

535019

沉积矿床的 地球化学

[美] J. B. 梅纳德 著

李清波、李永明等 译

冶金工业部天津地质研究院编辑部

一九八五年一月

沉积矿床的地球化学

(美) J . B . 梅纳德 著

李清波、李永明等 译

冶金工业部天津地质研究院编辑部

1985. 3

说 明

本书作者从矿物学、地球化学、岩石学等诸方面对沉积矿床的成矿机理作了较全面的论述。图文并茂,数据较丰富,论理清新。可供从事矿床地质的科研、教学和生产人员参考。

本书的第一章绪论,由李永明译;第二章铁,由李清波译;第三章铜和银,由陈爱民译;第四章铝和镍,由陈爱民、李永明合译;第五章锰,由李清波译;第六章铀,由朱钧瑞、李永明合译;第七章铅和锌,由李永明译;第八章火山沉积矿床,由沈承昕译。全书由李清波负责综合编校。在翻译过程中,得到了南京大学地质系冯祖钧副教授的指导和帮助,编辑出版过程中还得叶璇同志的协助,书中插图由本院绘图组清绘,在此表示感谢。由于水平有限,译文中有差错或不当之处,请批评指正。

—译者—

1985.3

Geochemistry of Sedimentary

Ore Deposits

J. Barry Maynard

沉积矿床的地球化学

(美) J. B. 梅纳德

目 录

第一章	绪 论	(1)
第二章	铁	(8)
第一部分	铁建造	(8)
矿物学		(10)
氧化物		(10)
碳酸盐和硫化物		(11)
硅酸盐		(11)
变质作用		(12)
次生富集		(13)
地球化学		(13)
岩石学		(22)
垂直层序		(26)
成因理论		(29)
第二部分	铁矿石岩	(32)
矿物学		(32)
氧化物		(32)
碳酸盐		(33)
硫化物		(33)
硅酸盐		(34)
地球化学		(35)
黄铁矿—菱铁矿		(35)
鲕绿泥石—海绿石		(37)
氧化物和氢氧化物		(39)
稳定同位素		(40)
岩石学		(41)
垂直层序		(43)
成因理论		(47)
第三章	铜和银	(52)
矿物学		(52)

地球化学	(52)
表生富集	(53)
矿床实例	(57)
结语	(70)
第四章 铝和镍	(71)
第一部分 铝	(71)
矿物学	(73)
地球化学	(76)
岩石学	(78)
垂直层序	(80)
成因理论	(83)
结语	(85)
第二部分 镍	(85)
矿物学	(87)
地球化学	(90)
岩石学	(94)
垂直层序	(94)
成因理论	(95)
结语	(96)
第五章 锰	(97)
矿物学	(98)
地球化学	(101)
岩石学	(106)
垂直层序	(108)
尼科波尔	(108)
摩洛哥	(110)
与铁建造有关的锰矿床	(112)
现代沉积物中的锰	(113)
现代沉积物中的锰结核	(113)
现代沉积物中的锰碳酸盐	(114)
结语	(115)

第六章	铀	(117)
	矿物学	(118)
	地球化学	(119)
	矿床实例	(123)
	结语	(144)
第七章	铅和锌	(145)
	第一部分 以碳酸盐岩为主岩的矿床	(145)
	密西西比谷型矿床	(145)
	阿尔卑斯型矿床	(148)
	爱尔兰的贱金属矿床	(152)
	讨 论	(158)
	第二部分 以碎屑岩为主岩的矿床	(158)
	Sullivan	(159)
	McArthur 河地区的矿床	(161)
	讨论	(164)
第八章	火山沉积矿床	(165)
	第一部分 离散板块边缘的矿床	(165)
	离散边缘: 现代实例	(165)
	离散边缘: 古代实例	(172)
	红 海	(176)
	第二部分 聚敛板块边缘的矿床	(182)
	聚合边缘: 现代实例	(182)
	聚合边缘: 古代实例	(185)

(参考文献略)

第一章 绪论

矿床在类型上达到了难以应付的限度，而且它们研究的问题几乎涉及地质学的所有分支。因此，想把经济地质的论题圆满地包括在一本书或一门课程中是困难的。在实践中常作某些限制。北美的地质学家们曾有过一种现已过时的倾向，即把经济地质与热液矿床的研究当成是同一语。有一个时期这种看法曾走向极端，硬说所有的矿床都是热液的。最近，沉积作用在矿床成因中的重要性已开始被重视，但是为了了解这些作用所需要的沉积学是很难与标准的经济地质课程统为一体的。我看解决这个问题的可行方法是遵循地质学的传统范围的划分。因之，人们可以火山学家的观点进而研究火山矿床，从沉积学家的观点进而研究沉积矿床。这样就能把矿床放在围岩的结构关系之内来处理，而不是将其当成孤立的实体。本书就企图充实对沉积矿床的这种想法。

