

第二章 沉积岩的成因

沉积岩的形成一般要经过三个阶段，首先要有沉积岩的原始物质，第二，这些物质要经过搬运和沉积作用，最后这些沉积物还要发生沉积后作用。

第一节 沉积岩原始物质的形成

沉积岩原始物质是形成沉积岩的物质基础，其来源有四种，即陆源物质、生物源物质、深源物质及宇宙源物质。

一、陆源物质

地壳上先形成的出露（或曾出露）的岩石叫做母岩，可以是岩浆岩、变质岩或沉积岩；母岩分布的地区叫做母岩区。陆源物质是母岩风化作用的产物，是沉积岩原始物质最主要的来源。

（一） 风化作用的概念

沉积岩的原始物质有母岩的风化产物、火山物质、有机物质以及宇宙物质等，其中母岩的风化产物是最主要的。

风化作用是地壳表层岩石的一种破坏作用。引起岩石破坏的外界因素有温度的变化、水以及各种酸的溶蚀作用、生物的作用以及各种地质营力的剥蚀作用等。在这些因素的共同影响下，地壳表层的岩石就处于新的不稳定状态，逐渐地遭受破坏，转变为风化产物。这些风化产物就是最主要的沉积岩的原始物质成分。

风化作用按其性质可分为：物理风化作用、化学风化作用及生物风化作用。

1. 物理风化作用

岩石主要发生机械破碎，而化学成分不改变的风化作用，称为物理风化作用。

引起物理风化作用的主要因素有：温度的变化、晶体生长、重力作用、生物的生活活动，水，冰及风的破坏作用。

物理风化的总趋势是使母岩崩解，产生碎屑物质，其中包括岩石碎屑和矿物碎屑等。

2. 化学风化作用

在氧、水和溶于水中的各种酸的作用下，母岩遭受氧化、水解和溶滤等化学变化，使其分解而产生新矿物的过程称为化学风化作用。

化学风化作用不仅使母岩破碎，而且使其矿物成分和化学成分发生本质的改变。它们在适当的条件下就形成粘土物质和化学沉淀物质（真溶液及胶体溶液物质）。

3. 生物风化作用

在岩石圈的上部、大气圈的下部和水圈的全部，几乎到处都有生物的存在。故生物，特别是微生物在风化作用中能起到巨大的作用。生物对岩石的破坏方式既有机械作用，又有化

学作用和生物化学作用；既有直接的作用，也有间接的作用。

生物的作用可以促进和加速化学作用的进行。实际上，几乎所有的化学风化作用均有生物的参与，在许多情况下，岩石的风化作用是由生物的活动开始的。菌类、藻类及其它微生物对岩石的破坏作用是巨大的，它不仅直接对母岩进行机械破坏、化学分解（吸收某些元素，生成新矿物），而且本身分泌出的有机酸，有利于分解岩石或吸取某些元素转变成有机化合物。生物对大气的组分（如CO₂、N₂、O₂）也有很大的影响，也影响着风化作用的强度。

生物的作用愈来愈受到重视，生物风化作用也随着地质历史发展而愈来愈显著。

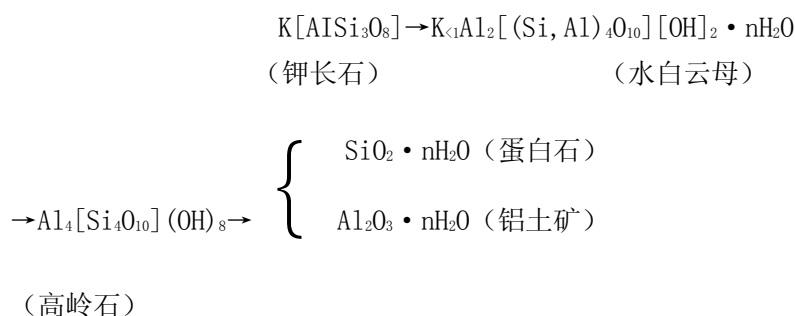
（二）各种造岩矿物的风化及其产物

各种造岩矿物抵抗风化作用的能力，亦即它们在风化条件下的稳定性是很不相同的。

石英是岩石的主要造岩矿物。石英在风化作用中稳定性极高，它几乎不发生化学溶解作用，一般只发生机械破碎作用。在长期的风化作用以及搬运和沉积作用的过程，风化稳定性较低的一些矿物就逐渐破坏从而相对地减少了，而风化稳定性高的石英却逐渐地相对地富集起来。因此，石英就成了碎屑沉积岩的最主要的造岩矿物。

长石的风化稳定性次于石英。在长石中，钾长石的稳定性较高，多钠的酸性斜长石次之，中性斜长石又次之，多钙的基性斜长石最低。因此，在沉积岩中钾长石多于斜长石。

钾长石的风化过程及其产物如下：



在钾长石的风化过程中，最先析出的成分是钾，其次是硅，最后才是铝。与此同时，OH或H₂O也参加到矿物的晶格中来。随着钾、硅、铝的逐渐析出和水的加入，原来的钾长石就逐步地转变为水白云母、高岭石、蛋白石和铝土矿。钾长石是富钾的无水的铝硅酸盐矿物，架状构造，铝位于硅酸根的结晶格架中。水白云母中的钾已比钾长石中的钾少了，硅也有所减少，部分的铝已从硅酸根的晶格中释放出来变为一般的阳离子，其结晶构造已不是架状而是层状的了；但仍然还是铝硅酸盐。高岭石与水白云母相比，又有了进一步的变化，钾已完全没有了，铝已完全从硅酸根中释放出来变为一般的阳离子，但高岭石仍然还是层状构造的硅酸盐矿物。蛋白石和铝土矿不是硅酸盐矿物，而是含水的氧化物矿物。由此可知，由原来的钾长石，到水白云母、高岭石，以至最后的蛋白石和铝土矿，是一个由量变到质变的、逐步的、有阶段性的风化过程。这一过程的总趋势是原来的钾长石不断地遭受破坏，最终变为在风化带中最为稳定的新矿物。铝土矿是风化带中很稳定的矿物，它是钾长石风化的最终产物。但是，只有在十分有利的条件下，钾长石才能完全风化成铝土矿；在一般情况下，钾长石大都转变为水白云母和高岭石。

斜长石的风化情况与钾长石类似。斜长石风化时，除一些成分（如钙、钠、硅等）从矿物中转移出去以外，常形成一些在风化带中相对较稳定的新矿物，如各种沸石、绿帘石、黝帘石、蒙脱石、蛋白石、方解石等；当然，这些新矿物在风化带中也不是十分稳定，也还会继续发生变化。基性斜长石的风化稳定性比酸性斜长石低，因此在沉积岩中，基性斜长石很少见到。

在云母类中，白云母的抗风化能力较强，所以它在沉积岩中相当常见。白云母在风化过程中，主要是析出钾和加入水，先变为水白云母，最后可变为高岭石。

黑云母的抗风化能力比白云母差得多。黑云母遭受风化后，钾、镁等成分首先析出，同时加入水，常转变为蛭石、绿泥石、褐铁矿等。

橄榄石、辉石、角闪石等铁镁硅酸盐矿物，它们的抗风化能力比石英、长石、云母都低得多；其中以橄榄石最易风化，辉石次之，角闪石又次之。这些矿物在风化产物中保留较少，故在沉积岩中较少见。这些矿物在遭受风化时，铁、镁、钙等易溶元素首先析出，硅也部分地或全部地析出，大部分元素呈溶液状态流失走，一部分元素在风化带中形成褐铁矿、蛋白石等。

粘土矿物如高岭石、蒙脱石、水云母等，本来就是在风化条件下或者沉积环境中生成的，在风化带中相当稳定；但是，在一定的条件下，它们也还要发生变化，转变为更加稳定的矿物，如铝土矿、蛋白石等。

碳酸盐矿物如方解石、白云石等，风化稳定性甚小，很易溶于水并顺水转移，因此在碎屑沉积岩中很难看到它们；只有在干旱的气候条件下，在距母岩很近的快速搬运和堆积中，才可能看到由它们组成的岩屑。

硫酸盐矿物（如石膏、硬石膏）、硫化物矿物（如黄铁矿）、卤化物矿物（如石盐）等，它们的风化稳定性最低，最易溶于水，呈溶液状流失走。

最后，在岩浆岩及变质岩中常见的一些次要矿物或副矿物，其风化稳定性的差别是很大的。风化稳定性较大的一些，如石榴石、锆英石、刚玉、电气石、锡石、金红石、磁铁矿、榍石、十字石、蓝晶石、独居石、红柱石等，在沉积岩中常作为重矿物出现。

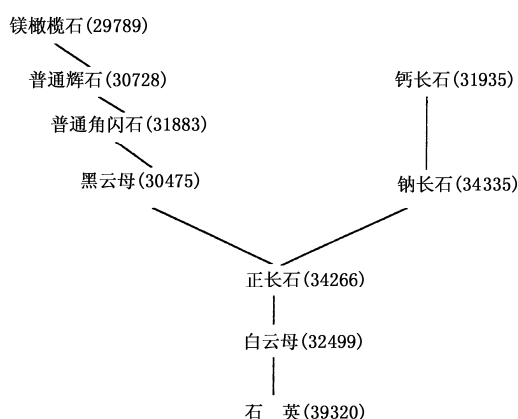


图 2-1 鲍文反应系列及矿物风化作用相对稳定性

用矿物的化学成分及其晶体构造的特征去寻求它们在风化作用过程中的相对稳定性，已经取得了一定的成果。例如有人已经定量地计算出鲍文反应系列中的各种矿物的氧和阳离子之间的键强度的总数 (cal/mol)，见图 2-1。

从数字可以看出，鲍文反应系列下端的矿物，其键强度总数较大，所以其风化稳定性较高。当然，在这些数字中也有一定的矛盾现象，即白云母的键强度总数与序列中的顺序不符，这可能是由于氢氧根存在的原因，因为氢氧根的能量效应还是未知的。

(三) 岩石的风化及其产物

岩石是矿物的集合体，因此岩石的风化及其产物主要是由组成它的矿物的风化情况决定的。

花岗质的岩浆岩（包括花岗岩、花岗闪长岩等）及变质岩（如花岗片麻岩等）是分布最广的岩浆岩及变质岩，它们的风化是具有代表性的（见表 2-1）。

表 2-1 花岗岩的风化作用

矿物成分	化学组分	所发生的变化	风化产物
石英	SiO ₂	残留不变	砂粒
钾长石 KAlSi ₃ O ₈	K ₂ O	成为碳酸盐、氧化物进入溶液	溶解物质
	Al ₂ O ₃	水化后成为含水铝硅酸盐	粘土
	6SiO ₂	少部分SiO ₂ 游离出来，溶于水中	溶解物质
斜长石 NaAlSi ₃ O ₈ CaAl ₂ Si ₂ O ₈	3Na ₂ O	成为碳酸盐，氯化物进入溶液	溶解物质
	CaO	成为碳酸盐，溶于含CO ₂ 的水中	溶解物质
	4Al ₂ O ₃ 20SiO ₂	同钾长石	粘土 溶解物质
白云母 KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀] [OH] ₂	2H ₂ O K ₂ O 3Al ₂ O ₃ 20SiO ₂	残留不变	云母碎片
黑云母 K(Mg, Fe) ₃ [AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂	H ₂ O	水溶液	水溶液
	K ₂ O	成为碳酸盐、氯化物进入溶液	溶解物质
	Al ₂ O ₃	生成含水铝硅酸盐	粘土
	2(Mg, Fe)O	成为碳酸盐、氯化物进入溶液，碳酸盐氧化为赤铁矿、褐铁矿等	溶解物质及色素
	3SiO ₂	部分SiO ₂ 游离出来溶于水中	溶解物质
锆英石 ZrSiO ₄	ZrO ₂ SiO ₂	残留不变	砂粒（重矿物）
磷灰石 Ca ₅ [PO ₄] ₃ F Ca ₅ [PO ₄] ₃ Cl	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F, Cl, OH)	溶解 或残留不变	溶解物质或砂粒 (重矿物)

中性和碱性侵入岩的风化情况与花岗质岩石相似。

基性和超基性侵入岩主要由较易风化的橄榄石、辉石、基性斜长石组成，远较花岗质岩石易风化。风化后，除部分易溶元素转移流失外，常在原地形成一些化学残余矿物，如蛇纹石、滑石、绿泥石、褐铁矿等。

火山岩及火山碎屑岩由于含有相当的甚至大量的玻璃质或火山灰，故其风化速度大都相当快。如玄武岩在遭受风化时，除一部分易溶元素流失外，常形成蒙脱石、高岭石、铝土矿、

褐铁矿等化学残余矿物；如风化较彻底，可形成风化残余的富铁的红土层。

沉积岩的风化情况比较简单，因为它们本身就主要是由母岩的风化产物组成的。其中，以蒸发岩（主要由卤化物及硫酸盐矿物组成）最易溶解、最易风化；碳酸盐岩次之；粘土岩、石英砂岩、硅岩等最难风化。

（四）母岩风化过程中元素的转移顺序及母岩风化的阶段性

波雷诺夫（1934，1952）在对比岩浆岩的平均化学成分和流经该岩石分布地区的河流流水溶解物质的平均化学成分以后，得出十分重要的数据（表 2—2）。

表 2—2 中前两列数字是实验数字，后一列数字是根据前两行数字按下列计算出来的。

假定 Cl^- 的转移能力最高，为 100。如果 SO_4^{2-} 的转移能力也和 Cl^- 一样高，则河水溶解物质中 SO_4^{2-} 的含量应为 Cl^- 的三倍，因为母岩中 SO_4^{2-} 的含量为 Cl^- 的三倍，即 $3 \times 6.75\% = 20.25\%$ ；但实际情况并非如此，在河水溶解物质中， SO_4^{2-} 仅为 11.60%，即只有该数值的 57%，此 57 就是 SO_4^{2-} 的相对转移能力或相对转移性。表 2—2 第三列中的其他数字也是这样计算出来的。

由此可见，母岩的各种化学成分在风化作用过程中的转移性的差别是很大的。

以后，波雷诺夫又根据其他一些事实，作了一定的修正和补充，拟定出母岩的元素或化合物在风化作用过程中的转移顺序及其数量级别，见表 2—3。

表 2—2 岩浆岩平均化学成分与流经该地区的河流流水溶解物质平均化学成分的对比

（据波雷诺夫，1934，1952）

	岩 浆 岩 平均化学成分 (%)	流经岩浆岩地区的河流流水溶解物质的平均成分 (%)	元素及化合物的相对转移性
SiO ₂	59.09	12.80	0.20
Al ₂ O ₃	15.35	0.90	0.02
Fe ₂ O ₃	7.29	0.40	0.04
Ca	3.00	14.79	3.00
Mg	2.11	4.90	1.30
Na	2.97	9.50	2.40
K	2.57	4.40	1.25
Cl ⁻	0.05	6.75	100.00
SO ₄ ²⁻	0.15	11.60	57.00
CO ₃ ²⁻	---	38.50	-----

表 2—3 母岩的主要造岩元素或化合物在风化作用过程中的转移顺序及其数量级别

（据波雷诺夫，1948；转引自彼列尔曼，1953）

转移顺序	元素或化合物	数量级别
1. 最易转移的	Cl, (Br, I), S	n. 10
2. 易转移的	Ca, Na, Mg, K	n
3. 可转移的	SiO ₂ (硅酸盐), P, Mn	n. 10 ⁻¹
4. 略可转移的	Fe, Al, Ti	n. 10 ⁻²
5. 基本上不转移的	SiO ₂ (石英)	n. 10 ⁻¹⁰⁰

当然，表 2—3 中的转移顺序及其数量级别都只是一般的概括，在不同的母岩地区和不同的风化作用条件下，情况将会有若干出入。但这一基本轮廓还是正确的。

由于母岩的各种化学成分在风化作用中的转移性质的差异，因此母岩的风化作用过程就

呈现出了阶段性。

与上述元素从风化壳中淋滤出的顺序相应，波雷诺夫将结晶岩的风化过程分为四个阶段，在各阶段中，各有其独特的风化产物。现以玄武岩为例（表 2—4）加以说明。

这四个阶段为：

1. 机械破碎阶段 以物理风化为主，形成岩石或矿物的碎屑。

2. 饱和硅铝阶段 其特点是岩石中的氯化物和硫酸盐将全部被溶解，首先带出 Cl^- 和 SO_4^{2-} 。然后在 CO_2 和 H_2O 的共同作用下，铝硅酸盐的硅酸盐矿物开始分解，游离出碱金属和碱土金属（ K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ）盐基，其中Ca和Na的流失比K和Mg要快些。这些析出的阳离子组成弱酸盐，使溶液呈碱性或中性反应，并使一部分 SiO_2 转入溶液。此阶段中形成胶体粘土矿物——蒙脱石、水云母，拜来石、脱石等。同时，溶解性较差的碳酸钙开始堆积。

