	Lt
大陆 物 源 区	A 克拉通内部	1136	11	94	5	1	89	5
	A-B 过渡区	298	6	74	23	3	71	7
	B 基底隆起区	266	8	50	44	6	44	12
岩 浆 弧 物 源 区	C 未切割岛弧	181	8	6	28	66	5	67
	C-D 过渡区	224	9	19	28	53	15	57
	D 切割岛弧	1262	16	33	37	30	30	33
再 旋 回 造 山 带 物 源 区	E 消减混杂区	84	4	45	13	42	8	79
	F 碰撞造山带	>120	9	71	12	17	63	25
	G 前陆隆升区	>621	17	67	7	26	51	42

时间稍后,迪金森(1983)又根据晚前寒武纪—第三纪北美的 7500 余个样品分析,对 Q-F-L 和 Qm-F-Lt 模式图进一步完善,将物源分区界线加以定量化(图 10)。

与维罗尼的物源区划分相比,迪金森的更侧重于古代的板块构造物源区类型的解释。在克拉通内部物源区,富 Q 的碎屑模型主要反映了形成于地盾或地台构造环境下的稳定型建造特点。基底隆起区则代表陆壳的初始张裂带、转换断层和深部逆推断层,F-Q 型的碎屑模型显示了次稳定沉积建造特征。岩浆岛弧区和再旋回造山带区的碎屑模型主要指示了非稳定型建造类型,为活动构造背景下的产物。在活动的岩浆岛弧区,碎屑物,其次的碎屑来自相邻的变质岩层和侧翼的沉积岩层,碎屑模型为 F-L 型。在再旋回造山带区内,碎屑来源以沉积岩层为主,其次为火山岩,部分来自自由于褶皱和逆掩上冲而形成的造山隆起区的变质岩,基本碎屑模型结构为 L-Q 型。

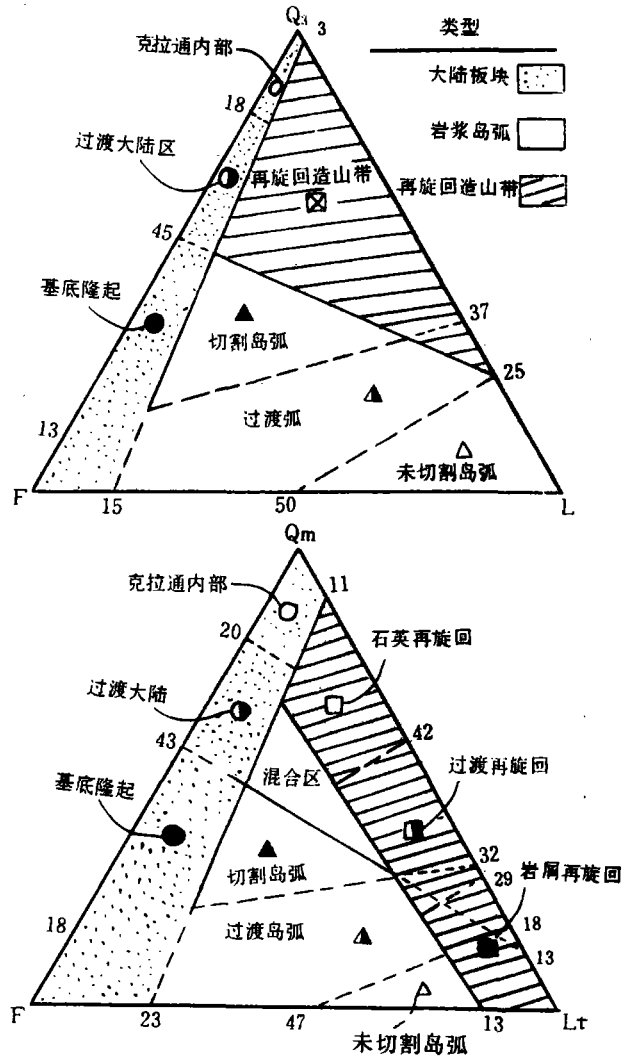


图 10 根据 QFL 和 Q_mFLt 图解划分的板块构造物源区类型(迪金森, 1983)

(接 68 页)

古地磁剩余磁性的不同特征与这些沉积物的沉积历史和沉积后历史有关。剩余磁性习性类型的变化是推论沉积后作用的基础。我们讨论了二个表示古地磁样品相关性的磁参数——偏离的最大角和圆形标准偏差。特别有趣的是具非相关古地磁信号的样品。这些样品的非相关与过渡间断的厚度呈负相关。薄的过渡间隔所表示的低沉积物堆积速率,可能延长了古土化或水文作用期间再磁化的时期。由相关磁化作用确定的过渡间隔,由于古土化引起的非相关性的结果,可能很薄。