绝大部分沉积矿床都是化学作用形成的，因此化学成矿作用就是本书的主题。所以我舍弃了砂矿。矿石的定义是金属的有经济价值的积聚，故我在本书中也不讨论非金属。非金属大都属蒸发岩成因，其沉积模式别处已有很好的报导（例如，Braitsch 1971）。其余的金属矿床形成一类程度不同的互相关连的矿床。这类矿床的沉积大都受Eh值梯度变化的控制。也就是说某一特定的金属在低Eh值溶解，然后在高Eh值时沉淀，或者与之相反。

那么，什么是沉积矿床呢？怎样把它们与同生矿床及层控矿床区别开呢？我所说的沉积矿床就是沉积作用形成的矿床。几乎所有的沉积矿床都是层控矿床，但是许多层控矿床是由热液作用形成的（见第七章）。同样，许多沉积矿床是同生矿床，即与围岩同时生成。但还有一类火山成因的同生矿床（见第八章），而且一些沉积矿石是后生的。因此下列划分是有用的（以Tourtelot 和Vine 1976年的划分方案为基础）。

沉积矿床：由沉积作用形成、而且是在近地表的低温、低压条件下形成。围岩是沉积岩或土壤。

层控矿床：产于基本平行的沉积岩之间，亦可在一个层内穿切。

同生矿床：与沉积物同时生成。铁矿与锰矿是沉积矿床的例子；日本黑矿型的Cu—Pb—Zn矿床是火山矿床的例子。

早期成岩矿床（同成岩矿床）：形成于沉积之后，但仍通过孔隙的扩散作用与上复的水体进行接触。现代沉积物中黄铁矿的硫就是这样得到的。

晚期成岩矿床：形成于沉积物与上复水体的物质交换中断以后，但其金属来源于矿床所在的地层序列之中。一些凝灰质岩石中的铀矿床具有这种成因（第六章）。

后生矿床：形成于沉积物固结之后，通常穿切岩层。金属来源于沉积系统的外部。因此这类矿床可分为两种。

地下水后生矿床：由地表冷水形成，新月（roll front）型铀矿床就是其一例。

热液后生矿床：通常由深部高于100℃的热液形成。一些以碳酸盐类为围岩的铅锌矿床即属此类矿床。

本书以相当篇幅介绍了矿床地球化学研究中的两个重要工具—稳定同位素及平衡图。业

已证明，稳定同位素、硫、氧、炭对沉积岩的研究价值不可估量，因此我试图将应用于沉积矿床的同位素资料总结起来。同位素在地质中的应用简介可参考Hoefs 的著作（1980）。我在这里仅重温一下有关同位素的原理。

稳定同位素的分析结果用 δ 值的范围来表示。即 $\delta = 1000 (R_{\text{样品}} / R_{\text{标准}} - 1)$ 。

R 为重硫和轻硫的比值，因此硫的同位素表示为 $\delta^{34}\text{S} / 1000 = ({}^{34}\text{S} / {}^{32}\text{S} / {}^{34}\text{S} / {}^{32}\text{S}_{\text{标准}}) - 1$ 。从硫同位素的表示式中可以看出，如果样品和标准的比率值相等， $\delta = \text{‰}$ 。样品中重硫多于轻硫， δ 值为正值；反之 δ 值就是负值。轻，负；重正；这些术语在使用中通常是可以互相变化的。就某个有意义的元素而言，其标准值是任意选定的。如选定Canyon Diablo 地区的陨硫铁为S 的标准。标准海水平均值为氧的标准。拟箭石为炭的标准。这些原始标准除海水以外皆已耗尽，因此都是用次级标准进行测定的。但是报导出来的结果又都是原始标准值。