3. 酸性硅铝阶段 几乎全部盐基继续被溶滤掉， SiO_2 进一步游离出来。因此，碱性条件逐渐为酸性条件所代替。 Mg^{2+} 和 K^+ 的再次淋出使上个阶段所形成的矿物（蒙脱石、水云母）又被破坏而形成在酸性条件下稳定的、不含K、Na、Ca、Mg盐基的粘土矿物——高岭石、变埃洛石等。通常，将达到此阶段的风化作用，称为粘土型风化作用。

4. 铝铁土阶段 这是风化的最后阶段。在此阶段，铝硅酸盐矿物被彻底地分解，全部可移动的元素都被带走，主要剩下铁和铝的氧化物及一部分二氧化硅。它们呈胶体状态在酸性介质中聚集起来，在原地形成水铝矿、褐铁矿及蛋白石的堆积。由于它是一种红色疏松的铁质或铝质土壤，所以也称为红土。达到此阶段的风化作用，通常称为红土型风化作用。

上述四个阶段是一般的完整的风化过程，但在同一地区不一定都进行到底。风化作用的阶段常受母岩岩性、气候、地形等因素所控制。

（五）母岩风化产物的类型

从上所述，可知地壳表层岩石的风化作用是一个十分复杂的地质过程。地壳表层岩石风化的结果，就形成了三种性质不同的风化产物。

1. 碎屑残留物质：这主要是指母岩的岩石碎屑或矿物碎屑。在风化作用的第一阶段，这种碎屑残留物质最发育；到第四阶段，这种物质就很少了，只有那些风化稳定性最高极难风化的石英才可能留下来。这种物质在初始阶段大都残留在母岩区，后来就可能为各种营力搬运走。

2. 新生成的矿物：这主要是指在化学风化作用过程中新生成的一些矿物，如水白云母、高岭石、蒙脱石、蛋白石、铝土矿、褐铁矿等。这些物质在初始阶段也大都存在于母岩的风化带中，所以也常称作“化学残余物质”；后来，它们也将被各种营力搬运走。

3. 溶解物质：这主要是指母岩在化学风化作用过程中被溶解的那些成分，如Cl、S、Ca、Na、Mg、K、Si、Fe、Al、P等。这些物质大都呈真溶液或胶体溶液状态顺水流走，转移至远离母岩区的湖泊或海洋中去。

碎屑残留物质是碎屑沉积岩的主要的原始物质成分。

在化学风化作用中新生成的一些矿物成分是粘土岩以及其他沉积岩的主要原始物质成分。

碎屑残留物质和化学风化物可合称作碎屑物质或陆源碎屑物质，它们的搬运和沉积作

用主要受水动力学定律支配。这些碎屑物质被各种地质营力搬运以后，在一定的条件下沉积下来，再经过成岩作用，就形成了碎屑岩（包括）粘土岩。

与碎屑物质相对立的是溶解物质，它们的搬运和沉积作用主要受或首先受化学定律支配。这些溶解物质转移到海洋或湖泊后，在一定的条件（首先是各种化学条件，有时生物作用条件和水动力作用条件也很重要）下沉积下来，再经过成岩作用就形成了各种类型的化学岩、生物化学岩或生物岩。

由此可知，从母岩的风化作用开始，其物质成分的分异作用或沉积岩的形成作用就开始了。

风化彻底的岩石所提供的沉积物为成熟的沉积物，这类物质几乎全是由风化最终产物组成，即主要是粘土矿物和稳定的矿物碎屑和岩石碎屑。这些物质在搬运过程中进一步分选，成为分别由粘土矿物或碎屑物质组成的成分单一的沉积物，其中重矿物含量很少，相反，风化不彻底的岩石所提供的沉积物质则形成不成熟的沉积物。所谓风化不彻底是指母岩在风化过程中，不仅所含的稳定矿物没有风化解，就是稳定性较差的矿物也未风化或略风化。因而，所提供的沉积物成分复杂，稳定和不安定的矿物碎屑都有，还有较多的各种岩石碎屑和重矿物，经搬运、堆积形成成分复杂的不成熟的沉积物。由此可见，陆源沉积岩的成分除了反映沉积物在搬运过程中所发生的变化外，在一定程度上也能反映母岩的风化程度。

（六）风化壳

地壳表层岩石风化的结果，除一部分溶解物质流失以外，其碎屑残余物质和新生成的化学残余物质大都残留在原来岩石的表层。这个由风化残余物质组成的地表岩石的表层部分，或者说已风化了的地表岩石的表层部分，就叫做风化壳或风化带。

风化壳中岩石的风化程度是因深度而不同的。表层风化程度较深，深处风化程度较浅，以致逐渐过渡到未风化的母岩。

风化壳的厚度决定于气候、地形、构造等许多因素。一般说来，在气候湿热、地形平坦、构造活动比较稳定的地区，风化作用较强，剥蚀作用较弱，风化残余物质易于保存，故风化壳厚度较大。在相反的条件下，风化壳厚度就较小，以至为零。

风化壳分现代和古代的，二者常以第三纪作为划分界限。由于保存条件的限制，古风化壳大都已残缺不全了。另外，古风化壳由于已经经历了成岩作用及后生作用的变化，它们已与现代的风化壳有很大不同，它们实际上已经算是没有经过搬运的沉积岩了。古风化壳有很大的地质意义和经济意义，因为它是地壳上升、沉积间接、不整合的重要标志，它是古气候、古地理分析的重要依据，其中常蕴藏着一些重要的金属和非金属矿床（如高岭石矿、铝土矿、铁矿、镍矿……等），在古风化壳中或其下带可以形成油气藏，如潜山油气藏。

二、沉积岩原始物质的其它来源

（一）生物来源的物质

生物通过其生命活动可营造起生物身体，生物死亡后其遗体可以在原地堆积埋藏下来，亦可搬运到异地堆积下来，成为沉积物的一部分。生物遗体包括两部分：一是生物的硬体（生物残骸），即动物的外壳和骨骼，以及藻类植物的钙化遗体；二是生物软体，即动、植物的软

体部分。

生物的硬体成分大部分是碳酸盐质（主要是方解石和文石），少部分是磷酸盐质和硅质（蛋白石及其重结晶的玉髓、石英）的。

生物的软体主要是由碳、氢、氧、氮、硫、磷等元素所组成的碳氢化合物，也称有机物。沉积岩中的有机物经过沉积期后的生物化学演化作用，使其有机组分与原始的成分有相当大的差别，变得更为复杂。到目前为止，在沉积物和沉积岩中已发现有五百多种有机化合物，其最基本类型为氨基化合物、碳水化合物、类脂化合物、木质素和色素。其中氨基化合物和碳水化合物在生物死亡埋藏后的细菌作用下大部分均分解消耗掉，同时形成甲烷；木质素和类脂化合物比较稳定，前者是成煤的母质，后者是主要的成油母质。上述有机化合物经过埋藏成岩后生阶段的生物化学演化后形成的最终产物为：

1) 不溶物质—干酪根，它是指在常温、常压下不溶于有机溶剂的固体有机质，在热解或加氢分解时则产生烃类物质。其中包括主要由单细胞藻类残体形成的腐泥质型（I 型干酪根，成油型）、主要由陆生植物残体形成的腐殖质型（III 型干酪根，成煤或成气型）和两者之间的过渡类型（II 型干酪根）。

2) 可溶物质（溶于有机酸）—烃、沥青等，烃类（烷烃、环烷烃、芳香烃等）为石油的主要成分，亦含于沥青中。沥青中还含有胶质、沥青质等有机组分。

不溶和可溶物质的量比是 90—95：10—5。

在这演化过程中还可出现一系列中间产物，其中最主要的是腐殖质的主要成分—腐殖酸。

有机物除了集中堆积形成石油、天然气、沥青、油页岩和煤以外，大量是分散在沉积岩中。亨特（J·M·Hunt, 1962）计算出沉积岩中有机物总量为 $3.8 \times 10^{15} \text{t}$ ，而以富集状态存在于煤和石油中的有机物分别为 $6 \times 10^{12} \text{t}$ 和 $0.2 \times 10^{12} \text{t}$ ，它们仅占有有机物总量的 1/600 和 1/19000，在页岩中所含的有机物却高达 $3.6 \times 10^{15} \text{t}$ 。

这些生物成因的沉积物形成作用与众不同的特点是：凭借阳光、二氧化碳、水和其它无机物通过生命活动合成有机化合物，组成植物体和动物体；合成有机物所需的元素不仅来自水圈和岩石圈，更多的是来自大气圈。

（二）深部来源的物质

这是指由火山作用带到地表的火山碎屑物及其伴生的气热液和沿断裂流出地表的热卤水。

当火山喷发时岩浆可溢出地表冷凝成熔岩，也可爆发成火山碎屑物质喷到空中再降落地表，可以集中堆积成火山碎屑岩，也可分散掺杂于其它沉积物中。

与火山碎屑物质喷发的同时还往往伴随有气热液的喷发，它们有时可成为某些沉积岩和沉积矿床（如硅、铁、有色金属）的重要物质来源。

深部热卤水在成岩成矿中的意义日益为沉积学和矿床学工作者所重视。现代热卤水分布广泛，不仅海底有，大陆上也有。最著名的是红海的海底热卤水，其盐度为 72~275‰，温度达 34~56.5℃。在前苏联里海切列谦半岛和堪察加半岛、美国加利福尼亚州索尔顿湖等地区都发现有热卤水；以色列在钻井 100~3000m 深处也发现有多层热卤水；东非裂谷的热卤

水形成了某些咸水湖；有人认为死海有深断裂排出的氯化钙水引起钾、溴的富集。

深部热卤水的化学成分特点各不相同，但多半为氯化钙型或碳酸盐型，含钾、钙及重金属元素量较高。

至于深部卤水的来源和成因，据研究，不仅有来自地壳深部或上地幔的岩浆水，而且还可有来自深部埋藏的古卤水，其中有些是油田水；此外尚有地表水向下渗流萃取了地层中的盐类物质和金属元素并加温后又流出地表的热卤水。或者是多种成因的热卤水混合而成。

过去主要着眼于热卤水对某些金属矿床形成中的作用，近年来也注意到深部卤水对形成某些蒸发岩的可能性。如巴西和西非的白垩纪钾盐、石盐矿床富含 $MgCl_2$ 、 $CaCl_2$ 和重金属元素，现认为除海水外，可能还有深部卤水的补给；我国柴达木盆地第四纪盐类沉积也至少有一部分成盐物质来自深部。我国渤海湾盆地第三系某些地区暗色生油岩与蒸发岩互层，即“油盐”共生现象，有研究认为这些蒸发岩系深部卤水沿深大断裂上涌沉积而成。

（三）宇宙来源的物质

陨石即为来自宇宙空间的固体物质。陨石大小极为悬殊，如 1976 年我国吉林陨石雨中的最大陨石重达 1770kg，最小的仅十几毫克；世界上还有重达数十吨的陨石，如西南非洲纳米比亚的霍巴（Hoba）铁陨石。极为细小的微粒通常被称为宇宙尘埃（或称微陨石）；宇宙物质可能大部分成为尘埃状落到地球上。

据统计，每年落到地球上的陨石有几千颗，然而进入大气层的陨石要比穿过大气层而到达地表的陨石多得多；到达地表的陨石也多数落入海洋，只有一部分落入人烟稀少的陆地上，因此仅有很少一部分陨石被人们所发现。

可见，沉积岩（物）中的宇宙物质大部分还未被人们所识别。随着研究的深入，宇宙物质将被识别出来。例如，在现代深海粘土中含有一些磁性小球体，根据所含钾和钙的同位素特征以及存在有方铁矿，而被认为属于宇宙成因的。古代岩石中的宇宙物质近年来亦有报导。近年来，人们利用沉积岩中宇宙来源的沉积物来研究天体演化和地壳沉积物沉积速率、沉积间断等取得了很好的效果。

总之，上述四类沉积岩原始物质来源中，陆源物质是主要的，次为生物源物质；深部来源的物质限于特定的环境，而宇宙来源的物质则似乎不可能构成沉积岩层。

这些原始物质除少部分残留原地外，大部分都要被搬运到沉积盆地中沉积下来。对沉积物进行搬运和沉积的介质主要是水和大气，其次为冰川、生物等；搬运和沉积的方式有机械的、化学的和生物的。

第二节 机械搬运与沉积作用

流水和大气是两种最主要的搬运和沉积介质，它们都是流体。自然界中的流体存在有两种基本类型，即牵引流与沉积物重力流。过去主要是研究牵引流的搬运和沉积作用，自五十年代开始才认识到沉积物重力流的重要性，重力流的理论有了很大的发展。区分这两种沉积物流体，并识别牵引流和重力流所形成的沉积物，不仅具有理论意义，也有很大的实际意义。

一、有关流体力学的几个基本概念

牵引流和沉积物重力流在流体力学性质、沉积物的搬运方式和驱动力、流体与沉积颗粒之间的力学关系等方面都有显著差异，亦即它们的沉积机理是不一样的，从而形成的沉积物也有各自的特点。

牵引流指的是能沿沉积底床搬运沉积物的流体，在沉积学范畴中牵引流是最常见的，例如，含有少量沉积物的流水（包括河流、海流、波浪流、潮汐流以及六十年代中期提出来的等深流等）和大气流。随着流体中碎屑颗粒数量的不断增加，逐渐向着重力流过渡，例如，水中浓集有大量沉积物的浊流、泥石流等都属沉积物重力流。重力流的重要性日益为人们所重视，并已掌握其鉴别标志；古代的重力流沉积也不断地被发现，重力流沉积机理的研究也正在逐步深入。

由于沉积物（岩）极大部分是在水的作用下形成的，所以这里主要介绍与水有关的牵引流和重力流的搬运和沉积机理，先介绍一下有关的流体力学基本概念和两种沉积物流体的基本特征。

（一）牛顿流体和非牛顿流体

从流体力学性质来看，凡服从牛顿内磨擦定律的流体称作牛顿流体，否则称非牛顿流体。

内磨擦定律可表示为： $\tau = \mu \frac{du}{dy}$

式中 τ 为单位面积上的内磨擦力，称为粘滞切应力， $\frac{du}{dy}$ 称作流速梯度（或称剪切变形率）， μ 是反映流体粘滞性大小的一个系数，称为动力粘滞系数，也可用表示 $\nu = \frac{\mu}{\rho}$ 称为运动粘滞系数。

所谓服从内磨擦定律是指在温度不变的条件下，随着 $\frac{du}{dy}$ 变化 μ 值始终保持一常数，牵引流就属于牛顿流体。若 μ 值随 $\frac{du}{dy}$ 变化而变，即不服从内磨擦定律，沉积物重力流属于非牛顿液体。

（二）沉积物机械搬运的方式和床沙形体（或称床面形态、底形）

1. 沉积物的机械搬运方式和驱动力

牵引流与重力流对沉积物的机械搬运方式和引起沉积物搬运的驱动力是不同的。牵引流既有推移方式搬运，又有悬移方式搬运；而重力流则以悬移方式搬运为主。

牵引流的搬运力表现在两个方面：一是流体作用于沉积物上的推力（即牵引力），推力的大小主要取决于流体的流速，推力愈大则能搬运的沉积物颗粒愈大；另一是负荷力（或称载荷力），负荷力的大小取决于流体流量，负荷力愈大则能搬运的沉积物数量就愈多。推力大不一定负荷力就大，反之亦然。例如，山溪急流可以搬运达几十吨重的巨石，而浩瀚的长江，尽管每年能搬运 4.8×10^8 t 物质，却不能推动一块大的砾石。山溪急流的负荷力虽不大而推力

却很大；长江推力不大而负荷力却很大。

可见，牵引流驱使沉积颗粒移动的动力是流体流动所产生的推力（牵引力）。大部分流体（如水）多半是由高处向低处流，沉积物亦由高处往低处搬运；但也有的流体可向高处流动，如风与海滩上的冲流，这时亦可使沉积颗粒往高处搬运。

流体中被搬运的沉积物称作载荷，单位时间内流经某一横断面的沉积物总量（或称容量）称作载荷量。按沉积物搬运方式不同可分为溶解载荷、悬移载荷、推移载荷或床沙载荷。当一流体不能再携带更多的沉积物时，那就是满载；随着流速降低、流量减小，流体的推力和负荷力就要减弱，成为超载，这时沉积物就会由粗到细依次发生沉积。

重力流的流动以及驱使沉积物发生移动的动力是重力。重力流是流体和悬浮颗粒的高密度混合物，它的流动主要是由于作用于高密度固态物质上的重力所引起，因此重力流的流动都是沿斜坡向下移动的，使重力流沉积物大量分布在大陆斜坡边缘的盆地深处。

2. 床沙形体与福劳德数

沉积物呈床沙方式搬运主要见于牵引流中。所谓“床沙载荷”按爱因斯坦（H·A·Einstein, 1950）的定义是指直接覆于床底上的有两个（被搬运的）颗粒直径那么厚的作层状运动的底部颗粒。随着流体流动强度的变化，在床沙表面会相应出现不同的几何形体，称为床沙形体（bedform，有人译作底形，在我国水力学中习惯称床面形态）。在明渠水流（包括河流、湖、海中的水流）中按流动强度的不同可出现急流、缓流和临界流三种流态，这三种流态的判别标志为福劳德数。不同流态可出现不同类型床沙形体。

1) 急流、缓流与福劳德数

明渠水流的特点是存在有与大气相接触的自由表面，因而明渠水流是一种无压流。这种流动才具有上述三种流态变化。

急流与缓流的判别准则是福劳德数（ Fr ），即： $Fr = v / \sqrt{h \cdot g}$

式中 v 是平均流速， h 是水深。福劳德数为一无量纲数，用它可以判别明渠水流的流态： $Fr < 1$ 时水流为缓流，也称临界下的流动状态或低流态，它代表一种水深流缓的流动特点； $Fr = 1$ 时水流为临界流； $Fr > 1$ 时水流为急流，也称超临界的流动状态或高流态，它代表一种水浅流急的流动特点。

2) 床沙形体

床沙（bed）表面可随水流强度变化而出现各种类型的床沙形体，每一类型的床沙形体不是固定不动的，而是通过组成床沙的沙砾颗粒的滚动、滑动或跳跃移动而使床沙形体发生顺流或逆流移动，这种现象在水力学上称作沙波运动。

明渠水流随着流动强度加大在床面上会依次出现下列床沙形体：无颗粒运动的平坦床沙 → 沙纹 → 沙浪 → 沙丘 → 过渡型（或低角度沙丘） → 平坦床沙 → 逆行沙丘 → 流槽和凹坑。由于床沙形体与层理之间的成因关系密切，有关床沙形体特征和福劳德数之间的关系，将在第三章第三节中介绍。

3. 层流、紊流与雷诺数

自然界任何流体的流动特点有层流与紊流（或称湍流）两种流动形态。层流（laminar

flow) 是一种缓慢的流动, 流体质点作有条不紊和平行和线状运动, 彼此不相掺混。紊流 (turbulent flow) 是一种充满了漩涡的急湍的流动, 流体质点的运动轨迹极不规则, 其流速大小和流动方向随时间而变化, 彼此互相掺混 (图 2-2)。层流和紊流的水力学性质及对沉积物的搬运和沉积特点是不一样的。可以流水为例予以说明。

层流与紊流的判别准则是雷诺数 (Reynolds number—Re), 即:

$$Re = \frac{vd}{\nu}$$

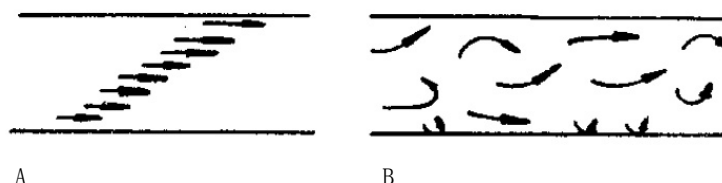


图 2-2 层流紊流的流动特点 A. 层流; B. 紊流

式中 d 为管道直径。经过许多试验, 对于任何管径和任何牛顿流体, 所得紊流转变为层流时的临界雷诺数 (Re) 大体是相同的, 约为 2000。故对管道流当 $Re < 2000$ 时为层流, $Re > 2000$ 时为紊流。

对明渠流来说, 则应该用水力半径 (R) 代替管道直径 (d) 来计算临界雷诺数, 因 $R = 1/4d$, 所以明渠流的临界雷诺数应为 500。

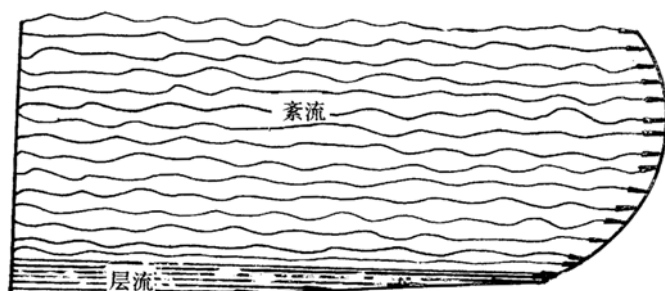


图 2-3 平行流向的河流垂直剖面表示紊流及层流底
层流线长度代表流速大由小
(据 W. W. Rubay 1983)

层流与紊流具有不同的力学特点。紊流不仅具粘滞切应力, 而且还有流体质点的紊乱流动而引起的附加切应力 (或称惯性切应力)。而层流只有粘滞切应力。因此紊流的搬运能力要强于层

流。并且紊流还有漩涡扬举作用, 这是可使沉积物呈悬浮搬运的主要因素。

从沉积物沉积时遭受的阻力来说, 紊流兼有粘滞阻力和惯性阻力, 层流则只有粘滞阻力, 因此沉积物不易从紊流中沉积下来, 而在层流中则如同在静水中一样很容易沉积下来。

自然界中绝大多数水体是紊流运动。不过任何紊流的水体在与固体边界接触处 (如河道底和两壁), 由于固体边界效应, 在紧靠固体边界处的流动仍是粘滞力起主导作用下的流动, 即流体运动型态仍属层流, 所以称此层为层流底层 (或叫粘性底层, 图 2-3)。层流底层的厚度是随雷诺数的增加而减小的。层流底层的存在对沉积物的搬运和沉积起着重要作用, 使得沉积物与流体之间界面上不断发生的沉积和搬运的交替作用非常活跃。

二、牵引流的机械搬运和沉积作用

两种流体的差别，在机械搬运和沉积方式的机理上表现得最为明显。牵引流不但可以搬运碎屑物质，而且还可搬运溶解物质；不仅有机械沉积作用，而且还广泛进行着化学和生物沉积作用。而重力流占绝对优势的是机械搬运和沉积作用。

(一) 单向流水的机械搬运和沉积作用

碎屑颗粒在流水中的搬运和沉积，主要与水的流动状态关系密切，是层流还是紊流，是急流还是缓流；还与碎屑颗粒本身特点，如大小、比重、形状等都有关系。由雷诺公式和福劳德公式可看出，水流状态的变换，在很大程度上取决于流速，并且还水的粘度、密度、水深、水量、边界条件等因素有关。可见，受到多种因素的影响和制约，碎屑颗粒的搬运和沉积机理是个相当复杂的问题。

1. 碎屑颗粒在流水中的搬运作用

碎屑颗粒由静止状态进入运动状态时的临界水流条件称作碎屑颗粒的起动条件。碎屑颗粒之所以能起动是由于促使颗粒运动的力超过了阻止颗粒运动的力，因此要研究起动条件必须首先分析颗粒在水中的受力状况；也正由于受力状况不同，可出现滑动、滚动、跳动和悬浮的各种搬运方式。

1) 碎屑颗粒在水中的受力分析

作用于碎屑颗粒上的力主要有：

(1) 有效重力 (W)：颗粒在水中同时受到重力和水体浮力的作用，两者的差值称为有效重力。

(2) 水平推移力 (Px)：水流作用于颗粒上的顺水流方向的力。

(3) 垂直上举力 (Py)：为垂直向上的力，产生的原因有：

①水体浮力，此力已计算在有效重力中。

②颗粒上下存在流速差所引起的压力差。由边界底部往上水流流速逐渐增大，再加上水流遇到颗粒发生绕流运动 (图 2-4)，在颗粒上方流水断面变窄，流速进一步加大，也即上

方的流速要明显大于下方，根据伯努利 (Bernoulli) 方程：
$$\frac{P}{\rho} + gy + \frac{v^2}{2} = \text{常数}$$

式中 P 为压力，y 为距某基准面高度，v 为流速，ρ 为流体密度。由上式可看出流速大则压力高，反之则压力低。由此可见，水流作用于颗粒时，在其上下方存在有一个压力差，其方向是朝上的。

③在紊流中除上述压力差外，还存在有涡流的扬举作用 (或称上升涡力)。因此紊流的上举力要明显大于层流。

可见上举力主要是由压力差及上升涡力所组成。

(4) 粘结力 (Pc)：由多种因素造成，其中主要是由颗粒表面的水膜所造成的粘结力。

上述几种作用力中，Px 和 Py 是促使颗粒移动的，而 W 和 Pc 颗粒的搬运和沉积就是这两类作用力的相互作用的表现。上述诸作用力中最主要的还是 Px、Py 和 W 三种力。

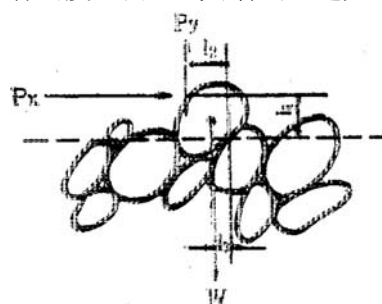


图 2-4 碎屑颗粒的受力情况

2) 碎屑颗粒的搬运方式

碎屑颗粒在流水中可以推移（床沙）载荷和悬移载荷方式被搬运。

(1) 推移载荷的搬运

较粗的碎屑（砾、较粗砂）在水体底部主要呈滑动或滚动搬运，较细碎屑（较细砂、粉砂）则呈跳跃搬运。搬运方式和碎屑大小之间的关系不是恒定的，随水流强度而变，水流强度大时，跳跃颗粒偏粗，反之则偏细。

假如只考虑 P_x 、 P_y 和 W 三种作用力，则当 $P_x \geq f(W - P_y)$ 时，碎屑颗粒开始滑动；当 $P_x \cdot r_1 + P_y \cdot r_2 \geq W \cdot r_3$ 时，则碎屑开始滚动（图 2-5）。

若上举力大于有效重力，则颗粒就会从床面上跳起，并在推移力作用下向前移动。当颗粒上升到一定高度（据实验，一般上升到离床面两倍层流底层的厚度）时上举力就大大减小而使颗粒再次落到床面上。上举力减小的原因是由于颗粒跳起后，颗粒上下的绕流线呈对称状，并且也由于边界效应大为减弱而水流的速度梯度不如在床面上时那么大；随着颗粒上下方的速度差的减小使压力差降低，上举力就降低。这样反复地进行，颗粒就跳跃着被搬运前进。

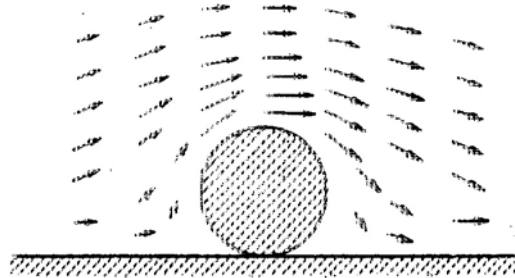


图 2-5 水流遇颗粒发生绕流运动，流线密集处流速较大

推移载荷的搬运方式主要与受力状况和水流强度有关，但还与颗粒大小、形状、性质和排列状况等因素有关，情况是相当复杂的。

(2) 悬移载荷的搬运

细小的碎屑颗粒在流水中不易沉到底部，总是呈悬浮状态被搬运。

悬移搬运主要是发生在紊流中，因为紊流中存在有紊涡产生的水流的紊动作用。由于上举力的作用使颗粒跳起达到一定高度，若遇到紊流漩涡，而漩涡又具有足够的能量，漩涡就能携带颗粒运动，漩涡的紊动作用将下部水流中的颗粒带到上部；同时，颗粒又因重力作用不断地下沉。此外，漩涡有向上的，也有向下的和侧向的，向下的漩涡可将颗粒带到下部，但由于沉积物在近底部大量集中，因此上升漩涡携带的颗粒在单位体积中比下降的漩涡要多（图 2-6）。可见上、下水流之间存在有强烈的物质交换，但上升的颗粒要多于下降的，也就使得更多的颗粒悬浮在水中。紊动的最终结果应是水体中悬浮物质均匀化，但因重力影响不可能绝对均匀化，总是由下往上减少。



图 2-6 使沉积颗粒呈悬浮状态的漩涡紊流作用

(据 C. O. Dunbar, 1957)

当然，除了上述因素影响和控制颗粒的悬浮外，还与颗粒和流体的比重、颗粒形状、流体粘度等都有密切关系。颗粒的搬运方式不是固定不变的，可随流动强度变化而相互转化。随着流速增大，滑动或滚动颗粒可变为跳动，跳动的变为悬浮；流速降低时则发生相反的转变。

3) 碎屑颗粒搬运与沉积作用的条件

通过碎屑颗粒在水中的受力分析可以看出，作用于碎屑颗粒上的力取决于颗粒大小、密度，水的密度、粘度、水流速度、水深等，这些因素又可简化为颗粒大小和水流速度两个主要参数。尤尔斯特隆 (F·Hjulstrom, 1936) 图解定量表示了颗粒大小、流速与侵蚀、搬运和沉积之间的关系 (图 2-7)。

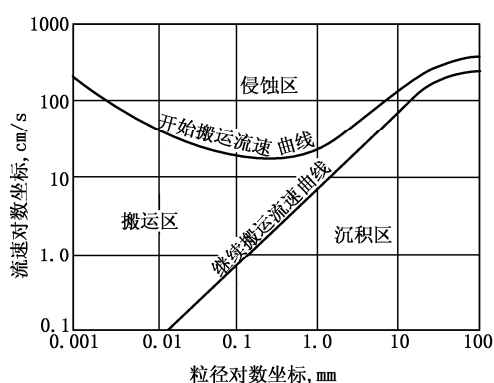


图 2-7 碎屑物质在流水中侵蚀、搬运、沉积和流速的关系

(据尤尔斯特隆, 1936 修改)

开始搬运流速指的是流水把处于静止状态的颗粒开始搬运走所需的流速，又叫起动流速；继续搬运流速是指维持颗粒搬运所需最小的流速，又叫沉积临界流速。显然开始搬运流速要大于继续流速，这是因为开始搬运流速不仅要克服颗粒本身的重力，还要克服颗粒彼此间的吸附力。可见，当水流速度大于开始搬运流速时，沉积物将被侵蚀，因此，开始搬运流速曲线之上的范围叫做侵蚀区。而当流速小于继续搬运流速时，颗粒将发生沉积，因此，继续搬运流速曲线之下的范围叫做沉积区。当流速介于二者之间时，颗粒保持搬运状态，该速度区间叫做搬运区。

从尤尔斯特隆图上还可看出：(1) 粒径大于 2mm 的颗粒的开始搬运流速与继续搬运流速都很大，但差值小。这表明砾石不易起动但很容易沉积，所以它们很难作长距离搬运，且都呈滑动或滚动方式移动。因此自然界中的砾岩(石)主要分布在近源区。(2) 粒径小于 0.05mm 的颗粒的开始搬运速度大，但继续搬运流速小，二者之间流速差值很大。所以细粉砂以下，尤其是泥质颗粒一旦起动，就可悬浮在水中作长期搬运，一直搬运到海洋或湖泊深处的安静环境才慢慢沉积。它们一旦沉积下来，就很不易再被搬运。再搬运时需要更强大的起动流速，并且常被冲刷成粉砂质或泥质碎块(即泥砾)。(3) 0.05~2mm 的颗粒所需的起动流速最小，

而且与沉积临界流速间差值亦不大。这就说明了为什么砂粒在流水中既易搬运又易沉积，最为活跃，砂粒常呈跳跃搬运。

尤尔斯特隆所提供的流速只适用于 1m 深的水流。

2. 碎屑颗粒在流水中的沉积作用

随着水流速度的降低，当 $P_x < f(W - P_y)$ 时，推移颗粒就停止运动；当上举力小于有效重力时，悬移颗粒就沉降。目前，有关沉积机理主要是根据碎屑在静水中的沉降资料而获得的。

在静水中，碎屑因受重力作用而下沉，开始下沉时速度较小，水流对碎屑的阻力亦小；随着碎屑加速下沉而阻力增大，当其下沉速度达到某一极限值时，水流的阻力与碎屑的有效重力恰好相等，碎屑即等速下沉，此时的下沉速度称为碎屑的沉降速度，简称沉速。

碎屑在静水中沉降时，受到的作用力主要是碎屑的有效重力和水体阻力，前者是促使下沉的力，后者是阻止下沉的力，水体阻力的大小与碎屑下沉时的流态有关。在静水中，碎屑下沉时，两侧水体相对于碎屑来说是作反方向流动。碎屑下沉速度随颗粒大小而异，水体的相对流动速度也就不同，也就有不同流态，判别准则是颗粒的雷诺数 R ，其中 d 为碎屑粒径。流态有三种，即层流、过渡流态和紊流，其临界颗粒雷诺数随碎屑形状而异碎屑下沉时流态不同；即使碎屑形状相同，其沉速公式也不一样。下面仅介绍碎屑在层流状态中下沉时的沉速公式，从中可看出碎屑在水体中沉积作用的一般规律。