在沉积岩系中经常遇到的是较宽的 δ 值范围，其表明分馏比较普遍。生物活动是硫和炭分馏的主要原因。水的蒸发与下降是氧的分馏的原因。图 1—1 中表明以 SO_4 的形式存在的硫、其 δ 值范围窄，在 $+2 \%$ 左右；但是沉积岩中大都以 FeS_2 的形式出现的硫的 δ 值范围大、多变、多负值是生物还原硫酸盐的结果。图 1—2 表明炭具有相似的生物效应。海洋碳酸盐的 δ 值为 ‰ 。（如以海洋化石中碳酸盐的炭作标准所估计的相近），但是生物物质，不管是活着的还是化石都具有较多的轻炭。因此根据所含的轻炭可以测定碳酸盐中由有机物氧化而成的炭。图 1—3 表示氧的同位素，其中雨水较海水含的轻氧多。这是由蒸发时轻氧被优先蒸发造成的（见Hoefs 1980、图31）。此外，温度对氧同位素也有影响。随着成岩作用的进行，温度增高，矿物中的氧趋于变轻。因此，研究氧同位素的关键就是区分矿物的形成时间。

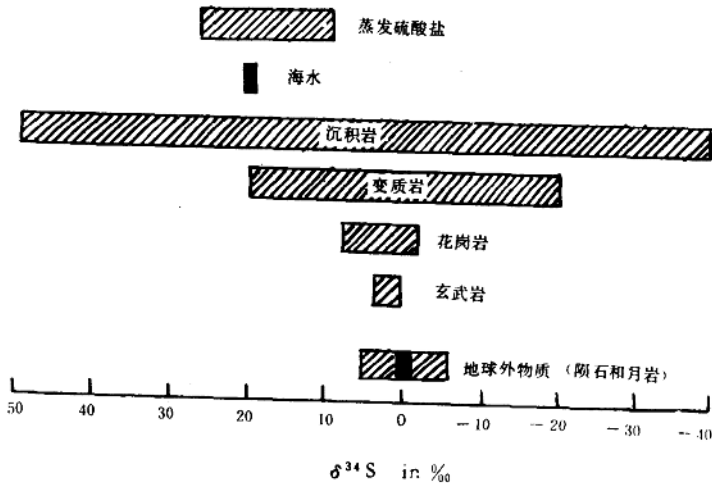


图 1—1：地质系统中S 同位素的范围。请看其显示的幔源硫和沉积硫化物的 δ 值的差别。

（Hoefs 1980，图12）。

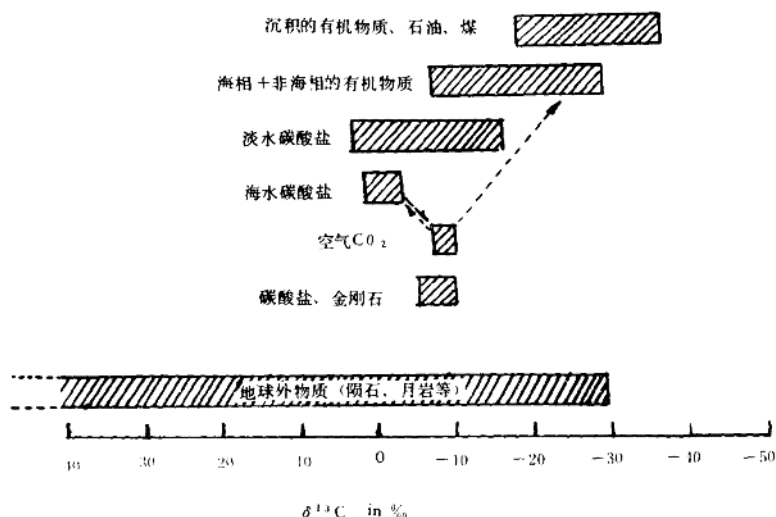


图 1—2：地质系统中碳的同位素。海水中碳酸盐碳较有机碳重，因此也比有机物氧化形成的碳酸盐碳重。

海水和沉积物中这些元素的同位素比值随时间而变，矿床中存在的同位素亦具此种效应。蒸发岩中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 的变化与同时代海水中 $\delta^{34}\text{S}$ 的变化一致。这些现象在一些文献中都有记载 (Holser 和 Kaplan 1966; Schildtowski 及其他人 1977; Claypool 及其他人 1980)。层控硫化物矿床硫同位素的曲线与海水硫同位素的曲线非常一致 (图 1—4) 为海水参与其成矿过程提供了有力的证据。Veizer 和 Hoefs (1976) 早就在文献中作过类似的报导，只是碳氧同位素的比值随时间的变化较小而已。Veizer 及其他人于一九八〇年指出，硫、碳的同位素曲线可以类比 (图 1—5)，这可能是构造，特别是海平面对处于还原的硫、碳的水体的控制造成的 (Mackenzie 和 Pigott 1981)。