对于球体碎屑，斯托克斯 (G. G. Stokes, 1850) 提出了如下公式：

$$V = \frac{2}{9} \cdot \frac{\rho_s - \rho}{\mu} gr^2$$

式中 r 为碎屑的半径， ρ_s 和 ρ 为碎屑和水的密度。斯托克斯公式表明碎屑的沉速与粒径平方成正比，与水的粘度 (μ) 成反比。斯托克斯公式是在实验室理想条件下得到的，即在静水中、20℃ 恒温、介质的粘度不变、碎屑为球体、比重相同、表面光滑、且互相不碰撞及处于层流状态下沉时得出的，这显然与自然界的实际情况有很大出入。

自然界的碎屑实际上都是不规则的，韦德尔曾提出以下公式： $v_p = \frac{1}{7} gr_p^2 \frac{\rho_s - \rho}{\mu}$

式中 v_p 与 r_p 分别为不规则碎屑的沉速和实际半径。

鲁比 (W. W. Rubey, 1931) 在澄清的静水中测定了沉积物的沉降速度，其结果如表 2-4 所示。按表上所列沉速，极细砂沉降 30m 需两小时，而细粘土则大约需一年；若在 3660m 深的大洋底部，极细砂需 10 天，细粘土则要 100 年以上。

表 2-4 在静止的清水中沉积物的沉降速度 (据 Rubey, 1931)

极细砂 >3.84	极细粉砂 0.015~0.06
粗粉砂 0.96~3.84	粗粘土 0.00375~0.015
中等粉砂 0.24~0.96	中等粘土 0.0009375~0.00375
细粉砂 0.06~0.24	细粘土 <0.0009375

单位：mm/s

将韦德尔公式和斯托克斯公式相比较时可看出，不规则颗粒的沉降速度等于球形颗粒的

64%，而其半径则是球形颗粒的 1.25 倍。这是由于不规则颗粒的表面积要比同体积的球形颗粒大，因此沉降时受到的阻力也大，使沉速降低。若以球形颗粒的沉速为 100，则椭球形颗粒为 61~84，立方体为 74，长柱状为 50，圆片状体为 38~80。不过形状对沉速的影响随粒度的减小而变小，对非球形砾石来说，沉速减慢 40~60%，对砂来说减慢 10~20%，对粘土的影响已不大。可见球体沉降最快，片状体最慢，因而片状矿物可漂浮很远，能与更细小的等轴状颗粒沉积在一起，粉砂岩或微粒砂岩中常见有粗大得多的云母片就是此种原因造成的。

颗粒的沉速与其比重成正比，因此造成了比重大而体积小的重矿物与比重小而体积大的轻矿物沉积在一起的现象。例如，在 1~2mm 粒径的石英砂中，可有 0.7~1.5mm 粒径的辉石，0.6~1.1mm 粒径的石榴石和 0.4~0.8mm 粒径的金属矿物。一般地讲，对轻矿物来说，大小与形状是影响沉速的主要因素；对于重矿物则密度的影响不可忽视。

斯托克斯公式和韦德尔公式都是在理想的静水条件下获得的，然而自然界的沉积作用要复杂得多。除了上述影响因素外，还有其他因素。实际上碎屑的表面都是粗糙的，且下沉时会互相碰撞，有的水体具有一定的盐度，这些都会使颗粒下沉时增加阻力。此外，自然界更多的是具有不同流态的流动水中沉积的，流动水中的沉降机理还是正在研究的课题。尽管上述沉速公式与自然界实际情况出入颇大，但斯托克斯公式和韦德尔公式还是有很大的实际意义和理论意义的。它们表明了沉速与主要影响因素之间的密切关系，沉速公式亦是沉速粒度分析方法的理论基础。

沃克 (Walker, 1975) 根据流水的流动强度所能滚动和悬浮的最大粒径的关系，作出了图 2-8，该图可解释某些沉积现象：

(1) 当流动强度为 P 时，它所能滚动的砾石最大粒径为 8cm，同时所能悬浮的最大颗粒粒径为 2.2mm。

(2) 当流动强度小于 P 时，可使粒径为 8cm 的砾石和粒径 2.2mm 的颗粒同时沉积，从而可能形成双众数的砂砾岩。

(3) 当流动强度在 P 附近反复变动时，即属持续水流，此时可形成砂质沉积与砾石质沉积的互层，其平均粒径应分别为 2.2mm 与 8cm 左右。

(4) 如果流动强度急剧减小，则可能造成分选极差的多众数的砾、砂、粉砂和泥的混合沉积物。

(5) 如图中虚线所示，沉积粒径 1mm 的砂粒所需要的流动强度比沉积粒径 7cm 的砾石所需的强度小得多。因此在平均粒径为 7cm 的砾石沉积的孔隙中所充填的 1mm 粒径的砂，不可能是同时沉积的，后者应是在水流强度减小后的孔隙渗滤充填物，例如冲积扇筛积物中的充填物就是这种情况。

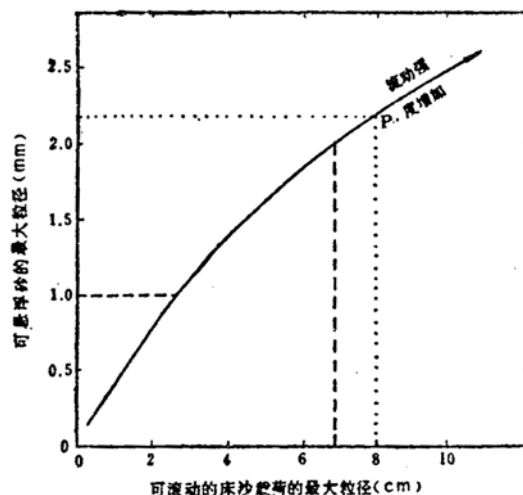


图 2-8 随着流动强变的变化，流水所能悬浮和滚动的最大颗粒直径
(据 R.G.Walker, 1975)

（二）空气的机械搬运和沉积作用

空气是仅次于水的一种很重要的搬运营力和沉积介质。它不仅在大陆沙漠中搬运大量的砂，也可将海滩砂携至内陆，或将粉砂和粘土以尘暴形式经长距离搬运到远洋沉积下来。

空气与流水在搬运和沉积机理上有相同之处，也有一些重要的差别。首先空气只能搬运碎屑物质，而通常不能搬运溶解物质。其次是空气与水的密度不同，从而导致空气搬运和沉积的某些独有特点。第三为空气的作用空间大，不受固体边界限制，也不象流水那样明显受重力控制，所以也可将沉积物由地势低处移向高处。

1. 碎屑颗粒在空气中的搬运作用

由于空气的密度（15℃时为 0.00122g/cm^3 ）比水（ 1g/cm^3 ）小得很多（1: 800），这就决定了空气搬运不同于水的一系列特征。首先由于空气流动产生的风的搬运动力比水小得多，在同一速度下只有水的搬运能力的 $1/300$ 。但这种差异随粒级变小而不明显。

一颗石英相当于同体积水重量的 2.65 倍，却相当于同体积空气重量的 2000 倍，因此要移动同一石英颗粒，风速要比水速大得多才行，据计算需要大 283 倍，这样才能获得相同的推移力。亦即在同一速度下风能移动的颗粒比水小得多。所以空气一般只能搬运细小的碎屑物质，主要是砂及更细物质，只有狂风时才能移动砾石，其所能搬运的最大粒径比水要小得多。据巴格诺尔德（Bagnold, 1941）观察，沙漠砂的粒径一般在 $0.15\sim 0.30\text{mm}$ 之间；没有小于 0.08mm 的颗粒，因为它们都已作为尘埃而被吹走。

由于风速受地形、地物影响大而有突然变化、加以密度小，因此能搬运的粒径范围较窄，风速一旦减小，则相应地有粒径比较一致的碎屑沉积下来，所以风成沉积物的分选性一般比流水为好。

当风速为水速的 28.3 倍时，则相应风的动能是 $28.3^2 \times 1/2 m v^2$ ，亦即同一大小的颗粒移动时，风作用于碎屑的动能为水的 800 倍。加上空气的粘度低，只有水的 1.76×10^{-6} ，因此不象在水中颗粒那样表面有一层水膜起着明显的缓冲作用。这就很好的解释了为什么在风中搬运比在水中有更大的磨蚀作用。库南（P. H. Kuenen）据实验认为砂在空气中搬运的重量损失比在水中快 100~1000 倍。所以风成砂的磨圆度要比水成的好。

空气的搬运能力还受碎屑湿度的影响，例如，要搬运 $0.5\sim 1\text{mm}$ 大小的颗粒，如含 3% 的水，则风速要比搬运干的增加一倍。若颗粒愈细则这种影响也愈大。

巴格诺尔德根据实验研究和对风成砂的观察，发现碎屑在空气中的搬运方式主要是跳跃，其次是悬浮和滚动（在风搬运中常称为蠕动）。

由于空气密度低，粘滞性大为降低，而惯性作用则增加；因此碎屑在空气中移动要比在水中自由得多，颗粒的跳跃运动就非常活跃。当跳跃的颗粒冲击地面碰到基岩或大石块时，它就可以反弹起，很少失去动能，活动得几乎象弹性体。当跳跃颗粒冲击在干燥松散的砂质物上时就形成一个小凹坑，消耗了能量，并将附近较细的砂粒冲击跳起，就这样产生多次重复，跳跃颗粒的这种溅泼现象在空气搬运中有着重要意义。被撞击的若是较粗粒砂，就会产生蠕动。假如被撞击的是粉砂，就会发生扰动扬起，称为扬尘作用。这种溅泼和扬尘作用极大地增加了碎屑进入气流的数量。

巴格诺尔德发现，碎屑是呈弓形弹道轨迹跳跃前进的，它们是以惊人的均一角度（ $10\sim$

16°) 冲击地面的 (图 2-9)。可以 $\text{tg } \beta = w/v$ 计算 (w 为沉速, v 为风流)。风速愈大, 弹跳得愈高, 受风力作用的机会也多, 对地面冲击速度就愈大, 因而溅泼和扬尘作用愈强烈。一般弹跳高度在 50cm 以下, 在暴风中可高达 1m。

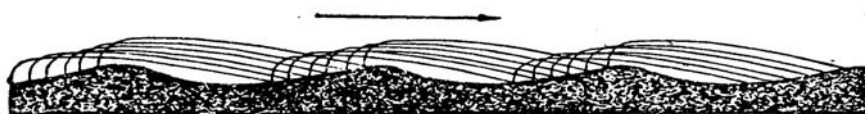


图 2-9 风成砂的跳跃轨迹 (据 R. A. Bagnold, 1941)

当跳跃颗粒撞击在较粗砂粒上时, 可使之徐徐向前滚动。在低风速时滚动距离只有几毫米, 风速增大, 滚动距离就加大, 且有更多的砂粒滚动; 在高风速时, 可见到地表有一层砂粒在缓缓向前蠕动。高速跳跃的砂粒可冲击推动直径大 6 倍或重量大 200 多倍的砂粒发生移动。因此一般蠕动的颗粒要大于跳跃颗粒, 且重矿物也可在蠕动中富集。但蠕动速度 (一般不到 2.5cm/s) 要小于跳跃速度 (一般可达数十到数百 cm/s), 这也正是风成砂分选良好的原因之一。

在正常地面风条件下, 三种搬运方式中以跳跃为主 (约占 70~80%), 其次为蠕动 (<20%), 而悬浮者很少 (<10%)。随着风速的变化, 三种搬运方式可相互转化, 但据观察现代沙漠沉积, 发现在一般情况下, 搬运方式与粒度之间的关系相当恒定。跳跃颗粒粒径一般小于 0.5mm, 尤其细砂 (0.1~0.3mm) 跳动得最为活跃, 蠕动颗粒都在 0.5 到 2~3mm 之间, 更大的颗粒一般就留在原地不动; 小于 0.1~0.2mm 的颗粒可呈悬浮搬运。

尘暴的搬运作用: 粒径小于 0.05mm 的粉砂与粘土可以象尘埃一样弥散在空气里作长距离搬运, 当发生风暴时, 这种搬运作用就更为强烈。

当尘埃物质只被短距离搬运沉积在沙漠中时, 可被下次风暴搬运; 如被带到沙漠以外的地区沉积下来, 就有可能保存, 我国北方广布的黄土大部属于这种成因。尘埃物质可搬运到海中与远洋物质混合沉积在深海盆地中。

2. 碎屑颗粒在空气中的沉积作用

空气中的悬移载荷可作长距离搬运, 在距来源地很远的大陆或海洋中沉积下来; 推移载荷则多半在来源地 (沙漠或海滩) 附近堆积下来, 其最主要的堆积形式是沙丘。

有各种原因可引起风携物质沉积。常见的是由于风速降低, 使得推移力降低或有效重力超过垂直上举力而使碎屑沉积。当风沙流运行遇到障碍物 (陡崖、植被、大砾石等) 时, 因受阻而减速使碎屑沉积下来, 称为障碍堆积。

但世界上多数沙丘所在的平坦大沙漠中没有什么障碍物, 这种沙丘的形成过程可能如下: 一粒石英比同体积的空气重 2000 倍, 因此要加速一粒石英使之达到能跳动起来的速度, 所需要的从风力吸取的能量, 相当于完全停止在同样速度中移动的 2000 倍体积的空气所需的能量。因此跳动着的砂粒就象一个制动器, 趋向于减慢近地表的风速。此外, 一定的风速所能携带的砂量是有限度的, 由于跳跃颗粒的溅泼和扬尘作用, 使得有更多的碎屑进入到风沙流中, 也就造成了超载荷状态, 从而对风产生了更有力的制动作用, 使得超载荷的颗粒开始降落堆积下来。分散的沙很容易被风所移动, 但它们一旦聚集成彼此依靠的沙堆, 即稳定下

来，阻碍沙的移动，这就是莫斯（A. J. Moss, 1963）所称的“推移障碍”。

沙堆形成后就起障碍作用，可逐步加高、增大而发展成沙丘。当砂的供给很充足时，迎风坡和背风坡均有沉积，如供应不充足，迎风坡被侵蚀而仅背风坡沉积，沙丘即不断地向前移动（图 2-10）。

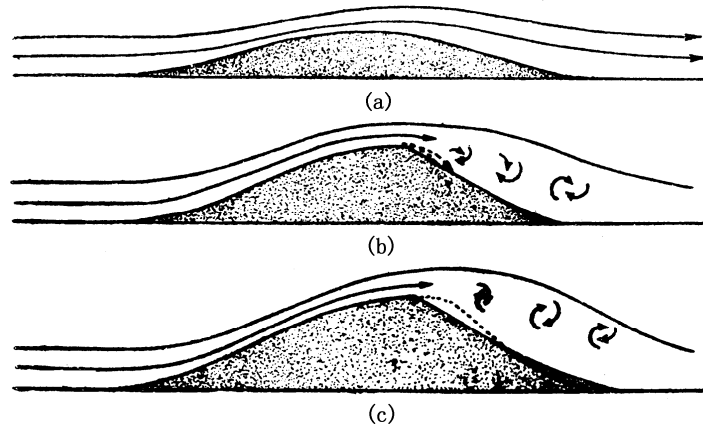


图 2-10 风成沙丘的形成

（据 R. Bagnold, 1941）

当有两股风沙流相遇时也可因相互干扰而降低风速，促使部分砂粒沉积。当风沙流在运行中遇到湿润或较冷的气流时，会被迫上升，这时部分砂粒不能随气流上升而沉积下来。

由于空气密度小，因此在相同条件下要比在水中的沉降速度快得多，可快 30 倍，但随着粒度的减小而这种差异也减弱。

同样，比重对沉速的影响要减弱。其结果是在空气中沉积的轻、重矿物粒径的差要比在水中的来得小。例如，水成砂中石英和磁铁矿平均大小的比值为 1.6~2.55，在风成砂中只有 1.40~1.96；水成砂中石英和石榴石平均大小的比值为 1.48~2.18，在风成砂中则为 1.32~1.74。当然这种对比应在同一粒级的砂中进行。

（三）碎屑物质在海湖水体中的搬运和沉积作用

陆地表面流水搬运的碎屑物质，大部分都注入海洋，其次是湖泊。海湖是流水搬运碎屑物质的最终场所。海湖中的碎屑物质，除流水搬运来的以外，还有岸边及水底的破碎物质，有时还有由于风携、冰携，以及海湖水底火山喷发提供的非正常成因的碎屑物质等。当然，流水搬运来的碎屑物质是主要的。这些碎屑物质在其处于最终的稳定位置以前，还要发生移动，即被海湖水体搬运和再沉积。

引起海洋中碎屑物质搬运和沉积的营力主要是波浪和潮汐，其次是海流；引起湖泊中碎屑物质搬运和沉积的营力主要是湖浪和湖流等，详见第二部分第九、第十章。

三、沉积物重力流的机械搬运与沉积作用

1. 沉积物重力流的概念及流体力学特点

沉积物重力流是一种在重力作用下发生流动的弥散有大量沉积物的高密度流体。约翰逊

(Johnson, 1930) 曾将这类流体称作“浊流”，随着研究工作的深入，已发现浊流仅是沉积物重力流中的一种类型。

沉积物重力流是不服从内摩擦定律的非牛顿流体，其剪切应力与剪切变形率之间的关系为：

$$\tau = \tau_B + \eta \frac{du}{dy}$$

式中 τ_B 为屈服应力， η 为塑性粘滞系数或称刚性粘滞系数。

重力流的研究开始于浊流的工作。早在 1885 年福雷尔 (F. A. Forel) 就注意到浊流 (当时称比重流) 的存在。一开始只注意到浊流的侵蚀能力，1936 年戴利 (R. A. Daly) 用浊流来解释海底峡谷的成因。以后人们才认识到浊流的搬运和沉积能力是非常巨大的。浊流研究中起划时代作用的是库南和米格里奥里尼 (C. I. Migliorini) 在 1950 年发表的《作为粒序层理起因的浊流》一文。从此，随着研究的深入，尤其是海洋地质调查和研究的大量展开，浊流理论得到迅速发展。

随着搬运距离增大，浊流可与上覆水体混合而降低其密度，但这种混合作用是相当缓慢的，或者由于流速降低而使运载的悬浮物下沉，密度也就降低。重力流随着密度降低，可向牵引流转变。

2. 沉积物重力流的分类

沉积物重力流可以分为水下的和大气的两大类。水下沉积物重力流是指在水体底部流动的沉积物与水混合的高密度流体。米德尔顿和汉普顿 (Middleton 和 Hampton, 1973) 根据碎屑支撑机理，即碎屑呈悬浮状态的机理，将水下重力流分为四类：碎屑流或泥石流、颗粒流、液化沉积物流和浊流 (图 2-11)。对水下重力流过去研究较多，分布亦较广，详见第十章第七节。

大气沉积物重力流是指与大气相接触的沉积物与水或气体相混合的高密度流体，据弗雷德曼 (G.M. Friedman, 1978) 等人资料，大气重力流包括岩块崩塌流，这是一种沉积物与气体的混合物，类似于水下颗粒流；大气中也有碎屑流，这是一种火山物质或正常沉积物与水的高密度混合物；由火山喷发出来的膨胀气体与火山物质的高密度混合物，当沿地表流动时称作热气底浪沉积；火山灰被喷到空气中悬浮在大气中的高密度火山灰流，即热灰云或发光云。

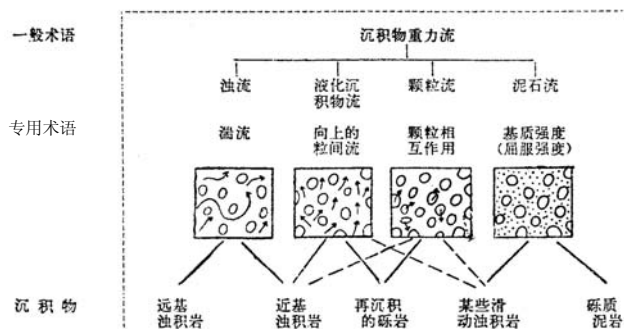


图 2-11 水下沉积物重力流的类型
(据 G.V.Middleton 等,1973)

四、冰的搬运和沉积作用

冰川和浮冰是一种搬运能力巨大的搬运介质。现代冰川覆盖面积约占陆地的 10%，在地质历史中的一些时期曾有更广泛的冰川分布。

冰川是固体物质，它的移动机理包括两个方面：一是塑性流动，由于冰川自身重力使其下部处于塑性状态，称可塑带；上部则为脆性带，可塑带托着脆性带在重力作用下向前运动，由于底部有磨擦阻力的缘故，运动速度有向下变缓的趋势；二是滑动，由于冰融水的活动或冰川底部常处于压力融解（冰的融点每增加一个大气压力就要降低 0.0075℃）状况下，所以冰川底部与基岩并没有冻结在一起，冰体可沿冰床滑动。此外，还可沿着冰川内部一系列的破裂而滑动，这是由于下游冰川消融变薄而速度降低，上游运动较快的冰川向前推挤，形成一系列滑动面。冰川移动速度每年可由数十米到数百米。

冰川主要搬运碎屑物质，它们可浮于冰上或包于冰内。碎屑物质可来自冰川对底部和两壁基岩的侵蚀，或由两侧山坡崩塌而来。由于冰川是固体搬运，因而搬运能力很大，可搬运大至直径数十米、重达数千吨的岩块。由于碎屑不能在冰体中自由移动，彼此间极少撞击和磨擦，因此碎屑缺乏磨圆与分选，大小混杂堆积在一起。碎屑与底壁基岩间的磨蚀和刻划，以及塑性流动所产生的部分岩块间的磨擦，都可产生特殊的冰川擦痕（钉子头抓痕）。

冰川流动到雪线以下就要逐渐消融，所承运的碎屑就沉积下来。沉积作用主要发生在冰川后退或暂时停顿期，随着冰川的消融就有冰水产生，冰碛物遭到流水的改造即成为冰水沉积物。

当冰川入海裂为冰山后可到处漂浮流动，浮冰融化后，冰体所含碎屑即行下沉，形成冰川—海洋沉积。现代南极四周、阿拉斯加北部陆棚上部均广泛分布有这种沉积。

五、搬运过程中碎屑物质的变化

碎屑物质在长距离搬运过程中，由于颗粒间的碰撞和磨擦，流体对颗粒的分选作用，以及持续进行的化学分解和机械破碎，使得它们的矿物成分、粒度、分选性和外形都要发生变

化。

1. 矿物成分上的变化

由于搬运过程中的化学分解、破碎和磨蚀作用，随着搬运距离增长，不稳定组分如长石、铁镁矿物等就会逐渐减少，而稳定组分如石英、燧石等含量就会相对增加。

2. 粒度（颗粒大小）和分选性的变化

随着搬运距离的增长，沉积颗粒愈来愈细，从现代河流沉积物中可以看得很清楚。河流上游流速大，大小颗粒一起被搬运，随着流速减缓，被搬运颗粒就从大到小依次沉积下来，这就是水力分选作用。其次，磨蚀和破碎作用不断使颗粒变小，随着搬运距离的加大，也就使得细小颗粒不断地增加。

地形对粒度的变化也有影响，山区河流流速大，变化亦大，且磨蚀和破碎作用强烈，因而，粒度变化也剧烈；平原河流的粒度变化则缓慢得多。

一般说来，随着搬运距离增长，分选程度愈来愈高，即颗粒大小愈趋向于一致。但分选性还与粒度有一定关系，即愈趋向于细砂粒级，分选就愈好。这从尤尔斯特隆图解可得到解释，细砂最活跃，易于沉积也易于再搬运，因此可得到不止一次的分选。

3. 颗粒形状（圆度和球度）的变化

由于磨蚀作用，随着搬运距离的增长，颗粒的磨圆程度（圆度）与接近于球形的程度（球度）一般是愈来愈高。特别是在搬运初期，圆化较为迅速（图 2-12）。但破碎作用的存在则可部分地抵消颗粒的圆化。

碎屑的圆化还受到矿物物理性质、颗粒大小、搬运方式和搬运介质等因素的影响。

碎屑的球度变化受矿物结晶习性影响较大，片状矿物即使搬运很远，也不可能获得高球度，而等轴粒状矿物就易于达到高球度。搬运方式也有影响，床沙搬运的颗粒要比悬浮搬运的颗粒易于磨圆。

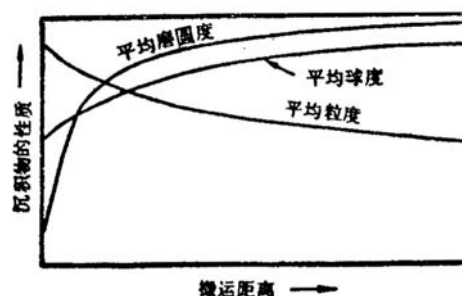


图 2-12 在搬运过程中颗粒的粒度、圆度、球度的变化
(据 W. C. Krumbine 1959)

第三节 化学和生物的搬运和沉积作用

一、溶解物质的化学搬运和沉积作用

溶解物质可以呈胶体溶液或真溶液被搬运，这与物质的溶解度有关。Al、Fe、Mn、Si 的氧化物难溶于水，常呈胶体溶液搬运；而 Ca、Na、Mg、K 的盐类则常呈真溶液搬运（图 2-13）。

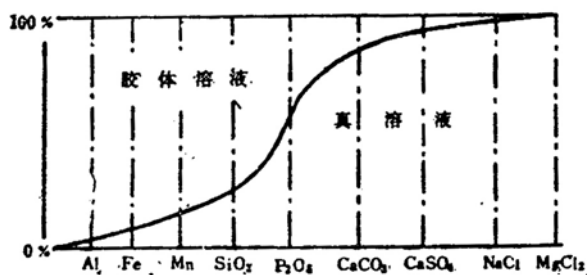


图 2-13 自然界中胶体溶液与真溶液的分布情况

1. 胶体溶液的搬运与沉积

低溶解度的金属氧化物、氢氧化物和硫化物常呈胶体溶液被搬运。胶体溶液的性质介于粗分散系（悬浮液）和离子分散系（真溶液）之间，胶体粒子直径介于 $1\sim 100\mu\text{m}$ 之间，在普通显微镜下不能识别。沉积岩中常见的胶体化合物见表 2-5。

表 2-5 自然界常见的正负胶体

正 胶 体		负 胶 体	
Al(OH) ₃	Fe(OH) ₃	PbS、CuS、CdS、As ₂ S ₃ 、Sb ₂ S ₃ 等硫化物	
Cr(OH) ₃	Ti(OH) ₄	S、Au、Ag、Pt	
Ce(OH) ₄	Cd(OH) ₂	粘土质胶体、腐殖质胶体	
CuCO ₃	MgCO ₃	SiO ₂	SnO ₂
CaF ₂		MnO ₂	V ₂ O ₅

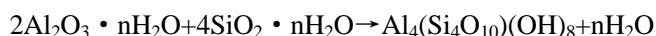
胶体溶液与悬浮液或真溶液比较有如下一些特点：胶体粒子因细小而受重力影响极微弱；扩散能力也很弱；表面带有电荷，可分为正胶体和负胶体两类（表 2-5）；天然胶体普遍具有吸附现象，这对某些有用元素的富集很有意义，如粘土质负胶体可吸附 K、Rb、Cs、Pt、Au、Ag、V 等，二氧化硅负胶体能吸附放射性元素，氧化锰负胶体可吸附 Co、Ni、Cu、Zn、Hg、Li、Ti 等，氢氧化铁正胶体可吸附 PO_4^{3-} 、 VO_4^{3-} 、 AsO_4^{3-} 、 SO_4^{2-} 等，腐殖质胶体的吸附现象则更广泛。

由于下列因素，胶体就稳定，溶解物质就可呈胶体溶液搬运：布朗运动的存在可抗衡重力作用，不使胶粒下沉；具有相同符号的电荷，因排斥力而避免胶粒相碰聚集成较大的粒子；由于扩散层和双电层中反离子和溶剂的亲合作用，形成一层溶剂化膜，可缓冲和阻碍粒子的碰撞。

当条件发生变化，胶体溶液失去稳定性时，胶粒就会凝聚成较大粒子，进一步凝聚成絮状物，因重力作用而下沉，称作凝聚（胶凝）作用或聚沉作用。

促使胶体凝聚和沉积的因素主要有：

(1) 带有相反电荷的两种胶体相遇，因电荷中和而发在凝聚，物理化学中称“相互聚沉”。例如，带正电荷的氢氧化铁胶体与带负电荷的二氧化硅胶体中和形成含二氧化硅的褐铁矿；三氧化二铝胶体与二氧化硅胶体中和凝聚、晶化成高岭石，其反应式如下：



自然界中负胶体多于正胶体，故正胶体易于在搬运早期就中和沉淀，而负胶体常可搬运

得更远些，但某些正胶体可在腐殖酸保护下亦可迁移得较远。

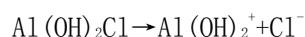
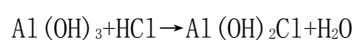
(2) 电解质作用。加入电解质后可使胶粒表面吸附的带相反电荷的离子中和，从而使扩散层的厚度变薄，亦即降低了胶粒的电动电势，使得胶体失去稳定性而凝聚。海水中含有大量电解质，因此当河流携带的胶体与海水相遇时，就可形成凝胶沉淀，导致三角洲和海岸沉积中常可见到大量粘土和氧化铁等胶体沉积物，有时可聚集成铁、铝、锰等巨大沉积矿床。

(3) 蒸发作用促使胶体溶液浓度增大而引起胶体凝聚。其原因一方面是因浓度增大造成胶粒碰撞机会增多，另一方面也即增大了原先存在于胶体溶液中的电解质浓度。

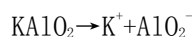
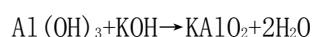
(4) 穿透能力较强的辐射线可使某些胶体凝聚，如带负电荷的 β 射线可使正胶体凝聚。其它如剧烈的振荡、大气放电、毛细管作用等也可促使胶体凝聚。

除上述促使胶体凝聚的主要因素外，还有其他影响因素。例如溶液的pH值，高岭石在酸性介质中(pH=6.6~6.8)发生凝聚，而蒙脱石则在碱性介质(pH>7.8)中才能凝聚。

pH值的变化对两性胶体影响尤为显著，例如Al(OH)₃在酸的作用下有以下反应：



阳离子Al(OH)₂⁺为Al(OH)₃胶核所吸附，形成具阴离子扩散层的胶团。在碱的作用下则反应为：



阴离子A1O₂⁻为Al(OH)₃胶核所吸附，形成具离子扩散层的胶团。

可见，两性胶体所带电荷的性质是随溶液的pH值而异，pH值大时带负电荷，pH值小时带正电荷。改变溶液的pH值即可改变溶液中Al(OH)₂⁺或A1O₂⁻的离子浓度，从而改变胶粒所带电荷性质、数量和扩散层厚度，亦即直接影响胶体的电动电势。当pH值与两性体的等电pH值(使两性体呈现中性不带电荷的pH值)相差愈大，其电动电势就愈大，扩散层就愈厚，胶体稳定性就愈高而不易凝聚；反之，则胶体不稳定就易于发生凝聚下沉。当pH值等于两性体的等电pH值时，其电动电势近于零，扩散层必然趋近于消失。

Al(OH)₃两性体的等电pH值为8.1，Fe(OH)₃两性体的等电pH值为7.1。因天然水的pH值近于7.0，所以自然界有大量的上述两性胶体存在。

腐殖酸能起护胶体作用是因为它本身是一种稳定胶体。腐殖酸分子中含有羧基(-COOH)和羟基(-OH)，可电离出H⁺，形成带负电荷的胶粒。由于腐殖酸胶粒的水化性很强，在水溶液中可形成很厚的溶剂化膜，因而本身很稳定。当它们包围其它胶粒时，将增加其他胶粒的溶剂化膜厚度，从而增强其稳定性。此外，腐殖酸可以与金属氢氧化物胶体中的某些金属离子以配位键结合成十分稳定的螯合物，这就相当于在氢氧化物胶体周围形成一层保护膜，从而提高了氢氧化物胶体的稳定性和迁移能力。因此，在腐殖酸保护下铁、铝、锰等氢氧化物胶体在地表水中可作长距离搬运。

此外，其他条件相同时，胶体凝聚强度随温度的增高而增大。这是由于温度升高会使布朗运动加剧，增加了相互碰撞聚沉的机会。

由胶体凝聚生成的沉积物和岩石具有如下特点：(1) 未脱水硬化的凝胶呈胶状、糊状或

冻状，固结成岩后常具贝壳状断口；(2) 胶体沉积颗粒细小，孔隙度较大，因而有较强的吸收性；(3) 由于胶体陈化脱水而常出现收缩裂隙，易敲击成尖棱角状碎块；(4) 一般有微晶、放射状、鲕状、球粒状、扇状集合晶等结构；(5) 胶体沉积可以呈巨厚产出，也可成透镜体，结核产出；(6) 由于胶体有较强的离子交换和吸附能力，常吸附有不定量的水份、有机质、以及各种金属元素，其化学成分常不固定。

2. 真溶液的搬运和沉积

溶解物质中的氯、硫、钙、钠、钾、镁等成分都呈离子状态存在于水中，也即呈真溶液搬运；有时铁、锰、铝和硅也可呈真溶液搬运。

可溶物质的溶解与沉淀主要取决于溶解度，而溶解度的大小又与该物质的溶度积 (K_{sp}) 有关。在一定温度下，难溶电解质的饱和溶液中，离子浓度的乘积（相应方次）为一常数，称为难溶电解质的溶度积。当溶液中某物质的离子浓度乘积超过了该物质溶度积时，表明处于过饱和状态，该物质即可沉淀析出，反之则要溶解。根据溶度积来判断物质的沉淀—溶解平衡移动的原理，称作溶度积规则。例如，硬石膏的溶度积为 6.1×10^{-5} ，当溶液中 $K_{sp}(\text{CaSO}_4) = [\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}] > 6.1 \times 10^{-5}$ 时，就有硬石膏沉淀，小于此值时，加入硬石膏会溶解；若恰相等，则无硬石膏沉淀，加入硬石膏也不溶解。