两个短期作用也能影响矿体中的硫同位素。Schwarz 和 Burnie (1973) 发表一个模式。其中 (谈到沉积物里硫化物的硫同位素受盆地水与开放海水交换程度的控制。如果交换的迅速、彻底，那么硫变轻。因为细菌还原作用仅涉及总硫的一部分，而且轻硫 (^{32}S) 居多。反之，细菌就全部还原进入盆地的硫，产生与当时海水相近的正 δ 值。另外沉积速度也是一个控制因素 (Magnard 1980)。如果沉积迅速，细菌对硫酸盐的还原也相应的加速。高速还原时，细菌不能有效的分馏硫同位素，形成的硫化物的 δ 值偏正 (图 1—6)。看来，封闭的盆地这个条件对 Kupschiefer 页岩是重要的 (第三章)，沉积速度这个条件对阿帕拉契亚盆地的含铀页岩是重要的 (第六章)。

地质学家大都熟悉表示矿物相、温度、PH、Eh 值及流体成分关系的平衡图。Garrels 和 Christ (1965) 作的平衡图是用于沉积矿床研究的典范。(Frost (1981) 为这种图的原

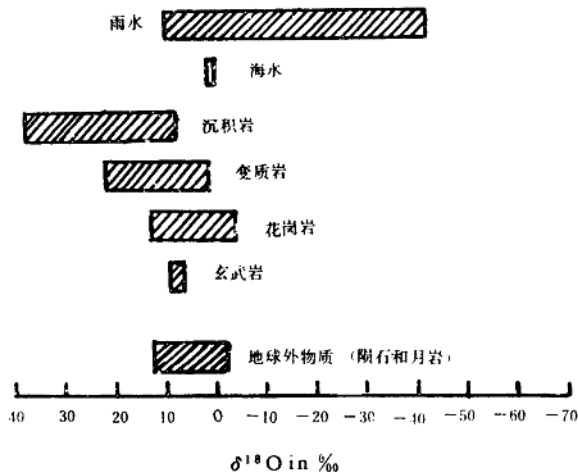
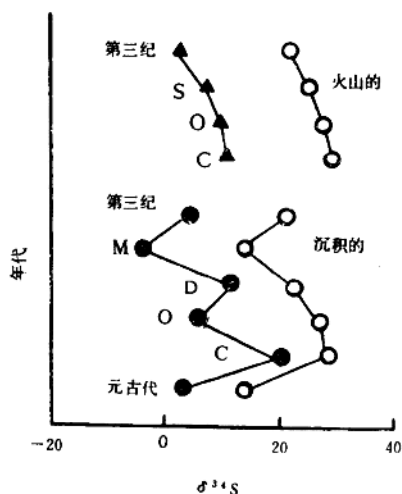


图 1—3：雨水的同位素通常较海水轻
(Hoefs 1980, 图10)。

图 1—4：蒸发岩和块状硫化物矿床的硫同位素
随时变显示相同趋势，表明硫化物中
硫大都来源于海水
(仿 Sangster 1968,
图 8)。



理作了简要的总结,是目前绘制这种图的参考。这里我想就平衡图的使用及制图的数据的来源作几点说明。任何热动力关系都只能用于平衡系统。然而,糟糕的是所研究的沉积岩中几乎不存在这种平衡系统。为什么本书中又采用了如此之多的平衡图呢?因为平衡图中的关系能够告诉我们某个系统中应该发生什么,能够提供该系统最接近(实际)的地球化学行为。然后把这种最接近的模式与客观结果比较,我们就能确定那些因素值得考虑。值得考虑的因素