若一种物质能使两种离子同时沉淀，控制加入该物质的量使一种离子先沉淀，另一种后沉淀的现象称为分步沉淀。例如，设有 Ca^{2+} 和 Sr^{2+} 的混合液，且 $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{Sr}^{2+}] = 0.1 \text{ mol}$ ，当逐渐加入 SO_4^{2-} 时，则将先沉淀出 SrSO_4 ，然后是 CaSO_4 ，因为：

$$K_{sp}(\text{SrSO}_4) = 2.8 \times 10^{-7} = [\text{Sr}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}] = 0.1 \text{ mol} [\text{SO}_4^{2-}]$$

则形成 SrSO_4 时所需的 $[\text{SO}_4^{2-}] = 2.8 \times 10^{-6} \text{ mol}$

$$K_{sp}(\text{CaSO}_4) = 6.1 \times 10^{-5} = [\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}] = 0.1 \text{ mol} [\text{SO}_4^{2-}]$$

则形成 CaSO_4 时所需要的 $[\text{SO}_4^{2-}] = 6.1 \times 10^{-4} \text{ mol}$ 。即析出 SrSO_4 时所需 SO_4^{2-} 离子浓度要低于析出 CaSO_4 时 SO_4^{2-} 离子浓度，因此 SrSO_4 就要早于 CaSO_4 沉淀出来。

当 SrSO_4 开始沉淀后，继续加入 SO_4^{2-} ，由于同离子效应， SrSO_4 继续析出；这样 Sr^{2+} 逐渐减少而 SO_4^{2-} 相对增加，其结果必然会使溶液中 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子乘积逐渐超过 CaSO_4 的溶度积，这时 SrSO_4 与 CaSO_4 同时析出，即所谓共沉淀。上述两种物质共沉淀时，其活度的比值等于其溶度积之比，即：

当溶液中 $[\text{Ca}^{2+}]$ 为 $[\text{Sr}^{2+}]$ 的 217 倍时 ($[\text{SO}_4^{2-}]$ 充分时)，硬石膏和天青石可同时沉淀。

真溶液的搬运（溶解）和沉淀除了受主要因素——溶解度（溶度积）控制外，还受介质 pH 值、Eh 值、温度、压力、 CO_2 含量等因素的影响。

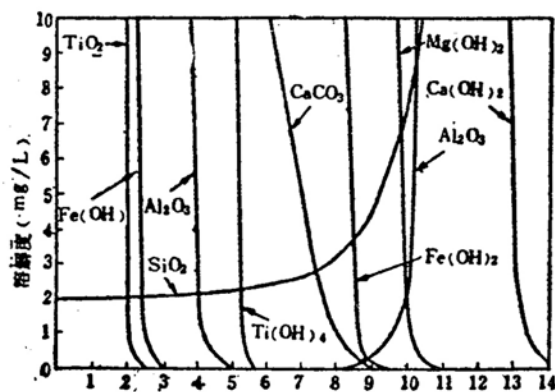


图 2-14 各种氧化物和氢氧化物的溶解度与 pH 值(横坐标)的关系

(据 F. C. Loughnan, 1969)

1) 介质的酸碱度: pH 值对大部分溶解物质的沉淀有显著影响, 只对易溶盐影响不大。

pH 值的影响因溶解物质而异。有些物质的溶解度随 pH 值增大而增加, 如 SiO_2 在 pH=5 时, 其溶解度为 109mg/L, pH=6 时为 218mg/L, pH=11 时则增到 378mg/L。但有些物质恰相反, 如 CaCO_3 在 pH>8 时溶解度最小 (图 2-14)。因此在酸性介质中, SiO_2 沉淀而 CaCO_3 溶解, 而碱性介质中则相反。

铁、铝的沉淀方式与 pH 值关系比较复杂。铁在 pH=2~3 时呈 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 的形式沉淀; pH 为 5 时, 呈 $\text{Fe}(\text{OH})_2$ 的形式沉淀; 当 pH=6~7 时, 如溶液中含有 CO_2 , 呈 FeCO_3 形式沉淀。而铝在 pH=4~10 时最为稳定, 以 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 形式沉淀; 而在 pH<4 或 >10 的强酸或强碱条件下则易溶解。磷与铝的情况类似。

大部分溶解物质从真溶液中沉淀出来都需要一定 pH 值, 表 2-6 所列是常见金属氢氧化物沉淀时所需的最小 pH 值。

表 2-6 常见金属氢氧化物沉淀时所需最小 pH 值

金属氢氧化物	Fe^{3+}	Al	Cu	Fe^{2+}	Pb	Ni	Mn^{2+}	Mg
pH	2	4-10	5.3	5.5	6.0	6.7	8.7	10.5

表 2-7 所列部分矿物沉淀时需要的 pH 值, 系根据矿物悬浮液测得, 只能大致表示它们沉淀时所需的 pH 值。

表 2-7 各种矿物悬浮液的 pH 值

矿 物	pH	矿 物	pH
方解石	7.8—9.5	高岭石	6.6—6.8
白云石	7.8	水铝英石	6.6—6.8
菱镁矿	7.8	埃洛石	6.3—6.8
菱锰矿	6.6—7.4	钾盐	6.6—6.8
菱铁矿	6.6—7.4	石盐	6.6—6.8
磷灰石	7.6—8.5	萤石	6.0—6.4
蒙脱石	7.9—9.4	硬石膏	6.7—7.0
绿脱石	7.8	石膏	6.4—6.6
拜来石	6.6—6.8	重晶石	6.2—6.6
镁钙埃洛石	7.8	铝矾	4.6—4.8
钒钙铀矿	7.2	明矾石	4.4—4.8
钾钒铀矿	7.8	矾石	4.4—4.6
铜铝磷矿	6.6—7.0	黄钾铁矾	4.4—4.8

此外, 某些物质沉淀时所需的 pH 值会受到其它离子的影响, 例如, 氢氧化铝沉淀所需的 pH 值 >4, 但若介质中存在有 PO_4^{3-} 时, 则所需的 pH 值为 3.8~4, 如有 SO_4^{2-} , 则 pH 值为 4.7~4.8; 如有 Cl^- 存在, 则 pH 值为 5.8; 当有 NO_3^- 存在时, 则所需 pH 值为 5.8~6。

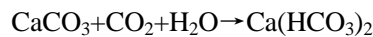
2) 介质的氧化—还原电位: Eh 值对铁、锰等变价元素的溶解和沉淀影响很大, 而对有些元素, 如铝、硅等几乎毫无影响。铁、锰等元素在氧化条件下都呈高价的赤铁矿、软锰矿沉淀; 在弱氧化—弱还原条件下, 则形成海绿石、鲕绿泥石; 在还原条件下都呈低价的菱铁矿、菱锰矿沉淀; 在强还原条件下则生成黄铁矿、硫锰矿。而且, 低价的铁、锰矿物的溶解度比高价的要大数百倍以至数千倍, 所以不易沉淀而有利于搬运; 高价的铁、锰矿物就易

于沉淀而难以呈溶液搬运。

3) 温度与压力: 一般地, 物质的溶解度是随温度的增高而加大的。温度对钙、镁的硫酸盐, 钾、钠的碳酸盐、硫酸盐和氯化物等易溶物质影响较大(表 2-7)。但总的来说, 由于地表温度变化不大, 对溶解度的影响最多增加几倍。温度还可改变反应方向, 降低温度有利于化学平衡向放热方向移动, 反之则相反。

压力增大时, 化学平衡向着体积减少(或气体摩尔总数减少)的方向移动, 反之则相反。压力对溶解度的影响不大, 但对溶液中CO₂含量的影响却很大。

4) 溶液中CO₂含量: CO₂含量对碳酸盐的沉淀和溶解有着很大影响, 其反应式如下:



当Pco₂增大时, 即水中CO₂浓度增高, 平衡向右移动, 生成Ca(HCO₃)₂, 后者比CaCO₃溶解度大得多。反之, 水中CO₂浓度减小, CaCO₃就沉淀。

水中的CO₂含量与温度、压力有关。随着温度升高, CO₂含量减少, 所以在热带及亚热带海水中可见到较多的CaCO₃沉淀。随着压力增大, CO₂含量也增加, 因之地下水中CO₂含量比地面水的多, 因而在石灰岩溶洞中及温泉出口处可见到较多的石钟乳、石灰华的沉淀。

5) 离子吸附作用: 某些元素可通过离子吸附作用而沉淀下来, 这就使得溶液中浓度不高的元素以及某些不易富集的极为稀散的元素得以沉淀, 甚至富集达到工业品位。吸附能力最强的是一些胶体物质, 凡是在溶液中附着于胶体的能力大于水化能力的阳离子均可被吸附于胶体表面。

由此可见, 溶解物质的搬运和沉淀是与一定的地球化学条件密切相关的。因此, 化学沉积物可作为判断沉积环境的良好标志之一。

二、生物的搬运和沉积作用

生物作为一种搬运营力的意义较小, 但生物的沉积作用却是很重要的, 它不仅可使溶解物质大量沉淀, 还可使部分粘土物质和内源粒屑物质, 以及大量大气迁移元素沉积下来。自从地球上出现生命以来, 生物就参与沉积形成作用, 并且随着地质历史的进展, 生物在沉积岩和沉积矿产形成作用中的意义也愈来愈大。在各类生物中尤以藻类和细菌等微生物的沉积形成作用尤为巨大, 不仅由于这类生物繁殖快、分布广、数量多、适应性强, 而且在地质历史中出现很早, 被认为是确信无疑的最早的生命记录, 即 31 亿年前南非的无花果树群中的生物遗迹, 就认为是属于蓝绿藻类的; 前寒武纪地层中广泛分布的叠层石的形成即与藻类有关, 早在 25 亿年前的太古代末期就已有叠层石出现。所以在地质历史早期, 其他生物还没有大量出现之前, 藻类就参与了沉积形成作用。

生物的沉积作用可表现为生物遗体直接堆积形成岩石或沉积矿床。生物通过生命活动形成生物体是一种相当复杂的生理作用, 不仅可以通过光合作用或吸取养料形成有机体, 还可吸取介质中钙、磷、硅等无机盐通过生物分泌作用形成外壳和骨骼。

生物的沉积作用还表现为间接的方式, 即在生物的生命活动过程中或生物遗体分解过程中引起介质的物理环境的变化, 从而促使某些溶解物质沉淀, 或由于有机质的吸附作用而使得某些元素沉积, 称为生物化学沉积作用。还可以在生物生命活动过程中通过捕获、粘结或

障积等作用使沉积物发生沉积，即生物物理沉积作用。当然，有时生物生理作用与生物化学作用或生物物理作用很难严格区分。

1. 生物遗体直接堆积成岩石

生物的有机质部分埋藏下来经生物化学演化后，可形成石油、天然气和煤，以及油页岩等。无机的生物外壳和骨骼经富集堆积后可形成岩石或矿床，如生物骨屑石灰岩、生物磷块岩、硅藻土、白垩等。有些生物原来就营群体生活，在生活过程中通过生物分泌作用及生物粘结作用形成坚固骨架，不需要经过成岩作用即可直接成为岩石，如礁灰岩。

大部分生物的无机硬体部分是通过生物分泌作用形成的，唯有钙质藻类的“骨骼”，多数是通过钙化作用形成的。藻类是植物，本身原无骨骼或硬壳。但藻类在生活活动过程中可吸收钙质沉淀于细胞内、细胞或细胞外以及叶状体表面，即钙化作用。至于钙化的机理，有人认为与藻类新陈代谢和光合作用有关，藻类的生理作用与生物化学作用紧密结合的产物。

此外，无脊椎动物的排泄物—粪球粒，也可堆积成岩石，如球粒石灰岩。

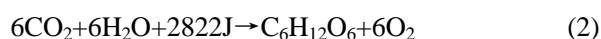
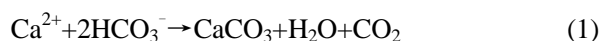
实际上，生物的生长与周围介质的物理化学条件往往具有一致性，介质中某些物质的浓度高可有利于某种生物的生长繁殖。如介质中 SiO_2 或 CaCO_3 浓度大，则硅质或钙质生物就繁盛。只有这样生物才能从周围介质中吸取硅质或钙质组成其外壳，否则即使已形成外壳，由于介质浓度低，还会发生重新溶解。

2. 生物的间接沉积作用

1) 生物化学沉积作用

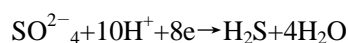
生物在其生命活动过程中或生物遗体分解过程中要产生大量 H_2S 、 NH_3 、 CH_4 、 O_2 等气体或吸收大量 CO_2 气体，会影响介质环境的物理化学条件，从而促使某些物质溶解或沉淀。

最明显的实例是 CO_2 含量变化促使 CaCO_3 沉淀。例如，植物的光合作用，每生成 1g 醣类就有 3.3g CaCO_3 沉淀，由下列反应可看出：



由式(1)可知，介质中每少一个 CO_2 分子，就有一个分子的 CaCO_3 沉淀；从式(2)中可知，每形成一个分子的醣类，就需要 6 个分子的 CO_2 。醣类($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$)的分子量为 180，而 CaCO_3 的分子量为 100，两者分子量比为 $180:100 \times 6 = 1:3.3$ 。

又如还原硫酸盐细菌能将硫酸盐还原成 H_2S ，其反应式为：



溶液中的金属离子就能与 H_2S 反应生成硫化物沉淀。

又如铁细菌能将二价铁氧化为三价铁，从而有利于铁的沉淀。

有机质的分解使介质变成还原环境，可促使某些物质沉淀或溶解，如含铜化合物在还原条件下即易于沉淀。

有机质的吸附作用使得溶液中低浓度元素得以沉淀，煤及黑色页岩中往往富集有各种金属元素即与有机质有关。

2) 生物物理沉积作用

机械方式的生物间接沉积作用主要表现为：

(1) 藻类的捕获和粘结作用：蓝绿藻能分泌粘液，在蓝绿藻构成的藻席表面形成有机质薄膜，这种粘液能捕获和粘结水中的碳酸盐颗粒，使之沉积于藻体表面。当一层藻席被新的沉积物覆盖时，藻丝体就会穿过上覆沉积物并繁殖于其表面，重新形成新的藻席，如此周而复始，形成由生物物理沉积作用形成的富藻纹层和非生物成因（机械沉积）的富屑纹层交替出现的叠层石及其他藻纹层沉积物。

此外，层孔虫可能也具有类似的捕获和粘结作用。

(2) 生物障积作用：当水流流经丛生有枝状珊瑚或枝状藻类的地区时，流速受阻，流水中所携带的沉积物即沉积成障积岩。

植被造成风沙的障碍堆积，实际上就是生物障积作用。

第四节 关于沉积分异作用

母岩风化产物以及其他来源的沉积物，在搬运和沉积过程中会按照颗粒大小、形状、比重、矿物成分和化学成分在地表依次沉积下来，这种现象称作地表沉积分异作用。沉积分异作用早在二十世纪三十年代初就有人注意到，但进一步完善和系统化是苏联学者普斯托瓦洛夫（Л·В·ПУСТОВАЛОВ, 1940）。

他将沉积分异作用分为主要受物理原理支配的机械沉积分异作用（见于碎屑沉积物中）和主要受化学原理支配的化学沉积分异作用（见于溶解物质沉积中）。

一、机械沉积分异作用

普斯托瓦洛夫认为决定机械分异的主要因素是颗粒大小、形状、比重以及搬运介质的性质和速度。首先，沉积物会按照颗粒大小和比重发生分异（图 2-15、2-16）。这就有可能使比重大而体积小的矿物与比重小、体积大的矿物堆积在一起，如含金砾岩。

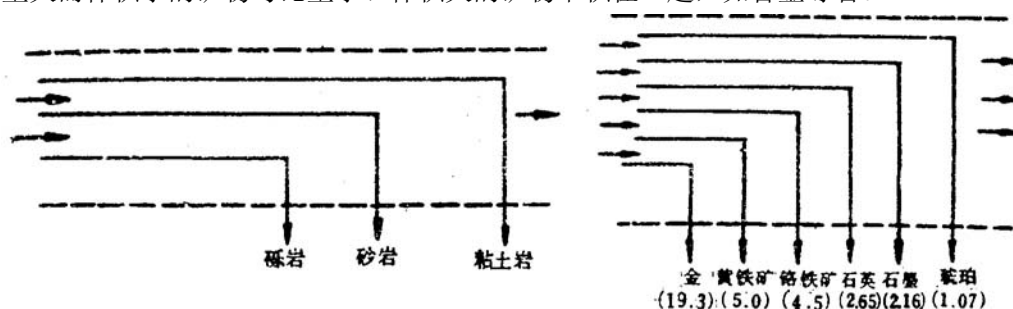


图 2-15 沉积物按颗粒大小分异的示意图

图 2-16 沉积物按颗粒比重分异的示意图

颗粒形状也会影响着物质分异，片状矿物易悬浮而搬运得远些，等轴粒状者只搬运至近处；作滚动搬运的颗粒、圆度和球度高者易滚动而有利于被搬运。

颗粒的比重和形状与矿物成分密切相关，颗粒大小与矿物的物性有一定关系，如解理、脆性、硬度等均影响颗粒被磨蚀和破碎的难易程度。因此，机械沉积分异在一定程度上是依矿物的成分分异，所以，随着搬运距离的增长，碎屑物质的矿物成分也趋向简单，稳定组分