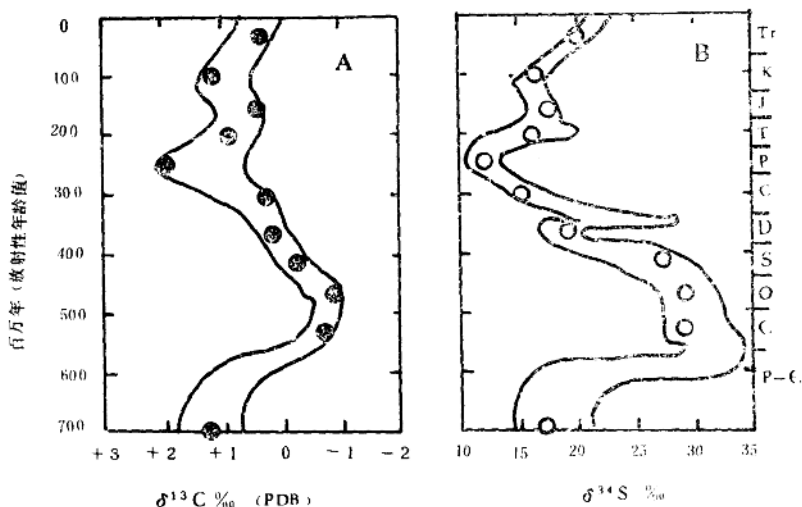


图 1—5: 碳酸盐和硫酸盐中碳、硫同位素随时代变化。下古生界岩石的炭轻, 硫重表明有大量的炭可用以沉积生成碳酸盐, 大量的硫可以用于形成黄铁矿。石炭纪以后的趋势是有机炭和硫酸盐硫增多。

(仿 Mackenzie 和 Pigott 1981, 图 3)

通常是各种反应的速度—这个至今为人所不甚了解的地球化学问题。我已发表了几篇锰、钍动力学的文章, 并且早就试图指出了能够用这种方法研究的一些范围。

矿物热动力学的数据仍处在变化不定的状态, 尤其含铝的矿物相。无论在什么地方, 只要有可能, 我都使用了 Robie 及他人 (1978) 编辑的资料。别的资料及图中远用的数据见附录。请注意本书遵循的国际惯例, 以焦耳 (或千焦耳) 记能, 而不是用卡。用于换算的因子是:

$$1 \text{ 焦耳} = 0.239 \text{ 卡}$$

同样, 将一个反应或平衡常数 (K) 和自由能的变化 (ΔGr) 联系起来的方程式:

$$\Delta Gr = RT \ln K$$

在 25°C 时改为:

$$\Delta Gr = -5.707 \log K$$

如果这个反应有氧化和还原, 还要用标准电极势 (E°),

$$\Delta Gr = 96.487 n E^\circ$$

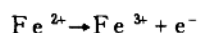
式中 n 为电子数, ΔGr 用千焦耳表示。这个关系式就可以同时并用于自由能变化的标准方程式:

$$\Delta Gr = \Delta Gf (\text{生成物}) - \Delta Gf (\text{反应物})$$

ΔGf 表示由元素生成的物质的自由能, 奈恩斯特方程:

$$Eh = E^{\circ} + (0.059/n) \log (a_{\text{氧化}}/a_{\text{还原}})$$

$a_{\text{氧化}}$ 和 $a_{\text{还原}}$ 分别表示被氧化和被还原的物质的活度，用以画出书中使用的平衡图。为了使用上述形式的奈恩斯特反应式时要使氧化物为生成物。例如：



注意电子总是写在右手一边。

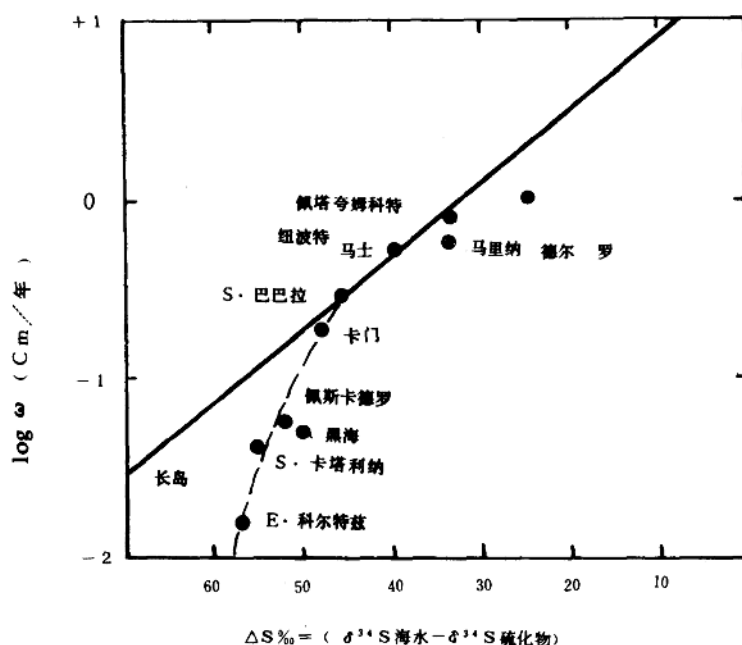
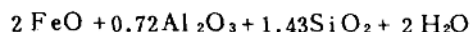


图1—6：海水和硫化物之间的硫的分馏随沉积速度的减小而增大，可也扩展到5‰左右

(Maynard 1980, 图2)。

在没有热力学资料的情况下，有几种方法可以得出近似值。在这方面我沿用了Tardy和Garrel (1974) 的方法，还参考了Lippmann (1977) 处理这些近似值的应急方法。Tardy和Garrel 的方法基本上是用已知的片状硅酸盐的自由能来估计 Al_2O_3 、 SiO_2 等层状硅酸盐晶格内的自由能，然后用这些数值以简单求和的方法计算出未知矿物的自由能。为了使用这种方法及本书中其它的自由能数值，有必要改正这些数值的数字，少量的计算出已知矿物的各种数值。用表1—1中的数值进行计算。例如，纯铁鲕绿泥石的成份是 $Fe_2Al_{1.43}Si_{1.43}O_5(OH)_4$ ，其形成自由能应该用氧化物和的式子进行推算：



那么自由能为：

$$2(-6.46) + 0.72(-383.2) + 1.43(-204.6) + 2(-57.8)$$

$$= 81.528 \text{ kcal 或 } 3402.85 \text{ kJ}$$

如果矿物含镁，首先尽量配成 $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ，然后再配成 MgO 。

表 1—1：用于以 Tardy 和 Garrel (1974) 方法计算层状硅酸盐自由能的不同氧化物硅化的自由能

	Kcal	Kj
K_2O	- 184.32	- 771.21
Na_2O	- 162.8	- 681.2
MgO	- 151.51	- 633.9
CaO	- 171.0	- 715.5
Fe_2O_3	- 177.50	- 742.68
FeO	- 64.6	- 270.3
Al_2O_3	- 383.2	- 1603.3
SiO_2	- 204.6	- 856.1
H_2O	- 57.8	- 241.8
$\text{Mg}(\text{OH})_2$	- 201.7	- 843.9
K_2O 交换	- 184.32	- 771.27

这种计算只能求出矿物形成自由能的大概近似值，但是亦经常求得合理值。因此对一些熟知的自由能数值也要牢记这种不确定性。即使轴上的参考数值的绝对值具有某种程度上的不确定性，用这种方求得的数字亦可有把握的用于建立平衡图的拓扑学。所以可以对矿物之间的关系进行探索，但在对观察的矿物集合体与测试及推断的水化学进行比较时有一些限制。

第二章 铁

人们已经从各种各样的矿床中开采铁矿石，但目前所生产的铁几乎都是来源于两种类型的铁矿床：条带状含铁建造型和鲕状铁石岩型。条带状含铁建造大都是前寒武纪岩石，由石英和铁矿物的相间条带组成。条带状含铁建造型又可分为两种（Gross 1980）：阿尔戈马型和苏必利尔湖型。前者矿床规模较小，且明显与火山共生；后者矿床规模较大，产于大陆架且与正英岩—碳酸盐共生。阿尔戈马型主要产于太古代，但在巴瑟斯特（加），新不伦瑞克（西德）的奥陶系地层中也发现有这种类型的矿床，爱尔兰Tynagh地区与铅锌共生的铁矿也可能是这种类型的矿床。相比之下，苏必利尔湖型铁矿仅局限于距今二十亿年以前的一段特殊的时间里。鲕状铁石岩型比含铁建造型具有更多的碎屑岩组合，含Al亦较高；其最突出的沉积结构是由赤铁矿或鲕绿泥石组成的鱼鳞石；不具条带，燧石稀少；从元古代到上新世的各时代地层里都发现有这类矿床。

据一九七〇年的统计，这两种类型的铁矿约占世界产量的90%以上。其中苏必利尔湖型铁矿石约占65%（Gross, 1970）。当时鲕状铁石岩型矿石约占20%。但目前这个比例已下降，英国产于侏罗系的鲕状铁石岩型的最后一批矿山，到一九八〇年已濒临关闭。澳大利亚分布广、规模大的苏必利尔湖铁矿床目前正在进行开采，从而代替了一些较小的矿床，这样就使苏必利尔湖型铁矿占现在铁矿产量的75%以上。其占优势的原因之一是高炉用料方面的变化。以前唯一能够利用的是经过自然淋滤作用去 SiO_2 而变富的矿石（即可以直接装船的矿石）。自从一九五五年采用了球团技术之后，由于这种球团船运费用及高炉冶炼的能耗低，入炉的矿石也改变成了人工富集的燧石铁英岩（Kakela 1978）。