增多、重矿物含量减少。

二、化学沉积分异作用

普斯托瓦洛夫提出的化学沉积分异顺序如图 2—17 所示。图中各分异阶段不是截然分开的，而是逐渐过渡彼此重叠的。影响分异顺序的主要因素是溶解度，按溶解度从小到大依次沉淀。实际上，影响化学沉淀的因素还很多，所以该分异顺序是一般的图式，自然界的实际顺序比它复杂得多。

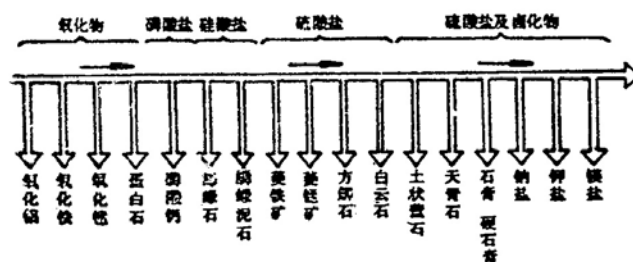


图 2—17 物质的化学沉积分异示意图

(据 П у с т о в а л о в , 1954)

三、目前对沉积分异学说的认识

自从普斯托瓦洛夫系统地提出沉积分异作用理论以后，引起了很大反响和热烈争论。甚至有过多的指责，如认为他总结的沉积分异模式过于简单化和理想化，并且未考虑到与分异作用相反的掺合作用的影响和深海浊流沉积的影响等。我们认为分异作用是沉积学上客观存在的重要地质现象和沉积规律，具有重要的理论意义和实际意义。

这一原理要从宏观和局部两个方面正确运用。如从宏观上看，河流从上游至下游，盆地从边缘向盆地中心，沉积物的粒度还是总体上变细的；从局部看，如重力流沉积物沿着其搬运方向自近源向远源追索，其粒度也是有变细的趋势。因此对这一原理要正确运用和理解。

第五节 沉积后作用

沉积物沉积以后，由于温度、压力、地层水等作用会使之由疏松的沉积物变成坚硬的岩石，当埋到一定深度会向变质岩演化；也可以由于构造抬升或基准面下降暴露于大气中发生风化作用。我们把沉积物形成后到变质作用或风化作用之前所发生的作用叫做沉积后作用，包括同生、成岩、后生、表生等阶段的变化，总称沉积后变化，而英美学者统归为成岩作用。

沉积后变化的每个阶段又可细分为若干亚阶段或亚时期。由于粘土或有机质对沉积期后的条件变化反映最灵敏，所以粘土沉积物和粘土质岩石（泥质岩）常作为压力变化的良好标志；煤和碳质有机物（烃类）对温度变化最灵敏，因而镜质组分（镜质体）的反射率和折光率常可作为沉积后变化阶段细分的重要标志。根据各类沉积岩的成分（化学的及矿物的）、单矿物及其组合、沉积岩的密度及孔隙度、结构及构造、牙形石的颜色变化等，均可作为沉积后

变化的各个阶段的鉴别标志。当然，沉积后变化是比较复杂的，不同地区、不同地质历史、不同岩类的各个阶段变化也是有所不同的，因而有时是难以划分的。

在沉积岩形成作用的各个阶段所发生的作用，决定着沉积岩层的成分、结构及储集性质以及其他许多特点。煤、石油、天然气及许多层控金属矿床的形成和聚集，常和这些特点有关，特别和沉积期后变化的一定阶段有关。

一、沉积期后变化的阶段划分和特点

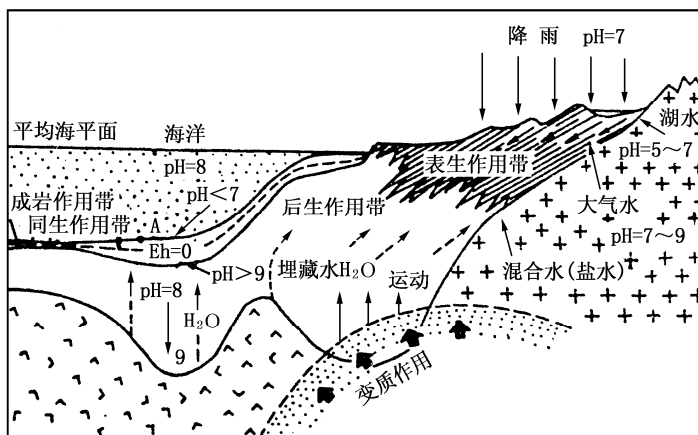
1. 同生作用

系指沉积物沉积下来后，与沉积介质还保持着联系，沉积物表层与底层水之间所发生的一系列作用和反应。如图 2—18，表示水盆地中，沉积质点A静止并固定在沉积物表面，不再受到扰动或搬运。质点A与底层水相接触并发生交换作用，作用的趋势是使沉积物与底层水之间达到平衡。这种作用的特点往往与底层水的性质有关，而底层水的性质则与沉积盆地的循环状况、沉积速率等关系密切。当水盆地循环良好，底部氧气充足则发育喜氧细菌，导致沉积物中有机质的分解产生 CO_2 (P_{CO_2} 明显增大)，pH值降低。在循环很差的盆地中，水处于停滞状态，沉积物中有机质为厌氧细菌的作用，产生 H_2S ，使底层水被污染、毒化而缺乏底栖生物，因而造成暗色、水平层理保存完好的微—薄层状泥质沉积物，pH值偏高。同生作用带的深度下界，从沉积物表面向下延伸，一般不超过几十厘米，它取决于盆地的深度、有机质的数量、堆积的速度等。

同生作用使用于海洋沉积时，称海解作用，用于大陆淡水沉积时，则称陆解作用。海解作用系指沉积于海底的颗粒或质点与海的底层水之间的一种化学反应。由于在此阶段内颗粒中的一些元素（如Ca、Si、P）也可能转移至海水中，因此也称“海底风化作用”。陆解作用表示淡水环境中的沉积物在搬运、风化和埋藏前的“成岩”过程中所发生的化学及物理化学变化（Müller, 1976）；在古代沉积物中，由于这种变化不易鉴别，因此很少受人重视。

加拿大学者称同生作用为始成岩作用（eodiagenesis, Hesse, 1984; Schmidt, 1979）。

海解作用阶段的代表性新生矿物是海绿石、钙十字沸石和沸石，以及结核型的铁、锰质矿物。新生物质常沿层理分布，并保持其原生沉积构造性质。在底部充氧的沉积物中，常见穿过层理的生物扰动构造。



2. 成岩作用

图 2—18 地壳上部剖面沉积岩形成作用各带分布示意图

系指松散沉积物脱离沉积环境而被固结成岩石期间所发生的作用。此处所称的同生作用和成岩作用两个阶段合在一起可相当于英美所称的早期成岩作用阶段 (G.V.Chilingar, 1967) 或德国 H.Füchtbauer (1972) 所称的早期埋藏阶段或浅埋作用阶段。

一般情况下, 成岩作用阶段的沉积物被埋藏, 使之与底层水隔绝, 沉积物的质点便与孔隙水发生作用。在此阶段主要作用的因素是厌氧细菌, 这种细菌分解有机质及孔隙水中的 SO_4^{2-} (被囚捕的海水), 释放出 H_2S , 使Eh降至-0.4 或-0.6, 成为还原条件; 而pH急剧加大, 常可达 9 以上。在此种介质条件下, 沉积物中早先的高价铁 (Fe^{3+})、锰 (Mn^{4+}) 氧化物可被还原而产生低价铁、锰的硫化物 (如莓状黄铁矿、硫锰矿) 并形成菱铁矿、方解石、磷绿泥石等, 成为成岩作用早期阶段的突出特点。在成岩作用晚期阶段, 由于物质的再分配, 形成碳酸盐、硅质、硫化物及其它成分的结核, 沉积物逐渐被固结石化。

成岩作用所持续的时间和分布的深度, 取决于物质的成分、结构、有机组分、堆积速度、充氧程度和水的深度等因素, 其下界相当于细菌作用消失的深度, 此带的厚度一般为 1~100m, 最大到 300m, 但根据海洋深钻资料, 此带厚度有可能达 500~1000m。延续的时间可在一万年至一百万年之间。

由上述可见, 成岩作用主要特点是本层物质的迁移产生重新分配组合为主, 没有或很少有外来物质参加; 温度不高, 压力不大; 主要是碱性还原条件。所表现的结构构造特征是自生矿物颗粒不大; 新生矿物和集合体的分布受层理控制, 可穿过层理, 但不穿过层面。

沉积后演化的成岩阶段是一个相当重要的阶段, 有机质经过细菌发酵等作用产生甲烷或低熟油, 沼泽植物可形成泥炭。我国柴达木盆地第四系天然气和东南沿海浅层甲烷气及各油田发现的中浅层低熟油藏可能主要形成于该阶段。

3. 后生作用

后生作用是继成岩作用阶段之后, 在沉积岩转变为变质岩之前所产生一切作用和变化。此变化阶段在前苏联常称作后成作用。在英美则常称为晚期成岩作用。在德国 (如 H.Füchtbauer) 称为晚期埋藏或深埋作用。而在加拿大 (如 Hesse, 1984; Schmidt, 1979) 所称的中成岩作用则相当于成岩和后生作用两个阶段。

后生作用的发生与较高温度、压力以及外来 (本层以外) 物质的加入有关。因之后生作用的强度在很大程度上取决于大地构造条件。在地壳强烈的下沉地区, 由于上覆巨厚沉积的负荷, 以及强烈的构造力叠加, 岩石发生剧烈的后生变化, 甚至变质作用。而在构造变动较弱和埋藏不深的地区, 则可能只有不明显的后生作用发生。

由于压力 (静水压力、负荷压力及构造力) 的作用, 可出现大量裂隙, 它有助于水溶液的流动, 促进后生变化的进程。后生作用的介质为碱性至弱碱性及弱还原, 或近于中性的氧化还原条件。后生作用带的上界, 总的来说是由成岩作用带的下界所决定, 后生作用带的下界可达一公里, 温度可达 300~350℃, 压力达 $2.5\sim 3\times 10^8$ Pa, 后生作用延续时间可从一万年到十万年至一千万到一亿年。但在造山带, 由于沉积物的快速升起, 可能延续的时间较短。

后生作用阶段因温度、压力高, 作用时间长, 所形成的矿物晶体也较粗大; 由于外来物质的加入, 新生矿物 (自生矿物) 的性质往往与本层物质迥然不同, 其分布也不受原生的层理控制, 既可穿过层理也可穿过层面。最常见的现象是交代、重结晶、次生加大等。所形成

的自生矿物反映了后生阶段介质的 pH、Eh 条件，而且是分子体积较小的变种。有机质在该阶段变为成熟至过成熟，形成石油或进一步裂解成天然气。

关于后生作用与变质作用的界线划分标志目前尚未解决。赵宗溥（1983）提出近变质带（变生带），采用叶蜡石、绿帘石、黑硬绿石作为特征矿物，还可能出现二八面体云母、累托石钠云母和多硅白云母—钠云母混层矿物，可与后生作用相区别。

4. 表生作用

是指沉积岩升到近地表，在潜水面以下常温常压或低温低压的条件下，由于渗透水和浅部地下水（包括上升水）的影响下所发生的变化。主要通过大气水渗透到地下深处所发生的作用，称为潜在表生作用或隐伏表生作用，此种作用基本上是在厌氧细菌条件下进行的；在接近地壳表面，在地下水潜水面以下进行的作用称为浅部表生作用或狭义的表生作用，此种作用的特点是以喜氧细菌条件为主。这里指的表生作用与费尔布里奇（Fairbridge, 1967）的表生成岩作用相当，与加拿大用的晚成岩作用相当（Hesse, 1984; Schmidt, 1979）。

当岩层向上抬升时，由于来自大气水的地下水常富含氧和CO₂，遂常出现氧化作用，pH值的降低，使岩石产生次生氧化矿物、硅质矿物及硫酸盐矿物等。富含氧及CO₂的大气水入地下渗透（最深可达数千米）与深部埋藏水混合，或者溶滤膏盐层，常产生矿化度较高的卤水，在适当的条件下，可成为多金属硫化物矿床的重要来源。

表生作用与风化作用往往容易混淆，且有时可相叠置，但实际上是不同的。风化作用主要是潜水面以上发生的岩石分解和成壤作用，是一种“去石化作用”；而表生作用是在潜水面以下的地下水作用下所发生的变化，主要表现为溶蚀、充填、交代以及某些物质的次生富集以至成矿的作用。表生作用可向风化作用过渡。表生作用在碳酸盐岩中表现明显，产生溶孔、溶洞等，大大改善了其储集性能。

需要指出的是，目前对沉积后作用阶段的叫法及划分较为混乱，上述介绍的是一般规律；不同的岩石类型有不同的标准和方案，见后述有关章节。

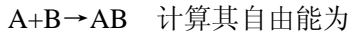
二、沉积后变化的影响因素

沉积物脱离沉积环境进入沉积后变化阶段，实质上是沉积物在新的条件下，重新建立起新的平衡的过程。有许多因素影响这一平衡过程，其中主要的因素是沉积物的成分、温度、压力、以及层间水溶液的性质（溶度积、自由能、pH 值、Eh 值、浓度、溶解气体的状况等），它们支配着成岩、后生、表生期的各种变化及新生矿物的形成全过程。现将这些因素的影响简要介绍如下：

（一）自由能

在恒温、恒压条件下，自由能决定着沉积期后化学反应进行的方向。当某一体系处于平衡状态时，体系内各组分的质量、体积及能量都处于稳定状态；体系若未达到平衡，在质量、体积等强度因素变化时，则能量会发生变化，这个能量的变化在恒温、恒压条件下可以用该体系自由能来衡量，自由能常用 G 表示。

例如某体系在等温、等容条件下的反应式为：



$$\Delta G^\circ = \text{生成物} - \text{反应物} = G^\circ_{AB} - (G^\circ_A + G^\circ_B)$$

$\Delta G^\circ = 0$ 时，体系处于平衡状态

$\Delta G^\circ < 0$ 时，反应式向右进行

$\Delta G^\circ > 0$ 时，反应式向左进行。

(二) pH 值、Eh 值

成岩、后生及表生作用是在氧化还原电位 (Eh 值) 和酸碱度 (pH 值) 及其它地质物理因素等变化较大的环境中进行的，现将各阶段的地球化学环境特征列于表 2-8 中以资比较。

表 2-8 沉积期后各阶段特征及地球化学环境对比表

阶段特征		同生阶段	成岩阶段	后生阶段	表生阶段
作用特征		沉积物表层与底层水之间作用所发生的变化，与底层水有离子交换作用	沉积物浅埋与底层水隔绝，本层物质重新分配组合，少有或无外来物质的加入，沉积物发生石化	沉积物固结成岩石后，外来物质加入起重要作用	大气水、渗透水、上升水作用下所发生的建设性变化
地球化学环境特点	水的类型	底层水	沉积物的孔隙水，软泥水	沉积物的因水及外来的上升水	渗入裂隙水、大气水、上升水
	pH	碱性或酸性	弱碱性—碱性	碱性	酸性—弱酸性
	Eh	氧化（开阔）或还原（局限）	还原	还原	氧化弱还原
地质物理环境特点	物质状态	松散沉积物	压缩 松散沉积物 → 固结岩石	固结岩石	固结岩石
	温度压力	常温 盆地水压	低温 低压	温度压力 作用明显	温度压力 影响小
菌类所决定的有机地球化学环境特征		喜氧细菌作用活跃 氧活度 (aO ₂)	厌氧细菌起重要作用 逸度 (f): H ₂ S 高 O ₂ 低 活度 (a): O ₂ 低 CH ₄ 、NH ₄ 高	细菌作用不明显 逸度 (f): H ₂ S 有些影响 活度 (a) O ₂ 不明显	细菌作用近地表有活动 逸度 (f): 潜水面以下有 H ₂ S 活度 (a): O ₂ 明显

自然环境中，成岩、后生、表生作用带的 pH 值、Eh 值范围可参阅图 2-19。

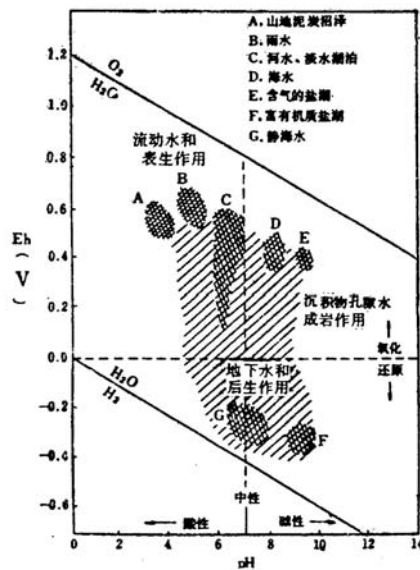


图 2-19 Eh—pH 值综合图解

(据 L. G. M. Baas 等, 1960)

表示自然环境中沉积—成岩—后生—表生作用的区域

(三) 温度的影响

沉积物及岩石随着埋藏深度的加大，温度逐渐递增，平均地热增温率 2.5°C/100m，温度因素影响导致：

- 1) 有机质分解逐渐转化形成复杂的碳氢化合物（煤、石油等）。
- 2) 温度高低影响着络合物的电离化，在 <300°C 的情况下，有二级电离：



当温度 >300°C 时，只有一级电离，如：



3) 影响 OH⁻ 的活度（有效浓度），在实验室条件下，温度每升高 10°C，反应速率大致增加一倍左右。

4) 影响矿物的溶解度：温度升高，溶解度加大。温度差可以使溶液发生迁移。温度是影响元素迁移的外在因素之一。

古代沉积岩成岩温度的确定方法较多，常采用的有：

- 1) 根据牙形石的颜色变化；
- 2) 研究煤及有机物的等级、变化及镜质组分的反射率；
- 3) 粘土矿物组合及沸石矿物组合；

- 4) 氧同位素法;
- 5) 测定液体包裹物。
- 6) 磷灰石裂变径迹

(四) 压力对成岩作用的影响

在上覆沉积及水体的负荷压力的作用下，沉积物发生脱水、压缩、固结等。从国内外许多地区的钻井资料证实：沉积物随着埋藏深度加大，孔隙度有递减的趋势。但通过声波传播速度测井发现，埋藏深度较大的地带，经常有一高压异常带，鲍尔斯 (C. Powers, 1959) 及伯斯特 (J. F. Burst, 1969) 称为超孔隙压力带 (图 2-20, 左)。在此带相当于蒙脱石第二次脱水阶段，常产生深部溶解作用，表现出孔隙度明显加大，如果有烃类物质的地区可形成“储油窗”。

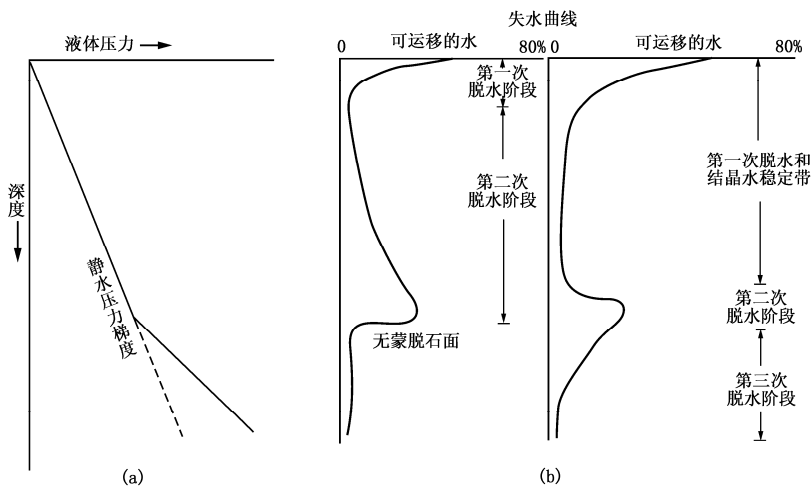


图 2-20 超孔隙压力带与无蒙脱石面之间关系示意图

(据真柄钦次, 1968)

(五) 生物对成岩作用的影响

沉积物中所含的有机体，尤其是细菌，对成岩作用的影响较大，它们的生存和死亡可造成介质物理化学条件的改变，其中特别是 O_2 和 CO_2 的活度及逸度，可以引起某些矿物的溶解，以及新生矿物的沉淀。

在沉积期后的有机物的转化过程，可粗略地分为六个带 (图 2-21)，前五带与细菌作用关系密切 (据曾孚等, 1986)。

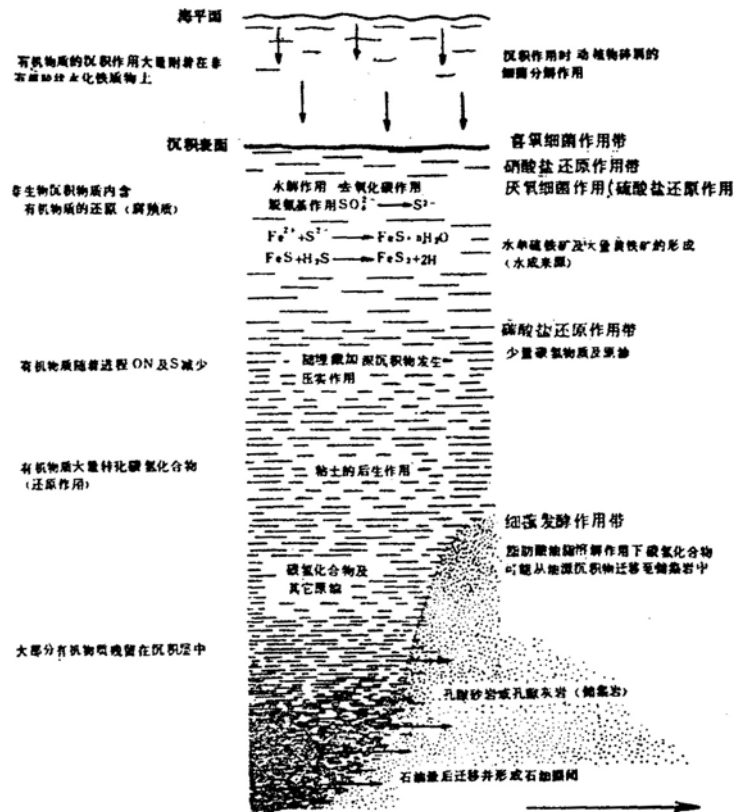
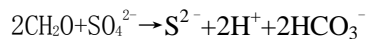


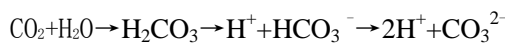
图 2-21 有机物质转化过程的分带 (据 J. B. Davis, 1967 修改)

- 1) 喜氧细菌作用带：沉积物中大部分动植物被喜氧细菌破坏。
- 2) 硝酸盐还原作用带：主要由硝酸盐细菌消耗有机质产生氧气和氨气，又称次氧化带。
- 3) 硫酸盐细菌还原作用带：属真正的还原作用带，由硫酸盐细菌分解硫酸盐产生 S^{2-} ， HCO_3^- 。其反应式为：

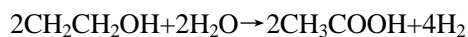


在封闭或缺氧条件下，硫酸盐细菌大量繁殖，消耗有机质，产生 H_2S ，结果形成还原环境，许多氧化环境中形成的金属，则被还原成硫化物。例如，铁、锰氧化物还原成铁、锰硫化物（如莓状黄铁矿、硫锰矿）。

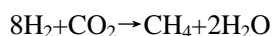
- 4) 碳酸盐还原作用带：以上三个带的形成都将导致碳酸盐碱度的升高，而促成碳酸盐还原带的产生：



碳酸盐还原阶段是产生甲烷的重要阶段，其反应式为：



(细菌)



(甲烷)

由细菌作用产生的氢气分解碳酸盐可以形成甲烷。

5) 细菌发酵作用带: 有机质进一步分解产生异乳酸, 包括丁酸, 脂肪酸盐及其它有机酸盐, 它们最后都可变成甲烷。

6) 脱羧基作用带: 该带温度达 75°C 以上, 发生热裂解作用, 有机酸的羧基变成了 CO₂ (R-COOH → RH + CO₂), 从而使碳酸盐常被溶解产生次生孔隙。

(六) 时间因素

时间和年龄对沉积后作用不是决定性的因素, 可以见到几亿年前的沉积岩固结得并不很致密, 而较新的沉积岩 (如海滩岩) 却可以被牢固地胶结。沉积物埋藏后固结作用, 与时间因素并无一致的规律性, 这主要与各地区的大地构造条件和各类沉积岩的性质有关。

三、沉积期后阶段的主要作用

沉积物经历了成岩——后生作用之后, 不仅固结成岩, 还发生结构、构造上的变化和形成新矿物 (自生矿物)。其中主要作用有压实作用、压溶作用、胶结作用、矿物的多相转变、重结晶作用、溶蚀作用、交代作用等, 它们之间有互相联系和互相影响。在岩石类型有关章节中将详细阐述。

第六节 沉积岩的分类

沉积岩的分类原则可归纳为成因分类和物质来源分类。

沉积岩的成因分类可从不同角度考虑: (1) 沉积作用方式不同, 即沉积岩的形成是受物理 (机械) 作用还是化学和生物化学作用控制的, 可将沉积岩分成碎屑岩、化学岩和生物化学岩等基本类型; (2) 沉积物来源不同, 即来自地球内部 (如火山碎屑) 还是地表风化产物, 或者说沉积物是形成于盆地内部还是盆地外部, 而分成内源 (内生、自生、盆内) 沉积和外源 (外生、他生、盆外、陆源) 沉积; (3) 沉积物堆积方式不同, 即是搬运沉积的或是残积的; (4) 按沉积岩生成的顺序 (即分异作用); (5) 按沉积岩形成时的动力条件和自然地理环境 (海、河、冰川、或风成的)。这些原则在分大类或亚类时都有可能应用到。

在欧美流行较广的是佩蒂庄的成因分类 (1957, 1975)。他将沉积岩分为外生沉积物和内生沉积物两大类, 亦即分别相当于碎屑沉积物与化学和生物化学沉积物。外生沉积物是指陆源和火山喷发的碎屑物质, 经机械搬运沉积而成, 亦即沉积物是来自沉积盆地以外的物源区; 而内生沉积物则是指在沉积盆地以内通过化学和生物作用从溶液中沉淀而成的。这种分类既考虑了物源, 对于沉积盆地有内源和外源的区分; 又考虑了沉积作用方式, 陆源碎屑和火山碎屑尽管来源不同, 但都是机械搬运沉积的, 因此归于一大类中, 而内生沉积物则是化学和生物作用的产物。该分类还分出了混合沉积, 不过将冰积岩单独列为一类是不必要的。每一大类进一步按成分、结构或成因细分。

塞利 (R.C.Selley, 1976) 的分类是首先分成自生沉积物和他生沉积物两大类, 再按成分和沉积作用方式细分 (表 2-9)。自生和他生在英文中有原地和异地的意思, 亦即自生沉积是指沉积物为原地产生原地沉积的, 例如沉积盆地内部沉淀形成或风化残积的; 他生沉积则

是指沉积物是由沉积场所以外的来源所供给。因此他将残积的红土和铝土岩放在自生沉积中。这种分类与佩蒂庄的分类近似。

表 2-9 塞利的沉积岩分类 (1978)

大 类	类
I. 自生沉积	化学沉积: 蒸发岩、石膏、岩盐等 有机沉积: 煤、石灰岩等 残余沉积: 红土、铝土岩等
II. 他生沉积	陆源沉积: 粘土、硅质碎屑砂、砾岩 火山碎屑沉积: 火山灰、凝灰岩、火山砂、集块岩

弗雷德曼和桑德斯 (G. M. Friedman 和 J. E. Sanders, 1978) 的分类是将沉积岩分为五类, 再归并为三大类, 即盆内岩石、盆外岩石和火山碎屑岩 (表 2-10)。这种分类的依据是按物源和沉积物的形成及堆积场所, 即凡组成沉积岩的颗粒形成于沉积盆地内并堆积下来的称作盆内岩石, 若组成沉积岩的颗粒形成于盆地外被搬运到盆地内堆积下来的称作盆外岩石。并将火山碎屑岩和陆源碎屑岩分列为二大类, 这比佩蒂庄和塞利的分类又进了一步。

表 2-10 弗雷德曼和桑德斯的沉积岩分类 (1978)

大 类	类
I. 盆内岩石	1. 碳酸盐岩: 石灰岩和白云岩 2. 自生岩: 蒸发岩、燧石、磷质岩、铁质岩、锰质岩 3. 碳质岩
II. 盆外岩石	4. 陆源岩: 砾岩和沉积角砾岩、砂岩、页岩和粉砂岩
III. 火山碎屑岩	5. 火山碎屑岩

由前述各分类的对比中可看出, 沉积岩的总分类趋向于按物源分类, 按物源的分类要比按沉积作用方式分类更合理些。近代沉积岩石学研究的大量资料表明, 机械搬运和沉积作用不仅存在于碎屑岩中, 也大量存在于化学和生物化学岩中, 甚至包括了蒸发岩。所以按沉积作用来划分沉积岩类型是不适应现代沉积岩石学的发展水平的。而沉积物来源的差别对于沉积岩的分类最有意义, 因为沉积物来源不同, 其成分和性质亦不同, 则其搬运和沉积的方式, 以及其成岩后生作用的方式和趋势也有所不同, 所形成的岩石的结构与构造以及其它性质都会有所差异, 也即沉积物来源是沉积岩全部历史的物质基础。

在我国地矿和石油系统有代表性的沉积岩分类见曾允孚等 (1986, 表 2-11) 和冯增昭等 (1991, 图 2-22)。

表 2-11 曾允孚等 (1986) 的沉积岩分类

基 本 类 型						附生类型
火山碎屑岩 (按结构细分)	陆源沉积岩		内源沉积岩			附生岩
	陆源碎屑岩 (按结构细分)	泥质岩 (粘土质岩) (按成分和固 结强度细分)	蒸发岩 (盐岩)	非蒸发岩	可燃性有机岩 (碳质岩)	
集块岩 火山角砾岩 凝灰岩	砾岩和角砾岩 砂岩 粉砂岩	高岭石粘土 (岩) 蒙脱石粘土 (岩) 水云母粘土 (岩) 泥 岩 页 岩	石膏、硬石膏 岩 石盐岩 钾镁盐岩	铝质岩 铁质岩 锰质岩 磷质岩 碳酸盐岩 硅质岩	煤 油页岩	铜质岩 沸石质岩 海绿石质岩 硫质岩 铀质岩

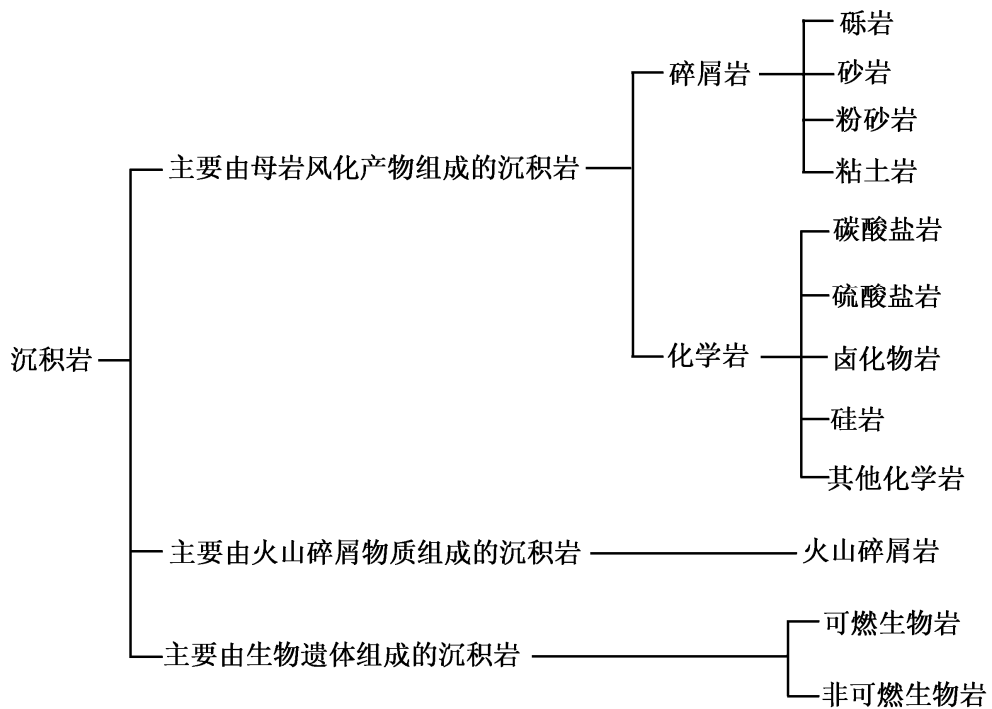


图 2-22 沉积岩基本类型的划分