由于这两类铁矿的化学和沉积背景的不同我们将分别讨论含铁建造和鲕状铁石岩。但首先研究铁在地壳中分布的一些情况是非常有意义的。

铁的丰度在Si和Al之后，居第三位。所以铁是大多数岩石的组成成份（表2—1），且铁矿石就是含铁高的岩石。这些含铁岩石的形成取决于氧化的状态：即铁在还原条件迁移，在氧化条件下沉淀。因此，如果有通道可循的话，铁将从低氧地区向高氧地区迁移。值得注意的是在表2—1中火成岩的全铁虽然不同，但其 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 的值却基本相同。沉积岩与此相反，呈现一个较宽的氧化范围，表明存在氧化电位不同的环境。所以在沉积物中铁的富集作用有着很大的潜力，而且几乎所有的铁矿都是沉积形成的。我们还将看到许多别的沉积矿床中金属的富集也取决于氧化还原的梯度。

第一部分 铁建造

几乎每个大区的前寒武纪岩石皆有含铁建造。特别是澳大利亚的哈默斯利盆地，南非的德兰士瓦，北美的苏必利尔湖和拉布拉多地槽等地区的矿床都已有详细描述。对于这些岩石，目前还没有通用的术语。使用最普遍的术语是含铁建造（IF），主要指的是前寒武纪的

表 2—1：铁在一般岩石中丰度

	FeO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$
火成岩			
碱性—橄辉玄武岩	7.9	4.2	0.35
拉斑玄武岩	9.5	3.2	0.25
花岗闪长岩	2.6	1.3	0.33
花岗岩	1.5	0.8	0.35
沉积岩			
砂 岩			
石英砂岩	0.2	0.4	0.57
岩屑砂岩	1.4	3.9	0.73
粗砂岩	3.5	1.6	0.31
长石砂岩	0.7	1.5	0.68
页岩和板岩			
红 色	1.26	5.36	0.81
绿 色	1.42	3.48	0.71
黑 色	4.88	0.52	0.10
海 水		0.007 ppm	

资料来源：Wedepol, 1969, 表26—K—2, 26—K—3; Wedepohl 1971a 表6.2, 8.1, 12.2

含铁燧石岩：条带状含铁建造(BIF)一般用于由二氧化硅和铁矿物所组成的具明显条带状的各种岩石。而鲕状铁石岩主要用于显生宙的含铁、铝不含燧石的鲕状岩石。

在讨论这些岩石的矿物学和地球化学方面，使用的一种最简单的方案是 James (1954) 的相分类法。他以主要的铁矿物为基础，将含铁建造分为四种类型：氧化物（赤铁矿或磁铁矿）、碳酸盐（菱铁矿或铁白云石），硅酸盐（铁蛇纹石，黑硬绿泥石、铁滑石），硫化物（主要是黄铁矿）。在不同的地方，上述各相所占的比例是不同的，在苏必利尔湖型的矿石中硫化物相是很不发育的。应该认识到这些相不是通常所说的单纯沉积系列中的相，因为这些相中的大多数矿物是在成岩期间发育形成的（Dimorth 和 Chauvel 1973, Chauvel 和 Dimorth 1977）。特别是氧化物相的出现并不是岩石沉积于靠近封闭的盆地边缘的充分证据（Walker 1978）。然而，只要一种沉积物对成岩变化的反映主要是原始沉积特征，诸如炭的总量的函数，则这些相至少是原始沉积作用的反映。因此，我们将用它作为基本格架。

矿物学

氧化物

含铁建造矿物学方面的主要问题是以研究其中两种最普通的氧化物—赤铁矿和磁铁矿的成因时所显示的那样, 确定岩石历史上各种矿物发育生成的阶段。Dimorth 和 Chauvel (1973) Dimorth 和 Chauvel (1973) 主张含铁建造中的原始相是菱铁矿, 隐晶质的 SiO_2 (硅酸盐的母体) 以及吸附有含水的铁氧化物的隐晶 SiO_2 。成岩过程包括这些矿物之间及其与外部增加的 O_2 , 或者与细粒岩石之间的有机物质之间的反应, 形成了现在所见到的磁铁矿、铁白云石如铁硅酸盐。但是, Klein (1973, 1974) 用许多相同的岩石资料坚持磁铁矿和铁碳酸盐, 如铁白云石和菱铁矿都是原始的相, 系相同矿物的细粒集合体重结晶作用形成的。这两种途径形成的磁铁矿从结构上是难以区分的。它们的区别在于 Klein 认为在沉积物成岩作用的早期存在一个封闭系统, 而 Dimorth 和 Chauvel 却认为层间存在有 O_2 或 Fe^{2+} 的迁移。现在的沉积物及年轻的、未变质的沉积物中缺失自生相的磁铁矿, 表明含铁建造中的磁铁矿实际是晚期成岩阶段的产物, 是在较高的温度下形成的, 不然就是前寒武纪早期成岩阶段具有一种与现代不同的、有利于磁铁矿形成的条件。

表 2—2 电子探针确定的铁建造中的普通矿物的分子式, 明尼苏达
和拉布拉多矿床是苏必利尔型, 西澳是阿尔戈马型

	Fe	Mg	Al oct	Al tet	Si	O	OH	源
硅酸盐								
铁蛇纹石								
明尼苏达	4.87	0.56	0.06	—	4.24	10	8	1
拉布拉多	5.26	0.38	0.24	—	4.00	10	8	2
西澳	4.94	0.52	0.20	—	4.12	10	8	5
绿泥石								
明尼苏达	3.33	1.32	1.26	1.04	2.96	10	8	1
拉布拉多	4.00	1.35	0.85	1.25	2.75	10	8	3
西澳	3.62	1.11	1.28	1.36	2.64	10	8	5
黑硬绿泥石								
明尼苏达	2.52	0.39	0.11	0.35	3.65	9.8	2.2	1
拉布拉多	2.16	0.52	0.16	0.25	3.75	10	2	2
西澳	2.36	0.30	0.01	0.38	3.62	9.0	3.0	5
铁滑石								
明尼苏达	1.40	1.60	—	—	4.00	10	7	1
拉布拉多	2.65	0.35	—	0.05	3.95	10	2	2
西澳	2.34	0.63	0.03	0.04	3.96	10	2	5

表 2—2 (续)

	Fe	Mg	Mn	Ca	CO ₃
碳酸盐					
菱铁矿					
明尼苏达	0.79	0.03	0.14	0.04	1.00
拉布拉多	0.70	0.06	0.21	0.03	1.00
西德	0.81	0.05	0.12	0.02	1.00
铁白云石					
明尼苏达	0.52	0.06	0.34	1.08	2.00
拉布拉多	0.54	0.08	0.36	1.02	2.00
	Fe	As	S		
硫化物					
磁黄铁矿	47.3	—	52.7		
砷黄铁矿	33.7	30.2	36.1		

资料来源: 1. Floran and papike (1975)

2. Klein (1974)

3. Klein and Fink (1976)

4. Klein (1978)

5. Gole (1980)

碳酸盐和硫化物

在含铁建造中, 菱铁矿可能是最普通的矿物。其次, 就是白云石。但是, 在薄片中之难以区分这两种矿物。这就可能导致对铁白云石总量估计的严重不足。大多数的工作者都确信这些碳酸盐在沉积物—水的分界面附近形成, 但据报导其 $\delta^{13}\text{C}$ 值要比同期的方解石和铁白云石负的多, 前者约为 10‰, 而后者为 $-2 \sim +2$ ‰ (Breckner 和 Clayton, 1972, Perry 等人 1973)。这种轻碳无疑都是有机物质分解出来的, 因而认为含铁的碳酸盐是在晚期于沉积物与水的分界面之下形成的, 但很可能形成于完全固结之前。显微探针的分析结果表明有相当数量锰的交代作用, 有时菱铁矿中也有锰 (表 2—2); 白云石和铁白云石是富含铁的, 含铁的最大值可达 0.65 克分子。对含铁建造的硫化物很少有描述。Gole (1980) 发表澳大利亚太古代铁矿中硫化物的两个分析结果 (表 2—2), 但是还需有更多数据进行对比。

硅酸盐

对于以前的硅酸盐工作 French (1973) 曾作过评述。最普通的矿物是铁蛇纹石 (一种 $7\text{ \AA}$ 与蛇纹石相类似的矿物)、黑硬绿泥石 (一种类似于滑石结构的矿物, 且能容纳大量的 Fe^{3+})